

УДК УДК 551.248.2:553.98(268.45+268.52)

Верба М.Л.

СОВРЕМЕННОЕ БИЛАТЕРАЛЬНОЕ РАСТЯЖЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В БАРЕНЦЕВО-КАРСКОМ РЕГИОНЕ И ЕГО РОЛЬ ПРИ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

На основе анализа геофизических и геоморфологических данных в Баренцево-Карском регионе выделены неотектонические морфоструктуры, рассматриваемые как результат тектонического крипа (дилатации) земной коры при ее билатеральном растяжении. Рассмотрены морфология, генезис и возраст краешельфовых желобов, внутришельфовых структур проседания и небольших отрицательных форм рельефа, не заполненных осадками, выявленных в осевой зоне Баренцево-Северокарского мегапрогиба, апикальных зонах желобов, на акватории Обской губы, в горле Белого моря, на западе шельфа и прилегающих побережьях. Выявлены общие черты структур растяжения, показана их регмагенная природа, связываемая с процессами рифтогенеза при зарождении Евразийского бассейна в Северном Ледовитом океане. Сделан вывод о значительной роли свойства тиксотропности водонасыщенных осадочных образований при их пластической деформации. В заключение отмечена практическая значимость проблемы неотектонической активности Баренцево-Карского шельфа при нефтегеологическом прогнозе, в особенности, при оценке масштабов современной миграции углеводородных флюидов. Обращено внимание на необходимость учета неотектонического фактора в целях обеспечения безопасности инженерных и горно-геологических работ на акватории.

Ключевые слова: неотектоника, осадочный чехол, рифтогенез, крип, тиксотропность, дилатация, желоб, морфоструктура, покмарки, Баренцево море, Карское море, нефтегазоносность, миграция, нефтеразведка.

ВВЕДЕНИЕ

Процессы растяжения земной коры играли значительную роль на всех этапах формирования тектонической структуры Баренцево-Карского региона. Надежным признаком реализации этих процессов в геологическом прошлом служит присутствие в структуре региона рифтогенных структур, формирование которых обычно связывается с такого рода процессами. В ряде работ рифтогенные структуры, в основном позднепалеозойского возраста, были подробно рассмотрены ранее [Верба, 1964, 1999; Верба В., Верба, 2002; Верба, Виноградов, Митрофанов, 2005; Грамберг, 1997; Маловицкий, Мараханов, Сенин, 1987; Рассел, Смит, 1981]. В них приведены аргументы, свидетельствующие о существенном утонении земной коры в осевых зонах таких прогибов.

В первую очередь это относится к выделенному нами Баренцево-Северокарскому мегапрогибу (БСКМ) – крупнейшей рифтогенной геоструктуре на севере европейской континентальной окраины. Как было отмечено ранее, необычно большие для

континентальной окраины глубины моря объясняются широким развитием в его пределах рифтогенных структур, образование которых сопровождалось значительными горизонтальными перемещениями отдельных блоков, утонением консолидированной коры, изостатическим погружением ее поверхности и общим увеличением площади региона [Верба В., Верба, 2002].

Концепция рифтогенной природы БСКМ была поддержана рядом исследователей, по мнению которых она позволяет дать удовлетворительное истолкование многим наблюдаемым особенностям геологического строения данного региона, в первую очередь большим (не менее 10 км) мощностям пермских и триасовых отложений, развитых в пределах БСКМ. Она также хорошо согласуется с геотермической моделью региона, позволяя объяснить повышенный (до 80 мВт/м^2) тепловой поток, как известно отличающий рифтогенные осадочные бассейны [Цыбуля, Левашкевич, 1992]. Вследствие этого, эта концепция положена в основу более поздних геотермических построений (авторов Подгорных, Хуторского, Поселова и др., 2000), учитывающих роль конвективного теплопереноса при магматических и постмагматических гидротермальных процессах, и нашла применение в решении практических задач прогноза нефтегазоносности [Верба, 1964], поставив Баренцевоморский нефтегазоносный бассейн (НГБ) в ряд с другими рифтогенными бассейнами, например, Североморским или Персидского залива, структура и нефтегазоносность которых хорошо изучены. В частности, было отмечено, что повышенная нефтегазоносность этих рифтогенных бассейнов обусловлена высоким тепловым потоком и привнесом глубинных флюидов, содержащих метан, гелий, сероводород, воду и углекислоту [Хаин, Соколов, 1993].

Вместе с тем, несмотря на многолетние исследования и актуальность рассматриваемого вопроса для решения задач нефтегеологического прогноза, механизм тектонических процессов, сформировавших современную структуру Баренцевоморской нефтегазоносной провинции, по-прежнему остается предметом дискуссий. Особенно настойчиво в публикации продвигаются известные представления В.В. Белоусова, в принципе отрицающие горизонтальные перемещения тектонических блоков. Унаследованные и развиваемые Е.В. Артюшковым, эти теоретические воззрения присутствуют и в тектонических построениях других авторов [Богданов, Хаин, 1996]. Суть расхождений этих ученых с их оппонентами сводится к различной оценке величины растяжения коры при рифтогенезе.

Одна часть исследователей исходит из того, что величина растяжения коры (коэффициент растяжения β - *lithospheric stretching*) составляет в рифтогенных осадочных бассейнах не более 10% от их ширины, а остальное пространство предполагается заполненным фрагментами дорифтовой структуры, опущенными по системе краевых сбросов листрического типа [Artyushkov, Baer, 1986; Roberts, Yielding, 1991 и др.]. В одной из более поздних работ Е.В. Артюшков пишет, что и Баренцевский бассейн образовался путем быстрого погружения без существенного раздвижения [Артюшков, 2004]. Надо заметить, что теоретические выкладки этого ученого, в общем плане, вероятно, вполне справедливые, в отрыве от геологической конкретики Западно-Арктической окраины остаются умозрительными конструкциями и явно контрастируют с эмпирическими данными.

Обобщение мирового опыта послужило В.Е. Хаину базой для заключения, что при образовании многих НГБ растяжение литосферы могло достигать 60% от ширины рифта, а иногда даже до 200 %, причем он подчеркнул, что это растяжение реализуется в верхней коре в виде хрупких деформаций, а в вязкой нижней коре путем пластического утонения [Хаин, Соколов, 1993]. Доминирование режима растяжения на Западно-Арктической окраине исследователи склонны связывать с отсутствием на протяжении фанерозоя выраженных коллизионных явлений [Балуев, Моралёв, Терехов, 2002].

Таким образом, в одном из важнейших вопросов, касающихся геодинамики нефтегазоносного Баренцево-Карского шельфа, наметились две альтернативных позиции. Одна допускает пластические (*реидные*) деформации, а другая принимает в расчет исключительно разрывные, притом только самые крупные, не замечая остальных [Roberts, Yielding, 1991]. В кропотливых реконструкциях, составляющих суть методики бекстриппинга, эти авторы упускают из виду фрактальность регмагенеза, выражающуюся в масштабном самоподобии крупных, мелких и мельчайших разрывов, сумма которых только и может дать объективную оценку масштабов процесса.

В этих обстоятельствах представляется возможным прояснить сложившуюся противоречивую ситуацию путем привлечения данных о современных процессах, протекающих в рассматриваемом регионе, поскольку они, в отличие от древних, находят более отчетливое выражение как в рельефе, так и в строении самых молодых слоев кайнозойских отложений, доступных для наблюдений и измерения прецизионными средствами. Тесное соседство региона с Евразийским бассейном СЛЮ, в котором в течение всей альпийской эпохи тектогенеза происходили активные процессы рифтинга и спрединга, заведомо предполагает не меньшую активность резонансных тектонических явлений на

континентальной окраине. Продуктивность этого направления исследований отмечали в прошлом веке А.М. Карасик, В.Д. Дибнер, Ю.Н. Кулаков. Опираясь на достигнутые ими результаты, мы продолжили анализ этих морфоструктур, итогом чего явилось настоящее сообщение.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Принципиально новые данные, позволяющие существенно продвинуться в понимании механизма рифтогенеза, оставившего след в структуре рассматриваемого региона и продолжающего оказывать влияние на современный облик его морфоструктуры, были получены в последние годы «Севморгео» при отработке региональных опорных геотраверсов 2-АР и 3-АР на Западно-Арктическом шельфе [Матвеев и др., 2005]. Благодаря высокому разрешению сейсмической записи (данные МОВ получены «Севморнефтегеофизикой» по заказу «Севморгео») удалось сопоставить ее с геоакустической волновой картиной и выявить тонкую структуру деформаций, вызванных дилатационными процессами.

В сочетании с материалами других исследователей эти данные позволяют получить представление о времени заложения и длительности развития неотектонических морфоструктур и прийти к определенным заключениям относительно механизма их образования. Анализ этих данных выполнялся с привлечением батиметрических данных, поскольку эти структуры, как правило, выражены в рельефе морского дна некомпенсированными и/или аномально глубокими депрессиями. Кроме того, для получения объёмного представления проводилось сопоставление сейсмической и батиметрической информации с гравимагнитной, которая была представлена серией специально составленных трансформант физических полей. Среди них наиболее информативными оказались карты горизонтальных и вертикальных градиентов, составленные И.В. Беляевым по материалам гравиметрических и аэромагнитных съемок и батиметрическим данным [Сейсмогеологическая модель..., 1998; Строение литосферы..., 2005]. В отдельных случаях для выявления следов дифракции волн в зонах дизъюнктивных нарушений проводился углубленный анализ сейсмограмм МОВ-ОГТ.

Геоморфологическая информация о наиболее крупных морфоструктурах, хорошо выраженных в современном рельефе в виде желобов на западной и северной окраинах шельфа и связываемых с рифтогенным растяжением земной коры, заимствована из публикаций [Dibner, 1998]. Некоторые из этих желобов далеко вдаются в шельф и разветвляются, а на их продолжении выявлены и исследованы более мелкие желоба, по

размерам напоминающие речные долины. Эти морфоструктуры обнаружены в осевой зоне Баренцево-Северокарского мегапрогиба (БСКМ), в окрестностях Восточно-Новоземельского желоба на юге Карского моря, в желобе Кусов-Северный на востоке Печорского моря (рис. 1). Некоторые сведения об этих морфоструктурах содержится в работах Г.П. Махотиной [1982], А.Н. Ласточкина [1977].

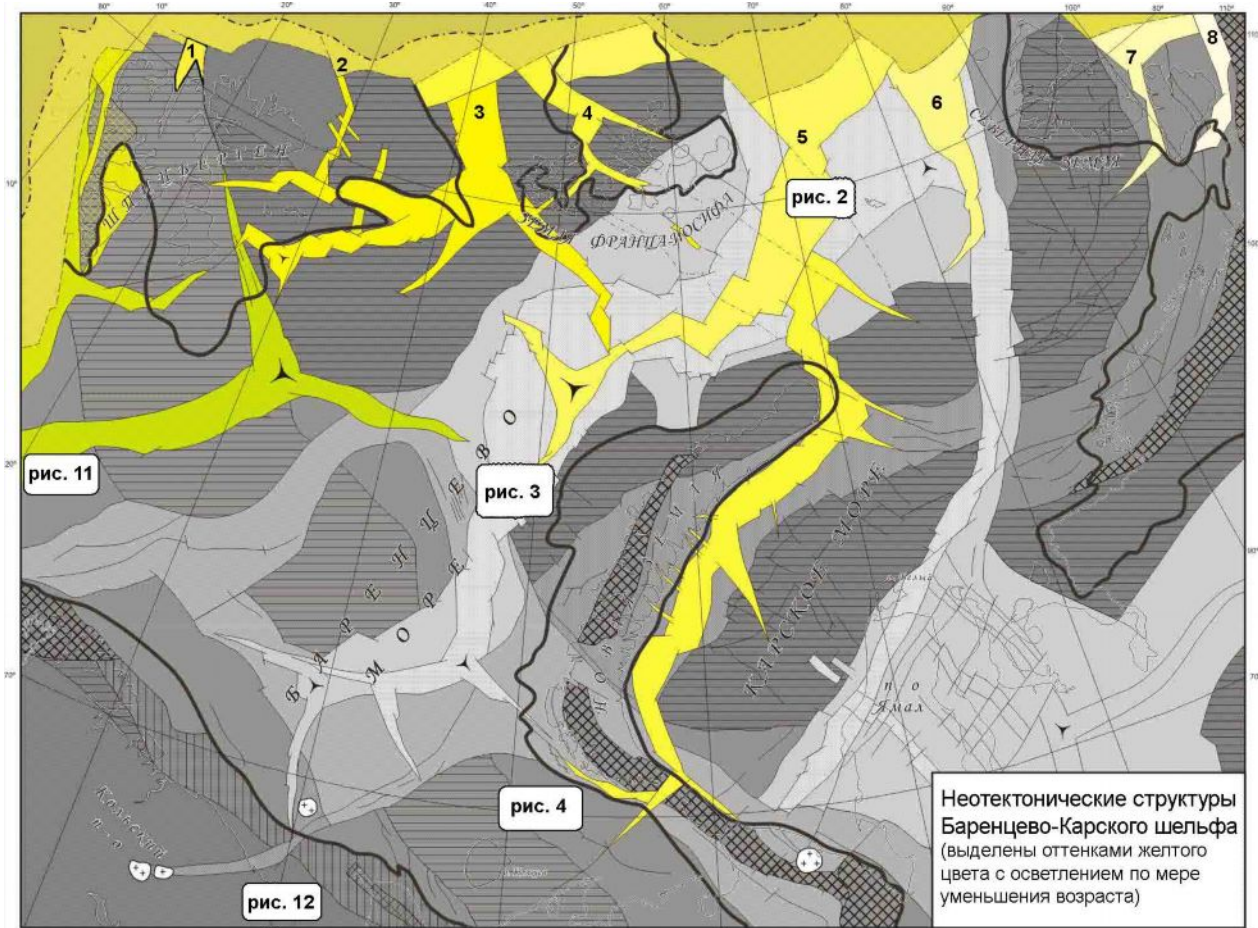


Рис. 1. Принципиальная морфоструктурная схема поверхности дна Баренцева моря и местоположения рассматриваемых в тексте дилатационных морфоструктур (по [Верба, Виноградов, Митрофанов, 2005] с уточнениями)

Цифрами обозначены окраинношельфовые желоба (рифты) по В.Д. Дибнеру [1998]:

1 – Литке; 2 – Орла; 3 – Франц-Виктории; 4 – Британского канала; 5 – Св. Анны; 6 – Воронина; 7 – Шокальского; 8 – Вилькицкого.

