СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Броунов П. И. Атмосферная оптика. М., 1924.
2. Заморский А. Д. Оптические явления в природе. М., 1964, 64 с.
3. Розенберг Г. В. Сумерки. М., 1963, 380 с.
4. Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. Физика водных и других аэрозолей атмосферы. 1977, Л., 256 с.
5. Радиационные характеристики атмосферы. Под ред. Кондратьева К. Я. 1969, 564 с.
6. Käselau K. H., Fabian P., Röhrs H. Measurements of aerosol concentration up to a height of 27 km.— Pure and applied geophys. 1974, v. **112/6**, p. 877—885.
7. Lamb H. H. In: Smithsonian Inst. Events Notifications cards. N 2034, dec. 26, 1974, 2043, jan. 10, 1975.

Поступила в редакцию
20.12.77

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3. ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ, 1980, Т. 21, № 2

УДК. 551.465.15

В. В. БУКЛАНОВ, А. А. ПИВОВАРОВ

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛНОВЫХ ДВИЖЕНИЙ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ВОДОХРАНИЛИЩ

К настоящему времени отечественные и зарубежные исследования ветрового волнения выявили ряд особенностей его кинематической и динамической структуры. В наиболее законченной форме механизм возникновения и развития волн разработан в резонансной теории Филлипса—Майлса [1], согласно которой форма спектра C_η развитого волнения на участке частот f выше спектрального максимума может быть описана законом $C_\eta \sim f^{-5}$. По измерениям разных авторов, величина показателя степени меняется в пределах от 4 до 6. Что же касается внутренней структуры самой ветровой волны, то она во многих отношениях остается неясной.

При описании внутренней структуры взволнованной жидкости наибольшее развитие получили линейные и нелинейные модели, основанные на предположении несжимаемости жидкости и потенциальности движения. Однако исследования скоростного поля, проведенные в верхнем слое Шонтингом [2], Ефимовым и Христофоровым [3, 4], выявили более сложную картину, чем это следует из теорий, допускающих потенциальность движений в волне. Экспериментально обнаружено, что поток импульса вблизи поверхности имеет значительную величину, а коэффициенты корреляции между компонентами орбитальной скорости не равны нулю. Шонтинг [2] показал существование фазового сдвига φ между компонентами скорости, отличного от $\pi/2$, причем

$$\overline{w'n'} \sim \sin\varphi. \qquad (1)$$

Это подтвердилось экспериментами, проведенными Ефимовым, Христофоровым в море [3] и Кононковой, Показеевым в лабораторных условиях [5].

Дальнейшие исследования выявили, что спектр поля скорости в волне содержит две области: первая соответствует основным энергонесущим частотам волнения и имеет высокую когерентность с возвышением водной поверхности, во второй — когерентность с возвышением

находится на низком уровне. Исходя из этого, Христофоров предложил модель поля скорости в верхнем слое, согласно которой частотная область движений в волне разделяется на волновую и турбулентную по спектральной связи вертикальной компоненты скорости в воде w' с флуктуациями возвышения водной поверхности η, измеренными синхронно по вертикали. Применяя соотношения линейной спектральной теории, спектр вертикальной компоненты скорости движения воды $C_w(\omega)$ можно представить в виде

$$C_w(\omega) = \omega^2 C_\eta(\omega) e^{(-2\omega^2/g)z} + C_т(\omega), \tag{2}$$

где первое слагаемое характеризует область волновых колебаний скорости, а второе — область частот, где преобладает влияние мелкомасштабной турбулентности. Границу этих частотных областей определяет так называемая частота перехода ω_t, так что

$$\omega^2 C_\eta(\omega) e^{(-2\omega^2/g)z} \gg C_т(\omega) \text{ при } \omega < \omega_t, \tag{3}$$

$$\omega^2 C_\eta(\omega) e^{(-2\omega^2/g)z} \ll C_т(\omega) \text{ при } \omega > \omega_t. \tag{4}$$

Введение подобной модели поля скорости в волне позволило в какой-то мере объяснить расхождения между линейной спектральной теорией и рядом экспериментальных данных, полученных как в природных, так и в лабораторных условиях. Однако этот вопрос во многих отношениях остается незавершенным ввиду скудности экспериментальных данных. Подобные исследования проводились большей частью в условиях моря, меньше в лабораторных условиях и не проводились вовсе в условиях внутренних водоемов и водохранилищ.

