

# 03, март 2016

УДК 502.051

**Динамика формирования шельфовой зоны в условиях  
нестационарности поверхностных вод**

**Кузьмина М.С.** соискатель

*Россия, 105005, г. Москва, МГТУ им. Н.Э. Баумана,  
кафедра «Высшая математика»*

**Говор С.А.** аспирант

*Россия, 105005, г. Москва, МГТУ им. Н.Э. Баумана,  
кафедра «Высшая математика»*

*Научный руководитель: Сидняев Н.И., д.т.н, профессор  
Россия, 105005, г. Москва, МГТУ им. Н.Э. Баумана,  
кафедра «Высшая математика»*

[sidnyaev@bmstu.ru](mailto:sidnyaev@bmstu.ru)

**Введение**

Для строительства геотехнических сооружений у берегов моря отвоевываются обширные акватории. В Японии, например из-за нехватки прибрежных участков суши пригодных для погрузочно-разгрузочных операций, создаются новые площади искусственной суши. Издавна отвоевывают у моря новые площади голландцы. Всем известно, что около половины территории Голландии лежит ниже уровня океана, и приходится строить очень протяженные защитные дамбы. Голландия ведет большие работы по осушению прибрежных мелководных акваторий для самого разнообразного использования. За время существования Голландии, а главным образом за последние 200 лет, осушены многие десятки тысяч гектаров бывших ваттов. Возможности техники в настоящее время столь велики, что проектируется постройка целых островов на открытом море. Так, в Северном море планируется создание искусственного острова площадью 5 тыс. га для вывоза нефти с морских нефтепромыслов [1]. Более 90 % всех перевозок международного торгового оборота осуществляется по морю. Мировой торговый флот насчитывает в настоящее время более 65 тыс. судов грузоподъемностью 700 т и выше, среди них имеются мощнейшие супертанкеры грузоподъемностью до 400 и даже 600 тыс. т. Каждое из этих судов начинает свое плавание от берега и заканчивает его у берега. Только из этого факта можно сделать вывод об огромном прессинге, который оказывает

человек на береговую зону морей и океанов, и вместе с тем об огромном значении морских берегов для экономической деятельности человечества [3].

Так, например, для строительства портов приходится сооружать молы и волноломы, которые практически всегда оказывают то или иное, чаще отрицательное, воздействие на режим береговой зоны, вызывая обмеление акватории порта или прилегающих к нему участков дна или же так называемые низовые размывы. Разрушение берегов волнами там, куда благодаря строительству мола или волнолома наносы уже не поступают в том объеме, который бы обеспечил полную “загрузку” потока наносов. Возникающий вследствие этого или каких-либо иных причин размыв берега в большинстве случаев нежелателен, с ним надо бороться различными инженерными средствами. Воздвигая сооружения по защите берега от размыва, человек продолжает вмешиваться в природные процессы, протекающие в береговой зоне, что нередко приводит к отрицательным последствиям [4].

При проектировании морских геотехнических сооружений возникает необходимость определить расчетную высоту волны заданной обеспеченности в режиме и системе. С этой целью выполняется статистическая обработка данных наблюдений и построение кривых распределения (обеспеченности) высот волн. Обработке подвергаются максимальные высоты волн за год по каждому направлению (румбу), имеющие 50 % обеспеченность в системе за срок наблюдений. Способ статистической обработки высот волн выполняется по соответствующим методикам [5]. Продолжительность ряда наблюдений должна быть не менее 15 лет [6].

Для класса капитальности проектируемого сооружения устанавливается обеспеченность расчетной высоты волны в системе. В качестве расчетной принимается высота волны того направления, при котором угол между линией берега и фронтом волны наибольший. Значения расчетных волн в системе требуемой обеспеченности определяются умножением найденной расчетной высоты волны в режиме, которая имеет 50 % обеспеченность в системе, на коэффициенты, приведенные в работе [6,7]. Необходимо заметить, что кратковременные, в том числе суточные, колебания уровня еще более значительны. Они определяются, прежде всего, приливо-отливными и сгонно-нагонными явлениями [8]. Как известно, высота приливов (отливов) меняется в течение месяца. При этом максимальная высота приливов (так называемые сизигийные приливы) может достигать 18 м (залив Фанди) и на значительной части побережья Мирового океана составляет 1–2 м. При длительных ветрах с моря происходит перемещение к берегу огромных масс воды, а при противоположных ветрах перемещение воды от берега в море,

и при этом уровень моря (океана) также может изменяться на несколько метров. Морское волнение, также создает нагон воды к берегу и, следовательно, обуславливает изменение поверхности в море или океане [9, 10]. Приливы и нагоны, отодвигая границу в сторону суши, расширяют зоны берега, а отливы и сгоны сужают ее. Берег – это прилегающая к береговой линии полоса земной поверхности, периодически осушаемая или заливаемая и при данном уровне моря постоянно испытывающая воздействие волнения прибойного потока, приливов-отливов и сгонов-нагонов [10, 11]. Со стороны моря на неприливных морях к береговой линии примыкает полоса морского дна, которая при данном среднем уровне моря подвержена воздействию морского волнения, являющегося ведущим фактором динамики рельефа в пограничной полосе, располагающейся между сушей и открытым морем. Эта полоса морского дна есть подводный береговой склон. Совокупность берега и подводного берегового склона образует береговую зону [12]. Это – зона современного постоянного взаимодействия суши и моря, одна из важнейших и наиболее ярко выраженных “контактных” зон в океане. Она представляет собой основной объект геоморфологии морских берегов – отрасли геоморфологии, изучающей формы рельефа земной поверхности, динамические процессы и отложения береговой зоны. Береговая зона – это определенное трехмерное пространство, включающее в поверхность моря и водную толщу, и дно, это пространство ограничено с одной стороны береговой линией, а с другой – створом, соответствующим нижней границе зоны активного воздействия волнения на дно моря.

### **1. Волны и берег**

Большинство динамических факторов, действующих в береговой зоне, различные виды движения воды. Важнейшими среди них являются ветровое волнение и производные от него гидрологические явления: зыбь, прибойный поток, волновые течения. Кроме того, большое значение имеют такие гидродинамические факторы, как приливо-отливные и сгонно-нагонные явления, включающие в себя как кратковременные изменения уровня моря или океана, так и связанные с ними течения, стоковые течения, цунами, рассеивание энергии постоянных течений на мелководьях, стоковые течения рек, стоячие волны (сейши).

