

УДК 551.24(98-15)

**РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА ПО  
ДАНЫМ КМПВ***Верба М.Л., Дараган-Суцова Л.А., Павленкин А.Д.*

ВНИИОкеангеология

Проявлением рифтогенных процессов на арктических шельфах посвящен ряд публикаций. Большая часть рифтогенных структур установлена сейсмическими методами [*Батулин, 1987; Геологическое строение..., 1984; Иванова и др., 1989; Сурков и Смирнов, 1987; Тулина, 1985; Myhre & Eldholm, 1988; Sellevol, 1982; Sundvor & Eldholm, 1979*], часть же намечена в результате гравимагнитных исследований или морфоструктурных построений [*Аглонов, 1987; Баренцевская шельфовая..., 1988; Грамберг и др., 1986*]. Список структур постоянно пополняется и в настоящее время включает образования практически всех тектонических эпох фанерозоя. Последовательное осуществление работ КМПВ позволило создать опорную схему региональных пересечений Западно-Арктического шельфа, отвечающую большинству выявленных рифтогенных структур (рис. 1), и послужило основанием для проведения геосторического анализа проявлений рифтогенеза, определения его главных тенденций и специфики в условиях арктических шельфов. Кроме того, это дает возможность охарактеризовать структуры с помощью одного из наиболее глубинных сейсмических методов.

Первые морские наблюдения методом преломленных волн (МПВ) выполнены на Баренцевском шельфе Ю.И. Матвеевым в 1974 г., а к 1990 г. было отработано уже более 6 тыс. км профилей. Позднее при региональном изучении шельфа стали преобладать систематические работы МОВ-ОГТ, их общий объем на порядок превысил объемы работ МПВ. Однако следует подчеркнуть, что все имеющиеся данные о сейсмических скоростях на глубинах более 5 км получены МПВ в связи с кинематической неинформативностью МОГТ на таких глубинах. Наблюдения ГСЗ осуществлялись в 1962 г., 1976 г. [*Тулина, 1985*] и 1982 г. [*Верба и др., 1987*]. В итоге сейчас накоплены достаточно подробные сведения о морфологии структур осадочного чехла и характере скоростных границ в осадочном чехле, фундаменте и кристаллической коре. Большая часть информации получена сотрудниками Мурманской арктической геофизической экспедиции НПО «Севморгеология», а также Полярной морской геологоразведочной экспедиции НПО «Севморгеология», Института физики Земли АН СССР, Института океанологии АН СССР, Ленинградского горного института, организаций Миннефтегазпрома СССР.

Основные методики работ КМПВ заключаются в регистрации колебаний автономными донными сейсмическими станциями и возбуждении волн пневмоисточниками, буксируемыми судном. Расстояние между станциями обычно 16 км, интервал между возбуждениями 200-400 м, длина годографа до 100-160 км (МПВ) и 200-300 км (ГСЗ). Полученные данные различались по методике полевых работ и обработке. Сопоставление их стало возможным после обработки А.Д. Павленкиным части профилей по единой методике, а уточнение стратиграфической привязки горизонтов, наблюдаемых по методу преломленных волн, - после проведения 24-48-канальных ОГТ НПО «Союзморгео».



Рис. 1. Рифтогенные структуры северо-западной континентальной окраины Евразии: рифтогенные структуры: 1 — раннепалеозойские, 2 —

среднепалеозойские, 3 — позднепалеозойские, 4 — ранне-мезозойские, 5 — мезозойские, 6 — кайнозойские; А—Б—В, Г—Д — линии профилей ГСЗ—КМПВ

Геолого-геофизические профили через Баренцево-Карский шельф, построенные в основном по линиям региональных геотраверзов КМПВ (рис. 2), - результат комплексной интерпретации данных. Профили отчасти схематизированы. Они пересекают, хотя и не всегда оптимально, все наиболее значительные рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа (таблица).

Самый молодой по времени заложения *Западно-Медвежинский прогиб* расположен на коре субокеанического типа [Аглонов, 1987]. Сейсмофации, наблюдаемые в прогибе, изменяются от «сейсмически прозрачных», хаотичных в основании до слабослоистых, в отдельных случаях косослоистых в кровле. Значения интервальных скоростей  $V_{\text{инт}}$  варьируют соответственно в пределах от 4,1-4,3 до 1,9-3 км/с. Это говорит о том, что прогиб выполнен терригенными отложениями, в верхней его части отчетливо фиксируются проградационные сейсмофации. Возраст отложений на основании сеймостратиграфического анализа определен как  $Pg_2^3 - N_1^1$  [Myhre & Eldholm, 1988]. Прогиб входит в систему периконтинентальных структур, ограничивающих с запада и севера Евразийскую материковую плиту; образовался вследствие кайнозойских рифтогенно-спрединговых процессов в Северной Атлантике.

