

ЛИНЕЙНЫЕ И АРЕАЛЬНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

За последнее десятилетие резко возросла изученность дна Северного Ледовитого океана и особенно морфоструктуры Арктического бассейна и Скандика, которые освещались Д.Г. Пановым, Я.Я. Гаккелем, Н.А. Беловым, В.Н. Саксом, А.Ф. Трешниковым, Р. Дитцем и Г. Шамуэем, Б. Хейзенем и М. Юингом, В.М. Литвиным, Р.М. Деменицкой, А.М. Карасиком, Ю.Г. Киселевым, Н. Остенсо, В.Д. Дибнером, А.П. Пуминовым, А.Ф. Грачевым и другими советскими и американскими исследователями.

Сравнительный анализ разнообразных данных о морфоструктурах Северного Ледовитого океана, которым автор занимается с 1961 г., позволил прийти к их принципиально новой классификации и выводам об их происхождении.

Генетические ряды линейных и ареальных морфоструктур. В первом приближении морфоструктуры океанического дна, как и суши, подразделяются на обширные изометрические — ареальные и относительно узкие и вытянутые — линейные. В соответствии с этим мы выделяем разнотипные эволюционно-генетические ряды — отдельно для ареальных и линейных морфоструктур.

Более четко выражены, естественно, линейные морфоструктуры, которые ограничивают расположенные между ними ареальные морфоструктуры, являясь по отношению к последним на определенном этапе развития более активным началом.

Линейные морфоструктуры и линеаменты. В своем современном виде линейные морфоструктуры, находящиеся на различных стадиях своего развития, образуют цепочки, которые из глубин суши простираются в эпиконтинентальную и абиссальную области.

Такие линейно вытянутые морфоструктурные комплексы пересекают, как правило, весь Северный Ледовитый океан и подчас уходят далеко за его пределы. При этом для некоторой части морфоструктур строго доказывается их приуроченность к зонам глубинных разломов. Остальные морфоструктуры сменяют по простиранию структуры, заведомо глубинные и все они в целом позволяют относить данные линейные комплексы к разряду мобильных поясов.

Всего выделяется 16 таких поясов, названных автором в основном по наименованию наиболее отчетливо выраженной морфоструктуры: Бутия, Ломоносова, Гаккеля, Канинский и др. Морфоструктуры, принадлежащие к тому или иному мобильному поясу, расположены на рис. 1 в виде вертикальных рядов (сверху вниз) от типично континентальных морфоструктур (вверху) к все более и более океаническим (внизу).

