

## ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА ТУГУРСКОГО ЗАЛИВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

Т.Д. Леонова, О.В. Белоус, И.И. Теницкий

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ул. Балтийская 43,  
г. Владивосток, 690041, e-mail: leon@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 24 июня 2008 г.

Выявлены факторы, оказывающие влияние на формирование рельефа дна Тугурского залива. Влияние холодного Охотского моря, длительность ледостава, ослабленный волновой режим, сильные приливно-отливные течения – основные факторы современного рельефообразования дна залива. Выделено несколько геоморфологических зон. Дана их характеристика.

**Ключевые слова:** рельеф дна, приливно-отливные течения, геоморфологические зоны, Тугурский залив, Охотское море.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время сформировалось достаточно устойчивое представление о строении и генезисе рельефа дна Охотского моря в целом, а исследования сместились в область детализации отдельных участков [10, 14, 22, 26].

Тугурский залив является типичным представителем полузакрытых заливов западного побережья Охотского моря (рис. 1). Рельеф дна исследуемого района освещен в литературе очень слабо, поэтому особую актуальность приобретает комплексный анализ полученных ранее материалов с целью выявления основных закономерностей формирования рельефа шельфа и для характеристики морфодинамических процессов региона.

Изучение ведущих рельефообразующих процессов на шельфе западной части Охотского моря позволяет оценить тенденции развития рельефа дна для решения широкого круга прикладных задач, в частности, их необходимо учитывать при проектировании приливной электрической станции в Тугурском заливе.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Береговая линия Тугурского залива пересекает комплекс морских терригенных и терригенно-кремнистых пород Амуро-Охотской палеозойско-мезозойской складчатой системы, Торомский позднемезозойский бассейн, выполненный триасовыми и юрс-

кими морскими терригенными породами, вулканические структуры Хингано-Охотского ранне-поздне-мелового вулканического пояса и Тугурскую кайнозойскую рифтогенную впадину [10].

Участки палеозойско-мезозойской складчатости, вулканического пояса и кайнозойской впадины по-разному проявляются в рельефе. На поднятых блоках развиты горстовые, горст-антиклинальные, купольные и сводово-глыбовые горные сооружения, а опущенные блоки фиксируются в современном рельефе в виде разнообразных депрессий: речных долин, прибрежных аллювиально-морских равнин. Сочетание речных долин с денудационными участками пологих предгорных склонов образуют единую полигенетическую денудационно-аккумулятивную выровненную поверхность [29].

В прибрежной части исследуемого района наиболее древними геологическими образованиями являются палеозойские. Так, северная гористая часть Тугурского п-ова сложена терригенными и вулканогенно-осадочными девонскими и нижнекаменноугольными отложениями [9, 19].

В пределах западного побережья Тугурского залива, южнее бухты Мамга, выявлены среднепалеозойские кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, диабазы, а севернее этой бухты располагаются мезозойские сильно метаморфизированные песчаники, алевролиты. На западном берегу Тугурского залива в пределах небольших по протяженности (1–2 км) блоков обнажаются несколько интрузивных тел, представленных устойчивыми к абразии

