

ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.4.035 + 551.4.012 (239.9)



















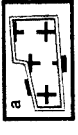
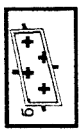



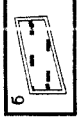




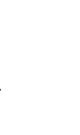













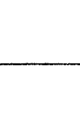
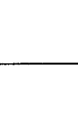










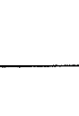
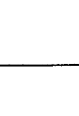








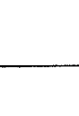
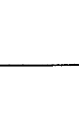








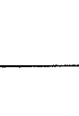
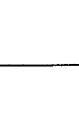


А. Н. Ласточкин

**МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АНТАРКТИКИ.
II. МОРФОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА¹**

В соответствии с ранее изложенными теоретическими представлениями [1] нами была составлена морфотектоническая карта Антарктического континента и омывающего его Южного океана. Ее содержание составляют морфотектоническое районирование и расположенные в пределах выделенных районов или областей площадные, линейные, точечные и контурные морфоструктуры (рис. 1). В условных названиях трех первых категорий морфотектонических образований указывается их размерность на обзорной карте, на плоскость которой проектируются исследуемые трехмерные объекты. Определение площадных морфоструктур, или просто морфоструктур, дано в [1]. Под линейными морфоструктурами (линеаментами) понимается проявление в рельефе дизъюнктивных дислокаций – ограничивающих и секущих первые разрывных нарушений, выделяемых по геолого-геоморфологическим данным, к которым относятся следующие сведенные на специальную карту признаки проявления дизъюнктивных дислокаций в подледно-подводном рельефе (ППР): гребневые и килевые линии, линии выпуклых перегибов, орографические уступы, прямолинейные отрезки и сгущения изопакит на картах мощностей литогенной основы (остаточного рельефа, по [2]) и нижнего структурного этажа (локального размыва, по [2]) ледникового покрова [3], а также точечные морфоструктуры. Под последними понимаются действующие и недействующие, зафиксированные по геологическим и геофизическим данным вулканы. К контурным относятся концентрические и эллипсовидные по форме в плане морфоструктуры центрального типа, выделенные в результате анализа карты структурной координатной сети [4, 5], построенной совместно с А. Е. Кротовой-Путинцевой.

Принципы морфотектонического районирования Антарктики. На первом этапе региональных структурно-геоморфологических исследований, в том числе и геологически закрытых территорий, К. И. Геренчуком [6], Ю. А. Мещеряковым [7] и другими решалась только прямая задача – установления связей между орографическими образованиями и дислокациями плитного комплекса платформенных равнин. На следующем этапе, когда практика нефтегазопонисковых работ потребовала решения обратной задачи – прогнозирование ловушек структурного типа и зон нефтегазонакопления, выяснилось, что эти связи зачастую отсутствуют. Несмотря на данный далеко не всегда (вернее, не везде) положительный опыт, ясно, что характеристика морфоструктур должна включать в себя следующие составляющие: 1) геологические представления об их минеральном наполнении; 2) геоморфологические данные об их внешней форме и границах, а также о направленности и интенсивности перемещения в новейший тектонический этап. На морфоструктуры распространяется связанное в соответствии с ними замечание Г. Ф. Уфимцева в отношении выделяемых им неотектонических форм: «...внутреннее строение и параметры форм остаются неизвестными; для выявления их характеристик необходимо привлечение дополнительных (геолого-геофизических. – А. Л.) материалов» [8, с. 20].

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 06-05-64016).

Площадные			Зональные		Линейные		Центрального типа		
Положительные		Отрицательные	Незамкнутые		Переходные		Положительные		Прочие
Замкнутые	Полузамкнутые	Замкнутые					С разными типами контуров по их замкнутости		
Плоскостные			Глыбово-разрывные		Разрывные		Вулканические		Тектоно-магматические комплексы неустоявшегося генезиса
									
									
Поднятия, купола, вали, ряды			Выступы, пороги		Заливы, седловины		Впадины, гряды, горные котловины		
									
Горные массивы, горсты			Приразломные выступы		Крайние желоба		Грабены, рифты		
									
Горные проходы			Местные линейaments		Вулканические горы		Предполагаемые кальдеры		
									
Горные и континентальные склоны и уступы			Горные и континентальные склоны и уступы		Недействующие вулканы		Вулканические горы		
									
Горные и континентальные склоны и уступы			Горные и континентальные склоны и уступы		Недействующие вулканы		Вулканические горы		
									
Горные и континентальные склоны и уступы			Горные и континентальные склоны и уступы		Недействующие вулканы		Вулканические горы		
									

а – морфоструктуры, осложняющие базовые поверхности морфотектонических районов;
б – морфоструктуры, осложняющие более крупные морфотектонические образования.

Рис. 1. Обозначения к морфотектонической карте Антарктики (морфоструктуры).

В условиях слабой изученности Антарктики геологические представления о минеральном наполнении картируемых морфоструктур пока можно свести только к указанию на ее приуроченность к той или иной тектонической области, испытывающей в неотектонический этап ту или иную общую тенденцию в своем развитии. Эти два названных аспекта являются критериями выделения морфотектонических областей или районов, которые выступают в качестве надпорядковых морфоструктур. Приуроченность к каждой из них осложняющей, меньшей по размеру морфоструктуры характеризует последнюю в отношении названных сторон.

Первая из них отражена на тектонической карте [9] и относительно подробно рассмотрена в работе [10], которая широко используется при написании данной статьи. Характеристика второго аспекта дается на основании гипсобатиметрических материалов, проведенного орографического картографирования, геоморфологического районирования (см. [1]) и морфометрических построений [3]. Морфотектоническое районирование является по сути дела классификацией морфоструктур. В ее основу, в соответствии с представлениями о мезозойской тектонике [11, с. 22], «положены не результаты предшествующих тектонических процессов (платформа, складчатый пояс и т. п.) или время их проявления (байкальская, каледонская складчатость и т. п.), а комплекс наиболее существенных признаков, характеризующих развитие участков земной коры в течение рассматриваемого (в нашем случае – геоморфологического и входящего в него неотектонического. – А. Л.) этапа».

Главным из этих признаков является принадлежность каждой морфоструктуры не к какой-либо конкретной крупной дислокации земной коры, а к единой в морфотектоническом отношении ее дифференцированно развивающейся в новейшее время однородной или гетерогенной (состоящей из фрагментов одной или нескольких смежных разновозрастных и даже разнотипных тектонических областей) отдельности. И в том, и другом случае морфотектонический район характеризуется территориальной целостностью, определенной морфологией ППП, близкими морфометрическими показателями (абсолютные и относительные высоты, интенсивность отдельных морфоструктур), преобладанием глыбово-разрывной или пликативной формы неотектогенеза, наличием или отсутствием следов вулканических процессов и единой тенденцией в своем развитии в геоморфологический и неотектонический этапы развития.

На первый план в морфотектоническом районировании (в отличие от структурно-тектонического) выходит однородность новейшая – целостность неотектонически обусловленной формы ППП, единство в направленности и интенсивности ее смещений. Учитывая, что здесь речь идет о крупнейших на континенте тектонических и морфотектонических образованиях, следует учесть и высокую вероятность унаследованности если не их формы, то тенденции развития в мезозой-кайнозой и новейшее время, а также дизъюнктивно обусловленных границ.

Вряд ли можно рассчитывать на унаследованное неотектоническое развитие складчатых образований докембрийского кристаллического фундамента и пликативов плитного чехла древней платформы. Можно предположить определенную унаследованность пликативных дислокаций среднепалеозойско-раннемезозойского (биконского) комплекса, а также в пределах складчатых комплексов (вероятно, за исключением рифейско-палеозойского) и всех осадочных бассейнов [10].

