| | 120 · 1990 1 · 111 |
|-------------------------|--|
| МИНИСТЕРС | ТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ |
| федеральное | государственное бюджетное образовательное учреждение |
| | высшего образования |
| | «РОССИИСКИИ ГОСУДАРСТВЕННЫИ |
| Г | ИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИИ УНИВЕРСИТЕТ» |
| | Кафедра экспериментальной физики атмосферы |
| вып | УСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА |
| | (бакалаврская работа) |
| На тему: | «Генерация турбулентности в бризовой циркуляции» |
| Исполнител <u>ь</u> | Бухарев Антон Андреевич |
| | (фамьлия, ния, отчетьо) |
| Руководитель | кандидат физико-математических наук, доцент |
| 0 | (ученая степень, ученое звание) |
| | Булгаков Кирилл Юрьевич |
| «К защите дог | (фамилия, имя, отчество) IVCКАЮ» |
| заведующий к | сафедрой |
| | |
| | (подпись) |
| | кандидат физико-математических наук, доцент |
| | (ученая степень, ученое звание) |
| | Восканян Карина Левановна |
| | (фамилия, имя, отчество) |
| 10 | 2022 |
| « 12 » июня | а 2023 г. |
| | |
| | |
| | |
| | Санкт-Петербург |
| | 2023 |
| | |

ОГЛАВЛЕНИЕ

| ВВЕДЕНИЕ | 3 |
|---|------|
| ГЛАВА 1. ТЕОРИЯ БРИЗОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ | 5 |
| 1.1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕОРИИ БРИЗОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ | 5 |
| 1.2 ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКОГО БРИЗА | 8 |
| ГЛАВА 2. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ | . 10 |
| 2.1 СИСТЕМА КООРДИНАТ | . 10 |
| 2.2 СИСТЕМА УРАВНЕНИЙ | . 12 |
| 2.3 ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ТУРБУЛЕНТНОСТИ | . 18 |
| 2.5 МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ | . 27 |
| 2.6 РЕЛАКСАЦИЯ БОКОВЫХ ГРАНИЦ | . 32 |
| ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА | . 34 |
| 3.1 ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ | . 34 |
| 3.2 ЭВОЛЮЦИЯ БРИЗОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ | . 35 |
| 3.3 ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ | . 42 |
| Сухопутная граница | . 42 |
| Центр сухопутной области | . 52 |
| Морская граница | . 61 |
| Центр морской области | . 65 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | .75 |
| СПИСОК ИСТОЧНИКОВ | . 77 |

1 ВВЕДЕНИЕ

В регионах с неоднородной подстилающей поверхностью, в частности в прибрежных районах, наблюдаются мезомасштабные явления, вызванных тепловыми контрастами между поверхностями с разными физическими свойствами.

Согласно общепринятой теории циркуляции в прибрежных районах может наблюдаться локальная циркуляция, которая получила название бризовой. Данный тип циркуляции происходит в вертикальной плоскости и формируется вследствие температурной разницы над различными типами подстилающей поверхности (суша/вода, в отдельных случаях суша/лед).

Так как данная циркуляция происходит на малых горизонтальных масштабах (1-10 км) и при этом потоки воздуха регулярно меняют направление, то, очевидно, в районах бризовой циркуляции сдвиг скорости отличается от поворота ветра в пограничном слое. Дополнительный и не менее важный фактор - сила плавучести, который формируется из-за горизонтальной неоднородности.

Оперативные данные и реанализ не позволяют обособить процесс развития и структуру бриза для отдельных морей из-за масштаба явления, а потому на сегодняшний день главным способом изучения бризовой циркуляции является численное моделирование с высоким пространственным разрешением.

Значимость изучения развития бризовой циркуляция, ее характеристик структуры обусловлена тем, что в прибрежных районах погода И формируется в том числе под влиянием бриза. Некоторые процессы, такие примесей, испытывают воздействие как распространение бризовой циркуляции. Кроме того метеорологические параметры вблизи береговой линии могу меняться достаточно резко и, что так же важно, циклично. В прибрежных зонах ЭТОТ циркуляции оказывает ВИД влияние на

хозяйственную деятельность человека. Судоходство, ветряные электростанции, полеты малой авиации.

Целью работы является оценка вклада бризовой циркуляции в турбулентный режим планетарного пограничного слоя.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Модифицировать численную модель, с помощью которой можно воспроизвести развитие бризовой циркуляции внутри горизонтальнооднородного пограничного слоя, то есть:

• Выбрать уравнений для параметризации коэффициентов турбулентности;

• Определить граничные и начальные условия вышеупомянутых уравнений;

• Имплементация расчета метеорологических параметров для горизонтально-неоднородного пограничного слоя;

• Релаксация значений температуры и вихря на боковых границах области интегрирования

 Провести эксперимент в рамках которого будут получены пространственно-временные распределения полей основных метеорологических характеристик.

3. Построить осредненные вертикальные профили метеорологических характеристик с учетом и без горизонтальной неоднородности.

4. Оценить влияние кинетической энергии формируемой за счет бризовой циркуляции на метеорологические параметры в пределах горизонтально неоднородного пограничного слоя.

2 ГЛАВА 1. ТЕОРИЯ БРИЗОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

1.1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕОРИИ БРИЗОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ.

Бризовая циркуляция одно из примечательных атмосферных явлений, которое возникает только в прибрежных областях вблизи больших водных масс. Эти регулярные изменения в направлении ветра генерируются за счет разности в дневном прогреве поверхности суши и воды, поскольку теплоемкость воды значительно превышает таковую для суши.

Бризы хорошо выражены и часто возникают в тропических регионах, где они наблюдаются круглый год и с большой интенсивностью, благодаря сильному притоку солнечной радиации и как следствие развитой конвекции. Кроме того в тропический регионах слабее проявляет себя сила Кориолиса из-за чего ветер в значительной степени обусловлен именно нагревом земной поверхности. В средних же широтах бризовая циркуляция проявляется в основном в летний период, регулярно прерываюсь из-за крупномасштабных атмосферных возмущений.

Явление бриза представляет собой преимущественно восходящую термическую циркуляцию, при которой восходящий поток воздуха формируется над теплой поверхностью суши, в то время как на некотором удалении от береговой линии, над холодной морской поверхностью, формируется нисходящий поток. Таким образом, в приземном слое начинает формироваться устойчивая система ветров, направленная с моря на сушу, со скоростями которые могут достигать 10-12 м/с в зависимости от наличия препятствий и рельефа в целом. С другой стороны на некоторой высоте вблизи пограничного границы планетарного слоя формируется противоположная по направлению система ветров, направленная в сторону моря. В тропических регионах глубина проникновения бриза на сушу может достигать 100 км, но для средних широт более характерны расстояния в 10-50 км.

Основные структурные элементы бриза приведены ниже на рисунке 1.1:



Рисунок 1.1 - Структура бризовой системы, предложенная Миллером [1] SBC: ячейка бризовой циркуляции; SBF: бризовый фронт; CIBL: внутренний конвективный пограничный слой; SBG: гравитационное течение бриза Стоит так же отметить явления ночного бриза или контрбриза, который возникает благодаря тому же механизму, что и дневной бриз. Ночью поверхность суши, в отсутствии притока солнечной радиации, и морская поверхность оказывается более теплой по отношению к суше. Тогда формируются ветра, направленные в приземной слое с суши на море. Отметим, что скорости ветра ночью при таком виде циркуляции значительно меньше, чем днем и не превышают 1-5 м/с. Иногда ночной бриз может не формироваться вообще. Это связано как с более низким контрастом температур ночью, так и формированием ночных инверсий, препятствующих восходящим движением и циркуляции в частности. Как уже упоминалось выше, устойчивая система ветров направленная с суши на моря формируется примерно на высоте границы планетарного пограничного слоя, то есть примерно на 1000-2000 м. Из чего легко понять, что горизонтальные масштабы бриза многократно превышают его вертикальную протяженность.

Время возникновения бриза зависит от географического региона и времени года, но в большинстве случает циркуляция оказывается сформированной между 8 и 12 часами по местному времени. Контрбриз наблюдается чаще всего в вечерние часы между 19 и 21 часами по местному времени.