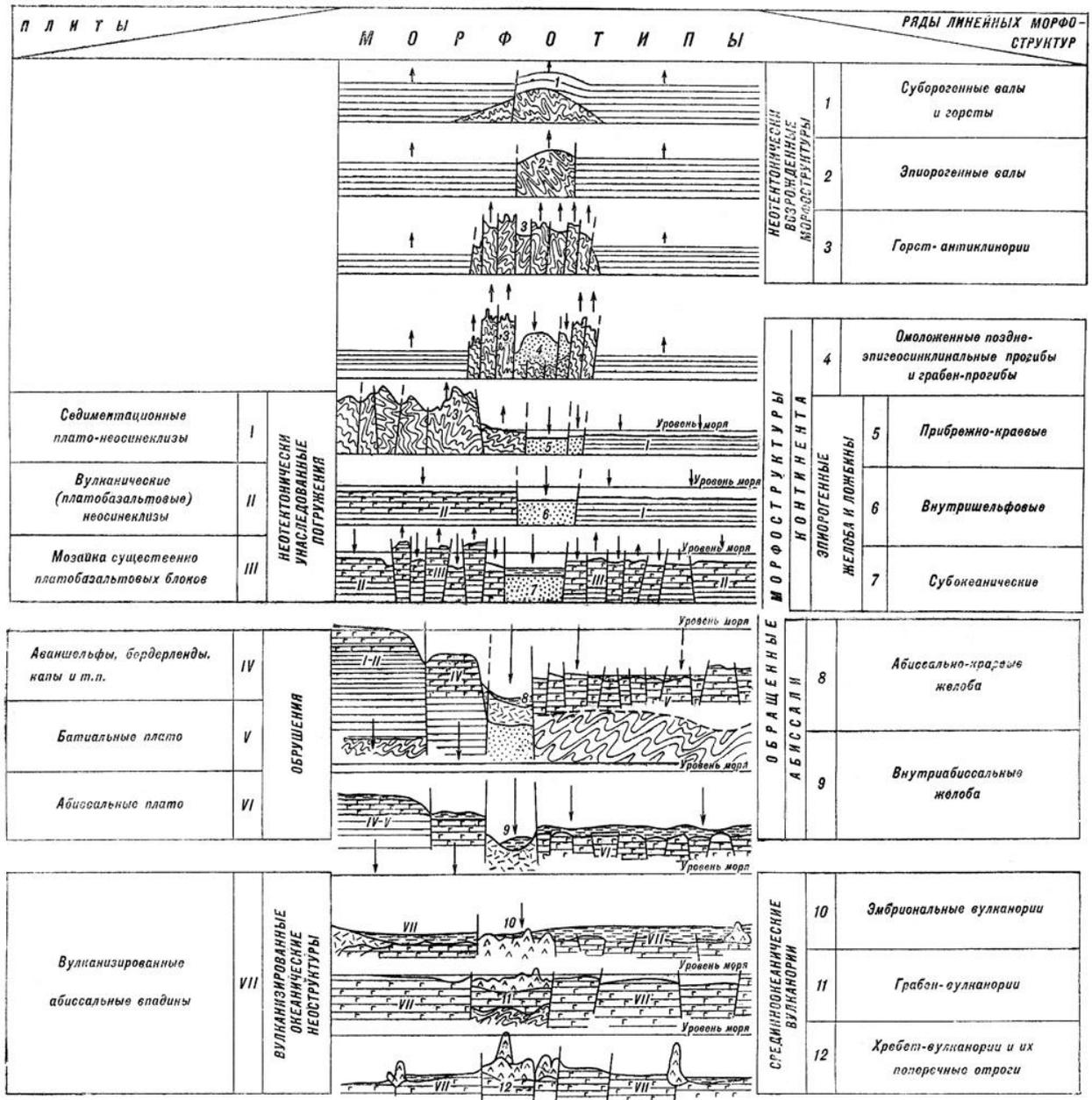


Рис. 1. Генетические ряды эпикратонных и эпиорогенных морфоструктур, фиксирующих отдельные этапы океанизации надводно-подводной окраины континента.

1 — складчатый фундамент, 2 — осадочный чехол, 3 — вулканогенный чехол, 4 — грубообломочные отложения (молассы) грабен-прогибов и других обращенных протоструктур, 5 — вулканыты срединноокеанических вулканориев, 6 — осадки мутовых потоков — турбидиты, 7 — нормальные (пелагические) донные осадки — пелагиты, 8 — разломы, 9 — преимущественные направления движения отдельных блоков земной коры.

«Идеальный» ряд линейных морфоструктур — линейные морфотипы

Взаимное сопоставление морфоструктур, маркирующих все 16 линеаментов Северного Ледовитого океана, позволяет построить их идеальный ряд, представленный типичными линейными морфоструктурами или, как мы их будем называть, морфотипами (табл. 1,2).

В таблицах выделено 12 разновидностей таких линейных морфотипов, естественно объединяющихся в три генетическо-стадиальные группы. Типовые морфоструктуры выделены полужирным шрифтом.

Первая генетическо-стадиальная группа — неотектонически возрожденные линейные морфоструктуры суши

Необходимость рассмотрения этой чисто континентальной группы морфоструктур следует из того, что в качестве реликтовых они встречаются в отдельных районах шельфа и даже в абиссали.

Суборогенные валы и горсты. Это обычно унаследованные от более древних этапов развития линейные морфоструктуры платформенного чехла, иногда с обнаженным в той или иной мере кристаллическим фундаментом.

Сюда относятся прежде всего валы-горсты Тиманский, Бутия и Делфин, расположенные в сухопутной части эпиконтинентальной зоны Северного Ледовитого океана. Особое место занимает относящийся условно к этому же морфотипу порог Ломоносова — горстообразная морфоструктура, характеризующаяся местами большой мощностью осадочного чехла [*Киселев, 1966*], возникшая на месте эпикаледонской платформы и существующая в абиссали Арктического бассейна в качестве реликтовой.