Расчеты общего потока волновой энергии к берегам Мирового океана [6], показали, что минимальная его величина составляет около 3-10<sup>9</sup> кВт. Расчеты потока приливной энергии океанских берегов дают величину 2,7-10<sup>9</sup> кВт. Постоянные океанические течения рассеивают на мелководьях около 0,2-10<sup>9</sup> кВт. Приведенные ориентировочные цифры

ярко свидетельствуют об огромных энергетических ресурсах береговой зоны, которые используются пока в ничтожной мере [10, 13].

Ведущая роль морского волнения в динамике береговой зоны несомненна. Различают ветровое волнение и зыбь. Ветровое волнение возникает при воздействии движущихся масс воздуха – ветра – на водную поверхность. При этом в поверхностном слое воды, толщина которого определяется скоростью и длительностью ветра, длиной его пути над водной поверхностью “длине разгона”, возникают колебательные движения [4]. Сущность их заключается в том, что частицы воды приходят в движение по орбитам, располагающимся в вертикальной плоскости в направлении действия ветра. В идеальном случае эти орбиты имеют вид окружности, и, следовательно, скорости движения частиц во всех точках орбиты должны быть одинаковы [14]. При этом частицы воды располагаются рядами, вследствие чего находящаяся в волновом движении поверхность представляется наблюдателю в виде чередующихся и расположенных параллельно друг другу ложбин и валов. Благодаря небольшой вязкости воды при прекращении фактора, вызвавшего волнение, ветра, поверхность моря еще долгое время остается беспокойной. Напротив, после того, как ветер стих, происходит упорядочивание волнения: волны интерферируют, малые волны поглощаются большими, они приобретают симметричный поперечный профиль, упорядочиваются их высоты, длины, период, более или менее короткие и непараллельные ранее гребни волн выстраиваются в ряды волн большой протяженности, параллельные друг другу. Это – волны зыби.

Для характеристики морских волн используются следующие величины (рис. 1) высота волны  $h$  – превышение гребня волны над ложбиной; длина волны  $L$  – расстояние между двумя соседними гребнями;  $T$  – время, в течение которого совершается полный путь частицы по орбите. В волне различают такие элементы, как гребень, склоны, ложбина, фронт, луч волны.

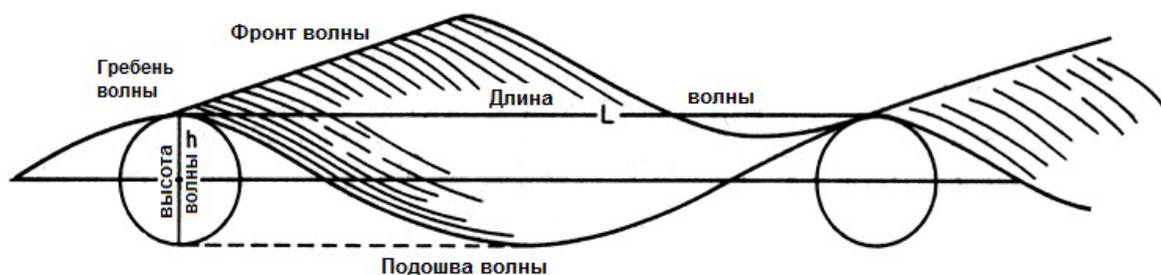


Рис. 1. Основные элементы и параметры волн

Морская волна обладает потенциальной и кинетической энергией. Полная энергия волны описывается формулой:

$$E = \frac{1}{8} \rho g h^2 L ,$$

где  $\rho$  — плотность воды,  $g$  — ускорение силы тяжести. Из этой формулы видно, что важнейшее значение для характеристики энергии волны имеет ее высота.

В теории морских волн доказывается, что размах волновых колебаний в толще воды при увеличении глубины в арифметической прогрессии, уменьшается в геометрической прогрессии [1, 2].

На практике волны оказываются совсем не такими идеализированно синусоидальными, как это подразумевалось выше. Лишь случайно естественные или искусственно созданные в результате дифракции или движения в каналах волны становятся близки к идеальным. Обычно же в море наблюдаются нерегулярные волны с переменными частотой, направлением и амплитудой. Под воздействием превалирующего ветра движение волн может приобретать преимущественное направление (например, юго-западное или северо-восточное для волн, набегающих на побережье Британских островов). Более нестабильные ветры вызывают нерегулярное движение вод с характерным более коротким периодом – штормовые волны. При глубине моря порядка 30 м и менее возможны фокусирующие и направляющие эффекты, в отдельных местах они могут привести к появлению более регулярных или более мощных волн. Волновые энергетические устройства должны противостоять широкому спектру природных условий, должны быть предназначены для извлечения максимума мощности в среднем за достаточно длительный период и независимо от района размещения. При проектировании подобных устройств необходимо в первую очередь понимать возможность значительного усиления волн по сравнению с типичными для данного района, по крайней мере, раз в 50 лет.

Различают волны глубокого моря и волны мелководья. Все сказанное ранее относилось к волнам глубокого моря. Волны мелководья – это те волны, которые проходят над глубинами, меньшими, чем длина волны. Значит, это такие волны, которые испытывают воздействие морского дна. Это воздействие, в частности, проявляется в том, что орбиты колеблющихся частиц воды деформируются и приобретают вид неправильных, сплюснутых снизу эллипсов. В результате возникает неравенство орбитальных скоростей, которое получило название асимметрии скоростей: скорости движения частиц воды по орбите в сторону берега становятся больше, чем скорости движения, направленного от берега. Неравенство прямой и обратной волновых скоростей

при такой деформированной орбите можно объяснить неравенством угловых скоростей в ее верхней и нижней частях, что хорошо видно на соответствующем рисунке 2, тогда как при круговой орбите угловые скорости в любых ее точках одинаковы [14].

