

УДК 551.462.32(985-11)

А.П. Пуминов

ВНИИОкеангеология

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ШЕЛЬФОВОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

Изучение истории развития рельефа шельфовых областей Земли является весьма актуальной задачей палеогеоморфологии. В настоящее время появилась возможность предложить реконструкцию рельефа прошлого, проследить изменения структурно-геоморфологического плана рассматриваемой области на разных этапах истории ее развития.

Статья раскрывает следующие вопросы: 1) основные черты истории развития рельефа и структурно-формационные особенности строения кайнозойского покрова современного прибрежного шельфа и кайнозойского палеошельфа [Пуминов, 1981]; 2) выявление главного этапа рельефообразования, оказавшего определяющее влияние на формирование регионального морфоструктурного плана шельфовой области [Пуминов, 1981], и его роли в формировании закономерностей россыпеобразования; 3) закономерности расположения в современном рельефе морфоструктурных зон и структурно-формационных комплексов (формационных рядов), возникших во время главного этапа; 4) установление групп районов, характеризующихся достаточно сходными и сравнимыми особенностями как современного, так и погребенного рельефа, а также сходным строением кайнозойского покрова и закономерностями распределения терригенных металлоносных формаций.

1. Раскрытие истории развития и форм рельефа требует привлечения данных о соотношении в пространстве и на конкретном отрезке геологического времени тел разного происхождения, сложенных кайнозойскими отложениями, или так называемых структурно-формационных комплексов и составляющих их формационных рядов. Поэтому дальнейшее

рассмотрение и обсуждение поставленной проблемы будет базироваться по возможности на едином принципе, а именно - на совместном обзоре взаимосвязанных результатов, рельефообразующих этапов, с одной стороны, и проявления ритмов осадконакопления, с другой. Последние слагаются: а) континентальными образованиями, отвечающими денудационному этапу рельефообразования, которые на преобладающей площади шельфовой области переработаны или полностью размыты водами моря в ходе следующего за денудационным трансгрессивного этапа рельефообразования; б) морскими отложениями бассейново-морского абразионно-аккумулятивного этапа рельефообразования, результатом которого становились аккумулятивные, абразионно-аккумулятивные и абразионные подводные равнины, подвергавшиеся расчленению во время следующего за трансгрессивным денудационного этапа рельефообразования [Пуминов и Дегтяренко, 1982]. Наиболее четко это чередование выражено в зоне перехода от орогенной области к шельфовым прогибам, тогда как в пределах последних время денудационного развития в переходных зонах отмечено сменой параллического и морского осадконакопления на лимническое, озерно-аллювиальное.

При рассмотрении рельефообразующих этапов (таблица) наибольшего внимания заслуживают денудационные этапы, когда главным экзогенным динамическим процессом является работа текучих вод, приводящая к возникновению и развитию систем речных долин. В результате сочетания ее с выветриванием (химическим или физическим) и денудацией (в широком смысле) происходит

Сопоставление главных событий развития рельефа и осадкообразования в восточноарктической шельфовой области СССР

Время	Этапы рельефообразования		Этапы осадкообразования		Зона шельфовых прогибов
	Переходные зоны		Переходные зоны		
	1-го типа	2-го типа	1-го типа	2-го типа	
Поздний плейстоцен — голоцен	Образование пойменных террас, выполаживание склонов	Продвижение морских вод в современную береговую зону, абразионный размыв ранее накопленных отложений, включая иногда палеоген и кору химического выветривания	Накопление склоновых образований (до 10 м) и аллювия пойменных террас (до 5 м)	Накопление прибрежно-морских и морских отложений полимиктового состава (до 25 м)	
Поздний плейстоцен	Денудационное расчленение, врез русел рек до стигает наибольшей в плейстоцене глубины	Отступление берега моря в направлении материкового склона до современных изобат в 50—70 м. В долинах рек врез русел достигает наибольших в плейстоцене глубин	Формирование русловых фаций в разрезах высокой поймы (до 1,5 м); состав полимиктовый	Заполнение неглубоких речных долин аллювием полимиктового состава (мощность не установлена), переработанного или размытого абразией моря в голоцене	
Плейстоцен	Регрессия морского бассейна, денудационное расчленение равнины с образованием лестницы морских террас, ныне располагающихся на высотах от 400—250 м (на востоке), 150—100 м (на западе) до 20—10 м, последовательное развитие сети речных долин, промерзание грунтов, солифлюкционные и термоабразионные процессы, образование аласов	Непрерывное формирование подводной морской абразионно-аккумулятивной равнины	Накопление прибрежно-морских, морских, в отдельные периоды ледово-морских (на востоке) полимиктовых отложений, ободившихся от вод моря, накопление аллювия в долинах рек, делювиальных образований на склонах, образование аласов, заполнение озер и лагун осадками	Накопление морских, ледово-морских (на востоке) отложений полимиктового состава, впоследствии, по-видимому, преимущественно размытых абразией моря; сохранившиеся слои достигают иногда мощности 25 м	
Поздний плейстоцен	Общее опускание, развитие трансгрессии моря из зоны шельфовых прогибов в сторону суши, заполнение долины осадками и погребение денудационного рельефа морскими отложениями, приведшее к образованию подводной абразионно-аккумулятивной равнины		Накопление, прибрежно-морских, морских, басейновых и ледово-морских (на востоке) отложений полимиктового состава (до 100 м)	Накопление прибрежно-морских, ледово-морских (на востоке) полимиктовых отложений, позднее в основном размытых абразией моря в голоцене	Накопление морских и прибрежно-морских отложений полимиктового состава, в основном уничтоженных абразией моря в голоцене (мощность не установлена)

