УДК 532.5.013.13

ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ПРИ НАЛИЧИИ ВЗВЕШЕННЫХ СНЕЖНЫХ ЧАСТИЦ С ПОМОЩЬЮ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2024 г. В. И. Суязова^{а, b, c, *}, А. В. Дебольский^{а, b, c}, Е. В. Мортиков^{а, c}

^aНаучно-исследовательский вычислительный центр Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, стр. 4, Москва, 119991 Россия ^bИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119107 Россия ^cМосковский центр фундаментальной и прикладной математики, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

**e-mail: er-riad@mail.ru* Поступила в редакцию 28.09.2023 г. После доработки 26.11.2023 г. Принята к публикации 28.02.2024 г.

Ветровой перенос снега представляет собой двухфазный поток, состоящий из воздуха и взвешенных частиц. При наличии снежных частиц в воздухе в приземном слое появляется дополнительная устойчивость за счет градиента плотности. Градиент плотности подавляет турбулентность и влияет на процессы обмена в приземном слое. Поэтому для описания свойств потока с включенными в него частицами снега необходимо привлечение дополнительных параметризаций. В данной работе представленно описание параметризации приземного слоя с наличием взвешенных частиц снега. Влияние взвешенных частиц учитывается изменением формулировки турбулентного масштаба длины Обухова. Новая параметризация приземного слоя позволяет учесть влияние частиц снега на турбулентный поток и позволяет уточнить оценки скорости трения и высоты пограничного слоя. Описываемая в данной работе параметризация была успешно проверена на данных наблюдений. Описание влияния частиц снега было включено в вихреразрешающую модель (Large-Eddy Simulation, LES). Численные эксперименты показывают увеличение устойчивости приземного слоя. Механизм влияния взвешенных частиц на приземный слой аналогичен термической устойчивости потока, при котором отрицательная плавучесть подавляет крупномасштабную компоненту течения и способствует уменьшению турбулентной кинетической энергии.

Ключевые слова: сальтация, приземный слой, вихреразрешающее моделирования, турбулентный масштаб длины, двухфазные течения **DOI**: 10.31857/S0002351524020057 **EGN**: KQHIHY

1. ВВЕДЕНИЕ

Ветровое перераспределение снега может привести к сходу лавин, снижению урожайности озимых культур, снежным заносам на транспортных магистралях и другим негативным последствиям. Перенос снега представляет собой сложное природное явление. Когда ветер в приземном слое достигает пороговой скорости, снег на поверхности приходит в движение, подхватываемый ветром. Снежинки, ударяясь о снежную поверхность, разрушают ее и приводят в движение новые массы частиц. Бэнголд [Bagnold, 1937] выделил три способа движения частиц: влечение, сальтацию и суспензию. а) влечение – скольжение частиц в тонком слое (до одного сантиметра) по снежной поверхности. При таком движении частицы никогда не теряют контакта с неподвижными поверхностными частицами. Этот процесс может рассматриваться как часть процесса сальтации;

б) сальтация – скачкообразное движение частиц в нижнем слое. При сальтации движимые частицы соударяются со статичными, выбивая и вовлекая их в дальнейший процесс движения;

в) взвесь (диффузия) – процесс подъема снежных частиц ветром на значительную высоту, витание снежинок в воздухе. Силы сопротивления, создаваемые турбулентным воздушным потоком, определяют траектории движения снежинок близкие к случайным. Ветровой поток с наличием снежных частиц ведет себя иначе, чем "чистый" поток, так как снежные частицы влияют на практически весь спектр физических процессов в нижних слоях атмосферы, изменяя динамические, термические и оптические свойства потока. По концентрации вовлеченных в процессы частиц преобладает процесс сальтации [Дюнин, 1963]. Однако снежная сальтация имеет достаточно малый вертикальный масштаб и, по сравнению с диффузионным переносом снега, значительно меньше влияет на свойства приземного слоя атмосферы.

