

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Географический факультет

Российский фонд фундаментальных исследований

**НОВЫЕ И ТРАДИЦИОННЫЕ ИДЕИ
В ГЕОМОРФОЛОГИИ**

V Щукинские чтения

Труды

Географический факультет МГУ

Москва, 2005 г.

конец этапа затухает вулканизм в Срединном хребте. Геоморфоструктура полуострова приобретает современный облик.

Таким образом, формирование тектонической структуры и связанного с ней рельефа в Корякско-Камчатском регионе происходило при участии внутриокеанического, впоследствии островодужного вулканизма. На площади собственно Камчатки морфоструктурное развитие контролировалось формированием одноименной очаговой морфоструктуры радиусом 300 км, мантийного заложения.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КАНДАЛАКШСКОГО И ТЕРСКОГО БЕРЕГОВ БЕЛОГО МОРЯ

А.А. Ермолов, Г.А. Сафьянов, Н.В. Шевченко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Отражением природных процессов поздне- и послеледниковое время являются реликтовые формы рельефа и отложения, образование которых протекало на фоне относительных вертикальных движений края суши и деградации ледникового покрова. Важную роль в палеогеографических построениях играют осадки подводного склона Кольского полуострова, состав которых позволяет выделить основные этапы развития Беломорского бассейна и охарактеризовать соответствующие им условия осадконакопления. Заметим, что в большинстве районов приурезовая часть подводного склона лишена рыхлых осадков и представляет собой обнаженную поверхность, выработанную в плотных моренных суглинках, осадках рифейского возраста или кристаллических породах, и покрытую грубообломочным материалом. Исключение составляют приустьевые участки крупных рек (рр. Варзуга, Стрельна и др.), где подводный береговой склон перекрыт мощной толщей хорошо сортированных песков. В более глубоководных частях подводного склона весьма неровная поверхность пород основания перекрывается толщей водных образований, сформированных в переходных и типично морских условиях.

В ходе эволюции Скандинавского ледникового покрова Беломорская котловина освободилась от ледника к концу потепления в аллереде. В позднем дриасе стадийное похолодание вызвало продвижение ледника в западную часть Кандалакшского залива, после чего наступил заключительный этап деградации и на смену ареальной дегляциации пришла дегляциация распадающаяся — тело ледника подверглось расчленению протяженными морскими заливами [Евзеров, 2001]. На ранних стадиях послеледниковое развития (в аллереде) накопление водных осадков у южного побережья Кольского полуострова происходило преимущественно в подледно-шельфово-обста-

новке закрытого типа. Бассейн был заполнен практически пресными водами, и седиментация проходила под покровом многолетних льдов/шельфового ледника [Павлидис и др., 1998], стаивающих в летние месяцы лишь в прибрежных частях. Это обуславливало слабую подвижность вод в затишных условиях замкнутого, изолированного водоема при значительном поступлении тонкого материала во взвеси с потоками талых ледниковых вод и затрудненным сносе грубообломочного материала. Осадки этого времени представляют собой чрезвычайно тонкозернистые глинистые илы и алевролиты, состоящие почти на 80% из пелитовых частиц с весьма незначительной примесью грубозернистого материала и практически лишенные органических остатков [Медведев и др., 1968]. Изредка отмечается присутствие пресноводных диатомовых, которые вблизи р. Варзуга датируются аллередею [Забелина, 1969]. В районе, примыкающем к Горлу, эти осадки фациально замещаются грубозернистыми песчано-алевритовыми слоями без фауны. Это указывает на вероятное вымывание мелкозернистой части терригенного материала на начальных этапах активного поступления баренцевоморских вод и в последующие периоды, для которых был характерен активный («промывной») гидродинамический режим Горла, во многом обуславливающий различие условий седиментогенеза на южном и восточном побережье Кольского полуострова [Медведев, Невесский, 19716].

Начиная с позднего дриаса (портландия), а по некоторым оценкам с раннего дриаса [Спиридонов и др., 1980], устанавливается связь с океаном и отмечается переход от ледниково-озерных к ледниково-морским условиям, который выделяется по появлению в осадках морских диатомей. Результаты изучения береговых образований свидетельствуют о том, что в начале трансгрессии береговая линия занимала максимально высокое положение. В гранулометрическом составе это отразилось резким уменьшением содержания алевролитовых и увеличения песчаных фракций и плохо окатанного грубообломочного материала [Немцова, Соболев, 1993], что свидетельствует о начале распада и деградации полей многолетних малоподвижных паковых льдов с сопутствующим ледовым разносом обломков пород. На пребореальном этапе сохранялись низкие температуры опресненного бассейна, о чем свидетельствует недоразвитый, угнетенный облик фораминифер [Медведев и др., 1968].

