

УДК [556:551.464] (262.5)

ХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВОД В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ КАРАДАГА *

Трощенко О.А., Субботин А.А., Еремин И.Ю.

ФГБУН «Институт морских биологических исследований имени А.О. Ковалевского РАН»,
г. Севастополь, Российская Федерация,
e-mail: oleg_tr59@mail.ru

На основании анализа многолетних данных, материалов экспедиционных исследований 1987–1992 гг. и гидрологических съемок 2004–2018 гг. на Карадагском взморье и прилегающих акваториях изучены особенности формирования халинной структуры вод в прибрежной зоне юго-восточного Крыма. Установлено, что пространственно-временная изменчивость поля солёности определяется взаимодействием двух водных масс: Верхней черноморской водной массы с солёностью от 18,0‰ до 18,4‰ и Прибрежной черноморской водной массы с солёностью менее 17,8‰. Влияние вод холодного промежуточного слоя на формирование халинной структуры прибрежных вод в последние 10–15 лет по сравнению с данными 80–90-х гг. прошлого века не выявлено. Отмечено изменение роли азовоморских вод в многолетнем режиме поля солёности в прибрежной зоне Карадага, наблюдаемое с 2011–2012 гг. – смена «пресной» фазы на «солёную».

Ключевые слова: прибрежная зона Карадага, водные массы, халинная структура, азовоморские воды.

Введение

Географически исследуемая акватория относится к Феодосийско-Карадагскому району юго-восточного Крыма (ЮВК) и включает в себя прибрежную зону Карадагского горного массива в пределах природного заповедника и Коктебельскую бухту. С севера район огражден невысокими (до 250–350 м) горами. Самым высоким является массив Карадага с наивысшей точкой в 577 м. На северо-западе высота гор увеличивается до 700–750 м. Горы в значительной мере ослабляют влияние преобладающих в холодный период года северных и северо-восточных ветров, а в теплый период межгорные долины активизируют бризовую ветровую циркуляцию.

Шельфовая зона моря в районе Карадага по классификации (Блатов, Иванов, 1992) относится к «мелководным». Изобата 20 м характеризует наиболее резкий перепад глубин в прибрежной зоне Карадагского взморья. В районе Коктебельской бухты она проходит в 2 км от берега, в районе п. Курортное в 1,6 км, а у подножья Карадага всего в 200 м. Изобата 50 м, являющаяся формально гидрологической границей района, в Коктебельской бухте и п. Курортное удалена от берега приблизительно на 14 км, а у Карадага всего на 6 км. Граница шельфа проходит вдоль материкового свала глубин и идентифицируется по положению изобаты 100 м. В районе Карадага ширина шельфовой зоны составляет 25–30 км.

Для прибрежных районов, особенно расположенных в зоне влияния значительных источников распреснения, солёность является основным индикатором водных масс и одним из главных факторов, определяющих биоразнообразие отдельных акваторий. Карадагское взморье относится к прибрежным районам Крыма с максимальной пространственной неоднородностью поля солёности (Ильин и др., 2012). На формирование халинной структуры прибрежных вод ЮВК определяющее влияние

* Работа подготовлена по теме государственного задания ФИЦ ИнБЮМ «Исследование механизмов управления продукционными процессами в биотехнологических комплексах с целью разработки научных основ получения биологически активных веществ и технических продуктов морского генезиса», номер гос. регистрации АААА-А18-118021350003-6.

оказывают воды открытого моря, внедрение распресненных вод с Кавказского шельфа и поступление азовоморских вод. Вклад стока малых рек и хозяйственных сточных вод имеет сезонный или синоптический характер и локализован вблизи источников распреснения.

Влияние поверхностных вод открытого моря связано с меандрированием струи Основного черноморского течения (ОЧТ). Согласно (Иванов, Белокопытов, 2011), струя ОЧТ как внешняя граница восточного циклонического круговорота, распространяется вдоль свала глубин по краю Карадагского шельфа. В теплый период года за счет ослабления динамической активности, ОЧТ смещается в сторону открытого моря, а в холодный период активно внедряется на мелководный шельф, взаимодействуя с прибрежными водами.

На внутригодовую изменчивость характеристик прибрежных вод, поступающих с Кавказского шельфа, оказывают влияние изменение объемов стока местных рек, количество осадков в юго-восточной части моря и ветровой режим над северо-восточной частью Черного моря.

