

Л.Н.Репетин*, А.С.Романов**, Т.Я.Чурилова***

** Морское отделение Украинского научно-исследовательского
гидрометеорологического института, г.Севастополь*

*** Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь*

**** Институт биологии южных морей НАН Украины, г.Севастополь*

АПВЕЛЛИНГ В ЗОНЕ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОЙ ЗАВИХРЕННОСТИ НА ШЕЛЬФЕ ЮЖНОГО КРЫМА

Представлены результаты комплексных (гидрометеорологических, химических и биологических) исследований, выполненных в периоды украинско-американской (НИС "Трепанг", 1996 г.) и украинской межведомственной (НИС "Нептун", 2000 г.) экспедиций на шельфе южного Крыма. Последовательными съемками области апвеллинга установлено, что наибольшую интенсивность прибрежный апвеллинг обретает, когда действуют одновременно вдольбереговое течение, реализующее экмановский эффект, и сгонные ветры, вызывающие дрейфовое поверхностное течение. Когда апвеллинг протекает в зоне антициклонической завихренности, поднявшиеся у берега холодные воды с глубины 15 – 20 м увлекаются в центральные области антициклона и, под влиянием конвергенции, вновь погружаются на глубину до 50 – 80 м. Происходит активизация вертикального обмена, которая ослабляет устойчивость стратификации, заглубляет верхнюю границу холодного промежуточного слоя и обеспечивает кислородную вентиляцию глубинных слоев моря. Интенсивная динамика вод способствует скоплению массы фитопланктона в центрах антициклонов, где концентрации биогенных элементов во всей толще минимальны. Поэтому, при апвеллинге в зоне антициклона, в условиях биогенного лимитирования, не происходит существенного увеличения общего содержания пигментов фитопланктона, которые распределены от поверхности до дна.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *апвеллинг, пространственная и вертикальная структура гидрологических, химических и биологических параметров, Южный берег Крыма.*

При натурных исследованиях быстрых и интенсивных понижений летней температуры воды в районе южного берега Крыма (ЮБК), вызванных ветровыми сгонами или апвеллингом, в большинстве случаев использовались данные регулярных измерений температуры поверхности моря в прибрежной зоне с глубинами до 2 – 3 м (данные береговых станций). Для оценки изменений вертикальной гидрологической структуры к анализу привлекались эпизодические экспедиционные исследования, которые чаще всего проводились до, или после наиболее интенсивной фазы апвеллинга (или сгона), протекающей обычно в экстремальных штормовых условиях. Обобщенные результаты анализа такой информации представлены в ряде работ, содержащих достаточно подробную характеристику структуры и динамики различных видов прибрежного апвеллинга [1 – 3], а также данные о климатической изменчивости характеристик апвеллинга у берегов Крыма [4]. Регулярные (в теплый период года) измерения температуры воды на поверхности и различных глубинах на протяжении более 20 лет проводились на океанографической платформе (ОП) Экспериментального отделения Морско-

го гидрофизического института (ЭО МГИ) НАН Украины (пгт.Кацивели), которая расположена на удалении ~ 600 м от м.Кикинеиз [5]. Глубина моря в районе ОП составляет 26 – 30 м, поэтому сведения об эволюции вертикальной структуры вод в периоды апвеллинга ограничены только этим, часто квазиоднородным слоем. Детальная физико-географическая характеристика, классификация, механизмы формирования и результаты моделирования апвеллинга у берегов Черного моря (в том числе у ЮБК) приведены в работе [6], где представлена и наиболее полная библиография по проблеме прибрежного апвеллинга в Черном море. Однако и здесь приводятся результаты измерений в районе ЮБК, в основном, до глубины 50 м.

В данной работе, наряду с долговременными прибрежными измерениями, рассматриваются результаты двух специализированных экспедиций, проводивших исследования в зоне шельфа ЮБК (до глубины 250 м) в периоды возникновения и развития прибрежного апвеллинга. Это – международная украинско-американская экспедиция в 16 рейсе НИС "Трепанг" (1996 г.), организованная МГИ НАНУ совместно с Вудсхольским океанографическим институтом (г.Бостон, США), и межведомственный рейс НИС "Нептун" (2000 г.), проведенный совместными усилиями МО УкрНИГМИ, МГИ НАНУ и Гидрометслужбы Украины, в которых авторы данной работы принимали непосредственное участие. Основной целью этих рейсов было исследование динамических процессов на шельфе, ответственных за образование прибрежного апвеллинга и реакции на эти процессы полей температуры, солености, условной плотности. Необходимо было исследовать изменчивость гидрологических параметров для оценки влияния вдольбереговых ветров на динамику вод шельфа, временную и пространственную эволюцию апвеллинга. Кроме этого ставилась задача оценить влияние быстрых изменений вертикальной структуры (при развитии апвеллинга) на химические и биологические свойства морской воды. Результаты 16 рейса НИС "Трепанг" частично опубликованы в [7], а экспресс-информация о рейсе НИС "Нептун" в [8].

В последнее время опубликовано немало работ, основанных на данных только спутниковых измерений температуры поверхности моря. В них подробно обсуждается многообразие форм и масштабов проявлений прибрежного апвеллинга на поверхности, однако совершенно отсутствует информация о том, что происходит под поверхностью и в глубинных слоях моря при возникновении апвеллинга. В данной работе предпринята попытка хотя бы частично восполнить этот пробел, используя достаточно подробные, по существу подспутниковые, контактные комплексные измерения, выполненные в периоды упомянутых экспедиций. На основе натурных наблюдений, рассматриваются особенности влияния мезомасштабных динамических образований на процессы возникновения и развития апвеллинга.

Материалы и методы. Временная изменчивость прибрежной температуры воды из-за ветровых сгонов и апвеллингов оценивалась по материалам многолетних регулярных измерений, которые проводились на береговых станциях Гидрометслужбы Украины: Балаклава (1951 – 1964 гг.) и Ялта (1900 – 2007 гг.).

Для исследования проявлений апвеллинга в 30-ти милевой зоне шельфа с глубинами 60 – 250 м, расположенной между мысами Херсонес и Аюдаг,

использовались данные комплексных экспедиционных исследований на НИС "Трепанг" (8 – 22 июня 1996 г.) и "Нептун" (11 – 15 июля 2000 г., рис.1). На "Трепанге" за 22 суток июня 1996 г. было проведено 9 последовательных океанографических съемок района между мысами Херсонес и Сарыч. В течение всего периода экспедиции на полигоне работали три автономные буйковые станции (АБС) с измерителями течений. В общей сложности выполнено 180 станций, на которых измерялись гидрологические, гидрохимические и биологические характеристики морской воды.

На каждой станции производились СТД-зондирования комплексом *Sea Bird (SBE 911 plus)* до глубины 250 м или придонных горизонтов на шельфе. Каналами зонда в квазинепрерывном режиме измерялись давление (глубина), температура воды, электропроводимость (соленость), флуоресценция и освещенность (фотосинтетически активная радиация – ФАР). После обработки ряды измерений имели дискретность по глубине 1 м. На всех станциях в поверхностном слое и на глубине 30 м, а также на 6 – 7 горизонтах выборочных станций, автоматической кассетой батометров отбирались пробы воды для биологических и химических исследований. При этом выбор горизонтов осуществлялся на основании данных зондирования комплексом *Sea Bird* вертикальной структуры температуры и интенсивности флуоресценции. В дневное время пробы отбирали с 6 горизонтов в слое 0 – 70 м. В ночной период отбирали только с поверхности и из слоя максимальной интенсивности флуоресценции.

Гидролого-гидрохимической съемкой на НИС "Нептун" был покрыт полигон от м.Кикиеиз до м.Аюдаг в 10-ти мильной зоне шельфа ЮБК. Съемка (55 станций) выполнялась с использованием шельфового измерительного комплекса (СТД-зонда) ШИК-02, который предназначен для измерения температуры, относительной электрической проводимости (солености), растворенного в воде кислорода и для отбора проб воды на различных горизонтах с помощью автоматической кассеты из 10 батометров. После обработки дискретность измерений по глубине составила 0,5 м.

Измерения течений производились с помощью приборов МГИ 1301 (дискретность 10 и 15 мин), подвешенных на 3-х заякоренных автономных буйковых станциях (рис.1) на горизонтах 10, 20, 40, 60 и 90 м.

Содержание кремнекислоты в пробах воды определяли спектрофотометрическим методом по голубому кремнемолибденовому комплексу [9]. Концентрацию нитратов находили путем их восстановления до нитритов и

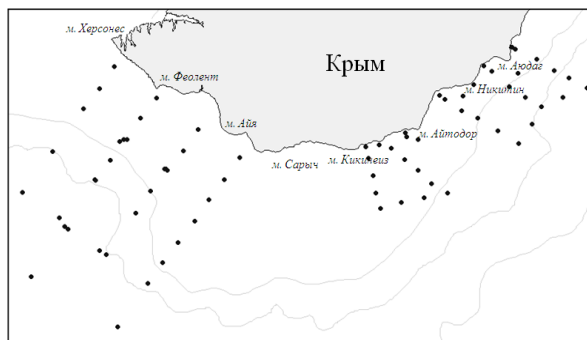


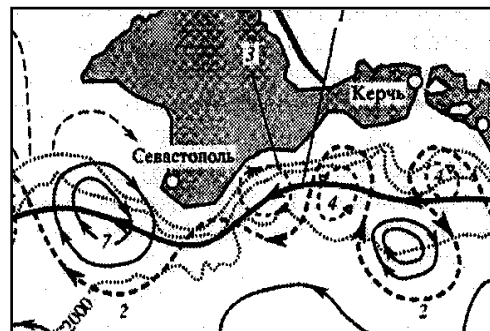
Рис.1. Схема расположения гидрологических станций и АБС НИС "Трепанг" (июнь 1996 г., слева) и НИС "Нептун" (июль 2000 г., справа) на шельфе южной части Крыма. Показаны номера станций, которые представлены на графиках вертикальных профилей. Зачернена АБС, данные которой на рис.9.