На основе результатов геологических и общегеоморфологических исследований, прежде всего тектонического, структурно-минерогенического и геоморфологического районирования и орографического картирования Антарктики, а также опыта изучения мезозойской тектоники [11], геотектуры и морфоструктуры [12] и морфотектоники [8, 13] были выделены морфотектонические районы или крупнейшие неотектонически обусловленные формы ППП Антарктики (рис. 2, 3).

I. Морфотектонические области континентального ряда:

- 1) эпиплатформенные сводовые и ступенчато-глыбовые орогены,
- 2) предгорные прогибы,
- 3) платформенные равнины,
- 4) эпиорогенная равнина на глыбово-складчатом основании (междугорье).

II. Морфотектонические области геосинклинально-складчатого ряда:

- 5) элигеосинклинальные орогены и вулканический пояс,
- 6) элигеосинклинальные шельфы,
- 7) склоны зон перехода от континента к океану.

III. Морфотектонические области континентальных окраин пассивного типа:

- 8) шельфы континентальных окраин,
- 9) выступы континентальных окраин,
- 10) области континентального склона.

IV. Морфотектонические области океанического ряда:

- 11) океанические впадины,
- 12) срединно-океанические хребты (СОХ),
- 13) глыбово-вулканические хребты и поднятия.

В данном перечне предусмотрено разделение морфотектонических областей не только на самостоятельные четко отделяющиеся друг от друга категории, но и на некие переходные области, занимающие промежуточное положение между первыми. К переходным морфотектоническим образованиям высшего порядка относятся предгорные прогибы, отделяющие на континенте орогены от платформенных равнин, или выступы континентальной окраины,

Морфотектонические районы		№ на карте	Условные обозначения		
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ	Собственно континентальные	Эпиplatformенные сводовые и ступенчато-глыбовые орогены	1–4		
		Предгорные прогибы	5–7		
		Платформенные равнины	8, 9		
		Активизированная платформенная равнина («междугорье»)	10		
		Эпигеосинклинальные орогены и вулканические пояса	11, 12		
	Континентальные окраины	Шельфовые	Моноклиальные	13–16	
			Центроклиальные	17–25	
		Выступы континента (континентальных окраин) и бордерленды		26–31	
		Континентального склона	Периклиальные	32–39	
			Центроклиальные	40–43	
			Моноклиальные	44–49	
		ЗОНА ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ		50	
ОКЕАНИЧЕСКИЕ	Океанические впадины		51–54		
	Срединно-океанические хребты	Приосевая (рифтовая) зона	55		
		Фланговые зоны	56		
	Глыбово-вулканический хребет («несрединного типа»)		57		

Границы морфотектонических районов с указанием их отношения по вертикали со смежными районами.

Рис. 2. Обозначения к морфотектонической карте Антарктики (морфотектонические районы).

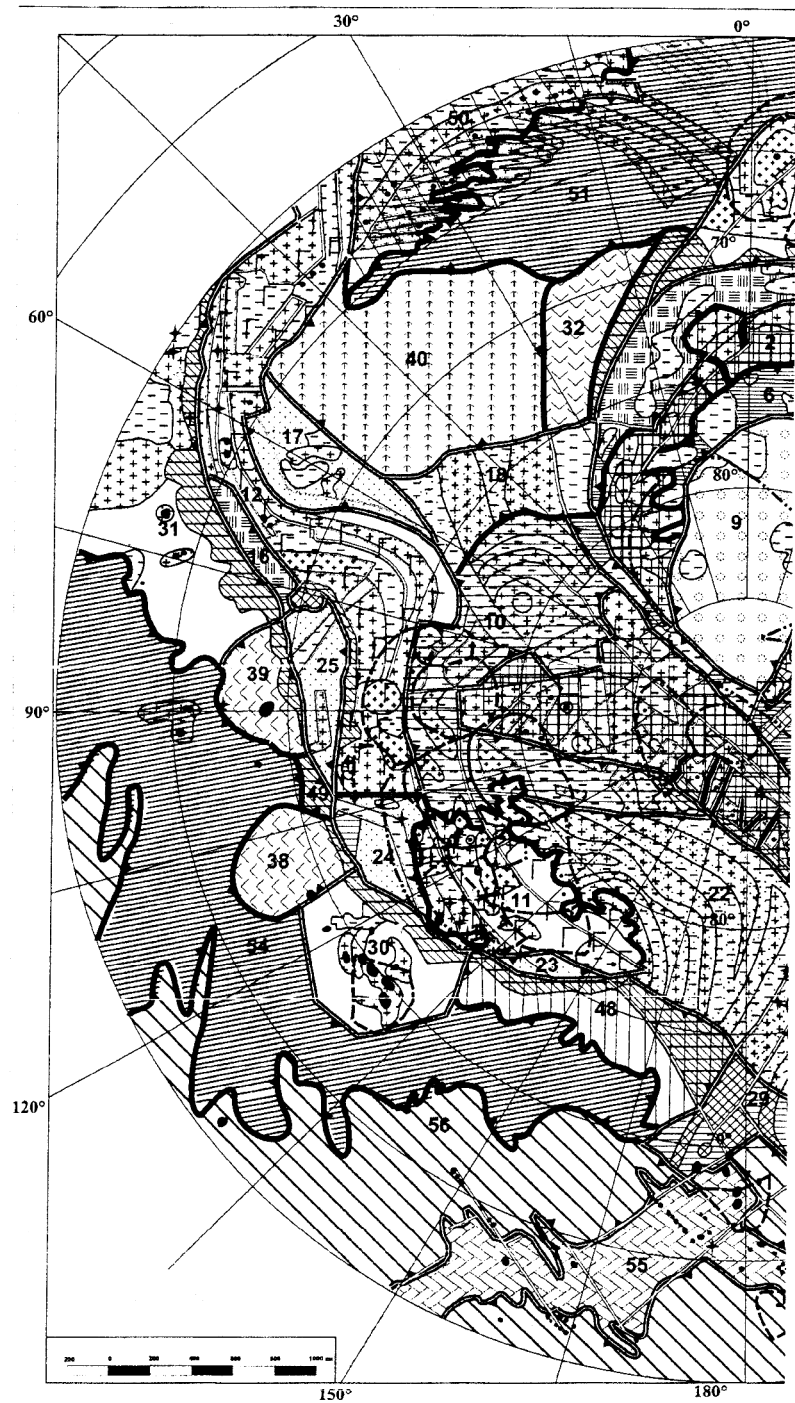
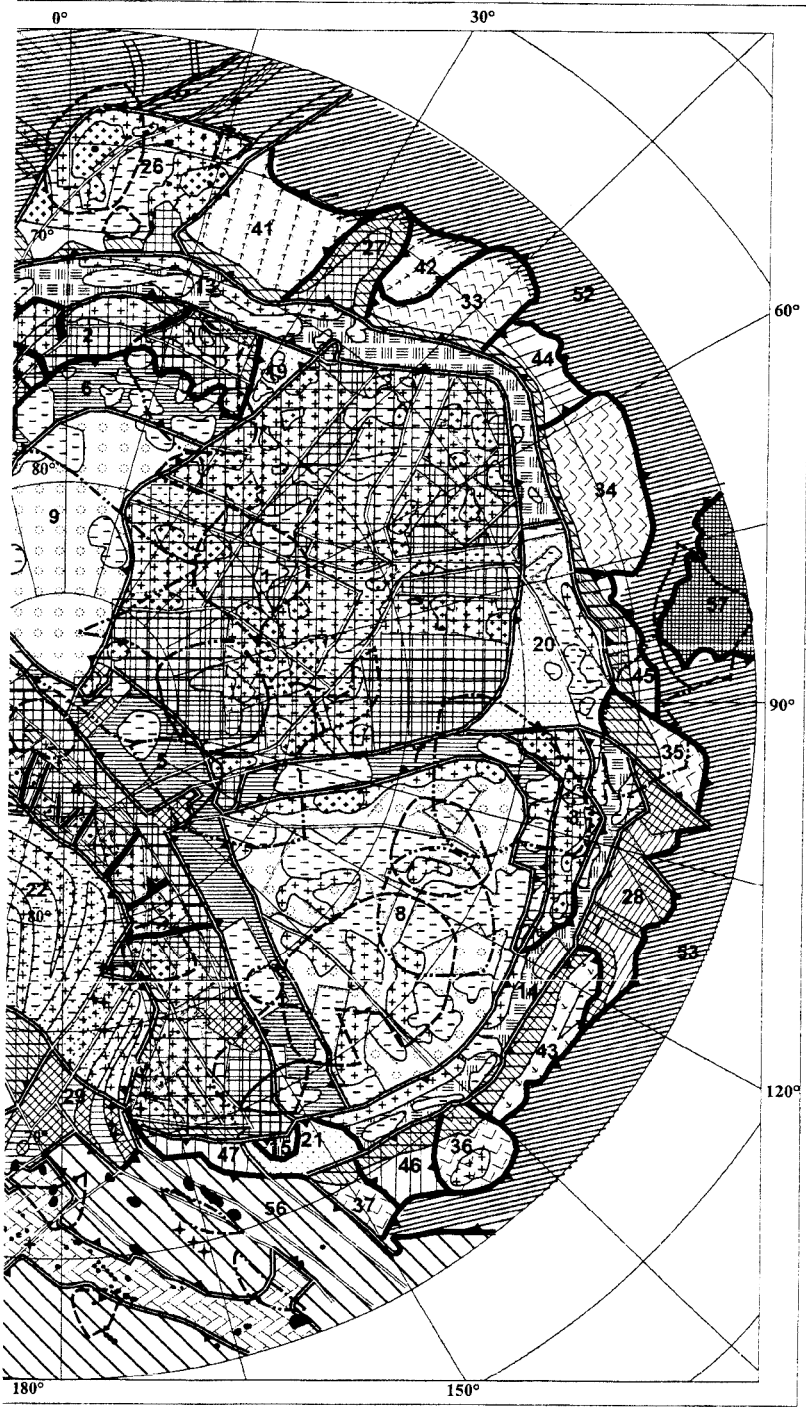