Распресняющее влияние азовоморских вод зависит от параметров водообмена через Керченский пролив, интенсивности и направленности прибрежных течений. Анализ расходов азовоморских вод через Керченский пролив за период с 1980 по 2006 гг. показал (Ильин и др., 2009), что максимальные расходы приходятся на апрель ($10331 \text{ м}^3/\text{с}$) и июнь ($10514 \text{ м}^3/\text{с}$), а минимальные – на январь ($5120 \text{ м}^3/\text{с}$). В остальные месяцы они колеблются в диапазоне от 7000 до $9000 \text{ м}^3/\text{с}$. Изменчивость объемов азовоморских вод, поступающих в Черное море, зависит прежде всего от объема стоков рек Дона и Кубани, а также от силы, устойчивости и продолжительности определяющих ветров: увеличение объемов при ветрах северных румбов и уменьшение – при южных. При этом ветровая составляющая может значительно превосходить стоковую.

Диапазон изменчивости среднемесячных значений поверхностной солености (S_0) азовоморских вод в северной части Керченского пролива колеблется от минимальных значений $12,35\text{‰}$ в мае до $13,36\text{‰}$ – в ноябре-декабре (Ильин и др., 2009). В результате смешения азовоморских вод с черноморскими по мере их перемещения по проливу S_0 в южной предпроливной зоне увеличивается до $16,0\text{--}16,2\text{‰}$ в мае, до $16,4\text{--}16,6\text{‰}$ – в августе, а максимальные значения $17,5\text{‰}$ и $17,9\text{‰}$ наблюдаются в январе и ноябре соответственно.

В Карадагскую прибрежную зону азовоморские воды внедряются, как правило, со стороны Феодосийского залива, огибая м. Киик-Атлама и, в редких случаях, со стороны открытого моря в зависимости от ветровых ситуаций и характера прибрежных течений в районе ЮВК. По данным экспедиционных исследований за период с 1934 по 2000 гг. (Горячкин, Иванов, Репетин, 2004) еще в феврале-марте в акваторию Феодосийского залива начинают поступать азовоморские воды с соленостью менее $17,0\text{‰}$. В силу особенностей циркуляции вод в заливах такого типа и преобладающего направления ветров, в марте-апреле здесь наблюдается накопление распресненных азовоморских вод, а на внешней границе района формируется фронтальная зона с перепадом солености от $16,0\text{‰}$ до $17,8\text{--}18,0\text{‰}$. Период максимального распреснения в Феодосийском заливе приходится на май-июнь при среднемноголетней S_0 около $17,5\text{‰}$. При определенных гидрометеоусловиях соленость в «ядре» распресненных вод может уменьшаться до $15,0\text{‰}$. «Прорыв» распресненных вод из Феодосийского залива на Карадагское взморье начинается как правило в апреле, а в мае-июне в прибрежной зоне Карадагского района формируется наиболее контрастное поле поверхностной солености. В среднемноголетнем плане (Горячкин, Иванов, 2005) соленость прибрежных вод на Карадагском взморье колеблется от максимальных значений $17,95\text{--}18,00\text{‰}$ в январе-феврале до минимальных $17,4\text{--}17,5\text{‰}$ – в июне.

Материалы и методы

Для изучения многолетней изменчивости параметров халинной структуры вод Карадагского взморья были использованы практически все известные на настоящее время данные наблюдений: материалы из банка многолетних данных СОГОИН с 1930 г по 1984 г (от м. Киик-Атлама до м. Меганом) (Субботин, 1989), исследований, проводимых в этом районе на научно-исследовательских судах ИМБЮМ НАНУ с 1987 г по 1992 г (всего 16 съёмок, общее количество станций 284 (Трощенко, Субботин, 2018), а также результаты съёмки, выполненных авторами с 2004 г по 2018 г в прибрежной зоне Карадагского заповедника и на прилегающих акваториях. Станции прибрежных наблюдений располагались на изобатах 10, 20 и 30 м (мористая граница заповедника) (рис. 1). Всего была выполнена 31 съёмка: одна съёмка в апреле (2005 г.), 10 – в мае (2006–2009 гг., 2011–2013 гг. и 2016–2018 гг.), одна – в июне (2010 г.), 5 съёмки – в июле (2005–2007 гг., 2009 г., 2014 г.), 11 – в сентябре (2008–2018 гг.), по одной в октябре (2008 г.) и в ноябре (2004 г.).



Рис. 1. Схема гидрологических станций

Наибольшее количество съёмок в мае и сентябре связано с решением конкретной задачи – изучении степени антропогенного воздействия на прибрежную зону заповедника в период, предшествующий максимальной рекреационной активности и на ее заключительном этапе.