Эпиорогенные валы — это денудированные, а затем слабо омоложенные байкальские и более молодые складчатые сооружения. Они образуют положительные формы рельефа среди прибрежной суши и шельфа (вал Канин-Мурманский), а в виде отдельных «контрофорсов» (контрофорс Ермака) также и в абиссали.

Горст-антиклинории — это возрожденные горные складчато-глыбовые сооружения, типичные в основном для суши (горст-антиклинории Корнуоллиса, Иннуитский, Верхоянский, Западно-Шпицбергенский, Канин, Скандинавский, Янский (Куларский), Полоусный, Брукса, Бырранга), но местами глубоко проникающие в глубь шельфа (горст-антиклинории Североземельский и Урало-Новоземельский).

Вторая генетическо-стадиальная группа — обращенные морфоструктуры континента и абиссали

Сюда относятся шесть морфотипов - линейных депрессий, образование которых как инверсионных морфоструктур фиксирует качественно новый этап развития того или иного линеамента.

Омоложенные поздне-эпигеосинклинальные прогибы и грабен-прогибы — это прогибы, первоначально возникшие одновременно с образованием горных складчатых сооружений на поздне-послегеосинклинальном этапе их развития, а затем возрожденные одновременно с горст-антиклинориями неотектонического этапа. Часть этих прогибов можно отнести к предгорным (прогибы Пири-Элмира, Данмарк-фьорда, Кольский, Югорский, Кольвиля), а часть — к межгорным (прогиб Омолойский, грабен-прогиб Шпицбергенский).

Прибрежно-краевые желоба и ложбины — это депрессии, протягивающиеся вдоль прибрежного мелководья и отделяющие его от остальной — внешней части шельфа («маргинальные» желоба, по У. Хольтедалю и Г. Хольтедалю). Это желоба Нордкапский, Финмаркенский, Новоземельский, ложбина Байдарацкая и др.

Внутришельфовые желоба и ложбины — это депрессии, пересекающие обширные шельфовые области и располагающиеся при этом на продолжении возрожденных горст-антиклинориев, как бы сменяя их по простиранию при переходе от внутренних возвышенных областей континента к эпиконтинентальной зоне.

Так, внутришельфовые желоб Финмаркенский и ложбины Самойлова и Альбанова вместе с горст-антиклинориями Скандинавским и отчасти Североземельским маркируют каледонскую складчатую систему, которая к северо-востоку от Норвегии пересекает весь Баренцево-Карский шельф. Аналогичным образом желоба и ложбины пра-Омолойская, пра-Ленская, Бунге, пра-Колымская и Хоуп маркируют погруженные ветви верхнемезозойской складчатости Северо-Восточной Азии и Аляски.

Субокеанические желоба. Депрессии этого типа рассекают материковые склоны и прилегающие части шельфа и, видимо, маркируют еще более погруженные звенья складчатых систем, выраженные на предшествующем этапе развития в виде возрожденных горст-антиклинориев.

Субокеанические желоба (вместе с внутришельфовыми желобами) маркируют погруженные байкалиды (желоба Медвежинский и Кольдевея), а также отдельные ветви каледонид (желоба Франц-Виктория, Квест, Зюйдкапский, Воронина), ранних герцинид (желоба Мак-Клюра, Смитта-Линкольна) и поздних герцинид (желоба Св. Анны, Шокальского).

Абиссально-краевые желоба сопровождают подножия современных материковых склонов и, как правило, плохо выражены в рельефе океанического дна в связи с широким развитием мощного турбидитового шлейфа. Однако абиссально-краевые желоба (краевые желоба, по Хейзену, Тарп и Юингу) выделяются достаточно четко на основании гидромагнитных, сейсмических и других геофизических данных.

