

ПРОВ 98

ПРОВ 2010

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ЮЖНЫХ МОРЕЙ
им. А. О. КОВАЛЕВСКОГО

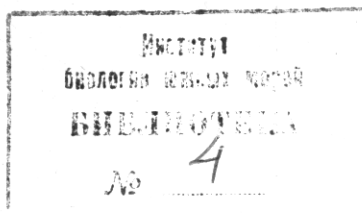
БИОЛОГИЯ МОРЯ

РЕСПУБЛИКАНСКИЙ МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ СБОРНИК

Основан в 1965 г.

Выпуск 41

ВОПРОСЫ САНИТАРНОЙ ГИДРОБИОЛОГИИ
И ОКЕАНОГРАФИИ



КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1977

8. *Kullemberg G. E. B.* Results of diffusion experiments in the upper region of the sea.—København's Univer. Institut for Fysisk Oceanografi. Rep. N 12, 1971, p. 43.
9. *Okubo A., Prischard D. W.* Summary of our present knowledge of the physical processes of mixing in the ocean and coastal waters, and a set of practical guidelines for the application of existing diffusion equations in the preparation of nuclear safety evaluations of the use of nuclear power sources in the sea.—Chesapeake Bay Inst. The John Hopkins University. Rep. 40—3109—40. Ref. 69—1, 1969, 159 p.

Институт биологии южных морей
им. А. О. Ковалевского АН УССР

Поступила в редколлегию
25.II 1975 г.

УДК 551.465:551.465.153

Л. Д. Розман

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПУЛЬСАЦИЙ СКОРОСТЕЙ ПРИДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ НА ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Исследованию спектральных характеристик пульсаций скоростей течений в море посвящены работы [3—5, 7, 11], рассматривающие процессы в поверхностном слое или в основной толще вод. Статистические характеристики тонкого придонного слоя исследованы пока недостаточно. Отметим работу [11], в которой подсчитана интенсивность турбулентности и вычислены спектры пульсаций скорости течения в пределах придонного двухметрового слоя. Измерения проводили электромагнитным измерителем потока на глубинах 12—22 м в приливном течении района Северного Уэльса. Данные этих исследований относятся к области микромасштабной турбулентности. В работе [5] приведены результаты исследований структуры гидрофизических полей в придонном слое шельфа северо-западной части Тихого океана. Авторы установили наличие общего для всей толщи вод типа циркуляции, объясняя это явление эффектом взаимодействия среднего переноса и приливного течения.

Целью наших исследований было выявление типичных частот, на которых происходит приток энергии пульсаций скоростей течений в мезомасштабной области, и выяснение особенностей механизма этого процесса. Помимо теоретического интереса, ответы на поставленные вопросы имеют важное прикладное значение, проясняя энергетическую потенцию придонного слоя и его способность к перемешиванию.

Нужно сказать, что разделение масштабов достаточно условно. Мы понимаем под мезомасштабной областью область пространственных масштабов 1—10 км и временных масштабов от десятков минут до нескольких суток. Слева и справа от нее находятся соответственно области микро- и макротурбулентных образований.

Проанализированы 16 рядов наблюдений скоростей течений на горизонтах 0,5 и 1 м от дна на глубинах до 100 м по данным автономных придонных установок с вертушками БПВ-2 на шельфах в районах Ялты, Туапсе, Батуми, Пицунды, Сухуми, Сочи в 1968—1974 гг. Использование приборов БПВ-2 дает возможность изучать явления временных масштабов 40 мин — 24 ч при периоде осреднения 24 ч и дискретности 10 мин. Пространственные масштабы вихрей, полученные на основании использования гипотезы замороженной турбулентности при предположении, что переносная скорость равна 5—10 см/с, достигают 0,5—2 км [8] и 10 км [6]. Следует подчеркнуть, что приборы БПВ-2 были подвешены на неподвижной относительно дна основе. Неподвижность основания исключает наложение собственных колебаний системы на флуктуации скоростей течений, которое имеет место при работе автономных буйковых

станций. Продолжительность наблюдений составляла 6—13 суток, что при используемой дискретности 10 мин давало длину ряда 800—2000 членов. Исходные ряды были сглажены фильтром Тьюки с периодом сглаживания 24 ч. По пульсациям скоростей течений на ЭВМ рассчитаны корреляционные, структурные и спектральные функции. Алгоритм и программа вычислений на ЭВМ «Минск-22» были такими же, как в работе [8].

