

Тенденции изменчивости Канарского апвеллинга по данным реанализа

А. Н. Серебренников

Институт природно-технических систем, Севастополь, 299011, Россия
E-mail: swsilv@gmail.com

Проведён сравнительный анализ термического индекса апвеллинга TUI (*англ.* Thermal Upwelling Index) и вертикальной скорости подъёма воды для различных широт Канарского апвеллинга (КА) за два временных периода: 1993–2008 и 2009–2024 гг. Показано, что средние значения TUI за два 16-летних периода для южной (13–21° с. ш.) и северной (21–34° с. ш.) части КА практически не изменились. В северной части КА зафиксировано усиление скорости подъёма воды для всех месяцев во второй период исследования (2009–2024) по сравнению с первым (1993–2008). Также вертикальная скорость подъёма воды для северной части КА в зимне-весенний сезон в большей степени определяется толщиной верхнего перемешанного слоя, чем дивергенцией горизонтальной скорости. Для южной части КА во второй период исследования в зимне-весенний сезон наблюдалось увеличение вертикальной скорости подъёма воды, а в летне-осенний — уменьшение. Было показано, что TUI в южной части КА не отражает реальную интенсивность подъёма воды, а, скорее, показывает суммарную температуру воды адвективного и апвеллингового происхождений. Методология исследования была основана на спутниковых данных о температуре поверхности воды (для расчёта TUI) и данных реанализа об основных океанических течениях (для оценки вертикальных скоростей подъёма воды).

Ключевые слова: апвеллинг, температура поверхности океана, термический индекс апвеллинга, северо-восточный пассат, вертикальная скорость подъёма воды

Одобрена к печати: 16.02.2026

DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-2-320-330

Введение

Система апвеллинга Канарского течения — одна из крупнейших в группе восточных пограничных апвеллинговых систем, обеспечивающих высокую биологическую продуктивность морской экосистемы (Abrahams et al., 2021; García-Reyes et al., 2015).

Механизм формирования восточных пограничных апвеллинговых систем основан на действии прибрежных ветров, направленных к экватору. Эти ветры отводят поверхностные воды в открытое море, а их место занимают холодные, обогащённые биогенными элементами глубинные воды (Bakun, 1990; Polonsky, Serebrennikov, 2018, 2020, 2021).

В случае Канарского апвеллинга (КА) ключевым фактором выступает северо-восточный ветер, ориентированный почти параллельно побережью. Он преобладает на восточной периферии субтропического антициклона и усиливается за счёт муссонного эффекта. В результате формируется узкая прибрежная зона со стабильно высокой скоростью ветра на малых высотах (Beardsley et al., 1987), что создаёт необходимые условия для устойчивого прибрежного апвеллинга (Alves et al., 2023).

Актуальность исследований динамики апвеллинговых систем обусловлена необходимостью оценить их эволюцию в условиях меняющегося климата. Ещё Э. Бакун (Bakun, 1990) выявил положительную тенденцию в многолетних наблюдениях за интенсивностью апвеллинга по судовым данным. Последующие исследования, использующие различные методологические подходы, подтвердили этот вывод (Bakun et al., 2015; Demarcq, 2009; Miranda et al., 2013; Narayan et al., 2010). Тем не менее значительная пространственно-временная изменчивость процессов в восточных пограничных апвеллинговых системах не позволяет сделать однозначного заключения, и вопрос остаётся дискуссионным (Barton et al., 2013; Bograd et al., 2023).

Цель настоящего исследования — сравнительный анализ сезонной изменчивости вертикальной скорости подъёма воды и термического индекса апвеллинга TUI (*англ.* Temperature Upwelling Index) для разных широт КА в двух временных периодах.

Методологические преимущества работы заключаются в использовании данных реанализа с высоким пространственным разрешением ($1/12 \times 1/12^\circ$), что обеспечивает более точную оценку вертикальной скорости по сравнению с расчётами на основе поля ветра (пространственное разрешение $0,25 \times 0,25^\circ$), также площадь расчётной ячейки в 9 раз меньше, чем у данных о поле ветра.

Методика расчёта и источники данных

Для расчёта индекса TUI использовались ежедневные карты температуры поверхности моря (ТПМ), полученные на основе спутниковых наблюдений с пространственным разрешением $0,05 \times 0,05^\circ$ за период 1993–2024 гг. Данные взяты из открытого архива CMEMS (*англ.* Copernicus Marine Environment Monitoring Service) — массив ТПМ четвёртого уровня обработки (*англ.* Level 4 — L4) (Product ID: SST_GLO_SST_L4_REP_OBSERVATIONS_010_011) (<https://www.copernicus.eu>).

Термический индекс апвеллинга TUI определяется как разность между значениями ТПМ в прибрежной апвеллинговой зоне и удалённой мористой (оффшорной) зоне. Для каждого значения в апвеллинговой зоне вычитается среднее значение ТПМ в оффшорной зоне, рассчитанное отдельно для каждой географической широты.

Границы зон задавались следующим образом:

- апвеллинговая зона — полоса шириной $1,0^\circ$, непосредственно примыкающая к береговой линии;
- оффшорная зона — полоса шириной $2,5^\circ$, расположенная на расстоянии $6,5^\circ$ от берега.

