УДК 551.466.31

РАСЧЁТ ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И ВЕТРОВЫХ ВОЛН С ПОМОЩЬЮ ОБЩЕЙ ФУНКЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРИОДА

С.С. Будрин, Г.И. Долгих

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН¹

В результате обработки и анализа данных, полученных с лазерного гидрофона за 2010, 2012 и 2013 гг., была выведена общая функция изменения периода поверхностных гравитационных и ветровых морских волнна временных интервалах произвольной длины. Обсуждаются вопросы практического применения данной функции для расчетов основных характеристик волнения. Исходными данными для расчетов служат спектрограмма участка записи лазерного гидрофона и гидродинамическая модель распространения поверхностных волн в водоеме конечной глубины. Представлен метод расчета пространственно-временного распределения амплитуды давления, мгновенных значений горизонтальной и вертикальной скоростей, горизонтальных и вертикальных смещений частиц среды, вызванных поверхностным морским волнением, на произвольной глубине в приближении мелкого моря.

введение

В работах [1-2] на основе экспериментальных данных рассчитана общая функция изменения периода волн зыби, по которой в любую сторону оси времени можем довольно точно рассчитать период ветрового волнения, который был или будет в конкретное время. Как показывает анализ многих экспериментальных данных, метод описания изменения периода ветрового волнения посредством общей функции является достаточно точным. К достоинствам данного метода можно отнести простоту нахождения переменных, построения и вычислений. К недостаткам можно отнести зависимость метода от субъективных факторов, таких как определение начальных параметров, но в конечном результате отклонения не превышают допустимых пределов. При этом имеются некоторые ограничения, обусловленные применимостью метода к процессам с уменьшающимся периодом морского волнения линейного вида. Однако это не лишает его преимуществ перед сложными и трудоемкими математическими моделями, основанными на решении нелинейных дифференциальных уравнений. С практической точки зрения с помощью данного метода можно точно предсказать, через какое время период волнения достигнет нужного значения.

Опираясь на полученные в [1–4] результаты, рассчитаем пространственное распределение по глубине основных характеристик ветрового волнения, привязав их ко времени с помощью общей функции изменения периода.

Расчёт основных характеристик ветрового волнения

Расчёт основных характеристик ветрового волнения выполним на примере обработки участка записи, полученной 07.09.2010 г. с помощью лазерного измерителя вариаций гидросферного давления (ЛИВГД). Спектрограмма данной записи приведена на рис. 1. Оптическая схема ЛИВГД, описанная в [5, 6], собрана по схеме интерферометра Майкельсона, которая применяется в том числе при создании лазерных деформографов, используемых для различных целей, например в томографических исследованиях дна морей, покрытых льдом [7].

¹ 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43. Тел.: +7 (4232) c2312598. E-mail: ss_budrin@mail.ru; dolgikh@poi.dvo.ru



Рис. 1. Спектрограмма участка записи, полученной 07.09.2010 г.

Представленная спектрограмма интересна тем, что на ней можно наблюдать несколько частотно разнесенных процессов волнения. Первый процесс находится в диапазоне от 80 до 105 мГц (12,5-9,5 с) и представляет из себя волны зыби, пришедшие из открытой части акватории. Другой процесс есть не что иное, как местное ветровое волнение, образовавшееся в бухте, где непосредственно производились измерения. В начале записи видно, что интенсивность местного волнения максимальна, но со временем, в результате изменения ветрового режима, интенсивность его падает, а начальный диапазон частот от 230 до 370 мГц (4,3–2,7 с) сужается. При этом амплитуда волн уменьшается и происходит небольшое уменьшение периода волнения, что подтверждают выделенные спектральные максимумы.

В период, когда была сделана рассматриваемая запись, лазерный гидрофон находился на дне на глубине h = 10 м. Длины волн λ для периодов 12,5 и 9,5 с равны 243 и 141 м соответственно. Таким образом, параметр λ/h , в большей мере будет соответствовать случаю распространения волн на мелкой воде, соответственно, для расчета скорости распространения волн можно пользоваться выражением.

$$c^2 = gh. \tag{1}$$

Рассмотрим первый, более низкочастотный процесс, представляющий из себя волны зыби, пришедшие из открытой части акватории. Руководствуясь спектрограммой, представленной на рис. 1, запишем начальные данные для общей формулы изменения периода. Длительность участка $\Delta t = 16,41$ ч (59100 с), начальный период $T_0 = 12,5$ с, изменение периода $\Delta T = 3$ с. В соответствии с [1–4] запишем общую формулу в виде:

$$\overline{T}(t) = K_{10} \frac{\Delta T}{\Delta t} \cdot t + T_0, \qquad (2)$$

где $K_{10} = -2,753 \cdot 10^{-4}$, а Δt – длительность участка в часах.

