Физико-географические провинции дна Арктического океана

Аннотация

Грид-модель Международной батиметрической карты Арктического океана (IBCAO) была использована для определения главных физико-географических провинций Северного Ледовитого океана, которые в данном случае включают в себя глубоководный Арктический бассейн, пограничные континентальные шельфы Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, Белое море, и узкие континентальные шельфы моря Бофорта и арктические континентальные окраины Канадского Арктического архипелага и северной части Гренландии. Первым шагом в данной классификации является оценка градиентов океанического дна, включенных в склоновую модель, полученную из грида IBCAO. Оценка этой модели склона, подчеркивающей определенные особенности протекания процессов на морском дне, которые в свою очередь отражены в батиметрических данных, впоследствии использована вместе с батиметрией для классификации главных физико-географических провинций. Для каждой классифицированной провинции посчитаны площади, и впоследствии их морфология обсуждена в контексте геологической эволюции Арктического океанического бассейна, как описано в опубликованной литературе. Таким образом, данное исследование позволяет создать физико-географическую классификацию Арктического бассейна согласуясь в большей степени с современной батиметрической моделью, показывает особенности геологического происхождения, позволяет создать площадные расчеты установленных главных провинций и большинства выдающихся второстепенных особенностей.

Ключевые слова: *Арктический океан, физико-география, батиметрия, океанические хребты, океанические бассейны*.

Введение

Ранее характеристики физико-географических провинций Арктического океана были описаны по материалам Дибнера и др. [*1965*], Ханкинса [*Hunkins, 1968*] и Трешникова и др. [*1967*], которые были основаны на отдельных промерах и точных записях глубинных самописцев с дрейфующих ледовых станций. Первый непрерывно записанный эхолотный профиль через центр Арктического бассейна, полученный американской подводной лодкой Наутилус (SSN 571) в 1958 году, и данные с последующих походов американских атомных подводных лодок позволили Р.Дэйтцу и Г.Шамвэю [*Dietz & Shumway, 1961*] и М.Билу [*Beal, 1969*] определить основные черты геоморфологии бассейна. Однако неравномерное распределение данных препятствовало количественному определению ширины бассейна в ближайшие 30 лет [*Johnson et al., 1990*]. Самые современные сведения по физико-географии Арктического бассейна содержит русская «Орографическая карта», опубликованная Г.Д.Нарышкиным и И.С.Грамбергом [*1995*]. Эта карта основана исключительно на батиметрической информации и тщательном анализе топографии морского дна, но без учета существующих геологических и геофизических результатов.

Международная Батиметрическая карта Арктического бассейна (IBCAO) - это модель, основанная на грид-модели 2.5×2.5 км, обеспечивающая детальным и логически последовательным описанием морфологии морского дна Арктического бассейна и окружающих территорий суши севернее 64°с.ш. [*Jakobsson et al., 2000*]. Данное представление структуры морского ложа существенно уточнено по сравнению с предшествующими картами [*Canadian Hydrographic Service, 1979; Perry et al., 1985*], поскольку объединяет множество старых и современных данных, которых прежде не было.

Настоящая статья использует обновленную IBCAO грид-модель [*Jakobsson and IBCAO Editorial Board Members, 2001*] для определения физико-географических провинций Арктического бассейна, которые здесь составляют глубоководный бассейн Северного Ледовитого океана; пограничные континентальные шельфы Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей; Белое море; и узкие континентальные шельфы моря Бофорта и континентальные окраины Канадского

Арктического архипелага и северной части Гренландии (рис. 1). Достижения компьютерных технологий способствовало экспериментированию с цифровыми изображениями и опробованию произведенной сегментации и классификационных методов для определения морфологии морского дна [*Fox & Hayes, 1985; Neumann & Forsyth, 1995*]. Здесь, мы принимаем простой подход для выполнения первоначальной сегментации Арктического океанического ложа через оценку склоновой модели морского дна, которая была получена из грида IBCAO. Склоновая модель подчеркивает определенные особенности протекания процессов на морском дне, которые дополняют батиметрическую информацию. Концепция использования информации по уклонам для морфологических исследований была прежде применена для построения модели рельефа ETOPO 5 с гридом 5x5 минут для всего мира [*Moore & Mark, 1986*].

В настоящем исследовании, результат сегментации склонов объединен с батиметрической информацией для классификации первоочередных физико-географических провинций Арктического бассейна. Рассчитаны площади этих провинций, затем описана морфология каждой провинции в контексте геологической эволюции Арктического океанического бассейна. В результате, очерченные главные физико-географические провинции далее подразделены и классифицированы по их геологическому происхождению.

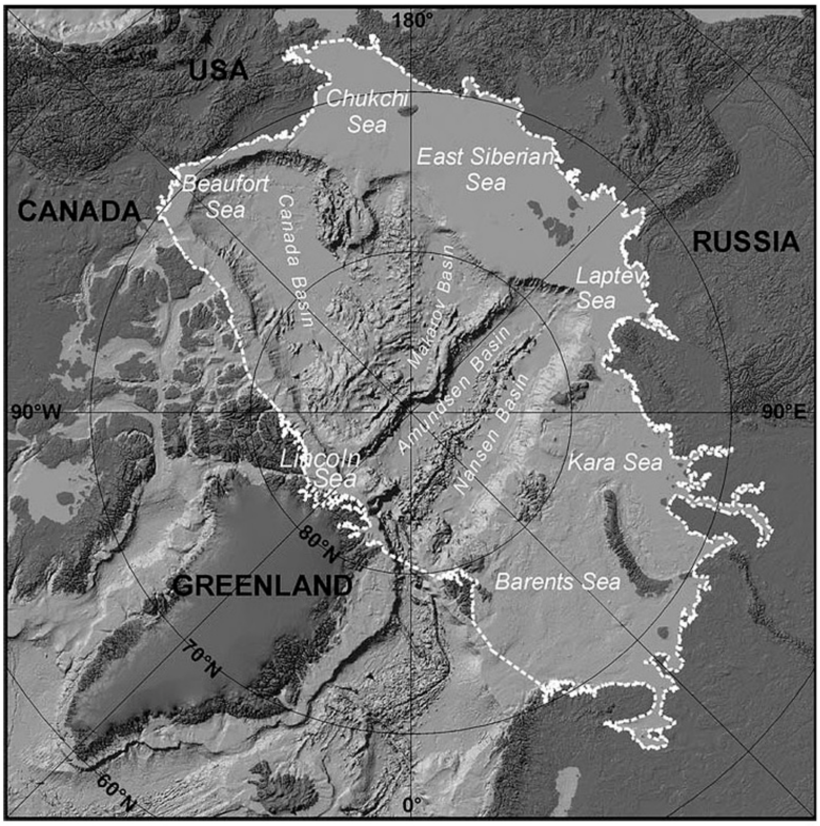


Figure 1. The Arctic Ocean, its shallow marginal seas, and major basins. The dashed white line circumscribes the area of the Arctic Ocean that was adopted for this study.

Методы

Прежде чем классифицировать Арктический бассейн по главным физико-географическим провинциям, мы выполнили предварительную полуавтоматическую сегментацию посредством 6 шагов:

