

Рис. 5. Карта остаточных высот геоида (сечение 5 м)

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Lerch F. J., Klosko S. M., Laubscher R. E., Wagner C. A.//J. Geophys. Res. 1979. 84, N B8. P. 3897. [2] Marsh J. G., Lerch F. J., Putney B. H., Smith D. E.//J. Geophys. Res. 1988. 93, N B6. P. 6169. [3] Rapp R. H. Report N 322, Dept. of Geodetic Sci. and Surveying the Ohio State University. Columbus, Dec. 1981. [4] Marsh J. G., Lerch F. J., Putney B. H. et al. Report N 397, Dept. of Geodetic Sci. and Surveying the Ohio State University. Columbus, Ohio 43210-1247, June 1989. P. 3. [5] Бойков В. В., Галазин В. Ф., Демьянов Г. В. и др.//Геодезия и картография. 1992. № 4. С. 4. [6] Dziewonski A. M., Anderson D. L.//Phys. of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. P. 297. [7] Morelli A., Dziewonski A. M.//Nature. 1987. 325. P. 678. [8] Lee A. S., Kaula W.//J. Geophys. Res. 1967. 72, N 2. P. 753. [9] Rapp R. H.//J. Geophys. Res. 1986. 91, N B5. P. 4867. [10] Дубошин Г. Н. Небесная механика, основные задачи и методы. М., 1975.

Поступила в редакцию
01.04.93

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3, ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ. 1994. Т. 35, № 1

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.465.552

СТРУКТУРА ПЛОТНОСТНОГО ТЕЧЕНИЯ И ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ЕГО ТОЛЩЕ

Б. И. Самолюбов, Н. А. Быстрова
(кафедра физики моря и вод суши)

Исследуются структуры полей скорости придонного стратифицированного течения и концентрации взвеси при наличии внутренних волн в сдвиговых слоях потока. Анализ представленных данных показал, что внутренние волны могут сопутствовать течению, менять его структуру, и порождать гравитационные потоки. По структурам полей волновых возмущений скорости на основании результатов двух 12-часовых се-

рий зондирований 20-метровой толщи течения рассмотрены механизмы формирования многоядерных профилей скорости, облаков мутности и двойного пограничного слоя. Применение теоретических распределений средней скорости позволило выявить процесс развития одновременно двух внутренних волн в слое смешения и в придонном пограничном слое.

1. Введение

Придонные стратифицированные течения относятся к числу основных форм движения водных масс в глубинных слоях океанов, морей, озер и водохранилищ. Для этих течений характерно неоднородное устойчивое распределение плотности жидкости ρ по высоте z над уровнем дна. Рост плотности с глубиной обеспечивается термической, соленостной и суспензионной стратификацией. Максимальные градиенты — $\partial\rho/\partial z$ наблюдаются на границах между придонными потоками и вышележащими слоями воды, а во взвесенесущих течениях — еще и у дна за счет его размыва и оседания частиц взвеси.

Распространение таких потоков в глубоководных каньонах и проходах, в проливах и на трассах придонных мутьевых штормов [1—3], а также в озерах и водохранилищах со взвесенесущими и холодными притоками [4—5] сопровождается эффектами сильного взаимодействия течений с дном и окружающей водной средой. Это — тепло- и солеобмен под влиянием гигантских подводных водопадов в океане, образование каньонов и перенос материала суши к подножиям континентальных склонов и на плато, разрывы подводных кабелей связи и трубопроводов, заиление водохранилищ и судоходных каналов, загрязнение гидросферы на десятки метров над уровнем дна примесями, которые транспортирует течение, включая техногенные, а также токсичные продукты донной эрозии.

Структура придонного потока подвержена воздействию внутренних волн, которые появляются в стратифицированной по плотности жидкости под влиянием приливов, флуктуаций расхода воды в притоках, формирующих течения, и других факторов [6, 7]. Разрыв дна при ускорениях течения волнами может, как и в атмосферных пыльных бурях [8], приводить к увеличению устойчивости потока и дальности его распространения с лавинообразно нарастающей массой транспортируемого материала [2, 5, 7]. Исследованиям преобразований структуры придонного течения под влиянием внутренней волны посвящена настоящая работа.