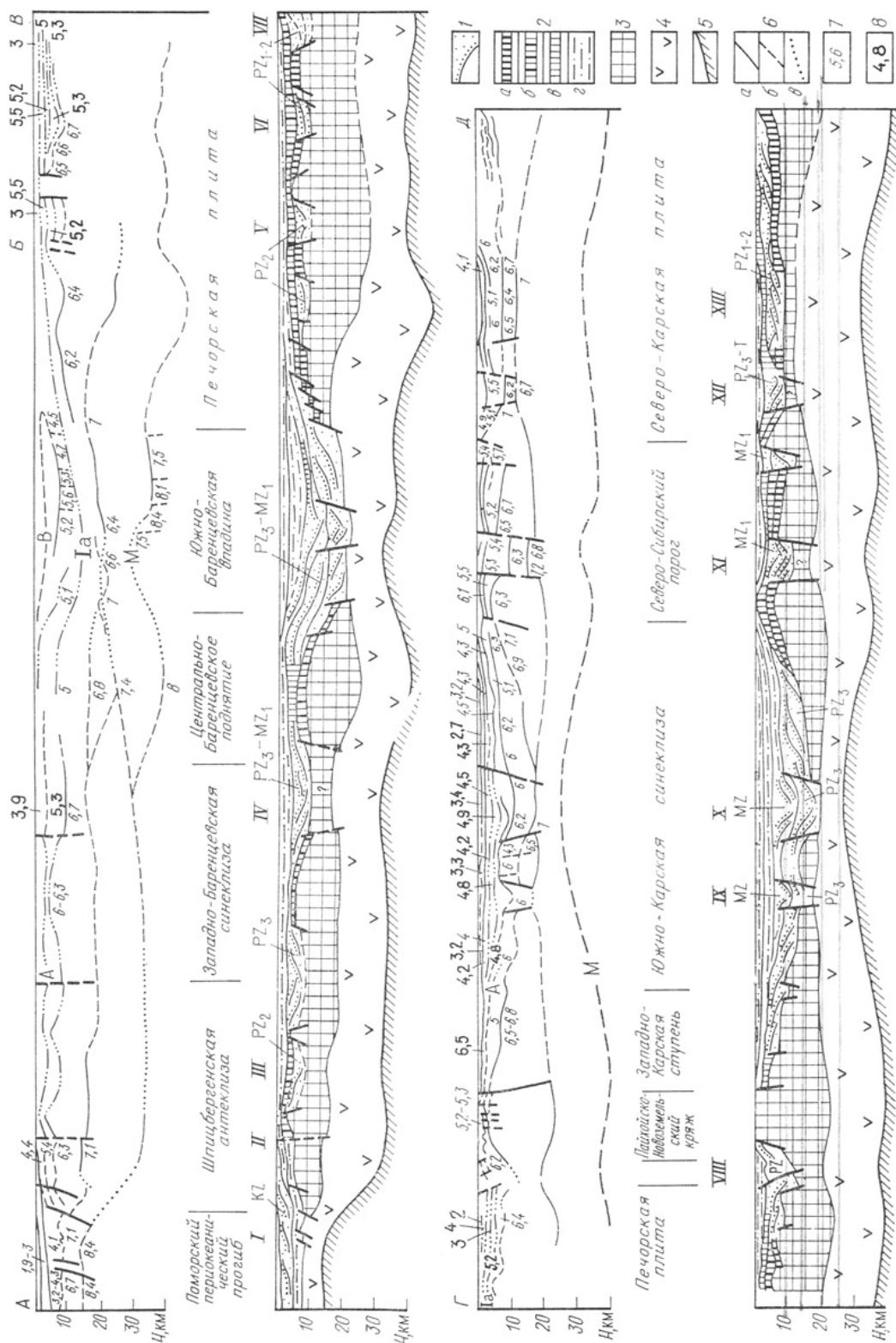


Рис. 2. Региональные геолого-геофизические профили через Баренцевский (А-Б-В) и Карский (Г-Д) шельфы:

1 — осадочные комплексы рифтогенных прогибов и их возраст; 2 — плитные осадочные комплексы (а — раннепалеозойские, б — средне-поздне-палеозойские, в — позднепалеозойские, г — мезозойские); 3 — породы «гранито-метаморфического» слоя; 4 — породы нижнего «базальтового» слоя; 5 — граница Мохоровичича; 6 — преломляющие границы, выявленные: а — уверенно, б — неуверенно, в — предположительно; 7 — граничные скорости; 8 — интервалы скорости; Ia — отражающие горизонты; I—XIII — структуры (см. таблицу)

«гранито-метаморфического» слоя; 4 — породы нижнего «базальтового» слоя; 5 — граница Мохоровичича; 6 — преломляющие границы, выявленные: а — уверенно, б — неуверенно, в — предположительно; 7 — граничные скорости; 8 — интервалы скорости; Ia — отражающие горизонты; I—XIII — структуры (см. таблицу)

Основные параметры рифтогенных прогибов

Структура	Длина, км	Ширина, км	Мощность ΔН, км	Простирание	$v_r$ , км/с	$v_{\text{инт}}$ , км/с
Западно-Медвежинский прогиб (I)	~ 250	50—75	3—6	Субмеридиональное	$\frac{7,1}{—}$	1,9—4,3
Восточно-Медвежинский прогиб (II)	~ 100	25—30	3—4	„	$\frac{5,4}{6,3}$	—
Западно-Надеждинский прогиб (III)	~ 100	50	3—4	„	—	—
Нордкапский прогиб (IV)	~ 500	40—100	5—6	ЮЗ-СВ	$\frac{4,3}{6,7}$	5,1—5,3
Южно-Баренцевская впадина	~ 550	50—350	6	ЮЗ-СВ	$\frac{4,5-5}{6,4-7}$	4—5
Печоро-Колвинский авлакоген (V)	700	40—100	3—3,5	ЮВ-СВ	$\frac{—}{6,5-7}$	5,2
Гуляевский прогиб (VI)	~ 150	50—75	4,5—5	Субширотное	$\frac{6,5}{6,7}$	5,3
Варандей-Адзвинский прогиб (VII)	~ 370	40—80	4,5	ЮВ-СЗ	—	5,3
Предуральский прогиб (VIII)	~ 500	~ 50	3—4	„	$\frac{—}{6,2-6,5}$	—
Ноябрьский прогиб (IX)	~ 130	50—100	4—6	ЮВ-СЗ	$\frac{4-4,5}{6,5-6,8}$	4,8
Чекинский прогиб (X)	~ 100	50	4—6	„	$\frac{5,1}{6-6,5}$	4,9
Впадина Арктического института (XI)	110	~ 40	5—6	ЮЗ-СВ	$\frac{5,3}{6,3}$	—
Грабен Уединения (XII)	300	40—110	5—6	Субширотное	$\frac{5,6}{6,2}$	—
Прогиб Длинный (XIII)	≈ 380	50—120	5—6	От субширотного до субмеридионального	$\frac{5,1-6,2}{6,4-6,7}$	—