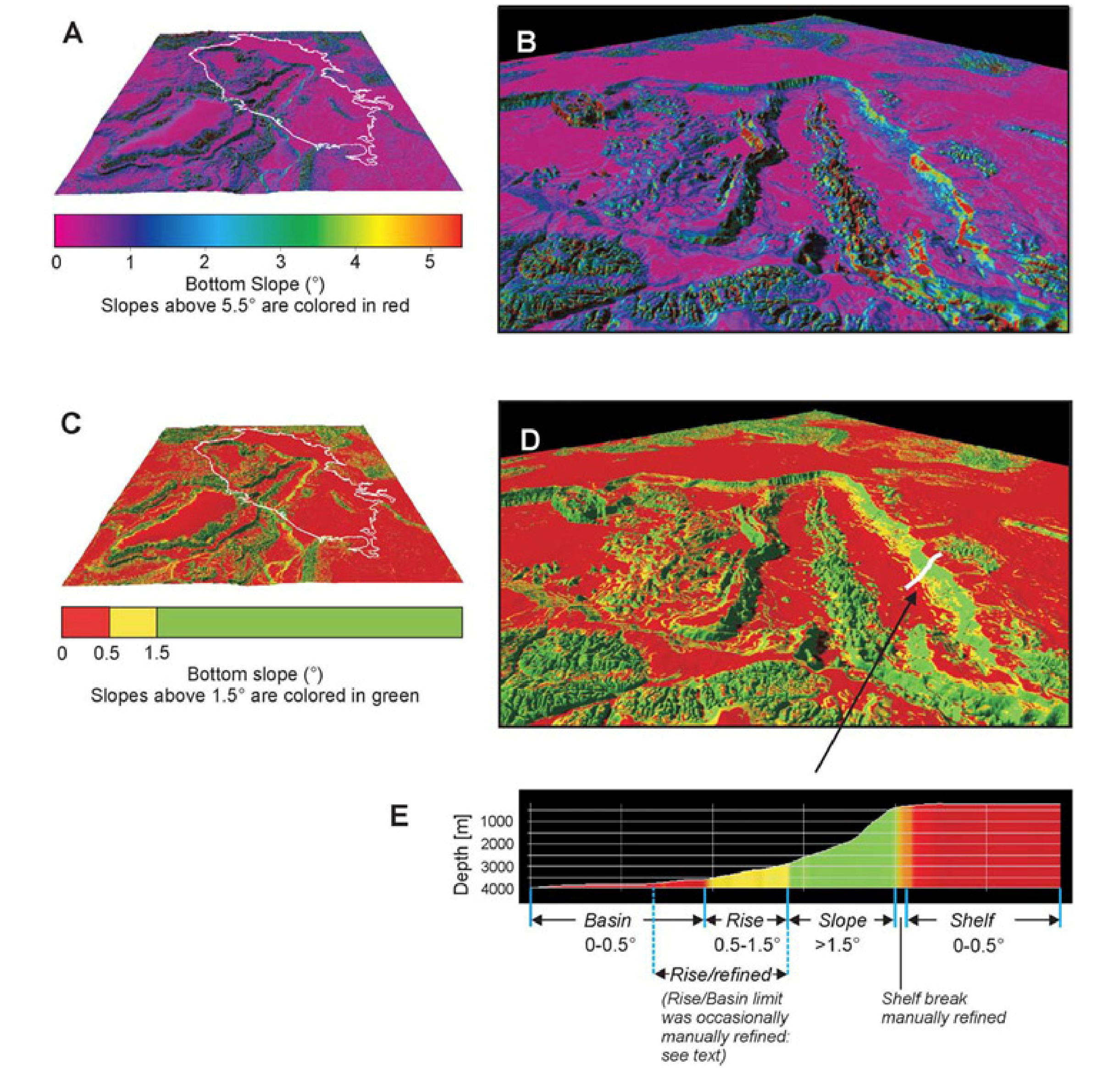


Figure 2. Illustration of the first semiautomatic steps used to classify first-order physiographic provinces underlying the Arctic Ocean. (A) Bottom-slope model rendered in a normal spectral color band and draped upon an oblique view of the IBCAO bathymetry grid, looking north along the Greenwich meridian. (B) Same information as in A, but looking eastward along the Gakkel Ridge. (C) Redrawn bottom-slope model, now rendered in only three colors and draped upon the IBCAO bathymetry grid (Note that all seafloor areas with slopes higher than 1.5° are colored green). (D) Same information as in C, but looking eastward along the Gakkel Ridge. (E) Depth profile across edge of the Barents continental shelf (white line in D), illustrating variability of bottom slope in three colors.

1. Модель дно-склон (подножье склона) была построена по данным карты IBCAO с помощью расчета склона в каждой точке грида, используя подход, описанный М.Якобсоном [*Jakobsson, 2002*].
2. Модель склона была наложена прямо на батиметрию IBCAO для интерактивной визуализации (рис. 2А и 2В). Эта визуализация была сделана с помощью программы Fledermaus [*Mayer et al., 2000*].
3. С помощью доступных интерактивных инструментов в Fledermaus, цветовая шкала для модели склона была сокращена, до трех интервалов: 1) 0.0º-0.5º, 2) 0.5º-1.5º, 3) >1.5º. Отобраны были именно эти интервалы, поскольку они показали основное визуальное соответствие первым семи классам физико-географических провинций, приведенных в Таблице 1, и характеризующихся главным образом их уклоном и общей морфологией. Оставшиеся провинции, показанные в Таблице 1, не могли быть охарактеризованы как склоны. В определенных местах,

постепенные изменения уклона дна затруднили определение переходов от континентального поднятия к склону, также как переходы от поднятий к абиссальным равнинам; в этих случаях, необходимо редактирование вручную. Эта ручная правка границ между физико-географическими провинциями разъяснена в шаге 6. Итоговый результат шага 3 - это подразделение исследуемой площади, за исключением поднятий, на зоны или сегменты склонов.

4. Модель с затушевыванием склонов была перерисована, чтобы показать региональное распределение сегментов, выделенных в шаге 3 (рис. 2C, 2D, 2E), и эти данные были впоследствии использованы для создания двумерного растрового изображения (рис. 3A). Общая сглаженность грида IBCAO довела до минимума, но полностью не исключила появление артефактов на визулизированной модели склона. Поэтому изображение было профильтровано на анализаторе снимков MGE GIS с помощью фильтра сохранения линейных особенностей (LFP) с размером зерна 9x9. Эта процедура либо удалила мелкие артефакты, либо сгладила их (рис. 3A).
5. MGE GIS инструменты были использованы для выделения полигонов, сопряженных со склоновыми. Эти полигоны были впоследствии соотнесены с определенными физико-географическими провинциями (рис. 3B).
6. Батиметрические профили из грид-модели IBCAO были сделаны для того, чтобы помочь определить переходы от шельфа к континентальным склонам (бровка шельфа), от континентальных склонов к поднятиям, и от континентальных поднятий к абиссальным равнинам. Изучение профилей выявило небольшие видоизменения бровки шельфа и, на некоторых территориях, выявлены видоизменения переносов от континентального поднятия к абиссальной равнине. В частности, в Канадском бассейне мы обнаружили, что переход от континентального поднятия к абиссальной равнине весьма постепенный; так относительно высокий разрез склона с уклоном 0.5º не был выделен на данной территории.

Площади классифицированных физико-географических провинций (Таблица 2) были подсчитаны с помощью программы Bentley's CAD, программного обеспечения MicroStation и Intergraph's GIS. Все площади, включая полигоны, созданные в процессе классифицирования морского дна, были подсчитаны в проекции Lamberts Equal Area projection (равноплощадное проектирование).

Результаты

Оценка характеристик модели подножья склона позволила определить физико-географические провинции Арктического океана (Таблица 1 и 2). Географическое распространение физико-географических провинций в Арктическом бассейне проиллюстрировано на рис. 3B.

Континентальный шельф

Арктический бассейн почти полностью окружен сушей; пролив Фрама между Гренландией и Шпицбергеном, является единственным глубоководным соединением с Мировым океаном. Суша Арктических окраин окаймлена обширными континентальными шельфами, определенными как территории между матебриковым берегом или барьерными островами и бровкой шельфа. Эти шельфы покрывают большую часть площади Арктического бассейна, и включают и широкие шельфы севера России и западной части Аляски и относительно узкие шельфы северной части Аляски, Канады и

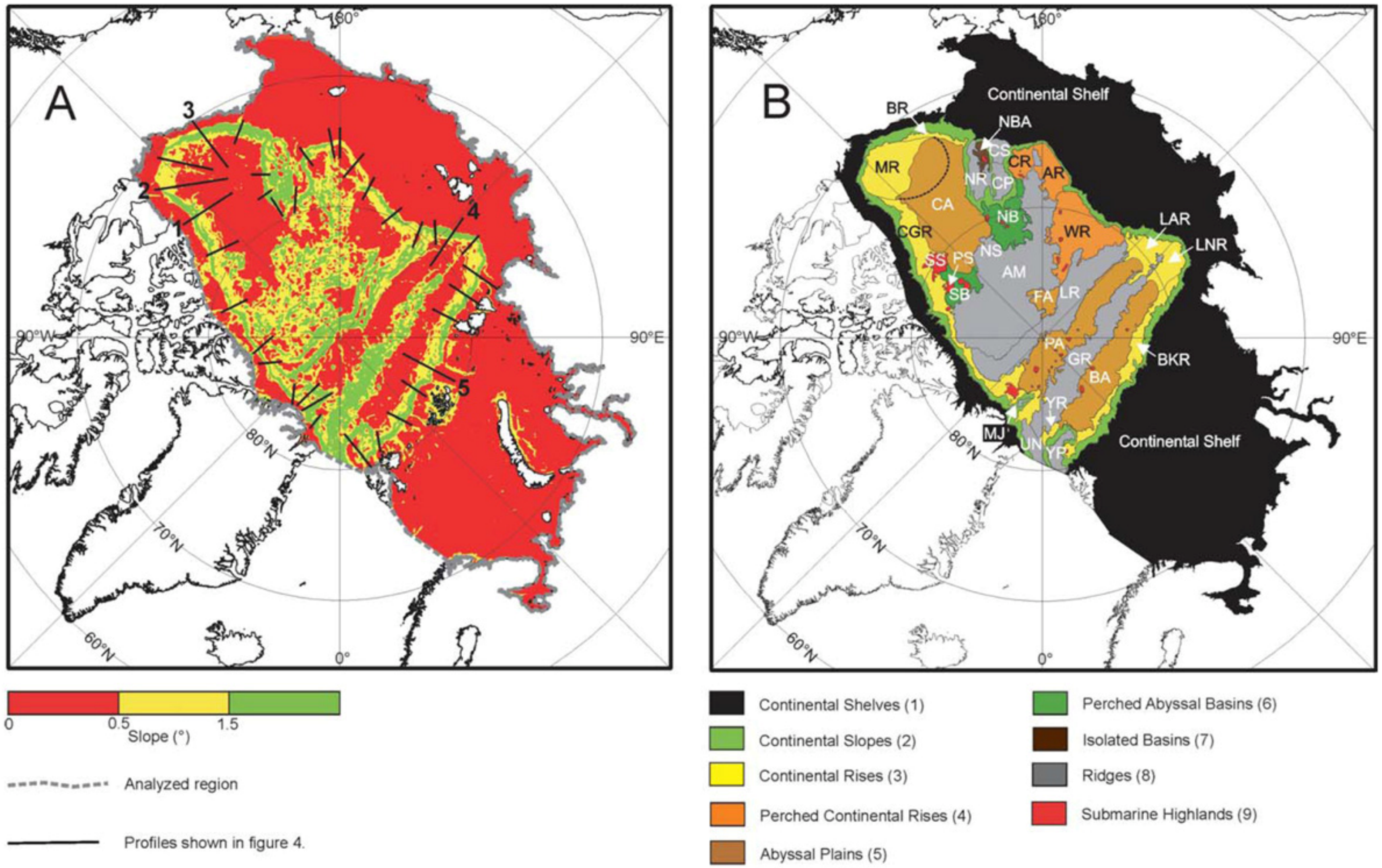


Figure 3. Segmentation of seabed and construction of polygons enclosing first-order physiographic provinces of the Arctic Ocean. (A) Unshaded plan view of filtered bottom-slope model, rendered in three colors. The black lines indicate locations of bathymetric profiles (derived from the IBCAO grid model) that were analyzed to improve our physiographic classification. profiles labeled 1–5 are shown in Figure 4. (B) First-order physiographic provinces defined according to their bottom slope or other criteria (see text; numbers as in Table 2). A dashed line shows the seaward boundary between the Mackenzie Rise as estimated from seismic reflection data instead of from the IBCAO gridded bathymetry model. These two different interpretations of the boundary between the Mackenzie Rise and Canada Abyssal Plain are shown in Figures 6 and 7 as well. Abbreviations used in this figure, Figures 6 and 7 and Table 2: AM—Alpha-Mendeleev Ridge system; AR—Arlis Perched Rise; BA—Barents Abyssal Plain; BR—Beaufort Rise; BKR—Barents/Kara Rise; CA—Canada Abyssal Plain; CGR—Canada-Greenland Rise; CP—Chukchi Plateau; CR—Chukchi Perched Rise; CS—Chukchi Spur; FA—Fletcher Abyssal Plain; GR—Gakkel Ridge; LAR—Lena/Amundsen Rise; LNR—Lena/Nansen Rise; LR—Lomonosov Ridge; MJ—Morris Jesup Rise; MR—Mackenzie Rise; NB—Nautilus Basin; NBA—Northwind Basin; NR—Northwind Ridge; NS—Nautilus Spur; PA—Pole Abyssal Plain; PS—Pearya Spur; SB—Stefansson Basin; SS—Sever Spur; UN—unnamed mid-ocean ridge segment—WR—Wrangel Perched Rise; YP—Yermak Plateau; YR—Yermak Rise.