В северной части Горла Белого моря, которая до подъема уровня океана представляла собой сушу, на размытую поверхность моренных суглинков ложится толща средне- и крупнозернистого песка, нередко с примесью гравия, прослоями гальки, отмечаются признаки морской фауны [Медведев и др., 1968]. В отличие от южной части Белого моря, где исчезновение многолетних льдов происходило постепенно вплоть до бореали, в Горле подледное осадконакопление было кратковременным [Медведев, Невесский, 1975], и ледниково-морские осадки имеют фрагментарное распространение. Приток баренцевоморских вод и воздействие приливов определяли относительно ак-

тивный гидродинамический режим пролива. С уменьшением количества ледяных полей происходила активизация процессов абразии, которая к середине голоцена стала основным источником поступления наносов в северной части моря, а относительные изменения уровня моря приводили к перераспределению осадков по склону и являлись определяющими в формировании рельефа побережья.

Нормально-морские условия осадконакопления и циркуляции вод установились для палеобассейна около 6 тыс. лет назад (начало атлантики) и сопровождалась осолонением его вод и проникновением большого количества морских организмов [Павлидис и др., 1998 и др.]. При переходе от ледниково-морских к морским условиям седиментации фиксируется смена трансгрессивного режима регрессивным, подчеркнутая повсеместным размывом в основании морской толщи. Это связано с увеличением относительного поднятия суши, которое во многом было обусловлено синхронным замедлением темпа фландрской трансгрессии [Каплин, 1973], а также увеличением гидродинамической активности. Отложения верхней морской пачки не постоянны по мощности и представлены широкой гаммой осадков, а их распространение на подводном береговом склоне подчинено основным законам гидродинамики. Сравнение атлантических и суббореально-субатлантических горизонтов показывает, что более поздние, в том числе и современные осадки, более грубозернистые, чем подстилающие их отложения конца климатического оптимума голоцена. Увеличение объемов обломочного материала ледового разноса свидетельствует об изменении ледовитости бассейна в послепалеоатлантическое время.

Блочные тектонические подвижки привели к деформации первоначальных мощностей на подводном склоне, интенсификации или, наоборот, замедлению накопления осадков, изменению их фациального облика и химико-минералогического состава. Результатом неодинаковой тектонической активности стало накопление мощных толщ рыхлых осадков в депрессиях коренного рельефа, особенно связанных с источниками местного питания (долины рек Варзуга, Кузрека и др.), в то время как на поднятых участках осадочный чехол маломощен или отсутствует вовсе и происходит современный размыв более ранних отложений. Подобная картина характерна и для Кандакшского залива, где сложный рельеф коренного ложа определяет строение и мощность осадочной толщи и оказывает непосредственное влияние на процессы осадкообразования.

Сложные соотношения вертикальных тектонических движений побережья и эвстатических изменений высоты уровня моря в ходе фландрской трансгрессии определяли характер береговых процессов и привели к формированию возвышенных береговых уровней, сложенных морскими (прибрежными) отложениями. Степень выраженности террас, их ширина и высота широко варьируют вдоль всего побережья Кольского полуострова, а их плановое расположение даже в мелких деталях определяется морфоструктурными

особенностями региона. Одновозрастные комплексы коррелируются на основе сопоставления комплексов фауны моллюсков, геоморфологических и радиоуглеродных данных и соотносятся с отдельными фазами позднеледниковой трансгрессии португалия, раннеголоценовой регрессии литорина, стадиями фолас, тапес, тривия и остреа [Лаврова, 1960].

Регрессивное перемещение береговой линии моря, вытекающее из факта последовательного уменьшения высот древних береговых образований пропорционально убыванию их возраста, послужило главным аргументом в ходе развития представлений о поднятии Фенноскандии, скорости которого в отдельные периоды превосходили скорость подъема уровня моря. Наиболее энергично воздымание территории осуществлялось в течение древнего и раннего голоцена, а также в начале позднего голоцена (Кошечкин, 1979). Характерной особенностью этих движений явилось широкое развитие локальных, дифференцированно развивавшихся поднятий и опусканий отдельных блоков, что привело к заметным различиям высотных отметок одновозрастных береговых линий. Наиболее высокие уровни времени португалия отмечаются на склонах Кандакшско-Колвицкого низкорного массива на высоте 127–38 [Арманд, Самсонова, 1969 и др.] т.е. величина новейшего поднятия (с учетом уровня моря -25–30 м) составила 150–170 м. По направлению к периферии полуострова амплитуды новейшего поднятия сокращаются до 40–90 м [Никонов, 1977].

Характер вертикальных движений береговой линии нашел отражение в особенностях рельефа приморья, на отдельных участках которого отмечаются широкие, лишенные морских осадков пологие поверхности абразионно-денудационного происхождения, выработанные в коренных породах или морене и расположенные в средней части профиля надводной части побережья [Медведев и др., 1968]. Они разделяют прибрежно-морские отложения на две полосы: одну — приурезовую, слагающую низкие молодые террасы, другую — слагающую высокие древние террасы. Формирование этих комплексов происходило, скорее всего, во время ускорения падения уровня, когда береговые формы быстро выводились из зоны волнового воздействия. Подтверждением этого является крайне незначительная ширина аккумулятивных террас на значительном протяжении рассматриваемого побережья — расстояние между бровками зачастую не превышает 10–30 м, а разница высот достигает 3–7 м. Подобное строение свидетельствует о неравномерном относительном понижении уровня моря вследствие увеличения тектонической активности в начале и в конце голоцена.

