



УДК 551.35(269.55/.56)

Ю.П. БЕЗРОДНЫХ (ВМНПО «Союзморинжгеология»)

Строение и основные черты развития приматериковой окраины шельфовой зоны Центральной Чукотки

Восточно-Арктический шельф относится к числу регионов, крайне слабо изученных в геологическом отношении. Сведения о строении основной его площади базируются на результатах мелко-масштабных геофизических исследований [4, 13, 15] и касаются в основном структурно-тектонического районирования складчатого основания. Эти материалы дают лишь самые общие представления об осадочном (койлогенном) чехле и не позволяют ответить на вопрос о времени становления собственно шельфовых структур [4]. Предпринята попытка исследовать новейший структурный план шельфа методами структурно-геоморфологического анализа [8, 12], однако в последнее время выяснилась недостаточная надежность использованных геоморфологических признаков, отразившаяся на достоверности построений и выводов. В частности, по наличию возвышения в поверхностном рельефе, без анализа его природы, на месте глубоко погруженной части Айонской впадины выделено Айонское поднятие складчатого основания. В то же время на карте не отражены относительно крупные поднятия.

В противоположность акваториям, многие участки обрамляющих приморских низменностей характеризуются высокой степенью геологической изученности. В частности, на основе проведенных работ получили объяснение многие особенности строения и условий формирования их осадочного чехла [11, 14 и др.]. Однако остается неясным взаимоотноше-

ние низменностей с внутришельфовыми структурами и в связи с этим вопрос о часто декларируемом геолого-структурном единстве этих надводных аккумулятивных образований и собственно шельфа в рамках понятия «шельфовой зоны».

В настоящей работе рассматриваются характер залегания и рельефа поверхности складчатого основания, структурные особенности и строение рыхлого покрова прибрежной окраины шельфа, примыкающей к Центральной Чукотке на отрезке между Чаунской губой и мысом Шмидта. Фактической основой для обобщения послужили результаты сейсмоакустического профилирования, частично опубликованные нами ранее [3], и бурения, проведенного на ряде прибрежных участков акватории. Анализ этих материалов приводится в совокупности с данными по приморским низменностям, полученными геологами ПГО «Севостгеология» с тем, чтобы на примере рассматриваемого района осветить указанный выше вопрос о структурном единстве низменностей и собственно шельфа. Материалы обобщены в виде схемы изогипс поверхности коренного складчатого основания (рис. 1), а для иллюстрации особенностей залегания и строения осадочного чехла приведены разрезы по характерным участкам района (рис. 2).

Рассматриваемая часть шельфовой зоны, включающей окраинную часть собственно шельфа и приморские низменности, смыкается с прибрежным низкогорьем (предгорьем по А.А. Неймарку [7])

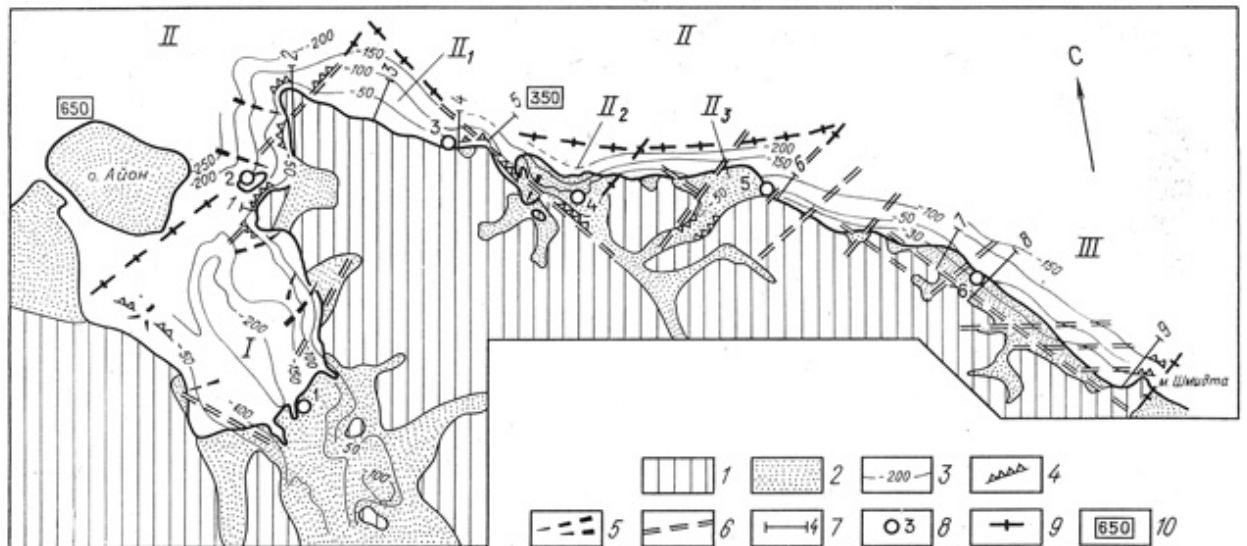


Рис. 1. Схема глубин залегания поверхности коренного основания шельфовой зоны

1 — площади развития денудационного рельефа; 2 — площади аккумуляции рыхлого материала (приморские низменности, речные долины); 3 — изогипсы поверхности коренного основания; 4 — погребенные уступы и уступообразные перегибы поверхности коренного основания; 5 — погребенные эрозийные ложбины в коренном основании на шельфе; 6 — наиболее отчетливо проявленные разрывные нарушения; 7 — местоположение геолого-геофизических

