

А.Н. ЛАСТОЧКИН, П.Н. САФРОНОВ

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН НА ТЕРРИТОРИИ СССР В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Рассматриваются основные черты позднекайнозойской истории и метакхронность в развитии трансгрессий и регрессий, которые объясняются различной интенсивностью и разновременностью проявления тектонических опусканий на континентальных окраинах севера и востока Евразии.

История позднего кайнозоя континентальных окраин на территории СССР ранее изучалась преимущественно путем анализа рельефа и плио-плейстоценовых отложений прибрежных районов материковой суши и островов. В последнее время для этого начали привлекаться данные по геоморфологии шельфа и континентального склона. Проведенное авторами геоморфологическое картографирование северных и дальневосточных морей дало новую информацию о строении и развитии рельефа континентальных окраин на территории СССР и позволило наметить основные черты позднекайнозойской истории, определяемые соотношением тектонических движений в их пределах и эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Северные и дальневосточные моря СССР приурочены соответственно к так называемым континентальным окраинам атлантического и тихоокеанского типов. В то время как первые из них действительно территориально принадлежат окраине Евразийского континента, являющейся неотъемлемой его частью со всеми присущими ему чертами (типов коры, тектоническим режимом, осадконакоплением и др.), вторые расположены в пределах переходной зоны от континента к океану. Промежуточное положение переходной зоны между континентом и океаном подчеркивается целым рядом признаков: скоростями осадконакопления и денудации, мозаичным строением и переходными типами земной коры, большим разнообразием специфических структур, а также характером и интенсивностью тектоно-магматической деятельности.

Единственная общая черта позднекайнозойской истории окраин того и другого типа - резкая дифференциация неотектонических движений, определивших их современные очертания. Формирование континентальных окраин происходило в условиях все возрастающих различий тектогенезиса пограничных зон на континенте и в океанах. Поднятие на континенте носило резко дифференцированный характер и сопровождалось формированием орогенных сооружений, межгорных и предгорных прогибов и впадин, а также интенсивным развитием поднятий и опусканий на платформенных равнинах. В то же время для океанических котловин в позднем кайнозое характерны опускания, охватившие их в целом вне зависимости от горизонтальных смещений литосферных плит. Всеобщее проявление устойчивых по направленности, значительных по амплитуде и слабо дифференцированных вертикальных движений в пределах океанических котловин обусловило и относительно равномерное вовлечение континентальных окраин в океанические прогибания.

Разное латеральное распространение и определенная метакхронность в развитии трансгрессий объясняются различной интенсивностью и разновременностью проявления тектонических опусканий на континентальных окраинах севера и востока Евразии. На севере Евразии морские условия возникли в позднем плиоцене, а на востоке - не позднее миоцена. Контурные морских бассейнов, их суммарная площадь определялась ареалами тектонических опусканий и эвстатическим фактором - положением уровня Мирового океана в каждый данный момент геологической истории.

