

УДК 551.24:551.468.2(985-15)

## К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ФИОРДОВ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ)

*Е.Е. Мусатов, Ю.Е. Мусатов*

Проблема происхождения и возраста фиордов полярных стран остается дискуссионной уже более столетия. В конце прошлого века А. Рамзаем [*Ramsay, 1862*] была предложена ледниковая гипотеза генезиса фиордов, которая оспаривалась впоследствии Ф. Нансеном [*Nansen, 1904*], выдвинувшим на основе изучения батиметрии эрозионную гипотезу. В начале нашего века Дж. Грегори [*Gregory, 1913*] настаивал на тектонической предопределенности конфигурации фиордов, указывая, что максимум тектонической активности в кайнозой проявился в околополюсных пространствах Земли. Затем все эти гипотезы были рассмотрены и обобщены в монографии П.А. Каплина [*Каплин, 1962*], который отдавал предпочтение гляциальной экзарации как основному фактору фиордообразования. Общеизвестно, что все фиорды подверглись ледниковому выпахиванию в четвертичное время [*Хольтедаль, 1964*], а вслед за дегляциацией фиордовые побережья были вовлечены в компенсационные гляциоизостатические воздымания [*Арктический..., 1987; Каплин, 1962; Vorren et al., 1988*]. Правда, сторонники чисто гляциальной точки зрения на генезис фиордов обычно умалчивают о том, что же представляли собой данные побережья до столь геологически ничтожного промежутка времени, каким является четвертичный период, на протяжении которого и предполагаются великие покровные оледенения. Заложение классических фиордов Скандинавии, где глубины достигают 1200 м (Согне-фиорд), связывается норвежскими геологами со сбросами на мористом фланге Скандинавской глыбы при ее неравномерном воздымании в палеогене и неогене [*Хольтедаль, 1957*] и последующей ледниковой препарировкой в плейстоцене [*Хольтедаль, 1964*].

Морфологически фиорды являются длинными, узкими и глубокими бухтами горных стран или плоскогорий с длиной, в десятки раз превышающей их ширину. Они выработаны в любых типах устойчивых к денудации магматических, метаморфических и осадочных горных пород возрастом от раннего архея на щитах до палеозоя на активизированных древних платформах и мезозоя и даже палеогена (Западный Шпицберген) в областях окраинных архипелагов и молодых эпиплатформенных орогенов.

Следы гляциальной препарировки фиордов представлены в виде бараньих лбов, курчавых скал, пришлифованных и сглаженных поверхностей кристаллических пород и т.д. Исследованиями В.Г. Чувардинского [Чувардинский, 1984<sub>1,2</sub>] по Кольскому п-ову показано, что такого рода мезоформы рельефа могут иметь и неотектоническое происхождение и формироваться при перемещении блоков горных пород относительно друг друга. Об этом свидетельствуют нередко как противоположная к направлению понижения ледника ориентировка крутых склонов бараньих лбов, так и продолжение «ледниковых» борозд и штриховки под надвинутыми или взброшенными блоками скальных пород [Чувардинский, 1984<sub>2</sub>]. В этом случае оглаженные поверхности устойчивых к денудации пород являются тектоническими зеркалами скольжения; измерить амплитуду этих нарушений удастся редко из-за отсутствия на щите слоистых пород, но в областях их развития амплитуды новейших подвижек по сбросам и сдвигам бортов фиордов могут достигать десятков или даже первых сотен метров [*Мусатов, 1989; Сенин и др., 1989*]. Такие же бараньи лбы и курчавые скалы обнаружены на тектонически активном побережье оз. Балхаш [Чувардинский, 1984<sub>1</sub>], т.е. в заведомо внеледниковой

области. Это заставляет, не подвергая сомнению ледниковую обработку фиордовых побережий, рассмотреть неотектонический режим прилегающих шельфов и континентальных районов.

