

# Российская Арктика

---

## Региональная геология и геофизика

УДК 551.24(268)

*М.К. Косько, В.В. Буценко, В.Л. Иванов, Е.А. Кораго, В.А. Поселов, О.И. Супруненко*

### **К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины**

Северный Ледовитый океан - геодинамический полигон для разработки общих моделей образования океанов, поскольку его сравнительно небольшие размеры позволяют рассматривать объект целиком, вместе с абиссальными котловинами и пассивной маргиналью. Существенное пополнение базы данных и новый этап в развитии геодинамической парадигмы, отмеченный отказом от резкой конфронтации между мобилистским и фиксистским мировоззрениями, вынуждают обратиться к обобщению по тектонике Арктики. Предлагаемая статья - лишь первый шаг на этом пути.

Недостаток данных по геологии Северного Ледовитого океана вынуждает подробно рассмотреть позицию арктического региона в глобальном плане, сравнить Северный Ледовитый океан с другими океанами, воссоздать геодинамическую эволюцию Арктики. Эта необходимость обусловлена тем, что неизбежно гипотетические представления о структурно-вещественных характеристиках морфоструктур океана выводятся из палеогеологических реконструкций и общих геодинамических концепций. Обсуждение намеченных проблем имеет давнюю историю. Изначально дискуссии фокусировались на выделении Гиперборейской платформы и возрасте обрамляющих ее складчатых областей. Приверженцами плитотектонической теории возможность существования планетарного арктического ансамбля до установления спрединга в котловинах Северного Ледовитого океана не рассматривалась. Однако недавние палеогеодинамические реконструкции демонстрируют сближение моделей, разрабатываемых приверженцами дотолем несовместимых концептуальных подходов.

В статье наряду с описанием современной структуры Арктического бассейна и его Евразийской окраины рассмотрены особенности

Северного Ледовитого океана в ряду океанов Земли и его место в планетарной структуре, а также эволюция взглядов на его структуру и палеогеодинамику.

Цель настоящей статьи состоит в актуализации тектонической модели Северного Ледовитого океана, что имеет не только научное, но и прикладное - ресурсное и оборонное - значение. Много лет тому назад Борис Васильевич Ткаченко сказал на Ученом совете НИИГА: «Арктика - это ресурсы будущего». Сейчас это наконец-то осознано деловыми и политическими кругами - будущее приблизилось.

### **Особенности Северного Ледовитого океана и его место в планетарной структуре**

Северный Ледовитый океан - это внутренняя область планетарного тектонического ансамбля, определяемого взаимным расположением древних литосферных плит Североамериканской (Лаврентия), Восточноевропейской (Балтия), Сибирской. Границы ансамбля соединяют центры плит и интерполируются на акватории с учетом частных палеогеодинамических реконструкций и особенностей террейнов, располагающихся в пограничных зонах. Устойчивость Арктического геодинамического ансамбля самоочевидна в рамках фиксистского мировоззрения, а с каледонского времени документируется плитотектоническими реконструкциями (рис. 1) [Lawver, Grantz, Gahagan, 2002]. Реконструкции обосновываются определениями географических координат палеомагнитными методами, согласованными с результатами литолого-фациальных и палеобиогеографических исследований. Существование Арктического геодинамического ансамбля в неопротерозое не противоречит глобальным геодинамическим моделям [Филатова, Хаин, 2007].

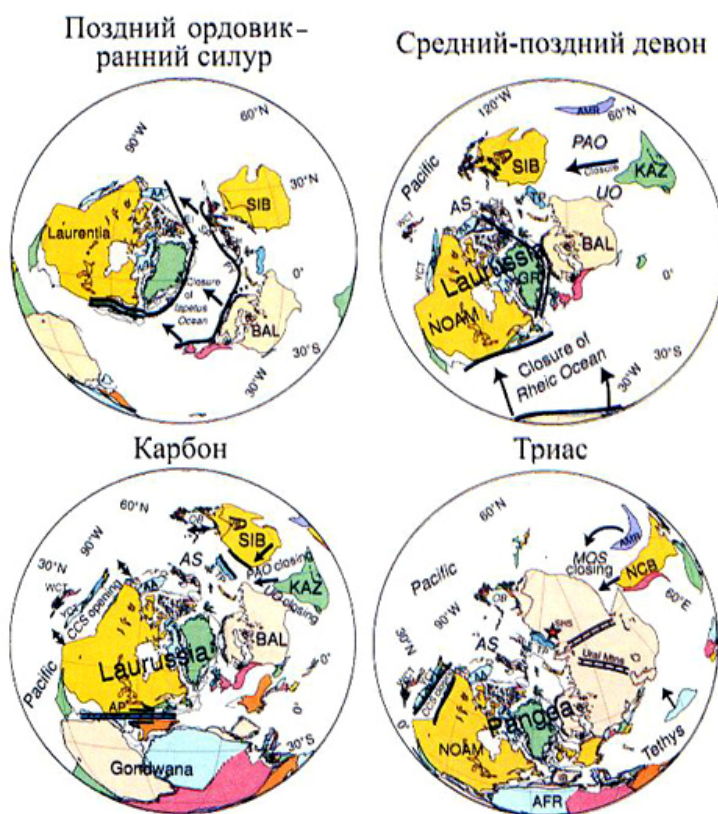


Рис. 1. Плитотектонические реконструкции Арктического региона (Lawver, Grantz, Gahagan, 2002).

Индексы на схемах: AA — Арктическая Аляска, ACT — Арктический составной террейн, AFR — Африка, AH — о. Аксель-Хайберг, AL — Алеутская островная дуга, AMR — Амуря, AP — Аппалачская орогения, AS — бассейн Ангаючам, BAL — Балтия, BB — Баффинов залив, BI — Баффинова Земля, BRS — Берингово море, BS — Баренцевоморский шельф, CAI — Канадский Арктический архипелаг, CB — Канадский бассейн, CCS — бассейн Каше Крик, CH — Чукотка, EB — Евразийский бассейн, GR — Гренландия, IB — Иберия, IHS — Исландская горячая точка, KAZ — Казахстан, KT — Курильский желоб, LP — полуостров Лисберн, LS — Лабрадорское море, MOS — Монголо-Охотский бассейн, NCB — Северо-китайский блок, NE — северо-восточный шельф Чукотского моря, NG — хребт Гаккеля, NOAM — Северная Америка, OB — Оймяконский бассейн, OS — Охотское море, PAO — Палеоазиатский океан, PY — Пирия, SAM — Южная Америка, SHS — Сибирская горячая точка, SIB — Сибирь, SP — полуостров Сьюард, SV — Свальбард, TP — полуостров Таймыр, UO — Уральский океан, VB — Виллойский бассейн, WCT — составной террейн Врангелия, WI — остров Врангелия, YCT — Юконский составной террейн.

И.С. Грамберг показал, что главные особенности Северного Ледовитого океана определяются его положением в возрастном ряду современных океанов [2002]. Самый большой древний Тихий океан существовал в раннем палеозое и, возможно, в рифее. Зрелые океаны Индийский и Атлантический, уступающие в размерах Тихому океану, развивались с мезозоя. Глубоководные котловины молодого Северного Ледовитого океана возникли, возможно, в конце мезозоя, однако осесимметричный спрединг здесь начался только в палеоцене, либо в эоцене. Молодостью объясняются малые размеры Северного Ледовитого океана и специфика его строения.

В Северном Ледовитом океане спрединг установлен только в Евразийском бассейне. Симметрично рифтовой долине хребта Гаккеля располагаются линейные аномалии по 24 включительно. Бесспорным является континентальный тип коры большинства позитивных морфоструктур Северного Ледовитого океана, тип земной коры в котловинах Американо-Евразийского бассейна остается дискуссионным.

Площадь и морфоструктурные характеристики океанов находятся в зависимости от их возраста. Северный Ледовитый океан в 12 раз меньше Тихого, в 5 раз меньше Индийского и в 6 раз меньше Атлантического океанов. По сво-

ей площади Северный Ледовитый океан уступает окраинным морям Юго-Восточной Азии и сопоставим с системой внутренних морей Средиземного, Черного и Каспийского.

Разновозрастные океаны различаются типом и относительным размером своих окраин. Древний Тихий океан обрамлен активными окраинами с короткоживущими в основном кайнозойскими окраинными бассейнами. В Индийском и Атлантическом зрелых океанах преобладают окраины пассивного типа с разновозрастным абиссальным чехлом при незначительной протяженности активных окраин. Северный Ледовитый океан окружен пассивными окраинами. На шельфе Северного Ледовитого океана развиты бассейны палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, унаследованные от предшествующего развития Арктики.

Северный Ледовитый океан принадлежит пограничной области между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим полушариями. Существование этой глобальной неоднородности признается с начала палеозоя либо с рифея. В складчатых системах, обнажающихся на островах и побережье Северного Ледовитого океана присутствуют реликты океанической коры и активных окраин, начиная с байкальских. Значит, в современных координатах Северного Ледовитого океана с позднего рифея существовали бассейны океанского типа. Эти бассейны

объединяются общим названием Протоарктический океан.

Древнейшая область Северного Ледовитого океана - Амеразийский бассейн и восточно-арктическая окраина - были созданы поздне-киммерийским тектогенезом - деструктивным в бассейне и конструктивным на шельфе. Позднекиммерийские структуры продолжаются на акваторию с северо-восточной Азии и Аляски. Мезозойды располагаются между Североамериканской и Сибирской платформами и между Северным Ледовитым и Тихим океанами. Они занимают такое же положение, как Филиппинско-Индонезийская, Антильско-Карибская и Южноамериканско-Антарктическая островодужные системы.

На территории Северо-Востока Азии с рифея вплоть до позднего мезозоя существовали пассивные и активные континентальные окраины с островными дугами, гомологичными современным [Парфенов, 1984]. Уже в среднем девоне Протоарктический океан (океан Ангаючам, Южно-Аньюский океан) был отделен от Палео-Пацифики зоной субдукции с островными и окраинно-континентальными магматическими дугами [Парфенов и др., 1999]. Позднее - в позднем триасе и в поздней юре - конвергентная граница рассекалась срединно-океаническим хребтом. Л.М. Парфенов [1984] перевел на современный язык достижения «геосинклинального» этапа изучения региона, представленного работами И.М. Русакова, Л.И. Красного, Ю.М. Пушаровского, С.М. Тильмана, Б.Х. Егiazарова. И.М. Русакову [Русаков, Виноградов, 1969] принадлежит наиболее последовательное и строгое в рамках теории Г. Штилле изложение тектоники Северо-Востока. Он первым в полной мере оценил значение открытия фанерозойских офиолитовых комплексов А.Я. Радзвиллом на Анюе, В.М. Мерзляковым в хр. Черского, Л.М. Мусалитиным в Селенняхском кряже, а также многочисленных проявлений островодужного магматизма. И.М. Русаков провел полевые работы в сердце Колымского массива на Алазее и последовательно оспаривал эпикратонную природу Северо-Восточных мезозойд.

На Северо-Востоке Евразии происходила длительная кратонизация, завершившаяся в позднем мезозое [Чехов, 2000]. В рифее и фанерозое в области поздних киммерид существовала земная кора особого, окраинно-морского, типа. В ходе эволюции окраинно-морская кора в поздней юре - раннем мелу была преобразована в кору континентального типа. Здесь с рифея существовали ядра кратонизации, которые наращивались за счет разде-

лявших их бассейнов различного типа с мощными осадками, метаморфизованными и насыщавшимися магматитами при чередовании конструктивных и деструктивных событий.

Формированию Верхояно-Колымских мезозойд предшествовало поэтапное раскрытие и закрытие малых бассейнов океанского типа [Парфенов, 1995; Палеотектонические ..., 1997; Оксман, 2000]. В раннем-среднем палеозое известны индикаторы различных геодинамических обстановок: мелководные отложения шельфа и внутрибассейновых поднятий, турбидитовые с олистостромами комплексы континентальных склонов и подножий, красноватые с эвапоритами отложения лагун и прибрежных низменностей, вулканогенно-терригенные комплексы. Образованные этими комплексами тектонические блоки располагались на незначительном удалении от Сибирского кратона. Реконструируются малые бассейны различной глубины на утоненной континентальной и океанской коре. Свидетельством эксгумированной в раннем палеозое океанической коры являются офиокластиты в основании позднекембрийского-раннеордовикского разреза Рассохинского блока. Офиолиты Селенняхского кряжа являются реликтами ранне-среднепалеозойских бассейнов океанского типа и островных дуг. Время первого - океанского - этапа метаморфизма коры здесь  $419 \pm 16$  млн. лет [Лейер и др., 1993; Оксман, 2000]. Вулканы офиолитовой ассоциации датируются ранним-средним палеозоем. Ранне-среднепалеозойские бассейны Селенняхского кряжа были отделены от океана и морфоструктурно разграничены между собой. Они подобны бассейнам современных окраинных морей.

Начиная с позднего девона по конец триаса - начало юры между Омuleвским микроконтинентом и Верхоянской континентальной окраиной существовал Оймяконский рифтогенный бассейн на утоненной континентальной или океанской коре. Восточнее Омuleвского микроконтинента возникла раздвиговая система с окраинно-морскими бассейнами, ограниченная с востока энсиматическими дугами и зонами субдукции. Позднепалеозойская геодинамическая обстановка сравнима с современной континентальной окраиной северной части Тихого океана. С замыканием этого бассейна в юре образовался Колымо-Омолонский микроконтинент.

Между Колымо-Омолонским микроконтинентом и Северо-Азиатским кратоном до поздней юры продолжал существовать Оймяконский окраинно-морской бассейн. В поздней юре возникла вулканическая дуга, чем доку-



ментируется коллизионная обстановка на западной границе Колымо-Омолонского супертеррейна.

Южно-Анжуйский (Анжуйчам) океан в позднем палеозое простирался по некоторым авторам от Чукотки на запад через южный Таймыр до Полярного Урала [*South Anyui ...*, 2002; *Бондаренко*, 2004]. На востоке между Южно-Анжуйским бассейном и Палеопацификой существовала конвергентная граница. Стечением времени площадь Южно-Анжуйского океана сокращалась. На завершающем позднеюрском-раннемеловом этапе Южно-Анжуйский океан с юга и с севера обрамлялся островодужными системами. Сибирский континент был ограничен с востока задуговым бассейном. Складчатая система Колымской Петли в позднем палеозое и мезозое представляла собой гетерогенную окраину Сибирского континента, состоящую из микроконтинентов и разделявших их флишево-сланцевых бассейнов с корой преимущественно континентального типа. В позднем палеозое «зона конвергенции отделяла океанические плиты Пацифики от океанических плит Протоарктического океана» [*Phanerozoic ...*, 1998; *Парфенов и др.*, 1999; *Соколов и др.*, 1997; *Соколов и др.*, 2001; *South Anyui ...*, 2002]. Иначе говоря, Протоарктический океан представлял собой систему задуговых бассейнов северной Палеопацифики. Эта ситуация возникла уже в девоне, а возможно, и ранее.

Таким образом, с начала фанерозоя существует Арктический тектонический ансамбль. Он определяется устойчивым взаимным расположением крупных блоков континентальной коры. Расположение блоков литосферы и земной коры по периферии и внутри ансамбля и его внутренние перестройки, в том числе возникновение и закрытие бассейнов океанского типа, не нарушали целостности ансамбля, хотя и деформировали его. Арктический ансамбль включал Протоарктический океан - предшественник Северного Ледовитого океана. Следы Протоарктического океана сохранились во многих районах Арктики. Это позднедевонские офиолиты и комплексы активных окраин Тиманского кряжа, Таймыра, о. Врангеля, каледонские офиолиты Канадской Арктики, палеозойские и ранне- и позднемезозойские офиолиты и комплексы активных окраин в северо-восточной Азии. Протоарктический океан состоял из бассейнов океанского типа. К нему относится северное продолжение каледонского океана Япония. Отдельные бассейны возникали и закрывались, сменяя друг друга. Однако в течение всего фанерозоя в той или иной части арктического ансамбля существовал глубоко-

водный бассейн, достаточно обширный для того, чтобы поддерживать специфичность и преемственность арктической биоты. В течение фанерозоя ансамбль целиком переместился из низких широт в Арктику. Такое перемещение возможно при проскальзывании, вращении твердых оболочек Земли относительно друг друга.

Таким образом, арктический регион представляет собой компактный структурный и палеотектонический объект планетарного ранга с собственным океанским ядром. Северный Ледовитый океан - это современный лик системы малых бассейнов океанского типа, существующей издревле в окружении крупных блоков древней континентальной коры.

Палеогеодинамические реконструкции подтвердили стационарность Арктического тектонического ансамбля не только в отношении его общей конфигурации, но и в отношении его размеров и устойчивого расположения внутри ансамбля отдельных тектонических регионов низшего ранга - Таймыра, Новой Земли, Свальбарда, Канадских Арктических островов. Кажущееся правостороннее смещение Таймыра относительно Сибири является следствием приращения Сибирского блока за счет Казахстана в результате закрытия Палеозойского океана [*Lawver и др.*, 2002]. Существуют также блоки-мигранты, относительно траекторий которых нет согласия. Что касается размеров океанического ядра Арктического ансамбля, то они мало изменялись во времени. Расстояние между крупными континентальными блоками по долготе варьирует в пределах 25-60° от ордовика по настоящее время, по широте в палеозое и триасе эти блоки находились на расстоянии от 30° до 60°. Сейчас его размеры от Гренландии до Оленекского поднятия на Сибирской платформе 25°, от северной оконечности Скандинавии до хр. Брукса 50°.

