

УДК 551.2:551.77(268-15)

Мусатов Е.Е.

ВНИИОкеангеология

Кайнозойская геодинамика материкового обрамления Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана

Рассмотрены кайнозойские тектонические движения шельфов и материкового обрамления Евразийского океанического суббассейна. Доказывается, что поздне меловая-кайнозойская геодинамика Западно-Арктических континентальных окраин и хребта Ломоносова определялась процессами рифтогенеза и спрединга в Норвежско-Гренландском и Евразийском суббассейнах Северного Ледовитого океана - самого молодого на планете. Выделены поздне меловой-датский, палеоцен-эоценовый, олигоцен-миоценовый, плиоцен-плейстоценовый и позднеплейстоцен-голоценовый этапы развития Арктических континентальных окраин. Каждый из них характеризовался определенным геодинамическим режимом, тесно связанным с фазами раскрытия океанических суббассейнов.

Интенсивное промышленное освоение российского севера и его шельфов предопределяет несомненную актуальность геодинамических реконструкций материкового обрамления глубоководных Арктических суббассейнов. Западно-Арктическая материковая окраина (ЗАКО), окаймляющая Евразийский океанический суббассейн (ЕБ), занимает наиболее благоприятное географическое и экономическое положение среди всех арктических шельфов России и, отличаясь от них наименее суровыми климатическими условиями, является потенциально максимально перспективной на нефть и газ и другие виды полезных ископаемых. Отсюда вытекает большое значение неотектонических исследований материковой окраины для реконструкции режимов новейших движений земной коры и современной геодинамики недр.

Основой работы послужили геолого-геофизические материалы, полученные во время научно-исследовательских работ ВНИИОкеангеология и производственных работ НПО «Севморгеология» и других организаций на шельфе [*Баренцевская шельфовая...*, 1988; *Безматерных и др.*, 1993; *Верба и др.*, 1990; *Геологическое строение...*, 1984; *Дибнер*, 1978; *Мусатов*, 1989; *Мусатов и Мусатов*, 1992; *Сенин и др.*, 1989] и побережьях [*Генералов*, 1983; *Зархидзе*, 1985; *Межвилк*, 1994; *Чочиа и Евдокимов*, 1993; *Чувардинский*, 1992] Баренцева, Карского, Лаптевых и Белого морей, в ЕБ и на хребте Ломоносова [*Нарышкин*, 1987; *Савостин и Драчев*, 1988]. Комплекс фактических данных составили результаты непрерывного сейсмоакустического профилирования, выполненного в различные годы на Западно-Арктическом шельфе подразделениями ВНИИОкеангеология [*Лопатин и Мусатов*, 1992; *Мусатов*, 1990; *Мусатов и Мусатов*, 1992a], МАГЭ и ПМГРЭ НПО «Севморгеология» [*Яшин и др.*, 1985] и Норвежского Полярного института [*Elverhoi & Solheim*, 1987; *Solheim & Kristoffersen*, 1984]. Вторая часть фактического материала получена

геологическими методами, позволившими идентифицировать и интерпретировать геофизические поля. Это, в первую очередь, - имеющиеся во ВНИИОкеангеология разрезы инженерно-геологических скважин, пробуренных АМИГЭ на шельфе [Гриценко, 1992; Крапивнер, 1986], и результата палеонтологического изучения их керна. При отсутствии скважин в северной части шельфа и глубоководной части Арктики основными «прямыми» геологическими данными явились результаты донного опробования ударной грунтовой трубкой с длиной керна до 5 м [Мусатов, 1989; Яшин и др., 1985; Elverhoi & Solheim, 1987; Zarchidze et al., 1991].

Под ЗАКО понимается вся зона перехода от материковой коры к океанической, выраженная в рельефе лестницей геоморфологических уровней от склонов пограничных орогенов до континентальных подножий Арктической геодепрессии [Погребницкий, 1976; 1984]. Она охватывает надводные и подводные части морфоструктурного ансамбля Балтийского щита, Тимано-Канинского и Северо-Таймырского выступов складчатого основания, Скандинавского, Новоземельского и Таймырского эпиплатформенных орогенов Русской платформы и Печорской, Западно-Сибирской и Баренцево-Карской окраинно-материковой плит.

