

Обзорная статья

УДК 551.511
EDN: VUWUEJ

Бризовая циркуляция: теория и двумерное моделирование (обзор)

М. В. Шокуров, Н. Ю. Краевская ✉

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ kraevskaja_n@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 25.10.2023; одобрена после рецензирования 13.05.2024;
принята к публикации 16.05.2024.

Аннотация

Цель. Бризовая циркуляция представляет собой распространенное мезомасштабное явление вблизи берегов водоемов. Однако на данный момент опубликовано небольшое количество обзорных работ на эту тему. Поэтому целью данной работы стало дополнение существующих обзоров по бризу путем обобщения имеющихся сведений о влиянии на бризовую циркуляцию интенсивности нагрева воздуха вблизи поверхности суши, стратификации атмосферы, синоптического фонового ветра и силы Кориолиса.

Методы и результаты. Представлен обзор результатов работ, в которых используются теоретические методы исследования, а именно линейная теория и двумерное численное моделирование. Вначале бризовая циркуляция рассматривается в рамках линейной теории. Затем представлено техническое описание двумерных моделей и рассмотрены особенности бриза, полученные с их использованием. На основе обзора опубликованных работ рассмотрено влияние на бризовую циркуляцию четырех основных факторов: потока тепла, стратификации, фонового ветра и силы Кориолиса.

Выводы. В рамках линейной теории бризовая циркуляция представляет собой внутреннюю инерционно-гравитационную волну суточного периода. Влияние фонового синоптического ветра на линейную бризовую циркуляцию в зависимости от однородности его профиля по вертикали приводит к асимметрии циркуляции относительно берега и ограничению бриза по высоте. Важной чертой бризовой циркуляции в нелинейном режиме, полученной с использованием численного моделирования, является формирование распространяющегося по поверхности гравитационного течения. В нелинейном режиме существует достаточно четкая зависимость скорости распространения фронта гравитационного течения от его высоты. Основным проявлением влияния фонового ветра на гравитационное течение является изменение высоты течения, вследствие чего формируется стационарное или быстро распространяющееся течение. Как в рамках линейной теории, так и в нелинейном режиме вследствие влияния силы Кориолиса формируется вдольбереговая компонента скорости, что приводит к уменьшению перпендикулярной к береговой черте компоненты скорости.

Ключевые слова: бризовая циркуляция, линейная теория, численное моделирование, внутренние гравитационные волны

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0014.

Для цитирования: Шокуров М. В., Краевская Н. Ю. Бризовая циркуляция: теория и двумерное моделирование (обзор) // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 4. С. 493–513. EDN VUWUEJ.

© Шокуров М. В., Краевская Н. Ю., 2024

Sea Breeze Circulation: Theory and Two-Dimensional Simulation (Review)

M. V. Shokurov, N. Yu. Kraevskaya ✉

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ krayevskaja_n@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. Sea breeze circulation is a common mesoscale phenomenon near the coasts of water bodies. However, at the moment, a number of the published review papers on this topic remain small. Therefore, the purpose of the work is to complement the existing reviews on sea breezes by generalizing the available knowledge on the influence of air heating intensity near the land surface, atmosphere stratification, synoptic background wind and the Coriolis force upon the sea breeze circulation.

Methods and Results. An overview of the results of studies involving the theoretical research methods, namely linear theory and two-dimensional numerical modeling, is presented. At first, the sea breeze circulation is considered within the framework of linear theory. Further, a technical description of two-dimensional models and the breeze features obtained applying these models are presented. The published works having been reviewed made it possible to consider the influence of four main factors (heat flux, atmosphere stratification, background wind and the Coriolis force) upon the breeze circulation.

Conclusions. Within the framework of linear theory, the breeze circulation represents an internal inertial-gravity wave with a daily period. Depending on the uniformity of vertical profile of the background synoptic wind, its influence on the linear sea breeze circulation leads to the asymmetry of circulation relative to the coast and to limitation of the breeze height. In a nonlinear regime, the important feature of breeze circulation obtained by applying numerical simulation consists in formation of a gravity current propagating over the surface. The nonlinear regime implies a fairly clear dependence of the velocity of gravity current front propagation on its height. The main manifestation of the background wind influence upon the gravity current is the change in its height that results in formation of a stationary or rapidly spreading current. Due to the Coriolis force influence, both within the framework of linear theory and in the nonlinear regime, an along-coastal velocity component is formed that leads to a decrease of the velocity component perpendicular to the coastline.

Keywords: sea breeze circulation, linear theory, numerical simulation, internal gravity waves

Acknowledgment: The investigation was carried out within the framework of the theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0014.

For citation: Shokurov, M.V. and Kraevskaya, N.Yu., 2024. Sea Breeze Circulation: Theory and Two-Dimensional Simulation (Review). *Physical Oceanography*, 31(4), pp. 447-466.

Введение

Бризовая циркуляция – мезомасштабное явление, наблюдающееся вблизи берегов водоемов. Бриз возникает под действием градиента давления вследствие различного прогрева воздуха вблизи поверхности суши и поверхности водоема.

Бриз развивается в нижнем слое атмосферы и влияет на структуры пограничного слоя [1, 2] и атмосферы над ним [3, 4], на формирование кучевой конвекции [5–7], взаимодействует с процессами различного масштаба в атмосфере и океане [8–11]. Формируясь в прибрежных регионах, бриз оказывает влияние на погоду и климат этих областей. Кроме того, актуальность исследований бриза определяется его влиянием на перенос загрязнений [12–14],

особенно в урбанизированных промышленно развитых прибрежных регионах. В структуру бризовой циркуляции (рис. 1) входят: гравитационное течение, фронт, голова гравитационного течения, область сильного турбулентного перемешивания за головой, возвратное течение, термический внутренний пограничный слой (ТВПС) [15].

Бризовое гравитационное течение представляет собой поток холодного морского воздуха на сушу. Граница раздела между холодным воздухом и теплым воздухом на суше (бризовый фронт) обычно характеризуется большими градиентами температуры, давления и влажности. Непосредственно за бризовым фронтом располагается приподнятая голова гравитационного течения, которая образуется благодаря конвергенции холодной и теплой воздушных масс, располагающихся над водоемом и сушей соответственно. Высота головы в несколько раз превышает высоту основного тела течения. За головой располагается область сильного турбулентного перемешивания, образующаяся из-за неустойчивости волн Кельвина – Гельмгольца, которые возникают на границе между двумя слоями воздуха с различными плотностями и скоростями. Над бризовым гравитационным течением располагается возвратное течение, направленное в противоположную сторону. Внутри тела холодного гравитационного течения формируется термический внутренний пограничный слой, который образуется при продвижении холодного воздуха на сушу и его постепенном прогреве от поверхности суши.



Р и с. 1. Структура бризовой циркуляции (ТВПС – термический внутренний пограничный слой)
F i g. 1. Structure of sea breeze circulation (TIBL – thermal internal boundary layer)

На развитие бриза влияет большое количество факторов [16]. Главный фактор, определяющий возникновение бриза, – поток тепла на поверхности суши [17, 18], под действием которого формируется разность давлений над поверхностью суши и моря.

К другим основным факторам, влияющим на бриз, относятся: фоновый синоптический ветер [19–21], вращение Земли [22, 23], стратификация атмо-

сферы [24–26], неодинаковая над морем и сушей и изменяющаяся в суточном цикле. К вторичным факторам, влияющим на бризовую циркуляцию, относятся: поверхностное трение¹ [27], турбулентное перемешивание [28, 19, 29], топография (высота и наклон) [30, 31], форма береговой черты [32, 10], размеры водоема [33, 34] и участка суши [35–37], влажность воздуха [5, 38]. Хотя большинство из этих факторов оказывают влияние на бриз после его формирования, некоторые из них могут влиять на баланс сил и способствовать или препятствовать его развитию.

