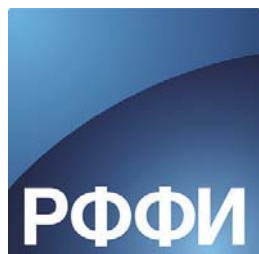




ВСЕРОССИЙСКАЯ РАБОЧАЯ ГРУППА
“МОРСКИЕ БЕРЕГА”
СОВЕТА РАН ПО ПРОБЛЕМАМ МИРОВОГО
ОКЕАНА



РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ



ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ВОДНЫХ РЕСУРСОВ



ФИЛИАЛ ОАО ЦНИИС
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ЦЕНТР “МОРСКИЕ БЕРЕГА”



СОЧИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



АВТОНОМНАЯ НЕКОММЕРЧЕСКАЯ
ОРГАНИЗАЦИЯ НАУЧНО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ЦЕНТР «ДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ»

THE “SEA COASTS” WORKING GROUP OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
COUNCIL ON THE WORLD OCEAN

RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH

FEDERAL AGENCY OF WATER RESOURCES

BRANCH OF THE OPEN JOINT STOCK COMPANY RESEARCH INSTITUTE
OF TRANSPORT CONSTRUCTION RESEARCH CENTER “SEA COASTS”

SOCHI STATE UNIVERSITY

AUTONOMOUS NON-COMMERCIAL ORGANIZATION SCIENTIFIC RESEARCH CENTER
«SEASHORE ZONE DYNAMICS»

COASTAL ZONE - FUTURE PERSPECTIVES

MATERIALS OF XXV INTERNATIONAL COASTAL
CONFERENCE

October 13-17, 2014, Sochi

Volume 1

Moscow
GEOS
2014

ВСЕРОССИЙСКАЯ РАБОЧАЯ ГРУППА “МОРСКИЕ БЕРЕГА”
СОВЕТА РАН ПО ПРОБЛЕМАМ МИРОВОГО ОКЕАНА
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ВОДНЫХ РЕСУРСОВ
ФИЛИАЛ ОАО ЦНИИС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ЦЕНТР “МОРСКИЕ БЕРЕГА”
СОЧИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
АВТОНОМНАЯ НЕКОММЕРЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ НАУЧНО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ЦЕНТР «ДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ»

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА – ВЗГЛЯД В БУДУЩЕЕ

МАТЕРИАЛЫ XXV МЕЖДУНАРОДНОЙ БЕРЕГОВОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

13-17 октября 2014 года, г. Сочи

Том 1

Москва
ГЕОС
2014

УДК 556.54

ББК 26.323

Б 8

Береговая зона – взгляд в будущее: Материалы XXV Международной береговой конференции. Том 1.– М.:ГЕОС, 2014. - 200 с.

ISBN 978-5-89118-666-8

Сборник содержит материалы XXV-ой Международной береговой конференции, которую по традиции проводит Всероссийская Рабочая группа «Морские берега» совета РАН по проблемам Мирового океана. Материалы сборника затрагивают вопросы гидро- и литодинамики береговой зоны, экологического освоения побережий, комплексного управления прибрежными территориями, гидротехнического строительства, палеореконструкций участков побережий и прогноза их развития. Книга представляет интерес для широкого круга исследователей и инженеров: географов, океанологов, геологов, гидрофизиков, экологов, гидротехников, а также аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

Редакторы:

к.г.н. Корзинин Д.В., к.т.н. Тлявлиная Г.В., к.т.н. Волкова Е.С., к.т.н. Тлявлин Р.М.,

Дизайн обложки: Корзинин Д.В.

Coastal zone-future perspectives: Materials of XXV International coastal conference. Volume 1 – Moscow: GEOS, 2014. 200 p.

The book presents materials of XXV International coastal conference, that traditionally organize the “Sea Coasts” working group of Russian academy of sciences council on the World Ocean. Collection of abstracts affect the problems of hidro- and lythodynamics of coastal zone, ecology of coasts, integrated management of coastal areas, water engineering, paleoreconstruction and prediction evolution of coasts. The book is intended for geographers, oceanologists, geologists, hydro-physicists, water engineers and for under- and post-graduate students in corresponding fields.

Editors:

Dr.Korzinin D.V., Dr.Tlyavlina G.V., Dr.Volkova E.S., Dr.Tlyavlin R.M.,

Cover design: Korzinin D.V.

© РГ «МОРСКИЕ БЕРЕГА», 2014

© ФИЛИАЛ ОАО ЦНИИС «НИЦ «МОРСКИЕ БЕРЕГА», 2014

© ГЕОС, 2014

ВЫЕЗДНЫЕ СЕССИИ РГ «МОРСКИЕ БЕРЕГА»

Лукьянова С.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва; geomorpho2006@yandex.ru

AWAY SESSIONS OF THE “SEA COASTS” WORKING GROUP

Lukyanova S.A.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, geomorpho2006@yandex.ru

It is short information about special additional activity of our Working Group – small seminars organized directly in the regions for the quick discussion of concrete questions related to the coastal zone. This work has been started in 1970th years and follows in the new century. Short contents of such seminars in Kaliningrad, Sent-Petersburg, Vladivostok, South-Sakhalinsk and Svetlogorsk are represented.

При создании в 1952 г. Всероссийской Рабочей Группы РАН «Морские берега» (тогда – Береговой секции Океанографической комиссии) перед ней были поставлены основные задачи – сплочение отечественных исследователей-береговиков и координация их деятельности. Эти главные свои задачи РГ осуществляла, главным образом, на основе организации регулярных всероссийских, а позднее – международных конференций. За 60 с небольшим лет своей деятельности РГ создала 25 (включая юбилейную Сочинскую) таких широких научных форумов, которые проходили с интервалами в среднем 3–4 года [Лукьянова, 2010, 2012].

Однако в промежутках между конференциями нередко появлялась необходимость рассмотреть какие-то локальные береговые проблемы, возникающие в определенных прибрежных районах. В этих случаях бюро РГ, традиционно состоящее из ведущих исследователей береговой зоны, организовывало свои выездные сессии, чтобы на месте можно было оперативно обсудить возникающие конкретные вопросы. Первым опытом такой работы была сессия, проведенная в г. Калининграде в ноябре 1975 г. по приглашению местных организаций – Калининградского ГУ и Управления коммунального хозяйства Калининградского облисполкома [Зенкович, Лукьянова, 1976]. Это приглашение было вызвано тревожным состоянием берегов Самбийского п-ова, подверженных сильному волновому размыву и оползанию. Сессия подтвердила основную причину волнового разрушения берега – сильный дефицит песка в береговой зоне и поддержала предложение ведущего балтийского исследователя В.Л. Болдырева о переброске пульпы Янтарного комбината на северный берег полуострова, чтобы обеспечить его питание наносами. Сессия также рассмотрела и одобрила критику известного латышского инженера и ученого Р.Я. Кнапса о неудачном выборе места на северном побережье Латвии для строительства глубоководного порта, что могло вызвать здесь обширный низовой размыв берега. По его предложению, было рекомендовано иное место под это строительство, где низовой размыв имел бы гораздо меньшее протяжение.

Такого же типа вопросы обсуждались и на других выездных сессиях на побережьях Черного, Азовского и дальневосточных морей. В частности, рассматривались катастрофические последствия серии мощных зимних юго-восточных штормов 1969 г. в Пицунде; тогда были поддержаны оправдавшиеся в дальнейшем рекомендации В.П. Зенковича и Г.А. Сафьянова о предпочтении естественного восстановления берега, что позволило избежать существенных затрат на его искусственную реконструкцию. На таких сессиях-семинарах неоднократно рассматривались также схемы берегозащиты Черного, Азовского и Балтийского морей, утвержденные Госстроем СССР. При этом происходило бурное обсуждение методов и подходов к защите берегов определенных регионов.

Морские берега – это живой, постоянно развивающийся природный объект, и решить все возникающие здесь проблемы однажды и навсегда – невозможно. Поэтому с началом нового XXI века наша Рабочая Группа вернулась к этому методу работы (выездные семинары), считая его весьма продуктивным. Соответственно, по инициативе РГ в феврале 2008 г. в Санкт-Петербурге на базе и силами Российского Гидрометеорологического университета (РГГМУ) был организован региональный семинар «Берега восточной части Финского залива: современное состояние и устойчивое развитие». Семинар носил межведомственный характер и собрал около 50 участников – представителей не толь-

ко учебных и научных организаций (Петербургский гос. университет, МГУ, ВСЕГЕИ, Гос. архитектурно-строительный ун-т, РГГМУ, ААНИИ, Зоологический ин-т РАН и др.), но и работников городской и областной администрации, порта и некоторых производственных учреждений (ОАО ЛенморНИИ, ООО Нефтегазгеодезия, ЗАО Экопроект, ОАО НИИ Гипрорыбфлот и др.). Участники этого однодневного семинара рассмотрели разные аспекты изучения балтийских морских берегов: от геологических основ берегозащиты и проблем устойчивого развития берега до правового режима морских научных исследований. Было заслушано более 20 докладов, посвященных, в основном, практическим вопросам береговых исследований, в частности, анализировались особенности и возможности курортного, портового и городского строительства на прибрежных территориях. Вновь был поднят «больной» вопрос о необходимости определения юридического статуса береговой зоны России. Как отмечали участники семинара, широкий обмен мнениями по многим поднятым вопросам был очень полезен, и даже прозвучал призыв сделать такой семинар в Санкт-Петербурге постоянным. По существу, это был своеобразный «смотр береговых сил» в регионе северо-восточной Балтики и этот смотр показал, что такие силы, весьма заинтересованные в сохранении устойчивости и целостности морских берегов, здесь имеются.

В сентябре того же 2008 г. аналогичный региональный семинар, правда гораздо меньшего численного объема, был проведен в г. Владивостоке. Он был организован на базе Дальневосточного гос. университета и Общества изучения Амурского края и был посвящен «Проблемам исследования и освоения прибрежной зоны дальневосточных морей». Кроме местного научного контингента, в работе семинара приняли участие представители Калининградского и Московского университетов. Заслушанные на семинаре доклады показали, что наиболее активно изучаются здесь берега Охотского и Японского морей. Местных исследователей, имеющих дело, в основном, с берегами в прочных метаморфических породах, волнуют не столько вопросы размыва берегов, сколько их экологическое состояние, что связано с сильным загрязнением береговой зоны. Местами свалки мусора организуются в небольших речных долинах, по которым с дождевыми и тальми водами в море поступают загрязняющие вещества. В отношении размыва морских берегов, особое внимание уделяется о. Сахалин, разрушение берегов которого в последние годы значительно усилилось в связи с воздействием человека в рамках международных нефтяных проектов Сахалин-1 и Сахалин-2.

Последнее обстоятельство во многом послужило основанием для организации в сентябре 2009 г. регионального семинара в г. Южно-Сахалинск. Инициативу РГ «Морские берега» о созыве семинара «Прибрежная зона Сахалина: исследование и освоение» поддержали Администрация Сахалинской области, СКБ средств автоматизации морских исследований ДВО РАН и Дальневосточный геологический институт ДВО РАН. В работе семинара приняли участие ведущие специалисты по вопросам устойчивого развития берегов из Москвы, С.-Петербурга, Владивостока, представители Администрации Сахалинской области, основных природопользователей Сахалина и общественных организаций области. По итогам семинара были приняты следующие рекомендации: а) обратиться в Администрацию Сахалинской области и областную думу с инициативой разработки пакета законодательных актов по регламентации деятельности различных природопользователей в береговой зоне. Эта инициатива связана с тем, что любые работы, проводимые в пределах береговой зоны – чрезвычайно динамичной и весьма ранимой природной системы, – должны быть регламентированы соответствующими законодательными документами. Однако пока Россия не имеет федерального Закона о морских берегах, который, кстати, давно действует в некоторых странах. Поэтому необходимы попытки решить эту задачу на местах, в регионах, заинтересованных в получении таких документов; б) обратить внимание на диверсификацию экономики Сахалинской области и поддержать развитие таких направлений хозяйственной деятельности, как создание марикультурных ферм, рекреационно-оздоровительных комплексов и др.; в) подчеркнуть необходимость разработки научно-обоснованной стратегии защиты, охраны и обеспечения экологически безопасного природопользования и устойчивого развития прибрежных территорий; г) создать Комиссию по комплексному управлению прибрежной зоной под эгидой Администрации Сахалинской области и РГ «Морские берега» Совета РАН по проблемам Мирового океана с целью разработки стратегии прибрежного природопользования; д) усилить контроль за прохождением экологических экспертиз и соблюдением природоохранного законодательства при реализации проектных работ «Сахалин-1» и «Сахалин-2» и др.

Реальная заинтересованность местной администрации в практическом изучении морских берегов по-прежнему проявляется в Калининградской области, где разрушение берегов в значительной степени мешает курортному функционированию балтийской береговой зоны. Проблема защиты морских берегов от размыва в пределах юго-восточной Балтики стояла уже столетия назад, но многие возникавшие тогда вопросы вполне актуальны и сегодня. Для обобщения данных по современному состоянию и эффективности защиты морских берегов Калининградской области Рабочая группа «Морские берега» совместно с Атлантическим отделением Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова и при поддержке Министерства строительства Калининградской области и ГКУ КО «Балтберегозащита» провели в июне 2013 г. в г. Светлогорске региональный семинар-миниконференцию «Методы защиты открытых песчаных берегов внутренних морей и концепция защиты морских берегов Калининградской области». В конференции приняли участие ученые-исследователи и специалисты-практики из научных центров Москвы, Санкт-Петербурга, Сочи, Барнаула, Калининграда (Россия), Гданьска (Польша) и Клайпеды (Литва), в той или иной степени занимающиеся аналогичными проблемами.

Семинар был посвящен конкретному вопросу – защите берегов Калининградского побережья. Предварительно участники семинара ознакомились с наиболее опасными и наиболее проблемными участками этого побережья. Затем были заслушаны и обсуждены 23 доклада, предлагавшие разные методы и подходы к решению проблемы защиты песчаных морских берегов.

На обсуждение участникам семинара был представлен разработанный «Научно-экспертным советом по вопросам защиты побережья Балтийского моря, Куршского и Вислинского заливов в пределах Калининградской области» проект Целевой программы Калининградской области «Комплексное развитие берегозащиты в Калининградской области на период 2013–2020». Проект разработан в соответствии с одноименной Концепцией программы, которая была одобрена на заседании Правительства Калининградской области. Стратегической целью программы является «увеличение эффективности системы защиты приморских территорий от негативного воздействия вод». Конференция отметила важность предлагаемой программы и одобрила проект ее содержания.

Были рассмотрены также результаты работ по некоторым другим сходным программам, в частности по Балтийскому и Азово-Черноморскому бассейнам.

Большинство выступивших с докладами исследователей высказалось за применение наиболее сейчас популярного в мире способа защиты размываемых берегов – искусственные отсыпки пляжей. При этом подчеркивалась необходимость жесткого соблюдения последовательности работ: вначале – строительство наносоудерживающих и/или волногасящих структур (буны, волноломы, мысы), и только потом – отсыпка песка. В качестве одного из источников песчаного материала предлагается вновь вернуться к идее переброски на север пульпы Янтарного комбината. Неоднократно подчеркивалась необходимость проведения предварительного научного обоснования принимаемых инженерных решений с использованием современных методов полевых исследований, математического и натурного моделирования.

В докладах прозвучали и некоторые не совсем традиционные методы берегозащиты, в частности, методы фитоинженерии.

В очередной раз на семинаре был затронут вопрос об отсутствии в России «Закона о морских берегах» (который имеется в соседних странах – Литве и Польше), что чрезвычайно мешает проведению работ в береговой зоне, освоению и сохранению ее уникальных ресурсов. Поэтому в решении семинара научно-производственная общественность рекомендовала руководству области продолжить разработку на региональной основе отсутствующей в настоящий момент нормативно-правовой базы по регулированию деятельности в береговой зоне Калининградской области и по трансграничному сотрудничеству в прибрежной зоне Юго-восточной Балтики.

В целом, в озвученных докладах не было особых разногласий. Если еще недавно старая немецкая система бун вызывала активную критику, то сейчас признается, что ранее она успешно работала, но в настоящее время сильно разрушена. Поэтому предлагается использовать сооружение новых серий бун в комплексе пляжеудерживающих структур там, где они могут работать. Это предложение представляется тем более перспективным, что в соседней Польше, как мы это наблюдали, на аналогичных берегах строительство деревянных бун идет полным ходом.

В целом, семинар прошел весьма успешно, он выполнил свою задачу, а его итоги будут полезны при разработке не только концепции берегозащиты Калининградской области, но и для планирования мероприятий берегозащиты и берегоукрепления на других песчаных берегах открытых морских побережий России.

Литература

1. *Зенкович В.П., Лукьянова С.А.* Проблемы берегов Балтийского моря // *Океанология*. 1976. Т. XVI, № 3. С. 550-551.
2. *Лукьянова С.А.* Из истории Рабочей Группы «Морские берега» // *Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности*. СПб., 2010. С. 34-41.
3. *Лукьянова С.А.* 60 лет РГ «Морские берега» // *Морские берега: эволюция, экология, экономика – Мат-лы XXIV Межд. Береговой конф., 1-6 октября 2012 г., Туапсе – Краснодар: Издат. Дом «Юг», 2012. С. 11-21.*

СЕКЦИЯ 1

«НОВОЕ В ИЗУЧЕНИИ ГИДРО- И ЛИТОДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ»

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИЙ НАЗЕМНОГО ЛАЗЕРНОГО СКАНИРОВАНИЯ ДЛЯ МОНИТОРИНГА РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ (ВЕРБЯНАЯ КОСА, АЗОВСКОЕ МОРЕ)

Антоненко М.В.¹, Погорелов А.В.¹, Федорова С.И.²

¹ ВГБОУ ВПО «Кубанский государственный университет», г. Краснодар, pogorelov@nm.ru; mvantonenko@gmail.com

² ООО «Научный и проектный центр «Берегозащита», г. Краснодар, kbznik@mail.ru

Применение данных лазерного сканирования для мониторинга объектов береговой зоны обеспечивает новый технический уровень измерений земной поверхности. Процесс получения пространственных данных с помощью лазерного сканирования существенно отличается от традиционных геодезических измерений. Использование технологии воздушного и наземного лазерного сканирования в сочетании со спутниковыми снимками позволяет получить высокоточные пространственные данные для построения моделей земной поверхности [1, 2]. В свою очередь наличие таких моделей, а также сопутствующих исходных данных съемки выводит мониторинг современных морфодинамических процессов в береговой зоне на качественно новый уровень информационного обеспечения. Причины, по которым задача оценки современных изменений береговой зоны остается актуальной, известны [2]. Среди них не только высокая скорость вещественно-энергетических трансформаций, усиление абразии, но и раскрытие сложных механизмов этих трансформаций при взаимодействии гидросферных, литосферных, биосферных и прочих звеньев геосистемы Азовского моря.

Район исследований – побережье и прилегающая акватория в районе Вербяной косы между Соловьевским и Куликовским гирлами – оптимален для реализации развиваемых технологий. С 2005 г. ООО «НК «Приазовнефть»» здесь организованы регулярные наблюдения за гидрологическими, гидрохимическими, геоморфологическими и другими процессами. Накоплен обширный эмпирический материал, но, кроме того, постоянно совершенствуется методика обработки результатов измерений в береговой зоне [1] с привлечением современных источников пространственных данных [2].

Весьма перспективны для решения задач мониторинга технологии наземного лазерного сканирования (НЛС) – прогрессивное направление получения в быстрые сроки пространственных данных высокого качества. В своей основе данные НЛС предназначены для получения информации о рельефе, объектах и свойствах этих объектов, находящихся на земной поверхности, для дальнейшего построения на основе этой информации 3D моделей поверхности. Результатом работы наземного сканера является большой массив данных в виде точек лазерного отражения (ТЛО) и панорамная фотография, позволяющие получить широкий спектр выходной продукции. Обработку данных съемки выполняют в несколько основных этапов (создание панорамной фотографии, привязка ТЛО к реальным координатам, дешифрирование вспомогательной растровой информации, построение цифровой модели местности, создание 3D проекта).

Проведение тестовой съемки. Продуктивность применения воздушного лазерного сканирования (ВЛС) линейных и площадных объектов неоднократно показана [3]. Однако, в случае съемки на относительно небольших площадках, таких как Вербяная коса (менее 10 км²), повторных съемок (2–3 раза в год и более), целесообразно использовать наземное лазерное сканирование. Целесообразность определяется, в первую очередь, экономическими соображениями.

Наземная лазерная система «Leica Scan Station 2» способна выполнять быстрое сканирование для получения истинного рельефа земли, описания местоположения и форм объектов сложной структуры (например, технологических площадок, трубопроводов, зданий, технических сооружений), их «от-

клонение» от установленных показателей. Особенность использования НЛС заключается в том, что лазерное сканирование объектов выполняется как альтернатива традиционной топографической съемки, а не дополняет её. При относительно небольших финансовых и временных затратах достигается высокая производительность полевых работ, что, в свою очередь, влияет на стоимость, качество и оперативность инженерных изысканий и проектирования.

Эксплуатируемый съемочный комплекс включает наземный лазерный сканер (Leica Scan Station 2), цифровой фотоаппарат, интегрированный в устройство, ноутбук. Программное обеспечение предназначено для: 1) первичной обработки данных (Leica Cyclone, поставляется в комплекте со сканером) и 2) моделирования и создания планов (Bentley Microstation, TerraSolid, Autodesk Civil 3D). В съемке задействовано геодезическое оборудование (тахеометр для получения точных координат на местности).

Обработка данных наземного лазерного сканирования. Обработка облака точек лазерного отражения (ТЛО) включает два этапа. Первичная обработка заключается в следующем: 1) объединение частных массивов ТЛО в единый массив с поиском и устранением ошибок; 2) координатное описание ТЛО по координатам марок с заданной погрешностью (удовлетворительной в нашем случае является погрешность 0,15–0,20 м); 3) экспорт данных в поддерживаемые форматы (Autodesk AutoCad, Autodesk Civil 3D, Bentley Microstation, TerraSolid / TerraScan, стандартный текстовый формат txt/xyz).

Вторичная обработка сводится к созданию конечного продукта съемки. Рассмотрим применение ТЛО для создания топографических планов и построения 3D моделей.

Создание топографических планов исследуемой территории. Данные НЛС можно применить для построения топографических планов. В некоторых случаях от классической съёмки можно отказаться полностью, используя для создания карт (планов) только данные лазерного сканирования. Строится цифровая модель рельефа в виде TIN-модели. Одним из визуальных элементов отображения поверхности высоты служат линии горизонталей с заданным сечением для плана масштаба 1:500. При сравнении с данными тахеометрической съемки погрешность не превышает 0,10–0,15 м, что соответствует нормам отображения горизонталей (не более 1/3 сечения).

Данные НЛС являются важным источником сведений о физических размерах и структуре сложных объектов. Отдельного внимания заслуживает методика построения растровых геоповерхностей как вспомогательных материалов, используемых в дальнейшем при создании топографических планов (карт). Точки лазерного отражения НЛС содержат информацию о плановом положении, абсолютной высоте, интенсивности отражения от объектов местности, времени съёмки и некоторые другие характеристики. С помощью программных средств обработки данных лазерной локации создаются пространственно-определенные изображения поверхности на основе цветовой классификации точек по какому-либо из анализируемых признаков. Полученные изображения (или геоповерхности) конвертируются в растровый формат. Точность геоповерхностей практически равна точности самих ТЛО.

Создание 3D модели для мониторинга состояния дамбы на Вербной косе. В 2005–2006 гг. ООО «НПЦ «Берегозащита»» (Краснодар) при поддержке ООО «НК «Приазовнефть»» разработан проект берегоукрепительной дамбы с волногасящей призмой и эксплуатационной дорогой. После сезона штормов, обычно весной, тело призмы деформируется, а в некоторых местах полностью размывается. ООО «НК «Приазовнефть»» (Краснодар) с привлечением ФГУП «Главное управление берегоукрепительных и противоползневых работ» (Краснодар) и ООО «НПЦ «Берегозащита»» следят за состоянием дамбы, восстанавливая разрушенные участки. Помимо этого специалистами ООО «НПЦ «Берегозащита»» (Краснодар) проводятся регулярные (несколько раз в год) обследования берегоукрепительной дамбы.

На основе технологии НЛС можно производить количественную оценку состояния тела призмы на микромасштабном уровне, а по материалам лазерной съемки и высокоточных моделей поверхности не только определять соответствующие деформации, но и пытаться раскрыть механизмы деформаций.

Точки лазерного отражения, полученные с помощью НЛС, уже изначально представляют примитивную 3D модель, в некоторых случаях даже не нуждающуюся в последующей обработке. Облако точек лазерного отражения – это высокоточная копия реального объекта, соответствующая его состоянию на момент съёмки. Посредством модели выполняются расчёты морфометрических показателей (площадь, объём и пр.).

Модель объекта в виде облака точек лазерного отражения в заданной системе координат позволяет выполнять ряд полезных операций: оперативно обрабатывать данные съемок; открывать в специализированном программном обеспечении (в том числе в САПР); выполнять алгебраические расчеты, отслеживать деформации на микроуровне; изменять цвета точек в соответствии с панорамной фотографией; вращать вокруг оси, изменять фокусировку, совершать виртуальный облёт над территорией и другие операции, способствующие изучению объекта.

Итак, протестированные возможности наземной лазерно-локационной системы обеспечивают создание в короткие сроки и с высокой производительностью моделей поверхностей (объектов) береговой зоны, достигая микромасштабной геоморфологической точности в количественных оценках деформаций изучаемых поверхностей.

Исследование поддержано РФФИ (проект № 12-05-00595).

Литература

1. *Погорелов А.В., Антоненко М.В., Федорова С.И., Елецкий Ю.Б., Кузель М.Ю.* Геоинформационное обеспечение мониторинга Вербяной косы (Азовское море) // *Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе.* 2010. № 9. С. 71-78.
2. *Погорелов А.В., Антоненко М.В., Федорова С.И., Елецкий Ю.Б.* Исследование динамики береговой зоны Азовского моря по данным космических снимков // *Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе.* 2011. №12. С. 19-27.
3. *Погорелов А.В., Ризаев И.Г.* Технология комплексного геоинформационного моделирования местности на основе воздушной лазерной локации (район г. Сочи) // *Географические исследования Краснодарского края.* Сб. научн. тр. Вып. 2. Краснодар. 2007. С. 158-165.

USE TECHNOLOGY TERRESTRIAL LASER SCANNING IN GEOMORPHOLOGICAL MONITORING OF COASTAL ZONE (VERBYANAYA SPIT, SEA OF AZOV)

Antonenko M.V.¹, Pogorelov A.V.¹, Fyodorova S.I.²

¹ GOU VPO «Kuban State University», Krasnodar, pogorelov@nm.ru; mvantonenko@gmail.com

² Science-design center «Beregozashchita» Ltd., Krasnodar, kbznik@mail.ru

The efficiency of the technique of complex morphological study components coastal zone according to ground-based laser shooting. Methodical research apparatus includes processing technology points the laser reflection, through which is possible to build high-precision three-dimensional surface model. Complex models for specific dates filming allows you to analyze the dynamic state of the components of the coastal zone (shoreline, beach, shore dam with surge prism) study area.

ДИНАМИКА БАРЬЕРНЫХ ФОРМ ЛАГУННОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА И ВОПРОСЫ ЗОНИРОВАНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОЕКТИРОВАНИЯ И ЭКСПЛУАТАЦИИ

Афанасьев В.В.

Институт Морской Геологии и Геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, vvasand@mail.ru

Особое значение для целей береговой геоморфологии имеют тектонические движения голоцена и верхнего плейстоцена, которые Ю.А. Мещеряковым (1961) названы молодыми движениями. Берегоформирующая роль этих движений, опосредствованная через морфометрические и морфодинамические параметры береговой зоны, уже мало у кого вызывает сомнения (Шарков, 1970; Ключева, 1973; Никифоров, 1977; Соловьева, 1982; Афанасьев, 1993 и др.). При этом, с небольшими вариациями, констатируется, что в типичном случае поднимающиеся участки побережья развиваются по абразионному, а погружающиеся по аккумулятивному типу.

Сопряженный анализ строения берегов верхнеплейстоценовой прибрежно-морской равнины северного Сахалина и морфоструктуры побережья показал, что в условиях преимущественно вдольберегового переноса наносов, на участках унаследованно погружающихся в позднем плейстоцене – голоцене депрессионных зон формируются свободные аккумулятивные образования.

Барьерные формы лагунного побережья, представляющие собой полифациальные и полихронные аккумулятивные образования имеют мощность 18–28 метров. В основании толщи, наблюдаются эстуарно-лагунные отложения с возрастом 10–40 тыс. лет. На сопряженных с барами участках в зоне развития аккумулятивной морской террасы мощность гравийно-песчаных отложений согласно данным бурения составляет порядка 11–15 метров. Подстилаются золовоприбойные отложения также тяжелыми серыми суглинками лагунных фаций (с запахом сероводорода). Абсолютная отметка кровли лагунных отложений в зоне авантюны составляет -11 метров (на трех участках). Для зон развития барьерных и свободных аккумулятивных образований характерны максимальные скорости осадконакопления на протяжении всего неоген-четвертичного времени (Симонов, 1981; Мишаков и др., 1983).

По материалам дистанционного зондирования и анализу материалов предшественников составлена карта размыва берегов северо-восточного Сахалина с осреднением по 500-метровым участкам. Ранее такая карта была составлена на побережье северо-западного Сахалина (Афанасьев, 1991).

С позиций развития равновесных береговых дуг проанализированы деформации барьерных аккумулятивных образований. При этом установлено, что в расчетной зоне конвергенции потока наносов в районе косы Пластун основные гидроморфные параметры и положение пролива практически неизменны с конца семидесятых годов.

Морфолитодинамика береговой зоны района обычно рассматривается с позиций традиционных ветроволновых воздействий. В докладе мы не будем представлять детальный аналитический обзор этой информации, отметим лишь, что длиннопериодная зыбь в данном районе наблюдается на всех фазах шторма и собственно классического разрушающего влияния короткопериодного волнения в начальной фазе шторма здесь не наблюдается.

Для целей практического проектирования нами были концептуализированы и актуализированы представления о влиянии длинных (краевых волн) на формирование неоднородности строения верхних элементах берегового профиля и соответственно неравномерном распределении его волногасящих параметров вдоль берега. По результатам анализа АФС разных лет съемки на северо-восточном побережье установлено наличие длительно существующих песчаных волн с периодом от 200–300 метров до 500–700 метров.

В результате полевых наблюдений определено, что на участках где наблюдаются пляжевые «мысы», ширина пляжевой зоны составляет 45–50 метров. Размыва террас и авантюны на этих участках не наблюдается. Зоны размыва приурочены к участкам «вогнутостям» мегафестонов, где ширина пляжа в фазу прилива составляет 3–8 метров. Сезонные перестройки литодинамических ячеек и трендовые изменения их планового положения делают береговую зону уязвимой для размыва в результате высокочастотных штормовых событий на всем протяжении барьерных форм. Это происходит даже на тех участках где наблюдается общая тенденция нарастания с мористой части.

Литература

1. *Афанасьев В.В.* Размыв берегов северо-западного Сахалина // Береговая зона дальневосточных морей. Л.: Изд-во ГО СССР, 1991. С. 98-104.
2. *Афанасьев В.В.* Косы “азовского” типа в Амурском лимане // Географические исследования шельфа дальневосточных морей. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1993. С. 93-99.
3. *Клюева В.А.* Количественная оценка связи рельефа и геологической структуры северо-восточного Приазовья // Географ.исслед. на северном Кавказе и нижнем Дону. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1973. С. 37-49.
4. *Мецераков Ю.А.* Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений // Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 100-122.
5. *Мишаков Г.С., Ковальчук В.С., Ярошевич М.С.* Особенности развития северо-сахалинского осадочного бассейна // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 81-84.
6. *Никифоров Л.Г.* Структурная геоморфология морских побережий. М.: Изд-во МГУ, 1977. 175 с.
7. *Симонов А.И.* Тектонические движения и особенности геоморфологического развития Сахалина в кайнозое // Новые данные по нефтегазоносной геологии Сахалина. Владивосток, 1981. с. 90-95
8. *Соловьева Г.Д.* Соотношение влияния климатического и тектонического факторов на развитие морских берегов // Вопросы географии. М., 1982. Сб. 119. С. 22-31.
9. *Шарков В.В.* О роли тектонических движений в формировании берегов // Океанология. 1970. Т. X. Вып. 4. С. 726-728.

THE DYNAMICS OF BARRIER FORMS OF LAGOON SEASHORE OF NORTH-EASTERN SAKHALIN AND THE QUESTIONS OF ZONATION OF THE SHORE FOR THE PURPOSES OF DESIGN AND EXPLOITATION

Afanas'ev V.V.

Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, vvasand@mail.ru

It was considered litho-facial structure and morphostructural position of accumulative formations of the northern Sakhalin. The map of erosion of the shores of the north-eastern seaside of Sakhalin with averaging on 500 m –sections was compiled by the materials of distance sounding and the analysis of the materials of predecessors. The deformations of barrier accumulative formations were analyzed by the positions of the development of equilibrium shore arcs. At this it was established that in calculated zone of convergence of flow of accumulations in the area of Plastun bay-bar the main hydromorphic parameters and position of the strait were nearly invariable since the end of 70th years. The notions about influence of long (edge) waves on formation of non-uniformity of structure of upper elements of shore profile and correspondingly irregular distribution of its wave-decreasing parameters along the shore were conceptualized and actualized.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В ВЕСЕННЕ-ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2013 ГОДА

Бабаков А.Н., Чубаренко Б.В.

*Атлантическое отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии
им. П.П. Шириова Российской академии наук (АО ИО РАН); babakov_temp@mail.ru, chuboris@mail.ru*

На северном побережье Самбийского п-ова в апреле–июне 2013 года проведен полигонный эксперимент по измерению интегральной массы и состава взвешенного осадочного материала в придонном 2-х метровом слое. Измерения проводились в два этапа: с 16.04 по 19.05 и с 19.05 по 13.06.13 г. Вдоль трех створов в центральных частях Филинской, Светлогорской и Пионерской бухт выставлялось по две пирамиды – на глубинах 5 м и 10 м. На донных пирамидах крепились ловушки двух типов: баночки (Анциферов и др., 1975) для улавливания взвеси горизонтального потока взвеси (ГП) и стаканы (Lund-Hansen et al., 1999) для вертикально осаждаемой взвеси (ВП). Входные отверстия баночек располагались на горизонтах 0,2, 0,4, 0,6, 1, 1,5 и 2 м от дна, а верх стаканов на уровне 0,4, 1, 1,5 и 2 м от дна.

Для горизонтального потока взвеси получено по 36 проб в каждый период экспозиции (72 пробы), для вертикально осаждаемого потока – по 24 пробы (48 проб). Гранулометрический анализ собранной взвеси проводился ситовым методом с выделением размеров фракций согласно десятичной шкале: >1.0 ; $1.0-0.5$; $0.5-0.25$; $0.25-0.1$; $0.1-0.05$; $0.05-0.01$; $0.01-0.005$; <0.005 (мм) (Петелин, 1967).

Цель натурного литодинамического эксперимента состояла в выяснении состава и интегральной интенсивности взвешивания, горизонтального транспорта и осаждения осадочного материала в прибрежной зоне Самбийского п-ова.

В соответствии с поставленной целью решались следующие основные задачи:

- Анализ пространственного распределения масс горизонтально транспортируемой и вертикально осаждаемой взвеси вдоль створов и на смежных участках берега, а также по вертикали в придонном 2-метровом слое.

- Выяснение соотношения масс горизонтально транспортируемых (ГП) и осаждаемых (ВП) наносов в каждом периоде измерений и их динамики от периода к периоду. Для корректного сравнения, массы приводились к месячному периоду (30 суток) и к единой площади входных отверстий.

В 1-й период измерений (16.04–19.05.13 г.) преобладали ветра от З (~ 39 % всех случаев, из них 20,4 % чисто западные) румбов, при значительной повторяемости Ю и С направлений. Итоговый воздушный перенос происходил с ЮЗ (205°). Максимальный ветер достигал 16 м/с, при средней скорости в 6,7 м/с. Во 2-й период (19.05–13.06.13 г.) преобладающие ветра действовали с противоположной стороны горизонта – от С румбов (47,4%), при значительной повторяемости В и СВ направлений (46,5 %). Результирующий перенос происходил со стороны СВ румба (45°). Максимальный ветер достигал 13 м/с при среднем значении в 6,3 м/с.

Оба периода распределение масс накопленной взвеси на створах в Филинской, Светлогорской и Пионерской бухтах характеризовалось максимальными вертикальными градиентами в придонном слое 0,2–0,6 м и менее выраженным выше $Z=0.6$ м, как для горизонтального потока наносов, так и для осаждаемой взвеси.

Вдоль створов выявлена высокая активность взвешивания придонной песчано-алевритовой взвеси в районе изобаты 10 м, особенно при мористых ветрах, что опровергает устоявшееся представление о незначительном транспорте наносов мористее зоны обрушения волн. Градиент масс в диапазоне глубин 5 м – 10 м был минимальным у дна (1,5–2 кратное уменьшение) и достигал 10–20-кратного на верхних горизонтах ($Z=1.5-2$ м).

Вдоль берега распределение массы накопленной взвеси в трех смежных вогнутостях имела неравномерный характер, что указывает на их относительную литодинамическую обособленность. Но с увеличением доли мористого волнения и повышением концентрации взвеси неравномерность распределения масс взвешенных осадков вдоль берега сглаживается.

Отмечено заметное повсеместное увеличение накопленных масс взвеси во второй период по сравнению с первым, несмотря на примерное равенство интенсивности ветра. Это связано с разворотом результирующего ветра с ЮЗ на СВ румб, что способствовало подтягиванию наносов с глубин и с

восточных участков побережья с повышенным запасом рыхлого материала. Наиболее заметно накопление взвеси произошло в придонном слое 0.2–0.4 м (в 12 раз) и в 5–8 раз в верхних горизонтах. Аномальное увеличение взвеси, как для ГП, так и для ВП наблюдалось в Филинской бухте на прибрежной станции (Н = 5 м), что связано с отсутствием донных осадков в первый период и их подтягиванием с востока и с глубин – во второй (рис. 1).

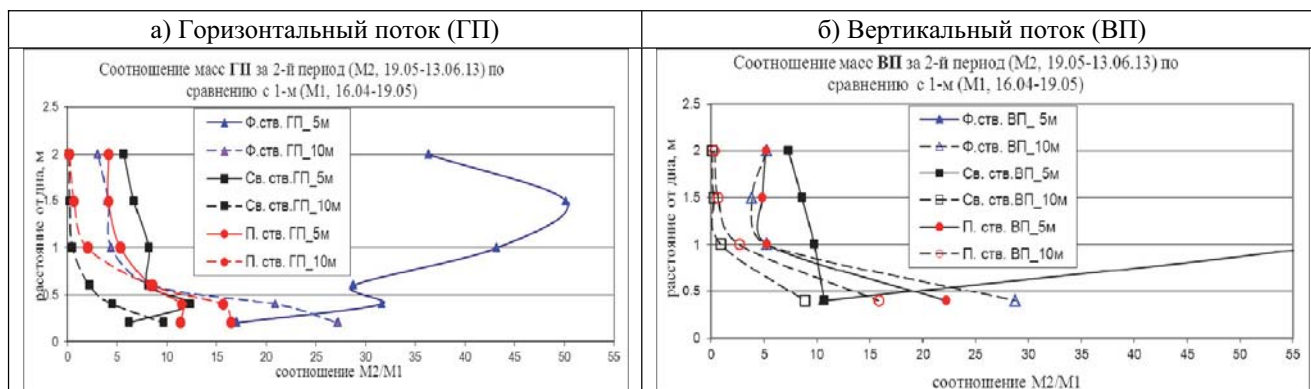


Рис. 1. Соотношение взвешенных масс (M_2/M_1) для ГП (а) и ВП (б) на прибрежных и мористых станциях за 2-й период (19.05-13.06.13) по отношению к первому (16.04-19.05.13)

Рассчитанные осредненные концентрации взвешенного материала (Анцыферов, 1987) во второй период достигали на прибрежных станциях вблизи дна ($Z = 0.2$ м) 16.2–18.8 г/л, на горизонте $Z = 0.6$ м – 3.0–4.5 г/л, а на верхнем горизонте ($Z = 2$ м) до 0.7–1.8 г/л. С удалением на глубину $H = 10$ м концентрация в придонном слое ($Z = 0.2$ м) уменьшалась в среднем в 1.5 раза (9.8 г/л – 16.2 г/л), на $Z = 0.6$ м – в 3–4 раза (3.0–4.5 г/л), а в 2 м от дна ($Z = 2$ м) на 1.5 порядка – до 0.02–0.13 г/л.

По гранулометрическому составу на мелководье ($H = 5$ м) в горизонтальном потоке наносов на всех створах и горизонтах повсеместно преобладал мелкозернистый песок ($d = 0.1–0.25$ мм) (до 50–70%) с примесью крупного алеврита ($d = 0.05–0.1$ мм) и в меньшей мере пелитовых фракций ($d < 0.01$ мм). С переходом на глубину 10 м мелкозернистый песок по-прежнему доминировал, но заметно повышался процент пелитовых фракций и крупного алеврита, а на Филинском створе последний уже преобладал в слое $Z = 0.4–2$ м.

Соотношение масс взвешенных осадков в придонном 2-м слое для поступательного (ГП) и осаждаемого (сальтирующего) (ВП) потоков показало, что оно почти не меняется в пределах изобат 5–10 м, и равно в среднем 10-15 кратному превышению ГП над ВП. Иными словами мощность горизонтального потока наносов в среднем на порядок выше мощности вертикального осаждаемого потока (рис. 2).

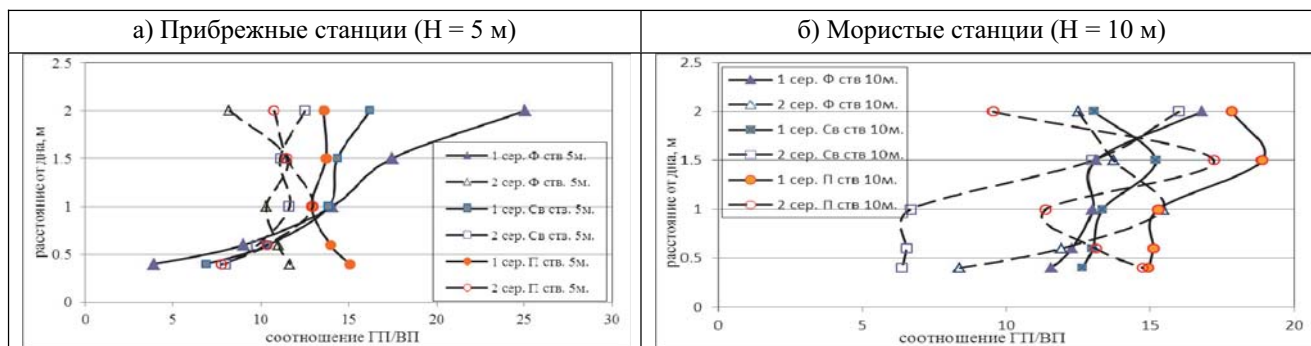


Рис. 2. Соотношение масс ГП/ВП на прибрежных (а) и мористых (б) станциях за 2 периода (16.04-19.05) и (19.05-13.06)

Структура горизонтального потока наносов существенно зависит от наличия рыхлого материала на подводном склоне. При его дефиците наблюдаются заметные пульсации накопленных масс (Филинская бухта), а при его наличии – более равномерное изменение литодинамических параметров, как вдоль, так и поперек берега (Пионерская вогнутость).

Размерность и процентное содержание частиц ГП и ВП были близки оба периода. Процесс поступательного переноса происходит преимущественно в пределах 1 м придонного слоя, а сальтация и осаждение наиболее активны в слое до 0.6 м от дна.

Литература

1. Анцыферов С.М., Косьян Р.Д., Онищенко Э.Л. К методике натурных исследований движения взвешенного обломочного материала // Океанология. 1975. Т. XV. Вып. 2. С. 296-301.
2. Анцыферов С.М. Методика определения концентрации взвешенных наносов в верхней части шельфа. М.: Изд. Ин-та океанологии, 1987. 64 с.
3. Lund-Hansen E.C., Petersson M., Rjay W.N. Vertical Sediment Fluxes and Wave-Induced Sediment Resuspension in a Shallow-water Coastal Lagoon // Estuaries Vol. 22, No. 1, March 1999. P. 39-46.
4. Петелин В.Н. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. 129 с.

LITHODYNAMICS CONDITIONS AT THE KALININGRAD OBLAST NORTHERN SHORE DURING THE SPRING AND SUMMER PERIOD OF 2013

Babakov A.N., Chubarenko B.V.

*Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian academy of Sciences, Russia, Kaliningrad.
babakov_temp@mail.ru, chuboris@mail.ru*

Two series of measurements of near-bottom suspended sediments fluxes (by sediment traps of horizontal and vertical orientation) at the depths 5 m and 10 m were carried out at the northern shore of the Sambian Peninsula (Baltic Sea) in April-June 2013. The unexpected high activity of sediments suspension outside of wave breaking zone (depth is 5 m-10 m) was suddenly revealed. Fine sand and large aleurite with admixture of a pelitic material prevailed in horizontal fluxes, equal concentrations of sand and aleurite were observed in vertical fluxes. The rate of horizontal sediment transport is of 10 times higher than the rate of its vertical flux.

БЕРЕГА НОВОЙ ЗЕМЛИ

Бадюков Д.Д.

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, danilab49@mail.ru

Современная береговая линия Новой Земли формируется под воздействием различных природных факторов, основным из которых является общий относительный подъем островов архипелага. Высокая степень расчленения береговой линии, широкое распространение абразионно-денудационной прибрежной равнины – стрендфлета, серий поднятых абразионных террас до высот более 200 м, наличие поднятых бенчей, клифы различных стадий зрелости и многообразие аккумулятивных форм, большей частью разрушающихся из-за дефицита наносов в береговой зоне – все это придает морфологическое своеобразие берегам архипелага, а в сочетании с различными геологическими, климатическими, гидрологическими и гидробиологическими условиями позволяет говорить о высоком географическом разнообразии берегов Новой Земли.

Наибольшую протяженность в пределах архипелага имеют ингрессионные первично-расчлененные берега. При этом расчлененность связана с различными факторами: ледниково-тектоническими, экзарационно-тектоническими, эрозионно-тектоническими и денудационно-тектоническими. Благодаря этому, ингрессионные первично-расчлененные берега представлены широким спектром типов берегов.

Прежде всего, это фиордовые берега, сформировавшиеся в результате ледниково-тектонического расчленения береговой линии архипелага. В пределах последнего П.А. Каплиным выделено пять видов фиордов. Первую группу образуют фиорды Северного острова с участками ледяных берегов. На западном побережье Северного острова от м. Столбовой до м. Борисова развиты фиорды с бухтами-ледянками, и сложнорасчлененной береговой линией. Яркими представителями этих фиордов являются губы Крестовая и Митюшиха. Своеобразную группу образуют фиорды восточного побережья Северного острова. Эти узкие глубоководные заливы с относительно простыми очертаниями берегов, далеко внедряющиеся в горные области, располагаются от м. Входного до м. Высокого.

На восточном побережье Южного острова фиорды сравнительно узкие и глубоководные, отличающиеся от фиордов Северного острова тем, что располагаются частично в пределах окраинного плато и лишь вершинами внедряются в область горного рельефа. И, наконец, особо следует выделить уникальное, в том числе и по своим эстетическим качествам, образование – фиордовый пролив Маточкин Шар.

Фиордовые берега объединяют три группы заливов. К первой относятся фиорды западного побережья Южного острова – относительно мелководные и широкие, имеющие воронкообразную форму, глубоко врезаемые в сушу и окруженные сглаженным средневысотным рельефом. Типичными представителями этой группы являются губы Грибовая и Безымянная.

Фиорды восточного побережья Южного острова занимают участок побережья от залива Абросимова до залива Литке и представлены относительно узкими глубоководными заливами, имеющими воронкообразные очертания.

Третья группа фиордов находится на северной оконечности Северного острова, где они врезаются в поверхность стрендфлета.

Берега экзарационно-тектонического расчленения наиболее ярко представлены незначительным по протяженности участком шхерных берегов на восточном побережье Северного острова от залива Медвежий до м. Горка.

Современные данные по морской геологии и строению рыхлых отложений южной части архипелага убедительно свидетельствуют о отсутствии в этом районе ледникового покрова во время последнего оледенения. Можно считать, что на южной и юго-восточной оконечности Южного острова от м. Кусов Нос до м. Меньшикова берега имеют эрозионно-тектоническое расчленение. Простирающиеся геологических структур по нормали к береговой линии позволяет отнести эти берега к риасовому типу.

С денудационно-тектоническим расчленением и простирающимися геологических структур параллельно береговой линии связан далматинский тип берегов в юго-западной части Южного острова от м. Кусов Нос до м. Южный Гусиный Нос.

Меньшую, чем ингрессионные берега, протяженность имеют на Новой Земле абразионно-денудационные берега. Наиболее протяженный их участок находится на юго-восточном побережье Южного острова от м. Меньшикова до залива Абросимова. Незначительные по протяженности участки этих берегов встречаются во многих местах побережья архипелага.

Выровненные берега наиболее ярко представлены выровненным аккумулятивным берегом с отмершим клифом и причлененной морской террасой на побережье полуострова Гусиная Земля и северо-восточном побережье Северного острова. На абразионных же участках берега вследствие поднятия островов архипелага и активно протекающей селективной абразии выравнивания не происходит. Здесь наблюдается вторичное расчленение берегов.

Разнообразны формы рельефа береговой зоны. Среди форм, созданных волновыми процессами следует отметить богатство абразионных форм, представленных клифами, поднятыми и современными бенчами, волноприбойными нишами, останцами-кекурами, гротами, арками.

Аккумулятивные формы относительно невелики по размерам, но разнообразны по своему строению и происхождению. На берегах Новой Земли встречаются надводные аккумулятивные террасы, пересыпи, косы (в том числе двойные и петлевидные), переймы (томболо) и аккумулятивные мысы (наволоки).

Неволновые факторы обусловили возникновение в береговой зоне архипелага таких форм рельефа как аллювиально-морские (устьевые бары, дельты выполнения, выдвигания и блокированные), эоловые (дюны), ледовые и мерзлотные (стрендфлет, ледяной берег, солифлюкционный берег), гравитационные (обвальные и осыпные шлейфы, конуса выноса).

COASTS OF THE NOVAYA ZEMLYA

Badyukov D.D.

M.V. Lomonosov Moscow State University, faculty of geography, Moscow, danilab49@mail.ru

The present shore line of the Novaya Zemlya is formed under the influence of various natural factors, the main of which is the total of the relative rise of the Islands. The high degree of fragmentation of the coastline, a wide dissemination of abrasion-denudation coastal plains – strandflet, series raised abrasion terraces with the heights to 200 m, the presence of a raised bench, the cliffs of the various stages of maturity and diversity of accumulative forms, for the most part collapsing because of the deficit of sediments in the coastal zone – all this gives morphological originality to the shores of the archipelago, and in combination with different geological, climatic, hydrological and hydrobiological conditions allows to speak about high geographic diversity of the coast of Novaya Zemlya.

КРУПНЫЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ НА БЕРЕГАХ ВОСТОЧНОЙ ПОЛЬШИ

Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
geomorpho2006@yandex.ru*

Введение. История побережья тесно связана с оледенениями, последними стадиями которых были Померанская и Гардно. Ледники создавали плотину, что приводило к образованию краевых долин, по которым происходил сток речных и талых вод на запад. Поток собирал воды Немана, Буга, Вислы и Одера и направлялся через Эльбу на СЗ в Северное море. Некоторые современные реки наследуют эти древние долины, в частности, р. Реда, впадающая в лагуну Пуцк. Висла на одной из стадий своего развития протекала сначала на север вплоть до крупной краевой долины, затем поворачивала на запад и формировала дельту в районе впадины Борнхорм. Существование ледника в конце Померанской стадии (около 14 тыс. л.н.) способствовало формированию ледникового рельефа на территории современной дельтовой равнины Вислы [8].

После отступления на север ледника стадии Гардно в южной Балтике образовались большие приледниковые озера, одно из которых занимало территорию современного Гданьского залива и дельтовой равнины Вислы. Озера, по мере поступления талых и речных вод, соединились в единый бассейн – Балтийское ледниковое озеро (БЛО), уровень которого значительно колебался в зависимости от его изоляции и последующего соединения с Северным морем. В начале голоцена БЛО последовательно сменили озера Иольдиевое, Анциловое и Мастоглориевое, уровень которых зависел от гляциоизостатических движений как в целом на акватории, так и на пороге в шведских проливах.

Литориновая трансгрессия началась около 8,5 тыс. л.н. после открытия связи с океаном, где в это время происходила планетарная трансгрессия. Подъем уровня моря, начавшийся примерно с изобаты 30 м [11], сопровождался осцилляциями и был быстрым вплоть до 5 тыс. л.н., когда скорость его резко снизилась. Современный или близкий к нему облик побережья оформился в последние этапы Литориновой трансгрессии. Большое количество флювиогляциального и флювиального материала в береговой зоне способствовало образованию в голоцене крупных аккумулятивных барьеров на восточном побережье Польши – Вислинской косы, отгораживающей одноименный залив, и косы Хель, отчленяющей лагуну и залив Пуцк.

Вислинская коса. Польская часть Вислинской косы протягивается от пос. Пясцы на 70 км. Вдоль уреза моря на всем протяжении косы наблюдается песчаный пляж шириной от 20 до 50 м. Как и на других береговых барьерах в ЮВ Балтике, на изучаемом берегу чередуются участки размыва и аккумуляции. В тыловой части пляжа на аккумулятивных участках расположена авантюна, которая подвержена размыву и развеванию. На абразионных участках выработан уступ размыва в дюнном валу.

Наиболее выраженным отличием польской части Вислинской косы, как от российской ее части, так и от Куршской косы, является разница в размерах различных геоморфологических элементов. В отличие от российской части косы, где часто прослеживается авантюна в виде узкой гряды с острым гребнем и одинаково крутыми противоположными склонами, на польской территории авантюна почти повсеместно прислонена к дюнному валу. Последний не имеет четко выраженной конфигурации и состоит из отдельных дюнных массивов, заросших лесом. Залесена практически вся коса, больших открытых песчаных поверхностей нет. Отличительной чертой рельефа является почти полное отсутствие низких заболоченных поверхностей за дюнным валом, развитых на российской части Вислинской косы [1]. Неширокое развитие получили и слабовсхолмленные поверхности палева за дюнным валом – на описываемой части косы высокие дюнные массивы занимают большую ее часть, преобладают высоты 10–20 м. На нескольких участках древние дюны подходят близко к берегу моря, так, около пос. Криница Морска высота дюнного вала достигает 35 м.

Геоморфологическое строение заливного берега польской части косы также имеет ряд отличий от его российской части. В первую очередь это касается обширной плоской поверхности, образующей широкий и протяженный выступ в районе пос. Пшебрно (рис. 1). Он состоит из двух элементов: вдоль берега залива протягивается узкая, местами внедряющаяся в сушу, низкая терраса, частично

обвалованная и занятая под сельскохозяйственные культуры. Эта терраса вероятно является аналогом заливных террас Куршской и Вислинской кос, образовавшихся при последнем подъеме уровня Балтики [1, 2]. Через хорошо выраженный уступ высотой около 1,5–2 м она переходит в обширную поверхность, ландшафтные характеристики которой значительно отличаются от других участков косы. Это ровная поверхность без эоловых форм рельефа, слабо повышающаяся к средней части косы, по рельефу и характеру растительности напоминает корневую часть Куршской косы [3]. Вокруг пос. Пшебрно лес вырублен, далее в глубь косы простирается лесной массив, где доминируют ели, несвойственные остальным ландшафтам косы.

О своеобразии этой поверхности говорят и слагающие ее отложения. В небольшом карьере на окраине поселка сверху вниз вскрываются: 1) Почва – 5 см; 2) Песок светло-серый, белесый до пепельного, кварц-полевошпатовый, мелкозернистый – 3 см, 3) Песок желто-бурый с темными натеками, карманами, слоистый, что определяется сменой цвета слоев (от темно-коричневого до желтого) – 10 см. 4. Песок ярко-желтый и светло-желтый с прослоями более темного песка, в нижней части слоя более однородный по цвету – 20 см... (видимая мощность). Характер отложений позволяет сравнивать их с аналогичными отложениями как в корневой части Куршской косы, так и на мысе Вентес–Рагас (литовский берег Куршского залива). Вслед за Битинасом [5], проводившем детальные исследования на мысе Вентес–Рагас, отложения в корневой части Куршской косы авторы интерпретировали как озерные [3]. Скорее всего, аналогичный генезис имеют и пески у Пшебрно, а описываемая поверхность представляет собой фрагмент не дельтовой равнины [9], а останец в теле косы более древних отложений озера, образовавшегося после отступления ледника стадии Гардно.

По буровым данным, в основании косы залегают отложения с органическими остатками, возраст которых от 8120 до 6330 л.н. [10], т.е. в течение почти 2 тысяч лет на данной территории существовала обширная равнина с торфяными болотами и озерами. Начало ингрессии Литоринового моря, затопления прибрежной равнины и аккумуляции морских отложений на южной кромке Гданьского залива началось 6330 л.н. Дальнейшее формирование берегового барьера (Вислинской косы) протекало на фоне колебаний уровня моря: в регрессивные периоды он расширялся, в трансгрессивные – происходило перемещение песчаного материала в сторону суши. Анализ современного рельефа Вислинской косы позволил выявить присутствие нескольких генераций дюн разного возраста и морфологии [7], аналогичные генерации были выявлены на российской части этой косы, а также на Куршской косе [2].

В настоящее время питание пляжей происходит благодаря поступлению материала со дна Гданьского залива, выносу Вислы и от размыва дюнного вала. Территория подвержена тектоническому опусканию (до 2 мм в год), что приводит к активизации размыва берегов.

Коса Хель. Коса начинается у г. Владиславово восточнее моренного плато Сварзево, протягивается в ЮВ направлении на 35 км и отделяет лагуну Пуцк и одноименный залив от Балтийского моря. Клиф у Владиславово, в значительной степени питающий косу наносами, сложен отложениями Померанской стадии оледенения, возраст которой 13,8–15,7 тыс. лет.

Первые пятнадцать километров она представляет собой низкую выровненную поверхность шириной не более 100–300 м. Со стороны моря ограничена невысоким дюнным валом, который во многих местах размывается, что привело к необходимости строительства бун. Размыв особенно затронул наиболее узкую корневую часть косы, поэтому ширина пляжа здесь около 10 м, за ним невысокий дюнный вал, за которым протягивается узкое понижение, заросшее ольхой.

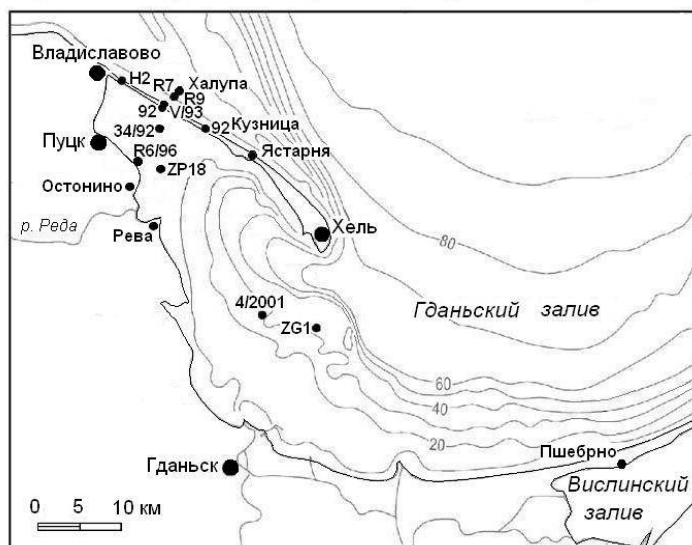


Рис. 1. Восточное побережье Польши. Расположение скважин

При движении на ЮВ пляж становится шире, авантюна и дюнный вал хорошо выражены. Несмотря на большое количество наносов в береговой зоне, берег при штормовых нагонах размывается. Заливный берег косы также подвержен размыву, поэтому здесь строят стенки, отсыпают грунт, вынутый со дна при дноуглубительных работах, сооружают валунно-глыбовые отмостки.

Начиная от западной окраины пос. Ястарня, коса в геоморфологическом отношении приобретает облик свободной формы, развивавшейся в открытом бассейне, т.е. типичной морской косы. Ее ширина значительно возрастает, все геоморфологические элементы косы – пляж, береговые валы, эоловые формы, авантюна, дюнный вал и отдельные параболические дюны на поверхности косы – хорошо выражены. Наблюдается активный эоловый вынос с пляжа через коридоры выдувания, в теле дюнного вала много дефляционных котловин. Серия береговых валов, разворачивающихся в ЮВ направлении, четко фиксируется на картах и снимках (рис. 2).

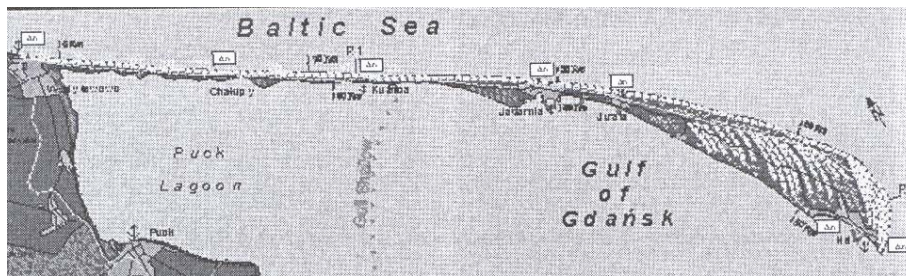


Рис. 2. Коса Хель [по 6]

В настоящее время имеется несколько буровых скважин на косе и ее подводном склоне (рис. 1). Анализ геологических материалов показывает, что во всех скважинах морские пески, мощность которых варьирует от 2 до 7 м, залегают на озерных или солоноватоводных лагунных отложениях. Самая малая мощность морских песков в скважине у основания косы, где они залегают на озерных осадках конца голоцена. У Халупы мощность морских песков на лагунных отложениях возрастает до 6–7 м, на подводном склоне на глубине около 14 м мощность песков составляет только 2 м, ниже вскрываются лагунные осадки и отложения Анцилового озера. В скважинах у Кузницы и Ястарни морские пески залегают на озерных и торфяных отложениях соответственно. Там, где начинается непосредственно коса, мощность морских осадков возрастает и в дистальной части косы Хель мощность песков по данным Мойского [7] составляет около 100 м.

Таким образом, коса Хель в генетическом плане состоит из двух четко прослеживаемых в рельефе частей. От ее начала и вплоть до Ястарни она представляет собой береговой бар, отгораживающий лагуну Пуцк. Ранее береговая линия проходила гораздо мористее, по мере подъема уровня моря в Литориновую трансгрессию она смещалась в сторону суши вслед за передвиганием бара. Надвигание морских осадков на прилегающую заболоченную низменность в ряде случаев фиксируется выходом торфяника на пляже косы [4].

По данным датских исторических документов, коса в начале 12 века состояла из 6 островов, которые затем объединились, о чем говорят карты 15 века [9]. После соединения островов усилился вдольбереговой поток наносов, что способствовало активному накоплению осадков у дистального конца бара и формированию косы от Ястарни и далее на ЮВ.

Лагуна Пуцк. Лагуна, отделенная от моря баром Хель, детально изучалась польскими исследователями [10, 12]. Ее западный берег ограничен моренным плато Сварзево. В клифе около пос. Остонино обнажаются две пачки песчаных флювиогляциальных отложений, залегающих на морене, огромные валуны из которой лежат на урезе. Судя по имеющимся данным, лагуна Пуцк никогда не была открытой морской акваторией – около 6 тыс. л.н. болотистая равнина превратилась в озерно-лагунный водоем. Если с северо-востока лагуна была отгорожена от моря баром, то и с востока она была ограничена аналогичной формой. Вероятно, подводная, а местами и надводная в некоторые годы форма рельефа, которая начинается косой-стрелкой от пос. Рева и подходит к косе Хель северо-западнее пос. Ястарня, представляет собой бар, к настоящему времени частично затопленный. Восточнее, там, где сейчас залив Пуцк, было открытое море, куда впадала Палео-Висла. На существование

открытого морского бассейна в непосредственной близости от лагуны Пуцк указывают данные по скважине ZP 18 (рис. 1). Здесь отложения, залегающие на глубине около 5 м, содержат океанические диатомовые водоросли. [11].

Заключение. Сравнительный анализ крупных аккумулятивных барьерных кос Восточной Польши свидетельствует о их сложном геолого-геоморфологическом строении, что свойственно всем аналогичным береговым формам юго-восточной Балтики. Как и барьеры Калининградского побережья, польская Вислинская коса имеет включения более древних геоморфологических элементов. Коса Хель, по аналогии с Куршской косой, состоит из двух разных по генезису частей: прямолинейного берегового бара и типичной косы.

Литература

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Геолого-геоморфологическое строение Балтийской (Вислинской) косы /Океанология.2011. Т.51. №4. С. 1-8.
2. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Развитие барьерно-лагунных систем юго-восточной Балтики /Океанология. 2008. Т. 48. №4. С. 641-647.
3. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Строение корневой части Куршской косы /Вестник МГУ, серия географич. 2010. №5. С. 53-59.
4. Муселяк С. С.. Морфодинамика береговой зоны бесприливного моря (на примере берегов ПНР). Диссертация на соискание степени к.г.н. МГУ. 1988. 202 с.
5. Bitinas A. The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene glaciations to the evolution of the Baltic S Peribaltic Group Fild symposium. Vilnius, 2007. 110 p.
6. Labuz T. A. Polish dunes. Hel Spit /mhtml:file://Польша 1\ коса Хель. mht.
7. Mojski J.E. Development of the Vistula river delta and evolution of the Baltic sea // Geol. survey Finland. Spec paper 1988. №6. P 39-50.
8. Starkel L. (Ed.) Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part III /Geographical studies. Special Issue 5. 1990. P. 130-153.
9. Semkowicz W. Maly atlas Nistorusny. Warszawa. 1955
10. Tomczak A. Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wislanej /Kwartalnik geologiczny. T. 33. N 2. P. 277-300.
11. Uşcinowicz Sz. A relative sea-level curve for the polish southern Baltic Sea / Quaternary international 2006. V.145-146. P. 86-105.
12. Uşcinowicz Sz., Miotk-Szpiganowicz G. Holocene shoreline migrations in the Puck lagoon (Southern Baltic Sea) based on the Rzucewo Headland case study / Landform analysis. V.4. C. 83-97.

BIG ACCUMULATIVE FEATURES ON THE EASTERN POLAND COASTS

Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Lukyanova S.A., Solovieva G.D.

M.V. Lomonosov Moscow State University, geomorpho2006@yandex.ru

Big coastal features of Poland – Vistula and Hel Spits – and connected with them lagoons are represented. Comparative analysis of these features shows that they have a complex geology-geomorphic structure: Polish Vistula Spit has inclusion of the more ancient geomorphologic elements and Spit of Hel consists of two parts of the different genesis – coastal barrier and typical sea spit.

АНАЛИЗ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ С ПОМОЩЬЮ ГИС

Баранская А.В.^{1,2}, Огородов С.А.^{1,2}, Белова Н.Г.^{1,2}, Вергун А.П.^{1,2}, Одибер-Хайе А.³,
Кокий Э.³, Марке С.³, Добуа П.³, Желдоф Ж.-Б.³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, *alias.baranskaya@yandex.ru*

²ГОИН, Москва

³Total E&P Recherche Develoment, Paris, France

Определение участков морских побережий, наиболее подверженных действию абразии, в принципе, сложно на любых широтах. В Арктике, где ключевую роль в береговых процессах играет наличие льда, проблема встает еще более остро. Во-первых, это подземный лед, слагающий многолетнемерзлые берега, который, с одной стороны, цементирует рыхлые отложения, но, с другой стороны, быстро тает в результате термоабразии и под действием повышающихся температур воздуха. Во-вторых, это морской лед, который играет ключевую роль в формировании океанических течений и волнового разгона, площадь которого уменьшается также под влиянием глобального изменения климата.

Значительная часть жилищной застройки, транспортных артерий и участков промышленного освоения в Арктике сосредоточена именно в береговой зоне. Это связано и с наибольшей доступностью с моря, и с традиционными промыслами местных жителей, связанных с океаном, и с разведкой и разработкой месторождений полезных ископаемых (нефть, газ). Таким образом, знания о том, как именно развивается арктическая береговая зона, будут полезны местным, региональным и государственным органам власти, группам коренного населения и компаниям, занимающимся освоением ресурсов.

Постоянное присутствие льда в грунте и сезонное в акватории отличает динамику арктических берегов от берегов умеренных или тропических зон. Несмотря на короткий динамически активный период морфолитодинамические процессы в береговой зоне арктических морей отличаются высокой динамичностью, обусловленной низкой устойчивостью берегов, сложенных дисперсными многолетнемерзлыми породами и развивающимися под влиянием термоабразионного процесса. Около половины протяженности береговой линии арктического побережья Евразии подвержено разным формам термоабразионного процесса и отступает со средней скоростью от 1 до 5 м/год (Огородов, 2008).

Существуют многочисленные классификации арктических берегов; в частности, была составлена комплексная карта типов берегов на глобальном уровне в рамках проекта ACD (Arctic Coastal Dynamics Project Team, 2008). Настоящее исследование, напротив, фокусируется на региональном уровне, взяв в качестве основного объекта исследования берега полуострова Ямал.

Ямал является центром Российской Арктики и одним из ключевых северных регионов. В последнее время в связи с активным освоением запасов углеводородов хозяйственная инфраструктура продвигается все дальше на север. Основные объекты расположены в береговой зоне, так как это наиболее доступная область: наиболее развитым транспортом для большинства удаленных поселков является водный.

Комплексный анализ типов берегов и динамики берегов позволит в будущем принимать решения, связанные как с проектированием и строительством отдельных промышленных и гражданских объектов, так и с планированием долговременной стратегии хозяйственного освоения.

В рамках проекта сотрудничества между компанией Тоталь и ГОИН им. Зубова нами была создана геобазы данных (в программе ArcGIS), включающая карту типов берегов Ямала в масштабе 1:1000000, информацию о геоморфологии прибрежной территории, а также о мерзлотном строении рыхлых отложений. Комплексный анализ такой базы геоданных позволит определить наиболее опасные участки, подверженные наиболее интенсивной береговой эрозии в ближайшее время. Благодаря соединению данных о вечной мерзлоте, геоморфологии и динамики берегов, возможно предположить, какие факторы будут, главным образом, определять поведение того или иного участка береговой линии.

Литература

1. Огородов С.А. Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов Евразии // Проблемы Арктики и Антарктики, 2008, №1 (78), С. 123-128.

2. Arctic Coastal Dynamics Project Team, 2008. The Arctic Coastal Dynamics (ACD) Circumpolar Coastal Classification (www.arctic-coastal-dynamics.org).

ANALYSING COASTAL DYNAMICS OF THE YAMAL PENINSULA USING GIS

**Baranskaya A.V.^{1,2}, Ogorodov S.A.^{1,2}, Belova N.G.^{1,2}, Vergun A.P.^{1,2}, Audibert-Hayet A.³,
Cauquil E.³, Marquet S.³, Dauboin P.³, Geldof G.-B.³**

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, alias.baranskaya@yandex.ru*

²*Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia*

³*Total E&P Recherche Development, Paris, France*

A comprehensive study of coastal dynamics has been made for Yamal Peninsula using GIS in the framework of a joint project between Total and Zubov State Oceanographic Institute. Data on geomorphology, dynamics and permafrost features of the coasts have been combined. As a result, we have been able to analyse the distribution of the coastal sections which are the most vulnerable in the future. Such investigations can help with planning and design of coastal infrastructure, as well as for global regional decision-making.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ ОТКЛИК СЕВЕРНОГО БЕРЕГА САМБИЙСКОГО П-ОВА НА ОДИН ИЗ ШТОРМОВ

Бобыкина В.П.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Атлантическое отделение, Калининград, bobyval@mail.ru

В последние годы по данным мониторинга отмечена активизация размыва берегов и сокращение площадей песчаных пляжей на северном побережье Самбийского п-ова. Смытые в сильный шторм пляжи восстанавливаются не всегда в полном объеме, а иногда, как в Светлогорске, Зеленоградске – курортных районах – не восстанавливаются вовсе.

Представляет интерес проследить как северный берег п-ова, имеющий по периметру одну и ту же северную экспозицию, сходное геологическое строение, реагирует на одни и те же штормовые условия.

Был поставлен эксперимент в трех вогнутостях берега, именуемых (с запада на восток) Филинской, Светлогорской, Пионерской бухтами. Берег здесь везде абразионный. К основанию уступа размыва прислонены пляжи, сложенные разнотернистыми наносами с преобладанием среднетернистых песков. Ниже уреза сформирован валунно-глыбовый бенч или имеются скопления гальки, временами перекрываемые плащом наносов.

В бухтах были заложены по 3 стационарных профиля – в средней части и по бортам – чтоб выявить реакцию на берегах разной экспозиции. На каждом профиле выполнялся комплекс работ, в том числе нивелировки поперечного профиля и отбор проб пляжных наносов на характерных морфологических элементах: урез, вершина берегового вала, нижняя, средняя и верхняя части пляжа. Работы проводились в 2 этапа. Первый – до шторма, который был проведен в спокойном в гидродинамическом отношении апреле м-це. Второй этап – после шторма – был выполнен в середине июня 2013 г.

Между 1 и 2 этапами работ (апрель–июнь) преобладали преимущественно умеренные ветра северных румбов. В начале июня 2013 г. прошел циклон, сопровождавшийся сильными ветрами северных румбов, достигавших в порывах 16 м/сек. Сформировалось значительное ветровое волнение.

Повторная съемка берега зафиксировала результат реакции берега собственно на этот последний шторм.

В Филинской бухте наиболее активная динамика отмечена на восточном берегу бухты. Пляж стал короче на 5 м (с 29 до 24 м), а в нижней части более крутой с концентрацией здесь крупнозернистого материала (галька, гравий) штормовых выбросов. В средней части и особенно западной части бухты берег остался относительно стабильным.

В Светлогорской бухте. Изменения морфологии и состава наносов произошли по всему периметру бухты. В средней части (в районе пирса) пляж сократился на половину (смыло около 6 м из 12 м), увеличилась крутизна приурезовой полосы. Изменения в составе наносов коснулись только уреза – возросло содержание крупнозернистого песка. Объем пляжа уменьшился. В восточной части бухты штормом переработало нижние 15 м пляжа. Профиль стал короче на 5 м, крутизна пляжа в нижней части значительно возросла. На урезе появились галька и гравий, а в нижней переработанной части пляжа увеличилось содержание крупнозернистых песков и уменьшилось среднезернистых. Объем пляжа уменьшился. В западной части бухты были переработаны штормовыми волнами нижние 33 м пляжа (при общей ширине около 45 м). Пляж сократился на 11 м, в приурезовой полосе профиль стал круче. Состав наносов изменился в основном на урезе – со среднезернистых песков на разнозернистый гравийно-песчаный. Объем пляжа уменьшился. Таким образом, было смыто от 5 до 11 м пляжа. Объем пляжа повсеместно уменьшился.

В Пионерской бухте. Изменения коснулись средней и восточной частей бухты. Западная часть бухты осталась стабильной. В средней части была переработана нижняя 16-метровая полоса пляжа. Пляж стал уже на 6 м. На урезе среднезернистые пески заместились разнозернистым, преимущественно крупнозернистым, материалом. Объем пляжа уменьшился. В восточной части бухты шел процесс аккумуляции. Пляж стал шире на 4 м, стал положе. Наибольшие изменения в составе наносов произошли на урезе. Здесь среднезернистые пески заместились разнозернистыми наносами, преимущественно гравием. На остальной части пляжа значительных изменений нет. Объем пляжа увеличился.

Из рассмотренных трех бухт наиболее были переработаны и размыты берега Светлогорской бухты. В Фининской бухте размыв произошел только в восточной части. В Приморской бухте стабильными оказались берега западной части, смыло часть пляжа в средней части. А восточный берег оказался единственным, где наблюдалась аккумуляция и нарастание ширины пляжа.

Выводы. Рассмотренная динамика морфологии и состава наносов трех бухт северного побережья Самбийского п-ова показала, что при повсеместном дефиците наносов на подводном береговом склоне, все они по-разному отреагировали на штормовую переработку. Таким образом, литодинамические условия в данных вогнутостях берега везде оказались различными. Сопряженный анализ с данными по течениям в центральных частях бухт, замеры которых проводились в этот период, возможно, может конкретно ответить на этот вопрос.

DIFFERENTIAL RESPONSE TO ONE OF THE STORMS OF THE NORTH SAMBIA PENINSULA SHORE

V. Bobykina

The Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad, bobyval@mail.ru

Reaction of the coasts of the north shore of Sambya peninsula on one of the storms was investigated. Observations on three standard plots shore showed that the dynamics of the shore was different everywhere. This indicates significant differences in lithodynamic processes in the coastal zone along the north Sambya peninsula.

БЕРЕГОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТИХООКЕАНСКОЙ РОССИИ: ШАГ ЗА ШАГОМ В БУДУЩЕЕ

Бровко П.Ф.

Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, peter_brofuko@yandex.ru

Организация береговых исследований на Дальнем Востоке России связана с именем выдающегося исследователя прибрежной зоны Мирового океана, создателя отечественной школы береговедения Всеволода Павловича Зенковича (1910–1994). Им и его учениками получены замечательные результаты комплексных исследований береговой зоны моря, начало которым было положено более двух веков назад [7, 10].

1. Предыстория береговедения: первые шаги отечественной гидрографии

Гидрографические исследования российских моряков, с картографическими материалами, дающими представление о морфологии и динамике берегов в северной части Тихого океана, ведут отсчет с экспедиций рубежа XVIII–XIX веков. В 1802 году вышла в свет книга «Путешествие флота капитана Сарычева по северо-восточной Сибири, Ледовитому морю и Восточному океану, в продолжении восьми лет при географической и астрономической Морской экспедиции, бывшей под начальством флота капитана Биллингса с 1785 по 1793 год».

В «Предуведомлении» к своей книге Г.А. Сарычев писал: «...я не упускал ни одного представлявшегося мне благоприятного случая к описанию, где только можно, морских берегов, островов или заливов и сочинял всему верные карты...» [Цит. по 2, с. 80].

Приложенная к книге «Меркаторская карта Северовосточной части Сибири, Ледовитого моря, Восточного океана...» дает наглядное представление о морфологии и характере расчленения берегов Сахалина, Камчатки, материкового побережья Охотского моря и других районов. В течение полутора веков в гидрографических экспедициях появлялись новые, более детальные описания прибрежной зоны, совершенствовались морские навигационные карты и лоции.

В 1830–31 гг. поручиком П.Т. Козьминым были подробно исследованы и нанесены на карту Шантарские острова, проведены тщательные гидрографические и метеорологические исследования. Пионер российского китобойного дела О.В. Линдгольм в начале XX в. впервые поставил вопрос о создании охраняемой зоны в районе Шантарских островов. Он просил правительство России взять под охрану китов – национальное богатство, нещадно истребляемое иностранными промышленниками [12]. Прошло чуть более века, и в 2013 году в Хабаровском крае был создан национальный парк «Шантарские острова».

11 июня 1849 г. транспорт «Байкал» под началом молодого капитан-лейтенанта Г.И. Невельского подошел к Сахалину и с рассветом моряки увидели покрытые туманом возвышенности острова, от которого, следуя карте Крузенштерна, они должны были находиться в 25 милях. Берег на карте был показан сплошь обрывистым и скалистым, а между тем за широкой полосой прибоя тянулись песчаные «кошки» (косы и бары – П.Б.), отделяющие от моря «озёра».

«В озере грунт вообще черный, вязкий и грязный ил; в море же, под берегом, чистый белый песок... вода из озера стремится с большой силой через пролив в море... течение, следовавшее до сего времени от юга к северу, приняло обратное направление от севера к югу...» [9, с. 93]. Эти строки – открытие и первое описание экипажем «Байкала» лагунного типа берега, широко распространенного на Сахалине. Этот тип в классическом виде представлен именно на северо-востоке острова [5].

В 1911 г. описание берегов начала Гидрографическая экспедиция Восточного океана под руководством М.Е. Жданко на специальном исследовательском судне «Охотск». С 1916 г. эти работы проводились Б.В. Давыдовым, который произвел морскую съемку побережий Охотского моря и прилегающей части Тихого океана. Составленная им «Лоция побережий РСФСР...» является образцом научного гидрографического описания [6].

2. Морфодинамические исследования берегов дальневосточных морей

Специальные исследования морских берегов тихоокеанского побережья России начаты сразу после окончания второй мировой войны. Уже в 1946 г. проводились полевые работы на Курильских островах, которые продолжаются до настоящего времени [8].

Экспедиционные работы организовывали Институт океанологии АН СССР, Институт морской геологии и геофизики и Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Лаборатория аэрометодов Министерства геологии СССР, ВНИИ «Зарубежгеология», Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Сахалинский государственный университет, ДальморНИИпроект, другие научно-производственные, проектные, региональные геологические организации.

По инициативе В.И. Лымарева береговые исследования в 1965 году начаты в Дальневосточном государственном университете. В 1973 году создана Проблемная лаборатория по комплексному изучению и освоению ресурсов шельфа дальневосточных морей, преобразованная в 1990 году в Береговой исследовательский центр. В составе лаборатории и центра береговые исследования проводили Е.И. Арчиков, В.В. Афанасьев, В.П. Бобыкина, П.Ф. Бровко, Е.В. Краснов, А.В. Малюгин, В.А. Мануйлов, Ю.А. Микишин, В.С. Петренко, Р.О. Радкевич, В.Ф. Рыбаков, Г.М. Томилов.

Важнейшими достижениями этапа являются:

выявление особенностей формирования и динамики берегов дальневосточных морей (В.П. Зенкович, П.А. Каплин, О.К. Леонтьев, В.И. Лымарев, С.А. Лукьянова, В.С. Медведев, А.Ф. Щербаков); первая комплексная региональная характеристика берегов Берингова моря (А.С. Ионин); исследования разных морфогенетических типов берегов – лагунных, рiasовых, фиордовых, вулканогенных, денудационных, термоабразионных, абразионно-бухтовых (Ф.Э. Арэ, П.Ф. Бровко, А.Т. Владимиров, Е.И. Игнатов, А.М. Короткий, Ю.А. Павлидис, В.С. Петренко); комплексные исследования различных факторов и процессов формирования берегов – волновых, ледовых, эоловых, склоновых, приливных; воздействие цунами (Е.И. Арчиков, Н.М. Губкин, М.Г. Диденко, Н.Н. Кононова, Г.В. Полунин и др.); изучение подводных ландшафтов (К.М. Петров, Б.В. Преображенский, В.А. Мануйлов, В.В. Жариков); крупномасштабные палеогеографические исследования (А.М. Короткий, Ю.А. Микишин, Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей).

3. Перспективные шаги береговых исследований в Тихоокеанской России

Дальний Восток России вместе с прилегающей 200-мильной морской экономической зоной в последние годы часто называют Тихоокеанской Россией. Это понятие отражает стратегически важное географическое положение макрорегиона [14]. Современный этап освоения все более охватывает его морскую составляющую и требует расширения на новом качественном уровне исследований в контактной зоне «суша – море».

Перспективы прибрежно-морских исследований связаны с развитием двух важнейших направлений береговедения: геоэкологического и рекреационного. Геоэкологические исследования охватывают широкий круг проблем – от создания особо охраняемых морских природных территорий до мониторинга загрязнения прибрежных вод в районах активного хозяйственного освоения (Б.В. Преображенский, И.С. Арзамасцев, Д.И. Вышкварцев, Ю.А. Наумов, В.С. Петренко, В.М. Шулькин и др.) [13].

Рекреационное природопользование является составной частью прибрежно-морского. Оно играет большую роль в развитии морских побережий как освоенных районов, так и берегов с практически «девственной» природой, особенно на Шантарских, Командорских и Курильских островах. Последние привлекательны для организации и международных туров (П.Я. Бакланов, П.Ф. Бровко, В.П. Каракин, В.И. Преловский, А.В. Рифк и др.) [3, 11].

Перспективно направление по исследованию эстуарно-дельтовых и лагунно-дельтовых систем (от Амурского лимана до устья р. Анадырь). Занимая пятую часть береговой линии дальневосточных морей, эстуарии, дельты, лагуны являются ареной активной хозяйственной деятельности – добыча песков и лечебных грязей, портостроение, марикультура (С.Л. Горин, А.О. Горбунов, О.В. Дударев, Т.Г. Пономарева и др.).

Новые и традиционные методические шаги в береговедении Тихого океана – это гидрофизические исследования и моделирование береговых процессов; применение аэро- и космических методов;

ландшафтно-зональный подход; геоморфологический мониторинг; атласное картографирование (ИМГиГ и ТИГ ДВО РАН, ДВФУ, СахГУ) [1, 4, 15].