Помимо формирования аккумулятивных береговых равнин геоморфологический эффект активизации тектонических движений проявился в виде разнообразных деформаций верхних частей литосферы. Развитие мощной разломной зоны на северо-западном окончании Кандакшского грабена в позднеледниковое-голоценовое время вызвало образование (или подновление) региональных и локальных разломов, в том числе оперяющих, что при-

вело к формированию ущелий, замкнутых западин, к более резкому разделению массивов пород на разновысотные блоки. Воздействия разломной тектоники определили структурно-геоморфологическое оформление бассейна Белого моря и сформировали типичный блоково-тектонический рельеф, в той или иной мере находящийся сейчас под уровнем морских вод и определяющий фиардовый, шхерный и сбросово-глыбовый тип расчленения берегов Кольского полуострова. Высокая тектоническая напряженность и активность ряда структур продуцировала сильные землетрясения (магнитуда 7 и более), подтверждением чему служат обнаруженные на Кандалакшском берегу сейсмодетекции с возрастом несколько тысяч лет.

Таким образом, позднечетвертичная история развития региона отражает сложное взаимодействие климатических изменений и неотектонических движений, приводивших к изменениям положения уровня моря, формированию специфических форм рельефа, вариациям в поставке речных выносов и флуктуациям гидродинамического режима в бассейне седиментации.

АСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА: ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРОЕНИЯ

Л.А. Захаров

Калининградский Государственный университет

Асейсмические поднятия (АП) широко распространены на дне Мирового океана, занимая порядка 10% его площади. Так, в Атлантике АП являются плато Роколл, Китовый хребет, возвышенность Риу-Гранди и др.; в Тихом океане — хребты Кокос, Карнеги, Наска, вал Ка-пингамаранги, Новозеландское плато и др.; в Индийском океане — хребты Мадагаскарский, Западно-австралийский, плато Агульяс и др.

АП представлены широким спектром морфологических образований — от микроконтинентов (останцы континентальных структур) до крупных вулканических поднятий и цепей вулканических гор.

Несмотря на морфологическое многообразие, АП имеют немало общих черт:

1. мощность земной коры в пределах АП может колебаться от 16–19 до 20–25 км (кора переходного типа) и даже достигать 40 км (вал Капингамаранги);
2. все АП имеют блоковое строение. Блоки земной коры в пределах АП находятся на различных глубинных уровнях;
3. крупные глыбовые АП нередко увенчаны мощной толщей карбонатных отложений, свидетельствующих о мелководной стадии в развитии этих образований;

4. многие крупные АП имеют выровненные вершинные поверхности и террасированные склоны, что говорит о субэвральная фаза их развития и свидетельствует об эвстатических колебаниях уровня океана или о дифференцированных вертикальных тектонических движениях данных структур;

5. многие крупные асейсмические хребты (Китовый, Наска, Западно-Австралийский и др.) имеют ассиметричный поперечный профиль;

6. простираение крупных АП и их отдельных частей, как правило, не всегда совпадает с распределением линейных магнитных аномалий, не соответствует упорядоченнолинейному магнитному полю рифтогенных систем.

В зависимости от генезиса и местоположения, АП различных районов Мирового океана располагаются на разных глубинных уровнях. В связи с этим основные морфометрические параметры (горизонтальное и вертикальное расчленение, средний глубинный уровень, углы наклона) поднятий, формирование которых протекало в сходных условиях, весьма существенно отличаются. Так, близкие морфологические аналоги, хребты Китовый (Атлантика) и Наска (Тихий океан) отличаются резкой дифференциацией морфометрических характеристик их приматериковых макроблоков. Северо-восточная оконечность Китового хребта отличается наименьшей средней глубиной, максимальными величинами средних углов наклона и наибольшей величиной вертикальной расчлененности. Приматериковый макроблок хребта Наска выделяется противоположными показателями: он наиболее глубоко погружен, имеет минимальные величины средних углов наклона; величина вертикальной расчлененности наименьшая для всего хребта. Такое отличие морфометрических параметров приматериковых макроблоков обоих хребтов объясняется наличием зоны субдукции у западных берегов Южной Америки и отсутствием таковой у побережья Западной Африки.

Несмотря на то, что крупные асейсмические хребты являются линейно вытянутыми, многие АП отличаются весьма сложной конфигурацией. Тем не менее положение, конфигурация подавляющего большинства АП и их отдельных частей (блоков) свидетельствуют о том, что простираение и очертания АП и их частей определяется положением разломов земной коры.

Так, в Атлантическом океане, где АП расположены в основном симметрично относительно Срединно-Атлантического хребта, преобладающими простираениями АП, их отдельных частей являются СВ.60° и СЗ 310-315°. Субширотное и субмеридиональное простираения являются подчиненными.

В Индийском океане крупные асейсмические хребты (Девяностого градуса, Мадагаскарский, Мальдивский) имеют субмеридиональное простираение, а секущие их разломы имеют преимущественно субширотное или СВ 50° простираение. Плато Брокен и Агульяс маркируют разломы субмеридионального и субширотного направлений.