

УДК 551.465

## ОПУСКАНИЕ ВОД В ЭКМАНОВСКОМ СЛОЕ, ОБРАЗОВАННОМ ПРИБРЕЖНЫМ ДАУНВЕЛЛИНГОВЫМ ТЕЧЕНИЕМ НАД НАКЛОННЫМ ДНОМ

© 2017 г. Д. Н. Елкин<sup>1</sup>, А. Г. Зацепин<sup>1</sup>, О. И. Подымов<sup>2</sup>, А. Г. Островский<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия  
e-mail: zatsepin@ocean.ru<sup>2</sup>Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Россия

Поступила в редакцию 24.10.2016 г.

После доработки 29.12.2016 г.

В бассейне, расположенном на вращающейся платформе, проведены лабораторные опыты по исследованию динамики даунвеллингового прибрежного течения над наклонным дном. Течение создавалось с помощью источника постоянного расхода воды той же плотности (баротропный случай) или меньшей плотности (бароклинный случай) по сравнению с водой в бассейне. Установлено, что даже в бароклинном случае при определенных условиях происходит формирование придонного экмановского слоя с нисходящим переносом менее плотной воды, который испытывает конвективную неустойчивость. С учетом результатов эксперимента сделаны предварительные оценки параметров придонного экмановского слоя на континентальном шельфе/склоне Черного моря и рассчитана возможная глубина опускания менее плотной воды в этом слое.

DOI: 10.7868/S0030157417040025

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Одним из малоизученных механизмов вентиляции устойчиво стратифицированной водной толщи морей и океанов является опускание вод в придонном экмановском слое (ПЭС) на шельфе/континентальном склоне и их конвективное перемешивание с вышележащими стратифицированными водами [2, 10]. Рассмотрим кратко его суть. При наличии прибрежного морского течения, достигающего дна, образуется ПЭС, интегральный перенос воды в котором происходит перпендикулярно направлению течения и влево от него (в Северном полушарии). В случаях циклонического течения вдоль берега моря или антициклонической циркуляции вокруг острова в ПЭС происходит перенос воды от берега, сопровождающийся ее опусканием по наклонному дну. Такого типа течения получили название даунвеллинговых, в отличие от апвеллинговых, имеющих противоположное направление, в области которых происходит подъем вод в придонном экмановском слое [1].

Очевидно, что устойчивая плотностная стратификация водной среды ограничивает глубину опускания вод в ПЭС. Достигая определенной глубины погружения, вода в ПЭС, как более легкая по отношению к вышележащим водам, должна испытывать конвективную неустойчивость и перемешиваться с ними.

Цель данной работы – воспроизведение динамики ПЭС с опусканием стратифицированных вод на наклонном дне в лабораторных условиях. Во втором разделе статьи приводится описание лабораторной установки и условий постановки опытов. В третьем разделе описаны результаты опытов в однородной жидкости, и в двуслойно-стратифицированной. В четвертом разделе опускание стратифицированных вод в ПЭС обсуждается применительно к Черному морю. Приводятся предварительные оценки глубины опускания вод в ПЭС для реальных черноморских условий. Выдвигается гипотеза, что данный процесс может играть существенную роль в вентиляции вод аэробного слоя Черного моря и удержании верхней границы сероводородной зоны в толще перманентного пикно-халоклина.

### 2. ЛАБОРАТОРНАЯ УСТАНОВКА

Эксперименты проводятся на лабораторной установке института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), схема которой изображена на рис. 1. В центре метровой вращающейся платформы (1) с многоступенчатым набором скоростей вращения расположен цилиндрический бассейн из оргстекла (2) радиусом 30 см и высотой 27 см, заполненный водным раствором NaCl до определенного уровня. В центре бассейна установлен конус (3),