разрезов (см. рис. 2); 8 — местоположение литологических разрезов (см. рис. 3); 9 — границы выделяемых структур; 10 — максимальные из выявленных глубин залегания поверхности коренного основания; структуры: I — Чаунская межгорная впадина, II — Айонская внутришельфовая впадина, III — Лонговское поднятие; структуры окраины шельфовой зоны, обрамляющие Айонскую впадину: II₁ — Шелагско-Киберовское поднятие, II₂ — Аачимская впадина, II₃ — Биллингская впадина.

Анюйско-Чукотской горной области [5]. Граница между ними выражена на большом протяжении в виде крутых, иногда значительной высоты (в первые сотни метров), денудационно-тектонических уступов и денудационных склонов разной крутизны. Для нее характерна угловатость в плане, связанная с чередованием взаимопересекающихся прямолинейных отрезков, главным образом северо-западного и северо-восточного простираний. Такая конфигурация границы обусловлена приуроченностью ее к ортогональной сети блокоразделяющих разломов. Судя по отметкам вершинных поверхностей окраинных блоков прибрежного низкогорья и поверхности складчатого основания предгорной окраины шельфовой зоны, вертикальная амплитуда перемещения соседних блоков на границе колеблется от десятков до первых сотен метров. С той же ортогональной сетью разрывных нарушений связана гидросеть гористого обрамления. Современная береговая линия смещена на большом протяжении от первоначальных структурно обусловленных границ шельфовой зоны и имеет спрямленный характер в результате заполнения входящих в

осу углов и денудационно-абразионного срезания выступающих скалистых мысов. Дно акватории представляет собой полого наклоненную аккумулятивную равнину, в пределах которой на ряде уровней прослеживаются затопленные береговые формы и проявляются фрагменты субаэрального рельефа в виде отрезков затопленных речных долин и дельт.

Складчатое основание шельфовой зоны имеет выровненную поверхность, осложненную на окраине уступами и уступообразными перегибами (см. рис. 1, 2); это прогнутая и погруженная часть древнего пенеплена, смыкающегося у поднятия гор с денудационными фрагментами разновозрастных полигенных поверхностей выравнивания (термины «пенеплен» и «поверхность выравнивания» трактуются по П.П. Костенко [6]). Судя по конфигурации изогипс, общее прогибание складчатого основания (очевидно, синхронное со сводово-купольными поднятиями на месте современных гор) сочеталось с блоковыми подвижками по ортогональной сети разрывных нарушений, обусловившими наблюдающееся «клавишное» строение и региональную

