

# Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным

Е. Е. Мусатов

Всероссийский институт геологии мирового океана, Санкт-Петербург

**Аннотация.** Кайнозойский чехол Баренцево-Карского шельфа изучен десятками тысяч погонных км непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) и одноканального сейсмического профилирования МОВ ЦЛ. Геологическая заверка волновых сейсмических полей выполнена инженерно-геологическими и параметрическими скважинами, пробуренными на шельфе и о-вах, а для верхней части осадочного чехла – ударными грунтовыми трубками с длиной керна до 5–7 м. В составе верхне-кайнозойского чехла выделено 5 структурных этажей: палеоцен-эоценовый морской, олигоцен-миоценовый лимно-аллювиальный, плиоцен-плейстоценовый морской, ледниково-морской и ледниковый и верхнеплейстоцен-голоценовый морской. Они соответствуют 4 этажам палеогеографического развития континентальной окраины: трансгрессивному ( $P_{1-2}$ ), регрессивному ( $P_3-N_1$ ), регрессивно-трансгрессивному ( $N_2-Q_{III}$ ) и трансгрессивному ( $Q_{III-IV}$ ). Установлены неотектонические критерии нефтегазоносности шельфа, благоприятные для сохранения и перестроения залежей углеводородов и приросту амплитуд локальных структур.

## Введение

Актуальность проблемы определяется интенсивным промышленным освоением российского севера и арктических шельфов, перспективных на нефть и газ. Открытые [*Hydrocarbon potential*, 1993] уникальные по запасам Штокмановское и Ледовое газоконденсатные месторождения, приуроченные к юрско-нижнемеловому этажу, крупное Мурманское газовое месторождение, заключенное в терригенных породах верхнепермско-триасового этажа, крупные Приразломное нефтяное и Северо-Гуляевское нефтегазоконденсатное месторождения, установленные в палеозойских терригенно-карбонатных породах и ряд других месторождений в Баренцевом море, а также уникальные газоконденсатные Русановское и Ленинградское месторождения в нижнемеловых породах Карского моря подтверждают огромные запасы углеводородов (УВ) на шельфе. Кайнозойский этап

его развития, хотя и не привел к формированию новых месторождений (за исключением вероятных скоплений УВ в проградационных клиньях материковых склонов и в периокеанических прогибах), но оказал решающее влияние [*Мусатов*, 1997а, 1997б; *Knutsen et al.*, 1993; *Skagen*, 1993] на сохранение и перестроение залежей УВ и прирост амплитуд нефтегазоносных структур 2 и 3 порядков. В ряде случаев кайнозойские существенно глинистые отложения выступают в роли региональных покровов. Поэтому исследование кайнозойского чехла геолого-геофизическими методами предоставляет, помимо информации о его инженерно-геологических свойствах, необходимой при бурении параметрических скважин, возведении трубопроводов и прочих сооружений, важнейшие сведения по неотектоническому режиму региона и его нефтегазоносности.

## Фактический материал

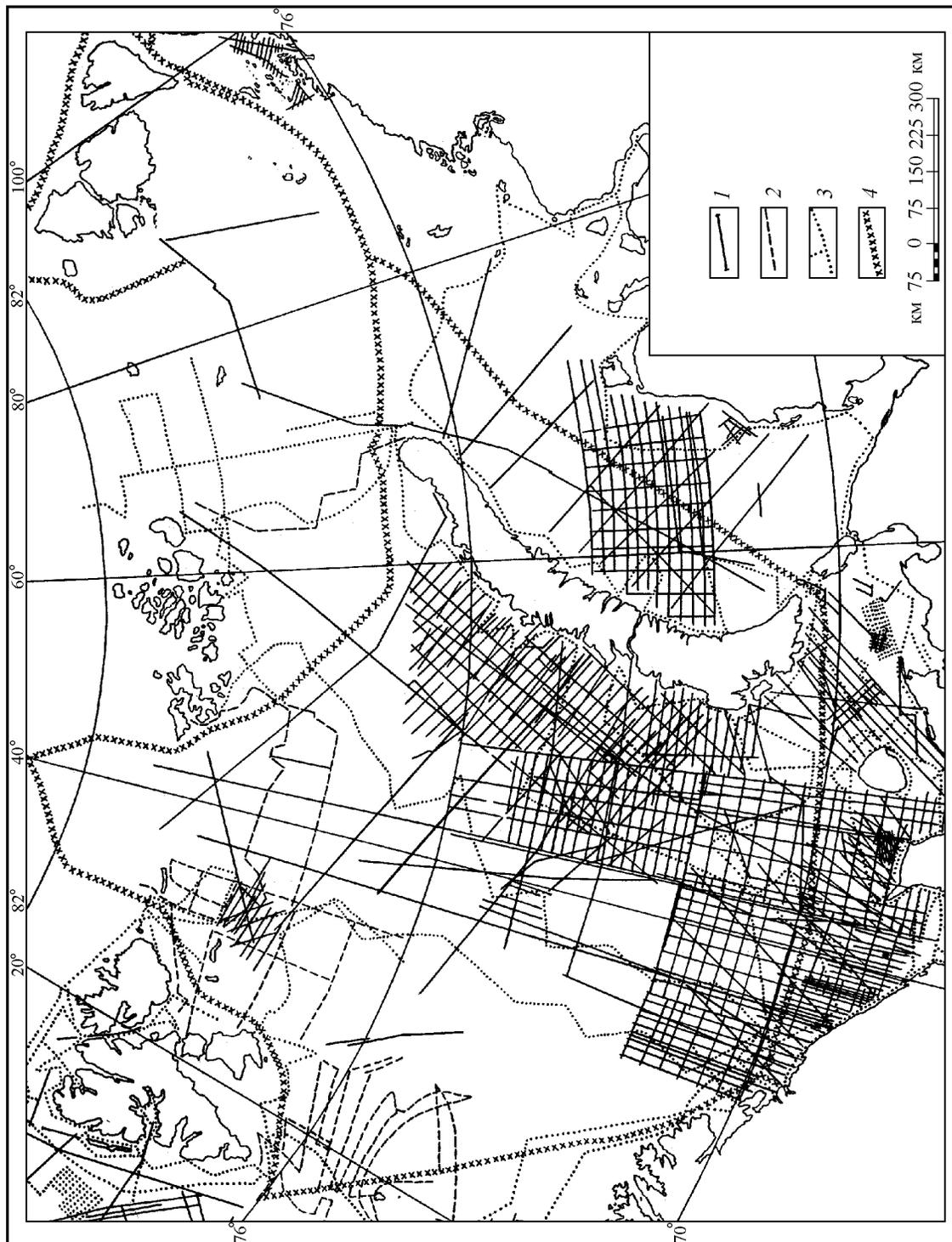
В основу работы положены материалы непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с частотами излучающего источника 200–1000 гц и одноканального сейсмического профилирования метода отраженных волн в модификации центрального

©1998 Российский журнал наук о Земле.

Статья RJES98007.

Онлайновая версия статьи опубликована 15 декабря 1998.

URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJES98007/RJES98007.htm>



**Рис. 1.** Карта использованных сейсмоакустических (НСП) и сейсмических (МОВ ЦЛ) материалов.  
 1 – низкочастотные профили НСП и МОВ ЦЛ, полученные с российских судов; 2 – профили НСП и МОВ УЛ, полученные Норвежским Полярным институтом; 3 – российские высокочастотные акустические профили; 4 – немецкие высокочастотные акустические профили.

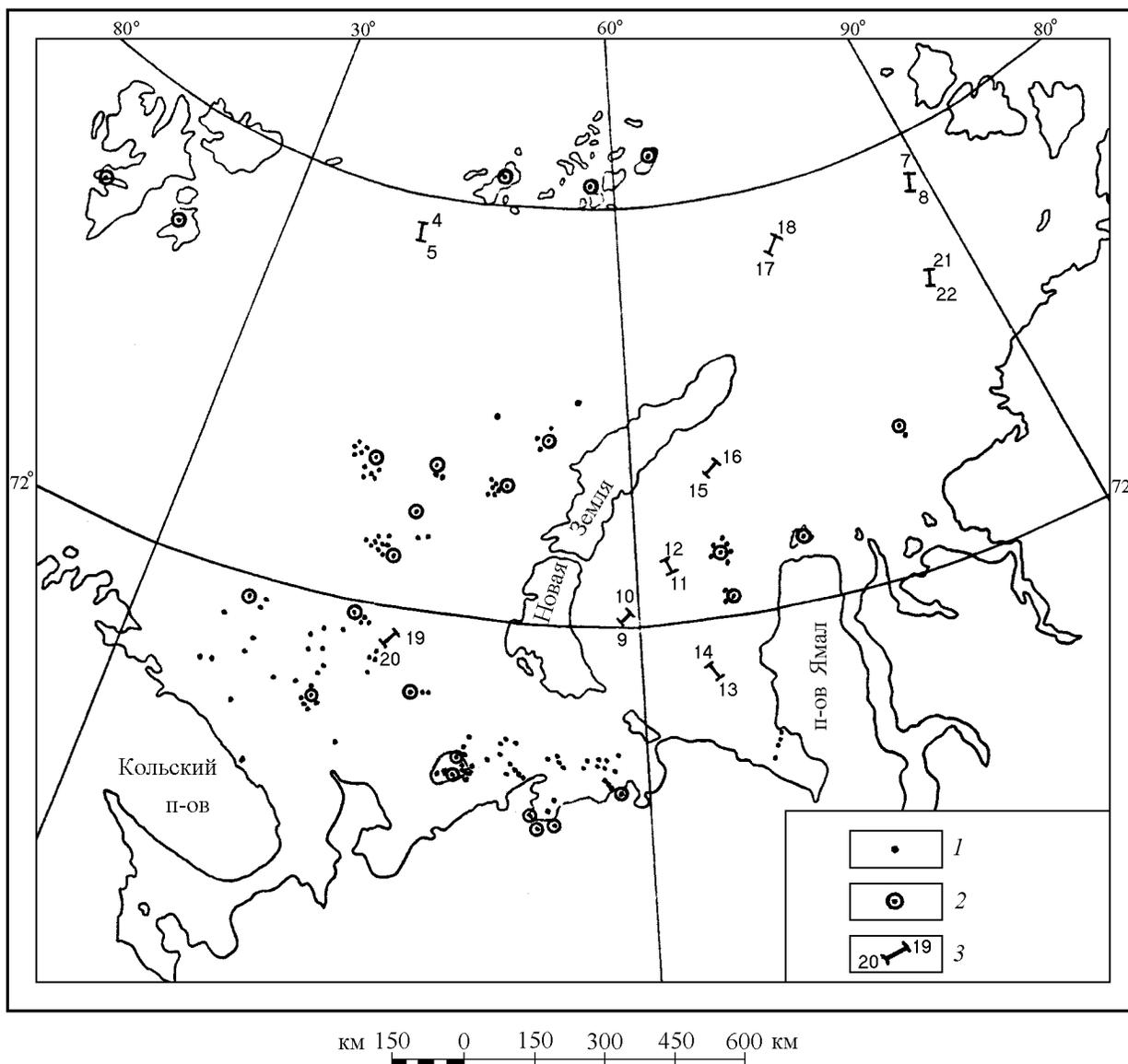
луча (МОВ ЦЛ) с частотами 70–200 гц, выполненных в различные годы подразделениями ВНИИОкеангеология [Баренцевская шельфовая плита, 1988; Геологическое строение СССР, 1984; Дружинина, Мусатов, 1992; Зархидзе, Мусатов, 1989; Карта новейшей тектоники, 1998; Лопатин, Мусатов, 1992; Мусатов, 1996; Мусатов, Мусатов, 1992; Circumpolar map, 1991; Zarchidze et al., 1991], Морской Арктической Геологоразведочной Экспедиции [Батурин, 1988], Института Океанологии РАН [Арктический шельф Евразии, 1987; Дунаев и др., 1990; Павлидис, 1992], ВСЕГЕИ [Геология Белого моря, 1980], НИИМорГеофизики [Сенин и др., 1989], Мурманского Морского Биологического Института КНЦ РАН [Матишов, 1988; Самойлович и др., 1993], Норвежского Полярного института [Мусатов, 1996а, 1997а; Antonsen et al., 1991; Elverhoi and Solheim, 1987; Elverhoi and Lauritzen, 1984; Elverhoi et al., 1988; Gustausen et al., 1997; Solheim and Kristoffersen, 1984; Solheim et al., 1990; The geology of Franz-Josef Land, 1998], университетов Бергена [Kristoffersen et al., 1984] и Тромсе [Vorren et al., 1988] и других организаций. Схема использованных сейсмических материалов приведена на рис. 1; их распределение по площади характеризуется крайней неравномерностью. Южные, западные и центральные части шельфа изучены достаточно хорошо за счет густой сети как региональных, так и геолого-съемочных профилей (листы R-36–38, S-38–41). Северные и северо-восточные районы Баренцева и Карского морей исследованы методами НСП и МОВ ЦЛ гораздо хуже в первую очередь из-за тяжелых ледовых условий.

Для корреляции более глубоких опорных отражающих горизонтов осадочного чехла и исследования глубинных характеристик неотектонического режима использовались российские [Верба и др., 1987; Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины, 1988; Погребницкий, 1997; Сенин и др., 1989] и норвежские [Eldholm et al., 1987; Skagen, 1993] материалы МОВ ОГТ. Батиметрической основой при неотектонических построениях служили разномасштабные карты рельефа дна, составленные российскими [Матишов, 1988; Мусатов, 1997а, 1997б], норвежскими [Elverhoi and Solheim, 1987; Elverhoi et al., 1988; Solheim et al., 1990; Vorren et al., 1988] и американскими [Bathymetry of the Barents and Kara Seas, 1991; Matishov et al., 1995] исследователями. Для геологической проверки волновых геофизических полей использовались разрезы пробуренных на шельфе [Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины, 1988] и островах [Параметрические скважины, 1985] параметрических, а также инженерно-геологических [Гриценко, Крапивнер,

1989; Крапивнер, 1986; Онищенко, Бондарев, 1988; Самойлович и др., 1993] скважин (рис. 2), а при их отсутствии в северных районах Баренцева и Карского морей – грунтовые колонки с длиной керна 4–5 м и свыше (сопоставимые с разрешающей способностью метода НСП). Последние были получены за последние десятилетия в рейсах российских [Арктический шельф Евразии, 1988; Баренцевская шельфовая плита, 1988; Геология Белого моря, 1980; Гуревич, Мусатов, 1992; Дружинина, Мусатов, 1992; Зархидзе, Мусатов, 1989; Лопатин, Мусатов, 1992; Мусатов, 1997а, 1997б; Мусатов, Мусатов, 1992; Павлидис, 1992; The geology of Franz-Josef Land, 1998; Zarchidze et al., 1991] и норвежских [Antonsen et al., 1991; Elverhoi and Solheim, 1987; Elverhoi and Lauritzen, 1984; Elverhoi et al., 1988; Solheim and Kristoffersen, 1984; Solheim et al., 1990; Vorren et al., 1988] научно-исследовательских судов. В качестве региональной основы для корреляции сейсмических тел, выходящих на дне моря, с соответствующими таксонами на суше использовались как биостратиграфические схемы расчленения кайнозойского чехла Тимано-Уральского и Западно-Сибирского регионов [Геологическое строение СССР, 1984; Данилов, 1978; Зархидзе, Мусатов, 1989; Чочиа, Еддокимов, 1993; Яхимович, Зархидзе, 1990; Circumpolar map, 1991], так и местные сеймостратиграфические схемы непосредственно районов шельфа [Батурин, 1988; Гриценко, Крапивнер, 1989; Мусатов, 1996; Сенин и др., 1989; Antonsen et al., 1991; Atlas of East Barents Shelf Geology, 1994; Eldholm et al., 1987; Gustausen et al., 1997].