Методика выбора зон и расчёт TUI подробно описаны в работах (Polonsky, Serebrennikov, 2018, 2020, 2021). Следует отметить, что одним из ограничений методики вычисления TUI стала субъективность в выборе местоположения оффшорной зоны. Однако в разумных пределах это влияет лишь на абсолютную величину индекса, не меняя его пространственной структуры. Зоны с минимальными (с учётом знака) значениями TUI традиционно ассоциируются с областями прибрежного апвеллинга.

Для анализа приповерхностного ветра использованы спутниковые данные CCMP OSCW (*англ.* Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind), версия 3.1, за период 1993–2024 гг. Данные получены из архива PO.DAAC (*англ.* Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) NASA (*англ.* National Aeronautics and Space Administration) (<https://www.remss.com>).

Данные имеют четвёртый уровень обработки L4, включающий:

- коррекцию первичных спутниковых измерений с учётом контактных подспутниковых наблюдений;
- интерполяцию в узлы регулярной сетки.

Пространственное разрешение составляет $0,25 \times 0,25^\circ$, временное разрешение — 1 сут.

Вертикальная скорость подъёма воды за период 1993–2024 гг. рассчитана на основе данных реанализа GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030 (далее — «001_030»), предоставленных системой CMEMS (<https://www.copernicus.eu>).

Набор данных базируется на глобальной системе прогнозирования CMEMS. Физическое ядро системы — модель NEMO (v3.1), которая на поверхности форсируется потоками тепла и импульса, полученными из атмосферного реанализа:

- ECMWF ERA-Interim — до конца 2018 г.;
- ERA5 — с 2019 г.

Усвоение наблюдений выполняется с помощью фильтра Калмана. Выходные данные представлены на регулярной сетке с шагом $1/12^\circ$ (в среднем ~ 8 км для региона КА) на 50 стандартных уровнях глубины.

Расчёт средней скорости в верхнем перемешанном слое

Учитывая, что в наборе данных «001_030» скорость течения присутствует в распределённых точках четырёхмерного пространства 4D (x — долгота, y — широта, z — глубина, t — время), а толщина перемешанного слоя MLD (*англ.* mixed layer depth) задана в пространстве 3D (x, y, t), будем вычислять среднее значение компонентов скорости в верхнем перемешанном слое для всех точек пространства (x, y, t), пользуясь следующим алгоритмом:

$$\tilde{U}_s = \frac{1}{\text{MLD}} \cdot \frac{\sum_{i=0}^{N-1} (U_{i+1} + U_i) \cdot (H_{i+1} - H_i)}{2}, \quad \tilde{V}_s = \frac{1}{\text{MLD}} \cdot \frac{\sum_{i=0}^{N-1} (V_{i+1} + V_i) \cdot (H_{i+1} - H_i)}{2},$$

где \tilde{U}_s и \tilde{V}_s — средние значения зональной и меридиональной компоненты скорости течения; индекс s — координаты 3D-пространства (x, y, t); U, V — компоненты скорости в пространстве 4D; i — индекс, указывающий на соответствующую глубину в упорядоченном списке глубин; H_i — глубина для индекса i ; N — индекс MLD в списке глубин.

Для каждой точки пространства (x, y, t) вычислены средние значения зональной u и меридиональной v компоненты скорости течения в пределах верхнего перемешанного слоя. Алгоритм расчёта учитывает распределение скорости по вертикали (в координате z) и интегрирует её в границах MLD.

В результате получено поле средней скорости ($u(x, y, t), v(x, y, t)$), описывающее горизонтальные течения в верхнем слое океана для двух пространственных (x, y) и одной временной (t) координат.

Расчёт вертикальной скорости подъёма воды (W_{CUI})

Вертикальная скорость подъёма воды на нижней границе верхнего перемешанного слоя W_{CUI} (*англ.* Common Upwelling Index — CUI) рассчитывалась по массивам горизонтальных компонент вектора течений, содержащихся в наборе данных реанализа «001_030», с использованием уравнения неразрывности для идеальной жидкости (несжимаемой, без вязкости), которое является адекватным приближением для океанических вод:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

где u, v — компоненты скорости течения вдоль осей X и Y соответственно; w — компонента скорости течения вдоль вертикальной оси Z , которая направлена вверх.

Интегрируем по глубине от поверхности ($z = 0$) до нижней границы перемешанного слоя ($z = -\text{MLD}$):

$$\int_0^{-\text{MLD}} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz + w(-\text{MLD}) - w(0) = 0.$$

Если применять правило Лейбница при переменной границе (MLD зависит от координат x и y), где $h = -\text{MLD}$:

$$\int_0^h \frac{\partial u}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_0^h u dz + u(h) \frac{\partial h}{\partial x}, \quad \int_0^h \frac{\partial v}{\partial y} dz = \frac{\partial}{\partial y} \int_0^h v dz + v(h) \frac{\partial h}{\partial y}.$$

Формула вертикальной скорости с учётом наклона MLD и $w(0) = 0$ (скорость на поверхности):

$$w(h) = -\frac{\partial}{\partial x} \int_0^h u dz - \frac{\partial}{\partial y} \int_0^h v dz - u(h) \frac{\partial h}{\partial x} - v(h) \frac{\partial h}{\partial y}.$$

Если скорости равномерны по MLD (U, V — средние по MLD), то:

$$u(h) \approx U, \quad v(h) \approx V, \quad \int_0^h u \, dz \approx Uh, \quad \int_0^h v \, dz \approx Vh.$$

Подстановка этих значений и раскрытие производных приводит к упрощённой формуле:

$$w(h) = -h \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) - 2 \left(U \frac{\partial h}{\partial x} + V \frac{\partial h}{\partial y} \right).$$