В утренние часы во время боле интенсивного, по сравнению с морской поверхностью, прогрева в результате турбулентного обмена и мелкомасштабной конвекции, энергия от поверхности земли начинает переноситься в вышележащие слои. Разница температуру приводит к неоднородному распределению плотности, а подъем воздуха над сушей создает область низкого давления вблизи поверхности. Ветер начинает дуть из области более высокого давления, то есть с моря, формируя бризовоую циркуляцию.

1.2 ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКОГО БРИЗА

Считаем необходимым отметить важность численных моделей в наши дни, а также привести некоторые сведения о примечательных вехах их развития в целом.

Численная симуляция бриза требует решения уравнений, среди которых уравнения движения, переноса энергии и импульса. Правильные подходы к моделированию физики процесса (к примеру, приток радиации, скрытую энергию фазовых переходов, турбулентная диффузия) и его динамики (адвекция, вертикальное ускорение) в равной степени необходимы для получения реалистичных результатов. За последние десятилетия наблюдаются как усложнение систем уравнений, отражающих вышеописанные процессы, так и значительное увеличение вычислительных мощностей.

Схемы простого пограничного слоя использовались В ранних гидростатических моделях. В них отсутствовали многие физические Необходимо процессы. также отметить, что численные методы В предшествующих исследованиях использовали достаточно искусственные способы переноса энергии от нагретой земной поверхности к атмосфере. Так, например, в изначально изотермической атмосфере нагрев ограничивался вблизи исключительно нижним слоем земной поверхности, где поддерживался адиабатический цикл вычислений [2].

Большинство исследование приходятся на 70-е годы, и в них описываются двумерные гидростатические случаи с довольно грубым горизонтальным разрешением от нескольких до десятков километров. Использование негидростатических моделей началось в 90-е годы, а в 2000-х тысячные значительно возросло количество трехмерных симуляций.

Разница между гидростатическими и негидростатическими моделями приводится в работе Ависсара [5], в которой автор приходит к выводе, что при разрешении сетки более 1 км разница становится несущественной.

Однако, эффект использования негидростатических моделей приводит к ослаблению развитого бриза, в то время как гидростатические могут переоценить интенсивность морского бриза. Несмотря на развитие методов трехмерного моделирования и их достаточно реалистичных результатов в отношении симуляции пограничного турбулентного слоя и других мелкомасштабных особенностей, двумерные модели все еще представляют собой вполне адекватную почву для многих идеализированных ситуаций.

Учитывая предыдущие замечания, далее будет описана двумерная негидростатическая модель, на основе которой была выполнена данная работа.

Позднее модели стали учитывать радиация, влагу и скрытую энергию, вместе с усложненными схемами для поверхностного нагревания и турбулентного переноса тепла и импульса. Турбулентность в пограничной слое рассчитывалась использую простую К-теорию, предпологающию постоянства потоков и эмпирическую формулировку турбулентного переноса. В наши дни, теория подобия Монина-Обухова используется для отделения потоков в приземном слое.

Ранние исследования опирались на идеализированные случаи, в то время как недавние исследования определяют начальные и граничные условия из наблюдений [3]. Более детальный обзор эволюции моделей с точки зрения физики процессов и горизонтального разрешения приводятся в общирной работа Кросмана и Горела [4].

Одна из первых попыток интеграции нелинейных уравнений бризовой циркуляции была предпринята в 1955 г. Пирсом [2]. С тех пор замечается увеличение количество работ посвященных изучению морского бриза.

4 ГЛАВА 2. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

2.1СИСТЕМА КООРДИНАТ

В основе настоящей работы лежит использование негидростатической двумерной модели для воспроизведения развития бризовой циркуляции.

Использование двумерной модели, даже не смотря на развитие вычислительных мощностей обрабатывающих ЭBМ, не утратило актуальности с научной точки зрения. Эти соображения показаны в работе [6], Главной исполненной коллективом сотрудников геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. Кроме того, обширный обзор посвященный исследованием, в которых изучаются вопросы связанные с бризовой циркуляции на основе численных моделей [4] отмечает, что большая часть из них была проведена, использую двумерные гидростатические модели.

Хоть использование трехмерных моделей очевидно подходит более для реалистичного моделирования турбулентных процессов планетарного пограничного слоя, двумерные модели вполне точно и полно воспроизводят необходимые явления. Использование двумерной модели позволяет применять более мелкие пространственные шаги, что особенно актуально для бризовой циркуляции. Поскольку максимальные значения скорости бризовой циркуляции наблюдаются на высоте до 10 м, а горизонтальные масштабы километров, целесообразно могут достигать десятков воспроизводить достаточно протяженную область с небольшим шагом по пространству.

В модели использованы некоторые приближения. Можно считать, что береговая линия является прямой линией, а метеорологические характеристики остаются неизменными в направлении параллельном это линии. Движение жидкости считается несжимаемым.

Область интегрирования представлена в виде прямоугольника, с осями Z и X направленным вертикально вверх и перпендикулярно береговой линии

соответственно, с началом координат в точке смены подстилающей поверхности.



Рисунок 2.1 - Исследуемая область

Бризовая циркуляция редко проникается вглубь суши больше чем на 40 км, а по вертикали может достигать верхней границы пограничного слоя. Таким образом, оптимальный размер области интегрировании составляет х км по оси X и z км вдоль оси z. Пространственные шаги составляют 500 и 40 метров по горизонтали и вертикали соответственно. Шаг по времени составляет 5 с.

2.2 СИСТЕМА УРАВНЕНИЙ

Как уже упоминалось ранее, бриз возникает вследствие неоднородности в физических свойствах подстилающей поверхности. При этом на достаточно удалении от береговой линии как сухопутную, так и морскую поверхности можно снова считать горизонтально однородными. В данной работе параметры потока бриза сравнивались с аналогичными параметрами, характерными для пограничного слоя в котором отсутствует какие-либо резкие изменения свойств подстилающей поверхности.

В общем виде уравнения горизонтально-однородного слоя включают в себя преобразованные уравнения движения Навье-Стокса для несжимаемой жидкости (когда вертикальная скорость равна 0) и уравнение переноса тепла.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}$$
(2.1)

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z}$$
(2.2)

Уравнения Навье-Стокса для случая неоднородной подстилающей поверхности можно записать в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}, \qquad (2.3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g, \qquad (2.4)$$

где g – ускорение свободного падения

И уравнение неразрывности для двумерного течения жидкости:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial v}{\partial y} = \mathbf{0} , \qquad (2.5)$$

Учитывая малый горизонтальный масштаб бризовой циркуляции, можно пренебречь воздействием силы Кориолиса. Тогда двумя основными процессами, отвечающими за формирование циркуляции, являются бароклинность и турбулентный перенос.

Уравнение вихря было получено следующим образом. Уравнения (1.1) и (1.2) продифференцированы по z и x соответственно. После преобразований из уравнения (1.1) вычитается уравнение (1.2).

Тогда уравнение вихря представленное в виде

$$\Omega = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \qquad (2.6)$$

Можно переписать как

$$\frac{\partial\Omega}{\partial t} + u\frac{\partial\Omega}{dx} + w\frac{\partial\Omega}{dz} = -\frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial x} \right) + F_t , \quad (2.7)$$

где F_{turb} – турбулентное слагаемое.

Функция тока в общем виде записывается как

$$\mathbf{u} = \frac{\partial \Psi}{\partial z}$$
 $\mathbf{w} = -\frac{\partial \Psi}{\partial x}$, (2.8)

И (1.6) может быть переписано

$$\Omega = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z} - \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x} = \nabla^2 \Psi, \qquad (2.9)$$

Уравнение (1.9) также известно как уравнение Пуассона.

Также запишем уравнение переноса энергии для адиабатического процесса

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + u \frac{\partial \Theta}{\partial x} + w \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \qquad (2.10)$$

Тогда, подставив компоненты скорости ветра, выраженные через функцию тока (8) в 7 и 10, получим прогностические уравнения для вихря скорости и потенциальной тепмпературы.

$$\frac{\partial\Omega}{\partial t} + \frac{\partial\Psi}{\partial z}\frac{\partial\Omega}{\partial x} - \frac{\partial\Psi}{\partial x}\frac{\partial\Omega}{\partial z} = \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial P}{\partial x}\frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{\partial P}{\partial z}\frac{\partial \rho}{\partial x}\right) + \mathbf{F}_t , \qquad (2.11)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial \Theta}{\partial x}\frac{\partial \Psi}{\partial z} + \frac{\partial \Theta}{\partial z}\frac{\partial \Psi}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z}k\frac{\partial \Theta}{\partial z},$$
(2.12)

Итак, определяющая система уравнений состоит из двух прогностических уравнений и трех диагностических: уравнения Пуассона, уравнения состояния, уравнения для потенциальной температуры. Эти выражения отражают динамическое поведение различных атмосферных параметров и их взаимосвязь, давая возможность оценить пространственновременную изменчивость турбулентности.