Рис. 3. Морфотектоническая карта Антарктики (составил А. Н. Ласточкин).
 Обозначения см. на рис. 1, 2.



которые являются переходными между собственно континентальными областями и континентальным склоном. Шельфовые области представлены двумя рядами, в которые группируются существенно различающиеся друг от друга шельфы континентальной платформы и мезокайнозойских осадочных бассейнов (8) и шельфы геосинклинально-складчатого ряда (6).

Морфотектонические области континентального ряда. Континентальный ряд морфотектонических районов включает в себя области древней Восточно-Антарктической платформы, или кратона, и переходные от нее к Тихоокеанской провинции, или геосинклинально-складчатой системе, внутриплатформенные и эпиплатформенные области с глыбово-складчатым основанием – Трансантарктическую провинцию.

Восточно-Антарктическая эпиплатформенная горная страна является сводовым поднятием большого радиуса кривизны. Данное морфогеодинамическое образование унаследовано от древнейшего архейско-раннепротерозойского кратона (гранулитогнейсовые и гранит-зеленокаменные области), фрагменты которого зафиксированы на Земле Эндерби и в горах Принс-Чарльз [14]. Ее сводовый характер четко просматривается на карте поливершинной поверхности [3]. В приосевой части свода находится связывающая его в единую форму противоположная по знаку дислокация – самый крупный в Антарктиде грабен Ламберта, с целой системой грабенообразных ответвлений в его верхней (внутриконтинентальной) и нижней (прибрежной) частях. Такое осложнение надпорядковых положительных дислокаций намного меньшими по площади и расположенными в приосевых (центральных) частях отрицательными формами является одной из установленных [15] закономерностей взаимного пространственного размещения тектонических образований. Вероятно, в результате неотектонической активизации в развитии данного мезозойского свода «глыбовые движения начинают превалировать, что приводит к его деформациям, а в последующем и к разрушению первоначальной формы, которую можно считать складкой большого радиуса» [11, с. 24]. Все это сопровождалось и сопровождается формированием контрастно выраженных в ППП горстов – горных массивов и подчиненных им грабенов – межгорных впадин и долин. Резко дифференцированные и высокоамплитудные поднятия и опускания этих морфотектонических образований при широком развитии на периферии области менее поднятых фрагментов ее цоколя или пьедестала всей горной страны привели к тому, что она, наряду с ее включением в категорию сводовых поднятий, с не меньшим основанием может быть отнесена и к ступенчато-глыбовым поднятиям. Недостаточная современная гипсометрическая изученность, а также фестончатый характер границы создают впечатление некой несвязности такого эпиплатформенного орогена, которая проявляется в «разбросанности» и относительной удаленности друг от друга горстов или горных массивов, многие из которых получили свое собственное имя (массив Гамбурцева, Принс-Чарльз и др.). Вместе с тем рассмотрение их в качестве частей горной страны или сводово-глыбового эпиплатформенного орогена, выделение его в виде единого орографического и морфогеодинамического образования основаны на: а) играющем связующую в нем роль грабене Ламберта, б) относительно изометричной его форме в плане, в) общем высоком уровне гипсометрического фона, г) наличии фиксируемых диагонально ориентированными гребневыми и килевыми структурными линиями (СЛ) дальних структурных связей между горстами и грабенами через седловины и слабо выраженные в гипсометрии понижения.

Эпиплатформенный хребет Земли Королевы Мод имеет характерную дугообразную форму, повторяющую отрезок дугообразной части бровки шельфа и континентального склона. Этот параллелизм типичного внутриконтинентального орогена и окраинных образований на континенте при разных радиусах горизонтальной кривизны, исходящих из единого центра, свидетельствует о том, что его заложение как-то связано с оформлением современного общего периметра Восточной Антарктиды. Направленность в развитии данной морфогеодинамической области, так же как и описанной выше, унаследована от архейско-раннепротерозойского кратона, а также протерозойского подвижного пояса [14]. Абсолют-

ные отметки наиболее высоких вершин вышедшего на дневную поверхность подледного ложа редко превышают 3000 м (вершины Кропоткин, 3176 м, и Видерез, 3180 м). При составленности линейно-сводового поднятия из отдельных вытянутых, в соответствии с его формой, горстов – горных массивов – четко прослеживаются согласованность их простираний и связь, фиксируемая на большем его протяжении единой гребневой линии. На периклиналях эта связь ослабевает. Восточная периклиналия поднятия представлена одним из наиболее высокоподнятых горстов с не типичной для данного поднятия изометричной формой, а также двумя крупными отрогами с несвойственным для него субмеридиональным простиранием. Разделяет два эпиплатформенных орогена не очень четко выраженная седловина. На западной периклинали такая связь нарушается секущими его глубокими грабенами, которые в совокупности с разделенными ими невысокими горными массивами составляют некую разорванную кулисообразную структуру. Несколько нарушает дугообразную форму хребта Земли Королевы Мод его южная относительно опущенная обширная часть, выступающая в качестве пьедестала всего эпиплатформенного орогена, сопровождающего, правда, только его восточную половину.