Режим скоростей придонных течений отличается некоторыми особенностями. Скорости в придонном слое значительно меньше, чем в поверхностном. Средние скорости варьируют в диапазоне 2—17 см/с. В придонных слоях со средними скоростями 2—5 см/с наблюдается низкая устойчивость течений. В частности, в районе Туапсе зимой и летом на глубине 80 м устойчивость была в 0,5 м от дна 7—20%, в 1 м — 17—30%. С увеличением средних скоростей придонных течений до 15—17 см/с устойчивость возрастала до 76—93% (в 1 м от дна). Розы устойчивых течений вытянуты вдоль изобат, т. е. перенос осуществляется вдоль берега. Наличие трения о дно обуславливает высокие вертикальные градиенты скорости: 2—4 см/с на 0,5 м.

Полученные спектры придонных течений имеют следующую особенность: как правило, максимум спектральной плотности приходится на период порядка 12 ч. Иногда прослеживаются колебания с периодом 16 ч, носящие инерционный характер. Меньшее значение периода инерционных колебаний (по сравнению с теоретическим 17,2 ч), вероятно, связано с уменьшением пространственных масштабов вихрей, ограниченных дном. Используя гипотезу замороженной турбулентности, получаем, что уменьшение масштабов пространственных образований ведет к уменьшению временных масштабов, следовательно, к вероятному сокращению инерционного периода. Возможен и сдвиг резонансных частот в результате взаимодействия инерционных колебаний с возмущениями морфологического характера [3].

Абсолютные значения спектральной плотности $S(\omega)$ на всех частотах на спектрах придонных течений обычно меньше, чем в поверхностном и промежуточном слоях. Например, на частоте инерции значения $S(\omega)$ на поверхности и в толще вод в 2—100 раз больше, чем у дна. В определенной степени это связано с типичной вертикальной структурой средней скорости, преимущественно уменьшающейся от поверхности ко дну. В [9] указывается на связь дисперсии σ^2 с квадратом средней скорости. Полученная нами зависимость $S(\omega)_{\max}$ зональной компоненты придонных течений от средней скорости потока аппроксимируется выражением $S = \alpha g \bar{V}$ (рис. 1). Такая связь подтверждает предположение Райли (цит. по О. И. Мамаеву [9]) о виде функции $\sigma^2 \sim (\bar{U})^2$, так как каждое значение $S(\omega)$ представляет собой долю дисперсии, соответствующую данной частоте. Малые значения $S(\omega)$ в придонном слое свидетельствуют о слабой турбулизации его и, как следствие, незначительной способности к перемешиванию и самоочищению, что имеет важное практическое значение.

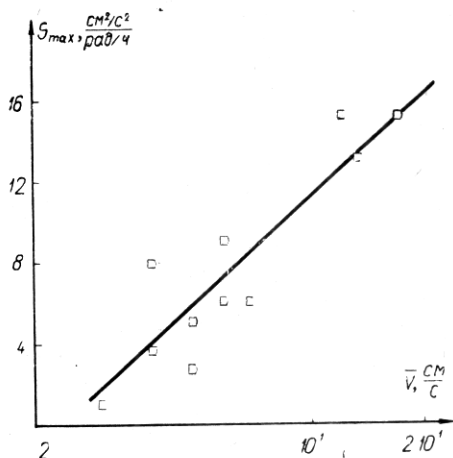


Рис. 1. Зависимость максимума спектральной плотности пульсаций скоростей придонных течений от средней скорости потока.

Низкая турбулентная «активность» придонных слоев отмечается в работе [2]. Величины коэффициентов обмена в тонком придонном слое для районов Туапсе и Ялты, полученные в этой работе, на один-два порядка меньше, чем в вышележащей толще вод.

Выявленные на спектрах слабо выраженные вторичные максимумы на частотах 2—10 рад/ч, соответствующие периодам 3—0,6 ч, не достоверны, так как укладываются в доверительный интервал при 5%-ном

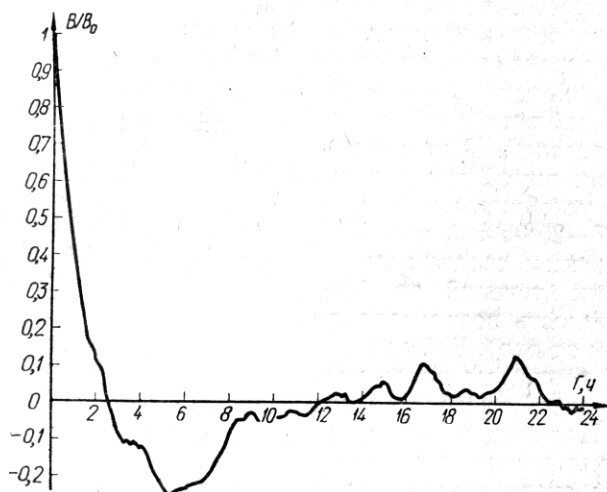


Рис. 2. Типичный график корреляционной функции пульсаций скорости придонного течения.