На Балтийском щите все фиорды приурочены к границам интенсивно воздымающихся и погружающихся блоков земной коры. Фиорды характерны для Кандалакшского берега Кольского п-ова, испытавшего на неотектоническом этапе поднятие с амплитудой свыше 100 м [*Земная кора...*, 1978], но отсутствуют на Терском берегу, который отличается неотектоническим спокойствием. Западная часть Кольского п-ова характеризуется значительно большим гляциоизостатическим воздыманием в голоцене; высоты одновозрастных послеледниковых террас на Терском и Кандалакшском побережьях последовательно увеличиваются на запад (до 100 м). С юга Кандалакшский берег ограничен глубинными сбросами рифтогенного Кандалакшского грабена [*Девдариани*, 1984]; отсутствие в его днище рыхлых осадков древнее верхнеплейстоценовых [*Геология...*, 1980] свидетельствует о крайней геологической молодости морфоструктуры желоба, где современные глубины достигают 300 м.

В Финском заливе, Ладожском и Онежском озерах все фиорды приурочены к их северным частям, т.е. к границе Балтийского щита с Восточно-Европейской платформой. Для этих акваторий характерны повышенные глубины, достигающие 200 м и выше в узких грабенообразных депрессиях Северной Ладоги, разделенных системой горстов, сложенных породами свекокарельского комплекса, рифейскими габбро-диабазами или метапесчаниками; в то же время в Центральной и Южной Ладоге глубины не достигают и 50-100 м. А.В. Амантов и М.А. Спиридонов настаивают на решающей роли экзарации в обособлении этого бассейна при избирательной денудации различных пород в пределах рифейской грабен-синклинали, указывая на значительную роль тектоники в формировании котловины озера [*Амантов и Спиридонов*, 1989, с. 86]; имеются свидетельства об обновлении подвижек по свекокарельским разломам с амплитудами до 30-70 м в северо-западной зоне между архипелагом Валаам и пос. Сортавала [*Амантов и Спиридонов*, 1989]. В целом северные части данных акваторий относятся к Балтийско-Мезенской разломно-блоковой зоне в области сочленения щита и плиты, где фиксируются продолжения древних Приморско-Стрельнинского, Лижма-Горлобеломорского и Ленинградско-Зимнебережного глубинных разломов [*Разрывные...*, 1986, с. 41]. Эта древняя морфоструктура контролируется протерозойскими и палеозойскими дизъюнктивами [*Разрывные...*, 1986, с. 49], сформировавшимися в эпоху тектономагматической активизации щита при условиях чередования растяжения и сжатия. На новейшем этапе данная морфоструктура развивается в виде полосы неотектонических некомпенсированных опусканий, которая протягивается от Ботнического и Финского заливов через северные части Ладожского и Онежского озер к Онежскому заливу Белого моря [*Геологическое строение...*, 1984]. Сходная картина наблюдается на севере Балтийского щита, где фиорды Мурманского побережья заложены по дизъюнктивам, оперяющим глубинные сбросы Кольского прогиба: южный борт последнего совпадает с известным линеamentом Карпинского, разделяющим воздымающиеся и погружающиеся блоки земной коры, о чем свидетельствуют современные землетрясения с магнитудой до 4 баллов и выше на севере Кольского п-ова [*Ассиновская*, 1986].

На Свальбарде все крупнейшие фиорды приурочены к западному (заливы Хорнсунн, Бельсунн, Ис-фиорд, Конгс-фиорд) и северному (Рауд-фиорд, Вуд-фиорд, Вейде-фиорд, пролив Хинлопен) побережьям о. Западный Шпицберген, где они заложены по дизъюнктивным дислокациям, морфоструктурно контролируемым серией листрических сбросов континентальных склонов Норвежско-Гренландского и Евразийского океанических суббассейнов [*Батурин*, 1987]. И напротив, фиорды практически отсутствуют на востоке Свальбарда (о-ва Эдж и Баренца), где прилегающий шельф не испытал значительных новейших погружений.

Аномальные глубины проливов-фиордов Земли Франца-Иосифа (до 600 м в проливе Кембридж между Землей Александры и Землей Георга) также объясняются неотектоническим режимом архипелага. С севера плато Земли Франца-Иосифа, сложенное меловыми траппами, срезается континентальным склоном, а с запада и востока - глубинными сбросами окраинно-шельфовых или приокеанических грабен-желобов Франц-Виктория и Святой Анны [Дибнер, 1978]; плато рассечено на две части новейшим грабеном пролива Британский канал с глубинами до 500 м. При неравномерном опускании этих грабен-желобов в позднем кайнозое останцовое плато Земли Франца-Иосифа подвергалось интенсивным дизъюнктивным деформациям, и сложная система оперяющих грабены разломов привела к формированию характерного рельефа типа «битой тарелки».