#### Эволюция взглядов

Интерес к тектонике Арктики, как единого целостного объекта, насчитывает многие десятилетия. Отдавая должное пионерам этих исследований - Д.В. Наливкину, М.М. Тетяеву, Н.С. Шатскому, Г. Штилле, мы рассмотрим лишь развиваемые в настоящее время направления.

Изначально основным вопросом тектоники Арктики являлось выяснение соотношений между жесткими - платформенными и подвижными - геосинклинальными элементами. Иными словами - это вопрос о границах, зарождении и эволюции Гиперборейской платформы и Арктического складчатого пояса. Со временем

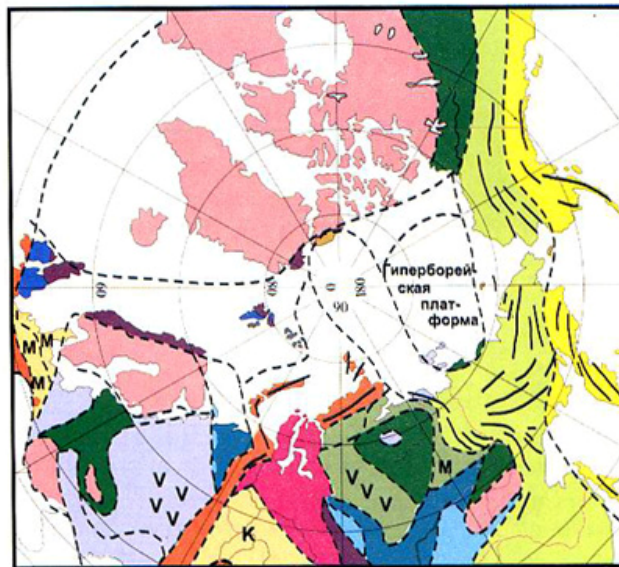


Рис. 2. Схема тектоники Арктики (Шатский, 1963). Переведена в цветную легенду.

- |   |   |
|---|---|
| <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #f08080; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #008000; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #c0c0ff; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #add8e6; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #000080; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #808000; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #800000; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #0000ff; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #ff0000; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #ff69b4; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #ffff00; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #90ee90; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> <div style="width: 15px; height: 15px; background-color: #ffff00; border: 1px solid black; margin-bottom: 2px;"></div> </div> | <p>1 Древние докембрийские складчатые зоны; 1 — докембрийские породы выходят на поверхность; 2 — докембрийские породы покрыты осадочными нескладчатными породами; 3 — платформенные муьды на докембрийской складчатости (V — варисийские муьды, М — мезозойские муьды). Районы протерозойской складчатости (байкалиды): 4 — районы с выходами байкальских пород на поверхность; 5 — склоны байкальских массивов; 6 — муьды на Сибирской платформе (в основании либо архей, либо байкалиды; V — варисийские, М — мезозойские). Каледонская складчатая зона: 7 — каледониды на поверхности; 8 — каледониды, покрытые мощными осадочными свитами. Герцинские складчатые зоны: 9 — выход на поверхность герцинид; 10 — склоны герцинских массивов; 11 — муьды на герцинской складчатой зоне (М — мезозойские, К — кайнозойские); 12 — мезозойская складчатая зона; 13 — кайнозойская складчатая зона.</p> |
|---|---|

возникла проблема связей и взаимодействия областей континентальной и океанической коры в пространстве и во времени, дискутируемая в настоящее время в рамках различных парадигм на фоне продолжающегося совершенствования схем структурного районирования по степени подвижности и проницаемости литосферы.

Н.С. Шатский в работе «О тектонике Арктики» [1963] показал древнюю платформу - «Гиперборейский массив» - на востоке Северного Ледовитого океана в обрамлении мезозоид Аляски, Чукотки, Верхоянья и их меридионального подводного продолжения от побережья моря Лаптевых и западного берега о. Котельного к Земле Гранта и от Земли Гранта к устью р. Маккензи (рис. 2).

Акватория Карского моря с побережьем Таймыра, Западной Сибири, Пай-Хоем, Новой Землей, восточными островами Земли Франца-Иосифа и Северной Землей отнесены к герцинидам. Норвежское и север Баренцева моря со Шпицбергенем, большей частью Земли Франца-Иосифа, северным побережьем Скандинавии и Землей Пири принадлежат к каледонидам, а юг Баренцева моря представляет продолжение байкалид Большеземельской тундры, Тимана и Канина. Таким образом Н.С. Шатский выделил неогейский циркумарктический складчатый пояс, состоящий из областей с разным возрастом складчатости и обрамляющий древнюю Гиперборейскую платформу. Структуры континентальной коры прямо продолжены в глубоководные океанические пространства.

Позднее Г. Штилле опубликована схема, на которой в северной части Чукотского и Восточно-Сибирского морей, а также на северном побережье Аляски показан Гиперборейский выступ Лаврентии, т.е. арктический складчатый пояс оказывается незамкнутым [Штилле, 1964].

Этапной работой явилась Тектоническая карта Арктики м-ба 1 : 10 000 000 СССР под редакцией Н.С. Шатского с объяснительной запиской Ю.М. Пушаровского [1976], которыми развиваются и детализируются ранние идеи Н.С. Шатского. Гиперборейская платформа занимает котловину Бофорта, хребет Менделеева, часть шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Она обрамляется мезозоидами Северо-Востока СССР и Аляски, отделяясь от собственно геосинклинальных складчатых структур хребта Брукса Аляскинским краевым прогибом. Между Североамериканским кратоном и Гиперборейской платформой располагаются герциниды северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага. Эти герциниды, так же как и ранне-среднепалеозойские структуры Северо-Востока Азии сформировались в режиме подвижной платформы, т.е. представляют собой деформированный чехол древнего кратона. Общность тектонического режима сухопутных пространств, батиметрические и геофизические данные по акватории позволили предположить прямые структурные связи Северо-Востока СССР с Канадским Арктическим архипелагом и северной Гренландией через Евразийский бассейн и подводный хребет Ломоносова. В пределах последнего предпола-

гаются также зоны затухания мезозойских, простирающихся сюда с территории и островов Северо-Востока СССР.

Баренцевская платформа располагается в северной части Баренцева и Карского морей и включает Северо-Восточную Землю Шпицбергена, Землю Франца-Иосифа, остров Пионер и частично о-ва Октябрьской Революции и Комсомолец Северной Земли. Отсюда ее граница проходит по акватории вблизи баренцевского берега Новой земли и далее поворачивает в направлении Шпицбергена. Платформа окаймляется шпицбергенскими каледонидами, байкалидами Печорской синеклизы, продолжающимися на юге Баренцева моря, и новоземельскими и таймыро-североземельскими герцинидами. Так же как герциниды Канадского Арктического архипелага и северной Гренландии, последние не считаются геосинклинальными и характеризуются как переходный тип между собственно герцинидами Урала и палеозойскими структурами Верхояно-Колымской области.

Что касается платформы Эриа, то ее северное окончание в пределах Норвежского и Гренландского морей полностью окружено каледонидами.

Таким образом, на суше и шельфах Евразии и Северной Америки описывается неогейский складчатый пояс, обрамляющий глубоководный Арктический бассейн и состоящий из разновозрастных и разнотипных складчатых областей. Между различными частями пояса располагаются древние платформы. Границы платформ и складчатых сооружений проходят безотносительно к границам регионов с континентальной и океанической корой.

Здесь уместно, в нарушение хронологической последовательности, обратиться к результатам недавних исследований В.Я. Кабанькова, И.А. Андреевой и др., которыми приведены убедительные подтверждения существования реликтов древней платформы в Северном Ледовитом океане [Кабаньков и др., 2004]. В истоках обоснования лежит факт приуроченности крупномерных - до 0,3х0,4 м - угловатых обломков пород к склонам и вершинам подводных поднятий и отсутствие таких обломков на поверхности дна и в верхнем слое осадков котловин. Это объясняется местным происхождением крупномерного материала. Практически это элювиально-делювиальные отложения как подводного, так и наземного происхождения, и по их составу и возрасту можно судить о коренном ложе акватории. На подводной возвышенности имени НЭС «Академик Федоров» на севере поднятия Менделеева показано также местное происхождение тонкого осадка. Здесь

глинистая фракция содержит высокий процент каолинита, типичного продукта наземного химического выветривания. Органическое вещество верхнего слоя осадков на полигоне обладает характеристиками, близкими к характеристикам органического вещества из палеозойских отложений Сибирской платформы, а не из современных донных осадков арктических морей. Местное происхождение крупномерных обломков на эскарпе Нортвинд ранее убедительно показано А. Гранцем и др. [Phanerozoic ..., 1998].

Крупномерные обломки пород на поднятиях Американо-Североамериканского аваншельфа, характеризующие коренной цоколь поднятий, представлены существенно кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами, доломитами, известняками, кварцитами, долеритами, гранитами, пегматитами, кислыми и основными вулканитами позднемелового возраста, роговиками, милонитами, гнейсами, метаморфическими сланцами [Кабаньков и др., 2004]. В породах нередко остатки палеозойских и мезозойских организмов, начиная с кембрийских. Коренные породы представляют три комплекса: метаморфические породы фундамента древней (эпикарельской) платформы и два чехольных комплекса - палеозойский терригенно-карбонатный и мезозойский терригенный. Чехольные комплексы сформировались в шельфовой обстановке. Позднемеловые вулканиты свидетельствуют о магматической активизации платформенного режима, предшествовавшей формированию топодепрессий на аваншельфе.

Рассмотрены две палеоплатформы: Восточно-Арктическая и Баренцево-Карская, граница между которыми проведена западнее хр. Ломоносова. К Восточно-Арктической палеоплатформе относится весь Американо-Североамериканский бассейн и, по-видимому, значительная часть континентальной окраины. Размеры палеоплатформы сокращались в ходе наложенных тектонических процессов, и теперь ее останком является лишь область Центрально-Арктических поднятий с сохранившимися в чехольном залегании палеозойскими и мезозойскими толщами. Для этой области предложено сохранить название Гиперборейская платформа, хотя ее границы не совпадают с границами Гиперборейской платформы по Н.С. Шатскому [1963] и Ю.М. Пущаровскому [1960; 1976]. Впадины Макарова и Подводников и сопряженные с ними поднятия являются платформенными тектоническими структурами. С востока Гиперборейская платформа ограничена океанической Канадской котловиной, на юге - позднекембрийскими складчатыми структурами.



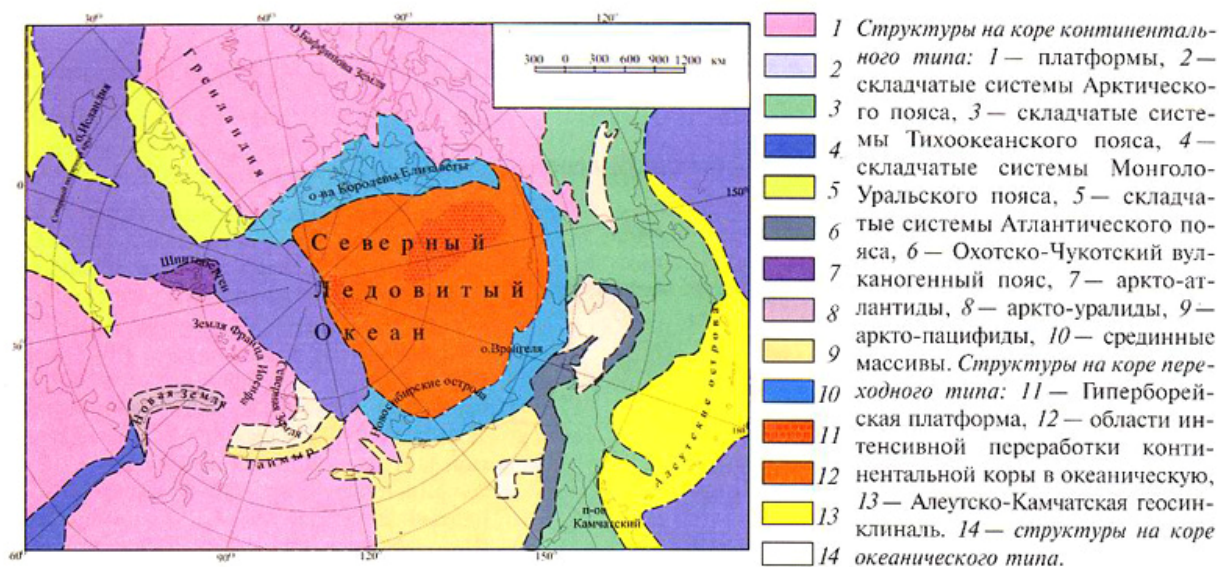


Рис. 3. Схема тектоники Северной полярной области Земли по Б.Х.Егiazарову и др. (1975, 1977), схематизировано.

Н.П. Херасков рассматривал Арктический складчатый пояс на фоне разделения Земли на Атлантический и Тихоокеанский сегменты [1963]. Признавая сложности в разграничении сегментов в Арктике, он все же отнес Арктический пояс к Атлантическому сегменту. В современном плане сложность связана с параллельностью разновозрастных геосинклинальных складчатых структур мезозой и альпид на Аляске и на Северо-Востоке СССР, в историческом плане — с преобладанием то атлантического, то тихоокеанского влияния на тектонические режимы Арктики. В допозднепалеозойское время Северный (Арктический) пояс относился к Атлантическому сегменту. С позднего палеозоя он был вовлечен в развитие Тихоокеанского сегмента, не теряя своей автономности. Начиная с кайнозоя, восстановилось жесткое отчленение Арктического пояса от Тихоокеанского сегмента.

Н.П. Хераскову присуще стремление видеть в океанах категории континентальной коры, а также противопоставление геосинклинальных структур негеосинклинальным — платформенным и орогенным. Придерживаясь концепции тангенциального фиксизма — умеренного мобилизма, Н.П. Херасков утверждал, что основные черты глобального структурного плана заложены в рифее. Применительно к Арктике это положение остается основополагающим.

Исследования геологов и геофизиков НИИГА подытожены в Тектонической карте Арктики и Субарктики м-ба 1 : 5 000 000, подготовленной под руководством И.П. Атласова [Тектоническая ..., 1967]. Это первое изображение тектонического строения арктических

акваторий в цветной легенде, подобное принято для суши. Карта и схема тектонического районирования демонстрируют стремление совместить на одном чертеже неранжированные компоненты различных систем: структурно-вещественной, палеотектонической и геоморфологической. Это феноменологический подход, характерный для начальной стадии тектонического анализа. Разделение кратонов и складчатых систем неогена затуманено наличием плит, парагеосинклинальных впадин, трансарктического платобазальтового пояса и т.п. Авторы стремятся подчеркнуть наличие переходных категорий между кратонами и геосинклинальными складчатыми системами, между регионами континентальной и океанической коры.

Из карты следует более широкое распространение складчатых систем неогена в Арктике, чем предполагается в рассмотренных выше работах. По существу ставится под сомнение необходимость объяснять расположение фанерозойских циркумарктических складчатых систем наличием Гиперборейской платформы.

Наиболее детальная тектоническая модель арктического региона в концепции Штилле-Билибина принадлежит Б.Х. Егiazарову [Егiazаров, 1975; 1977]. Им развиваются представления о существовании арктического складчатого пояса (арктиды), сформировавшегося по периферии Гиперборейской платформы с архейским — раннепротерозойским и ранне-среднепалеозойским фундаментом. Арктический пояс сопрягается с Тихоокеанским, Атлантическим и Монголо-Уральским поясами переходными геоструктурами — аркто-

пацифидами, аркто-уралидами, аркто-атлантидами (рис. 3).

Арктический пояс конструируется геосинклинальными системами унаследованно-полициклического развития, т.е. с неоднократным наложением геосинклинальных циклов различной степени завершенности, что отличает его от Тихоокеанского пояса полициклически-миграционного типа развития, с последовательной от континента к океану сменой разновозрастных складчатых систем. Развитие складчатых систем расчленено на этапы и стадии. В развитии складчатых систем выделяются геосинклинальный и постгеосинклинальный этапы. Геосинклинальный период подразделяется на собственно геосинклинальный и орогенный. Как особые состояния выделяются стадии стабилизации в рамках геосинклинального и постгеосинклинального периода. Геосинклинали дифференцированы по формационным критериям, при этом понятие эв- и миогеосинклинали применено не к устойчиво существующим внутри геосинклинали зонам, а к особенностям формационного выполнения отдельных прогибов в тот или иной временной отрезок. Тем самым в построении карты реализуется историко-генетический и структурно-формационный принципы. В развитии платформенных чехлов выделяется этап активизации.

Проблема исторических соотношений континентальных и океанических блоков земной коры решается признанием возможности превращения континентальной коры в океаническую путем базификации - Амеразийский бассейн, созидания континентальной коры геосинклинальным процессом - Алеутско-Камчатская геосинклиналь, образования океанической коры в результате спрединга - Евразийский бассейн.