\* В числителе  $v_r$  в кровле, в знаменателе — в фундаменте.

*Восточно-Медвежинский* и *Западно-Надеждинский прогибы*, находящиеся на юге Шпицбергенского шельфа, менее охарактеризованы с помощью геофизических методов. Их основные параметры сходны. Существует некоторая вероятность того, что Восточно-Медвежинский прогиб является продолжением девонского грабена Шпицбергена. Граничная скорость  $V_r$  вдоль кровли осадочного комплекса в прогибах составляет 5,4 км/с. По характеру сейсмической записи сейсмofации изменяются от хаотичных в основании до слоистых, интенсивно слоистых в кровле с большим количеством дизъюнктивных нарушений. Приведенные данные позволяют предполагать преимущественно терригенный состав выполняющих прогибы отложений с пластами карбонатных пород в кровле и отдельными интрузивными телами по разрезу. В основании залегают породы с граничными скоростями 6,3 км/с.

*Нордкапский прогиб* простирается с юго-запада на северо-восток. Сейсмические комплексы, выполняющие прогиб, имеют хаотично-слоистый характер с отдельными регулярными цугами волн в верхней части разреза. В волновом поле сейсмических разрезов отмечаются диапироподобные структуры. Судя по граничной скорости в кровельной части толщи в процесс интенсивного прогибания вовлекались более молодые, мезозойские, образования. Особенности толщи, а также интервальные скорости (5,1-5,3 км/с) указывают на терригенный состав пород с пластами карбонатов и солей. В основании прогиба залегают породы с граничными скоростями 6,7 км/с, что больше соответствует так называемому «андезитовому» слою, выделенному Н.К. Булиным, и не характерно для пород «гранитного» слоя. Нордкапский прогиб, как и многие другие структуры Баренцево-Северокарского мегапрогиба, заложен, по-видимому, на коре субконтинентального типа, о чем говорят уменьшение до 30 км мощности коры и слабое проявление или отсутствие «гранитно-метаморфического» слоя. Необходимо отметить, что данный прогиб представлен на профиле своей не самой характерной частью - северо-восточным центриклинальным замыканием.

*Южно-Баренцевская впадина* - одна из крупнейших рифтогенных структур изучаемого региона. Она на 600 км простирается с юго-запада на северо-восток при ширине 50-300 км. Мощность рифтогенных осадков до 6 км, осадочного чехла 18-20 км, коры 30-32 км [Верба, 1985; Верба и др., 1987; Геологическое строение..., 1984; Грамберг и др., 1986; Тулина, 1985]. По данным МОВ ОГТ стадийное развитие рифтогенеза обусловило здесь сложное сочетание последовательно образующихся рифтогенных структур, телескопически вложенных одна в другую. Вопрос о времени заложения впадины и соответственно о возрасте нижних серий ее рифтогенного комплекса не вполне ясен. По мнению М.Л. Вербы, высказанному им ранее, они вряд ли древнее среднего карбона. На это указывают имеющиеся в разрезах Свальбардской и Печорской плит признаки, свидетельствующие о подвижной тектонической обстановке (конгломераты, галогенные образования) и магматической деятельности. Однако существуют и другие точки зрения [Баренцевская шельфовая..., 1988].

Для верхней части комплекса, сопоставляемой с триасовыми отложениями, характерны довольно устойчивые значения  $V_{\text{инт}}$  (~4 км/с), несколько возрастающие в самой погруженной части профиля, и практически монотонный разрез с плохо выраженной слоистостью. В прикровельной части выделяются холмообразные хаотичные сейсмофации, которые, как правило, характеризуют структуры постседиментационного оползания, комплексы, заполняющие каналы при обрушении склонов. На данном этапе исследований представляется, что это преимущественно глинистые фации (один из признаков: подобная сейсмофация чаще переходит в направлении палеосуши в высокоамплитудные, четко-непрерывные фации).

Средняя часть рифтогенного комплекса коррелируется с каменноугольно-пермскими отложениями. Здесь возрастает  $V_{\text{инт}}$  (5,5 км/с), в волновом поле фиксируются косослоистые фации. По специфическому рисунку сейсмофаций и значению  $V_{\text{инт}}$  комплекс, вероятно, соответствует терригенно-карбонатным отложениям, накопившимся в обстановке окраины шельфа, где происходит его наращивание в латеральном направлении. Рифтогенные осадки подстилаются породами, отличающимися высокими интервальными скоростями (5,5-6 км/с), хорошо выраженной слоистой записью волнового поля и резким сокращением мощности к центру прогиба, возможно, до полного выклинивания. Верхние кромки магнитоактивных тел попадают в интервал глубин рифтогенной толщи. Это, а также высокие интервальные скорости в основании толщи позволяют прогнозировать наличие здесь вулканогенных пород.