Изучение термохалинной структуры осуществлялось с помощью CTD-зондов («КАТРАН-04» и MINI STD/CTD model SD204), имеющих сертификат поверки на момент проведения гидрологических работ. Все измерения проводились в рамках непрерывного зондирования от поверхности до дна. Обработка и анализ данных выполнялись согласно общепринятым методикам (Руководство по гидрологическим..., 1977).

Для уточнения режима поступления азовоморских вод через Керченский пролив и процесса их распространения в шельфовой зоне ЮВК использовались данные спутниковых наблюдений за температурой поверхности моря (ТПМ) в инфракрасном диапазоне спектра и за оптическими свойствами морской воды (концентрацией хлорофилла и взвеси) – в видимом диапазоне, взятые с официального сайта МГИ РАН.

Результаты и обсуждение

Анализ среднемноголетних данных за период наблюдений с 1930 по 1984 гг позволил получить общее представление о характере внутригодовой изменчивости халинной структуры прибрежных вод Карадага (Чекменева, Субботин, 2009).

Внутригодовой ход среднегодовых величин S_0 показал, что максимальные значения $S_0 > 18,0\text{‰}$ отмечаются в осенне-зимний период с ноября по апрель. Максимум S_0 в зимний период связан с интенсификацией вертикального конвективного перемешивания при выхолаживании шельфовых вод, деформацией холодного промежуточного слоя (ХПС) и подъёмом солёных промежуточных вод в верхние слои моря. Другой причиной осолонения поверхностных вод Карадагского взморья может являться вторжение вод открытого моря с солёностью более $18,0\text{‰}$ на шельф вследствие активизации ОЧТ (табл. 1).

Таблица 1.

Изменчивость солёности поверхностного слоя воды в районе Карадага

Месяц	Солёность, ‰				
	Сред.*	Max*	Min*	Max**	Min**
Январь	18,14	18,44	17,63		
Февраль	18,13	18,71	17,79		
Март	18,14	18,22	17,98		
Апрель	18,00	18,19	16,62	16,98	16,71
Май	17,76	18,29	17,22	17,83	16,02
Июнь	17,47	17,98	16,44	17,19	17,05
Июль	17,92	18,19	17,66	17,58	16,58
Август	17,71	18,17	17,03		
Сентябрь	17,95	18,22	17,32	18,12	17,38
Октябрь	17,97	18,40	17,86	17,98	17,88
Ноябрь	18,02	18,19	17,68	17,65	17,47
Декабрь	17,92	17,97	17,90		

Примечание: *Среднегодовые и экстремальные значения солёности для каждого месяца взяты из (Субботин, 1989); ** экстремальные значения солёности взяты по результатам прибрежных съёмок 2004–2018 гг.

Минимальные значения S_0 наблюдаются с мая по август. Абсолютный минимум как среднемесячных, так и экстремальных значений S_0 приходится на июнь и составляет, соответственно, $17,47\text{‰}$ и $16,44\text{‰}$.

Минимальные значения S_0 ($17,47\text{‰}$) на Карадагском взморье в июне соответствуют периоду наиболее активного поступления азовоморских вод в прибрежную зону ЮВК. Именно в июне на фоне активного прогрева поверхностных вод, формирования сезонного термоклина (СТ) и ослабления вертикального перемешивания интенсифицируются процессы горизонтальной турбулентной диффузии. Как следствие, наблюдается расширение зоны распространения азовоморских вод от узкой прибрежной акватории до границ шельфа.

Второй минимум среднегодовых значений S_0 в районе Карадага наблюдается в августе и составляет $17,71\text{‰}$. Экстремальные значения понижаются до $17,03\text{‰}$. Причиной его, по-видимому, является совместное влияние второго максимума притока азовоморских вод через Керченский пролив и увеличение поступления на шельф Крыма распреснённых поверхностных вод от Кавказского побережья по северо-восточной периферии восточного циклонического круговорота. Считается (Ильин и др., 2012), что в летний период этот процесс поддерживается распреснением прибрежных вод в данном районе за счёт активного таяния ледников в горах Кавказа.

В тёплый период года классический внутригодовой ход S_0 нарушается прибрежными апвеллингами, сопровождающимися подъёмом в верхние слои моря более солёных вод из СТ или из ХПС.

С сентября начинается обратный процесс увеличения солёности поверхностных вод на Карадагском шельфе. Он связан как с началом активного охлаждения поверхностных вод, заглублением СТ и интенсификацией вертикального перемешивания, так и с уменьшением объемов, поступающих в Чёрное море

азовоморских вод. Так, по данным (Ильин и др., 2009) среднемноголетние расходы азовоморских вод с июня по ноябрь уменьшаются с 10514 до 7015 м³/с. В результате, в ноябре на Карадагском взморье S_0 увеличивается до 18,02‰.