Подставив в (2) начальные данные, получим:

$$\overline{T}(t) = -2,753 \cdot \frac{2}{16,41} \cdot t + 12,5.$$
 (3)

На рис. 2 представлены график общей функции изменения периода (3) и график линейной регрессии, построенной по спектральным максимумам записи.

Рассмотрим выражение для давления, создаваемого поверхностной волной в водоеме конечной глубины h на глубине z, амплитуду которого можно записать как [8]:

$$P = \rho g a \frac{\cosh[\chi(h+z)]}{\cosh(\chi h)},\tag{4}$$



ис. 2. график регрессии, построенный по спектральным максимумам, выделенным из спектрограммы сигнала, записанноп 07.09.2010 г., и общей функции изменения периода, построенного по выражению (3)

где $\chi = 2p/l$, ρ – плотность воды, h – глубина, z – расчетная глубина давления. С учетом (1) и соотношения l = cT выражение (4) приобретает вид:

$$P = \rho g a \frac{\cosh\left[\frac{2\pi(h+z)}{\sqrt{gh} \cdot T}\right]}{\cosh\left[\frac{2\pi h}{\sqrt{gh} \cdot T}\right]}.$$
 (5)

Перейдем к временной зависимости амплитуды давления, заменяя период T на общую функцию изменения периода $\overline{T}(t)$. Используя выражение (2), можно записать уравнение пространственно-временного распределения амплитуды давления на глубине z в водоеме конечной глубины h в приближении для мелкой воды. Для упрощения формул введем новые переменные:

$$T = \left(K_{10} \frac{\Delta T}{\Delta t} \cdot t + T_0\right), A = \cosh\left|\frac{2\pi(h+z)}{\sqrt{gh} \cdot T}\right|,$$

$$B = \sinh\left|\frac{2\pi h}{\sqrt{gh} \cdot T}\right|, C = \sinh\left|\frac{2\pi(h+z)}{\sqrt{gh} \cdot T}\right|, \quad (6)$$

$$D = \cosh\left|\frac{2\pi h}{\sqrt{gh} \cdot T}\right|, P(t) = \rho ga \frac{A}{D}.$$

Переходя к расчетам, отметим, что при уменьшении периода амплитуда волн также уменьшается. На рис. 3 представлен исходный сигнал записи и сигнал, отфильтрованный в полосе частот от 80 до 100 мГц, что соответствует периодам 12,5 и 9,5 с.

Как следует из рис. 3, амплитуда сигнала (в вольтах) уменьшается. К сожалению, по данным сигна-



64 ПОДВОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И РОБОТОТЕХНИКА. 2019. № 1(27)

лам нельзя более точно определить высоту волны. Связано это со сложностью калибровки ЛИВГД и большим объемом произведенной постобработки. Здесь нас больше интересует характер изменения амплитуды. Для оценки степени уменьшения высоты волнения, в данном случае с шагом в 4096 с, были определены средние значения амплитуды сигнала и введен коэффициент для оценки высоты волн. Полученные данные представлены в таблице.

Высота волн

Время, с	Амплитуда сигнала, В	Высота волны, м
0	3,35	0,67
4096	4,23	0,846
8192	3,75	0,75
12288	4,5	0,9
16384	3,63	0,726
20480	4,01	0,802
24576	3,34	0,668
28672	2,93	0,586
32768	2,8	0,56
36864	2,54	0,508
40960	2,18	0,436
45056	1,9	0,38
49152	1,26	0,252
53248	1,08	0,216

По данным таблицы был построен график изменения высоты волн, по которым с помощью регрессионного анализа было выведено уравнение для описания изменения амплитуды волнения. Полученные результаты представлены на рис. 4.

Изменение амплитуды волнения описывается уравнением:

$$a(t) = -1,163 \cdot 10^{-5}t + 0,898. \tag{7}$$

Подставляя вместо амплитуды *а* в формуле (6) выражение (7), можно непосредственно перейти к расчетам.

На рис. 5 представлены результаты расчетов пространственно-временного изменения амплитуды давления в приближении для мелкой воды. Для расчетов был взят участок записи ЛИВГД, спектрограмма которого представлена на рис. 1.



Рис. 4. График изменения высоты волн от времени и график линейной регрессии, описывающий данное изменение

Далее приняты следующие данные для расчетов: плотность воды $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$, глубина водоема h = 10 м, $K_{10} = -2,753 \cdot 10^{-4}$, длительность участка $\Delta t = 16,41 \text{ ч}$, начальный период $T_0 = 12,5 \text{ с}$, изменение периода $\Delta T = 3 \text{ с}$, интервал времени *t* от 0 до 59100 с.

С помощью общей формулы изменения периода можно делать пространственно-временную привязку не только для изменений амплитуды давления, создаваемого ветровым волнением, но и других основных характеристик волнения, таких как мгновенные значения вертикальной и горизонтальной скоростей частиц, значения вертикальных и горизонтальных смещений.