Прогностические уравнения лежат в основе и описывают эволюцию вихря и потенциальной температуры относительно времени. Вихрь, являясь мерой локального вращения в жидкости, играет важнейшую роль в понимании формирования и поведения атмосферной циркуляции. С другой стороны потенциальная температура является фундаментальным параметром с помощью которого описывается атмосферная стратификация и вертикальные движения воздуха.

$$\frac{\partial\Omega}{\partial t} = \frac{1}{\rho^2} J(\mathbf{P}, \rho) - J(\Omega, \Psi) + \mathbf{F}_t, \qquad (2.13)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = J(\Theta, \Psi) + \frac{\partial}{\partial z} k_T \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \qquad (2.14)$$

 $\nabla^2 \Psi = \Omega, \qquad (2.15)$

$$\mathbf{P} = \boldsymbol{\rho} \mathbf{R} \mathbf{T}, \tag{2.16}$$

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{R}{Cp}}.$$
 (2.17)

Где $J(p,q) = \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial q}{\partial x}$ – якобиан или определитель Якоби, Ω – вихрь скорости, ρ – плотность сухого воздуха, Р – атмосферное давление, Ψ – функция тока, Θ – потенциальная температура воздуха, к –коэффициент турбулентного перемешивания, R – универсальная газовая постоянная, Cp – удельная теплоемкость при постоянном давлении, T – температура воздуха, Fm – турбулентное трение вихря скорости.

Рассмотрим каждое из уравнений и опишем слагающие их члены.

В прогностическом уравнении вихря (2.13) определитель Якоби, примененный к давлению и плотности, описывает эффект воздействия градиентов упомянутых характеристик и указывает на роль неоднородности поля плотности в качестве движущего фактора воздушной циркуляции. Второй член – якобиан примененный к вихрю и функции тока. Поскольку функция токи описывает поведение жидкости в двумерном потоке, она играет важнейшую роль в понимании циркуляционной динамики. В данном случай определитель Якоби демонстрирует нелинейное взаимодействие между завихренностью и линиями тока, которое является фундаментальным фактором в развитии и поддержании циркуляции. Подобное нелинейное взаимодействие необходимо учитывать и в численном моделировании, чтобы точно предсказывать поведение бриза.

Последний член, *Fm*, представляет собой внешние силы, действующие на поле вихря скорости. Сюда входят разные фактора, такие как силы трения, внешние возмущения или изменения крупномасштабных атмосферных условий. Включение в модель этих сил позволяет более приблизить ее к реальным условиям.

Второе прогностическое уравнение потенциальной температуры (2.14) в равной степени необходимо для численного моделирования.

Якобиан примененный к потенциальной температуре и функции тока позволяет учесть влияние температурных градиентов, которые играют важную роль в приведении атмосферного воздуха в движение.

Турбулентный член отражает вертикальную диффузию потенциальной температуры, влияя на обмен энергией и импульсом в пределах планетарного пограничного слоя.

Кроме описанных выше прогностических уравнений модель включает в себя несколько диагностических, которые позволяют производить расчеты параметров, основываясь на известных значениях полей метеорологических характеристик.

Одно из ключевых диагностических уравнений – уравнение Пуассона для функции тока (2.15). Оно описывает отношение между вихрем и функцией тока через оператор Лапласа, представляющий собой дивергенцию градиента. Решение этого уравнения позволяет определить потоковые линии и распределение завихренности в области бриза, которые необходимы для понимания структуры циркуляции и определения областей развитой турбулентности.

Следующим диагностическим уравнением является уравнение состояния (2.16), позволяющее рассчитать поле давления через плотность и температуру.

И последнее уравнение потенциальной температуры (2.17), которая характеризует воздушные потоки и вычисляется на основе известных полей температуры и давления. Потенциальная температура является важным параметром для понимания вертикального распределения температуры и определения областей потенциальной плавучести и турбулентности.

Решением (2.13) – (2.17) системы уравнений, можно воспроизвести процессы бризовой циркуляции, которые достаточно точно соответствуют реально наблюдаемым.

2.3 ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Параметризация коэффициентов происходит через введение кинетической энергии турбулентности. Согласно теории Монина-Обухова кинетическая энергия турбулентности формируется за счет сдвига скорости по высоте. Изменение энергии турбулентности во времени обусловлено изменением вертикального сдвига скорости, силой плавучести или стратификацией атмосферы и диссипацией вследствие молекулярного трения. Поскольку модель является двумерной, то вторая горизонтальная компонента скорости ветра в расчетах не участвует.

Итак, кинетическую энергию турбулентности представим в виде выражения

$$e = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{w'^2}),$$
 (2.18)

где $\overline{{u'}^2}u \ \overline{{w'}^2}$ – осредненные турбулентные флуктуации горизонтальной и вертикальной составляющей скорости ветра.

Далее, определим коэффициенты турбулентного обмена

$$\mathbf{k}_{\mathrm{M}} = \mathbf{l}_{m} \sqrt{\frac{\mathbf{e}}{\mathbf{c}_{1}}}, \qquad (2.19)$$

$$\mathbf{k}_{\mathrm{T}} = \mathbf{P}\mathbf{r} * \mathbf{l}_{\mathrm{h}} \sqrt{\frac{\mathbf{e}}{\mathbf{c}_{1}}} , \qquad (2.20)$$

$$\mathbf{l}_{\mathbf{h},\mathbf{m}} = \frac{\kappa z \lambda_{\mathbf{h},\mathbf{m}}}{\kappa z + \lambda_{\mathbf{h},\mathbf{m}}}, \qquad (2.21)$$

Где k_M и k_T - коэффициенты турбулентной вязкости и турбулентной диффузии; Pr - число Прандтля равное 0,95; $l_{h,m}$ - турбулентный пусть смешения; е - кинетическая энергия турбулентности; С₁- константа принимаемая равной 3,7; к - постоянная кармана; $\lambda_{h,m}$ - константы.

Так коэффициент k_т применяется при расчете диффузионных скалярных слагаемых температуры и кинетической энергии турбулентности.

Аналогично, коэффициент k_M – применяется для вычисления импульсных слагаемых, содержащих скорость.

Число Прандтля представляет собой безразмерный параметр, характеризующий отношение диффузии импульса к термической диффузии в атмосфере.

Оба коэффициента определяются через турбулентные пути которых необходимо смешения l_{h.m}, определение для отображения проникновения турбулентности пространственного вертикальном В направлении. Они характеризуют протяженность турбулентности и ее зависимость от высоты в пределах планетарного пограничного слоя. Их включение В модель позволяет точнее И реалистичнее показать пространственное распределение поля турбулентности. Вообще, ПУТЬ смешения является довольно сложной для расчета величиной, для которой необходимо привлечение эмпирических данных и теорий. В данной модели используется метод расчета предложенный в модели общей циркуляции атмосферы Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова [8].

Последнее уравнение - уравнение эволюции кинетической энергии турбулентности (2.22). Оно определяется различными членами, каждый из которых представляет конкретный физический процесс, формирующий турбулентность. В нем учитываются вертикальные флуктуации кинетической энергии турбулентности, а также влияние на них стратификации через силу плавучести и диссипацию вследствие молекулярного трения.

$$\frac{\mathrm{d}\mathbf{e}}{\mathrm{d}\mathbf{t}} = \mathbf{k}_{\mathsf{M}} \cdot \left[\left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \mathbf{w}}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{\mathbf{g}}{\theta} \mathbf{k}_{\mathsf{T}} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \varepsilon + \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{k}_{\mathsf{T}} \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial z} , \qquad (2.22)$$

Первый член уравнения показывает генерацию за счет вертикального сдвига скорости. Он выражает количество превращения потенциальной энергии в кинетическую, через вертикальное перемешивание. То есть этот член показывает перенос импульса от осредненного потока к турбулентным флуктуациям, внося соответствующий вклад в общую интенсивность турбулентности.

