Рабочая группа «Морские берега»
Совета РАН по проблемам Мирового океана

Российский государственный
гидрометеорологический университет

Филиал Российского государственного
гидрометеорологического университета
в г. Туапсе Краснодарского края

МОРСКИЕ БЕРЕГА – ЭВОЛЮЦИЯ, ЭКОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА

Краснодар
2012

Рабочая группа «Морские берега»
Совета РАН по проблемам Мирового океана

Российский государственный
гидрометеорологический университет

Филиал Российского государственного гидрометеорологического
университета в г. Туапсе Краснодарского края

Материалы XXIV Международной береговой конференции,
посвященной 60-летию со дня основания
Рабочей группы «Морские берега»

МОРСКИЕ БЕРЕГА –
ЭВОЛЮЦИЯ, ЭКОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА

Туапсе,
1–6 октября 2012 г.

В ДВУХ ТОМАХ

Том 1

УДК [502/504+551.4+627](210.5)
ББК 26
М79

Издание осуществлено при поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
и Федерального агентства водных ресурсов (Росводресурсы).

М79 **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. / Редакционная 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. – 396 с.

ISBN 978-5-91718-205-6 (Т. 1)
ISBN 978-5-91718-204-9

В сборнике представлены материалы XXIV Международной береговой конференции, посвященной 60-летию со дня основания Рабочей группы «Морские берега» «Морские берега – эволюция, экология, экономика», прошедшей в г. Туапсе 1–6 октября 2012 г., на базе филиала Российского государственного гидрометеорологического университета (РГГМУ) в г. Туапсе Краснодарского края.

Издание рассчитано на широкий круг специалистов, деятельность которых связана с исследованием берегов, приморских территорий и прилегающих акваторий морей и внутренних водоемов.

Конференция проводится при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (договор (соглашение) № 12-05-06060/12 от 17.05.2012 и федерального государственного бюджетного учреждения «Фонд информации по водным ресурсам» (ФГУ «Акваинфотека») (государственный контракт № Р-12-67 от 25.05.2012).

Статьи публикуются в авторской редакции.

ББК 26
УДК [502/504+551.4+627](210.5)

ISBN 978-5-91718-205-6 (Т. 1)
ISBN 978-5-91718-204-9

© Рабочая группа «Морские берега», 2012
© Российский государственный гидрометеорологический университет, 2012

The «Sea Coasts»Working Group
of RAS Council on the World Ocean

Russian State Hydrometeorological University

Branch of Russian State Hydrometeorological University
in Tuapse town of Krasdarskiy region

Materials of XXIV International Coastal Conference,
devoted to the 60th anniversary
of the "Sea Coasts" Working Group of RAS Council

SEA COASTS –
EVOLUTION, ECOLOGY, ECONOMY

Tuapse,
October 1–6, 2012

Vol. 1

УДК [502/504+551.4+627](210.5)
ББК 26
М79

The edition is realized by support of the Russian Foundation for Basic Research and Federal Agency of Water Resources.

М79 **Sea coasts – evolution, ecology, economy** : Materials of XXIV International Coastal Conference, devoted to the 60th anniversary of the “Sea Coasts” Working Group of RAS Council (Tuapse, October 1–6, 2012) : in 2 vol. / Edited by Zhindarev L. (Executive Editor), Lednova Yu. (Deputy Executive Editor), Gogoberidze G., Yaili E., Arakelov M., Merzakanov S. – Krasnodar : Izdatelsky Dom – Yug.
Vol. 1. – 2012. – 396 c.

ISBN 978-5-91718-205-6 (Vol. 1)
ISBN 978-5-91718-204-9

In the papers Materials of the XXIV International Coastal Conference devoted to the 60th anniversary of the “Sea Coasts” Working Group of RAS Council “Sea coasts – evolution, ecology, economy”, which took place in Tuapse on October, 1–6, 2012 on the basis of the Branch of Russian State Hydrometeorological University (RSHU) in Tuapse town of Krasdarskiy region are presented.

The edition is intended for wide circle of specialists in the field of study of coasts and coastal zone of seas and inland waters.

The Conference is supported by the Russian Foundation for Basic Research and the Federal Agency of Water Resources.

Articles are published in author's edition.

ББК 26
УДК [502/504+551.4+627](210.5)

ISBN 978-5-91718-205-6 (Vol. 1)
ISBN 978-5-91718-204-9

© The «Sea Coasts» Working Group, 2012
© Russian State Hydrometeorological University, 2012

ОРГАНИЗАТОРЫ

Рабочая группа «Морские берега»
Совета РАН по проблемам Мирового океана

Российский Государственный
гидрометеорологический университет

Филиал Российского государственного
гидрометеорологического университета
в г. Туапсе Краснодарского края

При организационной и финансовой поддержке
Федерального агентства водных ресурсов

При финансовой поддержке Российского фонда
фундаментальных исследований

Со-председатели конференции:

Жиндарев Леонид Алексеевич, д.г.н., профессор МГУ, председатель РГ «Морские берега» (Россия);

Яйли Ервант Аресович, д.г.н., профессор, советник ректора РГГМУ.

Заместитель председателя конференции:

Гогоберидзе Георгий Гивович, д.э.н., главный научный сотрудник РГГМУ;

Аракелов Микаэл Сергеевич, к.г.н., доцент филиала РГГМУ в г. Туапсе;

Ученый секретарь:

Лукьянова Светлана Анатольевна, к.г.н., ведущий научный сотрудник МГУ.

Технический секретарь:

Леднова Юлия Анатольевна, ассистент, Санкт-Петербургский государственный политехнический университет

НАУЧНЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Бровко Петр Федорович, д.г.н., профессор Школы естественных наук ДВФУ, научный руководитель Берегового исследовательского центра ДВФУ (Россия);

Бруззи Луиджи, профессор, Университет Болонья (Италия);

Жаромскис Римас, профессор, Университет Вильнюс (Литва);

Игнатов Евгений Иванович, д.г.н., профессор, МГУ (Россия);

Карлин Лев Николаевич, д.ф.-м.н., профессор, РГГМУ (Россия);

Косьян Рубен Дереникович, д.г.н., профессор, ЮО ИО РАН (Россия);

Леонтьев Игорь Олегович, д.г.н., ИО РАН (Россия);

Мэгун Орвилл, профессор, Председатель Ассоциации Охраны берегов и пляжей (ASBPA), Президент фонда прибрежной зоны (США);

Орвику Каарел, профессор, Merin Ltd. (Эстония);

Сафьянов Геннадий Александрович, д.г.н., профессор, МГУ (Россия);

Спиридонов Михаил Александрович, д.г.-м.н., ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Россия);

Темиров Денилбек Султангириевич, д.э.н., филиал РГГМУ в г. Туапсе (Россия);

Хабидов Александр Шамильевич, д.г.н., ИВЭП СО РАН (Россия);

Чубаренко Борис Валентинович, к.ф.-м.н., АО ИО РАН (Россия);

Шилин Михаил Борисович, д.г.н., Экологическая Комиссия ЦЕДА (CEDA) (Россия);

Шуйский Юрий Дмитриевич, д.г.н., профессор, Одесский Национальный Университет (Украина);

Эрнштейн Раймондс, профессор, Университет Латвии (Латвия);

Яйли Дмитрий Ервантович, к.э.н., доцент, филиал РГГМУ в г. Туапсе (Россия).

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Яйли Ервант Аресович, д.г.н., профессор, советник ректора РГГМУ;

Гогоберидзе Георгий Гививич, д.э.н., главный научный сотрудник РГГМУ;

Яйли Дмитрий Ервантович, к.э.н., доцент, филиал РГГМУ в г. Туапсе;

Аракелов Микаэл Сергеевич, к.г.н., доцент, филиал РГГМУ в г. Туапсе;

Леднова Юлия Анатольевна, ассистент, Санкт-Петербургский государственный политехнический университет

ORGANIZERS

The «Sea Coasts»Working Group of RAS Council on the World Ocean

Russian State Hydrometeorological University

Branch of Russian State Hydrometeorological University in Tuapse town of Krasdarskiy region

at finance and organizing support of the Federal Agency of Water Resources

at finance support of the Russian Foundation for Basic Research

Chairmens:

Zhindarev Leonid, professor, Moscow State University, Chairman of the «Sea Coasts» Working Group;

Yaili Ervant, professor, rector's consultant, Russian State Hydrometeorological University (RSHU).

Deputy Chairman:

Gogoberidze George, professor, Russian State Hydrometeorological University (RSHU);

Arakelov Mikael, Dr., Branch of Russian State Hydrometeorological University in Tuapse.

Scientific Secretary:

Luk'anova Svetlana, Dr., leading researcher of Moscow State University.

Technical Secretary:

Lednova Yulia, assistant, Saint-Petersburg State Polytechnical University

CONFERENCE SCIENTIFIC COMMITTEE

Brovko Petr, Prof., Far Eastern Federal University (FEFU), School of the Environmental Science, science supervisor of the Coastal research center of the FEFU (Russia);

Bruzzi Luigi, Prof., University of Bologna (Italy);

Chubarenko Boris, Dr., Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS (Russia);

Ernsteins Raimonds, Prof., University of Latvia (Latvia);

Ignatov Evgeny, Prof., Moscow State University (Russia);

Karlin Lev, Prof., Rector, Russian State Hydrometeorological University;

Khabidov Alexander, Prof., Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS (Russia);

Kosyan Ruben, Prof., South Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS (Russia);

Leontyev Igor, Prof., P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS (Russia);

Magoon Orville, Prof., Chair of American Shore and Beach Preservation Association (ASBPA), president of the Coastal Zone Foundation (USA);

Orviku Kaarel, Prof., Merin Ltd. (Estonia);

Safyanov Gennagy, Prof., Moscow State University (Russia);

Shilin Mikhail, Prof., Ecological Commission of the Central Dredging Association (CEDA) (Russia);

Shuysky Yury, Prof., Odessa National University (Ukraine);

Spiridonov Mikhail, Prof., Karpinsky Russian Geological Research Institute, VSEGEI (Russia);

Temirov Denilbek, Prof., Branch of Russian State Hydrometeorological Univer-sity in Tuapse (Russia);

Yaily Dmitry, Dr., Branch of Russian State Hydrometeorological University in Tuapse (Russia);

Zaromskis Rimas, Prof., University of Vilnius (Lithuania).

CONFERENCE ORGANIZING COMMITTEE

Yaili Ervant, professor, RSHU rector’s consultant;

Gogoberidze George, professor, RSHU;

Yaily Dmitry, Dr., Branch of RSHU in Tuapse;

Arakelov Mikael, Dr., Branch of RSHU in Tuapse;

Lednova Yulia, assistant, Saint-Petersburg State Polytechnical University

60 ЛЕТ РГ «МОРСКИЕ БЕРЕГА»

Лукьянова С.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

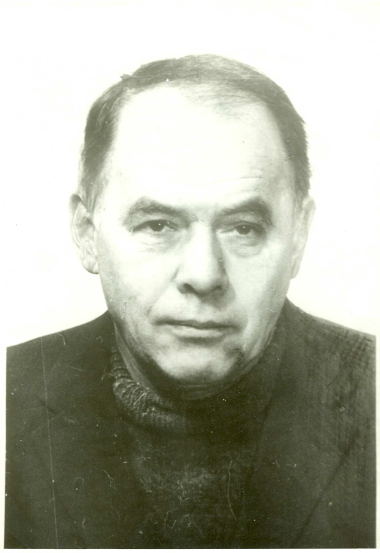
geomorpho2006@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Организация в 1952 г. Рабочей Группы «Морские берега» Совета РАН по проблемам Мирового океана проходила не на пустом месте. Береговые работы на научной основе проводились в России еще в XIX в., о чем может свидетельствовать первая в стране «Инструкция для исследования морских берегов», изданная в 1888 г. в Санкт-Петербурге [2]. Она была составлена группой прославленных геологов-геоморфологов того времени – И.В. Мушкетовым, Н.А. Соколовым, Ю.М. Шокальским и др. Многие положения этой инструкции вполне применимы и теперь. В первой половине XX в. над теорией береговой науки работали такие профессионалы, как Б.Ф. Добрынин и некоторые другие [15]. В 1935–1936 гг. по инициативе и под руководством Б.Ф. Добрынина была организована Комиссия по изучению морфологии побережий при научно-исследовательском Институте географии Московского государственного университета (МГУ) [2]. В задачу Комиссии входила координация работ по комплексному изучению морских берегов. Работы Комиссии были остановлены II Мировой войной.

После войны в период восстановления народного хозяйства и активного освоения морских побережий страны, половина которых ощутила непосредственное дыхание войны, возникла необходимость создания общенационального центра, который смог бы осуществлять координацию береговых работ. В.П. Зенкович. будучи одним из ведущих сотрудников Института океанологии АН СССР, почувствовал веяние времени и выступил с инициативой создания такого центра. Его стараниями Учредительный съезд был созван в 1952 г. и прошел в Москве в помещении Политехнического музея. Съезд поддержал идею создания центральной организации в лице Секции морских берегов (Береговая секция) при существовавшей с 1939 г. Межведомственной Океанографической комиссии АН СССР. Председателем секции (см. рис. 1) (впоследствии Рабочей группы) был избран В.П. Зенкович (с 1984 г. – П.А. Каплин, с 2004 г. – Л.А. Жиндарев), а ученым секретарем А.А. Аксенов (с 1960 г. – Г.А. Орлова, с 1974 г. – С.А. Лукьянова). Основными задачами Секции были названы: сплочение исследователей-береговиков страны и координация их деятельности.

Уже первые десятилетия показали эффективность работы Секции по выполнению этих задач. Именно к этому периоду относится всплеск теоретических разработок в отечественной береговой науке, хотя этот всплеск отмечался и за рубежом. В частности, в 1960–1970-е годы там активно обсуждался вопрос о механизме образования барьерных островов (береговых



В.П. Зенкович **П.А. Каплин** **Л.А. Жиндарев**

Рисунок 1 – Председатели Рабочей Группы «Морские берега»

баров) [18], что нашло отражение и в советских работах [например, 6; 12 и многие др.]. Вышедшая из печати в 1962 г. основополагающая книга В.П. Зенковича «Основы учения о развитии морских берегов» обобщала и развивала известные к тому времени теоретические наработки советских и зарубежных исследователей [7]. Переиздание этой книги в 1969 г. на английском языке показало международной научной общественности высокий уровень советских береговых работ. Появившиеся учебники О.К. Леонтьева (первый – «Геоморфология морских берегов и дна» [11]) утвердили необходимость изучения береговой науки в высших учебных заведениях, о чем неоднократно говорилось на заседаниях Береговой секции.

Не отставало от набора теоретических знаний и их применение на практике. Например, в 1971 г. в г. Геленджике трудами Н.А. Айбулатова был создан первый в стране искусственный песчаный пляж, который благополучно существует и по сей день. За свою 40-летнюю службу он лишь дважды искусственно пополнялся наносами, что говорит о правильном выборе места для его сооружения и точности соответствующих расчетов.

Основным методом работы Секции по координации береговых исследований была и остается организация регулярных общенациональных, а затем и международных научных конференций. За 60 прошедших лет было созвано 24 таких крупных форумов (см. табл.), которые несли огромный информационный поток, позволявший участникам представить состояние береговых работ в стране и за рубежом. Конференции рассматривали и обсуждали теоретические разработки, оценивали новые теоретические идеи, рассматривали вопросы берегозащиты и методику проведения береговых изысканий [14]. Конференции всегда были весьма популярны среди научной общественности и нередко собирали до 100–150 участников. Материалы большинства конференций опубликованы в соответствующих сборниках трудов,

Таблица

Перечень всероссийских и международных береговых конференций, организованных Рабочей группой «Морские берега» Академии Наук России

Год и номер конференции	Место проведения	Основная тематика конференции
1952 – I	Москва	Учредительный съезд российских ученых, утвердивший создание Береговой секции (ныне – Рабочая группа «Морские берега») при Межведомственной Океанографической Комиссии АН СССР
1954 – II	Москва	Проблемы берегоукрепления
1955 – III	Москва	Общие вопросы изучения морских берегов
1956 – IV	Москва	Итоги работы береговой секции
1958 – V	Москва?	Проблемы заносимости морских каналов и портовых акваторий
1959 – VI	Одесса	Динамика морских берегов, методы прогноза переформирования берегов крупных водохранилищ
1960 – VII	Батуми	Проблемы защиты берегов Черного моря
1962 – VIII	Сочи?	Координация работ по межведомственной теме «Природные предпосылки для гидротехнического строительства и добычи наносов в береговой зоне Черного моря»
1963 – IX	Баку	Проблемы эволюции берегов Каспийского моря, берегов океанов и морей.
1965 – X	Таллин	Перемещение наносов и формирование толщ прибрежных отложений в условиях вертикальных движений земной коры
1969 – XI	Сочи	Вопросы динамики и геоморфологии берегов Черного моря
1971 – XII	Паланга-Калининград	Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов
1973 – XIII	Одесса-Ялта	Методика, техника и результаты инженерно-геологических исследований на берегах морей, озер – и водохранилищ
1978 – XIV	Сочи	Новое в береговой науке
1983 – XV	Батуми	Размыв морских берегов и методы их защиты
1985 – XVI	Ростов-на-Дону	Теоретические проблемы развития морских берегов
1990 – XVII	Москва	Эволюция берегов в условиях потепления климата и прогрессивного подъема уровня океана
1992 – XVIII	Светлогорск	Песчаные побережья: комплексные исследования, освоение, защита, экологический мониторинг
1995 – XIX	Сестрорецк–Санкт-Петербург	Современные проблемы изучения морских берегов
2000 – XX	Москва	Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI столетии
2004 – XXI	Светлогорск	Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология
2007 – XXII	Геленджик	Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря
2010 – XXIII	Санкт-Петербург	Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности
2012 – XXIV	Туапсе	Морские берега – эволюция, экология, экономика

показавших высокий профессионализм береговых исследований в СССР. По мнению В.П. Зенковича [8], эти публикации, в сущности, и способствовали формированию отечественной научной школы береговиков, которая получила одобрительную оценку многих зарубежных специалистов.

В промежутках между крупными конференциями, Береговая секция собирала небольшие семинары-совещания для решения каких-то конкретных вопросов, в частности, для рассмотрения схем берегозащиты Черного, Азовского и Балтийского морей, утвержденных Госстроем СССР. На этих семинарах происходило бурное обсуждение методов и подходов к защите берегов определенных регионов. Практиковались также выездные сессии группы специалистов, чтобы на месте можно было оперативно обсудить возникающие в регионе 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 [9]. Это приглашение было вызвано тревожным состоянием берегов Самбийского п-ова, подверженных сильному волновому размыву и оползанию. Сессия поддержала предложение В.Л. Болдырева о переброске пульпы Янтарного комбината на северный берег полуострова, чтобы обеспечить его питание наносами. Сессия также рассмотрела и поддержала критику Р.Я. Кнапса о неудачном выборе места на северном побережье Латвии для строительства глубоководного порта, что могло вызвать здесь обширный низовой размыв берега. Такого же типа вопросы обсуждались и на других выездных сессиях на побережья Черного, Азовского и дальневосточных морей.

Береговая секция неоднократно участвовала в организации и проведении международных симпозиумов, в том числе Береговой симпозиум в г. Батуми (1976 г.) в рамках работы XXIII Международного Географического Конгресса (Москва), Симпозиум по эволюции и динамике берегов в условиях относительного колебания уровня моря в г. Таллин (1985 г.), Симпозиум «Трансгрессивные берега: изучение и экономическое развитие» в г. Баку (1990 г.).

Среди наиболее важных проблем, которыми занималась Береговая секция в XX в. можно назвать некоторые. Береговая секция добилась законодательного запрета в нашей стране изъятий пляжевых отложений для строительных целей, что катастрофически истощало берегозащитные пляжи. Всячески пропагандировала и поддерживала создание таких весьма перспективных научно-технических объединений, как Грузморберегозащита (1981 г.), а позже – Балтберегозащита, Краснодарберегозащита, Дагберегозащита, которые олицетворяли соединение научной мысли и ее технического воплощения, сосредоточив в одних руках все этапы организации защиты морских берегов – от научных изысканий и технических рекомендаций до претворения их в жизнь и последующего контроля за их влиянием на развитие береговой зоны. Секция содействовала созданию ряда научных береговых групп в

Азербайджане, Грузии, Литве, Украине, Эстонии. Помогла правильному решению проблемы Пицунды, когда сильным штормом разбило первые этажи близких к морю курортных комплексов, участвовала в рассмотрении и решении многих других научных и практических вопросов.

Конец XX в. – его 1990-е годы – внесли много сложностей в деятельность Рабочей группы «Морские берега». С распадом СССР от России отделились многие морские побережья, а с ними ушли и работавшие там научные группы. Однако, несмотря на разного рода трудности, прежде всего финансового порядка, РГ сумела и в эти смутные годы провести две конференции: в 1992 г. – г. Светлогорск (Балтика) и в 1995 г. – г. Сестрорецк – Санкт-Петербург [14]. Они были уже не столь многочисленными, но работали весьма активно.

Новый XXI в. начался для Рабочей Группы «Морские берега» созывом очередной, к тому же юбилейной, XX береговой конференции с символическим названием «Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке» (Москва, 2000 г.). Во введении к сборнику докладов конференции основной ее организатор Н.А. Айбулатов писал, что «российская научная школа по исследованию береговой зоны, созданная В.П. Зенковичем, несмотря на переживаемые ею серьезные трудности, продолжает интересные исследования …» [17, с. 5].

В последующие 12 лет было организовано еще 4 крупные международные конференции (см. табл.), которые показали, прежде всего, что РГ «Морские берега» продолжает действовать. Она сохранила свой статус как небольшая ячейка Совета РАН по проблемам Мирового океана и попрежнему является сугубо общественной организацией, не имеющей своих источников финансирования. А это означает, что она не может заказывать или материально поддерживать какие-то проекты, что особенно ощутимо в условиях рыночной экономики. В проведении научно-практических работ РГ целиком полагается на инициативу и возможности своих членов. Единственной опорой для РГ является Российский фонд фундаментальных исследований (РФФИ), без помощи которого вряд ли была бы возможной даже организация научных конференций, а это основная работа РГ.

Конференции показали также, что главной формой современной деятельности российских береговиков являются практические работы, под которые легче получить деньги. Конечно, при этом несомненно вводятся какие-то научные предпосылки, но самостоятельные теоретические разработки довольно редки. Об этом настоятельно говорилось, например, на конференции в Геленджике (2007 г.). В то же время сейчас изменились не только социально-экономические основы, но во многом и природные условия, в частности, тенденции уровня Мирового океана. Это может служить «существенным стимулом для дальнейшего совершенствования основ учения» о морских берегах [16, с. 21]. И с этим нельзя не согласиться.

Прошедшие конференции свидетельствовали, что в новом столетии береговые работы ведутся практически на всех морях, омывающих Россию. К

этим работам активно подключился ряд недавно возникших организаций, в основном коммерческого типа. По некоторым подсчетам, сейчас в России существует около 60 организаций, в той или иной степени, в том или ином качестве занимающихся разработкой ресурсов или обустройством морских берегов. С РГ «Морские берега» контактирует гораздо меньшее количество учреждений, воспитанных в традициях российской школы береговиков и сохранивших свой профиль работ с давнего времени. Большинство созданных когда-то в союзных республиках СССР береговых групп к настоящему времени распалось. С РГ контактируют лишь литовские коллеги и группа Одесского нац. университета под руководством Ю.Д. Шуйского. Последний подтвердил свое членство в российской РГ «Морские берега» и сейчас является единственным иностранным ее членом.

Среди российских групп следует, прежде всего, отметить традиционно активно работающих береговиков в двух московских центрах – в Институте океанологии РАН и в МГУ им.Ломоносова. Институтские коллеги (Лаборатория морских берегов и шельфа) выполнили оценку бюджета наносов для многих участков побережья арктических морей с целью прогноза эволюции береговой линии; совместно с МГУ провели палеогеографическое обоснование прогноза развития морских берегов России в условиях повышения уровня моря; совместно с ВСЕГЕИ провели интерпретацию некоторых необычных аккумулятивных форм восточной части Финского залива и т.д. В своих работах коллектив этой лаборатории широко применяет математическое моделирование. В частности, разработана математическая модель эволюции профиля берега в «инженерном» и «геологическом» масштабах времени. Математическое моделирование усиленно практикуется также в Черноморском (динамика взвешенных наносов) и Атлантическом (разные аспекты гидродинамики Балтийского моря и его лагун) отделениях ИОРАН.

В Московском университете изучением берегов занимаются сотрудники нескольких лабораторий: Морской геоморфологии, Новейших отложений, Русловых процессов и Экологии Севера. В своих изысканиях все они пользуются классическими геолого-геоморфологическими методами. Диапазон их интересов довольно широк: типизация морских берегов российской Арктики, природное обоснование районов выхода газопровода в Байдарацкой губе, влияние морского льда на развитие береговой зоны, геолого-геоморфологическое строение и палеогеография аккумулятивных барьеров юго-восточной Балтики, дифференциация наносов в береговой зоне в условиях малых приливов, эволюция дельт северных и южных рек России.

Весьма успешно работают в настоящее время береговики Санкт-Петербурга – сотрудники ВСЕГЕИ и РГГМУ. Нередко они проводят совместные работы и не только по изучению берегов Финского залива, но и Калининградского побережья Балтики, где они объединяются с представителями Атлантического отделения ИОРАН. Великолепным итогом таких совместных работ стало издание берегового атласа этих регионов [4]. Раз-

работана также модель справочно-информационной системы «Кадастр береговой зоны восточной части Финского залива» (ВСЕГЕИ и РГГМУ), разработана комплексная система управления геоэкологическими рисками в прибрежной зоне Черного моря с учетом реализации мероприятий по подготовке к проведению Зимних олимпийских игр 2014 г. (РГГМУ).

Сменилось руководство (новый директор И.В. Лищишин) в нашей старой береговой ячейке в Сочи, которая когда-то очень активно проводила физическое моделирование (в бассейне) динамики галечных берегов. Она по-прежнему является филиалом ЦНИИС под измененным названием НИЦ «Морские берега» и намерена продолжать свои традиционные работы, которые сейчас, почти в канун сочинских олимпийских игр и соответствующих преобразований в береговой зоне могут принести большую пользу. Правда, по некоторым неофициальным сведениям, результаты этих работ пока не находят должного востребования у администрации Большого Сочи, вероятно, по недомыслию.

Береговики Дальневосточного гос. университета продолжают внимательно следить, хотя и с несколько сниженной интенсивностью в последние годы, за состоянием берегов прилегающих к Владивостоку заливов и охотно откликаются на возникающие практические нужды своего края. В частности, недавно проведены подводные наблюдения и инженерно-геологическая оценка дна бухты Золотой Рог для прокладки кабеля на о. Русский, где ведутся большие работы по обустройству территории. Постоянные изыскания проводят владивостокские береговики на Сахалине, особенно по отношению его восточных лагунных берегов, тем более, что эти берега сейчас подвергаются сильному давлению человека в связи с шельфовой разработкой нефти. Итогом многолетних исследований берегов этого острова, их эволюции, динамики и экологии, явилось издание атласа берегов Сахалина [3]. Это был первый опыт такого рода в нашей стране, и он был признан весьма удачным научной общественностью. Атлас получил самые высокие оценки членов РГ «Морские берега». Береговыми проблемами занимаются в настоящее время сотрудники Института геологии и геофизики ДО РАН. В частности, ими выполнен анализ геоморфологических проблем использования ресурсов побережья о. Сахалин (в концепции комплексного управления прибрежной зоной Сахалинской области).

Постепенно, силами молодых исследователей возобновляются работы на Камчатке по изучению западных барьерных [5] и восточных бухтовых [10] берегов.

Наличие в России мощных гидроузлов с крупнейшими в мире искусственными водоемами вызывает необходимость постоянного наблюдения за динамикой их берегов. Многие исследователи, занимающиеся вопросами динамики и защиты от размыва берегов водохранилищ (в частности, представители Института водных и экологических проблем СО РАН), довольно тесно контактируют с РГ и непременно участвуют в береговых конференциях.

В целом, исследовательские береговые работы в XXI в. имеют тенденцию, хоть и не очень явную, к прогнозированию поведения береговых процессов, вероятно, в связи с ускорением подъема уровня Мирового океана. Кроме того, отмечается склонность разных береговых групп объединяться для совместного выполнения каких-то работ или решения определенных проблем, связанных с береговой зоной. И это дает весьма положительные результаты.

В последнее десятилетие РГ «Морские берега» возобновила практику организации выездных сессий и провела три региональных семинара – в г. Санкт-Петербурге (февраль 2008), во Владивостоке (сентябрь 2008) и на Сахалине (Южно-Сахалинск, сентябрь 2009). Это были своего рода смотры береговых сил этих регионов.

В настоящее время РГ работает в обновленном составе, в ряды ее действительных членов влились новые молодые силы, представляющие разные регионы страны. Продолжая политику по воспитанию молодой смены береговиков, начатую учебниками и учебными курсами О.К. Леонтьева и университетскими лекциями В.П. Зенковича и В.В. Лонгинова, РГ участвует в мероприятиях по подготовке молодых ученых. Так, РГ способствовала проведению двух заседаний (2008 и 2010 гг.) Международной школы-семинара, проходивших близ г. Балтийск (на научной базе АО ИОРАН) и организованных Атлантическим отделением ИОРАН и российским отделением европейского геоморфологического общества CORUNA. Молодые исследователи из России, Литвы и Польши слушают обобщающие доклады опытных российских и зарубежных ученых по основным проблемам гидро- и литодинамики береговой зоны. Кроме того, в системе мероприятий РГ и в рамках подготовки к Международной конференции, посвященной 50-летию Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО, в г. Санкт-Петербурге представителями РГ и РГГМУ был проведен в 2009 г. Межрегиональный семинар молодых ученых «Комплексные исследования приморских территорий и прилегающих акваторий окраинных морей России». Цель семинара заключалась в привлечении молодых ученых в лице студентов, магистрантов и аспирантов, обучающихся и работающих по данной тематике, к научной деятельности на примере обсуждения широкого круга вопросов и изыскания новых путей по исследованию и рациональному природопользованию на приморских территориях России.

РГ «Морские берега» осуществляет обобщение результатов проводимых в береговой зоне работ, распространение соответствующей информации о них, объединение специалистов и обмен опытом через организуемые семинары, симпозиумы и конференции, а также через выпуск материалов этих профессиональных встреч. Это главная деятельность РГ. Однако нередко к РГ и ее членам обращаются административные органы разного уровня для решения, обоснования или научного подтверждения работ, проводимых или планируемых в береговой зоне. За 12 лет нового столетия членами РГ даны десятки консультаций и рекомендаций по разным аспектам береговой науки и практики, выполнена серия экспертиз серьезных береговых работ. Среди

последних можно назвать официальную рецензию на «Схему противооползневых и берегозащитных сооружений на побережье Балтийского моря в пределах Калининградской области» объемом 3 тома, 6 книг (2002); официальный отзыв на отчет «Разработка методов прогнозирования процессов переработки береговой полосы Камского водохранилища и конкретных мероприятий по предотвращению негативного воздействия вод на прибрежную территорию», представленный Институтом водных проблем СО РАН (2005); экспертную оценку возможных деформаций дна под воздействием волн и течений вдоль трассы газопровода «Северный поток» на акватории бухты Портовая (2005); экспертную оценку проекта «Инженерная защита береговой зоны Имеретинской низменности, Черное море» – генеральный проектировщик ООО «Промстройниипроект» (2009); оценку возможных деформаций дна на участке выхода на берег волоконно-оптической линии связи на Сочинском побережье (2010); разработку концепции инвестиционного проекта «Рекреационный центр залива Мордвинова, Сахалин» на основе рекультивации старых прибрежных выработок песка (2010); экспертное заключение по проекту «берегозащитные сооружения, инженерная подготовка и защита территории от подтопления проектируемого города-спутника Лазурный Берег в юго-восточной части г. Махачкала, Дагестан» (2011) и др. РГ приняла участие в лице отдельных ее членов и всей группы в целом в отстаивании целостности Анапских пляжей. РГ обратилась с официальным письмом в Общественную Палату при Президенте РФ, в котором обосновала опасность намечаемой разработки песчаного материала на черноморском подводном склоне Краснодарского края для нужд строительства транспортных и спортивных сооружений в Сочи, поскольку это приведет к утере уникального пляжа города-курорта Анапа и примыкающего к нему комплекса аккумулятивных пересыпей.

Береговая зона – чрезвычайно динамичная и весьма ранимая природная система. Поэтому любые работы, проводимые в ее пределах, должны быть регламентированы соответствующими законодательными документами. РГ «Морские берега» на протяжении всей своей истории неоднократно выступала с обоснованием необходимости таких документов и не раз участвовала в разработке подобных проектов [например, 1]. Уже и в последние годы предпринимались некоторые шаги в этом направлении [13]. Однако до сих пор никаких законодательных актов не появилось. Возможно, эту задачу нужно решать на местах, в регионах, заинтересованных в получении таких документов. В этой связи, вероятно, справедливы действия сахалинской научно-производственной общественности, которая записала в решении Регионального семинара, проходившего в 2009 г. в Южно-Сахалинске, необходимость обратиться «в Администрацию Сахалинской области и областную думу с инициативой разработки пакета законодательных актов по регламентации деятельности различных природопользователей в береговой зоне».

Морские берега издавно привлекают внимание человека и все более плотно осваиваются им, что вызывает постоянные конфликты в системе «природа-человек». Поэтому у российских береговиков и объединяющей их РГ «Морские берега» еще много задач впереди [1; 16].

Список литературы

1. Айбулатов Н.А. Деятельность России в прибрежной зоне моря. М. : Наука, 2005. 364 с.

2. Айбулатов Н.А., Аксенов А.А. И на деревянных кораблях плавали железные люди. М. : Наука, 2003. 230 с.

3. Атлас береговой зоны Сахалина. Владивосток : ДВГУ, 2002. 51 с.

4. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря. Санкт-Петерсбург : ВСЕГЕИ, 2010. 77 с.

5. Горин С.А. Гидролого-морфологические процессы в эстуариях Камчатки : автореф-т кандид. диссерт. М., 2009. 26 с.

6. Зенкович В.П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов // Тр. ИО АН СССР. 1957. Т. XX1. С. 3–39.

7. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М. : изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

8. Зенкович В.П. Научная конференция по морским берегам // Геоморфология. 1979. № 2. С. 111–112.

9. Зенкович В.П., Лукьянова С.А. Проблемы берегов Балтийского моря // Океанология. 1976. Т. ХУ1. № 3. С. 550–551.

10. Кравчуновская Е.А., Горин С.А. Формирование и динамика блокирующих аккумулятивных форм в лагунных эстуариях Камчатки // Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности // Мат-лы XXIII межд. Береговой конф. СПб, 2010. С. 216–218.

11. Леонтьев О.К. Геоморфология морских берегов и дна. М. : Изд-во МГУ, 1955. 377 с.

12. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г. О причинах планетарного распространения береговых баров // Океанология. 1965. Т. 5. Вып. 4. С. 653–661.

13. Лукьянова С.А. Рабочая Группа «Морские берега» // Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря // Мат-лы конференции, 16–30 мая 2007, г. Геленджик. Геленджик, 2007. С. 7–12.

14. Лукьянова С.А. Из истории Рабочей Группы «Морские берега» // Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности // Мат-лы XXIII межд. Береговой конф. СПб, 2010. С. 34–41.

15. Лымарев В.И. Отечественные исследователи прибрежных зон морей и океанов. Архангельск : Поморский гос. ун-т, 2002. 267 с.

16. Матищов Г.Г., Артюхин Ю.В. Проблемы изучения берегов морей и задачи научного обеспечения их освоения // Вестник Южного научного центра РАН. 2010. Т. 6. № 2. С. 21–27.

17. Человечество и береговая зона Мирового океана в XX1 веке. М. : ГЕОС, 2001. 491 с.

18. Fisher J.J. Barrier islands // Encyclopedia of beaches and coastal environments. Ed. by M.L.Schwartz. New York, USA : Hutchinson Ross Publishing Company, 1982. P. 124–133.

60 YEARS OF WG “SEA COASTS”

Lukyanova S.A.

M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow
Geomorpho2006@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

60 years – this is a large period for any organization, especially a social one as the “Sea coasts” Working Group of the Russian Academy of Sciences. Different studies of history of this Working Group are discussed, the main results of its activity are considered, list of organized science conferences is presented. Working Group of the “Sea coasts” is going on its work in XXI century.

Секция

Topic

ГИДРО-, МОРФО- И ЛИТОДИНАМИКА МОРСКИХ БЕРЕГОВ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АКВАТОРИИ

HYDRO-, MORPHO- AND LITHODYNAMICS OF SEA COASTS AND ADJACENT WATERS

SEA ICE AND ITS INFLUENCE TO COASTAL PROCESSES – BALTIC SEA, ESTONIA

Orviku K., and Tõnisson H.

Institute of Ecology at Tallinn University, Uus-Sadama 5,
Tallinn 10120, Estonia
E-mails: *kaarelorviku@gmail.com, Hannes.Tonisson@tlu.ee*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Introduction

The Baltic Sea region is characterized by variable winter weather conditions. Sea ice forms near the Estonian coast almost every winter and is characterized by large temporal and spatial variability [1, 2]. In severe winters, the Baltic Sea near the Estonian coast is totally covered by pack ice, whose thickness may achieve 20–30 cm [5]. A combination of high sea level and prolonged strong winds from a single direction forms preconditions for catastrophic ice movement to the coast.

Large accumulations of erratic boulders characterize both ancient and contemporary shore formations in the northern Baltics. These formations often consist of straight rows of boulders parallel to the shoreline. The boulders sometimes accumulate on beach ridges at elevations of a couple of meters above the sea level and tens of meters inland from the shoreline. Sea ice drifting onshore and the formation of ice hummocks is usually accompanied by transport and accumulation of sea bottom sediment to the shore. Ice lobes are capable of moving boulders over 1 m in diameter and deposit ridges of cobble and boulders. The genesis of such accumulations has been attributed mainly to drifting ice from near-shore water to the shore. Evidence of transported boulders are visible in spring at low sea-level conditions after the ice has melted [4]. The main goal of the article is to discuss the role of sea ice in shaping the accumulative shores of Estonia.

Data and methods

Due to limited access to the Estonian coast during the Soviet era, sea ice observations were sporadic and datasets were incomplete. Ice drifting was observed only in some springs by an array of different researchers and data were recorded as field reports. Coastal researchers from Institute of Ecology at Tallinn University have documented the most severe events since 1990s. Such irregular data allows us to draw very robust conclusions on the impact of drifted ice on the morphology and structure of the seashores.

Regular sea ice observations have been made at coastal stations and the data archived by the Estonian Meteorological and Hydrological Institute. These data are available from the original observation record and includes observations on coverage of pack and of drifting ice, ice thickness and other ice phenomena.

Results and discussion

The earliest descriptions and figures on the accumulation of massive sea ice and the formation of “icebergs” originate from Tallinn Bay on 3rd

February, 1863 [3]. This description includes two large boulders from the sea bottom, which were transported onshore to a 3 m high ridge.

Our first studies on the structure and formation conditions of the hummocks of drifted ice on shore originate from February 1957, when 15 m-high blocks of ice were deposited on a sandy beach in Pärnu Bay [4]. In some places ice movement was particularly active and some lobes broke through the ice mass threatening buildings. The drifted ice carried sand from the sea bottom, which upon melting in spring, left sand deposits covering the ice and inhibiting its final melting. Catastrophic sea ice drift to the beach in Pärnu was observed in the afternoon of 2 February, caused by an intense cyclone (mean wind speed 28 m/s, sea level +125 cm). Sea ice started to drift towards the coast. Records indicate ca. 10 m high ice ridges forming 150 m from the coastline. Accumulations of onshore drifting ice masses in Pärnu Bay have been recorded many times since.

The formation of icebergs is rarely observed, occurring usually during strong winter storms far from human settlements or perchance observers. However, manifestations of drifting ice are frequently evident on the seashores in spring after melting of the ice. For instance, an accumulation of near-shore bottom sediments with large boulders was recorded in 1965 at the foot of Kaugatoma cliff in Saaremaa. This accumulation looked as if the sea bottom had been levelled. A storm on 8 March with WSW winds of 16 m/s most likely caused the sea ice drifting near the Kaugatoma cliff.

Figure 1 – Hummocks of drifting ice in pine forest at Paaste in March 1997

Sea-ice heaps were formed in Tallinn near Russalka monument in 1968. Northerly winds with a mean of 15 m/s were recorded on 10 March, which could have formed the sea-ice heaps on the coast near Russalka. As a result of

this storm, the accumulated ice advanced across the coastal defenses and the nearby road damaging its metal barriers. Formation of ice hummocks and their invasion on land has been observed many times in Tallinn. It is possible that Tallinn Bay is not so much a favourable site for accumulation of drifted ice blocks as an optimal location from which to observe the process. It is also possible that the heavy marine traffic in Tallinn Bay may enhance sea ice movement by dissecting the ice cover into smaller pieces and thus contributing to onshore movement of the near-shore ice in favourable wind conditions.

The formation of ice hummocks on the coast of Narva Bay has been recurrently observed. For instance, an accumulation of drifted ice blocks on Narva-Jõesuu beach was recorded in 1982.

A drift of sea ice to the coast (NW winds) with an average speed of 1 cm/s was recorded on 7 April. It can be assumed that the ice heaps on the beach of Narva-Jõesuu formed the same day.

One of the best investigated events of sea ice accumulation occurred in 1997 in Paaste village, Saaremaa (Figure 1). Although the process itself was unwitnessed, traces of the ice assault were carefully studied afterwards thanks to information given by the local inhabitants. Hummocks of ice moved about 100 m inland within a 0,5 m wide sector of the shore as a result of north-westerly winds resulting in severe damage to a pine forest. The results of the ice assault became evident in summer after the final melting of the ice: some boulders and sea bottom sediments had been transported to the damaged pine forest. North-westerly winds gusting to 19 m/s on 19 March probably caused an extreme sea ice drift to the coast of Saaremaa near Paaste. A maximum sea level 136 cm above zero was measured at that time.

The latest studies on the impact of drifting ice on the structure and development of the Estonian seashores are from spring 2011 and 2012 on the coasts of Saaremaa, Kihnu and Muhu Island as well as on the southern coast of Gulf of Finland (near Toila) and eastern coast of Gulf of Livonia (northern Latvian coast).

Conclusions

We can conclude that decomposition of sea ice and its drifting onshore is enhanced by severe storms associated with high sea levels. Despite an irregular character and limited extent of drifting ice events, their advances onshore enhance erosion of typically stabilized seashores.

A complex dataset of hydrological, climatic and geomorphic characteristics should be analyzed to determine the conditions facilitating the formation of drifting ice hummocks on the shore. This is an important scientific research task for the future, the results of which can contribute to sustainable coastal zone management and safe living conditions on the coast.

Acknowledgement

This work was supported by ESF Grants No. 9191, 8549 and target financed project No SF0280009s07.

References

1. Jaagus, J., 2006. Trends in sea ice conditions on the Baltic Sea near the Estonian coast during the period 1949/50-2003/04 and their relationships to large-scale atmospheric circulation. Boreal Environment Research, 11, 169–183.

2. Jevrejeva, S., 2000. Long-term variability of sea ice and air temperature conditions along the Estonian coast. Geophysica, 36, 17–30.

3. Keyserling, A. 1863. Notiz zur Erklärung des erratischen Phänomens. Mit einem Zusatz von dem Akademiker K. Baer. – Bull. Cl. Phys.-mat. Acad. Sci. St.-Petersb., t. VI, 191–217.

4. Orviku, K. 1965. Accumulations of erratic boulders on the Estonian coast. Okeanoloogia 2, No. 5, (in russian). pp. 316–321.

5. Orviku, K., Jaagus, J. and Tõnisson, H. 2011. Sea ice shaping the shores. Journal of Coastal Research, SI64, 681–685.

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

МОРСКОЙ ЛЕД И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПРИБРЕЖНЫЕ ПРОЦЕССЫ – БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ, ЭСТОНИЯ

Орвику К.К., Тониссон Х.

Институт Экологии, Таллинский Университет, Таллинн, Эстония
E-mails: *kaarelorviku@gmail.com, Hannes.Tonisson@tlu.ee*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

COASTAL GEOMORPHIC PROCESSES AND THEIR RELATION TO HYDRODYNAMIC CONDITIONS ON OSMUSSAAR ISLAND, THE BALTIC SEA

Tõnisson, H. and Orviku, K.

Institute of Ecology at Tallinn University, Uus-Sadama 5,
Tallinn 10120, Estonia
E-mails: *Hannes.Tonisson@tlu.ee, kaarelorviku@gmail.com*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Introduction

The Estonian coast is geologically diverse and is characterized by its embayed nature with a variety of beach types experiencing land uplift ranging from 0,5 to 2,8 mm/year [5]. This is due to its location at moderate latitudes in a transitional area between major geological structures (Fennoscandian Shield and East European Platform) and climatic (maritime and continental) regions.

The current study focuses on Osmussaar Island. Lying somewhat isolated at the entrance of the Gulf of Finland, Osmussaar (Odensholm in Swedish) is the 14th largest island in Estonia with an area of 4,7 km^2. It is an approximately 1,5 km wide and 5 km long relict island of the Baltic Clint, overlain by a thin layer of Quaternary deposits, which emerged from the Baltic Sea about 3000 years ago as a result of postglacial rebound [1]. A 7 m high Ordovician limestone cliff is the most characteristic feature in the northern part of the island, whereas 2–3 m high accumulative gravel-pebble beach ridges cover the southern part of the island [3]. The main shore processes are erosion from the Osmussaar Cliff, which recedes approximately 9 cm/yr, longshore southward transport of gravel-pebble and accumulation of the material as beach ridges at the southern end of the island. Osmussaar as a whole is slowly migrating to the south-east [3].

The main objective of the research is to investigate the role of various hydrodynamic parameters on sediment transport in the near-shore sea bottom by conducting several field test with painted sediments on the southwestern cost of Osmussaar Island.

Data and methods

Field tests in several locations along Estonian coast have been carried out since the 1970s (Initiated by Dr Kaarel Orviku) to determine the origin of accumulative material in the beach ridges and the sediment flow directions. A study of painted sediments was carried out on the south-western coast of Osmussaar Island in the frame of the current study. The sea is very shallow (less than 5 m deep) due to the limestone bench up to 1 km from the shoreline on this side of the island. Further offshore, the depth increases rapidly. Particles with the diameters: 1–2,5 cm (yellow), 2,5–5 cm (red) and 5–10 cm (blue) were used. Painted sediments were accumulated in piles and placed in 0,5–4 m depths on limestone

bench in September 2011. The locations were recorded with RTK-GPS. The study sites were revisited in November 2011 and the changes were registered.

The hydrodynamic study is based on the measurements of waves and currents using the Recording Doppler Current Profiler (RDCP-600) at the Sundgrund Bank (approximately 1 km west to the study area) during the period September–November 2011. The instrument was installed at a depth of 10 m at Sundgrund [4].

Results and discussion

The study with painted sediments showed that the sediment piles were dispersed in depths from 2 to 4 m, but remained nearly unchanged in lower depths. Such results might be caused by a low sea level and a lack of strong storms during the study period. As the maximum depths of the sediment piles was 4 m and the edge of the limestone bench is located close to 5 m isobath one can assume that more or less active erosion takes place over the entirety of the limestone bench bordering the island from the west.

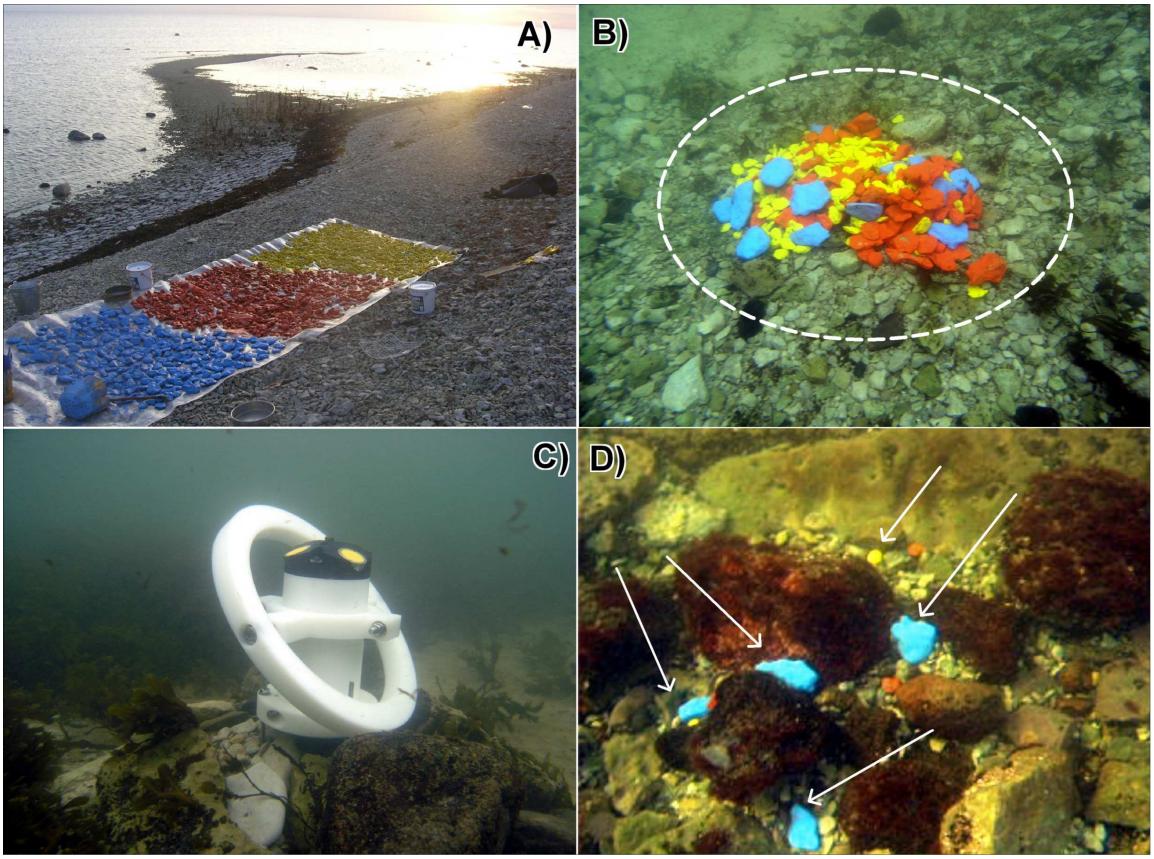


Figure 1 – A) A study of painted sediments was carried out. B) Painted sediments were accumulated in piles and placed in 0,5–4 meter depths on limestone bench. C) The hydrodynamic study is based on measurements of waves and currents using Acoustic Doppler Profiler (on the picture) and the Recording Doppler Current Profiler. D) The study with painted sediments showed that the sediment piles were dispersed in depths of over 2 meters, only a few larger particles were found between stones (Sediment pile on the picture is located in 3 meters depth)

Meteorological and hydrodynamic studies revealed that the mean wind speed during the strongest storm of the study period (with the painted sediments) reached 16 m/s. The measured maximum wave heights attained 3,4 m in the 11 m deep location. The sea-level remained close to the Kronstadt zero during the whole study period. It can be concluded that low sea-level caused the waves to break and loose their energy in greater depths and the waves were too weak to move gravel and pebble closer to the shoreline.

Conclusions

The results of the field experiments with painted sediments showed that the waves of moderate storms in mean sea level conditions are capable to move sediment fractions with diameter of 1–10 cm nearer to the shore in over 2 meter deep basin. Accumulation of such fractions occurs in depth of approximately 2 meters, where swash is unable to shift the sediment further on. These deposits get onto the shore in case of strong storms in high sea level conditions.

Further investigations with painted sediments and complex dataset of hydrodynamic, climatic and geomorphic characteristics are needed to determine the relationships between hydrodynamic parameters and coastal processes. This is an important scientific research task for the future, the results of which can contribute to sustainable coastal zone management and sustainable living conditions on the coast.

Acknowledgement

This work was supported by ESF Grants No. 9191, 8549, target financed project No SF0280009s07 and the EstKliima project of the European Regional Fund programme No. 3.2.0802.11-0043. Special thanks to Dean Adam Willis for his assistance in providing English language editorial comments and suggestions.

References

1. Kink, H. and Miidel, A. 1996. The Pakri Peninsula – Nature and Human Activity. Estonian Academy Publishers, pp. 94.

2. Orviku, K., 1992. Characterization and evolution of Estonian seashores. Tartu: Tartu University, Summary of doctoral thesis, 20p.

3. Suursaar, Ü., Szava-Kovats, R. and Tõnisson, H. 2011. Wave climate and coastal processes in the Osmussaar – Neugrund region, Baltic Sea. Benassai, G., Brebbia, C.A. and Rodriguez, G.R. (Eds.). Coastal processes II, WIT Press, 99–110.

4. Tõnisson, H., Suursaar, Ü. and Kont, A. 2012. Maps, aerial photographs, orthophotos and gps data as a source of information to determine shoreline changes, coastal geomorphic processes and their relation to hydrodynamic conditions on Osmussaar Island, the Baltic Sea. In: IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium – Remote Sensing for a Dynamic Earth: July 22–27, 2012, Munich, Germany, Proceedings: IEEE, 1–4.

5. Vallner, L., Sildvee, H. and Torim, A. 1988. Recent crustal movements in Estonia. Journal. of Geodynamics, 215–223.

ПРИБРЕЖНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ОТНОШЕНИЕ К ГИРОДИНАМИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ НА ОСТРОВЕ ОСМУССААР, БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

Тониссон Х., Орвику К.К.

Институт Экологии, Таллинский Университет,
Таллинн, Эстония
E-mails: *Hannes.Tonisson@tlu.ee*, *kaarelorviku@gmail.com*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

ОСОБЕННОСТИ СТОКА ВОДЫ И НАНОСОВ В УСТЬЯХ РЕК БОЛЬШОГО СОЧИ

Айбулатов Д.Н., Казюлин Р.А.

Московский Государственный Университет
им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва
gidroden@mail.ru; roman_hydro@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Целью данной работы стало исследование особенностей стока воды и наносов в устьях рек Большого Сочи. Актуальность данной темы связана с необходимостью обеспечения гидрологической безопасности территории региона.

Устьевые области рек Большого Сочи являются самыми густонаселёнными районами в пределах Черноморского побережья России. За год по различным данным территорию муниципального образования посещает до 4 млн человек. Изучение особенностей стока воды и наносов в устьях рек Большого Сочи имеет важный прикладной характер, так как частота проявления опасных гидрологических процессов на данной территории очень высока. Наводнения и боковая речная эрозия могут привести к катастрофическим чрезвычайным ситуациям, большому количеству жертв и нанесению огромного вреда инфраструктуре муниципального образования.

Гидрографическая сеть района Большого Сочи сформирована реками с небольшими площадями водосборов и длинами до 100 км. Это объясняется значительной расчленённостью местности, препятствующей образованию крупных водотоков. Несмотря на это, реки района являются многоводными и характеризуются большим падением и быстрым течением. В Черное море на территории Большого Сочи впадает 47 рек и большое количество ручьев и временных водотоков. Коэффициент расчленённости береговой линии водотоками составляет 2,25 рек/км.

Б.Д. Зайков в своей классификации рек по характеру внутригодового распределения стока относит реки Черноморского побережья Кавказа к причерноморскому типу третьей группы – реки с паводочным режимом. Непрерывные чередования резко выраженных подъёмов и спадов уровня воды в течении всего года, обусловленные дождями, формируют высокую опасность затопления территории приустьевых областей рек.

Наибольшее влияние на водоносность рек Большого Сочи оказывает мощное поднятие Главного Кавказского Хребта, являющееся неким препятствием воздушных масс с Севера, в то время как соседство Чёрного моря обуславливает высокую водность рек. Характерной чертой района является большой диапазон высот – от нуля в пределах Имеретинской низменности, до 2450 м на Хребте Аутль. В связи с этим формирование речного стока происходит в сложных и разнообразных условиях, что вызывает большие трудности при обобщении данных о речном стоке.

Оценкой стока воды и наносов с территории Большого Сочи занимались в свое время многие авторы. В Ресурсах поверхностных вод СССР (РПВ) [3] авторами были проанализированы данные гидрометрических наблюдений на гидрологических постах. На основе полученных среднемноголетних характеристик построены региональные зависимости, карты распределения гидрологических характеристик, а также оценен сток воды и наносов с территории Западного Закавказья. В работе Г.Н. Хмаладзе [4] были рассмотрены особенности формирования твердого стока горных рек, представлены расчетные значения среднего годового стока воды и наносов в устьях рек. Ш.В. Джаошвили в своей работе [2] представил количественные оценки объемов стока воды и наносов по отдельным рекам и регионам Черного моря. Детальное исследование среднегодового стока, максимального стока дождевых паводков, а также влияния природных факторов на данные элементы водного режима представлено в работе А.М. Комлева и Т.Н. Мельниковой [1]. Стоит отметить, что полученные данные о стоке воды и наносов в данных работах являются устаревшими и не охватывают период наблюдений последних десятилетий.

На основе данных гидрометрических наблюдений на 10 реках, где действуют 13 постов, для территории Большого Сочи были построены региональные карты распределения среднемноголетнего годового стока воды, максимального среднемноголетнего стока воды и коэффициентов вариации данных характеристик, учитывая региональные зависимости стока воды от средней высоты водосбора и его площади. Анализ результатов показал, что территорию региона можно разделить условно на 2 района: 1) бассейны небольших рек, расположенных вдоль Черноморского побережья на низменности и в предгорной части (все реки региона кроме р. Мзымты и р. Псоу); 2) бассейны р. Мзымта и р. Псоу.

Сравнивая карту распределения среднемноголетнего годового стока, представленную в РПВ, и аналогичную карту, построенную по имеющимся данным до 2011 года, можно говорить об общей тенденции увеличения годового стока рек территории Большого Сочи. По данным расчетов, выполненных в данной работе, общее количество стока рек в Черное море с территории Большого Сочи составляет 5,75 км^3 в год. На сток наиболее крупных четырех рек (Шахе, Сочи, Мзымта, Псоу) приходится 4,05 км^3 воды в год, что составляет 70,4 % стока всех рек территории Большого Сочи.

Анализ совмещенных графиков максимальных расходов воды дождевых паводков показал, что на территории региона прослеживается тенденция увеличения данной гидрологической характеристики на всех исследуемых реках территории. Полученные результаты расчетов стока дождевых паводков для устьев рек формулами редукции и предельной интенсивности показали явно заниженные результаты, что говорит о сложности расчета данной характеристики для неизученных водосборов. Поэтому в данной работе на основе формул для максимального стока 5 % обеспеченности для неизученных водосборов, представленных в РПВ, а также полученных региональных зависимостей были выведены районные эмпириче-

ские формулы максимального модуля стока, основанные на затухании редукции модуля стока в зоне малых площадей, показатели степени редукции и площади водосбора реки. Для территории Большого Сочи характерны две такие региональные формулы: $Q_{5\%} = 18,9/(F + 1)0,44$ – для 1 района и $Q_{5\%} = 12,2/(F + 1)0,44$ – для 2-го.

На основе гидравлических расчетов максимальных уровней затопления составлены карты потенциального затопления устьевых районов. Анализ данных показал, что катастрофические дождевые паводки и смерчи могут привести к обширному затоплению территории и чрезвычайным ситуациям. Особенно это касается устьевых областей, где русло рек наименее изменено человеком. Антропогенное вмешательство необходимо для всех рек региона, так как опасность проявления опасных гидрологических процессов велика.

Для расчета стока наносов с неизученных водосборов рек территории Большого Сочи было проведено обобщение исходных данных по стоку взвешенных наносов изученных рек. По этим данным на основе региональных зависимостей и формул, представленных в книге Г.Н. Хмаладзе, был посчитан сток наносов неизученных рек. Результаты вычислений показали, что с ростом стока воды, сток наносов также имеет тенденцию к увеличению. Общий ежегодный сток наносов с территории Большого Сочи составляет 1001 т/год. Таким образом, на долю четырех самых крупных рек территории (Мзымта, Шахе, Сочи, Псоу) приходится 728 т/год, что составляет 72 % всего стока наносов.

Устьевые области рек, впадающих в Черное море, были классифицированы по морфологическим признакам, а также по степени антропогенного влияния на них. Анализ всех рек побережья показал, что преобладают простые устьевые области, сильно измененные антропогенным вмешательством. Русловые процессы в устьях рек в большей степени подвержены морскому фактору, так как берегоукрепительные работы на антропогенно-измененных реках предотвращают серьезные русловые переформирования.

Список литературы

1. Водный режим рек Северо-Западного Кавказа Закономерности формирования и методы расчета: монография / А.М. Комелев, Т.Н. Мельникова; Перм. Гос. ун-т. Пермь, 2008. 112 с.: ил.

2. Джаошвили Ш.В. Реки Черного моря. Издательство: Не издан. Год: 2005.

3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.9: Закавказье и Дагестан. Вып.1. Западное Закавказье [сост. кандидат географич наук И.С. Апхазава, Ш.И. Джавашвили, д-р географ наук Г.Н. Хмаладзе и др.]. Под редакцией д-ра географич. наук Г.Н. Хмаладзе. 1969. 312 с. С чертежами и картами. Алфавитный список рек, каналов, озер и водохранилищ: С. 5–7.Л.

4. Хмаладзе Г.Н. Выносы наносов реками Черноморского побережья Кавказа. Л. : Гидрометеоиздат, 1978. 166 с.

THE PECULIARITIES OF WATER RUNOFF AND SEDIMENT YEILD IN THE MOUTH OF THE RIVERS OF BOLSHOI SOCHI DISTRICT

Aybulatov D.N., Kazyulin R.A.

Moscow State University (MSU), Moscow
gidroden@mail.ru; roman_hydro@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Estuaries of the rivers in Bolshoi Sochi district are the most densely populated areas of the Black Sea coastline area in Russian Federation. Study of water runoff and sediment yield in the mouth of the rivers has an important role in applied science, because the frequency of dangerous hydrological processes is very high. Floods and lateral rivers erosion can leads to catastrophic emergencies.

Analysis of hydrological data and physiographic properties of the region help to make several conclusions about water runoff and sediment yield of the region rivers: average annual water and sediment runoff tends to increase, maximum flood discharges increase too.

The mouths of the rivers in Bolshoi Sochi District were classified by natural and anthropogenic factors. In the estuaries district were calculated and ploted on topographic maps flooding areas. Also in the work considered information of the anthropogenic intervention in the natural environment of the rivers mouths.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 100 ЛЕТ

Андрианова О.Р.

Отделение гидроакустики Морского гидрофизического института НАН Украины

olga_andr@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Изучение колебаний уровня Мирового океана и морей имеют большое практическое значение не только в вопросах, связанных с глобальными климатическими тенденциями, но и в гидротехнических задачах. Причины и масштабы изменения уровня могут быть различными, как и проведение их оценок. В настоящей работе приводятся результаты оценки характера и величины колебаний уровня Черного и Азовского морей за последние 100 лет, их современные тенденции (уже в XXI веке) и региональные особенности, что является развитием проводимых ранее исследований динамики суши и уровня западной части Черного моря [2].

Материалами для анализа послужили сведения о среднемесячных и среднегодовых высотах уровня моря на станциях, расположенных в Одесском регионе, на румынском побережье, Крымском полуострове, восточном побережье и одна станция в Азовском море (см. табл.).

Рассчитанная интенсивность роста уровня моря относительно абсолютных экстремумов за весь период наблюдений по среднегодовым и сглаженным данным приведена в таблице. При этом по абсолютным величинам амплитуда уровня увеличивалась от наименьших значений, имевших место на ст. Батуми (30 см – по среднегодовым и 23 см – по сглаженным) и Бердянск (39 и 27 см, соответственно), до наибольших на ст. Одесса (соответственно 67 и 44 см), Сулина (65 и 40 см) и Поти (54 и 49 см). Станции Одесса и Поти с наибольшей интенсивностью роста уровня находятся в зонах тектонического обострения (вблизи геологических разломов) [5], а станции Сулина и Приморское расположены вблизи дельты Дуная, который оказывает свое воздействие [1], являясь одним из важных факторов. Различная длина временных рядов уровня моря анализируемых станций (таблица) усложняет проведение сравнительной оценки его роста по абсолютным величинам, поскольку полученные результаты, вычисленные по среднегодовым и сглаженным данным за периоды наблюдений на станциях, из-за значительных волновых колебаний, представляются недостаточно корректными. Наиболее показательными являются оценки интенсивности роста уровня по линейному тренду, которые в дальнейшем использовались при анализе. Ввиду заметной нелинейности временной изменчивости уровня на станциях оценка интенсивности роста уровня по линейному тренду не лишена некоторого недостатка.

Таблица

Сведения о станциях, периодах наблюдений, средних многолетних высотах и тенденциях изменения уровня в рассмотренные временные интервалы

№ п/п	Название станции	Период наблюдений, годы	Рост уровня моря см/год	Волновые возмущения		Тенденции		
				коротко-период-ные	долго-пери-одные			
			по ср. год.	период, годы	период, годы	До 2000 г.	2001-2009 гг.	2001-2010 гг.
			по сгл. 5 лет.	ампл., см	ампл., см			
1	Сулина	1900–2010	0,59	3	14,4	0,26	0,81	1,61
			0,38	14,5	11,8			
2	Приморское	1951–2010	0,76	3,2	13,8	0,26	-0,40	0,71
			0,30	11,6	8,5			
3	Одесса	1900–2010	0,60	3,2	11,9	0,47	-1,07	-0,05
			0,41	10,4	7,4			
4	Севастополь	1900–2010	0,43	3,5	11,2	0,14	-0,48	0,32
			0,20	10,0	7,1			
5	Черноморское	1927–2010	0,44	3,4	11,5	0,18	0,51	1,04
			0,27	8,7	6,1			
6	Туапсе	1917–2010	0,39	3,5	13,0	0,14	-0,09	0,38
			0,20	7,8	6,3			
7	Поти	1900–2009	0,54	3,0	11,2	0,45	-0,39	–
			0,52	16,9	16,2			
8	Батуми	1900–2010	0,32	3,0	12,0	0,18	-0,11	0,42
			0,28	10,4	8,0			
9	Бердянск	1923–2005	0,40	3,5	11,5	0,28	1,34	–
			0,34	13,1	10,8			

Согласно Межправительственной группе экспертов по изменению климата, интенсивность повышения уровня Мирового океана составляла за последние 100 лет в среднем 0,17 см/год. По оценкам [3, 4] средний рост уровня Черного моря в XX столетии составлял 0,16–0,18 см/год. Выполнение нами оценки величины и интенсивности роста уровня на станциях Черного и Азовского морей по среднегодовым и сглаженным (5-летним осреднением) данным, а также по линейному тренду свидетельствуют о заметно бóльших значениях роста в этот период (см. табл.). По линейному тренду также выделяется более резкий рост уровня моря на станциях Одесса и Поти (0,41 и 0,52 соответственно), что в значительной степени может быть вызвано тектоническим воздействием, приводящим к наблюдаемым различиям.

Однако, уже в 2001–2009 гг. по сравнению с предыдущим веком (таблица), изменились тенденции на большинстве черноморских станций

(с роста уровня моря на его падение). Но уже в 2010 г. значения уровня оказались настолько выше, чем в предыдущие годы наблюдений, что тенденции в 2000–2010 гг. вновь показали рост уровня моря на рассматриваемых станциях, за исключением станции Одесса (к сожалению, данные за 2010 г. по станциям Бердянск и Поти отсутствуют). Сравнение тенденций изменения уровня под влиянием фактически одного, но аномального 2010 года (зимой 2009–2010 гг. отмечалось явление Эль-Ниньо в Тихом океане), показало глобальный характер его воздействия. Учет этого фактора воздействия на все процессы необходим не только в климатических прогнозах, но и в практических задачах. Поэтому при проведении анализа, основанного на осреднении каких-либо промежутков времени, необходимо учитывать и отдельные, наиболее определяющие значения в усредняемом промежутке времени, которые могут существенно изменить общую картину происходящих процессов. При этом изменения в долговременных колебаниях уровня Черного и Азовского морей имеют региональные особенности, зависящие от локальных факторов воздействия [6], в числе которых речной сток и тектонические особенности.

Проведя анализ кривых межгодового хода уровня на станциях Черного и Азовского морей по фактическим и сглаженным 5-летним осреднением данным, следует выделить хорошо выраженный волновой характер колебаний как в короткопериодной, так и в долгопериодной компонентах.

Обращаясь к оценке периодов и амплитуд волновых возмущений, имеющих место в колебаниях уровня моря рассматриваемых станций, отметим, что условно они рассматривались состоящими из коротких и длинных волн, которые хорошо выделяются по фактическому ходу среднегодовых высот уровня и сглаженных путем 5-летнего скользящего осреднения кривых. В среднем в короткопериодных возмущениях преобладали 3–4- летние волны, а в долгопериодных – 10–14-летние. Амплитуды коротких и длинных волн в среднем были примерно одинаковыми и равными 11–12 см, хотя в каждом конкретном случае диапазон их колебаний, как и периодов, был довольно существенным. Исключением явились те же станции, которые отличались по росту уровня, средняя амплитуда волновых колебаний на которых оказалась в 1,5 раза больше, чем на остальных станциях: Сулина, расположенная в дельте Дуная (14,5 см – для коротких и 11,8 см – для длинных), Поти (16,9 и 16,2 см, соответственно) и добавилась станция, находящаяся в Азовском море – Бердянск (13,1 и 10,8 см, соответственно); тогда как периоды оставались такими же, как и на остальных станциях (см. табл.).

Выполненный нами спектральный анализ временных рядов уровня моря рассматриваемых станций показал существование в колебаниях уровня целого спектра волновых возмущений (2–8; 10–14; 21 и 32 года). Природа такой периодичности, по-видимому, климатическая, поскольку выявленная цикличность близка к периодам солнечной активности, которые обычно считаются равными 11 и 33 годам.

В заключение укажем, что современные тенденции к повышению уровня Мирового океана вообще в сочетании с характером вертикальных движений суши на различных участках морских побережий могут оказывать существенное влияние на формирование берегов, особенно в районах, где эти процессы выражены наиболее интенсивно. Это один из существующего целого комплекса факторов, суммарное воздействие которых может оказаться более ощутимым, чем климатические процессы. Поэтому очень важно учитывать эти моменты при береговых изысканиях.

Список литературы

1. Андрианова О.Р. Оценка связи колебаний уровня Черного моря на станциях северо-западного побережья с расходами рек Днепр и Дунай // Український гідрометеорологічний журнал. 2006. № 1. С. 241–247.

2. Андрианова О.Р., Белевич Р.Р., Скипа М.И. Динамика суши и уровня западного побережья Черного моря // Геофизический журнал. 2007. № 1. Т. 29. С. 160–166.

3. Богуславский С.Г., Кубряков А.И., Иващенко И.К. Изменения уровня Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1997. №3. С. 47–57.

4. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее / Под редакцией академика НАН Украины В.Н. Еремеева, МГИ НАН Украины. Севастополь, 2006. 210 с.

5. Тектоника мезоканойских отложений Черноморской впадины. М. : Недра, 1985. 215 с.

6. Шуйский Ю.Д., Пейчев В.Д., Черкашин С.С. Об основных тенденциях долговременного изменения уровня в западной части Черного моря и их возможное влияние на берега // Исследование береговой зоны морей. Киев : Научное издание ИГН, ИППЭГГ НАН Украины, ОНУ им. И.И. Мечникова МОН Украины, 2001. С. 273–284.

THE REGULARITIES OF THE SEA LEVEL VARIATION OF THE BLACK AND AZOV SEAS IN THE LAST 100 YEARS

Andrianova O.

Hydroacoustics Branch of Marine Hydrophysical Institute
NAS of Ukraine, Odessa
olga_andr@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The trends in variability of the sea level on the coastal stations on the Black and Azov seas during the last 100 years were determined; their comparison from station to station was done with the trends in the levels for the last 10 years. The estimates were made by filtering of the monthly and annual data by the 5-year run-

ning average. The rate of the sea level rise was calculated from absolute extremes in the annual and filtered data and on the linear trend: the amplitude of level increased from the lowest values occurring on the Batumi (30 cm – for the annual and 23 cm – for the filtered) and Berdyansk (39 and 27 cm, respectively) to the biggest on the Odessa (respectively 67 and 44 cm), Sulina (65 and 40 cm) and Poti (54 and 49 cm). The explanation of the differences in the trend's maximums based on the fact that stations Odessa and Poti are situated in tectonic areas (close to geological rifts), the stations Sulina and Primorskoe are located near the Danube delta, which has an impact also. The comparing of the trends in the sea level in periods 2000–2010 years and 2000–2009 years shows the global nature of the El Niño impact phenomenon (El Niño in the Pacific was observed during the winters of 2009–2010 years).

The evaluation of periods and amplitudes in the oscillations of sea level shows that in the short-period terms there are 3–4 year waves and in long-period terms there are 10–14 year waves; the amplitudes of short and long waves are on average equal to 11–12 cm. The exceptions are the same stations, which differed in the sea level rise; the average amplitude of the wave oscillations at these stations is bigger in 1,5 times: Sulina (14,5 cm – for short and 11,8 cm – for long), Poti (16,9 and 16,2 cm, respectively) and Berdyansk station which located in the Azov Sea (13,1 and 10,8 cm, respectively); the periods are the same as at all other stations.

ТЕНДЕНЦИИ МЕЖГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНЕГО СТОЛЕТИЯ

Андрианова О.Р., Батырев А.А., Белевич Р.Р.

Отделение гидроакустики Морского гидрофизического института НАН Украины, Одесса

olga_andr@mail.ru; alex@anything3d.com; oceanology-ogamgi@hotmail.com

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Рассмотрена временная изменчивость колебаний уровня Атлантического, Тихого и Индийского океанов, а также Мирового океана в целом за период с 1880 по 2010 гг.

Материалами для анализа послужили сведения об уровне моря в виде временных рядов его среднегодовых высот, собранные на станциях глобальной сети мировыми центрами данных (Англия, Ливерпуль, США, Гонолулу, Гавайский университет). В этих центрах данные подвергались предварительному контролю и приводке к единому нулю глубин и лишь после этого помещались в интернете.

Было проведено осреднение рядов среднегодовых высот уровня между собой на станциях примерно равномерно распределенных по акватории Атлантического (37 ст. – вдоль западного побережья и 31 ст. – вдоль восточного), Тихого (соответственно 35 и 36 ст.) и Индийского (33 ст.) океанов. Это позволило получить графики межгодовых колебаний уровня в виде кривых временного хода за рассматриваемый период времени (за 131 год – 1880–2010 гг.) для каждого из бассейнов, а также для западного и восточного побережий Атлантики и Тихого океана.

Учитывая своеобразный ход уровня океанов на меже XIX и XX столетий (наличие в течение первых примерно 30–40 лет отрицательного тренда в Тихом и Индийском океанах, а также близкого к нулевому – в Атлантике) было сочтено уместным дать оценку изменениям уровня в них также за периоды 1900–2010 и 1925–2010 гг.

Проведенный анализ полученных результатов показал, что с начала 20-х годов прошлого столетия по настоящее время уровень рассматриваемых океанов и Мирового океана в целом непрерывно волнообразно повышался, имея периоды слабого или интенсивного роста, общий характер изменений уровня в целом был схожим. Колебания уровня Мирового океана были получены расчетным путем, аналогично работе [2] с учетом удельного веса (площади) каждого океана. Данные по Тихому океану в расчет осреднения вводились с весом 0,52, по Атлантике – с весом 0,27, а по Индийскому – с весом 0,21.

Из заслуживающих внимания особенностей, проявляющихся на кривых временного хода уровня всех океанов следует указать на существова-

ние в них (примерно с 10-ти летней дискретностью) резких всплесков – максимумов в его ходе, хорошо согласующихся с годами, известными из литературных источников [1, 3] как годы Эль-Ниньо.

Проведенные расчеты средних высот уровня за рассматриваемый для каждого бассейна период позволили дать оценку превышений одного океана над другим. Оказалось, например, что наиболее низкий средний уровень за рассматриваемые периоды среди океанов наблюдался в Атлантике. Он был на 13–27 мм ниже уровня Мирового океана. Наиболее высокий уровень наблюдался в Тихом. Он был на 14–19 мм выше среднего уровня Мирового океана. Уровень Индийского океана занимал промежуточное положение и был на 11–19 мм ниже уровня Мирового океана.

Полученный результат хорошо согласуется с известными в океанологии понятиями о наиболее высоких величинах солености и испарения в Атлантике и наиболее низких значениях их в Тихом.

Выполненные оценки разности высот уровня между средними значениями их на западном и восточном побережьях в Атлантике и в Тихом океане дали следующий результат: средний уровень западного побережья Атлантики по выполненным нами оценкам за рассмотренные периоды (131, 111, 86 лет) был выше его восточного побережья соответственно на 38, 27 и 9 мм. В Тихом океане картина оказалась обратной. Уровень западного побережья Тихого океана оказался, наоборот, ниже уровня восточного побережья за те же периоды соответственно на 37, 32 и 24 мм.

Заметим, что согласно существующим представлениям уровень западного побережья Тихого океана, как и в Атлантике также должен быть выше уровня его восточного. Причина такого аномального результата, по нашему мнению, связана с наличием отрицательного тренда примерно на половине станций западного побережья Тихого океана, включенных в анализ и осреднение. Факт наличия отрицательного тренда свидетельствует об имеющем здесь место заметном поднятии суши (побережья азиатского материка) и искажении (занижении) истинной величины поднятия уровня на величину равную величине поднятия суши. По выполненным нами ориентировочным оценкам, суша на западном побережье Тихого океана за 100 лет повысилась на 158 мм. Уровень океана на западном побережье за это же время условно возрос на 141 мм. При таком сценарии, если бы не было поднятия суши, то уровень западного побережья возрос бы до 299 мм (141 + 158). В этом случае уровень западного побережья Тихого океана (299 мм) оказывается выше уровня восточного его побережья на 143 мм (299–156 мм). В Атлантике эта величина вычисленная по разности высот уровня составила 137 мм (293–156 мм).

Важной частью анализа колебании уровня является оценка величины роста или опускания самого уровня, а также величины его тренда. В настоящей работе нами величина роста уровня вычислялась как разность начальной и конечной точек тренда. Результаты проведенных нами вычислений роста уровня Мирового океана по регионам за выбранные периоды приведены в таблице.

Таблица

Величина роста уровня Мирового океана (мм) по регионам за выбранные периоды осреднения

Годы	Атлантический океан			Тихий океан			Индийский океан	Мировой океан
	общ.	вост. побер.	запад. побер.	общ.	вост. побер.	запад. побер.	общ.	общ.
1880–2010	242	160	324	145	156	135	124	165
1900–2010	209	163	255	130	120	141	124	151
1925–2010	150	110	188	113	63,5	163,5	86	110
Тренды мм/год	1,847	1,469	2,564	1,174	1,189	1,270	1,111	1,373

Рассматривая приведенные в таблице результаты вычислений роста уровня по океанам и отдельным его побережьям можно констатировать довольно пеструю картину распределения их по акваториям отдельных океанов. Большой разброс величины роста уровней свидетельствует о недостаточно корректно полученных результатах. Наиболее высокий рост уровня, и как нам представляется наиболее достоверный, наблюдался в Атлантическом океане и составил 24,2 см за 130 лет.

Причина относительно низкой величины роста уровня Тихого океана (14,5 см за 131 год), как нами уже отмечено выше, обусловлена поднятием суши (восточного побережья азиатского материка). В Индийском океане величина роста уровня также мала (12,4 см за 131 год и 110 лет). На наш взгляд, качество уровенных данных на ряде его станций внушает сомнение, недостаточно корректна также приводка уровней станций к единому нулю моря. Поэтому для уточнения действительного роста уровня Индийского океана необходима существенная переработка всего массива данных по этому региону и корректировка единого нуля моря для анализируемых станций. Средний уровень Мирового океана по выполненным оценкам (см. табл.) за 131 год повысился на 16,5 см.

В заключение укажем, что проведенное сравнение полученных нами результатов вычисления роста уровня анализируемых океанов и всего Мирового океана за 1880–2010 гг. с аналогичными данными, приведенными в работе Р.К. Клиге (1978 г.) за период 1900–1964 гг. [2] показало неплохое согласование. Подтверждается немонотонный характер роста уровня Мирового океана и отдельных океанов не только на сравниваемых участках, но и за пределами в последующих его изменениях.

Список литературы

1. Андрианова О.Р., Белевич Р.Р., Скипа М.И. Экстремумы в среднегодовых характеристиках Черного моря, как следствие дальних проявлений Эль-Ниньо // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Сб. научн. трудов. НАНУ, Севастополь. 2005. Вып. 13. С. 364–374.

2. Клиге Р.К. Современные изменения уровня Мирового океана / В кн. Уровень, берега и дно океана. М. : Наука, 1978. С. 136–179.

3. Федоров К.Н. Этот капризный младенец – Эль-Ниньо // Природа. 1984. № 8. С. 65–73.

TRENDS OF THE INTERANNUAL FLUCTUATIONS IN THE WORLD OCEAN LEVEL DURING THE LAST CENTURY

Andrianova O., Batyrev A., Belevich R.

Hydroacoustics Branch of Marine Hydrophysical Institute
NAS of Ukraine, Odessa
olga_andr@mail.ru; alex@anything3d.com; oceanology-ogamgi@hotmail.com

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The changes of the sea level in the Atlantic, Pacific, Indian Oceans and the whole World Ocean for the period from 1880 till 2010 years were examined. The estimates of the values of the sea level increasing for that time period in each of the oceans and on the west and east coasts of the Atlantic and Pacific oceans were made. For this purpose, the annual sea level data were averaged over years for 68 stations in the Atlantic Ocean, 71 stations – in the Pacific and 33 stations – the Indian.

Analysis of the temporary distributions of the sea level shows that increasing of the Atlantic sea level during that period (131 years) is 24,2 cm. Sea levels of Pacific and Indian Oceans during the same period increased on smaller value, 14,5 and 12,4 cm respectively. The reason for difference between the Atlantic and the Pacific Ocean in values of sea level rising, as it seems, is significant rising of the land (raising of the East coast of the Asian continent), which was occurred in about half of the stations on the west coast of the Pacific. In the Indian Ocean the zero level of water posts was not correct for many stations, and in some cases there were low quality data.

The highest maxima in the sea level in the generalized curves of the temporary distributions appear with about 10-year cycles on the sea level of all oceans that is in good correlation with El Niño years.

МОРФОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ПРИЛИВНЫХ СУБАРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ПОСЛЕ УСТОЙЧИВЫХ ПЕРЕХОДОВ СРЕДНЕСУТОЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР ЧЕРЕЗ 0 И ПРОБЛЕМЫ БЕРЕГОЗАЩИТЫ

Афанасьев В.В.

Учреждение Российской академии наук Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Было отмечено, что в условиях однородного берегового уступа, при сравнимых параметрах пляжа (основной волногасящей структуры) и гидродинамического воздействия (приливы, нагоны, длинные и ветровые волны) наиболее интенсивный размыв происходит в ноябре–январе. В этот период на верхних уровнях берегового профиля, которые являются волногасящими для штормовых условий при максимальных приливах, происходит промерзание пляжевых отложений и обусловленное этим ухудшение их волногасящих свойств. Выпадение и метелевое перераспределение снега по профилю существенно моделирует морфодинамические свойства пляжа в этот период.

Закономерности разрушения берегов. За последние 50 лет в результате размыва берегов только на севере и юго-востоке о. Сахалин «потеряно» более 15 км^2 аккумулятивного побережья. Для сравнения – на протяжении 2880 километров низких размываемых берегов Японии за последние 70 лет было утрачено около 120 км^2 прибрежных территорий [1]. В силу сложных инженерно-геологических условий (оползни, сели) на острове есть районы, где транспортные коммуникации, в том числе регионального значения, возможны только вдоль береговой линии по поверхности голоценовых морских террас. До недавнего времени оценки техногенной нагрузки на берега Сахалина были существенно занижены [2]. В результате проделанной нами работы было установлено, что в самое ближайшее время, наряду с постоянными ремонтно-восстановительными работами на участках с существующим берегоукреплением, построенном «хозспособом», потребуется защита ещё около 28 километров побережья [3].

Таким образом, решение проблем стабилизации берегового уступа прибрежных селитебных территорий и транспортных коридоров оказалось тесно связано с необходимостью объяснения пространственно-временной неоднородности размыва низких аккумулятивных морских террас. Исследования последних лет показали, что не менее существенную роль чем трендовые характеристики в региональных сценариях развития берегов играют установленные нами циклические составляющие более низкого порядка, определяемые особенностями гидрометеорологического режима. Соответ-

ствие фактических тенденций развития береговой зоны, установленное срочными наблюдениями и анализом массивов АФС разных лет, многолетним изменениям интенсивности ветроволнового воздействия на берег (расчетные ветроэнергетические характеристики) позволило построить статистические модели размыва берегов о. Сахалин. Прогноз, выполненный на этой основе, указывает, что тенденции усиления размыва за счет гидродинамической цикличности в регионе сохранятся до конца второго десятилетия 21 века [4]. Наблюдаемая пространственная структура размыва в основных чертах существует, по меньшей мере, с 30-х годов нашего столетия. Однако разрушение берегов происходило в существенно меньших масштабах. Так, например, побережье зал. Терпения начало интенсивно размываться с начала шестидесятых годов, однако участки со среднемноголетними скоростями 1,8–2,2 метра разрушались уже в начале пятидесятых годов. Пространственную структуру разрушения берегов на участке побережья от п. Взморье до п. Стародубское определяет ритм размыва с длиной волны около 30 км. Интересно, что при анализе интенсивности абразии на открытом побережье США получено такое же значение длины волны ритма размыва [5]. Но если на побережье СЩА внятного объяснения этому нет, в нашем случае один «пик» приурочен к местоположению карьера, где с пляжа добыто за несколько десятков лет более 4 млн м^3 песка, а другой к зоне дивергенции потоков волновой энергии рассчитанных по методике, разработанной в Проблемной научно-исследовательской лаборатории освоения Севера [6].

Концептуальные принципы, определяющие эффективность берегозащиты. За последние несколько лет на Сахалине выполнено морфодинамическое обоснование и проектирование берегозащиты откосного типа протяженностью 20135 метров, из которых уже построено более 12 км берегоукрепления вдоль автомобильной дороги Южно-Сахалинск–Оха–Москальво на участке 172–197 км. Наиболее предпочтительным вариантом берегозащиты по технико-экономическим параметрам оказались откосные волногасящие сооружения. Данное крепление следует рассматривать не как каменную наброску, а как инженерную конструкцию с заданными параметрами – исключение выноса материала крепления и грунта основания, обеспечение условия прочности и устойчивости под воздействием нагрузок. Серьезным недостатком продольных берегозащитных сооружений является возникновение краевых размывов, деградация аккумулятивных образований, вызванная концентрацией волновой энергии на стыках сооружений с естественным (неукрепленным) берегом, увеличением расходов вдольберегового потока наносов. Не следует также забывать, что защищая на протяжении десятилетий берег от разрушения, мы исключаем из баланса наносов береговой зоны такую важную приходную статью как поступление обломочного материала из обрывов. Для решения этой проблемы на флангах аккумулятивных образований сопряженных с укрепленными участками побережья рассчитаны и созданы искусственные галечные пляжи. Наблюдения показывают, что на сопредельных участках начал формироваться песчано-галечный пляж.

Наряду с другими концептуальными принципами, определяющими эффективность защиты прибрежных районов, для целей практического проектирования в 2006 году нами были актуализированы представления о влиянии инфрагравитационных (краевых волн) на параметры пляжа и соответственно неравномерном распределении его волногасящих параметров вдоль берега. Теория квазиритмических форм рельефа пляжа развивается уже более 50 лет. Однако однозначных выводов о динамике и механизмах их развития нет. К общепринятым закономерностям можно отнести лишь установленное отношение длин мегафестонов и краевых волн [7]. При этом основные наблюдения были выполнены на крутых "отражающих" пляжах. Формирование мегафестонов обычно наблюдалось при достаточно постоянном волновом периоде, чему соответствуют, как условие, волны, которые хорошо отсортированы и имеют регулярный характер, к примеру, зыбь. На побережье Южного Сахалина нами выявлено 7 участков, где наблюдаются эти квазиритмические формы берегового рельефа. Исследования трансформации ветрового волнения на мелководье и формирования длинных инфрагравитационных волн, были организованы в 2007 году в зал Терпения. Натурный эксперимент включал постановку группы (21 датчик) измерителей придонного гидростатического давления, и морфолитодинамические наблюдения. К сожалению, большая часть приборов была утеряна. Однако на сопредельных участках побережья в этот же период зафиксированы волны с периодом около 60–70 и 120–150 сек [8]. С 2005 года срочными наблюдениями нами отслеживаются перемещения и параметры мегафестонов в зал. Терпения. Установлено, что два выступа (мыса) пляжа существуют постоянно и практически стационарно, остальные (до 5) могут размываться и восстанавливаться. При этом подводная часть аккумулятивных выступов может сохраняться и при отсутствии видимого мыса на пляже. С учетом анализа формирования и развития квазиритмических форм берегового рельефа, были подготовлены предложения по этапности защиты 5-ти км участка побережья зал. Терпения

Актуализация климатической составляющей в развитии береговых процессов субарктических морей. Мнение о прекращении активной морфолитодинамической фазы развития береговой зоны при переходе температур на среднесуточные минусовые отметки, положенное в основу соответствующего раздела Методических рекомендаций по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных процессов в системе государственного мониторинга геологической среды представляется нам ошибочным [9, 10].

При проведении детальных морфолитодинамических работ в зал. Терпения для целей практического проектирования нами было отмечено, что в условиях однородного берегового уступа, при сравнимых параметрах пляжа (основной волногасящей структуры) и гидродинамического воздействия наиболее интенсивный размыв происходит в ноябре–январе. Общепринятая точка зрения относительно определяющей роли в усилении размыва параметров «зимнего» волнения в контексте данной работы нами не

оспаривается. Не отрицается и некоторый вклад в указанную закономерность сезонных изменений уровня, определяемых, главным образом, барическими условиями. Однако уже на первом этапе исследования изменений волногасящих свойств пляжа при промерзании–оттаивании отложений в условиях воздействий открытого моря, при отрицательных среднесуточных температур воздуха стало ясно, что указанный эффект вносит существенные корректировки в ход морфолитодинамических процессов береговой зоны. Формирование устойчивых береговых наледей и припая происходит примерно через 1,5–2 месяца после начала промерзания отложений пляжа и весь период «открытого моря» морфолитодинамические процессы весьма активны. В этот период на верхних уровнях берегового профиля, которые являются волногасящими для штормовых условий при максимальных приливах, происходит промерзание пляжевых отложений на глубину до 40–50 см и обусловленное этим ухудшение их волногасящих (главным образом дренажных и шероховатости) свойств. Согласно наблюдениям, растепляющее воздействие моря в период интенсивного гидродинамического события не успевает восстановить волногасящие свойства пляжа и береговой уступ размывается. На побережьях арктических морей отмечалось, что величина оттаивания мерзлых пород за время штормового размыва составляет первые миллиметры [11]. Расчеты, выполненные по стандартным методикам, показали, что высота заплеска, в зависимости от параметров волнения, на промерзших пляжах увеличивается на 30–45 % [12]. Выпадение и метелевое перераспределение снега по профилю пляжа существенно моделирует ситуацию. Наблюдения 2010–2012 гг. проводились на четырёх морфолитодинамических створах на побережье залива Терпения о. Сахалин. Мощность снежного покрова на профилях изменялась от 0,4 до 1,8 м, плотность по разновозрастным слоям от 300 до 440 кг/м^3. Отложения пляжа в ноябре были исследованы методом пляжевых разрезов, в период наблюдений измерялись мощность промерзающего слоя и температура отложений по разрезу. Исследование показало, что теплофизические свойства снега играют существенную роль в сезонных изменениях морфолитодинамических свойств пляжевых отложений [13]. Снежный покров высотой более одного метра в ветровой тени берегового уступа низких морских голоценовых террас мало того, что исключает промерзание, как отложений тыловой закраины пляжа, так и собственно берегового уступа, но и оказывает на них растепляющее воздействие. Снежный покров высотой более 0,40 м при наблюдаемом режиме температур воздуха исключает дальнейшее промерзание пляжевых отложений.

Ранее нами были рассмотрены деформации подводного берегового склона приливо-отливными течениями под припайными льдами [14]. Таким образом, мнение о прекращении активной морфолитодинамической фазы развития береговой зоны при переходе температур на среднесуточные минусовые отметки представляется нам ошибочным.

Список литературы

1. Haruyuki Kojima Vulnerability and adaptation to sea-level rise Held in Kobe, Japan – November 14-16 2000 Proceedings of the APN/SURVAS/LOICZ Joint Conference on Coastal Impacts of Climate Change and Adaption in the Asia-Pacific Region.

2. Айбулатов Н.А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии // Под ред. В.И. Осипова. М. : Наука, 2005. 364 с

3. Афанасьев В.В. Игнатов Е.И. Геоэкология береговой зоны острова Сахалин // Проблемы региональной экологии. 2009. № 6. С. 275–280.

4. Афанасьев В.В., Мыглан М.Ю., Типер А.И. Прогноз размыва аккумулятивных берегов // Юбилейный вып. ДВНИГМИ. Владивосток : Дальнаука, 2000. 50 с.

5. Dolan R., Hayden B. Storms and shoreline configuretion // J. Sediment. Petrol. 1981, 51. No 3. P. 737–744.

6. Попов Б.А., Совершаев В.А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии // Морские берега. Вопросы географии. М. : Мысль, 1982. С. 105–116.

7. Guza R.T., Inman D.L. Edge waves and beach cusps // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 21. P. 2997–3012.

8. Ковалев Г.В., Шевченко Г.В. Экспериментальные исследования длинноволновых процессов на северо-западном шельфе Тихого океана. Владивосток : Дальнаука, 2008. 214 с.

9. Шеко А.И. и др. Прогноз и моделирование экзогенных процессов // Опасные экзогенные процессы. М., 1999. С. 194–229.

10. Шеко А.И. и др. Методические рекомендации по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных геологических процессов в системе государственного мониторинга геологической среды. М. : ВСЕГИНГЕО, 1999.

11. Марахтанов В.П. Оценка тепловых условий динамики арктических побережий // Динамика арктических побережий России. М. : МГУ им. Ломоносова, 1998. С. 49–64.

12. СНиП 2.06.04-82* Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения(волновые, ледовые и от судов). М. : Госстрой, 1989.

13. Afanasiev V.V., Zhiruev S.P., Okopnii V.I. The snow mantle influence on morphodynamic properties of the sand beaches of the sub-arctic seas. Тезисы докладов международного симпозиума "Физика, химия и механика снега", 12–17 июня 2011.

14. Афанасьев В.В. Мыглан М.Ю. Типер А.И. Развитие бухтового берега в условиях пятидесяти лет техногенного воздействия // Географические исследования морских побережий. Вл-к : Изд-во ДВГУ, 1998. С. 35–43.

MORPHODYNAMICS OF COASTAL TIDAL SUBARCTIC SEAS AFTER A STABLE TRANSITION OF AVERAGE DAILY TEMPERATURE THROUGH 0 AND COASTAL PROTECTION

Afanasiev V.V.

Institute of Marine Gelogy and Geophysics of FEB RAS,
Yuzhno-Saknalinsk, Russia

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

It was noted that in a homogeneous coastal bluffs, the beach at comparable settings (the basic structure of the wave energy dissipation), and hydrodynamic effects (tides, surges, long waves and wind), the most intense erosion occurs in November–January. During this period, at the upper levels of the coastal profile, which are equilibrium for storm conditions with maximum tides, beach sediments are freezing and the consequent deterioration of their dissipation properties. Loss of redistribution of snow and blizzard in the profile essentially simulates morphodynamics beach properties at this time.

АККУМУКЛЯТИВНО-ДЕФЛЯЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА МОРСКОМ БЕРЕГУ КОС ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ

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

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет

badyukova@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Неотъемлемым элементом береговых аккумулятивных барьеров юго-восточной Балтики – Куршской и Вислинской кос – является современный дюнный вал вдоль их морского берега. На Куршской косе он частично был искусственно укреплен, так что его высота здесь местами достигает 10–12 м. На Вислинской косе дюнный вал слабо затронут антропогенными процессами, и имеет несколько меньшую высоту (7–8 м). Вал был образован за счет вовлечения в ветровой поток пляжевого песка, выносимого волнами с подводного склона. Продолжающиеся эоловые процессы надстраивают вал с морской стороны на участках причленения к нему молодой авандюны разной высоты и морфологии. Это может быть более низкая валообразная форма, иногда двойная, или с выровненной террасовидной поверхностью. Авандюна предохраняет вал от воздействия волн, однако ее образование местами носит пульсационный характер – то она формируется, обеспечивая устойчивость берега, то исчезает, обнажая морской склон дюнного вала, который начинает размываться, образуя почти вертикальный уступ. Это явление попеременности появления авандюны вероятно связано с перемещением вдоль берега песчаных линз на подводном склоне, что повышает или снижает поступление песка на пляж. На участках нахождения и прохождения таких аккумулятивных тел отмечается расширение пляжа, что способствует образованию авандюн. На подводном склоне с подветренной стороны от местоположения донных аккумулятивных тел наблюдается дефицит наносов, что вызывает размыв авандюн, так как аккумулятивные тела перехватывают часть перемещаемых вдоль берега песчаных наносов. По данным [Тепляков и др., 2003] такие тела перемещаются со скоростью от 100 до 200 м в год.

Так, в 2003 г. в районе 15 км Куршской косы наблюдался катастрофический размыв берега, высота уступа в дюнном валу достигала 11 м, ширина пляжа составляла 12–14 м. На том же участке в 2011 г. размыв сменился аккумуляцией, образовалась причлененная авандюна, ширина пляжа увеличилась до 35 м.

Вероятно, в настоящее время запасы песчаного материала на подводном склоне Куршской косы существенно истощены, поэтому волновой размыв морского склона дюнного вала на Куршской косе в отличие от Вислинской проявляется в большей степени.

Дюнный вал Куршской косы во многих местах испытывает также значительное деструктивное воздействие антропогенного фактора. Многочисленные спуски курортников к морю разрушают вершину дюнного вала, а ветровой поток по этим разрушениям формирует так называемые коридоры выдувания, по которым высвобождаемый песок поступает в тыловую зону вала. На этих участках за валом образуются крупные языки выдувания, длиной до 100–200 м. На Вислинской косе, благодаря меньшему антропогенному воздействию, такие формы рельефа довольно редки, хотя и здесь они иногда достигают значительных размеров, а попытки их закрепления древесной (сосна) растительностью пока безуспешны.

В современных условиях тыловая зона дюнного вала испытывает изменения и по естественным причинам. Прямой ветровой поток с моря, переваливая через вершину дюнного вала, приобретает у его внутренней стороны вихревой характер. На участках усиления таких вихрей развиваются обширные котловины выдувания разного возраста. На Куршской косе их насчитывается до 51 [Тепляков и др., 2003]. Глубина таких котловин может достигать 12–15 метров. Часть из них вышла из-под влияния ветра, борта и дно их задернованы. Другие имеют обнаженные борта и свежие следы ветрового воздействия. Особенно заметны эти дефляционные формы рельефа вдоль тылового склона дюнного вала Вислинской косы, где их появление естественным путем не вызывает сомнения. Так, примерно в средней части российского сектора этой косы свежие котловины выдувания цепочкой следуют друг за другом, осложняя весь бережной склон дюнного вала. В то же время с морской стороны вала явных следов волнового размыва не отмечается. К валу здесь прислоняется четкая авандюна тоже без следов размыва.

По своему облику котловины выдувания очень сходны: они имеют округлую форму, очень четкие очертания, крутые борта, в которых ясно виден разрез слагающих дюнный вал отложений. Диаметр котловин достигает 40–50 м, наиболее глубокие расположены на южном участке косы. Глубина этих котловин около 6–7 м, иногда больше и нередко достигает уровня грунтовых вод, что хорошо заметно по характеру растительности. В некоторых из них (глубиной примерно 10 м) в днищах отмечаются высыпки гальки средней крупности, по облику аналогичной галечному материалу пляжа и фиксирующих плановое положение древнего берегового вала. В настоящее время по данным нивелирного профилирования высота этих галечных отмосток соответствует уровню моря. Это свидетельствует о том, что котловина выдувания прошла всю толщу дюнного вала и достигла поверхности бывшего пляжа, где когда-то начал формироваться дюнный вал. Расстояние от дальней кромки галечной высыпки до тыловой зоны современного пляжа составляет примерно 30 м. Такое выдвижение эоловой формы и расширение берегового барьера возможно при некотором спаде уровня моря. Присутствие прибрежно-морских галечников за авандюной говорит об унаследованной аккумуляции наносов на данном участке берега в последние фазы его развития.

В ряде случаев, в результате процессов дефляции происходит «откапывание» ранее засыпанного песками леса. Так, мертвые сосны высотой до 6 м занимают сейчас днища котловин. В более древних котловинах, расположенных дальше от моря, дефляционный процесс практически прекратился и их борта и днища задернованы и частично залесены. Возраст отдельных сосен составляет примерно 15–20 лет, что косвенно указывает на стабильность данной формы в течение этих лет.

Отличительной особенностью всей описанной серии котловин выдувания является тот факт, что заложившись на бережном склоне дюнного вала, они по мере своего углубления и расширения захватили всю вершинную зону вала и подошли близко к его бровке. От нее их отделяет сейчас узкая перемычка, шириной не более 6–7 м – это всё, что осталось от дюнного вала. Несмотря на небольшую ширину, эта перемычка устойчиво сохраняется, прорываясь только в случае ее искусственного нарушения.

Таким образом, в формировании дюнного вала на данном участке Вислинской косы участвовало прямое воздействие ветрового потока, а в сегодняшнем разрушении дюнного вала преобладает вихревое действие ветрового потока. В то же время на многих участках кос, там, где в береговой зоне наблюдается дефицит наносов, преобладает размыв дюнного вала.

Список литературы

1. Тепляков Г.Н., Болдырев В.Л. Формирование, состояние и проблемы сохранения ландшафтов Куршской косы / Проблемы изучения и охраны природного и культурнбого наследия. НИА-Природа. М., 2003. С. 20–40.

2. Соловьева Г.Д., Бадюкова Е.Н. Геоморфологическая характеристика Вислинской косы балтийского моря / Геоморфология.1997. С. 82–89.

ACCUMULATION-DEFLATIONARY PROCESSES ON MARINE SAND BARS COASTS OF THE SOUTHERN-EAST BALTIC

Badyukova Ye., Zhindaryev L, Luk'yanova S., Solov'yeva G.

Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University,
badyukova@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Modern accumulative and deflation forms of a coastal eolian relief on the sea coast of Kuronian and Vistula Spits are considered. It is established that on coastal barriers there are at the same time processes of accretion and degradation of a dune ridge and leaned against it foredune. Alternation of stable and erosive sites of a dune ridge is revealed. The last has destruction signs as with sea (wave erosion), and from the land side where the whirls of a wind stream creating numerous deflation basins in dune ridge have great value.

СОВРЕМЕННАЯ ЛИТОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МЕЖДУРЕЧЬЯ МЗЫМТА – ПСОУ

Балабанов И.П., Манучарянц Е.М.

ОАО Росстройизыскания, Москва,
rsi@ros-iz.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Необходимость иметь обоснованную оценку современного состояния береговой зоны междуречья Мзымта-Псоу обострилась в связи размещением здесь олимпийских объектов. В результате анализа многолетних стационарных наблюдений (1975–2010 гг.), детально оценена динамика береговой зоны, выделено 11 литодинамических участков и даны рекомендации по организации и ведению литомониторинга.

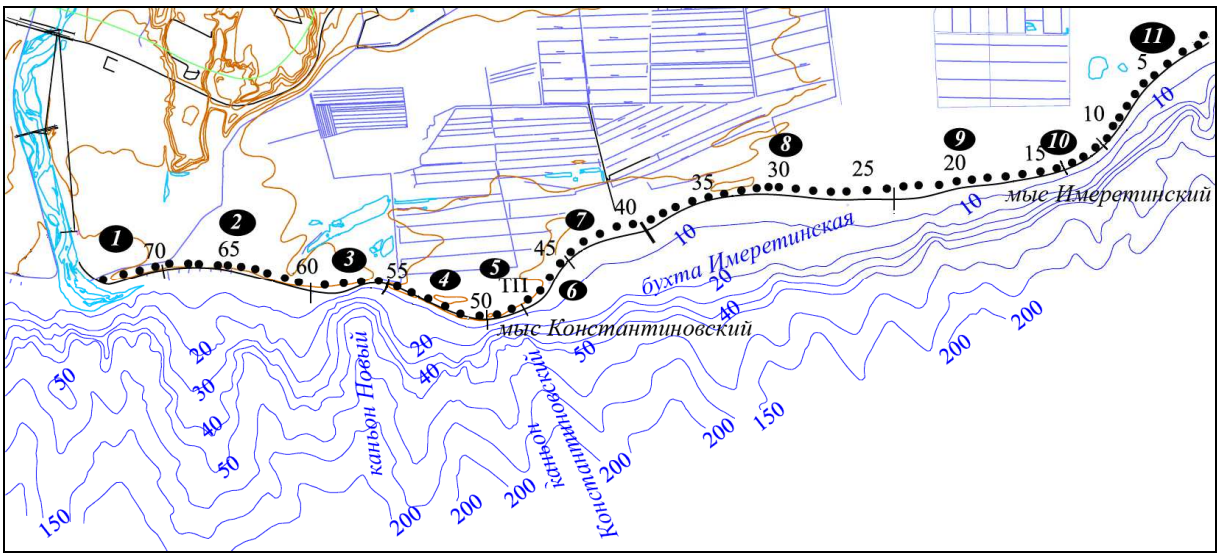
Междуречье Мзымта-Псоу представляет собой фрагмент крупной голоценовой террасы Черноморского побережья Кавказа, сложенной морскими, аллювиальными, озерно-лагунными и биогенными отложениями общей мощностью до 85–95 м.

Геологическое строение, современная литодинамика береговой зоны и прогнозные темпы отступания береговой линии являются главными ограничениями при освоении междуречья Мзымта-Псоу, особенно при строительстве морских портов и проведении берегозащитных мероприятий.

Формирование береговой зоны происходило в основном за счёт выносов рек Мзымты, Псоу и Псезуапсе в процессе сложной трансгрессивно-регрессивной ритмики черноморской трансгрессии. На шельфе междуречья развиты многочисленные верховья подводных каньонов, перехватывающих часть вдольберегового потока наносов.

Литодинамика пляжа начала изучаться с 1975 г. При протяжённости береговой линии 7,8 км режимная сеть состояла из 73 стационарных створов со средним расстоянием между ними около 100 м (см. рис.). До 1990 г. наблюдения выполнялись 3–4 раза в год. После большого перерыва наблюдения возобновились. С 2000 г. эта сеть включена в структуру федерального мониторинга, однако частота наблюдений была сокращена до одного раза в год.

Влекомый сток р. Мзымты является основным источником питания береговой зоны наносами пляжеформирующих фракций, которые под воздействием сильных и очень сильных волнений вовлекаются во вдольбереговое перемещение, как в прибрежной части подводного склона, так и в пределах пляжной полосы. Роза волнений определяет юго-восточное направление вдольберегового потока, а струйный эффект р. Псоу создаёт благоприятные условия для аккумуляции наносов на приустьевом правобережье реки.



Пляж в основном полного профиля. Состав пляжеобразующего материала песчано-гравийно-галечный, вблизи устьев рек Мзымта и Псоу встречаются крупная галька и мелкие валуны. Отмечается чёткая зональность по крупности наносов на поверхности пляжа. Во время сильных и очень сильных волнений происходит полная переработка профиля пляжа.

Подводный склон междуречья в целом приглубый. Наблюдается чередование участков с высокими значениями крутизны (10–15°) по траверсу верховьев подводных каньонов и более низких значений (3–5°) в районах приустьевых конусов выноса аллювия и межканьонных гребней. Достаточно близко к береговой линии (50–100 м) подходят верховья каньонов «Константиновский» и «Новый» и приустьевых каньонов рр. Мзымты и Псоу. Положение верховьев хорошо прослеживается по сокращению общей ширины пляжной полосы и очертанию береговой линии, которая в створе каньонов имеет характер аккумулятивных выступов и мысов.

Предпринимаемые попытки берегозащиты (строительства коротких бун мелкого заложения, возведение разорванного ряда волноотбойных стен, укладки нескольких рядов бетонных тетраподов и кубов в основании абразионного уступа) не имели достаточного инженерного обоснования и оказались явно неудачными. Большая часть возведённых сооружений полностью разрушена, а сохранившаяся не выполняет своего предназначения. В результате ширина пляжа резко сократилась из-за неполного гашения энергии штормового заплеска и частичной разгрузки вдольберегового потока наносов на подводный склон.

Анализ многолетних наблюдений (1975–2010 гг.) позволил выделить в пределах междуречья 11 литодинамических участков (см. рис):

1. Приустьевое левобережье р. Мзымты (ств. 73–70) при высокой динамичности в целом находится в равновесии с тенденцией к аккумуляции. Однако с 2004 г. здесь начались активные размывы, что вызвано истощением влекомого стока р. Мзымты.

2. Участок между приустьевым левобережьем р. Мзымты и мысом Новый (ств. 69–60) высоко динамичен. До 2002 г. берег отступал со скоро-

стью около 0,5 м/год. С 2002 г. наблюдалось выдвижение береговой линии со скоростью 1,0 м/год.

3. Мыс Новый (ств. 59–56) отнесён к слабо размываемым. Скорость отступания уреза составляет 0,5–0,6 м/год, возрастая в отдельные периоды до 2–6 м/год.

4. Северо-западное крыло мыса Константиновский (ств. 55–50) достаточно стабильно с тенденцией к аккумуляции. После 2000 г. здесь наблюдается размыв, который резко усилило 6-ти балльное волнение 10–12 ноября 2007 г. К 2009 г. береговая линия в среднем положении отступила на 16 м со скоростью 1,7–2,0 м/год.

5. Дисталь мыса Константиновский (ств. 49–48). При высокой динамичности в целом участок может характеризоваться как достаточно стабильный.

6. Северо-восточное крыло Константиновского мыса (ств. ТП 1098–45) находится в тени западных волнений, однако и здесь наблюдается чётко выраженная тенденция к размыву. С 1983 г. береговая линия отступила на 10 м со скоростью 0,4 м/год.

7. Западное крыло Имеретинской бухты (ств. 44–40) динамически устойчиво с тенденцией к аккумуляции. Средняя за 1984–2001 гг. скорость выдвижения береговой линии составила 1,0–1,1 м/год. Короткие периоды размыва развивались более интенсивно: средняя скорость отступания уреза составила 1,6–1,8 м/год.

8. Вершина Имеретинской бухты (ств. 39–24) динамически стабильно с ярко выраженной тенденцией к аккумуляции. Средняя за 1984–2004 гг. скорость выдвижения береговой линии составила 0,4 м/год. Короткие периоды размыва (не более 2–5 лет) развивались интенсивно со скоростью отступания уреза 1,4–2,0 м/год.

9. Восточное крыло Имеретинской бухты (ств. 23–14) динамически стабильно с нечётко выраженной тенденцией к аккумуляции. Средний темп приращения ширины пляжа не превышает 0,1 м/год.

10. Имеретинский мыс (ств. 13а–12) динамически устойчив с ярко выраженной тенденцией к аккумуляции. Приглубый характер подводного склона и выпуклый контур береговой линии создают здесь благоприятные условия для разгрузки части вдольберегового потока наносов. При значительных годовых флюктуациях средний темп выдвижения уреза составил 0,4–0,5 м/год.

11. Приустьевое правобережье р. Псоу (ств. 11–1) в целом имеет четко выраженную тенденцию к аккумуляции, что вызвано бунным эффектом р. Псоу. До 1989 г. береговая линия выдвигалась со скоростью 0,3–0,4 м/год, которая с 1990 г. возросла до 1,0–1,1 м/год.

По современной направленности и интенсивности абразионно-аккумулятивных процессов выделенные участки могут быть объединены в две группы:

Первые пять участков от устья р. Мзымты до дистали мыса Константиновский (общей протяжённостью 2,6 км) характеризуются интенсивной и

умеренной абразией со средней многолетней скоростью отступания уреза до 1,0–1,5 м/год. Здесь на подводном склоне интенсивно протекают подводно-эрозионные процессы. С 2004–2005 гг. берег начал активно размываться. Ширина пляжа резко сократилась с формированием активных абразионных уступов в тыловой части. Такое резкое изменение в направленности развития береговых процессов объясняется истощением влекомого стока р. Мзымты, вызванного массовой выборкой аллювия, начавшейся в 2003–2004 гг.

Остальные шесть участков от восточного крыла Константиновского мыса до устья р. Псоу (общей протяжённостью 5,2 км) характеризуются преобладанием аккумуляции или абразионно-аккумулятивным равновесием с тенденцией к аккумуляции. Это обусловлено тем, что после Константиновского мыса вдольбереговой поток наносов, становится насыщенным за счёт размыва береговой зоны предыдущей группы участков. Положительно сказывается также бунный эффект р. Псоу. Однако активное антропогенное вмешательство в естественный характер развития береговой зоны междуречья может и здесь осложнить и даже ухудшить благоприятную в настоящее время обстановку.

Анализ современного состояния береговой зоны междуречья Мзымта-Псоу и современного подхода к организации и выполнению стационарных наблюдений позволяет определить круг основных рекомендаций, которые сводятся к следующему:

– в первую очередь должна быть проведена ревизия и полное восстановление режимной сети и её детализация на наиболее динамичных участках междуречья;

– полный комплекс стационарные наблюдения должен охватывать надводную (пляж) и подводную (подводный склон) часть береговой зоны;

– наблюдения за надводной частью береговой зоны (пляж) должны выполняться после каждого волнения силой 5 и более баллов;

– полный комплекс наблюдений должен выполняться как минимум два раза в год – перед зимним штормовым периодом (сентябрь) и после его завершения (апрель-май);

– стационарные наблюдения в полном объёме должны сопровождать любое гидротехническое строительство в береговой зоне и быть продолжены после ввода объекта в эксплуатации.

Стационарные наблюдения должны проводиться в составе мониторинга и включать наблюдения за твёрдым стоком р. Мзымты, за гидрологическим режимом прибрежной акватории моря, за динамикой береговой линии и изменением баланса наносов пляжа и подводного склона, за изменением их петрографического и гранулометрического состава, за состоянием берегозащитного комплекса и др.

Мониторинг должен быть поручен специализированной организации, способной выполнять или координировать его выполнение в полном объёме. Полный цикл мониторинга должен включать: стационарные наблюдения, принятие решений, направленных на стабилизацию береговой зоны, их реализация.

Список литературы

1. Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения / И.П. Балабанов, С.П. Никифоров, И.С. Пашковский и др.; Под ред. И.П. Балабанова. М. : ООО «Издательский дом Недра», 2011. 281 с.

MODERN COASTAL ZONE LITHODYNAMICS OF THE INTERFLUVE AREA MZYMTA–PSOU

Balabanov I., Manachuryantc E.

OJSC Rosstroyizyskaniya, Moscow, *rsi@ros-iz.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

A need for the validated assessment of the existing Msymta-Psou inter-stream bank conditions has heightened because the Olympic facilities are planned to be located here. The analysis of multiyear stationary observations (1975–2010) has resulted in a detailed assessment of the coastal area evolution, division of 11 lithodynamic areas, and issue of recommendations how to arrange and maintain lithology monitoring.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ТЕРРАС ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Балабанов И.П., Никифоров С.П.

ОАО Росстройизыскания, Москва, *rsi@ros-iz.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Обобщение материалов комплексных исследований и анализ литературных и фондовых материалов позволяет охарактеризовать геологическое строение и палеогеографические условия формирования голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа (ЧПК), воссоздать пространственно-временную картину развития процессов гидро- и литодинамики, обусловивших формирование современных инженерно-геологических условий береговой зоны моря.

Новейшая трансгрессия Чёрного моря имела сложный характер. На общей волне голоценового потепления в развитии черноморской трансгрессии нами выделяется шесть трансгрессивно-регрессивных ритмов более высокого порядка продолжительностью около 2 тыс. лет.

Палеогеографический анализ истории формирования голоценовых террас ЧПК в течение новейшей трансгрессии показал, что развитие береговой зоны в подобные палеогеографические эпохи характеризовалось общей направленностью, а в течение последних фаз было практически однотипным.

Общие палеогеографические закономерности развития ЧПК в трансгрессивные и регрессивные эпохи приведены в таблице [1].

Палеогеографические реконструкции развития голоценовых террас ЧПК, выполненные для нимфейской и средневековой фаз, позволили получить субвековые скорости береговых размывов, которые могут быть положены в основу долгосрочного прогноза развития современной береговой зоны.

Анализ картографического материала XIX–XX вв. и длительные стационарные наблюдения показали, что современное развитие бассейна и его аккумулятивных берегов протекает по закономерностям, установленным при палеогеографических реконструкциях трансгрессивных фаз. Это позволяет современную эпоху, включая и прогнозный период, в общей эвстатической ритмике голоценовой трансгрессии рассматривать как начальную стадию очередной трансгрессивной фазы, а трансгрессивные фазы позднего голоцена рассматривать как её эпохи-аналоги.

Долгосрочный (субвековой) инженерно-геологический прогноз развития береговой зоны моря выполнен методом палеогеографических аналогий. В основу метода положено представление о цикличности денудационно-аккумулятивной переработки земной поверхности, протекающей в эпохи сходных палеогеографических ситуаций практически однотипно.

По прогнозной величине векового отступания береговой линии для ЧПК выделено три категории берегов:

– слабо размываемые (прогнозное отступание менее 50 м);
– умеренно размываемые (прогнозное отступание от 50 до 100 м);
– интенсивно размываемые (прогнозное отступание более 100 м).

Инженерно-геологическая оценка территории и прибрежного шельфа для целей генерального планирования, гражданского строительства высокого класса капитальности и обоснования инженерной защиты конкретных сооружений должна выполняться с учётом геолого-геоморфологического строения, инженерно-геологических свойств пород и современной гидро- и литодинамики береговой зоны моря [3].