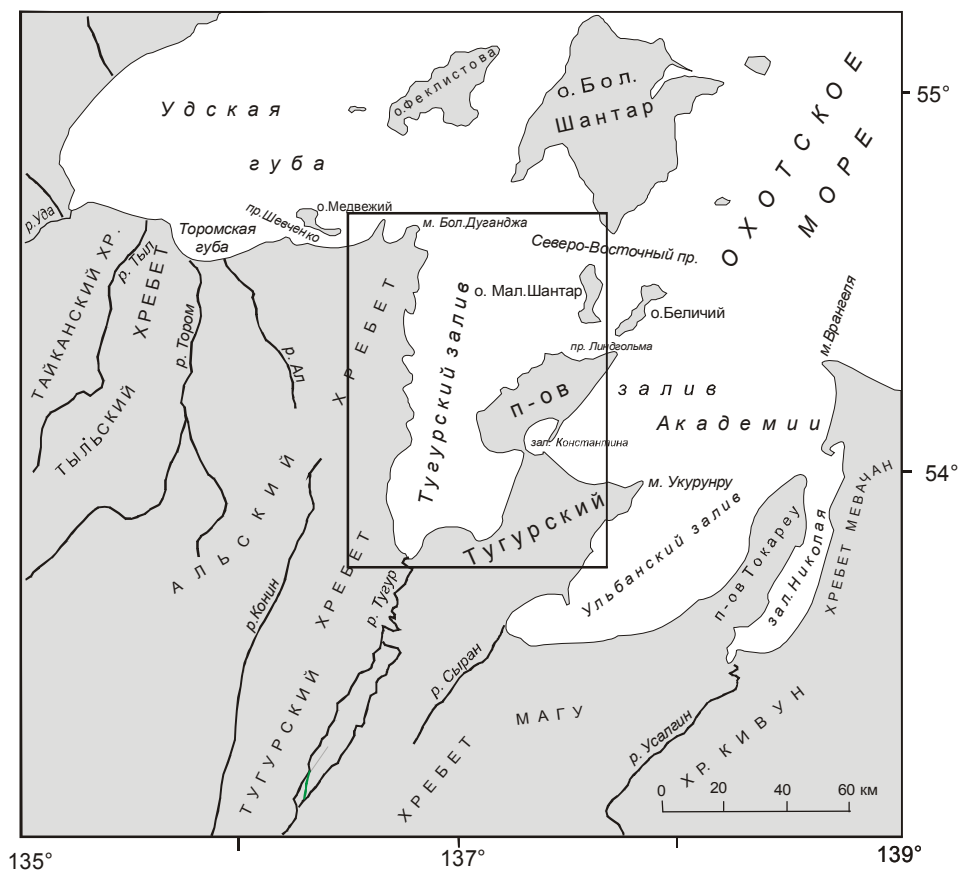


Рис. 1. Обзорная схема района исследования.

породами (габбродииоритами, гранодиоритами, гранитами и т.д.) позднемелового возраста [9].

Депрессионные структуры южного побережья Тугурского залива выполнены рыхлыми кайнозойскими отложениями повышенной мощности преимущественно аллювиального генезиса. В устьях рек встречаются голоценовые озерно-лагунные и прибрежно-морские осадки последней ингрессии моря [9]. Повсеместно разрез депрессий венчает торфяник мощностью до 10 м, слагающий бугристую поверхность заболоченных маршей [19].

Структура докайнозойского фундамента самого Тугурского залива изучена недостаточно, но, основываясь на выходах среднепалеозойских вулканогенно-кремнисто-терригенных образований, прорванных интрузиями позднемеловых гранитоидов на побережье залива и на Шантарских о-вах, можно предположить, что комплекс фундамента рассматриваемого бассейна сложен спектром разновозрастных докайнозойских формаций разного генезиса, обнажающихся на прилегающей суше. Различие комплексов западного и восточного побережий залива при сохранении их структурного

плана может указывать на то, что вдоль осевой части залива проходит крупный разлом меридионального или север–северо-восточного простирания [10], вдоль которого заложилась Тугурская рифтогенная впадина.

#### ОСНОВНЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Формирование современного рельефа дна заливов Пришантарья имеет ряд специфических черт, что обусловлено ландшафтно-климатическими особенностями и гидрологическим режимом этого региона.

Близость сибирского центра холода обуславливает суровые климатические условия рассматриваемого района, которые мало отличаются от климата полярных морей. Температурный режим вод Тугурского залива суровее, чем в самой северной части Охотского моря. Зимой подо льдом температура морской воды – 2° С, а в августе поверхностные воды в вершине залива прогреваются от 5° до 10° С [13].

С проявлением черт субарктического климата в Тугурском заливе связано формирование льдов уже в конце октября. Вследствие сильных приливно-отлив-

ных течений припай в начале своего становления неустойчив и часто взламывается. Происходит сжатие и торошение льдов. Высота торосов достигает 6 м [3]. В середине декабря местные льды смыкаются с дрейфующими льдами, приходящими из северо-западной части Охотского моря.

Очищение залива от ледового покрова обычно начинается со второй декады мая, когда происходит полное разрушение припая. Но часто в весенне-летнее время уже освободившийся ото льда залив вновь им забивается. Окончательное очищение акватории наступает в середине июня, но может задержаться до середины августа. Таким образом, период ледостава для Тугурского залива изменяется от 210 до 310 суток при средней его продолжительности около 255 дней [13].

Действие припайного льда восполняет недостаточность волновой деятельности в продолжительный зимний период. Он выпихивает поверхность пляжа и осушек, создавая борозды на мелководье, взрыхляет осадки, скалывает выступающие части абразионных останцов, бенча. С высоких клифов на лед поступают обломки до 10 м в поперечнике, образованные осыпными и реже обвальными процессами, а плавающий лед транспортирует обломочный материал, нарушая естественную сортировку донных осадков. Таким образом, деятельность льда является важным агентом поступления осадочного материала. По подсчетам Е.И. Арчикова и П.Ф. Бровко [3], за счет льда в Тугурский залив поступает 185 т/км берега в год, что соизмеримо с твердым расходом реки Тугур, которая является основным источником терригенного материала – около 200 тыс. т/год [7]. Абразия поставляет всего 3,5 т/км берега в год.

Этот факт объясняется коротким безледным периодом, продолжительность которого редко превышает 4–5 месяцев. К тому же летом море наиболее спокойно. Чаще всего в это время отмечаются волны высотой до 1 м. Осенний период характеризуется резким увеличением интенсивности волнения. Северные ветры, скорости которых могут достигать 25 м/с, создают в заливе волны высотой около 5 м. А при восточных ветрах, со скоростями, обычно не превышающими 20 м/с, высоты волн составляют чуть более 3 м [13].