## Методика

На первом этапе исследования сеймостратиграфический анализ материалов НСП, МОВ ЦЛ и МОГТ проводился [Гриценко, Крапивнер, 1989; Лопатин, Мусатов, 1992; Мусатов, 1996а; Zarchidze et al., 1991] в три этапа: разрез кайнозойского чехла расчленялся на ряд сейсмоакустических комплексов, разделенных региональными границами эрозийных несогласий; затем по характеру сейсмофаций реконструировались условия седиментации в бассейне, и, наконец, путем построения соответствующих кривых восстанавливался характер относительных тектоно- и/или гляциозвстатических колебаний уровня моря в регионе. Литологический состав и стратиграфическая привязка сейсмических тел определялись по немногочисленным скважинам [Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины, 1988; Гриценко, Крапивнер, 1989; Крапивнер, 1986; Онищенко, Бондарев, 1988; Параметрические скважины, 1985; Самойлович и др.,



**Рис. 2.** Карта расположений скважин и фрагментов сейсмопрофилей.

1 – инженерно-геологические скважины; 2 – параметрические скважины; 3 – местоположение фрагментов сейсмопрофилей, приведенных на рис. 4–5 и 7–22.

1993] и грунтовыми колонками [Арктический шельф Евразии, 1987; Баренцевская шельфовая плита, 1988; Геология Белого моря, 1980; Гуревич, Мусатов, 1992; Дружинина, Мусатов, 1992; Зархидзе, Мусатов, 1989; Лопатин, Мусатов, 1992; Мусатов, 1997а, 1997б; Павлидис, 1992; Antonsen et al., 1991; Elverhoi and Solheim, 1987; Elverhoi and Lauritzen, 1984; Elverhoi et al., 1988; Gustavsen et al., 1997; Solheim and Kristoffersen, 1984; Solheim et al., 1990; The geology of Franz-Josef Land, 1998; Vorren et al., 1988; Zarchidze et al., 1991] на шельфе с последующими корреляциями и интерполяцией по всей протяжен-

ности сейсмогоризонта. Таким образом в кайнозойском чехле были выделены 7 сеймостратиграфических комплексов (ССК), чьи границы отвечали несогласиям по типу кровельного прилегания либо эрозийного среза, реже – подошвенного или кровельного налегания.

После сеймостратиграфического анализа кайнозойского чехла реконструировались амплитуды неотектонических движений на шельфе. При этом за точку отсчета принималась палеогеновая поверхность выравнивания, фиксируемая каолинитовыми и гидрослюдистыми корами выветривания по обрам-

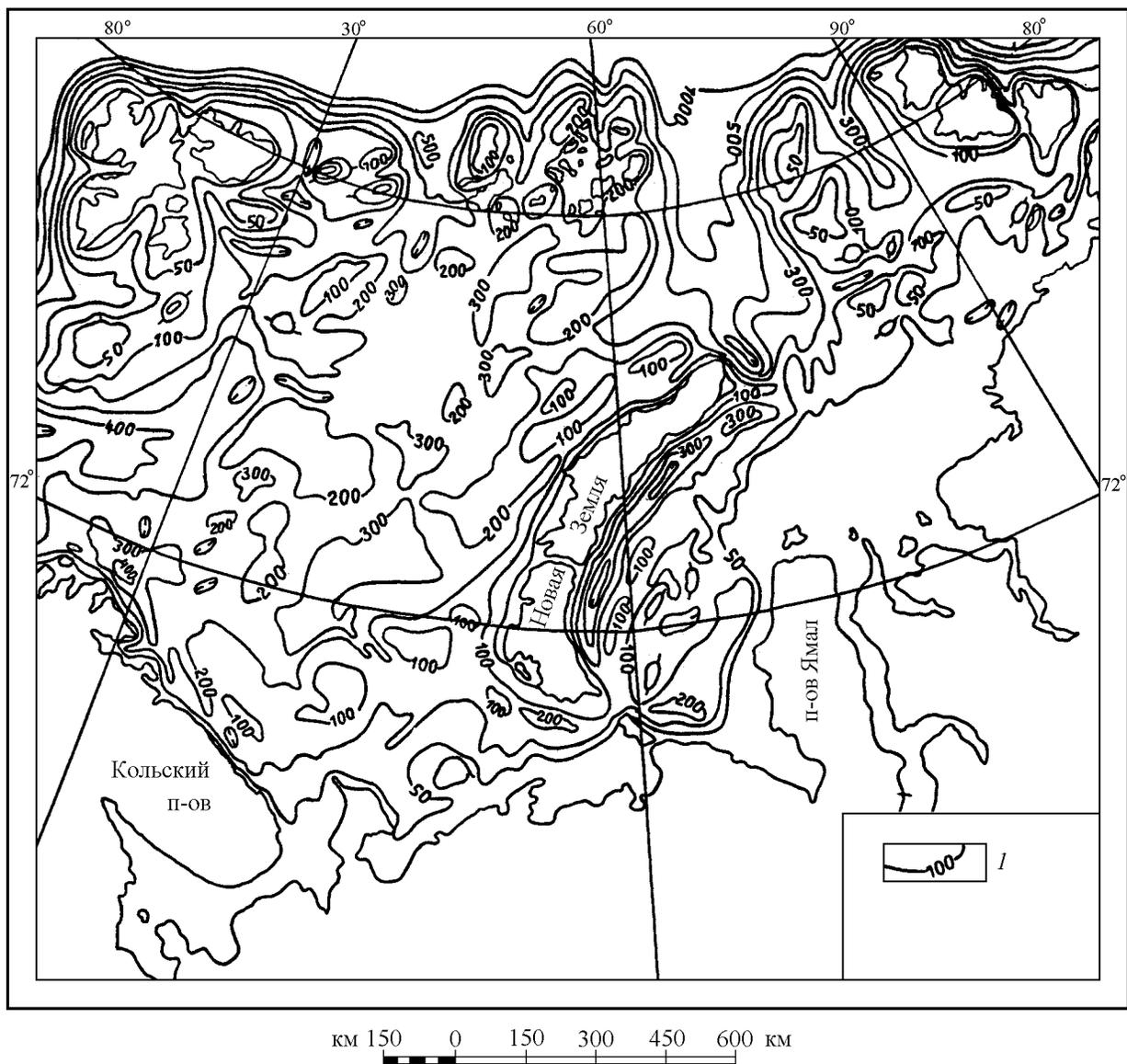


Рис. 3. Батиметрическая карта. 1 – изобаты.

лению шельфа на Балтийском щите, Тимано-Канинском и Полярноуральском горст-мегаантиклинориях. Далее в вычисления величин новейших движений, помимо исследования современного рельефа (рис. 3), вводился ряд поправок:

1) Поправка за седиментацию. Фрагменты исходной поверхности выравнивания на шельфе погребены под неравномерным чехлом терригенных песчано-глинистых неоген-четвертичных отложений, с глубоким размывом и резким угловым несогласием перекрывающих эродированную кровлю коренных пород (рис. 4 и рис. 5). По результатам НСП и МОВ ЦЛ была составлена карта мощностей

этих осадков (рис. 6); далее для восстановления глубин первичной донеогеновой поверхности из абсолютных отметок современного дна вычитались значения мощностей верхнекайнозойского чехла, чем обеспечивался переход к структурной карте по его подошве.

2) Поправка за денудацию. С помощью сейсмограмм оценивалась величина эрозионного среза за неотектонический этап: по отражающим горизонтам в толще подстилающих мезозойских пород реконструировалась размытая часть разреза. Вблизи архипелагов, на сводах Персея, Южно- и Северо-Карском она достигает 250–300 м (рис. 7 и рис. 8).

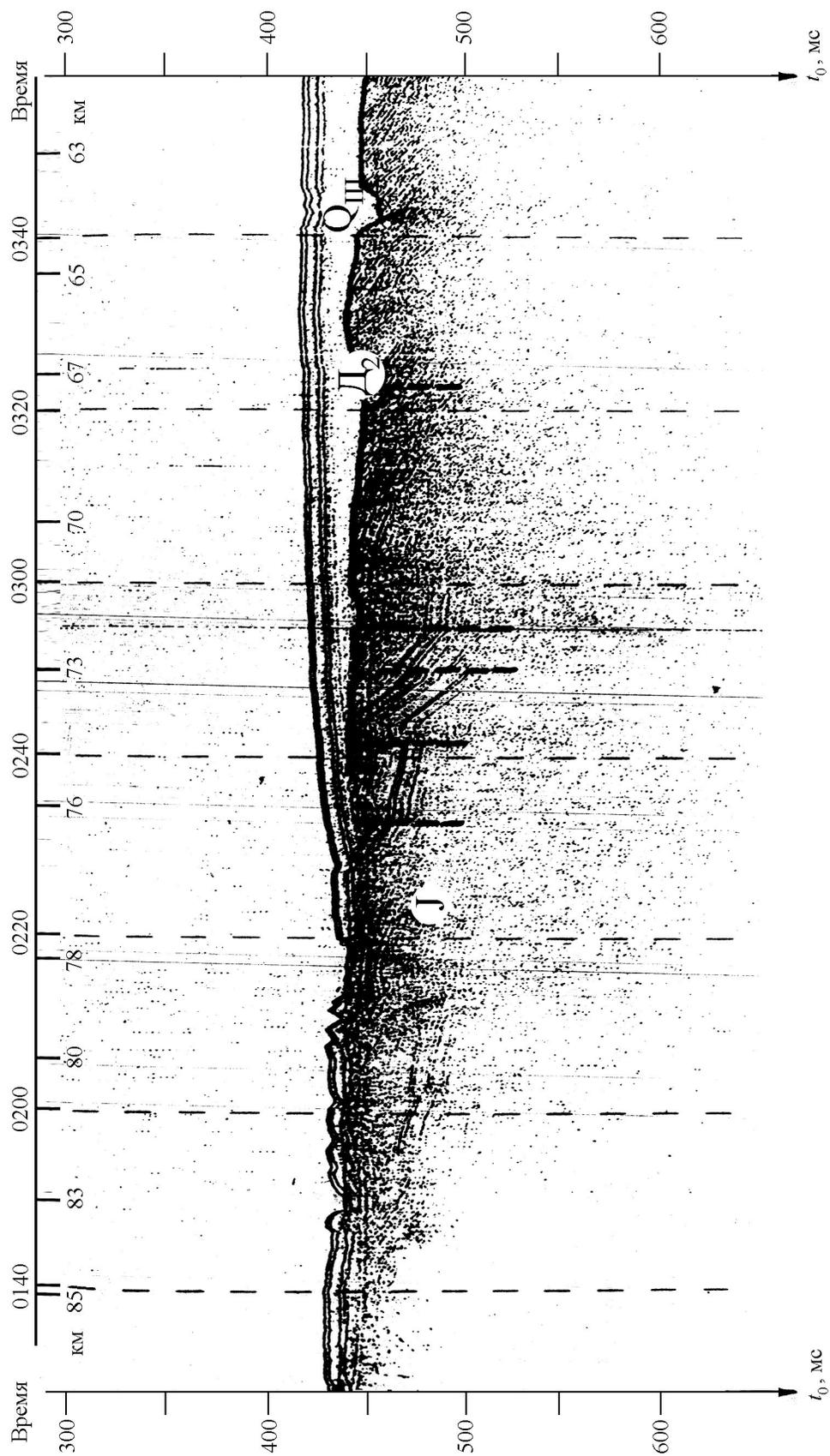


Рис. 4. Фрагмент сейсмоакустической записи юрских и четвертичных отложений в желобе Франц-Виктория.

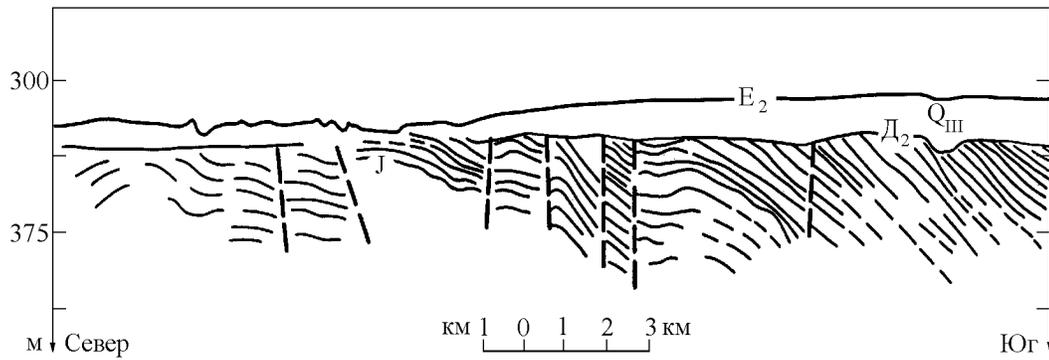


Рис. 5. Схема интерпретации (см. рис. 4). Виден характер послелюрских дизъюнктивов и кровельное прилегание в подошве четвертичного чехла.