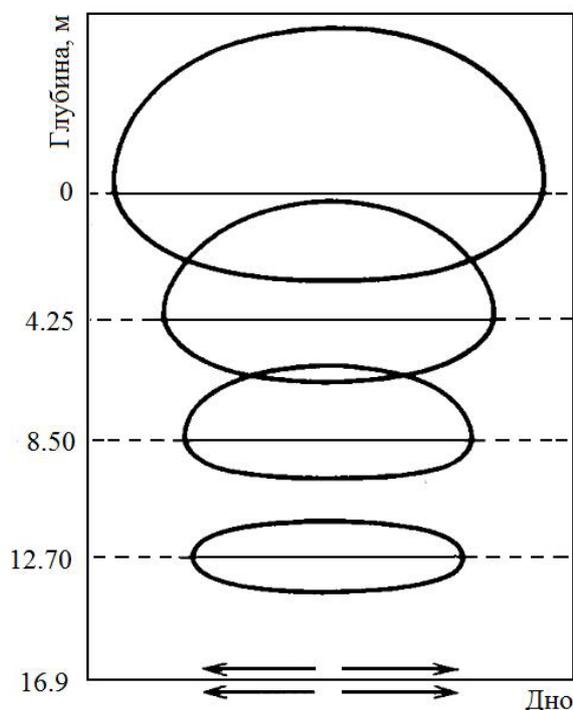


Рис. 2. Характер орбит частиц воды в волне мелководья

Асимметрия скоростей волновых движений имеет важное значение для динамики наносов в береговой зоне. Она определяет разный характер движения частиц наносов в береговой зоне, имеющих разную крупность. Более крупные частицы могут прийти в движение лишь при больших скоростях, но эти большие скорости направлены в сторону берега. Следовательно, крупные частицы наносов на дне в береговой зоне в общем случае имеют тенденцию к движению вверх по склону, в сторону береговой линии. Мелкие частицы, напротив, в состоянии прийти в движение при очень малых скоростях, а при больших могут оторваться от дна, перейти во взвешенное состояние и затем оказаться во власти течений, направленных от берега [15].

## 2. Разрушение волн и прибойный поток

Деформация орбиты в волне сопровождается деформацией профиля волны. Передний склон волны по мере уменьшения глубины, т.е. по мере приближения к берегу, становится все круче. Наконец, крутизна склона достигает критической величины, и гребень волны, нависая над ложбиной, обрушивается. Такое разрушение волны происходит обычно на

глубине, близкой по своему значению к  $0,5-1,0h$  (рис. 3). Здесь заштрихована та часть водной толщи, в которой перенос происходит в сторону берега. Стрелки — направление переноса.

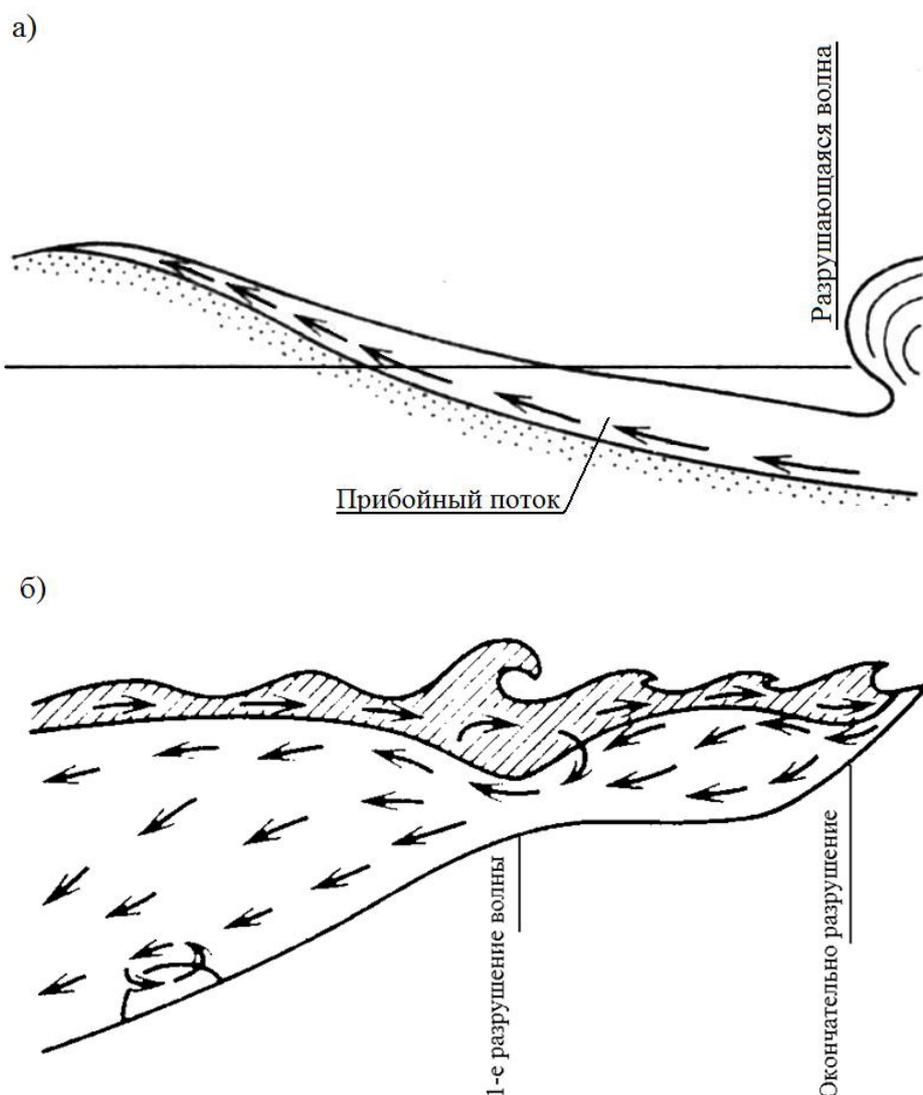


Рис. 3. Динамика разрушения волн: а) волновой перенос в береговой зоне; б) прибойный поток и распределение скоростей в нем

В силу неоднородности поля ветра волны даже при одном и том же волнении неодинаковы. Поэтому разрушение волн происходит в пределах хотя и вполне определенной, но все же довольно широкой зоны. В этой зоне волновое движение воды переходит в турбулентное, т.е. гидродинамика ее одновременно характеризуется остаточным волновым и накладывающимся на него турбулентным движением воды [4, 9].