Основные мероприятия по защите береговой зоны аккумулятивных форм от размывов должны быть направлены на искусственное увеличение вдольберегового потока наносов по всему периметру формы путём регулярных отсыпок инертного материала на пляж и его подводное продолжение интенсивно размываемых участков береговой зоны. Для искусственных отсыпок должен использоваться инертный материал по гранулометрическому составу близкий к наносам защищаемого участка берега.

На динамике береговой зоны положительно будет сказываться искусственное увеличение пляжеформирующей составляющей твёрдого стока рек и проведение инженерных мероприятий, направленных на уменьшение негативного влияния верховий подводных каньонов на общий баланс наносов береговой зоны.

Пассивные методы инженерной защиты фундаментов (волноотбойные стены, волноломы, защитные наброски из бетонных массивов, шпунтовые завесы) в условиях аккумулятивных берегов не допустимы.

На освоенных участках береговой зоны с нарушенной природной динамикой (курорт Пицунда, г. Гагра, г. Сухуми и др.) инженерные мероприятия, направленные на защиту существующих капитальных сооружений от волнового воздействия, должны быть направлены на максимальное восстановление в береговой зоне первоначальных природных условий. Ярким примером эффективности такого подхода сегодня являются берега Гагрского залива и Пицундского полуострова.

При разработке генеральных планов застройки неосвоенных аккумулятивных берегов (юго-западный берег Пицундский полуостров, Имеретинская низменность и др.) капитальное строительство целесообразно выносить за пределы зоны прогнозного размыва, ширину которой предлагается определять суммой прогнозного отступания береговой линии и ширины современного пляжа полного профиля [2]. Для интенсивно размываемых берегов ширина зоны векового прогнозного размыва, считая от современной береговой линии в среднем её положении, может достигать 250 м.

При проектировании капитального строительства в границах зоны прогнозного размыва конструктивные решения должны заблаговременно учитывать возможное воздействие на фундаменты сооружений волнового потока. В случае попадания сооружений во время их эксплуатации в зону абразионной переработки размеры и конструкции проектируемых фунда-

ментов должны гарантировать естественное развитие процессов гидро- и литодинамики как на пляже, так и на подводном склоне.

	«Трансгрессивные» эпохи	«Регрессивные» эпохи
Климат планеты		
– температура	потепление	похолодание
– влажность	иссушение	увлажнение
Гидрологический режим бассейна		
– уровень	повышается – трансгрессивные фазы	понижается – регрессивные фазы
– волновая активность	возрастает	снижается
– морские течения	сохраняются без изменения	
Гидрохимический режим бассейна		
– солёность	возрастает	уменьшается
– температура	повышается	снижается
Гидрологический режим рек		
– развитие устьевых участков	развитие подпора, устья смещаются к северу. В максимальную стадию ингрессия моря формирует лиманы-эстуарии с блокированными дельтами.	на спаде уровня бассейна формируются авандельты крупных рек побережья, которые планомерно смещаются к югу
– твёрдый сток	сокращается, крупность наносов уменьшается до илов и глин	возрастает, крупность наносов увеличивается до гальки и валунов
ЭГП на побережье и прибрежном шельфе		
– коренные берега	возрастает абразия, клифы активизируются, широкое развитие получает бенч	абразия снижается, активные клифы блокируются аккумулятивными формами и отмирают
– аккумулятивные берега	аккумуляция наносов в береговой зоне моря снижается, до полного прекращения	аккумуляция наносов в береговой зоне моря возрастает
– береговая линия голоценовых аккумулятивных форм	отступает, выравнивается. Формируются «трансгрессивные» береговые валы, контролирующие положение береговой линии максимума трансгрессивной фазы	выдвигается, контур усложняется. Формируются «регрессивные» генерации береговых валов и кос, образуются лагуны, реликтовые озёра
– береговые склоны	активизируются оползневые, обвальные и др. виды. гравитационных процессов	оползневые, и др. виды гравитационных процессов затухают
– верховья подводных каньонов	наступают. С расширением прибрежного шельфа мигрируют вслед за отступающей береговой линией. Мутьевые потоки.	отступают – мигрирует в сторону моря. Верховья подводных каньонов отмирают.
Поверхностные воды	формируются проточные лагуны, лиманы, лиманы-эстуарии	формируются замкнутые лагуны и реликтовые озёра. При их полном осушении развивается заболачивание.
Подземные воды	уровни подземных вод повышаются, развивается подтопление и заболачивание. На поверхности голоценовых террас формируются обширные заболоченные территории и низинные болота и торфяники.	уровни подземных вод понижаются.

Список литературы

1. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. М. – Владивосток : «Дальнаука», 2009. 352 с.

2. Балабанов И.П., Квирквелия Б.Д., Островский А.Б. Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз развития береговой зоны полуострова Пицунда. Тбилиси : «Мецниереба», 1981. 202 с.

3. Балабанов И.П., Никифоров С.П., Пашковский И.С. и др. Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения / Под ред. И.П. Балабанова. М. : «Недра», 2011. 306 с.

PALEOGEOGRAPHIC PREREQUISITE FOR THE FORMATION OF THE GEOTECHNICAL CONDITIONS OF THE BLACK SEA HOLOCENE COASTAL TERRACE

Balabanov I., Nikiforov S.
OJSC Rosstroyizyskaniya, Moscow, *rsi@ros-iz.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The results of summary integral studies and analyzed references allow describing the geologic structure and paleographic formation conditions of the Caucasus Black Sea coast's Holocene terraces, and reconstructing the spatial-temporal development picture of hydro- and lithodynamics processes caused current coastal geotechnical conditions.

РОЛЬ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ В ДИНАМИКЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАРСКОГО МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНОВ УСТЬЯ Р. ОЮЯХИ И ПОС. ХАРАСАВЭЙ)

Белова Н.Г., Соломатин В.И.

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,
nataliya-belova@ya.ru, vi.solomatin@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Значительное влияние на морфологию и эволюцию юго-западного побережья Карского моря оказывает криолитологическое строение берегов и, в особенности, наличие мощных пластовых льдов.

Исследуемые участки побережья на западном берегу Байдарацкой губы (устье р. Оюяхи) и в районе пос. Харасавэй характеризуются интенсивной динамикой береговой зоны, происходящей за счёт термоабразионных и термоденудационных процессов, особенно активно протекающих в местах выходов пластовых льдов.

По двум ключевым участкам были сопоставлены значения скоростей отступания бровки берегового уступа по профилям с различным криолитологическим строением и высотой уступа. Значения скоростей отступания получены по данным наземных мониторинговых наблюдений за динамикой побережья от о. Торасовэй до о. Левдиев (1988–2007 гг.), а также в результате сопоставления разновременных аэрокосмических съёмок (1964–2005) [1–3]. Исследуемый участок побережья характеризуется относительно мощным вдольбереговым потоком волновой энергии. Однонаправленный поток волновой энергии, начинаясь у южного конца о. Торасовэй, постепенно увеличивается к юго-востоку. Берег открыт со стороны Карского моря для ветроволновых и ледовых воздействий.

На западном побережье Байдарацкой губы в районе устья Оюяхи наибольшая среднемноголетняя скорость абразии берегов приурочена к участкам выхода залежей пластовых льдов. В среднем бровка берегового уступа отступает со скоростью 0,8–0,9 м/год (данные 41-летнего периода). На участках с залежами пластовых льдов скорости возрастают до значений 2,1 2,0 м/год, т.е. в 2,3–2,4 раза превышают средние по побережью. Также следует отметить, что в отдельные декады столь же высокие скорости отступания берегового уступа были зафиксированы и на низких уступах лайды с полигонально-жильными льдами.

В районе пос. Харасавэй наибольшие скорости отступания берегов, обусловленные криолитологическим строением (при прочих равных условиях – одинаковой высоте берегового уступа и т. п.), характерны для уступов, сложенных сильнольдистыми суглинками (до 2,2 м/год за период 1981–2008 гг.). Сильный вдольбереговой поток волновой энергии направлен к югу,

начинаясь у м. Бурунного и заканчиваясь за пределами исследуемого участка у дистальной оконечности о-вов Шараповы Кошки [4]. Спорадическое распространение маломощных залежей льдов, вскрывающихся лишь на двухкилометровом участке побережья, здесь не оказывает существенного влияния на динамику берегов, в отличие от предыдущего ключевого участка. В районе пос. Харасавэй, в отличие от западного берега Байдарацкой губы, антропогенные воздействия оказали большее влияние на динамику берегов, т. к. активное хозяйственное освоение береговой зоны началось там на 27 лет раньше. С началом прокладки систем магистральных трубопроводов на западном берегу Байдарацкой губы в 2008 году структура динамики берегов данного участка также неизбежно изменится.

Таким образом, на западном побережье Байдарацкой губы пластовые льды играют бóльшую роль в динамике берегового уступа, чем в районе пос. Харасавэй. В районе устья р. Оюяхи пластовые льды определяют максимальные среднемноголетние скорости отступания берегов (в 2,3 раза большие, чем в среднем по побережью), тогда как в районе пос. Харасавэй уступы с пластовыми льдами характеризуются меньшими темпами термоабразии, чем откосы с сильнольдистыми суглинками или подверженные антропогенному воздействию. Тем не менее, в обоих районах следует относить участки берега с пластовыми льдами к неустойчивым, т. к. в отдельные годы при вскрытии новых пластовых залежей скорости отступания возрастают катастрофически.

Список литературы

1. Белова Н.Г., Огородов С.А. Роль пластовых льдов в динамике юго-западного побережья Карского моря (по данным мониторинга абразии берегов в районах ГМС «Флокс» и ГМС «Харасавэй») // Естественные и технические науки. 2011. № 4. С. 369–371.

2. Огородов С.А., Носков А.И., Белова Н.Г., Кокин О.В., Марченко А.В. Воздействие морских льдов на берега, дно и инженерные сооружения в прибрежно-шельфовой зоне Российской Арктики // Естественные и технические науки. 2010. № 5. С. 344–348.

3. Камалов А.М., Огородов С.А., Бирюков В.Ю., Совершаева Г.Д., Цвецинский А.С., Архипов В.В., Белова Н.Г., Носков А.И., Соломатин В.И. Морфолитодинамика берегов и дна Байдарацкой губы на трассе перехода магистральными газопроводами // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 3. С. 3–14.

4. Попов Б.А., Совершаев В.А., Новиков В.Н., Бирюков В.Ю., Камалов А.М., Федорова Е.В. Береговая зона морей Печорско-Карского региона // Исследование устойчивости геосистем Севера. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1988. С. 176–190.

THE ROLE OF MASSIVE ICE BEDS IN COASTAL DYNAMICS ON THE SOUTH-WESTERN COAST OF KARA SEA (BY EXAMBLE OF OYUYACHA RIVER MOUTH AND KHARASAVEY SETTLEMENT AREAS)

Belova N.G., Solomatin V.I.

Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University,
nataliya-belova@ya.ru, vi.solomatin@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Cryolithological composition and in particular the presence of massive ground ice in the coastal bluffs significantly influences the morphology and evolution of the Arctic coasts. Massive ice beds were studied at two key sites of Russian Arctic coasts – at the western coast of Baydaratskaya Bay (Oyuyacha river mouth) and at Kharasavey settlement, West Yamal.

At Baydaratskaya Bay western coast massive ice beds are responsible for the maximum mean annual coastal retreat rates, which are 2.3 times higher to compare with average retreat rates along this coastal section. Near Kharasavey settlement coastal bluffs with massive ice beds are characterized by less speeds of coastal erosion to compare with the icy silty clays bluffs with wedge ice or with the sections subjected to strong human impact. Nevertheless the areas of massive ice beds distribution in both regions should be ascribed as unstable, as in different years coastal retreat rates grow up dramatically after exposing of new massive ice beds.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА НАНОСОВ ПЛЯЖЕЙ БАЛТИЙСКОЙ (ВИСЛИНСКОЙ) КОСЫ

Бобыкина В.П.[1], Жураховская П.М.[2]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Атлантическое отделение, Калининград, *bobyval@mail.ru*,
[2]Балтийский федеральный университет им И. Канта, Калининград,
pelogeika@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Балтийская коса является частью береговой дуги вершины Гданьского залива. Это северная оконечность Вислинской косы протяженностью 25 км из примерно 60 км общей длины, замыкается Балтийским проливом, соединяющим море с заливом, с выдвинутыми в море до глубины 10 м молами.

Пляж морского берега Вислинской косы, как и сама коса, в силу особенностей геологического развития сложен толщами полигенетических песчаных отложений [1, 3] – морскими наносами и материалом размываемых берегов Самбийского п-ва, переносимых вдольбереговым потоком на юг. Питание пляжей Вислинской косы также связано с антропогенным источником наносов в береговую зону – сбросом пульпы Янтарного комбината, расположенного на западном крыле Самбийского п-ва. После 1958 г., когда был введен гидромеханизированный способ разработки месторождения, среднегодовой объем сбросов стал составлять 2,5–3,4 млн м. куб в год [5].

Работа имеет две цели. 1. Проследить изменчивость фракционного состава наносов по периметру берега от Балтийского пролива до границы с Польшей. Анализ может являться одним из показателей преобладающего направления перемещения наносов на современном этапе. 2. Выявить многолетние изменения состава пляжных наносов в свете происходящих климатических изменений и прекращения с конца 90-х годов прошлого столетия поставки в береговую зону антропогенных наносов из карьеров Янтарного комбината.

Материалом послужили среднепляжные пробы наносов, отобранных на 7 стационарных береговых поперечниках в ходе ежегодного мониторинга берегов Калининградской области, проводимого АО ИО РАН в период 2004–2010 годов, (см. рис. 1). Анализ проб проводился по стандартной методике путем просеивания через набор сит с размером ячеек, соответствующим Российской классификации морских отложений, разработанной в ИО РАН [2].

На Балтийской косе особо выделяется северный 4-х км участок, находящегося под влиянием молов входного канала Балтийского пролива [7], и испытывающий устойчивый размыв [4]. Фракционный состав наносов пляжа этого участка отражает Рр. 7 mv.

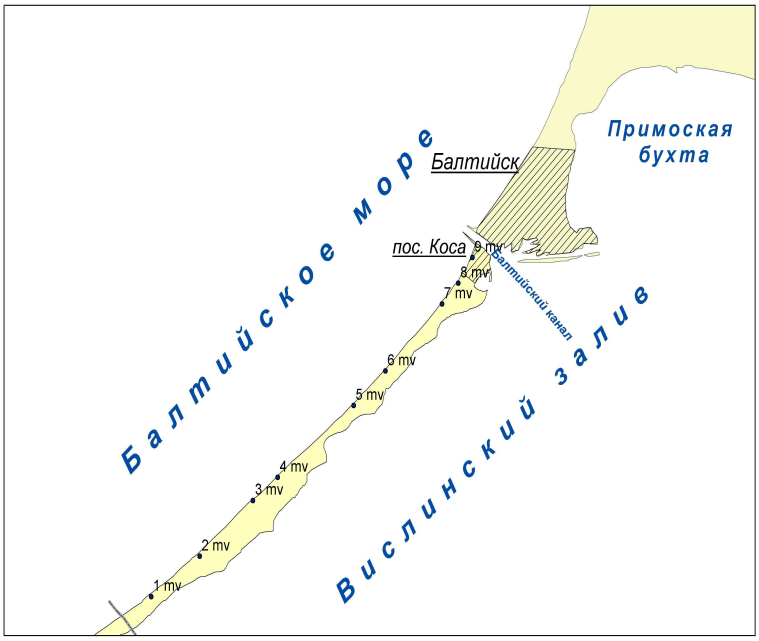


Рисунок 1 – Район исследований. 1 mv – точки отбора проб

Морской пляж в целом сложен преимущественно среднезернистыми песками, содержание которых достигает 70 %. В примеси значительно содержание мелко- и крупнозернистого песка и незначительно гравия, иногда гальки. Последние иногда встречаются в нижней части пляжа в зоне заплеска.

О распределении фракционного состава наносов по периметру берега можно судить по диаграмме, построенной по данным анализа проб 2004 г. и представленной на рисунке 2. Так на юго-западной оконечности косы (Rp. 1mv) при абсолютном преобладании в составе пляжных отложений среднезернистых песков высок процент мелкозернистых – более 30 %. В северном направлении содержание фракции 0,25–0,1 последовательно уменьшается и в 3х км к югу от Балтийского пролива (Rp.7mv) становится незначительным. Но в этом направлении возрастает также последовательно содержание крупных фракций – крупнозернистого песка, появляется гравий, на северной оконечности на урезе встречаются скопления гальки. Подобная картина изменения вдольберегового состава наносов характерна и для других годов.

Выявленная закономерность может свидетельствовать о наличии устойчивой миграции наносов вдоль морского берега Вислинской косы с северо-востока на юго-запад.

О временной изменчивости состава наносов в условиях изменения берегоформирующих факторов и процессов может свидетельствовать анализ совмещенных данных медианного диаметра пляжных наносов за 2004, 2006–2008 и 2010 годы (рис. 3).

Так в 2004 г. медианный диаметр частиц наносов пляжа плавно изменялся вдоль берега, увеличиваясь на северном отрезке косы, при абсолютном преобладании в составе среднезернистого песка.

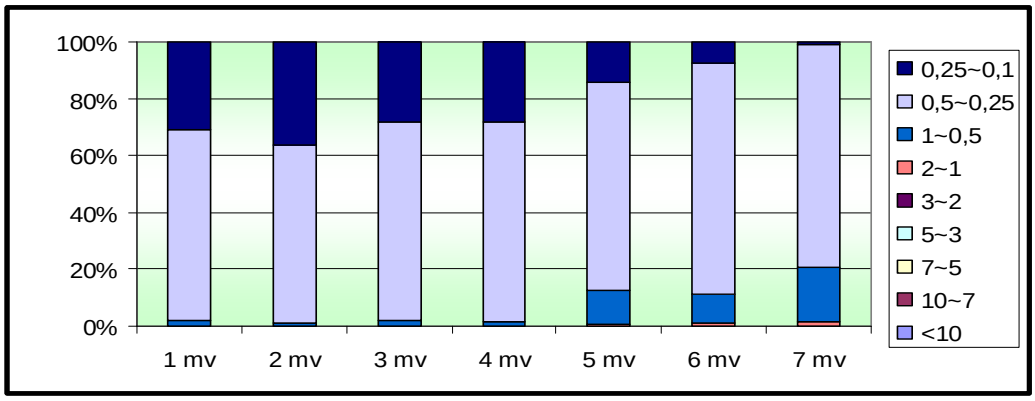


Рисунок 2 – Фракционный состав наносов по периметру берега за 2004 г.

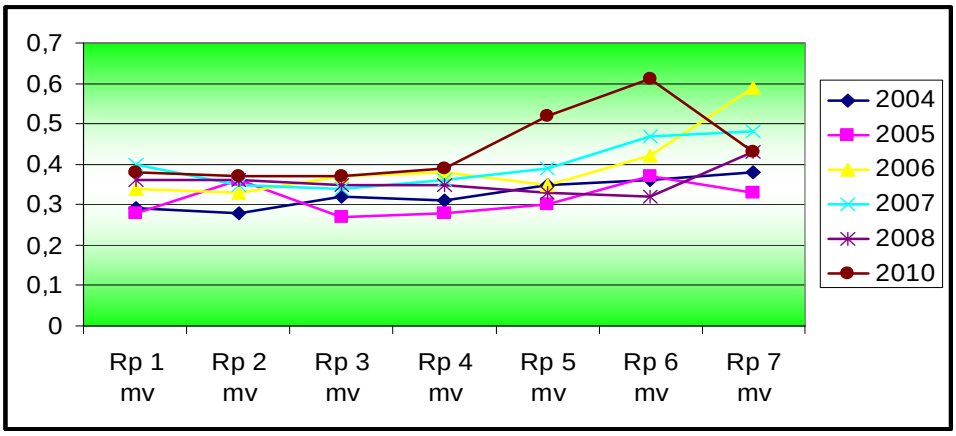


Рисунок 3 – Распределение медианного диаметра (Md) пляжных наносов по периметру берега в 2004, 2006–2008 и 2010 годах

Начиная с 2007 года, особенно в 2010 г., наблюдается укрупнение состава пляжных песков по всему периметру берега (см. рис. 3). Ближе к северной оконечности косы в 2007–2010 гг. уже доминируют крупнозернистые пески, составляя более 50 %. Таким образом прослеживается общая тенденция укрупнения частиц песчаных наносов пляжа в период 2004–2010 гг. от 0,3 до 0,4 на южном отрезке и от 0,4 до 0,6 – на северном.

Причиной таких изменений могут быть или отмечаемые климатические изменения или изменение структуры источников поступления наносов.

Исследование ветрового режима у берегов юго-восточной Балтики [6] показало, что последние годы характеризуются выраженным трендом уменьшения как средних, так и экстремальных значений. Это свидетельствует о уменьшении штормовой активности и, следовательно, переработке берегов. Такие условия способствуют развитию процессов аккумуляции и, следовательно, не могут быть причиной укрупнения состава наносов.

С конца 90-х годов прекратилась подача пульпы Янтарного комбината в береговую зону. Отсутствие свежих поступлений наносов с севера привело к тому, что волновой перемыв толщи пляжных наносов способствовал выносу более мелких частиц на подводный береговой склон и концентрации на пляже более крупных зерен песка. Даже в условиях тенденции ослабления ветро-волнового режима.

Список литературы

1. Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. История развития Вислинской косы в голоцене //Океанология. 1966. Т. 36. № 5. С. 796–773.

2. Безруков П.Л., Лисицин А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Труды Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. М., 1960. Т. 32. С. 45–78.

3. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море / Под ред. проф. А.А. Гайгаласа. Калининград : Янтар. сказ, 1998. 160 с.

4. Бобыкина В.П. Особенности морфологии и динамики морского берега северного участка Балтийской косы // Экологические проблемы Калининградской области и Балтийского региона. Калининград : Сб. науч. тр. Изд-во РГУ им. И. Канта, 2007. С. 20–26.

5. Болдырев В.Л., Лащенков В.М., Рябкова О.И. Эволюция западного побережья Калиниградской области при интенсивном антропогенном воздействии // Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. М., 1992. С. 212–225.

6. Стонт Ж.И., Чубаренко Б.В. Гущин О.А. Изменчивость гидрометеорологических характеристик для побережья Юго-Восточной Балтики // Изв. РГО. 2010. Т. 142. Вып. 4. С. 48–56.

7. Чечко В.А., Чубаренко Б.В., Болдырев В.Л., Бобыкина В.П., Курченко В.Ю., Домнин Д.А. О динамике береговой зоны моря в районе оградительных молов Калининградского морского канала // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 6. С. 1–11.

SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF GRANULOMETRIC COMPOSITION OF THE BALTIC (VISTULA) SPIT BEACHE SEDIMENTS

***Bobykina V.*[1]*, Zhurahovskaya P.*[2]**

[1]P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, the Atlantic Department, Kaliningrad, *bobyval@mail.ru*,
[2]Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad, *pelogeika@mail.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The beaches of the marine coast of the Baltic Spit are composed of medium size sand. granulometric differentiation of the beach sediment is observed around the perimeter from north to south. Changes in the composition suggest the existence of the flow of sediment from north to south. Comparison of changes in the fractional composition of sediments for the period 2004–2010 shows a trend of enlargement. This is due to the cessation of flow of anthropogenic deposits into the coastal zone.

РЕЛЬЕФ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ВИСЛИНСКОЙ КОСЫ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ)

Бобыкина В.П.[1], Кобелянская Я.С.[2]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Атлантическое отделение, Калининград, *bobyval@mail.ru*,
[2] Кафедра геологии моря Института океанографии
Гданьского Университета, Польша, Гдыня, *solnyszko@mail.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Работа выполнена по материалам совместных работ АО ИО РАН и Гданьского университета [2], проведенных в 2008 г. Обследовалась береговая зона от Балтийского пролива на севере до Конты Рыбацке на юге с целью изучения рельефа и осадков береговой зоны. Были проведены нивелировки стационарных береговых поперечников (всего 35), а на их продолжении выполнен 21 эхолотный промер.

В данной работе рассматриваются особенности рельефа береговой зоны – берега и подводного берегового склона до глубины 10 м.

Берег представляет характерное для дюнных берегов сочетание защитного вдольберегового дюнного вала (или генерацию валов), переходящих в поверхность пляжа. Характеристика морфологии берега косы представлена в ряде работ [1, 3–6].

После экстремального шторма 1999 г. на протяжении первых 400 м от пролива дюнный вал (авандюна) полностью деградировала. В январский шторм 2012 г. на этом участке штормовыми волнами затопило близлежащие дома поселка Коса. Авандюна постепенно повышается в южном направлении до 10–14 м, ширина ее по основанию составляет 50–90 м. К юго-западу у Крыница-Морска, это современное эоловое образование сменяется древней залесенной авандюной высотой 4–9 м, с максимумом 14 м на участке между Крыница Морска и Конты Рыбацке.

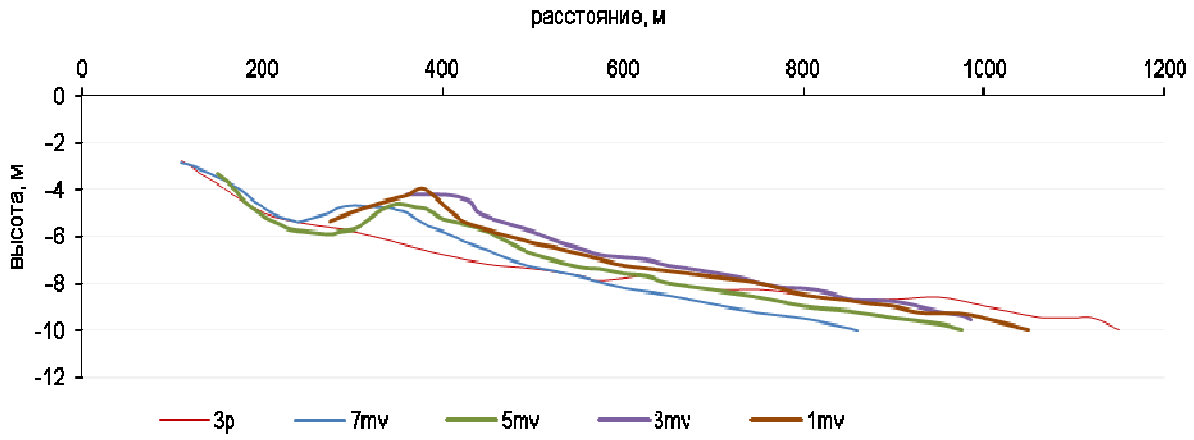
Авандюна расчленена котловинами выдувания. На российской части косы под действие антропогенного фактора число их ежегодно растет, в том числе появляются новые сквозные котловины. В западной части косы авандюна почти полностью стабилизирована и защищена растительностью.

У подножья авандюны местами развивается молодая или зачаточная авандюна высотой 1–3 м. На 4-х км участке северной оконечности косы эта локально встречавшаяся форма к настоящему времени полностью смыта. На контакте морского склона авандюны и пляжа иногда формируется эоловая подушка шириной 3–8 м и высотой 1–1,5 м. Если эта форма в течение ряда лет устойчива, то она быстро зарастает травами-песколюбами и под действием эоловых процессов эволюционирует в зачаточную авандюну. На участках аккумуляции формируется генерация таких форм.

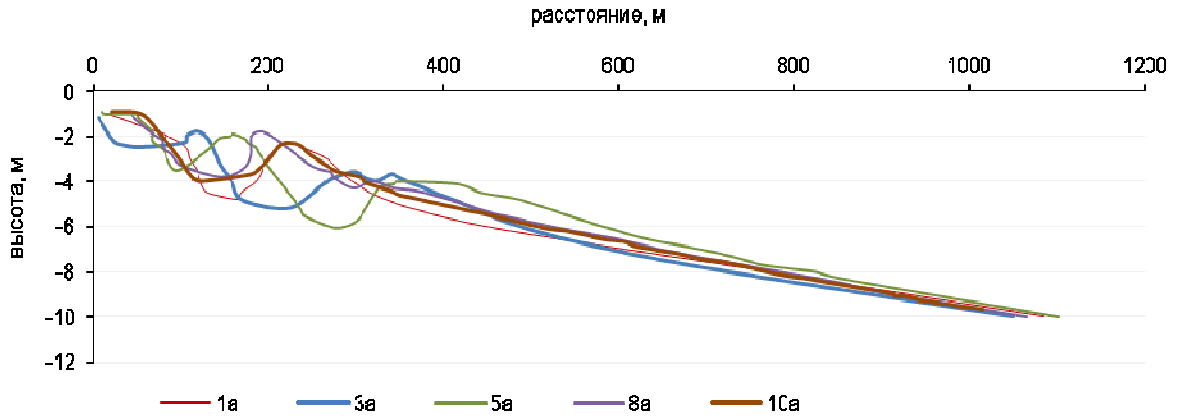
Песчаный пляж характеризуется шириной от 8 м на северной оконечности косы до 43–45 м в средней части и высотой от 1 м до 4 м соответствен-

но. Поверхность пляжа изменчива и осложнена местами береговыми валами, ложбинами, уступами размыва, сформировавшимися при более сильном волнении. В средней части пляжа, как правило, формируется ветроустойчивая поверхность с ветровой рябью. Береговая линия осложнена крупными фестонами (мегафестонами) с расстоянием между выступающими в море мысами около 100–120 м. При усилении волнения береговая линия выравнивается, а при ослаблении эти формы появляются вновь.

Подводный береговой склон в верхней части пологонаклонный, отмелый. Глубже на разном расстоянии от береговой линии параллельно ей тянется цепочка из 1 или 2 подводных береговых валов, отделенных между собой и от берега подводными ложбинами. Нижняя граница распространения проходит на расстоянии 500–600 м от берега, по изобате 5,5–6 м. Они имеют относительные высоты 0,3–2,6 м, форма их в основном ассиметричная, причем более крутой склон может быть обращен как в сторону берега, так и моря. В средней части косы склоны валов приблизительно симметричны.



А



Б

Рисунок 1 – Поперечные профили подводного берегового склона северо-восточной (А) и юго-западной (Б) частей Вислинской косы

Наиболее развита система подводных валов в юго-западной части, начиная примерно к югу от Пяски. Здесь расположены два параллельных друг другу подводных береговых вала, имеющих наибольшее параметры по протяженности и ширине – простираются более чем на 10 км и имеют относительные высоты 0,5–1,9 м. Ложбина, отделяющая первый вал от берега, находится на глубинах 2,2–3,4 м, а межваловая – на глубинах 3,6–5,7 м (см. рис. 1Б).

У северо-восточного отрезка косы подводные валы встречаются фрагментарно. Первый подводный вал отмечен на расстоянии 4 км от Балтийского пролива, там, где заканчивается участок устойчивого берегового размыва, на расстоянии 300 м от берега. Ширина его по основанию около 200 м. Перед ним тянется подводная ложбина с глубинами порядка 7 м (см. рис. 1А).

Подводные валы возникают периодически непосредственно у берега на расстоянии до 20–30 м от уреза. Высота таких валов относительно дна ложбины, отделяющей их от берега, около 1 м. Протяженность не превышает первые десятки метров. Эти формы весьма не устойчивы, эфемерны. Мористее, за цепочкой подводных валов простирается полого-наклонная аккумулятивная равнина с уклоном 0,1°–0,6°.

Составлена карта рельефа береговой зоны Вислинской косы [7].

Список литературы

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. 675–682.

2. Бобыкина В.П., Болдырев В.Л., Домнин Д.А., Карманов К.В., Кобелянская Я.С., Курченко В.Ю., Пекарек-Янковска Х., Чечко В.А, Чубаренко Б.В. О результатах совместного российско-польского эксперимента по изучению литодинамики береговой зоны Балтийской косы, Литодинамика донной контактной зоны океана : Международная конференция к 100-летию профессора В.В. Лонгинова, 14–17.09.2009. М. С. 60–63.

3. Болдырев В.Л., Бобыкина В.П. Общие черты морфологии и динамики Вислинской косы // Экологические проблемы Калининградской области и Балтийского региона. Калининград : Изд. КГУ, 2001. С. 88–92.

4. Волкова И.И., Рябкова О.И. Влияние природных и антропогенных факторов на дюнные ландшафты побережья юго-восточной Балтики // Человечество и береговая зона Мирового океана в XX1 веке. М. : Изд-во ГЕОС, 2001. С. 429–438.

5. Boldyrev V., Bobykina V. The Coasts of the Vistula and Curonian Spits As Transboundary Territory // Chubarenko B.V. (Ed). Transboundary waters and basins in the South-Eastern Baltic. Kalininhgrad : Terra Baltica, 2008. P. 226–238.

6. Kobelyanskaya J., Bobykina V.P., Piekarek-Jankowska H. Morphological and lithodynamic conditions in the marine coastal zone of the Vistula Spit (Gulf of Gdansk, Baltic Sea) // Oceanologia. 2011. 53(4). P. 1–17.

7. Kobelyanskay J., Piekarek-Jankowska, Boldyrev V.L., Bobykina V.P., Stepnievski P. The morphodynamics of the Vistyla Spit seaward coast (Southern Baltic, Poland, Russia) // Oceanological and Hidrobiological Studies. 2009. V.XXXVIII. P. 1–16.

RELIEF OF THE COASTAL ZONE OF THE VISTULA SPIT (BALTIC SEA)

Bobykina V.[1], Kobelyanskay J.[2]

[1]P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, the Atlantic Department, Kaliningrad, *bobyval@mail.ru*,
[2]Department of Marine Geology, Institute of Oceanography, University of Gdańsk, Poland, *solnyszko@mail.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The relief of the shore and nearshore zone of the Vistula Spit as a whole is presented. Allocation and parameters of the underwater ridges on an underwater coastal slope are derected. The border of their distribution located on the 5,5–6 m of the depths. The accumulative plain is extended more deeply. The map of a relief of a coastal zone is made.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И АНТРОПОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

Бровко М.А.

Херсонский государственный университет,
shvorobmasha@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Уникальность северного побережья Азовского моря определяется наличием в его пределах ряда кос, получившие название косы «азовского типа», из-за свойственных только им морфолого-динамических и генетических особенностей и несхожести с другими аккумулятивными формами морских побережий мира. В украинской части северного Приазовья выделяют 5 аккумулятивных образований (с востока на запад): Кривая, Белосарайская, Бердянская, Обиточная, Федотова-Бирючий остров.

В современной литодинамике региона исследования участвуют эндогенные и экзогенные, природные, природно-антропогенные и антропогенные процессы.

Так как район Азовского моря асейсмичен, то эндогенные процессы представлены медленными колебательными тектоническими движениями. Они формирую восходящий литопоток вещества и энергии [1, 4].

В районе исследования четко проявляется взаимосвязь между тектонической структурой побережья и характером размещения аккумулятивных форм. В пределах северного побережья Азовского моря находится 6 субмеридианальных разломов разной глубины: Белосарайский, Кальмиусский, Бердянский, Новопетровский, Ногайский и Обиточинский [7]. Данные разломы разбивают регион исследования на 4 грабена, которые окружены горстами.

Каждый из данных блоков разбивается при условии разных тектонических движений. Наиболее постоянные тектонические движения проявляются в восточной части побережья, о чем свидетельствуют максимальные абсолютные отметки высот в береговой зоне региона (возле села Мелекино – 68 м). В центральной части северного побережья проявляются знакоменяющиеся тектонические движения, то есть позитивные движения в определенный период времени сменяются негативными. В западной части северного побережья доминируют негативные тектонические движения, которые объясняют незначительные абсолютные отметки высот западной части северного побережья Азовского моря [9].

Экзогенные природные, природно-антропогенные и антропогенные процессы образуют нисходящий литопоток вещества.

В береговую зону обломочный материал, питающий аккумулятивные формы, попадает благодаря морским береговым процессам, за счет волн и

неволновых движений воды. К таким морским береговым процессам относятся размыв и абразия, перемещение и аккумуляция прибрежно-морских наносов [6]. Результатом совокупной деятельности ветра, волн, неволновых движений води и других динамических показателей является образование абразионных и аккумулятивных форм рельефа, абразионных, абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных берегов [5] северного Приазовья.

Немаловажным при рассмотрении литодинамических процессов является характеристика условий и факторов, влияющих на динамику береговой зоны: описанные выше современные тектонические движения, устойчивость пород к абразии, высота береговых уступов, ширина пляжей, ориентировка берега, уклон дна, колебания уровня моря и режим волнения [10].

Североазовский береговой район сложен, в основном, породами 4-го (глины) и 5-го (суглинки, пески, галечники) классов. Высота береговых уступов колеблется от 10–15 до 25–30 м, максимальное значение зафиксировано у г. Жданова – 68 м. Ширина пляжа составляет 8–10 м, что оказывается не достаточно для гашения энергии штормовых волн. Северное побережье Азовского моря открыто к волнению восточных и северо-восточных румбов в холодную часть года. А в теплое время года наряду с волнениями восточных и северо-восточных румбов заметно возрастает влияние волнений южных, юго-западных и западных румбов. Сгонно-нагонные явления имеют место на протяжении всего года, однако в разных районах они проявляются по-разному. Нагоны наблюдаются в штормовой период года (осенне-зимний период) со средним подъемом уровня приблизительно 10–20 см [8]. Нагоны способствуют проявлению абразии берега.

Литодинамические процессы в пределах северного побережья Азовского моря имеют четкое локальное проявление: юго-восточные берега аккумулятивных образований и примыкающий к ним с восточной стороны коренной берег – район абразии, размыва и транзита материала; дистальная часть кос является зоной переотложения и периодической аккумуляции наносов; северо-западный берег характеризуется стабильной аккумуляцией (см. рис. 1).

Скорость абразии берегов северного Приазовья составляет в среднем 0,3–0,9 м/год, максимальные значения 1,3–3,2 м/год [2].

Следует обратить внимание на особую роль антропогенных процессов в литодинамике северного побережья Азовского моря. В пределах исследуемого региона распространены антропогенные сооружения берегозащитного, рекреационного, селитебного и гидротехнического значения [3]. На основе полевых наблюдений, проводимых с 2007 по 2011 гг., нами было установлено, что селитебные и рекреационные сооружения в пределах береговой зоны лишь косвенно влияют на литодинамические процессы в регионе, в то время как берегозащитные и гидротехнические способствуют активизации экзогенных процессов и влияют на направление эволюции береговой зоны. Так, строительство в пределах Бердянской косы берегозащитные сооружения выполнило лишь локальную защитную функцию, но в то же время спровоцировало мощнейший размыв на сопряженных территориях, причем скорость размыва местами превышала 5 м/год.

Риснок 1 – Локализация литодинамических процессов в пределах Бердянского литодинамического узла

Строительство на материковом побережье гидротехнических сооружений приводит к полной трансформации вдольберегового потока наносов, таким образом, усиливая абразию клифов, а в ряде мест активизируя абразию подводного склона (береговая зона в пределах города Бердянск).

Современные литодинамические процессы в пределах северного побережья Азовского моря зависят как от эндогенных, так и от экзогенных факторов, причем на современном этапе эволюции береговой зоны доминирующими являются именно экзогенные антропогенные процессы. Так, зарегулирование рек Азовского моря привело к уменьшению поступления аллювия, питающего береговую зону моря, соответственно снизив показатели аккумуляции. Интенсивная застройка аккумулятивных кос и материкового побережья, сооружениями различного хозяйственного значения без всякого научного обоснования привела к усилению абразии и изменению как качественных, так и количественных характеристик литопотоков.

Список литературы

1. Аксенов А.А. Морфология и динамика северного берега Азовского моря / Андрей Аркадьевич Аксенов : Труды ГОИНа. 1955. Вып. 29 (41). С. 107–143.

2. Аксенов А.А. Некоторые особенности абразии берегов Азовского моря / Андрей Аркадьевич Аксенов : Труды ГОИНа. 1957. Вып. 31 (43). С. 122–145.

3. Артюхин Ю.В. Антропогенный фактор в развитии береговой зоны моря / Юрий Владимирович Артюхин. Ростов : «Ростовское издательство», 1989. 144 с.

4. Буданов В.И. Об образовании и развитии кос «азовского» типа / Валентин Илларионович Буданов // Труды океанографической комиссии АН СССР. Т. 1. М., 1956 . С. 90–97.
5. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов / Всеволод Павлович Зенкович. М. : Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
6. Карпенко Н.І. Рельєф морських берегів / Н.І. Карпенко. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 308 с.
7. Краснощек А.Я. Системы разломов фундамента и их взаимосвязь со структурами осадочного чехла в пределах северного Причерноморья / А.Я. Краснощек // Геологический журнал. 1976. Т. 36. Вып. 5. С. 10–17.
8. Мамыкина В.А. Береговая зона Азовского моря / В.А. Мамыкина, Ю.П. Хрусталев. Ростов-на-Дону : Изд-во РГУ, 1980. 176 с.
9. Шнюков Е.Ф. Геология Азовского моря / Е.Ф. Шнюков, Р.Н. Орловский, В.П. Усенко, А.В. Григорьев, В.А. Гордиевич. М. : Изд-во «Наука», 1974. 248 с.
10. Шуйський Ю.Д., Выхованець Г.В., Орган Л.В. Вдольбереговые литодинамические системы в береговой зоне Северо-западной части Черного моря // Причорномор. Экол. Бюллетень. 2010. № 1 (35). С. 74–83.

LITHODYNAMIC PROCESSES AND ANTHROPOGENIC FORMS OF RELIEF WITHIN THE NORTHERN COAST OF THE SEA OF AZOV

Brovko M.A.

Kherson State University,
shvorobmasha@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Modern lithodynamic processes within the northern coast of the Sea of Azov depend on both the endogenous and exogenous factors. At the present stage of the coastal zone evolution the exogenous anthropogenic processes are dominant. Thus, regulation of the Azov Sea rivers has led to a decrease in revenue of alluvium, which feeds the coastal zone of the sea, consequently reducing the rates of accumulation. The intensive development of buildings of different economic values within accumulative spits and mainland coast, without any scientific justification has led to greater abrasion and changes, both qualitative and quantitative characteristics of the lithological flows.

ОЦЕНКА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗОН ЗАТОПЛЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВВОДА В ЭКСПЛУАТАЦИЮ КОМПЛЕКСА ЗАЩИТНЫХ СООРУЖЕНИЙ (КЗС) В НЕВСКОЙ ГУБЕ

Ванкевич Р.Е., Исаев А.В., Софьина Е.В.

Российский государственный гидрометеорологический университет
rvankevich@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Принимая во внимание то обстоятельство, что в конце двадцатого и начале двадцать первого века из-за потепления климата повторяемость наводнений в Санкт-Петербурге увеличилась почти в 3 раза, по оценкам специалистов вероятность возникновения катастрофического наводнения в Санкт-Петербурге с уровнями моря, превышающими три метра, возрастает с каждым годом.

26–28 декабря 2011 г. в Санкт-Петербурге произошло наводнение, обусловленное прохождением серии из двух атлантических циклонов: Patrick и Quirin над Балтийским морем. Первый из них принес штормовую погоду, порывы ветра достигали 25–28 м/с, ожидаемый подъем уровня по п. Горный институт был 281 см. Было принято решение закрыть дамбу и в 6:00 26.01.11 все водо- и судопропускные сооружения были закрыты. В результате из-за повышения уровня к западу от КЗС 26.01.2011 произошел подмыв участков автодороги "Петербург–Ручьи" (48 и 57 км) в Ленинградской области. Уровень воды достиг уровня проезжей части и образовался обрыв по краю проезжей части дороги; движение по этой трассе было закрыто. Кроме того, закрытие водо- и судопропускных ворот на длительное время привело к переполнению водой акватории Невской губы, что привело к подтоплению отдельных районов в Санкт-Петербурге.

Произошедшее наводнение и первый опыт закрытия водопропускных сооружений Комплекса защитных сооружений (КЗС) в Санкт-Петербурге 26–28 декабря 2011 г. показали, что предварительные оценки увеличения повышения уровня за о. Котлин, т.е. к западу от КЗС сильно занижены. Более того, на сегодняшний день имеются оценки только возможного повышения уровня при наводнениях. При этом информация о возможных зонах затопления при катастрофических наводнениях отсутствует. В настоящее время также не выполнена оценка времени, в течение которого водопропускные сооружения КЗС могут быть закрыты без риска затопления Санкт-Петербурга.

Следует отметить, что явление повышения уровня к западу от дамбы с введением в эксплуатацию КЗС приводит к смещению зоны, подвергающейся активному волновому воздействию, в сторону берега. Ситуация осложняется тем, что в эту зону попадают грунты, не подвергавшиеся ранее гидродинамическому воздействию и вследствие этого легко вымыва-

ющиеся, а также в силу того, что наводнения практически всегда сопровождаются штормовым волнением, на затопляемых территориях можно ожидать значительные морфологические трансформации: абразию берегов и изменение берегового контура.

Как можно видеть, риски, связанные с затоплением территории в связи с введением в эксплуатацию КЗС, на сегодняшний день остаются недооцененными, что может привести к значительным экономическим потерям, а также создает угрозу населению Санкт-Петербурга и Ленинградской области.

В настоящее время составлена лишь одна схема возможного затопления территории Санкт-Петербурга при среднем многолетнем подъеме уровня Финского залива на один метр [1]. Показано, что в зону затопления попадают прибрежные территории, имеющие высокое природное и историко-культурное значение.

Учитывая, что КЗС «дамба» вокруг города уже построена, то при прохождении «наводненческих» циклонов над Финским заливом ворота в створах будут на несколько часов закрываться и тем самым препятствовать возникновению наводнения в устье Невы. Однако при этом нагонная волна будет отражаться от дамбы и распространяться вдоль побережья залива. Расчет наводнения 15 октября 1955 г. (293 см) при условии закрытия ворот КЗС, выполненный К. А. Клеванным на основе гидродинамической модели морского уровня [2], показал, что нагонная волна распространяется главным образом по направлению Сестрорецк–Зеленогорск, где ее высота составляет 275–280 см. Вероятно, для особо экстремальных циклонов высота нагонной волны может быть еще выше. В работе [3] приведены результаты исследований по расчетам максимальных высот подъемов различной обеспеченности при естественных условиях (без КЗС) и в проектных (с закрытым КЗС). Получено, что у о. Котлин увеличение уровня, когда КЗС закрыт, при наводнениях различной обеспеченности составляет 10 %, в створе Озерки–Шепелево 7,5–8,5 %, в створе Приморск–Старое Гарколово (Сосновый Бор) – 6,5 %, в створе Выборг–Усть-Луга – 5,5 %, в створе о. Мощный–Усть-Нарва – 3 % и только в створе о. Гогланд влияние КЗС не было обнаружено. Как видно из приведенных результатов, существующие оценки значительно занижают влияние закрытия КЗС.

Существуют также оценки дополнительного подъема уровня к западу от КЗС при закрытии водо- и судопропускных сооружений выполненные для случаев особо опасного и катастрофического наводнения. Для моделирования использовался программный комплекс CARDINAL и созданная на его основе двумерная модель Балтийского моря BSM6. Дополнительный подъем определялся как разность уровней при условиях, когда КЗС остается открытым и когда он закрывается на период наводнения [3]. В результате моделирования двух наводнений с обеспеченностью 5 % и 0,08 % (наводнение 9 января 2005 г., когда уровень по в/п Горный институт достигал 239 см БС и экстремальное катастрофическое наводнение с высотой подъема в Санкт-Петербурге 486 см) получена оценка степени влияния закрытия сооружений КЗС в период наводнения на увеличение

подъема уровня воды в восточной части Финского залива. Вблизи КЗС увеличение уровня не превосходит 3–5 %. При наводнении с 5 % обеспеченностью оно составило 7 см, а при экстремальном катастрофическом наводнении с обеспеченностью 0,08 % – 27 см. По мере удаления от КЗС его влияние постепенно падает, но окончательно влияние закрытия исчезает только в районе о. Гогланд, т.е. в 145 км от сооружений, что согласуется с результатами, представленными в [3]. Для случаев исследованных наводнений получено, что высоты подъемов и степень влияния закрытия КЗС вдоль северного побережья восточной части Финского залива выше, чем вдоль южной его части.

Таким образом, в настоящее время проблема затопления прибрежных районов при закрытии водопропускных сооружений КЗС не решена. Закрытие водо- и судопропускных сооружений, предотвращая наводнения на побережье Невской губы и в Санкт-Петербурге, вызовет дополнительное увеличение подъема уровня в пунктах на побережье залива к западу от КЗС и подтопления береговых территорий. Величина этого подтопления и ее распределение вдоль побережья ранее не исследовались. Существуют только модельные оценки возможного подъема уровня при закрытии водопропускных сооружений КЗС.

Кроме того, особую опасность представляют и экстремально низкие значения уровня в Финском заливе. Низкие значения уровня наблюдаются в Финском заливе, когда преобладает достаточно сильный ветер восточного направления. При этом низкий уровень в восточной части Финского залива может нарушить судоходство в Невской губе, произвести осушку водозаборного канала ЛАЭС и вызвать другие непредвиденные и опасные явления. В связи с чем, необходимо определить области осушки побережья при экстремально низких значениях уровня.

Предполагается реализация оперативной трехмерной гидродинамической модели прибрежных территорий с пространственным разрешением порядка 100 м по горизонтали с переменной восточной границей, имитирующей закрытие водо- и судопропускных сооружений, а также с встроенной процедурой, моделирующей зоны осушки и затопления. В результате будут получены новые знания о воздействии гидротехнических сооружений на изменения уровня при наводнениях и количественные оценки потенциальных зон затопления и осушки побережий, созданы ГИС карты для визуализации полученных результатов, разработан метод оперативного прогноза затопления побережий.

Полученные результаты могут быть использованы администрациями Санкт-Петербурга и Ленинградской области для планирования проведения мероприятий по предупреждению последствий опасных природных явлений. Реализация результатов работы позволит улучшить прогнозирование развития опасных природных явлений и минимизировать наносимый ими ущерб экономике побережий России, а разработанные методы прогноза и оценки зон затопления могут найти применение в других приморских районах Российской Федерации.

Список литературы

1. Павловский А.А. О динамике Санкт-Петербургских наводнений в различные климатические периоды и оценка изменений уровня Финского залива при ожидаемом глобальном потеплении / А.А. Павловский, Г.В. Менжулин // Вестник СПбГУ. 2009. Сер. 7. Вып. 2. С. 71–83.

2. Клеванный К.А., Аверкиев А.С. Влияние работы комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений на подъем уровня воды в восточной части Финского залива // Обществ. Среда. Развитие. 2011. № 1(18). С. 204–209.

3. Нежиховский Р.А. Вопросы гидрологии реки Невы и Невской губы. Л. : Гидрометеоиздат, 1988. 224 с.

ESTIMATION AND FORECASTING OF THE FLOODING OF COASTAL AREAS AS A RESULT COMMISSIONING OF THE COMPLEX OF PROTECTION CONSTRUCTIONS (CPC) IN THE NEVA BAY

Vankevich R.E., Isaev A.V., Sofina E.V.

Russian State Hydrometeorological University
rvankevich@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Closing the water and navigation gates, preventing flooding on the coast of the Neva Bay in St. Petersburg, causes an additional increase in the level rise and flooding of coastal areas of the Gulf of Finland to the west from the complex of protection constructions (CPC). The magnitude of this flooding and its distribution along the coast have not been investigated. There is only a model for evaluating the likely level rise caused by CPC closing.

It should be noted also that sea level rise event to the west of the dam leads to a shift of the area undergoing active wave influence in the direction of the coast. The situation is complicated by the fact that ground in this area not previously exposed to hydrodynamic forces and therefore can be easily washed out. Also due to the fact that flooding is almost always accompanied by stormy waving in flooded areas we can expect a significant morphological transformation: coastal erosion, as well as change the contour of the shore.

It is planned the implementation of operational three-dimensional hydrodynamic model of the coastal areas with a horizontal spatial resolution of about 100 m and variable eastern boundary, simulating the closure of the water and navigation gates, as well as built-in procedure that simulates the drying zone and flooding.

As a result will be new knowledge on the effects of hydraulic constructions to the level variations during the flooding, the quantitative assessment of flooding potential areas and drying shores, GIS maps to visualize the results, developed a method for rapid prediction of flooding coasts.

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА ПЕРЕСЫПЕЙ ПРИЧЕРНОМОРСКИХ ЛИМАНОВ В УСЛОВИЯХ АКТИВНОГО АНТРОПОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ

Выхованец Г.В.
Одесский национальный университет имени И.И.Мечникова, Украина
physgeo_onu@ukr.net

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Важным индикатором состояния береговой зоны в пределах любой литодинамической ячейки является морфология пересыпей, ее изменчивость. Как ранее уже было установлено [2], в структуре пересыпи выделяется три элемента (морской пляж, эоловая и лиманная зоны), которые взаимосвязаны и развиваются в неразрывной связи друг с другом. За период инструментальных наблюдений установлена стойкая деградация большинства аккумулятивных форм на большинстве побережий Мирового океана. Изменения коснулись не только освоенных форм, но и пересыпей, развивающихся в естественном режиме. На примере существенно задетых влиянием антропогенного фактора песчаных пересыпей в северной части Черного моря удалось проследить изменение морфологии аккумулятивных форм в пределах литодинамической системы между мысом Большой Фонтан и Жебриянской бухтой. В пределах этой системы произошло наиболее существенное вмешательство в природу береговой зоны, которое повлекло за собой нарушение литодинамических связей как на поверхности аккумулятивных форм, так и между отдельными ее частями вдоль берега. Как следствие, отмечено изменение морфологии в целом всех пересыпей и отдельных их зон.

Морской пляж до 1960–1970 гг. на протяжение Грибовской, Днестровской и остальных пересыпей представлял собой выпуклую, полого наклоненную в сторону моря поверхность, осложненную одним-тремя штормовыми валами. Его ширина изменялась от 30 до 55 м. Особенно широкими были пляжи в местах выступов офсетов. Высота пляжей колебалась в пределах 1,0–1,5 м, а местами даже до 1,75 м и соответствовала высоте наиболее часто повторяющегося заплеска штормовой волны. Пляжи таких размеров надежно поддерживали эоловую гряду, питали ее наносами и предохраняли от разрушительного действия штормовых волн. В последние годы размеры пляжей резко уменьшились. Во время первого десятилетия XXI столетия на бóльшем протяжении пересыпей ширина их не превышала 10–15 м и только в юго-западной части она была равной до 25–30 м. Как и в 60-х годах, наиболее широкие пляжи приурочены к выступам офсетов, а в их вогнутостях береговая линия нередко вплотную подступает к эоловой гряде, формируя уступ размыва. Сегодня, в отличие от 60–70-х годов, высота пляжа уменьшилась до 0,5–0,75 м. Только в редких случаях она может достигать 1,0 м. Поверхность пляжа обычно мало расчленена, лишена каких-либо высоких микроформ пляжевого рельефа. Даже после среднего по силе шторма не всегда и не везде

отмечается восстановление доштормовых параметров пляжа. Бывает, что волны даже слабых штормов могут заливать весь пляж вплоть до эоловой гряды.

Эоловая зона. Развитие эоловой зоны находится в неразрывной связи от морского пляжа [1, 2]. Во-первых, морской пляж является источником нового материала для построения эолового рельефа. Во-вторых, от ширины пляжа зависит длина разгона ветрового потока и насыщенность ветропесчаных подвижек со стороны моря. В-третьих, морской пляж выступает надежной защитой эоловой зоны от морского волнения. Современное уменьшение размеров пляжей незамедлительно сказалось на морфологии эоловой зоны.

Размеры эоловых форм на поверхности аккумулятивных форм зависят от мощности и направления ветропесчаного потока наносов, который есть результат алгебраической суммы морских и береговых подвижек наносов (Пэол = ΣПм – ΣПб). В зависимости от того, какие преобладают подвижки, он может принимать отрицательное или положительное значение. На поверхности Тузловских пересыпей ветропесчаный поток в среднем за многолетний период имеет отрицательное значение. Такое его значение говорит о том, что здесь преобладают подвижки со стороны суши, которые сдувают наносы с поверхности аккумулятивной формы обратно в море и препятствуют росту их в высоту. По этой причине в северо-западной части Черного моря эти формы невысокие. Сокращение размеров пляжей вдоль всего фронта пересыпи привело к тому, что эоловые подвижки со стороны моря стали еще слабее. Свежие наносы с пляжа практически перестали поступать в эоловую зону, а со стороны суши вынос наносов в море усилился по причине преобладания береговых ветров. В итоге эоловая гряда интенсивно развевается, и это подтверждается многолетними исследованиями.

В 70 гг. эоловая гряда была асимметричной, широкой – до 50–100 м. Ее высота над поверхностью пляжа достигала 2,5 м, а над уровнем моря – 3,5–4,0 м. Она состояла из нескольких гряд, разделенных между собой понижениями. Тыльная часть эоловой зоны возвышалась над средним уровнем моря на 1,0–1,4 м и постепенно снижалась в сторону лимана и представляла собой бугристую поверхность, поросшую травянистой растительностью и кустарником. В настоящее время размеры эоловой гряды, также как и пляжей, значительно меньше. Ширина ее снизилась до 15–20 м и только на небольших участках редко достигает 30 м. Представлена одной грядой, высотой до 1,7–1,8 м над уровнем моря. С морской стороны четко выделяется уступ размыва. В местах расположения офсетов, где ширина пляжа достаточна для насыщения ветро-песчаного потока, после штормового размыва происходит постепенное восстановление дюнной гряды. Но таких участков крайне мало. В общем, дюнная гряда резко обрывается в сторону лиманной зоны и практически является симметричной формой. Четко прослеживается надвигание ее на лиманную зону. В общем, пляж и эоловая зона уменьшились в 2–3 раза в сравнении с 70 гг.

Развитие лиманной зоны в большей мере контролируется процессами, протекающими в лимане, которые остались неизменными за весь период наблюдений. Поэтому значительных изменений в морфологии не зафиксировано. Также как и в 70 гг. береговая линия пересыпи со стороны лимана извилистая с чередованием небольших бухточек и разделяющих их мысов. Четко прослеживается лиманный пляж с приурезовым валом из ракуши и растительности. Поверхность лиманной зоны плоская с отметками поверхности 0,5–0,25 м над средним уровнем моря, иногда осложнена каналами стока нагонных вод, конусами выноса прибойного потока морских волн, лиманными косами.

Аккумулятивные формы прибрежно-морского генезиса отличаются от абразионных форм рельефа своими, свойственными только им особенностями развития и динамики. Они сложены рыхлым обломочным материалом, легко поддающимся волновой переработке и поэтому их береговая линия характеризуется значительными возвратно-поступательными движениями от шторма к шторму. В фазу развития шторма морские пляжи размываются, наносы с пляжа уносятся на подводный склон и вовлекаются во вдольбереговое перемещение. На смену унесенному материалу из соседних абразионных участков поступает новый материал, который в фазу затухания шторма постепенно выбрасывается на пляж и там аккумулируется. В результате такого наносообмена между разными участками литодинамической ячейки пляжи восстанавливаются в размерах, а иногда становятся большими. Такая ситуация возможна только в том случае, когда источники питания постоянно и обильно подпитывают береговую зону наносами. Так как в настоящее время значительные участки абразионных берегов блокированы и не питают береговую зону наносами механизм наносообмена нарушен. Во время шторма пляжи на аккумулятивных формах размываются, а новый материал не подается и, как следствие, пляжи уменьшаются в размерах. Особенно это ощутимо там, где пересыпь сочленяется с активным клифом. Здесь пересыпь представляет собой пляж полного профиля без эоловых форм, а скорости смещения в сторону суши контролируются скоростью отступания коренного берега и достигают в среднем за многолетний период 3,5 м/год в корневой части. По мере удаления от клифа на юг скорости уменьшаются, и размыв пересыпи сменяется процессом аккумуляции.

За последние 30 лет для пересыпи Тузловских лиманов типичным является динамическая стабильность тыльной (лиманной) r береговой линии и разнонаправленная динамика фронтальной (морской) R береговой линии [1, 3]. В итоге на разных участках пересыпи складываются разные динамические ситуации. Условно вся протяженность пересыпи делится на 4 участка, которые отличаются друг от друга морфологией и динамикой рельефа на поверхности пересыпи.

Первый участок расположен между корневой частью у мыса Бурнас и ее средней частью. Здесь пересыпь представляет собой пляж полного профиля и практически полностью заливается морскими водами во время штормов. На этом участке складываются условия обеспечивающие $R < r$.

Морская береговая линия отступает с большими скоростями, – в среднем от 1,5–1,6 до 3,0–3,5 м/год за период наблюдений. Ось А–Б быстро смещается в сторону лимана. Эоловая зона на многих участках в естественном состоянии отсутствует, а там где она сохранилась, отмечается смещение ее гребня в сторону лимана. В среднем за последние 20–25 лет она смещалась со скоростью 1 м/год. В отдельные годы на разных участках она могла замедляться до 0,6–0,7 м/год или, наоборот, возрастать до 1,5 м/год. В результате отмечается прогрессивное сужение пересыпи. Этот процесс продолжается до тех пор, пока пересыпь достигнет критических размеров и ее ширина будет равна 50–60 м. В этом случае неизбежным будет прорыв пересыпи и формирование временной прорвы, по которой наносы с морской стороны выносятся в лиман. Вновь поступившие наносы будут вовлекаться во вдольбереговые миграции в лимане, и расходоваться на наращивание лиманной береговой линии.

Второй участок располагается от середины Бурнасской пересыпи до середины Шаганской пересыпи. На этом участке скорости отступания морской береговой линии постепенно замедляются и составляют 0,8–1,0 м/год. Одновременно замедляется смещение оси А–Б в сравнении с первым участком. Эоловая зона представлена одной прерывистой грядой, шириной 15–20 м. Она также смещается в сторону лимана, хотя в отдельные периоды в целом может сохраняться стабильное состояние. Во многих местах на месте размытой эоловой гряды отмечается аккумуляция и формирование новой формы. Эоловая аккумуляция возможна благодаря увеличившейся ширине пляжа до 25–30 м. Особенно интенсивно она протекает при косых ветрах с моря. Прорыв пересыпи происходит редко во время экстремальных по силе штормов. По мере продвижения в южном направлении вероятность прорыва уменьшается.

Третий участок протянулся от середины Шаганской пересыпи до середины Сасыкской пересыпи. Для него характерной является динамическая стабильность как фронтальной R, так и тыльной r береговых линий с соблюдением условий R = r. В этом случае продольная ось А–Б находится в состоянии динамической стабильности. В среднем за многолетний период она находится практически на одном и том же месте, хотя в отдельные годы под влиянием сильных штормов возможны размывы и смещение в лиманную зону, а в периоды ослабления ветро-волнового режима – наращивание. Ширина пляжа, как источника наносов для эоловых процессов, является стабильной, а потому стабильным является поступление наносов в эоловую зону. На этом участке она широкая – от 60–70 м до 100–110 м, представлена двумя грядами, высотой до 2–3 м над уровнем моря. В тыльной части эоловой гряды (кучугуров) расположена зона бугристых песков с отметками поверхности 0,7–1,5 м. Кратковременное уменьшение ширины морского пляжа, вызванное прохождением вогнутости офсета или сильными штормами, способствует прерывистости и неравномерности поступления наносов в эоловую зону. Такой процесс сказывается на морфологии эоловой гряды, – для нее характерно чередование высоких и низких участков но, в общем, она представляет собой сплошную гряду зубчатой формы.

Четвертый участок охватывает южную часть Сасыкской пересыпи. Отсюда начинается участок разгрузки вдольберегового потока наносов, идущего от мыса Большой Фонтан в сторону Жебриянской бухты. Для этого участка характерно то, что в среднем за многолетний период отмечается волновая аккумуляция наносов и выдвижение береговой линии в сторону моря. Лиманная береговая линия стабилизирована дамбой, отгораживающей лиман Сасык от моря. Такая динамика береговых линий моря и лимана соответствует условию, при котором $R < r$. По мере продвижения на юг в сторону Жебриянской бухты аккумуляция наносов увеличивается и увеличиваются скорости выдвижения береговой в море, хотя в отдельные периоды возможны значительные флуктуации, обусловленные штормовыми и сезонными колебаниями ветро-волнового режима. Продольная ось А–Б непрерывно смещается в сторону моря. Морфология эоловой гряды зависит от скорости выдвижения береговой линии (Выхованец, 2004). Там, где скорости выдвижения береговой линии небольшие (до 0,5 м/год) формируется одна мощная эоловая гряда с зоной бугристых песков в тыльной части. На участках с большими скоростями (более 0,5 м/год) формируется серия гряд, разделенных между собой широкими понижениями. В итоге формируется прибрежно-морская терраса с валообразной поверхностью.

Список литературы

1. Выхованец Г.В. Эоловый процесс на морском берегу. Одесса : Астропринт, 2004. 368 с.
2. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. Экзогенные процессы развития берегов в северо-западной части Черного моря. М. : Недра, 1989. 198 с.
3. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. Природа Причерноморских лиманов. Одесса : Астропринт, 2011. 276 с.

MORPHOLOGY AND DYNAMICS OF THE LIMANIC BARRIERS ALONG THE BLACK SEA COAST UNDER ACTIVE ANTROPOGENOUS IMPACT

Vykhovanets G.V.

National Mechnikovs University of Odessa, Ukraine

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Typical coastal elements of limans and lagoons are barriers, that separate limanic aquatories from a Seas. On limanic shores structure of the Black Sea sand barriers represented three longitudinal landscape “zones”: sea beach (“frontal”), dune-aeolian and limanic (“back of the barrier”). They closely interactive between themselves under influence of lithodynamical exchanges of sediment. General tendency of the barriers dynamics is displacement to Land direction.

СОВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ И ВОДНОГО БАЛАНСА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Гордеева С.М., Малинин В.Н., Дрозд М.В.

Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург,
gordeeva@rshu.ru, malinin@rshu.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Колебания уровня в Балтийском море имеют значительные тренды. В общем случае они могут быть обусловлены влиянием стерических, деформационных и эвстатических факторов. Стерические колебания обусловлены изменениями плотности морской воды за счет изменений температуры и солености. Выполненный в работе [10] расчет теплосодержания вод Балтийского моря за период 1958–2005 гг., показывает отсутствие в его межгодовых колебаниях трендовой компоненты и, стало быть, стерических колебаний морского уровня.

Деформационные колебания в Балтийском море определяются прежде всего значительными вертикальными смещениями, связанными с геодинамикой Фенноскандинавского щита. Однако разные технологии оценки этих смещений показывают разные результаты. Например, в вершине Финского залива водное нивелирование показывает зону стабильности [4], оценки на основе GPS и спутника GRACE [9] свидетельствуют о том, что восточная часть Финского залива поднимается со скоростью 2–4 мм/год, а нивелирование Невской губы, проведенное российскими исследователями, показывает, что в ней существует блок интенсивных погружений, состоящий из более мелких блоков разной активности, скорость современных движений которых в настоящее время составляет от –0,1 до –8,5 мм/год [1].

Эвстатические факторы (составляющие водного баланса) в отсутствие деформационных составляющих должны отвечать за долговременную изменчивость уровня как Балтийского моря, так и Финского залива. Средние многолетние оценки составляющих водного баланса [8] показывают, что результирующий вертикальный влагообмен через поверхность воды (разность осадки минус испарение) является малой величиной, равной 40 км^3/год, это более чем на порядок меньше притока к морю речных вод (440 км^3). Так что влияние результирующего вертикального влагообмена на формирование тренда в уровне моря вряд ли может быть значимым. Речной сток в Балтику, то в течение XX-го столетия также не имеет трендов [2, 5]. Следовательно, вековые тренды в морском уровне Балтики могут быть обусловлены лишь долговременными изменениями в результирующем потоке воды через Датские проливы.

Рост морского уровня для современных климатических условий отмечается как для Финского залива, так и для остальных районов Балтики.

Например, морской уровень вдоль шведского побережья после исключения из данных вертикальной скорости земной коры, начиная с 1886 года вырос на 20 см, причем особенно быстрый рост его отмечается в последнее тридцатилетие, составляющий около 3 мм/год. Средняя скорость его роста равна 1,5 мм/год, что очень близко к тренду уровня Мирового океана за этот же период времени [6].

Вековой рост морского уровня отмечается и для немецких станций, расположенных на южном побережье Балтийского моря [7]. Однако величина тренда (0,92 мм/год), заметно ниже по сравнению со шведскими станциями, но существенно выше по сравнению с ростом уровня в Финском заливе.

На юго-восточном побережье моря также отмечается вековой рост морского уровня. По данным работы [3] тренд уровня в Балтийске за 1840–2008 гг. составил 1,9 мм/год при коэффициенте детерминации R_2 = 0,67, а в Клайпеде за период 1898–2008 гг. 1,7 мм/год при R_2 = 0,37. Темпы роста уровня здесь даже выше чем на побережье Швеции. Возможно, это связано с нерепрезентативным учетом вертикальных движений земной коры.

Сопоставление уровня моря в Кронштадте и уровня Мирового океана (УМО) (рис.1) показывает, что основные (вековые) тренды в их колебаниях идентичны, хотя величина тренда в УМО в три раза выше (2,07 мм/год), чем величина тренда в Кронштадте (0,6 мм/год). Значимая синхронная стохастическая связь между УМО и уровнем в Кронштадте отсутствует. Однако при запаздывании уровня в Кронштадте относительно УМО на 10 лет между ними отмечается довольно высокая корреляция r = 0,50.

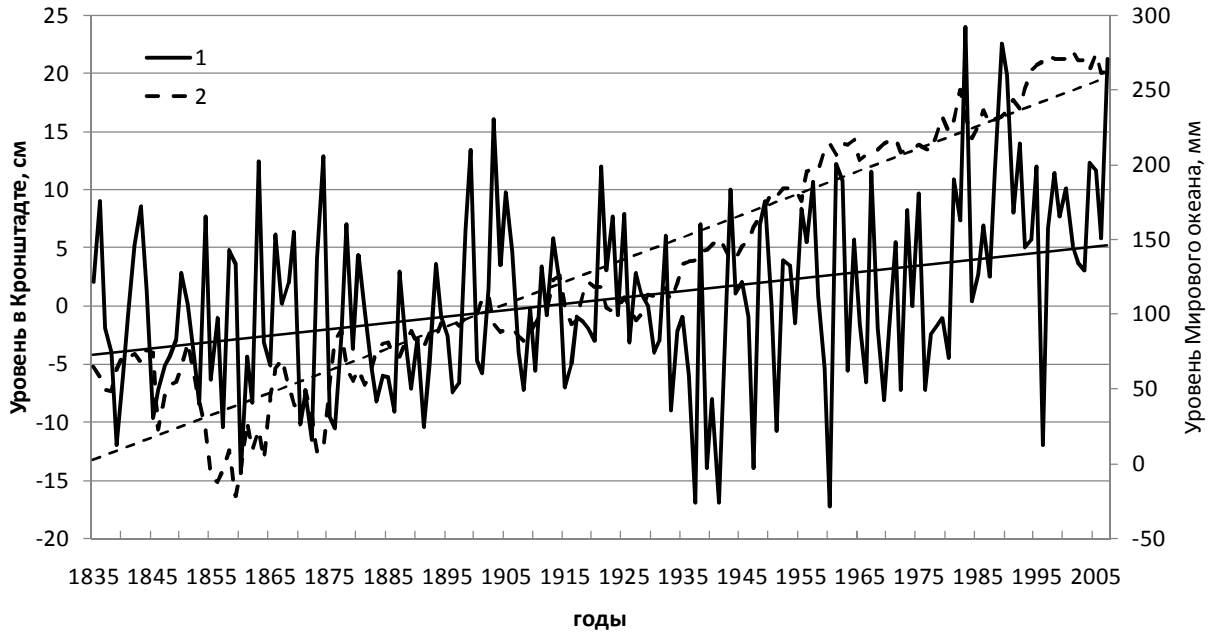


Рисунок 1 – Сопоставление межгодового хода уровня Мирового океана (1) и уровня моря в Кронштадте (2)

Влияние Атлантического океана на формирование тренда уровня Балтийского моря может происходить лишь при ослаблении результиру-

ющего потока воды через Датские проливы, направленного в сторону Северного моря. Косвенным подтверждением его ослабления является довольно хорошо выраженный положительный вековой тренд в солености моря с коэффициентом детерминации R_2 = 0,16, свидетельствующий о том, что в XX-м столетии происходило осолонение вод моря [11]. Однако на фоне векового тренда можно выделить локальные тренды, характеризующие распреснение (осолонение) морских вод Балтики. Наиболее длительная фаза осолонения моря отмечалась с середины 30-х годов до начала 80-х годов. После этого началась интенсивная фаза распреснения моря, которая, очевидно, еще не закончилась и в настоящее время.

Что касается морского уровня в Кронштадте, то при условии отсутствия опускания здесь земной коры, вековой рост уровня должен быть обусловлен усилением водообмена между Финским заливом и морским бассейном. Однако современные данные не позволяют подтвердить или опровергнуть данное предположение.

Список литературы

1. Ядута В.А. Новейшая тектоника Санкт-Петербурга и Ленинградской области // Минерал. 2006. № 1(5).

2. Climate Change in the Baltic Sea Area // Baltic Sea Environment Proceedings No. 111. HELCOM Thematic Assessment in 2007. 49 p.

3. Dailidien I., Baudler H., Chubarenko, B. Navrotskaya S. Long term water level and surface temperature changes in the lagoons of the southern and eastern Baltic // Oceanologia. 2011. 53 (1-TI). Pp. 293–308.

4. Ekman M. A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia // Terra Nova. 1996. No. 8. Pp.158–165.

5. Graham Phil. Modelling runoff to the Baltic Sea // AMBIO. 1999. Vol. 28. No. 4. Pp. 328–334.

6. 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

7. Jensen J., Mudersbach C. Recent sea level variations at the North sea and Baltic sea coastlines // Coastal Enginering 2006: Proceedings of the 30th International Conference, San Diego, California, USA, 3–8 September 2006. Vol. 2. Pp. 1764–1774

8. Leppäranta M., Myrberg K. Physical Oceanography of the Baltic Sea. Chichester, UK, Praxis publishing Ltd, 2009. Pp. 90–101.

9. Scherneck H.-G., Johansson J., Koivula H., van Dam T., Davis J. Vertical crustal motion observed in the BIFROST project // J. of Geodyn. 2003. 35. P. 425–441.

10. Schrum C., Hubner U., Jacob D., Podzun R. A coupled atmosphere/ice/ocean model for the North Sea and the Baltic Sea // Clim. Dyn. 2003. 21. Pp. 131–151.

11. Winsor P., Rodhe J, Omstedt A. Baltic Sea ocean climate: an analysis of 100 yr of hydrographic data with focus on the freshwater budget // Climate Research. 2001. 18. Pp. 5–15.

PRESENT VARIATIONS OF THE BALTIC SEA LEVEL AND WATER BALANCE

Gordeeva S.M., Malinin V.N., Drozd M.V.

Russian State Hydrometeorological University(RSHU),Saint-Petersburg,
gordeeva@rshu.ru, malinin@rshu.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The Baltic Sea level fluctuations have significant trends. The sea level rises in all Baltic coastsb with at different rates. Sweden coast "breathes" as well as the World Ocean level. Sea level rising on the south and the north-east coast of the Baltic Sea is lower.

The trend component is not determined by interannual variations of steric sea level, the vertical water exchange and baltic river runoff. Consequently, the secular trends in sea level are caused by long-term changes in the resulting flow of water through the Danish straits. This is confirmed by changes in salinity of the Baltic Sea.

К ОЦЕНКЕ ЗОН ЗАТОПЛЕНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ КУРОРТНОГО РАЙОНА САНКТ-ПЕТЕРБУРГА ПРИ ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА В XXI СТОЛЕТИИ

Гордеева С.М.[1], Малинин В.Н.[1], Митина Ю.В.[1], Павловский А.А.[2]

[1]Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, *gordeeva@rshu.ru*, *malinin@rshu.ru*,
[2]Научно-исследовательский и проектный Центр Генерального плана Санкт-Петербурга, Санкт-Петербург

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Затопление побережья Курортного района может происходить в результате действия двух основных факторов: медленных климатических изменений морского уровня за счет современного глобального потепления и обусловленного этим векового повышения уровня Мирового океана и Балтийского моря, а также быстрых синоптических изменений уровня при прохождении над заливом циклонических образований, вызывающих штормовые нагоны и наводнения.

Возможные изменения морского уровня в Финском заливе к концу столетия в результате глобального потепления могут быть оценены с использованием результатов сверхдолгосрочного прогнозирования по моделям общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) для различных сценариев климата. Нами использованы 6 основных сценариев климата и прогностические оценки глобальной температуры воздуха на конец XXI века (2090–2099 гг.) для ансамбля из 16 МОЦАО [4]. Из результатов расчетов следует, что для всех сценариев морской уровень в Финском заливе повышается, причем, при самом неблагоприятном сценарии A1FI уровень может подняться на 1 м [1].

Еще более опасной представляется ситуация с затоплением побережья Курортного района при прохождении мощных («наводнеческих») циклонов над Финским заливом, повторяемость которых в последнее тридцатилетие резко возросла. Причем если с вводом в эксплуатацию Комплекса защитных сооружений побережье внутри Невской губы будет полностью защищено, то для активно развивающихся в настоящее время прибрежных территорий Курортного района данная проблема становится даже более острой чем прежде. Это связано с тем, что при закрытии всех створов КЗС нагонная волна будет отражаться от глухой стенки дамбы и распространяться вдоль северного и южного побережий залива, причем в силу конфигурации дамбы большей опасности подвержено как раз северное побережье. Так, согласно модельным оценкам при закрытых створах КЗС максимальные уровни воды при наводнениях в Курортном районе увеличиваются примерно на 5–10 % [2].

В докладе приводятся оценки площадей затопления территорий и пляжей Курортного района при подъеме уровня Финского залива от 1 м до 4 метров выше БС [3]. Выявлено, что даже при подъеме на один метр в зону затопления попадают прибрежные территории, имеющие высокое природное

и историко-культурное значение: пляжи Курортного района, имеющие ценнейший рекреационный ресурс, объекты исторического и культурного наследия общероссийского значения. В частности, парки «Дубки», «Ближние Дубки» и ряд других. При этом около 37 % всех пляжей Курортного района будет затоплено (63 га), а общая площадь затопления составит 230,2 га. При уровне затопления 4 м, соответствующем повторяемости наводнения 1 раз в 100 лет, общая площадь затопления охватывает практически всю территорию до железной дороги Сестрорецкого направления и достигнет 1260 га, из которых более половины (731 га) приходится на муниципальный округ г. Сестрорецка. Что касается пляжей, то практически все они (170 га) будут затоплены. Предлагаются рекомендации по минимизации возможного ущерба прибрежной территории Курортного района при особо опасных наводнениях.

Список литературы

1. Гордеева С.М., Малинин В.Н., Малинина Ю.В. Современные колебания морского уровня в Кронштадте и их возможные изменения к концу столетия // Общество. Среда. Развитие. 2010. № 3. С. 251–256.

2. Клеванный К.А., Аверкиев А.С. Влияние закрытия сооружений защиты Санкт-Петербурга от наводнений на подъем в восточной части Финского залива // Общество. Среда. Развитие. 2011. № 1. С. 204–208.

3. Павловский А.А., Митина Ю.В. Возможные последствия повышения уровня Финского залива в XXI столетии для прибрежных территорий Санкт-Петербурга // Общество. Среда. Развитие. 2012. Вып. 1.

4. IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007 // Eds. Bernstein L. et al., Cambridge; New York, Cambridge University Press. 2007. 940 p.

TO THE ESTIMATION OF FLOOD ZONES OF SAINT-PETERSBURG'S KURORTNY DISTRICT COASTAL AREAS AT POSSIBLE CLIMATE CHANGE IN THE XXI CENTURY

Gordeeva S.M.[1], Malinin V.N.[1], Mitina Yu.V.[1], Pavlovskiy A.A.[2]

[1]Russian State Hydrometeorological University(RSHU), Saint-Petersburg, *gordeeva@rshu.ru*, *malinin@rshu.ru*,

[2]State Research and Design Center of Saint-Petersburg Master Plan, Saint-Petersburg

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The comprehensive analysis of possible effects of climate change on coastal areas of St. Petersburg's Kurortny district is carried out. Shown is the need of balanced consideration of global warming influence for sustainable development of the area under examination. The data on inundated coastal areas under various surge heights when "flood" cyclones passing are given.

МОРФОДИНАМИКА ОКТЯБРЬСКОЙ КОСЫ (ОХОТОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КАМЧАТКИ)

Горин С.Л.[1], Игнатов Е.И.[2], Кравчуновская Е.А.[3], Корзинин Д.В.[4], Тембрел И.И.[3]

[1]Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), Москва, *gorinser@mail.ru*,
[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова (МГУ), Географический факультет, Москва, *ign38@mail.ru*,
[3]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН), Петропавловск-Камчатский, *katja832003@mail.ru*, *tembrel-piu@mail.ru*,
[4]Филиал ОАО ЦНИИС "НИЦ "Морские берега", Сочи, *orzinin2000@mail.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Введение. В устье одной из самых больших рек равнинного побережья Западной Камчатки находится эстуарий реки Большой. Он представляет собой удлиненный водный объект, на всем своем протяжении отделенный от Охотского моря песчано-галечной косой-пересыпью («Октябрьской косой»). Длина косы превышает 35 км, средняя ширина 180 м, гребень выше среднего (за летний период) уровня моря на 6 м. Основание косы причленяется к водно-ледниковой поверхности, а дисталь развивается вдоль морской аккумулятивной террасы. Для реки Большая (средний годовой расход воды ок. 320 м^3/с) характерно весенне-летнее половодье, осложненное дождевыми паводками. Осенняя межень прерывистая, а зимняя устойчивая. Морские приливы в районе Октябрьской косы неправильные полусуточные, величиной до 2,6 м в сизигию и до 1,1 м в квадратуру. Ежегодно, чаще всего в октябре–декабре, в районе косы наблюдаются значительные нагоны (см. Кравчуновская и др. в наст. сборнике). Штилей у берегов Октябрьской косы почти не бывает, в течение года здесь преобладает нормальное к берегу волнение. Результирующее течение (векторная сумма приливных и волновых течений) направлено от основания к оконечности косы. Работа основывается на результатах полевых исследований, выполненных авторами в 2005 и 2010–2012 гг., а также на итогах анализа литературных, архивных, картографических сведений XVIII–XX вв. и космо-, аэроснимков второй половины XX в.

Удлинение Октябрьской косы. Как показал анализ архивных документов и карт, накопившихся за почти трехсотлетнюю историю освоения эстуария реки Большой, Октябрьская коса непрерывно удлиняется в южном направлении (>26 км за последние 250 лет). В последние полтора века коса удлиняется с постоянной интенсивностью ~150 м/год (имеется в виду смещение сложной морфосистемы, состоящей из оконечности Октябрьской косы, устьевого бара, аккумулятивного выступа, причлененного к берегу моря южнее косы, а также абрадируемого участка коренного берега эстуария и эрозионной ложбины в эстуарном водотоке – см. рис. 1).

Опираясь на результаты полевых обследований и анализ морфодинамики рельефа, мы считаем, что Октябрьская коса удлиняется благодаря совместному действию стоково-отливного потока, морских приливов и волнения. В приливную фазу морские волны проникают в приморскую часть эстуария и разрушают его левый коренной берег, сложенный морским песком и галькой. В отливную фазу стоково-отливный поток выносит продукты разрушения на устьевое взморье, где под действием морского волнения из этих наносов формируется подводное продолжение косы – устьевой бар. Через некоторое время под воздействием приливов гребень бара выходит на поверхность моря, и образуется новый участок косы.

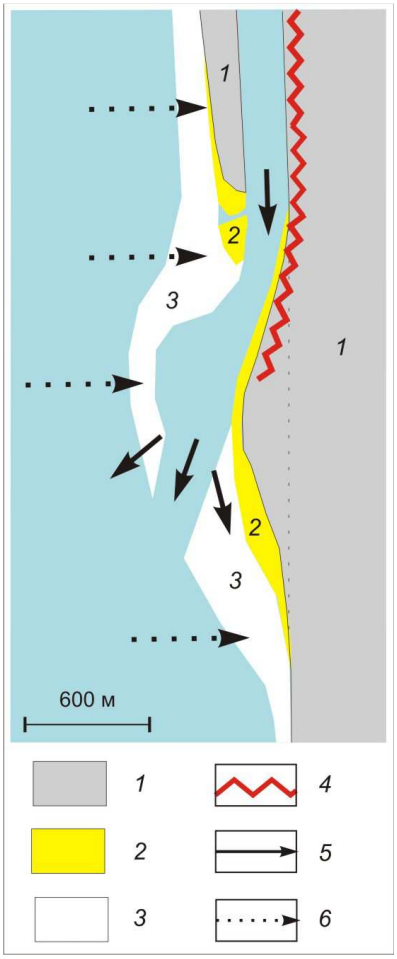


Рисунок 1 – Схема устья эстуария р. Большой: 1 – Октябрьская коса и материковый берег; 2 и 3 – область волновой аккумуляции наносов (включая устьевой бар); 4 – размываемый берег; 5 – перемещение наносов стоково-отливным потоком; 6 – перемещение наносов под действием волн

Разрушение левого берега эстуария значительно активизируется в период весеннего половодья: в это время стоковый уровень воды, скорость и расход стоково-отливного потока у оконечности косы достигают своих годовых максимумов. Волновая аккумуляция наносов у оконечности косы преобладает в осенне-зимний период, когда речные расходы, а значит и «промывная» способность стоково-отливного потока, уменьшаются, а волновая деятельность моря, наоборот, усиливается. Именно в это время часть подводной оконечности косы выходит на дневную поверхность. Зимней аккумуляции наносов также способствует то, что в это время у оконечности косы скапливается большое количество ледяных глыб, которые застревают на отмелях во время отливов или после сильных штормов. Помимо того, что внутри самих глыб содержится большое количество наносов, остающихся на поверхности косы после таяния льда, пустоты между ними в течение всей зимы заполняются песком и галькой, забрасываемыми сюда морскими волнами.

Многолетняя динамика поперечного профиля косы. Со временем, наряду с длиной, изменяется и ширина Октябрьской косы. Дистальная часть косы активно развивается, поэтому здесь ее ширина постепенно увеличивается. В то же время, в большей части косы наблюдается процесс избирательной абразии. Сравнение аэрофотоснимка 1950 г. с современными космическими снимками показало, что за последние 60 лет прикорневая (северная) часть ко-

сы стала ỳже на 20–30, а в отдельных местах на 50–80 м. Скорее всего, уменьшение ширины косы связано с общим отступанием берега Западной Камчатки (об этом в свое время говорил еще А.Т. Владимиров [2]). Но кроме этого, активизации абразии способствует нерациональная хозяйственная деятельность: изъятие песчано-гравийных наносов с пляжа для наполнения «якорей» к ставным неводам и строительных нужд, передвижение по пляжу тяжелой техники, переволакивание через косу судов, работающих на ставных неводах, а также хаотичные меры по аварийной защите берегов. В целом, уменьшение ширины косы способствует её ослаблению и увеличивает вероятность её прорыва (см. ниже). Но кроме этого, оно является одной из двух причин, которые привели к разрушению многих жилых и промышленных строений на косе. Вторая причина – это строительство зданий и сооружений в неоправданной близости от моря, в зоне активного волнового заплеска.

Сезонная динамика поперечного профиля косы. Формирование поперечного профиля Октябрьской косы происходит под действием волн, перераспределяющих материал по её поверхности. Высота гребня косы зависит от высоты штормовых волн и уровня моря, на фоне которого это волнение развивается. Для Октябрьской косы морское волнение является важнейшим фактором, с одной стороны обеспечивающим её строительным материалом, а с другой стороны – создающим её форму. Само существование косы неразрывно связано с постоянным волновым воздействием на неё, а её сезонная динамика определяется сезонными изменениями параметров этого воздействия.

Инструментальный мониторинг Октябрьской косы, проведённый нами в 2011–2012 гг., позволил выявить сезонную динамику её поперечного профиля. Следует отменить, что характер геоморфологических изменений не одинаков по длине косы. Нами выделены абразионный, аккумулятивный, аккумулятивно-абразионный и абразионно-аккумулятивный типы участков.

Самые значительные сезонные геоморфологические изменения на косе происходят в ноябре–декабре, в период осенне-зимних штормов. В это время года волны нередко достигают гребня косы, пляж приобретает вогнутую форму с выраженным уступом размыва в своей верхней части. Материал с пляжа перемещается на подводный береговой склон. В особенно сильные шторма морские волны переливаются через гребень косы на ее тыловой склон. При этом в поверхности косы формируются многочисленные поперечные ложбины и промоины (см. Кравчуновская и др. в наст. сборнике). С января по апрель в верхней части пляжа обычно формируется ледяной вал, играющий роль волноотбойной стенки. Поэтому в это время года поперечный профиль косы изменяется лишь в зоне активного пляжа, перед валом. Весной на пляже происходит аккумуляция наносов, вызванная таянием ледяного вала, содержащего большое количество песчано-гравийного материала. Летом, благодаря ослаблению штормовой деятельности и возврату материала с подводного берегового склона, пляж приобретает выпуклый профиль.

Перспективы развития Октябрьской косы. Характеризуя общее состояние Октябрьской косы, следует отметить следующее. В настоящее

время коса-бар находится в зрелой фазе своего развития, переходящей в стадию её деградации. Абразия в большей части косы связана как с общим отступанием берега Западной Камчатки, так и с растягиванием косы, приводящим с одной стороны к удалению от ее основания главного источника наносов, а с другой стороны, к увеличению общей потребности в наносах для подпитки косы. Опираясь на сведения о других аккумулятивных формах в устьях рек Камчатки [1], можно сделать следующее предположение. Поскольку удлинение Октябрьской косы приводит к растягиванию эстуария и соответствующему уменьшению мощности стоково-отливного потока, в ближайшие десятилетия следует ожидать перекрытия устья эстуария морскими наносами и последующего прорыва Октябрьской косы в прикорневой части. Скорее всего, косу прорвет со стороны реки во время половодья или значительного паводка. Вероятно, что после этого начнется рост «новой» косы, а «старая» коса будет размыта.

Список литературы

1. 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.

2. Владимиров А.Т. Особенности динамики берега Западной Камчатки в связи с гидротехническим и промышленным строительством // Сырьевые ресурсы Камчатской области. М. : Изд-во АН СССР. 1961. С. 138–142.

THE MORPHODYNAMICS OF THE OKTYABR'SKAYA SPIT (SEA OF OKHOTSK COAST OF KAMCHATKA)

Gorin S.[1], Ignatov E.[2], Kravchunovskaya E.[3], Korzinin D.[4], Tembrel I.[3]

[1]Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO)
Moscow, *gorinser@mail.ru*,
[2]Moscow State University by M.V. Lomonosov (MSU),
Moscow, *ign38@mail.ru*,
[3]Institute of Volcanology & Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky,
katja832003@mail.ru, *tembrel-piu@mail.ru*,
[4]Branch of the Open Joint Stock Company Research Institute of Transport Construction Research Center "Sea Coast", Sochi, *korzinin2000@mail.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Oktyabr'skaya Spit is a polygenetic aggradational landform, about 35 km long. It borders the Bol'shaya river estuary (south-western coast of Kamchatka) from the sea of Okhotsk. This talk is based on literature and archival data (18th–20th century) and on fieldwork (2005, 2010–2012 years). Secular, long-term and seasonal dynamics of Oktyabr'skaya Spit is discussed.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ МОРЯ И ДИНАМИКА АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ ЗАПАДНОГО КРЫМА

Горячкин Ю.Н.

Морской гидрофизический институт,
Национальная академия наук Украины,
YNGOR@ALPHA.MHI.IUF.NET

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Значительная часть береговой линии Каламитского залива (Западный Крым) подвержена абразии [2]. Её интенсивность, как правило, определяется сезонной изменчивостью ветро-волнового режима и прохождением катастрофических штормов, что может приводить к временному ускорению или замедлению отступания берегов. Большое влияние также оказывает и антропогенная деятельность [1]. Однако наблюдаемые процессы переформирования берегов происходят на фоне общей тенденции – повышения уровня Черного моря, среднегодовая величина которого достигла своего исторического максимума в 2010 году. В многочисленных публикациях отмечается, что процесс повышения уровня существенно влияет на эрозию береговой линии. Вместе с тем, до настоящего времени нет количественных оценок такого влияния на песчаные аккумулятивные берега в Черном море, сделанных на основе данных наблюдений. В зарубежной научной литературе и инженерной практике для прогноза изменений пляжей под действием изменений уровня моря используется «правило Брууна». Несмотря на простоту используемых математических выражений и многочисленные допущения, данная модель широко используется на практике, и стала предметом проверки на многочисленном фактическом материале. Такая проверка показала, что отступание песчаных берегов под влиянием повышения уровня в большинстве случаев составляет от 0,3 до 1,0 м на 1 см роста уровня. На берегах, испытывающих большую антропогенную нагрузку она может достигать 1,8 м.

Межгодовая изменчивость. Для оценки изменений ширины пляжей использовались данные наблюдений на 8 створах (1983–2001 гг.). В среднем, в этот период отмечен отрицательный тренд изменений ширины пляжей с угловым коэффициентом 0,75 м/год и положительный тренд уровня моря 0,66 см/год (см. рис.1). Другими словами 1 см повышения уровня соответствует отступанию береговой линии на 1,1 м. В межгодовой изменчивости выделялась противофаза колебаний с некоторым сдвигом во времени. Коэффициент корреляции межгодовых колебаний уровня моря и ширины пляжей составил 0,8, что выше доверительного интервала (0,6). Изменение волновой активности, которая нами определялась как количество случаев волнения высотой 12,6 дм и более от Ю, ЮЗ и З на МГ Евпатория, также показала тесную статистическую связь с изменениями ширины пляжей (коэффициент корре-

ляции 0,8). Причем колебания также находились в противофазе. В зависимости от положения створа увеличению уровня на 1 см/год соответствовало уменьшение пляжа от 0,3 до 1,35 м. Наименьшее отступание берега зафиксировано на пляжах полного профиля.

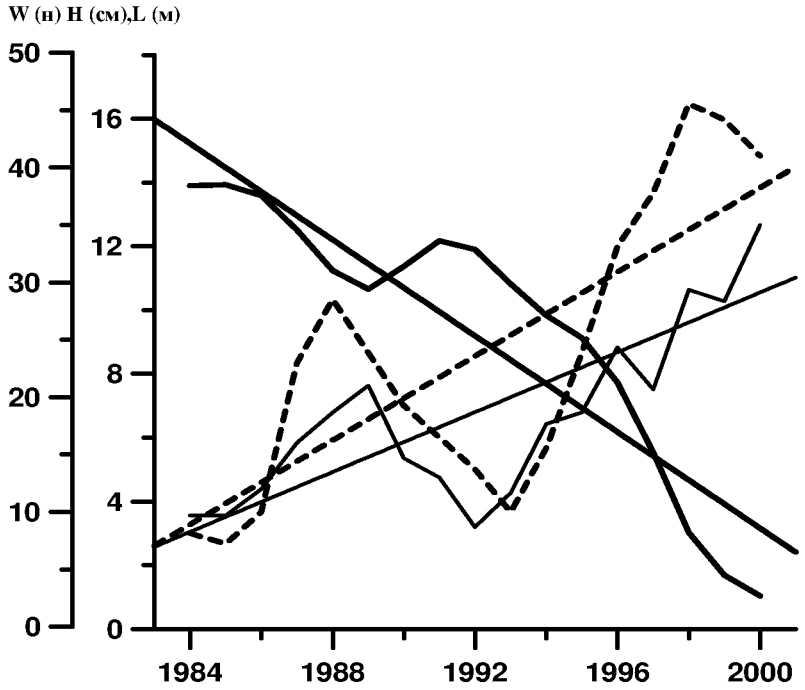


Рисунок 1 – Изменения уровня Черного моря (H – пунктир), береговой линии (L – жирная сплошная) и количества случаев штормового волнения (W – сплошная). Скользящее среднее по 3-м годам. Прямые – линейные тренды

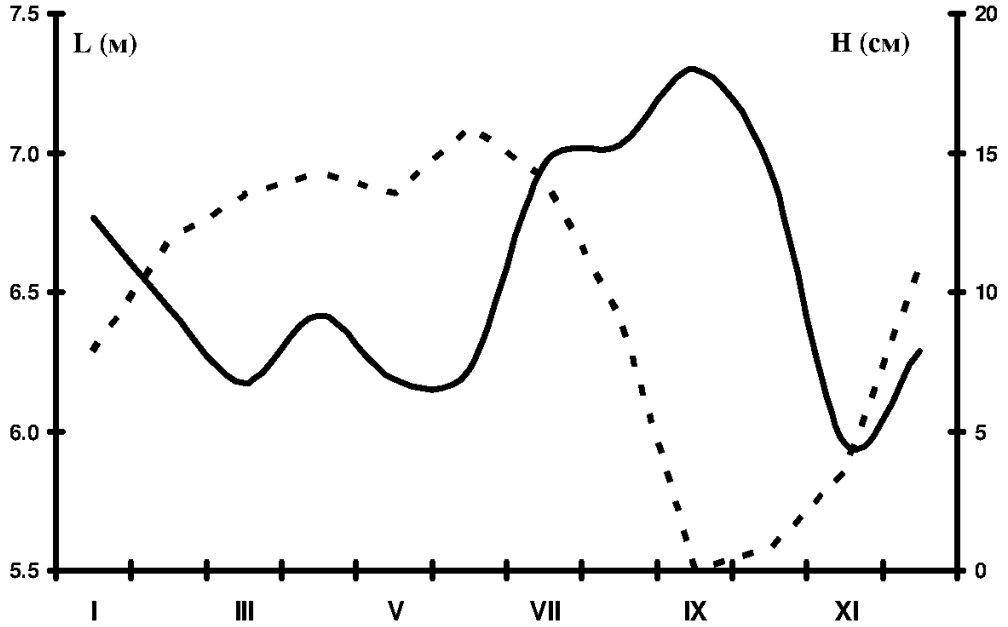


Рисунок 2 – Сезонные колебания уровня Черного моря (H – пунктир) и береговой линии по 16 створам (L – сплошная). Среднее за 2006–2010 гг.

Сезонная изменчивость. Измерения ширины пляжей на створах в районе Евпатории были прерваны в 2001 г., но в 2006 г. были возобновлены. Измерения на створах проводятся ежемесячно, в основном в середине каждого месяца. Количество створов ежегодно возрастает. Осредненные данные по 16-ти створам представлены на рис. 2. Максимальной ширине пляжей соответствует минимальный уровень моря и наоборот. Характерно, что в 2010 г., когда наблюдался аномально высокий сезонный сигнал уровня моря (до 20 см), отклик береговой линии также пропорционально возрос. В целом, обобщенная кривая сезонной изменчивости уровня моря и ширины пляжей за 2006–2010 гг. показывает, что колебания происходят в противофазе. Максимальные значения ширины пляжей (минимальные уровня) наблюдаются в сентябре, минимальные значении ширины пляжей (максимальные уровня) в мае–июне. Отметим, что в этот сравнительно короткий период межгодовые изменения также находились в противофазе, а наибольший межгодовой отклик составил между 2009 и 2010 гг. Волновая активность в отмеченный период носила выраженный сезонный ход с максимумом в зимний период и минимумом в летний; в межгодовой изменчивости отмечалась тенденция к уменьшению волновой энергии. Такой характер отклика представляет средние величины, которые имеют свои особенности для отдельных участков побережья.

На всех реализациях изменений береговой линии особенно отчетливо заметны изменения, произошедшие между 2009 и 2010 гг. В этот период был отмечен наибольший по размаху сигнал сезонного изменения уровня моря. В связи с этим представляется полезным определить для этого периода отклики на отдельных створах. Соответствующие расчеты показывают, что уменьшение ширины пляжей составило от 0,15 до 0,3 м на 1 см изменения уровня. В среднем по 19 створам изменения составили 0,2 м на 1 см изменения уровня. Обращает на себя внимание хорошо выраженная противофаза колебаний уровня и ширины пляжей в этот период. Возникает вопрос – насколько изменения ширины пляжей, измеренные на створах, адекватно передают изменения береговой линии в пространстве? Для ответа на этот вопрос нами сравнивались величины изменения береговой линии, полученные путем сравнения космических снимков, сделанных 27 августа 2006 г. и 16 июля 2010 г. Разница в уровне моря на даты снимков составила +14 см, а среднемесячных значений уровня в эти месяцы +21 см. Уменьшение пляжей за этот период для створов, находящихся в черте города составило в среднем около 6 м, что даёт оценку величины изменений от 0,3 до 0,4 м на 1 см изменений уровня. Такая оценка примерно в полтора-два раза выше, чем по данным измерений на створах. На створах, находящихся в районе пересыпей, оценки, сделанные по данным космических снимков и измерениям на створах, практически идентичны, если брать величины изменений уровня на даты, близкие к измерениям на створах. Возможно, это связано с тем, что в районах пересыпей берег относительно прямолинейный и это снижает ошибку при измерении на створах.

Развитие аккумулятивных береговых систем в условиях подъема уровня в первую очередь определяется соотношением темпов подъема уровня и бюджетом наносов в береговой зоне. При повышении уровня профиль пляжа и дна моря перестраивается в направлении установления соответствующей равновесной формы. Таким образом, повышение уровня как бы создаёт дефицит наносов. Грубая оценка показывает, что при характерной величине глубины волновой переработки в условиях Каламитского залива повышение уровня на 1 см создаёт дефицит наносов в 50 м^3 на погонный метр береговой линии, что, безусловно, нужно учитывать в балансовых расчетах, особенно на длительных промежутках времени. Если считать, что за последние 60 лет уровень Черного моря повысился на 14 см, то оценка дефицита наносов, связанная только с этим процессом, на 20 км побережья Каламитского залива составит около 14 млн м^3, что сопоставимо с величиной добычи донных наносов для нужд строительства на Сасык-Сивашской пересыпи, где в течение 10 лет (в 50-х гг. прошлого века) было изъято свыше 15 млн м^3. Отметим, что мощность потока наносов, который разгружается на дне Евпаторийской бухты составляет около 65 тыс. м^3/год, что недостаточно для развития аккумуляции и нарастания берега на участке разгрузки [4]. В [3] было показано, что аккумулятивные формы, получающие питание за счет смежных участков берега, деградируют в условиях поднятия уровня. Именно к таким районам относится вершина Каламитского залива, в пределах которой расположен г. Евпатория. Этот район, вообще говоря, не лучший для определения отклика береговой линии на изменения уровня моря. Здесь многолетнее изъятие наносов, как с пляжей, так и со дна привело к резкому дефициту наносов [1]. Следствием этого стало почти полное исчезновение наносов на подводном склоне в черте города. Пляжи полного профиля сохранились только на пересыпях оз. Майнаки и Сасык.

Данные наблюдений показывают, что верхней оценкой изменений пляжей под действием изменений уровня на 1 см может быть величина 1,3 м. Однако период, для которого она определена (1989–2001 гг.), характеризовался, во-первых, усилением штормовой активности, а во-вторых, значительным увеличением дефицита наносов. Оно было вызвано вводом в строй глубоководного причала Евпаторийского морского торгового порта, который изменил местную миграцию наносов. Регулярное углубление фарватера привело к изменению их баланса, приспособлению берегов к изменившимся условиям и, как следствие, к ускорению эрозии береговой линии. Нижней оценкой изменений пляжей под действием изменений уровня на 1 см, которая определена для периода 2006–2010 гг., является 0,2–0,3 м. Этот период характеризовался относительно малой изменчивостью штормовой активности и относительной стабилизацией антропогенного воздействия, поэтому такая величина представляется более достоверной.

Список литературы

1. Горячкин Ю.Н. Антропогенное воздействие на черноморские берега Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. Вып. 23. С. 193–197.

2. Горячкин Ю.Н., Харитонова Л.В. Изменения береговой линии Крыма по спутниковым данным // Причорноморський екологічний бюлетень «Стан та проблеми берегової зони морів Україні». 2010. Вип. № 1 (35). С. 122–129.

3. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М., 1996. 400 с.

4. Шуйский Ю.Д. Процессы и скорости абразии на украинских берегах Черного и Азовского морей // В сб.: Изв. АН СССР, сер. географ. № 6. М., 1974. С. 107– 117.

VARIABILITY OF SEA LEVEL AND DYNAMICS THE ACCUMULATIVE COASTS OF WESTERN CRIMEA

Goryachkin Yu.N.

Marine Hydrophysical Institute, National Academy of Sciences of Ukraine

YNGOR@ALPHA.MHI.IUF.NET

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Influence of the sea level changes on the dynamics of accumulative coasts (in the region of the western Crimea) is considered. The data of observations shows that the greatest change of the beaches under the influence of the level changes by 1 cm can be 1, 3 m. However, the period for which it is determined (1989–2001) was characterized, firstly, by amplification of storm activity, and secondly, by substantial growth of deficiency in deposits. It has been caused by the new deep-water mooring in Eupatoria trading port, which has changed the local migration of deposits. The regular deepening of the waterway has resulted in change of their balance, adaptation of the coast to the changed conditions and, consequently, to acceleration of the coastal line abrasion. The weakest change of beaches under the influence of changes of the level by 1 cm, which is determined for the period 2006–2010, is 0,2–0,3 m. This period was characterized by relatively little changeability of storm activity and relative stabilization of anthropogenic influence, thus such figure seems to be more trustworthy.

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ, ОБЪЕМЫ ВЫНОСА МАТЕРИАЛА И БЕРЕГОВАЯ БАЗА ДАННЫХ

Григорьев М.Н.

Институт мерзлотоведения СО РАН
им. П.И. Мельникова (ИМЗ СО РАН), Якутск,
grigoriev@mpi.ysn.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В пределах береговой зоны морей Лаптевых и Восточно-Сибирского отмечаются наиболее высокие скорости разрушения берегов. Самый быстрый темп их отступания отмечается в области распространения высокольдистых пород (так называемого «ледового комплекса»), слагающих более трети берегов региона. Криогенные процессы придают рельефообразованию в этой зоне заметное ускорение и ощутимое своеобразие. На берегах изучаемых морей наибольшее развитие получили процессы термоабразии, термоэрозии, термокарста, солифлюкции (криосолифлюкции) и криогенного выветривания. Термоабразия является ведущим геоморфологическим процессом в рассматриваемой прибрежной зоне (см. рис. 1).

Рисунок 1 – Термоабразионные уступы вблизи мыса Мамонтов Клык (слева) и на о-ве Муостах (море Лаптевых)

Средние скорости термоабразии, установленные на ключевых участках морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, как правило, не превышают 10, а чаще составляют 1–4 м/год. Термоабразионные процессы, как отмечает Ф.Э. Арэ (1980), обычно протекают в 3–4 раза интенсивнее, чем собственно абразионные.

На основе сегментации берегов проанализированы скорости их отступания в каждом береговом секторе. Определена средняя скорость эрозии берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (см. табл. 1).

Таблица 1

Средняя скорость эрозии берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, м/год

Средние скорости эрозии:	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море
Берега, не содержащие ледовый комплекс	0,3	0,3
Берега, содержащие ледовый комплекс	1,9	1,6
Берега всего моря	0,7	1,0
Средняя скорость для двух морей, учитывая протяженность их льдистых и не льдистых берегов	0,83 (0,8)	

В последние десятилетия, в исследуемом арктическом регионе отмечается тенденция к потеплению приземного слоя атмосферы. В связи с этим обнаруживается некоторое увеличение сезонно-талого слоя на береговых склонах и увеличение площади открытой воды в летний период, ведущего к усилению штормовой активности. Реакция льдистых берегов на эти изменения наиболее отчетливо проявляется в последние 10–12 лет. Скорости их отступания, наблюдаемые на ключевых площадках, увеличились в 1,5–2 раза (см. рис. 2).

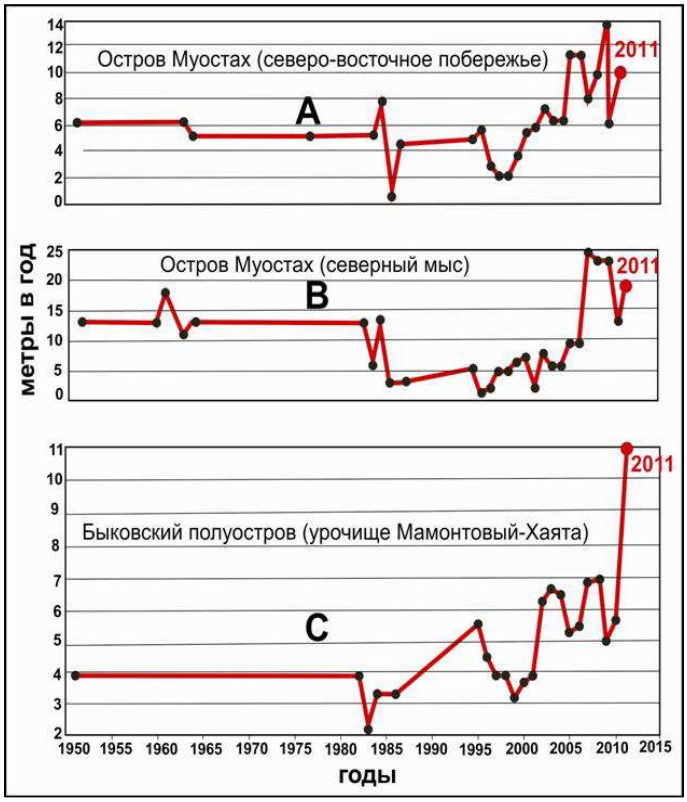


Рисунок 2 – Скорость термоабразионного (A, B) и термоденудацонного (C) разрушения берегов на ключевых участках с 1951 по 2011 гг. (море Лаптевых)

Данные, полученные в ходе натурных наблюдений, аналитических и расчетных исследований, позволили более точно оценить массы обломочного материала выносимые из береговой зоны в бассейны морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (62,2 и 90,2 млн тонн в год) и органического углерода (соответственно, 1,6 и 2,4 млн тонн в год). С учетом данных, полученных по морям Восточной Сибири, и ревизии литературных данных по береговому выносу других морей, имеется возможность показать общий вклад береговых (крупнейший источник – моря Восточной Сибири) и речных потоков наносов в арктический бассейн (см. табл. 2).

Таблица 2

Потоки наносов и органического углерода в Арктический бассейн в результате береговой эрозии и твердого стока рек

Арктические моря	Поток наносов из берегов (10^6 т/год)	Твердый сток рек (10^6 т/год)	Поток органического углерода из берегов (10^6 т/год)	Вынос органического углерода реками (10^6 т/год)
Белое	60 [2] (в суммарном потоке наносов не учитываются)	17,9 [8, 9] (для двух морей)	0,3 [11]	6,35 [10] (для двух морей)
Баренцево	59 [2]		0,59 [4]	
Карское	27,7 [3]	30,9 [8, 9]	0,4 [3]	10,6 [10]
Лаптевых	62,2 [12–15]	28,6 [8, 9]	1,63 [12–15]	6,8 [10]
Восточно-Сибирское	90,2 [12–15]	25,15 [8, 9]	2,39 [12–15]	1,86 [10]
Чукотское (сектор РФ)	14,0 [12–15]	0,7 [10]	0,2 [12–15]	0,13 [10]
Чукотское (сектор США)	14,0 [12–15]	125,1 [8, 9] (для двух морей)	0,2 [12–15]	4,3 [10] (для двух морей)
Бофорта	7,9 [5–7]		0,09 [5–7]	
Всего	276	227,65	5,8	30,04

Полученные за последние 30 лет материалы и данные по более, чем 50-ти участкам береговых работ, позволили создать электронную береговую базу данных по региону морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. На ее основе проведена оценка 16-ти литолого-морфологических, морфометрических и динамических параметров береговой зоны для каждой береговой секции, основанная на сегментации берегов и анализе каждого выделенного берегового участка (см. рис. 3).

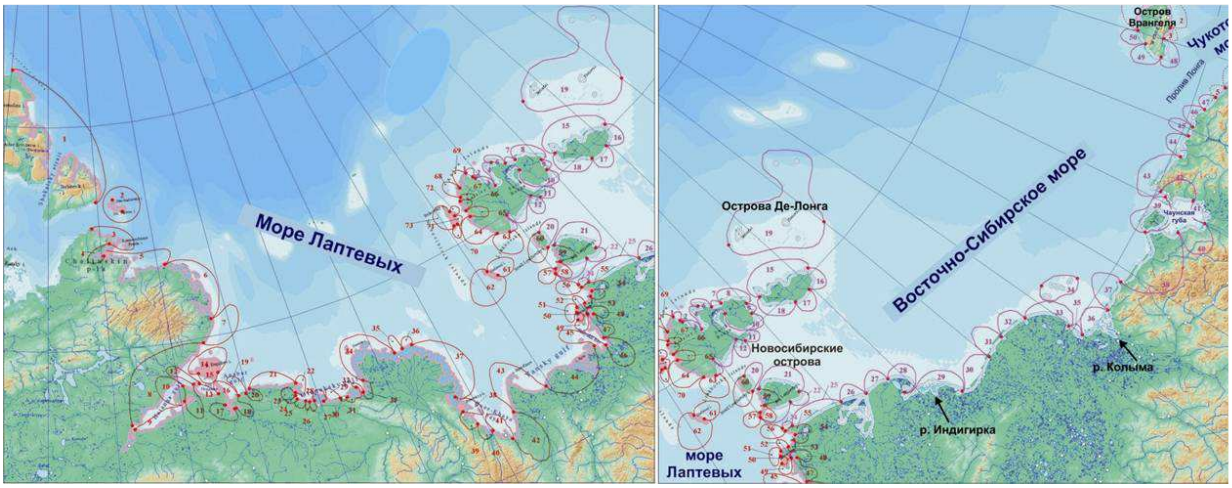


Рисунок 4 – Основные береговые сегменты, выделенные на побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского для формирования базы данных

Процессы криоморфогенеза формируют на побережье изучаемых морей весьма специфичные береговые ландшафты. Их основой служат в разной степени льдистые породы, Темпы преобразования прибрежных мерзлых толщ здесь максимальные, по сравнению с любыми другими арктическими областями. Анализ динамики берегов позволяет оценить площадь ежегодно теряемой суши за счет наступления морей Восточной Сибири в 10,7 км^2/год.

Список литературы

1. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М. : Наука, 1980. 160 с.
2. Суздальский О.В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Л., 1974. Вып. 3. С. 27–33.
3. Васильев А.А. Динамика берегов Карского моря / Криосфера Земли. Том X, № 2. Новосибирск : Академическое изд-во «ГЕО», 2006. С. 56–67.
4. Органическое вещество донных отложений полярных зон Мирового океана / А.И. Данюшевская, В.И. Петрова, Д.С. Бгатова, В.Е. Артемьев. Л. : Недра, 1990. 280 с.
5. MacDonald R.W., Solomon S.M., Cranston R.E., Welch H.E., Yunker M.B., Gobeil C. (1998): A sediment and organic carbon budget for the Canadian Beaufort Shelf. Mar. Geol. 144. P. 255–273.
6. Reimnitz E., Graves S.M., Barnes P.W. (1988): Beaufort Sea coastal erosion, sediment flux, shoreline evolution and the erosional shelf profile. U.S. Geological Survey. To accompany Map I-1182-G/ P. 22.
7. Naidu A.S. (1985): Organic carbon, nitrogen, and C/N ratios of deltaic sedimens, North Arctic Alaska. In: Degens E.T., Kempe S., Herrera R. (eds.) Transport of carbon and minerals in major world rivers. SCOPE 58, Mitt. Geol.-Palaeontol. Inst. Univ. Hamburg. P. 311–321.
8. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V. (1996): A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements and nutrients to the Arctic Ocean. Amer. J. Sci. 296. P. 664–691.
9. Gordeev (2000): River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean. In: Lewis E.L. (ed.) Freshwater budget of the Arctic Ocean. Dordrecht. P. 297–322.
10. Gordeev, Rachold (2004): River input // Organic carbon cycle in the Arctic Ocean: present and past (R.Stein and R.W.Macdonald, eds.), Springer Verlag, Berlin, Germany. P. 39–46.
11. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл органического углерода в арктических морях России. М. : Наука, 2001. 302 с.
12. Grigoriev M.N., Vasiliev A.A., Rachold V. (2004): Siberian Arctic coasts: sediment and organic carbon fluxes in connection with permafrost degradation // 2004 Fall Meeting. American Geophysical Union. St. Francisco, 2004. 85(47).
13. Grigoriev M.N., Rachold V., Hubberten H.-W., Schirrmeister L. (2004б): Organic carbon input to the Arctic Seas through coastal erosion. In:

Organic carbon cycle in the Arctic Ocean: present and past (R. Stein and R.W. Macdonald, eds.), Springer Verlag, Berlin, Germany. P. 41–47.

14. Grigoriev M.N., Zhang R.V. (2008): Drastic Change of Coastal Permafrost Processes under Recent Warming within the East Siberian Arctic Region. Proceedings. The First International Symposium on Arctic Research (ISAR-1) "Drastic Change under the Global Warming". Tokyo, Japan, 4–6 November, 2008. P. 187–190.

15. Григорьев М.Н., Куницкий В.В., Чжан Р.В., Шепелев В.В. Об изменении геокриологических, ландшафтных и гидрологических условий в арктической зоне Восточной Сибири в связи с потеплением климата // География и природные ресурсы. 2009. № 2. С. 5–11.

LAPTEV AND EAST SIBERIAN SEA COASTAL DYNAMICS, SEDIMENT FLUXES, AND COASTAL DATABASE

Grigoriev M.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, (IMZ SB RAS) Yakutsk,
grigoriev@mpi.ysn.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The coastal zones of the Laptev and East-Siberian seas are characterized by the highest erosion rates in the Arctic. Thermal abrasion is the leading geomorphological process in the region, with average rates of 1 to 4 m/yr. On the basis of shore segmentation, coastal erosion rates were analysed for each segment of coast. The mean rate of coastal retreat for the Laptev and East-Siberian seas was calculated and estimated to be 0,8 m/yr.

In recent decades, the Laptev and East-Siberian sea regions have experienced a warming trend. Under these conditions, erosion rates of ice rich coasts on several key sites have increased 1,5–2 times during the last 10–12 years.