Эти наиболее длинные морфоструктуры определяют современные очертания Арктического бассейна. Вследствие изгиба материкового склона абиссально-краевые желоба по простиранию соответствующих линеаментов могут переходить в эпиорогенные депрессии шельфа и грабен-прогибы. Абиссально-краевые желоба в ряде случаев также, видимо, маркируют складчато-глыбовые сооружения. Так, Гренландско-Канадский абиссально-краевой желоб, судя по аэромагнитным данным [*Ostenso, 1964*], вероятно, скрывает северную ветвь раннегерцинской Иннуитской складчатой системы. Однотипный желоб Брусилова располагается как раз на продолжении Янского горст-антиклинория и пра-Ленской ложбины и поэтому может являться зоной дальнейшего погружения Янской (Куларской) ветви мезозой. Также и абиссально-краевой желоб Толля, видимо, не случайно располагается на продолжении позднегерцинский складчатой зоны гор Бырранга.

Внутриабиссальные желоба — это асейсмичные грабенообразные морфоструктуры (гэпы по терминологии американских исследователей), расчленяющие обрушенные в абиссаль (реликтовые) ареальные континентальные морфоструктуры. В Арктическом бассейне к типичным внутриабиссальным желобам следует отнести впадины Марвина (между порогом Ломоносова и плоскогорьем Альфа) и СП-Чарли (между плоскогорьем Менделеева и аваншельфом Чукотским).

Третья генетическо-стадиальная группа — вулканории срединноокеанического типа

Три морфотипа этой группы фиксируют еще одно обращение линейных морфоструктур, которые снова становятся зонами положительного рельефа, однако, в отличие от неотектонически возрожденных складчатых протоструктур, здесь мы уже имеем дело с образованиями вулканического происхождения. Это — линейные вулканические зоны или вулканории, образовавшиеся в связи с процессами растяжения морфотипов второй группы и массового заполнения их вулканическими сооружениями. Только петрографический состав ксенолитов в агломератовых жерлах некоторых

подводных вулканов (например, в подводном хребте Мона) указывает на то, что эти вулканические сооружения покоятся на складчатом основании.

Эмбриональные вулканории — это однорядные цепочки вулканов центрального типа, располагающиеся по осям субокеанических и абиссальных желобов (или на продолжении осей этих желобов). В Арктическом бассейне такие эмбриональные вулканории намечаются по осям субокеанических желобов Воронина и Св. Анны. Есть также некоторые (в основном батиметрические) данные в пользу существования эмбриональных вулканориев в связи с субокеаническими желобами Мак-Клюра, Смита-Линкольна, Франц-Виктории, Шокальского и Амундсен-Делфин (эмбриональный вулканорий Делфин).

Грабен-вулканории — это выполненные субпараллельными цепочками вулканов, грабены, унаследующие грабен-прогибы или другие морфотипы второй группы. Наиболее типичными и наилучше изученными являются Центрально-Исландский грабен-вулканорий, расположенный уже за пределами рассматриваемых акваторий. С Арктическим бассейном связан расположенный на его границе грабен-вулканорий Лены, который в отличие от грабен-вулканория Центрально-Исландского является субаквальной морфоструктурой.

Хребет-вулканории и их поперечные отроги — это наиболее выделяющиеся в рельефе абиссали сейсмически активные линейные морфоструктуры, венчающие срединноокеанические мобильные пояса. Они являются конечным продуктом вулканической инверсии грабен-прогибов и других морфотипов второй группы. Их характернейшим элементом является осевая рифтовая трещина («долина»), которой субпараллельны другие многочисленные понижения между цепочками вулканических конусов. Отдельные отрезки рифтовых трещин, расположенные кулисообразно, выклиниваются и по своему простираанию (а, следовательно, можно предполагать, и во времени) сменяются теми же линейно вытянутыми вулканическими комплексами.

Единственным в своем роде хребет-вулканорием Арктического бассейна является вулканорий Гаккеля, принадлежащий одноименному линеаменту, по простираанию которого в одну сторону он сменяется пра-Омолойской ложбиной, Омолойским межгорным грабен-прогибом и Верхоянским и Янским горст-антиклинориями, в другую — прогибом Данмарк-Фиорда и Восточно-Гренландским антиклинорием. От хребет-вулканория Гаккеля под прямым углом отходит отрог — вулканорий Ленинского Комсомола (линеамент Бутия). В южном направлении этот вулканорий восходит, видимо, к эмбриональному вулканорию внутри желоба Св. Анны.