Ранний — средний плиоцен	Поднятие, регрессия моря, денудационное расчленение морской равнины	Слабое поднятие. Формирование аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин	Накопление склоновых отложений (до 10 м) и аллювия полимиктового состава (до 20 м)	Накопление аллювиальных (до 10 м) и озерно-аллювиальных (до 50 м) полимиктовых отложений	Накопление озерно-аллювиальных отложений полимиктового состава (50—200 м, до 350—400 м в Анадырской впадине)	
	Заложение и врез долинин сетй, иногда со смещением от плана палеодолин	Врезание рек на склонах прибрежных возвышенностей, формирование озерно-аллювиальной равнины				
Поздний олигоцен — мнгоцен	Опускание. Расширение долин боковой эрозией с последующим погребением аллювия прибрежно-морскими отложениями, формированием подводной морской равнины	Опускание. Формирование подводной прибрежно-морской и морской абразионно-аккумулятивной равнины	Накопление прибрежно-морских и паралитических отложений преимущественно олигомиктового состава (до 50 м)	Накопление прибрежно-морских и морских отложений преимущественно олигомиктового состава (10—40 м и более)	Накопление морских и паралитических отложений преимущественно нередкого олигомиктового состава (мощность ~100 м, в Анадырской впадине до 500 м и более)	
	Поднятие, денудационный размыв водоразделов, выполнение речных долин и озер осадками, формирование озерно-аллювиальных равнин	Поднятие возвышенностей на побережье, увеличение вреза рек и усиление денудации. Формирование озерно-аллювиальной равнины	Слабое поднятие. Формирование озерно-аллювиальной равнины	Накопление аллювия и озерно-аллювиальных отложений олигомиктового состава (до 50 м)	Накопление озерно-аллювиальных отложений преимущественно олигомиктового состава (20—50 м и более)	Накопление лимнических отложений преимущественно олигомиктового состава (мощность 150—200 м, в Анадырской впадине 400 м и более)
Поздний мел — эоцен	Пологие увалы и холмогорья с развитой сетью хорошо развитых и обводненных речных долин. Формирование верхностей выравнивания и кор химического выветривания на между-речьях	Формирование абразионного клифа и подводного берегового склона, а также подводной морской равнины. В холмогорье на суше разобтка речных долин	Знакопеременные движения с устойчивой тенденцией к прогибанию. Формирование прибрежных равнин с обилием лагун, озер и болот, иногда покрывавшихся водами моря	Формирование кор химического выветривания (6—15 м, в зонах трещиноватости — до 30 м), накопление аллювия и озерно-аллювиальных отложений олигомиктового состава (10—50 м)	Накопление денудационно-абразионных отложений на береговом клифе и подводном склоне, прибрежно-морских и морских олигомиктовых отложений в литоральной зоне моря (20—50 м)	Накопление паралитических, лимнических и морских отложений преимущественно олигомиктового состава (150—250 м, в Анадырской впадине до 500 м и более)

вскрытие (оголение) еще не затронутых выветриванием докайнозойских пород, что позволяет агентам выветривания создавать новые слои выветрелой рыхлой измельченной массы, приобретающей тем самым способность перемещаться по склонам в сторону речных русел. Очевидно, что наибольшие объемы выветрелой дезинтегрированной массы возникают при продолжительном сочетании относительно спокойного тектонического режима и климатических условий, благоприятствующих прохождению химического выветривания, и сравнительно малой эрозионной активности речных систем.

В рассматриваемой шельфовой области наиболее выражено чередование (четырёхкратное?) денудационного и абразионно-аккумулятивного этапов рельефообразования. Выделяются по меньшей мере три разновозрастные (палеодолины, прадолины и четвертичные - современные) системы долин, положение которых в плане преимущественно не совпадает, иногда значительно. Абразионно-аккумулятивные этапы характеризуются преобладанием роли аккумулятивных процессов, в результате которых возникает однообразный, обычно очень слабо меняющийся равнинный рельеф морского дна.

Чередование этапов рельефообразования в кайнозое, главной причиной которого были разнонаправленные тектонические движения, происходило в условиях существенных изменений климата. Смена субтропического гумидного климата палеогеновой эпохи на умеренный в миоцене - плиоцене и, наконец, на холодный арктический климат лесотундры и тундры в верхнем плиоцене и четвертичном периоде, естественно, привела к изменениям особенностей рядов формаций кайнозойского покрова. В пределах одной морфоструктурной зоны такие изменения проявились в уменьшении степени олигомиктовости состава формаций, составляющих «древний» структурно-формационный комплекс, при переходе к формациям более «молодого» комплекса. Самые поздние формации, относящиеся к плиоцену и четвертичному периоду, повсеместно обладают полимиктовым составом (см. таблицу).

При очевидной общности истории развития рельефа и структур кайнозойского покрова характер их оказался различным по рассматриваемой территории. Однако можно выделить группы районов с достаточно близкими и сравнительно легко сопоставимыми характеристиками рельефа, формационного

строения, а также размещения металлоносных тригенных формаций.

Принципиально от предлагаемой трактовки основных событий геоморфологической истории арктического побережья Северо-Востока СССР в кайнозое отличаются представления Н.Г. Патык-Кара и С.А. Лаухина [1986]. По мнению Н.Г. Патык-Кара (1974 г.), при формировании кор химического выветривания в эоцене - олигоцене других фаций осадков не создавалось, а осадконакопление происходило только в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое и позднеплейстоцен-голоценовое время; с этими двумя циклами аккумуляции связывается образование россыпей. Н.Г. Патык-Кара выделяет в процессе образования рельефа довападинный период, когда развивался денудационный и денудационно-аккумулятивный рельеф пенеплена и аккумулятивно-денудационных равнин, и период интенсивного прогибания - образования впадин, заполнявшихся мощными рыхлыми отложениями аккумулятивных равнин. Первому периоду присущи различные по строению россыпи ближнего сноса, второму - концентрации металла, сформировавшиеся за счет перемыва промышленных коллекторов, а также хвостовые части россыпей горного обрамления впадин.