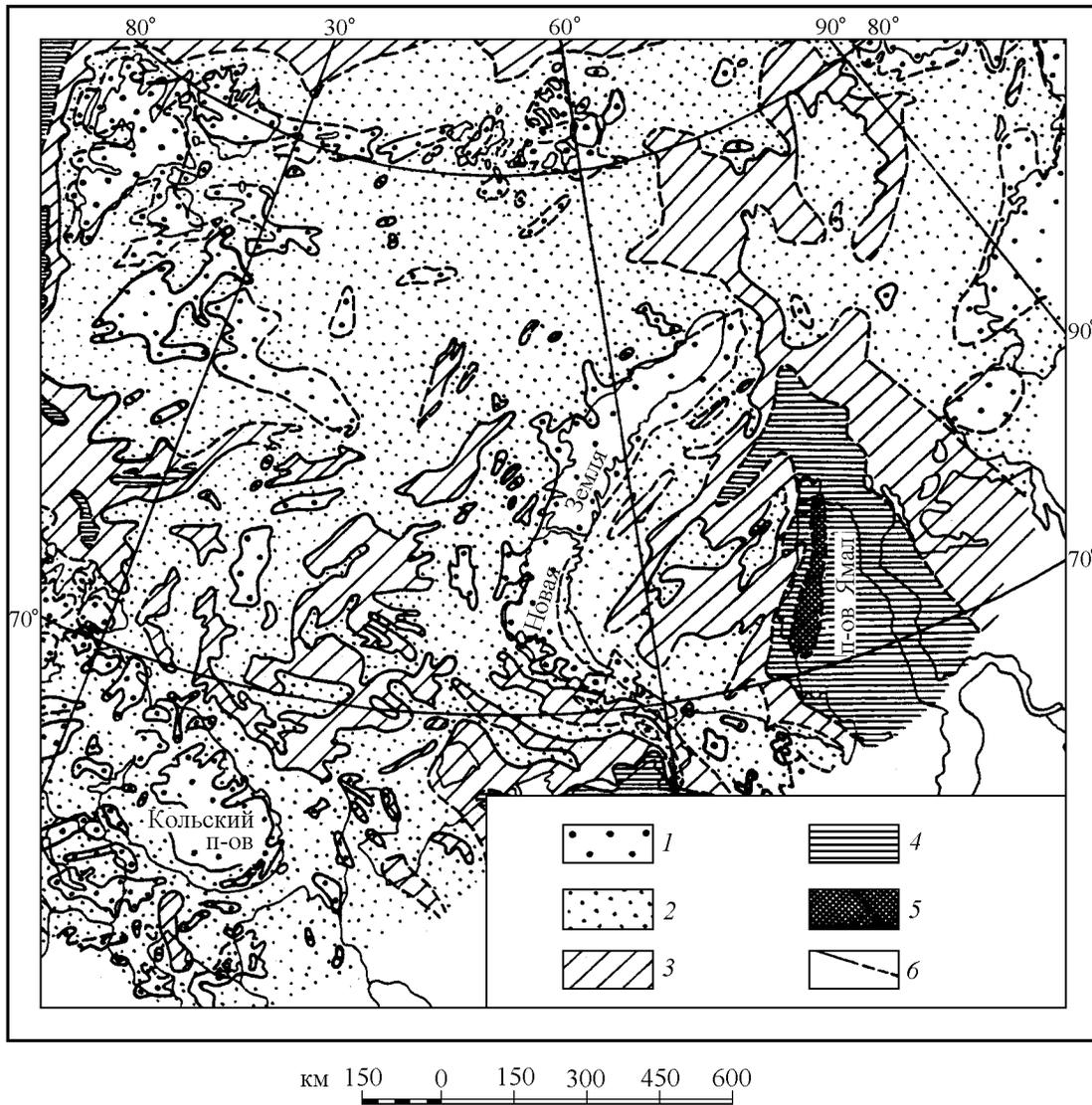
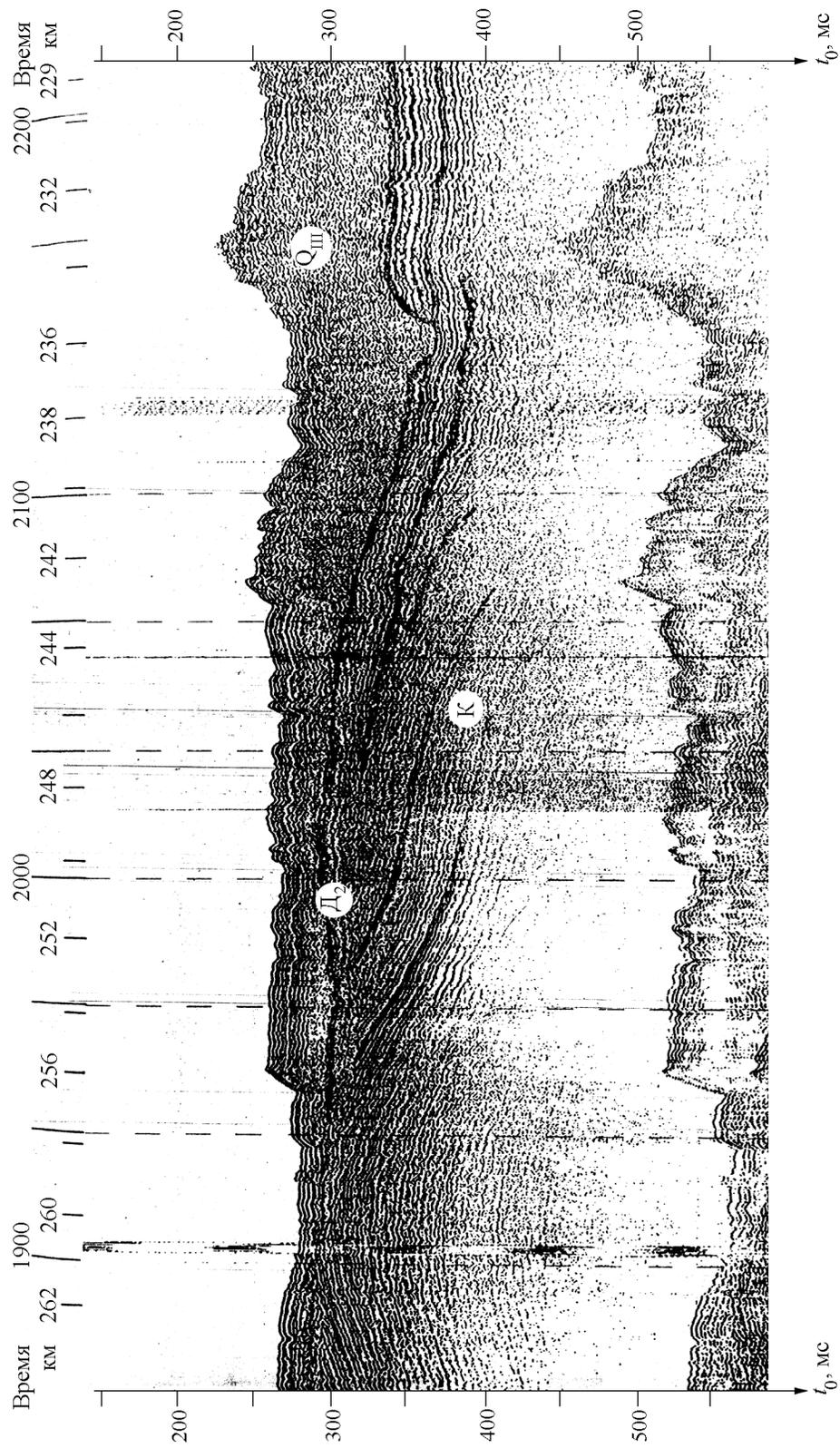
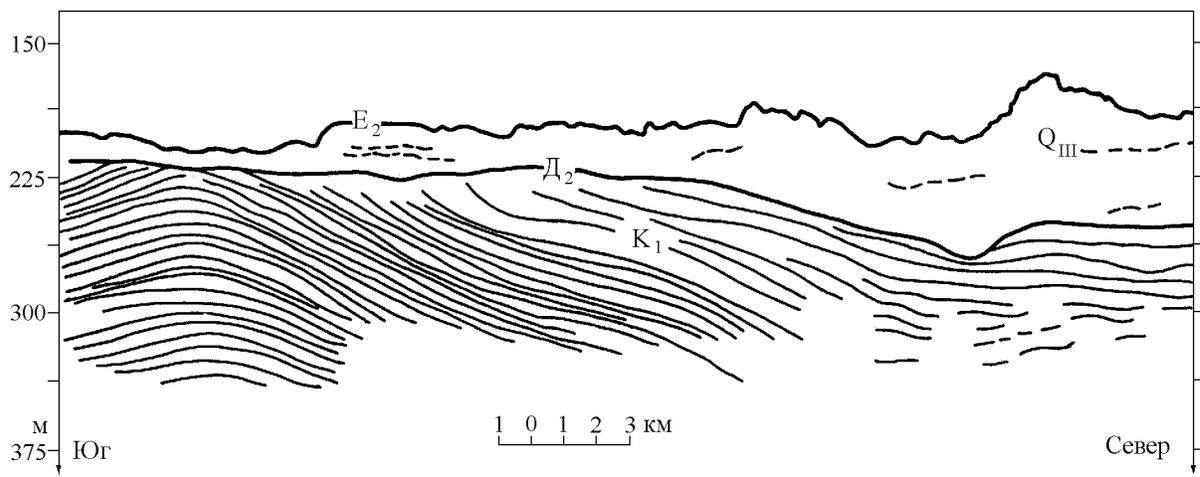


Рис. 6. Карта мощностей плиоцен-четвертичных отложений Баренцево-Карского региона. 1 – менее 5 м; 2 – от 5 до 50 м; 3 – от 50 до 150 м; 4 – от 150 до 250 м; 5 – свыше 250 м; 6 – изопахиты установленные и предполагаемые.



**Рис. 7.** Фрагмент сейсмоакустической записи нижнемеловых и четвертичных отложений на севере Карского моря.



**Рис. 8.** Схема интерпретации (см. рис. 7). Виден характер дочетвертичного эрозионного среза.

При рисовке изолиний новейших движений влияние эрозионных врезов (наличие разветвленной сети палеодолин) учитывалось путем сглаживания контуров изогипс подошвы верхнекайнозойского чехла.

3) Поправка за эвстатику. По современным оценкам [Геологическое строение СССР, 1984; Гуревич, Мусатов, 1992; Зархидзе, Мусатов, 1989; Мусатов, Мусатов, 1992; Чочиа, Евдокимов, 1993; Skagen, 1993] уровень моря в конце олигоцена падал до отметок  $-250 - -350$  м, что учитывалось при оценке амплитуд неоген-четвертичных движений земной коры. При этом использовался т.н. батиграфический метод [Карта новейшей тектоники Северной Евразии, 1998], в соответствии с которым рельеф (и палеорельеф) внешней зоны шельфа отражает тектонические движения за весь новейший этап, а рельеф внутреннего шельфа отражает позднплейстоцено-голоценовые движения за время последнего трансгрессивно-регрессивного цикла с величиной позднеюрмской (позднелиннской, позднеладской, классической висконсинской, сартанской) регрессии  $-120$  м.

4) Поправка за гляциоизостазия вводится в вычисления для областей последнего (позднеюрмского) оледенения, где определенный прирост амплитуд новейших воздыманий связывается [Карта новейшей тектоники Северной Евразии, 1998; Мусатов, Мусатов, 1992] с компенсационными изостатическими воздыманиями земной коры после снятия ледниковой нагрузки. Так как оценки масштабов позднеюрмского оледенения в Арктике отличаются от модели единого панарктического ледника [Гросвальд, 1983; Solheim and Kristoffersen, 1984] на всей площади Баренцева и Карского морей до полного его отрицания [Гриценко, Крапивнер, 1989; Данилов, 1978; Крапивнер, 1986; Чочиа, Евдокимов, 1993], то

была принята компромиссная модель умеренного растекания материковых льдов на шельф [Геология Белого моря, 1980; Дунаев и др., 1990; Самойлович и др., 1993]. Но и тогда при мощности позднеюрмских ледников на побережьях Фенноскандии, Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа и в Баренцевом море до  $2-2.5$  км [Elverhoi et al., 1988; Kristoffersen et al., 1984; Solheim and Kristoffersen, 1984; Solheim et al., 1990; Vorren et al., 1988] амплитуды гляциоизостатических поднятий, судя по радиоуглеродным датировкам осадков послеледниковых морских террас (высоты  $-5-115$  м) [Зархидзе, Мусатов, 1989; Мусатов, 1997а; Павлидис, 1992; Circumpolar map, 1991], составляли от  $50$  до  $200$  м и даже более [Аветисов, 1996; Карта новейшей тектоники Северной Евразии, 1998]. В этом случае их значения вычитались из суммарных амплитуд новейших движений.

После определения знака и амплитуд новейших движений на Баренцево-Карском шельфе оценивались неотектонические критерии его нефтегазонасности. При этом учитывались важнейшие элементы прогноза УВ: тектонотип бассейна, общая мощность осадочного чехла, объем отложений глубже  $2$  км, мористость разреза, интенсивность мезо-кайнозойских прогибаний и др. К положительным факторам нефтегазонасности относились прямая унаследованность новейшего структурного плана, активизация структур  $1,2$  и более высоких порядков, умеренные (до  $300$  м) амплитуды новейших движений и их градиенты, значительные объемы кайнозойского эрозионного среза, приведшие к заметным снижениям пластовых давлений и миграции УВ и служившие депрессионным фактором. Напротив, новейшие перестройки древнего структурного плана, плохая сохранность локальных структур, большой размах неотектонических движений при высоких их гра-

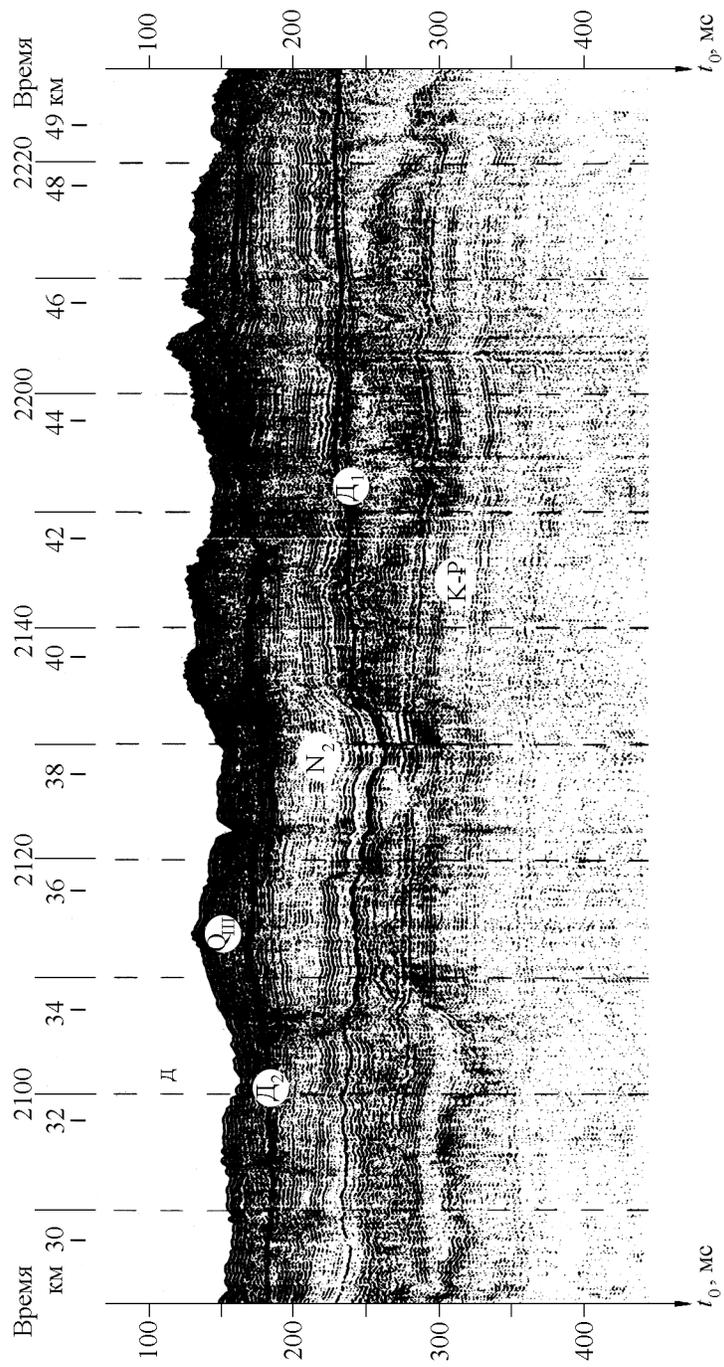
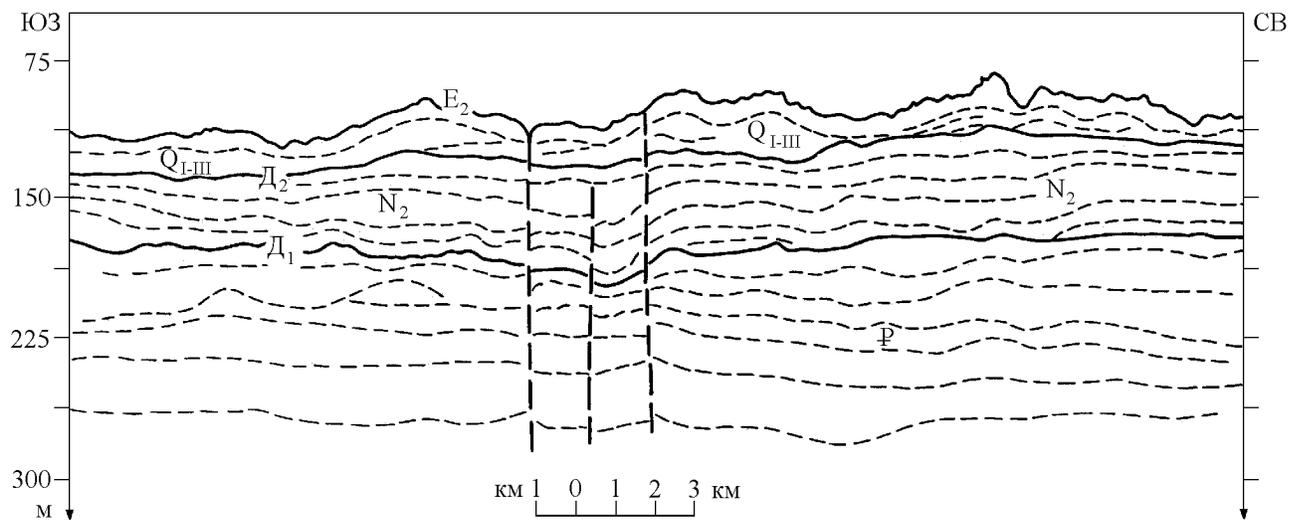


Рис. 9. Фрагмент сейсмоакустической записи кайнозойского чехла в Южно-Карской синеклизе.