Глубокие проливы, разделяющие острова архипелага ЗФИ, со своей прямолинейной и угловатой конфигурацией и глубиной, местами превышающей 400 м, и фьорды, составляющие специфическую черту большинства побережий Баренцева моря и многих побережий Карского также рассматривались ранее как тектонически детерминированные морфоструктуры [Матишов, 1975; Dibner, 1998]. Совсем небольшие рытвины, по размерам подобные глубоководным гьярам, выявлены в ряде мест шельфа и без видимой связи с упомянутыми желобами и их продолжениями. В частности, их присутствие установлено

работами «Севморгео» в воронке Белого моря, геологами ВНИИОкеангеология в Обском эстуарии, норвежскими исследователями на бровке шельфа в западной части Баренцева моря и на поднятии Лоппа.

Интерпретация перечисленных данных проводилась с использованием геологической информации, имеющейся по ближайшей островной или материковой суше. Особенно большое значение имела информация В.Д. Дибнера, Н.М. Столбова, Р.Г. Крапивнера, Е.Е. Мусатова, В.С. Зархидзе, которая позволила определить возрастные пределы выявленных морфоструктур. Расшифровка механизмов их образования выполнялась с привлечением результатов геофизических исследований Г.П. Аветисова, Ф.Н. Юдахина, А.А. Жамалетдинова, полученных непосредственно в пределах рассматриваемого региона, а также другой информации, имеющей методическое значение. Тектоническое истолкование полученных данных выполнялось в русле теоретических представлений Л.И. Красного о клинораздвиговой природе эпиконтинентальных рифтов [Красный, 1987].

Выявленные морфоструктуры будут рассмотрены ниже в порядке убывания их линейных размеров, без жесткой увязки с их положением в тектоническом каркасе региона.

ПЕРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТОГЕННЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ

Рифтогенные морфоструктуры, осложняющие западную и северную окраины региона выражены в рельефе морского дна целым рядом желобов, наиболее крупными из которых являются Медвежинский, Франц-Виктория, Св. Анны и Воронина. Кроме того, В.Д. Дибнер предполагал рифтогенную природу и менее крупных желобов, в частности, желоба Литке у северных берегов Шпицбергена и желоба Орла на окраине шельфа между этим архипелагом и ЗФИ. По аналогии с ними можно предположить такой же генезис и желоба Британского канала на севере ЗФИ, и двух небольших желобов, расположенных на окраине архипелага Северная Земля, которые получили имя по названиям проливов - Шокальского и Вилькицкого.

По заключению В.Д. Дибнера, детально рассмотревшего все палеонтологические и геоморфологические данные, имеющие отношение к формированию этой системы морфоструктур морского дна, их возникновение было синхронным с образованием глубоководной котловины Евразийского океанического бассейна. Кроме того, ему принадлежит вывод о том, что желоба в западной части шельфа оказываются более древними по сравнению с желобами восточной части.

Значение этого принципиально важного вывода состоит в том, что он позволяет говорить о заложении регмагенной структуры желобов на доспрединговом этапе развития

этого бассейна. В процессе формирования этой океанической структуры различают две стадии. На стадии брейкап происходила постепенная проградация рифта в восточном направлении, в результате чего между Баренцево-Карской континентальной окраиной и будущим подводным хребтом Ломоносова сформировалась угловатая граница, состоящая из отрезков примерно одинаковой длины в 200 км, расположенных под углом около 120° . Конфигурация этой границы сохранилась в очертаниях бровки шельфа. Симметричное раздвижение бортов рифта началось на второй стадии, когда рифтогенная трещина была уже полностью сформирована, и точка раскола континентальной коры достигла современного моря Лаптевых. Начиная с этого момента, в Евразийском бассейне стали формироваться линейные магнитные аномалии, которые прослеживаются вдоль его окраин по всей длине бассейна. Тот факт, что в конфигурации этих линейных аномалий не повторяется изломанная форма первоначальной трещины раскола, указывает на то, что бассейн со времени формирования первой из непрерывно прослеживаемых аномалий, получившей номер 24 и возраст 56 млн. лет, стал раскрываться как единая в геометрическом отношении структура. Таким образом, если по данным В.Д. Дибнера восточные желоба оказываются моложе западных, то их образование следует связывать со стадией брейкап, когда точка раскола перемещалась на восток, а не со стадией спрединга, когда весь континентальный склон перемещался параллельно самому себе как единое целое относительно осевого рифта.

Дополнительно к тем аргументам, которые приводит этот исследователь в обоснование рифтогенной природы желобов, можно привести следующие факты. Во-первых, все перечисленные желоба, пересекающие континентальную окраину через равные по длине отрезки, одинаково располагаются на прямом продолжении трансформных разломов, заложение которых, надо полагать, также относится к стадии брейкап в Евразийском бассейне. Уже одно это обстоятельство говорит о ретмагенной детерминированности желобов. Далее, в морфологическом отношении они представляют собой однотипные образования, имеют субпараллельные границы и одинаковую клиновидную в плане конфигурацию, являющуюся по заключению Л.И. Красного диагностическим признаком и имманентным свойством рифтогенных структур [Красный, 1987]. И наконец, они по своим параметрам составляют закономерный ряд, постепенно убывая по площади в восточном направлении (рис. 1).

Эта общая особенность всей системы краешельфовых желобов показывает, что роль денудации при их образовании не является столь существенной, как полагали ранее [Алехин и др., 1988]. Исходя из этого можно полагать, что омоложение шельфовых морфоструктур в

восточном направлении отражает не только продвижение точки раскрытия Евразийского бассейна, но и дискретность этого процесса, фиксируя так называемые «прыжки рифта». Это наблюдение находит вполне удовлетворительную корреляцию с прогрессивно уменьшающимися размерами шельфовых желобов в восточном направлении. Поскольку расстояние между ними, измеренное по бровке континентального склона, довольно стабильно, то можно полагать, что этот процесс протекал в целом равномерно, без пауз и ускорений. В таком случае, весь этап формирования Евразийского спредингового бассейна (ЕСБ) можно разделить на примерно одинаковые по продолжительности отрезки времени, количество которых соответствует числу желобов (табл. 1).

Таблица 1

**Размеры и предполагаемое время заложения краешельфовых рифтов (желобов)
на Западно-Арктической континентальной окраине**

| Название рифта | Площадь тыс. кв. км | Ширина, км | Возраст |
|--------------------|---------------------|------------|----------|
| Литке | 8,4 | 12 | байос |
| Орла | 10,5 | 12 | келловей |
| Франц-Виктория | 62,1 | 80 | титон |
| Британского канала | 14,1 | 45 | валанжин |
| Св. Анны | 66,4 | 60 | апт |
| Воронина | 19,9 | 50 | альб |
| Шокальского | 7,9 | 16 | сеноман |
| Вилькицкого | 8,6 | 25 | сантон |

Длительность всего процесса брейк-ап в ЕАБ можно ориентировочно оценить, исходя из следующих данных. Первые признаки спрединга в нем относятся к концу палеоцена (58 млн. лет тому назад), когда, как было отмечено, стадия брейк-ап уже завершилась. Более того, имеются данные, что уже в конце мела река Лена несла свои воды в водоем, располагавшийся на месте моря Лаптевых, о чем свидетельствуют позднемеловые террасы, описанные В.М. Лазуркиным в низовьях этой реки. С другой стороны, известно, что рифтогенный раскол на траверзе западной части архипелага ЗФИ существовал уже в берриасе, поскольку древнейшие долериты, связываемые с инициальной стадией формирования ЕСБ, имеют на о. Гукера радиологический возраст 145 ± 7 миллионов лет [Столбов, 2002]. В восточной части архипелага, на Земле Вильчека магматизм начался, если судить по наиболее прецизионным датировкам, лишь в начале баррема (130 ± 2 млн. лет тому назад), то есть на 15 млн. лет позднее, а в центре архипелага, на о. Хейса самые древние андезитобазальты имеют возраст 142 ± 2 млн. лет. С учетом расстояний между этими островами и разницы в возрасте, средняя скорость проградации точки раскрытия рифта будет соответствовать $20 \div 25$ мм/год.

При такой скорости продвижении точки раскола рифт должен достигнуть места, где сейчас располагается устье р. Лена, через 45 - 55 млн. лет, то есть в сеноне, что вполне согласуется с данными В.М. Лазуркина. В этом случае начало взламывания континентальной коры в ЕСБ можно датировать рубежом лейаса и доггера (тоар-аален), что тоже находит подтверждение в материалах геологических исследований. На Шпицбергене установлено, что долеритовые тела на тундре Богемана и Земле Диксона, известные как «белые траппы» и датированные Т.М. Пчелиной поздним триасом, в действительности имеют более молодой возраст, вероятно позднеюрский или даже раннемеловой [Столбов, Сироткин, 2004].

Приведенные данные показывают, что стадия брейкап в ЕСБ охватила период времени длительностью около 100 млн. лет от второй половины юры до конца мела. По данным D.B. Rowley и A.L. Lottes этап доспредингового рифтинга в той части Евразийского бассейна, которая располагается вблизи ЗФИ, опережал по времени спрединг в среднем на 60 млн. лет [Rowley, Lottes, 1988].

При длительности рифтинга в ЕСБ около 100 млн. лет и наличии восьми желобов, на образование каждого из них будет приходиться в среднем по 12 млн. лет (см. табл.). Эта осредненная оценка, очевидно, отражает лишь приблизительную очередность формирования желобов, поскольку их возраст неодинаков и, как уже говорилось, уменьшается в восточном направлении, но в качестве ориентира она, по-видимому, может быть использована. Если считать, что площадь рифтогенной структуры и её ширина пропорциональны времени ее развития, то для крупных желобов, продолжительность периода активного развития может быть соответственно увеличена. В частности это относится к желобу Св. Анны, в пределах которого наблюдаются «овалы оседания» и который по мнению В.Д. Дибнера наиболее близок к классическим образцам эпиконтинентального рифтинга (например, рифту Красного моря).

Морфологические характеристики большей части перечисленных морфоструктур находятся в закономерной связи с длительностью их формирования и возрастом, что указывает на единство причин их возникновения и решающую роль тектонического крипа (рассеянного спрединга) в механизме их развития.

В пользу того, что при формировании желобов имело место растяжение коры говорит проявления базальтового магматизма, особенно активного между наиболее крупными желобами – Франц-Виктории и Св. Анны, и резко увеличенная глубина моря, достигающая в них 500 - 600 м. В отдельных местах можно видеть, что процесс растяжения наложился на

спрединговое растяжение глубоководной котловины Нансена, в результате чего на траверзе желоба Литке глубина моря превышает 5 км. Это самая глубокая точка всего СЛО.

Вместе с тем, нужно отметить, что имеющиеся геофизические данные, в том числе и упомянутые трансформации физических полей, весьма чувствительные к проявлениям регмагнеза, не дают оснований для выделения по бортам желобов разрывных нарушений. Геоакустическое профилирование, выполненное в желобе Св. Анны (рис. 2), не выявило в нем прямых признаков разрывных нарушений [Алехин и др., 1988]. Таким образом, наметилось противоречие между геоморфологическими данными и косвенными свидетельствами с одной стороны и результатами прямых геофизических наблюдений с другой. Природа этого противоречия заключается, видимо, в том, что дальнейшее формирование этих рифтов шло по сложной схеме с участием не столько разрывных, сколько реидных деформаций. Геофизические данные, полученные при изучении апикальных продолжений этих желобов во внутренних зонах шельфа, в Карском, Печорском и Баренцевом морях, где выявлены и грабены проседания и признаки пластических деформаций, позволяют более уверенно говорить о справедливости этого вывода.

