

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОЩАДИ И ФОРМЫ БЕНГЕЛЬСКОГО АПВЕЛЛИНГА В 1985–2017 ГГ. И ЕЕ СВЯЗЬ С ДИНАМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

© 2022 г. В. А. Павлушин^а, *, А. А. Кубряков^а

^аМорской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*E-mail: pavlushin.92@mail.ru

Поступила в редакцию 18.06.2021 г.

В работе исследована сезонная и межгодовая изменчивость морфометрических характеристик Бенгельского апвеллинга – формы, площади и протяженности на основе спутниковых измерений температуры поверхности океана (ТПО) за 1985–2016 гг. Северная часть Бенгельского апвеллинга (СБА) (18–26° S) характеризуется увеличением площади в период с января по июль и минимумом в августе–декабре. В наиболее северной части апвеллинга (18–21° S) наибольшая площадь отмечается в апреле–августе, а в январе–феврале и октябре–ноябре принимает минимальные значения. Такие изменения связаны с интенсификацией южного Ангольского течения, которое происходит в феврале и октябре, влияние которого прослеживается до 24° S. Максимум в Южной части (28–32° S) Бенгельского апвеллинга (ЮБА) наблюдается на 1–2 мес. позже в мае–июне, а в сентябре–ноябре ЮБА практически исчезает. В осенние месяцы струя северного течения Агульяс прижимается к берегу Африки, способствуя резкому уменьшению площади ЮБА. На межгодовых масштабах отмечается выраженная изменчивость площади апвеллинга и времени наступления ее пика. При этом после 2010 г. наблюдается тенденция к более раннему наступлению апвеллинга. В самой северной части исследуемого района на широтах 19–22° ю.ш. высокие значения ширины апвеллинга (150 км) отмечались до 2000 г. Далее происходит их резкое падение, и средняя ширина уменьшается практически в 3 раза до величин 50 км. В то же время на широтах 23–28° ю.ш. произошло резкое увеличение площади на ту же величину – около 100 км. Таким образом, несмотря на то, что суммарная площадь апвеллинга осталась постоянной, произошло резкое изменение формы апвеллинга. Ослабление и уменьшение апвеллинга в его самой северной части вероятно вызвано многолетним усилением Ангольского течения, которое наблюдается по альтиметрическим данным.

Ключевые слова: Бенгельский апвеллинг, площадь апвеллинга, Ангольское течение, сезонная и межгодовая изменчивость, температура поверхности океана, спутниковые измерения, течения

DOI: 10.31857/S0205961422020075

ВВЕДЕНИЕ

Восточные пограничные апвеллинги являются частью глобального океанического конвейера, оказывая значительное влияние на вертикальный обмен в Мировом океане. Зоны подъема вод являются важнейшими источниками питательных веществ, способствующих развитию фито- и зоопланктона, которые в свою очередь являются кормовой базой для множества видов рыб. Знание многолетних тенденций в изменениях параметров апвеллинга важно, как для оценки изменчивости морских экосистем и перспектив рыболовства, так и для изучения глобальных и региональных климатических изменений.

Одной из наиболее протяженных апвеллинговых зон является зона Бенгельского апвеллинга (БА) вдоль юго-западного побережья Африки между 34° и 15° ю.ш.. В районе Китового хребта

апвеллинг достигает максимальной продуктивности, что связано с динамикой БА, которая во многом определяет подъем к поверхности антарктической промежуточной воды. По сравнению с другими восточными апвеллингами, БА, обладает уникальными особенностями: он ограничен как с севера, так и с юга двумя теплыми течениями – Ангольским и Агульясским, соответственно, которые могут оказывать большое влияние на характеристики апвеллинга (Backeberg et al., 2012; Strub et al., 1998). По некоторым оценкам вертикальная скорость в зоне БА превышает 2.5×10^{-3} см/с (Полонский, Серебренников, 2019). Такие высокие значения вертикальных скоростей не только определяют особенности функционирования региональных экосистем, но и существенно влияют на характеристики взаимодействия океана с атмосферой, а, следовательно, и климат из-за значительного понижения ТПО в

зоне крупномасштабных океанических апвеллингов (IPCC, 2014).

Межгодовая изменчивость характеристик Бенгельского апвеллинга исследовалась в большом количестве работ (Полонский, Серебренников, 2019б; Hagen et al., 2001; Campillo-Campbell, Gordo, 2002; Hardman-Mountford et al., 2003; Chen et al., 2012; Rouault et al., 2003; Lutz et al., 2015; Lamont et al., 2018; Vizu et al., 2018). Для описания апвеллинга в этих работах в основном используются данные о температуре поверхности океана (ТПО), которая является индикатором подъема холодных вод. В большинстве работ, в качестве характеристики апвеллингов использован термический индекс, рассчитанный по разнице ТПО в зоне апвеллинга и в удаленной зоне, расположенной за пределами апвеллинга (Chen et al., 2012; Полонский, Серебренников, 2019а, б). Эти работы позволили определить основные тенденции в интегральном изменении аномалии температуры БА, описать их связь с различными климатическими индексами и ветровым воздействием (Hagen et al., 2001; Hardman-Mountford et al., 2003; Полонский, Серебренников, 2019а, 2019б).

В то же время ряд работ показывает, что временная изменчивость индексов апвеллинга на севере и юге значительно отличаются (Hardman-Mountford et al., 2003; Чернышков, 2006; Tim et al., 2015; Lamont et al., 2018; Полонский, Серебренников, 2019б). Эти результаты убедительно свидетельствуют о том, что Бенгельский апвеллинг не может рассматриваться как однородная система в соответствии с предыдущими исследованиями, т.к. динамика его северной и южной части существенно различна. Одной из важных причин таких различий является влияние окружающих БА течений – Ангольского на севере и течения Агульяс на юге, усиление которых приводит к ослаблению апвеллинга под влиянием адвекции теплых вод (Hardman-Mountford et al., 2003; Rouault et al., 2007; Veitch et al., 2017; Vizu et al., 2018). Эти течения имеют собственную динамику, часто связанную с удаленным атмосферным воздействием.

Одной из важных характеристик апвеллинга является его площадь, которая характеризуется значительной сезонной и межгодовой изменчивостью (Hagen et al., 2001). Для исследования изменчивости площади апвеллинга используют различные методы, чаще всего основанные на визуальном выбранном критерии граничных значений аномалии или градиента температуры, концентрации хлорофилла А (Hagen et al., 2001; Nixon, Thomas, 2001; Demarcq et al., 2007). В работе (Hagen et al., 2001) для оценки площади апвеллинга использовалась изотерма 13°. На основе данных ТПО исследованы сезонные и межгодовые измене-

ния интенсивности и площади БА в 1982–1999 гг. Показано, что общая площадь апвеллинга в годы с интенсивным БА превышает площадь в годы со слабым БА примерно в три раза. В работах (Demarcq et al., 2015) для оценки ширины и изменчивости восточных апвеллингов использовалось фиксированное значений концентрации хлорофилла А 1 мг/м³. В работе (Полонский, Серебрянников, 2019а) для выделения зоны БА используется критерий разницы температуры $dt = 2.6^\circ$ относительно точки на той же широте отстоящей от положения средней фронтальной зоны на 1° долготы.

Следует отметить, что выбранные критерии неизбежно субъективны и основаны на визуальном анализе. Кроме этого, под размером апвеллинга обычно подразумевается не непосредственно область положительных вертикальных скоростей, а холодная или богатая хлорофиллом область, находящаяся под влиянием поднятых апвеллинговых вод. Размер этой области зависит от горизонтальной адвекции под действием экмановского транспорта, крупномасштабных течений и вихрями, рельефа дна, интенсивности вертикального перемешивания. Однако, именно эта площадь определяет зону наибольшей биологической продуктивности, исследование изменчивости имеет важную практическую ценность. Изменчивость пространственного распределения апвеллинговых вод определяет в какие районы проникнет холодные и богатые биогенными элементами глубинные воды.

Цель настоящей работы – определить сезонную и межгодовую изменчивость морфометрических характеристик Бенгельского апвеллинга – формы, площади и протяженности за более чем 30-летний период (1985–2016 гг.), а также исследовать ее связь с характеристиками крупномасштабных течений, определенных по измерениям спутниковых альтиметров.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ АПВЕЛЛИНГА

Используемые данные

Для исследования Бенгельского апвеллинга был выбран регион с координатами 40°–18° ю.ш. и 5°–20° в.д. В работе используется массив температуры (SST) (Reynolds et al., 2007), основанный на измерениях радиометров AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) и AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer). Данные за период 1985 – 2017 гг. имеют пространственное разрешение 0.25° и временную дискретность 1 день. Для определения скоростей течений в работе использовались картированные данные об абсолютной динамической топографии, полученные по комбинированным данным спутниковых аль-

тиметров, как сумма аномалии уровня морской поверхности (SLA) и средней динамической топографии (Mulet et al., 2013). Пространственное разрешение данных – 0.25° , временная дискретность – 1 сутки (delayed-time product).