Диапазоны изменчивости среднемноголетних значений поверхностной солености в шельфовой зоне ЮВК по классификации (Иванов, Белокопытов, 2011) показывают, что в формировании халинной структуры прибрежных вод участвуют три водные массы: Верхняя черноморская водная масса (ВЧВМ) с соленостью от 18,0‰ до 18,4‰, Прибрежная черноморская водная масса (ПрЧВМ) с соленостью менее 17,8‰ и воды ХПС с соответствующими термохалинными индексами в холодный и теплый периоды года (температурой от 6,2–7,8°C и соленостью от 18,2‰–18,6‰ – в феврале до 7,3–7,7°C и 18,4–19,0‰ – в августе, соответственно).

В восточной части моря ПрЧВМ трактуется как восточная модификация в соответствие с местоположением очага формирования, а в ее пределах выделяется Керченская поверхностная модификация (Ошеверов, 1986), связанная с притоком азовоморских вод через Керченский пролив. При этом отмечается, что их влияние прослеживается только в поверхностном слое прибрежных вод.

По аналогии с характеристиками ПрЧВМ в северо-западной части Черного моря непосредственное присутствие азовоморских вод на шельфе ЮВК идентифицируется по изохалине 17,0‰. В диапазоне от 17,0‰ до 17,5‰ происходит полная трансформация азовоморских вод в ПрЧВМ, а воды с соленостью от 17,8‰ до 18,0‰ характеризуют зону смешения ПрЧВМ и ВЧВМ из системы ОЧТ. При этом изохалина 18,0‰ формально считается внешней границей ОЧТ (Иванов, Белокопытов, 2011).

Материалы отдельных разномасштабных съемок в пределах шельфовой зоны ЮВК, выполненных в период с 1987 по 1992 гг., позволил изучить роль основных факторов, влияющих на формирование гидрологического режима прибрежных вод района, оценить характер и диапазоны пространственной и временной изменчивости термохалинных характеристик на различных этапах проявления определенных синоптических и гидрологических процессов, оценить роль каждого из основных процессов формирующих поле солености на исследуемой акватории, проследить «историю» процесса и дать прогноз его возможного развития (Трощенко, Субботин, 2018).

Азовоморские воды на Карадагском шельфе отмечаются в течение всего весенне-летнего периода с различной степенью их трансформации, однако наиболее распреснённые азовоморские воды с солёностью менее 17,0‰ внедряются на Карадагский шельф в конце марта – начале апреля. Распространение области вод с пониженной солёностью до западной границы района происходит при благоприятных условиях в течение 3–5 суток.

Активный летний прогрев поверхностных вод и формирование СТ способствуют расширению ареала азовоморских вод на Карадагском шельфе за счет ослабления вертикального перемешивания и усиления горизонтальной турбулентной диффузии. В начальный период поступления азовоморских вод в прибрежную зону Карадага их толщина составляет несколько метров. По мере развития процесса на фоне формирования стратификации толщина слоя распресненных вод становится сопоставимой с ВКС.

Процесс распространения азовоморских вод нарушается прибрежными апвеллингами. В результате сгонного процесса распреснённые прибрежные воды оттесняются в сторону открытого моря, а в прибрежной зоне заменяются более холодными и солёными водами. Восстановление первоначальных значений термохалинных характеристик прибрежных вод после действия апвеллинга происходит в течение одних или нескольких суток.

Осенние и зимние исследования халинной структуры вод на шельфе ЮВК ограничены съемками Карадагского взморья 14–22 ноября 1991 г. и Судакско-Карадагской прибрежной зоны 25 декабря 1987 г. и 18 января 1987 г. В первом случае трансформированные азовоморские воды с соленостью 17,44–17,50‰ прослеживались в виде «языка», ориентированного от м. Киик-Атлама по внешней границе Коктебельской бухты к Карадагу и отличались от окружающих вод пониженными значениями солености (на 0,4–0,7‰) и температуры (на 1,0–1,5°C). Во втором случае присутствие азовоморских вод на Карадагском взморье не прослеживалось, а вся акватория была занята водами ВЧВМ с соленостью 18,03–18,33‰ – в декабре и 18,11–18,17‰ – в январе. Таким образом, снижение объемов поступления азовоморских вод в осенне-зимний период, разрушение СТ и осенне-зимнее конвективное перемешивание на фоне усиления ОЧТ приводит к формированию на Карадагском взморье халинной структуры, обусловленной водами ВЧВМ.