Гренландии (рис. 3В). В совокупности они составляют порядка 52.7% общей площади Арктического бассейна (рис. 5 и таблица 2). Этот расчет исключает территорию островов, которые расположены на шельфах и территорию хребтов, которые физико-географически связаны с шельфами.

TABLE 1. MAJOR CLASSES OF PHYSIOGRAPHIC PROVINCES OF THE ARCTIC OCEAN

Physiographic province	Slope
1. Continental shelf	0.0°–0.5°
2. Continental slope	>1.5°
3. Continental rise	0.5°–1.5°
4. Perched continental rise	0.5°–1.5°
5. Abyssal plain	0.0°–0.5°
6. Perched abyssal basin	0.0°–0.5°
7. Isolated basin	0.0°–0.5°
8. Ridge	
9. Submarine highland (isolated or clusters)	

Note: Defined in this study. The first seven provinces are provisionally delimited by characteristic bottom slopes of the IBCAO model.

Континентальный склон

Континентальные склоны опоясывают Арктический бассейн. Единственный разрыв расположен в проливе Фрама (рис. 3В), где Северная Атлантика связана с Арктическим бассейном линейной структурой с глубиной в ее самой мелководной точке порядка 2500 м и шириной порядка 50 км по изобате 2500 м в ее самой узкой точке. Континентальные склоны составляют порядка 5.7% от всей территории Арктического бассейна (рис. 5 и таблица 2).

Континентальное поднятие

Эта провинция (рис. 3В) отличается пологими склонами морского дна, распространенными в местах развития клиноформных комплексов осадков, снесенных с окружающих континентов. Большинство континентальных поднятий протягиваются от подножия континентального склона до абиссальной равнины, но некоторые из них, такие как Чукотское и Врангелевское выступающее континентальные поднятия (смотри последующие описания), начинаются на континентальном склоне и протягиваются до аккумулятивных осадочных накоплений, которые возвышаются на 1-1.5 км над соседними абиссальными равнинами. Континентальные поднятия формируют неравномерную полосу, которая почти полностью окружает глубоководный Арктический бассейн, прерываясь в проливе Фрама и в районе подножия хребта Нордвинд.

Континентальное поднятие Маккензи (поднятие Маккензи лежит между узким континентальным склоном, формирующим внешнюю часть дельты Маккензи, и Канадской абиссальной равниной) и континентальное поднятие Лена/Амундсен (поднятие Лена/Амундсен лежит между континентальным склоном, обрамляющим шельф моря Лаптевых и Полярной абиссальной равниной) являются показателем в большей степени постепенных переходов от континентального поднятия к абиссальной равнине Арктического бассейна (рис. 4). На этих территориях, переходы между поднятием и абиссальной равниной были определены главным образом с помощью анализа батиметрических профилей (смотри профили 2 и 4, соответственно, в рис. 4). Континентальные поднятия, за исключением выступающих поднятий, описанных в следующем параграфе, занимают порядка 7.7% всей территории Арктического бассейна (рис. 5 и таблица 2).

TABLE 2. PHYSIOGRAPHIC PROVINCES OF THE ARCTIC OCEAN AND THEIR CALCULATED AREAS

Physiographic province	Area (× 10^3 km^2)	Relative area (%)	Subclassification considering geologic origin	Area (× 10^3 km^2)	Relative area (%)	Feature in province	Area (× 10^3 km^2)	Relative area for feature (%)
1. Continental shelf	5025	52.7	No further subdivision					
2. Continental slope	541	5.7	No further subdivision					
3. Continental rise	733	7.7	Continental rises	733	7.7	Mackenzie Rise (MR)	178	1.9
						Mackenzie Rise (seismic data)	(301)	(2.5)
						Canada-Greenland Rise (CGR)	249	2.6
						Barents/Kara Rise (BKR)	124	1.3
						Lena/Nansen Rise (LNR)	67	0.7
						Lena/Amundsen Rise (LAR)	77	0.8
						Beaufort Rise (BR)	23	0.2
						Yermak Rise (YR)	15	0.2
4. Perched continental rise	362	3.8	Perched continental rises	362	3.8	Chukchi Perched Rise (CR)	43	0.5
						Wrangel Perched Rise (WR)	239	2.5
						Arlis Perched Rise (AR)	80	0.8
5. Abyssal plain	1122	11.8	Abyssal plains	1122	11.8	Barents Abyssal Plain (BA)	295	3.1
						Pole Abyssal Plain (PA)	291	3.0
						Fletcher Abyssal Plain (FA)	42	0.4
						Canada Abyssal Plain (CA)	494	5.2
6. Perched abyssal basin	222	2.3	Basins underlain by oceanic volcanic rock	222	2.3	Nautilus Basin (NB)	124	1.3
						Stefansson Basin (SB)	98	1.0
7. Isolated basin	23	0.2	Structural basin underlain by continental rocks	23	0.2	Northwind Basin (NBA)	23	0.2
8. Ridge	1506	15.8	Mid-ocean ridges	332	3.5	Gakkel Ridge (GR)	295	3.1
						Unnamed ridge segment in Fram Strait (UN)	37	0.4
			Ridges underlain by continental rocks	427	4.5	Lomonosov Ridge (LR)	307	3.2
						Northwind Ridge (NR)	120	1.3
						Chukchi Ridge (CP + CS)		
			Composite volcanic ridges	748	7.8	Alpha-Mendeleev Ridge (AM), including Nautilus Spur (NS)	708	7.4
						Yermak Plateau (YP)	35	0.4
						Morris Jesup Rise (MJ)	5	<0.1
9. Submarine highland	(69)	(0.7)	Submarine highlands	(69)	(0.7)	Sever Spur (SS)	(27)	(0.3)
						Pearya Spur (PS)	(6)	(0.1)
						Miscellaneous submarine highlands	(36)	(0.4)
Total (rounded from sum of nonrounded original calculations)	9534	100						

Note: The acronyms used in Figures 3B, 6, and 7 are shown within parentheses for each named feature. Note that for Sever and Pearya Spurs in the submarine highland province, their areas are shown in parentheses: in view of their geologic origins, they are more properly accounted for as components of Stefansson Basin in the perched abyssal plains province. Note also that the area for Mackenzie Rise is shown in parentheses to indicate its alternative derivation from seismic reflection data; this is not included in the total area shown for the continental rises province. Furthermore, the total area of continental shelves presented in this table is ~5025 × 10^3 km^2, which is ~27 × 10^3 km^2 smaller than reported by Jakobsson (2002). The reason for this discrepancy is that Chukchi Spur is in here classified as a ridge, whereas it was included in the Chukchi Shelf Sea in Jakobsson (2002).

Выступающее континентальное поднятие

Осадочные призмы континентальных поднятий, которыми сформированы западная часть Чукотского шельфа и Восточно-Сибирский шельф, отделены от Канадской и Флэтчер абиссальных равнин хребтом Нордвинд, Чукотским выступом, Чукотским плато, поднятием Менделеева и хребтом Ломоносова, которые ограничивают эту часть континентальной окраины. В результате эти осадочные призмы являются преградой в узких проходах между хребтами и выступают от нескольких сотен до более чем 1000 м над абиссальной равниной, лежащей у основания склона (рис. 3B). Эти выступающие континентальные поднятия занимают порядка 3.8% Арктического океана (рис. 5 и таблица 2).