Используя полученные массивы абсолютной динамической топографии, из уравнений геострофического баланса были рассчитаны поверхностные скорости геострофических течений с временным разрешением 7 дней на сетке $1/8 \times 1/8^\circ$ градуса:

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y}, \quad v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x},$$

здесь h – уровень моря, u_g, v_g – геострофические скорости, $g = 9.8$ м/с² – ускорение свободного падения, $f = 10^{-4}$ с – параметр Кориолиса.

Метод идентификации апвеллинга по измерениям ТПО

В данной работе для идентификации зоны апвеллингов использовались среднемесячные карты ТПО. Для каждой карты рассчитывалась сглаженное по пространству распределение с помощью пространственной фильтрации скользящим средним с шириной окна $4 \times 4^\circ$. Далее сглаженное поле вычиталось из исходного для выделения аномалий температуры от их крупномасштабного распределения. Зоной апвеллинга на полученных картах аномалий считались зоны с аномалиями температуры относительно сглаженных ниже, чем -1° . Это значение было выбрано эмпирически на основе визуального анализа массива температуры за весь период времени. Отметим, что такое значение ниже, чем используемое в недавней работе (Полонский, Серебрянников, 2019а) – 2.6°C . Такие различия связаны с используемой методикой. В работе (Полонский, Серебрянников, 2019а) в качестве опорной температуры используется ТПО вод Атлантики за фронтом апвеллинга. В нашей работе проводится анализ разницы между температурой апвеллинга и сглаженным полем температуры, т.е. средним в квадрате $4 \times 4^\circ$ с центром в каждом узле сетки (см. квадрат на рис. 1, а). В среднее поле входит в том числе и ТПО самого апвеллинга, поэтому выбранный критерий в два раза ниже. Использование скользящего среднего позволяет эффективно выделить фронт апвеллинга, на котором происходит резкий рост отклонения ТПО от сглаженного поля.

На рис. 1 приведено сравнение карты ТПО и определенной с помощью предложенного метода зоны апвеллинга для февраля 2010 г. Как видно, выделенная зона визуально достаточно хорошо согласуется с зоной пониженных температур на карте ТПО т.е. зоной апвеллинга, а также зоной, ограниченной высокими градиентами температур (рис. 1, в). В этом конкретном случае апвел-

линг была смещена на север, а на юге апвеллинг практически отсутствовал.

Отметим, что выделение зоны апвеллинга по данным о ТПО может приводит к некоторым неточностям. Воды апвеллингового происхождения могут не достигать поверхности или распространяться на значительные расстояния за счет горизонтального переноса, а не за счет подъема. Тем не менее, данные об отрицательных аномалиях ТПО выступают определенным индикатором положения вод апвеллинга, исследованию изменчивости которого и посвящена настоящая работа.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственное распределение гидрометеорологических характеристик в районе апвеллинга

Среднее распределение температуры, скорости и завихренности ветра, скорости течений в исследуемом районе изображено на рис. 2. На рис. 2, а отчетливо выделяется зона апвеллинга в которой температура понижена на 4–6 градусов относительно окружающей среды. Бенгельский апвеллинг можно разделить на две широкие области холодных вод с границей в районе 28° ю.ш. – на Северный (СБА) и Южный (ЮБА) Бенгельский апвеллинг (Hagen et al., 2001).

Как видно из карты среднего распределения скорости ветра по данным скаттерометра QuikSCAT такое разделение вызвано локальными особенностями поля ветра (рис. 2, в). Вблизи Африканского континента наблюдается две локальные зоны пониженных скоростей ветра со средней величиной менее 5 м/с. Данные скаттерометров с высоким разрешением показывают, что эти зоны связаны с возникновением зон ветровой тени за мысами Доброй надежды и Людериц. Эти зоны разделены областью высоких скоростей ветра в районе г. Людериц 28° , которые по-видимому связаны усилением скорости ветра при обтекании мыса. Сдвиг скорости определяет завихренность поля ветра, которая имеет локальные максимумы в областях низких скоростей и минимум в районе мыса. Рис. 2, б показывает, что распределение завихренности ветра во многом определяет положение области подъема наиболее холодных вод на поверхность.

Карта средних геострофических течений в данном районе представлена на рис. 2, г. В северной части апвеллинга расположено южное Ангольское течение, которое также несет теплые экваториальные воды в зону апвеллинга, подавляя его развитие. В южной части континента северные течения частично обусловлены ответвлением течения мыса Игольный. Эти течения несут теплые воды Индоокеанского происхождения на север. Кроме того, градиенты плотности на фронте

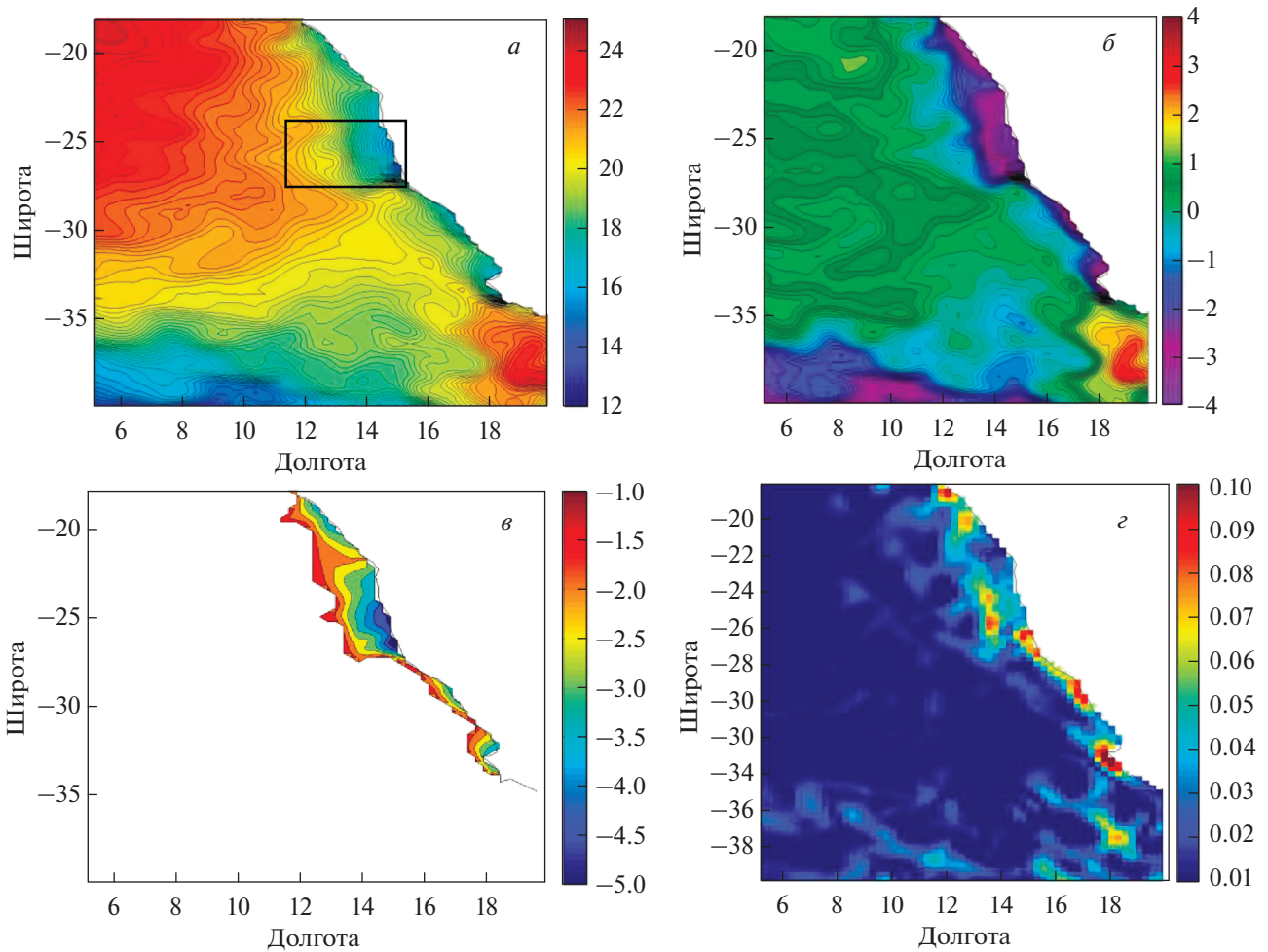


Рис. 1. Пример выделения апвеллинга: карта среднемесячной температуры ($^{\circ}\text{C}$) в феврале 2010 года (а), карта аномалии температуры от сглаженного скользящим средним ($4 \times 4^{\circ}$) (б) и выделенная по аномалии ТПО зона апвеллинга (в), карта градиентов температуры (г).