Зоны перехода Норвежско-Гренландского суббассейна (НГБ) и ЕБ Северного Ледовитого океана характеризуют раннюю стадию развития окраин атлантического типа и отличаются рядом аномальных особенностей к ним относятся: уникальная ширина шельфов (до 750-1500 км) и их переуглубленность (до 500-750 м); повышенная мощность осадочных чехлов; краевые шельфовые поднятия архипелагов, где выходят складчатые герцинские, каледонские и докембрийские комплексы; широкое развитие некомпенсированных седиментацией грабен-желобов [Сенин и др., 1989; Eldholm & Talwani, 1977]; наличие «окон» безграничной коры [Верба и др., 1990; Погребницкий, 1984], повышенная сейсмичность (особенно близ материковых склонов и бортов грабен-желобов), локальное развитие современного магматизма (голоценовый вулканизм на Шпицбергене); широчайшее развитие фиордовых побережий, где грабены фиордов заложены по сети сбросов и сбросо-сдвигов [Мусатов и Мусатов, 1992], оперяющих материковые склоны и грабен-желоба. На других атлантических окраинах системы таких грабенов обычно погребены в кровле акустического фундамента под осадочным чехлом.

Коренное отличие рельефа Западно- и Восточно-Арктических шельфов состоит в исключительной выровненности дна последних на глубинах до 50-60 м. Окраинно-материковые плиты Восточно-Сибирского и Чукотского морей примыкают к Центрально-Арктической области океанических поднятий [Ласточкин и Федоров, 1978; Нарышкин, 1987], а Лаптевоморская плита торцово сочленяется с ЕБ, и глубокие грабен-желоба в ее пределах компенсированы мощной (до 1,2-1,4 км) толщей синрифтовых осадков. Западно-Арктические шельфы развиваются по периферии самого молодого океана планеты, чем и объясняется определенная уникальность их морфологии.

Геоморфологическое строение региона характеризуется постоянным уклоном земной поверхности от пограничных орогенов к океаническим впадинам ЕБ и НГБ. Шесть гигантских ступеней рельефа соответствуют неоструктурам 1 порядка: щитам, орогенам и выступам складчатого основания (+200 - +1000 м); внутриматериковым плитам (+150 - -150 м); мегапрогабу окраинно-материковой плиты (-100 - -400 м); краевым архипелагам и желобам (+1000 - -750 м); континентальным склонам и краевым плато (-200 - -3000 м); континентальным подножьям (-3000 - -4000 м). Возраст макрорельефа отдельных морфоструктур

становится все более молодым с юга на север - от пограничных орогенов к океаническому ядру геодепрессии. На континентальной окраине выделен единый ряд соподчиненных и обычно ортогональных линейных форм рельефа [*Мусатов и Мусатов, 1992*]: материковый склон - краевой грабен-желоб - фиорд - наземный трог.

Одним из возможных структурных аналогов ЗАКО является хребет Ломоносова, который допустимо рассматривать как участок шельфа, отторгнутый в ходе спрединга в ЕБ от Евразии и погруженный на новейшем этапе. Склон хребта, обращенный к котловине Амундсена, подобен Шпицбергенско-Североземельскому материковому склону; вдоль них прослежены сейсмогенные зоны [*Аветисов, 1993*], продолжающиеся в море Лаптевых.