Следующий член уравнения, включающий в себя вертикальный градиент потенциальной температуры, численно выражает влияние силы плавучести на возникновение вертикальных воздушных потоков В пограничном слое. Соответственно, это слагаемое влияет на вертикальный перенос кинетической энергии турбулентности. Коэффициент k_т в данном случае показывает эффективность вертикального перемешивания. Знак этого слагаемом может быть как положительным, так и отрицательным, увеличивая (при неустойчивой стратификации) ИЛИ уменьшая (при устойчивой стратификации) степень этого перемешивания.

Любой процесс в атмосфере происходит за счет преобразования различных видов энергии, и движение воздушных частиц сопровождается энергии кинетической внутреннюю, переходом ИЗ во благодаря молекулярной вязкости. Именно это и показывает третье слагаемое в (2.22). Диссипация кинетической энергии турбулентности уравнении является следствием превращения энергии движения в тепло и необходимым компонентом для точного представления энергетических превращения на малом масштабе.

Наконец последнее слагаемое отвечает за вертикальную диффузия кинетической энергии турбулентности и численно показывает количественный обмен энергией движения между соседними слоями пограничного слоя. Этот член отражает вертикальное перераспределение турбулентной энергии и вносит свой вклад в общую структуру поля турбулентности.

Таким образом, вышеописанная параметризация коэффициентов турбулентности позволяет учесть в численной модели взаимодействие турбулентных процессов с атмосферной стратификацией и эффектами плавучести, а также механизмом диссипации. Замыкание уравнений по

предложенному варианту предоставляет основу, взаимосвязь ключевых метеорологических параметров и физических процессов, их влияние на пространственные размеры и интенсивность турбулентности . Их включение в модель улучшает возможность модели воспроизводить турбулентного поля, а кроме того предоставляет ценное понимание динамики бризовой циркуляции.

2.4 НАЧАЛЬНЫЕ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Начальные условия представляют собой набор значений, обозначающих собой некоторые сведения о начальном состоянии системы. Они являются важным компонентом точного моделирования, поскольку через них задаются количественные и качественные физические свойства области моделирования.

Как уже говорилось ранее, в начальный момент времени поле температуры считается однородным в горизонтальном и вертикальном направлении. Начальная температура принимается равной 20 С или 293 К.

θ₀ = 293 K

Таким образом обеспечивается термическое равновесие системы, которое впоследствии сместиться из-за неравномерного прогрева подстилающей поверхности.

Предполагается также, что отсутствует какая-либо турбулентность, но по вычислительным соображениям, она равняется не нулю, а некоторому близкому к нулю значению.

$e_0 \rightarrow 0$

Поскольку поле температуры является однородным, то отсутствуют скорости, обусловленные собственно бризовой циркуляцией. В данном случае горизонтальная и вертикальная составляющая скорости ветра равны нулю.

$u_0 = w_0 = 0$

Однако, стоит отметить, что в реальной среде, не наблюдается полного отсутствия движения. Даже штилю соответствует некоторая малая по величине скорость ветра, а потому, чтобы отразить подобные можно задать начальное условие для динамической скорости

$$v_0^* = 0, 5 \frac{M}{c}$$

Наконец, очевидно что, в отсутствии скоростей и ускорения в начальный момент времени вихрь скорости и функция тока во всех точках исследуемой области равна нулю.

$$\Psi_0 = \Omega_0 = 0$$

Граничные условия как в численном моделировании в целом, так и в исследуемой модели в частности, играют важнейшую роль в определении значений переменных в пределах области интегрирования. В контексте исследования бризовой циркуляции, специфичные граничные условия применяются, что обеспечить точное исполнение физических процессов и взаимодействия на границах между внешним и внутренним пространствами модели.

На всех границах в течение всего времени моделирования функция тока принимается равной 0

Ψ=0

Установив функцию тока равной 0 на всех границах, можно определить, что поток не пересекает границы. Это условие также отражает предположение, что бризовая циркуляция заключена в конкретной области пространства на границах которой возможно только тангенциальное движение.

Для нижнее границы это очевидное условие, поскольку нижняя граница является земной поверхностью, то есть жесткой непроницаемой поверхностью, и на ней не происходит движения воздуха. Важно отметить, что в данной работе не учитывается влияние ветра на волновой режим вблизи суши, а потому водная поверхность также считается ровной и полностью непроницаемой для движение воздуха и, как следствие, обмена импульсом. Предложенное условие для скорости на нижней границе позволяет поддерживать тангенциальное течение вдоль всей поверхности в области интегрирования. Описанные выше условия необходимы, чтобы модель правильным образом определяла распределение вихря скорости.

Основным параметром, приводящим в движение и поддерживающим весь поток, является температура подстилающей поверхности. Температуру морской поверхности можно считать постоянной из-за высокой температурной инертности воды. Температура суши может быть представлена как

$$\boldsymbol{\Theta}(\boldsymbol{x},\boldsymbol{t}) = \boldsymbol{\Theta}_{0} + Asin\left(\boldsymbol{w}_{z}\,\boldsymbol{t}\right), \qquad (2.23)$$

где A амплитуда суточного хода температуры , t – продолжительность светового дня.

Это простое условие позволяет воспроизвести сам механизм возникновения бризовой циркуляции. Оно имитирует суточный ход температуры подстилающей поверхности, и именно за счет различий в значениях амплитуды этого суточного хода, можно регулировать интенсивность циркуляции в целом. Таким образом модель воспроизводит реальные температурные вариации, которые, очевидно необходимы для правильной работы модели.

В отношении кинетической энергии турбулентности были выбраны два условия на верхней и нижней границах.

Кинетическая энергия турбулентности уменьшается с высотой и считается равной 0 на границе пограничного слоя. Это условие используется и для верхней границы области интегрирования

$$e_{z=H}=0$$

То есть предполагается, что между областью интегрирования и вышележащими слоями атмосферы не происходит обмена турбулентной энергией. Данным условием в модели учитывается естественный процесс затухания и диссипации турбулентности вследствие удаления от подстилающей поверхности.

Нижнее граничное условие кинетической энергии

$$\mathbf{e}_{\mathbf{z}=\mathbf{z}_{\mathbf{v}}}=\mathbf{C}_{\mathbf{1}}\bullet\boldsymbol{v}^{*2}$$

 $\Gamma \partial e v^*$ – динамическая скорость

Ее можно рассчитать исходя из логарифмического распределения скорости в пограничном слое:

$$v^* = u_1 \bullet ln \frac{z_1}{z_{00}} \tag{2.24}$$

где u_1 – скорость ветра на высоте z_1 ; z_{00} - параметр шероховатости

Параметр шероховатости – это параметр длины, обусловленный шероховатостью поверхности и ее взаимодействием с турбулентным потоком. Этот параметр показывает высоту, ниже которой скорость перестает изменяться логарифмически. Параметр шероховатости с достаточной степенью достоверности определен для различных видов подстилающей поверхности. В данной модели для суши выбран параметр шероховатости характерный для ровной и чистой земли покрытой невысокой травой ниже 20 см и равный 0,03 м. Для расчета параметра шероховатости можно воспользоваться соотношением Чарнока:

$$z_{00} = 0,015 \cdot \frac{{v^*}^2}{g}$$

Это нижнее условие условие отражает производство и диссипацию вблизи земной поверхности, учитывая молекулярную вязкость мелкомасштабных турбулентных движений. Применив это условие в модели представляется энергетический обмен между земной поверхностью и потоком около нижней границы.

Таким образом, вышеописанные начальные и граничные условия представляют собой всесторонний набор специфичных условий, который обеспечивает хорошо определенную основу для решения уравнений математической модели. Они обеспечивают то, что модель соответствующим

образом отражает процессы взаимодействия, происходящие на границах, позволяя производить точное и реалистичное моделирование.

2.5 МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ

Для решения дифференциальных уравнений использовался основной метод решения дифференциальных уравнений численного моделирования – метод конечно-разностных аналогов.

Метод конечно-разностных аналогов является понятным и эффективным с точки зрения расхода вычислительных ресурсов подходом решения дифференциальных уравнения в численном моделировании. Он дискретизирует дифференциальные уравнения в набор алгебраических выражений, которые можно решить численно. Точность решения зависит от выбранных пространственных и временных шагов.