История исследований бризовой циркуляции насчитывает более века. Достаточно подробное описание ранних этапов приводится в монографии² и обзорах [39, 40, 15]. Для исследования бриза используются различные методы: теория, численное моделирование, эксперименты и натурные наблюдения. Среди теоретических методов исследования бриза выделяют линейную теорию [22, 41, 42], нелинейную теорию для некоторых точных решений [43, 44], теорию подобия [45, 25, 26, 46].

Работы по численному моделированию можно разделить на две категории. К первой относятся идеализированные двумерные модели с упрощенным представлением физических процессов [47, 28, 17, 18, 48]. Вторая категория охватывает численное моделирование бриза в конкретных географических регионах с помощью трехмерных мезомасштабных атмосферных моделей с высоким пространственным разрешением и с детальным представлением физических процессов [49–56]. Этапы развития и сравнение двумерных и трехмерных моделей представлены в работах³ [16].

Проводятся как лабораторные⁴ [57] так и натурные [58, 51] эксперименты. В основном в лабораторных экспериментах исследуется поведение гравитационных течений в зависимости от параметров среды [59–61]. Наибольшее количество работ посвящено натурным наблюдениям, к которым относятся контактные [62, 50, 63, 54] и дистанционные наблюдения со спутников в разных спектральных диапазонах [64, 34, 65], а также данные метеорологических радаров и многое другое.

Цель настоящей работы – с использованием аналитической теории и идеального двумерного моделирования представить основные результаты влияния потока тепла на поверхности, фонового ветра, стратификации, силы Кориолиса на бризовую циркуляцию.

Линейная теория бризовой циркуляции

Исследования бриза в XIX в. и в первой половине XX в. имели скорее качественный характер. К 1950-м годам из наблюдений было получено, что бриз имеет вид циркуляционной ячейки, которая меняет свое направление

¹ Compendium of Meteorology / Ed. T. F. Malone. Boston, Massachusetts : American Meteorological Society, 1951. 1334 p.

² Simpson J. E. Sea breeze and local winds. Cambridge : Cambridge University Press, 1994. 234 p.

³ Clark I. W. A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breeze for the Plymouth Region : thesis. University of Plymouth. Devon, England : University of Plymouth, 1986. 259 p. <http://dx.doi.org/10.24382/1380>

⁴ Simpson J. E. Gravity Currents in the Environment and the Laboratory. Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 1997. 244 p.

в течение суток. Бриз формируется из-за разной теплоемкости суши и моря, вследствие чего на границе раздела суша – море образуется градиент температуры, который приводит к формированию градиента давления и в результате – бризовой циркуляции. Бриз наблюдается в безветренную погоду или при слабом фоновом ветре. Ночной бриз менее интенсивный, чем дневной.

Получены экспериментальные зависимости скорости ветра от температуры, распределение метеорологических параметров, размеры бриза по горизонтали и вертикали, их зависимость от сезона и широты в отдельных географических регионах. Например, установлено, что в умеренных широтах дневной бриз распространяется на расстояние до 50 км, в тропиках до 150 км, ночной бриз проникает на меньшие расстояния, чем дневной.

Фоновый ветер может как усилить, так и ослабить бриз или помешать его развитию. При слабом встречном фоновом ветре бриз проявляется в виде холодного фронта. При развитии бриза воздух движется под прямым углом к линии берега, изменение направления бриза происходит под влиянием силы Кориолиса¹.

Авторы первых теоретических работ, основываясь на данных наблюдений, рассматривали следующие вопросы: какие силы включать в рассмотрение для правильного описания бриза, как получить соответствующую наблюдениям разницу во времени между его максимальной интенсивностью и температурой?¹

Первая работа, в которой приведено количественное описание бризовой циркуляции, была посвящена линейной теории [22]. В предположении, что локально в точке на береговой линии вблизи поверхности ускорение определяется градиентом давления, создаваемым контрастом температуры между морем и сушей, силой Кориолиса и линейным рэлеевским трением, получена правильная эллиптическая форма годографа скорости и установлено, что вращение вектора скорости происходит по часовой стрелке. При этом не было получено пространственного распределения всех трех компонент скорости, температуры и давления, поскольку полные уравнения гидродинамики не решались. Показано, что источником циркуляции бризовой циркуляционной ячейки является контраст температуры (плаучести) между сушей и морем. Следует отметить, что использование линейного трения позволило получить в модели близкий к наблюдениям сдвиг фазы между нагревом и интенсивностью бризовой циркуляции.

В это же время появилась работа [66], где рассматривалась реакция атмосферы на заданное распределение температуры, которое являлось периодической функцией от времени и экспоненциально затухающей функцией от высоты. Теоретический результат, описывающий зависимость максимума скорости ветра от высоты в дневном бризе, достаточно хорошо согласовывался с натурными данными на экваторе. В средних широтах зависимость скорости от высоты как в дневном, так и в ночном бризах подобна наблюдаемой в тропиках. Отличие заключается в том, что под действием силы Кориолиса вектор скорости меняет свое направление в течение дня.

В работе¹ получено линейное решение для периодического по горизонтали источника тепла, что дало возможность использовать преобразование Фурье. На 45-м градусе широты данное решение достаточно полно описыва-

ло наблюдаемую циркуляцию. Получено, что высота как дневного, так и ночного бриза равна 400 м и увеличивается с увеличением трения. Влияние силы Кориолиса проявляется в появлении вдольбереговой компоненты скорости, которая сдвинута по времени примерно на 12 ч относительно нормальной к берегу компоненты. Максимум разности температур на границе суша – море и максимум интенсивности бриза отличаются по времени на 4,7 ч, учет трения и силы Кориолиса сокращает этот сдвиг. Высота, которую занимает обратное течение, в 4–5 раз больше высоты течения вблизи поверхности. Максимальное значение скорости в обратном течении примерно в 4 раза меньше, чем в течении на поверхности. Верхняя граница бризовой циркуляции повышается при увеличении трения и понижается при увеличении силы Кориолиса.

Важным исследованием, в котором изучается влияние фонового ветра на бриз, является работа [67]. В ней рассматривается реакция однородного стратифицированного потока на источник тепла (остров) конечного горизонтального размера на поверхности. В атмосфере на подветренной стороне острова формируются волны, горизонтальная длина волны которых зависит от размера острова.

В работе [47] показано, что движение можно разделить на две части – вращательную часть и крупномасштабное волновое потенциальное движение. Волновое движение занимает большой горизонтальный масштаб ~ 5000 км и переносит массу с суши на море с малыми значениями скорости, ~ 1 км/ч.

В работе [68] рассмотрено формирование в устойчиво стратифицированной атмосфере предвестника бризовой циркуляции в виде внутренних гравитационных волн, генерируемых у береговой линии в момент включения нагрева и достаточно быстро распространяющихся от берега в сторону моря и в сторону суши.

Определенным этапом явилась работа [24]. В результате учета турбулентных вязкости и теплопроводности получилось уравнение для функции тока шестого порядка, поэтому его приходилось решать численно. Найдено, что большие значения градиентов скоростей около берега возникают вследствие отсутствия адвекции температуры. Обратное течение, направленное с берега на море, в два раза слабее течения, направленного на берег. Под действием силы Кориолиса на всех высотах вектор скорости ветра вращается по часовой стрелке. Расстояние, на которое распространяется бриз, увеличивается при увеличении стратификации атмосферы. Фоновый ветер с берега приводит к смещению в сторону моря максимума перпендикулярной к берегу скорости, а его значение уменьшается при увеличении фонового ветра. При небольших значениях скорости фонового ветра на берегу формируется резкий фронт.