В Скандике хребет-вулканорий Гаккеля находит свое продолжение в других вулканориях Северного Ледовитого океана. Это, прежде всего, хребет-вулканорий Книповича (линеамент Де-Геера), с которым хребет-вулканорий Гаккеля сопрягается через грабен-вулканорий Лены, южнее располагаются хребты-вулканории Мона (линеамент Мона) и Исландский и грабен-вулканорий Центрально-Исландский.

Через вулканорий Скандика и хребет-вулканорий Гаккеля и горт-антиклинорий Верхоянский трассируются цепочки эпицентров землетрясений, которые соединяют сейсмические зоны Атлантического и Тихого океанов.

От меридионального хребта-вулканория Книповича в северо-западном направлении отходит отрог-вулканорий Гренландский, который по своему простираанию сменяется субокеаническим желобом Кольдевея, а в противоположном направлении находится на одной линии с Медвежинским субокеаническим желобом.

Таблица 1

Эпиорогенные морфоструктуры Северного Ледовитого океана

Ряды линейных морфоструктур	Зоны глубинных разломов (мобильные пояса)							Каннский
	Мак-Клюра	Буття	Линкольна	Ломоносова	Гаккеля	Де-Геера	Мона	
Неотектонически возникшие морфоструктуры 1. Суборогенные впадины и горсты 2. Эпиорогенные впадины 3. Горст-антиклинории		Буття		Ломоносова		Ермака		Тиман Канн-Мурманский Канни
		Корнуоллиса	Иннуитский	Восточно-Гренландский	Верхоянский	Западно- и Восточно-Шпицбергенские		Кольский
		Пир-Элмира	Внутри-Гренландский	Омолойский	Данмарк-Фьорда	Шпицбергенский		Нордкапский
Обращенные морфоструктуры континента 4. Омоложенные позднеэпигеосинклинальные прогибы и грабен-прогибы Эпиорогенные желоба и ложбины 5. Прибрежно-краевые 6. Внутришельфовые	Мак-Клюра	Св. Анны	Смигала-Линкольна-Франц-Виктория	Бунге	Омолойский	Южно-Ботническая Квест	Короля Карла Зюйдкапский	Медвежинский Кольдевея
				Марвина	Садко	Литке	Датский	
Обращенные морфоструктуры абиссали 8. Абиссально-краевые желоба 9. Внутриабиссальные желоба Среднеокеанические вулканы 10. Эмбриональные вулканы 11. Грабен-вулканы 12. Хребт-вулканы и их поперечные отроги			?			Поморский	Гренландско-Канадский	
			?			Шпицбергенский Лены Книповича	Датский	Мона
		Ленинского Комсомола		Гаккеля				Гренландский

Ряды линейных морфоструктур	Зоны глубинных разломов (мобильные пояса)									
	Скандинавский	Новоземельский	Таймырский	Брусилова	Полуостровный	Толля	Бофорга	Делфин		
Неотектонически возникшие морфоструктуры										
1. Суборогенные впадины и горсты		Северный Новоземельский								
2. Эпирогенные впадины		Пайхой-Новоземельский								
3. Горст-антиклинории	Северо-Земельский	Югорский		Куларский	Полуостровный	Брукса Бьрранга				
Обращенные морфоструктуры континента										
4. Омоложенные позднепалеогеновые и грабен-прогибы										
Эпирогенные желоба и ложбины										
5. Прибрежно-краевые	Финмаркский	Байдарцкая Новоземельская	Таймырский							
6. Внутришельфовые	Финмаркская Самойлова Альбанова	Св. Анны	Шокальского	пра-Ленская	пра-Колымская	Хоуп				
7. Субокеанические	Воронина				Мод		Маккензи	Амундсен-Делфин		
Обращенные морфоструктуры абиссали										
8. Абиссально-краевые желоба										
9. Внутриабиссальные желоба				Брусилова		Толля	Бофорга Арлис			
Срединноокеанические вулканории										
10. Эмбриональные вулканории	Воронина		Шокальского							Делфин
11. Грабен-вулканы										
12. Хребет-вулканы и их поперечные отроги		Ленинского Комсомола								