2. Распределения концентрации взвеси

Информация о детальных комплексных экспедиционных исследованиях изменений скорости и параметров, определяющих плотность жидкости, под влиянием внутренних волн во всей толще потока от дна до верхней границы течения крайне ограничена [4, 5, 7]. Несколько подробнее изучены пространственно-временные распределения концентрации взвеси по материалам гидрооптических и батометрических измерений в придонных течениях (рис. 1). Анализ этих данных дает представление о структуре взвесенесущего течения.

Разрез поля прозрачности жидкости (T_g , %/м) по станциям с номерами 16 848—16 854 протяженностью 40 км в направлении от берега до глубины 400 м (см. рис. 1) выполнен на шельфе и континентальном склоне Южной Калифорнии [6]. Нефелонидный слой толщиной порядка 100 м, движущийся вниз по склону, образует гравитационное течение. Об этом свидетельствует соответствие средних уклонов дна

и верхней границы придонного слоя жидкости с прозрачностью $T_r \leq (70 \div 90) \% / \text{м}$ между станциями с номерами 16 848—16 851. В слое с $T_r \leq (70 \div 90) \% / \text{м}$ аналогичным образом распространяется внутрен-

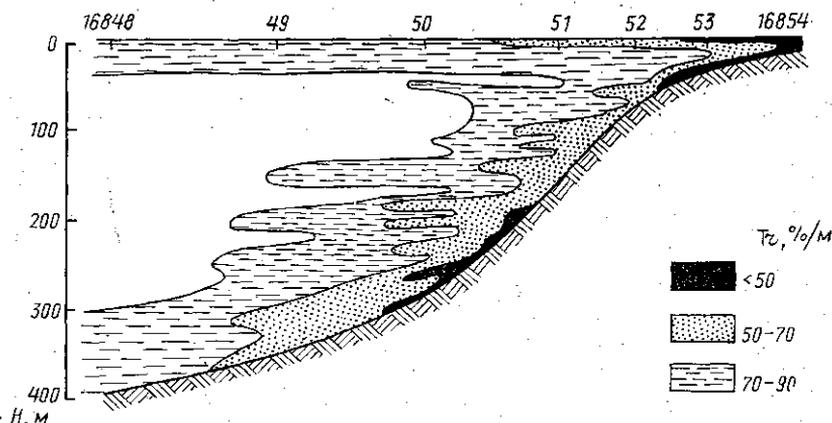


Рис. 1. Распределение прозрачности (T_r , $\% / \text{м}$) на шельфе и континентальном склоне Южной Калифорнии [6] на разрезе протяженностью 40 км по станциям с номерами 16848—16854 до глубины $H=400$ м

ний 50-м. слой с $T_r < 70 \% / \text{м}$, берущий начало у станции № 16 854. Изрезанность верхних границ нефелоидных слоев объясняется воздействием внутренних волн приливной природы, порождающих облака мутности. Такие внутренние волны, как показано в [6], приводят к повышению придонных скоростей течения и размыву дна на глубинах, меньших 50 м (ст. № 16 854 на рис. 1). Из этой области часть наносов распространяется от берега в океан над пикноклином в пределах 30-м. приповерхностного слоя, а основная масса взвеси переносится придонным стратифицированным потоком. Аналогичные распределения прозрачности с приповерхностным и придонным нефелоидными слоями, разделенными клином более прозрачных вод, наблюдались при формировании суспензионных течений в устьях рек Дунай, Нил, Конго и др. [7, 9].

Из результатов, представленных в обзорной части работы [7], следует, что волновые структурные преобразования наблюдаются в стратифицированных течениях различной природы.

Развитие во времени внутренней волны в придонном стратифицированном потоке прослеживается по результатам измерений во взвешенном течении, образованном в каньоне Астория стоком р. Колумбия в Тихий океан. В ядре потока четко выделяется колеблющаяся прослойка с концентрацией частиц большей, чем в окружающих водах.

Такие же структурные особенности зарегистрированы на профилях концентрации, которые приведены в работе [7] по литературным данным и результатам экспедиций кафедры физики моря и вод суши физического факультета МГУ. Локальные максимумы концентрации взвеси (облака мутности) наблюдаются в течении, которое сформировано твердым стоком рек Ганг и Брахмапутра в Бенгальском заливе; в глобальном циркуляционном течении, известном мутевыми штормами, в Северо-Западной Атлантике; в придонном слое Баренцева моря и в плотностном течении в Нурекском водохранилище. Если пренебречь 10%-ми флуктуациями концентраций взвеси, то во всех случаях, как и на разрезе из [6] (пики с минимумами T_r на рис. 1), чис-

до облаков мутности на вертикали составляет $1 \div 7$. Отмечается вихреволновой характер нестационарности течений. В колеблющихся слоях с максимумами концентрации взвеси наблюдается локальное повышение интенсивности турбулентности.