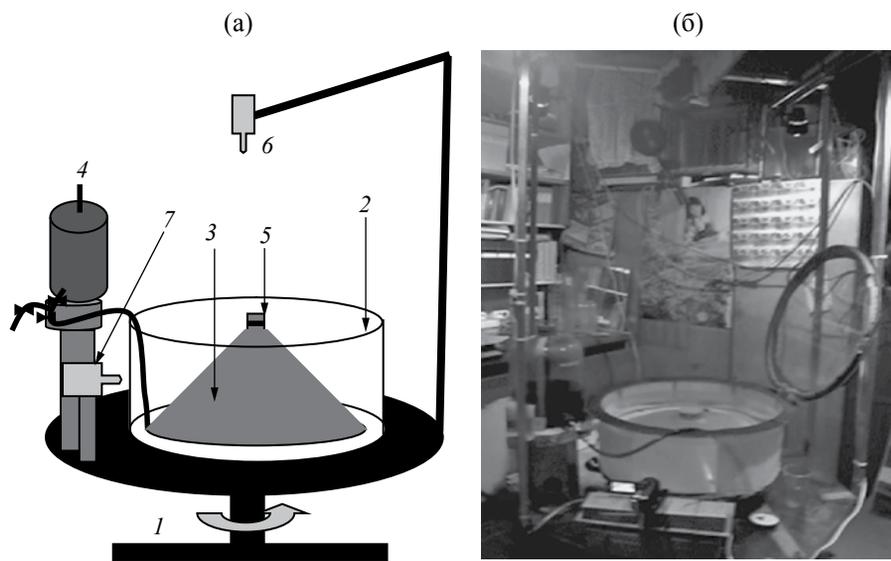


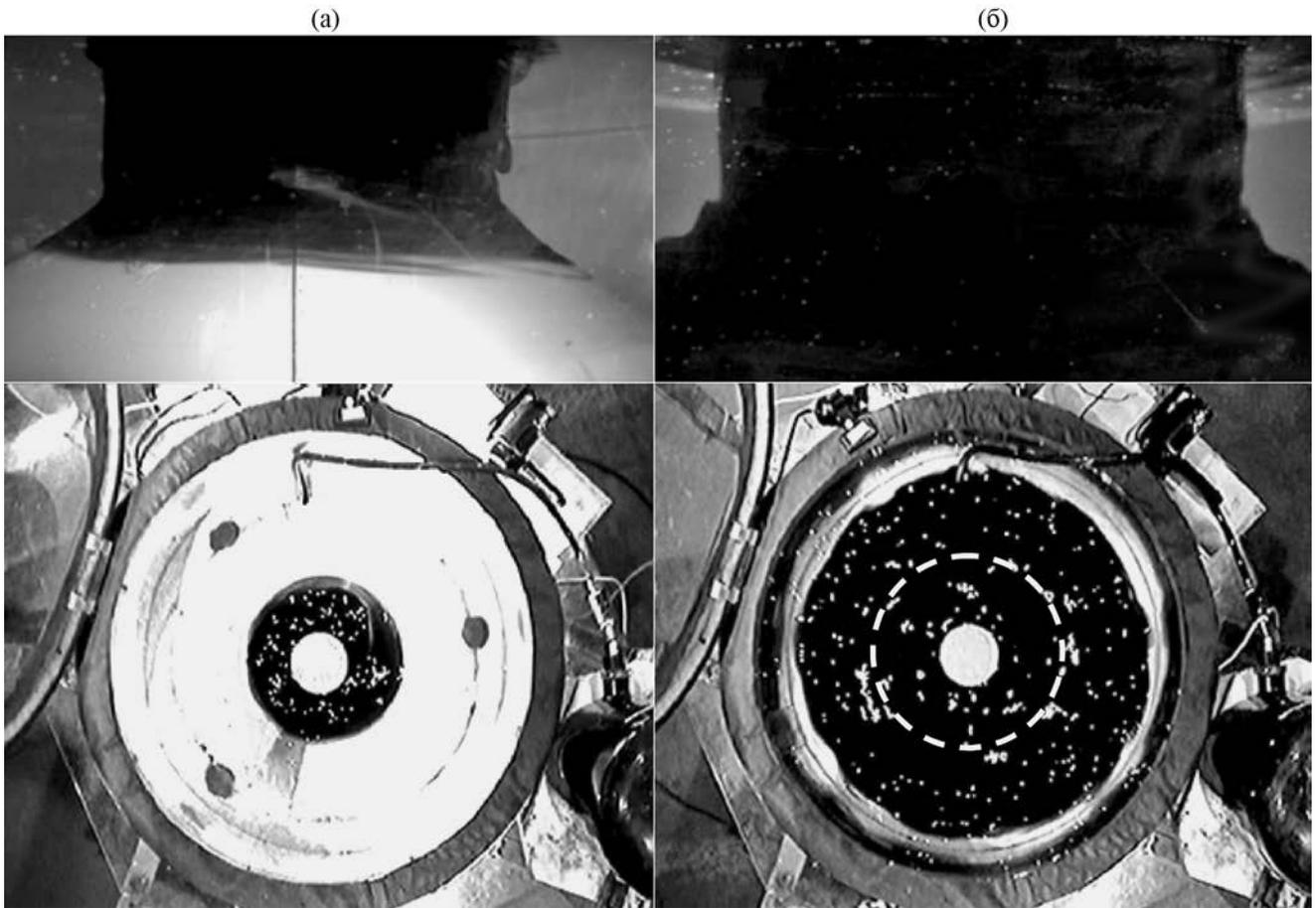
Рис. 1. Схема и фотография лабораторной установки: (а) – схема установки: 1 – вращающаяся платформа, 2 – бассейн, 3 – усеченный конус, 4 – сосуд Мариотта, 5 – щелевой источник массы и плавучести, 6 – видеокамера, 7 – боковая видеокамера; (б) – фотография установки.

