

УДК 551.468

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ АНТИЦИКЛОНЫ В СИСТЕМЕ ПРИМОРСКОГО ТЕЧЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН

© 2023 г. А. Г. Островский¹, *, А. А. Кубряков², Д. А. Швоев¹, Д. Д. Каплуенко³¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: osasha@ocean.ru

Поступила в редакцию 15.11.2022 г.

После доработки 17.01.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

Установлен новый механизм подпитки япономорской промежуточной водной массы за счет переноса порций воды мезомасштабными антициклоническими вихрями в летний сезон. Исследованы структура и динамика трех вихрей над континентальным склоном к востоку от зал. Петра Великого в Японском море по данным автономной буйковой станции с зондом-профилографом Аквалог за июнь–июль 2015 г. Показано, что ядра вихрей имели эллипсоидальную форму с вытянутой нижней частью. Антициклоны как изолированные динамические образования переносили обогащенную растворенным кислородом воду в западном-юго-западном направлении вниз по Приморскому течению вдоль континентального склона. Эта вода по своим термохалинным характеристикам соответствовала промежуточной водной массе пониженной солености в очаге ее формирования к югу от зал. Петра Великого.

Ключевые слова: мезомасштабные антициклонические вихри, перенос кислорода, Приморское течение, промежуточная водная масса пониженной солености, Японское море, зонд-профилограф Аквалог

DOI: 10.31857/S0030157423050118, **EDN:** HCVGOP

1. ВВЕДЕНИЕ

Как отмечалось в работах [8, 12, 16, 24], Приморское течение является одним из наиболее устойчивых элементов циклонического круговорота в северной части Японского моря. Это течение берет начало на шельфе в средней части Татарского пролива и смешивается с водами ветви Цусимского течения на 43° – 46° с.ш. [16], а далее к югу от зал. Петра Великого его стрежень смещается в область континентального склона, как показали данные многолетних судовых разрезов [8]. Благодаря адвекции насыщенных кислородом вод пониженной солености, Приморское течение может влиять на гидрологический режим и баланс растворенного кислорода в северо-западной части Японского моря.

Со времени первых наблюдений за течениями в северной части Японского моря известно об активности антициклонических вихрей в акватории между побережьем и Приморским течением [1]. Дополнительная информация об этих вихрях была получена преимущественно с помощью искусственных спутников Земли. По результатам анализа архива инфракрасных спутниковых сним-

ков [5], в северо-западной части моря к югу от зал. Петра Великого в акватории 41.5° – 42.5° с.ш., 130° – 134° в.д. за июль–октябрь 2000–2004 гг. часто наблюдались антициклонические вихри с горизонтальными размерами 20–110 км. Антициклоны дрейфовали в юго-западном направлении вдоль континентального склона со скоростью от 0.03 до 0.11 м с⁻¹ при типичных значениях 0.03–0.06 м с⁻¹. Индивидуальные вихри размером 20–60 км удавалось проследивать в течение 3–30 дней, а наиболее крупные диаметром 60–110 км – до 2 месяцев. В работах [2, 12] было показано, что антициклоны диаметром 30–50 км образуют вихревые цепочки, вытягивающиеся с востока на запад от 136° до 132° в.д. между температурным фронтом и берегом. В частности, в августе–сентябре 2008 г. в цепочке было до 7 антициклонов диаметром 30–80 км.

Совместный анализ инфракрасных спутниковых снимков и данных гидродинамических моделей [12, 13, 27] показал, что антициклонические мезомасштабные вихри с типичным горизонтальным размером 30–50 км генерируются вблизи кромки шельфа над верхней частью континен-

тального склона вдоль побережья Приморья. Антициклоны интенсивно взаимодействуют друг с другом, дрейфуя на запад-юго-запад подобно топографическим волнам Россби с фазовой скоростью приблизительно $0.06\text{--}0.08\text{ м с}^{-1}$ [27]. Причем, пространственные размеры антициклонических вихрей возрастают вблизи шельфа зал. Петра Великого, где они могут в несколько раз превышать бароклинный радиус деформации Россби. В модели [13] на периферии антициклонических вихрей формировались меньшие по размеру циклонические вихри, которые могли существовать несколько дней.

Вертикальная структура мезомасштабных антициклонических вихрей, дрейфующих из северо-восточной части моря на юго-запад вдоль континентального склона, не была описана в научной литературе, хотя проявления этих вихрей на морской поверхности в зоне Приморского течения многократно наблюдались из космоса. Недостаточно изучена роль антициклонических вихрей в переносе водных масс и в балансе кислорода северной части Японского моря [5]. Для оценки вклада антициклонов в перенос тепла, соли и кислорода нужно исследовать характеристики водных масс в вихрях, а также точнее определить горизонтальные размеры вихрей, их повторяемость и скорость дрейфа. В настоящей работе сделана попытка частично ответить на эти вопросы, проанализировав данные, полученные путем регулярных и частых зондирований с помощью подводного зонда-профилографа Аквалог на стационарной автономной буйковой станции (АБС) с апреля по октябрь 2015 г. [6, 14, 24].

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Роботизированные зонды-профилографы предназначены для использования в составе АБС с целью получения длинных временных рядов вертикальных профилей термohалинных параметров морской среды в заданных географических точках. Зонд-профилограф Аквалог дополнительно оборудован техническими средствами для измерения скорости течения [11]. Аквалог периодически поднимается и опускается по тросу (буйрепу) притопленной АБС между подповерхностным поплавком на верхнем конце троса и донным якорем на нижнем конце. Для перемещения по тросу Аквалог оснащен электроприводом с ведущим колесом, которое действует силой трения на натянутый под водой трос.

В апреле 2015 г. АБС с аппаратом Аквалог была установлена в верхней части континентального склона у побережья Приморья в точке $42^{\circ}33.7' \text{ с.ш.}, 133^{\circ}47.1' \text{ в.д.}$ в 27 км от берега и в 12 км мористее 200-метровой изобаты на глубине 425 м. Перед постановкой Аквалог прошел процедуру балансировки в морской воде в зал. Петра Великого с тем,

чтобы привести его плавучесть к близкой к нейтральной для экономии энергии при перемещении с учетом того, что АБС будет работать длительное время до середины осени 2015 г. и в процессе постановки будет происходить сезонный прогрев воды. Во время работы станции скорость движения Аквалог была почти постоянной около 0.22 м с^{-1} при погружении и около 0.20 м с^{-1} при подъеме.

Измерения были начаты 18 апреля 2015 г. и продолжались в течение 184 суток. Зондирования проводились как при погружении, так и при подъеме Аквалог, причем циклы движения вниз/вверх выполнялись каждые 6 часов. Верхняя плавучесть АБС была заглублена на 45 м, то есть значительно ниже приповерхностного слоя моря, где на нее могло повлиять морское волнение. Диапазон глубины профилирования был установлен следующим образом: первые 5 дней — от 60 до 260 м, 6-й день — от 60 м до 420 м, следующие 5 дней — от 60 до 260 м, 12-й день — от 60 м до 420 м и так далее. Парковочный горизонт был задан на 260 м, но из-за небольшого перевеса Аквалог в периоды между зондированиями иногда самопроизвольно опускался на 10–40 м ниже горизонта 260 м. В общей сложности в ходе постановки было выполнено 736 циклов профилирования.

В процессе движения океанологические датчики температуры, солености, давления, растворенного кислорода и скорости течения, установленные на Аквалог, проводили измерения. Аквалог был снаряжен зондом электропроводности, температуры и давления SBE 52-MP STD с датчиком растворенного кислорода SBE 43F и акустическим доплеровским измерителем течения Nortek Aquadopp (комплектация и методика измерений описаны в [25]).

Зонд SBE 52-MP проводил измерения каждую 1 с. При обработке данные STD-зондирований были усреднены по 2-метровым слоям. Специальная обработка STD-данных была проведена в целях минимизации динамических и случайных ошибок [6]. Полученные вертикальные профили были сопоставлены с данными судовых измерений STD-зондом SBE 911plus вблизи АБС Аквалог 30 мая 2015 г. [6]. Сравнение показало, что точность STD-данных Аквалог находилась в пределах $\pm 0.002^{\circ}\text{C}$ для температуры, $\pm 0.003\text{ мС см}^{-1}$ для электропроводности и $\pm 2\text{ дбар}$ для давления. Датчик растворенного кислорода SBE 43F проводил измерения с точностью $\pm 2\%$ от величины насыщения [25] с той же временной дискретностью, что и STD-зонд SBE 52-MP. Дрейф датчика кислорода по спецификации компании-производителя мог составлять до 0.5% после 1000 часов эксплуатации. В случае проведения измерений в июне–июле 2015 г. со времени постановки прибора до окончания наблюдений за последним из вихрей, обсуждаемых ниже, прошло около

2500 часов, за это время дрейф датчика мог составить 1.25%. Согласно спецификации, благодаря специальной мембране толщиной 0.5 мм, время отклика малоинерционного датчика SBE 43F составляет всего 2–5 с. При понижении температуры воды время отклика увеличивается до 15 с при температуре 2–3°C, что при скорости зондирования 0.2 м с⁻¹ эквивалентно вертикальному смещению профиля растворенного кислорода на 3 м. Соответствующий гистерезис в вертикальных профилях кислорода был минимизирован в соответствии с методикой [25].

Акустический доплеровский измеритель течений Aquadopp на носителе Аквалог [10] работал в режиме измерений с максимальной частотой 23 Гц и выдавал данные, осредненные с периодом 4 с. При этом компас прибора обновлялся со скоростью 4 Гц. Анализ данных инклинометра прибора показал, что углы наклона не превышали 15° (при норме 20°) в 99.9% всех случаев. Средние значения углов дифферента и крена составили, соответственно, -2.5° и -1.6° (стандартные отклонения – соответственно 2.4° и 2.7°). Таким образом, прибор Aquadopp работал в вертикальном положении, что было важнейшим условием точных измерений морского течения с помощью АБС.