Ряды наблюдений, используемые для изучения режимных характеристик термохалинной структуры прибрежных вод Черного моря, заканчиваются как правило концом 1980-х – началом 2000-х гг. Вместе с тем, начиная с конца 1990-х начала 2000-х гг. для всех прибрежных районов Крыма обнаруживается тенденция общего изменения термохалинных характеристик вод, связанного с климатическим «глобальным потеплением» (Белокопытов, 2017). На фоне устойчивой тенденции повышения поверхностной температуры прибрежных вод, наблюдаемое в связи с «глобальным потеплением», амплитудно-фазовые колебания солености поверхностных вод имеют свои отличия. По данным наблюдений за последние пятьдесят лет отрицательный линейный тренд изменения солености поверхностных вод, отмеченный с начала 1980-х гг., начиная с 2010–2011 гг. меняется на положительный. При этом максимальная межгодовая и среднемноголетняя (за определенные периоды) изменчивость колебаний солености отмечена в районах прямого воздействия основных источников распреснения, в частности, вблизи Керченского пролива.

По материалам экспедиционных исследований в прибрежной зоне Карадагского заповедника, начиная с 2004 г. присутствие азовоморских вод с различной степенью трансформации зафиксированы здесь по 2012 г. Наиболее раннее внедрение распресненных вод с поверхностной соленостью от 16,71 до 16,98‰ отмечено 6 апреля 2005 г. (рис. 2а)

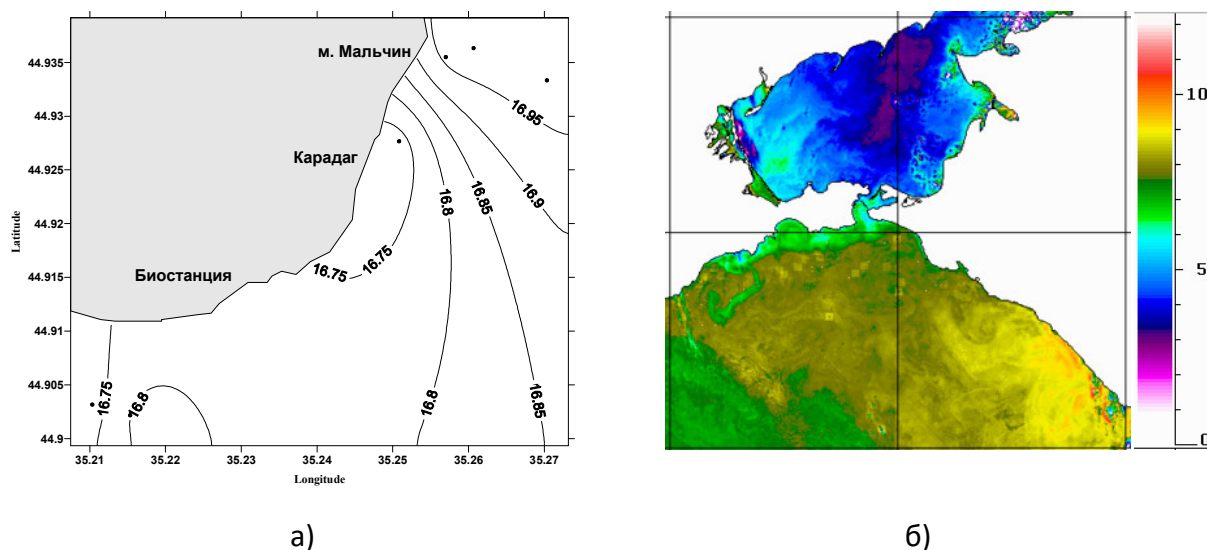


Рис. 2. Распределение поверхностной солености (а) и ИК-изображение (б) 6.04.2005 г. (ИК-изображение взято с официального сайта МГИ РАН).

Следует отметить, что в апреле – первой половине мая азовоморские воды, как правило, отличаются пониженными значениями температуры (на 2–3°C) от вод ВЧВМ, что наглядно проявляется на космических снимках в ИК-диапазоне (рис. 2б)). Азовоморские воды, как более холодные (4–5°C), чем воды ВЧВМ (7–8°C), распространяются в виде «языка» вдоль берега от Керченского пролива до района Алушты, прогреваясь до 6–7°C.

Во время майских съемок 2006–2012 гг. воды с соленостью менее 17‰ наблюдались в прибрежной зоне Карадага 22–23 мая 2007 г. ($S=16,28\text{--}16,75\text{‰}$, рис. 3а), 20 мая 2009 г. ($S=16,55\text{--}16,98\text{‰}$) и 18 мая 2011 г. ($S=16,02\text{--}16,52\text{‰}$).