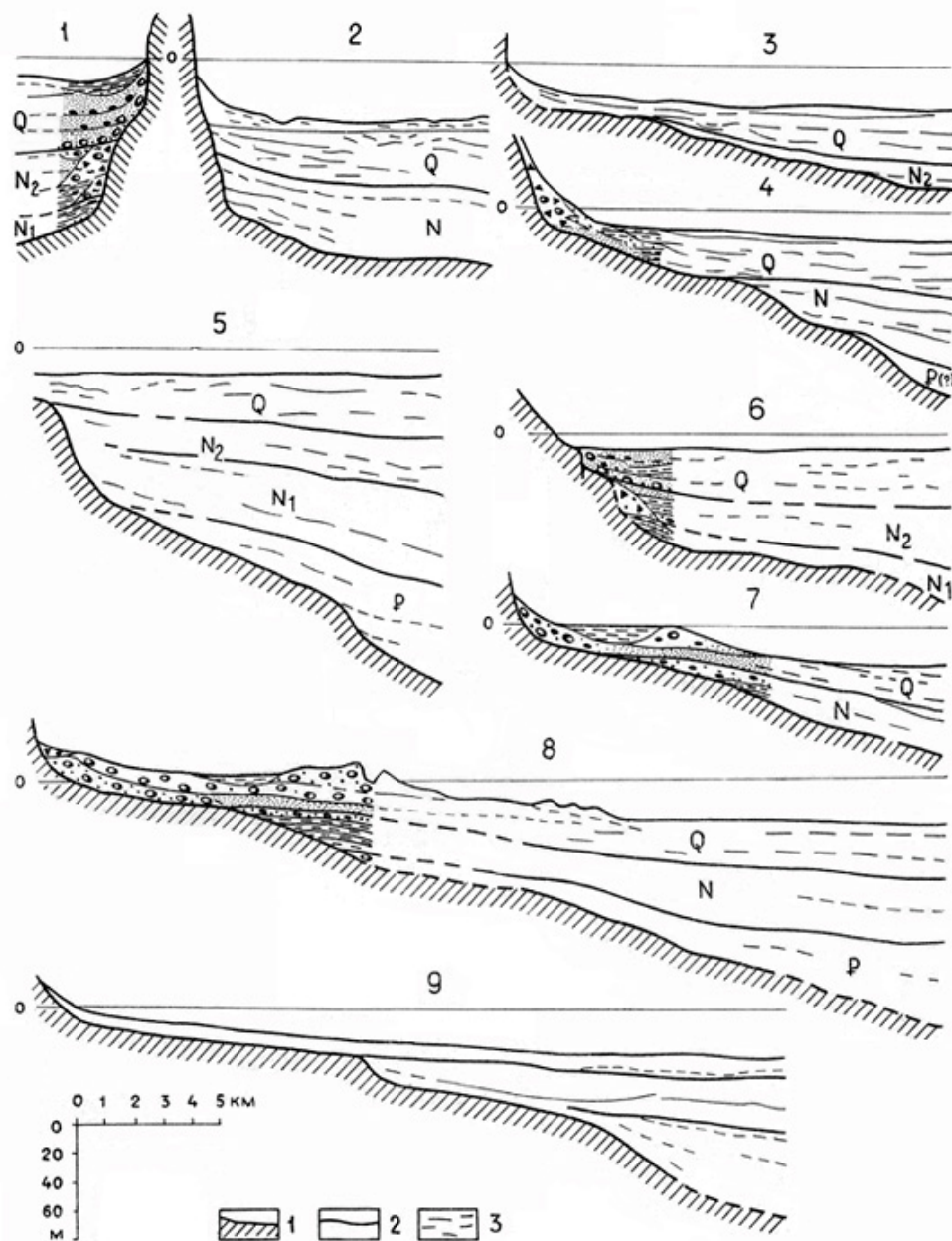


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы вкост окраины шельфовой зоны по данным бурения и сейсмоакустического профилирования

1 — коренные породы; 2 — границы разновозрастных горизонтов; 3 — слоистость отложений, фиксируемая при сейсмоакустическом профилировании. Остальные усл. обозн. см. рис. 3

структурную неоднородность окраинной части прогиба. По глубинам залегания денудационной поверхности, характеру ее погружения и пространственному взаимоотношению с прибрежным низкогорьем в пределах рассматриваемой части шельфовой зоны обособляются Чаунская, Аачимская, Биллингская впадины, южная часть ранее выделенной крупной внутришельфовой Айонской впадины [15], а также Шелагско-Киберовское и Лонговское поднятия. Границы между названными неоструктурами выражены в виде уступов и уступообразных переги-

бов поверхности коренного основания и приурочены к наиболее крупным разрывным нарушениям, проявляющимся в виде зон разуплотнения пород, либо линейных аномалий магнитного поля и на суше, как правило, четко выраженным геоморфологически.

Чаунская впадина представляет собой сложно построенную вытянутую в северо-западном направлении депрессию. По своему положению она является типичной межгорной впадиной, пересекающей вкост Анюско-Чукотскую горную область между Шелагским и Анюским

сводово-глыбовыми поднятиями. В юго-восточном направлении она проникает в глубь суши до горных сооружений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Северо-западным окончанием структуры, открытым в сторону Айонской внутршельфовой впадины, служит поперечное возвышение поверхности складчатого основания, выделяющееся на глубинах 150-200 м по линии между Певекским полуостровом и юго-восточным окончанием острова Айон.

Впадина, главным образом в юго-восточной части, к которой приурочены низовья наиболее крупной речной системы района Чаун-Паляваам, занята аккумулятивными низменностями. На большом протяжении впадина имеет крутые, часто ступенеобразные борта, основание которых располагается на отметках около 100 м. Днище ее полого погружается к осевой линии до глубин 200-250 м. В рельефе коренного основания выделяется серия вытянутых к центральной части впадины ложбин, являющихся, очевидно, погребенными тальвегами древних речных долин. На востоке структуры, в прибортовой ее части, выделяются выходящие на дневную поверхность изолированные выступы коренных пород, из которых наиболее резко выражен Певекский п-ов, ограниченный крутыми уступами (см. рис. 2, разрез 1).

Айонская впадина представляет собой крупную структуру восточно-арктического шельфа, заходящую на площадь рассматриваемого района своими южными флангами. Западнее Чаунской губы в ее пределы за счет аккумуляции аллювиального материала выдвигается Раучуанская низменность, северовосточнее которой обособляется крупное аккумулятивное сооружение - остров Айон с мощным покровом эоловых льдистых отложений. На северо-западном продолжении Шелагского сводового поднятия в ее пределы выдвинут в виде выступа складчатого основания одноименный полуостров. Днище впадины погружается относительно равномерно с амплитудой 5-10 м на 1 км и, как выявлено в последнее время В.А. Лаштабег, на

удалении 70 км от обрамляющего прибрежного низкогорья достигает глубины около 650 м от поверхности моря.