При разрушении волны ее гребень преобразуется в плоский поток воды, взбегающий на берег, так называемый прибойный поток или накат. Движение его происходит по

инерции, которой обладает масса воды, образовавшей этот поток в результате обрушения гребня. Здесь уже колебательное движение воды практически полностью прекращается и сменяется турбулентным. Если берег имеет вид обрыва или уступа, прибойный поток ударяется об этот обрыв и гидравлически воздействует на него, в результате чего может происходить разрушение уступа прибоем – абразия берега. Если берег имеет вид аккумулятивной наклонной поверхности – пляжа, то прибойный поток, взбегая вверх по этой поверхности, теряет скорость, и затем, когда она достигает нулевого значения, происходит сток воды под действием силы тяжести, т.е. в направлении наибольшего уклона этой поверхности (откат). Прибойный поток и является тем фактором, который обуславливает перемещение наносов и их аккумуляцию на берегу, т.е. в пределах зоны, лежащей выше положения среднего уровня моря при спокойных условиях.

Прибойный поток представляет собой заплеск воды вверх по пляжу (накат) и сменяющий его обратный отток (откат). Прямой поток получает энергию при окончательном разрушении волны, а обратный – за счет силы тяжести. Максимум скорости прямого потока приходится на начало потока, вверх по пути его следования она уменьшается. Градиент скорости заплеска определяется одним параметром – уклоном поверхности, по которой взбегает заплеск. При волнении, характеризующемся высотой волны на подходе к береговой зоне 1 м, максимальная скорость прибойного потока в нижнем двухметровом (по протяжению) его отрезке составляла 4 м/с. Далее на последующих двухметровых отрезках скорость составляла соответственно 2,5; 2,2; 0,8; 0,6; 0,4 м/с [6,7]. Обратный поток наращивает свою кинетическую энергию при движении вниз, тем самым максимум его скорости также приходится на нижнюю часть зоны прибойного потока. Средние скорости обратного потока всегда меньше средних скоростей прямого. По гидродинамическим условиям вся зона прибойного потока четко разделяется на три части ту, которая в течение всего времени действия волнения находится под водой, на попеременно то обсыхающую, то затопляемую и затопляемую только при экстремальных заплесках. Гидродинамическое разделение береговой зоны весьма неоднородна, она также может быть разделена на три неравных по ширине, площади и объему подзоны подводного берегового склона или, применительно к поверхности моря, подзону взморья, разрушения волн, прибойного потока. Такая дифференциация береговой зоны точнее отражает ее гидродинамическую неоднородность.

Волновые процессы, создавая неоднородность гидродинамического поля, обуславливают образование в береговой зоне различных течений, имеющих важнейшее значение прежде всего для лито динамических процессов, т.е. процессов перемещения

осадочного материала [10] различает энергетические (вдольбереговые), градиентные, разрывные течения, компенсационные против течения. Кроме того, важную роль в динамике береговой зоны играют ветровые течения. При косом подходе волн к берегу возникает поток энергии, который состоит из вдольбереговой и нормальной к берегу составляющих. Энергетическое (вдольбереговое) течение представляет собой перенос воды вдоль берега при косом подходе волн. Оно обусловлено вдольбереговой составляющей соответствующего волнового потока энергии и может быть выражено в любой части береговой зоны, но наиболее эффективно в подзоне разрушения волн. Считают, что примерно 0,15 общей энергии волны переходит в волновое энергетическое течение [6]. Градиентное течение возникает в случае наклона уровня моря вдоль берега, неоднородности положения поверхности. Такой наклон образуется вследствие неравномерности волнового нагона, неоднородности поля рефракции волн или рельефа подводного берегового склона. Естественно, что такое течение прослеживается от участков с превышением уровня к участкам с пониженным уровнем. Компенсационные против течения занимают особое место в обмене веществом между прибойной зоной и зоной разрушения волн, с одной стороны, и зоной подводного берегового склона (взморья) с другой. Причиной их возникновения является волновой нагон масс воды, возникающий за счет нормальной к берегу составляющей волнового переноса. У прямолинейного берега с параллельными изобатами возникают компенсационные потоки как отток излишков воды, направленные в море по нормали к изобатам. У изрезанных берегов картина может быть более сложной, но и здесь для каждого малого отрезка берега, который можно уподобить прямой линии, этот принцип выдерживается. В ряде случаев компенсационный отток осуществляется разрывными течениями. Разрывные течения представляют собой также один из механизмов оттока вод от берега в море. Образованию разрывных течений способствует неоднородность рельефа или очертаний берега. Неоднородность поля рефракции волн также может обусловить образование разрывных течений. Скорость разрывного течения, может превосходить 1 м/с, оно захватывает большой объем воды и способно привести во взвешенное состояние крупные массы наносов. В «головной части» разрывного течения происходит расширение и распластывание струи потока, скорости на некотором расстоянии затухают, и массы воды вновь вовлекаются в движение, направленное к берегу.

### **3. Ветровые течения и ветровой нагон**

Ветровые течения [10] следует рассматривать как течения открытого моря, созданные полем ветра, заходящие в пределы прибрежного мелководья. Поскольку ветер

действует обычно на большей площади, чем площадь береговой зоны, здесь могут действовать только периферийные области ветровых течений. Источником энергии ветрового течения в береговой зоне является, как и в открытом море, энергия ветра, а основным механизмом, передающим энергию воде, касательное напряжение. По абсолютной величине скоростей ветровые течения уступают волновым в 3-5 раз. Если ветровое течение не параллельно берегу, то оно неизбежно вызывает изменение уровня моря в береговой зоне. Длительные и сильные ветры, направленные с моря на сушу, обуславливают общее перемещение масс воды в сторону берега, причем при малых глубинах этим движением может быть охвачена вся толща воды. Согласно расчетам скоростей нагонного ветрового течения, ураганный ветер скоростью 40 м/с создает градиентное течение со скоростью 4 см/с. Очевидно, что, чем больше длина пути ветра над водной поверхностью, тем больше подъем уровня, и, если, например, ураган проходит над морем до берега 100 км, подъем уровня у наветренного берега составит 6 м. При этом надо иметь в виду, что обычно у отмелях берегов размах колебаний уровня, связанный со сгонами и нагонами, больше, чем у приглубых.