последующего определения нитритов методом, изложенным в [9]. Для восстановления нитратов до нитритов использовали спиральные кадмиевые редукторы. Определение концентрации хлорофилла "а" и его феопигментов ($C_{a+ф}$) выполнено стандартным флуориметрическим методом [10] с модификацией, описанной в работе [11]. Пробы фитопланктона объемом 300 – 500 мл фильтровали через стекловолокнистые фильтры (*Whatman GF/F*) диаметром 25 мм при вакууме не более 0,2 атм., затем фильтры помещали в 90 % ацетон и экстрагировали 18 ч при температуре 6 – 8 °С. Корреляция между концентрацией хлорофилла "а" и его флуоресценцией (F), которая измерялась зондом, оказалась достаточно высокой: $C_{a+ф} = 1,1788 F - 0,0027$, $n = 38$, $r = 0,84$. На основании установленной связи получены непрерывные профили концентрации хлорофилла "а" в сумме с феопигментами.

В ходе обоих рейсов использовались синхронные с инструментальными измерениями спутниковые данные о температуре поверхности моря (ТПМ). Спутниковая информация принималась на автономном пункте приема информации МГИ в режиме *HRPT* на частоте 1,7 ГГц с носителей *NOAA 12* и *NOAA 14*. В работе использовались также снимки полей температуры поверхности моря с ярко выраженными случаями прибрежного апвеллинга, полученные по спутниковым данным, регулярно публикующимся Морским гидрофизическим институтом на сайте <http://dvs.net.ua>. Спутниковые карты имеют разрешение по радиационной температуре 0,1 °С, т.е. на уровне чувствительности радиометра *AVHRR*, установленного на спутниках серии *NOAA*. Это дает возможность использовать последовательности (серии) спутниковых карт высокого разрешения для обнаружения и отслеживания динамических явлений и процессов в море (в том числе прибрежного апвеллинга) по их проявлениям (областям холодной воды) в поле поверхностной температуры [12].

Особенности циркуляции вод в районе исследований. Основным элементом, определяющим циркуляцию вод Черного моря в целом и рассматриваемого региона, в частности, является Основное Черноморское течение (ОЧТ). Между стрежнем ОЧТ и берегом существует зона антициклонической завихренности поля течений [13, 14]. Здесь формируются прибрежные антициклонические (ПАВ) и циклонические (ЦВ) вихри различных масштабов (рис.2), которые определяют характер пространственного распределения термохалинных и гидрохимических характеристик. Формированию вихрей способствует гидродинамическая неустойчивость ОЧТ, проявлением которой является меандрирование. ПАВ зарождаются обычно в ложбинах антицикло-

Рис. 2. Обобщенная схема циркуляции вод Черного моря в районе Крымского полуострова [14]: 1 – Основное Черноморское течение (ОЧТ); 2 – меандры ОЧТ; 3 – прибрежные антициклонические вихри (ПАВ); 4 – прибрежные циклонические вихри (ЦВ); 7 – Севастопольский ПАВ.



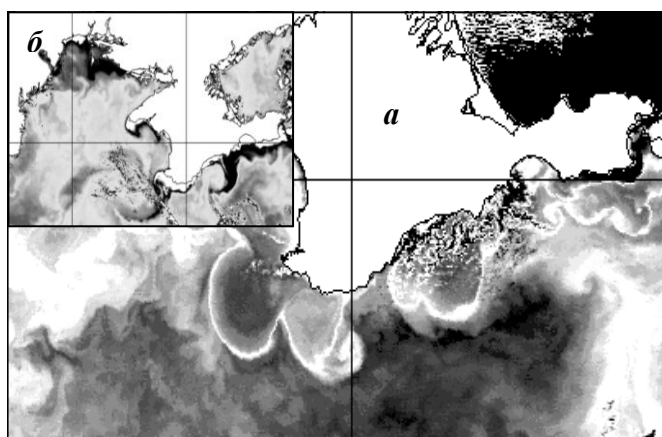
нических меандров и играют исключительно важную роль в гидродинамике и экологии прибрежной зоны. Под воздействием орбитального движения воды в вихревых структурах направление прибрежного течения эпизодически изменяется на противоположное (при прохождении пар ПАВ и ЦВ), в результате чего формируется бимодальный режим течения [3, 14]. В стрежне ОЧТ (поперек его струи) наблюдается наибольший динамический наклон всех изоповерхностей (в сторону берега), а, следовательно, и максимальные горизонтальные градиенты гидрофизических и гидрохимических полей. Поэтому стрежень ОЧТ можно считать фронтальной зоной между прибрежными распресненными, более теплыми и менее плотными водами и водами открытых районов моря с повышенной соленостью и плотностью. Меандры и вихри в зоне ОЧТ способствуют межфронтальному водообмену между прибрежной зоной и открытым морем. Реальность ПАВ подтверждается не только инструментальными измерениями в периоды многочисленных судовых экспедиционных исследований. Их легко идентифицировать на спутниковых снимках ТПМ. Особенно контрастно ПАВ, содержащие объемы теплой воды, выделяются на фоне более холодных вод в осенний период общего охлаждения поверхностного слоя Черного моря (рис.3, *а*). В летний сезон на общем фоне теплых вод на спутниковых снимках хорошо выделяются области холодных вод прибрежных апвеллингов (рис.3, *б*).

Таким образом, особенности динамики вод в зоне исследуемого региона формируют следующие основные факторы:

- интенсивный, в общем западный и юго-западный поток ОЧТ вдоль южных берегов Крыма;
- взаимодействие северной периферии ОЧТ с неоднородностями рельефа шельфа и конфигурации побережья (мысы, заливы) Крымского п-ова;
- вдольбереговые восточные и северо-восточные потоки северных периферий антициклонических динамических образований, реализующие при усилении вдольберегового ветра экмановский эффект;

– сгонные ветры западного и северного секторов горизонта, направленные по нормали к берегу.

Взаимодействие этих факторов определяет сложную структуру и динамику прибрежных вод, регулирует яркую генерацию вихрей, топографических захваченных волн, или волн Кельвина [2, 6, 13], а также процессы прибрежного апвеллинга, сопровождающиеся в теплые меся-



Р и с . 3 . Поля температуры воды на поверхности Черного моря в прибрежной зоне Украины по спутниковым дистанционным измерениям 23 ноября 2007 г. (*а*) и 7 сентября 2006 г. (*б*). В темных тонах холодные воды. <http://dvs.net.ua>

цы года выходом на поверхность холодных, с повышенной соленостью и плотностью вод, быстрыми изменениями вертикальной структуры гидрологических, биологических и гидрохимических характеристик прибрежных вод.

Сезонные изменения температуры воды и повторяемости апвеллингов. Повышение температуры воды у южных берегов Крыма начинается в апреле. Интенсивный прогрев продолжается до августа, когда среднемесячные температуры достигают 20 – 23 °С. При этом наибольшую повторяемость (более 23 %) имеют случаи с температурой 19 – 23 °С. Однако, практически в каждый летний сезон отмечаются резкие понижения температуры воды у берега, которые вызваны сильными сгонными ветрами или апвеллингом (рис.4). В теплый период (с июня по сентябрь) с явлением прибрежного апвеллинга, в большей мере чем с общими похолоданиями, связаны понижения среднемесячной температуры воды до 15,9 – 12,5 °С, а абсолютных минимальных значений температуры воды до 8,4 – 6,5 °С. Интенсивные (в течение нескольких часов) понижения температуры поверхностных вод с 20 – 25 до 8 – 10 °С начинаются в мае, в период формирования термоклина, и могут появляться в течение всего теплого сезона до октября-ноября. На рис.4, представлены совмещенные по годам все срочные (через каждые 6 часов) измерения температуры воды в Балаклаве за 13 лет и в Ялте за 62 года. На рисунке видно, что такие интенсивные кратковременные понижения температуры наиболее часто проявляются в июне и июле. Суммарная повторяемость суточных температур в июне ниже 17 °С составляет 18 %, а число понижений температуры воды в июле ниже 20 °С – более 20 % всех суток измерений за 62-х летний период. Под воздействием ветра восточной четверти, наоборот, наблюдаются нагонные явления, когда весь слой прибрежных вод (до 20 – 30 м) замещается водами с одинаково высокой температурой (20 – 25 °С) от поверхности до дна. На некотором удалении от берега (например на ОП в районе пгт.Кацивели) наблюдаются даже

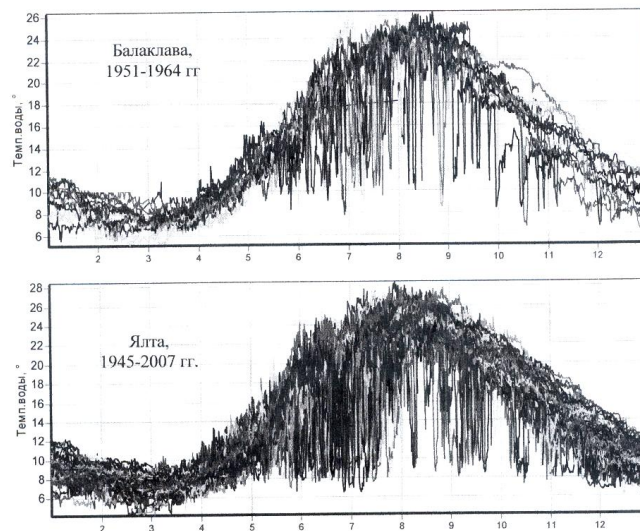


Рис. 4. Совмещенные по годам данные срочных наблюдений температуры воды на береговых станциях Балаклава и Ялта.

случаи инверсии, например 22 – 25 мая 1992 г., когда температура воды у дна на 0,4° превышала температуру на поверхности [5]. Вероятно, в связи с резкими перепадами температуры среднеквадратичные отклонения (СКО) и срочных и среднемесячных температур летом увеличиваются, соответственно, до 3,3 – 3,5 и 1,8 – 2,0 σ (рис.5). При этом на удалении 600 м от берега (ОП) в июне и июле среднемесячные значения СКО даже выше,

чем непосредственно у берега, что свидетельствует о большей изменчивости температуры в зоне ОП. При сравнении данных береговых наблюдений с результатами измерений на ОП, осредненными за период с 1986 по 2002 г. [5], оказалось, что с апреля по июнь, когда толщина прогретого слоя невелика, а сгоны интенсивны, температура верхнего метрового слоя в районе ОП всегда ниже, чем непосредственно в прибрежной полосе. В июле и августе температура на поверхности моря у ОП почти на градус выше, чем у берега, несмотря на глубину до 30 м. Это может быть следствием более частых в эти месяцы прибрежных апвеллингов, воды которых не распространялись до ОП. Более подробная информация о сезонной и межгодовой изменчивости характеристик апвеллинга у побережья Крыма приведена в [4, 6].