Самый короткий эпиплатформенный горный хребет Земли Королевы Мэри частично отделяет Восточную равнину от шельфовой зоны. Если бы не отчетливо выраженная в гипсометрии седловина, связывающая его с Восточно-Антарктической горной страной, данное образование можно было бы принять за наиболее выдающийся фестон или отрог. Однако его сложность – составленность из разновеликих вытянутых и относительно изометричных горных массивов и гипсометрическое положение наиболее высоких вершин (около 1000 м), а также близкая к дугообразной форма и параллельность ее оси бровке шельфа – все это, подобное особенностям хребта Земли Королевы Мод, объясняет рассмотрение такого образования в качестве самостоятельного морфотектонического района. В пределах его контура фиксируются породы архейско-раннепротерозойского кратона и протерозойского подвижного пояса [14], указывая на возможные восточные пределы распространения Антарктического щита. В описываемый район, наряду с горстами-массивами и разделяющими их грабенами и седловинами, входит обращенный на юг цоколь, частично отделяющий данное горное сооружение от предгорного прогиба.

Между перечисленными эпиплатформенными орогенами и Трансантарктическим хребтом расположены **равнины древней платформы**. Более изученная в геоморфологическом отношении **Восточная платформенная равнина** в плане имеет форму треугольника и выходит к узкой шельфовой зоне. В своей центральной части она осложнена двумя обширными, занимающими ее бóльшую часть, и глубокими (до –1400 м) впадинами с крутыми бортами и причудливыми очертаниями, типичными для дислокаций центрального типа. Однако, несмотря на их размеры, равнина характеризуется объединяющим ее в единую морфогеодинамическую область четким орографическим уровнем, занимающим узкий гипсобатиметрический диапазон от –100 до 100 м. Границы ее примерно совпадают с границей плиты на древнем кристаллическом основании [10]. Почти квадратная по форме в плане и меньшая по площади слабо изученная **Западная платформенная равнина** со всех сторон ограничена горными сооружениями, так что расположенные в ней глетчерные массы выводятся по горным ходам разной ширины в окружающих ее хребтах и через Трансантарктический прогиб. Под литогенной основой данной области предполагаются [10] кристаллические комплексы Антарктического щита. Судя пока по одиночным радиолокационным профилям (РЛП), она имеет впадины с глубиной более –700 м, характеризуется примерно таким же орографическим уровнем и не менее сложным рельефом, чем Восточная равнина. Обе равнины симметрично расположены относительно Восточно-Антарктической горной страны.

В качестве переходных морфотектонических областей между эпплатформенными орогенными и платформенно-равнинными областями выступают в разной степени выраженные в гипсобатиметрии **предгорные прогибы**. Наиболее протяженный и широкий (в западной и приполюсной частях) из них, сложный по своему строению и границам **Трансантарктический прогиб**. Он протягивается вдоль пологого восточного борта одноименного горного хребта и представлен тремя звеньями: наиболее широким центральным или приполюсным изометричным четко очерченным в рельефе грабеном, широкой, расширяющейся и углубляющейся по направлению к шельфу (с глубинами более –1000 м) впадиной на западе и узким прогибом на востоке, открывающимся в море Уэдделла. Другой относительно широкий **прогиб, «сопровождающий» орогенную область Земли Королевы Мод** на всем ее протяжении, выделяется менее уверенно, вероятно, в связи с более слабой изученностью региона в целом. И третий – **Озерный предгорный прогиб** – является общей переходной зоной от Восточно-Антарктической горной страны и хребта Земли Королевы Мэри к Восточной платформенной равнине. Данная узкая, но довольно четко очерченная морфотектоническая зона наиболее известна по осложняющей ее котловине озера Восток. Все три предгорных прогиба сопровождаются протяженными линеаментами, в которых проявляются дизъюнктивные нарушения, с высокоамплитудными вертикальными смещениями крыльев. Подобные морфотектонические образования в Западной Антарктиде отсутствуют.

Две расположенные в Западной Антарктиде **морфотектонические области** являются переходными, оформившимися в результате тектоно-магматической активизации древней платформы на ее границе с геосинклинально-складчатой зоной. Одна из них к настоящему времени представлена в виде эпплатформенного Трансантарктического орогена, а другая – в виде своеобразной эпиорогенной равнины Бэрда или «междугорья» на складчатоглыбовом основании.

Трансантарктический хребет, в отличие от уже перечисленных эпплатформенных орогенов, занимает периферийное положение на Восточно-Антарктической платформе [16], отделяя ее от более молодых в тектоническом отношении морфогеодинамических образований. Это положение определили, вероятно, его неоднократные тектоно-магматические активизации в фанерозое и наиболее высокоамплитудные неотектонические поднятия с проявлением современного вулканизма. По представлениям В. Л. Иванова [10], данное сооружение поднялось за кайнозой на 5 км. Разные авторы относят Трансантарктический хребет к промежуточной зоне между мезозой-кайнозойской складчатостью и собственно докембрийской платформой [16], к внутриплатформенной складчатой зоне [10] и фанерозойскому подвижному поясу [14].

В морфотектоническом отношении хребет в ППР представлен в своей западной трети обширными по площади и четко отделенными друг от друга изометричными или близкими к ним горстами или горными массивами, а в остальной части (за исключением восточной периклинали) – наиболее крупной и вытянутой в соответствии с общим простиранием орогена морфоструктурой. Судя по ППР, он содержит морфоструктуры пликативного и глыбово-разрывного характера на фоне единой диссимметричной сильно вытянутой складки большого радиуса. Ее единство подчеркивается сопряженным с ней предгорным прогибом, протягивающимся вдоль всего хребта. Если на карте поливершинной поверхности [3] отражено в основном единство хребта, который в структурно-тектоническом отношении может быть принят за антиклинорий, то на карте полибазисной поверхности [3] наиболее выражена его глыбово-разрывная морфотектоника. Диссимметричное строение хребта с обширным цоколем на его восточном, обращенном к платформе, склоне чередование крупных горстов и разделяющих и осложняющих их небольших по площади грабенов – все это морфологические признаки ступенчато-глыбового поднятия. Хребет ограничен с запада наиболее протяженным и четко выраженным в ППР Антарктиды трансконтинентальным струк-

турным швом, заложенным в начале позднего протерозоя и активным в новейший тектонический этап.

В пределах Трансантарктического хребта выделяется целый ряд структурно-минерогенических областей [10], крупнейшими из которых являются:

1) **Адмиралти**, включающая в себя горы Адмиралти, Анарэ, Конкорд, Бауэрс и др. с максимальными высотами до 4163 м (гора Минто), в основе которых лежит кембрийско-ордовикская внутриплатформенная складчатая зона со среднепалеозойскими гранитоидными формациями;

2) сильно вытянутая вдоль всей границы хребта с шельфовой центроклиналью Росса его узкая фронтальная поздне-раннепротерозойская (росская) внутриплатформенная складчатая зона **Бирдмор**, с реликтами более древнего фундамента и раннепалеозойскими гранитоидными формациями. В нее входят ограниченные широкими горными проходами и трогами горные массивы высотой до 4000 м;

3) высокая и широкая тыловая часть хребта выделена в качестве зоны **Бикон-Кирпатрик**, сложенной в основном платформенными образованиями, залегающими на складчатых протерозойско-нижнепалеозойских толщах – терригенными горизонтально залегающими отложениями широкого возрастного диапазона (от девона до юры), перекрытыми юрскими эффузивными траппами с sillами и дайками интрузивных траппов этого же возраста. Данная зона соответствует пологому восточному склону хребта и, вероятно, его подледному цоколю, а в ее приосевой части располагается наиболее высокая вершина хребта – гора Кирпатрик (4528 м).

