

Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн)

В. В. Верба, Г. П. Аветисов, Т. В. Степанова

ВНИИОкеангеология

Л. Е. Шолпо

ИЗМИРАН, Санкт-Петербург

Аннотация. В статье приводятся данные о рельефе подводного хребта Книповича, о его сейсмичности и характере распределения землетрясений. Дано описание аномального магнитного поля хребта Книповича в сравнении с магнитным полем хребтов Северной Атлантики. Приведены результаты лабораторных исследований химического состава базальтов и их магнитных параметров. Образцы отобраны в рифтовой долине хребта. На основе совместного анализа всей совокупности геолого-геофизических материалов сделан вывод, что хребет Книповича развивался в условиях косоугольного спрединга с преобладанием сдвиговой компоненты. На современном этапе развитие хребта Книповича идет в условиях медленного спрединга. Специфика химизма и магнетизм базальтов отражает влияние контаминации сиалической коры, свойственной начальным этапам растяжения по афарскому типу. Выплавление магмы происходило на малых глубинах.

Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ) является составной частью Арктического мегабассейна и расположен между спрединговыми структурами Северной Атлантики на юге и Евразийского бассейна на севере. Осевой структурой северной части Норвежско-Гренландского бассейна является хребет Книповича. В системе срединно-океанических хребтов Северной Атлантики и Арктики он занимает промежуточное положение между хребтами Мона и Гаккеля, где начало спрединга датируется 24 магнитной аномалией, т.е. приблизительно 60 млн лет [Vogt, 1986; Vogt and Kovacs, 1982]. В целом, спрединговая природа Норвежско-Гренландского бассейна не вызывает сомнений, благодаря наличию главных признаков раздвижения. В то же время исследователи расходятся относительно геодинамики хребта Книповича, что вызвано следующими его геофизическими характеристиками.

Хребет Книповича меняет свое простирание по-

чти на 90° между хребтом Мона и Шпицбергенской зоной разломов. В отличие от первого он занимает резко асимметричное положение в Гренландском море и смещен к Баренцевоморской континентальной окраине. В поперечном сечении хребет также явно асимметричен – его западный фланг значительно шире восточного, на нем выделяется 6–7 град, тогда как на восточном лишь три градуса (рис. 1).

Линейность рифтогенного пояса землетрясений над хребтом Книповича резко нарушена, скорее можно говорить о трех участках повышенной сейсмичности, между которыми очевидны явные зоны ослабления активности (рис. 2). Данные по фокальным механизмам землетрясений свидетельствуют о своеобразии тектонического режима этого сегмента срединно-океанического хребта. В отличие от режима нормального сброса, достаточно уверенно устанавливаемого на хребте Мона, здесь при наличии заметной сбросовой составляющей тем не менее весьма существенна, а во многих случаях преобладает сдвиговая компонента [Аветисов, 1996].

Магнитное поле северной части НГБ резко отличается от поля типично спрединговых хребтов Мона и Гаккеля. Здесь преобладает мозаичный тип аномального магнитного поля с отчетливо выраженным

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00047.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 1 февраля 2001.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00047/RJE00047.htm>