Литература

1. Атлас береговой зоны Сахалина /под ред. П.Ф. Бровко. – Владивосток: ДВГУ–ПримАГП, 2002. – 56 с.
2. Болгурцев Б.Н., Корякин В.И. Русская Америка: гидрографические исследования. С.-Пб.: ЦКП ВМФ, 2002. 400 с.
3. Бровко П.Ф. Рекреационные ресурсы прибрежной зоны и их освоение (на примере морей востока Азии) // Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология. – Калининград: Изд-во КГУ, 2004. – С. 256-260
4. Бровко П.Ф., Малюгин А.В., Терентьев Н.С., Храмушин В.Н. Геоморфологический мониторинг лагунных берегов Сахалина // Мореходство и морские науки 2012. – Южно-Сахалинск: Сахалинская областная типография, 2013. С. 133-142.
5. Владимиров А.Т. Морфология и эволюция лагунного берега острова Сахалина //Тр. ИОАН СССР, 1961. Т.48. – С.148-171.
6. Давыдов Б.В. Лоция побережий РСФСР, Охотского моря и Восточного берега полуострова Камчатки с островом Карагинским включительно. – Владивосток, 1923. – 1498 с.
7. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 710 с.
8. Лымарев В.И. От Тихого океана до Балтийского и Белого морей. – Архангельск: Поморский университет, 2006. 392 с.
9. Невельской Г.И. Подвиги русских морских офицеров на крайнем востоке России. 1849–1855. Хабаровск: Приамурские ведомости, 2009. 400 с.
10. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР /под ред. П.А. Каплина. М.: Наука, 1971. 185 с.
11. Прибрежно-морское природопользование: теория, индикаторы, региональные особенности. Владивосток: Дальнаука, 2010. 308 с.
12. Скромная звезда Охотоморья. Из истории изучения Шантарских островов: документы и материалы. Владивосток: Дальнаука, 2011. 150 с.
13. Современное экологическое состояние залива Петра Великого Японского моря. – Владивосток: Издательский дом ДВФУ, 2012. 440 с.
14. Тихоокеанская Россия: страницы прошлого, настоящего и будущего / под ред. П.Я. Бакланова. Владивосток: Дальнаука, 2012. 406 с.
15. Stephenson, W.J., Brander R.W. Coastal geomorphology into the twenty-first century / Progress in Physical Geography 27, 4. 2003. P. 607-623.

COASTAL INVESTIGATIONS IN THE PACIFIC RUSSIA: STEP BY STEP TO THE FUTURE

Brovko P.F.

Far Eastern Federal University, Vladivostok, peter. brofuko@yandex.ru

Coastal research organization on Far East relates with name of the prominent coastal zone explorer Zenkovich V.P. First stage composes from hydrographic research in the northern part of the Pacific Ocean. Second half of the XX century is characterized by huge achievements in morphology research and coastal dynamics of the Far Eastern seas. Perspective steps of the modern surveys relate with the coastal zone management, recreational resources development and solving the problems of coastal nature management.

РОЛЬ БАРОКЛИННЫХ ТЕЧЕНИЙ В РАСПРОСТРАНЕНИИ ПРИДОННЫХ СЕВЕРОМОРСКИХ ВОД В АРКОНСКОМ БАССЕЙНЕ

Владимирова О.М.¹, Царев В.А.²

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), г. С.-Петербург, 3256767@gmail.com

² Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), С.-Петербург, tsarev@rshu.ru

Динамика солености в Балтийском море в значительной степени связана с поступлением воды повышенной солености через Датские проливы в Арконский бассейн. Далее ее движение к центральной глубоководной части Балтийского моря происходит в виде последовательного заполнения цепочки связанных между собой котловин. Наиболее интенсивное поступление соленых вод в Арконский бассейн связано с ветровыми нагонами, продолжающимися несколько суток. После их прекращения значительная часть поступившей воды возвращается через проливы в Северное море. Оставшаяся соленая вода в дальнейшем распространяется в центральную часть Балтийского моря, где она осуществляет аэрацию глубинных и придонных вод. Соленость приходящих в центральную часть моря придонных вод, их объем, а также глубина их распространения во многом определяются объемом их поступления в Арконскую впадину и степенью их трансформации. Поэтому важно представлять механизм, определяющий сохранение соленой воды в Арконском бассейне после завершения процессов затoka и выноса вод через проливы. С этой целью исследуется процесс распространения и трансформации поступающих в Арконский бассейн североморских вод. Используемая модель включает нестационарное гидростатическое уравнение движения, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояния. Приток соленой воды через пролив Зунд аппроксимируется путем задания на границе с проливом периодического изменения расхода с периодом изменения 10 суток и солености воды 20 ‰ при начальной солености воды в Арконском бассейне 10 ‰. Проведены расчеты заполнения бассейна соленой водой как при учете бароклинных течений, так и без их учета. По расчетам в течение первых двух суток продвижение придонной соленой воды для случаев, когда учитывались бароклинные течения и без их учета происходило практически одинаково (рис. 1). Это говорит о том, что в начальный период затoka соленых вод из пролива их распространение в области происходит в основном под влиянием стоковых течений. Влияние бароклинных течений на данном этапе незначительно. Это объясняется тем, что на незначительном расстоянии от пролива стоковые течения сохраняют значительную величину и превышают бароклинные течения. С течением времени соленые придонные воды, удаляясь от пролива, попадают в область с меньшими скоростями стоковых течений. Это повышает относительную роль бароклинных течений в переносе придонных соленых вод.

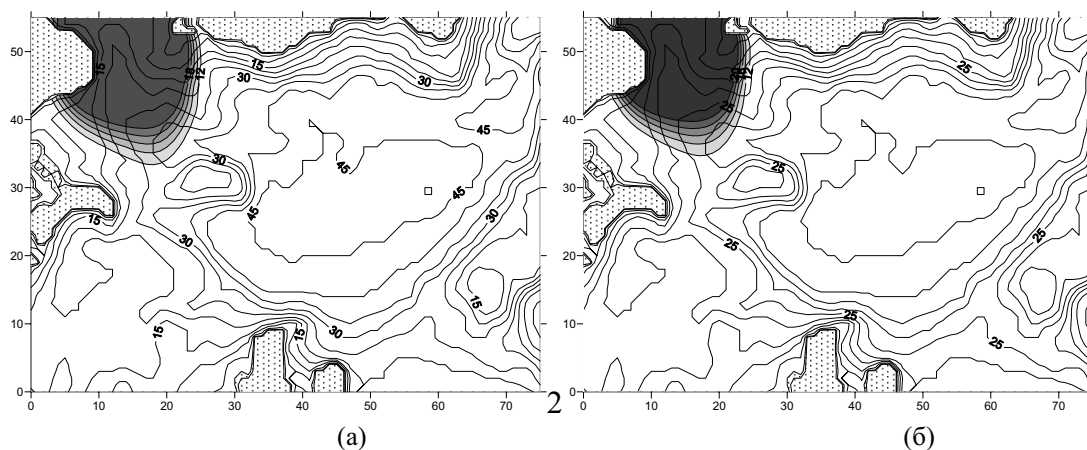


Рис. 1. Распределения придонной солености через 2 суток, рассчитанные с учетом бароклинных течений (а) и без их учета (б)

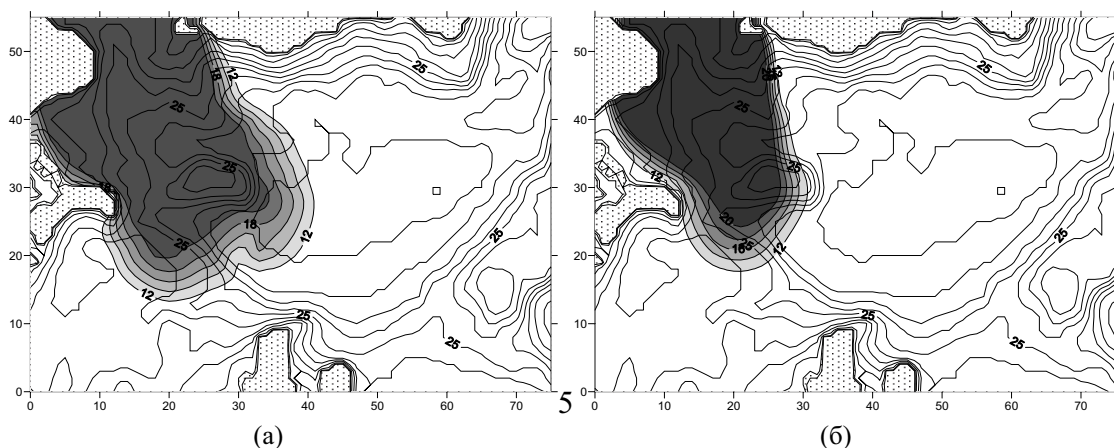


Рис. 2. Распределения придонной солености через 5 суток, рассчитанные с учетом бароклинных течений (а) и без их учета (б)

Так при сопоставлении распределений придонной солености, полученных с учетом бароклинных течений (рис. 2а) и без их учета (рис. 2б) на момент окончания затока через границу, соответствующий пятым суткам, можно отметить, что в первом случае размер области придонных соленых вод заметно больше.

Через 5 суток происходит заток воды в проливе сменяется выносом, что приводит к изменению направления стоковых течений. К моменту 7,5 суток от начала расчетов их величина достигает максимальных значений. По расчетам, полученным с учетом бароклинных течений, в период максимальных обратных стоковых течений, продолжается распространение придонных вод вглубь области. По результатам расчетов, выполненных без учета бароклинных течений, отмечается их вынос. На 10 сутки, соответствующие окончанию периода выноса вод из Арконского бассейна, область распространения придонных соленых вод не только не уменьшается, а даже возрастает (рис. 3а). В то же время при расчете солености без учета бароклинных течений придонная соленая вода по завершению периода стока практически полностью выносится (рис. 3б). То, что в период возвратных стоковых течений придонные соленые воды не уходят со стоковыми течениями, объясняется тем, что по завершению затока придонные воды распространяются в область относительно слабых стоковых течений. Кроме этого, накопление придонных вод и увеличение толщины придонного слоя приводит к возрастанию бароклинных течений, способствующих дальнейшему переносу соленых вод вглубь области.

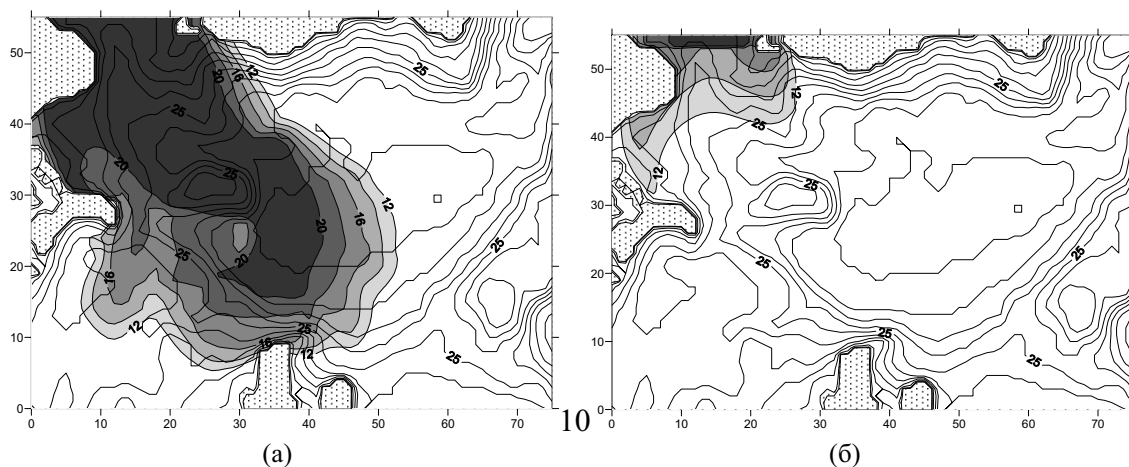


Рис. 3. Распределения придонной солености через 10 суток, рассчитанные с учетом бароклинных течений (а) и без их учета (б)

Результаты моделирования свидетельствуют о важной роли бароклинических течений в распространении североморских вод в Арконском бассейне. В окрестности пролива, где отмечаются максимальные стоковые течения, перенос соленых вод при затоке определяется в основном стоковыми течениями. В центральной части Арконского бассейна величина стоковых течений уменьшается. Это, а также увеличение толщины придонного слоя соленых вод, приводит к возрастанию влияния бароклинических течений относительно стоковых. Поэтому при смене знака стоковых течений не только не происходит уменьшения размера области придонных соленых вод, но даже отмечается ее некоторое увеличение.

THE ROLE OF BAROCLINIC CURRENTS IN BOTTOM SALTY WATER FORMATION IN THE ARKONA BASIN

Vladimirova O.M.¹, Tsarev V.A.²

¹*Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St.-Petersburg, 3256767@gmail.com*

²*Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St.-Petersburg, tsarev@rshu.ru*

It is presented a mathematical model of the bottom saline water formation in the Arkona Basin during the North Sea water inflow. The model includes the three-dimensional non-stationary hydrostatic equation of motion, the equation of continuity, the equation of salt transport and the equation of state. The salt water inflow through the Strait of Zund is modeled of by setting at the strait periodic changes in flow with a period of 10 days and water salinity of 20%. The initial salinity of the Arkona Basin is equal to 10%. Results showed a significant role of baroclinic currents in the formation of bottom saline waters in Arkona Basin during the North Sea water inflow-outflow period.

МОРФОДИНАМИКА УСТЬЕВЫХ КОС В ЭСТУАРИИ РЕКИ КАМЧАТКА В XVIII-XX ВВ.

Горин С.Л.

*Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), г. Москва,
gorinser@mail.ru*

Благодаря большой протяженности и разнообразию физико-географических условий береговой зоны Камчатки, в ее пределах встречаются приливные эстуарии различных типов (3). Среди них особый интерес представляют лагунные эстуарии – объекты с очень высокой интенсивностью переформирования барьерных аккумулятивных форм, отделяющих эти эстуарии от моря (5). Это явление оказывает существенное влияние на гидрологический режим самих эстуариев, судоходные условия на их акваториях, а также на безопасность населенных пунктов, находящихся на их берегах. В работе (4) был рассмотрен один из лагунных эстуариев, в котором барьерная форма существует благодаря потоку наносов изнутри эстуария. В настоящем сообщении обсуждается другой пример лагунного эстуария (реки Камчатка), в котором динамика устьевого рельефа в основном связана с вдольбереговым потоком наносов в море. Сообщение основано на результатах историко-географического анализа большого количества опубликованных и архивных источников, в которых содержатся сведения о состоянии устья реки Камчатка в XVIII–XX вв. (1).

Эстуарий реки Камчатка является частью устьевой области одноименной реки (рис. 1). В настоящее время он включает в себя озера Нерпичье и Култучное, множество заливов-лагунов (далее «устьевые лагуны»), а также водоток, через который озера и устьевые лагуны обмениваются водами с Тихим океаном и рекой Камчаткой (2).



Рис. 1. Общий вид эстуария реки Камчатка

Анализ исторических документов и исследование морфологического строения устьевого рельефа позволили установить, что рельеф в эстуарии реки Камчатка развивается циклически. Суть этого процесса состоит в следующем. Благодаря вдольбереговому потоку морских наносов и, в меньшей степени, твердому стоку реки, в речном устье образуется избыток материала, который обеспечивает удлинение устьевой косы. Этот процесс рано или поздно заканчивается прорывом косы у ее основания с одновременным присоединением ее оконечности к морской аккумулятивной террасе. Затем начинается новый цикл развития устья реки. При этом «новая» коса растет вдоль «старой», без размыва последней (рис. 2). С начала XVIII в. по настоящее время произошло три цикла развития эстуария реки Камчатка (табл. 1). В последнее столетие естественный процесс развития устьевого рельефа целенаправленно сдерживался с помощью неоднократных «прокопов» устьевой косы в первой половине и землечерпания на устьевом баре во второй половине XX в. века.

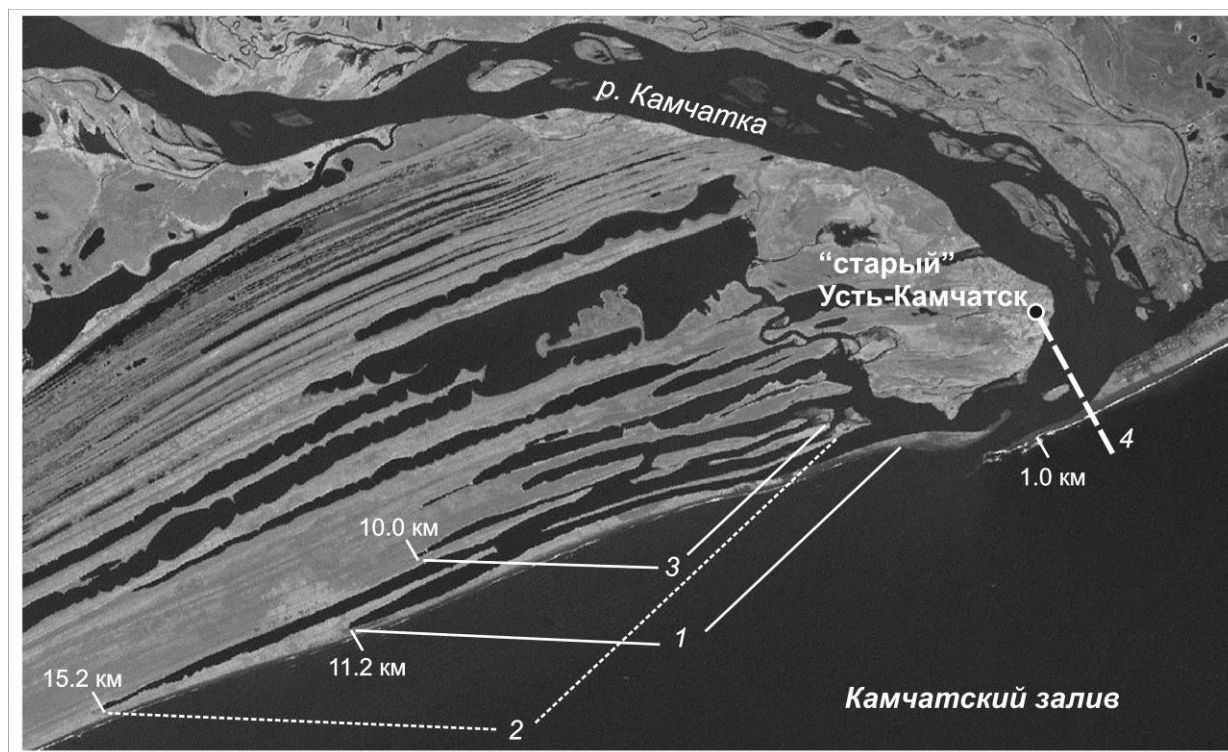


Рис. 2. Космический снимок устья реки Камчатка (июнь 2001 г.): 1 — устьевая коса и лагуна, сформировавшиеся с конца 1840-х (1845-1851) до 1923 (или 1916) гг. (первая генерация форм устьевых рельефа); 2 — устьевая коса и лагуна, сформировавшиеся с 1768 г. до конца 1840-х гг. (вторая генерация); 3 — устьевая коса и лагуна, сформировавшиеся с первого десятилетия XVIII в. (1698-1717 гг.) до 1768 г. (третья генерация); 4 — «начальный» створ удлинения устьевых кос; расстояния указаны от «начального» створа

Важным следствием удлинения кос в устье реки Камчатка является последовательное увеличение количества лагун на морской аккумулятивной террасе, находящейся на правом берегу реки (рис. 2). Эти лагуны представляют собой отмершие речные русла, которые частично сохранились за бывшими устьевыми косами, присоединившимися к террасе. По мере присоединения к террасе новых кос и лагун, «старые» лагуны удаляются от моря и реки. Это приводит к уменьшению их проточности, и, в конечном итоге, к их обособлению и зарастанию.

Цикличность развития рельефа эстуария вызывает соответствующие изменения гидрологического режима устьевых водоемов. В начальный период очередного цикла развития устьевой косы озера Нерпичье и Култучное осолонены. Но как только длина устьевой косы превышает ~7 км (6 км по сравнению с современной величиной), они опресняются. После прорыва косы озера снова осолоняются. Длительность периодов осолонения озер в XVIII-XIX вв. преобладала над длительностью периодов их опреснения (табл. 1). В последнее столетие, из-за активного антропогенного сдерживания процесса удлинения устьевой косы, пресноводный период в озерах еще не начинался.

Таблица 1. Длительность периодов опреснения и осолонения озер Нерпичье и Култучное в XVIII-XX вв., лет

Периоды	Циклы развития эстуария реки Камчатка			
	с 1698-1717 по 1768 гг.	с 1768 по 1845-1851 гг.	с 1845-1851 по 1923 (1916?) гг.	с 1923 г.*
Весь цикл	от 51 до 70	от 77 до 83	от 65 до 78	не завершен
Пресноводный период	ок. 20	ок. 40	21-28	0
Период осолонения	30-50	ок. 40	44-50	90

*современный цикл развития устья реки Камчатка нарушен неоднократным антропогенным воздействием; «естественный» этап развития устья начался с 1990-х гг.(?), после прекращения землечерпания на баре

Учитывая то, что с момента прекращения землечерпания в устье реки Камчатка прошло ок. 20 лет, в ближайшее время следует ожидать возобновления удлинения устьевой косы и связанного с этим опреснения устьевых водоемов. Конечно при том условии, что отсутствие современного удлинения устьевой косы не связано с природными причинами, например с истощением вдольберегового потока наносов.

Литература

1. Горин С.Л. Морфодинамика устья реки Камчатка в XVIII-XX вв. и ее влияние на гидрологический режим устьевых водоемов // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и Северо-Западной части Тихого океана. Вып. 32. 2014. С. 79–88.
2. Горин С.Л. Современные морфологическое строение и гидрологический режим эстуария реки Камчатки // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и Северо-Западной части Тихого океана. Вып. 31. 2013. С. 6–26.
3. Горин С.Л. Эстуарии полуострова Камчатка: теоретические подходы к изучению и гидролого-морфологическая типизация. Итоги 10 лет исследований // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и Северо-Западной части Тихого океана. Вып. 27. 2012. С. 5–12.
4. Горин С.Л., Игнатов Е.И., Кравчуновская Е.А., Корзинин Д.В., Тембрел И.И. Морфодинамика Октябрьской косы (Охотоморское побережье Камчатки) // Морские берега – эволюция, экология, экономика: материалы XXIV международной береговой конференции, посвященной 60-летию со дня основания Рабочей группы «Морские берега» (Туапсе, 1-6 октября 2012 г.): в 2 т. / Ред. коллегия: Л.А. Жиндарев (отв. редактор), Ю.А. Леднова (зам. отв. редактора), Г.Г. Гогоберидзе, Е.А. Яйли, М.С. Аракелов, С.А. Мерзаканов. Краснодар: Издательский Дом Юг. Т. 1. 2012. С. 94-97.
5. Кравчуновская Е.А., Горин С.Л. Формирование и динамика блокирующих аккумулятивных форм в лагунных эстуариях Камчатки // Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности: Материалы конференции / Отв. ред. Г.Г. Гогоберидзе, Л.А. Жиндарев., Л.Н. Карлин., С.А. Оганова. СПб: Изд-во РГГМУ, 2010. С. 216-218.

MORPHODYNAMICS OF KAMCHATKA RIVER MOUTH AREA IN THE XVIII–XX CENTURIES

Gorin S.L.

Russian Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO), Moscow, gorinser@mail.ru

The paper is made to provide generalization of extensive literature information, including archive sources, on morphology of and hydrological regime in the mouth area of Kamchatka River in XVIII–XX centuries. Analysis of the information has revealed natural cycles in development of the object. A transition of marine sediments along the seashore and a drift of hard particles from the river in less extent create growing amount of sediments in the river mouth area and provide prolongation of sandbank in the mouth. On getting the sandbank 7 km in length the system of tributaries within the mouth area gets freshwater. Early or later the process of prolongation ends with a break near the base, and the system of tributaries comes back to brackish status. In this way the mouth area of Kamchatka River has been developing again and again. There were three cycles since early XVIII century to 1923, but in XX century this natural course was interrupted in view of multiple hydro technical operations within the estuary and at the sandbank.

СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КРЫМА

Горячкин Ю.Н.

Морской гидрофизический институт, г. Севастополь, yngor@yandex.ru

Воссоединение Крыма, важной рекреационной зоны, совмещающей уникальный климат и природу, с Российской Федерацией ставит множество вопросов, от решения которых зависит будущее этого региона. Одним из них является природопользование на берегах.

Протяженность черноморского побережья Крыма составляет ~750 км, азовского ~250 км (для сравнения – черноморского побережья РФ от Таманского п-ова до Адлера 400 км). За последние 55 лет (перепись 1959 г.) население Крыма выросло на 70%, а количество отдыхающих увеличилось в 5 раз. На побережье проживает более 1 млн человек (примерно половина населения Крыма). Число отдыхающих в последние годы составляло 5 млн человек, из них 80% приходилось на три летних месяца. Средняя нагрузка на побережье в этот период составляла 3 человека на один метр береговой линии, реальная в курортный сезон намного больше и достигала, например, в Евпатории примерно 20 человек на один метр береговой линии. Естественной причиной изменчивости берегов является современная трансгрессия Черного моря. Уровень его за последние 60 лет повысился на величину около 15 см и продолжает повышаться. Существенное воздействие на берега оказывает и волновое воздействие. В период 50–60-х гг. XX века на побережье Крыма наблюдалась высокая интенсивность ветра и волнения, которая сменилась в 70–80 гг. значительным уменьшением. В 90-е гг. она опять стала возрастать; заметно увеличилась повторяемость штормового волнения от наиболее волноопасных юго-западного и западного направлений (особенно в Западном Крыму).

1. Западные склоны Гагрского хребта. 2. Мюссерская возвышенность. 3. Аллювиально-морская сурожская терраса. 4. Голоценовая терраса. 5. Клиф, абрадируемый. 6. Бровка шельфа. 7. Абразионный уступ, активный. 8. Калдахварский взброс. 9. Границы береговой зоны. 10. Вдольбереговой поток наносов: генеральное направление, мощность в тыс. м³/год. 11. Участки питания вдольберегового потока наносов выносами рек, цифра – объём пляжеформирующих фракций в тыс. м³/год. 12. Участки разгрузки вдольберегового потока наносов: а) с уходом материала за пределы береговой зоны; б) с аккумуляцией материала в пределах береговой зоны. 13. Прогнозная величина векового отступления береговой линии, м. 14. Берегозащитные сооружения (волноотбойные стены, демонтированные буны и волноломы). Однако основной причиной негативных изменений в береговой зоне является антропогенная деятельность. Резкое увеличение хозяйственной деятельности на берегах Крыма произошло в 60-х гг. прошлого века. После некоторого спада, в 90-х гг., с началом XXI века на берегах развернулось строительство в невиданных до этого масштабах. Ещё в 70-х гг. XX века из-за строительства водохранилищ резко сократился твердый сток. В это же время практиковалось искусственное раскрытие пересыпей, что привело к уменьшению протяженности пляжей и изменению динамики наносов в прилегающих районах. Эксплуатация карьеров строительных материалов в прибрежной зоне в 60-х гг. создало критическую ситуацию, из-за чего они были повсеместно закрыты. Однако в последние 10 лет «пиратская» добыча песка была возобновлена.

Существенный урон пляжам нанесло непродуманное гидротехническое строительство и дноуглубительные работы. Повсеместно произошло уменьшение численности донных растительных сообществ, закрепляющих грунт и количества моллюсков, раковины которых служат исходным материалом для образования песка. Этот факт можно связать загрязнением акватории и донных осадков коммунальными и промышленными стоками и появлением в Черном море биологических вселенцев (например, *Rapana venosa*). Несмотря на многочисленные запреты продолжается отбор с пляжей песка и гальки, строительство на пляжах и прибрежных дюнах и береговых обрывах различных сооружений, несанкционированная «защита берега» и т.п.

I. Для побережья от Перекопа до Бакальской косы представленного легко размываемыми глинистыми обрывами в сочетании с аккумулятивными формами характерна значительная миграция наносов и наибольшая для Крыма изменчивость береговой линии (до нескольких сотен м/год). За последние 60 лет несколько хозяйственных объектов, включая населенные пункты, поглотило море. Лебяжьих острова, являющиеся орнитологическим заповедником международного значения, постоянно ме-

няют свои очертания, меняется и их количество. В последние 200 лет характерна тенденция превращения морских заливов в лиманы. В нулевых годах XXI века наблюдался процесс отделения дистальной части Бакальской косы. В 2010 г. дистальная часть косы полностью отделилась и сейчас представляет собой остров, площадь которого в Черном море уступает только о-ву Джарылгач. Отделение было обусловлено несанкционированной добычей песка в районе Бакальской банки, аномально высоким уровнем моря в этот период в сочетании с активной штормовой деятельностью.

II. К юго-западу от Бакальской косы до оз. Донузлав протянулось побережье Тарханкутского п-ова. Оно представлено абразионно-оползневыми берегами в рыхлых и полускальных породах. В небольших бухтах образуются «карманные» пляжи. Во многих местах сильно развита береговая овражная эрозия, из-за чего полосу вдоль берега шириной 50 м можно считать уже вышедшей из хозяйственного пользования. Скорость береговой абразии очень мала, только на глинистом клифе она достигает 1,0 м/год. Большая часть побережья (~75%) малоприспособлена для массового отдыха из-за обрывистых берегов и отсутствия воды. В целом этот участок побережья относительно благополучный, хозяйственная деятельность носит «очаговый» характер.

III. На участке от о. Донузлав до Евпатории берег аккумулятивный, низкий и плоский, распространены соленые озера-лагуны. По всему берегу протягивается полоса пляжа, который постепенно, через низкий береговой вал, переходит в песчаные дюны, частично – в солончаковые болота. Берег относительно стабильный, участки с отступающим берегом приурочены к мысам, а с нарастающим к вогнутостям берега, здесь идет естественный процесс выравнивания берега. Наиболее проблемный участок – городская черта г. Евпатории. Многолетняя деградация пляжей привела к тому, что на отдельных локальных участках наносы песка, достигавшие ещё 20 лет назад мощности до 1,0–1,5 м, смыты полностью и обнажились коренные породы. Кроме уменьшения ширины пляжей, происходит размыв дна с выбросом в прибрежную зону обломков известняка и водорослей, что делает пляжи все менее пригодными для рекреационных целей. Площадь пляжей сократилась за 1986–2009 гг. примерно на 130 000 м². В условиях дефицита наносов, постройка мола торгового порта, перехватывающего их естественную миграцию, бетонных сооружений на пляжах, многолетний отбор песка и гальки с пляжей привели к нарушению хрупкого природного равновесия.

IV. Береговая линия на отрезке Евпатория – м. Лукулл характеризуется чередованием зон отступления и выдвижения берега. Зоны выдвижения берега приурочены, главным образом, к местам, где построены берегозащитные сооружения, перпендикулярные берегу. В районе пересыпи Сакского лимана в 60-х годах XX века отмечалась аномально высокая скорость (до 12 м/год) отступления берега, что было связано с существованием здесь на подводном склоне карьера по добыче песка. После закрытия карьера отступление берега замедлилось. Половина берегозащитных сооружений находится в эксплуатационном режиме, остальные или разрушены полностью, или находятся в аварийном состоянии.

V. На протяжении от м. Лукулл до Севастополя береговая линия представлена выровненным абразионно-обвальным и абразионно-оползневым берегом с клифами, сложенными четвертичными глинами. К ним причленены небольшие пляжи, преимущественно галечные, только в устьях рек отмечаются песчаные пляжи. Следствием строительства водохранилищ стало уменьшение поступления твердых наносов, ввиду чего отмечается устойчивая тенденция уменьшения пляжей. Глинистые клифы активно отступают со скоростью от 0,1 до 1,0 м/год. Тем не менее, на краях обрывов ведется активное строительство. Берегозащитные сооружения в виде ступенчатых набережных разрушены практически полностью и сейчас демонтируются.

VI. От Севастополя до Феодосии абразионный берег сложен прочными породами и мало подверженный изменениям. Только сравнительно небольшой участок берега от Алушты до Судак сложен глинистыми породами. Особенностью береговой линии является наличие большого числа берегозащитных сооружений, большая часть пляжей – искусственные. Большинство берегозащитных сооружений построено 20–30 лет назад и в отсутствии финансирования для их эксплуатации постепенно приходят в негодность. На отрезке бухта Ласпи – Феодосия размещено 635 бун (~3,5 на 1 км), из них 30% или разрушены или требуют срочного ремонта. Для достижения волногасящего эффекта ширина пляжа должна составлять не менее 25 м. Вместе с тем, ремонтная подпитка пляжей щебнем практически не производится, в результате чего объем и соответственно волногасящая способность искус-

ственных пляжей значительно уменьшились. В некоторых межбунных отсеках искусственные пляжи исчезли полностью, что зачастую даже при небольших штормах приводит к разрушению конструкций.

VII. От Феодосии до Керченского пролива побережье представляет собой сочетание аккумулятивных песчаных и абразионно-обвальных в глинистых породах берегов. Значительную часть побережья занимают военные полигоны и территория Опускского природного заповедника. Глинистые клифы отступают со скоростью до 0,4 м/год, остальные участки побережья относительно стабильны. Непосредственно в Феодосии строительство капитальных сооружений на Золотом пляже с изъятием песка привело к значительному сокращению пляжа, что потребовало затрат на возведение берегоукрепительных сооружений. В восточной части Феодосийского залива отмечается участок, на котором береговая линия в течение 1986-1999 гг. отступила на 20 м. После завершения строительства здесь бун, берег стабилизировался. В целом побережье Восточного Крыма пока остается относительно благополучным, что можно объяснить малой степенью его освоенности.

Работа выполнена при поддержке гранта Русского географического общества №15/2014-III.

STATUS AND PROBLEMS OF THE COASTAL ZONE OF CRIMEA

Goryachkin Y.N.

Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, yngor@yandex.ru

Current state and problems of the Crimean coast are considered. The abstract summarizes the data on the impact of natural and anthropogenic factors on certain areas.

МОНИТОРИНГ ВЕТРОВЫХ УСЛОВИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ ЗА 2004–2013 ГГ. И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИБРЕЖНЫХ АНОМАЛЬНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Гущин О.А.¹, Стонт Ж.И.^{1,2}

¹ Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград

² Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Шириова РАН
ocean_stont@mail.ru, olegoa42@mail.ru

В рамках экологического мониторинга морской ледостойкой стационарной платформы (МЛСП D-6), установленной в 22 км от берега (рис. 1), проводился сбор метеорологических данных, измеряемых автоматической гидрометеорологической станцией (АГМС), установленной на высоте 27 м и передающей измеренные параметры с дискретностью 1 час. Для анализа данных по ветру необходимо учитывать физико-географические условия местности с точки зрения защищенности места измерения, влияния шероховатости подстилающей поверхности и высоты измерения [1, 2]. Этим требованиям соответствует местоположение платформы и данные, передаваемые с АГМС, можно назвать репрезентативными при приведении на высоту измерения 10 м [3]. Созданная база данных ежечасных наблюдений ветра (направление, скорость, порывы) за 2004–2013 гг. на МЛСП D-6 позволила получить новые сведения для анализа и численного моделирования.

I. Основные результаты мониторинга ветра 2004–2013 гг.

Главные черты поля ветра в Юго-Восточной Балтике заключаются в преобладании ветров от западной половины горизонта (W, NW, SW) с увеличением их скорости в холодный период года. По данным измерений ветра (направление, скорость), выполненных на МЛСП D-6, вектор результирующего переноса, рассчитанный за 2004–2013 гг., направлен с юго-запада на северо-восток (230°), что еще раз подтверждает закономерность, присущую юго-восточной части Балтийского моря. Значения модуля скорости результирующего ветра (1,79 м/с) и его устойчивости (0,3) невысоки.

Штормовые ветра (скорость $\geq 15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) оказывают значительное влияние на формирование берегового рельефа, вызывая разрушительные процессы в прибрежных районах. По данным АГМС за период 2004–2013 гг. отмечено 274 шторма, в среднем 27 ± 7 штормов в год. Максимальное количество штормов (36) наблюдалось в 2004 г., в 2007 г. – 35 штормов, в 2011 г. – 33 шторма, в 2008 г. – 32 шторма. Относительно спокойными были 2006, 2009 и 2013 гг. – количество штормов не превышало 20. В январе 2013 г. не отмечено ни одного шторма со скоростью ветра $\geq 15 \text{ м/с}$ и продолжительностью более 6 часов. За период 2004–2013 гг. линейный тренд составил $-0,5$ шторм/год ($R^2=0,05$), или линейное приращение по тренду -5 штормов за период.

Расчет трендов для максимальной скорости ветра в Юго-Восточной Балтике за период 2004–2013 гг. показал некоторое повышение – тренд $+0,25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/\text{год}$ для скоростей $\geq 15 \text{ м/с}$, соответствующее трендовое приращение $+2,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/\text{период}$.

Произошли изменения в структуре основных направлений: количество преобладающих юго-западных ветров уменьшилось (тренд $-0,5 \%$ в год), также уменьшилось количество северо-восточных и восточных ветров, которые по силе редко относятся к штормовым. Но увеличилось количество ветров северных румбов: приращение северо-западных ветров составило 3% и северных $+0,3 \%$ за 2004–2013 гг.

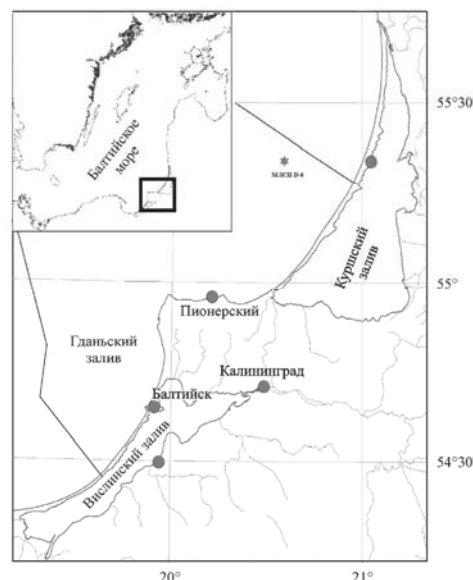


Рис. 1. Район исследований

В связи с наблюдаемыми тенденциями в изменениях скорости и направлении ветров, увеличении частоты штормов можно ожидать увеличения повторяемости разрушительных штормов, вызванных северными ветрами.

II. Численное моделирование аномальных циркуляций

Пространственная неравномерность поля напряжения трения ветра

Анализ данных многолетних наблюдений скорости ветра в Балтийском регионе свидетельствует об устойчивом юго-западном переносе. Если допустить при формализации модели наличие внешнего воздействия напряжения трения, связанного с этим переносом, то в результате численных экспериментов можно получить аналогичную устойчивую циркуляцию водных масс. Но изучение прибрежных течений свидетельствует о наличии более сложной структуры переноса.

Возникновение аномальных переносов водных масс и связанных с этим изменений береговых профилей можно объяснить неоднородностью поля напряжения трения ветра. Такие неоднородности возникают из-за особенностей подстилающей поверхности, температурного режима и других причин. Если в численной модели допустить существование вдольбереговых возмущений напряжения, то, при соответствующем «рельефе» завихренности напряжения трения, будут появляться такие аномальные течения.

Для построения модели рассматривался район ЮВ Балтики (рис. 2) и на основе системы уравнений мелкого моря решалась задача определения функции тока. При этом уравнение Пуассона относительно функции тока содержало в качестве источника завихренность поля ветра. В качестве граничных условий задавался известный расход между береговой чертой и некоторой удалённой изолинией циркуляции, удовлетворяющей направлению ЮЗ переноса, а также свободный вход-выход на соответствующих участках двумерной области решения [4].

Для рассматриваемой области сложной геометрии, определяемой береговой чертой и удалённой изолинией, указанное уравнение можно решить вариационным методом конечных элементов. После триангуляции области и удовлетворения условия минимизации функционала, соответствующего оператору дифференциального уравнения, задача сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений с разреженной матрицей ленточной структуры. На рисунке 3 представлен фрагмент одного из вариантов решения.

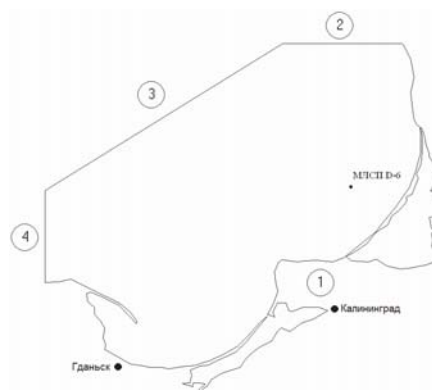


Рис. 2. Область моделирования и участки граничных условий: 1 – берег, 4, 2 – вход/выход потока, 3 – изолиния функции тока

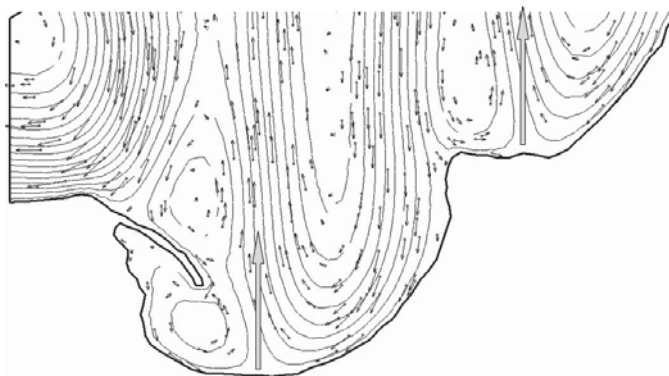


Рис. 3. Вариант численного моделирования циркуляции, вызванной поперечной неоднородностью напряжения ветра. Стрелками показаны возможные «разрывные» течения

Для более надёжного диагностического/прогностического анализа воздействий метеоусловий на береговые процессы необходимо расширять сеть наблюдательных пунктов.

Литература

1. Дорфман Ц.Я., Укмергишкис А.Д. Ветровой режим на территории Литовской ССР и Калининградской области РСФСР. Вильнюс, 1964. 68 с.
2. Мецкерская А.В., Гетман И.Ф., Борисенко М.М., Шевкунова Э.И. Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке // Метеорология и гидрология. 2004. № 3. С. 83-95.
3. Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. 5-е изд. / Секретариат Всемирной метеорологической организации. Женева-Швейцария, 1983. № 8; Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1988.
4. Коннор Дж., Бреббия К. Метод конечных элементов в механике жидкости. Л.: Судостроение, 1979. 264 с.

WIND MONITORING OF THE SOUTHEAST BALTIC SEA FOR 2004–2013 AND NUMERICAL SIMULATION OF COASTAL ABNORMAL CURRENTS

Gouschin O.A.¹, Stont Zh.I.^{1,2}

¹ *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad*

² *Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Kaliningrad, olegoa42@mail.ru, ocean_stont@mail.ru*

Wind conditions according to meteorological monitoring in area of the offshore ice-resistant fixed platform D-6 (Southeast Baltic) for last 10 years (2004–2013) are considered. Using the created database the numerical simulation abnormal currents in coastal waters is made.

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОБМЕНА ИМПУЛЬСОМ В ГРИБОВИДНЫХ ТЕЧЕНИЯХ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

Даньшина А.В.¹, Чанцев В.Ю.²

¹Арктический и антарктический научно - исследовательский институт (ААНИИ), г.С.-Петербург, ann@rshu.ru

²Российский государственный гидрометеорологический университет, г. С.-Петербург, val@rshu.ru

На сегодняшний день все еще существуют сложности с математическим моделированием процесса генерации грибовидных течений. Возможность в численных моделях океанов и морей воспроизводить грибовидные течения позволит детализировать особенности динамических процессов. Учет формирования дипольных структур, образующихся на конце струйного потока, особенно важен в прибрежной зоне, поскольку такими структурами, считающимися универсальной формой движения вод, осуществляется трансфронтальный обмен импульсом и веществом, что в свою очередь влияет на гидродинамический режим и экологическую обстановку прибрежной акватории.

Данное исследование показывает, что в генерации грибовидных течений основную роль играет несимметричность поверхностных напряжений [1]. Описание процесса формирования диполей на конце струи непосредственно связано с изучением процессов обмена импульсом в такой когерентной структуре. Анализ экспериментальных данных, полученных в серии экспериментов на лабораторной установке по воспроизведению грибовидных течений, ярко выраженная анизотропность данных динамических образований, а также объяснение физики процесса формирования дипольного вихря на конце струи позволяют говорить о сложном характере вязких взаимодействий. Коэффициенты обмена импульсом в таком случае тоже будут иметь сложную структуру. Поскольку характер лобового взаимодействия отличен от касательного вследствие анизотропности, то логично рассматривать отдельно как коэффициенты нормального, так и касательного обмена импульсом.

При параметризации коэффициентов обмена импульсом был привлечен математический аппарат из теории подобия и анализа размерностей. В случае описания вида коэффициентов нормального обмена была получена зависимость этого коэффициента от скорости потока и продольного градиента скорости с учетом того, что скорость струйного течения не может превышать интенсивности источника импульса при отсутствии других источников движения. Соотношение, описывающее коэффициент касательного обмена, представляет собой уже более сложную функциональную зависимость, состоящую из безразмерной знакопеременной части в виде функции Хевисайда и размерной части, которая описывает физику касательного обмена импульсом [2]. Эта размерная часть учитывает влияние ортогонального градиента скорости потока и пространственного масштаба динамического процесса.

Был продемонстрирован характер изменчивости коэффициентов обмена импульсом в зависимости от изменения скорости течения, а также от продольного и ортогонального градиента скорости в этом течении для различных значений числа Re. Так коэффициент нормального обмена импульсом максимального значения достигает при минимальных значениях скорости течения и его продольного градиента (рис. 1а). Независимо от величины градиента скорости, значение коэффициента обмена снижается практически до нуля с ростом скорости течения по квадратическому закону.

В отличие от продольного коэффициента обмена импульсом, касательный коэффициент своего максимального значения достигает при минимальных скоростях в струйном течении и максимальных ортогональных градиентах (рис. 1б). И даже при малой интенсивности источника импульса ($Re = 1 \div 10$) коэффициент касательного обмена импульсом на порядок превышает величину коэффициента нормального обмена.

Сравнение этих коэффициентов обмена импульсом показало, что именно коэффициенту касательного обмена в динамике струйного потока и формирования упорядоченных динамических систем отводится ведущая роль. Его влияние в большей степени проявляется во фронтальной области струйного течения, где скорость движения потока резко снижается, а градиенты скорости еще сохраняются значительными.

В случае неоднородности плотности по глубине вид коэффициентов обмена импульсом приобретает более сложный вид, поскольку требуется учет влияния стратификации на формирование дипольной структуры.

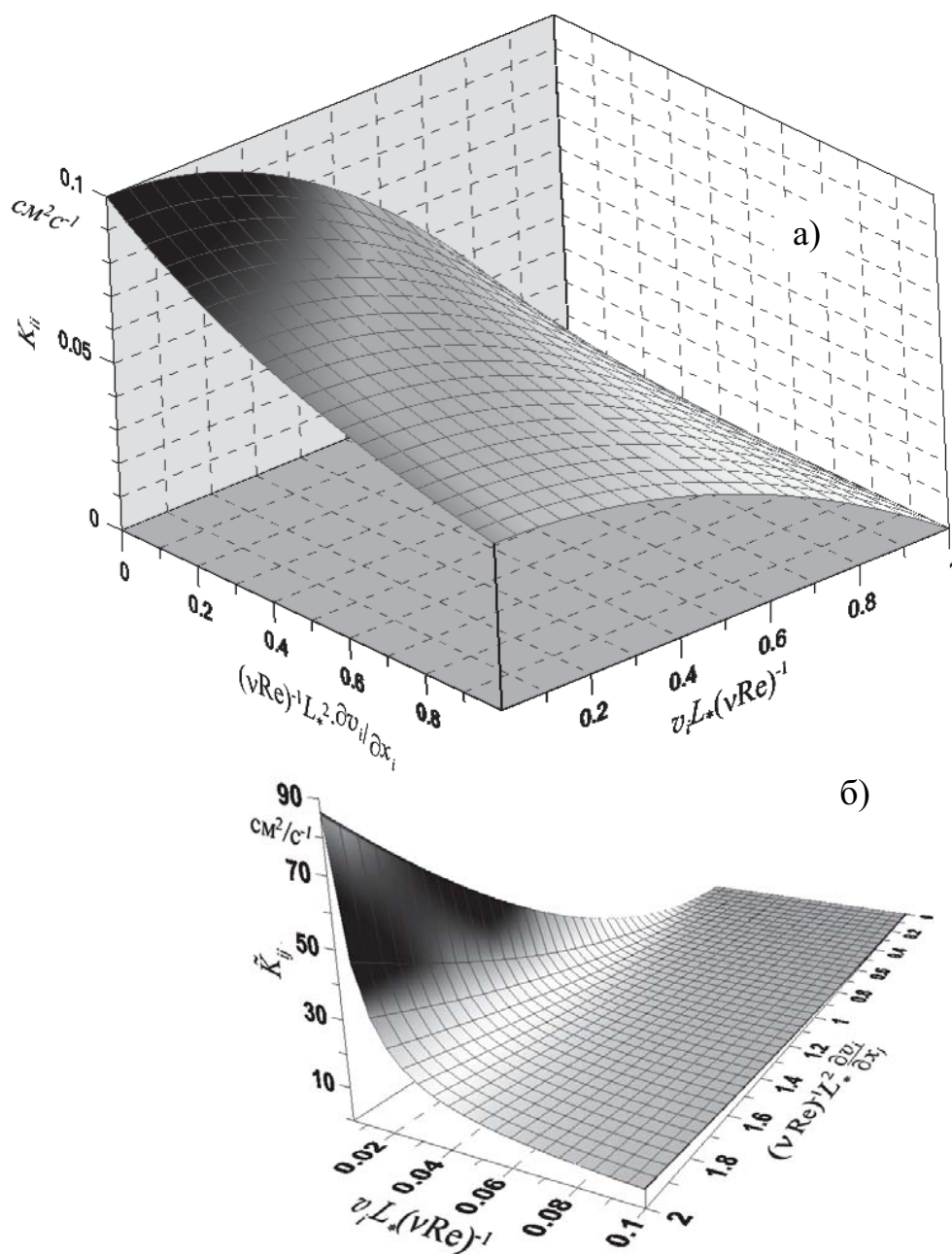


Рис. 1. Вид коэффициентов обмена импульсом при различных сочетаниях безразмерной скорости с ее безразмерными продольными и касательными градиентами в случае $Re = 10$:
а) нормального, б) касательного

Литература

1. Даньшина А.В., Карлин Л.Н., Чанцев В.Ю. Несимметричность напряжений вязкой несжимаемой жидкости // Ученые записки РГГМУ. СПб.: РГГМУ, 2011. № 20. С. 156-166.
2. Даньшина А.В., Чанцев В.Ю. Коэффициенты обмена импульсом в дипольной структуре // Ученые записки РГГМУ. СПб.: РГГМУ, 2013. № 30. С. 101-108.

MOMENTUM EXCHANGE COEFFICIENTS IN THE MUSHROOM-LIKE CURRENTS OF COASTAL ZONE

Danshina A.V.¹, Chantsev V.Yu.²

¹Arctic and Antarctic Reserch Institute (AARI), St. Petersburg, ann@rshu.ru

²Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg, val@rshu.ru

Description of mushroom-like current formation process is directly related to the investigation of momentum exchange processes in a coherent structure. Parametrization of momentum exchange coefficients is showed, that a coefficient of tangential momentum exchange has a more complex structure. Influence and importance of this coefficient is more expressed in the frontal region of the jet stream, where the flow velocity decreases sharply, and velocity gradients still remain significant.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ АБРАЗИОННЫХ БЕРЕГОВ РАВНИННЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ (НА ПРИМЕРЕ КАМСКОГО)

Двинских С.А., Клименко Д.Е., Морозова Г.В.

ФГБОУ ВПО «Пермский государственный национальный исследовательский университет»

Приводится описание развития берегов водохранилищ на основании системного подхода. Предложена классификация процесса развития берегов. Установлены численные показатели изрезанности береговой линии, а также зависимости величины объемов берегоразрушения от ветровлоновой энергии с учетом коэффициентов изрезанности.

Формирование гидрологического режима водохранилищ происходит в условиях активно формирующейся чаши под влиянием генетически разнородных процессов. В процессе переформирования берегов изменяется не только их профиль, но и очертания в плане. В общем плане процесс формирования береговой линии можно описать, если проследить ее развитие, взяв за основу организационные процессы. Согласно А.А.Богданову, основными процессами, происходящими в мире, являются организационные процессы – процессы создания порядка. При этом наблюдаются два противоположных процесса: созидание порядка (непосредственно организационный процесс) и разрушение порядка (*дезорганизационный процесс*). Подобную организацию в природе можно увидеть в формировании береговой зоны водохранилищ, представляющих систему, которой присущи: целостность, находящая свое отражение в единстве структуры, функционирования и развития; цикличность, характеризующаяся разными возрастными стадиями развития; однонаправленность – развитие от прошлого к будущему; неограниченность прогресса – развитие от простого к сложному; неравномерность – одновременное наличие прогрессивных (упорядоченных), стабильных (антиупорядоченных) и регрессивных (разупорядоченных) элементов или подсистем

Нами в упрощенном виде предложена графическая модель развития водоема как системы. В качестве элементов системы выступают факторы¹. При этом, принимая во внимание законы усложнения системной организации К.Ф. Рули² и неограниченности процесса³, можно говорить об увеличении разнообразия в процессе развития системы.

¹ Выбор термина объясняется тем, что в процессе развития благодаря взаимозависимости и взаимообусловленности каждый из элементов системы по отношению к другим может выступать как фактор.

² Историческое развитие живых организмов (а также всех иных природных и социальных систем) приводит к усложнению их организации путем нарастающей дифференциации функций и органов (подсистем), выполняющих эти функции.

³ Развитие от простого к сложному эволюционно не ограничено.

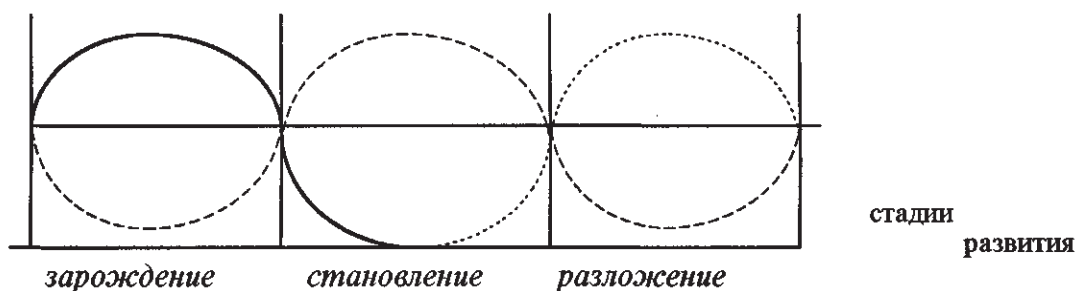


Рис. 1. Схема развития геосистемы (факторы прогрессивные - - -, регрессивные ... и нейтральные ____)

Различают прогрессивные, регрессивные и нейтральные факторы, сумма и взаимосвязь которых представляет структуру системы, изменение их количеств – ее развитие, а количество связей между ними – устойчивость.

Формирование чаши искусственных водоемов представляет собой сложный процесс, включающий переработку берегов, развитие мелководий и перестройку рельефа глубоководной части. Этот процесс можно разделить на два противоположных процесса: созидания порядка (прогрессивный процесс) и разрушения порядка (регрессивный процесс). Прогрессивный связан с созданием новых форм рельефа, регрессивный – с разрушением старых.

В своем развитии система проходит три этапа (рис. 1).

Первый этап – зарождение системы – можно разбить на две части. 1 часть – наполнение водохранилища. Обычно она занимает несколько лет. В этот период преобладают нейтральные качества, т.е. процесс формирования береговой линии не определен, в результате поднятия уровня, которое занимает обычно несколько лет, формируется только «облик» водохранилища. На этой нулевой стадии происходят микродеформации структуры береговых пород. Однако по мере поднятия уровня до НПУ и достижения им стабильного состояния, возможности для формирования новых форм рельефа (например, мелководий) становятся все более ощутимыми.

От длительности, характера и нарушения среды на этой стадии зависит степень интенсивности процессов берегоразрушения. По мере подъема уровня, увеличения площади водной поверхности, появляются условия для образования ветровых волн. Волнение оказывает энергетическое воздействие на берега. Длительность этой стадии зависит от времени подъема уровня воды до НПУ и изменяется от 2–7 до 10–16 лет [1].

Второй этап также делится на две части. Первая характеризуется интенсивными процессами формирования. Начинается коренная «перестройка» рельефа исходных речных долин. В этот период определяющим продолжает оставаться уловенный режим.

В первые годы существования водохранилищ оба процесса (прогрессивный и регрессивный) развиваются очень интенсивно. Объясняется это тем, что водохранилище и, в частности, береговая зона стремится к состоянию динамического равновесия. Деструктивные процессы возникают только в пределах отдельных наиболее уязвимых участков, а затем достаточно быстро охватывают все новые пространства, развиваясь навстречу друг другу, сливаясь и формируя тем самым крупные и, как правило, линейные зоны поражения.

Помимо отдачи некоторой части своего вещества, приспособление геологической среды к новым воздействиям гидросферы всегда связано с формированием из того же вещества дополнительных систем в виде отмелей, защищающих основную береговую систему от внешних воздействий по петле обратной отрицательной связи. Образование такой относительно устойчивой к внешним воздействиям парасистемы – отмели, по которой возможно вдольбереговое перемещение наносов, означает переход ко второй стадии развития берегоформирующих процессов (рис. 1).

Третья и четвертая стадии переработки берегов и формирования береговых линий водоемов характеризуются дальнейшим усилением механизма саморегулирования и завершением процесса самоорганизации береговых систем. Изменение этих воздействий приводит к новому циклу развития берегоформирующих процессов по охарактеризованной выше схеме [1].

Изучение динамики мелководий позволило сделать вывод, что к открытым стремятся практически все мелководья. Показателем этого является изменение изрезанности береговой линии. Коэффициент изрезанности мы предлагаем определять как отношение длины прямолинейного берега (к которому стремятся все берега) к длине береговой линии. Значения этого коэффициента (K) не превышают 1: при K менее 0,25 берег сильно изрезанный (идет интенсивная переработка берега, его профиль не определен); при $K = 0,50-0,25$ – среднеизрезанный (интенсивность переработки берега уменьшается, начинают формироваться зоны абразии и аккумуляции), при $K = 0,75-0,50$ – изрезанный (сформированы зоны абразии и аккумуляции; выработан устойчивый профиль берега); при $K = 1,00-0,75$ – малоизрезанный (процессы абразии затухают, переработка берега незначительна и определяется уровнем режимом); при $K = 1$ берег прямолинейный, переработка практически прекращена).

Изучение роли изрезанности в процессе берегоразрушения и формирования мелководий проводилось на мелководьях Камского и Воткинского водохранилищ. Исследования показали, что между объемами разрушения (W) и величиной ветроволновой энергии (E) существует тесная связь: $W = B \cdot (E)^a$, где a и B – эмпирические коэффициенты.

Нами установлено, что коэффициент B изменяется идентично объему обрушения и определяется морфометрическими особенностями участка. Для ровного и малоизрезанного берега он колеблется от 0,1 до 1, при сильной изрезанности превышает 2. Коэффициент a имеет ход, обратный B . Он характеризует диссипацию волновой энергии и не может превышать 1. Между коэффициентом изрезанности и коэффициентами « a » и « b » существуют следующие зависимости: $a = 0,31 \cdot K$, $B = 0,96 \cdot K$.

Следовательно, величина изрезанности вносит свой вклад в процесс берегоразрушения, являясь интегральным показателем внутреннего описания системы, в то время как внешнее описание представляет энергия ветрового волнения.

На наш взгляд, коэффициент изрезанности береговой линии водоема может служить показателем его устойчивости и использоваться в качестве ориентировочного при долгосрочном прогнозировании развития береговой зоны (например, при проектировании водохранилищ и прудов).

Литература

1. *Природные опасности России. Т.6. «Оценка и управление природными рисками»/ Под ред. А.Л. Рагозина. М.: Изд-во «КРУК», 2003. 320 с.*

FEATURES OF DEVELOPMENT OF SCARP PLAIN RESERVOIRS (FOR EXAMPLE, THE KAMA)

Dvinskikh S.A., Klimenko D.E., Morozova G.V.

FSSEO HPE "Perm State National Research University"

Describes the development of the reservoir banks on the basis of a systematic approach. A classification of development banks. Set numerical indicators irregularity coastline, as well as the dependence of the volume of destruction shore wind and wave energy to the coefficients of irregularity.

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ И ПОТОКИ НАНОСОВ В МЕЗЕНСКОМ ЗАЛИВЕ И ЭСТУАРИЯХ МЕЗЕНИ И КУЛОЯ

Демиденко Н.А.¹, Зиновьев А.Т.²

¹ФГБУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, (ФБГУ «ГОИН»), г. Москва, demidenko_nikola@mail.ru

²ФГБУ «Институт водных и экологических проблем СО РАН», (ФГБУ «ИВЭП СО РАН»), г. Барнаул, zinoviev@iwep.ru

Эрозионно-аккумулятивные процессы в Мезенском заливе обусловлены приливо-отливными течениями, ветровым волнением, формированием вдольберегового потока наносов. Трансформация вдольберегового потока происходит вследствие абразии берегов, взмучивания донных отложений, аккумуляции наносов в зонах замедления скоростей течений. Важной причиной изменения вдольберегового переноса наносов является поступление взвешенных наносов из устьев рек Мезени и Кулоя.

В приливных устьях рек главной причиной изменения потока наносов является абразия морских берегов. Количество обломочного материала, поступающего в береговую зону моря от абразии берегов Мезенского залива достигает 30 млн.т/год. В сравнении с этим объемом вынос речных наносов оказывается пренебрежимо малым. Наносы, перемещаемые вдольбереговыми течениями ветрового происхождения, составляют около 30% объема абразии. Оставшаяся часть этого объема, преимущественно частицы ила переносятся в основном приливо-отливными течениями (рис. 1).

Глинистые фракции составляют основную массу наносов, поступающих в береговую зону в результате абразии. Они переносятся течениями во взвешенном состоянии. Содержание в воде этих фракций колеблется от 10 до 5000 г·м⁻³ и более. Оно испытывает существенные изменения во времени и в пространстве.

Сильные приливо-отливные течения обуславливают высокую динамичность рельефа дна эстуария. Основной приливо-отливный канал на участке р. Семжа – р. Пыя сместился от восточного края эстуария Мезени (1893 г.) к его центральной части (1927 г.), а затем, начиная с 1960 г., к западному берегу эстуария. До 30-х годов XX в. на месте осушек существовал судоходный фарватер, ориентированный в сторону устья р. Семжа. В настоящее время для судоходства используется только западный фарватер эстуария.

Наиболее интенсивная абразия морских берегов наблюдается на побережье Мезенского залива. По данным В.С. Медведева [Медведев, 1969] на участке р.Семжа – мыс Рябинов (эстуарий Мезени) берег отступает со скоростью 3 м/год. В среднем скорость отступления высокого (до 20 м) и обрывистого берега меньше – 1,5 м/год. Интенсивная абразия правого берега эстуария Мезени вблизи устья р. Семжа в 1937–2005 гг. привела к разрушению жилой застройки.

В целом для эстуария характерна тенденция к его заполнению наносами и обмелению. Со времени первого инструментального обследования залива в 1914–1915 гг. глубины в районе устьевого створа уменьшились на 2–3 м. Эти же тенденции характерны для вершины эстуария в районе г.Мезень.

Характерной особенностью динамики взвешенных наносов в зоне смешения речных и морских вод является формирование зоны максимальных значений мутности или «литоклина». Возникновение этой зоны обусловлено процессами флокуляции глинистых частиц и органического вещества, а также особенностями эстуарной циркуляции воды. В ее пределах мутность воды в придонном слое значительно превосходит мутность в речных и морских водах. Разнообразие источников взвешенных наносов и морфологических условий в эстуариях приводит к тому, что в них возникает один, два и большее число локальных литоклинов.

Наличие зоны повышенной мутности воды характерно и для устьев Мезени и Кулоя. Образование литоклина в эстуариях этих рек зависит от трансформации и асимметрии приливной волны при ее проникновении в эстуарий. Приливная волна распространяется здесь с большей скоростью чем во время отлива. В результате наносы в основном перемещаются в сторону суши, к вершине эстуария.

В нижней части эстуариев Мезени Кулоя и вершине Мезенского залива влияние отливного потока и ветрового волнения на поверхность осушек, приводит к взвешиванию отложившихся частиц. При понижении уровня в малую воду взвешенные частицы концентрируются в стоково-отливных ложбинах, создавая максимум мутности («пробки мутности»).

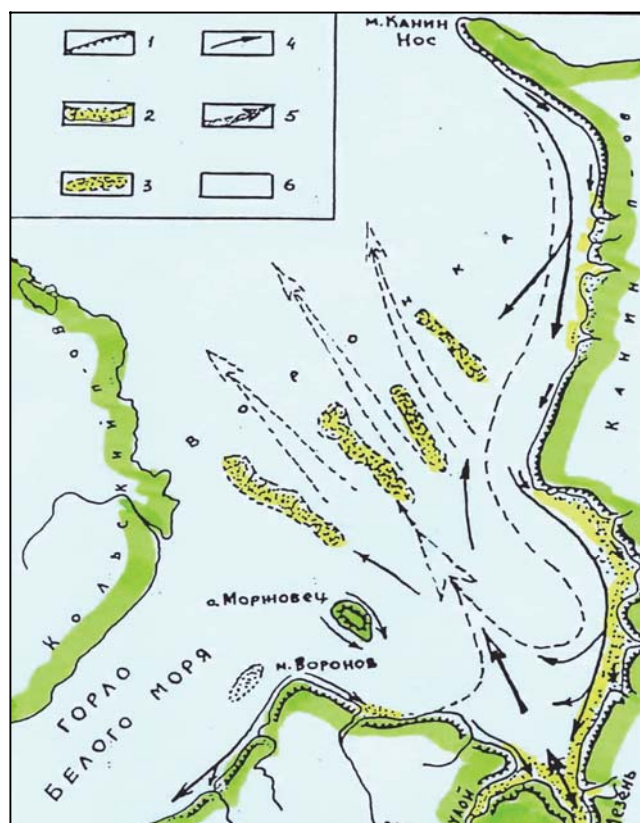


Рис. 1. Схема перемещения вдольберегового потока наносов в Мезенском заливе (1 – абразионные берега, 2 – аккумулятивные берега, 3 – морские песчаные гряды, 4 и 5 – направления движения соответственно песка и ила, 6 – прибрежная суша). Дополнено по [Медведев В.С., 1969]

В эстуарии р. Мезень миграция зоны максимума мутности за приливный цикл составляет 20–25 км. Максимальная миграция литоклина вдоль эстуария между периодами высокого (половодного) и низкого (меженного) расхода воды в реке составляет 30–40 км. Мутность воды в литоклине изменяется от 1000 до 13000 г/м³. Она больше в сизигию и меньше – в квадратуру. При смене направления течения в период между приливом и отливом глинистые частицы и флокулированные частицы не осаждаются на дно, а находятся во взвешенном состоянии. Они перемещаются реверсивным течением в реку или на взморье, участвуя в общей эстуарной циркуляции, практически не удаляясь за пределы эстуария. Мутность воды в этот период сохраняется на уровне 50 г/м³.

Высокая мутность воды и транспорт наносов во всем Мезенском заливе и эстуарии Мезени активно влияют на переформирование донных форм рельефа и морфологии всей устьевой области р. Мезени и береговой зоны залива. В вершине эстуария Мезени существует система больших, не затопляемых в прилив, островов, прижатых к правому берегу. Острова Середовая Кошка, Заречье, Балуиха образуют надводную приливную дельту реки. Они имеют относительно молодой возраст. В 6 км от устьевового створа отметки их поверхности имеют высоту, совпадающую с отметками уровней воды в период отлива. Цепь правобережных островов ниже г. Мезень продолжают острова Ванюшина Кошка, Максимова Кошка, Шестакова Кошка, Островок и Мишина Кошка. Причиной односторонней группировки дельтовых островов является преобладающая ориентация приливного потока, прижимающегося к левому берегу реки.

Ниже о. Мишина Кошка (в 25 км от устьевового створа) располагается зона затопляемых в прилив песчано-илистых осушек, ваттовых форм рельефа, маркирующих положение повышенных участков устьевового взморья реки (подводной дельты). Зона больших гряд и осушек простирается до участка крутого изгиба эстуария в створе м. Толстик – р. Пыя. Размеры гряд постепенно увеличиваются, превращаясь в сплошной массив ваттов.

Дно эстуария Мезени имеет полого выпуклую форму с уклоном в сторону моря 2–3°. Ширина приливной осушки на этом участке составляет 700–800 м и более. Верхняя прибрежная часть приливной осушки сложена из песка с обильным включением на ее поверхности валунов. Средний размер окатанных моренных валунов составляет около 20 см в диаметре. Отдельные экземпляры валунов в верхней части приливной осушки достигают в диаметре более 1,0 м.

В эстуарии Мезени песок не накапливается из-за сильных отливных течений. При отливе занесенный сюда волнами и приливными течениями песчаный материал выносится из залива и аккумулируется там, где энергия отливных течений равна суммарной наносодвижущей энергии волн и приливных течений. Основная область аккумуляции песка находится в южной части Воронки Белого моря на выходе из Мезенского залива, где в результате этого на дне образовались подводные гряды – Большая Орловская кошка, Большая Средняя кошка, Конушинская и Кийские мели.

Их существование впервые открыл М.Ф. Рейнеке в период гидрографических описаний Белого моря, выполненных в 1830 г. Подобные гряды – называемые «гигантскими песчаными волнами», являются типичными формами приливной аккумуляции песчаного материала в условиях сильных приливных течений на шельфе морей и встречаются в различных эстуариях. Некоторые из них обсыхают в малую воду при сизигийных приливах, но большинство остается под водой. Поперечный профиль песчаных волн, как правило, асимметричен. Крутой склон чаще обращен в сторону берега Канинского полуострова (по направлению распространения подходящей приливной волны).

COASTAL AND ESTUARINE SEDIMENT DYNAMICS IN THE MEZEN BAY AND ESTUARIES MEZEN AND KULOY

N.A. Demidenko¹, A.T. Zinoviev²

¹*State Oceanographical Institute named by N.N. Zubov (SOI), Moscow, demidenko_nikola@mail.ru*

²*Institute for Water and Environmental Problems SB RAS (IWEP SB RAS), Barnaul, zinoviev@iwep.ru*

In the Mezen bay and estuaries Mezen and Kuloy can be high concentrations of mud suspension there, involving the formation at times mobile suspensions and settled mud. Within estuaries the river water is mixed with the sea water by the action of tidal motions, by waves on the sea surface and by the river discharge forcing its way to the sea. The sediment transport rate is the total weight of grain passing through a section per unit time, and is the product of the weight of moving grains present in the water over a unit area times the velocity at which they move. Nearly all shallow tidal estuaries, where currents exceed about 1.0 m s⁻¹ and where sand is present, have sand waves. Sand waves have a variety of cross-sectional and plan forms.

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ЮЖНЫХ БЕРЕГОВ АЗОВСКОГО МОРЯ И КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Дикарёв В.А.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, НИ лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, dikerav@rambler.ru

Наблюдения уровня Мирового океана показывают, что в последние десятилетия он повышается со скоростью около 1,5 мм/год. Наибольшие оценки подъема уровня Мирового океана за последнее столетие составляют 15–20 см. За этот же период средняя глобальная приземная температура воздуха повысилась на 0,55°C. В дальнейшем темпы роста температуры воздуха могут значительно увеличиться вследствие накопления в атмосфере углекислого газа, метана и некоторых других "парниковых" газов. Межправительственная группа экспертов ООН по изменениям климата выпустила в 2001 году доклад, в котором оценивала подъем уровня океана к 2100 году на 3–4 м. При этом изменение уровня даже на несколько десятков сантиметров приведёт к катастрофическим последствиям для морских берегов в отдельных регионах [1].

Одним из наиболее показательных примеров разрушительного действия на морские побережья является Азовское море. Скорость отступления береговых уступов, сложенных лёссовидными суглинками в северо-восточной части моря уже сейчас достигает 5–8 м в год. Высокая чувствительность берегов Азовского моря к изменению уровня моря объясняется несколькими причинами [4]:

- высоким уровнем экономического развития береговых зон и концентрации населения и хозяйственных объектов непосредственно на морских побережьях;
- преобладанием погружения суши со скоростью от 0,5 до 3 мм/год и, соответственно, увеличением влияния подъема относительного уровня моря по сравнению с глобально осредненными оценками;
- интенсивным отступанием сложенных лёссовидными породами береговых уступов, существенно усиленным оползнями и другими склоновыми процессами, а также разрушением береговых аккумулятивных форм рельефа, сложенных детритовым (ракушечным) песком;
- высокой чувствительностью естественных степных и луговых экосистем и еще более высокой чувствительностью антропогенно измененных экосистем к изменениям влажности почвы, подтоплению и другим процессам, связанным с подъемом уровня моря.

Южное побережье Азовского моря имеет абразионно-бухтовое строение. Выступающие берега сложены преимущественно неогеновыми известняками, а бухты рыхлыми четвертичными отложениями. Некоторые мысы представляют собой известняковые останцы причленённые к берегу аккумулятивными переями-томболо. Наиболее выразительным примером является м. Казантип [4]; расположенный к востоку м. Зюк, имеет подобное строение. Таманский полуостров представляет собой низменную равнину, заполненную морскими отложениями и четвертичным аллювием Кубани. В I тысячелетии до н.э. он представлял собой архипелаг из нескольких островов разделённых обширным проливом (Кубанским Боспором) [5].

По степени устойчивости берега Азовского моря можно разделить на следующие категории: устойчивые, относительно устойчивые, неустойчивые, крайне неустойчивые. Общая формула устойчивости морских берегов:

$$A = V \sum R_n$$

где V – Индекс естественной устойчивости берега; $\sum R_n$ – сумма всех влияющих на устойчивость факторов, таких как антропогенная нагрузка, степень переработки первичного рельефа, опасные геоморфологические процессы, протекающие на данном участке берега и т.д. [6]. По совокупности указанных выше показателей на южном побережье Азовского моря нами были выделены следующие участки наибольшего риска, связанного с ожидаемыми изменениями уровня моря и его косвенными последствиями: (1) Северо-западная часть Таманского полуострова, коса Чушка; (2) Южная часть Таманского залива, коса Тузла; (3) Восточное побережье Керченского полуострова южнее косы Камыш-Бурун; (4) Северная часть Арабатского залива; (5) Коса Арабатская Стрелка (рис. 1).

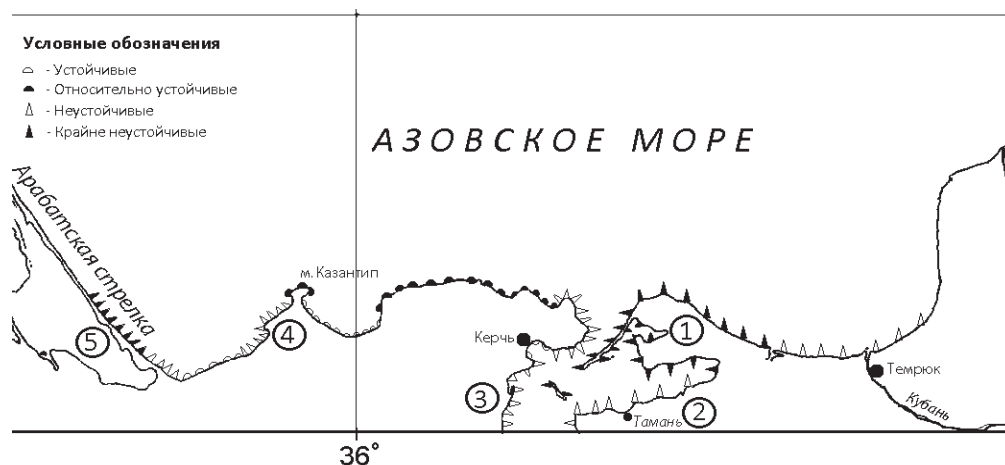


Рис. 1. Схема устойчивости южных берегов Азовского моря и Керченского пролива



Рис. 2. Схема расположения археологических памятников на изучаемой территории

Южное побережье Азовского моря, а также Керченский пролив являются зоной скопления археологических памятников, принадлежащих в основном к античной эпохе [2] (рис. 2). Значительная их количество, особенно на Таманском полуострове, находиться в зоне риска. Особенно следует отметить «Фанагорию» и «Патрей». Часть их территории уже сейчас находится ниже уровня моря, а прибрежная часть активно разрушается. Защитные раскопки в прибрежной зоне, с другой стороны, являются важным фактором, влияющим на устойчивость морских побережий.

Литература

1. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: Прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. – 299с.
2. Масленников А.А. Эллинская хора на краю Ойкумены. Сельская территория европейского Боспора в античную эпоху. М.: Индрик, 1998. – 304 с.
3. Механизмы устойчивости геосистем /Отв. ред. Н.Ф. Глазовский, А.Д.Арманд. М.: Наука, 1992. – 208с.
4. Селиванов А.О. «Береговая катастрофа» на Азовском море: Миф или реальная угроза? М.: ГЕОС, 2001. – 84 с.
5. Keltenbaum D., Bruckner H., Porotov A., Schlotzhauer U. Sea-level changes in the Black Sea and their impact on the palaeogeography of the Taman Peninsula (SW Russia) during the Greek colonization of the 1st millennium BC//IGCP 521 – INQUA 0501 Fifth Plenary meeting and field trip, Extended Abstracts, Izmir, Deu Publishing house, 2009. pp. 96-97.
6. Selivanov A.O. Possible future coastal evolution of the north Black Sea and the Sea of Azov coasts under greenhouse-induced sea-level rise: Quantitative estimates of shoreline retreat and risk assessment analysis //Proc. Int. Conf. Coastal Change'95. Bordeaux: Bordomer-IOC, 1996. V.1. pp. 44-59.

THE SEA OF AZOV AND KERCH STRAIT COASTAL VULNERABILITY UNDER ESTIMATED SEA LEVEL RISE

Dikarev V.A.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research laboratory of recent sediments and pleistocene paleogeography, dikerav@rambler.ru

Southern part of the Sea of Azov and the Kerch strait is considerably vulnerable due to coastal abrasion and other processes lead by sea level changes. At the same time Kerch and Taman peninsulas are the territories of numerous ancient settlements location. Some of their territories submerged and the rest is at the risk zone. Excavations usually accelerates coastal abrasion were it takes place at vulnerable coasts. During our study coasts were divided into four groups: 1) Extremely vulnerable; 2) Vulnerable; 3) Relatively stable and 4) Stable. Results of our study presented as a scheme (fig. 1).

СКЛОНОВЫЕ (ГРАВИТАЦИОННЫЕ) ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАВКАЗА

Донцова О.Л., Панина О.В.

Кубанский государственный университет (КубГУ) г. Краснодар, doncovaol@mail.ru, panina_olga@inbox.ru

В настоящее время идёт активное освоение шельфа и континентального склона Чёрного моря: строятся различные подводные трубопроводы, прокладываются кабели связи. Большинство этих сооружений пересекают участки возможного развития подводных гравитационных процессов.

Проведенные на шельфе Черного моря геофизические исследования вдоль трассы газопровода «Джубга-Лазаревское-Сочи» позволили идентифицировать проявления разнообразных геологических процессов, а также морфологические неоднородности дна. Наибольшее распространение имеют экзогенные процессы: оползни, медленная ползучесть пород (крип), донная абразия. Все эти процессы также повышают концентрацию взвешенных частиц в мутьевых потоках, которые проявляют свою эрозионную деятельность уже на континентальном склоне.

На основании анализа топографии дна моря, построенной в результате интерпретации 3Д сейсмических данных ООО Океанологии, были выявлены следующие группы современных эрозионных процессов:

- 1) эрозионные процессы на склонах хребтов;
- 2) эрозионные и седиментационные процессы в пределах подводных каналов [1].

В пределах хребтов четко выделяется два типа склоновых эрозионных процессов: формирование эрозионных оврагов и формирование оползневых тел. Склоны хребтов рассечены многочисленными оврагами, которые берут начало в присводовых частях хребтов и спускаются по склону до межхребтовых минибассейнов. Овраги обычно ориентированы перпендикулярно осевой линии хребта и имеют многочисленные притоки. Обычная глубина оврагов – от 30 до 40 метров, ширина до 300 м, расстояние между осями соседних оврагов 400–500 метров.

Кроме того, к эрозионным структурам можно отнести выявленный на площади крупный подводный каньон относительной глубиной 300–400 метров и шириной порядка 5–7 км. Каньон характеризуется относительно крутыми склонами и уплощенным дном. На дне каньона имеются небольшие поперечные уступы. На склонах выявлены многочисленные оползневые тела и эрозионные овраги. Вдоль оси канала наблюдается система меандрирующих узких промоин. Наличие плоского дна канала и характеристика временных разрезов указывает на то, что осадки не откладываются в осевой части, а перемещаются далее к подножью континентального склона [2].

Разрез рассматриваемого участка представлен снизу вверх: терригенным флишем палеоцен-эоценового возраста, прибрежно-морскими отложениями плейстоценового возраста и морскими и биогенно-морскими отложениями голоценового возраста, представленными илами, песками и глинами с обломками раковин. Оценка устойчивости оползневых тел массива дисперсных грунтов, залегающих на шельфе и в области бровки континентального склона Чёрного моря, представляют собой сложную задачу, не имеющую пока удовлетворительного решения.

На устойчивость склонов влияют следующие факторы:

1) геометрия склона – угол откоса являющийся главным фактором, но рассматриваются и другие параметры, т.к. угол откоса не является постоянной величиной;

2) состав склоновых отложений и условия их залегания, важным фактором является наличие реологической поверхности;

3) внешние факторы – сейсмичность и техногенные процессы [3].

Все эти факторы необходимо вводить в модели склоновых процессов для оценки устойчивости склонов и последующей оценки риска.

В настоящее время в зависимости от конкретных условий оползневого склона разработано и применяется на практике достаточно много методов определения оползневых смещений, большинство из которых основано на применении геодезических методов.

Самый распространенный и простой метод оценки устойчивости склонов и откосов метод аналогий, при этом по необходимости выполняются соответствующие расчеты и моделирование. Метод основан на использовании данных наблюдений за устойчивостью откосов и склонов такой же крутизны, сложенных сходными породами. По данным этих наблюдений подбираются аналоги изучаемого участка. Применять этот метод можно только при уверенности, что сравниваемые инженерно-геологические условия эталонного и изучаемого участков аналогичны.

Существует группа методов, которые базируются на подборе наиболее опасной поверхности скольжения. Для этого заранее задаются углы откоса (по аналогии с другими естественными или искусственными откосами или по нормативным данным), а об устойчивости оцениваемого откоса судят по значению коэффициента безопасности.

Важнейшим элементом гравитационной тектоники является реологическая поверхность, по которой возможно скольжение более компетентных «пластин» осадочных пород. Хотя лабораторные эксперименты дают довольно высокие значения коэффициента трения, полевые наблюдения показывают, что движение может происходить на очень пологих склонах, до 1° . Механизм образования таких низких значений коэффициентов трения объяснили Руби и Хабберт (1959), которые пришли к выводу, что избыточное давление флюидов в массе пород может частично компенсировать нагрузку от вышележащих толщ и сильно изменять коэффициент трения. При уплотнении осадков избыточные давления нарастают быстрее, чем выжимаются поровые флюиды. Дальнейшему уплотнению препятствует несжимаемость содержащейся в порах воды, что позволяет породам выдерживать все более возрастающую нагрузку от вышележащих толщ. В результате появляется эффективная плавучесть осадочных толщ на жидком основании.

Нам представляется, что проявления гравитационного сползания имеют весьма широкое распространение в рассматриваемом регионе.

Региональный сейсмический процесс. Влияет на развитие склоновой неустойчивости в течение всего времени формирования оползня: от нескольких лет до нескольких десятилетий. Оказывает деструктивное действие на склон: активизирует появление и рост трещин, меняет конфигурацию трещинно-порового пространства, что способствует постепенному прониканию подземных вод в массив горных пород. В зонах современных активных разломов при достаточно сильных землетрясениях возможны интенсивные деформации земной коры. Таким образом, сейсмические воздействия выступают начальным элементом «эффекта домино», обуславливая дальнейшую цепочку деструктивных событий.

Литература

1. Анисимов Л.А., Донцова О.Л. Склоновые процессы и морфоструктуры Черноморского побережья Кавказа //Геоморфология и картография: материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2013. С. 330-334.
2. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и развитие оползневых явлений на континентальном склоне Черного моря //VI Международная научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований». Материалы конференции. Часть 1, М.: ИО РАН, 2000. С. 16—21.
3. МIRONЮК С. Г. Закономерности формирования инженерно-геологических свойств морских глин и их элювия в различных структурно-фациальных и климатических зонах (на примере майкопских глин). Автореф. дисс. к.г. м. н. М., 1984. 22 с.

SLOPE (GRAVITY) PROCESSES ON THE CAUCUSES BLAKE SEA SHELF

Dontsova O.L., Panina O.V.