Ряд положений этой работы не вполне ясны. Действительно, почему каледониды Шпицбергена исключены, а каледониды Канадского архипелага включены в состав Арктического пояса. Ускользают основания противопоставления арктидам ранних киммерид Таймыра и Новой Земли, поскольку по возрасту завершающей складчатости арктиды вообще различны, и этот признак не фигурирует как принципиальное обоснование обособления Арктического пояса.

Невозможно противопоставить Арктический пояс Гиперборейской платформе как ее мобильное обрамление в фанерозое, считая Гиперборейскую платформу эпикаледонской, тем более, что каледонская консолидация завершила геосинклинальный цикл в Иннуитской сис-

теме, составляющей не менее трети протяженности пояса. Распространив Гиперборейскую платформу на шельфы Восточно-Сибирского моря, Чукотского моря и северное побережье Аляски, авторы исключают возможность определять пояс как складчатое континентальное обрамление Амеразийского океанического бассейна, т.е. как циркумокеанический пояс. Таким образом, тектонические принципы обособления Арктического пояса ускользают, и он превращается в географическое понятие.

Истоки ситуации находятся в отсутствии противопоставления древних платформ молодым. Достаточно указать, что в одной категории на схеме тектоники рассматриваются Русская плита, Печорская плита, Западно-Сибирская платформа, Восточно-Сибирская платформа и т.п. Баренцевская плита по каледонскому возрасту фундамента не отличается ни от Гиперборейской платформы в трактовке авторов, ни от Иннуитской складчатой системы арктид, а противопоставление Западно-Сибирской плиты Уральскому орогену, относя первую к платформам, а второй - к Монголо-Уральскому складчатому поясу выглядит нелогичным. Отсутствие качественного разделения молодых и древних платформ приводит к произвольным решениям при расчленении фанерозойских плит: почему Западно-Сибирская плита - платформа, а области развития позднемезозойских чехлов на акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей - складчатые системы? Почему ограничивать возраст Гиперборейской платформы каледонской тектонической эрой, а не позднекиммерийской и не включать в границы платформы перекрытые плитным (послегеосинклинальным) чехлом мезозойские складчатые системы? При всех внутренних несоответствиях и естественном концептуальном старении и старении по информационной базе работа Б.Х. Егiazарова остается фундаментальным вкладом в познание Арктики, в значительной мере обеспечившим современное понимание геологии региона.

Тектоническую обособленность Арктики отстаивал Ю.Е. Погребницкий [1976, *Погребницкий и др., 1984; Геологическое строение ..., 1984*]. По Ю.Е. Погребницкому область стока Ледовитого океана - Арктическая депрессия - представляет собой геодинамическую систему, зарождение и эволюция которой обусловлена функционированием источника энергии на границе ядра и мантии. Геодинамическая система обладает центральной симметрией и состоит из пограничного орогенного пояса, материковой центриклинали, представленной преимущественно аккумулятивными и денудационно-



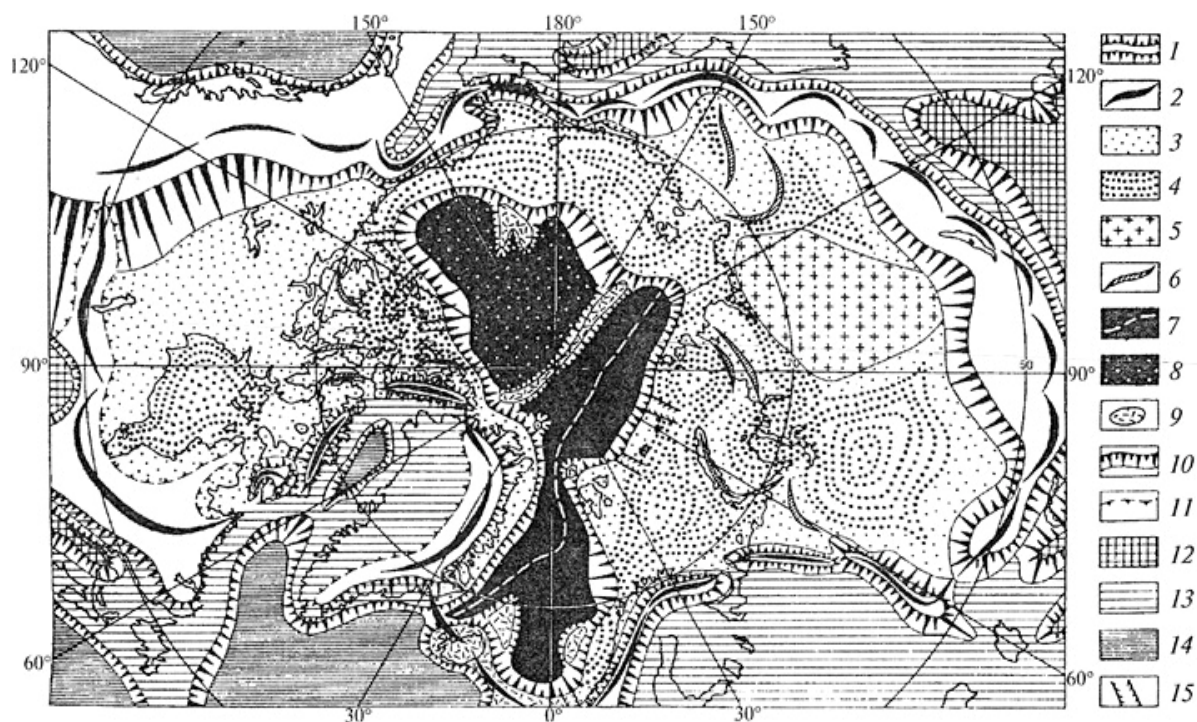


Рис. 4. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана — Арктическая геодепрессия (Геологическое строение ..., 1984).

1, 2 — пограничный орогенный пояс: 1 — линейно-дуговые орогены, 2 — оси водораздельных поднятий; 3—6 — материковая центриклиналь: 3 — область литосферы, подчиненная общему уклону, 4 — депозиты (седиментационные бассейны), 5 — Среднесибирское щитовое поднятие (геотумор), 6 — межбассейновые барьеры (дочерние орогены); 7—9 — океаническое ядро: 7 — Норвежско-Гренландский и Евразийский рифтогенно-спрединговые бассейны (пунктир — ось срединного хребта), 8 — Амеразийский койлогенный бассейн, 9 — выступы оседания; 10 — переходные зоны (склоны материковых плит и орогенов); 11 — условная граница орогенов; 12—14 — области, сопредельные с Арктической геодепрессией: 12 — орогены, 13 — материковые платформы, 14 — абиссальные плиты; 15 — поперечные окраинно-шельфовые желоба, выраженные в рельефе.

аккумулятивными равнинами и шельфом окраинных морей, и центральным океаническим ядром. Система возникла в поздней перми, когда образовался пограничный ороген. Сначала в ее центральной зоне существовали щитовые поднятия, служившие, наряду с поднятиями орогенного пояса, источником материала, заполнявшего зону центриклинали. Центриклиналь, в свою очередь, расчленилась на морфоструктуры второго порядка — дочерние овалы оседания. На рубеже мела и палеогена щитовое поднятие в центре системы испытало рифтогенное обращение с образованием абиссали Евразийского суббассейна.

Геодинамическая система Северного Ледовитого океана служит головной частью Атлантической суперсистемы, вторгающейся в сферу деятельности Тихоокеанских геодинамических систем. Орогены, материковые плиты и срединно-океанические хребты выстраиваются как взаимообусловленные элементы единой геодинамической системы, закономерно возникающие и преобразующиеся в ходе ее эволюции. Центральная симметрия системы и стационарность замыкающего ее орогенного кольца ис-

ключает возможность существенного горизонтального перемещения континентальных плит относительно друг друга, ограничивая сферу проявления спрединга океаническими пространствами (рис. 4).

Согласуясь с господствующим геодинамическим мировоззрением и с пополнением информационная база, Ю.Е. Погребницкий время от времени обновлял свою модель, акцентируя те или иные ее аспекты и модернизируя терминологию [Погребницкий, 1997; Арктика на пороге ..., 2000]. Среднесибирское поднятие, делящее материковую центриклиналь на западный и восточный сектора, было объяснено мантийным плюмом, зародившимся в перми и проявляющимся в воздымании дневной поверхности по настоящее время. Более определенно, чем изначально, показана принадлежность Арктической геодинамической системы к пограничной области между Индо-Атлантическим и Тихоокеанским полушариями. Подчеркнуто, что Канадская котловина, так же как и позднемезозойские складчатые системы Северо-Востока России, сформировалась на месте задуговых бассейнов Пацифики. Зарож-

дение и эволюция Арктической геодинамической системы вписаны в концепцию литосферных плит.

Геодинамическая модель Арктической геодепрессии реализована в карте тектонического районирования СЛО, представленной в последней публикации Ю.Е. Погребницкого, написанной вместе с А.И. Трухалевым и Ю.В. Горячевым [2005]. Эта короткая статья открывает путь к построению современной тектонической карты Северного Ледовитого океана. Ю.Е. Погребницким разработаны принципы тектонического картографирования океанских пространств, развивающие традиции российской тектонической картографии, заложенные Н.С. Шатским. Тектоническое районирование осуществлено относительно синокеанических альпийских морфоструктур Центрально-Арктического бассейна и его континентального обрамления, «что позволяет увязать закартированные геологические тела на поверхности литосферы друг с другом и с данными о глубинном строении недр, и тем самым раскрыть особенности формирования тектонических структур, закономерности их расположения и развития во взаимосвязи континент-океан. Согласно морфоструктурному принципу, все доальпийские комплексы горных пород представляют собой либо чехлы, либо выступы складчатого фундамента континентальных платформ, которые в большей или меньшей степени переработаны в процессе альпийского формирования морфоструктур... Суть районирования заключается в том, что сначала выделяются геоморфологически различные корово-мантийные обособления, затем определяется их геологическое строение. Положение поверхности морфоструктур относительно геоида, геометрия этой поверхности и особенности морфообразующих движений характеризуют тектонический режим (тектогенез) выделенных корово-мантийных обособлений». Выделены структуры, «принадлежащие трем типам синокеанического тектонического режима - тектогенеза: альпийского океанского койлогенеза; альпийско-платформенного тектогенеза; альпийско-эпи-платформенного орогенеза».

Из частных решений, вошедших в районирование, привлекают внимание следующие: 1 - «формирование альпийского циркумполярного подвижного пояса в условиях растяжения» по окраине арктического шельфа; 2 - определение зоны магнитных аномалий в центре Канадской котловины как зоны «инициального рифтогенеза, предшествовавшего общему киммерийско-альпийскому проседанию и формированию Канадского седиментационного бассейна (пред-

бассейновый раскол континентальной коры)»; 3 - соотношение атлантического и тихоокеанского тектогенеза на акватории Северного Ледовитого океана - продолжающееся разделение Евразийской и Северо-Американской литосферных плит по атлантическому дивергентному шву (рифт хр. Гаккеля и грабены в море Лаптевых) и незавершенное разделение плит по Тихоокеанскому шву (Новосибирский прогиб и прогиб Вилькицкого). Проникновение атлантического и тихоокеанского тектогенезов в Северный Ледовитый океан вполне согласуется с его положением в пограничной области между Индо-Атлантическим и Тихоокеанским полушариями [Косько, 2006].

Вне обсуждения осталось определение типов земной коры, хотя эти определения являются краеугольными. Остается, опираясь на личный опыт, догадываться из текста, чем «реликтовая континентальная кора» отличается от «эпиконтинентальной коры переходного типа».

Чрезвычайно заманчиво построить Тектоническую карту Арктики на основе принципиальных разработок Ю.Е. Погребницкого, хотя возможность изыскать ресурсы для такой работы иллюзорна.

Л.П. Зоненшайн, И.И. Кузьмин и Л.М. Напатов совершили мобилистский прорыв в тектонику Арктики [Зоненшайн, Напатов, 1987]. Многие из предложенных ими решений вошли в тектонический обиход, другие оказались нежизненными. Современное понимание тектоники Арктики в целом в рамках теории литосферных плит наиболее полно представлено публикациями, детально рассмотренными выше [Lawver et al., 2002].

К тектонике Арктики в свете теории литосферных плит неоднократно обращался В.Е. Хаин [Хаин, 2001; Филатова, Хаин, 2007 и др.]. В глубоководной части Северного Ледовитого океана выделены области с разновозрастной океанической корой, с которой континентального типа и внутриплитные поднятия океанской коры. В Канадской котловине время рифтогенеза оксфорд-валанжин [Хаин, 2001], спрединг океанской коры отнесен к концу неокома-раннему альбу [Филатова, Хаин, 2007], в котловинах Толля (Подводников) и Макарова возраст океанской коры сантон-палеоценовый, в Евразийском бассейне - от палеоценового. Допускается возможность отнесения коры в котловинах Макарова и Толля (Подводников) к переходному типу, что исключает спрединг океанской коры как причину образования этих впадин. Земная кора Канадской котловины отнесена к океаническому типу, но отмечаются сложности в распознавании здесь полосового аномального маг-

нитного поля и неоднозначность реконструкций палеоспрединга. Кора континентального типа подстилает хребты Ломоносова, Альфа, Менделеева и Чукотское плато. К внутриплитным поднятиям океанской коры - океанским плато - отнесены поднятия Ермак и Моррис-Джессуп.

В блоках древней континентальной коры в глубинах и на шельфе Северного Ледовитого океана В.Е. Хаин видит реликты Гиперборейской платформы. Гиперборейская платформа - это, так же как Североамериканский, Восточноевропейский и Сибирский кратоны, осколок суперконтинента Родиния, распавшегося в позднем протерозое 850-830 млн. лет тому назад. С распадом суперконтинента Родиния в позднем рифее в Арктическом регионе «возник достаточно обширный, в центральной части несомненно глубоководный бассейн, протянувшийся от западного Шпицбергена через южную часть Баренцева моря, Тимано-Печорскую плиту, Полярный Урал, Пай-Хой, юг Новой Земли в центральный Таймыр, район о. Врангеля и Северную Аляску. Этот бассейн находился в непосредственной связи с Палеоазиатским океаном, Палеопацификой и, вероятно, Прото-Япетусом» [Хаин, 2001]. В бассейне существовали вулканические дуги. В позднем венде - раннем кембрии в результате байкальского тектогенеза закрылся океанский бассейн и установился платформенный режим. В начале ордовика эпибайкальская плита «подверглась частичной деструкции с заложением новых бассейнов с океанической корой» [Хаин, 2001]. К таковым отнесен, в частности, Южно-Анжуйский океан, простиравшийся до о. Элсмир в Канадской Арктике и далее, возможно, в северную Гренландию. Ранее В.Е. Хаином было показано, что Арктический геодинамический ансамбль сложился к раннему силуру: главные континентальные плиты Северного полушария - Североамериканская, Восточноевропейская, Сибирская - располагались относительно друг друга принципиально так же, как и сейчас [Хаин, Сеславинский, 1991]. В конце силура - девоне сосуществовали обстановки сжатия (каледонский орогенез на Шпицбергене, в Гренландии, в Канадской Арктике) и растяжения (рифтогенез в Баренцевоморском регионе, в северном Верхоянье, на Новосибирских островах). «После каледонских событий большая часть Арктики развивалась до середины мезозоя в платформенном режиме. Подвижность в позднем палеозое сохранили Уральская, Пай-Хой-Новоземельская, Южно-Таймырская и Южно-Анжуйская системы» [Хаин, 2001]. Южно-Анжуйский бассейн продолжал существовать

в юре и в начале мела. Его замыкание в предальбское-раннеальбское время связывается с раскрытием Канадской котловины.

Позднее В.Е. Хаин определил «кардинальными событиями в становлении и преобразовании континентальной коры Восточной Арктики» вендскую (байкальскую), позднедевонскую (элсмирскую) и среднемеловую (брукскую) орогении. В результате элсмирского тектогенеза «на рубеже девона-карбона оформилась обширная эпикаледонская континентальная плита Евразии (Лавруссия).... Уже в девоне эта плита отделялась от Сибирского континента океаном Ангаучам, соединявшимся с Палеоазиатским и Уральским океанами». Южно-Анжуйский океан В.Е. Хаин и Н.И. Филатова склонны считать частью океана Ангаучам.

По Н.А. Богданову [2004] в Американо-Евразийском бассейне котловины Канадская и Макарова (вместе с котловиной Подводников) подстилается океанской корой. Обе котловины как океанские структуры возникли в поздней юре - раннем мелу, но котловина Макарова считается несколько более молодой. Отмечая, что в котловине Макарова «четких, хорошо документированных магнитных аномалий не установлено» и в Канадской котловине «магнитные аномалии не имеют четкого выражения», Н.А. Богданов все же исходит из спредингового механизма формирования котловин. Хр. Альфа - Менделеева определен как «океанское вулканическое плато, заложившееся на разрозненных блоках континентальной и океанической коры, вытянутое вдоль границы раздела между впадинами Канадской и Макарова. Блоки континентальной коры, скорее всего, трассировались вдоль линии трансформного разлома, разделявшего эти котловины». Океанская кора котловины Макарова субдуцировала под океанскую кору Канадской котловины, над зоной субдукции формировалась вулканическая дуга, перекрывавшая как океаническую, так и остатки континентальной коры. В середине позднего мела хребет Альфа-Менделеева был «центром и наиболее ярким проявлением» вулканизма в Арктике.

