

УДК 551.465

УСИЛЕНИЕ ПРИБРЕЖНОГО ТЕЧЕНИЯ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ОТЖИМНОГО ВЕТРА В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО

© 2020 г. К. А. Рогачев¹, *, Н. В. Шлык¹¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: rogachev@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 29.08.2017 г.

После доработки 10.12.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Течения на шельфе формируются под действием ветра, приливов и градиента давления. Обычно ветер доминирует как источник энергии для течений в прибрежной зоне. В настоящей работе рассматривается формирование прибрежного течения под действием отжимного ветра и его влияние на термохалинную структуру вод залива Петра Великого. При усилении ветра формируется сильное прибрежное течение вдоль изобаты и поперечный шельфу поток, направленный от берега в верхнем слое. Отжимной ветер формирует двуслойную циркуляцию с подъемом воды в нижнем слое и сполном воды в верхнем слое. Поток в верхнем слое приводит к падению уровня моря и понижению температуры. При усилении ветра формируется антициклоническая циркуляция справа от оси ветровой струи. Скорость течения у западного берега залива достигала 0.8 м/с и была направлена на северо-восток вдоль изобаты. Прибрежное течение возникает под действием наклона уровня из-за воздействия отжимного ветра.

Ключевые слова: прибрежное течение, воздействие ветра на прибрежное течение

DOI: 10.31857/S0030157420040206

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежное течение и связанная с ним поперечная циркуляция важны для целого ряда междисциплинарных процессов, включая подъем вод и поступление питательных веществ для биоты, перенос личинок и взвешенных веществ в прибрежной области моря. Течения на шельфе формируются под действием ветра, приливов и градиента давления. Обычно ветер доминирует как источник энергии для течений в прибрежной зоне. В заливах со сложной топографией дна под действием ветра формируется прибрежное течение.

Основная часть тихоокеанских вод поступает в Японское море через Цусимский пролив и затем движется к Сангарскому проливу и прол. Лаперуза. Поток вод через эти проливы определяется разностью уровня моря по разные стороны проливов. Поток теплых вод, проникающих в Японское море с юга, заметно меняется на сезонном масштабе времени. Усиление потока на север наблюдается летом, а его ослабление — зимой. Ветер в океане и местный ветер в море вносят значительный вклад в сезонную изменчивость течения. В заливе Петра Великого зимой сильный северо-западный ветер начинается внезапно и продолжается 3–5 дней. Северный и северо-западный

ветер зимой ослабляют теплое Цусимское течение. С другой стороны, южный и юго-восточный ветер летом приводит к его усилению. Считается, что местный ветер доминирует в изменениях уровня моря. Однако такие наблюдения являются редкими даже для залива Петра Великого, расположенного в северо-западной части Японского моря (рис. 1). Важными характеристиками залива являются широкий шельф к западу от острова Аскольд и Приморское течение, направленное на запад вдоль склона шельфа. Кроме того, в прибрежных водах всегда присутствуют вихри диаметром 40–50 км (рис. 2), [1–4], которые в других областях существенно меняют структуру вод [5, 11, 12].

Одним из механизмов формирования Приморского течения может быть тающий лед и сток пресной воды [9]. Это течение является частью циклонической циркуляции на севере Японского моря и переносит холодную воду низкой солености вдоль побережья. Вместе с тем, до настоящего времени механизм формирования Приморского течения не установлен. Приморское течение изучалось за пределами шельфа с использованием дрейфтеров в конце прошлого века [1]. Оценки скорости течения по данным дрейфующих буйев дали значения около 15–30 см/с. Один буй (21571) показал скорость около 90 см/с 20–25 сентября

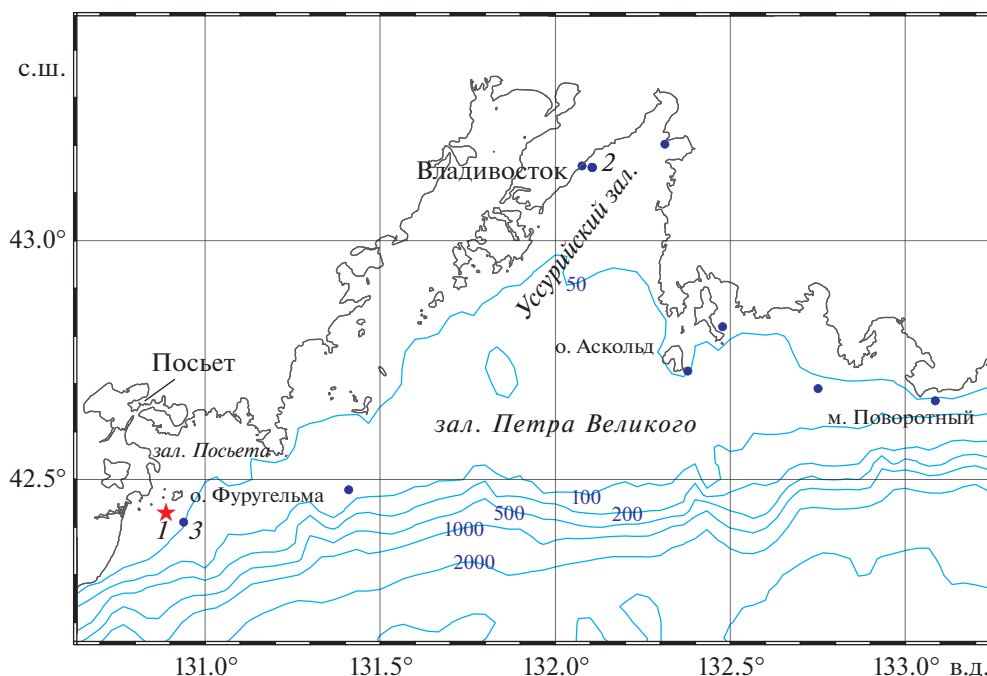


Рис. 1. Район исследований и положения станций с измерителями течений и уровня моря в заливе Посыета (1, 3) и Уссурийском заливе (2).

1994 г., когда он был на северо-восточном побережье Приморского края за пределами залива Петра Великого. В этот период на динамику вод оказал влияние тайфун Мелисса (Melissa, T9424).

Поскольку изменение климата приводит к росту температуры в субарктических водах Тихого океана [5], полезно понять, как быстро меняются термохалинные характеристики вод на шельфе, а также механизмы этих изменений. Динамика вод залива прямо связана с вентиляцией его придонных вод. В конце сентября в заливе происходит быстрое падение температуры нижнего слоя. Причиной быстрых изменений в нижнем слое может быть подъем вод, вызванный действием отжимного ветра (рис. 3). Прямые наблюдения самого течения, которые бы показывали смену циркуляции и действие этого механизма, до сих пор были недоступны.