Первый член — дивергенция горизонтальной скорости, второй член — наклон нижней границы MLD (геометрический вклад), $w(h)$ — вертикальная скорость на нижней границе MLD. Используя обозначения, принятые ранее в статье, и перейдя опять к MLD ($h = -\text{MLD}$), получим:

$$W_{\text{CUI}} = \left(\frac{\partial \tilde{U}_s}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{V}_s}{\partial y} \right) \text{MDL} + 2 \left(U_{\text{CUI}} \frac{\partial \text{MDL}}{\partial x} + V_{\text{CUI}} \frac{\partial \text{MDL}}{\partial y} \right),$$

где \tilde{U}_s и \tilde{V}_s — средние значения зональной и меридиональной скорости течения в каждой точке 3D-пространства (x, y, t) , вычисленных выше; $U_{\text{CUI}}, V_{\text{CUI}}, W_{\text{CUI}}$ — горизонтальные и вертикальная компоненты вектора скорости на нижней границе верхнего перемешанного слоя в 3D-пространстве.

При расчёте учитывалась горизонтальная неоднородность верхнего слоя океана.

Вычисление проводится именно на нижней границе перемешанного слоя, где происходит переход к более стратифицированным водам и формируется подъём/опускание.

Использование уравнения неразрывности оправдано для океанологических приложений, поскольку:

- масштабы движений позволяют пренебречь эффектами вязкости;
- плотность воды меняется слабо, что оправдывает предположение о несжимаемости;
- метод даёт согласованные оценки w на основе широко доступных данных о горизонтальных течениях.

Таким образом, комбинация данных реанализа «001_030» и физического уравнения неразрывности позволяет получить обоснованные оценки вертикальной скорости подъёма воды W_{CUI} и охарактеризовать динамику апвеллинга в исследуемом регионе.

Зная общую скорость подъёма воды W_{CUI} для координат в 3D-пространстве, можно считать среднемесячные и среднегодовые значения.

Апвеллинговая зона для вычисления W_{CUI} была выбрана шириной $0,5^\circ$ и примыкала вплотную к берегу.

Для разных широт Канарского апвеллинга были построены совместные графики сезонных изменений ($-\text{TUI}$) и W_{CUI} с доверительными интервалами. При расчёте доверительных интервалов был выбран уровень значимости 0,05, что соответствует доверительной вероятности 0,95. Доверительные интервалы вычислялись для каждого месяца всех графиков сезонных изменений. В подписях к рисункам дано среднее за все месяцы среднеквадратичное (стандартное) отклонение (СКО). Доверительный интервал для каждого параметра рассчитывался по следующей формуле:

$$\mu = \bar{X} \pm t_\alpha \frac{\sigma}{\sqrt{n}},$$

где μ — математическое ожидание; \bar{X} — среднее значение (оценка математического ожидания); n — объём выборки; t_α — критическое значение t -распределения Стьюдента с уровнем значимости α и числом степеней свободы $n-1$; σ — среднеквадратическое отклонение по выборке, состоящей из n членов.

Оценка изменений TUI и W_{CUI} проводилась для двух 16-летних временных диапазонов: с 1993 по 2008 г. и с 2009 по 2024 г.

Результаты и их анализ

На *рис. 1* представлены распределения средней ТПМ за декабрь 2020 г. и февраль 2021 г. в районе Канарского апвеллинга. Стрелками обозначены средние векторы приповерхностного ветра (ПВ). Визуальный анализ пространственного распределения для этого рисунка позволяет выделить следующие особенности:

- для северной части КА (21–30° с. ш.): а) преобладающее направление ПВ — северо-восточное, б) ветровые потоки ориентированы практически параллельно береговой линии;
- для южной части КА (16–21° с. ш.): а) направление ПВ — преимущественно северо-северо-восточное, б) максимальные значения скорости ПВ локализованы дальше от береговой линии, чем для северной части.