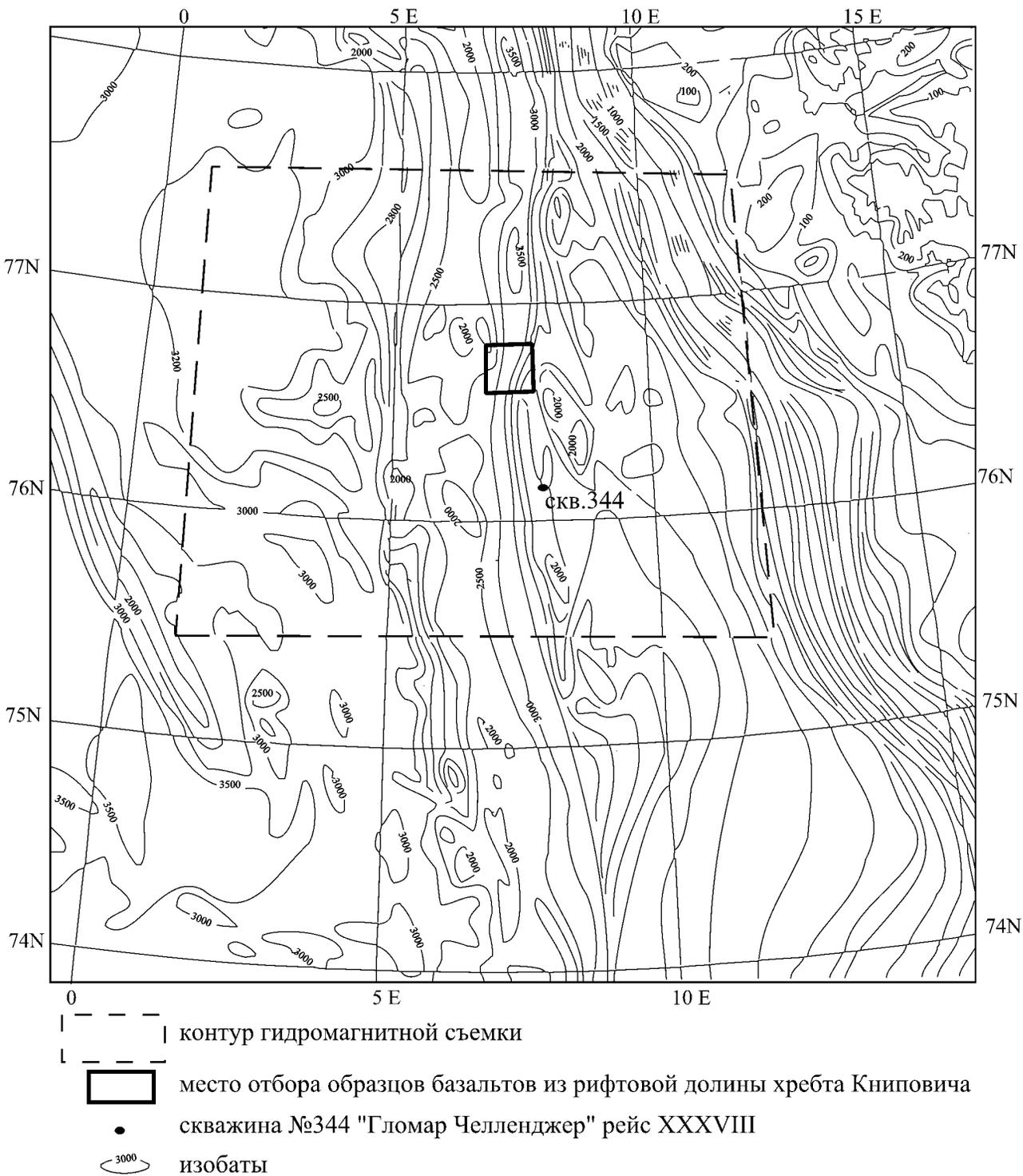


Рис. 1. Фрагмент батиметрической карты Северо-Норвежско-Гренландского моря 1994, N. Z. Cherkis, P. R. Vogt. м-б 1:300 000. Полярная стереографическая проекция по широте 71°N.

северо-западным простиранием аномалий. Спрединговый тип аномалий имеет локальное распространение, пространственно совпадая с геоморфологической структурой хребта Книповича. Ширина зоны

спрединговых аномалий уменьшается с юга на север от 250 км у Гренландского порога до 25 км у Шпицбергенского [Верба, 1998].

На основе интерпретации материалов гидромаг-

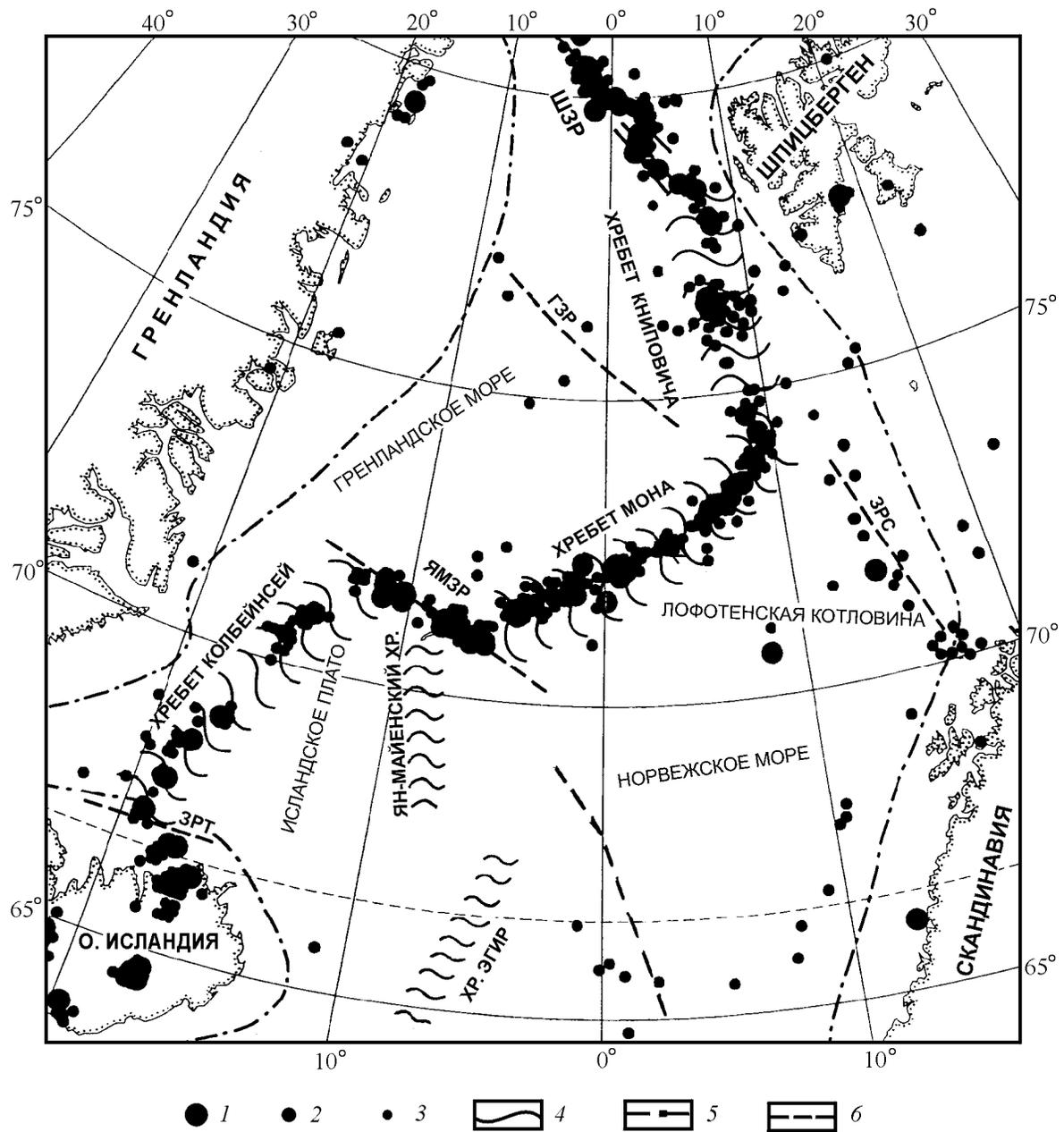


Рис. 2. Эпицентры землетрясений и главные структурные особенности дна Норвежско-Гренландского бассейна и прилегающих регионов.
 Землетрясения разной магнитуды: 1- $M > 6$; 2- $5 < M < 5,9$; 3- $4 < M < 4,9$.
 Структурные элементы: 4 – подводные хребты; 5 – граница континентального склона; 6 – зоны разломов (ЗРТ – Тьорнес, ЯМЗР – Ян-Майенская, ГЗР – Гренландская, ЗРС – Сенья, ШЗР – Шпицбергенская).