Таблица 2

Эпикратонные морфоструктуры Северного Ледовитого океана

Морфоструктуры										Морфотипы	
Восточно-Гренландская	Арктическая	Бофорга	Чукотская	Алазейская	Восто-чно-Лаптевская	Усть-Ленская	Ямало-Гыданская	Печорская	Неотектонически унаследованные погружения	I	Баренцев
										Седиментационные плато — неосинеклизы	
Северо-Гренландская	Сверд-рупа	Бофорга	Чукотская	Алазейская	Де-Лонга	Усть-Ленская	Ямало-Гыданская	Печорская	Неотектонически унаследованные погружения	II	Грумман-ланский
										Вулканические (платобазальтовые) неосинеклизы	
Южно-Гренландская	Сверд-рупа	Бофорга	Чукотская	Алазейская	Де-Лонга	Усть-Ленская	Ямало-Гыданская	Печорская	Неотектонически унаследованные погружения	III	Земля Франца-Иосифа
										Мозаика существенно платобазальтовых блоков	
Северо-Гренландская	Джезупа	Бофорга	Чукотская	Алазейская	Де-Лонга	Усть-Ленская	Ямало-Гыданская	Печорская	Неотектонически унаследованные погружения	IV	Норвежский
										Обрушения Аваншельфы, бордерленды, капы и т. п.	
Северо-Гренландская	Альфа Макарова	Бофорга	Чукотская	Алазейская	Де-Лонга	Усть-Ленская	Ямало-Гыданская	Печорская	Неотектонически унаследованные погружения	V	Лофотенский
										Батияльные плато	
Южно-Гренландская	Амундсена	Бофорга	Чукотская	Алазейская	Де-Лонга	Усть-Ленская	Ямало-Гыданская	Печорская	Неотектонически унаследованные погружения	VI	Абиссальные плато (равнины)
										Вулканизованные океанические неоструктуры	
Южно-Гренландская	Амундсена	Бофорга	Чукотская	Алазейская	Де-Лонга	Усть-Ленская	Ямало-Гыданская	Печорская	Неотектонически унаследованные погружения	VII	Нансена
										Вулканизованные абиссальные впадины	

Идеальный ряд ареальных морфоструктур

Рассматриваемый ряд образован восемью морфотипами, группирующимися в три генетическо-стадиальные группы (рис. 1), которые фиксируют противоречивый характер развития ареальных морфоструктур океанического дна от подводных седиментационных и вулканических плато (плит) до абиссальных впадин (табл. 2).

Первая генетическо-стадиальная группа — неотектонически унаследованные ареальные погружения — это изометричные отрицательные морфоструктуры, возникшие на месте бассейнов осадочной и вулканогенной аккумуляции (неосинеклизы) за счет унаследованного, но неполностью компенсируемого прогибания и дифференцированных блоковых движений.

Седиментационные неосинеклизы. Сюда относятся плато: Восточно-Гренландское (на одноименном шельфе), Арктическое (низовья р. Макензи — о. Бэнкса), Бофорта, Чукотское, Алазейское, Восточно-Лаптевское (на шельфе моря Лаптевых), Усть-Ленское, Ямало-Гыданское, Печорское, Центральное Баренцево.

Все перечисленные плато в прототектоническом отношении соответствуют плитам, приуроченным, в свою очередь, к срединным платформенным массивам с обычно добайкальским кристаллическим основанием.

Вулканические (платобазальтовые) неосинеклизы отличаются от седиментационных плато мощной платобазальтовой броней, образовавшейся в различные интервалы мелмиоценового времени. В Северном Ледовитом океане примером вулканической неосинеклизы является надводно-подводное плато Де-Лонга.

Мозаика седиментационных и платобазальтовых блоков — это неосинеклизы, интенсивно разбитые сбросами, создавшими «клавиатуру» приподнятых и опущенных блоков. Такая мозаика блоков весьма характерно представлена в виде раздробленных синеклиз Свердруп и Земли Франца-Иосифа.

Вторая генетическо-стадиальная группа — обрушенные неосинеклизы. К этой группе относятся аваншельфы, батимальные и абиссальные плато, образовавшиеся за счет обрушения отдельных частей шельфа.