Sediment and organic material inputs for the Laptev and East-Siberian seas were estimated and found to be respectively (1,6 and 2,4 10^3 t/yr for sediment and 62,2 and 90,2 10^3 t/yr for organic material). The data obtained were compiled into an electronic coastal database for the study region. Using the database, 16 lithologic, morphologic, morphometric and dynamic parameters were determined for each coastal section.

The processes of cryogenic morphogenesis form rather specific coastal landscapes within the studied coasts. In studied region the rates of coastal transformation is much faster then in other Arctic areas. This study has shown that 10,7 km^2/yr of land is lost annually along the Arctic seas of East Siberia.

ВИХРЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Гурова Е.С., Чубаренко Б.В.

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова (АО ИО РАН), Калининград,

evguruna@gmail.com; chuboris@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Прибрежные мезомасштабные вихревые сруктуры играют важную роль в венртикальном и горизонтальном перемешивании вод, и вносят существенный вклад в водообмен между береговой зоной и открытым морем, воздействуя также на береговые морфо- и лито-динамические процессы. Целью данной работы было выявление на спутниковых снимках и вспомогательных натурных данных мезомасштабных вихрей в прибрежных водах юго-восточной Балтики (см. рис. 1) и анализ их пространственно-временных, спектральных, температурных свойств и связи с гидрометеорологическими условиями.

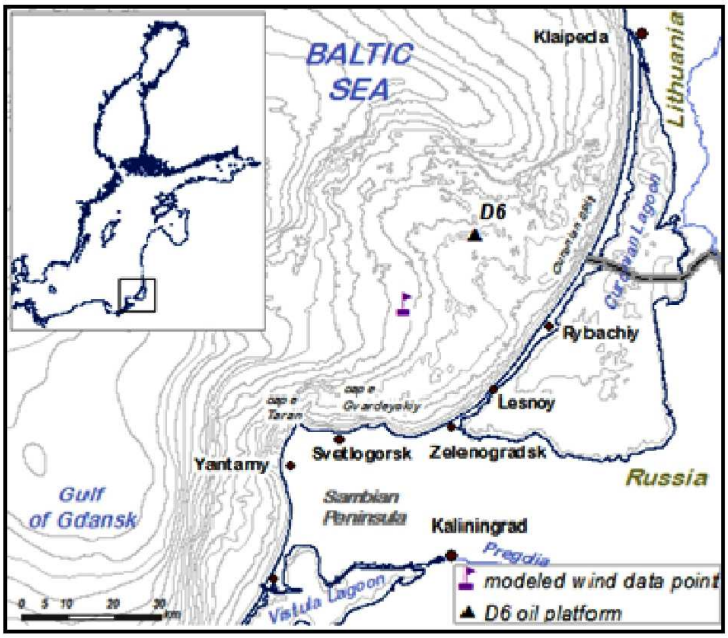


Рисунок 1 – Район исследований

Материалы. Снимки из 11-летнего архива данных MODIS (http://ladsweb.nascom.nasa.gov), на которых отчетливо обнаруживаются следы вихревых структур, обрабатывались по двум схемам: 1) получение композитных изображений "реальные цвета" (каналы 1-4-3) высокого разрешения (250 м) (см. рис. 2) для визуального анализа и идентификации вихрей, и 2) расчет данных уровня L2, содержащих набор физических параметров по оптимизированной для Балтике схеме обработки снимков

MODIS – нормализованной яркости восходящего излучения (nLw) и коэффициентов диффузного ослабления света с глубиной (Kd_Lee) для разных длин волн, а также коэффициента поглощения света ОРОВ на 400 нм (aCDOM(400)) и температуры поверхности моря (ТПМ). Кроме того, в работе использовались РЛИ спутниковые снимки ASAR, результаты измерения поверхностных течений радарной системой CODAR (Горбацкий и др., 2007) и гидрометеорологические данные с береговых метеостанций и гидродинамический модели (Rudolph C., Lehmann A., 2006).

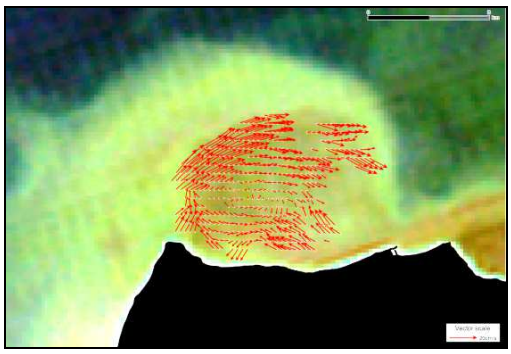
Результаты. В результате анализа спутниковых снимков было выявлено, что в районе исследований имеются несколько мест преимущественной вихревых структурх: акватории к западу и востоку от мыса Таран Самбийского полуострова; возле прикорневой, а также центральной части Куршской косы.

Вихрь у северного побережья Самбийского полуострова (см. рис. 2 – а, б, в) всегда локализованн между мысами Таран и Гвардейский, достигает в диаметре до 25 км и имеет антициклоническое напраление вращения, в разной форме развитости он был зафиксирован на приблизительно 400 снимках MODIS из 11-летнего архива, формируется под воздействием Ю, Ю-З либо переменных ветров умеренной силы (до 10 м/с) по механизму запрепятственного вихря. Он был также зафиксирован в ходе непосредственных измерений скоростей течений радиолокационной системой CODAR (2006-09-13), при скорости ветра около 3 м/с средняя скорость течений для этого случая составила около 10 см/с, варияруясь в диапазоне 0–22 см/с. Максимальное время жизни вихря, по данным MODIS, составляет порядка не менее 6 дней, отмечено более 20 серий по 2–3 дня, иллюстрирующих его существование. Впервые он был обнаружен в ходе инструментальных полигонных измерений в 1990 г. (Чубаренко и др., 1991).

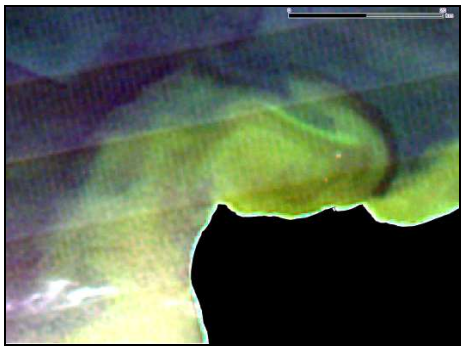
Вихрь у корневой части Куршской косы был многократно зафиксирован радарной съемкой поверхностных течений с берега системой CODAR в 2006–2007 гг. (Горбацкий и др., 2007), причем наблюдался как при СВ, так и ЮЗ направлении вдольберегового течения у Курсшкой косы. Диаметр вихря составлял 6–10 км, максимальные скорости – от 15 до 50 см/с. Анализ спутниковых снимков позволил обнаружить здесь в ряде случаев зону повышенной мутности вод либо линейные структуры разной формы – эллиптической, крючко-образной, либо незамкнутого эллипса. Не выясвлено какиой-либо закономерной зависимости появлении этих структур от ветровго режима – вихри были зафиксированы в самых разных условиях при скорости ветра ниже 10 м/с.

Увеличение значений aCDOM(400) в зоне вихря (см. рис. 3), а также анализ карт ТПМ (см. рис. 4) говорит об активном вовлечении модифированных речных вод (р. Вислы и, реже, р. Преголи) в циркуляцию вихря.

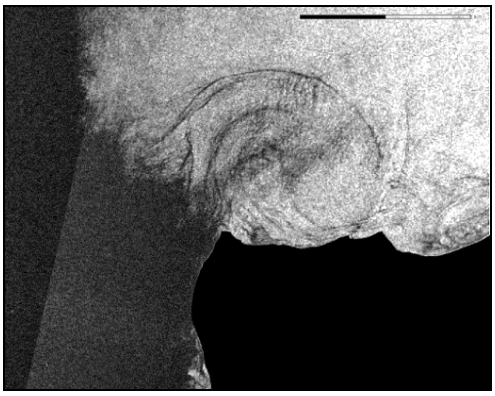
Возле центральной части Куршской косы были обнаружены разные по форме и размеру вихри (например, см. рис. 2 – ж, з, и), которые, однако, в большинстве случаев достаточно удалены от берега и и скорее являются мезомасштабными образованиями, вызванными меандрированием циркуляционных потоков в открытой Балтике.



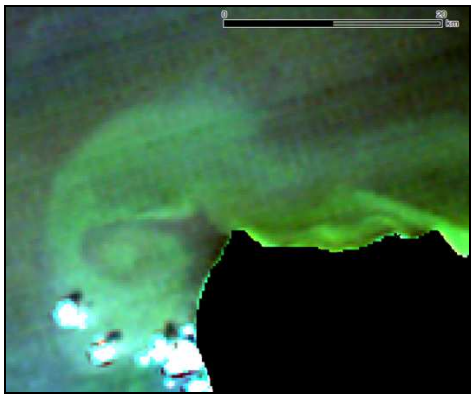
а) CODAR 2006-09-13 and MODIS A 2004-04-13



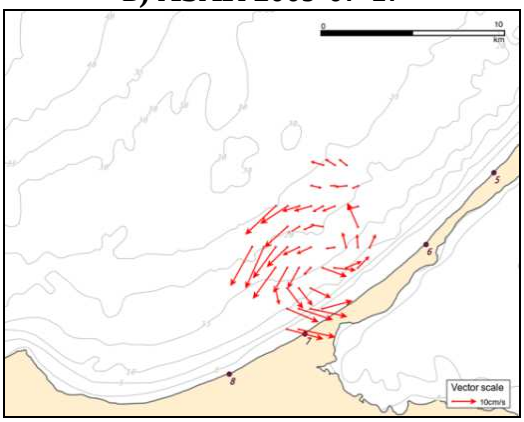
б) MODIS Aqua 2003-06-17



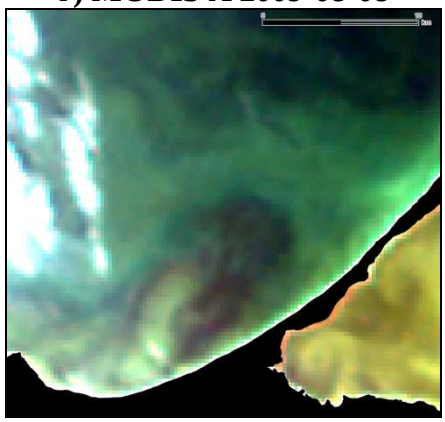
в) ASAR 2009-07-17



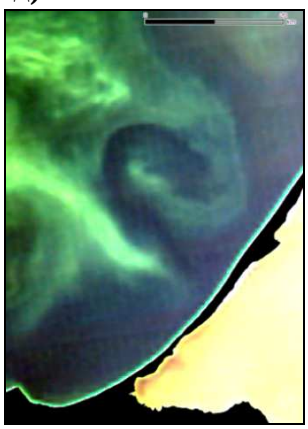
г) MODIS A 2009-08-08



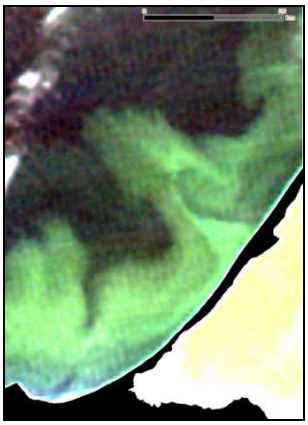
д) CODAR 2006-05-12



е) MODIS T 2003-04-01



ж) MODIS A 2005-07-13



з) MODIS A 2005-01-27

и) MODIS A 2002-09-02

Рисунок 2 – Вихри в пребрежных водах ЮВ Балтики по результатам измерений CODAR (а, д) и данным спутниковых снимков ASAR (в) и MODIS (а, б, г, е, ж, з, и)

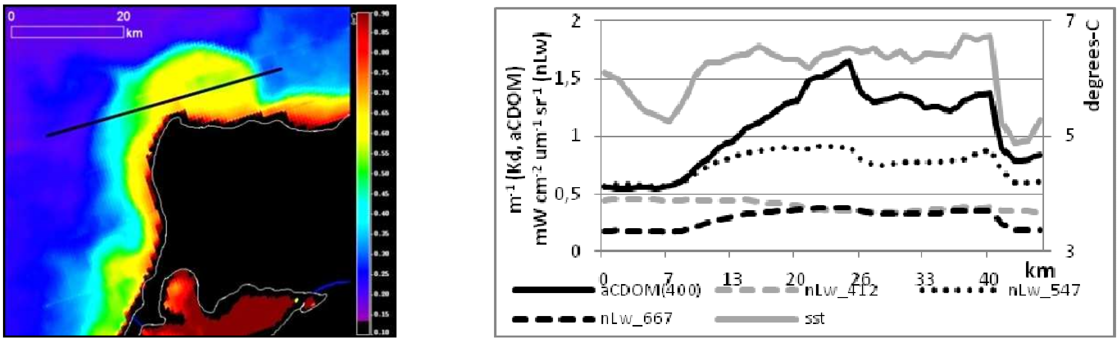


Рисунок 3 – Карта рапределения значений Kd_488_Lee с линией профиля (слева) и значения nLw 412, 4547, 667, SST and aCDOM(400) по линии профиля (справа) для 2004-04-13 по MODIS

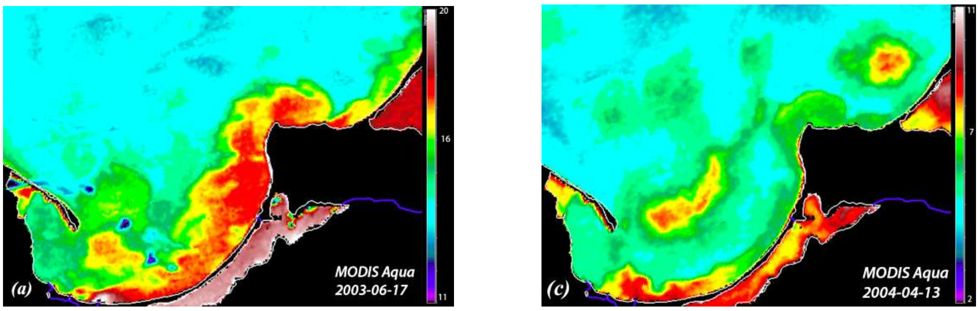


Рисунок 4 – Карты распределения значений ТПМ по данным MODIS

Список литературы

1. Горбацкий В.В., Гурова Е.С., Бабаков А.Н., Чубаренко Б.В. Радарное измерение морских прибрежных поверхностных течений у берегов Куршской косы (Калининградская область) // Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря : Мат. конф. / Отв. ред. Жиндарев Л.А., Косьян Р.Д., Дивинский Б.В. Краснодар, 2007. С. 65–67.

2. Rudolph C., Lehmann A. A model-measurements comparison of atmospheric forcing and surface fluxes of the Baltic Sea, Oceanologia, 48 (3), 2006. Pp. 333–360.

3. Чубаренко Б.В., Иваненко С.А., Чубаренко И.П. Численное моделирование прибрежных потоков в Юго-Восточной Балтике методом криволинейных сеток // "Экобалтика-91": материалы международной научной конференции. Калининград, 1991. С. 74–76.

VORTEX STRUCTURES FROM REMOTE SENSING DATA OF THE SOUTH-EASTERN BALTIC COASTAL WATERS

Gurova Ye., Chubarenko B.

Atlantic Branch of P.P.Shirshov's Institute of Oceanology of RAS (ABIORAS), Kaliningrad, *evguruna@gmail.com; chuboris@mail.ru*

≈≈

К ВОПРОСУ О ТЕПЛОВОЙ КОНВЕКЦИИ В ПРИБРЕЖНЫХ ВОДАХ КУРШСКОГО ЗАЛИВА

Гущин О.А.[1], Стонт Ж.И.[2]

[1]Балтийский Федеральный Университет им. И. Канта
[2]Атлантическое отделение ИО им. П.П. Ширшова РАН,
ocean_stont@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Куршский залив отделен от моря узкой песчаной Куршской косой и представляет из себя обширную лагуну, соединенную с морем в районе порта Клайпеда морским каналом (рис. 1). Длина залива около 95 км, ширина от 1 км в северной части до 45 км в южной. Глубины менее 3 м, в российской части – около 5 м. Температурный режим водоема зависит от климата района местоположения. Средняя месячная температура в прибрежной части, где проводятся измерения, колеблется от 0° до 24 °С. Наиболее низкая температура держится с декабря по март, когда значительная часть залива покрыта льдом. После освобождения залива ото льда прогрев воды идет быстро. Самая высокая температура бывает в июле-августе, когда наблюдаются максимальные температуры воздуха. В сентябре начинается медленное понижение температуры поверхностного слоя воды, и к концу ноября – середине декабря наблюдается ледостав.

В данной работе моделируется конвективная циркуляция, обусловленная различной скоростью прогрева (охлаждения) мелководных и глубоководных зон бассейна.

Рисунок 1 – Расположение гидрологических постов в Куршском заливе

С физической точки зрения горизонтальный градиент температуры воды в области над склоном вызывает наличие градиента плотности по горизонтали между более мелкими и глубокими частями, что обеспечивает возникновение, развитие и поддержание горизонтального водообмена.

Общеизвестно, что все вещества при нагревании увеличивают свой объем и уменьшают плотность. У воды наблюдается то же самое, за исключением интервала от 0 до 4 °С, когда с возрастанием температуры объем воды не увеличивается, а, наоборот, сокращается. Максимальная плотность отмечается при 4 °С. В результате неравномерного прогрева возникает неустойчивость плотностной стратификации, вызывающая конвективное перемешивание, т.е. вызывающее образование вихрей в водоеме. Конвективное движение вод прибрежной и центральной части залива приводит к формированию узкого вертикального слоя, фронтально разделяющего водоем на две области с разной температурой и скоростью циркуляции.

Термобар – узкая вертикальная зона, которая разделяет водоем на две термические зоны: теплоактивную и теплоинертную с разными видами вертикальной стратификации температуры – формируется весной при нагревании береговой части водоема выше +4 °С и осенью в период охлаждения ниже +4 °С.

Термобар впервые обнаружен Ф. Форелем в начале XX века в Женевском озере. Был детально изучен в 60-е годы XX века А.И. Тихомировым из Института Озероведения в Санкт-Петербурге [3].

Термобар влияет на экосистемы крупных озёр, так как он разделяет две зоны с разными характеристиками воды, что определяет пространственные различия планктонных сообществ.

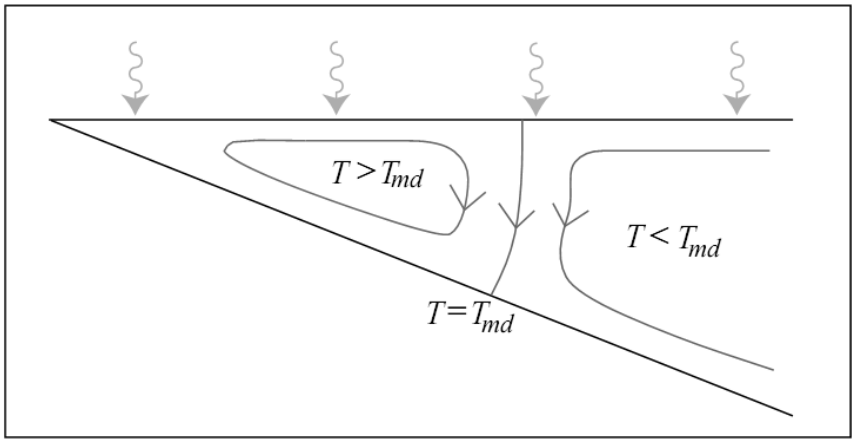
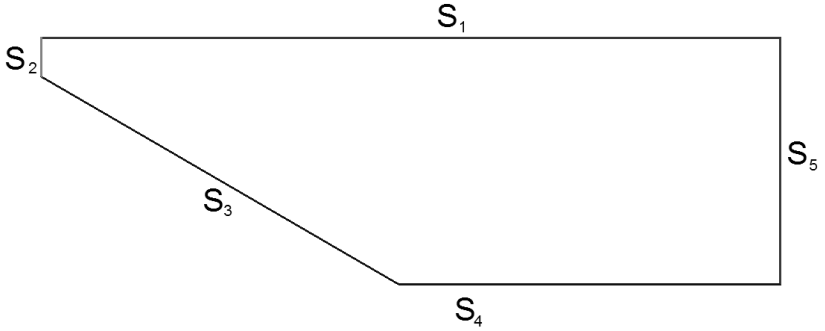


Рисунок 2 – Схема классического термобара

Описание модели. Рассмотрим область решения Ω с границами S_1, S_2, S_3, S_4, S_5 (см. рис. 3); размеры границ могут быть произвольными. Угол наклона границы S_3 произвольный. Данная область изображает вертикальное сечение береговой части пресного водоема. Дно водоема состоит из границ S_2, S_3, S_4. Граница S_1 представляет собой поверхность жидкости, а S_5 – выход в залив. Характер прогрева бассейна, в первую очередь, зависит от силы из-

лучения Солнца. Если пренебречь тем, что вода поглощает часть лучистой энергии Солнца, то в таком случае нагреваться будет только дно водоема. В связи с тем, что в прибрежных зонах бассейна меньше глубина, то прибрежные зоны излучением Солнца нагреются быстрее глубоководных зон.



Область решения: вертикальная плоскость Ω

Рисунок 3 – Схема расчётной области задачи, где на границе S_2: T° = T°берег; на границе S_5: T° = T°залив. На границах S_1, S_3, S_4: Начальная температура: T° = T°залив Условие прилипания для скоростей на S_1, S_2, S_3, S_4 S_5 – открытая граница

В нашей модели будем считать, что Солнце оказывает нагрев только на границу S_2, – т.е. S_2 – источник тепла. В процессе диффузии тепло со стенки S_2 будет передаваться в бассейн, пока в бассейне не наступит устойчивый температурный градиент. Возникнет так называемая естественная конвекция, так как плотность воды зависит от температуры. Участки жидкости с более высокой плотностью более тяжелые, поэтому они погружаются вниз, при этом менее плотные участки всплывают вверх. Этот процесс повторяется снова и снова. При некоторых условиях процесс перемешивания самоорганизуется в структуру отдельных вихрей. Также на процесс образования вихрей будет влиять форма дна.

Задача заключается в том, чтобы численно промоделировать циркуляцию воды в области Ω и выявить условия возникновения термобара. Рассматривалась двухмерная система уравнений Навье – Стокса в переменных функция тока/завихренность, дополненная уравнением переноса тепла. Принималось, что в уравнении состояния плотность зависит от температуры и не зависит от давления [1].

Выбор метода решения задачи. Для решения задачи был выбран метод конечных элементов [2]. Нестационарность уравнений учитывается введением последовательности дискретных шагов по времени. Без подробного рассмотрения решения задачи представим результаты численных экспериментов, подтверждающих возможность возникновения термобара и циркуляции при уклоне 15°, 30° и 60° (см. рис. 4–6).

Увеличение угла склона (60°) способствовало более отдаленному расположению термобара от берега по сравнению с вариантом 30°.

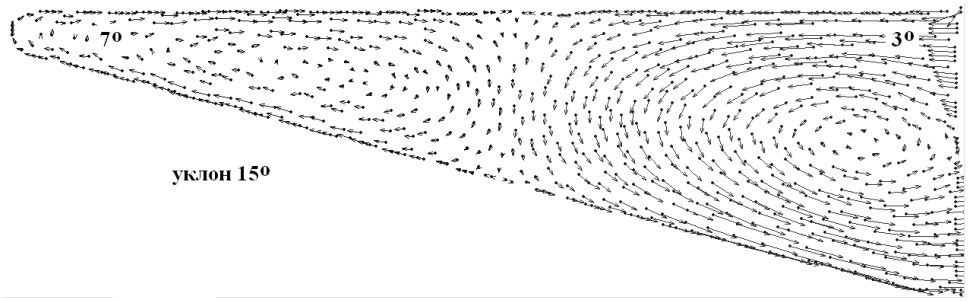


Рисунок 4 – Возникновение термобара при нагревании (уклон 15°)

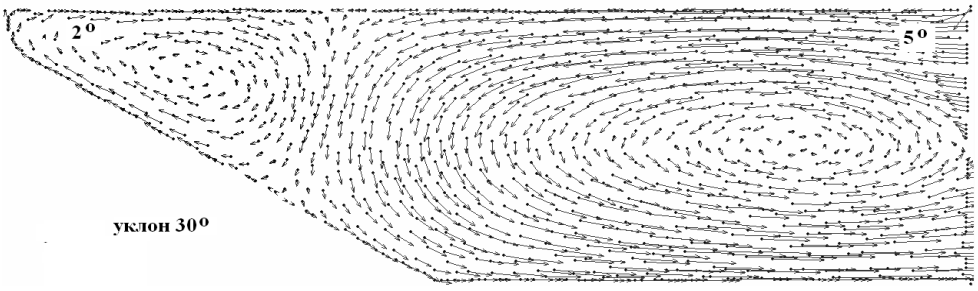


Рисунок 5 – Возникновение термобара при охлаждении (уклон 30°)

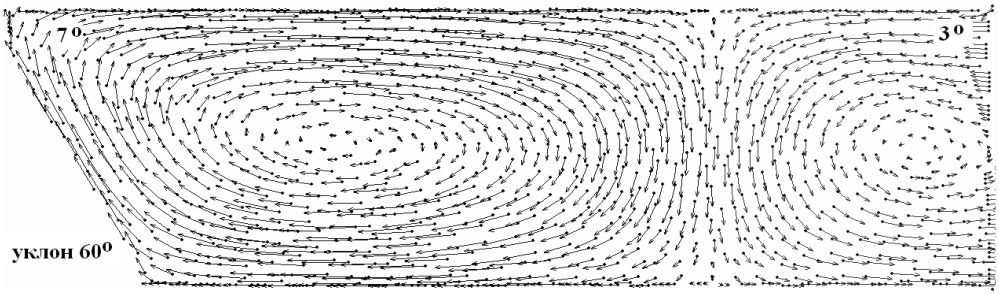


Рисунок 6 – Возникновение термобара при нагревании (уклон 60°)

Предполагается в дальнейшем проанализировать влияние параметров на возникающую циркуляцию и сравнить результаты с экспериментальными данными.

Список литературы

1. Коннор Дж., Бреббиа К. Метод конечных элементов в механике жидкости. Пер. с англ. Л. : Судостроение, 1979. 264 с.

2. Пасконов В.М., Полежаев В.И., Чудов Л.А. Численное моделирование процессов тепло- и массообмена. М. : Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1984. 288 с.

3. Чубаренко И.П. Горизонтальная конвекция над подводными склонами. Калининград : Терра Балтика, 2010. 256 с.

TO A QUESTION ABOUT THERMAL CONVECTION IN THE COASTAL ZONE OF THE CURONIAN LAGOON

Goushchin O.[1], Stont Zh.[2]

[1]I. Kant Baltic Federal university
[2]Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of oceanology, RAS
ocean_stont.mail.ru

≈≈

In the given work the circulation caused in the various speed of warming up (cooling) of shallow and deep-water zones of pool (the phenomenon of the thermal bar) is simulated. The thermal bar is formed in the spring at heating a coastal part of a reservoir above +4 °C and in the autumn during cooling below +4 °C. Conditions of the thermal bar occurrence and dependence of circulation on specificity of warming up above underwater slopes with different biases are shown. Influence of the thermal bar on ecology system of large lagoons as it divides two zones with different characteristics of water that defines spatial distinctions of plankton populations is considered. It is supposed to analyse in the further influence of parameters on arising circulation and to compare results to experimental data.

СОВРЕМЕННАЯ МОРФОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КОС «АЗОВСКОГО» ТИПА РАСПОЛОЖЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ УКРАИНЫ

Давыдов А.В.

Херсонский государственный университет,
svobodny_polet@rambler.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Косы «азовского» типа представляют собой морские аккумулятивные формы, характеризующиеся рядом специфических природных особенностей, проявляющихся в общей морфологии, морфо- и лито- динамике. Впервые данные формы рельефа были описаны в пределах северного побережья Азовского моря, поэтому и получили название косы «азовского» типа [3, 7, 9]. В пределах украинского побережья расположено пять из шести кос данного типа: Кривая, Белосарайская, Бердянская, Обиточная и Федотова коса – Бирючий остров.

В геоморфологическом отношении косы данного региона имеют одинаковую структуру, в которой выделяется прикорневая часть или ближняя коса, центральная часть или средняя коса, дистальная часть или дальняя коса. Соответствующие составные части имеют очень тесную связь со структурой вдольберегового потока наносов, ближняя коса располагается в район участка зарождения потока наносов, средняя коса приравнивается к зоне транспорта наносов, а дальняя представляет собой участок разгрузки потока наносов. В лито-динамическом отношении косы региона, представляют собой ядра лито-динамических узлов, в пределах которых сходятся два вдольбереговых потока наносов [2, 4, 5, 6].

Полевые исследования, анализ космический снимков и литературных источников, показали, что все косы региона развиваются в условиях деструктивного режима, обусловленного взаимодействием экзогенных и антропогенных процессов. Остановимся на материалах исследования трех кос региона: Белосарайской, Бердянской и Обиточной кос.

Вдоль всей фронтальной части Белосарайской косы и прилегающего участка коренного побережья, доминируют процессы абразии и размыва. Полученные нами скорости абразии находятся в пределах 1,0–1,5 м/год, скорости размыва тела косы, в средней части 0,1–0,2 м/год, а в районе дистали 2,0–3,2 м/год.

Динамика береговой зоны Бердянской косы, в отличии от остальных кос побережья, находится в прямой зависимости от антропогенной деятельности. Антропогенные сооружения, которые влияют на динамику береговой зоны косы, располагаются в пределах коренного побережья вблизи прикорневой части, а также в средней части данной формы рельефа.

В пределах коренного побережья, где зарождается вдольбереговой поток наносов, природные скорости абразии 0,3–0,9 м/год, с периодиче-

скими усилениями до 1,3–3,2 м/год в зависимости от волной активности. Однако в пределах данного участка побережья находятся населенные пункты, территория которых находятся под угрозой разрушения абразионными процессами. Для снижения скорости абразии, в пределах участков коренного побережья, примыкающих к населенному пункту, были возведены стихийные берегозащитные сооружения, которые снизили на определенном этапе скорость абразионных процессов.

Однако следует заметить, что снижение скорости абразии повлияло на характер развития вдольберегового потока наносов, так в зоне зарождения он перестал насыщаться обломочным материалом. В результате интенсивному размыву стали подвергаться участки косы расположенные в районе пересыпи реки Берда, скорости размыва находятся в переделах 1–1,5 м/год. Однако это не компенсировала недостаток наносов в береговой зоне, именно поэтому интенсивному размыву стало подвергается тело ближней и средней косы.

Средняя часть Бердянской косы, является наиболее динамичной составной частью аккумулятивной формы. В феврале 2007 года вдоль всей средней части косы прослеживались явные следы размыва, однако на всем протяжении имели место пляжи шириной от 5 до 10 м, в июне этого же года их ширина составляла уже от 5 до 15 м. Наиболее существенное изменение произошло в ноябре этого года, когда на некоторых участках пляжи исчезли, ширина сохранившихся не превышала 8 м. Следует отметить, что размыву подвергались не только пляжи, но и территории рекреационных учреждений и автодорога.

Данная ситуация спровоцировала стихийное берегозащитное строительство, благодаря которому на некоторых участках появились пляжи шириной 15–20 м, однако на не защищенных участках побережья размыв усилился. Именно поэтому к 2010 году был построен берегозащитный комплекс в районе наиболее узкого места, однако ситуация не стабилизировалась, что потребовало дополнительного строительства берегозащитных сооружений.

Анализ динамики дистальной части Бердянской косы проводился нами по ширине пляжей. Проведенные исследования в июле 2007 года показали, что ширина пляжей, в данной части косы находится в пределах от 50 до 110 м, однако в ноябре 2007 года, после мощнейшего штормового нагона, ширина пляжей сократилась до 20–50 м. Съемка данной территории, в июне 2008 года, показала, что ширина пляжей увеличилась до 30–70 м, а к июню 2011 года до 35–80 м.

Соответственно, можно прийти к выводу, для дистальной части Бердянской косы характерно динамическое равновесие, способное изменяться во время сильных штормовых нагонов, при которых может быть размыто от 10 до 60 м пляжей. Однако, в летний период, ситуация достаточно быстро восстанавливается, первоначальная скорость намыва в районе 10–20 м за сезон, а в последующее время 5–10 м/год. При этом следует отметить, что интенсивного выдвижения тела косы в сторону моря не происходит.

Динамика береговой зоны Обиточной косы, в общих чертах напоминает ситуацию в пределах Бердянской косы, однако воздействие антропогенно-

го фактора значительно меньше. Большая часть косы представляет собой природный заповедник, поэтому здесь нет рекреационных сооружений и отсутствуют берегозащитные сооружения. Антропогенное воздействие ограничивается прикорневой частью косы, где в пределах Приморска, расположены системы каменных набросок перпендикулярных берегу. Скорости разрушения клифов в районе зарождения потока наносов находятся в пределах 0,3–0,4 м/год, но на определенных участках может достигать 2,5–3 м/год.

В таких условиях существования берегозащитного комплекса способствует разгрузке потока наносов уже в прикорневой части косы, соответственно в направлении средней части косы поток идет ненасыщенный. Именно эта ситуация способствует очень интенсивному размыву тела косы на протяжении около 20 км.

Исследования косы в июле 2011 года показали, что большая часть косы вдоль всей фронтальной части интенсивно размывается, скорость колеблется от 0,5 до 3,5 м/год. В результате зимне-весеннего штормового сезона в теле данной косы было сформировано восемь прорв, данная ситуация свидетельствует о явном дефиците наносов в береговой зоне.

Сопоставление материалов полевых исследований, а также опубликованных в средине и во второй половине XX века [1, 2, 8] свидетельствует, что скорости абразии участков коренного побережья изменились не существенно, в то время как скорости размыва ближней и средней части кос увеличились. Причина размыва тела данных аккумулятивных форм, на наш взгляд обусловлена природными процессами, однако антропогенные процессы способны очень сильно его активизировать.

Список литературы

1. Аксенов, Андрей Аркадьевич. Морфология и динамика северного берега Азовского моря [Текст] / А.А. Аксенов // Труды ГОИНа. 1955. Вып. 29 (41). С. 107–143.

2. Буданов, Валентин Илларионович. Об образовании и развитии кос «азовского» типа [Текст] / В.И.Буданов // Труды океанографической комиссии АН СССР. 1956. Т. 1. С. 90–97.

3. Гельмерсен, Григорий Петрович. По вопросу об предполагаемом обмелении Азовского моря [Текст] / Г.П. Гельмерсен // Записки Русск. геогр. об-ва, Отделение географии. СПб., 1896.

4. Давидов, Олексій Віталійович. Аналіз антропогенного впливу на розвиток берегової зони літо-динамічного вузла Бердянської коси [Текст] / О.В. Давидов // Причорноморський екологічний бюлетень. 2010. Вип. 1 (35). С. 139–148.

5. Зенкович, Всеволод Павлович. Берега Черного и Азовского морей [Текст] / В.П. Зенкович. М. : Географ.литература, 1958. 376 с.

6. Зенкович, Всеволод Павлович. Основы учения о развитии морских берегов [Текст] / В.П. Зенкович. М. : Изд-во АН СССР, 1962. 720 с.

7. Лобанов И.Н. О происхождении кос на северном побережье Азовского моря [Текст] / И.Н. Лобанов // Природа. 1940. № 1.

8. Мамыкина В.А. Береговая зона Азовского моря [Текст] / В.А. Мамыкина, Ю.П. Хрусталев. Р. : РГУ, 1980. 176 с.

9. Янковский В.М. К режиму кос Азовского моря [Текст] / В.М. Янковский // Известия ГИМЕИНа Черного и Азовского морей. 1933. № 1. С. 37–50.

THE MODERN MORPHODYNAMICS OF THE «AZOV TYPE» SPITS' COASTAL ZONE WITHIN THE LIMITS OF UKRAINE

Davydov A.V.

Kherson State University,
svobodny_polet@rambler.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Within the northern coast of the Sea of Azov there are some accumulative forms that have similar morphological, morphodynamic and lithodynamic characteristics. These forms of the sea relief united in the group of «azov type» spits. At the present time the investigated accumulative forms develop under conditions of intense erosion. The research carried out by us for the past five years, has shown that erosion of accumulative forms' bodies is natural, but the building of the bank protection structures affect the lithodynamic system's integrity and strengthen the process.

НЕСИММЕТРИЧНОСТЬ ТЕНЗОРА НАПРЯЖЕНИЙ, КАК МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ДИПОЛЬНЫХ ВИХРЕЙ НА СТРУЙНЫХ ПОТОКАХ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ

Даньшина А.В., Чанцев В.Ю.

Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург,
ann@rshu.ru; val@rshu.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Грибовидные течения в океане являются универсальной формой движения вод и играют важную роль в горизонтальном обмене примесями, массой и количеством движения. Таким образом, их влияние сказывается на формировании гидродинамического режима и экологической обстановки в море в целом и особенно в его прибрежных районах. Такие структуры выявляются как на спутниковых изображениях поверхности океанов и морей, так и в результате анализа прямых натурных наблюдений за термодинамическими параметрами верхних слоев океана. К тому же эти устойчивые динамические вихревые образования генерируются во всем спектре пространственных масштабов. Понимание значимости грибовидных течений в динамике океана привело к тому что, начиная с 80-х годов прошлого века, им стали уделять повышенное внимание в экспериментальных и теоретических исследованиях. Многолетние исследования позволили получить представление о динамических особенностях таких дипольных вихревых структур и выявить ряд эмпирических и теоретических зависимостей. На основании полученных знаний осуществляются попытки математического описания таких упорядоченных динамических структур.

Возможность учета формирования грибовидных течений в математических моделях динамики верхних слоев океана и динамического режима вод прибрежных зон позволит более точно учитывать особенности данных когерентных структур при описании распределения количества движения, водных масс и различных примесей. Более точное распределение динамических особенностей прибрежных вод необходимо и при проведении рекреационных мероприятий, и при проведении гидротехнических работ, а также для выполнения экологических исследований. Тем не менее, существующие на сегодняшний день математические модели дипольных вихревых структур, хотя и описывают основные особенности и закономерности их развития, но не полностью описывают механизмы их генерации. Обычно в основу таких моделей изначально закладывается распределение завихренности. В некоторых моделях грибовидные структуры формируются за счет влияния каких-либо факторов, будь то перекоса уровня, или воздействие силы плавучести. На самом деле сферический вихрь может фор-

мироваться и в однородной по плотности жидкости на конце испускаемой из горизонтально расположенного источника импульса струи и без влияния перекоса уровня. То есть, можно сказать, что имеющимся на сегодняшний день математическим моделям не удалось полностью описать и учесть все возможные механизмы генерации грибовидных течений. Существующие исследования показывают, что реальная жидкость, такая как морская вода, при определенных условиях обладает свойствами неньютоновской жидкости. Немногочисленные математические модели, построенные на основе моментной теории упругости, демонстрируют более точное описание динамики водных потоков по сравнению с классической гидромеханикой. В тоже время такие модели не рассматривали случаи преобразования классических уравнений движения Навье-Стокса для несжимаемой жидкости с учетом несимметричности поверхностных напряжений. И тем более такие модели не использовались для воспроизведения грибовидных течений. Таким образом, пока еще не исследовалось влияние несимметричности касательных поверхностных напряжений, формируемых за счет деформационных свойств скорости завихренности элементарных объемов жидкости, на генерацию грибовидных течений.

Выполняемое исследование направлено на разработку гидродинамической математической модели, воспроизводящей генерацию грибовидных течений в прибрежной зоне моря при различных термодинамических, гидрометеорологических и морфологических условиях.

TENSOR STRESS ASYMMETRY AS A MECHANISM FOR THE FORMATION OF DIPOLE VORTEX INTO THE JET FLOW IN THE COASTAL ZONE

Danshina A., Chantsev V.

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

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The theoretical conclusions about the effect of asymmetry of the stress tensor on the formation of dipolar vortex structures are built on the basis of laboratory experiments. The results of computer simulation of the mushroom current are provided.

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

Демиденко Н.А.

ФБГУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, (ФБГУ «ГОИН»), г. Москва,

demidenko_nikola@mail.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 50 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.

Глинистые фракции составляют основную массу наносов, поступающих в береговую зону в результате абразии. Они переносятся течениями во взвешенном состоянии (см. рис. 1). 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 приливные течения и ветровые волны на мелкой воде взаимодействуют нелинейно. Поэтому поток наносов не совпадает с направлением приливных течений. Наносы, особенно песок, перемещаются сериями возвратно-поступательных движений, соответствующими последовательным приливам. В результате результирующий перенос наносов является векторной суммой всех этих движений за серию приливов.

Сильные приливно-отливные течения обусловливают 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.

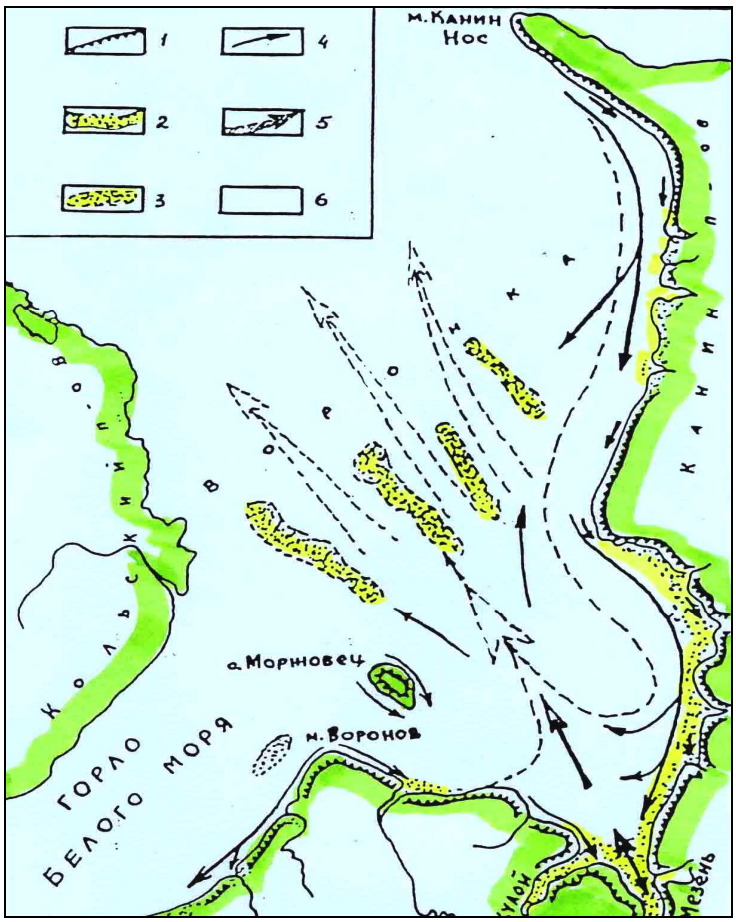


Рисунок 1 – Схема перемещения вдольберегового потока наносов в Мезенском заливе (1 – абразионные берега, 2 – аккумулятивные берега, 3 – морские песчаные гряды, 4 и 5 – направления движения соответственно песка и ила, 6 – прибрежная суша), по [Медведев В.С., 1969]

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 отступания высокого (до 20 м) и обрывистого берега меньше – 1,5 м/год. Интенсивная абразии 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»).

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/м^3. 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/м^3.

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 затапливаемых 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 устьевого 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 устьевого створа) располагается зона затапливаемых в прилив песчано-илистых осушек, ваттовых форм рельефа, маркирующих положение повышенных участков устьевого 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

Demidenko N.A.

State Oceanographical Institute named by N.N. Zubov (SOI), Moscow,
demidenko_nikola@mail.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. Nearly all shallow tidal estuaries, where currents exceed about 1,0m s^{-1} and where sand is present, have sand waves. Sand waves have a variety of cross-sectional and plan forms.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЗВЕСИ РОССИЙСКОГО СЕКТОРА ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

Денисов В.И.[1], Ткаченко Ю.Ю.[2]

[1]Южный федеральный университет, *DenisovGeo@yandex.ru*,
[2] ФГБУ «Краснодарский краевой центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», *yuyut@kubanmeteo.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Целью статьи является изучение вещественного и химического состава осаждающегося материала в области мелководного (от уреза воды до 50 метров) российского участка причерноморского шельфа.

Сбор вертикально оседающего вещества осуществлялся с помощью седиментационных ловушек (СЛ), имеющих цилиндрическую форму с отношением высоты к диаметру равным 3 [1, 2, 3] и изготовленными из поливинилхлоридных труб диаметром 100 мм и высотой 300 мм. Пластмассовые трубы скреплялись в трехгранные упаковки с использованием антикоррозионных и химически нейтральных материалов: высоколегированной нержавеющей стали, титана и его сплавов, фторопласта, силикона и плексиглаза, образуя оригинальную конструкцию [4].

Подготовка оборудования и работа с ним в море подробно описано в публикациях [4, 5]. Осадочное вещество из ловушек выделялось общепринятым методом прямой вакуумной мембранной ультрафильтрации с использованием ядерных фильтров производства Объединенного Института ядерных исследований в г. Дубна (ОИЯИ) с диаметром пор 0,45 мкм. Полученная взвесь высушивалась до постоянного веса, взвешивалась, после этого рассчитывалась интенсивность вертикального потока – г/м^2/сут. За период 1986–2010 гг. было отобрано и проанализировано 188 проб взвеси из СЛ.

Взвесь анализировалась рентгено-флюоресцентным, атомно-абсорбционным, химическим силикатным, инструментальным нейтронно-активационным и спектрально-эмиссионным количественными методами. Кроме этого применялись микроскопия в эмерсионных препаратах и электронно-микроскопические исследования.

Отличительной особенностью взвеси Черного моря является исключительно высокая доля биогенного фитопланктонного материала. Эти организмы принимают активное участие в биогеохимических процессах, накапливая многие химические элементы, часть которых удерживается в оболочках раковин характерных для взвеси. Кроме биогенного механизма существуют ещё два основных источника поступления химических элементов – с речной взвесью и эоловыми поступлениями.

Основная часть взвеси представлена глинисто-карбонатно-слюдистым материалом. Силикатные минералы представлены монтмориллонитом 20–30 %, полевым шпатом – 2–3 %. Среди биогенных минералов преобладают

Таблица 1

Вещественный состав некоторых проб взвешенного вещества исследуемого участка шельфа (собственные данные), [4]

	Район установки СЛ	Керченский пролив			Та-мань	Полигон м. Утриш				
	№ СЛ	**42**	**43**	**44**	**34**	**16**	**1**	**6**	**10**	**9**
1.	Глинистые минералы	39	53	43	41	35	36	40	32	58
2.	Карбонаты (кальцит, сидерит)	17	8	13	15	30	30	30	37*	20*
3.	Опал (обломки спикул)	5	8	7	10	3	*	3	5	7
4.	Кварц	13	12	12	2	5	8	5	7	*
5.	Полевые шпаты				2		5	3		*
6.	Углефицированный растительный детрит	3	1	2	1	1		1		
7.	Органогенный детрит	13	8	16	12	6	8	3	15	10
8.	Обломки раковин	2	2		6	2	2	3	*	
9.	Цветная слюда	*	2	*	2		2			
10.	Гипс-ангидрит (сульфаты)		*		1	13	6	10	*	
11.	Пирит (халькопирит)				2					
12.	Глауконит			1	*	*				
13.	Турмалин	*	*	*		*	*		*	*
14.	Циркон	*	*	*		*	*	*	*	
15.	Эпидот	*	*	*		*			*	*
16.	Гранат	*	*	*		*				
17.	Роговая обманка	3	2		*		*			*
18.	Гидроксиды железа		1		2					
19.	Цоизит		*				*		*	
20.	Амфиболы		*		*					
21.	Сфен		*						*	
22.	Ставролит					*				*
23.	Ильменит					*	*		*	*
24.	Рутил						*	*		
25.	Гематит					*	*	*	*	*
26.	Хлорит				1					*
27.	Цеолиты	1		2		*	1		2	
28.	Микроклин (плагиоклаз)					2				
29.	Корунд							*		*
30.	Пироксены									*
31.	Магнетит						*			
32.	Фосфаты					*				
33.	Халцедон	*							*	
34.	Техногенный материал	2	1	2	1	1	1	*	*	2
	Органогенно–карбонатная сумма	43	27	38	44	42	40	40	57	37

* – следовое содержание

20* – в составе карбонатов есть магнезит; 25**- в составе карбонатов есть доломит.

кальцит, сидерит, анкерит – 8 %, цветная слюда – 3 %, биотит – 3 %, хлорит – 2 %. Биогенные минералы представлены карбонатами трех типов – кальцитом, арагонитом, сидеритом. Количество кремнистых биогенных минералов имеет подчиненное значение и выступает в качестве примесей во взвеси.

Органического детрита от 3 до 8 %. Довольно значительное количество рудных минералов – гематита – 1 %, гидроокислов железа и пиритов. В состав терригенных минералов входят эпидот, глауконит, фосфаты. Как минеральный, так и химический состав взвеси говорят о том, что биофильтрация и биоассимиляция играют здесь достаточно подчиненную роль.

Взвесь восточного шельфа Черного моря содержит от долей процента до 3 % техногенного материала (муллитов). Содержание их крайне неравномерно и зависит от наличия крупных источников поступления – портов, промышленных предприятий, рек и др. Техногенный материал состоит из обломков пластмассы, кусочков лакокрасочных изделий, шлака от сжигания угля, рудных материалов, пепла, гладких «стеклянных» шариков, сложенных силикатами железа и алюминия, а также разнообразных продуктов жизнедеятельности человека.

Таблица 2

Химический состав взвеси из СЛ из устьевых областей рек на шельфе Черного моря рентгено-флюоресцентный анализ, мкг/г, (Fe %), (собственные данные), [4]

№ СЛ	Район установки	Mn	Cu	Zn	Pb	Sr	Fe
88	устье р. Анапка	235	50	120	25	1015	1,97
87	мыс Утриш, траверз оз. Змеиного	285	10	140	80	900	2,4
85	устье р. Пшада	320	30	45	35	260	2,14
86	устье р. Пшада	35	20	20	5	225	0,13
84	устье р. Вулан	125	30	40	40	195	0,78
83	устье р. Шапсухо	85	10	20	15	200	0,72
82	устье р. Агой	340	45	135	50	490	2,27
81	устье р. Туапсе	360	50	135	45	180	2,5

Пространственное распределение макро и микроэлементов во взвеси Черного моря характеризуется большой изменчивостью, определяемой местоположением источников её поступления и комплексом размываемых пород.

Увеличение концентраций железа, марганца, стронция связано с биогеохимическим фактором. Высокая биопродуктивность планктона играет ведущую роль в этих процессах. Основными процессами, формирующим геохимический облик взвеси является биопродуцирование и биофильтрация, влияние стока рек, взмучивание осадков мелководья и поступление аэрозольного материала. Важную роль в формировании современного химического состава взвеси играет техногенный фактор.

Список литературы

1. Bloesch J., Burns N.M. A critical review of sedimentation trap technique // Swiss. J. of Hydrology. 1980. Vol. 42. № 1. P. 15–55.

2. Gardner W.D. Field assesment of sediment traps // J. Mar. Res. 1980. Vol. 38. № 1. P. 41–52.

3. Gardner W.D. Sediment trap dynamics and calibration. A laboratory evaluation // J. Mar. Res. 1980. Vol. 38. № 1. P. 17–39.

4. Денисов В.И. Закономерности образования взвешенного материала на шельфе Черного моря : дис. … канд. геогр. наук. Ростов-на-Дону. РГУ. 1998. 256 с.

5. Хрусталев Ю.П., Денисов В.И. Интенсивность седиментации на шельфе Черного моря (по данным седиментационных ловушек) // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. Обзорная информация. Выпуск 4. М. : «Геоинформмарк», 2002. 48 с.

MATERIAL AND CHEMICAL COMPOSITION OF SUSPENDED MATTER in the RUSSIAN SECTOR OF THE BLACK SEA SHELF

Denisov V.I.[1], Tkachenko Yu.Yu.[2]

[1]South Federal University, Rostov-on-Don, Russia, *DenisovGeo@yandex.ru*,
[2]Krasnodar Regional Center of Hydrometeorology and Monitoring of Environment, Krasnodar, Russia, *yuyut@kubanmeteo.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Using sediment traps (ST) in marine research expeditions from 1986 to 2010, 188 samples of suspended matter were analyzed. All the samples were received from the shallow-water area (2 to 50 meters depth) of the Black sea shelf.

Sedimentary matter from the catch basins was singled out by means of direct, high vacuum, membranous ultrafiltration with nuclear filters having 0,45 µm diameter pinholes produced by the United Institute of Nuclear Investigations in Dubna (UINI). The suspended matter received was dried till weight stabilizing, scaled and underwent analytical research.

The material composition of the sedimentary matter is represented by the clayed-carbonated-micaceous matter. Biogenous minerals are represented by three carbon types: tiff, aragonite and siderite. The amount of the chiselly biogenous minerals has a subordinate meaning and serves as adulteration in suspended matter. The amount of ore minerals in the suspended matter composition reaches 2–3 % (ferric oxide – 1 %, ferric hydroxide – up to 2 %, etc.).

Geochemical composition of the suspended matter is tightly related to the bioproduction and biofiltration, impact of river flow, shallow-water sediment detachment and inflow of aerosolized matter. The industrial factor plays an important part in formation of modern chemical suspended matter composition.

ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ МОРСКИХ ВОЛН ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ В МЕЖДУРЕЧЬЕ ТУАПСЕ – ПСОУ

Дзагания Е.В.

Общество с ограниченной ответственностью "Инжзащита", г. Сочи,
krylenka@gmail.com

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Восточное побережье является наиболее штормовой частью Черного моря из-за широтной протяженности акватории Черного моря более 800 км и преобладания перемещения воздушных масс над акваторией в генеральном направлении с востока на запад. В году бывает примерно 17 дней сильных (более 6 баллов) штормов. Берега приглубые, что способствует энергии волн при подходе к берегу. Почти прямолинейные очертания берега на участке от реки Туапсе до реки Псоу свидетельствуют о разрушительной силе штормов при низкой прочности горных пород, слагающих берег (мергели, аргиллиты).

Рисунок 1 – Шторм 7.03.2010 г. Набережная у Сочинского морпорта

Согласно [1, 2], волновой режим в открытом море может быть определен по типовым полям ветра, которые строят с использованием синоптических карт. За основу типизации принимают направление и градации скорости ветра для той части акватории, в пределах которой требуется определить элементы волн. Сначала карты группируют по направлениям ветра. Затем производят разделение этих групп карт на подгруппы с определенными градациями скорости ветра (обычно через 5 м/с). Для каждой градации вычисляют ее повторяемость, а также среднюю и наибольшую продолжительность, а также выбирают наиболее характерное распределение атмосферного давле-

ния над всей акваторией бассейна и производят расчет соответствующих полей ветра. По каждому полю ветра определяют элементы волн известной обеспеченности в заданной точке. Таким образом, в качестве исходных данных могут быть использованы типовые поля (за 10 лет) ветра для Черного моря [3]. По ним определены скорости ветра волноопасных направлений заданной обеспеченности для районов 4 и 5, которые прилегают к Сочинскому побережью севернее и южнее мыса Уч-Дере соответственно (см. табл. 1).

Таблица 1

Расчетные значения ветра, определенные для открытого моря по [3]

Район по [3]	Район 4														
Обеспеченность	0,01					0,02					0,04				
Направление	СЗ	З	ЮЗ	Ю	ЮВ	СЗ	З	ЮЗ	Ю	ЮВ	СЗ	З	ЮЗ	Ю	ЮВ
Скорость ветра, м/с	26	20	19	25	16	25	19	18	24	15	23	17	17	23	14
Район по [3]	Район 5														
Обеспеченность	0,01					0,02					0,04				
Направление	СЗ	З	ЮЗ	Ю	ЮВ	СЗ	З	ЮЗ	Ю	ЮВ	СЗ	З	ЮЗ	Ю	ЮВ
Скорость ветра, м/с	21	18	22	22	14	20	17	21	21	14	19	15	19	19	13

Далее по Руководству [2] определяются параметры ветровых волн. Для района 5, к которому относится морское побережье Центрального, Хостинского и Адлерского районов города Сочи выполнен расчет элементов волн для глубокой воды с применением предельного разгона (см. табл. 2).

Таблица 2

Расчет элементов волн на глубокой воде по предельному разгону для района 5 по типизации, принятой в [3]

Направление волнения	Обеспеченность	Скорость ветра, м/с	Разгон, км	Средняя высота волны, м	Средний период волны, с	Средняя длина волны, м	Высота волны, 1 % в системе, м	Период волны, 1 % в системе, с	Длина волны, 1 % в системем
ЮВ	0,01	14	225	1,5	5,6	50	3,6	9,6	143
	0,04	13		1,4	5,4	45	3,3	9,2	131
Ю	0,01	22	290	3,5	8,6	116	8,5	14,7	334
	0,04	19		2,9	7,9	97	7,0	13,4	280
ЮЗ	0,01	22	350	3,9	9,2	132	9,5	15,7	382
	0,04	19		3,3	8,4	111	7,9	14,3	320
З	0,01	18	890	3,2	8,4	110	7,6	14,3	317
	0,04	15		2,4	7,5	88	6,0	12,8	254
СЗ	0,01	21	110	2,8	7,5	88	6,7	12,8	253
	0,04	19		2,4	7,1	78	5,9	12,0	225

Основным недостатком приведенной расчетной схемы является короткий ряд имеющейся типизации полей ветра – 10 лет, поэтому прогноз на 25, 50 и 100 лет по этому ряду является оценочным. Кроме того, для района Сочи характерна значительная доля волнений зыби (50–75 %), которые формируются в разных районах моря. Поэтому для этого региона ни один расчетный метод для ветрового волнения в открытом море не отразит фактического режима волнения и параметров волн у побережья. Поэтому в данном случае необходимо использовать все имеющиеся фактические данные по волнению при возможно большей глубине наблюдений и все сведения о воздействии максимальных штормов на побережье в аналогичных району исследования условиях.

Имеются ряды длительных наблюдений над ветром и волнением на береговых постах в Туапсе (глубина измерений 16 м), Сочи (наблюдения с 1947 г., глубина 5 м), Пицунде (1931–1976 гг., глубина измерения 40 м). Результаты наблюдений над ветром сильно меняются вдоль побережья из-за влияния горного рельефа, поэтому их нельзя использовать для расчета волнения. Следует отметить, что регулярные многолетние наблюдения над волнением во всех существовавших и современных пунктах наблюдений производились в мелководной зоне, а в пункте Сочи (санаторий «Авангард») – в зоне обрушения волны на глубине 4–5 м. В прибойной зоне волны под влиянием рефракции сильно изменяют свои параметры и направление под влиянием особенностей рельефа участка наблюдений. В методиках по расчету ветровых волн принято считать, что подводный рельеф начинает оказывать влияние при подходе волн к берегу начиная с глубин, равных половине длины волны (рефракция волн). Для максимально возможных штормов в районе Сочи это порядка 70–80 м. На берегах с другим уклоном дна, глубинами и рельефом параметры волнения значительно отличаются.

При сильных штормах высота волны в зоне обрушения физически не может превышать глубину в месте измерения. Таким образом, при любом экстремальном шторме высота волны в пункте наблюдений Сочи будет показывать пяти-шестибальный бальный шторм. Такой ряд наблюдений не отражает действительной повторяемости штормов редкой повторяемости и не может быть использован для расчета параметров волн для проектирования гидротехнических сооружений. Наибольшие параметры волн, наблюдавшиеся на посту Сочи, следующие: высота волны – 4,5 м, период – 12,9 м, длина – 114 м.

Место наблюдений в Туапсе находится в волновой тени и не отражает силу волнений западного и северо-западного румбов.

Наиболее качественными для рассматриваемого побережья являются материалы наблюдений в Пицунде. Для применения этих данных для других участков побережья с учетом рефракции произведен перерасчет данных наблюдений от мелкой воды для волнения глубокого моря. Эти данные можно использовать для расчета элементов волн на Сочинском побе-

режье. Недостатком этих данных являются погрешности, связанные с двойным перерасчетом волн, погрешностями определения глубин при расчете рефракции, различная экспозиция берега и спектр волнения в Пицунде и для расчетного участка береговой зоны в Сочи, ограниченый ряд наблюдений.

Наиболее опасными штормами являются те, которые сочетаются с неблагоприятной синоптической обстановкой над акваторией моря, вызывающей нагоны у восточного побережья Черного моря. Расчетный предельный ветровой нагон зависит от направления ветра и разгона и составляет до 1 м при западном шторме. Для определения воздействия шторма на сооружения, параметров наката волны и принятия верхних и нижних отметок гидротехнических сооружений необходимо учитывать максимальные и минимальные уровни моря требуемой обеспеченности.

Для учета особенностей волнового режима при строительстве таких ответственных и дорогостоящих сооружений, как порты, необходимо создание новых волновых постов для многолетних наблюдений. Особенно это актуально в Адлерском районе города Сочи, где параметры экстремальных штормов оцениваются в основном по нанесенному ущербу, а не по ряду наблюдений над волнением.

Инструментальные наблюдения над волнением проводились на северном молу Сочинского порта после окончания его строительства и позволяли определять инструментально волновые нагрузки на гидротехническое сооружение во время шторма. Вновь созданные сооружения морского порта в устье реки Мзымта на побережье Имеретинской бухты и создаваемый во время реконструкции Сочинского морского порта новый северный мол могли бы послужить базой для организации инструментальных наблюдений над волнением на сравнительно больших глубинах около 15–20 м, что вполне достаточно для наблюдений максимальных волн до их обрушения.

Список литературы

1. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). СНиП 2.06.04-82*, ГОССТРОЙ СССР. М., 1989.

2. Руководство по определению нагрузок и воздействий на гидротехнические сооружения (волновых, ледовых и от судов). П 58-76/ВНИИГ. Л., 1977. 316 с.

3. Типовые поля ветра и волнения Черного моря. Севастополь, 1987. 116с.

FEATURES OF DETERMINATION OF SEA WAVE PARAMETERS FOR CONSTRUCTION OF HYDRAULIC ENGINEERING CONSTRUCTIONS TO FROM REVER TUAPSE TO RIVER PSOU

Dzaganiya E.V.

«Ingprotection», Sochi,
krylenka@gmail.com

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

East coast is the most storm part of the Black Sea because extent of the water area of the Black Sea more than 800 km. In a year there are about 17 days strong storm. Almost rectilinear outlines of the coast on a site from the river Tuapse to river Psou testify to destructive force of storm at low durability of the rocks composing the coast.

The wave mode in the high sea can be determined by standard fields of a wind which build with use of weather maps. For a basis of typification take the direction and gradation of speed of a wind for that part of the water area within which it is required to define elements of waves.

The main lack of a method is a short row – 10 years therefore the forecast for 25, 50 and 100 years on this row is estimated. Besides, for the district of Sochi the considerable share of excitements of a ripple (50–75 %) which are formed in different areas of the sea is characteristic. Therefore for this region any settlement method for wind excitement in the high sea won't reflect the actual mode of excitement and parameters of waves at the coast. Therefore in this case it is necessary to use all available actual data on excitement at probably bigger depth of supervision and all data on impact of the maximum storm on the coast in similar to the area of research conditions.

The most qualitative for the considered coast are materials of supervision in Pitsunda. For application of these data for other sites of the coast taking into account a refraction recalculation of these supervision from shallow water is made for excitement of the deep sea. These data can be used for calculation of elements of waves on the Sochi coast.

For the accounting of features of a wave mode at construction of such responsible and expensive constructions as ports, creation of new wave posts for long-term supervision is necessary. Especially it is actual in the Adler district of the city of Sochi where parameters of extreme storm are estimated generally on the put damage, instead of on series of observations over excitement.

Tool supervision over excitement were carried out on northern to a pier of the Sochi port after the completion of its construction and allowed to define instrumentalno wave loads of a hydraulic engineering construction during a storm. Again created constructions of Mzymta seaport on the coast of the Imeretinsky bay and created during reconstruction of the Sochi seaport a new northern pier

could form base for the organization of tool supervision over excitement on rather big depths near 15–20 M that it is quite enough for supervision of the maximum waves to their collapse.

References

1. Loadings and impacts on hydraulic engineering constructions (wave, ice and from vessels). Construction Norms and Regulations 2.06.04-82 *, STATE COMMITTEE FOR CONSTRUCTION of the USSR. M., 1989.

2. The guide to definition of loadings and impacts on hydraulic engineering constructions (wave, ice and from vessels). П 58-76/VNIIG. L., 1977. 316 c.

3. Standard fields of a wind and excitement of the Black Sea. Sevastopol, 1987. 116 c.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕЧЕНИЙ И ВОЛНЕНИЯ ДЛЯ РАСЧЕТА НАНОСОВ У ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ П-ВА ЯМАЛ

Дианский Н.А.[1,2], Кабатченко И.М.[1], Фомин В.В.[1], Цвецинский А.С.[1]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение «Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова» (ФГБУ «ГОИН»)

[2]Учреждение российской академии наук Институт вычислительной математики ран (ИВМ РАН)

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Для акватории, прилегающей к западному побережью п-ова Ямал разработан следующий комплекс аэро-гидро-литодинамических моделей. Модель 1 – для расчета атмосферного воздействия по региональной модели атмосферной циркуляции WRF с входной информацией из NCEP. Модель 2 – для расчета характеристик ветрового волнения по Российской атмосферно-волновой модели (РАВМ). Модель 3 – для расчета течений в западной части Карского моря по модели ИВМ РАН с атмосферным воздействием по модели WRF. Модель 4 – для расчета поперечной структуры и объемных величин потоков илистых и донных песчаных наносов. Модель 3 использует сгущающуюся сеточную область так, что шаги по пространству составляют порядка 50 м у западного побережья п-ова Ямал и доходят до 5–10 км на периферии расчетной области у Новой Земли. По вертикали задано 20 неравномерно распределенных по глубине σ-уровней. Расчет приливной циркуляции осуществляется путем задания параметров входящей приливной волны на основе модели TPXO. Атмосферный форсинг рассчитывается по модели 1 с шагами по пространству 0,21477º по широте (23,8 км) и 1,07384º по долготе (от 16,5 до 44,5 км). При этом рассчитываемые в модели 2 волновые напряжения трения, вызываемые обрушением волн, добавляются к соответствующему форсингу модели циркуляции. Модель течений верифицировалась по данным буйковых измерений в Карском море, выполненных в ГОИНом. При расчете потока донных песчаных наносов использовалась энергетическая концепция Бегнольда, с учетом как течений, так и переносной скорости, обусловленной механизмами, действующими в придонном пограничном слое за счет волнения. Объемная концентрация взвешенных илистых наносов вычисляется при помощи уравнения переноса – диффузии взвешенных частиц, с учетом скорости седиментации. Основное поступление в исследуемую акваторию илистых наносов задавалось на западном побережье п-ва Ямал за счет волнового, приливного и нагонного возвышения уровня моря. При этом модель расчета илистых наносов также тестировалась по данным экспедиционных наблюдений ГОИНа. В результате расчетов получены режимные характе-

ристики потока песчаных наносов в придонном слое и илистых наносов в толще морских вод, а также выявлен среднегодовой характер аккумуляции донных песчаных наносов.

APPLICATION OF HYDRODYNAMICS MODELLING OF FLOWS AND WAVES FOR SEDIMENT CALCULATION OF WEST COAST YAMAL PENINSULA

Dianskiy N.[1,2], Kabatchenko I.[1],Fomin V.[1], Tcvetcinskiy A.[1]

[1]Federal State Institution "State Oceanographic Institute of N.N.Zubova" (FSBI «SOI»)

[2]Institute of Numerical Mathematics of Russian Academy of Sciences (INM RAS)

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

ПРИМЕНЕНИЕ АКУСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ДИНАМИКИ ДОННОГО МАТЕРИАЛА

***Дивинский Б.В*[1]*., Грюне И.,*[2] *Косьян Р.Д.*[1]**

[1]Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Геленджик,
divin@coastdyn.ru, rkosyan@hotmail.com,
[2]Прибрежный исследовательский центр, Ганновер, Германия
gruene@fzk.uni-hannover.de

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Натурные исследования процессов взвешивания, транспорта и осаждения донных осадков под воздействием поверхностного волнения и течений (см. рис. 1) проводятся с использованием разнообразных методов, основанных либо на регистрации рассеянного сигнала (акустического или оптического), либо с помощью механического отбора проб. В настоящее время акустические методы представляются наиболее приемлемыми как в плане разработанной элементной базы, так и с информативной точки зрения.

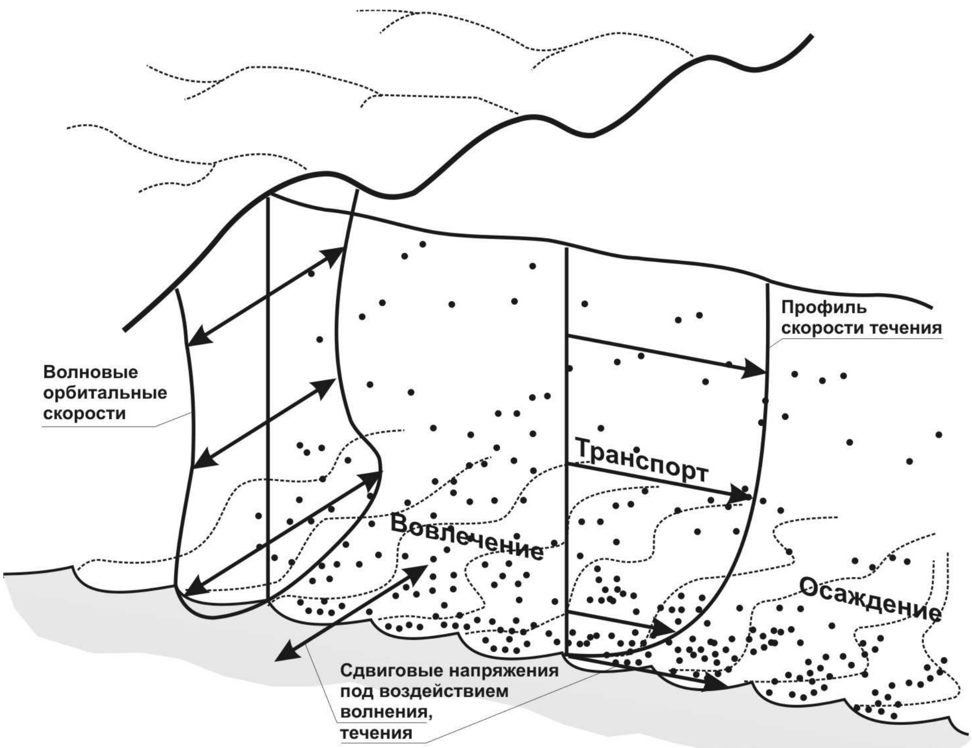


Рисунок 1 – Обобщенная схема транспорта наносов в прибрежной зоне [2]

Во время развертывания эксперимента направленные вниз акустические датчики фиксируются на расстоянии порядка одного метра от твердого дна. Звуковой сигнал формируется несколькими излучателями с часто-

той от 0,5 до 5,0 МГц. Основной принцип измерений основан на установленных соотношениях между мощностью отраженного сигнала и характеристиками взвешенного материала [3]. Акустические методы относятся к бесконтактным средствам измерения, обладают высоким пространственным и временны́м разрешением. При этом использование многочастотности позволяет профилировать как непосредственно концентрации, так и гранулометрический состав взвешенных веществ.

Необходимо отметить, что корректная интерпретация результатов исследований с применением акустических методов возможна при соблюдении некоторых условий, в том числе:

– диаметр частиц донных отложений заключен в пределах от десятков до нескольких сотен микрон;

– предварительно проведена системная калибровка прибора;

– излучатели располагаются вне зоны обрушения поверхностных волн.

В 2008 году усилиями российских и германских ученых в Большом волновом лотке (г. Ганновер, Германия) был поставлен эксперимент по изучению закономерностей взвешивания донного материала под воздействием нерегулярного волнения [1]. В состав измерительной аппаратуры входили акустический датчик, оптические турбидиметры, механические помпы, струнные волнографы, электромагнитные измерители скоростей течений.

Акустический датчик обратного рассеивания (Acoustic Backscatter Sensor, ABS) Aquascat 1000 производства британской фирмы Aquatec (www.aquatecsubsea.com), оснащенный трехчастотным излучателем с частотами 1,0, 2,0 и 3,84 МГц, был установлен на расстоянии 0,75 м от дна и 111 м от волнопродуктора при общей глубине 3,2 м. Проведено несколько десятков серий измерений при различных параметрах поверхностного волнения. В каждой серии случайная реализация возвышений свободной поверхности соответствовала спектру JONSWAP со своим набором характеристик: значительная высота волн Hs = [0,8 1,0 1,2] м, период пика спектра Tp = 5 с, параметр пиковатости спектра γ = [1,0 2,0 … 9,9]. Параметр пиковатости контролирует форму спектра и характеризует, по сути, распределение волновой энергии в окрестности энергетического максимума.

Продолжительность каждой записи, выполненной с помощью ABS, составила порядка 35 минут; вертикальное разрешение профиля – 0,01 м, дискретность – 0,25 с.

Общая картина взвешивания такова, что внешнее динамическое воздействие (течения, волновые движения, турбулентность, силы гравитации) создает неоднородное поле (градиент) взвешенных частиц, вследствие чего, в большинстве случаев, средний размер частиц испытывает пространственно-временны́е вариации. По этой причине для определения массовой концентрации осадков во взвеси при использовании одночастотного излучателя возникает необходимость неоднократного определения гранулометрического состава взвеси, что далеко не всегда возможно. В случае использования двух и более частот сравнение наблюденных результатов может дать информацию о средних диаметрах частиц, на основании чего

возможен расчет непосредственно концентраций взвешенных веществ. Важным является тот факт, что относительная чувствительность для несущих частот является калибровочной характеристикой прибора и не зависит от условий эксперимента.

На рис. 2 приведен пример обработки результатов измерений, выполненных с помощью ABS, для случая нерегулярного поверхностного волнения с параметрами Hs = 1,2 м, Tp = 5 с, γ = 1,0. Возвышение свободной поверхности синхронно регистрировалось струнным волнографом. Твердое дно в записи детектируется как резкое усиление эхо-сигнала. Хорошо различим слой эрозии донных отложений мощностью в несколько сантиметров, который может трактоваться как приповерхностный поток осадков (sheet flow в англоязычной литературе).

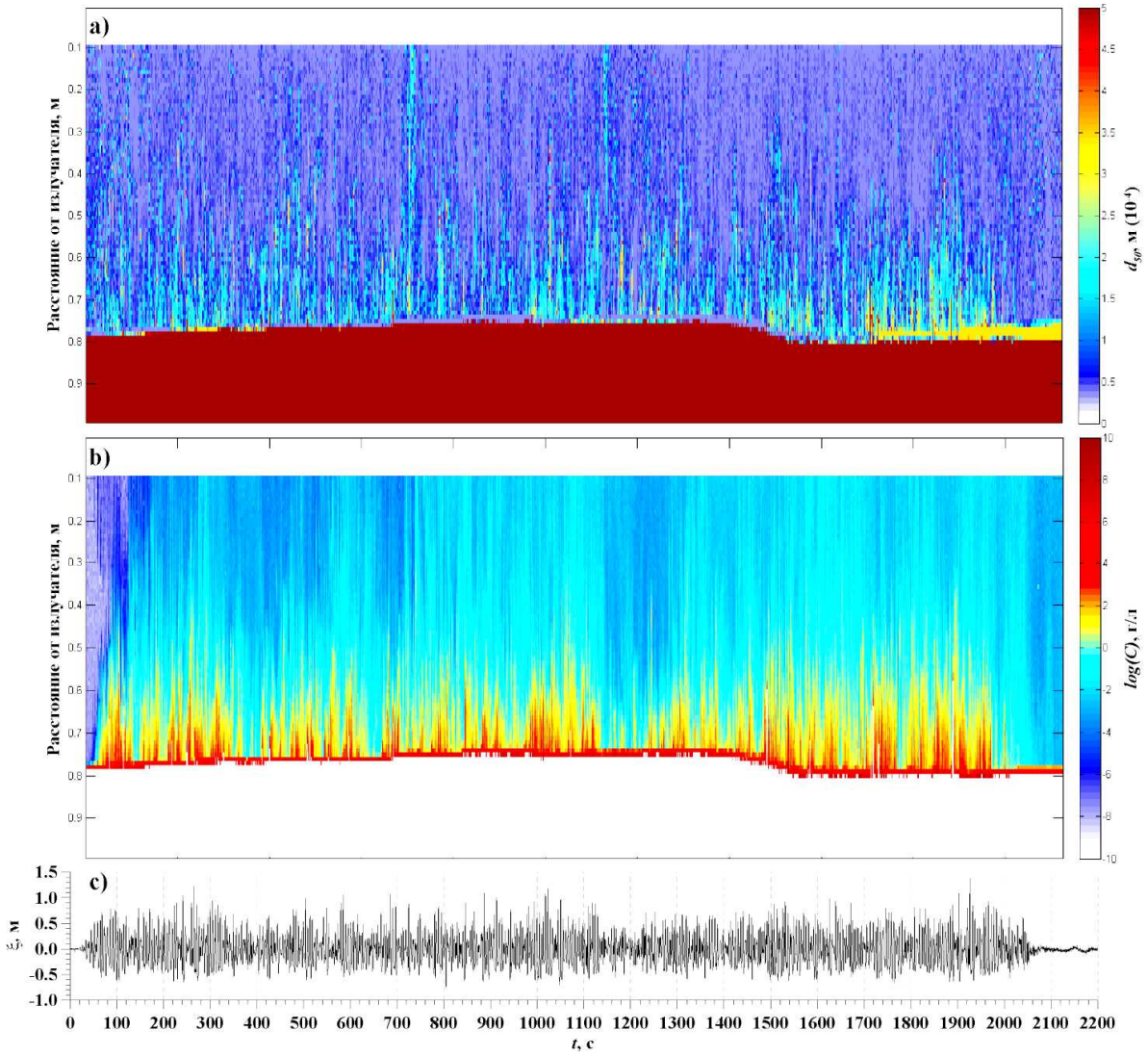


Рисунок 2 – Распределение среднего диаметра частиц песка (a), концентрации взвешенных веществ (b) и возвышение свободной поверхности (c) в ходе одного из экспериментов

Таким образом, использование ABS предоставляет возможность исследований динамики взвешенных веществ в широком диапазоне изменчи-

вости (анализ внутриволновых особенностей взвешивания, в масштабах групп волн, перераспределение вещества за период действия шторма).

Выделим основные преимущества использования акустических датчиков обратного рассеивания:

– возможно получение профилей распределения размеров частиц и концентрации;

– исходный гранулометрический состав донных осадков может быть неизвестен (при использовании нескольких частот).

К некоторым недостаткам прибора может быть отнесено следующее:

– система должна быть откалибрована в лабораторных условиях;

– в условиях положительной обратной связи итеративный вычислительный процесс может сойтись к нулю или бесконечности. В этом случае частично решить проблему позволяют опыты с вариацией выбираемых для анализа несущих частот (скажем, эксперименты с разными парами частот, типа 2/1 МГц или 4/2 МГц).

Список литературы

1. Kos'yan R., Grüne J., Divinsky B., Podymov I., Vincent C., Ahmari A., Oumeraci H. The dependence of suspended sand concentration on the degree of storm development // 32nd International Conference on Coastal Engineering ICCE2010, 30 June – 5 July 2010. Shanghai, China.

2. Soulsby R., 1997. Dynamics of marine sands, Thomas Telford Publications, London.

3. Thorne, P.D. and Hanes, D.M., 2002. A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes. Continental Shelf Research. Vol. 22. P. 603–632.

APPLICATION OF ACOUSTIC METHODS IN RESEARCHES OF THE BOTTOM SEDIMENT DYNAMICS

Divinsky B.[1], Gruene J.[2], Kosyan R.[1],
[1]The Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS
divin@coastdyn.ru, rkosyan@hotmail.com
[2]Coastal Research Centre FZK, Hannover, Germany
gruene@fzk.uni-hannover.de

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Acoustic methods belong to contactless measurement means, possess high spatial and time resolution. Thus, the use of multifrequency allows directly profile both concentration and granulometric structure of the suspended substances. In 2008 in the Big Wave Flume (Hanover, Germany) by efforts of the Russian and German scientists there have been carried out the experiment on studying the bot-

tom material suspension laws under the influence of irregular waves. The Aquascat 1000 acoustic back scattering sensor (ABS) manufactured by British company Aquatec (www.aquatecsubsea.com), equipped by a three-frequency transmitter with frequencies 1,0, 2,0 and 3,84 MHz, has been set on distance of 0,75 m from the bottom and 111 m from wave generator at the total depth of 3,2 m. Several dozen series of measurements at various parameters of surface waves have been carried out. The general picture of suspension is so that the external dynamic influence (currents, wave movements, turbulence, gravitation forces) creates a non-uniform field (gradient) of the suspended particles and in most cases due to this the average size of particles undergoes to the spatial-time variations. For this reason while defining the mass concentration of suspended sediment, using the single frequency transmitter there is necessity for numerous definition of the suspension granulometric structure what by isn't always possible. If two and more frequencies are used the observed results comparison can give the information on average diameters of particles and on that basis the calculation of suspended sediment concentration is possibleLet's emphasize the basic advantages of back scattering acoustic gauges usage:

– Obtaining the particles sizes and concentration distribution profiles is possible;

– The initial granulometric structure of bottom sediments can be unknown (at use of several frequencies).

The following can be referred to some lacks of the device:

– The system should be calibrated in laboratory conditions;

– In a positive feedback conditions the iterative computing process can converge to zero or to infinity. In this case experiments with a variation of carrier frequencies chosen for the analysis allow partially solve the problem (say experiments with different frequencies pairs, as 2/1 of MHz or 4/2 MHz).

ОЦЕНКА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ И ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Домнин Д.А.[1], Пилипчук В. А.[2]

[1]Атлантическое отделение Института океанологии Российской академии наук им. П.П. Ширшова (АО ИО РАН), Калининград, *dimanisha@rambler.ru*,

[2]Балтийский Федеральный Университет им. И. Канта (БФУ им. И. Канта), Калининград

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Вислинский залив – полузакрытый залив в Юго-восточной части Балтийского моря со сложными гидрофизическими характеристиками. На формирование водной толщи залива оказывают влияние два главных фактора – это сток рек (главным образом реки Преголи) и затоки вод из Балтийского моря. Залив всестороннее изучается многими научными организациями России, Польши и Литвы. За период 1994 по 2011 гг. Атлантическим отделения Института океанологии РАН (АОИОРАН) был собран большой массив гидрофизических данных, включающих температуру, соленость, растворенный в воде кислород, pH, EH. За этот период времени было сделано 195 выходов по 39 станциям, расположенных в самом заливе (10 станций), на реке Преголи (12 ст.), в Калининградском морском канале (17) (рис. 1) [3].

Полученные массивы данных были структурированы специализированной программой Ocean Data, предназначенной для анализа и визуализации океанологических данных [5].

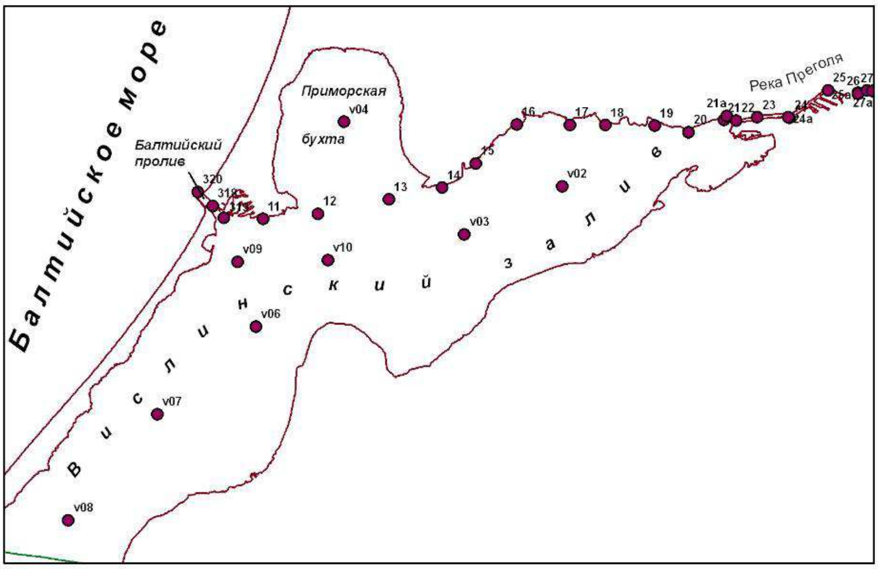


Рисунок 1 – Расположение гидрофизических мониторинговых станций АОИОРАН в акватории Вислинского залива

Основываясь на этих фондовых материалах, сделано современное пространственно-временное описание состояния водных масс залива (температура, соленость).

В качестве результата исследования следует отметить, что существует расхождение внутригодового хода температуры между периодами 1966–1976 [1] и 1994–2004 гг. Средняя температура поверхности по современным данным выше на 4 °С в марте, на 5 °С – августе, на 2 °С – в сентябре, по сравнению с предыдущим периодом. В остальные же месяцы года значения температур совпадают или находятся близко друг к другу.

В качестве дополнения к имеющемуся массиву, были собраны данные дистанционного зондирования, показывающие температуру поверхности. В качестве источника получения данных был выбран сайт OceanColor [4], с которого было получено около 140 файлов с данными.

Натурные и спутниковые данные по всем станциям залива были сравнены за периоды 1994–2011 и 2002–2012, соответственно. Данные полученные дистанционным путем всегда выше данных полученных натурным способом. Проанализировав полученные массивы видно, что существует закономерность превышения температуры, полученной со спутника над измеренной температурой (см. рис. 2). Среднее значение разницы составляет 0,6 °С. Однако, существенны колебания этой разницы от 0,7 до 2,2 °С (амплитудой 2,9 °С). Максимальные и минимальные пики наблюдаются на станции, расположенной зоне прямого влияния Балтийского пролива (ст. V9). Это может быть вызвано тем, что в этом месте непостоянные гидродинамические условия, связанные с взаимодействием вод залива, моря и канала.

В целом, максимум температуры на станциях, находящихся как внутри залива, так и в устьевой части реки Преголи, приходится на июль, в то время как пик температуры на станции V09 (зона влияния моря) приходится на август. Это подтверждено как натурными, так и спутниковыми данными.

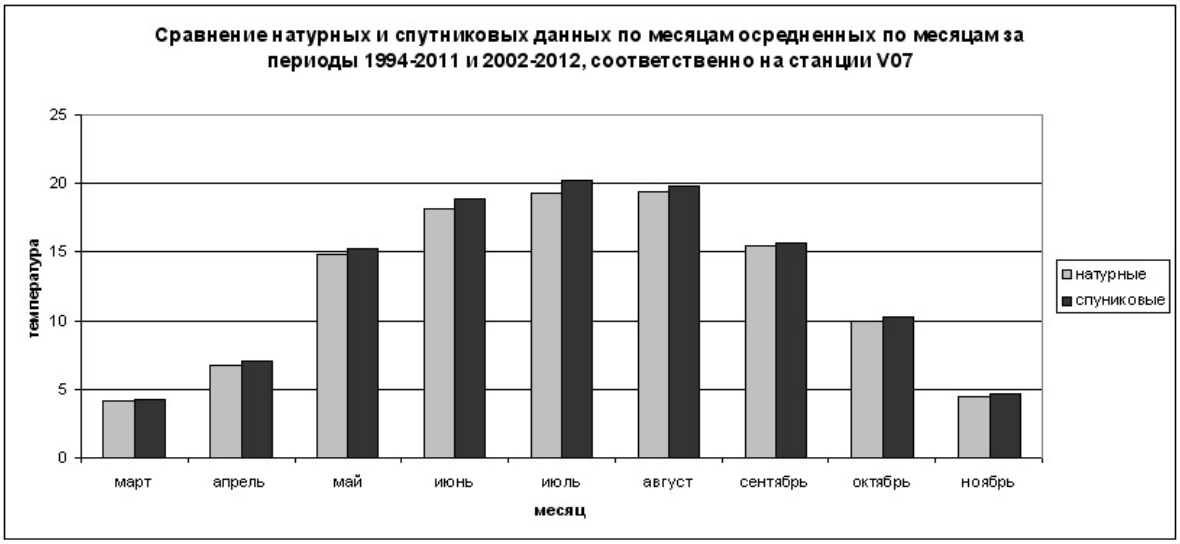


Рисунок 2 – Сравнение натурных и спутниковых данных по температуре, осредненных по месяцам за периоды 1994–2011 и 2002–2012 гг.

На основе проведенного предварительного анализа данных можно выделить несколько основных районов. Район 1: ***Акватория устья реки Преголи*** слабо подвержена влиянию морских вод, соленость имеет самые минимальные значения по сравнению со всей акваторией, в весенний период и часть летнего в этом районе наблюдается максимальная температура относительно всего залива. Район 2: ***Акватория, прилегающая к Балтийскому проливу*** самая динамичная с точки зрения гидрографии область; попеременные течения из залива и в залив резко меняют свойства заливных вод; здесь наблюдается максимальная соленость для залива, а значения температуры варьируются от самых минимальных до максимальных в акватории. Центральную часть следует рассматривать как переходную зону, в которой происходит смешение морских и пресных водных масс – в весенний период здесь велико влияние реки, а в осенний – моря.

Таким образом, в единой базе структурированы данные многолетних гидрофизических исследований акватории Вислинского залива. Предварительный анализ показал наличие сложных условий, влияющих как состояние природных геосистем, так и на человеческую деятельность.

Список литературы

1. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 1. Балтийское море. Вып. 3. Куршский и Вислинские заливы. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1985.

2. Буканова Т.В, Александров С.В, Вазюля С.В, Копелевич О.В, Буренков В.И., Григорьев А.В, Храпко А.Н, Шеберстов С.В. Региональные алгоритмы оценки концентрации хлорофилла и взвеси в юго-восточной Балтике по данным спутниковых сканеров цвета // Материалы Восьмой всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва : ИКИ РАН, 15–19 ноября 2010 г.

3. Чубаренко Б.В. Зонирование Калининградского залива и устьевого участка реки Преголи по показателям гидролого-экологического состояния и в целях оптимизации мониторинга // Комплексное исследование процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна. Вып. 2. Апатиты: Кольский научный центр РАН. 2007. С. 591–602.

4. Ocean Color Browse: Specify Search Parameters. URL: http:// ocean-color.gsfc.nasa.gov/ cgi/browse.pl?sen=am

5. ODV Home. URL: http://odv.awi.de/

ASSESSMENT OF HYDROPHYSICAL CONDITIONS FOR VISTULA LAGOON BY FIELD DATA AND REMOTE SENSING DATA

***Domnin D.*[1]*, Pilipchuk V.*[2]**

[1]Atlantic Branch of P.P.Shirshov's Institute of Oceanology of RAS (ABIORAS), Kaliningrad, *dimanisha@rambler.ru*

[2]I. Kant's Baltic Federal University (BFU), Kaliningrad

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

In the study, a large array of data (more than 15 thousand records and 180 full-scale measurements with satellite data files) for the period 1994–2012 (by ABIORAS) was systematized. Comparative analysis of the literary and full-scale satellite data has been executed. Based mainly on the stock of field measurements were made modern space-time description of the water masses in the lagoon (temperature, salinity). The discrepancy between the intra-variation in temperature between the periods 1966–1976 and 1994–2004 were identified.

The paper contains a comparison and the subsequent correlation of field and satellite data, defined regularity of temperature exceeding of satellite data over the measured data. Lagoon area is divided into districts.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛАГУН РОССИИ В СВЯЗИ С ИХ МОРФОМЕТРИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ И УСЛОВИЯМИ ОБРАЗОВАНИЯ

Домнина А.Ю.

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
236022 Россия, Калининград, пр. Мира, 1,
annasta_sea@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Существует большое количество определений лагун, различных по содержательности описания объекта и имеющих разные подходы. Одно из наиболее полных определений: лагуна [1] – это отчленённая аккумулятивной формой (рифом, искусственным сооружением) часть океана, моря, озера с отличным от основного бассейна гидрологическим режимом, специфическими условиями рельефообразования и осадконакопления и развитием своеобразных биоценозов в условиях повышенной или пониженной солёности. Также есть другие типы прибрежных объектов (эстуарии, дельты) и их промежуточные формы, например [1]: типичные лагуны, лагуны-лиманы, лагуны-эстуарии, лагуны-фьорды. Кроме того, существуют различные типизации других авторов (Kierfve, Davies.)

В результате, после обзора определений береговых объектов и их геоморфологических форм были для работы были выбраны формы, подпадающие под одно из общих определений лагун энциклопедии морских наук [3], т.е. все береговые объекты, в разной степени отделенные от моря аккумулятивной формой разного размера – собственно лагуны, лиманы, эстуарные лагуны и эстуарные дельты [5].

Лагуны широко распространены на всех побережьях Мирового океана [7]. Лагуны располагаются на берегах различного генезиса, в различных климатических условиях. Большинство лагун принимают речной сток с суши и носят признаки эстуариев, являясь зоной смешения соленых морских и пресных речных вод, стекающих с водосборной территории в общем смысле. В работе применяется термин «лагунно-эстуарные системы» для того, чтобы подчеркнуть единство характерных для лагун морфометрических свойств (отчлененность и мелководность) и гидрологических свойств (смешение пресных вод суши и солоноватых вод прилегающей морской акватории).

Выявление лагун-аналогов может помочь в понимании того, как устроены слабоизученные лагунно-эстуарные системы морей России. Лагунно-эстуарные системы образуются за счет поднятия уровня океана, их характеристики являются результатом действия множества факторов – стока рек, величины колебаний уровня моря в различных масштабах времени, течений и динамики наносов в береговой зоне, литологического со-

става осадочного материала и др. [6, 7]. Предполагается, что существует связь между характеристиками перечисленных факторов и морфометрическими характеристиками лагун. Предварительный анализ позволяет надеяться, что такие связи будут найдены – лагуны группируются по схожести признаков (вдольбереговой и поперечно-береговой размеры, их соотношение, площади и т.д.) [2].

При рассмотрении прибрежных водных объектов лагуны выделялись по основному признаку – наличию форм, отчленяющих их от открытой морской (океанской) акватории. Морфометрические характеристики лагун Мирового океана оценивались по снимкам LandSat 7 за 2000–2010 гг. Разрешение снимков – от 70 см до 16 метров в 1 пикселе. Все измерения проводились в километрах. Лагуны площадью меньше 10 км^2 не рассматривались.

Учитывая разнообразие форм лагун, для оценки в первом приближении значений их морфометрических характеристик был выбран метод прямоугольных аналогов [2, 4]. Стороны прямоугольника a и b принимались в качестве характерных значений простирания лагуны соответственно в продольном и поперечном к берегу направлениях. Количество проливов и их общая длина определялись по тому же снимку, что и сама лагуна. Площади лагун оценивались как произведение ($a \cdot b$). Для оценки степени открытости акватории проводился подсчет количества проливов и суммарной их протяженности в километрах.

В России найдено около 80 лагун, имеющих подходящие характеристики. Наибольшее количество лагун расположено на побережьях морей Дальнего Востока – преимущественно вдоль берегов Восточно-Сибирского, Чукотского, Охотского и Берингового морей. Вдоль берегов Каспийского моря, принадлежащих России, лагун подходящих под нужные параметры не выделено. В Балтийском море, вдоль побережья, принадлежащего России, расположены 3 лагуны: Куршский и Вислинский заливы и Невская губа (см. рис. 1).

Самой большой лагуной в России можно назвать Печорскую губу. Его максимальная площадь в коренных берегах порядка 5 тыс. км^2.

Куршский залив является второй в России по площади (1584 км^2). Имеет форму вытянутого вдоль берега треугольника с максимальной длиной, равной 80 км, и максимальную ширину 40 км. Отделен от Балтийского моря наносной песчаной косой. Имеет узкий выход в Балтийское море – Клайпедский пролив.

Анализ морфометрических характеристик лагун России показал, что превалируют лагуны вдольберегового расположения – протяженность лагун вдоль и поперек береговой линии не превышает 80 и 65 км соответственно. Более 75 % лагун России имеют вдольбереговое расположение. В среднем, характерный вдольбереговой размер для всех лагун России примерно 1,5 раза больше поперечно-берегового Наибольшее число лагун (36 %) имеют вдольбереговой размер в диапазоне 10–25 км, а поперек-береговой – менее 5 км (45 %), вдольбереговое простирание 90 % лагун не превышает 50 км, а для

74 % лагун поперек-береговой размер не превышает 10 км. Площадь лагуны может достигать 5 тыс. км^2, а 60 % лагун имеет площади в пределах менее 100 км^2. Более 60 % российских лагун имеют только один пролив, большинство лагун (61 %) являются открытыми, т.е. проливы занимают от 0,1 до полного вдольберегового размера.

Список литературы

1. Бровко П.Ф. Развитие прибрежных лагун. – Владивосток : Изд-во Дальневост. ун-та, 1990. – 148 с.

2. Домнина А.Ю., Чубаренко Б.В. Морфометрические характеристики лагун мирового океана // Известия КГТУ. Научный журнал. Калининград : Издательство КГТУ. 2012. № 24. С. 133–140.

3. Baretta-Bekker H.G., Duursma E.K., Kuipers B.R. (Eds.) Encyclopedia of Marine Science: 2nd, corr. and enl. ed. Springer, 1998. 357 p.

4. Chubarenko B.V., Koutitonski V.G., Neves R., Umgiesser G. Modelling concept (Chapter 6). In Gonenc, I.E., Wolflin, J. (Eds.). Costal Lagoons: Ecosystem Processes and Modelling for Sustainable Use and Developmemnts. CRC Press (Boca Raton, London, New York, Washington D.C.), 2004. Pp. 231–306.

5. Davis, Richard A. Jr. 1964. A morphological approach to world shorelines. Z. Geomorph. 8: 27–42.

6. Gönenç I.E., Wolflin J.P. (Eds.) Coastal lagoons: ecosystem processes and modeling for sustainable use and development. CRC Press, 2005. 500 p.

7. Kjerfve B. (Ed.) Coastal Lagoon Processes. Elsevier Science Publishers. Netherlands. 1994. 577 p.

PATTERNS OF DISTRIBUTION RUSSIAN LAGOONS WITH CORRESPONDING TO ITS MORPHOMETRIC CHARACTERISTICS AND FORMATION CONDITIONS

Domnina A.

Atlantic Branch of P.P.Shirshov's Institute of Oceanology of RAS (ABIORAS), Kaliningrad, Russia,

annasta_sea@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Analysis of the morphometric characteristics of the lagoons of Russia was made with use of available in Internet satellite photographs LandSat 7 for period from 2000 till 2011 years. Along shore and cross shore lengths of the lagoons does not exceed 80 and 65 km accordingly. More than 75 % of the lagoons of Russia are stretched along a shore. On average, the typical size for all along shore lagoons Russia about 1,5 times than cross shore one. Significant part of lagoons (36 %) have along shore size in the range 10–25 km, and cross shore

size less than 5 km (45 %), along shore size does not exceed 50 km for 90 % of lagoons and cross shore size does not exceed 10 km for 74 % of the coastal lagoons. Squares of a lagoon could rich 5 km^2 and 60 % of the lagoon is the area within less than 100 km^2. More than 60 % of Russian lagoons have only one inlet, and for 61 % of lagoons openness ration is between 0,1–1,0.

Рисунок 1 – Лагуны Балтийского моря

ВКЛАД НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ В СОСТОЯНИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Дунаев Н.Н.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук
(ИО РАН), Москва,
dunaev@ocean.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Значение для будущего России морских берегов,
прозорливо усмотренное Великим Петром,
никогда не прекратится [2]

Берега морей образуют морфосистему, которая определяется комплексом элементов рельефа, созданных процессами и явлениями природного и антропогенного происхождения. При этом новейшая тектоника или ниатектоника (греч. Νιατα – юность) как один из главных факторов природных изменений на Земле является наиважнейшим компонентом, контролирующим состояние и развитие берегов. В данной работе принимается, что понятие новейшая тектоника допускает при исследованиях свободный выбор временнóго диапазона в рамках неотектонического периода соответствующего региона согласно решаемой задаче. В результате ниатектонических исследований наблюдается не столько сам процесс в виде механических перемещений различных объемов земного вещества в тектоносфере Земли, отражающихся в изгибах и разрывных деформациях приповерхностного горизонта земной коры (по крайней мере до первого геофизического волновода, т.е. до глубины 5 – 8 –:– 10 – 15 км), и движениях её отдельных участков, сколько его суммарный результат, когда выявляются элементы тектонической структуры этого горизонта, прямо или косвенно отраженные в рельефе и молодых отложениях, а также связанные с особенностями ландшафта и проявления экзогенных морфо– и литодинамических процессов. Наряду с эвстатическими колебаниями уровня морского бассейна и региональными особенностями геологического строения новейшие тектонические движения создают основной фон развития береговых процессов. При этом новейшие структурные формы или диаморфы (греч. Διαμορφωτικος – создающий, формирующий; строение как результат действия, внешний вид к-л участка земной поверхности, отражающий необязательно строго конформно конкретный объект геологической структуры – геологическое тело либо дислокацию приповерхностных горизонтов земной коры) в пределах своего влияния нейтрализуют, ограничивают либо усугубляют эвстатический эффект. Акватория поразному воздействует на сходный геологический субстрат в пределах различных структурно-тектонических образований и их элементов, разной

направленности и интенсивности вертикальных движений соответствующих участков береговой зоны (БЗ). Поэтому не случайно, что генеральные очертания береговой линии, как правило, имеют структурно-тектоническую природу, а определённый тип берегов приурочен прежде всего именно к районам с той или иной направленностью тектонических движений, а не к их литологическим особенностям [1]. Последние, как и климат, влияют лишь на скорость береговых процессов. Новейшая тектоника предопределяет дискретность морфолитодинамических обстановок БЗ и локализует наиболее выдержанные их границы. О неотектоническом контроле развития береговой зоны моря свидетельствует практически повсеместно отмечаемое совпадение границ структурных элементов и её морфодинамических районов и участков.

Активизируя более ранние и создавая новые пликативные и дизъюнктивные положительные, отрицательные и линейные структурные формы, новейшая тектоника детерминирует исходные неровности земной поверхности, через которые контролирует распределение областей сноса и седиментации, а следовательно развитие денудационного и аккумулятивного рельефа, формирование литологических разновидностей и мощностей отложений, механические свойства осадочного материала и пути его транзита, предопределяет флюидопроницаемость литосферы и тепловые свойства грунтов, особенности гидрологического режима, местоположение геопатогенных зон, опосредованно детерминирует местоположение барьеров и магистралей горизонтальных потоков вещества. Она контролирует пути миграции и места накопления загрязняющих веществ (коэнантов), обусловливает основные экзогеннные берегоформирующие процессы (пассивное затопление суши, размыв, абразию, перестройку дельт и др.), их интенсивность и пространственное распределение, направленность эволюции береговой зоны по трансгрессивному или регрессивному пути, аккумулятивному или абразионному сценарию.

Новейшая тектоника, предопределив общую конфигурацию береговой линии и соответственно её экспозицию к волновому воздействию акваторий, детерминирует ширину и уклоны прибрежного подводного склона, степень устойчивости его участков, особенности субаквального макро– и мезорельефа, через которые контролирует трансформацию энергии в зоне взаимодействия воды акваторий с их дном и с сушей, а значит и направленность движения наносов волнового поля. Следует подчеркнуть, что исходным уклонам земной поверхности принадлежит особое место. В них, как отмечал В. Пенк [3], содержится не столько климатическая, сколько тектоническая информация и они не зависят от климатического пояса и расположения в пространстве. Иногда достаточно, например, поверхности перемещающегося с перекосом по вертикали тектонического блока изменить уклон на 0,001, как абразионный сценарий развития береговой зоны в его пределах сменится аккумулятивным или наоборот. При тектонических деформациях дна изменяется направление волновой равнодействующей, что и приводит к изменению характеристик потока наносов

в береговой зоне. Новейшая тектоника инициирует дискретность морфолитодинамических обстановок БЗ и локализует наиболее выдержанные их границы, влияет на способ формирования донных осадков: потоковый, волновой, эксвизивный (лат. Exido – падать, выпадать, visis – друг за другом, поочерёдно) – вертикальное выпадение осадочного материала «частица за частицей» и др.

Тектонически созданное залегание горных пород в приурезовой зоне может как препятствовать деградации берега, так и способствовать его разрушению. С тектонически обусловленным увеличением крутизны склонов, уменьшается их устойчивость к негативным экзолитодинамическим процессам. Это относится и к склонам, испытывающим повышенные скорости тектонического поднятия. Последние считаются значительными уже при величине 1 мм/год. Скорость вертикальных тектонических смещений является также решающей в формировании подтипов берегов, размеров и конфигурации береговых аккумулятивных форм. При быстром поднятии берега обычно происходит формирование и рост пересыпей, примкнувших аккумулятивных террас, а при замедленном образуются осушки в лагунах, заболачивание последних и расчленение их косами, формируются узкие пляжи, цокольные террасы. С увеличением скорости поднятия усиливаются и экзогенные субаэральные береговые литодинамические процессы, прежде всего обусловленные гравитацией. При замедленном поднятии в приурезовой зоне отмечается повышенное содержание тяжёлых минералов, на прибрежном подводном склоне создаются условия для развития береговых валов и местоположения волновых аккумулятивных форм в пределах новейших структурных форм (диаморф). При тектоническом опускании берегов усиливается их разрушение, которое тем сильнее, чем больше скорость опускания. Только тектоническая структура является наиболее четким критерием внутренней упорядоченности (организации) природных систем в рамках приповерхностного горизонта земной коры, является наиболее долгосрочным и стабильным в своём проявлении компонентом береговой зоны, позволяя намечать тенденции её динамического развития, выявлять потенциально опасные участки, места возможного проникновения акватории на сушу. Унаследованность тектонических процессов детерминирует и унаследованность береговых процессов, что хорошо отражено в типах берегов. Какой-либо участок БЗ претерпевает существенные изменения тогда, когда его береговая линия выходит из области влияния конкретной диаморфы – выраженного на земной поверхности новейшего структурно-тектонического элемента, а также при переходе её на другой элемент той же самой диаморфы, например, с падающего в сторону моря крыла антиклинальной складки на противоположное крыло. При оценке направленности и скорости изменения уровня моря с построением соответствующих графиков без надлежащего учета структурно-тектонического местоположения уровнемерных морских постов создаются условия для неоправданного индивидуализма, что приводит часто к проти-

воречивым выводам о его состоянии даже для конкретного морского бассейна или сопредельных морей. Ниатектоническая ситуация, которая представляется в виде картографической модели, построенной по структурному принципу, является наиболее предсказуемой, поскольку закономерности её развития статистически значимы, что позволяет более обоснованно прогнозировать эволюцию берегов. Широко применяемое в настоящее время математическое моделирование динамики берегов имеет смысл только тогда, когда заложенные в его основу исходные экзогенные составляющие остаются неизменными на прогнозируемый период времени. Но т. к. природные условия непостоянны и часто неожиданны, оно имеет определённый смысл лишь для того места и того момента времени, применительно к которым оно выполнялось. В этой связи роль долговременного и предсказуемого компонента БЗ, каковым является новейшая тектоника, и необходимость её учета выступают на первый план, поскольку до тех пор, пока в недрах Земли функционирует мощный тепловой котёл, на её поверхности нет и не будет стабильного покоя.

Список литературы

1. Лукьянова С.А., Холодилин Н.С. Протяженность береговой линии Мирового океана и различных типов берегов и побережий // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 1975. № 1. С. 48–54.
2. Менделеев Д.И. К познанию России: с приложением карт России. Санкт-Петербург : Изд-во типографии А.С. Суворина, 1907. 159 с.
3. Пенк В. Морфологический анализ. М. : Географгиз, 1961. 359 с.

THE CONTRIBUTION OF NEWEST TECTONICS TO STATE OF SEAS COASTS

Dunaev N.N.

P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow,
dunaev@ocean.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The very important contribution of the newest tectonics in an orientation and features of display of seas coastals processes and necessity of neotectonic researches in planned development of their shores is ground.

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД ПРИ ИЗУЧЕНИИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ

Дунаев Н.Н.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук
(ИО РАН), Москва,
dunaev@ocean.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

К середине XX столетия в геолого-геоморфологическом направлении наук о Земле появились фундаментальные обобщения о береговой зоне моря (БЗМ). Были рассмотрены аспекты её происхождения, возраста и развития, а также протекающие в её пределах геолого-геоморфологические и гидродинамические процессы, роль каждого из которых до сих пор оценивается неоднозначно, особенно на региональном уровне. Тем не менее, на их основе с привлечением климатических данных создаются математические и физические модели состояния и развития этого широко распространенного природного объекта. Постепенно в практику исследования последнего входит (пока ещё недостаточно активно и в малом объёме) системный анализ (подход) как отражение естественного подхода при изучении природных геологических систем, как метод (или комплекс методов) познания общего через составляющие его элементы, обеспечивающих его функционирование как единого целого. Такой подход можно рассматривать, в частности, как процедуру, изучающую механизмы взаимодействия прямых и обратных связей компонентов (частей) БЗМ, обусловливающих уникальность рассматриваемого объекта как системы – относительно автономного от окружающей среды и сопредельных систем структурно-функционального целого, состоящего из взаимосвязанных и взаимодействующих частей, придающих объекту эмерджентость – новые, не характерные каждой из них, свойства: определённую границу и в её контурах особую структурированность компонентов, инвариантность (специфичность) и др. Роль организации компонентов внутри целого видна на примере таких береговых аккумулятивных тел как дюна и бар, которые имеют одинаковый структурный элемент–песчинку, но различие не столько в облике песчинок, сколько в их организации (внутренней упорядоченности, или структурированности), отраженной в характере микрослоистости в объёмах названных объектов, позволяет разделить эти генетически различные природные образования. В качестве более наглядного примера можно сопоставить бесформенную груду строительного кирпича и красивый дом, построенный из равного количества такого же кирпича. В обоих случаях элементарным структурным элементом объектов является кирпич, конкретное множество которого организовано в пределах указанных объ-

ектов по-разному, что придает им специфичный внешний индивидуализм и другие характерные особенности.

При изучении БЗМ системный подход предполагает исследования на основе регионального проявления эндо- и экзогеодинамических процессов прежде всего в позднем неоплейстоцене – голоцене, сопровождаясь выделением её типов по геолого-геоморфологическим и гидродинамическим признакам и др. Он начинается с оконтуривания зоны как объекта исследования, выделения составляющих компонентов, акцентируя в их числе наиболее важные для решения поставленной задачи, установления связей между ними по характеру энергомассопереноса, реакции на энергию морской акватории и динамические условия сопредельной суши. Это дает возможность более отчётливо представлять целостность и структурированность БЗМ, причинно-следственных связей её формирования, выявления роли контролирующих её факторов, а также особенности взаимодействия с окружающей средой, позволяющие поддерживать её некоторое постоянство. В дальнейшем уточняется время существования данного природного объекта, аспекты его эволюции, критерии оценки состояния, морфодинамическая стадия (юная, зрелая и т.п.), обосновывается прогноз развития. В таком контексте БЗМ можно охарактеризовать как наиболее динамичную в области сопряжения суши и моря природную геоморфосистему, в пределах которой формируется морской берег в результате непосредственного энергомассообмена между акваторией и прилегающей сушей под влиянием ветровых морских волн как наиболее заметного на глобальном уровне экзогенного фактора её эволюции. Эта зона представлена комплексом связанных между собой потоками вещества и энергии элементов рельефа (собственно берег с клифом и/или пляжем, верхняя часть прибрежного подводного склона, волновые и приливно-морские аккумулятивные генерации и др.), простирающаяся от линии заплеска морских волн на суше до контура замыкания наиболее активного обмена веществом между берегом и морским дном. Граница контура обозначится инструментально регистрируемой дальностью выноса в акваторию твердых частиц формируемого берега вследствие суммирования горизонтальной составляющей их орбитального движения в волновом потоке и компенсационных волновых противотечений, обусловленных штормовыми волнами данной обеспеченности. Глубина воды, где происходит замыкание контура, в первом приближении соответствует удвоенной высоте таких волн, а её максимальное значение примерно совпадает с удвоенной высотой волн наиболее сильного шторма, фиксируемого раз в году [1, 2]. Под воздействием волн в пределах контура происходит скульптурная деформация подводной поверхности, которая наиболее ярко выражена, если морское дно сложено толщей рыхлого материала. По мере удаления от берега амплитуда деформаций постепенно затухает и её максимальное значение у мористого края контура становится сопоставимым с погрешностью промера, которая, исходя из практики инженерных работ, обычно не превышает 5–10 см. Таким образом, береговая зона моря состоит из субаквальной и субаэральной частей, разделенных линией уреза

воды при данном среднемноголетнем (статистически значимом) уровне бассейна. Существующие определения её нижней границы по появлению илов, по бровке или подножию т.н. подводного берегового склона (ПБС) и т.п. представляются менее корректными, поскольку эти явления не связаны непосредственно с современными особенностями формирования берега, будучи обусловленными либо вторичными процессами энергомассообмена и перемещения осадочного материала, либо начавшейся формироваться намного раньше площадкой будущей морской террасы, либо ступени, которые, по сути, отождествляют с ПБС.

Представляется целесообразным выделение наряду с береговыми зонами низких (экваториально-тропических), умеренных и высоких географических широт особого приполярного типа БЗМ, который развивается не столько под воздействием повсеместно распространённого морского волнения, сколько при активном и чаще всего преобладающем участии сугубо региональных, порой азональных факторов. В их числе важнейшее значение имеют новейшая тектоника и неволновые экзогенные процессы, контролируемые сроками формирования и разрушения припая, интенсивностью подвижек выводных ледников и снежных масс и др. Данный тип БЗМ можно подразделить на подтипы: арктический и антарктический, различающихся спектром экзогенных процессов, в целом, более широким в первом подтипе. Береговая зона – это открытая, т.е. со свободным энергомассобменом с окружающей средой, стационарная (неравновесная) природная

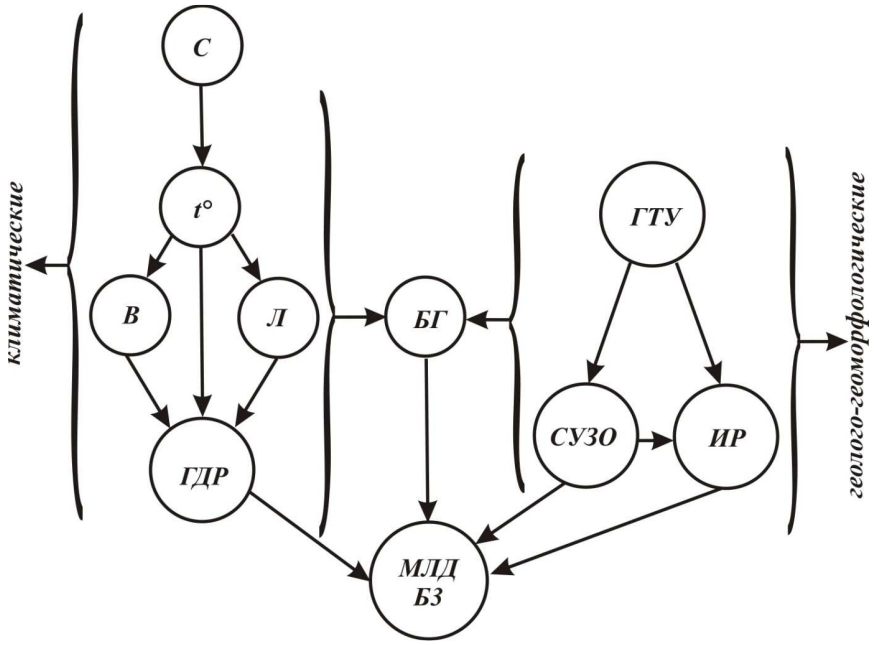


Рисунок 1 – Главные факторы, контролирующие происхождение и развитие БЗМ, где С – солнечная радиация, t° – температура воздуха, В – ветер, Л – льды, ГДР – гидродинамический режим, включая гидрокинематику морского уровня, БГ – био- и геохимические факторы, ГТУ – геологические и тектонические условия, ИР – исходный рельеф, СУЗО – состав и условия залегания отложений, МЛД БЗ – морфо- и литодинамика береговой зоны

система, характеризующаяся спецификой процессов экзогенеза, основное свойство которой – тенденция к равновесию как между её компонентами, так и системы в целом с окружающей средой.

Главные факторы, контролирующие происхождение и развитие БЗМ, отражены на прилагаемой схеме (см. рис. 1).

Список литературы

1. Leont'ev I.O. Modelling erosion of sedimentary coasts in the Western Russian Arctic // Coastal Engineering. 2003. V. 47. P. 413–429.

2. Леонтьев И.О. Прогнозирование эволюции берегов на основе морфодинамического моделирования // Океанология. 2006. Т. 46. № 4. С. 603–611.

THE SYSTEM APPROACH AT STUDYING OF THE SEA COASTAL ZONE

Dunaev N.N.

P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow,
dunaev@ocean.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The conception of the sea coastal zone and application of a system point of view of its studying is considered.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В ГОЛОЦЕНЕ И ЭВОЛЮЦИИ ПОБЕРЕЖЬЯ И ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

Есин Н.В., Есин Н.И., Сорокина О.В.

Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
3534467 ovos_oos@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Одной из фундаментальных проблем палеокеанологии является изучение хода уровня Черного моря и абразионных процессов в условиях гляциоэвстатических трансгрессий. Эта проблема все еще далека от решения, поскольку до настоящего времени у исследователей не сложилось единого мнения о том, как изменялся уровень океана даже в голоцене. В настоящей статье основное внимание уделено изучению процесса формирования так называемых локальных кривых изменения уровня и методу расчета по ним абсолютного хода уровня моря. Получены результаты, касающиеся дискуссионного вопроса об изменении уровня Мирового океана в позднем голоцене. Показана связь хода уровня океана с процессом абразионного преобразования морскими волнами побережья и шельфа современных морей.