Мы впервые приводим условия формирования и характеристики прибрежного течения в заливе Посыета и Уссурийском заливе. Прямые наблюдения за прибрежным течением достаточно редки. Прибрежная циркуляция контролирует обмен и обновление вод залива с глубоким морем. В заливе со сложной донной топографией (например, глубокий канал по оси залива и мелководье на его границах) местный ветер формирует поток по ветру на мелководье и противоположный поток в канале [6]. Если перемешивание сильное, то оба потока достигают дна либо поверхности. Различие в направлении потока связа-

но с балансом между напряжением ветра и градиентом давления, который становится важным в глубоком канале. Использование аналитической модели показывает, что отжимной ветер формирует струйное течение, аномалию уровня моря и антициклонический вихрь справа от оси ветра, особенно во время штормового воздействия [8, 10]. Согласно этой модели, для неоднородного по пространству и времени северного ветра на западной стороне его оси формируется антициклонический вихрь. С этим вихрем связана струя прибрежного течения, которое приносит воду к отжимному потоку по центру оси ветра.

В настоящей работе получены характеристики струйного прибрежного течения под действием отжимного ветра. Струйное прибрежное течение было обнаружено в наблюдениях в Уссурийском заливе в 2012 г. Поэтому мы сначала приводим наблюдения за течениями в 2012 и 2014 гг., а затем интерпретируем эти наблюдения с привлечением данных за уровнем моря и термохалинными характеристиками вод. После этого мы сравниваем его характеристики с условиями прохождения тайфунов Болавин (Bolaven, T1215), Самба (Samba, T1216) в 2012 г. и Лайонрок (Lionrock, T1610) в 2016 г.

ДАННЫЕ

Для исследования динамики вод мы выполнили измерения течений, температуры, придонного

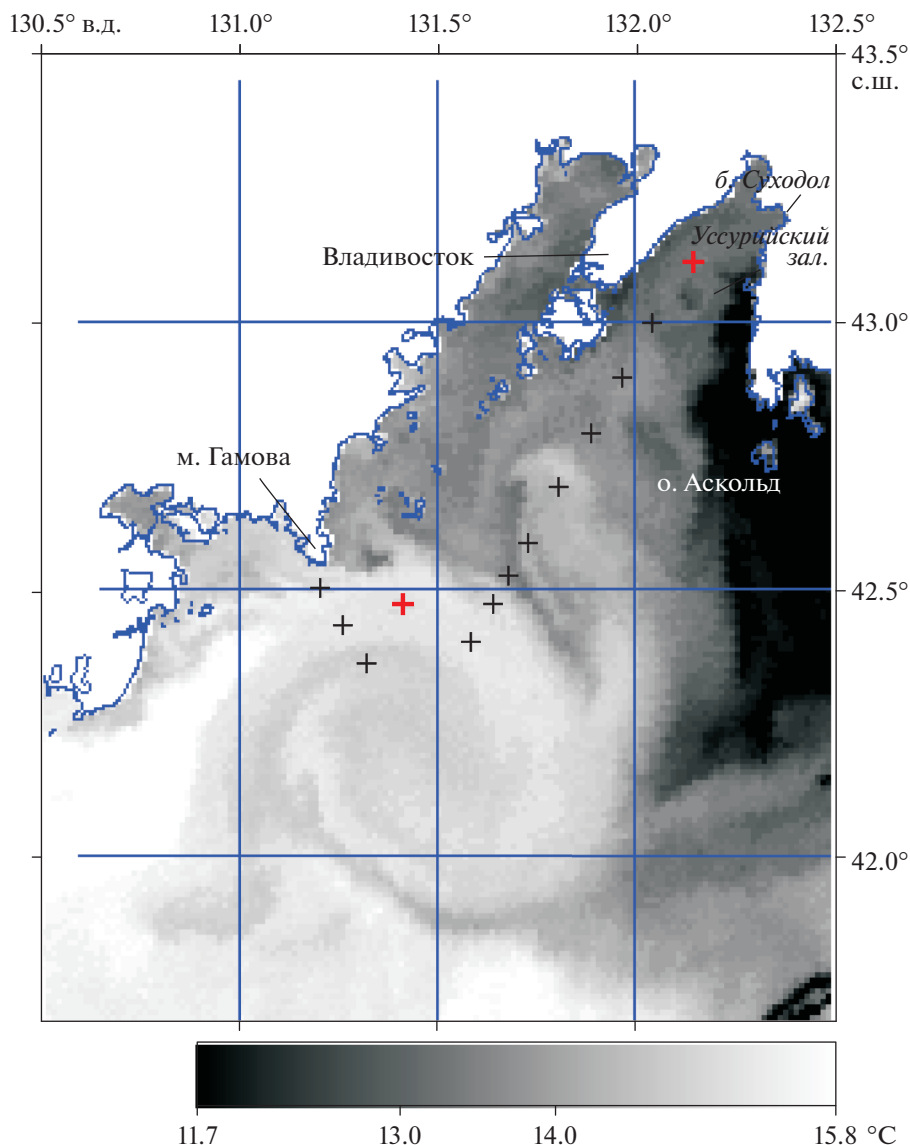


Рис. 2. Температура поверхности моря по данным спутника NOAA 22.09.2009 г.

давления и солёности. Для регистрации течений использовались электромагнитные измерители потока S4 *Interocean*, выставленные на заякоренных буйах. Зондирования выполнялись CTD-зондом SBE-19. Наблюдения были собраны в 2009–2018 гг. Для измерения придонного давления использовались измерители уровня моря Seabird SBE-26 и WLR *Aanderaa*. По этим данным были вычислены приливные гармоники. Из временного ряда наблюдений за придонным давлением был вычтен прилив и сделана поправка на атмосферное давление. Район работ показан на рис. 1. Буй в заливе Посъета с инструментами (1 на рис. 1) был выставлен к юго-западу от о. Фуругельма на глубине около 27 м в 2014 г. Измерители скорости течения располагались на глубине 9 и 20 м. В 2016 г. два буй (1 и 3 на рис. 1) с разными инструментами

и с измерителем придонного давления *Aanderaa* были выставлены в том же месте и подняты в конце 2018 г. Основное внимание мы уделяем наблюдениям в заливе Посъета, где были определены экстремальные значения скорости, хотя аналогичные результаты получены и для Уссурийского залива. Наблюдения, выполненные в заливе Посъета, подтверждают результаты, полученные ранее в Уссурийском заливе, поэтому мы их приводим вместе. Буй с инструментами у западного берега Уссурийского залива был выставлен на глубине около 20 м в 2012 г. Два измерителя скорости течений располагались на глубинах 9 и 17 м. Данные о скорости ветра, атмосферном давлении и температуре воздуха получены с сайта www.rp5.ru. Спутниковые наблюдения включают данные спутников серии NOAA, Aqua и Terra, а