Данные измерений накапливались в памяти Аквалога. После подъема АБС по этим данным были построены распределения параметров морской среды в зависимости от времени и глубины (давления) или от плотности воды, чтобы исследовать, например, диапикническое перемешивание и изопикническую адвекцию [24]. Ниже данные Аквалога использованы для изучения вертикальной структуры и динамики проходящих вихревых образований.

На этапе постобработки данных измерений течений была выполнена процедура поворота горизонтальных осей системы координат на 7.5° против часовой стрелки так, чтобы вместо системы координат восток–север получить новую систему координат, в которой оси были бы направлены вдоль континентального склона на восток–северо-восток и поперек континентального склона в сторону берега. Ниже рассматриваются только компоненты скорости течения вдоль склона, u , и поперек склона, v . Диаграмму, объясняющую, как скорость течения в вихре проявляется в данных АБС, можно найти, например, в [22]. Обработка данных измерений АБС Аквалог позволяет изучить компоненту скорости $v(t, z)$ в вихре в зависимости от времени t и глубины z . При допущении, что ядро вихря перемещалось над АБС Аквалог прямолинейно и равномерно со скоростью u_c , из данных измерений поперек-склоновой компоненты вектора скорости течения $v(t, z)$ можно рассчитать $\hat{v}(x, z)$. Полученное распреде-

ление $\hat{v}(x, z)$ вдоль сечения вихря целесообразно сопоставить с оценкой поперек-склоновой компоненты геострофической скорости v_g в вихре. Величина v_g была оценена по формуле

$$v_g = g(\rho f)^{-1} \int_{70}^{300} (d\rho/dx) dz \quad (1)$$

в предположении, что вихрь был геострофически сбалансирован в диапазоне глубин от 70 до 300 м, где g – ускорение силы тяжести, $x = u_c t$, t – время циклов профилирования, ρ – плотность воды, f – параметр Кориолиса, z – глубина. Оценки геострофической скорости были получены для нескольких заданных значений $u_c = 0.08, 0.09, \dots, 0.16$ м с⁻¹. Выбор подходящего значения u_c был основан на наилучшем соответствии $v_g(x, z)$ и $\hat{v}(x, z)$. Полученные оценки размеров вихрей были верифицированы по спутниковым данным о температуре поверхности моря и концентрации хлорофилла-а с горизонтальным разрешением ~1 км, полученным с помощью спектрорадиометра MODIS ИСЗ Aqua (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ данных измерений показал, что преобладающий перенос был западного-юго-западного (255°–270°) направления в 89% всех случаев. При этом в нескольких случаях продолжительностью от 2 до 7 сут был отмечен перенос на восток–северо-восток со скоростью $u < 0.05$ м с⁻¹. В среднем за период наблюдений величина вдоль-склоновой компоненты скорости \bar{u} монотонно уменьшалась с 0.15 м с⁻¹ на горизонте 70 м до 0.04 м с⁻¹ к придонному слою на глубине 400 м. В среднем поперек-склоновая компонента скорости течения $\bar{v} \approx 0$ м с⁻¹, но диапазон колебаний v был значительным – ± 0.35 м с⁻¹ (рис. 6 в [24]). Наблюдалась корреляция между изменениями скорости течения во времени и изменениями глубины залегания изопикн. При этом, например, глубина залегания изопикны $\sigma_\theta = 27.2$ кг м⁻³ могла меняться с амплитудой до 170 м. В данных наблюдений за скоростью v выделялись характерные периоды смены знака переноса с направления в сторону берега к направлению от берега, что характерно для прохождения антициклонических вихрей с востока на запад вдоль континентального склона над точкой постановки АБС. Продолжительность таких событий, когда поперек-склоновый перенос разворачивался с северного направления на южное, составляла от 3 до 8 суток. Рассмотрим термохалинную стратификацию и скорость течения во время наиболее интересных событий в июне–июле 2015 г., которые, по нашему мнению, были связаны с прохождением антициклонических вихрей.

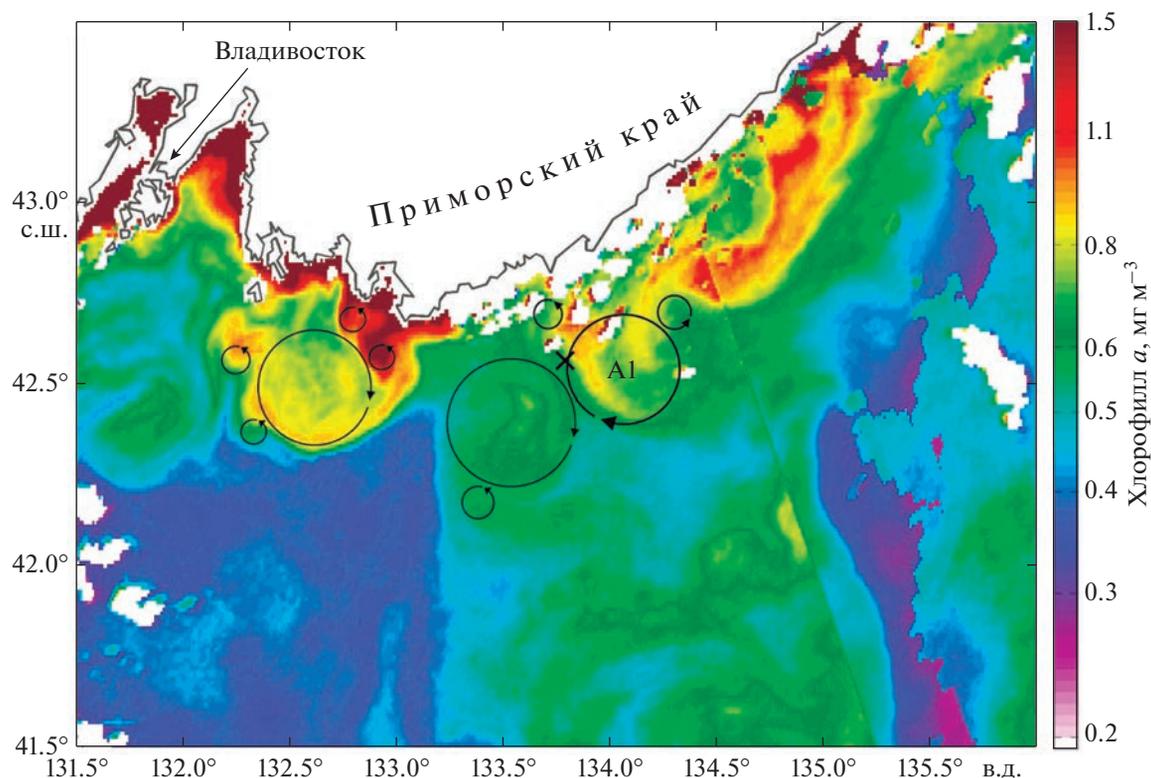


Рис. 1. Концентрация хлорофилла-а на поверхности северо-западной части Японского моря по данным высокоразрешающей съемки спектро радиометра MODIS примерно в 04:45 04.06.2015 (здесь и далее время Всемирное). Визуально выделены некоторые вихри у южного побережья Приморья вблизи АБС Аквалог (косой крест): большие круги – мезомасштабные антициклонические вихри, включая вихрь А1 восточнее АБС Аквалог, малые круги – субмезомасштабные циклонические вихри.

3.1. Динамика и терموхалинная структура антициклона А1

Анализ спутниковых данных

Доминирование антициклонов в области шельфа и верхней части континентального склона у побережья Приморья обусловлено отрицательной потенциальной завихренностью в сдвиговом течении западного направления. Спутниковые съемки в видимом и инфракрасном диапазонах электромагнитного спектра позволили нам выявить антициклонические вихри, дрейфующие на запад-юго-запад вдоль континентального склона (рис. 1). У побережья антициклоны образовали зону шириной до 50 км, обогащенную фитопланктоном. На поверхности моря в вихрях концентрация хлорофилла-а местами достигала $1\text{--}1.5\text{ мг м}^{-3}$. Южнее в открытых районах моря концентрация хлорофилла-а в основном составляла менее 0.5 мг м^{-3} .

В конце мая–начале июня 2015 г. облачность была менее плотной, и по серии спутниковых снимков была установлена дата появления антициклонического вихря А1 вблизи АБС Аквалог (рис. 1 и 2). Передний фронт вихря появился в районе станции ранним утром 4 июня (здесь и да-

лее указано Всемирное время). Закрученные по часовой стрелке струи воды, обогащенной хлорофиллом-а, сделали вихрь А1 заметным на поверхности моря, что позволило нам определить его горизонтальный размер примерно в 30–35 км. Эту величину целесообразно сравнить со значением внутреннего (первого бароклинного) радиуса деформации Россби в двухслойной модели, r_i (например, [9]). Такая оценка была сделана по данным СТД-зондирования от поверхности до горизонта 500 м в районе АБС Аквалог в точке $42^{\circ}33'$ с.ш. $133^{\circ}48'$ в.д. с НИС “Академик Лаврентьев” 30 мая 2015 г. При толщине верхнего слоя 25 м и при перепаде плотности между верхним и нижним слоями равным 1 г см^{-3} получается $r_i \approx 5\text{ км}$. Поскольку радиус вихря А1 был в 3–4 раза больше внутреннего радиуса деформации Россби, этот вихрь следовало считать мезомасштабным. Ниже и выше по Приморскому течению также наблюдались мезомасштабные антициклоны. На их периферии местами были отмечены субмезомасштабные вихри.