2. Основой перечисленных особенностей и закономерностей рельефообразования являлся региональный морфоструктурный план восточноарктической шельфовой области, оформившийся в палеогеновое время. Именно в конце позднего мела - палеогене и отчасти в миоцене на палеогеновой суше существовала наиболее благоприятная обстановка (близкий к тропическому климат; относительно стабильный тектонический режим, несколько нарушаемый активизацией движений, имевших пульсационный характер; устойчивое на протяжении десятков миллионов лет состояние морфоструктурного плана), способствовавшая выравниванию рельефа, образованию кор химического выветривания, вовлечению в переработку больших объемов докайнозойских пород и эффективному высвобождению из рудных источников полезных минералов с последующим перемещением их в рыхлые осадки разного происхождения (делювиально-пролювиальные, пролювиальные, аллювиальные, прибрежно-морские).

Следствием устойчивого состояния морфоструктурного плана являлось стабильное положение береговой зоны в палеогене. Акватория этого времени характеризуется

формированием на большой площади ее паралических отложений, компенсировавших прогибание дна моря. Береговая линия моря была близка к современной на отрезке между Чаунской и Колючинской губами. К западу от Чаунской губы до губы Буор-Хая морской берег находился на расстоянии до 150 км и более к югу от современного. Восточнее Колючинской губы преобладающая часть современного морского мелководья, включая широкую полосу морского дна между Чукотским полуостровом и Аляской, представляла собой окаймленное озерно-аллювиальными равнинами сочетание холмогорий и вулканогенных плато, расчлененных широкими речными долинами. Лишь в границах Анадырской низменности и Анадырского залива прогибание компенсировалось паралическими осадками, переходящими, как и в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, в направлении материкового склона в морские.

В общем палеогеновый морфоструктурный план региона, образующие его морфоструктурные зоны и присущие каждой из них режим тектонического развития, процессы рельефообразования, особенности осадконакопления и ландшафтная обстановка представляются следующими.

Главная особенность длительно (более 30 млн. лет) существовавшего палеогенового морфоструктурного плана - зональность его строения, возникшая на рубеже мезозоя и кайнозоя. В континентальной части региона шельфовая область была окаймлена орогенным поясом киммерид. Интересна краевая часть этого пояса, непосредственно связанная с морфоструктурными зонами, образующими собственно шельфовую область. Внешней ее границей, обращенной в сторону арктического бассейна, следует считать континентальный склон, разделяющий структуры континента и океана. В собственно шельфовой области палеогена четко выделялись две зоны: приорогенная переходная зона и подвижная шельфовая платформа или зона шельфовых прогибов.

Характер ландшафта (рельеф, рыхлый покров, осадки, растительность) палеогенового времени определялся создававшимися в это время терригенными формациями. Последние были представлены присущим каждой из морфоструктурных зон шельфовой области набором фаций, которые вследствие различий условий осадконакопления получали разное количественное выражение - значительные различия мощностей формационного разреза,

относящегося к палеогену. В краевых частях орогенной области были распространены делювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные и аллювиальные формации, общая мощность которых вряд ли превышала 20 м. В приорогенной переходной зоне наряду с корами выветривания каолинового типа были широко представлены континентальные формации, а на участках устойчивого положения береговых зон, характерных для выступов берега, возвышенных мысов, - прибрежно-морские. Мощность тех и других до 80 м. Зона шельфовых прогибов отличалась широким развитием паралических, лимнических и морских формаций, сложно сочетавшихся между собой в разрезах и по латерали. Мощность их 300-400 м и более. Преобладающий состав всех этих формаций олигомиктовый.

Растительный покров в палеогене определялся существовавшей тогда вертикальной зональностью шельфовой области. Так, в зоне шельфовых прогибов, где прилегающая к палеогеновой суше часть акватории, представлявшая широкую (до 300 км и более) периодически заливавшуюся морскими водами и осушавшуюся заболоченную с остаточными лагунами и озерами низменность (типа современных осушек, маршей и прибрежных лайд), в эти времена покрывалась пышной субтропической с элементами тропической растительностью. Не вдаваясь в детали изменений характера растительности, отметим одну хорошо выраженную закономерность, а именно постепенное, но неуклонное на протяжении палеогена сокращение числа родов деревьев в спорово-пыльцевом составе отложений. Если в палеоценовых паралических отложениях зоны шельфовых прогибов насчитывается до 62 родов пыльцы деревьев, то в олигоценовых осадках их число сокращается до 32. При этом выпадают из состава лесов гинкго, магнолия, платан, пальма, кипрейные, секвойи, зельква, ликвидамбар, нотофагус и другие, а к концу олигоцена - нисса, фисташковые, глиптостробус, целтис и др., что свидетельствует о смене субтропического климата на умеренно теплый. В удаленных от морского берега и относящихся к приорогенной переходной зоне районах палеогеновой суши, приподнятых над морем на незначительную (до 200 м) высоту, палеоценовый аллювий охарактеризован 50 родами пыльцы, в числе которых нет гинкго, платана, пальмы, самбука, комптония, зельква и др., что объясняется различиями ландшафтной обстановки и, по-

видимому, существовавшей вертикальной зональностью. К концу олигоцена число родов сократилось до 20.

Рассмотренные условия существования и развития морфоструктурного плана, особенности осадконакопления в палеогене, климат, способствовавший образованию кор химического выветривания, обусловили своеобразие литологии терригенных формаций. Для них, как отмечалось, характерны олигомиктовый состав обломочного (гравийного, галечного) материала и преобладающая роль в тяжелой фракции алевритовой размерности устойчивых минералов. Поэтому в целом для палеогеновых образований типично формирование ряда потенциально металлоносных формаций, которые при наличии благоприятных металлогенических предпосылок переходят в россыпенесущие. Среди последних можно различать две категории: россыпная формация в делювиально-пролювиальных, аллювиально-пролювиальных, аллювиальных, прибрежно-морских отложениях и формация с металлом в тонких разностях в озерно-аллювиальных, лимнических и паралических отложениях.