апвеллинга приводят к образованию северных геострофических течений, скорость которых, таким образом, зависит от интенсивности апвеллинга.

Сезонная изменчивость площади и ТПО в Бенгельском апвеллинге

На рис. 3 изображен сезонный ход температуры и ее аномалии в зоне апвеллинга, а также площади апвеллинга. Максимальные температуры в зоне апвеллинга наблюдаются в астральное лето с февраля по март (порядка 18°C .), а наименьшие — в августе—октябре (около 14.5°C) в согласии с предыдущими работами (Campillo-Campbell, Godoa, 2002; Полонский, Серебренников, 2019а). В то же время пространственные аномалии температуры имеют противоположный ход. Максимальные отрицательные аномалии (-1.9°C) наблюдаются в марте—апреле, а максимальные положительные (1.2°C) — в сентябре—октябре.

Возникающие под действием вертикальных движений аномалии температуры в поверхностном слое зависят от вертикальных градиентов температуры в этом слое, которые намного выше в период прогрева, и ниже в период зимнего перемешивания. В результате наибольшая разница между ТПО в районе апвеллинга наблюдается в период прогрева. Для примера на рис. 4 приведены средние карты ТПО за апрель и октябрь. В апреле центральная Атлантика прогрета сильнее, чем в октябре (ТПО составляет 22° и 17° , соответственно). В то же время минимальная ТПО апвеллинга меняется менее значительно от 14 до 12° . Таким образом, изменение аномалии ТПО на сезонных масштабах зависит в большей степени от сезонного хода и особенностей вертикального прогрева в центральной Атлантике, чем непосредственно от интенсивности апвеллинга. Это говорит о том, что анализ термических индексов (аномалии температуры) может приводить к

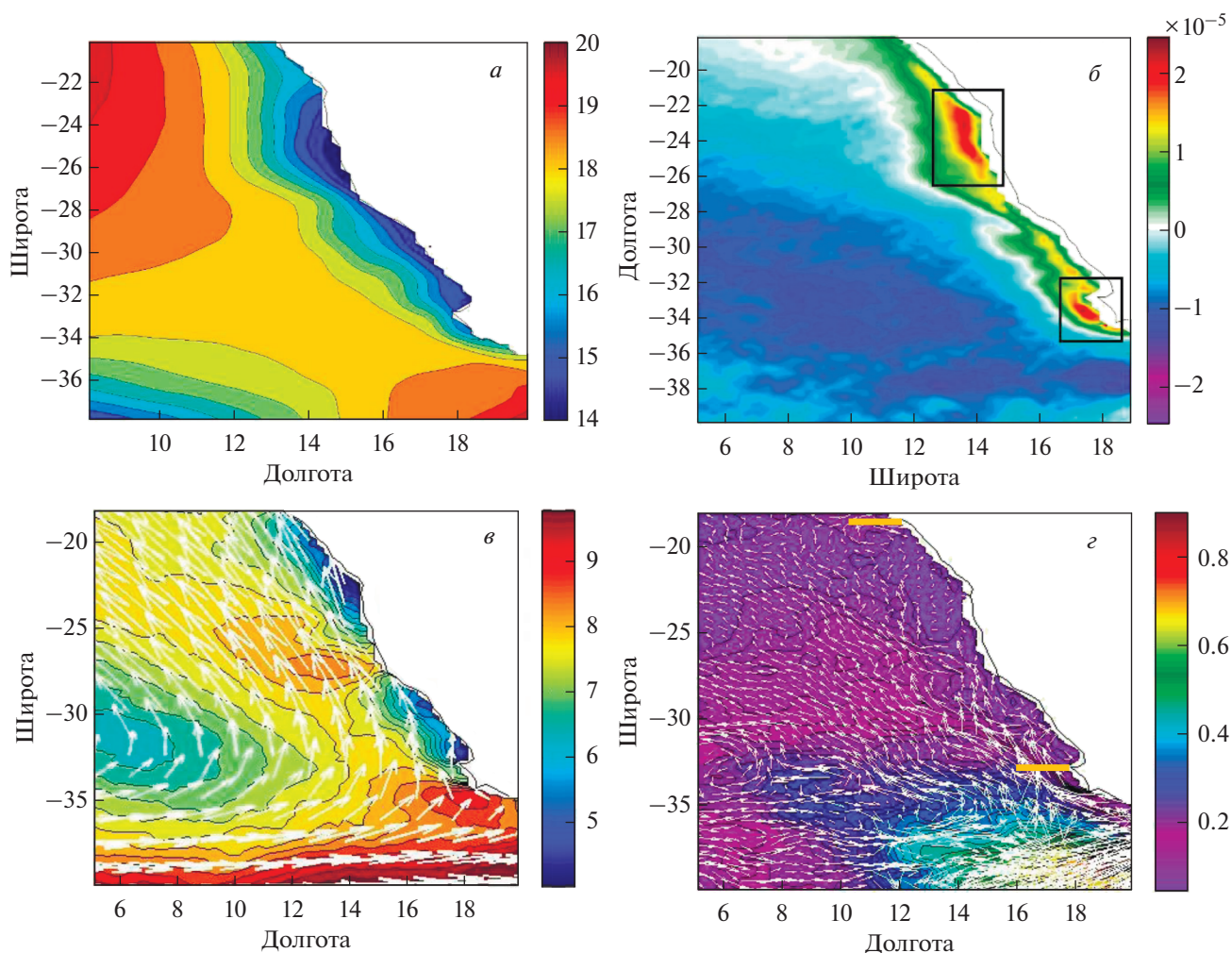


Рис. 2. Пространственное распределение средней ТПО (*а*, °С), завихренности (*б*, 1/с) и скорости ветра (*в*, м/с), скорости течений (*г*, м/с) по данным спутниковых измерений в исследуемой области.

ошибкам в оценке изменчивости апвеллинга на сезонных масштабах, на которых анализ абсолютных значений ТПО дает более верные результаты. Однако, на масштабах более года эти ошибки будут усредняться и использование термических индексов приемлемо.

Еще одной важной характеристикой апвеллинга, отражающей изменчивость его интенсивности является его площадь (зеленая линия на рис.3), которая имеет существенно отличный сезонный ход. Площадь апвеллинга максимальна и практически одинакова с апреля по июль, когда она составляет около 380000 км². В сентябре-ноябре отмечается сезонный минимум площади апвеллинга, когда она уменьшается практически в 2 раза. Эти особенности сезонного хода хорошо видны визуально на рис. 5. Несмотря на то, что ТПО апвеллинга принимает минимальное значение в октябре, в апреле площадь БА намного выше, чем в октябре.

Отметим, что сезонная изменчивость интенсивности апвеллинга в различных его частях значительно отличается (Tim et al., 2015). Для исследования пространственной изменчивости сезонного года была построена сезонная диаграмма ширины апвеллинга для различных широт (рис. 5). Максимальной ширины (в среднем 200 км) апвеллинг достигает в районе п. Людериц (между 22° и 26° ю.ш.). Южнее его у мыса расположен минимум. В этом районе данные скаттерометров фиксируют минимум завихренности (рис. 2, б) из-за топографических эффектов обтекания мыса. Еще одной причиной этого минимума может являться сток вод реки Оранжевая, который приводит к росту халинной стратификации и формированию тонкого теплого верхнего слоя, не позволяющего наблюдать апвеллинг по данным о ТПО. Следующий максимум (область 2 на рис. 2, б) с шириной около 130 км расположен на широтах 28°–30° ю.ш. Наконец, третий максимум со зна-

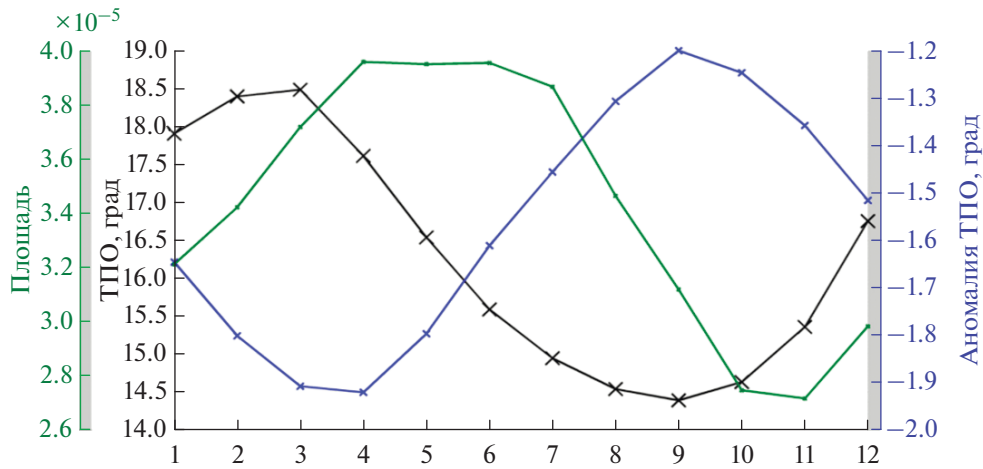


Рис. 3. Сезонный ход средней температуры (°C), аномалии температур (°C) и площади (км²) в апвеллинге.