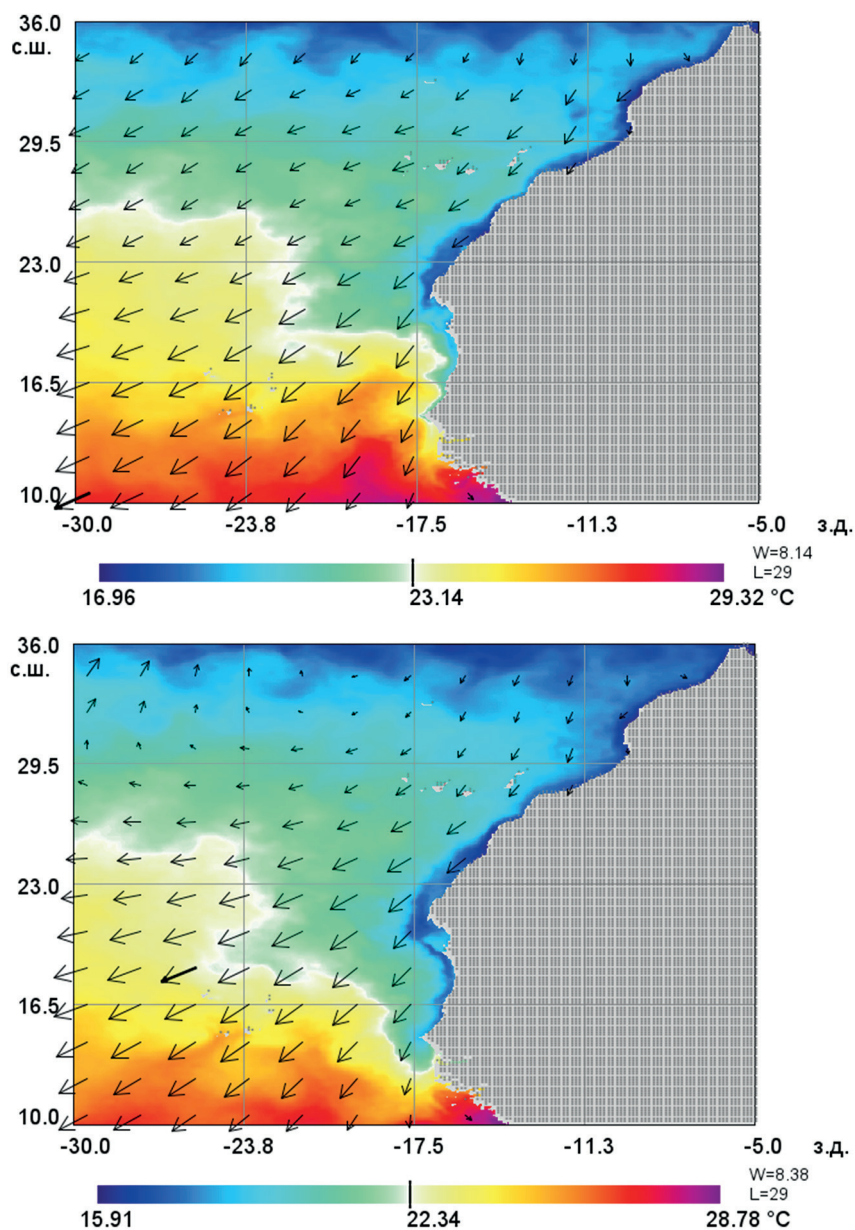


Рис. 1. Средняя температура поверхности моря за декабрь 2020 г. (*сверху*) и за февраль 2021 г. (*снизу*) в районе Канарского апвеллинга. Стрелочками показаны средние значения векторов ПВ. Длина вектора соответствует скорости ПВ. Максимальная скорость ПВ W , L — в метрах в секунду и в условных единицах длины для выделенной жирным стрелочки

Для северных широт $21\text{--}34^\circ$ наблюдалось увеличение общей скорости подъёма воды W_{CUI} практически за все месяцы (рис. 2, слева) во второй период относительно первого и минимальных значений ($-TUI$) в январе – апреле (см. рис. 2, справа). Усиление вертикальной скорости подъёма воды за последний 16-летний период привело к незначительному усилению апвеллинга для северных широт $21\text{--}34^\circ$ согласно критерию: максимальным значениям апвеллинга соответствуют максимальные значения ($-TUI$).

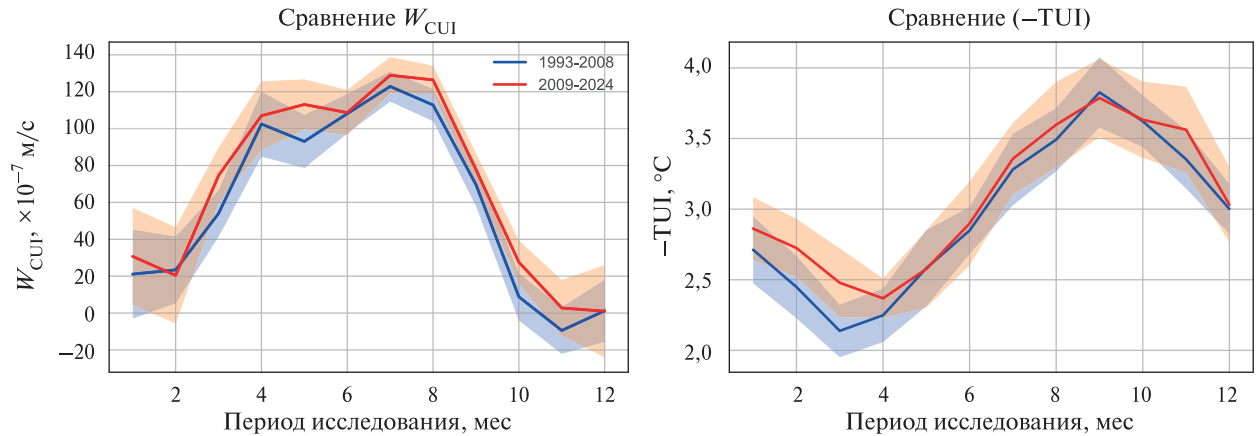


Рис. 2. Сравнение сезонных циклов W_{CUI} (слева) и ($-TUI$) (справа) за два периода: 1993–2008 гг. (синий цвет) и 2009–2024 гг. (красный) для $21\text{--}34^\circ$ с.ш. Доверительные интервалы показаны полупрозрачным цветом. Среднее СКО для W_{CUI} составляет $26,4 \cdot 10^{-7}$ м/с и $29,8 \cdot 10^{-7}$ м/с, для ($-TUI$) — $0,4$ и $0,5$ $^\circ\text{C}$ соответственно