**Рис. 10.** Схема интерпретации (см. рис. 9). Видна горизонтальная слоистость палеогеновых и неогеновых отложений.

диентах и высокая плотность новейших дизъюнктивов, обусловившая уничтожение части залежей УВ, а также покровные оледенения, приводившие к увеличению пластовых давлений, являются отрицательными факторами нефтегазоносности.

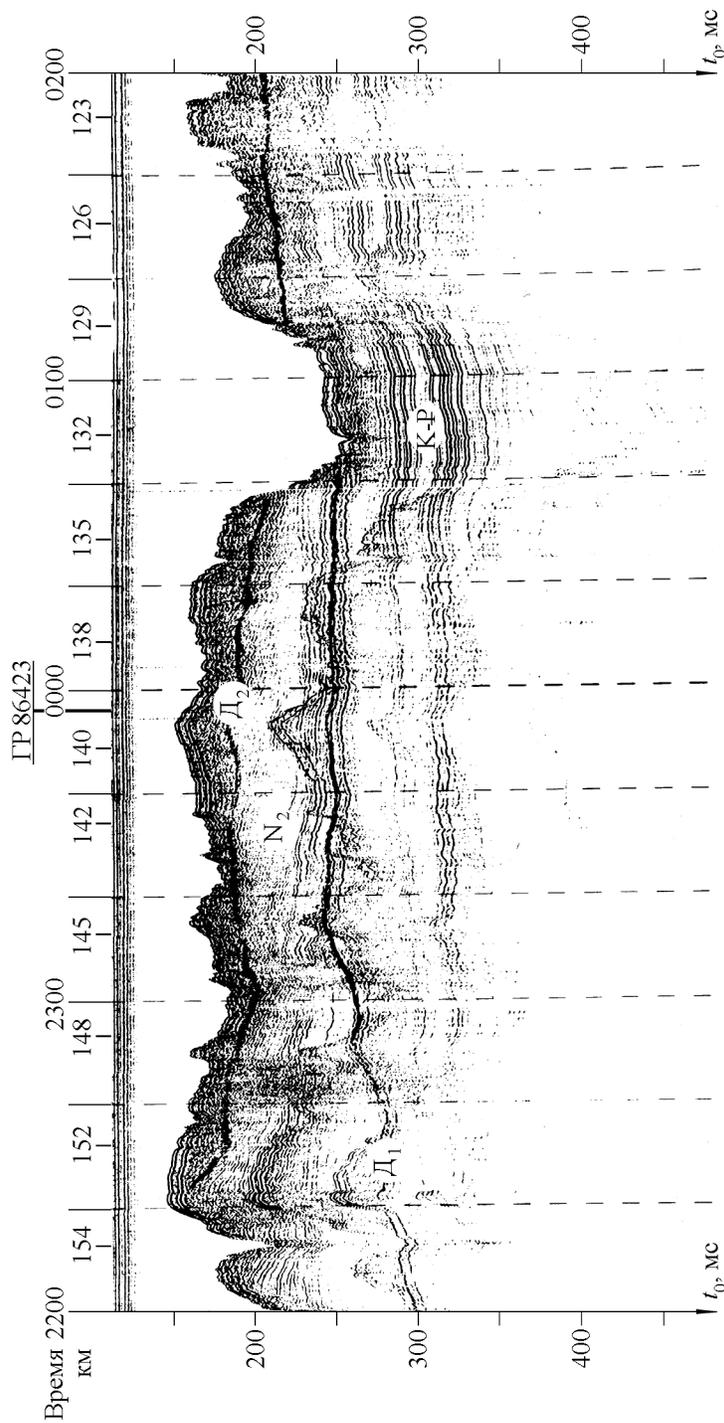
Таким образом, методически работа выполнялась в 3 основных этапа: сначала путем сейсмостратиграфического анализа МОВ ЦЛ и НСП воссоздавалась структура кайнозойского чехла, затем исследовались отражающие горизонты в его кровле и подошве с реконструкцией неотектонического режима шельфа, и, наконец, учетом всех геолого-геофизических данных интерпретировались неотектонические критерии его нефтегазоносности.

## Обсуждение результатов

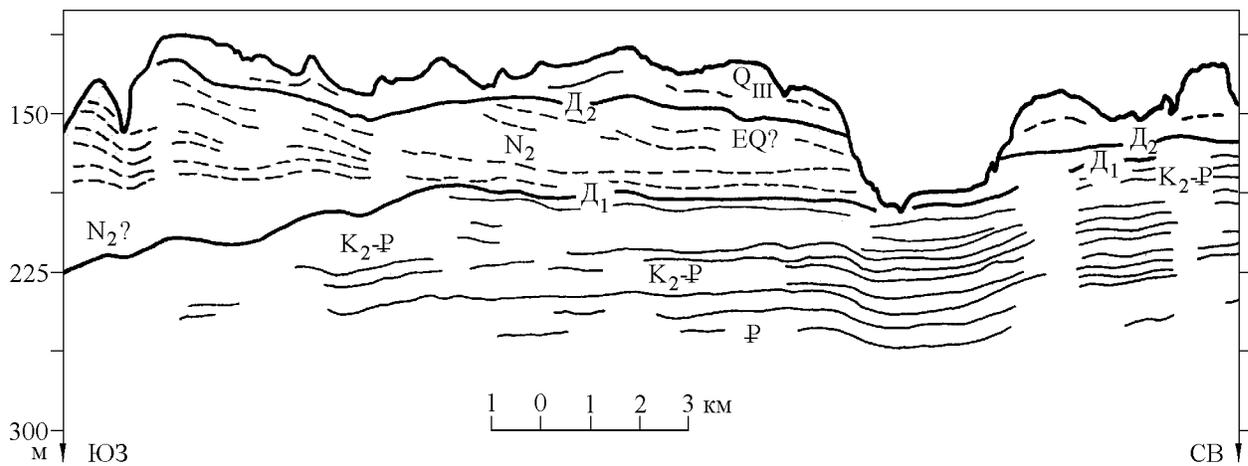
Нижний САК-VII распространен на Баренцево-Карском шельфе фрагментарно, что, видимо, является следствием крупнейшего регионального аплифта, имевшего место на материковой окраине [Мусатов, 1996а; Zarchidze et al., 1991] в позднемеловую-олигоценую эпоху. Палеогеновые отложения этого комплекса с пластовыми скоростями 1.79–1.82 км/с [Геологическое строение СССР, 1984; Eldholm et al., 1987; Elverhoi and Lauritzen, 1984] мощностью до 500 м и выше [Баренцевская шельфовая плита, 1988; Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины, 1988] развиты в норвежском секторе Баренцева моря в желобах Медвежинском и Нордкапском. Мощности осадков увеличиваются к западному краю шельфа, достигая на континентальном подножье, где располагался депоцентр

осадконакопления, значений 2.5 км. Очевидно, морская трансгрессия распространялась на шельф с запада при рифтогенезе и спрединге в Норвежско-Гренландском океаническом бассейне [Мусатов, 1992; Яхимович, Зархидзе, 1990; Eldholm et al., 1987]. Данная толща (ССК-VII) с размывом залегает на нижнемеловых породах и с несогласием типа кровельного прилегания перекрывается четвертичным чехлом. На современном шельфе отсутствуют аналоги уникальных прогибов Западно-Шпицбергенского и Форлансуннет (запад архипелага Свальбард); в них развита палеоцен-эоценовая толща переслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов мощностью до 2.5 км [Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины, 1988; Zarchidze et al., 1991], а разрез венчается олигоценowymi озерно-болотными песчаниками с прослоями аргиллитов, гравелитов и каменных углей стурвольской свиты [Баренцевская шельфовая плита, 1988]. В конце олигоцена на всей материковой окраине, включая шельф, побережья и архипелаги, устанавливается континентальный перерыв.

В российском секторе шельфа ССК-VII мощностью до 1 км установлен в Южно-Карской синеклизе Западно-Сибирской плиты (рис. 9, рис. 10, рис. 11, и рис. 12). Пластовые скорости составляют [Баренцевская шельфовая плита, 1988; Геологическое строение СССР, 1984] 1.9–2.1 км/с, волновая картина характеризуется параллельной слоистостью с отчетливо выраженными двойными “цугами” отражений. На сейсмограммах палеогеновый ССК-VII согласен либо со стратиграфическим перерывом подстилается верхнемеловой толщей и несогласен (по



**Рис. 11.** Фрагмент сейсмоакустической записи палеогеновых и неоген-четвертичных отложений в Южно-Карской синеклизе.



**Рис. 12.** Схема интерпретации (см. рис. 11). Виден доплиоценовый и современный эрозионный срез.

типу эрозионного среза) перекрывается неоген-четвертичными отложениями. На о-ве Свердруп скважиной вскрыты палеогеновые глины и алевриты с прослоями песков, залегающие со стратиграфическим несогласием на туронских породах и с размывом перекрываемые верхнекайнозойским чехлом. В целом мощности палеогеновых пород на Западно-Сибирской плите уменьшаются с юга на север, и в этом же направлении появляются прибрежные фации; это заставляет предполагать, что морская трансгрессия распространялась в Арктику через Тургайский прогиб со стороны Тетических бассейнов.

В таблице 1 приведена общая сейсмостратиграфическая схема кайнозойского чехла: на шельфе показаны установленные ССК со средними мощностями, а в скобках – характер волновой картины на сейсмической записи. Для прилегающих частей суши Печорской и Западно-Сибирской плит приведены стратиграфические аналоги сейсмоакустических тел на шельфе [Zarchidze, Musatov, 1989; Zarchidze et al., 1991], их мощности и литологический состав. Штриховкой в таблице показаны эпохи перерывов в седиментации.

В подошве неоген-четвертичного чехла на сейсмограммах повсеместно устанавливается угловое несогласие по типу эрозионного среза. Оно соответствует пакету отражающих горизонтов “Д” региональной сейсмостратиграфической шкалы кайнозоя [Баренцевская шельфовая плита, 1988; Дружинина, Musatov, 1992; Лопатин, Musatov, 1992; Musatov, 1996a, 1996b; Zarchidze et al., 1991], который на сейсмограммах распадается на рефлекторы Д<sub>0</sub> (подошва миоценового ССК-VI), Д<sub>1</sub> (подошва плиоценового ССК-V), и Д<sub>2</sub> (подошва плейстоценовых ССК-

II,III). Пластовые скорости выше региональной поверхности несогласия варьируют от 1,5 до 1,7 км/с [Лопатин, Musatov, 1992]. ССК-VI развит в глубоких впадинах и палеодолинах донеогенового палеорельефа в Южно-Карской синеклизе: его нижний контакт формирует несогласие по типу подошвенного прилегания, а верхний – несогласие типа эрозионного среза. ССК-VI на сейсмограммах образует косослоистую толщу с наклонными внутренними отражениями мощностью до 150 м. Она выполняет широкие палеодолины, раскрывающиеся в центральную часть бассейна. По положению в разрезе между палеогеновым и плиоценовым комплексами и по аналогии с континентальными образованиями абросимовской, пельмской и таволжанской свит Западной Сибири [Zarchidze et al., 1991] отложения ССК-VI (рис. 13 и рис. 14) отнесены к аллювиальным и дельтовым осадкам миоцена. В конце этой эпохи при падении уровня моря на 300–350 м [Данилов, 1978; Musatov, 1996a, 1996b] весь Баренцево-Карский шельф был вновь осушен, что привело к формированию глубоких речных палеоврезов (рис. 15, рис. 16, рис. 17 и рис. 18).