3. Профили средней скорости

Сравнение структур придонных течений в океанах, морях и Нурекском водохранилище не случайно. Придонный поток с термической и суспензионной стратификацией в этом водохранилище характеризуется толщинами $10 \div 30$ м и скоростями $10-60$ см/с, которые соответствуют по порядку величин параметрам океанических аналогов этого течения.

Река Вахш, холодные мутные воды которой формируют придонный поток, аналогична по водному и твердому стоку реке Колорадо — основному источнику поступления взвеси в Тихий океан [7]. Дальность распространения этого течения от устьевого створа «нырка» вод р. Вахш под поверхностные слои водохранилища — до 30 км [5, 10].

Комплексные исследования в 10-летнем цикле экспедиций физического факультета МГУ на Нурекском водохранилище позволили получить уникальные по детальности и объему данные о структуре полей скорости, концентрации взвеси и температуры воды в придонном плотностном течении. Анализ этих материалов, включая ранее не публиковавшиеся из-за отсутствия специальных теоретических методов выявления возмущений скорости, представлен в данной работе. Дополнительные сведения о результатах, методике измерений и аппаратуре даны в работах [5, 7].

Последовательные зондирования придонного потока в ходе суточных наблюдений показали, что на профилях скорости, концентрации взвеси и температуры одновременно периодически появляются локальные экстремумы, соответствующие одной высоте над уровнем дна. Время комплексной регистрации этих эпюр — 12 мин. Период нестационарности течения по итогам спектрального анализа — $2 \text{ ч} \pm 40\%$ [7]. С таким периодом в потоке развивается внутренняя волна, порождающая указанные преобразования структуры течения.

Такие же флуктуации форм профилей скорости наблюдались и на двух 12-ч станциях в 8-й экспедиции 10-летнего цикла исследований на Нурекском водохранилище. Примеры четырех из 40 пар профилей скорости и разности плотностей жидкостей $\Delta\rho$ в потоке и над ним (по двум сериям зондирований) приведены на рис. 2, а.

Основные элементы распределений U , $\Delta\rho$ в стационарном течении показаны схематично на рис. 2, б, в. Здесь z_u — толщина течения, $U_c = U|_{z=z_u} = mU_m$ — скорость движения жидкости над верхней границей плотностного потока (при $z \gg z_u$). Область $z_1 \div z_u$ — струйная часть течения, включающая слой смешения Δz_m и интервал $z_1 \div z_m$, в пределах которого профиль скорости симметричен относительно уровня ее максимума $U_m = U(z_m)$. Если такая симметрия отсутствует, то струйная часть и слой смешения совпадают. Область $z \leq z_1$ — придонная часть потока, толщина которой $z_1 \leq z_m$. На рис. 2, б $\xi = |z - z_m| / \Delta z_m$ и $\zeta = z / z_m$ — безразмерные ординаты. На рис. 2, б

$$\Delta\rho = \rho(z) - \rho(z_u), \quad \Delta\rho_m = \Delta\rho(z_m), \quad \Delta\rho_0 = \rho(0) - \rho(z_m).$$

Флуктуации форм профилей $U(z)$, примеры которых показаны на рис. 2, а (№ 3, 4), обусловлены рядом процессов, к важнейшим из которых относятся следующие.