В настоящей работе обсуждаются результаты синхронных измерений волнения (емкостным волнографом), флуктуаций скорости воды на горизонтах 0,4 и 0,8 м (ортогонально расположенными в вертикальной плоскости реверсивными вертушками) по методике, изложенной в работе [6], на глубоком водохранилище, имеющем значительные размеры. Датчики устанавливались на свободно плавающем буе типа вехи Фруда, который благодаря своим конструктивным особенностям имел практически малые вертикальные перемещения и отклонения от вертикального положения.

Для расчета статистических характеристик случайных процессов реализаций длительностью 100 с представлялись в виде рядов с дискретностью отсчетов 0,1 с и обрабатывались на ЭВМ БЭСМ-4М по программе, отработанной на кафедре физики моря и вод суши физического факультета МГУ.

Взаимосвязь возвышений водной поверхности с вертикальной компонентой скорости движения в волне выявлялась с помощью расчета величины когерентности $\overline{K^2_{\eta w}}$ по формуле

$$\overline{K^2_{\eta w}}(\omega) = \overline{A^2_{\eta w}}(\omega)/C_\eta(\omega) C_w(\omega). \tag{5}$$

По той же формуле осуществлялось разделение исходной частотной области колебаний скорости на волновую и турбулентную составляющие. $\overline{A^2_{\eta w}}(\omega)$ — сглаженная выборочная оценка взаимного амплитудного спектра, $C_\eta(\omega)$, $C_w(\omega)$ — соответственно сглаженные выборочные спектральные оценки реализаций возвышения водной поверхности и вертикальной компоненты скорости движения воды. За шумовой уровень принималась область когерентности до значений 0,3.

На рис. 1 приводятся распределения спектральной плотности (в логарифмических координатах), соответствующие участкам спектра