ССК-V с несогласием типа эрозионного среза перекрывает мезозойские и палеогеновые породы на Печорской и Западно-Сибирской плитах и формирует на сейсмограммах обширные покровные тела мощностью до 50–60 м с горизонтально- либо косослоистой записью. На Баренцево-Северо-Карской плите ССК-V выполняет глубочайшие палеоврезы и в бассейновых фациях нигде не выражен. По данным инженерно-геологического бурения [Гриценко, Крапивнер, 1989; Онищенко, Бондарев, 1988], ССК-V соответствует морским и дельтовым осадкам

Таблица 1. Сейсмостратиграфическая схема кайнозойского чехла Баренцево-Карского шельфа

сис-тема	Возраст	Баренцево-Карская плита (шельф)		Печорская плита		Западно-Сибирская плита		
		отдел	шельф	суша	шельф	суша	суша	
АНТРОПОГЕН	1							
	2	3	4	5	6	7		
	голо-цен	ССК-I : 0-5 м (горизонтально-слоистый, акустически прозрачный)	ССК-I : 1-40 м (акустически прозрачный)	Морские террасы 3-5 м (пески, алевроиты)	ССК-I : 1-15 м (акустически прозрачный)	Морские террасы до 14-20 м (пески, алевроиты, глины)		
		ССК-II : 5-50 м (слоистый, крапчатый)	ССК-II : 5-40 м (пунктирно-слоистый)	Морские террасы 20-25 и 35-45 м (глины, алевроиты, пески)	////////// ССК-II : 2-60 м (неясно-слоистый)	////////// Морские террасы 22-35 и 45-65 м (глины, пески, алевроиты)	//////////	
		ССК-III : 5-75 м (пунктирно-слоистый, хаотический)	////////// ССК-III : 5-100 м (горизонтально-слоистый, крапчатый)	////////// Морские террасы 80-100 и 180-220 м; роговая серия : 200-250 м (пески, алевроиты, диамиктоны)	////////// ССК-III : 5-70 м (слоистый, пунктирно-слоистый)	////////// Морские террасы 65-80 и 160-180 м; сахалардская свита : 30-80 м (диамиктоны, алевроиты, пески) Казымская свита: 10-8 м (пески, алевроиты глины)	//////////	
	эоплей-сто-цен	//////////	//////////	//////////	ССК-IV : 10-75 м (крапчатый, слоистый)	Полюйская свита: 40-60 м (глины, алевроиты, пески)		
		ССК-IV : 0-50 м (пунктирно-, косо-слоистый)	ССК-IV : 25-125 м (слоистый, акустически прозрачный)	Падимейская серия: 60-240 м (диамиктоны, глины, пески)				
		//////////	//////////	//////////				
	пли-оцен	//////////	//////////	//////////	ССК-V : 20-50 м (косо-, горизонтально-слоистый)	Ярсалинская серия : 70-100 м (алевроиты, пески)		
		//////////	ССК-V : 30-60 м (горизонтально-, косо-слоистый)	Кольвинская серия : глины, алевроиты, пески (80-250 м)				
ССК-V : 0-30 м (косо-слоистый)		//////////	Просундуйская свита 80-200 м (глины, алевроиты, пески)					
//////////		//////////						



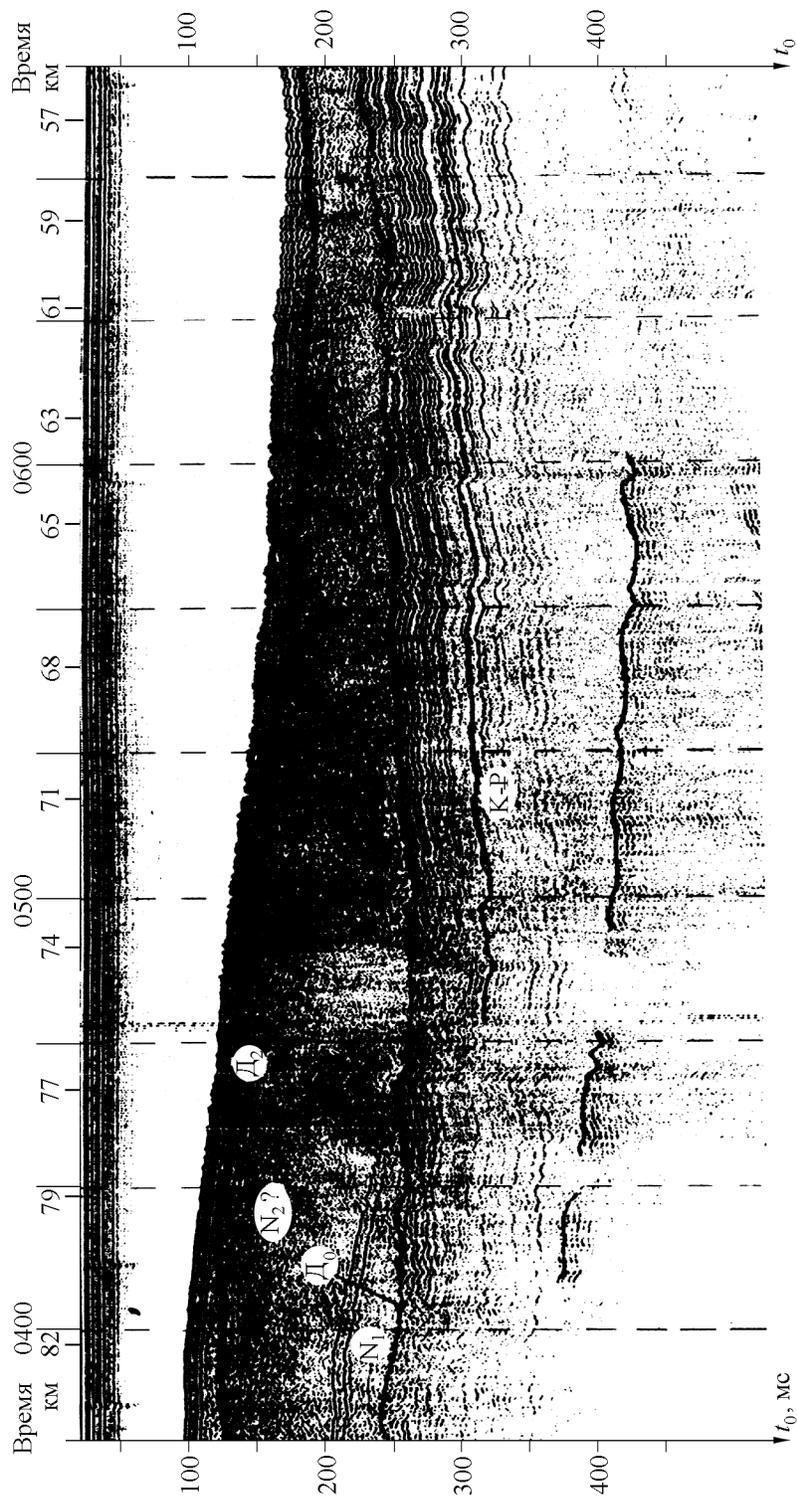
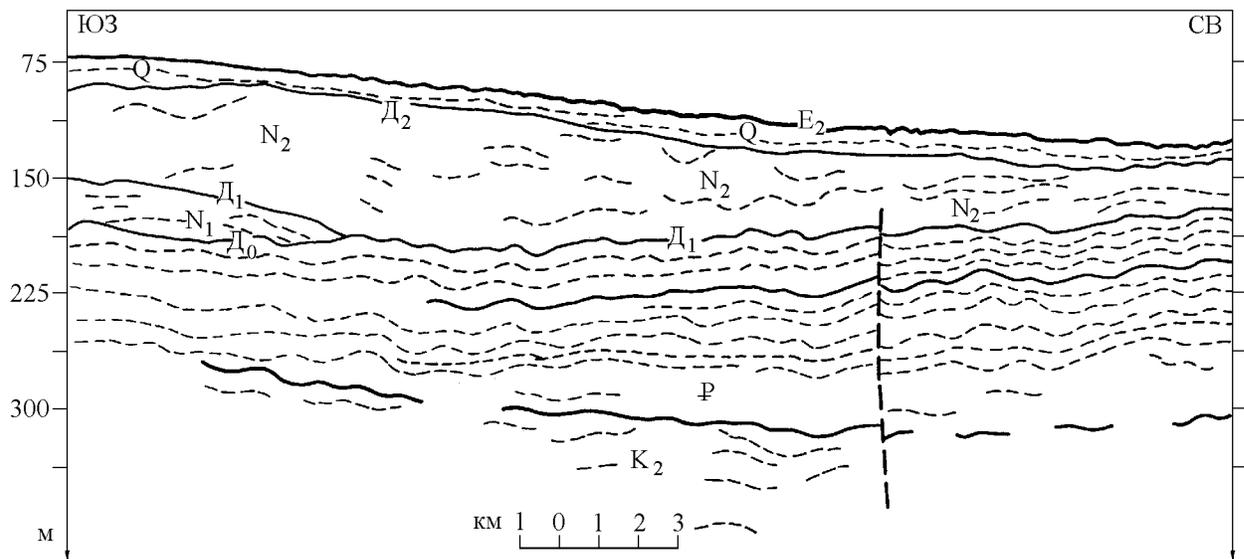


Рис. 13. Фрагмент сейсмоакустической записи верхнемеловых-кайнозойских отложений в Южно-Карской синеклизе.



**Рис. 14.** Схема интерпретации (см. рис. 13). Виден характер кровли и подошвы палеогенового, миоценового, плиоценового и четвертичного комплексов.

просундуйской и колвинской свит миоцена [Зархидзе, Мусатов, 1989; Яхимович, Зархидзе, 1990] на суше Тимано-Уральского региона.

ССК-IV перекрывает подстилающий комплекс также несогласно (по типу кровельного прилегания) и характеризуется самыми разнообразными типами волновой картины – от нерегулярной до акустически прозрачной. На Печорской и Западно-Сибирской плитах ССК-IV образует клиновидные и покровно-облекающие тела мощностью до 75–125 м, а на Баренцево-Северо-Карской плите – формы осадочного выполнения палеоврезов до 50 м мощностью. По данным бурения [Гриценко, Крапивнер, 1989; Крапивнер, 1986; Онищенко, Бондарев, 1988] и сопоставлению ССК-IV со стратиграфическими подразделениями суши, он датируется эоплейстоценом, коррелируется с известной [Яхимович, Зархидзе, 1990; Zarchidze et al., 1991] падимейской серией Тимано-Уральского региона: в ее разрезе впервые в кайнозой появляются [Баренцевская шельфовая плита, 1988; Зархидзе, Мусатов, 1989] несортированные песчано-глинисто-алевритовые диамиктоны с грубообломочным материалом, что свидетельствует об ухудшении климата и первых оледенениях.

ССК-III (рис. 17 и рис. 18) опирается на многочисленные эрозионные врезы в его подошве и формирует на сейсмограммах протяженные покровы мощностью до 75–100 м на всей площади шельфа. Судя по волновой картине (от хаотической до слоистой) в разрезе присутствуют как тонкие сортированные, так и грубые мореноподобные отложения. Ранне-среднеплейстоценовый возраст ССК-III установлен

по микрофаунистическим ассоциациям в керне скважин [Гриценко, Крапивнер, 1989; Онищенко, Бондарев, 1988]. В кровле ССК-III на шельфе Печорской плиты проявлена складчатость нагнетания [Крапивнер, 1986], когда изгибы кровли соответствуют изгибам внутренних отражений, что может быть связано с глиняным диапиризмом. На шельфе Баренцево-Карской плиты близ центров оледенения на архипелагах развиты гляциодислокации, так как в конце среднего плейстоцена регрессии до отметок –200 м там развивалось покровное оледенение [Дунаев и др., 1990; Мусатов, 1997а, 1997б; Павлидис, 1992] – рисковое по альпийской и илинойской по северо-американской шкале.

В подошве вышележащего ССК-II до этих глубин наблюдается несогласие типа эрозионного среза, а глубже он перекрывается подстилающий ССК-III согласно либо с подошвенным налеганием. На побережьях Печорской и Западно-Сибирской плит прослежены непосредственные переходы песчано-глинистых осадков позднеплейстоценовых морских террас на шельф в виде покровных и покровно-облекающих тел ССК-II (рис. 19 и рис. 20) мощностью до 50–60 м. По нерегулярной волновой картине в верхах ССК-II предполагаются тиллы последнего (позднеюрского, классического висконсинского) оледенения. Они характеризуются хаотически расположенными короткими осями синфазности (рис. 7 и рис. 8) и формируют в подводном рельефе конечно-моренные гряды высотой до 30–40 м и распространенные до глубин 120 м, т.е. величины последней гляциоэвстатической регрессии.

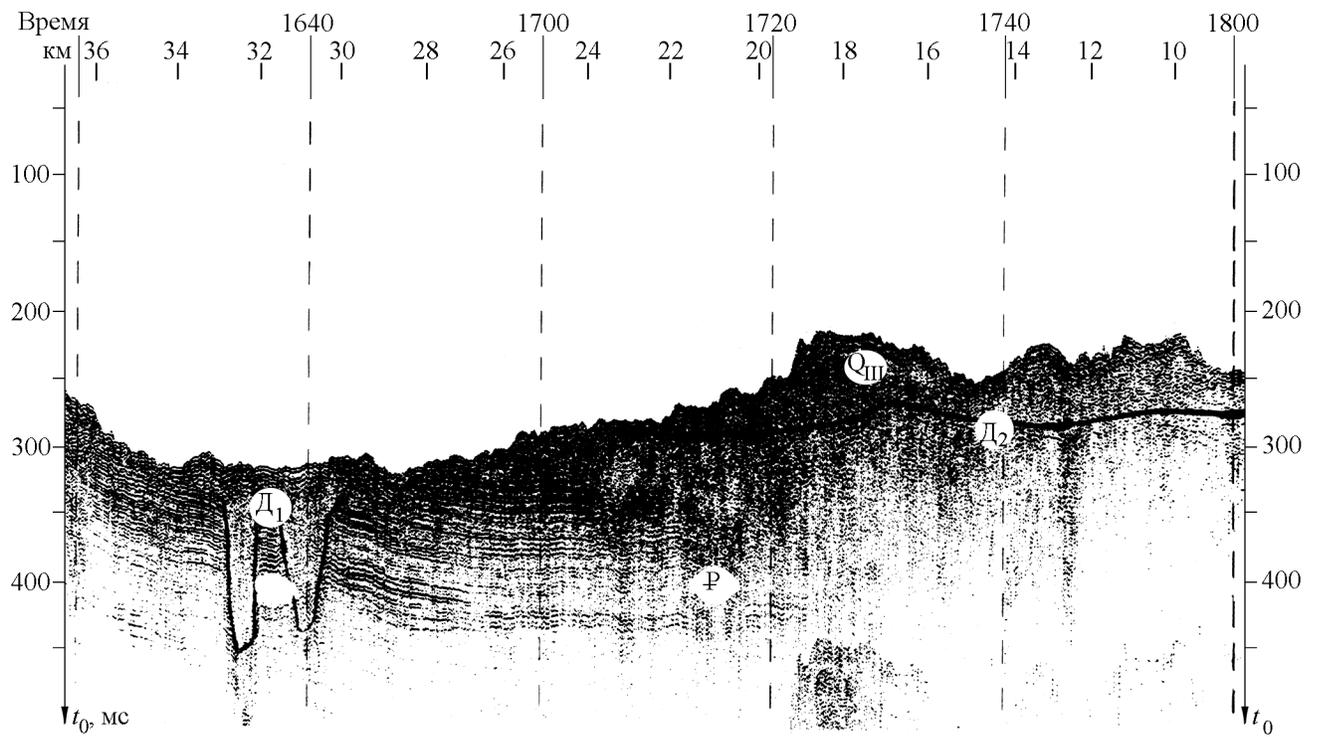


Рис. 15. Фрагмент сейсмоакустической записи меловых-кайнозойских отложений в Карском море.