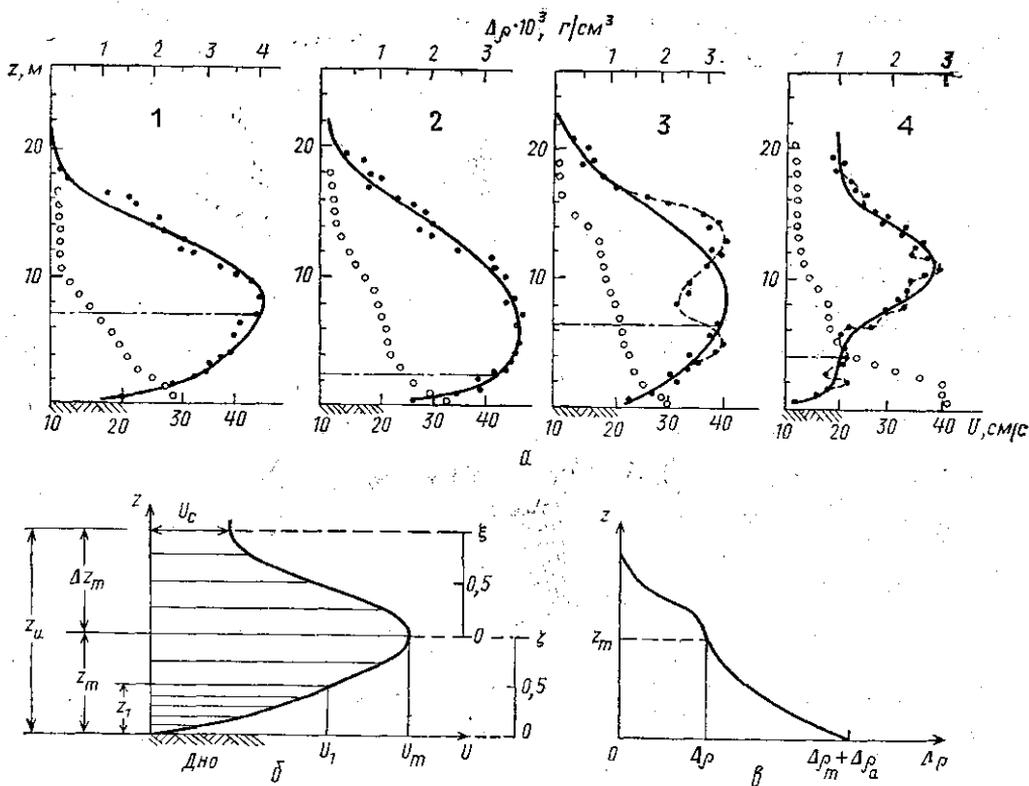


Рис. 2. Профили разности плотностей $\Delta\rho$ (кружки) и скорости U (точки) из двух серий зондирований (а) и в схематическом представлении (б, в): сплошные кривые $U(z)$ (а) № 1+4 — теоретические; штрих-пунктирные — уровни сшивания z_1 , штриховые — вихре-волновые возмущения (№ 3, 4)

1. Непосредственное воздействие волны на течение, приводящее к изменению вида функции $U(z, t)$, где t — время.

2. Преобразования профилей разности плотностей $\Delta\rho(z, t)$ под влиянием волны. Возможно не только перераспределение $\Delta\rho$ по высоте z , но и периодическое увеличение $\Delta\rho$ из-за размыва дна в моменты повышения скорости в придонном слое.

3. Придонные интрузии жидкости повышенной плотности, связанные с нестационарностью течения в зоне его формирования и с колебаниями плотности воды в области зарождения потока.

4. Изменения скорости вышележащих слоев воды U_c (рис. 2, б). Этот фактор может серьезно влиять на профили $U(z)$ вблизи области формирования плотного потока. В нестационарных условиях граница этой области периодически смещается вверх и вниз по течению. В результате на фиксированном расстоянии от начального створа могут регистрироваться эпюры $U(z)$, соответствующие разным стадиям формирования с отличающимися значениями соотношения $m = U_c/U_m$. К такой ситуации относится эпюра с двойным пограничным слоем, т. е. с двумя максимумами $\partial_z U$ при $z < z_m$ на рис. 2, а (№ 4).

Теоретическое описание профилей скорости в квазистационарном приближении для горизонтально-однородного потока можно провести, используя зависимости U от z в струйной и придонной частях течения,

полученные и проверенные в работе [10]. Распределения $U(z)$, найденные аналитическим решением системы уравнений динамики, осредненных по Рейнольдсу, и баланса турбулентной энергии с применением приближений подобия (различных в указанных частях течения), имеют вид

$$U = U_f = U_c + \Delta U_m f_u, \text{ где } f_u = 1 - 3\xi^2 + 2\xi^3 \quad (1)$$

в струйной части $z_1 \div z_u$ и

$$U = (U_* / \kappa) \{ \ln(\xi/\xi_0) + k_{1u}(\xi - \xi_0) + k_{2u}(\xi - \xi_0) [\xi_1 - 0,5(\xi + \xi_0)] \} \quad (2)$$