Новоземельские фиорды, очевидно, обязаны своим происхождением существованию по бортам воздымающегося с миоцена эпиплатформенного орогена глубоких некомпенсированных желобов - Седова на Баренцевском побережье архипелага и Восточно-Новоземельского на Карском [Геологическое строение..., 1984]. На о. Южном Новой Земли, где эти желоба вырождаются, фиорды практически отсутствуют. Глубины в Восточно-Новоземельском желобе превышают 400 м, а под слоем голоценовых осадков там установлены коренные выходы меловых песчано-глинистых пород [Арктический шельф..., 1987] и фрагменты речных позднеплейстоценовых палеоврезов [Мусатов, 1989], свидетельствующие об огромных амплитудах современных погружений желоба.

Фиордовые побережья формируются лишь в тех случаях, когда структуры шельфа или континента пересекаются глубокими и некомпенсированными грабен-желобами. Последние возникали в кайнозое на Западно-Арктической континентальной окраине параллельно с формированием океанических впадин Норвежско-Гренландского и Евразийского суббассейнов [Геологическое строение..., 1984; Погребицкий, 1976]. В палеогене, когда на периферии Норвежского шельфа изливались огромные массы базальтов [Эльдхольм и др., 1984], а осадконакопление было сосредоточено в узких депозитных впадинах вдоль Скандинавской окраины [Dalland et al., 1988], терригенный снос осуществлялся как с воздымающихся скандинавских каледонид [Хольтедаль, 1957], так и с реликтовой «океанической» суши [Caselli, 1987]; при этом по периферии континентальной окраины возникали узкие расколы, по которым и были заложены впоследствии фиорды. Значительные (до сотен метров и более) мощности палеогеновых и неогеновых терригенных отложений в недокомпенсированных грабен-желобах в Норвежском шельфе и близ континентального подножия подтверждают это [Эльдхольм и др., 1984; Clark, 1975]. Одновременно значительные недокомпенсированные опускания испытывали краевые грабен-желоба на западной периферии Баренцево-Карской окраинно-материковой плиты - Нордкапский, Медвежинский и Зюйдкапский. Палеогеном и, может быть, миоценом следует датировать начало морфоструктурного оформления фиордов Свальбарда и севера Скандинавии, оперяющих данные грабен-желоба.

В плиоцене и плейстоцене максимум неотектонической активности проявился близ Шпицбергенско-Североземельского континентального склона [Погребицкий, 1984], где наряду с активным воздыманием краевых архипелагов интенсивно погружались окраинные грабен-желоба [Мусатов, 1989]. В это же время на Баренцево-Карской плите была возрождена существовавшая еще в позднедевонско-меловое время [Сенин и др., 1989] система грабен-желобов в пределах Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба. Там не установлено кайнозойских отложений древнее плиоценовых, что дает основание предполагать длительный палеогеновый перерыв в седиментации. Соответственно время заложения фиордообразующих разломов на Новой Земле, Земле Франца-Иосифа и Кольском п-ове можно датировать неоген-четвертичной эпохой.

По результатам интерпретации свыше 65 000 пог. км непрерывного сейсмоакустического профилирования в подошве терригенных неоген-четвертичных осадков на Баренцево-Карской плите установлена система полупогребенных молодых



грабенов (рисунок). Глубины их дниц достигают 500-700 м, а мощность коррелятных времени погружения осадков составляет от 50-150 м на востоке и в центральных участках плиты до 500-550 м на западной ее периферии [Баренцевская..., 1985; Мусатов, 1989; Vorren et al., 1988]. Борта этих грабенов близ континентальных склонов сейсмичны [Геологическое строение..., 1984; Оболенская, 1989]. Такое интенсивное дробление окраинно-материковой плиты в новейшее время дает основание предполагать деструктивные процессы в ее пределах на неотектоническом этапе. Об этом же могут свидетельствовать и участки «безгранитной» коры в глубоководных впадинах Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба [Баренцевская..., 1985; Разрывные нарушения..., 1986; Сенин и др., 1989]. Так как кайнозойские грабен-желоба на шельфе в значительной степени наследуют положение рифтогенных позднедевонско-меловых грабенов [Сенин и др., 1989], то можно допустить, что деструктивный этап развития региона охватывает весь мезо-кайнозой, т.е. геоморфологический этап в истории Земли в целом.