Kuban State University, Krasnodar; doncovaol@mail.ru, panina_olga@inbox.ru

Construction activity on the Caucasus Shelf provokes interest to the geological processes on the shelf and continental slope. Land sliding and other gravity processes are the most dangerous for the subsea pipelines. Origin of gravity structures in this region has been taken into consideration.

ОСОБЕННОСТИ ШТОРМОВЫХ РАЗМЫВОВ БЕРЕГОВ КАЛИНИНГРАДСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ ЗИМОЙ 2013-2014 ГГ.

Есюкова Е.Е., Стонт Ж.И.

*Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (АО ИО РАН), г. Калининград,
elena_esiukova@mail.ru, ocean_stont@mail.ru*

В осенне-зимний период года в Юго-Восточной Балтике господствуют западные ветра. На этот период приходится и наибольшее число дней с сильными ветрами, вызывающими шторма. По материалам наблюдений середины XX века [1] число дней с сильным ветром (≥ 15 м/с) в узкой прибрежной зоне составляет 28–38 дней за год, в отдельные годы до 60 дней; в отдельные месяцы (ноябрь–январь) бывает до половины штормовых дней. Осенью самый штормовой месяц ноябрь, зимой – январь, весной – март. Сила наблюдаемых штормов обычно составляет 7–8 баллов (12–18 м/с), изредка 9–10 баллов (18–25 м/с), в исключительных случаях ветер достигает силы 11–12 баллов (> 25 м/с). По данным [2] для Юго-Восточной Балтики в 1966–1985 гг. ежегодно отмечалось в среднем 26 случаев штормов (при скоростях ветра более 12 м/с продолжительностью не менее 6 часов). Наименьшее их количество (8–10) наблюдалось в 1979 и 1982 гг., наибольшее (66) – в 1984 г. За 2004–2010 гг. по данным АГМС, установленной на морской платформе D-6, максимальное количество штормов наблюдалось в 2004 г. – 36; в 2007 г. и в 2010 г. – 35 штормов. Относительно спокойными были 2006 и 2009 гг. (18 и 20 штормов соответственно) [3].

В зимний период 2013–2014 гг. в Атлантическом отделении Института океанологии впервые проводился комплексный мониторинг побережья Юго-Восточной Балтики (Вислинский залив и берега северной экспозиции – р-н пос. Куликово, г. Зеленоградска, пос. Прибрежный, рис. 1) с целью оценки влияния гидрометеорологических условий на береговые процессы, выявления особенностей динамики берега, изменчивости уровня и развития ледяного покрова в районе наблюдений непосредственно после каждого штормового воздействия. Организация мониторинга заключалась в следующем. Непосредственно после наблюдаемого шторма проводился выезд в контрольные точки. С ноября 2013 г.

по март 2014 г. произведено 17 выездов в районы наблюдений у пос. Куликово и Зеленоградска. Наиболее подробные наблюдения проводились в районе яхт-клуба (район пос. Прибрежный, рис. 1) [4, 5], на участке берега длиной 700 м с периодичностью раз в неделю. Программа мониторинга включала в себя: описание берега, измерение ширины пляжа (поперек берега от уреза через пляж до репера – на 6 профилях) и подробная фотосъемка.

Для описания синоптической ситуации шторма использовались карты приземного атмосферного давления, взятые с сайта английского метеорологического центра Бракнелл (www.metoffice.uk), кроме того, использовались данные (давление, направление и скорость ветра), полученные с морской ледостойкой стационарной платформы (МЛСП D-6), расположенной в ~ 20 км от берега.

Анализ показал, что в основном штормовые ветра западных румбов связаны с прохождением активных циклонических вихрей. С октября 2013 г. по март 2014 г. можно отметить 8 сильных штормов (28.10.2013 г., 9.11.2013 г., 27.11.2013 г., 5-6.12.2013 г., 10.01.2014 г., 12-13.01.2014 г., 15.03.2014 г.) с ветрами преимущественно западных и северо-западных направлений, с максимальными скоростями 17–26 м/с (в порывах до 20–27 м/с), с продолжительностью шторма от 12 ч до 21 ч. Шторм 26-31.01.2014 г. продолжительностью 137 ч связан с влиянием антициклональных условий и господством ветров восточных румбов скоростью 20–23 м/с.

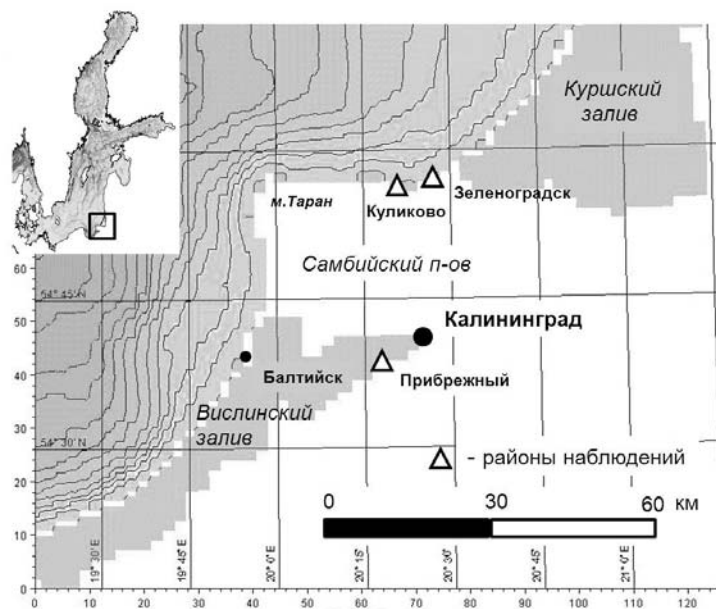


Рис. 1. Районы мониторинга: у Зеленоградска, пос. Куликово, пос. Прибрежный

За осенне-зимний период 2013-2014 гг. можно выделить 2 характерных шторма, отличающихся по своему происхождению и воздействию на берега.

Первый шторм с ветрами западных румбов продолжительностью около суток (21 ч) наблюдался в начале декабря 2013 г. 5-7 декабря через Юго-Восточную Балтику прошел сильнейший ураган XAVER. Шторм набрал силу в Скандинавии и через центральную часть Европы обрушился на Прибалтику. На южной периферии, а затем в тылу этого циклона ветер западных румбов усиливался до 26 м/с, в порывах 27 м/с (11 б – жестокий шторм). Сформировалось устойчивое ветровое волнение от запада высотой до 4,0 м.

Результаты мониторинга. Отсутствовал ледовый покров, который мог бы смягчить удар шторма по побережью. В точках наблюдений на морском побережье зафиксированы сильнейшие оползни с катастрофическим вывалом леса (десятки сосен и деревьев других пород), с выходом горизонтов древних почв, обнажением линз торфа в основании склона и их размывом (залежи торфа в теле склона в совокупности с вмещающими толщами сыпучих песков создают весьма неустойчивое геологическое тело). Произошли разрушения спусков к морю, повреждение столбов электропередач, пляжных кафе, оснований фундаментов технических построек, заборов, обнажение несанкционированных

мест свалки мусора, погребенной арматуры и остатков берегозащитных сооружений, кабелей, труб и т.д. Повреждены элементы берегозащитных сооружений (деформированы и обломаны сваи, автомобильные покрышки разбросаны по берегу). Максимальный размыв береговых уступов достигал 4–6 м (на заливе 1–1,5 м), с отступанием основания склонов в среднем на 1–2 м (максимально до 3–4 м в районе пос. Куликово и у корня Куршской косы – восточная окраина Зеленоградска) и на 0,5–1 м на заливе.

Второй шторм отличается продолжительностью около 6 суток и восточными ветрами. 26–31 января 2014 г. погодные условия ЮВ Балтики определялись юго-западной периферией холодного арктического антициклона САН мощностью 1050 гПа, который распространился с Баренцева моря на европейскую часть России. На его ветреной юго-западной периферии ветер от востока-юго-востока достигал штормовой силы 20 м/с в порывах 23 м/с. Это вызвало волну от восточных румбов высотой до 2,0–2,5 м (V баллов, сильное волнение).

Результаты мониторинга. С 19 января лёд на заливе встал, и к моменту шторма толщина льда достигала 15–20 см, а ко 2 февраля – до 30–35 см со следами подвижек – широкими и длинными, уже затянутыми льдом, трещинами. Поэтому длительный шторм 26–31 января никак не повлиял на состояние берега залива. На морском побережье ледовый припай начал образовываться с 18 января, и к 1 февраля на фоне низкого уровня моря и широкого пляжа (до 30–60 м) наблюдалось ледовое поле шириной 10–20 м со следами шторма (живописные ледяные «волны» и небольшие торосы вдоль уреза). Данный экстремальный шторм не привёл к береговым размывам в районах наблюдений, за исключением берегов реки Алейки и реки Забавы (район Куликово) при впадении в море.

Таким образом, становление ледового поля и припая, сгонные ветра восточных направлений и, следовательно, низкий уровень моря – факторы, не приводящие в штормовым размывам берегов на северном побережье Самбийского полуострова и северо-восточной части Вислинского залива в зимний период. Катастрофические последствия в виде штормовых размывов связаны с экстремальными ветрами западных и северо-западных направлений повышенным уровнем моря и отсутствием ледового поля.

Литература

1. *Справочник по климату СССР. Выпуск 6. Литовская ССР и Калининградская обл. РСФСР. Часть III. Ветер.* Л.: Гидрометеиздат, 1966. 90 с.
2. *Гидрометеорологические условия. Проект «Моря СССР» Т. III. Балтийское море. Вып. 1.* СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 450 с.
3. *Стонт Ж.И., Гуцин О.А., Дубравин В.Ф. Штормовые ветра Юго-Восточной Балтики по данным автоматической метеорологической станции в 2004–10 гг. // Известия РГО, 2012. Т. 144. Вып. 1. С. 51–58.*
4. *Есюкова Е.Е., Стонт Ж.И. О влиянии гидрометеорологических условий на береговые процессы побережья Вислинского залива // Известия РГО. 2013. Т. 145. Вып. 1. С. 50–60.*
5. *Есюкова Е.Е. Результаты еженедельного мониторинга побережья Вислинского залива в районе пос. Прибрежный в 2011–2012 годах // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта, 2013. № 1. С. 82–91.*

FEATURES OF THE STORM-SCOURS OF THE COAST OF KALININGRAD REGION IN SOUTHEAST BALTIC IN THE WINTER OF 2013-2014

Esiukova E.E., Stont Zh.I.

Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Kaliningrad, elena_esiukova@mail.ru, ocean_stont@mail.ru

Strong gales in winter 2013–2014 led to powerful coastal erosion and storm-scours on the coast of the Southeast Baltic Sea (Kaliningrad region). The description of two most extreme events is given in the article, as well as there are the results of observation on north coast of Sambian Peninsula and north-east part of Kaliningrad Lagoon.

УСИЛЕНИЕ СЕЛЕВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ЧЕРНОМОРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ КАВКАЗА (В ПРЕДЕЛАХ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ)

Ефремов Ю.В.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, efremov_kubsu@mail.ru

На Черноморском побережье Краснодарского края традиционно выделяются четыре селеопасных района: Новороссийский, Геленджикский, Туапсинский и Большой Сочи. Здесь при большом количестве атмосферных осадков (до 3000 мм/год) и сравнительно слабо устойчивых к разрушению горных породах (аргиллитов, алевролитов, песчаников и др.) активно проявляются селевые процессы и явления (Ефремов..., 2008).

Известно, что катастрофические селевые потоки, приведшие к гибели многих людей, разрушению домов, промышленных предприятий, повреждению автомобильных и железных дорог, мостов, ЛЭП и др., неоднократно отмечались на южных склонах Маркотхского хребта (Новороссийский район), в бассейне р. Пшада (Геленджикский район, 1995 г.), в Широкой балке (2002 г.) и др. (Чернявский..., 2008).

В последнее десятилетие в связи с глобальными изменениями климата и усилением хозяйственной и рекреационной деятельности заметно возросло количество оползней и селевых потоков (Чернявский, 2009). Основными факторами их формирования являются:

Атмосферные осадки – основной климатический фактор, определяющий величину поверхностного ливневого стока, формирующего селевые паводки. Анализ имеющихся рядов наблюдений позволил выделить наиболее селеопасные внутригодовые сезоны – зимний (декабрь–февраль) и летний (июнь, август). Основными факторами, определяющими возможность возникновения селей, являются интенсивность и продолжительность ливней. Экстремальное количество осадков – основная причина формирования катастрофических селевых паводков, которые причиняют большой ущерб хозяйственным объектам.

При годовой сумме осадков 1200–1300 мм/год нередко экстремальные ливни с превышением месячной нормы осадков. Здесь в дождливые периоды на оголенных от леса склонах возникают многочисленные мелкие оползни и оплывины, достигающие русла балок и вовлекаемые в движение водными потоками, образуя нередко селевые потоки, носящие катастрофический характер.

Такие паводки, иногда сопровождающиеся человеческими жертвами и большими разрушениями хозяйственных объектов и населенных пунктов, наблюдались на р. Туапсе, Пшенахо, Пишиш и Шепси в 1966, 1975, 1989, 1991 и 2008 гг. Особенно разрушительным был селевой паводок в начале августа 1991 г. в речной долине р. Туапсе в районе с. Кирпичное. Повышение уровня достигало 11–12 м по сравнению с обычными отметками. Расход воды достигал 2000 м³/с, в то время как средний многолетний расход составляет всего лишь 12,4 м³/с. Ущерб от катастрофического селевого паводка исчислялся несколькими миллиардами рублей (в ценах 1991 г.). В последние годы такие чрезвычайные природные явления происходят становятся чаще. Например, из-за сильных дождей ночью 3 июля 2013 г. на ж/д участке около поселка Шепси на железнодорожные пути сошел селевой поток. Он перекрыл дорогу пассажирскому составу «Адлер – Владикавказ». Поезд врезался в сел. В результате столкновения колеса локомотива и следовавшего за ним вагона сошли с рельсов. По предварительным данным, пострадавших не было. Пассажиры были экстренно эвакуированы в другие вагоны.

Смерчи в сочетании с дождевыми ливнями часто формируют речные паводки, иногда переходящие в воднокаменные селевые потоки. Так, 1 февраля 2014 г. в Краснодарском крае на участке Лазаревская – Чемитоквадже произошел сход селя на ж/д пути Северо-Кавказской железной дороги. Было задержано движение многих пассажирских поездов. Причиной ЧП стал смерч, который, сформировавшись на море, ушел в горы, где излил собранную воду и обрушился в речную долину. По этой причине в Лазаревском районе Сочи возле населенного пункта Мамедова Щель на федеральную трассу сошли оползни и селевые потоки.

Хозяйственная деятельность. Проведенный анализ показал, что на фоне увеличения количества выпадаемых экстремальных атмосферных осадков, не продуманная хозяйственная деятельность приводит к усилению различных катастрофических природных, в том числе и селевых, процессов. Нако-

пление переотложенных грунтов и строительного мусора на крутых склонах, вырубка леса, подрезание склонов при прокладке дорог и других линейных коммуникаций создают потенциальную опасность схода антропогенных селевых потоков. Возможно, прокладка второго железнодорожного пути на берегу моря и вырубка леса вдоль него стала причиной схода многочисленных оползней и селевых потоков Чернявский..., 2010).

Срезание зрелого леса на территории строительства – мера вынужденная и практически бескомпромиссная, с такой ситуацией приходится мириться. Однако вырубленные крутые склоны, примыкающие к железнодорожным путям, необходимо укреплять, используя существующие технологии.

Заключение. Масштабы проявления селевых процессов и явлений на Черноморском побережье Кавказа гораздо меньше, чем в других горных районах Большого Кавказа. Это связано со значительной залесенностью хребтов Северо-Западного Кавказа, меньшими абсолютными и относительными высотами гор.

Селевые потоки в большей мере развиты в окрестностях городов, вдоль автомобильных и железных дорог и линий передач, т.е. в таких местах, где осуществляется активная хозяйственная и рекреационная деятельность.

Нередко источником жидкой составляющей селевых потоков служат продолжительные ливни, а также кратковременные сокрушительные дожди, вызванные разрушением смерчей при выходе их с моря на побережье. В последние годы число селевых потоков возросло вследствие усиления хозяйственной и рекреационной деятельности. Очередной задачей в исследовании селей является разработка методов оценки риска и ущерба от селевых потоков, построения специальных оценочных и прогнозистических карт и организация селевого мониторинга.

Литература

1. Ефремов Ю.В., Чернявский А.С., Николайчук А.В., Шуляков Д.Ю. Селевые процессы на Западном и Северо-Западном Кавказе //Тр. Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Пятигорск, Россия, 22-29 сентября 2008 г. Пятигорск: Ин-т «Севкавгипроводхоз», 2008. С. 95-98.
2. Чернявский А.С. Селевые процессы окрестностей г. Новороссийска //Сборник научных трудов «Географические исследования Краснодарского края». Вып. 3. Краснодар: Изд-во Кубанского госуниверситета, 2008. С. 28-35.
3. Чернявский А.С., Ефремов Ю.В. Районирование селеактивных территорий Черноморского побережья Кавказа //Сборник научных трудов «Географические исследования Краснодарского края». Вып. 5. Краснодар: Изд-во Кубанского госуниверситета, 2010. С. 21-26.
4. Чернявский А.С., Ефремов Ю.В. Закономерности распространения селевых процессов на Черноморском побережье Кавказа // Геоморфология. 2010. № 2. С. 60-69.

STRENGTHENING OF MUDFLOW ACTIVITY ON THE CAUCASUS BLACK SEA COAST OF (WITHIN THE RUSSIAN FEDERATION)

Efremov Yu.V.

Kuban State University, Krasnodar, efremov_kubsu@mail.ru

Features of mudflow processes on the Black Sea Caucasus coast are considered. Katastrophic mudflows which were provoke the heavy rains and tornadoes on the coast are allocated. Activization mudflow processes on the Caucasian coast owing to global changes and strengthenings of economic and recreational activity is emphasized.

ОПЫТ СОЗДАНИЯ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА АБРАЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ НА АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ

Измайлов Я.А.

Международный инновационный университет, г. Сочи, izmailov.yakub@mail.ru

В пределах Азово-Черноморского побережья края геологическими организациями системы «Севкавгеологии» и «Кубаньгеологии», начиная с 60-х годов прошлого века, проводились многолетние инженерно-геологические съемки крупного масштаба, в состав которых входили, наряду с другими, оценка условий развития, а также активности процессов в береговых зонах морей. Всего было проведено четыре цикла исследований (последний закончен в 2006 году), позволивших «закрыть» съемочными работами всю прибрежную 4–10-километровую полосу от реки Псоу на юге и до Темрюкского залива Азовского моря включительно на севере. В ходе съемок проводились массовое бурение, дешифрирование аэрофотоматериалов, их инструментальное сопоставление, промеры параметров береговой зоны, подводные обследования прибрежного шельфа на удаление до километра от береговой линии, составлялись карты: геолого-литологическая, геоморфологическая, инженерно-геологического районирования и т.д. На отдельных участках побережья проводились также специальные режимные промеры параметров береговой зоны – ширины пляжей, объемов пляжевых отложений, морфологии подводного склона с периодичностью один раз в год.

В 1980–90-е годы Северо-Кавказским геоэкологическим центром, организованном в г. Сочи и унаследовавшим отмеченные направления исследований, была предпринята попытка создания упорядоченной системы мониторинга экзогенных процессов на всем Азово-Черноморском побережье края, включая, естественно, абразионно-аккумулятивные процессы в береговых зонах морей. Составными его частями должны были явиться: а) единая картографическая база данных по распространению и статическим факторам формирования процессов; б) база данных по динамике процессов в береговых зонах, а также динамических факторов (собственно мониторинг); и г) подсистема математической обработки данных, моделирования, прогнозирования, разработки и выдачи рекомендаций (Измайлов и др., 1994; 2003; и др.) Хотя не все из отмеченных направлений исследований были реализованы в полном объеме, однако по каждому из них были достигнуты определенные результаты, которые в самом кратком виде охарактеризованы ниже.

Кроме упомянутых выше карт, составлявшихся в процессе инженерно-геологических съемок, для всей прибрежной территории края были составлены в ходе различных работ по изучению экзогенных процессов специальные комплекты карт масштаба 1:200000 – 1:100000. Он включал обычно карту условий формирования процессов, карту распространения процессов, карту воздействия их на хозяйственные объекты, которые дополнялись в отдельных случаях картами техногенного воздействия на геологическую среду, а также прогноза изменений этой среды на определенную перспективу. На базе картографических материалов впервые было выполнено единое районирование побережья края на морфоструктурной основе с выделением двух регионов, пяти областей, двадцати трех районов, которые, в свою очередь, могут делиться на подрайоны и участки. Крупным мегаморфоструктурам 1 порядка соответствуют регионы побережья горного сооружения Б. Кавказа и Причерноморской низменности-мегавпадины (Несмеянов, Измайлов, 1995). Горное побережье Туапсинским поперечным новейшим разломом подразделяется на Сочинскую и Джанхотскую области, отвечающие морфоструктурам 2 порядка. Районы в пределах этих областей отвечают морфоструктурам 3 порядка и приурочены к тектоническим блокам или их системам с однотипным характером новейших движений в течение неоплейстоцена. В равнинном регионе обособлены 3 области, также отвечающие морфоструктурным зонам 2 порядка: холмисто-грядовым равнинам Керченско-Таманского межпериклинального прогиба (побережье Таманского полуострова), низменным равнинам Западно-Кубанского передового прогиба (побережье дельты реки Кубани) и приподнятым равнинам Азово-Кубанского краевого прогиба (побережье Ейского полуострова). Внутри равнинных областей, также на морфоструктурной основе, выделено 11 районов. Подобное районирование создало определенный базовый «скелетный» фон, на котором происходит современное формирование отдельных крупных отрезков бере-

говой зоны. Районирование позволило в пределах каждого отрезка береговой зоны оценить данные о тектонических, геолого-геоморфологических, гидрометеорологических и других условиях, а также характере распространения экзогенных процессов.

Наиболее сложной практической задачей мониторинга является получение достоверных данных по динамике абразионно-аккумулятивных процессов в береговых зонах морей. В соответствии с ведомственными методическими требованиями мониторинг процессов должен проводиться по системе репрезентативных участков нескольких соподчиненных категорий. В то же время следует иметь в виду индивидуальный характер динамики процессов в пределах любого отрезка береговой зоны, обусловленный сложным набором различных факторов. В связи с этим особое значение имеют данные о динамике всей протяженности береговой зоны. Вся береговая полоса края протяженностью свыше 1000 км обычно рассматривалась как единый участок 1 категории. При этом весьма результативными оказались исследования по инструментальному и полунструментальному сопоставлению аэрофотоснимков разных лет залета, дающие объективную картину последовательных положений береговой линии моря, тыловой линии пляжа, а при наличии и линии бровки клифа за периоды аэрофотосъемок. Несмотря на некоторые технические сложности, прежде всего связанные с подбором единых сроков проведения съемок, необходимостью учета погрешностей из-за различной интенсивности волнений моря и т.д., эти работы дали незаменимый количественный материал по динамике всей береговой зоны за 3–4 временных среза второй половины прошлого века. Кроме того, с 1983 года в течение 10 лет проводилось ежегодное аэровизуальное обследование всей береговой зоны с заверочными рекогносцировочными маршрутами проблемных участков. Данные работы позволяли осуществлять общий контроль состояния процессов и своевременно реагировать на создающиеся кризисные ситуации. Система участков 2 категории была выделена с учетом максимальной репрезентативности как в пределах Черноморского (4 участка), так и Азовского побережий (6 участков) побережий. Состав работ здесь включал ежегодные обследования, инструментальные промерные работы по реперным створам, эхолотирование подводного склона на расстояние до 400 м от береговой линии и др. Участки включались в наблюдения поэтапно, в основном с продвижением с юга на север. Наиболее густой сетью наблюдательных створов характеризовался Сочинский участок, где наблюдения были начаты еще в 1969–1971 годах. На участках Азовского побережья наблюдения были организованы лишь с 1985–1988 годов. Помимо этого, в пределах некоторых участков 2 категории были выделено несколько сравнительно небольших участков 3 категории с целью получения более полных и точных характеристик режима процессов и решения специфических задач (анализа динамики насыпных пляжей, внутригодового режима процессов и т.д.).

Массив задач, связанных со сбором и обработкой информации, прогнозированием, разработкой рекомендаций, касающихся взаимодействия с каким-либо участком береговой зоны, решался самыми различными методами, которые видоизменялись и совершенствовались в процессе становления системы. В 1993 году было выпущено «Методическое руководство...» (Балабанов, Измайлов и др., 1993), в котором изложены основные подходы к решению отмеченных проблем. Так, задачи долгосрочного (векового и сверхвекового) прогнозирования были реализованы на некоторых участках побережья, где есть соответствующая информация, методом палеогеографических аналогий, предполагающим поэтапный анализ истории развития конкретных участков побережья в течение позднего плейстоцена-голоцена. Срочные (кратко-, средне-, и долгосрочные – до нескольких десятков лет) прогнозы основывались обычно на компьютерной обработке рядов наблюдений. Это могли быть ряды наблюдений за гидрометеорологическими параметрами, влияющими на динамику береговой зоны (главные из них – необходимым образом трансформированные данные по многолетним изменениям уровня моря, а также волновой активности по станциям), либо ряды наблюдений за параметрами береговой зоны, полученные уже в ходе собственного мониторинга. Были начаты также работы по созданию автоматизированных систем геоэкологических постоянно действующих моделей г. Б.Сочи. К сожалению, в связи с сокращением госбюджетного финансирования практически все отмеченные работы, несмотря на их очевидную актуальность, были прекращены. Однако накопленный при этих исследованиях и хранящийся в серии отчетов в геологических архивах фактический материал может иметь в настоящее время и в будущем существенное значение для соответствующих специалистов. Напоминание об этом и являлось целью настоящей работы.

Литература

1. Балабанов И.П., Измайлов Я.А., Островский А.Б., Квирквелия Б.Д., Джейранашвили В.Г. Методическое руководство по проведению специализированных комплексных крупномасштабных инженерно-геологических исследований морских побережий и шельфов. Москва–Сочи: Гидроспецгеология, 1993. 178 с.
2. Измайлов Я.А., Балабанов И.П., Абрамов С.Е. Изучение экзогенных геологических процессов в системе комплексного мониторинга Азово-Черноморского побережья России. Разведка и охрана недр. М.: Недра, 1994. №12. С. 78-83.
3. Измайлов Я.А., Измайлов М.Я. Методы и результаты изучения экзогенных процессов на Азово-Черноморском побережье России // Актуальные проблемы развития экономической и социальной науки. Краснодар: ЮИМ, 2003. С. 27-29.
4. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 238 с.

EXPERIENCE OF CREATION OF THE MONITORING SYSTEM OF EROSION-ACCRETION PROCESSES AT AZOV-BLACK SEA COAST OF KRASNODAR REGION

Izmailov Ya.A.

International innovation university, Sochi, izmailov.yakub@mail.ru

In 1980–1990 years of the last century the North Caucasus Geocological Center (city of Sochi) has taken creation of the ordered monitoring system of erosion–accretion processes at Azov-Black Sea coast of Krasnodar region. Its component parts are: a) data map base (scale from 1:200000 to 1:10000), b) data base on the coastal zone dynamics, c) subsystem of mathematical data computing and prediction. Although, due to financial diminishing, now these works are fully stop, creative information produce can has essential significance for specialists.

ВЛИЯНИЕ ЗНАЧИТЕЛЬНЫХ ПОЛОВОДИЙ (ПАВОДКОВ) НА ДИНАМИКУ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ В УСТЬЯХ РЕК

Исупова М.В.

Институт водных проблем РАН (ИВП РАН), г. Москва, misupova@yandex.ru

Для устьев рек, особенно включающих в свой состав дельту, характерно сочетание процессов выдвигания морского края дельты (или устьевых баров) в море, обусловленного отложением большого количества речных наносов в устьях рукавов, и волнового размыва или абразии [2]. В неприливых устьевых областях рек морфологические процессы (в частности формирование и развитие аккумулятивных тел на взморье – устьевых баров, кос, пересыпей) существенно зависят от изменения внешних факторов – стока воды и наносов реки (в том числе их регулирование) и морского воздействия (волнения, нагонов, течений). В приливых устьях (особенно в эстуариях) воздействие морских факторов усиливается.

В развитии устьевых баров, формирующихся при совместном воздействии стока реки (или рукава дельты) и морского волнения (как например, в устье рук. Балат дельты р. Хонгха (Вьетнам), в дельтах Дуная, Терека, Сулака, Куры, Эбро и др.), присутствует цикличность, связанная, прежде всего, с воздействием на устье реки (или дельтового рукава) значительных половодий [3, 4]. Во время такого половодья (или высокого паводка) в устье рукава отлагается большое количество влекомых наносов, из которых формируется обширный устьевой бар. В последующие годы он перерабатывается волнением, и через несколько лет из продуктов волнового размыва образуются сначала поперечные береговые бары, а затем барьерные острова и косы. Эти аккумулятивные образования формируются попе-

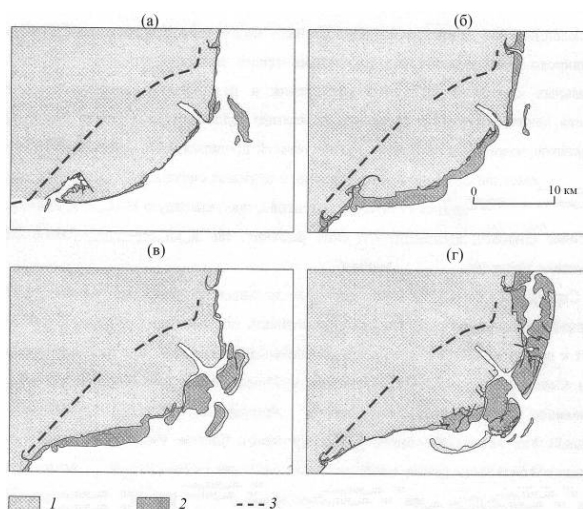


Рис. 1. Карта-схема изменения устья рук. Балат во второй половине XX в. по [3]: 1952 г. (а), 1965 г. (б), 1985 г. (в) и 1995 г. 1 – приливные осушки, 2 – береговые бары, косы и пляжи, 3 – береговая линия в начале XX в.

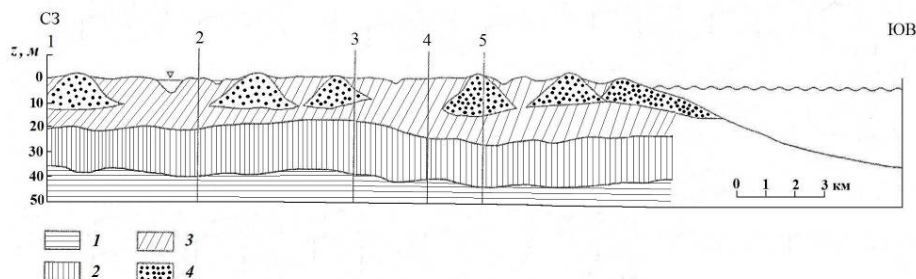


Рис. 2. Геологический разрез вдоль нижней части рук. Балат [3]. Илы и глины: 1 – раннего голоцена (12–8 тыс. л.н.), 2 – среднего голоцена (8–5 тыс. л.н.), 3 – позднего голоцена (5–0 тыс. л.н.); 4 – пески позднего голоцена (5–0 тыс. л.н.). 1–5 – буровые скважины

рек речного потока и постепенно смещаются в сторону преобладающего направления волнения и вдольберегового потока наносов. Часто эти косы ориентированы в обе стороны от устья рукава. Именно такие противоположно ориентированные косы образовались из продуктов волнового размыва устьевого бара в устье рукава Балат в конце XX в. (рис. 1) [3].

В следующее крупное половодье (или паводок) система береговых баров или барьерных островов и кос прорывается речным потоком, и процесс нового барообразования перемещается в сторону моря. Образовавшаяся ранее коса ближним к устью рукава концом причленяется к берегу, образовавшаяся лагуна постепенно заполняется взвешенными наносами и зарастает. На новом устьевом баре со временем образуется новая генерация береговых баров и кос.

Так, по-видимому, развивалась микродельта в устье рукава Балат дельты р. Хонгха, о чем свидетельствует серия параллельных морскому берегу старых сложенных песком береговых баров (рис. 2).

Похожие процессы происходят на устьевом взморье р. Мзымты (Черноморское побережье России) (рис. 3). В последнее десятилетие здесь происходило формирование блокирующей косы, сложенной наносами, поступающими как из самой реки, так и с вдольбереговым потоком. В период половодья подводные косы частично размывались, при этом слагающий их материал выносился в море вместе со стоком наносов реки по направлению подводного Мзымтинского каньона, а также вдоль южного берега моря. Процесс нарастания кос возобновлялся в период летне-осенней межени, где во время сильных паводков устьевой бар, сложенный наносами, поступающими как из самой реки, так и с вдольбереговым морским потоком, частично размывается, а слагающий его материал выносится в море.

В дельтах рек, для которых характерны сложные коленообразные повороты русел рукавов вблизи их устьев, отражающие историю формирования приморской зоны дельты, как, например, в дельте



Рис. 3. Устье р. Мзымта в разные годы (по данным «СканЭкс»): а) в 02.09.2007 г., б) в 16.11.2009 г. [1]

р. Замбези, активное формирование аккумулятивных береговых баров поначалу отклоняет русла рукавов, а затем во время значительного половодья происходит прорыв русла прямо к морю. В последующем формирование новых аккумулятивных кос вновь отклоняет рукав вдоль берега.

В устьях рек, блокированных вдольбереговыми косами (пересыпями), сильное половодье или паводок могут проврать косу и изменить положение выхода реки в море. Так, например, место выхода эстуария р. Сенегал в океан постоянно изменяется под действием двух основных процессов: нарастания Берберийской блокирующей косы к югу и ее прорывов. Прорывы косы в период особо высокого половодья или при длительных морских штормах и торнадо приводили к образованию новых устьев эстуария. Начиная с 1900 г., отмечено 13 прорывов косы, наиболее значительные из которых произошли в 1959 и 1973 гг.

Изучение процессов, связанных с отложением наносов и формированием крупных аккумулятивных форм в устьях рек, несомненно, очень важно, т.к. в морских устьях довольно часто расположены крупные порты, требующие поддержания определенных глубин в фарватерах, и в которых нередко приходится проводить для этого дноуглубительные и выправительные работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 13-05-00141 и 12-05-00587).

Литература

1. Крыленко В.В., Исупова М.В., Крыленко М.В., Дзаганя Е.В. Гидроэкология: формирование геоэкологических особенностей устьевой области р. Мзымта и побережья Имеретинской низменности под действием естественных и антропогенных факторов // Инженерная экология. 2011. № 5 (101). С. 3–15.
2. Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС, 1997. 176 с.
3. Михайлов В.Н., Исупова М.В. Режим наносов и морфологические процессы в устьевой области р. Хонгха (Красная) // Водные ресурсы. Том 39, 2012. № 5. С. 459–475.
4. Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Исупова М.В. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек Каспийского региона как возможные аналоги ожидаемых изменений устьев других рек России и мира // Водные ресурсы. Том 41. 2014. № 5 (в печати).

THE IMPACT OF THE SIGNIFICANT FLOODS ON THE DYNAMICS OF ACCUMULATIVE FORMS AT THE RIVER MOUTHS

Isupova M.V.

Water Problems Institute RAS, Moscow, misupova@yandex.ru

In the river mouth areas, the morphological processes (in particular, formation and development of accumulative forms at the neashore – mouth bars, spits) considerably depend on changes in external riverine factors (water runoff and sediment load) and marine impacts (wave action, tides, currents). At tidal river mouth (especially estuaries), impact of marine factors increases. A cyclic recurrence is observed in the development of mouth bars, formed under the joint effect of river runoff and sea wave action (for example, in the deltas of the Hong Ha, Danube, Terek, Sulak, Kura, Ebro rivers, etc.). This cyclic recurrence is mainly connected with the impact significant floods on the river mouth.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ И НАКАТА ВОЛН НА БЕРЕГ В ЗОНЕ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ

Катлине Коблев А.Х.

Сочинский Государственный Университет, anzor-the-black@yandex.ru

На сегодняшний день известно, что в прибрежных зонах, где имеются подводные каньоны, подходящие из открытого моря волны значительно трансформируются. При этом на ряде участков наблюдается увеличение высот волн, что может приводить к существенному возрастанию волновых нагрузок на гидротехнические сооружения.

Одной из задач данной работы является разработка и калибровка математической модели трансформации волн в прибрежной зоне с учетом их отражения от бровок подводных каньонов при косом подходе.

Существующие нормативные документы рекомендуют рассчитывать высоту наката волн на береговые откосы и пляжи в предположении, что уклоны надводной и подводной их частей одинаковы [2, 3]. Согласно [2,4] волновые нагрузки на сооружения максимальны на линии обрушения волн и линейно убывают по мере удаления сооружения от нее. Следовательно, волновые нагрузки на участок сооружения, расположенный против вершины каньона, будут значительно выше, чем на соседних участках. Это обстоятельство никак не учитывается в нормативных документах.

Для математического моделирования волнового поля в зоне каньона необходимо теоретически определить коэффициенты отражения и прохождения волн через каньон.

В случае косого подхода волн к оси каньона, имеет место двойное неполное косое отражение волн – от передней и задней по отношению к подходящей волне бровок каньона [1]. Это приводит к образованию картины косой интерференции волн с наветренной стороны каньона.

Для моделирования волновых полей в зонах подводных каньонов, необходимо рассчитать коэффициенты отражения и прохождения волн через наветренную и подветренную бровки каньона. Гашение и отражение волн подводным каньоном происходят аналогично гашению и отражению наброской или волноломом за счет изменения свойств волнопроводящей среды, в данном случае – глубины.

Для калибровки модели использовались результаты пространственного гидравлического моделирования воздействия волн на оградительные сооружения порта Имеретинского в глубоководном бассейне НИЦ «Морские берега» (филиал АО ЦНИИС). По результатам гидравлического моделирования и поверочным расчетам была откалибрована компьютерная программа для расчета высот волн в зонах подводных каньонов.

Таким образом, разработаны математическая модель и реализующая ее компьютерная программа, позволяющие выполнять математическое моделирование волновых полей в мелководной зоне моря при наличии подводных каньонов.

Всю зону наката обрушающихся волн можно разделить на подводную часть шириной $L_{н.под} = d_{cr}/i_{под}$, и надводную шириной $L_{н.над} = h_n/i_{над}$,

Определение высоты и длины наката обрушающихся волн на берег может быть выполнено на основе закона сохранения энергии прибойных волн. Кинетическая энергия единицы массы воды в гребне разрушающейся волны определяется следующим образом:

$$E_k = \rho V^2/2, \quad (1)$$

где $V = (g(d_{cr} + h_{cr}))^{0.5}$.

Полагая для последнего обрушения $d_{cr} \approx h_{cr}$, получим $V = (2gh_{cr})^{0.5}$. Тогда $E_k = \rho gh_{cr}$.

При достижении частицей максимальной точки наката, она, израсходовав всю кинетическую энергию на преодоление сил турбулентной вязкости, тяжести и трения, поднимется на высоту наката h_n над расчетным уровнем моря. При этом частица будет обладать потенциальной энергией $E_n = \rho gh_n$.

Проходя приурезовую зону между линией обрушения и урезом воды (подводная часть берегового склона), частица потеряет на турбулизацию потока часть энергии

$$E_{турб} = \rho g k_{турб} h_{cr} / i_{под} \quad (2)$$

При подъеме на высоту h_n , по надводной части берегового откоса с уклоном $i_{над}$, частица затратит на преодоление силы трения и проницаемость откоса энергию, равную

$$E_{\text{трн}} = \rho g h_n (1 - k_r) (1 - k_p) / i_{\text{над}}, \quad (3)$$

где $k_{\text{турб}}$ – линейризованный (безразмерный) коэффициент турбулентной вязкости (Battjes, 1975), $k_{\text{турб}} = K_{\text{эк}} ((5/16) i_{\text{под}})^{1/3} (g d_{\text{ст}})^{0.5} T / \lambda_{\text{ст}}$, T – период расчетной волны, $\lambda_{\text{ст}}$ – длина волны на линии обрушения, $i_{\text{под}}$ – уклон подводной части берегового склона, $K_{\text{эк}}$ – эмпирический калибровочный коэффициент, подлежащий определению по данным физического моделирования или натурных наблюдений.

Приравняв кинетическую и потенциальную энергии, и учитывая потери на турбулизацию потока, трение о поверхность берегового склона, проницаемость откоса и отражение волн от него, получим:

$$\rho g h_{cr} = \rho g h_n + \rho g k_{\text{турб}} h_{cr} / i_{\text{под}} + \rho g (1 - k_r) (1 - k_p) h_n / i_{\text{над}}, \quad (4)$$

откуда

$$h_n = (1 + r) h_{cr} (1 - (k_{\text{турб}} / i_{\text{под}})) / (1 + ((1 - k_r) (1 - k_p) / i_{\text{над}})), \quad (5)$$

Длина наката волны на надводную часть пляжа определяется по формуле:

$$L_n = h_n / i_{\text{над}}. \quad (6)$$

По результатам массовых расчетов получена следующая зависимость для калибровочного коэффициента $K_{\text{эк}}$:

$$\begin{aligned} & \text{– при } i_{\text{под}} < 0.12 \quad K_{\text{эк}} = 0.136 + i_{\text{под}}; \\ & \text{– при } i_{\text{под}} \geq 0.12 \quad K_{\text{эк}} = 0.24 - (i_{\text{под}} - 0.12). \end{aligned} \quad (7)$$

Сопоставление результатов расчетов высоты наката волн на прямолинейный откос по нормативной методике и по предложенной модели после ее калибровки приведено на рис. 1 [5, 6].

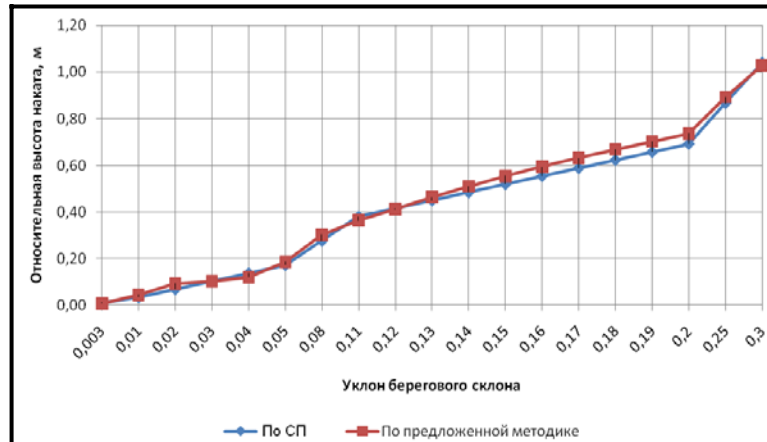


Рис. 1. Относительная высота наката (h_n/h_{cr}) волн на прямолинейный откос в зависимости от его уклона, рассчитанная по методике СП [2] и по предлагаемой модели после ее калибровки

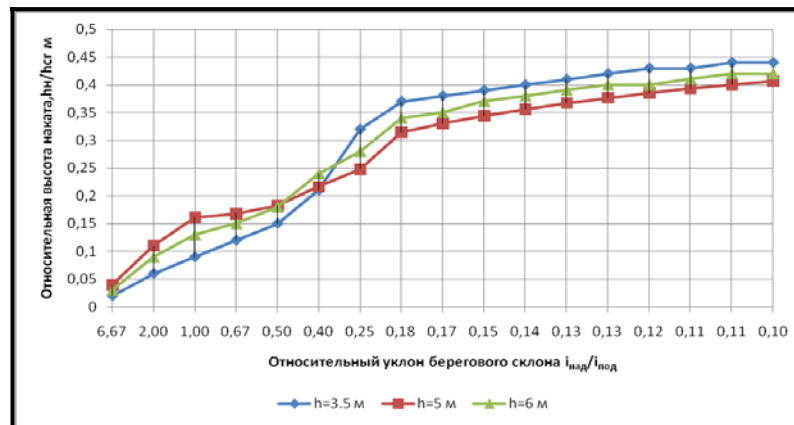


Рис. 2. Относительная высота наката (h_n/h_{cr}) волн на откос в зависимости от относительного его уклона, рассчитанная по предлагаемой модели

Далее были выполнены расчеты по предложенной модели высоты наката волн различной высоты при постоянном уклоне надводной части откоса с варьированием уклона подводной его части. Результаты приведены на рис. 2 [5, 6].

Из рис. 2 следует, что с увеличением уклона подводной части берегового склона, высота наката волн вначале резко увеличивается, а затем это увеличение становится более плавным.

Таким образом, разработана математическая модель для расчета наката волн на берега с учетом различных уклонов подводного и надводного участков берегового склона, позволяющая более надежно рассчитывать параметры наката волн на берега и сооружения, расположенные в зонах подводных каньонов.

Литература

1. Некрасов А.В. Приливные волны в окраинных морях. Л.: Гидрометеиздат, 1975.
2. СП 38.13330.2012. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). М.: Минрегионразвития РФ, 2012.
3. Р 31.3.07–01. Указания по расчету нагрузок и воздействий от волн, судов и льда на морские гидротехнические сооружения. М., 2001.
4. СП 32–103–97. Проектирование морских берегозащитных сооружений. М.: Трансстрой, 1998.
5. Макаров К.Н., Катлине Коблев А.Х. Накат волн на берега и сооружения с учетом особенностей рельефа подводного берегового склона // Природообустройство. 2013. № 4. С. 59–62.
6. Catline Koblev A.J., Makarov K.N. Wave Run Up in Zones of Underwater Canyons // European Res. 2013. № 5-1 (48). P. 1185-1188.

MATHEMATICAL SIMULATION OF THE TRANSFORMATION AND ROLL FORWARD OF THE WAVES ON THE SHORE IN THE AREA OF SUBMARINE CANYONS

Catline Koblev A.J.

Sochi State University, anzor-the-black@yandex.ru

Deals with the modeling of waves in the areas of submarine canyons by their reflection from the edge and roll forward waves on the shores of land located at the vertices of the canyons. Rolling waves on the shore and structures in areas canyons also significantly exceeds that of neighboring plots. In this paper, we propose a mathematical model describing these effects and allow modeling field unrest in areas of submarine canyons. Calibration models is made as according to laboratory studies and regulatory calculation methods.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНО-ДИСПЕРСИОННЫХ СВОЙСТВ ВОЛН ПРИ ИХ ТРАНСФОРМАЦИИ НАД ПОДВОДНЫМ БАРОМ ДЛЯ СНИЖЕНИЯ ВОЛНОВЫХ НАГРУЗОК

Коваленко А.Н.¹, Корзинин Д.В., Сапрыкина Я.В.²

¹Филиал ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега», г. Сочи, kovalenkoAN@Tsnis.com

²Институт океанологии РАН им. П.П.Ширшова, Москва, Россия, saprykina@ocean.ru

Введение

При распространении волн над подводными структурами вследствие резкого уменьшения глубины происходит их нелинейная трансформация, характеризующаяся генерацией кратных высших нелинейных гармоник основного волнового движения. При резком увеличении глубины воды после прохождения подводной структуры под воздействием дисперсионных процессов вновь образованные высшие нелинейные гармоники могут формировать вторичные волны [2]. Следствием образования вторичных волн является уменьшение среднего периода подходящих к берегу волн. Период и высота волн являются параметрами, которые определяют интенсивность и характер волнового воздействия на гидротехнические сооружения и рельеф береговой зоны. Высота волн при их распространении к берегу и, в частности, над подводными структурами, уменьшается под действием процессов обрушения.

Основная цель работы – по данным лабораторного эксперимента установить закономерности изменения среднего периода волн при их трансформации над подводной структурой типа бара (проницаемого и непроницаемого) в зависимости от параметров волн и параметров структуры, а также оценить влияние изменения среднего периода волн на волновые нагрузки.

Лабораторные эксперименты

Эксперименты были проведены в 2013 году в волновом лотке Филиала ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега». Схема экспериментов для проницаемого и непроницаемого бара представлена на рис. 1.

Были исследованы режимы трансформации псевдо монохроматических волн с высотами от 2 до 24.6 см и периодами от 0.6 до 4.8 с. Для анализа изменения среднего периода, использовались хронограммы волнения на датчиках, расположенных в непосредственной близости от бара. Средний период определялся как:

$$T_m = \frac{1}{f_m}; \quad f_m = \frac{\int f * S df}{\int S df},$$

где f_m – средняя частота спектра, S – величина спектральной плотности. Высота волн определялась как H_s , где δ – дисперсия, или интегральная энергия волнения:

$$\delta = \int_0^{\infty} S df$$

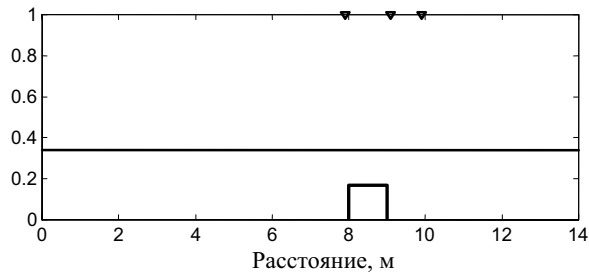
Длина волны (L) определялась по линейной теории: $L = \frac{gT^2}{2\pi}$.

Изменение среднего периода волн при их прохождении над баром

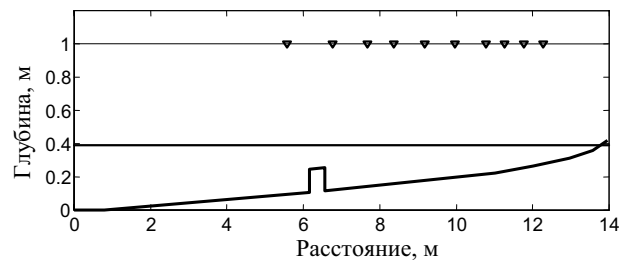
Был проведен анализ изменений среднего периода волн при их трансформации над баром в зависимости от размеров бара: высоты (R_c) и длины (L_{bar}), параметров волн: высоты (H_s) и длины (L), а также от глубины воды над баром (h_{bar}) и перед баром (h_{in}).

В результате анализа экспериментальных данных для наибольшего уменьшения периода волн ($0.75 \div 0.65$ от исходного) при их распространении над непроницаемым баром были получены соотношения между параметрами бара и исходными волновыми условиями (табл. 1).

Полученные результаты изменения среднего периода волн при взаимодействии с непроницаемым баром показали, что наиболее эффективное уменьшение периода происходит при волнах, высота которых приблизительно лежит в диапазоне $0.5h_{bar} \div h_{bar}$ или $0.5R_c \div R_c$ (при проведении эксперимента высота бара равнялась глубине воды над баром). Соответственно, относительно глубины перед баром, наиболее эффективное уменьшение периода происходит при высоте волны равной $0.2h_{in} \div 0.5h_{in}$.



а

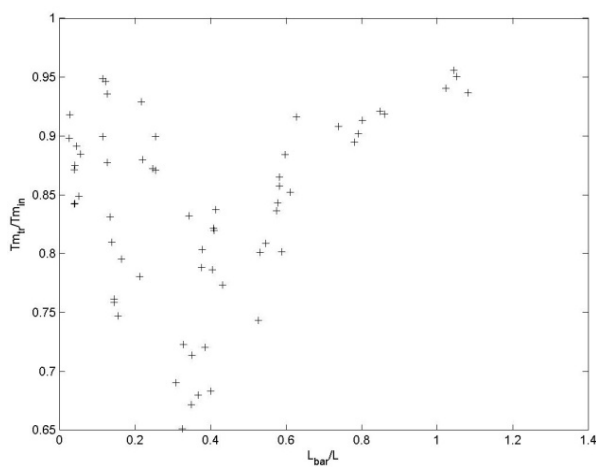


б

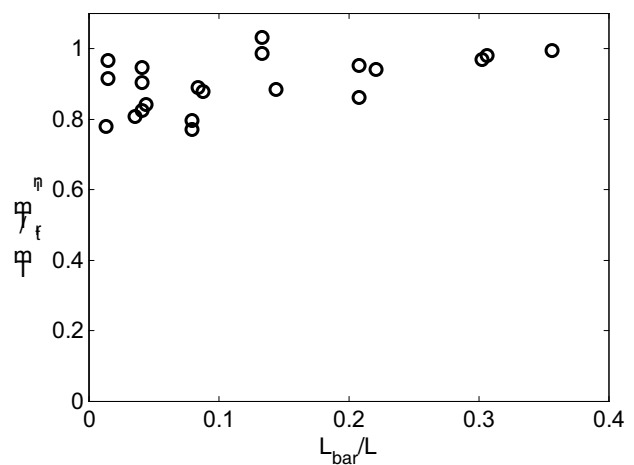
Рис. 1. Схемы экспериментов: а) непроницаемый бар; б) проницаемый бар

Таблица 1. Оптимальные соотношения параметров бара и волновых условий на входе в бар с точки зрения эффективного уменьшения среднего периода после прохождения бара

параметризация по высоте волны				параметризация по длине волны			
h_{bar}/H_s	Rc/H_s	h_{in}/H_s	L_{bar}/H_s	h_{bar}/L	Rc/L	h_{in}/L	L_{bar}/L
0.9-1.8	0.9-1.8	1.8-3.6	8-10	0.05-0.07	0.05-0.07	0.1-0.14	0.3-0.4



а



б

Рис. 2. Уменьшение среднего периода волн в зависимости от относительной длины бара: а) непроницаемый бар, б) проницаемый бар

Длины волн должны превышать $h_{\text{бар}}$ и R_c в 14÷20 раз, а глубину перед баром (h_{in}), соответственно, в 7÷10 раз. Для эффективного уменьшения периода волн, ширина сооружения должна быть в 2.5÷3 раза меньше длины волны (рис. 2 а).

Проницаемость бара значительно снижает его способность уменьшать средний период, так как при этом увеличивается диссипация энергии волн и подавляется рост высших нелинейных гармоник. Так уменьшение периода над пористым баром происходит только на 25%, при его длине 0.1 от длины волны. Дальнейшее увеличение протяженности бара приводит к увеличению диссипации высших нелинейных гармоник и в результате не приводит к уменьшению среднего периода волн (рис. 2 б).

Оценка изменения волновых нагрузок в зависимости от среднего периода волн

Была произведена оценка влияния уменьшения периода волн без изменения их высоты. Для примера рассмотрено влияние уменьшения периода на следующие величины: нагрузки на вертикальные стены от воздействия стоячих волн, максимальная придонная скорость и максимальное значение касательного напряжения от воздействия стоячих волн. Расчет указанных величин производился согласно алгоритмам, утвержденным действующей нормативной документацией [1].

Согласно полученным результатам, при уменьшении периода в 1,5 раза относительно исходного, горизонтальные нагрузки от стоячих волн снижаются в 2.5 раза, максимальная придонная скорость снижается более чем в 3 раза, максимальное касательное напряжение снижается более чем в 4 раза (табл. 2), что свидетельствует о целесообразности снижения периода волн для берегозащитных целей.

Таблица 2. Результаты расчета изменения волновых нагрузок, придонной скорости и касательного напряжения при уменьшении периода

высота волны	начальный период	конечный период	изменение периода	горизонтальная нагрузка на вер- тикальную стену	макси- мальная придонная скорость	максимальное касательное напряжение	касательное напряжение среднее за пе- риод
h(м)	T1(сек)	T2(сек)	T2/T1	Px (кН/м)	Vbmax(м/с)	twmax (кПа)	tw (кПа)
5	9	9	1.00	709648.527	3.35	268.87	134.44
5	9	8	0.89	566565.783	2.53	189.01	94.51
5	9	7	0.78	399390.18	1.76	118.44	59.22
5	9	6	0.67	288037.239	1.05	59.97	29.99

Выводы

Нелинейно-дисперсионные свойства волн при их трансформации над подводным баром могут быть использованы для уменьшения периода волн, что будет существенно уменьшать волновые нагрузки в береговой зоне.

Диссипативные свойства проницаемого подводного бара значительно снижают возможность уменьшения среднего периода волн.

Получены соотношения между параметрами входящего ветрового волнения и параметрами подводного бара для наиболее эффективного уменьшения среднего периода волн.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 14-05-00696 и проекта 14-17-00547 Российского научного фонда.

Литература

- СП 38.13330.2012 «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения»
- S. Kuznetsov and Y. Saprykina. 2012. Secondary waves in coastal zone: physical mechanisms of formation and possible application for coastal protection. Proceeding of 33th International Conference on Coastal Engineering, ed. by J.McKee Smith, World Scientific.

USING NONLINEAR-DISPERSIVE WAVE PROPERTIES DURING THEIR TRANSFORMATION ABOVE SUBMERGED BAR FOR WAVE LOADS DECREASING

A.N.Kovalenko¹, D.V.Korzinin, Ya.V.Saprykina²

¹Филиал ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега», г. Сочи, kovalenkoAN@Tsnis.com

²Институт океанологии РАН им. П.П.Ширшова, Москва, Россия, saprykina@ocean.ru

During the research was found that nonlinear-dispersive wave properties, while its transformation above submerged bar, can be used for wave period decreasing, which has a great impact on wave loads in coastal zone. Authors got optimal correlation for incoming wind-generated waves indexes and submerged bar parameters, for the most effective decreasing of average wave period.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ГРУНТОВ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВЫХ СКЛОНОВ (НА ПРИМЕРЕ МОНИТОРИНГОВЫХ УЧАСТКОВ)

Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Светлаков А.А.

Института Земной Коры СО РАН, г Иркутск, svetlakov@crust.irk.ru

Оценка современного состояния многолетнемерзлых грунтов в пределах южной области криолитозоны актуальна в связи с глобальной оценкой состояния мерзлых толщ Земли. Очевидно, что глобальное изменение температуры ведет к изменению температурного режима грунтов, так как многолетнемерзлые грунты являются климатически уязвимым элементом природной среды [1]. В южных областях криолитозоны одним из индикаторов являются склоновые процессы – солифлюкционные, связанные с изменением физического, а, следовательно, и температурного режима грунтов.

Температура – один из показателей теплообмена, как в самом грунте, так и в системе приземных слоев воздуха – грунт – горная порода, в основном продукт внешнего теплообмена [2]. Территория о. Ольхон, благодаря своему географическому положению, позволяет рассмотреть взаимосвязь береговых склоновых процессов и температурного режима грунтов. По материалам Ф.Н. Лещикова, территория о. Ольхон относится к области редкоостровного и островного распространения многолетнемерзлых пород криолитозоны; в местах распространения многолетнемерзлых грунтов температура массива ниже деятельного слоя составляет от -0,1°C до -0,5°C [3].

В 2012 г в ходе экспедиционных работ на участке исследования вблизи п. Харанцы, в заливе Харалдайский был установлен логгер НОВО U12 – четырехканальный датчик, который производит запись температурного состояния грунтов с периодом измерения раз в три часа. Точность прибора от -40° до +70 (100°C) и точность измерения $\pm 0,18^\circ\text{C}$ (25°C). В течение года с конца июля 2012 г. по август 2013 г., датчик (логгер) фиксировал температуру на глубинах 0,6 м, 1,0 м, 1,6 м и 3,6 м. В результате наблюдений получены данные хода температуры грунтов в пределах берегового склона (рис. 1). Для изучения мерзлотных условий важной характеристикой является сдвиг фазы годового хода (запаздывание) проникновения температур с глубиной. Запаздывание отмечается на границе перехода от положительных температур к отрицательным, т.е. при переходе через нулевое значение. Очевидно, что с увеличением глубины увеличивается и время проникновения температурного потока. Так, для преодоления интервала от 0,6 м до 1,0 м температурным потоком было затрачено 35 суток, от 1,0 м до 1,6 м сдвиг составил 50 суток и с глубины 1,6 м до 3,6 м переход от положительных температур к отрицательным произошел через 60–70 суток. Для территории Ольхона, его степной части, полученные температурные изменения позволили установить период запаздывания температуры от поверхности до глубины 3,6 м и составил 120–130 суток. По материалам А.Б. Шерстюкова, значительное запаздывание в Восточной Сибири может служить фактором формирования подстилающих мерзлых грунтов [4]. Таким образом, полученная величина запаздывания в распределении температуры на о. Ольхон свидетельствует о потенциальном присутствии на исследуемой территории многолетнемерзлых пород.

Одним из важных моментов в исследовании режима развития температурного поля в грунтах является анализ температур на нижней границе сезонного промерзания-протаивания.

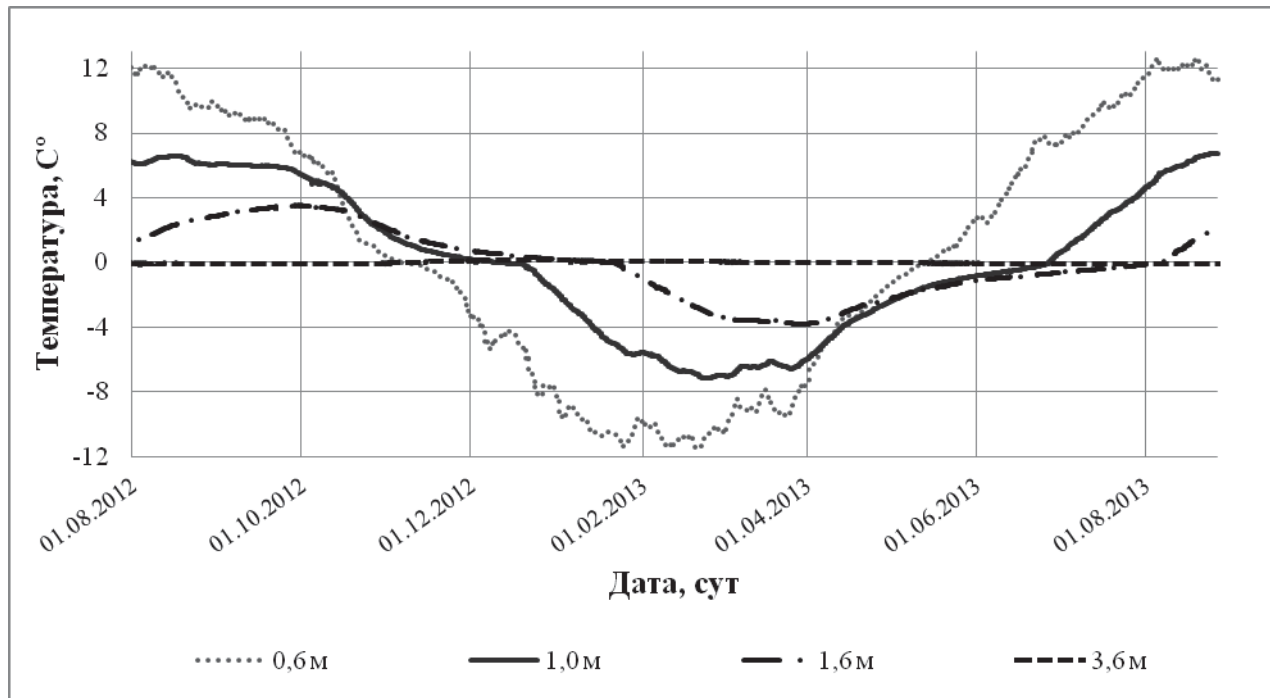


Рис. 1. График изменения температуры грунтов по данным мониторинговых наблюдений в период с августа 2012 г. по август 2013 г.

Температурный датчик на оползневом участке наблюдения был установлен ниже границы сезонных колебаний, т.е. на глубине 3,6 м. За период исследования на данном интервале отмечалась устойчивая среднегодовая отрицательная температура, составляющая $-0,1^{\circ}\text{C}$. Данные условия являются хорошим фактором сохранения многолетнемерзлых грунтов. Однозначного ответа на вопрос о направлении тренда состояния температурного режима грунтов давать пока рано – необходимо продолжать наблюдения.

Еще один аспект в анализе состояния температурного поля грунтов обращает на себя внимание – глубина сезонного протаивания. По данным Ф.Н. Лещикова, опубликованных в 1984 году, глубина сезонного протаивания на Ольхоне варьирует в диапазоне от 2,5–3,0 м [3]. Датчик температурного режима был установлен ниже обозначенной границы, а значит, должен отражать температуру состояния многолетнемерзлых грунтов, однако на отметке 3,6 м происходили фазовые изменения с декабря по март, в этот период стабильно фиксировались положительные температуры. Анализируя глубину проникновения колебания температур, можно заключить, что мощность глубины сезонного протаивания несколько увеличилась в сравнении с данными Ф.Н. Лещикова с 2,5–3 м (в 70–80-е годы XX века) до 3–3,6 м (к началу XXI века).

Следует отметить, что участок исследований расположен на склоне, сложенном кайнозойскими переслаивающимися суглинисто-супесчаными рыхлыми отложениями с включениями песка и щебня. Береговой склон поражен оползновыми процессами, приводящими к смятию, перемешиванию и деформациям грунтовых толщ. Температурное поле грунтов в годовом теплообороте оказывает сильное влияние на реализацию механизмов деформации склона и развитие абразионно-оползневых процессов. Для анализа режима развития экзогенных процессов в береговой зоне при дополнительной абразионной нагрузке важен годовой ход температур массива грунтов, периоды перехода в талое состояние и обратно. При переходе из мерзлого состояния в талое, в сочетании с влажностью грунтов, количеством осадков и ветро-волновой нагрузкой часто развиваются склоновые процессы. Активизация солифлюкционных оползней на берегах Ольхона происходит в период с мая по октябрь. Распре-

деление температурного режима грунтов в годовом цикле, анализ температурных кривых позволяют определить и спрогнозировать временные периоды и наиболее вероятные виды деформаций при активизации склоновых процессов в годовом цикле.

Литература

1. *Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. и др.* Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов // Криосфера земли. Новосибирск: «ГЕО», 2007. С. 29–36.
2. *Лециков Ф.Н.* Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 142 с.
3. *Лециков Ф.Н., Спесивцев В.И., Мирошниченко А.П.* Оползневые деформации на берегах о. Ольхон // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1984. С. 71–76.
4. *Шерстюков А.Б.* Запаздывание годового хода температуры почвогрунтов на глубинах до 320 см по данным метеостанций России // Анализ изменений климата и их последствий. Наука, 2010. С. 92–96.

TEMPERATURE REGIME AS A CONDITION OF SHORE SLOPE FORMATION (A CASE STUDY OF MONITORING OBSERVATIONS)

Kozireva E.A.¹, Rybcheko A.A.², Svetlakov A.A.³

Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, e-mail: svetlakov@crust.irk.ru

In the paper, the data of monitoring of the temperature regime of grounds in the Olkhon island are presented, that reflect the modern temperature conditions of grounds in the southern area of permafrost. The comparative analysis of archive data of former investigation, using the recorded data on peculiarities of the temperature field distribution within the ground massif was carried out. Basing on the study of annual temperature regimes and the temperature distribution within the ground massif, the temporal periods of solifluction landslide activation were identified.

ДЕЛЬТОВЫЕ ПОБЕРЕЖЬЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОГНОЗНЫЕ ОЦЕНКИ РАЗВИТИЯ

Коротаев В.Н.

Географический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, vlaskor@mail.ru

Дельтовые побережья принадлежат к немногочисленной разновидности морских побережий, в формировании которых волнение и вдольбереговые течения выполняют не основную рельефообразующую функцию. Наоборот, чем меньше степень влияния морских факторов на устье реки, тем рельефнее проявляется процесс дельтообразования, основой которого является образование устьевых конуса выноса, накопление толщи дельтовых отложений и формирование аллювиально-дельтовой равнины [Коротаев, 1989, 1991, 2012]. В общей протяженности побережий Мирового океана дельтовые берега занимают не более 9%, хотя именно здесь реки ежегодно выносят в окраинные моря и океаны около 18 млрд т наносов, или 67% их общего поступления в Мировой океан [Лукьянова, Холодилин, 1975; Лисицын, 1982].

Современная береговая зона всех окраинных морей и открытых океанических побережий земного шара, в том числе и дельтовые берега, были смоделированы в ходе последней, послеледниковой, трансгрессии Мирового океана [Каплин, 1973; Каплин, Селиванов, 1999]. Наиболее значительным следствием послеледниковой трансгрессии явилось затопление прибрежных равнин и проникновение морских вод во все депрессии береговой линии. Большинство речных долин превратились в ингрессионные заливы или приустьевые бухты. Дальность проникновения морских вод зависела от местных особенностей проявления послеледниковой трансгрессии, от уклонов водной поверхности в низовьях рек, величины стока речных наносов и тектонического режима побережья. Одни реки успели создать в устьях разветвленную гидрографическую сеть, заполнить долинными заливами и выдвинуться в открытое море. Другие – только начинают формировать подводный устьевой конус выноса и сеть дельтовых водотоков.

Для всех крупных рек, бассейны которых были постоянно связаны с Мировым океаном, главным следствием послеледниковой трансгрессии океана явилось формирование специфического облика низовьев рек, где преобладающим типом эстуарно-дельтовых систем оказался долинный залив (риас, эстуарий, лиман) или устьевая лагуна. Из множества рек бассейнов окраинных морей России только две реки сформировали типичные дельты выдвижения на открытом морском побережье – Оленёк и Лена. Такая же закономерность в соотношении преобладающих морфодинамических типов речных дельт сохраняется и для побережий Мирового океана. Иначе говоря, эстуарно-дельтовые системы типа залива или устьевой лагуны и все модификации дельт выполнения являются естественным итогом эволюции устьев рек в ходе послеледниковой трансгрессии океана [Коротаев, 2008, 2012].

Главным фактором формирования дельт является сток воды и наносов, поступающий к верхней границе устьевой области, которая обычно совпадает с вершиной дельты. Морские факторы (волнение, вдольбереговые течения, нагонные и приливные денивиляции уровня) проявляются на нижних участках дельтовых водотоков, в так называемой приморской зоне. В эстуарно-дельтовых системах, развивавшихся в течение голоцена по типу выполнения долинных заливов, процессы дельтообразования во многом зависели от речного стока воды и наносов. Так, в устьях рек арктического побережья России, впадающих в ингрессионные заливы типа губ (Печорская, Обская, Тазовская, Енисейская, Хатангская и Анабарская), где современный сток наносов в вершинах дельт колеблется от 0,7 до 5,0 млн т при водном стоке от 30 до 600 км³, скорости заполнения долинных заливов были не велики: прирост морского края дельт составлял не более 0,02 км²/год, а скорость устьевое удлинения не превышала 10–30 м/год. Заполнение заливов шло неравномерно и поэтапно. Например, в устье Енисея, где мутность воды не превышала 20 г/м³, за последние 7 тыс. лет была сформирована много рукавная дельта выполнения залива общей площадью 7,4 тыс. км². В Обской губе примерно за последние 4–5 тыс. лет образовалась дельта площадью 7,8 тыс. км² (мутность воды в вершине дельты 40 г/м³), а в Хатангском и Анабарском заливах, где сток наносов колеблется от 0,4 до 1,4 млн т, площадь дельтовых накоплений не превышает 0,4–0,6 тыс. км². Исключением из этого ряда является р. Колыма, имеющая значительную мутность воды (около 150 г/м³), которая к настоящему времени

заполнила наносами свой долинный залив и формирует устьевой бар на открытом взморье. Одной из характерных особенностей устья Амура является относительно слабое развитие надводной (субаэральная) дельты, общая площадь накопления которой при значительном водном ($343 \text{ км}^3/\text{год}$, или $10900 \text{ м}^3/\text{с}$) и твердом ($19,5 \text{ млн т}$) стоке составляет не более 3 тыс. км^2 . В современных условиях Амур наиболее интенсивно формирует субаквальную (подводную) дельту – рукава и фарватеры Амурского эстуария. Это обстоятельство заставляет некоторых исследователей отрицать существование в устье Амура надводной дельты.

В лагунно-дельтовых системах (Северная Двина, Яна, Индигирка, Кубань, Дунай) выполнение лагун речными отложениями, смыкание наземных дельт с морской барьерной террасой и выход устьевых баров на открытое взморье завершилось $1,5 \text{ тыс. лет}$ назад. Скорость заполнения зависела от величины стока наносов, который колебался от 3 до 12 млн т , и от размеров отчлененной лагуны. При повышенной мутности воды ($200\text{--}700 \text{ г/м}^3$) в устьях магистральных дельтовых рукавов стали формироваться региональные субдельты (Индигирка, Кубань, Дунай).

Размеры дельтовых систем (Нева, Оленек, Лена, Селенга, Волга, Терек, Урал), развивавшихся под сильным влиянием морских факторов с момента появления субаэральные аллювиально-дельтовых образований, в значительной степени зависят от величины речного стока наносов и топографии устьевого взморья. На отмеле устьевом взморье при стоке наносов от 13 до 21 млн т были сформированы дельты общей площадью от 12 до 20 тыс. км^2 (Волга, Лена). На приглубых берегах, где развиты вдольбереговые потоки наносов большой емкости, площади дельтовых накоплений не превышают $1\text{--}6 \text{ тыс. км}^2$. Самые минимальные накопления речных отложений зафиксированы в устье Невы, где площадь современной дельты составляет менее 100 км^2 . Это – результат уникальной голоценовой истории формирования невской речной долины на месте пролива, соединявшего 4 тыс. лет назад Ладожское озеро и древнее Балтийское море. Небольшой сток наносов Невы ($0,6 \text{ млн т}$) при относительно высокой водоносности реки (около 78 км^3) и своеобразный режим сгонно-нагонных течений на акватории Невской губы обуславливают современный прирост дельты в среднем не более $0,04 \text{ км}^2/\text{год}$ [Коротаев, 2012].

Значительное влияние на формирование стока воды и наносов и процессы дельтообразования оказывают ландшафтные особенности климатических зон. Наиболее ярко это проявляется в бассейнах рек азиатской части океанического побережья (реки Инд, Ганг-Брахмапутра, Ирравади, Меконг, Янцзы, Хуанхэ), транспортирующих в береговую зону Тихого и Индийского океанов громадное количество взвешенных наносов (суммарно около 4500 млн т). Осадки речного происхождения покрывают здесь около 70% поверхности морского дна, из которых почти 50% поставляется реками, берущими начало на Тибетском плато, и 22% – реками из юго-западной части тихоокеанских островов. Однако осадки, транспортируемые реками, распределяются неравномерно вдоль береговой линии, концентрируясь в зонах тектонического опускания. На пример, береговая зона погружающихся районов Китая обеспечена речными наносами более чем на 90% . Здесь среднее количество осадков речного происхождения, поступающих ежегодно на каждый километр береговой линии, в 10 раз больше, чем в поднимающихся районах [Коротаев, Михайлов, Михайлова, 2006].

Обилие осадков речного происхождения и неравномерность их распределения вдоль береговой линии приводит к образованию гигантских дельт в Азии. Большая часть речных осадков, поступающая в большие дельты, идет на общее выдвижение дельт и образование толщи аллювиально-дельтовых отложений мощностью до сотен метров. Современный тренд азиатских дельт к выдвижению в море составляет в среднем от 10 до 100 м/год , а в наиболее активных рукавах (например, в дельте р. Хуанхэ) – до 1000 м/год . Средняя скорость прироста некоторых дельт достигает 50 км^2 ежегодно. За период $1884\text{--}1984 \text{ гг.}$ средняя скорость прироста дельты р. Хуанхэ составила 20 км^2 . Дельтовые равнины рек Янцзы и Жемчужной сохраняют свои размеры в течение нескольких десятилетий.

В дельтах рек арктического побережья России, где среднегодовой сток наносов на верхней границе устьевой области колеблется от 3 до 20 млн т , процессы активного дельтообразования намного скромнее: скорость прироста морского края дельт не превышает $0,02 \text{ км}^2$, а линейная скорость выдвижения приустьевых кос в зоне втекания магистральных рукавов составляет не более $10\text{--}30 \text{ м/год}$. На акватории устьевых взморьев рек севера Сибири за последние 100 лет не отмечено появление новых дельтовых островов. Морской склон большинства устьевых баров на протяжении последних 60

лет находится практически в стабильном состоянии, несколько выдвигаясь в море или отступая в сторону берега в зависимости от изменчивости речного стока.

Продолжающееся глобальное потепление климата и медленный подъем уровня Мирового океана приведет к замедлению процессов современного дельтообразования, увеличению дальности проникновения морских вод в устья рек, подтоплению приморской зоны на расстоянии 15–30 км и активизации процессов абразии. Учитывая ландшафтно-климатические и геоэкологические особенности побережий российской Арктики, можно ожидать, что протаивание и деградация многолетнемерзлых пород и жильных льдов на акватории аванделъта и в приморской зоне аллювиально-дельтовых равнин стимулирует разрушение дельтовых берегов. Эстуарно-дельтовые системы на побережьях внутриконтинентальных водоемов, подверженных резким колебаниям уровня (Каспийское море), являются весьма уязвимыми при трансгрессивных режимах, когда происходит подтопление и засоление территории дельты. Во время длительных периодов снижения уровня более значительный эффект принесит процесс перераспределения стока между дельтовыми рукавами, приводящий к отмиранию одних и активизации других водотоков.

Литература

1. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. 265 с.
2. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
3. Коротаев В.Н. Основные закономерности формирования дельтовых побережий // Теоретические проблемы развития морских берегов. М.: Наука, 1989. С. 92-100.
4. Коротаев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991а. 224 с.
5. Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Дельтообразование в различных ландшафтно-климатических условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2006. №2. С. 23-29.
6. Коротаев В.Н. Эстуарно-дельтовые системы // Геоморфология. 2008. № 3. С.55–65.
7. Коротаев В.Н. Седиментационные устьевые системы // Геоморфология. 2012. № 4. С. 12-22.
8. Коротаев В.Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. М.: Изд-во геогр. ф-та МГУ, 2012. 540 с.
9. Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1982. С. 3-59.
10. Лукьянова С.А., Холодильник Н.А. Протяженность береговой линии Мирового океана и различных типов берегов и побережий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1975. № 1. С. 48-54.

DELTAIC COASTS: PRESENT-DAY CONDITION AND PROGNOSIS ESTIMATIONS OF DEVELOPMENT

Korotaev V.N.

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow; vlaskor@mail.ru

The areas of the Late Holocene and present-day river deltas were determined using the geological and geomorphic data, topographic maps and space imagery. An attempt to evaluate the intensity of delta formation was made and prognosis of evolution of river mouth systems is suggested.

ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ

Крыленко В.В., Крыленко М.В., Кочергин А.Д.

Южное отделение Института океанологии им. П.П. Шириова РАН, г. Геленджик; e-mail: krylenko@mail.ru

Несмотря на недавние геополитические изменения, курорт Анапа остается лидером российского рынка санаторно-курортного и детского отдыха. Основной ценностью курорта являются обширные песчаные пляжи и дюнный ландшафт Анапской пересыпи – протяженного аккумулятивного тела со сложным строением и гидrolитодинамическим режимом [1]. Поэтому, изучение геосистемы Анапской пересыпи представляет интерес как с естественнонаучной точки зрения, так и с точки зрения оптимизации хозяйственного использования и сохранения уникального природного объекта.

Исследования Анапской пересыпи проводятся с середины XX-го века. Тут в разные годы работали такие выдающиеся ученые, как В.П. Зенкович; Е.Н. Невесский, Е.Н. Егоров, Н.А. Айбулатов и многие другие. После продолжительного перерыва в 1990-х – 2000-х годах, с 2010 г. ЮО ИО РАН были возобновлены регулярные исследования. Во время ежегодных комплексных экспедиций проводится широкий спектр исследований, охватывающих различные компоненты геосистемы пересыпи [2]. Работы включают в себя сухопутные исследования (геодезическую съемку, привязку данных дистанционного зондирования, отбор проб для гранулометрического и минерального анализа, полевое дешифрирование элементов растительного покрова и др.); и морские (батиметрическую съемку, отбор проб для гранулометрического и минерального анализа, определение структуры и состояния популяций моллюсков и др.).

Литодинамическая система Анапской пересыпи включает в себя не только аккумулятивную форму и прилегающий подводный склон, но и смежные участки абразионного берега, поэтому общая протяженность изучаемого участка составляет около 60 км. Поскольку изучаемый участок не имеет выраженных ориентиров, при проведении экспедиционных работ использовалась система опорных профилей. Вдоль всего берега в пределах литодинамической системы Анапской пересыпи (от мыса Анапский на юго-востоке до мыса Железный Рог на северо-западе) выбраны условные точки на урезе моря, расположенные в 1 км друг от друга. Через эти точки проложены поперечные берегу профили, по которым проводятся как сухопутные исследования, так и морские работы. Так как создание закрепленных реперов в условиях Анапской пересыпи нереально, позиционирование на местности опорных профилей осуществляется с помощью GPS.

Целью исследований гранулометрического и минерального состава наносов является установление питающей провинции терригенного материала, слагающего пересыпь, а также определение мощности и направления движения вдольберегового потока наносов. Для этого проведен сбор песчаного и галечного материала с пляжей Анапской пересыпи, а также отбора проб донных отложений. Для сухопутной части пробы отобраны на урезе, пляже, у подножия дюны и на её вершине. Отдельно взяты пробы из песчаных линз в клифе коренного берега, и песок с пляжа с явным наличием минералов – индикаторов. Отбор проб донных отложений производился в ложбине после 1-го (прибрежного) вала, на гребне подводного вала; и на фиксированных глубинах 5 и 10 м. Выбор точек отбора с привязкой к поперечным морфологическим элементам пересыпи был произведен с целью максимального совпадения состава действующих природных факторов для разных профилей (чтобы снизить число переменных при последующем анализе результатов). Пробы донных и пляжевых наносов высушивались, взвешивались и подвергались гранулометрическому анализу [3]. К настоящему времени имеются результаты гранулометрического анализа для почти 300 точек в пределах Анапской пересыпи, выполненного по единой методике. Поскольку в каждой пробе определено содержание 13 фракций, количество первичных данных позволяет применять для анализа пространственного распределения наносов статистические методы.

Поскольку распределение наносов определяют одновременно множество факторов (природных и антропогенных), для выявления общих закономерностей необходимо исследование параметров каждого из этих факторов.

Важнейшим фактором дифференциации наносов в литодинамической системе Анапской пересыпи являются гидродинамические процессы. Поскольку проведение натурных гидрологических измерений чрезвычайно сложно, а для анализа требуются максимально длинные ряды данных, проведено моделирование элементов гидрологического режима прибрежной акватории. Для расчетов параметров ветрового волнения в прибрежной зоне моря была выбрана спектральная модель ветрового волнения третьего поколения SWAN. Для расчета по модели SWAN нужны данные по рельефу дна и поля ветра. Для интерполяции рельефа дна использовалась цифровая модель рельефа, полученная путем оцифровки батиметрических карт. Чтобы получить расчётные параметры ветрового волнения за наиболее длительный временной интервал, были выбраны поля ветра реанализа NCEP/NCAR с дискретностью 6 часов за период с 1948 по 2012 гг. В настоящее время проведен первый этап моделирования, получены значения высот, периода, длин волн, а самое главное – результирующий вектор волновой энергии с выбранной дискретностью.

В рамках геодезических работ проведено поперечное профилирование пляжа и дюнного пояса. На всем протяжении пересыпи плотность поперечных профилей доведена до 1 профиля на 500 п.м пересыпи, на наиболее интересных участках – до 1 профиля на 200 п.м пересыпи. Для геодезической съемки использовалось оборудование спутниковой системы позиционирования фирмы Leica Geosystems [4], позволяющее проводить непрерывную кинематическую съемку в реальном времени, обеспечивая при этом точность в плане 10 мм, по высоте 20 мм. Также проведено несколько циклов батиметрической съемки прибрежной акватории вдоль всей пересыпи до глубины 10 м. Съемка производилась галсами через 500 м (также с привязкой к опорным профилям), для уточнения и детализации подводного рельефа были дополнительно произведены вдольбереговые промеры. Полученные данные позволяют анализировать закономерности формирования рельефа пересыпи [5], и оценивать их влияние на состав отложений.

Выполнены работы по аэрофотосъемке и воздушному лазерному сканированию с последующим составлением ортофотоплана и построением цифровой модели рельефа всей Анапской пересыпи. Количество цифровых аэрофотоснимков с пространственным разрешением 10 см составило 465 шт. Количество измеренных точек лазерного отражения – 724 322 932 (средняя плотность 9,4 точек на 1 м²). Полученные данные дают возможность проведения морфометрического анализа всего надводного тела пересыпи, а после проведения повторной съемки с высокой точностью выявлять пространственные и количественные параметры изменений рельефа.

К настоящему времени проведено полевое определение спектральных образов пляжевых и дюнных песчаных отложений, а также основных типов поверхности и растительного покрова Анапской пересыпи. Эти данные сопоставлены с результатами спектрометрического анализа высокодетальных многозональных космических снимков на разные участки Анапской пересыпи. Полученные материалы позволяют в дальнейшем использовать космические снимки для оперативного анализа пространственного распределения наносов. Кроме того, появилась возможность изучения и картографирования ландшафтно-морфологической структуры пересыпи [6].

Данные, полученные в ходе вышеперечисленных исследований, в сочетании с анализом пространственного распределения гранулометрического и минерального состава отложений, позволяют провести типизацию отдельных участков пересыпи по сочетанию действующих факторов; и вести дальнейшее выявление природных закономерностей и взаимосвязей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований и Администрации Краснодарского края.