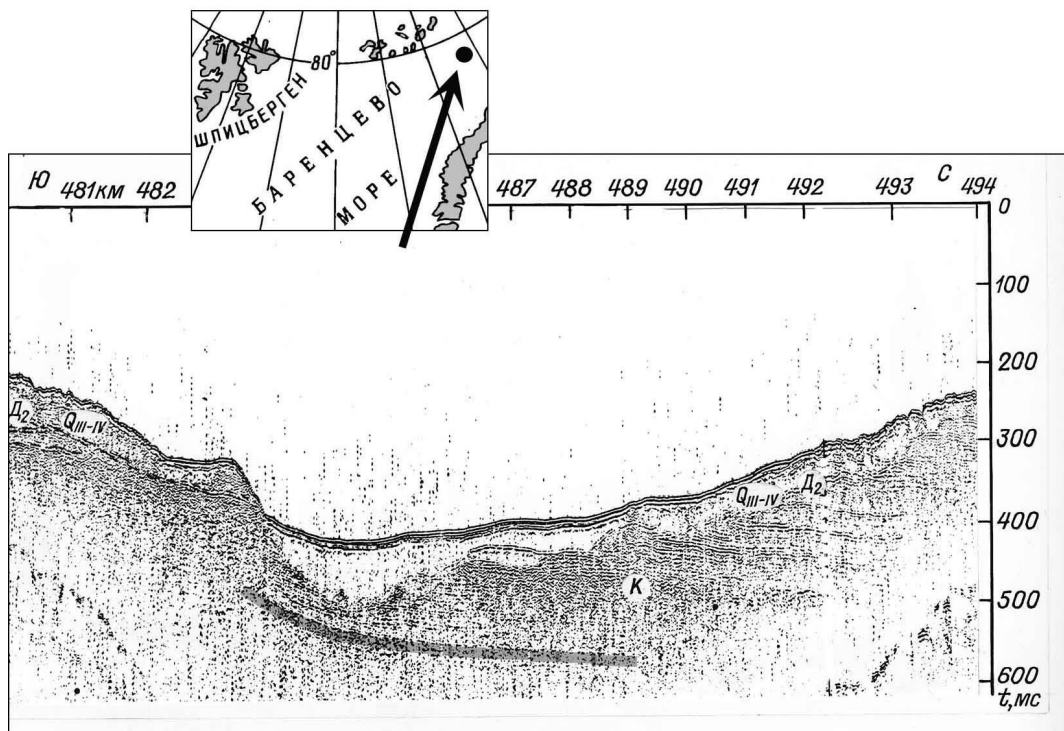


Рис. 2. Поперечный разрез через центральную часть желоба Св. Анны по данным геоакустического профилирования (по [Алехин и др., 1988]; материалы МАГЭ, профиль 118, обработанный В.Е.Мельницким и В.Н.Беляевым в 1981 г.)

Серым тоном показан горизонт в меловых отложениях, прослеживаемый под желобом без видимых разрывов. Наклонное залегание меловых отложений связывается с тиксотропным растяжением верхней части осадочного слоя в зоне континентального продолжения трансформного разлома в СЛО.

ГРАБЕНЫ ПРОСЕДАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ВНУТРИКОНЕНЕТАЛЬНЫХ СТРУКТУР РАСТЯЖЕНИЯ

В последние годы в осевой зоне БСКМ в Баренцевом море выявились многочисленные примеры морфоструктур, диагностируемых как грабены проседания [Строение литосферы..., 2005]. Они, в частности, были выявлены на профиле 2-АР. На фрагменте этого сейсмического профиля видно (рис. 3), что разрывные нарушения, хорошо прослеживаемые на глубине 500 м и более, выше по разрезу расщепляются на серию мелких смещений, которые трассируются вплоть до самой поверхности дна, что указывает на то, что последние подвижки по ним происходили не ранее голоцена. На фрагменте геоакустического профиля, на котором достигнуто более высокое разрешение разреза, видно, что одному из нарушений, достигающих поверхности дна, соответствует небольшая рытвина в рельефе с плоским дном, крутыми бортами и трапециевидным поперечным сечением. Видимая ширина рытвины около 40 м при глубине 25 м, по бокам ее располагаются два похожих, но не вполне симметричных “бруствера” высотой 10 - 15 м и видимой шириной 30 - 40 м.

Поскольку угол, под которым профиль пересекает эти морфоструктуры, судя по общему простиранию структурных элементов и форм рельефа, близок к прямому, то эти параметры грабена можно считать близкими к его истинным линейным размерам. Это обстоятельство позволяет говорить о том, что на бортах грабена поверхность дна наклонена под таким же углом, какой виден на профиле (около 70°). Структуры такого типа хорошо известны и наблюдаются в условиях, где доминирующим тектоническим фактором является режим растяжения [Гогель, 1969]. Вследствие этого они иногда именуется грабенами проседания или растяжения. К сказанному нужно добавить, что на довольно коротком отрезке данного профиля, длиной не более 100 км, замечено еще пять аналогичных микрограбенов, в том числе один погребенный, перекрытый 60-метровым слоем кайнозойских образований. Поскольку все выявленные морфоструктуры приурочены к осевой зоне БСКМ и отсутствуют за его пределами, то их появление трудно не увязать с унаследованным развитием этой рифтогенной структуры.

Время заложения этих разломов устанавливается приблизительно по анализу косвенных признаков. Судя по тому, что они выражены в современном рельефе, можно уверенно говорить об их активности по крайней мере в голоцене. С другой стороны, отсутствие каких-то отличий по мощности или в характере прослеживания сейсмических горизонтов по разные стороны от разломов в меловых отложениях можно считать указанием на их постмеловой возраст, и нет никаких оснований предполагать их заложение на более ранних стадиях развития БСКМ. А поскольку эти кайнозойские разломы выявлены только в

его пределах, то они выступают как признаки его унаследованного развития, которое достаточно уверенно прослеживается до конца мела [Братцева и др., 1983], а в слабой, затухающей форме – до эоцена [Алехин и др., 1988; Основные проблемы..., 1983]. Исходя из этого, можно предполагать их палеогеновый возраст (не позднее), хотя движения по ним, по всей видимости, неоднократно возобновлялись.

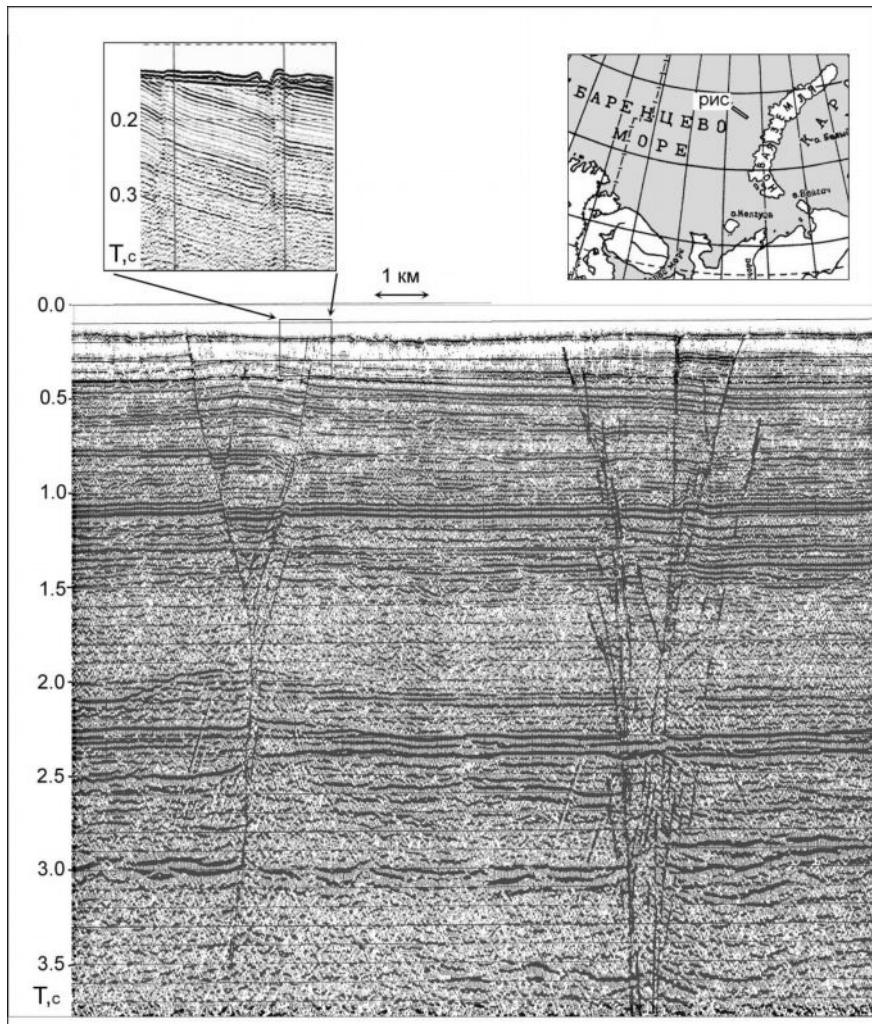


Рис. 3. Грабены проседания в осевой зоне Баренцево-Северокарского прогиба, выявленные профилированием МОВ-ОГТ на опорном профиле 2-AP

На врезке приведен фрагмент геоакустического профиля, на котором виден микрограбен, с двух сторон ограниченный «брустверами». Местоположение отрезка - см. врезку справа. (Материалы Севморгео: Рослов, Сакулина и др., 2004ф).

Вместе с тем, можно заметить, что далеко не всем сбросам, достигающим поверхности дна, соответствует подобный микрограбен. Это показывает, что смещения по этим дизъюнктивам не всегда, видимо, имеют вертикальную составляющую. Можно предположить, что либо эти сбросы вблизи поверхности рассеиваются на серии мелких смещений, не различимых в волновой картине, либо в их образовании более существенную

роль играют смещения в горизонтальной плоскости, причем в направлении, не совпадающем с плоскостью профиля. Подобное распределение смещений реализуется в модели пулл-апарт, в рамках которой, уместно заметить, находит естественное объяснение и появление двух «брустверов» по бортам грабена.

Таким образом, выявленные на шельфе Баренцева моря, на одном из апикальных отрезков краешельфового желоба грабены проседания позволили утверждать, что в пределах Баренцево-Северокарского мегапрогиба продолжается рифтогенное растяжение земной коры. Второй вывод, следующий из анализа этого факта, заключается в том, что характер проявления разрывных дислокаций меняется в вертикальном разрезе: наверху до глубин 500 м - это система мелких смещений, а ниже, по мере уплотнения пород они соединяются в одну крупную трещину. В какой-то мере это объясняет отсутствие на упомянутом выше профиле через желоб Св. Анны признаков дизъюнктивных нарушений: они, очевидно, представлены столь небольшими нарушениями, которые не фиксируются даже средствами геоакустики.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЖЕЛОБЕ КУСОВ-СЕВЕРНЫЙ (ПЕЧОРСКОЕ МОРЕ)

Краешельфовые желоба, развитые в окрестностях Земли Франца-Иосифа, отличаются, как уже отмечалось, значительно большей протяженностью. Один из них прослеживается до северной оконечности Новой Земли, где соединяется с внутришельфовым Восточно-Новоземельским желобом. Тот, в свою очередь, трассируется вдоль всей Новой Земли, разветвляется на ряд более мелких морфоструктур, достигает пролива Карские Ворота, пересекает его и затухает только у южной оконечности Новой Земли, на востоке Печорского моря. Можно полагать, что формирование этой длинной морфоструктуры не было единовременным актом. Как и при образовании раскола в Евразийском бассейне, здесь также имела место постепенная проградация головы рифта, и этот процесс, судя по его отражению в рельефе, продолжается до настоящего времени.

Эта апикальный отрезок протяженного внутришельфового желоба имеет собственное название - Кусов-Северный. Как примечательная особенность этой акватории, он был предметом исследований, выполнявшихся с использованием геоакустического профилирования. На профиле, полученном сотрудниками ПМГРЭ при участии Г.И. Иванова, видно, что желоб представляет собой довольно сложную морфоструктуру, выраженную в толще кайнозойских отложений мощностью до 200 м.

На рис. 4 хорошо видно, что общие ее черты обусловлены пластическим растяжением, которое вызвало четырехкратное сокращение мощности кайнозойских пород, а локальные

участки в ее осевой зоне шириной не более 500 м обнаруживают признаки сжатия. Выше уже отмечалось, что такое одновременное сочетание признаков сжатия и растяжения свойственно структурам типа пулл-апарт, что указывает, следовательно, на присутствие в тектоническом механизме, вызвавшем рассматриваемые деформации, тангенциальной составляющей, ориентированной, очевидно, вдоль оси желоба, то есть близко к нормали по отношению к линии профиля. Одновременное проявление разрывных и пластических деформаций свидетельствует о реализации толщей пород свойств тиксотропности, разумеется, с поправкой на геологические масштабы явления.