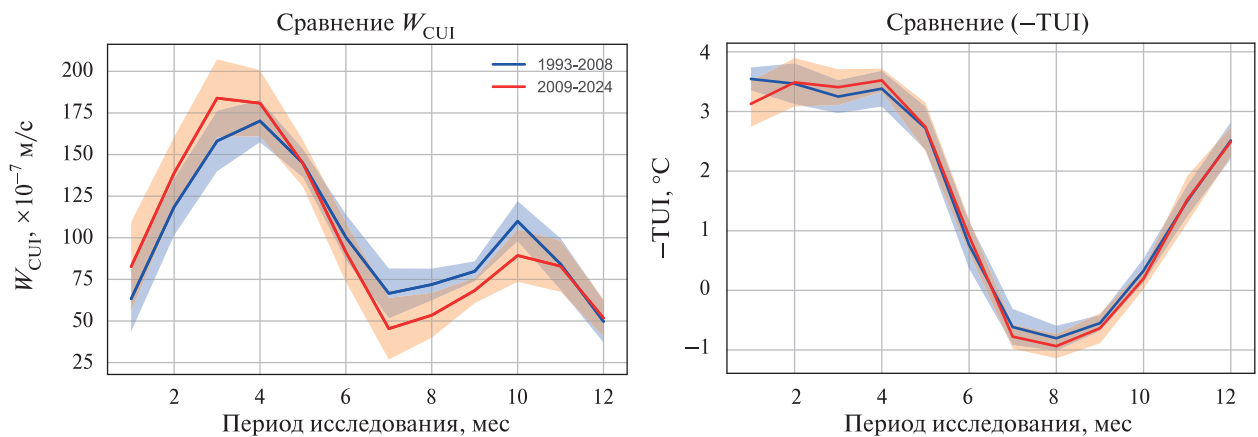


Рис. 3. Сравнение сезонных циклов W_{CUI} (слева) и ($-TUI$) (справа) за два периода: 1993–2008 гг. (синий цвет) и 2009–2024 гг. (красный) для $13\text{--}21^\circ$ с.ш. Доверительные интервалы показаны полупрозрачным цветом. Среднее СКО для W_{CUI} составляет $25,1 \cdot 10^{-7}$ м/с и $32,1 \cdot 10^{-7}$ м/с и для ($-TUI$) — по $0,5$ $^\circ\text{C}$ соответственно

Оценка задержки максимального апвеллинга ($-TUI$) в сентябре относительно максимальной общей скорости подъёма воды в июле – августе составила примерно 2 мес.

Для южной части КА скорость подъёма воды во втором 16-летнем периоде увеличилась только для максимальных значений с января по май (рис. 3, слева). Для минимальных значений W_{CUI} с июня по ноябрь скорость уменьшилась. Эти изменения вертикальной скорости на TUI (см. рис. 3, справа) практически не повлияли. Надо отметить, что максимальные значения ($-TUI$) около $3,5$ $^\circ\text{C}$ наблюдались с января по апрель, т.е. опережали максимальные значения W_{CUI} в марте – апреле. С учётом задержки на подъём холодной воды, которая составляет около двух месяцев, максимальные значения ($-TUI$) должны быть примерно в мае.

Несоответствие между динамическими (W_{CU1}) и термическими ($-TUI$) показателями в южной части КА позволяет выдвинуть следующее предположение: TUI в данном регионе в значительной степени отражает температуру адвективных поверхностных вод, поступающих из северной части КА под действием северо-восточного пассата.

Это объясняется следующими факторами:

- пространственной неоднородностью процессов — в южной зоне доминируют горизонтальные переносы, а не вертикальный подъём;
- ограниченной глубиной перемешанного слоя — слабая вертикальная скорость не способна обеспечить вынос глубинных вод;
- влиянием крупномасштабной циркуляции — пассатные ветры формируют устойчивый поток поверхностных вод с севера на юг, что маскирует локальные апвеллинговые сигналы в TUI.

Геометрия береговой линии выступает ключевым фактором, модулирующим направление приповерхностного ветра относительно берега, что определяет эффективность экмановских переноса и накачки, инициирующих апвеллинг. Как показано на *рис. 1*, зоны интенсификации прибрежного апвеллинга пространственно совпадают с участками побережья, ориентированными почти параллельно преобладающему ветру. На *рис. 4* приводится широтное распределение TUI для зимне-весенних (январь — апрель) и летне-осенних (июль — октябрь) месяцев для всего Канарского апвеллинга. В месяцы январь — апрель апвеллинг (TUI) максимален для южной части КА (13–21° с. ш., см. *рис. 3, справа*, и *рис. 4*), что не согласуется с максимальной скоростью подъёма воды в марте — апреле (см. *рис. 3, слева*). Максимальное значение TUI должно быть не раньше мая: максимальная скорость подъёма воды в марте — апреле плюс время на подъём (около двух месяцев). Также преждевременное прибытие холодной воды, не связанное с её скоростью подъёма, можно увидеть на *рис. 1 (снизу)*: в феврале для южной части КА такой величины апвеллинга не должно быть. Это можно объяснить адвекцией холодной воды за счёт северо-восточного ветра, который гонит воды за мыс Кап-Блан (примерно 20,8° с. ш.). Зональная компонента приповерхностного ветра в апреле — сентябре имеет направление на берег (*рис. 5*) и может пригнать поверхностные воды в район предположительного апвеллинга в южной части КА. Пространственного разрешения поля ветра (0,25°) недостаточно для подтверждения предположения об адвекции, но данные реанализа с разрешением 0,0833° позволяют частично верифицировать гипотезу: рассчитанная вертикальная скорость подъёма воды согласуется с предположением о влиянии горизонтального переноса.