Литература

1. Косьян Р.Д., Крыленко В.В., Куклев С.Б. Анапские пляжи – хрупкое природное образование // Природа. 2012, №2. С. 19-28.
2. Kosyan R.D., Yu.N. Goryachkin, V.V. Krylenko, V.V. Dolotov, M.V. Krylenko, E.A. Godin Crimea and Caucasus Accumulative Coasts Dynamics Estimation using Satellite Pictures // Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. 2012. N 12. P. 385-390.
3. Крыленко В.В. Косьян Р.Д., Кочергин А.Д. Закономерности формирования гранулометрического состава донных и пляжевых отложений Анапской пересыпи // Океанология. 2011. Т. 51, № 6. С. 1123-1134.

4. Крыленко В.В. Применение оборудования ГНСС LEICA GEOSYSTEMS в научных исследованиях. Москва: Геопроект, 2013. Вып. 5. С. 19-23.
5. Косьян Р.Д., Крыленко В.В., Крыленко М.В. Особенности современного морфологического строения южной части Анапской пересыпи // Геоморфология. 2012. № 4. С. 73-80.
6. Кравцова В.И. Изучение и картографирование ландшафтно-морфологической структуры Анапской пересыпи по космическим снимкам высокого разрешения // Геодезия и картография. М.: Картгеоцентр-Геодезиздат, 2013. Вып. 12. С. 43-49.

RESEARCHES OF THE ANAPA BAY-BAR SEDIMENT COMPOSITION AND SPATIAL DISTRIBUTION

Krylenko V.V., Krylenko M.V., Kochergin A.D.

Southern Branch of the P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik; e-mail: krylenko@mail.ru

The results of field researches of the spatial and time structure variability of beach and bottom sediments of the Anapa bay-bar are presented in this paper. The purpose of the researches of the grain-size and mineral sediment composition is establishment of the terrigenous material feeding province, and also determination of the alongshore sediment flux parameters and direction. The length of the investigated site of Anapa bay-bar has made about 40 km. Researches were based on the visual morphometric descriptions of the shore (including zone of the surf, the beach, the dune belt). The attention was paid to the facts and consequences of anthropogenous influence on studied natural object. Sampling the ground was made for the subsequent granulometric and biogenic analysis. Bathimetric and topographic surveys were done. The evaluation of the degree of anthropogenic impact at geosystem was produced.

СПЕКТРАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ОБРУШАЮЩИХСЯ ВОЛН

Кузнецов С.Ю., Сапрыкина, Я.В.

Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Москва, kuznetsov@ocean.ru, saprykina@ocean.ru

Обрушение штормовых волн – наиболее известное проявление трансформации волн в береговой зоне моря. При обрушении волн их энергия расходуется в прибойной зоне, интенсифицируя процессы взвешивания и транспорта наносов, изменяя рельеф дна и значительно увеличивая нагрузки на объекты технического строительства. Особую опасность представляет изменение положения линии массового обрушения волн при поднятии уровня воды за счет нагонов или общего повышения уровня моря, что может приводить к катастрофическим разрушениям в прибрежной зоне.

Критерии обрушения волн, используемые в современных моделях береговой зоны моря, условно можно разделить на два типа: 1) определяющие по эмпирическим зависимостям тип обрушения волн: ныряющий бурун (plunging), скользящий бурун (spilling), схлопывание (collapsing) и вспухание (surging); 2) определяющие положение точки обрушения по соотношению между высотой волны (H) и глубиной воды (h). Наиболее известным является критерий обрушения, когда $H/h > 0.78$ [1]. Однако многочисленные лабораторные и натурные экспериментальные данные свидетельствуют о широком диапазоне изменений соотношения H/h от 0.4 до 1.2. Эти вариации и разные типы обрушения волн, могут быть объяснены различиями спектрального состава волн непосредственно перед обрушением. Возникающие в результате нелинейной трансформации волн высшие гармоники основного волнового движения, одновременно с увеличением высоты волны вызывают укрупнение переднего фронта и гребня волны, что приводит к ее обрушению. Изменения фаз и амплитуд высших гармоник в процессе трансформации волн ведут к ускорению частиц воды в гребне волн, большему, чем ускорение силы тяжести, либо обеспечивают орбитальные скорости в гребне волны, большие, чем фазовая скорость волн, что является причиной обрушения. В зависимости от предыстории трансформации

волн, может наблюдаться много вариантов комбинаций фаз и амплитуд гармоник разных частот, что объясняет изменчивость типа обрушения волн и соотношения H/h в точке обрушения в достаточно широком диапазоне. Целью данной работы было выяснить различия и особенности спектральной структуры волн, обрушающихся разными типами.

Эксперимент проводился в НИЦ «Морские берега», г. Сочи. Волны измерялись синхронно с помощью 8 емкостных волнографов. Длительность измерений - 3 мин, частота опроса – 200 Гц.



Рис. 1. Схема эксперимента. Цифры над поверхностью - номера волнографов

Изначально монохроматические волны распространялись над подводным баром с уклоном передней части 0.043 (рис. 1). Глубина воды - 0.6 м. Обрушение волн по типу ныряющий бурун (P1) и скользящий бурун (Sp) происходило преимущественно в конце уклона и над плоской частью бара. Для анализа были выбраны серии измерений 48 и 49, обрушающиеся на вершине бара, но отличающиеся типом обрушения (табл. 1).

Таблица 1. Параметры экспериментальных волн

Номер	Число Ирибаррена	Высота, м	Период, с	Тип обрушения, волнографы
48	0.3311	0.14	2.29	Spilling, 2
49	0.2780	0.15	2.03	Plunging, между 3 и 2

На рис. 2, приведены изменения асимметрии волн относительно вертикальной (A_s) и горизонтальной (S_k) осей, локальной и относительной крутизны волн. Видно, что волны, обрушающиеся типом P1 асимметричны относительно вертикальной оси (коэффициент асимметрии меньше нуля), т.е. имеют крутой передний фронт, в то время как волны, обрушающиеся типом Sp – симметричны (коэффициент асимметрии больше нуля). Обрушение происходит при примерно одинаковой локальной относительной крутизне волны H/h (соотношении между высотой волны и глубиной): 0.8 - 0.79, что соответствует общепринятому критерию обрушающихся волн, но при разной локальной крутизне волн. Волны, обрушающиеся типом P1 (серия 49) имеют большую локальную крутизну (H/L) перед обрушением - 0.053, чем волны, обрушающиеся типом а для серии 48 крутизна 0.048.

Для того чтобы выяснить, чем обеспечивается разная асимметрия волн было проведено сравнение вейвлет разложений волн, обрушающихся разными типами. Обнаружено, что симметрия волн связана с относительным расположением высших нелинейных гармоник в гребне волн. При обрушении по типу Sp высшие гармоники расположены в гребне волны в фазе с основной гармоникой. При обрушении по типу P1 высшие гармоники сдвинуты вперед относительно основной. Вейвлет анализ показал, что до обрушения, на 4 датчике, волны обеих серий имели примерно одинаковую форму с крутым передним фронтом, т.е. высшие гармоники были сдвинуты относительно основной. Различия дальнейшей эволюции волн во время обрушения могут быть объяснены разной стадией их трансформации перед обрушением, зависящей от периодического обмена энергией между первой и второй гармониками [2]. В серии 48 вторые гармоники перед обрушением имели значительную амплитуду, происходила обратная передача энергии от второй гармоники к первой и дисперсионные процессы, превалировали над нелинейными, что способствовало формированию перед обрушением симметричной волны. В серии 49, вторые гармоники перед обрушением находились в стадии роста, нелинейные процессы трансформации волн преобладали и формировалась пилообразная волна с крутым передним фронтом (рис. 3).

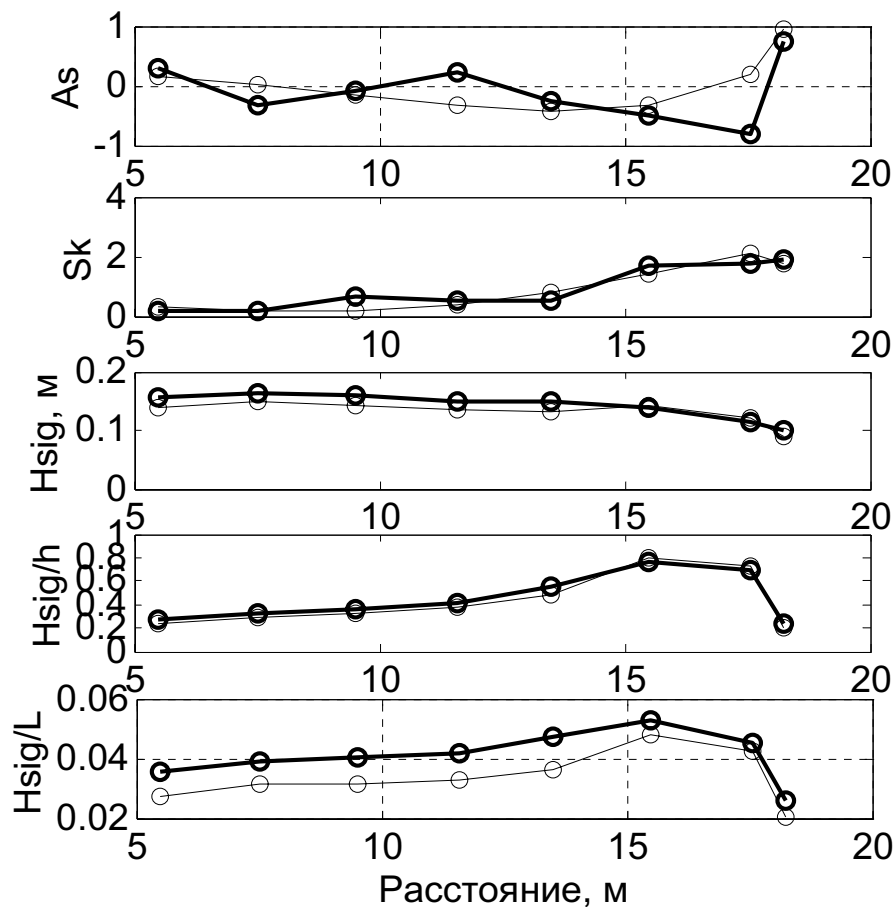


Рис. 2. Изменения симметрии и крутизны волн. Жирная линия – серия 49, обрушение P1, тонкая – серия 48, обрушение Sp

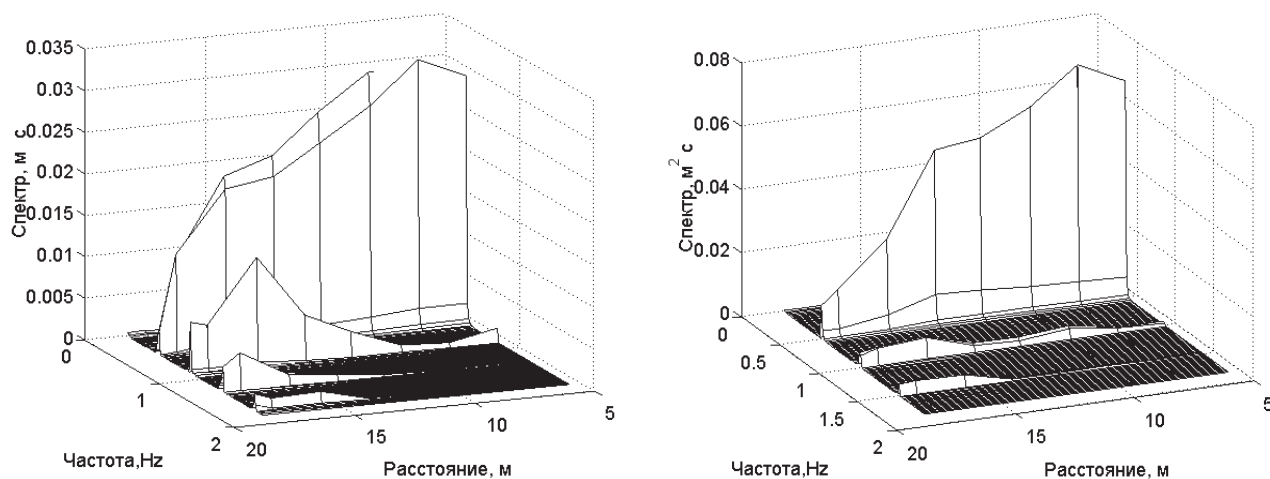


Рис. 3. Эволюция спектра волн: серия 48(слева), серия 49 (справа)

Полученные выводы были подтверждены данными натурного эксперимента «Шкорпиловцы 2007». Таким образом:

Тип обрушения определяется формой волны, а именно, ее симметрией относительно вертикальной оси. Асимметрия волны относительно вертикальной оси зависит от взаимного расположения в гребне

первых и высших нелинейных гармоник. Взаимное расположение нелинейных гармоник определяется соотношением нелинейных и дисперсионных процессов, определяемых стадией нелинейной трансформации волны и направлением передачи энергии между основной и второй гармониками.

Работа выполнена при поддержке проектов РНФ (14-17-00547) и РФФИ (14-05-00696).

Литература

1. Battjes J.A., J.P.F.M. Janssen, 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Proc. of XXVI Int. Coastal. Eng. Conf. P. 569-587.
2. Сапрыкина Я.В., С.Ю. Кузнецов, Ж. Чернева, Н. Андреева. 2009. Пространственно-временная изменчивость амплитудно-фазовой структуры штормовых волн в береговой зоне моря. Океанология, том 49, №2, с.198-208.

SPECTRAL STRUCTURE OF BREAKING WAVES

S.Yu. Kuznetsov, Ya.V. Saprykina

P.P. Shirshov Institute of oceanology of Russian Academy of sciences, Moscow, kuznetsov@ocean.ru , saprykina@ocean.ru

Spectral and wavelet analysis of wave chronograms, measured at laboratory and field experiments, demonstrate that the wave breaking type depends on wave asymmetry against the vertical axis at breaking point. Asymmetry of a wave of rather vertical axis depends on a relative positioning in a crest of the first and highest nonlinear harmonics. The relative positioning of nonlinear harmonics is defined by a ratio of the nonlinear and dispersive processes and determined by a stage of nonlinear wave transformation and by the direction of energy transmission between the main and second harmonics.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВДОЛЬБЕРЕГОВЫХ ПОТОКОВ НАНОСОВ У ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Леонтьев И.О., Акивис Т.М.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН; akivis@yandex.ru

В настоящей работе изучаются потоки наносов юго-восточного района Балтики, включающего северный берег Самбийского п-ова и морской берег Куршской косы (рис. 1). До недавнего времени схема потоков наносов в этом районе не была разработана. Вместе с тем, от динамики потока наносов напрямую зависит расположение зон размыва и аккумуляции на исследуемом побережье. В работе предлагается схема, полученная методом моделирования транспорта наносов под действием ветрового волнения в береговой зоне. Определяются величины и направления потоков для основных волноопасных направлений (ЮЗ, З, СЗ, С и СВ), а также распределение результирующего потока вдоль исследуемого побережья.

Волновые данные для расчётов были взяты из Российского морского регистра судоходства, содержащего сведения о годовой повторяемости различных диапазонов высот волн по направлениям в исследуемой части Балтики. Из этих данных следует, что максимальную суммарную продолжительность имеют волнения, приходящие с юго-запада. Вместе с тем, в связи с различным направлением береговой линии, влияние юго-западного волнения является преобладающим только в северной части Куршской косы, а на остальных участках доминируют волнения западных и северных румбов. Поэтому исследуемый район разделён для расчётов на три участка (рис. 1). Для расчётов использовался характерный средний размер частиц песка на этом побережье 0.3 мм

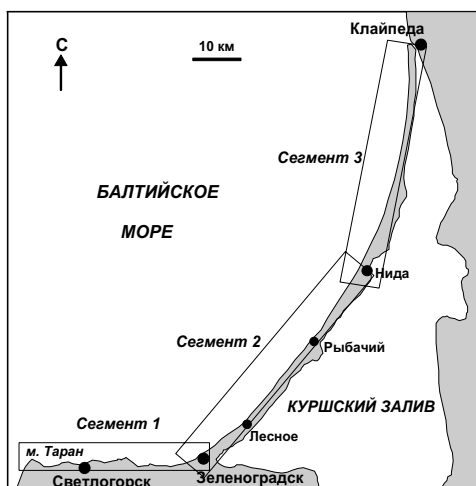


Рис. 1. Исследуемая область Балтийского моря

Методика расчётов

Суммарный поток наносов Q_j , создаваемый в течение года волнениями одного из направлений (j), определяется как

$$Q_j = \sum_i Q_i t_{wi},$$

где Q – расход наносов, а индекс i относится к конкретной волновой ситуации, определяемой средними параметрами подходящих волн $\bar{H}$, $\bar{T}$ и их суммарной годовой продолжительностью t_w . Результирующий поток Q_Σ вычисляется суммированием Q_j по всем волноопасным направлениям j :

$$Q_\Sigma = \sum_j Q_j.$$

Расход песчаных наносов Q через данный береговой створ при данной волновой ситуации, под-
считывается по формуле [1]:

$$Q = 0.04\mu \left(0.8 + 0.02 \frac{\sqrt{gh_B}}{w_g} \right) (EC_g)_B \sin(\Theta_B + \delta) \cos(\Theta_B + \delta),$$

где EC_g – поток энергии, $E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2$ – энергия волн, C_g – групповая скорость, H_{rms} – средне-
квадратичная высота волн, w_g – гидравлическая крупность наносов. Индекс «B» относится к глубине
обрушения h_B , определяемой из условия $H_{1\%B} = 0.8h_B$, где $H_{1\%B}$ – высота волн 1% обеспеченности
в системе. Координатная ось OY направлена вдоль генерального направления берега, координатная
ось OX – к берегу. Θ – угол между направлением волн и осью OX , δ – угол между осью OX и нор-
малью к берегу. $\tan \delta = \partial \chi / \partial y$, где χ – положение береговой линии. В случае прямой береговой ли-
нии, параллельной оси OY , $\delta = 0$.

Если расход Q выражен в м³/час, то коэффициент $\mu = 3600 / [g(\rho_s - \rho)(1 - \sigma)]$, где ρ – плотность
воды, $\rho_s = 2.65 \times 10^3$ кг/м³ и $\sigma = 0.4$ – плотность и пористость песка.

С помощью закона сохранения волновых векторов можно рассчитать локальные углы подхода
волн Θ :

$$\frac{\partial \sin \Theta}{\partial x} \frac{1}{C} - \frac{\partial \cos \Theta}{\partial y} \frac{1}{C} = 0,$$

где C – фазовая скорость волн. Поле высот волн $H_{rms}(x, y)$ определяется из уравнения баланса энер-
гии

$$\frac{\partial}{\partial x} (EC_g \cos \Theta) + \frac{\partial}{\partial y} (EC_g \sin \Theta) = -D,$$

где D – скорость диссипации энергии [2].

Для расчётов использовалась программа Леонтьева LONT-2D на прямоугольной сетке 100×100,
что соответствует шагу 60-80 м по нормали и 300-450 м вдоль берега. Глубина моря на внешней гра-
нице расчётной области должна быть не менее 20 м. Параметры волн на границе рассчитываются по
параметрам волн на глубокой воде из упомянутого Регистра с использованием закона рефракции
 $\sin \Theta / C = \text{const}$ и условия постоянства потока энергии $EC_g \cos \Theta = \text{const}$.

Результаты расчётов представлены на Рис. 3.

Сегмент 1 (от м. Таран до г. Зеленоградска). Результирующий поток определяется, главным обра-
зом, перемещениями наносов при северном волнении, поскольку В и ЮВ потоки (50-60 тыс. м³/год
каждый) существенно компенсируются ЮЗ потоком (до 120 тыс. м³/год). Можно выделить 4 зоны
конвергенции и 3 зоны дивергенции, к которым приурочены, соответственно, зоны аккумуляции и
размыва.

Наиболее значительный потенциальный приток наносов (160 тыс. м³/год) отмечается восточнее м.
Таран. Светлогорская бухта и участки к востоку от м. Гвардейского и к западу от г. Зеленоградска
также являются зонами аккумуляции. Наибольший вынос материала (240 тыс. м³/год) ожидается ме-
жду мысами Купальный и Гвардейский. Размывается также выступ берега между Филинской и Свет-
логорской бухтами.

Сегмент 2 (от Зеленоградска до Ниды). Перемещения наносов здесь определяются двумя противо-
положными потоками (до 140 тыс. м³/год каждый), вызванными З и С волнениями. Результирующий
перенос невелик (до 30 тыс. м³/год) и представлен рядом противоположно направленных потоков,
обуславливающих чередование зон дивергенции и конвергенции. Дивергенция и отток материала (40
тыс. м³/год) имеют место в корневой части Куршской косы у п. Лесное и п. Рыбачий, а также напро-
тив Ниды, вследствие усиления потока в северном направлении. Аккумуляция наносов ожидается
между п. Лесное и Рыбачий.

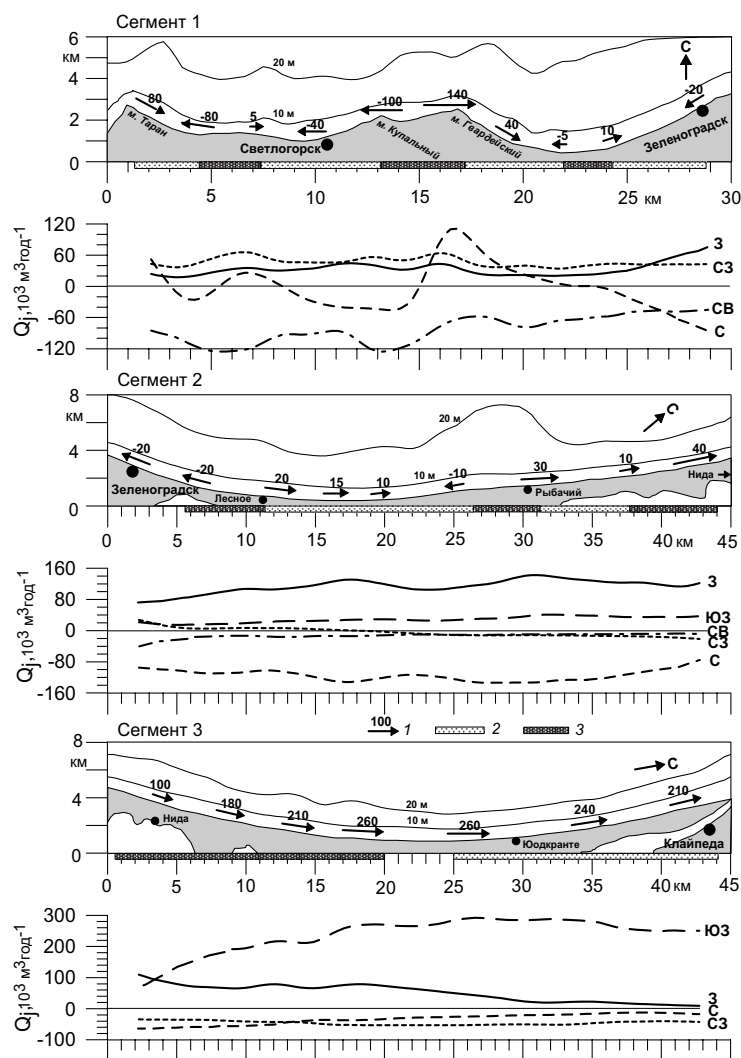


Рис. 3. Потоки наносов вдоль выделенных береговых сегментов: 1 – результирующий поток наносов в тыс. $\text{м}^3/\text{год}$, 2 – зоны аккумуляции, 3 – зоны размыва. Распределения потоков Q_j , формируемых волнениями различных румбов

Сегмент 3 (от Ниды до Клайпеды). Преобладающую роль здесь играет ЮЗ волнение, вызывающее интенсивное перемещение наносов на север. Потоки, остальных направлений значительно слабее и в основном компенсируют друг друга. Результирующий поток северного направления быстро усиливается от района Ниды, достигает максимума (260 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$) в середине сегмента, и немного уменьшается к району Клайпеды. Поэтому в южной части сегмента преобладает размыв, а в северной – аккумуляция.

Полученные результаты показывают, что в рассматриваемой части балтийского берега не существует однонаправленного потока наносов. Для этого побережья типично чередование зон дивергенции и конвергенции потоков и, соответственно, зон выноса и притока материала.

Полученное в модели расположение таких зон, в основном, согласуется с опубликованными данными наблюдений. К примеру, один из наиболее уязвимых участков берега известен в корневой части Куршской косы в районе п. Лесное [3]. Моделирование показывает, что дефицит наносов здесь вызван дивергенцией вдольбереговых потоков. Преобладание процессов аккумуляции в западной части бухты Филино [4] и северо-восточнее п. Лесное [5], известное из наблюдений, можно объяснить конвергенцией потоков наносов. Наконец, постепенное накопление песчаного материала [6] в северной части Куршской косы, может быть вызвано не только влиянием молв Клайпедского порта, но и частичной разгрузкой потока наносов в северном направлении.

Литература

1. Леонтьев И.О. О расчёте вдольберегового транспорта наносов // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 2. С. 226-232.
2. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
3. Бобыкина В.П., Болдырев В.Л. Современное состояние берегов калининградского побережья Балтики по результатам их мониторинга // *Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря: Материалы XXII Международной береговой конференции*. Геленджик, 2007. С. 53.
4. Корзинин Д.В. Динамика рельефа береговой зоны северного побережья Самбийского полуострова (юго-восточная Балтика) // Автореф. дис. ... к. г. н. М.: Геогр. ф-т МГУ им. М.В.Ломоносова, 2012. 25 с.
5. Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Кропачев Ю.П., Болдырев В.Л., Сивков В.В. Проявления современных литодинамических процессов в береговой зоне Куришской косы // *Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куришская коса»*. Сб. научн. статей. Вып. 6. Калининград: Изд-во РГУ им. Канта, 2008. С. 149-166.
6. Жаромскис Р., Гульбинскас С. Особенности береговой зоны Куришской косы в условиях природного и антропогенного воздействия // *Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности: Материалы XXIII Международной береговой конференции в честь столетия со дня рождения профессора В.П.Зенковича*. СПб: Изд-во РГГУ, 2010. С. 316-318.

MODELING OF ALONGSHORE SEDIMENT FLUXES NEAR SE COAST OF THE BALTIC SEA

Leont'yev I.O., Akivis T.M.

P.P. Shirshov Institute of oceanology RAS; akivis@yandex.ru

The aim of this work is to characterize values and directions of sediment fluxes along the Sambian Peninsula and Curonian Spit coasts using modeling of sediment transport generated by wind waves in the coastal zone. Total sediment fluxes are computed for the main wave-hazardous directions on a base of near-shore bathymetry and wave data. It is shown that unidirectional sediment flux exists only near the north half of the Curonian Spit. The other parts of the coasts under investigation are characterized by alternating zones of divergence and convergence and, respectively zones of sediment loss and feeding. A predicted layout of erosion and accumulation zones matches available field data.

ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА НАДВОДНОЙ ЧАСТИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАЛИНИНГРАДСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Луговой Н.Н.

МГУ им. М.В. Ломоносова Географический ф-т кафедра геоморфологии и палеогеографии, lugovoy-n@ya.ru

При планировании размещения инженерных и рекреационных сооружений, и берегозащитных мероприятий в береговой зоне морей необходимо детально изучить рельефообразующие процессы и их динамику, характерные для осваиваемого участка побережья. Северное побережье Калининградского (Самбийского) полуострова – район интенсивного освоения береговой зоны, в котором преобладают процессы разрушения берегов и отступления береговой линии. Основные рельефообразующие процессы, действующие в береговой зоне данного региона в настоящее время, можно разделить на 3 группы: гидрогенные, склоновые и техногенные. Склоновые процессы преобладают в верхней (надводной) части береговой зоны от прибрежных частей береговых уступов до их подножия, ведущими в этой группе являются оползневые, обвально-осыпные, эрозионные и суффозионные процессы. Деятельность гидрогенных процессов (волновых и торрентогенных) проявляется ниже линии штормового заплеска. Техногенное рельефообразование происходит в основном в надводной части береговой зоны и в верхней части подводного берегового склона. Эоловые процессы, вносящие большой вклад в формирование рельефа береговой зоны сопредельных районов (западного побережья Калининградского полуострова и Куршской косы), на северном побережье Калининградского полуострова в настоящее время играют серьёзной роли, за исключением небольшого участка на востоке данного района (от пос. Прибой до Зеленоградска).

Наиболее динамичными формами рельефа являются песчаные пляжи, которые на изучаемом берегу формируются у подножия абразионных уступов, перекрывая бенчи, выработанные в слабоустойчивых к абразии коренных породах, самыми прочными из которых являются ледниковые суглинистые отложения, насыщенные грубообломочным материалом. Динамика рельефа пляжей зависит от взаимодействия объёмов наносов, поступающих с абразионных уступов и с подводного берегового склона с гидродинамическими процессами. На данном участке берега поступление наносов из твёрдого речного стока на текущем этапе является минимальным, поскольку все впадающие здесь реки и малые водотоки достаточно коротки и уже выработали свой продольный профиль опирающийся на современный уровень моря и, к тому же, сильно зарегулированы многочисленными плотинами. Поступление наносов с подводного берегового склона также сравнительно невелико, так как, в условиях относительно длительного этапа стабилизации уровня моря в районе современных отметок произошло истощение наносов на подводном береговом склоне. При этом, значительную часть наносов, поступающих на пляжи с подводного берегового склона при умеренных волнениях, составляет песок ранее смытый с пляжей и абразионных уступов во время штормов и не унесённый течениями ниже границы береговой зоны (Жиндарев, 1997). Основным источником поступления наносов пляжей описываемого побережья являются абразия и денудация береговых уступов. При этом абразия проявляется только в моменты сильных штормов, случающихся не каждый год, т.к. при штормах малой и средней силы волнение воздействует на береговые уступы лишь на небольших участках. На значительных по протяжённости участках при волнениях малой и средней интенсивности размываются не коренные уступы, а обвально-осыпные и оползневые шлейфы у их подножия, что подтверждается результатами полевых наблюдений. Пополняют бюджет наносов береговой зоны на постоянной основе только процессы склоновой денудации, в первую очередь – оползневые и обвально-осыпные. Эрозионные процессы на абразионных уступах развиваются локально, в местах концентрации стока, и активизируются на определенных этапах, после чего быстро затухают. Роль суффозионных процессов еще не очень ясна и требует дополнительного изучения. Обломочный материал, накопившийся у подножия береговых уступов сортируется и перераспределяется волнением и течениями, возникающими в береговой зоне в зависимости от гидродинамической обстановки. При этом, при сменах гидрометеорологических ситуаций происходят изменения литодинамических условий, отражающиеся в рельефе пляжей и контурах береговой линии. Деформации рельефа пляжей носят разнонаправленный характер при короткопериодических изменениях, но на общем фоне выделяются участки относительно

но стабильные и участки деградации пляжей, проявляющиеся в среднемноголетней динамике. На участках берега, где песчаные пляжи полностью размываются, на их месте остаются валунно-галечные отмостки, покрывающие поверхность коренных пород. В подавляющем большинстве случаев, участки деградации пляжа связаны с возведенными берегозащитными сооружениями обладающими волноотбойным эффектом – стенками набережных, противооползевыми опоясками и габионными конструкциями. Эти же сооружения блокируют поступление обломочного материала с берегового уступа, увеличивая, тем самым, дефицит наносов в береговой зоне. Показателен в этом плане участок берега у государственной резиденции «Янтарь», на котором после строительства набережной в 2010 г. средняя ширина пляжа уменьшилась в 3 раза с 24 м (Бурнашов, 2011) до 8 м.

Для выявления динамики площадей пляжей используется метод фиксации каркасных линий рельефа с помощью ручного GPS/Глонасс приемника, с использованием коррекционной поправки от наземных станций, в режиме записи точек трека с интервалом в 1 сек. Приборная погрешность такой методики составляет 3–5 м. Для повышения точности проводится корректировка треков с использованием системы реперов, что позволяет достичь плановой погрешности в 1–2 м, что на наш взгляд вполне достаточно, учитывая значительно больший диапазон изменений измеряемых объектов (например, береговой линии). В дальнейшем треки обрабатываются в программе MapInfo, составляются слои геоморфологического картографирования и при сравнении серии последовательных съёмок вычисляются изменения в рельефе. С помощью такой методики подсчитаны изменения площадей пляжа в Светлогорской бухте (от пос. Отрадное до м. Купальный) (рис. 1)

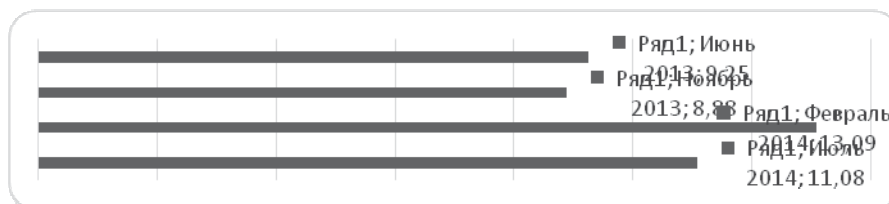


Рис. 1. Изменение площадей пляжей Светлогорской бухты (га)

Резкое увеличение площадей пляжей в феврале 2014 г. является следствием случившейся в ноябре – декабре 2013 г. серии сильных штормов (ураганы «Святой Иуда», «Ксавьер»). Этими штормами были целиком размыты шлейфы склоновых отложений у оснований береговых уступов, накопившиеся за период с предыдущего сильного шторма (14.01.2012), и на некоторых участках произошло отступление подножий уступов на 2 - 3 м. Максимальное общее отступление тылового шва пляжа достигло 8-9 м (у западной части санатория «Янтарный берег»). Поступивший в береговую зону материал после этих штормов частично пошел на увеличение площади пляжей.

В ходе экспедиции НСО кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова в начале февраля 2014 г. были проведены работы по выявлению геологического строения пляжей в Светлогорской бухте. Результатом работ явились типизация и геоморфологическое районирование пляжей. По характерной мощности наносов было выделено 3 типа строения песчаных пляжей: 1) «Бенч» – мощность менее 0,5 м; 2) Редуцированный пляж – мощность 0,5 м – 1 м; 3) Настоящий пляж – мощность более 1 м. Из общей протяжённости береговой линии 4400 м – 28% составила валунно-галечная отмостка, 11% – пляжи типа «бенч», 31% – редуцированные пляжи и 28% – настоящие пляжи. Таким образом, на тот момент около 40% береговой линии было практически лишено песчаных наносов. При этом, распределение песчаных отложений вдоль берега не соответствовало типичному: участки широких пляжей чередовались с участками, лишёнными песка. К лету 2014 г. произошло выравнивание ширины пляжей, на общем фоне их размыва, протяжённость участков валунно-галечной отмостки сократилась до 7 %. Исходя из полученных данных подсчитан общий объем песчаных наносов на пляжах Светлогорской бухты в феврале 2014 г. – 81,7 тыс. м³, что является крайне низким показателем и свидетельствует о высоком дефиците наносов, при том, что это значение получено при максимальной площади пляжей.

Показателем общей динамики берега является изменение положения бровки берегового уступа – верхней границы береговой зоны. Нами получены новые данные с помощью измерений по реперной

сети ГКУ КО «Балтберегозащита», на участке от м. Таран до м. Купальный. Средняя скорость отступления бровки на этом участке оценена Е.М. Бурнашовым в 2011 г. в 0,2 м. в год. В 2014 г. Выделяются 2 активных участка: к западу от пос. Филино средняя скорость за последние 5 лет достигает 0,8 м в год; и на восточном крыле Светлогорской бухты – до 0,4 м в год; на остальном протяжении бровки – в пределах нормы.

Литература

1. Бурнашов Е.М. Современная динамика и геоэкологическое состояние морского берега Калининградской области. Дисс.канд. геогр.наук. КГТУ, Барнаул 2011.
2. Жиндарев Л.А. Динамика и развитие расчлененных песчаных побережий внутренних бесприливных морей. Дисс. д-ра. геогр. наук. М.: Геогр. ф-т МГУ. 1997.

DYNAMICS OF THE RELIEF ABOVE-WATER PART OF THE COASTAL ZONE OF KALININGRAD PENINSULANORTHERN COAST

Lugovoy N.N.

Moscow state University M.V. Lomonosov Geographical faculty Department of geomorphology and paleogeography, lugovoy-n@ya.ru

Describes the basic relief-forming processes and their interaction in the study area, the data on the dynamics of the beaches, the volume of sediment, the retreat of coastal ledge. Shows the reasons for the degradation of sandy beaches.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ НА ЧЕРНОМОРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ РФ

Магрицкий Д.В.

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г.Москва, tagdima@yandex.ru

Черноморское побережье России (Причерноморье) занимает территорию Темрюкского и Туапсинского районов Краснодарского края, г.Новороссийска, городов-курортов Анапа, Геленджик и Сочи. Оно простирается на 350 км – от Керченского пролива до р.Псоу. Его ширина в среднем 24 км при наименьших значениях на Таманском п-ове и наибольших в Большом Сочи. Сухопутная граница совпадает с водоразделом между водосборами Азовского и Черного морей. Суммарная площадь Причерноморья около 8340 км².

В границах Причерноморья постоянно проживает свыше 1,1 млн чел.; численность населения существенно возрастает в туристический сезон. Крупные города – Анапа, Новороссийск, Геленджик, Туапсе, Сочи и Адлер. Это важный сельскохозяйственный район России, крупный центр по переработке нефти, производству стройматериалов, перевалке сухих и наливных грузов, транспортировке природного газа, крупнейшая рекреационная зона и активно развивающийся кластер зимних и других видов спорта, крупный деловой и культурный центр. Морские порты – Железный Рог, Новороссийск и Туапсе.

Перечень опасных природных явлений и процессов на Черноморском побережье РФ обширен [Атлас..., 2007; Алексеевский и др., 2013]. Если учитывать лишь размер и характер формируемого ими материального ущерба, уровень угрозы для населения, частоту возникновения и другие параметры, «лидерство» принадлежит наводнениям. Такая ситуация обусловлена, во-первых, расположением основной части населенных пунктов, объектов курортной индустрии и промышленности в долинах и устьях черноморских рек, на в береговой зоне. Все основные дороги и трубопроводы (в пределах побережья) пересекают речные русла. С другой стороны, черноморские реки характеризуются паводоч-

ным режимом стока с возможным формированием максимальных расходов и уровней воды в любой сезон и неоднократно в течение года. Паводки на реках побережья характеризуются большой скоростью формирования и перемещения воды, высотой подъема, огромной разрушительной мощностью. Свою лепту вносит и большое количество и экстремальность выпадающих здесь осадков.

Случаи наводнений распределены в Причерноморье очень неравномерно. Наиболее безопасны Темрюкский (без дельты р.Кубани) и Анапский муниципальные образования (МО). В условиях равнинной и предгорной территории, малого количества осадков и редкой русловой сети они не могут конкурировать по числу и катастрофичности речных наводнений с остальными районами побережья. К ним относятся, согласно разработанной на географическом факультете МГУ генетической классификации, *стоковые наводнения* и наводнения смешанного генезиса – *стоково-ливневые* [Магрицкий и др., 2013]. Иногда здесь вызывают ущерб локальные ливневые затопления (подтип *местных метеорологических наводнений*). Кроме того, из-за низких и равнинных берегов (между Анапой и пос.Веселовка), отмелости береговой зоны и ковшеобразности береговой линии опасность представляют *штормовые нагоны* и не отрицается возможность возникновения *цунами*. Также потенциально опасны многочисленные искусственные водоемы на реках.

В Новороссийском, Геленджикском, Туапсинском и Сочинском МО чаще всего к наводнениям приводят экстремальные по своим характеристикам дождевые паводки и мощные склоновые потоки. Существенно меньше стоковых наводнений было вызвано снеготалым стоком, прорывом завальных озер и прудов, или совместным действием нескольких факторов. Все чаще случаются локальные затопления населенных пунктов ливневыми водами и склоновыми потоками. Дополнительно для этой части побережья возможны мощные затопления во время штормовых нагонных накатов.

Больше всего наводнений и соответственно выше ущерб в низовьях и устьях черноморских рек. Это неудивительно, поскольку именно здесь сконцентрирована основная часть объектов и населения побережья, больше всего факторов стихийного «поведения» речных, дождевых и морских вод. Поэтому для этой территории в большей мере необходим соответствующий подход к разрешению размещения в этой зоне социальных и производственных объектов, к оценке стоимости их страхования и мероприятиям по их защите, к эвакуации населения.

Площадь зоны возможного затопления $F_{\text{зат}}$ в приморских населенных пунктах может достигать больших значений и включать в том числе жилые кварталы. В пос.Дивноморский (устье р.Мезыбь) она примерно равна $0,44 \text{ км}^2$ (при прохождении дождевых паводков очень малой обеспеченности), в пос.Архипо-Осиповка (р.Вулан) – $F_{\text{зат}} \approx 0,73 \text{ км}^2$, в пос.Джубга (р.Джубга) – $F_{\text{зат}} \approx 0,79 \text{ км}^2$, в пос.Лермонтово (р.Шапсухо) – $F_{\text{зат}} \approx 0,83 \text{ км}^2$, в г.Туапсе – $F_{\text{зат}} \approx 2,08 \text{ км}^2$.

Многолетняя повторяемость стоковых и стоково-ливневых наводнений и опасных затоплений в Новороссийске, Геленджике, Туапсинском районе и Сочи составляет, согласно анализу данных за период с 1945 по 2013 гг., приблизительно 1 раз в 2,1, 0,9, 0,7 и 0,45 года. Для сравнения, в Анапе они возникают примерно 1 раз в 6 лет. В Новороссийске, Геленджике и Туапсинском районе доля больших наводнений и опасных затоплений равна 87%; в Сочи она достигает 92%, в Анапе почти 100%. Остальные случаи – это большие и катастрофические наводнения.

Во время катастрофических наводнений наносимый ими ущерб огромен вне зависимости от размеров территории и числа водосборов, охваченных осадками и подъемом уровня воды на реках. Ущерб от выдающегося наводнения в августе 1991 г. оценили примерно в 400 млн руб. (или 680 млн долл., согласно официальным данным ЦБ РФ по курсам валют на разные годы), из которых 363 млн руб. (615 млн долл.) пришлось на относящуюся к побережью территорию. Число жертв составило около 40 чел. Среди них 11 чел. пропали без вести. Катастрофическое наводнение в августе 2002 г. привело к ущербу ориентировочно в 1,7 млрд руб. (54 млн долл.) и гибели ~60 чел. (с учетом пропавших без вести); в октябре 2010 г. – в 2,5 млрд руб. (80 млн долл.) и 24 чел.; в августе 2012 г. – 1 млрд руб. (32 млн долл.) и 4 чел. Во время больших наводнений человеческие жертвы также возможны; величина прямого материального ущерба варьирует от нескольких сот тысяч до нескольких миллионов долларов, но, по имеющимся немногочисленным данным, не превысила для черноморских рек 4–5 млн долл.

Больше всего катастрофических наводнений отмечено в Туапсинском районе – четыре в период с 1945 по 2013 гг. В Геленджике число больших и катастрофических наводнений сопоставимо с показателями Туапсинского района и Сочи, несмотря на существенно меньшее общее число всех навод-

нений (в сравнении с Сочи почти в 2 раза). В целом, если в Сочи высокие риски наводнений формируются благодаря большей их повторяемости (по причине большей площади территории района, большего числа и протяженности рек, большего количества осадков, населенных пунктов), то в Новороссийске, Геленджике и Туапсинском районе высокие риски поддерживаются большей экстремальностью дождевых паводков. Не случайно именно в этих трех МО много не только случаев разрушительных наводнений, но и гибели людей.

В целом, экономический ежегодный риск стоковых и смешанного генезиса (сток + ливни + склоновый сток) наводнений можно приблизительно оценить для всего Черноморского побережья РФ в 13,3 млн долл., а социальный риск в 2 чел. В зону возможного затопления попадает от 49 (данные авторов) до 74 (открытые данные Министерства ГО и ЧС Краснодарского края) населенных пунктов, около 3100 домов и 18200 жителей.

Литература

1. Алексеевский Н.И., Айбулатов Д.Н., Магрицкий Д.В., Ретеюм К.Ф. Природно-экономические зоны побережий и мониторинг опасных природных явлений // Труды ГОИН. Вып. 214. 2013, с.264–277.
2. Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций Южного Федерального округа. – М., 2007. – 384 с.
3. Магрицкий Д.В., Самохин М.А., Юмина Н.М. Наводнения в Краснодарском крае и республике Адыгея // Наука. Техника. Технология. 2013. №4. С.44–63.

HYDROLOGICAL RISKS ON THE BLACK SEA COAST OF THE RUSSIAN FEDERATION

Magritsky D.V.

Faculty of Geography MSU by name of M.V.Lomonosov, Moscow, magdima@yandex.ru

The main genetic types of inundations on the Black sea coast of Russia the coast are established. Based on data for the period 1945-2013 the main spatial and long-term regularities of changeability of river's and mixed type's inundations are identified; their characteristics are defined. Quantitative assessment of flood hazard for the population and economic activities and risks are defined.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ ОВРАГОВ НА УЧАСТКЕ БЕРЕГООУКРЕПИТЕЛЬНЫХ РАБОТ УЧАСТКА МОЛОДЕЖНЫЙ (ИРКУТСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ)

Мазаева О.А., Пеллинен В.А.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, moks@crust.irk.ru, pellinen@crust.irk.ru

Природно-техногенные геосистемы водохранилищ являются наиболее динамичными и активно используются для целей рекреации и других видов хозяйственной деятельности. Берега Иркутского водохранилища, протяженность которых составляет около 276 км [1] интенсивно осваиваются. В береговой зоне расположены, населенные пункты, дачные и садоводческие поселки, территории сельскохозяйственного использования, многочисленные базы и дома отдыха горожан, а также микрорайоны города с административными и жилыми постройками.

Нерациональное территориальное планирование, различные виды антропогенной нагрузки в береговой зоне изменяют природные условия и зачастую вызывают развитие и активизацию таких экзогенных процессов как абразия, эоловые процессы, овражная эрозия, карст и т.д. [2]. Для безопасного и рационального использования подобных береговых территорий необходимо оценить их современное состояние, индикатором которого являются экзогенные геологические процессы. Даная работа посвящена изучению динамики эрозионных форм, природных и антропогенных факторов их формирования в пределах береговой зоны участка «Молодежный».

Исследуемая территория находится в приплотинной (5,5 км от плотины Иркутской ГЭС) правобережной части Иркутского водохранилища между заливами Патрониха и Топка. Это пригородная территория интенсивно застраивается (коттеджный поселок Молодежный, садоводство) и частично распахана в средней части водосбора.

Участок расположен в пределах эрозионно-аккумулятивной надпойменной террасы средне-позднеплейстоценового возраста (Q_{II-III}), перекрытой делювиальными лёссовидными отложениями мощностью более 15 м. Береговая линия формируется в условиях колебания уровня воды в водохранилище в пределах 1 м, с максимальной амплитудой до 2 м. Высокие уровни наблюдаются осенью, урез воды (до 2012 года) подходит к основанию берегового уступа. Весной при низких уровнях обнажается отмель. При снеготаянии наблюдается интенсивный вынос материала из оврагов на лед водохранилища.

Для исследуемого участка характерны максимальные значения абразионного разрушения в сравнении другими правобережными территориями приплотинной зоны. С 2002 по 2011 год бровка берегового уступа сместилась (отступила) на 27-30 м.

Комплекс инженерно-геологических исследований для оценки геодинамического состояния береговой зоны и его изменений включал анализ природных условий и факторов по опубликованным и фондовым материалам.

Для данного участка было выполнено дешифрирование и сравнительный анализ разновременных аэрофотоснимков 1950, 1960 и 1980 годов и составление карт-схем участка. Сравнительный анализ аэро- и космо- материалов позволил определить положение современной береговой линии, проследить динамику ее изменений.

Динамика эрозионных форм изучались по детальным космоснимкам с разрешением 0.5 м на пиксель [3] участка с 2002 по 2012 гг.

В пределах стационарных участков с 2010 по 2014 гг. ведутся ежегодные наблюдения; выполняются морфометрические измерения оврагов, теодолитная и GPS съемки. Частота полевых наблюдений за активностью проявления процессов на ключевом участке составляет два раза в год весной (май) и осенью (октябрь). Отбор образцов грунта нарушенного и ненарушенного сложения (монолитов) осуществлялся для уточнения разреза и получения физически, физико-механических, деформационных химических и прочностных свойств.

Анализ климатического фактора (по данным <http://gis.ncdc.noaa.gov/>) по ст. Иркутск [4] показал следующее. Годовое количество осадков варьируется от 330,96 до 579,37 мм в год. Максимальные годовые значения характерны для 2004, 2005, 2007-2009 годов.

С 2002 по 2012 гг. в период ливневого стока количество дней с осадками не менее 30 мм составило от 1 до 3 дней; осадков с количеством не менее 20 мм – от 1 до 6 дней. Максимальный объем дождя 49, 53 мм за сутки выпал в августе 2003 г. Максимальное количество эрозионноопасных ливней было зафиксировано в 2009 году. Осадки более 40 мм в сутки фиксировались в 2003, 2004, 2006 и 2009 годах.

Жилая застройка, расположенная в пределах средней и вершинной частях водосборной площади, неукоснительно увеличивалась с 49 дворов в 2002 до 143 дворов в 2011 году. Соответственно с ростом домов росло водопотребление и водоотведение. В 2005 году были заасфальтированы дороги по главным улицам, к 2011 году в поселке была сформирована инфраструктура, проведена поверхностная ливневая канализация вдоль центральных улиц по кюветным выемкам. Ее уклоны направлены параллельно линиям стока водосборной площади и выходят к вершинам оврагов.

Нижняя водосборная часть распаивается. В 2001-2007 г.г. и в 2013 годах распашка производилась вдоль склона, межи (границы раздела участков пашни) совпадали с направлением линий стока водосборного бассейна. В 2009, 2010, 2012 и 2014 году распашка стала проводиться поперек склона, что привело к незначительному нивелированию границ участка и ложбин стока выше вершин оврагов. На снимке от 10 июня 2012 года утечки из коммуникаций на поверхности пашни хорошо отображают эти ложбины стока.

В 2002 году на береговом участке не наблюдалось ни одной эрозионной формы. Распашка пашни на момент 18 июня 2002 года не производилась. В 2004 году бровка берегового уступа осложнилась 3 небольшими овражными врезами протяженностью до 4 м. В 2009 году выше одного из врезок образовалась суффозионная воронка диаметром 6 м. К 2012 году в береговой зоне развиваются 4 активных оврага протяженностью 15,5–34,09 м.

Сравнительный анализ снимков в программе MapInfo показал, что линейный рост оврагов за период наблюдений был неравномерен. Максимальный прирост оврагов был зафиксирован за 2009 и 2010 года. В результате активизации суффозионно-просадочных процессов вершина оврага № 3 увеличилась на 9 и 11,8 м. Относительная стабилизация линейного роста оврагов наблюдалась в 2006 году – 0,35 и 1,28 м.

В 2012 году в рамках реализации ФЦП «Охрана озера Байкал и социально-экономическое развитие Байкальской природной территории на 2012-2020 годы» береговая зона участка «Молодежный» протяженностью 3000 м была укреплена каменной наброской. В результате бровка берегового уступа была выровнена, овраги снивелированы песчано-гравийно-галечным материалом, береговой склон до уреза водохранилища террасирован.

Выводы

Линейный рост оврагов происходит по ложбинам стока, которыми служат межи. Максимального размера 33,18 м и 34,09 м достигли два оврага, ложбинами которых являются межи, в верхних частях водосборной площади соединяющиеся с центральными улицами поселка Молодежный.

Максимальный рост оврагов и активизация суффозионно-просадочных процессов были связаны с 2 резкими снижениями уровня воды в водохранилище на 1,5 и 2 м весной и осенью 2009 года и самыми обильными осадками этого периода. Относительная стабилизация роста была характерна в период с небольшим годовым количеством осадков (до 415 мм) и колебанием уровня воды в водохранилище 1 м.

Заключение

Выполненное берегоукрепление от активной абразии не остановило разрушение берега эрозионно-суффозионными процессами. Подтверждением этому являются полевые работы начала лета 2014 года. Два оврага, засыпанные песчано-гравийно-галечным материалом в 2012 году, активно развиваются вновь. В результате нерациональной хозяйственной деятельности сформировались благоприятные геоморфологические условия для стока в вершинной части водосбора и его концентрация по межам в распаханной средней части водосбора. Эти факторы не были учтены при проведении берегозащитных мероприятий.

Таким образом, при проведении берегоукрепительных мероприятий необходимо учитывать весь комплекс процессов, развивающихся в береговой зоне под воздействием природных и техногенных факторов.

Это привело к новой активизации эрозионных процессов в бровке берегового уступа после берегоукрепления.

Литература

1. Овчинников Г., Трещинский Ю., Жентала М., Жентала М.А. Абразионно-аккумулятивные процессы в береговой зоне водохранилищ (на примере Южного Приангарья и Силезской возвышенности). Сосновец – Иркутск: Изд-во Силезского университета, 2002. 123 с.
2. Леви К.Г., Козырева Е.А., Задонина Н.В., Чечельницкий В.В., Гилёва Н.А. Проблемы наведенной сейсмичности и инженерно-геологической защиты водохранилищ Байкало-Ангарского каскада // Геодинамика и тектонофизика. 2013. № 1. С. 13–36. DOI:10.5800/GT-2013-4-1-0089.
3. Картографический сервис Microsoft <http://www.bing.com/maps/>
4. Национальный центр климатических данных (NCDC) <http://gis.ncdc.noaa.gov/>

FEATURES OF MODERN GULLY DYNAMICS AT THE SHORE PROTECTION SECTION OF THE MOLODEZNY SITE (THE IRKUTSK RESERVOIR)

Mazaeva O.A., Pellinen V.A.

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences; moks@crust.irk.ru, pellinen@crust.irk.ru

The section of the coastal zone of the Irkutsk Reservoir served an example for the study of gully dynamics under the influence of natural and anthropogenic factors (plowing, increased residential development, irrational territorial planning of storm sewage). Two gullies reached the maximum size of 33.18 m and 34.09 m, due to the field boundaries serve drainage channels and join with storm sewage of central streets of the Molodezny settlement in the upper catchment area. Shore protection measures against active shore erosion and gully leveling with sand, gravel and pebble material in 2012 did not stop shore destruction by gully and suffusion processes. Undercount of the runoff conditions and its concentration in the middle and head parts of the catchment area has led to reactivation of gully erosion processes at the edge of shore scarp after the shore protection.

НЕВСКИЕ НАВОДНЕНИЯ И МОРСКОЙ УРОВЕНЬ ФИНСКОГО ЗАЛИВА В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

В.Н. Малинин, С.М. Гордеева

Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург, malinin@rshu.ru

Невские наводнения, по сути, представляют собой экстремальные колебания морского уровня. Достаточно точная хронология невских наводнений начинается с начала 18-го века, т.е. с момента активного строительства города Петром I. В настоящее время известно несколько каталогов наводнений, причем даты и их количество существенно отличаются друг от друга [1, 2]. На конец 2013 года их официальное число по данным Госкомгидромета составило 314 (если включить все случаи, когда закрывались затворы Комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга (КЗС)). Существует устойчивая тенденция к увеличению наводнений, наиболее ярко проявляющаяся в последние три десятилетия XX-го столетия. Если в начале XVIII-го века число наводнений составляло 6 случаев за 10 лет, то сейчас оно равно 16 случаев за 10 лет, т.е. увеличилось почти в три раза. Максимум повторяемости наводнений в последнее тридцатилетие сместился с осени на зиму. При этом абсолютный максимум наводнений отмечается в январе, когда их сумма составила 19 за 30 лет. Полностью перестали отмечаться наводнения в летний период.

Естественно полагать, что возрастание общего числа наводнений зависит от изменений глобального и регионального климата. Известно, что в последние три десятилетия прошлого столетия произошло резкое повышение температуры воздуха в северном полушарии. Если в холодный период 1937–1975 гг. средняя частота наводнений была равна 1 раз/год, то при потеплении климата она уве-

личилась до 2 раз/год. При этом число сильных наводнений (высота уровня более 200 см) при похолодании климата было менее 5 раз/10 лет, а при потеплении – больше, чем 5 раз/10 лет. Следовательно, можно сделать вполне определенный вывод, что число наводнений растет с ростом температуры воздуха.

Анализ характеристик циклонов, проходящих над Финским заливом для периодов относительного похолодания (1958–1975 гг.) и интенсивного роста температуры воздуха (1976–2008 гг.) показал рост числа циклонов, вызвавших значительные наводнения (соответственно 6 и 17 случаев) [3]. При этом отмечается заметное расхождение в траекториях опасных наводненческих циклонов. Для периода относительного похолодания их движение на восток происходит по более южным траекториям, чем для периода потепления. Максимальное расхождение наблюдается на меридиане Гринвича, где оно чуть больше 1000 км. Все опасные наводненческие циклоны выходят на Финский залив заметно севернее, чем общее число зарегистрированных циклонов [3].

Наиболее адекватно колебания уровня в Невской губе отражают данные наблюдений по Кронштадтскому футштоку, который можно отнести к пятерке старейших уровнемерных постов мира. Характерной чертой межгодовой изменчивости уровня в Кронштадте является наличие положительного линейного тренда, величина которого составляет 0,56 мм/год, а вклад его в дисперсию общего процесса, описываемый коэффициентом детерминации, равен 12 %. На фоне основного тренда можно выделить два промежутка времени, в течение которых временной ряд морского уровня имеет разную направленность. Прежде всего, это длительный период стояния морского уровня (1836–1945 гг.), а затем, начиная с 1946 г. – интенсивный рост со скоростью 1,9 мм/год с вкладом в дисперсию исходного ряда 16 %. Отметим, что «вековой» рост морского уровня при условии исключения из него вертикальной скорости земной коры отмечается, хотя и с разной скоростью, практически для всего побережья моря [4, 5].

Можно перечислить целый ряд локальных факторов, влияние которых на межгодовую изменчивость морского уровня является очевидным. Так, усиление зональной циркуляции над Финским заливом ($U_{\text{ветер}}$) должно приводить к повышению уровня в его восточной части, т.е. в Финской губе. Противоположный характер связи должен иметь место при изменении циклонической (антициклонической) активности над рассматриваемым районом. В соответствии с принципом «обратного барометра» изменения атмосферного давления ($P_{\text{давл}}$) будут иметь обратную корреляцию с уровнем. Наибольшее влияние на колебания уровня оказывают проходящие над заливом циклоны, центр которых находится над южной Финляндией. Анализ статистической связи между уровнем в Кронштадте и атмосферным давлением над южной Финляндией в точке с координатами 61,9° с.ш. 26,25° в.д. за период 1976–2007 гг. показал, что между ними отмечается отчетливо выраженная отрицательная корреляция $r = -0,83$ [6].

Определенное влияние на морской уровень должны также оказывать локальные эвстатические факторы. Это, прежде всего, сток Невы и осадки над Финским заливом ($R_{\text{сток}}$, $H_{\text{осадки}}$), роль которых возрастает в период потепления климата. Корреляция уровня с этими факторами положительная, причем со стоком Невы – значимая. Наконец, при повышении температуры воздуха в Невской губе ($\Delta T_{\text{СПБ}}$) уровень в Кронштадте имеет четкую тенденцию к росту.

Наличие физически обоснованных и статистически значимых связей с указанными факторами позволяет построить физико-статистическую модель для межгодовых колебаний уровня. Стандартизованное уравнение регрессии для годовых значений морского уровня в Кронштадте (Z_h) имеет вид:

$$Z_h = -0,508 Z_{\text{давл}} + 0,307 Z_{\Delta T} + 0,272 Z_{\text{сток}} + 0,163 Z_{\text{осадки}} + 0,120 Z_{\text{ветер}}. \quad (1)$$

Коэффициент детерминации модели описывает 87 % дисперсии исходного ряда, а стандартная ошибка равна 3,2 см/год. Коэффициенты регрессии показывают относительный вклад каждого фактора в изменчивость морского уровня. Самый большой вклад в дисперсию морского уровня дает атмосферное давление, самый маленький – зональный ветер, вклад которого почти в 5 раз меньше. Несмотря на чисто формальное определение знаков коэффициентов регрессии методом наименьших квадратов, все они правильно отражают суть физической связи с уровнем.

Для оценки возможных изменений морского уровня в Финском заливе к концу столетия использовано 4 основных сценария изменений глобального климата, приведенных в 5-м Отчете МГЭИК, в которых определяющим параметром является эмиссия CO_2 в атмосферу. На основе двухпараметриче-

ской модели прогноза морского уровня, предикторами которой являются изменения уровня Мирового океана (УМО) по сценариям МГЭИК, а также фаза Северо-атлантического колебания (САК), выявлено, что 77 % дисперсии годовых значений морского уровня описывается изменениями УМО и только 6 % – САК. Для самого мягкого сценария (RCP2.6) морской уровень в Кронштадте к концу столетия может подняться в среднем на 55 см, а для самого жесткого (RCP8.5) – в среднем на 75 см.

При росте морского уровня Финского залива при прохождении наводненческих циклонов, включая экстремальные, возможно затопление территории Курортного района в диапазоне высот от 1 м до 6 м [7]. При высоте нагонной волны 4 м суммарная площадь возможного затопления составит 1260 га, при этом полностью будут потеряны все городские пляжи на побережье залива. При высоте волны 6 м площадь затопления территории достигнет 18 км², а суммарная площадь затопления зданий и сооружений Курортного района может составить около 500 000 м².

Литература

1. История Санкт-Петербургских наводнений/ ФГБУ Северо-Западное УГМС.– Электронный текст – Доступ: <http://www.meteo.nw.ru/articles/index.php?id=329>, свободный.
2. Померанец К.С. Три века Петербургских наводнений.– СПб, Искусство, 2005. 212 с.
3. Гордеева С.М., Малинин В.Н. О типизации траекторий циклонов, приводящих к невиским наводнениям // Общество. Среда. Развитие. 2012. №2. С.187-193.
4. Hammarklint T. Swedish Sea Level Series - a Climate Indicator // SMHI Report. 2009. Electronic resource.URL: http://www.smhi.se/polopoly_fs/1.8963!Swedish_Sea_Level_Series_A_Climate_Indicator.pdf, free.
5. Jensen J., Muddersbach C. Recent sea level variations at the North sea and Baltic sea coastlines // Coastal Engineering 2006: Proceedings of the 30th International Conference, San Diego, California, USA, 3 - 8 September 2006. Vol.2. Pp. 1764-1774
6. Гордеева С.М., Малинин В.Н., Митина Ю.В. О современных изменениях климата и уровня Финского залива // Охрана окружающей среды и природопользование. 2011. №3. С. 64-67.
7. Малинин В.Н., Митина Ю.В., Шевчук О.И. К оценке затопления побережья Курортного района Санкт-Петербурга при прохождении экстремальных наводненческих циклонов // Ученые записки РГГМУ. 2013. №29. С.138-145.

NEVA FLOODS AND THE GULF OF FINLAND SEA LEVEL IN THE PRESENT CLIMATE CHANGE

V. Malinin, S. Gordeeva

Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, malinin@rshu.ru

The features of temporal variability of floods at the mouth of the Neva River since the early 18th century and interannual variations of sea level in Kronstadt since 1836 are discussed. The estimates of their "secular" trends are provided. The results of statistical modeling of the sea level annual values according to the data on the atmospheric pressure over the southern Finland, the zonal component of the wind speed over the bay, the Neva river flow, precipitation and air temperature in St. Petersburg are considered. A simple two-parameter model for sea level estimation at the end of the 21st century for 6 major climate scenarios, whose predictors are the level of the World Ocean and the North Atlantic Oscillation, is given. The estimates of coastal flooding of Kurortnyi district for the 1-6 m wave height are given.

ДИНАМИКА МОРСКИХ БЕРЕГОВ В ПОСЕЛЕНИЯХ ЧУКОТСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Маслаков А.А.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, *alekseymaslakov@yandex.ru*

Вечная мерзлота – компонент природной среды, весьма чувствительный к внешним условиям. Особенно чутко многолетнемёрзлые породы реагируют на антропогенное воздействие и влияние объектов гидросферы (ручьи, реки, моря и др.). Прибрежные территории, сложенные многолетнемёрзлыми породами, существуют в хрупком термодинамическом равновесии с атмосферой и гидросферой. На местах поселений в этот баланс включается антропогенез. Изучаемый регион – Чукотский полуостров – не является территорией активного хозяйственного освоения, однако он является местом обитания около 10 тыс. представителей коренных народов, проживающих преимущественно на морских побережьях. Нарушение устойчивости на таких территориях вызывает дисбаланс в береговых системах и приводит к разрушению многолетнемёрзлых пород.

Поселения, расположенные на берегах Чукотского полуострова, имеют различные геокриологические условия, обусловленные пестротой климатических и литологических параметров. Во-первых, это связано с особенностями циркуляции атмосферы в летнее время и различной длительностью периода открытой воды. Во-вторых, поселения Чукотского полуострова расположены на поверхностях различного генезиса и состава: аккумулятивные песчано-галечниковые голоценовые косы, морские плейстоценовые террасы, склоновые четвертичные отложения, скальные породы и др.



Рис. 1. Поселения, рассматриваемые в исследовании

Для изучения береговой динамики были выбраны 5 поселений, расположенных на берегах Чукотского и Берингова морей, сложенных мёрзлыми рыхлыми породами: Нешкан, Инчоун, Уэлен, Лаврентия и Лорино (рис. 1). Предварительный анализ динамики береговой линии и геокриологических условий грунтов в этих населённых пунктах выявил несколько специфических особенностей.

Посёлок Лорино является наиболее изученным в плане динамики береговой линии за последние десятилетия. Он расположен на морской террасе высотой 15-25 м, сложенной разнотернистыми песками (I_{tot} от 0,15 до 0,45) и испытывающей разрушение вследствие действия термоабразии. Динамика берега на этом участке охватывает период с 1967 по 2013 гг., при этом имеются данные о положении

береговой линии на 1979, 1992, 2010 и 2012 гг. Совмещение и последующий анализ топографических карт прошлых лет, космического снимка с разрешением 0,4 м и материалов полевых топографических работ 2012 и 2013 гг., выявило, что за 46 лет бровка берега, в среднем, отступила на 14,3 м, а среднегодовая скорость составила 0,32 м/год. Наблюдается общее изменение скоростей во времени: в период с 1967 по 1979 гг. она составляет 0,24 м/год, затем резко возрастает в 1979-1992 гг. более чем в 2 раза (0,54 м/год) и потом снова падает в 1992-2010 гг. (0,2 м/год). Стоит отметить, что в последние годы скорость термоабразии возросла: за 2010-2012 гг. она составила 0,73 м/год, а за полевой период 2012-2013 гг. средняя скорость отступления превысила 2 м/год. Такая изменчивость в интенсивности разрушения берегового уступа определена не только изменением ежегодных климатических параметров (длительность периода открытой воды, частота и сила штормов, количество осадков, сумма летних температур и т. д.), но и свойствами обнажаемых пород и характером отступления берега в определённые периоды времени. Для поселения были предложены меры по берегозащите, а также составлен прогноз развития термоабразии и сопутствующей термоэрозии.

Поселения Инчоун, Нешкан, Уэлен и Лаврентия имеют ряд схожих черт. Их общая особенность заключается в циркуляции атмосферы в летнее время, короткой длительности периода открытой воды (2-3 месяца). Ещё одной немаловажной чертой, объединяющей их, является состав и генезис многолетнемёрзлых пород, слагающих берега в пределах застройки. Населённые пункты расположены на морских косах, с высотами поверхности не более 6 м, состоящих из песчано-галечниковых отложений (льדיстость варьирует от 0,1 до 0,4). Анализ топографических карт, отчётов инженерно-геологических изысканий и космических снимков разных лет выявил скорости динамики берега, достигающие 2 м/год. Однако она не имеет постоянного тренда в сторону наступания или отступления, а флуктуации береговой линии не затрагивают зону застройки. Изменения береговой линии в пределах исследуемых поселений не имеют в своём основании геокриологических причин и связаны, прежде всего, с балансом песчано-галечниковых наносов в прибрежной зоне и уровнем моря, при котором происходила инструментальная фиксация поверхности.

В пределах изучаемых территорий распространение многолетнемёрзлых пород контролируется береговыми процессами размыва или аккумуляции наносов. При отступании берега происходит деградация мёрзлых толщ, а при наступании – новообразование. В проведённых исследованиях было выявлено, что лагуны, отделяемые песчаными косами, мелеют вследствие деятельности эоловых и склоновых процессов, что, несомненно, ведёт в агградации многолетнемёрзлых пород со стороны берега;

Грубый (песчано-галечниковый) состав и относительно небольшая льдистость береговых пород и суровые климатические условия являются основаниями полагать, что мёрзлые грунты на застроенных участках в пределах поселений северной части Чукотского моря (кроме Лорино) являются устойчивыми к формированию и активизации негативных криогенных процессов, в первую очередь, термоабразии и термоэрозии. Такая обстановка будет сохраняться при любом из прогнозируемых климатических сценариев.

Литература

1. Афанасенко В.Е., Замолотчикова С.А., Тишин М.И., Зуев И.А. Северо-Чукотский регион // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Ершова Э.Д. М.: Недра, 1989. С. 280-293.
2. Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мёрзлых пород Восточной Чукотки. М.: Наука, 1969. 169 с.
3. Зимич П.И., Ураганы побережья Чукотки и их прогнозирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 177 с.
4. Каплин П.А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей / В кн. Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971. С. 22-34.
5. Краев Г.Н., Маслаков А.А., Гребенец В.И., Калянто Н.Л. Инженерно-геокриологические проблемы на территориях поселений коренных народов Восточной Чукотки / Инженерная Геология, №9, 2011. С. 52-57.
6. Свиточ А.А. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. С. 204-205.
7. IPCC Fifth Assessment Report (AR5), Climate Change 2013: The physical science basis. Final Draft Underlying Scientific-Technical Assessment, Stockholm, 2013. 2216 p.
8. www.gks.ru – Федеральная Служба Государственной Статистики.

SEA COAST DYNAMICS WITHIN THE SETTLEMENTS OF THE CHUKCHI PENINSULA

Maslakov A.A.

Lomonosov MSU, Geographical Faculty, alekseymaslakov@yandex.ru

Climatic and permafrost factors were analyzed for determining stability of coastal sections within several settlements of the Chukchi Peninsula. Using various methods, sea coastline changes were traced. There was revealed that coastal changes haven't any direct trend to retreat or aggrading; average rates are 0.3-2 m/year. Coast sections within a majority of settlements considered in research are characterized as stable, where thermal erosion and thermal abrasion processes are almost suppressed. But the risk of engineering facilities destruction due marine action is still exist because of increased frequency of severe storms.

ТИПИЗАЦИЯ БЕРЕГОВ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ РСА ИЗМЕРЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ)

Мелентьев В.В.¹, Мелентьев К.В.², Т.А. Захарова¹, М.И. Мушкудиани¹, А.А. Старцев³

¹ *Государственный университет аэрокосмического приборостроения (ГУАП), г. Санкт-Петербург, vv.melentyev@mail.ru*

² *Санкт-Петербургский филиал Российской таможенной академии, k.v.melentyev@mail.ru*

³ *Международный центр содействия реализации программ и проектов ЮНИДО Санкт-Петербургского государственного политехнического университета, Санкт-Петербург, a.atartsev@nwipsc.ru*

До настоящего времени отсутствует единая общепринятая классификация морских берегов, представляющих собой сложную термогидродинамическую систему, формирующуюся в результате взаимодействия гидросферы, литосферы и атмосферы. Важнейшим берегообразующим фактором является и ледяной покров прибрежной зоны, особенности пространственно-временного распределения которого, в соответствии с развиваемой нами идеологией, могут служить трассером (маркером) типа морских берегов и изменчивости их состояния.

Использование данных спутниковой РСА радиолокации, позволяющей производить дистанционную диагностику воды, льда и суши, открывает возможность привлечения информации об изменчивости РСА сигнатур припайного льда в качестве еще одного важного дополнительного фактора, позволяющего развить и усовершенствовать методологию классификации морских берегов, опирающейся на технологии космического земледования. Работа выполнена на материалах РСА съемки с борта ИСЗ Envisat-1.

На Рис. 1 в качестве примера приводятся результаты тематического дешифрирования данных спутниковой РСА съемки берегов различного типа, характерных для континентального шельфа и островов, находящихся в южной мелководной части Восточно-Сибирского моря. Рост внимания мировой общественности к этому региону, происходящий в последние годы, связан с проблемой территориальных претензий на эту часть российской Арктики, где располагается подводный хребет Ломоносова, в недрах которого сосредоточены гигантские запасы углеводородного сырья.

Как видно из приводимых данных, использование пространственного разрешения 150 м (мода ASA WSM) в момент начала ледообразования в проливах Санникова, Этерикан и Заря и формирования здесь скоплений внутриводного льда, сала, снежуры дает возможность выделения 5 типов морских берегов. Использование РСА съемки высокого разрешения 30-40 м (мода ASA IMM) и V-V поляризации радиосигнала дает возможность большей детализации выделения типа морских берегов.

Анализ данных рис. 2 показывает работоспособность предложенного метода спутниковой РСА классификации морских берегов и в период увеличения ледовитости Восточно-Сибирского моря не только в зимний сезон, но и во время весенне-летнего таяния и разрушения Айонского отрога Арктического массива (АОАМ) и различных стадий развития Северной Новосибирской стационарной по- лыньи.

В целом же в ходе проведенных комплексных спутниковых РСА исследований процессов ледооб- разования на мелководьях континентального шельфа Восточно-Сибирского моря и островов архипе- лага Анжу удалось выделить следующие градации морских берегов: а) среди берегов, сформирован- ных субаэральными эрозионными и ледниковыми процессами - фиордовые и сбросовые берега; среди берегов, формирующихся под воздействием неволновых процессов – дельтовые, илистые, термоабра- зионные, ледяные, солифлюкционные, осыпные, а среди берегов, формирующихся под воздействием волновых процессов – бухтовые и лагунные берега.

EXPERIENCE OF SATELLITE SAR CLASSIFICATION OF THE SEA SHORES IN THE RUSSIAN ARCTIC (EASTERN SIBERIAN SEA AS EXAMPLE)

Melentyev V.V.¹, Melentyev K.V.², Zakharova T.A.¹, Mushkudiany M.I.¹, Startsev A.A.³

¹ *State University of Aerospace Instrumentation (GUAP), St. Petersburg, Russia*

² *St. Petersburg Branch of Russian Customs Academy, St. Petersburg, Russia*

³ *International Centre for the promotion of UNIDO programs and projects of St.Petersburg State Polytechnical University, St. Petersburg, Russia*

Diversity of the existing types of sea shores represents the complicated thermo-hydrodynamic system that is shaped as result of interaction hydrosphere, lithosphere and atmosphere. The stage of stable equilibrium of shores including their coastal zones is evident or implicit function of time.

Influence of ice coverage is very important also. Unfortunately till now not existed one universally adop- ted classification the types of sea shores because it needs the application of systematic comprehensive study with using instruments and methods of geophysics, geology, oceanography, hydrometeorology and many others geographic sciences. According our approach use the remote sensing can help decide this problem especially applying of SAR satellite survey that allow provide sub-surface sounding of water, ice and land. Numerous examples of the thematic interpretation of satellite SAR survey of sea shores that are situated in Russian Arctic are presented.

СЛОЙ ВОЛНОВОЙ ПЕРЕРАБОТКИ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ НА ПЕСЧАНЫХ БЕРЕГАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Муркалов А.Б.

Одесский национальный университет имени И.И. Мечникова, physgeo_onu@ukr.net

В береговедении уже давно обсуждается вопрос о том, насколько мощной является толща современной переработки наносов в береговой зоне. Особенно актуально это стала в связи с разведкой и промышленной разработкой прибрежно-морских россыпей, гидротехнического строительства (особенно в зоне влияния прибойного потока), прокладки трубопроводов и линий связи [1, 2].

Для этого слоя (толщи) характерна современная непрерывная и активная седиментация. Ниже слоя наносов залегает более тонкий слой прибрежно-морских отложений, своеобразный переходный слой, который редко беспокоится и приводится в движение волнами или водными потоками. Когда толща отложений полностью захороняется и выходит из-под влияния действия волн и других гидрогенных факторов при современном установившемся положении уровня моря, то отложения превращаются в осадочные несвязные или слабо связные реликтовые породы молодого возраста. Эти генетически единые процессы - основной признак прибрежно-морской генетической фации [2, 4, 5].

Наиболее подробно данный вопрос обсуждается в монографии Е.И. Игнатова, что дало возможность [3, с. 200] привести такие определения. «Активный слой» — это слой наносов, приходящих в движение от действия проникающих в грунт фильтрационных волн во время волнения. Ко второй разновидности отнесен «деятельный слой» — это слой наносов, срезанный или накопленный в результате продолжительного суммарного действия одного или нескольких штормов за период наблюдений.

Описание явления, которое получило название «слой волновой переработки», было дано Ю.Д. Шуйским [5]. Слой волновой переработки (СВП) — сложный географический объект. Это верхний слой наносов в береговой зоне, подверженный влиянию прибойного потока всех ветровых волн, вплоть до максимальных. Измеряется объем ($Q_{\text{СВП}}$) и мощность (H_b). Объем соответствует площади разреза на 1 м длины берега ($\text{м}^3/\text{м}$). Мощность — это наибольшее вертикальное расстояние (м) между верхним и нижним обводами совокупности кривых, которые обозначают положение поперечного профиля после каждого волнения, независимо от размеров волн. По сути — это поле кривых множества поперечных профилей после отдельных штормов в течение многолетнего периода (минимум 10-15 лет) [1, 4, 5]. Такое множество кривых было получено автором при участии в научных экспедициях и исследованиях кафедры физической географии и природопользования ОНУ в пределах песчаных берегов Черного моря.

Фактически на каждой пересыпи полнопрофильные пляжи подвергаются полной переработке волнениями разной силы, что позволяет коренным образом меняться фациальным условиям не только пляжа, но пересыпам полностью, включая все зоны. Многократно деформируются также и песчаные прислоненные односклонные пляжи на абразионных берегах исследованных районов. Например, пляжи к югу от м. Бол. Фонтан в очаге зарождения северо-западного вдольберегового потока наносов на участках «Зеленая Горка» и «Люстдорф» (рис. 1). Хотя пляжи однотипны и находятся практически в тех же физико-географических условиях, но, как видим, кривые распределения H_b отличаются. На первом участке максимум H_b приходится на точку вблизи уреза, а во втором — с максимумом на точке штормовых валов с постепенным понижением к вершине и мористой части. Примечательно, что наибольшая мощность слоя в обоих случаях составляет около 2,7 м.

Для сравнения сопоставим форму слоя волновой переработки на пляжах, расположенных на разных участках трассы вдольберегового потока наносов (рис. 2). Односклонные пляжи в исследованной части береговой зоны имеют слой волновой переработки не более 90-100 $\text{м}^3/\text{м}$ в составе подводного и надводного пляжа. СВП вдоль морского края крупных аккумулятивных форм берегового рельефа характеризуются намного более объемными величинами, за счет чего и объем всего пляжа больше. Это хорошо видно на рис.2 Ив, показывающий, что перед корнем песчаной Тендровской косы, где берег находится в режиме отступления и представлен очень низким сопряженным клифом (0,4 м) с пляжем у подножья, весь слой СВП вмещает в себя $\approx 167 \text{ м}^3/\text{м}$ песчаных наносов. Однако гораздо больший

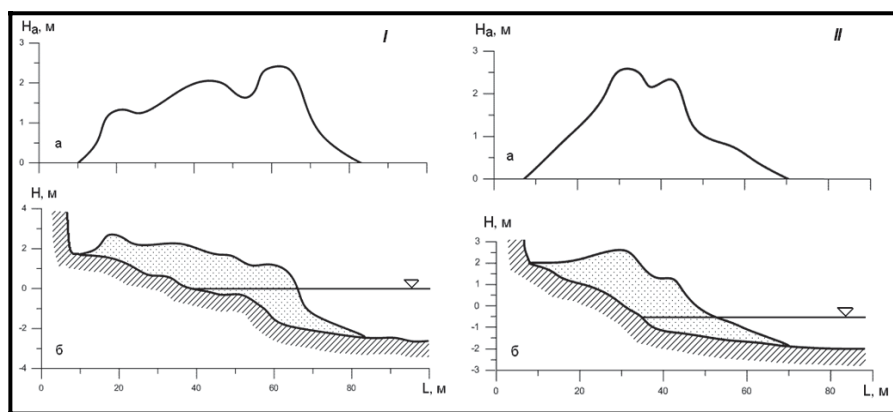


Рис. 1. График а) изменения толщины слоя волновой переработки H_a (м) вдоль поперечного профиля песчаного пляжа (б) на стационарном участке «Зеленая Горка» (I) и «Люстдорф» (II) в условиях дефицита наносов в береговой зоне Черного моря

объем наносов заключен в слое волновой переработки, если пляж относится к типу полнопрофильных, но без эоловой полосы и залегающего на очень пологой поверхности коренных глин (рис. 2 Iг). Весь пляж подстилается прочными коренными плиоценовыми глинами и он не имеет четко выраженного тыльного склона, уходящего подводу лимана или залива. Здесь величина $Q_{\text{СВП}} = 239 \text{ м}^3/\text{м}$, а $H_b = 3,1 \text{ м}$.

На пересыпи Бурнасского лимана пляж состоит из мористого и лиманного склонов и занимает весь поперечный профиль. Максимум мощности слоя волновой переработки приходится на отрезок надводной части морского пляжа в районе его вершины, где $H_b = 3,3 \text{ м}$. В сторону моря СВП очень быстро выклинивается, а в сторону лимана постепенно, медленно уменьшается, сходя на нет на подводном склоне лимана (рис. 3).

На другом стационарном участке, расположенном в северной части пересыпи Днестровского лимана («Терновка»), развивается современная аккумуляция (рис. 2 II). За период 20 лет средняя скорость нарастания береговой линии составляла $\approx 3 \text{ м/год}$, а мощность слоя H_b достигала 4 м. Обилие наносов привело к нарастанию дюнных гряд, что явилось фактором повышенного значения H_b . В пределах надводной части пляжа (до первой гряды дюн) величина $Q_{\text{СВП}} = 91,5 \text{ м}^3/\text{м}$.

Прослежена структура СВП на двусклонном пляже. На профиле (рис. 3) можно видеть, что вся толща наносов, объемом около $325 \text{ м}^3/\text{м}$, составила слой волновой переработки. Песчано-ракушечная толща древней пересыпи перешла в категорию отложений (рис. 3 б, 1). Она подстилает СВП. Выше неё залегает слой переработки морскими волнами, представленный песчаными наносами (0,1-0,5 мм) с примесью ракушки (до 15%) (рис. 3 б, 2). Со стороны лимана залегает слой, намываемый лиманными волнами и сложенный раковинным детритом, с примесью песка (до 30%) (рис. 3 б, 3). Верхняя часть СВП состоит из чистого песка, навешанного ветром, он представлен двумя фракциями (0,1-0,25 мм и 0,25-0,5 мм), а выражен в виде эоловых холмиков и эоловой гряды (рис. 3 б, 4).

Полученный нами материал исследований позволяет сформулировать следующие выводы:

1. В составе пляжей слой волновой переработки вмещает весь объем пляжа, СВП является его средой развития. Односклонные и полнопрофильные пляжи подвергаются полной переработке волнениями разной силы, что сопровождается многократными деформациями.

2. В пределах различных вдольбереговых литодинамических ячеек (систем) с песчаными наносами в общем самые малые значения H_b и $Q_{\text{СВП}}$ приурочены к участкам зарождения вдольбереговых потоков песчаных наносов. По мере увеличения мощности потока и насыщения береговой зоны песчаными наносами эти значения в целом растут. Максимальные H_b и $Q_{\text{СВП}}$, встречались чаще всего на участках полной насыщенности и перенасыщения вдольберегового потока в месте его разгрузки.

3. Структура СВП в пределах аккумулятивных форм имеет сложное строение. Параметры СВП главным образом определяются совокупностью локальных условий.