*Печоро-Колвинский авлакоген* - наиболее крупная из описываемых рифтогенных структур. Авлакоген не находит на профиле (см. рис. 2) адекватного отражения из-за невыигрышного сечения его линией профиля. Эта структура рассматривалась ранее В.А. Дедеевым, Н.А. Малышевым и Р.Н. Валеевым (1978), однако вопрос о глубинном ее строении остается дискуссионным. Под эпирифтовым осадочным комплексом здесь залегает девонская терригенная толща мощностью 3-3,5 км с интервальной скоростью 5,2 км/с. Ниже ее в сейсмических разрезах фиксируется осадочный комплекс мощностью около 3 км, возраст которого оценивается в диапазоне венд - ранний девон. Нет единогласия в оценке возраста данной части разреза и у авторов настоящей статьи. Так, с одной стороны, отмечается подобие волновой картины в этой части разреза и в ордовикских отложениях на восточном «плече» авлакогена, с другой - некоторое сходство авлакогена с девонским грабеном Шпицбергена, проявляющееся в наличии осложняющих поднятий - Лайского вала Печоро-Колвинского авлакогена и соответственно внутреннего горста грабена Шпицбергена [*Баренцевская шельфовая...*, 1988; *Верба и др., 1987; Геологическое строение...*, 1984]. Глубина залегания фундамента в пределах авлакогена составляет 9-11 км, граничные скорости на его поверхности изменяются от 6,5 км/с на поднятиях до 7 км/с в погруженных зонах.

*Гуляевский прогиб* впервые был выявлен Л.А. Дараган-Суцовой по материалам МОГТ. Выполнен мощной толщей осадочных пород, датируемых средним-поздним ордовиком, возможно, силуром. В целом волновое поле комплекса представляет собой сейсмически прозрачную картину, переходящую в слоистую лишь в прикровельной его части, где  $V_T$  достигает 6,5 км/с, что можно связать с наличием пластов карбонатов. В основании комплекса, судя по высоким скоростям МОГТ, залегают более древние отложения (вплоть до вендских), однако эти данные нельзя считать достоверными. Граничные скорости вдоль поверхности фундамента 6,8 км/с, что несколько выше, чем на сопредельных Большеземельском и Печороморском сводах (6,5 км/с).

*Варандей-Адзъвинский прогиб* простирается с юго-востока на северо-запад. Мощность и характер волнового поля осадков, заполняющих прогиб, практически не отличаются от подобных отложений в Гуляевском прогибе (см. таблицу).

*Предуральский прогиб* слабо изучен. Он выражен в фундаменте глубокой депрессией, в пределах которой поверхность раздела с граничной скоростью 6,2-6,5 км/с фиксируется на глубине 12-14 км. По данным Н.А. Малышева, наиболее интенсивное прогибание имело место в палеозое. Судя по интенсивным положительным магнитным аномалиям, приуроченным к прогибу, среди выполняющих его осадков встречается значительное количество интрузивных тел.

*Ноябрьский и Чекинский прогибы* Южно-Карского шельфа являются однотипными геологическими образованиями, входящими в обширную зону раннемезозойского тафрогенеза [*Аплов, 1987; Сурков и Смирнов, 1987*]. Основные параметры структур сходны (см. таблицу). Исходя из сейсмических данных и модельных расчетов Т.Я. Федухиной в составе рифтогенного комплекса участвуют нижнетриасовые осадочно-вулканогенные образования и, возможно, верхнепалеозойские, слагающие глубокие грабеновые структуры. Их волновая картина отличается невыдержанностью сейсмических характеристик, отражающих границ и неровным характером поверхностей раздела, свидетельствующих о нестабильности условий осадконакопления. Основание рифтогенных комплексов представлено однородными отложениями с граничной скоростью 6,2-6,8 км/с, залегающими на глубине 11-12 км. По выдержанным по латерали значениям граничной скорости, небольшой мощности (5-8 км), наличию границы раздела с  $V_T$  равной 6,9-7,1 км/с, эти комплексы сопоставляются с утоненным при растяжении реликтовым «гранитно-

метаморфическим» слоем. Бассейновый «синеклизный» комплекс осадков включает верхнеюрско-меловые отложения с интервальными скоростями 3,2-5 км/с.

Рифтогенные впадины северо-восточной части шельфа Карского моря с помощью геофизических данных охарактеризованы более слабо. На профиле Г-Д (см. рис. 2) они представлены *впадиной Арктического института, грабеном Уединения и прогибом Длинный*. Первая, судя по сейсмическим данным, в целом подобна структурам Южно-Карского шельфа. Она имеет практически идентичные структурные параметры и характер волнового поля сейсмических комплексов с несколько повышенными значениями граничных скоростей (5,3 км/с) осадков, выполняющих прогиб (см. таблицу).

Прогибы Уединения и Длинный разделены сравнительно узкой зоной поднятий фундамента субширотного простирания. Их борта осложнены системами разломов субширотного, северо-восточного и субмеридионального направления, разбивающих фундамент на отдельные блоки, ступенчато погружающиеся к осевым частям. Глубина залегания фундамента в прогибах 14-16 км, граничные скорости изменяются от 6,2 км/с (прогиб Уединения) до 6,4-6,7 км/с (прогиб Длинный). Характер волнового поля резко отличается от характера волнового поля осадков, заполняющих более южные прогибы. Граничная скорость в кровле рифтогенной толщи увеличивается до 5,5-6 км/с. Приведенные данные, а также результаты сейсмостратиграфического анализа по региону позволяют предполагать ранне-позднепалеозойский возраст выполняющих прогибы осадков. Основной этап погружения сопоставляется здесь с каледонским тектогенезом, о чем свидетельствуют данные геологических наблюдений на Северной Земле [Грамберг и др., 1986].