нитной съемки масштаба 1:500 000 Десимон, Карасик [1979] пришли к выводу, что хребет Книповича является осевой, срединной структурой спрединга в НГБ, а его развитие в последние 32 млн лет прошло согласованно с раскрытием Евразийского бассейна. Эти исследователи высказали также предположение о возможном существовании второго центра спрединга в НГБ, что по их мнению могло бы объяснить появление всего объема новообразованной океанической литосферы на пространстве океанического дна между Гренландским и Баренцевским шельфами.

ложение о возможном существовании второго центра спрединга в НГБ, что по их мнению могло бы объяснить появление всего объема новообразованной океанической литосферы на пространстве океанического дна между Гренландским и Баренцевским шельфами.

Последующие исследования, однако, показали, что геодинамическое положение этого хребта значительно сложнее и что в его развитии принимали участие не только раздвиговые движения, но и сдвиговые [Myhre et al., 1988]. Возраст тектонических движений, сформировавших структуру этого хребта, всеми исследователями предполагался неодинаковым, на юге хребта, определялся исходя из его спрединговой природы. На юге хребта спрединг начался не позднее начала палеогена (24 аномалия), в центральной части хребта не позднее начала неогена (13 аномалия), а на севере возраст спрединга остается неясным и условно датируется 5–6 аномалией (10 млн лет) [Myhre et al., 1988; Vogt, 1986]. Предпринятые нами исследования, по нашему мнению, позволяют в определенной мере прояснить вопрос о характере геодинамических процессов в пределах хребта на позднем этапе его развития и глубинности магматического очага, обеспечивающего излияние базальтов.

Наше исследование базируется на анализе магнитного поля, сейсмологических данных, петрографическом и химическом изучении состава новых образцов базальтов из рифтовой долины хребта Книповича и лабораторных исследованиях их магнитных свойств.

В пределах хребта Книповича в районе $75^{\circ}30' - 77^{\circ}30'$ с.ш. уверенно выделяется только три линейных положительных аномалии величиной 100–200 нТл, за исключением локального максимума в 800 нТл, вызванного подводной горой. Большое своеобразие рисунку аномалий придает система трансформных разломов, из-за которых они приобретают кулисообразный вид. Характерно также, что на всем протяжении хребта Книповича спрединговые аномалии отличаются низкими значениями напряженности магнитного поля – не более 100–200 нТл. Эта особенность АМП заслуживает особого внимания, поскольку такие же низкие значения присущи и хребту Гаккеля, который характеризуется низкой скоростью спрединга, и, напротив, не свойственна другим хребтам Северной Атлантики – Мона, Колбейнсей и Рейкьянес. Скорость разрастания океанической коры на хребте Книповича по оценке Vogt and Kovacs [1982], с которой хорошо согласуются более поздние данные Карасика [1985], а также Crane et al. [1982], изменяется в пределах 0,15–0,49 см/год. Для сравнения отметим, что интенсивность магнитных аномалий 1–5 в пределах хребтов Мона, Колбейнсей и Рейкьянес колеблется в интервале 1500–2500 нТл, т.е. на порядок выше, чем над хребтом Книповича, а спрединг в этих частях Атлантического океана отличался высокой скоростью – порядка 1,3–2,0 см/год. Из этого сравнения вытекает предположение, что магнитные свойства базальтов океанических хребтов и, следовательно,

их химизм, связаны со скоростью спрединга прямой функциональной связью.

Действительно, это предположение находит хорошее подтверждение в данных петрологических исследований. В настоящее время химический состав базальтов Атлантики и НГБ изучен едва ли не подробнее всех базальтов Мирового океана. По данным Харина [1993] в пределах этой провинции по распределению железа, марганца и щелочей выделяется два типа базальтов: железистые и магнезиальные. Матвеенков [1983], исследуя морфологию лав и петрологию базальтов срединных хребтов Атлантики и НГБ, установил связь скорости спрединга хребтов с химизмом подушечных лав. Для хребтов с низкой скоростью спрединга, а именно к таким относится хребет Книповича, типично развитие базальтов с низким содержанием железа. В хребтах с высокими скоростями спрединг более 3 см/год, возрастает содержание TiO_2 и FeO, к таким хребтам в НГБ и Атлантике относятся хребты Мона, Колбейнсей и Рейкьянес. Следовательно, низкая скорость спрединга предопределила химизм базальтов второго океанического слоя хребта Книповича и по классификации Матвеенкова [1983] и Харина [1993] они относятся к магнезиальным базальтам.

По данным Печерского, Тихонова [1983] именно эта группа океанических базальтов отличается пониженными значениями магнитных параметров. И, как следствие этого, создает слабые магнитные аномалии, что и наблюдается в реальной картине аномального магнитного поля хребта Книповича.