На инфракрасных снимках проявились струи вод, связанные с вихревой адвекцией (рис. 2). По данным на 4 июня температура поверхности моря

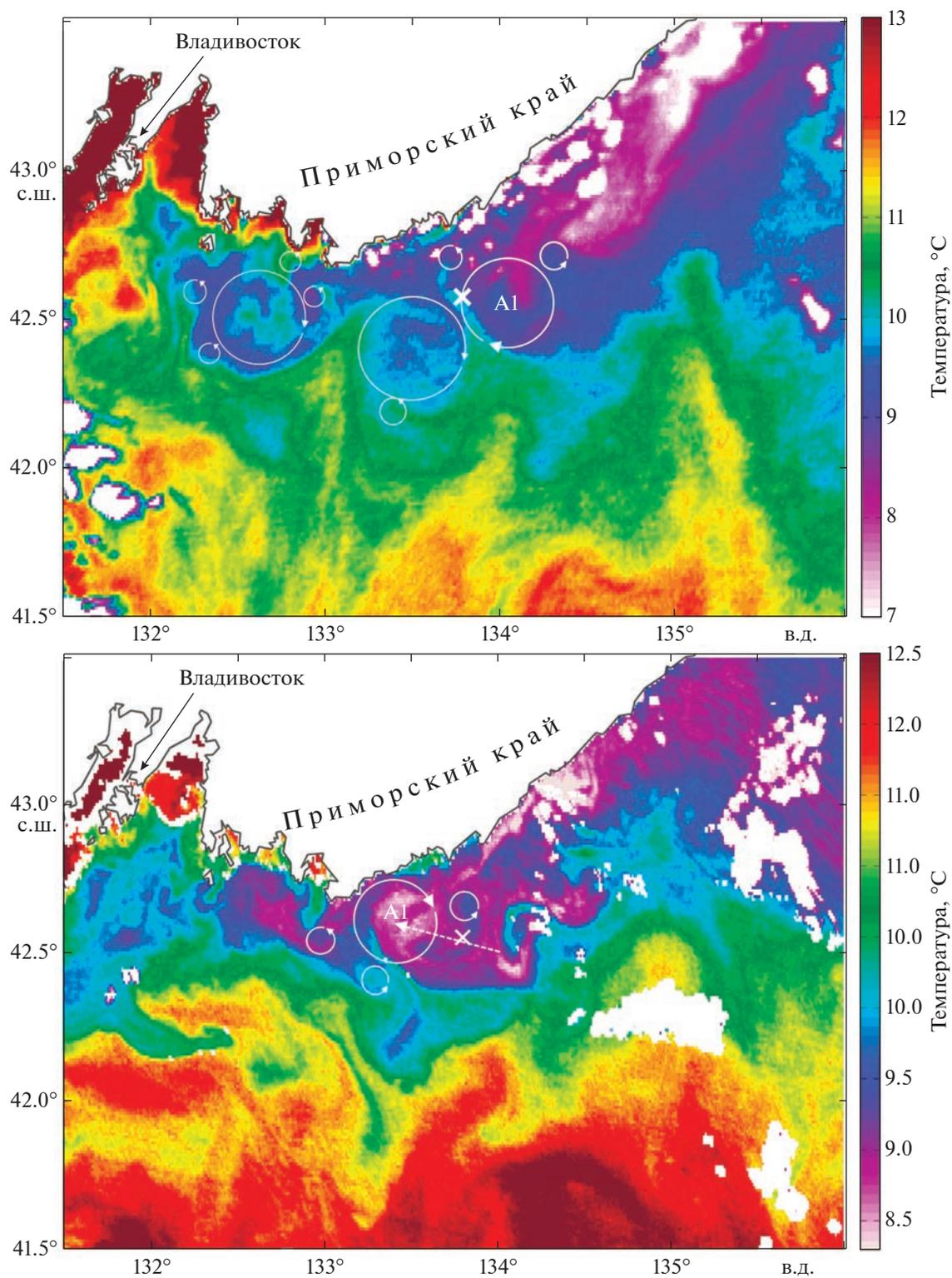


Рис. 2. Температура поверхности северо-западной части Японского моря по данным спектрорадиометра MODIS в 04:45 04.06.2015 (вверху) и в 17:00 09.06.2015 (внизу). Косой крест — место постановки АБС Аквалог. На верхнем рисунке показано положение мезомасштабных антициклонов и субмезомасштабных циклонов, как на рис. 1. На нижнем рисунке: положение мезомасштабного антициклона А1 (большой круг) и соседних с ним субмезомасштабных циклонов (малые круги), результирующий дрейф центра вихря А1 с момента съемки на верхнем рисунке (пунктирная стрелка).

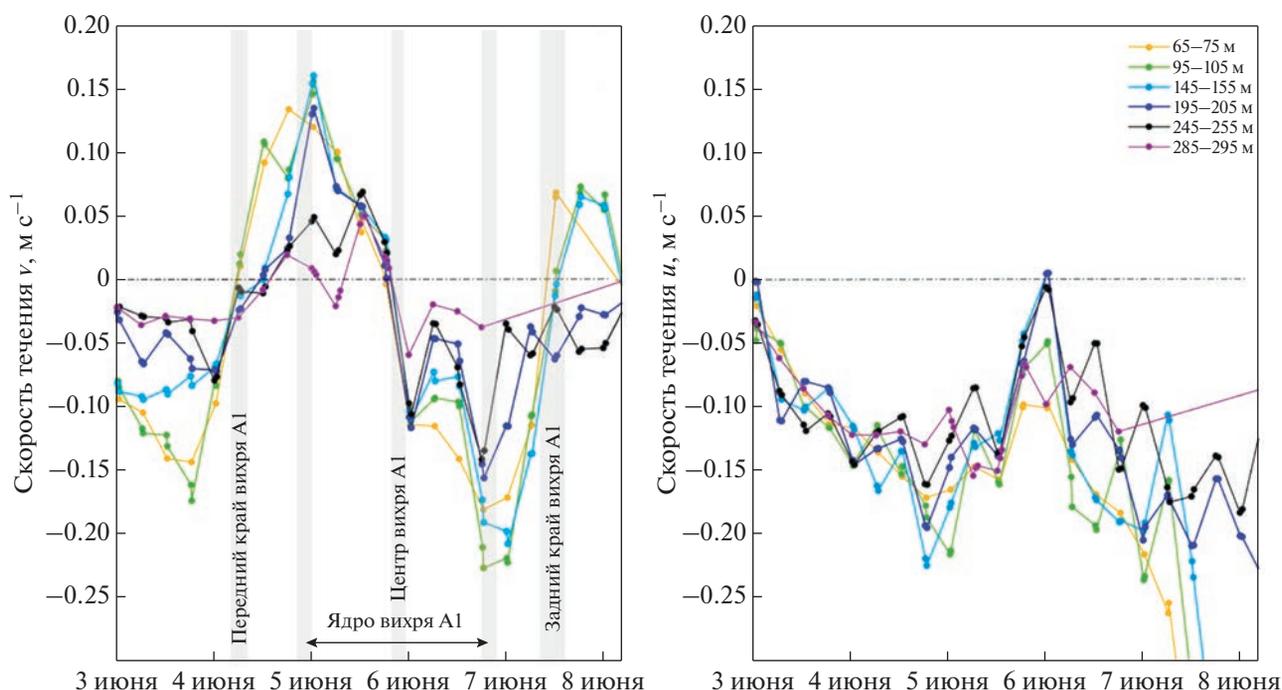


Рис. 3. Поперек-склоновая (слева) и вдоль-склоновая (справа) компоненты скорости течения в 10-метровых слоях в водной толще (глубины слоев указаны на рисунке справа) по данным АБС Аквалог 3–7 июня 2015 г. Данные были сглажены с помощью скользящего среднего с 6-часовым окном.

в ядре вихря А1 составляла примерно 9°C , что на $1\text{--}1.5^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в водах севернее (рис. 2а). Вихрь вовлекал воду с юга, образовавшую теплую струю шириной $3\text{--}5$ км по западной периферии. С 4 июня по 9 июня вихрь А1 отдрейфовал на запад примерно на 45 км (рис. 2б). Он подошел близко к берегу, оказавшись по большей части в области шельфа, а его размеры уменьшились. Возможно, при выходе на шельф скорость дрейфа вихря А1 снизилась.

Анализ данных АБС Аквалог

Вертикальную структуру вихря А1 в водной толще удалось установить по данным измерений АБС Аквалог. Вихрь А1 выделялся по резкому изменению направления компоненты течения, поперечной континентальному склону, v , а также по сильному заглублению изоцикл $\sigma_{\theta} > 27.07$ кг м^{-3} . Передний край вихря, определяемый по времени появления течения, направленного к берегу, прошел над АБС примерно в 5:00 4 июня (рис. 3). Максимальные значения компоненты скорости течения составили $|v| = 0.21\text{--}0.22$ м с^{-1} . Ядро вихря, ограниченное радиусом максимальной орбитальной скорости, R_v , проходило над АБС Аквалог около 2 суток (от начала суток 5 июня до конца суток 6 июня). АБС находилась наиболее близко к центру вихря примерно в 18:00 5 июня, когда

была зарегистрирована смена знака скорости v с положительного на отрицательный.

В области отрицательных значений скорости течения на графике (рис. 3) компонента скорости v убывала немонотонно, по-видимому, из-за локального воздействия инерционного течения с периодом около 17.8 часа. Отметим также инерционное колебание в первую половину 6 июня.