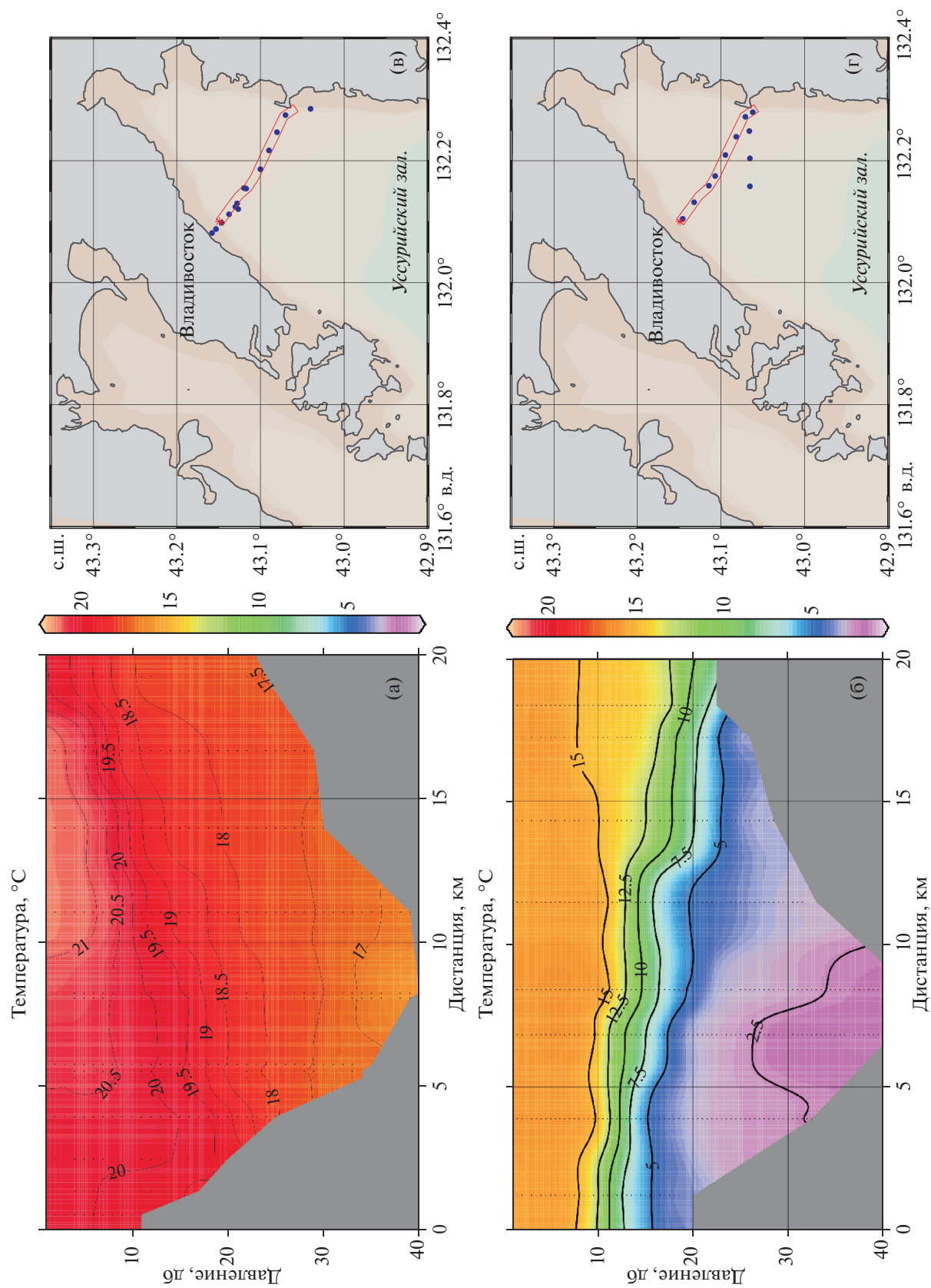


Рис. 3. Изменение температуры на разрезах через Уссурийский залив после действия северного ветра. (а, в) разрез 12.09.2008 г., (б, г) разрез 29.09.2008 г.

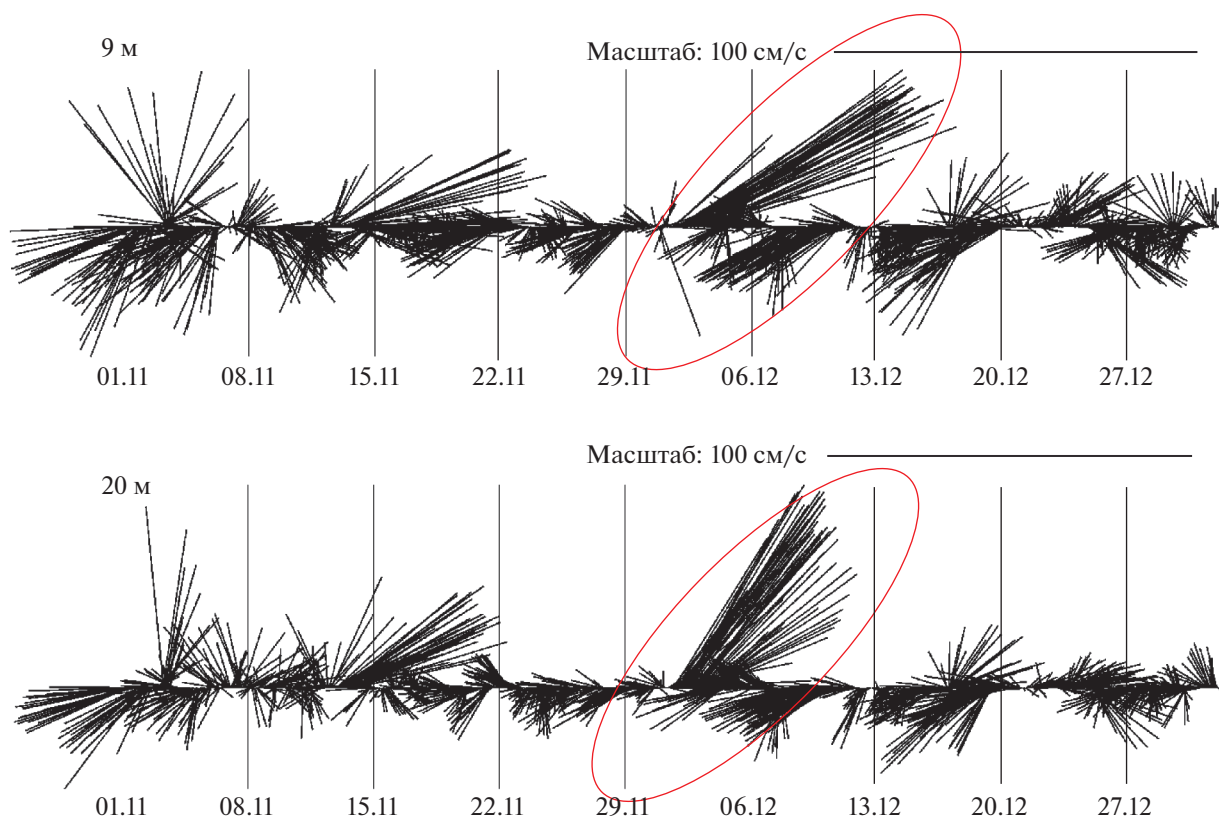


Рис. 4. Скорость течения на верхнем и нижнем горизонтах (9 и 20 м) по данным измерителей на буре 1 (залив Посъета) в ноябре–декабре 2014 г. Отмечено усиление скорости прибрежного течения 01.12.2014 г.