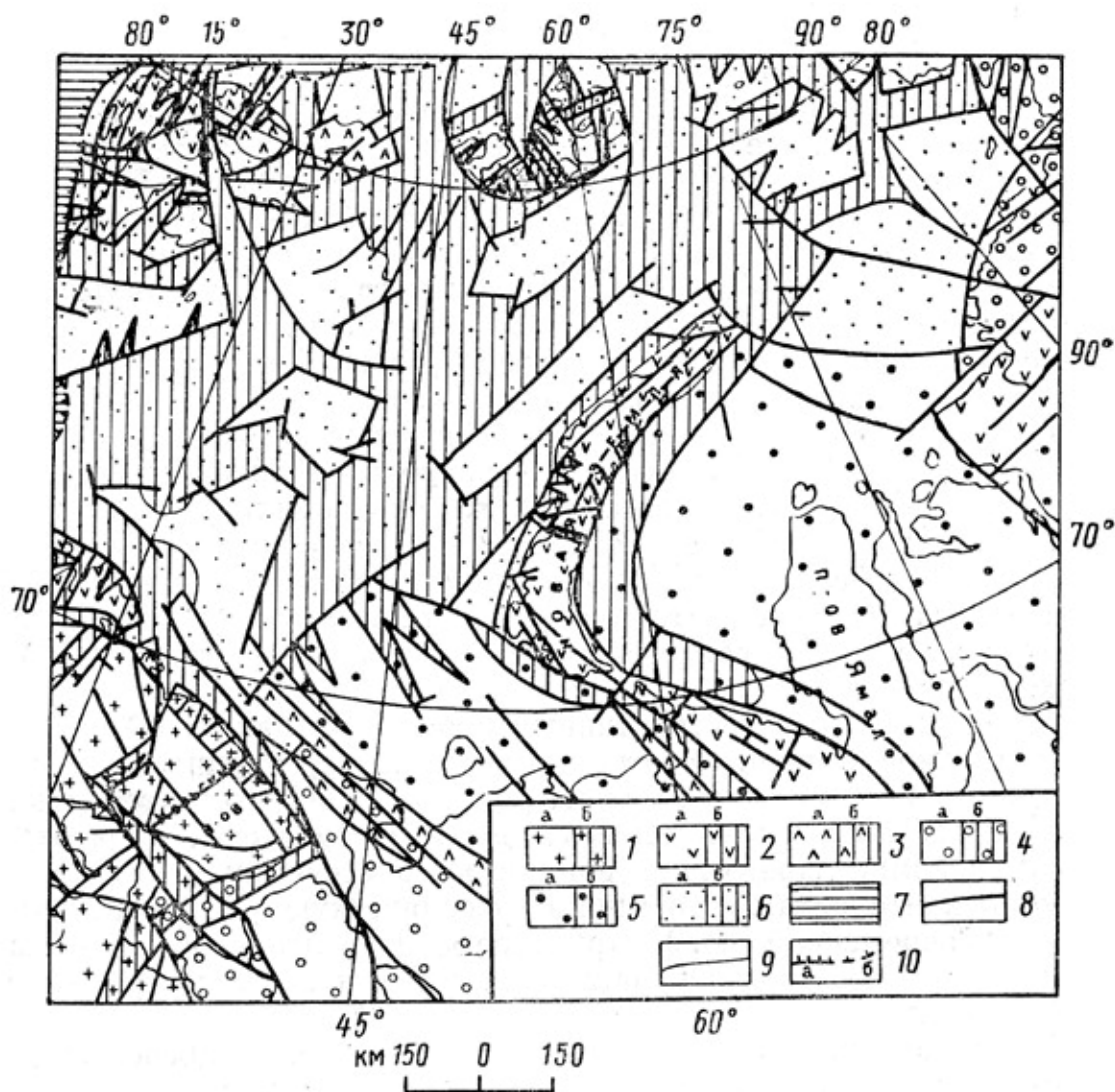


Схема деструктивных неотектонических процессов в Западной Арктике: 1а — плиты, 1б — зоны развития фиордов в их пределах; 2а — эпиплатформенные орогены, 2б — зоны развития фиордов в их пределах; 3а — выступы складчатого основания плит, 3б — зоны развития фиордов в их пределах; 4а — древние внутриматериковые плиты, 4б — зоны развития фиордов в их пределах; 5а — молодые внутриматериковые плиты, 5б — зоны деструктивных процессов в их пределах; 6а — окраинно-материковые плиты, 6б — зоны деструктивных процессов и фиордовых побережий в их пределах; 7 — континентальные склоны; 8 — новейшие дизъюнктивы; 9 — пликативные границы неотектонических структур; 10а — флексурно-разломная зона внешнего края шельфа, 10б — она же, переработанная процессами новейшего грабенообразования