Для получения конкретных данных, которые бы могли дополнительно подтвердить этот вывод, нами были выполнены аналитические исследования химизма и магнитных свойств базальтов, поднятых Г. А. Черкашевым при драгировании на полигоне в рифтовой долине хребта Книповича в ходе работ международных геолого-геофизических экспедиций 1996 и 1998 годов, и любезно предоставленных в наше распоряжение (рис. 1, табл. 1).

Полигон размером примерно 15×15 миль располагался на оси хребта между 77 и 76° с.ш. и 7 и 8° в.д. Пробы отбирались драгами в рейсе НИС “Профессор Логачев” (1996) (9 станций) и с ПОА “Мир” в рейсе НИС “Академик Келдыш” (1998) (4 маршрута). Место пробоотбора пространственно совпадает с осевой магнитной аномалией хребта, но в более детальном плане пункты пробоотбора в геоморфологическом отношении несколько отличаются.

Петрографическое изучение базальтов и аналитические определения их химического состава были выполнены во ВНИИОкеангеология (табл. 1). Они показали, что на изученном сегменте хребта Книповича выделяются два типа базальтов, отличающихся морфологией, особенностями состава и, воз-

Таблица 1. Образцы океанических базальтов из рифтовой долины хребта Книповича из коллекции Г. А. Черкашева (ВНИИОкеангеология)

№	№ штуфа	Координаты		Глуб. м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	(ΔT) ₀ нТл
		широта	долгота													
1996 г. – НИС “Профессор Логачев” (оливин-плагиофировые базальты 1-го типа)																
1	60/2	7°27.03' E	76°46.66' N	3340	51,6	1,19	18,37	0,2	6,41	10,36	7,83	0,14	0,59	2,72	0,11	250
2	57/2	7°20.57' E	76°37.91' N	3000	51,6	1,34	17,13	0,55	7,81	9,51	7,67	0,15	0,33	2,92	0,11	500
3	68/1	7°22.25' E	76°47.53' N	3450	52,1	1,27	17,13	0,52	6,66	9,98	7,84	0,13	0,48	2,86	0,18	250
4	65/1	7°25.10' E	76°49.01' N	3300	52,0	1,28	16,68	0,08	6,7	9,9	9,03	0,14	0,47	2,92	0,18	210
5	55/2	7°14.51' E	76°37.00' N	2540	51,55	0,92	20,51	0,58	5,98	8,5	7,67	0,14	0,25	2,69	0,11	600
1998 г. – НИС “Академик Келдыш” (плагиоклаз-оливинофировые базальты 2-го типа)																
6	3783/5	7°22.32' E	76°47.80' N	3520	52,7	1,34	15,18	1,8	6,6	9,71	8,12	0,11	0,33	3,07	0,27	240
7	3786/3	7°21.25' E	76°47.66' N	3422	52,2	1,48	15,07	1,57	7,49	9,76	7,76	0,13	0,36	3,02	0,24	240
8	3783/3	7°21.70' E	76°43.38' N	3522	52,9	1,28	15,82	0,69	7,05	10,52	7,61	0,11	0,41	2,9	0,12	240
9	3792/3	7°19.79' E	76°47.19' N	3514	52,15	1,28	16,34	0,58	7,38	10,41	7,67	0,12	0,41	2,99	0,21	220

можно, возрастом. Базальты первого типа (оливин-плагиофировые), чаще приуроченные к вулканическим поднятиям обычно представлены фрагментами пиллоу-лав. Характерны порфиновые (до крупнопорфиновых) и серийно-порфиновые структуры. Во вкрапленниках отмечаются оливин (Fo₈₂₋₉₀) и битовнит-анортит. Оливин идиоморфный, его размер достигает 1 мм, а количество 5%. Плагиоклаз вкрапленников обычно идиоморфный, крайне редко корродированный. Его размер достигает 5 мм, а количество 15–20%. Структуры основной массы метельчатые, сноповидные, перистые. В закалочных зонах витрофировые, под ними вариолитовые, а в центре подушек – интерсертальные. Микролиты полевого шпата разновеликие, но как правило, больше 0,1 мм. Плагиоклаз и метельчатый пироксен присутствуют примерно в равных количествах, стекла мало.

Базальты второго типа (плагиоклаз-оливинофировые) распространены более ограниченно и приурочены к подножию вулканической террасы в зоне недавней тектонической и вулканической активности. Среди морфологических разновидностей преобладают трубы и покровы, встречаются специфические вулканические брекчии, содержащие большое количество уплотненного осадка. Для этих базальтов характерны мелкопорфировые и гломеропорфировые структуры с преобладанием оливина во вкрапленниках, размер которых не превышает 0,5 мм, а количество 2–3%. И оливин и плагиоклаз, как правило, идиоморфны. Состав оливина (Fo₈₃) аналогичен первому типу, а плагиоклаз более кислый и отно-

сится к андезину. Структура основной массы различается в морфотипах. Для покровных базальтов характерны гиалопилитовые структуры. Комбинированная структура основной массы с дендритовыми, вариолитовыми, мозаично-паркетными и гиалопилитовыми участками характерна для лавовых труб.

В протолочках базальтов (во фракции песчаной размерности) были встречены выделения самородного железа, в составе которого отмечается присутствие больших (до 15%) количеств марганца.

По химическому составу выделенные типы базальтов четко различаются между собой. Базальты первого типа сравнительно богаче Al, Mg, Mn, а второго – практически всеми остальными породообразующими (кроме K) и малыми элементами.