Это более чем на 1 км меньше глубины залегания подошвы койлогенного чехла, определяемой на том же участке по гравиметрическим данным [15]. Вероятно, при использовании гравиметрии отбивается подошва промежуточного орогенного комплекса литифицированных пород юрско-мелового возраста, имеющего в районе Чаунской губы мощность 1500-2000 м.

Аачимская и Биллингская впадины (а также Киберовское поднятие) являются структурами более мелкого порядка, ограничивающими Айонскую впадину с юга восточнее Чаунской губы. Они вдаются в виде углов в пределы низкогорья и имеют здесь крутые ступенчатые борта (см. рис. 2, разрез 5). Днище их полого погружается на север и смыкается без структурно или морфологически выраженной границы с Айонской впадиной, в связи с чем они должны рассматриваться как части этой крупной структуры. Во впадины выходят Нижнекевеевская и Кууль-Иннукайская грабен-долины и долина р. Пегтымель, в результате чего значительная площадь их занята приморскими аккумулятивными низменностями, выраженными шлейфами аллювия с сопряженными морскими береговыми формами (Биллингская впадина) или массивами эоловых льдистых отложений (Аачимская впадина).

Шелагско-Киберовское поднятие представляет собой подводную опущенную часть Шелагского свода, выделяемого Л.В. Спорыхиной [5] на суше, примыкающей к шельфу. Оно прослеживается от западного окончания м. Шелагский до м. Кибера. В пределах акватории поднятие ограничивается уступообразными перегибами поверхности коренного основания, связанными с протяженными разрывными нарушениями. Эти нарушения имеют взаимопересекающиеся северо-восточное и северо-западное направления, в связи с чем поднятие выдвигается в пределы Айонской впадины в виде клина. Складчатое основание смыкается

на глубинах от 10 до 20 м с крутыми склонами гор, подрезанными на большом протяжении абразионными уступами, и крайне полого с отдельными флексуобразными перегибами погружается в сторону впадины (см. рис. 2, разрезы 3 и 4). На продолжении речек и ручьев наблюдаются эрозионные ложбины глубиной в первые метры. Аккумулятивные образования на предгорном фланге поднятия развиты слабо. На отдельных участках они представлены узкими морскими террасами, сопряженными с конусами выносов аллювиального грубообломочного материала, и на большом протяжении подвергаются абразии.

Лонговское поднятие находится на окраине ранее выделенного порога Лонга [15]. Оно прослеживается вдоль приматериковой полосы одноименного пролива от юго-восточного окончания Биллингского лагунного пояса до м. Шмидта. Характерной особенностью поднятия является ступенчатое, «клавишное» строение коренного основания. По серии разрывных нарушений северо-восточного простирания оно разбито на блоки, слабо воздымающиеся относительно друг друга по направлению с запада на восток. По предгорным окраинам блоков прослеживаются в виде ступеней крайне пологие площадки с уклонами 0,002-0,003, ограниченные с мористой стороны либо невысокими (в несколько метров) уступами, либо флексуобразными перегибами коренной поверхности (см. рис. 2, разрезы 6-9). Они представляют собой денудационные части поверхности выравнивания, пересекаемые сохранившимися с более ранних этапов или возникшими в более позднее время неглубокими эрозионными ложбинами. Характерно, что вдоль поднятия происходит расширение этих площадок от 1 км на западном блоке до 10 км на восточных блоках.

Наиболее обширные денудационные поверхности в виде террас двух уровней выделяются у м. Шмидта. С мористой стороны они ограничиваются уступами, развивавшимися вдоль разрывных нарушений Нижнекуэкувуньской зоны разломов глубинного заложения. Верхняя тер-

раса с возвышающимися над ней скальниками м. Шмидта образует треугольной формы выступ складчатого основания, ограничивающий Лонговское поднятие.

Мористее террас поверхность коренного основания имеет большие уклоны, в среднем 0,006-0,007. Исходя из факта равномерного погружения коренной поверхности, можно предполагать, что глубина залегания подошвы рыхлого осадочного чехла в центральной части пролива Лонга составляет 500-600 м от поверхности моря.

В отличие от Шелагско-Киберовского поднятия, по окраине рассматриваемой структуры развита обширная по площади приморская аккумулятивная низменность, выделяемая под названием Валькарайской, что связано с поступлением больших масс грубообломочного терригенного материала по относительно крупным рекам Куэкувунь, Рывеем и Пильхинкууль. В надводном положении в пределах низменности обособляются разновозрастные конуса выноса этих рек, наложенные на аккумулятивные морские террасы.