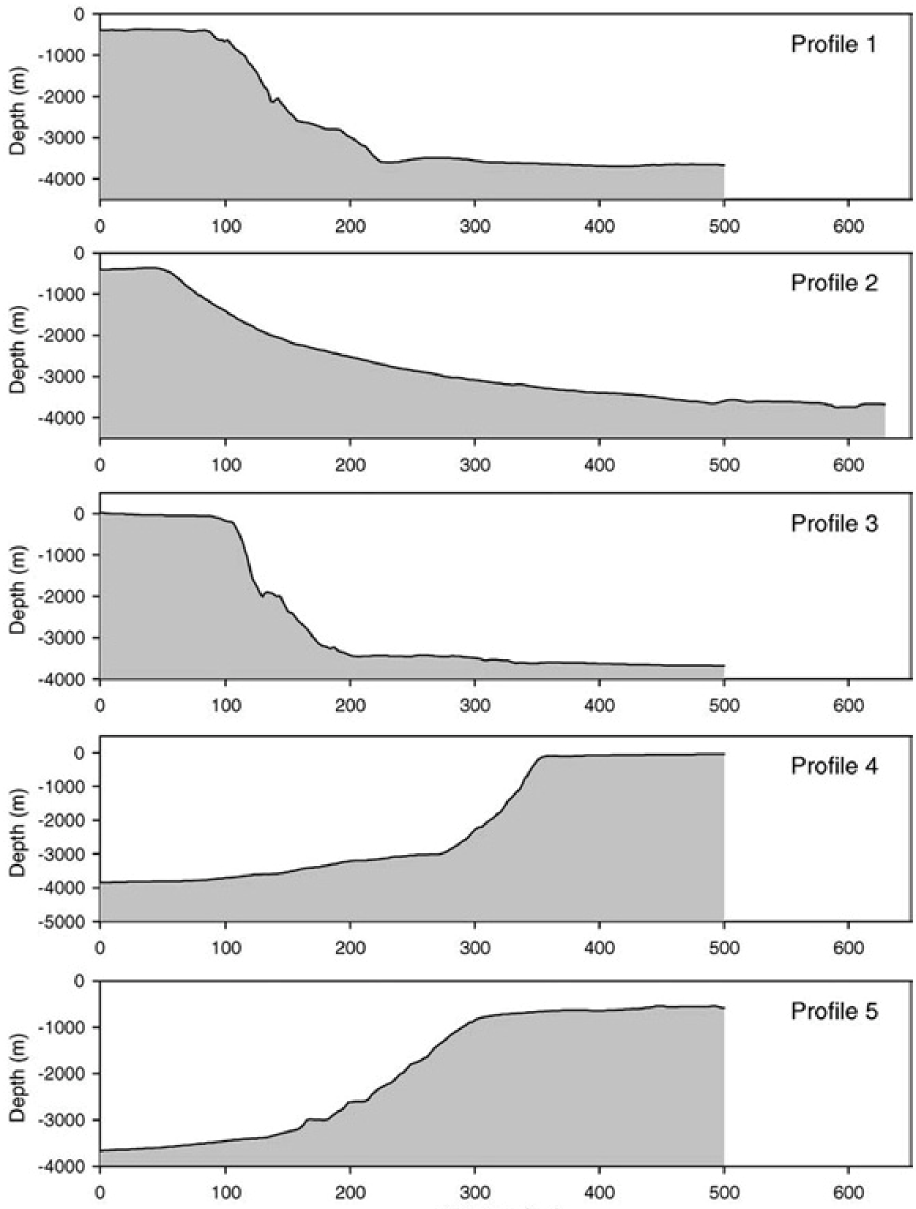


Figure 4. A selection of bathymetric profiles that were analyzed to delineate the shelf break and the transition between the continental rise and abyssal plain in the Arctic Ocean. The location of these profiles is shown in Figure 3A.

Абиссальная равнина

Четыре абиссальные равнины являются ложем Арктического бассейна (рис. 3В). Все они являются глубоководными территориями с ровным рельефом с горизонтально залегающими осадочными отложениями ниже поверхнбости дна. Эти отложения имеют мощность несколько километров под Баренцевской и Полярной абиссальными равнинами Евразийского суббассейна [*Jokat et al., 1995*] и мощность 6-14 км под Канадской абиссальной равниной Амеразийского суббассейна [*Grantz et al., 1990*] – это самые мощные осадочные бассейны в Северном Ледовитом океане. Незначительная по размерам абиссальная равнина Флэтчер Амеразийского суббассейна, которая лежит между хребтами Ломоносова и Альфа, по сейсмическим данным имеет в основании 3.5 км мощности или более горизонтально залегающих осадков, (рис. 3 в работе В. Йоката [*Jokat et al., 1992*]). Абиссальные равнины занимают порядка 11.8% Арктического бассейна и являются третьей наиболее протяженной физико-географической провинцией (рис. 5 и таблица 2).

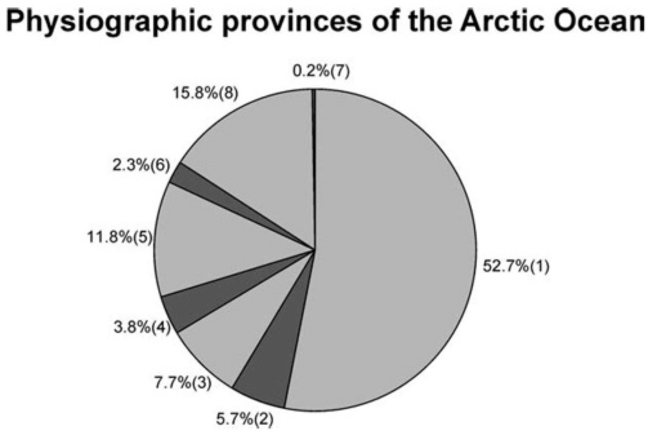


Figure 5. Relative areas of classified first-order physiographic provinces underlying the Arctic Ocean and its shallow marginal seas. Numbers within parentheses refer to the physiographic provinces (the same numbers are used in Tables 1 and 2 and Figs. 3B and 7): 1—continental shelf; 2—continental slope; 3—continental rise; 4—perched continental rise; 5—abyssal plain; 6—perched abyssal plain; 7—basin; 8—ridges; 9—submarine highlands.

Выступающие абиссальные впадины (бассейны)

Две маленькие впадины выступают за пределы северной части Канадской абиссальной равнины. Они имеют форму от округлой до равносторонней, диаметром около 400 км и открываются в северо-западный и северо-восточный углы Канадского бассейна (рис. 3). Абиссальная впадина, которая открывается в северо-западную часть Канадского бассейна, здесь названа «впадина Наутилус» в честь американской подводной лодки SSN 571, которая пересекла впадину во время ее исторического первого похода через Арктический бассейна и северный полюс в 1958 г. Впадина, которая открывается в северо-восточную часть Канадского бассейна, названа «впадина Стефансона» [*ВНИИОкеангеология, 1999*]. Дно впадины Наутилус состоит из равнин неправильной формы, лежащих на глубинах от 3200 до 3800 м, в пределах которых поднимаются подводные возвышенности до глубин 2300 м. Впадина окружена на западе, севере и северо-востоке хребтом Альфа-Менделеева и на юге хребтами Чукотской континентальной пограничной области, которая включает в себя Чукотский отрог, Чукотское плато и хребет Нордвинд. На юго-востоке, впадина Наутилус окаймлена Канадской абиссальной равниной, которая лежит на глубине от 100 до 500 м ниже дна впадины. Дно впадины Стефанссона более сглаженное, чем дно впадины Наутилус. Впадина лежит на глубине от 3000 до 3500 м и включает изолированные подводные возвышенности с вершинами, достигающими глубины 2000 м ниже уровня моря. Впадина лежит между Канадским континентальным склоном, хребтом Альфа и Чукотским отрогом на востоке, севере и западе, и северо-восточной частью Канадского бассейна на юге. Выступающие абиссальные впадины, включая территорию их подводных возвышенностей, занимают порядка 2.3 % Арктического бассейна (рис. 5 и таблица 2).

Изолированные впадины

Субмеридиональные хребты, включающие Чукотскую континентальную пограничную область (Чукотский бордерленд), окружают впадину растяжения с почти плоским дном на глубине порядка 2000 м, которая включает несколько небольших погруженных поднятий субмеридионального простирания. Эта впадина – бассейн Нордвинд, - из-за которого и была выделена физико-географическая провинция «изолированные впадины». Эта провинция занимают порядка 0.2 % Арктического бассейна (рис. 5 и таблица 2). Подсчитанная площадь впадины Нордвинд включает также площадь небольших поднятий в ее пределах.

Хребты

Эта физико-географическая провинция включает все подводные хребты Арктического бассейна, независимо от их геологического происхождения (рис. 3B). Провинция включает два компонента мировой системы срединно-океанических хребтов, которые проникают в Арктический бассейн: крупный срединно-океанический хребет Гаккеля, который делит на две части Евразийский суббассейн, и короткий безымянный сегмент в проливе Фрама, который соединяет хребет Гаккеля со срединно-океаническим Атлантическим хребтом в Гренландском море. Новая эра батиметрического картирования привела к тому, что осевая часть хребта Гаккеля стала одной из наиболее исследованных среди рифтовых долин спрединговых хребтов Мирового океана [*Kurras et al., 2001*]. К западу от 70° в.д., рифтовая долина заполнена осадками, и поэтому рельеф сглажен. Самая глубокая часть осевой долины, как показано на батиметрии IBCAO, находится на отметке порядка 5243 м ниже уровня моря ближе к Лаптевоморской окраине рядом с 81°20′ с.ш., 120°45′ в.д. Необходимо заметить, что эта глубина получена как из интерполированного грида IBCAO с сеткой 2.5×2.5 км, так и прямым наблюдением.

К северу от 80° с.ш., часть срединно-океанического хребта в проливе Фрама состоит из ярко выраженного, но безымянного изолированного хребта восточнее желоба Елены, и неявно выраженной части этого хребта, которая расположена между желобом Елены и северо-восточной Гренландией.

Самый большой хребет в Арктическом океане – это хребет Альфа-Менделеева, подводная горная система, которая продолжает аркообразное направление через бассейн Арктического океана от Канадской континентальной окраины северо-западнее острова Элсмир до Российской континентальной окраины севернее острова Врангель. Это пограничная, морфологически обособленная структура с многочисленными подводными горами, которые протягиваются от более чем 2000 до порядка 740 м ниже уровня моря. Большой выступ хребта Альфа-Менделеева в Канадский бассейн рядом с 150° з.д. именуется отрогом Наутилус.

Узкая линейная структура пересекает Арктический бассейн от севера Гренландии к западной части Восточно-Сибирского моря вблизи Новосибирских островов. Это хребет Ломоносова, который делит Арктический бассейн на два главных компонента, Евразийский и Амеразийский суббассейны. Хребет Ломоносова, который имеет протяженность более 1500 км и поднимается от глубины более чем 4200 м до менее чем 700 м ниже уровня моря, является вторым самым большим хребтом в Арктическом бассейне (таблица 2).

Более мелкие системы хребтов и поднятий в Арктическом бассейне состоят из хребта Нордвинд, Чукотского отрога и Чукотского плато, составляющих вместе Чукотский бордерленд, который продолжается в северном направлении в Амеразийский суббассейн от Чукотского шельфа. Эти хребты характеризуются относительно крутыми склонами, от плоских до полого выпуклых гребней, которые достигают глубин менее 250 м ниже уровня моря (Чукотское плато), и бортами, которые образованы преимущественно линейным склоновыми сегментами.

Также включены в хребтовую физико-географическую провинцию более мелкое плато Ермак и поднятие Морис Джесуп, которое охватывает западную часть Евразийского суббассейна. Эти плосковершинные структуры сливаются переходят в континентальные шельфы северо-западной части Шпицбергена и севера Гренландии, соответственно. Общая площадь Арктического бассейна, которая занята подводными хребтами, составляет порядка 15.8 %, которые делают эту физико-географическую провинцию второй самой большой в Арктическом океане (рис. 5 и таблица 2).