В условиях ослабленного волнового режима увеличивается значение приливно-отливных движений водных масс. Приливы в Тугурском заливе неправильные полусуточные. В течение лунных суток (около 24 час. 50 мин.) наблюдаются два полных и два малых стояния воды, т.е. уровень повышается или понижается на несколько метров в течение 6 ча-

сов. Амплитуды колебания уровня моря в Тугурском заливе достигают 7.3 м в сизигии [13].

В Тугурском заливе приливное течение имеет южное и юго-западное направление, отливное – северное и северо-восточное. Скорость приливного течения в северной части залива достигает 7 км/час, а в южной уменьшается до 2 км/час. Скорость и продолжительность отливного течения несколько больше, чем приливного. Приливно-отливные явления сопровождаются водоворотами, резкими колебаниями уровня в любом месте залива [13].

На приливно-отливные движения водных масс накладываются волновые и стоковые течения, что обуславливает интенсивное перемещение обломочного материала. Так, в Тугурский залив входит ветвь холодного Северо-Охотского течения. Вследствие встречи противоположно направленных течений воз-

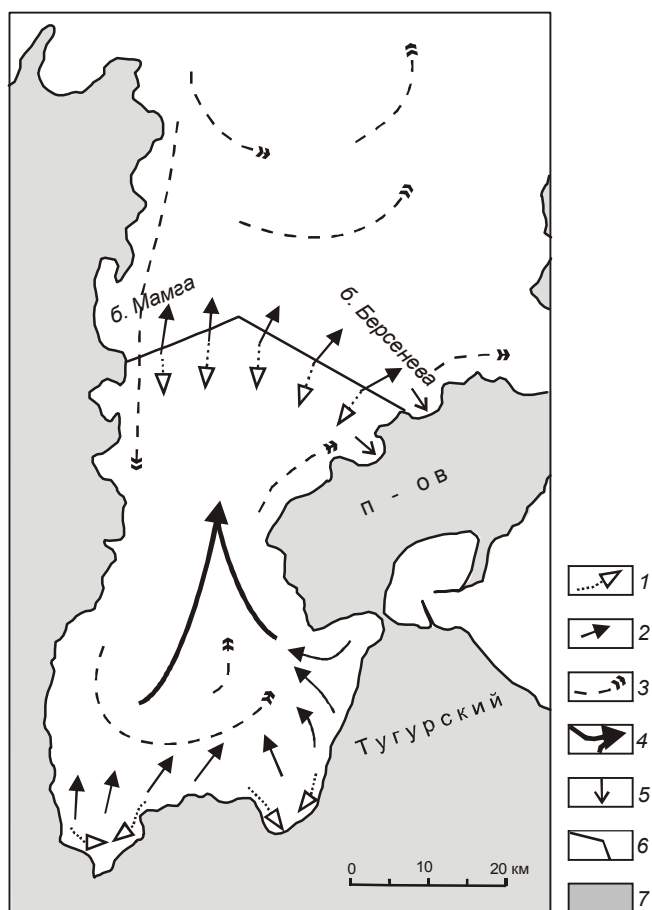


Рис. 2. Схема течений (по [13, 25] с добавлением авторов).

Направление течений: 1 – приливных, 2 – отливных, 3 – стоковых; 4 – перемещение взвешенных наносов во время отлива, 5 – поперечное перемещение наносов, 6 – створ предполагаемой приливной электрической станции, 7 – суша.

никает циклоническое движение, захватывающее северный район залива. Вливаясь в южную часть залива, стоковое Тугурское течение идет вдоль его восточного берега на север, обогнув Тугурский полуостров [25] (рис. 2).

Роль течений в морфолитогенезе дна Тугурского залива неоднозначна: с одной стороны, они осуществляют перенос осадков в пределах береговой зоны и дна, с другой – оказывают эродирующее воздействие. В первом случае они ответственны за образование разнообразных аккумулятивных форм рельефа (осушки, подводные береговые валы и т. д.) и гранулометрическую сортировку донных отложений, во втором – за выработку эрозионных форм (каналы стока приливно-отливных вод, впадины, ложбины и т. д.).

Высокая подвижность придонных вод препятствует накоплению мощной толщи осадков [6,12]. Несмотря на значительное поступление осадочного материала за счет стока рек, абразию морских берегов в летний период и деятельность морского льда, отмечено отсутствие современного осадконакопления в большей части залива.

Таким образом, ледовый режим, волнение (летнее-осенний период), а также приливно-отливные и стоковые течения в обстановке риасового побережья создают сложные гидродинамические условия, которые оказывают значительное влияние на формирование рельефа дна рассматриваемого района.

### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Поверхность дна Тугурского залива принадлежит к типу прибрежных аккумулятивно-абразионных равнин. Анализ фактического материала, полученного в экспедициях, обобщение литературных и картографических источников позволили выявить некоторые особенности морфологии дна залива и выделить геоморфологические зоны. Довольно четко были определены границы четырех зон: зона осушки, абразионно-эрозионная, эрозионно-аккумулятивная и аккумулятивно-денудационная (рис. 3).