Рассмотренные структурные особенности шельфовой зоны, проявляющиеся в морфологии наиболее древней - исходной денудационной поверхности, отражают совокупный результат тектонических движений и не раскрывают истории развития отдельных структур. Судя по особенностям залегания и строения осадочного чехла, развитие шельфовой зоны шло путем последовательного разрастания в сторону континента зон прогибания и опускания выровненного складчатого докайнозойского фундамента и синхронного заполнения образующихся депрессионных форм терригенным материалом. Конседиментационный характер развития шельфовых структур отражается в общем виде в наблюдающейся зависимости мощностей осадочного чехла от глубин залегания поверхности складчатого основания. Минимальные мощности (менее 10 м) рыхлых отложений наблюдаются на предгорных, наименее опущенных блоках Шелагско-Киберовского и Лонговского поднятий. В их пределах на от-

дельных изолированных участках на дне обнажаются коренные породы. Возрастные мощностей по предгорной окраине поднятий происходит на приустьевых участках рек за счет шлейфов аллювиального материала.

На основании данных о строении и стратиграфии рыхлого покрова, полученных благодаря бурению, выполненному в больших объемах на приморских низменностях и отдельных участках акваторий и островах, можно выделить основные этапы развития шельфовой зоны и описать в историко-генетическом аспекте отдельные структуры. На рис. 3 приведены литологические разрезы по некоторым участкам шельфовой зоны. Корреляция их осуществлена по данным палинологических исследований и опирается на установленные, наиболее резко выраженные опорные рубежи смены растительных сообществ на Северо-Востоке СССР [2]. При имеющихся противоречиях в возрастной интерпретации палиноспектров датировка границ носит условный характер. В частности, граница между плиоценовыми и четвертичными отложениями выделяется нами по смене спорнопыльцевых спектров лесной и лесотундровой растительных ассоциаций на палиноспектры тундровой растительности, хотя известно, что обезлесение равнин, примыкающих к Арктическому бассейну, произошло в позднем плиоцене (эоплейстоцене) [2]. Это связано с тем обстоятельством, что граница отчетливо фиксируется при сейсмоакустическом профилировании как подошва верхнего тонкослоистого горизонта, и к ней на шельфе приурочены погребенные речные врезы. Кроме того, она соответствует началу формирования в районе устьев рек весьма характерного горизонта покровных галечников.

По всем этим признакам, а также по ряду не рассматриваемых здесь минералого-геохимических показателей данная граница соответствует крупному естественному геолого-историческому рубежу, отражающему резкую смену всех компонентов палеогеографической обстановки. Имеются существенные затруднения в

разделении позднеолигоценовых и раннемиоценовых отложений ввиду отсутствия четких литологических границ между ними и близости их спорово-пыльцевых спектров. Поэтому на сейсмогеологических разрезах (см. рис. 2) горизонт, выделяемый как палеогеновый, в верхней части, возможно, представлен раннемиоценовыми отложениями.

Судя по полученным к настоящему времени данным, начало формирования рыхлого покрова в окраинной части шельфовой зоны относится к позднему олигоцену (см. рис. 2, разрез 3). Однако в отдельных ложбинах у подножия гор выявлен аллювий эоценового возраста [10], замещающий внутри Айонской внутришельфовой впадины (на удалении около 70 км от ее бортов) дельтовыми песчано-гравийно-галечными отложениями, залегающими на глинах палеоэоценового возраста. Следовательно, заложение внутришельфовых структур, очевидно, связанное преимущественно с пликативными деформациями пенеплена, приурочено к эоцену. К этому периоду относится увеличение контрастности рельефа и интенсивное врезание рек в оставшейся приподнятой окраинной части шельфовой зоны. В условиях постепенного погружения в течение большей части олигоцена в центральных частях шельфового прогиба накапливались песчаные и алевритово-пелитовые осадки.

Поздний олигоцен - ранний миоцен - важный рубеж в процессе структурного обособления шельфовой зоны, связанного с тектонической активизацией. На пологие пликативные деформации пенеплена наложился вертикальные блоковые перемещения по ортогональной сети тектонических нарушений, наиболее интенсивно проявившиеся на границе сводовых валообразных поднятий и шельфового прогиба. К этому периоду относится и обособление Чаунской внутригорной впадины. Возрастание контрастности рельефа в пограничной зоне обусловило активное врезание рек на воздымающихся блоках и выполнение терригенным материалом наиболее погруженных частей формирующихся впадин. Активизации