Высоты голоценовых террас последовательно убывают с запада на восток региона: они составляют 100-120 м на Кольском п-ове, 60 м на Новой Земле, 20 м на п-ове Катан и 18-20 м на Таймыре. На окраинных архипелагах их отметки достигают 60-80 и до 115 м на Свальбарде, 35-50 м на Земле Франца-Иосифа и 5-10 м на Северной Земле. Сотни радиоуглеродных датировок, опубликованные для архипелага Свальбард, позволили построить графики амплитуд и скоростей послеледниковых поднятий земной коры для отдельных фиордов [*Грачев, 1973; Мусатов, 1989*]. Максимальные скорости воздымания (70 мм/год) установлены на отрезке 10-9 тысяч лет назад, общая амплитуда поднятия достигает 140 м за голоцен. В северо-западной части Баренцева моря восстановлена картина сводового неотектонического воздымания, усиленного гляциоизостатической составляющей.

Высоты морских террас в Западной Арктике свидетельствуют о затухании гляциоизостатических движений с запада на восток региона, где последнее оледенение было минимальным, а также о волнообразном характере неотектонической активности, импульсы которой распространялись как с севера на юг, так и с запада на восток. Это может быть связано с реакцией земной коры ЗАКО на процессы растяжения дна в ЕБ и НГБ.

Геоморфологическое строение ЗАКО свидетельствует о максимальных новейших поднятиях в поясе пограничных орогенов и краевых архипелагов. Чрезвычайная контрастность рельефа обусловлена неравномерными проседаниями земной коры по периферии спрединговых НГБ и ЕБ.

На рис. 1 приведена карта неотектонического районирования материкового и шельфового обрамления ЕБ. На ней выделены разнопорядковые тектонические структуры, но в основу их оконтуривания положен как возраст завершающей складчатости, так и характер развития на новейшем этапе. На карте прослеживаются пять гигантских дуг, вытянутых в субширотном либо восток-северо-восточном направлении, соответствующих определенным неотектоническим провинциям зоны перехода.

Первая провинция, охватывая щиты, эпиплатформенные орогены, выступы складчатого основания и древние платформы, характеризуется геократическим развитием на новейшем этапе и названа континентальной. В новейшее время она служила жесткой «рамой» для развивающихся молодых плит. Возрождение горно-складчатых сооружений в олигоцене-плейстоцене связано с унаследованной «континентальной» программой их развития; активные воздымания в плиоцен-четвертичное время являлись компенсационными при интенсивных погружениях в океанических впадинах и шельфовых областях. Суммарные амплитуды новейших поднятий составляют +200 - +1500 м. На заключительных стадиях новейшего этапа нисходящие деструктивные процессы охватили отдельные

краевые участки континентальной и внутренней шельфовой провинций, где были сформированы современные фиорды и возрождены древние грабены типа Кандалакшского [Мусатов и Мусатов, 1992] и Восточно-Новоземельского [Мусатов и Мусатов, 1992a].