Пространственная и вертикальная структура океанографических характеристик в различные фазы апвеллинга. В качестве примера ситуации, предшествующей апвеллингу, приведем данные гидролого-гидрохимической съемки 12 – 13 июля 2000 г. на НИС "Нептун" (рис.1, правая часть). 10-мильный разрез на юго-восток от г.Алупка, пересекающий одно из антициклонических динамических образований, представляет типичные особенности вертикальной структуры вод в его центре и на периферии. Разрез подтверждает наличие в прибрежной зоне ПАВ с расширенным термоклином, скоплением теплых ($20 - 22^{\circ}\text{C}$), распресненных ($17,5 - 17,7\text{‰}$) вод и интенсивным заглублением изоперхностей (рис.6). Заглубление верхней границы холодного промежуточного слоя (изотермы 8°C) и изохалины 18‰ также свидетельствует о конвергенции вод, соответствующей динамическим структурам с антициклонической завихренностью. Следует отметить, что измерения на разрезе проводились 12 июля 2000 г. при теплой ($22 - 23^{\circ}\text{C}$) маловетреной (юго-восточный ветер $1 - 3\text{ м/с}$) погоде. На рис.6 (справа) представлены вертикальные профили температуры, солёности, условной плотности и кислорода, иллюстрирующие отличия вертикальной структуры вод в зонах конвергенции (ПАВ, ст.21), дивергенции (стрезень ОЧТ, ст.42) и промежуточной зоны (ст.14, см. рис.1). На рисунках выделяется ст.21 с наименьшими градиентами, характеризующая вертикальную структуру вод в центральной части антициклона. На профиле температуры этой станции (рис.6, в) слои с повышенными градиентами чередуются с изотермическими прослойками. Верхняя ступень сезонного термоклина поднята до 5 м, вертикальные градиенты не превышают $1,5 - 2,5^{\circ}\text{C/м}$, устойчивость (частота Вьяйсяля-Брента) составляет $30 - 35\text{ ц/ч}$, верхняя граница холодного промежуточного слоя опустилась до 50 м. Профиль солёности (рис.6, г) этой станции занимает крайнее левое положение в области сравни-

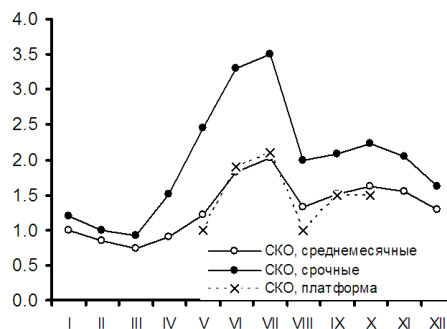


Рис. 5. Годовой ход величин СКО, вычисленных по срочным и среднемесячным значениям температуры воды у берега Ялты и по среднемесячным на ОП.

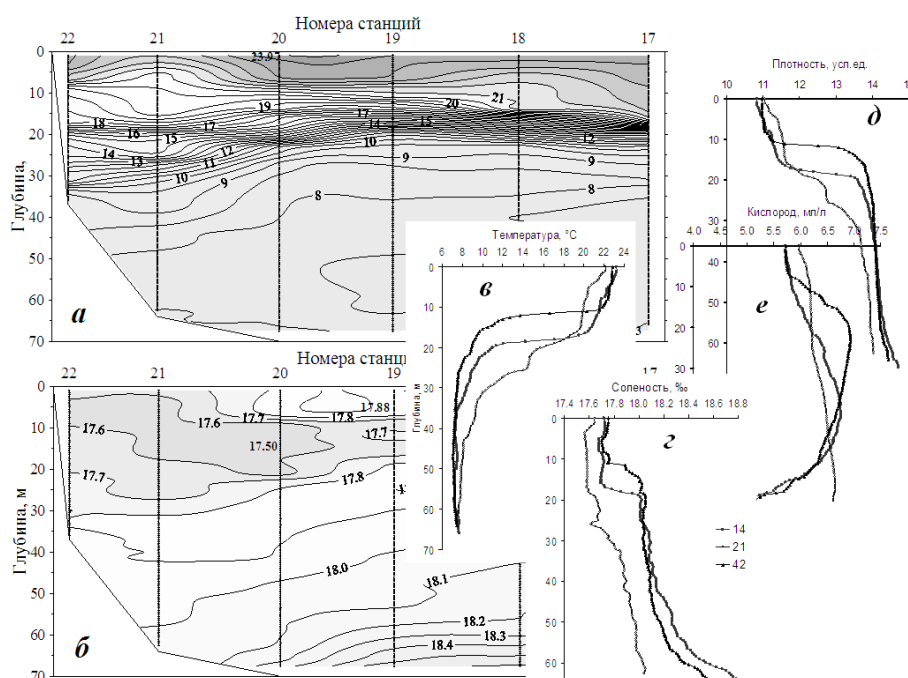
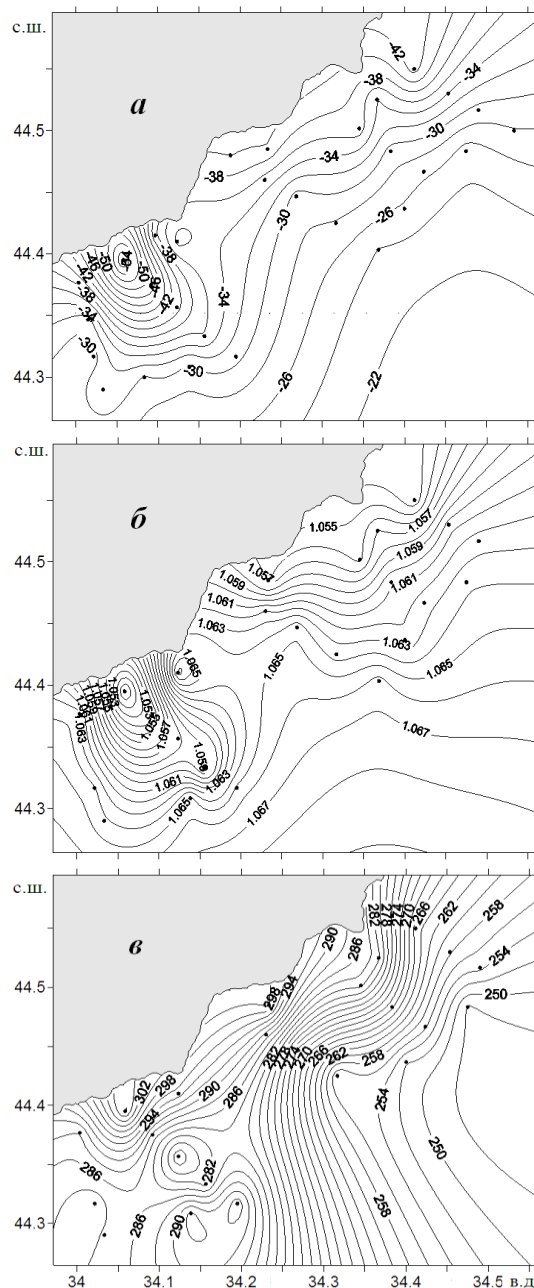


Рис. 6. Температура, °C (а), соленость, ‰ (б) на 10-ти мильном разрезе к юго-востоку от Алупки, вертикальные профили температуры (в), солености (г), условной плотности (д) и кислорода (мл/л, е) на характерных станциях съемки НИС "Нептун" в июле 2000 г.

тельно низких величин солености. Минимальные вертикальные градиенты солености и кислорода (рис.6, е) свидетельствуют об интенсивном перемешивании в этой зоне и кислородной вентиляции придонных слоев. Растяжению термоклина (пикноклина) может способствовать конвергенция в нижних слоях и подъем изоповерхностей в верхнем 10 м слое из-за оттока вод от берега под влиянием вдольберегового (на северо-восток) течения северной периферии ПАВ. В мористых районах съемки (ст.42, стрежень ОЧТ) термоклин был максимально приподнят до 18 – 11 м, градиенты температуры в нем достигали 5,0 – 6,5 °C/м, а вертикальная устойчивость 50 – 68 ц/ч. Сезонный халоклин, как и пикноклин, приподнят до 12 – 17 м. Максимум растворенного кислорода (7,0 мл/л) обнаружен здесь в слое 20 – 30 м, хотя в промежуточной зоне (ст.14) он расположен на глубине 50 – 60 м (рис.6, е).

На схемах пространственного распределения термохалинных характеристик, также как и на разрезах, выделяется прибрежная зона конвергенции, с интенсивным заглублением изоповерхностей. На карте топографии глубины залегания изопикны 14 усл. ед. хорошо виден общий наклон к берегу с перепадом глубин 14 – 30 м (рис.7, а). В левой части карты, в районе Алушты, между мысами Кикинеиз и Айтодор, упомянутое антициклоническое динамическое образование выделяется как область максимального заглубления изопикнической поверхности (до 54 м). Эта область характеризуется также пониженным солезапасом (рис.7, б) и максимальным теплозапасом (рис.7, в), что подтверждает наличие ПАВ, несущего теплые воды с пони-



Р и с . 7 . Глубина залегания изопикны 14 σ_t (а), солезапас (г/м^3) в слое 1 – 60 м (б), теплзапас (кДж/см^2) в слое 1 – 60 м (в). ЮБК, "Нептун".

является следствием циркуляции, обусловленной крупномасштабным полем ветра [4]. 15 июля шторм прекратился, погоду над Черным морем определяло малоградиентное барическое поле, и в течение этого дня северо-восточная часть съемки полигона НИС "Нептун" была завершена.

женной соленостью, который охватывает здесь практически весь деятельный слой от поверхности до дна.