Аваншельфы — это участок шельфовой плиты (одна из его неосинеклиз), выдвинутый впереди собственного шельфа и погруженный на глубины до 500-1000 м и более. Морфологическими разновидностями аваншельфа являются бордерленды (отделенные от шельфа только по вертикали) и капы (отделенные от шельфа только в плане).

В Северном Ледовитом океане типичными аваншельфами являются Норвежский, Чукотский, Бофорта и Джебзупа.

Батимальные плато — это остаточные глыбы континентального (эпикратонного) строения — седиментационные плато (Менделеева, Альфа) или базальтовые плато (в Северной Атлантике — за пределами рассматриваемых акваторий).

Абиссальные плато — это плоские днища абиссальных впадин, которые, судя по наличию переходных батиметрических ступеней (аваншельфы и батимальные плато), также имеют первично континентальное происхождение.

В Северном Ледовитом океане абиссальными плато являются днища океанических впадин Лофотенской, Подводников, Канадской и Макарова.

Третья генетическо-стадиальная группа — вулканизированные абиссальные плато. Сюда относятся наиболее типичные для абиссали ареальные морфоструктуры, характеризующиеся массовым развитием центрально-вулканических аппаратов. Последние располагаются, как правило, в виде субпараллельных цепочек, которые обыкновенно частично, а иногда и полностью погребены под донными неконсолидированными илами.

Вулканизация абиссальных плато происходит по одному плану и, видимо, одновременно вслед за валообразным воздыманием флангов срединноокеанических хребтов и формированием венчающих их хребтов-вулканориев.

Третья группа представлена единственным морфотипом, к которому в Северном Ледовитом океане относятся днища глубоководных впадин Амундсена, Нансена, Северо-Гренландской и Южно-Гренландской.

Выводы

1. Линейные и ареальные морфоструктуры дна Северного Ледовитого океана, классифицированные изложенным образом, само моделируют отдельные этапы его противоречивого развития — от шельфовых желобов и обрамляемых ими мелкозатопленных плато к срединно-океаническим вулканориям и абиссальным плато. Более того, в связи с неравномерностью всего процесса тектоморфогенеза в целом отдельные крупные части Арктической области к настоящему времени достигли различных стадий «океанизации». Если теперь расположить их по возрастанию неодизъюнктивной раздробленности, амплитудам перемещения крупных блоков и вулканизации, то получаем еще один генетический ряд для морфоструктур более высокого ранга: **Лаптево-Чукотский шельф, Канадский архипелаг, Баренцево-Карский шельф, Американо-Чукотский суббассейн, Скандик, Евразийский суббассейн.**

2. Линейные морфоструктуры, заложенные как эпиорогенные, и ареальные — эпикратонные морфоструктуры развиваются взаимосвязанно. Омоложение седиментационных и вулканических эпикратонных синеклиз, а затем их разрушение по системе неодизъюнкций предполагает одновременное заложение эпиорогенных шельфовых желобов и ложбин. Таким образом, на периферии континента возникает особая эпиконтинентальная зона, которая отличается совершенно иным режимом неотектонических движений, нежели внутренние области материка. В эпиконтинентальной зоне на фоне ее преобладающего погружения эпиорогенные линейные морфоструктуры характеризуются наибольшими скоростями движений отрицательного знака, обгоняющими погружение эпикратонных неосинеклиз. Напротив, для внутриконтинентальных областей, как известно, типично общее преобладающее поднятие, на фоне которого эпиорогенные морфоструктуры характеризуются наиболее быстрыми положительными движениями, обгоняющими умеренное воздымание эпикратонных плато (плит).

Иначе говоря, морфоструктура эпиконтинентальной зоны в целом является как бы слепком с морфоструктуры внутриконтинентальной области.

Также и векторы неотектонических движений для протоструктурно однотипных частей обеих областей имеют противоположные знаки при сохранении порядка своих количественных показателей.