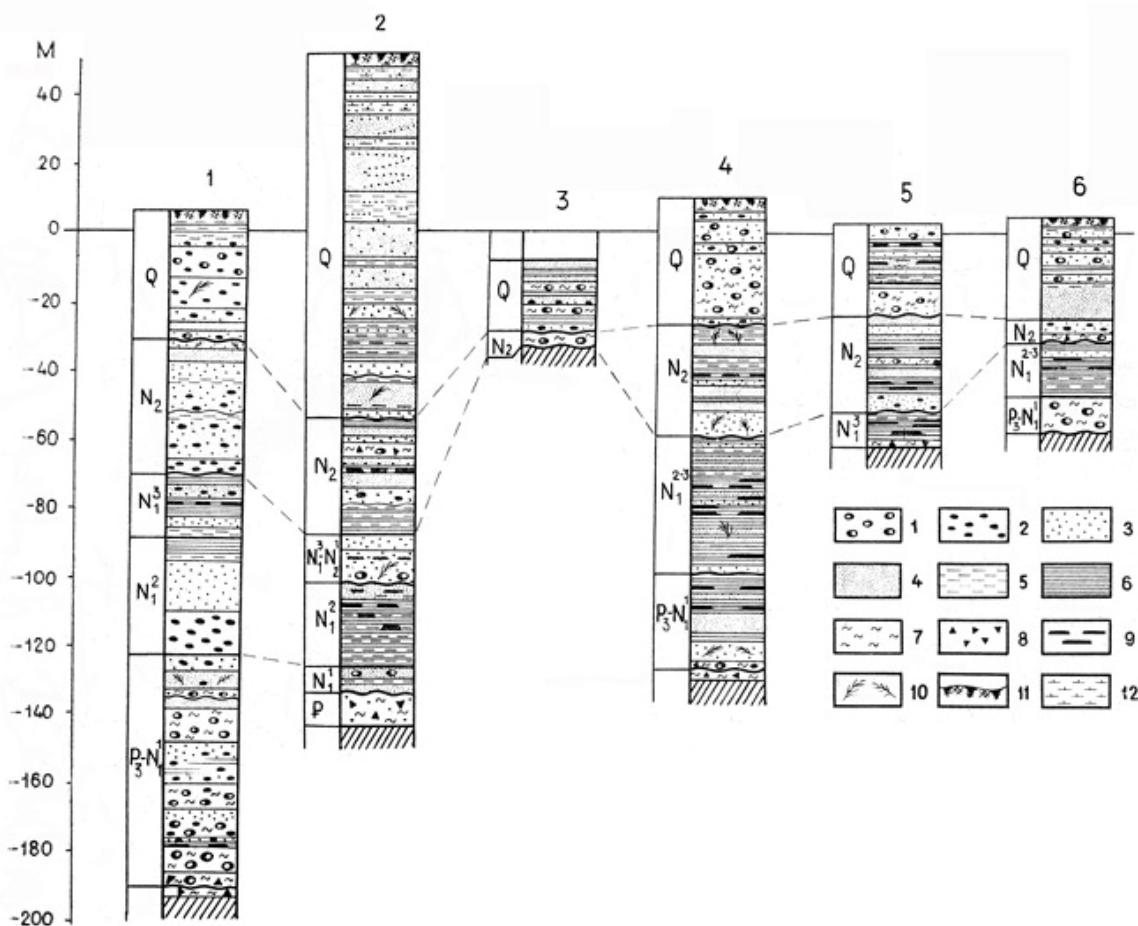


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов рыхлого покрова окраинной части шельфовой зоны
 1 — галечники; 2 — гравий; 3 — пески крупнозернистые; 4 — пески мелко- и среднезернистые; 5 — алевриты; 6 — илы пелитовые, неуплотненные и слабоуплотненные; 7 — глины; 8 — щебнистые отложения; 9 — прослой торфа; 10 — рассеянные растительные остатки; 11 — почвенный слой; 12 — лед; разрез 2 по данным [10] с дополнениями, разрез 4 по П. И. Писареву

эрозионных процессов способствовало, очевидно, также снижение базиса эрозии в связи с понижением уровня Мирового океана, обусловленного формированием Антарктического ледникового покрова [9]. В местах выхода крупных речных систем сформировались шлейфы грубообломочного галечного материала мощностью до 80 м, замещающиеся вдоль шельфовой зоны и в глубь нее тонкозернистыми лагунными и озерно-болотными отложениями (см. рис. 3). К концу этапа в пределах шельфовой зоны была сформирована полигенная поверхность выравнивания.

Средний и часть позднего миоцена характеризуются медленным погружением поверхности выравнивания в условиях общего тектонического покоя. Зоны погружения были ограничены разломами, по которым образовывались уступы. На всей площади шельфовой зоны, за исключением окраинных частей Шелагско-

Киберовского и Лонговского поднятий, а также приподнятых блоков Чаунской впадины, отлагалась толща мелко- и тонкозернистых глинистых осадков. Крайняя выравненность рельефа обусловила развитие обширных мелководных лагун, заболоченных прибрежных пространств, где накапливались большие массы растительной органики. В настоящее время мы находим ОВ в виде пластов лигнитизированного торфа и бурых углей.