Вычислительная устойчивость достигается путем комбинации схем интегрирования. На первом шаге используется схема Эйлера первого порядка. Затем поочередно применяются трехуровневые схемы второго порядка, а именно «чехарды» и Адамса-Бэшфорта для четных и нечетных временных шагов соответственно.

В общем, вышеупомянутые схемы широко зарекомендовали себя в решении дифференциальных уравнений различных математических моделей. В отдельных случаях они выбираются исходя из необходимых критериев. В данной модели бризовой циркуляции они используются совместно для применения достоинств каждой из них.

Схема Эйлера является простым и распространенным подходом к аппроксимации производных в дифференциальных уравнениях. Она представляет собой направленную вперед разность и значение функции на следующем шаге рассчитываются исходя из значения на текущем шаге и соответствующей производной. На первом шаге схема Эйлера обновляет функции следующим образом на примере вихря скорости:

$$\Omega (t + \Delta t) = \Omega (t) + \Delta t \bullet f(\Omega (t))$$
(2.25)

где Ω (t + Δ t) – значение функции на следующем шаге по времени, которое и необходимо рассчитать; Ω (t) – известное значение функции на текущем шаге; Δ t – шаг по времени; f(Ω (t)) правая часть дифференциального уравнения.

Схема «чехарды» относится к схемам второго порядка точности и сочетает в себе конечные разности направленные как вперед, так и назад для аппроксимации производных. Эта схема включает в себя расчет функции на половине целых временных шагов, предоставляя тем самым более точное отражение изменений во времени. Математически ее можно описать так:

$$\Omega (t + \Delta t) = \Omega (t - \Delta t) + 2 \bullet \Delta t \bullet f(\Omega (t))$$
(2.26)

Она требует известного значения функции на предыдущем шаге, в данном случае Ω (t - Δ t) и известна своей устойчивостью, особенно для волнообразных явлений, но может страдать от ошибок связанных с изменением фазы и трудностей при применении начальных условий.

Схема Адамса-Бэшфорта – это схема высокого порядка точности, использующая комбинацию предыдущих шагов по времени для расчета производных. Она включает в себя интерполяцию значений переменной, основываясь на предыдущем временном шаге и соответствующей производной. Она выражается как

$$\Omega (t + \Delta t) = \Omega (t) + \Delta t \bullet (3/2 \bullet f(\Omega (t)) - 1/2 \bullet f(\Omega (t - \Delta t)))$$
(2.27)

Для ее использования необходимы два начальных условия, чтобы запустить эволюцию во времени. Она отличается большей точностью, по сравнению со схемами Эйлера и «чехарды», делая ее особенно полезной при долгосрочных расчетах.

Также прогностические уравнения подверглись расщеплению по физическим процессам [10]. Этот метод подразумевает расчет турбулентных членов отдельно от динамической части. Решение уравнения Пуассона осуществлялось следующим методом: значение функции в данном узле на текущем шаге определяется как среднее значение функции в ближайших узлах на предыдущем шаге.

Таким образом, уравнение Пуассона

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} = \Omega, \qquad (2.28)$$

было записано с использованием конечно-разностных аналогов

$$\frac{\Psi_{i+1,j} + \Psi_{i-1,j} - 2\Psi_{i,j}}{\Delta \mathbf{x}^2} + \frac{\Psi_{i,j+1} + \Psi_{i,j-1} - 2\Psi_{i,j}}{\Delta \mathbf{z}^2} = \mathbf{\Omega}_{i,j}, \qquad (2.29)$$

$$\Psi_{i,j}^{k+1} = \frac{\Delta z^2 (\Psi_{i+1,j} + \Psi_{i-1,j}) + \Delta x^2 (\Psi_{i,j+1} + \Psi_{i,j-1})}{2(\Delta x^2 + \Delta z^2)} - \frac{\Delta x^2 \Delta z^2}{2(\Delta x^2 + \Delta z^2)} \Omega_{i,j}^{k}, \quad (2.30)$$

Где i,j – пространственные номера узлов сетки вдоль осей x и z соответственно.

Уравнение (2.30) представляет собой обновленную формулу для Ψ , в каждом узле сетки, где соседние значения используются для расчета.

Стоить так же описать метод применения определителя Якоби в уравнениях (2.13) и (2.14). В модели использовалась аппроксимация якобиана Аракавы [11].

Это широко используемый в океанических и атмосферных моделях метод расчета членов содержащих якобиан. Аппроксимация Аракавы обеспечивает эффективные и точные вычисления якобианской матрицы для адвекционных слагаемых, таких как адвекция вихря и температуры в упомянутых ранее уравнениях.

Якобинаские матрицы, обозначаемые как J, предаставляют собой пространственные производные и показывают взаимодействие между переменными в уравнениях. Они играют важнейшую роль в воспроизведении адвекии и процессах переноса в потоке. Однако, прямое вычисление этих матриц может оказаться весьма затратным с точки зрения вычислительных мощностей, кроме того такой подход сопряжен с возникновением численной неустойчивости.

Аппроксимация Аракавы призвана решить эти проблемы, вводя специфичную сетку и схему дифференцирования. Она основана на технике разделения переменных в уравнении и аппроксимации пространственных производных, используя соседние узлы сетки. Такой подход призван обеспечивать точное представление адвекции, сохраняя при этом вычислительную эффективность.

На рисунке 2 представлены точки, используемые при вычислении якобиана.



Рисунок 2.2 - Сеточная схема для аппроксимации якобиана Аракавы

Тогда для сетки точек представленной на рис. 2 якобиан Аракавы может быть записан в виде

$$J(A, B) = \frac{1}{12\Delta x\Delta z} [(A_4 - A_5)(B_2 - B_3) - (A_2 - A_3)(B_4 - B_5) + B_2(A_9 - A_8) - B_3(A_6 - A_7) - B_4(A_9 - A_6) + B_5(A_8 - A_7) + A_4(B_9 - B_6) - B_4(A_9 - A_6) + B_5(A_8 - A_7) + A_4(B_9 - B_6) - B_6(A_8 - A_7) - B_6(A_8 - A_7) - B_6(A_8 - A_7) + B_6(A_8 - A_7) + B_6(A_8 - A_7) + B_6(A_8 - A_7) - B_6(A_8 - A_7) + B_6(A_8 - A_7$$

$$-A_{5}(B_{8} - B_{7}) - A_{2}(B_{9} - B_{8}) + A_{3}(B_{6} - B_{7})]$$

Отметим, что якобиан Аракавы обеспечивает сохранение вихря, энстрофии и кинетической энергии турбулентности.

Применение аппроксимации Аракавы позволило эффективно и точно представить динамичные атмосферные процессы, путем соответствующего описания адвекции.

Таким образом, в любой момент времени известны поля следующих величин: поле температуры, поле функции тока Ψ, поле вихря Ω, и поля двух компонент скорости u and w.

2.6 РЕЛАКСАЦИЯ БОКОВЫХ ГРАНИЦ

При описанных выше граничных условиях область интегрирования представляет собой прямоугольник с жесткими боковыми границами. Это не совсем физически обосновано и приводит к нежелательным явлениям вблизи боковых границ.

В численном моделировании применяется техника известная как релаксация. Она используется, чтобы контролировать поведение переменных вблизи границ. В отличии от установки граничных условий, релаксация позволяет сгладить резкий переход между рассчитываемыми значениями и границей области интегрирования. Процесс релаксации необходим чтобы предсказываемые значения адекватно соотносились с данными представляемыми наблюдениями или физическими принципами. То есть, применяя процесс релаксации, в частности на боковых границах, модель лучше представляет реальное поведение потока между исследуемой областью интегрирования и пространством за ее пределами.

Кроме того релаксация помогает уменьшить значения ошибок, возникающих в противном случае при отражении от границ, в случае резких изменений полей метеовеличин близи этих границ. Эти ошибки могут затем привести к неверным результатам и неустойчивому поведению всей модели. Постепенный переход от границы путем релаксации снижает вычислительные ошибок и позволяет лучше контролировать поведение модели.

В описанной выше модели вся область интегрирования испытывает влияние температурных контрастов между сушей и морем, но в реальности по мере удаления от границы раздела, бризовая циркуляции ослабевает, и слой снова можно считать горизонтально однородным.