Хребет Ломоносова представляет собой блок континентальной коры с позднедевонским метаморфическим основанием, отделившийся от Баренцево-Карского шельфа согласно спрединговой модели образования Евразийского бассейна. Перемещение хребта происходило вдоль сдвигов, ограничивавших континентальные шельфы. Н.А. Богданов обратил внимание на две особенности спрединга в Евразийском бассейне. Во-первых, плато Моррис-Джессуп Канадско-Гренландской конти-



континентальной окраины и плато Ермак Баренцевской континентальной окраины до середины эоцена не были разделены и составляли единое вулканическое плато. Во-вторых, ось спрединга хр. Гаккеля соединилась со спрединговым центром хр. Книповича и всей системой Срединно-Атлантического хребта в конце миоцена 5 млн. лет тому назад.

На континентальной окраине выделяются микроплиты и террейны с разновозрастным фундаментом.

«Циркумарктический сегмент», как глобальное тектоническое подразделение, возник с образованием глубоководных котловин Северного Ледовитого океана в позднем мезозое. Н.А. Богдановым рассмотрены также предшествовавшие события и древние структуры. В фундаменте Баренцевского шельфа на западе располагается докембрийская Норвежская микроплита. Она присоединилась к Балтии и Свальбардской плите в результате закрытия океана Япетус в позднем ордовике - раннем силуре. Каледонские коллизионные комплексы обрамляют также Северо-Американский кратон с востока (Гренландия) и с севера (Канадская Арктика). Следовательно, Норвежская микроплита - это блок континентальной коры внутри каледонского складчатого пояса, наследующего океан Япетус.

Арктический тектонический ансамбль в принятых нами границах включал северную периферию Палеоазиатского океана. Палеоазиатский океан закрылся к триасу. Отсюда следует, что в рамках плитотектонической реконструкции принимается существование на западе Арктического тектонического ансамбля океанских бассейнов в течение всего позднего палеозоя. На востоке в палеозое существовал океан Ангаучам, сменившийся Южно-Аньюским океаном, который закрылся одновременно с возникновением Канадской котловины Амеразийского бассейна.

Н.А. Богданов приходит к чрезвычайно важному для понимания позиции Арктики в ряду глобальных структур выводу: «Четкой границы между Евроазиатской и Североамериканскими плитами не существует с раннемелового времени, т.е. со времени закрытия Южно-Аньюской впадины. Океанские бассейны Арктического и Тихого океана разделяются сложной мозаикой террейнов, расположенной между Сибирским и Североамериканским кратонами. Эту область, охватывающую Аляску до хребта Ричардсона (на востоке) и Северо-Восток Азии к востоку от Иньяли-Дебинского прогиба, можно рассматривать как диффузионную границу между литосферными плитами».

Строению и истории формирования Амеразийского бассейна посвящена обширная литература. Плитотектонические модели образования Амеразийского бассейна группируются по общности морфокинематических характеристик разломов, ограничивающих литосферные блоки, и по направлению перемещений [Lawer, Scotese, 1990]. Канадская окраина и хребет Ломоносова рассматриваются альтернативно - то как трансформные, то как рифтовые границы, по которым происходило смещение плиты Арктическая Аляска - Чукотка в современную позицию. При этом в любой кинематической схеме принимается отрыв блока Арктическая Аляска-Чукотка от Северной Америки и его перемещения к Азии как следствие возникновения Амеразийского бассейна. Наиболее популярной до последнего времени была модель ротационного раскрытия Амеразийского бассейна с поворотом Аляски и Чукотки против часовой стрелки от начального их расположения вблизи Канадского Арктического архипелага [Grantz et al., 1990; Phanerozoic ..., 1998]. При этом хр. Ломоносова от Амеразийского бассейна отделялся трансформной границей. В ротационной модели возникают большие перекрытия континентальной коры и несопоставимость структурно-вещественных комплексов и времени тектонических событий по разные стороны раскрывающегося веера океанской литосферы [Lane, 1997; New insights ..., 2006; Rowley and Lottes, 1988]. Геологические данные по материковой суше настораживают в отношении корректности неомобилистских реконструкций. Источники триасовых осадков на западе Аляскинско-Чукотской микроплиты сибирские, а не Североамериканского кратона. Чукотская часть якобы единой Аляскинско-Чукотской микроплиты располагалась ближе к Сибири, чем считалось ранее. Ранне-среднепалеозойская биота Северной Аляски включает сибирские элементы и представителей бассейнов Североамериканского кратона, что исключает необходимость существенного перемещения Чукотско-Аляскинской микроплиты от континента Северной Америки для образования Канадской котловины в позднем мезозое [Lithostratigraphic ..., 2002; Blodgett, Rohr, Boucot, 2002].

Разнообразие несовместимых плитотектонических моделей формирования Амеразийского бассейна в позднем мезозое - кайнозое возрождает сомнения в продуктивности теории литосферных плит для решения этой региональной проблемы. Привлечение механизма деструкции континентальной коры для объяснения возникновения океанских котловин в

отсутствие спрединга океанской коры является шагом к признанию океанизации как замещения континентальной коры океанической корой. Физико-химические механизмы замещения могут быть различными: фазовые переходы, флюидная деструкция гранито-гнейсового слоя под воздействием восстановленных, относительно сухих высокоуглеродистых флюидов [Летников, 2005], керамизация - спекание под воздействием повышенного теплового потока над выступами перегретой астеносферы [Гарагаиш, Йогансон, Шлезингер, 2005].

В.И. Устрицкий проанализировал современное строение и историю развития Арктики с позиций теории литосферных плит [2006]. Тектоническое районирование выполнено путем разделения фундамента по типу и возрасту. Отмечены наложенные преобразования фундамента. На прилагаемой схеме выделены: 1 - континенты и микроконтиненты на дофанерозойской литосфере с активными окраинами и передовыми прогибами; 2 - каледонские, герцинские, ранне- и позднекиммерийские складчатые зоны, изредка с островодужными системами; 3 - участки докайнозойской океанической и субокеанической литосферы. Это глубоководные бассейны и остаточные океанические бассейны - прогибы на шельфе с мощностью чехла более 10 км и отсутствующим или имеющим ничтожную (1-3 км) мощность «гранитным» слоем. Возраст океанического фундамента в остаточных океанических бассейнах меняется от рифейского в Южно-Баренцевской и Северо-Карской впадинах, палеозойского в Южно-Карской и Южно-Лаптевской впадинах, пермско-юрского в котловине Макарова-Подводников, мелового в Канадской котловине. Линейные поднятия в Южно-Карском, Южно-Лаптевском и некоторых других бассейнах, предположительно рассматриваются как погребенные островные дуги. К островным дугам отнесена и Лудловская седловина в Восточно-Баренцевском мегапрогибе. 4 - кайнозойский Евразийский океанический бассейн с полным набором параметров современного развивающегося океана.

В.И. Устрицкий исходит из следующих установок. «В качестве первичной рассматривается океаническая литосфера, из которой формируется островодужная, а при дальнейшем скупивании и переработке - континентальная». Процесс исчезновения верхней коры (или «гранито-гнейсового слоя») невозможен. В истории Арктики значительно преувеличено значение рифтогенеза. Последняя позиция обобщает несогласие В.И. Устрицкого с широко распространенной точкой зрения, согласно которой в

формировании прогибов с многокилометровыми глубинами залегания фундамента решающую роль играл рифтогенез. Это - Восточно-Баренцевский мегапрогиб, Южно-Карская впадина, Южно-Лаптевский прогиб, прогиб Вилькицкого и др., которые рассматриваются В.И. Устрицким как остаточные океанические бассейны. Широким распространением таких бассейнов объясняются необычайные размеры шельфа Российской Арктики.

Лейтмотивом формирования современной структуры Арктики определен дрейф континентов на север. Конвергентные и дивергентные события на границах плит и микроконтинентов практически отнесены к событиям второго ранга. При столкновении плит оказываются незаполненные пространства, в которых остается ненарушенная первичная океаническая кора.

Все тектонические модели Арктики, безотносительно к мировоззренческой позиции авторов, отражают блоковую делимость геологического пространства, выявлению которого посвящены многолетние исследования Л.И. Красного [1984 и др.]. Тектонические регионы с разными структурно-формационными характеристиками, известными по наземным наблюдениям, регионы, различающиеся по глубинному устройству земной коры, выводимому из геофизических данных, регионы с различным устройством и уровнем поверхности литосферы - все они, как правило, разграничены разломами. Но до сих пор не существует карты блоковой делимости Арктического региона, показывающей и описывающей геоблоки, межгеоблоковые граничные системы, блоки низших порядков, из которых построены геоблоки. Даже на Геолого-минералогической карте мира, опирающейся на геоблоковую концепцию, собственно блоковую структуру приходится вычитывать, руководствуясь легендой, отражающей в первую очередь распространение различных пород и осадков на современной поверхности литосферы [Геолого-минералогическая ..., 2000].

### **Арктический бассейн**

Арктический бассейн - океаническое ядро Северного Ледовитого океана - обрамлен обширными шельфами со стороны Евразии. От материка Северной Америки, островов Канадской Арктики и Гренландии он отделен узенькой полоской континентальной ступени. Лишь на востоке моря Бофорта североамериканский шельф достигает значительных размеров. Арктический бассейн разделен порогом Ломоносова на Евразийский и Амерзийский бассейны,

который, в свою очередь, состоит из Канадской котловины и области Центрально-Арктических поднятий [Нарышкин, 1995] - Амеразийского аваншельфа, соединяющего материк Северной Америки с Восточной Азией.

Евразийский бассейн характеризуется океанской корой мощностью 5-15 км в основном симметричным относительно хребта Гаккеля спрединговым аномальным магнитным полем. [Карасик, 1968; Геолого-минералогическая карта ..., 2000; Глебовский и др., 2006]. На фоне симметричного аномального магнитного поля существуют различия в батиметрии и структуре осадочного чехла котловин Нансена и Амундсена, располагающихся по сторонам хр. Гаккеля, объясняемые различной плотностью мантии под этими топодепрессиями [Поселов и др., 2002].

В магнитном поле Евразийского бассейна идентифицированы аномалии от 25, и начало спрединга относится к эоцену. К континентальному склону Евразии и к западному склону порога Ломоносова приурочены зоны спокойного поля. Как показывает сопоставление батиметрических и гравиметрических данных, узкий глубоководный трог между хр. Ломоносова и баренцевской континентальной окраиной существовал до начала спрединга. Время начала спрединга омолаживалось в восточном и западном направлениях. Единый блок континентальной коры на западном замыкании бассейна раскололся на поднятие Моррис-Джесуп и плато Ермак не ранее олигоцена, после чего установилась структурная связь Евразийского бассейна с Атлантикой через Норвежско-Гренландский бассейн. Глубоководное соединение Евразийского бассейна с Северной Атлантикой относится к позднему миоцену [Гусев, 2005]. В современной структуре Арктический бассейн и Северная Атлантика разграничены Шпицбергенско-Гренландской сдвиго-раздвиговой демаркационной зоной, которая «разделяет срединно-океанические хребты Мона и Гаккеля, смещая их через субмеридиональный хребет Книповича почти на тысячу километров» [Трухалев, Погребницкий, Нарышкин, 2006]. Эта зона приурочена к полосе глубоко переработанной базифицированной континентальной коры. В зоне преобладает мозаичный и мозаично-линейный тип АМП [Eide, 2002; Трухалев, Погребницкий, Нарышкин, 2006]. Морфоструктурные особенности Шпицбергенско-Гренландской зоны указывают на преобладание трансформационного механизма при ее формировании.

Современные океанские бассейны в Арктике формируются с позднего мезозоя. Однако,

как было показано выше, уже с позднего протерозоя здесь может быть прослежена сложная эволюция континентальных и океанических геодинамических обстановок. Реликты древней Гиперборейской платформы с гринвильским или более древним фундаментом установлены на Шпицбергене, на Новой Земле, на Северной Земле и Таймыре, на Чукотке, в Канадском Арктическом архипелаге и могут с достаточной степенью уверенности предполагаться на Чукотском бордерленде [Phanerozoic ..., 1998, 1998], на хребтах Ломоносова и Менделеева [Кабаньков и др., 2004].

Амеразийский аваншельф объединяет хребты Ломоносова, Альфа-Менделеева, котловину Макарова между ними, Чукотский купол - переходные от континента к океану морфоструктуры, различающиеся степенью деструкции континентальной коры. Этой области отвечает интерференционное, мозаичное аномальное магнитное поле, обычное для континентов. Хребет Альфа вместе с хребтом Ломоносова образует единую магнитную провинцию [Weber, 1986]. Сравнение данных по скоростному разрезу хребта Ломоносова [New insights ..., 1995] с параметрами по керну глубоких скважин на о. Хейса и о. Грэм-Белл архипелага Земля Франца-Иосифа [Верба, Тюреннов, Школа, 1983] показывает сходство сейсмических разрезов осадочного чехла этих районов. На хребте Ломоносова в грабенах мощность осадочного чехла достигает 5-5,5 км [Поселов и др., 2002]. Верхние горизонты осадочного чехла пройдены буровыми скважинами на мощность 428 м [Expedition 302 ..., 2006]. В основании залегают алевропелиты кампанского возраста, накапливавшиеся на мелководье по периферии морского бассейна. Выше после перерыва объемом Маастрихт - большая часть палеоцена следуют глинистые, кремнисто-глинистые осадки с высоким содержанием органического вещества. Возраст отложений - конец палеоцена - средний эоцен. Они формировались в изолированных окраинно-морских застойных бассейнах. На рубеже раннего и среднего эоцена имело место существенное опреснение бассейна. После перерыва в разрезе, отвечающего концу эоцена - всему олигоцену, в миоцене возобновилось отложение преимущественно глин с алевроитовым и песчаным материалом в более глубоком, чем прежде, бассейне с подвижными водами. Произошло углубление морского бассейна, возросла гидродинамическая активность. В плиоцене отмечен перерыв в осадконакоплении.

Данные геологического опробования на морфоструктурных поднятиях Амеразийского



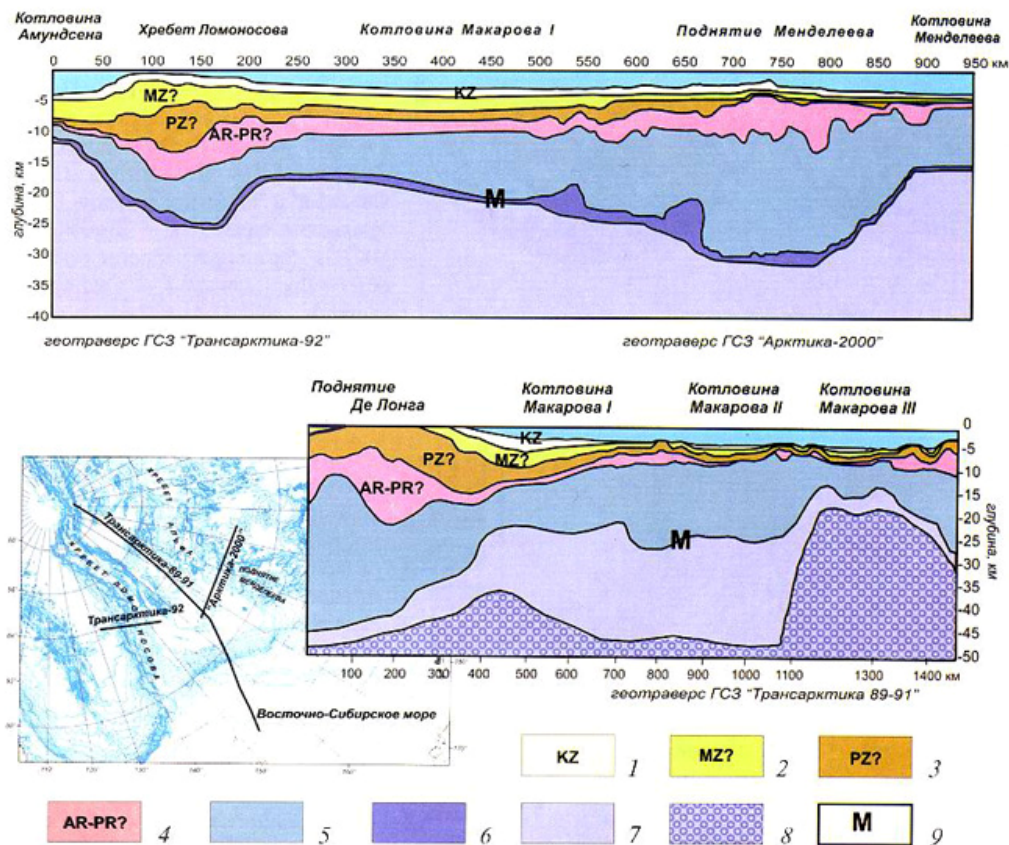


Рис. 5. Разрезы литосферы Американо-Сибирского аваншельфа. По В.А.Поселову и др. (2002), В.В.Буценко и др. (2005), генерализовано.