сделанный из тонкого стеклотекстолита (0.3 мм). Основание конуса вписано в бассейн и закреплено на его дне. Угол наклона конической поверхности к горизонтали составляет  $\alpha = 39^\circ$ . Высота конуса равна 20 см. На поверхность конуса нанесены кольцевые метки с расстоянием 2 см между ними. В вершине конуса сделано вертикальное отверстие диаметром 10 мм, соединенное шлангом с сосудом Мариотта (4). Над этим отверстием осесимметрично расположен пустотелый цилиндр с крышкой диаметром 8 см и высотой 6 см, герметично закрепленный на поверхности конуса. В верхней части цилиндра, под крышкой, имеется щель шириной 0.5 см – кольцевой источник (5). Через этот источник в бассейн во время опыта из сосуда Мариотта подается с постоянным расходом подкрашенная красителем (тимоловый синий) вода определенной плотности (такой же или меньшей, чем плотность жидкости в бассейне). Поступающая в бассейн подкрашенная вода образует “прибрежное” (т.е. прижатое к боковой поверхности цилиндра) фронтальное течение, вид которого сверху и сбоку регистрируется с помощью закрепленной над бассейном видеокамеры (6) и с помощью боковой видеокамеры (7). Для определения значений скорости течения на поверхность жидкости в бассейне помещались круглые бумажные пелетки диаметром 1 мм.

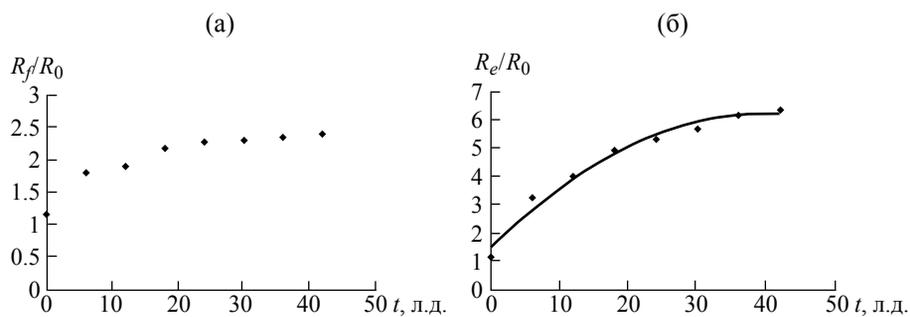
Величина расхода кольцевого источника изменялась от опыта к опыту в диапазоне значений  $Q = 2\text{--}8 \text{ см}^3/\text{с}$ . Она задавалась перед каждым опытом и поддерживалась постоянной с точностью до 5% с помощью сосуда Мариотта.

Было проведено две серии опытов. В первой серии плотность (соленость) воды в источнике и в бассейне была примерно одинаковой (баротропный случай ( $\rho_1 \approx \rho_0$ , где  $\rho_1$  плотность воды в источнике, а  $\rho_0$  – плотность воды в бассейне)). Во второй серии вода в источнике имела меньшую плотность (соленость), чем вода в бассейне (бароклинный случай, ( $\rho_1 < \rho_0$ )). Температура воды в источнике и в бассейне совпадала с точностью до  $\pm 0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ .

В опытах первой серии вода в бассейне и в источнике была пресной и дистиллированной. При подготовке опытов второй серии начальная соленость воды в бассейне и соленость водного раствора NaCl в сосуде Мариотта задавались с помощью весового метода. В качестве одного из основных размерных параметров использовалось редуцированное ускорение свободного падения  $g' = g\Delta\rho/\rho$ , где  $g$  – ускорение свободного падения,  $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_0$  – разница плотности между водой в источнике (сосуде Мариотта) и водой в бассейне. При этом точность определения  $g'$  составляла  $\pm 0.1 \text{ см}^2/\text{с}^2$ . Другими важными размерными параметрами эксперимента являются объемный расход источника  $Q$  (точность его определения –  $\pm 0.5 \text{ см}^3/\text{с}$ ) и параметр Кориолиса  $f = 2\Omega$ , где  $\Omega = 2\pi/T$  – угловая скорость вращения платформы, а  $T$  – период вращения платформы (точность его определения – не ниже 0.5%). Кинематическая вязкость жидкости  $\nu$ , также входящая в число важных размерных параметров, была приблизительно постоянной и равной  $10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$ .