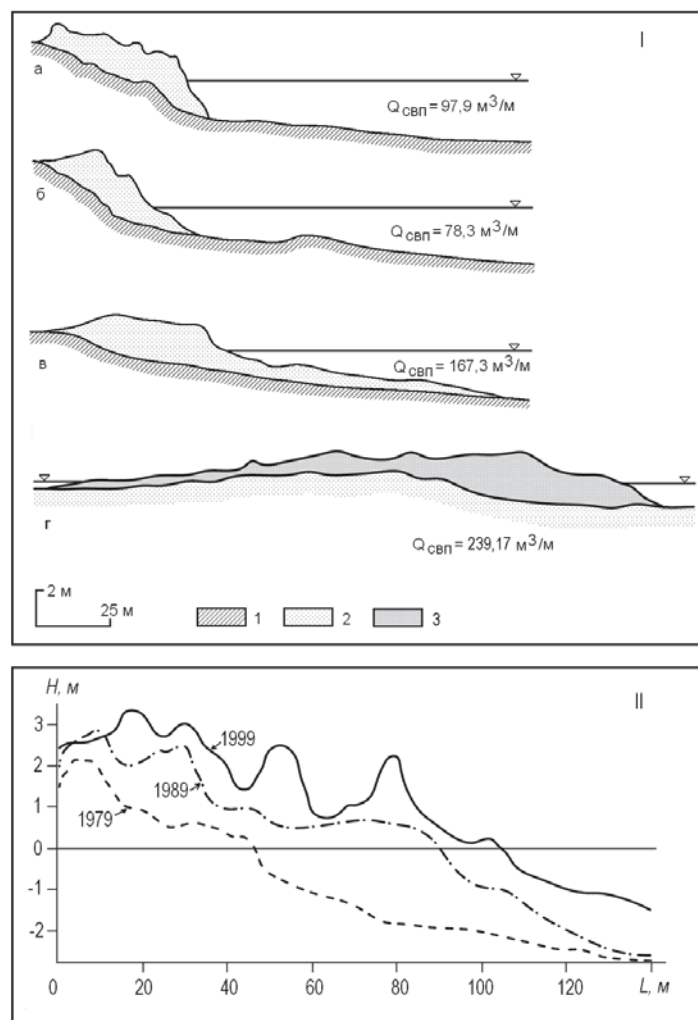


Рис. 2. Слой волновой переработки и объем наносов, который в нем заключен ($Q_{свп}$, m^3/m), в районах острого дефицита наносов. Тип слоя I: а — участок «Зеленая Горка» к югу от м. Бол. Фонтан; б — участок «Люстдорф» севернее пересыпи Сухого лимана; в — участок «Камбальный». Тип слоя II: участок «Терновский»; 1979, 1989, 1999 — годы съемок. Элементы рельефа: 1 — подстилающая поверхность глинистых пород; 2 — толща наносов в слое волновой переработки односклонных прислоненных пляжей; 3 — слой волновой переработки на двусклонных полнопрофильных пляжах

Литература

1. Айбулатов Н.А., Артюхин Ю.В. Геозкология шельфа и берегов Мирового океана. - Ленинград: Гидрометео-издат, 1993. - 304 с.
2. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. - Москва: Изд-во АН СССР, 1962. - 710 с.
3. Игнатов Е.И. Береговые морфосистемы. - Москва-Смоленск: Маджента, 2004. - 351 с.
4. Кинг К.А.М. Пляжи и берега. - Москва: Изд-во Иностранной литературы, 1963. - 435 с.
5. Шуйский Ю.Д. К определению границ береговой зоны моря и о дифференциации наносов в ее пределах // Baltika (Vilnius). - 1977a. - Vol. 6. - P. 65 - 76.

LAYER OF WAVE PROCESSING AND ITS VALUE ON SANDY COAST OF BLACK SEA

Murkalov A.B.

National Mechnikov's University of Odessa, Ukraine, physgeo_onu@ukr.net

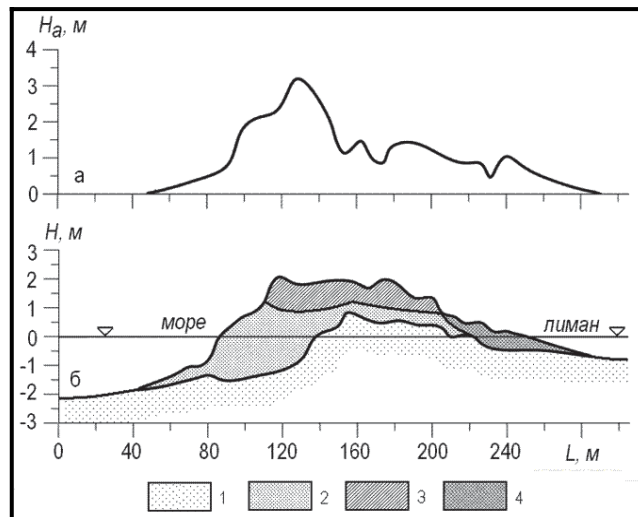


Рис. 3. Структура слоя волновой переработки на односклонных пляжах полного профиля по данным многолетних съемок на пересыпи лимана Бурнас: а — график распределения мощности СВП (H_a , м) на поперечном профиле; б — элементы структуры СВП: 1 — песчано-ракушечные отложения фундамента пересыпи; 2 — гидрогенные наносы, перерабатываемые морскими волнами; 3 — смешанные наносы со стороны лимана; 4 — эоловые наносы, которые перерабатываются прибойным потоком

By results of long-term researches of sandy coast of Black sea key parametres of a layer of wave processing are received. These parametres change depending on local conditions and along a line a stream of deposits migration. Structure SVP has difficult structure.

ДЕЛЬТА ПРОЛИВА ТОНКОГО (ГЕНИЧЕСКОГО) В ЗАЛИВЕ СИВАШ, АЗОВСКОЕ МОРЕ¹

Мысливец В.И., Шипилова Л.М.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет; e-mail: myslivets@yandex.ru

Введение. Дельты проливов — неременный элемент береговой зоны на побережьях Северной Америки, северо-западной Европы и других районов. Их изучению уделяется значительное внимание. На побережьях морей северной Евразии это явление изучено гораздо хуже, хотя сами дельты распространены. Они встречаются на берегах Черного, Азовского, Каспийского, арктических и дальневосточных морей. Такая дельта описана в лагуне Буссе на Сахалине [Бровко1990]. В южных морях и некоторых других районах это преимущественно сгонно-нагонные образования; в морях западной Арктики и Дальнего Востока — это, как правило, приливно-отливные формы. Выяснению генезиса, особенностям морфологии и формирования подобной дельты в Азовском море посвящена настоящая работа. Практическое значение изучения дельт проливов заключается в том, что они составляют

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 12-05-01052а.

элемент геоморфологической характеристики лагун, которые используются в различных хозяйственных аспектах (марикультура, добыча соли, транспортное освоение береговой зоны и т.д.).

Методика исследований. Для выявления проливных дельт были просмотрены космические снимки Google на побережья морей, омывающих Россию. По этим снимками были измерены морфологические параметры дельт и проливов, к которым они приурочены. Был также проанализирован литературный материал. Это позволило наметить типизацию дельт и сформулировать вопросы, требующие дальнейшего изучения. В данной работе дана характеристика одной из таких дельт – в заливе Сиваш.

Результаты исследований и их обсуждение.

Дельта пролива Тонкого. В западной части Азовского моря расположена крупная лагуна Сиваш, отделенная от моря аккумулятивной формой – Арабатской стрелкой, длина которой составляет 115 км. В ее северной части располагается пролив Тонкий (Генический), соединяющий акваторию Азовского моря с Сивашской лагуной. В мелководной (1–2 м), хорошо прогреваемой лагуне происходит интенсивное испарение. Вода, замещающая испаряющиеся объемы, устремляется из Азовского моря в лагуну через пролив. При этом образуется одна из самых крупных и морфологически хорошо выраженных проливных дельт. Ширина дельты составляет около 10 км, длина от пролива до внешнего края около 8 км. Дельта образована двумя руслами шириной от 100 до 200 м и длиной около 4 км каждое. Северное русло раздваивается на два рукава длиной около 2 км каждый. Южное русло заканчивается небольшой дельтой с расходящимися рукавами длиной 100–200 м. Между руслами расположена надводная часть дельты, представляющая собой целый архипелаг маленьких островков с чрезвычайно прихотливыми очертаниями. Общая ширина надводной части с запада на восток более 5 км; расстояние между руслами 1,5 км. Подводная часть дельты располагается западнее; приносимый материал заполняет также залив южнее дельты. Ширина образовавшегося аккумулятивного тела до 2 км; протяженность с севера на юг составляет около 13 км. На восточном подводном склоне, обращенном к Азовскому морю, напротив каждого из русел существуют небольшие каналы, свидетельствующие о том, что часть воды при сгонно-нагонных явлениях поступает из лагуны в акваторию Азовского моря и углубляет каналы. При этом выносятся небольшое количество материала, образующего зародыш аккумулятивного тела между каналами.

Начало формирования дельты надо относить ко времени изоляции лагуны Сиваш и сосредоточения поступления из Азовского моря воды через пролив Тонкий. Единая ныне аккумулятивная форма Арабатская стрелка имеет сложное строение; в ее тело включены останцы водораздельной равнины. Некоторые участки косы по данным абсолютного датирования формировались в первой половине голоцена [Зенкович, 1958; Баландин, Трашук, 1982].

Восточнее о. Русского толща илов имеет двучленное строение. Верхняя часть – серые илы; их мощность составляет до 2–2,5 м в северной части лагуны и до 4 м в Южном Сиваше. Нижняя часть – илы зеленоватых тонов; в северной части их мощность 2–6 м; в Южном Сиваше превышает 10 м. Зеленоватые илы накапливались в условиях свободного водообмена с морем, о чем свидетельствует их фауна. Серые илы имеют лагунный облик; во время их образования существовал барьер Арабатской стрелки. Подсчеты продолжительности накопления верхней толщи и, следовательно, времени окончательного формирования Арабатской стрелки дают цифру 850 лет. Следовательно, изоляция лагуны началась в 1100–1200 гг. нашей эры [Сташук и др., 1964].

Скорость осадконакопления в пределах дельты превышает таковую в самой лагуне. В прилегающей части Азовского моря накопление общих абсолютных масс осадка за новоазовское время составляет от 100 до 200 г/см² [Хрусталева, Щербаков, 1974]. В прилегающей части Азовского моря скорость осадконакопления изменяется от 0,8 до 2,0 мм/год [Матишов и др., 2009]. Если принять скорость осадконакопления в среднем равной 1,5 мм/год, то толщина осадков дельты должна составлять около 1,5 м.

Преобладающие глубины в лагуне 0,5 – 1,0 м. Небольшие островки в центральной части дельты возвышаются над урезом. Следовательно, чтобы существовала морфологическая выраженность дельты, толща слагающих ее отложений должна иметь мощность от 1,0 м до 2,0 м. что, в общем, соответствует сделанному предположению.

В южной части лагуны Сиваш существует еще одна дельта пролива к югу от с. Некрасовка. Дельта вытянута в юго-западном направлении; ее длина более 5,5 км, а ширина достигает 2 км. Она приуро-

чена к проливу в аккумулятивной форме, отделяющей от Южного Сиваша его наиболее западную часть. Подчиняясь очертаниям залива, дельта имеет вытянутую форму.

Изучение дельт проливов имеет теоретическое значение, поскольку это формы, образующиеся в результате поступления материала в пределы береговой зоны, а не выноса из нее. Существенно, что этот материал поступает не с суши, а из моря, аналогично карбонатному материалу раковин моллюсков, образующих пляжевые наносы. Он играет определенную роль в балансе наносов береговой зоны.



Рис. 1. Дельта пролива Тонкий у северной оконечности Арабатской стрелки (Азовское море).

1, 2 — подводные русла, 3 — надводная часть дельты (архипелаг островков), 4 — подводная часть дельты, 5 — небольшое аккумулятивное тело, ограниченное на севере и на юге двумя каналами

Литература

1. Баландин Ю.Г., Трацук Н.Н. — Колебания уровня моря в голоцене и их отражение в строении литифицированных ракушечных отложений Арабатской косы Азовского моря / Изменения уровня моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982, с.227–237.
2. Бровко П.Ф. — Развитие прибрежных лагун. Владивосток. Изд-во ДВГУ, 1990, 148 с.
3. Зенкович В.П. — Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958, 376 с.
4. Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Польшин В.В. — Новые данные о скорости седиментации в Азовском море в позднем голоцене // Докл. РАН. Т. 428, № 6, 2009. С.820–823.
5. Стащук М.Ф., Супрычев В.Л., Хитрая М.С. Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Киев: Наукова думка, 1964. 174 с.
6. Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А. — Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-н/Д. Изд-во РГУ, 1974, 152 с.

STRAIT'S TONKY (GENICHESKY) DELTA IN THE GULF OF SIVASH, AZOV SEA

Myslivets V.I., Shipilova L.M.

Lomonosov's Moscow State University, geographical faculty; myslivets@yandex.ru

Based on the study of satellite images and literature data the characteristic features of the morphology of the delta Strait Tonky at lagoon Sivash are given. Large delta consists of subaerial (little islands) and underwater (some channels of different sizes) parts. Assumptions about the thickness of delta deposits and time of its occurrence are made. It began forming when Arabat spit almost isolated Sivash lagoon from Azov Sea at XI–XII centuries. Strait's deltas play significant role in balance of shore deposits.

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В РАЙОНАХ РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛАГУН БАЛТИЙСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ

Навроцкая С.Е.¹, Чубаренко Б.В.¹, Андрианова О.Р.², Белевич Р.Р.²

¹ *Атлантическое отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, navsvet@gmail.com*

² *Отделение гидроакустики Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Одесса, olga_andr@mail.ru*

Рассматриваются особенности колебаний межгодового хода уровня в двух внутриматериковых морях Атлантического океана: Балтийском море – на севере и Черном море – на юге Европы. Из-за внутриконтинентального положения и ограниченной связи с океаном каждое из этих морей обладает специфическими климатическими условиями и гидрологическим режимом, при этом по данным с 1924 по 1970 гг. было установлено, что квазипятилетние колебания уровня в Черном и Балтийском морях происходят в противофазе [2]. В данной работе будет сопоставлен характер и тенденции изменчивости среднего годового уровня вблизи лагунных берегов этих морей по более чем вековому ряду лет (1875–2005 гг.). Для исследования привлечены данные измерений уровня на гидропостах юго-восточной части Балтийского и северной части Черного морей (Балтийск, Кронштадт, Одесса, Севастополь и Керчь), сведения о которых приведены в открытых источниках [1, 3, 5, 7]. Значения уровня на всех постах даны в Балтийской системе отсчета уровней (БС). Анализ долговременных изменений годовых уровней воды во всех пунктах наблюдений выполнен с помощью метода линейной регрессии, для сглаживания использовались 5-ти и 11-летние скользящие средние.

Ход среднегодового уровня в рассматриваемых пунктах Балтийского и Черного морей на протяжении 130-летнего периода характеризуется схожими тенденциями положительного тренда. Сравнение линейных трендов для среднего годового уровня показывает, что динамика его изменений в обоих морях была вполне согласованной и по знаку, и по величине, как в целом за период, так и за отдельные его интервалы. Долговременный ход уровня в 1875–2005 гг. на Балтике и Черном море характеризуется положительным линейным трендом: от 0.7–0.8–0.9 мм·год⁻¹ (Керчь – Кронштадт – Одесса) до 1.2–1.8 мм·год⁻¹ (Севастополь – Балтийск). Тем не менее, однонаправленная тенденция временных изменений средних годовых уровней в Балтийском и Черном морях за более чем вековой период сопровождается явными несовпадениями по знаку и времени наступления локальных экстремумов.

Использование 5- и 11-летних фильтров практически сохраняет в отфильтрованных рядах все экстремумы и большую часть энергии процесса [6], но не нивелирует влияние временного тренда, поэтому ко всем сглаженным (а также исходным) рядам среднего годового уровня было применено вычитание ранее определенного линейного тренда. Коэффициенты корреляции для рядов с исключенным трендом показали, что колебания годового уровня в пределах каждого моря хорошо коррелированы: Балтийск–Кронштадт (0.85–0.91), Севастополь–Керчь (0.87–0.92), Одесса–Севастополь (0.81–0.89),

Одесса-Керчь (0.71-0.83), все они значимы по коэффициенту Стьюдента при обеспеченности Р более 99.0%. Сопоставление временного хода колебаний уровня в пунктах обоих морей подтверждает согласованные межгодовые изменения в каждом из них (рис. 1, а, б) и несогласованность этих изменений между морями (рис. 1, в-е).

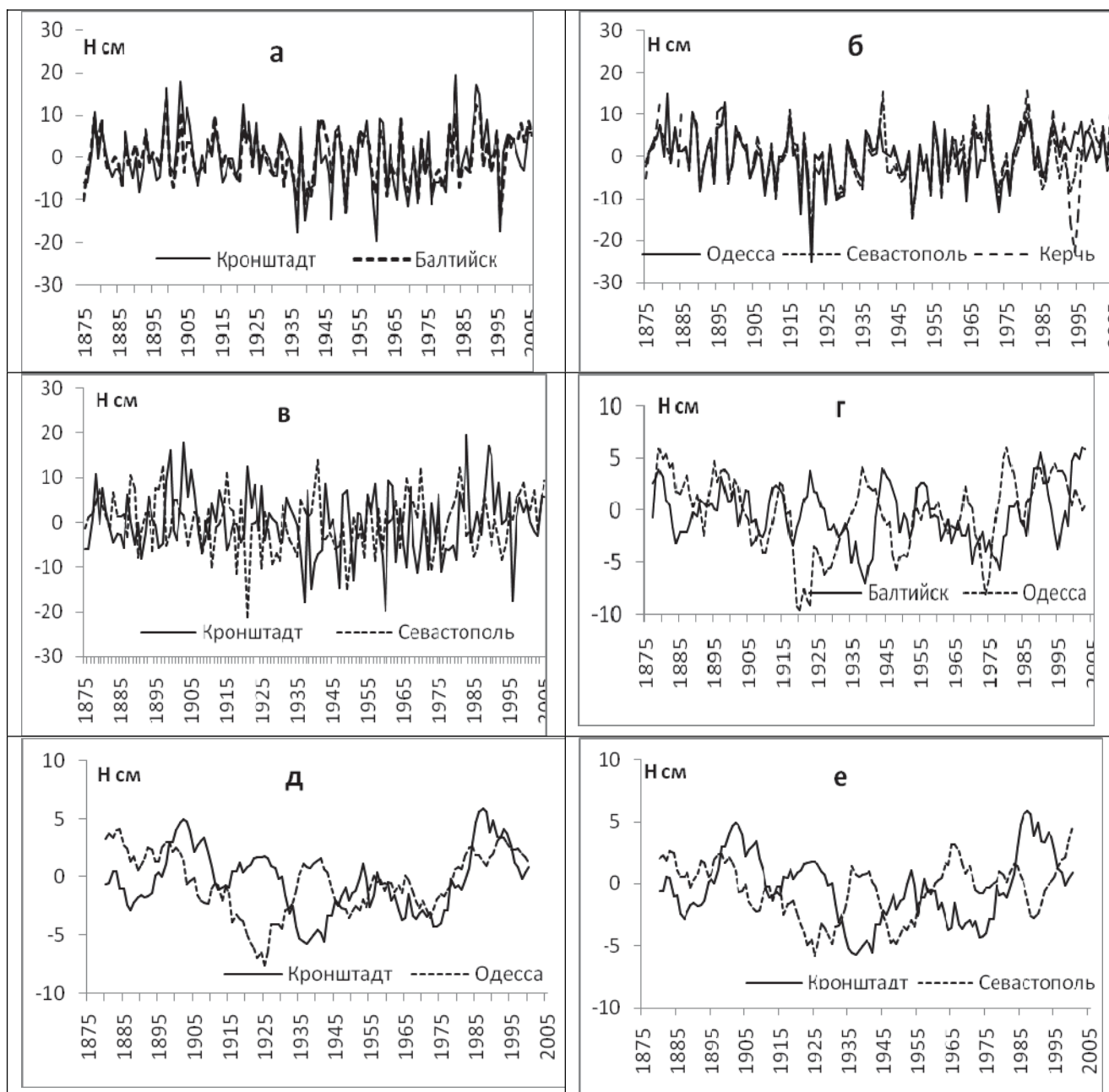


Рис. 1. Сравнение хода среднего годового уровня (а, б, в), среднего годового уровня, сглаженного 5-летним скользящим средним (г) и 11-летним скользящим средним (д, е) в пунктах Балтийского и Черного морей по наблюдениям 1875-2005 гг. Из несглаженных и сглаженных рядов исключен временной тренд

Связь между колебаниями годового уровня в Балтийском и Черном морях является слабой обратной связью и характеризуется отрицательными коэффициентами корреляции с величинами от -0.00 до -0.30, статистически значимыми (по критерию Стьюдента). Применение операции вычитания тренда, особенно рассчитанного по сглаженному ряду, из самого сглаженного ряда, позволило сде-

лать наиболее очевидной несогласованность, близкую к обратному ходу, между колебаниями уровня на восточном побережье Балтийского и северном побережье Черного морей (рис. 1, г-е).

Близкое совпадение величин линейного тренда и амплитуды размаха многолетних колебаний среднегодовых значений уровня моря в районе лагунных берегов Балтийского и Черного морей, позволяет сделать вывод, о схожих условиях, в которых в последние 100 лет происходило развитие прибрежных лагун в этих двух достаточно удаленных зонах водосборного каскада Атлантического океана. Разница в наступлении максимумов и минимумов (с определенной степенью асинхронности) может объясняться, (например, [4]), мультипликативным воздействием процессов взаимодействия «океан-атмосфера» и внешних геокосмических сил.

Литература

1. Атлас «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана»/Балтийское море. Обнинск, 2007. http://data.oceaninfo.ru/atlas/Balt/5_1.html
2. Волкова Г.П., Овсянников А.Н. Некоторые особенности колебаний уровня в Азовском, Черном и Балтийском морях // Труды ГОИН, 1978. – Вып. 137. – С. 43-45.
3. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море /Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н., Дьяков Н.Н., Кубряков А.А., Станичный С.В./ МЧС и НАН Украины, Морское отделение УкрНИГМИ. – Севастополь, 2012. – 421 с.
4. Дубравин В.Ф. Межгодовая изменчивость уровня Балтийского моря /Труды науч. конф. «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов». Калининград, ФГБОУ ВПО « Калининградский государственный технический университет», 2013. - С. 326-329.
5. Каталог наблюдений над уровнем Черного и Азовского морей. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии. ГОИН, Севастопольское отделение. – Севастополь, 1990. – 269 с.
6. Смирнова А.И., Терзиев Ф.С., Арсенчук М.О., Яковлева Н.П. Общие закономерности изменчивости гидрометеорологического режима Балтийского и Белого морей //Метеорология и гидрология, 2000. - № 11.- С. 62-72.
7. Экстремальные значения уровня у побережья и в устьях рек Балтийского моря. Таблицы. Л.: Гидрометеониздат, 1982. 70 с.

LONG-TERM SEA LEVEL FLUCTUATIONS AT THE LOCATIONS OF LAGOONS OF THE BALTIC AND BLACK SEAS

Navrotskaya S.E.¹, Chubarenko B.V.¹, Andrianova O.R.², Belevich R.R.²

¹Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Kaliningrad, navsvet@gmail.com

²Hydroacoustics Department of S.I. Subbotin Institute of Geophysics NAS, Odessa, olga_andr@mail.ru

Comparison of long-term inter-annual fluctuations of the sea level in the south-eastern coast of the Baltic Sea and the northern coast of the Black Sea on the data for 1875-2005 showed the similarity in the linear trend ($0.7-0.8-0.9 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ for Kerch-Kronshtadt-Odessa, and $1.2-1.8 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ for Sebastopol-Baltiysk) and good correlation in fluctuations (after excluding of linear tend) of sea level within the each sea (0.8-0.9). The amplitudes of long-term variations of mean annual sea level is similar for both seas, that illustrates that lagoons in the Baltic and Black seas were developed in similar conditions more than last 100 years. Nearly counter correlation between water level long-term fluctuations in Baltic and Black seas may be explained by multiplicative influence of ocean-atmosphere interactions as well as Sun-Earth interactions.

ЭКЗОГЕННАЯ МОДЕЛИРОВКА БЕРЕГОВ КАМСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩ

Назаров Н.Н., Фролова И.В.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, nazarov@psu.ru

Изучение геодинамики берегов и ложа камских водохранилищ в последние годы проходит под знаком расширения направлений исследований. В предшествующий период наиболее детально изучались абразия, оползнеобразование, овражная эрозия, накопление илов, формирование и аккумуляция наносов, береговой карст [3–6]. Значительно меньше внимания уделялось изучению других геоморфологических процессов, вносящих не менее значительную долю в интегральный процесс переформирования берегов.

В настоящее время более 65 % периметра береговой линии Камского и около 47 % Воткинского водохранилищ представлено низкими песчано-глинистыми или торфянистыми берегами. Пологонаклонные часто подтопленные и заболоченные побережья камской поймы, первой и второй надпойменных террас не испытывают абразионного воздействия – не обваливаются, не осыпаются, не подвергаются оползнеобразованию, не расчлняются оврагами. Морфологические и морфометрические изменения рельефа таких берегов для наблюдателя происходят практически незаметно.

Основными рельефообразующими процессами, осуществляющими моделировку низких берегов, являются гидратационное выветривание, аккумуляция минерального или органического вещества и заболачивание. Сравнительное дешифрирование аэрофотоснимков разных лет показало, что по истечении нескольких десятилетий береговая линия на таких участках обычно смещена либо в сторону акватории, либо суши.

Используемые в ранних работах [7] объяснения движущих сил морфолитогенеза берегов, не имеющих прямых признаков переработки (пологий берег без признаков разрушения и аккумуляции с наличием почвы и растительности), сегодня не могут считаться достаточными для понимания дальнейшего развития подобных береговых комплексов. Для таких участков физико-химическое (гидратационное) выветривание является первым этапом миграции вещества (по схеме Е.В. Шанцера [8]), подготавливающим его к переносу преимущественно по вертикали без существенного горизонтального смещения. При гидратационном выветривании одновременно с физическим и фитогенным разрушением удаляется часть минерального и органического вещества, даже без явного вмешательства агентов денудации. В результате подтопления и периодического затопления низких берегов при сохранении сплошности почвенно-растительного покрова происходит «усадка» поверхности прибрежной полосы и, как следствие, постепенное смещение линии берега в сторону суши. Доказательством геоморфологической значимости этого процесса являются многочисленные примеры оголившихся корней деревьев и пней; местоположение корневой шейки которых фиксирует уровень поверхности суши до создания водоема.

Одним из процессов, не изученных с той степенью детальности, которой он заслуживает в соответствии с вносимым им вкладом в переформирование прибрежных отмелей, является физическое выветривание. Наиболее рельефно данный процесс протекает на поверхности осушенных отмелей, представленных плотными малопластичными аллювиальными глинами. В результате температурного выветривания, наиболее активно протекающее сразу после таяния льда, на их поверхности образуются глубокие (до 40 см) трещины, которые по мере высыхания глинистых отложений постепенно расширяются, в т.ч. и под действием дефляции. Общее снижение высоты прибрежной части отмели в отдельные годы достигает 3–5 см.

Значительная часть побережий камских водохранилищ представлена заболоченными торфянистыми берегами. Результатом переформирования берегов данного типа является всплывание торфяников с их последующим отрывом от берега, образование плавающих островов и их постепенное разрушение [2]. Кроме локального воздействия на морфогенез заболоченных берегов, процесс отрыва торфяных островов может оказывать и побочный геоморфологический эффект в виде моделировки берегов, сложенных минеральными грунтами. Крупный плавающий остров, соединившись с берегом, коренным образом изменяет скорость и направленность экзодинамического развития последнего. Например, подобный остров, закрепившийся у пересыпи залива в с. Висим (левобережье в наиболее

широкой части Камского водохранилища) в 2009 г, остановил потоки вдольбереговых наносов и стимулировал развитие широкого пляжа и береговой террасы. Заполнение наносами входящего угла привело к ослаблению абразионного разрушения берега на южном участке и прекращению размыва на северном.

Совершенно неизученной с геоморфологических позиций, но служащей одним из основных катализаторов подготовки берегового уступа к очередному циклу разрушений является тоннельная эрозия – процесс расширения и углубления трещин талыми, дождевыми и подземными водами [1, 9]. На берегах камских водоемов тоннельная эрозия развивается преимущественно внутри блоков отседания, в обвальных и оползневых телах, прислоненных к береговому уступу и поэтому какое-то время защищающих его от непосредственного воздействия волновых процессов. Создаваемые тоннельной эрозией формы микрорельефа напоминают абразионные ниши, и по этой причине довольно часто исследователями береговых процессов принимаются за последствия волновой деятельности. Основными их морфологическими отличиями от абразионных ниш являются округлость (эллипсовидность) выходов тоннелей и их узость по отношению к длине “трубы”. Диаметр тоннелей в устьевой части может достигать 1,5 м при длине 3–4 м и более. Образование таких форм обычно происходит в периоды массового поступления атмосферных или грунтовых вод в открытые или закрытые трещины берегового уступа. В случаях выхода устьев тоннелей на уровень уреза воды обработку их стенок совершают прибойные потоки. Наивысшая плотность эрозионных тоннелей (10–15 шт. на 100 м береговой линии) зафиксирована у абразионно-обвальных и абразионно-оползневых типов берегов, представленных делювиальными суглинками, а так же в уступах цокольных террас, верхняя часть которых сложена песками. В последнем случае устья тоннелей располагаются на линии контакта рыхлых и более плотных (водонепроницаемых) отложений. В местах концентрации таких образований часто отмечаются самые высокие (4–7 м/год) для Камского водохранилища скорости переформирования абразионного уступа.

Эоловые (дефляционно-аккумулятивные) процессы на берегах камских водохранилищ обычно развиваются лишь в периоды сухой погоды и преимущественно в весенний период, когда скорости ветра часто достигают 8–10 м/с и более. Наиболее “продуктивно” деятельность ветра проявляется в пределах второй и в меньшей степени третьей надпойменных террас, сложенных в основном мелко- и среднезернистыми песками. При фронтальном расположении берегового уступа к направлению ветра песок с его склона сначала забрасывается на горизонтальную поверхность террасы, а затем разносится на десятки метров от бровки берега. Слой песка, удаляемый дефляцией с поверхности склона при сухой ветреной погоде, может достигать величины 5–7 см за период наблюдений 3–5 суток.

На поверхности самой террасы на удалении от бровки уступа до 30 м высота микроформ или плащеобразного залегания эолового материала за весенне-летний сезон в отдельные годы достигает 15–25 см, но обычно составляет 3–5 см. Следы переотложенного ветром песка часто фиксируются и на расстоянии до 120–150 м от бровки. Прошлоголетняя травянистая растительность в прибрежной зоне в отдельные годы местами бывает почти полностью погребена под эоловыми отложениями.

На периодически обнажающихся ранней весной прибрежных отмелях перевевание песков и алевритов также обычный процесс их моделировки в условиях осушки. Мощность накопившегося материала на локальных участках в отдельные годы может составлять 25–40 см, что сопоставимо с темпами аккумуляции наносов в условиях водной обстановки.

Вывод: геоморфологический эффект воздействия “второстепенных” процессов на берега водохранилищ достаточно значим и требует учета при проведении прогнозных расчетов. Кроме того, эти процессы служат не только катализатором активности ведущих основных геодинамических процессов, но и почти для половины берегов камских водохранилищ практически являются главной причиной направленных изменений рельефа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00735).

Литература

1. Дедков А.П., Мозжерин В.Н., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. 224 с.
2. Матарзин Ю.М. Всплывание торфяников и плавающие острова на Камском водохранилище // География Пермской области. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1966. Вып.3. С.103–117.

3. Назаров Н.Н. Геодинамика побережий водохранилищ Пермского края. Пермь: Изд-во ЗАО «Полиграфкомплект», 2008. 151 с.
4. Назаров Н.Н. Переработка берегов равнинных водохранилищ России на современной стадии развития (конец XX в. - начало XXI в.) // География и природные ресурсы. 2006. № 4. С. 12–19.
5. Назаров Н.Н. Экзогенный морфолитогенез зоны сезонной осушки камских водохранилищ // Геоморфология. 2010. № 4. С. 72–80.
6. Печеркин И.А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1969. Т.2. 308 с.
7. Печеркин И.А., Печеркин А.И., Каченов В.Н. Теоретические основы прогнозирования экзогенных геологических процессов на берегах водохранилищ. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1980. 85 с.
8. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 112 с.
9. Löffler E. Piping and pseudokarst features in the tropical lowlands of New Guinea // Erdkunde. 1974. № 1. P. 13–18.

EXOGENETIC MODELING OF THE COAST OF KAMA WATER RESERVOIRS

Nazarov N.N., Frolova I.V.

Perm State National Research University, nazarov@psu.ru

The wide spectrum of minor processes which render essential geomorphological effect takes part in rearrangement of coast of water basins floodplain-terrace complex. For half of coast of kama water basins they are the unique reason of change of their morphology.

ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА БЕРЕГАХ ЧЕБОКСАРСКОГО И КУЙБЫШЕВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩ И ПРОБЛЕМЫ РЕКРЕАЦИОННОГО ОСВОЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ ЧУВАШСКОЙ РЕСПУБЛИКИ)

Никонорова И.В., Петров Н.Ф., Гуменюк А.Е.

Чувашский государственный университет, Чебоксары, niko-inna@yandex.ru

Оползневая проблематика является актуальной для региона Среднего Поволжья России. Авторы занимаются ею в общей сложности не менее 60 лет, сочетая практические изыскания с теоретическими исследованиями, связанными с терминологией и номенклатурой механизмов и структурных частей оползневых систем, их классификацией, а также качеством прогнозирования оползневых процессов и обоснованием противооползневых мероприятий.

Многие из перечисленных оползней, представленных в Чувашии, активизировались в связи с интенсификацией хозяйственной деятельности и созданием Куйбышевского и Чебоксарского водохранилищ на р. Волга. Абразия волжских берегов осложняется склоновыми процессами, и формируются: абразионно-оползневые, абразионно-обвальные, абразионно-осыпные, абразионно-аккумулятивные типы берегов водохранилищ (Никонорова, Арчиков, 2000). Типы оползней по структуре и механизму развития на волжском оползневом правобережье – это выдавливания, скольжения, течения и особенные. Имеются как простые по внутреннему строению и механизму оползни (одноблочные и некоторые многоблочные – одноярусные), так и сложные (большинство многоблочных – многоярусные и этажные) оползни (Петров, 1987, 1988).

Наибольшее распространение имеют оползни в местах, где берега сложены породами татарского яруса перми, в результате последовательно смещающиеся оползневые блоки захватывают значительные части склонов и приводят к формированию ступенчатого рельефа. В верхнепермских породах при относительных высотах 30–50 м и крутизне 15–30° формируются оползни-блоки. По степени

проявления оползневых процессов они относятся ко II и III категориям опасности. Оползни образуют хорошо выраженные полуцирки, фронтальные террасы и имеют характерные стенки срыва, языковые части и валы выпирания. При крутизне основания склона до 20° в связи с созданием водохранилища стали формироваться оползни-сплывы. Оползни в юрских глинах и четвертичных отложениях имеют вид сглаженных бугров, так как захватывают лишь верхние части склонов, имеют небольшие размеры, а грунты обладают пластичностью и меньшей прочностью. В четвертичных суглинках, на склонах высотой до 30 м и крутизной до 10° оползни имеют потокообразную форму. Как правило, они формируются после сильного весеннего снеготаяния. Строение таких оползневых тел сложное, поверхность мелкобугристая, комковатая, имеется много мелких оплывин, тела сильно обводнены. Языки таких оползней, прислоненные к уступу коренного склона, выдвигаются дальше уреза водохранилища и интенсивно размываются волнами, что в свою очередь вызывает последующую их активизацию. Поверхность смещения оказывается скрыта под толщей деляпсия. Коренной склон Волги в таких местах приобретает кулисообразный вид, со множеством выдвинувшихся языков.

Береговая линия водохранилищ вдоль гг. Чебоксары и Новочебоксарск укреплена бетонным контрбанкетом. Поэтому фактор абразии в деформации берегов здесь следует исключить. Однако на незащищенных берегах она активно приводит к оползневым подвижкам, негативно влияющим на хозяйственное освоение побережья водохранилищ, в том числе и на рекреационную деятельность (оползень у Базы отдыха Сюктерка в 2006 г., захвативший весь коренной волжский склон). Кроме того, даже при наличии контрбанкета оползневые деформации происходят в верхней и средней части коренного волжского склона уже под влиянием техногенного фактора. Рассмотрим это на следующих примерах.

Территория "Парка Победы" вместе с монументом Воинской Славы играет в Чебоксарах особую рекреационную роль. Ее привлекательность как места отдыха горожан в настоящее время бурно растет, особенно в связи со строительством комплекса речного порта. Последний крупный оползень-поток в пределах мемориального "Парка Победы" произошел в ночь 14–15 апреля 1999 г. в 150 м западнее монумента. В движение была вовлечена краевая часть плато шириной до 30 м и длиной до 20 м. Общая длина оползня достигла 160 м. До этого вблизи монумента уже возникали подобные оползни – один в 1980 г. севернее основания монумента, а другой – в 1992 г. западнее первого. При возведении монумента «Воинской Славы» и создания парка здесь были засыпаны вершины двух древнеоползневых цирков второго порядка и вершины оврагов, а дорожками изменены естественные направления поверхностного стока. В результате на волжском косогоре вблизи монумента стали активно развиваться три новых оврага, были спровоцированы локальные оползни в местах скопления техногенных грунтов и процессы заболачивания оползневой террасы. Возникли локальные обвально-осыпные и оползневые явления. Начиная с 1980 г. здесь сформировались три оползня-потока в пределах старых оползневых цирков и оврага. Их головные части захватили край плато и стали угрожать объектам. Основными причинами образования оползней можно считать: 1) накопление в днищах оползневых цирков и оврагов продуктов выветривания коренных пород; 2) увлажнение этих пород в зонах разгрузки подземных вод; 3) подсыпка техногенных грунтов на переувлажненные оползневые и элювиально-делювиальные накопления в пределах оползневых цирков и оврагов; 4) возможное увеличение замачивания перечисленных рыхлых пород в связи с подтоплением массива в пределах плато, а также талыми водами, т.к. оползневые цирки зимой использовались в качестве места свалки городского снега; 5) изменение направления ливнестоков в сторону волжских склонов и активизация оврагообразования и заболачивания поверхности оползневых террас. Ниже монумента на волжском косогоре образовалась трехэтажная многоярусная оползневая система. Для общей защиты такого склона от опасных склоновых процессов первоочередными являются мероприятия в пределах приводораздельного плато, а затем и ниже по склону. Сложившиеся здесь природные условия способны создавать и в будущем локальные подвижки и аварийные ситуации, в том числе и для монумента. Нижерасположенные элементы являются средой для удерживающих конструкций и нуждаются в проведении мелиоративных работ. У уреза Чебоксарского водохранилища сооружен песчаный контрбанкет. Он представляет собой сооружение комплексного назначения – противоабразионного, противооползневого и хозяйственного. Хозяйственная функция заключается в том, что на его поверхности с отметкой 70–71 м располагаются асфальтированная дорога, бетонные ливнестоки и водосточные каналы. Поверхность банкета на значительной площади заcolmатирована илистыми осад-

ками, и местами заболочена. Следовало в первую очередь выполнить мероприятия по недопущению сброса ливневых и талых вод со стороны плато на рассматриваемый склон.

Один из наиболее молодых оползней образовался 17 апреля 2003 г на территории Базы отдыха «Утёс» Мариинско-Посадского района в 5–6 км к востоку от г. Мариинский Посад на побережье Куйбышевского водохранилища. Это пример формирования широко распространенных в Чебоксарском Поволжье многоярусных оползневых систем, представленных многоступенчатыми оползневыми склонами. В эрозионной (дооползневой) стадии развития между бровкой плато и бечевником (русло) располагался эрозионно-осыпной склон высотой более 100 м и средней крутизной около 35° . В его пределах на отметках в геологическом прошлом образовался верхний висячий оползень, ставший теперь давним, а недавно возник и нижний. Ступени представлены верхней оползневой террасой из двух частей с отметками 116 м и 124 м и нижней грядово-бугристой поверхностью оползневых накоплений с отметками 60–75 м, еще не успевшей сформироваться в террасу. Между плато и верхней террасой – задернованная стенка срыва давнего оползня высотой 25–30 м и крутизной 36° , а между двумя ступенями – стенка срыва и ложе недавнего оползня общей высотой до 50 м и крутизной до 45° . В последнем уступе обнажены субгоризонтально залегающие породы уржумского горизонта. Следовательно, на участке имеются крупные, но все-таки локальные оползни, признаки же общей неустойчивости не обнаружены. Приведенные выше параметры склонов являются для большинства склонов Чебоксарского Поволжья запредельными и поражаются оползнями. Образование нижнего оползня привело к появлению на склоне новых форм рельефа, представленных стенкой срыва высотой более 10 м (на отметках 120–110 м), оползневой нишей и ложем длиной около 40–50 м и крутизной до 45° , или зоной оползневого смещения (транзита) в пределах отметок 110–75 м, зоной накопления оползневых масс длиной до 100 м с валами и конусами выпирания на отметках 75–60 м. Фронтальная часть оползня выдвинулась в русло реки Волга почти на 30 м, образовав здесь выступ шириной более 200 м. В пределах участка все три оползня относятся к локальным. Из них два верхних оползня – давние оползневые ярусы, а нижний – совсем юный крупный оползневой ярус. Оползни же с захватом всего склона (1-го порядка) здесь не обнаружены. Упомянутые три яруса являются оползнями скольжения. Их поверхности смещения в верхней, головной части близки к поверхностям вращения, а в средней и, в какой-то мере, в нижней – к плоской поверхности.

Описанные ключевые участки являются примерами негативного влияния оползневых процессов на хозяйственное освоение побережья водохранилищ, в том числе и для рекреации. С другой стороны они вполне могут стать объектами научного и познавательного туризма.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, проект 13-05-97041.

LANDSLIDES ON THE BANKS OF THE CHEBOKSARY AND KUIBYSHEV RESERVOIR AND PROBLEMS THE RECREATIONAL DEVELOPMENT OF THE COASTAL ZONE (FOR EXAMPLE, THE CHUVASH REPUBLIC)

Nikonorova I.V., Petrov N.F., Gumenyuk A.E.

Chuvash State University, Cheboksary, niko-inna@yandex.ru

Considered abrasion-landslide processes in the coastal zone of the Volga reservoirs, their types, mechanism and dynamics. Shows the effect of processes on the development of economic and recreational areas.

ТЕХНОГЕННЫЙ ФАКТОР ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ ПЕЧОРСКОГО И КАРСКОГО МОРЕЙ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ЛЕДОВИТОСТИ

Огородов С.А.^{1,2}, Архипов В.В.^{1,2}, Баранская А.В.¹, Белова Н.Г.¹, Вергун А.П.^{1,2}, Камалов А.М.¹, Кокин О.В.^{1,2}, Копа-Овдиенко Н.В.², Кузнецов Д.Е.¹, Шабанова Н.Н.¹

¹Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, ogorodov@aha.ru

²Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова Росгидромета

Нефтегазовое освоение морских побережий и шельфа России требует строительства морских портов, подходных каналов, искусственных островов, буровых платформ, терминалов, наземных и подводных трубопроводов. Для обеспечения геотехнической и геоэкологической безопасности строительства и эксплуатации указанных объектов инфраструктуры необходимо понимание хода природных процессов и, в частности, динамики берегов. В условиях Арктики именно природные геоморфологические процессы устанавливают правила разработки нефтяных и газовых ресурсов на шельфе и побережье. Благодаря контакту с криолитозоной береговая зона здесь чрезвычайно динамична. Берега Печорского и Карского морей, сложенные дисперсными мерзлыми отложениями, не отличаются высокой устойчивостью к абразии (Огородов, 2010). В естественных условиях такие берега могут отступать со скоростью от 0,5 до 2 м в год (Огородов, 2003; Васильев и др., 2011). Учитывая возможное влияние человека и прогнозируемые изменения климата, скорость отступления берегов в ближайшие годы может значительно увеличиться. Локальные техногенные нарушения (механические и тепловые) криолитозоны запускают триггерный механизм волновой абразии берегов. В условиях глобального потепления и уменьшения площади ледяного покрова этот эффект усиливается за счет увеличения длительности динамически активного периода и длины разгона волн. В результате локальные воздействия человека и изменение климата создают синергетический эффект, благодаря которому скорости отступления берегов могут удвоиться и даже утроиться. Рассмотрим примеры для Печорского и Карского морей, где воздействие человека уже привело к негативным последствиям.

Последствия освоения Варандейского региона Печорского моря являются негативным примером, демонстрирующим необходимость хорошо продуманного, экологически обоснованного подхода к освоению и эксплуатации прибрежных районов (Огородов, 2004; Ogorodov, 2005). Основные объекты инфраструктуры транспортировки нефти здесь были построены на морской террасе с высотой 3–5 м, сформированной в период голоценовой трансгрессии. Терраса включает ряд барьерных островов и береговых барьеров. Ее ширина достигает 2–6 км. Терраса сложена мелкими песками, подстилаемыми торфяно-травяной подушкой. Криогенное строение отложений террасы характеризуется низким содержанием льда (Новиков и Федорова, 1989). Фронтальная, обращенная в сторону моря часть террасы представляет собой авантюну (дюнный пояс берегового барьера), достигавшую еще не так давно от 5–8 м на о.Варандей до 10–12 м на о.Песяков над уровнем моря (рис. 1). В дистальных отделах берегового барьера, авантюна превращается в ряд береговых валов различных возрастных генераций, соответствующих этапам эволюции берегового барьера или барьера-косы. Береговые валы здесь были значительно переработаны эоловыми процессами. Внутренние части террасы за поясом дюн до 2,5–3 м высоты представляют лайдун из двух уровней, соответствующих низкому и высокому уровням штормового нагона.

Активная эксплуатация Варандейской промышленной зоны началась в семидесятых годах прошлого века. Остров Варандей подвергался сильнейшим техногенным воздействиям. Здесь была заложена основная производственная база и новый поселок для 3 тыс. жителей. Хорошо дренированный пояс дюн голоценовой террасы, состоящий из песчаных отложений с низким содержанием льда, казалось, более стабильный с инженерно-геологической точки зрения, чем окружающая болотистая низменность, был выбран в качестве места для строительства поселения, нефтяного терминала, складов, аэропорта.

Под строительство поселка и промышленной базы, начавшееся в непосредственной близости от края абразионного уступа, неоднократно изымались песчаные и песчано-галечные наносы с авантюны и пляжа, что является крайне опасным для зоны дивергенции волновой энергии (Попов и др.).

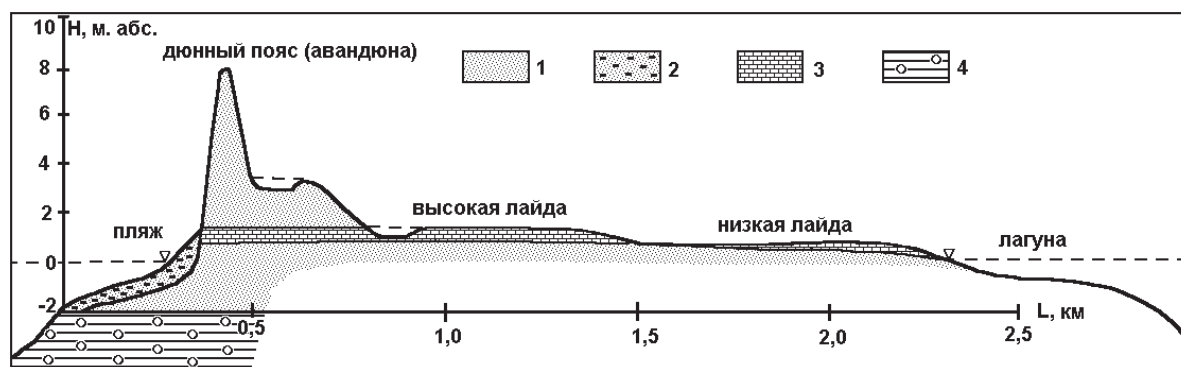


Рис. 1. Литолого-геоморфологический профиль берегового барьера о. Песяков (Огородов, Полякова, Каплин, 2003): 1 – пески мелкозернистые; 2 – пески с галькой; 3 – «торфяно-травяная подушка»; 4 – глины и суглинки валунные

1988), тем более там, где берег разрушался и ранее. Береговой уступ, авандюна и пляж испытали значительные механические деформации рельефа под действием транспорта и в результате механического выравнивания (Огородов, 2004). Неконтролируемое использование транспортной и строительной техники, включая гусеничную, привело к деградации почвы и растительности в пределах всего пояса дюн острова Варандей. В условиях глубокого сезонного протаивания дюнный пояс, сформированный из мелкого песка, подвергся дефляции и термоэрозии. Широкое распространение получили дефляционные котловины. Многочисленные термоэрозионные овраги стали врезаться в береговой уступ. Интенсивность этих процессов была настолько велика, что в нескольких местах поверхность острова стала на 1-3 метра ниже, чем до начала освоения. В результате уступ стал ниже, его однородность была нарушена, количество золотого материала, подаваемого с пляжа, снизилось и, наконец, берег стал менее стабильным, а скорость абразии увеличилась, в отдельные годы – до 5-10 м. Берегозащитные мероприятия в поселке Варандей привели к снижению поступления наносов на смежные области, где усилился размыв. Ускорение абразии берегов и подводного склона привело к оголению подводного нефтепровода, уложенного здесь без учета мерзлотно-геологических и литодинамических особенностей береговой зоны. Строители не смогли сдвинуть «плуг», используемый для разработки траншеи, который уперся в «козырек» из сезонно-мерзлых грунтов. В результате плохо заглубленный в грунт трубопровод был вырван со дна под воздействием морских льдов (Черников, 2006), динамика которых в указанном районе заметно активизировалась на фоне глобального потепления. В результате строительства дорожной насыпи и моста на остров Варандей резко увеличилась высота штормовых нагонов, важного фактора динамики берегов. Ранее штормовой нагон беспрепятственно проходил в протоке, отделяющей остров Варандей, и воздействие волн на берег автоматически ослаблялось. 24 июля 2010 года экстраординарный штормовой нагон высотой 3,5 м полностью затопил остров Варандей, проникнув вглубь суши на несколько километров. Нефтегазотранспортной инфраструктуре был нанесен колоссальный ущерб.

Негативный опыт освоения Варандейского промышленного района не был учтен при строительстве газотранспортных объектов на побережье Карского моря. В качестве примера можно привести участок берега полуострова Ямал на выходе трассы трубопровода Бованенково-Ухта на берег. Как и на Варандейском участке строительство объектов газотранспортной и сопутствующей инфраструктуры сопровождалось массовым изъятием песчаного материала с поверхности берегового барьера, пляжа и осушки (рис. 2). В естественных условиях береговой барьер полностью поглощал энергию волн даже при экстремальных штормах (Камалов и др., 2006). В результате штормовые нагоны, количество и высоты которых в условиях потепления климата и расширения динамически активного периода за счет наиболее штормоопасных месяцев – октября и частично ноября увеличились, стали проникать вглубь суши на несколько километров, причиняя огромный ущерб объектам только что отстроенной береговой инфраструктуры. Разрушительные последствия штормовых нагонов также усилились в результате техногенной трансформации естественного рельефа в процессе строительства насыпей, дамб, мостов, дорог, появление которых привело к перераспределению водно-энергетического потока и, соответственно, эрозионного эффекта.



Рис. 2. Следы изъятия песчаных наносов с осушки и пляжа берегового барьера

Изъятие наносов из береговой зоны в пределах мощности сезонноталого (сезонномерзлого) слоя, обеспечивавших ранее естественную защиту многолетнемерзлых пород, находящихся в ядре берегового барьера, способствовало их деградации. В итоге попытки защитить береговой барьер традиционными методами в виде защиты из бетонных подушек-матов оказались малоэффективными. «Подушки» просто «проваливаются» в оттаивающую мерзлоту, а периодическое воздействие на них во время нагонов и приливов соленых морских вод в сочетании с морозным выветриванием обеспечило окончательное разрушение подобной берегозащиты.

Строительство коффердама привело к накоплению отложений во входящем угле к югу от него и к абразии берега к северу от него, непосредственно на том участке, где планировалось строительство новых ниток перехода подводного трубопровода через Байдарацкую губу. При строительстве гавани порта проводились дноуглубительные работы в фарватере с целью строительства подходного канала и намыв берегов гавани для строительства порта. Это привело к дефициту наносов в устье реки и частичному перехвату наносов, идущих с юга, и, как следствие, ускорению абразии на прилегающих участках берега, в том числе в районе коффердама.

Указанные примеры свидетельствуют о необходимости комплексного подхода и решений на всех стадиях проектирования, строительства и эксплуатации любых сооружений на побережье и акватории арктических морей, учитывающих морфо- и литодинамику береговой зоны.

Литература

1. Васильев А.А., Широков Р.С. и др., Динамика морских берегов Западного Ямала // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, С. 72-75.
2. Камалов А.М., Огородов С.А. и др. Морфолитодинамика берегов и дна Байдарацкой губы на трассе перехода магистральными газопроводами // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, С. 3-14.
3. Новиков В.Н., Федорова Е.В. Разрушение берегов в юго-восточной части Баренцева моря // Вестник МГУ, сер. 5, География, 1989, № 1. С. 64-68.
4. Огородов С.А. Морфодинамическое районирование береговой зоны Печорского моря // Геоморфология, 2003, № 1, С. 72-79.
5. Огородов С.А., Полякова Е.И., Каплин П.А. Эволюция береговых баров Печорского моря // Доклады Академии Наук, География, 2003, том. 388, № 3, С.392-394.
6. Огородов С.А. Морфолитодинамика береговой зоны Варандейского района Печорского моря в условиях техногенного прессинга // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология, 2004, № 3. С. 273-278.
7. Огородов С.А. Критерии стабильности (устойчивости) арктических берегов // Естественные и технические науки, № 6, 2010, С. 356-358.
8. Попов Б.А., Совершаев В.А. и др. Береговая зона морей Печорско-Карского региона // Исследование устойчивости геосистем Севера. М., Изд-во МГУ, 1988. С. 176-201.
9. Черников Н.А. Дуга Баркова. ООО «Издательский дом журнала «Смена», 2006, 238 с.
10. Ogorodov, S.A. Human impacts on coastal stability in the Pechora Sea, *Geo-Marine Letters*, 2005, Vol. 25, N 2-3, P. 190-195.

TECHNOGENIC FACTOR OF PECHORA AND KARA SEAS COASTAL DYNAMICS UNDER CONDITIONS OF CLIMATE AND ICE EXTENT CHANGE

Ogorodov S.A.^{1,2}, Arkhipov V.V.^{1,2}, Baranskaya A.V.¹, Belova N.G.¹, Vergun A.P.^{1,2}, Kamalov A.M.¹, Kokin O.V.^{1,2}, Kopa-Ovdienko N.V.², Kuznetsov D.E.², Shabanova N.N.¹

¹Lomonosov Moscow State University, ogorodov@aha.ru

²Zubov State Oceanographic Institute

Examples of the negative impact of the oil and gas development on the resistance of the coasts to erosion are analyzed for Pechora and Kara seas. Local technogenic disturbances in the cryolithozone put the activating mechanism of thermal abrasion into action. Under the conditions of global warming and ice cover decrease, this effect is enhanced due to the increase of the length of the ice free period and the length of the wave fetch. As a result, anthropogenic impact and climate change create a synergetic effect, due to which rates of coastal retreat may double or even triple.

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ФИТОИНДИКАЦИОННОГО МЕТОДА ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (НА ПРИМЕРЕ ХВАЛЫНСКОЙ РАВНИНЫ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ)

Ощепков Г.В.

Кафедра геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, НИИ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, Москва, kelimbern@mail.ru

Северный Прикаспий является подробно изученным районом, однако, и по сей день на данной территории остается множество нерешенных вопросов: происхождение бэровских бугров, неоднозначное влияние на окружающий ландшафт колебаний уровня моря, палеогеография трансгрессий и регрессий Каспийского моря, затрагивавших долинный комплекс Волги. В особенности, остается множество неразгаданных нюансов раннехвалынской трансгрессии, когда в долине Волги были сформированы морские глинистые отложения, заполняющие дохвалынские понижения рельефа, — так называемые «шоколадные» глины. Происхождение горизонта «шоколадных» глин остается одной из фундаментальных проблем палеогеографии плейстоцена Каспийского бассейна: формирование мощного глинистого осадка с угнетенной фауной происходило, с геологической точки зрения, очень быстро, мощности горизонта меняются от нескольких десятков сантиметров до десятков метров, местами выклиниваясь из разреза полностью. В изучении палеогеографической специфики раннехвалынских отложений последние десятилетия главная роль отводилась биоиндикации по малакофауне и палинологическому анализу, а локализация на местности и установление мощностей «шоколадных» глин могли быть получены только при помощи бурения или наблюдений выходов глин в естественных разрезах бэровских бугров или на обрывах уступа хвалынской террасы.

Несмотря на множество разрезов, описывающих «шоколадные» глины, и огромный массив накопленных данных за всю историю изучения вопроса, хвалынский рельеф и мощности «шоколадных глин» перекрыты более поздними осадками, из-за чего представления исследователей о распространении и мощности горизонта остаются весьма примерными. Кроме того, аридные территории Северного Прикаспия являются одними из наиболее уязвимых с точки зрения биогеоценотических характеристик. В районе множество геоэкологических проблем — низкое плодородие почв за пределами поймы Волги, размыв почв на террасах, засоление почв, опустынивание, овражная эрозия, перевыпас скота. Кроме того, «шоколадные» глины во многих точках являются верхним водоупорным горизонтом, что приводит к проблемам с обеспеченностью хозяйства грунтовыми водами на отдалении от Волги и к катастрофическим явлениям на уступах террасы: скрытой суффозии или оползням. Поми-

мо естественных природных процессов, антропогенный фактор кардинально изменяет устойчивость размещенных на нем биоценозов, что приводит к обеднению флористического, а за ним и фаунистического разнообразия на той или иной территории.

Для локализации на местности и оценки возможной глубины залегания «шоколадных» глин, а в перспективе – и других свойств раннехвалынских отложений, предлагается использование фитоиндикации. Основой фитоиндикационной методики в аридных районах является прослеживание связей между растительностью (растительными ассоциациями) и морфолитогенной основой. Суть фитоиндикации заключается в том, чтобы по известным характеристикам и условиям существования определенного растительного покрова исследуемой территории выявлять геоморфологические характеристики, вплоть до определения генезиса и возраста отложений, формирующих основу рельефа данной местности, и, соответственно, самого рельефа. Конечно, фитоиндикация не может быть использована в отрыве от ландшафтных и геоморфологических особенностей исследуемой территории. Для подтверждения индикационной связи между «шоколадными» глинами и тем или иным растительным индикатором необходима проверка достоверности. Для этого вблизи от разрезов с известной глубиной залегания «шоколадных» глин используется метод ключевых участков – детальное исследование растительного покрова поверхности. По полученным данным можно судить об индикационной привязанности отдельного вида к цели-индикату или же о закономерностях состава растительной ассоциации в зависимости от глубины залегания горизонта глинистых отложений. При исследовании участка принимается во внимание степень изменения ландшафта в результате человеческой деятельности, а также местные условия произрастания различных видов растений в зависимости от климата и почв исследуемой территории.

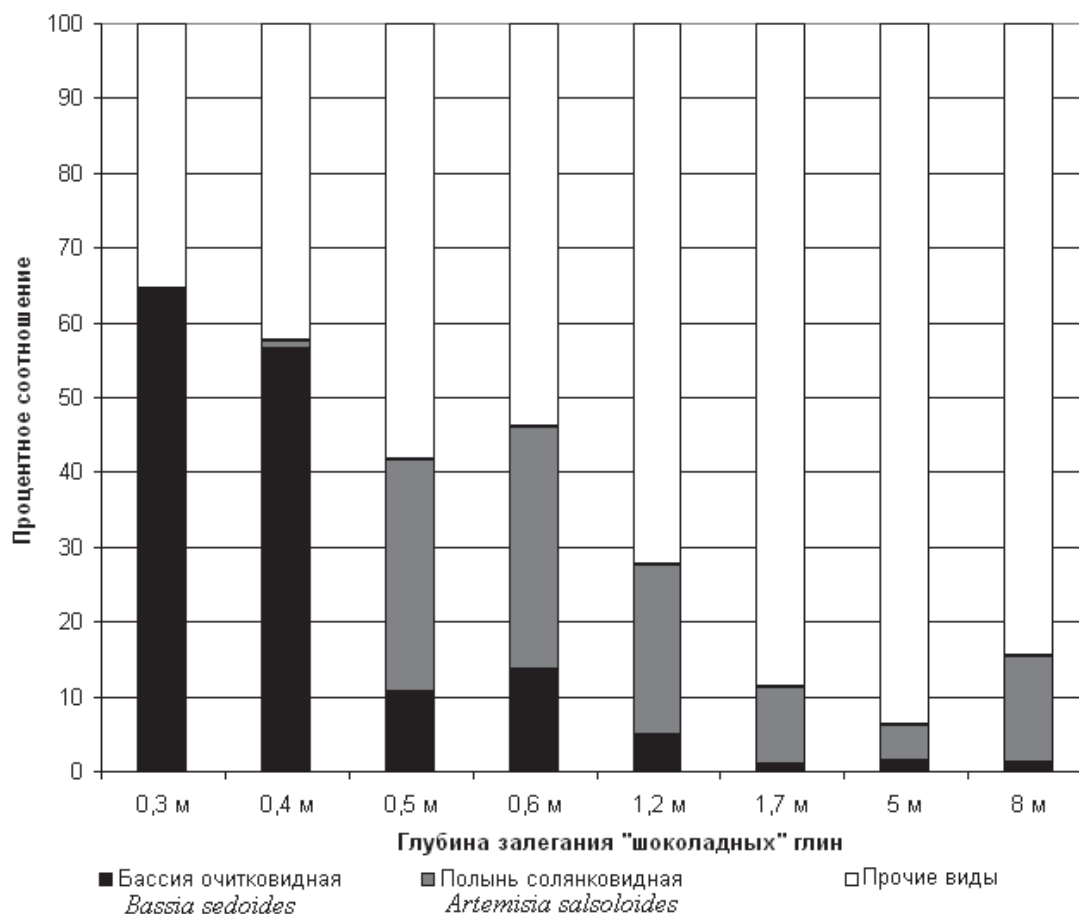


Рис. 1. Процентное соотношение индикаторов в ассоциации в зависимости от глубины залегания «шоколадных» глин

В процессе выполнения этой задачи на примере трех разрезов (Райгород, Черный Яр, Ленино) была установлена связь между соотношением в растительном покрове вида *Bassia sedoides* и глубиной залегания раннехвалынских глин (рис. 1). *Bassia sedoides* – индикатор, прежде всего, сильно глинистых грунтов: специфика корневой системы этого растения позволяет забирать влагу с поверхности водоупора, и, следовательно, при увеличении глубины залегания глин уменьшается процент содержания *Bassia sedoides* в растительном покрове. На песчанистых грунтах растение чувствует себя подавленно и быстро исчезает. По результатам анализа данных по ключевым участкам можно отметить, что *Bassia sedoides* присутствует на всех площадках, и ее соотношение с другими видами в травянистом фитоценозе обратно пропорционально увеличению глубины залегания глин. При глубине залегания глин до 0,5 м *Bassia sedoides* составляет до 70% растительного покрова, при глубине от 0,5 до 1 метра – до 15%, при глубине более 1 м – до 5%. Увы, глубина залегания более 2 метров уже не может быть точно отражена в процентной доле, и здесь, по-видимому, необходимо учитывать не столько содержание конкретно *Bassia sedoides*, сколько уменьшение доли *Artemisia salsoloides*, чутко реагирующей на понижение карбонатности грунта (и, следовательно, увеличение глубины залегания хвалынских морских глин).

В перспективе возможно использование спектроснимков ДДЗ по времени цветения *Bassia sedoides* и *Artemisia salsoloides* для установления ареалов распространения и встречаемости этого вида на площадях хвалынской террасы для уточнения глубины залегания раннехвалынских глинистых отложений в пределах распространения этих видов растений. Данный метод является удобным прикладным дополнением к уже существующим методам, но не является полноценной заменой полевым маршрутам. Для применения этого метода необходимо подтверждение соотношения видов и коэффициента индикативной связи для каждого участка с кардинальной сменой растительных ассоциаций.

FEATURES OF PHYTOINDICATION IN GEOMORPHOLOGICAL RESEARCHES ILLUSTRATED ON NORTH CASPIAN KHALYNIAN PLAIN

Oshchepkov G.V.

Moscow State University, Department of Geography; kelimbern@mail.ru

The article provides experience of geomorphological phytoindication in the North Caspian region. Phytoindication was used for determining depth of khvalynian “chocolate” clays. Indicative relationship with lithology in arid conditions is expressed by the contents of *Bassia sedoides* and *Artemisia salsoloides* in dry steppe plant associations. Obtained results can be judged on the prospects of applying the phytoindication in the field geomorphological studies and laboratory interpretation of satellite images.

ИЗУЧЕНИЕ ФАКТОРОВ ЛИТОДИНАМИКИ ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Панина О.В.¹, Донцова О.Л.²

¹ Кубанский государственный университет, г.Краснодар, Panina_Olga@inbox.ru

² Кубанский государственный университет, г.Краснодар, donzovaol@mail.ru

Геологическая деятельность Черного моря представляет собой целый комплекс взаимосвязанных процессов абразии берегов, переноса, транспортировки и сортировки терригенного и другого материала, а также аккумуляции осадков. Все это является составной частью литодинамики современных геологических процессов, изучение которых в настоящее время необходимо в связи с возросшей промышленной застройкой, увеличением морской и наземной транспортной сети, т.е. антропогенной нагрузкой на береговую зону.

Таким образом, целью данной работы являлось выявление закономерностей разрушения горных пород, переноса и осаднения продуктов денудации в прибрежно-шельфовой зоне Черного моря. Весь фактический материал, необходимый для данного исследования, был собран непосредственно авторами полевых условиях в течение 2008–2013 гг. Для анализа продуктов литодинамических процессов основное внимание было уделено современным экзогенным геологическим процессам, как наиболее динамичным по скорости распространения.

Так, авторами было установлено, что на изучаемой территории широко распространены экзогенные процессы, в частности выветривание. Было выделено 3 структурные единицы: карбонатный флиш, терригенный флиш, и разрезы древней морской террасы. В ходе проделанной работы было установлено, что биохимическое выветривание преобладает во всех трех структурных единицах. Химическое выветривание особо четко проявлялось на карбонатном флише. Здесь преобладали процессы растворения и карбонитизации. На терригенном флише мы наблюдали окисление и растворение, древняя морская терраса характеризовалась окислением в породах песчаных фракций.

Эоловые процессы в изучаемом районе развиты слабо. Это связано с тем, что данная территория сложена преимущественно скальными породами, формирующими горный рельеф. Гумидный климат и наличие густой травянисто-кустарниковой и древесной растительности не способствуют развитию эоловых процессов. Работа ветра сосредоточена на трех участках: 1) выходы горных пород древней морской террасы; 2) побережье; 3) вершины горных хребтов. На открытых участках (борта дороги, котлованы, расщелины) происходят процессы корразии, дефляции и перенос материала. Фрагментарно, по породам древней морской террасы формируются карнизы и ниши выдувания. Образование ниш связано с быстрым удалением выветрелых песчаных частиц ветром. Карнизы образуются из более плотных песчаников и практически не поддаются дефляции и корразии.

В литодинамике береговой зоны также принимают участие континентальные и морские отложения, среди которых особенно можно выделить аллювиальные, пролювиальные и коллювиальные. Продукты выветривания, составляющие делювий, имеют разнообразный состав (от глин и песков до крупных валунов) и характеризуются слабой отсортированностью. Элювиальные отложения представлены грубообломочным материалом, который не полностью покрывает материнские породы. Коллювиальными отложениями являются отложения образованные в результате обвалов, осыпей, оползней. Их можно наблюдать между урочищами и у склонов флишевых пород. Они представлены, в основном, аргиллитом и глинистым мергелем.

Изучение характера отложений экзогенных процессов необходимо было для анализа факторов природного и техногенного характера, оказывающие влияние на формирование контура береговой зоны, что непосредственно связано с процессами самоочищения изучаемой территории. Здесь особое внимание было уделено вопросу влияния различных преобразований, имеющих продольную и поперечную ориентировку по отношению к береговой линии.

Одним из объектов, значительно влияющих на процессы, происходящие с береговой линии, являются набережные, имеющие протяженность практически вдоль всего побережья акватории. Так, например, в целом, конструктивная особенность набережных Цемесской бухты имеет цель выполнять функцию волноотбойной стены. т.е. отражать прибойную волну и укреплять береговой откос.

Так как вертикальная стена данного типа сооружений находится на малой глубине, т.е. $H \leq 1,72 h_0$, волна разрушается, не доходя до сооружения. В результате такого вдольберегового перемещения наносов произошло сокращение ширины пляжа до критической величины ($H = 0.5$ м), при которой отраженная волна во время штормов достигала критической величины и создавала отраженный гребень. Таким образом, продольные береговые сооружения на рассматриваемой территории с одной стороны уменьшают интенсивность волнового действия на береговую линию, с другой стороны – способствуют уничтожению пляжной полосы и усиливают донный размыв, обуславливая негативные деформации поперечного профиля и плана берега, что также является следствием пространственного перераспределения наносов. Распространение негативного преобразования берега носят ограниченный характер и точно определены графическим методом.

Поперечные береговые сооружения также были рассмотрены на примере Цемесской бухты. Существует методика Е.С. Цайтца обработки натурных данных по заполнению входящих углов бун, согласно которой можно определить динамику вдольбереговых наносов. Ранее учеными установлена связь между объемом их заносимости V_m , глубиной H_m , на которой располагается голова бун, критической глубиной $H_{кр}$ и стоком наносов вдоль берега Q_{xt} . Можно сделать вывод, что в общем случае объем заносимости наносов превышает величину годового сноса наносов на западной части акватории. Влияние подобных сооружений на береговой процесс интерпретируется как «омолаживание» береговых участков, расположенных с подветренной стороны и, наоборот, «постарение» наветренных. Время такого «омолаживания» оценено по формуле зависимости коэффициента аккумуляции для надводного режима от времени омолаживания и объема заполнения наносов. Из расчетов получено, что время омолаживания T_o обратно пропорционально объему заполнения Q_{xt} . Соответственно, при увеличении Q_{xt} сокращается T_o , т.е. чем больше интенсивность поступления количества наносов в аккумулятивную часть, тем меньше время необходимо для размыва подветренной части.

Таким образом, определено, что при антропогенном загрязнении береговой части акватории все участки имеют неодинаковое время размыва подветренной части, а, следовательно, процесс самоочищения при всех других одинаковых особенностях побережья будет протекать с различной интенсивностью.

STUDYING OF FACTORS OF LITHODYNAMICS OF THE COASTAL AND SHELF ZONE OF THE BLACK SEA

Panina O.V.¹, Donzova O.L.²

¹ *Kuban state university, Krasnodar, Panina_Olga@inbox.ru*

² *Kuban state university, Krasnodar, donzovaol@mail.ru*

Geological activity of the Black Sea represents the whole complex of the interconnected processes of abrasion of coast, transfer, transportation and sorting of terrigenous and other material, and also accumulations of a precipitation. All this is a component lithodynamics, a shelf zone. Authors studied the main exogenous processes which have impact on formation of a contour of a coastal zone, that is directly connected with processes of self-cleaning of the studied territory.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ОСТРОВА ОЛЬХОН ОЗЕРА БАЙКАЛ

Пеллинен В.А.¹, Козырева Е.А.²

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, pellinen@crust.irk.ru

Проблема охраны окружающей среды и направления связанные с изучением и детализацией природных процессов и явлений, становятся все более актуальными в современном мире. Рациональное природопользование может осуществляться лишь при высоком уровне знаний о природных процессах и явлениях, в том числе особенностях формирования береговых зон крупных внутриконтинентальных водоемов, развитие которых протекает при сложном взаимодействии разнообразных природных сред: литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы [5].

Задачей данной работы является анализ современного состояния береговой зоны острова Ольхон. Актуальность изучения береговой зоны продиктована интенсивным освоением береговых склонов, стремительно развивающимся туризмом и необходимостью проведения общей инженерно-геологической оценки территории, типизации берегов с целью создания концепции безопасного природопользования при организации крупной региональной рекреационной зоны острова Ольхон.

Интенсивное техногенное вмешательство в геосистему озера Байкал, с последовательной перестройкой компонентов береговых склонов произошло после поднятия уровня воды в озере на 1,2 м в результате наполнения Иркутского водохранилища. В первый период эксплуатации Байкало-Ангарской гидротехнической системы на берегах озера Байкал отмечалось оживление процессов переформирования береговых склонов, сопровождающихся значительными размывами, обвалами, осыпями, деградацией аккумулятивных форм.

Ольхон, самый крупный остров Байкала и расположен в средней части озера, вблизи западного побережья. Остров вытянут вдоль берега Байкала, длина Ольхона 73 км (между мысами Хобой и Умыш-Тамэ), ширина достигает 15 км. Площадь острова Ольхон около 700 км², длина береговой линии около 210 км, она сложена разнообразными литологическими разностями и характеризуется различной морфологией склонов.

По географическому положению острова Ольхон его берега имеют два основных простирания: северо-западное омываемое водами пролива Малое Море, и юго-восточное, взаимодействующее с основной акваторией озера. По протяжению юго-восточные и северо-западные части береговых склонов острова Ольхон отличаются своеобразием ветро-волнового режима, морфологией подводного склона, основные сочетания, которых предопределило развитие генетических типов берегов. Природный механизм и длительный срок формирования Ольхонских берегов более соответствует морским и океаническим типам берегов, чем озерным [3]

Берега острова Ольхон, как и склоны всего Байкала, имеют длительную историю развития. Особая сейсмо-тектоническая и геологическая обстановка на протяжении геологического времени способствовала формированию крутых типов берегов (с углами падения 60°-80°) и пологих склонов – с углами наклона 5°-15°. Формирование профиля берегового склона происходит непрерывно на протяжении нескольких миллионов лет. В результате тектонических движений восточная часть была поднята, а западная опущена, вследствие чего образовались два отличных друг от друга типа берега.

При инженерно-геологической оценке состояния береговых склонов использовались полевые и камеральные методы получения и обработки фактического материала. Проанализированы опубликованные и фондовые данные. Полевые исследования включали рекогносцировочное обследование и инженерно-геологические работы на ключевых участках (профилирование береговых склонов, эхолотирование прибрежной отмели, нивелировка поверхности, отбор образцов грунтов, шурфования и др.).

Исследованием берегов Байкала занимались в разные периоды В.И. Астраханцев, Е.К. Гречищев, О.К. Леонтьев, А.В. Пинегин и др. Результатом их работ явилась генетическая классификация типов берегов Байкала. В ней выделяются структурно-абразионные, денудационно-абразионные, абразионные, абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные и техногенные типы. Вслед за предшественниками, исходя из закономерностей изменения характера береговых процессов, морфодинамических характеристик для острова Ольхон нами были выделены группы абразионных и аккумулятивных бере-

гов, а также специфическая группа структурно-абразионных берегов, отражающих особенности формирования котловин озера Байкал в результате сейсмо-тектонических движений блоков рифтовой системы. В зависимости от преобладающего экзогенного геологического процесса в пределах существующих генетических типов берега выделялись генетические подтипы: абразионно-оползневой, абразионно-обвальный, абразионно-осыпной, абразионно-эоловый и биогенный [4].

Структурно-абразионный тип развит в северной части острова, а так же встречается на северо-западном побережье. Такой тип берега приурочен к зонам разломов и тектонических структур субили параллельных простиранию береговой линии. Данные тектонические структуры определяют морфологический облик и характер разрушения берегов. Таким образом, они образуют очень крутые или вертикальные клифы высотой до 100 и более метров. Обрушение пород происходит по тектоническим напластованиям и трещинам. Роль волнения вдоль береговой линии сводится к выносу из волноприбойной зоны продуктов разрушения горных пород. В геологическом отношении берег сложен практически неразрываемыми магматическими и метаморфическими породами.

Типично абразионный тип берега встречается в большей мере на западном побережье острова. По характеру геологического строения и проявления геодинамических процессов выделены низкие выровненные и высокие расчлененные берега. Абразионный тип берега низких выровненных склонов приурочен к участкам, сложенным алювиально-болотными глинисто-песчаными отложениями. Основные экзогенные процессы, которые осложняют развитие берегового склона, проявляются в виде поверхностных оползней, крипа, солифлюкционных деформаций.

Аккумулятивный тип берегов встречается довольно редко. В основном они развиты в заливах юго-западной части острова и представлены в виде вдольбереговых песчаных валов и песчано-галечных кос и пересыпей. Некоторой доли аккумулятивных берегов в центральной части острова характерно наличие процессов ветрового переноса, выражающегося в виде унаследованных обширных эоловых полей, материал для которых поступает из прибрежной зоны. Эоловые формы имеют признаки современной активизации [1]. Биогенный подтип аккумулятивного берега встречается в южной части острова, где заливы не превышают глубин 3 м и защищены от ветро-волновой деятельности, а именно от северо-западных ветров которые превалируют на данной территории.

По литологическим особенностям и характеристикам размываемости и размокаемости горных пород слагающих склон, берега острова Ольхон можно разделить на три группы: первая – практически не размываемые берега, сложенные прочными кристаллическими и метаморфическими породами, вторая группа – не устойчивые к размыву берега, сложена слабыми и дислоцированными породами, в результате длительных воздействий склонна к размывам; и третья группа – размываемые берега, представлена четвертичными и неоген-четвертичными дисперсными отложениями со слабыми прочностными свойствами [4].

В пределах абразионного генетического типа склона в северо-западной части острова, берег осложнен развитием поверхностных оползней. Протяженность абразионно-оползневого склона около 5 км. На основе анализа геолого-геоморфологических, структурно-тектонических условий был выделен ключевой участок в целях детализации особенностей и выявления механизма, динамики деформаций в пределах берегового склона во времени. Инженерно-геологические исследования ключевого участка показали, что в современных условиях склон находится в активной стадии развития. В пределах участка по ранние сошедшим оползням формируются вторичные оползневые проявления [6]. Склон поражен оползневыми формами в виде вытянутого оползня- потока, с хорошо выраженными в плане отдельными оползневыми ступенями, трещинными зонами, разрушенными грунтовыми массами и т.д. Оползневой тип смещения рыхлых масс способствует поступлению на пляж внушительного объема грунта, который, перерабатываясь водами озера и переотлагается на подводном склоне способствуя увеличению подводной аккумулятивной отмели. В результате выполненных натурных наблюдений установлено, что современная динамика оползневых смещений на Ольхонском склоне составляет около 4 см в год в верхнем грунтовом массиве мощностью до 2,4 м.

Лабораторные испытания геологических разностей слагающих склон показали повышенную физико-химическую активность и особые физико-механические свойства грунтов, что и отражается в способности к деформациям этого склона. К особым свойствам грунтов относится тиксотропное разупрочнение отложений слагающих склон. Проведенное экспериментальное моделирование на грунтах при различных вибрационных нагрузках свидетельствует о том, что удельное сцепление в естест-

венном состоянии (с) отложений снижается на 70%. В результате увеличения влажности грунтов и воздействия динамических нагрузок приводит в каскадной потере прочности и снижению показателя удельного сцепления, разжижению.

Современная (с 2001 г.) годовая амплитуда колебания озера Байкала, энергия волнения на данном участке и сопоставление динамики оползневой активизации показывает нам, что оползни развиваются в первую очередь в результате снижения прочностных свойств грунтового массива вследствие сезонного увлажнения.

Таким образом, в пределах береговой зоны острова Ольхон развиты, три основных генетических типа берега: структурно-абразионный, абразионный и аккумулятивный. В границах обозначенных генетических типов выделены следующие подтипы береговых склонов, осложненные развитием сопутствующих экзогенных процессов: абразионно-оползневой, абразионно-обвальный, абразионно-осыпной, оловый, аккумулятивный и биогенный. В результате проведенного комплекса научно-исследовательских работ в пределах береговых склонов абразионно-оползневого подтипа берега выявлено, что динамика литодинамического процесса формирования склона в современных условиях контролируется геолого-литологическими особенностями, криогенными процессами региона и морфологией побережья. Унаследованные, хорошо выработанные элементы берегового склона, ширина аккумулятивной террасы способствуют гашению энергии волнения, и современные параметры колебания уровня озера Байкал не имеют прямого влияния на периоды активизации деформаций поверхностных оползней пластического типа по западному побережью о. Ольхон.

Побережье острова Ольхон озера Байкал имеет высокое рекреационное значение, потому геоэкологическая оценка береговой зоны острова остается главной задачей при проектировании туристско-рекреационных зон и строительстве объектов любого класса ответственности.

Литература

1. Агафонов Б.П., Овчинников Г.И., Снытко В.А., Щипек Т. Оловые фации побережий озера Байкал и Братского водохранилища // География природные ресурсы. 2001. №3. С. 92-98.
2. Атлас Байкала / Под ред. Галазия Г.И. Иркутск – Москва, 1969. 30 с.
3. Динамика Байкальской впадины / отв. ред.: Г.И. Галазий, Ю.П. Пармузин. Новосибирск: Наука, 1975. 286 с.
4. Инженерная геология Прибайкалья / Под ред. Г.Б. Пальшина. М.: Наука, 1968 187 с.
5. Тржцинский Ю.Б. Техногенные изменения геологической среды (на примере Сибирского региона). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. 115 с.
6. Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Щипек Т., Пеллинен В.А. Солифлюкционные оползни побережья острова Ольхон // Вестник ИрГТУ №4. 2011. С. 41-49.

CURRENT CONDITION OF THE SHORE ZONE ON OLKHON ISLAND, LAKE BAIKAL

Vadim Pellinen¹, Elena Kozyreva²

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, pellinen@crust.irk.ru

The analysis of published and archive materials, as well as the field investigations enabled us to evaluate the actual conditions in the shores of the Olkhon Island Lake Baikal. Basing on the A.V. Pinegin's genetical classification, the zoning of shore areas was carried out, with the litho-dynamical characterization of formation peculiarities of each individual shore type. The engineering-geological profiles, and the detailed characteristics of physical and mechanical properties of soils in the abrasion-landslide shore areas were defined. The results of rheological tests of soils, mechanisms of landslide deformation of shore slopes were presented.

РОЛЬ СГОННО-НАГОННЫХ ЯВЛЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ УСТЬЕВ РЕК СЕВЕРНОГО БАЙКАЛА

Петров В.А., Ярославцев Н.А., Кириленко А.П.

Филиал ОАО ЦНИИС НИЦ «Морские берега», detmi8@mail.ru

Северный берег озера Байкал, представлен тремя песчаными аккумулятивными формами: Нижнеангарской и Дагарской косами, соответственно на западном и восточном флангах и баром в центральной части, разделенным на два острова – Ярки и Миллионный, отделяющих глубоководную часть озера от мелководной лагуны – Ангарского Сора (рисунок 1)[1, 2].



Рис. 1. Берег Северного Байкала

Указанные формы рельефа оконтуривают дельту, сформированную в самой северной части Байкальской котловины из наносов реки Верхняя Ангара второй по водоносности на Байкале [3] и более мелких водотоков, таких как реки Кичера, Холодная и ряд других. Вершина дельты приурочена к долине р.Кичера и удалена (по прямой) от её устья на 38,5 км.. Река Верхняя Ангара на протяжении 30,5 км протекает в пределах дельты, максимальная ширина которой в южной части составляет около 26 км. Песчаная полоса островов и кос прорезается устьями трех водотоков: реки Кичера в западной части и двух рукавов Верхней Ангары - в восточной, образующих Среднее и Дагарское устья. Процессы, протекающие в устьях рек Северного Байкала, рассмотрены на примере Среднего устья р. Верхняя Ангара.

До подъема уровня воды в озере Байкал Среднее устье, отделявшее остров Миллионный от восточной части острова Ярки, было мелководным[4] и через него проходила незначительная часть стока воды р. Верхняя Ангара. В противном случае в прибрежной части устьевого взморья в половодье должна была формироваться русловая бороздина [5], а при поступлении со стоком воды пляжеобразующих наносов в её конце – устьевой бар. Но этих форм рельефа на предустьевом взморье Среднего устья на карте 1902 года не зафиксировано [4].

После подъема уровня оз. Байкал Среднее устье не обсыхало даже при низких уровнях воды в озере. В новых условиях ветры северных румбов вызывали нагонный подъем уровня у северного берега островов приводящий к формированию большого перепада уровней в Ангарском Соре и в оз. Байкал и возникновению в Среднем устье течений с большими скоростями, что обуславливало переуглубление его дна и формирование эрозионной депрессии (русловой бороздины) на предустьевом взморье.

Расчеты свидетельствуют, что скорости течения в половодье в Среднем устье до подъема уровня оз. Байкал были небольшими, и стока воды через это устье практически не было. После подъема уровня эти скорости течения в половодье также были меньше размывающих, а существование эрози-

онной ложбины поддерживается постоянно. Следовательно, формирование и поддержание эрозионной ложбины связано с другими процессами.

Единственной причиной, приводящей к эрозии дна, могут быть течения в Среднем устье, возникающие от перепада уровней воды в Ангарском Соре и Байкале при нагонном подъеме уровня от ветра северных румбов. В результате этого изменился морфологический облик устья. На карте, составленной по материалам аэрофотосъемки в 1962 г., ширина Среднего устья составляла 280 м и оно пересекало линию островов уже под углом близким к 45° . По материалам топообатиметрической съемки, выполненной в 2006 г., устьевая депрессия дна с максимальной глубиной до 6,2 м, выходя на предустьевое взморье, отклонялась по часовой стрелке и в полосе глубин 1,5-2,0 м простиралась в западном направлении вдоль берега острова Ярки на протяжении около двух километров (рисунок 2).