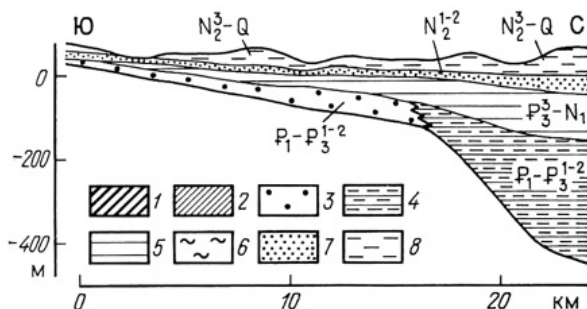


Рис. 1. Разрез кайнозойских отложений в бассейне р. Ильдикилээх (междуречье в низовьях рек Омоя и Яны)

Отложения: 1 — пролювиально-делювиальные, 2 — делювиально-пролювиальные и аллювиальные олигомиктовые, 3 — аллювиальные и озерно-аллювиальные олигомиктовые, 4 — паралические и лимнические олигомиктовые, 5 — морские и паралические олигомиктовые, 6 — прибрежно-морские и морские олигомиктовые, 7 — аллювиальные и озерно-аллювиальные полимиктовые, 8 — прибрежно-морские и морские полимиктовые

3. В связи с вышеизложенным необходимо рассмотреть варианты связей приорогенной переходной зоны с зоной шельфовых прогибов, существовавших в палеогене и достаточно четко проявляющихся в современном морфоструктурном плане и рельефе хорошо изученных районов. Выделяются переходные зоны двух типов.

Для переходных зон первого типа насчитывается по меньшей мере три варианта взаимоотношений их с зоной шельфовых

прогибов в палеогене. Первый вариант включает случаи, когда палеодолины, вмещающие олигомиктовый аллювий, выходят в береговую зону, где на прибрежных равнинах в условиях колебательных движений с тенденцией к устойчивому прогибанию шло накопление паралических, лимнических и морских олигомиктовых формаций. Примерами такого взаимоположения являются Северо-Куларский район (рис. 1), Чаанайский, Рывеевский узлы и др.

Второй вариант представляет собой сочетание в пространстве холмогорий и горных возвышенностей с зоной шельфовых прогибов, при котором они разделялись широкой переходной зоной, характеризовавшейся выровненным полого снижающимся в сторону седиментационных бассейнов ложем докайнозойских пород. В залегающем на нем покрове кайнозойских рыхлых отложений к образованиям рассматриваемого этапа относится сложный комплекс осадков, представленный корой выветривания, лимнической и озерно-аллювиальной олигомиктовыми формациями. Вблизи горных склонов и в долинах рек краевой зоны орогенной области последние две формации, по всей вероятности, сменяются делювиально-пролювиальной и аллювиальной формациями. Примером такого сочленения периферии орогенной зоны с переходной является обобщенный профиль междуречья Чондон-Берелех (рис. 2).

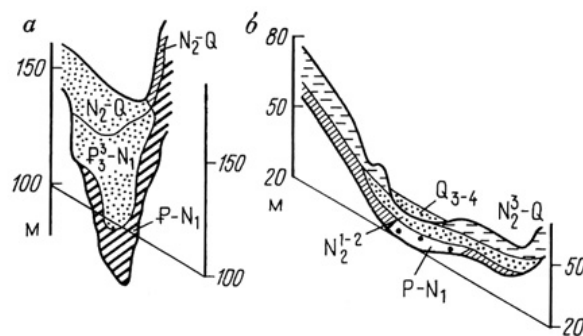


Рис. 2. Профили-разрезы кайнозойских отложений южной части Яно-Индигирской низменности

а — периферическая часть орогенной области в междуречье Ыганья — Тенкели; б — низменность в бассейне р. Силир; остальные усл. обозн. см. рис. 1

Третий вариант близок к описанному. Пример его — бассейн р. Пантелеихи и правого притока р. Колымы в ее нижнем течении (рис. 3). Здесь область эрозионно-денудационного развития отделена от зоны устойчивого прогибания «древним рвом». В его

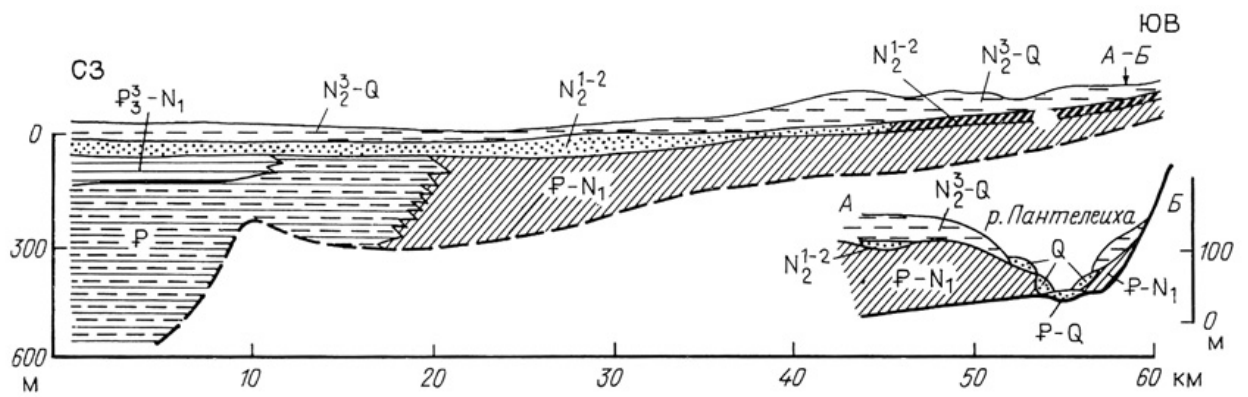


Рис. 3. Разрез кайнозойских отложений в бассейне р. Пантелеихи (правобережье нижнего отрезка р. Колыма)
Усл. обозн. см. рис. 1