уровне значимости. Отсюда следует вывод о небольшом вкладе высокочастотных пульсаций с периодами порядка 3—0,6 ч в турбулентность придонных течений. Малое начальное падение корреляции (10—30%), прослеживаемое на корреляционных функциях, также подтверждает это рис. 2, где B/B_0 — нормированная на первое значение корреляционная функция. Для сравнения укажем, что в верхнем слое (10—25 м) начальное падение корреляции составляет 60—97% во все сезоны года. В промежуточном слое (50—100 м) при неустойчивой циркуляции этот параметр колеблется от 30—40 до 85%, а при сильных устойчивых течениях составляет 65—97%. Следовательно, в поверхностном и глубинном слоях вклад относительно мелкомасштабных колебаний (периодов 3—0,6 ч) в несколько раз больше, чем в придонном.

В пользу сказанного свидетельствует еще одна характерная особенность придонных спектров, а именно: относительно большое значение отношения $S_{\max}/S_{\min}$. Такое отношение на придонных спектрах составляет 2—2,5 порядка, тогда как на спектрах поверхностных и глубинных слоев — 1—1,5 порядка. Вероятно, этот факт объясняется отсутствием в придонном слое нестационарных факторов (например, длинных внутренних волн), служащих источниками энергии высоких частот, действие которых вызывает искажение спектра пульсаций скоростей течений в поверхностном слое за счет появления на них статистически значимых вторичных максимумов. Это соответственно изменяет наклон спектров. Наклоны кривых спектральной плотности пульсаций скорости поверхностного и промежуточного слоев варьируют в широком диапазоне: показатель степени n в соотношении $S(\omega) \sim \omega^{-n}$ изменяется от 1 до 4 в интервале частот 0,39—3,0 рад/ч.

Казалось бы, трудно предположить, что в придонном слое выполняются условия локально-изотропной турбулентности, не выполняется условие $\bar{U} \gg U'$ и мезомасштабный турбулентный обмен существенно

анизотропен (2). Тем не менее часто спектры спадают в диапазоне частот 0,52—3 рад/с с наклоном, близким к « $-5/3$ », соответствующим инерционному интервалу локальной изотропии. Преобладание «закона $-5/3$ » у дна отмечено и в работе [1] по спектрам русловых потоков. Типичные придонные спектры показаны на рис. 3, а, осредненный по 16 рядам спектр пульсаций зональной компоненты скорости придонного течения — на рис. 3, б. Прямая линия проведена с наклоном $-5/3$. Осреднение ни-

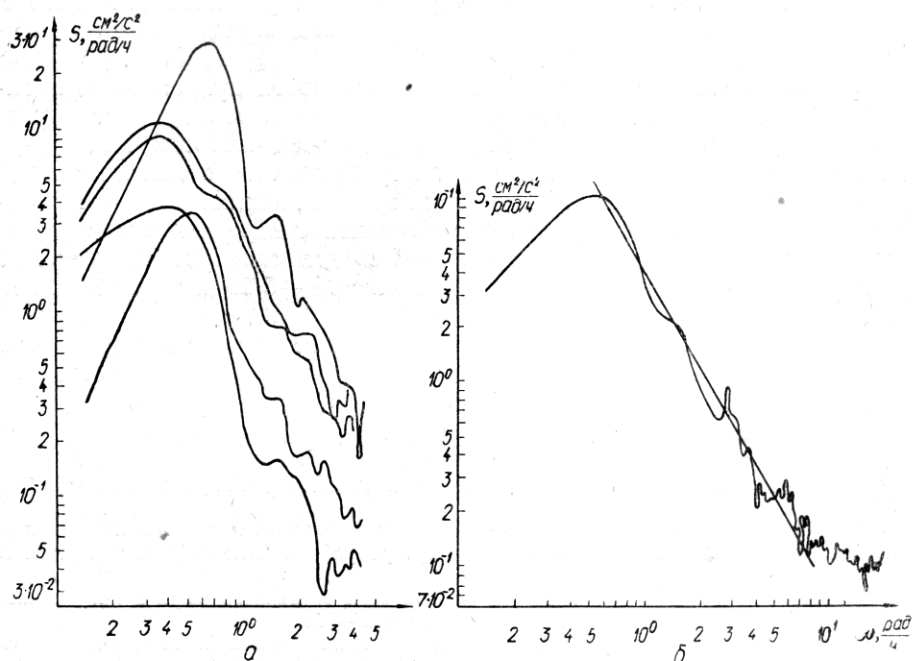


Рис. 3. Кривые спектральной плотности $S(\omega)$ пульсаций скорости придонных течений по единичным реализациям (а) и осредненная кривая $S(\omega)$ (б).

велировали особенности отдельных спектров, обусловленные локальными фоновыми условиями, одновременно выявив преимущественную тенденцию наклона придонных спектров.