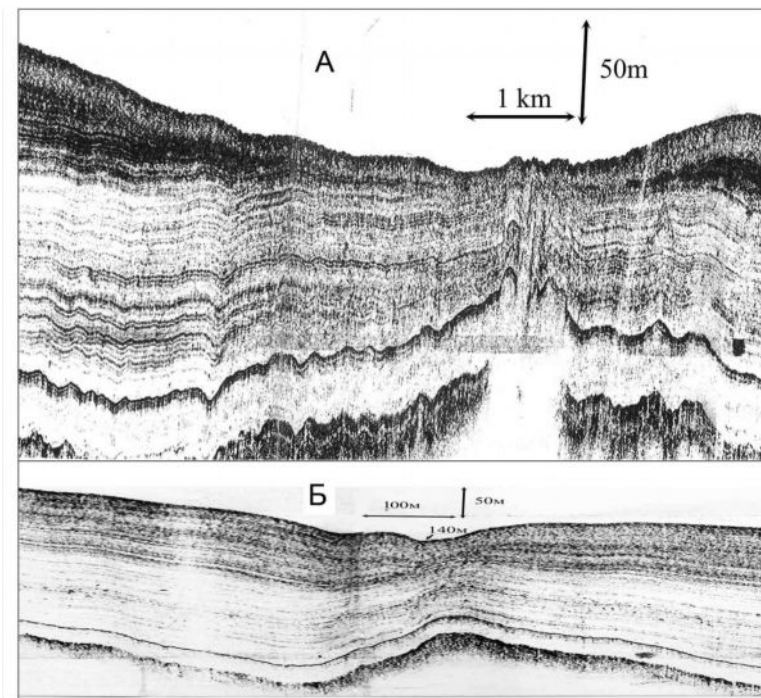


Рис. 4. Пластические деформации в кайнозойских отложениях в осевой зоне желоба Кусов-Северный (северо-восточная окраина Печорского моря), выявленные геоакустическим профилированием

Материалы В.Н. Иванова и Д.С. Рождественского (ПМГРЭ, 1993, профиль 115 - 116). Наверху (рис. А) фрагмент полевой записи на отрезке профиля в осевой зоне желоба. Внизу (рис. Б) - трансформированная (растянутая по горизонтали) запись на отрезке профиля на ЮЗ борту желоба.

Дополнительные аргументы в пользу такой интерпретации обсуждаемых дислокаций содержатся в результатах детальных исследований Р.Б. Крапивнера [1986], выполненных им на северо-восточном берегу о. Колгуев, где подобные нарушения доступны для визуальных наблюдений (рис. 5). Обобщив большой объем информации, этот геолог пришел к заключению, что эти дислокации, во-первых, обусловлены подвижками по разломам, а не воздействием ледника, как полагают его оппоненты, во-вторых, эти подвижки имеют значительную сдвиговую компоненту, что делает их похожими на деформации в желобе, а в-

третьих, имели место уже после полной деградации ледника и тем более не могут обуславливаться его подвижками. Это очень ценное наблюдение, позволяющее более уверенно говорить о послеледниковом возрасте и регмагненной природе морфоструктур подводного рельефа.

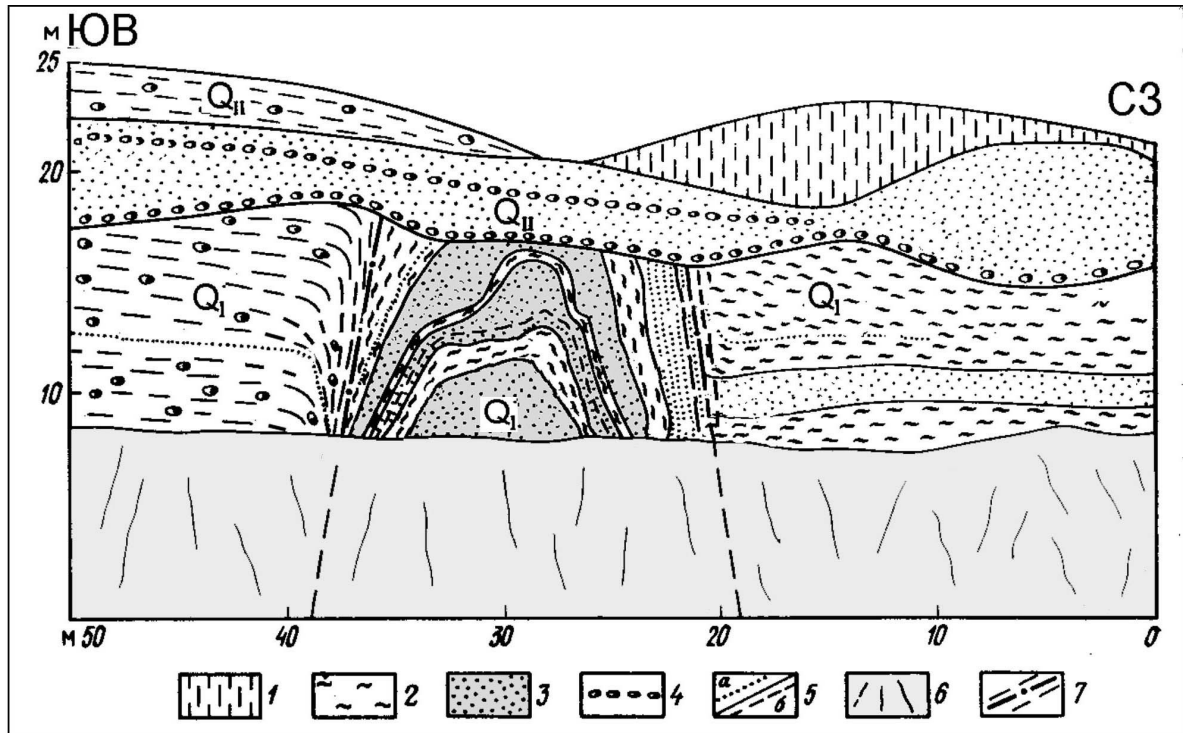


Рис. 5. Тектонические деформации в четвертичных отложениях на северо-восточном берегу о. Колгуев, связываемые с горизонтальными подвижками по системе разрывных нарушений (так называемым диагональным сдвигам Риделя, по [Крапивнер, 1986])

Условные обозначения: 1 - делювий; 2 - глины; 3 - песок; 4 - галька; 5 - тонкие прослои песка (а) и глины (б); 6 - осыпь; 7 - разрывные нарушения.

Более точно деформации, наблюдаемые в пределах желоба Кусов-Северный, могут быть датированы по сопоставлению с аналогичными квазигляциальными деформациями, которые изучены И.Д. Даниловым [Основные проблемы..., 1983] на о. Колгуев и в Печорской низменности. Этот исследователь со ссылкой на А.С. Лаврова приводит результаты определения радиоуглеродного возраста древесины, найденной в смятых алевритовых прослоях известного разреза Вастьянский Конь у местечка Мархида на севере низменности - 9900 ± 110 лет. Ясно, что деформации отложений, содержащих эту древесину, произошли в более позднее время, поэтому они сопоставляются с периодом послеледникового потепления и вызванной этим морской трансгрессии, и, соответственно, деградации мерзлоты и активизации солифлюкционных и оползневых процессов, которые происходили 5 – 7 тыс. лет тому назад.

В желобе Кусов-Северный, где подобные же деформации наблюдались на глубине 140 м ниже уровня моря, их формирование тем более нельзя связывать с субаэральными процессами типа гляциодислокаций. В силу этого, тектогенный механизм формирования этих деформаций, предполагаемый И.Д. Даниловым для вастьянского разреза, представляется вполне приемлемым, равно как и их положение в возрастной шкале (порядка 5 - 7 тыс. лет), что согласуется и с другими биостратиграфическими данными [Окунева, Стелле, 1986].

Итак, опыт изучения этой современной морфоструктуры добавляет некоторые новые черты к обсуждавшимся выше закономерностям. Он, в частности, показывает, что регмагенные в своей первооснове подвижки отражаются в строении кайнозойских, по существу еще слабо уплотненных, рыхлых отложений ясно выраженным пластическим растяжением, при котором неконсолидированный, водонасыщенный осадок под воздействием тектонических толчков обнаруживает свойства тиксотропности. В отдельных секциях геоакустического разреза такие нарушения, похожие на дизъюнктивы, действительно можно заметить.

СОВРЕМЕННЫЕ ГРАБЕНЫ, ВЫРАЖЕННЫЕ В РЕЛЬЕФЕ ДНА КАРСКОГО МОРЯ

Рассмотренный выше желоб, как уже отмечалось, связан с непрерывной цепочкой аналогичных морфоструктур в виде квазиэрозионных ложбин, развитых на акватории Карского моря. Здесь эти формы рельефа были известны давно [Валпетер, 1990; Ласточкин, 1977], но детально исследованы при работах на опорных профилях [Строение литосферы..., 2005].

Как видно на рис. 6 и 7, длина этих подводных ложбин измеряется десятками километров, ширина – редко более полутора – двух километров, глубина достигает двухсот метров, а крутизна склонов измеряется десятками градусов и явно превышает углы естественного откоса, свойственные эрозионным формам рельефа в поле развития рыхлых отложений. Обращает на себя внимание и отсутствие древовидной системы притоков, характерной для речной сети. В плане их отличает угловатая конфигурация с изломами под 120° , что типично для рифтов и их тройственных сочленений.

В отношении их генезиса существует две альтернативных точки зрения. Г.Г. Матишов [1977], Е.Е. Мусатов [1990], А.Н. Ласточкин [1977], Г.П. Махотина [1982], рассматривавшие эти специфические образования, не обладали ни подробными батиметрическими картами, ни геофизическими данными, способными пролить свет на условия залегания осадочных пород в пределах этих морфоструктур, и потому исходили из общих соображений, предположив их

эрозионную природу, обусловленную деятельностью Оби. Время их образования по данным А.Н. Ласточкина и Г.П. Махотиной относятся к позднеплейстоценовому этапу тектонической активизации шельфа. Они возникли в условиях регрессирующего позднекайнозойского морского бассейна 16 - 18 тыс. лет тому назад.

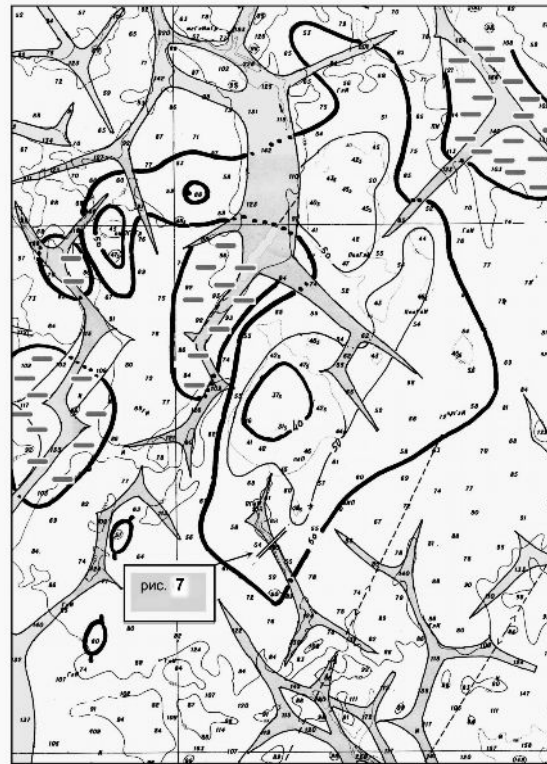


Рис. 6. Неотектонические грабены проседания в южной части Карского моря, некомпенсированные осадками (выделены серым тоном)

Толстыми линиями показаны обобщенные изобаты; депрессии рельефа выделены прерывистой горизонтальной штриховкой; двойной линией показано местоположение фрагмента профиля 3-АР, на котором виден поперечный профиль грабена.

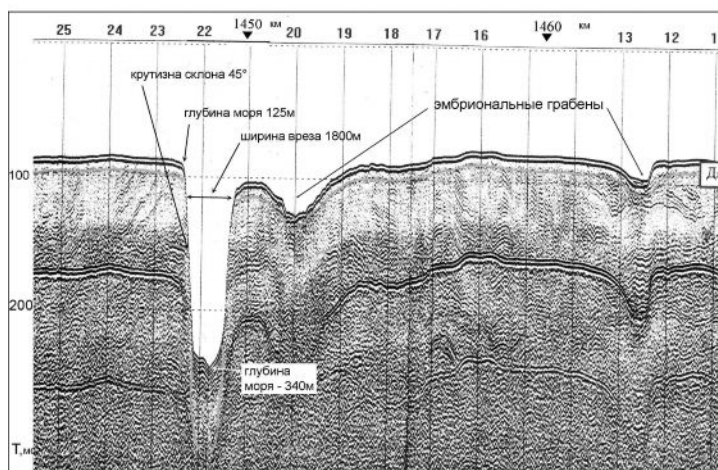


Рис. 7. Современный грабен проседания на шельфе Карского моря, выявленный геоакустическим профилированием при отработке опорного геотраверза 3-АР, рядом видны два грабена в эмбриональном состоянии

Материалы Севморгео: Рослов, Сакулина и др., 2004ф. Местоположение профиля - см. рис. 6.