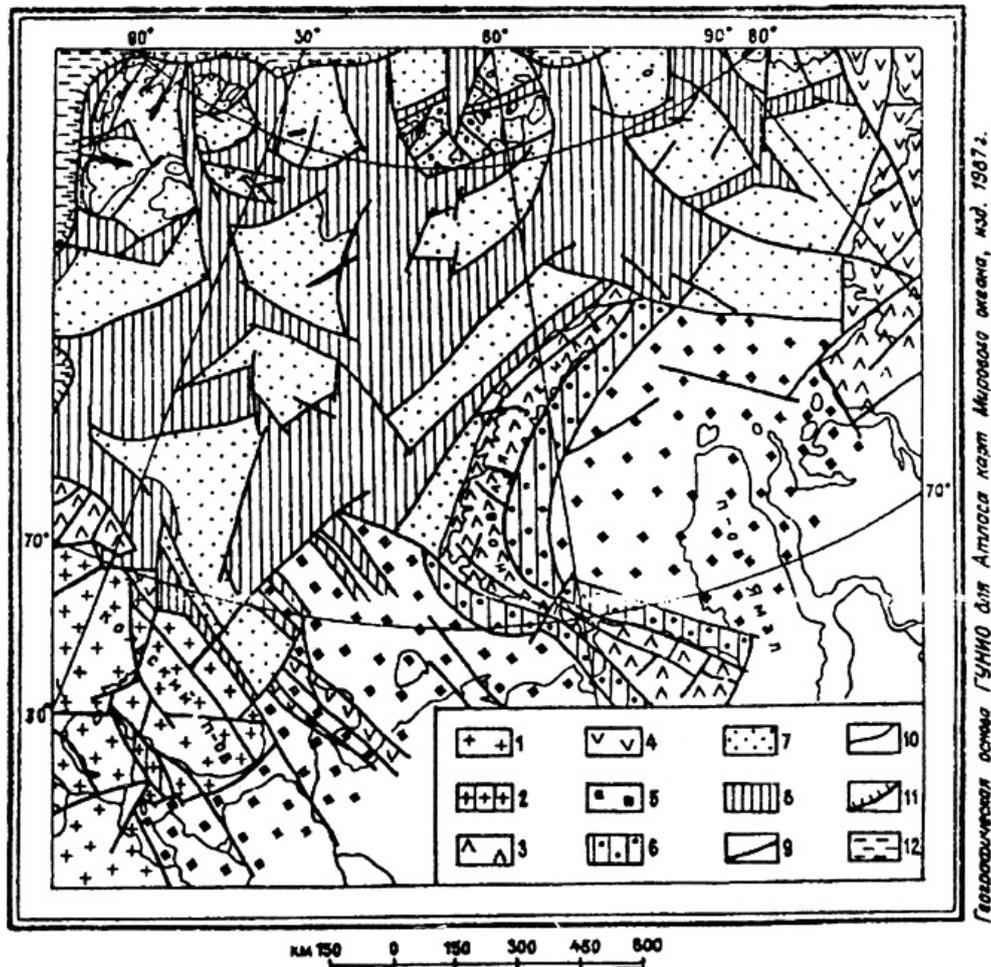


Рис. 1. Неотектоническое районирование Западно-Арктического шельфа и смежных участков суши

1 — кристаллические щиты, 2 — грабен-желоба в их пределах, 3 — эпиплатформенные орогены, 4 — выступы складчатого основания плит, 5 — внутриматериковые плиты, 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.

Вторая, внутренняя шельфовая провинция объединяет молодые внутриматериковые плиты с преобладанием геократических черт новейшего развития. В олигоцен-миоценовую фазу неотектонического этапа они испытывали устойчивые эпейрогенические воздымания, сменившиеся умеренным погружением в плиоцене и плейстоцене. Суммарные амплитуды новейших движений составляют от -250 до +200 м.

Северные части Печорской и Западно-Сибирской плит, начиная с плиоцена, были вовлечены в мощные прогибания, связанные с процессами океанообразования в НГБ и ЕБ. Ярким примером этого является некомпенсированная впадина Восточно-Новоземельского желоба. Нисходящее развитие синеклиз в периферийных частях внутриматериковых плит было обусловлено теми же причинами, что и погружение внешней части материковой окраины, характеризовавшейся тафрогенным эндогенным режимом в кайнозое. Нисходящие неотектонические движения инициировались также литоизостатическими причинами: заключенные между молодыми областями сноса краевые участки Печорской и Западно-Сибирской плит служили депоцентрами терригенной седиментации и испытывали погружения, обусловленные весом накопленных осадков. В целом внутриматериковые плиты развивались в кайнозое сопряженно и во многом синхронно с шельфовыми провинциями зоны перехода.

Третья, внешняя шельфовая провинция ЗАКО является самой обширной и соответствуют системе впадин и желобов Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба [Верба и др., 1990; Геологическое строение..., 1984]. Именно эта зона явилась ареной мощных плиоцен-четвертичных опусканий, связанных с реализацией тафрогенного режима новейших движений. Олигоцен-миоценовое время характеризовалось умеренными эпейрогеническими воздыманиями даже в пределах впадин мегапрогиба.