В ходе выполнения съемки северо-восточной части полигона, в ночь с 13 на 14 июля над центральными районами Черного моря наблюдалось прохождение холодного фронта, который вызвал усиление западного ветра. Деформация приземного барического поля под влиянием Крымских гор вызвала изменение направления ветрового потока, усиление в районе ЮБК юго-западного ветра до 10 – 15 м/с, а волнения – до 5 баллов (по наблюдениям с борта НИС "Нептун"). В связи с этим 14 июля работы были прекращены. Наблюдения на береговой метеоплощадке станции "Ялта" не зарегистрировали усиления юго-западного ветра из-за её нерепрезентативности к ветрам западной четверти горизонта. На станции наблюдался ветер западного, северного и юго-восточного направлений, скоростью 2 – 4 м/с. По измерениям на береговом гидрологическом посту в Ялтинском заливе отмечено интенсивное падение уровня (на 14 см) в течение всех штормовых суток 14 июля, которое сопровождалось понижением температуры воды на 3 °С и увеличением солености на 0,12 ‰, что является следствием сгона в Ялтинском заливе. Таким образом, апвеллинг у ЮБК вызван не локальными ветровыми условиями, а

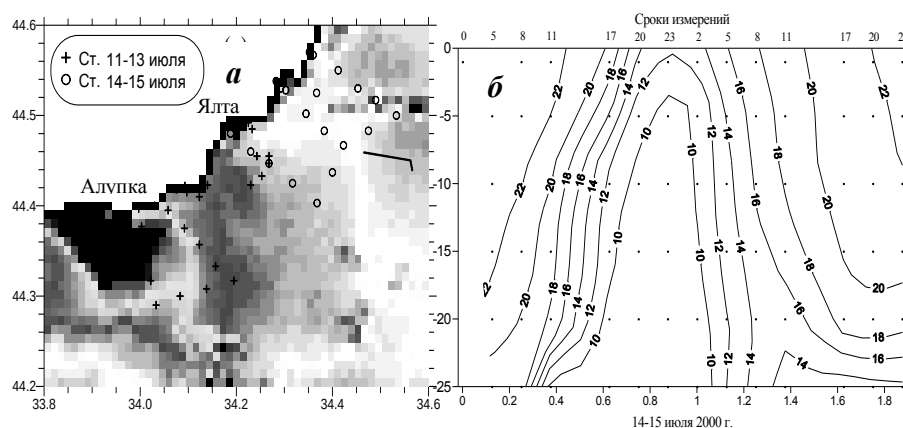


Рис. 8. Спутниковое изображение поля поверхностной температуры в районе ЮБК 15 июля 2000 г. (а) [8]. Временная изменчивость температуры воды по измерениям на ОП в период апвеллинга 14 – 15 июля 2000 г. (б).

Как показали данные дистанционных спутниковых измерений температуры поверхности моря и наблюдения на океанографической платформе (рис.8), в ночь с 14 на 15 июля 2000 г. на шельфе в районе Симеиза – Алупки наблюдался локальный прибрежный апвеллинг с выходом на поверхность вод с температурой ниже 20°C (область темного цвета, рис.8, а). По данным измерений на ОП (через каждые 3 ч) в районе Голубого залива в течение двух суток 14 и 15 июля во всем 25 м слое моря произошла перестройка вертикальной структуры. Температура воды с $21 - 23^{\circ}\text{C}$ понизилась до $8 - 12^{\circ}\text{C}$, а затем вновь поднялась до 22°C (рис.8, б). При сильном юго-западном ветре вдоль ЮБК интенсивный апвеллинг образовался только в районе между мысами Кикинеиз и Айтодор, где съемкой накануне было обнаружено антициклоническое динамическое образование (ПАВ), в котором еще до начала шторма уже были созданы необходимые условия (приподнятый к поверхности тонкий термоклин и интенсивный вертикальный обмен, ослабивший устойчивость вод в слое пикноклина). Очевидно, даже непродолжительный юго-западный ветер усилил вдольбереговой поток и обусловил экмановский отток вод от берега, что привело к подъему на поверхность холодных вод, распространившихся на всю площадь ПАВ. Поскольку измерения на ОП производились до глубины 25 м, а на НИС "Нептун" до 70 м, мы наблюдали изменения вертикальной структуры вод только в этих слоях моря.

Более подробная информация была получена в период 16 рейса НИС "Трепанг" в июле 1996 г., когда на протяжении 18 суток регулярными контактными измерениями, методом последовательных съемок, был покрыт полигон размером примерно 30×30 миль между мысами Херсонес и Сарыч (рис.1, левая часть). Анализ спутниковых изображений, метеорологических наблюдений и измерений температуры поверхности моря показал, что с 5 по 24 июня 1996 г. было три случая интенсивного апвеллинга. Все случаи выхода на поверхность относительно холодной воды от $10,8$ до $15 - 17^{\circ}\text{C}$ на общем фоне $19 - 21^{\circ}\text{C}$ сопровождалось усилением вдольбереговых (западных, северо-западных) ветров и ветров, дующих вдоль нормали к береговой линии (северных, северо-восточных) со скоростью $8 - 15$ м/с. При каждой из этих

ситуаций береговая станция "Херсонесский маяк" фиксировала понижение температуры воды на 2 – 6 °С, а на спутниковых изображениях у южной оконечности Крыма появлялись локальные области холодной воды с густой темной окраской (на снимках), которые после прекращения или ослабления ветра активно эволюционировали, меняли конфигурацию и сокращались в размерах. Подробный анализ этих спутниковых снимков ТПМ представлен в [7, 15]. И дистанционные, и контактные измерения в период девяти съемок показали, что даже при слабых ветрах области холодной воды у берега сохранялись и поддерживались длительное время. Это свидетельствует о том, что выход на поверхность холодных вод в непосредственной близости от берега поддерживается в результате экмановского эффекта вдольберегового струйного течения – северной периферии антициклонического образования.

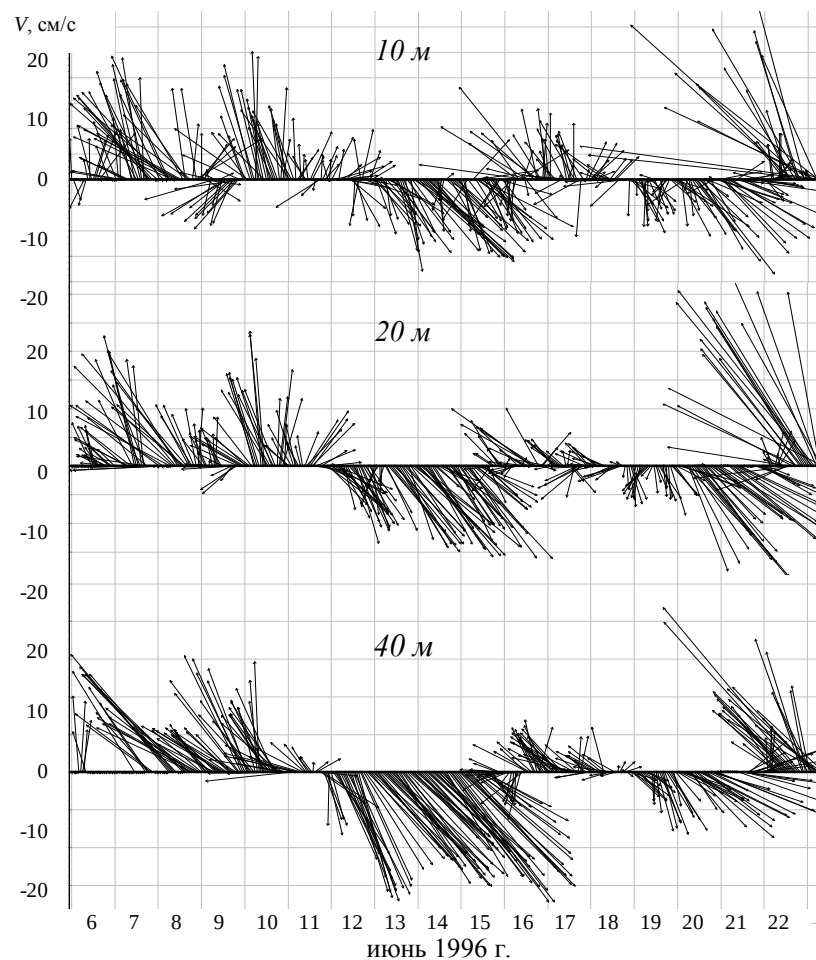
Инструментальные измерения течений на автономных буйковых станциях указывают на существование ячеистой структуры циркуляции. Особенно хорошо она проявляется на АБС, выставленной в районе м.Айя в точке с глубиной 60 м (рис.1). 20-суточные реализации на трех горизонтах (рис.9) подтверждают баротропный (в основном) характер течений и наличие чередующихся знакопеременных динамических образований с цикличностью ~ 7 суток, которые могут быть отражением волн Кельвина [2, 6], или взаимодействующих антициклонических и циклонических вихрей.

На АБС в районе мыса Феолент и АБС, выставленной на траверзе этого мыса мористей, у свала глубин (рис.1), течение также имело баротропный характер, но знакопеременные флуктуации скорости течения здесь были менее интенсивны, что может свидетельствовать о разрушении или сильной трансформации мезомасштабных динамических образований. На АБС у м.Айя вектор скорости течения разворачивался по часовой стрелке или против неё. Модуль скорости изменялся от 5 – 10 до 20 – 40 см/с.

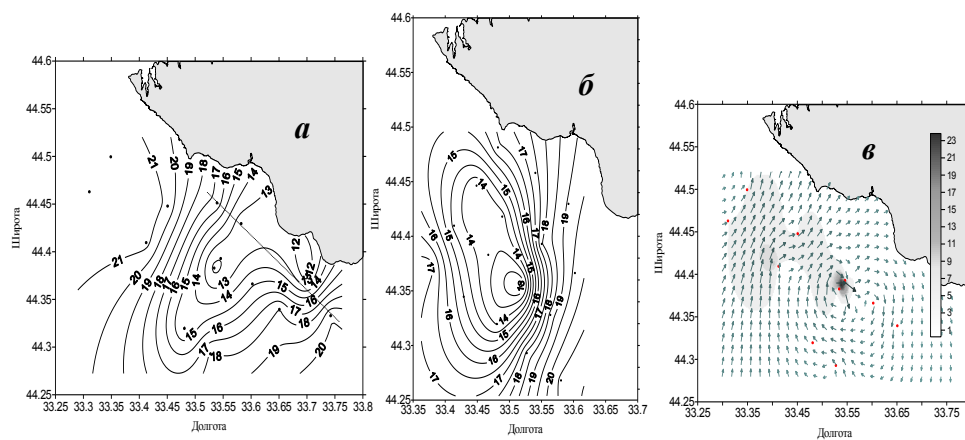
Наиболее интенсивный апвеллинг наблюдался 14 – 16 июня при баротропном вдольбереговом (на юго-восток) течении скоростью до 25 см/с (рис.9).

В ночь с 14 на 15 июня начался штормовой ветер (северо-западный – северный, 8 – 15 м/с), температура воздуха понизилась с 20 до 15 – 16 °С, волнение усилилось до 4 баллов.