Таким образом, значения вихря скорости и потенциальной температуры, отстоящие от границ вплоть до 10 шагов, рассчитывались по следующим формулам

 $\boldsymbol{\Omega} = \boldsymbol{\Omega} \bullet \boldsymbol{0}.\, \boldsymbol{1} \bullet (\boldsymbol{1} - \boldsymbol{x}) + \boldsymbol{\Omega}_{\mathbf{b}} \bullet (\boldsymbol{1} - \boldsymbol{0}.\, \boldsymbol{1} \bullet (\boldsymbol{1} - \boldsymbol{x})), \quad (2.31)$

$$\boldsymbol{\Theta} = \boldsymbol{\Theta} \cdot \mathbf{0} \cdot \mathbf{1} \cdot (\mathbf{1} - \mathbf{x}) + \boldsymbol{\Theta}_{b} \cdot (\mathbf{1} - \mathbf{0} \cdot \mathbf{1} \cdot (\mathbf{1} - \mathbf{x})), \quad (2.32)$$

Где Ω, Θ – значения вихря и потенциальной температуры полученные в ходе решения диагностических уравнений; Ω_b, Θ_b - значения температуры и вихря в горизонтально-однородном пограничном слое; **х** – номер вертикального слоя для которого производится релаксация.

Первое слагаемое отвечает за вклад бризовой циркуляции в формировании соответствующей величины, в то время как второе слагаемое отражает насколько область близка по своим свойствам к горизонтальнооднородной.

Видно, что по мере приближения к границам области интегрирования, вклад бриза в распределение вихря скорости и потенциальной температуры будет ослабевать и полностью исчезнет непосредственно на боковой границе области интегрирования, где пограничный слой можно считать горизонтально однородным.

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА

3.1 ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Итак, основным методом исследования бризовой циркуляции в данной работе является численное моделирование. В предыдущей главе были подробно описаны определяющие уравнения, методы их решения, а также начальные и граничные условия.

Был проведен численный эксперимент в котором раздельно друг от друга симулировались горизонтально-однородная и неоднородная область. Далее поля полученных величин усреднялись по времени за каждый час моделирования. Был рассмотрен случай в котором контраст температур между морем и сушей составлял 5 С. Для получения этого контраста, амплитуде суточного хода температуры (2.23) было присвоено соответствующее значение.

В качестве основных исследуемых величин выступали кинетическая энергия турбулентности и потенциальная температура, осредненные профили которых на разных участках также приведены в этой главе.

Моделирование началось в 0600 LCT, то есть в момент времени, соответствующий восходу солнца, для неподвижной воздушной массы и длилось 24 часа.

3.2 ЭВОЛЮЦИЯ БРИЗОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Далее будут приведены графики выполненные в графическом интерфейсе программной среды IDL.

На графиках содержащих отображение эволюции бризовой циркуляции светлым областям соответствуют бо́льшие значения кинетической энергии турбулентности, соответственно темным – меньшие. Днем движение осуществляется по часовой стрелке (красные линии), ночью – против (желтые).



Рисунок 3.1 - Эволюция бризовой циркуляции в 0700 LCT

На рисунке 3.1 видна слабая циркуляция в 0700 LCT вблизи береговой линии. Начала формироваться восходящий поток в зоне повышенной турбулентности. Влияние бриза прослеживается до 1 км. Поле кинетической энергии турбулентности остается в основном незатронутым.



Рисунок 3.2 - Эволюция бризовой циркуляции в 0800 LCT

Еще через час, в 0800 LCT на рис. 3.2, ячейка вблизи берега увеличилась в горизонтальном и вертикальном направлении, достигая высоты около 1,8 км. Кроме того возникли несколько малых ячеек обусловленные появлением восходящих потоков на разных участках суши. Равновесие кинетической энергии нарушилось вплоть до 15 км от береговой линии в сторону суши и 10 км в сторону моря. Дальше поле энергии остается в основном невозмущенным.


Рисунок 3.3 - Эволюция бризовой циркуляции в 1200 LCT

Спустя 6 часов после начала моделирования, то есть к 1200 LCT (рис. 3.3), когда температурный контраст достигает максимального значения в 5 С, Основная ячейка значительно увеличилась, полностью поглотив отдельные вихри, и проникла на сушу до расстояния 22-23 км. Четко прослеживается горизонтальное движение воздуха в приземном слое и до высоты примерно 800 м, а также антибризовое движение на высотах 1200-2000 м. Над морем кинетическая энергия меньше, чем над сушей. Это обусловлено главным образом отсутствием притока энергии от поверхности и, как следствие, отличной от суши вертикальной стратификацией температуры.





Рисунок 3.4 - Эволюция бризовой циркуляции в 1600 LCT

Еще через 2 часа в 1600 LCT область затронутая морским бризом достигла максимума, что видно на рис. 3.4. Восходящий и нисходящий поток бризовой циркуляции наблюдается на расстоянии 25-27 км от берега в сторону суши и моря соответственно. Видно, как распределение энергии переходит от перемешанной в бризовой циркуляции к стратифицированной в горизонтально-однородном пограничном слое вблизи сухопутной и морской границ. Максимальная энергия турбулентности наблюдается на высоте 1300 м.

В верхних слоях энергия турбулентности переносится антибризом в морскую часть области интегрирования.



Рисунок 3.5 - Эволюция бризовой циркуляции в 1800 LCT

Рис. 3.5 соответствует 1800 LCT, то есть моменту захода Солнца. Интенсивность бриза заметно ослабла по сравнению с предыдущими часами. Единый контур начал распадаться на отдельные замкнутые ячейки. Сократилась область переноса кинетической энергии. На суше восходящий поток приза отступил примерно на 1 км. Скорости ветра заметно снизились. Область максимальной кинетической энергии поднялась до 1400 м и сместилась до 4 км от береговой линии.



Рисунок 3.6 - Эволюция бризовой циркуляции в 0400 LCT

В 0200 LCT, рис. 3.6, видно формирование ночного бриза или контрбриза. Наблюдается противоположное распределение кинетической энергии над сушей и морем. Области высокой кинетической энергии на высота над сушей продолжают слабо перемешиваться остаточными вихрями и слабой ночной циркуляцией. Над море наоборот, у поверхности ночной бриз вызываем рост значений энергии турбулентности, которая медленно распространяется от берега.

В целом, модель демонстрирует хорошие результаты. Эволюция бризовой циркуляции воспроизводится достаточно правдоподобно.

Распределение кинетической энергии турбулентности В целом закономерно. Восходящий поток бризового фронта способствует переносу энергии вышележащие слои. При ЭТОМ максимальные В значения наблюдаются рядом с центрами завихренности на высотах 1200-1600 м.

Примечательно и то, что достигая границы пограничного слоя, антибриз на высоте 1800-2000 м, переносит воздушную массу из сухопутной области в морскую, тем самым увеличивая кинетическую энергию над морем именно на высотах 1200-2000 м, в то время как у поверхности она остается достаточно низкой.

3.3 ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ

Для более детального анализа влияния турбулентности на термодинамические характеристики воздушной массы были построены усредненные по времени вертикальные профили кинетической энергии турбулентности и потенциальной температуры.

Далее будут представлены вертикальные профили усредненных значений кинетической энергии турбулентности и потенциальной температуры. Усреднение проводилось за каждый час, чтобы избежать влияния мгновенных колебаний метеорологических характеристик.

На графиках отображено распределение вышеупомянутых характеристик в горизонтально-однородном слое (черная линия) и той же горизонтальной позиции в области затронутой бризовой циркуляцией (красная линия).

Графики строились и приводятся здесь в следующих группах: сухопутная граница области интегрирования, центр сухопутной области (12,5 км от береговой линии в сторону суши), центр морской области (12,5 км от берега в сторону моря), морская граница области интегрирования.

Стоит отметить, что релаксация на боковых границах проводилась только для потенциальной температуры и вихря скорости. Но также для морской границы была проведена релаксация кинетической энергии турбулентности. Это было сделано для того, чтобы продемонстрировать эффекты описанные в разделе 2.6 настоящей работы.

Сухопутная граница

42



Рисунок 3.7 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 0800 LCT



Рисунок 3.8 - Профиль потенциальной температуры за 0800 LCT

Через 2 часа после начала моделирования (0800 LCT) на границе значительных изменений не произошло. Кинетическая энергия увеличивается преимущественно в приземном слое. Разница в температуре во всем пограничном слое составляет доли градуса.