Горизонт, относимый к плиоцену, характеризуется широким развитием отложений континентального генезиса по окраине шельфовой зоны. На Валькарайской низменности, занимающей фланг Лонговского поднятия, устанавливаются пачки аллювия двух циклов седиментации, из которых лишь верхняя севернее замещается авандельтовыми и прибрежно-морскими отложениями. В Чаунской впадине в низах плиоценового горизонта залегают аллювиальные и озерно-

Абсолютные отметки древних береговых линий, м

Возраст	Чаунская впадина		Шелагско-Киберовское поднятие	Лачимская впадина	Биллингская впадина	Лонговское поднятие
	юг	север				
Средний (?) плейстоцен	-25	-40	-25	-20	-20	20
Поздний плиоцен	-25	-55	-35	-20	-20	-15
Поздний миоцен	-70	-90	?	-60	-50	-20

болотные отложения мощностью до 20 м [10], а у ограничивающих впадину погребенных уступов развиты 30-метровые шлейфы делювиально-пролювиального материала. Лишь в наиболее погруженных частях впадин в разрезе преобладают осадки морского генезиса. В то же время обращает на себя внимание крайне незначительная площадь распространения грубообломочного галечного материала, ограниченного речными врезами у подножия гор. Интерпретация отмеченных особенностей возможна лишь с учетом уникального по масштабам снижения уровня Мирового океана до 150 м, начавшегося в плиоцене в связи с формированием на континентах ледниковых покровов [9]. Можно полагать, что продолжавшееся с миоцена погружение шельфовой зоны шло на фоне опережающего снижения базиса эрозии. В связи с этим обращает на себя внимание связь трансгрессии арктического моря с плиоценовой фазой потепления климата [10], т.е. с возможным периодом стабилизации или деградации материковых ледников.

В позднем плиоцене (эоплейстоцене) произошло резкое изменение условий седиментации, первоначально выразившееся в активизации на площади шельфа эрозионных процессов, а в плейстоцене - в накоплении по его окраине в местах впадения рек мощных (до 30 м) шлейфов грубообломочных галечных отложений. К среднему плейстоцену относится затопление морем всей шельфовой зоны, включая окраинные предгорные части Шелагско-Киберовского и Лонговского поднятий. Массовое поступление грубообломочного материала можно объяснить резким возрастанием контрастности рельефа в связи с одновременным погружением шельфовой зоны и возрастанием темпов воздымания водосборов, обуслов-

ленным активизацией тектонических процессов. Для эоплейстоцена - плейстоцена характерны кратковременные, но большеамплитудные колебания уровня моря, обусловившие формирование разновозрастных морских террас и тонкослоистое ритмичное строение покровного горизонта, по разрезам устанавливаются три - четыре полных трансгрессивно-регрессивных ритма и один незавершенный (современный).

Выделяемые структурные формы, судя по характеру распределения мощностей рыхлого покрова и отдельных его горизонтов, были сформированы в период становления шельфовой зоны. Так, по сокращению мощностей либо выклиниванию горизонтов можно заключить, что Шелагско-Киберовское и Лонговское поднятия на всех этапах представляли собой возвышения в рельефе складчатого основания. Для выяснения истории развития структур необходимо произвести анализ гипсометрии повсеместно распространенных поверхностей в пределах рыхлого покрова.

Наиболее надежным критерием для выяснения вертикальных движений является деформация береговых линий древних бассейнов. Представляется возможным по выклиниванию отложений морского генезиса реконструировать положение береговых линий миоценового и позднеплиоценового возраста. Отчетливо проявлены деформации также наиболее древней из четвертичных береговых линий. Сопоставление гипсометрического положения береговых линий в пределах рассматриваемого района приведено в таблице.

По приведенным данным устанавливается дифференциация вертикальных перемещений структур относительно друг друга. Для впадин характерна одно-

направленная тенденция к опусканию. Резко отличается положение уровней Лонговского поднятия. По отметкам кровли плиоценовых отложений намечается резкое погружение его в позднеплиоценово - раннеплейстоценовое время. Однако соотношение сравниваемых поверхностей может быть объяснено также абразивным срезанием части горизонта на наиболее возвышенных предгорных флангах поднятия в ходе последующей среднечетвертичной трансгрессии. Отсутствие данных об абсолютных отметках уровня моря в неогене и раннем плейстоцене не позволяет судить о направленности его движений. На возможно положительный знак вертикальных перемещений структуры в позднем плейстоцене косвенно указывает процесс интенсивной абразии дна, приводящий к формированию протяженных баров. Кроме современных аккумулятивных форм данного типа широко развиты бары верхнеплейстоценового возраста (32-34 тыс. лет). На многих участках пролива Лонга голоценовые осадки залегают непосредственно на среднеплейстоценовых.