На рис.10 представлены данные четвертой и пятой съемок, выполненных в течение 14 – 17 июня, которые показывают стадии развития прибрежного апвеллинга в районе от м.Сарыч до м.Феолент. На картах поверхностной температуры и спутниковых изображениях за 15 – 17 июля хорошо выделяется пятно холодной воды образовавшегося апвеллинга и фронтальная зона на траверзе м.Сарыч. Ее ширина не превышала 4 км, а горизонтальные градиенты достигали 1,5 °С/км. Фронтальная зона смещалась в западном направлении со скоростью до 2,5 км/ч. Холодное пятно с температурой 10,8 – 11,0 °С, соленостью 18,05 ‰ и плотностью 13,4 усл. ед. было обнаружено в районе м.Айя – м.Сарыч (рис.10, а). Размеры пятна не превышали 6 – 8 км в диаметре. На вторые сутки область холодной воды была отторгнута от берега фронтальной зоной (рис.10, б) и на 4-е сутки трансформировалась или сместилась за пределы полигона. Расчет геострофической скорости течения (от поверхности 100 м) по данным 4-й съемки подтвердил наличие антициклонической завихренности в районе исследований (рис.10, в).



Р и с . 9 . Временная изменчивость среднечасовых векторов течения по измерениям на горизонтах 10, 20 и 40 м на АБС, работавшей на шельфе Балаклавской бухты в период с 5 по 22 июня 1996 г.



Р и с . 10 . Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) в поверхностном слое (3 м) по данным 4 съемки (14 – 15 июня 1996 г. (а) и 5 съемки (16 – 17 июня 1996 г. (б). Геострофическая скорость течения (см/с) на горизонте 10 м (10 – 100 дб) в период 4 съемки (в).

Несмотря на штормовые условия, в области минимума холодного пятна у м.Сарыч была выполнена ст.53, которая показала аномальное вертикальное распределение температуры, солёности и плотности воды. На вдольбереговом разрезе от м.Феолент до м.Сарыч (рис.11, левая часть), положение которого показано прямой линией на рис.10 *а*, виден прорыв термо-халопикноклина, и особенности вертикальной структуры в зоне прорыва. В районе ст.53 верхний перемешанный слой с температурой 11 °С, солёностью 18,05 ‰ и плотностью 13,4 усл. ед. достигал 28 м. В слое 30 – 40 м отмечена инверсия солёности (рис.11, *б*), а плотность воды от поверхности до дна изменялась в пределах 0,6 усл. ед. (рис.11, *в*). Данные буйковых станций (рис.9)

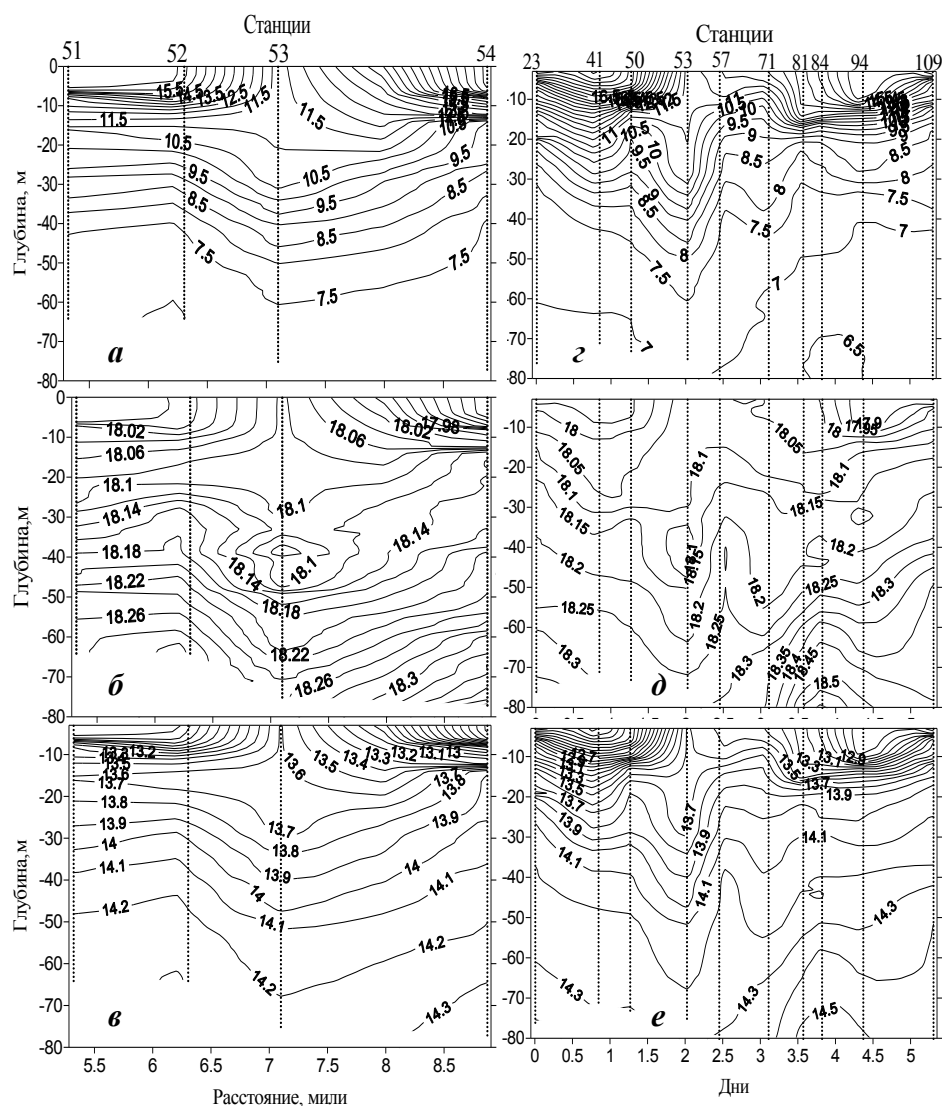


Рис. 11. Распределение термохалинных характеристик на разрезе вдоль шельфа, пересекающем локальный апвеллинг (*а, б, в*), и изменение во времени (14 – 18 июня 1996 г.) вертикальной структуры вод в области пятна холодной воды (T °С (*а, г*), S ‰ (*б, д*), σ_t (*в, е*)).

и геострофические расчеты подтверждают, что в течение суток 15 июня, в период возникновения и развития апвеллинга, антициклоническим движением была охвачена вся толща шельфовых вод от м.Феолент до м.Сарыч. Скорость вдольберегового юго-восточного течения (северной периферии антициклона) достигала 15 – 25 см/с. В результате усиления северо-западного ветра, совпадения направлений ветрового напряжения и течения возникло ускорение вдольберегового потока, стимулирующего экмановский эффект. Если учесть, что в период шторма имели место также ветры северного и даже северо-восточного направлений, то вполне возможно усиление оттока поверхностных вод и за счет сгонного эффекта вдоль всего побережья от м.Херсонес до м.Сарыч. Т.е. интенсивность процесса апвеллинга в нашем случае может быть результатом сложения экмановского и сгонного эффектов, когда поднявшиеся с горизонта 15 – 20 м на поверхность холодные воды, распространялись в южном направлении и ветровым дрейфовым течением и струей восточной периферии антициклона. Прорвавшие термоклин холодные воды распространялись в центральную часть антициклона. Относительно высокие значения температуры и пониженная соленость (инверсия) в области прогиба изолиний на глубинах 30 – 80 м являются свидетельством того, что в центре ПАВ вертикальная скорость была направлена вниз.

Таким образом, в период апвеллинга у южного побережья Крыма, поднимающиеся вдоль берега холодные воды под воздействием антициклонической циркуляции втягиваются и удерживаются в центральной части динамического образования, а конвергенция создает условия для погружения перемешанных, относительно теплых, с пониженной соленостью и плотностью вод апвеллинга, что способствовало увеличению прогиба изоповерхностей и заглублению верхней границы ХПС. Вероятно, эти явления

сопровождались формированием компенсационного течения, однако при баротропном характере течений (рис.9) компенсацию может обеспечить поток всей толщи шельфовых вод, направленный к берегу, на западной периферии антициклонического образования. Косвенным подтверждением этого может быть обычно вогнутая с западной стороны форма вытянутого на юг пятна холодных вод прибрежного апвеллинга (рис.3, б).

В правой части рис.11 представлены графики временных изменений вертикальной структуры в области пятна холодных вод апвеллинга. Эти графики построены по данным зондирований, выполненных в точках с самой низкой поверхностной температурой воды, в периоды каждой из 5 последовательных съемок.

Через сутки после начала апвеллинга (16 июня) направление течения сменилось на северо-западное (рис.9), скорость сгонного ветра уменьшилась до 5 м/с, что активизировало адвекцию теплых вод с востока. 5 съемка, выполненная 16 – 17 июня, показала, что западней антициклонического вихря под пятном холодной воды расположена динамическая структура с куполообразным поднятием изоповерхностей, свидетельствующим о вероятности циклонического характера движения вод (рис.11, г, д, е, ст.57). Холодное пятно с температурой 12,7 – 13,5 °С располагалось уже над ним, а в поверхностном слое антициклонического вихря холодные поверхностные воды апвеллинга замещены относительно теплыми (18 – 19 °С) и распре-