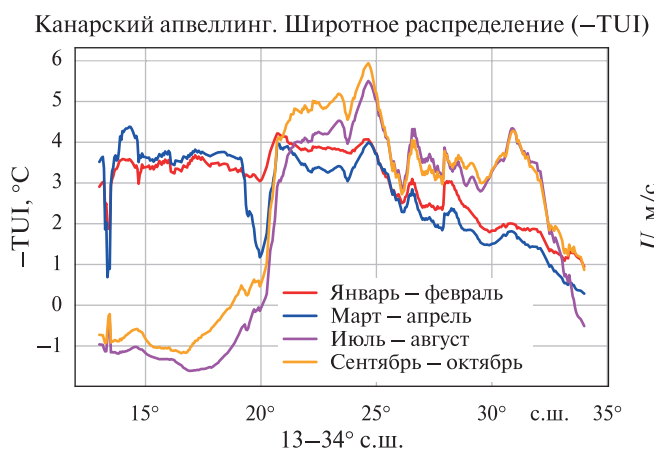


Рис. 4. Широтное распределение ($-TUI$) для всего Канарского апвеллинга (13–34° с. ш.)

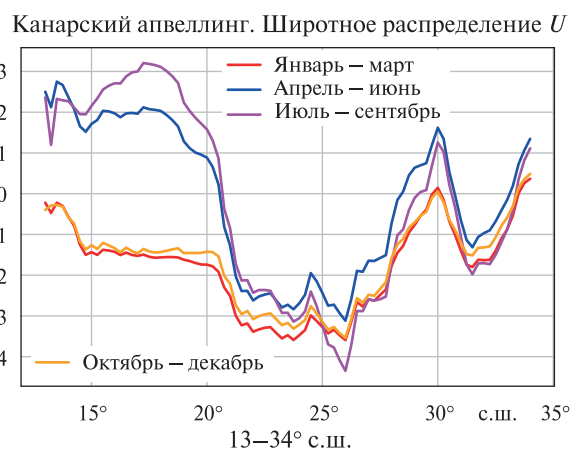


Рис. 5. Широтное распределение зональной компоненты U приповерхностного ветра для всего Канарского апвеллинга (13–34° с. ш.)

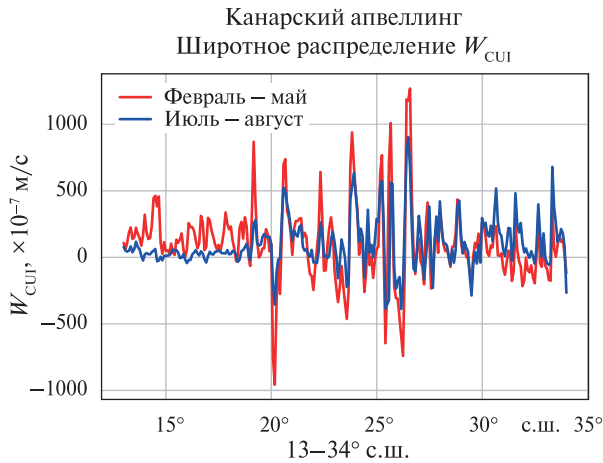


Рис. 6. Широтное распределение скорости подъёма воды W_{CUI} для всего Канарского апвеллинга (13–34° с. ш.)

На рис. 6 показано широтное распределение вертикальной скорости подъёма воды для всего Канарского апвеллинга в феврале–мае (максимальная скорость подъёма воды для южной части КА) и в июле–августе (максимальная W_{CUI} для северной части КА). Максимальные пики опускания и подъёма воды, например, на северных широтах 20 и 26°, связаны с геометрией береговой линии. Скорость подъёма воды на-

прямую зависит от толщины верхнего перемешанного слоя, показанного на рис. 7. Толщина MLD, в свою очередь, отражает регионы с более сильным ветром, который создаёт более сильное вертикальное перемешивание в верхних слоях океана. Более сильный ветер наблюдался в районе северной части КА (21–34° с. ш., рис. 8).

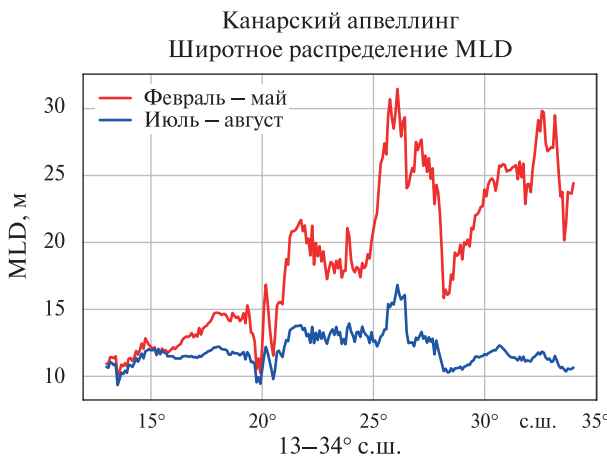


Рис. 7. Широтное распределение толщины перемешанного слоя MLD для всего Канарского апвеллинга (13–34° с. ш.)



Рис. 8. Широтное распределение меридиональной компоненты V приповерхностного ветра для всего Канарского апвеллинга (13–34° с. ш.)

Резкое уменьшение зональной компоненты ПВ (см. рис. 5) одновременно с увеличением меридиональной компоненты ПВ (см. рис. 8) в районе 31° с. ш. связано с топографией береговой линии (см. рис. 1).