в придонной части $z_0 \div z_1$, где $z_0 = \xi_0 z_m$ — высота динамической шероховатости. Здесь $\Delta U_m = U_m - U_c$, U_* — динамическая скорость, $\kappa = 0,4$ — константа Кармана, k_{1u} и k_{2u} — параметры функции (2), равные

$$k_{1u} = (\kappa / U_*) (\partial_z U_f)_1 - \xi_1^{-1}, \quad (3)$$

$$k_{2u} = 2 [\kappa (U_1 / U_*) - \ln(\xi_1 / \xi_0) - k_{1u}(\xi_1 - \xi_0)] / (\xi_1 - \xi_0)^2,$$

$$(\partial_z U_f)_1 = 6 \Delta U_m (z_m / \Delta z_m)^2 (1 - f_1) [1 - (z_m / \Delta z_m)(1 - \xi_1)],$$

$(\partial_z U_f)_1$ — градиент скорости по ординате ξ на уровне сшивания функций (1), (2) при $z = z_1$, $U_1 = U(z_1)$.

Зависимость скорости от ординаты z во всей толще течения по (1), (2) определяется в заданных условиях параметрами $z_0 = \xi_0 z_m$, z_m , Δz_m , U_m , U_c , $\Delta \rho a$, i_s , где i_s — уклон дна. Высота $z_1 = \xi_1 z_m$ находится по эмпирической зависимости ξ_1 от интегрального числа Ричардсона: $Ri_a = g \Delta \rho a z_m / \rho U_m^2$:

$$\xi_1 = (Ri_a / Ri_a^*) \exp \{ 0,43 (Ri_a^* - Ri_a^2) \} \quad (4)$$

с максимумом при $Ri_a = Ri_a^* \approx 1$ (g — ускорение свободного падения, по аппроксимации (4) $Ri_a^* = 1,1$).

Величина U_* рассчитывается по формуле

$$U_* = [g i_s z_m \rho^{-1} \int_0^1 (\rho - \rho_m) d\xi + G_\tau]^{1/2}, \quad (5a)$$

где $G_\tau = -\partial_z U_\tau^2|_{z=z_m}$, $U_\tau = (\tau/\rho)^{1/2}$, τ — напряжения трения, $\rho_m = \rho(z_m)$, или из выражения

$$U_* = C_* \kappa [U_1 - (\partial_z U_f)_1 (\xi_1 - \xi_0)] / [\ln(\xi_1/\xi_0) - (\xi_0/\xi_1) - 1], \quad (5b)$$

где $C_* = 0,9$. Формула (5a) применяется, если $G_\tau \ll U_*^2$, а (5b) — при известной высоте $z_0 = \xi_0 z_m$. Оценка U_* и z_0 обычным методом по логарифмическому закону и измеренным профилям $U(z)$ возможна при $\xi < 0,2$. Значение U_1 находится из (1) при $z = z_1$. Кривые $U(z)$ на рис. 2, а (№ 1 ÷ 4) построены по (1), (2).

В отличие от классических распределений (логарифмических, линейно-логарифмических, степенных и др.) [8, 11—13] функция (2) содержит знакопеременное параболическое дополнение к логарифмической составляющей. В распределении (2) учитывается взаимодействие струйной и придонной частей потока при наличии спутного течения, влияние стратификации на обмен и изменение напряжения трения с высотой. Эта зависимость, полученная аналитически, пригодна для описания профилей $U(z)$ в области роста скорости и в ядре течения, где $\partial_z U = 0$. Совместно с функцией (1) распределение (2) позволяет

получить профиль скорости во всей толще потока с обычным (1—3) и двойным (4) пограничными слоями.

4. Структуры полей возмущений скорости

После получения теоретических зависимостей (1), (2) удалось выявить распределения возмущений профилей $U(z)$ по материалам двух серий зондирования потока с неавтономными в придонной части течения эпюрами средней скорости. Эти результаты представляются впервые.