Помимо рассмотренных выше прогибов, пересекаемых профилями А-Б-В и Г-Д (см. рис. 2), в пределах Западно-Арктического шельфа известен ряд других аналогичных структур [Баренцевская шельфовая..., 1988; Грамберг и др., 1986]. Все они относятся к типу рифтогенных и в различной степени обоснованы. Характерно, что структуры имеют общие морфологические особенности: линейную форму в плане, грабеновую структуру в поперечном сечении, выраженную связь границ с глубинными разломами, размеры, объединены в протяженные системы однотипных структур. Наличие указанных ниже общих закономерностей позволяет относить последние к однородным геологическим образованиям, сформировавшимся в результате однотипных геологических процессов. Наиболее обоснована рифтогенная природа Южно-Баренцевского, Северо-Баренцевского, Нордкапского, Поморского и Печоро-Колвинского прогибов. Более дискуссионна генетическая позиция грабеновых структур Карского шельфа, однако и они обладают общими чертами, присущими рифтогенным структурам региона.

Однотипность геологической структуры комплексов осадочного чехла в пределах прогибов выражается в одинаковом сочетании собственно рифтогенных структурно-вещественных комплексов, выполняющих прогиб, с синрифтовыми и дорифтовыми, развитыми на «плечах» рифтогенного прогиба, и пострифтовыми «бассейновыми», перекрывающими с общим так называемым «географическим» несогласием синрифтовые и дорифтовые образования. Специфичность этого несогласия проявляется в том, что в пределах рифтогенных структур, как правило, наблюдается постепенный переход отложений рифтогенного комплекса в вышележащий; с удалением от рифтогенного прогиба граница между комплексами носит все более отчетливые признаки несогласия.

Пострифтовый структурно-вещественный комплекс обладает обычно четко выраженной регрессивной тенденцией в чередовании слагающих его формаций - от относительно глубоководных шельфовых фаций в нижней части к мелководным, а

затем и к континентальным - в верхней. Мощность данного комплекса, как правило, в два раза меньше по сравнению с рифтогенным, а в разрезе его встречается широкий спектр литологических разностей, типичных для обстановок шельфового седиментогенеза. Общая особенность сейсмогеологического разреза - преобладание протяженных, часто регионально прослеживаемых сейсмофаций. На Баренцевском шельфе таким комплексом является юрско-меловой с горизонтом Б в основании, на Карском - верхнеюрско-меловой, подстилаемый одноименным горизонтом. Характерно, что и на Лаптевском шельфе, примыкающем к рассматриваемым, наблюдается однотипное членение осадочного разреза, причем к пострифтовому комплексу относится миоцен-плиоценовый с отражающим горизонтом II в основании.

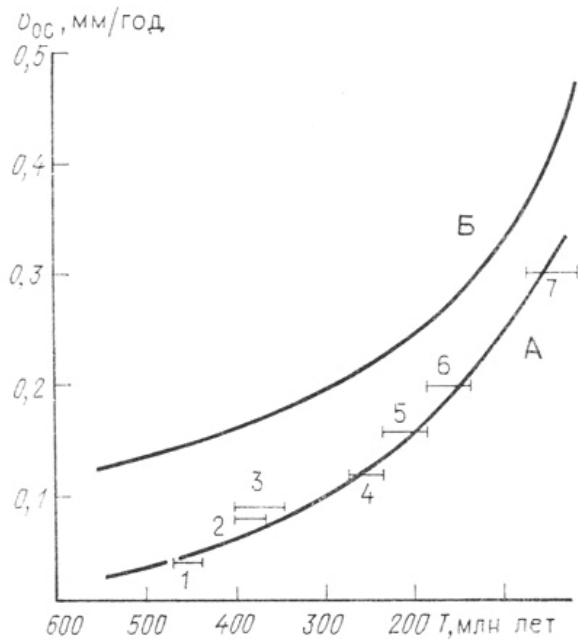


Рис. 3. Изменение во времени скорости осадконакопления в рифтогенных прогибах Западно-Арктического шельфа (А) и скорости прогибания в геосинклинальных прогибах (Б, по Л. И. Салопу, 1973):

1 — Гуляевский прогиб; 2 — Печоро-Колвинский авлакоген; 3 — девонский грабен Шницбергена; 4 — Южно-Баренцевская впадина (пермь); 5 — Южно-Баренцевская впадина (триас); 6 — Пухучанская впадина; 7 — Поморский прогиб

Общей чертой всех рифтогенных прогибов является постепенное увеличение мощности осадочных толщ в зависимости от времени заложения структуры, т.е. от древних структур к молодым. Однако поскольку продолжительность заполнения рифтогенных прогибов осадками далеко не одинаковая, их мощность не столь показательна, как скорость осадконакопления. В период активного становления рифтогенного прогиба скорость, как правило, довольно существенно меняется, достигая максимума в начальную стадию и снижаясь, иногда до нуля, в конечную. При сравнении осредненных значений скорости осадконакопления, характеризующих средний темп развития разновозрастных структур, обнаруживается противоположная тенденция. Вычисленные на основании сейсмических данных о мощности рифтогенных комплексов и соответствующих заключений об их возрасте средние скорости осадконакопления увеличиваются от 40 мм/1000 лет в раннем палеозое до 300 мм/1000 лет в кайнозое (рис. 3). Эта тенденция вполне закономерна: она

Синрифтовые комплексы менее разнообразны. Результаты геологических исследований и сейсмофациального анализа свидетельствуют о том, что в их строении преобладают терригенные, чаще песчаные или песчано-алевритовые, реже алевритоглинистые или глинистые отложения с косой волнистой или оползневой слоистостью, выраженной как в микроструктуре, так и на сейсмических профилях в виде клиноформных бугристых и хаотических сейсмофаций. Отдельные части сейсмических профилей соответствующие однотипным, но разновозрастным отложениям - триасовому комплексу

Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба и кайнозойскому комплексу Усть-Ленского грабена - практически идентичны. В разрезе рифтогенных комплексов Западно-Арктического шельфа кроме того отмечаются пестроцветные, чаще красноцветные породы.