Суммарные амплитуды неотектонических движений превышают -400 м в глубоко погруженных частях Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба. Минимальные величины новейших опусканий (-50 - -100 м) характеризуют разделяющие их седловины и структурные террасы, которые являются тектоническими останцами оседания, отстающими в скорости погружения от осевой зоны мегапрогиба.

Впадины и прогибы шельфовой провинции наследуют положение позднедевонско-раннемеловых рифтогенных грабенов, выявленных сейсмическими работами МОВ ОГТ в осадочном чехле [Безматерных и др., 1993; *Faleide et al., 1984*] и связанных с крупными сдвиго-раздвиговыми зонами. Лишь два из этих грабен-желобов (Тромсе и внешняя, приокеаническая часть Медвежинского) новообразованы в новейшее время [Сенин и др., 1989], и именно они характеризуются максимальными современными глубинами. Это объясняется влиянием кайнозойских процессов спрединга в НГБ, континентальный склон которого пересекают грабен-желоба.

На рис. 1 видно, что останцы оседания (Центрально-Баренцевское, Адмиралтейства, Персея, Альбанова, Северо-Карское и др. поднятая) как бы «растаскиваются» возрожденными в кайнозое грабенами и прогибами на отдельные микроплиты. Видимо, такие процессы связаны с реализацией напряжений, возникавших в фундаменте и осадочном чехле окраинно-материковой плиты в связи с раздвижением океанического дна в НГБ и ЕБ. Параллельно с унаследованными процессами прогибания и обрушения осуществлялись глубокие расколы земной коры, приводившие к горизонтальным перемещениям масс на шельфе и формированию систем сбросо-сдвигов и сдвигов [Межвилк, 1994], ограничивающих останцы оседания и грабенообразные прогибы. Амплитуды смещений по ним составляют первые километры. Среди сдвигов преобладают правые; можно допустить, что на хребте Ломоносова, отторгнутом от ЗАКО в кайнозое, должны преобладать левые сдвиги.

Четвертая, окраинно-шельфовая провинция совпадает с барьерным поясом горно-складчатых сооружений [Погребницкий, 1984] краевого шельфового

поднятия и приокеаническими [Зархидзе, 1985] грабен-желобами. Вместе с шельфовой провинцией эта дугообразная зона входит в выделенную Ю.Н.Кулаковым [Геологическое строение..., 1984] область «океанизации», охватывающую как высокие молодые плиты архипелагов с амплитудами новейших движений от +200 до +1500 м, так и разделяющие их желоба с величиной неотектонических погружений -300 - -500 м. Последние являются новообразованными грабенами, ортогональными материковому склону ЕБ. Заложение в кайнозой таких отрицательных морфоструктур связывается с тафрогенным режимом [Мусатов и Мусатов, 1992] новейшего развития.

В течение альпийского этапа в провинции широко проявились горизонтальные движения, и на западе Шпицбергена был сформирован ряд эшелонированных шарьяжей с амплитудами перемещений до 10 км и выше, где каледонские комплексы надвинуты на палеогеновые породы. Видимо, это явилось следствием растяжения океанического дна в НГБ и интенсивного сжатия внешнего края зоны перехода. Неоднократными сменами режима растяжения и сжатия можно объяснить и высокую дифференциацию вертикальных новейших движений в окраинно-шельфовой провинции, размах которых достигает 2,5 км.

Наконец, пятая (склоновая) провинция объединяет континентальные уступы НГБ и ЕБ, осложненные краевыми плато Воринг и Ермак. Они находятся в стадии своего формирования как геоструктуры талассогенного ряда, и амплитуды их новейших погружений достигают первых км. Сходными величинами можно оценить и опускания в районах материковых подножий, сформированных слившимися конусами выноса за счет суспензионных потоков [Ласточкин и Федоров, 1978; Eldholm & Talwani, 1977]. Активную роль при конседиментационном погружении сыграли и литоизостатические причины, когда клиноформное наращивание континентального склона вело к «дополнительному» прогибанию дна бассейна. При углублении океанических впадин опускания могли осуществляться и в силу гидроизостатических причин.