Подводные возвышенности

Эта провинция (рис. 3B) содержит смесь маленьких, неправильной формы и неравномерно распределенных поднятий морского дна с низким и средним рельефом, которая подробно обсуждается в следующей главе. Объединенные вместе они занимают порядка 0.7% Арктического океана (таблица 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

В этой главе мы интерпретируем геологический характер физико-географических провинций Арктического океана на основе нашего анализа опубликованной литературы (таблица 2 и рис. 6 и 7).

Евразийский бассейн

Магнитные аномалии морского дна параллельные оси Евразийского суббассейна и его срединный хребет Гаккеля были впервые описаны А.Карасиком [*1968, 1974*] и Вогтом и др. [*Vogt et al., 1979*]. Эти аномалии демонстрируют (показывают), что возможно начало Евразийского бассейна было положено благодаря спредингу морского дна одновременно с раскрытием Норвежско-Гренландского моря в позднем палеоцене [*Vogt et al., 1979*].

Хребет Ломоносова

Этот важный физико-географический элемент, который мы определяем в категорию «хребты, сложенные континентальными породами», имеет значительное влияние на океанографическую циркуляцию в Арктическом океане [*Anderson et al., 1994; Rudels et al., 1994*]. На основе первого непрерывного глубинного профиля через хребет Ломоносова, Дэйтц и Шамвэй [*Dietz & Shumvay, 1961*] предположили, что хребет - это скорее горст, ограниченный сбросами, чем вулканическая постройка. В дальнейшем, Вилсон [*Wilson, 1963*] предположил, что хребет является континентальным блоком, отколовшимся от внешнего континентального шельфа Евразии между северной частью Шпицбергена и Северной Землей в течение позднего палеоцена – голоцена в процессе проникновения срединно-атлантического хребта в Арктический океан [*Карасик, 1968, 1974, Рассохо, 1967, Vink et al., 1984; Vogt et al., 1979*]. Данные сейсмических исследований МОВ ОГТ полученные в течение 1990-х годов решительно поддерживают эту интерпретацию путем демонстрации асимметричной внутренней структуры хребта, состоящего из более древних толщ, распространяющихся в сторону Амеразийского бассейна и крутой, обусловленной разломами, окраиной (рис. 6) со стороны Евразийского бассейна [*Jokat et al., 1992*].

Почти плоский гребень хребта Ломоносова был унаследован от эрозионного несогласия, которое лежит на 500 м ниже гребня хребта и перекрытого плащом горизонтально залегающих осадочных отложений. Это несогласие предположительно было сформировано в субаэральной и мелководной обстановке, когда хребет стал погружаться ниже уровня моря 50 млн. лет назад [*Jokat et al., 1995*].

Гребневая зона хребта, которая сейчас находится выше 1000 м глубины, была затронута обширным эрозионным событием в течение позднего плейстоцена, результатом чего является яркое несогласие в верхней части осадочного чехла [*Jakobsson, 1999*].

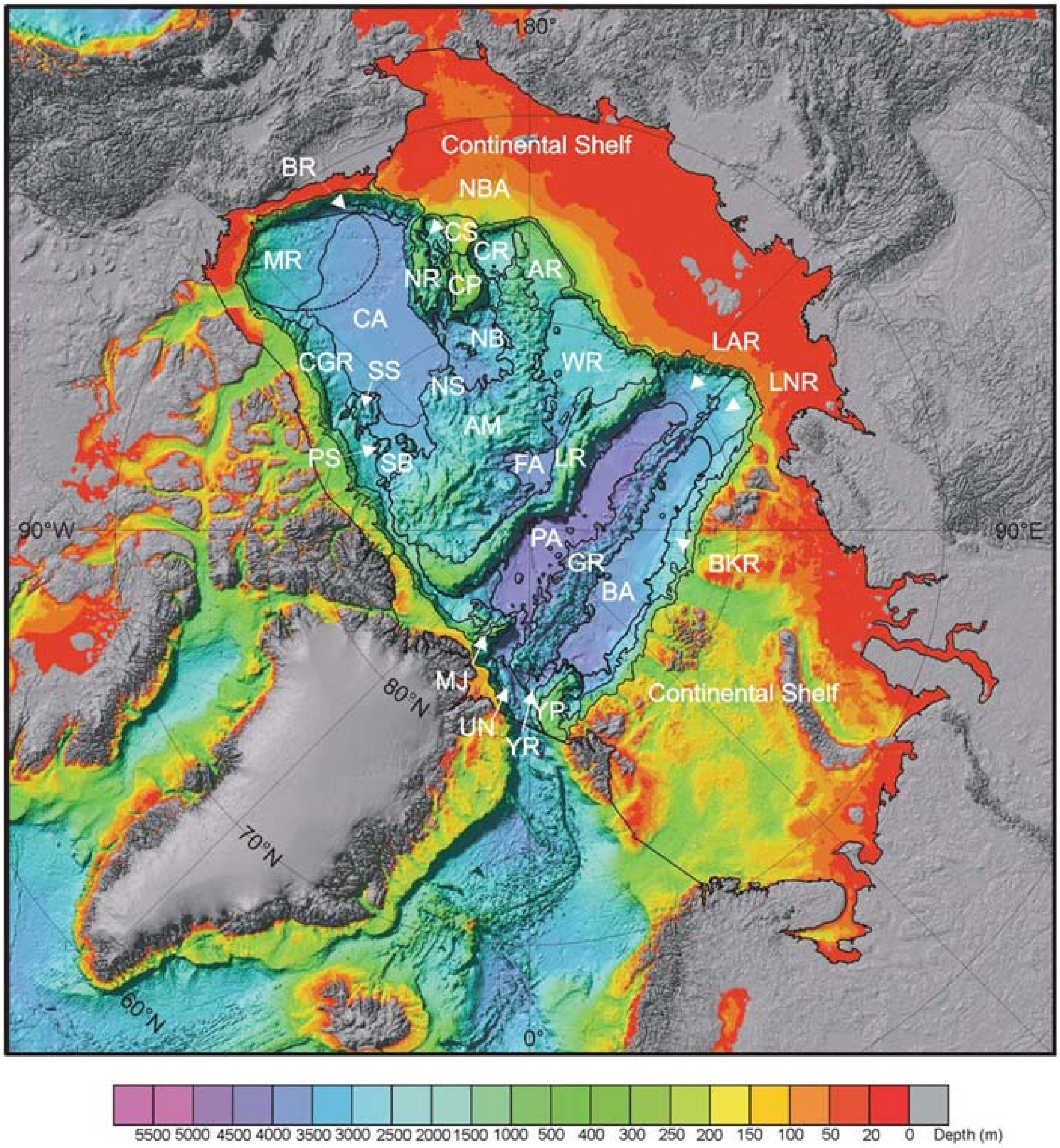


Figure 6. Boundaries of the classified first-order physiographic provinces of the Arctic Ocean, shown together with a shaded relief map of IBCAO bathymetry. Scale is depth (in m). See caption to Figure 3 for an explanation of abbreviations.

Плато Ермак и поднятие Мориса Джесупа

Эти плато, расположенные по бортам западной оконечности Евразийского бассейна, сопряжены с хребтом Гаккеля (рис. 6 и 7). Фэден предположил [*Feden et al., 1979*], что плато ранее являлись единым вулканическим массивом, подобно Исландии, сформированным интенсивным вулканизмом в эоцен-олигоценовое время. Различия в формах магнитных аномалий и структуре земной коры говорят о том, что западная и южная части плато Ермак могут состоять из континентальной коры [*Jackson et al., 1984*]. В таком случае, плато Ермак и возможно поднятие Мориса Джесупа могут являться гетерогенными вулканическими хребтами.