1 — не литифицированные и слабо литифицированные осадочные отложения в чехольном залегании, преимущественно кайнозой; 2 — слабо деформированные преимущественно мезозойские стратифицированные комплексы в чехольном залегании; 3 — в различной степени деформированные стратифицированные комплексы палеозойского, возможно рифейского — мезозойского возраста; 4 — верхняя кора, «гранитный слой», метаморфические и магматические комплексы архейского — протерозойского возраста; 5 — «базальтовый» слой земной коры; 6 — коро-мантийный слой; 7 — мантия верхняя и неразделенная; 8 — нижняя мантия.

бассейна свидетельствуют о широком распространении коры континентального типа (см. выше).

Преобладание коры континентального и субконтинентального типов на Американо-Сибирском аваншельфе подтверждено сейсмическими исследованиями по геотраверсам, выполненными в последние годы Полярной морской геолого-разведочной экспедицией и ВНИИОкеангеология в рамках проблемы Внешней границы континентального шельфа (рис. 5, 6). По геотраверсу СЛО 89-91 (Острова Де Лонга - котловина Макарова) типичная континентальная земная кора мощностью от 35 до 40 км распространена только на шельфе. В котловине Подводников (Макарова I, Макарова II), за исключением поднятий Арлис и Альфа, кора переходного типа мощностью 16-22 км при резко сокращенном гранитном слое. На поднятиях Арлис и Альфа выявлена утоненная континентальная кора мощностью 24-28 км при мощности гранитного и осадочного слоев 7-11 км. Только в котловине Макарова III земная кора,

возможно, океаническая. Здесь ее мощность 8-14 км. [Структура ..., 2002].

Мощность осадочного чехла от 8-9 км в присклоновом прогибе на шельфе Де Лонга до 4-4,5 км в котловине Макарова [Структура ..., 2002]. Региональным несогласием чехол разделен на верхний и нижний этажи [Буценко и др., 2005]. Несогласие, скорее всего, внутриолигоценное. Масштабные регрессии и трансгрессии в среднем-верхнем олигоцене установлены на Чукотке [Лаухин, Патык-Кара, 1992], Новосибирских островах [Kos'ko, Trufanov, 2002], Северной Земле [Северная Земля..., 2000]. Нисходящие тектонические движения были определяющими для возрожденного Верхояно-Колымского орогена в позднем олигоцене - среднем миоцене [Спектор, Спектор, 2008]. В кайнозойском разрезе хр. Ломоносова олигоцену отвечает стратиграфический перерыв [Expedition 302 ..., 2006]. Наконец, внутри олигодена проводится граница между суперциклами на кривых Вейла и Хака [Hag, Hardenbol, Vail, 1987]. Таким образом, котловина Макарова с километровыми глубинами возникла не ранее

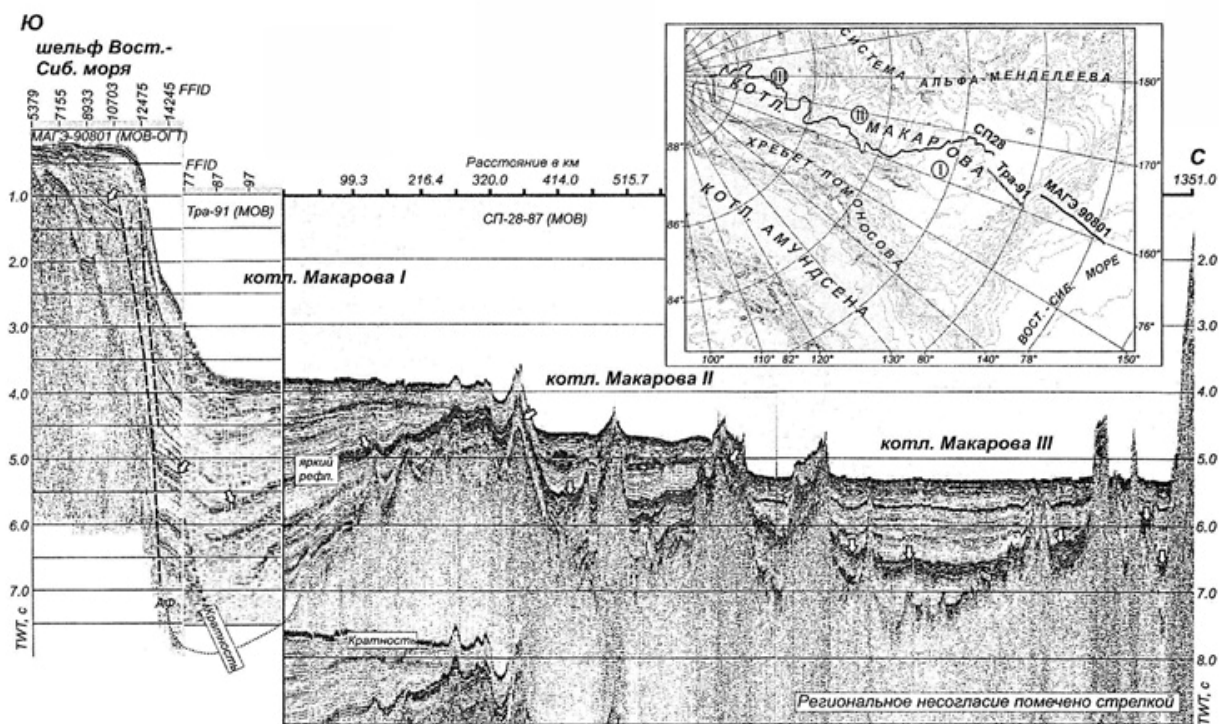


Рис. 6. Структура осадочного чехла в котловине Макарова (наблюдения по профилю МОВ-ОГТ МАГЭ-90801 и вдоль дрейфа СП-28-87 из В.В. Буценко и др., 2005).

олигоцена, и не ранее олигоцена происходили решающие преобразования континентальной коры в океаническую на Американо-Сибирском аваншельфе.

Приведенные материалы показывают, что типичной океанической корой спредингового типа обладает лишь Евразийский бассейн. Земная кора Евразийского аваншельфа представляет собой океанизированную континентальную кору. Океанизация более продвинута в котловинах и находится на ранних стадиях на морфоструктурных поднятиях. В настоящее время нет возможности выбрать, какой механизм преобразования континентальной коры в океаническую, сопровождаемого погружением Евразийского аваншельфа в абиссаль, был реализован - фазовый переход габбро в эклогит и гранатовый перидотит, деструкция сухими высокоуглеродистыми флюидами или керамизация.

Относительно принадлежности земной коры Канадской котловины к океаническому типу и механизмов формирования котловины сохраняются традиционные сомнения. Реконструкции палеоспрединга на обширных пространствах котловины и хребта Альфа [Гуревич, Меркуров, 2005] не согласуются со структурой и спектральными характеристиками АМП. Не типична для океанических котловин также и большая мощность осадочного чехла, заведомо достигающая 8-10 км (4,5 с TWT) на

юге Канадской котловины [Буценко, Поселов, 2004].

### Российская континентальная окраина

Фундамент арктической континентальной окраины слагают разновозрастные позднепротерозойские-мезозойские складчатые системы, которые вместе с древними массивами образуют Арктический складчатый пояс, обрамляющий ложе Северного Ледовитого океана [Егiazаров, 1975; 1977]. На юге пояс сопрягается с кратонами и неогейскими складчатыми поясами - Атлантическим, Урало-Монгольским и Тихоокеанским. Арктический пояс включает Скандинавские (частично) и Шпицбергенские каледониды, байкалиды Печорской плиты, Таймырские и Новоземельские ранние киммериды, северные зоны поздних киммерид Северо-Востока России и Аляски, каледониды Американо-Сибирского сектора Арктики (о-ва Де Лонга, север о. Аксель Хайберг и о-ва Элсмир в Канадском архипелаге), элсмириды на островах королевы Елизаветы, на северном склоне Аляски и, возможно, простирающиеся отсюда на запад на шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В западном секторе континентальной окраины Евразии каледониды наложены на ранее существовавший континентальный фундамент. Раннекиммерийская Таймыро-Новоземельская система вобрала в себя ареалы байкальской и более ранней консолидации [Верниковский, 1996; Тектоника и металлогенез].



ния ..., 1992]. Предъюрская складчатость на Новой Земле и юге Таймыра происходила на коре континентального типа.

Миграция орогенеза, складчатости и гранитного магматизма в направлении от Северной Земли до южного Таймыра в течение карбона - триаса была реконструирована Ю.Е. Погребницким [1971] и подтверждена впоследствии. Процесс начался в центре северной акватории Карского моря и отсюда распространялся на юго-запад, юг и юго-восток. Ненарушенные осадки пермской аллювиальной равнины обнаружены на Северной Земле [Северная Земля..., 2000]. На Таймыре пермские отложения входят в сложную складчато-надвиговую структуру. Позднепалеозойские орогенные граниты на Северной Земле древнее известково-щелочных гранитов на Таймыре с возрастом 275-306 млн. лет [Верниковский, 1996].

На акватории западного сектора континентальной окраины Евразии вне ареалов каледонского и раннекеммерийского омоложения континентальной коры в фундаменте наиболее распространены байкалиты с включениями дорифейских блоков. Возможным исключением является Южно-Карский седиментационный бассейн, где может присутствовать герцинский складчатый фундамент и участки океанской коры.

На узкой континентальной окраине Северной Америки от моря Бофорта до моря Линкольна под осадочным чехлом распространены палеозойские складчатые комплексы. На побережье Аляски они вскрыты скважинами, на островах Королевы Елизаветы и на севере Гренландии палеозойды подходят непосредственно к побережью. Только на отрезке дельта р. Маккензи - о. Бэнкс фундамент сложен метаморфизованными докембрийскими образованиями. В Северном Юконе вблизи границы с США проявились позднемезозойские складчато-надвиговые деформации и накапливался меловой турбидитовый комплекс, что отражает омоложение ранее существовавшего фундамента. Конструктивные преобразования имели место в районе пролива Нарес в связи с кайнозойской юриканской орогенией. Что касается собственно палеозойского складчатого фундамента, то в нем выделяются каледониды с офиолитами на севере островов Аксель Хайберг и Элсмир и элсмириды миогеоклинального типа на остальном пространстве. Завершение элсмирского орогенеза фиксируется каменноугольной поверхностью выравнивания, перекрытой карбонатными и бассейновыми осадками, диагностичными для обстановки геодинамической стабилизации.

Основные деструктивные события происходили в девоне - раннем карбоне, в поздней перми - триасе, поздней юре - раннем мелу. Деструкция континентального фундамента проявляется на шельфе Северного Ледовитого океана с позднего мела до современной эпохи.

Плейттектоническая модель геодинамической эволюции Арктики вполне согласуется с концепцией неогейского Арктического подвижного пояса, сложившейся на предшествующем геосинклинально-платформенном этапе геотектоники. Внутренние магматические зоны разновозрастных систем Арктического пояса являются реликтами бассейнов океанического типа.

Сценарий геологического развития Арктики дополняется результатами палеонтологических и палеобиогеографических исследований, которыми обосновывается сквозное существование бассейнов океанского типа в Арктике в течение всего мезозоя, унаследованных от позднего палеозоя [Захаров и др., 2002]. Геологически длительное сохранение специфической биоты с высоким таксономическим разнообразием и возможностью сохранения панбореальной миграции в течение всего мезозоя, длительность развития эндемичных филолиний возможны только при сохранении параметров среды, обеспечивающих стационарность арктической экосистемы. Необходимым условием является наличие обширного глубоководного бассейна.

Установлено, что Арктический бассейн имел связи через эпиконтинентальные моря с Северной Пацификой и с Северной Атлантикой. Из сопоставления сообществ палеозойской фауны Северо-Востока Евразии и Аляски [Lithostratigraphic ..., 2002] можно заключить, что в палеозое биологическая зональность контролировалась теми же факторами что и в мезозое, т.е. в палеозое, так же как в мезозое, сохранялась преемственность океанских бассейнов.

Крупнейшими структурам осадочного чехла на Российском шельфе являются Баренцево-Северокарский, Южно-Карский, Лаптевский и Восточносибирско-Чукотский седиментационные бассейны. Описание Баренцево-Северокарского и Южно-Карского бассейнов на региональном уровне детальности недавно опубликовано [Геология и полезные ..., 2004], и здесь достаточно ограничиться кратким обобщением этой характеристики. В отношении восточного шельфа сохраняются существенные расхождения в оценке объема и мощности осадочного чехла, появляются новые представления о структурной и геодинамической обстановке.



новке на отдельных крупных участках. Поэтому представляется своевременным и уместным уделить этому региону несколько больше внимания.

**Баренцево-Северокарский седиментационный бассейн.** Как единая структура Баренцево-Северокарский седиментационный бассейн проявлен лишь в верхних горизонтах осадочного чехла [*Геология и полезные ...*, 2004]. В пределах бассейна выделяются следующие региональные тектонические элементы: Свальбардская плита, Баренцевоморский мегапрогиб, Печорская плита, Северо-Карская плита.

*Свальбардская плита* занимает северо-западную часть Баренцева моря. Возраст фундамента плиты гренвилльский. Только на западе плиты фундамент имеет каледонский возраст. В составе плиты выделяются надпорядковые элементы: Шпицбергенская антеклиз, Медвежинско-Надеждинская региональная ступень, синеклиза Бьярмеланд, поднятие Земли Франца-Иосифа, западная окраина Свальбардской плиты. В пределах Шпицбергенской антеклизы нижнепалеозойский осадочный чехол развит только на востоке архипелага. На западе нижние горизонты чехла датируются девоном. Они выполняют грабен меридионального простирания и перекрываются каменноугольными отложениями. Шпицбергенская антеклиз является областью интенсивных кайнозойских дислокаций, связанных с формированием хребта Книпповича по соседству с архипелагом в акватории Норвежско-Гренландского бассейна.

Медвежинско-Надеждинская региональная ступень располагается южнее Шпицбергенской антеклизы. Существенное влияние на строение ступени оказал позднемезозойский кайнозойский аплифт, величина которого максимальна для всей Свальбардской плиты и достигает здесь 3000 м. Были эродированы юрские и меловые отложения почти на полную мощность. Кровля карбонатных пермских отложений располагается на глубинных от 500 до 8000 м, кровля неразмытых юрских отложений располагается на глубинах от 0 до 1500 м. На севере ступень осложнена кайнозойским грабеном Франц-Виктория, ограниченного разломами амплитудой до 500 м. Восточная часть ступени сложно структурирована, здесь выделены положительные структуры и разделяющие их седловины низших порядков.

Синеклиза Бьярмеланд располагается на юге Свальбардской плиты. Синеклиза развивалась как стабильный элемент с позднекаменноугольного времени. Наибольшие мощности были накоплены в триасе. В пределах синекли-

зы в отдельных отрицательных структурах фундамент погружен на 16 км.

Поднятие Земли Франца-Иосифа представляет собой выступ фундамента с достаточно сложной структурой осадочного чехла, не перекрытого позднемезозойским базальтовым комплексом.

*Баренцевоморский мегапрогиб.* Баренцевоморский мегапрогиб занимает восток Баренцева моря и простирается на север Карского моря. Мегапрогиб включает ряд надпорядковых тектонических элементов: Южно- и Северо-Баренцевскую синеклизы, Штокмановско-Лунинский и Альбановско-Горбовский пороги, синеклизу Св. Анны. Мощность осадочного чехла в прогибе достигает 19-20 км. Осадочный чехол делится на структурные ярусы: доверхнедевонский, верхнедевонский - нижнепермский, нижнепермский - триасовый, юрский и мел-кайнозойский. Нижнепермско-триасовый структурный ярус характеризуется резким нарастанием мощности отложений от 6 км на периферии мегапрогиба до 12 км к оси прогиба.

*Печорская плита.* Печорская плита представляет собой сложенный комплекс чехольных образований на байкальском фундаменте. Чехол состоит из каледонского структурного этажа, трех структурных этажей, относимых к герцинскому тектоническому циклу, среднеюрского-мелового и неоген-четвертичного структурных этажей мезозойского-кайнозойского цикла. В чехле чередуются карбонатные, терригенные породы, в том числе угленосные толщи, эвапориты, флишоидные и молассоидные отложения.

*Северо-Карская плита.* Основными структурами Северо-Карской плиты являются Восточно-Карский прогиб и Центральнo-Карская гряда. Восточно-Карский прогиб включает ряд поднятий, седловин и прогибов, прослеживаемых по всем горизонтам. В прогибах мощность осадочного чехла достигает 14-16 км, на поднятиях уменьшается до 4-5 км. В разрезах преобладают верхнепротерозойские и среднепалеозойские отложения. С запада и юго-запада Восточно-Карский прогиб ограничен Центральнo-Карской грядой. Гряда состоит из цепочки крупных поднятий. В сводах поднятий фундамент находится на глубине 1,5-2 км, главным образом за счет выпадения их разреза нижне-среднепалеозойских отложений.