На рис. 3, а, б заштрихованные области соответствуют зонам по-

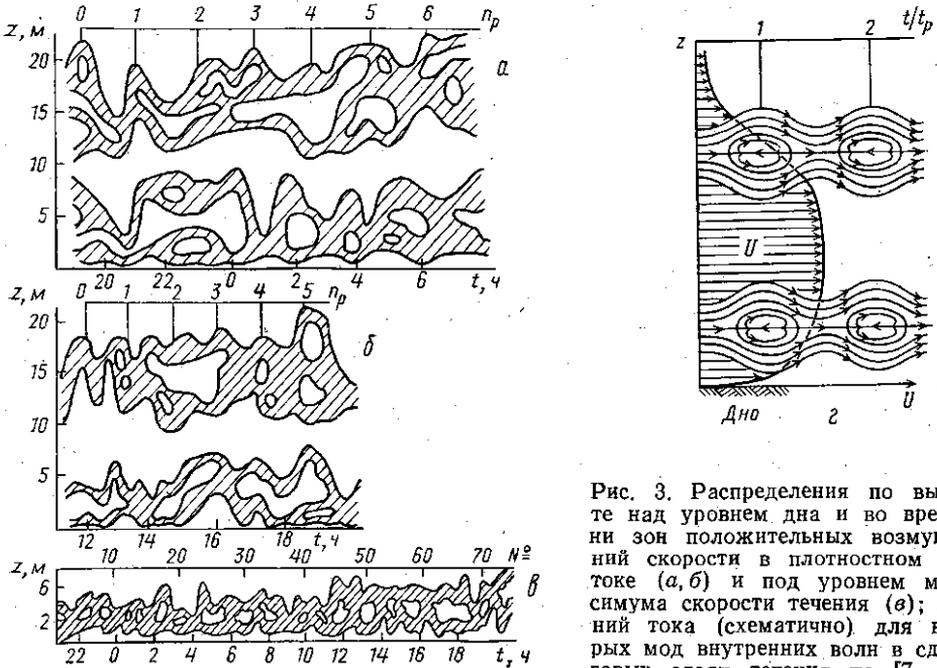


Рис. 3. Распределения по высоте над уровнем дна и во времени зон положительных возмущений скорости в плотностном потоке (а, б) и под уровнем максимума скорости течения (в); линий тока (схематично) для вторых мод внутренних волн в свдвиговых слоях течения по [7, 14]

(в). На рис. а, б, в $n_p = \Delta t / t_p$ — число периодов, где Δt — длительность серии зондирования, t_p — средний период; на рис. в сверху — шкала с номерами зондирования

ложительных возмущений скорости U_a^+ . Амплитуда возмущений рассчитывалась по формуле

$$U_a = U(z, t) - U^0(z, t), \quad (6)$$

где $U(z, t)$ — измеренное распределение скорости, а $U^0(z, t)$ — невозмущенное, которое находилось для каждого зарегистрированного в момент времени t профиля по (1), (2). При определении контуров U_a^+ -зон принимались во внимание лишь области, в которых $U_a^+ > 1$ см/с в соответствии с погрешностью измерений.

Для сравнения на рис. 3, в показаны результаты анализа структуры поля возмущений в 6-м придонном слое потока со средними значениями скорости 11 см/с и разности плотностей $0,6 \cdot 10^{-4}$ г/см³ [7]. Распределения U_a^+ -зон на рис. 3, а, б выявлены в течении, аналогичные параметры которого составляют 30 см/с и 10^{-3} г/см³.

В рассмотренной ситуации в отличие от случая с максимумом $-\partial z_0$ только на верхней границе (на уровне $z \cong z_m + 0,5 \Delta z_m$ [7]) и с

одной волной, охватывающей весь поток, появляются две волны в верхнем и нижнем пикноклинах. Средний эйлеров период волны составляет $\bar{t}_p=1,8$ ч на первой и 1,4 ч на второй станции (рис. 3, а и 3, б соответственно).

Аналогичные процессы отражены на схеме (рис. 3, з), которая содержит распределения линий тока по глубине и во времени, соответствующие распространению внутренних волн в сдвиговых слоях течения. Ход линий тока рассчитан в [14] для плоского придонного слоя с однородным полем скорости и постоянной частотой Вьяйсяля—Брента в приближении «твердой крышки». Отклонения от указанных условий приводят к усложнению реальных преобразований зон положительных возмущений (см. рис. 3, а, б, в) по сравнению с распределениями линий тока на схеме.