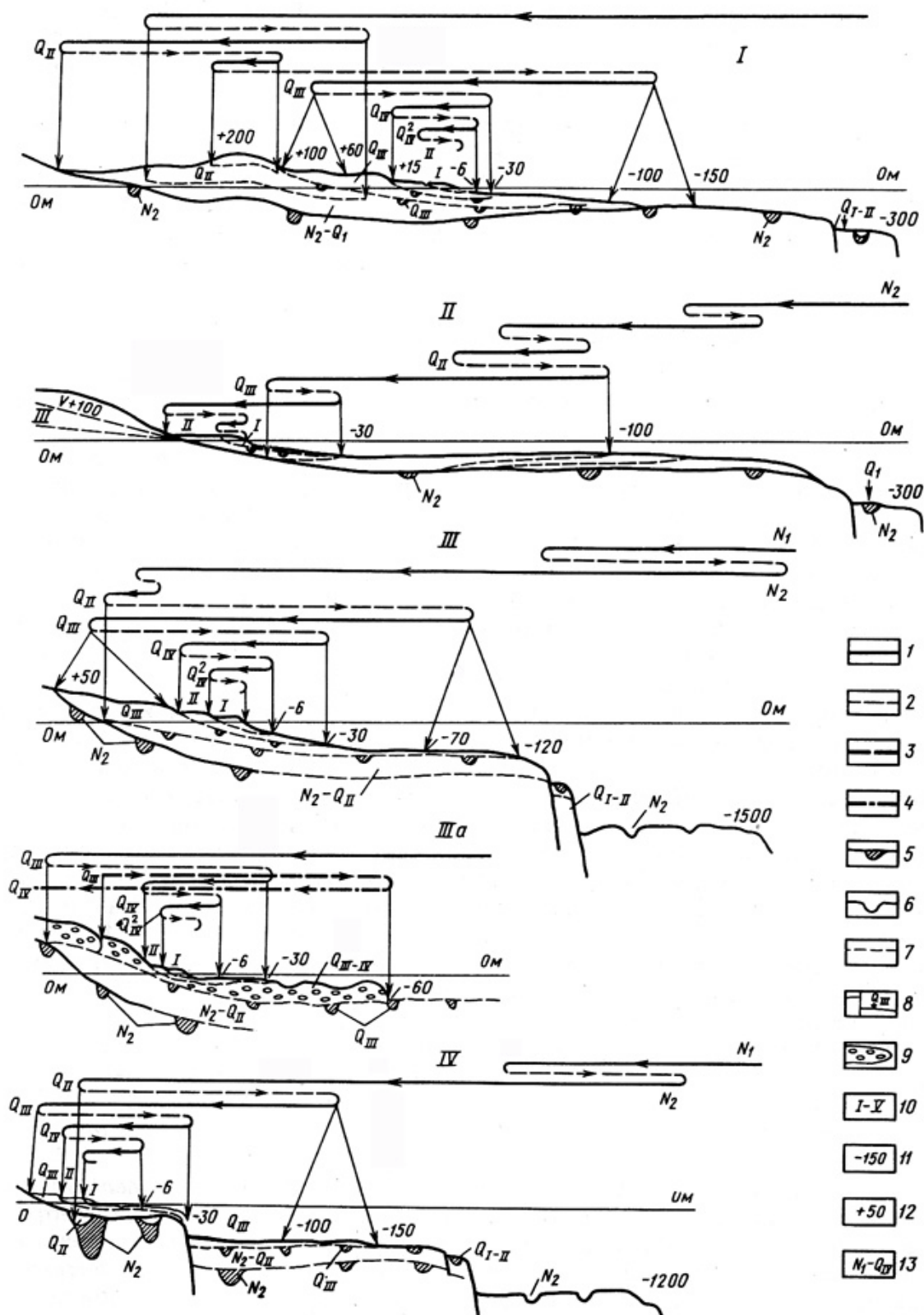


Рис. 1. Схема литорального развития трансгрессий и регрессий на континентальных окраинах. Регионы: Баренцевоморский (I), Лаптевоморский (II), Беринговоморский (III, IIIa), Охотоморский (IV)

1 — трансгрессии; 2 — регрессии; 3 — наступление ледников; 4 — отступление ледников; 5 — погребенные долины; 6 — подводные долины эрозионного происхождения; 7 — размыты в разрезе плейстоценовых отложений; 8 — крупные разломы и предполагаемый возраст смещения по ним; 9 — ледниковые отложения; 10 — номера террас; 11 — отметки глубин; 12 — высота на современной суше; 13 — возраст осадков и трансгрессивно-регрессивных циклов

Созданные новейшими движениями впадины северных морей наложены на разновозрастные плиты с типично платформенным тектоническим режимом, несколько измененном только в районах, прилегающих к бровке шельфа, и на континентальном склоне. Они являются подводными продолжениями платформенных низменностей севера Евразии, группирующихся в единую зону опусканий на краю континента. Эта зона, а также прилегающие к ней аномально погруженные шельфы и континентальный склон составляют северную окраину или континентальную террасу Евразии. Ее нижняя граница проходит по континентальному подножию, а тыловой шов - по сбросам, отделяющим данную зону от собственно континента (высоких и средневысотных равнин, плоскогорий и гор). Подводный рельеф континентальной террасы сформировался в результате чередования трансгрессий и регрессий и включает в себя многочисленные разновозрастные субаэральные, прибрежно-морские и субаквальные формы, из которых на шельфе наиболее контрастными и распространенными являются долины эрозионного происхождения.

Обособленная в структурно-тектоническом отношении окраина тихоокеанского типа находится в условиях геосинклинального развития с интенсивным погружением участков платформы, срединных массивов и образованием на этой гетерогенной основе глубоководных котловин, островных дуг и океанических желобов, а также орогенов на полуостровной суше. Все это сопровождается качественными преобразованиями земной коры, высокоамплитудными смещениями по периферии глубоководных котловин Охотского и Берингова морей. В Охотском море глубоко погруженный шельф (до 1200 м) несет относительно хорошо сохранившиеся субаэральные формы (речные долины и дельты), а склоны крупных возвышенностей опоясаны абразионно-аккумулятивными образованиями, созданными в прибрежных зонах древних бассейнов. В Беринговом море по периферии Командорской и Алеутской котловины крупные блоки с фрагментами субаэральных форм рельефа позднего плиоцена погружены на глубины до 2000 м и более.