На заключительных стадиях неотектонического этапа деструктивные процессы в Западной Арктике охватывают примыкающие к окраинно-материковой плите периферийные зоны внутриматериковых плит, эпиплатформенных орогенов и щитов. В пределах Балтийского щита формируются Кандалакшский грабен и Балтийско-Мезенская зона отрицательных блоковых структур с оперяющими фиордами. На побережьях образуются «поперечные» грабены, ограниченные дизъюнктивами более высокого порядка, ортогональными бортам фиордов и субпараллельными линии сбросового побережья. На Кандалакшском берегу они наследуют нередко зоны эпикарельских сбросо-сдвигов и приурочены, таким образом, к длительно существующим ослабленным зонам земной коры. В их развитии велика роль неоднократных оледенений, когда гляциоизостатические подвижки приводили ко все большему раскрытию грабенов. Последние продолжаются в пределах континента на десятки километров, вдоль этих грабенов нередко прослеживается плановое смещение гидросети или они сами смещаются ортогональными нарушениями, что свидетельствует о молодых сдвиговых деформациях.

Последовательный деструктивный процесс на Западно-Арктической континентальной окраине соответствует, видимо, инициальной стадии тафрогенного режима земной коры [Белоусов, 1989]. Последний относится к классу возбужденных эндогенных режимов и характеризуется образованием глубоких некомпенсированных впадин и трансформаций в конечном итоге коры континентального типа в «океаническую» [Белоусов и Павленкова, 1986]. На рисунке видно, что в современной морфоструктуре континентальной окраины наблюдается как бы «растаскивание» ее на отдельные микроплиты системой грабенов.

Можно заключить, что классические фиордовые побережья расположены там, где более молодой тафрогенный режим накладывается на древний континентальный (платформенный или орогенный). Об этом же могут свидетельствовать голоценовый основной вулканизм и современные землетрясения магнитудой до 4 баллов на о. Западный Шпицберген [Оболенская, 1989]. Четвертичные оледенения, эродировав часть рыхлых осадков в днищах фиордов, лишь подчеркнули их морфоструктуру.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов А.В., Спиридонов М.А. Геология Ладожского озера // Советская геология. 1989. № 4. С. 83-86.
2. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. М., 1987. 278 с.
3. Ассиновская Б.А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Известия АН СССР. Сер. Физ. Земли. 1986. № 1. С. 101-106.
4. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга, М.Л. Вербы // Тр. ПГО «Севморгеология». Л., 1985. Т. 196. 264 с.
5. Батурин Д.Г. Эволюция северной части Баренцева моря в области сочленения с Евразийским океаническим бассейном // Океанология. 1987. Т. 27, № 3. С. 418-424.
6. Белоусов В.В. Эндогенные режимы: взаимодействие верхней мантии и коры // Кристаллическая кора в пространстве и времени: Доклады советских геологов на 28-й сессии МГК. М., 1989. С. 36-46.
7. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии // Геотектоника. 1986. № 6. С. 8-20.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого. Л., 1984. 280 с.
9. Геология Белого моря / Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. // Советская геология. 1980. № 4. С. 45-55.
10. Девдариани Н.А. О рифтовой природе Белого моря // Геол. океанов и морей: Тезисы докладов VI Всесоюзной школы морской геологии. М., 1984. Т. 2. С. 119-120.
11. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря // Тр. НИИГА. Л., 1978. Т. 185. 211 с.