5. Взаимосвязь волновых преобразований полей скорости, плотности жидкости и концентрации взвеси

Положительная обратная связь, действующая в системе скорость—мутность в плотностном потоке, обеспечивает одновременность структурных изменений полей скорости, концентрации взвеси и плотности жидкости [7]. В изучавшемся потоке (см. рис. 2, 3) со средними значениями $U=30$ см/с и концентрации взвеси $S=1,5 \cdot 10^{-3}$ г/см³ при размерах частиц $a_i \leq 70$ мкм интенсивность турбулентности достаточна для сглаживания пиков суммарного удельного содержания твердой

примеси $S = \sum_{i=1}^{\Phi} S_i$ (здесь S_i — концентрация частиц, относящихся к фракции со средним размером a_i , $i=1 \div \Phi$ — индекс фракции).

Максимумы наблюдались в этом течении на профилях концентрации $S_i(z)$, а также на эпюрах возмущений S_a^+ , которые в данной работе не рассматриваются. С ростом a_i пики $S_i(z)$ смещаются ко дну. Такое относительное смещение максимумов на профилях S_i при широком спектре размеров частиц и интенсивном турбулентном перемешивании приводит к сглаживанию распределений $S(z)$ и $\Delta\rho(z)$.

Вклад вихре-волновой компоненты в массоперенос составляет 20—70% полной транспортирующей способности потока [7]. При уменьшении дисперсности гранулометрического состава взвеси и средней скорости течения в U_a^+ -зонах образуются максимумы $S(z)$. Поэтому число U_a^+ -зон на вертикали согласуется с количеством облаков мутности, которые могут сформироваться в толще потока. Как следует из рис. 3, а, б, число U_a^+ -зон на вертикали меняется от двух (13 ч 35 мин, рис. 3, б) до семи (19 ч 15 мин, рис. 3, а). Этот диапазон совпадает с характерным числом пиков концентрации (1÷7) на станциях разреза (см. рис. 1) и на профилях удельного содержания взвеси, приведенных в [7].

С увеличением градиента плотности $-\partial_z\rho$ у дна и с приближением U_c к значению U_m турбулентная энергия, генерируемая в струйной и придонной частях течения, уменьшается и оказывается недостаточной для смешения этих областей потока. Снижение интенсивности обмена приводит к сокращению толщины слоя смешения. В результате при $\Delta z_m < z_m$ формируется двойной пограничный слой, профиль скорости в котором имеет перегиб под уровнем z_m (рис. 2, а, № 4). Неустойчивость такого профиля $U(z)$ предопределяет его переход к обычному (рис. 2, а, № 1, 2) по мере роста интенсивности турбулентного обмена с уменьшением градиента плотности.

6. Основные результаты и выводы

Применение теоретического распределения скорости позволило выявить (впервые) процесс развития одновременно двух внутренних волн в слое смещения и в придонном пограничном слое. Этот процесс приводит к формированию облаков мутности, профилей скорости с несколькими ядрами и двойным пограничным слоем. Анализ приведенных материалов показал, что внутренние волны могут сопутствовать течению, меняя его структуру, и порождать гравитационные потоки.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Уайтхед Д.//В мире науки. 1989. № 4. С. 26. [2] Лонгинов В. В. Очерки литодинамики оксана. М., 1973. [3] Hollister C., Nowell A.//Sci. American. 1984. 250, N 3. P. 32. [4] Chikita K.//Proc. Simp. «Chall. Sustain. Dev.» Perth, Austral. 1991. Pt. 1. P. 268. [5] Пыркин Ю. Г., Самолюбов Б. И.//Океанология. 1980. 20, № 1. С. 40. [6] Sacchiore D., Drake D.//Geo-Mar. Lett. 1986. 6, N 3. P. 147. [7] Самолюбов Б. И.//Океанология. 1986. 26, № 6. С. 920. [8] Баренблатт Г. И., Голицын Г. С. Локальная структура развитых пыльных бурь: Препринт МГУ. М., 1973. [9] Анучин В. Н., Петров В. П., Пыркин Ю. Г., Самолюбов Б. И.//Комплексные исследования природы океана. М., 1980. Вып. 7. С. 201. [10] Самолюбов Б. И.//Водные ресурсы. 1991. № 5. С. 37. [11] Баренблатт Г. И. Подобие, автомодельность, промежуточная асимптотика. Л., 1982. [12] Монин А. С., Озмидов Р. В. Океанская турбулентность. Л., 1981. [13] Анисимова Е. П., Сперанская А. А.//Изв. АН СССР, ФАО. 1978. 24, № 10. С. 1110. [14] Скорер Р.//Аэрогидродинамика окружающей среды. М., 1980. Гл. 5. С. 174—244.

Поступила в редакцию
09.07.93