разрезе выделяются кора выветривания и делювиально-пролювиальная формация, нижние горизонты которой обладают олигомиктовым составом (гравий и дресва содержат кварца до 60 %), что позволяет с учетом их положения в разрезе относить данные горизонты к рассматриваемому этапу. В связи с этим отметим отсутствие гравия и гальки в образованиях паралической палеоцено-эоценовой формации, располагающейся здесь же в зоне устойчивого прогибания. К металлоносной терригенной формации в указанном случае относятся аллювиальные образования в палеодолинах. Делювиально-пролювиальная формация, характеризующаяся признаками олигомиктовости, вероятно, перспективна на тонкое золото. Что касается металлоносности паралической формации, в этом конкретном районе ее следует исключить из числа объектов, заслуживающих изучения.

Данный вариант переходных зон присущ азональным морфоструктурам опусканий, где структуры вулканогенного пояса накладываются на общую зональность шельфовой области. Морфоструктуры, несомненно, являются более молодыми, вероятнее всего, олигоценовыми образованиями. Возраст их определяется с учетом существования участков, которые оказались вовлеченными в морфоструктурную перестройку вследствие оживления тектонических движений во время формирования структур вулканогенного пояса. Размеры морфоструктур различны, контуры их сложные, амплитуды погружений изменчивы (50-200 м).

Подошва кайнозойских осадков в переходной зоне первого типа ныне располагается в интервале абсолютных отметок от +30 до -120 м (1-й вариант), иногда до -200 м (3-й вариант), неуклонно снижаясь в сторону

зоны устойчивого прогибания с находящимися в ней шельфовыми прогибами. Ширина таких переходных зон изменяется в широких пределах от 8 до 20 км (1-й вариант) и от 40 до 100 км (2-й и 3-й варианты).

Переходная зона второго типа на протяжении почти всего палеогена была морским побережьем. Берег представлял собой крутой (4° и более) склон, что подтверждает его абразионное происхождение. На небольшом расстоянии (до 3 км) примерно на 50-100 м ниже уровня моря погребенная поверхность докайнозойских пород выполаживается, уклон становится равным 10-20°. Ширина выположенной поверхности ложа кайнозойских отложений иногда достигает 40 км, а на глубинах около 80-150 м сочленяется с зоной шельфовых прогибов.

Особенность переходной зоны второго типа, таким образом, заключается в том, что береговая зона моря с присущим ей набором фаций находится непосредственно в основании склонов возвышенностей, где при благоприятном расположении рудоносных структур могли образовываться металлоносные терригенные формации (делювиально-пролювиальная, прибрежно-морская и морская эстуарная? олигомиктовые). Примеры переходных зон второго типа - акватория губы Ванькиной около горы Чокурдах (рис. 4, а) и северная часть о-ва Большой Ляховский в районе устья р. Малая Кутта (рис. 4, б).

Оба рассмотренных типа переходных зон, по-видимому, отличаются значительной трещинно-разломной раздробленностью их докайнозойского основания. Зоны окаймлены региональными тектоническими нарушениями (системой разломов, флексуорообразными перегибами), создающими иногда ступенчатость в строении узких полос сочленения переходных зон с зоной шельфовых

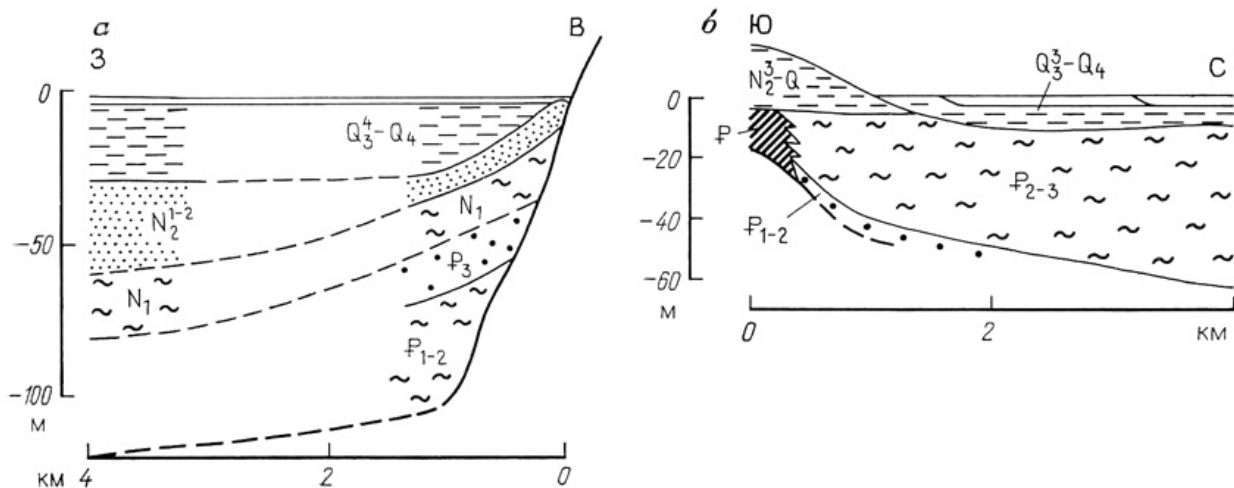


Рис. 4. Разрезы кайнозойских отложений губы Ванькиной в районе горы Чокурдах (а) и северной части о-ва Большой Ляховский, устье р. Малая Кутта (б)
Усл. обозн. см. рис. 1

прогибов. Ширина этих уступов 5-30 км. Амплитуда погружений за палеогеновое время, по материалам бурения, достигает 400-500 м и более. На несколько больших глубинах ниже уровня моря, в нижней части тектонических уступов располагается подошва кайнозойского покрова.