В позднем кайнозое произошла дифференциация климатических условий с возникновением в высоких широтах горного и покровного оледенений. Эпохи экспансии холодных вод в средние широты, по которым можно судить о прерывистости и поступательности в развитии похолоданий и оледенений, отмечаются в позднем миоцене (10-11 млн. лет) и в среднем плиоцене (5-7 млн. лет). По масштабам они уступали плейстоценовой трансгрессии холодного бассейна. Оледенения в позднем кайнозое обусловили гляциоэвстатические регрессии, соответствующие эпохам наибольшего похолодания. Эти регрессии препятствовали развитию общей тектоноэвстатической трансгрессии в пределах окраин, существенно замедляя и прерывая ее. Гляциоэвстатические подъемы уровня Мирового океана в межледниковые периоды, наоборот, ускоряли тектоноэвстатическую трансгрессию. Этим объясняется характерное для плейстоцена относительно быстрое развитие трансгрессивных циклов по сравнению с регрессивными. К сугубо местным причинам, ускоряющим трансгрессию, относятся неотектонические опускания впадин морей, а замедляющим их - подземное оледенение в мощных толщах плейстоцена, компенсация и перекомпенсация прогибов осадками.

Начало трансгрессивного цикла в пределах северной окраины Евразии относится предположительно к концу раннего плиоцена. Трансгрессия распространилась на денудационные равнины с глубоко врезанной речной сетью. Истоки рек располагались в горных массивах на современной суше и островах. Аллювий этих рек и кора выветривания на водоразделах перекрываются в Печорской депрессии раннеплейстоценовыми морскими осадками. В Западной Сибири аллювиальные осадки переуглубленных долин также перекрываются осадками трансгрессии. Устья речных долин располагались у бровки современного шельфа. Долины рек приурочены к тектонически predetermined депрессиям, прогибам, зонам разрывных нарушений, которые проявляли активность и в течение последующих регрессий. Таким образом, повышение уровня Мирового океана в течение позднего плиоцена привело к выполнению

эрозионных форм на континентальных окраинах аллювиальными, озерными и главным образом прибрежно-морскими осадками. По крупным депрессиям море достигло тылового шва северной континентальной окраины Евразии. В пределах современной суши образовались осадки колвинской, салемальской и туруханской свит.

Наиболее мощная толща плио-плейстоценовых осадков накопилась в притыловой (ныне надводной) части континентальной террасы. Это объясняется как преобладанием тенденции к общему подъему уровня Мирового океана, нарушаемой кратковременными и неглубокими регрессиями, так и наибольшей интенсивностью осадконакопления, которая повсеместно отмечается в зоне, прилегающей к перемещающейся по литорали береговой линии. Характерной особенностью разреза плейстоцена на северной окраине является чередование морских, ледово-морских с прибрежно-морскими и дельтовыми осадками. В одних регионах окраины отмечается правильное ритмичное чередование этих разностей на обширных территориях (Печорская депрессия), в других - более сложное, обусловленное существенным влиянием на осадконакопление крупнейших в Евразии и часто перестраивающихся во времени речных потоков с юга (Мезенская, Западно-Сибирская, Хатангская депрессии).

В соответствии с пространственным развитием трансгрессии и последующими регрессиями меняется положение и строение призмы осадков плио-плейстоцена (см. рисунок 1). Наиболее мощная толща свойственна Мезенско-Хатангскому региону северной окраины. В его пределах сочетание неотектонических движений, условий речного стока с континента и гидродинамической обстановки морского бассейна предопределило образование толщи осадков мощностью до 300 м. На поднятых участках они залегают на высоте +200 м. В Лено-Колымском регионе плио-плейстоценовая трансгрессия не распространялась за пределы современной береговой линии. В прибрежной зоне и на шельфе этого региона преобладают переработанные абразией преимущественно дельтовые осадки, подобные тем, которые слагают прибрежную низменность и современные, далеко выдвинутые в море дельты Лены, Колымы и других рек. В пределах Чукотского региона и восточной окраины Евразии осадки плио-плейстоценовой трансгрессии сейчас слагают прибрежные равнины примерно до высоты 30-50 м, а во многих регионах вообще не распространяются за пределы современной береговой линии.