В работе [69] изучается термическая конвекция в стратифицированной жидкости с использованием приближения Буссинеска и постоянных значений вязкости и теплопроводности. Конвекция вызвана нагревом или охлаждением нижней поверхности. Поле температуры при нагреве бесконечно малой амплитуды контролируется единственным параметром, который пропорционален вертикальному градиенту температуры, размеру нагретой поверхности,

коэффициенту теплового расширения, ускорению свободного падения и обратно пропорционален вязкости и теплопроводности.

В работе [70] отмечено, что скорость поворота вектора скорости ветра во время бриза изменяется в течение дня. Для исследования использовалась двумерная линейная модель. Указанная скорость определяется тремя слагаемыми: параметром Кориолиса, векторным произведением горизонтального мезомасштабного градиента давления на скорость бриза и векторным произведением горизонтального синоптического градиента давления на скорость бриза.

В работе [25] рассмотрена реакция стратифицированной атмосферы на периодический по времени нагрев, использовались линеаризованные уравнения в приближении Буссинеска с учетом вязкости и теплопроводности. Структура решения может быть охарактеризована единственным параметром, который пропорционален частоте нагрева, горизонтальному размеру нагретой поверхности и обратно пропорционален частоте плавучести и коэффициенту вязкости. После возмущения основного состояния могут наблюдаться три режима: тепловая волна, распространяющаяся вверх, при которой не наблюдается движение воздуха, конвекция, при которой возмущение температуры сопровождается движением воздуха в виде циркуляции, без распространения по вертикали, и внутренняя волна, распространяющаяся вниз.

Значительным теоретическим достижением в линейной теории бриза стала работа [41]. В отличие от работы [24] вязкость и теплопроводность отсутствовали, а пространственное распределение нагрева задавалось явно. Это понизило порядок уравнения для функции тока до второго и значительно облегчило анализ решения. Было показано, что бризовую циркуляцию можно рассматривать как внутреннюю инерционно-гравитационную волну суточного периода, генерируемую на поверхности источником плавучести. Подчеркнуто качественное отличие средних широт, в которых эта волна захвачена вблизи поверхности, от тропиков, в которых она излучается вверх от береговой линии. В тропиках существует сдвиг по времени в 12 ч между циркуляцией и нагревом. В средних широтах под влиянием силы Кориолиса этого не наблюдается. Включение диссипации в виде рэлеевского трения уменьшает различия в структуре бриза в тропиках и средних широтах. Влияние плавучести и силы Кориолиса на интенсивность бризовой циркуляции анализировалось с помощью теоремы циркуляции Бьеркнеса. Показано, что преобладающее влияние на циркуляцию оказывает сила Кориолиса, а не сила плавучести.

В работе [42] рассмотрен вопрос о горизонтальном масштабе бризовой циркуляционной ячейки в рамках линейной теории с учетом турбулентного перемешивания с постоянными коэффициентами вязкости и теплопроводности. Полученный горизонтальный масштаб бризовой ячейки является функцией от широты и пропорционален отношению частоты плавучести к суточной частоте и вертикальному масштабу, определяемому теплопроводностью. Функция, описывающая зависимость от широты, принимает постоянное значение для широт меньше 30-го градуса и уменьшается при приближении к полюсам. Помимо этого получено, что компонента скорости, перпендикулярная к берегу, уменьшается с расстоянием от него при увеличении параметра Кориолиса.

В работе [27] с использованием идей из работы [41] показано, что вращение и трение влияют на интенсивность бриза, но они не важны на начальной стадии развития. Авторы проанализировали переходные процессы в начальной стадии развития бриза в утренние часы при внезапном и постепенном включении нагрева. Проанализирован также и полный суточный цикл. Характерный временной масштаб бриза является комбинацией инерционного периода и времени затухания вследствие трения. Для времени, превышающего этот масштаб, расстояние, на которое распространяется бриз, ограничено радиусом деформации Россби с учетом трения. На экваторе лимитирующим параметром для интенсивности и дальности распространения является трение.

Серия исследований, посвященных влиянию однородного фонового синоптического ветра на бризовую циркуляцию в рамках линейной теории, возобновилась с появлением работы [71], в которой не учитывалось влияние силы Кориолиса, т. е. рассматривался бриз на экваторе. Основной физический результат состоял в том, что излучаемые с поверхности от линии берега пакеты внутренних гравитационных волн подвергаются доплеровскому сдвигу, что проявляется в асимметрии волн относительно линии берега, и дисперсионному размыванию пакета с подветренной стороны. Кроме этого эффекта, возникает еще одна дополнительная особенность – пакет стационарных внутренних волн над линией берега, аналогичный внутренним гравитационным волнам, возникающим при обтекании горного рельефа стратифицированным однородным потоком. При увеличении скорости фонового ветра решение, соответствующее стационарному пакету, становится преобладающим.

В последующих работах [72, 7] уже учитывалось влияние силы Кориолиса, т. е. рассматривалась задача о влиянии синоптического ветра на бриз в средних широтах. Показано, что здесь так же, как и на экваторе, возникает пакет стационарных внутренних волн.

В реальных синоптических ситуациях профиль ветра редко является вертикально однородным. Как правило, присутствует вертикальный сдвиг скорости ветра. В работе [73] рассматривалось влияние на бриз термического ветра, направленного вдоль линии берега. Показано, что бризовая циркуляционная ячейка становится асимметричной относительно линии берега, наклоняясь в сторону моря.

Известно, что в стратифицированной жидкости присутствие вертикального сдвига скорости приводит к образованию критических уровней на определенных высотах, где частота внутренней инерционно-гравитационной волны с учетом доплеровского сдвига обращается в ноль [74–77]. Задача о влиянии сдвига перпендикулярного к берегу фонового ветра на бризовую циркуляцию на экваторе была рассмотрена сравнительно недавно [48]. Основной результат заключался в том, что на определенных высотах образуются критические слои, поглощающие внутренние волны и таким образом ограничивающие высоту луча бризовой циркуляции, распространяющегося по потоку.

В недавно вышедшей работе [78] показано, что в тропиках инерционно-гравитационная бризовая волна суточного периода проходит два критических уровня и расположенную между ними область затухания. В средних широтах бризовая инерционно-гравитационная волна в атмосфере без фонового ветра

затухает с высотой, поэтому влияние критического уровня будет наблюдаться при следующем условии: высота критического уровня меньше высоты бризовой циркуляции. На основе сравнения вертикального потока момента импульса на разных широтах получено, что его наибольшее затухание на критическом уровне происходит на 15-м градусе, наименьшее – на 45-м.

Двумерные численные модели бризовой циркуляции

Использование линейных моделей позволило значительно расширить понимание бризовой циркуляции на качественном уровне. Но линейная теория не может обеспечить описание областей в структуре бризовой циркуляции с интенсивными вертикальными и горизонтальными движениями.

С возникновением первых компьютеров появились и первые нелинейные численные модели бризовой циркуляции [47, 79, 28, 19]. При наличии прямолинейного берега задача о бризовой циркуляции является по существу двумерной – все компоненты скорости, распределение температуры и давления не зависят от координаты, направленной вдоль берега. Таким образом, постановка задачи состоит в решении уравнений гидродинамики с учетом силы Кориолиса в вертикальной плоскости, перпендикулярной к береговой линии. С точки зрения вычислений в двумерных моделях используется значительно меньше компьютерных ресурсов, чем в трехмерных.

На первых этапах решались уравнения движения несжимаемой жидкости в приближениях Буссинеска и гидростатики вследствие недостатка вычислительных ресурсов. Необходимость использования приближения гидростатики и пределы его применимости подробно оценивались уже в более поздних работах: в работе [80] обсуждался размер источника нагрева, при котором будет справедливо гидростатическое приближение; результаты работы [81] показали, что при интенсивных бризах негидростатическое приближение дает более слабый бриз по сравнению с расчетом, в котором использовалось гидростатическое приближение. Для слабых бризов различия при использовании двух приближений малы.