Тесная связь $S(\omega)_{\text{max}}$ со средней скоростью в определенной мере противоречит гипотезам подобия Колмогорова, однозначно определяющим локально-изотропную турбулентность параметром ε . Такая связь наряду с выполнением «закона $-5/3$ », дает возможность предположить, что условия локально-изотропной турбулентности, будучи достаточными, не являются необходимыми для получения спектров такого вида. Очевидно, существуют и другие условия (в данном случае режим придонных течений), которые приводят к подобным спектрам. Например, Окубо [12], рассматривая диффузию со сдвигом скоростей течений, получил кубический закон для горизонтальной дисперсии $\sigma^2 \sim l^3$. Этому закону соответствует «закон $-5/3$ » для спектра и «закон $4/3$ », отражающий зависимость коэффициента турбулентной диффузии от масштаба явления.

Качественно механизм турбулентности придонного слоя можно представить так. Процессы диссипации кинетической энергии в тепло за счет трения по сравнению с процессами перераспределения энергии по каскаду вихрей играют большую роль, чем в случае развитой турбулентности промежуточного слоя, для которого диссипация мала. Разрушающиеся при трении мелкие вихри получают энергию по каскаду от самых крупных вихрей, в свою очередь черпающих энергию из осредненного движения. Увеличение роли диссипации и неравномерность питания

энергией самых крупных образований турбулентного потока осредненным движением приводит к недостаточной компенсации этих процессов, как при вырождении турбулентности [10]. Значения спектральной плотности поэтому убывают на всех частотах, и масштабы наиболее крупных образований сдвигаются в область более высоких частот. Поскольку значения $S(\omega)$ убывают экспоненциально с ростом ω [10], то естественно увеличение отношения $S_{\max}/S_{\min}$ с ростом степени вырождения турбулентности (т. е. с приближением ко дну), ибо $S_{\min}$ уменьшается быстрее, чем $S_{\max}$. Наши расчеты отношения $S_{\max}/S_{\min}$ подтверждают эти качественные выводы.

Выводы. 1. На кривых спектральной плотности пульсаций придонных течений отмечается максимумы инерционного характера с периодом 12 ч. Значения $S(\omega)$ в придонном слое на всех частотах, как правило, ниже, чем в промежуточном. Слабая турбулизация придонных слоев свидетельствует о низкой способности к перемешиванию.

2. Режим локально-изотропной турбулентности не является необходимым условием выполнения «закона $-5/3$ » для спектра. Несмотря на отсутствие условий локальной изотропии, «закон $-5/3$ » часто наблюдается у дна в интервале частот 0,52—3 рад/ч.

3. Максимумы на спектрах связаны со средней скоростью придонных течений соотношением $S(\omega)_{\max} = \text{alg} \bar{V}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гринвальд Д. И. Турбулентность русловых потоков. Л., Гидрометеониздат, 1974, с. 113—121.
2. Зац В. И. и др. Опыт теоретического и экспериментального исследования проблемы глубоководного сброса сточных вод на примере района Ялты. К., «Наук. думка», 1973, с. 106—120.
3. Иваненков Г. В. Генерация вихрей на поверхности безливного моря в пограничных слоях.— Изв. АН СССР, ФАО, 1974, 7, № 10, с. 752—762.
4. Иваненков Г. В., Борисов Е. В. О спектре вихревых течений на поверхности моря в прибрежном пограничном слое.— Изв. АН СССР, ФАО, 1974, 9, № 10, с. 1006—1009.
5. Куликов Е. А., Христофоров Г. Н. Некоторые особенности структуры гидрофизических полей на шельфе северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Комплексные исследования в Мировом океане. М., 1975, с. 32—36.
6. Озмидов Р. В. Горизонтальная турбулентность и турбулентный обмен в океане. М., «Наука», 1968, с. 74—113.
7. Толмазин Д. М. Об особенностях горизонтальной турбулентности в прибрежной зоне моря.— Изв. АН СССР, ФАО, 1972, 3, № 8, с. 339—343.
8. Толмазин Д. М., Шнайрман В. А., Ациховская Ж. М. Проблемы динамики вод северо-западной части Черного моря. К., «Наук. думка», 1969, с. 32—46.
9. Мамаев О. И. Морская турбулентность. Изд. МГУ, 1970. 204 с.
10. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 2. М., «Наука», 1967. 720 с.
11. Bowden K. F., Fairbairn L. A. Measurements of turbulent fluctuations and Reynolds stresses in a tidal current.— Proc. Roy. Soc., Ser. A, 1956, 237, N 1210, p. 422—438.
12. Okubo A. Some remarks on the importance of the «shear effect» on horizontal diffusion.— J. Oceanogr. Soc. Japan, 1968, 2, N 24, p. 60—69.

Институт биологии южных морей
им. А. О. Ковалевского АН УССР

Поступила в редколлегию
14.II 1975 г.