Рис. 2. Эрозионная ложбина Среднего устья на взморье

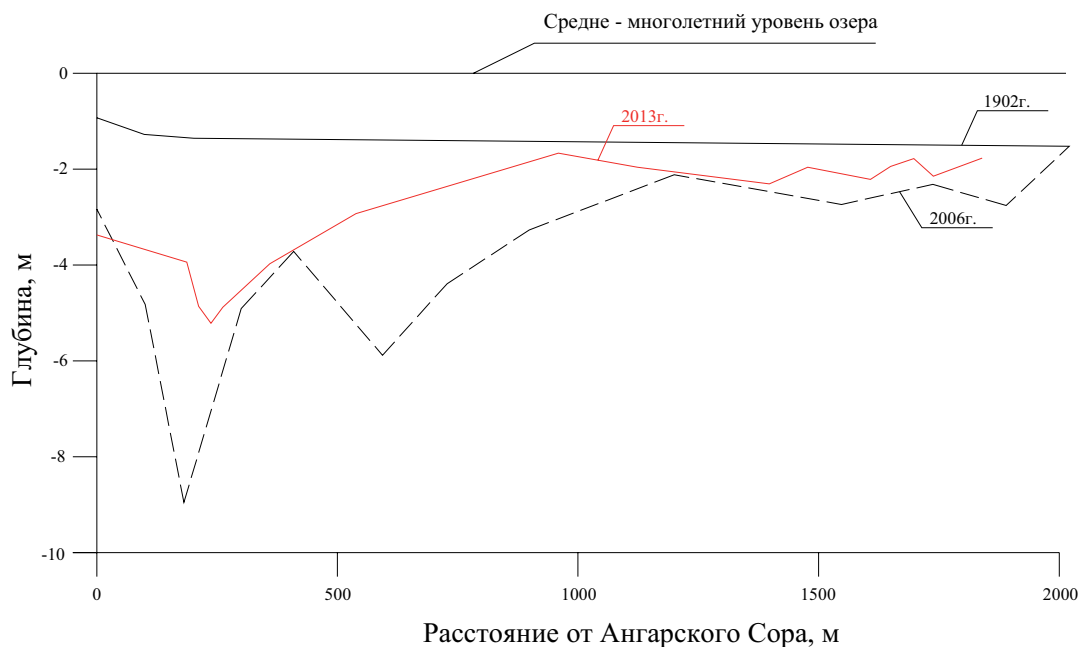


Рис. 3. Продольные профили по оси эрозионной ложбины Среднего устья

В период половодья, когда уровни воды в озере низкие, водный поток протекает по руслу эрозионной ложбины и, выходя на глубину 1,5 м, растекается по прибрежному мелководью. При среднем многолетнем уровне эта эрозионная ложбина оконтуривается изобатой 2 м. Устьевой бар и другие формы аккумуляции песчаного материала в конце эрозионной ложбины на планах 2006 и 2013 годов отсутствуют (рисунок 3). Это свидетельствует о том, что большая часть пляжеобразующего материала, как и прежде до подъема уровня, оседает в Ангарском Соре и на берег оз. Байкал он поступает в ограниченном количестве.

Есть веские основания полагать, что максимальные перепады уровня воды в Ангарском Соре и озере Байкал в районе Среднего устья в настоящее время, как и в прошлом, до подъема уровня Байкала, формируются при низких уровнях воды в озере в мае-июне.

В конце 90-х годов прошлого столетия и начале двухтысячных годов восточная часть острова Ярки, примыкающая к Среднему устью, была размыта с образованием промоины (пролива) протяженностью 2,3 км. Вследствие этого при уровнях в озере выше среднего многолетнего значительных перепадов уровней вблизи Среднего устья не может быть, поскольку при нагонах вода будет перетекать из Ангарского Сора в озеро Байкал через промоину даже при минимальных уклонах водной поверхности. Следовательно, формирование больших скоростей в Среднем устье от нагонов при высоких уровнях в озере после образования промоины невозможно. Между тем батиметрическая съемка Среднего устья в 2013 г. показывает, что максимальная глубина Среднего устья поддерживается в пределах 5-6 м. Сохраняется и протяженная эрозионная ложбина на прибрежной отмели озера. Все это свидетельствует о том, что такие скорости в Среднем устье формируются при низких уровнях воды в озере Байкал. Изложенная схема развития эрозионных процессов в Среднем устье подтверждает первичный размыв дна этого устья после подъема уровня воды Байкала. В пользу этого говорит и такой факт. Сопоставление рельефа дна за 2006 и 2013 гг. западной части упомянутого выше пролива у восточного конца острова Ярки показывает, что здесь произошло локальное углубление дна. Течением из Ангарского Сора песок вынесен на прибрежную отмель озера с образованием аккумулятивной формы, напоминающей устьевой бар. Произойти это могло только при низких уровнях воды в озере.

Таким образом, до подъема уровня оз. Байкал Среднее устье, представляло собой пролив, соединяющий восточную часть лагуны Ангарский Сор с озером Байкал. Сток воды через этот пролив был незначительным и имел место только в период летне-осенних паводков после того, как уровень воды в озере поднимался выше среднегодового, о чем свидетельствует отсутствие проявления речных факторов в самом устье и на предустьевом взморье, морфологический облик которого сформирован волнами и вдольбереговыми течениями. Можно полагать, что Среднее устье до подъема уровня воды в озере находилось в стадии отмирания.

После подъема уровня озера Байкал произошли размывы дна Среднего устья и прибрежной отмели, обусловленные течениями из Ангарского Сора в озеро, образованные перепадом уровней воды. Происходит это весной и в начале лета при низких уровнях воды в озере.

Литература

1. *Петров В.А., Ярославцев Н.А.* Динамика бара Ярки на северном Байкале и проблемы его восстановления // Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря: Материалы конф. / под ред. Л.А. Жиндарева, Р.Д. Косьяна, Б.В. Дивинского. Краснодар: Издательство, 2007. С. 149-151.
2. *Петров В.А., Ярославцев Н.А.* Остров Ярки на северном Байкале. Прошлое. Настоящее. Будущее // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне, озер, водохранилищ. Труды III Международной конф. Создание и использование земельных участков на берегах искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер, водохранилищ / Под ред. Е.А. Козыревой, А.Ш. Хабидова. Иркутск, 2013. 227 с.
3. *Потемкина Т.Г., Ярославцев Н.А., Петров В.А.* Гидролого-морфологические особенности устьевой области р. Верхняя Ангара // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 4. С. 367-376.
4. Атлас озера Байкал, составленный по материалам гидрографических исследований, выполненных в 1897-1902 годах под руководством Ф.К. Дриженко.
5. *Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф.* Динамика гидрографической сети неприливых устьев рек. М.: Гидрометеиздат, 1977. 294 с.

THE ROLE OF WIND-DRIVEN WAVES IN NORTH BAIKAL ESTUARIES FORMATION

Petrov V. Yaroslavtsev N., Kirilenko A.

Branch of the Open Joint Stock Company Research Institute of Transport Construction Research Center "Sea Coast", Sochi, demmi8@mail.ru

A review of cartographic materials illustrated by Verknyaya Angara Middle estuary has found that the main factor determining the morphology of North Baikal estuaries bed are the currents directed to the Lake Baikal and caused by wind-driven water raising level in Angara Sor lagoon.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МЕЖДУРЕЧЬЯ КУДЕПСТА-МЗЫМТА

Петров В.А., Ярославцев Н.А.

Филиал ОАО ЦНИИС НИЦ «Морские берега», demmi8@mail.ru

Междуречье Кудепста-Мзымта протяженностью 9,1 км в плане представляет собой плавный выступ, вершина которого приурочена к устью р. Херота (рис. 1).



Рис. 1. Ситуационная схема междуречья Кудепста – Мзымта

В естественных условиях до середины пятидесятих годов прошлого века здесь на всем протяжении берега простирался широкий до 40÷60 м песчано-галечный пляж, стабильность которого обеспечивалась за счет вдольберегового потока наносов.

Низовой размыв пляжей, начавшийся после возведения оградительных молов порта Сочи, к 1961 году дошел до северного фланга рассматриваемого участка берега. С этого момента размыв пляжа и берега здесь проходил с такой интенсивностью, что возникла угроза разрушения полотна железной дороги. Проблема берегозащиты на этом участке приобрела государственные масштабы.

Начиная с 1961 и по 1971 гг. в течение 10 лет на участке южнее устья р. Кудепста, протяженностью 6,0 км, был выполнен большой комплекс берегоукрепительных работ, включающий возведение подпорно-волноотбойной стены и пляжеудерживающих бетонных бун с отсыпкой материала. Только за 6 лет с 1965 по 1970 г.г. на участок берега южнее р. Кудепста было отсыпано 250 тыс. м³ пляжеобразующего материала [1]. Систематические отсыпки галечного материала продолжались до 1982 года. К этому моменту их объем составил около 570 тыс. м³. Эпизодические отсыпки осуществляются здесь до настоящего времени.

Проведенные мероприятия позволили остановить размыв берега и обеспечить относительную стабильность пляжевой полосы. Вместе с тем при проведении этих мероприятий столкнулись с рядом явлений, которым не найдено логических объяснений. Первым из таких фактов является размыв берега, который начался практически одновременно на обоих концах этого девятикилометрового участка от устьев рек Кудепста и Мзымта. Следует отметить, что двухкилометровый участок пляжа, прилегающий к устью р. Мзымта, также подвергся размыву почти одновременно с пляжем, расположенным южнее р. Кудепста. Для защиты застроенной территории на этом участке была возведена подпорно-волноотбойная стена протяженностью 1,9 км и система пляжеудерживающих сооружений из 30 бетонных бун. Пляж в межбунные отсеки не отсыпался, а они заполнялись материалом из вдольберегового потока наносов, начиная с северного края, с постепенным продвижением в южном направлении.

Центральный фрагмент рассматриваемого участка берега протяженностью 1,2 км, расположенный у вершины выступа береговой линии, до настоящего времени остается без защитных и пляжеудерживающих сооружений, и, тем не менее, он практически не подвергается размыву. Более того, в первые 10 лет, до 1976 г., при интенсивном размыве шестикилометрового северного и двухкилометрового южного фрагментов берега в центральной его части на выступе пляж нарастал и выдвигался в море.

Если размыв северного участка обусловлен, в основном, низовым размывом от оградительных моллов Сочинского порта, то размыв пляжей и берега к северу от устья р. Мзымта не находит логического объяснения при том, что центральный фрагмент берега протяженностью более километра до настоящего времени, не имея пляжеудерживающих сооружений, находится в относительно стабильном состоянии.

Второй труднообъяснимый факт заключается в том, что на северном прямолинейном фрагменте рассматриваемого берега протяженностью 6,0 км волноэнергетическая равнодействующая отклоняется от нормали к береговой линии всего на несколько градусов. Казалось бы, на всем этом прямолинейном участке поток наносов должен оставаться постоянным. Однако, мощность потока наносов, определенная по изменению интенсивности размыва пляжа вдоль берега, уменьшается с 30 тыс. м³ в год на северном конце этого фрагмента до 20 тыс. м³ в год на участке с западной стороны мыса и до 10 тыс. м³ в год с восточной. Разворот береговой линии в районе мыса на 13° при переходе западного фрагмента берега к восточному приводит к увеличению угла подхода волн к линии берега, и, следовательно, должен привести к возрастанию интенсивности переноса пляжеобразующего материала. Однако, это не так. Материалы по динамике пляжа на участке протяженностью 7 километров от устья р. Кудепста за последние 50 лет не согласуются с общепринятыми представлениями о связи интенсивности вдольберегового переноса с углом подхода волн. Вблизи мыса несколько меняется направление волноэнергетической равнодействующей, но оно не может полностью объяснить уменьшение интенсивности вдольберегового переноса в три раза.

Следующий, третий факт из пятидесятилетнего опыта берегозащиты рассматриваемого участка протяженностью 6,0 км является, пожалуй, самым загадочным, не нашедшем убедительного обоснования до настоящего времени и заключается он в специфическом «поведении» пляжеобразующего материала, отсыпаемого в межбунные отсеки на размываемое основание. На участках берега со скальным дном объем материала, отсыпанного в межбунные отсеки, уменьшается за счет его уплотнения, выноса мелких фракций, если их в исходном материале более 30% и истирания. А на участках берега с размываемым песчаным дном галечный материал во время штормов уходит из межбунных отсеков [2].

Регулярными длительными наблюдениями за динамикой пляжа и балансовыми расчетами установлено, что чем больший объем пляжеобразующего материала отсыпался на участок ограниченного протяжения, тем больше были безвозвратные потери этого материала. Предполагалось, что материал, уносимый во время штормов от мест отсыпок, будет перемещаться в первую очередь на прилегающие участки в соседние отсеки, но оказалось, что этого не происходит. Большая часть материала терялась, а прирост пляжевой полосы фиксировался на значительном протяжении от места отвала и его объем был небольшим по сравнению с объемом потерь. Попытки обнаружить исчезнувший с пляжа галечный материал под песком за линией голов бун ожидаемых результатов не дали. Только за период с 1965 по 1979 гг., когда велись детальные наблюдения за динамикой пляжа и примыкающей полосы подводного склона, а также составом отсыпаемого материала, пляжевых и донных отложений

на рассматриваемый участок было отсыпано 336 тыс. м³ пляжеобразующего материала. При этом объем пляжа увеличился всего на 55 тыс. м³, прирост мелкой гальки в отложениях подводного склона составил 0,9 тыс. м³, а потери, которые определили как «уход на низовой участок» составили 236 тыс. м³ (70 %) [2].

Наблюдения за динамикой пляжа показали, что стабильность пляжевой полосы обеспечивается при отсыпке на участок пляжеобразующего материала в объеме не менее 32 тыс. тыс. м³ в год. В течение 1971÷1979 гг. объем отсыпок составлял, в среднем, 23 тыс. м³ в год и пляж ежегодно уменьшался на 5,5 тыс. м³. Из этого следует, что общие потери пляжеобразующего материала (отсыпки и размыв пляжа) составляли 28 тыс. м³ в год, что практически совпадает с оценкой величины вдольберегового потока наносов, определенной по начальному размыву пляжевой полосы при отсутствии пляжеудерживающих сооружений.

Большие потери пляжеобразующего материала из мест отсыпок могут быть обусловлены более интенсивным обменом наносами во время штормов между пляжем и подводным склоном по сравнению с пляжами на скальном (неразмываемом) основании [2]. Непосредственными наблюдениями показано, что часть пляжеобразующего материала, в основном, гравий и мелкая галька уходят на подводный склон от мест отсыпок и остаются там длительное время, формируя смешанный слой отложений. А поскольку этот слой подвижен и составляет часть общего вдольберегового потока, то перемещение мелкой гальки происходит не только по пляжевой полосе, но по подводному склону. Об интенсивном перемещении материала из пляжевой полосы на подводный склон в местах отсыпок пляжеобразующего материала свидетельствует и то, что отметки поверхности подводного склона здесь всегда оказываются выше, чем на участке, где отсыпки не производились.

Труднее объяснить причину и сам механизм процесса, в котором галечный материал, уходящий от мест отсыпок и перемещающийся вдоль берега, не попадает в ближайшие соседние межбунные отсеки, а уходит дальше вдоль берега и только потом возвращается на пляж.

Следует отметить, что с самого начала и до настоящего времени ширина пляжевой полосы на северном фланге существенно изменяется по длине участка от 10 до 40 м. Обусловлено это, в основном, размерами и техническим состоянием пляжеудерживающих сооружений. Вместе с тем просматривается отчетливо выраженная закономерность. Пляж на южном конце участка, как правило, всегда оставался шире, чем на северном и центральном, и, при прочих равных условиях, подвергается меньшему размыву.

Четвертой особенностью пляжа в пределах всего рассматриваемого участка является изменение состава его надводной части вдоль берега. На северном фрагменте берега с пляжеудерживающими сооружениями пляж, в основном, галечный. На выступе береговой линии, где на протяжении 1,2 км нет пляжеудерживающих сооружений, пляж чисто песчаный (рис. 2), постепенно переходящий в гравийный, а перед второй системой пляжеудерживающих сооружений, расположенный севернее р. Мзымта он становится чисто галечный, при этом ширина его возрастает до 50 м. Следует подчеркнуть, что такая картина изменения состава надводного пляжа здесь сохраняется неизменной на протяжении последних 40 лет. На поверхности песчаной надводной части пляжа обычно находится небольшое количество крупной плоской гальки. Между тем, подводная часть пляжа сложена галечным материалом, а его подошва – крупной галькой и валунами.

Такое же распределение состава наносов вдоль берега имеет место и в пределах южной системы пляжеудерживающих сооружений, расположенной севернее р. Мзымта. В верхней по ходу потока наносов части этой системы пляж чисто галечный, который далее сразу переходит в песчаный, потом гравийный и снова в галечный. А вблизи устья Мзымты он становится преимущественно песчаным.

Таким образом, галька, проходя вдоль протяженного (более 400 м) участка пляжа, опускается на его подводную часть, а, также вероятно, и на подводный склон, а затем вновь поднимается на поверхность, формируя надводную часть пляжа. Следует отметить, что такое чередование крупности материала надводной части пляжа на рассматриваемом участке сохраняется длительное время.

Из всего изложенного следует, что на берегах сложенных легкоразмываемыми грунтами гравийно-галечный материал перемещается не только по пляжу, но и в составе материала подводного склона за пределами пляжевой полосы.



Рис. 2. Песчаный пляж на выступе береговой линии

Литература

1. Ромашин В.В., Шульгин Я.С. Эффективность пляжеобразования и устойчивость бун на размываемом основании в районе железнодорожной станции Адлер. Труды ЦНИИСа, вып.86. «Укрепление морских берегов». Изд-во «Транспорт», 1972, с.42-60.
2. Петров В.А., Шугар А.К., Ярославцев Н.А. Изменение механического состава отложений искусственного галечного пляжа. Сб. научных трудов ЦНИИСа «Натурные и экспериментальные исследования в области морской берегозащиты». М., ЦНИИС, 1984, с.22-38.

LITHODYNAMIC PROCESSES OF KUDEPSTA AND MZYMTA COASTAL INTERFLUVE

Petrov V., Yaroslavytsev N.

*Branch of the Open Joint Stock Company Research Institute of Transport Construction Research Center "Sea Coast", Sochi,
demmi8@mail.ru*

Long-term record of restoration and stability maintenance of the pebbly beach filled in the Kudepsta-Mzymta interfluve movable bed area made by easily erodible sand and gravel deposits indicates the significant difference of coastal processes occurring here as compared to rock-grounded beaches.

АНАЛИЗ ДИНАМИКИ ЛЕДОВИТОСТИ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В СВЯЗИ С ДИНАМИКОЙ ИХ БЕРЕГОВ

Пижанкова Е.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет; erijankova@mail.ru

Многими исследователями отмечается взаимосвязь изменения скорости отступления берегов с продолжительностью безледного периода. Однако, несмотря на то, что наблюдения за ледовыми явлениями в морях Российской Арктики начались во второй половине 90-х годов и имеют неравномерный характер, косвенно судить об изменении величины безледного периода можно, анализируя ледовитость моря, наблюдения за которой были начаты в 30-х – 40-х годах XX века. Такие данные имеются в архиве ААНИИ.

Были вычислены средние значения ледовитости морей и их частей за все годы наблюдений, а также за период с начала наблюдений до 1999 г. и с 2000 по 2011 г.

Результаты обработки данных показывают, что динамика ледовитости носит различный характер не только для различных морей, но и для их частей.

Для юго-западной части Карского моря при общей цикличности с периодом около 10 лет характерно нарастание ледовитости с максимумом в середине 60-х годов. Перепад значений ледовитости от года к году не превышает 50-60%.

Для северо-восточной части Карского моря максимум 60-х годов имеет небольшой спад в конце 70-х и середине 80-х, оставаясь в целом с 60 по 90-е годы выше среднего. Перепад значений ледовитости достигает 55-85 %.

Ледовитость моря Лаптевых не имеет выраженного максимума конца 60-х годов, колеблясь с амплитудой, не превышающей 60% около среднего значения.

Западная часть Восточно-Сибирского моря имеет выраженные экстремумы с периодом около 20 лет и ярко выраженным минимумом начала 90-х годов. Общий перепад значений ледовитости за соседние годы не превышает 50%.

Для Чукотского моря характерны выраженные максимумы начала 40-х, середины 50-х и начала 80-х годов, минимум 60-х. Общий перепад значений ледовитости, как правило, не превышает 50%.

Для анализа динамики ледовитости были выбраны данные за август – период наилучший для сравнения, поскольку в более ранние сроки (июнь – июль) части морей вообще не имеют открытой

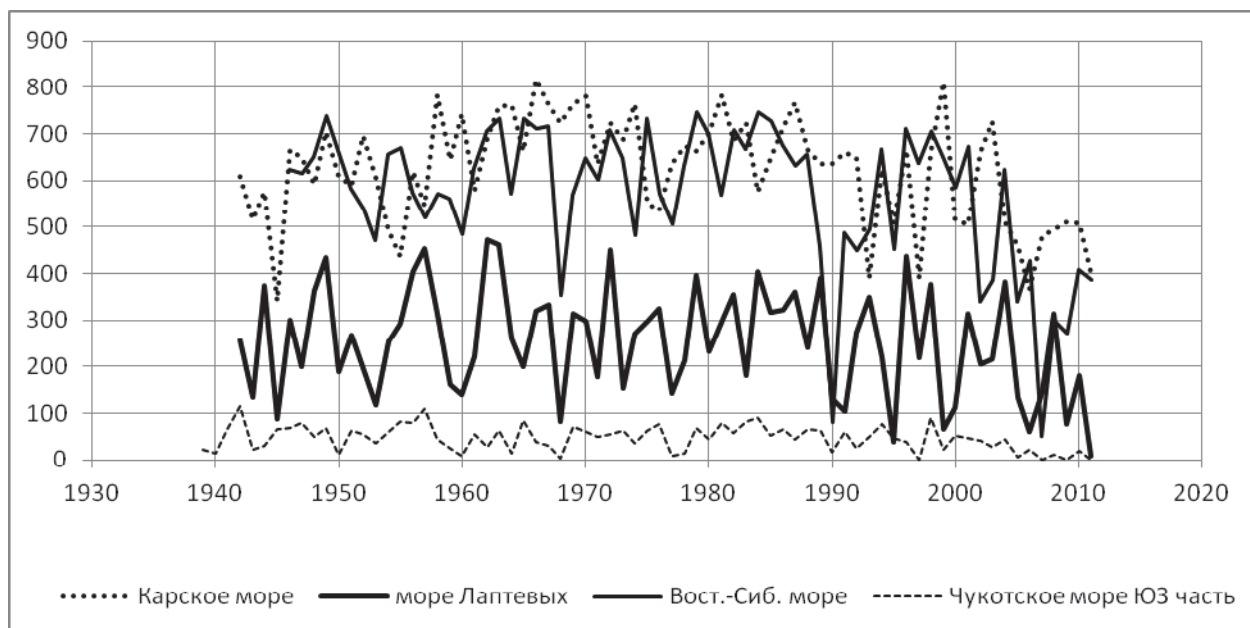


Рис. 1. Изменение ледовитости морей Российской Арктики во времени

воды (ледовитость = 100%), а в более поздние (сентябрь) могут быть полностью свободны ото льда (ледовитость = 0%), что в многолетнем плане затрудняет сравнение для различных морей.

При всех различиях поведения ледовитости в различных морях и их частях общим для всех без исключения морей является устойчивое и достаточно резкое падение ледовитости за последнее десятилетие наблюдений (2000-2011 гг.) Оно достигает значений в 2-4 раза ниже среднего значения, характерного для периода до 1999 г.

Таблица 1. Сравнение средних значений ледовитости периода до 1999 г. и 2000-2011 гг. (для августа)

Море		Ледовитость тыс. км ²		Ледовитость %	
		за период наблюдений		за период наблюдений	
		до 1999 г.	2000-2011 гг.	до 1999 г.	2000-2011 гг.
Карское	Юго-Зап. часть	73,90	18,08	22,14	5,5
	Северо-вост. часть	318,49	201,42	65,14	40,67
	Все море	390,68	217,75	48,07	26,42
Лаптевых	Зап. часть	152,12	116,67	61,18	46,92
	Вост. часть	117,82	61,08	41,05	21,25
	Все море	269,29	178,67	50,24	33,33
Восточно-Сибирское	Зап. часть	253,9	142,5	69,95	39,42
	вост. часть	352,74	256,92	86,67	63,08
	Все море	606,94	399,08	78,69	51,83
Чукотское	Юго-Зап. часть	51,08	22,33	29,02	12,75
	Все море	117,08	60,58	31,56	16,08
Все моря		1384	856,08	52,14	31,92

Анализ разновременных дистанционных данных (АФС и КС Landsat 7 ETM+) для Ойогосского яра (южное побережье пролива Дм. Лаптева) показал, что скорости отступления берегов, сложенных высокольдистыми отложениями ледового и аласного комплексов, определенные для периода 1999–2009 гг., в 2–3 раза превышают скорости, определенные для 50-летнего промежутка времени (1951–1999 гг.), когда они составляли в среднем 2,5 м/год (рис. 2).

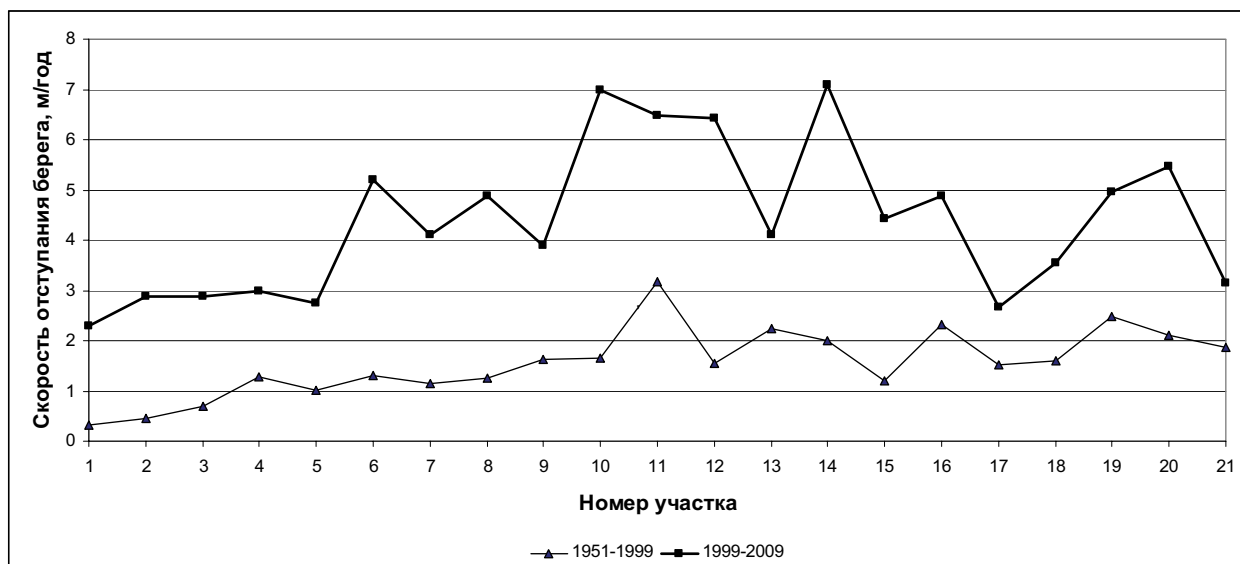


Рис. 2. Изменение скорости отступления берегов Ойогосского Яра

THE ANALYSIS OF RUSSIAN ARCTIC SEAS ICE COVER DYNAMICS IN CONNECTION WITH THE DYNAMICS OF THEIR BANKS

Pizhankova E.I.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology; epizankova@mail.ru

Long-term data series of Arctic sea ice cover were analyzed. The last decade in all seas were characterized by a sharp drop in ice cover. It is accompanied by an increase in the velocity of coastal retreat captured in multi-temporal remote sensing materials.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИДОННЫХ ВОД ПОВЫШЕННОЙ СОЛЕНОСТИ В ОБЛАСТИ ЗАПРИПАЙНЫХ ПОЛЫНЕЙ

Подrezова Н.А.¹, Царев В.А.²

¹Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), г.Санкт-Петербург, nadinapod@mail.ru

²Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), г.Санкт-Петербург, tsarev@rshu.ru

В морях Арктического бассейна под влиянием ветра систематически возникают обширные области чистой воды между припаем и плавучим ледяным покровом [1–4], называемые заприпайными полыньями. Их ширина может достигать более ста километров, а протяженность – сотни километров. В зимний период в заприпайных полыньях из-за интенсивного ледообразования формируется значительный приток соли. На мелководных участках некоторых морей с относительно однородным вертикальным распределением плотности это приводит к формированию придонной воды повышенной солености. Попадая на наклонное дно, придонная вода под влиянием силы тяжести может перемещаться вдоль наклонного дна на значительное расстояние и опускаться на глубину, большую глубины ее образования. В результате формируются специфические глубинные или придонные водные массы. Характеристики рассматриваемого процесса определяются особенностью рельефа морского дна и условиями образования плотной воды. Указанный процесс рассматривается на примере мелководной части моря Бофорта, расположенной к западу от пролива в залив Амундсена (рис. 1). Его специфической особенностью в выбранной области является присутствие расположенной на небольших глубинах и достаточно близко к береговой черте протяженной (более 100 км) и относительно узкой (около 10 км) полыньи.

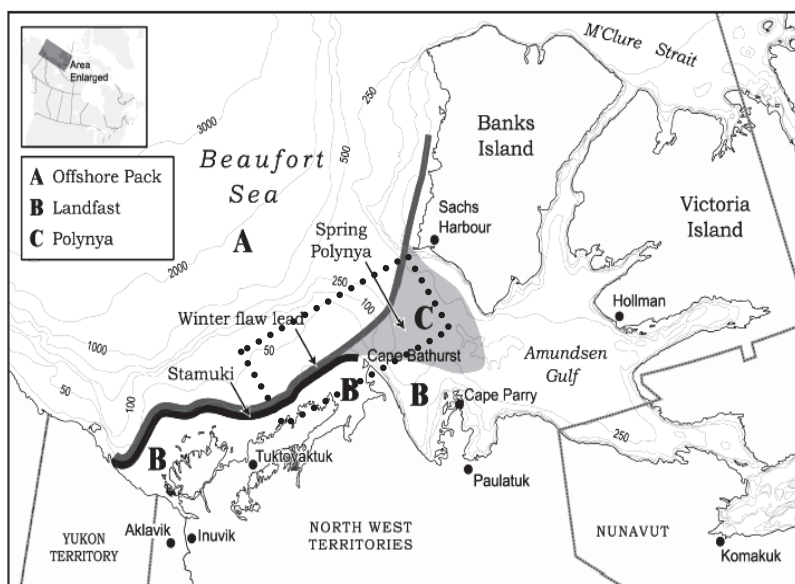


Рис.1. Расположение расчетной области (точки)

К моменту проявления конвективных процессов вертикальная плотностная стратификация в области полыньи становится однородной. Кроме этого, на условия движения придонной воды влияет то, что основной характер распределения глубины, характеризующийся ее плавным увеличением с расстоянием от берега, прерывается вдающимися в берег глубоководным проливом в залив Амундсена. Исследование указанного процесса проводится с помощью математической модели, представляющей собой упрощенный вариант модели Блумберга [1].

По результатам расчетов под влиянием притока соли на начальном этапе под полыньей формируется область повышенной солености, в горизонтальной плоскости близко соответствующая форме полыньи. Из-за однородного распределения по вертикали интенсивности притока соли формирующееся вертикальное распределение солености сохраняется однородным. Повышение солености вызывает формирование отрицательного возмущения уровня над линзой, что вызывает образование поверхностных течений имеющих циклонический характер и направленных по контуру полыньи. С глубиной из-за роста влияния бароклинной составляющей горизонтального градиента давления происходит изменение направления течений на противоположное. В результате придонные течения имеют антициклонический характер.

Под влиянием придонного трения у дна формируется экмановский поток, направленный в сторону от центра линзы. Из-за неоднородности вертикального распределения скорости течения формируется направленный к поверхности поток количества движения, который формирует в приповерхностном слое направленный к центру линзы экмановский поток. Из-за такой структуры экмановских потоков в области линзы возникают нисходящие течения, а на периферии отмечается образование восходящих потоков. Под влиянием придонных экмановских потоков отмечается растекание плотностной линзы у дна. Наиболее интенсивное растекание происходит в направлении наклона дна. У морской поверхности к центру линзы поступает вода с меньшей соленостью. В результате в области линзы образуется неоднородность в вертикальном распределении солености (рис. 2).

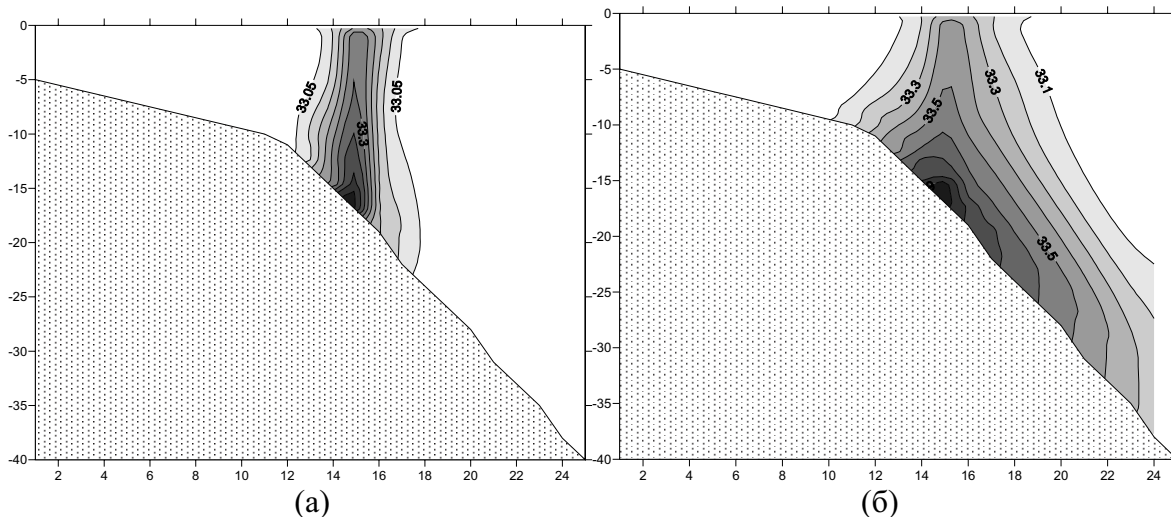


Рис. 2. Рассчитанная на 8 (а) и 40 (б) сутки соленость на поперечном сечении

Из-за наклона дна в формирующемся распределении поля солености образуется соответствующий наклон изохалин, что приводит к формированию направленного вдоль наклона дна градиента солености, в результате чего под влиянием ускорения Кориолиса возникает движение линзы соленой воды вдоль изобат. В результате, придонная вода выходит за область полыньи и движется преимущественно вдоль изобат. При достижении у правого края расчетной области участка с резким увеличением глубины, соответствующего положению пролива в залив Амундсена происходит отклонение направления движения резко вправо, в результате чего вода начинает перемещаться внутрь залива (рис. 3).

Результаты моделирования позволяют предположить, что в течение зимнего периода на мелководье моря Бофорта в придонном слое образуется значительный объем вод повышенной солености, часть которой переносится в залив Амундсена.

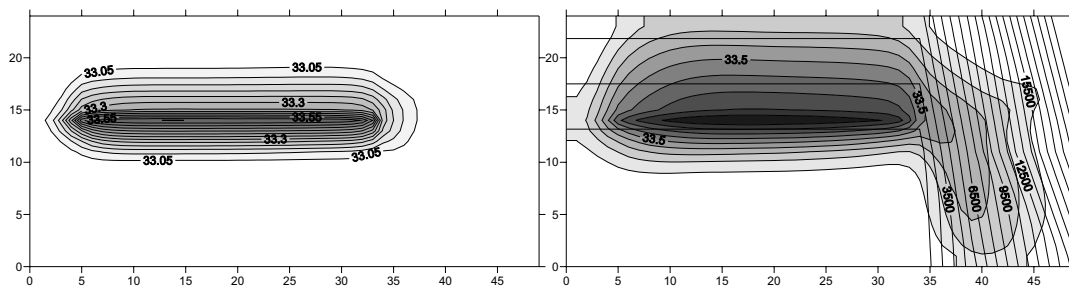


Рис. 3. Придонная соленость воды (‰), рассчитанная на 16 (а) и 40-е (б) сутки
(На правом рисунке показано распределение изобат)

Литература

1. Blumberg A., Melor G. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three dimensional-coastal ocean models, edited by N.Heaps, 1987, American Geophysical Union, 208 p.

FEATURES OF THE FORMATION OF BOTTOM WATER OF HIGH SALINITY IN THE FLAW POLYNYAS

Podrezova N.A.¹ Tsarev V.A.²

¹ Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg, podrezova@rshu.ru

² Russian State Hydrometeorological University (RSHU), St. Petersburg, tsarev@rshu.ru

Salt water formation below the flaw polynya is investigated by numerical simulation. The study is conducted on the example of the shallow area of the Beaufort Sea in the vicinity of the Strait in the Amundsen Gulf. The three-dimensional non-stationary hydrostatic model is used. Modelling has demonstrated the stages of salt water formation, its evolution and movement as a result of bottom topography influence.

ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРИТАМАНСКОЙ ЗОНЕ АЗОВСКОГО МОРЯ

Попков В.И., Попков И.В.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, geoskubsu@mail.ru

Территория Керченско-Таманской грязевулканической области отличается высокой неотектонической активностью, обусловленной коллизионными процессами в Кавказской складчато-орогенной области. Проявляется это в повышенной сейсмичности региона, периодическом извержения грязевых вулканов как на суше, так и на акватории Азова. В последнем случае образуются острова диаметром в сотни метров и высотой в первые метры, сложенные продуктами выбросов [1]. Время их существования не продолжительное: активная волновая эрозия уничтожает их в течение первых месяцев.

Грязевые вулканы приурочены к криптодиapiровым складкам в кайнозойских отложениях, группирующихся в протяженные узкие субпараллельные антиклинальные цепи, разделенные более широкими плоскими синклиналями. Антиклинали расположены во фронтальных частях надвигов, образовавшихся в обстановке тангенциального сжатия и генетически с ними взаимосвязаны [2]. На суше они имеют обычно прямое отражение в рельефе дневной поверхности в виде топографических поднятий [3].

Летом 2011 г. в районе м. Каменный произошло событие уникальное по своей природе и интенсивности. Здесь в течение одного – двух месяцев образовалась новая суша протяженностью около



Рис. 1. Вид поднятия со стороны м. Каменный на восток

435 м и шириной до 50 м (рис. 1). Высота берегового уступа составила около 3 м [4]. По рассказам некоторых рыбаков морское дно обнажилось буквально за одну ночь.

Некоторыми специалистами высказывалось мнение, что новообразованная суша появилась благодаря извержению грязевого вулкана. Мнение это ошибочно. Проведенные наблюдения однозначно указывают на то, что воздымание морского дна Азовского моря обусловлено ростом антиклинальной складки и имеет тектоническую природу. Подтверждается это следующими фактами. Поднятие сложено коренными породами, а не продуктами извержения грязевого вулкана. Породы подверглись значительным деформациям и залегают под углом до 80° , что четко фиксируется по мергелистым прослоям как непосредственно на поверхности поднятия, где они образуют грядки, так и в абразионном уступе. В плане они маркируют крыло складки, сводовая часть которой уходит под старый береговой уступ (см. рис. 1). Складка рассечена диагональными разрывами сдвиговой природы с амплитудой горизонтального смещения 0,8–1,0 м.

Образование складки и ее активный рост, как и других антиклиналей Таманского полуострова, связано с импульсивным проявлением сил бокового сжатия, приведших к формированию современного структурного облика региона. Разрядка возникающих тектонических напряжений обычно сопровождается сейсмическими толчками и извержениями грязевых вулканов [2, 5]. Не исключено, что сейсмические события имели место и здесь при образовании рассматриваемой морфоструктуры. Указанием на это может служить катастрофически быстрое воздымание морского дна: с учетом высоты абразионного уступа, глубины морского дна и мощности смытого слоя донных неконсолидированных осадков амплитуда поднятия составляет не менее 5 м.

Рост антиклинали, уходящей под береговой обрыв, вызвал образование оползневого цирка размером около 800 м с поражением гравитационными дислокациями всего склона. Размеры отдельных оползневых тел достигают многих десятков метров. Оползневые тела разорваны многочисленными зияющими трещинами шириной до 50–60 см. Проходящая по склону грунтовая дорога местами сброшена по разрывам на несколько метров, испытывает значительные боковые перекосы и стала не проезжей на отдельных участках. Возможно, что столь значительное поражение склона имеет сейсмогравитационную природу.

Выполненные на подводном продолжении поднятия геофизические исследования убедительно подтверждают складчатую природу дислокаций [4]. На сейсмических разрезах также отчетливо фиксируются аномалии, связанные с миграцией глубинных флюидов. Очаг флюидизации субизометричной формы с радиально расходящимися тектоническими нарушениями расположен на северо-восточном крыле антиклинали и находится на линии между двумя выявленными грязевыми вулканами м. Каменный (морского и сухопутного).



Рис. 2. Сейсмогравитационные процессы на склоне

Флюидизация разреза подтверждается высокими значениями эманации из недр радона, замеренными на поднятии (до 60 000 Бк/м³ в почвенном воздухе при санитарно допустимой концентрации в воздухе помещения до 200 Бк/м³). 05 августа 2011 г. был произведен отбор проб морской воды вдоль линии поднятия. Отмечается превышение концентрации ртути в 1,5 раза относительно ПДК [4].

Новообразованная суша продолжает существовать и в настоящее время. Она подвергается активной волновой эрозии, в результате чего ее ширина к настоящему времени сокращена более чем наполовину. На поверхности поднятия появилась растительность, породы подвергаются выветриванию, в результате чего детали геологической структуры складки читаются с большим трудом. Также «дряхлеют» и оползневые дислокации на склоне: поверхности отрывов и зияющие трещины уже не выглядят свежими, покрываются осыпями и растительностью. Это говорит о том, что рост поднятия в настоящее время приостановился.

Приведенные выше сведения проливают свет на механизм дислокационного процесса в земной коре, свидетельствуя о его импульсивном характере [6], заключающемся в чередовании продолжительных тектонически спокойных пауз и кратковременных импульсов активизации движений, обусловленных разрядкой накопившихся напряжений. Они также показывают, насколько аномально высокими могут быть скорости тектонических движений в областях развития грязевого вулканизма.

Данный объект может представлять интерес в плане поисков скоплений нефти и газа. Значительная амплитуда поднятия и сопровождающие его склоновые разрушения указывают также на необходимость углубленных инженерно-геологических исследований в этом регионе в связи с активной его застройкой и организацией здесь зон отдыха.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ и администрации Краснодарского края, грант 13-05-96507 р_юг_а.

Литература

1. Шнюков Е.Ф., Митин Л.И., Цемко В.П. Катастрофы в Черном море. Киев: Манускрипт, 1994. 210 с.
2. Попков В.И. Тектоническая позиция Керченско-Таманских грязевых вулканов // Материалы Всерос. конф. «Дегазация Земли; геодинамика, флюиды, нефть, газ и их парагенезы». М.: ГЕОС, 2008. С. 400–401.
3. Трихунков Я.И., Попков В.И. Морфотектоника Северо-Западного Кавказа // Геология, география и глобальная энергия. 2007. № 4 (27). С. 37–43.

4. Попков В.И., Глазырин Е.А., Фоменко В.А., Попков И.В. Катастрофическое тектоническое событие в Керченско-Таманской грязевулканической области // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 45–51.
5. Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Грязевой вулканизм, сейсмичность и нефтегазоносность // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 6. С. 27–32.
6. Попков В.И. Об импульсивности платформенного структурообразования // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2004. № 3(9). С. 167–173.

DANGEROUS GEOLOGICAL AND TECTONIC PROCESSES IN THE TAMAN AREA OF AZOV

Popkov V.I., Popkov I.V.

Kuban State University, Krasnodar, 350040, geoskubsu@mail.ru

There's given a description of unique in its nature tectonic event on Taman peninsula. As a result of short-time relaxation of tangential stresses has come a fast growth of buried high that followed to rising of considerable area of Azov Sea's coastal part with neogenic land's formation.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Прокопов О.И.

Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, prokorovoleg@ya.ru

Помесячный интервал осреднения, обычно используемый [1, 3, 7] при анализе многолетней выборки аномалий температуры воздуха (АТВ), приводил к оценкам их характеристик пониженной точности. Снижение достоверности оценок в первую очередь объясняется тем, что данный интервал позволяет отследить только плавное изменение интенсивности солнечного прогрева. В то же время, влияние непредсказуемых вариаций температуры воздуха из-за вторжения в район наблюдения воздушных потоков меняющейся температуры [4 – 7] остается вне возможности уверенного выделения. Уточнить представления о характеристиках многолетней последовательности АТВ позволяет снижение интервала осреднения до декады.

Отражение реальных характеристик АТВ имеет важное прикладное значение. Во-первых, учет свойств многолетней цикличности необходим при проведении инженерно-гидрометеорологических изысканий [7]. Во-вторых – при оценке режима сезонной и многолетней изменчивости гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических процессов в Черном море [1, 7]. В-третьих – для повышения точности прогноза изменения температуры за пределами сроков выполненных наблюдений [3]. В-четвертых – для уточнения границ и термического режима сезонов термических атмосферных условий (ТАУ).

Доминирующее влияние на свойства АТВ цикличности интенсивности солнечного прогрева атмосферы в пределах календарного года предполагает существование его границах двух полупериодов АТВ: холодного и теплого, которые вводятся как полуциклы. Динамика их хронологических и термических характеристик определялась степенью совмещения эпизодов вторжения воздушных потоков с плавно меняющейся интенсивностью солнечного излучения [4–6]. Циклы объединяли полуциклы с неизменной последовательностью компонент «холодный – теплый».

Выделялось два типа характеристик АТВ: хронологические и термические. Для полуциклов (циклов) первые оценивались по стартовым датам и длительности (стартовым датам и длительности, со-

отношению основных компонент). Вторые – по знаку, экстремальной и средней температуры, разбросу ее значений (для полуциклов), средней температуре и амплитуде ее годового хода (для циклов). Оценки отрицательных и положительных полуциклов вводились надстрочными индексами «-» и «+», для циклов в целом надстрочные индексы опускались (см. табл).

Полуциклы в пределах цикла либо контактировали непосредственно, либо разделялись промежуточной зоной. Промежуточная зона включала аномалии температуры воздуха существенно меньшей, чем было зафиксировано для полуциклов, амплитудой хода температуры. Полуциклы непосредственного контакта составляли 74% от общего объема, между остальными полуциклами размещались 42 промежуточные зоны. Для полуциклов (промежуточных зон) длительность варьировалась от 13 до 22 (от 2 до 7) декад, амплитуда годового хода (разброс значений T_D) – от -10,03 до 9,45 (от -4,84 до 3,46) °C.

Рационализации оценок многолетних рядов АТВ отвечали этапы следующей программы обработки: во-первых, формирование многолетних хронологических рядов температуры воздуха и, на их основе, образование временной последовательности подекадных температур. Во-вторых, выделение хронологической выборки циклов и полуциклов. В-третьих, разработка комплекса их характеристик и формирование многолетних рядов значений параметров. В-четвертых, статистическая оценка этих рядов (таблица). Задаче оптимизации статистической обработки отвечал минимальный набор [2] статистических оценок вариаций параметров: средние ($\langle X \rangle$), минимальные ($X_{\min}$) и максимальные ($X_{\max}$) значения, величина стандартного отклонения (SD) (таблица).

Таблица 1. Статистические оценки характеристик аномалий температуры воздуха по результатам многолетних наблюдений. Обозначения: L, $\langle T \rangle$ и H – длительность, средняя температура и H – амплитуда годового хода циклов аномалий; надстрочные знаки «-» и «+» отражают свойства соответствующих; H^- и H^+ – экстремальные значения температуры в холодном и теплом полуциклах формирования

аномалии		параметры, размерность	статистические оценки массивов			
тип	знак		$X_{\min}$	$X_{\max}$	$\langle X \rangle$	SD
1	2	3	4	5	6	7
циклы	*	L, декады	30	40	34,6	2,11
		$\langle T \rangle$, °C	-10,03	9,45	0,25	6,85
		H, °C	18,27	32,9	25,87	3,19
		L / L^+	0,78	1,62	1,09	0,18
полуциклы	«-»	L, декады	14	22	17,9	1,88
		$\langle T^- \rangle$, °C	-10,03	-4,39	-6,47	1,10
		H^- , °C	-19,44	-6,29	-13,35	2,74
	«+»	L^+ , декады	13	20	16,6	1,58
		$\langle T^+ \rangle$, °C	6,16	9,54	7,57	0,64
		H^+ , °C	9,76	16,6	12,52	1,46

Для 26% от общего объема циклов протяженность холодных полуциклов была меньше соответствующего показателя для теплых аномалий: значения отношения протяженности холодных и теплых полуциклов L^-/L^+ в среднем составили 0,87 при изменении величины этого отношения от 0,78 до 0,95. Аналогичный показатель для $L^-/L^+ = 1$ составил 11%. Для 63% оправдывалось неравенство $L^-/L^+ > 1$ при разбросе значений этого соотношения от 1,05 до 1,62, при среднем отношении L^-/L^+ равном 1,20.

Учет влияния на свойства циклов АТВ эпизодов вторжения в район наблюдений воздушных потоков меняющейся температуры позволил уточнить на календарной шкале года сроки их начала, выявить разброс (от 21.09 до 11.12) их стартовых дат и, как следствие, вариации длительности циклов от 33 до 40 декад. Наиболее вероятное время начала холодных (теплых) полуциклов – 21.10 (11.05). Количество холодных (теплых) полуциклов за пределами нормы составляет 20(18)% для опережающих наблюдений и 52(42%) – для запаздывающих. В границах холодного полуцикла 1953/54 гг. зафиксированы экстремально низкие (-10.03°C) для периода наблюдений с 1935 по 2013 гг. значения

АТВ, сместившиеся за пределы нижней (-9.23°C) границы прогнозируемого интервала изменчивости аномально холодных АТВ.

Использование подекадного осреднения значений температуры воздуха дало возможность повысить точность определения границ циклов и оценок их термических свойств. Впервые были выявлены два типа границ между основными компонентами циклов: нулевая, при непосредственном контакте полуциклов, и протяженная, включающая до семи декад АТВ. Сопоставление массивов АТВ и сезонов ТАУ показало, что зимний или летний сезоны размещаются в границах куполов холодного или теплого компонент циклов. Весенний (осенний) сезонные периоды – на стыке холодного и теплого (теплого и холодного) полуциклов. Нулевой тип границ между компонентами циклов отражал плавную смену термических свойств воздушных потоков весной и осенью, конечной протяженности – как результат включения в границы сезонов штилевых пауз, обеспечивающих смену направления и, как следствие, вариации температуры воздушных потоков.

Литература

1. Блатов А.С. и др. *Изменчивость гидрофизических полей Черного моря*. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
2. Вентцель А.Д. *Курс теории случайных процессов*. М.: Наука, 1996. 593 с.
3. Карпова И.П., Сустанов Ю.В., Николаев Д.К. *Использование приемов экстраполяции временных рядов в методах сверхдолгосрочного прогнозирования // Методы расчета и прогноза гидрометеорологических процессов в промысловых районах*. Л.: ЛГМИ. вып. 112. 1985. С. 22–35.
4. Прокопов О.И. *Межгодовая изменчивость термических атмосферных условий в северо-восточной части Черного моря (1935–2007 гг.) // Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45. № 5. С. 652–663.
5. Прокопов О.И. *Многолетняя изменчивость термических атмосферных условий в северо-восточной части Черного моря в границах фактических весенних и осенних сезонов. // Метеорология и гидрология*. 2009. № 10. С. 54–68.
6. Прокопов О.И. *Методы повышения достоверности оценки термических атмосферных условий сезонов по данным многолетних наблюдений (на примере северо-восточной части Черного моря) // Метеорология и гидрология*. 2010. № 11. С. 57–69.
7. *Справочник по климату Черного моря*. М.: Гидрометеиздат, 1974. 401 с.

LONG-TERM VARIABILITY OF AIR TEMPERATURE ANOMALIES THE NORTH-EAST OF THE BLACK SEA

Prokopov O.I.

Southern branch of Federal state budgetary establishment of a science of Institute of oceanology P.P.Shirshov RAS

Investigated the characteristics of long-term series of air temperature anomalies. Shown that up decadal averaging interval initial data structure of the annual cycle anomalies includes cold and warm half-cycles, as well as intermediate intervals between them. Revealed that the distribution of cycles on a calendar year, provided the time scale of the onset of the winter season, cold and warm thermal semicycles reflect conditions in the winter and summer, and the intermediate intervals - spring and autumn.

ОПТИМИЗАЦИЯ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СЕЗОНОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ МНОГОЛЕТНИХ (1945–2013 ГГ.) НАБЛЮДЕНИЙ

Прокопов О.И.

Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширинова Российской академии наук; prokopovoleg@ya.ru

Сезонная изменчивость температуры поверхности моря (ТПМ) вводится как фон при анализе физических, химических и биологических процессов в прибрежных водах [1–3]. Формирование ТПМ в пределах годового цикла определяется относительно плавным изменением интенсивности прогрева вод солнечным излучением и эпизодами вторжения в район наблюдений воздушных потоков различной температуры и длительности. В рамках используемой до настоящего времени исходной (календарной) модели [1, 2], гидрологические сезоны рассматривались как трехмесячные периоды, начинающиеся 1 января, 1 апреля, 1 июля и 1 октября, а их термические свойства оценивались по средней температуре поверхности моря за февраль, май, август и ноябрь [1, 2]. Ценность полученных оценок снижалась вследствие ограниченности объема характеристик, недостаточной полноты оценки характеристик сезонов, использования жестких границ календарных сезонов для оценки влияния на ТПМ воздушных потоков, динамика которых заведомо не согласуется с датами григорианского календаря [4–6].

Очевидно, что для повышения точности определения ТПМ необходимо уменьшение интервалов осреднения значений температуры, по крайней мере, до декады и совмещение границ зимнего и летнего гидрологических сезонов с трехмесячными периодами минимальных и максимальных средних температур поверхности моря. Объем данных определялся выборкой подекадных значений T_D температуры поверхности, зафиксированной с 1945 по 2013 гг. на северо-востоке Черного моря [4–6].

Схеме оптимизации процесса обработки данных отвечала следующая последовательность этапов. На первом из них формировалась выборка значений T_D . На втором – определялись хронологические границы базовых, зимних (W_n) и летних (S_m), гидрологических сезонов. На третьем – рассчитывалась длительность и положение на календарной шкале года переходных сезонов, гидрологической весны (S_p) и осени (A_t), как временных интервалов между границами базовых сезонов.

Основной признак базовых сезонов – повышенная концентрация элементов с экстремальными, для данного годового цикла, значениями температуры. В их границах значения средней скорости изменения температуры для зимы (лета) может меняться от -0.53 до 0.38 (-0.42 до 0.66) $^{\circ}\text{C}/\text{декаду}$, включая участки как понижения, так и повышения ТПМ [4, 5]. Основной признак переходных сезонов – практически монотонное изменение температуры одного знака. Для весны (осени) средняя скорость роста (снижения) ТПМ меняется от 0.94 до 2.24 (от -1.72 до -0.82) $^{\circ}\text{C}/\text{декаду}$. Наиболее вероятная скорость изменения ТПМ в пределах зимних сезонов размещалась в пределах -0.08 – 0.06 $^{\circ}\text{C}/\text{декаду}$. Аналогичные показатели для весны, лета и осени составили: 1.13 - 1.63 ; -0.07 - 0.13 ; -1.38 - -1.18 $^{\circ}\text{C}/\text{декаду}$. Из-за вариаций сроков начала зимних и летних сезонов количества декад весной (осенью) менялось от 5 до 11 (от 7 до 12) [6].

Количество фактических зимних (летних), весенних (осенних) сезонов, опережающих календарные сроки, составляло 42 (79) % их общего количества. Объем сезонов, запаздывающих относительно календарных дат, составлял для зимы и весны 24%, для лета и осени – 5% (рис. 1). Сроки наступления фактических гидрологических сезонов совпадают с началом их календарных аналогов для зимних и весенних гидрологических сезонов не чаще 34% от общего объема сезонов. Для летних и осенних – не более 16%. Для весеннего (осеннего) сезона пониженная длительность, т.е. протяженность меньше 9 декад составляет 52 (5)% общего объема. Превышающая календарные стандарты – 14 (61)%

В таблице приводится хронология фиксирования экстремальных оценок некоторых характеристик гидрологических сезонов. Многоточие предполагает несколько годовых циклов, в границах которых были зафиксированы предельные значения оценок. Ее содержание позволяет выявить экстремальные, по тем или иным свойствам, сезоны и исследовать условия, при которых могут достигаться экстремальные характеристики.

Таблица. Экстремальные, по результатам многолетних наблюдений

модификации	сезоны	экстремумы	значения параметров время наблюдений		
			стартовые даты	dL, декады	T, °C
1	2	3	4	5	6
базовые	Wn	min	01.12 1961/62	–	5.75 1953/54
		max	21.01 1996/97...	–	9.90 1954/55
	Sm	min	01.06 1998	–	21.70 1987
		max	21.07 1994	–	26.30 2007
переход.	Sp	min	01.03 1995	5 1938	10.07 1987
		max	21.04 1997	12 1995	18.65 2005
	At	min	01.09 1998	4 1994	11.45 1965
		max	21.10 1994	13 1993	18.60 1998

Учет нерегулярности времени вторжения относительно холодных и теплых воздушных потоков рассматривается как основной резерв повышения достоверности оценки характеристик гидрологических сезонов. Время вторжения воздушных потоков с экстремальными термическими свойствами определяло границы трехмесячных базовых гидрологических сезонов, а так же границы и длительность их переходных модификаций. В рамках альтернативного подхода гидрологические сезоны приобретали непривычную для устоявшихся представлений динамику: сроки их начала менялись в пределах пяти декад, а длительность переходных сезонов – от двух до трех месяцев. Вариации сроков начала фактических гидрологических сезонов приводили к необходимости корректировки вклада солнечного излучения в прогрев поверхностных вод для одних и тех же сезонов в разные годы.

Скорректированные данные о времени начала и длительности гидрологических сезонов, скорости изменения и интервале изменчивости ТПМ в первую очередь представляют интерес для гидробиологов и гидрофизиков. Временные рамки и оценка суровости зимних условий – для исследователей механизма формирования холодных промежуточных вод в Черном море и т.д. Результаты данной работы могут также служить базой для исследования взаимосвязи между ТПМ, зафиксированной в прибрежной зоне, и суммарным воздействием внешних факторов за некоторое время перед наблюдениями.

Литература

1. Блатов А.С. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря// Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
2. Прокопов О.И. К вопросу о выделении сезонов в годовом гидрологическом цикле деятельного слоя Черного моря// Океанология. 1993. Т. 33. № 4. С. 527 - 531.
3. Прокопов О.И. К вопросу о влиянии океанографических факторов на разбавление сточных вод в прибрежной зоне моря //Водные ресурсы. 1998. Т. 25. № 4. С. 467 – 475.
4. Прокопов О.И. Многолетняя изменчивость термических свойств поверхностных вод прибрежной зоны Черного моря в зимний период (северо-восточная часть бассейна, 1938 – 2008 гг.)// Наука Кубани. 2009. № 4. С. 67 – 73.
5. Прокопов О.И. Динамика многолетней изменчивости зимней и летней температуры прибрежных вод в северо-восточной части Черного моря// Вестник Южного научного центра РАН. 2011. Т. 7. № 2. С. 35 – 44.
6. Прокопов О.И. Многолетняя изменчивость температуры поверхности прибрежной зоны северо-восточной части Черного моря весной и осенью// Метеорология и гидрология, № 7, 2011, с. 59 – 71.

OPTIMIZATION OF METHODS TO ESTIMATION THE HYDROLOGICAL SEASONS IN THE COASTAL ZONE OF THE BLACK SEA

Prokopov O.I.

Southern branch of Federal state budgetary establishment of a science of Institute of oceanology P.P.Shirshov RAS

It is proved weak the information the traditional scheme of allocation of borders and an estimation of thermal properties of hydrological seasons. Restrictions of the traditional scheme act in film at use of alternative model. A model basis – the account of an irregularity of time of receipt in area of supervision concerning cold and warm air streams. Within the limits of the alternative approach hydrological seasons get unusual dynamics for existing representations: terms of their beginning change within five decades, and duration of the spring and autumn seasonal periods – from two about three months.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ (1935-2013 гг.)

Прокопов О.И.

Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, prokopovoleg@ya.ru

Помесячный интервал осреднения, обычно используемый [1–3] при анализе многолетней выборки аномалий температуры поверхности моря (АТПМ), приводит к снижению достоверности оценок аномалий. Уменьшение интервала осреднения температуры поверхности моря (ТПМ) до декады позволяет рассчитывать на повышение точности определения характеристик АТПМ. Мощным резервом для уточнения многолетней структуры аномалий служит также учет вариаций сроков начала зимних и летних гидрологических сезонов определяющих величину аномалий и продолжительность времени сохранения знака в их границах.

Массивы значений ТПМ по длительности (1945–2013 гг.), дискретности (одна декада) и неразрывности наблюдений отвечают задачам анализа и наиболее полного учета особенностей экстраполяции цикличности, свойственных внутренней структуре многолетнего временного ряда [1, 3]. Исходные данные представляли хронологическую последовательность срочных (4 раза в сутки) наблюдений ТПМ на северо-востоке Черного моря [4–7]. Обработка данных наблюдений включала следующие этапы: формирование выборки подекадных температур T_D ; определение средней многолетней ТПМ ($T^* = 15.43^\circ\text{C}$); выделение границ циклов и полуциклов, как последовательности их отрицательных и положительных компонент; разработку комплекса характеристик компонент цикла и цикла в целом; статистическую оценку многолетних рядов этих показателей (см. табл.).

Задаче оптимизации статистической обработки отвечал минимальный [4–7] набор статистических оценок вариаций параметров: средние ($\langle X \rangle$), минимальные ($X_{\min}$) и максимальные ($X_{\max}$) значения параметров, величина стандартного отклонения (SD) (см. табл.). Знак аномалий определялся разностью $H = T_D - T^*$. В соответствии с цикличностью прогрева поверхности моря солнечным излучением, циклы включали холодные ($H < 0$) и теплые ($H > 0$) полуциклы, длительность которых определялась временем сохранения знака разности. Первые всегда размещались на стыке календарных лет и вводились, как и циклы в целом, косой чертой, разделяющей две последние цифры соответствующих календарных периодов: «37/38» (1937/38 гг.). Для идентификации теплых использовалось стандартное обозначение года: «2012» (2012 г.). Ниже обозначения типа «37/38» и «2012» вводились как хронологические индексы.

Прикладное значение реальных характеристик АТПМ определялось, во-первых, необходимостью учета свойств многолетней цикличности аномалий ТПМ для проведения инженерно-гидрометеорологических изысканий [2]. Во-вторых – их важностью для оценки режима сезонной и многолетней изменчивости физических, химических и биологических процессов в прибрежной зоне Черного моря

[4–7]. В-третьих – как основа для решения задачи прогнозирования термических условий в прибрежной зоне [1–3]. В-четвертых – как метод уточнения границ и термического режима гидрологических сезонов. К хронологическим оценкам полуциклов (циклов) относились стартовые даты и длительность. К термическим – знак («–» или «+»), экстремальная и средняя температура (для полуциклов) и (для циклов) – средняя температура и амплитуда ее годового хода (см. табл).

Таблица. Статистические оценки характеристик аномалий температуры воздуха по результатам многолетних наблюдений. Обозначения: m и Σ – количество элементов в выборке и сумма их значений; L , $\langle T \rangle$ и H – длительность, средняя температура и амплитуда годового хода циклов аномалий; H^- и H^+ – экстремальные значения температуры в холодном и теплом полуциклах; $\langle H \rangle$ – средняя многолетняя амплитуда хода температуры

аномалии		параметры, размерность	статистические оценки массивов					
тип	знак		m	Σ	$X_{\min}$	$X_{\max}$	$\langle X \rangle$	SD
1	2	3	4	5	6	7	8	9
многолетние		T_D , °C	2263	34960	2.70	29.16	15.43	6.40
		$\langle H \rangle$, °C	2263	55.54	–12.73	13.73	0.024	6.40
циклы	выборки *	L , декады	63	2269	33	41	36	1.68
		H , °C	63	1240	16.1	23.40	19.70	1.39
		L^- / L^+	63	70.88	0.79	1.54	1.12	0.19
полуциклы	холодный	L^- , декады	63	1192	15	23	18.90	1.68
		$\langle T \rangle$, °C	63	–340.70	–7.59	–4.12	–5.41	0.65
		H^- , °C	63	–576.50	–12.73	–6.43	–9.15	1.23
	теплый	L^+ , декады	63	1075	13	21	17.1	1.73
		$\langle T \rangle$, °C	63	381.29	4.71	7.80	6.05	0.73
		H^+ , °C	63	665.35	7.97	13.79	10.56	1.18

Массив значений T_D рассматривался как фон для выделения АТПМ. Его наиболее существенные показатели: средняя многолетняя температура и разброс значений ТПМ. Различия в значениях показателя Σ для первых двух строчек таблицы составляют почти три порядка – следствие различий в знакопеременности элементов. При совпадении объема элементов T_D и $\langle H \rangle$ первая выборка включала элементы одного знака, вторая – смежные аномалии разного знака. Минимальные (максимальные) значения T_D фиксировались в пределах 1950 (2010) гг., в первых декадах февраля (августа). Пониженные ($T_D < \langle X \rangle$) значения подекадной температуры включали 52,6% общего объема наблюдений, повышенные ($T_D > \langle X \rangle$) – 47,3%. Аналоги этих показателей для $\langle H \rangle$ составили: первая декада февраля 1950 г. (1/02/50) и третья декада июля 2010 г. (3/07/10); 52,7 и 47,5%. Экстремальные значения параметров T_D и $\langle H \rangle$ формируются практически синхронно.

Возможности анализа статистических оценок массивов термических и временных характеристик циклов АТПМ (см. табл.) целесообразно расширить за счет хронологических координат их экстремальных значений. В границах многолетней последовательности циклов 1983/84 и 1998/99 гг. были отмечены как время фиксирования минимальных и максимальных значений L . Циклы с индексами 1949/50 и 1998/99 включали минимальные и максимальные значения L^- , 2010 и 1978 гг. – экстремумы для показателя L^+ , 2013 и 1951/52 гг. – соответствующие экстремальные значения для соотношения L^- / L^+ .

Ожидаемая в рамках календарного подхода длительность замкнутого цикла аномалий в 36 декад подтверждается только для 11% объема реальных циклов АТПМ при существенном, не прогнозируемом календарным подходом, разбросе длительности циклов от 33 до 41 декады. Основная причина вариаций параметра L – динамика смещения на календарной шкале года сроков начала зимних гидрологических сезонов [4-7]. Заниженная длительность циклов АТПМ ($L < 36$ декад) отмечена для 46% их общего объема, завышенная ($L > 36$ декад) – для 23% объема. Стартовые даты циклов и холодных полуциклов с вероятностью в 57,2% начинаются в период от 21.10 до 10.11. Их наиболее

ранние сроки начала – 21.09, наиболее поздние – 01.12. Аналогичные показатели для теплых полуциклов – 68.3% объема в пределах календарных дат от 01.05 до 20.05, 21.04 – наиболее ранние стартовые даты, 01.06 – наиболее поздние.

Литература

1. *Аверкиев А.С., Карпова И.П.* Ритмика долгопериодных изменений отдельных природных процессов // Сб. научн. Тр. РГГМУ. СПб., 2000. С. 63–72.
2. *Блатов А.С. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
3. *Карпова И.П., Шатилина Т.А.* Долгопериодная изменчивость температуры воды и воздуха у юго-западного побережья Сахалина // Изв. ТНИРЦ, Владивосток, 2000. Т. 127, С. 50–60.
4. *Прокопов О.И.* Многолетняя изменчивость термических свойств поверхностных вод прибрежной зоны Черного моря в зимний период (северо-восточная часть бассейна, 1938–2008 гг.) // Наука Кубани. 2009. № 4. С. 67–73.
5. *Прокопов О.И.* Динамика многолетней изменчивости зимней и летней температуры прибрежных вод в северо-восточной части Черного моря // Вестник Южного научного центра РАН. 2011. Т. 7, № 2. С. 35–44.
6. *Прокопов О.И., Дивинская Е.В.* Разработка и опыт применения нестандартных методов определения характеристик гидрологических сезонов (северо-восточная часть Черного моря, 1938 – 2008 гг.) // Комплексные исследования Черного моря // М.: Научный мир, 2011. С. 95–106.
7. *Прокопов О.И.* Распределение сроков начала и длительности замкнутых гидрологических циклов в прибрежных водах по данным многолетних наблюдений // Тез. Доклада на XIII Международной научно-технической конференции «Современные методы и средства океанологических исследований». М.: ООО «АПР», 2013. Т. 1. С. 190–193.

STATISTICAL EVALUATION OF SURFACE TEMPERATURE ANOMALIES IN THE COASTAL ZONE OF THE BLACK SEA (1935-2013)

Prokopov O.I.

Southern branch of Federal state budgetary establishment of a science of Institute of oceanology P.P. Shirshov RAS

Investigated the characteristics of long-term series of sea surface temperature anomalies. Shown that up decadal averaging interval initial data structure of the annual cycle anomalies includes cold and warm half-cycles, as well as intermediate intervals between them. Revealed that the distribution of cycles on a calendar year, provided the time scale of the onset of the winter season, cold and warm thermal semicycles reflect conditions in the winter and summer, and the intermediate intervals - spring and autumn.

СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА БЕРЕГОВ МИКРОКОНТИНЕНТОВ (О. МАДАГАСКАР)

Репкина Т.Ю.

Географический ф-т МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: t-repkina@yandex.ru

Строение и динамика берегов о. Мадагаскар изучены на четырех ключевых участках по топографическим картам масштаба 1:200000 (состояние местности на 1981 г.) и космическим снимкам (КС) Landsat ETM+съемки 2000-2001 гг. (разрешение 15 м), детали строения берегов уточнены по КС QuickBird (разрешение 0.7-2.9 м, состояние местности на 2013 г.), содержащимся в интернет-ресурсе Google Earth. При дешифрировании КС учитывалось фаза приливно-отливных колебаний (расчетные данные программы WXTide32).

В условиях малоамплитудных современных тектонических движений, свойственных микроконтинентам, морфоструктурный план контролирует распределение генетических типов берегов и наиболее общие черты их развития. В строении и динамике берегов ключевых участков отчетливо прослеживается влияние литологии коренных пород, образующих неровности береговой линии. Значимая перестройка берегов, в том числе достигших стадии зрелости, связана с экстремальными гидродинамическими событиями, вызванными глубокими циклонами. Гумидный климат определяет существенное в балансе наносов и динамике береговой зоны поступление аллювиального материала.

Участок Туамасина (Таматава) расположен на восточном побережье о. Мадагаскар. Первичное прямолинейное расчленение его берегов определено приуроченностью к зоне региональных линеаментов ССВ простираения. С зонами пересечения ССВ линеаментов ССЗ нарушениями связана современная сейсмичность. С морфоструктурной точки зрения участок принадлежит единому блоку, в голоцене относительно стабильному или крайне замедленно поднимавшемуся. П.А. Каплин с соавторами (1991) относит восточный берег Мадагаскара к берегам, не обнаруживающим заметных признаков поднятия или опускания.

Берега, развивающиеся в условиях избыточного поступления наносов и незначительно изменяющегося уровня моря, достигли стадии зрелости. На участке преобладают аккумулятивные лагунные берега. В тылу рифов и коралловых островов формируются аккумулятивные мысы. Судя по значимым - 600-2300 м за 20 лет смещениям дисталей кос-баров, отчленяющих устья рек, продольный поток наносов устойчив. На севере восточного побережья о. Мадагаскар он направлен с СЗ на ЮВ согласно преобладающему направлению ветров. Наличие поперечного переноса материала с подводного берегового склона к берегу диагностируется преобладанием баров и кос-баров. В 1981-2001 гг. берега участка активно перестраивались. Аккумулятивные формы смещались на ЮВ под действием преобладающего потока наносов. Такая динамика была свойственна району и на предшествующих этапах голоцена. Направления смещения аккумулятивных форм периодически менялось на противоположное, что связано с изменением ветрового режима и объемов поступления аллювиального материала в плейстоценовые и засушливые эпохи.

Участок Мурундава расположен на западном побережье о. Мадагаскар, в центральной части крупного вогнутого сегмента береговой линии. В генеральных чертах простираение береговой линии повторяет очертания синклинория, к осевой части которого приурочен берег. Коренные породы представлены меловыми и кайнозойскими карбонатными и терригенно-карбонатными морскими отложениями. На прибрежной равнине развит чехол четвертичных аллювиальных, аллювиально-морских и морских осадков. В морфоструктурном плане участок принадлежит относительно погруженному сегменту и разделен на блоки линеаментами, ориентированными вкрест простираения синклинория. Речная сеть, наследует положение нарушений, и имеет рисунок близкий к радиальному. Это обеспечивает избыточное поступление аллювия в береговую зону. П.А. Каплин с соавторами (1991) полагают, что скорость погружения района не превышает 1 мм/год.

Современная динамика берега определяется сочетанием ветро-волновой нагрузки, высоких приливов и режима поступления аллювия. В 1981-2000 гг. преобладала тенденция к выравниванию берега за счет срезания дельт выдвигания и перераспределения наносов в пространства между ними и к

дисталам кос-баров. Значительный размыв берега в районе г. Мурундава связывают с перехватом аллювия плотиной на р. Мурундава.

Участок Форт-Дофен расположен на востоке южного побережья о. Мадагаскар, в поле развития древних пород кристаллического фундамента, разбитых на блоки нарушениями преимущественно СЗ простирания. Береговая линия изрезана, наследует распределение относительно приподнятых и погруженных блоков. Поднятые блоки сложены коренными породами, иногда прикрытыми чехлом рыхлых отложений, образуют мысы с абразионными или абразионно-аккумулятивными (абразионными бухтовыми) берегами, окаймленными бенчами. К относительно погруженным блокам приурочены глубоко врезанные заливы. В бухте Форт Дофин на высотах до 10-13 м дешифрируются формы, похожие по облику на перевенные береговые валы. Изучение разрезов позволило обнаружить признаки подтопления этой поверхности морскими водами 2200, 1700 и 1400 кал. л.н., что, возможно, свидетельствует о более высоком положении уровня моря в эти периоды (Virah-Sawmy, Willis and Gillson, 2009). Строение прибрежного рельефа свидетельствует о достаточно активных вертикальных движениях, определивших на ранних этапах развития отчетливый блоковый характер рельефа. Однако, выдержанность высот молодых террас не позволяет говорить об активной динамике берегов в голоцене. Согласно (Берега, 1991), участок не обнаруживает заметных признаков поднятия или опускания.

Берега участка, в основном, стабильны, что связано, как с литологией пород, слагающих береговые уступы, так и с расчлененностью берега, ослабляющей волновое воздействие. Изменения зафиксированы лишь на берегах аккумулятивного типа в наиболее открытых заливах. Чаще всего отмечалось выдвижение дисталей кос, некоторые аккумулятивные формы вышли из-под уровня прилива. В широких заливах выделены участки выдвижения и отступления берега. Однако их величина может быть оценена лишь приблизительно в связи с недостаточным качеством исходной топографической карты. Потоки наносов локальны, индивидуальны в каждой из бухт.

Участок о. Нусе-Бе расположен на северо-западном берегу о. Мадагаскар, на южной оконечности вулканического острова Нусе-Бе в защищенном от воздействия волнения заливе с высокими (до 4 м) приливами. Берега острова сложены кислыми вулканитами голоценового возраста и чрезвычайно изрезаны. Расчленение берега определяется, в первую очередь, литологическим фактором – положением лавовых потоков, кальдер вулканов (м. Кратер) и других элементов вулканического рельефа. С морфоструктурной точки зрения остров принадлежит относительно приподнятому блоку приморской низменности и району незначительных (менее 1 мм в год) поднятия берега (Берега, 1991). Распределение типов берегов подчинено морфоструктурному плану и первичному расчленению береговой линии. В многолетнем плане берега стабильны.

В результате анализа строения побережья и динамики берегов ключевых участков о. Мадагаскар за период 1981-2000(2001) гг. установлено следующее:

Распределение типов берегов контролируется морфоструктурным планом района и литологией коренных пород, определяющими расчленение береговой линии, а также различиями современных гидродинамических условий.

Интенсивность современных и голоценовых тектонических движений крайне не велика, однако особенности тектонического режима участков оказывают влияние на динамику берегов. На западном побережье о. Мадагаскар (участок Мурундава) выявлены признаки незначительного современного погружения берега. Восточное побережье (участки Тумасина и Форт Дофен) стабильно или испытывает незначительное поднятие. Выявлены признаки существенно большей активности восходящих движений на ранних этапах голоцена и в плейстоцене. Такие движения были заметно более интенсивны на юго-восточной оконечности острова (участок Форт Дофен). На северо-западе района (участок о. Нуси Бе) берега стабильны или испытывают незначительное поднятие.

Западные и восточные берега о. Мадагаскар достигли стадии зрелости. Их переформирование на современных этапах связано с штормами редкой повторяемости и ритмичкой твердого стока рек, в том числе обусловленной антропогенным воздействием. Тенденция развития берега – дальнейшее выравнивание береговой линии и смещение дисталей аккумулятивных форм по направлению преобладающих потоков наносов. Юго-восточные берега о. Мадагаскар, в строении которых наиболее отчетливо влияние блоковых морфоструктур древнего кристаллического фундамента, далеки от стадии зрелости. Их развитие замедлено обусловленной морфоструктурным планом и литологией пород расчлененностью береговой линии, определившей неравномерность и относительно малую интенсивность

волнового воздействия. Берега голоценового вулканического о. Нуси Бе крайне незначительно переработаны морем и находятся в стадии юности. Развитие берегов контролируется литологией и первичным расчленением и на современном этапе индивидуально для каждого морфоструктурного блока.

Работы поддерживались проектом РФФИ 13-05-00589.

Литература

1. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
2. Мадагаскар. М. Прогресс, 1990. 294 с.
3. Virah-Sawmy M., Willis K. and Gillson L. Threshold response of Madagascar's littoral forest to sea-level rise // Global Ecology and Biogeography. 2009. 18. pp. 98-110.

MODERN DYNAMICS OF COAST OF MICROCONTINENTS (ISLAND OF MADAGASCAR)

Repkina, T.Yu.

Moscow State University, Faculty of Geography; e-mail: t-repkina@yandex.ru

The latest structural plan defines most common features of a structure and dynamics of coast. The structure and dynamics of coast are influenced by a lithology of breeds. It creates the rough coastline. Considerable destructions or increase of the coast are connected with the extraordinary hydrodynamic events caused by deep cyclones. The climate of Gumidny defines important in balance of deposits of the receipt of river deposits.

НЕВОЛНОВЫЕ ФАКТОРЫ ДИНАМИКИ ФИАРДОВО-ШХЕРНЫХ БЕРЕГОВ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ. СЕЗОННЫЕ АСПЕКТЫ

Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Ефимова Л.Е., Косевич Н.И.

Географический ф-т МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: t-repkina@yandex.ru, snatti@yandex.ru, ef_river@mail.ru, nkosevich@googlegmail.com

По данным стационарных наблюдений (2009-14 гг.) в районе ББС МГУ (южный берег Кандалакшского залива) дана количественная оценка вклада неволновых факторов в перемещение наносов и изменение морфологии внутренних берегов заливов и проливов фиардово-шхерных побережий, получены данные о сезонной изменчивости этих процессов.

Наблюдения проводятся на трех площадках длиной по 50-80 м, расположенных в разных геоморфологических и гидродинамических условиях (Репкина, Шевченко, Косевич, 2012). Количественные наблюдения за ледовым разносом крупных обломков и остаточными деформациями пляжа начаты в 2009 г., а за биогенной трансформацией рельефа БЗ - в 2013 г. Исследования включают также изучение разрезов отложений, измерение мощности активного слоя, скоростей течений над осушкой и подводным береговым склоном (ПБС) в приливно-отливном цикле (лето, осень, зима). Полученные данные позволили оценить объемы и состав наносов, перемещаемых различными агентами, выделить основные сезонные ритмы динамики БЗ.

Ветровое волнение в районе ослаблено. Средняя месячная высота волн в кутовой части Кандалакшского залива в 1977-2006 гг. составляла 0.15-0.19 м, максимальная - 0.2-1.0 м (ЕСИМО). Штормовые месяцы – октябрь-ноябрь, однако штормы часты и летом – в июне и августе. Интенсивность перемещения наносов в волно-приливном поле закономерно изменяется по поперечному профилю берега. В нижней трети осушки (ширина 4-5 м), в тени валунного пояса, мощность отложений с при-

знаками волновой переработки - более 50-60 см. Здесь происходит частичная аккумуляция песков. Мощность активного слоя летом - 10-12 см, в осенние шторма - до 15 см. Сезонные и межгодовые деформации имеют переменный знак и не превышают 5 см. Выше, в наиболее широкой (15-18 м) части осушки, мощность наносов менее 30 см, а активного слоя летом - 2-7 см, осенью - до 15 см. Часты эрозионные окна. Наносы подстилает галечно-валунный, щебнисто-глыбовый или суглинистый перелювий. Преобладают обстановки перемыва и транзита (остаточные деформации до 5 см). На пляжах (ширина 1-5 м), мощность чехла наносов - 2-80 см, активного слоя летом и осенью - 2-12 и до 15-25 см соответственно. Положение пляжей и их мощность изменяются год от года не значительно. Межгодовые остаточные деформации имеют переменный знак, и составляют в среднем 3 см при максимуме 6-10 см. Лишь в волновой тени крупных валунов отмечен рост пляжа. Таким образом, за волнение, а точнее, совместное действие волн и приливов, перемещает летом 0.5-2.5 тыс. м³ наносов (пелиты-галька) на 1 км погонный БЛ, в осенние шторма объемы волнового переноса возрастают в 2-3 раза. В наиболее сильные штормы волны способны перерабатывать чехол наносов на глубину до 40 см.

Высота приливов и скорости течений в районе изменчивы. У пирса ББС МГУ колебания уровня моря в июле-октябре 2008-2014 гг. составили 2.0-2.3 м (<http://wsbs-msu.ru>. Климат). Наибольшие скорости приурочены к подводным порогам и «узостям», где они могут увеличиваться от 0,2–0,5 до 1–3 м/с. Однако в верхней части БЗ скорости течений малы. В июне 2014 г. суммарные скорости в ходе приливного цикла (небольшой шторм) составили над осушкой 0,01-0,09, а мористее валунного пояса - 0,03-0,13 м/с. Зимой, под припайным льдом, они были еще меньше: 0-0,07 и 0-0,1 м/с соответственно. Наибольшие (до 0,7 м/с) скорости течений измерены над осушкой в октябре 2013 г. (небольшой шторм). Таким образом, собственная роль приливно-отливных течений в транспорте наносов не велика. В тоже время они определяют условия функционирования других (волнового, ледового, биогенного) факторов, ослабляя или усиливая их воздействие.

Роль припайных сводится в районе исследования, в основном, к выносу и перераспределению в БЗ тонкодисперсного материала и крупных обломков. Потери наносов максимальны в средней и верхней частях осушки, где лед в отлив ложится на ее поверхность (Романенко и др., 2012). При этом в лед поступают преимущественно алевриты и тонко-мелкозернистые пески с различной долей пелитов, существенным количеством детрита и обрывков водорослей. В ходе разрушения припая весной и/или в глубокие оттепели из БЗ, в зависимости от ее ширины, одновременно может быть вынесено 50-700 м³ наносов с 1 км БЛ (от 100-150 до 2800 м³ за сезон). Часть припая, в основном в зоне пляжа, тает на месте, однако, большая его часть, закрывающая осушку, уходит из БЗ. Гравий и галька встречаются в ледовых кернах заметно реже, и объемы их переноса и выноса льдом пока не оценены.

В перемещении льдом крупных обломков - от мелких валунов до глыб (диаметр 0.2-3.0 м) выявлены следующие закономерности. Траектории движения валунов индивидуальны, но ориентированы, в основном, вниз по профилю БЗ и в направлении отливного течения. За 5 зим около 30% размеченных обломков не меняли своего положения, около 50% - смещались за сезон на 0.2-0.5 м, и лишь около 15% - на 1.5-30 м. Наиболее активны обломки массой 0.05-0.5 т (диаметр 0.2-0.8 м). Чуть менее подвижны глыбы массой 1-5 т (0.8-1.6 м). Обломки весом 0.5-1 т смещались редко, а крупные глыбы массой более 5 т оставались на месте. «Активность» обломков минимальна в зоне супралиторали и пляжа, где камни включены в лед неподвижного припая, и существенно возрастает на осушке. При этом в ее верхней части льдины подвижного припая, смещаясь во время приливов и отливов, могут волочить мелкие обломки, а у мористой границы валунного пояса – поворачивать глыбы. Вдоль контура берега активность смещения обломков возрастает, как и в куте Кандалакшского залива (Чувардинский, 1985), на участке с наибольшими скоростями приливных течений на подводном береговом склоне. Здесь же максимальна доля камней, вынесенных за пределы площадки. Устойчивая аккумуляция валунов приурочена к выпуклым перегибам мористого контура осушки, связанным, как правило, с выходами коренных пород, уступами. На мористый край выпуклого перегиба берега лед ежегодно приносит новые валуны, наращивая его. Суммарный объем принесенных за 2009-2014 гг. валунов составил 5, а вынесенных - 38 м³ на 1 км БЛ. При этом около 11 т камней было вынесено весной 2011/2012 гг., во время нагона, сопровождавшего разрушение припая. Лед приносит относительно небольшие (от 20 до 500 кг), а выносит более крупные (от 100 кг до 5 т) обломки. При небольших (4-15 м³ с 1 км БЛ в год) объемах перемещения валунов и глыб, их перераспределение оказывает заметное воздействие на динамику БЗ за счет изменения положения «ядер аккумуляции», в тени которых

формируются локальные аккумулятивные формы. Эти смещения происходят, в основном, весной, при разрушении припая, когда лед достигает максимальной толщины.