**Южно-Карский седиментационный бассейн.**

Южно-Карский бассейн является северной наиболее погруженной впадиной Западно-Сибирской внутриконтинентальной плиты. От

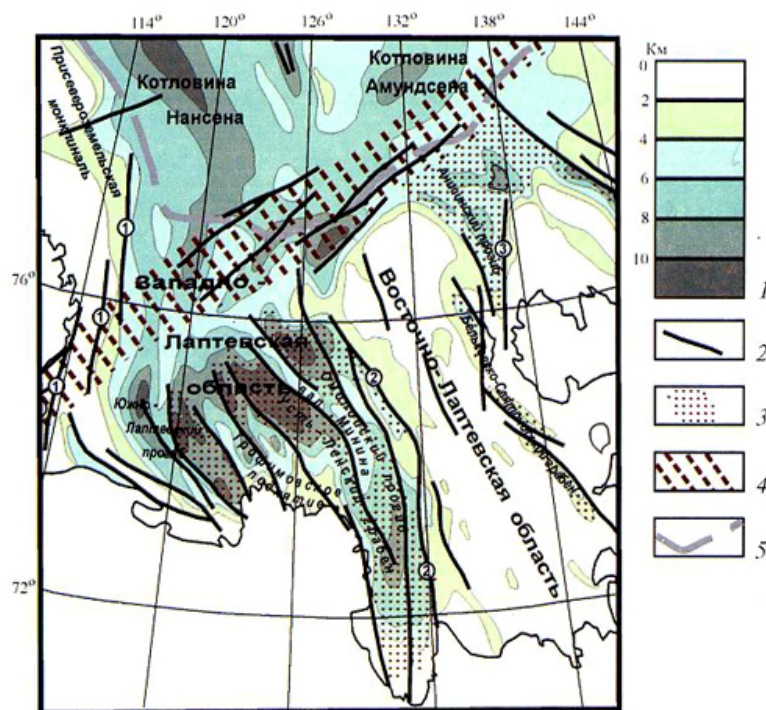


Рис. 7. Тектоническая схема Лаптевского бассейна.

Северо-Карской плиты он отделен Северо-Сибирским (Новоземельско-Таймырским) порогом. На западе его ограничивают Пай-Хой - Новоземельская складчатая система, на юго-востоке - Таймырская система. В отличие Баренцево-Северокарского бассейна в Южно-Карском бассейне осадконакопление продолжалось в палеогене. В итоге здесь созданы благоприятные условия для сохранения залежей углеводородов в юрско-меловом комплексе отложений.

В Южно-Карском бассейне мощность осадочного чехла достигает 10-12 км в отрицательных структурах и составляет 4-6 км на поднятиях. Возраст фундамента достоверно не определен. В кровле фундамента установлен ряд обширных тафrogenных желобов, формирующих сложную систему северо-западных и северо-восточных простираний. Они рассматриваются по одной точке зрения [Аглонов, 1992] как свидетельства океанической коры на месте компенсированного мезозойско-кайнозойскими осадками палеобассейна, а другими исследователями - как проявление деструктивных рифтогенных процессов в постпалеозойское время. Для мезозойского структурного плана характерно в основном северо-западное простирание, осложненное второстепенными меридиональными и субширотными простираниями. Меридиональные простирания наследуют ориентировку структур фундамента [Сурков, Жеро, 1981]. Для новейших структур характерны субширотные и субмеридиональные простирания.

В строении складчатого фундамента региона принимают участие отложения до среднего палеозоя включительно, хотя возможно, что в его состав входят верхнепалеозойские отложения.

В структуре Южно-Карского бассейна отчетливо выделяются внешняя и внутренняя зоны [Геология и полезные ..., 2004]. Внешняя зона включает Вайгач-Новоземельскую и При-таймырскую моноклинали, Северо-Сибирский порог, а также Западно-Карскую и Восточно-Карскую террасы. В пределах моноклиналей осадочный чехол погружается от выходов на поверхность до глубин 2-3,5 км. Вверх по разрезу уменьшаются углы падения пород. На Северном пороге глубина залегания фундамента составляет обычно 1-2 км.

Внутренняя зона Южно-Карского бассейна представляет собой Южно-Карскую впадину. В южной половине впадины глубина залегания фундамента колеблется от 6 до 12 км, а в северной - от 4 до 7 км. Уменьшение мощности происходит в основном за счет триаса и в меньшей мере за счет юрских отложений. Для южной части впадины характерны изометричные структуры, для северной - более вытянутые.

Лаптевский бассейн как морфоструктура представляет собой открытую в Евразийский бассейн центриклиналь (рис. 7). Он располагается в пограничной области между Евроазиатской плитой и микроплитами Северо-Востока Азии, и поэтому его отнесение к восточному сегменту евразийской континентальной окраины не отвечает ни геодинамической, ни струк-

турной ситуации, хотя традиционно и оправдано географически.

На западе Лаптевский бассейн ограничен горно-складчатыми сооружениями Таймыро-Североземельской складчатой области. Здесь от материка вдоль побережья Таймыра трассируется Нордвикская зона разломов, которой с Сибирской платформы на акваторию продолжается Уджинская зона разломов, известная с рифея [*Фундамент арктического ...*, 2002]. На юге бассейн ограничен поднятиями кряжа Прончищева с выходами позднекеммерийского складчатого основания и выступами метаморфического фундамента в дельте р. Лены, на востоке отделен от Восточносибирско - Чукотского бассейна Святоносско-Котельническим поднятием. В северной части поднятия на о. Котельном на дневную поверхность выходят карбонатные и терригенные формации палеозойского возраста и терригенные мезозойские формации, умеренно деформированные в позднекеммерийскую эпоху. На юге поднятия - Ляховские острова - обнажен фундамент, представленный метаморфическими, терригенными и интрузивными формациями, образующими складчато-надвиговую структуру позднекеммерийского возраста. Шельфовые комплексы Лаптевского бассейна связываются с комплексами котловин Евразийского бассейна переходной зоной, представленной в осадочном чехле клиноформными осадками присклоновых бассейнов - поверхностным отражением глубинной переработки консолидированной коры.

Лаптевский бассейн - это структура верхнего позднемезозойского - кайнозойского этажа осадочного чехла. Бассейновый этаж подстилается позднекеммерийским складчатым фундаментом и различной степени дислоцированными формациями нижнего (промежуточного, переходного) структурного этажа осадочного чехла. Промежуточный структурный этаж представляет собой реликты выполнения древних осадочных бассейнов, оказавшиеся умеренно дислоцированными и не метаморфизованными в ходе позднекеммерийской складчатости. Они представлены палеозойскими и раннемезозойскими толщами на о. Котельном и иногда обнаруживаются в сейсмической записи МОГТ. Ряд геологов придерживается иной схемы стратификации осадочного чехла [*Геология и полезные ...*, 2004].

В бассейне пересекаются рифтогенные грабены разных направлений, и структура лаптевского шельфа описывается как рифтовая система, либо рифтом называют *Западно-Лаптевскую область* [*Franke, Hinz, Oncken, 2001; Драчев, 2000; Драчев, 2002*]. Мощность

осадочного чехла в Западно-Лаптевской области много больше 10 км, в *Восточно-Лаптевской области* мощность осадочных толщ обычно не превышает 3 км. Фундамент бассейна докембрийский, омоложенный на большей части бассейна в позднекеммерийскую эпоху [*Фундамент арктического ...*, 2002].

Осадочное выполнение Лаптевского бассейна подразделяется на меловую, палеоген-неогеновую и плиоцен-четвертичную толщи со скользящими возрастными границами, отвечающими опорным региональным сейсмическим отражениям.

В *Западно-Лаптевской области* основание бассейна погружено до 13 км. Внутри области распознаются моноклинали, прогибы и поднятия, горсты и грабены (рис. 7). В северо-западном и северном направлении при приближении к краю шельфа этот структурный ансамбль сменяется платформенными складками и разрывными нарушениями *Хатангско-Ломоносовской зоны* [*Suprunenko, Kos'ko, 2005*] - трансрегионального линеамента, объединяющего рифт Енисей-Хатангского прогиба, континентальный склон на замыкании котловин Нансена и Амундсена и южное окончание хребта Ломоносова.

*Присевероземельская моноклиналь* образована погружающимися в направлении бровки шельфа под углом 3-4° позднемеловыми - кайнозойскими осадками, перекрывающими разновозрастный складчатый фундамент.

На остальной площади Западно-Лаптевской области нижние горизонты осадочного чехла обладают складчато-блоковой структурой платформенного типа. На профилях МОГТ видны горсты, горст-антиклинали, грабены, грабен-синклинали, ступенчатые сбросы. Разрывные нарушения описываются как сбросы [*Геология и полезные ископаемые ...*, 2004], либо как листрические разломы [*Franke, Hinz, Oncken, 2001*]. Вертикальная амплитуда крупных горстов обычно составляет 2-3 км, достигая по подошве выполнения прогиба 6-7 км, Вверх по разрезу амплитуда сокращается, и горсто-грабеновая структура полностью снивелирована плиоцен-четвертичными отложениями. Отмечены случаи инверсии горсто-грабеновой структуры.

*Восточно-Лаптевская область* представляет собой ступень - структурную террасу - между глубоко погруженной Западно-Лаптевской областью и Котельническо-Святоносским поднятием. Глубина залегания фундамента в пределах террасы редко превышает 3 км (рис. 7). Восточно-Лаптевская об-



ласть и Котельническо-Святоносское поднятие разделены *Бельковско-Святоносским грабеном* и *Анисинским прогибом*.

Анисинский прогиб простирается в меридиональном направлении от пролива Зари между островами Котельным и Бельковским на 200 км [Franke, Hinz, Oncken, 2001]. Основание прогиба погружено до 7 км. На севере Анисинский прогиб сопрягается с платформенной антиклиналью северо-восточного простирания, параллельной континентальному склону.

Бельковско-Святоносский грабен уверенно прослеживается от острова Бельковский в юго-восточном направлении к мысу Святой Нос. На севере он, по-видимому, соединяется с западной ветвью Анисинского прогиба. Грабен состоит из звеньев, продолжающих друг друга с правосторонним смещением. Амплитуда грабена обычно не превышает 4 км.

Западно-Лаптевской области отвечает подъем кровли мантии, сокращение мощности нижней коры и редуцированный гранитный слой [Геология и полезные..., 2004]. Рифтогенные горсты и грабены выявлены только в нижних горизонтах осадочного чехла. Верхние горизонты - это практически не нарушенный горизонтальный плащ осадков.

Современная геодинамическая обстановка в Лаптевском бассейне по результатам сейсмологических исследований определяется общим широтным растяжением и наличием жесткого блока - Лаптевской микроплиты, испытывающей незначительное вращение почасовой стрелке [Аветисов, 2002; Геология и полезные..., 2004]. Судя по глубине гипоцентров сильных землетрясений от 6 до 24 км, блок ограничен снизу либо подошвой коры, либо волноводом между верхней и нижней корой и является коровой, а не литосферной структурой.

**Восточносибирско-Чукотский седиментационный бассейн** простирается с запада на восток от островов Анжу до побережья Аляски за пределы государственной границы России, по протяженности составляя половину арктической континентальной окраины Азии. Со стороны континента бассейн обрамляется неотектоническими поднятиями с выходами поздних киммерид (рис. 8).

Шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей по подошве плиоцен-четвертичного сейсмокомплекса представляет единый слабо структурированный осадочный бассейн с редкими неотектоническими поднятиями с островами на сводах. По подошве осадочного чехла,

картируемой как акустический фундамент поздненеокомского - альбского и, локально, девонского-каменноугольного возраста, выявляется сложный тектонический ансамбль синклинальных и рифтогенных прогибов, поднятий, валов, моноклиналей, седловин и структурных плато.

Геология *Поднятия Де Лонга* известна благодаря тому, что оно венчается островами. На островах Генриетты, Жаннетты и Беннетта обнажается каледонский фундамент. По геологическим и сейсмическим признакам предполагается наличие промежуточного структурного этажа. Позднемезозойский - кайнозойский чехол представлен эффузивными толщами мелового и кайнозойского возраста и терригенными осадками, среди которых, по-видимому, преобладают позднекайнозойские. Мощность осадков обычно не превышает первых сотен метров, возрастая на периферии и в грабенах до километра и более. Поднятие нарушено разломами. Отчетливо проявлены грабены северо-западного простирания.

*Северная структурная терраса* является восточным продолжением поднятия Де Лонга. Мощность осадочного чехла оценивается в пределах 3-7 км. В аномальном магнитном поле нет признаков широкого распространения в чехле мощных лавовых полей. Объем осадочного чехла, принимая каледонский возраст фундамента, средний палеозой - кайнозой.

*Прогиб Вилькицкого (Северо-Чукотский)*. Прогиб ограничивается изогипсой подошвы чехла 3 км, и лишь на западе отделен условно от Жоховской впадины Новосибирского прогиба по глубокой неотчетливой седловине. Мощность осадочного чехла в прогибе по результатам плотностного моделирования превышает 22 км, однако сейсморазведочными данными подтверждается лишь мощность, превышающая 15-16 км [Государственная геологическая..., 2005]. На юге прогиб Вилькицкого сопрягается через региональную структурную террасу с Врангелевско-Геральдской грядой, восточнее он ограничен валом Барроу. На севере прогиб Вилькицкого связан общей моноклиной с Чукотским бордерлендом. На западе намечается разветвление прогиба. Субширотная ветвь следует на соединение с Новосибирским прогибом севернее *Шелагского поднятия*. В северо-западном направлении ответвление прогиба Вилькицкого продолжается присклоновым прогибом между поднятием *Де Лонга* и *котловиной Подводников*.

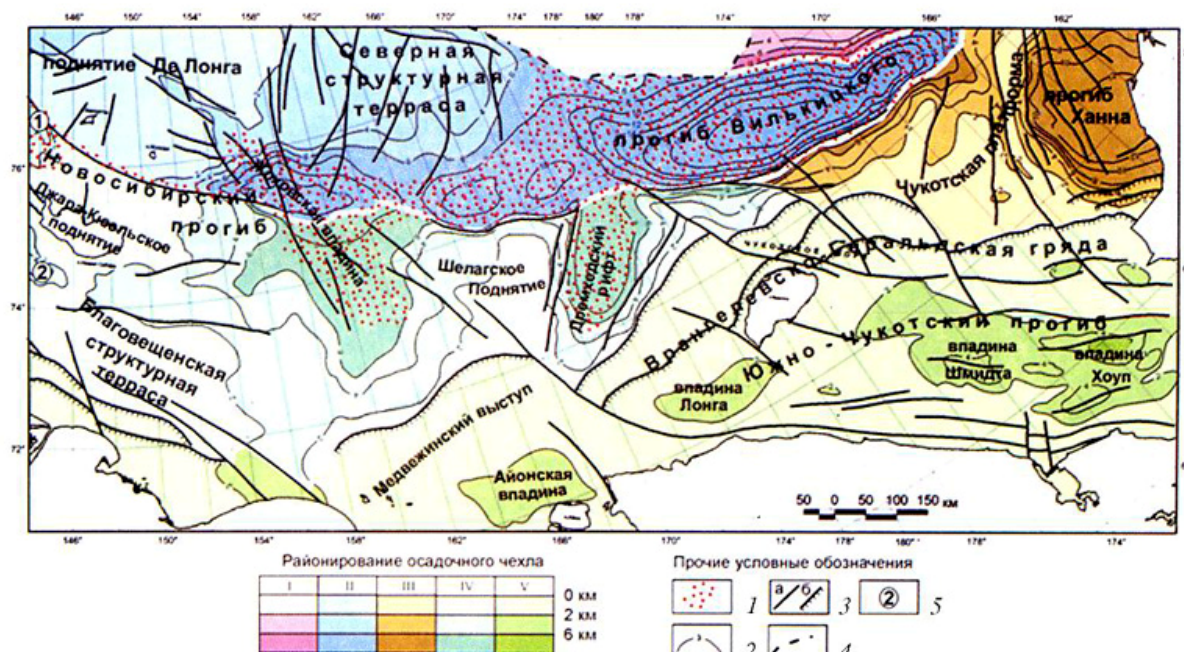


Рис. 8. Тектоническая схема Восточносибирско-Чукотского седиментационного бассейна.

Районирование осадочного чехла, столбцы: I — рифейско(?)—кайнозойский нерасчлененный, II — эпикаледонский нерасчлененный, III — эпизэлсмирский нерасчлененный, IV — верхний структурный этаж осадочного чехла в области слабого неравномерного проявления позднекиммерийского тектогенеза, V — эпипозднекиммерийский. Градации цвета в столбцах — глубина залегания подошвы осадочного чехла (I, II, III, V) и верхнего структурного этажа осадочного чехла (IV). Прочие условные обозначения: 1 — области глубокой рифтогенной деструкции континентальной коры, 2 — изогипсы подошвы осадочного чехла и верхнего структурного этажа осадочного чехла в км, 3 — разрывные нарушения: надвиги (а), прочие разрывные нарушения (б), 4 — бровка шельфа, 5 — цифры на карте в кружках: 1 — прогиб Матиссена, 2 — Обуховский прогиб.

Осевую зону прогиба Вилькицкого образует глубокий рифт [Геология и полезные..., 2004; Suprunenko, Kos'ko, 2005]. Рифту отвечает утонение консолидированной коры и воздымание кровли мантии. Борты рифта проявлены высокими градиентами мощности осадочного чехла и сбросами. Углы падения слоев до  $11^\circ$  и сбросы в южном борту уверенно установлены сейсмопрофилированием. От главного рифта на западе под прямым углом ответвляется дополнительный Дремхедский рифт.