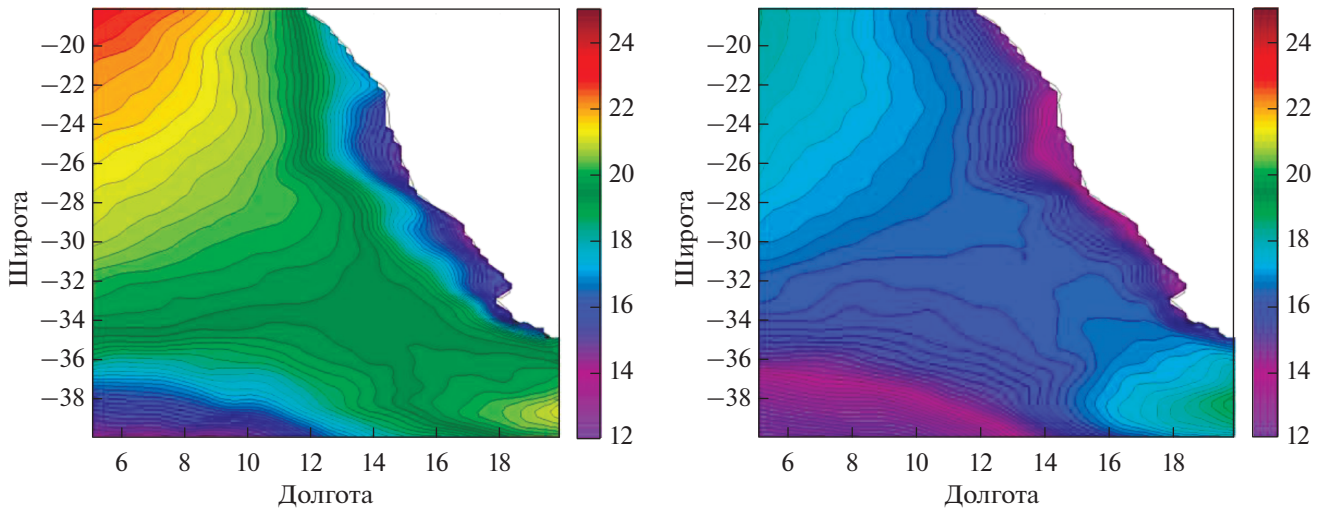


Рис. 4. Карта средней температуры (°C) за апрель (слева) и октябрь (справа) 1985–2016 гг.

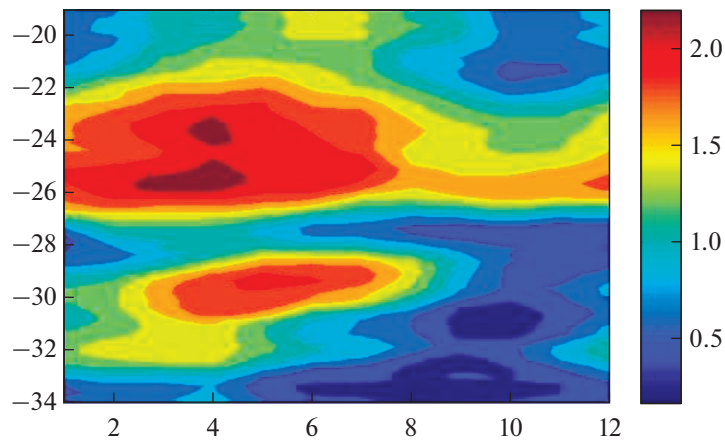


Рис. 5. Сезонная изменчивость средней широты апвеллинга (°) на различных широтах.

чениями 100 км расположен в наиболее южной части континента на широте 32° ю.ш.

Сезонный ход ширины апвеллинга характеризуется наличием двух зон наиболее интенсивной изменчивости. Первая более широкая зона СБА располагается севернее 27° ю.ш. Она характеризуется увеличением ширины (L) в период с января по июль до значений $L = 2^\circ$ (200 км) и максимумом в апреле ($L = 2.2^\circ$). В августе–декабре ширина СБА значительно уменьшается, в первую очередь, в северной части этой зоны. В наиболее северной части апвеллинга (18–21° ю.ш.) наибольшая площадь отмечается в апреле–августе, а в январе–феврале и октябре–ноябре принимает минимальные значения. В южной части СБА, на широтах 25–26°, ширина апвеллинга остается достаточно высокой во все сезоны и даже в период минимума не снижается ниже $L = 1.5^\circ$ (150 км). Таким образом на этих широтах апвеллинг достаточно интенсивен в течении всего года.

Вторая зона – ЮБА располагается на 29–33° ю.ш. Время наступления максимума ее площади отстает от первой примерно на 1–2 мес. Наибольшая ширина ЮБА ($L = 1.7–2^\circ$) наблюдается в период с марта по июль, а в остальное время на данной широте не превышает 1°. В октябре ширина апвеллинга падает практически до 0, т.е. апвеллинг в этой части акватории исчезает.

Важной причиной такого сезонного хода площади апвеллинга является влияние течений, окружающих его с севера (Ангольское течение) и юга (течения Агульяс). Для исследования сезонного хода этих течений по данным спутниковой альтиметрии была проанализирована изменчивость меридиональной скорости течений на двух зональных разрезах, окружающий апвеллинг с севера и юга (разрезы показаны на рис. 2, *г*).

Рис. 6, *в* показывает, что на сезонных масштабах изменчивость средней ширины апвеллинга на широтах 18–25° ю.ш. и сезонный ход меридиональной скорости течений (м/с) в северной части на широты 18° ю.ш. практически совпадает. Интенсификация южного Ангольского течения сопровождается уменьшением площади СБА. В северной части апвеллинга усиление Ангольского течения происходит в январе–феврале и октябре (рис. 6, *а*, *б*, *в*). Как видно из рис. 5, именно в этот период отмечается резкое уменьшение площади апвеллинга в северной части СБА (18–24° ю.ш.). Наоборот, сезонный минимум Ангольского течения в июне приводит к продвижению БА на север. Таким образом, именно сезонный ход Ангольского течения оказывает важное влияние на площадь северной части БА, которое прослеживается до широт 24° ю.ш.

Сезонный ход меридиональной компоненты течений на разрезе 33° ю.ш. в ЮБА показан на рис. 6, *б*. Северные течения в этой области прино-

сят теплые воды от мыса Игольный в зону БА. Анализ показывает, что интенсификация северных течений происходит в декабре–феврале, а их ослабление в июне–октябре. Такая изменчивость совпадает с сезонным ходом аномалии ТПО (рис. 3), но не коррелирует с его площадью. Однако, существенная сезонная изменчивость наблюдается не только в интенсивности северного течения, но и в положении динамического фронта (белый цвет на рис. 6, *б*). В сентябре–ноября струя прижимается к континенту и находится в непосредственной близости от берега. Именно в это время наблюдается и минимум площади ЮБА.

Отметим, что изменчивость скорости течений, положение динамического фронта и интенсивность апвеллинга связаны. Рост градиентов плотности на фронте апвеллинга при увеличении аномалии ТПО в зимний период может являться важной причиной интенсификации геострофических северных течений. Этот эффект усиливает затоки теплых вод с юга, что в свою очередь, приводит к дополнительному росту аномалии ТПО. Интенсификация экмановского транспорта от берега приводит к усилению апвеллинга, который способен смещать динамические фронты на запад. Ослабление апвеллинга в осенний период уменьшает этот эффект, в результате чего северное теплое течение Агульяс прижимается к берегу, дополнительно препятствуя подъему холодных вод на поверхность.