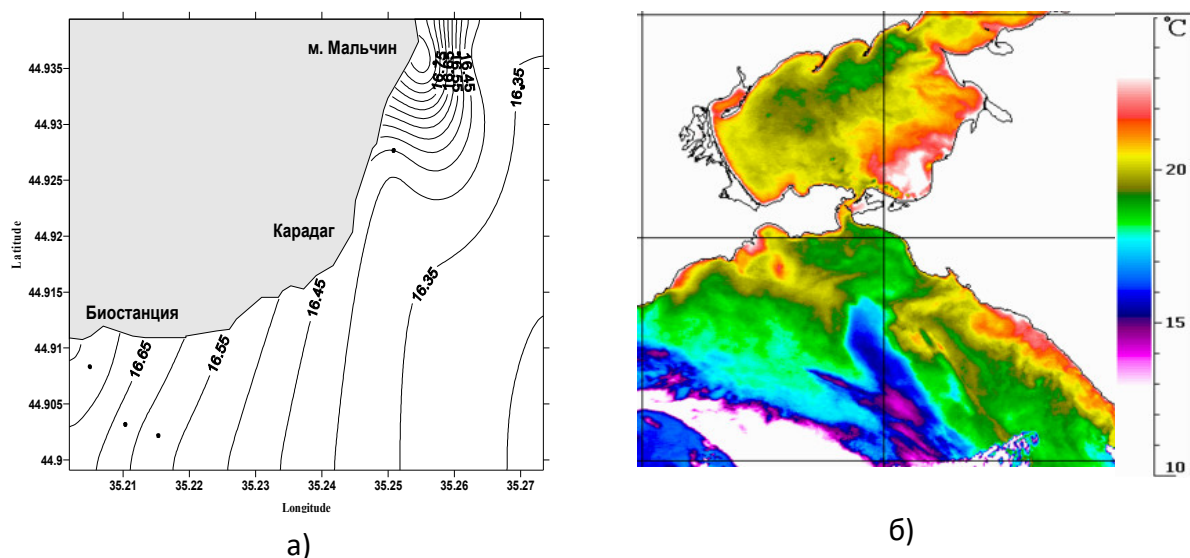


Рис. 3. Распределение поверхностной солености (а) и ИК-изображение (б) 23.05.2007 г. (ИК-изображение взято с официального сайта МГИ РАН).

Во второй половине мая азовоморские воды уже более прогреты (20–21°C), чем воды ВЧВМ (18–19°C) и прослеживаются в прибрежной зоне ЮВК в виде узкого «языка» почти до района Ялтинского залива (рис. 3б).

Трансформированные азовоморские воды с соленостью от 17,0‰ до 17,5‰ отмечены в прибрежной зоне Карадага 17 мая 2006 г. ($S=17,18\text{--}17,47\text{‰}$), 14 мая 2008 г. ($S=17,05\text{--}17,25\text{‰}$) и 15 мая 2012 г. ($S=17,45\text{--}17,50\text{‰}$).

Июльские наблюдения (месяц второго минимума солености поверхностных вод в районе ЮВК) также показали присутствие распресненных азовоморских вод с различной степенью трансформации в прибрежной зоне Карадага: 14 июля 2005 г. ($S=16,64\text{--}16,84\text{‰}$ рис. 4а, б), 6 июля 2007 г. ($S=16,58\text{--}16,84\text{‰}$) и 22 июля 2009 г. ($S=17,11\text{--}17,36\text{‰}$).

Наиболее вероятной причиной осолонения прибрежных вод ЮВК, соответствующей тенденции «соленой» фазы, следует считать изменение направления определяющих ветров в районе Керченского пролива в период максимального поступления азовоморских вод. Преобладание меридианальной составляющей ветровых потоков способствует трансформации азовоморских вод непосредственно на шельфе в предпроливной зоне. Азовоморские воды, поступая в предпроливную зону, активно трансформируются по всему шельфу от Анапы до м. Меганом (рис. 5б).

Сентябрьские наблюдения в прибрежной зоне Карадага в течение всего периода исследований обнаружили присутствие трансформированных азовоморских вод с соленостью, близкой к 17,5‰ лишь в двух случаях: в сентябре 2004 г. ($S=17,38\text{--}17,58\text{‰}$) и 2009 г. ($S=17,47\text{--}17,58\text{‰}$).