В многочисленных статьях разнообразие так называемых «кривых изменения уровня» Средиземного моря объясняется различием условий, в которых развивались разные участки побережья. Из анализа роли вертикальных движений земной коры следует, что подавляющее количество «кривых хода уровня» на самом деле является локальными кривыми, отражающими суммарный эффект эвстатических изменений уровня бассейна, вертикального смещения участка побережья в результате неотектонических движений и случайных процессов. Для получения же абсолютного хода уровня требуется специальная методика выделения из локальных кривых тектонической составляющей.

Вертикальные движения земной коры существенно искажают эвстатические изменения уровня моря. На рисунке 1. представлена в качестве примера кривая абсолютного (эвстатического) изменения уровня моря (скорость неотектонических движений равна нулю) и инициируемые этими изменениями уровня локальные кривые на участках воздымающихся побережий (скорости воздымания (+0,5; +1,0; +1,5 мм/год) и опускающихся побережий (скорости погружения (-0,5; -1,0; -1,5 мм/год).

Как видно, локальные кривые очень сильно отличаются от кривой эвстатического хода уровня. Например, эвстатическая кривая описывает трансгрессию уровня с двумя флуктуациями. Локальная же кривая в условиях погружения побережья при скорости погружения -1,5 мм/год показывает непрерывную трансгрессию, а в условиях воздымания – непрерывную регрессию уровня. Следовательно, вертикальные движения земной коры

могут эвстатический ход уровня моря преобразовать до его полной противоположности: регрессию превратить в трансгрессию и наоборот. Следует обратить внимание, что изменяется и время начала трансгрессий и регрессий и продолжительность этих процессов. В результате этого при недостатке информации один трансгрессивно-регрессивный цикл может быть воспринят исследователями из-за смещения во времени, как два цикла. Отсюда следует, что локальные кривые при отсутствии информации о тектонике региона, практически никакой полезной информации не содержат и могут легко ввести исследователя в заблуждение.

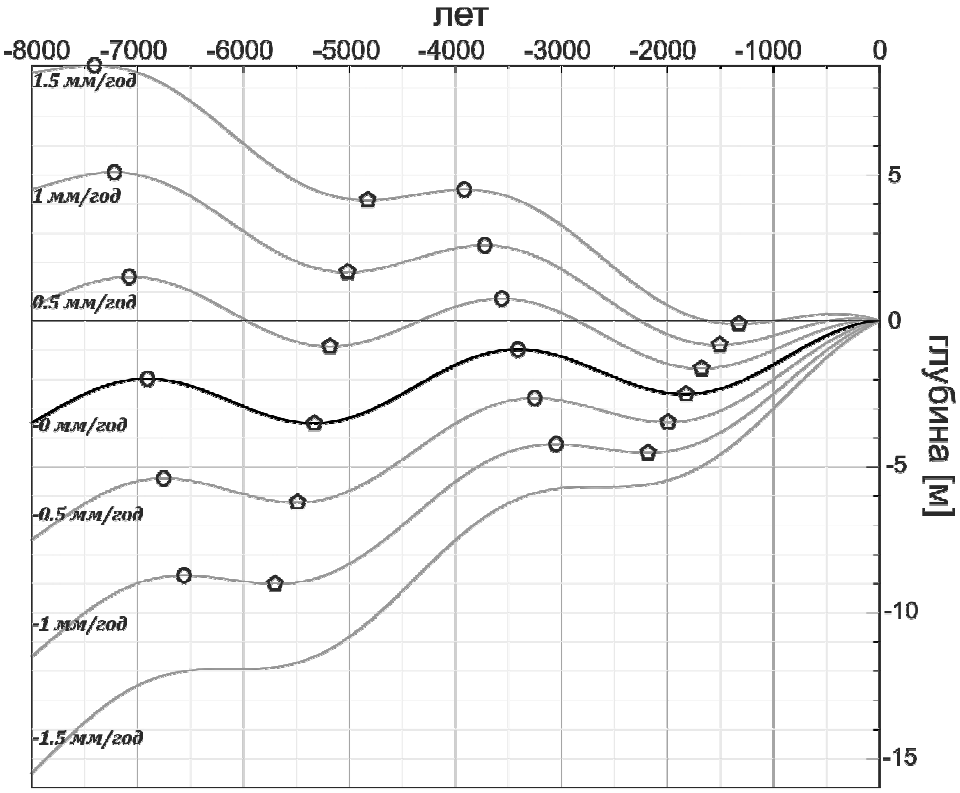


Рисунок 1 – Пример преобразования в локальные кривые заданного эвстатического изменения уровня моря (U = 0) вертикальными движениями земной коры. O – начало регрессии; ⬠ – начало трансгрессии. Цифрами обозначена скорость вертикальных движений земной коры.
Знак (+) соответствует воздыманию суши, знак (-) – погружению суши

Покажем прием расчета эвстатической кривой из локальных кривых.

Наиболее представительные локальные кривые изменения уровня Средиземного моря представлены в работе (см. рис. 2) (Bruckner, et al. 2010).

Поскольку тектонические движения земной коры на рассматриваемых участках были различными, относительные кривые существенно отличаются друг от друга. Их можно сблизить, если из ординат вычесть величину перемещения побережья вертикальными движениями земной коры. Исходя из кривой изменения уровня Мирового океана [1], примем, что 5 тыс. лет назад уровень Средиземного моря находился на отметке – 1,5 м.

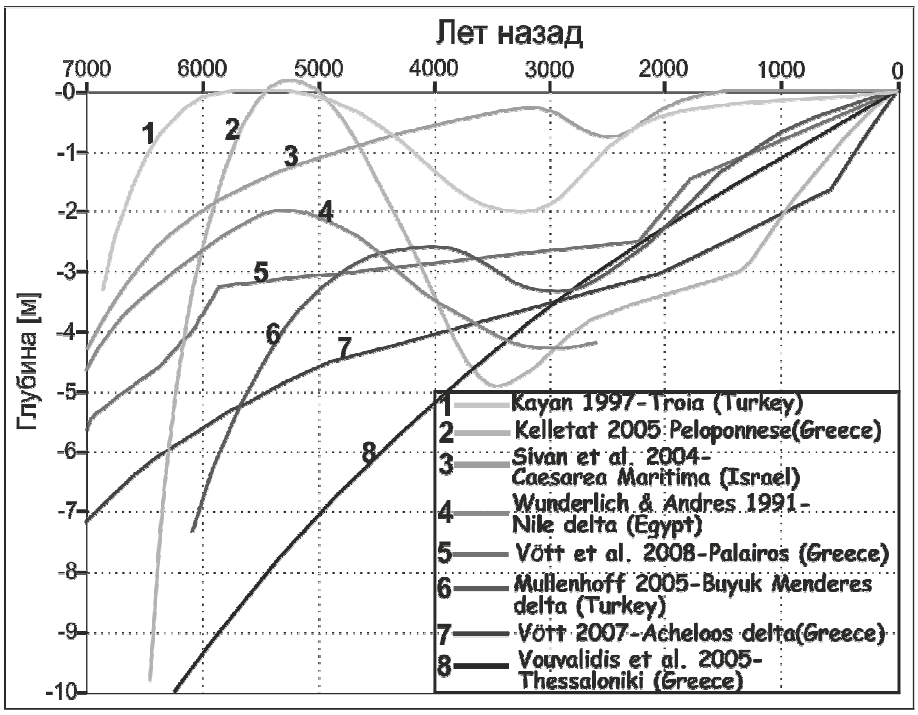


Рисунок 2 – Относительные (локальные) кривые изменения уровня Средиземного моря в голоцене с небольшими изменениями авторов (Bruckner, et al. 2010)

Осредненную скорость вертикальных движений можно оценить как частное от деления вертикального смещения осадка на 5000 лет. Умножая полученную условную величину скорости вертикальных движений земной коры на возраст реконструированного положения береговой зоны получим для каждой локальной кривой величину его смещения во временном интервале от 7 тыс. лет назад до настоящего времени. Поскольку процессы и измерения не были идеальными, то трансформированные относительные кривые не совместились, но заметно сблизились (см. рис. 3).

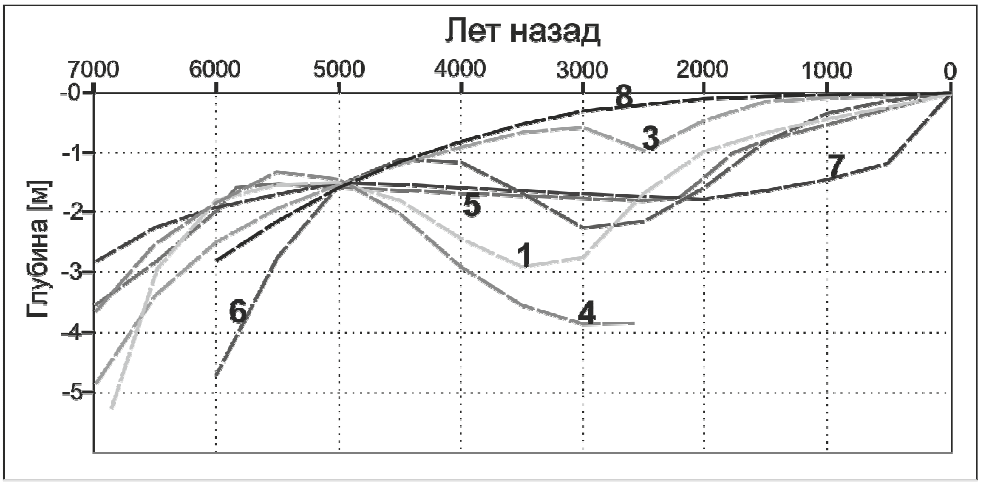


Рисунок 3 – Откорректированные с учетом вертикальных движений земной коры кривые изменения уровня Средиземного моря. Цифры идентифицируют источники на рис. 2 (Esin et al.2010)

Выполнив операцию осреднения, получим кривую (рис. 4). На рисунке 4 представлена полученная нами кривая изменения уровня океана и кривая Rohde (2005) (сплошная линия).

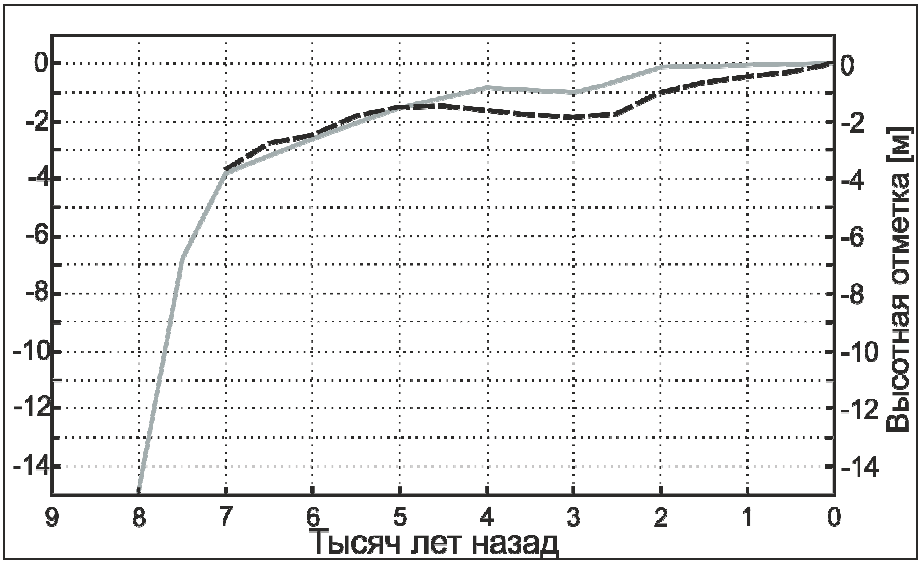


Рисунок 4 – Кривые изменения уровня Мирового океана: по Роде: [1] – сплошная линия, полученная нами – штрихованная линия (Esin et al. 2010)

Как видно, они отличаются друг от друга не более, чем на 1 м. Ранее (Есин и др. 1980) показано, что закономерность абразионного процесса, протекающего в условиях повышения уровня моря, определяется значением абразионного числа $A=\frac{V}{U}$, где V – скорость разрушения дна моря волнами в прибойной зоне, u – скорость трансгрессии уровня моря. При $A > 1$ абразия срезает склон под уклоном, меньшим его исходного уклона. При этом образуется клиф, и протекает активная абразия. При $A \leq 1$ происходит простое затапливание берега без его абразионного преобразования. Рисунок 4 показывает, что до 7 тыс. л. н. уровень океана повышался со скоростью 13,5 мм/год, а затем снизился до 0,5 мм/год. Поскольку разрушение шельфа Черного моря, в соответствии с данными натурных наблюдений, происходило со скоростью, меньшей 1 мм/год (Есин и др. 1980), то до 7 тыс. лет назад происходило затопление шельфа без его абразионного преобразования. Затем 4–3 тыс. л. н. скорость повышения уровня уменьшилась до нуля и возникла возможность образования клифа. Предпоследней была карангатская трансгрессия, образовавшая современные карангатские террасы. Современная абразия разрушает их на многих участках побережья. При этом формируется голоценовая терраса, которая выйдет из моря в период очередной регрессии океана. Карангатские террасы поднимутся, и все побережье поднимется вверх, как это происходило в плейстоцене.

ABOUT THE WORLD OCEAN LEVEL CHANGE IN HOLOCENE AND EVOLUTION OF THE BLACK SEA COAST AND SHELF

Esin N.V., Esin N.I., Sorokina O.V.

The Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology,
Russian Academy of Sciences,
Prostornaya 1 g street, Gelendzhik, Krasnodar Region, RUSSIA
ovos_oos@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

A method of calculation on local curves of the World ocean eustatic (absolute) variations is presented in this paper. It is shown that vertical motions of the Earth's Crust considerably distort eustatic curve of the sea level change (up to the contrary result). Thus, the local curves present little volume of information. A method of extraction of tectonic component from local curves is proposed. The World ocean level change in Holocene is calculated on local curves of the Mediterranean Sea. It was ascertained that the process of an active erosion of the Black Sea shelf began 3–4 ka.

РОЛЬ ПОДВОДНЫХ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ В ЭВОЛЮЦИИ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА И ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ. ВЛИЯНИЕ ОПОЛЗНЕЙ НА СОВРЕМЕННЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Есина Л.А.[1], Хворощ А.Б.[1], Есин Н.В.[1], Крыленко В.В.[1], Гицба Я.В.[2], Экба Я.А.[2]

[1]Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (ЮО ИО РАН), г. Геленджик, *yesina.ocean@mail.ru*,

[2]Гидрофизический институт Академии наук Абхазии, г. Сухум

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Детальные исследования оползневых образований на материковом склоне Прикавказской части Черного моря, выполненные нами в районе между поселками Пшада–Ольгинка, позволили изучить распространение оползневых образований на материковом склоне, установить их влияние на процесс отступания бровки шельфа.

Основным признаком оползневого образования в Прикавказской части материкового склона является присутствие в разрезе наклонной, относительно гладкой и четкой сейсмической границы, перекрытой чаще всего однородной массой осадочного материала в виде нашлепки. Из четырех известных типов перемещения осадков (обвал, опрокидывание, скольжение и течение), формирующих оползневые образования, в районе работ наблюдаются обвал бровки шельфа, течение осадков с шельфа и скольжение их по склонам и долинам каньонов. Исследования показали, что на западном участке с крутыми, протяженными склонами и узкими каньонами, оползневые процессы происходят наиболее интенсивно за счет обвала бровки шельфа и течения осадков с шельфа. Здесь формируются протяженные оползневые образования значительных размеров. Интенсивное разрушение бровки шельфа приводит к сокращению его ширины, интенсивному перемещению осадков с шельфа и транспортировке их на материковый склон в большем объеме. Особый интерес представляет материковый склон, расположенный между каньонами Инал и Нечепсуха средней части площади исследований (менее крутой, чем западной и менее пологой, чем восточной), по которым перемещается незначительное количество осадочного материала, наблюдается выровненное осадками дно по всей длине каньонов, практически, без образования оползней. Возможно, это связано с тем, что на среднем участке площади работ ширина шельфа в два раза превышает ширину его в районе материкового склона западного и восточного участков. К тому же, здесь нами прослежен краевой вал, который также замедляет движение осадков с шельфа.

На развитие и распространение оползней оказывают влияние геологическое строение района исследований, ширина шельфа, скорость разрушения береговой линии и перенос осадков с шельфа на материковый склон, рельеф и крутизна склона, тектонические и сейсмические факторы. Большой объем осадочного материала, поставляемого в море горными реками и образующегося от разрушения прибрежной полосы суши и оползневых процессов, перемещается по долинам и каньонам материкового склона в глубоководную часть моря, представляя угрозу для инженерных коммуникаций на морском дне.

Оползневые процессы на побережье и материковом склоне оказывают влияние на изменение современных берегов, рельефа дна, на формирование глубоководной котловины Черного моря и расширение Черного моря. Оползни побережья представляют опасность для населенных пунктов и народно-хозяйственных объектов, расположенных в районах абразионных уступов высоких террас.

Следует отметить, что на многих участках берега Черного моря, оползневые палеопроцессы интенсифицирует абразия, протекавшая в ледниковые периоды при низком положении уровня моря. Благодаря этим процессам материковый склон подходит к береговой линии, делает берег приглубым, усиливает современную абразию и делает практически невозможной проведение берегозащитных мероприятий. Такая ситуация возникает у берегов сложенных легко разрушающимися породами, что происходит в районе поселка Тамань, где берег Таманского залива представлен абразионным уступом подверженным оползневым процессам. Строительство береговой инфраструктуры в районе Имеретинской долины района г. Сочи показал, что указанные процессы требуют тщательного изучения.

THE ROLE OF THE SUBMARINE LANDSLIDE PROCESSES IN EVOLUTION OF THE BLACK SEA CONTINENTAL SLOPE AND SHELF. THE INFLUENCE OF LANDSLIDES ON MODERN COASTAL PROCESSES

***Esina L.A.*[1], *Khvorosch A.B.*[1], *Esin N.V.*[1], *Krylenko V.V.*[1], *Gitsba Ya.V.*[2], *Ekba Ya.A.*[2]**

[1]Southern Branch of the Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences (IO RAS), Gelendzhik, *yesina.ocean@mail.ru*,
[2]The Institute of Hydrophysics, the Academy of Sciences of Abkhazia, Sukhum

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Detailed studies of landslide formation on the continental slope of Near Caucasus part of Black Sea, we have made in the area between the Pshada–Olginka settlements allowed to explore the distribution of landslide formations

on the continental slope and to establish their influence on the retreat of the shelf edge. The intensive destruction of shelf edge leads to a reduction in its width, the intense movement of sediments from the shelf and transporting them to the continental slope and deep-sea part in large quantities.

The evolution and distribution of landslides are influenced by the geological structure of the navigation area, the width of the shelf, the rate of shoreline destruction and sediment transport from the shelf to the continental slope, underwater topography and slope declination, tectonic and seismic factors.

Landslide processes on the coast and continental slope affect the modern coast changes, the bottom topography, the formation of Black Sea deep basins and the expansion of Black Sea. Coastal landslides pose a threat to coastal communities and national economic objects located in areas of high abrasion scarps of terraces, as well as for engineering structures on the continental shelf, continental slope and the seabed.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ МОНИТОРИНГА ПОБЕРЕЖЬЯ ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 2011–2012 гг.

Есюкова Е.Е., Стонт Ж.И.

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Калининград,
elena_esiukova@mail.ru, ocean_stont@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В северо-восточной части Вислинского залива Балтийского моря в районе пос. Прибрежный (Калининградская область) в течение года (с марта 2011 г. по март 2012 г.) проводился мониторинг наиболее посещаемого участка берега длиной 700 м. Основной составляющей мониторинга являлось измерение мерной лентой ширины пляжа (поперек берега от уреза через пляж до репера). За основу работ была принята методика берегового мониторинга последних лет, проводимого Атлантическим отделением института океанологии РАН [1; 2]. В ходе регулярных наблюдений побережья Вислинского залива получены оценочные данные динамики берега залива, проведён сравнительный анализ с привлечением наблюдений ветрового режима, хода атмосферного давления в юго-восточной части Балтийского моря, уровневого режима реки Преголи. За период наблюдений с 6.03.2011 г. по 10.03.2012 г. проведено 50 измерений ширины пляжа на 6 профилях с точностью до 0,5 м, зафиксирована максимальная ширина пляжа 19,0 м (12.03.2011 г.), минимальная – 0 м (во время шторма 14.01.2012 г.). Годовой ход изменчивости ширины пляжа на каждом профиле представлен на рисунке 1.

Регистрируемые подъемы и спады уровня залива являются в основном следствием влияния метеорологических условий, в которых основная роль принадлежит ветру [3; 5; 6]. В наблюдениях, производимых лишь 1 раз в неделю, при измерении ширины пляжа (и соответственно, изменения уровня залива), могли быть пропущены пиковые моменты, но, тем не менее, годовой ряд систематических еженедельных измерений дает возможность получить некоторые оценки динамики уровня Вислинского залива в районе наблюдений.

Для оценки ветрового режима в юго-восточной части Балтийского моря в течение периода с 1.03.2011 г. по 10.03.2012 г. использованы архивы погоды для г. Балтийск (http://rp5.ru): ежесуточные срочные данные направления и модуля скорости ветра и синоптические архивы (http://wetterzentrale.de). Уровенный режим оценивался по данным гидрометеорологических наблюдений на музейном судне «Витязь», расположенном в центре Калининграда в пойме реки Преголи (дискретность 1 раз/сут в околополуденное время – 09 UTC).

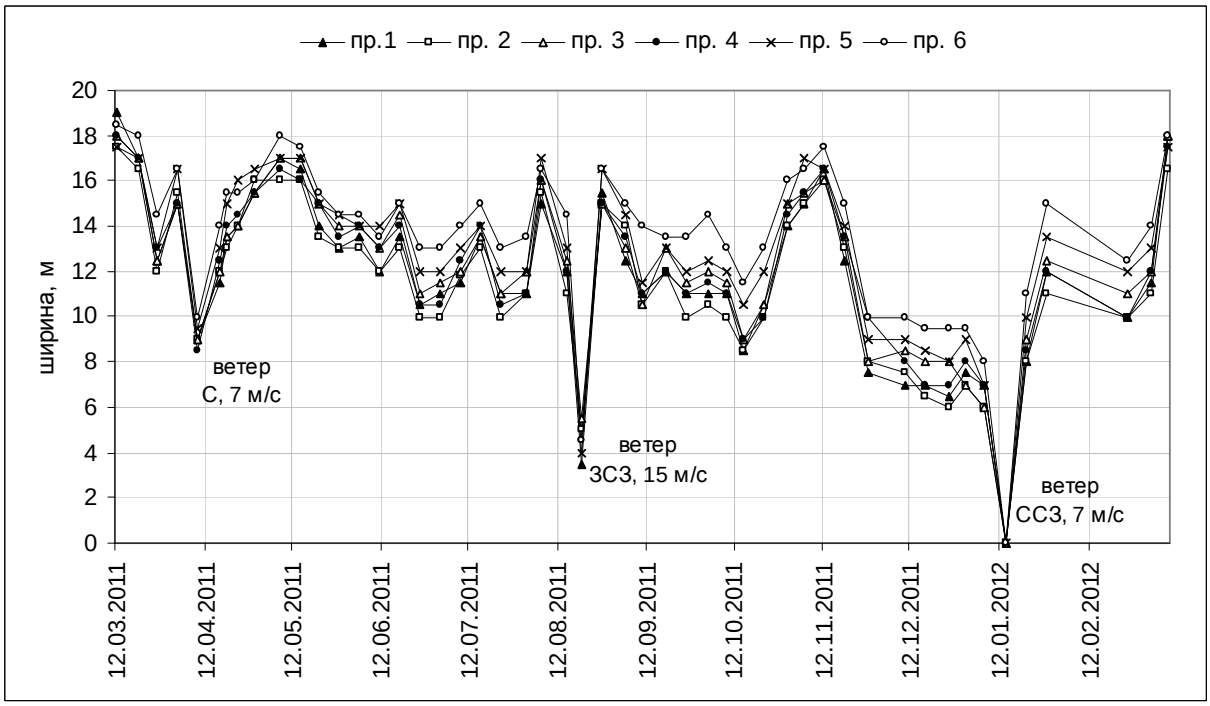


Рисунок 1 – Внутригодовые изменения ширины пляжа на каждом профиле за период наблюдений

Усиление ветра связано с прохождением циклонических вихрей, которые и определяли погоду над Юго-Восточной Балтикой. Характерные синоптические ситуации в трёх случаях резкого уменьшения ширины пляжа (9.04.2011 г., 20.08.2011 г., 14.01.2012 г.; см. рис. 1) рассмотрены более подробно. Так, 2 апреля 2011 г. ширина пляжа составила 15–16,5 м, 9 апреля – 8,5–10 м, 17 апреля – 11,5–14 м. Предшествующее с начала апреля влияние гребня антициклона с центром над Нижней Волгой было прервано активными фронтальными разделами от атлантического циклона, который немецкие метеорологи нарекли мужским именем Инго (INGO) глубиной 985 гПа, смещающегося с юга Швеции на юг Финляндии. Этот атмосферный вихрь, набирая силу, устремился на юго-восток Европейской России, оставляя ЮВ Балтику в своем холодном и ветреном тылу. Ветер от западных румбов усиливался до 8 баллов (очень крепкий ветер), заходя к северо-западу, ветер в порывах достигал 22 м/с, сильный шторм. Сформировалось ветровое волнение от северо-запада.

Более узкий пляж (3,5–5,5 м) наблюдался 20 августа. В эти дни погоду ЮВ Балтики стала определять активная система фронтов, связанная с атлантическим циклоном WILFRIED, смещающимся вдоль южного побережья Северного и Балтийского морей, через о. Готланд, Рижский залив вглубь континента. Погодные условия резко ухудшились. В тыловой части этого циклона северо-западный ветер усилился до 8 баллов (очень крепкий ветер), в порывах до 22 м/с. При грозах наблюдалось шквалистое усиление ветра. Развилось ветровое волнение западных румбов.

Практически полное отсутствие пляжа (0 м) 14-го января 2012 г. связано с очередным атлантическим циклоном, центр которого 13 января ока-

зался в Ленинградской области. Заполняясь, он стал смещаться в южном направлении. Калининградская область оказалась на северо-западной периферии этого циклона; ветер северных румбов (NW-N) усилился до шторма. По ежечасным данным АГСМ, установленной на МЛСП D-6, 14.01.2012 г. в 06 ч был измерен ветер 340° 22 м/с, с порывами 28 м/с, продолжительность шторма 36 ч. Такая скорость ветра возможна 1 раз в 5 лет при осреднении 5 секунд. Расчетная вероятность появления такого ветра от северных румбов составляет менее 0,1 % [7]. Высоко стоящий уровень при нагонных ветрах северных румбов резко поднялся до отметки 140–160 см (по модельным данным польского сайта [http://model.ocean.univ.gda.pl/]). Сформировавшееся волнение высотой до 2–3 м от севера при высоком уровне в течение 1,5 суток обрушивалось берег в районе наблюдений, что вызвало исчезновение и смыв пляжа.

Анализ гистограммы повторяемости значения модуля скорости ветра для г. Балтийск (дискретность 8 раз/сут) показал, что преобладали ветра со скоростями 1−4 м/с (59 %), ветра со скоростями больше 10 м/с отмечены в 8 % случаев, сильные ветра (больше 15 м/с) – в 0,5 % случаев. Средняя скорость ветра за рассматриваемый период 4,5±0,28 м/с (расчёт случайной погрешности проведён согласно [4]). На МЛСП D-6, расположенной в ~ 20 км от берега (дискретность 4 раз/сут), преобладают ветра со скоростями 4−9 м/с (53 %), слабые ветра (1–3 м/с) отмечены в 14 % случаев, скорость 10–14 м/с встречается в 19 % случаев и сильные ветра (больше 15 м/с) – в 7 % случаев. Средняя скорость ветра за рассматриваемый период 8,0±0,22 м/с. В точке наблюдения г. Балтийск преобладали ветра преимущественно западных румбов (ЮЗ – 10 %, ЗСЗ – 10 %, ЮЮЗ – 8,3 %, СЗ – 7,7 %, З – 7,6 %, ЗЮЗ – 7,4 %, ЮВ – 7,3 %); в точке наблюдения МЛСП D-6 преобладающими также были ветра преимущественно западных направлений (З – 14,7 %, ЮЗ – 12,7 %, СЗ – 9,8 %). Самые сильные шторма наблюдались 20.08.2011 г. (11−17 м/с, ЗСЗ), 26–29.11.2011 г. (8–29 м/с, ЮЗ, З, СЗ), 11–14.02.2012 г. (7–22 м/с, СЗ, С, СВ), 23–25.02.2012 г. (8−18 м/с, ЮЗ, З, СЗ) с порывами ветра до 28–37 м/с.

При анализе временного хода приведённого к уровню моря атмосферного давления на морской платформе МЛСП D-6 (с дискретностью 4 раз/сут) (см. рис. 2) отмечена синхронность изменения давления и ширины пляжа (коэффициент корреляции 0,53 между характеристиками). Сравнительный анализ уровенного режима реки Преголи за рассматриваемый период и относительного уровня Вислинского залива (см. рис. 3) показал высокую корреляцию (коэффициент корреляции 0,91) между характеристиками.

Анализ подтвердил, что подъемы и спады уровня залива тесно связаны с ходом атмосферного давления и ветровым режимом. При усилении ветра западных румбов до штормового в отдельных случаях наблюдается полное исчезновение пляжа, что приводит к сильной эрозии береговых склонов (оползни, волновой размыв). Относительный уровень Вислинского залива тесно связан с уровенным режимом реки Преголи (коэффициент корреляции 0,91).

Анализ проводился при поддержке грантов РФФИ № 10-05-00540, 10-05-00472, 11-05-00674.

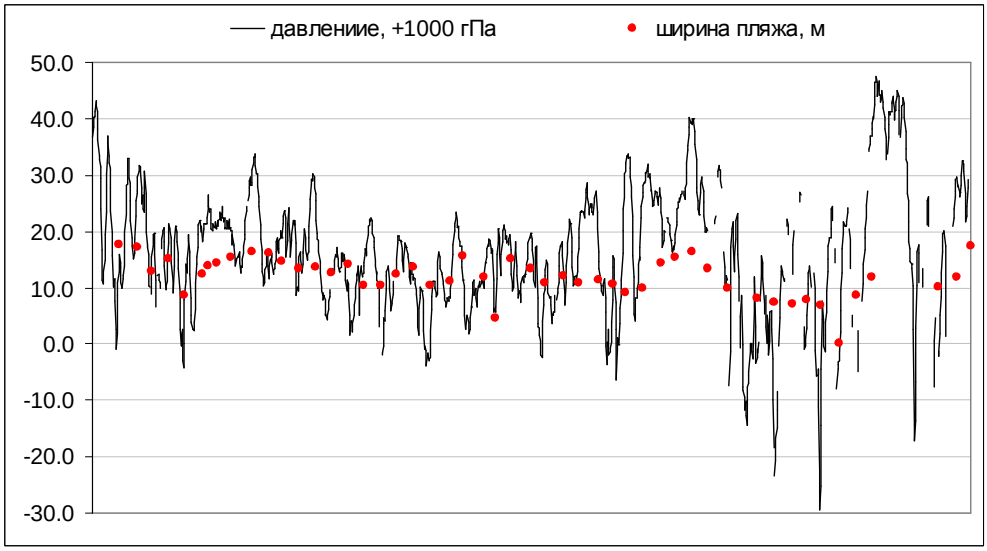


Рисунок 2 – Временной ход атмосферного давления (сплошная линия) на морской платформе МЛСП D-6 (с дискретностью 4 раз/сут) и ширины пляжа (точки) (с дискретностью 1 раз/неделя).

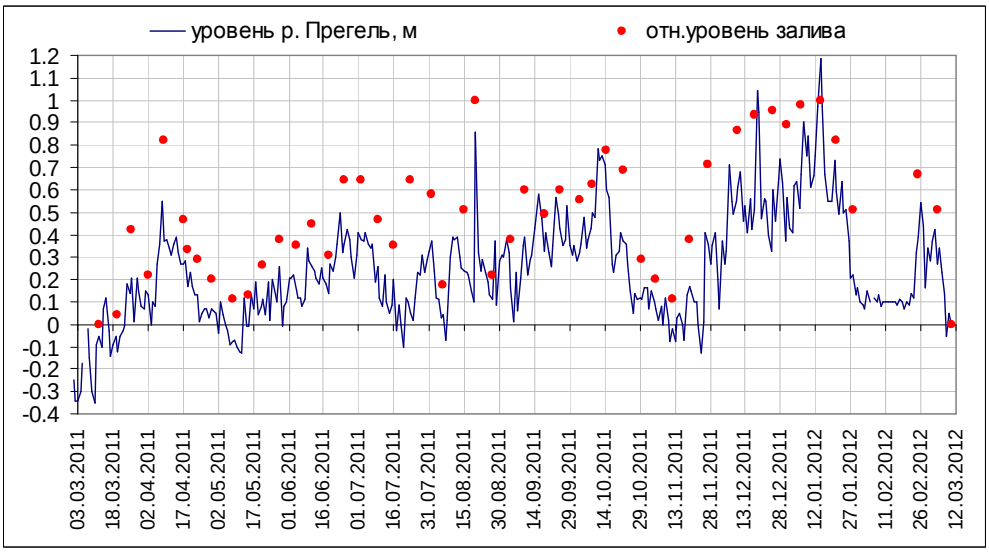


Рисунок 3 – Временной ход уровня реки Преголи (сплошная линия) (с дискретностью 1 раз/сут) и относительного уровня Вислинского залива (точки) (с дискретностью 1 раз/неделя).

Список литературы

1. Бобыкина В.П., Болдырев В.Л. Методика мониторинга берегов Калининградской области // Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря: материалы XXII международной конференции. Геленджик, 2007. С. 52.

2. Болдырев В.Л., Бобыкина В.П., Чубаренко Б.В., Бурнашев Е.М., Карманов К.В. Абразионные процессы на берегах Юго-Восточной Балтики //

Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности: материалы конференции. СПБ., 2010. С. 54–55.
3. Гидрометеорологический режим Вислинского залива / под ред. Н.Н. Лазаренко, А. Маевского. Л., 1971. 279 с.
4. ГОСТ 8.207-76. ГСИ. Прямые измерения с многократными наблюдениями. Методы обработки результатов наблюдений.
5. Навроцкая С.Е., Гущин О.А., Стонт Ж.И. Колебания уровня р. Преголи в центре Калининграда в 1996–2008 гг. // Вестник Российского государственного университета им. И. Канта. Калининград, 2011. Вып. 1. С. 28–35.
6. Навроцкая С.Е., Чубаренко Б.В. О повышении уровня моря в российской части Вислинского залива // Метеорология и гидрология. 2012. № 1. С. 57–67.
7. Справочник по климату СССР. Вып. 6. Часть III. Л., 1966. 92 с.

ANALYSIS OF RESULTS OF MONITORING OF VISTULA LAGOON COAST OF THE BALTIC SEA DURING 2011–2012

Esiukova E.E., Stont Zh.I.

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

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The results of the regular (weekly) monitoring of the coast of the Vistula Lagoon of the Baltic Sea in the region of village Pribrezhny (Kaliningrad oblast) during the year. Carried out on stationary profiles measuring the width of the beach, taking photos, description of the coast, the calculation of changes in the relative level of the Vistula Lagoon, as well as analysis of the wind regime and level regime of river Pregel over the period of observation allowed to follow the dynamics of the coast, to assess the stability of the state beach and coastal slopes, the degree of influence of the main mode-forming factor – the wind.

ИССЛЕДОВАНИЕ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В БЕЛОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ КОНТАКТНЫХ И СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Зимин А.В.[1,2], Козлов И.Е.[1], Мясоедов А.Г.[1], Мохнаткин Ф.Ю.[1], Жегулин Г.В.[1,2], Коноплев А.В.[1]

[1]Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, *zimin2@mail.ru*,
[2]Санкт-Петербургский филиал института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Россия

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Белое море является одним из самых небольших морей в Мировом океане, однако обладает сложной конфигурацией рельефа дна и берегов. Акватория моря сильно расчленена и глубоко вдается в сушу в виде четко очерченных заливов. Они сильно различаются по средним глубинам и объемам речного стока. Что приводит, особенно в теплый период года, к неизбежному формированию четко выраженной вертикальной структуры вод и горизонтальных фронтальных зон на границах бассейнов моря с разной морфометрией и речным стоком. Динамические процессы в Белом море выражены весьма ярко и связаны не столько с особенностями горизонтальной и вертикальной неоднородности плотности вод, а с влиянием атмосферных процессов и особенно действием приливных сил.

Внутренний прилив в Белом море, возникающий на боровке шельфа, в ходе движения испытывает нелинейно-дисперсионный распад, в результате чего возникают группы нелинейных интенсивных короткопериодных волн [1]. По мере приближения к берегу уменьшается глубина моря и меняется вертикальное строение вод, что оказывает влияние на особенности внутреннего волнового поля. Трехслойная структура вод сменяется двухслойной структурой, а затем однородными по вертикали водами заливов [2]. Преодоление приливным течением порогов и проливов, таких как Западная и Восточная Соловецкие Салмы, создает заглубление пикноклина подобное гидравлическому скачку [3]. При изменении и ослаблении приливного потока это заглубление начинает двигаться как внутренняя волна и постепенно трансформируется в группы уединенных волн. Кроме влияния приливных процессов, плотностное строение водной толщи испытывает перестройки под действием сгонных и нагонных ветров, изменчивости прибрежных фронтов разделяющих стратифицированные воды Бассейна и однородные воды заливов. Таким образом, группы коротких внутренних волн возникают и эволюционируют практически на всей акватории Белого моря.

До настоящего времени сведения о характеристиках короткопериодных внутренних волн основываются на результатах разрозненных кратковременных наблюдений [4, 5, 6]. Основное различие отмечается между внутренних волн регистрируемыми в открытом районе моря и на шельфе. В глубоководной части Белого моря регистрировались плавные колебания

не больших амплитуд (1–2 м), а в шельфовых районах волны характеризовались нелинейностью и большой высотой (до 17 метров).

Наблюдение пространственных характеристик внутренних волн на масштабах всей акватории отдельных морей возможно на основе использования данных радиолокационного зондирования из космоса [7]. В то же время, для акватории Белого моря подобного анализа ранее не выполнялось.

Цель данной работы: исследовать характеристики короткопериодных внутренних волн в различных по гидрологическим условиям районах шельфа Белого моря по данным натурных наблюдений в период с 2009–2011 годы и оценить пространственную изменчивость характеристик внутренних волн на основе использования радиолокационных изображений (РЛИ) ENVISAT ASAR, полученных в период с мая по сентябрь 2010 года.

Экспедиционные работы выполнялись в июле 2009, августе 2010 и июле 2011 года на границе Бассейна Белого моря и пролива Западная Соловецкая салма на четырех полигонах. В этом регионе наблюдается зона раздела практически однородных по вертикали вод Онежского Залива и резко стратифицированных вод Бассейна.

Полигон №1 находится в Бассейне Белого моря несколько юго-восточнее области с критическим наклоном дна для полусуточной приливной волны. Глубины на полигоне около 55 м, здесь наблюдалась трехслойная стратификация вод характерная для глубоководных участков шельфа Белого моря. Полигон №2 находится на границе Бассейна и пролива Западная Соловецкая Салма и характеризуется меньшими (около 35 м), чем на полигоне №1 глубинами. Наблюдения, проводившиеся в этом районе, в течение трех лет показали, что здесь всегда присутствует четко выраженная двухслойная структура вод, что типично для неглубоководных шельфовых районов Бассейна. Полигон № 3 находится на границе пролива Западная Соловецкая Салма и Онежского залива, глубина на нем составляет около 25 метров. Район находится в области зоны, разделяющей воды залива и Бассейна. Полигон № 4 находился южнее Соловецких островов в Онежском заливе Белого моря, в районе с резкими имениями глубины дна. Данный район был выбран как типичный глубоководный участок Онежского залива.

Методика работ была единой и заключалась в постановке трех суточных буйковых станций на каждом полигоне. Буйковые станции выставлялись в районе северной, центральной и южной части полигонов. На северной границе полигона устанавливались два прибора СТД-зонд Т-90М и акустический профилограф течения ADP Sontek-500 кГц. Зонд располагался в нижней части слоя скачка, а профилограф течений на дне. Кроме измерений течений он регистрировал колебания уровня и придонной температуры. В центральной части полигона выставлялась буйковая станция с измерителем течений и температуры Вектор-2. На южной границе полигона с заякоренного судна производились работы позиционными измерителями течений и температуры JFE Alec, а также сканирования водной толщи зондом Т-90М. Сканирования выполнялись от поверхности до дна. Зондирования на полигонах велись в режиме – 2 часа непрерывного скани-

рования, 1 час – перерыв. Всего за сутки на каждом полигоне было выполнено по 8–10 серий сканирований.

Для исследования пространственного распределения проявлений внутренних волн в Белом море использовались РЛИ ENVISAT ASAR в С-диапазоне и режимах съемки WSM (ширина полосы обзора 400 × 400 км, пространственное разрешением 75 × 75 м) и IMP (примерно 100 × 100 км и 12,5 × 12,5 м соответственно) при различной поляризации радиолокационного сигнала. Необходимые для обработки данные были заказаны из роллинг-архива Европейского Космического Агентства за период с мая по сентябрь 2010 года. Всего было получено 130 РЛ-снимков. Практически для всех районов Белого моря частота покрытия РЛ-съемкой в среднем составила 55–65 снимков за данный период. Наиболее часто снимки покрывали район Горла и Бассейн Белого моря. Меньше всего снимков (25–30) приходится на район Воронки, Мезенского залива.

Всего на РЛ-снимках было обнаружено 217 пакетов внутренних волн из них: 27 в мае, 42 в июне, 61 в июле, 72 в августе и 15 в сентябре.

Обобщая результаты исследований можно сделать следующие выводы:

1) на всех исследуемых полигонах поле внутренних волн состоит из двух основных компонент: приливных волн полусуточного периода и короткопериодных волн;

2) в глубоководной части шельфа в районе Бассейна наиболее интенсивное внутреннее волнение имеет полусуточный период и отмечается в слое придонных вод;

3) в мелководной части шельфа Бассейна в прилив наблюдается внутренняя приливная волна в виде бора, двигающаяся к берегу, а в отлив – группы короткопериодных интенсивных внутренних волн;

4) в узкой части пролива Западная Соловецкая салма в отлив наблюдается полная однородность вод, а в прилив заток холодных вод в придонном слое, на гребне которого распространяются короткопериодные внутренние волны;

5) в Онежском заливе на фоне хорошо выраженных полусуточных вариаций термоклина эпизодически наблюдаются единичные интенсивные внутренние волны;

6) на акватории Белого моря выделяются два основных района регистрации короткопериодных внутренних волн: на границе Бассейна и Горла и вблизи Соловецких островов;

7) доминирующее направление распространения внутренних волн юго-западное;

8) наиболее часто внутренние волны наблюдаются в виде пакетов по 3–5 волн, максимальное встречаемое число волн в пакетах – 9;

9) максимальные длины волн и площадь пакетов внутренних волн наблюдаются в Бассейне.

Список литературы

1. Зимин А.В. Внутренние волны на шельфе Белого моря по данным натурных наблюдений. Океанология. 2012. Т. 52, №. 1. С. 16–25.

2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л. : Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.

3. Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана. Л. : Гидрометеоиздат, 1992. 272 с.

4. Серебряный А.Н., Пака В.Т., Корж А.О. Исследование с помощью ADCP течений и внутренних волн в Белом море // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М : ГЕОС, 2009. С. 245–250.

5. Зимин А.В., Родионов А.А., Николаев В.Г. Наблюдения короткопериодных внутренних волн в Белом море // Труды X Всероссийской конференции «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». СПб.: Наука, 2010. С. 229–232.

6. Зимин А.В., Родионов А.А Мезомасштабная и тонкоструктурная изменчивость гидрофизических полей в течение приливного цикла на шельфе Белого моря // Труды XI Всероссийской конференции «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». СПб. : Наука, 2012. С. 16–21.

7. Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Сандвен С. Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса. Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. №. 3(86). С. 60–69.

Данная работа была выполнена при поддержке Мега-гранта Правительства Российской Федерации для поддержки научных исследований под руководством ведущих ученых для РГГМУ №11.G34.31.0078.

SHORT-PERIOD INTERNAL WAVES STUDY IN THE WHITE SEA BASED ON IN-SITU AND SATELLITE OBSERVATIONS

Zimin AV.[1,2], Kozlov I.E.[1], Myasoyedov A.G.[1], Mokhnatkin F.Yu.[1], Zhegulin G.V. [1,2], Konoplyov A.V.[1],

[1]Russian state hydrometeorological university, Saint-Petersburg, Russia, *zimin2@mail.ru,*

[2]P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg Branch, Russia

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The work presents the results of investigation of the characteristics of short-period internal waves observed in a variety of hydrological conditions on the shelf of the White Sea obtained from field measurements made at several buoy stations in the period 2009–2011. Different types of the tide induced internal waves were registered. Moreover, we found a specific shelf area where intensive short-period internal waves are observed every tidal cycle. Additionally, spatial variability of main internal waves characteristics is assessed using ENVISAT ASAR imagery for May–September 2010.

КЕРЧЕНСКИЙ ПРОЛИВ В РАЙОНЕ КАМЫШ-БУРУНСКОЙ КОСЫ ПО ДАННЫМ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕГО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Зинько В.Н.[3], Зверев А.С.[1], Федин М.М.[4], Поротов А.А.[1], Мысливец В.И.[1], Путанс В.А.[2]

[1] Географический ф-т МГУ, Москва, Россия, *alexey-porotov@yandex.ru*,
[2] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, *vitapu@ocean.ru*,
[3] Центр археологических исследований «Деметра», г. Керчь, Украина, *zinko@demetra.ua*,
[4] ООО «Южнобережный центр изысканий», АР Крым, Украина

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Изучение строения плиоценовых и раннечетвертичных отложений Керчи, а также палеогеографии ранних этапов новейшей истории (от 10 тыс. лет до настоящего времени) важны для выяснения вопросов как геолого-географического, так и историко-археологического характера.

В сентябре 2011 г. в Керченском проливе на базе Центра «Деметра» и ООО «Южнобережный центр изысканий» Географическим ф-том МГУ были проведены сейсмоакустические исследования. Одиннадцать профилей протяженностью до 10 км каждый находятся в районе Камыш-Бурунской косы. Это молодая аккумулятивная форма расположена к северо-востоку от затопленной эрозионной долины (Чурубашский лиман) в зоне пересечения глубинных разломов. Высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование в этом районе проводилось нечасто, а значит, особенности волнового поля здесь остаются малоизученными. Исходя из этого, основная задача полевых исследований была – определить эффективность задействованного сейсмоакустического комплекса в условиях прибрежно-морской зоны и выбрать оптимальную методику сейсмостратиграфических исследований. В данном докладе приводится интерпретация полученного материала с точки зрения геоморфологии, методические рекомендации по его применению, в том числе для нужд геоархеологии.

Исследования были выполнены на сейсмоакустическом комплекс «Геонт-шельф» производства ООО «Спектр-геофизика». Источник и приемная коса буксировались на скорости 3 узла при помощи катамарана на расстоянии 5–10 метров за судном, в 1–2 метрах от кильватерной струи. На стабильность излучаемого и принимаемого сигнала сильное влияние оказывало волнение моря, что делало невозможным работу при высоте волн более 0,5 м. Полученные сейсмоакустические разрезы имеют глубину 15–20 м от дна и вертикальное разрешение до 0,3–0,5 м. Такая детальность позволяет уверенно выделять сейсмофации в верхней части осадочной толщи.

Исследованиями освещены два района с разным геолого-геоморфологическим строением. К западу от Камыш-Бурунской косы, в акватории одноименного залива, наблюдаются дислоцированные пласты осадочных по-

род, предположительно – мэотического возраста (верхний миоцен). Пласты частично выходят на поверхность дна и образуют гряду каменных развалов (рис. 1). Дислокация пород может быть связана с зоной разрывного нарушения, пересекающей залив в северо-восточном направлении. Там, где дно бухты прилегает к коренному берегу, выходит на поверхность региональное несогласие – поверхность размыва дочетвертичных пород. Покров молодых (голоценовых) прибрежно-морских отложений в этом районе фрагментарен.

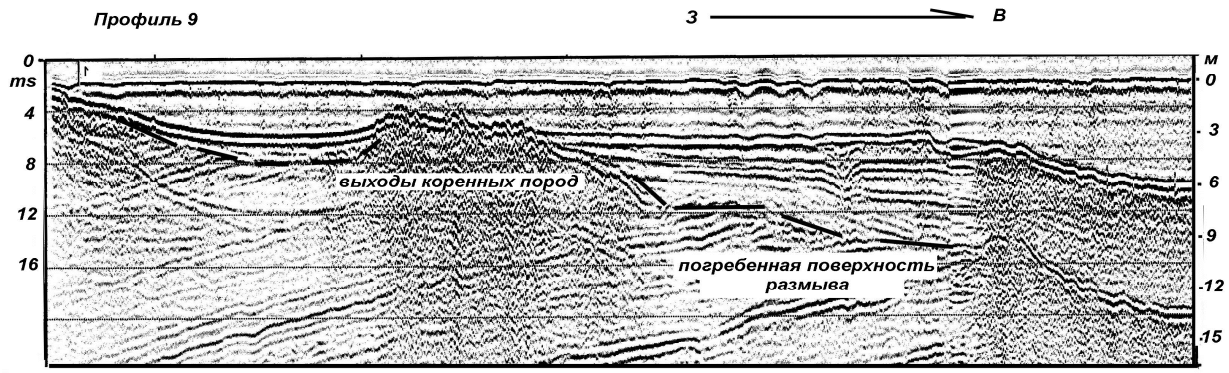


Рисунок 1 – Разрез в Камыш-Бурунском заливе

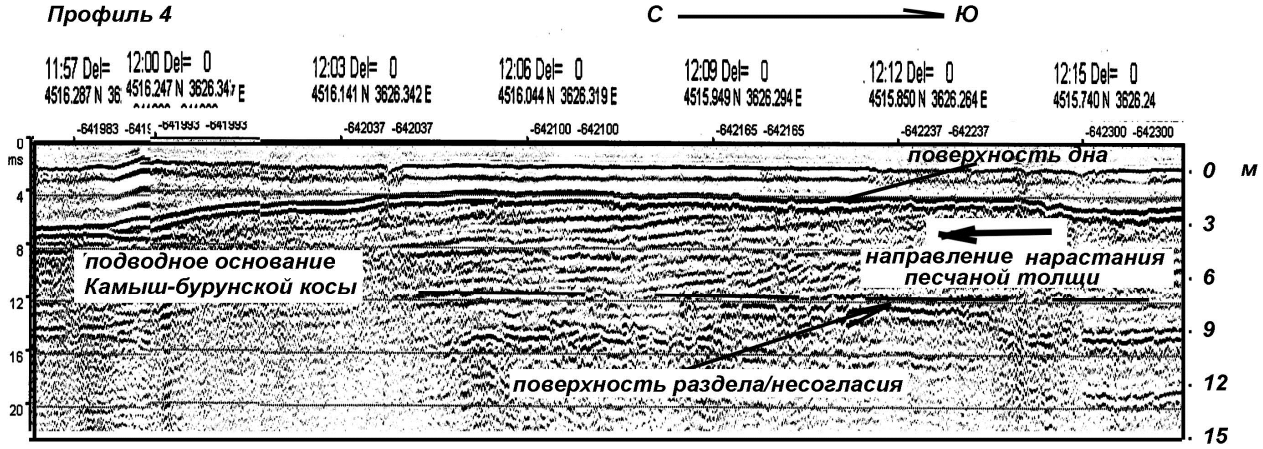


Рисунок 2 – Разрез в Керченском проливе

К востоку от Камыш-Бурунской косы, в открытой акватории Керченского пролива, осадочную толщу можно разделить на три сейсмофации. А) Верхняя, представлена небольшими линзовидными телами либо тонким (до 2–3 м) слоем хаотичных отражений. Очевидно, соответствующие осадки накапливались в современных условиях. Б) В средней наблюдается характерная косая слоистость, что говорит о прибрежной обстановке осадконакопления. На записях видны три валообразных аккумулятивных тела высотой до 3 м и шириной до 200 м. Вполне возможно, это реликты изначальной Камыш-Бурунской косы, что ранее занимала более восточное положение. Подошва сейсмофации – региональное несогласие в виде поверхности размыва, скорее всего фанагорийского возраста. В) Нижняя сейсмофация на большинстве профилей экранирована аномалиями типа «яркое пятно» с мощной акустической тенью. Кроме того, особенностью всего

разреза в целом является сильное кратное отражение от поверхности дна, что в ряде случаев затрудняет интерпретацию.

По итогам проведённых исследований, из сейсмических методов желательно использовать комплексирование источников спаркер (500–1000 Гц) и бумер (2–3 кГц), с параллельно работающим компенсатором качки, а также такую модификацию метода отраженных волн, чтобы получить скоростные характеристики среды. На глубинах воды до 1,5 метров возможно дополнительное использование электромагнитных методов: георадарного профилирования и частотного зондирования с электрическим диполем. Кроме того, привлечение данных по геолого-геофизическому строению и геохронологии прибрежных отложений позволит уточнить схему палеогеографического развития этого участка в ходе позднеголоценовых изменений уровня моря.

Применение высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования в сочетании с геологическим изучением прибрежной территории и подводными археологическими изысканиями позволит решить широкий круг вопросов, связанных с реконструкцией рельефа в приморской полосе, включая хоры античных городов на побережье Керченского пролива. В частности то, как развитие береговой зоны в условиях колебаний уровня моря за последние 5,0 тыс. лет связано не только с природными, но и с антропогенными факторами.

KERCH STRAIT IN KAMYSH-BURUN SPIT AREA: HIGH-RESOLUTION SEISMOACOUSTIC APPROACH

Zinko V.N.[3], Zverev A.S.[1], Fedin M.M.[4], Porotov A.A.[1], Myslivets V.I.[1], Putans V.A.[2]

[1] Geographical Dept., MSU, Moscow, Russia, *alexey-porotov@yandex.ru*,
[2] P.P.Shirshov Insitute of Oceanology, Moscow, Russia, *vitapu@ocean.ru*,
[3]Center of archeological investigations “Demetra”, Kerch, AR Krimea, Ukraine, *zinko@demetra.ua*,
[4]“OOO “Iuznoberejnyi zentr izyscanij”, AR Krimea, Ukraine

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The seismoacoustical investigations was made in the western part of the Kerch strait (Azov sea) near Kamysh-Burun spit. The fracture zone with dislocated sedimentary rocks layers and buried erosional surface was revealed to the west of spit. Three seismofacial units was revealed to the east of spit. The first unit was modern sedimentary cover. The second ones has cross-bedding features and was, probably, the part of early generation of Kamysh-Burun spit, which lied to the east of its modern position. The lower border of the second unit is the erosional surface supposed of phanagorian age. The third unit is screened by acoustic shedows in large part.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕРТИЗА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОМОРСКИХ БЕРЕГОВ РОССИИ

Игнатов Е.И.

Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва

ign38@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Черноморские берега России от Керченского пролива до устья р. Псоу имеют общую длину около 475 км. Весь регион можно разделить на две крупные области – Керченско-Таманскую и Западно-Кавказскую.

Первое и систематическое описание черноморских берегов (кадастр) было сделано профессором В.П. Зенковичем в 1954 г. При районировании побережья взят целый комплекс взаимодействующих факторов. Основными из них являются: современная морфология берега, характер геологического и тектонического строения, интенсивность и направление волн, режим уровня, поступление наносов с суши, антропогенный фактор и др. Различные сочетания этих факторов определяют облик берега, процессы его современного развития.

Кавказские берега Черного моря на севере гористые, а на юге – низменные. Мощный Главный Кавказский хребет вытянут субпараллельно береговой линии северной половины побережья, и его отроги, часто террасированные, обрываются к морю крутыми уступами. В южной части побережья преобладают крупные аккумулятивные выступы (Адлерский и др.), образованные, как правило, выносами рек и прошедшие сложную эволюцию на плейстоцен – голоценовом этапе развития.

На черноморском побережье России преобладают клифы верхнемелового и палеогенового возрастов (средняя высота 20–30 м, максимальная – до 200 м). Литологический состав флишевых пород весьма неоднороден: от слабоустойчивых к разрушению глинистых сланцев и аргиллитов до плотных песчаников и мергелей.

Большинство речных долин здесь заложено по линиям разломов и выходит к морю в виде небольших бухт. Коренные выступы суши (мысы) сложены прочными породами с крутым падением пластов в сторону моря. Клифы довольно устойчивы к волновому воздействию, и их разрушение происходит в основном за счет физического выветривания.

Для Черного моря характерно преимущественное развитие абразионных и абразионно-денудационных берегов. При этом в восточной и южной частях моря, где располагаются молодые горные сооружения альпийской складчатости, преобладают высокие гористые абразионно-денудационные берега. А в западной части – выровненные аккумулятив-

ные и абразионно-аккумулятивные берега. Развитию процессов абразии на востоке моря способствует также крайне малая ширина шельфа. У Кавказского побережья край шельфа нередко подходит непосредственно к береговой зоне. Это обуславливает появление крутых уклонов подводного склона (иногда до 30 градусов), что облегчает подход к берегу мощных штормовых волн и способствует безвозвратному оттягиванию пляжного материала на большие глубины.

Техногенные берега распространены достаточно широко и составляют до 40 % общей протяженности Черноморских берегов России. Они представлены в виде сложных систем берегозащиты: бунами, волноломами, искусственными пляжами и портовыми сооружениями – Сочи, Туапсе, Адлера, Новороссийска, Геленджика, Новомихайловки. Основная цель – защита железной дороги, создание рекреационных зон и обеспечение безопасности грузовых и пассажирских перевозок.

На Черноморском побережье РФ выделяются следующие области и районы:

I. Керченско-Таманская область (Феодосия – Анапа) – выровненный сложный берег в породах малой устойчивости, частично лиманный и лагунный.

1. Тамань (абразионный берег в слабоустойчивых породах): а) мыс Панагия – мыс Железный Рог; б) мыс Железный Рог – оз. Соленое.

2. Анапская пересыпь: а) оз. Соленое – Витязевский лиман (лиманный берег); б) Витязевский лиман – Анапа (аккумулятивный берег со значительным влиянием антропогенного фактора).

II. Западно-Кавказская область (Анапа – устье р. Псоу) – на северо-западе – бухтовый, а на юго-востоке – выровненный абразионно-денудационный берег в породах средней устойчивости (флишевая толща).

1. Анапа – Суджукская коса (древнеоползневые абразионные берега): а) Анапа – мыс Утриш; б)мыс Утриш – гора Мысхако.

2. Гора Мысхако – устье р. Адерба: а) Новороссийская бухта (техногенные берега со значительным влиянием антропогенного фактора); б) мыс Дооб – мыс Тонкий (абразионные берега с висячими долинами); в) Геленджикская бухта (техногенные берега со значительным влиянием антропогенного фактора); г) мыс Толстый – р. Адерба (абразионные берега с висячими долинами).

3. Абразионно-денудационный берег (р. Адерба – Туапсе) с неровным, но относительно устойчивым контуром, единый вдольбереговой поток наносов отсутствует, миграции наносов в районе устьев рек, развиты древние морские террасы: а) р. Адерба – мыс Идокопас; б) дуга мыс Чуговкопас – бухта Джубга; в) дуга бухты Песчаной (аккумулятивный участок); г) мыс Гуанга – мыс Грязнова (бухтовый участок); д) дуга мыс Грязнова – мыс Кодош.

4. Туапсе – р. Кудепста – выровненный абразионный берег с наличием вдольберегового потока наносов юго-восточного направления и влия-

нием антропогенного фактора (техногенный): а) Туапсе – р. Аше (с острым дефицитом наносов); б) берег между устьями рек Аше и Лоо (начало развития потока наносов); в) берег Лоо – Мамайка (с неровным контуром и резкими колебаниями ширины пляжа); г) Сочинский участок (со значительным влиянием антропогенного фактора); д) Мацеста – Кудепста; е) Кудепста – Мзымта (со значительным влиянием антропогенного фактора); ж) дельтовые выступы рек Мзымта и Псоу – аккумулятивный размывающийся берег.

В настоящее время Черноморские берега Кавказа испытывают размыв на большей части своего протяжения. За последнее столетие аккумуляция наносов была приурочена лишь к локальным участкам, связанным с устьями рек (рр. Псоу, Мзымта), разгрузкой вдольбереговых потоков наносов у аккумулятивный выступов, с задержкой наносов в вогнутостях берега по соседству с размываемыми клифами или с наветренной стороны гидротехнических сооружений при одновременном усилении низового размыва (Сочи). Преобладают песчано-галечные и галечные пляжи. В то же время многие аккумулятивные участки стали испытывать интенсивный размыв, в отдельных местах пляжи были полностью уничтожены волнами.

Основной причиной усиления абразии является сокращение твердого стока рек за счет строительства плотин и водохранилищ, а также изъятия пляжного материала для строительных целей, которое практиковалось вплоть до 60-х годов (затем было прекращено законодательным путем). Так, за период 1940–1970 гг. с берега моря и из русел рек было вывезено более 30 млн кубических метров песка и гальки. Все это привело к истощению пляжей и усилению волнового воздействия на берег.

Определенную роль сыграло возведение портовых молов, преградивших в ряде мест вдольбереговые потоки наносов и вызвавших усиленный низовой размыв. С южной стороны Сочинского порта такой размыв протекал со скоростью до 4 м/год (был полностью уничтожен пляж шириной 30 м), что потребовало периодической искусственной отсыпки обломочного материала для стабилизации берега.

На динамику Кавказских берегов большое влияние оказывают также верховья подводный каньонов, которые перехватывают часть нагрузки вдольбереговых потоков, вызывая тем самым низовые размывы берега.

В особых условиях находится сейчас район территории, охватывающий прибрежную зону Имеретинской низменности, где планируется построить Олимпийский комплекс сооружений к Олимпиаде-2014. Выбор ключевого участка лимитировался именно этими причинами.

Мзымтинский район – это прибрежная часть Имеретинской низменности к югу от устья р. Мзымта. В настоящее время здесь строится Адлерский порт и будет сооружен Олимпийский комплекс вместе с зоной отдыха. Это один из самых уязвимых, самых антропогенно-напряженных и социально востребованных участков не только Сочинского, но и всего Черноморского побережья России. В особом положении этот регион находит-

ся в связи с необходимостью развития инфраструктуры: спортивно-развлекательной, промышленно-хозяйственной и рекреационной при подготовке к зимней Олимпиаде-2014.

В целом – это аккумулятивный берег с песчано-галечным пляжем, прислоненный к новочерноморской аллювиально-морской террасе, поверхность которой застроена жилыми и промышленными городскими сооружениями Адлера. Узкий крутой подводный береговой склон прорезан вершинами подводных каньонов, которые поглощают транзитную часть потока вдольбереговых наносов и активно способствуют дефициту наносов на пляже.

Начиная с 1953 г., берега испытывает перманентное отступание со скоростью 4–5 м и до 2009 г. отступил почти на 200 м. Осенью 2009 г. берег был размыт и отступил еще на 50 м. Во многом это произошло из-за строительства Имеретинского (Адлерского) порта. С подветренной его стороны начался низовой размыв. До этого времени дефицит наносов был обусловлен антропогенным фактором, т.е. изъятием наносов твердого стока в русле р. Мзымта для строительных нужд.

Сейчас здесь спроектирован комплекс берегозащитных мероприятий с отсыпкой свободного пляжа и закрепления набережной свайными откосами за пределами расчетной глубины заплеска для обрушающихся волн 4–5 м высоты. Пока же ситуация складывается не очень благоприятная. Отсыпку пляжа делали слишком медленно и не успели довести ее до расчетных параметров. Осенний ноябрьский шторм 2011 г. все размыл и смыл до упорной стенки. Проблема защиты усугубляется действием подводных каньонов.

Росгосэкспертиза выясняла причины произошедшего и предлагала сделать каменно-глыбовую отсыпку. Однако делать такое в рекреационной зоне противопоказано по санитарно-гигиеническим нормативам. Тем не менее, принято решение о реализации этого берегозащитного мероприятия и об оптимизации всего строительного технологического процесса и комплекса.

GEOMORPHOLOGICAL ASSESSMENT OF MODERN CONDITIONS AND FORECASTING DEVELOPMENT OF RUSSIAN COASTS OF BLACK SEA

Ignatov Ye.

M.V. Lomonosov Moscow State University, Geography Department, Moscow,
ign38@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The problem of studying of sea coast is actual for a long period of time and remains valid till nowadays. The article reflects the modern problems of stability and development of coast and the main directions of Russian coasts research.

РОЛЬ УСТЬЕВЫХ ПРОЦЕССОВ В ДИНАМИКЕ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ (В ПРЕДЕЛАХ РОССИЙСКОГО СЕКТОРА)

Исупова М.В.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, *misupova@yandex.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Особую роль в формировании и динамике береговых аккумулятивных форм играют процессы, происходящие в устьевых областях рек, или так называемые устьевые процессы. Это процессы, создающие специфические формы руслового и надводного рельефа и формирующие особый ландшафт устьевой области, и возникающие в результате взаимовлияния речного и морского режима движения воды [4]. Они включают в себя физические (динамические, ледотермические, эрозионно-аккумулятивные), химические, биохимические и биологические процессы. Ведущими процессами, составляющими основное содержание устьевых процессов, считаются динамическое взаимодействие и смешение вод реки и моря, отложение и переотложение речных и частично морских наносов [2]. Эти гидролого-морфологические устьевые процессы оказывают существенную роль в формировании аккумулятивных форм (и их размыве) в прибрежной зоне моря.

Основными факторами, определяющими гидролого-морфологические особенности устьевых областей рек, являются речные (сток воды и наносов реки, уровни воды, физические и химические свойства воды, русловые процессы и др.), морские (уровень приемного водоема, приливно-отливные явления, волнение, течения, сгонно-нагонные явления, физико-химические свойства воды и др.), местные физико-географические и геологические условия, а также антропогенные [2]. Специфика динамики вод и наносов в устьях рек связана, прежде всего, с влиянием уровня приемного водоема (сопряжение уровенных поверхностей реки и моря) и наличием дельты (распределение и перераспределение расхода воды реки по системе дельтовых водотоков). Устья рек Российского сектора Черноморского побережья Кавказа, как правило, простые бездельтовые, часто перекрытые вдольбереговыми косами (пересыпями) (см. рис. 1). Поэтому роль второго фактора в специфике динамики вод и наносов в этих устьях несущественна, а влияние колебаний уровня приемного водоема, особенно связанных с прохождением сгонно-нагонных явлений, довольно большое. Эти колебания уровня моря вблизи устьев рек могут вызывать обратные течения в речном русле, при которых в русла поступают наносы, ранее находившиеся на устьевом взморье, а также деформации прилегающих берегов. Обратные потоки наносов невелики, но их необходимо учитывать при расчете выноса наносов по рукавам в море.

Рисунок 1 – Устье р. Мзымта в мае 2009 г. по [1]

Здесь также существенную роль в формировании аккумулятивных тел играет довольно сложный рельеф подводного склона, изрезанного каньонами (см. рис. 2), по которым наносы, поступающие в устьевые области рек и играющие существенную роль в динамике прибрежных аккумулятивных форм, могут уходить на глубину, исключающую их обратное поступление.

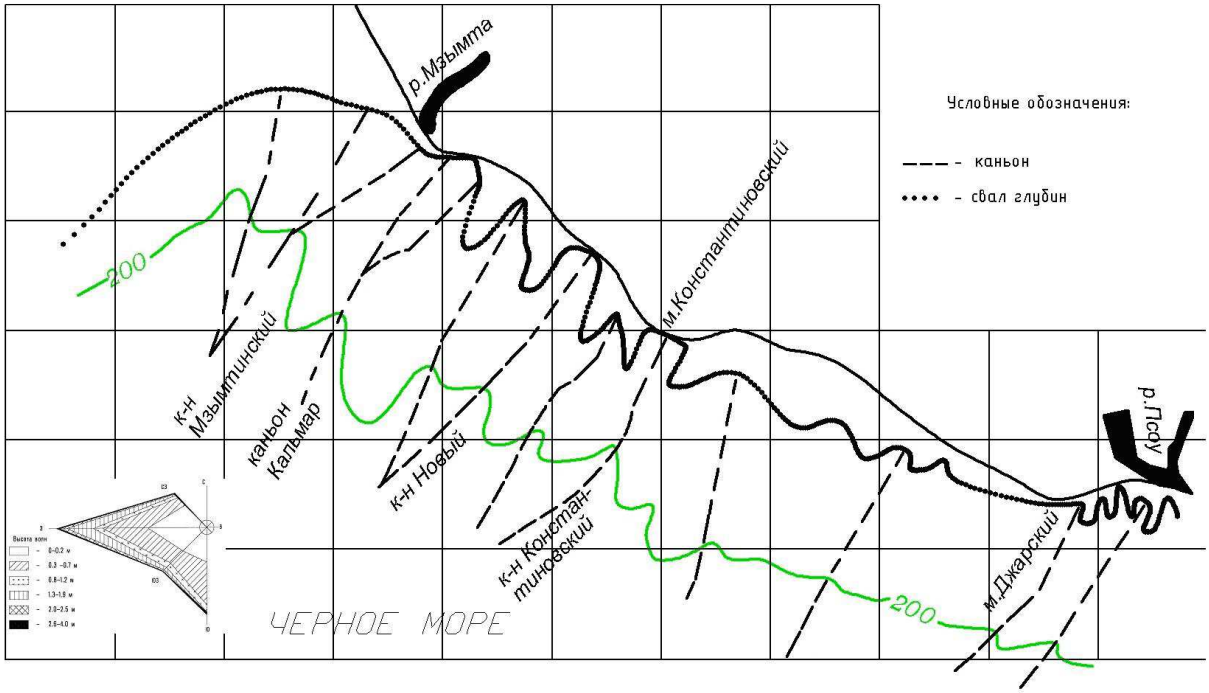


Рисунок 2 – Схема участка побережья черного моря в междуречье Мзымты и Псоу с нанесенными осями подводных каньонов и роза волнения по наблюдениям ГМП Адлер

Опыт изучения российскими и иностранными специалистами устьев рек свидетельствует о современной активизации морского воздействия на дельты многих рек мира и усиления размыва их морского края. Эти процессы свидетельствуют о тенденции трансформации различных устьевых областей из объектов, сформировавшихся при преобладании речных факторов в объекты с преобладанием воздействия морских факторов (Сулак, Эбро, Тибр, Хонгха и др.) [3].

Ярким примером воздействия морского фактора является изменчивость устьевого конуса выноса, имеющего довольно сложное строение, особенно у крупных рек. Физической основой отложения речных наносов на устьевом взморье и формирования устьевого конуса выноса служит уменьшение транспортирующей способности речной струи, затухающей в сторону моря [2]. Формирование устьевого конуса выноса связано с существенным отложением и переотложением речных и частично морских наносов на дне устьевого взморья, и часто сопровождается устьевым удлинением (или укорочением) русла реки. В большинстве случаев в строении конуса выделяются несколько последовательных слоев: верхние надводные и подводные, как правило, песчаные слои; илистые отложения морского склона устьевого конуса выноса; пологие слои глин, слагающие подножье конуса выноса; шельфовые пески, не связанные с образованием конуса выноса. Каждому из этих слоев характерен определенный гранулометрический состав отложений. Поэтому, при активизации размыва устьевых аккумулятивных форм в литодинамическую систему побережья в зависимости от стадии размыва могут поступать существенно отличающиеся по составу наносы.

Первым же морфологическим проявлением отложения речных наносов на устьевом взморье служит образование устьевого бара, характерного практически для всех устьев рек [2]. Устьевой бар, как правило, включает в себя баровую отмель с ложбинами и подводные устьевые косы. В зависимости от степени влияния речных или морских факторов в устьях рек формируются бары различных типов. Для устьев рек Российского сектора Черноморского побережья характерны по [2] устьевые бары речноморского типа (формирующиеся при совместном воздействии стока воды и наносов реки и морского волнения), выдвигающиеся в половодье и разрушающиеся (практически полностью) морским волнением в межень. Во время особо сильного половодья в устье реки может отлагаться большое количество влекомых наносов, и которых формируется обширный устьевой бар. Далее в течение года (или последующих лет) он перерабатывается волнением, в результате чего из продуктов волнового размыва образуются сначала поперечные береговые бары, а затем барьерные острова и косы. Эти аккумулятивные образования формируются поперек речного потока и постепенно смещаются в сторону преобладающего направления волнения и вдольберегового потока наносов. Часто эти косы ориентированы в обе стороны от устья рукава.

Существенное воздействие на устьевые бары оказывают сильные штормы. В это время, во-первых, на барах отлагается большое количество вынесенных из рукавов наносов, а во-вторых, бары подвергаются сильному воздействию волнения. В результате устьевые бары во время штормов сильно изменяют свое строение.

В качестве примера можно привести устье р. Мзымта, на устьевом взморье которой происходит формирование блокирующей косы, достигающей в длину 100–150 м и сложенной наносами, поступающими как из самой реки, так и с вдольбереговым морским потоком (рис. 3). Во время сильных паводков устьевой бар частично размывается, при этом слагающий его материал выносится в море в сторону подводного Мзымтинского каньона. При штормах накопленный в устьевой зоне материал вовлекается во вдольбереговой поток наносов, направленный преимущественно на восток.

Рисунок 3 – Устье р. Мзымта в межень в 2007 (а) и 2009 гг. (б) («СканЭкс», 2009) по [1]

В условиях относительно естественного стока наносов р. Мзымта (340 тыс. т/год) на устьевом взморье реки происходил рост аккумулятивных форм, выдвижение которых в сторону моря ограничивалось близостью бровки шельфа и наличием подводного Мзымтинского каньона. В настоящее время в условиях дефицита твердого материала, приносимого рекой (20–45 тыс. м^3/год), на бортах Мзымтинского каньона наблюдается размыв коренных пород [1]. На прилегающих участках выровненного дна отмечены многочисленные «окна», в которых вскрыты коренные лиманные глины. Мощность песчаных отложений крайне мала и не превышает 20–30 см. В периоды сильных штормов происходит разрушение коренного дна и формирование новых эрозионных врезов.

Список литературы

1. Крыленко В.В, Исупова М.В., Крыленко М.В., Дзагания Е.В. Гидроэкология: формирование геоэкологических особенностей устьевой обла-

сти 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. Гидрология устьев рек. М. : Изд-во МГУ, 1998. 175 с.
4. Самойлов И.В. Устья рек. М. : Географгиз, 1952. 526 с.

ROLE OF MOUTH PROCESSES IN THE DYNAMICS OF ACCUMULATIVE FORMS IN COASTAL ZONE OF BLACK SEA (WITHIN THE RUSSIAN SECTOR)

Isupova M.

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

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The processes in the river mouth areas play a special role in the formation and dynamics of coastal accumulative forms. The experience of Russian and foreign specialists on investigations of river mouths shows a modern intensification of sea impact on the river deltas in the world and enhance the abrasion of their delta coastlines. These processes show a trend of transformation of different mouths from the fluvial-dominated objects to the marine-dominated objects. A striking example of this process is the variability of the mouth fan, which has a complicated structure, and the mouth bars. In most cases, the structure of the mouth fan presents several successive layers. There are the following 1) above-water and submarine sand layers; 2) layer of silty sediments of the sea slope of the mouth fan; 3) gently sloping layers of clay, component the foot of the mouth fan; 4) layer of shelf sand, not related to the formation of mouth fan. Each of these layers is characterized by a specific size and composition of sediments. Under intensification of abrasion of the mouth accumulative forms (accordance with the stage of this abrasion), the sediments significantly differed by composition, can be penetrate in the lithodynamic coastal system. A rather complex topography of the underwater slope rugged canyons is typical for the Russian coast of the Black Sea. Through these canyons, sediments, entering the river mouth area and playing an important role in the dynamics of coastal accumulative forms, can be delivered to the depths. These depths exclude of their return.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ МОРСКОГО БЕРЕГА КУРШСКОЙ КОСЫ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПЕРИОД С 1963 ПО 2011 ГОД

Карманов К.В.

Балтийский Федеральный Университет им. И. Канта, Калининград, *mr.pocketoff@rambler.ru*,
Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Куршская коса – уникальное природное образование, включенное в список объектов всемирного наследия ЮНЕСКО. Подобные природные объекты обладают очень сильной пространственно-временной динамикой, прежде всего в прибрежной зоне. Куршская коса имеет очень большое культурно-рекреационное значение и наблюдение за состоянием косы в целом и ее берегов в частности важная задача, необходимая для разработки мер по сохранению этого уникального места.

Данная работа направлена на выявление многолетней изменчивости морских берегов Куршской косы и количественную оценку величин размыва и площади утраченных прибрежных земель. Для этого был использован ретроспективный анализ, основанный на сравнении архивных данных (аэрофотосъемок) и современной спутниковой данных.

Архивные данные аэрофотосъемки побережья исследуемого района предоставленные В.Л. Болдыревым, руководителем группы морфолитодинамики лаборатории прибрежных систем АО ИО РАН. Снимки плановые ортогональные имеют масштаб 1 : 5000. Общее количество использованных фото снимков составило 100 шт. Площадь территории отображенная на одном снимке – 680 000 м^2.

Современные данные спутниковой съемки спутника Landsat-7 ETM+ получены с бесплатного Интернет архива [9], снимки сделаны в семи спектральных каналах с разрешением 30 м в одном пикселе, и панхроматическом диапазоне, разрешением 15 м один пиксель. Один снимок охватывает площадь в 185 км^2.

Методическая основа работы уже ранее применялась в работах А.Ш. Хабидова и А.Е. Цыганковой, но применительно берегам других водных объектов [6, 7].

Первым работы этапом стала географическая привязка аэрофотоснимков, которая осуществлялась методом контрольных точек. Метод основывается на том, что систему координат можно задать некоторыми точками с известными координатами. Геометрически метод основан на применении полиномной аппроксимации [4].

При работе со спутниковыми снимками был исключен этап географической привязки данных, так как полученные снимки уже имеют гео-

графическую привязку. Самым важным этапом работы с данными спутниковой съемки стал этап дешифрирования и определения положения берега.

Основным дешифровочным признаком для работы с данными спутниковой съемки стала спектральная отражательная способность, которая характеризует отражательную способность объекта, измеряемую в единицах спектральной плотности энергетической яркости [2, 5]. Получаемые величины переводятся в дискретные безразмерные цифровые значения, соответствующие характеристикам отражательной способности, называемой спектральной яркостью [5]. Записанные посредством регистрирующего устройства цифровые значения изменяются в пределах радиометрического битового диапазона, ширина которого зависит от характеристики устройства – обычно это интервал от 0 от 255. На изображении эти значения соответствуют оттенкам серой шкалы: 0 представляет абсолютно черный объект, 255 – абсолютно белый, а промежуточные значение соответствуют оттенкам серого [5].

На панхроматических снимках пляж имеет на снимке максимальную отражательную способность. Исходя из этого можно считать бровкой размыва авандюны границу между пикселями, принадлежащими по значению спектральной яркости пляжа, и пикселями соответствующими растительности или техногенным объектам, в частности берегозащитным сооружениям (променадам, берегозащитным стенкам). Исходя из этого, с точностью до одного пикселя была выделена линия берега по современным данным спутниковой съемки.

Для достижения основной цели работы – выявления многолетней тенденции развития морского берега Куршской косы и оценке количественных показателей развития, необходимо сравнить положение берега, полученное по современным и архивным снимкам. Это можно сделать, отобразив одновременно оцифрованные линии берега, полученные по разновременным данным.

Для количественной оценки размыв берега, было измерено расстояние между линиями, показывающими положение берега в 1963 г. и в 2011 г. Следует так же отметить, что если количественный показатель динамики берега не превышал значение 15 м, то берег на данном сто метровом участке, считался стабильным. Это связано с тем, что размер одного пикселя спутникового снимка Lansat составляет 15 м и следовательно, измерения попавшие в этот предел не могут считаться достоверными. Все измерения проводились в ГИС ArcMap 9.2.

Использование ретроспективных данных дистанционного зондирования совместно с современными данными позволило дать интегральную оценку развитию побережья на всем протяжении исследуемого морского участков берега Куршской косы. Так участок от г. Зеленоградск до 12 км испытывает дефицит песчаных наносов, авандюна почти на всем протяжении сильно размыта, практически от нее сохранилась только тыльная часть. По результатам сравнения материалов архивной аэрофотосъемки и современных спутниковых снимков данный морфодинамический участок подвергся значи-

тельному размыву, здесь отмечаются наибольшие величины размыва для всего побережья Куршской косы. Средние значения размыва составили 49 м. Особое внимание привлекает интенсивный размыв корневой части Куршской косы. Минимальные значения размыва составили 15 м, максимальные наблюдаются на десятом километре косы и достигают 120 м.

Участок Куршской косы, расположенный на протяжении 21 км от северной границы пос. Лесное (12 км Куршской косы) до пос. Рыбачий имеет ярко выраженную тенденцию размыва за последние 47 лет. Масштабы размыва здесь как в среднем по всему описываемому участку, так и в своих максимальных значениях, схожи с размывом на предыдущем участке. Средняя величина размыва составляет 47 м, среднегодовая скорость размыва за 47 лет соответственно составила около 0,9 м/год. Максимальный размыв на этом участке – 110 м, следовательно максимальная среднегодовая скорость размыва – 2,3 м/год.

В северной части Куршской косы от пос. Рыбачий до 49 км. Участок протяженность – 16 км, является участком транзита песчаных наносов с уравновешенным балансом. Общее состояние берега стабильное. Данные ретроспективного анализа хорошо коррелируются с данными группы морфолитодинамики Атлантического отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, за тем исключением, что берег все же имеет небольшую, но все же тенденцию к размыву. Можно так же выделить участок берега севернее Рыбачьего протяженностью около 5 км, подверженного размыву сильнее остальной части этого побережья, на этом небольшом участке величина размыва достигает 75 м. В целом же по морфодинамическому участку средняя величина размыва равна 25 м, то есть скорость размыва около 0,5 м/год.

В результате проведенной работы была показана тенденция к размыву Российской части морского берега Куршской косы и рассчитаны её количественные характеристики (см. табл. 1). Площадь размытого берега составила около 2,1 км^2 за 47 лет, максимальное значение размыва 110 м (10-ый километр косы), средние значение размыва 49 м.

Автор статьи выражает благодарность В. Л. Болдыреву, руководителю группы морфолитодинамики Лаборатории прибрежных систем Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН за предоставленные данные аэрофотосъемки 1963 г.

Таблица 1

Таблица значений количественной оценки динамики морского берега Куршской косы в период с 1963 по 2010 года

Оцениваемая величина	Значение
Средняя величина размыва м	49
Максимальная величина размыва, м	110
Средняя скорость размыва, м/год	1,1
Максимальная скорость размыва, м/год	2,3
Площадь размыва, км^2	2,1

Список литературы

1. Григорьев А.А. Антропогенные воздействия на окружающую среду по наблюдениям из космоса / А.А. Григорьев. М. : Наука, 1985. 78 с.
2. Книжников Ю.В. Аэрокосмичесике методы географических исследований / Ю.В. Книжников, В.И. Кравцова, О.В. Тутубалина. М. : Академия, 2004. 333 с.
3. Лебедев С.А Дистанционные методы зондирования Земли / С.А. Лебедев // XII Международная конференция по промысловой океанологии, Светлогорск, Калининградская обл., 2005.
4. Лурье И.К. Геоинформационное картографирование. Методы геоинформатики и цифровой обработки снимков / И.К. Лурье. М. : Из-во КДУ, 2010. 424 с.
5. Татарников О.Г. Эксперименты с спутниковыми снимками / О.Г. Татарников // Компьютер Пресс. 8’2007.
6. Цаганкова А.Е. Методы анализа спутниковых изображений при изучении берегов северо-восточной части Белого моря. // Акивис Т.М., Пыхова Н.В. (Ред.). Литодинамика донной контактной зоны океанов : Материалы Междунар.конференции, посвящен. 100-летию со дня рождения проф. В.В. Лонгинова. М. : ГЕОС, 2009. 168 с.
7. Хабидов А.Ш. Береговые процессы на крупных водохранилищах / А.Ш. Хабидов, К.В. Марусин, Е.А. Федоров // Динамика прибрежной зоны бесприливных морей : Материалы международной конференции. Калининград : Изд-во «Терра Балтика», 2008. 242 с.
8. Шкарин В.Е. Мониторинг экологического состояния территорий на основе ретроспективного анализа данных ДЗЗ / В.Е. Шкарин, С.А. Нетребко, С.Н. Волков, С.В. Егоркин // Организация, технология и опыт ведения кадастровых работ : Материалы 11-ой Всероссийской учебно-практической конференции, 2006.
9. http://glovis.usgs.gov/ – Интернет архив спутниковых снимков Landsat.

INVESTIGATION OF COASTAL VARIABILITY OF CURONIAN SPIT OF REMOTE SENSING DATA FROM 1963 TO 2011

Karmanov K.

Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad,
mr.pocketoff@rambler.ru,
P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, the Atlantic Department, Kaliningrad

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

НАКАТ РАЗРУШАЮЩИХСЯ ВОЛН НА БЕРЕГ В ЗОНАХ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ

Катлине Коблев А.Х., Лещенко С.В., Макаров К.Н.

Сочинский государственный университет,
ktk99@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Ряд объектов (ледовые дворцы для хоккея, керлинга и фигурного катания, олимпийская деревня и олимпийский парк), возводимых в рамках подготовки к проведению в г. Сочи зимних Олимпийских игр 2014 г., располагается на территории Имеретинской низменности в Адлерском районе г. Сочи.

Для доставки необходимых при строительстве олимпийских объектов строительных материалов и оборудования здесь же построен морской порт Имеретинский.

Кроме того, вдоль западного побережья Имеретинской низменности возводится берегоукрепление и создается прогулочная набережная Олимпийского парка.

Общая длина берега Имеретинской низменности (междуречья рек Мзымты и Псоу) составляет около 8 км. Подводный склон здесь на всем протяжении расчленен шельфовыми долинами (каньонами) [1]. Причем каньоны Мзымтинский, Новый, Константиновский и Джарский являются действующими. Средние уклоны тальвегов каньонов в интервале глубин 20–40 м находятся в пределах 0,25–0,30.

Наиболее выраженными и активными являются каньоны Мзымтинский и Новый. Вершина каньона Новый максимально приближена к берегу. Его бровка выражена в рельефе с глубин 7–8 м.

В 1989 году в тыльной части пляжа против каньона Мзымтинского была построена первая очередь насыпной дамбы длиной 610 м, а в 1990–91 гг. закончена строительством вторая очередь длиной 910 м.

В ноябре 1992 г. сильный шторм значительно повредил дамбу, а в некоторых местах она была прорвана. Длина наката прибойного потока в зоне каньона Мзымтинского достигала 90 м. Волны разрушили в нескольких местах дорогу, ряд зданий и строений. При этом по расчетам, выполненным при проектировании дамбы, накат такой длины не прогнозировался. В настоящее время берег против каньона Мзымтинского находится в тылу построенного порта Имеретинского.

В то же время, в результате строительства этого порта полностью блокирован твердый сток р. Мзымты. Это привело к необходимости строительства берегоукрепления от порта до восточного борта мыса Константиновского.

Однако уже в процессе строительства, часть этого сооружения, расположенная против каньона Нового подверглась подмыву накатной волной даже при рядовых волнениях.

Таким образом, результаты натурных наблюдений свидетельствуют о том, что накат волн на берега в зонах, расположенных против подводных каньонов, существенно превышает накат на соседних участках берегов вне зоны каньонов. Причем это обстоятельство никак не следует из нормативной методики расчета наката волн на откосы [2].

Таким образом, актуальной задачей является разработка методики расчета наката волн на пляжи с учетом уклонов их подводных частей (каньонов).

На реальные пляжи и сооружения на них накатываются фактически волны перемещения, образовавшиеся из колебательных волн в результате скачкообразного перехода при их последнем обрушении. Причем зоной наката следует считать зону от последнего обрушения волны и ее перехода из волны колебательной в волну перемещения до границы ее наката на сухой берег.

Всю зону наката обрушающихся волн на берега и сооружения на них можно разделить на подводную часть шириной $L_{н.под.} = d_{cr}/i_{под}$, *где* d_{cr} – глубина последнего обрушения волны, $i_{под}$ – уклон подводной части берегового склона и надводную шириной $L_{н.над} = h_н/i_{над}$, где $h_н$ – высота наката волны на берег, $i_{над}$ – уклон надводной части пляжа.

Рассмотрим далее накат волн на берег в зоне подводного каньона, схематично показанного на рисунке 1.

В случае распространения волнения с волновыми лучами, параллельными оси каньона (фронт волны), центральный луч пройдет вдоль оси каньона, и волна разрушится в непосредственной близости от берега. Таким образом, участок сооружения, расположенный против вершины каньона окажется практически в начале зоны наката волн, то есть гораздо ближе к линии обрушения, чем соседние участки.

Согласно [2, 3] 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.

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:

$$E_к = \rho V^2/2, \qquad (1)$$

где ρ – плотность воды; V – скорость частицы в гребне волны, равная $V = (g(d_{cr} + h_{cr}))0{,}5$; g – гравитационное ускорение; d_{cr} – глубина обрушения, h_{cr} – высота волны при обрушении.

Полагая для последнего обрушения $d_{cr} \approx h_{cr}$, получим $V = (2gh_{cr})0{,}5$. Тогда $E_к = \rho g h_{cr}$.

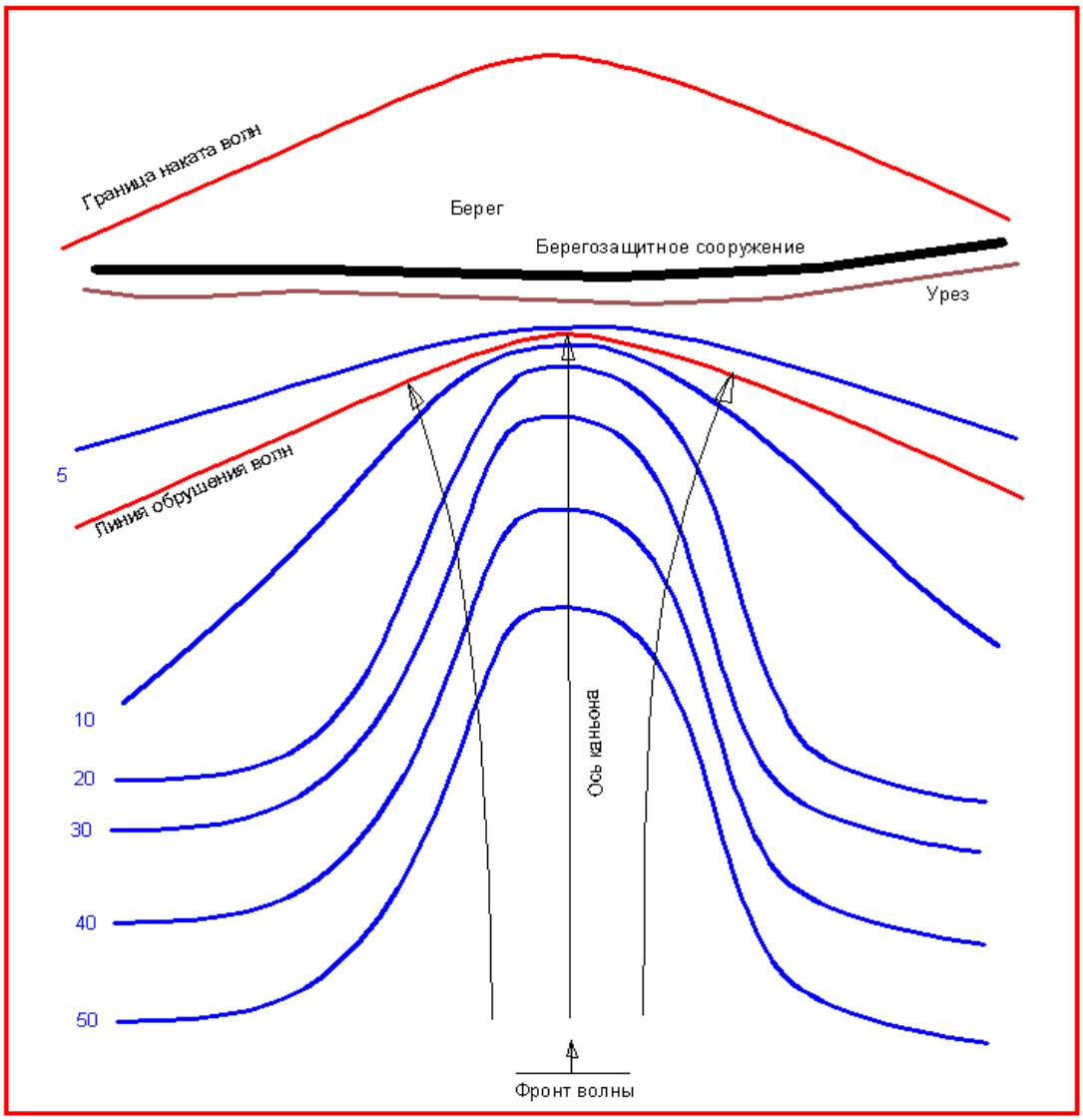


Рисунок 1 – Схема подводного каньона с направлениями волновых лучей, линией обрушения волн, границей их наката на берег при фронтальном подходе и берегозащитным сооружением

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

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

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

где $k_{турб}$ – линеаризованный (безразмерный) коэффициент турбулентной вязкости (Battjes, 1975), $k_{турб} = K_э((5/16)i_{под})1/3(gd_{cr})0{,}5T/\lambda_{cr}$; T – период расчетной волны; λ_{cr} – длина волны на линии обрушения, $i_{под}$ – уклон подводной части берегового склона, $K_э$ – эмпирический коэффициент, $K_э \approx 0{,}08$.

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

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

где k_r, k_p – коэффициенты шероховатости и проницаемости надводного откоса пляжа, определяемые по специальной таблице из [2].

Приравнивая кинетическую и потенциальную энергии, и учитывая потери на турбулизацию потока, трение о поверхность берегового склона и проницаемость откоса, получим:

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

откуда

$$h_н = h_{cr}(1 - (k_{турб}/i_{под}))/(1+((1 - k_r)(1 - k_p)/i_{над})). \quad (5)$$

Длина наката волны на надводную часть пляжа определяется по формуле:

$$L_н = h_н/i_{над}. \quad (6)$$

Таким образом, предложена методика расчета наката обрушающихся волн на пляжи и сооружения на них с учетом шероховатости и проницаемости пляжей, а также уклонов их подводной и надводной частей, в том числе в зонах подводных каньонов.

Поверочный расчет наката волны по предложенной методике для зоны каньона Нового при h_{cr} = 3,5 м, T = 7,0 с, λ = 50 м, r = 0,04 м, $i_{под}$ = 0,15, $i_{над}$ = 0,05, дает $h_н$ = 2,3 м, $L_н$ = 46,4 м.

Вне зоны каньона при $i_{под}$ = 0,04 получим $h_н$ = 1,7 м, $L_н$ = 34,1 м. Полученные результаты хорошо согласуются с данными наблюдений за накатом волн в зоне каньона и вне его.

Список литературы

1. Сафьянов Г.А., Меншиков В.А., Пешков В.М. Подводные каньоны – их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана. Краснодар, 2007.

2. СНиП 2.06.04-82*. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов) Госстрой СССР. М. : Стройиздат, 1995.

3. Лаппо Д.Д., Стрекалов С.С., Завьялов В.К. Нагрузки и воздействия ветровых волн на гидротехнические сооружения. Л. : ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1990.

GROUNDSWELL OF COLLAPSING WAVES TO THE COAST IN THE ZONES OF SUBMARINE CANYONS

Catline Koblev A.J., Leshchenko C.B., Makarov K.N.

Sochi State University,
ktk99@mail.ru

≈≈

Short characteristics of submarine canyons located between the rivers Mzymta and Psou and supervisions for their dynamics and influence on coastal constructions are examined in this report.

The scheme of an underwater canyon with the directions of wave beams, the line of collapse of waves, their border groundswell to the coast and coastal constructions is presented. It is suggested to define an altitude of the length of groundswell of collapsing waves to the coast on the basis of the law of energy conservation of surfy waves. The detailed calculating procedure taking into account a roughness and permeability of beaches is described. Testing calculation of landwash according to the offered procedure for the zone of the canyon and out of it.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОЦЕНКИ ЛИТОДИНАМИЧСЕСКОГО РЕЖИМА АБРАЗИОННО-БУХТОВОГО БЕРЕГА

Корзинин Д.В.

Филиал ОАО ЦНИИС НИЦ «Морские берега», г. Сочи,
KorzininDV@tsniis.com; korzinin2000@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В береговой науке использование количественных характеристик рельефа отмечается практически повсеместно. Оперирование такими показателями как глубина, тангенс угла наклона дна и др. является естественным для исследователя, однако до окончательной разработки принципов морфометрического анализа применительно к береговым исследованиям ещё далеко.

Морфометрический анализ обычно относят к вспомогательным методам геоморфологических исследований. Считается, что получаемая количественная характеристика рельефа не даёт достаточного представления о его происхождении, что является поводом для скептицизма по отношению к морфометрии. Однако следует отметить, что при повторных измерениях, сравнение массивов значений тех или иных морфометрических показателей позволяет выявлять доминирующие факторы рельефообразования.

Согласно принципам морфометрического анализа, исследователь, применяя ту или иную количественную характеристику рельефа, вправе сам определять критерий её значимости – ограничивать область использования и выделять наиболее важные с точки зрения исследования рельефа особенности её распространения, как картографическими методами, так и с использованием методов математической статистики [7].

Сложность внедрения принципов морфометрического анализа в береговые исследования связана с индивидуальностью рельефа, сложенного прибрежно-морскими наносами, в зависимости от текущей волновой ситуации. Исследователь использует в основном данные о глубинах, которые получены при слабом волнении, когда создаётся благоприятная ситуация для промерных работ. О распределении глубин при шторме можно полагать только косвенно, опираясь на опыт предшествующих исследований и натурных экспериментов, а так же на существующие теоретические модели профиля подводного берегового склона. На основе этих принципов, исходя из имеющихся батиметрических данных, сделана попытка выделить некоторые особенности литодинамического режима северного побережья Самбийского полуострова, (Юго-Восточная Балтика) относящегося к абразионно-бухтовому типу берега (см. рис. 1).

В ходе исследования получены морфометрические показатели Δh и $\Delta h_{шт}$, по сути являющиеся разницей между глубинами измеренным и глубинами расчетными, которые соответствуют профилю равновесия подвод-

ного берегового склона. Значения Δh получены на основе профиля равновесия р. Дина [8], характеризующего берег в долгосрочной перспективе, когда определяющую роль играет волновой климат побережья. Значения $\Delta h_{шт}$ получены на основе профиля относительного динамического равновесия [6], характеризующего берег в масштабе времени отдельных штормовых событий. Значения $\Delta h_{шт}$ рассчитывались относительно высоты волны 6,6 м (экстремальный шторм) и 3,2 м (среднемноголетний шторм).

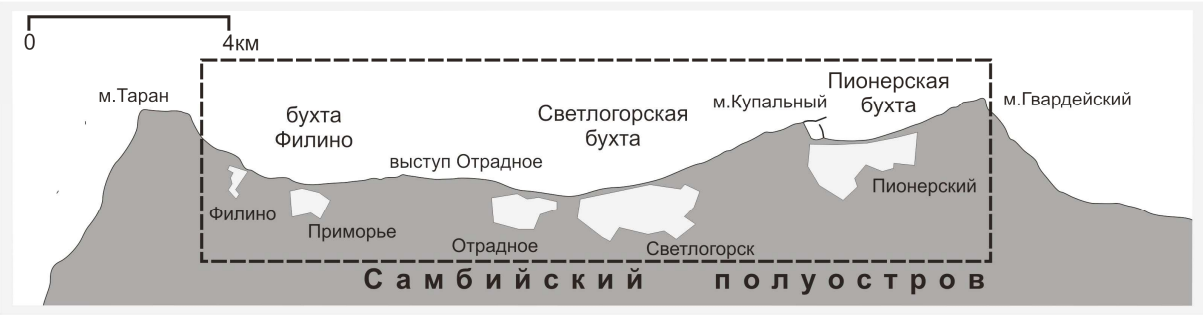


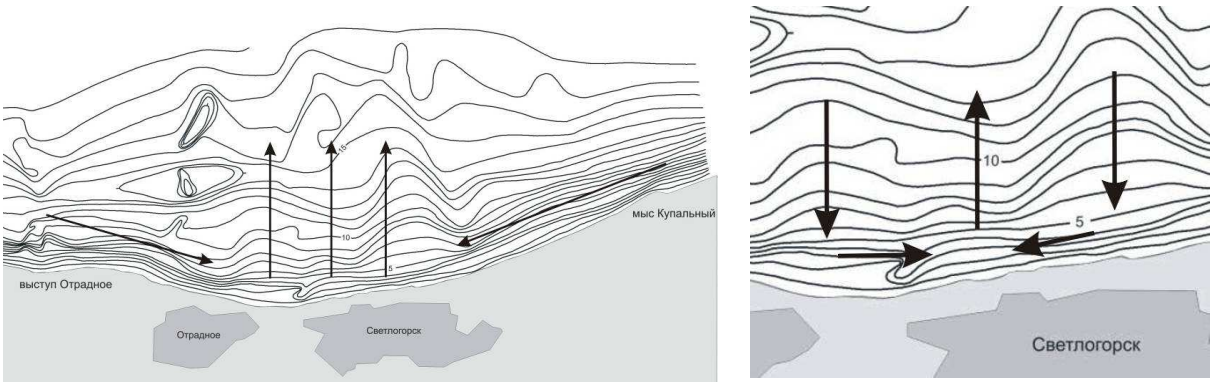
Рисунок 1 – Район исследования

Основные методические приёмы и некоторые промежуточные результаты исследования представлены в публикациях [2, 3, 4]. По ходу исследования получены следующие выводы:

1. На основе анализа распространения морфометрического показателя Δh, рассчитанного относительно промеров глубин выполненных в разные годы (1974, 1982, 1987 и 2008 гг.), выделены устойчивые как в пространстве, так и во времени участки преобладания аккумуляции (центральные части Светлогорской и Пионерской бухт) и участки преобладания абразии (выступы Отрадное, мысы Купальный и Гвардейский).

2. Распределение значений $\Delta h_{шт}$, исследуемое в пределах аккумулятивных зон, может быть истолковано условно с помощью гипотезы, в основе которой лежит представление о двух типах внутрибухтовой циркуляции. При прохождении экстремальных штормов циркуляция обусловлена контурами берега (см. рис. 2а), а при волнениях меньшей силы циркуляция связана с переменной топографией дна (см. рис. 2б) [1, 5]. При прохождении экстремальных штормов возникает дифференциация аккумулятивного рельефа, что в дальнейшем способствует возникновению циркуляции второго типа при типичных сезонных штормах. В результате циркуляции происходят потери песчаного материала и как следствие размыв абразионного уступа, как при исключительных штормах, так и при волнениях меньшей силы.

3. Сравнение массивов значений $\Delta h_{шт}$ с помощью гистограмм распределения позволило выявить, что измеренный рельеф дна, в большинстве своём, сформирован стадией стабилизации наиболее распространённых волнений штормового сезона (H = 3,2 м), т.е. большинство значений $\Delta h_{шт}$ относится к диапазону, отвечающему условию равновесия рельефа ($-0{,}5 \leq \Delta h_{шт} 3{,}2 \leq 0{,}5$).



А **Б**

Рисунок 2 – Условная схема перемещения водных масс и прибрежно-морских наносов в стадию усиления и стабилизации волнения при экстремальных штормах (А) и при волнениях меньшей силы (Б)

Таким образом, предложен методический подход, основу которого составляет получение количественных характеристик рельефа подводного берегового склона, отражающих положение дна относительно расчётного профиля равновесия. Данный подход позволяет оценивать литодинамический режим береговой зоны с позиций морфометрического анализа и его ключевыми результатами являются следующие:

1. Анализ распределения Δh и выделение устойчивых участков аккумуляции и абразии можно рассматривать как развитие принципов крупномасштабного морфодинамического районирования, т.е. выделение наименьшей таксономической категории, берегового участка;

2. На данном этапе, значения $\Delta h_{шт}$ можно интерпретировать с определённой степенью условности, основываясь на накопленные в береговой науке натурные, экспериментальные и расчётные данные о динамике береговой зоны при волнениях разной интенсивности;

3. Статистический анализ полученных массивов значений $\Delta h_{шт}$, рассчитанных для волнений разной силы позволяет выделить доминирующие факторы рельефообразования.

В качестве перспектив развития предлагаемого подхода следует отметить исследование полученных количественных характеристик с учётом предшествующих волнений, а так же использование распределения значений Δh и $\Delta h_{шт}$ при геоморфологическом картировании подводного берегового склона.

Список литературы

1. Айбулатов Н.А. Динамика твёрдого вещества в шельфовой зоне. Л. : Гидрометеоиздат, 1990.

2. Корзинин Д.В. Рельеф подводного берегового склона северного побережья Самбийского полуострова (Юго-Восточная Балтика) // Вестник Московского Университета. Серия география. 2009. № 6. С. 78–81.

3. Корзинин Д.В. Оценка морфо- и литодинамики подводного берегового склона северного побережья Самбийского полуострова (Юго-Восточная Балтика) // Литодинамика донной контактной зоны океана (Материалы XXII Международной конференции, посвящённой 100-летию со дня рождения профессора В.В.Лонгинова). М. : ГЕОС, 2009. С. 101–102.

4. Корзинин Д.В. Динамика аккумулятивного рельефообразования в береговой зоне северного побережья Самбийского полуострова // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озёр и водохранилищ (Труды 2-й Международной конференции «Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водоёмов»). Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2011. С. 201–203.

5. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М. : ГЕОС, 2001.

6. Рекомендации по расчету искусственных свободных песчаных пляжей. М. : Минтрансстрой, ЦНИИС, 1982.

7. Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа. Москва–Смоленск : Изд-во Смоленского гуманитарного университета, 1998.

8. Dean R.G. Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and gulf coasts. Ocean engineering Report No.12, January, 1977.

APPLICATION OF METHODS OF MORPHOMETRIC ANALYSIS IN RELATION TO THE DYNAMICS OF ABRASION COAST

Korzinin D.V.

Branch of the Open Joint Stock Company Research Institute of Transport Construction Research Center “Sea Coast”,Sochi,
e-mails:KorzininDV@tsniis.com; korzinin2000@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

There is approach to the implementation of methods of morphometric analysis in relation to the coastal research. On the basis of equilibrium beach profiles obtained quantitative data of relief which analyses by the mapping and statistical methods.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ВЬЕТНАМА

Косьян Р.Д., Подымов И.С.

Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик,

rkosyan@hotmail.com; podymov@coastdyn.ru

≈≈

Береговая зона морей, где проживает значительная часть человечества, играет важную роль в экономическом развитии приморских государств. В настоящее время тенденции разрушения берегов и значительное влияние на береговую зону антропогенных факторов находятся в центре внимания научного сообщества.

С 4 по 20 января 2011 года проходил натурный эксперимент «Вьетнам-2011». Основной целью эксперимента было создание новых представлений о взаимодействии гидросферы и литосферы в прибрежной зоне моря в условиях интенсивной антропогенной нагрузки. На основе литературных и полевых материалов составлена краткая характеристика эволюции берега. Во время натурного эксперимента проведены измерения высокочастотных флуктуаций концентрации взвешенных наносов в штормовых условиях в районе дельты Красной реки.

Впервые подобные работы проведены совместными усилиями российских и вьетнамских исследователей. Объединение новых и уже имеющихся у сторон данных позволило получить интересные результаты и по-новому осветить проблему управления берегами этой стран.

Введение

В число задач, решаемых в процессе эксперимента, входила оценка возможных последствий антропогенного воздействия на развитие берегов. Полигон Южно-Китайского моря, на котором проходил натурный эксперимент, характеризуется резко отличающимися от Черноморских физико-географическими условиями и техногенной нагрузкой. Вклад российской стороны состоял из теоретической базы постановки исследований, разработки технологии их проведения и подготовки значительной части измерительной аппаратуры.

До начала эксперимента предполагалось представление результатов натурных исследований на международных конференциях и совещаниях.

Физико-географические особенности полигона

На основе литературных, архивных и полевых материалов составлена краткая характеристика эволюции берега в районе впадения Красной реки.

Береговая линия Вьетнама очень динамична, особенно в районах дельт крупных рек. Красная река (р. Хонгха) – вторая по величине река Вьетнама,

формирующая обширную дельту, известную как «Red River Delta», играет важную роль в социально-экономическом развитии страны. Наиболее 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 отступания. От оценки этих тенденций зависит характер мер по защите населения, хозяйства и экосистем дельты от негативных проявлений гидролого-морфологических процессов в дельте.

По форме дельта Красной реки имеет типичную треугольную форму с вершиной в районе города Viet Tri в 150 км выше по течению от устья (см. рис. 1). Площадь дельты р. Красная составляет 14,6 тыс. кв. км, длина вдоль главного рукава 185 км, длина морского края дельты 200 км. В настоящее время сток реки поступает в море через 9 основных рукавов.

Рисунок 1 – Дельта Красной реки

В 1979–1994 гг. на крупном правом притоке реки – р. Да (в переводе – река Черная) построены плотина и водохранилище ХоаБинь, воздействие которого на режим дельты уже сказалось и, несомненно, будет проявляться в

будущем. До постройки водохранилища Хоа Бинь ежегодный твердый сток был 113,6 млн т (1958–1988). С началом действия водохранилища он сократился до 57,3 млн т (1989–2001). Общая длина дамб на территории дельты 1,500 km, включая дамбы вдоль рукавов рек и эстуариев. Устье рукава Ba Lat – это главный источник наносов в залив Tong King. Около 34 % ежегодного твердого стока Красной реки (81,583 млн т) транспортируется чрез устье Ba Lat.

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 муссона с октября по март. Средняя высота волн равна 1,5–2 м, максимальная – до 3 м. Менее сильное волнение наблюдается во время южного летнего муссона с мая по август. 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. Вдольбереговое перемещение наносов (как продуктов волнового размыва морского края дельты, так и наносов, поступающих из-за предела устьевой области) определяется воздействием волнения и вдольбереговых течений. В период летнего муссона преобладает перенос наносов вдоль края дельты с ЮЗ на СВ, в период 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 (юго-восток). Количество морских наносов, поступающих на взморье из-за пределов устьевой зоны, по оценке Кы Н.В., составляет 6,98 млн т/год.

Береговая линия дельты очень динамична. Характерно сильное выдвижение берега в местах впадения рукавов реки, эрозионные участки располагаются на участках между устьями рукавов (например, пляж Hai Hau). На рассматриваемом участке берега с севера на юг расположено 6 устьев основных рукавов дельты Красной реки: Cam, Van UC, Thai Binh, Tra Ly, Ba Lat, Ninh Co и Day. Все устья постепенно выдвигаются в сторону моря вследствие большого объёма ежегодного поступления твердого материла со стоком реки в береговую зону. Средняя интенсивность выдвижения 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. Day (140 м/год – 1995–2001). Устье реки ориентировано к югу, что снижает волновую нагрузку и способствует аккумулятивным процессам в устьевой зоне. Берег в районе устья Красной реки выдвигается в сторону моря в виде двунаправленной системы косы, состояние которой сильно зависит от сезона и направления волн. Длина эрозионного участка Hai Hau вторая после Ganh Hao, который расположен в провинции Ca Mau. 30 км Hai Hau пляжа подвержено эрозии, по крайней мере, с начала последнего столетия. Берег отступает со скоростью 10–15 м/год в течение полувека.

Результаты эксперимента

Сделаны выводы о тенденции увеличения объемов и скорости эрозии.

Установлена корреляция между выдвижением в сторону моря устья Ba Lat и положением участка наиболее сильной эрозии на пляже Hai Hau. Определено, что с развитием устья в сторону моря и связанным с этим формированием подводных песчаных баров наиболее сильно эродируемая площадь продвигается в южном направлении.

Установлено, что для берега морского края дельты реки Красной аккумуляция присуща району устьев. Интенсивная эрозия встречается лишь на некоторых участках между устьями. Для устьевых зон характерно заиление. В будущем можно ожидать усиление размыва береговой зоны дельты. Этому будет способствовать и прогрессирующее повышение уровня моря, связанное с глобальным потеплением климата, и преобладающее воздействие морских факторов (прежде всего ветрового волнения) на морфодинамику дельты р. Красная. Из антропогенных факторов, влияющих на развитие дельты р. Красная, следует отметить массовую вырубку лесов на дельтовой равнине, усилившую эрозию; сооружение защитных дамб вдоль рукавов, сдерживающее поперечную миграцию рукавов и приведшее к отложению наносов и повышению русел; сооружение дамб и изъятие руслового аллювия на строительные нужды.

Получены инструментальные данные флуктуаций концентрации взвешенных наносов на разных стадиях приливно-отливного цикла и в штормовых условиях при разных фазах поверхностного волнения.

Более подробно результаты исследований предполагается представить на конференции.

Некоторые результаты выполненных исследований приведены в [1].

Список литературы

1. Nguen Manh Hung, Kos’an R.D., Podymov I.S., Sokolov V.A., 2011. A Vietnam-Russia field survey for studying of the near shore dynamic and sediment processes at the Red river delta // In book “International cooperation on investigation and research of marine natural resource and environment”. Publishing house for science and technology, Hanoi. P. 152–162.

A VIETNAM-RUSSIAN FIELD SURVEY FOR STUDYING OF THE NEAR SHORE DYNAMIC AND SEDIMENT PROCESSES

Kos'yan R.D., Podymov I.S.

Southern branch of the P.P. Shirshov Institute of oceanology
Russian academy of science, Gelendzhik,
rkosyan@hotmail.com; podymov@coastdyn.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The significant part of mankind lives in the coastal zone of the seas which plays the important role in the economic development of the seaside states. Now tendencies of coast destruction and significant influence of anthropogenous factors on the coastal zone are in the center of scientific community attention. The basic purpose of the project is the creation of new ideas about interaction of hydrosphere and lithosphere in the coastal zone with intensive anthropogenous load conditions. In 2011 the brief characteristic of evolution of coast based on literature and field materials has been made and measurements of high-frequency fluctuations of the suspended sediment concentration in storm conditions in area of Red River delta (Vietnam) were conducted. Such works were carried out by joint efforts of the Russian and Vietnamese researchers for the first time. The combination of new and already available at the both parties' data allows receiving interesting results and elucidating in a new fashion the problem of our countries coastal management.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ, ГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РИСКА ЦУНАМИ НА ПРИМЕРЕ ПОБЕРЕЖИЙ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ И ПРИМОРЬЯ

Кофф Г.Л.[1], Чеснокова И.В.[1], Борсукова О.В.[1], Павленко О.В.[2]

[1]Институт Водных проблем РАН, Москва,
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва,
koffgl@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Рассматриваются вопросы формирования риска цунами на побережье южных регионов Дальневосточного федерального округа. В качестве факторов риска используются такие характеристики, как взаимное расположение эпицентров цунамигенных землетрясений и берегов, подводный рельеф побережья, степень закрытости исследуемых бухт, наличие или отсутствие пляжа и широкой первой морской террасы, характеристики впадающих в изучаемые берега устьев рек. Исследованные факторы подвергнуты экспертным оценкам с учетом степени их влияния на формирование риска цунами. Характеристики подводного рельефа, расположение по отношению к берегам и бухтам эпицентров цунамигенных землетрясений оцениваются как зональные факторы. Характеристики морских террас и речных долин учитываются как локальные факторы риска. Впервые для побережий Хабаровского края и Приморья произведен учет последствий исторических цунами: наличия разрушений на берегах, перенесенных волнами цунами из открытого моря в реки и на пляжи судов, размывы берегов, а также описания очевидцев. Характеристики факторов риска предваряются оценками зон ВОЗ как возможных очагов цунамигенных землетрясений, описанием разломов и характеристикой застройки побережий.

Морские побережья Хабаровского края и Приморья относятся к 6–9 балльным зонам сейсмической опасности. При сейсмическом районировании ОСР-97 территория Приморского края отнесена к 6–7 балльным зонам, при средних периодах повторяемости для 6-балльных зон T = 1000 лет, 7-балльных зон T = 5000 лет, а территория Хабаровского края к 8–9 балльным зонам при средних периодах повторяемости для зон с магнитудой M = 7,5 T = 100–120 лет.

В 1993 и 1986 гг. на побережьях наблюдались волны цунами, охватившие в Приморском крае 17 бухт. Тем не менее, в Хабаровском крае исследования этих цунами не проводились. В связи с этим возникает острая необходимость оценки цунамиопасности морского побережья Хабаровского края. Так же наводнения прибрежных зон из-за цунами наблюдались в поселке Моряк-Рыболов, заливе Опричник, поселке Каменка, заливе Рында, бухте Моряк-Рыболов, бухте Валентин.

Наиболее вероятны землетрясения с очагами, приуроченными к двум линеаментам с максимальной возможной магнитудой M = 7,5: период повторяемости таких сильных событий оценивается всего в 100–120 лет.

Сравнительно близкие к поверхности очаги и высокие значения магнитуд показывают, что раз в 100–120 лет на всём протяжении Охотоморского побережья Хабаровского края возможно генерирование волн цунами с высотой от 4–5 до 8–10 метров. Это подтверждается высотой волн цунами отмеченных в районе острова Монерон между Сахалином и Охотоморским побережьем Хабаровского края.

Оценка риска цунами производилась по методике, предложенной Г.Л. Коффом и др. (2007). При этом учитывались следующие характеристики: характер подводного берегового склона, экспозиция берега по отношению к цунами, наличие пляжа или I морской террасы, наличие речных долин в тыловой части бухты, степень открытости бухты.

В целом залив Находка и залив Восток имеют одинаковые показатели цунамиопасности – 28,2 балла. Однако в пределах этих заливов выделяются отдельные бухты, имеющие повышенные оценки риска цунами. В заливе Находка, к ним относятся бухты Попова, Новицкого и Мусатого. В заливе Восток наибольшую цунамиопасность имеют бухты Гайдамак, Средняя, Подосенова. Необходимо отметить, что бухты в заливе Восток имеют более высокие значения показателей опасности проявления цунами. Из бухт, не входящих в данные заливы, следует отметить бухты Врангеля, Ливадия, Анны, Открытая. С нашей точки зрения максимального проявления волн цунами следует ожидать в бухтах Гайдамак, Подосенова.

Условно по степени цунамиопасности можно выделить три группы бухт: низкая (до 26 баллов), средняя (26–34 балла) и высокая (более 34 баллов) опасность. К первой группе относится бухта Находка, что связано с ее закрытостью от предполагаемого направления распространения волны. Ко второй группе относятся бухты Козьмино, Тунгус, Попова, Прогулочная, Прозрачная, Козина, Литовка, Восток, Рифовая и оз. Лебединое. В третью группу входят бухты Врангеля, Подосенова, Средняя, Гайдамак, Ливадия, Анна, Открытая. Определяющими факторами их повышенной цунамиопасности являются крутой подводный склон и открытость бухт к предполагаемому направлению распространения волн цунами.

Авторами выполнена оценка значимости зональных и локальных факторов формирования параметров риска цунами: высоты заплеска волны цунами над урезом и величины горизонтального заплеска. Работа выполнена с помощью корреляционного и регрессионного анализа по пяти выборкам:

Выборка 1, включает все семнадцать бухт исследованные авторами в июне 2009 года.

Выборка 2, так называемый первый кластер включающий бухты в Заливе Петра Великого.

Выборка 3, второй кластер бухты на восточном, северо-восточном побережье Приморского края, расположенные ближе всего к эпицентрам цунамегенных землетрясений.

Выборка 4, бухты третьего кластера расположенные на удаление от эпицентров цунамигенных землетрясений.

Выборка 5, группа бухт характеризующихся наиболее существенными значениями высоты заплеска и горизонтального заплеска (Валентин, Моряк-Рыболов, Рудная Пристань, Каменка и Пластун, Терней и Джигит).

Первая выборка, включающая бухты, существенно различные по сейсмологическим, геоморфологическим, тектоническим и гидрогеографическим параметрам. Естественно, что коррелятивные зависимости оказались не высокими. Так, на высоту заплеска существенно влияет лишь гидрологогеоморфологический фактор. Тем не менее, и в этой выборке прослеживается параболическая зависимость между суммами факторов и величинами горизонтального и вертикального заплеска. При анализе зависимости в кластере 1 следует принять во внимание извилистость Залива Петра Великого и наличие многочисленных денферов, в виде извилистых заливов второго и третьего порядков и островов. В этом кластере более существенной, оказалась роль речных долин в тыловой части бухт. Более яркими оказались зависимости между факторами риска цунами и параметрами цунами.

Так во втором кластере весьма информативными оказались зависимости между параметрами цунами с одной стороны и двумя факторами риска: характером подводного берегового склона и наличием речной долины тыловой части бухты. В этом кластере оказался весьма существенным коэффициент множественной корреляции между горизонтальными заплесками и суммой факторов. Однако наиболее существенными оказались корреляционные зависимости между параметрами цунами наиболее цунамиопасных бухт и факторами риска. Здесь наибольшую роль играет наличие на фронте бухты пляжа или широкой первой террасы, а также экспозиция берегового участка по отношению к коэффициенту цунамигенного землетрясению. Но наиболее существенно, как и в других кластерах, наличие в бухте пляжа или широкой первой террасы.

Впервые для указанных территорий выполнена характеристика цунамиопасности побережий. Анализ полученных материалов позволил выделить наиболее цунамиопасные зоны и рекомендовать использование определенных участков из планируемой застройки.

SEISMOLOGICAL, AND GEOMORPHIC HYDROGRAPHIC TSUNAMI RISK FACTORS FOR FAR EAST COAST OF RUSSIA

Koff G.L., Chesnokova I., Borsukova O.

Institute of Water Problems of RAS, Moscow,
koffgl@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The problems of formation of the risk of a tsunami on the coast of the southern regions of the Far East Federal District. As the risk factors used features such as the relative position of the epicenters of tsunamigenic earthquakes and the coast, the underwater terrain coast, the degree of closeness of the studied bays, the presence or absence of wide beach and the first marine terraces, flowing into the characteristics of the studied coast estuaries.

The factors subjected to expert estimates, taking into account their influence on the formation of the risk of a tsunami. The characteristics of the underwater topography, location in relation to the shores and bays of the epicenters of tsunamigenic earthquakes are estimated as zonal factors. Characteristics of marine terraces and river valleys are treated as local risk factors.

For the first time for the coasts of Primorye and Khabarovsk area made of consequences of historical tsunamis: the presence of the devastation on the shores endured the tsunami waves from the open sea into the rivers and beaches ships, coast erosion, as well as descriptions of eyewitnesses. Characteristics of risk assessments are preceded by the WHO as areas of possible foci of tsunamigenic earthquakes, fault description and characteristics of buildings coasts.

Risk assessment of the tsunami produces by the method proposed by G. Koff et al. The following characteristics was taken into account: the nature of the underwater coastal slope, exposure, banks in relation to the tsunami, the presence of the beach or I marine terrace, the presence of river valleys in the rear of the bay, the degree of openness of the bay. Overall, Nakhodka Bay and the Vostok Bay have the same performance tsunami -28,2 points. However, within these bays be provided with separate bays, with a higher risk assessment tsunami.

Tsunami response coasts was made for these areas for the first time. Analysis of the materials allowed to identify the most tsunami zone, and to recommend the use of certain sections of the proposed development.

ШТОРМОВЫЕ ПЕРЕЛИВЫ НА ОКТЯБРЬСКОЙ КОСЕ И ИХ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА АВТОДОРОГУ УСТЬ-БОЛЬШЕРЕЦК – ОКТЯБРЬСКИЙ

Кравчуновская Е.А.[1], Тембрел И.И.[1], Горин С.Л.[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН), Петропавловск-Камчатский,
katja832003@mail.ru, tembrel-piu@mail.ru,
[2]Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), Москва,
gorinser@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Введение. На берегах Западной Камчатки ежегодно возникают штормовые переливы морской воды через песчаные косы. Поскольку в этом регионе большинство поселков и рыбоперерабатывающих предприятий находится именно на косах, переливы нередко приводят к разрушению построек и автомобильных дорог. Данная работа посвящена результатам наблюдений за двумя случаями штормовых переливов морской воды через поверхность Октябрьской косы[1], произошедшими 30 ноября 2011 г. и 2 апреля 2012 г.

Переливы 30 ноября 2011 г. В этот день на Западное побережье Камчатки обрушился сильный шторм. Его неблагоприятное воздействие на косу было усилено нагонным (западным) ветром и высоким стоянием уровня моря на пике сизигийного прилива. Наблюдения проводились на северном участке Октябрьской косы (ок. 12 км от м. Левашова до пос. Октябрьский, рис. 1) в три этапа: с помощью нивелира до и после окончания переливов, а также визуально во время их наибольшего развития.

Наиболее интенсивное воздействие шторма продолжалось несколько часов и было приурочено к максимуму сизигийного прилива. В это время на возвышенных участках косы граница активного пляжа поднялась вверх по ее морскому склону, на многих участках перевалив через гребень косы. На пониженных участках косы активный пляж распространился на всю ширину косы. В результате этого была частично разрушена насыпь проходящей по косе автомобильной дороги (на описываемом участке Октябрьской косы дорога проходит либо по гребню, либо немного бережнее него). На рисунке 1 представлена схема районирования Октябрьской косы по степени воздействия переливов на дорожное полотно. Суммарная протяжённость участков автодороги, подвергшихся штормовому воздействию, составила ~9 км, причем на ~5 км из них наблюдались сплошные, а на оставшихся 4 км – локальные переливы.

[1] Описание Октябрьской косы см. в другой работе авторов, опубликованной в настоящем сборнике

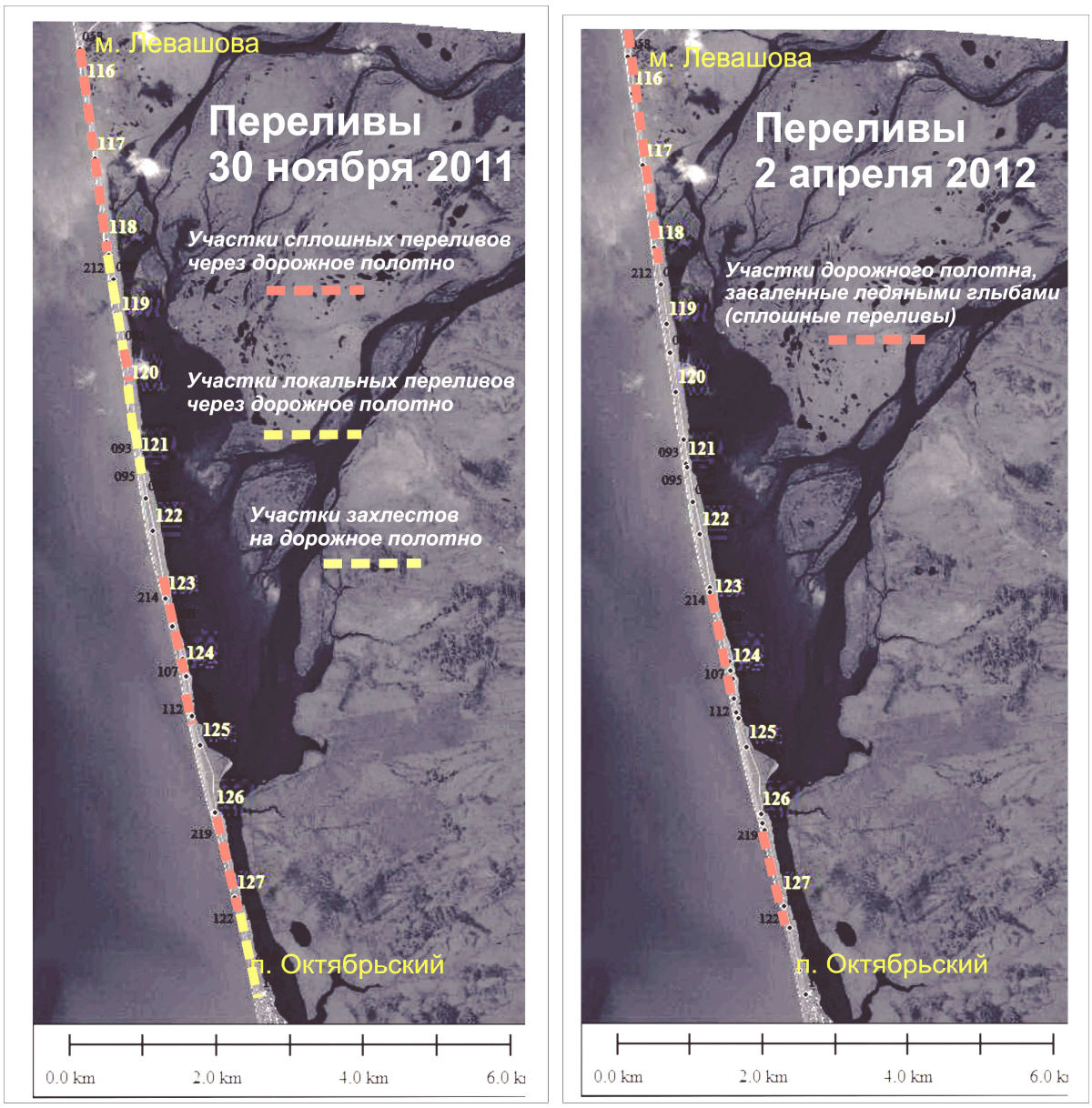


Рисунок 1 – Участки Октябрьской косы, подвергшиеся переливам (схема на фоне космического снимка)

Измерения показали, что величина отступания «морской» бровки автомобильной дороги за 30.11.2011 г. достигала 1,5–2 м. Но и «внутренняя» сторона дороги активно размывалась: переливающиеся через нее штормовые заплески приводили к плоскостному смыву с поверхности дорожного полотна и формированию в нем многочисленных промоин. Имеющаяся на некоторых участках косы защитная валунно-глыбовая отсыпка слабо защищала дорожное полотно от размыва, но все же на незащищенных участках косы ситуация была еще хуже.

Помимо разрушения дорожного полотна, движению автотранспорта препятствовали многочисленные выбросы на поверхность дороги камней из разрушенной волнами защитной наброски, а также блоков грунта из размытой дорожной насыпи, плавника и крупного мусора из моря. В отдельных случаях количество камней и мусора было таково, что они полностью блокировали дорожное движение.

Переливы 2 апреля 2012 г. В целом, переливы морской воды через поверхность Октябрьской косы для апреля не типичны [1, 2]. Поэтому описываемый случай представляет особый интерес. Как и в предыдущем случае, переливы наблюдались в период максимального развития шторма на фоне высоких сизигийных приливов. Наблюдения проводились на том же участке Октябрьской косы, что и осенью (рис. 1), но в два этапа: сначала визуально во время наибольшего развития переливов, а потом с помощью нивелира после их окончания.

Перед началом шторма в верхней части пляжа находился вал выстой до 1–2 м, сформировавшийся зимой благодаря смерзанию глыб морского льда с многочисленными включениями валунов и песка. Вал находился не менее чем в 30 м мористее дороги. На начальном этапе развития шторма он сыграл роль волноотбойной стенки, препятствовавшей проникновению морского наката к дорожной насыпи. Но все-таки 2 апреля 2012 г. этот вал был полностью разрушен – возможно, что этому способствовали начавшееся нагревание морской воды и положительная температура воздуха. Вслед за разрушением ледяного вала штормовые волны стали переливаться через косу, разрушать дорожное полотно и заваливать его разломанными кусками ледяных глыб. В результате, дорожное сообщение было прервано в течение нескольких суток.

Суммарная протяжённость участков дорожного полотна, заваленных ледяными глыбами, превысила 5 км (рис. 1). Сопоставление местоположения участков сплошных переливов 30 ноября 2011 г. и 2 апреля 2012 г. (рис. 1 и 2) показало, что они практически совпадают и приурочены к понижениям поверхности косы.

Выводы. Наши наблюдения и литературные данные [1, 2] свидетельствуют, что штормовые переливы на Октябрьской косе возникают тогда, когда на высокие сизигийные приливы накладываются значительные ветровые нагоны и сильное волнение. В районе Октябрьской косы такое сочетание факторов обычно возникает ноябре-декабре, когда сизигийные приливы достигают своей наибольшей величины («тропические» приливы), а южные и западные циклоны генерируют особенно сильные нагоны и волнение [1].

Зимой (в январе-марте) циклоническая деятельность у берегов Октябрьской косы так же активна, как и осенью, но в это время развитию значительных нагонов и волн препятствует плавучий лед в море. Кроме этого, наброcы ледяных глыб на пляже играют роль волноотбойной стенки, препятствующей глубокому проникновению морского наката. Весной опасные циклоны (южные и западные) редки, а летом циклоническая деятельность и вовсе стихает.

В теплое время года штормы длятся <1 сут, а в холодный период 1,5–2 сут., в декабре и январе нередко бывают штормы продолжительностью более 4 сут [2]. Но, поскольку переливы приурочены к максимуму сизигийного прилива, они продолжаются не более 3–4 ч и редко возникают дважды за один и тот же шторм – вслед за большим приливом наступает столь же

значительный отлив, а высокие сизигийные приливы неизбежно сменяются низкими квадратурными.

Ежегодные, преимущественно осенние, переливы с одной стороны, являются одним из основных рельефообразующих процессов на Октябрьской косе, а с другой стороны постоянной угрозой для единственной автодороги, связывающей пос. Октябрьский с районным центром. Полностью устранить негативное влияние переливов на дорогу невозможно, поскольку небольшая ширина косы не позволяет перенести дорогу на безопасное расстояние от моря. Однако на пониженных (и одновременно самых проблемных с точки зрения безопасности автодороги) участках косы можно сделать отсыпки грунта, которые позволят увеличить ширину пляжа и высоту гребня косы, тем самым создав дополнительную защиту для насыпи автодороги.

Список литературы

1. Герман В.Х., Ильин Ю.П., Кириллова Н.Г., Филиппов Ю.Г. 1979. Исследование и расчет штормовых нагонов на шельфе юго-западного побережья Камчатки // Тр. ГОИН. Вып. 144. С. 22–32.

2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. 1998. СПб. : Гидрометеоиздат. 342 с.

EXTREME STORM EVENTS ON OKTYABR'SKAYA SPIT

Kravchunovskaya E.[1], Tembrel I.[1], Gorin S.[2]

[1]Institute of Volcanology & Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, *katja832003@mail.ru*, *tembrel-piu@mail.ru*,

[2]Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO) Moscow,

gorinser@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Extreme storm events occur on Oktyabr'skaya spit (Kamchatka) every year and destroy the only road connecting Oktyabr'skii village with the mainland. 30.11.2011 and 2.04.2012 we had a unique possibility to be on the spit at the time of such events. Significant geomorphic change occurred and the road was damaged. We documented the processes, as well as the effects.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ УСТЬЕВОЙ И БЕРЕГОВОЙ МОРФОДИНАМИКИ С ПОМОЩЬЮ ЧИСЛЕННЫХ И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ

Кремез В.С.[1], Островерх Б.Н.[1], Потапенко Л.С.[2]

[1]Институт Гидромеханики НАН Украины, Киев, Украина,
[2]Украинский Центр Менеджмента Земли и Ресурсов, Киев, Украина

≈≈

Исследование береговой морфодинамики представляет важную, но достаточно сложную проблему для обеспечения защиты экологии береговых зон и гидротехнических сооружений. Дополнительные трудности возникают в зонах соединения моря и крупных рек. Встреча руслового потока с водоемом (морем) происходит путем его торможения массами практически неподвижной жидкости и превращения течения из руслового в струйное (инерционное) [1, 2, 6, 7]. Скорость потока постепенно падает, струя растекается, что приводит первоначально к интенсивному выпадению влекомых и взвешенных речных наносов, а затем к образованию устьевого бара. С морской стороны происходит абразия склона бара от действия вдольбереговых течений и волн. После формирования бара полного профиля деформационные процессы замедляются и переходят в фазу квазиустойчивого состояния в соответствии с сезонными и многолетними колебаниями стока и конкуренции речных и морских процессов. Кроме чисто баровых элементов (поверхности растекания струи на речном и морском откосах бара) тут часто наблюдаются гидроморфологические элементы руслового течения – бороздины, промоины и осередки.

Методика расчета расходов и течений на участке растекания потока. Развитые речные системы дельтовых участков включают элементы багаторукавних разветвлений, занимающие очень большие территории, которые довольно часто не имеют детального геодезического и картографического покрытия, или оно не успевает за изменениями естественного и антропогенного характера. В таких случаях вместо использования картографических материалов предлагается использовать космические снимки достаточной пространственной разрешающей способности, а также методы ГИС. Вдобавок, современные методы поисковых работ, особенно промера глубин, скоростей течений, забора проб грунта и тому подобное, широко базируются на использовании GPS-технологий, результаты которых удобно обрабатывать методами ГИС [4, 5].

Для математического моделирования таких систем здесь применяются уравнения планового течения и конвекции жидкости. Это обычно обосновывается тем, что глубины рассматриваемых потоков существенно малы по сравнению с плановыми размерами потоков, и, следовательно, можно пренебречь изменением параметров потока (скоростей, плотностей, давлений и др.)

по глубине, заменить их осредненными по глубине значениями и сосредоточить действие касательных напряжений, выражающих гидравлическое сопротивление донного слоя всех типов (мелкие неровности дна, донная растительность и пр.) и воздействия ветра на свободную поверхность потока. При численном решении задача сводится к решению системы упрощенных алгебраических уравнений, которые являются численным аналогом дифференциальных уравнений Сен-Венана и широко используются в практических приложениях для определения изменения параметров в плане [3]. При составлении уравнений для элементов, примыкающих к границе (берегу) предполагается, что за пределами граничного элемента вклад оставшегося мелководья (см. рис. 1б) в русловые процессы незначителен, и поэтому форма берега имеет обрывистый вид. Это допущение име ет следствием то, что при повышении уровня воды форма русла в плане не меняется. В случае обрывистого берега такой граничный элемент точно описывает течение.

Создание пространственно-временной базы данных, куда включаются не только очертания берегов рек и водоемов и батиметрии, но и значения постоянно действующих факторов гидрометеорологического воздействия является важной задачей для использования при анализе условий речной и морской навигации, устойчивости береговой линии, для поддержки работы постоянно действующих моделирующих систем.

В докладе освещаются результаты применения методов моделирования и ГИС для проведения исследований барового участка устья Быстрого. Исследования проводились на базе Института гидромеханики НАН Украины, где имеются информационно-вычислительная и лабораторная база, а также опыт применения методов математического и физического моделирования для изучения русловых, береговых и устьевых морфодинамических процессов. Отдельные элементы системы созданы уже в период проектирования и мониторинга эксплуатации морского подходного канала глубоководного судового хода (ГСХ) на украинской части р. Дунай (Килийская дельта).

На этапе подготовки к моделированию методика ГИС была использована для обработки исходных данных, а именно записей данных измерений батиметрии и свойств донных материалов в атрибутивных таблицах, соответствующих узлам сетки, и для создания расчетной сетки, которая послойно покрывает область изучения [4, 5]. На рис. 1 представлены картографические, батиметрические и сеточные слои базы данных. Для этой цели средствами ArcInfo были построены поверхности дна баровой части канала по данным натурных измерений батиметрии и других параметров (коэффициентов шероховатости, гранулометрический состав донных грунтов и пр.), которые затем проектировались в узлы координатной сетки. В качестве картографической базы были использованы современные космические снимки участка с элементами состояния топографии поверхности земли и воды.

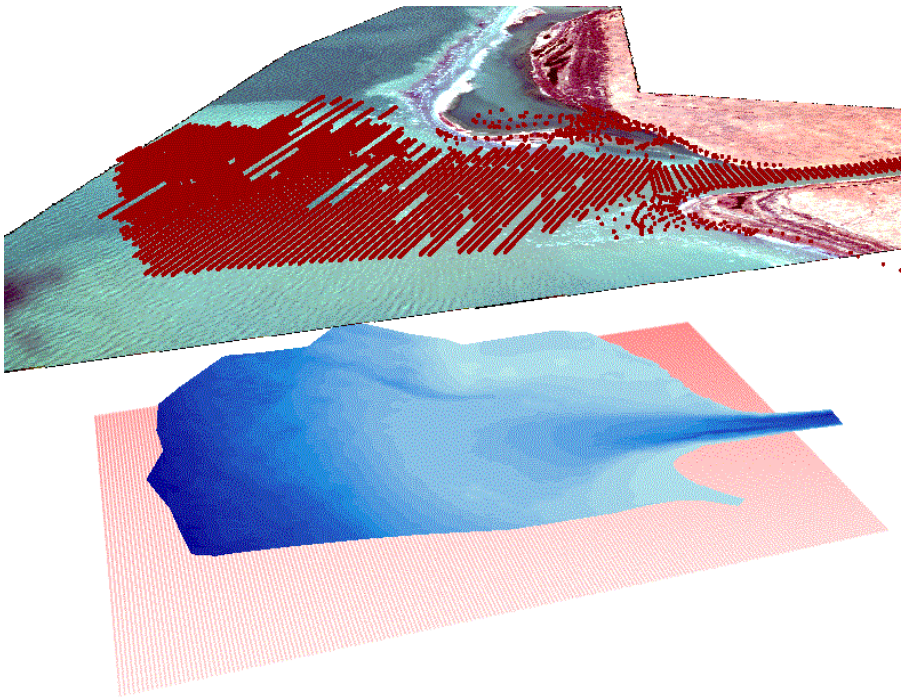


Рисунок 1 – Элементы послойной подготовки данных для моделирования в устье рукава Быстрого

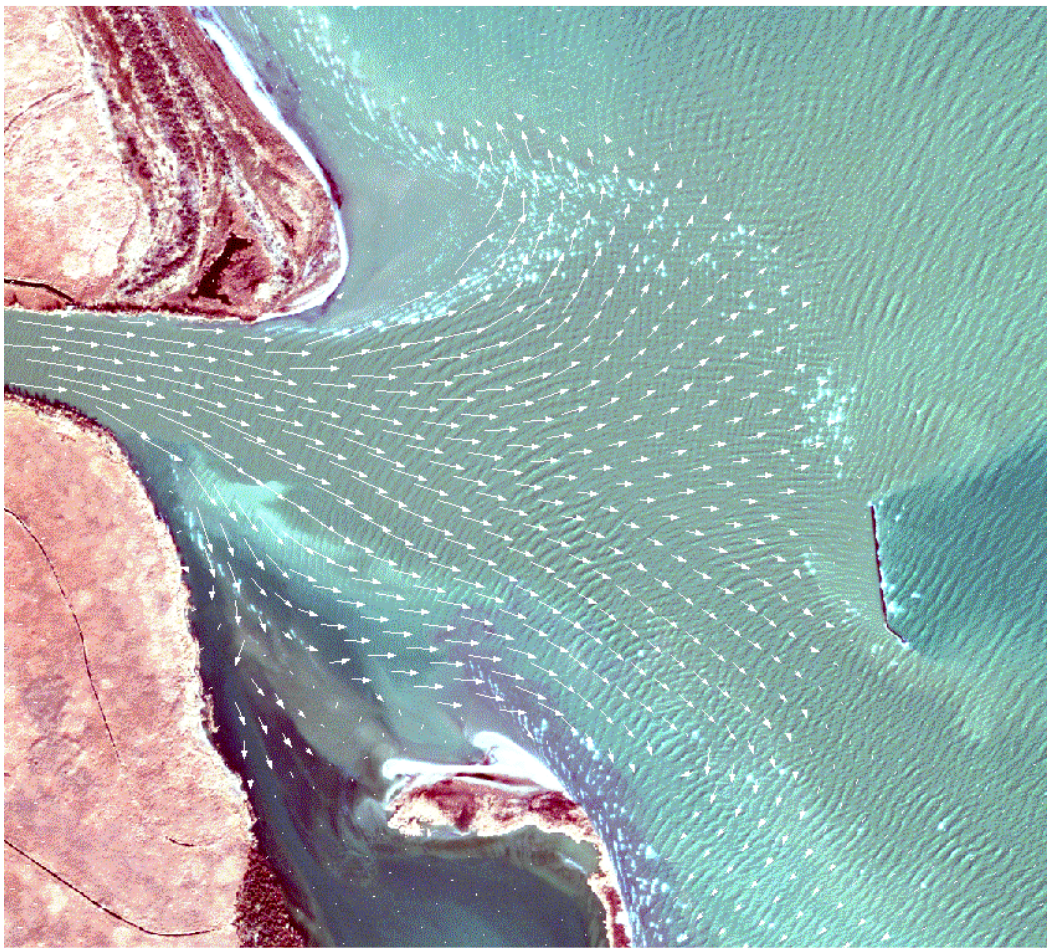


Рисунок 2 – Математическое моделирование течения на баровом участке рукава Быстрого Килийской дельты р. Дунай

В процессе проектирования и эксплуатации ГСХ было проведено математическое моделирование течений и деформации барового участка канала на основании данных мониторинга с помощью координатной сеточной базы данных (см. рис. 2). Моделирование дало возможность определить динамику развития речного склона бара, оценить образование и расположение зон эрозии и заиление. Анализ результатов деформации барового участка свидетельствует, что развитие речного склона бара происходит в виде гряд и рифелей. Наибольший намыв наблюдается за гребнем бара с дальнейшим перемещением вдольбереговым течением в сторону морской косы. В тот же время в районе речного склона подмечено образование зоны эрозии с переотложением материалов на гребень бара. Этот эффект подмечен при анализе натурных измерений и позволяет объяснить образование затопленной косы на левом берегу устья и выдвижение морской косы на трассу канала. Еще одно существенное выпадение наносов отмечается в районе южной бороздины, которое интенсифицировалось после прокладки канала вплоть до перекрытия трассы канала.

В результате проведенного анализа данных мониторинга разрабатываются рекомендации по устройству береговых защитных сооружений, отторжения акваторий и намыва островов для утилизации материалов дноуглубления с использованием принципа возведения сооружений в виде природных аналогов [8].

Список литературы

1. Гидрология дельты Дуная (под ред. В.Н. Михайлова). М. : ГЕОС, 2004. 448 с.

2. Гидрология устьевой области Дуная (под ред. Я.Д. Никифорова и К. Дьякону). М. : Гидрометеоиздат, 1963. 325 с.

3. Гришанин К. “Теория руслового процесса”. М. : Транспорт, 1972. 216 с.

4. Лурье И.К. Основы геоинформатики и создания ГИС. М. : Изд. МГУ, 2002 140 с.

5. MakDonald A. Building a Geodatabase. Redlands : ESRI Press, 1999. 481 с.

6. Островерх Б.М., Хомицький В.В. Розвиток теорії і методів моделювання руслових процесів // Прикладна механіка. 2007. Т. 9(81). С. 139–149.

7. Розовский И.Л., Базилевич В.А., Еременко Е.В. Неустановившиеся движение водного потока. К. : Наук.думка, 1967. 267 с.

8. Сокольников Ю.Н. Отторжение акваторий в прибрежной зоне. К. : Наук. думка, 1979. 240 с.

ON THE METHODS OF ESTUARINE AND COASTAL MORPHODYNAMICS WITH NUMERICAL AND GEOINFORMATICAL SYSTEMS

Kremez V.[1], Ostroverkh B.[1], Potapenko L.[2]

[1] Institute of Hydromechanics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine,

[2]Ukrainian Land and Resources Management Center, Kyiv, Ukraine

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The questions on kinematics and morphodynamics of estuarine zones assessment are considered with help of numerical and GIS methods for natural and construction systems monitoring. The monitoring is fulfilled on the basis of the time-spatial database for estuarine part of Danube to Black Sea navigational canal trough the Bystry branch of Cilia delta. To the database we include not only river and reservoir shores and depth but the constantly acting hydrometeorogical parameters as well. The database is used for river and canal navigation analysis, coastal line and fairway stability.

As a result we propose the recommendations on protection and training dike structures due to the principle of natural analog type constructures for dredging, seawater rejection and soil deposits utilization as material for artificial offshore structures.

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ

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

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

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Курорт Анапа является одним из лидеров российского рынка санаторно-курортного и детского отдыха. Главной ценностью курорта являются песчаные пляжи и уникальный дюнный ландшафт Анапской пересыпи [1]. Морская сторона пересыпи на протяжении 45 км от Таманского полуострова до г. Анапа представлена песчаным пляжем шириной 50–200 м. В его тыльной части располагаются дюны, фрагментарно поросшие травянистой и древесно-кустарниковой растительностью. В последние годы наблюдаются явные признаки отступания берега (на некоторых участках берег отступил на 50 и более метров), что неизбежно сказывается на рекреационном потенциале региона [3]. Данная ситуация требует принятия незамедлительных мер по защите и восстановлению пляжей и дюн пересыпи. Для разработки таких мер необходимо понять причины отступания берега.

Динамика положения береговой линии аккумулятивного тела зависит от множества природных и антропогенных факторов. Одним из факторов, определяющих характер миграции и накопления наносов, является гранулометрический состав пляжевых и донных отложений. При этом гранулометрический состав отложений является достаточно «консервативным» параметром, по состоянию которого в различных морфологических частях изучаемой аккумулятивной формы можно получить информацию как о предшествующих, так и о современных процессах, определяющих морфодинамику данной береговой аккумулятивной формы.

Конфигурация берега и рельеф шельфа формируют фактически замкнутую литодинамическую систему. Твердый материал, попадая в данную систему, может покинуть ее только в виде мельчайшей взвеси, выносимой морскими течениями в открытое море. При этом, препятствий для миграций материала вдоль пересыпи нет. Таким образом, динамика Анапской пересыпи как волновой аккумулятивной формы полностью зависит от объема и динамики наносов всей литодинамической системы. Приходной частью баланса являются материал подводного склона, материал абразии коренных берегов, морской биогенный материал. Расходная часть баланса определяется, в первую очередь, природными процессами – истиранием с последующим выносом взвеси течением, а также эоловым выносом и аккумуляцией песка в дюнном поясе [2]. В последнее время на первый план

выходит антропогенное изъятие из литодинамической системы пересыпи песчаного материала. Характерной особенностью Анапской пересыпи является наличие на ней развитых эоловых аккумулятивных форм. Эоловые процессы ведут к упорядочению рельефа, дифференциации наносов в зависимости от гранулометрического состава, аккумуляции свободных песков, выводу их из зоны действия ветропесчаного и волнового потоков. Эоловые процессы не только формируют своеобразный состав отложений, но и сами находятся в прямой зависимости от гранулометрического состава наносов [1]. Ветры способствуют безвозвратному выводу из литодинамической системы пересыпи наиболее мелких частиц. Попав в морскую воду, под действием волновых течений мелкие частицы удаляются из прибойной зоны, и на сушу уже не возвращаются.

Исследования гранулометрического состава пляжевых и донных отложений Анапской пересыпи проводились сотрудниками ЮО ИОРАН в 2010–2012 гг. По результатам натурных исследований пространственной и временной изменчивости гранулометрического состава пляжевых и донных отложений южного участка Анапской пересыпи, авторами выполнен анализ протекающих на Анапской пересыпи литодинамических процессов.

Обследование характера залегания наносов выполнялось по фиксированным профилям, проведенным через 1 км, с отбором проб в характерных морфологических частях берега – в зоне наката волн, на выположенной поверхности пляжа, у подножия авандюны в тыльной части пляжа, на авандюне. На подводном склоне пробы донных отложений отбирались по тем же профилям с отбором проб на глубинах 2, 5, 7 и 10 м. Пробы донных и пляжевых наносов высушивались, взвешивались и подвергались гранулометрическому анализу методом ситового анализа. Выделялись следующие фракции (мм): > 5; 5–2,5; 2,5–1,6; 1,6–1,0; 1,0–0,63; 0,63–0,4; 0,4–0,315; 0,315–0,2; 0,2–0,16; 0,16–0,1; 0,1–0,063; 0,063–0,05; < 0,05.

На рисунке 1 приведены графики грансостава, осредненного по характерным морфологическим зонам пляжа и подводного склона. В донных отложениях преобладают фракции меньшего диаметра, чем в пляжевых отложениях. На рисунке 1 четко видно разделение на "морские" и "сухопутные" фракции – содержание фракций мельче 0,16 мм растет в сторону моря, более крупных – в сторону суши. Ясно, что для подпитки пляжей песок мельче 0,16 мм (донные отложения) не пригоден. Хорошо видно, что на суше нет частиц мельче 0,1 мм. При береговых ветрах такие частицы оседают в море, и на пляж уже не возвращаются. В море действует подобный механизм, только движущей силой тут являются волновые течения. Частицы размером <0,1 мм накапливаются на глубинах более 7 м, частицы < 0,063 мм безвозвратно уходят на глубины более 10 м.

Характерно отсутствие на авандюне частиц крупнее 1,6 мм. Можно констатировать, что единственным транспортирующим фактором для этих частиц является заплеск, перемещающий их (как и крупные обломки раковин) лишь до подножия авандюны. Ветры, преобладающие на рассматриваемом участке, не в состоянии перемещать данные частицы.

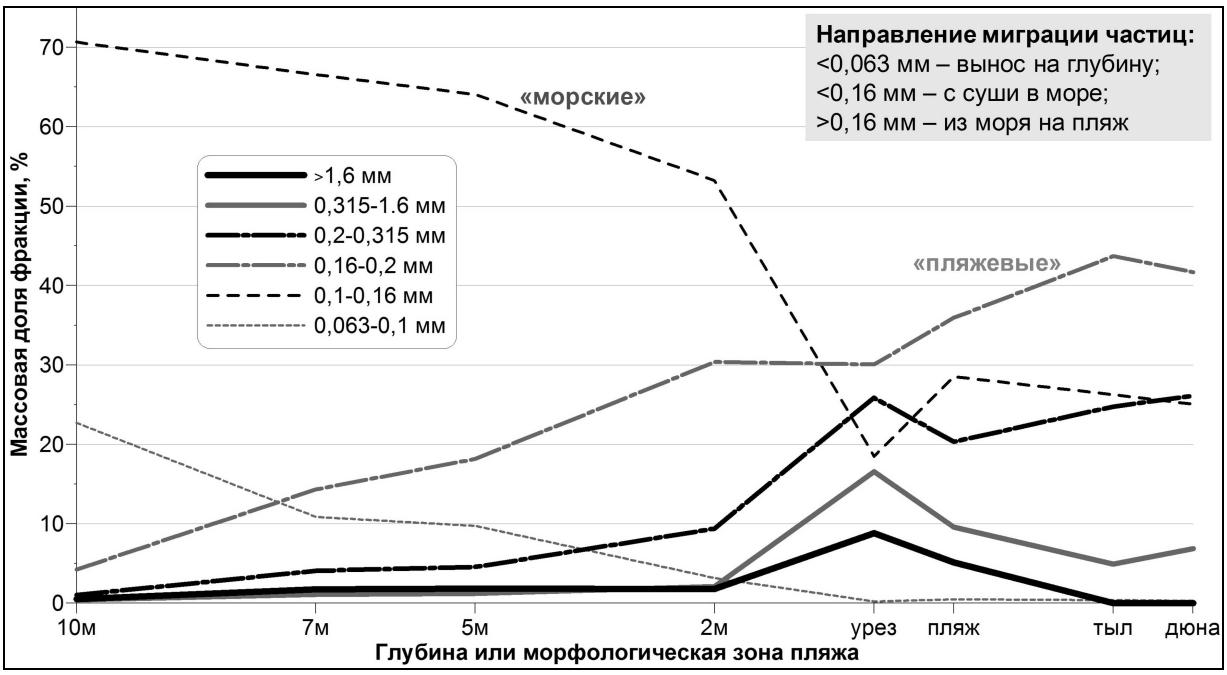


Рисунок 1 – Зависимость грансостава пляжевых и донных отложений южной части Анапской пересыпи от положения на поперечном профиле

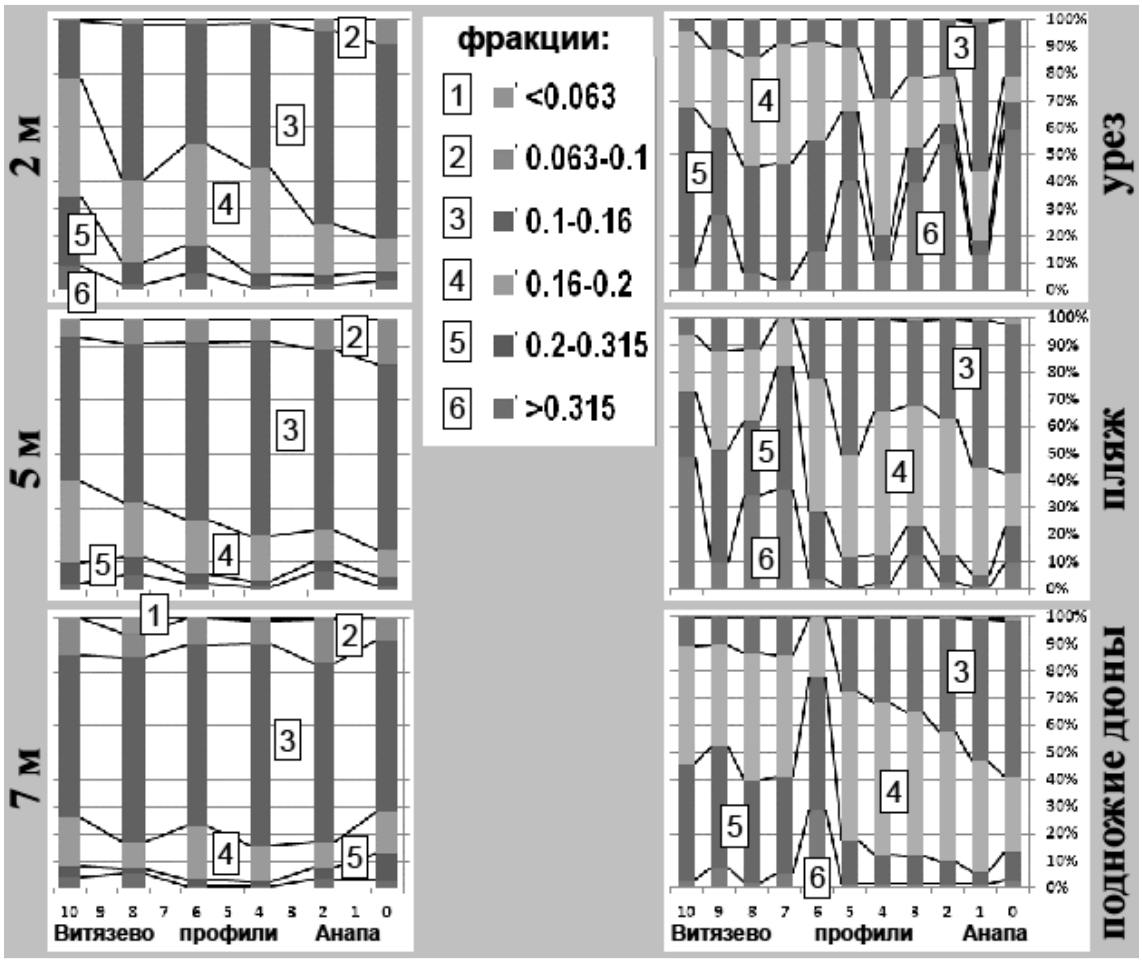


Рисунок 2 – Вдольбереговая изменчивость грансостава донных (слева) и пляжевых (справа) отложений

Для пляжевых и донных отложений южной части Анапской пересыпи прослеживается увеличение доли мелких частиц и уменьшение доли крупных частиц к югу (см. рис. 2). Отмеченная особенность указывает направление движения потока наносов. Перемещаясь на юг под действием волновых течений, частицы песка истираются, и средний диаметр наносов, слагающих пляж и подводный склон, уменьшается.

Проведенные исследования подтвердили направление движения наносов в пределах Анапской пересыпи, указали на недостаток современной подпитки литодинамической системы южной части пересыпи крупным песком и, соответственно, постепенное уменьшение общего объема наносов.

Список литературы

1. Косьян Р.Д., Крыленко В.В., Куклев С.Б. Анапские пляжи – хрупкое природное образование // Природа. 2012, № 2. С. 19–28.

2. 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.

3. Крыленко В.В., Крыленко М.В. Ретроспективный анализ картографического и иллюстративного материала как средство оценки состояния природных объектов // Геосистемы: факторы развития, рациональное природопользование, методы управления. Краснодар : «Изд Юг», 2011. С. 294–296.

ANALYSIS OF THE MODERN GRAIN-SIZE COMPOSITION VARIABILITY OF THE ANAPA BAY-BAR BEACH SEDIMENTS

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

Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik, *krylenko@mail.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The results of realized in 2010 field researches of the spatial and time grain-size structure variability of beach and bottom sediments of the bay-bar Anapskaya southern part are presented in this paper. Irretrievable carrying out of sediment particles to depths more than 7 m intensifies with their size decrease to 0,1 mm. As over 70 % bottom and about 60 % beach sediments are presented by fractions less 0,16 mm on bay-bar Anapskaya southern part, namely at this part there is sand material massive carrying out to depth. Potential danger of the investigated site geosystem degradation is revealed.

ОСОБЕННОСТИ ВЗВЕШИВАНИЯ ПЕСЧАНЫХ ЧАСТИЦ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ РЕГУЛЯРНОГО ВОЛНЕНИЯ

Крыленко М.В.[1], Грюне Й.[2], Косьян Р.Д.[1], Подымов И.С.[1]

[1]Южное отделение федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик, Россия, *rkosyan@hotmail.com*,

[2]Центр изучения береговой зоны Ганноверского Университета, г. Ганновер, Германия

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В настоящее время разработано большое количество теоретических, эмпирических и полуэмпирических моделей, описывающих динамические процессы береговой зоны моря. Тем не менее, строгих и полностью физически обоснованных методов расчета концентрации взвешенных наносов и расхода осадочного материала не существует до сих пор. Важной информацией для достоверного прогноза транспорта взвешенных наносов в береговой зоне моря являются знания о процессах формирования и характеристиках изменчивости поля концентрации взвеси. Большинство моделей проверяются только по осредненным во времени параметрам. Однако, изучение изменчивости концентрации взвешенных наносов с осреднением за интервалы, большие периода волны, не позволяет понять механизмов взвешивания. С физической точки зрения использование средних характеристик является неточным, поскольку не учитывает вклад осцилляционных движений воды. В представленной работе рассмотрены некоторые особенности взвешивания и распределении песчаных частиц при искусственно заданном режиме регулярного волнения на временном интервале менее периода волны.

Рассматриваемые данные получены в ходе эксперимента «Ганновер 2008», который проходил в Германии, в волновом лотке The Large Wave Channel (GWK) в рамках Германо-Российского научно-технического сотрудничества между научными организациями «Центр изучения береговой зоны Университета Ганновера и Технического Университета Брауншвейга» и Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. При выполнении исследований использовались оптические турбидиметры для измерения концентрации взвешенных наносов (см. рис. 1), акустический измеритель скорости течения «Вектор», электромагнитные датчики скорости течения, струнные волнографы и другая измерительная аппаратура [1].

В натурных штормовых условиях под деформированными волнами облака взвеси срываются с гребней рифелей при прохождении крупных волн (см. рис. 2), которые формируют вихри, возникающие за счет неустойчивости при обтекании потоком воды неровностей дна. Возникающие вихри имеют приблизительно цилиндрическую форму с осью, парал-

лельной фронтам гребней рифелей. Диаметр верхней части облака взвеси как правило больше, чем вблизи гребня рифеля. Время жизни облаков взвеси – порядка периода волны [2]. Наибольшей интенсивности они достигают в фазы торможения и ускорения потока, а их отрыв от дна и выброс в толщу воды происходит в моменты смены знака скорости воды [5]. Визуальные оценки и инструментальные измерения ряда исследователей показали, что размер вихрей, взвешивающих песок, равен примерно высоте рифелей, а турбулентные движения воды происходят только в слое, равном 2–3 их высотам [3, 4, 6].

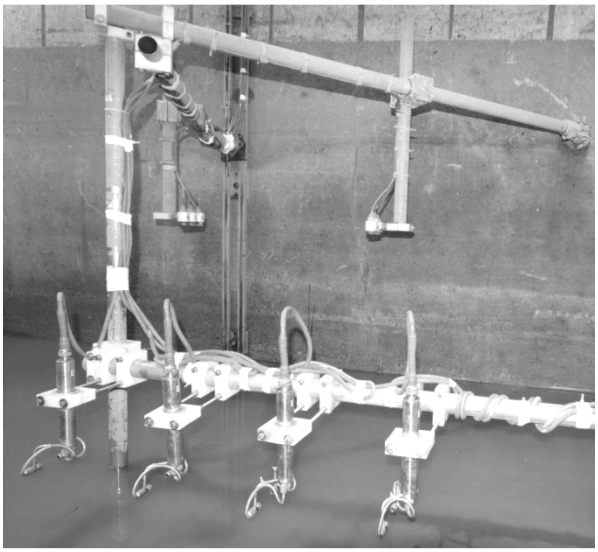


Рисунок 1 – Фотография установки турбидиметров в волновом канале

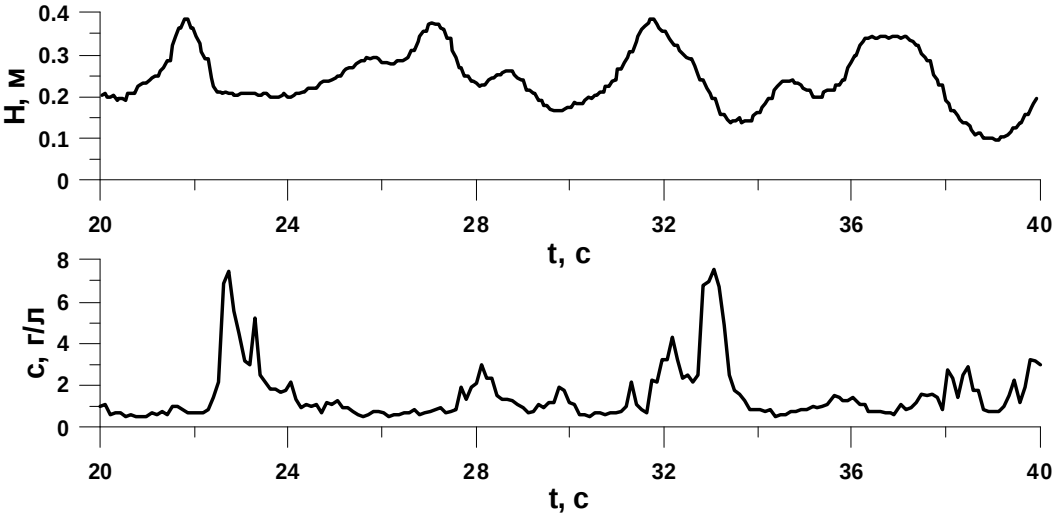


Рисунок 2 – Взвешивание песка после прохождения гребня волны, эксперимент «Норвомихайловка-02», H – высота волны, c – концентрация взвеси, t – время

Анализ записей концентрации взвеси, полученных в волновом канале, показал, что в условиях регулярного волнения взвешивание осадков происходит в виде серий пиков концентрации (см. рис. 3). Длительность локальных пиков в серии 0,5–1,5 секунд. Значения концентрации взвеси в

моменты появления пиков резко увеличиваются в несколько раз. Градиент концентрации составляет до 2 г/л в секунду.

На рисунке 3 представлен пятидесятисекундный фрагмент хронограммы концентрации взвеси на расстоянии 19 см от дна. На хронограмме можно выделить десять групп пиков концентрации, каждая из которых зарегистрирована во время отдельного событии взвешивания. Группы пиков концентрации имеют основной и несколько локальных максимумов.

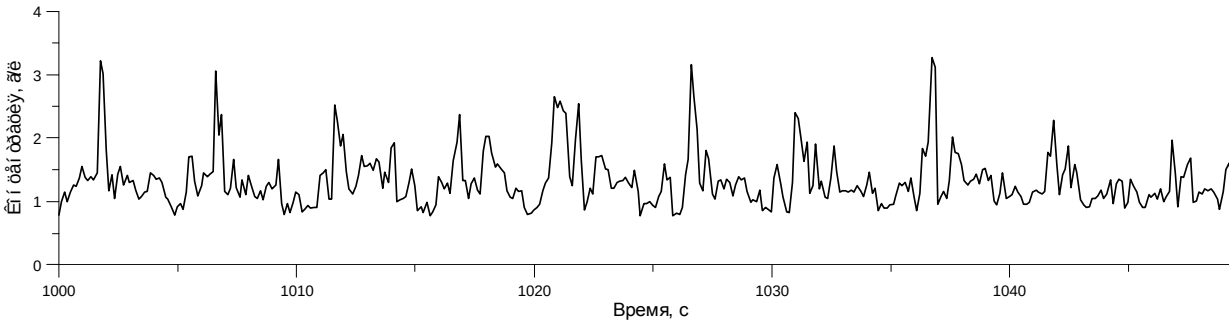


Рисунок 3 – Хронограммы записи концентрации взвеси на расстоянии 19 см от дна (Ганновер 2008)

Основной максимум возникает перед прохождением гребня волны (см. рис. 4). Длительность группы пиков концентрации совпадает с периодом волны. Было отмечено, что наблюдается небольшое последовательное запаздывание между возникновением пиков концентрации на линии датчиков, перпендикулярной к фронту. Это говорит о том, что выброс взвеси в толщу воды происходит в одну и ту же фазу отдельных волн. Несмотря на регулярный характер волнения, максимальные значения концентрации в одну и ту же фазу волны могут отличаться в 1,5–2 раза.

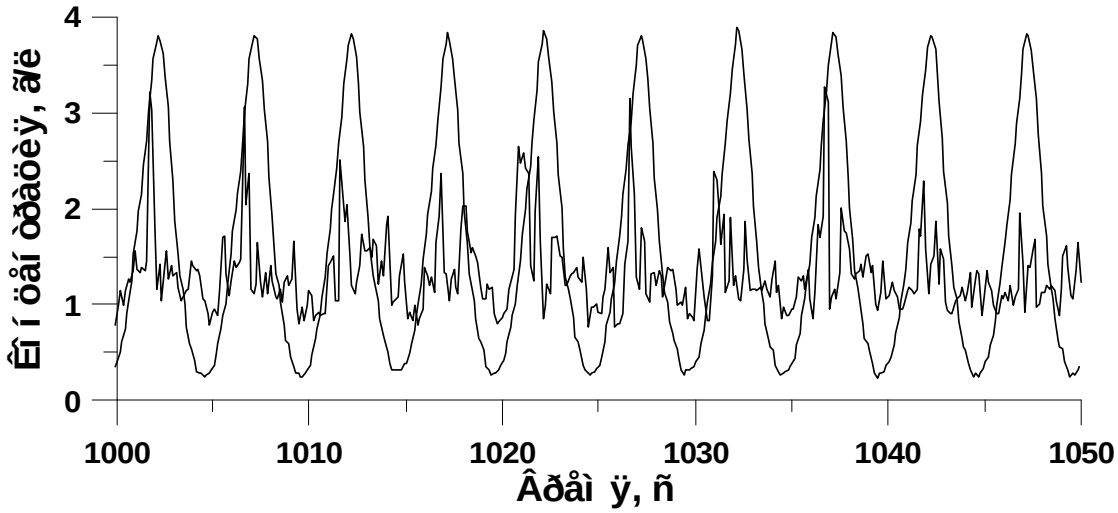


Рисунок 4 – Фрагмент хронограмм концентрации взвеси и возвышения свободной поверхности (Ганновер 2008)

Таким образом, на основе экспериментальных данных показано, что при воздействии на песчаное дно регулярных деформированных волн, по крайней мере, раз за период волны происходит событие взвешивания. Однако, регулярные волны формируют поле концентрации, состоящее из облаков песка, характеристики которых могут значительно различаться.

Список литературы

1. Грюне И., Косьян Р.Д., Подымов И.С. Лабораторные исследования механизмов транспорта наносов в береговой зоне моря // Международная конференция «Литодинамика донной контактной зоны океана». М. : ГЕОС. С. 38–41.

2. Косьян Р.Д., Крыленко М.В., Винсент С. Высокочастотная изменчивость вертикального распределения концентрации взвеси в береговой зоне // Материалы международной конференции «Литодинамика донной контактной зоны океана». М. : ГЕОС, 2009, ISSN 978-5-89118-469-5. С. 103–105.

3. Fredsoe J., Andersen K.H., Sumer B.M. Wave plus current over a ripple-covered bed // Coastal Engineering. 1999. Vol. 38. P. 177–221.

4. Nielsen P. Coastal bottom boundary layers and sediment transport. Word Scientific Publ., Hong-Kong, New Jersey, London, Singapore, 1991. 324 p.

5. Pykhov N.V., Kos'yan R.D., Kuznetsov S.Yu. Time scales of sand suspending by irregular waves // Proc. of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, "MEDCOAST' 95". Tarragona, Spain, 1995. P. 1073–1091.

6. Tunstall E.B., Inman D.J. Vortex Generation by Oscillatory flow over rippled surfaces // J. of Geoph. Res. 1975. V. 80. № 24. P. 3475–3484.

PECULIARITIES OF THE SAND PARTICLES SUSPENDING UNDER INFLUENCE OF THE REGULAR WAVES

Krylenko M.V.[1], Grune J.[2], Kosyan R.D.[1], Podymov I.S.[1]

[1]Southern Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS,
Gelendzhik, Russia, *rkosyan@hotmail.com*

[2] Coastal zone research centre of Hannover University, Hannover, Germany

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

In the presented paper some peculiarities of suspending and distribution of sand particles under influence of the regular waves in time interval less than the wave period are discussed using data from laboratory experiment "Hannover 2008". The experiment was carried out in the Large Wave Channel (GWK). The presented data show that fluctuations of suspended sediment concentration are very largely initiated by individual waves.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАТЕРИАЛОВ РАЗНОВРЕМЕННЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК В ЦЕЛЯХ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ АРКТИЧЕСКИХ БЕРЕГОВ

Кузнецов Д.Е., Носков А.И., Огородов С.А.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, НИЛ геоэкологии Севера,
dk_on@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Хозяйственное освоение углеводородных ресурсов шельфа и побережий арктических морей России требует строительства сложных инфраструктурных сооружений: буровых платформ, терминалов, наземных и подводных трубопроводов, морских портов, подходных каналов, искусственных островов. Для безопасности возводимых сооружений и эксплуатации техногенных объектов необходимо принимать во внимание характеристики природных процессов и, в частности, морфолитодинамику берегов и дна. Это особенно актуально для условий Арктики, где именно природные факторы диктуют правила освоения шельфа и побережья. Природные геоморфологические процессы, такие как размыв берегов, термоабразия, термоденудация, дефляция, водная и термоэрозия, а также ледовая экзарация, могут привести к значительным материальным потерям, свести на нет рентабельность добычи сырья.

Береговая зона моря как область взаимодействия литосферы, гидросферы и атмосферы, отличается исключительно высокой динамической активностью. Морфолитодинамические характеристики этой зоны являются одним из главных факторов, определяющих выбор места выхода трубопроводов с подводного склона на сушу, а также величины их заглубления и способ укладки.

В настоящее время происходит активное хозяйственное освоение берегов Карского моря в районе п-ова Ямал с целью добычи природного газа и газоконденсата. Особенностью Карского моря, как и большинства других арктических морей, является то, что развитие береговой зоны происходит в условиях контакта атмосферы и гидросферы с дисперсными многолетнемерзлыми породами (криолитозона). Морфолитодинамические характеристики этой зоны являются одним из главных факторов, определяющих выбор места выхода трубопроводов с подводного склона на сушу, а также величины их заглубления и способ укладки. Несмотря на длительный ледовый сезон, развитие береговых процессов отличается исключительно высокой динамической активностью [4]. На ряде участков исследуемого побережья скорость разрушения берегов достигает в естественных условиях 1–3 м/год. С учетом возможных техногенных воздействий и на фоне прогнозируемого на XXI век глобального потепления климата, скорости раз-

рушения берегов могут существенно возрасти. В случае прокладки трубопроводов через активно разрушающиеся участки берега возникает прямая опасность его повреждения в результате возможного оголения, провисания и механических деформаций. Заглубление объектов, отсыпка грунта и другие защитные меры могут оказаться малоэффективными, т. к. для активно разрушающихся абразионных участков берега характерно не только отступание береговых уступов в сторону суши, но и направленная абразия области пляжа и подводного берегового склона. Кроме того, оголившиеся в результате абразии участки трубопровода могут оказаться открытыми для экзарации ледяными торосистыми образованиями. Выдавливание припайного льда на берег, приводящее к формированию навалов льда, может явиться причиной разрушения береговых сооружений и трубопроводов.

Для определения скорости отступания берегов и деформаций профиля береговой зоны, на Ямальском и Уральском берегах Байдарацкой губы Карского моря нами было установлено более 50 реперов сети мониторинга динамики берегов. Отметки реперов привязаны к Балтийской системе высот 1977 года [1]. Наблюдения за динамикой берегов от постоянных реперных знаков осуществляются как методом прямых измерений, так и методом тригонометрического нивелирования. Для выяснения деформации рельефа дна подводного берегового склона на морских продолжениях профилей выполняются эхолотные промеры. Однако непосредственный инструментальный мониторинг динамики берегов в отдаленных районах Арктики чрезвычайно дорог и не дает полного представления о долговременных тенденциях развития береговой зоны.

Надежный метод получения картины многолетней динамики берегов – изучение разновременных космических снимков высокого и сверхвысокого разрешения. Среди фондовых материалов космической съемки наибольший интерес представляют данные, полученные съемочной системой Corona за период 1961–1970 гг. Данные материалы имеют среднее разрешение (4–7 м). Также на значительную часть исследуемых участков доступны современные материалы сверхвысокого разрешения со спутников Ikonos и QiuckBird. На отдельные участки побережья могут быть доступны аэрофотоснимки 1960–80-х годов, являющиеся ценным источником данных высокого разрешения. Важнейшим источником информации о динамике берегов побережий арктических морей России являются государственные топографические и морские навигационные карты.

Тщательная подготовка полученных аэрокосмических материалов весьма важна при исследовании динамики берегов. Особое внимание следует уделять точности пространственной привязки аэрокосмических снимков. Достаточно сложной задачей является пространственная привязка снимков Corona и аэрофотоснимков. В качестве опорных данных могут использоваться снимки Ikonos и QuickBird, а также, при наличии, привязанные топографические карты и планы, положение которых может быть скорректировано по контрольным полевым точкам GPS-измерений. Ос-

новная проблема при привязке аэрокосмических материалов – отсутствие достаточного количества опорных точек, что связано со слабой антропогенной освоенностью исследуемых районов. В связи с этим, при привязке широко используются объекты гидрографической сети суши (реки, озера, овраги и балки). При привязке аэрокосмических материалов на районы с развитой овражно-балочной сетью хорошие результаты даёт расположение контрольных точек на слиянии отвершков оврагов и балок, у истоков рек из озёр, на осевых линиях коротких проток соединяющих расположенные рядом озёра, так как плановое положение подобных точек остаётся с течением времени достаточно стабильным.

Наиболее распространенные и хорошо читаемые дешифровочные признаки в условиях термоабразионных и аккумулятивных берегов арктических морей – это линия берегового уступа и граница сплошного слоя растительности. При совмещении границ форм рельефа, оцифрованных на разновременных снимках, можно рассчитать величину деформации этих форм, в частности, отступания или проградации берега за определенный период времени. Также по космическим снимкам возможно определить местоположение и эволюцию подводных вдольбереговых валов. Достаточно легко дешифрируется образование хасыреев (аласы, котловины спущенных термокарстовых озер): так, в период с 1980 по 1986 г. на Уральском берегу Байдарацкой губы Карского моря образовался ярко выраженный в рельефе хасырей. Образование его тесно связано с процессом термоабразии, разрушившим северный берег озера, что привело к его спуску.

По результатам анализа разновременных данных дистанционного зондирования были составлены карты динамики берегов. Дальнейшим этапом работ является анализ таких карт и сопоставление полученных данных с данными инструментальных наблюдений в полевых условиях. Результатами сопоставления являются карты типизации и сегментации морских берегов, учитывающие разносторонние характеристики морфологии, строения и динамики берега.

Исследования динамики береговой зоны в районах нефтегазового освоения Российского шельфа являются одними из приоритетных, так как именно от интенсивности развития опасных морфо- и литодинамических процессов зависит геоэкологическая безопасность территории освоения и геотехническая безопасность строительства и эксплуатации инженерных сооружений инфраструктуры. Так, например, в результате проведенных комплексных исследований динамики береговой зоны, частью которых являлись приведенные в данной статье результаты сравнения разновременных аэрокосмических снимков, проектное положении трассы газопровода Бованенково-Ухта на Уральском примыкании было скорректировано. Место выхода подводного трубопровода на берег перенесено с интенсивно разрушающегося в результате термоабразии (обусловленной наличием мощных полигонально-жильных и пластовых льдов) участка на более динамически стабильный участок. Прогноз деформации рельефа береговой

зоны, полученный с учетом данных прямого мониторинга динамики берегов, позволил выполнить расчет оптимального заглубления трубопровода. Излишнее заглубление трубопроводов сильно удорожает строительство, напротив, недостаточное заглубление чревато возникновением аварий и экологически опасных ситуаций в результате возможных деформаций оголившегося трубопровода.

Актуальность исследования динамики арктических берегов в связи как с освоением углеводородных запасов Арктики, так и с климатическими изменениями, будет возрастать. Поскольку объём имеющихся знаний о состоянии берегов Российской Арктики в XX веке ограничен, изучение разновременных аэрокосмических материалов имеет большую перспективу при исследовании динамики берегов этого региона и способно предоставить значительный объём данных, получение которых другими способами затруднительно или невозможно. В связи с расширением ассортимента доступных данных дистанционного зондирования Земли, в том числе и архивных, их анализ на базе использования геоинформационных технологий приобретает большое значение.

Список литературы

1. Камалов А.М., Огородов С.А., Бирюков В.Ю., Совершаева Г.Д., Цвецинский А.С., Архипов В.В., Белова Н.Г., Носков А.И., Соломатин В.И. Морфолитодинамика берегов и дна Байдарацкой губы на трассе перехода магистральными газопроводами // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 3–14.

2. Огородов С.А. Критерии стабильности (устойчивости) арктических берегов // Естественные и технические науки. 2010. № 6. С. 356–358.

3. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике береговой зоны арктических морей // Водные ресурсы. 2003. Т. 30. № 5. С. 555–564.

4. Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр / Под ред. Г.И. Дубикова, В.А. Совершаева и В.С. Тужилкина. М. : ГЕОС, 1997. 432 с.

IMPLEMENTATION OF DIFFERENT TIME REMOTE SENSING DATA IN INVESTIGATION OF DYNAMICS OF ARCTIC COASTS

Kuznetsov D., Noskov A., Ogorodov S.

Lomonosov Moscow State University, faculty of Geography,
lab. Geoecology of the North
dk_on@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Natural geomorphic processes set the rules of development of petroleum resources in offshore and coastal areas in the Arctic. Coastal zone here is highly dynamic due to contact with cryolithozone. Considering eventual human impact and forecasted climatic change, coastal retreat rate may increase significally. To study peculiarities of coastal dynamics at Yamal and Ural coasts of Baydaratskaya bay, Kara Sea, the network for instrumental monitoring was established. Long-term observations carried out there were largely complemented with results of analysis of different time imagery along with state maps with use of GIS. Precise reference, alignment and comparison of diverse materials was done using an array of specific distinguishable relief features. As the result, maps of coastal dynamics were produced. After correlation with instrumental monitoring data they were subsequently used as the base for synthetic maps showing classification and segmentation of shores. Following evaluation of the research, changes were made to the construction project for offshore and onshore pipelines in the studied area.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТО- И МОРФОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ: НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И ПРИМЕРЫ

Леонтьев И.О.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
igor.leontiev@gmail.com

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Введение

Обсуждение проблем моделирования в данной работе фокусируется на нескольких аспектах. Вначале речь идет о расчетной оценке вдольберегового потока наносов, от которого зависит бюджет наносов в данном сегменте побережья. Затем рассматриваются вопросы моделирования штормовых деформаций и сезонных изменений профиля берега. В заключение затрагивается тема прогноза долговременного развития берегов, включающего, в том числе и «инженерный» масштаб (годы и десятилетия).

Моделирование вдольберегового транспорта наносов. Для практических приложений особый интерес представляет интегральный вдольбереговой расход наносов Q_y. В основе его расчета лежит идея о связи Q_y с продольной составляющей потока энергии F_y, которая генерируется волнами, подходящими под углом к берегу [10]:

$$Q_y = \mu K F_{yb}, \tag{1}$$

где μ – коэффициент, согласующий размерности, *K* – безразмерный фактор пропорциональности, F_{yb} является функцией высоты волн *H* и глубины *h*, индекс «*b*» относится к точке обрушения волн.

Для условий песчаных наносов Леонтьев [1], а затем Бэйрэм с соавторами [7] предложили следующие зависимости для фактора *K*:

$$K_{rms} = 0.04\left(0.8 + 0.02\frac{\sqrt{gh_b}}{w_g}\right),$$
$$K_s = 0.0256\left(0.9 + 0.4\frac{H_{sb}}{w_g T_p}\right), \tag{2}$$

где индекс «*rms*» или «*s*» у величины *K* означает, что при расчетах используется среднеквадратичная (H_{rms}) или значительная высота волн (H_s), w_g – скорость осаждения песка, T_p – период пика спектра волн. Сравнение, выполненное автором, показывает, что обе зависимости дают почти одинаковые результаты и, таким образом, в равной мере пригодны для расчетов вдольберегового расхода песчаных наносов. В случае гравийных или галечных наносов можно рекомендовать использование фактора *K* в виде

$$K_{rms} = 0.04\left(1 - 25\frac{d_g}{H_{rmsb}}\right). \qquad (3)$$

Моделирование штормовых деформаций профиля опирается на принцип сохранения массы, связывающий изменения глубин h с градиентами расходов наносов q_x:

$$\partial h / \partial t = \partial q_x / \partial x + w, \qquad (4)$$

где $w = d\zeta / dt$ – скорость изменения уровня ζ, t – время, а ось OX направлена вдоль нормали к берегу.

Обычно используются так называемые «модели процессов» (process-based models), которые имитируют последовательность первичных механизмов, вызывающих перемещения наносов и изменения морфологии дна. Они включают ряд связанных модулей, предназначенных для расчета различных компонентов морфодинамического процесса – волнения, транспорта наносов и изменений глубин.

В модели автора CROSS-P [1, 2] расход наносов зависит от скорости диссипации энергии в придонном слое и при обрушении волн. Имеются варианты формул для песчаных и гравийно-галечных наносов [3]. На рисунке 1 приведен пример моделирования деформаций профиля искусственного галечного пляжа.

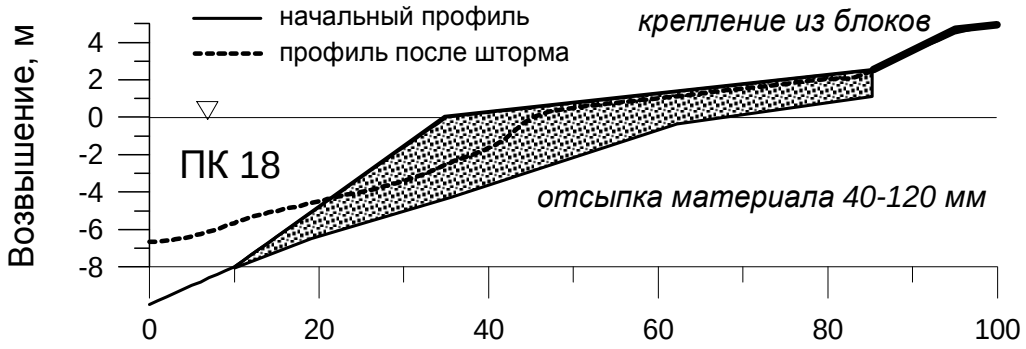


Рисунок 1 – Расчетные деформации галечного пляжа на участке имеретинского побережья (Черное море)

Моделирование сезонных изменений берегового профиля. Наблюдения [8, 9] приводят исследователей к выводу о том, что многие профили на песчаных берегах хорошо аппроксимируются двумя вогнутыми кривыми, которые пересекаются у подводного вала, формирующегося в точке обрушения волн *xb* (см. рис. 2а). В зимний штормовой сезон, подводный вал смещается в сторону моря, береговая линия – вглубь суши, и объем наносов V2 перемещается вниз по склону. В летний период слабых волнений материал практически в том же объеме возвращается к берегу (заштрихованные объемы V1 и V2 на рис. 2а. равны).

Отмеченные закономерности послужили основой для модели сезонных изменений [5]. Одно из предположений состоит в том, что перемещения

наносов по профилю не приводят к изменениям площади его поперечного сечения *S*. Величина *S* вычисляется на основе полученных формул профилей равновесия в зонах трансформации и прибоя. Имея начальный профиль и задавая характерную высоту волн в рассматриваемый период, можно определить параметры нового профиля. На рисунке 2б приводится сравнение результатов расчетов с наблюдавшимися изменениями профиля у побережья Калифорнии после штормового периода с высотой волн до 10 м [9].

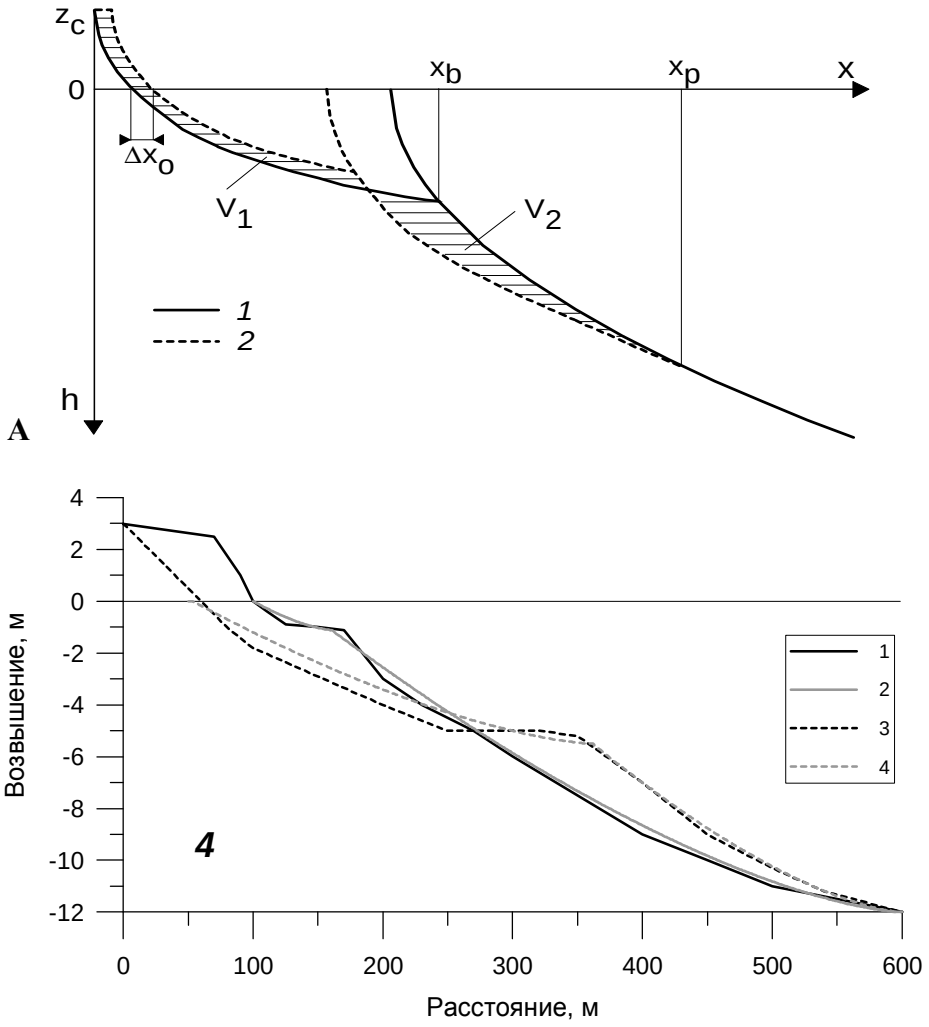


Рисунок 2 – (а) – аппроксимация берегового профиля двумя вогнутыми кривыми, (б) – сравнение расчетов с данными наблюдений [Inman et al., 1993]. 1 и 2 – начальные измеренный и расчетный профили; 3 и 4 – конечные измеренный и расчетный профили

Моделирование эволюции профиля в масштабах десятков и сотен лет. С практической точки зрения наибольший интерес вызывает прогноз смещений береговой линии, которые, однако, неразрывно связаны с характеристиками всего берегового профиля. В модели автора SPELT [4] смещения границ профиля при изменении уровня и в зависимости от бюджета наносов B описываются уравнением

$$\partial S / \partial t - h_*(\partial x_* / \partial t) - z_C \partial x_0 / \partial t = w(l_* + l_C) - B, \qquad (5)$$

где S – площадь поперечного сечения профиля, h_* и l_* – глубина на нижней границе $x = x_*$ и расстояние до нее от уреза ($x = x_0$), z_c – возвышение пляжа. Дефицит или профицит бюджета вызывает отступание или выдвижение берега, сопровождающееся соответственно уменьшением или ростом среднего уклона профиля дна.

На рисунке 3 дан пример развития берега в условиях неравномерного повышения уровня и слабого дефицита наносов. Прототипом служит береговой профиль в районе г. Зеленогорска в восточной части Финского залива [6]. Предполагается, что 3700 лет назад уровень моря был на 5 м ниже современного, но затем в ходе трансгрессии сравнительно быстро повысился на 2 м. В последние 3200 лет уровень продолжал медленно повышаться (около 0,001 м год$^{-1}$), а бюджет наносов имел дефицит (В = – 2,6 м^{3}м$^{-1}$год$^{-1}$). Сочетание этих факторов должно было привести к формированию террасы на подводном склоне, которая действительно существует в указанном районе [6].

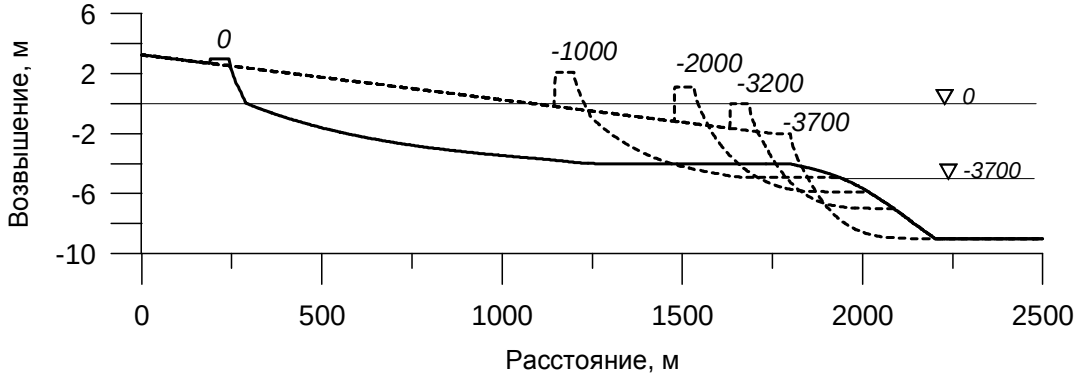


Рисунок 3 – Эволюция берега в условиях неравномерного повышения уровня моря и дефицита наносов

Заключение. Представленные модели нацелены на прогноз положения береговой линии и деформаций профиля берегового склона. Выбор подхода к моделированию регламентируется временным масштабом рассматриваемой эволюции. Так, с помощью «моделей процессов» имеет смысл оценивать кратковременные деформации, а на более длительных масштабах более эффективен подход, использующий полуэмпирические аппроксимации берегового профиля, либо одной, либо двумя кривыми.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта Минобрнауки “Разработка технологии создания автоматизированной информационной системы мониторинга состояния береговых зон морей и внутренних водоемов Российской Федерации” (гос. контракт № 16.515.11.5075).

Список литературы

1. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М. : ГЕОС, 2001. 272 с.

2. Леонтьев И.О. Динамика профиля песчаного берега на различных масштабах времени // Сборник научных трудов «Фундаментальная и прикладная гидрофизика». 2010. № 4(10). С. 78–89.

3. Леонтьев И.О. Моделирование штормовых деформаций профиля галечного пляжа // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2011. V. 7. Issue 2. P. 90–97.

4. Леонтьев И.О. Моделирование эволюции берегового профиля на временных масштабах от десятков до тысяч лет // Океанология. 2012. Т. 52. № 4 (в печати).

5. Леонтьев И.О. Профиль песчаного берега: некоторые свойства морфологии и сезонная изменчивость // Геоморфология. 2012а. № 4 (в печати).

6. Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А., Куренной Д.Н. Береговой профиль восточной части Финского залива: результаты наблюдений и реконструкция развития в позднем голоцене // Океанология. 2011. Т. 50. № 6. С. 1034–1044.

7. Bayram A., Larson M, Hanson H. A new formula for the total longshore sediment transport rate // Coastal Eng. 2007. V. 54. P. 700–710.

8. Bernabeu A.M., Medina R., Vidal C. A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences // Marine Geol. 2003. V. 197. P. 95–116.

9. Inman D.L., Elwany H.S., Jenkins S.A. Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches // J. of Geophys. Res. 1993. V. 98. N C10. P. 18181–18199.

10. Komar P.D., Inman D.L. Longshore sand transport on beaches // J of Geophys. Res. 1970. V. 75. N 30. P. 5914–5927.

MODELING THE LITHO- AND MORPHODYNAMIC PROCESSES IN THE COASTAL ZONE: SOME PRACTICAL ASPECTS AND EXAMPLES

Leont'yev I.O.

P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow,
igor.leontiev@gmail.com

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The discussion concentrates on several items including assessment of the longshore sediment flux, modeling the storm-induced deformations and seasonal changes in a coastal profile and also prediction of long-term coast behavior. Based on available data the method is recommended to compute the longshore discharge of the sand, gravel and pebble sediments. When modeling the short-term storm-induced deformations, the process-based models are most preferable. In particular, the author's model CROSS-P is applicable to sand, gravel and pebble coasts. However for greater time scales the approach using approximation of coastal profile with one or two concave curves is more effective. The corresponding author's models developed to describe the seasonal changes and long-term evolution of coastal profile are discussed.

ПРОГНОЗ ЭВОЛЮЦИИ ПЕСЧАНЫХ КОС ГДАНЬСКОГО ЗАЛИВА В 21 СТОЛЕТИИ

Леонтьев И.О., Акивис Т.М.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
igor.leontiev@gmail.com, akivis@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Гданьский залив, расположенный в южной части Балтийского моря, характеризуется крупными песчаными косами, узкими и протяженными аккумулятивными формами. Вислинская (или Балтийская) коса отделяет Гданьский залив Балтийского моря от лагуны, называемой Вислинским заливом. Коса (или полуостров) Хель протянулась в юго-восточном направлении от порта Владиславово (см. рис. 1).

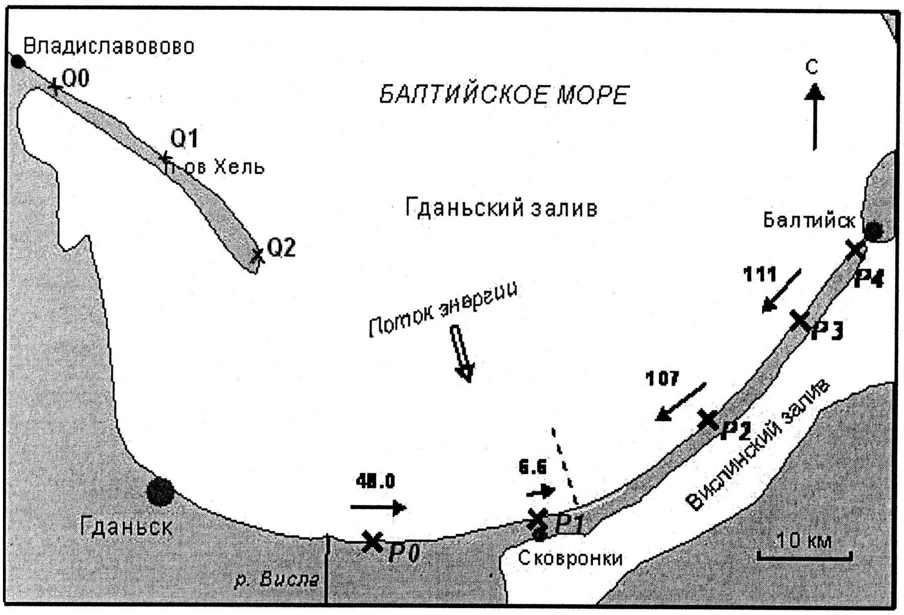


Рисунок 1 – Схема расположения кос Гданьского залива

В настоящей работе представлен прогноз эволюции кос Гданьского залива (Вислинской косы и косы Хель) в масштабах 21 столетия с учетом ожидаемых изменений уровня моря.

Одной из основных предпосылок такого прогноза является оценка бюджета наносов в морфодинамической системе, в которую включен исследуемый берег [3]. Другим важным компонентом прогноза является сценарий будущих изменений уровня моря. Наконец, инструментом прогноза служит модель SPELT, описывающая эволюцию берегового профиля как на «инженерном», так и на «геологическом» масштабах времени [4, 5, 6].

В основу прогностической модели SPELT положено уравнение сохранения массы, записанное в терминах скоростей эрозии и аккумуляции (E_r и A_c). В случае, когда $E_r = A_c$, профиль берега находится в состоянии равновесия и имеет форму

$$h / h_* = 1 - (1 - x / l_*)^p . \qquad (1)$$

где h – глубина; h_* – глубина замыкания; x – горизонтальное расстояние, l_* – длина профиля. В типичном случае p = 1,5. Смещения границ профиля при изменении уровня моря (со скоростью w) и в зависимости от бюджета наносов B описываются уравнением

$$\partial S / \partial t - h_*(\partial x_* / \partial t) - z_c \partial x_0 / \partial t = w(l_* + l_c) - B , \qquad (2)$$

где S – площадь поперечного сечения профиля, $x = x_0$ и $x = x_*$ – точки уреза и нижней границы, t – время, z_c – возвышение пляжа. Дефицит или профицит бюджета вызывает отступание или выдвижение берега, сопровождающееся, соответственно, уменьшением или ростом среднего уклона профиля дна.

Исходные данные

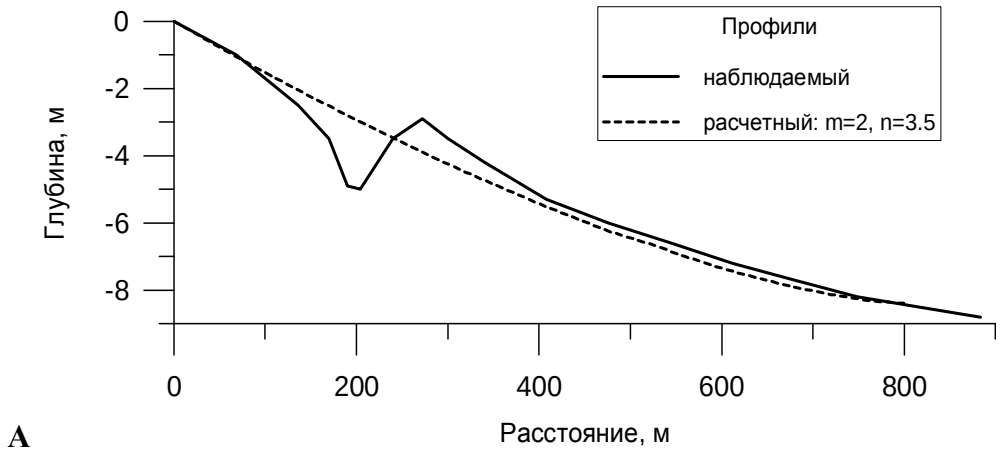
На рисунке 2 показаны профили дна обеих рассматриваемых кос, предоставленные Институтом водного строительства Польской академии наук (IBW PAN). Подводный склон Вислинской косы сравнительно однороден на всем ее протяжении. Он характеризуется средним уклоном около 0,01 и включает вал и ложбину. На подводном склоне косы Хель почти всюду имеются два вала, за исключением окончания косы, где уклон увеличивается за счет аккумуляции материала. Ширина надводного пляжа составляет несколько десятков метров для обеих кос, а высота примыкающей дюны до 10 метров. Берега обеих кос сложены преимущественно мелким и средним песком. Выделенными линиями на рисунках 2а и 2б показаны профили равновесия (1), рассчитанные по модели при типичных значениях параметров.

Параметры волн на глубокой воде, предоставленные IBW PAN, позволяют определить глубину замыкания как h^* = 8,4 м.

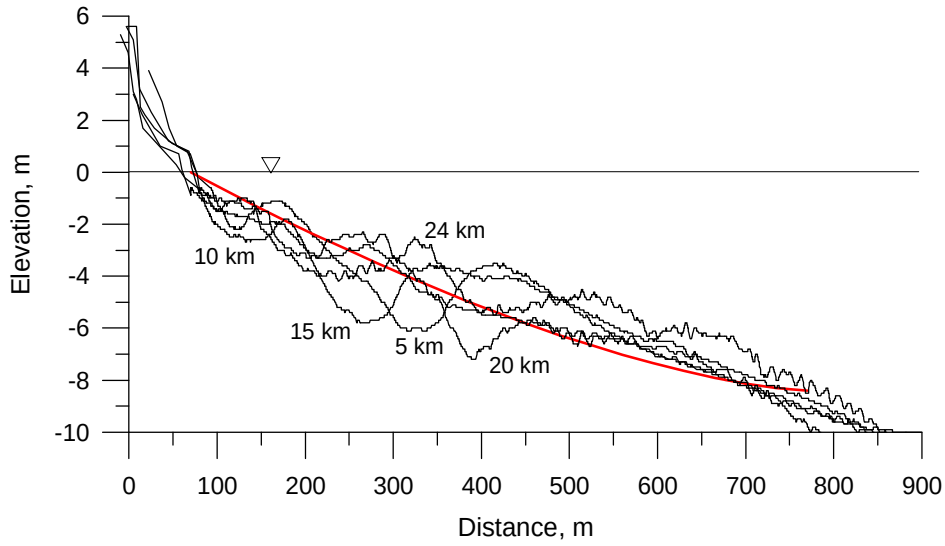
Для расчетов по модели были приняты следующие параметры береговых профилей. Длина l_* его активной части от берега до глубины замыкания составляет 800 м для Вислинской косы и 700 м для косы Хель. Ширина надводной части пляжа и возвышение верхней границы пляжа для обеих кос принимаются равными l_b = 50 м, и z_b = 3 м, соответственно. Средний размер частиц, слагающих дно d_s равен 0,25 мм для Вислинской косы и 0,2 мм для косы Хель.

Результаты расчетов

Моделирование потоков наносов показывает, что вдоль побережья Вислинской косы действуют два противоположных потока наносов. Вблизи устья р. Вислы действует перенос в восточном направлении с расходом порядка 50 тыс. м^3/год. Далее этот поток затухает и в районе точки Р1 исчезает. На остальной части косы поток энергии создает перенос на запад. На начальном участке, у северо-восточного края, поток быстро увеличивается от 0 в точке Р4 до более 100 тыс. м^3/год в точке Р3, а затем, с приближением к корневой части, затухает.



А



Б

Рисунок 2 – Профили дна Вислинской косы (А) и косы Хель (Б)

Для большей части побережья характерны отрицательные градиенты потоков наносов $\partial Q / \partial y$, т.е. происходит разгрузка вдольбереговых потоков, которая и составляет приходную статью бюджета. Лишь у северо-восточного края косы градиент положительный, что свидетельствует о дефиците наносов, в силу возрастания потока в западном направлении.

Результаты расчетов потоков наносов вдоль побережья косы Хель показывают, что поток достаточно однороден и составляет порядка 210–230 тыс. м^3/год. Поэтому градиенты потока наносов близки к нулю и не вносят вклада в бюджет, за исключением оконечной части косы, где вдольбереговой поток разгружается и сходит на нет.

В бюджет наносов вносят вклад также потоки в направлении, нормальном к берегу: эоловые потери песка на надводной части пляжа q_{Aeol} и поперечный поток q_* через нижнюю границу активного профиля. Следовательно, полный бюджет наносов B определяется как

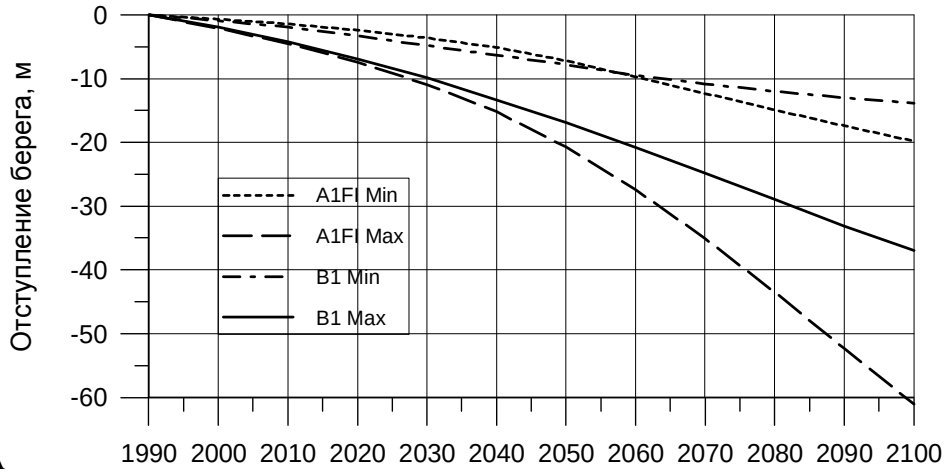
$$B = q_* - q_{Aeol} - \partial Q / \partial y + \Omega . \qquad (3)$$

При отсутствиии сведений о наличии дополнительных источников или стоков наносов в исследуемых районах мы полагаем $\Omega = 0$.

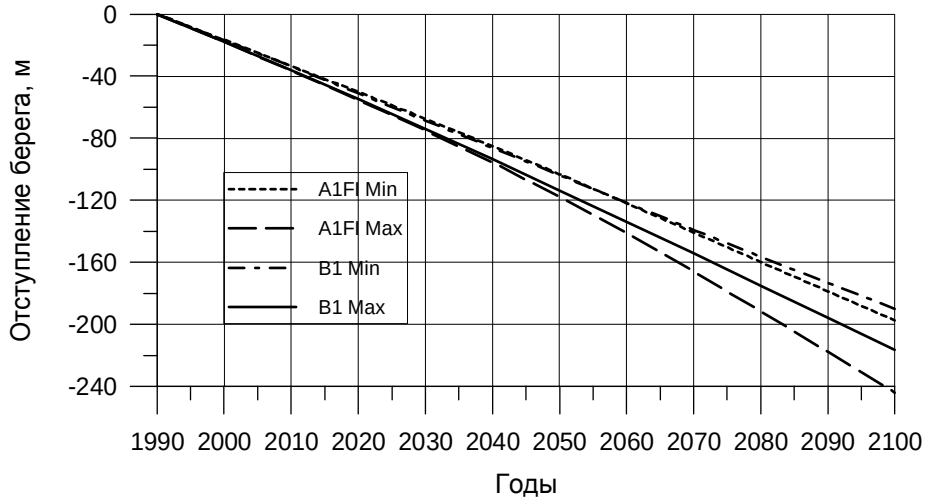
Таблица

Суммарный бюджет наносов на различных участках побережья кос Гданьского залива

Коса	Вислинская				Хель	
Участок	P0 – P1	P1 – P2	P2 – P3	P3 – P4	Q0 – Q1	Q1 – Q2
Бюджет, $м^3м^{-1}год^{-1}$	-0.8	2.0	-1.6	-12.8	0.3	-0.7



А



Б

Рисунок 3 – Расчетные значения рецессии берега в период с 1990 по 2100 гг.

Таким образом, можно сделать вывод, что в части Вислинской косы, лежащей к западу от точки P3, бюджет близок к балансу, и берег находится в относительно устойчивом состоянии. Однако северо-восточное окончание косы, испытывает значительный дефицит бюджета. Это подтверждается наблюдениями [1, 2, 9]. Бюджет наносов вдоль всей косы Хель практически сбалансирован, поэтому ее побережье находится в устойчивом состоянии.

Для учета изменений уровня моря использовались два типичных сценария A1FI и B1 [8], включающие минимальный и максимальный прогнозы изменений уровня ζ_{min} и ζ_{max}. Точкой отсчета служит положение

уровня в 1990 г. Минимальный и максимальный уровни в 2100 г., равны 266 и 819 мм по сценарию A1FI и 185 и 496 мм для B1. Оценки, основанные на других известных сценариях, не выходят за указанные пределы.

Результатом повышения уровня моря должно явиться постепенное отступание берега и продвижение всего активного профиля вглубь суши. Прогнозы смещений береговой линии получены для обоих типов условий: устойчивого берега, где бюджет наносов сбалансирован (см. рис. 3а), и дефицитного участка (B = -12,8 $м^3м^{-1}год^{-1}$), где уклон профиля в ходе эволюции должен уменьшаться (см. рис. 3б).

Как видно из рисунка 3 разброс значений оказывается весьма заметным. Компромиссным можно считать вариант максимального прогноза сценария B1, при котором ожидается рецессия порядка 5 м в 2030 г., 12 м в 2050 г. и 30 м в 2100 г. относительно положения берега в 2010 г. Средняя скорость отступления берега в период 2010–2050 гг. составит около 0,3 м/год, а в период 2050–2100 гг. – 0,4 м/год. Это вполне реальные значения.

На северо-восточном крае Вислинской косы главным фактором эволюции является дефицит наносов. Изменения уровня играют второстепенную роль, и смещения берега не слишком различаются для различных сценариев. В настоящее время расчетная скорость рецессии составляет около 2 м в год, что близко к наблюдаемым значениям [1], а в дальнейшем она может еще немного увеличиться. Относительно 2010 г. рецессия составит от 70 до 90 м к 2050 г., и от 160 до 200 м к 2100 г.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 11-05-01098-а).

Список литературы

1. Бобыкина В.П. Морфодинамика берегов Балтийской косы. Материалы международной конференции (школа-семинар) «Динамика прибрежной зоны бесприливных морей». Калининград : Терра Балтика, 2008. С. 37–38.

2. Кобелянская Я.С. Годовая морфодинамика береговой зоны польской части Вислинской косы. Материалы международной конференции (школа-семинар) «Динамика прибрежной зоны бесприливных морей». Калининград : Терра Балтика, 2008. С. 56–58.

3. Леонтьев И.О. Бюджет наносов и прогноз развития берега // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 467–476.

4. Леонтьев И.О. Эволюция профиля берега на «инженерном» и «геологическом» масштабах времени // XXIII Международная береговая конференция в честь столетия со дня рождения профессора В.П. Зенковича «Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности». Санкт-Петербург, 2010. С. 81–83.

5. Леонтьев И.О. Динамика профиля песчаного берега на различных масштабах времени // Сборник научных трудов «Фундаментальная и прикладная гидрофизика». 2010. № 4(10). С. 78–89.

6. Леонтьев И.О. Моделирование эволюции берегового профиля на масштабах от десятков до тысяч лет // Океанология. 2012. Т. 52. № 4 (в печати).

7. Hallermeier R.G. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate // Coastal Eng. 1981. V. 4. P. 253–277.

8. Hunter J.R. Estimating sea-level extremes under conditions of uncertain sea-level rise // Climate Change. 2010. V. 99. P. 331–350, doi: 10.1007/s 10584-009-9671-6.

9. Jednorał T. Dynamics of sea and coastal zone in the Gulf of Gdańsk. Influence of the planned navigable channel in the Polish part of the Vistula Spit on changes of marine hydrodynamic processes on the seaward side of the Vistula Spit. Gdansk: Publishers of the Maritime Institute in Gdańsk, 1996.

EVOLUTION FORECAST OF THE GULF OF GDANSK SAND SPITS IN 21 CENTURY

Leont'yev I., Akivis T.

P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow,
igor.leontiev@gmail.com, akivis@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The forecasting algorithm consists of three main steps. They are estimating of sediment fluxes and sediment budget for the coast under investigation, consideration of possible sea level changes and the model SPELT for a long-term modeling of coastal profile evolution. It is shown that the total sediment budgets at the main part of the Vistula Spit and at the Hel spit are nearly balanced. The only exception is the end part of the Vistula spit where the budget deficit is about 13 $m^3m^{-1}year^{-1}$. According to the most plausible scenario the recession rate of the stable coasts of two spits would be about 0,3 m/y in 2010–2050 and 0,4 m/y in 2050–2100. For the end part of the Vistula spit the controlling factor is the sediment deficit, whereas the changes in sea level are of secondary importance. In the period 2010–2100, the coast is expected to retreat up to 160–200 m.

АНАЛИЗ БЕРЕГОЗАЩИТНЫХ МЕРОПРИЯТИЙ В ЗОНЕ КАНЬОНА НОВОГО НА ПОБЕРЕЖЬЕ ИМЕРЕТИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В АДЛЕРСКОМ РАЙОНЕ ГОРОДА СОЧИ

Лещенко С.В., Катлине Коблев А.Х.

Сочинский государственный университет,
wortex24@rambler.ru

≈≈

Имеретинская низменность – центральный фрагмент крупной Черноморской террасы Кавказского побережья России, расположена в междуречье рек Мзымты и Псоу – рисунок 1. В её центральной и западной части строятся крупные спортивные комплексы зимней Олимпиады «Сочи-2014» и Олимпийская деревня. Это привело к необходимости инженерной защиты побережья от построенного порта Имеретинского до восточного борта мыса Константиновского.

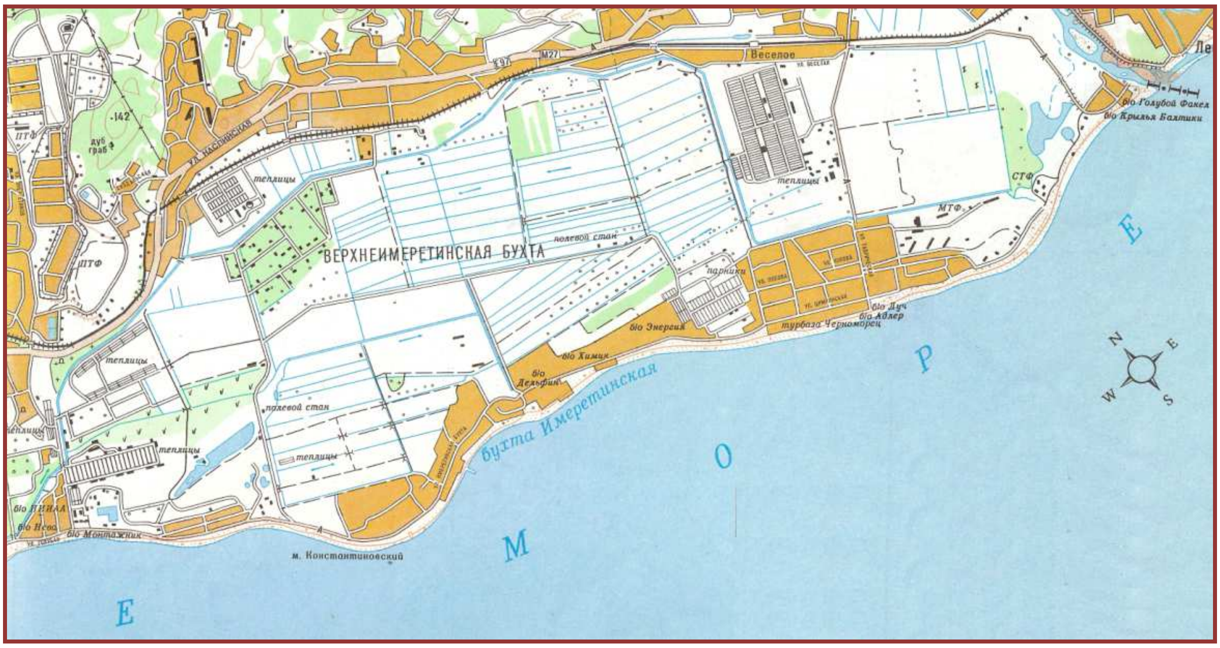


Рисунок 1 – План Имеретинской низменности

В данной работе рассматривается участок, расположенный на побережье Имеретинской низменности от Южного мола порта до западного борта мыса Константиновского. На участке расположен подводный каньон Новый – рисунок 2.

На рассматриваемом участке побережья имеется галечниковая полоса, сформированная за счет твердого стока впадающих рек, в основном за счет твердого стока р. Мзымты. Твердый сток реки Мзымты в естественных условиях, до массового изъятия грунта из русла реки, формировал

2 вдольбереговых потока разной мощности. Река выносила в море в среднем около 40 тыс. м³ песка и гальки. Этот твердый сток частично распределяется на пляже и подводном склоне к северо-западу от устья (меньшая часть около 5–6 тыс. м³/год). Основная же масса формировала поток наносов юго-восточного направления со средней мощностью 30–35 тыс. м³/год. В настоящее время этот поток наносов блокирован оградительными сооружениями порта Имеретинского, что вызвало низовые размывы и привело к необходимости выполнения берегозащитных мероприятий.

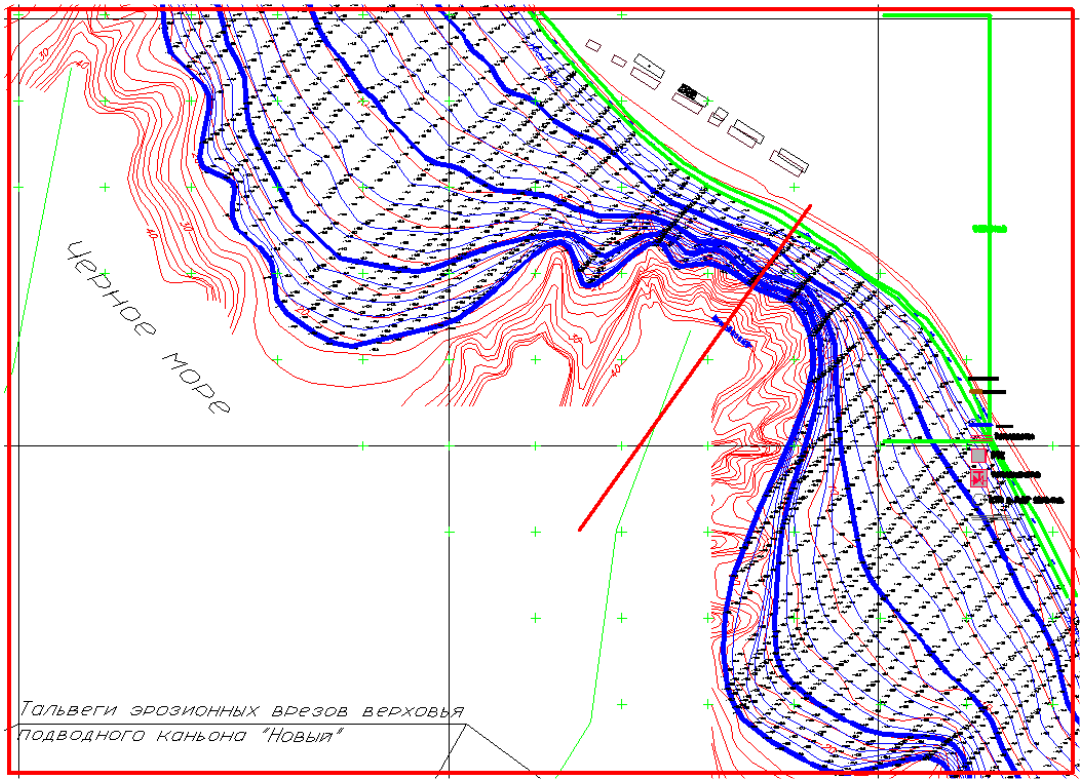


Рисунок 2 – Подводный каньон Новый

Чтобы обеспечить устойчивость береговой полосы, в настоящее время реализуется проект берегозащиты. Этим проектом предусмотрено строительство в надводной части пляжа железобетонного ростверка на сваях и откоса из бетонных кубов. Перед ростверком должен быть отсыпан искусственный галечный пляж шириной не менее 50 м – рисунок 3.

Однако, как показало обследование строящихся берегозащитных сооружений, темпы отсыпки пляжа отстают от темпов его размыва. Ширина надводного пляжа в настоящее время составляет не более 13 м. Водолазное обследование показало (см. рис. 4), что значительная часть отсыпанного материала находится на подводном склоне на глубинах 4–6 м и не поступает на берег.

Для определения объема выполненных отсыпок пляжеобразующего материала было сделано сопоставление батиметрических съемок до строительства порта (2007 г.) и апреля 2012 г. При сопоставлении отчетливо прослежены изменения подводного берегового склона, в частности, отсыпки ма-

териала, сделанные с барж, объем которых составляет порядка 78 900 м^3. При этом материал находится на дне и не подается волнами на берег.

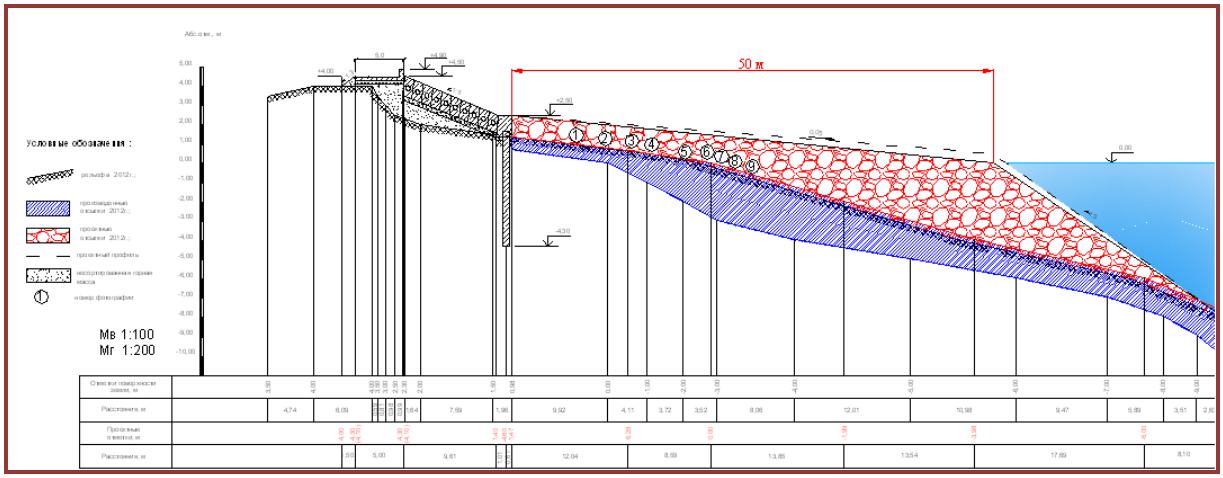


Рисунок 3 – Проектный разрез берегозащитного сооружения

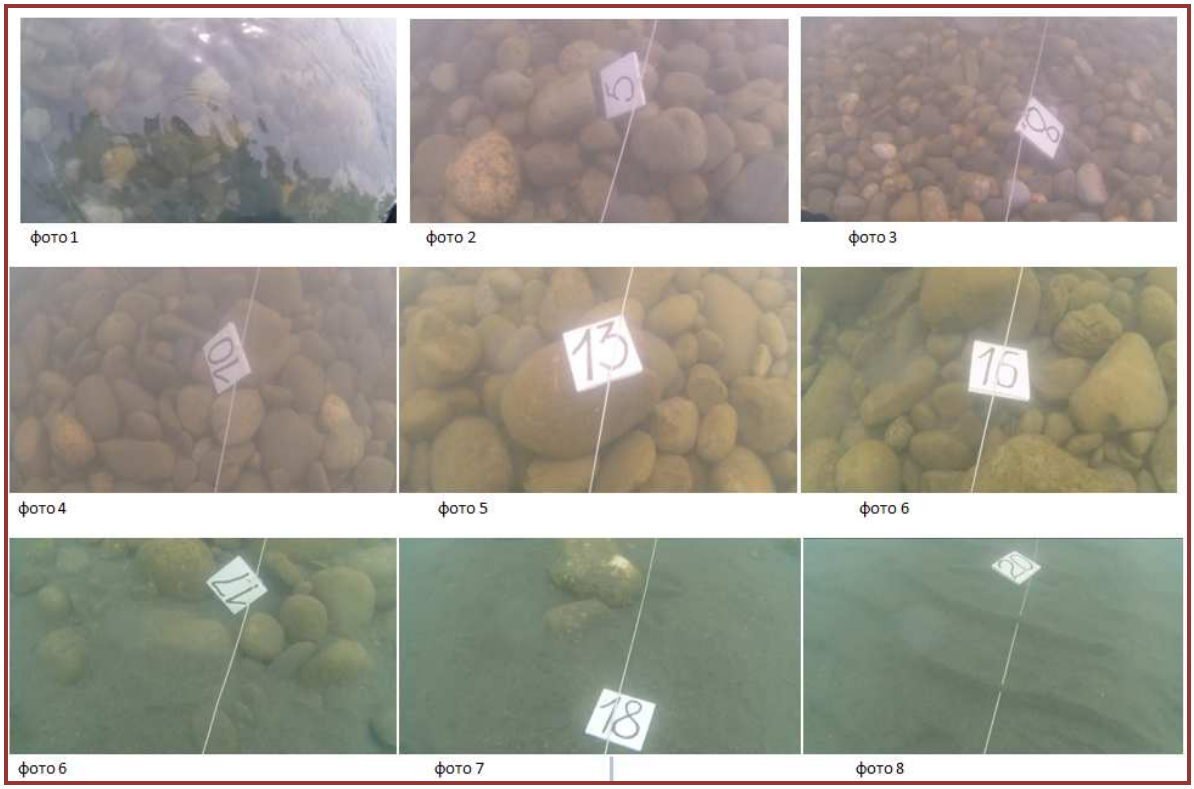


Рисунок 4 – Фото водолазного обследования дна по тальвегу каньона Нового

Таким образом, массированные отсыпки галечного материала, проводимые в последнее время на рассматриваемом участке побережья Имеретинской низменности, не привели к формированию устойчивого надводного пляжа проектной шириной 50 м.

На этом участке, а также на участке в районе каньона Константиновского, по-видимому, требуется корректировка проектных решений.

Различными организациями предложены следующие варианты корректировки проекта берегозащиты:

● Замена галечного пляжа на откос из камней – негабаритов массой до 10 т.

● Строительство свайной стены на глубине 6 м до отметки уровня свободной поверхности.

● Устройство в вершине каньона Нового искусственных подводных проницаемых рифов.

В настоящее время выполняются научные исследования для выбора наиболее оптимального варианта корректировки проекта берегозащиты Имеретинской низменности.

ANALYSIS OF BANK PROTECTION MEASURES CANYON IN THE COAST OF NEW IMERETI VALLEY IN THE ADLER DISTRICT OF SOCHI

Leshchenko S.V., Catline Koblev A.J.

Sochi State University,
wortex24@rambler.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The Imeretinsky lowland – the central fragment of a large Black Sea terrace of the Caucasian coast of Russia, is located in interfluve the rivers Mzymty and Psou. In its central and western part large sports complexes of the winter Olympic Games "Sochi-2014" and the Olympic village are under construction. It has led to necessity of engineering protection of coast from the constructed port Imeretinsky to east board of cape of Konstantinovsky.

In the report the site located from the Southern pier of port to the western board of cape of Konstantinovsky is considered. On a site the underwater canyon Novuy is located. To provide stability of a shore, the project of coastal protection now is realized. This project provides building in a surface part of a beach ferro-concrete grille on piles and a slope from concrete cubes. Before ростверком should be fill an artificial pebble beach in width not less than 50 m.

As has shown inspection of coastal protection constructions, rates отсыпки a beach lag behind rates of its washout. The width of a surface beach makes now no more than 13 m.

For scoping executed embankments sandy a material comparison bathymetric shootings before port building (2007) has been made and April, 2012. By comparison is established that slept pebble the material is at the bottom and doesn't move waves on coast.

Thus, massed filling the pebble material, coasts of Imeretinsky lowland spent recently on a considered site, haven't led to formation of a steady surface beach in design width of 50 m.

On this site, and also on a site around Konstantinovsky's canyon updating of design decisions is required.

ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ФУНКЦИИ ДИНА ДЛЯ РАСЧЕТА ПРОФИЛЯ ДИНАМИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ[1]

Лыгин А.А., Лыгин Ан.А., Хабидов А.Ш.

Институт водных и экологических проблем СО РАН
anton.lygin@gmail.com, lygin@iwep.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В статье обоснована возможность использования формулы Дина для расчета профиля динамического равновесия подводного берегового склона, применительно к берегам крупных водохранилищ. На основе методов математической статистики дан строгий критерий адекватности такого использования. Вычисления проведены на примере реального профиля дна пляжа Новосибирского водохранилища.

Энергия обрушающихся волн частично рассеивается, а частично расходуется на перемещение слагающего дно рыхлого материала в поперечном и вдольбереговом направлении, которое в свою очередь приводит к изменению рельефа береговой зоны: размыву в одних местах и аккумуляции в других. Конечной целью этих перемещений является достижение рельефом динамического равновесного состояния, при котором никаких дальнейших изменений, как по профилю, так и в плане, в среднем, не происходит.

Динамически равновесный профиль не остается неизменным. Под действием текущих волнений материал все время перемещается по склону к берегу и от берега, но не покидает профиль. Тем не менее, при относительно неизменных в долговременном плане внешних условиях осредненная форма профиля за длительный период остается практически неизменной.

Форма динамически равновесного профиля описывается функцией Дина [1].

$$h(x) = Ax^{2/3}, \qquad (1)$$

где h – глубина водоема в интервале от 0 до D_c; D_c – глубина замыкания – предельная глубина до которой происходит перемещение наносов, а, следовательно, и текущие колебания формы профиля; A – параметр крутизны профиля, зависящий от медианной крупности материала (d_{50}): чем крупнее материал, тем круче профиль. Параметр крутизны определяется по следующим соотношениям [2]:

[1] Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 11-05-00615-а и 11-05-10046-к) и федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007-2013 годы» (проект 16.515.11.5075, госзаказчик – Министерство образования и науки Российской Федерации).

$$A=0.41\cdot d_{50}^{0.94} \text{ при } d_{50}<0.4 \text{ мм}$$
$$A=0.23\cdot d_{50}^{0.32} \text{ при } 0.4\le d_{50}<10 \text{ мм}$$
$$A=0.23\cdot d_{50}^{0.28} \text{ при } 10\le d_{50}<40 \text{ мм} \qquad (2)$$
$$A=0.46\cdot d_{50}^{0.11} \text{ при } 40\le d_{50} \text{ мм}$$

В этих формулах A – м$^{1/3}$, d_{50} – мм.

Результаты расчета параметров профиля равновесия подводного берегового склона могут быть использованы для оценки сложившегося на объекте исследований дефицита наносов и определения объема отсыпки или намыва рыхлого материала, необходимого для компенсации этого дефицита. При этом в ходе моделирования эволюции профиля рассматривается только поперечный (вдоль профиля) перенос материала. Его вдольбереговое перемещение не учитывается.

Удобство применения функции Дина заключается в том, что она представляет собой довольно простое аналитическое выражение, а значит, позволяет избежать трудоемкого численного моделирования при построении профиля равновесия.

Известно, что модель Дина для профиля динамического равновесия справедлива для морских побережий [1]. Однако можно предположить, что она также справедлива и для внутренних водоемов (в частности, водохранилищ), у которых основным рельефообразующим фактором является ветровое волнение. В данной статье предпринята попытка эмпирической проверки этой гиротезы.

По сути, формула Дина (1) является частным случаем степенной регрессии вида

$$h(x) = A_1 x^n \qquad (3)$$

с тем лишь отличием, что у Дина значение коэффициента n зафиксировано на уровне 2/3, а параметр A зависит не от конфигурации реального профиля, для которого необходимо построить равновесный, а только лишь от средней медианной крупности материала d_{50}, которым сложен данный профиль, в соответствии с соотношениями (2).

То есть, если предположить, что форма профиля динамического равновесия имеет вид степенной функции, то в строгом смысле для каждого реального равновесного берегового профиля существует некий индивидуальный профиль равновесия, выраженный формулой (3), со своими уникальными коэффициентами A и n, зависящими только лишь непосредственно от конфигурации реального профиля. Данный оптимальный профиль можно вычислить методом наименьших квадратов (МНК), который широко распространен в регрессионном анализе [3].

Если коэффициенты Дина $A = A(d50)$ и n = 2/3 окажутся достаточно близки к коэффициентам A_1 и n, полученным с помощью МНК, и средняя относительная ошибка аппроксимации окажется в пределах допустимого отклонения, то можно говорить, что модель Дина адекватна для данного

профиля. Для практических целей также полезно сравнить прогнозы по объемам отсыпки рыхлого грунта для построения профиля равновесия. Общий объем V (м^3/м) отсыпки материала на погонный метр береговой линии определяется как площадь, заключенная между равновесным и естественным профилем.

Вычисления были проведены на примере профиля R_{005} Новосибирского водохранилища, расположенного на территории Академгородка. Подводный береговой склон в данном месте сложен песчаным грунтом, средняя медианная крупность равна 0,35 мм, глубина замыкания – около 1,6 м.

Для данной крупности значение коэффициента A в формуле Дина в соответствии с соотношениями (2) равно 0,153. Формула Дина принимает вид:

$$h(x) = 0{,}153x^{2/3}$$

Уравнение профиля равновесия, вычисленное с помощью МНК, имеет вид:

$$h_1(x) = 0{,}133x^{0{,}738}$$

Рассчитанные кривые представлены на рисунке 1.

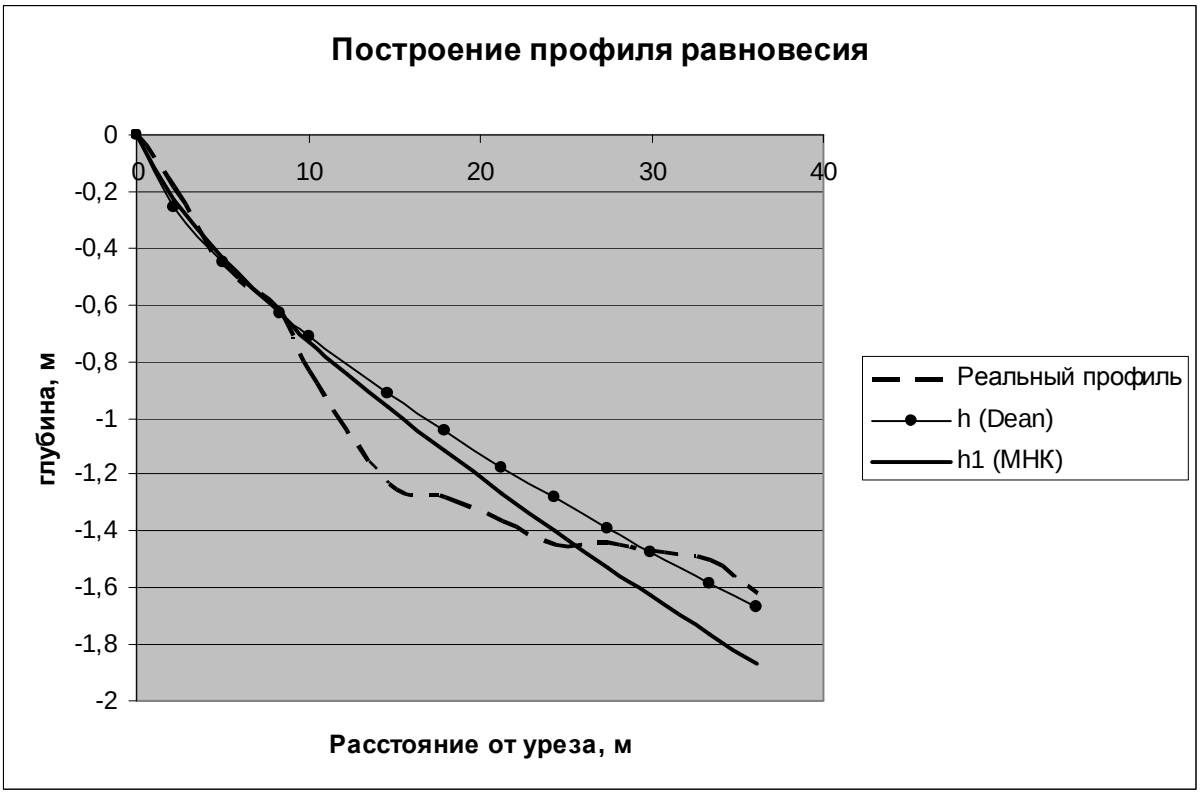


Рисунок 1 – Сравнение профилей равновесия, построенных с помощью функции Дина, и с помощью метода наименьших квадратов

Как видно, соответствующие параметры этих двух уравнений очень близки друг к другу. Коэффициенты равны 0,153 и 0,133 соответственно. Показатели степени равны 0,667 и 0,738 соответственно. Средняя относи-

тельная ошибка аппроксимации естественного профиля функцией $h_1(x)$ равна 11,32 %. Средняя относительная ошибка аппроксимации естественного профиля функцией Дина равна 11,64 %, т.е. функция Дина всего лишь на 0,32 % менее точна по отношению к реальным данным. Также можно посчитать, насколько точно функция Дина совпадает с кривой $h_1(x)$, которую целесообразно принять за эталон, потому что, как было сказано выше, в основе ее построения лежит метод наименьших квадратов. В данном случае, функция Дина расходится с кривой $h_1(x)$, на 6,73 %. В статистике обычно допустимым считается расхождение в 10 %.

Функция $h_1(x)$ прогнозирует отсутствие дефицита наносов, что подтверждается многолетними наблюдениями за этим участком берега. Объем отсыпки, спрогнозированный при помощи функции Дина, составляет 3,1 м^3/м на погонный метр берега, что является очень незначительной величиной.

Все указанные выше значения позволяют говорить о том, что функцию Дина, по-видимому, можно применять для прогнозирования конфигурации профиля динамического равновесия подводного берегового склона водохранилища.

Для окончательной проверки правомочности применения модели Дина для крупных водохранилищ и других внутренних водоемов с преобладающим ветровым волнением в дальнейшем планируется провести аналогичные вычисления для других равновесных профилей различных водохранилищ. Причем желательно иметь фактические данные по профилю не единовременно полученные, а замеренные несколько раз в различные периоды, чтобы в последующем их осреднить, тем самым минимизировав погрешность измерений. Если модель Дина окажется адекватна для большинства равновесных профилей, на которых она проверяется, то можно говорить о ее адекватности в целом для подводных береговых склонов внутренних водоемов, сложенных песчаными грунтами, у которых основным рельефообразующим фактором является ветровое волнение.

Список литературы

1. Dean R.G. Equilibrium beach profiles. Characteristics and applications // J. of Coastal Research. 1991.Vol. 7. No 1. Pp. 53–84.

2. Hanson H., Kraus N.C. GENESIS: Generalized model for simulating shoreline change. Tech. Report CERC-89-19. Coastal Engineering Research Center. US Army Corps of Engineers, 1989. 247 p.

3. Кремер Н.Ш., Путко Б.А. Эконометрика : учебник для вузов / Под ред. Проф. Н.Ш. Кремера. М. : ЮНИТИ-ДАНА, 2002. 311 с.

VERIFICATION OF DEAN'S EQUILIBRIUM BEACH PROFILE FORMULA FOR LARGE MAN-MADE LAKES [1]

Lygin A.A., Lygin An.A., Khabidov A.Sh.

Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS
anton.lygin@gmail.com, lygin@iwep.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

In the paper the possibility of using Dean's equilibrium beach profile formula for a large man-made lake coastal conditions was studied. A stringent test of its adequate use was made based on mathematical statistics. The calculations were performed for the real bottom profile of the Novosibirsk reservoir beach.

[1] The work was supported by RFBR (projects 11-05-00615-a and 11-05-10046-к) and Federal target program "Research and development on priority directions of scientific-technological complex of Russia in 2007-2013" (project 16.515.11.5075, government customer – the Ministry of Education and Science of the Russian Federation).

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ МОРФОЛОГИИ И ВОДНОГО РЕЖИМА ВОДОТОКОВ В ДЕЛЬТАХ СУЛАКА И ТЕРЕКА

Магрицкий Д.В., Можаева К.В.

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,
magdima@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Неотъемлемым и особым элементом морских побережий являются дельты рек. Особое место, занимаемое речными дельтами в системе береговых природных комплексов, определяется уникальностью и уязвимостью дельтовых ландшафтов, особым характером протекания гидрологических и морфологических процессов, разнообразием и богатством природных ресурсов, включая пресноводные и биологические, особым значением дельт для экономики и населения региона, важной экологической ролью. Однако, экосистемы и жизнедеятельность населения в дельтах уязвимы и подвержены негативному воздействию внешних и местных природных факторов и хозяйственной деятельности. И в первую очередь это относится к дельтам рек Каспия и, в частности, Терека и Сулака, находящимся под сильным и относительно быстро изменяющимся воздействием речного стока, местных водохозяйственных мероприятий и крупномасштабных колебаний уровня моря. В результате их интегрального влияния произошло преобразование строения дельт, их гидрографической сети и морфометрии отдельных водных объектов, изменение характера гидролого-морфологических и гидролого-экологических процессов, устьевых экосистем и т.п.

Эти и другие вопросы имеют многолетнюю историю изучения. Многие важные результаты этих исследований были оформлены в виде статей, крупных монографий и научных отчетов. До конца 1980-х гг. они были комплексными и охватывали практически весь спектр устьевых процессов и все объекты дельт Терека и Сулака. Но, начиная с 1990-х гг., в связи с изменением структуры сети и мониторинга, уменьшением числа научных экспедиций, военными действиями в регионе и по другим причинам, текущие исследования в основном свелись к анализу (по космическим снимкам) динамики морского края этих дельт в условиях изменяющегося уровня моря.

Но одновременно с переформированием морских берегов происходило переформирование других элементов дельт Терека и Сулака, изменение режима водных объектов в дельтах, тем более именно на последние десятилетия пришлись значительные изменения в речном стоке и характере хозяйственной деятельности. Порой изменения морфологии и режима водотоков принимали катастрофический характер, как во время наводнения летом 2002 г. в дельте Терека. И дальнейшая неосведомленность о современных процессах в устьях Терека и Сулака в условиях изменяющего

климата, речного стока и уровня Каспия лишь способствует увеличению рисков природопользования и экологические риски на этих участках морского побережья. В связи с этим актуальными и востребованными можно считать исследования, выполненные авторами в рамках проекта РФФИ №11-05-00199 и госконтракта №11.G34.31.0007, по изучению характера современных русловых процессов и изменений уровня воды в основных водотоках дельт Терека и Сулака за весь период гидрометрических наблюдений и более детально за период после 1978 г. Информационной основой для этих исследований послужили как уже имевшиеся и опубликованные в литературе и справочных изданиях гидрологические данные, так и совершенно новые (по состоянию на 2008–2010 гг.), полученные МГУ, ГОИНом и Дагестанской ГМО.

Как известно, русловые деформации и водный режим в водотоках дельт зависят от множества факторов: размеров и строения дельты, колебания уровня моря, режима речного стока, динамики морских берегов, процессов эрозии и аккумуляции наносов в руслах водотоков, строения дельтовых отложений, тектонических процессов и, наконец, хозяйственной деятельности. Их изменчивость возрастает, если один или несколько определяющих факторов испытывают крупномасштабные и относительно кратковременные изменения. Именно такая ситуация характерна для устьев рек Каспия. Уровень моря (у.м.) испытывает значительные колебания: с 1830 по 1977 г. он упал на 3,61 м, с 1978 по 1995 г. вырос на 2,35 м, а с 1996 по 2009 г. снова снизился, но уже на 0,55 м. Существенно изменились величина и режим водного стока Терека и Сулака, причем эти изменения имеют много схожего. Во-первых, многолетним колебаниям годового стока воды этих рек присуща тенденция к понижению. Причина – масштабные водохозяйственная деятельность и увеличение потерь на испарение с ростом температуры воздуха (характерная черта современного периода). Однако, с конца 1980-х гг. у Терека и Сулака все-таки наблюдается увеличение водности (и убывающие тренды в целом статистически незначимы особенно у Сулака). Во-вторых, для обеих рек можно выделить три характерных климатически-водохозяйственных периода: многоводный – до конца 1940-х гг., маловодный – с 1950-х до 1986–1987 гг. и средний по водности с признаками повышенной водности – с 1987–1988 гг. по настоящее время. Причем появление длительного и маловодного второго периода следует увязывать не только с естественными факторами, но и с увеличением объемов водопользования на водосборе. В большей мере, чем сток воды, изменился сток наносов Сулака, зарегулированного с 1975 г. Чиркейским водохранилищем: в 1925–1974 гг. сток взвешенных наносов в устье Сулака был 14,7 млн т/год, а в 1975–2008 гг. сократился до 1,8 млн т/год. Не прошли без последствий для устьевых процессов водохозяйственные мероприятия в дельтах.

В целом изменения характера современных русловых процессов и уровней в водотоках дельт Сулака и Терека имеют как общие, так и отличи-

тельные черты. И в них явно прослеживается ряд важных закономерностей. Особенностью дельты Сулака являются ее малые размеры, однорукавность и небольшая протяженность русла в ее пределах. Кроме того, река впадает в приглубую часть прибрежной зоны моря. Все это приводит к тому, что русловые процессы и уровни в реке (в пределах дельты) очень быстро реагируют на изменения определяющих факторов и главным образом у.м. Между среднегодовыми уровнями в реке и море существует тесная аналитическая связь, которая может изменяться при изменении направления выхода реки в море (как это было после 1957 г.), но остается все равно тесной. Поэтому в течение всего периода гидрометрических наблюдений в колебаниях уровней в реке выделяются практически те же периоды, что и в колебаниях у.м.

Вторым и третьим по значимости факторами процессов в дельте Сулака являются сток наносов и его сокращение после 1974 г., а также изменения направления выхода реки, которое достигается как естественным (вследствие прорыва по гидравлически более выгодному направлению), так и искусственным (вследствие прокопа, как например в 1929 и 1957 гг.) способами. Сток воды и его изменения определяют главным образом внутригодовой режим уровней в реке и, через сток наносов и руслоформирующие расходы воды, обратимые сезонные русловые процессы. В целом, многолетние изменения уровня в реке вызываются изменениями у.м., вертикальными деформациями русла, изменениями стока воды и устьевым удлинением. Установлено, что в разные периоды вклад стоковой, русловой и морской (включая устьевое удлинение) составляющих в общее изменение уровня в реке на посту Сулак был равен соответственно -0,1, -3 и +0,45 м (1933–1977 гг.), +0,06, +0,6 и +1 м (1978–1995 гг.) и +0,1, -0,65 и +0,35 м (1996–2008 гг.).

Русловые процессы в дельте Сулака «следуют» за изменениями у.м.: во время падения у.м. активизируется эрозия (с постепенным снижением интенсивности в силу устьевого удлинения), ослабевают плановые деформации, а ранее образовавшиеся русловые разветвления могут прекратить свое существование. В период подъема у.м., наоборот, усиливаются аккумуляция наносов в русле и, как следствие, плановые деформации (с образованием островов и смещением русла), возрастает вероятность изменения направления выхода реки в море. Установлено, что: 1) нижним пределом размыва русла выступает отметка -30 м БС, 2) в условиях естественного стока наносов вертикальные деформации могут достигать значительных величин, тогда как в условиях зарегулированного стока их значения в разы меньше, 3) устьевое удлинение может быть как положительным, так и отрицательным, а также вызванным естественными процессами или человеком.

В сезонном и особенно кратковременном масштабах времени уровенный режим в большей мере определяется режимом расходов воды. Но на величину уровня и в этом случае влияет положение у.м., формирующего через подпор, устьевое удлинение и динамику донных отложений некий фон, или базис, относительно которого и происходят стоковые внутригодовые колебания уровня, а также распространение нагонов и сгонов. Ил-

люстрацией к этому и своего рода неким прогнозным инструментом является полученная авторами зависимость Нсулак = f(Qсулак,Нморе) и нанесенные на нее отметки затопления поймы и поселка.

В дельте Терека характер русловых процессов и колебания уровней воды в водотоках также зависят практически от тех же факторов, что и в дельте Сулака. Но в силу различий, главным образом в размерах дельты и изменений в речном стоке, появлением с 1978 г. нового направления стока (через Аграханский полуостров), есть ряд важных отличий, которые позволяют разделить реку и ее магистральный рукав на участки с относительно однородным характером гидролого-морфологических процессов, набором и характером воздействия определяющих факторов. Первый тип – р. Терек и верхняя часть рук. Каргалинский прорыв (делится еще на 2 участка), где русловые процессы и уровенный режим не зависят от колебаний у.м. и вызваны лишь изменениями речного стока и русловыми процессами, водохозяйственными мероприятиями, а размах многолетних изменений уровней воды и отметок дна относительно невелик. Второй тип – средняя часть Каргалинского прорыва (~20 км), также состоящая из 2-х однородных участков. Здесь изменения у.м. косвенно влияют на процессы в русле через регрессивную эрозию или аккумуляцию наносов. Причем это влияние сказывается с некоторой (в несколько лет) инерцией. Третий тип – нижняя часть рукава (~30 км), состоящая из 3-х частей. Здесь на русловые процессы и уровень напрямую влияют колебания у.м. и устьевое удлинение, включая открытие искусственной прорези через Аграханский п-ов. В русле здесь явно доминируют вертикальные деформации (величина изменений отметок дна может достигать 3,5–4 м), а уровенный режим формируется под интегральным влиянием речного стока, русловых процессов, колебаний у.м. и устьевого удлинения. К такому же типу участков относится и русло Сулака в пределах его дельты.

Как и в случае с дельтой Сулака, для постов в дельте Терека полученные авторами зависимости Hi = f(Qi,zдно) и Hi = f(Qi,Нморе) надежны и имеют важное прикладное значение.

THE FEATURES OF MODERN CHANGES OF MORPHOLOGY AND WATER REGIME OF CHANNELS IN SULAK AND TEREK RIVER DELTAS

Magritskiy D.V., Mozhaeva C.V.

Faculty of Geography MSU by name of M.V. Lomonosov

magdima@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

On the basis of available hydrological data and results of expedition sounding works the detailed analysis of long-term changes of water levels in the

main channels of Terek and Sulak river deltas, vertical and planned deformations of channels, parameters of channels and a river stream is made. The contribution to change of water levels in channels of the water discharges, channel processes, mouth lengthening and sea level fluctuations is quantitatively estimated. Differentiation of delta channels on character and factors of channel processes and changes of water levels is executed. Reliable tools (in the form of empirical dependences) for calculation of water levels on hydrological posts in the Terek and Sulak river deltas on the main factors are created. Received for results allow to optimize water economic actions in deltas of Terek and Sulak, to deepen our knowledge of mouth processes, especially at considerable change of factors of these processes.

РЕЛЬЕФ И ЛАНДШАФТЫ ПОДВОДНЫХ БЕРЕГОВЫХ СКЛОНОВ ОСТРОВОВ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

Мануйлов В.А.

Дальневосточный федеральный университет (ДВФУ), Владивосток,
mva385@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Малая Курильская гряда – часть островодужной системы Курильских островов, расположенная в континентально-океанской переходной зоне. Окруженные со всех сторон морем острова в течение года в одинаковой степени подвергаются воздействию волнения. Поэтому волновая экспозиция мало участвует в ландшафтной дифференциации береговой зоны. Одинаковые типы берегов можно встретить на разных сторонах островов. Большее значение в этом отношении имеет геологическое строение, устойчивость береговых пород к волновому разрушению. На островах преобладают абразионно-денудационные, абразионно-денудационные бухтовые и абразионные берега. Наиболее изрезаны берега островов Шикотан, Танфильева, Юрий и в наименьшей степени – берега островов Зеленый и Полонского.

Действующие здесь приливо-отливные течения, дважды в сутки меняя направление на противоположное, формируют сложную систему циркуляции. Выделяются акватории, где влияние течений незаметно и акватории с сильными (1–2 узла или 0,5–1,0 м/сек) течениями значительно воздействующими на морское дно. На сублиторали островов распространены в основном бореальные виды бентоса, но встречаются также субтропические и тропические животные и растения. Богатый видовой состав и разнообразие биотопов приводит к формированию множества различных биоценозов.

Литогенная основа – один из ведущих факторов определяющих дифференциацию ландшафтов подводных береговых склонов островов Малой Курильской гряды. Как правило, четко выраженные границы элементов рельефа служат и границами ландшафтных комплексов. На подводных склонах нами выделены донные природные комплексы (ДПК) – пространственно обособленные друг от друга участки морского дна с закономерным сочетанием относительно однородных и взаимосвязанных природных компонентов (рельефа, донных грунтов, биоценозов). В докладе рассматриваются основные типы ДПК, которые формируют структуру островных бухт, небухтовых участков, проливов, рифов.

Наиболее распространенными элементами абразионных подводных склонов являются бенчи. Они имеют разную морфологию – выровненные, погребенные, грядовые. Высокая тектоническая активность региона определила положение бенчей на разных уровнях подводных склонов, фиксирующих состояние береговой зоны в различные исторические эпохи. Наиболее широкие современные бенчи, выработанные в меловых песчаниках, сформированы на подводных склонах островов Полонского и Зеленого. Твердые коренные субстраты и активный гидродинамический режим

оказались благоприятными для образования здесь густых зарослей морской капусты. Именно здесь располагаются самые крупные на Дальнем Востоке промысловые запасы этих ценных водорослей. Под пологом ламинарии на коренном субстрате, валунах обитают преимущественно иглокожие – морские ежи, звезды, брюхоногие моллюски.

Абразия береговых складчатых структур с моноклинальным залеганием пластов разной прочности привела к формированию грядового подводного берегового склона с чередованием ассимитричных гряд высотой от 2 до 10 м и разделяющих их ложбин шириной 2–15 м, заполненных крупнообломочным материалом. Преобладают раположенные параллельно берегу гряды и разделяющие их ложбины. Гряды также заняты зарослями ламинарии, распространяющимися преимущественно до глубины 15 м. Наиболее плотное проективное покрытие дна на глубинах 7–8 м. В межгрядовых ложбинах на валунах, гальке куртины красных и бурых водорослей, поселения иглокожих, голотурий, актиний.

Широко распространены погребенные подводные склоны. В результате активных сейсмических и денудационных процессов от отвесных берегов, сложенных массивными породами откалываются глыбы, валуны, крупные блоки и аккумулируются на крутом склоне. Эту расчлененную поверхность заселяют брюхоногие моллюски, мшанки, иглокожие, а растительный покров представлен широким набором бурых и известковых водорослей, морских трав.

В крупных закрытых бухтах (Малокурильская, Крабовая, Отрадная, Дельфин) основной ДПК – неглубокая центральная котловина бухты, выровненная поверхность которой сложена гравием, песками, алевритом, пелитом. Аккумулятивный чехол маломощный, во многих местах он прорывается коренными породами. Этот ДПК населяют моллюски, полихеты, иглокожие (морские звезды). По бортам центральную котловину опоясывают валунно-галечные, глыбовые склоны с мозаикой зеленых, красных водорослей и морских трав. В вершинах бухт, как правило, сформированы осушки, где аккумулируется аллювиальный материал, в котором обитают закапывающиеся формы бентоса.

В открытых бухтах постоянно действующее волнение вымывает тонкий осадочный материал. И в отличие от классического варианта, в вершинах бухт от пляжа вниз по профилю уже в 20–30 м на глубинах 3–4 м начинается расчлененный коренной или глыбовый подводный склон с линзами песчано-гравийного и галечного материала. На коренном субстрате мозаика бурых водорослей, морских трав, багрянок и поселения иглокожих, брюхоногих моллюсков. Борта таких бухт сформированы крутыми грядовыми и глыбовыми склонами.

Проливы между островами имеют ширину от сотен метров до десятков километров. Например, ширина пролива Полонского 10 км. От берегов островов простираются бенчи, в основном, с грядовой поверхностью, где перемеживаются невысокие (0,5–2 м) гряды и широкие ложбины, заполненные галечным и песчано-гравийным материалом. На этом субстрате сформированы густые заросли морской капусты и саргассов. Центральную часть пролива

занимает равнина с гравийно-галечным материалом. Сильные течения вымывают тонкий осадочный материал. Биоценоз этого ДПК имеет небогатый видовой состав бентоса. Растений здесь почти нет. Обитают только виды животных приспособленные для жизни в гидродинамически активной зоне на подвижном субстрате – некоторые моллюски (букциниды, морские гребешки), раки-отшельники, иглокожие. Узкие проливы между небольшими островками, как правило, более глубокие с крутыми бортами и небольшой ложбиной, заполненной песчано-гравийным материалом. Доминирующими животными глубинных ДПК являются актинии, асцидии, морские звезды.

Распространенными элементами островного мелководья являются рифы. Эти локальные абразионные формы рельефа полностью находятся под водой или слегка выступают над ее поверхностью. Они имеют крутые расчлененные грядовые или ступенчатые склоны, разбитую трещинами вершину. На твердом субстрате формируется биоценоз из морских трав, бурых водорослей, багрянок, с наиболее густым покровом на глубинах 8–10 м, поселения иглокожих и моллюсков. У основания рифов, как правило, осыпи из глыб и валунов, с сообществом голотурий, актиний, асцидий, иглокожих.

Аккумулятивная равнина, сложенная песчано-гравийным материалом, расположенная на глубинах 20–30 м – граница береговой зоны.

RELIEF AND LANDSCAPES UNDERWATER COASTEL SLOPE ISLANDS OF THE SMALL KURIL RIDGE

Manuylov V.

Far Eastern Federal University (FEFU), Vladivostok,
mva385@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The Small Kuril ridge – part of the island arc system of the Kuril Islands, located in the continental-ocean transition zone. The report notes the correlation between elements of the bottom topography of landscapes complexes and discusses their basic types. The most common elements of underwater slopes are bench – aligned, buried, ridge, with dense thickets of kelp and the community of echinoderms. Underwater ridge slopes with alternating asymmetrical ridges and troughs that separate them, inhabited by red algae, holothurians. In the bays of the main natural complexes – the central valley, the slopes on the sides of blocky, in the tops of the sedimentary dehydration. Straits between the islands have a width from hundreds of meters to tens of kilometers. The central part of the strait is plain with gravel-pebble material. Species of animals adapted for life in a hydrodynamically active zone – some mollusks, echinoderms. Common elements of islands shallow water – reefs. Their dismembered surface occupied by biocenosis of brown algae, holothurians, sea anemones. Accumulative plain, composed of sand and gravel material, which is located at depths of 20–30 meters – the border of the coastal zone.

РЕФРАКЦИЯ ВЕТРОВЫХ ВОЛН В МЕЛКОВОДНОЙ ЗОНЕ У БЕРЕГОВ ЛЮБОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ ПОДВОДНОГО СКЛОНА

Марченко А.Г., Никитин И.А., Абрамова Л.П.

Институт Гидромеханики НАН Украины, Киев,

nia38@ ukr.net

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В работе [1] дано теоретическое решение задачи о рефракции волн в акватории бухты при математическом описании рельефа подводного склона. Полученные зависимости взаимосвязи углов падающего и преломленного луча волны справедливы для мелководной зоны у берегов любой морфоструктуры. Учитывая, что в реальных условиях рельеф подводного склона весьма разнообразен, его описание конкретной функцией достаточно сложно, да и нецелесообразно. В этом случае представляется удобным задание глубин в виде изобат на плане исследуемого участка прибрежной зоны.

С учетом изложенного выше рассматривается графоаналитический подход к решению задачи о рефракции волн в акватории прибрежной зоны на участке подводного склона с произвольным рельефом. На рисунке 1 приведена расчетная схема рефракции луча волны Λ, на которой представлены различные возможные варианты пересечения лучом изолиний равных глубин Г. Выбрана ступенчатая схема изменения глубины с шагом $\Delta H = const$.

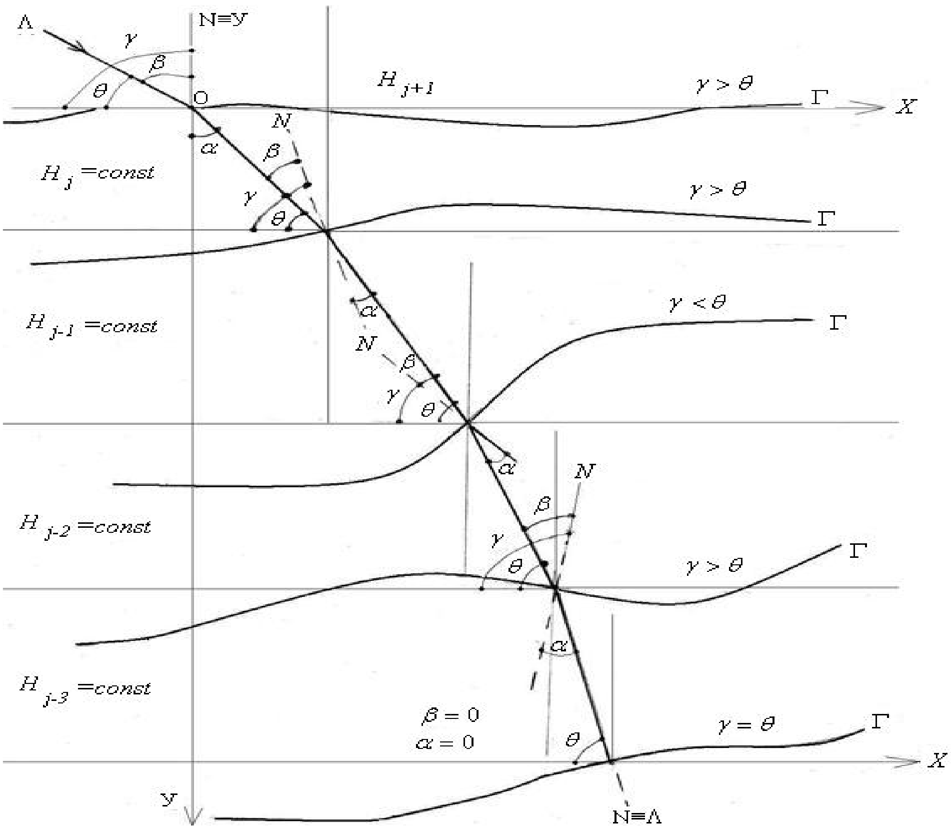


Рисунок 1 – Схема к расчету траектории луча волны

По мере приближения к берегу глубина дискретно уменьшается от H_{j+1} к H_j = 0, где $j = M\ldots2, 1, 0$, причем $H_{j=м} = \lambda_{гл}/2$, а H_j = 0 соответствует глубинам области опрокидывания волны; $\lambda_{гл}$ – длина расчетной волны на глубокой воде. При этом используется некоторая невращающаяся прямоугольная система координат ОХУН, принятая в качестве базисной Ось Х параллельна ведущей линии берега, ось У направлена по нормали к нему.

Согласно схеме падающий луч волны в точке пересечения с изобатой образует с осью Х угол θ, а с нормалью N к изобате – угол β; преломленный луч с нормалью N к изобате – угол β; Прямолинейный луч с нормалью N образует угол α.

Для определения коэффициента рефракции используется зависимость В.В. Шулейкина (аналогичная закону Снелла):

$$\eta_{j+1} = -\frac{1 + A/H_{j+1}}{1 + A/H_j} = \frac{\sin\alpha_{j+1}}{\sin\beta_{j+1}}, \tag{1}$$

где $A = 0{,}032\lambda_{гл}$.

Следовательно

$$\alpha_{j+1} = arc\left[\eta_{j+1}\sin\beta_{j+1}\right], \tag{2}$$

Углы θ и β вычисляются по формулам [1]:

$$\theta_i = \gamma_{j+1} - \alpha_{j+1}, \tag{3}$$

$$\beta_j = \gamma_j - \theta_j, \tag{4}$$

Эти формулы справедливы при соблюдении условия $\gamma_{j+1} > \theta_{i+1}$. Из анализа расчетной схемы (рис. 1) следует, что возможна реализация таких ситуаций, когда $\gamma_{j+1} \le \theta_{i+1}$. Это вызывает необходимость некоторой коррекции формул (3) и (4), что отражено на блок-схеме (рис. 2).

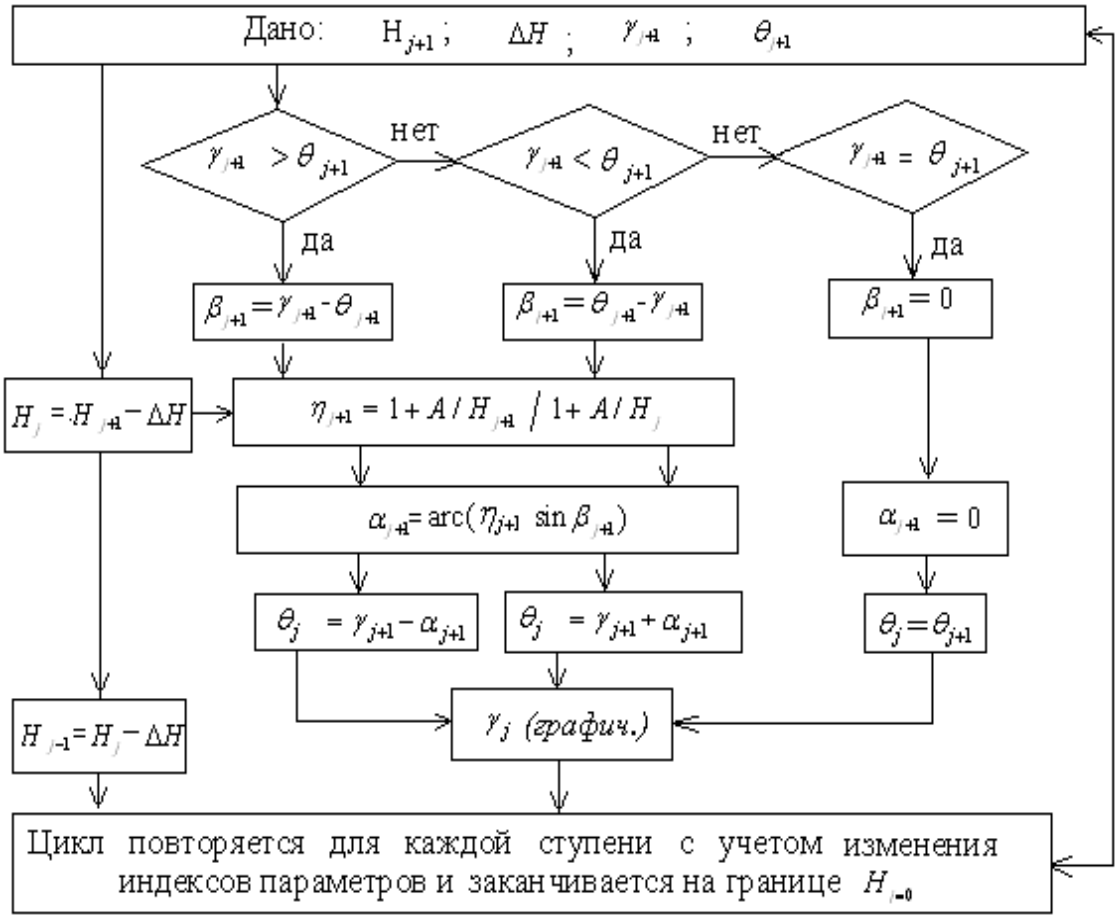


Рисунок 2 – Блок-схема алгоритма расчета рефракции волн

Единственный угол γ_i между осью X и нормалью N в каждой точке пересечения лучом волны линии изобат определяется графическим путем.

Блок-схема алгоритма расчета приведена на рисунке 2.

Достоверность расчетов предлагаемым способом подтверждена сравнением с результатами натурных измерений и численных расчетов, основанных на использовании лучевого метода [2], а также наблюдений в волновом бассейне.

Список литературы

1. Марченко А.Г. , Нищук В.С., Никитин И.А. Исследование рефракции волн в акваториях морских бухт // Тр.2-й Международной конференции «Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водных объектов». Новосибирск, 2011. 9 с.

2. Селезов И.Т., Сидорчук В.Н., Яковлев В.В. Трансформация волн в прибрежной зоне шельфа. Киев : Наук. думка, 1982. 208 с.

REFRACTIONOF WIND WAVES IN MESHWATER ZONNE BY THE SHORES OF ANY UNDERWATER SLOPE MORFOSTRUCTURE

Marchenco A.G.,Nikitin I.A.,Abramova L.P.

Institute Hydromechanics of NAS of Ukraine, Kiev,
nia38@ukr.net

≈≈

The graphical analytical technique for refraction waves in coastal water areas under condition of water slope relief in shapes of bathymetry charts. The given technique is based on results of theoretical studies in water areas refractions in sea bays made by the authoress. The convergences data obtained are suited for foolproof calculations results for proposed methods of wave tank supervision along with natural of measurements and numerical results. The given technique make it possible to recreate the approximate picture wave field refraction on the coastal zone up to the border of waves turnover.

К ГЕОМОРФОЛОГИИ БЕРЕГОВ СЕВАСТОПОЛЯ

Мысливец В.И.[1], Коротаев В.Н.[1], Зверев А.С.[1], Федин М.В.[2], Федин М.М.[2]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва; *myslivets@yandex.ru*,

[2]ООО «Южнобережный центр изысканий», АР Крым, Украина

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Самая выразительная форма берега в Юго-Западном Крыму – это Севастопольская бухта. Долина р. Черной, затопленными низовьями которой является бухта, на суше заложена по разлому диагонального северо-западного простирания. Его продолжает субширотно ориентированный грабен, выраженный в рельефе в виде понижения Севастопольской бухты. Судя по тому, что один из разломов грабена смещает верхнечетвертичные суглинки, это весьма активное тектоническое нарушение [2]. Эрозионная деятельность р. Черной, одной из наиболее многоводных в Крыму, также способствовала морфологической выраженности бухты.

В рельефе дна Севастопольская бухта выражена в виде корытообразной ложбины длиной около 7 км, ширина которой изменяется от 1300 м на западе до 700–800 м в восточной, кутовой части. Большая часть выровненного дна бухты оконтуривается глубинами около 16 м. Очертания северного и южного берегов бухты позволяют предположить правосторонние смещения по линиям Килен-бухта – бухта Голландия и Южная бухта – бухта Северная. Ограниченный этими смещениями средний участок отличается наиболее крутыми надводной и подводной частями берега.

В пределах днища ложбины Севастопольской бухты глубины меняются очень незначительно, от 18–19 м на входе до 10 м в кутовой части. Тальвег подводного продолжения р. Черной в рельефе почти не выражен; более выразительны тальвеги подводных продолжений балок в бухтах, особенно в Южной, тальвег которой прослеживается до глубины 18 м.

На входе в Севастопольскую бухту, непосредственно западнее входных молов, в рельефе дна отмечается возвышение до 2 м и понижение относительной глубиной 2 м, шириной около 200 м и длиной до 800 м. Это напоминает пересыпь на входе в бухту и отгороженный ею лиман. Осадочное заполнение понижения мощностью до 3 м вскрыто сейсмопрофилированием. Пересыпь образовалась при положении берега на современных отметках около -16 м. В настоящее время между входными молами образуются течения, направленные в бухту и обратно; они могут эродировать дно, углубляя его.

В Севастопольской бухте было выполнено сейсмопрофилирование с использованием источника сейсмических волн типа «спаркер». Оно показало, что сейсмогеологические условия разреза в самой бухте крайне не-

благоприятны; информативную запись удалось получить в районе входа в бухту. Помимо уже упомянутого заполнения лимана, на глубине воды 20 м был получен разрез строения затопленного продолжения долины р. Черной. Она заполнена осадочной толщей мощностью около 20 м. Толща делится на два горизонта примерно равной мощности – по 10 м каждый. Под выраженным в рельефе затопленным тальвегом Карантинной балки, прослеживающимся до глубин 19 м, сейсмопрофилирование вскрыло погребенный V-образный врез относительной глубиной 20 м, заполненный осадочной толщей без признаков стратификации.

От мыса Константиновский берег поворачивает на север, к устью р. Бельбек и дальше. Подводный склон отмелый, изобата 15 м лежит на расстоянии километра и более от берега. Здесь начинается морфоструктурная область Альминской впадины.

К западу от предполагаемой пересыпи ложбина Севастопольской бухты продолжается и на меридиане Стрелецкой бухты, на глубинах 31–32 м, сливается с равниной шельфа. С севера ложбина ограничена подводной возвышенностью – продолжением в море выступа побережья в районе мыса Коса Северная. Она простирается на запад-юго-запад, параллельно общему направлению берега западнее Карантинной бухты. Длина возвышенности 2,5 км; глубины над гребневой частью увеличиваются с 5 м в 600 м от м. Коса Северная до 20–21 м к северу от бухты Песочной.

Южный берег к западу от входа в бухту поворачивает на запад-юго-запад; подводный склон на участке Стрелецкая бухта – мыс Херсонес состоит из двух частей. Нижняя имеет ширину 200–300 м и ограничена сверху глубинами около 20 м. Подножие склона располагается на глубинах от 30 м на востоке до 40–50 м в районе м. Херсонес, где эта часть склона образует довольно крутой уступ. Плановые очертания нижней части прямолинейны (за исключением Двойной бухты и ложбины Севастопольской бухты) и продолжаются направлением северного склона подводной возвышенности к западу от м. Коса Северная.

Верхняя часть, на глубинах менее 20 м, имеет ширину от 200 до 500 м и изрезана глубокими бухтами – Стрелецкой, Круглой, Камышовой, Казачьей – и целым рядом более мелких бухт, разделенных многочисленными мысами. Преобладают абразионные берега, а на мелководье часты выходы коренных пород. Генетически большая его часть представляет собой бенч. Типичны подводные продолжения мысов, оставшиеся на месте надводной части, разрушенной абразией. Так, подводную часть длиной 700–800 м имеет мыс, ограничивающий с запада Карантинную бухту. В рельефе дна она прослеживается до глубин 18–18,5 м, а погребенное продолжение зафиксировано на одном из сейсмопрофилей. Воздействие абразии на городище древнего Херсонеса наглядно видно на примере Уваровской базилики, часть которой срезана клифом. Маловероятно, что этот храм в свое время строили близко к краю обрыва – скорее, отступали от него; тем не менее за прошедшие 1500 лет абразия уничтожила значительную полосу берега. Скорость её была не менее 1–1,5 м в столетие.

Подводное продолжение мыса Херсонес прослеживается к западу на 3,5 км, где на глубинах 80–85 м теряет морфологическое выражение. У этого мыса и дальше на юго-восток к мысу Фиолент берег абразионный, со скалистым бенчем и небольшими примкнувшими «карманными» пляжами. На шельфе преобладают глубины в 70–90 м и он имеет в целом приглубый характер. Здесь начинается другая морфоструктурная область – Крымского мегантиклинория. Профиль шельфа свидетельствует об интенсивных погружениях и перекрытии складчатого основания неогеновыми и четвертичными отложениями [3]. Абразия, хоть и играла значительную роль, все же была процессом вторичным в оформлении этого участка побережья.

Тальвеги наиболее крупных балок – Стрелецкой, Камышовой с Казачьей (низовья которых, сливаясь, образуют Двойную бухту) – прослеживаются до глубин 31–32 м. Такой глубокий врез объясняется значительной площадью водосбора в прошлом. В настоящее время верхние, а у двух последних балок и средние части бассейнов уничтожены в результате абразии берега и отступания бровки клифа между мысами Херсонес и Фиолент.

Особенности морфологии подводного склона позволяют предположить, что берег восточнее мыса Херсонес заложен по крупному тектоническому нарушению, которое протягивалось до северного склона возвышенности западнее м. Коса Северная. У входа в Севастопольскую бухту это нарушение сочленялось с грабеном бухты, образуя сложный тектонический узел. Тектоническая трещиноватость менее крупных размеров проявилась в очертаниях бухт, вытянутых в меридиональном направлении, а также в извилистых очертаниях Карантинной бухты и её подводного продолжения. В контурах этой бухты прослеживаются две системы нарушений – северо-западная и северо-восточная.

Когда в ходе послеледникового подъёма уровня 7–8 тыс. л. назад море достигло современных отметок 19–20 м [1], скорость трансгрессии замедлилась и началась интенсивная абразия берегов, которая продолжается на фоне последующих осцилляций уровня до настоящего времени. Был выработан бенч, окаймляющий сейчас практически все открытые участки побережья. Во время одного из положений уровня на глубинах 16–17 м была сформирована пересыпь на входе в Севастопольскую бухту. Продолжавшийся подъём уровня привёл к затоплению около 6 тыс. л. назад низовьев р. Черной, устьев её притоков и образованию современного контура берега.

Работа выполнена при поддержке РФФИ,
гранты №№ 10-05-00193 и 12-05-01052.

Список литературы

1. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. Владивосток : Дальнаука, 2009. 352 с.

2. Борисенко Л.С. Разрывные нарушения Горного Крыма // Геологический журнал. 1983. № 2. С. 126–129.

3. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря / Под ред. П.Н. Куприна. М. : Изд-во МГУ, 1988. 312 с.

ON THE GEOMORPHOLOGY OF THE SEVASTOPOL'S COASTS

Myslivets V.I.[1], Korotaev V.N.[1], Zverev A.S.[1], Fedin M.V.[2], Fedin M.M.[2]

[1]M.V. Lomonosov's Moscow state univercity, Moscow;
[2]OOO "Iuznoberejnyi zentr izyscanij", AR Krimea, Ukraine

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The main role in the relief development was at the tectonical fractures, the river erosion when sea level dropped and the sea abrasion, which beginning about 7–8 thousands of years ago. The erosion basis of main small valleys was at the depth 18–19 m and 31–32 m. The seismoacoustic investigations revealed buried valleys on the shelf at depth about 20 m with thickness of sediment infilling about 20 m.

ВЛИЯНИЕ ПОРТОВОГО СТРОИТЕЛЬСТВА НА ПРИРОДУ ЛИМАНОВ НА СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Перейрас Р.П.

Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова, Украина,
roly86@gmail.com

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Северное побережье Черного моря является классическим и эталонным лиманным. Как типичный пример, оно вошло во все энциклопедии, учебники, справочники, руководящие документы, рекомендации и методики. Они представляют собой приморские части речных долин, в которые вторглись (ингрессировали) морские воды во время голоценовой трансгрессии на низменных равнинах и образовали ингрессионные заливы. Со временем эти заливы отделились от моря наносными перемычками – пересыпями или косами. Состояние пересыпи зависит от того, каков водосбор лимана и каков сток воды в него. Если река достаточно полноводная, то пересыпь или коса имеют прорву, и лиман соединяется с морем. В итоге на дне лимана накапливается мощная толща рыхлых осадков с огромной скоростью – 0,5–1,5 мм/год. Они подстилаются коренными плотными глинами, с карбонатными, гипсовыми или галитовыми прослоями, неогенового возраста. Часть лиманов характеризуется сравнительно небольшой мощность донных осадков – до 10–15 м, другая часть – значительно бóльшей мощностью – до 40–45 м.

Лиманы представляют собой небольшие вытянутые в длину узкие приморские озера или заливы. Длина их составляет до 40 км, ширина – до 13 км. Большинство лиманов в естественном состоянии мелководно, с глубинами до 2,5–3,5 м (Сасык, Шаганы, Алибей, Бурнас, Мал. Аджалык и др.). Часть лиманов более глубокие – до 15–22 м (Хаджибейский, Тилигульский, Березанский и др.). Склоны характеризуются такими же показателями, что и у надводной части речных долин.

Северные берега Черного моря являются выровненными, подвержены сильному волновому влиянию. Морские ветровые волны сопровождаются высокими скоростями волновых течений и величинами нагонов. Берега сложены малопрочными глинистыми породами, что обеспечивает их высокие скорости абразии. Берега испытывают большие величины вертикальных и горизонтальных деформаций, а потому являются весьма динамичными. К тому же исторически сложился острый дефицит прибрежно-морских наносов и малые мощности вдольбереговых потоков наносов. В этой связи для морских портов следовало найти такие участки, которые были бы закрыты для волн, волновых течений, колебаний уровня воды, заносимости седиментами различного состава. В данном случае весьма под-

ходящими оказались небольшие лиманы с донными осадками малой мощности. Наиболее яркими примерами считаю порты Южный и Ильичевск.

Малый Аджалыкский (или Григорьевский) был занят портом Южным, возникшим в 1974 г. как перевалочный пункт азотных удобрений, серы и фосфоритов, а сейчас – еще и нефти. В 2010 г. его грузооборот составил более 18400 тыс. т/год. В естественном состоянии лиман имел глубину до 3,5 м, а в среднем 1,8 м. Дно было выстлано толщей илистых отложений антропогена, мощностью до 7 м. Длина лимана была равной 10 км, ширина 0,2–1,1 км, а площадь 6,3 км^2. В настоящее время днище лимана углублено до 14–16 м. Его акватория соединяется с морем судоходным каналом, шириной 120–140 м, а глубиной до 16 м. Пересыпь разрезана на две части, а её рельеф полностью изменен. Берега лимана срезаны, частично – террасированы, местами – выположены. Прибрежная часть дна углублена, приняла практически вертикальное положение. На значительном протяжении она облицована бетонными блоками или укреплена сваями при создании причалов. Таким образом, строительство портовых сооружений потребовало существенного изменения рельефа как на дне Малого Аджалыка, так и на окружающих берегах.

Представленный перечень изменений рельефа в процессе портового строительства потребовал значительного объема экскавации. Количество перемещенной грунтовой массы превысило 18 млн тонн. И конечно же, эту массу надо было куда-то девать. Обломки глинистых пород были истрачены на засыпку оврагов, частично пошли на подводный отвал и на формирование береговой территории.

Обломки скальных пород послужили для создания опытной берегозащитной террасы. Считалось так, что после постройки внешних оградительных молов и канала к западу от них, с подветренной стороны, возникнет закономерный очаг береговой абразии. И этим будет создана опасность существованию молов. Для упреждения этого негативного явления и была построена универсальная грунтовая терраса. На её внешнем обрамлении были подобраны свойства пород и размеры обломков таким образом, что под волновым влиянием они продуцировали песчано-гравийные наносы и служили дополнительным средством питания пляжей. Структура скальных пород была благоприятна для поселения бентосных животных, в первую очередь – моллюсков-фильтраторов. В итоге был создан очаг биологической очистки морской воды от загрязняющих веществ.

В этой связи она обеспечила синхронное проявление таких свойств: а) утилизацию избыточной грунтовой массы после обильной экскавации; б) сохранение большой площади пахотных черноземов высочайшей ценности, где могла быть складированной огромная масса бросового грунта; в) защиту участка морского берега от разрушения в наиболее опасном месте; г) создание дополнительного источника наносов, который способствовал увеличению размеров прислоненных пляжей и росту их рекреационной емкости; д) существенное увеличение размеров пляжей является фактором

уменьшения скоростей абразии клифов; е) способность очищения морской воды от загрязняющих веществ вблизи большого морского порта и зоны отдыха города Южный; ж) сохранение трудовых, материальных и финансовых ресурсов.

Однако, внешние сооружения порта перекрыли распространение вдольберегового потока наносов от востока в западном направлении. Конструкция и экспозиция восточной шпоры оказалась такой, что практически вся нагрузка потока наносов оказывается в канале. Пока не был выработан профиль равновесия фронтальной части искусственной защитной террасы, потери наносов в канале в значительной мере компенсировались размывом этой террасы. Но выработка профиля (через 10–13 лет) привела к снижению поступлений настолько, что восточнее порта размеры пляжей сократились и активизировались скорости абразии клифов. В естественном состоянии они выросли почти в 2 раза, и это привело к дополнительным потерям береговой территории.

Как и возле всякого крупного современного порта, вода в море бывает грязнее, чем на соседних акваториях. Здесь наличие порта обусловило несколько источников загрязнения: а) суда разного класса, назначения, тоннажа, состояния; б) химический комбинат – Одесский Припортовый завод; в) морской торговый порт Южный; г) смыв со склонов лимана во время дождей и таяния снегов. Примечательно, что на протяжение последних 10–15 лет Одесский Припортовый завод и морской порт нарушали природоохранные законы Украины в допустимых пределах. А от всех источников загрязнения не превышали предельно допустимых концентраций.

Ильичевск представляет собой еще один крупный морской порт (грузооборот более 15200 тыс. т/год), построенный в Сухом лимане и начавший свою работу с 1957 г. Как и Южный, он соединен с открытым морем подходным судоходным каналом до глубин 14,5 м. Борта канала ограждены парными шпорами, выдвинутыми до глубины 5,5 м. Дно лимана было вычерпано до глубин 12–14 м. Береговая линия оконтурена свайными и из бетонных блоков причалами, вдоль которых глубина сразу же может превышать 10–11 м. Причалы морского торгового порта расположились вдоль западного берега, включая и преобразованную пересыпь. На западе нижней части лимана расположилось хозяйство Ильичевского судостроительно-судоремонтного завода, а на востоке – международного железнодорожного парома. Далее, в пределах устьевой части лимана на его восточном берегу расположился рыбный порт, причалы производственного объединения «Антарктика» и завода деликатесных морепродуктов.

Со строительством морского порта было тесно связано сильное преобразование пересыпи Сухого лимана и прилегающее морское дно. На месте южного отрезка пересыпи по предложению Ю.Д. Шуйского была отсыпана искусственная грунтовая терраса и образована дополнительная территория для порта (положительная форма рельефа), площадью 13,5 га. С целью предотвратить абразионное разрушение клифа и потерю террито-

рии, у м. Северного была отсыпана дополнительная защитная грунтовая терраса. Чтобы не допустить размыва северного отрезка пересыпи в месте причленения с ней оградительной шпоры был возведен контрбанкет с обратным фильтром, длиной около 400 м. Застроенным оказался и сопредельный абразионный берег, где на террасах были возведены летние домики и лодочные причалы.

Громадный объем грунтовой массы был перемещен и утилизирован во время выравнивания склонов Сухого лимана. Экскавация была сплошной и проводилась в интересах строительства причалов, пирсов, прокладки автомобильных и железных дорог, электродорог под подъемно-транспортную технику, под строительства мастерских, зданий, складов и прочего. Получается, что дно и берега Сухого лимана являются одними из наиболее преобразованных, по сути искусственной выемкой для морского порта на побережье Черного моря.

В связи со строительством порта было преобразовано также и прилегающее дно Черного моря. На первых шагах строительства причалов, складов и внешних гидротехнических сооружений в качестве сырья стал использоваться песок из подводного карьера невдалеке от берега. Он находился на глубинах 6–10 м, т.е. в сфере влияния штормовых волн. В итоге подводный склон стал круче – от 0,0174 до 0,0233 – т.е. почти на 35 %. В итоге размеры прислоненных пляжей к северо-востоку значительно уменьшились, а скорости абразии, мощность и частота оползневых подвижек возросли. Выемка стала перехватывать наносы пляжеобразующих фракций.

Что касается влияния природных процессов на портовые сооружения Ильичевска, то оно гораздо скромнее. Ряд причалов у подножья крутых склонов испытывают повышенное давление со стороны морских волн, а потому испытывают деформации, ослабление крепежа, а потому требуют ремонта. Важно рассчитать время, за которое гидротехническое сооружение потребует ремонтных работ. Это касается не только причалов, но также внешних стенок, откосов, оградительных шпор. Стенки и крутые откосы часто провоцируют образование волн отражения, а потому скорости в таких волнах являются размывающими. В итоге ранее находившиеся здесь односклонные пляжи обычно размывались и исчезали полностью. Этим самым нагрузка на гидротехнические сооружения возрастала.

Как можно видеть, и в данном случае, в районе расположения порта Ильичевск, можно видеть сильно измененную окружающую природу морского побережья. Можно с уверенностью утверждать, что портовые сооружения в условиях Черного моря в максимальной мере вторгаются в природную ситуацию. Они приводят к самым сильным изменениям береговой природной структуры. Но в то же время и сами могут испытывать негативное воздействие со стороны неблагоприятных природных факторов и процессов.

SEA-PORT CONSTRUCTION IMPACT ON LIMAN NATURE ALONG THE BLACK SEA COASTAL ENVIRONMENT

Pereiras R.P.

National Mechnikov's University of Odessa, Ukraine

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Construction of sea-ports in limanic aquathory along the Northern Black Sea coast have prefer impact on the coastal environment. Especially deep impact have liman bottom artificial deepening, liman slopes artificial reconstruction, navigate canals, jetties of different sizes, ground dumps etc. Typical examples are Odessa, Ill'ichevsk, Yuzhniy commercial sea-ports in northern sector of the Black Sea. On shores nearest Port Yuzhniy jetties was firstly employed new construction against sea wave erosion. This new artificial shore terrace, that consist of natural matherials, expressed as shore protection, purification of sea water, needless ground depot, new shore territory and squire for recreants simultaneous.

БЕРЕГОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЗОНЕ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ МЕЖДУРЕЧЬЯ МЗЫМТА-ПСОУ

Петров В.А., Ярославцев Н.А.

Филиал ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега», г. Сочи,
demmi8@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Анализ изменения береговой линии междуречья Мзымта-Псоу (см. рис. 1) с 1886 по 2007 годы свидетельствует о неоднозначном распределении зон размыва и аккумуляции в его пределах.

Рисунок 1 – Берег междуречья Мзымта-Псоу

Относительно стабильными всегда оставались восточные фланги мысов Константиновский и Имеретинский. Берег в районе устья реки Псоу за это время отступил около 100 м. За последние 50 лет приустьевая область р. Мзымта претерпела значительные деформации. С $60^{х}$ годов прошлого столетия здесь наметился размыв и отступание устья вглубь территории, которое с середины семидесятых годов (1975–1976 годы) вновь сменилось на выдвижение. Размыв пляжа в устье р. Мзымта обычно связывают с выборкой руслового аллювия, а восстановление – с эффектом бун, построенных в $70^{х}$ годах южнее устья. Однако эти факторы не являлись определяющими динамику пляжа непосредственно на приустьевом участке. Изъятия материала из русла реки после 1990 года продолжались с ещё большей интенсивностью. Буны к этому времени были разрушены, и отчасти разобраны, а прирост пляжа продолжался до 2002 г. К этому времени максимальное выдвижение береговой линии в море составило 108 м. Представляется, что динамика приустьевого

участка, куда неразрывной частью входят и пляжи расположенные севернее р. Мзымта, в основном, определяется тремя факторами: твердым стоком реки, потоком наносов на подходе к устью и шириной террасы, ограниченной на рассматриваемом участке берега с одной стороны линией уреза воды, а с другой – глубинами 15–20 м (линия свала глубин). С 1975 по 2007 годы бровка свала глубин в приустьевом каньоне выдвинулась в море на 30–40 м и это выдвижение согласуется с увеличением ширины галечного пляжа. Имеющиеся материалы свидетельствуют, что выдвижение бровки свала глубин происходит до определенного момента, после которого под действием процессов, скорее всего гравитационных, отмечается сброс накопившейся массы наносов на глубину, в результате чего бровка свала глубин приближается к берегу. Это инициирует начало нового размыва приустьевой области, т.е. здесь прослеживается цикличность процессов.

Сток пляжеобразующих наносов (крупнее 2 мм) р. Мзымта оценивается в 48,5 тыс. м^3 [1], из которых около 2,0 тыс. м^3 шло на формирование пляжей, расположенных северо-западнее устья. Представляется, что 20 % от оставшейся величины (9,3 тыс. м^3) во время паводков в сочетании с волнениями терялось в «Предустьевом» каньоне. Таким образом, 37,2 тыс. м^3 пляжеобразующих наносов поступало на берег Имеретинской низменности.

На приустьевом участке длиной 775 м (от устья р. Мзымта в южном направлении) с 1975 по 2007 годы в целом наблюдалась аккумуляция пляжевого материала, темпы которой равнялись 11,6 тыс. м^3/год. При этом ежегодный средний прирост ширины пляжа на этом участке берега составил 1,67 м, а максимальное выдвижение береговой линии приуроченое к левому берегу реки – 108 м.

Далее до мыса «Константиновский» на протяжении 2025 м наблюдался размыв галечного пляжа, величина которого менялась вдоль берега. Наибольшие размывы отмечены на участке берега длиной 925 м, расположенного северо-западнее каньона «Новый», где его темп достигал 8,7 тыс. м^3/год. Пляж здесь отступал со средней скоростью 1,04 м/год, а максимальный размыв, приуроченный к вершине каньона «Новый» составил 46,9 м.

На участке берега от каньона «Новый» до мыса «Константиновский» длиной 1100 м средняя интенсивность размыва пляжа равнялась 4,7 тыс. м^3/год. Пляж здесь отступал со средней скоростью 0,47 м/год, а максимальное сокращение ширины пляжа составило 29,7 м за 32 года.

От мыса «Константиновский» до каньона «Имеретинский» на протяжении 4000 м, где в целом преобладали процессы аккумуляции, средний темп прироста объема пляжа за 32 года составил 9,67 тыс. м^3/год. Средняя скорость увеличения ширины пляжа на этом участке берега равнялась 0,35 м/год, при максимальном выдвижении берега на 20 м. В целом для всего берега междуречья Мзымта-Псоу протяженностью 7,8 км объем аккумуляции пляжевого материала превысил размывы. За 32 года береговая линия здесь выдвинулась в море на 5,1 м. Средний прирост объема пляжа

составил 11,2 тыс. $м^3$/год, а линия уреза выдвигалась в море со средней скоростью 0,16 м/год.

Согласно выполненных расчетов общие потери галечного материала в каньоны междуречья Мзымта-Псоу оцениваются в 30,7 тыс. $м^3$/год, из которых, как было указано выше, 9,3 тыс. $м^3$ уходит в «Предустьевой» каньон. Таким образом, в каньоны «Новый», «Константиновский» и «Имеретинский» ежегодно теряется около 21,4 тыс. $м^3$.

Уклоны в вершине каньона «Новый» до глубины 30 м от значений 0,31–0,33, резко уменьшаются до 0,21 на глубине 30–40 м, а к 90 м – до 0,13. При размыве пляжа и верхней части подводного склона профили смещались в сторону берега, в основном, параллельно самим себе. При этом при их сравнении за разные годы не обнаружено следов аккумуляции галечного материала не на крутых участках профиля (до 30 м) не мористее. Таким образом, можно предположить, что галечные наносы практически не сваливаются в вершину каньона «Новый» или же это количество не значительно.

Если принять, что в каньон «Новый» галечный материал не уходит, то к мысу «Константиновский» за период с 1975 по 2007 годы в среднем, подходило 38,4 тыс. $м^3$/год с учетом объема материала поставляемого рекой Мзымтой равного 46,5 тыс. $м^3$/год, теряемого в «Предустьевом» каньоне в объеме 9,3 тыс. $м^3$/год, аккумулируемого в приустьевой области в объеме 11,6 тыс. $м^3$/год, поступающего от размыва берегозащитной дамбы и пляжа, в объемах соответственно 2,2 и 13,4 тыс. $м^3$/год и потерь объема на истирание пляжевого материала на участке от устья р. Мзымта до мыса Константиновский, длиной 2,8 км в объеме 2,8 тыс. $м^3$/год при условии, что на каждом километре береговой линии потери на истирание галечного материала принимаются равными 1 тыс. $м^3$/год.

Представляется, что объемы потерь гальки в каньоны «Константиновский» и «Имеретинский», примерно, одинаковы и составляют 10,7 тыс. $м^3$/год.

Тогда на берег от мыса «Константиновский» до мыса «Имеретинский» длиной 4,0 км, с учетом потерь в каньон равных 10,7 тыс. $м^3$/год поступало 27,7 тыс. $м^3$/год пляжеобразующего материала, из которых 9,7 тыс. $м^3$/год пошло на увеличение объема пляжа на этом участке берега, 4,0 тыс. $м^3$/год составили потери на истирание. Таким образом, к мысу «Имеретинский» подходило 14,0 тыс. $м^3$/год пляжеобразующих наносов. Потери гальки в каньон «Имеретинский» принимаются равными 10,7 тыс. $м^3$/год. Тогда на участок берега от мыса «Имеретинский» до устья р. Псоу длиной 1 км поступало, в среднем, 3,3 тыс. $м^3$/год, из которых 1 тыс. $м^3$/год терялась на истирание, а 2,4 тыс. $м^3$/год аккумулировалось в пляже. По нашему мнению, галечный материал, поступавший из р. Мзымта восточнее устья р. Псоу, не уходил.

Из сказанного выше следует, что за 1975–2007 годы 30,7 тыс. $м^3$/год пляжеобразующих наносов уходило в каньоны междуречья. Значительная часть (11,6 тыс. $м^3$/год) отложилось в приустьевой зоне. Около 8 тыс. $м^3$/год

материала терялось на его истирание. Часть наносов (около 12 тыс. м^3/год) аккумулировалось на участке берега, расположенном юго-восточнее мыса «Константиновский». Таким образом, общий объем этих статей превышает 62 тыс. м^3/год. Река Мзымта поставляет на берег 48,5 тыс. м^3/год наносов крупнее 2 мм, из которых 2,0 тыс. м^3/год уходило на формирование пляжей, расположенных северо-западнее устья реки и 46,5 тыс. м^3/год поступало на берег междуречья. Образовавшийся дефицит наносов компенсировался за счет размыва галечных пляжей на двухкилометровом участке берега от каньона «Новый» до мыса «Константиновский».

Список литературы

1. Ромашин В.В. Морфодинамика речных русл Сочинского района Черноморского побережья Кавказа // Труды ЦНИИС, выпуск № 211. М., 2002. 167 с.

COASTAL PROCESSES IN ZONE OF UNDERWATER CANYONS ON INTERFLUVIAL AREA OF MSYMTA AND PSOU RIVERS

Petrov V.A., Yaroslavtsev N.A.

Open Joint Stock Company Research Institute of Transport Construction
Research Center "Sea coast", Sochi,
demmi8@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

There is considered dynamics of the shore between the Msymta and Psou rivers. It is shown that the loss of sediments more than solid runoff of Msymta river. The deficit is compensated by erosion of pebble beaches on the area from canyon «Novy» to the cape «Konstantinivski».

ОЦЕНКА ПОТЕРЬ ГАЛЕЧНОГО МАТЕРИАЛА В ПОДВОДНЫЕ КАНЬОНЫ НА УЧАСТКЕ БЕРЕГА МЕЖДУРЕЧЬЯ МЗЫМТА-ПСОУ

Петров В.А., Ярославцев Н.А.

Филиал ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега», г. Сочи,
demmi8@mail.ru

≈≈

Потери галечного материала в четыре наиболее крупных каньона междуречья Мзымта-Псоу, к которым можно отнести «Предустьевой» (р. Мзымта), «Новый», «Константиновский» и «Имеретинский» (см. рис. 1) имеют не только научный интерес, но и большое практическое значение.

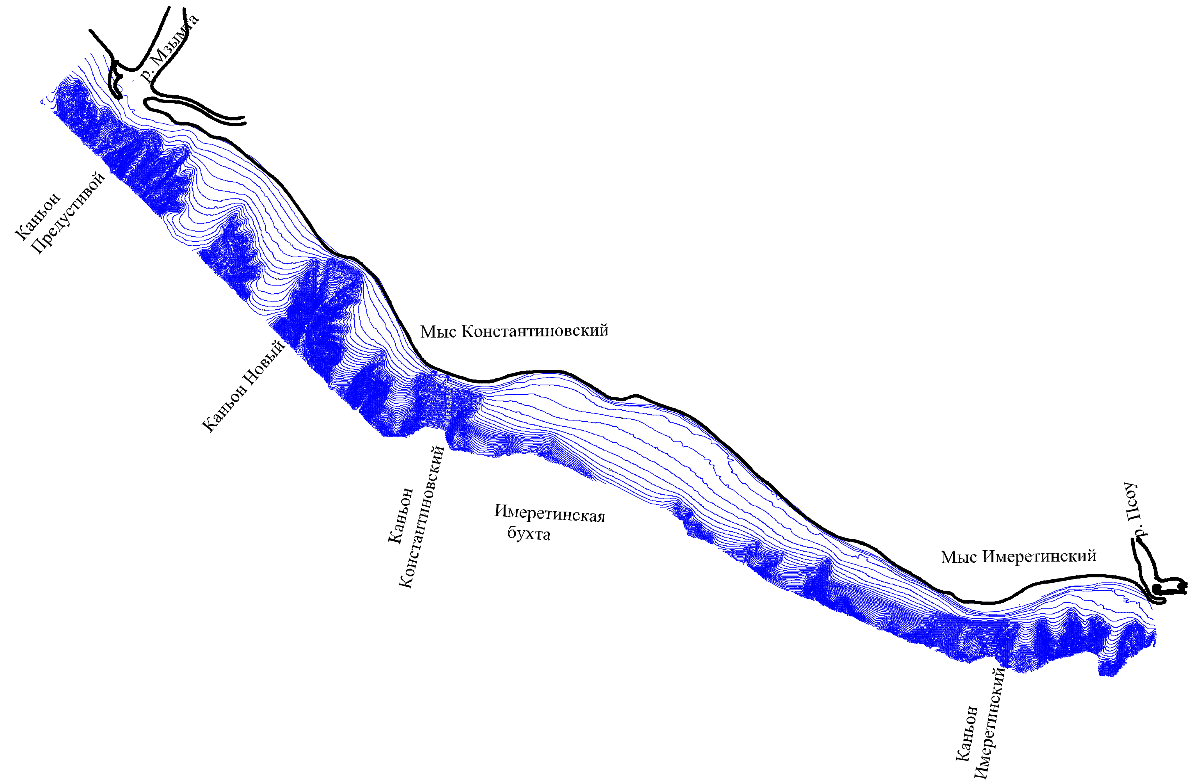


Рисунок 1 – Схема берега междуречья Мзымта-Псоу

Согласно В.М. Пешкова [3] объемы галечных наносов, уходящие в каньоны, весьма значительны. Только за один шторм в каньон «Новый» было сброшено до 20 тыс. м^3 [3].

В.П. Зенкович [1], на основании данных глубоководных погружений отмечал наличие в каньоне «Константиновский» большого количества галечного материала, простирающегося на глубину более 220 м. Из этого можно сделать вывод, что в многолетнем плане верховья всех четырех каньонов, могут перехватывать значительные объемы пляжеобразующих наносов.

Оценка потерь галечного материала в каньоны на участке берега междуречья Мзымта-Псоу общим протяжением 7,8 км выполнена за период с 1975 по 2007 годы по изменениям объема пляжа ΔW с учетом приходной ($W_{пр.}$) и расходной ($W_{расх.}$) составляющих баланса наносов [5]:

$$\Delta W = W_{пр.} - W_{расх.}. \quad (1)$$

При этом принимается во внимание, что вдольбереговой поток наносов направлен от реки Мзымта в сторону реки Псоу.

Приходная часть баланса для рассматриваемого участка берега включает: твердый сток пляжеобразующих наносов реки Мзымта ($W_{мз.}$) (крупнее 2 мм); объем материала, отсыпанный в защитные дамбы ($W_{отс.}$); поступление из вдольберегового потока наносов (W').

К расходной части можно отнести потери галечного материала на: истирание ($W_{ист.}$); уход с рассматриваемого участка берега во вдольбереговом потоке наносов (W''); и уход в каньоны ($W_{к.}$).

Тогда уравнение баланса примет вид:

$$\Delta W = W_{мз.} + W_{отс.} + W' - W_{ист.} - W_{к.} - W''. \quad (2)$$

Отсюда:

$$W_{к.} = W_{мз.} + W_{отс.} + W' - W_{ист.} - \Delta W - W''. \quad (3)$$

При оценке объема выноса пляжеобразующего материала рекой Мзымта ($W_{мз.}$), учтено, что часть наносов пошло на формирование пляжа, расположенного северо-западнее устья, где на протяжении четырехсот метров берег за период с 1975 по 2007 годы выдвинулся в море, в среднем, на 38 м, а объем отложившегося здесь пляжевого материала составил 191,3 тыс. м^3. Таким образом, пляж ежегодно прирастал, в среднем, на 6,0 тыс. м^3. Принимается, что около 2-х тыс. м^3/год на этот участок поступало из вдольберегового потока наносов. Пляж вблизи устья Мзымты на 50 % сложен песком и на 50 % – гравийно-галечным материалом. Таким образом, только около 2-х тыс. м^3/год из 6 тыс. м^3 приходится на долю гравийно-галечного материала, поступающего из реки Мзымта.

Сток пляжеобразующих наносов в современных условиях согласно Ромашина В.В. [4], оценивается в 48,5 тыс. м^3 в год, который уменьшаем на 2,0 тыс. м^3. За период с 1975 по 2007 годы (до начала перехвата строящимися сооружениями порта вдольберегового потока наносов) Мзымта вынесла $W_{мз.}$ = 46,5 х 32 = 1 488,0 тыс. м^3 пляжеобразующих наносов крупностью более 2 мм.

Потери на истирание ($W_{ист.}$) по многолетним наблюдениям за динамикой естественных галечных пляжей принимаем равными 1,0 тыс. м^3 в год на один километр берега. Тогда на участке берега длиной 7,8 км с 1975 по 2007 годы потери пляжевого материала на истирание составили:

$$W_{ист.} = 1{,}0 \times 32 \times 7{,}8 = 249{,}6 \text{ тыс. м}^3.$$

Представляется, что береговая зона междуречья Мзымта – Псоу может рассматриваться как замкнутая литодинамическая система. Следова-

тельно, величины вдольберегового потока наносов на входе рассматриваемого участка и проходящего через устье р. Псоу равны нулю и поэтому объемы W' и W'' можно исключить из рассматриваемого уравнения (3), которое примет вид:

$$W_{к.} = W_{мз.} + W_{отс.} - W_{ист.} - \Delta W. \quad (4)$$

Объем материала, отсыпанный в 80-90-х годах прошлого столетия в дамбы ($W_{отс.}$), для защиты берега от размыва оценивается в 70 тыс. м^3 [2].

Изменение объема пляжа ΔW на участке междуречья Мзымта-Псоу за период с 1975 по 2007 годы с достаточной точностью может быть получено при сравнении топо-батиметрических планов.

При анализе деформаций рельефа весь рассматриваемый участок берега общей длиной 7,8 км по преобладанию процессов был разбит на семь фрагментов:

– первый начинается от устья р. Мзымта и простирается в юго-восточном направлении на 775 м, в пределах которого произошла аккумуляция пляжевого материала;

– далее до каньона «Новый» следует участок берега протяженностью 925 м, где имел место размыв пляжа;

– третий протяженностью 1100 м, расположен между каньоном «Новый» и мысом «Константиновский», где за рассматриваемый период, в целом, продолжался размыв пляжа;

– четвертый протяженностью 450 м, расположен с восточной стороны мыса «Константиновский», где за рассматриваемый период времени, в основном, отмечалась аккумуляция пляжевого материала;

– пятый протяженностью 450 м, располагается в вершине Имеретинской бухты, где отмечался размыв пляжа;

– шестой протяженностью 3100 м, расположен между пятым фрагментом и каньоном «Имеретинский», где отмечается аккумуляция пляжевого материала;

– седьмой протяженностью 1000 м, расположен между каньоном «Имеретинский» и устьем реки Псоу.

Объемы аккумуляции или размывы пляжа определялись с учетом изменений (смещений) линии уреза воды, полученных по совмещенным профилям, снятым с топо-батиметрических планов через каждые 100 м. При этом принималось, что среднее положение подводной границы галечного пляжа (его «подошва») располагается на глубине 6 м, а переформирование пляжа в его надводной части происходило до отметки три метра. Таким образом, разность отметок составляет 9 м. Для исключения ошибок при наложении профилей полученных в разные годы их начало и направление задавалось строго по координатной сетке. Следовательно, один метр нарастания или размыва пляжа по поперечному профилю будет соответствовать увеличению или уменьшению его объема на 9 м^3 для каждого метра береговой линии.

На первом приустьевом фрагменте с 1975 по 2007 годы (до начала строительства порта) берег выдвинулся, в среднем, на 40 м [6]. За это время объем аккумуляции пляжевого материала составил W_1 = +372195 м^3, т.е. пляж ежегодно прирастал на 11,6 тыс. м^3. На втором фрагменте за этот же период времени берег отступил на 39 м. Объем размыва пляжа составил W_2 = – 276 986 м^3, т.е. ежегодно объем пляжа уменьшался на 8,7 тыс. м^3. На третьем фрагменте между каньоном «Новый» и мысом «Константиновский» берег отступил на 23 м, при этом объем размыва пляжа составил 149 805 м^3, а средний темп размыва пляжа равнялся 4,7 тыс. м^3 в год. Аналогичным образом были посчитаны объемы деформации пляжа на последующих четырех фрагментах, которые соответственно составили: W_4 = + 23 657 м^3, W_5 = – 31 063 м^3, W_6 = + 309 394 м^3 и W_7 = + 78 585 м^3. При подсчете объема аккумуляции пляжевого материала на седьмом фрагменте берега учтено, что на протяжении четырехсот метров часть наносов аналогично с рекой Мзымта поступило из реки Псоу. Тогда общий объем деформаций пляжевого материала на участке берега от р. Мзымта до р. Псоу за период с 1975 по 2007 годы составил:

$$\Delta W = 372\,195 \text{ м}^3 - 276\,986 \text{ м}^3 - 149\,805 \text{ м}^3 + 23\,657 \text{ м}^3 - 31\,063 \text{ м}^3 + 309\,394 \text{ м}^3 + 78\,585 \text{ м}^3 = +325\,977 \text{ м}^3,$$

т.е. в целом для всего участка пляж прирастал на 10,2 тыс. м^3 в год.

Исходя из полученных данных, потери пляжевого материала в каньоны на участке берега междуречья Мзымта-Псоу за период с 1975 по 2007 годы можно оценить как:

$$W_{к.} = 1490{,}4 \text{ тыс. м}^3 + 70{,}0 \text{ тыс. м}^3 - 249{,}6 \text{ тыс. м}^3 - 326{,}0 \text{ тыс. м}^3 = +982{,}4 \text{ тыс. м}^3.$$

Тогда среднегодовые объемы потерь пляжеобразующих наносов в каньоны междуречья Мзымта-Псоу составят 30,7 тыс. м^3/год.

Полученные объемы потерь крупнообломочного материала во все каньоны междуречья в современных условиях не подтверждают ранее высказанное мнение, но тем не менее, они сопоставимы со стоком пляжеобразующих наносов р. Мзымта. В условиях сокращения твердого стока реки и нарушения вдольберегового перемещения галечного материала, обусловленного возведением порта, влияния каньонов «Новый», «Константиновский» и «Имеретинский» на береговые процессы и устойчивость аккумулятивного берега требует дальнейших исследований и, в первую очередь, проведение мониторинга.

Список литературы

1. Зенкович В.П. Подводные каньоны. Серия «Наука о Земле», № 4, Изд-во «Знание». М., 1978. 56 с.

2. Петров В.А., Тлявлин Р.М., Ярославцев Н.А. Формирование контура берега в зоне подводных каньонов. В сб. « Геоморфологические про-

цессы и их прикладные аспекты» IV Щукинские чтения. Труды. М., 2010. С. 335–337.

3. Пешков В.М. Галечные пляжи неприливных морей. Основные проблемы теории и практики. Краснодар, 2005. 444 с.

4. Ромашин В.В. Морфодинамика речных русл Сочинского района Черноморского побережья Кавказа. Труды ЦНИИС, выпуск № 211. М., 2002. 167 с.

5. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. МГУ. М., 1996. 400 с.

6. Ярославцев Н.А., Петров В.А., Кириленко А.П. Динамика береговой зоны Имеретинской низменности. International Journal for Civil and Structural Engineering, 7(2) 126–131 (2011).

RATING OF LOSS OF SEDIMENTS OF PEBBLE MATERIAL INTO UNDERWATER CANYONS ON INTERFLUVIAL AREA OF MSYMTA AND PSOU RIVERS

Petrov V.A., Yaroslavtsev N.A.

Open Joint Stock Company Research Institute of Transport Construction
Research Center " Sea coast", Sochi,
demmi8@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

On the basis of the comparison of the topographic and bathymetric material of different years there is given an assessment of the pebble material balance and loss of sediments into underwater canyons on interfluvial area of Msymta and Psou rivers.

ИЗ ОПЫТА ЗАЩИТЫ МОРСКИХ БЕРЕГОВ ИСКУССТВЕННЫМИ ПЛЯЖАМИ

Пешков В.М.

380020, ОАО «Кубаньводпроект», Красная 180
km906@rambler.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В докладе будут представлены некоторые результаты самого масштабного опыта по восстановлению пляжей на Черном море. В 70-х годах прошлого столетия усилиями ряда ученых была обоснована необходимость перехода к новым прогрессивным методам защиты берегов. В известной мере это было вынужденным признанием низкой эффективности технической политики. Широкое внедрение конструкций из бетона не только не способствовало уменьшению абразии, а лишь усугубило этот процесс. И что совсем парадоксально, в худшем состоянии оказались те участки, где укрепление велось самое продолжительное время.

В 1981 году, по инициативе видных ученых, было создано первое в бывшем СССР научно-производственное объединение (НПО) "Грузморберегозащита". В определенной степени этому помогло понимание, что дальнейшее применение железобетона к успеху не приведет. Перед объединением была поставлена довольно сложная задача: разработать научные основы защиты и восстановления морских берегов с целью улучшения их курортной ценности. Важным организационным моментом являлось то, что Научный сектор полностью отвечал за эффективность принимаемых решений, включая экономические и природоохранные аспекты деятельности объединения.

Учитывая природные особенности динамики берегов этой части побережья, в основу берегозащитных мероприятий было положено восстановление пляжей. Суть подхода довольно проста. Твердый сток горных рек значительно превышает естественные потери на глубину, истирание и аккумуляцию. Таким образом, если восстановить активный баланс наносов, то можно вернуть и исчезнувшие пляжи. А там, где это нужно – возвратить на берег "украденный" материал.

Самый большой объем работ был выполнен с 1981 по 1992 гг. под руководством автора в Гагрском районе и на Пицунде. Береговая зона разделяется здесь на две литодинамические системы: Северную (между устьями рек Псоу и Бзыби), и Бзыбскую (Пицундский полуостров). Основной источник наносов – твердый сток рек. Они выносят ежегодно около 120–130 тыс. м^3 песка и гальки (почти 80 тыс. м^3 дает р. Бзыбь).

Приведу несколько примеров. В январе 1982 года перед подпорной стенкой вдоль курортного парка в г. Гагра оставалась лишь узенькая полоска из гальки и валунов. Когда поток наносов был прерван портовым молом, волны забирали недостающий материал прямо с пляжа, и он быстро умень-

шался. Отсыпки галечника выше по ходу потока наносов сыграли роль искусственного очага питания. Поэтому волны, вместо разрушительной, стали выполнять созидательную работу. Метод оказался настолько эффективным, что уже через 3 месяца перед стенкой курортного парка появился пляж шириной в 15 м, а к 1985 году до 35–40 м. Важно, что отсыпаемый материал быстро распространялся по ходу волнового потока и наращивал пляжи по длине берега в 4 км. Так, знание преимущественного направления перемещения наносов позволило с большой выгодой использовать даровую энергию волн. Метод искусственного насыщения волнового потока весьма полезен для создания пляжей там, где нет подъездных путей (крутые склоны, застроенные территории) или их прокладка может нанести ущерб благоустроенным набережным, приморским паркам и др., например, в Сочи.

Размыв пляжей на южной окраине Гагры был следствием строительства бун в самом городе, то есть выше по ходу потока наносов. В 70-х годах низовой размыв охватил несколько километров берега, а к началу 80-х годов принял катастрофический характер. Вначале с пляжа исчез песок. Вскоре не осталось и гальки. В прибойной зоне обнажились толщи глин и торфяников, которые легко поддаются волновому разрушению. Положение стало угрожающим. Всего за один сильный шторм в декабре 1981 года край глинистого уступа был срезан на 20–25 м. Волны разрушили коллектор очистных сооружений, а в случае прорыва берегового вала могли затопить земельные угодья крупного совхоза.

Восстановление пляжа на южной окраине г. Гагра является единственным в мировой практике примером крупномасштабного использования феномена саморегулирования фракционного состава наносов. Его физическая сущность в следующем. На песчано-галечных пляжах между содержанием мелкого и крупного материала существует определенное процентное соотношение. Оно может быть самым разным в зависимости от местных условий. Если объем гальки уменьшается до некоторого критического значения, то песок во время штормов покидает пляж и остается на морском дне. Дело в том, что он не может самостоятельно удержаться на пляже без «галечного скелета», если подводный склон крутой и к берегу подходят большие волны.

Понимание механизма этого явления позволило осуществить в порядке эксперимента проект по восстановлению пляжа путем инъекций гальки. В 1982 году, южнее гребенки бун, которые в течение многих лет перехватывали большую частьгальки, были начаты отсыпки в виде массива длиной 200 м. В тот год преобладали западные волнения, и галька быстро смещалась в сторону размываемого берега. Эффект массового перехвата галечным «скелетом» донного песка начал проявляться уже после первого шторма умеренной силы в марте 1982 года. Пляж начал восстанавливаться и его тыльной части появился песок. В 1983–84 годах отсыпки продолжились, и их общий объем был доведен до 300 тыс. м^3. Итог таков. В конце 1985 года пляж приобрел почти прежний вид на всем участке в 4 км. Общий объем аккумуляции составил около 1 млн м^3, а на долю возвра-

щенного со дна песка пришлось 700 тыс. м^3. Положительным моментом реализации проекта явилось восстановление естественного облика этой части побережья. Экономический эффект по минимальной оценке составил 20 млн рублей в ценах 1984 года.

В 1990–91 годах в ходе корректировки схемы защиты берега в центральной части города была демонтирована большая часть бун и произведено заполнение межбунных отсеков галечным материалом. Это способствовало возобновлению СЗ потока наносов, то есть была устранена основная причина размыва пляжа как важнейшего условия его стабильности по всему периметру Гагрского залива. Наиболее характерные изменения в морфологии береговой зоны заключались в выравнивании береговой линии и устойчивой аккумуляции в тыльной части пляжа песка и гравия. Пляж прислонённого типа на этих участках трансформировался в свободный пляж. В результате массированных отсыпок в г. Гагра и на Пицунде (1982–1992 гг.) пляжи здесь практически полностью восстановились.

В 1982–1991 годах работы по восстановлению пляжей проводились и на других участках Гагрского залива и Пицундского полуострова. В общей сложности было отсыпано около 2,5 млн м^3 песка и гальки, которые относительно равномерно распределились по длине берега в 30 км. Общий прирост пляжа к 1991 году составил 27 га. На некоторых участках его ширина достигла 60–80 м. Искусственные пляжи успешно выдержали испытание жестокими штормами и подтвердили свою способность противостоять морской стихии. За 10 лет деятельности объединения были сделаны, в сущности, первые шаги на пути решения сложной проблемы защиты берегов от разрушения. И эти шаги были сделаны в правильном направлении. Прошло 20 лет с тех пор как работы были остановлены, но процесс восстановления пляжей все эти годы продолжается. Таким образом была полностью подтверждена высокая эффективность береговой науки в решении крупных практических задач.

Рисунок 1 – Восстановленный пляж на участке курортного парка в г. Гагра. В настоящее время его ширина составляет 55 м и в его тыльной части за последние 15 лет выросли деревья

Рисунок 2 – На снимках слева – берег на южной окраине г. Гагра после катастрофического размыва (1981 г.) и спустя 3 месяца после начала отсыпок в 2 км выше от места съемки. На правом снимке – 2012 год

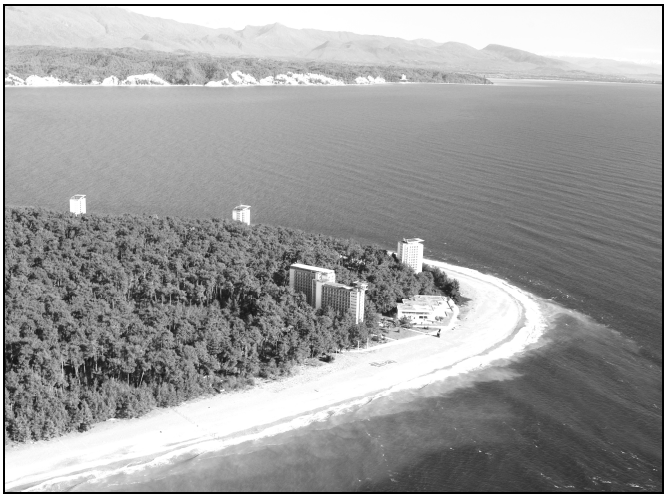


Рисунок 3 – В результате катастрофического шторма в 1969 году пляжи на курорте Пицунды были практически полностью смыты. Создалась аварийная ситуация и для защиты двух пансионатов пришлось даже создавать наброски из бетонных массивов и тетраподов. В настоящее время средняя ширина пляжа на курорте составляет 55–60 м, на оконечности мыса – до 90 м. На заднем плане – Мюссерские холмы

COASTAL PROTECTION EXPERIENCE BY ARTIFICIAL BEACHES

Peshkov V.

OJSC «Kubanvodproekt», *km906@rambler.ru*

О РЕЗУЛЬТАТАХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИЧИН ПОДЪЕМА МОРСКОГО ДНА АЗОВСКОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Подымов И.С., Подымова Т.М.

Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик,

podymov@coastdyn.ru; tpodymova@inbox.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В первых числах сентября 2011 года в телевизионных информационных сообщениях 1-го канала и канала НТВ появилось сообщение, что "...по неизвестным пока причинам в районе Таманского полуострова (между поселками Ильич и Кучугуры) на 5 метров поднялся участок дна Азовского моря протяженностью 800 метров и шириной 50 метров. При этом поверхность моря осталась на прежнем уровне...".

Само по себе событие относится к ряду исключительных. По предварительным оценкам для подъема такой массы грунта необходимо приложить усилие порядка 50 миллионов тонн. В СМИ были выдвинуты гипотезы о возможных причинах этой аномалии:

– тектоническая активность;
– извержение грязевого вулкана.

Другой информации об имевшем место событии больше не появлялось.

Проведение дополнительных исследований на месте событий необходимо было осуществить в достаточно короткие сроки, чтобы попытаться установить причину произошедшего. Промедление с исследованиями могло привести к тому, что за время зимних штормов поднятый над поверхностью моря грунт будет размыт. Кроме того, стабильность береговой линии региона сильно зависит от активности протекающих здесь тектонических процессов. Выяснение причины произошедшего события являлось важным аспектом проблемы экологической безопасности азово-черноморского побережья России.

В ноябре–декабре 2011 года состоялись натурные исследования на месте произошедших событий. Результатам исследований посвящен доклад.

Введение

Район Таманского полуострова очень активен в плане тектонических подвижек. В этом месте происходит смыкание горных массивов Крыма и Кавказа. Поэтому оценка степени опасности возникновения чрезвычайных ситуаций – важный аспект современной проблемы экологической безопасности региона. Эта задача не из простых, т.к. в процессе своей хозяйственной деятельности люди вторглись в потенциально опасные зоны.

Основная задача экспедиционных работ 2011 года заключалась в обследовании участка берега Азовского моря от поселка Кучугуры до поселка Ильич и выявлении зоны подъема морского дна.

По результатам произведенных исследований предполагалось определить причину произошедшей аномалии с целью оценки перспективной безопасности Таманского региона в целом и близлежащих населенных пунктов, в частности.

Гипотетическая причина произошедшего события

По результатам произведенных исследований, о которых детально будет рассказано в докладе, высказана гипотеза причинно-следственных связей уникального события.

11 марта 2011 произошло землетрясение в районе Фукусимы. Японские ученые сообщили, что в результате землетрясения Евразийская литосферная плита 1-го порядка сдвинулась на восток на 20 метров. Исследуемый нами участок находится в западной части этой плиты (см. рис. 1).

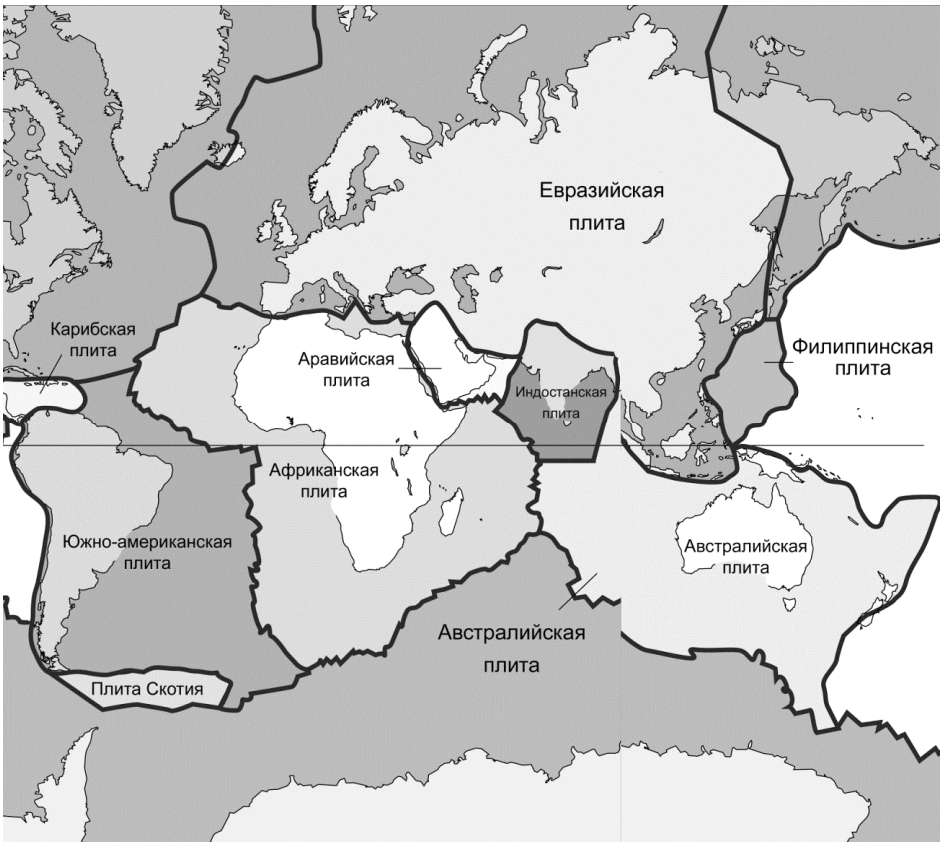


Рисунок 1 – Схема взаимодействия тектонических плит 1-го порядка

Литосферные плиты Керченско-Таманского региона 1-го и высших порядков находятся здесь в смешанном взаимодействии. В частности, исследуемый участок находится на обдуцирующей микроплите *n*-го порядка, а снизу его подпирает Крымская субдуцирующая микроплита того же порядка. Контактируют плиты через трансформный Керченско-Таманский разлом, который проходит через Керченский пролив (см. рис. 2).

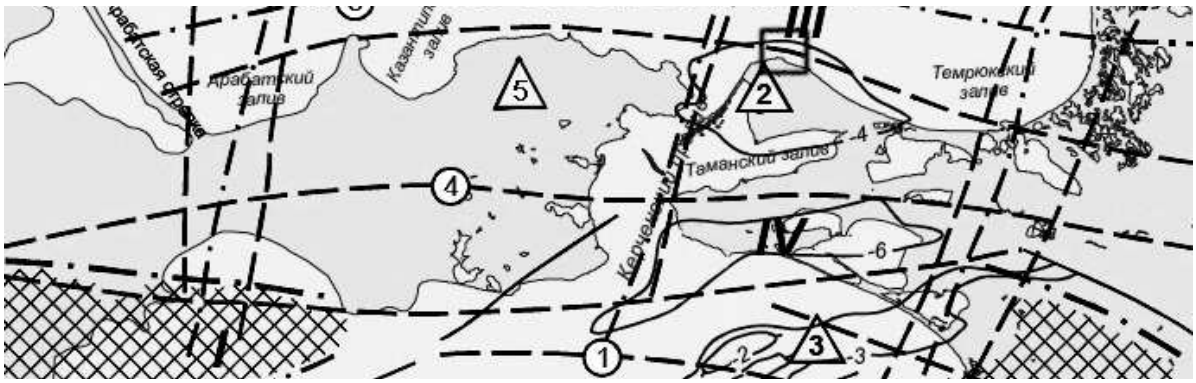


Рисунок 2 – Фрагмент тектонической схема Керченско-Таманского региона. Здесь 2 и 5 – Северо-Таманская обдуцирующая плита и Крымская субдуцирующая плита, соответственно

Геологический разрез от мыса Каменный до Северо-Таманского вала показан на рисунке 3.

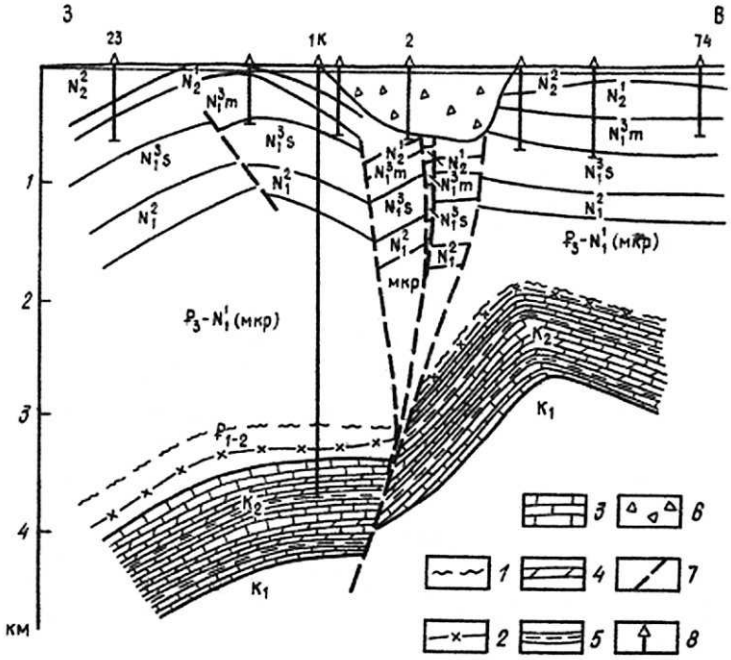


Рисунок 3 – Геологический разрез от мыса Каменный до Северо-Таманского вала [1]. Здесь: 1 – линия размыва; 2 – отражающий сейсмический горизонт; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – глины; 6 – сопочная брекчия; 7 – разломы; 8 – скважины; З и В – запад и восток

Из рисунка 3 видно, как в районе Керченско-Таманского разлома на глубине 4 км субдуцирующая Крымская микроплита "подъезжает" под обдуцирующую Северо-Таманскую микроплиту.

По нашему предположению в момент сдвига Евразийской литосферной плиты (во время Фукусимского землетрясения) вместе с плитой 1-го порядка сдвинулись и плиты высших порядков Таманско-Крымского региона. Во время остановки сдвига произошло "торможение". Крымская плита подъехала под Таманскую и создала напряжение. По рисунку 2 можно

примерно оценить размеры микроплит Северо-Таманской и Крымской. Первая имеет площадь около 1000 кв. км., вторая – в два раза больше.

Из рисунка 3 видно, что микроплиты высших порядков контактируют с плитами низших порядков через вязкие пластичные слои. Поэтому мгновенного подъема Северо-Таманской плиты не произошло. Создавшимся напряжением плита медленно и постепенно отрывалась от нижележащей плиты. Одновременно с подъемом происходили деформации и растрескивание плит. При достижении критической величины, когда сила давления субдуцирующей плиты превысила силы прилипания обдуцирующей плиты, произошел отрыв Таманской плиты от лежащей под ней плиты низшего порядка.

Время между смещением Евразийской плиты на восток и подъемом Таманской микроплиты составляет, примерно, 1,5 месяца.

Вместо заключения

Названная в СМИ дата произошедшего события является ошибочной. Подъем плиты произошел не 3 сентября, а 29 апреля 2011 года.

Исследования показали, что в ближайший (2012) год можно ожидать повышенной тектонической активности Таманского региона и активизации грязевулканической деятельности.

Более подробно, с иллюстрациями и видеофрагментами, результаты исследований предполагается представить на конференции.

Список литературы

1. Митин С.Н., Кондратьев И.А., Котов С.В. Перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Таманского полуострова в свете новых данных // Журнал «Геология нефти и газа». 1992. № 5. М. : ВНИГНИ.

ABOUT RESULTS OF RESEARCHES OF THE AZOV SEA-BOTTOM LIFTING IN AREA OF THE TAMANSKY PENINSULA

Podymov I.S., Podymova T.M.

Southern branch of the P.P.Shirshov Institute of oceanology Russian academy of science, Gelendzhik,

podymov@coastdyn.ru; tpodymova@inbox.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

In 2011 there was an extreme event. Sea-bottom of the Azov Sea has risen on height of 5 meters for one night. The area of the fixed raising has made 40000 sq. meters. Bottom lifting has occurred around Tamansky peninsula.

The report is devoted to the data of investigations for reasons of the unique phenomenon.

ВЛИЯНИЕ ШТИЛЕВЫХ ПАУЗ НА ОЦЕНКУ ВЕТРОВЫХ УСЛОВИЙ В ГРАНИЦАХ ОКОН ПОГОДЫ АНОМАЛЬНО ХОЛОДНОЙ ЗИМОЙ

Прокопов О.И.

Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук,
prokopovoleg@ya.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Северо-восточная часть бассейна, как одна из энергонесущих зон Азово-Черноморского бассейна, выделяется по интенсивности штормовой деятельности зимой [6]. Анализ режима ветровых условий в это время рассматривается как необходимый этап для разработки методов оценки и прогноза суровости гидрологических зим, т.е. периодов, наиболее опасных для судоходства. Достоверность прогноза считается важным фактором обеспечения безопасности судоходства и оптимизации режима использования судов зимой.

Ветровой режим исследовался в границах зимних сезонов, как периодов с наиболее сложными для обеспечения безопасности судоходства условиями. Границы зимних сезонов определялись положением на календарной шкале года трехмесячных периодов с минимальными, в пределах годового цикла, средними значениями температуры воды Tw или температуры воздуха Ta [2–5]. Критерии выделения зимних сезонов подразумевали возможность вариаций сроков их начала в широких пределах при смене годовых циклов. Сезоны, отвечающие рассмотренным выше критериям, ниже вводились как фактические [2–5], в отличие от календарных модификаций зимних метеорологических сезонов, начинающихся ежегодно первого декабря.

Для анализа ветрового режима была выбраны результаты наблюдений в северо-восточной части Черного моря, на Геленджикской ГМС, вблизи от самого мощного на Черном море торгового порта Российской Федерации в г. Новороссийске. Для этого порта существенное значение приобретали также данные о повторяемости штилей и слабых ветров, т. к. связанное с ними устойчивое состояние атмосферы способствовало загрязнению воздуха в его промышленных зонах. Ветровой режим анализировался по хронологической последовательности, без наложения и пропусков, данных срочных (4 раза в сутки) наблюдений направления (с точностью до 10 угловых градусов) и скорости ветра (с точностью до десятых м/с).

В рамках дискретного описания ветровых условий [1] штилевые паузы входили в окна погоды. Штилевая пауза обеспечивала идентификацию окон погоды, разрыв процессе изменчивости направления AV, ступенчатый переход для кривых временной изменчивости скорости ветра V на ее

границах. Показатели их ступенчатого перехода значений V определялись особенностями размещения штилевых пауз относительно границ окон погоды. Граничные штилевые паузы, т.е. смежные со штормовыми периодами, обеспечивают более значительную изменчивость параметров V, Ta и Tw чем внутренние, расположенные на некотором расстоянии от границ окон погоды. В отдельных случаях характеристики окон погоды определялись только штилевой паузой, что объясняет максимальную скорость изменчивости характеристик ветровых условий и внезапное, порой существенное, ухудшение погодных условий. Значения параметров X до и после штилевых пауз как правило не совпадали для 80, 68, 98 и 90 % от объема массивов AV, V, Ta и Tw в пределах АХЗ.

Безветренная погода (зона затишья) формировалась при выравнивании перепада атмосферного давления по всем азимутам в некоторой окрестности точки наблюдения, т.е. расположения конкретной гидрометеорологической станции (ГМС). Известно, что область слабых градиентов давления характерна для внутренних частей циклонов и антициклонов и поэтому фиксирование зоны затишья на Геленджикской ГМС отражало возможность включения данного района в границы центральной части вихревых образований. В зоне затишья практически исключались такие экстремальные явления как наводнения, шторма, резко выраженные скачки температуры и т.д. Длительность штилевого периода зависела от скорости перемещения вихревых образований, размеров площади их центральной части, ориентации большой оси эллипса вихрей, положения точки наблюдения относительно этой оси и т.п. Вне штилевых пауз фиксировались ветровые условия на ближней периферии центров вихревых образований, т.е. свойства окон погоды и, за пределами окон, ветровой режим штормовых эпизодов.

В границах аномально холодной зимы (АХЗ) 1953/54 гг. суммарная длительность штилевых эпизодов составила 390 часов, т.е. 20 % от длительности сезона. В пределах АХЗ было зафиксировано 40 штилевых эпизодов протяженностью в 6, 12, 18 и 24 часов при объемах выборок в 23, 12, 2 и 3 эпизодов соответственно. Для штилевой погоды АХЗ средние значения Ta, Tw и разности Tw – Ta составили 0,18, 6,89 и 6,75 ˚С при величине стандартного отклонения (SD) в 4,94, 1,38 и 3,30 ˚С соответственно.

В периоды штилевых пауз параметр AV терял физический смысл, и трансформированный объем массива его значений уменьшался на соответствующее количество элементов при одновременном сохранении параметрами V, Ta и Tw исходного объема данных. Для разрывов последовательности значений AV из-за штилевых пауз изменения азимута определялось разностью на границах участков с нулевой скоростью ветра. Массивы значений V, Ta и Tw в границах сезонов представляли неразрывный ряд. Увеличение скорости ветра, особенно после штилевых пауз, определяло степень снижения безопасности судоходства. Предложенная схема анализа характеристик ветровых условий в границах сезона позволяла выделить в сезонах декады с минимальной или максимальной скоростью их изменения. Изменчивость ско-

рости воздушных потоков определяла также синхронные вариации остальных параметров в границах ее основных (штилевые паузы, окна погоды и штормовые эпизоды) компонент и сезона в целом.

Массивы значений V служили также для выделения последовательности штормовых эпизодов и окон погоды. В пределах первых скорость ветра V превышала некоторый фиксированный уровень (пороговые значения) V* (V ≥ V*). В пределах вторых – V < V*. Для Черного моря характерными пороговыми значениями V* считаются скорости в 5, 10, 15, 20 и 25 м/с [6]. В пределах окон погоды выделялись штилевые паузы. Гистограммы длительности штилевых пауз dL и разности значений параметров AV, V, Ta и Tw на их границах представлены на рисунке. Данные гистограмм позволяют считать для аномально холодных зим наиболее вероятной длительность штилевых пауз в 6 часов, нулевую изменчивость направления и значений скорости ветра, нулевые значения разности на их границах температуры воздуха и воды. При переходе от хронологически ранней границы штилевых пауз к более поздней значения азимута могут уменьшаться и возрастать до 300 угловых градусов, скорость ветра снижаться и возрастать на 7 м/с, температура воздуха (воды) уменьшаться на 11 (1,5) °С или возрастать на 10 (1,7) °С.

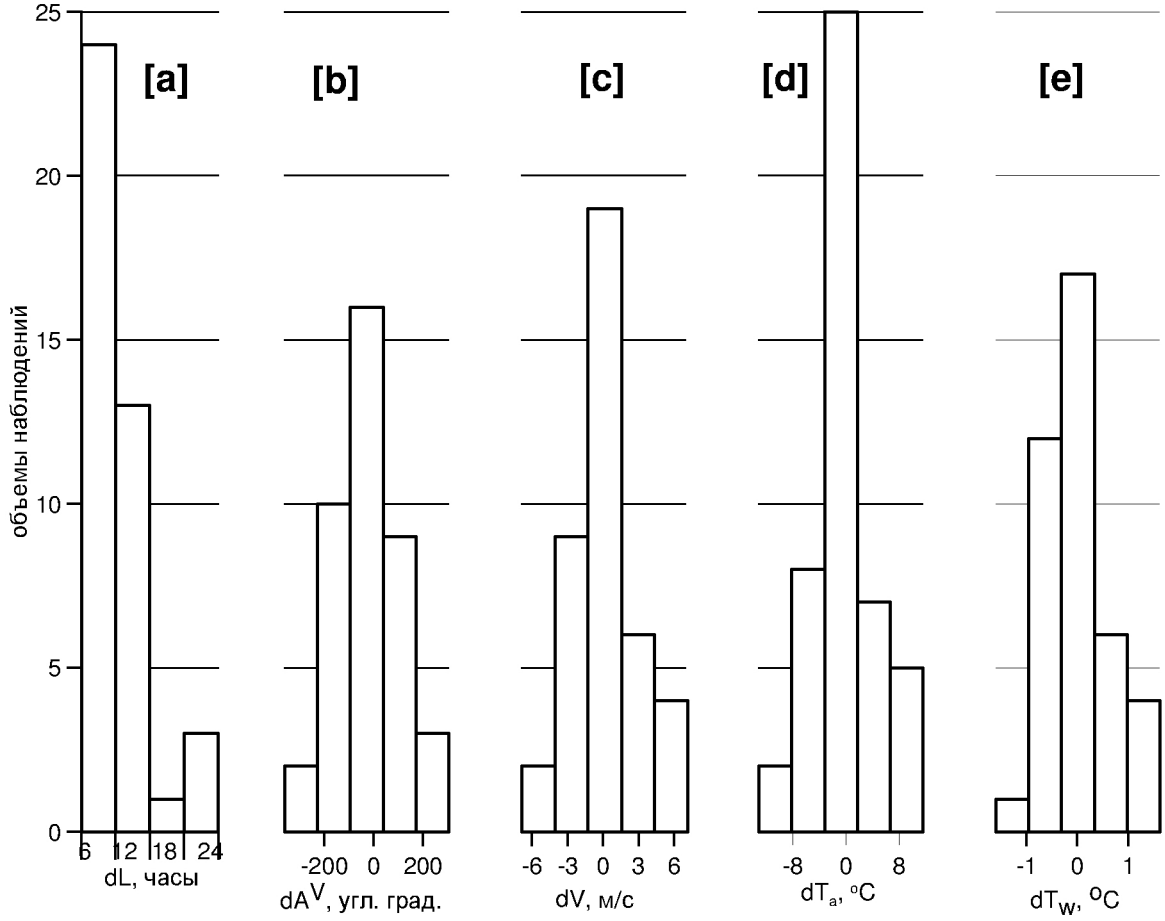


Рисунок – Гистограммы распределений в пределах аномального холодного фактического зимнего сезона 1953/54 гг. характеристик штилевых пауз : длительности [a], измекнению направления ветра на их границах [b], значений скорости ветра [c], температуры воздуха [d] и температуры воды [e]

EFFECT NO-WIND PAUSE ON VALUATION WIND CONDITIONS IN WINDOW BORDER WEATHER ANOMALOUS COLD WINTER

Prokopov O.I.

P.P.Shirshov Institute of Oceanology of Russian Fcademy of Sciences. Southern Branch,

prokopovoleg@ya.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

We study the almost unexplored question of the influence of the properties of no-wind pauses of calm (V ≈ 0) on the performance of windows with weather abnormally cold winter. This paper addresses the issues of formation mechanism of calm silence, the scheme to determine the probability of their occurrence in the windows of the weather, the nature of variations within the season of their thermal, dynamic and time estimates, we investigate the nature of the step transition values of meteorological parameters on the boundaries of calm weather breaks and windows.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГРАНИЦ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЗИМ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Прокопов О.И.

Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук,

prokopovoleg@ya.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Считается, что зимние гидрологические сезоны в Черном море имеют фиксированные границы, начинаясь 1 января и заканчиваясь 31 марта [1]. В ряде работ [3, 6] однако было показано, что даты начала зимних сезонов, как наиболее холодных в пределах годового цикла трехмесячных периодов, могут варьироваться от 01.12 до 21.01. В отличие от их календарных модификаций гидрологические сезоны с плавающими границами вводятся как фактические зимние периоды. Повышенное внимание к зимнему, одному из четырех, сезону годового цикла объясняется снижением в это время, по сравнению с другими сезонами, безопасности судоходства из-за характерных для зимних периодов повышенных скоростей воздушных потоков пониженной температуры и, как следствие, понижения температуры поверхности моря (ТПМ) и усиления ветрового волнения.

Формирование наиболее холодных периодов пониженной ТПМ в первом приближении рассматривается как следствие воздействия относительно холодных ветров, т.е. специфических термических атмосферных условий (ТАУ), и ослабления интенсивности прогрева поверхностных вод моря солнечным излучением. Как было показано в работах [2, 4], воздействие первого фактора на ТПМ практически не прогнозируемо из-за случайного характера распределения в пределах зимнего сезона направления, скорости, температуры, влажности и т.д. воздушных потоков в районе наблюдений. Влияние второго носит, на первый взгляд, регулярный и относительно предсказуемый характер. Однако обусловленные влиянием ТАУ вариации расположения границы фактических гидрологических сезонов на календарной шкале года приводят к изменчивости интенсивности прогрева вод солнечным излучением, что вносит элемент случайности и в механизм воздействия на ТПМ интенсивности солнечного излучения [5]. Следует отметить, что возможность прогноза вариаций сроков начала зимних гидрологических сезонов может рассматриваться как необходимый этап обеспечения безопасности судоходства зимой и оптимизации режима использования судов в это время.

Особенности механизмов воздействия внутри сезонной изменчивости ТАУ и интенсивности прогрева вод солнечным излучением на положение границ гидрологических сезонов до настоящего времени практически

не исследовались. Влияние этих факторов в первую очередь сказывается на времени отставания гидрологических сезонов от их аналогов в атмосфере и смещения их границ относительно сроков (21–22 декабря) минимума прогрева вод солнечным излучением.

В работе использовались наблюдения ТПМ и ТАУ на метеорологической станции «Геленджик» (северо-восточная часть бассейна) с 1938 по 2010 гг. [2–6]. По данным многолетних наблюдений строилась хронологическая последовательность значений подекадной (TD) температуры воды и воздуха. По выборкам значений TD выделялись фактические (метеорологические и гидрологические) зимние сезоны, как трехмесячные интервалы с минимальной, в пределах данного годового цикла, средней температурой. Сезоны объединялись в соответствующие массивы. Элементы массивов фактических сезонов соотносились с хронологическими индексами G – двумя последними цифрами календарных лет на стыке. Интервал изменчивости индекса G от «37/38» до «09/10» подразумевал зимние сезоны от 1937/38 до 2009/10 гг. Гистограммы хронологических индексов G на рис. рассматривались как распределения конкретных показателей для массивов зимних гидрологических сезонов. В границах разрядов гистограммы элементы размещались в порядке уменьшения хронологических индексов с удалением от оси абсцисс.

Выявлено, что для 63 синхронно выделенных за период с 1938 по 2010 гг. зимних гидрологических сезонов и сезонов ТАУ только для 32 % общего объема фактических зимних гидрологических сезонов сроки их начала совпадают с календарными периодами (рис., a). Нулевые смещения относительно сроков начала зимних сезонов в атмосфере и минимума солнечной активности не превышают 13 и 37 % (рис., b и c). Максимальная вероятность наступления зимних гидрологических сезонов зафиксирована для даты 21.12 , для сдвига сроков их начала относительно начала метеорологических зим – в две декады, для сдвига относительно минимума солнечного прогрева в 0 декад. Зафиксирована возможность опережения гидрологическими зимними сезонами метеорологических зим на одну декаду (1952/53 и 1961/62 гг.). Наибольшее запаздывание (до 4 декад) отмечалось для более ранних (2–3 декада ноября) сроков начала зимних сезонов ТАУ. Нулевое и слабое (до 1 декады) запаздывание гидрологических зим (44 %) было характерно для относительно поздних сроков (3-яя декада декабря – 2-ая декада января) сроков начала зим в атмосфере.

Гистограммы рисунка могут рассматриваться как удобная и наглядная форма обобщения данных о сроках начала зимних гидрологических сезонов и величины сдвига этих сроков относительно начала зимних метеорологических сезонов и даты минимальной интенсивности прогрева вод солнечным излучением. Эта форма позволяет выделить отдельный зимний гидрологический сезон с конкретным сочетанием оценок или выборку сезонов, сгруппированную по необходимым для анализа признакам.

Ограниченность возможностей используемой до настоящего времени календарной методики выделения зимних гидрологических и метеоро-

гических сезонов и оценки, в ее рамках термических свойств поверхности моря и характеристик ТАУ привели к необходимости разработки альтернативной схемы, снимающей ограничения календарной модели.

В рамках альтернативной модели сроки начала зимних гидрологических сезонов определялись пониженным температурным режимом воздушных потоков. Случайный характер сроков их вторжения в район наблюдений допускал возможность вариаций сроков их начала. Вариации сроков начала зимних гидрологических сезонов, в свою очередь, усиливали неопределенность определения степени изменчивости прогрева вод солнечным излучением.