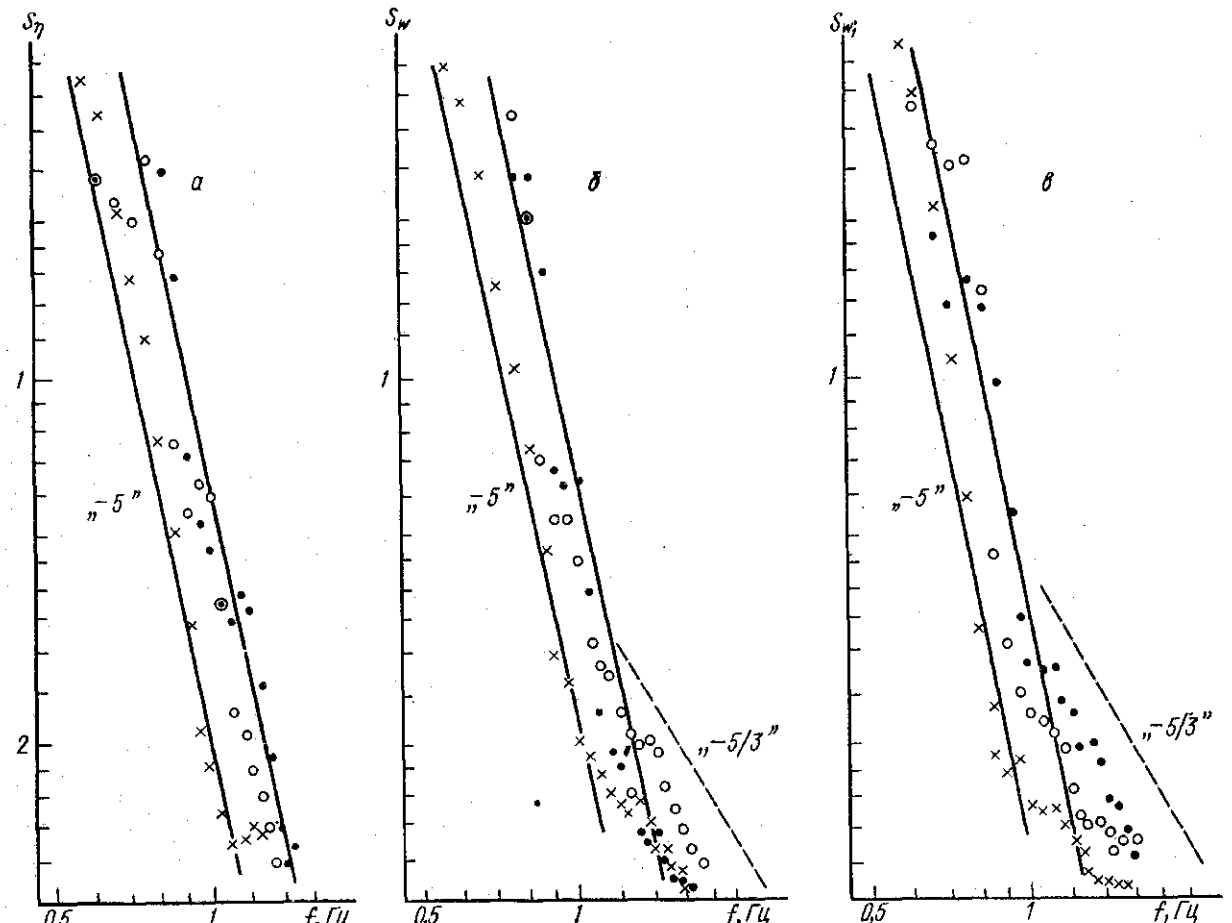

Рис. 1. Распределение нормированной спектральной плотности S для трех серий измерений, соответствующих развивающемуся (точки), развитому (кружочки) и затухающему (крестики) волнению: возвышение водной поверхности (*а*); вертикальная компонента скорости на горизонте 0,4 м (*б*) и 0,8 м (*в*)

выше спектральных максимумов, для возвышения водной поверхности (*а*) и вертикальной компоненты скорости движения воды на горизонтах под поверхностью 0,4 м (*б*) и 0,8 м (*в*). Двумя параллельными сплошными линиями показан ход верхней и нижней границ 95%-ного доверительного интервала с наклоном, соответствующим закону спада f^{-5}, пунктир соответствует закону $f^{-5/3}$.

Приведены результаты трех серий измерений. Первая, обозначенная точками, а на последующих рисунках сплошной линией, соответствует условиям волнения с двумя явно выраженными системами волн различных периодов, которые распространялись по двум направлениям и состояли из низкочастотных волн зыби и развивающихся ветровых волн. Вторая серия измерений (крестики и в дальнейшем пунктир) соответствует развитому волнению. Третья серия (кружочки и в дальнейшем штрих-пунктир) соответствует затухающему ветровому волнению.

Видно, что экспериментальные точки для спектров возвышения водной поверхности хорошо укладываются в пределах границ доверительного интервала, и скорость спада для приведенного участка спектров может быть аппроксимирована степенной зависимостью f^{-5}, которая соответствует модели Филлипса. Спектры вертикальной составляющей скорости более сложны: сначала спад идет по закону f^{-5}, затем, по достижении некоторой «граничной» частоты, — по закону, близкому к $f^{-5/3}$. Кроме того, можно заметить, что эта частота, ограничивающая участок с закономерностью спада f^{-5}, смещается в область более низких частот при увеличении глубины погружения датчиков. Участок спектра вертикальной компоненты скорости с закономерностью спада f^{-5} соответствует области основных энергонесущих волновых частот. Поскольку его форма подчиняется зависимости, аналогичной закону Филлипса для поверхностного волнения, можно предположить, что динамика подповерхностного слоя во многом определяется процессами, происходящими на его границе, влияние которых с глубиной уменьшается. Второй участок спектров скорости имеет более пологую закономерность спада, близкую к закону локально-изотропной турбулентности. По-видимому, в этой частотной области влияние процессов, происходящих на поверхности, незначительно, и преобладает мелкомасштабная турбулентность, которая может порождаться самим волновым движением, а также различными внешними факторами.