Мгновенные значения вертикальных и горизонтальных скоростей частиц запишем как [7]:

$$u = \sigma a \frac{\cosh[\chi(h+z)]}{\sinh(\chi h)}, \quad \omega = \sigma a \frac{\sinh[\chi(h+z)]}{\sinh(\chi h)}$$

Используя выражение $\sigma = 2p / T$, подставляя вместо амплитуды *а* выражение (7), получим пространственно-временные распределения мгновенных значений вертикальных и горизонтальных скоростей частиц на глубине *z* в водоеме конечной глубины *h* в приближении для мелкой воды.

$$u = \frac{2\pi a}{T} \cdot \frac{A}{B}, \, \omega = \frac{2\pi a}{T} \cdot \frac{C}{B}.$$

Результаты расчетов представлены на рис. 6, 7 в приближении мелкого моря.

Запишем выражения для значений вертикальных и горизонтальных смещений [7]:

$$\xi = -a \frac{\cosh[\chi(h+z)]}{\sinh(\chi h)}, \zeta = a \frac{\sinh[\chi(h+z)]}{\sinh(\chi h)}$$

Произведя необходимые подстановки, получим пространственно-временные распределения значений вертикальных и горизонтальных смещений частиц на глубине z в водоеме конечной глубины h в приближении для мелкого моря:

$$\xi = -a\frac{A}{B}, \, \zeta = a\frac{C}{B}$$





СРЕДСТВА И МЕТОДЫ ПОДВОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



Рис. 6. Пространственно-временное распределение мгновенных значений горизонтальной скорости частиц на глубине z в водоеме конечной глубины h в приближении мелкого моря



Рис. 7. Пространственно-временное распределение мгновенных значений вертикальной скорости частиц на глубине z в водоеме конечной глубины h

На рис. 8, 9 представлены результаты расчетов пространственно-временного изменения значений вертикальных и горизонтальных смещений в приближении для мелкой воды.

<u>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</u>

В работе представлено практическое применение общей функции изменения периода волнения для расчета пространственно-временного распределения основных характеристик поверхностного волнения для водоема конечной глубины в приближении мелкого моря, основанное на уравнениях классической гидродинамики и данной функции. Приведённый графический материал подтверждает обоснованность полученных результатов. Исходные данные для расчетов были получены с помощью лазерного



Рис. 8. Пространственно-временное распределение горизонтальных смещений частиц на глубине z в водоеме конечной глубины h в приближении мелкого моря



Рис. 9. Пространственно-временное распределение вертикальных смещений частиц на глубине z в водоеме конечной глубины h в приближении мелкого моря

гидрофона, который был установлен на дне на глубине 10 м на шельфе клиновидной формы. Лазерным гидрофоном измерялись вариации гидросферного давления, вызванного поверхностным морским волнением. Этим не ограничивается применение представленного метода расчета характеристик волнения и общей функции изменения периода. Основанием для этого служит тот факт, что физический процесс уменьшения периода морского волнения связан с дисперсией случайного процесса, на которую мало влияют изменчивость рельефа дна, а также особенности района постановки измерительной техники, будь то бухта или открытое море. При этом не имеет значения тип измерительной техники, это может быть волнограф, измеряющий амплитуду волны в метрах, или датчик давления, установленный на произвольной глубине. Главной измеряемой величиной является период волнения, а точнее, его изменение во времени. С учетом того, что использованный расчетный метод основан на классической гидродинамической модели, можно перейти от определения амплитуды поверхностного волнения к определению давления на любой глубине и наоборот. Таким образом, представленный метод расчета основных характеристик поверхностного волнения может иметь широкое применение в практических областях подводных исследований, связанных с изучением поверхностных волновых процессов в море.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г. и др. Динамика ветровых волн при их движении по шельфу убывающей глубины // ДАН. 2012. Т. 447, № 4. С. 445.

2. Долгих Г.И., Будрин С.С. Некоторые закономерности в динамике периодов ветровых волн // ДАН. 2016. Т. 468, № 3. С. 332.

3. Долгих Г.И., Будрин С.С. Динамика периода ветровых волн // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2015. № 11-7. С. 171–177.

4. Будрин С.С., Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ярощук Е.И. Исследования изменчивости периода ветровых волн // Метеорология и гидрология. 2014. № 1. С. 72–79.

5. Dolgikh G., Dolgikh S., Kovalyov S., Chupin V., Shvets V., Yakovenko S. Super-low-frequency laser instrument for measuring hydrosphere pressure variations // Journ. of Marine Science and Technology. 2009. Vol. 14, No. 4. P. 436–442.

6. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., и др. Лазерно-интерференционные системы измерения распределения гидростатического давления // Подводные исследования и робототехника. 2011. № 1(11). С. 49–58.

7. Чупин В.А., Будрин С.С., Долгих Г.И., и др. Разработка методики томографии морского дна для акваторий, покрытых льдом. Первый эксперимент // Подводные исследования и робототехника. 2017. № 1(23). С. 62–67.

8. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 324 с.