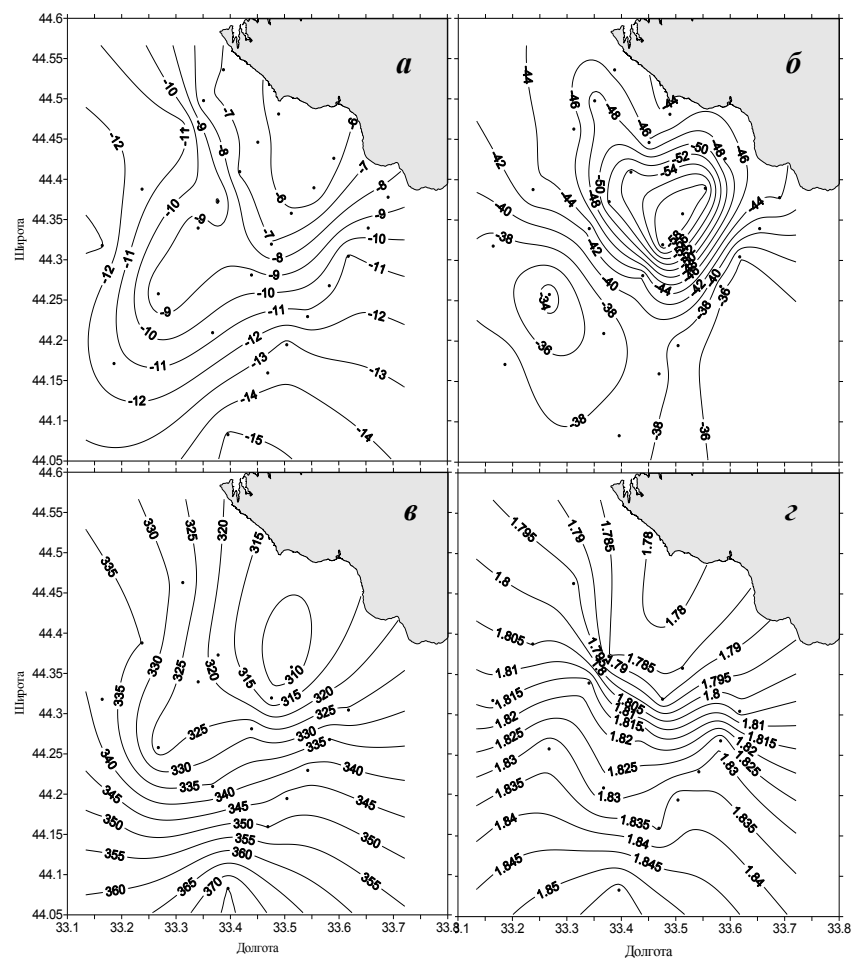
сненными (17,84 – 17,90 ‰) водами адвекции с востока, что подтверждает предположение о возможности скольжения более легких поверхностных вод по более плотным нижним [6].

Положение векторов течений на АБС у м. Айя (рис.9), разворачивающихся 16 – 17 июня против часовой стрелки, подтверждает циклонический характер циркуляции на полигоне. Смещение на запад холодного пятна апвеллинга отчетливо видно и по спутниковым изображениям. Таким образом, особенностью исследуемого апвеллинга является смещение фронта не к берегу, или от берега [2], а вдоль него. При этом фронт расположен не параллельно к береговой линии, а по нормали к ней. Фронтальная зона на поверхности моря в полях температуры (рис.10, б) и солёности по существу является филаментом апвеллинга [16], когда холодная вода увлекается вдоль фронта в открытые районы моря общей периферией циклонического и антициклонического вихревых образований. В течение следующих суток 18 – 19 июня характер течений вновь изменился на антициклонический (разворот векторов по часовой стрелке, рис.9). В промежуточном и придонном слоях прибрежной части полигона вновь прослеживается заглубление изоповерхностей. Их волновые колебания на рис.11, г, д и е, вероятно, отражают чередование на полигоне знакопеременных динамических структур с различными вергенциями.

Особый интерес представляет наиболее полная последняя 9 съёмка (рис.12), выполненная 21 – 22 июня 1996 г., когда апвеллинг отсутствовал.

При северо-западном ветре до 7 – 8 м/с в поверхностном слое температура воды сохранялась на уровне 18 – 20 °С, заметно увеличилась адвекция распреснённых вод (17,8 – 17,9 ‰). Пикноклин, положение глубины которого представлено на рис.12, а топографией изопикнической поверхности 12,4 усл. ед., приподнят (глубина 6 – 8 м) на севере полигона в виде локализованного купола, под которым в центре антициклонического вихря изопикническая поверхность 14,4 усл. ед. образует глубокий прогиб до 58 м (рис.12, б), свидетельствующий об интенсивной вертикальной адвекции сравнительно теплых вод из выше лежащих слоев. Т.е. вертикальная структура подобна представленной на разрезе рис.6. Так же, как и при съёмке НИС "Нептун" на шельфе ЮБК, ядро антициклонического вихря выделяется минимумом солёности в слое 0 – 100 м (рис.12, г), однако, в противоположность упомянутой съёмке, на юго-западном шельфе ядро ПАВ характеризуется меньшим теплоспасом (рис.12, в). Такая структура антициклонического вихря подтверждает существование в этом районе механизма постоянной подкачки (при интенсивном юго-восточном вдольбереговом потоке) холодных вод в верхние слои прибрежной части антициклона. Холодные подповерхностные воды не выходят на поверхность, так как перекрыты 3 – 5 м слоем теплых, распреснённых вод. Слабый ветер не в состоянии создать экмановский отток или сгонный поток дрейфового течения, которые препятствовали бы адвекции теплых поверхностных вод и способствовали прорыву термоклина, как это было 15 – 16 июня. Данные буйковых станций подтверждают наличие 21 – 22 июня баротропной антициклонической циркуляции со скоростями течения до 20 – 30 см/с.

Наиболее характерные особенности вертикальной структуры полей температуры, солёности и условной плотности на полигоне 16 рейса НИС



Р и с . 1 2 . Глубины залегания изопикнических поверхностей 12,4 (а) и 14,4 усл. ед. (б), теплозапас (кДж/см²) в слое 0 – 100 м (в), со- лезапас (т/м²) в слое 0 – 100 м (г) на юго-западном шельфе Крыма 21 – 22 июня 1996 г.

"Трепанг" показаны на рис.13, где совмещены профили станций, представ- ля-ющих, наряду с водами прибрежной зоны перманентного апвеллинга (ст.41, 53 и 159), воды глубоководной зоны за пределами шельфа (ст.178) и промежуточной зоны (ст.126, рис.1). Самая удаленная от берега ст.178 вы- полнена на южной периферии полигона в точке с глубиной 1900 м. Зонди- рование проведено до горизонта 250 м. Эта станция может быть принята в качестве фоновой для исследуемого региона. Воды открытого моря здесь не были подвержены влиянию прибрежного апвеллинга в период исследова- ний. В районе ст.178 в поверхностном слое были зафиксированы самые вы- сокие температура (21 °С) и соленость (18,09 ‰), самый мощный (14 м) верхний квазиоднородный слой, термоклин с максимальным вертикальным градиентом (до 4,8 °С/м) и пикноклин с высокой устойчивостью (частота Брента-Вяйсяля 58 цикл/ч). ХПС с температурой менее 8 °С расположен в слое от 32 до 100 м (минимум 6,63 °С на глубине 46 м). Глубже 50 м хоро- шо выражен основной халоклин (рис.13, б).

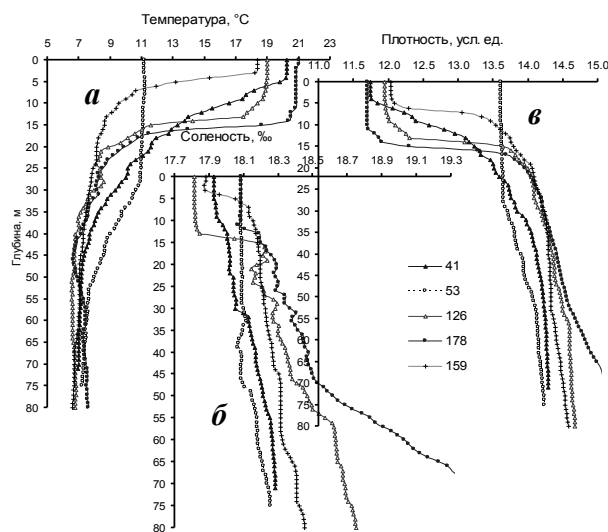


Рис. 13. Вертикальные профили температуры (а), солёности (б) и условной плотности (в) характерных станций. НИС "Трепанг" в июне 1996 г.

Самый тонкий верхний перемешанный слой (3 м) отмечен на ст.159, расположенной в центральной части антициклона (9 съёмка), где термоклин, халоклин и пикноклин максимально приподняты, но сохраняют высокие вертикальные градиенты и устойчивость (частота Брента-Вяйсяля 48 цикл/ч). Глубже 20 м стратификация в районе этой станции слабая, вероятно, как следствие процесса интенсивного перемешивания в результате дивергенции у берега и конвергенции в центре антициклона.

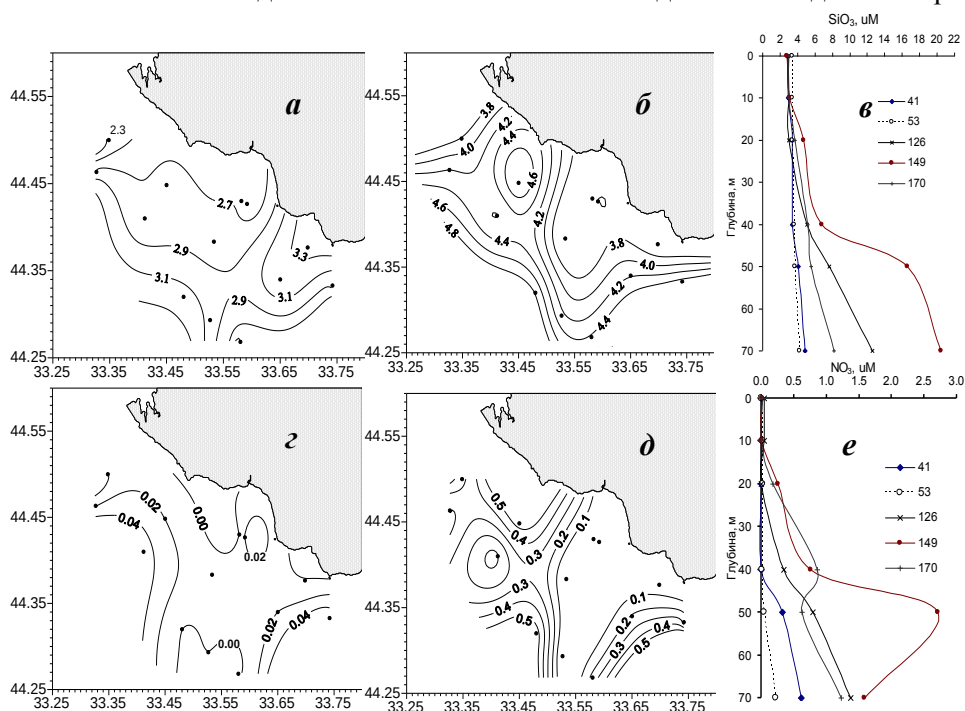
на, выравнивающих по глубине температуру, солёность и, соответственно, плотность воды. Минимум ХПС (6,61 °C) здесь заглублен до 80 м.