Самый верхний ССК-I характеризуется горизонтально-слоистой либо акустически прозрачной сейсмозаписью и соответствует покровным морским осадкам послеледниковой трансгрессии. До отметок  $-120$  м в его подошве установлено эрозионное несогласие, а при больших глубинах он перекрывает

подстилающий ССК-II согласно. Мощности ССК-I обычно составляют от 1 до 5 м и лишь в отдельных депоцентрах лагунного осадконакопления достигают, как у северо-восточного побережья о-ва Колгуев, 40 м [Гриценко, Крапивнер, 1989; Самойлович и др., 1993]. ССК-I хорошо прослеживается

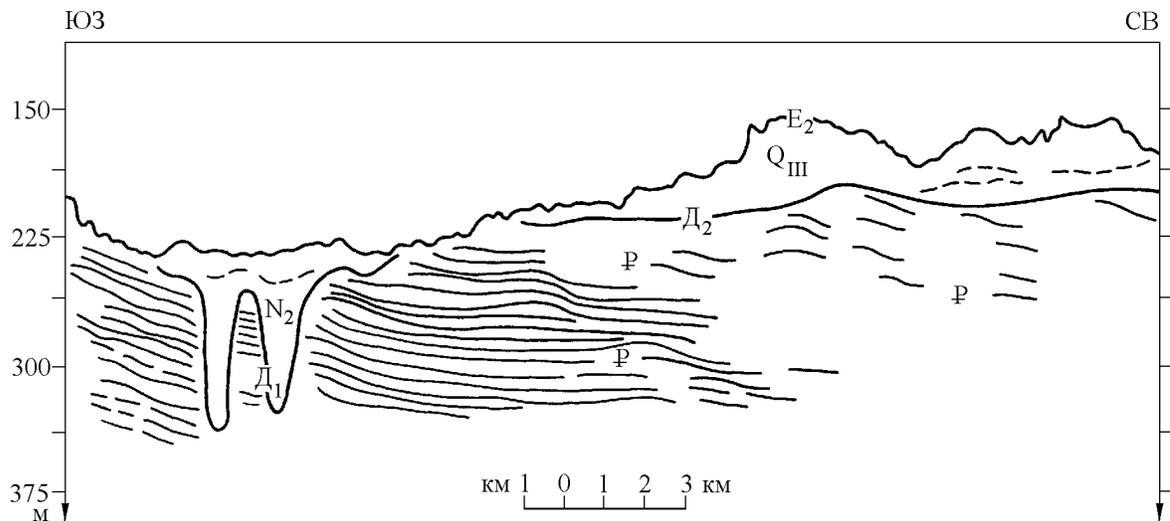


Рис. 16. Схема интерпретации (см. рис. 15). Видны неогеновые палеоврезы.

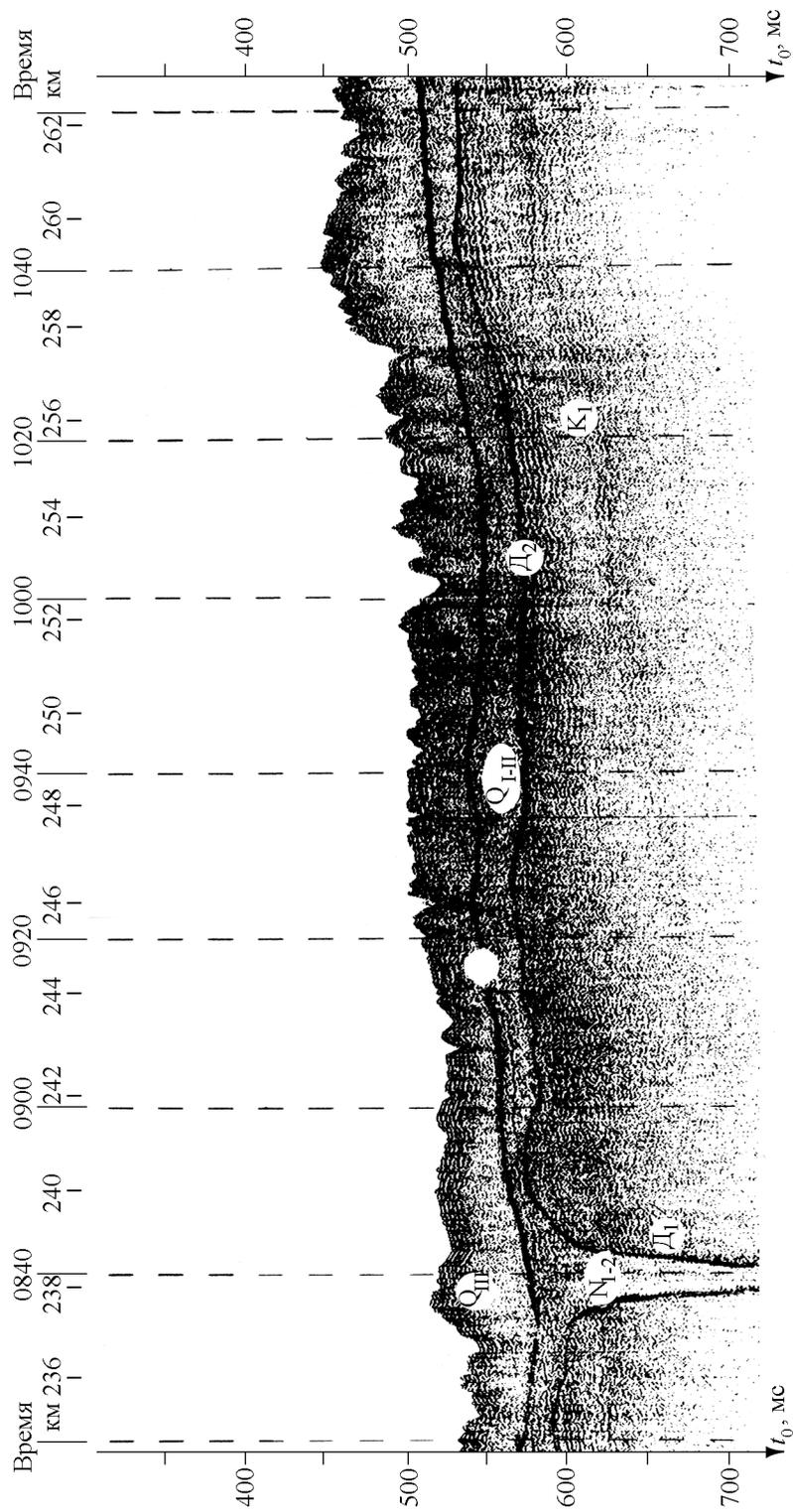


Рис. 17. Фрагмент сейсмоакустической записи нижнемеловых и четвертичных отложений в желобе Святой Анны.

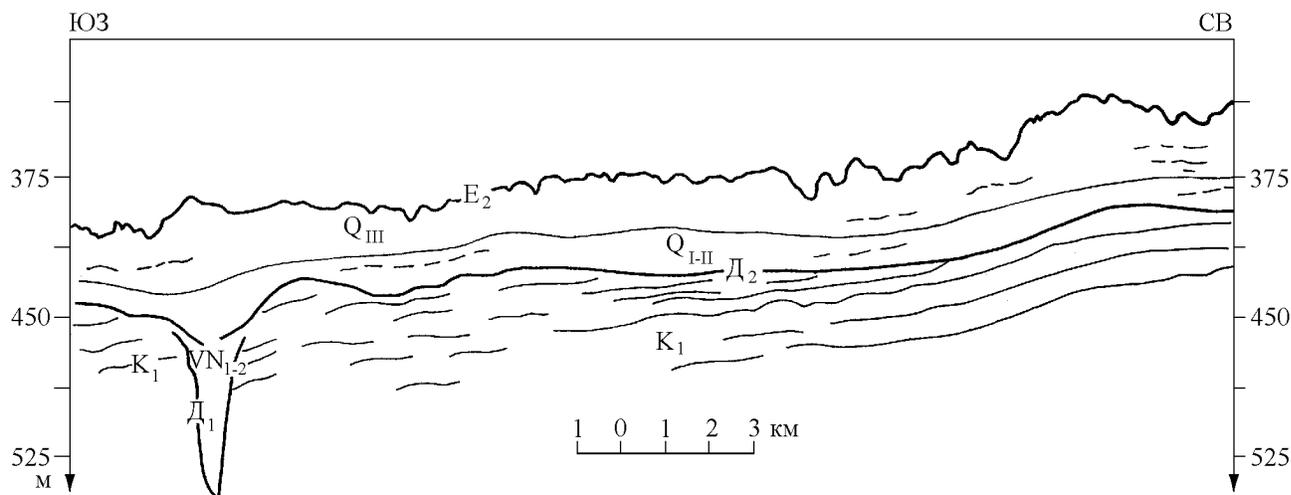


Рис. 18. Схема интерпретации (см. рис. 17). Видны неогеновые палеоврезы.

лишь на высокочастотных акустических материалах (3.5 кГц и выше), а при низкочастотном НСП (менее 1 кГц) зона помех от импульса посылаемого сигнала нередко превосходит мощность верхнего сейсмокомплекса.

## Выводы

Вышеописанные ССК характеризуют 4 этапа развития Баренцево-Карского шельфа в кайнозое: палеоцен-эоценовый седиментационный (ССК-VII), олигоцен-миоценовый денудационный (ССК-VI), плиоцен-плейстоценовый денудационно-седиментационный (ССК-III-V) и позднеплейстоцен-голоценовый седиментационный (ССК-I,II). Крупнейшие регрессии конца олигоцена, конца миоцена, в меньшей степени – рубежей плио/плейстоцена, эо/неоплейстоцена, отраженные в эрозионных врезях, выработанных на границах ССК (рис. 21 и рис. 22), привели к значительному объему денудированных горных пород на шельфе. На своде Свалис величина третичного эрозионного среза оценивается норвежскими исследователями в 1750–2050 м [Skagen, 1993]. Несколько меньшие значения устанавливаются для ряда сводов и валов российского сектора шельфа: 200–300 м на валу Адмиралтейства, 150–200 м близ Кольского п-ова, 300–500 м в Южно-Карской синеклизе и до 500–1000 м близ архипелагов и на своде Персея. В ядрах крупных антиклиналей за счет кайнозойского эрозионного среза вскрыты юрские и даже триасовые породы.

На рис. 23 приведена карта неотектонического районирования Баренцево-Карского шельфа, а на рис. 24 – восстановленные по вышеприведенной ме-

тодике амплитуды новейших (неоген-четвертичных) движений. Их максимальные положительные значения (до +200 – +500 и +1000 м) характеризуют обрамляющие шельф щиты, эпикаледонские и эпигерцинско-раннекиммерийские орогены, а также краевые шельфовые поднятия архипелагов. Наибольшие отрицательные значения амплитуд (до –400 – –500 и –750 м) приурочены к краевым грабен-желобам Медвежинскому, Нордкапскому, Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина. Впадины Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба испытали унаследованные новейшие погружения с амплитудами –200––400 м. Шельф Печорской и Западно-Сибирской внутриматериковых плит испытывал знакопеременные новейшие движения с амплитудами +50––250 м. Региональный фон неотектонического погружения Баренцево-Карской окраины составляет –200 м.

Кайнозойские регрессии (за счет снятия гидроизостатической нагрузки), колебательные новейшие движения, гляциоизостатические воздымания и большие объемы эрозионного среза явились депрессионными факторами, приведшими к существенному снижению пластовых давлений, переформированию запасов УВ и миграции их из древних залежей. Формированию газа способствовали также отлагавшиеся в кайнозое на шельфе глинистые осадки мощностью до нескольких сотен м, являющиеся флюидоупорами. Большинство скоплений УВ на шельфе заключено в структурных ловушках антиклинального типа в осадочном чехле, основной этап роста которых происходил в позднемеловую-кайнозойскую эпоху [Мусатов, 1996, 1997].

На рис. 25 приведена карта неотектонических критериев нефтегазоносности: высокоперспективные области сосредоточены в центральных частях За-

20



Рис. 19. Фрагмент сейсмоакустической записи нижнемеловых и неоген-четвертичных отложений в Гусином желобе.

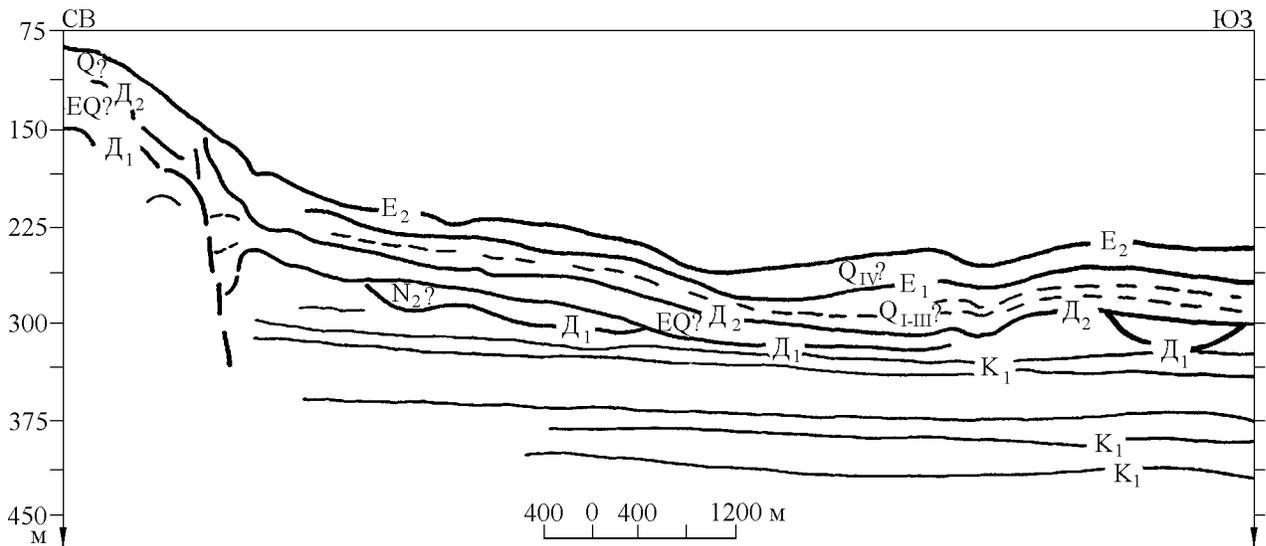
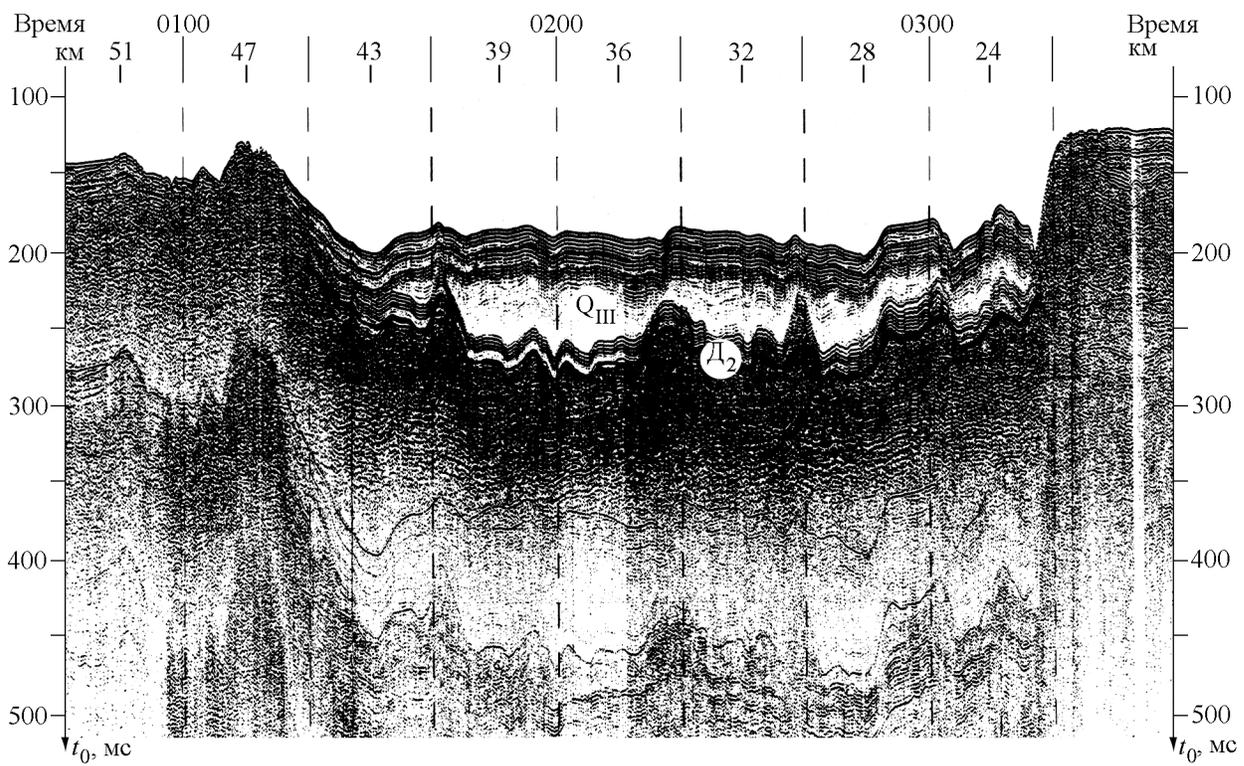