Таким образом, гипсометрическое положение верхнего предела плио-плейстоценовой трансгрессии на побережьях даже в самых общих чертах не отвечают какому-либо единому уровню, что объясняется существенной дифференциацией тектонических движений во время ее развития. В разрезах осадков этой трансгрессии, там, где они достигают значительной мощности, на границе нижнего и среднего плейстоцена фиксируется неглубокая регрессия, в эпоху которой уровень Мирового океана не опускался ниже современного. Осадки этого регрессивного цикла представлены маломощными дельтовыми и прибрежно-морскими образованиями. В верхней части разреза среднего плейстоцена среди морских и ледово-морских отложений отмечаются осадки мелководий, распространяющиеся на обширные территории (ледово-морские отложения часто замещаются ледниковыми, более обогащенными валунным материалом). На побережье Чукотского полуострова, Аляски и в северной части Берингова моря ледниковые осадки перекрывают морские отложения среднего плейстоцена. Все эти особенности строения и фациального состава среднеплейстоценовых отложений свидетельствуют о похолодании, распространении ледниковых покровов на островах северных морей и в некоторых районах Чукотского полуострова и Аляски, западного побережья Берингова моря, а также о снижении уровня Мирового океана.

В начале верхнего плейстоцена происходит еще одна крупная регрессия, вероятно, гляциоэвстатического характера. Вслед за отступающим морем формировались глубокие долины в толще морских и ледово-морских осадков на современной суше. В депрессиях с мощным покровом осадков часто формируются новые элементы речной сети, не

совпадающие в плане с более древними (доакчагыльскими) долинами. Эти новообразования унаследованы современной речной сетью. Максимум регрессии запечатлен в рельефе шельфа в виде относительно широкой в основном абразивной поверхности, которая выработана в стадию стабилизации уровня Мирового океана или перехода от его опускания к последующему подъему. Максимальный уровень регрессии пока не может быть определен однозначно и привязан к какой-то определенной береговой линии. Фиксирующая данную регрессию поверхность осложнена редкими фрагментами абразионных уступов, долинами эрозионного происхождения и останцами. Особенности ее рельефа свидетельствуют о длительной стабилизации уровня Мирового океана в эпоху максимального развития регрессии. Интервал глубин распространения данной поверхности составляет около 50 м. Глубже этой поверхности расположены более древние абразионные и аккумулятивные участки шельфа, существенно деформированные тектоническими движениями.

Со стороны суши к указанной поверхности примыкает прибрежный шельф с многочисленными абразионными террасовидными площадками, лагунными понижениями, затопленными барами, фрагментами дельт, речными долинами, возникновение которых связывается с рассмотренной регрессией, а их сохранность и контрастность проявления в современном рельефе объясняется неравномерным ходом последующей трансгрессии. Данная (казанцевская, кейнмусюрская, бореальная, воронцовская) трансгрессия является крупным заключительным событием в истории континентальных окраин, наиболее четко проявившемся как в подводном, так и надводном рельефе. Ее осадки распространены в Мезенской и Печорской депрессиях до отметок 80-120 м, в Западной Сибири - до 60-80 м. В Лено-Колымском районе ее осадки на современной суше не обнаружены, в то время как на Чукотском полуострове и на Аляске они фиксируются на высотах от 20 до 50 м. В большинстве случаев к востоку от устья Колымы и в Беринговоморском регионе осадки этой трансгрессии перекрывают отложения предшествующих трансгрессивных эпох.

Развитие казанцевской трансгрессии осложнялось местными тектоническими и гидродинамическими условиями, которые на одних участках (в основном на положительных морфоструктурах) способствовали образованию серии абразионных поверхностей, а на других (в основном на отрицательных морфоструктурах) - последовательного ряда лагунных форм, чередующихся с фрагментами речных долин разной выраженности в рельефе. Эпоха максимального развития данной трансгрессии запечатлена в значительной по мощности толще морских, ледово-морских, дельтовых, озерных и прибрежно-морских осадков, которую можно рассматривать как аккумулятивную террасу.

В голоцене отмечается два трансгрессивно-регрессивных цикла. В раннем голоцене уровень Мирового океана не опускался ниже 30 м современной глубины. Регрессия сопровождалась оживлением ледниковых покровов. Долинные ледники спускались в области шельфа до современных глубин 60-70 м (например, на побережье Берингова моря) и формировали моренные валы, перекрывающие аккумулятивные и абразионные формы рельефа, сохранившиеся или образовавшиеся в казанцевскую трансгрессию. С развитием раннего голоценовой трансгрессии ледниковые языки распались. Максимальное распространение ее фиксируется по широко распространенной вложенной аккумулятивной морской террасе (высотой от 8 до 15 м).

Общий диапазон эвстатических колебаний уровня Мирового океана в позднем голоцене был еще меньшим. В регрессивную фазу уровень Мирового океана понизился примерно до -10 м. Трансгрессия образовала на побережье вложенную аккумулятивную террасу высотой 3-5 м.

Ссылка на статью:



Ласточкин А.Н., Сафронов Н.П. Особенности развития континентальных окраин на территории СССР в позднем кайнозое. В кн.: Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984, с. 17-22.

Pdf взят с сайта: <http://www.evengusev.narod.ru/geomorph/safronov-1984.html>