Хотя выделенные два типа базальтов четко различаются по строению и составу, но различия эти незначительны по сравнению с уникальной спецификой состава, свойственной данному сегменту хребта Книповича в целом. Все базальты относятся к обогащенным толеитам типа E-MORB. Содержания щелочей в них, особенно K, выше чем в типичных N-MORB. Специальные определения показывают обогащение их крупноионными элементами, такими как Ba (64 г/т в первом типе и 42 г/т во втором), Sr (159 и 133 г/т), Rb (7,4 и 11,8 г/т). Характерны высокие содержания PЗЭ, особенно легких (La – 9,3 и 30,5 г/т) и высокое La/Yb отношение (4,6 и 7,1). Отношение радиогенных изотопов Sr также подтверждает этот вывод (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,7033). Базальты обоих типов, в отличие от толеитов Океана, обладают повышенными содержаниями SiO₂ (до

Таблица 2. Магнитные свойства базальтов из рифтовой долины хребта Книповича (рейс НИС “Академик Келдыш”, 1998 г.)

№ штуфа	H_{cR} , Э	H_{cR}/H_c	J_{Rs}/J_s	F	N_T	J_n	T_c , °C	J_n/J_{ri}
3785-5	120	1,70	0,29	0,37	0,14	5,0	120	3,3
3786-3	430	1,4	0,52	0,10	0,5	5,5	160	7,3
3783-3	490	1,12	0,66	0,12	0,37	20	200	7,7
3792-3	520	1,10	0,64	0,09	0,30	16	210	6,7

52,9%) и очень низкими (для первого типа даже уникальными) концентрациями Fe_2O_3 (в основном менее 1%).

Образцы закалочного стекла, исследованные Н. М. Суцевской и другими в лабораториях ГЕОХИ, по химическому составу относятся к толеитам, но отличаются повышенными содержаниями натрия и пониженными – железа по сравнению с толеитами других сегментов северной провинции Срединно-Атлантического хребта.

Специфика магматизма хребта Книповича сравнительно с другими сегментами отчетливо проявлена вариациями дискриментальной функции D, позволяющей относить стекла к типам TOP-1 и TOP-2 [Суцевская и др., 1983], и Na_8 , который рассчитывается по формуле, приведенной в работе [Klein and Langmuir, 1987] и напрямую коррелирует с глубиной и интенсивностью плавления. Породы хребта Книповича имеют $D > 258$ и, следовательно, соотносятся с типом TOP-2, типичны для современных рифтовых зон океана и отличны от северной провинции САХ, где распространены стекла типа TOP-1. Значения Na_8 для стекол хребта Книповича больше 3, что соотносится с наименее глубинным Na-типом толеитов. Выявление подобной провинции TOP-2 и Na-TOP на фоне распространения более глубинных толеитов может маркировать границу действующего глубинного плюма в районе Исландии. По отношению K/Ti и La/Sm базальты соотносятся со слабообогатненным источником. Таким образом, пер-

вичные расплавы хребта Книповича образовались при наименее глубинном плавлении слабодеплетированной мантии в ходе динамического плавления и маркируют более холодный участок океанической литосферы.

Исследования магнитных свойств базальтов проводились Л. Е. Шолпо в лаборатории СПбФ ИЗМИРАНа (табл. 2 и 3). Прежде чем рассмотреть результаты проведенных исследований, в кратце напомним об основных особенностях и магнетоминералогических характеристиках пиллоу-базальтов, а также о некоторых элементах методики лабораторных исследований.

Хорошо известно, что ферримагнитные свойства базальтового слоя 2А обусловлены присутствием в них, главным образом, низкотитанистого титаномагнетита (ТМ), $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ [Вахье, 1976; Глеваская, 1983; Природа..., 1996]. Температура Кюри (T_c) ТМ варьирует в зависимости от его “титанистости”. В молодых океанических базальтах преобладает ТМ с $x=0,55$, что соответствует $T_c = 170^\circ C$.

Известно также, что даже в пределах отдельных глыб (фрагментах) пиллоу-базальтов магнитные параметры далеко не однородны и закономерно изменяются по мере удаления от поверхности глыбы к центральной ее части. Эти параметры отражают неоднородность пиллоу-лав по степени кристаллизации, т.е. по скорости остывания лав [Глеваская, 1983; Печерский, 1975], по размерам зерен ТМ. Внешняя зона в глыбах – от 1 мм до 1 см – состоит из

Таблица 3. Магнитные свойства базальтов из рифтовой долины хребта Книповича (рейс НИС “Профессор Логачев”, 1996 г.)

№ штуфа	H_{cR} , Э	H_{cR}/H_c	J_{Rs}/J_s	F	N_T	J_n	T_c , °C	J_n/J_{ri}
60/2	210	1,2	0,50	0,20	0,30	13	130	6,2
57/2	300	1,25	0,57	0,18	0,28	16	160	8,6
68/1	380	1,2	0,67	0,11	0,30	30	170	–
65/1	480	1,42	0,52	0,09	0,44	3,9	160	4,2
55/2	800	1,46	0,55	0,06	0,27	4,0	250	6,4