*Зона осушки* протягивается вдоль всего побережья залива. Наибольшую площадь она занимает в бухтах, приуроченных к устьевым частям рек, и в вершинах южной части залива. Ее ширина в среднем составляет 2,5–3 км, местами достигая 5–7 км. Верхней границей этой зоны является уровень сизигийного прилива, а нижней – уровень сизигийного отлива, включая пляж. Осушка представляет собой пологую (углы наклона редко превышают 1'), практически лишенную растительности, осушаемую поверхность из скоплений песчаного, илистого и гравийно-галечного

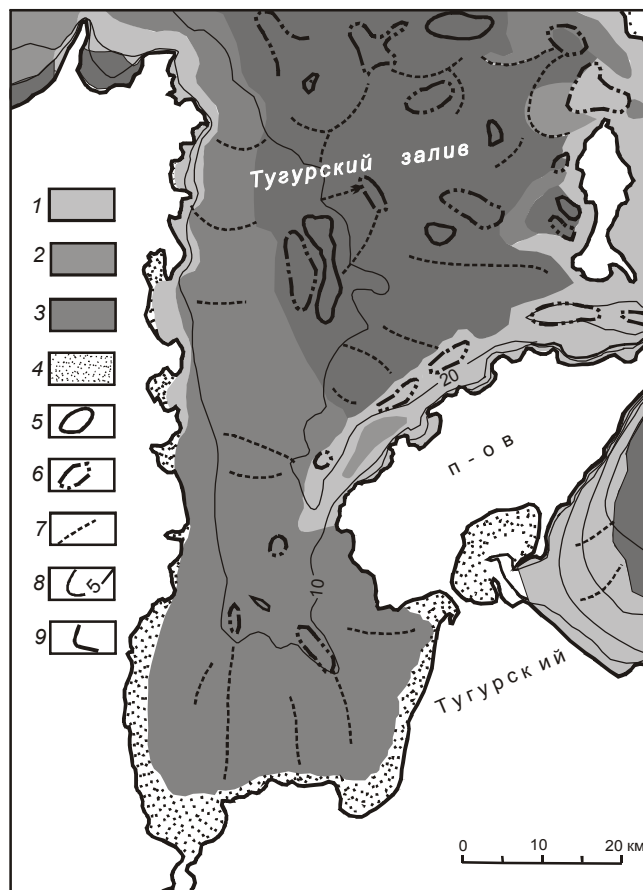


Рис. 3. Геоморфологическая схема Тугурского залива.

Геоморфологические зоны: 1 – абразионно-эрозионная, 2 – эрозионно-аккумулятивная, 3 – аккумулятивно-денудационная, 4 – осушки; 5 – аккумулятивные возвышенности; 6 – впадины; 7 – эрозионные ложбины; 8 – изобаты, м; 9 – береговая линия.

материала, расчлененную каналами стока приливных вод, осложненную валами, промоинами, экзарационными бороздами. В губе Асман в сизигийный отлив обнажается полоса шириной до 7 км, на аэрофотоснимках которой отчетливо прослеживается канал стока отливных вод.

*Абразионно-эрозионная зона* оконтуривает узкой полосой западное и восточное побережья залива. Верхней границей зоны, как правило, служат абразионные уступы, а положение нижней зависит от гидродинамических условий и общей глубины залива; в среднем она находится на глубине 15–17 м. В пределах данной зоны воздействие приливных течений, волновой абразии и экзарации максимально, что осложняет морфологический облик ее поверхности, отличающейся углами наклона более 5–10'.