Известны средние и экстремальные величины ветровых нагонов для различных регионов так, для Белого моря средняя величина ветрового нагона 0,3 м, для Каспия 0,5–0,7 м, для западного берега Желтого моря 0,6 м. Но, в году бывает немало штормов, вызывающих нагоны гораздо более высокие. В связи с этим ветровые нагоны создают большие проблемы во многих пунктах побережий Балтийского, Каспийского и многих других морей. В некоторых районах побережья Мирового океана высокие нагоны накладываются на сизигийные приливы, и в этих возникают катастрофические наводнения, как, например, в Бангладеше, где уровень воды может подняться на 10-11 м выше нулевой отметки [5].

Так, например, глобальный анализ метеорологических полей, осуществляемого Национальным центром атмосферных исследований США (поля давления на уровне моря с шагом по времени 6 часов и 2,5 на 2,5 градуса по пространству продолжительностью 10 лет за 2000-2012 г.г.) осуществляется по следующим параметрам:

— по полям атмосферного давления рассчитываются поля скоростей приводного ветра (исходная информации по полям приземного атмосферного давления получена из региональной атмосферной модели Гидрометцентра России с дискретностью 6 часов);

— учтены поля температуры и солёности моря по данным имеющихся наблюдений (использованы 12 среднемесячных климатических полей температуры и солёности);

С использованием специальной математической модели, учитывающей приливные явления в бассейне Баренцева моря, учтены 8 главных приливных гармоник, и выполнены гидродинамические расчеты суммарных течений с дискретностью 1 час.

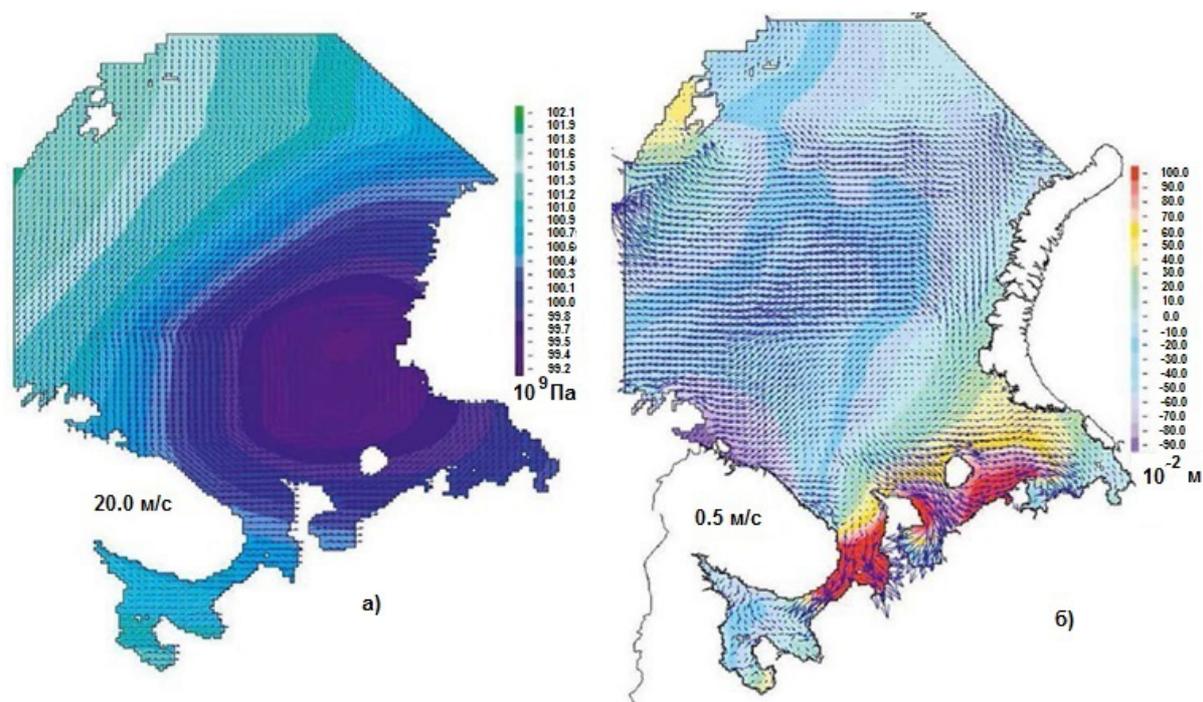


Рис. 4. Котидальные карты главной гармоники для Баренцево моря: а) поля давлений на уровне моря; б) прилива волны (для сентября)

В качестве примера на рис. 4, а., б. приведены поля давлений на уровне моря и поля расчетных данных по направлениям и силе приводного ветра, уровней моря, направлений и скоростей течений на поверхности моря для двух расчетных гидрометеорологических ситуаций. Надо заметить, что, скорости приливных течений в Баренцевом море значительно больше скоростей постоянных непериодических течений. Карты эллипсов приливных течений и котидальные карты получены для 8 гармоник прилива. На рис. 4, б. приведены котидальные карты главной гармоники прилива волны для сентября, когда почти все Баренцево море свободно ото льда, и апреля, когда ледовитость моря наибольшая. Гидрометеорологические данные для моделирования распространения разливов в изменяющихся ледовых условиях также получены в виде функций распределения скорости ветра, рассчитанных по данным реанализа метеорологических полей за 10-летний период с 01.01.2000 по 31.12.2009. Для расчета использовались содержащиеся в реанализе данные о скорости ветра на высоте 10 м.

При распространении волн в открытом море под некоторым углом к береговой линии фронт волны неодновременно вступает в пределы мелководья, т.е. одни, ближние к

берегу его участки начинают испытывать воздействие дна раньше, чем другие, которые еще находятся над большими глубинами моря. В результате происходит замедление скорости распространения фронта волны на участке над мелководьем, тогда как часть фронта, находящаяся над глубоким морем, продолжает постепенный разворот фронта волны, тем больший, чем ближе в целом фронт волны располагается по отношению к береговой линии. Этот процесс разворота фронта волны получил название рефракции волн. Если рефракция осуществляется полностью, то фронт волны устанавливается параллельно береговой линии, и волны, таким образом, подходят к берегу уже под прямым углом.

Если береговая линия извилиста, состоит из чередующихся бухт и мысов, то фронт волны стремится стать параллельным каждому элементарному отрезку береговой линии, который можно уподобить прямой. В результате происходит изгиб фронта волны, при котором его очертания в смягченной форме как бы повторяют контуры береговой линии. При этом у мысов будет происходить сближение фронтов волн, а в бухтах – их расхождение, что отражает процесс концентрации волновой энергии у мысов и рассеивание ее в бухтах, так как количество удельной энергии на единицу длины фронта у мысов, где происходит как бы его сжатие, будет гораздо большим, чем в бухтах, где происходит растягивание фронта волны.