**Рис. 2.** Вид сбоку (вверху) и сверху (внизу) баротропного фронтального течения над поверхностью конуса, образованного постоянно действующим источником ( $Q = 8 \text{ см}^3/\text{с}$ ,  $f = 1.25 \text{ с}^{-1}$ ): (а) – начальная стадия опыта, при которой невязкое ядро течения находится в стадии формирования, (б) – поздняя стадия опыта, при которой невязкое ядро уже достигло квазистационарного состояния (белая пунктирная линия – внешняя фронтальная граница невязкого ядра течения), а ПЭС далеко распространился вниз по поверхности конуса.

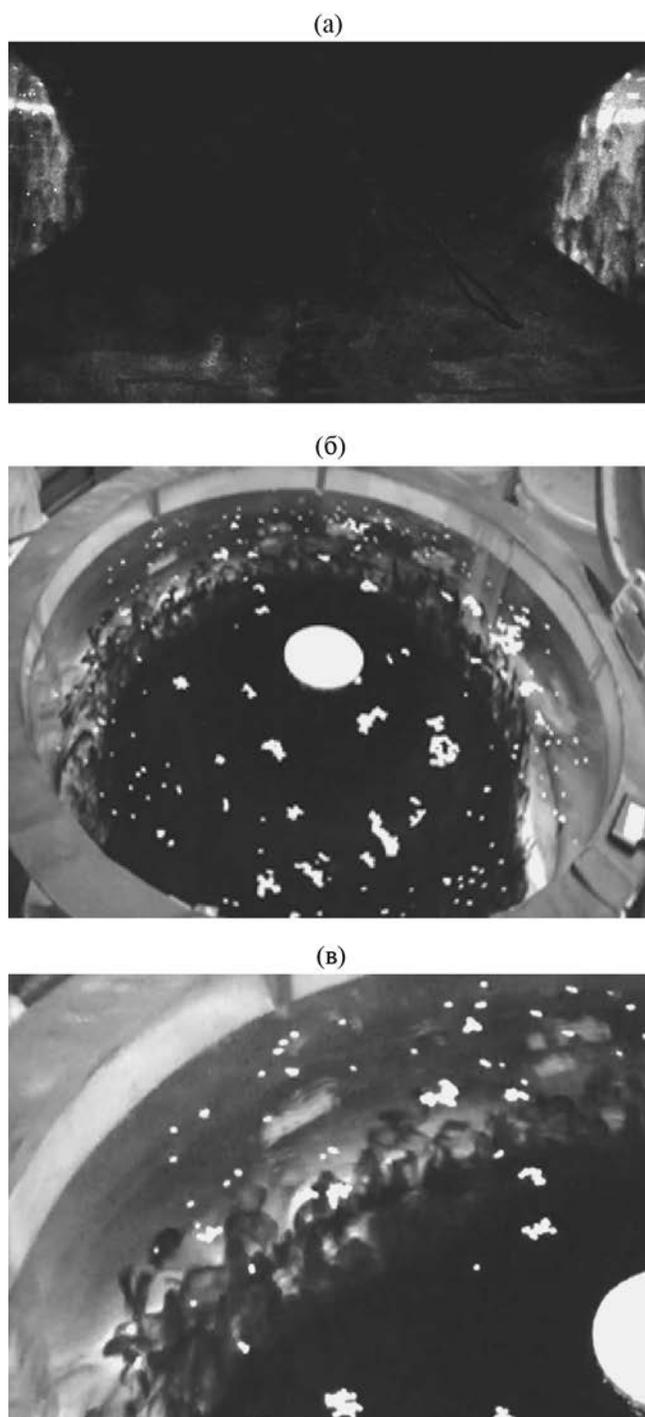


**Рис. 3.** Зависимости: (а)  $R_f/R_0$  и (б)  $R_e/R_0$  в баротропном случае, где  $R_0$  – радиус источника.  $Q = 8 \text{ см}^3/\text{с}$ ,  $f = 1.25 \text{ с}^{-1}$ . Кривая – аппроксимация радиуса придонного экмановского слоя функцией, пропорциональной квадратному корню времени. Время  $t$  дано в лабораторных днях (л.д.)

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

**Баротропный случай ( $\rho_1 \approx \rho_0$ ).** Перед началом каждого опыта бассейн заполнялся дистиллированной водой до уровня верхнего края кольцевого источника. Сосуд Мариотта заполнялся водой той же

плотности, но подкрашенной тимоловым красителем. Затем включалось вращение платформы с угловой скоростью  $\Omega$ , изменявшейся от 0.4 до 1.25 рад/с, и выжидалось время, в течение которого вода в бассейне раскручивалась до состояния, близкого к твердотельному вращению. После этого включались видеочамера



**Рис. 4.** Структура течения при небольшом отличии плотности воды в источнике от воды в бассейне ( $Q = 8 \text{ см}^3/\text{с}$ ,  $f = 1.25 \text{ с}^{-1}$ ,  $g' = 0.28 \text{ см}/\text{с}^2$ ): (а) — вид сбоку; (б) — вид сверху; (в) — трехмерные конвективные структуры.

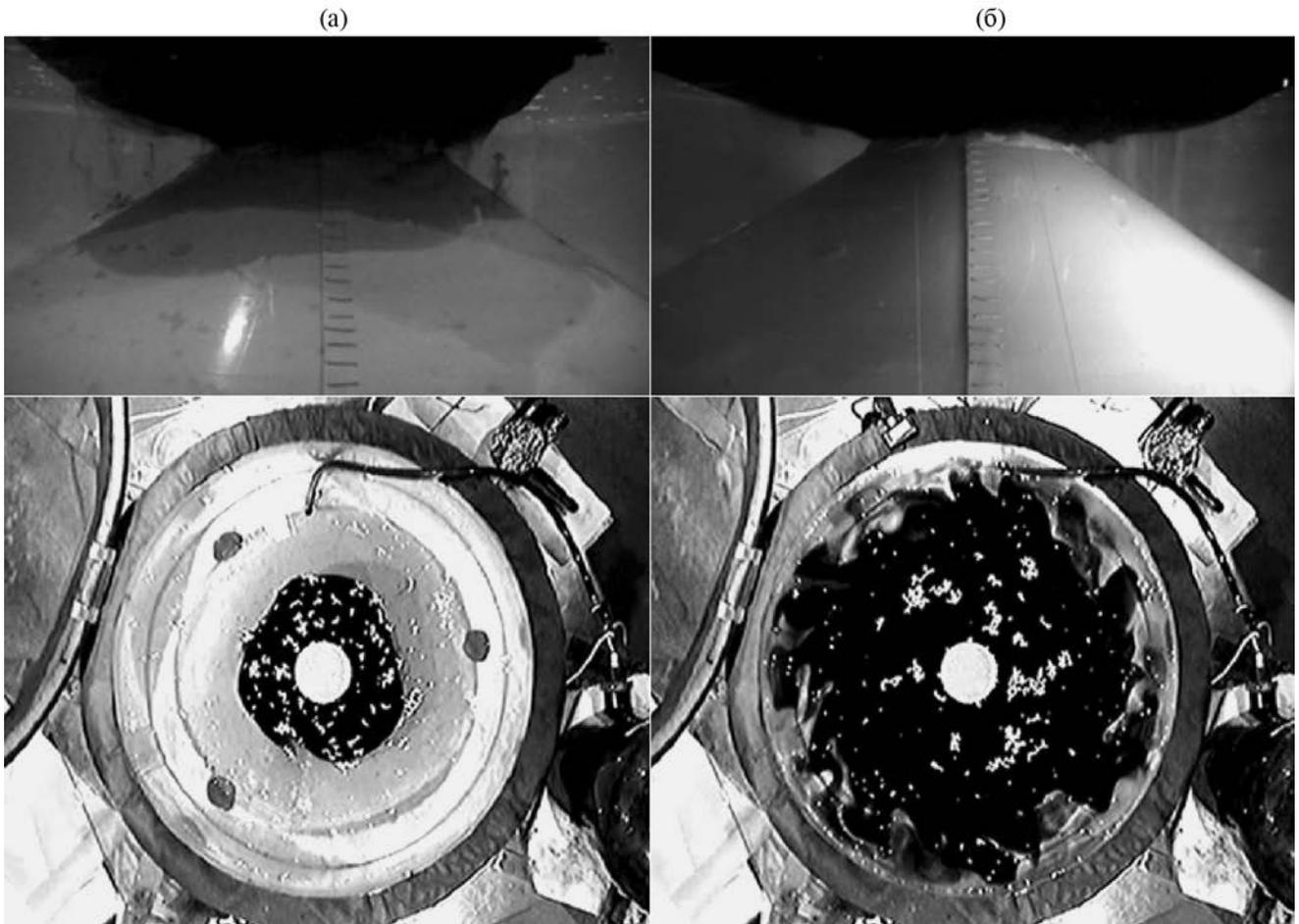
и кольцевой источник постоянного расхода жидкости, момент включения которого принимался за начало опыта. Ниже приводится качественное описание эволюции квазибаротропного фронтального течения на гладком конусе.

Подкрашенная жидкость, поступающая из источника на поверхность конуса, изначально образовывала антициклоническое осесимметричное баротропное прибрежное течение, расширявшееся радиально (рис. 2а). Однако через некоторое время ширина слоя подкрашенной жидкости и связанного с ним прибрежного течения практически переставала расти, несмотря на продолжавшийся приток жидкости из источника. Стабилизация положения фронта подкрашенной жидкости была обусловлена формированием в вязком ПЭС потока с расходом  $Q_e \approx Q$  [5], распространяющегося вниз по склону и выходящего со временем далеко за пределы фронтальной зоны баротропного слоя подкрашенной жидкости (рис. 2б). При этом прибрежное течение также достигает стационарного состояния и его стрежень (максимум азимутальной скорости) располагается на внешней границе баротропного слоя подкрашенной жидкости.

Для каждого опыта, по данным видеосъемки сверху и сбоку, в последовательные моменты времени измерялся радиус  $R_f$  осесимметричного фронтального течения, а также радиус  $R_e$  ПЭС. По визуальным наблюдениям, первый параметр довольно быстро достигал квазистационарного значения, а второй продолжал расти. По смещению бумажных пелеток измерялась также азимутальная скорость  $U$  баротропного течения в области его фронта (стрежня), а также рассчитывалась скорость  $V$  сползания подкрашенной воды источника в ПЭС. Следует отметить, что жидкость в придонном слое имела также и азимутальный, антициклонически направленный компонент скорости, что вполне соответствует теоретическим представлениям о динамике ПЭС. При этом толщина вязкого придонного течения на внешней границе баротропного слоя подкрашенной жидкости  $h_v = Q/2\pi R_f V = 2-4h_e$ , где  $h_e = (\nu/f)^{0.5}$  — масштаб Экмана.

В опытах первой серии ставилась задача определения закономерностей распространения придонного экмановского слоя вниз по поверхности гладкого конуса в зависимости от размерных и безразмерных параметров задачи. В настоящее время она находится в стадии решения, экспериментальная часть исследования еще не закончена. В данном коротком сообщении мы лишь документально подтвердим, что невязкое ядро течения довольно быстро достигает квазистационарного состояния (рис. 3а), а радиус придонного экмановского слоя растет пропорционально квадратному корню времени (рис. 3б).

**Бароклинный случай ( $\rho_1 < \rho_0$ ).** В случае, когда плотность вод фронтального течения была меньше, чем плотность жидкости в бассейне, реализовывались два различных сценария эволюции фронтального течения.



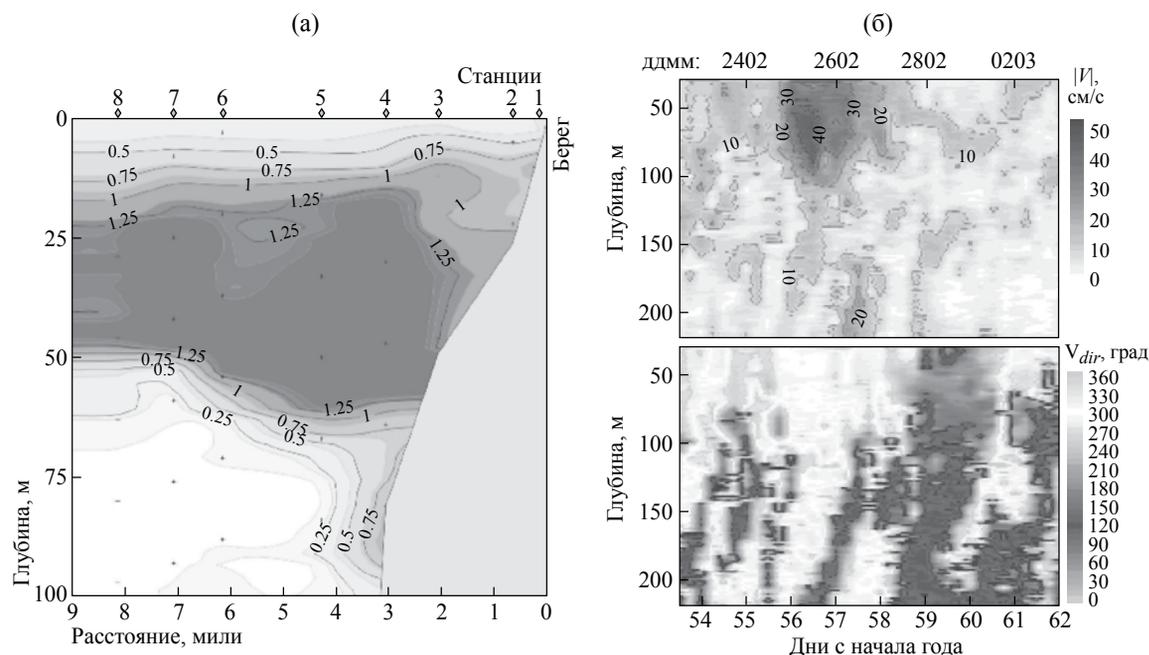
**Рис. 5.** Вид сбоку (вверху) и сверху (внизу) структуры ярко выраженного бароклинного течения ( $Q = 8 \text{ см}^3/\text{с}$ ,  $f = 1.25 \text{ с}^{-1}$ ,  $g' = 1.12 \text{ см}/\text{с}^2$ ): (а) – ранняя и (б) – поздняя стадии опыта. Нет попадания воды фронтального течения в придонный экмановский слой.

В первом сценарии, характерном для сравнительно небольшого отличия плотности воды в источнике от воды в бассейне, наклонный фронт течения достигал поверхности конуса и формировался ПЭС, в котором происходило опускание более легкой воды вниз по склону. Со временем, ПЭС испытывал конвективную неустойчивость: в нем формировались валиковые структуры, вытянутые в азимутальном направлении. Затем они распались на трехмерные вихревые структуры, в которых подкрашенная вода ПЭС медленно поднималась вверх, вплоть до свободной поверхности жидкости. На рис. 4 показана структура течения при небольшом отличии плотности воды в источнике от воды в бассейне с элементами конвекции, где элементы конвекции – это небольшие вихревые течения подкрашенной жидкости, на рис. 4а показан вид сбоку, на рис. 4б показан вид сверху, а на рис. 4в крупным планом показаны трехмерные вихревые структуры. Квазиламинарный характер конвекции был обусловлен слабой надкритичностью числа Рэлея для

ПЭС: из-за стабилизирующего влияния вращения, с ростом числа Тейлора увеличивается критическое число Рэлея [7].

Во втором сценарии, характерном для достаточно большого отличия плотности воды в источнике от воды в бассейне, наклонный фронт течения не достигал поверхности конуса. При этом подкрашенная и более легкая вода из источника не попадала в ПЭС (рис. 5а). Из-за этого при работающем источнике масса жидкости, заключенная внутри области прибрежного течения, росла непрерывно, и положение его радиальное распространение (рис. 5б). Над горизонтальным плоским дном бароклинное течение, как правило, теряет устойчивость, меандрирует и распадается на вихревые структуры. Однако над наклонным дном устойчивость течения существенно увеличивается благодаря стабилизирующей роли топографии [8].

В дальнейшем будут установлены количественные критерии перехода от первого сценария ко второму.



**Рис. 6.** Распределение: (а) — концентрации флуоресценции хлорофилла “а” в верхнем 100-метровом слое на мониторинговом разрезе НИС “Ашамба” в прибрежной зоне Черного моря 27.02.2015 г.; (б) — модуля (вверху) и направления (внизу) скорости течения на полигоне ИО РАН, измеренной профилографом “Аквалог” в период с 24.02.2015 г. по 02.03.2015 г.

#### 4. ПРИЛОЖЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ К ЧЕРНОМОРСКИМ УСЛОВИЯМ

Описанные выше опыты хорошо показывают механизм опускания более легкой жидкости в ПЭС, а их результаты позволят в дальнейшем сделать количественные оценки этого процесса. К сожалению, эти оценки будут вряд ли применимы к природным условиям, где имеют место не ламинарные, а турбулентные ПЭС.

Опускание вод в ПЭС на наклонном дне является, по-видимому, достаточно частым явлением в области бровки шельфа и верхней части черноморского континентального склона. Благоприятным обстоятельством для развития этого процесса является прижатая к берегу струя (ОЧТ). Характерный период меандрирования ОЧТ составляет 5–15 суток [3]. Это означает, что в среднем раз в 10 суток сильное северо-западное вдольбереговое течение, скорость которого составляет 30–70 см/с, формирует ПЭС, в котором вода опускается на определенную глубину. Данные измерения вертикальных распределений скорости течения, выполненные зондом-профилографом “Аквалог” на заякоренной буйковой станции, расположенной в верхней части континентального склона на черноморском полигоне ИО РАН [4], показывают, что продолжительность событий такого рода составляет 1–4 суток.

Характерная толщина ПЭС доподлинно неизвестна. Вполне возможно, что она составляет не менее нескольких метров, но вряд ли превышает 10–20 м. В [10] выдвинута гипотеза, что опускание вод в ПЭС с их последующим конвективным перемешиванием и образованием интрузий может быть значимым механизмом глубокой вентиляции аэробной зоны Черного моря и удержания верхней границы сероводородной зоны в толще черноморского пикно-халоклина.

С опорой на феноменологию результатов лабораторного эксперимента, оценим характерную глубину опускания вод в черноморском придонном экмановском слое. Будем считать, что угол наклона дна  $\alpha$  составляет  $5^\circ$ , скорость вдольберегового течения в циклоническом меандре ОЧТ составляет  $U_f = 50$  см/с, характерное значение параметра стратификации в пикно-халоклине — частоты Вайсяля–Брента  $N = 1.4 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ , параметра Кориолиса  $-f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ , коэффициента придонного трения —  $C_b = 1.5 \cdot 10^{-3}$  [9]. В этом случае  $u_*^2 = (\tau \cdot \cos \alpha / \rho) = C_b \cdot U_f^2 \cos \alpha = 3.8 \text{ см}^2/\text{с}$ , где  $u_*$  — динамическая скорость трения. Интегральный экмановский перенос вдоль склона дна составит:  $M_e = u_*^2 \cos \alpha / f_b \cdot \cos \alpha = u_*^2 / f \cdot 3.8_b \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$ . Полагая, согласно [11], что толщина придонного экмановского слоя в стратифицированной жидкости определяется масштабом  $H_b = u_* / (Nf \cdot \cos^2 \alpha)^{0.5} = u_* / (Nf)^{0.5} \cos \alpha = 1.4 \cdot 10^3 \text{ см} = 14 \text{ м}$ , получим скорость

распространения придонного экмановского слоя:  $V_e = M_e/H_b = 28$  см/с. Плотностная стратификация препятствует опусканию воды в ПЭС. Масштаб максимальной глубины опускания частицы в стратифицированном водном слое можно оценить из энергетических представлений:  $H = V_e/N = 23$  м. При этом частица пройдет путь вниз по склону  $L = H/\sin\alpha = 130$  м. После этого она остановится и будет захвачена вертикальным конвективным движением.

Выполненные оценки имеют предварительный характер. Тем не менее, они дают правильный порядок глубины опускания воды в черноморском ПЭС. Основанием для такого заключения является рис. 6а, на котором по распределениям флуоресценции хлорофилла “а”, который можно считать пассивным трассером переноса, хорошо видно опускание вод в придонном слое вблизи бровки шельфа, причем глубина опускания составляет 20–30 метров. Данные зонда-профилографа “Аквалог” [6], расположенного на расстоянии 5 миль вдоль берега на юго-восток от линии судового разреза, за конец февраля – начало марта 2015 г. показывают, что в верхнем 100 м слое вод 25–27 февраля существовало течение северо-западного направления, скорость которого составляла 20–40 см/с (рис. 6б). Можно полагать, что наблюдаемое заглубление повышенных концентраций хлорофилла “а” вблизи дна обусловлена опусканием воды в ПЭС.

В дальнейшем необходимо организовать исследование этого процесса и связанных с ним явлений вертикального и горизонтального перемешивания вод.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 14-50-00095.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Журбас В.М., Ох И.С., Парк Т. Роль бета-эффекта в угасании вдольбереговой бароклининой струи, связанной с переходящим прибрежным ап- и даунвеллингом: численные эксперименты // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 2. С. 189–196.
2. Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О. и др. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 3. С. 327–339.
3. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана*. 2013. Т. 53. № 6. С. 717–732.
4. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана*. 2014. № 1. С. 16–29.
5. Зацепин А.Г., Семенов А.В. Баротропные вихри-интрузии над плоским дном во вращающейся жидкости // *Интрузионные и плотностные течения (памяти В.Н. Анучина)*. Калининград: КГТУ ГК РФ по рыболовству, 1997. С. 55–69.
6. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В.А. и др. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 2 С. 259–268.
7. Boubnov B.M., Golitsyn G.S. Convection in rotating fluids. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1995. 224 p.
8. Didkovskii V.L., Semenov A.V., Zatsepin A.G. Mesoscale currents upon the smooth sloping bottom and in the presence of ridges and canyons. – In: *Oceanic Fronts and Related Phenomena (Konstantin Fedorov International memorial Symposium)*. UNESCO, IOC, Workshop report N159, 2000. P. 89–94.
9. Kushnir V.M. Turbulent diffusion in the near bottom boundary layer of the Black sea shelf zone // *J. of Mar. System*. 1999. V. 21. P. 243–253.
10. Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // *Deep-Sea Res. I*. 2016. V. 116. P. 1–13.
11. Pollard R.T., Rhines P.B., Thompson R.O.R.Y. The deepening of the wind-mixed layer // *Geophys. Fluid Dyn.* 1973. V. 3. P. 381–404.

## Sinking of Less Dense Water in a Bottom Ekman Layer Formed By a Coastal Downwelling Current Over a Sloping Bottom

D. N. Elkin, A. G. Zatsepin, O. I. Podymov, A. G. Ostrovskii

The laboratory experiments on the dynamics of downwelling coastal current upon a sloping bottom were conducted in the tank, located at a rotating platform. The current was created by a source of constant water flow of the same density (barotropic case) or of lesser density (baroclinic case) compared with the water in the tank. It was found that even in the case of baroclinic current less dense water downflow in the bottom Ekman layer was formed under certain conditions. At some moment this downflow undergoes convective instability. Taking into account the results of the experiment preliminary estimate of the bottom Ekman layer parameters on the continental shelf/slope of the Black Sea was done and the possible lowering depth of less dense water was calculated.