Таким образом, на примере рассмотренного района прослеживается длительная история становления и развития Восточно-Арктической шельфовой зоны. Формирование ее шло путем разрастания прогибов за счет пологих пликтивных деформаций по окраине континента, позднее сочетающихся с опусканием по серии разрывных нарушений. Начало образования структур в пределах охарактеризованной площади относится к эоцену, а полное обособление зоны как седиментационного бассейна в рамках современных границ завершилось в среднем плейстоцене. В последующем происходило исключение из сферы морского осадконакопления частей окраины шельфовой зоны за счет накопления больших масс аллювиального материала, а также в связи с наметившейся тенденцией к воздыманию отдельных структур. Следовательно, границы шельфовой зоны, как структурно-геологического образования, должны рассматриваться в историческом аспекте. В общем виде зона характеризу-

ется как окраинная часть континента с устойчивой тенденцией к погружению.

В истории развития шельфовой зоны намечаются этапы, отражающие изменение темпа ее погружения, обусловленного тектоническими факторами, и колебаний уровня моря. Каждый этап приводил к образованию полигенных поверхностей выравнивания, в последующем подвергавшихся по окраине активному эрозионному расчленению. Намечаются следующие периоды активизации эрозионных процессов: эоцен, поздний олигоцен, первая половина плиоцена, эоплейстоцен. В связи с выравниваемостью рельефа и незначительным снижением базиса эрозии речные долины имели крайне неглубокий врез, что в настоящее время вызывает затруднения при реконструкции погребенной гидросети. Можно заключить, что по особенностям структурного плана, строению осадочного чехла и темпу погружения Восточно-Арктическая шельфовая зона может рассматриваться как типичная молодая платформа, находящаяся в стадии развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1964.
2. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Палеоклиматы палеогена и неогена Северо-Восточной Азии. - В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск, Наука, 1979, с. 186-204.
3. Безродных Ю.П., Назаров Б.В., Рубцов Э.Д. Опыт применения сейсмопрофилирования для выяснения морфоструктурных особенностей прибрежной части Восточно-Арктического шельфа (между м. Шелагским и устьем р. Куэкунь). - Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. Морская геология и геофизика, 1979, вып. 3, с. 26-34.
4. Гапоненко Г.И. Глубинное строение земной коры и мощность койлогенного чехла Восточносибирско-Аляскинского шельфа по гравиметрическим данным. - В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 8. Л., изд. НИИГА, 1973, с. 31-39.
5. Геология оловянных россыпей СССР, их поиски и оценка / С.Ф. Лугов, В.К. Абулевич, Т.М. Амичба и др. М., Недра, 1979.

6. *Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., Недра, 1972.

7. *Наймарк А.А.* Основные этапы кайнозойской истории рельефа крайнего Северо-Востока СССР. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 4, с. 89-99.

8. Новые данные по структурно-геоморфологическому строению приморских равнин и шельфа Восточно-Арктических морей / Н.Г. Патык-Кара, М.Н. Морозова, В.Ю. Бирюков, В.Н. Новиков. - Геоморфология, 1980, № 3, с. 91-98.

9. *Океанология.* Т. Геология океана. Геологическая история океана. Под ред. А.С. Моница. М., Наука, 1980.

10. *Палеоген и неоген Северного побережья Чукотки* / А.А. Архангелов, Г.Г. Карташов, Ф.Я. Коваленко и др. - В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск, Наука, 1979, с. 40-52.

11. *Пуминов А.П.* Корреляции позднекайнозойских береговых линий Чукотского мо-

ря. - В кн.: Геология моря, вып. 4. Л., 1975, с. 35-47.

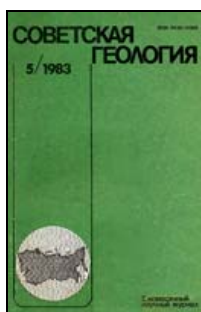
12. *Структурно-геоморфологическое строение шельфа восточно-арктических морей в связи с проблемой его происхождения* / Н.Г. Патык-Кара, Л.Н. Морозова, В.Ю. Бирюков и др. - В кн.: Теоретические и методологические основы комплексного изучения и освоения шельфов. Тезисы докладов. Л., изд. Географ. об-ва СССР, 1978, с. 114-116.

13. *Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири* / В.А. Виноградов, Г.И. Гапоненко, И.С. Грамберг, В.Н. Шимараев. - Сов. геология, 1976, № 9, с. 23-39.

14. *Сухорослов В.Л.* [Кайнозойские отложения побережья пролива Лонга \(северное побережье Чукотки\)](#). - Геология и геофизика, 1978, № 11, с. 82-88.

15. *Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР* / В.А. Виноградов, Г.И. Гапоненко, И.М. Русаков, В.Н. Шимараев. Л., Недра, 1974

Ссылка на статью:



Безродных Ю.П. Строение и основные черты развития приматериковой окраины шельфовой зоны Центральной Чукотки. Советская геология. 1983, № 5, с. 73-82.