В нижней части вихря глубже 100 м временной интервал между положительным и отрицательным экстремумами v становился меньше с глубиной, то есть диаметр вихря уменьшался. На нижних горизонтах зондирования ($150\text{--}250$ м) вдоль-склоновый перенос значительно отличался от нуля ($u \approx -0.05$ м с^{-1}), то есть вихрь проникал еще глубже.

Величина компоненты скорости u складывается из скорости дрейфа вихря вниз по Приморскому течению и скорости орбитального движения, которая меняется по радиусу вихря, $u = u_e + u_c$, где u_e — вдоль-склоновая компонента орбитальной скорости в вихре, а u_c — скорость дрейфа вихря. В 5:00–7:00 4 июня передний (западный) край вихря А1 прошел над АБС Аквалог, поскольку $v \approx 0$ м с^{-1} , а $u = -0.13 \pm 0.01$ м с^{-1} на всех горизонтах $100\text{--}290$ м (рис. 3). При этом $u_c = u = -0.13$ м с^{-1} , так как на краю вихря $u_e = 0$ м с^{-1} . Отметим, что по нашим данным в среднем компонента вдоль-

берегового течения в слое от 60 до 250 м составила $\bar{u} = -0.15 \text{ м с}^{-1}$ в первую половину июня 2015 г.

В центре вихря, где поперек-склоновая компонента скорости течения v меняла знак, вдоль-склоновая компонента составляла $u = -0.08 \text{ м с}^{-1}$ на горизонте 100 м, что указывает на прохождение центра вихря южнее АБС. Принимая значение $u_e = u - u_c = 0.05 \text{ м с}^{-1}$ в момент прохождения центра вихря над АБС за радиальную скорость на некотором расстоянии к северу от центра вихря, можно определить это расстояние в предположении, что распределение орбитальной скорости в вихре А1 было близким к среднестатистическому для антициклонического океанского вихря [17]. С другой стороны, по данным наших измерений максимум компоненты скорости v наблюдался за 18 часов до момента прохождения центра вихря над АБС Аквалог, или 0.47τ , где τ — общее время между моментами прохождения переднего края и центра вихря. То есть при условии равномерной скорости дрейфа вихря А1 4–5 июня распределение орбитальной скорости в вихре было примерно симметричным. Тогда получается, что центр вихря прошел примерно в $0.15R_v - 0.2R_v$ к югу от АБС Аквалог, где радиус ядра вихря $R_v \approx 8 \text{ км}$. Иными словами, АБС рассекала вихрь с запада на восток по хорде, проходившей на удалении $0.15R_v - 0.2R_v$ к северу от центра вихря. Определив временной интервал $\tau \approx 78$ часов между изменениями знака v на передней и задней стенках вихря (рис. 3), получаем оценку длины хорды $l \approx 36 \text{ км}$, что немного больше, чем оценка размеров вихря по спутниковым снимкам (рис. 1, 2).

Поскольку отношение внутреннего радиуса деформации Россби к радиусу ядра вихря примерно равнялось $r_i/R_v \approx 0.6$, можно полагать, что вихрь А1 был мезомасштабным. Следуя работе [4], примем максимальную наблюденную величину поперек-склоновой компоненты скорости за орбитальную скорость $V_{\text{orb}} \approx 0.21 \text{ м с}^{-1}$ (рис. 3) и определим угловую частоту вращения вихря как $\omega = V_{\text{orb}}/R_v$, чтобы найти число Россби $Ro = \omega/f$, где $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ — параметр Кориолиса. Полученное значение $Ro \approx 0.26$ указывает на то, что вихрь А1 был геострофическим. Отношение орбитальной скорости к средней скорости поступательного движения вихря $V_{\text{orb}}/u_c \approx 1.6$. В таких случаях полагают, что исследуемый вихрь представляет собой изолированное динамическое образование [4].

На периферии мезомасштабного вихря А1 проявились противотечения. С западной стороны перенос по направлению от берега мог быть связан с мезомасштабным антициклоном, край которого предположительно прошел над станцией Аквалог 3 июня (рис. 1 и 2а). С восточной стороны перенос в сторону берега со скоростью

$0.5\text{--}0.7 \text{ м с}^{-1}$ мог быть связан с субмезомасштабным вихрем. Следует отметить, что субмезомасштабные вихри с горизонтальным размером 7–9 км наблюдались рядом с мезомасштабными антициклонами на спутниковых снимках (рис. 1 и 2). Мезомасштабные антициклоны вместе с присоединенными субмезомасштабными циклоническими вихрями могли образовывать мультиполи.

Мезомасштабный антициклон А1 был самым глубоким за весь период наблюдений. Причем амплитуда прогиба изопикн в его ядре возрастала с глубиной, а вихрь мог достигать придонного слоя (рис. 4). Изопикна $\sigma_\theta = 27.2 \text{ кг м}^{-3}$ в ядре вихря залегала на 150 м глубже, чем на краю вихря. За пределами ядра в слое 100–250 метров подъем изопикн пришелся на область повышенных значений радиального градиента поперек-склонового течения.

Вихрь А1 принес воду, отличающуюся по своим характеристиками от окружающей воды. В ядре вихря в промежуточном слое 90–250 м потенциальная температура $\theta = 1.75\text{--}2.75^\circ\text{C}$, т.е. была выше на $0.5\text{--}0.75^\circ\text{C}$, чем на периферии вихря (рис. 5).

В ядре вихря соленость $S = 33.92\text{--}34.02$ единиц практической солености (епс) была ниже, чем на периферии вихря. По краям вихря наблюдалась вода с повышенной соленостью $S > 34.02$ епс. Вихрь окружали более соленые воды, причем временами наблюдались пятна относительно более соленые, чем воды непосредственно под пятнами. Это говорит о том, что в вихре были вероятны случаи неустойчивой стратификации по солености, когда могла возникнуть двойная диффузия по типу солевых пальцев.

Оценка геострофической циркуляции в вихре А1

Как уже говорилось выше, оценка величины числа Россби $Ro \approx 0.26$ указывает на то, что вихрь А1 был геострофическим. Рассмотрим результаты грубой оценки компоненты геострофической скорости течения $v_g(x, z)$ (1), направленного по нормали к континентальному склону в антициклоне А1. Значения $v_g(x, z)$ были сравнены с величинами $\hat{v}(x, z)$, полученными в предположении, что вихрь перемещался с постоянной скоростью u_c . Два разреза хорошо соответствовали друг другу при $u_c = 0.14 \text{ м с}^{-1}$ (рис. 6). При этом протяженность сечения вихря составила 37 км, то есть размер вихря примерно соответствовал тому, который был установлен по спутниковым снимкам (рис. 1, 2). Геострофическая скорость была выше по абсолютной величине на восточной стороне вихря, достигая $|v_g| = 0.23 \text{ м с}^{-1}$ в верхнем 100-метровом слое. Расчет также показал, что сильное

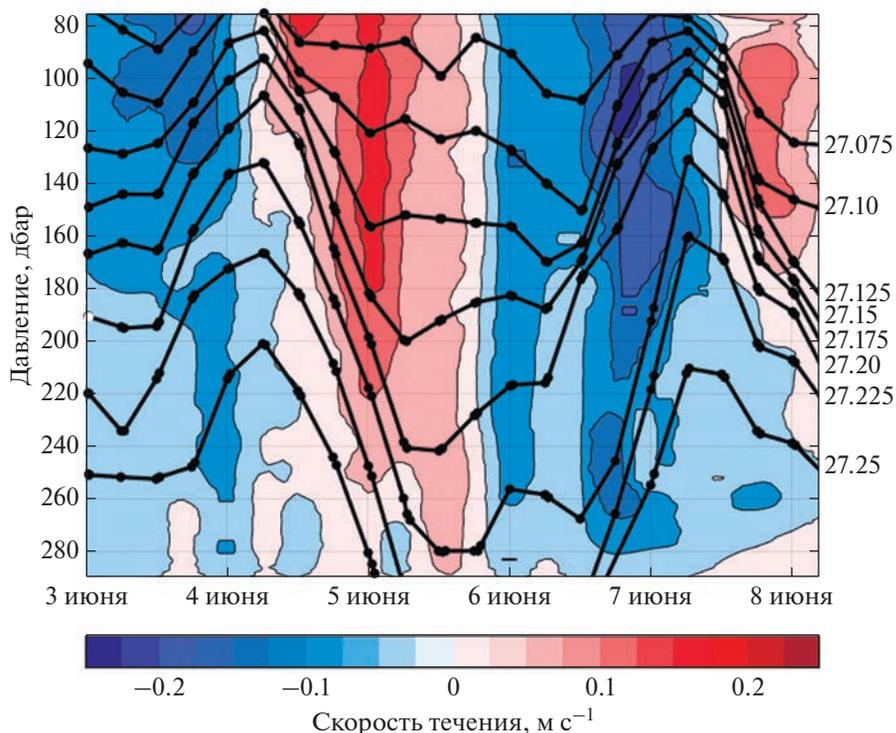


Рис. 4. Вертикальная структура поперек-склонового потока (цветом показана скорость компоненты течения v) и плотностная стратификация (черные линии – изопикны σ_θ , кг м^{-3}) в мультиполе с центром в мезомасштабном антициклоническом вихре A1.