Из рис. 3.9 и 3.10 видно, что максимальная энергия турбулентности наблюдается в приземном слое, а температура на поверхности земли. С высотой обе характеристики уменьшаются.



Рисунок 3.9 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1200 LCT



Рисунок 3.10 - Профиль потенциальной температуры за 1200 LCT

Через 6 часов после начала моделирования или в 1200 LCT, кинетическая энергия значительно увеличилась на сухопутной границе и превосходит таковую в горизонтально однородном слое примерно в два раза. Максимальные значения наблюдаются примерно на высоте 1200 м (рис 3.11).

Значения потенциальной температуры же не претерпевают значительных изменений, и разница по-прежнему составляет доли градуса (рис. 3.12).

Уже здесь видно, что влияние неоднородности подстилающей поверхности может быть значительным и влиять на распределение метеорологических характеристик вплоть до границы пограничного слоя.



Рисунок 3.11 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1600 LCT



Рисунок 3.12 - Профиль потенциальной температуры за 1600 LCT

Из рис. 3.13 видно, что разница между интенсивностью турбулентности в горизонтально-однородном слое и исследуемой областью бриза достигла максимума на высоте 1400 м.

Рис. 3.14 ярко показывает, что при переходе к горизонтальнооднородному слою (использую релаксацию на боковой границе), различиая между распределением потенциальной температуры по вертикали практически полностью отсутствует.



Рисунок 3.13 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1800 LCT



Рисунок 3.14 - Профиль потенциальной температуры за 1800 LCT

На рис. 3.15 и 3.16 видно, что когда бризовая циркуляция начинается ослабевать из-за уменьшения контраста температур, уменьшается и интенсивность турбулентного перемешивания. Особенно в приземном слое на высоте около 50 метров.

Это обусловлено еще и тем, что у поверхности образуется приземная инверсия температуры, препятствующая вертикальными движениям и развитию турбулентности в целом.

Однако, по рис. 3.15 видно, что выше инверсии кинетическая энергия турбулентности в значительной степени сохраняется и по прежнему оказывается влияние на интенсивность бризовой циркуляции.



Рисунок 3.15 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 0400 LCT



Рисунок 3.16 - Профиль потенциальной температуры за 0400 LCT

На рис. 3.17 и 3.18 легко заметить, что ночью распределение кинетической энергии и потенциальной температуры значительно отличается от дневного.

Интенсивность турбулентности меньше, чем днем, а разница между горизонтально-однородным слоем и областью бриза мала. Кроме того максимальные значения теперь наблюдаются на поверхности.

Кроме того на кинетическую энергию в значительной степени влияет температурная инверсия вблизи земной поверхности, полностью прекращая турбулентный обмен между разделенными слоями.



Рисунок 3.17 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 0800 LCT



Рисунок 3.18 - Профиль потенциальной температуры за 0800 LCT

К 0800 LCT, значительных изменений в кинетической энергии не наблюдается (рис. 3.17). Если посмотреть на рис. 3.2, отображающий 52

эволюцию бриза за тот же момент, можно заметить, что бризовый фронт еще не прошел в этой области.

Потенциальная температура (рис. 3.18) также совпадает с распределением в горизонтально-однородном слое.

Если прибавить к этим рассуждениям анализ рис. 3.7 и 3.8, можно сделать очевидный вывод о том, что кинетическая энергия бризовой циркуляции в значительной степени зависит от наличия градиента линий тока или же сдвига скорости. То есть влияние бриза прослеживается не во всей области сразу, а только спустя некоторое время.

На следующих рисунках будет продемонстрирована степень влияния бриза на интенсивность турбулентного перемешивания.



Рисунок 3.19 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1200 LCT



Рисунок 3.20 - Профиль потенциальной температуры за 1200 LCT

Рис. 3.19 и 3.20 соответствуют моменту прохождения в этой области бризового фронта.

На рис. 3.19 заметно, насколько сильно увеличивается турбулентность в прибрежной зоне вскоре после начала развития бризовой циркуляции.

Кинетическая энергия турбулентности превышает значения невозмущенного поля почти в 5 раз, с максимальной разницей на высоте 1100 м.

Это наглядно демонстрирует, что несмотря на то, что скорости ветра в бризе сами по себе не являются исключительно большими, в совокупности он может приводить к значительным отклонениям от типичного распределения.

Из рис. 3.20 также заметно влияния циркуляции на поле температуры. В приземном слое разница температур может достигать 2,5 С.

На высоте 600 метров температуры горизонтально-однородного слоя и бризовой области выравниваются, после чего наблюдается превышение нормального распределения до 2 С.

Кроме того, градиенты потенциальной температуры претерпевают значительные изменения с высотой.



Рисунок 3.21 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1600 LCT



Рисунок 3.22 - Профиль потенциальной температуры за 1600 LCT

Спустя 4 часа после прохождения бризового фронта (рис. 3.21) отличия в кинетической энергии турбулентности по сравнению с горизонтально-

однородным слоем несколько уменьшились, но все равно различаются кратно.

Из этого можно сделать вывод, что бриз влияет на динамические характеристики потока в течении длительного времени, а не в какой-то определенный момент. То есть необходимо точно оценивать и прогнозировать развитие бриза в течении длительного периода времени.

Поскольку восходящие движения к 1400 LCT уже не такие интенсивные в этой области, то и вертикальный перенос энергии становится менее интенсивным. Поэтому, как видно на рис. 3.22, разница между распределениями температур по вертикали не такая значительная как 2 часа назад.



Рисунок 3.23 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1800 LCT



Рисунок 3.24 - Профиль потенциальной температуры за 1800 LCT

К 1800 LCT, бризовая циркуляция начала ослабевать, а с ней и эффекты приносимые турбулентным перемешиванием.

Начало формирования приземной инверсии начало приводить к ослаблению турбулентного обмена вблизи земной поверхности. Тем не менее, различия кинетической энергии на высоте 1500 м все еще значительные (рис. 3.23)

Контраст температуры поверхности суши и моря постепенно уменьшается, что приводит и к ослаблению контрастов температур между воздушными массами горизонтально-однородного слоя и бризовой области с высотой.

Можно сказать, что даже спустя 6 часов после достижения максимальных значений, турбулентность генерируемая бризом по-прежнему оказывается влияние на термодинамический режим приземного слоя.



Рисунок 3.25 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 0400 LCT



Рисунок 3.26 - Профиль потенциальной температуры за 0400 LCT

Ночью по мере приближения к берегу (рис. 3.25), можно заметить, что турбулентность на высоте и вблизи поверхности немного меньше, чем на сухопутной границе (рис. 3.15). Это обусловлено тем, что это часть суши

затрагивает ночной бриз. Нисходящие движения воздуха, совместно с температурной инверсией, образуют сильно устойчивую стратификацию, которая препятствует развитию турбулентных движений во всем пограничном слое.

При этом температурный градиент инверсии (рис. 3.26) также немного ниже, чем на сухопутной границе за тот же период (рис 3.16).

Морская граница

Как уже говорилось в начале данной, главы для морской границы была проведена релаксация кинетической энергии турбулентности. Это сделано для того, чтобы продемонстрировать различия между резким и плавным переходом от граничных условий к расчетной области интегрирования.

Все профили кинетической энергии турбулентности имеют для морской границы одинаковый вид, поскольку отсутствует термическая стратификация атмосферы и энергия генерируется только за счет сдвига

скорости. Поэтому считаем уместным привести графики лишь за первые 12 часов моделирования.

Кроме того, поскольку на границе выполнялась релаксация для температуры, то и ее вертикальное распределение соответствует таковому в горизонтально-однородном слое, то есть имеет место постоянство температуры с высотой. Поэтому будет приведен лишь один вертикальный профиль потенциальной температуры за 1200 LCT (рис 3.27).



Рисунок 3.27 - Профиль потенциальной температуры за 1200 LCT



Рисунок 3.28 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 0800 LCT



Рисунок 3.29 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1200 LCT



Рисунок 3.30 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1600 LCT

Из рисунков 3.28-3.30 ясно видно, что релаксация боковых границ отлично описывает переход от исследуемой области к изолированному горизонтально-однородному слою на границе, в отличии от жесткой стенки, как в случае с сухопутной границей.