Эпиорогенная равнина Бэрда, хотя и близка по размерам к типичным платформенным равнинам Восточной Антарктиды, по сравнению с ними характеризуется значительными по абсолютным значениям глубинами и высотами, обусловленными резкой дифференциацией неотектонических движений, сильно расчлененным рельефом, преобладанием в ее границах линейных и вытянутых отрицательных морфоструктур. В ее пределах фиксируются «переуглубленные» впадины (с абсолютными глубинами до $-1100 \div -1900$ м), намного превышающими глубины поверхности в смежных с ними шельфовых областях, а также высокие (выше 2000 м) возвышенности. Всеми этими особенностями она существенно отличается от равнин древней платформы. В отличие от последних данное морфотектоническое образование создано, вероятно, в результате высокоамплитудного недавнего по времени обрушения нисходящих смещений горно-складчатой страны с осложняющими ее синклиналями и антиклиналями, которые преобладают над глыбово-разрывной формой неотектогенеза. Его погружение осуществлялось в условиях развития ледникового покрова и в связи с этим никак не компенсировано осадконакоплением. Эпиорогенная равнина Бэрда разделяет, с одной стороны, наиболее обширные в Антарктике шельфовые области мезозойско-кайнозойской аккумуляции, а с другой – разновозрастные орогенные сооружения: Трансантарктический хребет и горы геосинклинально-складчатого пояса.

Следует признать, что равнина Бэрда в морфотектоническом плане всего материка играет важную роль внутриконтинентальной седловины, связывающей (и одновременно с этим разделяющей) области с морфоструктурами континентального, геосинклинального и шельфового рядов, а именно Трансантарктический эпиплатформенный ороген с эпигеосинклинальными горными образованиями: Западно-Антарктической горной страной и хребтом Антарктического полуострова, шельфовые области Росса и Ронне-Фильхнера. Ее рельеф содержит в себе элементы и формы, характерные как для эпиплатформенных и эпигеосинклинальных орогенных, так и для платформенно-равнинных областей. Г. Ф. Уфимцева подобные по положению образования называет междугорьями [13]. В структурно-тектоническом отношении равнина Бэрда в качестве зоны Элсуэрт включена [10] в Трансантарктическую провинцию и характеризуется как кембрийско-пермская внутриплатфор-

менная складчатая зона с юрскими гранитоидами. Интересно отметить, что данной седловине в пространстве соответствует седловина в ледниковом покрове, связывающая его восточную и западную части.

Таким образом, все рассмотренные морфотектонические области с точки зрения мезозойской тектоники [11] относятся к морфотектоническим образованиям континентального ряда, в которых преобладают положительные дислокации и осадочный чехол или не формировался вообще, или его накопление ограничивалось грабенами, впадинами и прогибами в фундаменте либо в домезозойских плитных комплексах. Наряду с данной широкой категорией выделяются мезозойско-кайнозойские геосинклинально-складчатые системы, протягивающиеся узкими вытянутыми зонами в Западной Антарктике и сложенные осадочными и вулканогенными толщами, мощности которых вкрест простирания дислокаций изменяются от сотен метров до многих километров.

Морфотектонические области геосинклинально-складчатого ряда. Морфотектонические образования данной категории протягиваются от островной дуги Скоша до шельфа Росса и представлены в основном эпигеосинклинальными орогенами: Западно-Антарктической горной страной и хребтом Антарктического полуострова, связанными порогом, который разделяет седловину Бэрда и шельф Амундсена (см. рис. 2). Отрицательные морфоструктуры осложняют эти орогены, а обычно узкие шельфы ограничивают их от океанических котловин.

Эпигеосинклинальная Западно-Антарктическая горная страна, территориально приуроченная к Земле Мэри Бэрд, состоит из относительно мелких горных массивов (хребты Форд, Эгзекьютив Коммитти и др.) и отдельных далеко отстоящих друг от друга и бессистемно разбросанных высоких вершин (нунатаков): Такахе (3398 м), Крэри (3677 м), Тони (3566 м), Сидли (4181 м), Берлин (3498 м), Петрас (2875 м). Литогенная основа данной области, выделяемая в качестве структурно-минерагенической Бэрдской зоны [10], связана с «широким развитием домезозойских складчатых метаморфизованных вулканогенных и осадочных толщ, прорванных многофазными батолитами среднепалеозойских гранитоидов и щелочными гранитами мелового возраста» (с. 53). В тыловой части развиты мощные интенсивно-складчатые зеленосланцевые толщи раннего палеозоя, а во фронтальной – осадочно-вулканогенные формации среднего палеозоя.

Эпигеосинклинальный хребет Антарктического полуострова составляет основу Грейамско-Палмерской структурно-минерагенической зоны. Его северо-восточная часть приходится на раннемезозойскую складчатость, в которую вовлечены мощные (более 5000 м) песчано-сланцевые толщи, датируемые карбоном–ранней юрой, а в юго-восточной – на позднемезозойскую складчатость среднеюрских–раннемеловых терригенных и вулканогенных осадков [10]. Если основание хребта в районе Берега Эйтса представлено небольшими разбросанными горными массивами Уолкер, Хадсон и Джонс и общее его дугообразное простирание выражено не очень отчетливо, то севернее эта морфогеодинамическая область с определенной долей вероятности может быть причислена к категории хребтов-антиклинориев. Его отдельные вершины достигают 3657 м (Комен), 4191 м (Джексон), 2368 м (Слессор) и выделяются на относительно пологой осевой зоне, которая на некоторых своих отрезках даже называется плато (плато Дайер). Наиболее значительные высоты приурочены к самому широкому поперечнику хребта, где он отличается четко выраженной выпуклой (в сторону моря Уэдделла) формой в плане. И вместе с тем максимальное значение абсолютной высоты 5140 м характеризует вершину в горах Элсуэрт (массив Винсон), расположенных в основании хребта Антарктического полуострова.

В данную морфогеодинамическую область и Западно-Антарктическую горную страну входит и **Антарктандская вулканическая зона,** опоясывающая всю Западную Антарктиду от моря Росса до моря Скоша и включающая все ограничивающие его островные дуги.

Предполагается [10], что этот краевой вулканический пояс сформировался вследствие эпигорогенного рифтогенеза в палеогене. Максимальная вулканическая деятельность проявилась в плиоцен-плейстоцене и продолжается до сих пор (вулканы на о-ве Десеппен).

Морфотектонические области континентальной окраины пассивного типа. Морфотектоническое районирование предусматривает выделение областей континентальной окраины. К ним прежде всего относятся области шельфового ряда. К образованиям этого типа в мезозойском структурном плане Сибири К. В. Боголепов [11], например, относит Западно-Сибирскую плиту, Лено-Енисейский (Предтаймырский) и Ангаро-Виллюйский прогибы, Лено-Алданскую плиту (Виллюйскую синеклизу). В Антарктике они представляют собой низкие, разные по ширине и распространению на окраине континента равнины, сформированные в условиях слабо дифференцированных длительных опусканий, сопровождаемых неоднократными трансгрессиями и регрессиями, а также подвижками края ледникового покрова. Шельф Антарктиды в целом отличается значительными глубинами, контрастным и сложным рельефом подводной поверхности. Бровка шельфа располагается в основном на значительных глубинах – 400–500 м и более. Существенного сходства между рельефом шельфовой зоны Антарктики и областей древнего покровного оледенения не обнаруживается. Для них и береговой линии не характерны фиорды и их подводные продолжения. В морфогеодинамическом плане шельфовая зона континента делится на вытянутые почти вдоль всего его периметра чаще всего узкие шельфы-моноклинали, редкие, но обычно обширные по площади шельфы-центроклинали и распространенные в некоторых местах шельфы-периклинали. Их минеральную часть составляют слабодислоцированные терригенные и вулканогенные мезозой-кайнозойские отложения переменной мощности, зависящей от рельефа поверхности фундамента, а в депрессиях последнего – палеозойскими породами. В осадочную толщу входят верхнекайнозойские ледниковые и ледово-морские осадки, залегающие с перерывами и несогласиями на различных в структурном, возрастном и генетическом отношении породах. Скважина в море Росса вскрыла разрез олигоцен-четвертичных терригенно-кремнистых айсберговых отложений мощностью 413 м, под которыми обнаружены нижнепалеозойские мраморы и гнейсы [17].