согласуется с зависимостью, установленной Л.И. Салопом для нисходящих движений в геосинклиналях, но отличается от нее на постоянную величину, подчеркивающую, вероятно, различие между геосинклинальным и авлакогенным седиментогенезом. Для авлакогенов характерна лавинная скорость седиментации.

Перечисленные признаки свидетельствуют об обстановке интенсивного осадконакопления, характерной для устьевых зон крупных рек - морских авандельт, подводных конусов выноса или проградирующих континентальных склонов. Подобная интерпретация фациальной обстановки для большинства приведенных примеров ранее дана для палеогенового комплекса Поморского периокеанического прогиба Д.Г. Батуриным [1987], триасового комплекса Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба - С.В. Алехиным. Аналогично, по-видимому, должен интерпретироваться дельтовый комплекс Палеолены в Усть-Ленском грабене [Иванова и др., 1989]. В других регионах Земли идентификация областей лавинной седиментации с обстановками дельтовых фаций проводится еще более уверенно. Примерами могут служить дельтовые комплексы на севере Мексиканского залива, уникальное по размерам проградационное тело в море Росса [Траубе, 1987] и др. Единственный объект из числа рассматриваемых, для которого подобная интерпретация предлагается впервые, - девонский грабен Шпицбергена. Не углубляясь в подробный анализ геологических особенностей этой структуры, отметим лишь закономерное веерообразное падение девонских пород (на участках их ненарушенного залегания) в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлении от одного центра, расположенного к северу от Диксон-Фьорда, под углами 10-25°. Следовательно, накопление мощных красноцветных толщ в рифтогенных прогибах осуществлялось по схеме проградирующего континентального склона.

Кинематические параметры осадочных комплексов рифтогенных прогибов изменяются в связи с различной глубиной залегания границ раздела. Поэтому для получения сопоставимых данных использовано свойство рифтогенных отложений формировать мощные толщи. На профилях КМПВ видно, что рифтогенные комплексы в различных по возрасту прогибах залегают на разных глубинах, однако всегда присутствуют на глубине 5-7 км. Таким образом, пластовую скорость на глубине 6 км в однотипных рифтогенных прогибах можно использовать в качестве сравнительной характеристики отложений рифтогенных структур, минимально зависящей от всех факторов, кроме возраста.

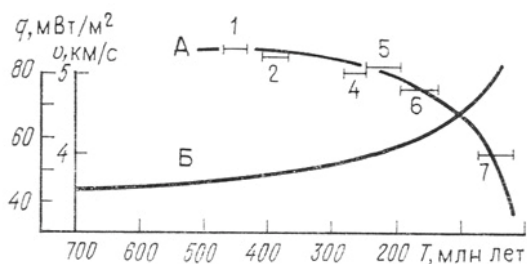


Рис. 4. Зависимость истинной скорости (на глубине 6 км) от возраста отложений на примере рифтогенных прогибов Западно-Арктического шельфа (А), соотношение плотности теплового потока и возраста рифтогенных структур (Б, по С. В. Лысаку, 1988): усл. обозн. см. рис. 3

Истинная скорость на глубине 6 км определялась для Гуляевского ( $PZ_1$ ), Печоро-Колвинского ( $PZ_2$ ), Южно-Баренцево-Южно-Карских ( $PZ_3$ - $MZ_1$ ), Южно-Карских ( $MZ_1$ ) и Западно-Медвежинского ( $KZ$ ) рифтогенных прогибов. При этом установлено, что скорость закономерно уменьшается от 5,3 км/с в нижнепалеозойских до 4 км/с в нижнекайнозойских породах (рис. 4). В координатах геологического времени эта зависимость, однако, не имеет физического смысла, поскольку с течением времени происходит не разуплотнение осадков, а

обратный процесс. Для объяснения зависимости следует использовать результаты экспериментального изучения физических параметров горных пород при высоких давлениях. Как известно, скорости быстро увеличиваются на глубине 0-2 км, затем

градиент изменения скорости быстро падает, т.к. давление практически не влияет на пластовую скорость. На больших глубинах на скорость воздействуют уже иные процессы. Как правило, эти процессы объединяются в понятие катагенез, который влияет на пористость, плотность и связанные с ними физические параметры через вещественные преобразования в породе. Интенсивность теплового потока в рифтогенных прогибах изменяется зеркально по отношению к средней пластовой скорости в осадках (см. рис. 4), причем их произведение остается постоянным во времени. Это позволяет считать тепловой поток, а не давление, тем основным фактором, который определяет поведение пластовых скоростей на больших глубинах.