Со временем по мере роста мощности компьютеров стали постепенно отказываться от приближений: в частности, для моделирования бризовых гравитационных течений стали использовать негидростатическую систему уравнений движения с учетом сжимаемости в так называемой неупругой форме, а затем перешли и к полному учету сжимаемости.

Изначально рассматривалась структура бриза в наиболее простой постановке, без учета внешних факторов. Затем в рассмотрение добавлялось влияние отдельных факторов и их различных комбинаций. Ставилась задача определить, при какой комбинации факторов могут возникать определенные особенности бризовой циркуляции.

Далее представлен обзор двумерных численных моделей бризовой циркуляции. Вначале рассматриваются особенности самих численных моделей, после чего обсуждаются основные физические результаты, полученные с их помощью.

В одной из самых первых работ по численному моделированию [47] рассматривалась двумерная численная модель бриза в вертикальной плоскости, перпендикулярной к береговой линии. Поле скорости раскладывалось на ди-

вергентную и вихревую компоненты. Вихревая компонента определялась из численного решения уравнения завихренности конечно-разностным методом.

В следующей работе [79] была построена численная модель бриза с использованием гидростатического приближения. Коэффициенты турбулентной вязкости и теплопроводности являлись функциями от высоты. В качестве граничных условий на поверхности задавалась температура над поверхностью суши с суточным ходом. Над поверхностью моря температура не изменялась. Численно решались уравнение завихренности и уравнение переноса тепла.

В работах [28, 19] применялась численная модель в примитивных уравнениях. Для турбулентной вязкости и теплопроводности использовались параметризации для описания атмосферного пограничного слоя. Во второй из этих работ исследовалось влияние синоптического ветра на бризовую циркуляцию.

Готовые модели и их модификации успешно применялись в ряде последующих работ: например, в [82] была построена модель, для которой за основу была взята модель из [28, 19]; в [83] использовалась двумерная мезомасштабная модель из [84].

В работе [17] для расчета использовались система уравнений с учетом силы Кориолиса и без учета вязкости и трения, а также приближение гидростатики. В качестве граничных условий на поверхности задавался произвольный поток тепла.

В нелинейной части работы [24] применялась система уравнений в приближении Буссинеска с учетом вращения, вязкости, теплопроводности. Учитывалась стратификация атмосферы. Для создания начального возмущения использовалось граничное условие для температуры на поверхности.

Работа [29] посвящена изучению различий между дневным и ночным бризом, поэтому специальное внимание было уделено параметризации турбулентности в дневном и ночном атмосферном пограничном слое над сушей.

В работах [1, 23] для исследования бриза использовалась двумерная версия трехмерной модели [85], разработанная для описания атмосферных процессов различного масштаба. Горизонтальная вязкость описывалась гармоническим и бигармоническим операторами. Специально выделялся пограничный слой, в котором коэффициенты вертикальной вязкости и теплопроводности являлись функциями от локального числа Ричардсона.

В работе [86] применялась гидростатическая модель [17]. Поток тепла задавался на поверхности и линейно менялся по высоте в пограничном слое, которая определялась значением плавучести на поверхности.

В работе [87] уравнения записаны с учетом геострофического постоянного ветра в гидростатическом приближении. Использовались прогностические уравнения для потенциальной температуры, удельной влажности и турбулентной кинетической энергии. Для инициализации модели применялся профиль потенциальной температуры для стандартной атмосферы (3,3 К/км), относительная влажность была равна 40% и оставалась постоянной по вертикали. Температура поверхности моря не менялась, а температура и влажность почвы вычислялись с использованием бюджета энергии.

В негидростатической модели в работе [88] уравнения записаны с учетом вращения Земли и турбулентного перемешивания. Потенциальная температура на поверхности моря принималась постоянной, а температура на поверхности суши менялась по времени пропорционально синусу.

В теоретической части работы [21] использовалась двумерная версия трехмерной модели. Модель включала в себя примитивные уравнения в приближениях гидростатики и несжимаемости. Реализовано разделение по пространственным масштабам на мезомасштабные и синоптические процессы. Решались уравнения переноса коротковолнового и длинноволнового излучения, рассчитывался бюджет энергии на поверхности, была подключена многослойная модель почвы, для параметризации турбулентности использовалась схема уровня 2,5.

В работе [4] применялась двумерная гидростатическая модель. Давление было разделено на две части – крупномасштабную и часть, создаваемую дифференциальным нагревом. Вертикальная компонента скорости рассчитывалась из уравнения неразрывности. Для параметризации турбулентного потока тепла применялась нелокальная схема диффузии, для описания турбулентных потоков импульса – локальная схема с расчетом коэффициента турбулентной вязкости.

В работе [63] использовалась двумерная модель для реального географического региона, так как линия берега на западном побережье Нидерландов почти прямолинейная. Для задания начального состояния атмосферы при моделировании применялись реальные профили ветра и температуры, полученные из наблюдений.

В работах [26, 89] использовалась мезомасштабная модель топографической завихренности. Прогностические переменные модели – потенциальная температура, турбулентная кинетическая энергия, две горизонтальные компоненты завихренности. Рассматривалась сухая (не насыщенная) атмосфера, задавался постоянный геострофический ветер, почва описывалась отдельной моделью. Фильтрация высокочастотных процессов осуществлялась с использованием схемы с численной вязкостью. Использовались негидростатическое и неупругое приближения, для описания турбулентного перемешивания – схема замыкания порядка 1,5.

В последнее время все чаще применяются двумерные идеализированные версии полных трехмерных моделей с описанием всех физических процессов. Так, например, в работе [18] для исследования бризовых гравитационных течений и в работах [7, 48], посвященных линейной теории с учетом фонового ветра, использовалась двумерная версия мезомасштабной атмосферной модели [90].

Подводя итог обзору двумерных численных моделей бризовой циркуляции, отметим, что различия в моделях заключались как в используемых приближениях уравнений гидродинамики, так и в методах параметризации физических процессов, включающих турбулентность в пограничном слое, перенос излучения, микрофизику облаков и осадков, процессы в почве.

Теперь перейдем к рассмотрению основных физических результатов, полученных с использованием двумерных численных моделей бризовой циркуляции.

В работе [47] в качестве результата было получено бризовое гравитационное течение вблизи поверхности, которое соответствовало вихревой части решения. Завихренность формируется в области горизонтального градиента температуры, которая занимает ~ 100 км. Максимум завихренности находится в области максимального горизонтального градиента температуры около берега. Скорость в бризовом гравитационном течении составляет 2,8 м/с, что соответствует реально наблюдающемуся бризу.

В работе [79] описана зависимость структуры бриза от времени, определены время, расстояние и высота, при которых наблюдались максимальные значения скорости. Отмечены наличие обратного течения, перенос градиента температуры и, как следствие, максимума скорости на сушу. Полученная структура сравнивалась с данными наблюдений. Максимальные значения скорости в модели были ниже, чем наблюдаемые, что могло быть связано с фоновым ветром, который существовал во время наблюдений и не был учтен в модели.

В работах [28, 19] рассмотрена структура бризовой циркуляции при различных значениях скорости, направления фонового ветра и профилей стратификации. Отмечено, что наиболее интенсивный бриз наблюдается в случаях без фонового ветра, при ветре с берега и ветре, параллельном берегу с областью низкого давления над морем. Фоновый ветер влияет на распространение бриза на сушу: при ветре с берега бриз распространяется меньше вглубь суши по сравнению со случаем без ветра. Во всех экспериментах наблюдается понижение температуры над морем вдали от берега.

В работе [82] впервые проведено численное моделирование полного суточного цикла бризовой циркуляции, был рассмотрен как дневной, так и ночной бриз. При развитии дневного бриза наблюдался фронт течения, вблизи которого на высоте 600–850 м существовало интенсивное вертикальное движение ($\sim 0,1$ м/с). Наблюдался поворот ветра по часовой стрелке в течение суток. Был получен ночной бриз – распространение холодного воздуха с суши, приводящее к подъему теплого воздуха над морем. В ночное время над сушей наблюдалась температурная инверсия.