Заметное влияние на динамику БЗ оказывают растительные сообщества из родов *Fucus* (*Fucus vesiculosus*, *Fucus serratus*, *Fucus inflatus*) и *Ascophyllum nodosum*, которые образуют в нижней части осушки - на валунном поясе и валунных отмостках обширные и протяженные заросли. Фукоиды не только косвенно влияют на динамику БЗ, но и включены в литодинамические потоки. Живые водоросли, особенно покрывающие валунный пояс, играют роль природного волнолома. Вокруг фукусов отмечено обогащение припая тонкой органической и неорганической взвесью, ассимилированной растениями из воды (Романенко и др., 2012). В начале весны фукусы, как и крупные камни, способствуют разрушению льда - вокруг них возникают проталины, с температурой воды выше температуры таяния льда (Возжинская, 1986). Штормовые выбросы водорослей становятся частью береговых наносов, а иногда образуют сплошные покровы - «водорослевые маты», полностью перекрывающие верхнюю часть пляжа и защищающие ее от волнового воздействия. Выбросы формируются из водорослей, вмерзших зимой в припай и оторванных при перемещениях льда в приливы и отливы (Бек, Потапова, 1986, Возжинская, 1986). При разрушении льда водоросли выбрасываются штормами на берег, образуя валы, для размыва которых нужно более сильное волнение. Летом и в осенние штормы вал пополняется новыми выбросами, осенью может быть частично размыт. Поступление водорослей увеличивается в периоды бурного роста фукусов (весна, лето). За счет положительной плавучести фукусы приносят в верхнюю часть БЗ обломки (от гравия до мелких валунов), к которым они были прикреплены. Объемы поступления водорослевого мата составили весной 2013 и 2014 гг. - 2-20, а с июня по октябрь 2013 г. - 5-13 м³ на 1 км БЛ; обломков - 0,3-1 и 0,9-4 м³ на 1 км БЛ соответственно.

Значительные объемы наносов перерабатывают безвыборочные грунтоеды - многощетинковые черви (*Arenicola marina* (L.)), подробно изученные в районе ББС МГУ Н.М.Калякиной (1986). Черви распространены на осушке, где мощность песчаных наносов больше 10 см. В ходе пищевой деятельности (в прилив), они формируют воронки и конусы диаметром менее 10 см и глубиной первые сантиметры. За один пищевой цикл взрослая особь перерабатывает и перемещает 19 г грунта на 16 см. При этом происходят: биотурбация и увеличение пористости грунта, его дифференциация - обогащении норки относительно крупными обломками (до мелкой гальки), а воронок - тонкими наносами, изменение микрорельефа БЗ и увеличение шероховатости поверхности, перемещение наносов, связывание грунта выбросами жизнедеятельности. Черви активны весь год при температурах воды от -1.4° до 29°. Частота дефекаций снижается в 2.5 раза на каждые 10° понижения температуры. Численность особей связана с изменением температуры воды, становлением и разрушением ледового покрова и периодами размножения (летом). С учетом этого на 10 особей приходится в среднем 0.3 м³ переработанных наносов в год. На площадках наблюдения численность червей составляла от 2 до 68 особей на 1 м БЛ. Мощность биотурбированного слоя - 12-14 (до 19-20) см. Оценочные объемы переработки наносов - 0.5-1.5 тыс. м³ на 1 км погонный БЛ в год, что сопоставимо с деятельностью волнения. Зимой это один из ведущих литодинамических факторов.

Работы поддерживались проектом РФФИ 13-05-324.

NON-UNDULATORY FACTORS OF COASTAL DYNAMICS OF FIARDS-SCARRYS COASTS OF KANDALAKSHA BAY OF THE WHITE SEA. SEASONAL ASPECTS

Repkina T.Yu., Shevchenko N.V., Efimova L.E., Kosevich N.I.

Moscow State University, Faculty of Geography

e-mail: t-repkina@yandex.ru, snatti@yandex.ru, ef_river@mail.ru, nkosevich@googlegmail.com

Based on the monitoring data, it has been established that the volumes of ice and biogenic material transfer in the upper part of the coastal zone of southern coast of the Kandalaksha Bay are comparable with the volumes of undulatory sediment transport. The seasonal fluctuation of these processes is demonstrated.

АБРАЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА - ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ И ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ (РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОЕКТА CLIPLIVE)

Рябчук Д.В.¹, Спиридонов М.А.¹, Сергеев А.Ю.¹, Ковалева О.А.¹, Буданов Л.М.¹,
Филиппов Н.Б.², Томилина О.В.², Леонтьев И.О.³

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского, Санкт-Петербург,
Daria_Ryabchuk@vsegei.ru

²ГГУП «Минерал», Санкт-Петербург

³Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, igor.leontiev@gmail.com

С 2004 г. специалисты ФГУП «ВСЕГЕИ» и ГГУП «Минерал» ведут мониторинг опасных экзогенных геологических процессов в береговой зоне восточной части Финского залива. Ежегодные исследования включают как береговые маршруты с отбором проб осадков пляжей, нивелировками по сети опорных профилей, георадарным профилированием, так и комплексные геолого-геофизические работы в субаквальной части береговой зоны. С 2012 г. начата реализация международного проекта «Адаптация городской окружающей среды к негативным последствиям климатических изменений (CLIPLive)», выполняющегося в рамках российско-финляндской программы ENPI «Юго-Восточная Финляндия – Россия».

Среди задач проекта оценка и картирование геологических рисков морской береговой зоны Санкт-Петербурга для текущей климатической ситуации и с учетом возможных прогнозируемых изменений климата.

Для выполнения поставленных задач был собран и проанализирован имеющийся материал наблюдений и выполнен ретроспективный анализ материалов дистанционного зондирования (данных аэро- (1989, 1990) и космосъемки за последнее десятилетие), а также организованы полевые наблюдения. Впервые для исследуемого района было выполнено лазерное сканирование участка пляжа в пос. Комарово в повторном режиме (осенью 2012 г. после годового цикла относительной стабилизации абразионных процессов, и осенью 2013 г., непосредственно после серии сильных штормов, сопровождавшихся штормовым нагоном и приведшим к максимальным за период наблюдений размывам пляжей и авантюн восточной части Финского залива). Проведенные исследования позволили установить количественные параметры трансформации песчаного пляжа в результате штормового воздействия.

По данным многолетних наблюдений, в настоящее время на значительном протяжении берега Финского залива в пределах Курортного района размываются и отступают. Средняя скорость размыва берегов составляет около 0.5 м/год, составляет 0.8-1.0 м/год на ряде участков берега в пос. Ушково, Комарово, Репино, на м. Дубовской. Максимальные скорости размыва берега (до 1.8 м/год) установлены для участка берега к востоку от устья р. Приветная. Песчаные пляжи пос.Солнечное – г.Сестрорецка, в основном, стабильны. В береговой зоне Невской губе абразия берегов не столь интенсивна. Активный размыв (со скоростью около 1,5 м) затрагивает отдельные участки северного берега Невской губы, включая пляж им.300-летия Санкт-Петербурга.

На основе полученных данных с учетом геологического строения береговой зоны, рельефа и региональной тектоники выполнен расчет скоростей отступления/нарастания береговой линии и последующий прогноз развития данного процесса на период 50 и 100 лет.

Значительно более сложной была задача прогнозирования абразионных процессов на ближайшие 100 лет с учетом возможных изменений климата. Абразия берегов, безусловно, относится к категории «климатозависимых» процессов. Гидрометеорологические процессы контролируют экстремальные размывы берегов, наблюдающиеся при сочетании трех условий: подъем уровня воды, шторм западных – юго-западных румбов и отсутствие ледяного покрова вдоль берегов. На протяжении последнего десятилетия сочетание указанных факторов и спровоцированная ими активизация абразионных процессов наблюдались в осенне-зимние периоды 2006-2007, 2011-2012 и 2013-2014 гг. [1]. Прогнозированию изменений гидрологических и гидрометеорологических факторов в регионе Балтийского моря на протяжении последнего десятилетия уделяется пристальное внимание исследователей [2, 3]. Достоверному прогнозу в соответствии с принятыми сценариями поддаются длительность ледового

периода и скорость повышения среднего уровня моря. В то же время, не представляется возможным предсказать такие важнейшие с точки зрения интенсивности абразионных процессов факторы, как частота экстремальных штормов и нагонов. В основу создания прогнозной карты скоростей береговой абразии было положено выполненное И.О. Леонтьевым [4] моделирование скоростей отступления береговой линии при повторяемости экстремальных штормов один раз в 10 и один раз в 25 лет («оптимистичный» и «пессимистичный» сценарии).

Карты оценки степени риска береговой абразии строились с учетом наличия на прилегающих прибрежных территориях тех или иных объектов жилой, промышленной, рекреационной или транспортной инфраструктуры. Максимальный уровень риска (на ближайшие 50 лет) возникает в случае размещения на прибрежных территориях с высокой скоростью абразионных процессов объектов транспортной инфраструктуры, многоквартирной жилой застройки, производственных зон, открытых спортивных площадок и пляжей, исторических парков, а также кладбищ и зон размещения производственных и бытовых отходов.

Методами минимизации негативных последствий абразионных процессов для морской береговой зоны Санкт-Петербурга является внесение изменений в Генеральный план города, а также планируемая Комитетом по природопользованию, охране окружающей среды и обеспечению экологической безопасности Администрации города реализация комплексной программы берегозащиты.

Литература

1. Рябчук Д.В., Колесов А.М., Сергеев А.Ю., Спиридонов М.А., Жамойда В.А., Чубаренко Б.В. Абразионные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива и их связь с многолетними трендами режимообразующих факторов // *Геоморфология*, 2012. № 4. С. 99-105.
2. T.Soomere, K.Myrberg, M.Leppäranta, A. Nekrasov. *The progress in knowledge of physical oceanography of the Gulf of Finland: a review for 1997—2007* // *Oceanologia*, 2008, № 50. С. 287-362.
3. H.-J. Bolle, M. Menenti, I. Rasool (Eds.) *The BACC Author Team. Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin Serie: Regional Climate studies. 2008 Springer-Verlag Berlin Heidelberg*. 473 p.
4. И. О. Леонтьев, Д. В. Рябчук, А. Ю. Сергеев, О.А. Ковалева. Эволюция песчаных берегов восточной части Финского залива в 21 веке. В настоящем сборнике.

EROSION PROCESSES OF THE EASTERN GULF OF FINLAND COASTAL ZONE – TRENDS AND PROGNOSIS (RESULTS OF CLIPLIVE PROJECT)

Ryabchuk D.V.¹, Spiridonov M.A.¹, Sergeev A.Y.¹, Kovaleva O.A.¹, Budanov L.M.¹, Filippov N.B.², Tomilina O.V.², Leont'yev I.O.³

¹ P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, igor.leontiev@gmail.com

² "Mineral" Company, St.Petersburg

³ A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Daria_Ryabchuk@vsegei.ru

Study and prediction of coastal hazards is very important problem for the Eastern Gulf of Finland. To assess the integrated geological and environmental risks for the built areas (e.g. St.Petersburg city) the ENPI project ClipPLivE (Climate Proof Living Environment) (www.infoeco.ru/cliplive) started in 2012. Among the main tasks of the project are a compilation of map for current geological and environmental risks under climatic change and enhancement of adaptation strategies applicable for identified climate change risks related impacts in built areas.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БЕРЕГОВЫХ МОРФОСИСТЕМ КРЫМА И СЕВЕРОКАВКАЗСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

Санин А.Ю.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, eather86@mail.ru

Береговая зона и прилегающая территория представляет собой совокупность связанных друг с другом береговых морфосистем. Системный подход в изучении побережий Крыма и Кавказа в последнее время становится достаточно актуальным в связи с ростом антропогенного воздействия - ведь он позволяет проследить пространственные границы такого воздействия.

Береговая морфосистема (БМС) - «такой участок береговой зоны, который образует единое морфолитодинамическое целое с прилегающей к нему частью приморья (или побережья) и взморья, с которыми он в ходе современного рельефообразования обменивается потоками вещества и энергии» (Игнатов, 2004, с.27-28).

Особенно актуальным видится применение системного подхода для прибрежных районов с интенсивной хозяйственной деятельностью, к которым относится меньшая часть Крымских берегов и Северокавказский российский берег Черного моря от Анапы до абхазской границы. Даже до принятия решения о проведении здесь Олимпиады последний характеризовался интенсивной застройкой и активным рекреационным и транспортным природопользованием, в меньшей степени – промышленным, природоохранным и сельскохозяйственным.

Показано (Патийчук, 2011, Орлова, 2010, Санин, 2014), что системный подход позволяет оценить пространственные границы влияния тех или иных типов природопользования. Так, строительство каналов в Северо-западном Крыму оказывает заметное влияние на многие береговые морфосистемы Западного Крыма, но практически не влияет на Южный берег и Керченский полуостров. Берегоукрепление бунами на Южном берегу Крыма оказывает заметное влияние на смежные участки берега, но лишь до границы морфосистемы, в пределах которой оно имело место - а их протяженность, как правило, 10-15 километров, реже больше или меньше. В соседней морфосистеме влияние бун ощущается заметно слабее.

Различия в макрорельефе обуславливают наличие заметных различий между береговыми морфосистемами Крыма и Кавказского побережья. Как известно, в Крыму горы занимают только сравнительно узкую полосу на юге, и большая часть полуострова представляет собой равнину. Как следствие, в Крыму преобладают так называемые равнинные береговые морфосистемы, для которых характерна плохая выраженность границ и большие в сравнении с БМС горных берегов площади. Эмпирически (Игнатов, 2004, Баринов, 2009 и др.) установлено, что в береговые морфосистемы включаются водотоки 4-го и более низких порядков, а их границы береговых морфосистем на суше определяют по границам водоразделов водотоков. Именно такой подход позволяет проследить динамику объемов поступления твердого стока в системе - важнейшего компонента в балансе наносов в ее береговой зоне.

Как известно (Симонов, 1972 и др.), в среднем площади водосборных бассейнов рек равнинных территорий заметно больше, чем у горных, при прочих равных условиях, в частности, при одинаковом порядке рек, что и определяет существенную разницу в площади береговых морфосистем.

Второе важное отличие - наличие на Кавказском побережье большого количества рек порядков выше 4-го. В Крыму к таковым относятся лишь несколько рек, расположенные преимущественно на западе полуострова: Кача, Альма, Черная, Бельбек, а также впадающий в Азовское море Салгир. Следовательно, лишь внутренние районы полуострова в центре и на севере не относятся к береговым морфосистемам. На кавказском побережье БМС представляют собой достаточно узкую полосу прибрежной суши (Баринов, 2009), и «зажаты» между бассейнами рек высоких порядков, функционирующих по своим законам. Их бассейны, за исключением приустьевой части, в малой степени испытывают влияние моря.

Различия можно найти и в антропогенном использовании береговых морфосистем. Так, значительная часть Крымского полуострова относится к территориям, испытывающим водный дефицит. Для решения этой проблемы в советское время в северной части Крыма, а также в пределах Керчен-

ского и Тарханкутского полуостровов была построена достаточно густая и разветвленная сеть каналов, будущее которой, правда, в настоящее время не совсем понятно из-за последних политических изменений, которые привели к остановке подачи воды через ключевой в этой сети Северо-Крымский канал из Днепра. Но в любом состоянии, заполненные водой или пустые, каналы не могут не оказывать определенное влияние на береговые морфосистемы, в пределах которых они расположены. Они перехватывают временные и постоянные водотоки, и их твердой сток, что оказывает влияние на баланс наносов в береговой зоне. Для Кавказского побережья водный дефицит не характерен, поэтому каналы отсутствуют.

С другой стороны, если в Крыму буны встречаются только преимущественно в пределах сравнительно небольшого участка берега от Фороса до Алушты (западная часть Южного берега), то для Кавказского побережья на участке от Туапсе до Сочи они встречаются повсеместно, некоторые участки берега укреплены подобным образом и между Туапсе и Новороссийском. В последние годы налицо тенденция к укреплению таким образом все новых и новых участков, в частности, по наблюдениям автора, это происходит между Туапсе и Лазаревским. Это повышает роль знания о береговых морфосистемах, так как хорошо известное последствие такого укрепления - усиления размыва смежных участков - имеет место прежде всего в пределах береговой морфосистемы, в которой происходит берегоукрепление.

Для прибрежной полосы береговых морфосистем Кавказского побережья характерна в целом куда более плотная застройка, чем для крымских. В Крыму интенсивным селитебным природопользованием характеризуется лишь сравнительно небольшой участок берега от Фороса до Алушты, на Кавказском побережье - куда более протяженный участок от Туапсе до абхазской границы и от Новороссийска до Геленджика. Но и берег от Геленджика до Туапсе также освоен достаточно плотно. В Крыму же значительные по протяженности участки берега представляют собой так называемую «рекреационную пустыню», особенно в пределах Керченского, Тарханкутского полуостровов и Северного Крыма, хоть и в связи с присоединением полуострова к России ожидается освоение новых рекреационных территорий. Здесь также роль системного подхода может оказаться существенной, так как он позволяет выявить территории, наиболее благоприятные для освоения равно как и территории, освоение которых нужно по возможности избегать, в частности, из-за активности неблагоприятных и опасных явлений. Но для этого берег нужно представить как совокупность не только береговых морфосистем, а и так называемых рекреационно-геоморфологических систем. Это социально-природные системы, которые накладываются на береговые на всех территориях, на которых развита организованная рекреация. На Кавказском побережье они сейчас встречаются гораздо чаще, чем в Крыму. Впервые они были выделены Бредихиным А.В. (2010), в списке литературы приведена ссылка на его монографию, в которой можно найти их определение, информацию об их структуре, их типизацию и т.д. Для рекреационных прибрежных территорий, которыми являются два рассмотренных региона, их выделение в высокой степени актуально, так как они позволяют проследить многочисленные связи между рельефом и рекреацией, структуру рекреационного потенциала территории и возможные пути его повышения, охарактеризовать соотношение параметров риск-аттрактивность для каждого туристического пункта и т.д.

Можно сделать следующие выводы.

1. Береговые морфосистемы Крыма и Северокавказского побережья имеют существенные отличия по общему характеру рельефа, глубине проникновения в сушу и хозяйственному использованию человеком.

2. На Кавказском побережье расположены исключительно горные береговые системы, тогда как в Крыму преобладают равнинные, для последних характерны большие площади и значительно меньшая четкость границ.

3. В силу наличия на Северном Кавказе большого количества водотоков порядков, выше чем 4-й, береговые морфосистемы здесь вдаются в глубину суши сравнительно недалеко. В Крыму таких рек немного, и береговые морфосистемы занимают большую часть полуострова.

4. Набор типов природопользования и видов хозяйственной деятельности, оказывающих на функционирование береговых морфосистем, в рассматриваемых районах также отличается. Сеть каналов, оказывающих существенное влияние на БМС Северного Крыма, Тарханкутского и Керченского по-

луостровов, на Кавказском побережье отсутствует, в то время как влияние берегоукрепительных сооружений здесь заметно сильнее.

Литература

1. *Баринов А.Ю.* Геоморфологический анализ ливневой селеопасности береговых морфосистем Черноморского побережья Кавказа. //Диссер. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Москва, 2009.
2. *Бредихин А.В.* Рекреационно-геоморфологические системы, Смоленск: Ойкумена, 2010, 328 с.
3. *Игнатов Е.И.* Береговые морфосистемы. Москва- Смоленск: Маджента, 2004, 352 с.
4. *Игнатов Е.И.* Морфосистемный анализ берегов. Москва - Смоленск, Маджента, 2006, 406 с
5. *Орлова М.С.* Морские берега Крыма как ресурс рекреации. // Дисс. на соискание степени канд. геогр. наук. Москва, 2010.
6. *Патийчук И.О.* Физико-географические особенности и геоэкологическое состояние природной среды полуострова Крым. Автореф. диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. М. 2011, 27 с.
7. *Санин А.Ю.* Береговые морфосистемы и их рекреационное использование. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Москва, 2014-150с.
8. *Симонов Ю.* Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1972. 324 с.

COMPARATIVE CHARACTERISTICS OF COASTAL MORPHOSYSTEMS OF NORTH CAUCASUS AND CRIMEAN COAST OF RUSSIA

Sanin A.

Lomonosov Moscow State University, eather86@mail.ru

System approach allows to receive new results in the studying of sea coasts and coastal territories, and to identify the spatial boundaries of the impact of various human activities. Due to this fact it is actual both for Crimea, and the Caucasus coast, which are characterized by a high degree of land-using. The article identified the major similarities and differences between coastal morphosystems of the two regions.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ВОЛН НАД ПОДВОДНЫМИ РИФАМИ

Сапрыкина Я.В.¹, Кузнецов С.Ю.¹, Коваленко А.Н.², Корзинин Д.В.

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, saprykina@ocean.ru, kuznetsov@ocean.ru

²Филиал ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега», г. Сочи, kovalenkoAN@Tsniis.com, korzinin2000@mail.ru

Введение

Искусственные рифы – это подводные конструкции, созданные, как правило, с целью обеспечить морских существ надежным местом обитания. Кроме того, они могут представлять самостоятельную ценность для аквалангистов, как уникальные достопримечательности, а также выполнять функции волногашения для защиты берега от волновой нагрузки. Искусственные рифы могут иметь различную конфигурацию. Это может быть одиночный риф или система рифов, имеющих шарообразную, конусообразную либо блочную форму. Существуют рифы, представляющие собой, установленные в ряд жесткие металлические каркасы, заполненные крупным камнем. Рифы также могут быть созданы простой отсыпкой формирующего материала на подводный склон, когда элементы составляющие риф располагаются хаотично. Основное отличие подводного рифа от других подводных структур – проницаемость его конструкции. За счет этого искусственные рифы имеют ряд несомненных преимуществ в качестве волнозащитных сооружений: за искусственными рифами не формируется застойных зон и сохраняется водообмен в прибрежной акватории. Из опыта практического применения рифов известно, что они являются достаточно эффективными пляжеудерживающими сооружениями, при этом их размещение под водой не портит естественный природный ландшафт.

Целью лабораторного эксперимента было исследование трансформации волн над системой из двух подводных рифов и установление закономерностей изменения параметров волнения в зависимости от параметров рифов для задач защиты берега от волнового воздействия.

Эксперимент и методы исследования

Эксперимент проводился в гидравлическом лотке НИЦ «Морские берега». Длина лотка 22 м, глубина 1 м. 14 емкостных цифровых датчиков использовались для синхронной записи хронограмм волнения длительностью от 3 до 5 минут и дискретностью 50 Гц.

Физическое моделирование проводилось в масштабе 1:20. Проницаемые рифы равного размера (высота – 0.14 м, длина – 0.4 м) были установлены на жестком наклонном дне со средним уклоном 0.022 и глубиной воды 0.4 м. Схема эксперимента представлена на рис. 1.

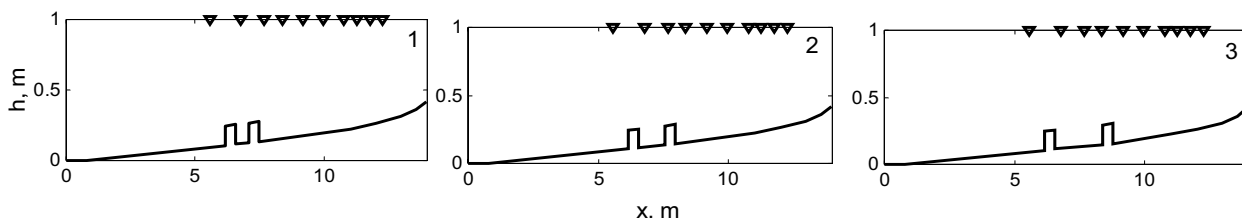


Рис. 1. Схема экспериментов. 1 – расстояние между рифами 0.5 м, 2 – 1 м, 3 – 1.8 м

Было проведено 22 серии измерений трансформации псевдо монохроматических волн различных высот и периодов.

При прохождении волн над затопленным рифом можно ожидать, что трансформации волн будет происходить: а) за счет их отражения от рифа; б) за счет обрушения над рифом при выходе волн существенно меньшую глубину; а также в) за счет генерации высших гармоник над рифом и образования вторичных волн за рифом при выходе волн на большую, по сравнению с верхней частью рифа, глубину воды (например, [1, 2]).

Для оценки влияния рифа на трансформацию волн путем их отражения и обрушения использовался коэффициент трансформации, определяемый по отношению высот волн после прохождения ими рифа и перед рифом:

$$K_{tr} = \frac{H_{str}}{H_{sin}}, \quad (1)$$

где $H_s = 4\sqrt{m_0}$ и $m_0 = \int S df$, S спектр волнения– f – частота.

Уменьшение среднего периода волн за счет генерации высших нелинейных гармоник и образования вторичных волн оценивалось как отношение среднего периода волн после прохождения бара к среднему периоду волн перед баром. Средний период определялся по формуле:

$$T_m = \frac{\int S df}{\int S f df} = \frac{m_0}{m_1} \quad (2)$$

Для анализа изменения среднего периода использовались хронограммы волнения на датчиках, расположенных в непосредственной близости от рифа.

Таким образом, в качестве основных способов воздействия подводного рифа на трансформацию волн, рассматривались: а) его способность уменьшать высоту проходящих над ним волн и б) возможность уменьшать их средний период.

Обсуждение результатов

Для оценки волногасящих свойств подводных рифов был проведен анализ изменений коэффициента трансформации и среднего периода волн в зависимости от размеров рифов и расстояния между ними для трансформирующихся волн с различными начальными параметрами.

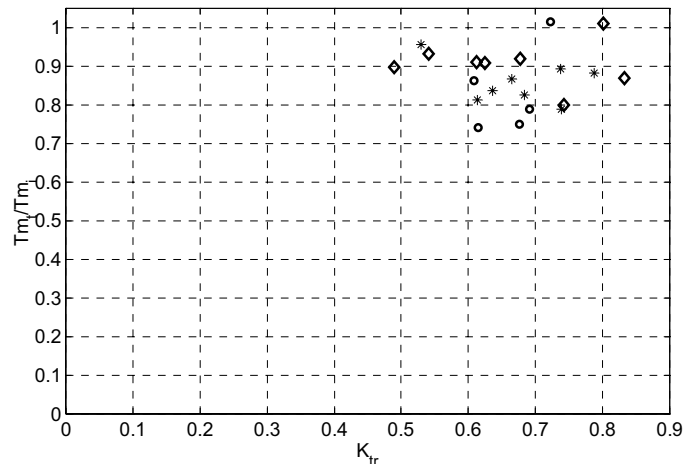


Рис. 2. Изменение среднего периода волн в зависимости от коэффициента трансформации для различной конфигурации подводных рифов: * – расстояние между рифами 0.5 м, o – 1 м, d – 1.8 м.

Для всех исследуемых режимов волн наибольшее уменьшение среднего периода наблюдалось, когда расстояние между рифами было 1 м (рис. 1–2). Средний период больше всего менялся для волн малой крутизны $H/L < 0.04$ (30%) $0.05 < H/L < 0.09$ (22%) $H/L > 0.09$ (15%) (рис. 2). При этом коэффициент трансформации составлял порядка 0.62, т.е. энергия волнения уменьшалась на 38%. Наибольшее уменьшение энергии волн происходило для волн большой крутизны $H/L > 0.09$ (более 50%) при расстоянии между рифами 1.8 м (рис. 1–3). Однако уменьшение среднего периода в этом случае было незначительным – порядка 10%. Такая конфигурация рифов хуже уменьшала период волн любой крутизны. При расстоянии между рифами 0.5 м, для волн большой крутизны $H/L > 0.09$ также период волн уменьшался незначительно. Для волн с крутизной $H/L < 0.09$ период уменьшался не более чем на 20 %.

Таким образом, система из двух рифов с расстоянием между ними 1 м (или 2.5 от длины рифа) наиболее хорошо гасит энергию волн с крутизной $H/L < 0.04$, одновременно оптимально уменьшая их средний период ($\approx 30\%$) и энергию ($\approx 40\%$).

Согласно современным представлениям транспорт наносов в береговой зоне под воздействием волнения зависит от асимметрии волн. Симметрия волн меняется при их трансформации, что связано с ростом высших нелинейных гармоник, и зависит от сдвига фаз между ними. Как показано, напри-

мер в [3], расход наносов контролируется изменением бифазы – разницы фаз между первой и второй нелинейными гармониками.

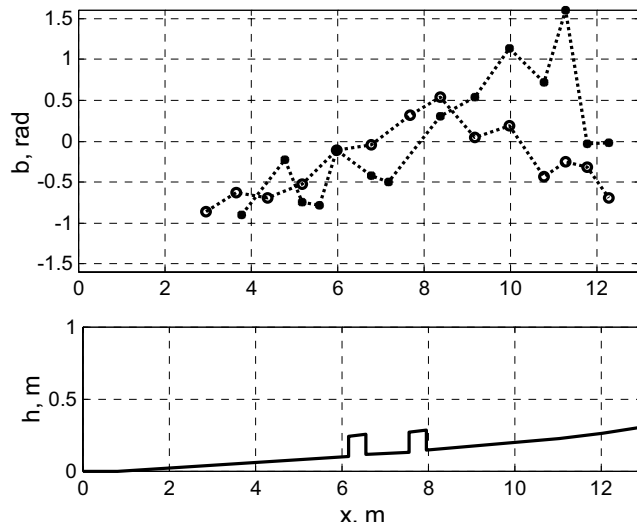


Рис. 3. Изменение бифазы при трансформации волн над наклонным дном без рифов (*) и над двумя рифами (o)

На рис. 3 хорошо видно, что наличие второго рифа значительно меняет бифазу и, соответственно, асимметрию волн. Изменения бифазы происходят в положительной области от 0 до $\pi/2$, что характерно для симметричных волн, транспортирующих наносы к берегу. Т.е. система из двух рифов не оказывает негативного влияния на морфологию берега. Более того, путем оптимальной установки подводных рифов, возможно управление транспортом наносов в береговой зоне.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №12-05-00965 и №14-05-00696, а также проекта №14-17-00547 Российского научного фонда.

Литература

1. S.Kuznetsov, Ya. Saprykina/ Combinations of submerged structures and floating breakwater for shore protection. Coastal Structures 2011 // Proc. of the 6th International Conference on Coastal Structures Yokohama, Japan, September 5-9, 2011 / Ed. by Shigeo Takashi, Masahiko Isobe, Nobuhisa Kobayashi and Ken-ichiro Shimosako. World Scientific. 2013. P. 48–58.
2. S. Kuznetsov, Y. Saprykina. Secondary waves in coastal zone: physical mechanisms of formation and possible application for coastal protection // Proc. of 33th International Conference on Coastal Engineering / ed. by J.McKee Smith. World Scientific. 2012.
3. Doering J.C., Bowen A.J. Parametrization of orbital velocity asymmetries of shoaling and breaking waves using bispectral analysis // Coastal Eng. 1995. V. 26. P. 15-33.

WAVES TRANSFORMATION ABOVE UNDERWATER REEFS

Сапрыкина Я.В.¹, Кузнецов С.Ю.¹, Коваленко А.Н.², Корзинин Д.В.

¹ P.P.Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, saprykina@ocean.ru, kuznetsov@ocean.ru

² Branch of Public Joint Stock Company TSNIIS «Research Center «Sea Coasts», Sochi, kovalenkoAN@Tsniis.com, korzinin2000@mail.ru

On the base of data of laboratory experiment the transformation of waves above two reefs was investigated. Optimal relations between parameters of reefs and waves for attenuation of wave impact in coastal zone were defined. It was shown that reefs can influence on sediments transport due to change of asymmetry of waves during their transformation above reefs.

ФАКТОРЫ МОРФО- И ЛИТОДИНАМИКИ ПЛЯЖЕЙ И ПРИЛИВНЫХ ОСУШЕК СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОНЕЖСКОГО П-ОВА (БЕЛОЕ МОРЕ)

Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю., Удалов Л.Е., Кунгаа М.Ч.

Географический ф-т МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: safyanov.gen@yandex.ru, t-repkina@yandex.ru

По результатам полевых исследований (июль 2013 г.) впервые составлена карта типов берегов СЗ части Онежского п-ова масштаба 1:200000, охарактеризованы морфо- и литодинамические условия и особенности дифференциации наносов на пляжах и приливных осушках, сделаны выводы о динамике берега в голоцене.

Строение берегов района в значительной степени обусловлено геолого-геоморфологическими факторами: 1) СЗ-ЮВ ориентировкой основных тектонических структур и разрывных нарушений, определивших направления движения языков ледника, и тем самым – простирающие наиболее крупных форм ледникового рельефа на суше и акватории, а затем, на всех этапах послеледниковой развития, – ориентировку береговой линии (БЛ), ее изрезанность и доступность для переработки волнением; 2) унаследованным дифференцированным поднятием территории, современная скорость которого для о. Жижгин оценивается по уровнемерным данным в: +1.1 мм/год (Никонов, 1977), +2.06 мм/год (Гидрометеорология..., 1991) и +2.89 мм/год (Инжбейкин, 2003); 3) пересеченным рельефом дна, где формы ледникового генезиса (в том числе конечноморенные образования) и расчленившие их затем эрозионные врезы лишь незначительно сnivelированы процессами морской абразии и аккумуляции; 4) высоким содержанием глыб и валунов в ледниковых и ледниково-морских суглинках и глинах.

Современная БЛ образует два ориентированных на СЗ полуострова, продолжающихся на акватории отмелями и банками и разделяющих берег на 3 района. Два из них – юго-западный, обращенный к Онежской губе (м. Чесменский – м. Летний Орлов), и северо-восточный, открывающийся к Двинской (м. Ухтнаволок – м. Кончакова) продольны по отношению к геологическим структурам, имеют относительно прямолинейные берега. Расчленение БЛ связано с особенностями переработки морем отложений с различным содержанием крупных обломков (КрО). ЮЗ район практически полностью находится в волновой тени Пушлахотской мели с глубинами до 4–5 м. Летний берег более открыт и приглуб (глубины на отмелях – 10–20 м и лишь на СЗ района – 5–8 м). Третий – центральный, район (м. Летний Орлов – м. Ухтнаволок) омывается вытянутым на ССВ проливом Восточная Соловецкая Салма (далее – Салма) шириной около 30 км, глубиной до 100 м. Берег, поперечный основным структурам, образует окаймленные банками мысы и широкие губы (Конюхова, Летняя Золотица и др.), открытые на юге на СЗ-ССЗ, а на севере – на З-ЮЗ.

Двинский залив развивается в условиях максимальной волновой активности, его берега перестраивают штормы от С до В румбов. Салма открыта наиболее частым и сильным ветрам, а ее глубины не препятствуют развитию волнения. Мысы здесь блокированы отмелями, в то время как губы доступны воздействию волн. Интенсивность последнего зависит от ориентировки и приглубости берега и различна в разных заливах. Берега Онежской губы развиваются в наиболее затишных условиях, практически полностью блокированы от штормов С и СВ румбов, но открыты ветрам от ЮВ до З (наиболее сильны Ю-ЮВ). Распределение волновой энергии корректируется локальными условиями – строением рельефа и литологией пород мелководья. Судя по распределению высот волн (ЕСИМО. Атлас Белое море), зона наиболее интенсивной волновой переработки дна находится в пределах глубин 0–2 м (в 96,2% случаев в Двинском и 98,2% в Онежском заливах) и полностью обновляется в результате восходящих вертикальных движений за 700–2 тыс. лет. При экстремальных штормах волноприбойная зона охватывает глубины до 6–8 м.

Приливы в районе не велики (около 1 м). Однако у мысов и в устьях между банками, особенно в СЗ части Онежского берега и в районе о. Жижгин, скорости приливных течений достигают значительных величин. Здесь образуются сулои и стоячие волны, практически в течение всей зимы препятствующие становлению ледового покрова, возникают торосы. Ледовый покров района неустойчив, присутствует с декабря–января по апрель – начало мая и существенно препятствует развитию волнения лишь в феврале–марте.

Результаты взаимодействия сложно организованной структурно-литогенной основы рельефа БЗ и изменчивых гидродинамических условий прослеживаются в распределении типов берегов, преобладающих потоках наносов и строении голоценовых террас, различных в каждом из трех крупных береговых районов.

Около 90% БЛ занимают аккумулятивные берега. Пляжевые и лагунные берега (как и редкие фрагменты абразионно-оползневых и абразионных берегов, выработанных в валунных суглинках и глинах и/или перлювии), развиты на участках наиболее интенсивного воздействия волн – протяженных (Летний берег, заливы Салмы, Онежский берег к северу от м. Чесменский) и локальных, приуроченных к ложбинам подводного берегового склона (ПБС). В волновой тени их доля закономерно убывает. Состав пляжевых наносов изменяется от мелко-среднезернистых песков до валунов. Песчаные пляжи (25% БЛ) развиты в губах и на относительно выровненных участках берега, примыкающих к песчаным голоценовым террасам. Валунно-галечные пляжевые берега (6% БЛ) приурочены, в основном, к мысам и связаны с переработкой волнением суглинков и глин, обогащенных обломками от гравия до глыб, залегающих в осадках не равномерно. В процессе селективного размыва этих отложений, попадающих в зону волновой переработки при поднятии дна, на ПБС формируются глыбово-валунные гряды, которые служат ядрами концентрации более мелких наносов. В дальнейшем такие гряды образуют корги, причленяющиеся к берегу по типу томболо, либо становятся основой отгораживающих лагуны кос – валунно-галечных (6% БЛ) или песчаных (2% БЛ). Направление развития аккумулятивных форм зависит от ориентировки гряд к берегу, преобладающему волнению и потокам наносов. Наиболее крупные косы развиваются с голоцена (м. Летний Орлов). Приращение берега происходит здесь как за счет аккумуляции материала, принесенного поперечными и продольными потоками наносов и интенсивными приливными течениями, так и в результате причленения новых гряд, выходящих из под уровня моря. К этим грядам, в свою очередь, примыкают более молодые свободные аккумулятивные формы, формируя сложные системы разновозрастных, но морфологически сходных лагун. Судя по набросам шторма 15–16 ноября 2011 г. (сопоставим с возможным 1 раз в 50 лет), экстремальное волнение способно перемещать на открытых участках берега наносы крупностью до 30–40 см.

Там, где глыбово-валунные гряды часты, берег приобретает ячеистую структуру. Облик и динамика «ячеек» зависят от силы волнового воздействия и содержания КрО. На участках с активной гидродинамикой (чаще на Летнем берегу) образуются длинные поперечные берегу мысы с высокими валунно-галечными пляжами, чередующиеся с песчаными пляжами в заливчиках между ними (8% БЛ), или валунно-галечные косы, разделенные участками песчаных карманных пляжей (5% БЛ). В затишных условиях развиваются осушные берега с формами волновой переработки – невысокими валунными пляжами на мысах и редкими песчаными карманными пляжами различной морфологии (20% БЛ – типичный облик берега на севере Онежской губы), а в условиях практически полной блокировки берега (губа Пушлахта) – осушные берега, разделенные валунными мысами, практически не перестроенными волнением (2% БЛ).

Если отложений БЗ перенасыщены КрО, а волновое воздействие ослаблено (блокированные отмелями участки Летнего берега и Салмы), валунно-галечные пляжи, приуроченные к подводным ложбинам, чередуются с осушными берегами, бронированными от действия волн глыбово-валунной отмосткой (12% БЛ). При небольшом количестве КрО в волновой тени формируются осушные берега с узкими (до первых десятков метров) маршами и песчаными карманными пляжами различной протяженности и морфологии (2% БЛ – периферийные участки берегов Салмы, блокированных отмелями). Осушные лайдовые берега развиты лишь в глубоко врезаемых губах Онежского залива (6% БЛ), а эстуарные – в устьях крупных рек (Летняя Золотица и Пушка).

Таким образом, распределение берегов различных типов отражает снижение интенсивности волнового воздействия от Летнего берега к Онежской губе. Однако не менее яркие, а зачастую – кардинальные изменения облика берегов, их морфо- и литодинамики, связаны с локальными гидродинамическими и геолого-геоморфологическими условиями. Это определяет существенную дискретность строения БЗ и широкое распространение берегов "смешанных" типов, в развитии которых значимо влияние как волновых, так и не волновых процессов. Смена одного типа берега другим в зависимости от конкретной ситуации выглядит как: 1) частое чередование в пространстве осушных и пляже-

вых/лагунных берегов или 2) постепенные изменения морфологии и гранулометрического состава верхней части БЗ.

В таких условиях возникают преимущественно короткие вдольбереговые потоки наносов, направленные от мысов внутрь заливов. Устойчивый поток наносов (с Ю на С – по направлению преобладающих ветров) фиксируется по морфологическим признакам лишь на берегу Онежского залива. Питание БЗ района наносами, за исключением устьевых областей рек Летней Золотицы и Пушки, поставляющих пески, крайне скудно. Абразионные берега редки, продукты их размыва, в основном, – тонкодисперсный или крупнообломочный материал. Таким образом, основная часть наносов, образующих аккумулятивные формы, поставляется поперечными потоками наносов с ПБС, постоянно обновляющегося в ходе постгляциального поднятия. Такая ситуация воспроизводит условия развития берегов на начальных этапах заполнения котловины Белого моря в послеледниковое время.

Работы поддерживались проектами РФФИ 13-05-00126 и 13-05-324.

MORPHODYNAMIC AND LITHODYNAMIC CONDITIONS OF SEDIMENT DIFFERENTIATION AT BEACHES AND FORESHORES OF NORTH-WEST SECTION OF ONEGA PENINSULA (THE WHITE SEA)

Safyanov G.A., Repkina T.Yu., Udalov L.E., Kungaa M.C.

Moscow State University, Faculty of Geography; e-mail: safyanov.gen@yandex.ru, t-repkina@yandex.ru

As a result of field research, a first of a kind medium-scale map of the region's coastal types is derived. Accumulation coasts create by wave and/or tidal processes amount to approximately 90% of the total coastal line. Morpho- and litho- dynamics of the coast depends significantly on distribution of coarse clastic material in deposits of the final glaciation phase, from which the submerged coastal slope is comprised.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗВИТИЕ КУРШСКОЙ КОСЫ

Сергеев А.Ю.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
г. Санкт-Петербург, sergeevau@yandex.ru*

Особая значимость Куршской косы проявляется в редком сочетании природного и культурного наследия. Вследствие специфических особенностей ее геологического строения и морфологии Куршская коса является чрезвычайно уязвимым природным объектом, чувствительным к любым изменениям литодинамической обстановки.

Создание геологической модели и палеогеографических реконструкций открывает возможность к определению наиболее эффективных способов решения ряда таких принципиальных для сохранения уникального памятника природы задач, как определение темпов трансформации береговой зоны под действием морских волн, районирование берегов по устойчивости к абразии, определение темпов миграции незакрепленных дюнных массивов и выделение зон возможного подтопления Куршской косы в результате неотектонического погружения, вызванного постгляциальным эффектом изостазии земной коры.

Для определения особенностей развития береговой системы в голоцене было проведено палеогеографическое моделирование района Куршской косы на этапах изменения уровня палеоводоёма с позднего неоплейстоцена до настоящего времени. Положенные в основу модели данные основываются на полевых геолого-геофизических исследованиях, а также на опубликованных материалах о колебаниях уровня моря в истории развития Балтийского водоёма, не противоречащих особенностям геологического строения района.

По результатам обобщения и анализа данных геологического и инженерно-геологического бурения по 97 скважинам из 10 опубликованных и фондовых источников была построена актуальная компьютерная палеогеографическая трехмерная реконструкция развития района российской части Куршской косы с позднего неоплейстоцена до настоящего времени с использованием средств пакета ArcGIS (рис. 1).

В геоинформационную систему были включены данные об абсолютных отметках рельефа поверхностей неоплейстоценовых и голоценовых отложений различных стадий развития Балтийского моря, полученные по результатам интерпретации геофизических данных непрерывного сейсмоакустического профилирования, гидролокации бокового обзора, георадарного профилирования, подводного видеонаблюдения, а также по данным донного пробоотбора и береговых маршрутов.

Результаты моделирования показывают, что к началу голоцена поверхность рельефа в изучаемом районе имела сложно расчлененный вид, с выделяющейся цепью моренных возвышенностей расположенных вдоль современного положения Куршской косы и эрозионными врезами, сформированными реками палеodelьты Немана.

Голоценовые отложения, образованные в период существования Анцилового озера, в районе Куршской косы практически отсутствуют. Наиболее выдержанное распространение отложений, представленных преимущественно разнотернистыми песками, по данным бурения зафиксировано в Куршском заливе.

В целом малая распространенность отложений в районе Куршской косы объясняется преобладанием субаэральных условий на изучаемой территории в раннем голоцене. Значительная мощность отложений, в пределах Куршского залива, связана с твердым стоком палеорек. Проведенный гидрологическое расчетное моделирование для цифровой модели рельефа неоплейстоцена позволил установить возможное расположение русел речной палеосети, существовавшей в анциловое время в изучаемом районе. В пределах Куршской косы в это время существовал крупный водораздел, а основными областями питания речной палеосети были река палео-Неман на востоке, река палео-Дейма на юге и сток в районе Зеленоградска.

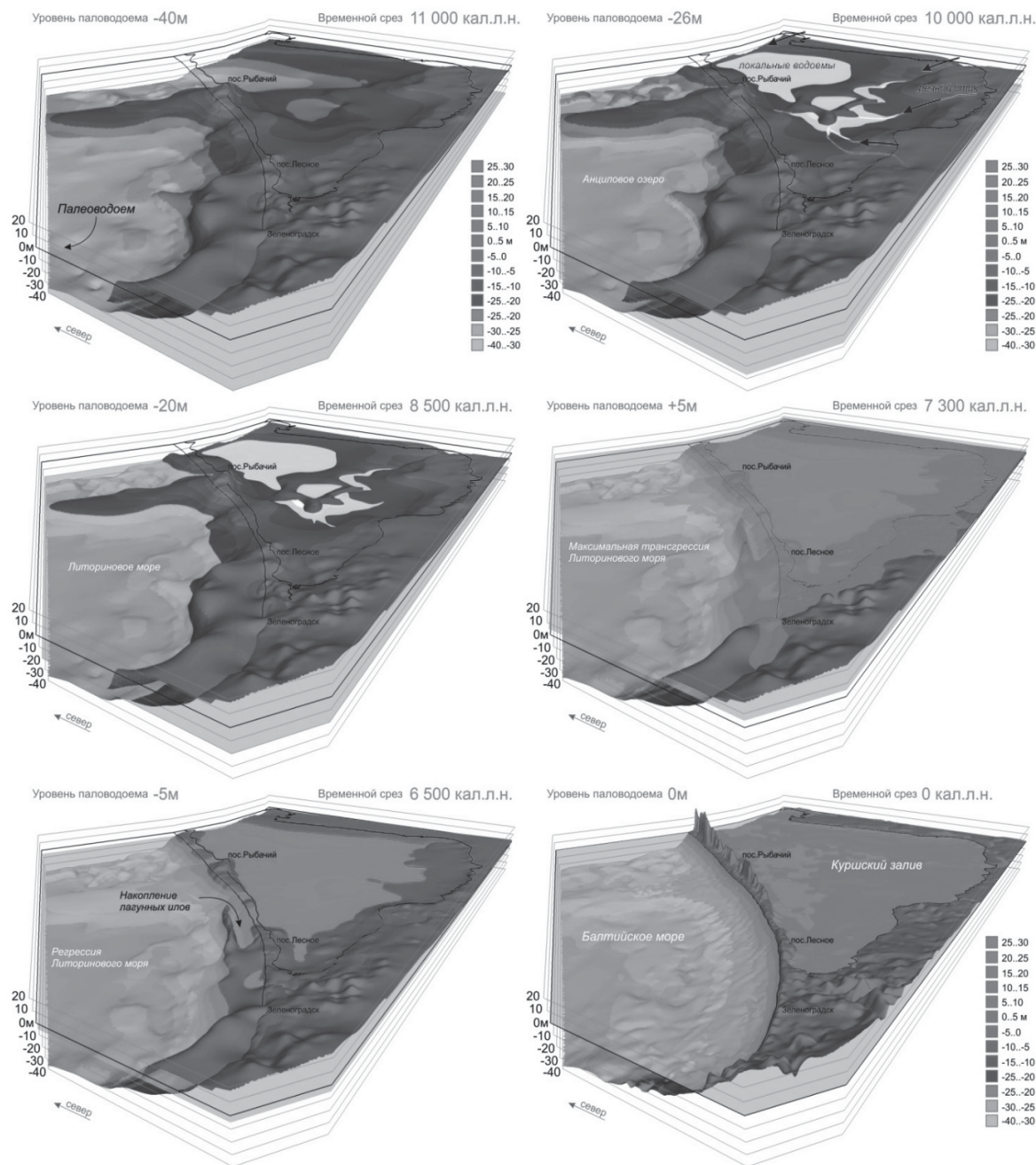


Рис. 1. Трехмерная реконструкция развития района Куршской косы с позднего неоплейстоцена до настоящего времени

Реконструкция демонстрирует, что береговая зона имела бухтовое строение с различными источниками поступления осадочного материала: на юге – абразия коренного берега, на севере – твердый сток палеорека.

В среднем голоцене развитие района происходит под действием флуктуаций Литоринового моря, меняющего контуры берегов и трансформирующего литодинамическую систему. К началу позднего голоцена на регрессивном этапе район Куршской косы приобрел вид островной дуги, вытянутой вдоль современного положения косы и отделяющей палеозалив от Литоринового моря. В пределах дуги отдельные песчаные косы отчленили локальные лагуны.

Проведенные реконструкции, основанные на геологических данных, и сведениях о колебании уровня палеоводоема, позволяют предположить, что только в позднем голоцене Куршская коса нача-

ла развиваться как единое аккумулятивное тело со значительным вкладом вдольберегового переноса. Современная литодинамическая система Куршской косы в корневой части и в районе пос. Рыбачий продолжает контролироваться выступами ледниковых отложений, что во многом определяет особенности отступления берегов.

На участках берега, где моренные отложения не оказывают преобладающего влияния на состав пляжевых наносов, основным инструментом дифференциации обломочного материала служит волновая гидродинамика. Проведенные расчеты по методике МакЛарена, оценивающие преобладающее направление транспортировки песчаного материала, проявляющееся в изменении статистических гранулометрических коэффициентов, позволили установить участки миграции осадочного материала вдоль берега. Расчеты показывают, что транспорт наносов на отрезках берега характеризуется разнонаправленностью, однако генеральный перенос, по расчетам, имеет северо-восточное направление, не изменяемое в разные годы.

По результатам моделирования и проведенных расчетов для современной береговой зоны Куршской косы можно выделить три главных фактора, определяющих тенденцию развития косы:

1. Молодость литодинамической системы, которая начала развиваться только в позднем голоцене, и к настоящему моменту еще не достигла полного равновесия.

2. Направленность гляциоизостатического выравнивания, со слабым погружением корневой части косы.

3. Контакт зоны волновой переработки с моренными выступами ледникового рельефа в районе поселка Лесное и поселка Рыбачий, являющийся причиной поступления нового несортированного обломочного материала во вдольбереговое перемещение наносов.

THE MAIN GEOLOGICAL FEATURES THAT INFLUENCE ON THE DEVELOPMENT OF THE CURONIAN SPIT

Sergeev A.U.

A.P. Kerpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, sergeevau@yandex.ru

On the basis of geophysical and geological data the paleogeographic reconstructions of the Curonian Spit in Holocene were created. The results of the modeling allow to make some conclusions about the geological features influenced on the modern development of the coastal zone of the Curonian Spit.

МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ТУРБУЛЕНТНОЙ ВЯЗКОСТИ У ПОБЕРЕЖЬЯ ВИСЛИНСКОЙ КОСЫ

Соколов А.Н.^{1,2}, Дикий Д.И.^{1,2}

¹АО ИО РАН им. Шишова, г. Калининград, пр. Мира, 1, Россия, ans@smtp.ru;

²БФУ им. Канта, г. Калининград, ул. А. Невского, д.14, dimandikiy@mail.ru

Участок побережья Вислинской Косы в углу между южным оградительным молом Балтийского пролива и коренной частью косы (район станции 8 на рис. 1) давно является проблемным с точки зрения размыва [1]. В частности, одной из наиболее критичных, была ситуация, наблюдавшаяся во время шторма 12-14 января 2012 года, когда произошел прорыв авандюны на значительной части побережья и подтопление домов поселка Коса [2].

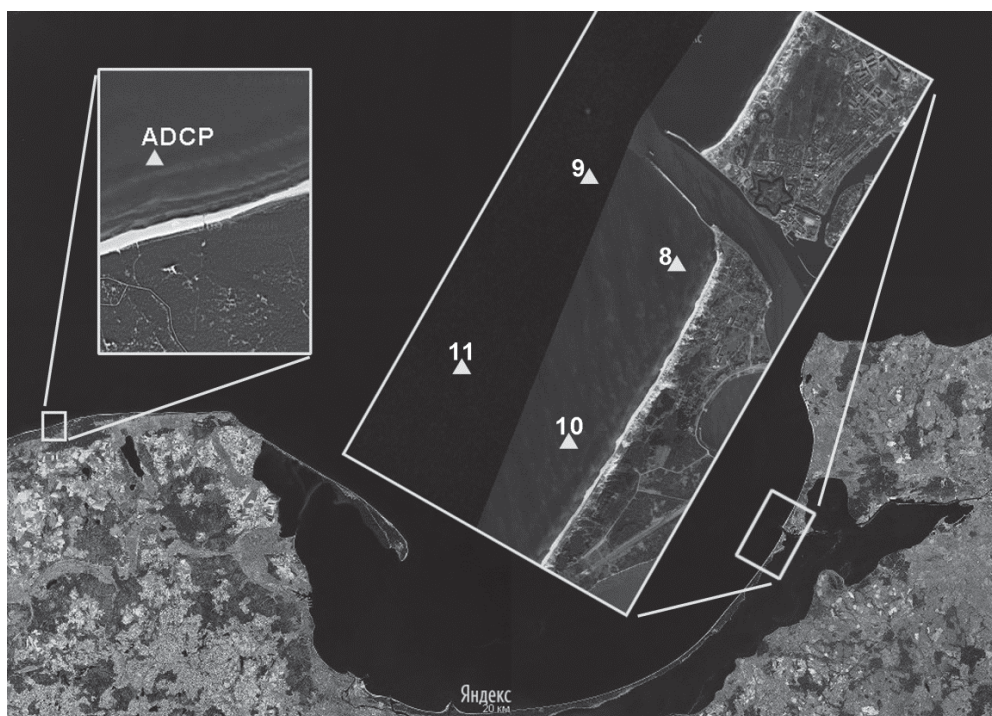


Рис. 1. Фрагмент юго-восточной Балтики. На врезках – расположение станций измерения скоростей придонных течений

Компьютерное моделирование является одним из наиболее дешевых и перспективных методов прогнозирования поведения природных объектов в различных ситуациях. Однако проведение качественных модельных экспериментов, результатам которых можно было бы доверять, базируется на тщательно выполненной калибровке модели. В частности, для адекватного расчета трехмерного поля течений, очень важным является корректный учет вертикальной турбулентной вязкости (далее ВТВ).

Методика и результаты расчетов. Выбор оптимального способа расчета ВТВ основывался на сравнении скоростей и направлений рассчитанных и измеренных [1] придонных течений. Измерения выполнялись автономным регистратором БПВ-2, установленном на горизонте 0.9 м от дна на станции 8 (непосредственно в углу Вислинской косы, рис. 1). Глубина моря в месте установки прибора составляла 5.5 м. Расчет проводился для точки, идентичной положению прибора. Использовалась трехмерная модель MIKE3 разработки DHI Software [3], ВТВ в которой задавалась следующими способами:

- 1) логарифмический закон [4];
- 2) к-ε модель [5];
- 3) постоянная вязкость. Расчет велся со значениями $0.002 \text{ м}^2/\text{с}$ и $0.003 \text{ м}^2/\text{с}$.

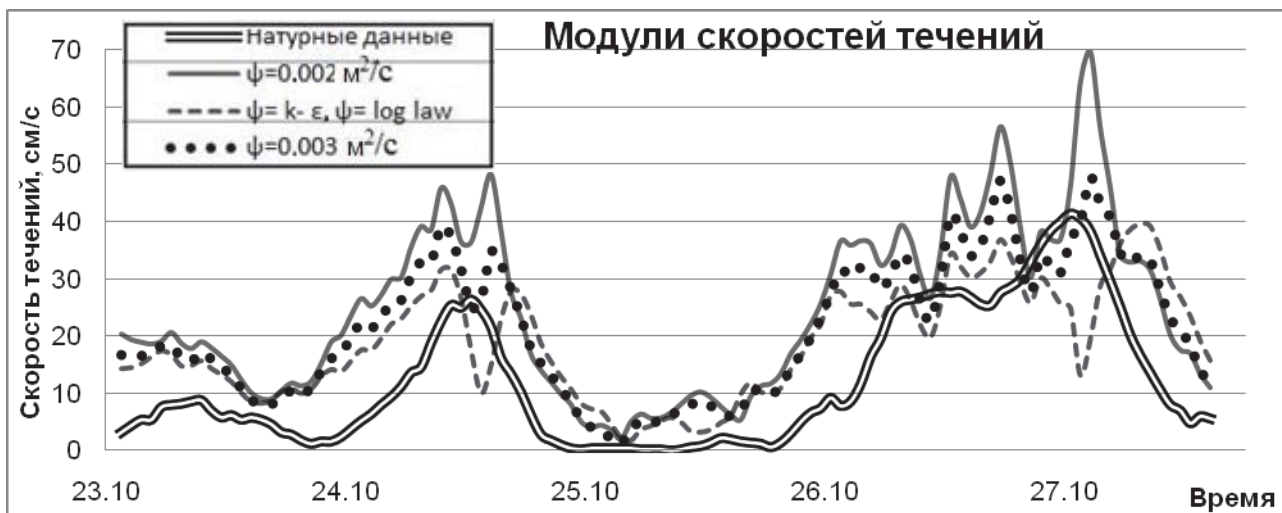


Рис. 2. Зависимости модулей скоростей течений от времени при разных способах расчета ВТВ в сравнении с натурными данными [1]



Рис. 3. Зависимости направлений течений от времени при разных способах расчета ВТВ в сравнении с натурными данными [1]

Результаты расчетов представлены на рис. 2 и 3. Поскольку результаты, полученные с использованием логарифмического закона и k-ε модели практически совпадают, они отображаются одной кривой.

Коэффициент корреляции Пирсона для различных способов расчета ВТВ и натурных данных, полученных на станции 8, показаны в табл. 1, из которой видно, что наибольшую точность дает расчет при постоянном значении, равном $0.003 \text{ м}^2/\text{с}$.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции для станции 8

	$0.002 \text{ м}^2/\text{с}$	$0.003 \text{ м}^2/\text{с}$	k-ε, log law
Коэффициент корреляции (скорости)	0.87	0.86	0.68
Коэффициент корреляции (направления)	0.71	0.73	0.73

Чтобы понять, насколько корректна экстраполяция полученных результатов на другие участки прибрежной зоны, были проведены расчеты с постоянным значением ВТВ $0.003 \text{ м}^2/\text{с}$ и с использованием k-ε модели для станций 9 и 11, рис. 1, а также для данных, полученных на полевой станции польской академии наук в Любятowo [6] (ADCP на рис. 1). Результаты расчетов представлены в табл. 2.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции для станций 9, 11 и Любятково

	Станция 9		Станция 11		Станция Любятково	
	0.003 м ² /с	к-ε	0.003 м ² /с	к-ε	0.003 м ² /с	к-ε
Коэффициент корреляции (скорости)	0.67	0.70	0.41	0.64	0.67	0.70
Коэффициент корреляции (направления)	0.76	0.85	0.79	0.77	0.45	0.43

Глубина моря в районе расположения станций 9 и 11 составляла порядка 12м, а станции Любятково 4.5м. Из таблицы видно, что для мористых станций (9 и 11) лучшие результаты дает использование к-ε модели (или логарифмического закона), а для прибрежной станции в Любятково результаты использования постоянного значения и к-ε модели практически совпадают.

Продолжительность расчетов при использовании константы и логарифмического закона примерно равны и на 20% меньше, чем при использовании к-ε модели. Поскольку расчеты реальных ситуаций могут длиться несколько часов и более, использование к-ε модели представляется неэффективным: большая продолжительность расчета и практически незаметная разница в результатах по сравнению с логарифмическим законом.

Заключение. В ходе проведенных исследований установлено, что среди всех рассмотренных способов расчета ВТВ наиболее близкие к натурным данным в размываемом углу Вислинской косы дает использование постоянного значения 0.003 м²/с. Однако при рассмотрении всей прибрежной зоны предпочтение, пожалуй, стоит отдать расчету ВТВ с использованием логарифмического закона.

Литература

1. Бабаков А.Н. Придонные течения вблизи входных молов порта Балтийск по данным натурных полигонных измерений // Динамика прибрежной зоны бесприливных морей / Балтийск, Школа-семинар, 30.06-05.07.08 г. Калининград. Терра Балтика. 2008. С. 31–35.
2. Гераськин А. Последствия зимней стихии: Балтийскую косу затопило, пляжи на побережье разрушило // Комсомольская правда. Калининград. 21 января 2012 г. С. 4.
3. MIKE 21 & MIKE 3 Flow Model FM Hydrodynamic and Transport Module. Scientific Documentation, DHI Software. 2005. 48 p.
4. Munk W., Anderson E. Notes on the theory of the thermocline // Journal of Marine Res. 1948. V. 7. P. 276-295.
5. Rodi W. Turbulence models and their applications in hydraulics // IAHR, Delft, the Netherlands. 1984.
6. Pruszek S., Szmytkiewicz P., Ostrowski R., Skaja M., Szmytkiewicz M. Shallow-water wave energy dissipation in a multi-bar coastal zone // Oceanologia. 2008. V. 50 (1). P. 43-58.

MODEL ANALYSIS OF THE VERTICAL EDDY VISCOSITY PARAMETERS NEAR THE SHORE OF THE VISTULA SPIT.

Sokolov A.N.^{1,2}, Dikiy D.I.^{1,2}

¹ Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Atlantic Branch, Kaliningrad.

² Baltic Federal University, Kaliningrad, ans@smtp.ru, dimandikiy@mail.ru

Parameters of the vertical eddy viscosity implemented in one of the known package for simulation MIKE 3 are discussed and the choice of the mechanism with respect to the corner of the Vistula Split is substantiated in this paper. Solution of this task depends on mechanism of vertical eddy viscosity. Software offers three variants of solving. The first method is called «Logarithmic law». The second method is «k-ε law». The third method is known as «Constant vertical eddy viscosity». Comparing the results of the simulations with the field data showed that for the corner of the Vistula Spit the best choice is the third method, «Constant vertical eddy viscosity».

ПРОГНОЗ РАЗМЫВА БЕРЕГОВ ИРКУТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Тарасова Ю.С.

Институт земной коры СО РАН, mys@crust.irk.ru

Различия и условия формирования берегов дали толчок к разработке разнообразных методов прогноза переработки берегов. В настоящее время в нашей стране разработано более 60 методов, предложений и рекомендаций по расчету переработки берегов. Различными авторами выполнены классификации и систематизации методик прогнозирования. Наиболее известны три группы методов прогнозной оценки переработки берегов водохранилищ: 1) энергетические (Качугин Е.Г., Кондратьев Н.Е. и др.), 2) сравнительно-геологические (Золотарев Г.С., Розовский Л.Б. и др.); 3) вероятностно-стохастические [1]. Такие прогнозы необходимы для определения границ территории, которая может быть разрушена в ближайшие 10, 30, 50 лет, а также для строительства новых и защиты уже построенных зданий по берегам водохранилищ. Для установления полосы «отчуждения» в районах городских и промышленных сооружений составляют карту прогноза зоны переработки берегов [3].

В 1990 году был сделан прогноз размыва берегов для Иркутского водохранилища на 10 и 25 лет. По методике, предложенной и разработанной Пуляевским Г.М. для Братского водохранилища [4]. Расчеты размыва были проведены по 42 профилям, после проведенного полевого обследования берегов водохранилищ. По результатам расчета была составлена карта прогноза ширины размыва берегов по всему периметру. А в 1996 году Овчинниковым Г.И. была составлена карта по состоянию интенсивности абразионного процесса за период эксплуатации.

Сопоставляя обе карты хорошо видно, что результаты этого прогноза намного ниже реальных, особенно для участков, сформированных в лессовидных суглинках, поэтому на отдельных участках пришлось ввести дополнительные условные обозначения с интенсивностью абразии от 100 до 130 м и от 130 до 200 метров. На сегодняшний день уже необходимо обозначение от 200 до 250 м. И, несмотря на то, что на участках с наибольшей активизацией абразии были проведены берегоукрепительные работы, на близлежащих участках было решено опробовать новый экспресс-метод прогноза переработки берегов водохранилищ [2].

Этот прогноз предусматривает три сценария развития процесса: пессимистический (П), наиболее вероятный (В) и оптимистический (О). Пессимистическому варианту с вероятностью 0.2 соответствуют максимальные размеры разрушений, которые возможны при неблагоприятных сочетаниях факторов за прогнозный срок. Наиболее вероятному прогнозу переработки, с вероятностью 0.6 отвечают средние размеры берегоразрушений, зарегистрированные на существующих водохранилищах. Оптимистический вариант, с вероятностью 0.2, характеризует возможные минимальные размеры разрушения берегов, реализуемые при благоприятных сочетаниях факторов. Такая вариантная оценка ИПБВ позволяет избежать грубых ошибок. Вариант П применяется для расчета ущерба в обосновании строительства наиболее ответственных сооружений, а вариант В – для планирования использования земель для нужд сельского хозяйства. В остальных случаях вариант – О. При оценке развития процесса по варианту О и В крутизна берега сравнивается со средним значением угла устойчивой откоса, а по варианту П – с минимальным значением этого угла. По разработанной таблице определяются минимальные, средние и максимальные значения продолжительности первой стадии переработки берегов, соответственно для вариантов О, В и П [2].

После этого по карте устанавливают среднемноголетнюю длительность безледоставного периода на рассматриваемом участке, затем по номограммам определяют интенсивность переработки берегов, по кривой соответствующей геологии данного берега. Для получения суммарных объемов переработки за первую стадию или за определенный период времени в пределах этой стадии, полученные объемы ежегодных разрушений умножаются в зависимости от варианта прогноза на минимальную, среднюю или максимальную продолжительность стадии или оцениваемого периода времени. Линейное перемещение бровки разрушаемого уступа (L , м). На первой и второй стадиях переработки устанавливают по соответствующему объему берегоразрушений (V , м³/м) на заданный срок по выражению $L = V/H$, где H – средняя высота берега над НПУ на срок прогноза, м.

Таблица 1. Результаты расчетов прогнозной экспресс - оценки интенсивности переработки берегов

	Лессы и лессовидные породы (кривая 10)	Песчаники, алевролиты, аргиллиты (кривая 19)	Гравийники и галечники с песком и суглинком (кривая 16)	Магматические породы (кривая 20)
1 стадия эксплуатации	$V_o = 420 \text{ м}^3/\text{м}$ $V_B = 630$ $V_{\Pi} = 1500$	$V_o = 10 \text{ м}^3/\text{м}$ $V_B = 14$ $V_{\Pi} = 90$	$V_o = 72$ $V_B = 96$ $V_{\Pi} = 210$	$V_o = 10 \text{ м}^3/\text{м}$ $V_B = 13$ $V_{\Pi} = 96$
2 стадия эксплуатации	$V_o = 1449$ $V_B = 1596$ $V_{\Pi} = 3134$	$V_o = 132,5 \text{ м}^3/\text{м}$ $V_B = 129$ $V_{\Pi} = 305$	$V_o = 684,5$ $V_B = 671$ $V_{\Pi} = 1328$	$V_o = 108 \text{ м}^3/\text{м}$ $V_B = 105$ $V_{\Pi} = 203,5$
отступление берега за 55 лет	$L_o = 181,4 \text{ м}$ $L_B = 199,5$ $L_{\Pi} = 391,5$	$L_o = 44,2 \text{ м}$ $L_B = 43$ $L_{\Pi} = 101,2$	$L_o = 342,3 \text{ м}$ $L_B = 335,5$ $L_{\Pi} = 664$	$L_o = 27 \text{ м}$ $L_B = 26,2$ $L_{\Pi} = 50,9$
прогноз на 20 лет	$L_B = 52,5 \text{ м}$ $L_{\Pi} = 95$	$L_B = 16,7$ $L_{\Pi} = 33,3$	$L_B = 125$ $L_{\Pi} = 260$	$L_B = 10$ $L_{\Pi} = 12,5$

Таким образом, наиболее близким (точным) является прогноз по вероятному (В) варианту. Для расчета прогноза по Иркутскому водохранилищу нам необходимы следующие данные: высота уступа над НПУ, чем сложен уступ, и год начала эксплуатации водохранилища – 1962. Высота террасы определяется (измеряется) в натурных условиях, также устанавливаются и породы, ее слагающие. НПУ известно – 457 (ТО). Уровни наполнения и сработки приходятся на уступ террасы, имеющей крутизну 6° (измеряется в натурных условиях). Согласно таблице угол относительно устойчивой отмели в мелких песках меньше 6° , поэтому берег будет разрушаться. Продолжительность первой стадии переработки берегов по варианту П составляет 9 лет (максимум по таблице для лессовых пород правобережья), по варианту О – 2 и В – 4 года. Длительность безледоставного периода устанавливается по карте и составляет 190 дней. Но здесь необходимо сказать о том, что по данным многолетних наблюдений на Иркутском водохранилище этот период составляет в среднем 220 дней, поэтому расчет был сделан по 2 вариантам. Оказалось, что если брать безледоставный период с карты (190 дней) то размывы получаются более реальными, но это не верно, поэтому пришлось внести изменения в номограммы.

Данные по оценке и прогнозу размыва берегов на участках, сформированных в разных геологических условиях смотреть в таблице (табл. 1).

Проведя апробацию экспресс-метода, для Иркутского водохранилища выяснилось, что его результаты сильно завышены, но его применение возможно после корректировки номограмм. После внесенных изменений его можно применять на участках Ангарских водохранилищ, сформированных лессовыми породами и песчаниками. А на участках, сформированных песчано-суглинисто-галечными отложениями и магматическими породами, результаты остаются завышенными, хотя возможно это связано и с расположением (истоковая или основная часть) и необходимо ввести какие-нибудь дополнительные коэффициенты. В реализации сам метод прост и понятен.

Литература

1. Епишин В.К., Экзарьян В.Н. Прогноз процесса формирования берегов водохранилищ. М.: Энергия, 1979. С. 95-111.
2. Рогозин А.Л., Бурова В.Н. Метод прогнозной экспресс-оценки интенсивности переработки берегов водохранилищ // Гидротехническое строительство. 1993. № 10. С. 20—26.
3. Широков В.М., Лопух П.С., Левкевич В.Е. Формирование берегов малых водохранилищ лесной зоны. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 159 с.
4. Формирование берегов Ангарских водохранилищ / Г.М. Пуляевский, Ф.Н. Лециков, А.А. Рогозин и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 72 с.

PREDICTION OF SHORE TRANSFORMATION AT THE IRKUTSK RESERVOIR

Y.S. Tarasova

Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia, mys@crust.irk.ru

Prediction of shore transformation at the Irkutsk reservoir involved the method of express estimation of marginal erosion intensity (A.L. Ragozin, V.N. Burova). Comparing natural monitoring observations with the obtained results revealed the advantages and disadvantages of this method for the shores of the Irkutsk reservoir.

О ПОВЫШЕНИИ РОЛИ ГЕОГРАФА В ИССЛЕДОВАНИИ НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩАХ

Ташлыкова Т.А.

ИЗК СО РАН, Иркутск, России, tta1964@mail.ru

Наполняемые водохранилища перераспределяют сток во времени и пространстве, подчиняясь человеческим нуждам. Водоохранилища энергетического назначения – это особые природно-технические водные системы, управление которыми призвано обеспечивать в течение каждого года водными объемами сооружаемые при них гидроузлы в получении электроэнергии.

В мировой статистике отмечается, что чаще всего землетрясения наблюдаются в результате заполнения крупных водохранилищ – глубиной более 90 м и объемом свыше 1 км³. Так, для водохранилищ с плотинами высотой более 90 м наведенная сейсмичность отмечается в 10% случаев, 140 м – 21% [Николаев, 2000; Водоохранилища., 1986].

Вопрос по землетрясениям раньше всегда рассматривался геологами и сейсмологами, что на первый взгляд вполне логично в исследовании протекания эндогенного геологического процесса. Выделение наведенных землетрясений от обычных (тектонической природы) – довольно сложная задача, которая обязательно должна сопровождаться анализом функционирования созданных водохозяйственных комплексов (ВХК), включающих в себя эксплуатацию тандема «водохранилище–гидроузел», что представляет уже компетентность только географов.

Так, в ходе рассмотрения ситуации активизации локальной сейсмичности на ряде водохранилищ с позиций комплексной географической направленности выяснено, что она связана не только с фактом их создания, а также – и последующей эксплуатацией. В годовом ходе их уровней обязательно присутствуют фазы наполнения и сработки, которые, с одной стороны, призваны обеспечивать бесперебойную работу гидроузлов необходимыми водными ресурсами, с другой стороны – как важные составляющие в формировании процесса наведенной сейсмичности.

Исследуя характер проявления локальных землетрясений на территориях, прилегающих к глубоководным Братскому, Усть-Илимскому и Саяно-Шушенскому водохранилищам, автором обнаруже-

но, что некоторые выпадают на период активной зимней сработки их водных объемов при эксплуатации в энергетических целях, другие связаны с режимом их быстрого наполнения [Ташлыкова, 2012а–в; 2014а, б].

Анализируя и сопоставляя впервые опубликованный в советско–российской научной литературе каталог землетрясений территории Западной Индии [Смирнов., 2013] с графиками эксплуатации водохранилищ Шиваджисагар–Варна (там же), обнаружено, что произошедшие три сейсмособытия в приплотинной части Варны (1984, 2005, 2007 гг.) приурочиваются также к зимней сработке уровня (с магнитудой (M) от 4,2 до 4,6) [Ташлыкова, 2014б].

Кроме того, детальнее рассмотрев и проанализировав произошедшее крупнейшее землетрясение 10.12.1967 г. с $M=6,4$ в районе плотины Койна водохранилища Шиваджисагар [Гупта., 1979], выяснено, что оно, вошедшее в мировую историю как классический пример наведенного землетрясения, произошло также при режиме активной сработки высокого уровня воды августа–декабря 1967 г. [Ташлыкова, 2014б].

Анализ полученных результатов проведенного исследования позволил выявить общую для рассматриваемых водохранилищ закономерность: M землетрясений, произошедших при повышенной (в отдельных случаях «залповой») сработки уровня, значительно выше M землетрясений, произошедших в режиме их наполнения [Ташлыкова, 2014б].

Таким образом, при выявлении наведенной сейсмичности на водохранилищах следует детальнее рассматривать функционирование тандема «водохранилище–гидроузел», в результате чего повышается и роль/участие географов в данном вопросе.

Литература

1. Водохранилища и их воздействие на окружающую среду. М.: Наука, 1986. 368 с.
2. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979. 253 с.
3. Николаев А.В. Наведенная сейсмичность / Сейсмические опасности. Тематический том / Под ред. Г.А. Соболева. М.: «КРУК», 2000. С. 139–164.
4. Смирнов В.Б., Chfdha R.K., Пономарев А.В., Srinagesh D. Прогностические аномалии наведенной сейсмичности в области водохранилищ Койна-Варна, Западная Индия // Физика Земли. 2013. №2. С. 94–109.
5. Ташлыкова Т.А. Доказательства факта присутствия наведенной сейсмичности в районе эксплуатирующихся глубоководных водохранилищ ангарского каскада // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: труды IX Росс-Монг. конф. «Солнечно–земная физика и сейсмогеодинамика Байкало-Монгольского региона» (г. Иркутск, 10–12 октября 2011 г.). Вып. 7. Иркутск: ИСЗФ СО РАН, ИЗК СО РАН, 2012а. С. 74–81.
6. Ташлыкова Т.А. Индуцированная сейсмичность Усть-Илимского водохранилища: общий обзор // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: мат-лы Всеросс. совещ. и мол. школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23–29 сентября 2012 г.). Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012б. С. 78–84.
7. Ташлыкова Т.А. Индуцированные землетрясения в районе Братского водохранилища // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: мат-лы докладов III-ей Всеросс. (с привлечением специалистов из бывших республик СССР) тектонофизич. конф. (г. Москва, 8–12 октября 2012 г.). Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2012в. С. 331–334.
8. Ташлыкова Т.А. К дискуссии о наведенной сейсмичности на енисейских водохранилищах // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг.: Мат-лы науч. Совещ. по Базовому проекту ТувИКОПР СО РАН VIII/78.1.4 «Напряженное состояние сейсмоопасных зон ТУВЫ: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций» (15–17 апреля 2014 г., Кызыл, Россия). Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2014а. С. 86–90.
9. Ташлыкова Т.А. Повышенная сработка уровня как важный техногенный фактор в формировании наведенной сейсмичности на некоторых водохранилищах России и Индии // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: Тезисы докладов Всеросс. совещ. с участием приглашенных исследователей из других стран (г. Иркутск, 11–16 августа 2014 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014б. С. 117.

ABOUT ENHANCEMENT OF THE ROLE OF GEOGRAPHER IN THE STUDY OF INDUCED SEISMIC ACTIVITY IN LARGE RESERVOIRS

Tashlikova T.A.

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, tta1964@mail.ru

Considered induced seismic activity in large reservoirs from the point of view of the tandem «reservoir-waterwork facility».

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КРЫМА. ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

Тлявлиня Г.В., Ярославцев Н.А., Тлявлин Р.М.

Филиал ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега», г. Сочи, TlyavlinaGV@tsniis.com

Протяженность Черноморского побережья Крыма составляет порядка 715 км. Естественные пляжи на побережье Крыма существовали, как правило, в бухтах. Значительная часть прибрежных территорий Крыма под воздействием сложных природных и антропогенных факторов подвержена размыву, обвалам и оползням. В связи с тем, что географические и климатические особенности района создают здесь выгодные условия для курортно-рекреационного освоения, защите берегов Крыма от опасных природных процессов внимание начало уделяться с 50-х годов, а на государственном уровне – с 1969 г.

В 1973 г. была завершена разработка Генеральной схемы противооползневых и берегоукрепительных мероприятий на Черноморском побережье Украинской ССР [1] – основного документа, на базе которого разрабатывались и принимались проектные решения по защите берегов. В данной Генеральной схеме было намечено проведение противооползневых и берегозащитных мероприятий на период до 2000 года.

Так как побережье Крыма имеет свои особенности и характеризуется различными геоморфологическими и волновыми условиями, к разработке берегозащитных мероприятий были привлечены различные научно-исследовательские организации: ПНИИС, ЧерноморНИИпроект, Черноморское отделение ЦНИИС им. Жданова (в настоящее время – филиал ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега») и др.

Разрабатываемые варианты берегозащиты, отраженные в Генеральной схеме, были исследованы на физических моделях в волновых бассейнах Черноморского отделения ЦНИИС им. Жданова в период с 1962 по 1973 годы. При этом учитывались сложности волновых условий берегов Крыма.

Особенностью берегов Крыма является их приглубость, что обуславливает значительную высоту волн (более 4 м) по линии последнего обрушения. Это в свою очередь порождает две проблемы при проектировании берегоукрепительных мероприятий:

- обеспечение устойчивости берегоукрепительных и пляжеудерживающих сооружений при воздействии штормовых волн;
- обеспечение устойчивости искусственного пляжа при воздействии штормовых волн, которые оттягивают пляжеобразующий материал на глубину, где он теряется безвозвратно.

В Черноморском отделении ЦНИИС им. Жданова путем научных исследований были найдены и предложены проектные решения для побережий с крутым подводным склоном по созданию искусственного «цоколя» с целью предотвращения оттягивания галечного материала на глубину.

Всего Черноморским отделением ЦНИИС им. Жданова за период с 1962 по 2001 г. выполнено 52 работы по научному обоснованию и оптимизации проектных решений более чем по тридцати объектам Крыма включая санатории и базы отдыха, расположенные в бухтах Ласпинская и Караджинская, а также на мысах Фиолент, Айя, Ай-Тодор, в т.ч. и правительственную дачу на мысе Форос. Работы содержат технические решения по восстановлению размывшихся и созданию новых галечных пляжей с

разработкой новых конструкций берегоукрепительных сооружений применительно к приглубым берегам Крыма в пределах городских территорий, санаториев и рекреационных зон в Ялте, Керчи, Евпатории, Севастополе, Балаклаве, Алушке, Алуште, Судаке, Саки, поселках Оленевка и Николаевка и т.д. Разработаны рекомендации по созданию пляжа в пионерском лагере «Артек» и приморской набережной в Евпатории. Проведена большая работа по научному обоснованию региональной схемы инженерной защиты побережья Крымской области.

С 1974 г. специалистами регулярно проводились натурные обследования построенных берегоукрепительных сооружений, сравнивались результаты, полученные на моделях, с натурными данными. Сооружения, прошедшие проверку на физических моделях, за весь нормативный период эксплуатации не были в аварийном состоянии и показали высокую пляжеудерживающую способность даже во время сильных штормов.

Выполненные научные исследования и инженерные разработки по конструкциям и методам защиты приглубых берегов Крыма нашли свое отражение в нормативных документах, таких как СП 32-103-97 «Проектирование морских берегозащитных сооружений», «Унифицированные конструкции морских берегозащитных сооружений для Крымского побережья Черного моря», «Методические рекомендации по расчету искусственных галечно-гравийных пляжей с удерживающими сооружениями для условий южного берега Крыма» и ряде других.

Создание новых искусственных пляжей и расширение существующих осуществлялось в прошлом с применением пляжеудерживающих сооружений с отсыпкой пляжеобразующего материала из материковых карьеров. Научное сопровождение проектирования выполнялось Черноморским отделением ЦНИИС. Проектирование осуществляло Ялтинское отделение Гипрогора, строительство – Крымгидрострой.

Крымское побережье в прошлом являлось одним из удачных примеров берегозащиты: на побережье, где естественных пляжей практически не было, за два десятилетия, благодаря комплексным усилиям названных организаций за счет отсыпки карьерного щебня было построено более 30 км искусственных пляжей. Одним этим Крымские курорты много лет привлекают на свои берега больше отдыхающих, чем здравницы Кавказа.

Однако, уже с 1991 года в связи с ухудшением экономического состояния, расходы на строительство объектов берегозащиты Крыма резко сократились, а позже прекратились совсем.

В настоящее время продолжается абразия незащищенных участков. Кроме того, теряют свои эксплуатационные качества и разрушаются уже построенные берегоукрепительные сооружения, так как предельный срок их службы по проекту составлял 25 лет. Так, по оценкам специалистов [2], уже к 2002 г. было разрушено или требовало ремонта 20,8% бун и требовало аварийной подпитки 56,4% пляжей. Наиболее проблемными участками являются берега в пос. Песчаное Бахчисарайского района, г. Евпатория и Сакская пересыпь, Судакский район, г. Алушта, г. Ялта, Феодосийский район, Симферопольский район и др.

Учитывая современную геополитическую ситуацию, необходимо возобновить научно-исследовательские и проектно-изыскательские работы для строительства новых и реконструкции оставшихся берегоукрепительных сооружений на Черноморском побережье Крыма. При этом, согласно действующей нормативно-технической документации РФ, учитывая волновые условия побережья Крыма, нагрузки и воздействия волн на гидротехнические сооружения следует уточнять физическим моделированием [3, 4].

Литература

1. Генеральная схема противоползневых и берегоукрепительных мероприятий на Черноморском побережье Украинской ССР. Укрюжгипрокоммунстрой, г. Одесса, 1973 г.
2. *Волинский А.К., Коцюба Т.М., Красной В.В., Силютин А.А., Моторина И.П.* О состоянии берегоукрепительных сооружений Автономной Республики Крым и мерах по улучшению ситуации // Материалы научно-технического совещания «Проблемы инженерной защиты берегов Черного и Азовского морей и пути их решения». Ялта: ЦНТУ «Инжзащита», 2003. С. 78-85.
3. СП 32-103-97. «Проектирование морских берегозащитных сооружений». Корпорация «Трансстрой». М., 1998. 222 с.

4. СП 38.13330.2012 «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов)». Актуализированная редакция СНиП 2.06.04-82*. М., 2012.

THE COASTAL ZONE OF THE BLACK SEA COAST OF CRIMEA. PAST, PRESENT AND FUTURE

Tlyavlina G.V., Yaroslavtsev N.A., Tlyavlin R.M.

Branch of the Research Institute of Transport Construction Research Center "Sea Coast", Sochi, Russia, TlyavlinaGV@tsniis.com

The article describes the history of the development of shore protection on the coast of the Crimea. Notes the contribution of science, particularly the physical modeling, to the solution of complex problems of shore protection in Crimea.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВДОЛЬБЕРЕГОВОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ НАНОСОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНОГО КРЫМА

Удовик В.Ф.