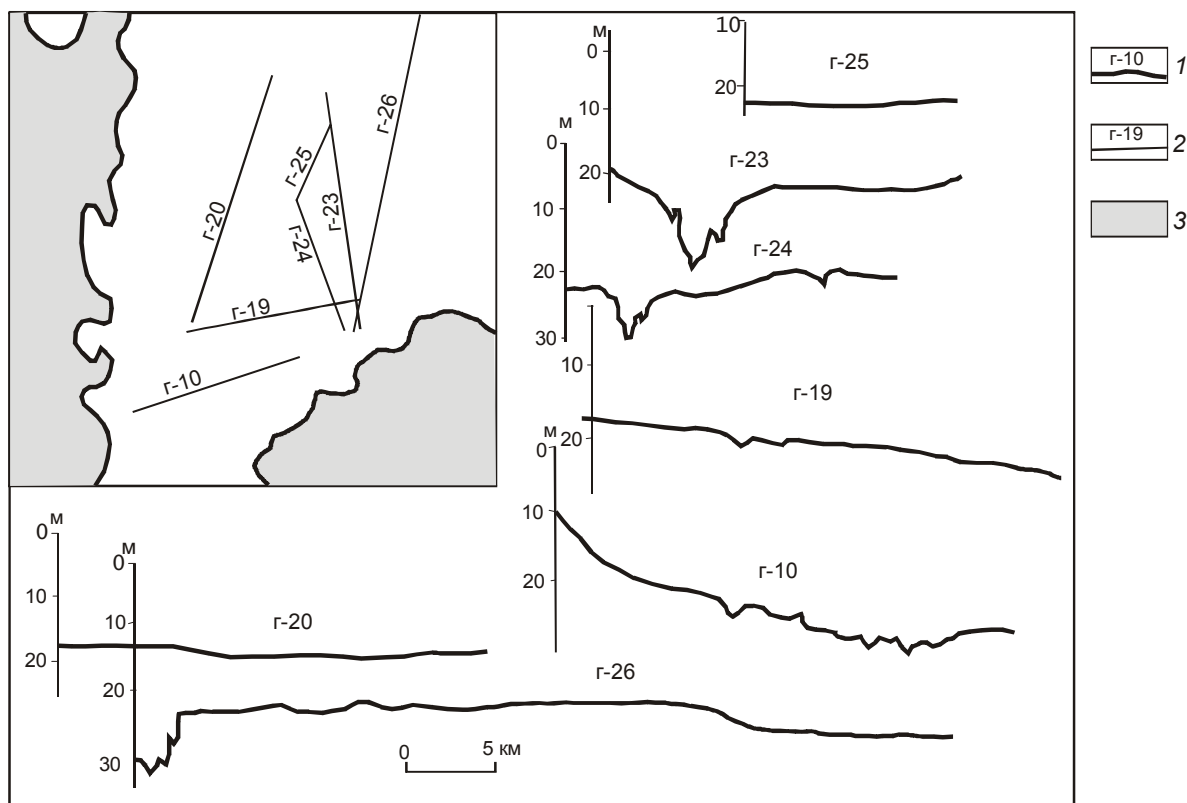


Рис. 4. Эхолотные профили Тугурского залива.

1 – эхолотные профили и номера промерных галсов, 2 – галсы эхолотного промера, 3 – суша.

В пределах данной зоны вдоль всего северо-восточного побережья Тугурского залива протягивается эрозионная ложбина. Ее поперечный профиль гребенчатый, представляет собой ряд параллельных промоин, к северо-востоку профиль переходит в V-образный (рис. 4, проф. Г-23, Г-24, Г-26). В проливе Линдгольма глубина вреза ложбины составляет более 20 м. Ее продольный профиль представляет собой серию воронок, глубина которых достигает 5 м, а их размеры по мере приближения к узкому проливу увеличиваются [5, 26]. Галечные осадки, поднятые со дна ложбины, отличаются высокой степенью сортированности, слабой окатанностью и широким развитием обломков пород, слагающих западный берег Тугурского полуострова [6].

По мнению некоторых исследователей [28, 33, 36], это затопленная палеодолина Тугура, существовавшая на площади, ныне занятой морем. Д.Е. Гершанович [12] считает, что “все впадины исследуемого района являются желобами стока, которые образовались только в результате “вымывания” мощными приливо-отливными течениями”. Ю.А. Микишин [30] также поддерживает этот утверждение. Наибо-

лее вероятно, что оба мнения о генезисе подводных долин имеют право на существование. Геофизические исследования подтвердили, что мощные приливо-отливные течения часто действуют вдоль палеорек, но отмечаются участки, где долины заполнены осадками и практически не выражены в рельефе [33].

*Эрозионно-аккумулятивная зона* протягивается с севера на юг вдоль западного борта залива и, постепенно расширяясь, занимает южную часть залива (рис. 4, проф. Г-10) от глубин 2–3 м до – 20–25 м. Углы наклона здесь составляют 1–3', местами достигая 5'. Поверхность зоны осложнена многочисленными эрозионными ложбинами, выработанными приливо-отливными течениями и в основном не связанными с наземной гидросетью.

*Аккумулятивно-денудационная зона* занимает северную часть залива и представляет собой поверхность, слабо наклоненную к северо-северо-западу (рис. 4, проф. Г-19, Г-25). Преобладающие глубины в этой зоне составляют 20–24 м. Сложная гидродинамическая обстановка в ее пределах (мощные придонные течения, сулои и т. д.) обуславливает широкое распространение аккумулятивных и выработанных

форм рельефа. К последним можно отнести образованные придонными течениями эрозионные ложбины как небольшие, так и довольно протяженные, и воронки с относительными глубинами 1–3 м, возникшие в результате водоворотов. К аккумулятивным формам относятся валлообразные шлейфы, представляющие собой небольшие возвышенности, имеющие вытянутую форму. Выровненная поверхность дна осложняется также возвышающимися на 2–3 м над ней реликтами островов. Маломощный осадочный слой, а местами его отсутствие, указывает на интенсивный вынос осадков за пределы акватории Тугурского залива.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ТУГУРСКОГО ЗАЛИВА

Начало перестройки бассейна р. Тугур и формирование новейшего структурного плана Тугурского залива Ю.К. Ивашинников и А.М. Короткий [14] относят к среднему плейстоцену. Береговая зона залива приобрела современный облик в результате ее последовательного развития в позднем плейстоцене–голоцене на фоне гляциоэвстатических колебаний уровня моря. В течение этого времени положение береговой линии неоднократно перемещалось в пределах от +10 – +12 до -100 – -130 м, что подтверждено данными бурения, сейсмо- и электроразведки на современном шельфе.