Вертикальная структура вод непосредственно перед началом апвеллинга 15 июня 1996 г. представлена данными зондирования на ст.41, которая была выполнена 14 июня (3 съёмка), т.е. за 20 ч до начала апвеллинга, в той же точке у м.Сарыч, что и ст.53 (в момент максимального развития апвеллинга). В период выполнения ст.41 ещё сохранялся ВКС с температурой более 20 °C и солёностью 17,9 ‰, однако слой скачка температуры и пикноклин выражены слабо, растянуты в слое от 5 до 40 м – максимальный градиент температуры не превышал 1 °C/м, частота Брента-Вяйсяля менее 30 цикл/ч, а сезонный халоклин практически отсутствовал (рис.13, б). Все это свидетельствует об интенсивном перемешивании в этой части крымского шельфа до начала апвеллинга. Таким образом, на южном шельфе Крыма циркуляция прибрежного антициклонического вихря действительно является внутренней причиной, создающей условия для развития апвеллинга даже при отсутствии (или слабой) вдольбереговой составляющей ветрового напряжения.

Как было показано выше, усиление вдольберегового (северо-западного) и стгонного (северного) ветров привело к прорыву пикноклина и выходу на поверхность холодных вод повышенной солёности с горизонта 15 – 20 м. При этом в районе ст.53 верхний перемешанный слой с температурой 10,9 – 11,2 °C увеличился почти до 30 м. В поле солёности однородный слой с инверсией солёности охватывал верхнюю 50 м толщу, а плотность её вод была ниже, чем у вод вне зоны апвеллинга (рис.13, б и в). Подобное образование не может быть устойчивым и, как показали исследования, удерживалось всего несколько часов. Тем не менее, перечисленные особенности вертикальной структуры вод в фазе максимального развития апвеллинга подтверждаются аналогичной реакцией полей гидрохимических и биологических характеристик, измеренных на тех же станциях полигона НИС "Трепанг".

Апвеллинг в полях гидрохимических и биологических характеристик. В поле растворенного в воде кислорода область антициклонического динамического образования характеризуется интенсивной вентиляцией всей толщи шельфовых вод от поверхности до дна и в период, предшествующий апвеллингу, и при его развитии (рис.6, д).

Известно, что кремнекислота в морской воде хорошо стратифицирована по глубине [17]. Минимальные концентрации этого биогенного элемента характерны для поверхностного слоя. Глубже верхнего квазиоднородного слоя идет постепенное увеличение концентрации. В поверхностных водах открытой части Черного моря содержание кремнекислоты варьирует в диапазоне 2 – 3 мкМ, а на границе кислородной и сероводородной зон оно близко к 70 мкМ. В зонах интенсивной конвергенции (например, антициклонических вихрях открытого океана) величины концентрации кремнекислоты в поверхностном слое уменьшаются до нуля. При этом появление на поверхности значимых величин (2 – 4 мкМ) на фоне близких к нулевым значениям концентраций часто связаны с вертикальными движениями, когда вертикальная скорость направлена вверх. Так было в Черном море 15 – 16 июня в период 4 съемки 16 рейса НИС "Трепанг", когда гидрологическими наблюдениями был отмечен интенсивный прибрежный апвеллинг с выходом на поверхность холодных, с температурой ниже 12 °С, вод. Данные гидрохимических определений на ст.53 и других станциях показали, что в области холодного пятна апвеллинга наблюдается выход на поверх-



Р и с . 1 4 . Пространственное распределение кремнекислоты (SiO_3 , а, б) и нитратов (NO_3 , в, д) в период 4 съемки 16 рейса НИС "Трепанг" на поверхности (а, в) и на горизонте 30 м (б, д). Вертикальная структура полей кремнекислоты (е) и нитратов (е) в зоне апвеллинга (ст.41, 53, 170) и за её пределами (ст.126, 149).

ность вод с повышенными концентрациями кремнекислоты (3,0 – 3,4 мкМ, рис.14, а). На горизонте 30 м воды апвеллинга выделялись пониженными (по отношению к окружающим районам) значениями кремнекислоты (3,6 – 4,2 мкМ, рис.14, б), которые сохранялись до придонного горизонта 70 м (рис.14, в). Здесь следует отметить, что приведенные выше различия в содержании кремнекислоты между водами апвеллинга и окружающими его водами, равные примерно 0,6 мкМ, вполне достоверны, так как погрешность аналитического определения этого элемента не превышает 0,2 мкМ. Вне зоны влияния апвеллинга и антициклонической завихренности (ст.126, 149), уже на глубине 40 м концентрация кремнекислоты увеличивалась до 5 – 7 мкМ, а на горизонте 70 м – до 12 – 20 мкМ (рис.14, в).

Содержание нитратов (NO_3) в водах апвеллинга в нашем случае оказалось минимальным (0 – 0,2 мкМ) на поверхности (рис.14, з), на горизонте 30 м (рис.14, д), и в придонном слое, хотя глубже 40 м, за пределами зоны апвеллинга, их концентрации достигали 1,4 – 2,8 мкМ (рис.14, е). На ст.41, выполненной перед началом апвеллинга, содержание нитратов на глубинах 50 – 70 м было немногим больше (0,3 – 0,5 мкМ). Рис.14, з демонстрирует минимальные для используемого метода уровни концентрации нитратов в поверхностном слое и приведен для сравнения с распределением нитратов на горизонте 30 м. Очень низкие концентрации фосфатов и нитритов во всем слое вод, подверженном влиянию апвеллинга, отмеченного на фоне антициклонического образования, не позволяют различить по этим показателям воды поверхностного слоя и более глубоких слоев.

Выравнивание по глубине величин биогенных элементов в период апвеллинга происходило под влиянием интенсивного перемешивания, связанного с комбинацией процессов дивергенции и конвергенции в разных частях динамического образования с антициклонической завихренностью. Биологические характеристики, в частности, хлорофилл "а" в сумме с феопигментами ($C_{a+ф}$), также оказались весьма чувствительными к динамическим процессам в зоне апвеллинга. Изменения вертикальных профилей концентрации хлорофилла "а" в сумме с феопигментами представлены на рис.15. На ст.129, выполненной за пределами области антициклонической завихренности, вертикальное распределение $C_{a+ф}$ характеризовалось одним максимумом на глубине около 30 м (рис.15, а). На поверхности содержание $C_{a+ф}$ составляло 0,19 – 0,22 мг м⁻³ и достигало 0,95 – 1,2 мг м⁻³ в слое максимума. Такое распределение пигментов с максимумом около нижней границы зоны фотосинтеза (за глубину зоны фотосинтеза принимаем горизонт, куда припадает 1 % от падающей на поверхность фотосинтетически активной радиации) типично для летнего времени [18]. На рис.15, б, в и г показана эволюция вертикальной структуры $C_{a+ф}$ по измерениям в одной и той же точке (44°22,6' с.ш., 33°41,9' в.д., в 2 милях на юго-запад от м.Сарыч) в зоне антициклона до начала апвеллинга (рис.15, б, в) и в момент его максимального развития (рис.15, г). В зоне антициклона распределение пигментов существенно отличается от ст.129 как по форме, так и по величинам концентраций хлорофилла. Здесь еще до апвеллинга (ст.23 и 41) содержание пигментов на поверхности ~ 0,4 мг м⁻³, а во всей 70 м толще 46 – 49 мг м⁻², т.е. почти вдвое больше, чем на удалении от центра антициклона (ст.129, 0,21 мг м⁻³ и 28 мг м⁻² соответственно). В результа-

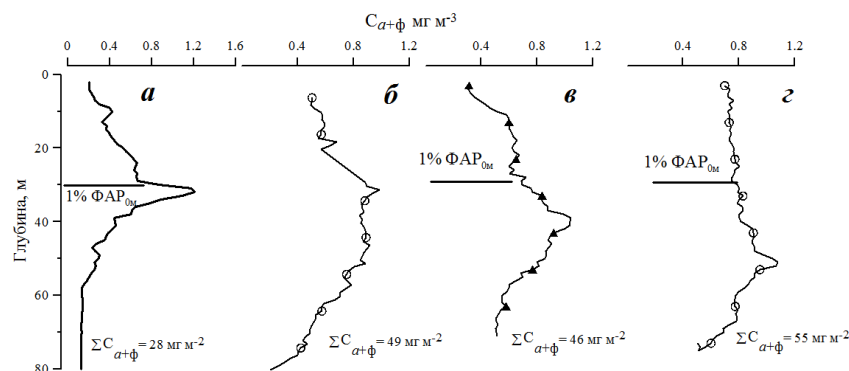
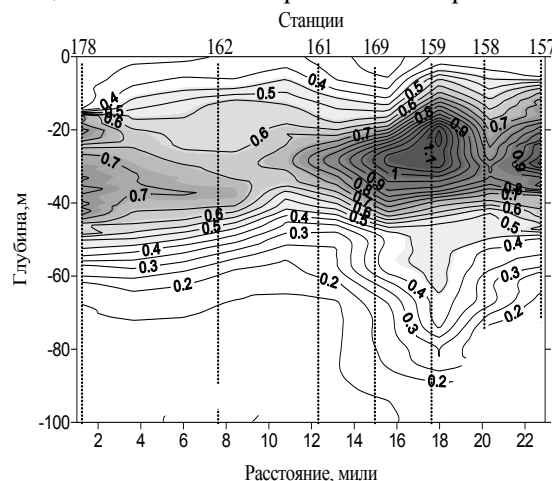


Рис. 15. Вертикальное распределение концентрации хлорофилла "а" в сумме с феопигментами ($C_{a+ф}$, мг м^{-3}): ст.129 (а), вне зоны антициклона; ст.23, 41 и 53 (б, в и г) выполнены в одной точке в зоне антициклона: до апвеллинга (б и в), в период максимального развития апвеллинга (г). Горизонтальная линия показывает границу зоны фотосинтеза, в нижней части графиков показано содержание пигментов ($\Sigma C_{a+ф}$) в слое 0 – 70 м.