также нового спутника Suomi, предоставленные Центром коллективного пользования регионального спутникового мониторинга ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Скорость потока

Сильный юго-восточный ветер поменял направление на северо-северо-западный 1 декабря 2014 г. Во Владивостоке это событие сопровождалось падением температуры воздуха 1 декабря до -14°C и сильным северо-северо-западным ветром 25 м/с, порывами до 28 м/с. В Посъете северо-северо-западный ветер достигал 32 м/с, порывами 34 м/с, температура воздуха упала до -12°C . Усиление ветра сопровождалось ростом скорости потока до 80 см/с, которая нами нигде ранее в заливе не наблюдалась (рис. 4). Вектор скорости потока в нижнем слое развернулся против часовой стрелки по сравнению с вектором скорости в верхнем слое, указывая на поток к берегу и вдоль изобаты. Температура воды в нижнем слое упала на 5°C (рис. 5). Для того чтобы показать двуслойную циркуляцию, мы разделили поток на две компоненты – поперек изобаты и вдоль нее. В верхнем слое скорость потока поперек изобаты была направлена в море и достигала 0.2 см/с

(рис. 4, 6), что согласовано с отжимным ветром (рис. 7). В нижнем слое скорость потока поперек изобаты достигала 0.3 см/с и была направлена к берегу (рис. 4, 8).

Похожая структура циркуляции вод наблюдалась летом и осенью 2012 г. в Уссурийском заливе. Сильный северный и северо-западный ветер 13 м/с, порывами 22 м/с, наблюдался во Владивостоке 22 августа 2012 г. (рис. 9). В конце августа ветер сменился на штормовой юго-юго-восточный со скоростью 24 м/с и порывами 33 м/с, что было связано с тайфуном Болавин (Т1215). По данным буя 2 (рис. 1), скорость потока на горизонте 9 м составила 45 см/с во время усиления северного ветра. Поток был направлен вдоль изобаты против ветра. Такая же величина скорости наблюдалась в период прохождения тайфуна Болавин (рис. 10). Существенное различие между этими двумя событиями заключалось в разном направлении потока. Для северного ветра поток был направлен вдоль изобаты на северо-восток против ветра. Для юго-восточного ветра поток был направлен также вдоль изобаты на юго-запад. То есть, в обоих случаях поток был направлен против ветра. При этом модуль скорости потока во время северного ветра (который был слабее

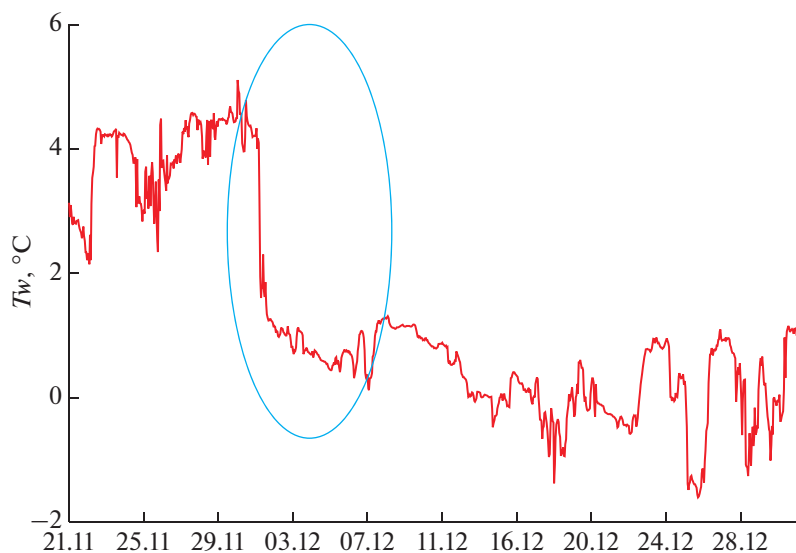


Рис. 5. Быстрое понижение температуры воды (отмечено овалом) на нижнем горизонте (20 м) во время смены ветра и усиления скорости течения в ноябре–декабре 2014 г. (буй 1, залив Посьета).

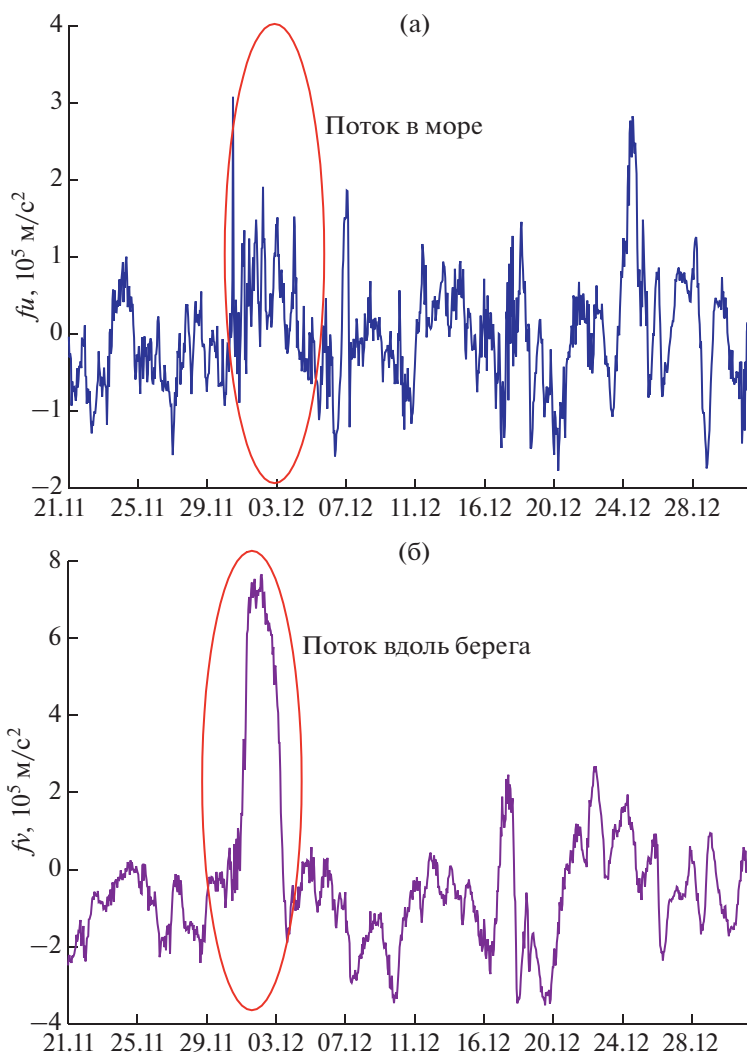


Рис. 6. Доминирующий член уравнения баланса момента импульса в верхнем слое (на уровне 9 м) поперек изобаты (f_u) (а) и вдоль изобаты (f_v) (б) в ноябре–декабре 2014 г. Поток в верхнем слое направлен в море (а). Поток вдоль шельфа направлен по изобате на северо-восток (б).