В исследуемом районе от береговой зоны до максимальной глубины залива прослеживается несколько уровней: высокая терраса (+20 м); береговая аккумулятивная терраса (+2 м – +5 м); выровненная поверхность от -5 м до -20 м; дно переуглубленной долины в пределах Тугурского залива (до -40 м). Существуют некоторые предположения о возрасте этих поверхностей.

Наиболее мощное для всего плейстоцена развитие абразионных процессов, приведших к формированию современных очертаний морских побережий и поверхности шельфа, связано с трансгрессией начала позднего плейстоцена [17]. С ней связана ингрессия морских вод в долины рек, особенно значительная в долине самой крупной реки – Тугура. Повышение уровня моря вызвало образование лагун и озер, заболачивание значительных территорий.

На юго-западном побережье Тугурского залива в тех местах, где к берегу моря подходят устья крупных рек (Эрена и Маймагун), встречаются высокие террасы (8–10 и 15–20 м). В большинстве случаев в уступах террас обнажается коколь, сложенный коренными породами (песчаниками, сланцами и др.); на цоколе лежат валунно-галечниковые и песчано-га-

лечниковые отложения. Достоверных данных относительно возраста этих террас нет. Генезис их также является спорным. Л.И. Красный [19] по характеру, литологии и геоморфологическим условиям залегания относит рассмотренные отложения к аллювиальным, а сами террасы – к речным образованиям. Другие авторы [1, 2, 11] выделяют на материковом побережье Северного и Северо-Западного Приохотья позднеплейстоценовые морские террасы и барьерные формы типа пересыпей в устьях рек на высотах до 10–12 м и относят их к трансгрессии начала позднего плейстоцена [23, 24].

Мощная регрессия, сопровождающая период оледенения в позднем плейстоцене, обусловила глубокий эрозионный врез в бассейнах рек. Береговая линия, по данным разных авторов, располагалась на отметках 110–130 м ниже современного уровня моря [4, 18, 22, 35].

Во время регрессии территория, занятая современным Тугурским заливом, представляла собой субаэральную аккумулятивно-денудационную равнину, интенсивно расчлененную речными долинами. Глубина вреза долин достигала максимума вблизи современной береговой линии. В расположенной рядом с Тугурским заливом Удской губе в устье р. Уды она достигала 110 м [14], что подтверждено результатами буровых и геофизических работ в прибрежной части Удской депрессии, где вскрыты грубообломочные аллювиальные отложения максимальной мощностью до 110–120 м [34].

По некоторым данным, береговая линия в раннем голоцене находилась на 43–47 м ниже современного уровня [14]. По результатам сейсмоакустического профилирования и буровых работ, с глубины 45 м к современному побережью начинается увеличение мощности голоценовых осадков, что, по-видимому, фиксирует начало голоценового этапа трансгрессии [35]. На глубине 20–21 м прослеживается перегиб дна. Этот факт может свидетельствовать о замедлении скорости трансгрессии. По данным И.Г. Вейнберга и др. [8], формирование берега на глубине 17–21 м происходило от 8277±130 до 6630±10 лет назад. Выше этой глубины обширные мелководье занимали зоны осушки и пляжа, где происходило осадконакопление.

При исследованиях прибрежных районов Северо-Западного Приохотья В.С. Пушкарем [32] и А.М. Коротким с соавторами [15, 16] выделен среднеголоценовый климатический оптимум, который характеризуется быстрым подъемом уровня моря: за 2000 лет он повысился на 20–22 м. Около 6000 лет назад трансгрессия достигла своего апогея и состави-

ла +2 – +6 м над современным уровнем [14, 23, 24]. Результатом этой трансгрессии считают низкую морскую террасу (+4 – +6 м), образование которой является важным этапом развития береговой зоны [20, 21, 27, 35]. В Тугурском заливе эта терраса развита эпизодически, лишь в его вершинах; абсолютные отметки ее поверхности изменяются в пределах от +2.5 до +5 м [19].

Во время трансгрессии в бухтах и приустьевых частях рек, где существовали условия типа ингрессионных заливов, при общем дефиците наносов была локализована аккумуляция. На дне остальной части залива в среднем голоцене в результате активизации абразионных процессов происходил размыв, чему способствовало возрастание скорости приливных течений в результате резкого увеличения площади акватории залива. Это подтверждается отсутствием современного осадконакопления в пределах большей части залива и широким развитием здесь реликтовых и перемытых осадков [23].