те конвергенции и интенсивного перемешивания в центральной части антициклона максимум пигментов размыт в слое от 20 до 70 – 80 м в отличие от узкого пика концентраций хлорофилла на фоновой станции. Перед началом апвеллинга он опустился на глубину 40 м (рис.15, в, ст.41). В стадии максимального развития апвеллинга (рис.15, г, ст.53) наблюдалось относительно равномерное распределение пигментов фитопланктона ($0,75 - 0,90 \text{ мг м}^{-3}$) до глубины 70 м с остаточным локальным пиком в слое 48 – 55 м, где концентрация $C_{a+ф}$ составляла $1,1 \text{ мг м}^{-3}$. Такое размывание пигментов от поверхности до придонных горизонтов, несомненно, является результатом интенсивной динамики вод при апвеллинге в зоне антициклонической завихренности. При этом общее содержание пигментов практически не изменилось (55 мг м^{-3}) по сравнению с ситуацией до начала апвеллинга, однако оно вдвое больше, чем за пределами антициклона (рис.15, а). Положение упомянутых станций показано на рис.1.

Увеличение массы пигментов фитопланктона в центральной части антициклонического образования хорошо видно и на разрезе, выполненном



поперек юго-западного шельфа в период 9 съемки (рис.16). Слой повышенных концентраций здесь растянут от 5 – 10 до 60 – 70 м (ст.159), максимум концентраций в центре антициклона ($1,1 - 1,2 \text{ мг м}^{-3}$) находится

Рис. 16. Концентрация хлорофилла "а" в сумме с феопигментами $C_{a+ф}$ (мг м^{-3}) на разрезе поперек юго-западного шельфа Крыма в период 9 съемки. НИС "Трепанг" 21 – 22 июня 1996 г.

на глубине 20 – 30 м, т.е. выше, чем на фоновых станциях, что согласуется с относительно высоким положением термоклина, халоклина и пикноклина на ст.159 (рис.13).

Следует отметить, что положение максимума пигментов обычно совпадает с нижней границей зоны фотосинтеза. Заглубление фитопланктона в центральной части антициклона означает вынос значительного количества микроводорослей из освещенного слоя за счет динамических процессов. В период максимального развития апвеллинга в результате вертикального перемешивания наблюдалось практически квазиоднородное распределение пигментов в водах прибрежного шельфа от поверхности до придонных горизонтов (рис.15, 2, ст.53). В этом случае фитопланктон существует в слое, превышающем более чем в два раза зону фотосинтеза. Принимая во внимание, что при совпадении перемешанного слоя с зоной фотосинтеза средняя освещенность по слою ~ 17 % от величины инсоляции на поверхность моря [19], то в центре антициклона в период апвеллинга в 70 м слое фитопланктон существовал при освещенности ~ 7 % от уровня ФАР на поверхности моря. Следовательно, развитие апвеллинга в зоне антицикло-нической завихренности водных масс приводит к тому, что фитопланктон оказывается в условиях слабой освещенности, лимитирующей скорость роста и фотосинтеза. Кроме того, на фоновых станциях в поверхностном слое моря содержание нитратов было низким ($< 0,4$ мкМ). Это дает основание считать, что фитопланктон в верхнем квазиоднородном слое моря был лимитирован по азоту. В результате апвеллинга не наблюдалось увеличения на поверхности нитратов, прежде всего потому, что потенциальный запас нитратов на глубинах (> 30 м) в зоне антициклона до начала апвеллинга (ст.41) был незначительным – $0,5$ мкМ (рис.14). Совокупность этих факторов (слабая освещенность и недостаточная обеспеченность биогенными элементами) объясняет отсутствие ожидаемого «всплеска» продуктивности, поэтому в нашем случае апвеллинг не привел к такому повышению продуктивности вод, как это наблюдается в случаях классического океанского апвеллинга.

Заключение. Циркуляция прибрежного антициклонического вихря является одной из внутренних причин, создающей условия для развития апвеллинга у берегов Крыма даже при отсутствии (или слабой) вдольбереговой составляющей ветрового напряжения.

Исследования, проведенные на шельфе южной части Крыма экспедициями "Трепанг" (16 рейс, июнь 1996 г.) и "Нептун" (июль 2000 г.) показали, что наибольшую интенсивность прибрежный апвеллинг здесь обретает, когда действуют одновременно вдольбереговое течение, реализующее экмановский эффект, и сгонные ветры, вызывающие дрейфовое поверхностное течение, подпирающее теплые, с пониженной соленостью, воды адвекции из окружающих районов моря и способствующее прорыву сезонного пикноклина.

Когда апвеллинг протекает в зоне антициклонического вихря, поднявшиеся у берега холодные глубинные воды увлекаются в центральные области антициклона потоком его восточной периферии. Под влиянием конвергенции воды апвеллинга вновь погружаются на глубину до 50 – 80 м. Относительно высокие значения температуры и пониженная соленость в области прогиба изолиний на глубинах 30 – 80 м являются косвенным свидетельст-

вом того, что в центре ПАВ вертикальная скорость была направлена вниз. Роль компенсационного течения может играть поток, направленный к берегу на западной периферии антициклонического вихря.

Таким образом, на шельфе южного Крыма пятно холодных вод апвеллинга не всегда соответствует подъему изоповерхностей при циклонических динамических структурах. Именно в зонах с антициклонической завихренностью, независимо от их природы (волновая или вихревая), формируются условия для возникновения прибрежного апвеллинга. При этом происходит активизация вертикального обмена, которая, с одной стороны, стимулирует подъем в поверхностные слои моря холодных вод с биогенами и фитопланктоном, а с другой, ослабляет устойчивость стратификации, выравнивает по глубине гидрологические параметры и химико-биологические показатели водных масс, заглубляет верхнюю границу холодного промежуточного слоя, обеспечивает кислородную вентиляцию глубоких слоев моря. Интенсивная динамика, конвергенция течений способствуют скоплению в центре антициклона массы фитопланктона и его распределение от поверхности до дна.

Все это относится к процессам, наблюдавшимся на шельфе шириной порядка удвоенного внутреннего радиуса деформации Россби ($\sim 10 - 30$ км) [2, 6]. Апвеллинги в зонах прибрежных антициклонических вихрей большего масштаба могут иметь и другие особенности. Спутниковые карты ТПМ (рис.3 б) показывают, например, что воды апвеллинга не заполняют их центральные области (как в наблюдавшихся нами случаях), а распространяются вдоль восточных периферий антициклонов за пределы шельфа в виде мощных филаментов. Исследование эволюции вертикальной структуры вод при апвеллингах в зоне таких антициклонов ещё предстоит.

Из вышеизложенного следует, что интенсивная динамика вод при апвеллингах в зонах антициклонических образований любых масштабов является фактором гидродинамического самоочищения, способствующим улучшению экологического состояния вод шельфа Крыма.

Выражаем благодарность В.Н.Белокопытову за предоставление программы "Гидролог", широко использовавшейся при расчетах и подготовке графического материала, а также А.К.Куклину за данные измерений на ОП ЭО МГИ в июле 2000 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зац В.И., Лукьяненко О.Я., Яцевич Г.В. Гидрометеорологический режим Южного берега Крыма.– Л.: Гидрометеоиздат, 1966.– 120 с.
2. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере Южного берега Крыма).– Киев: Наукова думка, 1992.– 244 с.
3. Иванов В.А., Репетин Л.Н., Мальченко Ю.А. Климатические изменения гидрометеорологических и гидрохимических условий прибрежной зоны Ялты / Препринт МГИ НАН Украины.– Севастополь, 2005.– 164 с.
4. Ловенкова Е.А., Полонский А.Б. Климатические характеристики апвеллинга у побережья Крыма и их изменчивость // Метеорология и гидрология.– 2005.– № 5.– С.44-52.
5. Куклин А.К., Куклина Н.Я., Шабалина О.А. Исследование гидрометеорологических характеристик ЮБК с океанографической платформы в Качивели // Эколо-

- гическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003.— вып.2(7).— С.66-82.
6. *Иванов В.А., Михайлова Э.Н.* Апвеллинг в Черном море.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.— 92 с.
 7. *Gawarkiewicz G., Korotaev G.K., Stanichny C.V., Repetin L.N., Soloviov D.N.* Synoptic upwelling and cross-shelf transport processes along the Crimean Coast in the Black Sea // *Cont. Shelf Res.*— 1998.— № 4.— P.977-1005.
 8. *Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Романов А.С., Губарь Г.А.* Океанографические исследования прибрежной зоны Южного берега Крыма с применением современных технологий судовых и спутниковых измерений // *Тр. УкрНИГМИ.*— 2000.— вып.248.— С.56-70.
 9. *Справочник гидрохимика: рыбное хозяйство* / Под ред. Сапожникова В.В.— М.: Агропромиздат, 1991.— 222 с.
 10. *Holm-Hansen O., Lorenzen C.J., Holmes R.W., Strickland J.D.H.* Fluorometric determination of chlorophyll // *J. Cons. Inst. Explor. Mer.*— 1965.— № 30.— P.3-15.
 11. *Юнев О.А., Берсенева Г.П.* Флуориметрический метод определения концентрации хлорофилла "а" и феофитина "а" в фитопланктоне // *Гидробиологический журнал.*— 1986.— т.2, № 2.— С.89-95.
 12. *Sur H.I., Ilyin Yu.P.* Evolution of satellite derived mesoscale thermal patterns in the Black Sea // *Progress in Oceanography.*— 1997.— v.39.— P.109-151.
 13. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.— Л.: Гидрометеиздат, 1984.— 240 с.
 14. *Титов В.Б.* Характеристики основного Черноморского течения и прибрежных антициклонических вихрей в российском секторе Черного моря // *Океанология.*— 2002.— т.42, № 5.— С.668-676.
 15. *Коротаев Г.К., Еремеев В.Н.* Ведение в оперативную океанографию Черного моря.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.— 381 с.
 16. *Кузьмичева Т.Ф.* Филаменты: физические характеристики, существующие концепции происхождения, основные результаты моделирования // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003.— вып.8.— С.182-193.
 17. *Иваненков В.Н., Лукашев И.Ф., Волостных Б.В.* Распределение биогенных элементов в Атлантическом океане.— *Химия океана. т.1, Химия вод океана.*— М.: Наука, 1979.— 232 с.
 18. *Finenko Z.Z., Churilova T.Ya., Lee R.I.* Dynamics of the vertical distributions of chlorophyll and phytoplankton biomass in the Black Sea // *Oceanology.*— 2005.— v.45, Suppl.1.— P.S112-S126.
 19. *Чурилова Т.Я.* Сезонная и межгодовая вариабельность глубины зоны фотосинтеза в Черном море по модельным расчетам // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.— вып.19.— С.265-278.

Материал поступил в редакцию 15.05.2010 г.