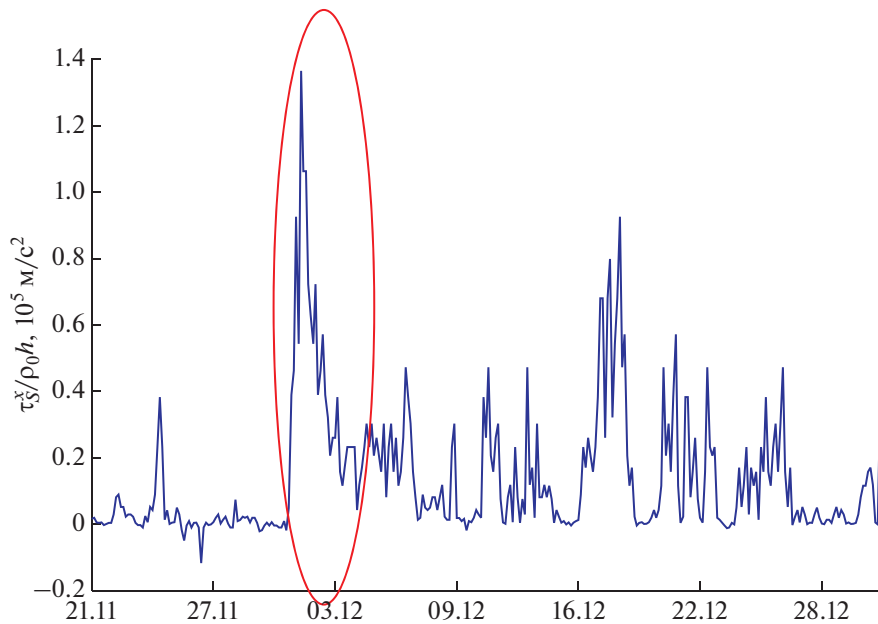


Рис. 7. Ускорение, связанное с напряжением ветра поперек склона $\left(\frac{\tau_s^x}{\rho_0 h}\right)$ в ноябре–декабре 2014 г. (залив Посьета).

ветра во время прохождения тайфуна) был таким же или большим, чем во время тайфуна.

Изменение уровня моря

Аномалия уровня моря на западном берегу залива до прохождения тайфуна Болавин понижалась до минимального значения -25 см 24 августа 2012 г. и стала расти в период усиления юго-восточного ветра, связанного с его прохождением (порывы ветра до 33 м/с). Падение уровня до минимального значения 24 августа было связано с сильным (отжимным) северным ветром. Аномалия уровня выросла 29 августа на 0.5 м и достигла максимального значения 0.25 м. Ослабление и смена ветра после прохождения тайфуна привели к падению аномалии уровня до нуля уже 1 сентября. Такое же по величине падение уровня, связанное с северным ветром, наблюдалось 16–17 сентября. Рост уровня 18 сентября составил 0.65 м и был связан с выходом тайфуна Самба (Т1216), который принес значительные осадки. Тем самым рост уровня, связанный со стоком пресной воды, превысил его изменения от штормового ветра 28–29 августа [6].

Мы продолжили наблюдения за скоростью потока и придонным давлением в 2016–2018 г. Для сравнения характеристик прибрежного течения, полученных в 2014 г., с данными 2016 и 2018 гг., мы выделили период прохождения тайфуна Лайонрок (Т1610, рис. 11) и период отжимного ветра в ноябре–декабре 2017 г. Сильный западный-севе-

ро-западный ветер со скоростью 23 м/с начался 29 ноября 2017 г. и продолжался до 1 декабря. Падение уровня моря составило ~ 0.4 м с минимальным значением 30 ноября. Рост уровня моря во время прохождения тайфуна Лайонрок (Т1610) составил 0.78 м 31 августа 2016 г. (рис. 12). Рост придонной температуры при этом составил $\sim 14^\circ\text{C}$. Рост придонного давления в период тайфуна Сулик (Soulik, Т1819) составил 0.3 м при росте придонной температуры $\sim 10^\circ\text{C}$ (рис. 11).

ОБСУЖДЕНИЕ

По данным наблюдений мы рассмотрели компоненты уравнения баланса момента импульса для того, чтобы установить механизм усиления скорости прибрежного течения в период усиления отжимного ветра и выноса холодного воздуха на шельф.

Осредненное по глубине уравнение баланса момента импульса поперек изобаты записывается в виде

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f \bar{v} - \frac{1}{\rho_0 h} \int_{-h}^0 \frac{\partial p}{\partial x} dz + \frac{\tau_s^x}{\rho_0 h},$$

где $\bar{u} = (u, v)$ – вектор горизонтальной скорости течения, $z = 0$ – средний уровень моря, $z = -h(x)$ – дно, черта сверху означает осреднение по глубине, f – параметр Кориолиса, ρ_0 – плотность воды, p – давление, τ_s – напряжение ветра на поверхности моря, x – ось, направленная от берега

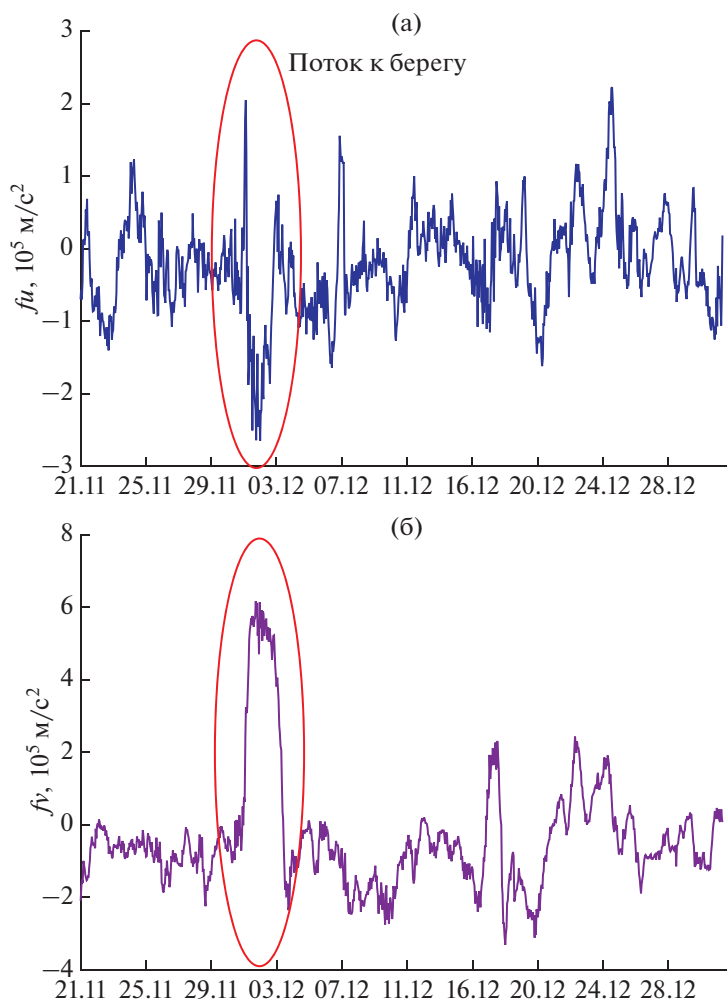


Рис. 8. То же, что на рис. 6, на уровне 20 м. Поток в верхнем слое направлен к берегу (а). Поток вдоль изобаты направлен на северо-восток (б).