12. *Земная кора* восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л., 1978. 228 с.
13. *Каплин П.А.* Фиордовые побережья Советского Союза. М., 1962. 188 с.
14. *Мусатов Е.Е.* Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. №3. С. 76-84.
15. *Оболенская Л.М.* Магнитудные оценки землетрясений Баренцева моря и архипелага Шпицберген // Геофизические исследования литосферы европейского Севера СССР. Апатиты, 1989. С. 85-87.
16. *Погребницкий Ю.Е.* Геодинамическая система Сев. Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. 1976. № 12. С. 3-22.
17. *Погребницкий Ю.Е.* Переходные зоны «материк - океан» в геодинамической системе Северного Ледовитого океана // Доклады 27-й сессии МГК. М., 1984. Т. 7. С. 29-37.
18. *Разрывные нарушения* северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение / Савицкий А.В., Афанасьев Е.Н., Гукасян Г.О. и др. // I Блок, тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986. С. 39-52.
19. *Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, 1989. 176 с.
20. *Хольтедаль Х.* Геология Норвегии. М., 1957. Т. 1-2. 720 с.
21. *Хольтедаль Х.* Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов // Рельеф и геол. дна океанов. М., 1964. С. 171-186.
22. *Чувардинский В.Г.* О происхождении и механизме формирования некоторых типов тектонического рельефа, сходного с экзарационным (на примере восточной части Балтийского щита) // Задачи механ. в гляциол. и геокриол. М., 1984. С. 82-104.
23. *Чувардинский В.Г.* О тектонической природе рельефа «бараньих лбов» и других форм ледниковой экзарации // Природа и хозяйство Севера. Апатиты, 1984. Вып. 12. С. 29-36.
24. *Эльдхольм О., Майр А.М., Сундвор Е.* Строение и развитие континентальной окраины Норвежско-Гренландского, моря // Доклады 27-й сессии МГК. М., 1984. Т. 7. С. 37-50.
25. *Caselli F.* Oblique-slip tectonics Mid-Norway Shelf // *Petrol. Geol. North West Europe* / J. Brooks and K. Glennie, eds. 1987. P. 1049-1063.
26. *Clark D.L.* Geological history of the Arctic Ocean Basin // *Canadian Society of Petroleum Geologists*. 1975. P. 501-524.
27. *Dalland A., Worsley D., Ofstad K.* A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid- and northern Norway // *NPD Bul. Oljedirektorates*. 1988. N 4. 65 p.
28. *Gregory J.W.* The nature and origin of fiords. London, 1913. 542 p.
29. *Nansen F.* The Bathymetrical feature of the North Polar Seas. With a discussion of the Continental shelves and previous oscillations of the shore line // *The Norwegian North Polar Expedition*. 1904. Vol. 4. 72 p.
30. *Ramsay A.C.* On the glacial origin of certain lakes in Switzerland, the Black Forest, Great Britain, Sweden, North America and elsewhere // *Quaternary Journal of Geological Society*. 1862. Vol. 18. P. 185-204.
31. *Vorren T.O., Hald M., Lebesbye E.* Late Cenozoic environments in the Barents Sea // *Paleoceanography*. 1988. Vol. 3, N 5. P. 601-612.

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург  
Санкт-Петербургский государственный университет

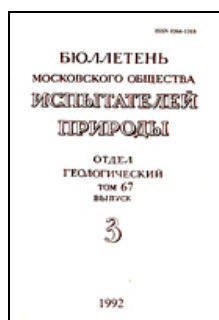
Поступила в редакцию  
22.05.90

## ON THE FJORD ORIGIN (WITH SPECIAL REFERENCE TO WESTERN ARCTIC)

*E.E. Musatov, Yu.E. Musatov*

The paper presents an analysis of the topography and structure of distinctive fjord Coasts of the Barents, White and Baltic seas and Ladoga Lake. The fjord grabens are supposed to have emplaced at the neotectonic stage along faults and shifts fringing the deep transregional faults. The latter border the continental slopes and riftogenic troughs within shelf and continental areas. That was the final evolutionary stages alone when the fjords were transformed by the glacial exaration and fluvial erosion, emphasizing their morphostructural pattern. The formation of fjords coasts in the Western Arctic reflects the destructive evolutionary stage.

**Ссылка на статью:**



*Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. К проблеме происхождения фиордов (на примере Западной Арктики).* Бюллетень московского общества испытателей природы, отд. геол., 1992, том 67, Выпуск 3, с. 28-33.

pdf заимствован с сайта <http://www.evgenyusev.narod.ru/geomorph/musatovs-1992.html>