На рис. 2 изображены функции квадрата когерентности для возвышения водной поверхности и вертикальной компоненты скорости на глубинах 0,4 м (*а*) и 0,8 м (*б*) для трех серий измерений. Из рисунка видно, что здесь также имеются две области — высокой и низкой когерентности. Когерентность максимальна в зоне частот, соответствующей основной доле энергии волнения, и колебания вертикальной компоненты скорости на рассматриваемой глубине можно охарактеризовать как поверхностно-индуцированные. Эта область частот совпадает с областью, где вертикальная компонента скорости спадает по закону f^{-5}. С увеличением глубины погружения датчиков верхняя частотная граница области высокой когерентности смещается в сторону низких частот, что согласуется с рис. 1, *б*, *в*.

Наличие области низкой когерентности возвышения водной поверхности с колебаниями скорости указывает на то, что в спектрах вертикальной компоненты скорости наряду с волновым участком присутствует еще и высокочастотный участок неволнового происхождения, который по мере заглубления расширяется.

Таким образом, приведенный анализ показывает, что модель разделения орбитальных движений в волне на волновую и турбулентную части, предложенная Христофоровым [7], хорошо согласуется с результатами измерений, проведенных в верхнем слое глубокого водохранилища.

Взаимная статистическая обработка записей компонент скорости движения воды в волне позволила определить фазовые соотношения между ними:

$$\overline{F}_{wu}(\omega) = \operatorname{arc\,tg}\left[-\overline{Q}_{wu}(\omega)/\overline{L}_{wu}(\omega)\right], \qquad (6)$$

где $\overline{F}_{wu}(\omega)$ — сглаженная выборочная оценка фазового спектра, $\overline{Q}_{wu}(\omega)$ — сглаженная выборочная оценка квадратурного спектра, $\overline{L}_{wu}(\omega)$ — сглаженная выборочная оценка ко-спектра. Кривые фазовых соотношений для трех серий измерений даны на рис. 3. Видно, что во всем диапазоне основных энергонесущих волновых частот сдвиг фаз между горизонтальной и вертикальной компонентами орбитальной скорости равен примерно 100—110°, т. е. они не ортогональны. Это должно привести к ненулевому значению коэффициента корреляции между ними, а следовательно, к существованию потоков импульса, отличных от нуля, что и наблюдалось в действительности. Под рис. 3 приводятся величины напряжений Рейнольдса для каждой из серий измерений. Здесь можно отметить, что в серии, где фазовый сдвиг наиболее близок к $\pi/2$ (сплошная линия), поток импульса имеет малую величину, с увеличением фазового сдвига в последующих сериях величины потоков растут.

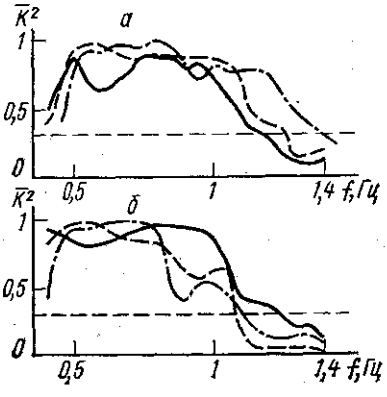

Рис. 2. Квадрат спектра когерентности возвышения водной поверхности и вертикальной компоненты скорости на горизонте 0,4 м (*а*) и 0,8 м (*б*)