Относительно длительное положение залива в пределах современной береговой линии обусловило некоторые различия в проявлении прибрежного осадконакопления в заливе. Так, в бухтах вдоль западного побережья отмечено незначительное накопление осадочного материала, а в вершинах бухт восточного берега при достаточных запасах рыхлого материала сформировалась примкнувшая аккумулятивная терраса из серии параллельных береговых валов. Эти особенности были отмечены и ранее, однако они объяснялись лишь тектоническими причинами [5]. Мы полагаем, что помимо тектоники важную роль в данном распределении процессов играет гидродинамика. Стоковое и приливно-отливные течения проходят вдоль западного берега залива, а вблизи восточного побережья существенное значение имеет поперечное движение водных масс (рис.2). Таким образом, часть осадочного материала, выносимого вдоль эрозионной ложбины, вблизи Тугурского полуострова подхватывается этими потоками, перемещается в вершины бухт и там аккумулируется. Помимо бухт восточного побережья, осадконакопление в настоящее время происходит в южных вершинах залива, в результате чего там сформировалась протяженная зона осушки. Большая же часть дна залива, вследствие значительной гидродинамической активности в пределах данной акватории, характеризуется ограниченным отложением современных осадков или даже перемывом реликтовых [6,12].

Для выявления динамики морфогенеза Тугурского залива необходимы дополнительные экспедиционные исследования, но можно сделать некоторые

предположения о тенденциях развития рельефа дна. В условиях возможного подъема уровня Мирового океана на участках абразионно-бухтового побережья в зависимости от геологического строения, т.е. устойчивости к размыву слагающих побережье геологических формаций, абразия будет протекать с различной скоростью, и берег будет отступать на различное расстояние. Возможно, несколько активизируется абразия в пределах выступающих в море мысов. Однако на западном побережье отступление берега будет незначительным из-за высокой прочности пород. Наибольшие изменения, вероятно, будут происходить в южных вершинах залива, в пределах зоны осушки, которая будет подвержена размыву. Предположительно, произойдет затопление маршей и аллювиальных низменностей.

Прогнозируемое повышение уровня моря должно привести к активизации процессов абразии на дне залива, увеличению мощных вдольбереговых потоков наносов.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природные условия – высота прилива 7.4 м в суженной части залива; сложенные прочными вулканогенно-осадочными породами берега, защищенность грядой Шантарских о-вов от тяжелых охотоморских льдов и волнения – позволяют рассматривать возможность расположения в Тугурском заливе (м. Мамга–м. Берсенева) створа приливной электрической станции (ПЭС) [31].

Однако А.М. Короткий и Г.П. Скрыльник [18] относят юг Дальнего Востока к динамически активным зонам с весьма неустойчивыми ландшафтами. Следовательно, выбор стратегии природопользования в исследуемом районе должен быть «щадящим», максимально учитывающим существующие природные риски и определяемые ими экологические ограничения. Технические системы (приливные электрические станции) осложняют экологическую обстановку, что, как правило, приводит к необратимым изменениям природной среды.

В предложенном варианте проекта ПЭС плотной отсекается обширная часть акватории залива (6800 км<sup>2</sup>). Это должно привести к значительной трансформации местного приливного режима. Наиболее заметным следствием сооружения дамбы в приливном створе залива следует считать резкое падение скоростей течений в непосредственной близости от нее [31].

При современном гидродинамическом режиме на дне Тугурского залива не происходит прогрессивного накопления илистых наносов в прибрежной

зоне. С постройкой плотины динамическое равновесие будет нарушено. Плотина отсечет активную часть Тугурского залива, и в его вершине создадутся условия, характерные для закрытых акваторий, что приведет к ее заиливанию. В результате изменится общая направленность рельефообразующих процессов: преобладающая в настоящее время денудация с последующим выносом осадочного материала, возможно, сменится аккумуляцией, что приведет к выравниванию дна отсеченной части залива. Вероятно расширение зоны осушки, а в дальнейшем вся вершина залива может быть занята маршами.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в настоящее время в Тугурском заливе денудация под воздействием течений и льда является основным процессом современного экзоморфогенеза. Особенности климатического и гидрологического режима данного региона обуславливают длительный ледостав (8–9 месяцев), ограничивающий волновое воздействие, но способствующий широкому распространению экзарации в пределах зоны осушки и на подводном береговом склоне. Характерно обогащение тонкозернистых осадков крупнообломочным материалом. Течения, приливно-отливные и стоковые, играют большую роль в перемещении взвешенного материала влекомых береговых наносов, их аккумуляции с образованием вдольбереговых зон осушек и береговых валов. Характерна подводная денудация, обуславливающая формирование промоин (ложбин, желобов стока приливно-отливных вод и др.), вдоль которых идет вымывание и вынос осадочного материала за пределы залива.