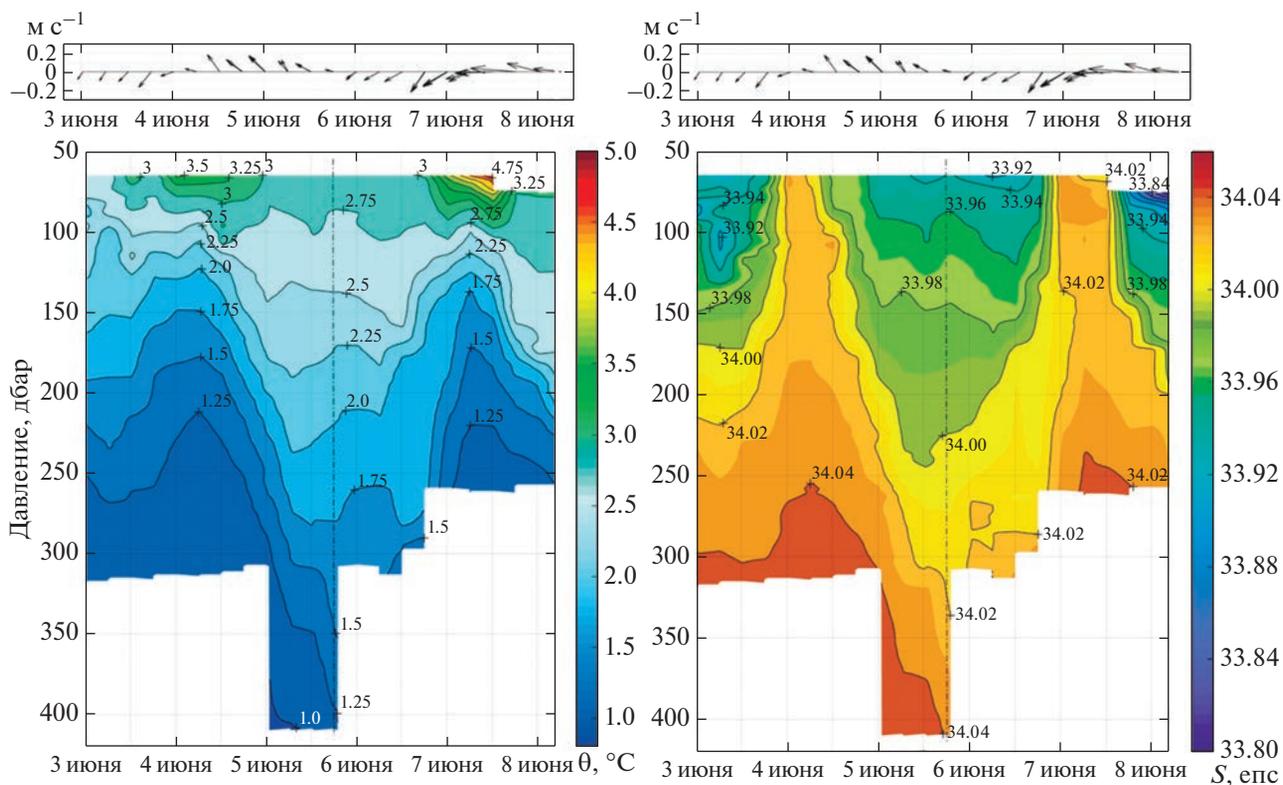


Рис. 5. Потенциальная температура (слева) и соленость (справа) в мультиполе с центром в мезомасштабном антициклоническом вихре A1. Вверху – векторы скорости течения на горизонте 80 м.

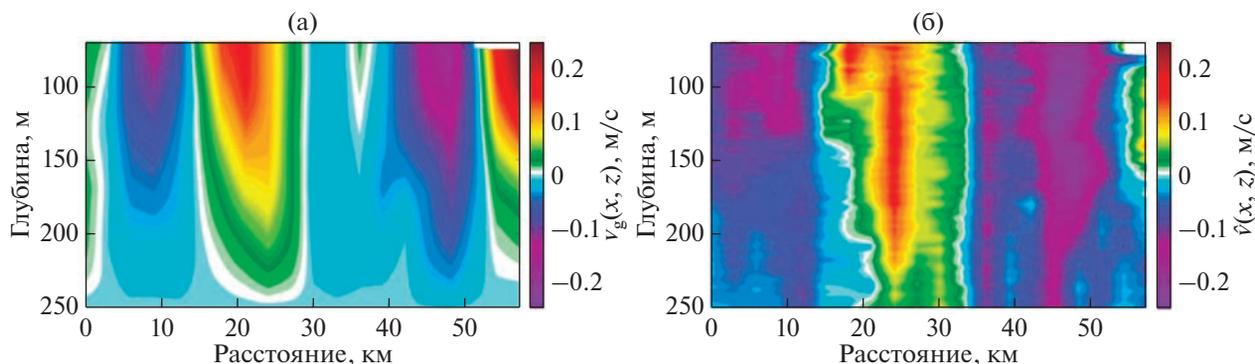


Рис. 6. Реконструкция сечения вихря А1 в направлении вдоль континентального склона: а — компонента скорости геострофического течения $v_g(x, z)$, поперечная континентальному склону, оцененная по СТД-данным АБС Аквалог за время прохождения вихря А1; б — поперек-склоновая компонента скорости течения по данным измерений течений АБС Аквалог, пересчитанным из $v(t, z)$ в $\hat{v}(x, z)$ (см. текст) за время прохождения вихря А1. Ось x направлена на восток-северо-восток (азимут 82.5°).

геострофическое течение проникало вглубь, по крайней мере, до 240 м. В целом, антициклон А1 находился в состоянии, близком к геострофическому балансу. Из сравнения рис. 5 и рис. 6 следует, что теплое кольцо вокруг вихря А1 в верхнем слое моря было довольно широким, $L \approx 5$ км.

3.2. Динамика и термохалинная структура антициклонов А2 и А3

Случай прохождения антициклонического вихря А2 над АБС Аквалог 19–22 июня был очень похож на рассмотренный выше случай вихря А1, хотя время прохождения было больше примерно на 1.5 суток. В вихре А2 компонента скорости течения, направленная по нормали к континентальному склону, достигала 0.23 м с^{-1} , т.е. была примерно такой же, как в вихре А1. Судя по данным, полученным при прохождении края вихря А2 над АБС, скорость поступательного перемещения вихря составила $u_c = 0.09\text{--}0.10 \text{ м с}^{-1}$, то есть была меньше, чем в случае вихря А1. Отношение скорости орбитального вращения вихря А2 к скорости его дрейфа было немного больше 2.

Подобно вихрю А1, изопикна $\sigma = 27.1 \text{ кг м}^{-3}$ была смещена вниз на 150 м до глубины 250 м в ядре вихря А2. На периферии вихря А2 изопикны были приподняты. Наибольшие смещения наблюдались с западной стороны в области, где составляющая скорости v сменила свой знак. Судя по положению изотак v , горизонтальный размер вихря уменьшался с глубиной, а его ось была слегка наклонена в сторону направления движения вихря. Как и в случае вихря А1, с западной стороны перед вихрем А2 также находился субмезомасштабный вихрь, в котором орбитальная скорость была высокой ($v = -0.15 \text{ м с}^{-1}$), а ширина орбитального потока в направлении от берега со-

ставляла приблизительно 1/3 диаметра вихря А2 (если вихрь дрейфовал равномерно).

Третий антициклонический вихрь А3, выбранный для анализа, прошел в районе АБС Аквалог 23–28 июля. Характерные особенности динамики (максимальные значения поперек-склоновой компоненты $v = 0.2 \text{ м с}^{-1}$ и максимальные значения вдоль-склоновой компоненты $u = -0.25 \text{ м с}^{-1}$ в центральной части ядра в области смены знака компоненты v) свидетельствовали о том, что центр вихря прошел севернее АБС Аквалог. То есть измерения зондом-профилографом Аквалог были выполнены в направлении с западного-запада на восток-северо-восток вдоль хорды, проходившей южнее центра вихря А3. Скорость дрейфа вихря А3 составила $u_c = 0.04 \text{ м с}^{-1}$, т.е. была ниже, чем у вихря А2, и значительно меньше, чем у вихря А1. Скорость орбитального вращения вихря А3 была в 6 раз больше, чем скорость его поступательного перемещения. Вихрь А3 был в активной фазе своего существования. Ядро вихря в сечении имело форму неправильного эллипса с вытянутой нижней частью (рис. 7). В ядре вихря потенциальная температура воды, θ , понижалась с глубиной с 2.75 до 1.0°C . Область минимальных вертикальных градиентов температуры находилась между горизонтами 60 и 200 м. Подобно вихрям А1 и А2, кольцо еще более теплых вод $\theta > 2.75^\circ\text{C}$ окружало антициклон А3 в верхнем 100-метровом слое. Причем теплое кольцо было довольно глубоким, наблюдалось затягивание теплых вод в глубину по краям ядра: с западной стороны — до горизонта 120 м, а с восточной стороны — даже до 170 м. Отметим, что такое вовлечение вод может происходить в радиально-вертикальной циркуляционной ячейке во внутреннем экмановском слое вихря [15]. Между горизонтами 140 и 300 м ядро вихря было теплее, чем его периферия. Соленость воды в ядре была в пределах