Межгодовая изменчивость характеристик апвеллинга

Межгодовая изменчивость общей площади апвеллинга и ее диаграмма по сезонам в различные годы показана на рис. 7. Максимальные площади отмечаются преимущественно в марте–июне, когда по данным ТПО они оцениваются в 250–350 тыс. км², а в некоторые месяцы, например, в мае 2000 и 2003 г. достигает 400 тыс. км². Минимальные площади отмечаются с сентября по ноябрь, когда общая площадь апвеллинга снижается в 2 раза до 150 тыс. км². В отдельные годы наблюдались минимальные значения площади, около 100 тыс. км², например, в ноябре 1995 и 2013 гг. Наблюдается выраженная изменчивость по амплитуде сезонного хода, и времени наступления максимума/минимума площади. В некоторые годы пик площади отмечается в июне (1998, 2011 г.), в некоторые в мае (2000, 2003 г.), а в последние годы в апреле или даже в марте. в некоторые в апреле (2005, 2010 г.), а в последние годы в апреле (2013, 2015 г.) или даже в марте (2014, 2016 г.). Таким образом, наблюдается тенденция к более раннему развитию апвеллинга после 2010 г. Кроме этого, характерной чертой является рост сезонных коле-

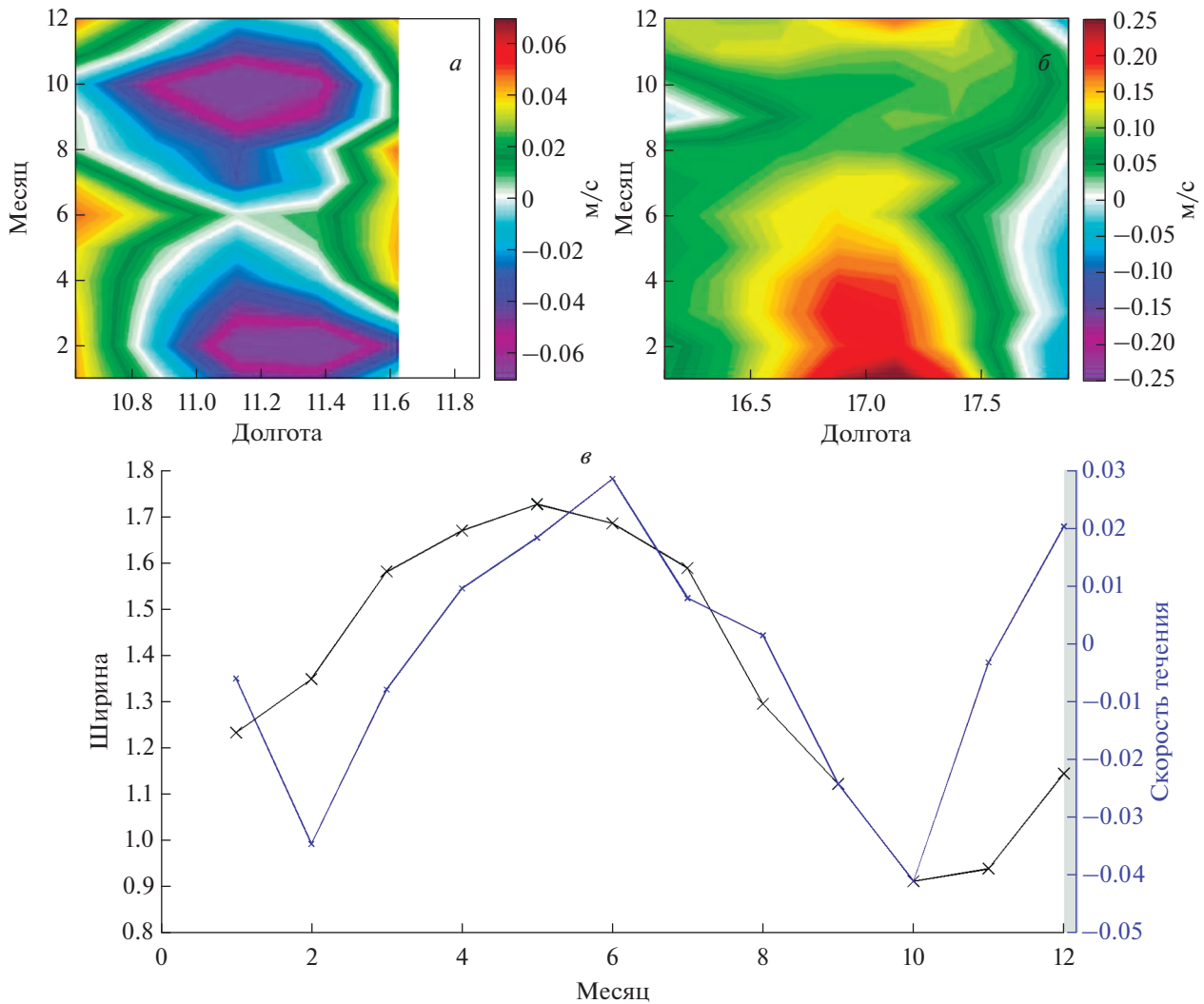


Рис. 6. Сезонный ход меридиональной скорости течений (м/с), по данным спутниковой альтиметрии на широтном разрезе 18° ю.ш. (а) и 33° ю.ш. (б, в) Сезонная изменчивость средней ширины апвеллинга (°) на широтах 18–25° ю.ш. и средней меридиональной скорости течений (м/с) на широте 18° ю.ш., долготы 10–11° з.д. (рис. 6, в). Положительные значения скорости на рис. 6, а–в направлены на север.

баний площади апвеллинговой зоны, особенно хорошо видных по рис. 7, а. До 1995 года они были менее выражены, чем в последующий период.

На рис. 8 изображена межгодовая изменчивость аномалии ТПО и площади БА, сглаженная скользящим средним с шириной окна 365 дней. Выраженнейшей особенностью этого графика является усиление отрицательной аномалии ТПО в апвеллинге после 2000-х годов. С 2000 по 2015 г. аномалия увеличилась от значения -1.5° до -1.8°C , что свидетельствует об интенсификации апвеллинга. Площадь апвеллинга и аномалия ТПО в основном находятся в противофазе, т.е. понижение температуры (интенсификация) апвеллинга сопровождается ростом его площади. Однако, в изменчивости площади отсутствует выраженный

тренд, которая осталась практически одинаковой со средним значением около 340000 км^2 .

Такие различия свидетельствуют о том, что несмотря на выраженный рост температуры в окружающих водах, связанный с глобальным потеплением океана (Johnson et al., 2020), температура в области апвеллинга остается стабильной и ее разница с окружающими водами растет. Это подтверждает карта трендов ТПО на рис. 9, а. Отсутствие роста температуры (тренд ТПО близок к 0) отмечается вблизи берега на широтах $20\text{--}35^{\circ}$ ю.ш., а также в полосе $20\text{--}30^{\circ}$ ю.ш в водах центральной Атлантики, подверженных влиянию апвеллинга. В то же время в водах южной Атлантики (южнее 35° S) тренд составляет 0.02°C в год, а в северной части (севернее 20° S) в районе Гвинейского течения составляет 0.04°C в год. Отсутствие трендов

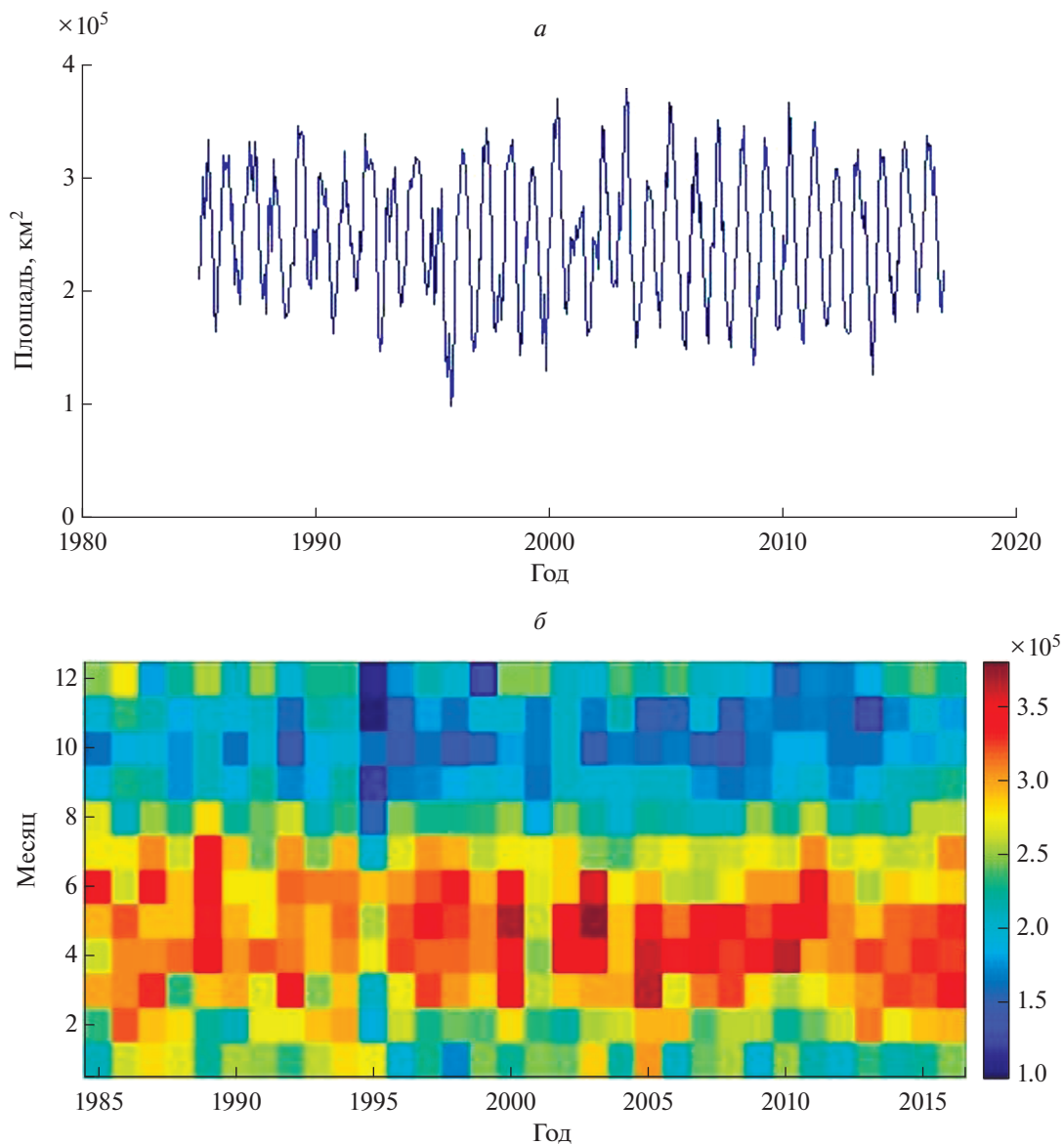


Рис. 7. Диаграмма среднемесячной площади апвеллинга (а) и диаграмма аномалий ТПО в апвеллинге (б).