поперек изобаты, y — ось, направленная вдоль изобаты (на северо-восток). Мы определили величину членов в уравнении баланса момента импульса, используя наблюдения за скоростью течения и ветром (рис. 6–8). Поперек изобаты доминирующие члены в уравнении баланса момента импульса — ускорение Кориолиса, напряжение ветра и градиент давления. Воздействие ветра зависит от глубины слоя и поэтому становится значимым при малой толщине слоя. Градиент давления, связанный с наклоном уровня, является единственным членом уравнения баланса момента импульса, который уравнивает ускорение Кориолиса и напряжение ветра. Для того чтобы установить баланс, достаточно изменения уровня моря на 20 см на дистанции 20 км.

Сильный отжимной ветер формирует падение уровня моря на величину ~ 0.4 м. Обычно такой ветер дует почти прямо от берега в полосе шириной 100–200 км и распространяется в море на во-

сток-юго-восток на ~ 200 км [7]. В 2014 г. максимальная скорость ветра составила 25 м/с 1–2 декабря с направлением 305° – 320° . При усилении ветра вода в поверхностном слое движется вдоль оси ветра [8, 10]. При этом прибрежное течение со скоростью ~ 0.8 м/с направлено к оси ветра. Этот прибрежный поток является источником воды для отжимного течения, направленного в море от берега. Подъем воды из нижнего слоя и ее вовлечение в циркуляцию понижает температуру воды на величину $\sim 5^\circ\text{C}$ (рис. 5). Падение уровня моря происходит сразу без временного сдвига. Антициклонический вихрь формируется с правой стороны оси ветра, в то время как прибрежное течение формируется у берега и приносит воду для отжимного течения по оси ветра. Аналитическая модель отжимного течения рассматривалась ранее [8, 10]. Согласно этой модели, для неоднородного по пространству и времени северного ветра на западной стороне оси ветра формируется антициклонический вихрь. С этим вихрем связана

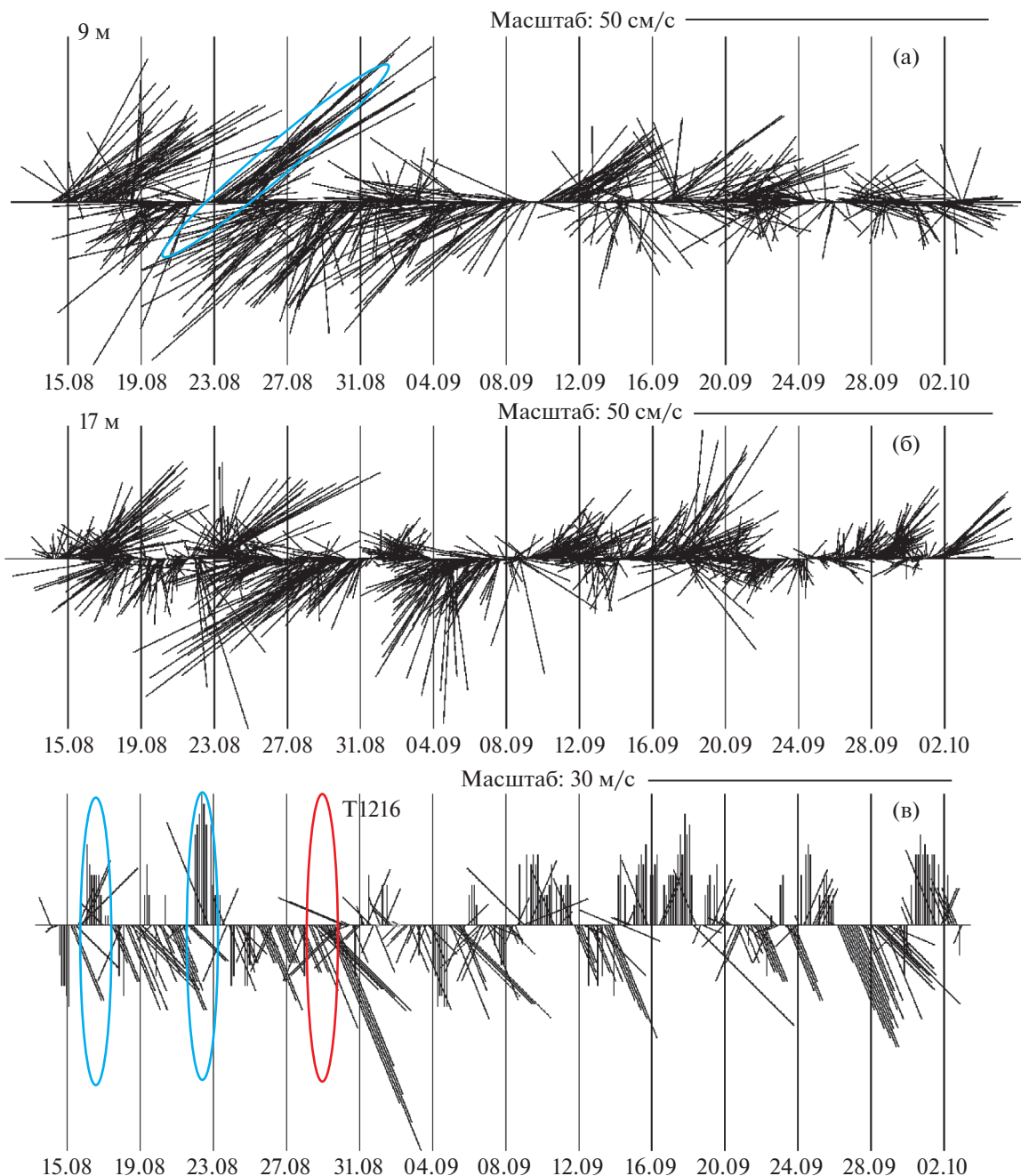


Рис. 9. Скорость течения на верхнем и нижнем горизонтах (9 и 17 м) в Уссурийском заливе в 2012 г. (а, б). Отмечены усиления скорости ветра (в).