Строительство приливной электрической станции существенно повлияет на ход ведущих экзогенных геоморфологических процессов и, возможно, приведет к изменениям в структуре геоморфологических зон дна и побережья.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Бодрова О.В. и др. Особенности рельефа и рыхлых отложений древней береговой зоны Северного Приохотья // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 26–35.
2. Ананьева Э.Г., Смирнова Т.Н. Корреляция континентальных и прибрежно-морских верхнеплейстоценовых отложений Северо-Западного Приохотья // Четвертичный период: Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С.153–159.
3. Арчиков Е.И., Бровко П.Ф. Климатические факторы формирования рельефа береговой зоны Западного Приохотья и Северного Сахалина // Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 50–56.
4. Арчиков Е.И., Ивашинников Ю.К. Особенности строения побережья и шельфа Юго-Западного Приохотья в зависимости от морфоструктурной основы // Геоморфология и палеогеография шельфа: Материалы XII пленума Геоморфологической комиссии. М.: Наука, 1978. С. 66–71.
5. Астахов А.С., Астахова Н.В., Чирва С.В. Основные этапы голоценовой истории Тугурского залива // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 102–109.
6. Астахов А. С., Игнатова В. Ф. Генетические типы донных осадков Тугурского залива (Охотское море) и их литологические особенности // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 93–101.
7. Астахов А.С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
8. Вейнсберг И.Г. Древние морские берега СССР (особенности распространения, генезиса и степень изменения): Автореф. дис.... д-ра геогр. наук. М.: МГУ, 1991. 49 с.
9. Геологическая карта Дальнего Востока СССР и прилегающих акваторий. 1:1500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
10. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / В.Г. Варнавский, А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, О.А. Кровушкина, Э.Я. Кропп, В.В. Куделькин, Л.С. Чуйко. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
11. Гершанович Д.Е., Забелина Э.К. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега Охотского моря в районе г. Охотска. Владивосток, 1957. С.93–141. (Тр. Океаногр. ин-та; Вып. 34).
12. Гершанович Д.Е. Фации современных осадков северо-западной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1958. Т. 118, № 2. С. 355–358.
13. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 10. Охотское море. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. Вып.1. 343 с.
14. Ивашинников Ю.К., Короткий А.М. Неотектоника и палеогеография кайнозоя Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: ДВГУ, 2005. 392 с.
15. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 218 с.
16. Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.
17. Короткий А.М. Эволюция субэаральных геосистем и основные палеогеографические события в позднем кайнозое на юге Дальнего Востока // Материалы XII научного совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2004. С. 207–209.
18. Короткий А.М., Скрыльчик Г.П. Ведущие природные факторы и аномальные явления юга российского Дальнего Востока // Материалы XIII научного совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Т. 1. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. С. 62–63.
19. Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 162 с..
20. Кулаков А.П., Назаренко Е.М., Пушкарь В.С. О следах четвертичных морских трансгрессий в Северо-Западном Приохотье // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 118–130.
21. Кулаков А. П. Морфотектоника и палеогеография матери-



- кового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 177 с.
22. Кулаков А.П. Морфоструктурные преобразования по восточной окраине Азии – следствие расширяющейся Земли // Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2004. С. 42–43.
  23. Лебедев С. А., Фишкин О.Н., Лебедева Е.В., Косолапова М.В. Следы морских ингрессий в пределах депрессионных морфоструктур юго-западного Приохотья // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 36–52.
  24. Лебедева Е.В. Эволюция рельефообразующих процессов Западного Приохотья в кайнозое // Геоморфология. 1998. № 2. С. 81–90.
  25. Леонов А.К. Региональная океанография. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 766 с.
  26. Леонова Т.Д., Белоус О.В., Казанский Б.А. Подводные долины Западного и Северо-Восточного Приохотья // Закономерности строения и эволюции геосфер / VI междисциплинар. науч. симпоз. Хабаровск: Дальнаука, 2004. С. 331–336.
  27. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов А.Г. Геоморфология морских берегов. М.: МГУ, 1975. 336 с.
  28. Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972. 548 с.
  29. Махинов А.Н. Морфоструктурные условия формирования речных долин юго-западного побережья Охотского моря // Геоморфологическое строение и развитие зон перехода от континентов к окраине: XX Пленум Геоморфологической комиссии АН СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 165–166.
  30. Микишин Ю.А. К вопросу о генезисе подводных долин на шельфе Охотского моря // Геология и рудные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 3–5.
  31. Приливные электростанции / Л.Б. Бернштейн, В.А. Силаков, С.Л. Гельфер и др. М.: Энергоатомиздат, 1987. 286 с.
  32. Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков антропогена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 140 с.
  33. Радкевич Р.О. Результаты сейсмоакустического исследования шельфа западной части Охотского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания. Владивосток, 1977. С. 122–132.
  34. Троицкий С. Л., Кулаков А.П. Колебания уровня океана и рельеф побережий // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1 М.: Наука, 1976. С. 351–426.
  35. Хершберг Л.Б., Рязанцев А.А., Гуськов Л.Г. и др. Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня моря и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С.196–207.
  36. Чемеков Ю.Ф. Западное Приохотье. М.: Наука, 1975. 198 с.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

***T.D. Leonova, O.V. Belous, I.I. Tenitskiy***

### **The formation of the Tugur Bay bottom relief (Sea of Okhotsk)**

The factors influencing the formation of the bottom relief of Tugur Bay are revealed. The influence of the cold Sea of Okhotsk, the duration of freezing, the weakened wave mode, and strong tidal currents are the basic conditions of the modern relief formation of the bay. Several geomorphological zones are distinguished, which are characterized.

**Key words:** bottom relief, tidal currents, geomorphological zones, Tugur Bay, Sea of Okhotsk.