В важной работе [17] показано, что скорость фронта бризового гравитационного течения зависит только от суммарного количества тепла, поступившего в конвективный пограничный слой над сушей, и не зависит от формы профиля тепла в нагретом слое. Фактически скорость фронта определяется интегральным по высоте дефицитом плавучести в голове гравитационного течения, что согласуется с общей теорией гравитационных течений. Показано также, что сила Кориолиса приводит к уменьшению скорости распространения фронта и увеличению вдольбереговой компоненты скорости.

Согласно работе [24], суммарный поток тепла определяет кинетическую энергию бризовой циркуляционной ячейки. Показана также асимметрия ячейки, а именно: верхняя обратная ветвь циркуляции толще, чем нижняя, а скорости в обратной ветви меньше, чем вблизи поверхности.

Важнейшим результатом было объяснение причин асимметрии между дневным и ночным бризами [29]. Даже при одинаковых по абсолютной величине потоках тепла на поверхности днем и ночью асимметрия между днев-

ным и ночным бризами обусловлена различием в стратификации и интенсивности турбулентного перемешивания над сушей.

В работе [23] продемонстрирована зависимость бризовой циркуляции от широты, подчеркнута влияние силы Кориолиса. В частности, на экваторе дневной бриз (направленный с моря на сушу) наблюдается в течение всех суток, тогда как на других широтах формируется также и ночной бриз. Бриз максимальной интенсивности наблюдается в разное время суток в зависимости от широты – чем ближе к экватору, тем позже достигается максимум ночного бриза.

В работе [86] рассматривается важный вопрос: какая доля создаваемой дневным нагревом потенциальной энергии превращается в кинетическую энергию бризовой циркуляции? При усилении конвективного перемешивания меньшее количество потенциальной энергии может быть доступно для конвективного масштаба, а потенциальная энергия, доступная для бризовой циркуляции, увеличивается.

В работе [83] рассмотрена зависимость бризовой циркуляции над небольшим озером от скорости синоптического ветра и температуры воды. Для узких продолговатых водоемов при слабом синоптическом ветре влияние температуры воды не важно, поскольку охлаждение устойчиво стратифицированного приводного слоя незначительно по сравнению с нагревом воздуха над поверхностью суши. Однако при сильном синоптическом ветре явный поток тепла от водной поверхности увеличивается, что приводит к интенсификации бриза. Достаточно сильный синоптический ветер сносит всю бризовую ячейку вниз по потоку.

В работе [87] исследуется влияние на бриз фонового ветра. В качестве диагностического инструмента используются траектории движения частиц, по которым можно сделать вывод об интенсивности бриза. Бриз наиболее интенсивен при скорости встречного ветра 5 м/с, совпадающей со скоростью распространения бриза, при этом циркуляция остается стационарной относительно берега. Более сильный ветер сносит циркуляцию в сторону моря.

В работе [88] рассматривается зависимость бриза от двух безразмерных параметров, характеризующих степень нелинейности и гидростатичности. При использовании линейной модели результаты совпадают с результатами линейной теории: максимум скорости бриза наблюдается вблизи берега, и бриз практически симметричен относительно него. При использовании нелинейной модели существует бризовый фронт, максимум бриза наблюдается над сушей, максимум горизонтальной скорости увеличивается пропорционально квадрату параметра нелинейности. Разница между гидростатическим и негидростатическим случаями мала в большей части экспериментов. Бризовая циркуляция и вертикальный подъем воздуха интенсивнее в негидростатическом случае по сравнению с гидростатическим.

В работе [21] получено, что, если направления бриза и фонового ветра совпадают, бриз является слабым возмущением для фонового потока. При умеренных значениях встречного фонового ветра бриз наиболее интенсивен. При еще больших значениях этого ветра бризовая ячейка сносится в сторону моря и становится слабее, чем в случае без фонового ветра.

В работе [4] рассматривалась вертикальная структура бриза на побережье Нидерландов. Анализировались три случая с бризом. Поток массы в обратной ветви течения зависит от крупномасштабного потока и от градиентов потенциальной температуры в пограничном слое и над инверсией. При этом он больше, чем в нижней ветви, когда вертикальный градиент потенциальной температуры над пограничным слоем больше, чем начальный вертикальный градиент потенциальной температуры над инверсией.

В работе [63], мотивированной наблюдениями сверхдальнего распространения бриза в Нидерландах (до 100 км от берега), по результатам численного моделирования выделяются наиболее важные факторы, влияющие на распространение бриза на сушу: фоновый встречный синоптический ветер и поток тепла на поверхности. Значения этих величин определяют временной и пространственный масштабы распространения бриза на сушу.

В работе [26] результаты двумерного численного моделирования использовались для верификации теории подобия, построенной ранее на основе натуральных измерений [91]. Анализ показал, что скорость бриза зависит только от полного потока тепла на поверхности, а его высота – также и от стратификации атмосферы.

В работе [89] по результатам двумерного численного моделирования обобщалась теория подобия из работы [26], был введен безразмерный индекс, характеризующий распространение бриза на сушу при наличии в атмосфере встречного синоптического ветра. Анализ показал, что в зависимости от скорости фонового ветра наблюдаются два режима – распространение бриза на сушу и уменьшение его скорости без такого распространения.

Работа [18] посвящена изучению влияния стратификации и эффекта разных типов нагрева на гравитационное течение. Если в начальный момент времени в область поступает полное количество тепла, гравитационное течение быстро достигает режима с постоянной скоростью распространения, которая определяется градиентом плотности на фронте течения и высотой течения. Зависимость скорости распространения фронта от общего количества тепла оказывается справедливой для широкого диапазона значений устойчивости атмосферы. Если рассматривается более реалистичный нагрев, зависящий от времени, тогда внутри холодного течения формируется градиент плотности и завихренности, что приводит к интенсификации внутренней циркуляции, ослаблению градиента плотности на фронте и, как следствие, к его замедлению.

Подводя итог обзора физических результатов, полученных с помощью двумерных нелинейных моделей, можно сделать вывод, что структура и динамика бриза были описаны и интерпретированы с использованием этих моделей, что подтверждается многочисленными натурными измерениями.

Выводы

В работе рассмотрены основные черты бризовой циркуляции, полученные с использованием линейной теории и двумерного численного моделирования. Из всего многообразия факторов, влияющих на бризовую циркуляцию,

рассмотрены только некоторые – интенсивность нагрева, стратификация атмосферы, синоптический ветер и сила Кориолиса.

В рамках линейной теории бризовую циркуляцию можно рассматривать как внутреннюю инерционно-гравитационную волну суточного периода, излучаемую с поверхности в результате дневного нагрева и ночного охлаждения атмосферного пограничного слоя над сушей. Влияние силы Кориолиса приводит к выделению двух режимов бризовой циркуляции. В интервале широт от экватора до 30-го градуса циркуляция имеет вид распространяющейся вверх и от берега волны, а в интервале широт от 30-го градуса до полюса она имеет форму ограниченной по высоте и горизонтали ячейки.

При учете однородного фонового ветра на всех широтах бризовая волна становится асимметричной относительно линии берега, а над линией берега возникает пакет стационарных высокочастотных внутренних волн. Наличие сдвига фонового ветра приводит к образованию критических уровней, ограничивающих высоту бризовой циркуляции.

Линейная теория применима лишь при малых значениях амплитуды нагрева, при увеличении амплитуды в структуре бриза формируется нелинейное явление – гравитационное течение. Для теоретического описания бриза в нелинейном режиме используется двумерное моделирование. Показано, что наличие однородного фонового ветра приводит к изменению высоты головы гравитационного течения, что влияет на скорость его распространения.