Новые геофизические данные в сочетании с доступными детальными батиметрическими картами послужили нам основой для иной трактовки их генезиса [Строение литосферы..., 2005]. О тектонической природе ложбин свидетельствует трапецевидный поперечный профиль, плоское дно и крутые, почти отвесные склоны, однотипность захороненных и «свежих» форм, отсутствие иерархичной системы притоков и других признаков эрозионной деятельности, небольшие размеры, несопоставимые с денудационным потенциалом Оби как могучей водной артерии, угловатая конфигурация в плане и наличие сбросов по обоим бортам. Эти сбросы были выявлены на сейсмограммах в виде симметричной пары дифракционных волн, фиксируемых на всех единичных сейсмограммах на одинаковом расстоянии 600 – 800 м, сокращающемся вниз по разрезу (рис. 8).

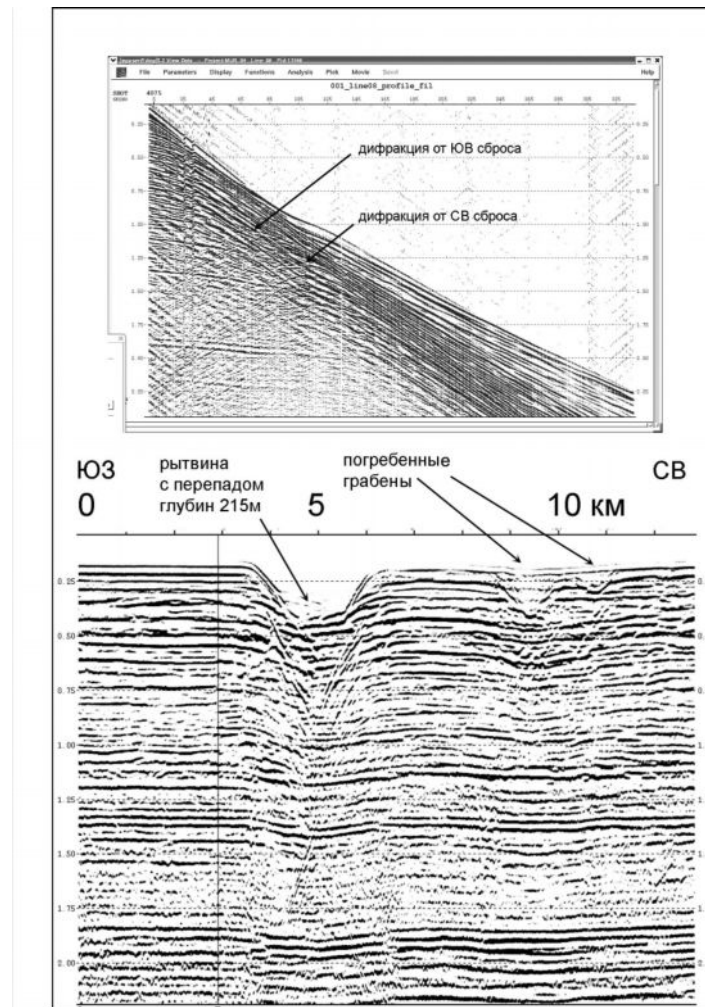


Рис. 8. Неотектонические грабены проседания на дне Карского моря:

выраженный в рельефе и погребенные (фрагмент сейсмического профиля МОВ-ОГТ 3-АР)

Материалы Севморгео: Рослов, Сакулина и др., 2004ф

Наверху - годограф МОВ, на котором видны две системы дифрагированных волн, сформированных соответственно на ЮЗ и СВ граничных сбросах грабена и зафиксированных на приемном устройстве на расстоянии 800 м друг от друга. Местоположение отрезка профиля - см. рис. 6.

Полученные данные позволяют сопоставить обсуждаемую морфоструктуру с небольшими грабенами, не заполненными осадками, выявленными на западе Баренцева моря. Самый крупный из них - грабен Лоппа - длиной порядка 25 км и шириной не более 1,5 – 2 км хорошо выражен на поверхности дна и строении верхних горизонтов осадочного чехла, что без сомнения говорит об активности подвижек на современном этапе развития. Тектоническая природа его не подвергается сомнению. К этой же группе морфоструктурных аномалий относится, по всей видимости, выявленные В.И. Фиалковским [Алехин и др., 1988] на Печорском шельфе погребенные долины в отложениях мелового и кайнозойского (вероятно, неогенового) возраста (рис. 9). Этот факт интересен тем, что показывает своеобразную унаследованность однотипных структур проседания: нижняя из них осложняет залегание меловых отложений, а верхняя - кайнозойских.

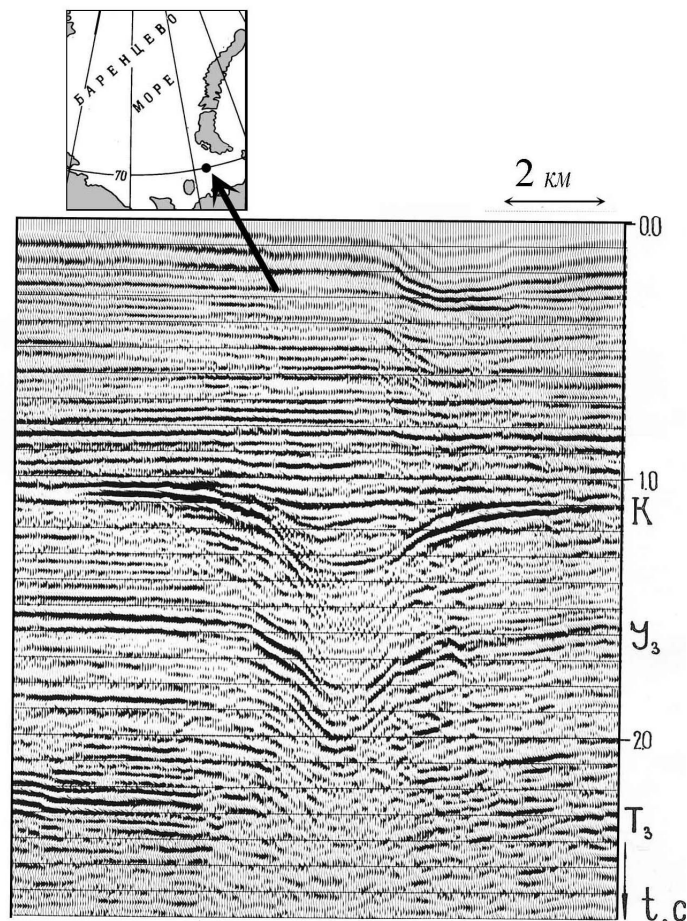


Рис. 9. Погребенный грабен проседания в меловых отложениях и небольшой неотектонический грабен в кайнозойских отложениях Печорского шельфа, выявленные В.И. Фиалковским в 1977 г. при работах МОВ-ОГТ (по [Алехин и др, 1988])

Итак, рассмотренные выше ложбины на дне Карского моря являют собой один из самых наглядных примеров структур современного растяжения земной коры, которое, судя

по наличию аналогов в других районах шельфа, проявлялось достаточно широко в пространственном отношении, а наличие погребенных аналогов говорит о перманентности явления во временном ряду. На этом примере можно видеть также, что и возникновение, и захоронение новейших грабенов происходит очень быстро, по геологическим масштабам – моментально. Об этом можно судить по тому, что аналогичные по форме, хотя и более скромные по размерам ложбины присутствуют в Обской губе, где происходит транзит огромных масс терригенного материала.

МЕЛКИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ОБСКОЙ ГУБЕ И НА ЗАПАДЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

На геоакустических профилях в Обской губе были выявлены совсем небольшие рытвины, глубиной до 5 м и шириной до 25 – 30 м, расположенные в глубокой части акватории с глубинами 25 м и более и ориентированные произвольно по отношению к направлению течения (рис. 10). Эти обстоятельства вместе с однотипной, «стандартной» трапецевидной формой поперечного сечения нацело исключает вероятность их появления в результате ледового выпахивания во время весенних заторов, как об этом иногда пишут в отчетах. Большие размеры рытвин, несопоставимые с экзарационными возможностями речного льда, делают этот вывод по нашему мнению бесспорным. В пользу этого говорит также их полное морфологическое сходство с рассмотренными выше рытвинами в Баренцевом море (см. фрагмент геоакустического профиля на рис. 3). В этих морфоструктурах совпадают даже такие детали, как неполная симметрия «брустверов» на бортах рытвин. Вряд ли это сходство можно отнести к стохастическим случайностям.

Возраст этих небольших рытвин может быть оценен на основе данных В.С. Зархидзе о скоростях осадконакопления [Основные проблемы..., 1983]. Этот исследователь отмечает, что средние скорости осадконакопления на юге Карского шельфа достигали в раннем голоцене 17 см/тыс. лет, а в позднем голоцене они возросли вдвое – до 32 см/тыс. лет. В пересчете на объёмные величины это означает, что на каждый квадратный километр площади морского дна ежегодно привносится до 300 кубометров осадков. При такой производительности речного стока любая отрицательная форма дна в речном эстуарии глубиной до 5 м при ширине до 25 м и длине до 5 км, будет с гарантией заполнена сальтационным потоком осадков не более, чем за тысячу лет. Из этого следует, что если такие отрицательные формы рельефа в области интенсивного осадконакопления все-таки еще не заполнены осадками, то это говорит о том, что их возраст заметно меньше тысячи лет.

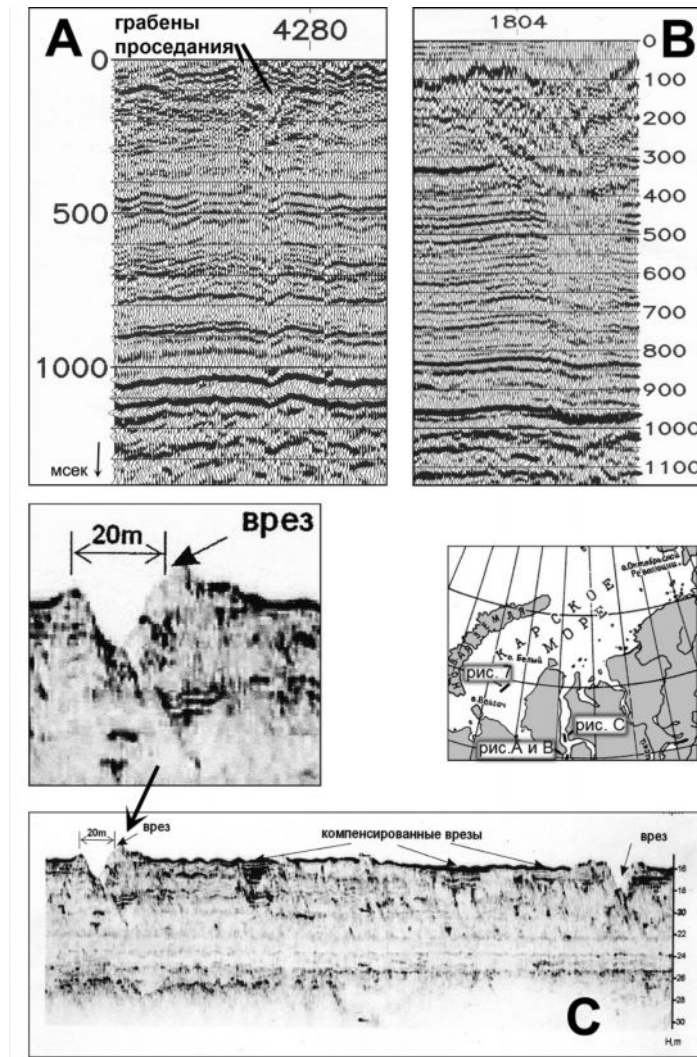


Рис. 10. Современные микрограбены проседания в Обской губе, выявленные сейсмическим профилированием МОВ-ОГТ:

А) в виде нарушений синфазности, В) потери корреляции в верхней части разреза, С) геоакустическим профилированием, показавшим присутствие некомпенсированных (слева и справа) и компенсированных (в средней части профиля) врезов, ограниченных по бортам «брустверами». В середине - увеличенный фрагмент геоакустической записи). Местоположение фрагментов профилей показаны на врезке.

Важно подчеркнуть, что описываемые морфоструктуры не являются «эндемиками» Обской губы. Кроме отмеченных в пределах восточной части Баренцевоморского шельфа, подобные же микроформы рельефа наблюдались на юге и западе моря. Они отмечены на дне Горла Белого моря в окрестностях о. Моржовец на западном отрезке геотраверза 3-АР, в зоне шельфа с интенсивным транзитом осадков, инициируемым характерными для этой акватории сильными придонными приливно-отливными течениями. Исходя из этого, возраст их определяется не древнее позднеголоценового, то есть не более 1 тыс. лет. Обращает на себя внимание пространственное совпадение участка развития этих морфоструктур, трактуемых как поверхностный признак растяжения земной коры, с полем распространения

на поверхности дна большого количества железо-марганцевых конкреций, возникновение которых обычно связывают с глубинными флюидами, поднимающимися по проницаемым зонам в земной коре [Виноградова, 1999].