Шельфы-моноклинали наиболее типичны в Восточной Антарктиде, хотя наиболее узкие из них, не фиксируемые на обзорных картах, простираются вдоль обоих берегов северной части Антарктического полуострова. Эта зона также практически выклинивается в торцевой части Трансантарктического хребта (в районе моря Сомова). Тенденция уклонов, направленных в самых общих чертах в сторону бровки шельфа, существенно осложняется глубокими (до –700 м) чаще всего вытянутыми и даже линейными впадинами, ориентировка которых, как правило, совпадает с простираем бровки. Наличие таких впадин, по нашему мнению, обусловлено малым не компенсирующим их начальное прогибание осадконакоплением в доледниковое время в связи с малым их привнесом речными потоками на выпуклых в плане (не способствующих концентрации как жидкого, так и твердого стока) шельфах и практически полным отсутствием такового в длительный период развития ледникового покрова, на протяжении которого сформировались современные превышения или амплитуды описываемых отрицательных форм.

Данные впадины и понижения отделены от бровки обычно невысокими краевыми валами, протягивающимися в Восточной Антарктике с незначительными перерывами на многие сотни и даже тысячи километров. Эти линейные положительные формы, вероятнее всего, следует связывать с гляциотектоническими процессами (в первоначальном смысле понятия: образованием перед краем ледникового покрова гигантских скибов – антиклинальных и моноклиналильно-синклиналильных дислокаций выдавливания компетентных отложений с горизонтальными смещениями верхних горизонтов по надвиговым плоскостям [18]). Вместе с тем обращает на себя внимание, что наиболее контрастно они проявляются в ППР на тех

отрезках шельфов-моноклиналей, где они образуют пару с упомянутыми вытянутыми впадинами, глубина которых, намного превышающая относительные высоты краевых валов, вынуждает нас предположить их тектоническую предопределенность. Резкое возрастание мощности льда в их пределах, вероятно, приводит к увеличению амплитуд прогибания (за счет движений гляциоизостатической природы), что, в свою очередь, усиливает выдавливание минеральных масс из-под края ледника. Обращают на себя внимание крайне редкие, практически единичные, случаи, когда впадины на шельфах-моноклиналях, доходя непосредственно до бровки, открываются в ее сторону. К таковым можно отнести только внутришельфовую депрессию восточнее хребта Гунерус в море Космонавтов [19] и (с некоторой натяжкой) впадину – залив Миклухо-Маклая (Берег Сабрина), продолжение грабена Ламберта в заливе Прюдс.

Под **шельфами-центроклиналими** понимаются разные по величине и вдающиеся на различную глубину в континент области, среди которых своими размерами и приуроченностью к ним крупнейших шельфовых ледников выделяются шельфы Росса и Ронне-Фильхнера. Расположенные в единой зоне опусканий Антарктического континента и разделенные равниной Бэрда, эти морфогеодинамические области отличаются от нее значительно менее расчлененным рельефом и глубинами до $-700 \div -900$ м, что вызвано частичной компенсацией осадконакоплением тектонических погружений в них. Существенно меньшие по площади шельфы-центроклинали образовались на тихоокеанском побережье Антарктиды. Их ширина определяется радиусом горизонтальной кривизны морфотектонических образований в мезозойско-кайнозойской складчатой области. Наиболее крупная из них – центроклираль Александра I – связана с вогнутым (в сторону Тихого океана) отрезком хребта Антарктического полуострова. Она осложнена крупным островом Александра I, характеризующимся горным рельефом с максимальной высотой горы Стивенсон (2987 м) и формациями начальных стадий развития геосинклиналей [10]. Подводный рельеф значительно расчленен и осложнен крупными возвышенностями, грядами и межгрядовыми понижениями, повторяющими кривизну хребта. Другая рядом расположенная центроклираль Амундсена отличается еще большим радиусом кривизны и соответственно меньшими размерами, а также существенно выровненным рельефом и наличием депрессии, которая продолжается в виде подводного каньона на континентальном склоне. Шельфовая зона Земли Королевы Мэри к центроклиналам не относится, отличаясь от прочих шельфов-моноклиналей не формой, а шириной.

Антиподами шельфов-центроклиналей, отражающих своеобразные морфоструктурные «заливы» континента, в определенном отношении являются **выступы континентальной окраины** – горсты, которые отстают от погружения смежных частей континентального склона и имеют разные названия. В Антарктике эти морфогеодинамические образования называются хребтами. В качестве примеров можно назвать выступы («хребты») Астрид, отделяющий море Лазарева от моря Рисер-Ларсена, и Гунеруса, разделяющий моря Рисер-Ларсена и Космонавтов. Их несколько уплощенные вершины отделены от шельфов-моноклиналей наклонными поверхностями, так что они создают впечатление погруженных «шельфов-периклиналей» (аваншельфов). Выделение последних в качестве самостоятельных морфоструктур невозможно, так как они выступают в роли верхних элементов единой тектонически обусловленной формы – выступа континентальной окраины. Это относится и к шельфу на далеко выдающемся выступе в море Росса, несмотря на то что его причислить к погруженным шельфам нельзя в связи с отсутствием какого-либо уступа, отделяющего его от шельфа-центроклинали Росса.

К континентальным выступам следует отнести и недалеко отстоящую от коренного берега возвышенность Мод, связь которой с континентом четко прослеживается в батиметрии. В ней же отсутствуют признаки орографической принадлежности к океанической кот-

ловине. Учитывая, что выступы континентальной окраины включают в себя не только (чаще всего погруженные) шельфы, но и уступы, и подножия, являясь неотъемлемыми и неделимыми частями как шельфовой зоны континента, так и континентального склона, они выделяются в целом в качестве переходных морфотектонических областей, составляющих самостоятельную морфотектоническую категорию.

В целом континентальные выступы чаще всего связаны с постплатформенными орогенами, в то время как бордерленды – с постгеосинклинальными горными системами. И те, и другие сформировались, судя по всему, в результате деструкции континента. У первых разрушение идет за счет малоамплитудных и дифференцированных погружений, сопровождаемых эрозией холодных концентрирующихся потоков. Сложно построенные, осложненные структурными террасами и вулканическими постройками бордерленды являются следствием высокоамплитудных и резко дифференцированных погружений, сопровождаемых вулканическими катаклизмами.

Нижняя граница, или бровка шельфа, – важная морфотектоническая граница двух областей континентальной окраины. Ее дизъюнктивная предопределенность и блоковые смещения по сбросам в сторону океана не вызывают сомнений и зафиксированы на целом ряде сейсмических профилей. В некоторых районах (например, в восточной части моря Росса) смещения сопровождаются излияниями щелочных базальтов и образованием вулканоподобных форм в бативальной зоне склона [10].