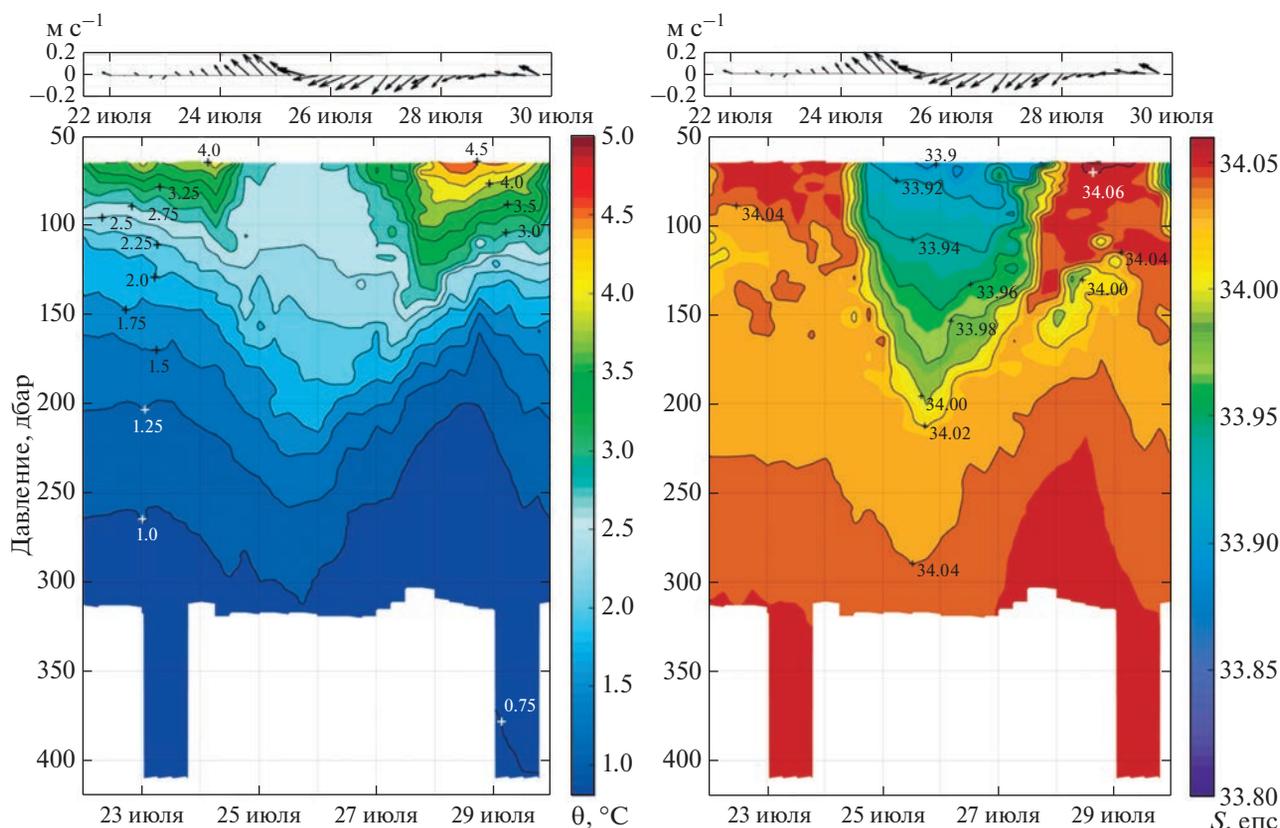


Рис. 7. Потенциальная температура (слева) и соленость (справа) воды в антициклоне А3. Вверху – векторы скорости течения на горизонте 70 м.

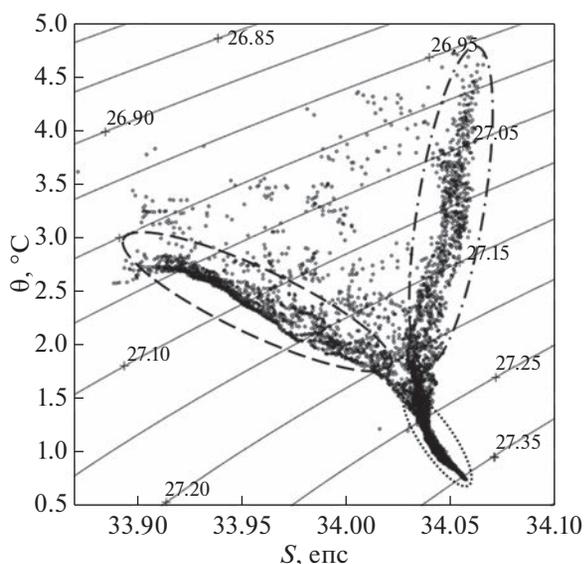


Рис. 8. θ, S -диаграмма вод по данным наблюдений за 23–28 июля 2015 г. Пунктирным эллипсом околтурно ядро менее соленой воды в вихре А3, штрих-пунктирным эллипсом – более теплая и более соленая вода между горизонтами 60 и 150 м на периферии вихря, точечным эллипсом – холодная вода ниже термоклина.

около 33.9–34.0 епс. На периферии вихря в верхнем слое $S > 34.04$ епс, то есть больше, чем в нижележащем слое. Однако в этом нижележащем слое наблюдались инклюзии вод с повышенной соленостью на глубинах 120–160 м (рис. 7). Эти инклюзии могли быть, по-нашему мнению, следствием развития двойной диффузии по типу солевых пальцев, хотя возможность возникновения этого процесса в подобных условиях требует более детального исследования.

На θ, S -диаграмме были выделены три основные водные массы 23–28 июля 2015 г. (рис. 8). Первая с относительно низкими соленостью 33.9–34.0 епс и потенциальной температурой 1.8–2.8°C находилась в ядре мезомасштабного вихря. Вторая с более высокой соленостью 34.03–34.06 епс окружала вихрь по периферии. Третья глубоководная была холодной $\theta = 0.8–1.5^\circ\text{C}$.

3.3. Перенос антициклонами вод, обогащенных кислородом

По данным АБС Аквалог, вертикальное распределение растворенного кислорода сильно менялось вместе с колебаниями изопикнических

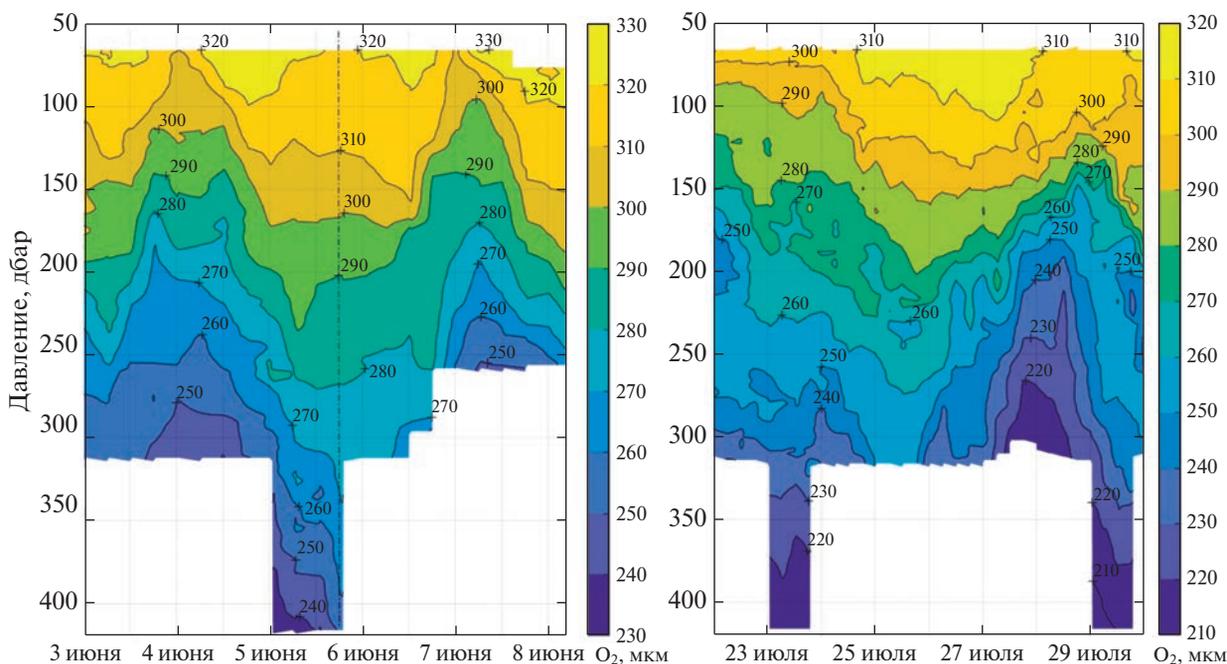


Рис. 9. Растворенный кислород в водах антициклонов А1 (слева) и А3 (справа).

слоев (рис. 6 в [24]). В июне смещения изоксиген по глубине стали еще более коррелированы с колебаниями изопикн. На фоне роста утилизации кислорода в водной толще в июле–октябре [24], большое значение, помимо адвективного переноса кислорода в изопикнических слоях, могла иметь поставка порций воды с повышенным содержанием кислорода в мезомасштабных антициклонических вихрях. Причем значение такого “дискретного” переноса растворенного кислорода возросло к концу теплого сезона. Это видно из сравнения распределения растворенного кислорода в вихрях А1 и А3 (рис. 9). Если в первом случае фоновые значения содержания кислорода в воде были еще довольно высокими за пределами зон подъема изопикн, т.е. до и после прохождения антициклона А1, то в случае вихря А3 в его ядре концентрация кислорода была на 20 мкм кг⁻¹ выше, чем в водах на тех же горизонтах в предшествующие дни. Повышенное содержание растворенного кислорода >310 мкм кг⁻¹ наблюдалось в ядре вихря А3 до примерно 100 м, то есть значительно глубже эвфотической зоны. Изоксигены стали негладкими, а в нижней части вихря наблюдались эффекты перемешивания – распределение кислорода было пятнистым, перемежались пятна и языки вод с разной концентрацией кислорода. На изопикнических поверхностях вокруг нижней части ядра вихря А3 количество растворенного кислорода колебалось в пределах 260–280 мкм кг⁻¹.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Впервые с помощью зонда-профилографа Аквалог нам удалось провести долговременные измерения в области пограничного течения западного направления у побережья Приморья. По данным наших измерений, вдоль-склоновое течение, направленное на запад-юго-запад, наблюдалось почти все 6 месяцев с апреля по октябрь 2015 г. Средняя скорость этого течения (от 0.15 м с⁻¹ на горизонте 70 м до 0.04 м с⁻¹ в придонном слое на глубине 400 м) соответствовала расчетным значениям, полученным ранее в модели общей циркуляции океана [30] для потока между 42.2 и 42.5° с.ш. на 133° в.д. в летний сезон. Наши наблюдения указывают на то, что поток был стабильным в течение всей теплой половины года. Вывод о том, что Приморское течение связано с фронтом в области подъема пикноклина к поверхности моря, можно сделать, проанализировав данные Сангарского СТД-разреза [8]. Фронт отделяет легкие прибрежные воды $\sigma_\theta < 27.2$ кг м⁻³ от вод глубокой части моря.