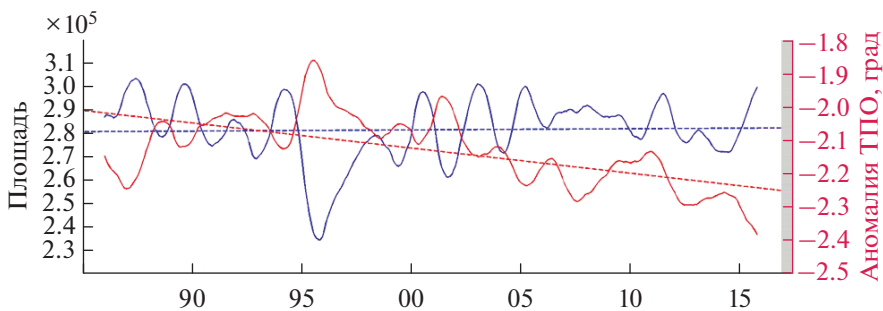


Рис. 8. Межгодовая изменчивость площади Бенгельского апвеллинга (синяя линия, км²) и аномалии ТПО (красная линия, °С) в нем, сглаженная годовым скользящим средним. Пунктирные линии показывают линейные тренды для обоих рядов.

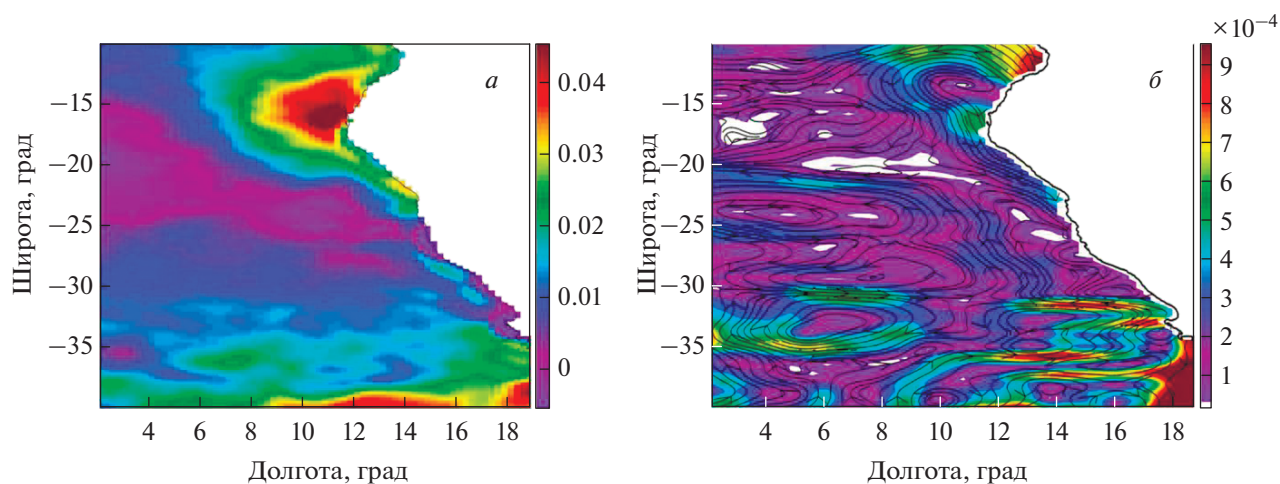


Рис. 9. Пространственное распределение: *a* – трендов ТПО (°/год) и *б* – скорости течений (м/с в год).

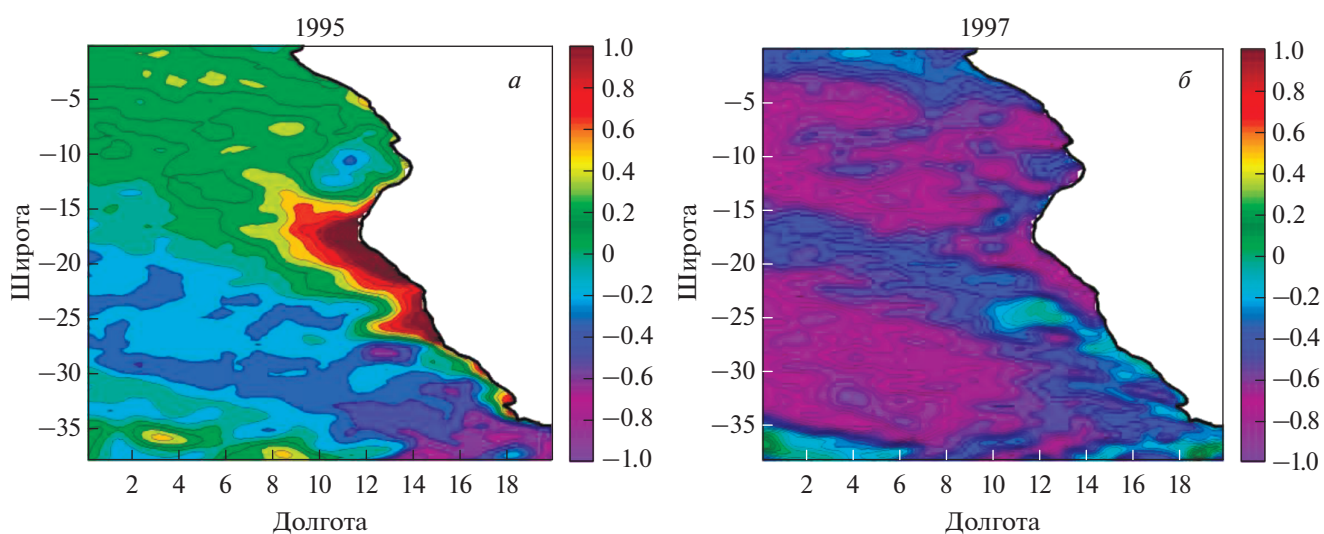


Рис. 10. Примеры карт среднегодовых аномалий температур (°C) от среднего распределения за 1985–2017 гг (°C) за 1995 (*a*) и 1997(*б*) года.

температуры в центральной части БА, несмотря на глобальное потепление, свидетельствует об интенсификации апвеллинга.

Средние тенденции накладываются на значительные межгодовые колебания характеристик апвеллинга. Наиболее выраженное уменьшение аномалии ТПО в апвеллинге, сопровождавшееся значительным уменьшением зоны апвеллинга отмечено в 1995–1996 гг. (рис. 8, *a*) (-1.5°C), когда площадь достигла своего минимума $3 \times 10^5 \text{ км}^2$, что на 15% меньше, чем в обычные годы. Пример карты аномалии ТПО в 1995 и 1997 гг. от ее среднего распределения за 1985–2017 гг. представлены на рис. 10, *a*. В 1995 г. в районе СБА аномалии ТПО достигли рекордных значений $+3^{\circ}$, что связывается в работе (Hardman-Mountford 2003) с со-

бытиями Бенгельского (Атлантического) Эль-Ниньо, которое привело к росту температуры на экваторе и транспорту этих теплых вод в районе БА.

В апреле 1997 г. аномалии ТПО в северной части превышали -3° , а в остальных районах 1° . Сильное понижение температуры океана в 1997 г. связано с эпизодом Тихоокеанского Эль-Ниньо 1997–1998 гг. (рис. 10, *б*) (Hardman-Mountford 2003). Оно сопровождалось аномально северным положением Южно-Атлантического антициклона, ростом давления в его центре, ослаблением Ангольского течения, усилением Бенгельского течения и прибрежного апвеллинга в северной части ЮВА. (Hardman-Mountford 2003).