Для изучения этого явления строятся так называемые планы рефракции. Это чертежи, на которых системой линий показаны положения гребней волн на поверхности моря в зоне рефракции. С этой целью строится система ортогоналей, линий распространения луча волны, которые зависят от направления распространения волны на глубокой воде и от глубины моря, и по ним устанавливается положение гребня волны. При этом ортогоналя в зависимости от очертаний берега и рельефа дна будут либо сходиться, либо расходиться, т.е. будут испытывать конвергенцию или дивергенцию. Так, у мысов, а также в местах, где изобаты располагаются близко друг к другу, отмечается конвергенция, а в заливах или на мелководьях – дивергенция. Там, где происходит конвергенция, имеет место концентрация волновой энергии, а на участках дивергенции – ее рассеивание, диссипация. В соответствии с этим на участках конвергенции происходит увеличение высоты волны, а на участках дивергенции – ее уменьшение. Это неизбежно ведет к неравенству уровней моря на участках дивергенции и конвергенции. При наличии периодически повторяющихся вдоль берега возмущений волнового поля (в частности, при рефракции), заключающихся в неравенстве высот волн и отметок уровня вдоль берега, движение воды в горизонтальной плоскости должно распадаться на ряд замкнутых

круговоротов или циркуляционных ячеек, обеспечивающих водообмен между областью не разрушенных волн и прибойной зоной. От участков с большой высотой волн и соответственно высоким уровнем моря, т. е. участков конвергенции, происходит отток к участкам дивергенции, где за счет слияния оттоков двух соседних циркуляционных ячеек образуется разрывное течение. Аналогичные циркуляции возникают и при таких ситуациях, как, например, чередование мысов и бухт, изменение глубин вдоль берега (например, в бухте будет образовываться разрывное течение, питаемое оттоком вод со стороны мыса). В наиболее общем случае образование циркуляционных ячеек, одно из важнейших следствий рефракции, так как последняя всегда отражает и особенности рельефа дна, и специфику контуров береговой линии.

#### **4. Приливы и отливы**

Расчеты показывают, что поток энергии прилива, вносимый в береговую зону, лишь немного уступает по своей величине потоку волновой энергии. Известно, что в зависимости от сочетания сил лунного и солнечного притяжения величина прилива в течение лунного месяца (28 дней) дважды достигает своего максимального и дважды минимального значения [5]. Максимальные приливы называются сизигийными, поскольку они бывают в сизигии, в новолуние и в полнолуние. Минимальный прилив называется квадратурным, поскольку он наблюдается во время квадратур, т. е. первой и третьей четвертей фаз Луны. Наибольшая величина приливов в сизигии объясняется тем, что при новолунии и полнолунии Луна и Солнце находятся на одной прямой по отношению к Земле и их приливообразующие силы “складываются”, а в квадратурах действуют под прямым углом друг к другу, вследствие чего во время этих лунных фаз приливы становятся наименьшими. Известно, что сила притяжения прямо пропорциональна массе тела, но обратно пропорциональна квадрату расстояния между взаимодействующими телами. Поэтому приливообразующая сила Луны в 2.17 раза больше приливообразующей силы Солнца и является определяющей [3,8].

Физика приливов изучается со времени И. Ньютона, который на основе своей теории притяжения разработал так называемую статическую теорию приливов. Согласно этой теории, в частности, максимальная теоретическая величина прилива должна быть 0,8 м. Действительно, на многих океанических островах высота прилива близка к этой величине. Однако в иных районах побережья она во много раз выше, достигая максимума в заливе Фанди на северо-востоке Северной Америки 18 м. Ньютон при разработке статической теории сделал ряд допущений, которые, как оказалось в дальнейшем, являются причиной существенных отличий реальной картины от теоретической. Дальнейшая разработка

теории приливов связана с Лапласом, который ввел представления о приливах как крупных волнах с очень большим периодом (от 0,5 до 1 суток). Поскольку возмущающие силы действуют на водную толщу океана периодически, они должны вызывать в океане периодические колебательные движения.

Идея о волновой природе приливных явлений очень продуктивна еще и потому, что она объясняет наличие приливных и отливных течений, которые имеют важнейшее значение в транспортировке осадочного материала в береговой зоне и образовании различных береговых аккумулятивных форм рельефа рис. 5. При приливе масса воды устремляется к берегу, а при отливе от берега в море. Это наиболее обычный вид приливного течения, который получил название реверсивного. Важной особенностью при этом является четко выраженное неравенство времен, следовательно, и скорости прилива и отлива. Прилив менее продолжителен по времени, чем отлив, и приливное течение имеет большую скорость, чем отливное.

В суживающихся к вершине заливах при прохождении приливной волны нередко наблюдается резкое возрастание ее высоты. В суживающемся заливе общее протяжение фронта волны сокращается, происходит перераспределение энергии, что ведет к возрастанию высоты приливной волны.