Морской гидрофизический институт, г. Севастополь, udovik126@bigmir.net

Динамика береговой зоны и изменения положения береговой линии на участке побережья Западного Крыма от Севастополя до Евпатории в значительной степени обусловлены вдольбереговым перемещением объемов прибрежно-морских наносов, представленных преимущественно песчаным и песчано-гравийным материалом [1, 2, 6]. Направление и интенсивность вдольбереговых потоков наносов в данном районе определяются характеристиками ветро-волнового режима на прилегающей акватории Черного моря. Происходящие в последние десятилетия изменения климатических характеристик ветра в западной части Черного моря [4] приводят к соответствующей перестройке пространственного распределения параметров вдольбереговых потоков наносов и соответственно изменению основных тенденций переформирования берегов в данном районе. Целью представляемой работы является исследование межгодовой изменчивости и получение оценок климатических характеристик направления и интенсивности перемещения наносов в береговой зоне Западного Крыма на современном этапе развития литодинамической системы региона.

Расчеты направления и интенсивности вдольбереговых потоков наносов проведены на базе ветро-энергетического метода (ВЭМ) [5], который посредством эмпирической зависимости устанавливает связь непосредственно между энергией ветра, передаваемой водной среде, и интенсивностью перемещения наносов. Преимуществом данного метода является возможность расчета направления и относительной интенсивности вдольбереговых потоков наносов при минимальном количестве входных параметров, что особенно актуально в условиях недостаточной обеспеченности данными натурных наблюдений, необходимых для корректной региональной адаптации и валидации моделей более высокого уровня. Используемая методика позволяет осуществлять оперативную оценку характеристик движения и интегрального перемещения наносов при различных сценариях ветро-волнового воздействия для участков береговой зоны, имеющих значительную протяженность. Применение ВЭМ следует рассматривать как начальный этап моделирования в рамках дальнейшего продолжения и развития комплексных исследований динамики наносов и переформирования рельефа берегов Крыма с использованием более совершенных моделей.

Исследуемый район охватывает береговую зону Западного Крыма длиной около 75 км на участке побережья от Севастополя (пляж «Любимовка») до Евпатории (пляж «Золотые пески») (рис. 1). При подготовке входных параметров была проведена аппроксимация береговой черты ломаной линией состоящей из 114 отрезков. Выбор длины отрезков определялся орографией берегов и составил в

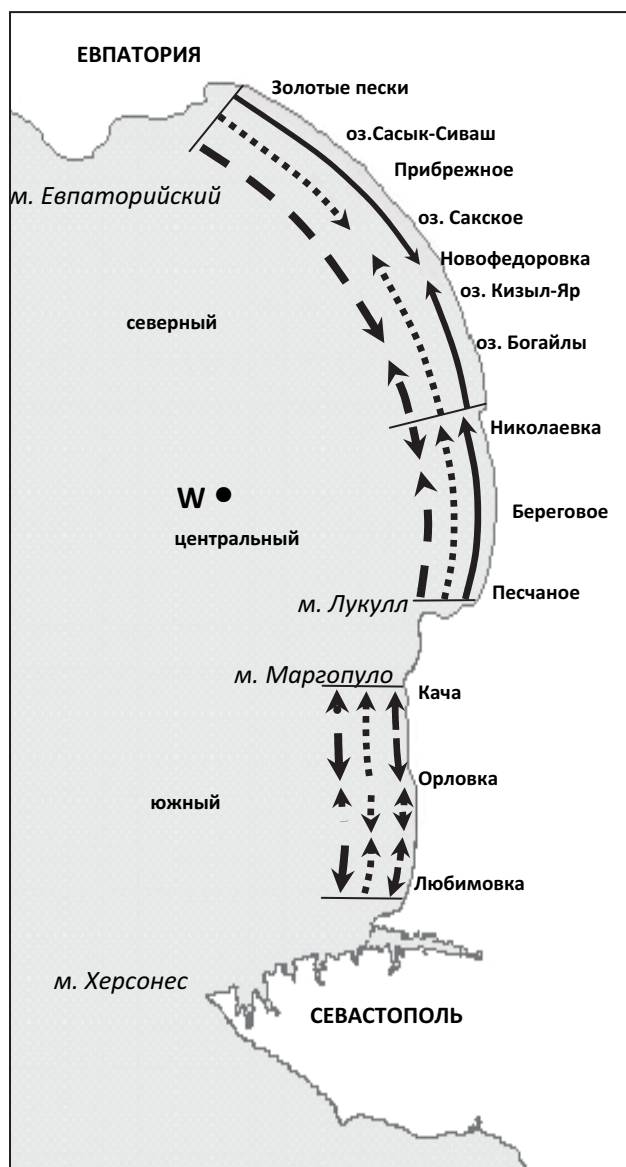


Рис. 1. Схема района, границы участков и направление перемещения наносов (1979-2008 гг.).
Сплошная линия – среднее многолетнее; пунктир – среднее для теплых сезонов года; точки – среднее для холодных сезонов года

среднем 500 м. Экспозиция отрезков корректировалась с учетом распределения глубин до изобаты 5м. Лучи разгона волнения для каждого отрезка рассчитывались в пределах сектора 120° в обе стороны от нормали с шагом 5° по угловой координате. Исходя из условий применения ВЭМ, в пределах исследуемого района выделено три относительно прямолинейных участка: северный, центральный и южный (рис. 1).

В качестве вынуждающей силы использованы данные ре-анализа направления и скорости приводного ветра JRA в точке W (рис. 1) с координатами (44°54'с.ш., 33°24'в.д.) за период 1979–2008 гг. [7], полученные в результате интерполяции данных из ближайших узлов регулярной сетки массива JRA. Зональная и меридиональная компоненты предварительно скорректированы путем умножения на поправочный коэффициент 1,3, полученный в результате валидации модели SWAN [3]. При расчетах не использовались данные о ветре со скоростью менее 5 м/с, т.к. генерируемое им волнение не оказывает значимого воздействия на вдольбереговое перемещение наносов [2]. При этом, согласно исполь-

зуемой методике расчетов, вводилось предположение об однородности поля ветра вдоль лучей разгона волнения и не учитывалось воздействие волн зыби.

Анализ результатов расчетов показал, что, направление и интенсивность вдоль-береговых потоков наносов на исследуемых участках береговой зоны Западного Крыма характеризуются значительной межсезонной и межгодовой изменчивостью (рис. 1).

На северном участке наиболее вероятно существование двух потоков наносов, направленных на встречу друг другу с образованием зоны конвергенции. В теплый сезон поток южного направления имеет большую протяженность, чем северный и зона конвергенции располагается несколько южнее, чем в холодный. В холодный сезон наблюдается увеличение длины ветви потока северного направления и, при определенном ветровом режиме, возможно формирование однонаправленного потока. Наибольшая протяженность потока северного направления отмечается в 1986 и 1994-1995 гг. В эти годы поток прослеживается фактически по всей длине участка. При этом практически на всем участке так же наблюдается распределение интенсивности, соответствующее массовому перемещению прибрежно-морских наносов с юга на север. Существование непрерывного потока наносов, направленного с севера на юг отмечается во все сезоны года.

Для центрального участка в холодные периоды года характерно преобладание непрерывного потока, направленного на север, и данный участок представляет собой зону транзита наносов с южного участка на северный. Тенденция к резкому возрастанию интенсивности потока и существование устойчивого максимума в его центральной части предполагает помимо транзита так же необходимость дополнительного вовлечения в движение значительных объемов наносов для насыщения потока, что может ускорять процессы разрушения берегов. На общем фоне аномальной выглядит ситуация, соответствующая холодному сезону 1985 г., когда отмечен поток южного направления, охватывающий всю длину участка. Близкая по характеру резкая перестройка вдольберегового потока наносов отмечается так же в 1992 г. Подобное изменение направления перемещения наносов приводит к временному прекращению вдольберегового транзита наносов на север и может активизировать процессы аккумуляции материала в южном секторе данного участка. В теплый период транзитная функция потока наносов существенно ослабевает, в первую очередь в связи с появлением в северной части центрального участка достаточно устойчивой ветви южного направления.

На южном участке наблюдается самая сложная картина перераспределения объемов наносов, выражающаяся в практически постоянном существовании нескольких ветвей различного направления и переменной длины, а так же возможности формирования однонаправленных потоков как северного, так и южного направлений. Подобная межсезонная и межгодовая изменчивость структуры потоков наносов в значительной степени затрудняет выделение параметров среднего многолетнего переноса объемов прибрежно-морских наносов для данного участка, что очевидно и объясняет существование значительно различающихся схем направления перемещения наносов, построенных разными исследователями на основе анализа данных натурных наблюдений, проведенных в различные периоды времени.

Полученные результаты позволяют, с учетом тенденций изменения режимных характеристик ветра, уточнить и детализировать схемы вдольберегового перераспределения объемов песчаных наносов на современном этапе развития литодинамических систем, определяющих динамику берегов Западного Крыма, и могут быть использованы при планировании мониторинговых исследований и разработке гидротехнических и берегозащитных проектов.

Литература

1. *Зенкович В.П.* Берега Черного и Азовского морей. М.: Географиздат, 1958. 371 с.
2. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
3. *Полонский А.Б., Фомин В.В., Гармашов А.В.* Характеристики ветрового волнения Черного моря // Доп. НАН України. 2011. № 8. С. 108-112.
4. *Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н.* Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. Вып. 17. С. 225-243.
5. Руководство по методам исследований и расчетов перемещения наносов и динамики берегов при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеиздат, 1975. 240 с.

6. Шуйский Ю.Д. Механический состав пляжевых наносов на западных берегах Крымского полуострова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. Вып. 15. С. 370-385.
7. Onogi K., Tsutsui J, Koide H. et al The JRA-25 Reanalysis // J. Meteor. Soc. Japan. 2007. V. 85. P. 369-432.

THE INTERANNUAL VARIABILITY OF THE LONGSHORE SAND SEDIMENT TRANSPORT IN THE COASTAL ZONE OF WESTERN CRIMEA

Udovik V.F.

Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, udovik126@bigmir.net

An investigation of interannual variability in the direction and intensity of the longshore sediment transport in the coastal zone of Western Crimea was carried out using Wind-Energy method. The Wind data from JRA reanalysis massive for the period 1979–2008 years was used as the driving force. The results of the calculations for the cold and warm periods of the year and interannual variability were discussed. Typical and abnormal situations were identified. Estimates of the climatic characteristics of the longshore sediment transport was obtained.

ДИНАМИКА АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ МОРСКОГО КРАЯ ДЕЛЬТЫ Р. КРАСНАЯ

Нгуен Мань Ханг¹, Косьян Р.Д.², Крыленко М.В.², Исупова М.В.³, Крыленко В.В.².

¹Центр Морских Исследований, г.Ханой, Вьетнам, *nthungim@gmail.com*

²Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик, Россия, *rkosyan@hotmail.com*, *krylenko@mail.ru*

³Институт Водных Проблем, г. Москва, Россия, *misupova@yandex.ru*

Длина береговой линии Вьетнама составляет более 3200 км, включая острова и дельты рек. Река Красная (р. Хонгха) – вторая по величине река Вьетнама, формирующая обширную дельту, известную как «Red River Delta», играет важную роль в социально-экономическом развитии страны (Nguyen Manh Hung, 2012). По форме дельта Красной реки имеет типичную треугольную форму с вершиной в районе города Viet Tri в 150 км выше по течению от устья (рис. 1). Площадь дельты р. Красная составляет 14.6 тыс. кв. км, длина вдоль главного рукава 185 км, длина морского края дельты 200 км. Сток реки поступает в море через 9 основных рукавов. В 1979–1994 гг. на крупном правом притоке (р. Да) построены плотина и водохранилище (Михайлов, Исупова, 2012).

Важной современной научной проблемой, связанной с изменением режима и строения дельты р. Хонгха, являются тенденции в изменениях стока наносов реки, дельтообразование в целом, а также качественный прогноз выдвижения дельты в море и, наоборот, размыва ее и отступления. От оценки этих тенденций зависит характер мер по защите населения, хозяйства и экосистем дельты от негативных проявлений гидролого-морфологических процессов в дельте.

Береговая линия морского края дельты р. Красная очень динамична. С севера на юг расположено 9 устьев основных рукавов дельты Красной реки (рис. 1). Характерно сильное выдвижение берега в местах впадения рукавов реки, эрозионные участки располагаются на участках между устьями рукавов. Морское волнение играет важнейшую роль в формировании современной морской границы дельты р. Красная. Наиболее сильное волнение развивается в прибрежной зоне вблизи морского края дельты р. Красная во время северо-восточного зимнего. Средняя высота волн равна 1.5–2 м, максимальная – до 3 м. Величина суточных приливов возрастает вдоль морского края дельты в северо-восточном направлении от 2 до 4 м. Во время тайфунов возникают штормовые нагоны высотой 2.5–3 м. В период летнего муссона преобладает перенос наносов вдоль края дельты с ЮЗ на СВ, в период

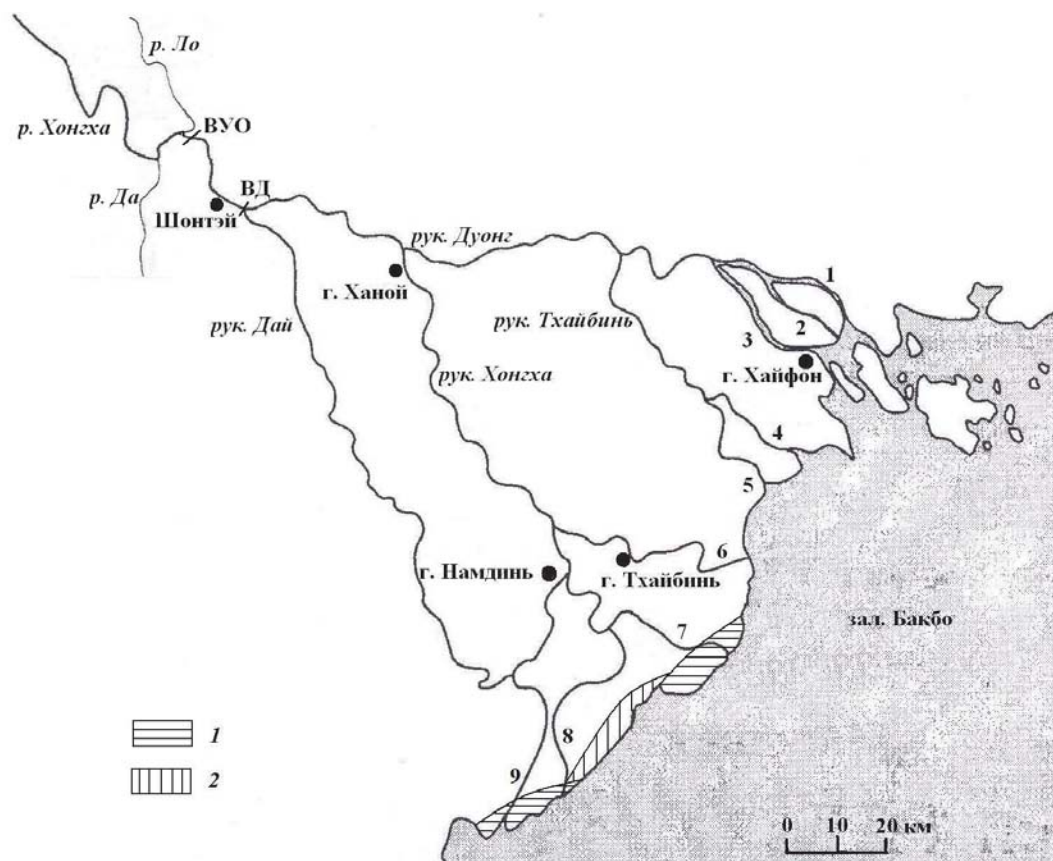


Рис. 1. Схема устьевой области р. Хонгха (Красная) (Михайлов, Исупова, 2012).

Устья рукавов дельты: 1 – Латьхуен, 2 – Намчьеу, 3 – Киньтхай, 4 – Ванук, 5 – Тхайбинь, 6 – Чали, 7 – Балат, 8 – Нинько, 9 – Дай; ВД – вершина дельты; ВУО – вершина устьевой области; районы сильного современного: 1 – выдвигания дельты, 2 – размытия МКД

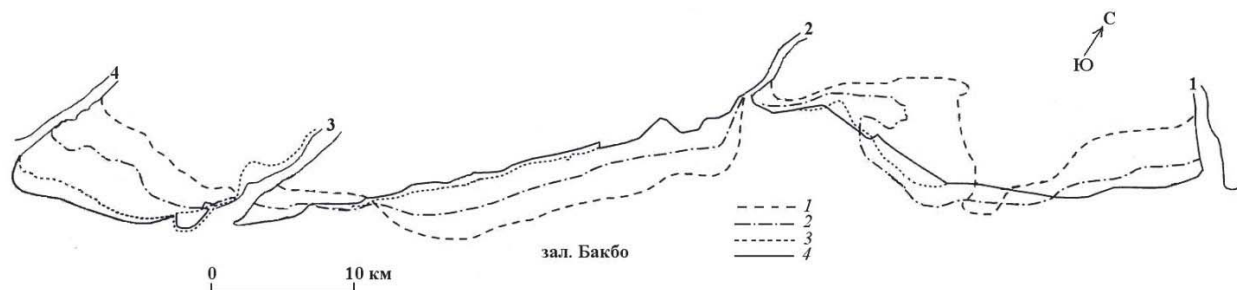


Рис. 2. Схема изменения морского края дельты на участке между устьями рукавов Балат и Дай (район Хай Хау (Pruszek et al., 2002).

Русла водотоков: 1 – Балат, 2 – Халан, 3 – Нинько, 4 – Дай. Положение береговой линии в: 1 – 1905, 2 – 1927, 3 – 1966, 4 – 1992 гг.

зимнего муссона – в противоположном направлении (с СВ на ЮЗ). Поскольку во время зимнего муссона волнение значительно сильнее, результирующий среднегодовой вдольбереговой поток наносов направлен с СВ на ЮЗ. В отличие от сезона половодья, твердый сток с течение сухого сезона двигается в основном во вдольбереговом направлении на юго-восток (Исупова, Михайлов, 2011). Количество морских наносов, поступающих на взморье из-за пределов устьевой зоны по оценкам составляет 6.98 млн т/год (Михайлов, Исупова, 2012).

Все устья постепенно выдвигаются в сторону моря вследствие большого объема ежегодного поступления твердого материала со стоком реки в береговую зону. Средняя интенсивность выдвигания

дельты в море за последние 50 лет XX в. составила 25 м/год, прирост площади дельты оказался равным 361 га/год. Наибольший рост отмечен в районе устья р. Да. Берег пляжа Хай Хау отступает со скоростью 10–15 м/год в течение полувека (рис. 2).

В связи с усилением не только относительного, но и абсолютного (в связи с активизацией тайфунов) воздействия волнения, в последние 100 лет усилились процессы размыва морского края дельты. В настоящее время начал сказываться и еще один фактор, воздействующий на размыв и отступление морского края дельты, – это почти двукратное уменьшение стока наносов реки в конце XX в. после сооружения водохранилища на притоке Да (Nguyen Manh Hung, 2012). В будущем следует ожидать дальнейшего усиления процессов размыва и деградации береговой зоны дельты. В настоящее время дельта р. Красная изменяет свой тип: она из дельты, формирующейся в результате преобладающего влияния речных факторов, переходит в дельту, в морфодинамике которой преобладает воздействие морских факторов. Среди антропогенных факторов, повлиявших на развитие дельты р. Красная, необходимо упомянуть массовую вырубку лесов на дельтовой равнине, усилившую ее эрозию; сооружение защитных дамб вдоль рукавов, сдерживающее поперечную миграцию рукавов и приведшее к отложению наносов и повышению русел; сооружение дамб, изъятие руслового аллювия на строительные нужды.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14-05-93000) и РНФ (проект 14-17-00547).

Литература

1. Исупова М.В., Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьевой области р. Хонгха (Красная) // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 5. С. 524–537.
2. Михайлов В.Н., Исупова М.В. Режим наносов и морфологические процессы в устьевой области р. Хонгха (Красная) / В. Н. // Водные ресурсы. 2012. Т. 39, № 5. С. 459–475.
3. Nguyen Manh Hung. Coastline and river mouth evolution in Vietnam. m. ed., Hanoi-2012. PHST. 369 с.
4. Pruszek Z., Nink P.V., Szmytkiewicz M., Hung N.M., Ninh P.V. Coastal processes in the Red River delta area, Vietnam // Coastal Engin. 2002. V. 44. № 2. P. 97–126.

DYNAMICS OF THE ACCUMULATIVE COASTS OF RED RIVER DELTA

Nguyen Man Hung¹, Kosyan R.D.², Krylenko M.V.², Isupova M.V.³, Krylenko V.V.²

¹Center for Marine Environment Survey, Research and Consultation, Vietnam Union of Science and Technology Association, Hanoi, Vietnam, nmhungim@gmail.com

²Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik, Russia, rkosyan@hotmail.com, krylenko@mail.ru

³Water Problems Institute RAS, Moscow, Russia, misupova@yandex.ru

Vietnam has more than 3200 km length of coastline. Red River delta coastal zone plays important roles in the development in the west side coastal zone. Coastline and river mouth in this zone change very dynamically. This zone is typical for study of coastline evolution in Vietnam because of their different coastal and river mouth evolution processes and because of their different marine dynamical and sedimentary processes.

МОРФОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В РАЙОНЕ БАКАЛЬСКОЙ КОСЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Харитонов Л.В., Фомин В.В., Алексеев Д.В., Иванча Е.В.

Морской гидрофизический институт, г. Севастополь, lukharitonova@rambler.ru

Одним из наиболее динамически активных песчаных образований у берегов западного Крыма является, выдвинутая на 8 км в Каркинитский залив Бакальская коса. Ширина западной ветви косы составляет 30–80 м, восточной 1200–2000 м [1]. Общие представления о перемещении наносов у Бакальской косы были получены в работе [2]. Начиная с 2006 г., регулярные исследования динамики косы проводит Морской гидрофизический институт. Основные изменения рельефа Бакальской косы заключаются в смещении западной ветви косы в восточном направлении, вследствие размыва западного берега косы; выдвигании ее дистальной части в акваторию Каркинитского залива Черного моря в северо-восточном направлении; уменьшении ширины косы в районе перешейка, соединяющего основное тело косы с дистальной частью и отделении дистальной части от основного тела косы [3].

Динамика наносов в районе Бакальской косы зависит от параметров ветрового волнения и колебаний уровня моря, что необходимо корректно учитывать при численном моделировании [3]. Поэтому представляет интерес оценка зависимости результатов моделирования морфодинамических процессов в исследуемом районе от изменений параметров ветровых волн и уровня моря. В данной работе такие оценки выполнены на основе численной гидродинамической модели XBeach (eXtreme Beach behavior) [4]. Модель XBeach включает в себя взаимодействующие блоки по расчету коротких ветровых волн, баротропных течений и динамики наносов. Расчетная область охватывает северную часть Бакальской косы и имеет размеры 2,2×2,9 км. Шаги сетки в зональном и меридиональном направлениях составляют 17 и 19 м соответственно. В начальный момент времени донные осадки с диаметром частиц $D_{50} = 5 \cdot 10^{-4}$ м и плотностью 2650 кг/м³ предполагались равномерно распределенными по дну.

Изучим влияние направления и интенсивности ветровых волн, а также величины штормовых нагонов на процесс размыва Бакальской косы (рис. 1, а). Вначале рассмотрим перенос наносов при набегании волн штормовой силы (высота значительных волн 4 м) с юго-запада, запада и северо-запада при отсутствии штормовых нагонов. Размыв перешейка между дистальной частью косы и ее телом и образование прораны имеют место при всех рассматриваемых направлениях волн (рис. 1, б–г). Наиболее интенсивно этот процесс происходит при набегании волн с запада. За 4 ч участок косы в районе перешейка оказывается полностью под водой, а после 24 ч глубины там достигают 2–3 м (рис. 1, в). При набегании волн с юго-запада и северо-запада перешеек оказывается размываемым за 8 ч, а за 24 ч он оказывается под поверхностью воды на глубинах 1–2 м (рис. 1, б, г).

Эрозия дна в рассматриваемых случаях набегания волн происходит на протяжении всей береговой зоны Бакальской косы. Интенсивность данного процесса оказывается максимальной вдоль западного побережья в районе перешейка, у северо-восточного участка оголовка, а также у восточного берега южнее и севернее образовавшейся на месте перешейка прораны. При набегании волн с запада области эрозии непосредственно в районе перешейка по площади оказываются самыми обширными как в зональном, так и меридиональном направлениях. В случае набегания волн с юго-запада эрозия происходит на несколько больших глубинах, чем при набегании волн с северо-запада. Аккумуляция наносов на дне имеет место мористее районов эрозии в непосредственной близости от них. Однако это происходит не вдоль всей береговой линии Бакальской косы. Так при набегании волн с запада области аккумуляции западнее перешейка практически не образуются. Во всех рассматриваемых случаях наибольшее накопление наносов на дне происходит к востоку от оголовка косы и вдоль восточного берега косы юго-восточнее прораны. Западнее косы площадь областей аккумуляции наносов оказывается наибольшей при волнах с юго-запада, а восточнее косы – при волнах с запада. В последнем случае также наибольшим оказывается количество отложенных наносов восточнее прораны.

Перейдем к рассмотрению морфодинамических процессов при наличии штормовых нагонов. Расчеты проводились для четырех не изменяющихся со временем значений нагонов: 0,25; 0,50; 0,75; 1,00 м. Изменения характеристик эрозионных процессов проявляются в областях с глубинами не более 3 м в непосредственной близости от Бакальской косы и зависят от направления набегания волн. В

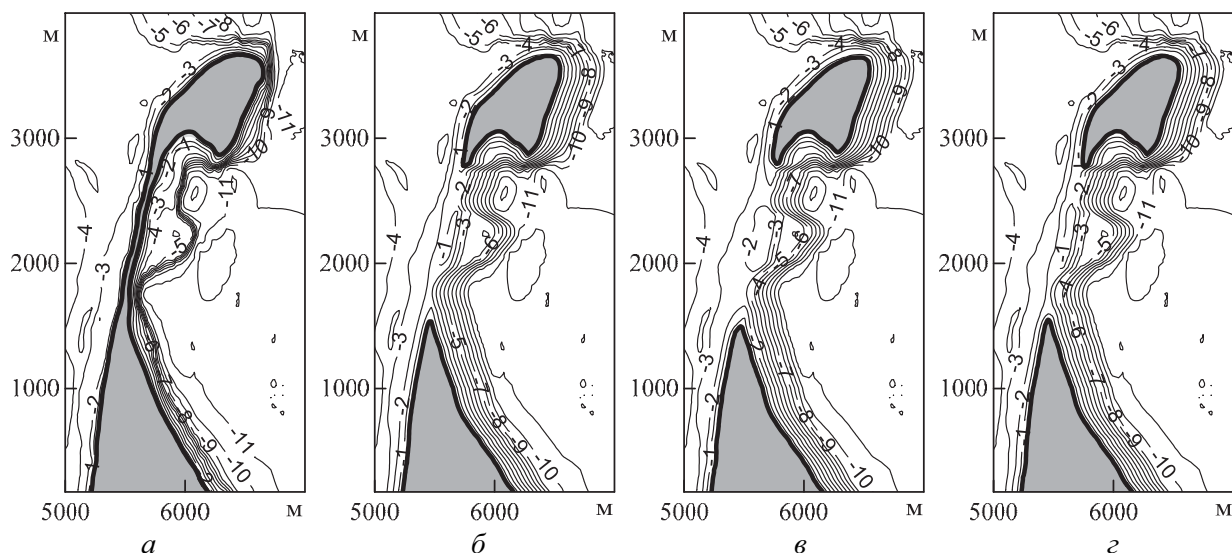


Рис. 1. Рельеф суши и дна в районе оголовка Бакальской косы до начала воздействия волн (а) и после 24 ч набегания волн с юго-запада (б), запада (в) и северо-запада (з)

частности, при набегании волн с юго-запада и северо-запада с ростом величины нагонов увеличивается интенсивность процессов эрозии в районе перешейка. При этом становится заметной разница в величине и пространственной локализации размыва в этих двух случаях. При набегании волн с северо-запада перешеек размывается несколько интенсивнее, чем в случае набегания волн с юго-запада. Например, в первом случае после 24 ч при нагоне высотой 0,75 м глубина размыва на отдельных участках перешейка достигает 3 м ниже невозмущенного уровня моря, а во втором случае такая глубина размыва достигается за то же время только при нагоне высотой 1 м. В случае набегания волн с запада, наоборот, при росте величины нагонов глубина размыва перешейка уменьшается. Так, после 24 ч размыв до 3 м ниже невозмущенного уровня моря при нагоне 0,25 м имеет место с севера и юга перешейка, за исключением его центральной части. При нагоне 0,50 м такая величина размыва прослеживается только с юга ближе к телу Бакальской косы. На пространственную локализацию областей эрозии вдоль берега Бакальской косы наличие штормовых нагонов значительного влияния не оказывает, в отличие от характеристик областей аккумуляции наносов. Наиболее заметно это влияние прослеживается вдоль западного берега. С увеличением высоты нагонов области аккумуляции здесь расширяются в мористом направлении, в ряде районов превышая по ширине области эрозии. Самые обширные области аккумуляции образуются при набегании волн с юго-запада. В случае набегания волн с запада после 24 ч при отсутствии нагонов области аккумуляции в районе перешейка практически не прослеживаются, а при наличии нагонов величиной более 0,5 м они по площади превышают области эрозии.

Изучим зависимости характеристик процессов эрозии от интенсивности волнения. Для этого рассмотрим волны с высотами 3 и 2 м, набегające по тем же направлениям, что и в предыдущих численных экспериментах при отсутствии штормовых нагонов. При этом пространственные особенности размыва перешейка Бакальской косы остаются такими же, как и в случае волн высотой 4 м, уменьшается лишь глубина размыва. При набегании волн с юго-запада и северо-запада она составляет преимущественно 1 м, и только на малых участках достигает 2 м. При набегании волн высотой 3 м с запада участки размыва глубиной до 3 м еще имеют место, а при высоте волн 2 м величина размыва уже не превышает 2 м ниже невозмущенного уровня моря. Расположение областей эрозии и аккумуляции наносов в общем соответствует описанным выше случаям набегания волн высотой 4 м. Однако различия, обусловленные разными направлениями волн при этом становятся практически незначительными. Уменьшение интенсивности волнения приводит к уменьшению различий в пространственном распределении областей эрозии и аккумуляции при различных направлениях волн. Изменение высоты волн оказывает значительно меньшее влияние на процесс размыва Бакальской косы, чем изменение высоты штормовых нагонов.

Литература

1. Иванов В.А., Горячкин Ю.Н., Удовик В.Ф., Харитонова Л.В., Шутов С.А. Современное состояние и эволюция Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. Вып. 26, Т. 1. С. 8–15.
2. Зенкович В.П. Бакальская коса // Сб. раб. Института океанологии АН СССР. 1955. № 4. С. 86–101.
3. Горячкин Ю.Н., Харитонова Л.В., Долотов В.В. Изменчивость береговой линии северо-западного Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. Вып. 20. С. 18–26.
4. Roelvink D., Reniers A., van Dongeren A., van Thiel de Vries J., McCall R., Lescinski J. Modeling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands // Coastal Engineering. 2009. V. 56. P. 1133–1152.

MORPHODYNAMICAL PROCESSES IN THE BAKALSKAYA SPIT REGION OF THE BLACK SEA

Charitonova L.V., Fomin V.V., Alekseev D.V., Ivancha E.V.

Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, lukharitonova@rambler.ru

Effect of changing of wind wave direction and height as well as storm surge height on erosion and deposition processes in the Bakalskaya Spit region of the Black Sea is studied. Numerical model XBeach (eXtreme Beach behavior) is used. It is obtained that the most intensive erosion of spilt isthmus occurs in case of wave running from the west in comparison of cases of wave running from the south-west and north-west if there is no surges. Presence of surges may results in increasing or decreasing of erosion process intensiveness depending on wave direction. Changes of wave heights less effect on the morphodynamic process than ones of surge heights.

ПРИМЕНЕНИЕ РАЗНОВРЕМЕННЫХ КОСМОСНИМКОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ И АБРАЗИИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ АЗОВСКОГО МОРЯ

Цыганкова А.Е.¹, Бердников С.В.²

¹Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, aetsygankova@yandex.ru

²Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону, berdnikov@ssc-ras.ru

Антропогенное воздействие на природные ландшафты достигло таких пределов, за которыми могут начинаться процессы деградации ландшафтов. Исходные ландшафты настолько изменены человеком, что в данной работе рассматриваются не естественные, а природно-антропогенные ландшафты, представленные различными видами угодий. При этом особое внимание уделяется изменениям в использовании угодий.

На сегодняшний день наиболее передовой технологией получения картографической информации является использование данных дистанционного зондирования (ДДЗ). Значительный пространственный охват территории, регулярная повторяемость съемки, достаточно высокое пространственное разрешение позволяют вести с их помощью постоянный мониторинг пространственной структуры землепользования с целью выявления трансформации прибрежных ландшафтов и абразии берегов Таганрогского залива.

Исследуемый участок расположен в пределах 10 километровой полосы вдоль российского берега Азовского моря. Её специфику определяет сочетание территории равнин Северного Приазовья и Азово-Кубанской низменности, дельт Дона и Кубани. Значительная площадь (4,7 тыс. км²) и протяжённость исследуемой территории вдоль береговой линии (627 км) требуют ее разделения на более



Рис. Районирование исследуемого участка

мелкие характерные территории. В результате исследуемая территория была разделена на 9 частей, границы между которыми в общих чертах повторяли локальные водоразделы между водосборами различных частей Азовского моря (рисунок).

В качестве исходных используются мультиспектральные космические снимки со спутника Landsat 5TM за 13 сентября 1984 и 17 августа 2009 (path-row 175-027), полученные из общедоступного некоммерческого архива в сети Internet на сайте <http://glcfapp.umi.acs.umd.edu:8080> (программа Global Land Cover Facility Мерилендского университета), а также привлекались топографические и почвенные карты.

На основе наиболее проработанной и широко используемой в настоящее время системы классификации землепользования Европейского Союза CORINE на исследуемой территории выделено 16 типов наземных ландшафтов [1].

В процессе дешифрирования снимков за период с 1984 по 2009 гг. в выделенных районах выявлены изменения в структуре землепользования, в целом это составляет 7% от рассматриваемой площади или 353 км². Меньше всего подверглась изменениям территория в Пограничном районе 4,2 км² (1%).

Незначительные изменения в структуре землепользования отмечены в следующих районах: Должанско-Камышевском – 15 км² (4%), Миусском – 19 км² (5%), Ейско-Должанском 24 км² (7%), Таганрогском – 32 км² (9%) и Ейском – 35 км² (10%). Сильно изменились ландшафты в Азовском районе – 50 км² (14%) и в дельте Дона – 59 км² (17%). Наибольших изменений в системе землепользования достигли площади в Бейсугском районе – 115 км² (33 %).

Таким образом, наибольшие изменения наблюдаются в районах, относящихся к дельте Дона и Бейсуга-Челбаса. Здесь ведущими стали процессы перехода болотистой растительности в растительность балок, что отражает общее осушение земель и, видимо, связано с изменениями речного стока. Для территории, в целом, характерно сокращение площадей пашни в пользу естественных ландшафтов – балочной растительности и искусственных ландшафтов (в основном застроенных территорий), что связано с уменьшением интенсивности сельского хозяйства в период 1984–2009 гг.

Процесс запустения сельскохозяйственных угодий (переход из пашни в балочную или лиманную растительность) касается в основном ранее распаханых территорий «неудобий» – замкнутых понижений (падей), крутых склонов балок и прочего. Также прослеживается уменьшение количества действующих взлётно-посадочных полос для сельхозавиации, что особенно характерно для южных районов территории. Значительные масштабы на исследуемом участке принимают процессы урбанизации – увеличение застроенных площадей – свыше 70 км² (почти 20%). Они приурочены в основном к

пригородным землям крупных городов, к крупным транспортным магистралям и к берегам Азовского моря. Однако вдали от крупных городов идёт наоборот запустение застроенных территорий. Причём основным признаком развития процессов урбанизации можно считать дачную застройку. Прежняя дачная застройка сменилась жилой, а прежние поля в пригородной зоне – дачами. Ядрами урбанизации становятся крупные города и магистрали между ними.

Таким образом, структура использования земель на исследуемой территории кардинально не изменилась, однако произошли определённые процессы. Изменилось использование земель для сельскохозяйственных нужд в сторону уменьшения площадей малопригодных для использования. Растут крупные города, населённые пункты вдали от транспортных магистралей и городов пустеют. Изменяется характер стока рек и его использования.

Особенности берегов Азовского моря, сложенных преимущественно четвертичными суглинками и глинами, предопределили интенсивное развитие абразионных и абразионно-оползневых берегов. Протяженность аккумулятивных берегов не превышает 10% общей длины береговой линии.

Пространственная неравномерность процессов абразии связана в первую очередь с неоднородностью геологических условий (литологических особенностей пород береговых обрывов, современных тектонических движений), на фоне которых по-разному проявляется действие гидродинамических факторов: ветро-волновых процессов, колебаний уровня воды, перемещения наносов и т.д.

По материалам космической съёмки за период с 1984 г. по 2009 г. была выполнена оценка скоростей абразии северного и южного побережья Таганрогского залива и сопоставление их со скоростями, оцененными по реперам мониторинговых площадок, рассчитаны объемы материала, поступающего при абразии.

В целом, средняя скорость для Таганрогского залива составляет 0,75 м/год и сопоставима с данными работы [2] – 0,88 м/год при большем или меньшем отклонении для северного и южного побережий и участков, входящих в них.

По активности проявления опасных процессов в береговой зоне Таганрогского залива составлена «Карто-схема современной абразии» согласно ГОСТ-Р22.0.06 «Опасные экзогенные процессы».

По классификации активности проявления опасных процессов вся береговая зона Таганрогского залива относится к побережьям со слабым отступлением берегового уступа (до 1 м/год), однако встречаются участки со средней скоростью отступления берегов (1-2 м/год) – Веселовознесенский, Новобессергеновский, Новомаргаритовский и Глафировский и сильной абразией (2-4 м/год) – Рожковский.

Литература

1. Украинский П.А., Шевердяев И.В., Цыганкова А.Е. Применение разновременных космоснимков для изучения трансформации ландшафтов береговой зоны Таганрогского залива //Сб. трудов VI Межд. научно-практической конф. «Экологические проблемы. Взгляд в будущее» (5-8 сентября 2010 г., СОЛ «Лиманчик»). Ростов-на-Дону, 2010. С. 392-395.
2. Ивлиева О.В., Бердников С.В. Современные скорости разрушения берегов российского побережья Азовского моря // Геоморфология, 2005. № 4. С. 74-83.

THE USE OF MULTI-TEMPORAL SATELLITE IMAGES FOR THE SSESMENT OF SPATIAL STRUCTURE OF LAND USE AND MARINE EROSION OF THE COASTAL ZONE OF THE AZOV SEA

Tsygankova A.E.¹, Berdnikov S.V.²

¹Southern Federal University, Rostov-on-Don, aetsygankova@yandex.ru

²Southern Scientific Center RAS, Rostov-on-Don, berdnikov@ssc-ras.ru

Using multispectral space images for the period 1984-2009, in the study area was allocated 16 types of terrestrial landscapes. In the process of interpretation of images in the selected districts revealed changes in land use. On the activity of manifestation of dangerous processes in the coastal zone of the Taganrog Gulf composed Card-scheme modern marine erosion.

ТЕХНОЛОГИИ КОМПЛЕКСНОГО АВИАМОНИТОРИНГА МОРСКИХ БЕРЕГОВ И ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЙ

Черноок В. И.¹, Борисовский А.А.¹, Васильев А.Н.¹, Мелентьев В.В.²

¹ОАО «Гипрорыбфлот», г. Санкт-Петербург, chernook@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет аэрокосмического приборостроения (ГУАП), г. Санкт-Петербург, vv.melentyev@mail.ru

Обследование морских берегов и прибрежных акваторий на основе применения самолётов-лабораторий и беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) позволяет получать полную и достоверную информацию, необходимую для научных и проектно-изыскательских работ, включая:

- состояние морских берегов, защитных сооружений, объектов промышленной, транспортной и градостроительной инфраструктуры;
- рельеф местности, лесные массивы, реки, ручьи и другие природные объекты в прибрежной зоне;
- наличие в береговой зоне объектов хозяйственной деятельности;
- наличие источников экологического загрязнения морских берегов и прибрежных акваторий и определение границ зон их воздействия (свалки отходов, разливы нефти и др.);
- батиметрию мелководья в прибрежной акватории;
- инструментальное определение океанологических параметров морской воды;
- очертание береговой линии в период максимума прилива и отлива;
- картирование водорослей-макрофитов в прибрежной акватории.

Эта многоцелевая задача может быть успешно решена с применением предлагаемых нами технических средств и инструментальных технологий, основанных на многолетнем опыте в области комплексного авиамониторинга морских берегов и прибрежных акваторий.

Нами накоплен многолетний опыт в области разработки и внедрения технологий авиамониторинга морской поверхности для рыбной отрасли, включая создание и промышленную эксплуатацию специализированных летающих лабораторий, оснащенных современными измерительными комплексами дистанционного зондирования и технологиями компьютерной обработки данных на основе ГИС-технологий.

В 70–90 годах XX века были созданы летающие лаборатории на базе самолётов Ил-14, Ил-18, Ан-26, выполнявшие большой объём рыбохозяйственных и прикладных научных исследований. Из-за уменьшения финансирования этих исследований и резкого уменьшения весогабаритных размеров авиасъёмочного оборудования в настоящее время перешли с больших и средних самолётов на малые – типа Л-410, эффективность использования которых в прибрежных зонах особенно велика.

Летающая лаборатория Л-410 «Норд» была создана в 2006 году на базе экономичного малого самолёта Л-410УВПЭ производства Чешской республики. За счёт установки дополнительного топливного бака максимальная дальность полёта была увеличена до 1800 км, а продолжительность полёта – до 6 часов. Этот самолёт базируется в Архангельске и работает в Европейской части России.

Для работ на морских акваториях Дальнего Востока в 2009 г. на базе самолёта Ан-38 авиакомпания «Восток» (г. Хабаровск) была создана новая летающая лаборатория, хорошо оснащенная мультиспектральным авиасъёмочным оборудованием. Дальность полёта Ан-38 «Восток» – до 1400 км, а продолжительность полёта – до 5 часов.

Особо важное значение для исследований прибрежных акваторий имеют комплексность использования результатов мультиспектральных измерений (лидар, тепловизор, фотосъёмка) и данные визуальных наблюдений. На борту авиалабораторий все измерительные и регистрирующие средства объединены в единый комплекс, включающий в себя: оптический локатор (лидар), тепловизионный сканер, блок цифровых фотокамер высокого разрешения, видеоаппаратуру, метеодатчики, навигационную и радиосвязную аппаратуру, оборудование для аэровизуальных наблюдений, а также бортовую автоматизированную систему сбора и экспресс-обработки информации на основе ГИС.

Лидар, предназначенный для активного зондирования толщи морской воды лазерным лучом в видимом диапазоне, позволяет:

- выполнять батиметрические измерения до глубины 50 м;

- измерять прозрачность, мутность и загрязнения воды (в том числе нефтяные);
- производить картирование водорослей-макрофитов;
- определять биопродуктивность и цветение фитопланктона прибрежных вод.

Тепловой сканер позволяет регистрировать температурные контрасты различных типов подстилающей поверхности в широкой полосе обзора 120 град с разрешением 2000 элементов в строке и температурной чувствительностью 0,1 град. При высоте полёта 600 м полоса обзора сканера – 2000 м. Применяется тепловой сканер для контроля термического режима акваторий и обнаружения тепловых загрязнений и сброса сточных вод, для фиксации фронтальных разделов и контроля нефтяных разливов, а также для учёта морских млекопитающих.

Блок цифровых фотоаппаратов с углами зрения от 6 до 48 градусов и системой наведения на объект съёмки. Фотоаппаратура управляется компьютером, что позволяет автоматизировать цикл съёмки и производить пространственно-временную привязку фотоснимков по их координатам и по времени съёмки.

Визуальные наблюдения на борту выполняются наблюдателями через специальные блистеры, которые располагаются по обоим бортам самолёта. Инструментальные съёмки являются основой авиамониторинга прибрежных зон, визуальные наблюдения дополняют их. Опытные эксперты-наблюдатели – гидрологи, экологи, биологи, геологи – определяют параметры состояния и качества морской среды, характеристики загрязнения, вид регистрируемых животных и их поведение.

Наши самолёты-лаборатории «Норд» и «Восток» эффективно работают в Белом, Баренцевом, Карском, Каспийском, Японском, Охотском и Беринговом морях в рамках национальных и международных программ исследования разнотипных акваторий. Опыт крупномасштабных полевых работ показал перспективность использования комплексных авиасъёмок для решения большого числа научных и прикладных задач. Отличительными особенностями инструментального авиамониторинга прибрежных районов являются:

- комплексный подход при исследованиях – природная среда (вода, суша, атмосфера), поверхностные загрязнения и состояние дна мелководий, животный и растительный мир;
- документальность инструментального авиамониторинга прибрежных акваторий и оперативность обработки данных, возможность передачи результатов авиационных исследований реальным потребителям на наземные и судовые приёмные пункты и центры управления;
- многоспектральность исследований (видимый, ИК и радиодиапазоны);
- сочетание широкой полосы обзора – 2-5 км и высокой разрешающей способности аппаратуры – до 1 см;
- возможность комплексирования данных аэросъёмки со спутниковыми снимками, существенно расширяющими возможности прикладного хозяйственного использования дистанционного экомониторинга прибрежных районов.

Нами накоплен опыт планирования комплексных многоуровневых исследований прибрежных зон, расположенных в арктическом и субарктическом регионе, оптимального сочетания авиационных, спутниковых, судовых и наземных исследований с учётом региональных особенностей изучаемой акватории.

В настоящее время нами проводятся экспериментальные исследования и разработка технологий применения БПЛА для мониторинга морских акваторий в прибрежных районах омывающих морей России и в районах промысла водных биоресурсов.

В зависимости от задач обследования прибрежных акваторий и берегов самолёт-лаборатория или БПЛА (самолёт или мультикоптер) может выполнять полёт по любой программе: вдоль береговой линии, поперечными галсами, по спирали или другому маршруту с зависанием над интересующим объектом для получения снимков требуемого масштаба и качества изображения.

Накопленный нами опыт на основе оптимального сочетания авиационных, спутниковых, судовых и наземных исследований с учётом региональных особенностей изучаемой акватории позволяет решать региональные научно-прикладные и хозяйственные задачи в прибрежной зоне, осуществлять контроль состояния морских берегов, и объектов промышленной инфраструктуры, безопасности деятельности объектов нефтегазовой отрасли с целью минимизации возможного ущерба природной среде, производить картирование состояния водной среды в прибрежной зоне, а также мониторинг районов транспортировки углеводородов танкерным флотом.

TECHNOLOGIES FOR COMPLEX AIR SURVEYING OF SEA COASTAL AREAS

Chernook V.I.¹, Borisovskij A.A.¹, Vasilev A.N.¹, Melentev V.V.²

¹Public Joint Stock Company «Giprorybflot», St. Petersburg, chernook@mail.ru

²Saint-Petersburg State University of Aerospace Instrumentation, St. Petersburg, vv.melentyev@mail.ru

Using the technical means and instrumental technologies for complex air surveying of sea coastal areas based on the long-term experience.

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК НЕЛИНЕЙНОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЛНЕНИЯ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ ПО ДАННЫМ НАТУРНОГО И ЛАБОРАТОРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Штремель М.Н.

Институт океанологии им. П.П. Шишова Российской академии наук (ИО РАН), Москва, Россия, 6805919@mail.ru

Волнение является важнейшим процессом, влияющим на динамику береговой зоны и его изучение необходимо для решения большинства теоретических и практических задач. Трансформация волн на промежуточной глубине ($0.005 < h/L < 0.5$, где h – глубина, L – длина волны) происходит под действием околорезонансных трехволновых взаимодействий, основной чертой которых является периодический обмен энергией между первой и высшими волновыми гармониками волнового движения, сопровождающийся изменениями сдвига фаз между ними. Этот эффект вызывает изменение асимметрии волн, что в свою очередь приводит к возникновению волновой компоненты транспорта наносов. Градиент расхода наносов пропорционален скорости деформации рельефа дна (1).

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\partial H}{\partial t} \quad (1)$$

Согласно упрощенной формуле Бейларда в форме, предложенной И.О. Леонтьевым [2], волновая компонента поперек берегового транспорта наносов в каждой точке пространства зависит от соотношения амплитуд первой и второй гармоники и сдвига фаз между ними (2, 3, 4).

$$q = \frac{1}{2} f_w \rho \left(\frac{\varepsilon_b}{\tan \phi} U U^2 + \frac{\varepsilon_s}{W_s} U U^2 \right) \quad (2)$$

$$\overline{U(t) | U(t) |^2} \approx U_1^2 U_2 \cos \varphi \quad (3)$$

$$\overline{U(t) | U(t) |^2} \approx U_1^2 U_2 \cos \varphi \quad (4)$$

$$U_m = \frac{1}{2} \frac{a_m}{\sin(kh)} \quad (5)$$

где U_m – осциллирующая компонента мгновенной придонной скорости (соответствующая амплитуде гармоники a_m), φ – сдвиг фаз между первой и второй гармоникой, k – волновое число, h – глубина, а параметры ε_b , ε_s , f_w , $\tan \phi$, W_s и рпринимаются равными константам.

В данной работе обсуждается возможность количественной оценки величин периодов обмена энергией между гармониками волнового движения в зависимости от параметров волн на входе в береговую зону.

В настоящее время существует два подхода к описанию расстройек в околорезонансных взаимодействиях:

- 1) наличие полного резонанса по волновым числам и расстройки по частотам [1]

$$\Delta \omega = \omega_{2k} - 2\omega_k \quad (6)$$

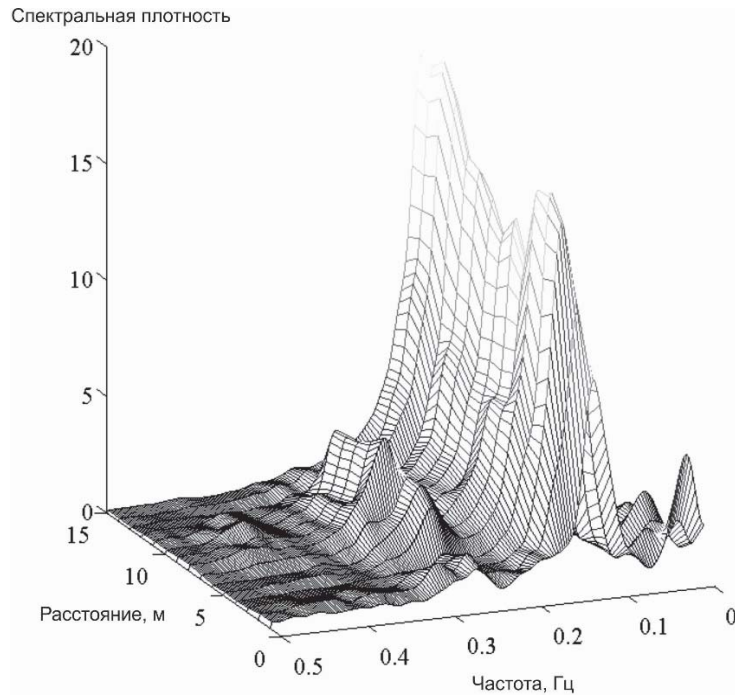


Рис. 1. Пространственная картина эволюции спектра волн при подходе к берегу по данным натурного эксперимента Шкорпиловци-2007

$$\tau_b = \frac{2\pi}{\Delta\omega} \quad (7)$$

$$L_\beta = C_f \tau_b, \quad (8)$$

2) наличие резонанса по частотам и расстройки по волновым числам [5]

$$\Delta k = k_{2\omega} - 2k_\omega \quad (9)$$

$$L_\beta = \frac{2\pi}{\Delta k}, \quad (10)$$

Первый подход был верифицирован по данным натурного эксперимента Шкорпиловци-2007 [3]. По полученным в ходе эксперимента данным были построены спектры волнения и определены пространственные периоды обмена энергией между гармониками.

Далее, исходя из дисперсионного соотношения линейной теории ($\omega_k = \sqrt{kg \tanh kh}$), были рассчитаны расстройки по частотам, с использованием формул (6, 7, 8) вычислены значения характерного времени нелинейного взаимодействия (времени, за которое вторая гармоника вырастает от 0 до максимума) и пространственного периода обмена энергией между гармониками.

Таблица 1. Сравнение характерного расстояния нелинейного взаимодействия, полученного по эмпирическим данным, с вычисленным по теоретической формуле

Номер серии	Период волн, с	Высота волн, м	L_β (измеренное), м	L_β (рассчитанное), м
31	5,8	0,7	35	38
64	7,0	1,2	45	51
39	7,2	1,5	60	53
7	6,7	0,56	40	46

Полученные значения показали хорошее совпадение с реально наблюдавшимися в действительности периодами обмена (табл. 1).

По данным лабораторного эксперимента Сочи-2013 были рассчитаны спектры изначально монохроматических волн и установлено, что для них соблюдается полный резонанс по частотам. Анализ данных эксперимента подтвердил, что расстройка по волновым числам, рассчитанная исходя из дисперсионного соотношения линейной теории, может быть использована для определения длины периодов обмена энергией между гармониками.

Также значения расстройки по волновым числам определялись исходя из соотношения «видимых» фазовых скоростей:

(11)

Значения «видимых» фазовых скоростей были определены по формуле

(12)

где l – расстояние между соседними волнографами, $\Delta\tau$ – величина сдвига, для выравнивания рядов, соответствующая максимуму взаимокорреляционной функции, j – сдвиг фаз (фазовый спектр), определявшийся как

$$\varphi(f) = \arctg \left(\frac{\text{Im}[A_{\theta,1}(f)A_{\theta,2}(f)^*]}{\text{Re}[A_{\theta,1}(f)A_{\theta,2}(f)^*]} \right) \quad (13)$$

где $A_{\theta,i}(f)$ – комплексные коэффициенты Фурье разложения волн в точках 1 и 2, $A_{\theta,2}(f)^*$ – комплексное сопряжение.

Однако они не соответствуют дисперсионному закону линейной теории, что связано с нелинейным процессом генерации второй гармоники со сдвигом фаз, равным $\frac{\pi}{2}$ относительно первой гармоники. Таким образом, проявляется эффект аномальной дисперсии волн, заключающийся в превышении видимой скоростью второй гармоники скорости первой [4]. Расстройка, рассчитанная через видимые фазовые скорости волн, меняет знак с положительного на отрицательный в зависимости от стадии обмена энергией между гармониками (роста или затухания второй гармоники).

Выводы

Была подтверждена возможность предсказания пространственной периодичности обмена энергией между гармониками исходя из дисперсионного соотношения линейной теории волн.

Было установлено отсутствие расстройки по частотам в монохроматических волнах (лабораторный эксперимент).

В лабораторном эксперименте наблюдался эффект «аномальной дисперсии», не позволяющий определять расстройку по волновым числам исходя из соотношения фазовых скоростей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-31058

Литература

1. Бреховских Л.М., Гончаров В.В. Введение в механику сплошных сред. М.: Наука, 1982.
2. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001, 272 с.
3. Сапрыкина Я.В., Кузнецов С.Ю., Чернева Ж., Андреева Н. Пространственно-временная изменчивость амплитудно-фазовой структуры штормовых волн в береговой зоне моря // Океанология. 2009. Т. 49, №2. С. 198-208.
4. Kuznetsov S.Yu., Speransky N.S. Anomalous Dispersion Paradox in Shallow Water Gravity Waves Shoaling Over Slopping Bottom // Ocean Wave Measurement and Analysis (1993) Second International Symposium honoring Professor Robert L. Wiegel. New Orleans, Louisiana, 1993. P. 364-373.
5. Madsen P.A., Sørensen O.R. Bound Waves and Triad Interactions in Shallow Water // J. Ocean Eng. 1993. V. 20, № 4. P. 359-388.

ASSESSMENT OF NONLINEAR WAVE TRANSFORMATION CHARACTERISTICS BASED ON FIELD AND LABORATORY EXPERIMENT DATA

Shtremel M.N.

P.P. Shirshov Institute of oceanology, RAS, Moscow, Russia

In the work methods of beat length prediction are compared and discussed using field experiment and laboratory data.

THE ANALYSE OF SHORELINE EVOLUTION FOR COASTAL EROSION MANAGEMENT IN MECUFI

Eugidio N. Gobo¹, Brito Impuana², Hermes H. Pacule¹, António M. Hogueane³

¹ Ministry of Environmental Affairs «Centre for Marine and Coastal Environment Research (CEPAM)» #Corresponding Author:
eugidiogobo@gmail.com, Pemba – Mozambique

² Ministry of Science and Technology, *brimpuana@yahoo.com.br, Quelimane - Mozambique*

³ Universidade Eduardo Mondlane, «School of Marine and Coastal Sciences» *hogueane@yahoo.com, Quelimane - Mozambique*

The proper use and management of coastal zones necessarily imply knowledge of agents acting on it and that determine the dynamic processes which in turn controls the evolution (progradation or retreat) of coastline. The Mecufi beach is one of the several areas with critical conditions of coastal erosion in Mozambique. The main objective of this research consisted on the qualitative and quantitative assessment of the erosion processes in Mecufi. Geoprocessing Techniques were applied based on the use of satellite images from Google Earth, with intervals of six years (2003-2009) by integration of ArcGIS (Geographical Information System), for the observation of the shoreline retreat and the determination of erosion rates. Simultaneously, we applied the method of comparing topographic beach profiles for the stock's sediment balance in the beach system. In Mecufi the retreat of the shoreline occurs at rates ranging from 0.56 to 4.0 m / year averaging 1.01 m / year. This retreat is probably a result of a negative contribution of sediment from the beach profiles, that tend to be lost in volume of - 27.1 m³/m*month. The results presented in this study suggest the need for rapid intervention of hard engineering to mitigate the effects of coastal erosion that has already become visible at the studied area.

FIELD INVESTIGATIONS, REMOTE SENSING AND MODELLING APPROACH FOR ARCTIC COASTAL EROSION

Guegan E.^{1,2}, Sinitsyn A.^{2,3}, Nordal S.¹

¹*Geotechnical Engineering, Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norway, emilie.guegan@ntnu.no, Steinar.nordal@ntun.no*

²*University Center in Svalbard, Longyearbyen, Norway*

³*SINTEF Byggforsk, Trondheim, Norway; Anatoly.sinitsyn@sintef.no*

In the Arctic (under permafrost conditions) coasts are especially vulnerable to erosive processes and represent a critical part to the economy and social well-being of the arctic communities. Coastal erosion rates in the Arctic are known to be greater than in more temperate environments. This high erosion rates are mainly due to the presence of permafrost and ground ice which contributes to coastal erosion through both, thermal and mechanical processes. Temporal variability in erosion rates is governed by climatic forcing and thereby storminess and presence of sea ice whereas spatial variability concerns cliff morphology, lithology and cryostratigraphy (Lantuit et al., 2011). While monitoring of Arctic coastal zone started few decades ago, the understanding of physical and mechanical processes behind it have been a more recent research interest. Both sub-aerial thermal processes and thermo-mechanical action of waves are commonly accepted to work simultaneously on the coastal erosion. Aré (1988) defined and distinguished between two main “types” of Arctic coasts, where two different coastal processes would be dominating. The first type of coasts are thermo-abrasion coasts, resulting from the combined mechanical and thermal actions of waves and sea ice on the shore-face, where a wave-cut notch is formed at the foot of the shore cliff leading to block failure. The second type of coasts is of thermo-denudation type, where the coastal response to environmental factors is mostly governed by the thawing of exposed permafrost because of air temperature and solar radiation (sub-aerial processes). The most important (quantitatively) research effort has definitely been, so far, directed toward thermo-abrasive coasts, where impressive block failure are responsible for very high erosion rates at many sites of Northern Canada, and Alaska. Our study, on the other hand, primarily focuses on the thermal erosion and stability of a frozen slope (thermodenudation type of coasts). Field surveys were performed over the last two years in three specific sites: Vestpynten (Barents Sea, Svalbard), Varandey area, (Barents Sea, Russia), and Baydaratskaya Bay (Kara Sea, Russia). The aim of the field investigations were to develop a long term monitoring site for coastal erosion as well as identifying the main environmental factors responsible for erosion. The three field sites present different geomorphological and cryostratigraphical properties, and are furthermore subject to different forcing factors allowing us to integrate different data sets in order to assess the erosional response of various coastal settings and therefore highlighting the key parameters. Vestpynten site is characterized by a one meter high bedrock bluff overlain by a 3 meters thick quaternary sediment and is situated in a low-wave energy environment, characteristic for Arctic fjord systems. Whereas Varandey and Baydaratskaya Bay coastal bluffs consist of sand to ice rich silty clay material, and are more exposed to open ocean waves.

Topography surveys on field sites with total station, monitoring of position and geometry of coastal bluff with laser scanner, time-lapse camera observation, soil description, boreholes drilling and sampling, installation of thermistor strings in bore holes and on the coastal slope were undertaken at these locations between 2012-2014. Remote studies were performed by means of satellite images and aerial photographs for the period 1961-2012, using the USGS design tool DSAS (Digital Shoreline Analysis System; Thieler et al., 2009), in order to evaluate both shoreline recession and coastal bluff erosion rates.

Both Vestpynten site in Svalbard and Bardayrayskaya site in Russia highlighted the importance of denudation processes, closely linked with the retreat of snowbank deposited by recurrent strong wind on the lee side of the coastal bluff over the winter. During fieldwork undertaken in mid-June in Baydaratskaya Bay, we observed the presence of still intact sea ice, and the slow retreat of the still important snow bank on the coast, both parameters completely prohibiting wave action in this area at that time. However simultaneously, we observed an up to 5m thermal erosion of the crest of the coastal bluff. Snow bank influence on the coastal bluff thermal regime and therefore the coastal erosion processes have furthermore been well documented in Vestpynten site. We did not observe any direct impact of waves at the toe of the coastal bluff. Instead the aerial processes (through coastal permafrost degradation) appear to be the main eroding processes, creating a



Fig. 1. Field sites location

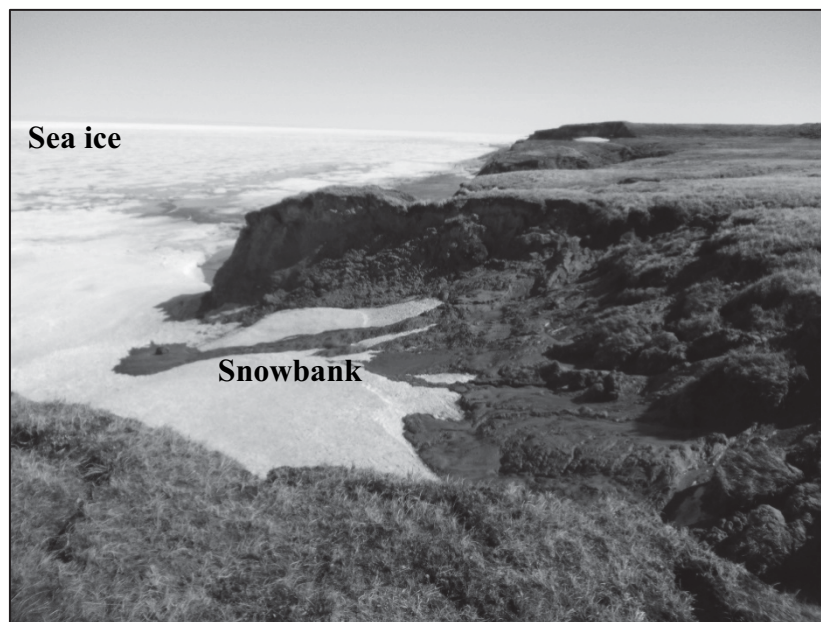


Fig. 2. Active thermodenudation processes in Baydaratskaya Bay field site

scree slope at the bottom of the bluff. The waves in our sites only removed the already fallen material deposited in the scree slope; they are not the direct abrasive agent detaching the soil particle from the bluff.

We propose a three step modelling approach for thermodenudation coasts. The first step involved modelling of the coastal bluff thermal regime with consideration of geotechnical and local soils thermal properties. Once the seasonal evolution of the coastal bluff thermal regime is established, the thawing slope stability may be modelled, identifying the time at which a thawing coastal bluff would be likely to experience failure. From these two preliminary steps we can estimate the potential annual volume of material removed from the coastal bluff. However erosion would not be active on a long term scale if the eroded material would not be removed by waves, maintaining slope instability. We therefore, as the last step of this modelling approach, include a hydrodynamic module evaluating the wave potential at each site to reach and remove the eroded

material. Based on field measurements in combination with theoretical principles, our modelling approach simulates the response of the sediment cliff to variation in environmental forces, like snow, waves or increase in temperature.

In his project we integrate the different geological and geotechnical processes and parameters behind Arctic coastal erosion in order to create a model for potential site-specific permafrost degradation in the coastal zone due to climatic conditions and sea/ice actions on shorelines. The data may be used for modeling of potential permafrost degradation in the coastal zone due to present and future climatic conditions and sea/ice actions on shorelines. The model under development is expected to contribute to a better understanding of the physical and mechanical processes and parameters influencing the coastal erosion in permafrost area.

Acknowledgements

The authors wish to acknowledge the support from the Research Council of Norway through the Centre for Research-based Innovation SAMCoThosted at NTNU, UNIS, and SINTEF and the support from all SAMCoT partners.

References

1. Aré F.E. Thermal abrasion of sea coasts // *Polar Geography and Geology*. 1988. V. 12, Iss. 1.
2. Lantuit H., Overduin P.P., Couture N., Wetterich S., Are F., Atkinson D., Brown J., Cherkashov G., Drozdov D., Forbes D., Graves-Gaylord A., Grigoriev M., Hubberten H.W., Jordan J., Jorgenson T., Ødegård R.S., Ogorodov S., Pollard W., Rachold V., Sedenko S., Solomon S., Steenhuisen F., Streletskaia I. and Vasiliev A. The Arctic Coastal Dynamics database. A new classification scheme and statistics on arctic permafrost coastlines, *Estuaries and Coasts*. 2012. V. 35 (2). P. 383-400. doi: 10.1007/s12237-010-9362-6.
3. Thieler E.R., Himmelstoss E.A., Zichichi J.L., Ergul Ayhan. 2009. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278. *current version 4.3.

THE TECHNOLOGY OF THE SEABOTTOM SURVEYS FOR THE MONITORING OF THE COASTAL AREA

Kazimierz Szeffler, Łukasz Gajewski, Benedykt Hac, Radosław Wróblewski

Maritime Institute in Gdańsk, kaszef@im.gda.pl

The integrated system of the modern method for the usage in the surveys of the state and changes of the foreshore seabed, to the depth of circa 15 m is shown on the example of work carried out by the Maritime Institute in Gdańsk in the area of Ustka (Fig. 1) in the years of 2004-2007 and 2013-2014.

The side scan sonar (EdgeTech 4200) and the multibeam echosounder (Reson 7125) were used in order to obtain a comprehensive image of the seabed surface (Fig. 2). In chosen locations seabed recognition was performed using the ROV TV (SeaEye 600DT) underwater system (Fig. 3).

The single echosounder (Navisound 215) was used to performed bathymetric profiles in every 100 m perpendicularly to the shore. The structure of the seabed was identified using seismoacoustic profiling by profilograph (ORETECH 3030S), in profiles perpendicular to the shore, every 500 m. in locations chosen on the basis of analysis noninvasive surveys, scoop samples of surface sediments were collected as well as core sample (Vibrocorer VKG-3), of core length up to 3 m.

Accurate positioning (with accuracy better than 0.5 m) was ensured by the GPS system, integrated with a proper navigation system (Qinsy 7.5; 8.1). The CODA system (CODA OCTOPUS DA1000) was used for the collection and elaboration of data.

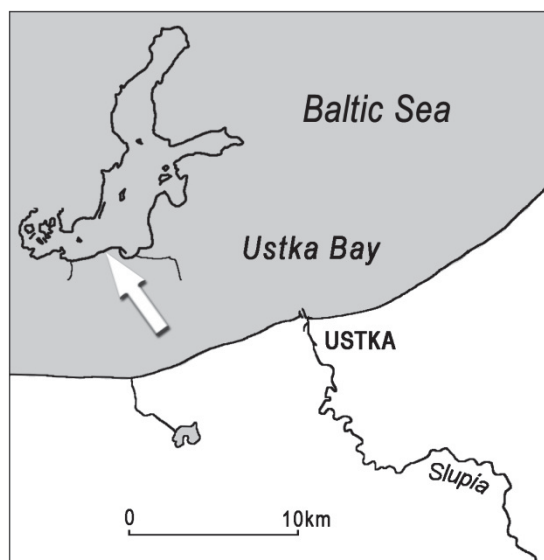


Fig. 1. Location of the survey area

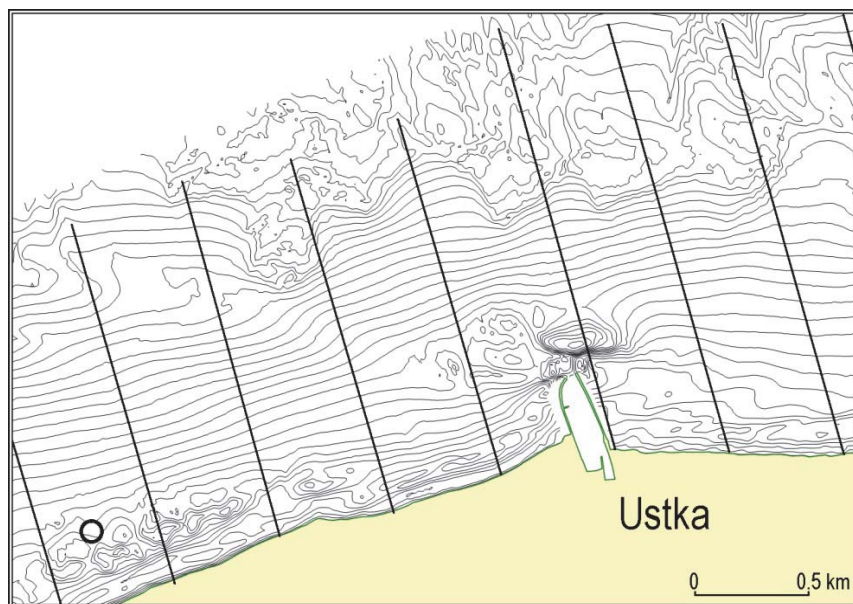


Fig. 2. Detailed bathymetric map of the seabed, performed on the basis of the image made by the multibeam echosounder, isobath every 0.5 m; lines of seismoacoustic profiles were indicated, the entire showed area was covered in the sonar image; the place where the ROV TV image from Fig. 3 was taken is shown in a black circle

The following detailed maps were elaborated: isobath bathymetric, image of the seabed relief (3D), sonar image of the seabed surface, of seabed surface sediments, of the dynamic layer, geomorphological map, bathymetric profile, geological cross-sections and comparative maps of changes.

The shown method of performing surveys can constitute an example of a good procedure for the monitoring surveys of the near-shore zone of the seabed, completed, if necessary and possible, with other surveys (i.e. analysis of aerial photos and/or lidar photos).

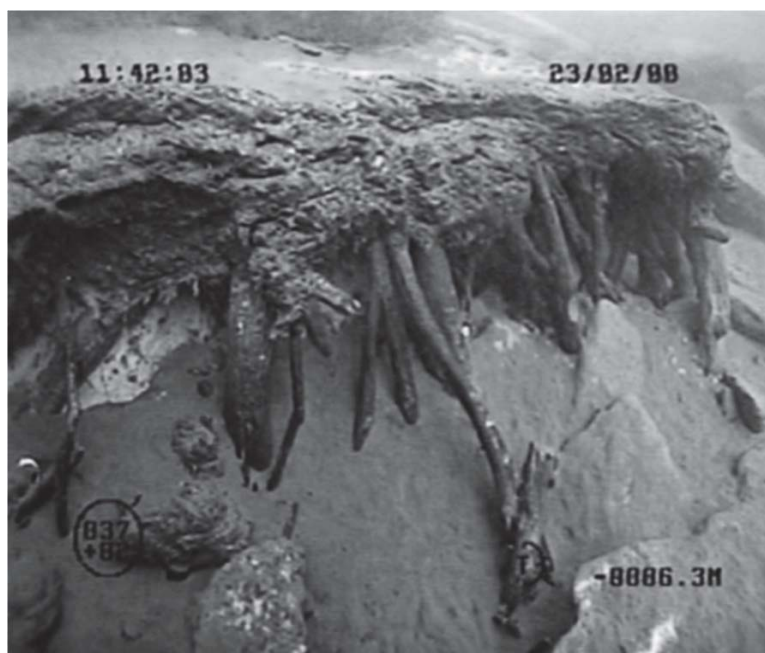


Fig. 3. Image performed by the ROV TV system; depth of 6.3 m, location shown in Fig. 2. An area is visible of an abraded seabed with a layer of peat on alluvial sands (pic. by J. Nowak)

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Лукьянова С.А.</i> Выездные сессии РГ «Морские берега».....	5
<u>Секция 1 «Новое в изучении гидро- и литодинамики береговой зоны»</u>	9
<i>Антоненко М.В., Погорелов А.В., Федорова С.И.</i> Применение технологий наземного лазерного сканирования для мониторинга рельефа береговой зоны (Вербяная коса, Азовское море)...	9
<i>Афанасьев В.В.</i> Динамика барьерных форм лагунного побережья северо-восточного Сахалина и вопросы зонирования побережья для целей проектирования и эксплуатации.....	12
<i>Бабаков А.Н., Чубаренко Б.В.</i> Литодинамические условия на северном побережье Калининградской области в весенне-летний период 2013 года.....	14
<i>Бадюков Д.Д.</i> Берега Новой Земли.....	17
<i>Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.</i> Крупные аккумулятивные формы на берегах восточной Польши.....	19
<i>Баранская А.В., Огородов С.А., Белова Н.Г., Вергун А.П., Одибер-Хайе А., Кокий Э., Марке С., Добуа П., Желдоф Ж.-Б.</i> Анализ динамики берегов полуострова Ямал с помощью ГИС.....	23
<i>Бобыкина В.П.</i> Дифференцированный отклик северного берега Самбийского п-ова на один из штормов.....	24
<i>Бровко П.Ф.</i> Береговые исследования в тихоокеанской России: шаг за шагом в будущее.....	26
<i>Владимирова О.М., Царев В.А.</i> Роль бароклинных течений в распространении придонных североморских вод в Арконском бассейне.....	29
<i>Горин С.Л.</i> Морфодинамика устьевых кос в эстуарии реки Камчатка в XVIII-XX вв.	32
<i>Горячкин Ю.Н.</i> Состояние и проблемы береговой зоны Крыма.....	35
<i>Гущин О.А., Стонт Ж.И.</i> Мониторинг ветровых условий Юго-Восточной Балтики за 2004–2013 гг. и численное моделирование прибрежных аномальных течений.....	38
<i>Даньшина А.В., Чанцев В.Ю.</i> Коэффициенты обмена импульсом в грибовидных течениях прибрежной зоны.....	41
<i>Двинских С.А., Клименко Д.Е., Морозова Г.В.</i> Особенности развития абразионных берегов равнинных водохранилищ (на примере Камского).....	43
<i>Демиденко Н.А., Зиновьев А.Т.</i> Динамика берегов и потоки наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя.....	46
<i>Дикарѳ В.А.</i> Оценка устойчивости южных берегов Азовского моря и Керченского пролива в условиях изменения уровня моря.....	49
<i>Донцова О.Л., Панина О.В.</i> Склоновые (гравитационные) процессы на шельфе Черноморского побережья Кавказа.....	51
<i>Есюкова Е.Е., Стонт Ж.И.</i> Особенности штормовых размывов берегов Калининградского побережья юго-восточной Балтики зимой 2013-2014 гг.	53
<i>Ефремов Ю.В.</i> Усиление селевой деятельности на Черноморском побережье Кавказа (в пределах Российской Федерации).....	56
<i>Измайлов Я.А.</i> Опыт создания системы мониторинга абразионно-аккумулятивных процессов на Азово-Черноморском побережье Краснодарского края.....	58
<i>Исупова М.В.</i> Влияние значительных половодий (паводков) на динамику аккумулятивных форм в устьях рек.....	60
<i>Катлине Коблев А.Х.</i> Математическое моделирование трансформации и наката волн на берег в зоне подводных каньонов.....	63

<i>Коваленко А.Н., Корзинин Д.В., Сапрыкина Я.В.</i> Использование нелинейно-дисперсионных свойств волн при их трансформации над подводным баром для снижения волновых нагрузок..	66
<i>Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Светлаков А.А.</i> Температурный режим грунтов как фактор формирования береговых склонов (на примере мониторинговых участков).....	69
<i>Коротаев В.Н.</i> Дельтовые побережья: современное состояние и прогнозные оценки развития..	72
<i>Крыленко В.В., Крыленко М.В., Кочергин А.Д.</i> Исследования состава и распределения отложений Анапской пересыпи.....	75
<i>Кузнецов С.Ю., Сапрыкина, Я.В.</i> Спектральная структура обрушающихся волн.....	77
<i>Леонтьев И.О., Акивис Т.М.</i> Моделирование вдольбереговых потоков наносов у юго-восточного побережья Балтийского моря.....	81
<i>Луговой Н.Н.</i> Динамика рельефа надводной части береговой зоны северного побережья Калининградского полуострова.....	85
<i>Магрицкий Д.В.</i> Гидрологические риски на Черноморском побережье РФ.....	87
<i>Мазаева О.А., Пеллинен В.А.</i> Особенности современной динамики оврагов на участке берегоукрепительных работ участка Молодежный (Иркутское водохранилище).....	90
<i>Малинин В.Н., Гордеева С.М.</i> Невские наводнения и морской уровень Финского залива в современных климатических условиях.....	92
<i>Маслаков А. А.</i> Динамика морских берегов в поселениях Чукотского полуострова.....	95
<i>Мелентьев В.В., Мелентьев К.В., Захарова Т.А., Мушкудиани М.И., Старцев А.А.</i> Типизация берегов Российской Арктики по данным спутниковых РСА измерений (на примере Восточно-Сибирского моря).....	97
<i>Муркалов А.Б.</i> Слой волновой переработки и его значение на песчаных берегах Черного моря..	100
<i>Мысливец В.И., Шипилова Л.М.</i> Дельта пролива Тонкого (Генического) в заливе Сиваш, Азовское море.....	103
<i>Навроцкая С.Е., Чубаренко Б.В., Андрианова О.Р., Белевич Р.Р.</i> Многолетние колебания уровня моря в районах расположения лагун Балтийского и Черного морей.....	106
<i>Назаров Н.Н., Фролова И.В.</i> Экзогенная моделировка берегов Камских водохранилищ.....	109
<i>Никонорова И.В., Петров Н.Ф., Гуменюк А.Е.</i> Оползневые процессы на берегах Чебоксарского и Куйбышевского водохранилищ и проблемы рекреационного освоения береговой зоны (на примере Чувашской республики).....	111
<i>Огородов С.А., Архипов В.В., Баранская А.В., Белова Н.Г., Вергун А.П., Камалов А.М., Кокин О.В., Копя-Овдиенко Н.В., Кузнецов Д.Е., Шабанова Н.Н.</i> Техногенный фактор динамики берегов Печорского и Карского морей в условиях изменения климата и ледовитости.....	114
<i>Ощепков Г.В.</i> Особенности применения фитоиндикационного метода при геоморфологических исследованиях (на примере Хвалынской равнины Северного Прикаспия).....	117
<i>Панина О.В., Донцова О.Л.</i> Изучение факторов литодинамики прибрежно-шельфовой зоны Черного моря.....	120
<i>Пеллинен В.А., Козырева Е.А.</i> Современное состояние береговой зоны острова Ольхон озера Байкал.....	122
<i>Петров В.А., Ярославцев Н.А., Кириленко А.П.</i> Роль сгонно-нагонных явлений в формировании устьев рек Северного Байкала.....	125
<i>Петров В.А., Ярославцев Н.А.</i> Литодинамические процессы береговой зоны междуречья Кудепста-Мзымта.....	128
<i>Пижанкова Е.И.</i> Анализ динамики ледовитости морей российской Арктики в связи с динамикой их берегов.....	132

<i>Подрезова Н.А., Царев В.А.</i> Особенности формирования придонных вод повышенной солености в области заприпайных полыней.....	134
<i>Попков В.И., Попков И.В.</i> Опасные геолого-тектонические процессы в Притаманской зоне Азовского моря.....	136
<i>Прокопов О.И.</i> Многолетняя изменчивость аномалий температуры воздуха на северо-востоке Черного моря.....	139
<i>Прокопов О.И.</i> Оптимизация методов оценки гидрологических сезонов в прибрежной зоне Черного моря по данным многолетних (1945–2013 гг.) наблюдений.....	142
<i>Прокопов О.И.</i> Статистические оценки аномалий температуры поверхности в прибрежной зоне Черного моря (1935-2013 гг.).....	144
<i>Репкина Т.Ю.</i> Современная динамика берегов микроконтинентов (о. Мадагаскар).....	147
<i>Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Ефимова Л.Е., Косевич Н.И.</i> Неволновые факторы динамики фиардово-шхерных берегов Кандалакшского залива Белого моря. Сезонные аспекты.....	149
<i>Д.В.Рябчук, М.А.Спиридонов, А.Ю.Сергеев, О.А.Ковалева, Л.М.Буданов, Н.Б.Филиппов, О.В.Томилина, И.О.Леонтьев</i> Абразионные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива - основные тенденции и прогноз развития (результаты проекта <i>CLIPLIVE</i>).....	152
<i>Санин А.Ю.</i> Сравнительная характеристика береговых морфосистем Крыма и северокавказского побережья России.....	154
<i>Сапрыкина Я.В., Кузнецов С.Ю., Коваленко А.Н., Корзинин Д.В.</i> Трансформация волн над подводными рифами.....	157
<i>Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю. Удалов Л.Е., Кунгаа М.Ч.</i> Факторы морфо- и литодинамики пляжей и приливных осушек северо-западной части Онежского п-ова (Белое море).....	160
<i>Сергеев А.Ю.</i> Основные геологические факторы, контролирующие развитие Куршской косы... <i>Соколов А.Н., Дикий Д.И.</i> Модельный анализ вертикальной турбулентной вязкости у побережья Вислинской косы.....	163
<i>Тарасова Ю.С.</i> Прогноз размыва берегов Иркутского водохранилища.....	166
<i>Ташилыкова Т.А.</i> О повышении роли географа в исследовании наведенной сейсмичности на крупных водохранилищах.....	169
<i>Тлявлиня Г.В., Ярославцев Н.А., Тлявлин Р.М.</i> Береговая зона Черноморского побережья Крыма. Прошлое, настоящее и будущее.....	171
<i>Удовик В.Ф.</i> Межгодовая изменчивость вдольберегового перемещения песчаных наносов в береговой зоне западного Крыма.....	173
<i>Нгуен Мань Ханг, Косьян Р.Д., Крыленко М.В., Исупова М.В., Крыленко В.В.</i> Динамика аккумулятивных берегов морского края дельты р. Красная.....	175
<i>Харитонова Л.В., Фомин В.В., Алексеев Д.В., Иванча Е.В.</i> Морфодинамические процессы в районе Бакальской косы Черного моря.....	178
<i>Цыганкова А.Е., Бердников С.В.</i> Применение разновременных космоснимков для оценки пространственной структуры землепользования и абразии береговой зоны Азовского моря.....	181
<i>Черноок В. И., Борисовский А.А., Васильев А.Н., Мелентьев В.В.</i> Технологии комплексного авиамониторинга морских берегов и прибрежных акваторий.....	183
<i>Штремель М.Н.</i> Оценка характеристик нелинейной трансформации волнения в береговой зоне моря по данным натурального и лабораторного экспериментов.....	186
<i>Eugidio N. Gobo, Brito Impuana, Hermes H. Pacule, António M. Hogueane</i> The analyse of shoreline evolution for coastal erosion management in Mecufi.....	188
<i>Guegan E., Sinitsyn A., Nordal S.</i> Field investigations, remote sensing and modelling approach for Arctic coastal erosion.....	191
<i>Kazimierz Szeffler, Łukasz Gajewski, Benedykt Hac, Radosław Wróblewski</i> The technology of the seabottom surveys for the monitoring of the coastal area.....	192
	194

Научное издание

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА – ВЗГЛЯД В БУДУЩЕЕ

МАТЕРИАЛЫ XXV МЕЖДУНАРОДНОЙ БЕРЕГОВОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

13-17 октября 2014 года, г. Сочи

Том 1

Редакторы:

к.г.н. Корзинин Д.В., к.т.н Тлявлиная Г.В., к.т.н. Волкова Е.С., к.т.н. Тлявлин Р.М.,
Дизайн обложки: Корзинин Д.В

ООО Издательство ГЕОС

129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.

Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.

E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru