

УДК 551.465

## НАБЛЮДЕНИЕ ЦИКЛА ИНТЕНСИВНОГО ПРИБРЕЖНОГО АПВЕЛЛИНГА И ДАУНВЕЛЛИНГА НА ГИДРОФИЗИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ ИО РАН В ЧЕРНОМ МОРЕ

© 2016 г. А. Г. Зацепин<sup>1</sup>, К. П. Сильвестрова<sup>1</sup>, С. Б. Куклев<sup>2</sup>, В. Б. Пиотух<sup>1</sup>, О. И. Подымов<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва<sup>2</sup>Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик

e-mail: zatsep@ocean.ru

Поступила в редакцию 07.10.2014 г.

После доработки 30.10.2014 г.

Приводятся результаты совместного анализа реакции вертикального распределения температуры и профиля скорости течения в прибрежной зоне геленджикского района Черного моря на сильное ветровое воздействие в третьей декаде сентября 2013 г. Данное воздействие было вызвано прохождением атмосферного циклона, из-за которого сначала возник полный прибрежный апвеллинг, сменившийся даунвеллингом. Сформулирован критерий развития полного прибрежного апвеллинга, показана его работоспособность. Сделано предположение, что частые события неполного апвеллинга и даунвеллинга связаны с изменением динамики вод (изменением силы и направления вдольберегового течения), в большинстве случаев не имеющей зависимости от локального ветра.

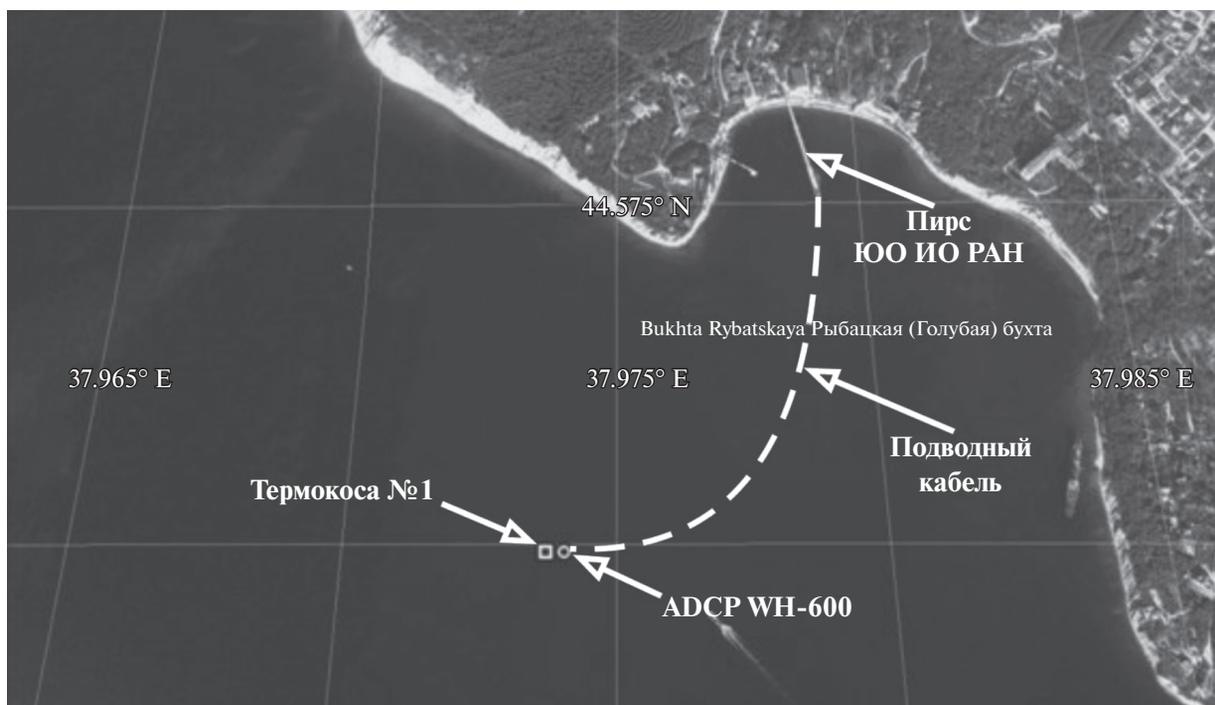
DOI: 10.7868/S0030157416020222

### ВВЕДЕНИЕ

В результате работ, поддержанных грантами РФФИ 09-05-13527\_офи\_ц, 10-05-01091\_а, 10-05-00689-а, 11-05-00830\_а, 12-05-90832-мол\_рф\_нр, контрактом с Минобрнауки РФ ГК 11.519.11.5020 и проектами Программы 23 РАН (2011–2013), на шельфе и континентальном склоне Черного моря в районе г. Геленджика развернут постоянно действующий гидрофизический полигон, предназначенный для исследования и мониторинга состояния водной среды [5]. Размещение на полигоне автономных измерительных систем в составе донных станций с акустическими доплеровскими профилографами скорости течения (ADCP) с дополнительной функцией измерения волнения, термокос на заякоренных буйковых станциях и автоматических зондов-профилографов “Аквалог” обеспечивает регулярное получение вертикальных профилей гидрофизических и, дополнительно, некоторых гидрохимических и биооптических характеристик с высоким вертикальным и временным разрешением. Одной из научных задач использования данных измерений, получаемых на полигоне, является их совместный анализ с данными метеорологической станции г. Геленджика и другими региональными метеоданными, а также спутниковыми данными для исследования реакции гидрологической структуры (сезонного термоклина, перманентного пикно-халоклина) на переменное ветровое воздействие и изменчивость течений. В первом приближении эту реакцию можно связать с процессами апвел-

линга (подъема) и даунвеллинга (опускания) стратифицированных вод. Вследствие этих процессов верхняя граница сезонного термоклина (слой скачка) в шельфовой зоне может подниматься к поверхности моря или опускаться на глубину 40 м и более в течение нескольких суток. Такая радикальная короткопериодная перестройка гидрологической структуры сопровождается интенсивной адвекцией вод, их вертикальным и горизонтальным перемешиванием. Она оказывает значительное влияние на гидрохимическую структуру, потоки биогенных и загрязняющих веществ, изменяет условия функционирования планктонных и бентосных сообществ. В настоящее время не вполне известно, какую относительную роль в этой перестройке играют ветер и течения, а также ветро-волновое перемешивание, и как эти факторы соотносятся и взаимодействуют друг с другом на разном расстоянии от берега.

В данной статье, отражающей начало исследований по вышеобозначенной теме, приводятся результаты наблюдения цикла интенсивного апвеллинга и даунвеллинга в прибрежной зоне моря с помощью системы совместных измерений профилей температуры и скорости течения, работающей в режиме оперативной передачи данных по подводному кабелю в береговой центр приема и являющейся составной частью гидрофизического полигона. В первом разделе статьи кратко описывается измерительная техника и система передачи данных. Во втором — приводятся результаты измерений профилей температуры и скорости те-



**Рис. 1.** Расположение донной станции ADCP RDI WH 600 и заякоренной термокосы (глубина места – 22 м), подсоединенных с помощью подводного кабеля к береговому электропитанию и центру сбора и хранения данных на пирсе ЮО ИО РАН, на карте участка черноморского шельфа, непосредственно прилегающего к Голубой бухте.

чения в период последовательных событий интенсивного апвеллинга и даунвеллинга и их изменения в зависимости от метеорологических условий. В третьем содержится обсуждение и теоретическое обоснование полученных результатов, в четвертом – основные выводы.

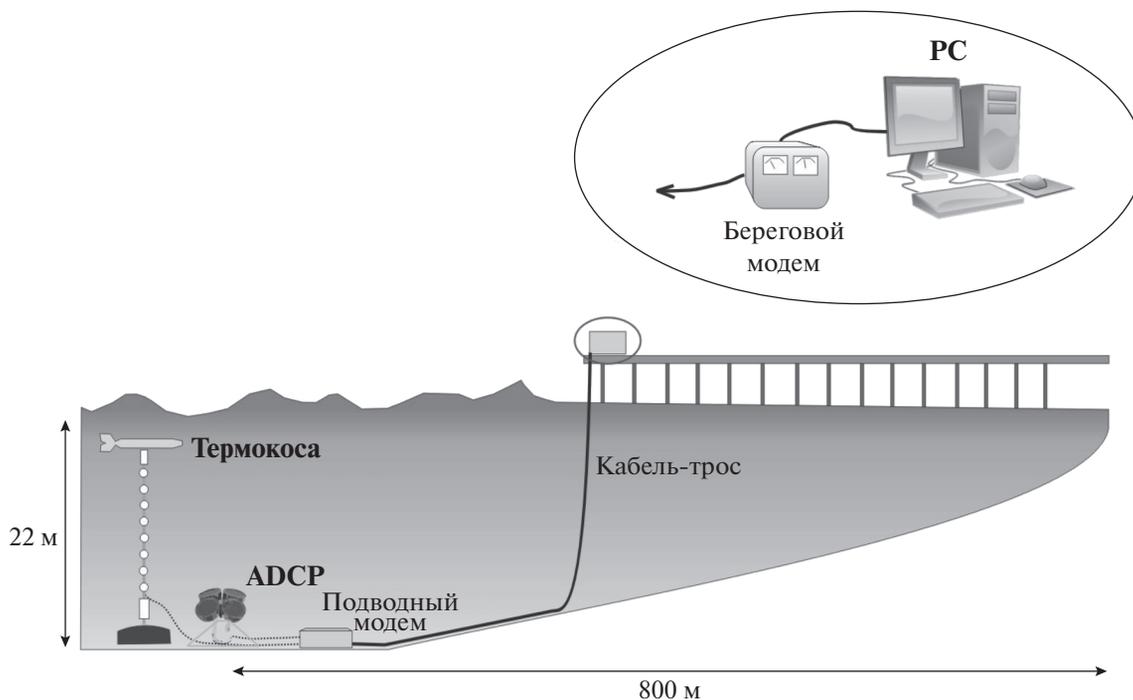
#### СИСТЕМА ИЗМЕРЕНИЙ И ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

В июне 2013 г. на траверзе Голубой бухты (г. Геленджик) в составе подспутникового гидрофизического полигона [5] на расстоянии 0.5 миль от береговой линии на глубине 22 м был установлен стационарный измерительный комплекс, в состав которого входят донный ADCP RDI WH Sentinel 600 кГц фирмы RDI Teledyne Co., США и заякоренная термокоса, разработанная в Атлантическом отделении (АО) ИО РАН (см. рис. 1). К данному комплексу из кунга, расположенного на конце причала Южного Отделения (ЮО) ИО РАН, по морскому дну протянут бронированный кабель. По этому кабелю с помощью специально разработанных модемов подается электропитание и передаются в кунг (береговой центр приема данных) данные измерений в реальном времени (рис. 2).

Подробное описание входящего в состав комплекса донного ADCP, работавшего 2010–2011 гг. приблизительно в той же точке постановки в автономном режиме, а также некоторых результатов измерений, полученных с его помощью,

представлены в работах [2, 3, 6]. Здесь следует отметить, что в режиме работы на кабеле измерение профиля скорости течения проводилось с высокой частотой – через каждые 30 секунд. При этом вертикальное разрешение составляло 0.5 м, в соответствии с размером ячейки измерения ADCP. Результаты измерений усреднялись за десятиминутный период времени (отдельно в каждой ячейке по глубине) и записывались. Основные результаты, приводимые ниже, были получены по данным измерений, прошедшим следующую предварительную обработку: удаление искаженных значений сигнала, отраженного от границы раздела вода–воздух, восстановление 3-х составляющих скорости в географической системе координат, вычисление вдольбереговой и поперечной берегу горизонтальных составляющих течения.

Термокоса АО ИО РАН представляет собой набор распределенных по вертикальному кабель-тросу 18-ти датчиков температуры, 3-х контрольных датчиков давления, имеет контроллер с блоком хранения и передачи информации. Она расположена на заякоренной буйковой станции, на стальном тросе в пластиковой оболочке, натянутом между сигарообразной притопленной плавучестью, расположенной на глубине 5–6 м, и донным грузом. Измерения температуры, как и измерения профилей скорости течения, проводятся с временным интервалом 30 с, имеют погрешность около 0.1°C и вертикальный шаг 0.8 м в диапазоне глубин 6–20 м.



**Рис. 2.** Схема оперативной передачи данных донной станции с ADCP RDI и заякоренной буйковой станции с термокосой АО ИО РАН по подводному кабелю с помощью подводного и берегового модемов в береговой центр приема данных, расположенный в кунге на пирсе ЮО ИО РАН.

Для анализа характеристик ветрового воздействия использовались данные метеостанции г. Геленджик, автоматической метеостанции географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и реанализа NCEP. Метеостанция г. Геленджик расположена у входа в Геленджикскую бухту на Толстом мысу. Измерения скорости ветра на ней проводятся в стандартные метеорологические сроки (каждые 3 часа), определяется направление ветра, средняя и максимальная его скорость (порывы). Средняя скорость ветра определяется за 10 минут, максимальная скорость (максимальный порыв ветра между сроками наблюдений) — за 3 часа. Автоматическая метеостанция географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова размещена на крыше кунга, являющегося помещением берегового центра приема данных термокосы и ADCP и расположенного на конце причала ЮО ИО РАН. Измерения скорости ветра проводятся каждые 5 минут. Для использования этих данных в настоящей статье они дополнительно осреднялись скользящим средним с шагом в 30 мин.

Наборы данных реанализа NCEP, включающие поля привидного (на высоте 10 м от поверхности моря), либо приземного ветра, а также несколько других параметров, доступны для скачивания через интернет-сайт <http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/Ancillary/Meteorological>. Данные организованы по годам и дням года. В каждой суточной папке содержатся 4 файла с расширением

.met размером ~ 1.6 МБ каждый, что соответствует 6-часовым внутрисуточным отметкам времени (0, 6, 12, 18 GMT, т.е. 3, 9, 15, 21 МСК). Файлы .met представляют собой глобальные (по всему земному шару) данные о зональной и меридиональной компонентах скорости ветра, приземном давлении, относительной влажности воздуха, уровне осадков, записанные в HDF-формате. Распаковка формата может быть произведена, например, с помощью встроенной MatLab-функции `hdfsd`, либо процедурой `L2gen` пакета `SeaDAS` (рекомендовано разработчиками). Затем производится вырезка данных по требуемому географическому району, в данном случае —  $40^{\circ}$ – $48^{\circ}$  с.ш.,  $27^{\circ}$ – $42^{\circ}$  в.д., и запись результатов в ASCII-файлы. При этом для каждого календарного суток создаются 4 файла (для календарного года  $4 \times 365 = 1440$ ), содержащих данные о составляющих скорости ветра с разрешением  $1^{\circ}$  по каждой координате. На последующих этапах обработки такие файлы данных использовались для построения карт поля скорости ветра, вычисления завихренности, построения временных рядов по выделенным фрагментам и т.д.

Сравнение между собой данных по скорости ветра, полученных из разных источников, представляет собой важную задачу, которая решается в настоящее время. Не вдаваясь в подробности, отметим, что наименее репрезентативными, с точки зрения адекватности отображения направления ветра над прибрежной зоной Черного моря

в геленджикском районе, по-видимому, являются данные метеостанции г. Геленджика. Поэтому они не представлены в результатах данной работы.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ В ПЕРИОД ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ СОБЫТИЙ ИНТЕНСИВНОГО АПВЕЛЛИНГА И ДАУНВЕЛЛИНГА, АНАЛИЗ МЕТЕОУСЛОВИЙ

Ниже приводятся предварительные результаты анализа ветрового прибрежного апвеллинга и даунвеллинга, наблюдавшегося в период 23–27 сентября 2013 г. по данным заякоренной термоксы АО ИО РАН и донного ADCP RDI WH Sentinel 600 кГц на траверзе Голубой бухты и различным данным о поле приводного ветра.

При анализе данных термоксы, полученных в сентябре 2013 г., было установлено, что вертикальная стратификация водной среды в точке установки термоксы ( $H = 22$  м), большую часть времени отсутствовала, т.е. температура воды была практически постоянной от поверхности до морского дна. Однако в отдельные периоды времени (продолжительностью от нескольких часов до нескольких суток) вблизи дна температура воды кратковременно снижалась на несколько градусов, затем однородность профиля температуры восстанавливалась. Толщина более холодного придонного слоя, как правило, составляла до 5 м, реже – до 10–15 м. Такие события можно отнести к проявлениям неполного апвеллинга, не достигающего уровня морской поверхности [1, 12].

Наиболее сильные подъемы холодных глубинных вод в сентябре 2013 г. наблюдались в период 16–21 сентября и 24–26 сентября. В первом случае максимальное развитие неполного апвеллинга было достигнуто 18 сентября, когда температура воды у дна понизилась до 10–12°C, а верхняя граница термоклина достигла верхнего датчика термоксы ( $H = 6$  м). Однако выхода апвеллинговых вод на поверхность моря все же не произошло. Примечательно, что данный неполный апвеллинг, по-видимому, имел не ветровое происхождение (усиления ветра северо-западного направления в этот период не наблюдалось) и, скорее всего, был связан с прибрежным вдольбереговым течением юго-восточного направления. К сожалению, данных по скорости течения за этот период нет по техническим причинам. Визуальный анализ данных измерений термоксы за период времени с июня по октябрь 2013 г. показывает, что события неполного апвеллинга и даунвеллинга часто повторяются и далеко не всегда совпадают с событиями апвеллингового или даунвеллингового ветра соответственно.

Наибольший интерес представляет второй сентябрьский апвеллинг – полный апвеллинг, в ходе которого холодные подтермоклинные воды до-

стигли поверхности моря и привели к значительному понижению температуры в прибрежной зоне.

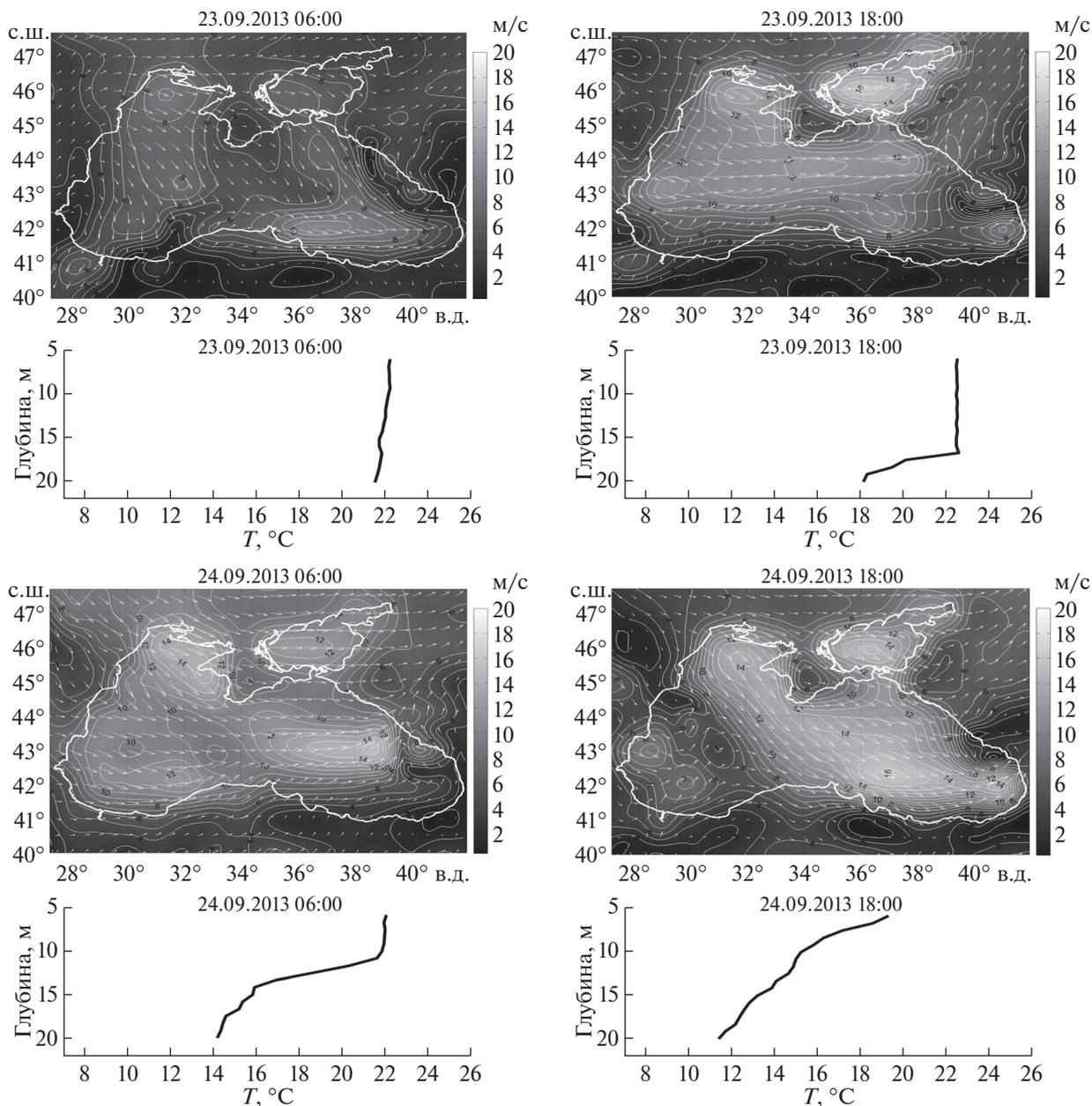
На рис. 3–5 представлена временная последовательность профилей температуры моря  $T$  по данным термоксы, установленной на траверзе Голубой бухты, а также квазисинхронные с ними поля приводного ветра над Черным морем в период с 23 по 27 сентября 2013 г. по данным реанализа NCEP. Временной ряд включает 12 отобранных пар изображений “поле ветра/профиль  $T$ ”, которые охватывают цикл развития полного прибрежного апвеллинга (рис. 3), его апогея (рис. 4), релаксации и развития даунвеллинга (рис. 5) и позволяют проследить его временную эволюцию и связь с характером и параметрами ветрового воздействия.

Начальная и конечная пары изображений (23 сентября 06:00 – до апвеллинга и 27 сентября 06:00 – после даунвеллинга) относятся к типичной для сентября ситуации – отсутствию температурной стратификации водной среды в прибрежной зоне до глубины 20 м. Температура воды во всем интервале глубин до апвеллинга была постоянной и составляла приблизительно 22°C. При этом имело место очень слабое ветровое воздействие: скорость ветра вблизи побережья не превышала 4–5 м/с.

Уже через 12 часов (23 сентября в 18:00) произошло усиление ветра, преимущественно западного направления, скорость которого по данным NCEP достигала 12 м/с на расстоянии 50 км от берега. Вблизи побережья она составляла 8–9 м/с. Этому соответствовало начало апвеллингового процесса, сопровождавшегося вторжением в область постановки станции холодных термоклиновых вод, распространяющихся в придонном слое из мористой области в прибрежную.

Дальнейший ряд карт поля ветра также показывает его апвеллинговый характер – преобладание воздушного переноса с северо-запада на юго-восток, при этом скорость ветра непосредственно в прибрежной зоне изменялась от 5–6 до 8–10 м/с, т.е. не была очень высокой. Тем не менее, развитие апвеллинга продолжалось, и примерно за 30–36 часов он достиг своего полного развития (рис. 4). В течение второй половины 25 сентября и первой половины 26 сентября, уже после прекращения северо-западного ветра, наблюдалось полное отсутствие вертикальной температурной стратификации, однако температура воды составляла всего 9.5–11°C (рис. 6). Такая температура воды вдали от берега за 2 дня до начала апвеллинга наблюдалась на глубине 35–40 м (см. рис. 7а).

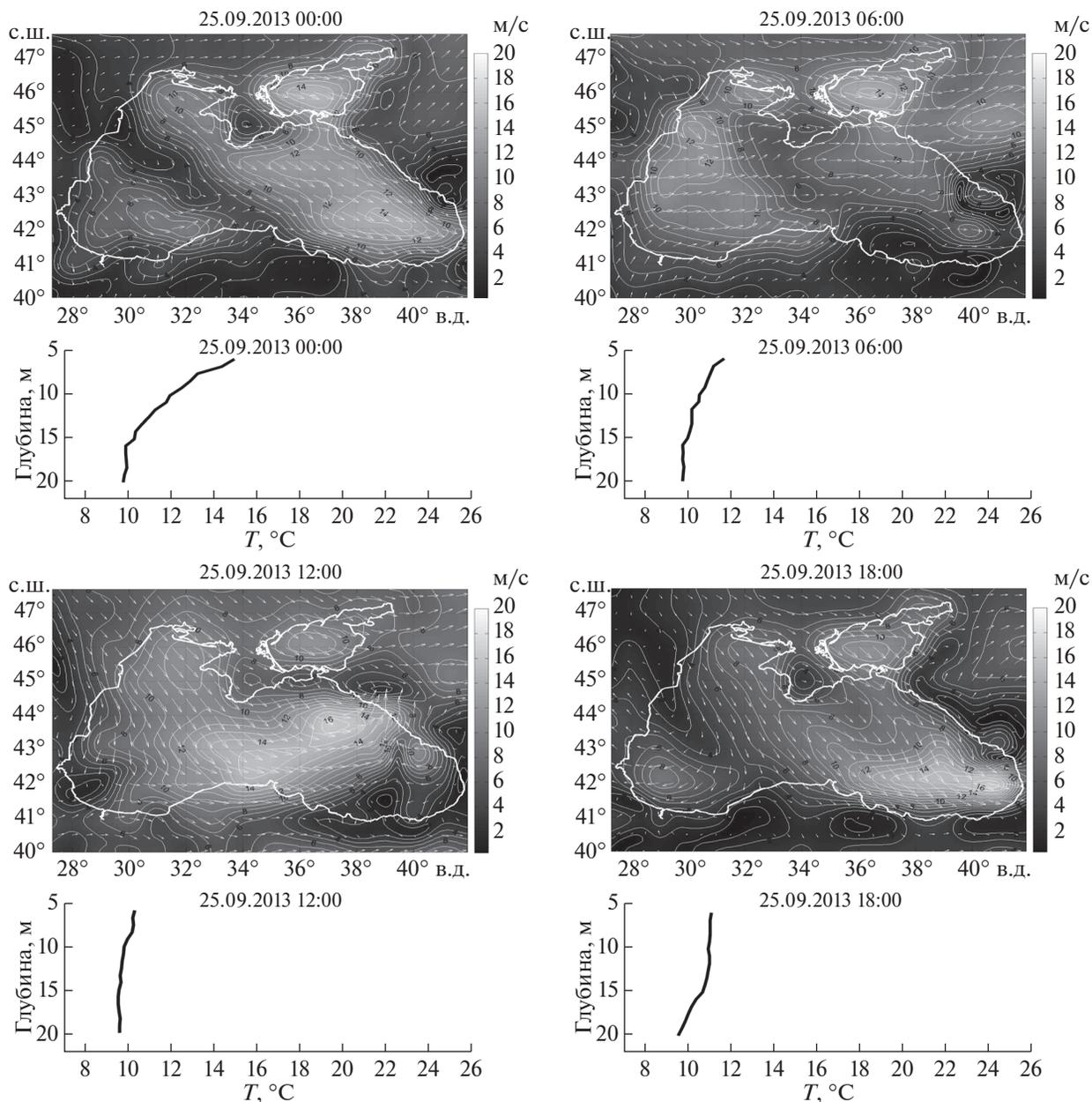
Во второй половине дня 26 сентября направление ветра изменилось на противоположное – возник юго-восточный даунвеллинговый ветер, который в течение нескольких часов усилился до значений 10–15 м/с (рис. 5). При этом стала повышаться температура морской воды – сначала до ~ 13°C одновременно во всем слое измерений, затем с усилением ветра вновь развивалась темпе-



**Рис. 3.** Последовательность квазисинхронных изображений поля скорости ветра над Черным морем и вертикальных профилей температуры в период развития апвеллинга 23–24.09.2013 г. Белые тонкие стрелки – вектора скорости ветра, оттенки серого маркируют силу ветра (шкала приведена слева от карт поля ветра) – тоже на рис. 4 и рис. 5.

ратурная стратификация – в приповерхностном слое моря температура увеличивалась быстрее, чем в придонном, а граница термоклина стала опускаться вниз. В течение короткого промежутка времени (около 6 часов – от 18:00 26 сентября до 00:00 27 сентября) произошло повышение и выравнивание значений температуры воды во всем интервале глубин, причем выравнивание температуры в придонном 5-м слое произошло очень быстро – в течение 1 часа. Повышение температуры произошло до 19.5°C, т.е. в течение апвеллингового – даунвеллингового цикла темпе-

ратура воды в приповерхностном слое моря и в прибрежной акватории в целом снизилась на 2.5°C. Это понижение температуры произошло, по-видимому, под влиянием двух основных факторов: охлаждения столба воды за счет теплообмена с атмосферой и турбулентного вовлечения воды из термоклина в верхний квазиоднородный слой (ВКС), хотя нельзя исключать и фактора горизонтальной адвекции. Количественная оценка вкладов этих факторов в наблюдаемое понижение температуры ВКС выходит за рамки данной статьи.



**Рис. 4.** Последовательность квазисинхронных изображений поля скорости ветра над Черным морем и вертикальных профилей температуры в период достижения состояния полного апвеллинга 25.09.2013 г.

Следует также отметить, что во время даунвеллинговой фазы цикла в прибрежной зоне произошло заглубление нижней границы ВКС (термоклина) с 15–20 м до 33–35 м вплоть до расстояния не менее 5 км от берега (рис. 7б). Это заглубление является дополнительным свидетельством развития интенсивного даунвеллинга, поскольку, по данным многолетних наблюдений характерная средняя толщина ВКС во второй половине сентября в прибрежной зоне Черного моря составляет приблизительно 22 м [9]. Фаза даунвеллинга сопровождалась развитием сильного вдольберегового течения северо-западного направления,

тогда как на фазе апвеллинга прибрежное течение имело противоположное направление (рис. 6г). Такие направления вдольберегового переноса соответствуют теоретическим представлениям о геострофических течениях, сопровождающих процессы прибрежного апвеллинга – даунвеллинга и результатам численных экспериментов [1, 12].

Профили температуры морской воды, представленные на рис. 3–5, являются достаточно наглядными, однако они дают лишь фрагментарное представление о временной эволюции температурного поля. На рис. 6б представлена другая форма отображения эволюции поля температуры

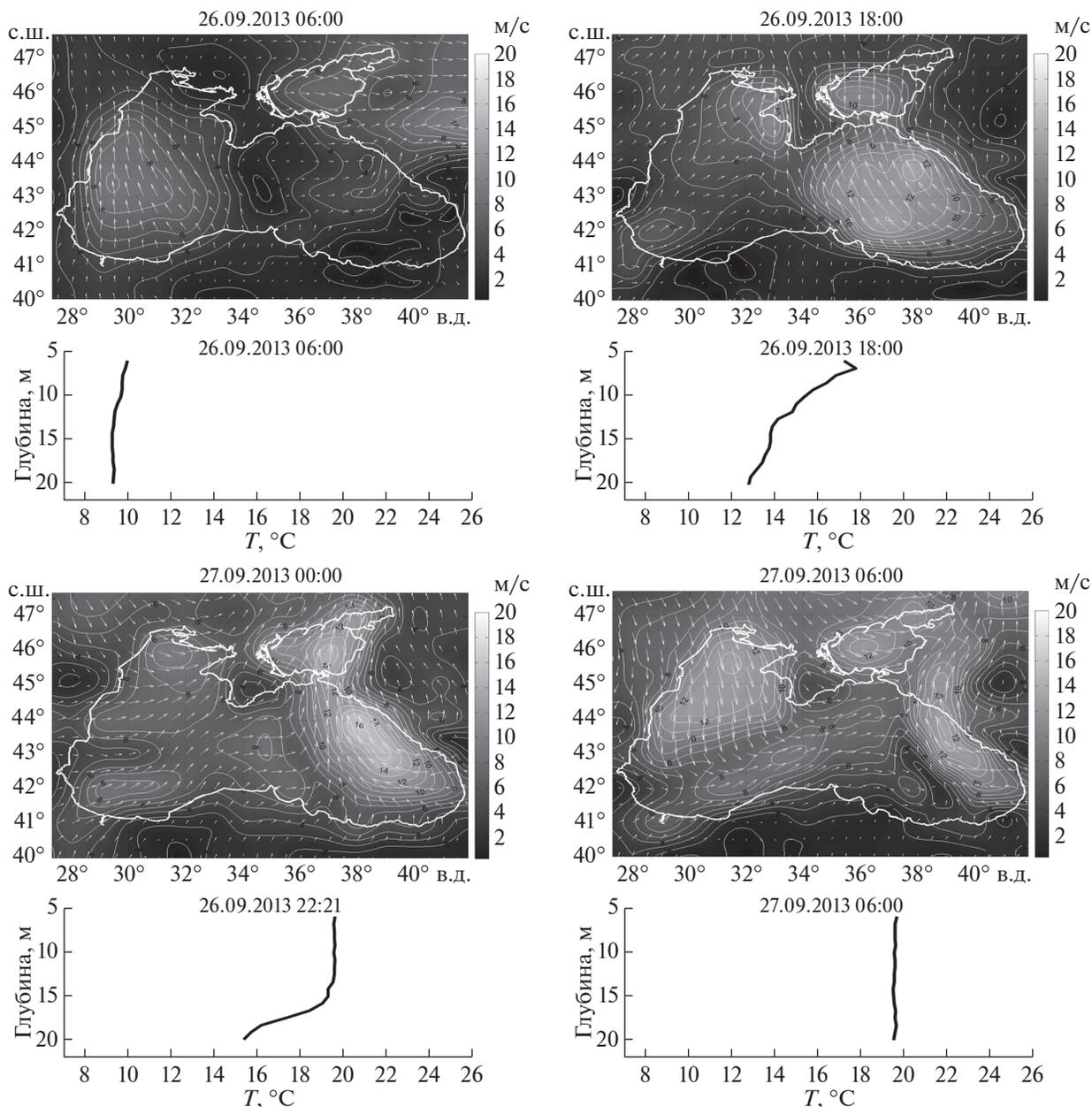
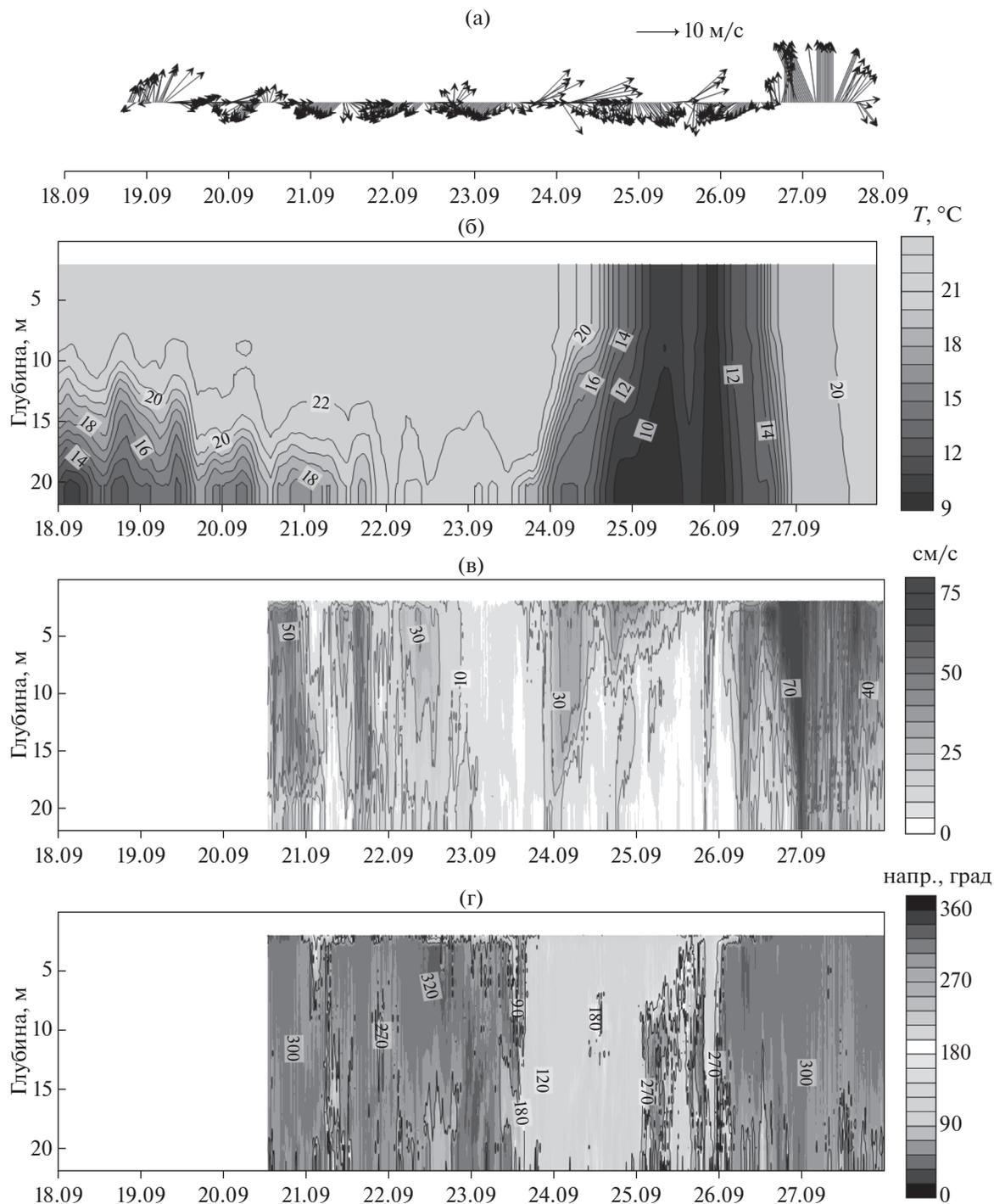


Рис. 5. Последовательность квазисинхронных изображений поля скорости ветра над Черным морем и вертикальных профилей температуры в период развития даунвеллинга 26–27.09.2013 г.

в период сентябрьского апвеллинга и даунвеллинга: непрерывная временная развертка вертикального распределения температуры, маркированной оттенками серого цвета. При этом наглядно воспроизводится временной ход изменчивости температуры, включая ее “тонкую структуру” и наличие коротких интенсивных вариаций температуры, связанных, возможно, с инерционными волнами.

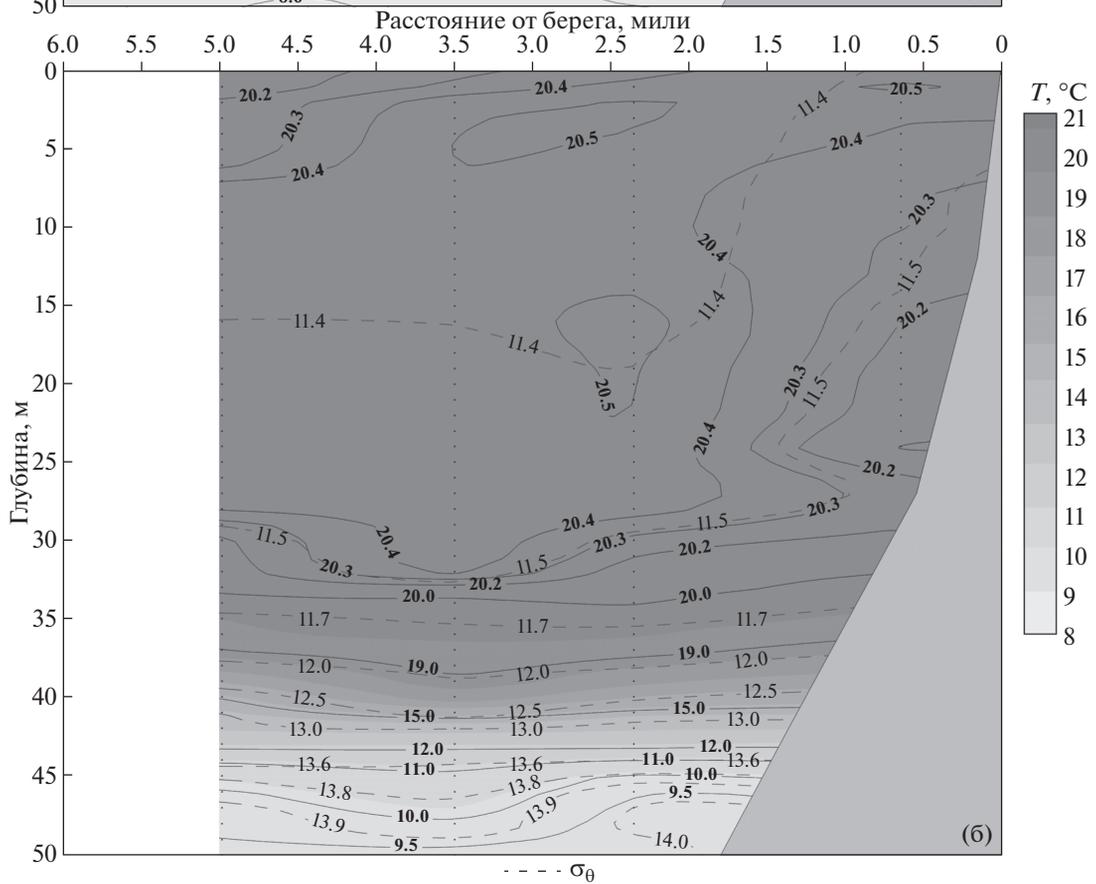
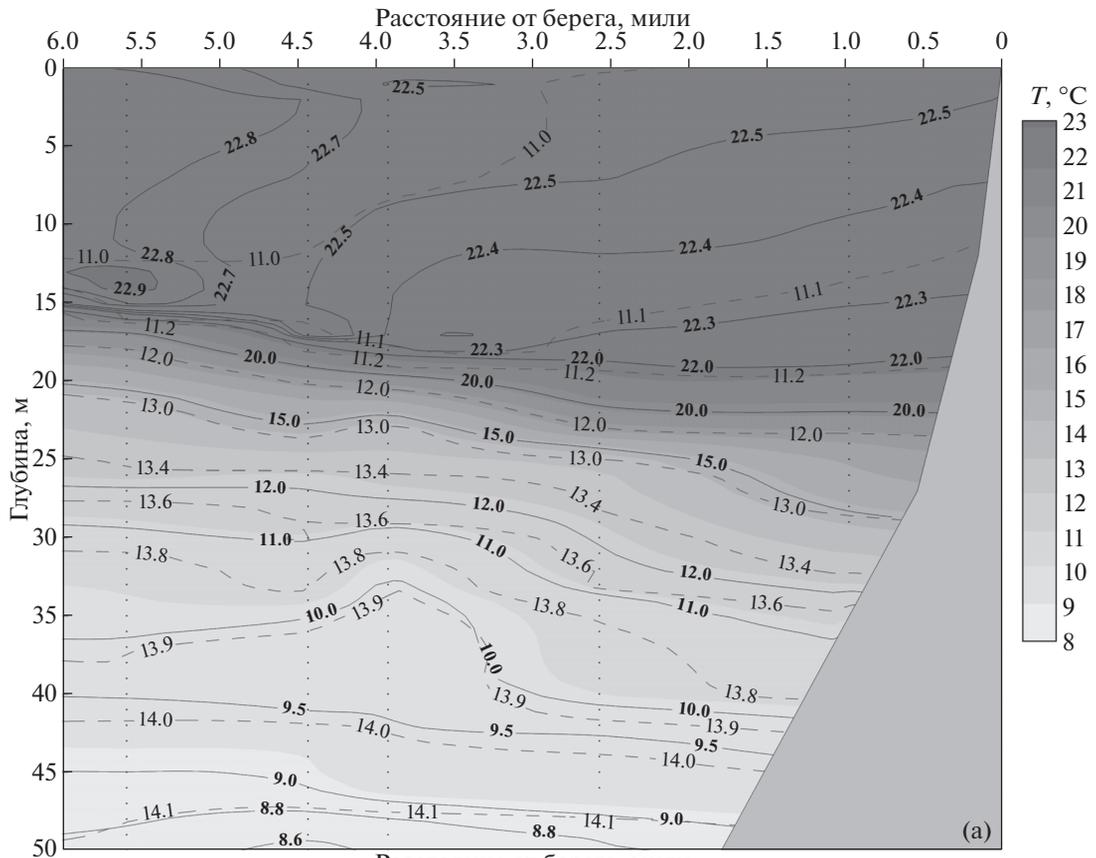
Важная информация, иллюстрирующая связь ветрового воздействия с температурным откликом среды и вдольбереговыми течениями в период описываемых событий апвеллинга и даунвел-

линга, представлена на рис. 6, где построены вектора скорости ветра по данным автоматической метеостанции географического факультета МГУ им. Ломоносова (рис. 6а), а ниже – распределения температуры воды, модуля скорости и направления течения во временной развертке (рис. 6б–6г соответственно). Видно, что в период с 24 по 26 сентября господствовал ветер северо-западных румбов, вызвавший интенсивный апвеллинг и понижение температуры во всем водном слое более чем на 10°C. Как уже указывалось выше, развитие апвеллинга сопровождалось развитием прибрежного течения юго-восточного на-



**Рис. 6.** Совокупное представление данных наблюдений в период 18–28.09.2014 г.: (а) – скорость ветра по данным автоматической метеостанции МГУ, (б) – вертикальное распределение температуры воды по данным термоксы; (в) – модуль скорости течения по данным донного ADCP; (г) – направление скорости течения по данным донного ADCP.

**Рис. 7.** Данные поперечного берега судового разреза на траверзе Голубой бухты в поле температуры: (а) – 22.09.2013 г. – до событий интенсивного апвеллинга и даунвеллинга; (б) – 30.09.2013 г. – после этих событий.



правления. Во второй половине дня 26 сентября ветер изменился на южный и затем на юго-восточный, причем скорость его возросла. Это привело к релаксации апвеллинга и быстрому развитию даунвеллинга, вызвавшего повышение температуры во всем водном слое до 19.5°C. При этом развилось прибрежное течение северо-западного направления, скорость которого достигала 70 см/с.

В заключение данного раздела отметим, что совместный анализ изменчивости температуры водной среды и ветрового поля, представленный в различных графических формах, позволяет получить детальное представление об основных фазах развития прибрежных апвеллингов и даунвеллингов и будет использован при дальнейших исследованиях этих процессов в Черном море.

### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Описанные выше результаты свидетельствуют о ветровой природе явлений полного прибрежного апвеллинга и даунвеллинга, наблюдавшихся в период 24–28 сентября 2013 г. Оценим некоторые количественные параметры этих процессов теоретически.

Будем считать апвеллинг – экмановским, а стратификацию вод на шельфе – квазидвуслойной. Будем также считать процесс двумерным (отсутствуют изменения во вдольбереговом направлении). Известно, что при небольшой толщине верхнего слоя, сравнимой с экмановским масштабом или меньше, и при большом скачке плотности между слоями можно считать, что интегральный экмановский перенос сосредоточен в верхнем слое, а сам этот слой движется как единое целое [11]. Тогда интегральный экмановский транспорт  $M_y$ , направленный перпендикулярно берегу, будет определяться формулой:

$$M_y = uH = \tau_x / f \rho_w \quad (1)$$

Здесь  $u$  – скорость дрейфа верхнего слоя перпендикулярно берегу,  $H$  – толщина верхнего слоя,  $\tau_x$  – вдольбереговая составляющая напряжения трения ветра,  $f$  – параметр Кориолиса,  $\rho_w$  – плотность морской воды. При этом вдольбереговая составляющая напряжения трения ветра рассчитывается по полуэмпирической формуле:

$$\tau_x = \rho_a C_d U |U|. \quad (2)$$

Здесь  $\rho_a \approx 1.3 \text{ кг/м}^3$ ,  $C_d \approx 10^{-3}$ ,  $U$  – вдольбереговая составляющая скорости ветра,  $|U|$  модуль вдольбереговой составляющей скорости ветра. Будем считать, что для северо-восточного побережья Черного моря положительной является скорость юго-восточного ветра, создающего направленный к берегу дрейфовый перенос и вызывающий прибрежный даунвеллинг, а отрицательной – скорость северо-западного ветра, создающе-

го направленный от берега дрейфовый перенос и вызывающий прибрежный апвеллинг.

Из уравнения неразрывности следует, что вертикальная скорость прибрежного апвеллинга или даунвеллинга, т.е., скорость подъема или опускания границы раздела (термоклина) между двумя слоями, в первом приближении определяется дивергенцией интегрального экмановского переноса в поперечном берегу направлении:

$$w = \partial(\tau_x / f \rho_w) / \partial y. \quad (3)$$

Экмановский перенос равен нулю у берега и возрастает по мере удаления от берега. При развитии апвеллинга направленный в сторону открытого моря экмановский перенос воды компенсируется вертикальным подъемом воды в полость апвеллингового фронта шириной порядка локального бароклинного радиуса деформации Россби  $R_d$  с характерной скоростью  $w$ . Учитывая это обстоятельство, (3) можно представить в следующем приближенном виде:

$$w \approx \tau_x / (f \rho_w R_d). \quad (4)$$

При этом локальный бароклинный радиус деформации Россби можно представить в виде:

$$R_d = (\Delta \rho g H / \rho_w)^{0.5} / f. \quad (5)$$

Здесь  $\Delta \rho$  – разница плотности воды между верхним и нижним слоями.

Основываясь на реальных данных можно вычислить характерные значения  $R_d$ ,  $u$  и  $w$ . Считая  $H = 15 \text{ м}$ ,  $g = 10 \text{ м/с}^2$ ,  $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ ,  $\Delta \rho / \rho_w = 2.5 \times 10^{-3}$ ,  $\tau_x = 0.1 \text{ Н/(м}^2\text{)}$  (соответствует вдольбереговой скорости ветра порядка 7 м/с и данным наблюдений), получим:

$$R_d = 6.1 \times 10^3 \text{ м} = 6 \text{ км}; \quad u = 0.067 \text{ м/с}; \\ w = 1.7 \times 10^{-4} \text{ м/с}.$$

Представляется полезным сформулировать безразмерный критерий развития полного апвеллинга. Естественно представить его в виде:

$$R_u = wt / H > 1. \quad (6)$$

Здесь  $t$  – время действия апвеллингового ветра. Подставляя в (6) выражение (5) для  $w$ , запишем критерий в другом виде:

$$R_u = \tau_x t / f \rho_w H R_d = ut / R_d > 1. \quad (7)$$

При фиксированных значениях параметров стратификации, Кориолиса и толщины верхнего слоя, определяющим фактором полного развития апвеллинга является величина произведения  $\tau_x t$ , которую можно назвать интегральным ветровым воздействием. В работах [1, 12] на основании численных экспериментов по моделированию апвеллингов и даунвеллингов в круглом бассейне с диаметром 300 км (характерный размер Балтийского моря), бароклинным радиусом деформации  $R_d = 6.2 \text{ км}$ , толщиной верхнего слоя  $H = 30 \text{ м}$  и продолжительностью ветра  $t = 2 \text{ сут}$  было установле-

но, что полный апвеллинг достигался при  $\tau_x \geq 0.2 \text{ Н/м}^2$ . Считая, что  $\rho_w = 10^3 \text{ кг/м}^3$  и  $f = 1.2 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ , подставляя данные значения параметров в выражение (6), получим:

$$R_u = \tau_x t / f \rho_w H R_d \approx 1.5.$$

Полученная величина вполне удовлетворяет критерию (6). Подставляя в этот критерий значения параметров для черноморского апвеллинга 24–26 сентября 2014 г., получим

$$R_u = 1.4.$$

Эта величина также удовлетворяет критерию (6).

При этом характерное время выхода термоклина на поверхность составит:  $t = H/w = R_d/u = 8.8 \times 10^4 \text{ с}$ , т.е. немногим более одних суток.

Вышеприведенные оценки не противоречат результатам наблюдений и свидетельствуют о том, что 24–26 сентября 2013 г., при сохранении апвеллингового ветра на протяжении времени около двух суток ( $t \approx 1.7 \times 10^5 \text{ с}$ ), апвеллинг несомненно должен был достичь полного развития.

Следует отметить несколько факторов, лимитирующих значение выполненных оценок.

1. Поскольку толщина нижнего слоя даже на бровке шельфа не во много раз превышает толщину верхнего слоя, оценка локального бароклинного радиуса деформации по формуле (4) может быть неточна. Возможно, более приемлемой является оценка  $R_d$  по формуле (8), учитывающей конечную толщину нижнего слоя  $H_2$ :

$$R_d = (\Delta \rho g / \rho_w)^{0.5} (H_1 H_2)^{0.25} / f. \quad (8)$$

2. Согласно теории Экмана, интегральный дрейфовый перенос происходит под углом  $90^\circ$  вправо от напряжения трения ветра. На деле угол поворота может быть меньше. Например, в Карском море он близок к  $45^\circ$  [4]. В Черном море он может быть еще меньше, однако этот вопрос не исследован. Соответственно, наиболее “апвеллинговый” может быть северный, а не северо-западный ветер. Это предположение нуждается в экспериментальной проверке.

3. Оценки не учитывают наклона дна, который может иметь существенное влияние на процессы развития апвеллинга и даунвеллинга.

Следует отметить, что критерий развития полного ветрового апвеллинга для двуслойно-стратифицированной жидкости с учетом конечной толщины нижнего слоя был ранее получен в [10] на основе решения уравнения мелкой воды. При стремлении толщины нижнего слоя к бесконечности этот критерий совпадает с выражением (7). Несмотря на “вторичность” установленного нами критерия, его вывод представляет определенный интерес, поскольку основан на простых и наглядных физических рассуждениях.

Выше уже указывалось, что распространенной причиной прибрежных апвеллингов и даунвел-

лингов является наличие бароклинных струйных и вихревых течений, природа которых не связана непосредственно с локальным ветровым воздействием. Действительно, если у кавказского побережья Черного моря в верхнем слое по какой-то причине возникла вдольбереговая бароклинная струя, направленная на северо-запад и угасающая при удалении от берега, то из-за геострофического приспособления у берега должен наблюдаться даунвеллинг, а в противоположном случае – апвеллинг. Если считать, что поперечный берегу размер струи равен локальному бароклинному радиусу деформации Россби, а ее скорость  $v_g = 0.3 \text{ м/с}$ , то из геострофического баланса сил следует, что при вышеприведенных значениях остальных параметров, опускание, или подъем термоклина у берега составляет величину:

$$\Delta H = f v_g R_d / (\Delta \rho / \rho_w) g \approx 7.5 \text{ м}.$$

При скорости  $v_g > 0.6 \text{ м/с}$  юго-восточного течения термоклин должен выходить на поверхность, т.е., осуществляться полный апвеллинг, однако прибрежное течение такой силы наблюдается редко. В подавляющем большинстве случаев прибрежные струйные или вихревые течения вызывают, по-видимому, неполный апвеллинг или даунвеллинг. Пример неполного апвеллинга, связанного, скорее всего, с динамикой вод представлен на рис. ба, бб. В период с 18 по 22 сентября вертикальное распределение температуры свидетельствует о событии неполного апвеллинга (температура в слое ниже 10 м существенно понизилась). Вместе с тем, направление ветра было преимущественно юго-восточным, а такой ветер не производит апвеллинга. Как уже отмечалось выше, данные о скорости направления прибрежного течения в рассматриваемый период времени отсутствуют по техническим причинам.

Явления неполного апвеллинга и даунвеллинга, связанные с динамикой вод, должны наблюдаться часто и чередоваться друг с другом, поскольку вдольбереговые течения в прибрежной зоне Геленджикского района Черного моря не реже чем раз в несколько суток изменяют свое направление на противоположное [6–8]. Однако количественные характеристики полных и неполных прибрежных апвеллингов и даунвеллингов еще предстоит исследовать.

## ВЫВОДЫ

1. Совокупный анализ метеоданных и данных частых синхронных измерений профилей температуры и скорости течения позволяет в деталях исследовать развитие процессов апвеллинга и даунвеллинга в прибрежной зоне моря и их зависимость от изменчивости ветрового воздействия и динамики вод.

2. Установлено, что достаточно сильный (6–10 м/с) и продолжительный (более 36 часов) ветер

северо-западного направления приводит к развитию полного апвеллинга в прибрежной зоне с глубиной до 22 м и, возможно, до 35–40 м. При изменении направления ветра с северо-западного на юго-восточный и увеличении его силы до 10–15 м полный апвеллинг быстро (менее чем за 12 часов) замещается развитым даунвеллингом.

3. Установлено, что в процессе развития полного апвеллинга течение в прибрежной зоне изменяется с северо-западного на юго-восточное, что соответствует теоретическим представлениям.

4. Простые теоретические оценки основных параметров процессов ветрового экмановского апвеллинга и даунвеллинга (скорости, поперечной берегу адвекции, вертикальной скорости и времени развития апвеллинга) не противоречат данным наблюдений. Сформулирован критерий развития полного прибрежного апвеллинга, показана его работоспособность.

5. На основании предварительного анализа данных наблюдений сделано предположение, что частые события неполного апвеллинга и даунвеллинга связаны с изменением динамики вод (изменением силы и направления вдольберегового течения) и не имеют зависимости от локального ветра.

Исследование проводилось при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации “Русское географическое общество” договор № 10/2013/РГО-РФФИ (экспедиционная часть), Соглашения № 14.604.21.0044 с Минобрнауки РФ (в части обеспечения сотрудничества для написания работы), проекта РНФ 14-17-00382 (в части постановки приборов и получения данных), обработка и анализ данных произведены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 14-05-00159 и № 14-05-00792.

Авторы благодарят В.С. Архипкина за предоставленную возможность использования данных автоматической метеостанции географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и В.М. Журбаса за внимательное прочтение статьи и ценные замечания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Журбас В.М., Ох И.С., Парк Т. Роль бета-эффекта в угасании вдольбереговой бароклинной струи, связанной с переходящим прибрежным ап- и даунвеллингом: численные эксперименты // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 2. С. 189–196.
2. Зацепин А.Г., Кондрашов А.А., Корж А.О. и др. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
3. Зацепин А.Г., Корж А.О., Кременецкий В.В. и др. Изучение гидрофизических процессов на шельфе и верхней части континентального склона Черного моря с использованием традиционных и новых методов измерений // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 4. С. 510–519.
4. Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Кубряков А.А. и др. Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 4. С. 502–513.
5. 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. атм. и океана*. 2014. № 1. С. 16–29.
6. Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О. и др. Изменчивость поля течений в прибрежной зоне черного моря по измерениям донной станции ADCP // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 5. С. 629–642.
7. Кривошея В.Г., Москаленко Л.В., Титов В.Б. К вопросу о режиме течений на шельфе у северо-кавказского побережья Черного моря // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 3. С. 358–363.
8. Кривошея В.Г., Титов В.Б., Овчинников И.М. Новые данные о режиме течений на шельфе в северо-восточной части Черного моря 2001 // *Океанология*. 2001. Т. 41. № 3. С. 325–334.
9. Подымов О.И., Зацепин А.Г. Сезонные изменения солёности воды в Геленджикском районе Черного моря по данным судового мониторинга // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 3.
10. Csanady G.T. Intermittent “full” upwelling in Lake Ontario // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 397–419.
11. Stewart R.H. Introduction to the physical oceanography. — Department of Oceanography, Texas A & M University. 2005. 346 p.
12. Zhurbas V.M., Oh I.S., Park T. Formation and decay of a longshore baroclinic jet associated with transient coastal upwelling and downwelling: A numerical study with applications to the Baltic Sea // 2006. *J. Geophys. Res.* V. 111. C04014. doi: 10.1029/2005JC003079. P. 1–18.

## Observation of Intensive Coastal Upwelling-Downwelling Cycle at the IO RAS Hydrophysical Testing Site in the Black Sea

A. G. Zatsepin, K. P. Silvestrova, S. B. Kuklev, V. B. Piotoukh, O. I. Podymov

The paper presents the results of an observation of a strong coastal upwelling – downwelling cycle at the coastal zone of the Black Sea near Gelendzhik. The upwelling – downwelling cycle was induced by a passage of an intensive atmospheric cyclone in the third decade of September 2013. Data used for the analysis include water temperature and current velocity profiles regularly measured at the mooring station at a depth of 22 m and the wind velocity obtained from different data sources. The non-dimensional criterion of a complete coastal upwelling is formulated and verified. It is assumed that frequent events of incomplete coastal upwelling and downwelling are associated with changes in water dynamics that are not related to the local wind forcing.