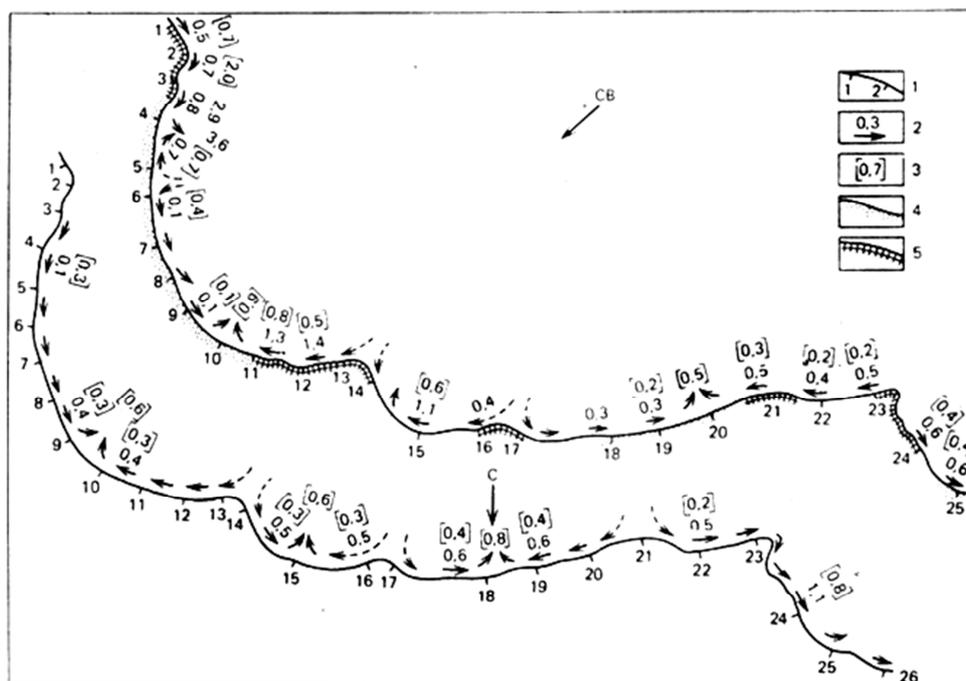


Рис. 5. Циркуляционные ячейки: 1 — условная сеть опорных пунктов вдоль побережья; 2 — направление и скорость течений, м/с; 3 — расход взвешенных наносов, м<sup>3</sup>/с; 4,5 — участки аккумуляции обломочного материала и размыва берега соответственно

При малой глубине в таком заливе для прохождения приливной волны очень важное значение имеет увеличение глубины во время прилива, а для отлива — уменьшение глубины в ходе отлива. К каким последствиям это приводит, мы можем увидеть на следующем примере. Представим себе, что в суживающийся залив с глубиной 8 м входит приливная волна, имеющая в открытом море длину 900 км. Пусть после вхождения в залив величина прилива достигает 4 м, тогда, по Лагранжу, скорость распространения гребня будет равна 10 м/с, а подошвы — только 7,73 м/с. Поскольку первоначальное расстояние между гребнем и подошвой равно  $900:2 = 450$  км, то гребень волны, ежесекундно проходя на 2,25 м больше, чем подошва, через  $450\ 000:2,25 = 200$  тыс. с, или примерно через 2,5 суток, нагонит подошву предшествовавшей волны. При слиянии гребня волны с подошвой предшествовавшей волны фронт волны принимает вид гигантского водяного вала с почти вертикальным фронтальным склоном, с большой скоростью распространяющегося вверх по заливу (или по приустьевому участку крупной реки, например Амазонки). Такой вид прилива получил название бора или маскарэ. Прохождение бора высотой более 5,5 м наблюдалось нами, например, в заливе Ханчжоувань, на побережье Восточно-Китайского моря. Скорость приливного течения при прохождении бора достигает здесь 7 м/с. В разных пунктах береговой зоны Ла-Манша максимальные скорости приливных течений в сизигии составляют от 3,5 до 11 км/ч.

В открытом море, в очень крупных заливах или широких проливах приливные течения не имеют реверсивного характера. Здесь нет того, что называется в прибрежных водах “кроткой водой”, т.е. сменой прилива на отлив и обратно. Приливные течения здесь никогда не прекращаются. Частицы воды описывают сложные замкнутые орбиты, в горизонтальной плоскости близкие к окружности, нередко осложненные петлями. Эти течения получили название вращающихся приливных течений. Направление их в северном полушарии меняется по часовой стрелке, а в южном против нее. Главной причиной возникновения вращающегося течения является воздействие силы Кориолиса и возникающее при этом изменение уровня моря, что и обуславливает непрерывное изменение направления течения и замкнутость его.

Поэтому простые оценки мощности можно проводить с помощью соотношения вида:

$$P = 0.25 \rho g h^2 u L ,$$

где  $h$  — высота волн;  $u$  — скорость распространения;  $L$  — характерный горизонтальный размер преобразователя, оказываются лишь примерными, пригодными только для

решения вопроса с том, стоит ли в принципе заниматься в изучаемом районе преобразованием энергии волн. Кроме того, подобные удельные характеристики не дают полного представления о возможности получения энергии на всей акватории.

$$h_s = 4\bar{a} = 4 \left( \frac{\sum_{i=1}^n h^2}{n} \right)^{1/2},$$

где  $a$  — корень квадратный из среднего квадрата перемещения волной поверхности от положения среднего уровня поверхности, рассчитанный по  $n$  измерениям;  $h_s$  — характерная высота волн выполненным за одинаковые интервалы времени Измеренная или наиболее вероятная максимальная высота волн  $h_{\max}$  1 раз в 50 лет может принять значение, равное  $50h_s$ . Именно это значение закладывается в расчеты при проектировании морских сооружений. Средний период колебаний по минимумам  $T_z$  определяется как продолжительность промежутка времени между минимумами, пересекающими линию среднего положения уровня поверхности на волнограмме. Средний период колебаний по гребням  $T_c$  определяется продолжительностью временного периода  $\tau$  волнограммы, деленной на число гребней. На практике  $N$  очень велико, так что погрешность в определении  $T_c$  мала. Параметр уширения спектра  $\varepsilon$ , характеризующий число составляющих колебаний в волне, можно найти из соотношения

$$\varepsilon^2 = 1 - \left( \frac{T_\varepsilon}{T_z} \right)^2.$$

В случае монохроматической волны  $T_c = T_z$ , так что  $\varepsilon = 0$ .

На практике морские волны не являются синусоидальными и монохроматическими и поэтому мощность на единицу ширины волнового фронта определяется через характерную высоту волн  $h_c$ .

$$P' = \frac{\rho g^2 h_s^2 T_c}{64\pi}.$$

Здесь энергетический период -  $T_c$ , определяется как период наиболее представительной моды колебаний в энергетическом спектре волны. Для многих морей принято  $T_\varepsilon = 1.12T_z$ . Так как результирующее волнение чаще всего нельзя представить суммой волн, действующих в одном направлении, то мощность, извлекаемая преобразователями направленного действия, будет значительно ниже той, которую переносят волны.

Данные о волнении регистрируются и детально обрабатываются морскими метеостанциями. Вероятно, наиболее важным документом о их деятельности являются диаграммы распределения числа наблюдений волн для заданного района моря за год,

составленные в координатах характерная высота – период по впадинам. Зная, что период связан с длиной волны, можно нанести на такую диаграмму и линии равных отношений высоты волн к их длине (градиенты волн).