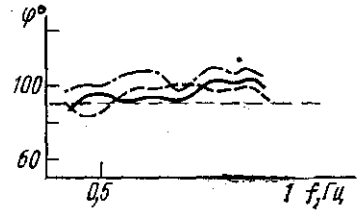

Рис. 3. Взаимный фазовый спектр для горизонтальной и вертикальной компонент скорости движения воды. $\rho\overline{u'w'}$=0,6 (сплошная линия); 5,5 (пунктир) и 4,5 дин/см^2 (штрих-пунктир)

В заключение можно сделать следующие выводы:

— Результаты синхронных измерений волнения и компонент скорости движения воды, проведенных в условиях глубокого водохранилища, хорошо согласуются с моделью разделения орбитальных движений в волне на волновую и турбулентную части.

— Скорость спада спектра волнения на частотах выше спектрального максимума соответствует закону Филлипса f^{-5}.

— Спектр вертикальной компоненты скорости вблизи поверхности имеет в области основных энергонесущих волновых частот закономерность спада высокочастотного участка, аналогичную закону Филлипса,

т. е. динамика подповерхностного слоя в этой области частот определяется процессами, происходящими на его границе. Более высокочастотный участок спектра, который соответствует области флуктуаций скорости, некогерентных с возвышением водной поверхности, имеет закономерность спада, близкую к закону локально-изотропной турбулентности. Нижняя частотная граница этого участка по мере заглубления смещается в сторону низких частот.

— Средний сдвиг фаз горизонтальной составляющей по отношению к вертикальной отличается от теоретического значения $\pi/2$ на некоторый угол $\Delta\varphi$, в связи с чем появляются отличные от нуля напряжения Рейнольдса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Филлипс О. М. Динамика верхнего слоя океана. М., 1969, 267.
2. Shonting D. H. Observations of Reynolds Stress in Wind Waves.— Pure and Appl. Geophys. 1970, 81, N 4, 202—210.
3. Ефимов В. В., Христофоров Г. Н. Некоторые особенности поля скорости в слое ветрового волнения.— Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана. 1969, 5, № 10, 1036—1048.
4. Ефимов В. В., Христофоров Г. Н. Спектры и характеристики статистической взаимосвязи пульсаций скорости в верхнем слое моря и поверхностного волнения.— Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, 1971, 7, № 12, 1290—1310.
5. Кононкова Г. Е., Поборчая Л. В., Показеев К. В. Исследование поля скорости поверхностных волн.— Метеорология и гидрология, 1973, № 3, 85—87.
6. Букланов В. В., Пивоваров А. А. Экспериментальные исследования взаимодействия волнового движения и температурных колебаний в поверхностном слое водохранилищ. Депонир. в ВИНИТИ № 270—78, 1978.
7. Христофоров Г. Н. К вопросу о построении физических моделей верхнего пограничного слоя океана.— В сб. Морские гидрофиз. исследования. Севастополь, 1970, № 3, 92—112.

Поступила в редакцию
12.05.78

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3. ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ, 1980, Т. 21, № 2

УДК 551.46

КАББАР НАЖАД АЛИ (ЛИВАН), А. А. ПИВОВАРОВ

О ВЛИЯНИИ ДВИЖЕНИЯ ГРАНИЦЫ КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ В ОКЕАНЕ НА ТЕМПЕРАТУРУ ВОДЫ В СЕЗОННОМ ТЕРМОКЛИНЕ

Важнейшей особенностью температурной структуры деятельного слоя океана является наличие квазиоднородного по температуре поверхностного слоя, отделенного от нижележащих вод слоем с резким возрастанием температурного градиента (сезонным термоклином). Под воздействием энергообмена с атмосферой толщина квазиоднородного слоя изменяется в течение года от нескольких десятков метров в периоды нагрева до сотен метров при осенне-зимнем охлаждении, захватывая весь деятельный слой до главного термоклина. Такая структура при теоретическом описании часто схематизируется двухслойными моделями с целью расчета изменений температуры и толщины квазиод-