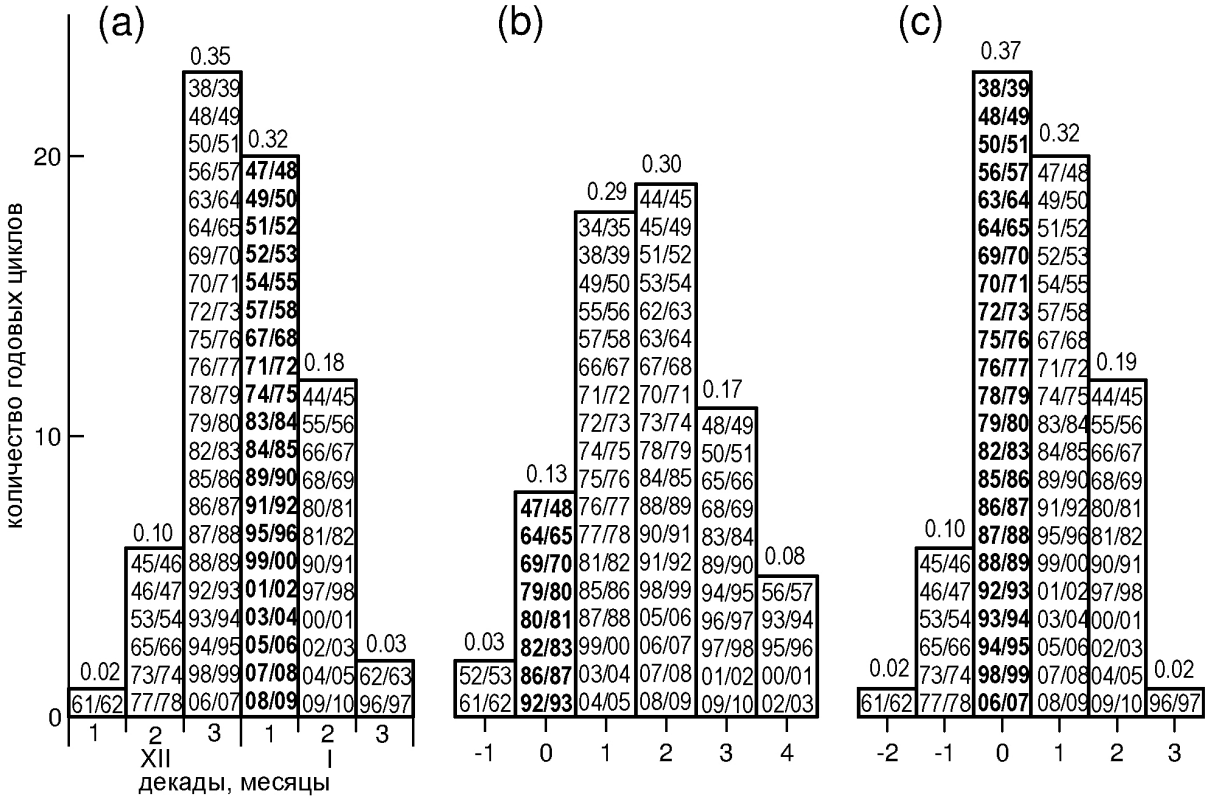


Рисунок – Гистограммы вариаций сроков начала зимних гидрологических сезонов (а), степени их смещения относительно начала соответствующих сезонов в атмосфере (b) и сдвига (в декадах) относительно сроков минимальной интенсивности прогрева вод солнечным излучением (с).
Над разрядами гистограмм – их доля в общем объеме данных.
В разрядах – индексы годовых циклов. Полужирным шрифтом выделены годовые циклы, где показатели фактических сезонов совпадают с данными сезонов календарных

В приближении фактических зимних гидрологических и метеорологических фактических сезонов следует отказаться от устоявшихся представлений, что начало зимнего гидрологического сезона на месяц отстает, для того же годового цикла, от начала зимнего метеорологического сезона. Смещение начала зимнего гидрологического сезона к более поздним срокам относительно даты минимума солнечной активности приводит к росту

средней за сезон ТПМ. Так, при степени смещения в –1, 0, 1 и 2 декады средние, для разрядов соответствующей гистограммы, значения ТПМ принимают значения в 7,18, 7,68, 8,31 и 8,47 °С, отражая усиление прогрева вод солнечным излучением при увеличении высоты Солнца над горизонтом. Относительно ранние сроки начала зимних гидрологических сезонов отвечают их максимальному запаздыванию относительно метеорологических зим. Слабое запаздывание этих сроков обычно характерно для более поздних сроков их начала.

MECHANISMS OF VARIABILITY OF HYDROLOGICAL BOUNDARIES WINTERS IN THE BLACK SEA

Prokopov O.I.

P.P.Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences.
Southern Branch
prokopovoleg@ya.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The report involve with the study of processes of hydrological boundaries winters in the Black Sea. Hydrological boundaries that are defined by their position in the seasons calendar scale, effects of thermal atmospheric conditions and dynamics of the warming water solar radiation at that time. Underlines that the uncertainties about the impact of the third factor is primarily due to the characteristics of the impact of the first. Offset boundaries hydrological seasons for the later periods, the average temperature of the sea surface in their borders.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ЛЕТОМ

Прокопов О.И.

Южное отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук,

prokopovoleg@ya.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Данные о сезонной, межгодовой и многолетней изменчивости температуры поверхности моря (ТПМ) летом необходимы для решения ряда прикладных задач [1]. Известно, что в рамках исходной (календарной) версии термические свойства вод в границах летнего сезона (1 июля – 30 сентября) оценивались по средним значениям ТПМ в августе [1]. Ограниченность календарной версии выделения летних гидрологических сезонов и обобщенной оценки ТПМ обусловлена следующими условиями. Во-первых, слабой вероятностью совпадения границ сезона и трехмесячного периода с максимальными, в пределах данного годового цикла, средними значениями ТПМ. Во-вторых, отображением влияния на ТПМ только части термических атмосферных условий над поверхностью моря. В-третьих, исключением возможности анализа внутри сезонной изменчивости ТПМ для сезона в целом [2, 3].

Ограничения исходной версии снимаются альтернативной моделью выделения летних гидрологических сезонов [4, 5]. Модель базируется на подекадном (TD) осреднении значений температуры поверхности моря T_w для данных многолетних (1938–2010 гг.) наблюдений температуры поверхности моря на ГМС г. Геленджика (северо-восточная часть бассейна). Альтернативные (фактические) летние сезоны вводились как трехмесячные периоды с максимальными, в пределах данного годового цикла, средними ($<T_w>$) значениями T_w. Схема ввода фактических летних сезонов допускала вариации сроков начала летних сезонов на календарной шкале года. Вариации отслеживались по значениям параметра ζ, дате начала первых декад сезонов.

Изменчивость термических свойств поверхностных вод в приближении альтернативной модели целесообразно анализировать по характеристикам прямой линейной регрессии $Y = aX + b$, построенной по выборке средне декадных температур TD в границах конкретных гидрологических сезонов. Характеристики прямой вводились подстрочным индексом «R». Направление и значимость тренда температуры в границах сезона оценивались по параметру $V_R = a$ с размерностью ˚С/декаду. Средне взвешенные

значения температуры за сезон – по параметру $T_R = 4.5a + b$ с размерностью в °С. Общее изменение – по параметру $dT_R = 9a$, с размерностью в °С. Степень разброса подекадной температуры у прямой линейной регрессии – по коэффициенту детерминации CDR (рис.)

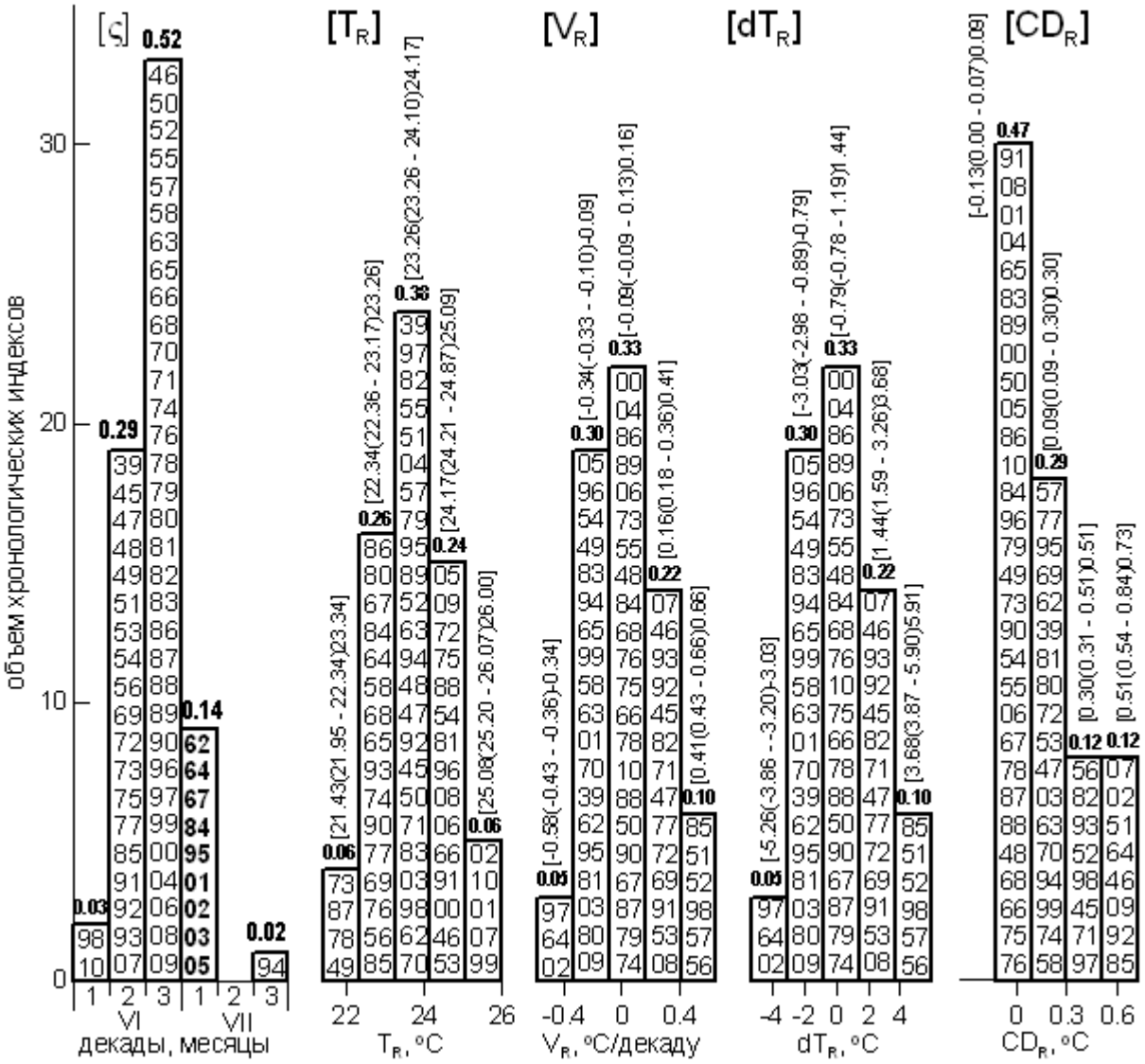


Рисунок 1 – Распределение хронологических индексов по характеристикам фактических летних гидрологических сезонов. Тип оценок указан в квадратных скобках ([…]) над гистограммами

Для выделения фактических гидрологических сезонов удобно использовать хронологическую последовательность значений TD. В этой последовательности – выделить фактические летние гидрологические сезоны и объединить их в массивы. Элементы массивов удобно соотнести с хронологическими индексами G – двумя последними цифрами календарных лет. Интервал изменчивости G от «38» до «10» подразумевал летние сезоны от 1938 до 2010 гг.

Элементы гистограмм на рис. целесообразно рассматривать как определители конкретных летних сезонов. Индексы G объединяли в еди-

ный комплекс оценок данные о значениях параметров [ζ], ([TR], [VR], [dTR] и [SDR]. В границах разрядов гистограммы [ζ] элементы размещались в порядке уменьшения хронологических индексов с удалением от оси абсцисс, для градаций термических свойств поверхностных вод – в порядке возрастания значений соответствующих характеристик.

Предполагается, что по значениям TR можно выделить аномально холодные, холодные, нормальные, теплые и аномально теплые летние гидрологические сезоны. По V*R – сезоны с аномально низкой, низкой, умеренной, высокой и аномально высокой средней скоростью изменения температуры. По dTR – градации интервала ее изменчивости за сезон. По SDR – периоды с аномально слабой, слабой, нормальной, сильной и аномально сильной степенью изменчивости подекадной температуры у прямой линейной регрессии (рис.).

Следует отметить, что разряды гистограмм включают данные о вероятности реализации конкретных сроков начала летних сезонов и об интервалах прогнозируемой (в квадратных скобках) и реальной (в круглых скобках) изменчивости их значений. Отдельная гистограмма представляет данные о характере распределения времени наступления зимних сезонов, градациях термических свойств поверхностных вод, общему интервалу изменчивости параметров, времени достижения элементами комплекса характеристик экстремальных за этот период значений. Пики гистограмм определяют наиболее вероятные сроки наступления летнего сезона и значения характеристик термических свойств поверхностных вод.

Гистограммы рисунка могут рассматриваться как удобная и наглядная форма обобщения данных о характеристиках зимних сезонов. Эта форма позволяет выделить отдельный сезон с конкретным сочетанием оценок или выборки сезонов, сгруппированной по необходимым для анализа признакам: срокам начала, конкретным интервалам изменчивости термических свойств поверхностных вод и т.п.

Необходимо отметить, что по данным многолетних наблюдений ТПМ сроки начал летних сезонов могут варьироваться от 01,06 до 21,07, средне взвешенные значения ТПМ – от 21,43 до 26,07 °С, средняя скорость изменения температуры в границах сезона – до снижения (роста) со скоростью 0,43 (0,66) °С/декаду при диапазоне изменчивости в 3,86 (5,90) °С и среднем разбросе экспериментальных точек у прямой линейной регрессии до 0,84 °С. Только 14 % от объема летних гидрологических сезонов по срокам их начала следуют исходной версии. В то же время, 84 % их объема опережают календарные сроки, 2 % – отстают от них.

Сравнительный анализ показал, что в рамках исходной модели средне взвешенная за летний сезон температура может завышаться (занижаться) на 0,03 (2,90) °С. Средняя скорость – на 1,07 (0,53) °С/декаду. Интервал изменчивости температуры – на 7,98 (4,75) °С. Коэффициент детерминации – на 5,43 (0) °С. Таким образом, альтернативные методы столь значительно меняют оценку термический условий поверхностных вод, что

исходная модель уже не может рассматриваться как источник достоверной информации.

Альтернативная модель не только сняла ограничения стандартного подхода, но и учла естественные вариации сроков начала гидрологических сезонов, обусловленные случайным характером времени вторжения в район исследований воздушных потоков относительно пониженной или повышенной температуры.

Список литературы

1. Блатов А.М. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л. : Гидрометеоиздат, 1984. 240 с.
2. Прокопов О.И. Многолетняя изменчивость температуры поверхности в прибрежной зоне Черного моря (1938–2010 гг.) // «Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности». Санкт-Петербург : Изд.РГГМУ, 2010. С. 118–120.
3. 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.
4. Прокопов О.И. Специфика применения альтернативного метода выделения летних гидрологических сезонов в прибрежной зоне Черного моря // Наука Кубани. 2011. № 1. С. 54–60.
5. Прокопов О.И., Дивинская Е.В. Разработка и опыт применения нестандартных методов определении характеристик гидрологических с сезонов (северо-восточная часть Черного моря) // Комплексные исследования Черного моря. М. : «Научный мир», 2011. С. 95–106.

MANY-YEAR VARIABILITY OF THERMAL PROPERTIES OF SURFACE WATER IN THE BLACK SEA NEAR SHORE ZONE IN SUMMER

Prokopov O.I.

The Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology
prokopovoleg@ya.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Within presented model summer seasons were singled out on maximum values of a mean temperature for three-month periods of a specific annual cycles. This model follows a regime of relatively warm air flow intrusion into the Black Sea region, more flexibly than a standard procedure of a season determination. It takes into consideration a probabilistic nature of the beginning of summer hydrological seasons and ensures higher level of the analysis of evolution of thermal properties of surface water within summer seasons and annual cycles.

ВЛИЯНИЕ ПЕРИОДИЧЕСКИХ НЕЛИНЕЙНЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЛНЕНИЯ НА ТРАНСПОРТ НАНОСОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

***Сапрыкина Я.*[1]*, Кузнецов С.*[1]*, Штремель М.*[2]**

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, (ИО РАН), Москва,
saprykina@ocean.ru, kuznetsov@ocean.ru,
[2]Московский государственный университет, (МГУ), Москва,
6805919@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Волны в береговой зоне играют очень важную роль, поскольку переносят значительную долю энергии, во многом определяющую ее динамику. Поэтому знания параметров волн в береговой зоне являются необходимыми для решения любых практических и теоретических задач.

Трансформация волн в береговой зоне является нелинейным процессом, что связано с уменьшением глубины и активным взаимодействием волн с дном при их приближении к берегу. В общем случае волны в береговой зоне слабо нелинейно–дисперсионные и их эволюция определяются околорезонансными трехволновыми взаимодействиями.

Основным свойством околорезонансных взаимодействий является периодический обмен энергией между основной (или первой) гармоникой и высшими (преимущественно второй) нелинейными гармониками. Периодический обмен энергией между гармониками сопровождается периодическим колебанием их амплитуд, что приводит к флуктуациям всех высших статистических волновых моментов и влияет на процессы транспорта наносов. Между тем во многих инженерных расчетах и моделях уязвимости береговых зон широко используются формулы и положения линейной теории волн, не учитывающие их нелинейные свойства, или теория волн мелкой воды, предполагающая бездисперсионное распространение волн в береговой зоне.

Цель данной работы – проведение классификации береговых зон по степени проявления нелинейных свойств волн и их влияния на транспорт наносов в зависимости от параметров волн на входе в береговую зону и от среднего уклона дна.

Эксперимент и методы исследования

Для анализа были использованы данные натурного эксперимента «Шкорпиловцы 2007», проведенного в сентябре–октябре 2007 года в п. Шкорпиловцы, на Черном море в Болгарии. В ходе эксперимента для регистрации волнения использовались 15 струнных волнографов: 7 емкостных датчиков и 8 датчиков сопротивления. Средний уклон дна во время эксперимента изменялся слабо и был равен 0,022. Измерения во всех 15 точках производились синхронно с частотой опроса датчиков 5–20 Гц.

Длина измеренных серий составляла от 20 минут до 1 часа. Всего за время эксперимента было получено 65 записей волнения.

Рассматривалась эволюция спектров волнения во времени и пространстве. Спектры волнения были построены по методу Welch. В качестве нелинейных параметров волн были выбраны крутизна волн *H/L* (для характеристики нелинейности волн на входе в береговую зону) и относительная высота волн *H/h* – для характеристики нелинейности волн на мелкой воде. Параметрами, связывающими нелинейные свойства волн с глубиной и ее изменением, являются числа Урселла и Ирибаррена: $Ir = \frac{tan\alpha}{\sqrt{H_0 / L_0}}$, где α – угол уклона берега, H_0 – характерная высота волны, L_0 – характерная длина волны и $Ur = (2\pi)^2 [\bar{a} k / (k h)^3] = \frac{1}{2}\frac{H}{h}\frac{L^2}{h^2}$, где а – амплитуда волн, *k* – волновое число, *h* – глубина воды, *L* – длина волны, *H* – высота волн. Для классификации береговых зон были построены зависимости изменения этих чисел от нелинейных параметров волн и даны конкретные значения, определяющие разные типы береговых зон по нелинейным проявлениям волнения. Для оценки характерного влияния волнения на транспорт наносов использовалась формула Бейларда.

Обсуждение результатов

Из всех записей волнения были отобраны 23, в которых спектр был достаточно узким, чтобы разделить частотные диапазоны первых и вторых гармоник. Изменение амплитуд первой и второй гармоники оценивалось по изменению энергии соответствующего частотного диапазона. Было выделено 4 характерных сценария эволюции вторых гармоник: а)на входе в береговую зону вторые гармоники малы, а их амплитуда вырастает только ближе к берегу; б) существует периодический обмен энергией между первой и второй гармониками, и внутри береговой зоны амплитуда второй гармоники достигает максимума; в) амплитуда второй гармоники мала во всей береговой зоне и нет ее ярко выраженного максимума; г) на входе в береговую зону вторая гармоника имеет достаточно большую амплитуду, которая уменьшается к берегу. Для всех выделенных режимов и сценариев трансформации волн на входе в береговую зону были построены зависимости чисел Ирибаррена и Урселла от параметров нелинейности волн – крутизны волны и относительной глубины. Обнаружено, что для волн, у которых на входе в береговую зону крутизна более 0,022 и число Ирибаррена менее 0,15, вторые гармоники у волн внутри береговой зоны будут иметь большую амплитуду или максимальную, за счет периодического обмена энергией (сценарий б и г). При этом число Урселла на входе в береговую зону будет более 10 при относительной высоте волны более 0,23 (рис. 1 и 2). Таким образом, береговые зоны с числами Ирибаррена менее 0,15 могут быть отнесены к береговым зонам, для которых нелинейные

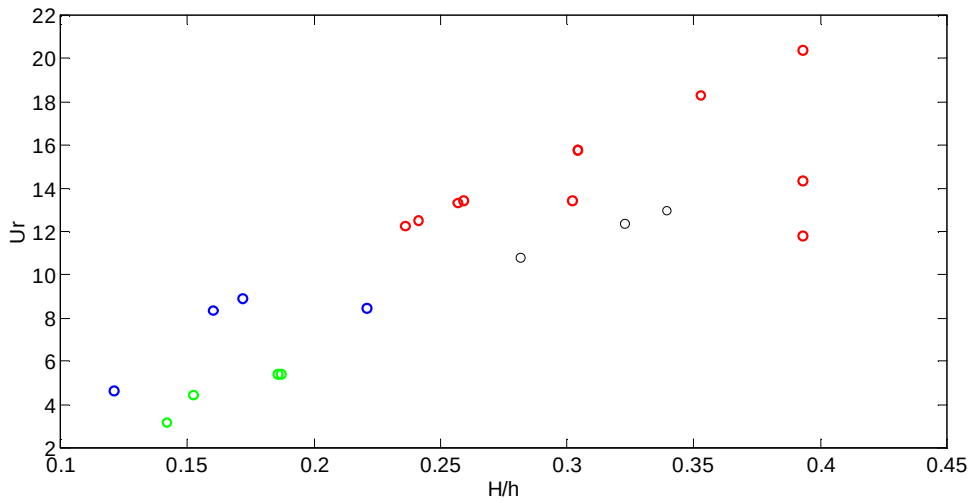


Рисунок 1 – Зависимость числа Урселла от относительной высоты волны. Эксперимент «Шкорпиловцы 2007»

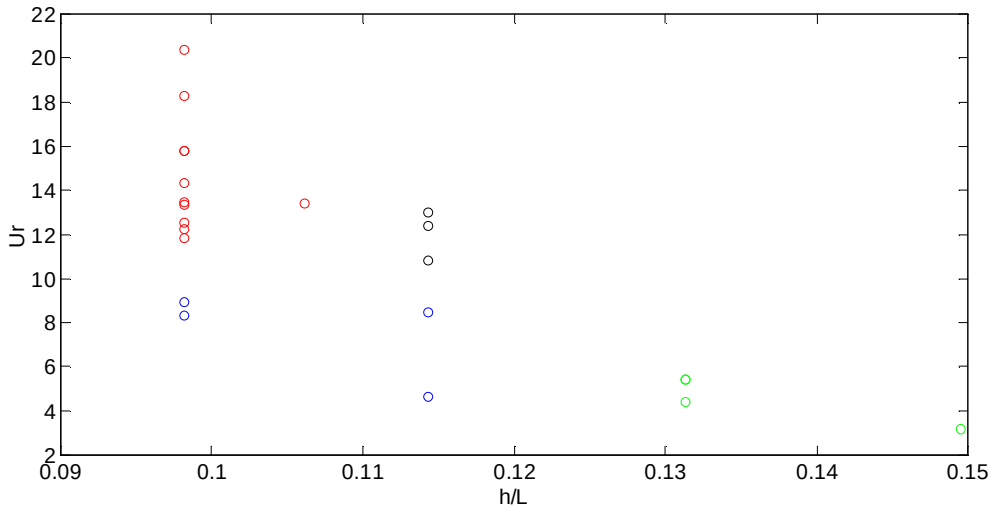


Рисунок 2 – Зависимость числа Урселла от относительной глубины воды. Эксперимент «Шкорпиловцы 2007»

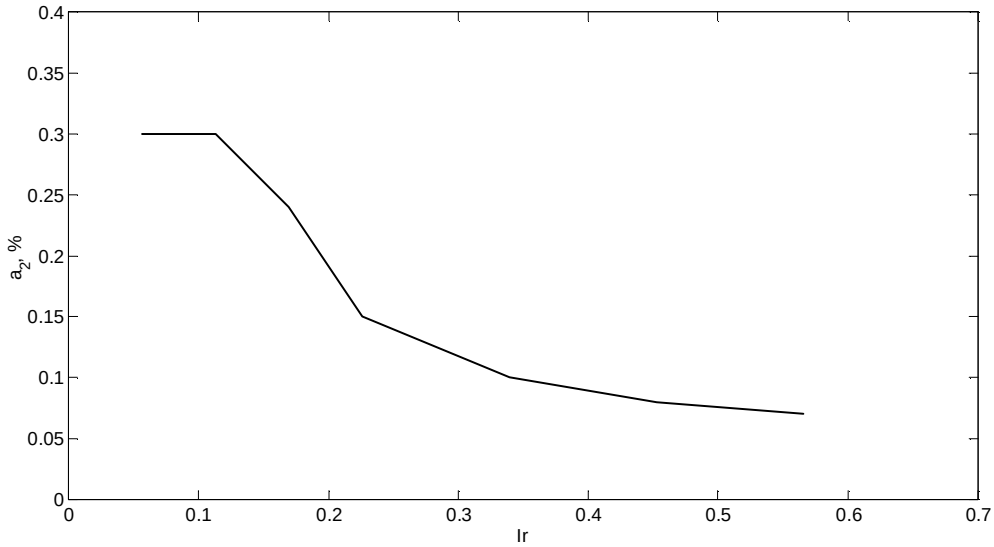


Рисунок 3 – Зависимость амплитуды второй гармоники от числа Ирибаррена для модельных волн с изначальным спектром JONSWAP Hs = 1 m, Tp = 7 s, γ = 6

проявления волн (рост относительно больших по амплитуде вторых гармоник, периодический обмен между первыми и вторыми гармониками) наиболее ожидаемы. Проведены оценки и обсуждены особенности транспорта наносов для выделенных сценариев трансформации волн.

Путем численного моделирования было показано, что вторые гармоники с большими относительными амплитудами и периодичность обмена энергией между вторыми и первыми гармониками характерны для берегов, с числами Ирибаррена менее 0,3 (рис. 3).

Таким образом, числа Урселла и Ирибаррена в совокупности с параметрами нелинейности волн на входе в береговую зону могут быть использованы для оценки возможных сценариев трансформации волн и типизации береговых зон по ожидаемым проявлениям нелинейных свойств волн и их влиянию на транспорт наносов. Полученные результаты могут служить основой для построения моделей уязвимости береговых зон под воздействием волнения.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ 11-05-01098, проекта Президиума РАН, тема 23 и проекта БАН-РАН, тема 29 (?)

INFLUENCE OF SPATIAL PERIODICITY OF WAVE TRANSFORMATION IN COASTAL ZONE ON SAND TRANSPORT

Saprykina Ya., Kuznetsov S., Shtremel M.

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

On the base of field experiment “Skorpilovtsy-2007”and of numerical modeling, the spatial periodicity of wave transformation in coastal zone is considered the same as it influences on sediment transport and possible deformations of bottom relief. Four types of scenarios of space evolution of second harmonics of wave motion were determined. The character values of Iribarren and Ursell numbers for each scenario were determined. The received results may be a base for construction of the model of coastal zone vulnerability under the wave actions.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН, ПОРОЖДАЕМЫХ ВЕТРОВЫМ ВОЛНЕНИЕМ

Сапрыкина Я.В., Пыхов Н.В.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Российской Академии наук (ИО РАН), Москва,
saprykina@ocean.ru, *pykhov@ocean.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Инфрагравитационными волнами (далее ИГВ) называются длинные волны (периоды 20–300 с), образовавшиеся в результате нелинейных взаимодействий при распространении более коротких гравитационных (далее ГВ) морских волн (периоды 4–20 с). Наиболее ярко ИГВ и их воздействие на другие динамические процессы проявляются в береговой зоне морей. В отличие от ветровых волн и волн зыби, инфрагравитационные волны не так сильно подвержены процессу диссипации энергии при обрушении в прибойной зоне, поэтому вблизи берега энергия ИГВ может превосходить энергию ветровых волн.

С практической точки зрения ИГВ важны, во-первых, из-за их воздействия на процессы транспорта и взвешивания осадков в береговой зоне. Например, взаимодействуя с групповой структурой ветровых волн, ИГВ определяют положение подводных валов на песчаном дне. А во-вторых, из-за того, что они являются основной причиной образования тягунов в портах и гаванях.

Основным источником инфрагравитационных волн в береговой зоне принято считать групповую структуру гравитационных (ветровых) волн. Теоретически показано, что вызванные групповой структурой ветровых волн изменения радиационного напряжения вызывают вынужденные инфрагравитационные волны [1, 2]. Они образуются вне прибойной зоны, и также являются результатом разностных квадратичных нелинейных взаимодействий между гармониками более коротких ветровых волн (Мадсен, 1997). Получающиеся в результате ИГВ связаны с группами волн и распространяются с групповой скоростью. Другой тип ИГВ, образующихся в зоне обрушения – результат пространственно временного сдвига точки обрушения, вызванного групповой структурой волн [4]. Какой из описанных выше механизмов образования ИГВ преобладает, и как взаимодействуют и эволюционируют в береговой зоне ИГВ различной природы, до сих пор неизвестно. Это обусловлено, прежде всего, недостатком натурных наблюдений. В данной работе на основе анализа данных натурного эксперимента исследуется влияние ветрового волнения на зарождение и эволюцию ИГВ в береговой зоне.

Эксперимент и методы исследования

Для анализа были использованы данные по волнению, полученные в международном эксперименте «Шкорпиловцы 2007», проведенном в сен-

тябре – октябре 2007 года на Черном море, на эксперментальном полигоне ИО БАН. Для регистрации волнения использовались 15 струнных волногафов: 7 емкостных датчиков и 8 датчиков сопротивления. Измерения во всех 15 точках производились синхронно с частотой опроса датчиков от 5 до 20 Гц. Длина измеренных серий была от 20 мин до одного часа. Из всех данных эксперимента были выбраны 28 серий измерений, соответствующие режимам ветрового волнения и зыби. Все выбранные режимы волнения, начиная с примерно со 150 м от берега, распространялись строго перпендикулярно берегу.

Для выделения ИГВ были построены спектры волн по методу Welch. Путем визуального анализа были выделены участки спектров соответствующие низкочастотной части (включая ИГВ) с частотами от 0 до $0{,}75*f_0$, f_0 – частота максимума спектра волн. Для изучения связи ИГВ с ветровыми волнами был применен корреляционный анализ. Были построены коэффициенты корреляции между волнами ИГВ и огибающей ветровых волн. Огибающие вычислялись по формуле:

$$e(t)=\sqrt{\{L[w(t)]\}^2+\{H[L[w(t)]]\}^2},$$

где $H[.]$ – преобразование Гильбертаж $L[.]$ – оператор линейной фильтрации необходимых частотных диапазонов и $w(t)$ – измеренные возвышения свободной поверхности.

Дополнительно были построены и проанализированы различные зависимости параметров ИГВ от параметров ГВ.

Обсуждение результатов

Анализ данных показал существенную связь ИГВ с ветровым волнением, что подтверждается высокими значениями коэффициента корреляции (0,4–0,7) и функции когерентности между волнами ИГВ и огибающей гравитационных волн (рис. 1). Практически во всех случаях, коэффициент корреляции и, соответственно, связь с ветровым волнением резко уменьшается у берега и при массовом обрушении больших волн, и затем снова увеличивается после обрушения. В ряде случаев наблюдается корреляция с отраженными ИГВ волнами, что подтверждается достаточно высоким (0,6–0,4) отрицательным коэффициентом корреляции.

В результате анализа данных установлено, что два основных механизма генерации ИГВ ветровыми волнами – процессы обрушения волн и нелинейные взаимодействия более коротких волн дают разный вклад в формирование низкочастотной части спектра волн в береговой зоне. Так ИГВ, полученные за счет групповой структуры входящих ветровых волн всегда существуют на частоте, соответствующей разнице между максимумами частот спектра внутри частотного диапазона основных частот и ширине спектра в области основных частот. ИГВ, возникающие за счет миграции точки обрушения волн дополнительно расширяют спектр ИГВ, существенно сдвигая частоту максимума спектра ИГВ в более высокочастот-

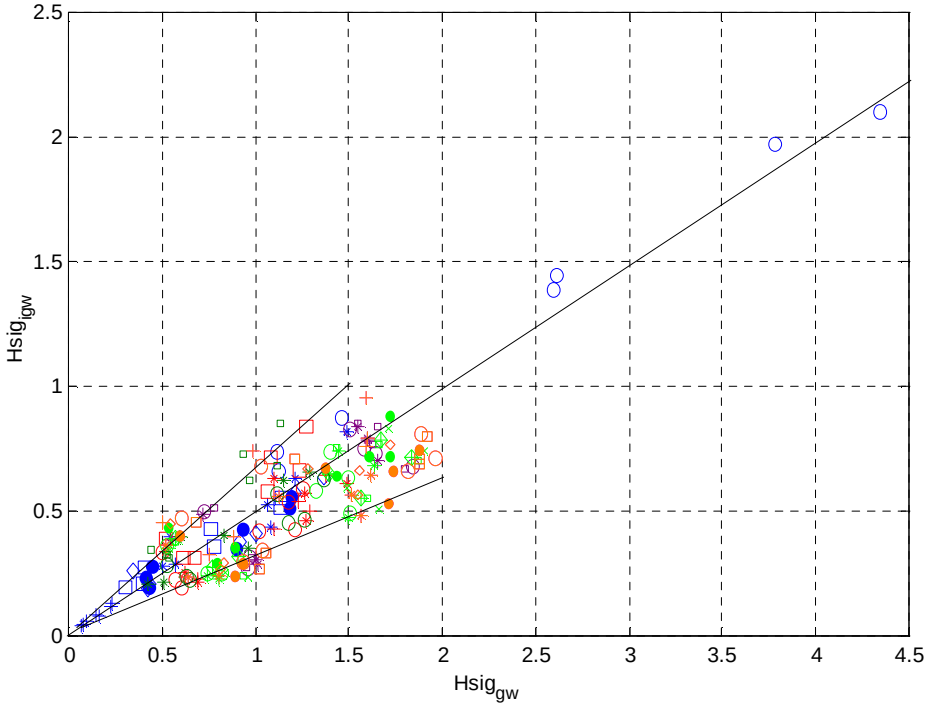


Рисунок 1 – Зависимость высоты значительных волн ИГВ от высоты значительных волн ГВ

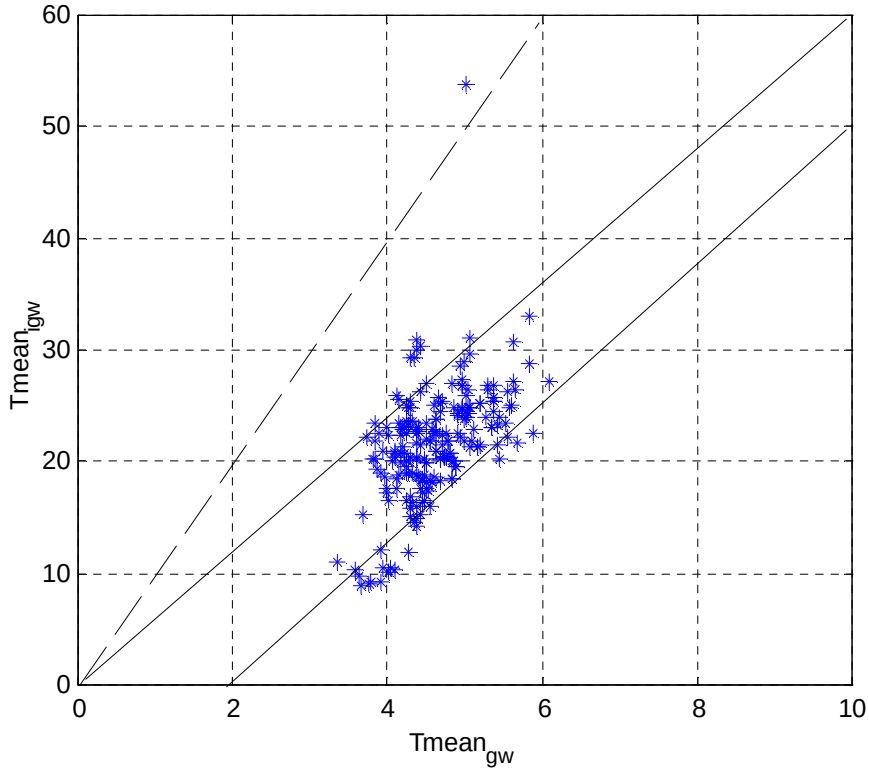


Рисунок 2 – Зависимость среднего периода ИГВ от среднего периода ветровых волн

ную часть, поскольку волны ИГВ, возникающие за счет обрушения имеют более высокие частоты по отношению к частотам ИГВ, возникающим за счет нелинейных взаимодействий и групповой структуры входящих волн.

Зависимость высоты значительных волн ИГВ от высоты значительных ветровых волн и зыби может быть аппроксимирована прямой: Hsigigw = 0.5*Hsiggw (рис. 1). Однако, такая зависимость справедлива только для малых Hsig. Точная зависимость, по-видимому, носит более сложный характер, поскольку при увеличении высоты значительных волн может быть аппроксимирована прямыми с наклонами от 0,33 до 0,66 для разных режимов волнения.

Зависимость среднего периода ИГВ от среднего периода ветровых волн с достаточно широким разбросом (10 с) может быть аппроксимирована прямой: $T_{igw} = 6*T_{gw}$. (рис. 2) Часто используемая в литературе зависимость $T_{igw} = 10*T_{gw}$ (пунктирная линия, например, [5]) на анализируемых данных не наблюдается.

Зависимость максимального периода ИГВ от максимального периода ГВ сложна и не поддается простой аппроксимации. Это, прежде всего, связано с разной природой наблюдаемых в береговой зоне ИГВ, определяемой механизмами их генерации и условиями дальнейшей трансформации: отражением, поглощением, образованием стоячих волн и т.д. По этой же причине зависимость частоты максимума спектра ИГВ от частоты максимума спектра огибающей ветровых волн основного частотного диапазона наблюдается не для всех режимов волнения.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 12-05-00965
и проекта Президиума РАН, тема 23.

Список литературы

1. Longuet-Higgins, M. S., R. W. Stewart, 1962. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with an application to surf beats. J. Fluid Mech., 13. Pp. 481–504.

2. Longuet-Higgins, M. S., R. W. Stewart, 1964. Radiation stress in water waves: A physical discussion with applications, Deep-Sea Res., 11. Pp. 529–562.

3. Madsen P.A., O.R. Sorensen, H.A. Schaffer, 1997. Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model: Part 2. Surf beat and swash oscillations for wave groups and irregular waves. Coastal Engineering, 32. Pp. 289–319.

4. Symonds G., D.A. Huntley, A.J. Bowen, 1982. Two dimensional surf beat: long wave generation by a time-varying breakpoint. J. of Geoph. Res., 87(C). Pp. 492–498.

5. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. С.-Пб. : Гидрометеоиздат, 1993. 325 с.

EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS OF INFRAGRAVITY WAVES GENERATED BY GRAVITY WIND WAVES

Saprykina Ya., Pykhov N.

P.P.Shirshov Institute of oceanology of Russian Academy of Sciences, (IO RAS), Moscow,

saprykina@ocean.ru, *pykhov@ocean.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

On the base of data of field experiment “Shkorpilovtsy 2007” performed on Bulgarian part of Black Sea the connection between gravity waves (storm and swell) and infragravity waves was investigated. It was revealed that essential part of infragravity waves is well correlated with envelope of gravity waves. These infragravity waves are formed by wave group structure of wind waves. The infragravity waves generated by migration of break point of gravity waves have different frequency structure from infragravity waves generated due to nonlinear interaction in gravity waves during its transformation in coastal zone. The dependences of parameters of infragravity waves from parameters of gravity waves were constructed and discussed.

МОРФОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ НАНОСОВ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ТЕРСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ

Сафьянов Г.А., Коваленко М.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет,

safyanov.gen@yandex.ru, rosresearch@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Изучение гранулометрического состава терригенных пород играет важнейшую роль при фациальном анализе осадочных образований, нацеленном на выяснение обстановок и условий осадконакопления. Характер распределения обломочных частиц по размерам (фракциям) является индикатором особенностей динамической структуры процесса седиментации или среды осадконакопления [3, 5]. К настоящему моменту издано немало фундаментальных работ, посвященных исследованиям связей обстановок и условий осадконакопления с гранулометрической структурой осадков, а также методике палеогеографической интерпретации данных гранулометрического анализа. Однако очевидно, что подобное выявление условий и особенностей осадконакопления неоднозначно в том случае, если оно базируется на изучении гранулометрического состава пород лишь на эмпирическом уровне и связано с рассмотрением статистических характеристик фракционного состава без аналитической увязки этих характеристик с литодинамикой и морфодинамикой среды седиментации. Кроме того, еще У.Ф. Таннер [6] указывал на необходимость анализа множественных проб отложений в пределах одной седиментационной системы, отмечая, что изменчивость характеристик гранулометрического состава несет в себе значительно более полную информацию о природе осадочного чехла.

В данной работе поставлена задача изучения условий и факторов гранулометрической дифференциации отложений пляжей и приливных осушек Терского берега Белого моря в пределах исследуемой автономной литодинамической системы с целью выявления связей гранулометрической структуры осадка с особенностями рельефообразования и осадконакопления на локальном уровне.

В рамках исследования процессов и итогов дифференциации и сортировки наносов на пляжах Терского берега Белого моря, примыкающих к устьевой области р. Варзуга, был проведен детальный отбор проб наносов, гранулометрический анализ отобранных образцов и обработка полученных данных. Изученный участок берега имеет длину около 50 км.

Стоит отметить, что выбранный для изучения участок берега типичен для берегов Белого моря. Его границы определены тем, что полигон

исследований заключен между двумя мысами и представляет обособленную литодинамическую систему, бюджет наносов которой независим от смежных участков береговой зоны.

Наносы отобраны на 35 поперечных профилях (по 3–4 образца на каждом из них).

При анализе функционирования литодинамической системы становится очевидным наличие нескольких источников поступления наносов в береговую зону: в виде точечных источников поступления наносов выступают реки Варзуга, Индера и множество ручьев, сосредоточенных в основном в восточной части полигона. Линейным источником наносов являются абрадируемые участки берега; часть наносов поступает за счет поперечного переноса с подводного берегового склона. Однако твердый сток Варзуги является основным источником поступления наносов в пределы данной литодинамической системы. Западный фланг испытывает заметный дефицит песчаных наносов из-за блокировки м. Толстик западных волнений и ограниченного поступления наносов от устья р. Варзуга. Восточный фланг более обогащен поступающими от Варзуги наносами, однако в результате подпора вдольберегового потока наносов стоком р. Индера, значительная часть наносов аккумулируется к западу от устья, а максимум расхода вдольберегового потока наносов удаляется от берега, обусловливая тем самым ярко выраженный дефицит наносов на пляжах.

В ходе анализа десятков образцов установлена четкая дифференциация гранулометрического состава наносов по профилю берега и приливной осушки. Анализ образцов, взятых в определенных динамических точках пляжа и осушки, показал, что наибольшая крупность материала наблюдается у подножия приливного пляжа (бережной край осушки). В обе стороны происходит постепенное снижение крупности наносов, однако гораздо меньшее в сторону суши по сравнению с более значимым уменьшением крупности к внешнему краю приливной осушки.

Особенности сортировки наносов по выделенным геоморфологическим провинциям отражают литодинамические и морфодинамические особенности берегов (рис. 1, 2).

Формирование пляжевых отложений в центральной части системы происходит в условиях преобладающей аккумуляции. Относительное укрупнение наносов восточнее устья р. Варзуга связано с сортировкой ее аллювия, вовлекаемого во вдольбереговое перемещение, в результате которой наиболее крупные частицы отстают от мелких и концентрируются ближе к источнику поступления. Западный переходный участок характеризуется минимальной крупностью отложений, поскольку составляющая потока волновой энергии направленная на запад, не велика, и в этом направлении перемещаются лишь относительно мелкие наносы. Западный фланг системы испытывает дефицит наносов. Повышенная крупность материала здесь определяется близким к поверхности залеганием коренных пород, подверженных постоянному разрушению. Плохая сортировка отложений этой области объясняется

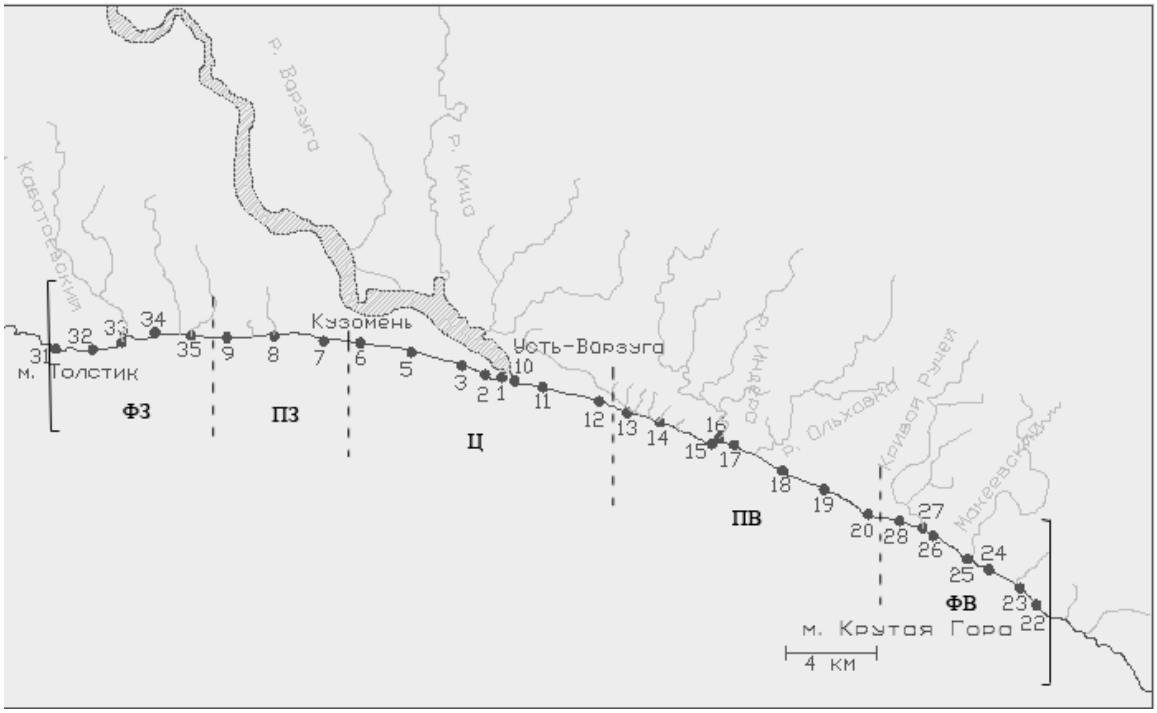


Рисунок 1 – Схема расположения профилей отбора проб между мысами Крутая Гора и Толстик: _ _ _ _ _ _ _ – границы выделенных участков береговой зоны: Ц – центральный аккумулятивный участок; ПЗ – западный переходный участок; ПВ – восточный переходный участок; ФЗ – западный фланговый участок; ФВ – восточный фланговый участок

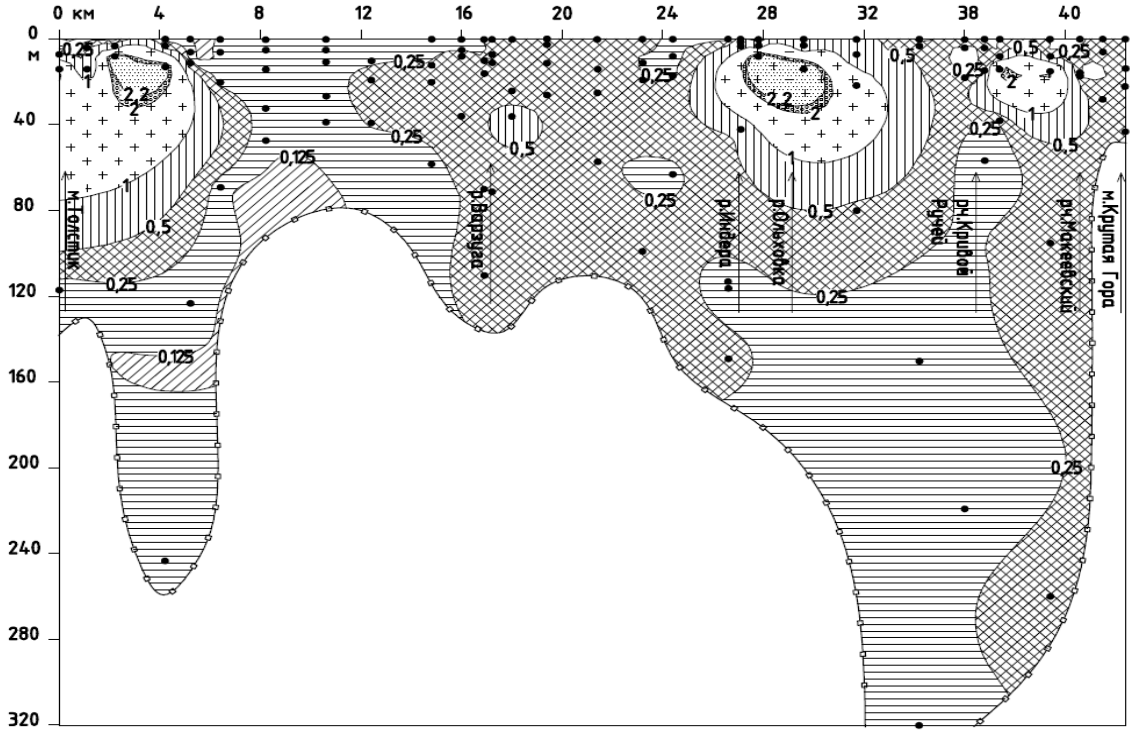


Рисунок 2 – Схема распределения значений графического среднего диаметра (мм) отложений пляжей и приливных осушек Терского берега Белого моря:

—□—□—□— – мористый край осушки; ● – точки отбора проб наносов

По горизонтали – расстояние вдоль контура береговой линии (км);

По вертикали – расстояние в поперечном берегу направлении (м)

дополнительно и микроизрезанностью берегов, снижающей эффективность действия волнения. На восточном переходном участке формирование состава наносов связано с поступлением грубообломочного материала как в результате абразии коренных пород на подводном склоне, так и с притоком песков от устья р. Индера. Восточный фланг характеризуется повышенной крупностью отложений, что связано с поступлением грубообломочного материала с подводного берегового склона и от стока рч. Кривой Ручей и Макеевский. Ухудшение сортировки наносов в районе рч. Кривой Ручей обусловлено не только поступлением грубозернистой фракции, но и повышенным содержанием мелкозернистых составляющих в результате блокировки берега выступом коренных пород на мелководье.

Таким образом, гранулометрическая структура отложений теснейшим образом связана с морфолитодинамическими процессами, протекающими в пределах полигона, и определяется множеством факторов, «наложенных» на процесс собственно волновой переработки берегов. Из этого следует необходимость более осторожного подхода при интерпретации данных гранулометрического анализа, детального опробования осадочных толщ и анализа пространственной изменчивости гранулометрической структуры отложений в комплексе с изучением проявлений и направленности активных или реконструируемых (при палеогеографических исследованиях) морфолитодинамических процессов.

Список литературы

1. Долотов Ю.С., Жаромскис Р.Б., Кирлис В.Н. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. М. : «Наука», 1982.

2. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л. : Недра, 1977.

3. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М., 1996.

4. Сафьянов Г.А. Морфодинамические условия дифференциации наносов и формирования россыпей пляжей и приливных осушек. Сб. Литодинамика донной контактной зоны океана. М. : «Геос», 2009.

5. Фролов В.Т. Литология. Т. 2. М., 1993.

6. Tanner, W.F. Suite Stetistics: the hydrodynamic evolution of the sediment pool. In: Syvitski, J.P.E. (editor). Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis: 225-236. Cambridge University Press. New York. USA. 1991.

MORPHODYNAMIC CONDITIONS OF COASTAL DEPOSITS' GRANULOMETRIC DIFFERENTIATION ON THE TERSKIY STRAND OF THE WHITE SEA

Safyanov G.A., Kovalenko M.A.

Moscow State University, Geographical faculty,
safyanov.gen@yandex.ru, rosresearch@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

This paper presents the results of a study of conditions and factors of beaches and intertidal sediments' granulometric differentiation carried out to identify relationships between granulometric structure of sediments and features of relief and sedimentation processes at the local level. During to analysis of dozens of samples a clear differentiation of the sediments' granulometric structure on the beach profile was revealed. Also it was found that the granulometric structure of the deposits is closely associated with morphodynamics processes occurring within the polygon and is determined by many factors, "imposed" on the coastal processes, associated with wave action.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДИНАМИКЕ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И СТРОЕНИЕ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КУРШСКОЙ КОСЫ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Сергеев А.Ю., Жамойда В.А.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), С.-Петербург, *sergeevau@yandex.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Куршская коса представляет собой крупное песчаное аккумулятивное тело, протягивающееся на 100 км вдоль юго-восточного побережья Балтийского моря и отделяющее крупную лагуну – Куршский залив. На современном этапе развития в южной части косы активны процессы размыва берегов, в северной – преобладает аккумуляция песчаных наносов. Различия в динамических процессах, проявленных на берегах, отчасти являются следствием процессов, происходящих на подводном береговом склоне.

В настоящее время геологическое строение Российской части Куршской косы изучено относительно слабо. Геологические исследования, проведенные ВСЕГЕИ летом 2011 года, позволяют детализировать имеющиеся представления о строении и истории развития Куршской косы в голоцене. Исследования включали в себя непрерывное сейсмоакустическое профилирование и гидролокацию бокового обзора (ГЛБО) на подводном береговом склоне, георадиолокационное профилирование на суше, и полевые наблюдения на пляже и мелководье.

Коса формировалась на постгляциальной равнине, формируя пересыпь между моренными островами. В современном рельефе Куршской косы выделяются пониженные участки, приуроченные к палеоврезам долин древних рек, существовавших здесь до начала образования косы. Моренные отложения, перекрытые с поверхности дна валунно-галечными отмостками, крупными областями выходят на морском дне.

На раннем этапе развития Коса располагалась значительно западнее, а в лагуне накапливались мергели, которые в результате процессов размыва сейчас обнажаются на дне открытого моря на глубине 5–15 м около пос. Лесное (рис. 1). Возраст этих отложений по данным радиоуглеродного датирования – 5510–6260 cal.BP.

Донные осадки прибрежного мелководья косы имеет преимущественно кластогенный состав: пески, галька и гравий. В районе пос. Рыбачий на участке размыва пляжа было обнаружено обнажение плотных слоистых торфов, разрушающихся под воздействием волн и образующих подводный клиф, высотой около 0,5 м (рис. 2).

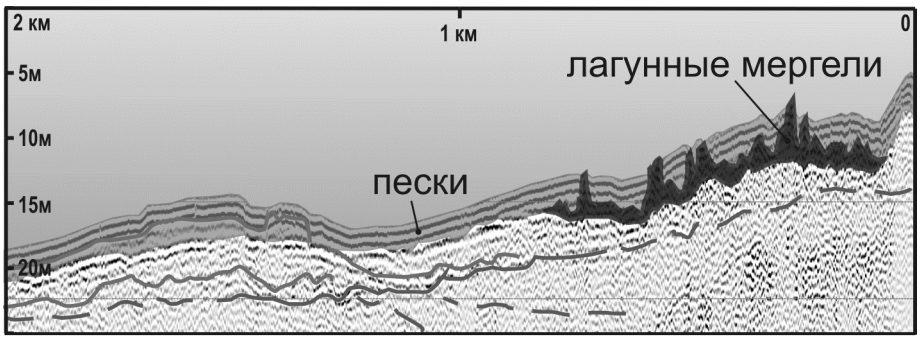


Рисунок 1 – Сейсмоакустический разрез в зоне выходов «лагунных мергелей» на поверхность дна

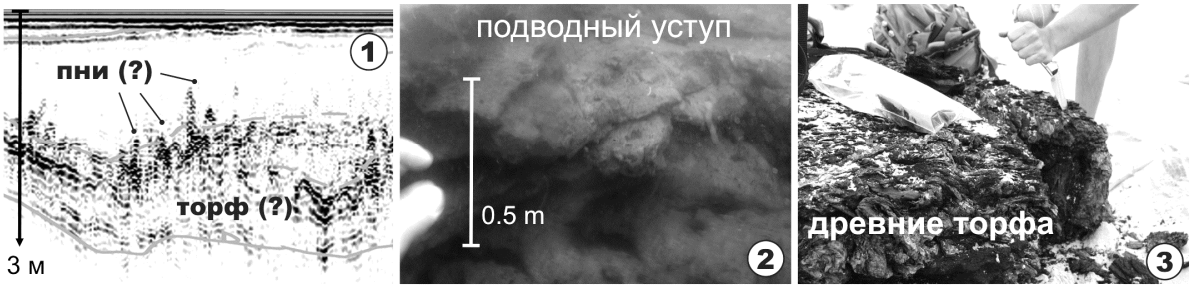


Рисунок 2 – Георадиолокационный профиль вдоль пляжа (1); подводное обнажение торфов (2); фрагменты древних торфов, выброшенных на берег

Эти отложения образуют террасу, уходящую под пляж и перекрытую на мелководье песком. Крупные фрагменты торфа, содержащие хорошо сохранившиеся древесные остатки, выбрасываются на пляж. Георадиолокационные исследования пляжа позволяют предположить под слоем песка наличие остатков древнего погребенного леса, субстратом для которого является торф. Остатки подобного палеолеса также давно известны около Зеленоградска в южной части косы, где сохранившиеся пни деревьев хорошо видны в литоральной зоне.

В 2007 г. на берегу косы фиксировались обширные участки размыва пляжа и берегового уступа. Наибольшей переработке подвергался берег в южной, прикорневой, части косы. Размывались пляжи Зеленоградска, поселков Лесное и Рыбачий. Повторные наблюдения были проведены в 2010 г. Тогда были обнаружены значительные изменения в состоянии берегов. Большинство разрушенных авандюн стабилизировалось, а размыв берегов фиксировался лишь на отдельных участках южной части косы. В 2011 г. в рамках Государственного мониторинга состояния геологической среды было проведено комплексное обследование прикорневой части косы от Зеленоградска до пос. Рыбачий (рис. 3). Одной из составляющих этих работ являлось непрерывное вдольбереговое наблюдение за результатами проявления экзогенных геологических процессов. Наблюдения показали, что состояние берегов с 2010 г. изменилось незначительно, в корневой части косы были отмечены участки стабилизации авандюны, чередующиеся с зонами размыва. Отдельно

фиксировались котловины выдувания в авандюнах, а также оценивалось состояние берегозащитных сооружений. По сравнению с 2007 г. размыв берега значительно сократился, что объясняется сокращением штормовой активности за этот период.

Тенденция к постепенному восстановлению береговой зоны была нарушена катастрофическими штормами в ноябре-декабре 2011 г. Последствия этих штормов были зафиксированы сотрудниками Атлантического отделения Института океанологии РАН (В.П. Бобыкина, Ж.И. Стонт) в январе 2012 г. Наибольшему размыву подвергся прикорневой участок косы между Зеленоградском и пос. Лесное. На некоторых участках авандюна была прорвана и морскими водами затоплены прилегающие леса. Вновь активизированные уступы достигают высоты 3–5 м. Берегозащитные конструкции полностью разрушены. На восточной окраине Зеленоградска было смыто около 6 м края авандюны. В Зеленоградске полностью смыт пляж у променада.

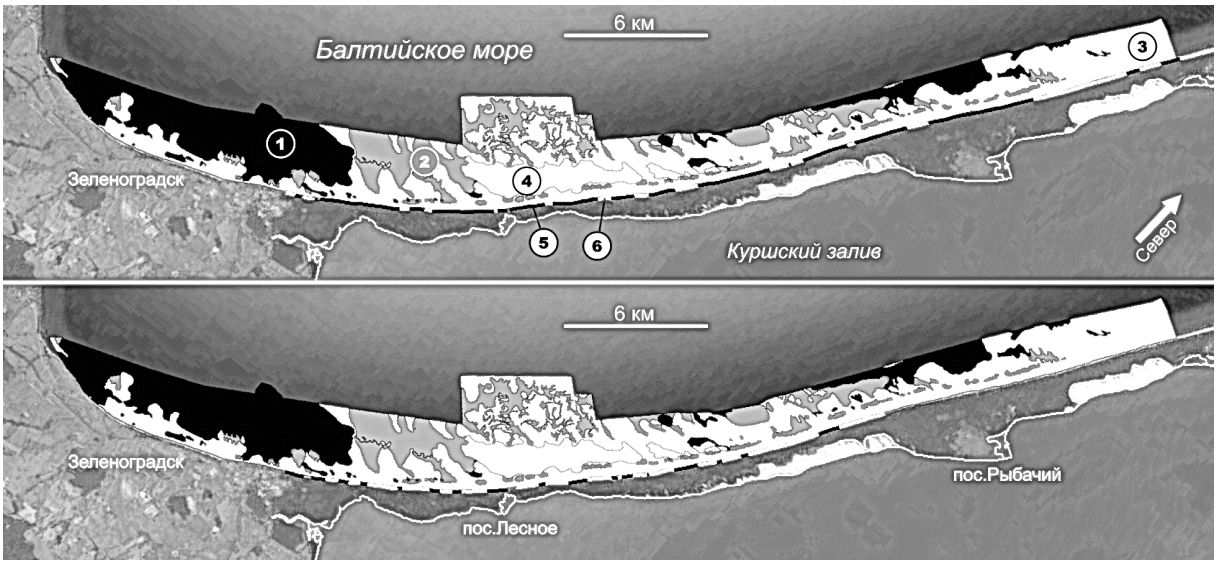


Рисунок 3 – Схема распределения донных отложений и типов берегов Куршской косы на 2007 г. (сверху) и на 2011 г. (снизу): валунно-галечная отмостка (1); средне-крупнозернистые пески со знаками ряби (2); преимущественно среднезернистые пески (3); лагунные мергели (4); размываемый берег (5); стабильный берег (6)

Состояние поверхности дна подводного берегового склона Куршской косы на отрезке от Зеленоградска до пос. Лесной на протяжении последних лет (2006–2011) оставалось стабильным (рис. 4). Мониторинговые наблюдения методом ГЛБО показали, что границы областей распространения различных литологических типов донных осадков сохраняются практически полностью. Это дает возможность предполагать консерватизм существования фациальных зон на дне, и малую подверженность экстремальному волновому воздействию, проявляющемуся в штормовые периоды.

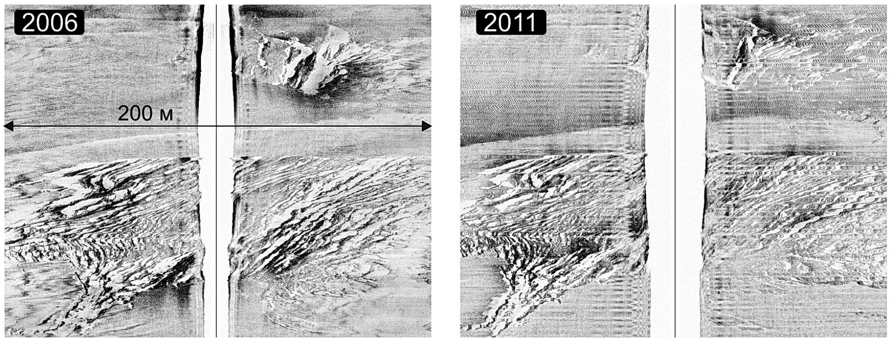


Рисунок 4 – Пример записи ГЛБО устойчивой литодинамической зоны

Экзогенная геодинамика в береговой зоне Куршской косы проявляется по-разному в субаквальной и субаэральной частях. За четырехлетний период наблюдений дно подводного берегового склона косы практически не поменялось, в то время как берег заметно стабилизировался. Однако разрушительное воздействие зимнего шторма 2011 г. возможно изменило картину распределения донных отложений. В целом для Куршской косы интенсивность процессов на дне, за многолетний период, значительно уступает активности переработки берегов, что указывает на непрямую связь экзогенных процессов на берегу и на подводном береговом склоне.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-90830-мол_рф_нр.

NEW DATA OF DYNAMICS EXOGENOUS PROCESSES AND STRUCTURE OF CURONIAN SPIT COASTAL ZONE (KALININGRAD REGION)

Sergeev A., Zhamoida V.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI),
Saint-Petersburg,
sergeevau@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

New geological data concerning geological structure of the submarine coastal slope of Curonian Spit and some characteristics of lithodynamic processes are presented in the abstract. In summer time of 2011 outcrops of the ancient peats in shallow water near Rybachy village were found and seismic-acoustic cross sections of the ancient “lagoon marls” were got.

МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ШТОРМОВОГО ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ

Соколов А.Н.

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, *ans@smtp.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Введение

Условия в юго-восточной Балтике в период с ноября 2011 г. по февраль 2012 г. отличались повышенной штормовой активностью: ветер, скорость которого в течение нескольких часов превышала 20 м/с, по данным метеостанции на нефтедобывающей платформе Д6, наблюдался более десятка раз. Наибольший общественный резонанс [1] получил шторм 12–14 января 2012 года, во второй половине которого направление ветра со скоростью 22 м/с было почти северным, что достаточно необычно для калининградского региона. Этот шторм вызвал интенсивный размыв пляжей в районе городов-курортов Зеленоградска и Светлогорска. Кроме необычного направления ветра, обусловившего почти лобовой подход волн к берегу, разрушительному действию шторма способствовал и аномально высокий (на 0,6 м выше среднего) уровень Балтийского моря в районе Гданьского залива в январе 2012 года.

В данной работе рассматривается инструмент, который с удовлетворительной точностью описывает ветро-волновые условия в юго-восточной Балтике и может быть эффективно использован для моделирования полей волнения. В качестве примера моделируется шторм 12–14 января 2012 г.

Метод

Моделирование проводилось с помощью программного комплекса MIKE 21 Nearshore Spectral Waves, разработанного DHI Software [2]. Характеристики поверхностного волнения рассчитывались по методу конечных объемов на нерегулярной сетке, показанной на рисунке 1. Расчетная область охватывала центральную часть Балтийского моря и имела протяженность с запада на восток и с севера на юг более 300 км. Размеры сторон ячеек сетки для участков открытого моря составляли порядка 5–7 км, а для прибрежных зон, представлявших максимальный интерес – порядка 200 м.

Открытые границы в модели отсутствовали, т.е. центральная часть Балтики рассматривалась как замкнутый водоем. Единственной движущей силой был ветер, скорость и направление которого во всей расчетной области считались одинаковыми и равными скорости локального ветра измеренного метеостанциями в Любятово при калибровке модели и на платформе Д6 при моделировании шторма 12–14 января 2012 года.

Калибровка численной модели проводилась по данным измерения параметров волнения, полученным на полевой станции Института гидроинже-

нерии польской Академии наук (IBW PAN) в районе пос. Любятово [3]. Параметры волнения измерялись с помощью волнового буя, который находился в одной миле от береговой линии. Глубина моря в точке установки буя составляла 15 метров. Синхронно, с помощью автоматической метеостанцией IBW PAN, записывались скорость и направление локального ветра.

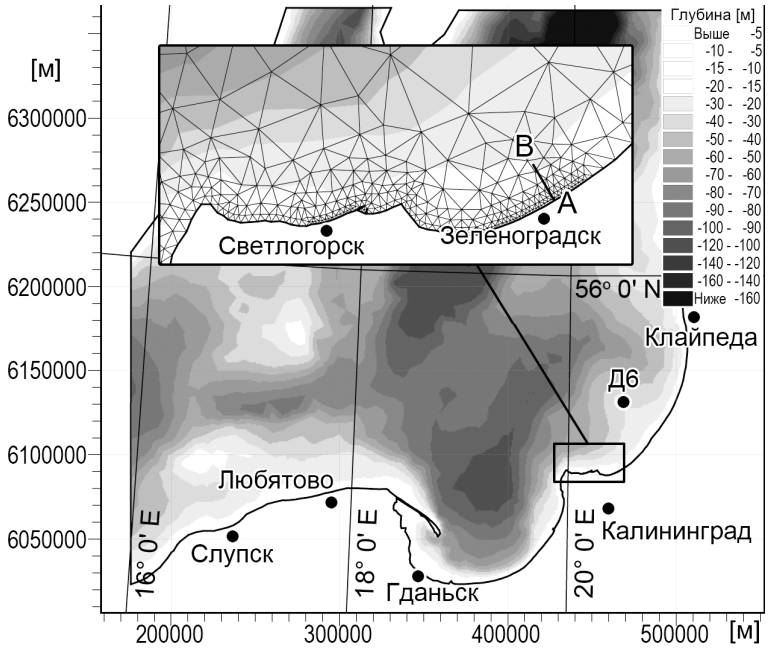


Рисунок 1 – Областью моделирования является вся центральная Балтика. Расчетная сетка измельчается в районах, где необходимо получение более детального решения.
На врезке показан северный берег Самбийского полуострова и расположение профиля АВ в районе Зеленоградска

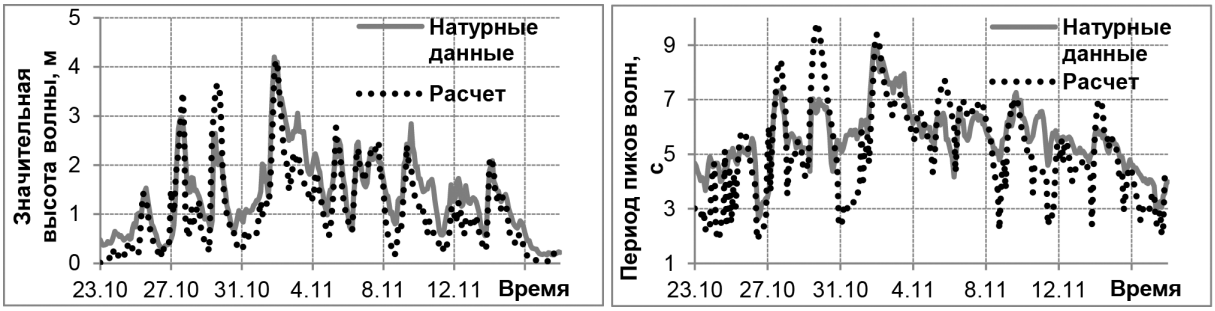


Рисунок 2 – Результаты калибровки модели. Сравнение значительных высот и периодов пиков волн, полученных по данным натурных измерений, с результатами расчета

Результаты калибровки представлены на рисунке 2. Видно, что измеренные и рассчитанные значения значительных высот волн и периодов пиков волн находятся в хорошем соответствии: типичные отличия для высот не превышают 0,5 м, а для периодов 1 сек, а максимальные составляют 1,5 м для высот и 3 сек для периодов.

Коэффициент корреляции Пирсона составил 0,89 для значительных высот волн и 0,77 для периодов пиков волн соответственно, что говорит о

том, что используемая постановка задачи учитывает все основные факторы, создающие ветровое волнение.

Шторм 12–14 января 2012 года

Результаты моделирования волнения представлены на рисунках 3, 4. Видно, что поля волнения неоднородны вдоль побережья, зависят от направления ветра и характера изрезанности берега бухтами. При западном и юго-западном ветре северное побережье Самбийского полуострова находится в ветро-волновой тени и высоты волн у побережья заметно меньше, чем при северном и северо-западном ветре. Обрушение волн при ветрах северо-северо-западных румбов происходит на бóльших глубинах и на большем расстоянии от берега, что расширяет прибойную зону, в которой образуются интенсивные течения, определяющие транспорт песчаных наносов.

Следует также отметить, что ветры северного и северо-западного направления создают на северном побережье Самбийского полуострова условия для подъема уровня моря в результате штормового нагона. Так, в 6 часов утра 14 января 2012 года, как показали расчеты, подъем уровня моря в районе Зеленоградска составил более 0,5 м. Вообще район Зеленоградска является наиболее уязвимой частью Калининградской области для штормов северного и северо-западного направлений, поскольку он находится в углу между северным берегом Самбийского полуострова и Куршской косой.

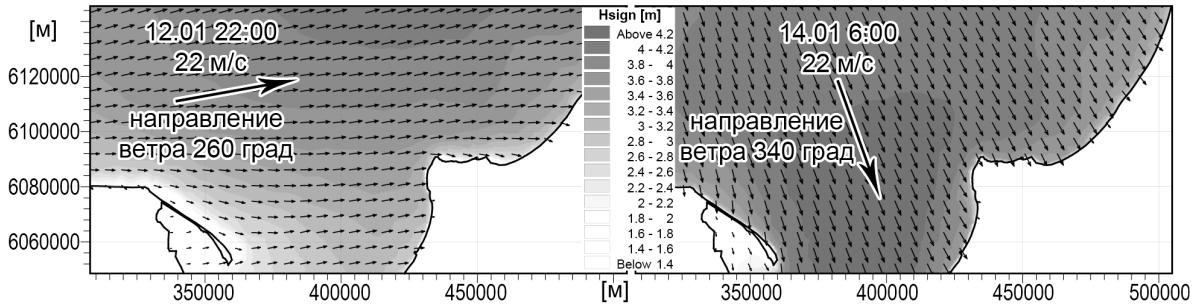


Рисунок 3 – Картина полей волнения при ветре с одинаковой по абсолютной величине, но разной по направлению скоростью

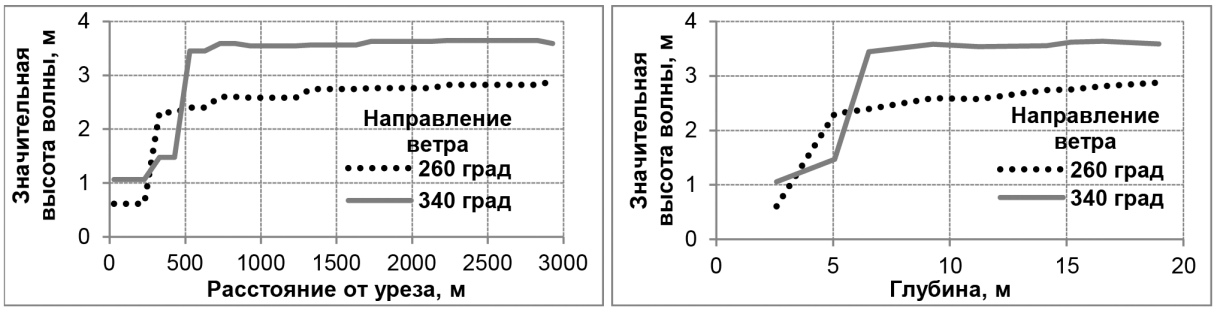


Рисунок 4 – Зависимости значительной высоты волны от расстояния от берега и глубины вдоль профиля АВ (рис. 1) для ветра с одинаковой по абсолютной величине, но разной по направлению скоростью

Выводы

1. Использованный в работе подход (расчетная область ограничена центральной частью Балтийского моря, открытые границы отсутствуют и единственной движущей силой является ветер, одинаковый во всех точках

расчетной области) позволяет с удовлетворительной точностью (коэффициент корреляции с натурными данными более 0,8) рассчитать поля волнения в юго-восточной Балтике.

2. Северный берег Самбийского полуострова и особенно район Зеленоградска является потенциально наиболее чувствительным к воздействию штормов северного и северо-западного направлений.

Благодарности

Автор искренне благодарят Ж.И. Стонт за предоставленные данные по измерению ветра на платформе Д6, институт гидроинженерии Академии наук Польши за предоставленные данные полевых измерений в районе Любятово, Б.В. Чубаренко за активное участие в работе и помощь при подготовке статьи.

Список литературы

1. Гераськин А., Гончарова О., Башилова М., Мануковская О., Шамшиев А. В Светлогорске от пляжа остались одни воспоминания. Когда вокруг шторма в 12 баллов ... // Комсомольская правда. Калининград. 17 янв. 2012 г.

2. MIKE Nearshore Spectral Wind-Wave Module. – Scientific Documentation, DHI Software. 2005. 10 p.

3. Pruszak S., Szmytkiewicz P., Ostrowski R., Skaja M., Szmytkiewicz M. Shallow-water wave energy dissipation in a multi-bar coastal zone // Oceanologia. 2008. № 50 (1). Pp. 43–58.

SPATIAL DISTRIBUTION OF STORMY WIND WAVES IN THE SOUTH-EASTERN BALTIC: NUMERICAL MODELING RESULTS

Sokolov A.

Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Atlantic Branch, *Kaliningrad. ans@smtp.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Two-dimensional numerical model is used for a simulation of wind waves. Modelling domain includes the central part of the Baltic Proper, all boundaries are closed. Wind uniform in space and varying in time is the only forcing in the model. The correlation coefficient higher than 0.8 is obtained by model calibration versus field measurements of waves conducted at the Lubiatowo field station. A real storm on 12–14 January 2012 is simulated after calibration. The simulation results show that spatial distribution of wind waves near the shore depends on wind direction and the shore configuration. If we consider the Kaliningrad region, the area near Zelenogradsk is at the greatest risk of storms from north and north-west directions. This is because Zelenogradsk is located at the corner between the north shore of the Sambian peninsula and the Curonian spit.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРФОДИНАМИКИ В ПРИЛИВНОМ КАНАЛЕ

Софьина Е.В. [1,2]

[1]Российский государственный гидрометеорологический университет,
[2]Санкт-Петербургский филиал института океанологии
им. П.П. Ширшова РАН,
e-mail: sofjina_k@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Морфология многих приливных заливов и эстуариев представляет собой сложную систему каналов и песчаных отмелей, постоянно меняющихся в пространстве и во времени под воздействием внешних факторов. Изменения топографии дна приливных заливов и эстуариев вызываются горизонтальным переносом песчаных осадков, который в свою очередь, обусловлен гидродинамикой бассейна. Последняя определяется внешними факторами, такими как приливы, ветровое волнение и пр. Учитывая, что заливы и эстуарии – это в основном экономически и социально значимые зоны, в которых зачастую развита навигация, то исследования их морфодинамики невозможно переоценить. Нельзя забывать и об антропогенных факторах, таких как строительство гидротехнических сооружений, изменение стока рек, углубление фарватеров. Соответственно для прогноза квазиравновесных и переходных состояний топографии дна, а также для исследования их чувствительности к изменению внешних условий необходимо выполнить численное моделирование морфодинамики приливных бассейнов.

Цель настоящей работы состоит в проведении численных экспериментов по морфодинамики в приливном канале с целью определения равновесного состояния топографии дна.

В настоящей работе рассматривается приливной канал прямоугольной формы. Длина значительно превышает ширину, глубина канала линейно уменьшается от открытой границы до твердой. Длина канала равна 100 км, глубина на входе в канал 20 м. Такая геометрия соответствует многим приливным эстуариям, длина которых варьирует от десятков до сотен километров, ширина значительно меньше длины и изменяется незначительно, а глубина находится в пределах нескольких десятков метров. Сток реки считается малым на масштабе приливного периода. Для подобных каналов уместно использовать одномерную модель, пренебрегая изменчивостью приливных характеристик в поперечном направлении и по глубине. Для описания приливной гидродинамики привлекаются уравнения мелкой воды. В качестве форсинга выступает гармоническое колебание уровня на входе в канал с частотой, $\sigma_T = 1.4 \cdot 10^{-4}$ с$^{-1}$, отвечающей лунной полусуточной гармонике М2, амплитуда приливной волны на входе в канал задается равной 1 м. Численная реализация модели основана на явной схеме с ап-

проксимацией нелинейных адвективных членов в уравнении движения направленными разностями высокого порядка в соответствии с процедурой TVD-Muscle [1]. Пространственное разрешение в продольном направлении канала составляет 100 м, шаг по времени 4 с. Установление гидродинамического и седиментационного режимов происходит в течение 5 приливных циклов.

Горизонтальный перенос осадков складывается из переноса взвешенных осадков и частиц в слое сальтации. В данной модели переносом в слое сальтации пренебрегается. Для расчета средней по вертикали концентрации взвешенных частиц используется эволюционное уравнение для динамически пассивной примеси.

Основным уравнениям морфодинамики является уравнение сохранения массы осадочного материала:

$$(1-p)\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \overline{q_s}, \tag{1}$$

где p – пористость дна, h – изменение глубины вследствие процессов эрозии и седиментации, t –время, $\overline{q_b}$ – горизонтальный перенос взвешенных осадков.

Временной масштаб изменений топографии дна намного больше приливного периода, поэтому на основании принципа усреднения уравнение (1) в терминах «медленного» времени может быть переписано следующим образом:

$$(1-p)\frac{\partial \langle h \rangle}{\partial \tau} = -\nabla \langle \overline{q_s} \rangle, \tag{2}$$

где τ – «медленное» время, $\langle\ \rangle$ обозначают усреднение за приливный цикл. Как видно, топография дна определяется не мгновенным переносом, а его средним значением в течение приливного цикла. Так как приливная гидродинамика и седиментационные процессы устанавливаются сравнительно быстро, то данное предположение дает возможность рассчитывать морфодинамику в «медленном» времени по полученным средним значениям горизонтального переноса осадков из гидродинамико-седиментационной модели, решаемой в «быстром» времени *t*. В приближении «быстром» времени *t* топография дна бассейна считается постоянной, а, следовательно, глубина принимается неизменной.

Ключевым моментом при моделировании морфодинамики является параметризация потока взвешенных частиц F_s на верхней границе слоя сальтации. Действительно, если усреднить исходное уравнение для концентрации взвешенных осадков в течение приливного цикла, учитывая, что изменения содержания взвешенных частиц внутри приливного цикла не происходит, получаем $\frac{\partial}{\partial x}\langle \overline{q_s} \rangle = \langle -F_c \rangle$. Для описания *Fc* в данной работе ис-

пользуется параметризация Ван Рейна [2], в которую входит определение равновесной концентрации (концентрации на верхней границе слоя сальтации), главным образом, зависящей от размера, типа осадочного материала и критического значения параметра Шилдса $\theta_c^{'}$. Диаметр песчаных частиц был задан как 10^{-4} м, $\theta_c^{'} = 0{,}05$ [3].

Моделирование морфодинамики производится следующим образом, выполняется расчет приливной динамики и эволюции концентрации взвешенных осадков до установления гидродинамического и седиментационного режимов в «быстром» времени. Производится расчет усредненного в течение приливного цикла горизонтального переноса взвешенных осадков, по которому рассчитывается новое поле глубин в «медленном» времени. Для нового поля глубин вновь считается гидродинамический и седиментационный модуль. Последовательность вычислений повторяется до тех пор, пока профиль дна не будет соответствовать равновесному профилю, который определяется условием $\frac{\partial}{\partial x}\langle q_s \rangle = \langle -F_c \rangle = 0$. Это означает, что при равновесном профиле перераспределение осадков отсутствует, и изменение глубин более не происходит.

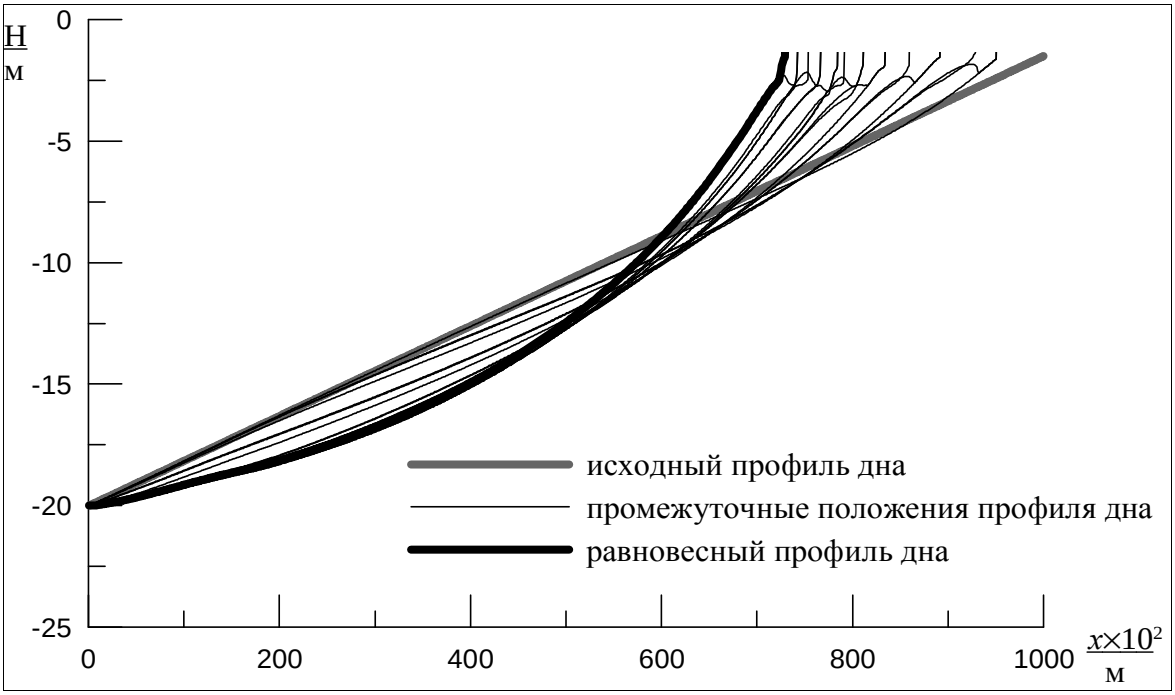


Рисунок 1 – Распределение глубин в различные моменты времени

На рисунке 1 представлены результаты моделирования эволюции профиля дна. Видно, что у твердой границы канала происходит нанос осадков, а в середине канала – процесс эрозии. Для того чтобы учесть эффект осушки дна, перед тем как производится пересчет гидродинамики и переноса взвешенного материала, твердая граница канала смещалась в направлении входа в канал до положения, где глубина составляет 1,5 м.

Тенденция изменения профиля дна, начиная с первого пересчета батиметрии до последнего, когда достигается равновесное положение, сохраняется. Для прямоугольного приливного канала длиной 100 км с наклонным профилем дна установленный равновесный профиль представляет собой вогнутую кривую, причем длина канала сократилась вследствие наносов песчаных осадков до 73 км. Установление равновесного профиля произошло за 23 года. Полученные результаты моделирования согласуются с имеющимися результатами работ в области моделирования морфодинамики и данными наблюдений [4–7].

Список литературы

1. Fujii K., Obayashi S. Use of high-resolution upwind scheme for vortical flow simulations // AIAA paper. 1989. N 89. P. 270–274.

2. Garcia M., Parker G. Entrainment of Bed Sediment into Suspension // Journal of Hydraulic Engineering. 1991. N 117(4). P. 414–435.

3. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М. : Геос., 2001. 272 с.

4. Schuttelaars H.M., De Swart H.E. An idealized long-term morphodynamic model of a tidal embayment // European Journal B/Fluids. 1996. N 15(1), P. 55–80.

5. Schuttelaars H.M., De Swart H.E. Multiple morphodynamic equilibria in tidal embayments // Journal of Geophysical Research. 2000. N 105(10). P. 24105–24118.

6. Schramkowski G.P., De Swart H.E. Morphodynamic equilibrium in straight tidal channels: Combined effects of Coriolis force and external overtides // Journal of Geophysical Research. 2002. N 107(12), doi 10.1029/2000JC000693.

7. Hibma A., Schuttelaars H.M., Wang Z.B. Comparison of longitudinal equilibrium profiles of estuaries in idealized and process-based models // Ocean Dynamics. 2003. N 53(5). P. 252–269.

NUMERICAL MODELLING OF THE MORPHODYNAMICS IN THE TIDAL CHANNEL

Sofina E.V.[1,2]

[1]Russian State Hydrometeorological University
[2]St. Petersburg Branch, Shirshov Institute of Oceanography,
Russian Academy of Sciences,
e-mail: sofjina_k@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The modeling results of morphodynamics in the tidal channel are shown. Hydrodynamic processes described by the one-dimensional model based on the

shallow water equations. The motions in the channel forced by the sea level variations at the channel open boundary with a frequency corresponding to the M2 tidal wave. The morphodynamic changes caused by the horizontal transport of suspended sediments (fine sandy particles), transport in the saltation layer is neglected. To calculate the average vertical concentration of suspended particles an evolution equation for dynamically passive sediments is used. Due to the fact that the time scale of the bottom topography changes is much greater than the tidal period it's possible to resolve morphodynamics in a “slow” time with the tidal cycle averaged sediments horizontal transport from the sediment-hydrodynamic model solved in a “fast” time. In the “fast” time assumption the bottom topography is considered to be constant. The sequence of calculations is repeated until the bottom profile will be equal to the equilibrium profile, characterized by the absence of redistribution of sediments and the depth change.

It is shown that for the 100 km length rectangular tidal channel with slope bottom profile there is sediments deposit at solid boundary of the channel, while an erosion process appeared in the channel middle. The equilibrium profile is a concave curve and the channel length is reduced to 73 km due to sand sediment deposits. The equilibrium profile will be reached during 23 years.

КОНЦЕПЦИЯ РАЙОНИРОВАНИЯ АКВАТОРИИ ПО ОСОБЕННОСТЯМ ПРОЯВЛЕНИЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ИНТЕРЕСАХ ОБЕСПЕЧЕНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ПОДВОДНОГО СТРОИТЕЛЬСТВА И НАВИГАЦИИ

Софьина Е.В.[1,2], Зимин А.В.[1,2]

[1]Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург,
zimin2@mail.ru,
[2]Санкт- Петербургский филиал института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Россия

≈≈

Имеющиеся представления о характеристиках внутренних волн в морях Северо-Европейского бассейна не создают целостной картины, хотя в данный район является зоной интенсивного подводного мореплавания, а ближайшее время, в связи с освоением шельфа, здесь будет развиваться интенсивное гидротехнического строительство.

Целенаправленных измерений внутренних волн всего несколько. Данные с дрейфующего автономного буя над котловиной Нансена, поднятием Ермак и в Гренландском море в 1987–1988 гг. [1]. Результаты, полученные в ходе эксперимента «Полярный фронт Баренцева моря» 1992 г.: измерения температуры, солености и скорости течений на трех горизонтах в течение 10 суток [2, 3]. Имеются также отрывочные данные об экспериментах по исследованию интенсивных внутренних волн в Белом море [4], однако комплексных экспериментов на систематической основе не проводилось, в этих работах декларируется только сам факт их существования.

Теоретические исследования внутренних приливных волн в морях Северо-Европейского бассейна еще более ограничены. Существующие модели либо имеют низкое пространственное разрешение, исключающее возможность адекватного воспроизведения внутренних приливных волн [5], либо это двумерные модели, описывающие трансформацию волн вдоль выбранного направления, что сильно идеализируют реальную картину [6–8].

В этой связи становится чрезвычайно актуальным точное географическое описание районов возможного возникновения интенсивных внутренних волн и совершенствование методов их изучения с целью повышения точности описания и прогнозирования. Необходимость такой работы обусловлена не только существенным материальным ущербом, связанным с потенциальными катастрофами, но и с возможными людскими потерями.

Согласно предлагаемой концепции районирование акватории по пространственной изменчивости проявлений внутренних волн следует выполнять на основе комплексного подхода, включающего трехмерное гидродинамическое моделирование в сочетании с уточняющими натурными экспериментами и с привлечением данных спутникового зондирования.

На начальном этапе для оценки характеристик внутренних приливных волн предполагается использовать прогностическую трехмерную гидротермодинамическую модель. Трудность воспроизведения внутренних приливных волн заключается в том, что требуется очень высокое пространственное разрешение. Бароклинный радиус Россби в морях Северо-Европейского бассейна не превышает 10 км, таким образом, минимальное требование к горизонтальному разрешению: оно не должно превышать 2 км (5 расчетных узлов на длину волны). В такой постановке наиболее перспективным является использование неструктурированных расчетных сеток (в представляемом проекте – конечно-элементная расчетная сетка). Она даст возможность сгустить расчетные узлы в местах генерации внутренних приливных волн, тем самым достичь требуемого высокого разрешения, и сделать грубое разрешение в остальной области. Внутренние приливные волны в рассматриваемом районе являются захваченными из-за близости критической широты. Для приливной волны M2, являющийся основной энергонесущей гармоникой для морей Северо-Европейского бассейна, критическая широта равна 75° с.ш., где инерционная и приливная частоты совпадают. Выше этой широты внутренние приливные волны не являются свободными, а, значит, они остаются сконцентрированными у очагов генерации. Очаги генерации внутренних приливных волн можно определить по данным спутникового зондирования, а именно по радиолокационным снимкам, полученным с помощью радиолокатора с синтезированной апертурой (SAR). На снимках SAR видны поверхностные проявления внутренних волн, за счет изменения шероховатости поверхности.

Полученные модельные результаты дадут базовое представление о характеристиках внутренних приливных волнах в рассматриваемом районе: амплитуде в местах генерации, масштабах вырождения внутренних волн, будет произведено предварительная типизация акватории. Но следует отметить, что существующие трехмерные гидродинамические модели не могут воспроизводить короткопериодные интенсивные внутренние волны, так как это, по крайней мере, требует пространственного разрешения порядка 100 м, что не возможно при существующих машинных ресурсах, более того при попытках моделирования, часто интенсивные внутренние волны могут обрушиваться, что приводит к неустойчивости решения. Поэтому для получения детальной картины необходимо проведение уточняющих натурных экспериментов.

На втором этапе в определенных типовых районах будут выполняться измерения высокоточной профилирующей аппаратурой в диапазоне пространственных и временных масштабов несколько километров – сотни метров и несколько часов – несколько минут, соответственно. Основой инструментальных исследований должно быть выполнение учащенных океанографических станций или их альтернативы – сканирования на ходу судна, и постановку полигонов буйковых станций с приборами, производящими измерения с дискретностью, близкой к частоте Вяйсяля-Брента на нескольких горизонтах. Такая методика постановки эксперимента позволит зарегистрировать и определить характеристики интенсивных короткопериодных внутренних волн.

На последнем этапе выполняется комплексное обобщение результатов моделирования, данных спутникового зондирования и специальных натурных исследований. Только объединив разнородную информацию, полученную при таком комплексном подходе, можно уточнить количественно известные и выявить новые особенности локальной изменчивости структуры вод морей Северо-Европейского бассейна, выполнить районирование акватории по частоте и интенсивности появления внутренних волн, и разработать рекомендации по применению полученных результатов в интересах подводного строительства и навигации.

Список литературы

1. Plueddemann A.J. Internal wave observations from the Arctic Environmental Drifing Buoy // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 12619–12638.

2. Козубская Г.И., Коняев К.В., Плюдеман А., Сабинин К.Д., Внутренние волны на склоне желоба острова Межвежий по данным эксперимента «Полярный фронт Баренцева моря» (BSPF-92) // Океанология. 1999. Т. 39. № 2. С. 165–173.

3. Коняев К.В. Внутренний прилив на критической широте // Изв. РАН. ФАО. 2000. Т. 36. № 3. С. 396–408

4. Зимин А.В. Внутренние волны на шельфе Белого моря по данным натурных наблюдений // Океанология. 2012. Vol. 52. No. 1. С. 16–25.

5. Поляков И.В., Дмитриев Н.Е., Головин П.Н. Прилив М2 в Северном Ледовитом океане. 2. Структура прилива в стратифицированном океане // Метеорология и гидрология. 1994. № 2. С. 49–60.

6. Власенко В.И. Нелинейная модель генерации бароклинных приливных волн над протяженными неоднородностями рельефа дна // Морской гидрофиз. журн. 1991. Т. 6. С. 300–308.

7. Морозов Е.Г., Писарев С.В. Внутренний прилив в арктических широтах (численные эксперименты) // Океанология. 2002. Т. 42. № 2. С. 165–173.

8. Морозов Е.Г., Писарев С.В., Ерофеева С.Ю. Внутренние волны в арктических морях России // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях. СПб. : Гидрометеоиздат, 2002. С. 217–234.

THE CONCEPT OF AQUATIC BASINS ZONING BY THE INTERNAL WAVES FEATURES AIMED FOR NAVIGATION AND UNDERWATER CONSTRUCTION SAFETY

Sofina E.V.[1,2], Zimin A.V.[1,2]

[1]Russian state hydrometeorological university, Saint- Petersburg, Russia, *zimin2@mail.ru*,
[2]P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg Branch, Russia

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Based on the complex approach, including a three-dimensional hydrodynamic modelling in combination of the specifieing in situ experiments and the remote sensing data, the aquatic basins zoning made by spatial variability of the internal waves features. Internal waves may represent a hazard to underwater structures and devices. The main objective is to develop practical recommendations to minimize potential property damage and ensure the safety of underwater construction and navigation in the North European Basin seas.

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКУЮ СТРУКТУРУ И ДИНАМИКУ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Ткаченко Ю.Ю.[1], Денисов В.И.[2]

[1]ФГБУ «Краснодарский краевой центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», Краснодар,
yuyut@kubanmeteo.ru,
[2]Южный федеральный университет (ЮФУ), Ростов-на-Дону,
DenisovGeo@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Черное море, являясь климатообразующим фактором для прилегающих территорий, в свою очередь наиболее зависимо от меняющихся климатических условий и его реакция на происходящие глобальные климатические процессы более явна, чем у Мирового океана, обладающего известной инерционностью ответа на внешние воздействия.

Наиболее явно влияние меняющихся климатических характеристик отражается на изменчивости температуры, солености морской воды, динамики прибрежных вод.

Это связано с тем, что изменение температуры поверхностного слоя моря происходит в результате теплообмена с воздушными массами, поступающими с суши, а также в результате теплообмена с нижележащими слоями. Соленость поверхностного слоя изменяется в зависимости от количества выпадающих осадков и объемов поступающего в море речного стока. Изменение ветрового режима определяет формирование ветровых течений, особенно в прибрежной зоне, где динамика вод значительно отличается от открытой части моря.

Анализируя весь ряд наблюдений (100 лет) за температурой воздуха над районом восточного побережья Черного моря, необходимо отметить, что с 1998 года все среднегодовые температуры выше климатической нормы и существует устойчивая тенденция к продолжающемуся потеплению. Это отмечается повсеместно – на всем восточном побережье Черного и Азовского морей и бассейне реки Кубань.

Многолетние колебания температуры воды аналогичны многолетним колебаниям температуры воздуха и, как правило, максимуму и минимуму среднегодовой температуры воздуха соответствует максимум и минимум среднегодовой температуры воды.

При этом, в связи с большой теплоемкостью воды, колебания ее температуры значительно меньше, чем колебания температуры воздуха. Средняя годовая температура воды в среднем на 3,9 °С выше среднегодовой температуры воздуха. Также отмечается положительный тренд в измене-

ниях среднегодовой температуры поверхностного слоя Черного моря, особенно в последние 30 лет [1].

При рассмотрении изменения среднегодовых сумм осадков за 65-летний период можно выделить несколько противоположных по знаку периодов с большим и малым количеством осадков.

Увеличение количества осадков отмечается с 1960 г. по настоящее время. Наиболее влажными за рассматриваемый период наблюдений были 1987 г., 1988 г., 1992 г., 1997–1999 гг., 2004 г., 2005 г., когда среднегодовое количество осадков составляло 138–148 % нормы.

Положительная реакция стока черноморских рек на увеличенный фон осадков проявляется только на реках с достаточной площадью водосбора и имеющих как дождевое так и снеговое питание. Совместное влияние осадков и повышенного фона температур (интенсивное таяние ледников) способствует тому, что возрос приток рек, берущих начало в горах Западного Кавказа. Так сток реки Кубани в Азовское море уже достиг уровня до зарегулирования. За последние 30 лет среднегодовой расход рек Кубани и Протока в устьевой зоне повысился, более чем на 100 $м^3$/сек. Соответственно увеличилось поступление распресненных азовских вод в северо-восточную часть Черного моря. На малых реках, где основное питание дождевое таких как Вулан, Джубга и т.п. сток рек не изменился. Не отмечается роста стока рек и на западном побережье Черного моря. [1].

Анализ многолетних изменений солености в Анапе, Геленджике, Новороссийске, Туапсе и Сочи показывает наличие отрицательных тенденций на фоне положительного тренда в среднегодовом суммарном стоке кавказских рек.

Увеличение стока рек восточного побережья в последнее 10-летие способствовал дальнейшему распреснению прибрежной зоны восточной части Черного моря. За 30 лет среднегодовые значения солености в районе Туапсе понизились на 0,9 ‰ [1].

Таким образом, процессы распреснения наиболее интенсивно выражены в восточной части Черного моря. Особенно это ярко проявляется в прибрежной зоне, до фронтального раздела между прибрежными водами и водами Основного черноморского течения, который обычно приурочен к свалу глубин [2].

В результате происходит обострение горизонтальных градиентов солености в зоне фронтального раздела. Кроме того, распреснение поверхностного слоя обуславливает устойчивую стратификацию водных масс в верхнем 100 метровом слое и уменьшает процессы вертикального переноса.

Анализ наблюдений за ветром на морских станциях Кавказского побережья показывает, что ветровое поле над восточной часть Черного моря в целом остается стабильным, но при этом возрастает количество случаев с ветрами южной четверти и со скоростями более 15 м/с.

В СЗ части Черного моря по данным Ю.П. Ильина [3] отмечается усиление западного ветра и ветров от северных направлений.

Усиление циклонической циркуляции в первую очередь проявляется в дальнейшей интенсификация Основного Черноморского течения (ОЧТ), особенно в зимний период, увеличение его скорости и устойчивости и как следствие этого затухание системы антициклонических вихрей. Зимой геострофические скорости в ОЧТ достигают 0,15–0,20 м/с,

Естественно, гидрометеорологические факторы воздействуют на море совместно и невозможно рассматривать их влияние на гидрофизические характеристики моря отдельно друг от друга.

Приток речной воды создает вблизи берега, зоны пониженной солености. Увеличение поступления речных вод в прибрежную зону способствует формированию устойчивой стратификации и развитию горизонтальной циркуляции, что с одной стороны интенсифицирует процессы вихреобразования на боковой (прибрежной) границе ОЧТ за счет бокового сдвига скоростей между стрежнем ОЧТ и системой прибрежных течений, а с другой стороны вместе с ветровым фактором способствует формированию составляющей течения, поддерживающей основное направление ОЧТ. Паводки, наоборот способствуют вихреобразованию и формированию прибрежных антициклонических вихрей (ПАВ). Рост количества паводков на черноморских реках наиболее заметен в последние 10 лет. И здесь прослеживается прямая зависимость между ростом количества паводков на реках и количеством ПАВ. Если в период мая – сентября 1989–1991 гг. на восточном побережье отмечалось в среднем 4 ПАВ, то в этот же период 2007–2009 гг. – 6 ПАВ [1].

Таким образом, процессы глобального изменения климата оказывают, и в ближайшие годы будут продолжать оказывать влияние на изменчивость гидрологической структуры и динамику прибрежных вод. Конечно, рост летних температур поверхности моря не будет происходить бесконечно, в последние годы наметилась стабилизация максимальных температур в диапазоне 28–30 °С.

Итогом интенсивного прогрева поверхностных вод является увеличение среднегодовой температуры воды, что ведет к увеличению испарения и перераспределению осадков, выпадающих в районе Черного моря. В результате наблюдаем возрастающий сток рек, впадающих в Азовское и Черное моря и увеличение времени существования прибрежной распресненной зоны.

Изменение термохаллинных характеристик Черного моря под влиянием меняющихся гидрометеорологических факторов обуславливает усиление двухслойной структуры моря.

Этому способствует распреснение прибрежных вод и высокие температуры поверхностного слоя моря в теплый период года, что приводит к усилению сезонного термоклина, увеличение продолжительности его существования в течение года, что в конечном итоге оказывает влияние на динамику вод в прибрежной зоне.

Как следствие происходит усиление горизонтальных движений в верхнем слое моря, сопровождающееся уменьшением вертикальных движений, вследствие развития верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и уве-

личения температурного градиента на нижней его границе. Жесткий сезонный пикноклин (вертикальный перепад плотности в сезонном слое скачка может достигать 4 ус. ед.), формирующийся летом как под воздействием температуры, так и распреснения прибрежных вод, препятствует вертикальному обмену между поверхностными и глубинными водами.

Интенсивное распреснение прибрежной зоны способствует обострению прибрежной зоны конвергенции, увеличению горизонтальных градиентов солености и «локализации» прибрежных вод.

Все это в конечном итоге негативно отражается на экологическом состоянии прибрежных вод.

Список литературы

1. Ткаченко Ю.Ю. Исследование климатических изменений гидрометеорологических факторов и гидрофизических полей, оказывающих влияние на состояние экосистемы прибрежной зоны восточной части Черного моря // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 7. № 2. М. : Изд. ВНИРО 2011.

2. Сапожников В.В. Биогидрохимический барьер на границе шельфовых вод Черного моря // Океанология. 1991. Т. 31. № 4. С. 577–584.

3. Ильин Ю.П. Гидрологический режим распространения речных вод в северо-западной части Черного моря // Наук. праці УкрНДГМІ. 2006. Вип. 255.

INFLUENCE OF GLOBAL CLIMATE CHANGES ON HYDROLOGICAL STRUCTURE AND DYNAMICS OF THE EASTERN PART OF THE BLACK SEA NEAR-SHORE WATERS

Tkachenko Yu.Yu.[1], Denisov V.I[2].

[1]Krasnodar Regional Center of Hydrometeorology and Monitoring of Environment, Krasnodar, Russia,
yuyut@kubanmeteo.ru,
[2]South Federal University, Rostov-on-Don, Russia,
DenisovGeo@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Being a climate forming factor of the neighboring territories, the Black sea depends a lot on the changing climate conditions. Influence of the changing climate features is mostly reflected on temperature variability, water salinity and near-shore waters dynamics.

Main trends in variations of hydro-physical areas defining the hydrological structure and near-shore waters dynamics were determined by the long-terms observations. The article demonstrates the forecast estimations of after-effect of hydrological features have changed and influence on the near-shore waters condition.

ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ ВДОЛЬБЕРЕГОВОГО ПОТОКА НАНОСОВ

Фёдорова Е.А., Марусин К.В.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт водных и экологических проблем Сибирского отделения
Российской академии наук (ИВЭП СО РАН), Барнаул,
fedorova@iwep.ru; kat@iwep.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В настоящее время в связи с активным ростом строительства береговых инженерных сооружений (порты, берегоукрепительные сооружения различного типа и т.д.) стало актуальным математическое моделирование процессов, происходящих в береговой зоне и, в частности, расчет вдольберегового транспорта наносов.

В связи с планируемым строительством берегозащитного сооружения в районе с. Быстровка (рис. 1) на Новосибирском водохранилище нами были рассчитаны параметры волн и вдольбереговой поток наносов для этого участка.

Рассматриваемый участок расположен на правом берегу Новосибирского водохранилища в районе с. Быстровка между устьями рек Атамановка и Бороздиха. Участок был разбит на 4 сегмента, которые имеют разную длину и экспозицию. Длина всего участка ≈ 4 км.

Полный расход наносов вдольберегового потока (Q, $м^3$/год) зависит от высоты и периода волны, угла подхода волн на линии обрушения, а также от крупности транспортируемого материала. Транспорт наносов, имеющий направление слева – направо при взгляде с берега в акваторию, считается положительным «Q+», в обратном направлении – отрицательным «Q– ». Параметры волн вне береговой зоны были рассчитаны по эмпирическим зависимостям, полученным Ю.М. Крыловым с соавторами [2]. Расчетная точка для определения параметров волн выбрана в середине участка на глубине 11 м при НПУ = 113,5 м БС, участок открыт для ветров З, ЗСЗ, СЗ, ССЗ, С, ССВ и СВ направлений (рис. 1).

В районе исследуемого усатка были отобраны пробы грунта и определена медианная крупность материала, равная 0,25 мм.

Результирующий годовой вдольбереговой поток наносов определяется как:

$$Q_{\Sigma} = \sum Q_{yi} \ , \ Q_{yi} = 3600 \cdot P_i \cdot Q_i \text{, м3/год ,} \qquad (1)$$

где Q_i – секундный расход наносов i-го шторма ($м^3$/с), который может быть положительным или отрицательным, в зависимости от направления вдольберегового потока (слева-направо или справа-налево);

P_i – i-го продолжительность шторма, час/год; Q_{yi} – годовой расход наносов i-го шторма, (м^3/год); Σ – алгебраическая (с учетом направления) сумма.

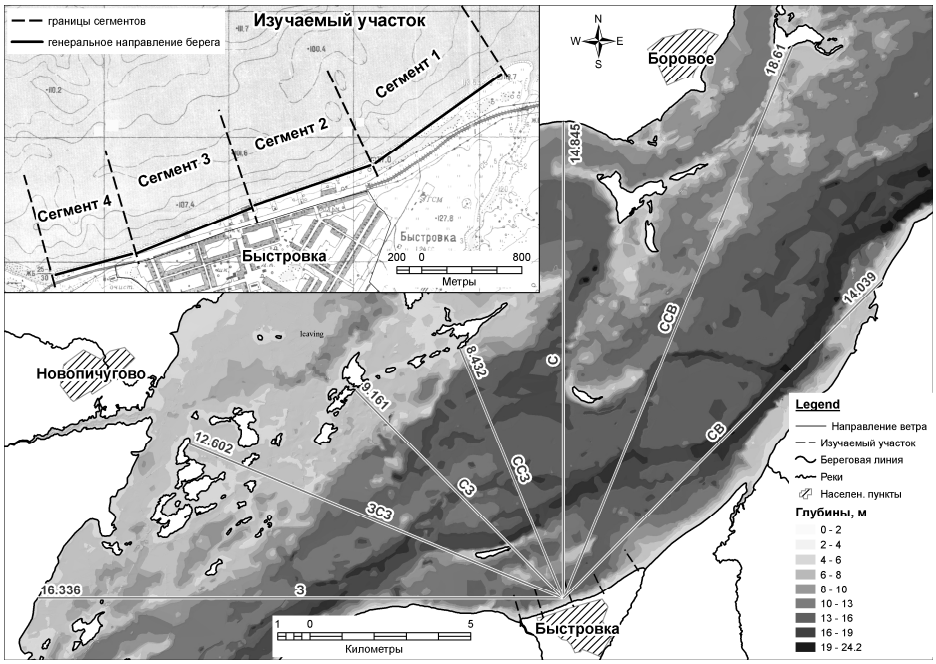


Рисунок 1 – Исследуемый участок и действующие на него активные румбы ветра

Для расчета расхода вдольберегового потока наносов нами была использована формула CERC [3, 5]:

$$Q = \frac{K}{16(\rho_s/\rho - 1)(1-p)(1.416)^{5/2}} \cdot (H_s{}^2 C_g)_b \cdot \sin 2\theta_b, \text{ м}^3/\text{с}, \qquad (2)$$

где ρ_s, – плотность наносов (кг/м^3), для кварцевых песков – 2650 кг/м^3; ρ – плотность воды (кг/м^3), для пресной воды – 1000 кг/м^3; p – коэффициент пористости (для песчаного грунта – 0.4); H – высота волны, м; C_g – групповая скорость волны, м/с; θ – угол подхода волны.

Представим все действующие на данный участок берега волновые нагрузки в течение заданного отрезка времени (года, а для замерзающих акваторий – периода открытой воды) как набор «штормов». Каждый шторм имеет некоторую продолжительность P (час) и характеризуется заданными параметрами волнения.

Для определения продолжительности волновых нагрузок использованы данные о средней повторяемости ветра (в %) по градациям скорости и направлениям за безледоставный период (1 мая – 25 октября) с метеостанций Обская (приплотинная часть водохранилища) и Ордыское (средняя часть водохранилища) за 1959–1986 и 1990–2010 гг. (таблицы 1–4). Обе метеостанции расположены на левом берегу Новосибирского водохранилища на равноудаленном расстоянии (≈ 45 км) от исследуемого участка.

Таблица 1

Повторяемость ветра (в %) безледоставного периода по градациям скорости для активных румбов. ГМС Обская (1959–1986 гг.)

Градации скорости, м/с	Румбы						
	С	ССВ	СВ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
0–1	1,286	1,324	1,171	1,162	1,977	1,237	0,827
2–3	2,494	2,817	2,945	2,746	1,179	2,126	0,554
4–5	1,063	1,477	1,853	1,741	0,616	1,121	0,117
6–7	0,232	0,356	0,637	0,637	0,310	0,327	0,071
8–9	0,099	0,132	0,211	0,434	0,136	0,165	0,004
10–11	0,021	0,021	0,099	0,070	0,041	0,041	0,008
12–13	0,008	0,004	0,004	0,070	–	0,012	–
14–15	0,008	0,012	0,012	0,025	0,017	0,017	–
16–17	0,004	–	–	–	–	–	–
18–20	–	–	–	0,008	0,004	–	–
Σ	**5,215**	**6,143**	**7,472**	**6,893**	**4,280**	**5,046**	**1,581**

Таблица 2

Повторяемость ветра (в %) безледоставного периода по градациям скорости для активных румбов. ГМС Ордынское (1959–1986 гг.)

Градации скорости, м/с	Румбы						
	С	ССВ	СВ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
0–1	0,854	0,680	0,889	1,259	1,111	1,033	0,889
2–3	1,837	1,798	2,298	2,646	1,598	1,672	1,415
4–5	0,994	1,115	1,650	1,968	0,928	0,972	0,937
6–7	0,276	0,420	0,546	0,937	0,928	0,420	0,272
8–9	0,059	0,024	0,115	0,272	0,119	0,111	0,059
10–11	0,006	0,006	0,024	0,072	0,028	0,037	0,006
12–13	0,006	–	–	0,080	0,015	0,019	0,006
14–15	0,006	–	–	0,015	0,006	0,015	–
16–17	–	–	0,006	0,011	–	–	–
Σ	**4,038**	**3,943**	**5,528**	**7,359**	**4,733**	**4,612**	**3,620**

Проанализируем таблицы 1–4: из них видно, что в 1990–2010 годы произошло значительное снижение максимальных скоростей ветра по обеим метеостанциям, однако такая тенденция наблюдается и на Урале [4]. Изменилось и направление максимальных ветров. Так если по метеостанции Обская в 1959–1986 гг. максимальная скорость ветра достигала 20 м/с по З и ЗСЗ румбам, то в 1990–2010 гг. максимальная скорость ветра снизилась до 13 м/с и наблюдалась уже по ЗСЗ и СЗ румбам. На метеостанции Ордыское в 1959-1986 гг. скорость ветра достигала 17 м/с по СВ и З румбам, а в 1990–2010 гг. максимальная скорость ветра достигала только 9 м/с и только по западному румбу.

Таблица 3

Повторяемость ветра (в %) безледоставного периода по градациям скорости для активных румбов. ГМС Обская (1990–2010 гг.)

Градации скорости, м/с	Румбы						
	С	ССВ	СВ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
0–1	2,969	2,291	2,372	2,327	0,836	0,712	0,847
2–3	2,134	2,333	3,566	3,451	0,726	0,522	0,639
4–5	0,232	0,371	0,448	0,863	0,109	0,061	0,095
6–7	0,031	0,050	0,039	0,210	0,020	0,017	0,014
8–9	0,006	0,008	0,006	0,034	0,006	0,006	0,003
10–11	0,006	0,003	–	0,003	0,003	0,006	0,006
12–13	–	–	–	–	0,003	0,003	–
Σ	**5,378**	**5,056**	**6,431**	**6,888**	**1,703**	**1,327**	**1,604**

Таблица 4

Повторяемость ветра (в %) безледоставного периода по градациям скорости для активных румбов. ГМС Ордынское (1990–2010 гг.)

Градации скорости, м/с	Румбы						
	С	ССВ	СВ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
0–1	1,085	1,386	1,395	1,918	1,775	1,848	1,509
2–3	2,322	2,721	2,772	3,287	1,880	1,715	1,709
4–5	0,504	0,709	0,858	1,272	0,576	0,439	0,325
6–7	0,019	0,035	0,031	0,196	0,060	0,025	0,022
8–9	–	–	–	0,019	–	–	–
Σ	**3,930**	**4,851**	**5,056**	**6,692**	**4,291**	**4,027**	**3,565**

Также наблюдаются различия и между метеостанциями, так по ГМС Обская большая доля приходится на ветра С, ССВ и СВ румбов (18,83 % в 1959–1986 гг. и 16,865 % в 1990–2010 гг.), а по ГМС Ордыское большая доля приходится на румбы З, ЗСЗ, СЗ, ССЗ (20,324 % в 1959–1986 гг. и 18,572 % в 1990–2010 гг.).

Для получения продолжительности волнения в часах, данные по повторяемости ветра в % пересчитывались с учетом средней длительности периода открытой воды для данного района водохранилища – 177 суток [1]:

продолжительность (час) = *повторяемость* (%)*177*24

По формуле (1, 2) и данным таблиц 1 и 4 для каждого сегмента были рассчитаны годовые емкости потока наносов ($м^3$/год) по направлениям (слева – направо и справа – налево) и их результирующее значение для крупности материала 0,25 мм. Результаты представлены в таблице 5 и на рисунке 3.

Из таблицы 5 и рисунка 3 видно, что по данным с ГМС Обская поток направлен справа – налево, а по данным с ГМС Ордынское слева – направо, емкость потока также неоднородна. Возникает закономерный вопрос «В чем причина, и какие данные более достоверны?».