4. Все перечисленные выше формации, за очень редкими исключениями, погребены под неогеновыми и четвертичными отложениями различной мощности и генезиса. С целью установления условий расположения их в структуре кайнозойского покрова и взаимосвязи с древними формами рельефа и рельефом современной поверхности рассмотрим кратко геологические события в послепалеогеновое время, а также степень их воздействия на переустройство палеогенового регионального морфоструктурного плана, сохранность или переформирование древних россыпных концентраций.

В позднем олигоцене - миоцене происшедшее замедление поднятий, сменившееся затем опусканиями переходных зон и подвижной шельфовой платформы, привело к распространению моря до склонов гор почти на всем протяжении орогенной области. В целом эта смена географической обстановки не внесла сколько-нибудь существенных изменений в региональный морфоструктурный план региона палеогенового времени. Аккумулятивные процессы, преобладавшие в зоне шельфовых прогибов, стали постепенно доминировать в приорогенной переходной зоне, где также началось накопление морских и паралических формаций. В нижних же отрезках долин речное осадконакопление сменилось озерно-речным,

наблюдалось блуждание и боковое смещение речных русел, увеличивалась ширина долин. Последствия этих событий проявились в разных районах региона различным образом. Помимо первого в кайнозойской истории восточноарктической шельфовой области захоронения палеогеновых аллювиальных отложений (например, Северо-Куларский район), произошло частичное переформирование этого аллювия в прибрежно-морские осадки (Пильхинкуль-Рывеевский узел). На ряде участков в это время продолжалось происходившее в палеогене накопление прибрежно-морских осадков (Северо-Ляховский узел, Чокурдахская россыпь в Ванькиной губе). Зона шельфовых прогибов оставалась ареной компенсированного накопления паралических, лимнических и морских формаций.

Судя по спорово-пыльцевым спектрам, в сформировавшейся к концу олигоцена так называемой тургайской флоре в миоцене происходило дальнейшее выпадение из их состава большого числа родов широколиственных деревьев. К началу плиоцена, по-видимому, исчезли каштан, бук, кариа, орех, вяз и др., но произрастали хвойные, в числе которых еще встречались ель сербская, кипарис, сосна. Продолжалось неуклонное ухудшение климата, вследствие чего уменьшилась интенсивность химического выветривания и, по всей вероятности, прекратилось формирование кор выветривания каолинового типа. Почти вся рассматриваемая шельфовая область стала подводной равниной с широким развитием процессов аккумуляции морских осадков. Содержащиеся в отложениях раковины морских моллюсков, фораминифер и

диатомей свидетельствуют в пользу существования связи Арктического бассейна с Тихим океаном.

В раннем - среднем плиоцене новое оживление тектонических движений, выразившееся в поднятиях разной амплитуды, привело к тому, что на всей рассматриваемой площади наступили континентальные условия [Пуминов, 1983]. Хотя эти движения не внесли заметных изменений в региональный морфоструктурный план, они наиболее ощутимо сказались в орогенной и переходной зонах. В краевой части орогенной зоны происходил врез речной сети в ранее накопленный аллювий и пролювий, а на отдельных участках и в приплотиковые горизонты древнего аллювия с полным или частичным его переотложением, включая содержащиеся в нем концентрации металла, на новый эрозионный уровень. Наибольшие изменения плана речных долин характерны для участков переходной зоны, где две (палеогеновая и плиоценовая) генерации аллювиальных образований разделены отложениями позднеолигоцен-миоценового моря. Именно в то время нередко происходило отклонение речного вреза от положения древнего, самого первого в кайнозойской истории - долинного вреза, погребенного еще в миоцене.

Яркие примеры отклонения ранне-среднеплиоценовых долин от палеогеновых установлены в районе правобережья р. Кымынейедем, в бассейнах рек Пеньельхин и Куэкувунь [Пуминов, 1981]. Плиоценовый аллювий, развитый в миоценовых образованиях, либо не несет россыпных концентраций, либо в крайне редких случаях является слабометаллоносным. Лишь там, где (как это установлено в районе мыса Летяткина) аллювий плиоцена залегает на поднятиях докайнозойского цоколя, можно предполагать переработку более древних отложений и не исключено поступление дополнительных порций металла из пород цоколя, они становятся металлоносными в той же степени, что и древние отложения.

Рельеф области приобрел в это время некоторые черты сходства с рельефом, который существовал в раннем - среднем олигоцене, но ландшафтная обстановка (климат, растительность, характер денудационных процессов и выветривания) была существенно иной. О дальнейшем похолодании климата свидетельствует продолжающееся выпадение из состава флоры ряда широколиственных и теплолюбивых хвойных деревьев. К концу

среднего плиоцена исчезают орех, граб, дуб, липа, вяз, таксодиум, ель оморика, тсуга и др. Общее число родов деревьев, обнаруженных в спорово-пыльцевых спектрах, сокращается до 11, 4-6 родов из которых - представители умеренной теплолюбивой растительности, а в составе мелколиственных преобладающую роль начинают играть кустарниковые виды. Эти данные свидетельствуют о существовании в рассматриваемое время умеренного климата. Изменения климата привели к преобладанию процессов физического выветривания в образовании элювия, к исчезновению условий, благоприятных для формирования кор химического выветривания и отложений олигомиктового состава.