На западной окраине Баренцевского шельфа профилями сонарной съемки выявлена серия многочисленных щелевидных ложбин, длиной в первые километры, ориентированных параллельно континентальному склону в субмеридиональном направлении (рис. 11).

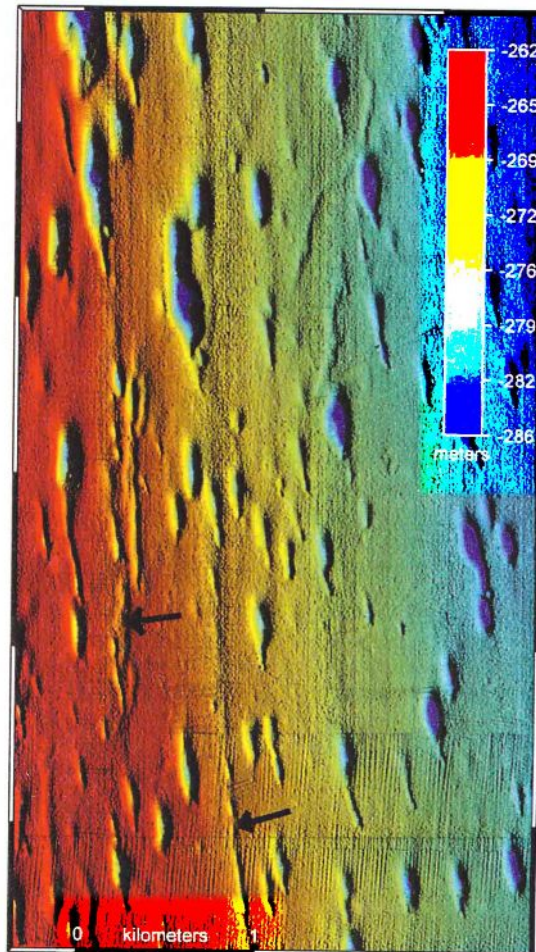


Рис. 11. «Продолговатые покмарки» (elongated rockmarks) на западной бровке шельфа (район Kvitebjorn в Норвежском проливе, по Hovland, 1983)

Стрелками показаны протяженные линейменты, сопоставляемые со сбросами.

Природа этих микроформ рельефа, названных «*продолговатыми покмарками*», не выяснена. Высказано умозрительное предположение, что они появились в результате подводной эрозии [Olesen et al., 2000], но это плохо согласуется с наблюдаемой картиной. Во-первых, подводные каньоны, являющиеся общепризнанными результатами подводной эрозии, всегда ориентированы в направлении наибольшего уклона морского дна, тогда как простирание обсуждаемых ложбин, строго подчиненное простиранию бровки континентального склона, ортогонально этому направлению. Трудно представить себе, что

один и тот же процесс подводной эрозии мог бы привести к столь несходным результатам. К тому же эта часть морской акватории с глубинами 265 – 285 м служит местом накопления осадков, а не их размыва. Во-вторых, однотипность по размерам, прерывистость по протяженности и регулярность в плановом расположении – все эти особенности вообще не присущи эрозионным формам, но, напротив, свойственны тектогенным или оползневым образованиям. Черными стрелками на рисунке показаны две параллельные линейные зоны, которые наложены на «покмарки» и выглядят как слабо выраженные дизъюнктивы.

Вследствие сказанного, выявленные здесь «продолговатые покмарки» рассматриваются нами как свидетельства вязко-пластичного смещения толщи неконсолидированных осадков под собственным весом вниз по континентальному склону, чему, по всей видимости, способствовали и сейсмические толчки, нередкие в сопредельном Норвежско-Гренландском спрединговом бассейне, или связанные с подвижками по упомянутой паре субпараллельных линеаментов.

В целом, значение выявленных в разных участках региона квазиэрозионных микроформ рельефа в свете обсуждаемой проблемы состоит в том, что они, обладая однотипными морфологическими чертами и получая вследствие этого однородное генетическое истолкование, показывают, какую большую роль играют свойства пластичности в их формировании, и при этом существенно расширяют ареал проявления дилатансных процессов, встреченных, как показывает вся сумма приведенных выше сведений, практически на всей площади Западно-Арктического региона. Важно подчеркнуть, что этот ареал не ограничивается акваторией, а включает помимо них прибрежные области суши.

ДИЛАТАНСКИЕ АНОМАЛИИ СУБАЭРАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА

На прибрежных территориях, прилегающих к южной части Карского шельфа широким развитием пользуются своеобразные линейно-грядовые образования, давно привлекавшие к себе внимание [Верба, 1977]. В этой работе, посвященной анализу механизма новейших тектонических движений на севере Западно-Сибирской плиты, было отмечено, что распространение линейно-грядовых форм рельефа не зависит от возраста отложений, развитых на поверхности, но отчетливо контролируется регмагенной сетью, а необычная форма реализации разрывных нарушений обусловлена наличием мощного слоя вечномерзлых пород, обладающих специфическими пластичными свойствами. В естественных обнажениях иногда можно видеть эти нарушения, осложняющие залегание четвертичных осадков, причем очень характерно, что они представляют собой не единую

реγμαгенную структуру, а широкую полосу, состоящую, насколько это позволяет видеть размер обнажений, из сети мелких нарушений с ничтожной (до 1 см и менее) амплитудой, причем густота этой сети настолько велика, что на одном метре можно насчитать до полусотни смещений.

В отношении генезиса линейно-грядовых форм рельефа было сделано предположение о том, что разрывные нарушения, которые в условиях развития мощной толщи многолетней мерзлоты проявляются в виде серий микросбросов, группируются в субпараллельные полосы, каждая из которых визуальнo не заметна в рельефе, но дистанционно обнаруживается благодаря интегральному эффекту, присущему ландшафтнм линеаментам [Бондур, Зверев, 2007]. Этот кумулятивный эффект увязывается авторами с относительным повышением уровня теплопереноса, локализованного в проницаемой реγμαгенной зоне земной коры, на что еще в 1973 г. обращал внимание В.В. Федьинский.

Аналогичные или весьма сходные формы субэдрального рельефа характерны для прибрежных зон Кольского полуострова, где они имеют вид узких и глубоких фьордов и прямолинейных и пересекающихся долин глубиной до сотен метров и шириной иногда на порядок больше, имеющих трапециевидное поперечное сечение (рис. 12). Они характерны для всей полосы Баренцевского побережья, приурочены к разрывам и трещинам и имеют позднеплиоценовый возраст [Матишов, 1977]. Они, как правило, не имеют следов ни речной денудации, ни ледниковой экзарации и сопоставляются с результатами современных поднятий побережья Баренцева морей [Стовас, 1963]. Существуют представления и о более древнем, палеогеновом заложении разломов, по которым развивались фьорды [Мусатов, Соколов, 1992].

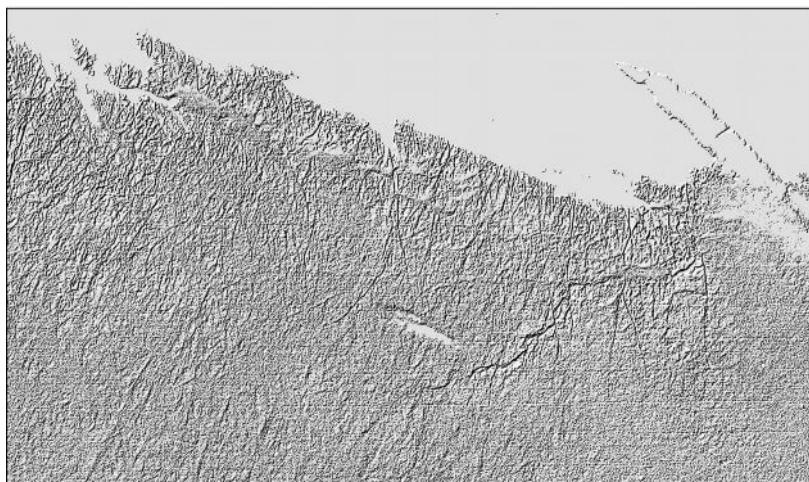


Рис. 12. Дилатационная трещиноватость докембрийских кристаллических пород в прибрежной полосе Баренцева моря на одном из участков северного берега Кольского полуострова (фрагмент трансформированного космического снимка)

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАССМОТРЕННЫХ МОРФОСТРУКТУР

Несмотря на различия в размерах, рассмотренным выше морфоструктурам, диагностируемые как структуры растяжения, свойственны ряд общих черт. Суммируя приведенные данные, следует подчеркнуть, что с денудационной (эрозионной) моделью происхождения субквальных морфоструктур не согласуется прерывистое прослеживание ложбин, отсутствие характерной для речных систем древовидной конфигурации, закономерное трехлучевое сочленение равноправных элементов, характерное для рифтов, симметричный поперечный профиль, крутизна склонов, наличие в структуре осадочных пород серии сходящихся книзу наклонных сбросов, формирующих склоны ложбин, и полное подобие последних грабенам растяжения, хорошо изученным в альпийской Европе и детально рассмотренным Ж. Гогелем [1969]. Поперечному профилю этих неотектонических нарушений, выявленных в различных областях рассматриваемого региона, в одинаковой мере свойственны трапециевидная форма поперечного сечения и присутствие на бортах грабенов небольших гряд. В некоторых случаях на геоакустических материалах можно заметить, что такие гряды отражают дислоцированное залегание четвертичных отложений.

Важным аргументом, указывающим на единую природу рассмотренных морфоструктур, служит закономерная корреляция их параметров с возрастом. Рис. 13 показывает, что чем древнее структура, тем больше ее линейные размеры. Единственным природным фактором, который мог бы обеспечить такую закономерность, выступает процесс тектонического крипа – билатерального растяжения коры [Верба В., Верба, 2002]. Сам факт того, что несмотря на интенсивный привнос терригенного материала, эти различные по форме и размерам депрессии рельефа остаются не захороненными осадками, свидетельствует о молодом их возрасте. Позднее этот вывод был более подробно рассмотрен Е.Е. Мусатовым, показавшим на основе результатов факторного анализа, что грабены и прогибы Баренцевского шельфа в кайнозой продолжали унаследованно развиваться, и по этой причине не были компенсированы осадконакоплением [Мусатов, 2002].

ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что некомпенсированные осадками отрицательные формы современного рельефа, во-первых, встречаются достаточно часто, чтобы не считать их появление случайностью, во-вторых, они свойственны самым различным в геологическом отношении областям рассматриваемого региона, что не позволяет приписать их генезис исключительно унаследованному обновлению какой-то определенной регмагенной сети, в-третьих, они не являются эксклюзивной особенностью

субмаринного рельефа, что позволяют говорить об универсальности процессов, ответственных за их появление, и в четвертых, объединяются общей зависимостью морфологических параметров от возраста.

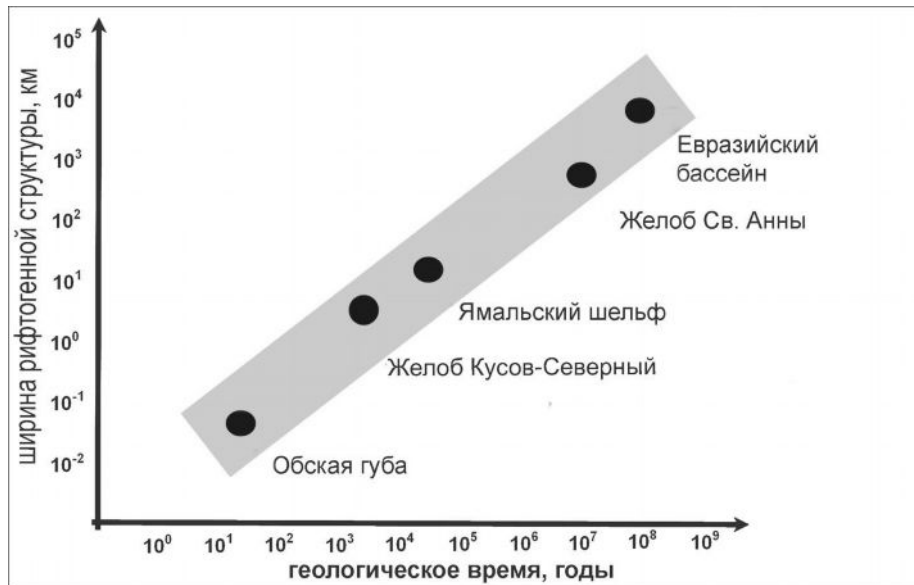


Рис. 13. Зависимость размеров рассмотренных в тексте дилатационных структур Баренцево-Карского региона от их возраста

Механизм образования этих форм рельефа не всегда трактуется уверенно. Выше упоминалось, что реγμαгенные деформации при их образовании определенным образом сочетались с реидными. О том, как происходило это сочетание можно судить по результатам независимых геофизических наблюдений, выполненных в рассматриваемом регионе.