Форма апвеллинга подвержена значительным межгодовым изменениям, особенно выражен-

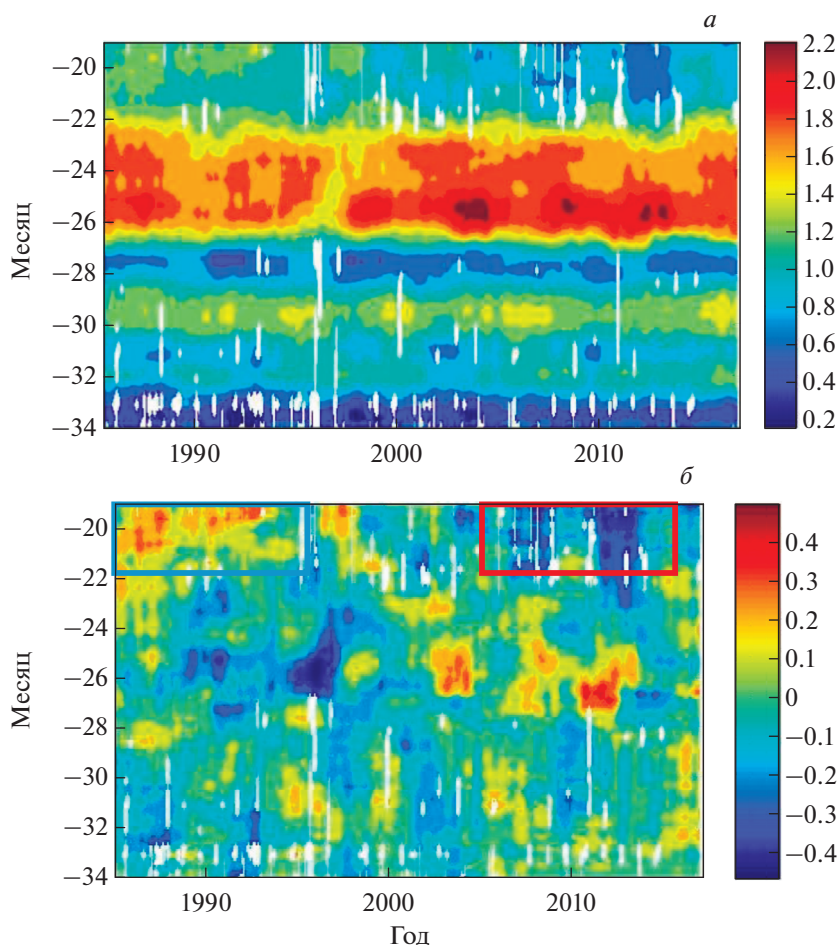


Рис. 11. Ширина апвеллинга (*а*) и ее аномалия (*б*) в градусах от средней по времени на различных широтах. Синим прямоугольником отмечена зона максимума, а красным – минимума.

ным в его северной части. Информацию о ее изменчивости дает рис. 11, на котором представлена среднемесячная ширина апвеллинга на разных широтах и ее аномалия от средних значений. В самой северной части исследуемого района на широтах 19–22° ю.ш. высокие значения ширины апвеллинга (150 км) отмечались до 2000 г. (голубой прямоугольник на рис. 11, *а*). Далее происходит их резкое падение, и средняя ширина уменьшается практически в 3 раза до величин 50 км (красный прямоугольник на рис. 11, *б*). Карта трендов температуры на рис. 9 также демонстрирует резкий рост ТПО в северной части апвеллинга на широтах 10–25° ю.ш. В этой части района значительное влияние на апвеллинг оказывает Ангольское течение, приносящее теплые экваториальные воды. Причиной такого увеличения ТПО является усиление Ангольского течения, которое приносит теплые экваториальные воды в северную часть апвеллинга, что приводит к наблюдаемому уменьшению его площади. Тренды скорости течений, построенные по альтиметрическим изме-

рениям за 1992–2019 гг. изображены на рис. 9, *б*. Как видно, в области повышения ТПО произошло усиление южного Ангольского течения, которое и привело к резкому сокращению его площади в северной части, отмечаемому на рис. 11, *б*.

В то же время на широтах 23–28° ю.ш. произошло резкое увеличение площади на ту же величину – около 100 км. Таким образом, несмотря на то, что суммарная площадь апвеллинга осталась постоянной, произошло резкое изменение формы апвеллинга. Ослабление и уменьшение апвеллинга в его самой северной части, произошло одновременно с его усилением и расширением в южной части СБА.

В южной части апвеллинга также присутствуют межгодовые колебания. Так в районе на широтах 29° и 32° ю.ш. апвеллинг достигал максимума ширины в 2016 (около 160 км) и 1991 (около 140 км) году, а минимума в 1996 (около 130 км) и 2010 (около 120 км) году. В то же время значительных трендов в этой части не наблюдаются. В южной части апвеллинга также присутствуют межгодовые

колебания. Так в районе на широтах 29° и 32° ю.ш. апвеллинг достигал максимума ширины в 2016 (около 160 км) и 1991 (около 140 км) году, а минимума в 1996 (около 130 км) и 2010 (около 120 км) году. В то же время значительных трендов в этой части не наблюдаются.

ВЫВОДЫ

В настоящей работе на основе спутниковых измерений поверхностной температуры даны количественные оценки сезонной и межгодовой изменчивости площади и ширины Бенгельского апвеллинга за более чем 30-летний период (1985–2016). На основе данных спутниковых альтиметров проведено исследование их связи с крупномасштабными течениями.

В работе показано, что на сезонных масштабах изменчивость ширины апвеллинга в его южной и северной части имеет свои особенности, частично связанные с влиянием окружающих крупномасштабных течений. Северная часть Бенгельского апвеллинга (СБА) (18–26° S) характеризуется увеличением площади в период с января по июль и минимумом в августе–декабре. В августе–декабре ширина СБА значительно уменьшается, в первую очередь, в северной части этой зоны. В наиболее северной части апвеллинга (18–21° ю.ш.) наибольшая площадь отмечается в апреле–августе, а в январе–феврале и октябре–ноябре принимает минимальные значения. Такие изменения связаны с интенсификацией южного Ангольского течения, которое происходит в феврале и октябре, влияние которого прослеживается до 24° S. В южной части СБА, на широтах 25–26°, ширина апвеллинга остается достаточно высокой во все сезоны и даже в период минимума не снижается ниже $L = 1.5^\circ$ (150 км). Таким образом на этих широтах апвеллинг достаточно интенсивен в течении всего года. Максимум в Южной части (28–32°С) Бенгельского апвеллинга (ЮБА) наблюдается на 1–2 мес. позже в мае–июне, а в сентябре–ноябре ЮБА практически исчезает. В осенние месяцы струя северного течения Агульяс прижимается к берегу Африки, способствуя резкому уменьшению площади ЮБА.

На межгодовых масштабах отмечается выраженная изменчивость аномалии ТПО, площади апвеллинга и времени наступления ее пика. На фоне резкого роста ТПО в Южной Атлантике, в районе апвеллинга ТПО остается постоянной, т.е. аномалия ТПО в апвеллинге растет, что свидетельствует о его интенсификации. Общая площадь апвеллинга осталась практически постоянной, выраженные тренды отсутствуют. Однако, форма апвеллинга существенно изменилась. В самой северной части исследуемого района на широтах 19–22° ю.ш. высокие значения ширины апвеллинга (150 км) отмечались до 2000 г. После

этого, происходит их резкое падение, и средняя ширина уменьшается практически в 3 раза до величин 50 км. Такие изменения связаны с усилением южного Ангольского течения, которое фиксируется по измерениям альтиметров. В то же время на широтах 23–28° ю.ш. произошло резкое увеличение площади на ту же величину – около 100 км. Таким образом, ослабление и уменьшение апвеллинга в его самой северной части СБА, произошло одновременно с его усилением и расширением в южной части.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование изменчивости морфометрических характеристик апвеллинга выполнено при поддержке гранта РФФИ. Исследования ТПО апвеллинга выполнены при поддержке Госзадания 0555-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Полонский А.Б., Серебренников А.Н. Об изменении температуры поверхности океана в зоне Бенгельского апвеллинга. Часть 1: сезонный цикл // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 3. С. 33–44.
- Полонский А.Б., Серебренников А.Н. Об изменении температуры поверхности океана в зоне бенгельского апвеллинга. Часть 2: многолетние тенденции // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 4. С. 29–39.
- Чернышков П.П. Мезомасштабная изменчивость термической структуры верхнего слоя океана на полигоне в Экваториальной Атлантике // Докл. II Всесоюз. конфер. по изучению открытой части Атлантического океана. Калининград: АО ИОАН, 1982. С. 56–59.
- Backeberg B.C., Penven P., Rouault M. Impact of intensified Indian Ocean winds on mesoscale variability in the Agulhas system // Nature Climate Change. 2012. V. 2. № 8. P. 608–612.
- Campillo-Campbell C., Gordo A. Physical and biological variability in the Namibian upwelling system: October 1997–October 2001 // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2004. V. 51. № 1–3. P. 147–158.
- Chen Z. et al. A study of Benguela upwelling system using different upwelling indices derived from remotely sensed data // Continental shelf research. 2012. V. 45. С. 27–33.
- Demarcq H., Barlow R., Hutchings L. Application of a chlorophyll index derived from satellite data to investigate the variability of phytoplankton in the Benguela ecosystem // African J. Marine Science. 2007. V. 29. № 2. P. 271–282.
- Hagen E., Feistel R., Agenbag J. J., Ohde T. Seasonal and interannual changes in intense Benguela upwelling. Oceanologica Acta, 2001. V. 24. P. 557–568.
- Hardman-Mountford N.J., Richardson A.J., Agenbag J.J., Hagen E., Nykjaer L., Shillington F.A., Villacastin C. Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models. Prog Oceanogr. 2003. V. 59. P. 181–221.
- Lotakin P.D. Upwelling in the Kerch strait and the adjacent waters of the Black sea based on the contact and satellite data // Physical Oceanography. 2018. V. 25. № 2.