Ветер со сдвигом меняет высоту головы течения, а также приводит к формированию интенсивного вертикального подъема перед фронтом при изменении угла наклона фронта гравитационного течения к горизонтали. И однородный ветер, и ветер со сдвигом могут как препятствовать распространению течения, так и, наоборот, увеличивать его скорость. С учетом нелинейности влияние силы Кориолиса приводит к уменьшению скорости распространения фронта и увеличению вдольбереговой компоненты скорости.

В данной работе представлено обобщение имеющихся результатов, полученных с использованием нескольких теоретических методов исследования, которые описывают влияние выбранных факторов окружающей среды на динамику формирования и развития бризовой циркуляции, при этом данное обобщение не может обеспечить полное описание явления.

Представленные в обзоре работы демонстрируют последовательное развитие теории бризовой циркуляции, однако исследования последних лет, посвященные, например, линейной теории, показывают, что еще остались отдельные не решенные вопросы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anthes R. A.* The Height of the Planetary Boundary Layer and the Production of Circulation in a Sea Breeze Model // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1978. Vol. 35, iss. 7. P. 1231–1239. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<1231:THOTPB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<1231:THOTPB>2.0.CO;2)
2. *Feliks Y.* An Analytical Model of the Diurnal Oscillation of the Inversion Base due to the Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1994. Vol. 51, iss. 7. P. 991–998. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<0991:AAMOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<0991:AAMOTD>2.0.CO;2)
3. Numerical Simulations of an Observed Gravity Current and Gravity Waves in an Environment Characterized by Complex Stratification and Shear / Y. Jin [et al.] // *Journal of the At-*

- mospheric Sciences. 1996. Vol. 53, iss. 23. P. 3570–3588. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<3570:NSOAOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<3570:NSOAOG>2.0.CO;2)
4. *Tijm A. B. C., Holtslag A. A. M., van Delden A. J.* Observations and Modeling of the Sea Breeze with the Return Current // *Monthly Weather Review*. 1999. Vol. 127, iss. 5. P. 625–640. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0625:OAMOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0625:OAMOTS>2.0.CO;2)
 5. *Yan H., Anthes R. A.* The Effect of Variations in Surface Moisture on Mesoscale Circulation // *Monthly Weather Review*. 1988. Vol. 116, iss. 1. P. 192–208. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<0192:TEOVIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<0192:TEOVIS>2.0.CO;2)
 6. *Bryan G. H., Rotunno R.* The Optimal State for Gravity Currents in Shear // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2014. Vol. 71, iss. 1. P. 448–468. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0156.1>
 7. *Du Y., Rotunno R.* Diurnal Cycle of Rainfall and Winds near the South Coast of China // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2018. Vol. 75, iss. 6. P. 2065–2082. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0397.1>
 8. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment / S. H. Franchito [et al.] // *Annales Geophysicae*. 1998. Vol. 16. P. 866–881. <https://doi.org/10.1007/s00585-998-0866-3>
 9. *Dailey P. S., Fovell R. G.* Numerical Simulation of the Interaction between the Sea-Breeze Front and Horizontal Convective Rolls. Part I: Offshore Ambient Flow // *Monthly Weather Review*. 1999. Vol. 127, iss. 5. P. 858–878. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0858:NSOTIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0858:NSOTIB>2.0.CO;2)
 10. *Gilliam R. C., Raman S., Niyogi D. D. S.* Observational and Numerical Study on the Influence of Large-Scale Flow Direction and Coastline Shape on Sea-Breeze Evolution // *Boundary-Layer Meteorology*. 2004. Vol. 111. P. 275–300. <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000016494.99539.5a>
 11. *Chen X., Zhang F., Zhao K.* Diurnal Variations of the Land–Sea Breeze and Its Related Precipitation over South China // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2016. Vol. 73, iss. 12. P. 4793–4815. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0106.1>
 12. Effect of Sea Breeze on Air Pollution in the Greater Athens Area. Part I: Numerical Simulations and Field Observations / A. Clappier [et al.] // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2000. Vol. 39, iss. 4. P. 546–562. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<0546:EOSBOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<0546:EOSBOA>2.0.CO;2)
 13. Impact of the Rhône and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area / S. Bastin [et al.] // *Atmospheric Research*. 2005. Vol. 74, iss. 1–4. P. 303–328. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.04.014>
 14. Modelling Local Sea-Breeze Flow and Associated Dispersion Patterns Over a Coastal Area in North-East Spain: A Case Study / M. R. Soler [et al.] // *Boundary-Layer Meteorology*. 2011. Vol. 140. P. 37–56. <https://doi.org/10.1007/s10546-011-9599-z>
 15. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts / S. T. K. Miller [et al.] // *Reviews of Geophysics*. 2003. Vol. 41, iss. 3. P. 1011. <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>
 16. *Crosman E. T., Horel J. D.* Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies // *Boundary-Layer Meteorology*. 2010. Vol. 137. P. 1–29. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9517-9>
 17. *Pearson R. A.* Properties of the Sea Breeze Front as Shown by a Numerical Model // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1973. Vol. 30, iss. 6. P. 1050–1060. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1973\)030<1050:POTSBF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1973)030<1050:POTSBF>2.0.CO;2)
 18. *Robinson F. J., Patterson M. D., Sherwood S. C.* A Numerical Modeling Study of the Propagation of Idealized Sea-Breeze Density Currents // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2013. Vol. 70, iss. 2. P. 653–668. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0113.1>
 19. *Estoque M. A.* The Sea Breeze as a Function of the Prevailing Synoptic Situation // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1962. Vol. 19, iss. 3. P. 244–250. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1962\)019<0244:TSBAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1962)019<0244:TSBAAF>2.0.CO;2)