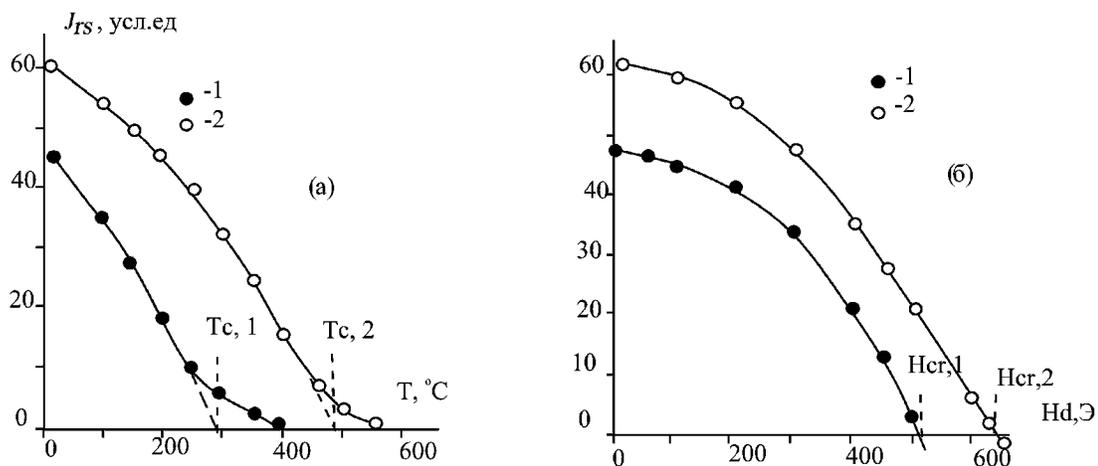


Рис. 3. Изменения магнитных характеристик образцов базальтов в результате предварительного их прогрева до высоких температур.

а) Определение T образца, первичное (1) и после нагрева до 400°C (2).

б) Определение остаточной коэрцитивной силы, первичное (1) и после нагрева до 600°C (2).

черного базальтового стекла, не обладающего ферромагнитными свойствами.

Практически все ТМ базальтов слоя 2А затронуты непрерывным процессом однофазного окисления, при котором изменяется соотношение разновалентных катионов железа при сохранении структуры исходного ТМ в результате привноса кислорода. Образуется катион-дефицитный ТМ – титаномаггемит, $Fe_{3-x}Ti_xO_{4+\gamma}$. С ростом степени окисления, которая прямо связывается с возрастом и, следовательно, удалением от хребта, возрастает T_c и магнитная жесткость – например, остаточная коэрцитивная сила, H_{cR} – и уменьшаются намагниченность насыщения, χ и J_n [Печерский, 1975, 1985].

Магнитные параметры образцов пиллоу-базальтов зависят не только от состава ТМ, но и от его доменного состояния, а также – от расстояния образца от поверхности глыбы, из которой этот образец выпилен. Поверхностный слой, не менее 1 см, был исключен из наших исследований. Что касается доменного состояния, то критический размер однодоменности (ОД), выше которого энергетически выгоднее многодоменное состояние (МД), для зерен ТМ с $x = 0,55$ составляет (0,5–0,6) мкм.

Для изучения магнетизма базальтов из каждого поднятого штуфа было выпилено несколько образцов правильной кубической формы объемом от 1 до 15 см³. Независимо исследуя эти образцы на аппаратуре разного типа, мы тем самым получили возможность осуществления внутреннего контроля результатов анализа и определения разброса магнитных характеристик по каждому штуфу в отдельности. Необходимость этого определялась тем, что при вы-

пиливании образцов из штуфа невозможно было выдержать совершенно одинаковым их расстояние от поверхности штуфа. Самая верхняя часть штуфа – закалочное стекло – была исключена из исследования.

Результаты петромагнитных исследований содержатся в табл. 2 и 3, где представлены магнитные параметры и характеристики, осредненные по каждому штуфу.

В обеих таблицах номера штуфов расположены по возрастанию H_{cR} . Можно видеть, что при этом значения T_c располагаются в том же порядке ($\pm 10^\circ$) возрастания. К подобной связи этих параметров может привести процесс окисления ТМ. Терромагнитный анализ также позволяет считать, что ТМ в исследуемых базальтах подвергнут однофазному окислению: кривые температурного разрушения остаточной намагниченности насыщения имеют некоторый “хвост” при температуре выше основной T_c . Кроме того, признаком ОФ-окисления является рост T_c и H_{cR} после нагрева образцов до температуры около 500°C [Печерский, 1985] (рис. 3). Следовательно, обнаруженная связь H_{cR} и T_c (рис. 4) может с уверенностью быть приписана разной степени (в целом – невысокой) окислению штуфов, взятых как из рифтовой долины, так и на борту хребта, причем в среднем степень окисления последних несколько выше, чем образцов, относящихся к рифтовой долине.

Значения H_{cR} (кроме обр. 3783-5) соответствуют теоретической оценке этого параметра для ОД-зерен (>200 Э). То же самое относится и к отношению J_{rs}/J_s (0,2–0,8) и H_{cR}/H_c (<2) [Шербаков и др., 1996].

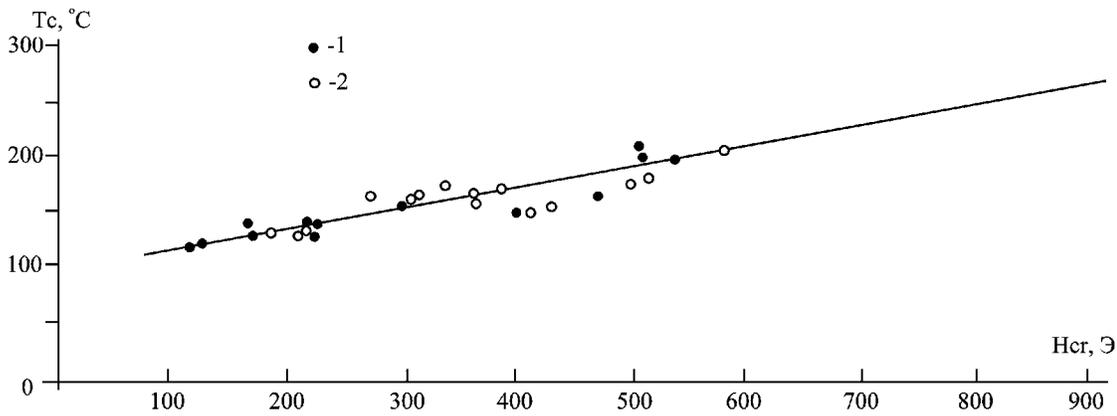


Рис. 4. Корреляция температуры Кюри с остаточной коэрцитивной силой по изученным образцам. Образцы базальтов, отобранные в рейсах: 1 – НИС “Академик Келдыш”; 2 – НИС “Профессор Логачев”.