На основании приведенного примера можно установить общую особенность эмпирических зависимостей, получаемых при сопоставлении разновозрастных геологических образований: если в ретроспективном ряду однотипных, но разновозрастных геологических объектов эмпирические данные фиксируют закономерное изменение какого-либо параметра, то изменение этого параметра с геологическим временем в каждом из выбранных объектов происходило по тому же закону, но с обратным знаком. Сказанное позволяет использовать выявленную закономерность как для прогноза скоростных параметров (конкретного объекта с предполагаемой геологической моделью), так и для ориентировочной оценки возраста рифтогенного комплекса по физическим свойствам.

Дорифтовые комплексы в пределах рассматриваемых структур изучены неравномерно. Только для Южно-Баренцевской впадины можно достаточно обоснованно предложить модель, согласно которой дорифтовые нижне-среднепалеозойские терригенно-карбонатные комплексы прослеживаются вниз по борту впадины до системы листрических сбросов и, обрываясь этой системой, не фиксируются в ее центральной наиболее погруженной зоне. Также можно считать установленным фактом отсутствие в девонском грабене Шпицбергена более древних палеозойских осадочных образований, известных на западном и восточном его «плечах». В других рифтогенных прогибах об отсутствии дорифтовых комплексов в их погруженных частях свидетельствуют лишь данные КМПВ. Они показывают, что если в межрифтовых областях, где эти комплексы присутствуют, граничные скорости колеблются в большом диапазоне, отражая широкий спектр литологических разностей пород, то в основании осадочных комплексов прогибов постоянно фиксируются породы с однородной скоростью 6-6,6 км/с, которая не связана с глубиной залегания границы.

Последний геологический репер в рассматриваемых рифтогенных прогибах, свойства которого можно оценить по данным КМПВ, - поверхность фундамента. Независимо от возраста прогиба и глубины залегания фундамента граничные скорости в комплексах основания довольно однородны и составляют обычно 6-6,6 км/с. Ниже этой границы, как правило, фиксируется граница раздела с граничной скоростью около 7 км/с. На сопредельных поднятиях разброс значений обычно больше - 5,5-6,5 км/с. Это обстоятельство указывает на относительную однородность вещественного состава пород фундамента во впадинах и на гетерогенность комплексов основания на поднятиях.

Данная закономерность, вероятно, вообще свойственна рифтогенным прогибам и обусловлена определенным гомогенизирующим фактором, под воздействием которого выравниваются свойства фундамента по горизонтали и вертикали. Характер гомогенизирующих процессов не изучен, поскольку фундамент рифтогенных прогибов, как правило, залегает на больших глубинах, недоступных для непосредственных наблюдений. Исключением является северное побережье Шпицбергена, где обнажаются метаморфические комплексы геклахук, слагающие

основание девонского грабена. А.А. Красильщиков, изучавший эти породы, отмечал как парадокс увеличение степени их метаморфизма на западном «плече» грабена не в направлении к западному побережью Шпицбергена, где он, вслед за Б. Харландом, предполагал наличие каледонской складчатости, а в противоположном направлении, т.е. в сторону рифтогенной структуры.

Исследования последних лет позволяют с достаточным основанием утверждать, что на западном побережье Шпицбергена каледонский тектогенез проявился настолько слабо, что не вызвал углового несогласия внутри венд-силурийского разреза. Поэтому возрастание интенсивности позднекаледонского метаморфизма (440-370 млн лет) в восточном направлении вполне естественно можно связать по времени и по локализации со специфическим термобарическим режимом в полосе зарождающегося авлакогена. В восточном обрамлении рифтогенной структуры такой закономерности не наблюдается, однако не исключено, что Северо-Восточная Земля, не являлась этим обрамлением в каледонское время, заняла свое современное положение, как полагает Б. Харланд, позднее.

Аналогичными свойствами обладают и другие зоны растяжения коры в районах проявления эпиконтинентального рифтогенеза. В этом отношении показателен состав пород фундамента Западно-Сибирской плиты, среди которых преобладают магматические или глубокометаморфизованные образования. Для них также характерно отсутствие признаков контракционного тектогенеза, о чем свидетельствуют невыраженность линейной упорядоченности структур, явное преобладание изометрических структур над линейными, плейчатая складчатость, указывающая на пластичное течение, происходившее в условиях растяжения под воздействием интенсивного теплового потока, аномально-высокие значения которого сохраняются, по данным Г.П. Тамразяна, до настоящего времени.

Таким образом, к гомогенизирующему фактору, выравнивающему физические свойства пород фундамента в области проявления рифтогенных движений, можно отнести общий прогрев коры вследствие подъема теплового фронта и сопутствующий ему глубокий метаморфизм дорифтовых комплексов, в т.ч. осадочных.

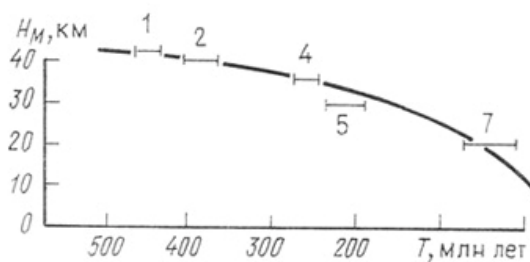


Рис. 5. Зависимость глубины залегания границы М в рифтогенном прогибе от его возраста: усл. обозн. см. рис. 3

Поведение ниже лежащих физических границ, раздела в кристаллической коре рассмотрено совместно с особенностями геологических границ в верхней части коры. При этом установлено, что чем моложе рифтогенный прогиб, тем меньше мощность земной коры (рис. 5). Мощность последней изменяется от 45 км в раннепалеозойских рифтогенных структурах до 20 км в кайнозойских. Эта зависимость