Что же касается распределения кинетической энергии турбулентности, то на тех же рисунках легко заметно характерное распределение кинетической энергии в планетарном пограничном слое в отсутствии термической атмосферной стратификации [9]. Наибольшее значение наблюдается у поверхности земли и убывает с высотой, стремясь к нулевому значению. Это еще раз подтверждает оправданность параметризации коэффициента турбулентности через кинетическую энергию, поскольку данные моделирования согласуются с эмпирическими данными.



Рисунок 3.31 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 0800 LCT



Рисунок 3.32 - Профиль потенциальной температуры за 0800 LCT

По рис. 3.31 и 3.32 Можно сказать, что через 2 часа после начала моделирования, влияние бризовой циркуляции распространяется в сторону

моря медленнее, чем в сторону суши. На расстоянии 12,5 км, распределение как кинетической энергии, так и температуры полностью совпадает с горизонтально-однородным слоем.



Рисунок 3.33 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1200 LCT



Рисунок 3.34 - Профиль потенциальной температуры за 1200 LCT

К 1200 LCT, эффект бриза наблюдается над морем. Однако, его влияние прослеживается преимущественно на высоте и уменьшается по мере приближения к земле (рис. 3.32).

Примечательно, что кинетическая энергия турбулентности практически не отличается от распределения в горизонтально-однородном слое до высоты примерно 50 м.

Потенциальная температура не испытывает значительных изменений, хотя во всем пограничном слое ее значения больше, чем начальное условие в 20 С. Причем максимальное отклонение температуры и кинетической энергии совпадает.

Это легко объясняется следующими закономерностями: поднимаясь вверх на суше, воздух достигает границы пограничного слоя и антибриз переносит его в сторону моря, затем, нисходящие движения опускают этот относительно теплый воздух. Очевидно, что наибольший нагрев наблюдается там же, где и наибольшие значения турбулентного перемешивания.



Рисунок 3.35 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1600 LCT



Рисунок 3.36 - Профиль потенциальной температуры за 1400 LCT

Еще через 4 часа ситуация качественно не изменилась, но наблюдается максимальное отклонение значений кинетической энергии турбулентности на высоте 1400 м. Распределение кинетической энергии у поверхности земли

Этот момент времени соответствуют максимальному по размерам контуру бризовой циркуляции (рис. 3.4). Легко заметить взаимосвязь между значениями кинетической энергии турбулентности и интенсивностью бриза в различных областях как суши так и моря.



Рисунок 3.37 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 1800 LCT



Рисунок 3.38 - Профиль потенциальной температуры за 1800 LCT

Из рис. 3.37 видно, что турбулентность начала уменьшаться. Это связано главным образом с ослабеванием интенсивности бриза в целом и, как следствие, степени перемешивания воздуха. Из этого можно сделать вывод,

что при отсутствии какого-либо притока энергии к поверхности, вихревое движение и кинетическая энергия переносятся на море исключительно антибризом вблизи верней границы пограничного слоя.

Потенциальная температура изменяется в незначительных пределах, повторяя закономерности описанные ранее.


Рисунок 3.39 - Профиль кинетической энергии турбулентности за 0400 LCT



Рисунок 3.40 - Профиль потенциальной температуры за 0400 LCT

Наконец, к 0400 LCT, когда сорфмировался ночной бриз, можно заметить увеличение кинетической энергии турбулентности на высотах до 300 м. Увеличение незначительное, поскольку интенсивность ночного бриза

сама по себе очень низкая. Тем не менее, отличие от горизонтальнооднородного слоя очевидно.

Вертикальное распределение температуры можно считать изотермическим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Была модифицирована мезомасштабная негидростатическая двумерная модель морского бриза, путем параметризации коэффициентов турбулентности через введение расчета кинетической энергии турбулентности. Был введен расчет изолированной горизонтальнооднородной модели на границах области интегрирования для имитации перехода в однородной подстилающей поверхности.

Составлен обширный архив пространственно-временного распределения полей метеорологических характеристик и характеристик потока, а также их графическое отображение.

Имплементирован алгоритм осреднения вышеупомянутых полей по времени, позволяющий исключить отдельные мгновенные колебания величин, и тем самым позволяющий производить содержательный анализ графической информации.

Модифицированная и переработанная модель дает хорошие результаты пространственно-временного распределения характеристик потока. Таким образом использование кинетической энергии турбулентности для параметризации коэффициентов можно считать оправданным.

Включение в модель некоторых физических процессов позволило получить достаточно достоверные результаты. Тем не менее рекомендуется так же расширить возможный перечень параметров подлежащих прогнозу и использованию в качестве диагностических величин (например, турбулентный перенос влаги).

Вертикальное распределение кинетической энергии турбулентности в области, подверженной такому явлению как бриз, в значительной степени отличается от поведения турбулентности над горизонтально-однородной поверхностью. На протяжении длительных периодов времени турбулентность может усиливаться бризом пятикратно и при этом сохранять высокие значения даже после прекращения прогрева подстилающей

75

поверхности. Наибольшие различия наблюдаются на высотах 1200-1500 м. Особенно это заметно для морской области. Вблизи земной поверхность охлаждение воздуха может достигать 2,5 С. Выше 600 м, напротив, нагревание до 2 С.

Взаимосвязь между вертикальным распределением температуры и интенсивностью турбулентного перемешивания (численной мерой которой можно считать и кинетическую энергию турбулентности), особенно заметна на тех же высотах 1200-1500 м.

Замечены закономерности в наступлении максимальных значений кинетической энергии турбулентности в зависимости от удаленности от береговой линии, что является следствием характерной для бриза структуры (в частности бризовым фронтом).

Подводя итоги, можно сказать, что модифицированная модель может быть для изучения не только основных характеристик бризовой циркуляции (например, потенциальной температуры), но и специфических скалярных величин (например, кинетической энергии турбулентности). Кроме того внедрение изолированного горизонтально-однородного слоя можно считать успешным и оправданным. Таким образом, показана перспективность расширения возможностей данной модели. Например, введение специфических характеристик береговой линии или добавление в расчеты крупномасштабных скоростей И направления ветров синоптических процессов, позволит адаптировать данную модель для изучения атмосферной циркуляции в целом и бриза в частности для конкретных регионов.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. *Miller S.T.K., Keim B.D., Talbot R.W., Mao H.* Sea breeze: structure, forecasting and impacts. Rev Geophys 41, 2003. P. 1–131.

2. *Pearce R. P.* The calculation a sea breeze circulation in terms of the differential heating across the coastline. Q J Roy Meteorol Soc 81, 1955. P.351–381.

3. *Novitsky M., Reible D., Corripio B.* Modeling the dynamics of the land-sea breeze circulation for air quality modeling. Boundary-Layer Meteorology 59, 1992. P. 163-175.

4. *Crosman E.T., Horel J. D.* Sea and lake breezes: a review of numerical studies. Boundary-Layer Meteorology 137, 2010. P.1–29.

5. Avissar R., Moran M.D., Wu G., Meroney R.N., Pielke R.A. Operating ranges of mesoscale numerical models and meteorological wind tunnels for the simulation of sea and land breezes. Boundary-Layer Meteorology 50, 1990. P. 227–275.

6. Надежина Е.Д., Школьник И.М., Стернзат А.В., Егоров Б.Н., Пикалева А.А. Испарение с орошенных участков в аридных регионах по оценкам системы моделей регионального климата и пограничного слоя атмосферы. Метеорология и гидрология. 2018. №6 С. 87-97.

7. Булгаков К.Ю., Фокина К.В. Моделирование приводного слоя с параметризацией стратификации и элементов влияния ветрового волнения // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 2. С. 3–16. doi: 10.7868/S2073667321020015.

8. Мелешко В.П., Матюгин В.А., Спорышев П.В., Павлова Т.В., Говоркова В.А., Школьник И.М., Байдин А.В. Модель общей циркуляции атмосферы ГГО. Труды ГГО. 2014. Вып. 571 С. 5-88.

77

9. Бобылева И.М. Расчет характеристик Турбулентности в планетарном пограничном слое. Труды ЛГИ. 1970. Вып. 40. С. 3-63.

10. Марчук Г.И., Методы расщепления для решения нестационарных задач, Ж. вычисл. Матем. И матем. физ,. 35:6 (1995). С. 843-849.

11. Мезингер Ф., Аракава А.Численные методы, используемых в атмосферных моделях. Гидрометиздат. 1979. С. 257-261.