А.А. Жамелетдинов в ходе проведения сверхнизкочастотных геоэлектрических зондирований в восточной части Балтийского щита установил присутствие в разрезе на глубинах 3 – 10 км проводящего слоя с сопротивлением, почти на порядок ниже, чем в выше- и нижележащих толщах [Жамелетдинов, 2005]. Благодаря применению мощного магнитогидродинамического генератора «Хибины» и разносов «излучатель – приемник» от 20 - 25 км до 700 – 1000 км, ему удалось показать, что зафиксированный аномальный эффект обусловлен в первую очередь наличием вертикальных токопроводящих каналов, представленных тектонической мегатрещиноватостью. Хорошая воспроизводимость результатов измерений, выполненных в различных геологических условиях щита, и совпадение выделенного аномального слоя («слоя ДД») с данными электрокаротажа в сверхглубокой скв. СГ-3 дали этому автору возможность утверждать, что наблюдаемый им эффект отражает общие черты напряженно-деформированного состояния земной коры,

которые должны проявляться повсеместно, вне зависимости от местных особенностей разреза.

Об этом же свидетельствуют сейсмологические данные, которые приводят Г.П. Аветисов [1996] по сильным землетрясениям и Ф.П. Юдахин [2001] по всем зарегистрированным землетрясениям в Баренцевоморском регионе. Согласно этим данным 55% общего числа землетрясений приходится на глубины $8 \div 12$ км, из чего следует, что напряжения в земной коре разряжаются хрупкими деформациями лишь в ограниченной части разреза. Выше и ниже этого хрупкого слоя релаксация напряжений происходит в целом по реидной схеме, но с существенными различиями, обусловленными разницей в степени литификации пород и их водонасыщенности.

Ниже этого уровня, начиная примерно с раздела Форша (или границы «А», выделенной Н.К. Булиным в 1974 г.), все напряжения в подавляющем большинстве случаев релаксируются пластическими деформациями и только при сильных подвижках появляются признаки хрупкого разрушения. С ними связана остальная часть землетрясений, которая рассеяна по широкому интервалу $27 \div 46$ км.

Выше уровня регматических нарушений, в слое стратифицированных отложений, где отмечаются в основном слабые землетрясения, тектонические деформации проявляются в особой, преимущественно тиксотропной форме. В его верхней части, где преобладают слабо литифицированные породы, насыщенные поровыми флюидами, тиксотропная схема является доминирующей.

Таким образом, сейсмологические данные совпадают с геоэлектрическими и подтверждают вывод А.А. Жамалетдинова о регмагенной природе срединной части разреза коры («слоя ДД»). Вместе с тем, важно отметить, что снижение электрического сопротивления в этом слое, которое он связывает с проникновением по трещинам флюидов метеорного происхождения, может иметь место лишь в условиях общего растяжения, обеспечивающего раскрытость и проницаемость трещин. Это означает, что прямые геоморфологические наблюдения на поверхности и независимые геофизические данные хорошо согласуются между собой в рамках единой концепции общего увеличения объема земной коры в пределах рассматриваемого региона.

Свойство тиксотропности, известное с незапамятных времен, применительно к геологическим процессам стало изучаться относительно недавно. Наиболее отчетливо оно проявлено в тонкоотмученных, водонасыщенных глубоководных отложениях [Fransis, 1971]. Впоследствии было показано, что эти свойства вообще характерны для пород, обогащенных

глинистым материалом, особенно при циклических нагрузках [Кольчицкая, Михайлов, 2000]. Эти исследователи установили, что при периодических динамических воздействиях на такой пласт прочность пород снижается на 40 - 50%, изменяются фильтрационные свойства и т.п. Происходит накопление напряжений и при достижении некоторого критического значения достаточно уже совсем небольшого дополнительного импульса, чтобы трещины начали лавинно расширяться. Поскольку циклические нагрузки меняют величину порового давления насыщающего флюида, которое тоже не успевает восстановиться при определенной частоте следования импульсов, то возникает локальное повышение порового давления, которое приводит к усилению процесса трещинообразования.

В качестве природного «вибратора», создающего условия для проявления свойства тиксотропности в слабо уплотненных осадках, выступают, очевидно, частые, хотя и слабые землетрясения, которые по имеющимся данным [Аветисов, 1996; Ассиновская, Соловьёв, 1993] имеют место в данном регионе значительно чаще, чем об этом появляются сообщения. В частности, эпицентры неглубоких землетрясений, как выяснилось, приурочены к прилегающей к Байдарацкому разлому юго-западной окраине Карского моря. При этом нужно учитывать, что каждое землетрясение вместе с предвестниками и афтершоками представляет собой достаточно длительный вибрационный процесс, способный вызвать локальное разупрочение толщи водонасыщенных осадков, а при многократном повторении создать в них кумулятивный эффект, проявляющийся уже в геологическом масштабе времени.

Можно предположить далее, что степень водонасыщенности осадочных образований, снижающаяся вниз по разрезу вместе с ростом их плотности и скоростных параметров, будет функционально сопряжена (обратной и нелинейной, вероятно, экспоненциальной связью) с ее способностью проявлять свойство тиксотропности и величиной того характерного времени, которое отделяет в этом процессе следствие от причины.

Структурно тиксотропные деформации выражаются в появлении мелкой и мельчайшей, измеряемой сантиметрами и миллиметрами трещиноватости, которая не всегда может быть замечена даже при тщательных визуальных наблюдениях. Тем более, она остается незамеченной при геофизических наблюдениях. С уменьшением пористости и водонасыщенности вниз по разрезу вклад тиксотропности в механизм деформации осадочных образований постепенно сокращается, и она уступает место хрупким деформациям. Глубина, на которой это происходит, зависит, вероятно, от многих причин, в

Баренцевом море, судя по рассмотренным выше профилям, мелкие нарушения постепенно сливаются в одну крупную трещину на глубине порядка 500 м.

В совокупности эти процессы тектонической деформации, протекающие в трех слоях земной коры по различным схемам, составляют общее понятие тектонического крипа, а сами эти слои в терминах прочности могут именоваться по ведущему механизму релаксации дилатансных напряжений, соответственно тиксотропным, регматическим и реидным.

Итак, при всем масштабном разнообразии рассмотренные морфоструктурные особенности региона безусловно обладают одной общей чертой – они так или иначе связаны с регмагенной составляющей тектогенеза. Кроме того, они развиты повсеместно, игнорируя, по выражению В.Г. Бондура и А.Т. Зверева, границы разновозрастных тектонических блоков. Этот наложенный характер рифтогенных процессов по отношению к более древнему структурному плану вообще типичен для Баренцево-Северокарского мегапрогиба [Алехин и др., 1988]. Вместе с тем, можно заметить, что в зонах интенсивного проявления мезозойского рифтинга эти неотектонические морфоструктуры развиты более широко и интерпретируются как унаследованные.

Во-вторых, рассмотренные структуры растяжения появляются в настолько широком временном диапазоне, что создается впечатление их геоисторической перманентности. Непрерывность процессов рифтогенного растяжения коры отмечалась как характерное свойство данного региона для всей его фанерозойской истории [Верба, Виноградов, Митрофанов, 2005]. Если к тому же принять во внимание различную ориентацию разновозрастных структур растяжения, то они будут вполне соответствовать тектонической модели рассеянного («вязкого») спрединга, развивающегося изотропно по всем направлениям. Ю.Е. Погребницкий назвал такую модель тектонического развития *будинированием* земной коры, что лучше отражает суть процесса, чем набивший оскомину *спрединг*.

В-третьих, тиксотропная реакция водонасыщенных осадочных пород на дилатансные напряжения позволяет дополнить технологию бекстриппинга условием стопроцентного соответствия ширины рифтогенной структуры и величины ее раздвига, а упомянутый коэффициент растяжения β - *lithospheric stretching* – можно в таком случае считать оценкой вклада разрывных механизмов в общий процесс растяжения коры. Есть основания полагать при этом, что отмеченная Л.И. Красным клиновидность рифтов является не только имманентным их свойством, но и функцией длительности раздвига.

В заключение надо подчеркнуть, что рассмотренные разномасштабные проявления единого процесса тектонического крипа хорошо соответствуют модели фрактального самоподобия тектонических структур, что имеет важное методологическое следствие – помимо макроскопических проявлений крипа, диагностируемых на мелкомасштабных картах и космических снимках, в природе образуются и более мелкие, вплоть до микроскопических, но более многочисленные формы, недоступные для наблюдения геофизическими методами, но играющие не меньшую роль в деформации земной коры в зонах рифтогенеза [Mandelbrod, 1983]. Наблюдения в скважинах и естественных обнажениях дополняют этот ряд микротрещиноватостью, играющей важную роль в нефтегеологических построениях.

Кроме того, появляются основания полагать, что фрактальность регмагенеза проявляется не только в пространственном измерении, но и во временном, что делает подобными явления, протекающие в различных временных масштабах [Гончаров, 2005]. Например, явление тиксотропности, наблюдаемое в реальном масштабе времени в макроскопических водонасыщенных средах (зыбучих песках), может служить фрактальным аналогом мегаскопических деформаций, протекающих в менее насыщенных флюидами породах, но в более длительные промежутки времени. В предельном случае, при длительности процессов в миллионы лет в геологической среде будут наблюдаться такие поразительные примеры гигаскопической тиксотропности, которые, очевидно, и побудили Ж. Гогеля сказать, что горные породы в альпийских шарьяжах текли как вода [Гогель, 1969].

Показательно, что в истории формирования даже такой классической регмагенной структуры, как Красноморский рифт, являющийся своего рода эталонным полигоном при изучении рифтинга, тоже имел место этап, когда преобладали реидные деформации: на одном из островов были выявлены плагиоклаз-шпинелевые лерцолиты, рассматриваемые как признак растяжения коры, начавшегося еще мелу и протекавшего по схеме рассеянного спрединга [Nocolas, Boudier, Montegny, 1987]. Более того, в последние годы появилась даже «вязкая модель плитной тектоники», применяемая для объяснения природы глубоководных впадин Черного моря, (авторы Паталаха, Сенчиков, Гончар, 2006). Таким образом, на смену ортодоксальной модели «упругой жесткой литосферы» К. ле-Пишона приходит новая глобальная геологическая парадигма, в которой есть место и для свойств тиксотропности.

ПРАКТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ И ВЫВОДЫ

Практическое значение обсуждаемых фактов состоит в том, что они конкретизируют представления о масштабах и форме отражения на Баренцево-Карской континентальной

окраине активных тектонических процессов, протекавших на протяжении длительного времени в сопредельных океанических бассейнах – Норвежско-Гренландском и Евразийском. В общих чертах эта проблема затрагивалась ранее А.М. Карасиком, из построений которого вытекает, что окраинно-шельфовые структуры, в частности структура Земли Франца Иосифа, является результатом пластичного растяжения континентальной коры (рассеянный спрединг, *creep* у Ж. Гогеля), а проливы, разделяющие острова этого архипелага, могут служить примером молодых грабенов, не компенсированных осадками. На основе данных, рассмотренных выше, и привлекая построения предшествующих исследователей, можно более уверенно говорить о сильном влиянии неотектонических движений на целый ряд других геологических процессов, в особенности, тех, что играют важную роль в аккумуляции углеводородных залежей.

Прежде всего, общий режим растяжения, о чем свидетельствуют и неотектонические данные, и геофизические построения А.А. Жамалетдинова, и многие другие сведения, упоминавшиеся выше, будет, безусловно, способствовать трещинообразованию и, следовательно, усиливать тектоно-кессонный эффект, который, как впервые показал П.М. Горяинов [1983], является главным (и, вероятно, единственным) природным фактором, способным резко ускорить первичную миграцию флюидов, в частности, протонефти Н.Б. Вассоевича, и «высосать» ее из рассеянного органического вещества, содержащегося в материнских породах, имеющих, как правило, чрезвычайно низкую проницаемость. В.Д. Кукуруза и В.И. Савченко добавляют к этому, что хрупкие деформации пород сопровождаются разрушением их кристаллической структуры, что вызывает, во-первых, появление вакуума, способствующего всасыванию флюидов, во-вторых, электроосмотическое вытеснение нефти из коллектора в разломную зону, а в-третьих, возникновение мощных электрических разрядов с напряженностью поля до 10^7 вольт/см, способных создать условия для генерации *in-situ* сложных ароматических, в том числе полициклических углеводородных соединений [Кукуруза, Савченко, 1993].

Из этого следует, что в реальных геологических условиях Баренцево-Карского региона геохимические методы прогноза нефтегазоносности, основанные на изучении именно современного углеводородного «дыхания недр», могут оказаться весьма информативными, что, в частности, и показали экспериментальные полевые исследования, избирательно охватившие в 80-е годы прошлого века акватории в Печорском и Баренцевом морях. А.В. Гончаров (ВНИГРИ) на примере Коровинского месторождения показал, что миграционный поток УВ, катализированный подземным атомным взрывом, достигает поверхности дна

менее чем за один год, а М.А. Павлова (Арктикморнефтегазразведка) по геохимическим данным построила на Куренцовской площади кольцевую аномалию, повторяющую контур залежи в триасовых отложениях. В те же годы В.И. Гуревич выявил в миграционном шлейфе тяжелые углеводороды, что открывает прямой путь для отдельного прогноза нефтегазоносности.