Особенности развития региона в позднем плиоцене определяются новыми опусканиями зоны шельфовых прогибов, низменностей и предгорных равнин переходной зоны, в результате которых на эти участки распространилась трансгрессия моря и образовалась подводная аккумулятивная равнина. Наступившие морские и озерно-аллювиальные, а местами и ледово-морские условия осадконакопления в переходной зоне привели к повторному захоронению металлоносных формаций на ее площади. Это, бесспорно, оказало негативное воздействие на процессы россыпеобразования, ход которых, за исключением небольшого числа участков, был существенно ослаблен еще в миоцене. Отложения позднеплиоценового времени повсеместно полимиктовые и практически нематаллоносные; лишь в береговой зоне моря, где формировались поднятые ныне на высоту 120-160 м морские пляжи, бенчи и абразионные террасы, на участках развития рудовмещающих пород при наличии древних концентраций можно рассчитывать на возникновение россыпных проявлений.

Климат позднего плиоцена, судя по спорово-пыльцевым данным 5-7 родов деревьев, был холодным умеренным, а в конце плиоцена - перигляциальным (приобретают заметную роль плаунки). Поэтому позднеплиоценовое время являлось периодом, когда на берегах моря произрастали мелколиственные леса, разреженные, иногда с обилием трав парковые леса, которые к концу плиоцена сменялись лесотундровыми ландшафтами. В процессах разрушения пород стало преобладать физическое и мерзлотное выветривание, что естественным образом приводило к сходству вещественного состава продуктов деструкции и исходных отложений [Пуминов, 1982].

Плейстоценовый период ознаменовался оживлением тектонических поднятий, в результате которых происходил постепенный, но неуклонный переход все больших площадей региона в континентальные условия. В определенном смысле морфоструктура территории развивалась в направлении сближения с палеогеновым региональным морфоструктурным планом. Особенностью плейстоценовой истории региона является, таким образом, его преимущественно денудационное развитие. Все большая часть площади образовавшихся в позднем плиоцене озерно-аллювиальных и морских, а на крайнем востоке ледниково-морских равнин, на которых по мере спада вод моря возникала серия регрессивных морских террас, оказывалась под воздействием речной эрозии, озерной абразии, денудационно-солифлюкционных процессов, термоденудации и заболачивания. Среди этого комплекса процессов денудации, проходивших на аккумулятивных равнинах наиболее эффективными являлись речная эрозия и морская абразия. Климатические изменения на протяжении плейстоцена сводились к относительным похолоданиям и потеплениям в пределах холодного климата - от лесотундрового до климата тундр. На этом фоне выделяются два значительных похолодания, характеризовавшиеся перигляциальным климатом, которые в плейстоценовой стратиграфии, вероятнее всего, соответствуют средне- и позднеплейстоценовому ледниковым периодам. Именно тогда лесотундровая и тундровая (кустарниковая, мохово-лишайниковая, мохово-травяная) растительность сменялась в восточных частях рассматриваемой шельфовой области перигляциальной с преобладанием плаунков и зеленых мхов при ничтожном участии других представителей полярной флоры.

Осадки, образовавшиеся при размыве позднеплиоцен-плейстоценовых неметаллоносных отложений в долинах рек и террас регрессивного моря, практически неметаллоносны. Врез плейстоценовых рек лишь в крайне редких случаях и, вероятно, ближе к концу плейстоцена достигал отложений, залегающих под позднеплиоценовыми аккумулятивными равнинами. Еще реже такая возможность создавалась в ходе регрессии моря, когда могли подвергаться абразии в основном только верхние слои позднеплиоцен-плейстоценовой морской толщи. Таким образом, по-видимому, лишь при случайном наложении в плейстоцене

процессов вреза речных долин и абразии моря на ранее сформировавшиеся россыпные концентрации последние могли быть переотложены. Такое явление в действительности очень редко, поскольку по выходе рек из окраин горной зоны на аккумулятивную равнину направления их долин, как правило, отклонялись от погребенных палео- и прадолин. Стало быть, помимо выполнения первого условия - глубины вреза, требуется соблюдение второго, а именно - совпадения врезов плейстоценовых долин с отрезками прадолин и палеодолин, что по приведенным выше причинам - чистой случайностью.

В самом конце позднего плейстоцена регрессия моря прекратилась, берег моря около 20-17 тыс. лет назад располагался в пределах современного шельфа и на отдельных участках приближался к бровке материкового склона [Десяренко и др., 1982]. Верхние части разреза площади дна, освободившейся от вод моря, оказались сложенными позднеплиоцен-плейстоценовыми морскими осадками, которые, попадая в субэральные условия при арктическом климате, становились льдистыми. Наиболее выразительно результаты процессов комплексной денудации, проходивших на равнинной поверхности этих осадков, представлены долинами речной сети. Однако абразионной деятельностью трансгрессивного в позднеплейстоцен-голоцене моря, которое достигло современной береговой зоны в голоцене, эта в целом слабо разработанная долинная сеть не только замаскирована, но на преобладающей площади современного морского дна, как показывают новейшие исследования, полностью и почти бесследно уничтожена. Поэтому предлагаемые некоторыми исследователями варианты реставрации речной сети в предголоценовое время [Ласточкин и Федоров, 1978], сомнительны.

По-видимому, в предголоцене глубина врезания рек на современной суше достигла максимальных значений за послеплиоценовое время, что способствовало вскрытию неогеновых, а иногда палеогеновых отложений и кор выветривания. В качестве примеров можно привести современные аллювиальные отложения рек Малая Кутта, Пантелеиха и других на правобережье низовьев Колымы ниже устья Омолона, верхнего течения рек Бургуат и других Яно-Омолейского междуречья, Ичувеем и других восточного побережья Чаунской губы, Первая Золотая, Волчья и других на склонах хр. Золотого.