Здесь J_s – полная намагниченность насыщения, H_c – коэрцитивная сила. Тем не менее, рассмотрение других магнитных характеристик приводит к выводу, что магнетизм базальтов связан не только с ОД-частицами, но и с псевдооднородными, суперпарамагнитными, а также МД-частицами (обр. 3783-5) в разных концентрациях. Так, параметр F позволяет четко различать ОД-состояние ($F \leq 0,03$) и МД-состояние ($F \geq 0,3$) [Иванов, Шолпо, 1982]. По этому критерию только штупф 3783-5 позволяет говорить о “чисто-МД” состоянии. Для всех остальных штупфов параметр F имеет промежуточное значение, которое характеризует ПОД-зерна, либо смесь их с ОД-зернами. Однако тот факт, что основным носителем J_n являются ОД-зерна, свидетельствуют полученные значения H_{cr} , H_{cr}/H_c , J_{rs}/J_s и $J_n/J_{ri} > 4$. (J_i – идеальная намагниченность). Последний параметр соответствует термической природе J_n . Иначе говоря, остаточная намагниченность базальтов является термоостаточной. Это подтверждается величиной $N_T > 0,25$ [Шолпо, Лузянина, 1975]. (Величина $N_T > 0,3$ при ОД-состоянии обусловлена, вероятно, высокой концентрацией магнетика, которая приводит к сильному магнитостатическому взаимодействию частиц).

Как известно, намагниченность ОД-зерен, а в ряду возможных типов J_n – термоостаточная, обладает наибольшей величиной и стабильностью. Однако изменения J_n , зависящие от состава, степени окисленности магнетика, а также от начальной стабильности J_n может быть завуалирована вариациями концентрации ферритмагнитной фазы. Возможность таких вариаций нельзя исключить не только в пределах опробованной нами площади, но и в объеме каждого штупфа. В связи с этим можно рассмотреть связь величины J_{rs} с J_n каждого образца. Рис. 5 позволяет

говорить о неплохой корреляции этих параметров, которая свидетельствует, прежде всего, о том, что в намагниченности J_n участвуют все ферритмагнитные фазы, содержащиеся в образце, а рост J_n связан с увеличением концентрации ТМ.

Результаты петромагнитного анализа базальтов в совокупности с данными по скважине 344 глубоководного бурения на Гломар Челенджер позволяют сделать следующие выводы:

1. Базальты хребта Книповича отличаются низкими значениями магнитной восприимчивости (в среднем $3,86 \times 10^{-4}$ СГСМ).
2. В зоне хребта Книповича развиты базальты, характерные для молодого спредингового процесса.
3. Магнитные свойства базальтов обусловлены ти-

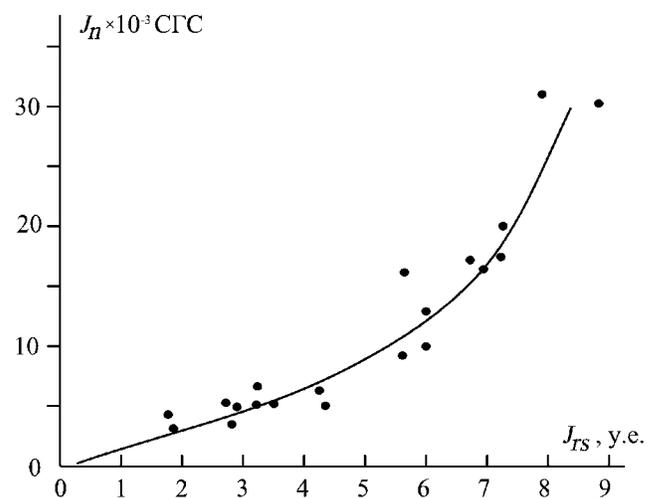


Рис. 5. Корреляции естественной остаточной намагниченности с остаточной намагниченностью насыщения.

таномангнетитом, степень однофазного окисления которого можно оценить как начальная; температура Кюри не превышает 250°C.

4. Остаточная намагниченность базальтов определяется как термоостаточная. Носителем J_n преимущественно являются однодоменные зерна ферритмагнетика.

5. По величине J_n на изученной площади неоднородна, что связано с концентрационной неоднородностью титаномангнетита в лавах.

Как уже указывалось, по сравнению с типичными толеитовыми базальтами океанических хребтов исследованные образцы отличаются повышенным содержанием SiO_2 и уникально низким содержанием Fe_2O_3 . Эти особенности состава в сочетании с нахождением самородного железа свидетельствуют о резко восстановительных условиях кристаллизации базальтов и влиянии на их состав материала сиалической коры.

По особенностям своего химического состава исследованные базальты ближе всего к толеитам Красноморского рифта, который отличается молодым возрастом и заложен на древней континентальной коре Африкано-Аравийского кратона.