Заключение

В ходе исследования выявлены ключевые факторы, определяющие сезонную и пространственную изменчивость Канарского апвеллинга, а также зафиксированы тенденции в его динамике за два 16-летних периода (1993–2008 и 2009–2024 гг.).

Основными факторами изменчивости КА являются:

- атмосферная циркуляция:
 - интенсивность апвеллинга определяется преобладающими ветрами, связанными с положением Азорского антициклона и внутритропической зоны конвергенции;
 - сезонные смещения этих систем задают временную динамику апвеллинга.

- геометрия береговой линии:
 - ориентация побережья относительно ветра критически влияет на эффективность экмановского переноса и накачки, а также на вертикальную скорость подъёма воды, связанную с дивергенцией горизонтальных скоростей и толщиной верхнего перемешанного слоя.

Можно отметить следующие пространственно-временные тенденции:

- для северной части КА (21–34° с. ш.):
 - во второй период (2009–2024) зафиксировано увеличение общей скорости подъёма воды (W_{CUI});
 - небольшое усиление апвеллинга во второй период исследования согласно TUI наблюдалось только в январе – апреле.
- для южной части КА (13–21° с. ш.):
 - во второй период наблюдается усиление вертикальной скорости в январе – апреле и ослабление в июне – ноябре;
 - холодные поверхностные воды в январе – апреле формируются как за счёт ветрового сгона (в большей степени), так и за счёт апвеллинга.

В результате можно сказать:

- термический индекс апвеллинга TUI в южной части КА не отражает реальную интенсивность подъёма воды, скорее показывает суммарную температуру воды адвективного и апвеллингового происхождения;
- геометрия побережья выступает ключевым модулятором ветрового воздействия и локализации апвеллинга;
- в северной части КА (21–34° с. ш.) задержка между пиками W_{CUI} (июль – август) и (–TUI) (сентябрь) составляет примерно два месяца, что указывает на инерционность термических откликов.

Таким образом, Канарский апвеллинг представляет собой сложную, пространственно неоднородную систему, где взаимодействие атмосферных, океанографических и топографических факторов определяет его многолетнюю и сезонную изменчивость.

Автор выражает благодарность анонимному рецензенту за критические замечания, которые помогли конструктивно доработать статью.

Статья подготовлена в рамках темы «Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость морской среды и прилегающих территорий в широком диапазоне масштабов» (Шифр темы: FFMM 2024-0016, № госзадания: 124020100120-9).

Литература

1. *Abrahams A., Schlegel R. W., Smit A. J.* Variation and change of upwelling dynamics detected in the world's Eastern Boundary Upwelling Systems // *Frontiers in Marine Science*. 2021. V. 8. Article 626411. DOI: 10.3389/fmars.2021.626411.
2. *Alves J. M. R., Miranda P. M. A., Caldeira R. M. A.* Low-level jets drive the summer intra-seasonal variability of the Canary upwelling system // *Frontiers in Marine Science*. 2023. V. 10. Article 1068134. DOI: 10.3389/fmars.2023.1068134.
3. *Bakun A.* Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // *Science*. 1990. V. 247. P. 198–201. DOI: 10.1126/science.247.4939.198.
4. *Bakun A., Black B. A., Bograd S. J. et al.* Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // *Current Climate Change Reports*. 2015. V. 1. P. 85–93. DOI: 10.1007/s40641-015-0008-4.
5. *Barton E. D., Field D. B., Roy C.* Canary current upwelling: More or less? // *Progress in Oceanography*. 2013. V. 116. P. 167–178. DOI: 10.1016/j.poccean.2013.07.007.

6. *Beardsley R. C., Dorman C. E., Friehe C. A. et al.* Local atmospheric forcing during the coastal ocean dynamics experiment: 1. A description of the marine boundary layer and atmospheric conditions over a northern California upwelling region // *J. Geophysical Research: Oceans*. 1987. V. 92. Iss. C2. P. 1467–1488. DOI: 10.1029/JC092iC02p01467.
7. *Bograd S. J., Jacox M. G., Hazen E. L. et al.* Climate change impacts on Eastern boundary upwelling systems // *Annual Review of Marine Science*. 2023. V. 15. P. 303–328. DOI: 10.1146/annurev-marine-032122-021945.
8. *Demarcq H.* Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998–2007) // *Progress in Oceanography*. 2009. V. 83. P. 376–385. DOI: 10.1016/j.pocean.2009.07.022.
9. *García-Reyes M., Sydeman W. J., Schoeman D. S. et al.* Under pressure: Climate change, upwelling, and eastern boundary upwelling ecosystems // *Frontiers in Marine Science*. 2015. V. 2. Article 109. DOI: 10.3389/fmars.2015.00109.
10. *Miranda P. M. A., Alves J. M. R., Serra N.* Climate change and upwelling: response of Iberian upwelling to atmospheric forcing in a regional climate scenario // *Climate Dynamics*. 2013. V. 40. P. 2813–2824. DOI: 10.1007/s00382-012-1442-9.
11. *Narayan N., Paul A., Mulitza S., Schulz M.* Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century // *Ocean Science*. 2010. V. 6. P. 815–823. DOI: 10.5194/os-6-815-2010.
12. *Polonsky A. B., Serebrennikov A. N.* Long-term sea surface temperature trends in the Canary upwelling zone and their causes // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2018. V. 54. No. 9. P. 1062–1067. DOI: 10.1134/S0001433818090281.
13. *Polonsky A. B., Serebrennikov A. N.* Intensification of eastern boundary upwelling systems in the Atlantic and Pacific Oceans // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020. V. 45. No. 6. P. 422–429. DOI: 10.3103/S1068373920060059.
14. *Polonsky A. B., Serebrennikov A. N.* Long-term tendencies of intensity of eastern boundary upwelling systems assessed from different satellite data. Part 1: Atlantic upwellings // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021. V. 57. No. 12. P. 1658–1669. DOI: 10.1134/S0001433821120161.