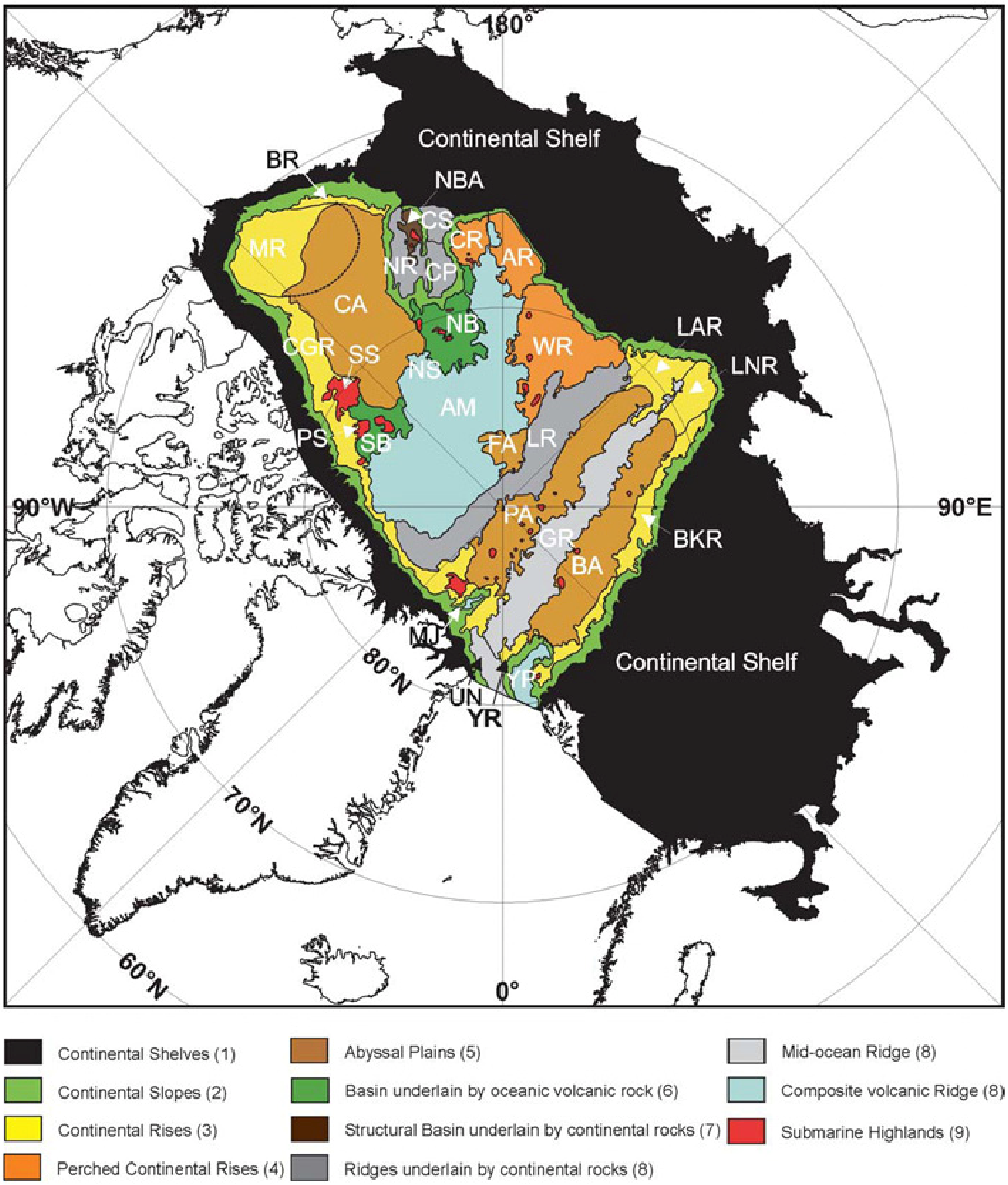


Figure 7. Assessment of the geologic characters of the first-order physiographic provinces of the Arctic Ocean, based on a review of the available geologic literature (see text). Calculated areas of the provinces are presented in Table 2. See caption to Figure 3 for an explanation of abbreviations.

Хребет Гаккеля

Распределение эпицентров землетрясений и несколько эхолотных профилей [*Gakkel, 1962*] склонило Хизена и Эвинга [*Heezen & Ewing, 1961*] продлить Срединно-Атлантический хребет в Арктический бассейн вдоль хребта Гаккеля и показать, что Евразийский бассейн был сформирован спредингом морского дна. Более ранние профили, выполненные с подводных лодок показали, что западная часть хребта Гаккеля состоит из высоких подводных хребтов, разделенных осевой долиной [*Feden et al., 1979*].

Гравитационные аномалии говорят о том, что спрединг морского дна может продолжаться более чем на 200 км далее на восток от морфологически выраженной рифтовой долины, под осадочными отложениями Лаптевоморской континентальной окраины [*Laxon & McAdoo, 1997*]. Спрединг морского дна в районе хребта Гаккеля является самым медленным в глобальной системе срединно-океанических хребтов [*Coakley & Cochran, 1998*], потому что скорость раскрытия уменьшается до нуля, при приближении хребта к полюсу вращения между Европой и Северной Америкой, который расположен в России рядом с дельтой реки Лены. Морфологическим проявлением медленного спрединга морского дна является чрезмерные глубины осевой части долины (> 5 км) и очень неровная поверхность фундамента.

Континентальные поднятия и абиссальные равнины

Хребет Гаккеля с двух сторон граничит с северным полюсом и Баренцевской абиссальной равниной, которые расположены в котловинах Амундсена и Нансена соответственно (рис. 6 и 7). Большая часть бассейна Амундсена глубже чем 4000 м, хотя днище бассейна Нансена характеризуется пологим простирающимся в северном направлении склоном и глубинами, которые главным образом меньше чем 4000 м. Джонсон [*Johnson, 1969*] приписал эти различия большему вкладу континентальных осадков в бассейне Нансена, по сравнению с бассейном Амундсена, потому что бассейн Нансена расположен по соседству с карско-лаптевоморской окраиной, в то время как бассейн Амундсена изолирован от Евразийской континентальной окраины хребтом Гаккеля. В дополнение, вклад от ледниковой эрозии на Баренцево-Карском шельфе мог быть даже более важным источником обломочного материала, перенесенного в бассейн Нансена, чем терригенные отложения с Евразийского континента [*Elverhøi et al., 1998*]. Мы не наблюдаем континентального поднятия вдоль подножия хребта Ломоносова в бассейне Амундсена, но на восточном и на западном окончаниях бассейна существуют отрезки континентального поднятия. Эти поднятия отражают регионы-источники континентальных отложений на лаптевоморской и гренландской окраинах, соответственно (рис. 6 и 7).

Амеразийский бассейн

Магнитные аномалии северо-северо-западного простирания [*Taylor et al., 1981; Kovacs et al., 1985; Roest et al., 1996*] и отрицательные гравитационные аномалии совпадающие с осью симметрии аэромагнитных аномалий показывают, что Канадская котловина, самая глубокая в Амеразийском бассейне, образована в результате спрединга морского дна у полюса вращения, расположенного в устье реки Маккензи. Стратиграфические взаимоотношения в пределах континентальной окраины Арктической Аляски и характер магнитных аномалий в бассейне показывают, что раскол и спрединг морского дна начались в готериве и были завершены в середине апта.

Хребет Альфа-Менделеева, включая выступ Наутилуса.

Система хребта Аьфа-Менделеева, включая выступ Наутилус, характеризуется морфологически сложным очертанием (рис. 6 и 7), но обобщенная поверхность хребта от его гребня к внешним границам будет иметь небольшие градиенты по сравнению с флангами хребта. В этих характеристиках хребет Альфа-Менделеева значительно отличается по морфологии от океанических хребтов, в основе которых лежит континентальная кора, также как и в хребтах Ломоносова и Нордвинд, которые имеют сглаженные полого выпуклые гребни и крутые склоны.

Аэромагнитные данные [*Roest et al., 1996*] показывают, что хребет Альфа-Менделеева, включая выступ Наутилус и бассейны Наутилус и Стефансон, все лежат внутри единого, обширного поля чрезвычайно магнитных пород с характерным рисунком аномалий, которые лежат целиком внутри границ океанической части Арктического бассейна. Некоторые геофизические данные [*Forsyth et al., 1986; Jackson et al., 1986; Jokat, 2003; Weber, 1990; Weber & Sweeney, 1990*] свидетельствует, что хребет Альфа-Менделеева состоит из вулканических пород, образованных в «горячей точке» и «точке плавления» внутри мантии, которые были извержены в океаническую кору. В этом случае, магма из горячей точки могла просочиться в ось спрединга, которая создала Амеразийский бассейн Арктического океана 130-120 млн. лет назад и построила вулканический конус мощностью примерно 35 км на вновь образованной океанической коре, которая и отдалилось от оси спрединга. Геометрия спрединга возможно дала системе хребтов ее западно-северо-западное – восточно-юго-восточное простирание. Форсит и др. [*Forsyth et al., 1986*] и Вэбер [*Weber, 1990*] предположили, что хребет Альфа-Менделеева по происхождению похож на океанический Исландско-Фарерский хребет, как структура с похожими магнитными аномалиями и мощности, которая сейчас формируется в горячей точке, локализованной в зоне активного спрединга Срединно-Атлантического хребта. Мы классифицируем систему хребта Альфа-Менделеева как «гетерогенный вулканический хребет» (таблица 2, рис. 6 и 7).

Бассейны (впадины) Наутилус и Стефансон

Дно бассейна Наутилус, которое лежит на высоте от 100 до 500 м над уровнем Канадской абиссальной равнины, осложнено несколькими абиссальными холмами и подводными горами. Поэтому был сделан вывод, что бассейн имеет коренное ложе, залегающее неглубоко под поверхностью морского дна, и это только морфологический, а не седиментационный бассейн. Дно бассейна Стефансон, которое выше Канадской котловины на 0-500 м, также состоит из подводных гор и горных массивов, но основная часть бассейна сложена осадками континентальных поднятий и абиссальных равнин, которые были принесены сюда с Канадской континентальной окраины. Морфология обоих бассейнов отличает их от основной части Канадского бассейна, который лишен подводных гор и сложен осадочным слоем мощностью 6-14 км [*Grantz et al., 1990*]. Аэромагнитные данные [*Roest et al., 1996*] показывают, что вулканические породы, которые как показала интерпретация лежат в основе системы хребта Альфа-Менделеева также лежат в основе выступа и бассейна Наутилус и бассейна Штефансон и что тектонически оба бассейна являются частью хребта Альфа-Менделеева в океанической подпровинции гетерогенных вулканических хребтов. Поэтому, бассейны Наутилус и Стефансон здесь сгруппированы в категорию «бассейны, сложенные океаническими вулканическими породами» (рис. 6 и 7).

Чукотский континентальный бордерленд (пограничная область)

Чукотский континентальный бордерленд состоит из группы главным образом высокостоящих, субмеридиональных хребтов, которые закрывают обширный бассейн Нордвинд [*Grantz et al., 1999*]. Хребты характеризуются крутыми склонами и плоскими или округлыми вершинными поверхностями и, в данном отношении, имеют сходство с хребтом Ломоносова, поднятием Мориса Джесупа и плато Ермак. Хребет Нордвинд на восточной стороне Чукотского континентального бордерленда и гетерогенный Чукотский хребет - Чукотское плато, - являются самыми большими структурами бордерленда. В дополнение, несколько мелких холмов и гор поднимаются над дном бассейна Нордвинд, который лежит между хребтом Нордвинд и Чукотским отрогом - Чукотским плато.

Образцы из грунтовых трубок [*Grantz et al., 1998*] показывают, что южная и центральная часть хребта Нордвинд сложена осадочными породами континентального шельфа, содержащими окаменелости и литофациями и биофациями континентального склона, которые имеют возраст от позднего кембрия до плиоцена. Не представлены в образцах только силурийские и девонские системы. Хребет Нордвинд поэтому классифицирован как «хребет, с континентальной корой в основании» (рис 6 и 7).

Если смотреть шире, Чукотский отрог и Чукотское плато составляют единую структуру, которая, как и хребет Нордвинд, имеет протяженность порядка 600 км. Чукотский хребет суживается от 165 км на северной оконечности Чукотского отрога на 76° с.ш. до 110 км на 76.5° с.ш. Это сужение отделяет Чукотский отрог на юге от Чукотского плато на севере. Узкий субмередиональное понижение рядом с осью хребта (возможно, грабен) способствует разделению. Широкие выровненные вершинные поверхности и крутые склоны Чукотского хребта, его близость к имеющему такое же простирание хребту Нордвинд, сходная морфология и свидетельства континентального строения, приводят к выводу, что Чукотский хребет также является фрагментом континентальной коры.