Таким образом, суммируя сказанное выше, можно заключить, что хребет Книповича не может быть отнесен к таким типично спрединговым хребтам, как хребты Мона, Колбейнсей или Рейкьянес и отличается от них временем и механизмом раздвига океанической коры. Если перечисленные типичные спрединговые хребты характеризуются “классическим” раздвигом, проходившим с относительно высокой скоростью, то рассматриваемый хребет развивался в специфических условиях “косого” раздвига, т.е. при наличии существенной сдвиговой компоненты, которая согласно детальным построениям [Myhre and Eldholm [1988] на этапе развития после 23 млн лет даже превышала собственно раздвиговую. Сейсмологические данные Г. П. Аветисова показывают, что эта геодинамическая тенденция сохранилась до настоящего времени, что позволяет трактовать геодинамическое положение хребта Книповича как трансформный разлом с элементами раздвига.

На современном этапе развития преобладал процесс медленного спрединга. Начало процесса спрединга датируется не ранее 10 млн лет. Специфика химизма и магнитных параметров базальтов хребта Книповича отражает влияние контаминации сиалической коры, свойственной начальным этапам растяжения коры по афарскому типу. Выплавление магмы происходило на малых глубинах, на что указывал еще Харин [1993].

Итак, хребет Книповича представляет собой не только результат сложного сочетания раздвиговых и сдвиговых движений при раскрытии океаниче-

ского дна, но и пример спрединговой структуры, в процессе эволюции которой эти составляющие менялись ролями – на первых стадиях доминировал “чистый” спрединг почти без сдвига, а затем, напротив, постепенно стал преобладать сдвиг, почти параллельный первоначальной оси спрединга. Эта особенность геодинамического механизма, вероятно, и предопределила специфику магматизма на хребте и, соответственно, его отражения в магнитном поле.

Благодарности. Авторы благодарны заместителю директора ВНИИОкеангеология Г. А. Черкашеву за предоставленную коллекцию океанических базальтов и помощь в проведении исследований.

Литература

- Аветисов Г. П., *Сейсмоактивные зоны Арктики*, с. 185, ВНИИОкеангеология, СПб., 1996.
- Вакье В., *Геоманетизм в морской геологии*, 190 с., Недра, Л., 1976.
- Верба В. В., Ким Б. И., Волк В. Э., Строение земной коры Арктического региона по геофизическим данным, В кн: *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*, Вып. 2, с. 12–28, СПб, 1998.
- Глевасская А. М., *Магнитные минералы и магнетизм вулканитов*, 208 с., Наукова Думка, Киев, 1983.
- Десимон А. И., Карасик А. М., Некоторые особенности морфологии и разрастания океанического дна на хребте Книповича в Северном Ледовитом океане, *ДАН СССР*, 247, (5), 1215–1220, 1979.
- Иванов В. А., Шолпо Л. Е., Количественные критерии одно- и многодоменного состояний ферромагнитных минералов горных пород, *Изв. АН СССР, Физика Земли*, (8), 84–90, 1982.
- Карасик А. М., Куташова А. И., Позднякова Р. А., Рождественский С. С., *Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана*, с. 17–67, Недра, Ленинград, 1985.
- Матвеевков В. В., Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга, *Геотектоника*, (4), 26–36, 1983.
- Печерский Д. М., *Магнетизм и условия образования изверженных пород*, 288 с., Наука, Москва, 1975.
- Печерский Д. М., *Петромагнетизм и палеомагнетизм*, 127 с., Наука, Москва, 1985.
- Печерский Д. М., Тихонов Л. В., Петромагнитные особенности базальтов Атлантического и Тихого океанов, *Изв. АН СССР, Физика Земли*, (4), 79–90, 1983.
- Природа магнитных аномалий и строение океанической коры* (Под ред. А. М. Городницкого), 283 с., Изд. ВНИРО, Москва, 1996.
- Суцеская Н. М., Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Петрохимические критерии классификации абиссальных стекол, *Доклады АН СССР*, (6), 953–961, 1983.
- Харин Г. С., *Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана*, 254 с., Наука, Москва, 1993.

- Шолпо Л. Е., Лузянина Э. Н., Метод изучения температурной предыстории горных пород, В кн: *Магнетизм горных пород*, с. 71–77, ДВГУ, Владивосток, 1975.
- Шолпо Л. Е., Иванов В. А., Борисова Г. П., Магнитная диагностика доменной структуры, *Изв. АН СССР, Физика Земли*, (5), 90–96, 1997.
- Щербаков В. П. и др., Природа намагниченности горных пород океанической коры, В кн: *Природа магнитных аномалий и строение океанической коры*, с. 7–33, Изд. ВНИРО, Москва, 1996.
- Crane K., Eldholm O., Myhre A. and Sundvor E., Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen transform fault, *Tectonophysics*, 89, 1–32, 1982.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project supplement to volumes XXXVIII, XXXIX, XL and XLI National science foundation*, National Ocean Sediment Coring Program, Washington, p. 1002, 1978.
- Klein E. M. and Langmuir C. H., Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *Geophys. Res.*, 92, (B4), 8089–8115, 1987.
- Myhre A. M. and Eldholm O., The Western Svalbard margin (74–80°N), *Marine and Petroleum Geology*, 5, 134–156, 1988.
- Roest, W. R., Verhoeve J. and Macnab R., Magnetic Anomaly Map of the Arctic North of 64°, *Geological Survey of Canada Open File 3281*, April 1996.
- Vogt P. R. and Kovacs L. C., Asymmetric geophysical signatures in the Greenland-Norwegian and Southern Labrador sea and Sursic basin, *Tectonophysics*, 89, 95–160, 1982.
- Vogt P. R., Magnetic anomalies and crustal magnetization, In Vogt P. R. and Tucholke B. E. (eds), *The Geology of North America*, vol. M, The Western North Atlantic Region, Geological Society of America, pp. 229–256, plate 8B, 1986.

(Поступила в редакцию 16 ноября 2000.)