Таблица 5

Емкость годового потока наносов (м^3/год) по сегментам при крупности материала d_{50} = 0,25 мм по различным метеоданным

Метеостанция / годы	Сегмент 4			Сегмент 3			Сегмент 2			Сегмент 1		
	Q+	Q-	QΣ	Q+	Q-	QΣ	Q+	Q-	QΣ	Q+	Q-	QΣ
Обская / 1959–1986	3500	-4812	**-1312**	4129	-4664	**-535**	3935	-4736	**-801**	4977	-3539	**1438**
Ордыское / 1959–1986	4220	-3318	**902**	4758	-3260	**1498**	4598	-3297	**1301**	5558	-2890	**2668**
Обская / 1990–2010	522	-782	**-260**	637	-785	**-148**	602	-787	**-185**	858	-691	**167**
Ордыское / 1990–2010	839	-525	**314**	946	-519	**427**	915	-523	**392**	1117	-497	**620**

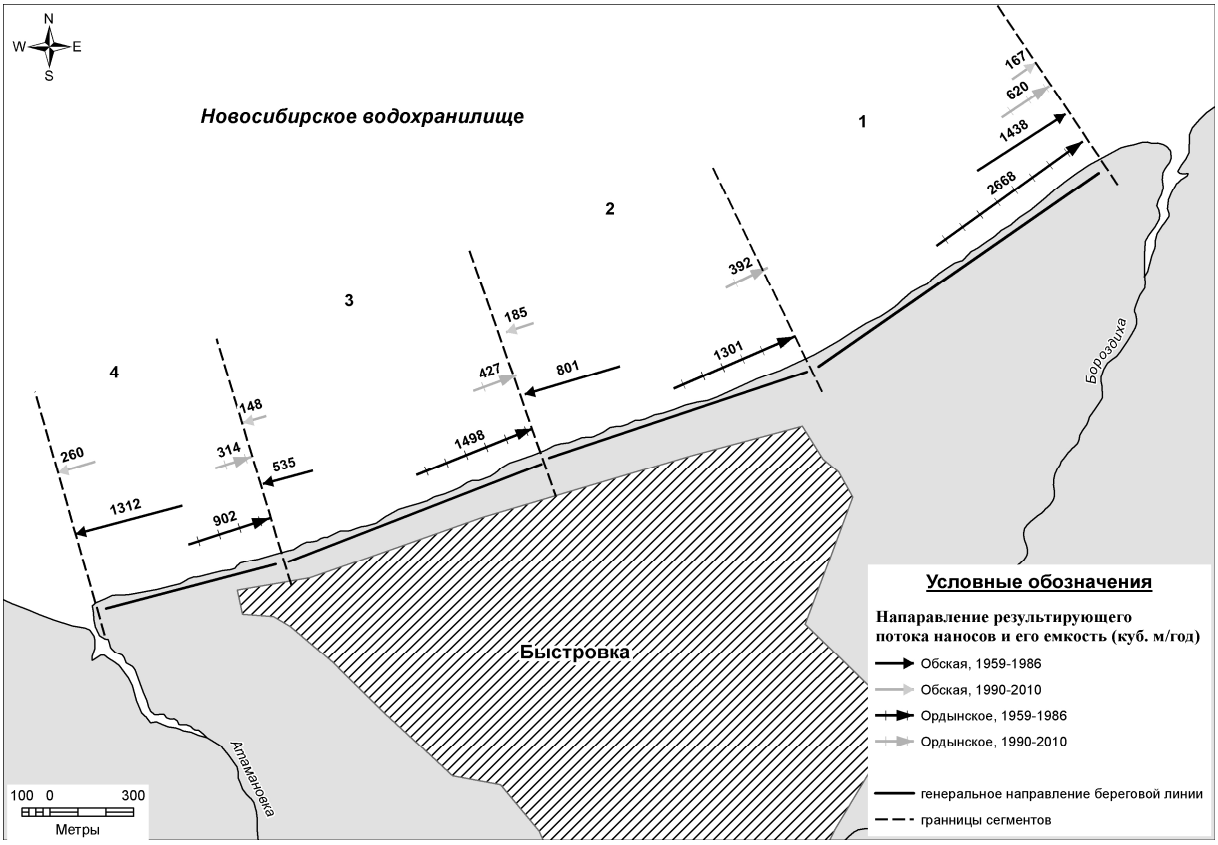


Рисунок 2 – Направление и емкость результирующего вдольберегового потока наносов по каждому сегменту участка на основе данных ГМС Ордынское и ГМС Обская

Исходя из выше сказанного, разная направленность вдольберегового потока наносов объясняется разной долей западных и северных ветров по данным с ГМС Обская и ГМС Ордынское. Значительное уменьшение ёмкости потока по данным за 1990–2010 гг. объясняется существенным снижением скорости ветра.

Чтобы более точно определить какие из данных более верны, рассчитаем интенсивность процессов размыва и аккумуляции, которые можно оценить по величине удельного (на единицу длины береговой линии) дефицита / профицита вдольберегового потока наносов (dq):

$$dq = (Q_{вх} - Q_{вых})/L, \quad (3)$$

где d_q – удельный дефицит (–) или профицит (+) потока наносов, м^3/(год·м); L – длина участка, м; $Q_{вх}$ – емкость результирующего потока наносов на входе в Сегмент, м^3/год; $Q_{вых}$ – емкость результирующего потока наносов на выходе с участка, м^3/год.

Значения удельного дефицита / профицита вдольберегового потока наносов по участкам, рассчитанные для крупности 0,25 мм приведены в таблице 6. Поскольку результаты расчета вдольберегового потока по метеоданным 1959–1986 гг. и 1990–2010 гг. отличаются только ёмкостью, а направление потока идентично, то дальше будем использовать расчеты по данным 1959–1986 гг.

Таблица 6

Удельный дефицит / профицит (*dq*) вдольберегового потока наносов по участкам для крупности материала 0,25 мм по данным с ГМС Обская и ГМС Ордынская за 1959–1986 гг.

Сегмент	***L*, м**	**$Q_{вх}$, м^3/год**	**$Q_{вых}$, м^3/год**	**$dq = (Q_{вх} - Q_{вых})/L$, м^3/(год·м)**
ГМС Обская				
4	621	535	1312	**-1,25**
3	1046	801	535	**+0,25**
2	967	0	801	**-0,83**
1	1306	0	1438	**-1,10**
ГМС Ордынское				
4	621	0	902	**-1,45**
3	1046	902	1498	**-0,57**
2	967	1498	1301	**+0,20**
1	1306	1301	2668	**-1,05**

Исходя из табицы 6, на участках 4 и 1 по расчетам с обеих метеостанций максимальные значения удельного дефицита наносов. По участкам 2 и 3 получились противоречивые результаты: если при расчетах по данным с ГМС Обская на участке 3 происходит разгрузка потока, т.е. аккумуляция, а на участке 2 наблюдается дефицит потока, т.е. размыв; то при расчетах по данным с ГМС Ордынское, наоборот – на участке 3 идет размыв, а на участке 2 аккумуляция.

При сопоставлении разновременного картографического материала и данных дистанционного зондирования, можно предположить, что наиболее достоверны расчеты потока наносов по данным с ГМС Обская.

С 1960 по 1991 гг. на участке 3 береговая линия отступила в среднем на 100 м, а на участке 2 – на 60 м. Однако с 1991 по 2008 гг. на участке 3 отступание береговой линии прекратилось, а на участке 2 продолжается размыв. Это подтверждает и визуальное обследование изучаемого сегмента в 2010 г. на участке 3 берег стабилизировался и перед абразионным

уступом начала образовываться песчаная отмель, а на участке 2 все еще идут абразионные процессы.

Из всего выше сказанного можно сделать вывод, что при расчетах волнения и вдольберегового потока наносов, нужно весьма ответственно подходить к используемым метеорологическим данным. Если имеются долговременные наблюдения за отступанием береговой линии, то можно сопоставить результаты расчетов с реальной обстановкой и выяснить какие же данные расчетов более верны, что мы и сделали. Однако если такой возможности нет, то необходимо проводить непосредственные измерения (ветра и/или волнения) на исследуемом участке.

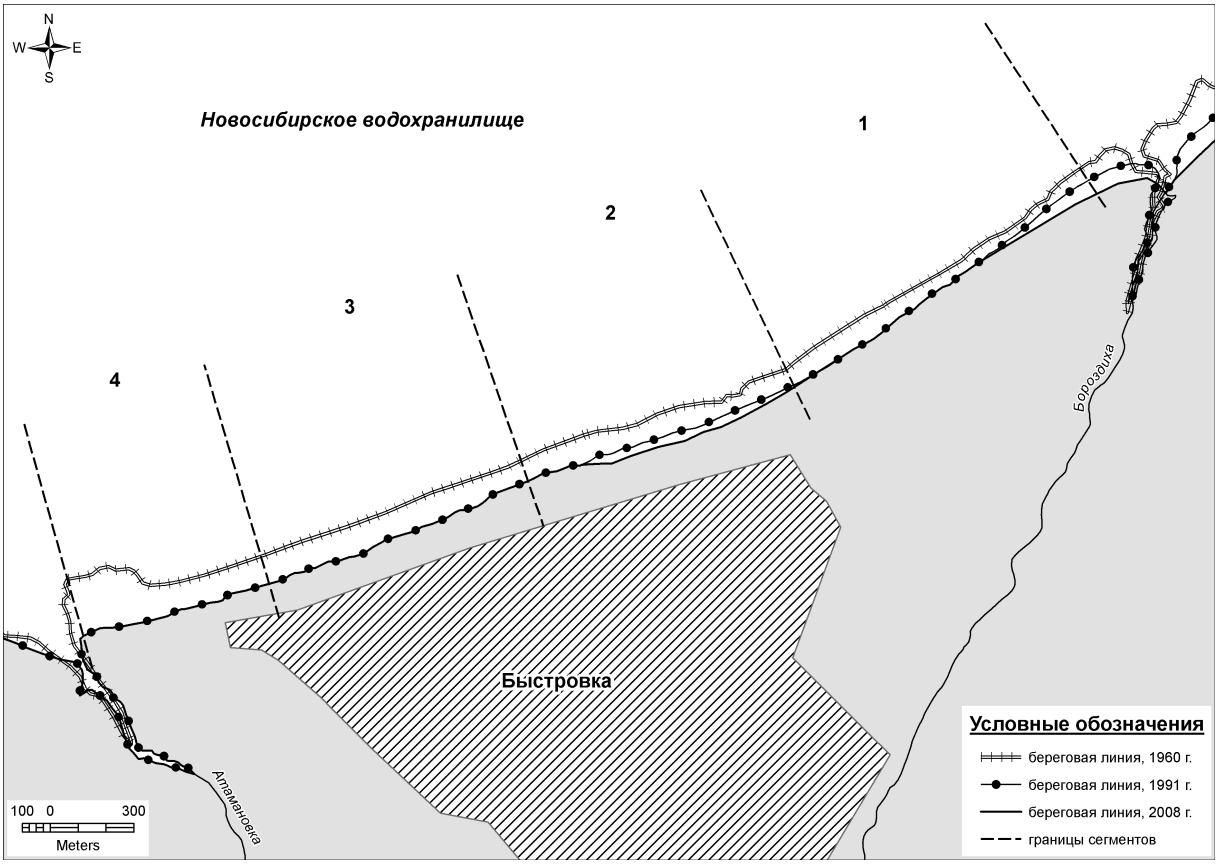


Рисунок 3 – Положение береговой линий при НПУ = 113,5 м БС в разные годы

Работа выполнена в рамках Федеральной Целевой программы «Разработка технологии создания автоматизированной системы мониторинга береговых зон морей и внутренних водоемов Российской Федерации», Государственный контракт № 16.515.11.5075 от 18 октября 2011 г. и проекта РФФИ No 11-05-00615-а.

Список литературы

1. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР: Новосибирское водохранилище и озера Средней Оби. Л. : Гидрометеоиздат, 1979. 155 с.

2. Крылов Ю.М., Стрекалов С.С., Цыплухин В.Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения. Л. : Гидрометеоиздат, 1976. 256 с.

3. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М. : Геос, 2001. 272 с.

4. Тетерин А.Ф. Изменение основных характеристик климата на Среднем и Южном Урале. // Геосисиетмы: факторы развития, рациональное природопользование, методы управления: сборник научных статей по материалам II научно-практической конференции, посвященной 15-летию со дня основания филиала РГГМУ в г. Туапсе, 4–8 октября 2011 года. Краснодар : Издательский Дом – Юг, 2011. С. 379–380.

5. Coastal Engineering Manual. US Army Corp. of Engineers, 2000.

THE INFLUENCE OF METEOROLOGICAL DATA ON CALCULATION OF LONGSHORE SEDIMENT TRANSPORT

Fedorova E., Marusin K.

Institute for Water and Environmental Problems of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IWEP SB RAS), Barnaul,
fedorova@iwep.asu.ru; kat@iwep.asu.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

This paper presents the outcomes of longshore sediment transport calculation based on various meteorological data. The use of meteorological data from different (equidistant from the study site) meteorological stations brings to completely opposite results.

ИССЛЕДОВАНИЯ ТРАНСФОРМАЦИИ ВЕТРОВЫХ ВОЛН НА ПОДВОДНЫХ ПРОНИЦАЕМЫХ БЕРМАХ БЕРЕГОЗАЩИТНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Хомицкий В.В., Ткаченко В.А., Терещенко Л.Н., Воскобойник В.А.

Институт Гидромеханики Национальна Академия Наук Украины, г. Киев,
homicky@ukr.net; lida_tereschenko@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Рассматривается задача трансформации волн над подводной проницаемой прислоненной бермой, служащей основанием искусственных гравийно-галечных или песчаных пляжей, которые соединяют откосом поверхность бермы с берегоукрепительными сооружениями вертикального или откосного профилей. Последние применяются как конструктивные элементы напорных откосов искусственных территорий береговой зоны морей и водохранилищ.

На основании потенциальной теории несжимаемой невязкой жидкости конечной глубины разработана экспериментально-математическая методика исследования трансформации неразрушеных и разрушающихся ветровых волн при их прохождении над берегоукрепительными сооружениями сложного профиля. Для решения задач в области переменной глубины применяется численный метод сплайн-коллокации в форме разложения по базису нормализованных кубических В-сплайнов.

Выполнено крупномасштабное физическое моделирование влияния берм на формирование набегающих на сооружение волн в широком диапазоне изменений волновых и граничных условий. Исследования выполнялись для случая фронтального подхода волн. Ширина бермы в опытах изменялась от 0,4…1,5 длины набегающей волны. Глубина воды над бермой в натурных величинах изменялась от 2…4 м.

Результаты исследований показывают, что: а) при наличии бермы трансформация волн сопровождается их разрушением на оконечности бермы, частичным отражением волн от неровностей рельефа и подводного банкета бермы, а также поднятием положения среднего волнового уровня на берме и, как следствие, увеличение высоты набегающей волны; б) высотная отметка среднего динамического уровня зависит от глубины воды над бермой и увеличивается с уменьшением последней. Повышение отметки динамического уровня в среднем равно 0,1…0,15 глубины разрушения действующей волны; в) из-за неучета действующими нормативными документами эффекта отражения набегающей волны от подводного банкета бермы высоты последней, вычисленные согласно нормам, в среднем на 10…32 % больше, чем определенные численно; г) учет волнового нагона на берме в модели увеличивает соответствие численных расчетов данным нормативных документов. При этом рост волны на берме в среднем со-

ставляет 0,05…0,1 от высоты волны, зафиксированной при набегании на оконечность бермы; д) распространение на берме волны при наличии нагона происходит в виде одиночной волны, а не гармонического колебания, как при неучете нагона, причем характерные зоны разрушения волн прослеживаются на оконечности бермы и в зоне сопряжения бермы с откосом искусственного пляжа, что позволяет правильно оценить расчетное значение и обеспеченность высоты волны, на действие которой необходимо рассчитать параметры искусственного пляжа.

Получены эмпирические соотношения для расчета коэффициента трансформации, разрушающейся на берме высоты волны в зависимости от глубины затопления бермы и ее ширины, а также для определения подъема среднего уровня взволнованной поверхности моря над статическим уровнем в зависимости от относительной глубины над бермой.

RESEARCHES OF TRANSFORMATION OF WIND WAVES ON SUBMARINE PERMEABLE BERMAKH OF BEREGOZASCHITNYKH BUILDINGS

Khomickiy V.V., Tkachenko V.A., Tereshchenko L.N., Voskoboynik V.A.

Institute of Hydromechanics Academy of Sciences of Ukraine is National, Kiev,
homicky@ukr.net; lida_tereschenko@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The task of transformation of waves is examined above submarine permeable leaned бермой, to the office worker by foundation of artificial гравийно-галечных or sandy beachs which connect a slope the surface of бермы with берегоукрепительными buildings of vertical or slope types. The last are used as structural elements of pressure slopes of artificial territories of waterside area of Maureies and storage pools.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПРОФИЛЯ ПЛЯЖА НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА[1]

Хомчановский А.Л., Федорова Е.А., Марусин К.В., Хабидов. А.Ш.

Институт водных и экологических проблем СО РАН,
656038, Россия, Барнаул, ул. Молодёжная 1,
khomchanovsky@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Для решения задач прогнозирования береговых процессов волновой природы и выработки проектных решений по защите берегов водоемов существует множество математических моделей, которые реализованы с помощью разных программных продуктов. Как правило, эти программы включают в себя разнообразные функциональные категории. Одной из таких категорий является моделирование переформирования поперечного профиля берега ветровым волнением. Для целей прогнозирования изменения профиля подводного берегового склона были выбраны программные продукты CROSS-P и SBEACH.

1. CROSS-P – «Динамика профиля» – программа для моделирования переработки профиля берега, сложенного рыхлым несвязным материалом, ветровыми волнами, базируется на математической модели профиля, разработанной И.О. Леонтьевым [1,2].

Входными параметрами для программы являются: исходный профиль дна, свойства наносов (плотность, пористость и средний размер частиц), параметры волн на входе (высота, период, угол подхода к берегу), продолжительность действия волнения.

На каждом временном шаге вначале вычисляются распределения высот волн по протяжению профиля, затем рассчитываются скорости эрозии и расходы наносов и, наконец, определяются деформации дна и новый профиль глубин. Процедура повторяется до тех пор, пока текущее время не сравняется с заданной продолжительностью волнения.

Шаг по времени имеет порядок десятков периодов волн. Шаг по пространству для приемлемого разрешения рельефа в районе абразионного клифа не должен превышать нескольких метров.

2. SBEACH (Storm-induced BEAch CHange Model) – программа, которая позволяет моделировать изменения пляжа и подводного берегового склона в поперечном направлении. SBEACH представляет собой модель, основанную на эмпирических зависимостях и разработанную для песчаных пляжей с равномерным размером зерен в диапазоне от 0,20 до 0,42 мм.

[1] Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 11-05-00615-а и 11-05-10046-к) и федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 годы» (проект 16.515.11.5075), заказчик – Министерство образования и науки Российской Федерации.

В качестве основных исходных данных используются: таблица координат исходного профиля берега, крупность материала, высота и период расчетной волны, а также время действия волн на побережье, которое задается количеством временных шагов и значением шага по времени в минутах. Результатом моделирования является таблица координат профиля после штормового воздействия.

Важной особенностью вышеописанных программ является то, что для моделирования можно задать любую штормовую ситуацию с разной продолжительностью. Следовательно, мы можем не только оценить, но и сравнить рельеф полученных профилей в любой момент времени. Имея такую, возможность было бы интересно посмотреть, что случиться с одним и тем же пляжем в результате действия на него одинаковых штормовых нагрузок, но при использовании разных программ CROSS-P и SBEACH.

Для эксперимента был выбран искусственный пляж, где располагается один из профилей наблюдательной сети мониторинга берегов Новосибирского водохранилища. Пляж сложен песком средней крупности с медианным размером частиц d_{50} = 0,32. В качестве параметров расчетной волны, использовались данные, полученные в прошлых работах при расчете профиля относительного динамического равновесия [6]. В качестве расчетной методики использовались рекомендации из свода правил «Проектирование морских берегозащитных сооружений» [4]. Параметры волн вне береговой зоны вычислялись по эмпирическим зависимостям, полученным Ю.М. Крыловым с соавторами [3, 4]. Таким образом, были получены средние высота и период волн, которые составили 1,22 м и 4,28 с. соответственно. Продолжительность шторма, используемая нами, составила 4 и 24 часа (см. рис. 1, 2).

На первом рисунке мы можем видеть совсем незначительные изменения (рис. 1). Однако уже здесь можно заметить, что график, построенный по результатам моделирования, выполненного в программе CROSS-P, меньше отличается от исходного профиля в отличие от графика, рассчитанного в SBEACH. На профиле CROSS-P размыв наблюдается в приурезовой зоне, в результате чего там образуется небольшая вогнутость. На глубине 1,5–3 м происходит аккумуляция материала. На профиле SBEACH мы видим практически противоположенную картину: в непосредственной близости от уреза образуется подводный вал, за ним, на глубине 1,5–3 м наблюдается размыв (как раз в той части, где по расчетам CROSS-P идет накопление материала). На втором рисунке профиль SBEACH выравнивается, а подводный вал сдвигается в сторону моря на большую глубину (рис. 2). На графике CROSS-P появляется вал в непосредственной близости от уреза, далее на подводном береговом склоне продолжается аккумуляция. Также наблюдается необычайно крутой склон у уреза, с перепадом высоты более полутора метров, который в реальных условиях вряд ли возможен и тем самым вызывает большие сомнения. Помимо расчета всего профиля, также существуют интегральные критерии, которые нацелены на

Рисунок 1 – Моделирование деформации профиля для 4-часового шторма

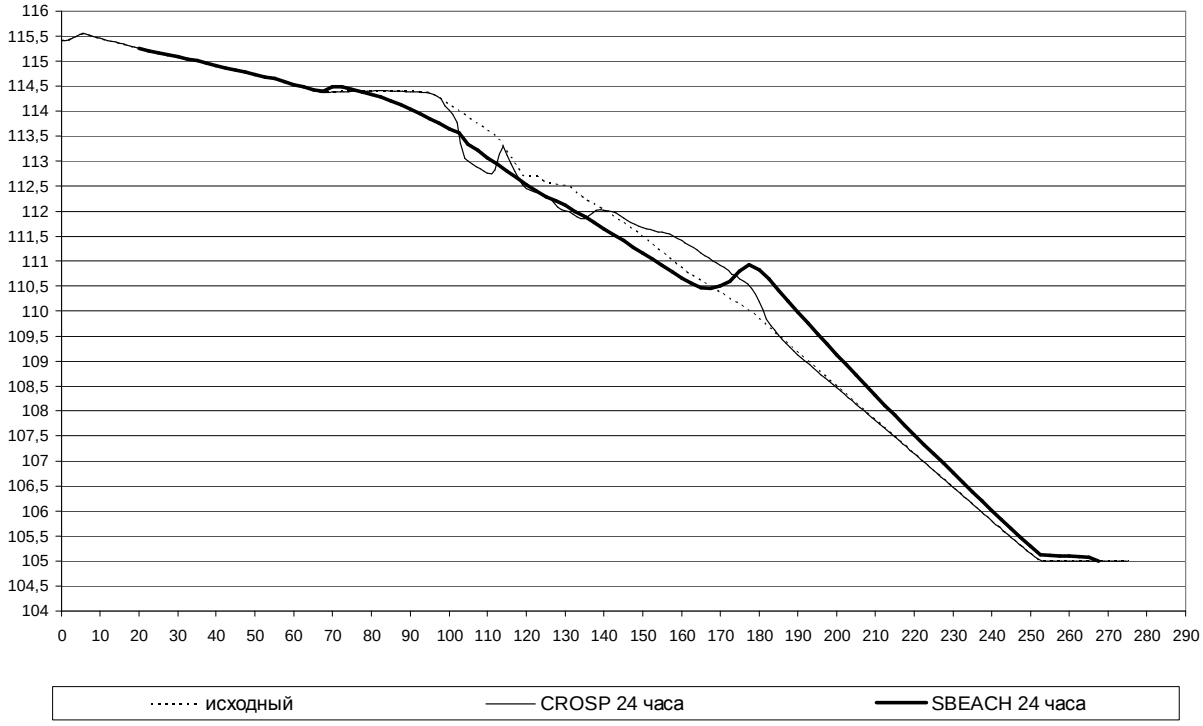


Рисунок 2 – Моделирование деформации профиля для 24-часового шторма

определение типа профиля в целом – эрозионный или аккумулятивный [7, 8]. По всем критериям профиль оказался эрозионным, что в принципе подтверждается математическим моделированием. Однако, вопреки подобным расчетам, изучаемый пляж на протяжении многих лет остается стабиль-

ным. С образования этого пляжа в 1960 году, он подвергался реконструкции (подпитке) только один раз в 1980 году [6]. Таким образом, локальный размыв в приурезевой зоне можно объяснить не эрозионным характером профиля в целом, а перераспределением наносов по подводному береговому склону. На графике SBEACH мы видим аккумуляцию на пляже и в зоне обрушения волн и небольшой размыв в приурезовой части (что может объясняться заданной экстремальной штормовой нагрузкой). Теоретический профиль, рассчитанный в программе CROSS-P, показывает немного иную ситуацию. Здесь наблюдается необычайно крутой склон у уреза, с перепадом высоты более полутора метров, который в реальных условиях вряд ли возможен и тем самым вызывает большие сомнения. И все же общий уклон графиков, что в SBEACH, что в CROSS-P достаточно неплохо коррелирует с исходным профилем, что может говорить о равновесии профиля по отношению к доминирующим динамическим режимам, присущим данному побережью.

Подведя итоги вышесказанному можно сделать следующие выводы. При моделировании переработки профиля берега тип профиля был определен, как эрозионный, хотя за все время своего существования он был достаточно стабилен. Вероятно, это объясняться чрезвычайно большой заданной волновой нагрузкой, наличием всего одной штормовой ситуацией, а также эмпирической основой программ (в частности SBEACH, которая апробировалась на морском побережье, что может также играть существенную роль). В эксперименте участвовали математические модели, представленные двумя программами – CROSS-P и SBEACH, которые в целом показали схожую тенденцию динамики профиля, однако, нашлись и существенные отличия. Хотя математическое моделирование является одним из наиболее действенных инструментов для изучения динамических процессов, протекающих в береговой зоне морей, крупных озер и водохранилищ, следует помнить что, основное количество моделей рассчитано на морские побережья. Пусть и принципиальной разницы в процессах развития берегов морей и водохранилищ нет [5], все же для использования той или иной модели необходима калибровка эмпирических параметров, что обеспечит нам наибольшую достоверность производимых расчетов и даст возможность наиболее точно прогнозировать эволюцию профиля.

Список литературы

1. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М. : ГЕОС, 2001. 272 с.

2. Леонтьев, И.О. Моделирование динамики береговой зоны. Обзор современных исследований / И.О. Леонтьев, А.Ш. Хабидов; отв. ред. Л.А. Жиндарев ; Рос. Акад. Наук, Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова [и др.]. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2009. 90 с.

3. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). СНиП 2.06.04-82*. М. : Госстрой СССР, 1989.

4. Свод правил «Проектирование морских берегозащитных сооружений». СП 32-103-97. ЦНИИС. 1998.

5. Хабидов А.Ш. Сравнительный анализ морфологии и динамики береговой зоны внутренних морей и водохранилищ : дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.04. М., 1985. 146 с.

6. Хомчановский А.Л., Федорова Е.А., Марусин К.В., Хабидов А.Ш. Расчет профиля динамического для пляжа Новосибирского водохранилища // Геосистемы: факторы развития, рациональное природопользование, методы управления: сборник научных статей по материалам II Международной научно-практической конференции посвященной 15-летию со дня основания филиала РГГМУ в г.Туапсе, 4–8 октября 2011 года / Рос. фонд фундамент. исслед., Рабочая группа «Морские берега» Совета РАН по проблемам Мирового океана, Фил. Рос. гос. гидрометеорол. ун-та в г.Туапсе Краснодар. края. Краснодар : Издательский Дом – Юг, 2011. 416 с.

7. Dalrymple R.A. Prediction of storm/normal beach profiles // J. of Waterw., Port, Coastal and Ocean Eng. 1992. V. 118. P. 193–200.

8. Larson M., Kraus N.C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89-9. 1989. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center.

SIMULATION OF BEACH PROFILE CHANGES IN NOVOSIBIRSK RESERVOIR[1]

Khomchanovsky A., Fedorova E., Marusin K., Khabidov A.

Institute for Water and Environmental Problems, SB RAS,
1, Molodezhnaya St., 656038, Barnaul, Russia,
khomchanovsky@yandex.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The main aim of this work was the simulation of the change in a profile of the coastal network monitoring of the Novosibirsk Reservoir based on SBEACH and CROSS-P programs as well as the comparison of the obtained results. It was found out that a single extreme storm brings to an eroded profile that is confirmed by both programs, though significant differences in relief occur here. By and large, both models show similar trends in the profile dynamics; nevertheless, to ensure a reliable prediction, basic empirical parameters should be calibrated.

[1] The work was supported by RFBR (projects 11-05-00615-a and 11-05-10046-к) and federal target program “Research and development on priority directions of scientific-technological complex of Russia in 2007–2013” (project 16.515.11.5075).

ФОРМИРОВАНИЕ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ТУАПСЕ

Чанцев В.Ю., Даньшина А.В.

Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург,

val@rshu.ru; ann@rshu.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Многочисленные исследования динамики вод в прибрежных зонах моря отмечают, что вдольбереговые струйные течения чаще формируются в условиях узкого шельфа и резкого уклона дна. Существование устойчивого струйного течения играет роль запирающего механизма для выноса в открытое море скапливающихся в прибрежной зоне взвешенных веществ и самоочищения водной экосистемы. Возникновение вихревых структур с прибрежной стороны струйного течения может приводить к вентиляции прибрежных вод через ось струйного течения. Из-за особенностей донной и береговой топографии масштабы таких вихревых структур могут уменьшаться до такой степени, что они не способны будут осуществлять очистку прибрежных вод вплоть до береговой линии.

Характерной зоной формирования подобных динамических структур является прибрежная зона Кавказа в Черном море. Геологические особенности кавказского побережья приводят к тому, что в восточной части Черного моря, практически всегда, существует прибрежное струйное течение, называемое Основным черноморским течением (ОЧТ), имеющим сезонную изменчивость интенсивности и удаленности от берега. Как показывают исследования Южного отделения института океанологии РАН и НИЦ космической гидрометеорологии «Планета», образующиеся на периферии ОЧТ прибрежные антициклонические вихри (ПАВ) являются характерной чертой динамики прибрежной зоны всего российского сектора Черного моря.

Выполненные исследования показывают, что в районах выхода струй ОЧТ на шельф могут образоваться как антициклонические, так и циклонические вихревые образования с пространственной протяженностью от 20 до 40 км в поперечнике. Анализ спутниковых изображений показал, что ПАВ в районе Адлера в отдельные периоды года создают условия вентиляции прибрежных вод через фронтальную зону в открытое море. Также установлено, что в отдельные периоды в прибрежной зоне Черного моря появляется множество мелких вихрей с размерами менее 10 км и временем жизни от нескольких часов до нескольких суток. Они образуются в зоне сдвигов скорости на периферии более крупных вихрей в мелководных районах со сложной донной топографией при резкой перемене ветрового воздействия и после кратковременного усиления речного стока. Существование мелкомасштаб-

ных вихревых структур мелководья препятствует формированию условий водообмена и вентиляции прибрежных вод. Исследования, выполненные РГГМУ в летние месяцы 2006 и 2007 годов, показали наличие вихревых образований синоптического масштаба времени и пространственного масштаба менее 10 км и их влияние на перераспределение абиотических параметров водной экосистемы в прибрежной зоне.

Поскольку природа формирования этих мелкомасштабных вихрей до сих пор изучена не полностью, а их суммарный вклад в перенос загрязняющих веществ и очищение вод соизмерим с вкладом, вносимым ОЧТ и крупными ПАВ, то существует необходимость более глубокого и детального изучения условий формирования и экологической роли таких динамических структур в прибрежной мелководной зоне моря.

Проводимое исследование направлено на раскрытие и теоретическое описание механизмов образования мелкомасштабных вихревых структур в прибрежном районе моря со сложной донной топографией, как результата динамических воздействий различной природы, продолжительности и интенсивности, а также выявление роли этих вихрей в распределении абиотических параметров прибрежной экосистемы.

В результате выполненного анализа получены следующие результаты:

– определены пространственная протяженность и время жизни вихревых прибрежных образований в прибрежных водах Туапсе;

– изучена внутренняя структура динамических неоднородностей, формируемая при разных погодных условиях и интенсивности ОЧТ;

– на основе математических методов анализа проведено описание связей мелкомасштабных вихревых структур мелководной зоны с динамическими процессами в приводном слое атмосферы, а также с динамической устойчивостью вод.

На основе теоретического описания механизмов и режимов существования мелкомасштабных вихревых структур в мелководной прибрежной зоне предполагается выявить статистические взаимосвязи между динамическими и абиотическими параметрами прибрежной экосистемы с целью планирования рекреационных мероприятий и снижения рисков экологически катастрофических последствий.

Теоретические выводы позволят изучать направленность и периодичность процессов самоочищения прибрежной экосистемы. Полученные результаты предполагаемого исследования могут быть использованы для анализа устойчивости морских прибрежных экосистем и позволят разработать новые подходы прогноза будущего состояния прибрежной экосистемы после проведения рекреационных мероприятий.

FORMATION OF SUB-MESOSCALE VORTICES AND THEIR ENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE IN THE TUAPSE COASTAL ZONE

Chantsev V., Danshina A.

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

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The conditions of formation of submezoscale vortices and their relationship with parameters of the thermodynamic stability of the coastal waters of Tuapse are examined. The length of the inhomogeneities in the dynamic structure of the coastal waters, the duration of the vortex structures existence and their influence on water exchange with the open sea are analyzed.

Современное состояние и возможные направления сукцессии геосистемы береговой полосы территории строительства многофункционального комплекса «Лахта центр»

Чусов А.Н.[1], Шилин М.Б.[2], Гуляк Ю.В.[3], Оболонская Т.М.[3], Рябчук Д.В.[4], Сычев В.И.[5]

[1]Санкт-Петербургский государственный политехнический университет,
[2]Центральная Дреджинговая Ассоциация (ЦЕДА),
[3]ЗАО Общественно-деловой Центр «Охта»,
[4]Всероссийский Геологический институт ВСЕГЕИ,
[5]Российский государственный гидрометеорологический университет

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Проведено комплексное обследование состояния береговой полосы вдоль южной границы земельного участка территории строительства многофункционального комплекса «Лахта центр» с целью определения устойчивости береговой линии.

Земельный участок площадки строительства многофункционального комплекса «Лахта центр» МК ЛЦ (площадью 13,9401 га) расположен в водоохраной зоне и прибрежно-защитной полосе Невской губы Финского залива. Весь участок находится в пределах искусственно сформированной территории. На рассматриваемой территории в 1970-е годы был спроектирован и организован склад песка, который в настоящее время занимает основную площадь участка, а также были построены эстакады, несколько складских и производственных корпусов. Береговая полоса, являющаяся южной границей участка, имеет искусственное (антропогенное) происхождение и укреплена каменными валунами, в основании которых уложены бетонные блоки.

Особенностью береговой зоны северного берега Невской губы, в том числе – рассмотренного участка, является чрезвычайно высокое разнообразие природных условий и действующих факторов, обусловленное сложностью геоэкологического каркаса. Скорость протекания и направление абиотических процессов (гидрологических, геологических и гидрохимических) на различных участках побережья значительно изменились после введения в строй в августе 2011 г. и начала функционирования Комплекса Защитных Сооружений Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС). В настоящее время северный берег Невской губы характеризуется высокой степенью мозаичности природных условий. Анализ геоэкологической ситуации позволяет выделить следующие участки побережья, различающиеся по характеру протекающих процессов.

1. Берег от КЗС до мыса Лисий Нос – техногенный, низкий. В прибрежной акватории происходит интенсивное развитие водной растительности. Состояние данного участка берега достаточно стабильно и не требует берегозащитных мероприятий.

2. Берег от м. Лисий Нос до пос. Дубки – абразионный валунный (моренный), в западной части – с зарастанием подводного берегового склона водной растительностью, характеризующийся преобладанием процессов размыва в осенне-зимний период и аккумуляции илистого материала – летом. В ходе осенних и зимних штормов активное волновое воздействие испытывают находящиеся на берегу сооружения. Владельцы построек, расположенных на берегу, предпринимают стихийные меры по берегоукреплению (бетонные заборы, валунные наброски), которые являются малоэффективными. К настоящему моменту здесь завершено строительство сооружения, в основании которого расположена бетонная вертикальная волноотбойная стенка, перекрывшая поток наносов, что ухудшило ситуацию на пляже. Восточная часть данного участка относится к аварийным и требует безотлагательных мер по берегоукреплению и берегозащите.

3. Берег к востоку от о. Верперлуда до пос. Ольгино (на уровне выхода очистных сооружений) можно охарактеризовать как аккумулятивный илистый. Обширное пространство прибрежного мелководья зарастает водной растительностью. Абразионные процессы на данном участке береговой зоны в настоящее время не проявлены. Берегозащитные мероприятия не требуются.

4. Далее на восток береговая зона характеризуется сложной литодинамикой, обусловленной чередованием затишных (застойных) условий летних месяцев, когда в зарослях водной растительности происходит накопление алевро-пелитовых осадков, и активных процессов размыва древнего берегового вала с формированием узких песчаных пляжей – осенью и зимой. По данным аэрофотосъемки (АФС) за 1981, 1982 и 1990 гг. до начала функционирования КЗС здесь преобладали явления размыва. Вплоть до участка техногенной береговой зоны в районе Лахтинского разлива скорость отступания береговой полосы составляла 0,5 – 1 м в год.

Таким образом, в пределах северного побережья Невской губы от КЗС до Лахтинского разлива могут быть отчетливо выделены несколько подтипов береговой зоны: техногенный; абразионный моренный с частичным зарастанием подводного берегового склона водной растительностью; аккумулятивный илистый с зарастанием подводного берегового склона водной растительностью; аккумулятивно-абразионный песчаный с зарастанием подводного берегового склона водной растительностью; абразионный песчаный. В западной части рассмотренного отрезка береговой зоны активно проявляются процессы заболачивания и эвтрофикации. В 2006–2007 гг. эти процессы были усилены воздействием дреджинговых работ по проекту «Морской Фасад Санкт-Петербурга», приведшим к увеличению содержания в воде акватории Невской губы тонких частиц механической взвеси. На всем протяжении рассмотренного отрезка береговой зоны зафиксированы процессы размыва берегов, выраженные в большей или меньшей степени. В период, предшествовавший введению в эксплуатационный режим КЗС, скорость отступления береговой полосы на отрезке от пос. Ольгино до пос. Лахта составляла 0,5–1 м.

Территория строительства МК ЛЦ расположена в пределах Приморской низины на абсолютных отметках суши 0–3 м. Участок береговой зоны от яхт-клуба «Геркулес» до яхт-клуба «Лахта» относится к техногенному насыпному типу берега. Сравнение результатов спутниковой съемки 2004 г. (до введения КЗС в эксплуатационный режим) и 2011 г. (после начала функционирования КЗС) позволяет сделать заключение об относительной стабильности береговой линии.

Основным стабилизирующим компонентом любой геосистемы, в том числе – прибрежной, является биологическое сообщество. В связи с тем, что рассматриваемая территория характеризуется искусственным (антропогенным) происхождением, экологическая сукцессия биологических сообществ в настоящее время находится здесь на самой ранней, начальной («нулевой») стадии. Естественные наземные растительные и фаунистические комплексы в береговой зоне рассматриваемого участка на сегодняшний день не сформировались – за исключением поселений заносных пионерных видов, а также небольших куртин тростника и нескольких видов ив. В планируемом будущем основным направлением сукцессии растительных сообществ на рассматриваемом участке будет направленное формирование искусственных насаждений по программе озеленения территории МК ЛЦ. Реализация программы озеленения будет способствовать существенному укреплению материковой части береговой зоны и повышению стабильности береговой полосы. На примыкающей к рассматриваемому участку акватории околоводная и полуводная растительность практически отсутствует, за исключением небольших тростниковых зарослей, площадью около 1 га. Однако, в ближайшем будущем возможно изменение данной ситуации. В связи с тем, что к западу от рассматриваемого отрезка береговой зоны наблюдается интенсивное развитие тростниковых зарослей, с высокой степенью вероятности можно утверждать, что прибрежные мелководья, примыкающие к береговой полосе участка строительства МК ЛЦ, в ближайшие годы также подвергнутся естественному процессу зарастания тростником Phragmites australis (возможно также – камышом, рогозом и другими полупогруженными видами макрофитов). Это будет способствовать стабилизации береговой полосы, так как корневища тростника будут играть роль естественного каркаса для абиотического геологического материала. Основной источник формирования камышово-тростниковых зарослей – занос фрагментов плавней с корневищами растений. Подобный занос представляется вполне вероятным в связи с современной структурой течений вдоль северного берега Невской губы, сформировавшейся после начала эксплуатации КЗС.

На незначительном удалении от береговой линии отмечено большое количество донных зелёных водорослей. Наличие водорослевых зарослей имеет важное значение для нереста карповых рыб, откладывающих икру на донные водоросли. Видовой состав рыб акватории, прилегающей к зоне строительства, включает в себя 16 видов. Все виды не относятся к охраняемым и редким, а входят в группу промысловых (в том числе и колюшки,

используемые для производства кормов), или же расцениваются как объект любительского рыболовства. Один из видов – ротан – считается вредным видом-вселенцем, наносящим ущерб местным водным экосистемам. Перечисленный комплекс видов является устойчивым ко всем основным формам антропогенного воздействия.

Во время нерестовых миграций весной в район Северной Лахтинской отмели в большом количестве заходит корюшка, осенью – ряпушка и минога. В результате повышенного стока реки Невы в весеннее-летнее время, вдоль северного побережья Невской губы проходит основная струя невского течения. До 60 % мигрирующей корюшки, ориентирующейся на холодное пресноводное течение, и минога проходят через северные ворота КЗС в район Северной Лахтинской отмели, и далее – через северные рукава дельты (Малая и Большая Невки, Малая Нева) – в реку Неву. Представляется целесообразным на время нерестового хода корюшки, ряпушки и миноги контролировать значения величины мутности воды в прибрежной зоне путем проведения мониторинговых наблюдений. В перспективе, однако, поддержание популяции невской корюшки возможно только с использованием методов аквакультуры.

Среди птиц постоянных обитателей береговой зоны исследованного участка не отмечено. Однако, во время сезонных миграций на мелководьях северного берега Невской губы зарегистрировано 93 вида, из которых 34 вида остаются на гнездование (за пределами исследованного участка). Еще 8 видов (гуси и морские утки) над этой территорией совершают транзитную миграцию. Здесь также отмечается относительно большая численность всех речных уток, включая редкие краснокнижные виды – шилохвость Anas acuta, широконоску A. clypeata, серую утку A. strepera. В последнее время (наблюдения 2011 г.) северное побережье Невской губы играет все большую роль как место весенней стоянки тундряных лебедей Cygnus bewickii. В непосредственной близости от участка застройки зарегистрирована стоянка тундряного лебедя, кряквы Anas plathyrhynchos, свиязи, гоголя и других водоплавающих. В связи с тем, что проектными решениями не предусмотрено проведение дноуглубительных работ на мелководьях, используемых мигрирующими птицами под стоянки, фактор беспокойства не претерпит значительного увеличения во время строительства.

В соответствии с «Комплексной программой по берегозащите восточной части Финского залива и водных объектов Санкт-Петербурга», наиболее приемлемым решением по берегоукреплению рассматриваемого участка береговой полосы в соответствии с требованиями СП 32-103-97 является создание искусственных пляжей в комплексе с пляжеудерживающими сооружениями.

К числу опасных гидрометеорологических явлений, последствия которых могут оказать дестабилизирующее воздействие на береговую полосу, относятся: сгонно-нагонные явления; сильное волнение; раннее появление и сильные подвижки льда.

Согласно Карте комплексного геологического риска (Геологический атлас Санкт-Петербурга, СПб, 2009), территория строительства МК ЛЦ относится к зоне потенциально умеренного геологического риска. Применительно к береговой полосе участка строительства МК ЛЦ можно утверждать следующее.

1. Отрезок береговой полосы участка строительства МК ЛЦ по результатам анализа аэро- и космоснимков может быть признан одним из самых стабильных в пределах северного берега Невской губы от КЗС до района Лахтинского разлива.

2. Проект МК ЛЦ не содержит в себе дополнительных экзогенных геоэкологических угроз береговой зоне и при его реализации в полном объеме будет способствовать стабилизации береговой полосы и формированию устойчивых экосистем как со стороны суши, так и со стороны прилегающих мелководий.

3. Состояние береговой полосы позволит выполнить планируемые работы 1-го этапа строительства, причем их проведение не приведет к разрушению и значительному размыванию берегов со стороны южной границы стройплощадки.

4. Проведение запланированных работ 1-го этапа строительства не окажет негативного воздействия на наземные и водные биологические объекты, а в ходе реализации проекта ожидается формирование устойчивых и экологически ценных наземных и водных биологических сообществ.

5. В связи с высокой степенью неопределенности возможных геоэкологических рисков в условиях меняющейся геосистемы Невской губы, необходимо на всех этапах реализации проекта МК ЛЦ осуществлять мониторинг и контроль антропогенных эффектов. Основными принципами программы мониторинга и контроля должны быть: комплексность (учет всех сопряженных с участком строительства МК ЛЦ технических и природных объектов, включая транспортную инфраструктуру); междисциплинарность (анализ воздействия геологических, биологических, гидрологических, метеорологических и пр. факторов путем привлечения специалистов разного научного профиля); рискологический подход (обоснование и расчет мероприятий по охране окружающей среды на основе оценки экологического риска).

6. Учитывая чрезвычайное разнообразие природных условий и действующих факторов в пределах береговой зоны северного берега Невской губы, а также изменения скорости протекания и направления абиотических процессов после введения в строй в августе 2011 г. КЗС, целесообразно проведение спутникового мониторинга исследуемого участка. Пространственное разрешение информации (и связанную с ним стоимость данных и их обработки) необходимо определить в соответствии с программой работ. Оценка эффективности берегоукрепительных работ в ходе строительства может быть получена на основе анализа спутниковой информации. Размеры сокращения или увеличения ширины пляжа могут оцениваться по данным, например, с разрешением до 1–4 м.

7. Для осуществления Программы комплексного мониторинга и контроля геоэкологических эффектов МК ЛЦ целесообразно сформировать Междисциплинарный Экологический совет (МЭС).

Резюме

Изучено современное состояние и возможные направления сукцессии геосистемы береговой полосы территории строительства многофункционального комплекса «Лахта центр» (ЛЦ). Показано, что отрезок береговой полосы участка строительства ЛЦ может быть признан одним из самых стабильных биотопов в пределах северного берега Невской губы. Проведение запланированных работ 1-го этапа строительства не окажет негативного воздействия на наземные и водные экосистемы, а в ходе реализации проекта ожидается формирование устойчивых и экологически ценных наземных и водных биологических сообществ. Для осуществления Программы комплексного мониторинга и контроля геоэкологических эффектов ЛЦ целесообразно сформировать Междисциплинарный Экологический совет.

CURENT STATUS AND FUTURE DIRECTIONS OF GEOSYSTEM SUCESSION OF FORESHORE CONSTRUCTION SITE OF MULTIFUNCTIONAL COMPLEX "LAKHTA CENTER"

***Chusov A.*[1], *Shilin M.*[2], *Gulyak Yu.*[3], *Obolonskaya T.*[3], *Ryabchuk D.*[4], *Sychyev V.*[5]**

[1]Saint-Petersburg State Politechnical University,
[2]Central Dredging Association (CEDA),
[3]CJSC "Public and business center "OKHTA"
[4]A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI),
[5]Russian State Hydrometeorological University

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The present stage and the possible direction of the succession of the coastal geo-system of the site, where the multi-functional complex «Lakhta-Center» (LC) should be erected, were studied. The coast at the LC-site is one of the most stable biotopes of the northern coast of the Neva Bay. The 1 stage of the planned work will not make the stressful effect on the terrestrial and aquatic ecosystems, and after the realizing of the LC-project the sustainable biological communities should be created. For the Program of the monitoring and control of geo-ecological effects from LC, the Interdisciplinary Ecological board should be organized.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ШТОРМОВЫХ СОБЫТИЙ БЕЗЛЁДНОГО ПЕРИОДА КАК ФАКТОР ДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ЯМАЛА

Шабанова Н.Н., Огородов С.А.

Научно-исследовательская лаборатория геоэкологии Севера
Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова;
Nat.Volobuyeva@gmail.com, s.ogorodov@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

В последние два десятилетия на полуострове Ямал активизировались работы по освоению имеющихся запасов углеводородов, сопровождающиеся проектированием и строительством объектов нефтегазовой инфраструктуры, в том числе на побережье Карского моря. Так как берега Северного Ледовитого океана характеризуются высокими скоростями отступания, то эти работы требуют изучения динамики береговой зоны и её факторов. По состоянию на 1978 г. средняя скорость термоабразии по Карскому морю составляет 2,4 м/год [1]. Интенсивность абразии морского берега и подводного берегового склона, направление, расход и аккумуляция наносов обусловлены и определяются непосредственным воздействием волн и возбуждаемых ими вдольбереговых и иных течений. Так как в северных морях России наблюдаются в основном ветровые волны, то решающим фактором в формировании потока волновой энергии является ветровой режим. Берега испытывают воздействие волн, когда поверхность моря свободна ото льда, то есть в динамически активный период. Интенсивность отступания берега за сезон определяется продолжительностью динамически активного периода и количеством поступившей ветроволновой энергии. Наибольший вклад в суммарное количество ветроволновой энергии дают штормы. Изменения климата последних десятилетий проявляются как в изменении ледовых условий, так и в изменении повторяемости больших скоростей ветра. Работы зарубежных и отечественных учёных показывают, что в Арктике происходит сокращение площади ледяного покрова и увеличение продолжительности безлёдного периода [5, 7]. На побережье северных морей России, где максимум годового хода средней скорости ветра и количества дней со штормовыми значениями скорости ветра приходится на октябрь и ноябрь, сдвиг даты образования ледяного покрова в сторону зимы может привести к тому, что береговая линия окажется незащищённой от воздействия волн во время наиболее жестоких штормов. Это, в свою очередь, приведёт к более интенсивной динамике берегов.

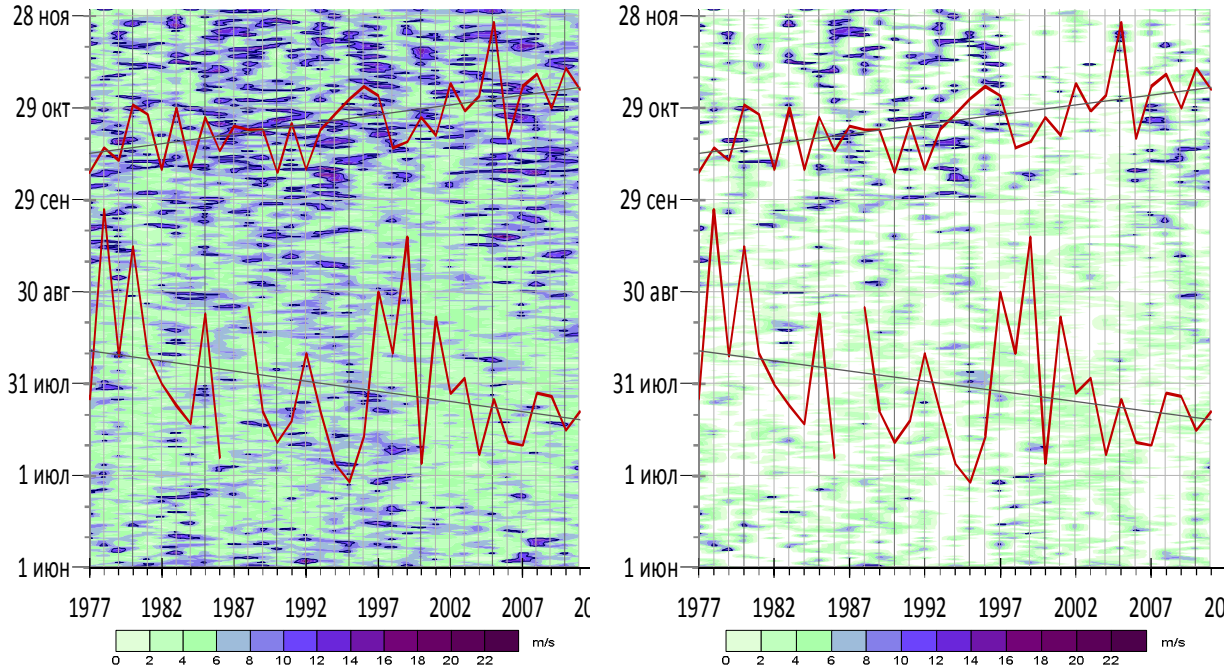
Исследования межгодовой изменчивости потоков ветро-волновой энергии, вычисленных по методу Попова-Совершаева [4], на ключевых участках нефтегазового освоения российской Арктики выявили устойчи-

вый рост значений ветро-волновой энергии от 1977 к 2010 году, а также период слабой ветро-волновой активности в 1998–2004 гг. [3]. Цели настоящего исследования таковы: 1) на примере станции Марресаля на западном побережье Ямала установить наличие и характер связи изменчивости потока ветро-волновой энергии с изменчивостью продолжительности динамически активного периода и повторяемостью больших скоростей ветра; 2) определить причины роста потока ветро-волновой энергии в последние десятилетия и причины минимума в 1998–2004 гг.; 3) исследовать межгодовую изменчивость количества штормовых явлений в динамически активный период.

Район станции Марресаля является одним из наиболее изученных на побережье северных морей с точки зрения отступания берегов. На ГМС Марресаля наблюдения за скоростью и направлением ветра ведутся каждые 3 часа, за характеристиками ледяного покрова – ежесуточно. По данным о сплочённости дрейфующего льда и припая, а также площади открытой воды были восстановлены даты начала и окончания динамически активного периода с 1977 по 2011 гг. (для этого периода доступны измерения скорости отступания берегового уступа). За начало активного динамического периода принимается дата, когда балл припая равен нулю, а балл открытой воды не менее 9, за конец – дата, когда установился припай или балл дрейфующего льда превысил 1. Исследования распределения скоростей ветра внутри динамически активного периода и по годам производилось для всех направлений скоростей ветра и для так называемых волноопасных направлений – со стороны открытого моря.

Анализ межгодовой изменчивости дат наступления и окончания безлёдного периода на станции Марресаля показал значительное смещение его начала к весенним месяцам, а окончания – к зимним (рис. 1). В конце 70-х – начале 80-х годов начало динамически активного периода приходилось в среднем на вторую–третью декаду августа. В 2000-х очищение морской поверхности ото льда происходит в среднем в третьей декаде июля. Однако даты начала безлёдного периода сильно разнятся от года к году: в 1995 году очищение ото льда произошло 26 июня, а в 1999 – 17 сентября. Периоды 1982–1996 гг. и 2002–2011 гг. характеризуются более ранними датами начала динамически активного периода, 1997–2001 гг. – более поздними. Даты окончания динамически активного периода на станции Марресаля меньше изменяются от года к году, чем даты его начала. В конце 70-х средняя дата формирования припая приходится на вторую декаду октября, в начале XXI века – на первую декаду ноября. Самое раннее установление льда – 7–8 октября отмечалось в 1977, 1982, 1984, 1990 и 1992 годах, самое позднее – 25 ноября – в 1995 году. Увеличение продолжительности динамически активного периода определяет общую тенденцию к увеличению потоков ветро-волновой энергии (рис. 2): с конца 70-х годов к началу XXI столетия её значения выросли с 60 тысяч до 200 тысяч условных единиц. 1995 и 2005 года характеризуются максимальными по продолжительности динамически ак-

тивными периодами: 124 и 122 дня. Самые короткие безлёдные периоды отмечались в 1978 (19 дней) и 1999 (30 дней) годах. К наименьшей продолжительности динамически активного периода приурочен минимум ветро-волновой активности в 1998–2004 гг. На эти же годы приходится и наименьшая повторяемость больших скоростей ветра.



—— даты начала и окончания динамически активного периода
—— линейный тренд для дат начала и окончания динамически активного периода
а) б)

Рисунок 1 – Начало и конец динамически активного (безлёдного) периода на станции Марресаля по данным наблюдений за сплочённостью льда и скорость приземного ветра в сроки наблюдения:
а) для всех направлений ветра; б) для волноопасных направлений ветра

Рисунок 2 – Потоки ветро-волновой энергии и продолжительность действия штормовых (более 10 м/с) скоростей ветра в безлёдный период на станции Марресаля по данным 3-х-часовых наблюдений

Предыдущие исследования климатической изменчивости скорости ветра в Арктике показывают, что в северном полушарии наблюдается её уменьшение с середины XX века к началу XXI, особенно заметное на побережьях арктических морей и у полюса [2, 6]. Уменьшение скоростей ветра в северном полушарии за последние десятилетия происходит, в первую очередь, за счёт уменьшения повторяемости сильных ветров. Одновременно наблюдается уменьшение повторяемостей штилей. Изменчивость распределения скоростей ветра внутри безлёдного периода на станции Марресаля не имеет направленного тренда на увеличение или уменьшение штормовой активности. Выделяются периоды повышенной (по отношению к средней) повторяемости больших (более 10 м/с) значений скорости ветра в июле-октябре – 1982–1996 гг. и 2005–2011 гг. – и период с относительно спокойными ветровыми условиями летом – 1997–2004 гг. На рисунке 1а отчётливо видно увеличение повторяемости сильных ветров в октябре и ноябре по сравнению с июлем и сентябрём. Однако в силу перестройки циркуляции на зимний тип эти ветры направлены обычно с суши на море, то есть имеют неволноопасные направления и не участвуют в формировании потока ветро-волновой энергии, воздействующей на берег. Таким образом, сдвиг даты окончания динамически активного периода в сторону ноября лишь увеличивает экспозицию берега волнам и обычно не приводит к увеличению повторяемости штормов. В октябре повторяемость волноопасных направлений значительно больше, чем в ноябре, поэтому включение октября в динамически активный период сказывается на увеличении повторяемости штормов и росте значений ветро-волновой энергии. Большие скорости ветра в октябрьские дни 2006–2011 гг. в совокупности с большой продолжительностью динамически активного периода обусловили максимальные значения потоков ветро-волновой энергии в эти годы.

На рисунке 2 показана межгодовая изменчивость потока ветро-волновой энергии и продолжительности действия скоростей ветра более 10 м/с в динамически активный период. Видно, что основные черты межгодовой изменчивости ветро-волновой энергии подчиняются поведению этого параметра. Увеличение периода открытой воды приводит к увеличению экспозиции берега волнам и вовлечению октябрьских штормов в формирование сезонного потока ветро-волновой энергии. Это обуславливает большую продолжительность действия штормовых ветров в безлёдный период в 2000-х по сравнению с 70-ми. Минимум ветро-волновой энергии в 1998–2004 гг. обусловлен как меньшей продолжительностью динамически активного периода, так и меньшей повторяемостью больших скоростей ветра в эти годы. В 1982–1996 гг. наблюдалась повышенная повторяемость больших скоростей ветра в июне–ноябре, в 2005–2011 – в октябре. Таким образом, поток ветро-волновой энергии в прибрежной зоне и соответствующий ему отклик в динамике берегов зависит от нескольких взаимосвязанных факторов, которые обладают своей климатической изменчивостью и действуют как по отдельности, так и совместно, то ослабляя, то усиливая друг друга.

Список литературы

1. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М. : Наука, 1980. 160 с.

2. Мещерская А.В., Баранова А.А. Изменение режима скорости ветра на территории России во второй половине XX века. Тезисы стендовых докладов Международной конференции по проблемам гидрометеорологической безопасности (прогнозирование и адаптация общества к экстремальным климатическим изменениям). М. : Триада-ЛТД, 2006. С. 49.

3. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М. : Издательство Московского университета, 2011. С. 141.

4. Совершаев В.А. Берегоформирующие факторы и районирование берегов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского по динамическому принципу : дисс. … канд. геогр. наук. Москва, МГУ, Геогр. фак-тет, 1980, 212 с.

5. Johannessen OM, Bengtsson L, Miles MW, Kuzmina SI, Semenov VA, Alekseev GV, Nagurnyi AP, Zakharov VF, Bobylev L, Pettersson LH, Hasselmann K, Cattle HP (2002) Arctic climate – observed and modelled temperature and sea ice variability. Nansen Environmental and Remote Sensing Centre Tech Rep.

6. Vautard Robert, Cattiaux Julien, Yiou Pascal, Thépaut Jean-Noël & Ciais Philippe. Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness // Nature Geoscience, № 3, 756–761 (2010) doi:10.1038/ngeo979.

7. http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/ – сайт, посвящённый современному состоянию криосферы (Кафедра Атмосферных Наук и Группа Полярных исследований Иллинойского Университета).

OPEN WATER STORM EVENTS FREQUENCY AS COASTAL DYNAMICS FACTOR AT WESTERN YAMAL

Shabanova N., Ogorodov S.

Geoecology of the North research laboratory, faculty of Geography Lomonosov Moscow State University;
Nat.Volobuyeva@gmail.com, s.ogorodov@mail.ru

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

As far as Arctic coast is characterized by high coast retreat rate, engineering and constructing of hydrotechnical facilities in the arctic coastal zone demands investigation of coastal dynamics and its factors. Coastal erosion is mainly driven by wave-energy flux received during the free water period. This flux, in turn, is determined, among other things, mainly by wind conditions, especially storm frequency, and open water period duration. Changing climate manifests itself in open water period prolongation and in wind condition changes. On Rus-

sian Arctic coast, where wind velocity maximum falls on October and November, freezeup shift to winter may lead to growth of severe storms exposure. Basing on wind and ice concentration observation data for 1977–2011 at Marresalya station it is shown that wave energy interannual variability features are complied with open water storm events duration. Freezeup shift of two weeks later and breakup shift of two weeks earlier were revealed. Accordingly, open water storm duration and wave energy flux have increased by the 2000-th. There is minimum in wave energy flux in 1998–2004 due to both short open water period and weak wind activity. Marresalya data analysis showed that there is no directed change in open water storminess, but there are periods of high storm frequency (1982–1996 and 2005–2011) and low storm frequency (1997–2004). November storm winds are usually directed from the land to the sea and don't participate in wave-energy flux formation, as opposed to October. That means, that October is mainly in charge for open water wave energy flux and wave energy is expected to be high if free ice period covers October. Shift freezeup further to November is not so significant in this case.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МЕЖДУРЕЧЬЕ МЗЫМТА-ПСОУ

Шахин В.М.[1], Шахина Т.В.[1], Радионов А.Е.[2]

[1] Учреждение Российской академии наук Государственный южный научно-исследовательский полигон РАН (ГНИП РАН), *TVShakhina@yandex.ru*,

[2] ООО «Гидротехника», *gidrotehnika23@yandex.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Берег, обрамляющий Имеретинскую низменность между устьями рек Мзымта и Псоу протяженностью 7,8 км, имеет сложные очертания в плане с чередованием мысов и слабоврезанных бухт. Вдоль всего берега простирается галечный пляж шириной от 35 до 60 м. В течение последних 50 лет пляж между устьем р. Мзымта и мысом Константиновским подвержен размыву, а берег отступает. Особую сложность береговым процессам здесь придают подводные каньоны, верховья которых располагаются в пределах прибрежного шельфа [1].

Наиболее выражены в рельефе шельфа и особенно литодинамически активны каньоны, верховья которых приближены к современной береговой линии менее чем на 100–120 м. Это устьевые каньоны Мзымтинский и Псоуский, а также каньоны Новый и Константиновский. Верховья каждого каньона выражены в рельефе несколькими ложбинами, которые зарождаются на глубинах 6–10 м. Средние уклоны тальвега в интервале глубин 20–40 м составляют 0,25–0,3 [2].

Наиболее опасным в настоящее время всеми исследователями считается каньон Новый, бровка которого выражена в рельефе на глубинах 7–8 м при ширине фронтальной части около 400 м. Объём потерь наносов в каньон Новый оценивается в 13 тыс. $м^3$/год [2].

Оказывает влияние на динамику береговой зоны междуречья также каньон Константиновский, который имеет ширину в головной части около 600 м. Средний годовой сток наносов в каньон Константиновский оценивается в 6–9 тыс. $м^3$/год [1].

К юго–востоку от мыса Константиновский начинается крупная вогнутость мелководной Имеретинской бухты протяженностью более 2,5 км, интенсивность подводно-эрозионного расчленения шельфа уменьшается, расширяется зона прибрежного мелководья, а верховья каньонов значительно удаляются от береговой линии и практически не оказывают влияние на её динамику.

Последняя группа активных верховьев подводных каньонов располагается только на предустьевом взморье р. Псоу.

В естественном состоянии динамика берега в междуречье определялась, в основном, бюджетом пляжеобразующего материала, поставляемого

р. Мзымта, его перемещением волнами вдоль берега, истиранием и потерями в каньонах.

Возведение в 2009 году оградительных молов нового порта южнее устья р. Мзымта полностью разрушило сложившуюся природную систему поступления и распределения пляжевого материала по контуру Имеретинской низменности, обеспечивавшей относительную стабильность пляжей на большей части междуречья. Это привело к тому, что восточнее порта активизировался размыв пляжа и берега, который стал распространяться на юго-восток.

Чтобы исключить негативное влияние морского порта и обеспечить устойчивость береговой полосы, разработан и в настоящее время реализуется проект берегозащиты Имеретинской низменности. Проектом предусмотрено строительство железнобетонного ростверка на сваях, бетонного откоса и отсыпка галечного пляжа шириной 50 м (рис. 1).

Рисунок 1 – Берегозащитные сооружения

На западном участке между пикетами ПК16-ПК46 большая часть берегозащитных сооружений построена. Интенсивно ведутся отсыпки пляжевого материала.

В результате исследований установлено, что неоднородный рельеф дна и подводные каньоны оказывают существенное влияние на высоту и направление волн в прибрежной зоне моря. Так на западном участке между пикетами ПК20-ПК22, ПК25-ПК29, ПК32-ПК34 практически при всех направлениях волнения происходит концентрация волновой энергии. Увеличение высоты волн будет и вблизи восточного мола морского порта при штормах южного и юго-западного румбов. На восточном участке концентрация волновой энергии происходит между пикетами ПК45-ПК47, ПК49-

ПК52, ПК55-ПК56, ПК59-ПК61, ПК63-ПК65, ПК67-ПК68, ПК73-ПК74. При одном и том же шторме высота волн на одной и той же глубине в различных точках прибрежной зоны может отличаться в 2 ÷ 3 раза, а направление на 400 ÷ 600.

Необходимо отметить также особенности трансформации волн между пикетами ПК19-ПК21 и ПК22-ПК25 при юго-западном направлении волнения. При данном волнении на этих участках углы подхода волн к линии берега противоположны по знаку, что при определенных условиях может привести к формированию встречных потоков наносов и безвозвратному выносу пляжевого материала на глубину.

Анализ эффективности выполняемых берегозащитных мероприятий показал, что низовой размыв продолжается и существует проблемные участки, где не удается создать надводную полосу пляжа проектной ширины. Так массированные отсыпки галечного материала, проводимые в последнее время на участке ПК16 – ПК20 не привели (и не приведут) к формированию надводного пляжа проектной ширины, равной 50 м.

При разработке проектной документации были приняты ошибочные решения, не учитывающие специфику литодинамических процессов, протекающих в Имеретинской низменности.

Основной причиной по которой не удается создать галечный пляж на рассматриваемом участке является наличие в прибрежной зоне подводного каньона «Новый», верховья которого перехватывают поток галечных наносов, которые безвозвратно исчезают на больших глубинах.

Поскольку большой объем отсыпного материала «уходит» в каньоны, на участке от восточного оградительного мола до мыса «Константиновский» требуется корректировка проектных решений.

Однако необходимо отметить, что надежная защита побережья, которая позволит эффективно сохранить берега от волновых размывов, не снимет всех проблем прибрежной зоны моря Имеретинской низменности, поскольку «активизировавшиеся» каньоны также представляют угрозу берегам, и их, неконтролируемое перемещение в сторону суши может привести к катастрофическим последствиям. Поэтому необходим регулярный мониторинг побережья Имеретинской низменности.

Список литературы

1. Балабанов И.П., Никифоров С.П., Пашковский И.С. и др. Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения. М. : «Недра», 2011. 281 с.

2. Пешков В.М. Галечные пляжи неприливных морей. Основные проблемы теории и практики. Краснодар, 2005. 444 с.

THE LITHODYNAMIC PROCESSES IN THE INTERFLUVE MZYMTA-PSOU

Shakhin V.M.[1], Shakhina T.V.[1], Radionov A.E.[2]

[1]State Southern Research Testing Ground of the Russian Academy of Sciences
TVShakhina@yandex.ru,
[2]LLS " Gidrotekhnika", *gidrotehnika23@yandex.ru*

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

The construction of protective breakwaters in the new port south to the outfall of Mzymta river in 2009 completely ruined the established natural system of inflow and distribution of beach-forming material around the contour of Imeretinskaya lowlands, which maintained the relative stability of most beaches in the interfluve. This resulted in stronger erosion of the beaches and the coast line to the east of the port, proceeding to the south-east. Moreover, underwater canyons have a significant impact on the coast-line processes.

The report dwells on the issue of protecting the coast in the interfluve Mzymta-Psou with regard to the current conditions.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОДВОДНОГО СКЛОНА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Шуйский Ю.Д.

Одесский национальный университет им. И.И.Мечникова (ОНУ),
physgeo_onu@ukr.net

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Морфометрические особенности подводного склона Черного моря исследовались путем профилирования и отработки грунтово-промерных галсов вдоль черноморских берегов Украины. Один галс пришелся на каждые 5 км длины в среднем, что вполне достаточно для детального выявления рельефа и состава наносов на подводном склоне в береговой зоне Черного моря. Каждый галс охватывал такой интервал глубин, который позволял максимально полно отразить его строение в сфере влияния разрушающейся волн и прибойного потока, т.е. в условиях формирования осадков прибрежно-морского происхождения, обычно до глубин 9–10 м. Наибольшая плотность отбора проб наносов на поперечном профиле составляла одну точку через каждые 0,5 м глубины. Чаще всего пробы отбирались в соответствии с характером кривой поперечного профиля. На профиле каждого участка отбиралось от 13 до 22 образцов наносов с помощью дночерпателя Петерсена, объемом 0,025 $м^3$. При написании данной работы была использована информация после фракционного и статистического анализа 1541 образце пляжевых и донных наносов между дельтой Дуная на западе и устьем р. Качи на востоке. Это позволило получить подробную информацию и достаточно полные представления о закономерностях распределения наносов на подводном склоне в северной части Черного моря.

В состав исследованных берегов входит четыре береговые области Черного моря – Дунайская, Северо-западная, Днепровско-Каркинитская и Западно-Крымская. Длина береговой линии составляет в сумме чуть более 1000 км. Здесь доминируют песчаные пляжи, хотя фрагментарно встречаются ракушечные, фитогенные, ветроосушные, гравийные, галечные. В сумме эти фрагментарные занимают около 25 % длины береговой линии. Многочисленные аккумулятивные формы прибрежно-морского рельефа имеют весьма сложное строение, а каждый элемент структуры обязан своему происхождению и соответствующему возрасту. В итоге становится очевидным, что уклоны подводного склона сформировались под влиянием тесного взаимодействия быстро меняющихся экзогенных и эндогенных процессов на шельфе и в пределах обрамления моря.

Полученный натурный материал показал высокую степень подвижности, с итоговой направленностью к отступанию поперечного профиля «параллельно самому себе». Это явление поддерживается общим дефици-

том наносов, в результате береговая линия отступает у большинства аккумулятивных форм. Примером могут служить пересыпи лиманов Бурнас, Будакский, Тилигульский, фронтальный берег Лебяжьих островов, «лбища» Кинбурнского полуострова, крылатого мыса Тендра-Джарылгач, пересыпи береговых озер Караджа, Донузлав, Ойбур, Соленое, Сасык-Сиваш, Кизыл-Яр, устья Бельбека и Качи. Исключение составляют короткие участки разгрузки вдольбереговых потоков наносов. На них береговая линия нарастает, а подводный склон держит угол близкий естественному откосу. В итоге образуется своеобразный «свал глубин» со значениями крутизны до 0,025–0,045 в среднем по склону. Такие уклоны наблюдаем в Жебриянской бухте (до глубины 6,5 м), у Лагерной косы (до глубины 6 м), у Северной Кинбурнской косы (до глубины 7 м), у дистали Тендровской косы (до глубины 13 м) и др. Следовательно, по морфометрическим показателям обнаруживается четкое различие кривых подводного склона на участках окончательной аккумуляции, с одной стороны, и на остальных участках по трассе вдольберегового потока наносов – с другой стороны.

Рассмотрим особенности уклонов подводного склона в различных физико-географических условиях. Вначале речь пойдет об абразионных участках с четко выраженными клифами и бенчами. Одним из примеров может быть берег у м.Санжейского юго-западнее порта Ильичевск (Сухой лиман). Берег здесь сложен малопрочными глинистыми породами (IV класс по степени сопротивляемости абразии) в клифах и на прибрежном дне, но на глубине 6–7 м и более они подстилаются скальной породой – кристаллизованными ракушечными известняками (II класс по степени сопротивляемости абразии). Поэтому верхняя часть профиля сдвинулась быстрее, а нижняя оказалась отставшей. Поперечный профиль принял вогнутую форму. Средний уклон подводного склона в интервале 0–2 м составил 0,04 и значительно превысил средний по профилю до глубины 7 м (0,012) при значении i5 = 0,028. Это позволило накатываться на пляж крупным волнам, способным сбрасывать на глубину те пляжевые наносы, которые крупнее 0,9 мм. Поэтому пляжи района Санжейского мыса сложены крупнозернистым песком, гравием и «карпатской галькой» (окатанные обломки серного и железного колчедана). С продвижением на юго-запад крупность наносов снижается. Подводный склон не может держать крутой уклон, потому и крутизна склона понижается.

В теории береговедения принято считать, что средние уклоны подводного склона являются более крутыми вдоль абразионных берегов, а вдоль аккумулятивных форм рельефа (бары, косы, террасы и др.) являются наименее крутыми. Однако, наши исследования показали, что из этого «правила» бывают многочисленные исключения. Если прибрежное дно моря в пределах береговой зоны осложнено положительными геоструктурами, например, вершинами тектонических складок, то чаще всего здесь уклон подводного склона отличается пониженными значениями. Такие складки встречены например напротив пересыпи Днестровского лимана (в

виде Днестровской банки), напротив пересыпи лимана Алибей (Алибейская банка) или внешней половины Тендровской косы (Тендровская банка). Соответствующим образом подводный склон может значительно поло́же, чем на других участках. Его значения могут лежать в пределах от 0,008 до 0,015 на глубинах активного волнового влияния – до 8–11 м: i5 = 0,013 и i8 = 0,015. При этом форма поперечного профиля является выпуклой или выровненной. Если же подводный склон имеет скульптурную природу и выработан в среднезернистых песках морскими волнами, то в том же интервале глубин уклон составляет до 0,035. В частности, те же значения, например, напротив пересыпи Будакского лимана таковы: i5 = 0,034 и i8 = 0,021. Как можно видеть, разница является существенной.

Другим примером можно считать ракушечно-песчаную пересыпь риаса Донузлав, длиной 9,6 км и с абсолютными отметками подошвы около – 30 м. Здесь также имеется разница в уклонах на флангах и посередине, где действие морских волн не нарушено структурными элементами и составом горных пород с различной степенью сопротивляемости абразии. По обе стороны пересыпи, как и на Будакской, на подводном склоне залегают прочные коренные породы неогена, которые держат относительно пологие кривые подводного склона – в пределах i10 = 0,021–0,023 до глубины 10 м. Хотя это несколько больше, чем в песчаных наносах, за счет примесей ракуши. А вот по центру пересыпи значения несколько больше, i10 = 0,032–0,036. Это само по себе относится к большим уклонам, типичным для гравийно-галечных фракций. Но к тому же превышает и значения напротив Будакской пересыпи, полагаем, за счет примеси ракуши. На этом общем фоне средние значения i4 = 0,057, i5,5 = 0,039, i7 = 0,041, что описывает вогнутый поперечный профиль подводного склона. Подобная морфометрия типична для тех районов береговой зоны, где высок волноэнергетический потенциал.

Значительная часть промерно-грунтовых галсов была выполнена в районах ослабленного волнового режима. К ним относится выход из Днепро-Бугского и Березанского лиманов восточнее о. Березань, в Егорлыцком, Тендровском, Джарылгачском, Перекопском заливах, в районе Лебяжьих островов. Подводный склон блокирован барами, косами и отмелыми банками. Прибрежное дно, подводный склон береговой зоны выработаны преимущественно волновой абразией, в виде современной абразионной террасы. Но небольшие волны «срезают» лишь тонкий слой породы на дне, а отступание клифов обеспечивается нагонными повышениями уровня. Поэтому здесь поперечные профили отличаются пологостью, а подводный склон – мелководностью. Уклоны находятся в относительно узких пределах – от 0,002 до 0,007 до глубин 2–5 м. Поэтому такие условия активизируют сгонно-нагонные явления, с повышенными значениями колебаний уровня. Значительная часть (до 60–70 %) этой абразионной террасы является весьма широкой, более 2–3 км. Поэтому нагон захватывает значительную массу морской воды, и достаточно высокие скорости ветра от морско-

го сектора горизонта на протяжение длительного времени (более 2 суток) приводят к необычно высоким величинам нагонов. Максимальный нагон наблюдался в небольшом заливе Широком и в Каланчакском лимане, уровень повышался до абсолютной отметки +3,84 м относительно ординара, в восточной части Егорлыцкого залива севернее пос.Очаковского – до + 3,96 м, а у восточного берега п-ова Денгельтип – до +3,51 м.

Показанные значения были получены путем прямого нивелирования от ординара до следов повышенного штормового уровня (первичные линии волновой подрезки, линии растительного детрита, следы смачивания на каменных заборах и стенках домов). Оказалось, что измерения в портах и гаванях на рейках и с помощью мареографов дают намного низкие результаты – в 2–3 раза меньше. В этих условиях развитие подводного склона может быть связанным с количеством и составом наносов. Например, в Каламитском заливе значительная часть наносов приходит от размыва делювиальных и аллювиальных конгломератов, а потому доминируют галечно-гравийные наносы при Md = 8–10 мм. Они занимают пляжи и приурезовую часть подводного склона в интервале глубин 0–3 м. Поэтому здесь, как и в ракушечных наносах, повышенные значения имеют уклоны – до 0,1–0,3. Глубже, в интервале 3–10 м, прибрежное дна занято песками разной крупности, а средние уклоны составляют 0,0065–0,010 на разных участках.

Заложившиеся по линиям разломов и сбросов береговые линии приурочены ко многим участкам береговой зоны Черного моря, но до наших дней четкие черты сбросовых берегов различаются далеко не везде. Одним из типичных примеров являются берега Тарханкутского п-ова. Между м. Прибойным и Бакальской косой берег выровнен по линии сброса, а подводный склон сразу уходит на глубины до 5–6 м. Иногда вертикальный клиф продолжается под водой до глубин 5–10 м, но также может быть и ступенчатым, с узкими ступенями. Обычно наибольшие значения i10 достигают 0,2–0,4, наименьшие лежат в интервале 0,04–0,06. Верхняя часть кривой подводного склона лишена наносов. Глубже 10–13 м залегает грубообломочный материал с примесью песка и гравия, а на профиле лежит пологая поверхность, постепенно понижающаяся к центру дна Каркинитского залива до глубин 34–38 м. Поскольку снос наносов невелик, то структура берега и дна выражены четко, несглаженно и без существенных запасов наносов.

MORPHOMETRIC REGULARITIES OF SUBMARINE SLOPE WITHIN NORTHERN SECTOR OF THE BLACK SEA

Shuisky Yu.D.

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

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

In northern part of the Black Sea Submarine Slope are anthropogenous age, that formed in different paleogeographical, geological, hydrogenous, litho-dynamical, climatic and other conditions. As a result, different forms, declivities and deeps of the slope profiles made up along various sites of the Black Sea coastal zone. Wide spectra of profile forms were detected: straight, curved complex, sinuous, salient, concave, convexo-concave. A underwater slope gradients are different, from 0,5 to 0,002 in depend of different conditions and geological history. The submarine slope researches were executed from Danube delta on the West to Khersoness Cape on the East on 192 sites, approximately 300 crossing profiles were measured up to 8–13 m depth in the coastal zone.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛЯЖЕЙ В ОДЕССКОМ ЗАЛИВЕ ЧЕРНОГО МОРЯ С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ АНТРОПОГЕННОГО ФАКТОРА

Шуйский Ю.Д., Муркалов А.Б.

Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова (ОНУ), Украина,
physgeo_onu@ukr.net

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

Антропогенное преобразование берегов и дна Одесского залива началось вместе с основанием Одессы в конце XVIII столетия. В первую очередь стали возводиться пирсы и причалы морского порта недалеко от м. Ланжерон. Постепенное увеличение числа портовых сооружений и промышленных предприятий сопровождалось отсыпками искусственной террасы у подножья абразионно-оползневого склона между м. Ланжерон и устьем Водяной балки. Все они полностью отделили море от берегового склона, а потому клиф оказался отмершим. Одновременно было коренным образом изменено прилегающее дно залива: там стали его углублять, прокладывать каналы. К середине XX века подобные изменения затронули юго-западные берега залива на протяжение примерно 7 км, начиная от м. Ланжерон и до западного фланга Хаджибейской пересыпи.

До конца XIX столетия обозначились основные портовые сооружения, – молы, причалы, волноломы, гавани, каналы и др. В период от начала 50-х годов до конца 70-х XX столетия стал активно застраиваться морской берег залива от порта и в сторону Лузановки. Остатки естественной пересыпи Хаджибейского лимана исчезли. Еще более заметные преобразования проявились во время возведения жилых и промышленных сооружений между нефтяной гаванью и заводом «Продмаш». Строительство шоссейной и железной дорог нарушили черты лиманной зоны. А после отсыпки территории Лузановского парка были уничтожены последние следы естественной пересыпи Куяльницкого лимана.

Изменения рельефа в Одесском заливе от конца 70-х годов XX века и до настоящего времени были связаны с дальнейшей застройкой территории и созданием искусственных форм берегового рельефа. На песчаных берегах Украины нами впервые были выполнены сезонные наблюдения за динамикой пляжей. Также получены данные о их многолетней динамике, что имеет особо важное практическое значение. Такие закономерности динамики пляжей связаны с локальными литодинамическими условиями, а нами исследованы и интерпретированы.

На протяжение прошедших 35–40 лет с внешней стороны мола нефтегавани был создан вспомогательный причал и защитная дамба для территории завода сельскохозяйственных машин. Она уничтожила естественный пляж и возможности возникновения нового. В сторону моря была выдвинута

береговая территория мясокомбината, завода «Одесскабель» и завода металлических конструкций в виде искусственной террасы, и она также уничтожила небольшой пляж (до 7–8 $м^3$/м), который существовал ранее. Появились базы отдыха общие отдельно и для оздоровления детей отдельно. В 90-х годах появились частные дома, построенные на пляжах или вблизи них. Сплошная полоса пляжа, как это было еще в 60-х годах XX века, перестала существовать. На юго-западном фланге Одесского залива песчаные пляжи стали залегать фрагментарно, отдельными отрезками, но на большинстве участков они исчезли. Кривизна пляжевой дуги Одесского залива сократилась, хотя продолжает быть четко выраженной. Все эти изменения показали, что в Одесском заливе, как и на выровненном берегу, гидротехнические сооружения далеко не всегда гармонируют с песчаными пляжами. К тому же вода залива загрязняется недостаточно очищенными и неочищенными промышленными и бытовыми стоками, нередко – с проходящих судов. Это значительно ограничило обитание моллюсков, а, следовательно, привело к снижению продуктивности источника биогенных наносов.

В течение первого десятилетия XXI века на участке VIII абразионный берег был преобразован: террасирован, выположен, застроен рекреационными домами и сооружениями. У подножья клифа была отсыпана искусственная терраса шириной до 50 м (длина ≈ 500 м). На морском крае террасы построена небольшая гавань для прогулочных катеров и яхт. Она защищена длинными молами: ближний к мысу («внешний») имеет длину более 300 м и выходит на глубину около 4 м. Северо-западнее построен второй мол («внутренний»), длиной около 170 м, он выходит на глубину около 3 м. Поскольку трасса движения основной массы наносов приурочена здесь к глубинам 1,5–4,5 м, то оказался блокированным Аджиясский вдольбереговой поток и расстроена система питания пляжей в береговой дуге Одесского залива.

Крупные известняковые наносы не могут сегодня проходить вдоль берега в залив, поскольку отклоняются «внешним» в открытое море, сбрасываются на глубину до 4–5 м: эти глубины подходят очень близко к мысу. Вероятность их возвращения к берегу невелика, не более 5 %, а ведь их количество составляет более половины всей средней мощности вдольберегового потока. Это как раз основное количество тех наносов, которыми питались исследованные пляжи в прошлые годы. Более мелкие, по-видимому, продолжают обходить отмель напротив м. Северного Одесского и откладываться на дне залива, но они не имеют руководящего значения, поскольку обычно не превышают 25–28 % от всей мощности вдольберегового потока. В этой связи должна проявиться многолетняя закономерность, по которой общая крупность наносов на пляжах Одесского залива должна уменьшаться на протяжение последних 35–40 лет, меняться механический фракционный состав. Это явление должно происходить на фоне общего снижения количества наносов, которыми питаются пляжи береговой дуги Одесского залива. Значит, сложилась ситуация, по которой пляжи в заливе должны деградировать.

С другой стороны, произошли изменения по трассе Аджиясского потока наносов. До середины 70-х годов XX века сумма противоположных ми-

граций пляжеобразующих фракций (≥ 0,1 мм) составляла примерно А ≈ 180 тыс. м^3/год, что обеспечивало хотя и по минимуму, но все затраты пляжеобразующих фракций: на питание пляжей, на истирание обломков породы, на изъятие в состав эоловых форм рельефа, на ветровой вынос в лиманы и волновой вынос на подводный склон, на разгрузку вдольберегового потока и др. Сейчас не менее 35 % длины активных клифов стабилизировано волноотбойными стенками, бермами, каменной наброской, например – возле Фонтанки, Вапнярки, Чабанки, Григорьевки, Южного, Морского. Клифы выположены, террасированы, озеленены как раз на ранее быстрее всего отступающих участках. И хотя заметно сократились потери береговой территории, но одновременно существенно сократились и поступления осадочного материала из клифов. Причем, в первую очередь – крупные фракции обломков известняка. Это значит, что возросла часть наносов с подводного склона, она стала больше, чем из клифов. Такая особенность питания пляжей наносов имеет антропогенную причину, что выявлено впервые. Конечно же, данные изменения не могли не сказаться на морфодинамике и литодинамики пляжей в береговой дуге Одесского залива. По всей видимости, и они также должны приводить к деградации пляжей. На часть вопросов должен ответить анализ динамики берегов в Одесском заливе и на сопредельных участках.

В течение первого десятилетия XXI века на участке VIII абразионный берег был преобразован: террасирован, выположен, застроен рекреационными домами и сооружениями. У подножья клифа была отсыпана искусственная терраса шириной до 50 м (длина ≈ 500 м). На морском крае террасы построена небольшая гавань для прогулочных катеров и яхт. Она защищена длинными молами: ближний к мысу («внешний») имеет длину более 300 м и выходит на глубину около 4 м. Северо-западнее построен второй мол («внутренний»), длиной около 170 м, он выходит на глубину около 3 м. Поскольку трасса движения основной массы наносов приурочена здесь к глубинам 1,5–4,5 м, то оказался блокированным Аджиясский вдольбереговой поток и расстроена система питания пляжей в береговой дуге Одесского залива.

Крупные известняковые наносы (> 2 мм) не могут сегодня проходить вдоль берега в залив, поскольку отклоняются «внешним» молом в открытое море, сбрасываются на глубину до 4–5 м: эти глубины подходят очень близко к мысу. Вероятность возвращения к берегу невелика у крупных наносов, не более 5 %, а ведь их количество составляет более половины всей средней мощности вдольберегового потока. Это как раз основное количество тех наносов, которыми питались исследованные пляжи в прошлые годы. Более мелкие, по-видимому, продолжают обходить отмель напротив м. Северного Одесского и откладываться на дне залива, но они не имеют руководящего значения, поскольку обычно не превышают 25–28 % от всей мощности вдольберегового потока. В этой связи должна проявиться многолетняя закономерность, по которой общая крупность наносов на пляжах Одесского залива должна уменьшаться на протяжение последних 35–40 лет, должен менять-

ся механический фракционный состав. Это явление должно происходить на фоне общего снижения количества наносов, которыми питаются пляжи береговой дуги Одесского залива. Значит, сложилась ситуация, по которой пляжи в заливе должны деградировать.

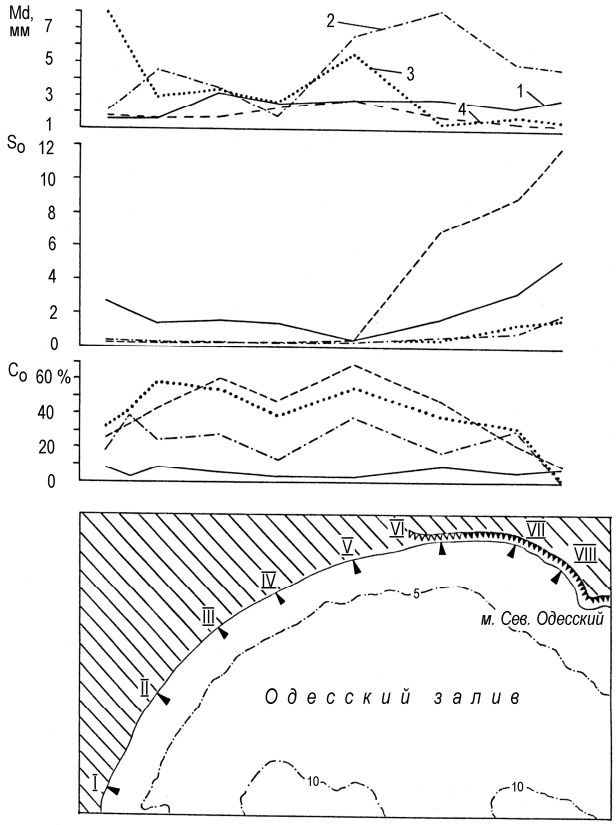


Рисунок 1 – Графики распределения вдоль берега Одесского залива средних многолетних значений медианного диаметра наносов (Md, мм), коэффициента сортировки наносов (So), ведущей фракции наносов 0,1–0,25 мм (Co, %) в среднем за многолетний период в течение различных сезонов года: 1 – зимой; 2 – весной; 3 – летом; 4 – осенью

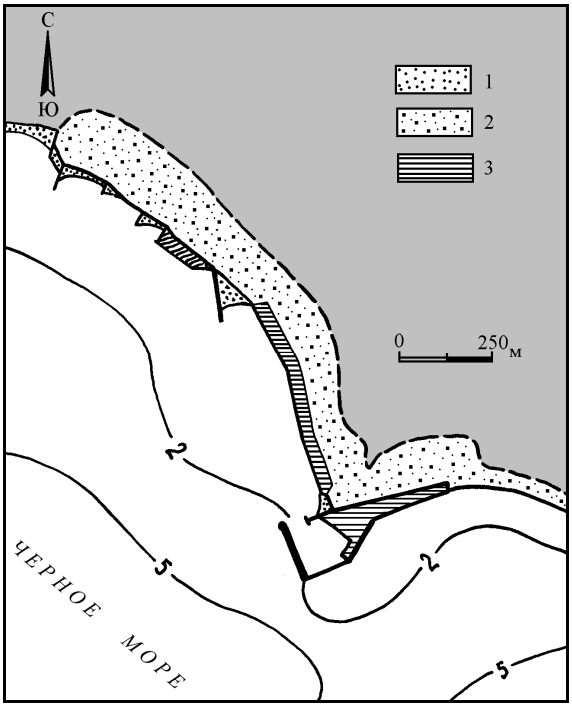


Рисунок 2 – Измененный в 2005–2006 гг. антропогенным фактором берег Черного моря на мысе Северный Одесский. Обозначения: 1 – участки перехвата наносов у новых искусственных препятствий; 2 – полоса выположенного берегового склона; 3 – пассивные гидротехнические сооружения

С другой стороны, произошли изменения по трассе Аджиясского потока наносов. До середины 70-х годов XX века сумма противоположных миграций пляжеобразующих фракций (≥ 0,1 мм) составляла примерно А ≈ 180 тыс. м^3/год, что обеспечивало хотя и по минимуму, но все затраты пляжеобразующих фракций: на питание пляжей, на истирание обломков породы, на изъятие в состав эоловых форм рельефа, на ветровой вынос в лиманы и волновой вынос на подводный склон, на разгрузку вдольберегового потока и др. Сейчас не менее 35 % длины активных клифов стабилизировано волноотбойными стенками, бермами, каменной наброской,

например – возле Фонтанки, Вапнярки, Чабанки, Григорьевки, Южного, Морского. Клифы выположены, террасированы, озеленены как раз на ранее быстрее всего отступающих участках. И хотя заметно сократились потери береговой территории, но одновременно существенно сократились и поступления осадочного материала из клифов. Причем, в первую очередь – крупные фракции обломков известняка. Это значит, что возросла часть наносов с подводного склона, она стала больше, чем из клифов. Такая особенность питания пляжей наносов имеет антропогенную причину, что выявлено впервые. Конечно же, данные изменения не могли не сказаться на морфодинамике и литодинамики пляжей в береговой дуге Одесского залива. По всей видимости, и они также должны приводить к деградации пляжей. На часть вопросов должен ответить анализ динамики берегов в Одесском заливе и на сопредельных участках.

TEMPORAL SAND BEACHES CHANGES IN ODESSA BAY OF THE BLACK SEA WITH DUE REGARD FOR ANTROPOGENOUS FACTORS IMPACT

Shuisky Yu.D., Murkalov A.B.

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

≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈

During long term 1972–2011 morphology and dynamics of sandy beaches linear and volume sizes were researched along shores of the Black Sea between Danube Delta in West and Khersoness Cape in East. This sizes were found smaller on 10–50 % during period of 40 years along curvilinear and rectilinear shorelines. In total, active cliffs long and volume of alongshore drift flows diminished on 30 %, and as result diminished beach-sediment mass, on shores of Odessa Bay especially. Parameters of wave layer dredging were discovered and analyzed on different beaches sites.

СОДЕРЖАНИЕ (ТОМ 1)

Лукьянова С.А.
60 лет РГ «Морские берега» 11

ГИДРО-, МОРФО- И ЛИТОДИНАМИКА МОРСКИХ БЕРЕГОВ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АКВАТОРИИ 23

Орвику К.К., Тониссон Х.
Морской лед и его влияние на прибрежные процессы – Балтийское море, Эстония 25

Тониссон Х., Орвику К.К.
Прибрежные геоморфологические процессы и их отношение к гиродинамическим условиям на острове Осмуссаар, Балтийское море 29

Айбулатов Д.Н., Казюлин Р.А.
Особенности стока воды и наносов в устьях рек Большого Сочи 33

Андрианова О.Р.
Закономерности изменчивости уровня на побережье Черного и Азовского морей за последние 100 лет 37

Андрианова О.Р., Батырев А.А., Белевич Р.Р.
Тенденции межгодовых колебаний уровня мирового океана в течение последнего столетия 42

Афанасьев В.В.
Морфодинамика береговой зоны приливных субарктических морей после устойчивых переходов среднесуточных температур через 0 и проблемы берегозащиты 46

Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.
Аккумуклятивно-дефляционные процессы на морском берегу кос юго-восточной Балтики 52

Балабанов И.П., Манучарянц Е.М.
Современная литодинамика береговой зоны междуречья Мзымта – Псоу 55

Балабанов И.П., Никифоров С.П.
Палеогеографические предпосылки формирования инженерно-геологических условий береговой зоны голоценовых террас Черноморского бассейна 60

Белова Н.Г., Соломатин В.И.
Роль пластовых льдов в динамике юго-западного побережья Карского моря (на примере районов устья р. Оюяхи и пос. Харасавэй) .. 64

Бобыкина В.П., Жураховская П.М.
Пространственная и временная изменчивость гранулометрического состава наносов пляжей Балтийской (Вислинской) косы 67

Бобыкина В.П., Кобелянская Я.С.
Рельеф береговой зоны Вислинской косы (Балтийское море) 71

Бровко М.А.
Литодинамические процессы и антропогенные формы рельефа в пределах северного побережья Азовского моря 75

Ванкевич Р.Е., Исаев А.В., Софьина Е.В.
Оценка и прогнозирование зон затопления прибрежных территорий в результате ввода в эксплуатацию комплекса защитных сооружений (КЗС) в Невской губе 79

Выхованец Г.В.
Морфология и динамика пересыпей причерноморских лиманов в условиях активного антропогенного влияния 83

Гордеева С.М., Малинин В.Н., Дрозд М.В.
Современная изменчивость уровня и водного баланса Балтийского моря 88

Гордеева С.М., Малинин В.Н., Митина Ю.В., Павловский А.А.
К оценке зон затопления побережья курортного района Санкт-Петербурга при возможных изменениях климата в XXI столетии ... 92

Горин С.Л., Игнатов Е.И., Кравчуновская Е.А., Корзинин Д.В., Тембрел И.И.
Морфодинамика Октябрьской косы (Охотоморское побережье Камчатки) 94

Горячкин Ю.Н.
Изменчивость уровня моря и динамика аккумулятивных берегов западного Крыма 98

Григорьев М.Н.
Динамика берегов морей восточной Сибири, объемы выноса материала и береговая база данных 103

Гурова Е.С., Чубаренко Б.В.
Вихревые структуры прибрежных вод юго-восточной Балтики по данным дистанционного зондирования 108

Гущин О.А., Стонт Ж.И.
К вопросу о тепловой конвекции в прибрежных водах Куршского залива 112

Давыдов А.В.
Современная морфодинамика береговой зоны кос «Азовского» типа расположенных в пределах Украины 117

Даньшина А.В., Чанцев В.Ю.
Несимметричность тензора напряжений, как механизм формирования дипольных вихрей на струйных потоках в прибрежной зоне 121

Демиденко Н.А.
Динамика берегов и наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя 123

Денисов В.И., Ткаченко Ю.Ю.
Вещественный и химический состав взвеси российского сектора шельфа Черного моря 127

Дзагания Е.В.
Особенности определения параметров морских волн для строительства гидротехнических сооружений в междуречье Туапсе – Псоу 131

Дианский Н.А., Кабатченко И.М., Фомин В.В., Цвецинский А.С.
Применение гидродинамического моделирования течений и волнения для расчета наносов у западного побережья п-ва Ямал 137

Дивинский Б.В., Грюне И., Косьян Р.Д.
Применение акустических методов в исследованиях динамики донного материала 139

Домнин Д.А., Пилипчук В.А.
Оценка гидрофизических условий Вислинского залива по натурным данным и данным дистанционного зондирования 144

Домнина А.Ю.
Закономерности распределения лагун России в связи с их морфометрическими характеристиками и условиями образования 148

Дунаев Н.Н.
Вклад новейшей тектоники в состояние морских берегов 152

Дунаев Н.Н.
Системный подход при изучении береговой зоны моря 156

Есин Н.В., Есин Н.И., Сорокина О.В.
Об изменении уровня мирового океана в голоцене и эволюции побережья и шельфа Черного моря 160

Есина Л.А., Хворощ А.Б., Есин Н.В., Крыленко В.В., Гицба Я.В., Экба Я.А.
Роль подводных оползневых процессов в эволюции материкового склона и шельфа Черного моря. Влияние оползней на современные береговые процессы 165

Есюкова Е.Е., Стонт Ж.И.
Анализ результатов мониторинга побережья вислинского залива Балтийского моря в 2011–2012 гг. 168

Зимин А.В., Козлов И.Е., Мясоедов А.Г., Мохнаткин Ф.Ю., Жегулин Г.В., Коноплев А.В.
Исследование короткопериодных внутренних волн в Белом море по данным контактных и спутниковых наблюдений 173

Зинько В.Н., Зверев А.С., Федин М.М., Поротов А.А., Мысливец В.И., Путанс В.А.
Керченский пролив в районе Камыш-Бурунской косы по данным высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования 177

Игнатов Е.И.
Геоморфологическая экспертиза современного состояния и прогноз развития Черноморских берегов России 180

Исупова М.В.
Роль устьевых процессов в динамике аккумулятивных форм прибрежной зоны Черного моря (в пределах российского сектора) 184

Карманов К.В.
Исследование изменчивости морского берега Куршской косы по данным дистанционного зондирования в период с 1963 по 2011 год ... 189

Катлине Коблев А.Х., Лещенко С.В., Макаров К.Н.
Накат разрушающихся волн на берег в зонах подводных каньонов 193

Корзинин Д.В.
Применение методов морфометрического анализа для оценки литодинамичсеского режима абразионно-бухтового берега 198

Косьян Р.Д., Подымов И.С.
Экспериментальные исследования динамических процессов береговой зоны Вьетнама 202

Кофф Г.Л., Чеснокова И.В., Борсукова О.В., Павленко О.В.
Сейсмологические, гидрографические и геоморфологические факторы риска цунами на примере побережий Хабаровского края и Приморья 207

Кравчуновская Е.А., Тембрел И.И., Горин С.Л.
Штормовые переливы на Октябрьской косе и их воздействие на автодорогу Усть-Большерецк – Октябрьский 211

Кремез В.С., Островерх Б.Н., Потапенко Л.С.
Методы исследования устьевой и береговой морфодинамики с помощью численных и геоинформационных систем 215

Крыленко В.В., Косьян Р.Д., Крыленко М.В., Кочергин А.Д.
Анализ современной изменчивости гранулометрического состава пляжевых отложений Анапской пересыпи 220

Крыленко М.В., Грюне Й., Косьян Р.Д., Подымов И.С.
Особенности взвешивания песчаных частиц под воздействием регулярного волнения 224

Кузнецов Д.Е., Носков А.И., Огородов С.А.
Использование материалов разновременных аэрокосмических съемок в целях исследования динамики арктических берегов 228

Леонтьев И.О.
Моделирование лито- и морфодинамических процессов береговой зоны: некоторые практические аспекты и примеры 233

Леонтьев И.О., Акивис Т.М.
Прогноз эволюции песчаных кос Гданьского залива в 21 столетии 238

Лещенко С.В., Катлине Коблев А.Х.
Анализ берегозащитных мероприятий в зоне каньона Нового на побережье Имеретинской низменности в Адлерском районе города Сочи 244

Лыгин А.А., Лыгин Ан.А., Хабидов А.Ш.
Обоснование применения функции Дина для расчета профиля динамического равновесия водохранилищ 248

Магрицкий Д.В., Можаева К.В.
Особенности современных изменений морфологии и водного режима водотоков в дельтах Сулака и Терека 253

Мануйлов В.А.
Рельеф и ландшафты подводных береговых склонов островов малой Курильской гряды 258

Марченко А.Г., Никитин И.А., Абрамова Л.П.
Рефракция ветровых волн в мелководной зоне у берегов любой морфоструктуры подводного склона 261

Мысливец В.И., Коротаев В.Н., Зверев А.С., Федин М.В., Федин М.М.
К геоморфологии берегов Севастополя 265

Перейрас Р.П.
Влияние портового строительства на природу лиманов на северном побережье Черного моря 269

Петров В.А., Ярославцев Н.А.
Береговые процессы в зоне подводных каньонов междуречья Мзымта-Псоу 274

Петров В.А., Ярославцев Н.А.
Оценка потерь галечного материала в подводные каньоны на участке берега междуречья Мзымта-Псоу 278

Пешков В.М.
Из опыта защиты морских берегов искусственными пляжами 283

Подымов И.С., Подымова Т.М.
О результатах исследований причин подъема морского дна
Азовского моря в районе Таманского полуострова 287

Прокопов О.И.
Влияние штилевых пауз на оценку ветровых условий в границах
окон погоды аномально холодной зимой 291

Прокопов О.И.
Механизмы формирования изменчивости границ
гидрологических зим в Черном море 295

Прокопов О.И.
Многолетняя изменчивость термических свойств поверхностных вод
прибрежной зоны в северо-восточной части Черного моря летом 299

Сапрыкина Я., Кузнецов С., Штремель М.
Влияние периодических нелинейных процессов при трансформации
волнения на транспорт наносов в береговой зоне 303

Сапрыкина Я.В., Пыхов Н.В.
Экспериментальные исследования инфрагравитационных волн,
порождаемых ветровым волнением 307

Сафьянов Г.А., Коваленко М.А.
Морфодинамические условия гранулометрической дифференциации
наносов береговой зоны Терского берега Белого моря 312

Сергеев А.Ю., Жамойда В.А.
Новые данные о динамике экзогенных геологических процессов
и строение береговой зоны Куршской косы
(Калининградская область) 317

Соколов А.Н.
Модельный анализ пространственной структуры штормового
ветрового волнения в юго-восточной Балтике 321

Софьина Е.В.
Численное моделирование морфодинамики в приливном канале 325

Софьина Е.В., Зимин А.В.
Концепция районирования акватории по особенностям проявления
внутренних волн в интересах обеспечения безопасности подводного
строительства и навигации 330

Ткаченко Ю.Ю., Денисов В.И.
Влияние глобальных климатических изменений
на гидрологическую структуру и динамику прибрежных вод
восточной части Черного моря 334

Фёдорова Е.А., Марусин К.В.
Влияние метеорологических данных на результаты расчетов вдольберегового потока наносов 338

Хомицкий В.В., Ткаченко В.А., Терещенко Л.Н., Воскобойник В.А.
Исследования трансформации ветровых волн на подводных проницаемых бермах берегозащитных сооружений 346

Хомчановский А.Л., Федорова Е.А., Марусин К.В., Хабидов. А.Ш.
Моделирование деформации профиля пляжа Новосибирского водохранилища 348

Чанцев В.Ю., Даньшина А.В.
Формирование субмезомасштабных вихрей и их экологическое значение в прибрежной зоне Туапсе 353

Чусов А.Н., Шилин М.Б., Гуляк Ю.В., Оболонская Т.М., Рябчук Д.В., Сычев В.И.
Современное состояние и возможные направления сукцессии геосистемы береговой полосы территории строительства многофункционального комплекса «Лахта центр» 356

Шабанова Н.Н., Огородов С.А.
Повторяемость штормовых событий безлёдного периода как фактор динамики береговой зоны Ямала 362

Шахин В.М., Шахина Т.В., Радионов А.Е.
Литодинамические процессы в междуречье Мзымта-Псоу 368

Шуйский Ю.Д.
Морфометрические закономерности подводного склона в северной части Черного моря 372

Шуйский Ю.Д., Муркалов А.Б.
Многолетние изменения пляжей в Одесском заливе Черного моря с учетом влияния антропогенного фактора 377

CONTENT (VOL. 1)

Lukyanova S.A.
60 years of WG "Sea coasts" 11

HYDRO-, MORPHO- AND LITHODYNAMICS OF SEA COASTS AND ADJACENT WATERS 23

Orviku K., and Tõnisson H.
Sea ice and its influence to coastal processes – Baltic sea, Estonia 25

Tõnisson H. and Orvikub K.
Coastal geomorphic processes and their relation to hydrodynamic conditions on Osmussaar island, the Baltic sea 29

Aybulatov D.N., Kazyulin R.A.
The peculiarities of water runoff and sediment yeild in the mouth of the rivers of Bolshoi Sochi district 33

Andrianova O.
The regularities of the sea level variation of the Black and Azov seas in the last 100 years 37

Andrianova O., Batyrev A., Belevich R.
Trends of the interannual fluctuations in the world ocean level during the last century 42

Afanasiev V.V.
Morphodynamics of coastal tidal subarctic seas after a stable transition of average daily temperature through 0 and coastal protection 46

Badyukova Ye., Zhindaryev L, Luk'yanova S., Solov'yeva G.
Accumulation-deflationary processes on marine sand bars coasts of the southern-east Baltic 52

Balabanov I., Manachuryantc E.
Modern coastal zone lithodynamics of the interfluve area Mzymta–Psou 55

Balabanov I., Nikiforov S.
Paleogeographic prerequisite for the formation of the geotechnical conditions of the Black sea holocene coastal terrace 60

Belova N.G., Solomatin V.I.
The role of massive ice beds in coastal dynamics on the south-western coast of Kara sea (by examble of oyuyacha river mouth and Kharasavey settlement areas) 64

Bobykina V., Zhurahovskaya P.
Spatial and temporal variability of granulometric composition of the Baltic (Vistula) spit beache sediments 67

Bobykina V., Kobelyanskay J.
Relief of the coastal zone of the Vistula spit (Baltic sea) 71

Brovko M.A.
Lithodynamic processes and anthropogenic forms of relief
within the northern coast of the sea of Azov 75

Vankevich R.E., Isaev A.V., Sofina E.V.
Estimation and forecasting of the flooding of coastal areas
as a result commissioning of the complex of protection constructions (CPC)
in the Neva bay 79

Vykhovanets G.V.
Morphology and dynamics of the limanic barriers along the Black sea
coast under active antropogenous impact 83

Gordeeva S.M., Malinin V.N., Drozd M.V.
Present variations of the Baltic sea level and water balance 88

Gordeeva S.M., Malinin V.N., Mitina Yu.V., Pavlovskiy A.A.
To the estimation of flood zones of Saint-Petersburg's kurortny
district coastal areas at possible climate change in the XXI century 92

Gorin S., Ignatov E., Kravchunovskaya E., Korzinin D., Tembrel I.
The morphodynamics of the Oktyabr'skaya spit
(sea of Okhotsk coast of Kamchatka) 94

Goryachkin Yu.N.
Variability of sea level and dynamics the accumulative coasts
of western Crimea 98

Grigoriev M.
Laptev and east Siberian sea coastal dynamics, sediment fluxes,
and coastal database 103

Gurova Ye., Chubarenko B.
Vortex structures from remote sensing data of the south-eastern
Baltic coastal waters 108

Goushchin O., Stont Zh.
To a question about thermal convection in the coastal zone
of the Curonian lagoon 112

Davydov A.V.
The modern morphodynamics of the «Azov type» spits' coastal zone
within the limits of Ukraine 117

Danshina A., Chantsev V.
Tensor stress asymmetry as a mechanism for the formation
of dipole vortex into the jet flow in the coastal zone 121

Demidenko N.A.
Coastal and estuarine sediment dynamics in the Mezen bay
and estuaries Mezen and Kuloy 123

Denisov V.I., Tkachenko Yu.Yu.
Material and chemical composition of suspended matter
in the russian sector of the Black sea shelf 127

Dzaganiya E.V.
Features of determination of sea wave parameters for construction
of hydraulic engineering constructions to from rever Tuapse to river Psou .. 131

Dianskiy N., Kabatchenko I., Fomin V., Tcvetcinskiy A.
Application of hydrodynamics modelling of flows and waves
for sediment calculation of west coast Yamal peninsula 137

Divinsky B., Gruene J., Kosyan R.
Application of acoustic methods in researches of
the bottom sediment dynamics 139

Domnin D., Pilipchuk V.
Assessment of hydrophysical conditions for Vistula lagoon
by field data and remote sensing data 144

Domnina A.
Patterns of distribution Russian lagoons with corresponding
to its morphometric characteristics and formation conditions 148

Dunaev N.N.
The contribution of newest tectonics to state of seas coasts 152

Dunaev N.N.
The system approach at studying of the sea coastal zone 156

Esin N.V., Esin N.I., Sorokina O.V.
About the world ocean level change in holocene and evolution
of the Black sea coast and shelf 160

**Esina L.A., Khvorosch A.B., Esin N.V., Krylenko V.V.,
Gitsba Ya.V., Ekba Ya.A.**
The role of the submarine landslide processes in evolution of the Black sea
continental slope and shelf. The influence of landslides on modern
coastal processes 165

Esiukova E.E., Stont Zh.I.
Analysis of results of monitoring of Vistula lagoon coast
of the Baltic sea during 2011–2012 168

**Zimin A.V., Kozlov I.E., Myasoyedov A.G., Mokhnatkin F.Yu.,
Zhegulin G.V., Konoplyov A.V.**
Short-period internal waves study in the White sea based on in-situ
and satellite observations 173

Zinko V.N., Zverev A.S., Fedin M.M., Porotov A.A., Myslivets V.I., Putans V.A.
Kerch strait in Kamysh-Burun spit area: high-resolution seismoacoustic approach 177

Ignatov Ye.
Geomorphological assessment of modern conditions and forecasting development of Russian coasts of Black sea 180

Isupova M.
Role of mouth processes in the dynamics of accumulative forms in coastal zone of Black sea (within the russian sector) 184

Karmanov K.
Investigation of coastal variability of Curonian spit of remote sensing data from 1963 to 2011 189

Catline Koblev A.J., Leshchenko C.B., Makarov K.N.
Groundswell of collapsing waves to the coast in the zones of submarine canyons 193

Korzinin D.V.
Application of methods of morphometric analysis in relation to the dynamics of abrasion coast 198

Kos'yan R.D., Podymov I.S.
A Vietnam-Russian field survey for studying of the near shore dynamic and sediment processes 202

Koff G.L., Chesnokova I., Borsukova O.
Seismological, and geomorphic hydrographic tsunami risk factors for far east coast of russia 207

Kravchunovskaya E., Tembrel I., Gorin S.
Extreme storm events on Oktyabr'skaya spit 211

Kremez V., Ostroverkh B., Potapenko L.
On the methods of estuarine and coastal morphodynamics with numerical and geoinformatical systems 215

Krylenko V.V., Kosyan R.D., Krylenko M.V., Kochergin A.D.
Analysis of the modern grain-size composition variability of the Anapa bay-bar beach sediments 220

Krylenko M.V., Grune J., Kosyan R.D., Podymov I.S.
Peculiarities of the sand particles suspending under influence of the regular waves 224

Kuznetsov D., Noskov A., Ogorodov S.
Implementation of different time remote sensing data in investigation of dynamics of arctic coasts 228

Leont'yev I.O.
Modeling the litho- and morphodynamic processes in the coastal zone:
some practical aspects and examples 233

Leont'yev I., Akivis T.
Evolution forecast of the gulf of Gdansk sand spits in 21 century 238

Leshchenko S.V., Catline Koblev A.J.
Analysis of bank protection Measures canyon in the coast of new
Imereti valley in the Adler district of Sochi 244

Lygin A.A., Lygin An.A., Khabidov A.Sh.
Verification of dean's equilibrium beach profile formula
for large man-made lakes 248

Magritskiy D.V., Mozhaeva C.V.
The features of modern changes of morphology and water regime
of channels in Sulak and Terek river deltas 253

Manuylov V.
Relief and landscapes underwater coastel slope islands
of the small Kuril ridge 258

Marchenco A.G., Nikitin I.A., Abramova L.P.
Refractionof wind waves in meshwater zonne by the shores
of any underwater slope morfostructure 261

Myslivets V.I., Korotaev V.N., Zverev A.S., Fedin M.V., Fedin M.M.
On the geomorphology of the Sevastopol's coasts 265

Pereiras R.P.
Sea-port construction impact on liman nature along the Black sea
coastal environment 269

Petrov V.A., Yaroslavtsev N.A.
Coastal processes in zone of underwater canyons on interfluvial area
of Msymta and Psou rivers 274

Petrov V.A., Yaroslavtsev N.A.
Rating of loss of sediments of pebble material into underwater canyons
on interfluvial area of Msymta and Psou rivers 278

Peshkov V.
Coastal protection experience by artificial beaches 283

Podymov I.S., Podymova T.M.
About results of researches of the Azov sea-bottom lifting
in area of the Tamansky peninsula 287

Prokopov O.I.
Effect no-wind pause on valuation wind conditions
in window border weather anomalous cold winter 291

Prokopov O.I.
Mechanisms of variability of hydrological boundaries winters
in the Black sea 295

Prokopov O.I.
Many-year variability of thermal properties of surface water
in the Black sea near shore zone in summer 299

Saprykina Ya., Kuznetsov S., Shtremel M.
Influence of spatial periodicity of wave transformation
in coastal zone on sand transport 303

Saprykina Ya., Pykhov N.
Experimental investigations of infragravity waves generated
by gravity wind waves 307

Safyanov G.A., Kovalenko M.A.
Morphodynamic conditions of coastal deposits' granulometric
differentiation on the Terskiy strand of the White sea 312

Sergeev A., Zhamoida V.
New data of dynamics exogenous processes and structure
of Curonian spit coastal zone (Kaliningrad region) 317

Sokolov A.
Spatial distribution of stormy wind waves in the south-eastern Baltic:
numerical modeling results 321

Sofina E.V.
Numerical modelling of the morphodynamics in the tidal channel 325

Sofina E.V., Zimin A.V.
The concept of aquatic basins zoning by the internal waves features
aimed for navigation and underwater construction safety 330

Tkachenko Yu.Yu., Denisov V.I.
Influence of global climate changes on hydrological structure
and dynamics of the eastern part of the Black sea near-shore waters 334

Fedorova E., Marusin K.
The influence of meteorological data on calculation
of longshore sediment transport 338

Khomickiy V.V., Tkachenko V.A., Tereshchenko L.N., Voskoboynik V.A.
Researches of transformation of wind waves on submarine permeable
bermakh of beregozaschitnykh buildings 346

Khomchanovsky A., Fedorova E., Marusin K., Khabidov A.
Simulation of beach profile changes in Novosibirsk reservoir 348

Chantsev V., Danshina A.
Formation of sub-mesoscale vortices and their environmental significance
in the Tuapse coastal zone 353

Chusov A., Shilin M., Gulyak Yu., Obolonskaya T., Ryabchuk D., Sychyev V.
Current status and future directions of geosystem succession of foreshore construction site of multifunctional complex “Lakhta center” .. 356

Shabanova N., Ogorodov S.
Open water storm events frequency as coastal dynamics factor at western Yamal 362

Shakhin V.M., Shakhina T.V., Radionov A.E.
The lithodynamic processes in the interfluve Mzymta-Psou 368

Shuisky Yu.D.
Morphometric regularities of submarine slope within northern sector of the Black sea 372

Shuisky Yu.D., Murkalov A.B.
Temporal sand beaches changes in Odessa bay of the Black sea with due regard for antropogenous factors impact 377

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.

Том 1

Технический редактор А.С. Семенов

Компьютерная верстка Л.С. Попова

Дизайн обложки Л.С. Попова

Подписано в печать 20.09.2012
Бумага «Снегурочка»
Печ. л. 24,75
Усл. печ. л. 22,3
Уч.-изд. л. 20,0

Формат 60×84 $^{1}/_{16}$
Печать трафаретная
Изд. № 309
Тираж 200 экз.
Заказ № 715

ООО «Издательский Дом – Юг»
350072, г. Краснодар, ул. Московская, 2, корп. «В», оф. В-120
тел. 8-918-41-50-571

e-mail: olfomenko@yandex.ru Сайт: http://id-yug.narod2.ru