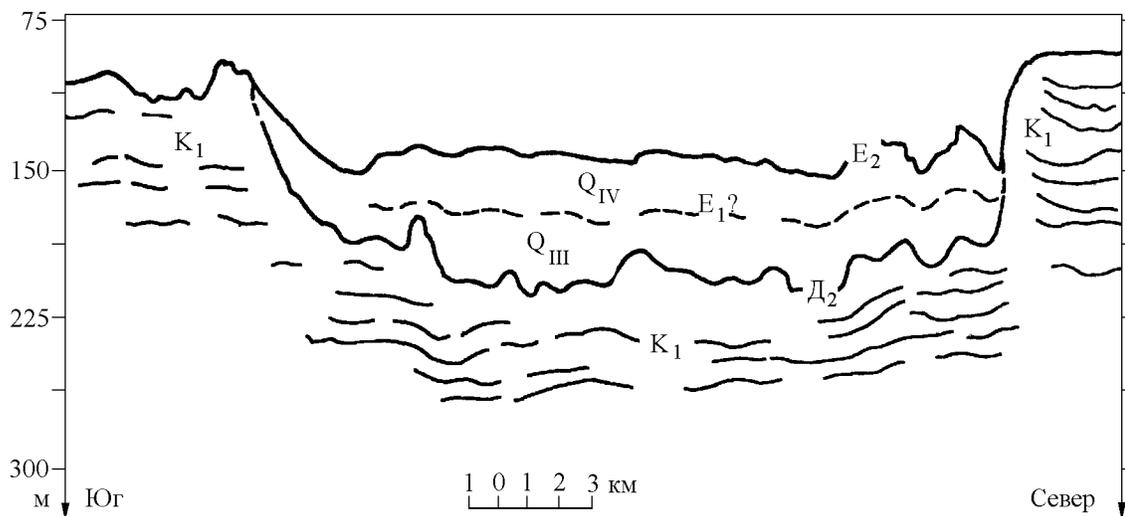
Рис. 20. Схема интерпретации (см. рис. 19). Видны покровно-облегающие тела четвертичных сейсмокомплексов.



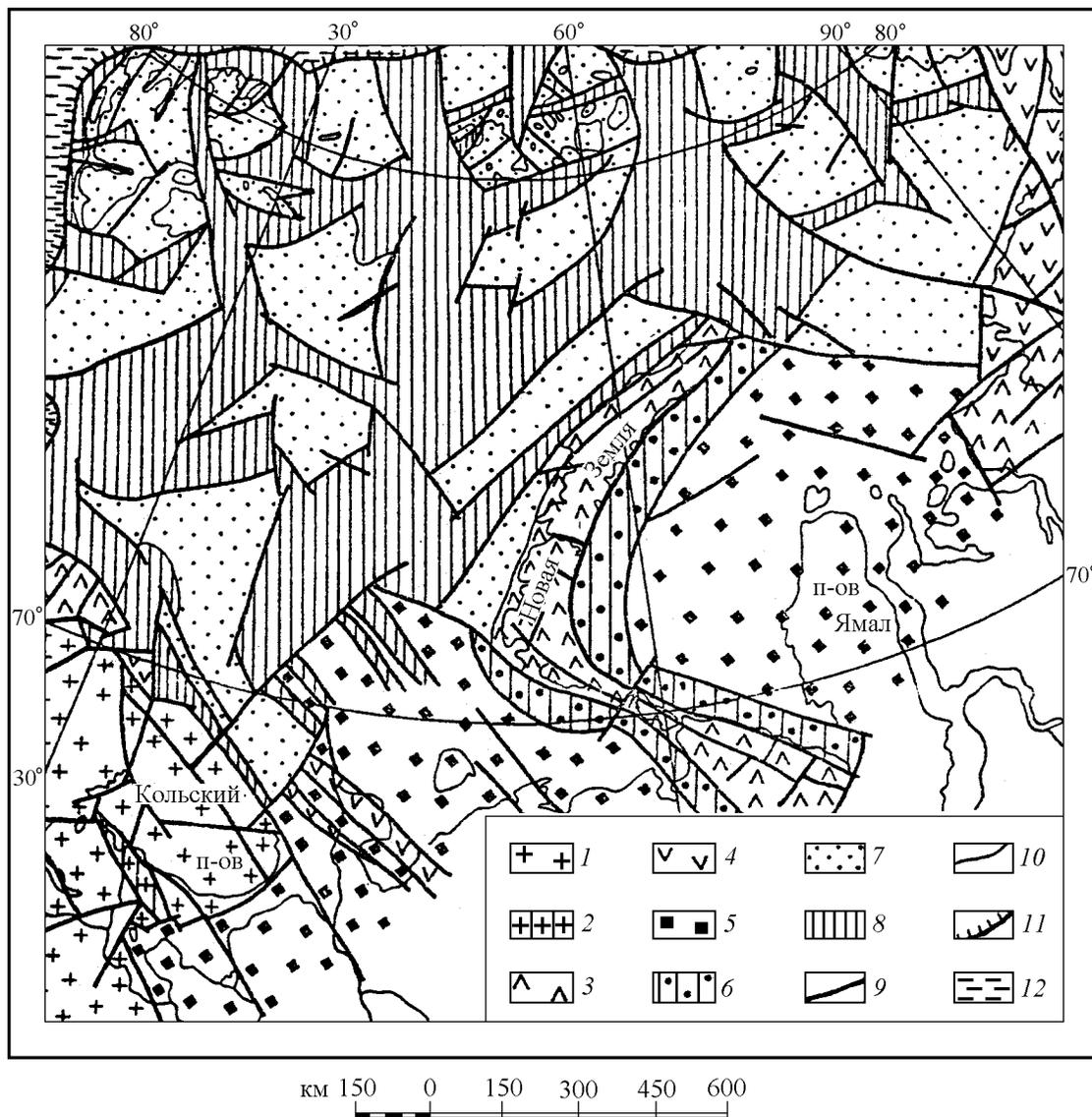
**Рис. 21.** Фрагмент сейсмоакустической записи меловых и четвертичных сейсмокомплексов.

падно-Сибирской и Печорской внутриматериковых плит и Баренцево-Карской окраинно-материковой плиты с максимальными мощностями осадочного чехла (до 14–18 км), умеренным (до 200–300 м) размахом новейших движений и приростом амплитуд

структур 2 порядка до 100–200 м. Особенно перспективны локальные новейшие поднятия, осложняющие Баренцево-Северо-Карский мегапрогиб: именно к пограничной зоне Центрально-Баренцевского поднятия и Южно-Баренцевской впадины приурочено



**Рис. 22.** Схема интерпретации (см. рис. 21). Видна позднечетвертичная палеодолина.

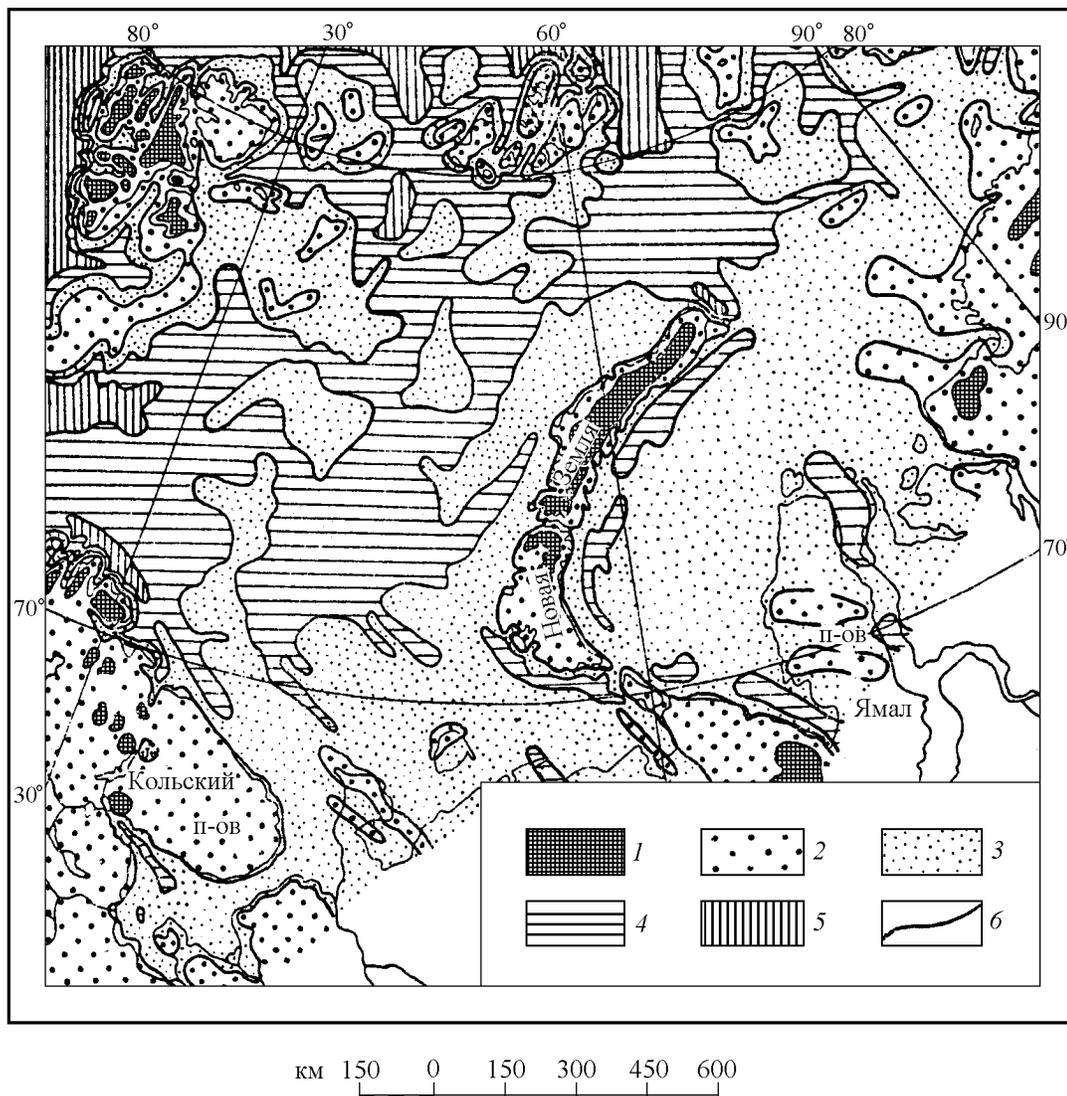


**Рис. 23.** Схема неотектонического районирования Баренцево-Карского региона. 1 – кристаллические щиты, 2 – грабен-желоба в их пределах, 3 – эпиплатформенные орогены, 4 – выступы складчатого основания плит, 6 – предорогенные прогибы в их пределах, 7 – валы и поднятия окраинно-материковой плиты, 8 – желоба и прогибы окраинно-материковой плиты, 9 – разломы, активные на неотектоническом этапе, 10 – пликативные границы неоструктур, 11 – флексурно-разломная зона края шельфа, 12 – континентальный склон.

уникальное Штокмановское газоконденсатное месторождение. Как перспективные оцениваются зоны проградационных континентальных склонов с мощными (до 2 км и более) кайнозойскими клиноформами.

При относительно слабой новейшей активизации и затухании дизъюнктивов в верхних горизонтах чехла, они способствовали переформированию газовых залежей в южных и центральных частях шельфа.

Но на краевом шельфовом поднятии близ архипелагов и в краевых грабен-желобах унаследованные сбросы и сбросо-сдвиги испытали резкую активизацию именно в кайнозое, а часть из них была вновь образована на новейшем этапе и проникает сквозь весь осадочный чехол. Внешняя периферия шельфа вдоль Шпицбергенско-Североземельского материкового перестройку с высоким градиентом новейших дви-

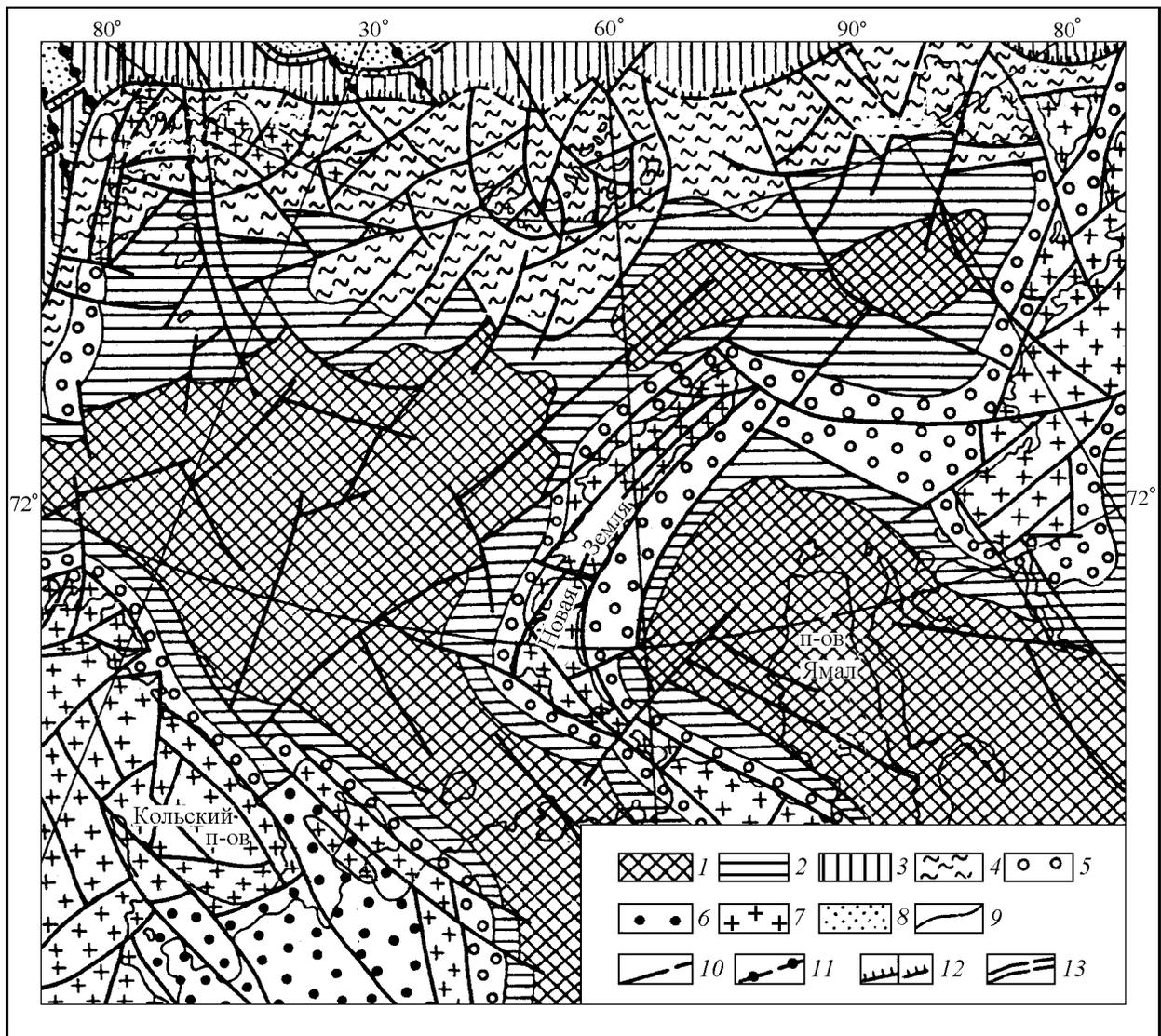


**Рис. 24.** Схема амплитуд неотектонических движений Баренцево-Карского региона. Амплитуды новейших движений, м: 1 – свыше 500; 2 – от 500 до 0; 3 – от 0 до –250; 4 – от –250 до –500; 5 – менее –500; 6 – изобазы новейших движений.