Canary Islands upwelling variability trends based on reanalysis data

A. N. Serebrennikov

*Institute of Natural Technical Systems, Sevastopol 299011, Russia
E-mail: swsilv@gmail.com*

The paper presents a comparative analysis of thermal upwelling index (TUI) and vertical upwelling velocity of water for different latitudes of the Canary Islands upwelling (CU) over two time periods: 1993–2008 and 2009–2024. It is shown that average TUI for the two 16-year periods for the southern (13–21° N) and northern (21–34° N) parts of CU remained virtually unchanged. In the northern part of CU, an increase in the upwelling velocity was recorded for all months in the second study period (2009–2024) compared to the first (1993–2008). Also, vertical upwelling velocity of water for the northern part of CU in the winter-spring season is determined to a greater extent by the thickness of the upper mixed layer than by the divergence of horizontal velocities. For the southern part of CU, an increase in vertical upwelling velocity was observed during the winter-spring season and a decrease in the summer-fall season during the second study period. It was shown that TUI in the southern part of CU does not reflect the actual intensity of upwelling, but rather indicates the combined water temperature of advection and upwelling origins. The study methodology was based on satellite data on sea surface temperature (to calculate TUI) and reanalysis data on major ocean currents (to estimate vertical upwelling velocities).

Keywords: upwelling, sea surface temperature, upwelling thermal index, northeast trade winds, vertical upwelling velocity

Accepted: 16.02.2026

DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-2-320-330

References

1. Abrahams A., Schlegel R. W., Smit A. J., Variation and change of upwelling dynamics detected in the world's Eastern Boundary Upwelling Systems, *Frontiers in Marine Science*, 2021, V. 8, Article 626411, DOI: 10.3389/fmars.2021.626411.
2. Alves J. M. R., Miranda P. M. A., Caldeira R. M. A., Low-level jets drive the summer intra-seasonal variability of the Canary upwelling system, *Frontiers in Marine Science*, 2023, V. 10, Article 1068134, DOI: 10.3389/fmars.2023.1068134.
3. Bakun A., Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling, *Science*, 1990, V. 247, pp. 198–201, DOI: 10.1126/science.247.4939.198.
4. Bakun A., Black B. A., Bograd S. J. et al., Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems, *Current Climate Change Reports*, 2015, V. 1, pp. 85–93, DOI: 10.1007/s40641-015-0008-4.
5. Barton E. D., Field D. B., Roy C., Canary current upwelling: More or less? *Progress in Oceanography*, 2013, V. 116, pp. 167–178, DOI: 10.1016/j.pocean.2013.07.007.
6. Beardsley R. C., Dorman C. E., Friehe C. A., et al., Local atmospheric forcing during the coastal ocean dynamics experiment: 1. A description of the marine boundary layer and atmospheric conditions over a northern California upwelling region, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1987, V. 92, Iss. C2, pp. 1467–1488, DOI: 10.1029/JC092iC02p01467.
7. Bograd S. J., Jacox M. G., Hazen E. L. et al., Climate change impacts on Eastern boundary upwelling systems, *Annual Review of Marine Science*, 2023, V. 15, pp. 303–328, DOI: 10.1146/annurev-marine-032122-021945.
8. Demarcq H., Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998–2007), *Progress in Oceanography*, 2009, V. 83, pp. 376–385, DOI: 10.1016/j.pocean.2009.07.022.
9. García-Reyes M., Sydeman W. J., Schoeman D. S. et al., Under pressure: Climate change, upwelling, and eastern boundary upwelling ecosystems, *Frontiers in Marine Science*, 2015, V. 2, Article 109, DOI: 10.3389/fmars.2015.00109.
10. Miranda P. M. A., Alves J. M. R., Serra N., Climate change and upwelling: response of Iberian upwelling to atmospheric forcing in a regional climate scenario, *Climate Dynamics*, 2013, V. 40, pp. 2813–2824, DOI: 10.1007/s00382-012-1442-9.
11. Narayan N., Paul A., Mulitza S., Schulz M., Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century, *Ocean Science*, 2010, V. 6, pp. 815–823, DOI: 10.5194/os-6-815-2010.
12. Polonsky A. B., Serebrennikov A. N., Long-term sea surface temperature trends in the Canary upwelling zone and their causes, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2018, V. 54, No. 9, pp. 1062–1067, DOI: 10.1134/S0001433818090281.
13. Polonsky A. B., Serebrennikov A. N., Intensification of eastern boundary upwelling systems in the Atlantic and Pacific Oceans, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2020, V. 45, No. 6, pp. 422–429, DOI: 10.3103/S1068373920060059.
14. Polonsky A. B., Serebrennikov A. N., Long-term tendencies of intensity of eastern coastal upwelling systems assessed using different satellite data. Part 1: Atlantic upwellings, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2021, V. 57, No. 12, pp. 1658–1669, DOI: 10.1134/S0001433821120161.