С трансгрессией моря в современную береговую зону, что произошло, как отмечено выше, в голоцене, на отдельных участках побережья абразионному воздействию также могли подвергаться неогеновые, палеогеновые отложения и коры химического выветривания. В подобных случаях осадки позднплейстоцено-голоценового моря залегают непосредственно на указанных образованиях. Примерами именно таких условий расположения молодых прибрежно-морских (пляж, подводный береговой склон, первая морская терраса) отложений могут быть северный берег о-ва Большой Ляховский в районе устья р. Малая Кутта, берег губы Ванькиной у горы Чокурдах, мыс Летяткина, берег Певекского п-ова, мысы Энмакай (Валькарайская низменность) и Низкий (район хр. Золотого). В крайне редких случаях совмещения молодых береговых зон моря с древними россыпями отложениями происходила переработка последних, в результате которой голоценовые образования становились металлоносными.

История формирования рельефа и процессов осадконакопления неоспоримо свидетельствует о том, что основой прогнозирования россыпной металлоносности кайнозойских отложений восточноарктической шельфовой области является ее палеогеновый региональный морфоструктурный план, во время становления которого определились главные закономерности пространственного размещения основных морфоструктурных зон. Синхронное сочетание или корреляцию образовавшихся в этих зонах осадочных терригенных формаций, указывающих на различие палеоландшафтов или среды осадконакопления, мы предлагаем считать первым условием прогноза. Вторым условием обоснованного прогноза уже терригенных металлоносных формаций и россыпей разного происхождения является установление соотношения на местности рудных источников, в том числе предполагаемых, с наиболее перспективными для россыпеобразования осадочными формациями. Чрезвычайно важно также правильное определение границ переходной морфоструктурной зоны, а внутри нее выявление площади, где могло происходить прибрежно-морское осадконакопление, т.е. той части зоны, которую только и следует называть поясом шельфового россыпеобразования. Если граница между переходной морфоструктурной зоной и краевой частью орогенной зоны определяется легко по рельефу, то на стыке с зоной подвижной платформы (шельфовых прогибов) она устанавливается в основном по

материалам геофизических исследований и бурения.

В границах определенной палеогеографической зональности на палеоген-миоцен главными объектами исследования и прогнозирования являются переходная морфоструктурная зона, где на протяжении этого времени существовали условия, благоприятные для континентального россыпеобразования, к располагающийся в ее пределах пояс шельфового россыпеобразования, где могли тогда формироваться россыпи как континентального, так и прибрежно-морского происхождения.

Таким образом, эта палеогеографическая зональность дает первое, но очень важное представление о расположении площадей по группам благоприятных для россыпеобразования экзогенных предпосылок. Иначе говоря, она позволяет определить границы потенциального пояса шельфового россыпеобразования. Другой важный элемент - оценка перспектив рудных источников, расположенных на площади пояса шельфового россыпеобразования, с чем непосредственно связано точное прогнозирование площадей, перспективных на россыпную металлоносность.

Направленность природных изменений на протяжении кайнозоя позволяет выделить два этапа его развития - дат-эоценовый и олигоцен-миоценовый, - достаточно четко различающихся режимом тектонических движений, характером климата, прохождением трансгрессий и регрессий, врезанием рек и заполнением долин. Именно своеобразием изменений природных условий, существовавших в эти этапы: (сравнительная стабильность режима, тектонических движений, выравнивание рельефа и образование кор химического выветривания, относительно-устойчивый жаркий влажный климат с тенденцией к похолоданию, ставшему заметным к концу второго этапа, хорошо обводненная сеть речных долин, не покрывавшееся льдами море, морская трансгрессия в позднем олигоцене - миоцене), объясняется россыпная металлоносность как в орогенной области, так и в восточноарктической шельфовой области с входящим в нее поясом шельфового россыпеобразования.

Представляется, что нам удалось показать значение правильного сочетания структурно-геоморфологических исследований (палеогеоморфологического анализа) и изучения истории структур кайнозойского

рыхлого покрова для последующего морфогенетического районирования, являющегося одной из основ определения закономерностей размещения россыпной

металлоносности и ее прогнозирования в шельфовых областях. Работы в этом перспективном направлении должны развиваться и совершенствоваться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дегтяренко Ю.П., Пуминов А.П., Благовещенский М.Г. [Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене](#). - В кн.: Колебания уровней морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с. 179-184.

2. Ласточкин А.Н., Федоров Б.Г. Рельеф и новейшая история развития северного шельфа Евразии // Геоморфология, 1978, № 3, с. 19-26.

3. Патык-Кара Н.Г., Лаухин С.А. Эволюция рельефа арктического побережья северо-востока Азии в кайнозое // Советская геология, 1986, № 1, с. 75-84.

4. Пуминов А.П. Стратиграфия кайнозойского покрова восточноарктической шельфовой области СССР. В кн.: Геология и минерагения арктической области СССР. Л., 1981, с. 7-26.

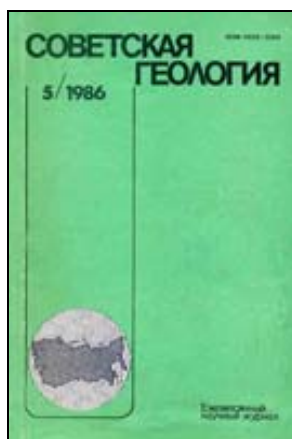
5. Пуминов А.П. О погребенных речных долинах побережья восточной части Советской Арктики. В кн.: Геология и минерагения арктической области СССР. Л., 1981, с. 77-87.

6. Пуминов А.П. Стратиграфия позднекайнозойских отложений восточно-арктической области СССР. В кн.: Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., 1982, с. 104-113.

7. Пуминов А.П. Этапы речного осадконакопления в шельфовой области Северо-Востока СССР. В кн.: Осадконакопление в шельфовых зонах. Л., 1983, с. 95-109.

8. Пуминов А.П., Дегтяренко Ю.П. [О динамике береговых линий восточно-арктических морей СССР в кайнозое](#). В кн.: Изменения уровня моря. М., 1982, с. 157-167.

Ссылка на статью:



Пуминов А.П. История развития рельефа шельфовой области восточной части Советской Арктики // Советская геология. 1986. № 5. С. 72-84.