жений, чей суммарный размах достиг 2–3 км. Эта область оценивается как низкоперспективная ввиду того, что древние залежи УВ там были разрушены за счет интенсивного дизъюнктивного неотектогенеза. В целом же неотектонический режим Баренцево-Карского шельфа способствовал сохранению и переформированию залежей УВ.

В кайнозое Баренцево-Карский шельф являлся общей континентальной окраиной Норвежско-Гренландского и Евразийского глубоководных бассейнов – двух самых молодых сегментов Мирового океана, где древнейшая магнитная аномалия (24) соответствует лишь среднему палеоцену. Геолого-геофизические характеристики шельфа являются уникаль-

ными для пассивной окраины атлантического типа: к ним относятся ширина шельфа (до 750–1500 км) и его переуглубленность (до 500–600 м), повышенная (до 18 км в Южно-Баренцевской впадине) мощность осадочного чехла, широкое развитие новейших краевых грабен-желобов, выраженных в кровле акустического фундамента, наличие окон “безграничной” коры, повышенная сейсмичность (особенно близ материкового склона и бортов грабен-желобов) с магнитудами землетрясений [Аветисов, 1996] до 4–6 баллов, миоценовый (на Новой Земле) и современный (на Западном Шпицбергене) основной вулканизм и др. Эти процессы сопровождаются высокоамплитудными и дифференцированными, преиму-



**Рис. 25.** Схема перспектив нефтегазоносности Баренцево-Карского шельфа (по данным неотектонического анализа).

1 – высокоперспективные области неотектонически унаследованных окраинно- и внутриматериковых плит с максимальными мощностями осадочного чехла; 2 – перспективные области умеренно погруженных в новейшее время окраинно- и внутриматериковых плит с мощным осадочным чехлом; 3 – перспективные области проградационных континентальных склонов с мощными кайнозойскими клиноформами; 4 – низкоперспективные области активизированной внешней периферии окраинно-материковой плиты, характеризующиеся дифференцированными новейшими движениями, интенсивной дизъюнктивной неотектоникой и разрушением залежей УВ; 5 – низкоперспективные области окраинно- и внутриматериковых плит с маломощным осадочным чехлом; 6 – низкоперспективные области неотектонически стабильных древних платформ; 7 – бесперспективные области неотектонически поднятых щитов, орогенов и выступов складчатого основания плит; 8 – бесперспективные области кайнозойских спрединговых океанических плит; 9 – границы областей; 10 – позднемезозойские-кайнозойские дизъюнктивы, контролирующие залежи УВ; 11 – трансформные разломы; 12 – флексурно-разломная зона бровки шельфа (а), она же, переработанная новейшими грабен-рифтами (б); 13 – контакт земной коры океанического и континентального типов.

щественно нисходящими движениями земной коры, проявившимися на ранней стадии развития материковой окраины и обусловленные зависимостью неотектонического режима зоны перехода от процессов рифтогенеза в спрединговых Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах. Ведущим неотектоническим процессом во всей Западной Арктики было последовательное проникновение срединно-океанического хребта Гаккеля из Северной Атлантики в Северный Ледовитый океан по направлению к шельфу моря Лаптевых, близ которого прослеживается лишь 5 аномалия (миоцен); сопряженные со спредингом колебательные движения Баренцево-Карской окраины, протекавшие в условиях чередования растяжения и сжатия, завершились общим погружением в плиоцене-плейстоцене.

**Благодарности.** Автор глубоко признателен А. Ф. Грачеву за ценные советы и просмотр рукописи, а также П. П. Генералову, И. И. Гриценко, В. С. Зархидзе, Д. А. Костину, Р. Б. Крапивнеру, А. Сольхейму и др. за обсуждение проблем кайнозойской стратиграфии и сейсмостратиграфии региона.

## Литература

- Аветисов Г. П., *Сейсмоактивные зоны Арктики*, 185 с., ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, 1996.
- Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время*, (А. А. Аксенов, Н. Н. Дунаев, А. С. Ионин и др.), 278 с., Наука, Москва, 1987.
- Баренцевская шельфовая плита*, (отв. ред. И. С. Грамберг), 264 с., Недра, Ленинград, 1988.
- Батурин Д. Г., Строение и эволюция континентальной окраины Евразийского бассейна между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, *Доклады АН СССР*, 299, (2), 419–423, 1988.
- Верба М. Л., Павленкин А. Д., Тулина Ю. В., Строение земной коры шельфа Баренцева моря, В кн. *Геолого-геофизические исследования в Мировом океане*, с. 40–46, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1987.
- Геологическое строение Западно-Арктической континентальной окраины по данным геофизических наблюдений и глубокого бурения (А. М. Армишев, А. В. Борисов, Е. Г. Бро и др.), В кн. *Геология морей и океанов, Докл. сов. геол. на 28 МГК*, с. 195–204, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1988.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, *Моря Советской Арктики*, (под ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребинского), Т. 9, 280 с., Недра, Ленинград, 1984.
- Геология Белого моря (М. А. Спиридонов, Н. А. Девдариани, А. В. Калинин и др.), *Сов. геология*, (4), 43–55, 1980.
- Гриценко И. И., Крапивнер Р. Б., Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона, осадочные (седиментационные) сейсмостратиграфические комплексы и их вещественный состав, В кн. *Новейшие отложения и палеогеография северных морей*, с. 28–45, КФ АН СССР, Апатиты, 1989.
- Гросвальд М. Г., *Покровные ледники континентальных шельфов*, 216 с., Наука, Москва, 1983.
- Гуревич В. И., Мусатов Е. Е., Новейшее осадконакопление и фанерозойская конседиментация на Западно-Арктическом шельфе, В кн. *Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана*, с. 47–53, Наука, Москва, 1992.
- Данилов И. Д., *Полярный литогенез*, 238 с., Наука, Москва, 1978.
- Дружинина Н. И., Мусатов Е. Е., Новые данные по микропалеонтологии и сейсмостратиграфии донных отложений Баренцева моря, *Геологический журнал АН Украины*, (9), с. 76–85, Киев, 1992.
- Дунаев Н. Н., Ионин А. С., Никифоров С. Л., Павлидис Ю. А., Строение и развитие Новоземельских бухт в связи с проблемой поздневалдайского оледенения, В кн. *Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана*, с. 94–103, Наука, Москва, 1990.
- Зархидзе В. С., Мусатов Е. Е., Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое, В кн. *Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях Западной Сибири и Урала*, с. 123–140, ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1989.
- Карта новейшей тектоники Северной Евразии*, М-6 1:5000000 (гл. ред. А. Ф. Грачев), ГЕОС., ОИФЗ РАН, Москва, 12 листов, объясн. зап. 147 с., 1998.
- Крапивнер Р. Б., *Бескорневые неотектонические структуры*, 204 с., Недра, Москва, 1986.
- Лопатин Б. Г., Мусатов Е. Е., Сейсмостратиграфия неоген-четвертичных отложений Западно-Арктического шельфа, *Сов. геология*, (6), 56–61, 1992.
- Матишов Г. Г., *Эволюционный подход к изучению арктических морских экосистем (на примере Баренцева моря)*, 46 с., КНЦ АН СССР, Апатиты, 1988.
- Мусатов Е. Е., Распространение кайнозойского чехла на Баренцевоморском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, *Океанология*, 36, (3), 444–450, 1996.
- Мусатов Е. Е., Неотектоника Арктических материковых окраин, *Физика Земли*, (12), 72–78, 1996.
- Мусатов Е. Е., Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, *Геоморфология*, (1), 43–51, 1997.
- Мусатов Е. Е., Неотектонические критерии нефтегазонасыщенности Баренцево-Карского шельфа, *Известия ВУЗов, Геология и разведка*, (3), 43–51, 1997.
- Мусатов Е. Е., Мусатов Ю. Е., К проблеме происхождения фиордов (на примере западной Арктики), *Бюлл. МОИП, отдел геологии*, 67, вып. 3, 28–33, 1992.
- Онищенко С. В., Бондарев В. Н., Стратиграфия и палеогеографические особенности разрезов Печороморского мелководья, В кн. *Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей*, с. 142–150, Наука, Москва, 1988.
- Павлидис Ю. А., *Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время*, 216 с., Наука, Москва, 1983.

- твертичное время*, 272 с., Наука, Москва, 1992.
- Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей (Грамберг И. С., Школа И. В., Бро Е. Г. и др.), *Сов. геология*, (1), 95–98, 1985.
- Погребницкий Ю. Е., Раскрытие Северного Ледовитого океана и сопутствующие геологические процессы на окружающих континентах, *Рег. Геология и металлогения*, (7), 129–136, СПб, 1997.
- Самойлович Ю. Г., Каган Л. Я., Иванова Л. В., *Четвертичные отложения Баренцева моря*, 75 с., КНЦ РАН, Апатиты, 1993.
- Сенин Б. В., Шипилов Э. В., Юнов А. Ю., *Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану*, 278 с., Мурман. кн. изд., Мурманск, 1989.
- Устрицкий В. И., О геотектонической природе порога Ломоносова, *Геотектоника*, (1), 77–89, 1990.
- Чочиа Н. Г., Евдокимов С. П., *Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири*, 248 с., Морд. ун-т, Саранск, 1993.
- Яхимович В. Л., Зархидзе В. С., *Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области*, 27 с., ИГ БНЦ УрО АН СССР и ВУЧК, Уфа, 1990.
- Antonsen P., Elverhoi A., Dypvik H., and Solheim A., Shallow bedrock geology of the Olga Basin Area, North-Western Barents Sea, *The Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Bull.*, 75, (7), 1178–1194, 1991.
- Atlas of East Barents Shelf Geology* (Shipelkevitch Yu. V. et al.), 170 p., VNIIOceangeology, St. Petersburg, 1994.
- Bathymetry of the Barents and Kara Seas* (Cherkis N. Z., Fleming H. S., Max M. D. et al.), sheet 1, Naval Research Laboratory, Washington, 1991.
- Circumpolar map of Quaternary deposits of the Arctic* (Zarkhidze V. S., Fulton R. G., Mudie P. J. et al.), sheet 1, Geol. Surv. of Canada, map 1818A, 1991.
- Eldholm O., Faleide J. L., and Myhre A. M., Continent – ocean transition at the Western Barents Sea/Svalbard continental margin, *Geology*, (15), 1118–1122, 1987.
- Elverhoi A., and Solheim A., *Shallow bedrock geology and geophysics of the Barents Sea*, V. 37, 52 pp., Norsk Polarinstitut Skrifter, Oslo, 1987.
- Elverhoi A., and Lauritzen O., *Bedrock geology of the Northern Barents Sea (west of 35 degrees) as inferred from overlying Quaternary deposits*, V. 180, pp. 5–16, Norsk Polarinstitut Skrifter, Oslo, 1984.
- Elverhoi A., Antonsen P., Flood S. B., Solheim A., and Vullstad A. A., *The physical environment, Western Barents Sea, 1:1500000, Shallow bedrock geology – structures, litho- and biostratigraphy*, V. 179D, 44 p., Norsk Polarinstitut Skrifter, Oslo, 1988.
- Gustavsen F. B., Dypvik H., and Solheim A., Shallow Geology of the Northern Barents Sea: Implications for Petroleum Potential, *Amer. Assoc. Of Petrol. Geol. Bull.*, 81, (11), 1827–1842, 1997.
- Hydrocarbon potential in the Barents Sea region: play distribution and potential (Josehans S. E., Ostisty B. K., Birkeland O. et al.), in: *Arctic Geology and Petroleum potential* (eds. T. O. Vorren et al.), Norweg. Petrol. Soc., Elsevier, Amsterdam, 273–320, 1993.
- Knutsen S.-M., Richardsen G., and Vorren T. O., Late Miocene-Pleistocene sequence stratigraphy and mass-movements on the Western Barents Sea Margin, in *Arctic Geology and Petroleum Potential* (eds. T. O. Vorren et al.), Norweg. Petrol. Soc., Elsevier, Amsterdam, 573–606, 1993.
- Kristoffersen Y., Milliman J. D., and Ellis J. P., *Uncolimated sediments and shallow structure of the Northern Barents Sea*, V. 180, pp. 25–39, Norsk Polarinstitut Skrifter, Oslo, 1984.
- Matishov G. G., Cherkis N. Z., Vermillion M. S., and Forman S. L., *Bathymetric Map of the Franz-Josef Land Area.*, sheet 1, Geol. Soc. Of Amer., Boulder, Colorado, 1995.
- Skagen J. I., Effects on hydrocarbon potential caused by Tertiary uplift and erosion in the Barents Sea, in *Arctic Geology and Petroleum Potential* (eds. T. O. Vorren et al.), pp. 711–719, Norweg. Petrol. Soc., Elsevier, Amsterdam, 1993.
- Solheim A., and Kristoffersen Y., *Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history*, V. 179B, pp. 3–36, Norsk Polarinstitut Skrifter, Oslo, 1984.
- Solheim A., Russwurm L., Elverhoi A., and Berg M. N., Glacial geomorphic features in the northern Barents Sea: direct evidence for grounded ice and implications for the pattern of deglaciation and late glacial sedimentation, in *Glaciomarine environments: processes and sediments* (eds. J. A. Dowdeswell, J. D. Scource), Geological Society of London, special publication, V. 53, pp. 253–268, 1990.
- The geology of Franz-Josef Land and the Northernmost Barents Sea*, (co-editors A. Solheim, E. Musatov, N. Heintz), Norsk Polarinstitut Meddelelser, Oslo, 1998 (in press).
- Vorren T. O., Hald M., and Lebesbue E., Late Cenozoic environments in the Barents Sea, *Paleogeography*, 3, (5), 601–612, 1988.
- Zarkhidze V. S., Musatov E. E., and Generalov P. P., Norwegian, Barents and Kara Seas. Cenozoic, in *Paleogeographical Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic*, (eds. M. N. Alekseev, I. S. Gramberg, Yu. M. Pustcharovsky), G.B., Robertson Group Plk., V. 2, p. 1318–1335, 1991.

(Поступила в редакцию 5 ноября 1998.)