Наряду с ними, так же как для шельфа, предлагается морфотектоническое разделение **континентального склона** на склоны-моноклинали и гемиформы: склоны-периклинали, склоны-центроклинали. В целом на континентальном склоне мощность осадочного чехла увеличивается сверху вниз, достигая в предконтинентальных прогибах 2–3 км, а в наиболее погруженных их частях, совпадающих с конусами выноса, – более 5 км. Во внешней части прогибов двумя скважинами пробурено более 400 м (474 и 415 м) терригенно-кремнистых илов, и под эоценовыми отложениями обнаружен базальтовый фундамент [17].

С далеко выдающимися в моря подножиями **склоны-периклинали** фигурируют в литературе под привычным названием «конусы выноса». Чаще всего в верхней части земной коры к ним приурочены впадины (предконтинентальные прогибы) с существенно повышенными мощностями осадочного чехла, образованные, как полагают многие ученые, в результате накопления терригенных осадков и литоизостатических погружений. Конусообразная форма с расходящимися вниз по склону килевыми СЛ, трассирующими подводные каньоны, объясняется «точечной доставкой» аллювиальных отложений к бровке шельфа (устью реки в регрессивный этап или этапы развития бассейна) или к вершине конуса с последующей их транспортировкой в его пределах по подводным каньонам в виде мутьевых потоков. Ледниковые отложения и даже осадки широких, чаще всего не канализированных, водно-ледниковых потоков аккумулируются не на локальных участках, а на обширных площадях. В условиях Антарктики доставка материала к «точке» на современной бровке шельфа (или к расположенной ниже ее «точке» под континентальным уступом) могла осуществляться только в доледниковое время. Наиболее яркими примерами склонов-периклиналей являются гигантский конус выноса в море Содружества, сопоставимый по своим размерам с аналогичными формами у дельт крупнейших рек (Амазонка, Нигер, Конго) с максимальной мощностью осадочной толщи более 5 км в предконтинентальном прогибе [10], а также склон-периклираль, вершина которого приурочена к мористой части залива Пайн-Айленд в море Амундсена. С этими и другими конусами выноса связаны осадочные потенциальные нефтегазоносные бассейны.

Как правило, более узкие с редуцированными подножиями **склоны-центроклинали**, или «антиконусы» с вершинами в нижней части континентального склона, характеризуются вогнутой в плане формой с сходящимися вниз по склону килевыми линиями. Последние,

возможно, являются отражением врезанных в основание континента подводных каньонов, созданных не мутьевыми потоками в доледниковое время, а канализованными потоками холодных и поэтому более тяжелых талых вод, спускающихся по склону под относительно теплыми и более легкими водами Южного океана. К таким «субаквально-эрозионным» склонам-центроклиналям относятся участки континентального склона, расположенные к западу от «хребта» Астрид в море Лазарева [19] или в районе мыса Максимова (море Дейвиса). Образование склонов-центроклиналей связано, вероятно, также с отрицательными новейшими смещениями континентальной окраины, но уже не литоизостатической, а тектонической природы.

Склоны-моноклинали представляют собой обычно выдержанные по простиранию и средние по ширине зоны, включают в себя уступы и редкие узкие подножия. На орографической карте они часто показаны под знаком «нерасчлененный склон». Для них свойственна полная дизъюнктивная предопределенность – приуроченность к системе прямолинейных и параллельных друг другу сбросов фундамента, которые в осадочной толще могут принимать пликативные формы флексур и зон высоких горизонтальных градиентов падения поверхностей напластования.

Морфотектонические области океанического ряда. Они составляют ансамбль концентрических образований, в различных отношениях и в разной степени связанных с формой и морфотектоническим планом континента. С удалением от него к северу эта связь становится все менее и менее заметной (и все более и более гипотетической) и полностью утрачивается за пределами субширотных отрезков СОХ.

Окружают континент строго вытянутые вдоль его периметра **океанические котловины**: Африканско-Антарктическая, Австралийско-Антарктическая и Беллинсгаузена, которая восточнее продолжается Южно-Антверпской котловиной Скоша [20 и др.]. На некоторых последних картах (например, [21]) в этой единой зоне морфологически близких друг к другу отрицательных форм подводной поверхности выделяются не только названные котловины, но и океанические равнины. Принципиальных батиметрических и морфологических различий между названными по-разному частями океанического дна не наблюдается. Применение таких двух терминов свободного пользования для основных форм Южного океана лишь усложняет целостное восприятие его орографического плана, общей чертой которого является концентрическое расположение вытянутых образований. Точнее, общая осевая (килевая) линия вытянутых отрицательных форм образует не окружность, а спираль, внутренний конец которой находится в море Уэдделла, а внешний – недалеко от него южнее упирается в дугу Южных Сандвичевых островов. И вместе с тем данная линия находится в узком диапазоне широт от Южного полярного круга до параллели 60°, незначительно выходя за его пределы на отдельных участках. В орографическом плане указанный порядок или симметрия нарушается на начальном отрезке спирали, в пределах которого от Африканско-Атлантической котловины отделена котловина моря Уэдделла. За исключением последней, которая испытывает существенное влияние зоны перехода от континента к океану, и принадлежащей ей Южно-Антверпской котловины, перечисленные области близки по своим геолого-геоморфологическим характеристикам. С юга на всем протяжении пояса котловин они ограничены континентальным склоном, а с севера – в значительной своей части – СОХ. Главные радиальные формы представлены вулканическими хребтами несрединного типа и возвышенностями.

Оценка вертикальных тектонических движений для океанических котловин и ограничивающих их СОХ проведена [17] с позиции тектоники плит. При этом, основываясь на гравиметрических данных об общей изостатической уравновешенности СОХ и относительно постоянном батиметрическом уровне их осевых зон, устанавливаются связи постепенного погружения флангов и прилегающих океанических котловин с их удалением от рифтовой

зоны. Амплитуды погружений практически во всех котловинах Антарктики достигают более 4 км, а зона максимальных опусканий сдвинута от оси котловин в сторону континента в связи, вероятно, с литоизостатическими погружениями у подножий континента. В рельефе океанических котловин четко выражено гипсометрическое положение их фундамента [17].

В целом для котловинного пояса Антарктики или Южного океана свойственно распространение терригенных айсберговых осадков; на северных склонах котловин отмечается зона кремнистых отложений (диатомовые илы). В гранулометрическом отношении если для континентальной окраины типична вертикальная поясность – чередование сверху вниз гравийно-галечных осадков, песков, крупных алевролитов и мелкоалевритовых, алевроитово-пелитовых илов, то в котловинах преобладают пелитовые илы [22].

Четко орографически отделенная возвышенностью Мод от Африканско-Антарктической котловины в качестве самостоятельной морфогеодинимической области ее западная часть – **котловина моря Узделла** – отличается от восточной меньшими глубинами (максимальная отметка – 5484 м) и резко проступающими через осадки идущими от северной периклинали хребта Антарктического полуострова и от далеко выдающейся в океан островной дуги антиклинальными и синклинальными зонами и сопровождающими их разломами. Характерное для котловин относительно выровненное аккумулятивное днище наблюдается только на ее границе с континентальным подножием.

Килевая линия **Африканско-Антарктической котловины** проходит в диапазоне глубин 5000–6000 м, в наиболее удаленной точке от континента достигая максимальной глубины 6738 м. Она четко отделена от смежной с ней Австралийско-Антарктической котловины хребтом Кергелен. В районе возвышенности Мод поверхность фундамента поднята над общим уровнем примерно на 2 км. На юге описываемое морфотектоническое образование представлено плоской и ближе к континенту наклонной волнистой равниной, а в северной части – более расчлененной, волнистой и местами холмистой равниной. Над равниной возвышаются многочисленные холмы и более редкие горы вулканического происхождения с относительными высотами до 4 км. Самые крупные горы Обь и Лена – вулканические конусы с относительными высотами 4,5 км. Преобладающие осадки в котловине – диатомовые илы, на поднятиях – фораминиферовые илы, мощность коры составляет около 5 км [23].