20. *Liu C., Moncrieff M. W.* A Numerical Study of the Effects of Ambient Flow and Shear on Density Currents // *Monthly Weather Review*. 1996. Vol. 124, iss. 10. P. 2282–2303. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<2282:ANSOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<2282:ANSOTE>2.0.CO;2)
21. *Arritt R. W.* Effects of the Large-Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1993. Vol. 32, iss. 1. P. 116–125. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<0116:EOTLSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0116:EOTLSF>2.0.CO;2)
22. *Haurwitz B.* Comments on the Sea-Breeze Circulation // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1947. Vol. 4, iss. 1. P. 1–8. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0001:COTSBC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0001:COTSBC>2.0.CO;2)
23. *Yan H., Anthes R. A.* The Effect of Latitude on the Sea Breeze // *Monthly Weather Review*. 1987. Vol. 115, iss. 5. P. 936–956. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<0936:TEOLOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<0936:TEOLOT>2.0.CO;2)
24. *Walsh J. E.* Sea Breeze Theory and Applications // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1974. Vol. 31, iss. 8. P. 2012–2026. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<2012:SBTAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<2012:SBTAA>2.0.CO;2)
25. *Kimura R., Eguchi T.* On Dynamical Processes of Sea- and Land-Breeze Circulation // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. 1978. Vol. 56, iss. 2. P. 67–85. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.56.2_67
26. *Porson A., Steyn D. G., Schayes G.* Sea-breeze scaling from numerical model simulations, Part I: Pure sea breezes // *Boundary-Layer Meteorology*. 2007. Vol. 122. P. 17–29. <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9090-4>
27. *Dalu G. A., Pielke R. A.* An Analytical Study of the Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1989. Vol. 46, iss. 12. P. 1815–1825. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<1815:AASOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<1815:AASOTS>2.0.CO;2)
28. *Estoque M. A.* A theoretical investigation of the sea breeze // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1961. Vol. 87, iss. 372. P. 136–146. <https://doi.org/10.1002/qj.49708737203>
29. *Mak M. K., Walsh J. E.* On the Relative Intensities of Sea and Land Breezes // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1976. Vol. 33, iss. 2. P. 242–251. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033<0242:OTRIOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<0242:OTRIOS>2.0.CO;2)
30. *Mahrer Y., Pielke R. A.* The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model // *Monthly Weather Review*. 1977. Vol. 105, iss. 9. P. 1151–1162. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<1151:TEOTOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<1151:TEOTOS>2.0.CO;2)
31. Numerical Study on the Effects of Mountains on the Land and Sea Breeze Circulation in the Kanto District / Y. Kikuchi [et al.] // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. 1981. Vol. 59, iss. 5. P. 723–738. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.59.5_723
32. *McPherson R. D.* A Numerical Study of the Effect of a Coastal Irregularity on the Sea Breeze // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1970. Vol. 9, iss. 5. P. 767–777. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1970\)009<0767:ANSOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1970)009<0767:ANSOTE>2.0.CO;2)
33. *Neumann J., Mahrer Y.* A Theoretical Study of the Lake and Land Breezes of Circular Lakes // *Monthly Weather Review*. 1975. Vol. 103, iss. 6. P. 474–485. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1975\)103<0474:ATSOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1975)103<0474:ATSOTL>2.0.CO;2)
34. *Gille S. T., Llewellyn Smith S. G.* When land breezes collide: Converging diurnal winds over small bodies of water // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2014. Part B. Vol. 140, iss. 685. P. 2573–2581. <https://doi.org/10.1002/qj.2322>
35. *Neumann J., Mahrer Y.* A Theoretical Study of the Sea and Land Breezes of Circular Islands // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1974. Vol. 31, iss. 8. P. 2027–2039. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<2027:ATSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<2027:ATSOTS>2.0.CO;2)
36. *Xian Z., Pielke R. A.* The Effects of Width of Landmasses on the Development of Sea Breezes // *Journal of Applied Meteorology*. 1991. Vol. 30, iss. 9. P. 1280–1304. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<1280:TEOWOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<1280:TEOWOL>2.0.CO;2)
37. *Drobinski P., Dubos T.* Linear breeze scaling: from large-scale land/sea breezes to mesoscale inland breezes // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2009. Part A. Vol. 135, iss. 644. P. 1766–1775. <https://doi.org/10.1002/qj.496>

38. The Influence of Soil Moisture, Coastline Curvature, and Land-Breeze Circulations on Sea-Breeze-Initiated Precipitation / R. D. Baker [et al.] // *Journal of Hydrometeorology*. 2001. Vol. 2, iss. 2. P. 193–211. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0193:TIOSMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0193:TIOSMC>2.0.CO;2)
39. Operating ranges of mesoscale numerical models and meteorological wind tunnels for the simulation of sea and land breezes / R. Avissar [et al.] // *Boundary-Layer Meteorology*. 1990. Vol. 50, iss. 1. P. 227–275. <https://doi.org/10.1007/BF00120526>
40. *Abbs D. J., Physick W. L.* Sea-breeze observations and modelling: a review // *Australian Meteorological Magazine*. 1992. Vol. 41. P. 7–19.
41. *Rotunno R.* On the Linear Theory of the Land and Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1983. Vol. 40, iss. 8. P. 1999–2009. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1999:OTLTOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1999:OTLTOT>2.0.CO;2)
42. *Niino H.* The Linear Theory of Land and Sea Breeze Circulation // *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*. 1987. Vol. 65, iss. 6. P. 901–921. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.65.6_901
43. *Benjamin T. B.* Gravity currents and related phenomena // *Journal of Fluid Mechanics*. 1968. Vol. 31, iss. 2. P. 209–248. <https://doi.org/10.1017/S0022112068000133>
44. *Xu Q.* Density Currents in Shear Flows—A Two-Fluid Model // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1992. Vol. 49, iss. 6. P. 511–524. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<0511:DCISFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<0511:DCISFA>2.0.CO;2)
45. *Biggs W. G., Graves M. E.* A Lake Breeze Index // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1962. Vol. 1, iss. 4. P. 474–480. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1962\)001<0474:ALBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1962)001<0474:ALBI>2.0.CO;2)
46. *Antonelli M., Rotunno R.* Large-Eddy Simulation of the Onset of the Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2007. Vol. 64, iss. 12. P. 4445–4457. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2261.1>
47. *Pearce R. P.* The calculation of a sea-breeze circulation in terms of the differential heating across the coastline // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1955. Vol. 81, iss. 349. P. 351–381. <https://doi.org/10.1002/qj.49708134906>
48. *Du Y., Rotunno R., Zhang F.* Impact of Vertical Wind Shear on Gravity Wave Propagation in the Land–Sea-Breeze Circulation at the Equator // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2019. Vol. 76, iss. 10. P. 3247–3265. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0069.1>
49. *Pielke R. A.* A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breezes over South Florida // *Monthly Weather Review*. 1974. Vol. 102, iss. 2. P. 115–139. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1974\)102<0115:ATDNMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1974)102<0115:ATDNMO>2.0.CO;2)
50. *Steyn D. G., McKendry I. G.* Quantitative and Qualitative Evaluation of a Three-Dimensional Mesoscale Numerical Model Simulation of a Sea Breeze in Complex Terrain // *Monthly Weather Review*. 1988. Vol. 116, iss. 10. P. 1914–1926. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<1914:QAQEOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<1914:QAQEOA>2.0.CO;2)
51. *Yimin M., Lyons T. J.* Numerical Simulation of a Sea Breeze Under Dominant Synoptic Conditions at Perth // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2000. Vol. 73. P. 89–103. <https://doi.org/10.1007/s007030050067>
52. *Zhu M., Atkinson B. W.* Observed and modelled climatology of the land–sea breeze circulation over the Persian Gulf // *International Journal of Climatology*. 2004. Vol. 24, iss. 7. P. 883–905. <https://doi.org/10.1002/joc.1045>
53. Numerical Simulations of Sea-Breeze Circulations over Northwest Hawaii / Y. Zhang [et al.] // *Weather and Forecasting*. 2005. Vol. 20, iss. 6. P. 827–846. <https://doi.org/10.1175/WAF859.1>
54. A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast / V. S. Challa [et al.] // *Atmospheric Research*. 2009. Vol. 91, iss. 1. P. 9–25. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.05.004>