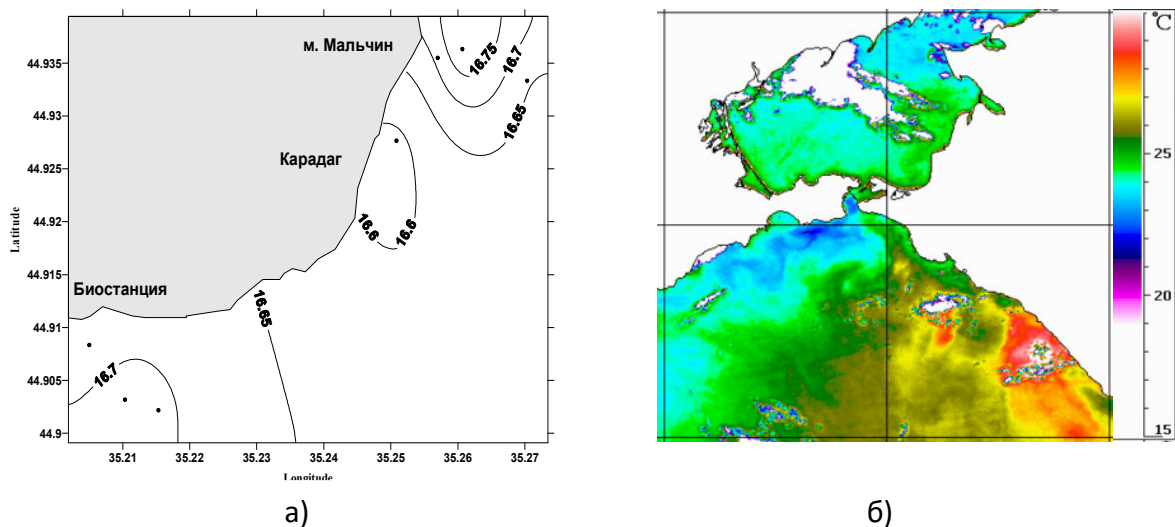


Рис. 4. Распределение поверхностной солености (а) и ИК-изображение (б) 14.07.2005 г. (ИК-изображение взято с официального сайта МГИ РАН).

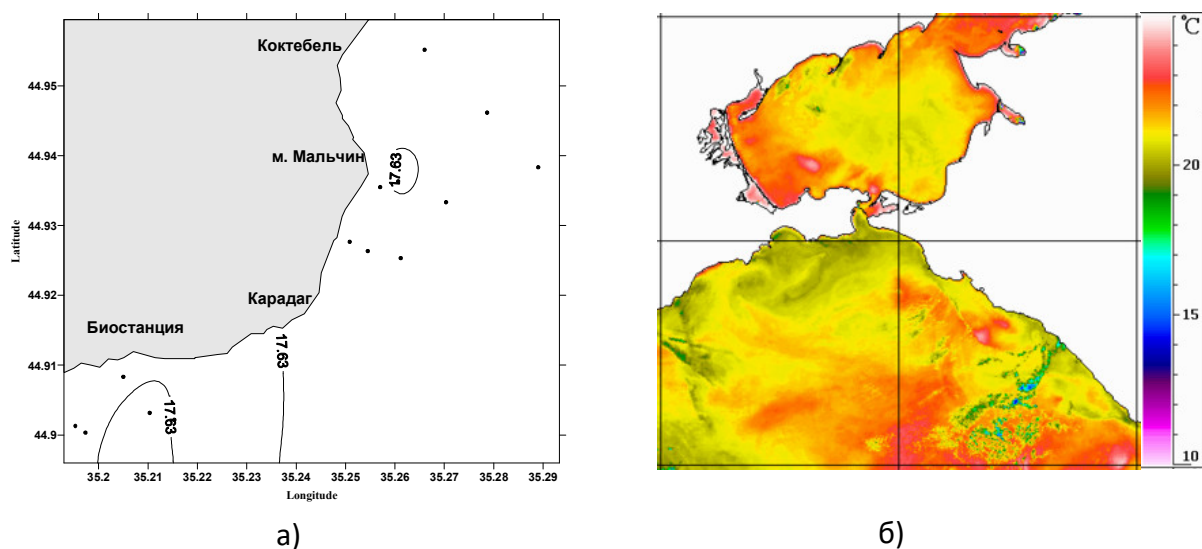


Рис. 5. Распределение поверхностной солености (а) и ИК-изображение (б) 22.05.2013 г. (ИК-изображение взято с официального сайта МГИ РАН).

Начиная с 2013 г., майские значения солености поверхностных вод в прибрежной зоне Карадага увеличились до 17,6–17,8‰ (рис. 5а). В остальных случаях соленость прибрежных вод соответствовала зоне смешения вод ПрЧВМ и ВЧВМ. Таким образом, на фоне изменения халинных фаз с «пресной» на «соленую» в прибрежной зоне Карадага, начиная с 2011 г. в сентябре отмечается увеличение солености с усилением влияния вод ВЧВМ.