струя прибрежного течения, которое приносит воду к отжимному потоку по центру оси ветра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В период действия отжимного ветра в заливе формируется струйное прибрежное течение, направленное вдоль изобаты на северо-восток к оси ветра. Скорость течения в период воздействия умеренного и сильного северного и северо-запад-

ного ветра достигала 0.5 м/с в Уссурийском заливе и около 0.8 м/с в заливе Посьета. Эта величина больше, чем скорость течения во время выхода тайфуна Болавин (Т1215) к побережью, и такой же величины, как во время выхода тайфуна Лайонрок (Т1610). При этом скорость потока была направлена против ветра. Сильный северный ветер эффективно меняет циркуляцию и обновление вод в заливе. Падение уровня в результате отжимного ветра составило около 0.25 м в Уссурийском

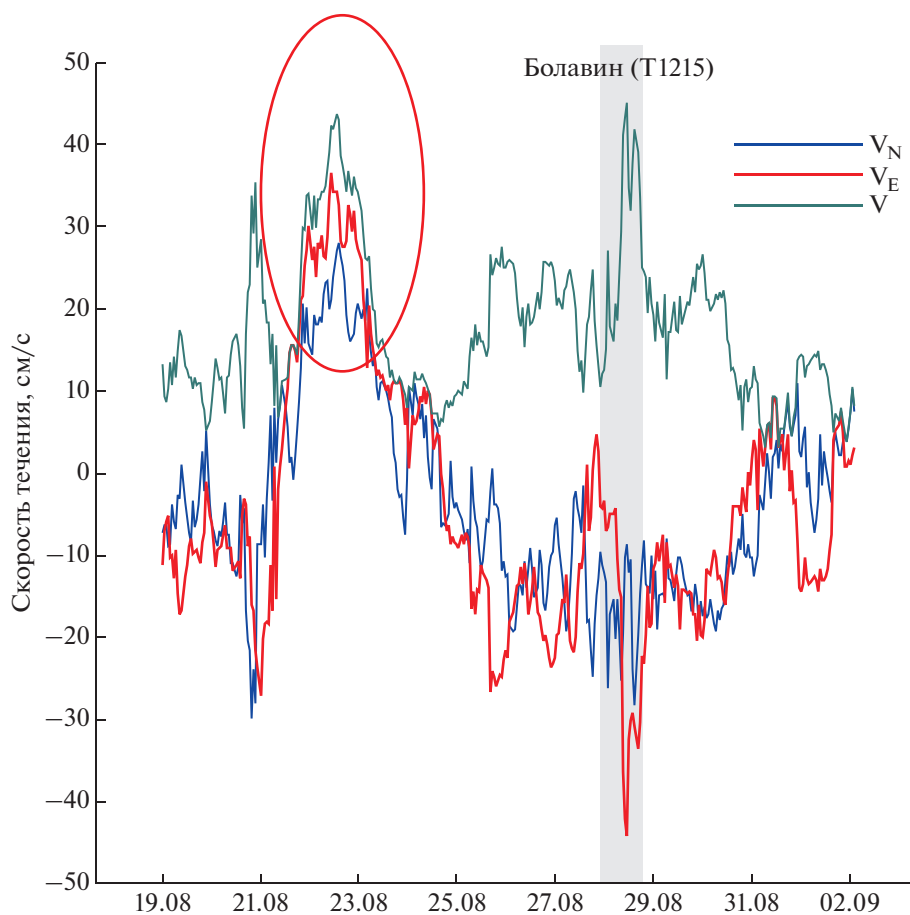


Рис. 10. Компоненты скорости течения (на север — V_N , восток — V_E) на верхнем и нижнем горизонтах (9 и 17 м) и модуль скорости (V) в Уссурийском заливе в 2012 г. Отмечен период прохождения тайфуна Болавин (Т1215). Эллипсом отмечен период северного ветра.

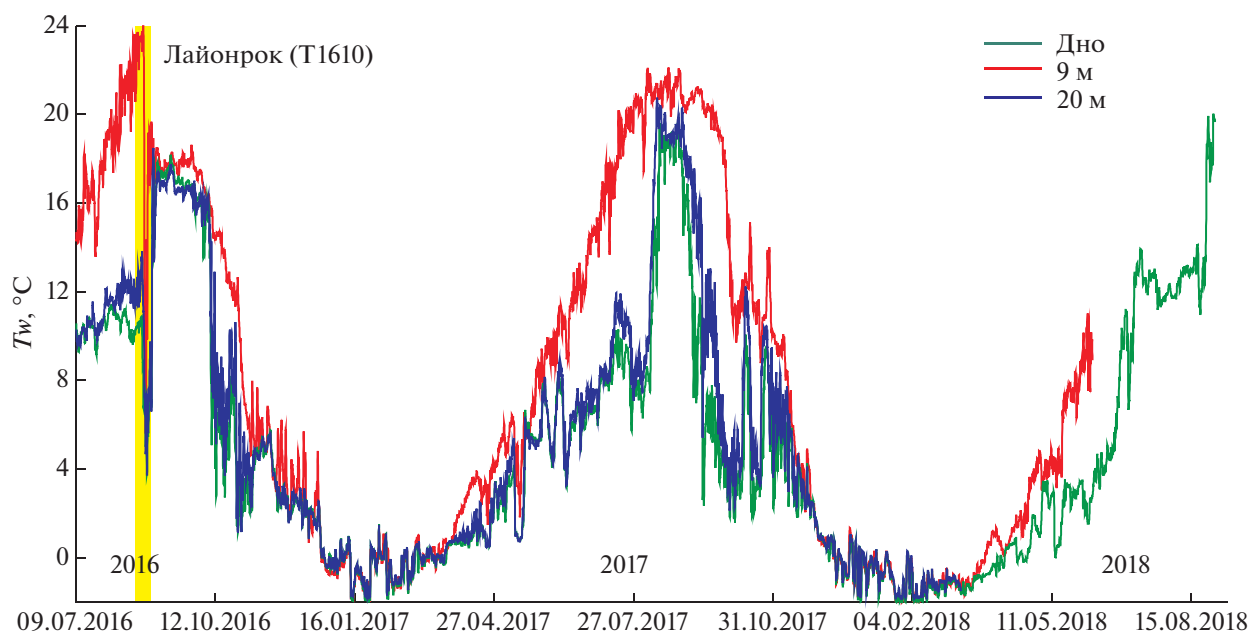


Рис. 11. Изменение температуры воды в разных слоях (дно, 9 и 20 м) на бусе I в 2016–2018 гг.