Основной объем выполнения прогиба принадлежит меловым и кайнозойским осадкам, включая молассу поздних киммерид, прижатую к южному борту прогиба.

На западе между Дремхедским рифтом и Врангелевско-Геральдской грядой меловые осадки замещаются эффузивами, судя по рисунку аномального магнитного поля. Меловой возраст приписывается этим эффузивам по аналогии с сушей.

В прогибе широко проявлены складчатые и продольные и поперечные разрывные нарушения. На востоке широко развиты субмеридиональные разломы, более поздние относительно продольных сбросов. Преобладают разломы растяжения, среди которых выявлены встречные сбросы, ограничивающие конседиментационные полуграбены. Вдоль границы с Вран-

гелевско-Геральдской грядой установлены надвиги северной vergentности. Здесь также известны диапировые структуры диаметром до 2 км. Их корни находятся в палеозойском элсмирском комплексе, а кровля поднимается до отметки 200 м ниже уровня дна. По мнению одних диапиры являются соляными [Thurston, Theiss, 1987], другие исследователи считают их глиняными [Grantz, May, Hart, 1990].

Основание прогиба неоднородно. На восточном замыкании нижнемеловое несогласие в одних случаях перекрывает акустический фундамент, в других - под ним находятся толщи элсмирского комплекса в чехольном залегании. В южном борту между Врангелевско-Геральдской грядой и осевым рифтом под верхнемезозойскими отложениями прослеживается слоистая верхнепалеозойская-нижнемезозойская толща. Под северный борт могут продолжаться карбонатные и терригенные формации платформенного типа, известные на эскарпе Нортвинд [Phanerozoic..., 1998]. В осевом рифте осадки налегают непосредственно на раздел К, либо здесь присутствуют реликты резко утоненного гранитного слоя.

Чукотская платформа располагается на востоке Чукотского моря между прогибом Вилькицкого, прогибом Ханна и Врангелевско-Геральдской грядой. Ранее она рассматрива-

лась как сегмент вала Барроу, простирающегося с Бофортского шельфа в центральную часть Чукотского моря [Thurston, Theiss, 1987; Grantz May, Hart, 1990]. Чукотская платформа переходит в плохо структурируемую региональную моноклиналию между Врангелевско-Геральдской грядой и прогибом Вилькицкого. Между Чукотской платформой и Северо-Чукотским поднятием вала Барроу располагается седловина с мощностью позднемелового - кайнозойского сейсмокомплекса до 2500 м.

Чукотская платформа существовала как тектоническое поднятие с позднего девона и служила ограничением области накопления каменноугольных-раннепермских отложений, располагавшейся на востоке. На наиболее приподнятых участках осадочный чехол представлен лишь маломощными осадками позднего кайнозоя, и акустический фундамент выходит на поверхность дна.

Платформа рассечена разломами северо-восточного простираения. Некоторые разломы заложены в позднедевонское - раннекаменноугольное время и контролируют зоны распространения и мощности палеозойского - ранне-мезозойского чехла. Разломы были активизированы в позднем мелу (?) - кайнозое как сбросо-сдвиги. На севере платформы выявлены соляные диапиры, корни которых располагаются, скорее всего, в палеозойских отложениях. Диаметр диапиров 1-4 км, высота до 2 км. Формирование диапировых структур относится к меловому времени.

*Новосибирский прогиб* располагается на западе Восточно-Сибирского моря. На севере прогиб граничит с поднятием Де Лонга по разломам и с Северной структурной террасой по неотчетливому перегибу в кровле фундамента на глубине около 5 км. На юго-западе и юге граница прогиба совпадает с зонами тектонических нарушений и проводится на большем протяжении примерно по изогипсе 3 км подошвы осадочного чехла. Структурной седловиной между островами Новая Сибирь и Беннетта Новосибирский прогиб делится на *Жоховскую впадину* на востоке и *прогиб Матисена* на западе. Последний принадлежит Лаптевскому седиментационному бассейну.

Граница между поднятием Де Лонга и прогибом Матисена западнее о. Беннетта представлена сбросо-сдвиговой зоной. Суммарная амплитуда сброса превышает первые километры. Разломы сопровождаются смятием осадочной толщи, указывающим на напряжения сжатия. Предполагается транспрессионная кинематическая обстановка. Жоховская впадина сопрягается с поднятием Де Лонга по монокли-

нали, нарушенной мелкоамплитудными ступенчатыми сбросами. Толщи выполнения прогиба выклиниваются по восстанию моноклинали.

Многопорядковая складчатая и дизъюнктивная тектоника вдоль юго-западной границы прогиба, наблюдаемая в обнажениях и отраженная на геологических картах, кулисное расположение мезоскопических складок в осадочном чехле и их ориентировка под острым углом к зоне региональных разломов указывают на левостороннюю транспрессию.

От Благовещенской структурной террасы Новосибирский прогиб отделен моноклиналию, по восстанию которой выклиниваются слои палеоген-миоценового комплекса. Моноклиналию осложнена крутыми сбросами по нижним горизонтам чехла.

Прогиб выполнен терригенными толщами мелового - кайнозойского возраста мощностью до 12 км, расчленен на частные прогибы и поднятия и нарушен многочисленными разломами. В меловом комплексе предполагается наличие отдельных потоков кислых и основных лав и примеси пирокластики. В позднекайнозойской части разреза на северо-западе вдоль северного борта, по-видимому, присутствуют эффузивные щелочные базальтоиды, известные на островах Жохова и Вилькицкого.

Борта *Жоховской впадины* представляют собой надразломные моноклинали. На западе впадины в основании моноклиналей по фундаменту и нижним горизонтам осадочного чехла присутствуют асимметричные грабены, относительно которых центральная область является горстом - плосковершинным структурным плато, нарушенным многочисленными мелкоамплитудными крутыми разломами.

Осадочные толщи прогиба подстилаются, по-видимому, затронутыми позднекиммерийским тектогенезом палеозойскими и мезозойскими глинисто-терригенными и карбонатно-терригенными формациями промежуточного структурного этажа - нижнего этажа осадочного чехла, перемежающимися по площади с зонами интенсивной позднекиммерийской складчатости и магматизма. Признаки слоистых толщ ниже акустического фундамента отмечаются в сейсмической записи в северном борту Жоховской впадины [Драчев, Елистратов, Савостин, 2001]. Восточнее о. Новая Сибирь к промежуточному структурному этажу может быть отнесен интервал мощностью около 2 км между акустическим фундаментом и кромками нижележащих магнитных тел. Скорости сейсмических волн в основании прогиба варьируют от 3,4 км/с до 5,6 км/с, в единичных случаях до



6,1 км/с [Franke, Hinz, Reichert, 2004]. Толщи со скоростями до 5,5 км/с представляют собой осадочный чехол, с более высокими скоростями, скорее всего, являются фундаментом, хотя на больших глубинах и/или при наличии плотных пород - доломитов, базитов, - скорости в чехле могут быть существенно выше.

В *прогибе Матисена* вдоль границы с поднятием Де Лонга располагается глубокий рифт, параллельно которому между рифтом и Котельническо-Святоносским поднятием простирается менее погруженный прогиб с пологими надвигами и незначительными складчатыми нарушениями в осадочном чехле.

Новосибирский прогиб располагается вдоль границы блоков с разновозрастным - неопротерозойским, каледонским и изначально элсмирским фундаментом. Элсмирский фундамент был омоложен в позднекиммерийскую эпоху. Остается неясным, в какой мере преобразован и сохранился ли вообще фундамент в рифтах Новосибирского прогиба.

Рифтогенез в Новосибирском прогибе обладает рядом особенностей. Конседиментационные грабены формировались в меловое время одновременно с трапповым вулканизмом на поднятии Де Лонга и орогенезом в поздних киммериадах. Стратовулканы, извергавшие типичные для континентальных рифтов щелочно-базальтовые лавы, относятся к неогену - четверти, когда по всей акватории Восточно-Сибирского моря накапливался плащ осадков, не несущий следов конседиментационных блоковых движений. Вдоль бортов рифта происходили движения транспрессионной кинематики с левосторонним смещением блока поднятия Де Лонга относительно южных блоков.

В Жоховской впадине выявлены складки платформенного типа - малые бассейны проседания, - осложненные сбросами и листрическими разломами. Горсто-грабеновая структура в осадочном чехле просматривается хуже, чем представлялось ранее. Амплитуды горстов и грабенов здесь значительно меньше, чем в прогибе Матисена и в Лаптевском бассейне.

Положение Новосибирского прогиба вдоль границы разновозрастных блоков фундамента и внешнего фронта позднекиммерийских дислокаций наряду с явными признаками рифтогенеза в мелу и в позднем кайнозое указывают на унаследованность его расположения и, во-вторых, на сочетание в ходе эволюции прогиба процессов рифтогенеза и механизмов формирования краевых прогибов. Рифтогенез происходил в два этапа - образование конседиментационных грабенов в меловое время и в неоген-новую-современную эпоху. Позднекайнозой-

ский рифтогенез проявлен типичным вулканизмом.

*Джара-Кюельское поднятие* включает о. Новая Сибирь и непосредственно прилегающую акваторию. На острове Новая Сибирь располагаются наиболее изученные разрезы осадочного чехла. Здесь скважинами на глубине 60 м вскрыты терригенные юрские отложения позднекиммерийского складчатого фундамента. В структуре поднятия отчетливо проявлены сбросы субширотного - запад - северо-западного и меридионального простираения. Характерны сложные деформации осадочного чехла, в частности складчато-надвиговые зоны, свидетельствующие о напряжениях сжатия [Kos'ko, Trufanov, 2002].

*Благовещенская структурная терраса* располагается на юго-западе Восточно-Сибирского моря. На юге она отделена от Приморской тектонической депрессии малоамплитудными нарушениями над надвиговым фронтом в складчатом фундаменте, на севере по зоне деформаций граничит с Новосибирским прогибом, на юго-западе постепенно переходит в склон Котельническо-Святоносского поднятия. Западная часть террасы представляет собой моноклинали, которая в восточном направлении сменяется прогибом амплитудой, возможно, превышающей 3 км.

Поверхность акустического фундамента в пределах моноклинали полого (1-30°) погружается к северу от глубины около 600 м до 2,2 км. Акустический фундамент представляет эрозионную поверхность неразделенных нижнего этажа осадочного чехла и позднекиммерийского фундамента [Franke, Hinz, Reichert, 2004]. На юге моноклинали плиоцен-четвертичные отложения срезают акустический фундамент.

*Шелагское поднятие* располагается в центральной части Восточно-Сибирского моря. Оно представляет собой изометричный ограниченный разломами блок с резко сокращенным меловым (?) - кайнозойским осадочным чехлом мощностью на своде менее одного км. Ниже предполагаемого акустического фундамента залегают структурно-вещественные комплексы, которые в равной мере могут относиться либо к фундаменту, либо к промежуточному структурному этажу.

В районах Восточно-Сибирского моря, обследованных сейсморазведкой, выявлены две важнейшие региональные особенности геологического строения. Первая - выклинивание нижних толщ верхнего структурного этажа в направлении сводов положительных структур. Вторая - наличие низкоскоростных толщ ниже подошвы верхнего структурного этажа осадоч-

ного чехла (акустического фундамента). Отсюда следует, что на склонах поднятия нефтематеринские толщи широкого возрастного диапазона, изолирующие комплексы и резервуары могут присутствовать на глубинах, благоприятных для формирования и сохранения залежей нефти и/или газа.

*Айонская впадина* располагается в юго-восточной части Восточно-Сибирского моря против Чаунской губы. На юго-востоке впадины находится о. Айон. Впадина оконтурена по изогипсе 1 км подошвы осадочного чехла. Максимальная мощность осадков в Айонской впадине, возможно, превышает 3 км. Борты впадины представляют пологие моноклинали. Стратиграфия и литолого-фациальные характеристики осадочного чехла на периферии впадины детально известны благодаря опорной скважине на западном берегу о. Айон. Скважина вскрыла фундамент на глубине 671 м [Слободин и др., 1990]. Установлены средний эоцен, олигоцен, средний и верхний миоцен, нижний-средний плиоцен. Мощность палеогеновых отложений 490 м, неогеновых отложений - 155 м, антропогена - 30 м. Разрез сложен песками, алевроитами, глинами с прослоями галечника и бурого угля. В основании залегает каолиновая кора выветривания мощностью около 10 м на мезозойском фундаменте.

*Врангелевско-Геральдская гряда* прослеживается от 174° в.д. на юго-востоке Восточно-Сибирского моря через южную часть Чукотского моря до мыса Лисберн на Аляске. Гряда отделяет эпипозднекайнозойский Южно-Чукотский прогиб на юге от разнотипных и разновозрастных структур северной части акватории. На шарнире гряды акустический фундамент воздымается до поверхности дна, а наиболее поднятые участки представлены островами Врангеля и Геральда, а так же выходами фундамента на полуострове Лисберн.

Врангелевско-Геральдская гряда в плане образует дугу, выпуклую к северо-востоку. Ее северное - северо-восточное крыло представляет широкую складчато-надвиговую зону, по которой фундамент и осадочный чехол перемещены к северо-востоку и к северу. На востоке Чукотского моря эта зона называется Геральдским надвигом. Угол падения Геральдского надвига оценивается в 8-10°, а минимальное горизонтальное перемещение составляет 20 км.

Юго-западное крыло Врангелевско-Геральдской гряды на востоке Чукотского моря нарушено продольными сбросами. Система сбросов образует горсто-грабенную структуру. Грабены выполнены синтетектоническими

осадками палеоцен-миоценового возраста, возможно позднемиоценового - миоценового возраста при отчетливом уменьшении амплитуды сбросов вверх по разрезу. Верхняя - плиоцен-четвертичная толща мало нарушена разломами. Мощность этой толщи плавно увеличивается к оси Южно-Чукотского прогиба. Врангелевско-Геральдская гряда служила источником обломочного материала при заполнении Южно-Чукотского прогиба наряду с источниками сноса на материке.

*Южно-Чукотский прогиб* занимает южную часть Чукотского моря и юго-восток Восточно-Сибирского моря. На севере и северо-востоке сопряженной структурой является Врангелевско-Геральдская гряда, на юге прогиб ограничен выходами фундамента на Чукотском полуострове. Прогиб выполнен позднекайнозойскими и кайнозойскими толщами мощностью до 8 км, перекрывающими позднекайнозойский фундамент. Прогиб разделен на ряд впадин.

В глубоких депоцентрах выделяются раннемиоценовые отложения максимальной мощностью до 4,9 км, коррелируемые с молассой аптальбского возраста, перекрываемые верхнемиоценовыми (?) - кайнозойскими отложениями.

Прогиб осложнен грабенами, выполненными синтетектоническими домиоценовыми отложениями. Ограничивающие сбросы практически не затрагивают миоценовые толщи, которые зачастую непосредственно перекрывают фундамент на внутрибассейновых поднятиях. Амплитуда смещений по разломам обычно составляет первые сотни метров, в отдельных случаях до 1,1-1,5 км. В домиоценовых толщах проявлены также конседиментационные и наложенные складчатые дислокации платформенного типа.

Заканчивая обзор структуры континентальной окраины, уместно остановиться на особенностях ее границы с океаническим ядром. Эта граница - зона перехода континент-океан, отвечающая в рельефе континентальному склону и подножью, в структуре осадочного чехла представляет собой серию присклоновых прогибов, составляющих «альпийский циркумполярный подвижный пояс» [Погребницкий, Горячев, Трухалев, 2005]. На границе с Баренцево-Карским шельфом, присклоновые (периокеанические по Ю.Е. Погребницкому) прогибы «дискордантны и срезают структуры шельфа, будучи конкордантными срединной структуре Евразийского суббассейна; на границе со структурами континентального обрамления Американо-Североамериканского суббассейна прогибы переходного пояса конкордантны шельфовым, но срезают абиссальные структуры и дискордантны им» [Погребниц-

кий, Горячев, Трухалев, 2005]. Эти различия связаны с различной геодинамической природой Евразийского и Амеразийского бассейнов. В осадочном чехле Лаптевоморского седиментационного бассейна доминируют структуры, продолжающие простирающиеся аномалии АМП Евразийского бассейна, а переходная зона континент-океан сечет эти простирания, продолжая на акваторию позднепалеозойский - триасовый рифт, перекрытый Енисей-Хатангским прогибом.

Арктический тектонический ансамбль как структура планетарного ранга существует с раннего палеозоя, возможно, с рифея. Ансамбль определяется устойчивым взаимным расположением крупных блоков континентальной коры. Расположение блоков литосферы и земной коры по периферии и внутри ансамбля и его внутренние перестройки, в том числе возникновение и закрытие бассейнов океанского типа, не нарушали целостности ансамбля, хотя и деформировали его. Арктический ансамбль включал Протоарктический океан - предшественник Северного Ледовитого океана. Северный Ледовитый океан - это современный лик системы малых бассейнов океанского типа, существующей издревле в окружении крупных блоков древней континентальной коры. Оказалось, что при перемещениях литосферных плит, распадах и возникновениях суперконтинентов геодинамические связи между плитами сохраняются и обеспечивают унаследованность в лике Земли. Стационарность ансамблей литосферных плит согласуется с представлением о вращении твердых оболочек планеты относительно друг друга, что объясняет перемещение Арктического ансамбля из низких широт в высокие в палеозое. Взаимное вращение твердых оболочек - это проявление глобальной тектонической расслоенности планеты. Стационарность Арктического тектонического ансамбля отвечает его положению в пограничной области между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим полушариями.