Процессы прогибания и тафрогенеза по непосредственному обрамлению ЕБ и НГБ во многом подобны таковым на шельфе окраинно- и внутриматериковых плит и даже синеклиз древних платформ. Важнейшее отличие состоит в том, что если на континенте преобладают медленные эпейрогенические движения, то на контакте материковой и океанической коры скорости и амплитуды их увеличиваются и приобретают необратимый, талассогенный характер. При этом амплитуды новейших горизонтальных перемещений масс земной коры в ходе разрастания океанического дна на два порядка превосходят величины вертикальных движений.

В кайнозойской истории ЗАКО выделены [Мусатов, 1989; Zarchidze et al., 1991] палеоцен-эоценовый трансгрессивный, олигоцен-миоценовый регрессивный, плиоцен-плейстоценовый регрессивно-трансгрессивный и позднеплейстоцен-голоценовый трансгрессивный этапы. Первый из них ознаменовался растяжением океанического дна и обширными излияниями базальтов провинции Туле на севере Атлантики и умеренными колебательными движениями прилегающих материковых окраин. ЗАКО на данном этапе характеризовалась тектоническим спокойствием с незначительным проявлением эпейрогенических движений, и на большей ее части была выработана исходная (доновойшая) поверхность выравнивания. На северо-западе окраинно-материковой плиты в палеоцене и эоцене развивались глубокие периокеанические прогибы Форлансуннет и Западно-Шпицбергенский, параллельные материковому

склону НГБ, где накопились терригенные толщи мощностью до 2,5 км и выше [*Баренцевская шельфовая...*, 1988].

Олигоцен-миоценовый этап охарактеризовался коренной сменой палеогеографических обстановок. Окончательно оформилась глубоководная впадина НГБ, и активные процессы рифтогенеза и спрединга сместились в ЕБ. В условиях чередования обстановок растяжения и сжатия на севере прилегающей Баренцево-Карской плиты стала формироваться возвышенная суша [*Мусатов, 1990; Zarchidze et al., 1991*], служившая в дальнейшем областью сноса для бассейнов южных частей шельфа. На материковых склонах [*Геологическое строение...*, 1984; *Погребицкий, 1984*] продолжалось клиноформное наращивание материкового склона, но даже в пределах проградационного клина турбидитов в позднем олигоцене и позднем миоцене установлены региональные поверхности несогласий. С олигоцена начинаются интенсивные воздымания эпиплатформенных орогенов, приведшие к возрождению низкогорного рельефа в Скандинавии, на Полярном Урале, Новой Земле и Центральном Таймыре.

В олигоцене в прогибах Западного Шпицбергена накапливались преимущественно континентальные грубообломочные отложения; к концу олигоцена периокеанические прогибы Форлансуннет и Западно-Шпицбергенский закрываются, и наступает самый активный период [*Zarchidze et al., 1991*] воздымания архипелага и формирования неотектонических дислокаций за всю платформенную историю Свальбарда. В неогене каледониды горста Западного Побережья были надвинуты на инверсированные палеогеновые бассейны. Единая поверхность выравнивания на шельфе в олигоцене и миоцене подверглась интенсивному расчленению блоковыми движениями [*Мусатов, 1989; Skagen, 1993*] и эрозионной деятельностью палеорек.

На плиоцен-плейстоценовом этапе в связи с активным развитием ЕБ и деструкцией материковых массивов началась деградация области сноса близ Шпицбергенско-Североземельского континентального склона. Максимум неотектонической активности проявился в поясе пограничных и барьерных орогенов, где воздыманиями были охвачены Скандинавия, Кольский п-ов, Тиман, Полярный Урал, Новая Земля и Таймыр [*Генералов, 1983; Чочиа и Евдокимов, 1993*], и на краевом шельфовом поднятии, которое распалось к концу этапа на ряд архипелагов. На окраинно- и внутриматериковых плитах господствовали нисходящие движения, за исключением локальных гляциоизостатических поднятий.