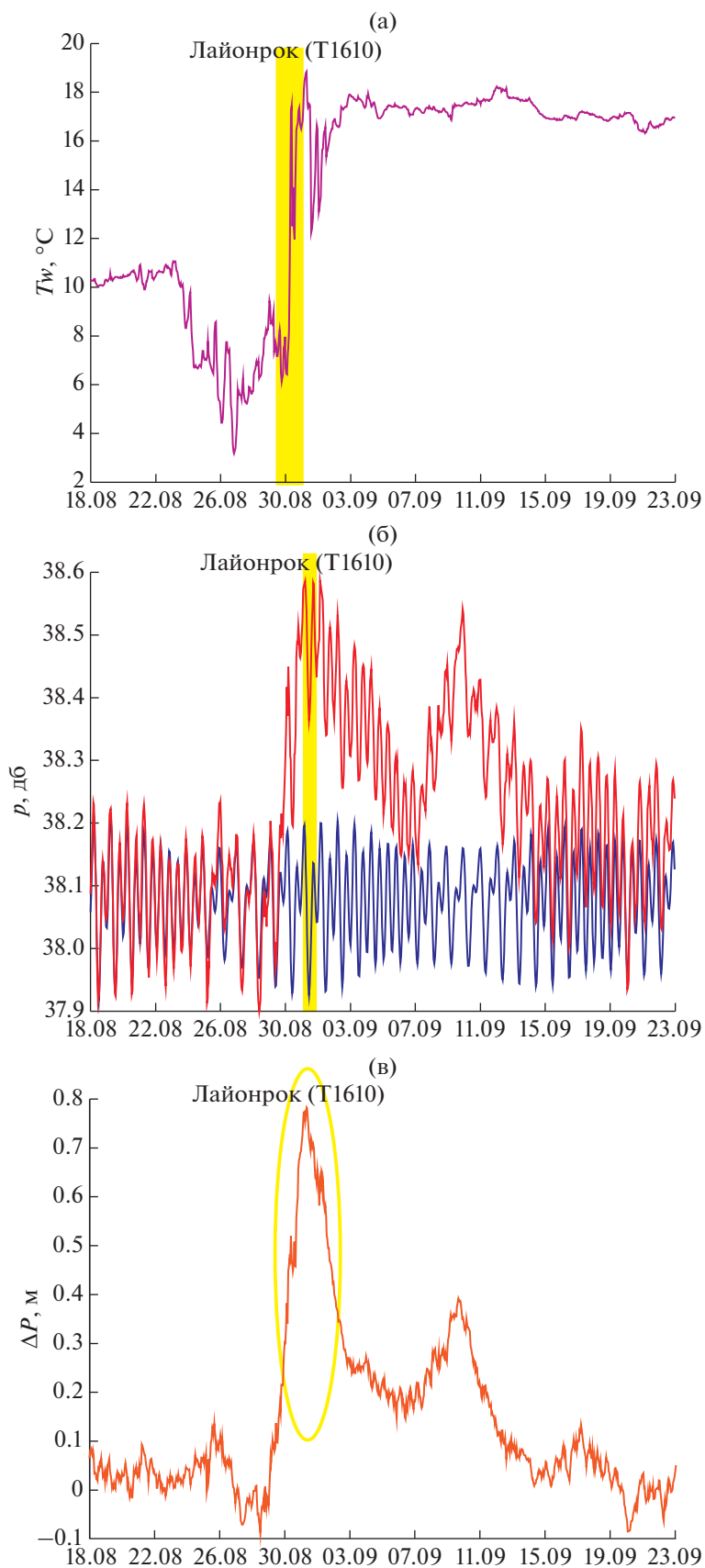


Рис. 12. Изменение придонной температуры воды (а), изменение придонного давления (красный цвет) и вычисленный прилив (синий цвет) (б), изменение уровня моря (в) во время прохождения тайфуна Лайонрок (Т1610) в 2016 г.

заливе. Рост уровня моря в результате штормового нагона от тайфуна достиг 0.5 м в Уссурийском заливе и 0.8 м в заливе Посъета. Подъем вод и понижение температуры в нижнем слое вызваны действием отжимного ветра. Механизм поперечной циркуляции вод в заливе связан с формированием наклона уровня под действием отжимного ветра. Наклон уровня вызывает поток на шельф и подъем вод в нижнем слое, обновление и быструю вентиляцию придонного слоя. Отжимной ветер является эффективным механизмом вентиляции нижнего слоя вод и формирования прибрежного течения со скоростью около 0.8 м/с.

Благодарности. Авторы благодарят В.А. Горячева, И.И. Горина, А.А. Воронина, А.Ф. Сергеева, П.Е. Щербинина, А.Г. Старикова и П.А. Салюка за помощь в море.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы (тема № 0271-2019-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные буев) // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–83.
2. Дубина В.А., Файман П.А., Пономарев В.И. Вихревая структура течений в заливе Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 247–258.
3. Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Машкина И.В. Синоптические вихри над материковым склоном японской котловины и шельфом Приморья // Изв. ТИНРО. 2011. Т. 167. С. 160–175.
4. Рогачев К.А. Динамика антициклонических вихрей и быстрое обновление вод Уссурийского залива (Японское море) по спутниковым и морским наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 2. С. 42–49.
5. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Изменение характеристик халоклина и рост температуры в Камчатском течении и Ойясио // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 814–819.
6. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Воздействие тайфуна Болавин на прибрежную циркуляцию вод залива Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 239–246.
7. Храпченков Ф.Ф., Ярошук И.О., Кошелева А.В., Дубина В.А. Ветровой апвеллинг в заливе Петра Великого по спутниковым и морским наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2014. № 3. С. 33–40.
8. Crepon M., Richez C. Transient upwelling generated by two-dimensional atmospheric forcing and variability in the coastline // J. Phys. Oceanogr. 1982. V. 12. P. 437–4457.
9. Martin S., Kawase M. The southern flux of sea ice in the Tatarski Strait, Japan Sea and the generation of the Liman Current // J. Mar. Res. 1998. V. 56. P. 141–155.
10. McCreary J.P., Lee H.S., Enfield D.B. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: with application to circulations in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo // J. Mar. Res. 1989. V. 47. P. 81–109.
11. Okkonen S. The influence of an Alaskan Stream eddy on flow through Amchitka Pass // J. Geophys. Res. 1996. V. 101(C4). P. 8839–8851.
12. Rogachev K.A., Shlyk N.V., Carmack E.C. The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and westward transport of warm water // Deep-Sea Res. P. II: Topical Studies in Oceanography. 2007. V. 54. № 23–26. P. 2643–2656.

The Response of the Coastal Current to Strong Offshore Wind with Application to Circulations in the Peter the Great Bay

K. A. Rogachev^{a, #}, N. V. Shlyk^a

^a Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia

[#]e-mail: rogachev@poi.dvo.ru

Winds and buoyancy drive the circulation in small bays and estuaries. That circulation controls the exchange with the adjacent waters in deep sea. In bays with complex bathymetry local wind produces downwind flows over shoal and upwind flow in deep channel. Observations with adequate spatial resolution are rarely obtained to resolve the lateral structure of wind-induced exchange flows. The main purpose of this study is to investigate the wind-induced structure of the flow in the Peter the Great Bay, Sea of Japan. Strong storm dramatically changed stratification, sea level and mixed layer depth. However, we found, that north wind-induced current speed had the same magnitude as typhoon-induced velocity. The upwelling, observed in the bay, driven by the meridional pressure gradient generated by the set down of sea level. This upwelling is a major cause of the observed sudden drop of temperature and increase of salinity in the lower layer.

Keywords: coastal current, coastal upwelling, typhoons Bolaven, Lionrock