Палеогеодинамические реконструкции подтвердили стационарность Арктического тектонического ансамбля не только в отношении его общей конфигурации, но и в отношении его размеров и устойчивого расположения внутри ансамбля отдельных тектонических регионов низшего ранга - Таймыра, Новой Земли, Свальбарда, Канадских Арктических островов. Существуют также блоки-мигранты, относительно траекторий которых нет согласия между исследователями.

Разнообразие несовместимых плитотектонических моделей формирования Амеразий-

ского бассейна в позднем мезозое - кайнозое возрождает сомнения в продуктивности теории литосферных плит для решения этой частной региональной проблемы. Привлечение механизма деструкции континентальной коры для объяснения возникновения океанских котловин при отсутствии спрединга океанской коры является шагом к признанию океанизации как замещения континентальной коры океанической корой разными способами.

В Арктическом бассейне нормальная спрединговая океанская кора существует только в Евразийском бассейне. Начало спрединга относится к позднему палеоцену либо к эоцену. Срединг продвигался на восток к морю Лаптевых и на запад к Норвежско-Гренландскому бассейну. Континентальная кора на западном замыкании бассейна была расколота на поднятие Моррис Джесуп и плато Ермак не ранее олигоцена, после чего установилась структурная связь Евразийского бассейна с Норвежско-Гренландским бассейном.

В Амеразийском бассейне литосферой океанского типа неясного происхождения возможно обладает только Канадская котловина. Амеразийский аваншельф, его положительные и отрицательные морфоструктуры характеризуются в различной степени деструктурированной, океанизированной корой. Имеются основания полагать, что топодепрессии аваншельфа возникли не ранее олигоцена.

Фундамент арктической континентальной окраины слагают разновозрастные позднепротерозойские-мезозойские складчатые системы, которые вместе с древними массивами образуют Арктический складчатый пояс, обрамляющий ложе Северного Ледовитого океана.

Крупнейшими структурами осадочного чехла на Российском шельфе являются Баренцево-Северокарский, Южно-Карский, Лаптевский и Восточносибирско-Чукотский седиментационные бассейны. Баренцево-Северокарский и Южно-Карский бассейны сравнительно хорошо изучены. Здесь осадочный чехол подразделен на несколько структурных этажей от позднедокембрийских до кайнозойских. Возраст подошвы осадочного чехла варьирует от структуры к структуре в широком диапазоне. В Баренцево-Северокарском седиментационном бассейне имел место апифт в мелу - палеогене, уничтоживший значительную часть подстилающих слоев. В обоих седиментационных бассейнах существуют области с переуглубленной подошвой осадочного чехла, располагающиеся над сильно преобразованной континентальной, либо океанической корой.



В восточном сегменте Российского шельфа недостаточная изученность позволяет подразделить осадочный чехол лишь на два структурных этажа, либо структурные этажи не выделяются. Нижний структурный этаж включает позднепротерозойские - раннемеловые комплексы, верхний этаж скорее всего среднемиоценовой - кайнозойский. Глубина залегания подошвы осадочного чехла в некоторых структурах достигает 13-20 км. Эти глубокие прогибы обычно объясняются рифтогенной переработкой континентальной коры.

В структуре Восточно-Арктического шельфа просматривается взаимодействие динамических механизмов, описываемых концепцией тектонической расслоенности и блоковой делимости. Первые документированы тектоническими покровами, картируемыми на поверхности, и глубинными горизонтальными срывами на сейсморазведочных профилях.

Тектоническая структура региона представляется ранжированным ансамблем тектонических блоков. Блоковая модель позволяет проследить элементы унаследованности в строении Российского шельфа и, в частности, наметить обусловленность современного структурного плана тектонической зональностью, сложившейся в далеком прошлом.

Из рассмотрения осадочного чехла и фундамента выясняется, что их соотношение - это

процесс, а не однажды зафиксированная структурная форма.

Шельф моря Лаптевых является продолжением на континентальной коре отрицательной морфоструктуры Евразийского бассейна, ее центриклинальным замыканием. Они едины как отражение в топографии и морфоструктуре геодинамической обстановки растяжения над воздыманием кровли мантии и нижней коры. Поиски прямого продолжения осевого рифта хр. Гаккеля среди рифтов лаптевоморского шельфа пока не увенчались успехом. Существование такого продолжения не диктуется ни геологической структурой, ни устройством поверхности дна, ни современной геодинамической обстановкой.

Назрела необходимость в обобщении по структуре континентального склона и примыкающих к бровке шельфовых присклоновых прогибов. Намечавшееся отставание отрицательно сказывается на прояснении связей океанских и континентальных структур. Интерес к проблеме усугубляется своеобразием взаиморасположения структур океанского ядра и континентальной окраины в восточном секторе Российской Арктики. В прикладном аспекте это исследование необходимо для обоснования разграничения акватории Северного Ледовитого океана между приарктическими государствами и уточнения оценки углеводородного потенциала акватории.

## Список литературы

Аветисов Г.П. О границе литосферных плит на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2002. Т. 385, № 6. С. 793-796.

Аплонов С.В. Океаническая литосфера в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Сов. Геология. 1992. № 5. С. 23-26.

Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии) / Ред. И.С. Грамберг, И.П. Лавров, Д.А. Додин. СПб.: Наука, 2000. 247 с.

Богданов Н.А. [Тектоника Арктического океана](#) // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13-30.

Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана. Специальность 25.00.03 // Автореферат дис. д-ра геол.-минер. наук. Москва, 2004. 46 с.

Буценко В.В., Поселов В.А. Региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла глубоководного осадочного бассейна и возможности их палеотектонической интерпретации // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 141-159.

Буценко В.В., Поселов В.А., Каминский В.Д., Литилин А.В. Строение литосферы и модель эво-

люции Арктического бассейна в свете проблемы внешней границы континентального шельфа России в СЛО // Разведка и охрана недр. 2005. С. 14-24.

Верба В.В., Тюремнов В.А., Школа И.В. Закономерности изменения физических характеристик пород глубоких скважин Баренцева моря // Геологические исследования на Европейском Севере СССР. Апатиты: АН, 1983. С. 98-104.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦОИГТМ, 1996. 202 с.

Гарагаш И.А., Йогансон Л.И., Шлезингер А.Е. Осадочные бассейны, связанные с трансформированной консолидированной корой: особенности современной структуры и механизм образования // Геотектоника. 2005. №6. С. 32-41.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Том 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга и Ю.Е. Погребницкого. Л.: Недра, 1984. 280 с.

Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5 Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1 Арктические моря / ред.: И.С. Грам-

берг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. СПб.: ВСЕ-ГЕИ, 2004. 468 с.

Геолого-минералогическая карта мира. Масштаб 1 : 15 000 000. Объяснительная записка, часть 1 «Геология и минералогия континентов, транзиталей и Мирового океана. Ред. Л.И. Красный, Б.А. Блюман, С.И. Андреев. СПб.: Картфабрика ВСЕ-ГЕИ. 2000. 295 с.+ 1 вкл.

Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геостратиграфического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21-42.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000, (новая серия). Лист S-1-2 - Чукотское море. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005. 60 с.

Грамберг И.С. Сравнительная геология и минералогия океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / Главные редакторы Д.А. Додин, В.С. Сурков. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2002. С. 17-34.

Гуревич Н.И., Меркурьев С.А. Геостратиграфический анализ магнитного поля хребта Альфа, Северный Ледовитый океан // Российский геофизический журнал. 2005. №37-38. С. 50-61.

Гусев Е.А. [Олигоценый этап тектонического развития Гренландского моря](#) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 5. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 157-167.

Драчев С.С. [Тектоника рифтовой системы моря Лаптевых](#) // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43-58.

Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60-76.

Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А. [Структура и сейсмостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля «Индиго-залив - остров Жаннетты»](#) // ДАН. 2001. Т. 377, №4. С. 521-525.

Егизаров Б.Х. (ред.). Тектоническая карта Северной Полярной области Земли. Масштаб 1 : 5 000 000. Л.: НИИГА, 1975.

Егизаров Б.Х. (ред.). Тектоника Северной Полярной области Земли. Объяснительная записка к тектонической карте северной Полярной области Земли м-ба 1:5 000 000. Л.: НИИГА, 1977. 200 с.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 155-181.

Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники континентов и океанов. М.: Наука, 1987. С. 31-56.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33-48.

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

Косыко М.К. Северный Ледовитый и Протоарктический океаны - обзор геодинамических моделей // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Труды ВНИИОкеангеология. Т. 210. Вып. 6. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. С. 107-120.

Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.

Лаухин С.А., Паттык-Кара Н.Г. Глава 2. Кайнозой шельфа Чукотки. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Текст. Т. 1. 1992. С. 2-1-2-18.

Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойских // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329, №5. С. 621-624.

Летников Ф.А. Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирования осадочных нефтегазоносных бассейнов // Докл. РАН. 2005. Т. 401, №2. С. 205-207.

Нарышкин Г.Д. Орографическая карта Арктического бассейна (м-б 1 : 5 000 000). ГУНИО, ВНИИОкеангеология. СПб.: изд-во Т-во В.В. Валдина «Новое время», 1995.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32-43.

Парфенов В.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563-1574.

Погребницкий Ю.Е. [Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция](#) // Советская геология. 1976. № 12. С. 3-22.

Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы // Труды НИИГА. 1971. Т. 166. 248 с.

Погребницкий Ю.Е. Раскрытие Северного Ледовитого океана и существующие геологические процессы на окружающих континентах // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 129-136.

Погребницкий Ю.Е., Вишневский А.Н., Гулин, С.А., Кавардин Г.И. и др. Эндогенная дифференциация вещества в геодинамической системе Северного Ледовитого океана // Доклады 27 междунар. Геол. конгресса, Геология Арктики; Колл.04. Мо-

сква 4-14 августа 1984 г. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 11-25.

*Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Трухалев А.М.* Тектоническое районирование Центрально-Арктического бассейна // Разведка и охрана недр. 2005. № 6. С. 24-27.

*Поселов В.А., Грамберг И.С., Мурзин Р.Р., Буценко В.В., Каминский В.Д., Сорокин М.Ю., Погребницкий Ю.Е.* Структура и границы континентальной и океанической литосферы Арктического бассейна // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 121-133.

*Пуцаровский Ю.М.* Некоторые общие проблемы тектоники Арктики // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1960. №9. С. 15-28.

*Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3-14.

*Русаков И.М., Виноградов В.А.* Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР // Ученые записки. НИИГА. Региональная геология. Вып. 15. Л., 1969. С. 5-27.

*Северная Земля.* Геологическое строение и минерагения / Под ред. И.С. Грамберга, В.И. Ушакова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.

*Слободин В.Я., Ким Б.И., Степанова Г.В., Коваленко Ф.Я.* Расчленение разреза Айонской скважины по новым биостратиграфическим данным // Стратиграфия и палеонтология Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1990. С. 42-58.

*Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А.* Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72-90.

*Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Луцкая М.В.* Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюллетень МОИП, отд. геол. 2001. Т. 76, № 6.

*Спектор В.Б., Спектор В.В.* Режим возрожденного горообразования Верхояно-Колымской горной области // Общие и региональные проблемы геодинамики. Материалы ХLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 291-294.

*Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

*Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли* / Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г. СПб.: ВНИИОкеангеология, Недра, 1992. 196 с.

*Тектоническая карта Арктики и Субарктики* / Атласов И.П., Егiazаров Б.Х., Дибнер В.Д., Романович Б.С. и др. Гл. ред. И.П. Атласов // Тектонические карты континентов. М.: Наука, 1967. С. 154-165.

*Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Нарышкин Т.Д.* Системы трансформных разломов Шпицбергенско-Гренландского региона // Геолого-геофизические характеристики литосферы Аркти-

ческого региона. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 210. Вып. 6. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. С. 130-135.

*Устрицкий В.И.* История формирования современной структуры Арктики // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 210. Вып. 6. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. С. 93-106.

*Филатова Н.И., Хаин В.Е.* Тектоника восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3-29.

*Фундамент арктического шельфа Евразии:* блоковая делимость и некоторые аспекты эволюции / Косью М.К., Верба В.В., Кораго Е.А., Мусатов Е.Е., Супруненко О.И. // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 109-120.

*Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

*Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.

*Херасков Н.Н.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. М.: АН СССР, 1963. Вып. 91.

*Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный Мир, 2000. 204 с.

*Шатский Н.С.* О тектонике Арктики // Избр. труды. Т. 1. М.: АН СССР, 1963. С. 426-444.

*Штилле Г.* Циркумарктические складчатости в пространстве и во времени // Избранное. М.: Мир. 1964. С. 539-589.

*Blodgett Robert B., Rohr David M., Boucot A.J.* Paleozoic links among Alaskan accreted terranes and Siberia based on megafossils // Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L., eds., Tectonic Evolution of the Bering Shelf - Chukchi Sea - Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 360. 2002. P. 273-290.

*Eide E.A. (coord.).* BATLAS - Mid Norway plate reconstruction atlas with global and Atlantic perspectives. Geological Survey of Norway. 2002. 75 p.

*Expedition 302 summary* // Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A. and the expedition 302 Scientists. Proc. IODP, 302: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.302.101. 2006.

*Franke D., Hinz K., and C.Reichert.* Geology of East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: Structures, evolution, and the implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // J. Geophys. Res. 2004. 109, B07106, doi: 10.1029/2003JB002687.

*Franke D., Hinz K., Oncken O.* The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. V. 18. P. 1083-1127.

*Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of the Arctic Continental Margin of Alaska. The Geology of North America. V. L. The Arctic Ocean region. Chapter 16. The Geological Society of America. 1990. P. 257-286.



- Haq Bilal U., Hardenbol Jan, Vail Peter R.* Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. P. 1156-1167.
- Kos'ko M.K., Trufanov G.V.* Middle Cretaceous to Eocene sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // *Marine and Petroleum Geology*. 2002. V. 19. P. 901-919.
- Lane Larry S.* Canada Basin, Arctic ocean: Evidence against a rotational origin // *Tectonics*. V. 16. N. 3. P. 367-387, June 1997.
- Lawver L.A. and Scotese C.R.* A review of tectonic models for an evolution of the Canada Basin // *The Geology of North America*. V. L. The Arctic Ocean Region / ed. by A. Grantz, L. Johnson and J.F. Sweeney. Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo, 1990. P. 593-618.
- Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L., eds. *Tectonic Evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic Margin and Adjacent Landmasses*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 360. 2002. P. 333-358.
- Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and northeast Russia* / Dumoulin Julie. A., Harris Anita G., Gagiev Mussa, Bradley Dwight C, Repetski John E. // Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L., eds. *Tectonic Evolution of the Bering Shelf - Chukchi Sea - Arctic Margin and Adjacent Landmasses*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 360. 2002. P. 291-312.
- New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircons geochronology* / Miller Elizabeth L., Toro Jaime, Gehrels George, Amato Jeffrey M., Prokopiev Andrey, Tuckova Marianna I., Akinin Vyacheslav V., Dumitru Trevor A., Moore Thomas E, Cecile Michael P // *Tectonics*. V. 25. TC3013, doi:10.1029/2005TC001 830, 2006.
- New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin* / Jokat W., Weigelt K., Kristoffersen J et al. // *Geophys. J. Int.* 1995. 122. P. 378-392.
- Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean* / Grantz Arthur, Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P. // *GSA Bulletin*, June 1998. V. 110; N 6. P. 801-820.
- Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific* / Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.L., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. U.S. Geological Survey Open-File report 98-754. 1998. 125 p.
- Rowley D.B. and Lottes A.L.* Plate kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // *Tectonophysics*. 1988. 155. P. 73-120.
- South Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and Problems* / Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. // Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L., eds. *Tectonic Evolution of the Bering Shelf - Chukchi Sea - Arctic Margin and Adjacent Landmasses*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 360. 2002. P. 209-224.
- Suprunenko O.I., Kos'ko M.K.* Russian Arctic shelf Sedimentary Basins // *Cyclic development of Sedimentary Basins. Developments in sedimentology 57* / Eds. Jannes M. Mabesoone and Virginio H. Neumann. Series editor: A.J. van Loon. ELSEVIER, Amsterdam-Boston - Heidelberg - London - New York - Oxford - Paris - San Diego - San Francisco - Singapore - Sydney - Tokyo. 2005. P. 237-271.
- Thurston D.K., Theiss L.A.* Geologic report for the Chukchi planning area, Alaska. Regional geology, petroleum geology, and environmental geology. US Department of the Interior MMS, Alaska OSC Region, Anchorage, Alaska. 1987. 193 p.
- Weber J.* The Alpha Ridge: gravity, seismic and magnetic evidence for a homogenous mafic crust // *Journ. of Geodynamics*. 1986. N 6. P. 117-136.

### Ссылка на статью:



*Косько М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л., Кораго Е.А., Поселов В.А., Супруненко О.И.* **К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане** (под. ред. В.Л. Иванова). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008, с. 16-43.