55. *Ефимов В. В., Барабанов В. С.* Развитие летней бризовой циркуляции в западном регионе Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2010. № 5. С. 21–32. EDN TOERWN.
56. A characterization of sea-breeze events in the eastern Cantabrian coast (Spain) from observational data and WRF simulations / J. A. Arrillaga [et al.] // *Atmospheric Research*. 2016. Vol. 181. P. 265–280. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.06.021>
57. *Mitsumoto S., Ueda H., Ozoe H.* A Laboratory Experiment on the Dynamics of the Land and Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1983. Vol. 40, iss. 5. P. 1228–1240. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1228:ALEOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1228:ALEOTD>2.0.CO;2)
58. The Land/Sea Breeze Experiment (LASBEX) / J. M. Intrieri [et al.] // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1990. Vol. 71, iss. 5. P. 656–664. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-71.5.656>
59. *Simpson J. E., Britter R. E.* A laboratory model of an atmospheric mesofront // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1980. Vol. 106, iss. 449. P. 485–500. <https://doi.org/10.1002/qj.49710644907>
60. *Rottman J. W., Simpson J. E.* Gravity currents produced by instantaneous releases of a heavy fluid in a rectangular channel // *Journal of Fluid Mechanics*. 1983. Vol. 135. P. 95–110. <https://doi.org/10.1017/S0022112083002979>
61. *Shin J. O., Dalziel S. B., Linden P. F.* Gravity currents produced by lock exchange // *Journal of Fluid Mechanics*. 2004. Vol. 521. P. 1–34. <https://doi.org/10.1017/S002211200400165X>
62. *Fisher E. L.* An Observational Study of the Sea Breeze // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1960. Vol. 17, iss. 6. P. 645–660. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1960\)017<0645:AOSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1960)017<0645:AOSOTS>2.0.CO;2)
63. *Tijm A. B. C., Van Delden A. J., Holtslag A. A. M.* The Inland Penetration of Sea Breezes // *Contributions to Atmospheric Physics*. 1999. Vol. 72, iss. 4. P. 317–328.
64. *Wakimoto R. M., Atkins N. T.* Observations of the Sea-Breeze Front during CaPE. Part I: Single-Doppler, Satellite, and Cloud Photogrammetry Analysis // *Monthly Weather Review*. 1994. Vol. 122, iss. 6. P. 1092–1114. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<1092:OOTSBF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<1092:OOTSBF>2.0.CO;2)
65. *Anjos M., Lopes A.* Sea breeze front identification on the northeastern coast of Brazil and its implications for meteorological conditions in the Sergipe region // *Theoretical and Applied Climatology*. 2019. Vol. 137. P. 2151–2165. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2732-x>
66. *Schmidt F. H.* An Elementary Theory of the Land- and Sea-Breeze Circulation // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1947. Vol. 4, iss. 1. P. 9–20. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0009:AETOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0009:AETOTL>2.0.CO;2)
67. *Malkus J. S., Stern M. E.* The Flow of a Stable Atmosphere over a Heated Island, Part 1 // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1953. Vol. 10, iss. 1. P. 30–41. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1953\)010<0030:TFOASA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1953)010<0030:TFOASA>2.0.CO;2)
68. *Geisler J. E., Bretherton F. P.* The Sea-Breeze Forerunner // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1969. Vol. 26, iss. 1. P. 82–95. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1969\)026<0082:TSBF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1969)026<0082:TSBF>2.0.CO;2)
69. *Kimura R.* Dynamics of Steady Convections over Heat and Cool Islands // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 1975. Vol. 53, P. 440–457. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.53.6_440
70. *Neumann J.* On the Rotation Rate of the Direction of Sea and Land Breezes // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1977. Vol. 34, iss. 12. P. 1913–1917. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1913:OTRROT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1913:OTRROT>2.0.CO;2)
71. *Qian T., Epifanio C. C., Zhang F.* Linear Theory Calculations for the Sea Breeze in a Background Wind: The Equatorial Case // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2009. Vol. 66, iss. 6. P. 1749–1763. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2851.1>
72. *Jiang Q.* On Offshore Propagating Diurnal Waves // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2012. Vol. 69, iss. 5. P. 1562–1581. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0220.1>

73. *Drobinski P., Rotunno R., Dubos T.* Linear theory of the sea breeze in a thermal wind // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. Part B. Vol. 137, iss. 659. P. 1602–1609. <https://doi.org/10.1002/qj.847>
74. *Miles J. W.* On the stability of heterogeneous shear flows // Journal of Fluid Mechanics. 1961. Vol. 10, iss. 4. P. 496–508. <https://doi.org/10.1017/S0022112061000305>
75. *Booker J. R., Bretherton F. P.* The critical layer for internal gravity waves in a shear flow // Journal of Fluid Mechanics. 1967. Vol. 27, iss. 3. P. 513–539. <https://doi.org/10.1017/S0022112067000515>
76. *Jones W. L.* Propagation of internal gravity waves in fluids with shear flow and rotation // Journal of Fluid Mechanics. 1967. Vol. 30, iss. 3. P. 439–448. <https://doi.org/10.1017/S0022112067001521>
77. *Grimshaw R.* Internal gravity waves: critical layer absorption in a rotating fluid // Journal of Fluid Mechanics. 1975. Vol. 70, iss. 2. P. 287–304. <https://doi.org/10.1017/S0022112075002030>
78. *Шокурлов М. В., Краевская Н. Ю.* Критические уровни бризовой циркуляции в рамках линейной теории // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 6. С. 620–636. EDN HXGABB. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-6-620-636>
79. *Fisher E. L.* A Theoretical Study of the Sea Breeze // Journal of the Atmospheric Sciences. 1961. Vol. 18, iss. 2. P. 216–233. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1961\)018<0216:ATSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1961)018<0216:ATSOTS>2.0.CO;2)
80. *Martin C. L., Pielke R. A.* The Adequacy of the Hydrostatic Assumption in Sea Breeze Modeling over Flat Terrain // Journal of the Atmospheric Sciences. 1983. Vol. 40, iss. 6. P. 1472–1481. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1472:ТАОТНА>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1472:ТАОТНА>2.0.CO;2)
81. *Yang X.* A study of nonhydrostatic effects in idealized sea breeze systems // Boundary-Layer Meteorology. 1991. Vol. 54. P. 183–208. <https://doi.org/10.1007/BF00119419>
82. *Neumann J., Mahrer Y.* A Theoretical Study of the Land and Sea Breeze Circulation // Journal of the Atmospheric Sciences. 1971. Vol. 28, iss. 4. P. 532–542. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0532:ATSOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0532:ATSOTL>2.0.CO;2)
83. *Segal M., Pielke R. A.* The effect of water temperature and synoptic winds on the development of surface flows over narrow, elongated water bodies // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1985. Vol. 90, iss. C3. P. 4907–4910. <https://doi.org/10.1029/JC090iC03p04907>
84. *Pielke R. A.* A Comparison of Three-Dimensional and Two-Dimensional Numerical Predictions of Sea Breezes // Journal of the Atmospheric Sciences. 1974. Vol. 31, iss. 6. P. 1577–1585. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<1577:ACOTDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<1577:ACOTDA>2.0.CO;2)
85. *Anthes R. A., Warner T. T.* Development of Hydrodynamic Models Suitable for Air Pollution and Other Mesometeorological Studies // Monthly Weather Review. 1978. Vol. 106, iss. 8. P. 1045–1078. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1978\)106<1045:DOHMSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1978)106<1045:DOHMSF>2.0.CO;2)
86. *Richiardone R., Pearson R. A.* Inland convection and energy transfers in a sea breeze model // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1983. Vol. 109, iss. 460. P. 325–338. <https://doi.org/10.1002/qj.49710946006>
87. *Bechtold P., Pinty J.-P., Mascart F.* A Numerical Investigation of the Influence of Large-Scale Winds on Sea-Breeze- and Inland-Breeze-type Circulations // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 1991. Vol. 30, iss. 9. P. 1268–1279. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<1268:ANIOTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<1268:ANIOTI>2.0.CO;2)
88. *Ookouchi Y.* On the Parameter Dependence of Two-Dimensional Sea-Breeze Models // Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. 1992. Vol. 70, iss. 2. P. 689–701. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.2_689
89. *Porson A., Steyn D. G., Schayes G. S.* Formulation of an Index for Sea Breezes in Opposing Winds // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2007. Vol. 46, iss. 8. P. 1257–1263. <https://doi.org/10.1175/JAM2525.1>

90. *Skamarock W. C., Klemp J. B.* A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications // *Journal of Computational Physics*. 2008. Vol. 227, iss. 7. P. 3465–3485. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.01.037>
91. *Steyn D. G.* Scaling the vertical structure of sea breezes revisited // *Boundary-Layer Meteorology*. 2003. Vol. 107. P. 177–188. <https://doi.org/10.1023/A:1021568117280>

Об авторах:

Шокуров Михаил Викторович, ведущий научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 9445-5295**, **ORCID ID: 0000-0003-1595-8281**, **ResearcherID: V-7160-2017**, shokurov.m@gmail.com

Краевская Наталья Юрьевна, младший научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 7325-9858**, **ORCID ID:0000-0002-9031-2985**, **ResearcherID: ABA-1822-2020**, krayevskaja_n@mhi-ras.ru