В ходе процесса океанизации внешние части шельфа как бы надламываются по зонам эпиорогенных желобов. При этом неосинеклизы шельфа, обрушиваясь последовательно, преобразуются в аваншельфы, и затем в батимальные и абиссальные плато, а прибрежно-краевые, внутришельфовые и субокеанические желоба переходят в ранг абиссальнокраевых и внутриабиссальных желобов.

Возникнувшие после этого абиссальные впадины начинают наступать на эпиконтинентальную зону, что, вероятно, сопровождается внедрением последней в глубь континента.

На третьем этапе океанизации субокеанические и, особенно, абиссальные желоба преобразовываются в грабен-вулканории, а затем в хребет-вулканории. Одновременно происходит вулканизация абиссальных плато.

Можно, таким образом, предполагать, что на этом этапе начинается компенсация катастрофических обрушений (второй этап) «встречными» вулканическими процессами за счет притока вещества из глубин тектоносферы.

3. Общий структурный план абиссали закладывается еще в условиях ее шельфовой предыстории, а если заглянуть глубже, то контуры этого плана, предопределенные долгоживущими глубинными разломами, восходят к очертаниям доальпийских складчатых систем и соответствующих геосинклиналей.

Неотектонические же контуры шельфа (его желоба и плато) есть та канва, по которой происходит неоднократная псевдоморфизация его структуры. Это означает, что, допустим, в морфоструктуре Евразийского суббассейна (впадины Нансена и Амундсена), а также юго-восточного сектора Скандика (к западу от срединно-океанического хребта) и в настоящее время просматриваются желоба и плато, которые ранее существовали как составные части еще более обширного, чем современный, Баренцева шельфа. Напротив, в современном облике последнего можно усмотреть те абиссальные впадины и вулканории, в которые ему предстоит метаморфизоваться со временем.

4. Линейные и оконтуриваемые ими ареальные морфоструктуры дна Северного Ледовитого океана являют собой картину многократно повторяющейся, строго локализованной унаследованности. Механизм последней связан с отчетливо преобладающими вертикальными движениями, которые на эпикратонных площадях Арктической области до конца мезозоя-палеогена компенсировались процессами осадконакопления и трещинного вулканизма. В начале неогена начались некомпенсированные обрушения частей шельфа и образование абиссали Северного Ледовитого океана, а в конце неогена в отдельных звеньях унаследованных зон глубинных разломов зародились многоградные очаги центрального вулканизма.

Литофациальные данные о составе мезозойских и кайнозойских отложений суши, а частично и островов позволяют, как мы уже указывали, предполагать, что формирование глубоководного Арктического бассейна в его современных границах завершилось на границе неогена и антропогена; на это же указывает и анализ мощностей донных осадков (см. рис. 1).

Периодизация всего процесса формирования рельефа Северного Ледовитого океана и аргументированная датировка отдельных этапов должны еще явиться предметом специального исследования.

В настоящем докладе мы ограничились задачей вскрытия хотя бы внешних контуров механизма океанизации — процесса, как оказалось, в своих проявлениях зонально и ареально унаследованного. В результате этого гипотеза образования океанической абиссали за счет раздвижения материковых глыб вступает в резкое противоречие с картиной современного морфотектонического плана Северного Ледовитого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев Ю.Г. (1966). Тезисы доклада на Втором научно-техническом совещании по морской геофизике. Геленджик.
2. Ostenso N.A. (1964). U. S. Naval Inst. Proc., vol. 90, No 50.
3. Atlasov I.P., Egiazarov B.K.h., Dibner V.D. and oth. (1966). Extrait de Communications Sci. presentes a la Comission de la Carte Geologique du Monde. Paris.
4. Gakkel Ya.Ya., Dibner V.D. (1967). International Dictionary of Geophysics. L.
5. Гаккель Я.Я., Белов Н.А., Дибнер В.Д., Лапина Н.Н. (1968). Морфоструктура и донные осадки Арктического бассейна // Труды ААНИИ, т. 285.
6. Дибнер В.Д. (1968). Морфоструктура Арктического бассейна и ее происхождение. Материалы симпозиума «Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафта северных территорий». Изд. Географ. об-ва СССР. Л.

Ссылка на статью:



Дибнер В.Д. Линейные и ареальные морфоструктуры дна Северного Ледовитого океана // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1970, с. 9-26.