согласуется с выявленной ранее [Баренцевская шельфовая..., 1988] для рифтогенных структур других геологических регионов и свидетельствует о смещении вниз границы М с течением времени и о неравномерности этого процесса, протекающего, вероятно, по экспоненциальному закону. Если учитывать, что мощность океанической коры в спрединговых бассейнах также связана с возрастом экспоненциальной зависимостью, как установлено К. Ле-Пишоном, а плотность теплового потока в рифтогенных структурах уменьшается после исчерпания энергетических ресурсов глубинного очага по такому же закону, как отмечено С.В. Лысаком, то выявленное нами закономерное увеличение мощности континентальной коры с возрастом также можно считать

следствием остывания коры. Скорость смещения вниз границы  $M$ , очевидно, прямо пропорциональна темпу снижения плотности теплового потока, т.е. неравномерна во времени. В среднем для исследуемого временного интервала она может составить около 0,05 мм/год. Экстраполируя это значение в геологическое прошлое, можно оценить мощность коры в тех рифтогенных прогибах, где в настоящее время она незначительно отличается от континентальной, и прийти к выводу, что на начальных этапах развития рифтогенного прогиба его кора мало отличалась от океанической. Следовательно, в процессе пострифтовой эволюции структура коры прогиба эмерджентно трансформируется из океанической в континентальную.

В заключение отметим, что изучение геологического строения шельфов континентальной окраины Евразии и Арктического региона в целом и сопоставление их с южнополярными областями Земли позволяют выявить ряд общих закономерностей в эволюции литосферного тектогенеза. Так, в работах И.С. Грамберга и других исследователей отмечалось, что антиподальные шапки Земли обладают симметрией [Волк, 1987; Грамберг и др., 1986]. Сказанное относится и к процессам рифтогенеза. В кайнозойский этап, например, континентальная окраина Антарктиды испытала воздействие рифтогенных процессов практически по всей периферии континента (море Росса, залив Прюдс и др.), тогда как в Арктике растяжение коры было локализовано в одной линейной зоне хребта Гаккеля и его непосредственных продолжений (хребет Книповича, Усть-Ленский грабен). И тем не менее воздействие рифтогенных процессов оказывается все же вполне сопоставимым.

На широте  $75^\circ$ , на которой в первом приближении совпадают контуры Антарктического континента и Арктического океана, прирост литосферы за счет раздвига в течение последних 100 млн лет оценивается одинаково - около 500 км. Учитывая отсутствие в полярных областях наблюдаемых или предполагаемых зон Беньюфа кайнозойского возраста, такое увеличение длины параллели можно объяснить лишь одной причиной - соответствующим приростом радиуса Земли, который в этом случае должен увеличиваться со средней скоростью около 1 мм/год. При линейном экстраполировании скорости на весь фанерозой увеличение радиуса Земли за это время составило бы около 10%, однако, судя по экспоненциальному характеру зависимости раздвиговых движений от их геологического возраста [Баренцевская шельфовая..., 1988], эта оценка должна быть уменьшена, как минимум, вдвое. Приведенные данные в дальнейшем могут уточняться, однако необходимо подчеркнуть, что на примере рифтогенных структур антиподальных полярных шапок Земли эта проблема может быть изучена наиболее корректно.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аглонов С.В.* Геодинамика раннемезозойского палеоокеана. - М.: Институт океанологии АН СССР, 1987.
2. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. - Л.: Недра, 1988.
3. *Батулин Д.Г.* Эволюция северной части Баренцева моря в области сочленения с Евразийским океаническим бассейном // *Океанология*. 1987. Т. XXVII. Вып. 3. С. 418-424.
4. *Верба М.Л.* Баренцево-Северо-Карский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // *Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа*. Л., 1985. С. 11-27.
5. *Верба М.Л., Павленкин А.Д., Тулина Ю.В.* Строение земной коры шельфа Баренцева моря // *Геолого-геофизические исследования в Мировом океане*. Л., 1987. С. 40-48.

6. Волк В.Э. Влияние ротационных сил Земли на образование структуры консолидированной коры // Геолого-геофизические исследования в Мировом океане. Л., 1987. С. 16-23.

7. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого. - Л.: Недра, 1984. Т. 9.

8. Грамберг И.С., Косько М.К., Погребницкий Ю.Е. Тектоническая эволюция арктических шельфов Сибири в рифее-мезозое // Советская геология. 1986. № 8. С. 60-72.

9. Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. [Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований](#) // Океанология. 1989. Т. XXIX. № 5. С. 789-795.

10. Сурков В.С., Смирнов Л.В. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 3-11.

11. Траубе В.В. Основные черты тектонического строения мегабассейна моря Росса // Антарктика. 1987. Вып. 26. С. 72-82.

12. Тулина Ю.В. Волновая картина и строение коры по данным интерпретации профиля ГСЗ-76 (Баренцево море) // Глубинное сейсмическое зондирование в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях. Апатиты, 1985. С. 69-76.

13. Myhre A.M., Eldholm O. The Western Svalbard margin (74-80 °N) // Marine and Petroleum Geology. 1988. Vol. 5. N 2. P. 134-156.

14. Sellevol M. Seismic crustal studies on Spitsbergen // Geophysical research on Spitsbergen, University of Bergen, Seismological Observatory. Bergen, NOPV, 1982.

15. Sundvor E., Eldholm O. The Western and Northern margin off Svalbard // Tectonophysics. 1979. Vol. 59. P. 239-250.

**Ссылка на статью:**



**Верба М.Л., Дараган-Суцова Л.А., Павленкин А.Д. Рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа по данным КМПВ // Советская геология. 1990. № 12. С. 36-47.**