- Lamont T. et al.* Upwelling indices for comparative ecosystem studies: Variability in the Benguela Upwelling System // *J. Marine Systems*. 2018. V. 188. P. 3–16.
- Lutz K., Jacobeit J., Rathmann J.* Atlantic warm and cold-water events and impact on African west coast precipitation. *International J. Climatology*. 2015. V. 35. № 1. P. 128–141.
- Nixon S., Thomas A.* On the size of the Peru upwelling ecosystem // *Deep Sea Research. Part I. Oceanographic Research Papers*. 2001. V. 48. № 11. P. 2521–2528.
- Pachauri R.K. et al.* Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Ipcc*, 2014. P. 151.
- Reynolds R.W. et al.* Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // *J. Climate*. 2007. V. 20. № 22. P. 5473–5496.
- Rouault M., Florenchie P., Fauchereau N., Reason C.J.C.*, South East Tropical Atlantic Warm Events and Southern African Rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 2003. V. 30. № 5.
- Strub P.T., Shillington F.A., James C., Weeks S.* Satellite comparison of the seasonal circulation in the Benguela and California current systems. *South African J. Marine Science*. 1998. V. 19. P. 99–112.
- Tim N., Zorita E., Hünicke B.* Decadal variability and trends of the Benguela upwelling system as simulated in a high-resolution ocean simulation. *Ocean Sci*. 2015. V. 11. P. 483–502
- Vizy E. K., Cook K. H.* Mesoscale convective systems and nocturnal rainfall over the West African Sahel: role of the Inter-tropical front // *Climate dynamics*. 2018. V. 50. № 1–2. P. 587–614.
- Veitch J.A., Penven P.* The role of the Agulhas in the Benguela Current system: A numerical modeling approach // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2017. V. 122. № 4. P. 3375–3393.

Variability of the Area and Shape of the Benguela Upwelling in 1985–2017 and Its Relationship with Dynamic Characteristics from Satellite Measurements

V. A. Pavlushin¹ and A. A. Kubryakov¹

¹*Federal State Budget Scientific Institution “Marine Hydrophysical Institute of RAS”, Sevastopol, Russia*

The seasonal and interannual variability of the morphometric characteristics of the Benguela upwelling – shape, area and length is investigated based on satellite measurements of the ocean surface temperature (SST) for 1985–2016. The northern part of the Benguela Upwelling (NBA) (18–26° S) is characterized by an increase in area from January to July and a minimum in August–December. In the northernmost part of the NBA (18–21° S), the largest area is observed in April–August, the minimum values – in January–February and October–November. Such variability is partly related to the intensification of the southern Angola current, which is observed by altimetry data in February and October. The impact of this current on BAh can be traced up to 24° S. The maximum in the southern part (28–32°C) of the Benguela upwelling (SBA) is observed 1–2 months later than in NBA in May–June, and in September–November SBA practically disappears. In the autumn months, the stream of the northern current of the Agulhas presses to the coast of Africa, contributing to a sharp decrease in the area of SBA. On interannual scales, there is a pronounced variability in the upwelling area and the time of its peak. After 2010, there is a tendency towards an earlier onset of upwelling. In the northernmost part of the study area, at latitudes 19–22° S, high values of the upwelling width (150 km) were noted until 2000. Further, they sharply decrease, and its average width decreases almost 3 times to values of 50 km. At the same time, at latitudes 23–28° S, there was a sharp increase in the area by the same amount – about 100 km. Thus, despite the fact that the total upwelling area remained constant, there was a sharp change in the upwelling shape. The weakening and decrease of upwelling in its northernmost part is probably caused by the long-term strengthening of the Angola Current, which is observed in altimetry data.

Keywords: Benguela upwelling, upwelling area, Angola current, seasonal and interannual variability, ocean surface temperature, satellite measurements, currents

REFERENCES

- Backeberg B.C., Penven P., Rouault M.* Impact of intensified Indian Ocean winds on mesoscale variability in the Agulhas system // *Nature Climate Change*. 2012. V. 2. № 8. P. 608–612.
- Campillo-Campbell C., Gordo A.* Physical and biological variability in the Namibian upwelling system: October 1997–October 2001 // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2004. V. 51. № 1–3. P. 147–158.
- Chen Z. et al.* A study of Benguela upwelling system using different upwelling indices derived from remotely sensed data // *Continental shelf research*. 2012. V. 45. C. 27–33.
- Chernyshkov P.P.* Mezomasshtabnaya izmenchivost' termicheskoi struktury verkhnego sloya okeana na poligone v Ehkvatorial'noi Atlantike // *Doklady II Vsesoyuz. konfer. po izucheniyu otкрыtoy chasti Atlanticheskogo okeana*. Kaliningrad: AO IOAN, 1982. P. 56–59.
- Demarcq H., Barlow R., Hutchings L.* Application of a chlorophyll index derived from satellite data to investigate the

- variability of phytoplankton in the Benguela ecosystem // African J. Marine Science. 2007. V. 29. № 2. P. 271–282.
- Hagen E., Feistel R., Agenbag J. J., Ohde T. Seasonal and interannual changes in intense Benguela upwelling. *Oceanologica Acta*, 2001. V. 24. P. 557–568.
- Hardman-Mountford N.J., Richardson A.J., Agenbag J.J., Hagen E., Nykjaer L., Shillington F.A., Villacastin C. Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models. *Prog Oceanogr.* 2003. V. 59. P. 181–221.
- Lomakin P.D. Upwelling in the Kerch strait and the adjacent waters of the Black sea based on the contact and satellite data // *Physical Oceanography*. 2018. V. 25. № 2.
- Lamont T. et al. Upwelling indices for comparative ecosystem studies: Variability in the Benguela Upwelling System // *J. Marine Systems*. 2018. V. 188. P. 3–16.
- Lutz K., Jacobeit J., Rathmann J. Atlantic warm and cold-water events and impact on African west coast precipitation. *International J. Climatology*. 2015. V. 35. № 1. P. 128–141.
- Nixon S., Thomas A. On the size of the Peru upwelling ecosystem // *Deep Sea Research. Part I. Oceanographic Research Papers*. 2001. V. 48. № 11. P. 2521–2528.
- Pachauri R.K. et al. Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Ipcc*, 2014. P. 151.
- Polonskii A.B., Serebrennikov A.N. Ob izmenenii temperatury poverkhnosti okeana v zone Bengel'skogo apvellinga. Chast' 1: sezonnyi tsikl // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2019. № 3. P. 33–44.
- Polonskii A.B., Serebrennikov A.N. Ob izmenenii temperatury poverkhnosti okeana v zone bengel'skogo apvellinga. Chast' 2: mnogoletnie tendentsii // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2019. № 4. P. 29–39.
- Reynolds R.W. et al. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // *J. Climate*. 2007. V. 20. № 22. P. 5473–5496.
- Rouault M., Florenchie P., Fauchereau N., Reason C.J.C., South East Tropical Atlantic Warm Events and Southern African Rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 2003. V. 30. № 5.
- Strub P.T., Shillington F.A., James C., Weeks S. Satellite comparison of the seasonal circulation in the Benguela and California current systems. *South African J. Marine Science*. 1998. V. 19. P. 99–112.
- Tim N., Zorita E., Hünicke B. Decadal variability and trends of the Benguela upwelling system as simulated in a high-resolution ocean simulation. *Ocean Sci.* 2015. V. 11. P. 483–502.
- Vizy E. K., Cook K. H. Mesoscale convective systems and nocturnal rainfall over the West African Sahel: role of the Inter-tropical front // *Climate dynamics*. 2018. V. 50. № 1–2. P. 587–614.
- Veitch J.A., Penven P. The role of the Agulhas in the Benguela Current system: A numerical modeling approach // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2017. V. 122. № 4. P. 3375–3393.