Бассейн Нордвинд

Вытянутый в северном направлении бассейн Нордвинд имеет в основном равнинное дно, которое находится на глубине чуть более 2000 м. Несколько узких, небольших субмеридиональных гребней поднимаются на 1500 м над дном бассейна. Сейсмические профили, батиметрия и гравитационное моделирование свидетельствуют, что бассейн Нордвинд подстилается континентальной корой [*Grantz et al., 1999*] и характеризуется горстовыми и грабеновыми структурами. Морфология бассейна, вместе с геофизическими, стратиграфическими и структурным данными, экстраполированными от хребта Нордвинд и Чукотского шельфа предполагают, что бассейн сформирован рифтовым процессом, который отделил хребет Нордвинд от Чукотского хребта в результате процессов растяжения в позднем мелу и в раннетретичное время [*Grantz et al., 1999*]. Бассейн Нордвинд классифицирован как «структурный бассейн, сформированный на континентальной коре» (табл. 2 и рис. 6 и 7).

Отроги Север и Перя

Две группы подводных гор и четыре изолированных подводные горы простираются от Канадского континентального поднятия к Канадской абиссальной равнине и Бассейну Стефансон (рис. 6 и 7). Группа гор побольше, названная отрог Север, в карте Арктики ВНИИОкеангеология [*Рельеф дна…, 1999*], имеет диаметр порядка 170 км и имеет центр в районе 80° с.ш. (рис. 6 и 7). Ее вершины поднимаются от глубин 3200 м и 2800 м к подводной горе, вершина которой имеет отметку 1816 м ниже уровня моря. Группа гор поменьше, названная здесь отрог Перя, имеет порядка 90 км в диаметре и находится в районе 81.7° с.ш. Она поднимается от глубин 3200 до 2800 м, к вершинной части на глубине 2236 м. Геологическая природа отрогов Север и Перя и изолированных подводных гор неизвестна, но их схожесть с хребтом Альфа-Менделеева предполагает, что они по аналогии могут включать породы океанического вулканического комплекса.

Чукотское, Арлис и Врангелевское выступающие континентальные поднятия

Чукотское, Арлис и Врангелевское выступающие континентальные поднятия являются несимметричными по форме структурами со сглаженным низкоградиентным морским дном, которое изолировано от других континентальных поднятий в Арктическом океаническом бассейне высокостоящими хребтами, которые соединяются с соседними континентальными склонами. Чукотское поднятие лежит между Чукотским хребтом (Чукотский отрог и Чукотское плато) и хребтом Менделеева, Врангелевское поднятие лежит между хребтом Менделеева и хребтом Ломоносова. Батиметрия показывает, что низкие холмы представляют собой блоки, сложенные осадочными породами, позади которых накапливаются седиментационные призмы, которые занимают низкоградиентные Чукотское и Врангелевское континентальные поднятия. Поскольку эти блоки располагаются на высоте от 1 до 1.5 тыс. м над Канадской абиссальной равниной и абиссальной равниной Флэтчер, которые, в свою очередь, расположены ниже осадочного клина континентального склона, мы относим их к «выступающим континентальным поднятиям». Поверхность выступающего континентального поднятия Арлис расположена прямо против Евразийского окончания хребта Менделеева и к тому же лежит на несколько сотен метров выше, чем верхние поверхности соседних Чукотского и Врангелевского выступающих поднятий.

Ближайшим источником осадков, который создал Чукотское, Арлис и Врангелевское выступающие континентальные поднятия, был внутренний континентальный шельф Чукотского и Восточно-Сибирского морей. Основной источник осадка для Чукотского поднятия был возможно обломочный материал перенесенный через широкую банку Геральда-остров Геральда-хребет острова Врангель центральной части Чукотского шельфа в широкую долину моря Геральда на 175° з.д. Основной источник осадка, который создал Врангелевское поднятие, был возможно обломочный материал из реки Индигирки, который был перенесен через Восточно-Сибирский шельф в долину моря Индигирки. Обломочный материал из реки Колымы перенесенный через шельф в более удаленную долину Колымского моря возможно также внес вклад в седиментационную призму, которая слагает (лежит) Врангелевское выступающее поднятие.

Канадско-Гренландское континентальное поднятие

Канадско-Гренландское континентальное поднятие простирается от поднятия Мориса Джесупа до континентального поднятия Маккензи, от которого Канадско-Гренландское поднятие отделено крутым, изрезанным субмеридиональными ложбинами участком континентального склона, который находится у острова Бэнкс Канадского Арктического архипелага. Южная оконечность Канадско-Гренландского поднятия кончается напротив этого расширения склона около 75° с.ш., 131° з.д., где поднятие располагается на уровне нескольких сотен метров над поверхностью поднятия Маккензи к западу. Поверхность более крутого Канадско-Гренландского поднятия и поднятия Маккензи с более пологими склонами сливаются в районе изобаты 3500 или 3600 м, примерно в 180 км северо-западнее точки с координатами 75° с.ш., 131° з.д.

Канадско-Гренландское поднятие более узкое и крутое, чем поднятие Маккензи и более густо испещрено каньонами и оврагами. Подводные горы и группы подводных гор Север и Перья находятся в пределах контуров поднятия, в отличие от поднятия Макензи, где такие структуры отсутствуют. Осадки, которые покрывают Канадско-Гренландское поднятие, представлены, главным образом, водно-ледниковыми отложениями, принесенными талыми ледниковыми водами Лаврентского ледникового щита.

Континентальное поднятие Маккензи

Поднятие Маккензи это отчетливая физико-географическая структура (рис. 6 и 7), которая занимает большую часть Канадского бассейна. Континентальное поднятие начинается в дельте Макензи, и построено осадками, принесенными в Канадский бассейн рекой Макензи, которая дренирует значительную часть континентальной суши и приносила большие объемы ледникового материала с конца плиоцена и в четвертичный период. Объемы осадков, поставляемых в Канадский бассейн рекой Макензи, превышает материал, принесенный из всех других источников. Верхняя часть поднятия Маккензи находится приурочена к современным изобатам от 800 до 1200 м, и постепенно углубляется на запад. Сейсмический профиль (профили 93-11 и 93-12, *Grantz и др., 2003*), который пересекает подножие поднятия, показывает, что плейстоценовая осадочная призма, которая морфологически очерчивает поднятие, выклинивается в районе 75,3º с.ш., 150.5º з.д., на глубине 3813 м. Это значительно глубже, чем положение границы, оцениваемой по батиметрическим данным IBCAO, по которым не определить место выклинивания осадочной призмы в связи с ограниченностью имеющихся данных по этой области в гриде (рис. 6). Использование сейсмических данных в качестве основы для определения поднятия Макензи увеличивает его площадь на 70%. Положение подножия поднятия Маккензи на основе батиметрического грида IBCAO и по сейсмическим данным показано на рис. 3B, 6, и 7.

Канадская абиссальная равнина

Абиссальная равнина Канадского бассейна занимает западную часть этой котловины между подножием подъема Бофорта на юге и бассейном Стефанссона на севере. Канадская абиссальная равнина лежит в основном в диапазоне глубин 3840-3900 м ниже уровня моря. Поверхность абиссальной равнины подстилается мощными голоценовыми отложениями, которые, в центре равнины (74,7º с.ш., 156.1º з.д.) составляют около 8,47 м и отлагались со скоростью 1 м / 1 тыс. лет [*Grantz et al., 1996*].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ обновленного батиметрического грида IBCAO позволил подразделить Северный Ледовитый океан на физико-географические провинции. Площадь каждой провинции была посчитана и по имеющейся литературе была интерпретирована геологическая структура. Из этого анализа следует, что Северный Ледовитый океан состоит из глубоководного бассейна, а также широкого континентального шельфа Евразии и узкого – Северной Америки и северной Гренландии.

Континентальные шельфы являются самыми крупными провинциями и занимают 52,7% общей площади Арктического бассейна. Глубоководная область включает четыре абиссальных равнины, разделенных подводными хребтами. Эти абиссальные равнины вместе занимают 11,8% площади Арктического бассейна, в то время как хребты составляют 15,8%, что делает их второй по площади физико-географической провинцией после континентальных шельфов.

Наша оценка геологического происхождения физико-географических провинций привела к выводу, что плосковершинные высокостоящие хребты могут быть интерпретированы как блоки континентальной коры, которые были оторваны от континентальных шельфов плитотектоническими процессами, занимающими в Арктическом бассейне ~ 4,5%. В провинцию хребтов входит хребет Ломоносова, который отделяет Евразийский бассейн от Амеразийского, и поднятия, включающие в себя Чукотский бордерленд в Амеразийском бассейне. Плато Ермак и поднятие Морис-Джесуп – две относительно мелких структуры, которые вместе занимают не более ~ 0,5% площади Арктического бассейна, состоят из континентальных и вулканических пород. Амеразийский бассейн включает морфологически невыдержанную и более глубоко залегающую систему поднятий и хребтов Альфа-Менделеева, занимающую 7,4% площади бассейна. Эта система считается крупной магматической провинцией (LIP), сложенной вулканическими породами, излившимся в глубоководной части Амеразийского бассейна и приуроченных к спрединговой оси, которая раскрыла Амеразийский бассейн. В пределах Евразийского бассейна существует активный срединно-океанический хребет Гаккеля а также безымянный спрединговый центр в проливе Фрама, которые вместе занимают 3,5% площади Арктического бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

Дибнер В.Д., Гаккель Я.Я., Литвин В.М., Мартынов В.Т., Шургаева Н.Д. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана // Труды НИИГА, том 143. С. 341-345.

Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофиз. методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л., НИИГА, 1968. С. 9-19.

Карасик А.М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит. - В кн.: Проблемы геологии полярных областей Земли. Л. Ротапринт НИИГА, 1974. С. 23-31.