Ранее моделирование динамики струи, направленной на запад над наклонным дном, было проведено в лабораториях на вращающихся платформах. Баротропная лабораторная модель [18] продемонстрировала, что в слабых потоках при числе Россби $Ro = U/fL \approx 0.11$, где U – максимальная скорость, а L – ширина потока, возникали неустойчивости, подобные вихрям Кельвина-Гельмгольца. По обе стороны струи генерирова-

лись вихри того же знака, что и фоновая завихренность. Вихри двигались в направлении среднего потока, но с фазовой скоростью на 10–15% ниже, чем скорость струи [18]. Лабораторные эксперименты по изучению прибрежного течения в двухслойной вращающейся жидкости, сфокусированные на изучении влияния ширины континентального склона и переменного воздействия ветра на устойчивость и структуру течения, были проведены в [31]. Было показано, что пологий и широкий континентальный склон стабилизирует прибрежное течение, ослабляет образование вихрей и уменьшает водообмен между шельфом и глубокой частью бассейна. Было также установлено, что периодическое воздействие ветра по-разному влияет на режимы прибрежного течения в случаях широких и узких склонов [31].

Выше в разделе 3 были детально рассмотрены три случая прохождения антициклонических вихрей над АБС Аквалог в июне–июле 2015 г. На рис. 4 были показаны сечения вихря А1 в координатах глубина–время. Распределение плотности воды было квазисимметричным относительно центра вихря, где наблюдались максимальное заглубление изопикн и смена знака скорости течения. В этом рис. 4 хорошо соответствовал диаграммам вариаций термохалинной стратификации и течений по глубине и по времени для случаев прохождения антициклонов над буйковыми станциями в Лабрадорском море [20].

Центры вихрей проходили над верхней частью континентального склона в 25–30 км от берега, время прохождения вихрей составило, соответственно, примерно 80, 110 и 130 часов. Горизонтальный размер первого вихря, оцененный с использованием спутниковых снимков и данных контактных измерений, был равен примерно 35 км, что соответствует результатам гидродинамического моделирования [12, 13, 27]. По нашим оценкам, скорость дрейфа вихря А1 достигала 0.14 м с^{-1} , что примерно на 10% ниже величины вдоль-склоновой компоненты течения по данным Аквалага для слоя 60–260 м. При выходе на шельф между антициклоническим вихрем А1 и берегом возникал циклонический сдвиг скорости, что могло стать причиной образования мелких циклонических вихрей, которые питались энергией сдвига скорости. Аналогичные условия наблюдались ранее в акватории Черного моря [4].

По данным АБС Аквалог, к середине лета 2015 г. время прохождения вихрей увеличилось примерно в 1.5 раза, возможно, за счет уменьшения скорости дрейфа. Маловероятно, что увеличение продолжительности прохождения вихрей над АБС Аквалог было связано с увеличением их пространственных размеров, поскольку увеличение размеров вихрей, скорее всего, сопровождалось бы их заглублением, но глубина проникно-

вения вихрей не только не росла, но и, наоборот, уменьшалась. Оценка скорости дрейфа первого вихря оказалась примерно в 2 раза больше тех, которые были получены ранее в моделях [13, 27]. Отметим также, что по результатам анализа спутниковых данных для района ниже по Приморскому течению к югу от зал. Петра Великого, скорость дрейфа крупных антициклонов составила $0.03\text{--}0.06 \text{ м с}^{-1}$ [5].

Результаты нашего анализа указывали на то, что мезомасштабные антициклоны находились в геострофическом равновесии. Если сравнить их с антициклоническими вихрями прибрежного течения северо-западной части Средиземного моря [19, 28] то можно отметить, что антициклонические вихри системы Приморского течения более глубокие (до 250–400 м), хотя и меньшие в горизонтальных размерах и с медленными орбитальными скоростями. В нашем случае ядра антициклонов имели эллипсоидальную форму с вытянутой нижней частью.

По нашим данным, мезомасштабные антициклоны несли воду, которая по своим θ, S -характеристикам была близка к япономорской промежуточной водной массе пониженной солености (далее для краткости ПВНС – промежуточная вода низкой солености), которая характеризовалась потенциальной плотностью σ_θ в диапазоне от 26.9 до 27.3 кг м^{-3} , температурой от 0.6 до 5°C и минимумом солености $\leq 34.06 \text{ епс}$ [21]. Ранее по данным буев-профилемеров АРГО было показано, что в северо-западной части Японского моря в районе $40^\circ\text{--}42^\circ \text{ с.ш.}, 130^\circ\text{--}133^\circ \text{ в.д.}$ в осеннее время наблюдалась субдукция поверхностных вод с низкой соленостью, поступающих из юго-западной части моря, и таким образом обновлялись ПВНС [26]. Причем минимум солености в этом районе залегал на горизонтах 50–100 м [26]. По нашим данным, подпитка ПВНС могла продолжаться в летних условиях, когда мезомасштабные антициклонические вихри несли менее соленую воду, чем окружающая. В ядрах трех антициклонов в слое от 60 до 100 м соленость $S < 34.02 \text{ епс}$, то есть на $0.05\text{--}0.15 \text{ епс}$ ниже, чем вне вихрей. При этом $\theta = 1.5\text{--}3^\circ\text{C}$. Эти значения соответствовали термохалинным характеристикам ПВНС $\theta = 3.0\text{--}4.0^\circ\text{C}$, $S = 33.90\text{--}33.98 \text{ епс}$ в слое 50–100 м глубины по данным, полученным ранее с помощью буев АРГО в указанном выше районе [26]. Таким образом, наши наблюдения позволили выявить источник поступления ПВНС в летний сезон. В отличие от осеннего процесса обновления промежуточной водной массы, летнее поступление этих вод происходит порциями в ядрах антициклонических вихрей, дрейфующих вниз по Приморскому течению из северо-восточных районов Японского моря.

Важно, что мезомасштабные антициклоны системы Приморского течения отличались от антициклонических вихрей, которые были исследованы ранее в глубоководных акваториях в северо-восточной части Японского моря [7]. Те вихри имели большие горизонтальные размеры > 50 км, достигали глубин 800 м и более, а также содержали в своих ядрах воды повышенной солёности $S = 34.07\text{--}34.10$ епс. Их происхождение было связано с Цусимским течением, служащим продолжением ветви южного течения Куроисио [7]. Мезомасштабные антициклоны системы Приморского течения отличались от некоторых вихрей, наблюдавшихся к югу от зал. Петра Великого западнее 133° в.д., которые были идентифицированы как приповерхностные, хотя и глубокие (до 1000 м), и содержали более теплые в сравнении с окружающими воды ($11\text{--}12^\circ\text{C}$) в верхнем слое [7]. Также в акватории южнее зал. Петра Великого в верхнем слое вихри выделялись пониженной солёностью, характерной для шельфовых вод ($32.9\text{--}33.0$ епс) [7]. В нашем случае в приповерхностном слое в антициклонах системы Приморского течения теплая вода была вовлечена вихревым орбитальным движением с юга. Теплые струи окружали более холодные воды в центрах вихрей. Это объясняет, почему теплые кольцеобразные структуры проявились на спутниковых инфракрасных снимках морской поверхности [2, 12]. Поскольку теплые кольцеобразные структуры находились на периферии вихрей, внешние радиусы этих структур могли быть использованы для определения горизонтальных размеров вихрей, как было сделано нами в случае антициклонического вихря А1. С учетом описанной выше термохалинной структуры антициклонов можно прокомментировать спутниковый снимок распределения хлорофилла-а (рис. 1). Известно, что внутри антициклонических вихрей в эвфотическом слое фитопланктон употребляет питательные вещества, происходит рост биомассы фитопланктона и формируются зоны относительно высокой концентрации хлорофилла [23]. Такая зона наблюдалась в вихре А1 (рис. 1).

На периферии мезомасштабного вихря А1 проявились противотечения, которые, по аналогии с вихрями в других акваториях (см., например, [17, 31]), следует рассматривать как сигнатуру окружающих его субмезомасштабных вихрей, а не некое вторичное кольцо как элемент динамики собственно антициклонического вихря. Мезомасштабные антициклонические вихри сопровождалась субмезомасштабными циклоническими вихрями, образуя мультиполи. По данным натурных исследований известно, что субмезомасштабные вихри могут генерироваться в условиях сильного горизонтального градиента завихренности на периферии мезомасштабных антициклонов (см., например, [3, 32]). Известно также, что мезомасштабный антициклонический вихрь

имеет тенденцию быть окруженным циклоническими вихрями как результат самоорганизации [17]. Эта комбинация вихрей приводит к увеличению максимальной скорости вращения антициклона примерно на 10% [17]. Субмезомасштабные циклонические вихри, взаимодействующие с мезомасштабными антициклонами в системе Приморского течения, были смоделированы в модели общей циркуляции Японского моря [12].