Последняя неотектоническая перестройка ЗАКО произошла в конце позднего плейстоцена, ознаменовав собою начало нового палеогеографического этапа. Неотектоническая активизация совпала с гляциоэвстатической регрессией и последним (классическим висконсинским в Северной Америке, рассел - в Канадской Арктике, позднеюрмским в Альпах, поздневислинским в Европе, поздневалдайским на Русской платформе и сартанским в Западной Сибири) оледенением. Это предопределило тектоническую природу современного мега- и макрорельефа зоны перехода и ее гляциальную морфоскульптуру.

На позднеплейстоцен-голоценовом этапе высокоамплитудные проседания земной коры в краевых грабен-желобах наряду с гляциоизостатическими [*Грачев, 1973*] воздыманиями ряда материковых побережий и островов привели к окончательному оформлению современного морфоструктурного ансамбля пограничных и барьерных орогенов, седиментационных бассейнов окраинно- и внутриматериковых плит и сводово-купольных поднятий архипелагов. Современная сейсмичность континентальных склонов, фиордовых побережий и

бортов ряда грабен-желобов свидетельствует о непрекращающейся неотектонической активности зоны перехода. Формирование современной неотектонической зональности ЗАКО также относится к позднеплейстоцен-голоценовому незавершенному этапу эволюции региона.

Новейшие движения ЗАКО имели преимущественно волнообразный характер: в палеогене преобладающим было влияние процессов океанообразования в НГБ, и волна неотектонической активизации распространялась с запада на восток. В неоген-четвертичное время интенсивно формировался ЕБ, и максимум неотектонической активности смещался в субмеридиональном направлении. Это привело к мощным воздыманиям в поясе краевых шельфовых поднятий и пограничных орогенов и погружениям впадин Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба окраинно-материковой плиты и внутриматериковых плит.

Ведущим неотектоническим процессом была последовательная деструкция возвышенной суши, располагавшейся в полосе Шпицберген - Земля Франца-Иосифа - Северная Земля и служившей источником терригенного сноса [Zarchidze *et al.*, 1991] для седиментационных бассейнов южных и центральных частей материковой окраины. В неоген-четвертичное время эта область сноса была рассечена грабенами окраинно-шельфовых желобов и распалась на ряд архипелагов. С конца позднего плейстоцена зона перехода испытывает общее погружение, а ее непрекращающаяся неотектоническая активность подчеркивается повышенной современной сейсмичностью [Аветисов, 1993; Ассиновская, 1994; Оболенская, 1989] и основным вулканизмом на Западном Шпицбергене.

Список литературы

1. Аветисов Г.П. Геодинамика сейсмоактивных зон Арктического региона // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 52-61.
2. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. М., РАН, Нац. Геофиз. комитет, 1994. 128 с.
3. Баренцевская шельфовая плита (отв. ред. И.С.Грамберг). Л., Недра, 1988. 264 с.
4. Безматерных Е.Ф., Сенин Б.В., Шипилов Э.В. (ред.) Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы. Мурманск, изд. «Север», 1993. 184 с.
5. Верба М.Л., Павленкин А.Д., Дараган-Суцова Л.А. Рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа по данным КМПВ // Советская геология. 1990. № 12. С. 36-47.
6. Генералов П.П. Основные черты неотектоники Западно-Сибирской плиты // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск, ИЗК СО АН СССР, 1983. С. 87-96.
7. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики (под ред. И.С.Грамберга, Ю.Е. Погребницкого). Л., Недра, 1984. 280 с.
8. Грачев А.Ф. Некоторые вопросы гляциоизостазии // Изостазия. М., Наука, 1973. С. 152-157.
9. Гриценко И.И. Особенности распространения верхнекайнозойских отложений в Баренцевоморском регионе // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. М., Наука, 1992. С. 100-109.

10. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря // Тр. НИИГА. Л., Недра, 1978. Т. 185. 211 с.
11. Зархидзе В.С. [Новейший этап развития Арктического шельфа](#) // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., Наука, 1985. С. 58-65.
12. Крапивнер Р.Б. [Бескорневые неотектонические структуры](#). М., Недра, 1986. 204 с.
13. Ласточкин А.Н., Федоров Б.Г. Рельеф и новейшая история северного шельфа Евразии // Геоморфология. 1978. № 3. С. 19-27.
14. Лопатин Б.Г., Мусатов Е.Е. [Сейсмостратиграфия неоген-четвертичных отложений Западно-Арктического шельфа](#) // Советская геология. 1992. № 6. С. 56-61.
15. Межвилк А.А. Надвиговые и сдвиговые зоны на севере России // Геотектоника. 1994. № 4. С. 27-34.
16. Мусатов Е.Е. [Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозой](#) // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76-84.
17. Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20-27.
18. Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. [К проблеме происхождения фиордов \(на примере Западной Арктики\)](#) // Бюллетень МОИП, отдел геологии. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 28-33.
19. Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. Морфоструктура зоны сочленения Восточно-Новоземельского и Байдарацкого желобов // Вестник СПбГУ, сер. 7. Геология, география. 1992. Вып. 1. с. 51-59.
20. Нарышкин Г.Д. Срединный хребет Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. М., Наука, 1987. 72 с.
21. Оболенская Л.М. Магнитудные оценки землетрясений Баренцева моря и архипелага Шпицберген // Геофизические исследования литосферы европейского севера СССР. Апатиты, КНИЦ АН СССР, 1989. С. 85-87.
22. Погребницкий Ю.Е. [Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция](#) // Советская геология. 1976. № 12. С. 3-22.
23. Погребницкий Ю.Е. [Переходные зоны «материк-океан» в геодинамической системе Северного Ледовитого океана](#) // Доклады 27 МГК. М., 1984. Т. 7, «Геология Арктики». С. 29-37.
24. Савостин Л.А., Драчев С.С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология, 1988. Т. 28. № 5. С. 775-782.
25. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, Мурман. кн. изд., 1989. 278 с.
26. Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. [Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири](#). Саранск, Мордовский ун-т, 1993. 248 с.
27. Чувардинский В.Г. Методология валунных поисков рудных месторождений. М., Недра, 1992. 138 с.
28. Яшин Д.С., Мельницкий В.Е., Кириллов О.В. Строение и вещественный состав донных отложений Баренцева моря // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., ПГО «Севморгеология», 1985. С. 101-115.
29. Eldholm O., Talwani M. [The sediment distribution and structural framework of the Barents Sea](#) // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. V. 88. № 7. P. 1015-1029.
30. Elverhoi A., Solheim A. Shallow bedrock geology and geophysics of the Barents Sea // Norsk Polarinstitutt Skrifter. Oslo, 1987. V. 37. 52 p.

31. *Faleide J.I., Gudlaugsson S.T., Jackuart G.* [Evolution of the Western Barents Sea](#) // Marine and Petroleum Geology. 1984. V. 1. P. 123-150.

32. *Skagen J.I.* Effects on hydrocarbon potential caused by Tertiary uplift and erosion in the Barents Sea // Arctic Geology and Petroleum Potential (eds. T.O.Vorren et al.). Norweg. Petrol. Soc., Elsevier, Amsterdam, 1993. P. 711-719.

33. *Solheim A., Kristoffersen Y.* Sediments above die upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history // Norsk Polarinstitut Skrifter. Oslo, 1984. V. 179B. P. 3-36.

34. *Zarchidze V.S., Musatov E.E., Generalov P.P.* Norwegian, Barents and Kara Seas. Cenozoic // Paleogeographical Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic (eds. M.N.Alekseev, I.S.Gramberg, YuM.Pustcharovsky). G.B., Robertson Group Plk., 1991. V. 2. P. 13.18-13.35.

Ссылка на статью:



Мусатов Е.Е. Кайнозойская геодинамика материкового обрамления Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 1996. Вып. 1. С. 91-100.