Выводы

Халинная структура прибрежных вод в районе Карадага в течение всего года определяется взаимодействием двух водных масс: ПрЧВМ и ВЧВМ. Влияние вод ХПС на формирование халинной структуры прибрежных вод в последние 10–15 лет по сравнению с данными 80–90-х гг. прошлого века не выявлено.

Наиболее значительная пространственная изменчивость поля солености наблюдается в весенний гидрологический сезон, что объясняется неравномерностью

прогрева верхних слоев моря, а также колебаниями интенсивности водообмена между Чёрным и Азовским морями.

В исследуемый период произошли существенные изменения в формировании поля солёности по сравнению с состоянием в XX веке. По результатам прибрежных съёмок 2004–2018 гг. в сравнении с многолетними данными отмечается временной сдвиг минимумов солёности: первого – с апреля на май, а второго – с июня на июль.

Преобладающее влияние вод ПрЧВМ в весенне-летний период с 2011–2013 гг. сменилось усилением роли вод ВЧВМ с соответствующим общим осолонением. Уменьшилось количество случаев регистрации солёности менее 17,5‰, а присутствие вод с солёностью менее 17‰ в типичном месяце минимальных значений (мае) не зафиксировано. Произошедшие изменения свидетельствуют об определяющем влиянии климатических факторов на формирование халинной структуры.

Список литературы

1. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. – Киев: Наукова думка, 1992. – 244 с.
2. Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2: Чёрное море. – Севастополь: МЧС и НАН Украины, МО УкрНИГМИ, 2012. – 421 с.
3. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – 212 с.
4. Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 1: Азовское море. – Севастополь: МЧС и НАН Украины, МО УкрНИГМИ, 2009. – 400 с.
5. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Репетин Л.Н. Гидрометеорологические условия Феодосийского залива. Препринт. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – 64 с.
6. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Изменчивость солёности поверхностных вод в прибрежной зоне Южного берега Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа. – 2005. – Вып.12. – С. 22–28.
7. Субботин А.А. Экологическая характеристика имеющихся гидрологических и гидрохимических данных, а также оценка влияния сточных вод в прибрежной зоне Южного берега Крыма // Отчёт о НИР ИнБЮМ АН УССР. – Севастополь: ИнБЮМ АН УССР, 1989. – 170с.
8. Трощенко О.А., Субботин А.А. Абиотические факторы и условия обитания гидробионтов прибрежной зоны Юго-Восточного Крыма. Гидрологические особенности // Биология Черного моря у берегов Юго-Восточного Крыма. – Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2018. – С. 46–59.
9. Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1977. – 725 с.
10. Чекменева Н.Ю., Субботин А.А. Гидрофизическая характеристика отдельных районов шельфовой зоны Южного Крыма (Черное море) // Экология моря. – 2009. – Вып. 77. – С. 71–77.
11. Ошеверов М.Г. Классификация поверхностных вод Черного моря на основе временного Т,S-анализа // Вест. Моск. Ун-та. Сер.5. География. – 1986. – №1. – С. 56–62.
12. Белокопытов В.Н. Климатические изменения гидрологического режима Черного моря: Дис... докт. геогр. наук. Севастополь, 2017. – 377 с.

HALINE WATER STRUCTURE IN THE COASTAL ZONE OF KARADAG

O.A. Troshchenko, A.A. Subbotin, I.Y. Eremin

*A.O. Kovalevsky Institute of Marine Biological Research of RAS, Sevastopol, Russian Federation,
e-mail: oleg_tr59@mail.ru*

The formation of the haline water structure in the coastal zone of southeast Crimea is studied based on the analysis of long-term data: field monitoring data from 1987-1992, and hydrological surveys at Karadag coastal zone and adjacent waters during 2004-2018. It is found that spatiotemporal variability of the salinity field is determined by interaction of two water masses: upper Black Sea water mass with the salinity ranging from 18,0‰ to 18,4‰, and coastal Black Sea water mass with the salinity less than 17,8‰. The formation of the haline structure of the coastal waters in the last 10–15 years is not influenced by the cold intermediate water layer, in comparison with the data from 1980-90s. A change in the impact of the Sea of Azov waters on the long-term salinity regime of the Karadag coastal zone observed starting from 2011–2012 is noted, characterised by the transition from "freshwater" to the "saline" phase.

Keywords: Karadag coastal zone, water masses, haline structure, Sea of Azov waters.

Поступила в редакцию 28.05.2019 г.