Более того, рассматривая влияние рифтогенных факторов на нефтегазообразование с более общих позиций, Г.Е. Бойко пришел к выводу, что аргументы сторонников концепций органического происхождения нефти и абиогенного синтеза не альтернативны, а дополняют друг друга, и что нефть генерируется глубинными флюидами, поступающими по разломам в земной коре и вступающими во взаимодействие с органическим веществом (ОВ) осадочных пород [Бойко, 1993]. Кроме того, он отмечает, что тектонические напряжения способствуют взаимодействию ОВ с минеральной компонентой осадка и повышают уровень зрелости ОВ. И весь вопрос заключается, по мнению этого автора, в том, когда и где это может осуществляться. Рифты, где происходят активные процессы дегазации мантии и наблюдается повышенный тепловой поток, поэтому и служат зонами нефтегазонакопления, что этому способствуют помимо благоприятных условий для миграции, еще и фациальные условия, способствующие накоплению коллекторных толщ, и структурная эволюция, способствующая возникновению ловушек. Значит, заключает этот исследователь, в основе прогноза лежит поиск флюидопроводящих каналов. Ранее подобный тезис защищал Н.А. Кудрявцев (ВНИГРИ).

В дополнение к сказанному отметим, что режим растяжения определяет и экранирующие свойства флюидоупоров и, соответственно, сохранность залежей УВ в структурных ловушках. Далее, из приведенного выше анализа вытекает, что при реализации свойств тиксотропности породы, качество пластичной глинистой крышки может не ухудшиться, а емкость резервуара даже возрасти. Следует подчеркнуть при этом, что это свойство будет реализовано лишь при определенной величине напряжений и ограниченной скорости их нарастания, а при преодолении некоторого предела деформации начинают развиваться по хрупкой схеме и итоговый эффект будет обратным. Поэтому представляется важным продолжение исследований в данном направлении с целью выработки численных критериев оценки роли неотектонического фактора.

Нужно отметить, наконец, что изменение экранирующих свойств флюидоупоров в условиях интенсивного апплифта морского дна неизбежно отразится на величине пластовых давлений в коллекторах. Особенно большое значение это может иметь при выявлении причин появления АВПД, на что уже обращалось внимание [Славин и др., 1996].

В заключение обратим внимание на важный экологический аспект рассматриваемой геологической проблемы. Легко видеть, что проявления современных тектонических движений имеют прямое отношение к обеспечению безопасности инженерных систем, создаваемых или имеющих быть созданными на акватории Баренцева и Карского морей. Это касается кабельных и трубопроводных линий, которые как в свое время трансатлантические телеграфные кабели могут быть разорваны при подвижках по разломам (что уже имело место в Баренцевом море), но главная опасность будет поджидать морские элементы нефтедобывающей инфраструктуры. Современные движения морского дна в сочетании с землетрясениями, которые на шельфе достигают силы 4 – 4,5 баллов [Аветисов, 1996; Ассиновская, Соловьев, 1993], делают обязательной экспертизу с этих позиций любых проектов, предусматривающих длительное пребывание обитаемых автономных сооружений на морском шельфе, особенно устанавливаемых в приразломных зонах. При этом нужно учитывать, что землетрясение даже небольшой силы способно вызвать кратковременное разупрочение водонасыщенных донных грунтов вследствие неожиданного проявления свойства тиксотропности, еще слабо изученного в применении к геологическим средам и, что не менее важно, к геологическим масштабам времени.

Автор пользуется возможностью принести благодарность своим коллегам И.В. Беляеву, Г.И. Иванову, Ю.В. Рослову и Т.С. Сакулиной за предоставленные геофизические материалы и помощь при выполнении исследований, Л.И. Красному за советы, а Л.С. Маргулису за тщательный просмотр рукописи и ценные замечания.

Литература

- Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. - СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. 179 с.
- Алехин С.В., Армишев А.М., Батурин Д.Г. и др.* Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 263 с.
- Артюшков В.Е.* Механизм образования Баренцевского осадочного бассейна // Материалы совещания «Эволюция тектонических процессов в истории Земли». - Новосибирск, 2004, т. 2. С. 13 – 15.
- Ассиновская Б.А., Соловьев С.Л.* Опыт выделения и характеристики зон возможных очагов землетрясений в Баренцевом море // Известия РАН, серия Физика Земли, 1993, N2. С. 23 - 27.
- Балуев А.С., Моралев В.М., Терехов Е.Н.* Тектоническое строение и эволюция литосферы рифтовых систем Белого и Баренцева морей на основе синтеза геологических и

геофизических данных // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонического совещания. - М.: ГЕОС, 2002, т. 1. С. 33 – 37.

Богданов Н.А., Хаин В.Е. (ред.) Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2500000. - М.: Ин-т Литосферы РАН, 1996. 87 с.

Бойко Г.Е. Рифтогенные факторы нефтегазообразования // Рифтогенез и нефтегазоносность. - М.: Наука, 1993. С. 170 – 178.

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Механизмы формирования линеаментов, регистрируемых на космических изображениях при мониторинге сейсмоопасных территорий // Исследование Земли из космоса. 2007, № 1. С. 47 - 56.

Братцева Г.М., Лаврушин Ю.А. и др. Верхний сенон Гусиной банки//ДАН СССР, 1983, т.271, №1. С. 138 - 141.

Валтетер А.П. Геоморфология шельфа южной части Баренцева и Карского морей (по сейсмоакустическим материалам) // Геология океанов и морей, т. 4. М., 1990. С. 21 - 22.

Верба М.Л. Концепция рифтогенеза при поисках нефти на Баренцевом море // 25 лет на Арктическом шельфе России// МАГЭ, ВНИИОкеангеология, СПб, 1999. С. 11 - 18.

Верба М.Л. О процессах растяжения земной коры на Баренцевоморском шельфе // Природные условия и естественные ресурсы северных морей. Л.: Географическое общество СССР, 1977. С. 28 - 32.

Верба В.В., Верба М.Л. Структуры растяжения земной коры в Арктическом регионе // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. - СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002, С. 93 – 108.

Верба М.Л. О механизме новейших тектонических движений в Усть-Енисейской впадине // Ученые записки НИИГА, вып.2, 1964, С. 58 – 71.

Верба М.Л., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Эволюция Земной коры и минерагенический потенциал Баренц-региона // Строение литосферы Российской части Баренц-региона. - Петрозаводск: Карельский Научный Центр РАН, 2005. С. 256 – 313.

Виноградова Е.Л. Железо-марганцевые конкреции горла Белого моря // Геодинамика и геоэкология (материалы международной конференции). Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999. С. 52 – 54.

Гогель Ж. Основы тектоники (пер с фр. J.Goguel. Traite de tectonique. Paris: Masson et C^{ie} editeurs. 1965). - М.: Мир, 1969, 439 с.

Гончаров М.А. Оценка характерной скорости деформации в иерархически соподчиненных геосферах: эффект «слабого звена» // Тектоника Земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 2005. С. 159 – 163.

Горяинов П.М. О геодинамически необычных обстановках осадочного и породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта // Литология и полезные ископаемые, № 5, 1983. С. 47 – 60.

Грамберг И.С. Баренцевоморский пермо-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты. ДАН, 1997, т. 352, N 6. С. 789 - 791.

Жамелетдинов А.А. Геоэлектрическая модель восточной части Балтийского щита // Строение литосферы Российской части Баренц-региона. - Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С. 59 – 79.

Кольчицкая Т.Н., Михайлов Н.Н. Поведение глинистых пород при циклических нагрузках // Геология нефти и газа. № 2, 2000. С. 52 – 55.

Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.

Красный Л.И. О клиновидных структурах и граничных углах//Геотектоника, 1987, N 4, С. 3 - 19.

Кукуруза В.Д., Савченко В.И. Геоэлектрические аспекты формирования крупных скоплений углеводородов в трещиноватых зонах кристаллического фундамента и возможности их прогнозирования // Рифтогенез и нефтегазоносность. - М.: Наука, 1993. С. 178 – 186.

Ласточкин А.Н. Рельеф дна Карского моря//Геоморфология, 1977, № 2, С. 84 – 91.

Маловицкий Я.П., Мараханов В.И., Сенин Б.В. Рифтогенез западной части Арктической континентальной окраины // ДАН СССР, т. 295, N 4, 1987. С. 932 - 936.

Матвеев Ю.И., Верба М.Л., Липилин А.В. и др. Основные итоги десятилетних региональных комплексных геофизических исследований на Баренцево-Карском шельфе // Разведка и охрана недр, № 1, 2005. С. 3 – 6.

Матишов Г.Г. Геоморфология дна и проблемы плейстоценового оледенения Баренцевоморского шельфа // Геоморфология, 1977, № 2. С. 91-98.

Матишов Г.Г. О происхождении и развитии каньонов и долин материкового склона Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна // Океанология, т. XV, 1975, вып. 6, С. 1057 – 1062.

Махотина Г.П. Особенности развития и строения новейшей структуры Баренцево-Карского шельфа // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., 1982. С. 9 - 15.

Мусатов Е.Е. Неотектонический анализ мощностей осадочного чехла Баренцево-Карской материковой окраины // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2002. Том II. С. 24 – 28.

Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. О тектонической обусловленности фьордов Западной Арктики // Изв. Всесоюзн. Географ. Об-ва., 1990, вып. 4. С. 337 – 340.

Мусатов Е.Е., Соколов Г.Н. Геоморфология Южно-Карского шельфа // Геоморфология. М., 1992, №2. С. 85 - 91.

Окунева О.Г., Стелле В.Я. Новые данные по биостратиграфическому изучению инженерно-геологических скважин восточного побережья о. Колгуев // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследования. Рига: ВНИИморгео, 1986, С. 8 - 12.

Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, Л.О. 1983, 263 с.

Рассел М.Д., Смит Д.К. Признаки раннепермского океанического рифтогенеза в северной части Северной Атлантики // Континентальные рифты, М., 1981. С. 132 - 137.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион // Под ред. Ф.П. Митрофанова и Н.В. Шарова. - Апатиты: КолНЦ РАН, 1998, ч. 1 - 237 с., ч. 2 – 205 с.

Славин В.И., Улыбин О.А., Фенин Г.И., Абрамова Н.Н. Геологические факторы, контролирующие региональное распределение АВПД Севера Тимано-Печорского бассейна и Арктического шельфа // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море. Доклады II Международной конференции, ВНИГРИ, 24 - 28 июня 1996. СПб.: ВНИГРИ, т. 2. С. 160 – 165.

Стовас М.В. Современные молодые тектонические поднятия побережья Белого и Баренцева морей // ДАН СССР, 1963, т. 153, № 6.

Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, вып. 3, 2002. С. 199 – 202.

Столбов Н.М., Сироткин А.Н. Некоторые структурно-петрологические аспекты юрско-мелового магматизма правобережья Ис-фьорда // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, вып. 5, 2004. С. 224 – 232.

Строение литосферы Российской части Баренц-региона // Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. - Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 318 с.

Хаин Б.Е., Соколов Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 5 – 16.

Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. - Петрозаводск: КНЦ РАН, 1992, 110 с.

Юдахин Ф.Н. Сейсмичность // Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 113 – 129.

Artyushkov E.V., Baer M.A. Mechanism of formation of hydrocarbon basin: The West Siberia, Volga-Urals, Timan-Pechora Basin and The Permian Basin of Texas//Tectonophysics, 122, 1986. P. 247 – 281.

Dibner V.D. (edit). Geology of Franz Josef Land. - Oslo: Norsk Polarinstitut, Meddelelse No. 146, 1998. 190 p.

Fransis T.J.G. Effect of earthquakes on deep-sea sediments // Nature, 233, 1971. P. 98 – 102.

Mandelbrot B. The fractal geometry of Nature. – N-Y.: Freeman, 1983. 468 p.

Nocolas A., Boudier F., Montegny R. Structure of Zaborgad Island and early rifting of the Red Sea. – J. Geophys. Res. 1987, v. 92, № 18. P. 451 – 474.

Olesen O., Dehls J., Bungum H. Et al. Neotectonics in Norway, Final Report No. 2000.002. Geol. Surv. of Norway, 2000. 135 p.

Roberts A.M., Yielding G. Deformation around basin-margin faults in the North Sea/Norwegian rift. – In: A.M. Roberts, G. Yielding & B. Freeman (eds). The Geometry of Normal Faults. Special Publication of the Geological Society, London, 56, 1991. P. 61 – 78.

Rowley D.B. & Lottes A.L. Plate-kinematic reconstruction of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to present. - Tectonophys., 1988, N 155. P. 73 - 120.

Рецензент: Маргулис Лазарь Соломонович, доктор геолого-минералогических наук.