Для морей, омывающих берега Российской Федерации методом осреднения элементов волн с учётом обеспеченности по сезонам получены следующие удельные мощности: Берингово 15–44, Баренцево 22–29, Японское 21–31, Охотское 12–20, Каспийское 7–11, Балтийское 7–8, Черное 6–8 кВт/м. Эти оценки позволяют сделать вывод о том, что наиболее удобны для развития волновой энергетики в нашей стране Баренцево и Японское моря [5]. Определение потенциальных возможностей океанских ветров и волн невозможно без изучения их сезонной и суточной изменчивости. Не стационарность характера таких природных явлений одно из серьезных препятствий на пути развития системной энергетики, основанной на этих ресурсах. Суммарная энергия волн составляет доли процента от энергии ветров. Мощность источника оценивается примерно в 3 кВт. В Мировом океане участки с достаточно стабильным по мощности волнением встречаются редко. Выполнение оценок для конкретных районов требует длительных наблюдений, в целом по океану этих наблюдений еще не достаточно. Можно сказать, что сейчас наиболее изучено Северное море (в нем ведется интенсивная добыча нефти и газа) и вообще Северная Атлантика. Обычная волна в достаточно бурном Северном море обладает мощностью около 40 кВт на метр гребня в течение 30 % времени существования и примерно 10 кВт/м в остальные 70 % времени. Среднегодовой энергетический потенциал волн Западного побережья Великобритании по результатам обработки данных четырех станций, расположенных в 30–40 км от берега, за период 7–14 лет изменяется в пределах 31–44 кВт/м. Однако для точной оценки потенциала волнения кроме усредненных характеристик мощности важны еще спектральные и пространственные (направление прихода) характеристики.

### **Заключение**

Основной идеей, заложенной в статью, является идея о самоорганизации прибрежной зоны моря в процессе ее развития, в результате которого создаются условия для сведения до минимума внешних воздействий при допустимом максимуме преобразования и рассеивания поступающей энергии, т.е. условия динамического равновесия. Показано, что при расчете профиля динамического равновесия подводного берегового склона реально существующее нерегулярное волнение представляется монохромной, энергетически эквивалентной всему имеющему место в прибрежной зоне моря распределению волн. Ее обеспеченность в системе расчетного шторма составляет

30 %. В зависимости от поставленной задачи за расчетный принимается шторм повторяемостью 1 раз в заданное число лет. В береговой же зоне на общий реверсивный характер приливных течений накладывается влияние рельефа, очертаний берегов, наличие островов, узких проливов, что обуславливает большое разнообразие величины прилива, направления и скорости течений, образование встречных потоков, сулоев и водоворотов. Рекомендуется для расчета планового изменения рельефа прибрежной зоны моря исходное волнение задавать на глубокой воде в форме таблицы среднемноголетней продолжительности (в сутках) градаций высот волн по всем волноопасным направлениям и соответствующих им средних периодов. При расчете исходных данных по волнению учитывается функция углового распределения волновой энергии. Принимается, что максимальной энергией обладают составляющие углового распределения, распространяющиеся в направлении действия ветра (генеральном направлении).

*Статья подготовлена по материалам проекта «Полярный квадрат - 2013», посвященного вопросам создания и внедрения энергоэффективных технологий.*

#### **Список литературы**

- [1]. Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н. Длинноволновая динамика прибрежной зоны. Л: Гидрометеиздат, 1989. 271 с.
- [2]. Железняк М.И., Пелиновский Е.Н. Физико-математические модели наката цунами на берег // Накат цунами на берег: сб. науч. тр. Горький. 1985. С. 8-33.
- [3]. Ильина Ю.С., Сидняев Н.И., Крылов Д.А., Федотов А.А. Обзор и анализ исследований теплообмена в стратифицированной морской воде в условиях термической конвекции // Инженерный журнал: наука и инновации. 2013. Вып. 2. Режим доступа: <http://engjournal.ru/catalog/appmath/hidden/612.html> (дата обращения 20.09.2014).
- [4]. Лаппо Д.Д., Стрекалов С.С., Завьялов В.К.. Нагрузки и воздействия ветровых волн на гидротехнические сооружения. Теория. Инженерные методы. Расчеты. Л.: ВНИИГ, 1990. 432 с.
- [5]. Сидняев Н.И. Гидродинамические особенности при подводном взрыве // Вопросы оборонной техники. Сер. 16: Технические средства противодействия терроризму. 2013. № 11-12. С.70-79.
- [6]. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М: ГЕОС, 2002. 272 с.

- [7]. Сидняев Н.И., Горняков И.Н. Прикладные расчеты внешних нагрузок на морские сооружения//Фундаментальные проблемы системной безопасности: сб. научн. тр. Вып. 4. М.:ОАО «ВПК «НПО машиностроения», 2014. С. 377-387.
- [8]. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. Л.: Гидрометеиздат, 1993. 325 с.
- [9]. Соловьев В.П. Моделирование спектральных характеристик огибающей ветровых волн // Морской гидрофизический журнал. 1989. № 2. С. 27-38.
- [10]. Крылов Д.А., Сидняев Н.И., Федотов А.А. Обтекание колеблющегося крыла потоком идеальной несжимаемой жидкости // Инженерный журнал: наука и инновации. 2013. Вып. 2. Режим доступа: <http://engjournal.ru/catalog/appmath/hidden/607.html> (дата обращения 12.10.2014).
- [11]. Kemp P.H. Wave asymetry in the nearshore zone and breaker area. Nearshore sedimentation. An interdisciiplinary review. New York: J. Wiley and sons. 1975. P. 46–47.
- [12]. Webb, S.C., Zhang, X., Crawford W. Infragravity waves in deep ocean// Journal Geophys. Res., Vol. 96 (C2). 1991. P. 2723–2730.
- [13]. Witting, J.M. A unified model for the evolution of nonlinear water waves// Journal of Computational Physics. Vol. 56. 1984. P. 203–236.
- [14]. Yoon, S.B., Liu P.L.-F. Interactions of current and weakly nonlinear water waves in shallow water// Journal of Fluid Mechanics. Vol. 205. 1989. P. 397-419.
- [15]. Сидняев Н.И. Актуальные проблемы современной гидродинамики // Динамика возмущений в сплошных средах: 50 лет Научно-учебному комплексу «Фундаментальные науки» МГТУ им. Н.Э. Баумана: сб. науч. тр. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана. 2013. С.5-15.