К востоку от хребта Кергелен наблюдаются наибольшие глубины во впадинах, принадлежащих к этой морфогеодинимической зоне. В самой же **Австралийско-Антарктической котловине** максимальные отметки глубин вдоль килевой линии не превышают 5000 м. С севера котловину ограничивает одноименный СОХ. Считается, что в южной части Индийского океана мощность осадочного покрова несколько повышена, и в его разрезе большую роль играют терригенно-кремнистые отложения. Скважина, пробуренная в Австралийско-Антарктической котловине, прошла 958 м олигоцен-четвертичных илов и глин, но фундамент не вскрыла [17]. Дно котловины покрыто преимущественно диатомовыми илами, и мощность осадков составляет 100–400 м, увеличиваясь к континентальному подножию. Единичные землетрясения отмечались в северной части котловины [23].

В то время как все три кратко охарактеризованные выше котловины обрамляют Восточную Антарктиду, западная Антарктида омывается морями одной, но наиболее вытянутой **котловины Беллинсгаузена**. Ее глубины в центральной приосевой части не намного превышают 5000 м, в то время как на центроклиналях они существенно снижаются. Центроклиналь котловины, примыкающая к морю Росса, отделена от остальной ее части диагональной подводной грядой с относительными превышениями над днищем до 1000 м, идущей на северо-запад от группы вулканических гор на континентальном подножии в море Амундсена до отметки минимальной глубины 1875 м на Южно-Тихоокеанском СОХ и полностью пересекающей последний в виде самого мощного на нем трансформного разлома.

Однако вряд ли можно рассматривать эту приразломную грядку на днище котловины Беллинсгаузена в качестве основания для деления ее на две части («камеры»), относительно однородные по своему рельефу. Вместе с тем имеет существенное морфотектоническое значение изрезанная северная граница котловины, фестоны которой связаны с трансформными приразломными валами, одним из которых, вероятнее всего, и является только что упомянутая гряда. В самых общих чертах котловина оконтуривается изобатой 4000 м, а ее центральная зона характеризуется глубинами около 5000 м и более. В ее рельефе Г. Б. Удинцев [24] выделяет южную слабонаклонную, выровненную часть (континентальное подножие), центральную почти плоскую и горизонтальную абиссальную равнину и северо-восточную область сложнохолмистого и даже гористого рельефа с относительными превышениями до 500–1000 м. В пределах котловины, особенно в ее центроклиальных частях, обнаружено множество отдельных гор, среди которых одна в виде вулканического массива поднимается на 1200 м над уровнем океана (о-в Петра Первого). В целом же процессы вулканизма в пределах котловины проявляются сравнительно слабо, и вулканические горы встречаются только по ее периферии. В северной части котловины мощности осадков невелики и лишь вблизи континентальной окраины достигают 1–2 км. В осадочном чехле здесь выделяются нижний слой пелагических отложений и верхний слой терригенных осадков, разделенный прослоем олигоцен-среднемиоценовых окремнелых аргиллитов. Под позднемиоценовыми базальными отложениями вскрыт базальтовый фундамент [17]. По данным непрерывного сейсмопрофилирования, слоистая аккумулятивная толща достигает мощности 500–600 м. Предполагается, что она в основном сложена турбидитами в доледниково-ледниковое время (см. [24]).

С севера пояс котловин ограничен следующими **срединно-океаническими хребтами**: Африканско-Антарктический хребет, Австралийско-Антарктическое поднятие и Южно-Тихоокеанское поднятие. Их связь с морфотектоническим планом Антарктики проявляется в проникновении в океанические котловины их трансформных разломов и, возможно, тех дислокаций, которые разделяют систему СОХ на юге планеты на отдельные звенья. Существенно различается морфотектоника фланговых зон и приосевых частей хребтов данного типа. К океаническим **глыбово-вулканическим хребтам и поднятиям несрединного типа** относятся упомянутые выше образования, разделяющие охарактеризованные океанические котловины.

Summary

Lastochkin A. N. Morphotectonic zoning of Antarctic. II. Morphotectonic map.

Morphotectonic formations can be characterized by 2 components: a) geological notion of mineralogical composition and b) geomorphologic data on their external form and borders as well as the data on trend and intensity of shift in the neotectonic period. For lack of data on Antarctic, geological notions of mapped morphostructures' mineralogy include only the information what tectonic region (that underwent one or another tendency of its evolution during the neotectonic period) they belong to. Morphotectonic regions are divided into continental and geosynclinal-folded groups, passive continental margins, and an oceanic group.

Литература

1. *Ласточкин А. Н.* Морфотектоника Антарктики. I. Теоретические основы морфотектонических исследований // *Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география.* 2006. Вып. 1. 2. *Философов В. П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов, 1973. 3. *Ласточкин А. Н., Попов С. В.* Общие черты строения ледникового покрова Антарктиды по геоморфологическим данным // *Изв. Русск. геогр. о-ва.* 2004. Т. 136, вып. 1. 4. *Ласточкин А. Н.* Морфодинамический анализ. Л., 1987. 5. *Ласточкин А. Н.* Рельеф земной поверхности. Л., 1991. 6. *Геренчук К. И.* Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960. 7. *Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., 1960. 8. *Уфимцев Г. Ф.* Тектонический анализ рельефа на примере Востока СССР. Новосибирск, 1984. 9. *Грикуров Г. Э., Лейченко Г. Л., Каменев Е. Н.* и др. Тектоническое районирование Антарктики и ее минерагения // *Арктика и Антарктика.* Вып. 2 (36). М., 2003. 10. *Геология и минеральные ресурсы Антарктиды* / Под ред. В. Л. Иванова, Е. Н. Каменева. М., 1990.

11. *Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. М., 1967. 12. *Рельеф Земли* / Под ред. И. П. Герасимова, Ю. А. Мешерякова. М., 1967. 13. *Уфимцев Г. Ф.* Морфотектоника Евразии. М., 2002. 14. *Михальский Е. В., Беляцкий Б. В.* Этапы формирования и эволюции земной коры Восточной Антарктиды // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. / Под ред. Ю. Н. Косыгина. Новосибирск, 2004. Т. 2. 15. *Грикуров Г. Э., Камнев Е. Н., Равич М. Г.* Тектоническое районирование и геологическая эволюция Антарктиды // Бюлл. Советской Антарктической экспедиции. 1978. Вып. 97. 16. *Катица А. П.* Подледный рельеф Антарктиды. М., 1968. 17. *Литвин В. М.* Морфоструктура дна Мирового океана. Л., 1987. 18. *Левков Э. А.* Гляциотектоника. Минск, 1980. 19. *Іванік О. М., Гожик П. Ф.* Геолого-геоморфологічні дослідження східноантарктичних морів Південного океану. Київ, 2002. 20. *Атлас Антарктики*. Т. 1 / Отв. ред. В. Г. Бакаев. Л.; М., 1966. 21. *Антарктика*. Рельеф морского дна и суши (карта). Масштаб 1:17 000 000. Л., 1987. 22. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., 1974. 23. *Канаев В. Ф.* Рельеф дна Индийского океана. М., 1979. 24. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., 1972.

Статья поступила в редакцию 10 сентября 2005 г.