Нарышкин Г.Д., Грамберг И.С. (ред.). Орографическая карта Арктического бассейна. Санкт-Петербург. ВНИИОкеангеология. Масштаб 1:5,000,000, 1 лист. 1995.

Рассохо А.П., Сенчура Л.И., Деменицкая Р.М. и др. Подводный Арктический хребет и его место в системе хребтов Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1967. Т. 172. № 3. С.659-662.

Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Санкт-Петербург. ГУНиО. ВНИИОкеангеология. Масштаб 1:5,000,000, 1 лист. 1999.

Трешников А.Ф., Балакшин Л.Л., Белов Н.А., Деменицкая Р.М., Дибнер В.Д., Карасик А.М., Шпашер А.О., Шургаева Н.Д. Географические наименования основных частей рельефа дна Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 1967. № 27. С. 5-15.

Anderson L.G., Bjork G., Holby O., Kattner G., Koltermann P.K., Jones E.P., Liljeblad B., Lindegren R., Rudels B., Swift J.H. Water masses and circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 North Pole Expedition // Journal of Geophysical Research, 1994, v. 99, p. 3273-3283.

Beal M.A. Bathymetry and structure of the Arctic Ocean [Ph.D. thesis]: Corvallis, Oregon State University, 1969, p. 1-204.

Canadian Hydrographic Service, General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), Sheet 5.17: Canadian Hydrographic Service, Ottawa, scale 1:6,000,000, 1 sheet. 1979.

Coakley B., Cochran J.R. Gravity evidence of very thin crust at the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 162, p. 81-95.

Dietz R.S., Shumway G. Arctic Basin geomorphology // Geological Society of America Bulletin, 1961, v. 72, p. 1319–1330.

Elverhoi A., Hooke R.L.B., Solheim A. Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard–Barents Sea region: Implications for understanding erosion of glacierized basins // Quaternary Science Reviews, 1998, v. 17, p. 209–241.

Feden R.H., Vogt P.R., Fleming H.S. Magnetic and bathymetric evidence for the ‘‘Yermak hot spot’’ northwest of Svalbard in the Arctic Basin // Earth and Planetary Science Letters, 1979, v. 44, p. 18–38.

Forsyth D.A., Morel-a-l Huissier P., Asudeh I., Green A.G. Alpha Ridge and Iceland: Product of the same plume? // Journal of Geodynamics, 1986, v. 6, p. 197–214.

Fox C.G., Hayes D.E. Quantitative methods for analyzing the roughness of the seafloor // Reviews of Geophysics, 1985, v. 23, p. 1-48.

Gakkel Ya.Ya. The exploration and development of polar lands, in Harris, C.D., ed., Soviet geography: Accomplishments and tasks: New York, American Geographical Society Occasional Publication 1, 1962, p. 265–274.

Grantz A., Hart P.E., May S.D. Seismic reflection and refraction data acquired in Canada Basin, Northwind Ridge and Northwind Basin, Arctic Ocean in 1988, 1992 and 1993 // U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1243. 2004.

Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A. Canada Basin, in Grantz, A., Johnson, G.L., and Sweeney, J.F., eds., The Arctic Ocean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, 1990, v. L, p. 379–402.

Grantz A., Phillips R.L., McMullen M.W., Starratt S.W., Jones G.A., Naidu S., Finney B.P. Character, paleoenvironment, rate of accumulation, and evidence for seismic triggering of Holocene turbidites, Canada Abyssal Plain, Arctic Ocean // Marine Geology, 1996, v. 133, p. 51–73.

Grantz A., Clark D.L., Phillips, R.L., Srivastava S.P. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geological Society of America Bulletin, 1998, v. 110, p. 801–820.

Grantz A., McAdoo D.C., Hart P.E., Lewis S.D. Structure and origin of the Chukchi Borderland, Amerasia Basin, Arctic Ocean, from seismic reflection and marine and satellite gravity data [abs.]: Eos (Transactions, American Geophysical Union), 1999, v. 80, p. 994.

Heezen B.C., Ewing M. The Mid-Oceanic Ridge and its extension through the Arctic Basin, in Raasch, G.O., ed., Geology of the Arctic: Toronto, Ontario, University of Toronto Press, 1961, p. 622–642.

Hunkins K. Geomorphic provinces if the Arctic Ocean, in Sater, J.E., ed., Arctic drifting stations:Warrenton, Virginia, Arctic Institute of North America and U.S. Office Naval Research Symposium, 1966 Proceedings, 1968, p. 365–376.

Jackson H.R., Johnson G.L., Sundvor E., Myhre A.M. The Yermak Plateau, formed at a triple junction // Journal of Geophysical Research, 1984, v. 89, p. 3223–3232.

Jackson H.R., Forsyth D.A., Johnson, G.L. Oceanic affinities of the Alpha Ridge, Arctic Ocean // Marine Geology, 1986, v. 73, p. 237–261.

Jakobsson M. First high-resolution chirp sonar profiles from the central Arctic Ocean reveal erosion of Lomonosov Ridge sediments // Marine Geology, 1999, v. 158, p. 111-123.

Jakobsson M. Hypsometry of the Arctic Ocean and its constituent seas // Geochemistry Geophysics Geosystems, 2002, v. 3, no. 5.

Jakobsson M. and IBCAO Editorial Board Members Improvement to the International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO): Updating the data base and the grid model [abs.]: Eos (Transactions, American Geophysical Union), 2001, v. 84.

Jakobsson M., Cherkis N., Woodward J., Coakley B., Macnab R. A new grid of Arctic bathymetry: A significant resource for scientists and mapmakers // Eos (Transactions, American Geophysical Union), 2000, v. 81, p. 89-96.

Johnson G.L. Morphology of the Eurasian Arctic Basin // Polar Record, 1969, v. 14, p. 619-628.

Johnson G.L., Grantz A., Weber J.R. Bathymetry and physiography, in Grantz, A., Johnson, G.L., and Sweeney, J.F., The Arctic Ocean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, 1990, v. L, p. 63–78.

Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, central Arctic Ocean // Geophysical Journal International, 2003, v. 152, p. 185–201.

Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M. Lomonosov Ridge: A doublesided continental margin // Geology, 1992, v. 20, p. 887–890.

Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M. New insights into the evolution of Lomonosov Ridge and the Eurasia Basin // Geophysical Journal International, 1995, v. 122, p. 378–392.

Kovacs L.C., Bernero C., Johnson G.L., Pilger R.H., Srivastava S.P., Taylor P.T., Vink G.E., Vogt P.R. Residual magnetic anomaly chart of the Arctic Ocean region: Geological Society of America Map and Chart Series MC-53, scale 1:6,000,000, at 75-N latitude. 1985.

Kurras G.J., Edwards M.H., Michael P., Cochran J.R., Coakley B. Comparison of Seabeam-2112 and SCAMP bathymetry data along the Gakkel Mid-Ocean Ridge: Preliminary mapping results from the Healy0102 Arctic Cruise: OCEAN 2001. 2001. [Proceedings].

Laxon S., McAdoo D. Arctic Ocean gravity field derived from ERS-1 satellite altimetry // Science, 1997, v. 265, p. 621–624.

Mayer L.A., Paton C.W., Gee L., Gardner J.V., Ware C.W. Interactive 3-D visualization: A tool for seafloor navigation, exploration, and engineering // Proceedings of the IEEE Oceans, 2000, v. 2, p. 913–920.

Moore J., Mark R.K. World slope map // Eos (Transactions, American Geophysical Union), 1986, v. 67, p. 1353, 1360–1362.

Neumann G.A., Forsyth D.W. High resolution statistical estimation of seafloor morphology: Oblique and orthogonal fabric on the flanks of the Mid-Atlantic Ridge // Marine Geophysical Researches, 1995, v. 17, p. 221–250.

Perry R.K., Flemming H.S., Weber H.R., Kristoffersen Y., Hall J.K., Grantz A., Johnson G.L. Bathymetry of the Arctic Ocean: Naval Research Laboratory, Washington, scale 1:4,704,075, 1 sheet. 1985.

Roest W.R., Verhoef J., Macnab R. Magnetic anomaly map of the Arctic north of 64 // Geological Survey of Canada Open-File Report 3281, 1 sheet. 1996.

Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G. On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean, in Johannessen, O.M., et al., eds., The polar oceans and their role in shaping the global environment: American Geophysical Union Geophysical Monograph 85, 1994, p. 33-46.

Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin, 2 // Journal of Geophysical Research, 1981, v. 86, p. 6323-6333.

Vink G.E., Jason Morgan W., Zhao W.L. Preferential rifting of continents: A source of displaced terranes // Journal of Geophysical Research, 1984, v. 89, p. 10,072–10,076.

Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // Journal of Geophysical Research, 1979, v. 84, p. 1071–1089.

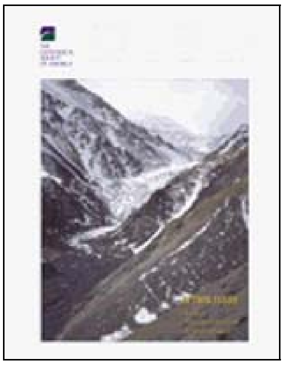
Weber J.R. The structure of the Alpha Ridge, Arctic Ocean and Iceland-Faroe Ridge, North Atlantic: Comparisons and implications for the evolution of the Canada Basin // Marine Geology, 1990, v. 93, p. 43–68.

Weber J.R., Sweeney J.F. Ridges and basins in the central Arctic Ocean in Grantz, A., Johnson, G.L., and Sweeney, J.F., eds., The Arctic region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, 1990, v. L, p. 305–336.

Wilson J.T. Hypothesis of Earth's behavior // Nature, 1963, v. 198, p. 925–929.

Перевод с английского – О.Г. Ромащенко

Ссылка на статью:



Jakobsson M., Grantz A., Kristoffersen Y., Macnab R. **Physiographic provinces of the Arctic Ocean seafloor**. Geological Society of America Bulletin. 2003. Vol. 115. No. 12. P. 1443-1455. doi: 10.1130/B25216.1

http://bulletin.geoscienceworld.org/content/115/12/1443.abstract