Наконец, важно отметить, что, по нашим данным, ядра антициклонических вихрей системы Приморского течения переносили воду с повышенным содержанием кислорода. К концу лета роль переноса свежей воды в вихрях возрастала, поскольку в окружающей воде в северо-западной части Японского моря концентрация кислорода уменьшалась по сравнению с весенними условиями.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью АБС Аквалог были получены высококачественные данные о мезомасштабной изменчивости в системе прибрежного Приморского течения западного направления на севере циклонического круговорота в Японском море. Данные регулярных и частых зондирований на АБС Аквалог в теплое полугодие позволили построить разрезы по глубине и времени через вихри, поскольку вихри дрейфовали вдоль континентального склона вниз по Приморскому течению между стрижнем этого течения и континентальным шельфом. Наибольший интерес вызвали у нас мезомасштабные антициклоны с присоединенными субмезомасштабными циклоническими вихрями. В летний сезон антициклоны в своих ядрах переносили воду с пониженной солёностью и повышенным содержанием кислорода. Эта вода, вероятно, была захвачена в процессе образования вихрей в акватории вверх по Приморскому течению на северо-востоке Японского моря. То есть, по нашим наблюдениям, в летний сезон мезомасштабные антициклоны несли воду, соответствующую по своим характеристикам ПВНС, в район, который ранее в работе [26] был определен как очаг формирования ПВНС. Отметим, что одна из главных задач экспериментальной гидрофизики Японского моря – это исследование процессов водообмена, способствующих наивысшему насыщению кислородом водной толщи по сравнению с другими районами северной части Тихого океана [29]. Вихри системы Приморского течения служат важнейшим агентом летнего переноса свежих вод, количественные оценки их вклада в кислородный баланс Японского моря еще только предстоит сделать.

Описанные выше мезомасштабные антициклонические вихри системы Приморского течения в теплое время года существенно отличаются по

своим термохалинным характеристикам от глубоких вихрей из восточной и западной частей японской котловины. Также есть слабо изученные теплые ринги ветви Цусимского течения в зоне меандрирующего субполярного фронта в центре бассейна. Такое разнообразие мезомасштабных антициклонических вихрей (включая эволюцию их термохалинных свойств от сезона к сезону) в сравнительно небольшом морском бассейне является уникальной чертой динамики северной части Японского моря.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № FMWE-2021-0016 и при частичной поддержке гранта РФФИ 21-77-10052. Авторы очень благодарны В.Б. Лобанову, Дж.-Х. Парку, Ю.-Г. Парку, В.А. Соловьеву за помощь в организации и проведении натурного эксперимента. Авторы очень благодарны рецензенту за многочисленные замечания, которые помогли значительно улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белинский Н.А., Истошин Ю.В.* Приморское течение по материалам экспедиции шхуны “Россинанте” 1936 г. // Труды ЦИПа. Выпуск 17. М.: Гидрометеоздат, 1950. С. 132–143.
2. *Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г.* Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные дрейфующих буюв) // Исследования Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–83.
3. *Елкин Д.Н., Зацепин А.Г.* Лабораторное исследование механизма сдвиговой неустойчивости морского вдольберегового течения // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 614–621.
4. *Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашов А.А. и др.* Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
5. *Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б.* Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С. 3–15.
6. *Лазарюк А.Ю., Каплуненко Д.Д., Островский А.Г. и др.* Экспериментальные исследования изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря // Океанологические исслед. 2017. Т. 45. № 1. С. 33–51. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45\(1\).5](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45(1).5)
7. *Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н. и др.* Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России: в 4 кн. Кн. 1: Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450–473.
8. *Никитин А.А., Дьяков Б.С., Капиштер А.В.* Приморское течение на стандартных разрезах и спутниковых изображениях Японского моря // Исследования Земли из космоса. 2020. № 1. С. 31–43. <https://doi.org/10.31857/S0205961420010078>
9. *Новоселова Е.В., Белоненко Т.В., Гневшиев В.Г.* Бароклинный радиус деформации Россби в Норвежском и Гренландском морях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 5. С. 228–240. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-5-228-240>
10. *Островский А.Г.* Гидроакустическое оборудование автономных подводных профилирующих аппаратов // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 2. С. 53–68. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(2\).6](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).6)
11. *Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьёв В.А. и др.* Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 259–268.
12. *Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А. и др.* Синоптическая вихревая динамика над северо-западным материковым склоном и шельфом Японского моря (моделирование и результаты дистанционных наблюдений) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 100–104
13. *Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Машикина И.В.* Особенности динамики вод синоптического и субсиноптического масштабов над континентальным склоном Японской котловины и шельфом Приморья // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 155–165.
14. *Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б.* Эволюция термохалинной стратификации северо-западной части Японского моря: синоптическая изменчивость и внутригодовые колебания // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 366–376. <https://doi.org/10.31857/S0030157421030163>
15. *Шаниро Г.И.* К теории квазигеострофических движений конечной амплитуды в вязком стратифицированном океане // Океанология. 1987. Т. 27. № 1. С. 18–24.
16. *Юрасов Г.И., Яричин В.Г.* Течения Японского моря. Владивосток: ДВО РАН, 1991. 176 с.
17. *Amores A., Monserrat S., Melnichenko O., Maximenko N.* On the shape of sea level anomaly signal on periphery of mesoscale ocean eddies // Geophysical Research Letters. 2017. V. 44. P. 6926–6932. <https://doi.org/10.1002/2017GL073978>
18. *Brannigan L., Marshall D.P., Naveira Garabato A.C. et al.* Submesoscale instabilities in mesoscale eddies // Journal of Physical Oceanography. 2017. V. 47. № 12. P. 3061–3085. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0178.1>
19. *Flexas M.M., van Heijst G.J.F., Trieling R.R.* The behavior of jet currents over a continental slope topography with a possible application to the Northern Current // Journal of Physical Oceanography. 2005. V. 35. P. 790–810. <https://doi.org/10.1175/JPO2705.1>
20. *Furey H.H., Femke de Jong M., Valdes J.R., Bower A.S.* Eddy Seeding in the Labrador Sea: A submerged autonomous launch platform application // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2013. V. 30. № 11.

- P. 2611–2629.
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00069.1>
21. Kim Y.G., Kim K. Intermediate waters in the East/Japan Sea // *Journal of Oceanography*. 1999. V. 55. № 2. P. 123–132.
 22. Lilly J.M., Rhines P.B. Coherent eddies in the Labrador Sea observed from a mooring // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. V. 32. P. 585–598.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0585:CEITLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0585:CEITLS>2.0.CO;2)
 23. Mizobata K., Saitoh S.I., Shiimoto A. et al. Bering Sea cyclonic and anticyclonic eddies observed during summer 2000 and 2001 // *Progress in Oceanography*. 2002. V. 55. Issues 1–2. P. 65–75.
[https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00070-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00070-8)
 24. Ostrovskii A., Stepanov D., Kaplunenko D. et al. Turbulent mixing and its contribution to the oxygen flux in the northwestern boundary current region of the Japan/East Sea, April–October 2015 // *Journal of Marine Systems*. 2021. V. 224. P. 103619.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103619>
 25. Ostrovskii A., Zatsepin A. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // *Deep-Sea Research I*. 2016. V. 116. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.07.011>
 26. Park J., Lim B. A new perspective on origin of the East Sea intermediate water: Observations of Argo floats // *Progress in Oceanography*. 2018. V. 160. P. 213–224.
<https://doi.org/10.1016/j.pocan.2017.10.015>
 27. Prants S.V., Budyansky M.V., Ponomarev V.I., Uleysky M.Yu. Lagrangian study of transport and mixing in a mesoscale eddy street // *Ocean Modelling*. 2011. V. 38. Issues 1–2. P. 114–125.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.02.008>
 28. Rubio A., Arnau P.A., Espino M. et al. A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the Catalan continental shelf (NW Mediterranean) // *Progress in Oceanography*. 2005. V. 66. Issues 2–4. P. 142–156.
<https://doi.org/10.1016/j.pocan.2004.07.012>
 29. Talley L.D., Min D.-H., Lobanov V.B. et al. Japan/East Sea water masses and their relation to the sea's circulation // *Oceanography*. 2006. V. 19. № 3. P. 32–49.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2006.42>
 30. Yoon J.-H., Kim Y.-J. Review on the seasonal variation of the surface circulation in the Japan/East Sea // *Journal of Marine Systems*. 2009. V. 78. P. 226–236.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.03.003>
 31. Zatsepin A.G., Denisov E.S., Emel'yanov M.V. et al. Effect of bottom slope and wind on the near-shore current in a rotating stratified fluid: Laboratory modeling for the Black Sea // *Oceanology*. 2005. V. 45. Suppl. P. S13–S26.
 32. Zatsepin A., Kubryakov A., Aleskerova A. et al. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // *Ocean Dynamics*. 2019. V. 69. № 2. P. 253–266.
<https://doi.org/10.1007/s10236-018-1239-4>

Mesoscale Anticyclonic Eddies in the Primorye Current System of the Japan/East Sea in the Summer

A. G. Ostrovskii^{a, #}, A. A. Kubryakov^b, D. A. Shvoev^a, D. D. Kaplunenko^c

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

^c*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: osasha@ocean.ru*

This study identified a process of water supply due to discrete transport by anticyclonic eddies towards the formation region of the intermediate water in the northwestern Japan Sea in the summer season. The structures and dynamics of three anticyclonic mesoscale eddies were studied by means of the Aqualog moored profiler observational survey at the continental slope in the Primorsky Current region east of Peter the Great Bay in June–July 2015. It was shown that the eddy cores were of ellipsoidal shape with an elongated lower part. The anticyclones as isolated dynamic structures carried water enriched with dissolved oxygen in the west-southwest direction. In terms of the thermohaline characteristics the water transported was similar to the Japan Sea intermediate water at its formation region south of Peter the Great Bay.

Keywords: mesoscale anticyclones, dissolved oxygen, Primorye Current, East Sea Intermediate Water, Japan Sea, moored profiler Aqualog