С середины прошлого века теория двухфазных течений с твердой фазой была разработана в работах [Bagnold, 1937; Дюнин, 1963] и [Бютнер, 1978]. Г.И. Баренблатт и Г.С. Голицын доказали уменьшение пульсаций в двухфазном потоке с увеличением концентрации твердой фазы [Баренблатт, Голицын, 1973; Barenblatt, Golitsyn, 1974]. Они показали, что часть энергии турбулентных движений расходуется на диффузию мелких частиц. Уменьшение турбулентного обмена приводит к более быстрому росту скорости потока с увеличением расстояния от поверхности. В работах [Баренблатт, Голицын, 1973; Barenblatt, Golitsyn, 1974] была получена параметризация профиля скорости в нейтрально стратифицированном потоке, несущем частицы. Аппроксимация была предложена и оценена по данным наблюдений. К. Вамсер и В.Н. Лыкосов разработали теорию увеличения скорости ветра при переносе снега [Wamser, Lykossov]. Одной из важных задач при диагностике и моделировании метелевого переноса является определение критической скорости ветра, достижение которой повлечет за собой подъем снежинок с поверхности. Помероем и соавторами [Pomeroy, Male, 1992; Pomeroy et al., 1993; Pomeroy, Li, 2000] исследована зависимость интенсивности подъема частиц от скорости ветра. На основе полученных наблюдений были предложены эмпирические формулы для пороговой скорости ветра, высоты уровня сальтации и коэффициента перемешивания снега на уровне сальтации. С конца прошлого века были предложены и разработаны математические модели переноса снега: одномерные вертикальные модели PIEKTUK К [Déry, Yau, 1999], SNOWSTORM [Bintanja, 2000], BSM [Pomeroy, Li, 2000]. Во всех моделях предполагается, что движение частиц определяется турбулентной диффузией и силой тяжести. Снежинки представлены сферами с плотностью льда, так как кристаллические структуры снега, образующиеся при выпадении осадков, быстро разрушаются, согласно [Smith, McLean, 1977].

Успешность моделирования ветрового переноса снега напрямую зависит от точности описания и моделирования турбулентного потока. С ростом вычислительных ресурсов в последние десятилетия активно разрабатываются трехмерные нестационарные численные модели высокого разрешения. Вихреразрешающее моделирование (LES, Large-Eddy Simulation) является перспективным методом моделирования турбулентности в пограничном слое атмосферы, основанным на декомпозиции потока на крупномасштабную и мелкомасштабную (подсеточную) составляющую, при этом первая из них явно разрешается на расчетной сетке [Groot et al., 2014]. Существующие модели переноса снега позволяют описать основные особенности движения частиц снега в турбулентном потоке (с использованием лагранжевого или эйлерова подхода). Однако в известных авторам моделях пограничного слоя атмосферы, в которых используется приближение приземного слоя для расчета поверхностных потоков, не учитывается обратное влияние частиц снега на турбулентный поток.

В двухфазных потоках наибольшая плотность взвешенных частиц наблюдается вблизи поверхности и постепенно уменьшается с высотой. Это приводит к образованию устойчивого градиента плотности. Поток в приземном слое становится устойчиво-стратифицированным, а турбулентный перенос подавляется. В результате скорость потока увеличивается. Этот механизм аналогичен термически устойчивому турбулентному поверхностному слою, в котором отрицательная плавучесть способствует уменьшению турбулентной кинетической энергии потока. Согласно [Adams, Weatherly, 1981; Bintanja, 2001], это приводит к уменьшению коэффициентов обмена, которое может быть значительным не только вблизи поверхности, но и на более высоких уровнях. В данной работе представлена новая параметризация турбулентных потоков в приземное слое, в которой учитывается наличие взвешенных частиц снега. Для учета влияния снежных частиц модифицируется выражение для турбулентного масштаба длины Обухова. Представленная параметризация позволяет учесть влияние частиц снега на турбулентную динамику потока, в том числе скорость трения и высоту пограничного слоя. Данный подход может быть использован как в RANS (Reynolds-Averaged Navier-Stokes), так и в LES-моделях атмосферного пограничного слоя. Новый аспект параметризации состоит в совмещении описания сальтации и диффузии снежных частиц.

2. ПРИЗЕМНЫЙ СЛОЙ С ВКЛЮЧЕНИЕМ СНЕЖНЫХ ЧАСТИЦ

2.1. Приземный слой

Расчет поверхностных потоков тепла и импульса можно описать следующим образом. Предположим, что турбулентные потоки и масштаб длины Обухова L не зависят от высоты, система уравнения для динамической скорости u_* , масштаба потенциальной температуры Θ_* , и Lопределяется согласно теории подобия Монина–Обухова [Monin, Yaglom, 1971]. Турбулентные потоки тепла и импульса (H, τ_s) определяются как $H = c_p \Theta_* u_*$, $\tau_s = \rho u_*^2$. Выражение для

основных параметров теории подобия можно выразить как:

$$u_* = \frac{(|U(z)| - |U_s|)\kappa}{\Psi_m(z / L) - \Psi_m(z_0 / L)},$$
 (1)

$$\Theta_{*_{s}} = \frac{\left(\Theta(z) - \Theta_{s}\right)\kappa}{\Psi_{h}(z / L) - \Psi_{h}(z_{0t} / L)},$$
(2)

где Ψ_m и Ψ_h являются интегральными универсальными функциями, κ — константа Кармана, ρ — плотность воздуха, c_p — теплоемкость при постоянном давлении. Параметрами для этой системы уравнений являются значения скорости ветра U(z) и температуры $\Theta(z)$ на уровне z, значения на поверхности U_s, Θ_s , а также хараткеристики поверхности z_0 , z_{0t} — уровень аэродинамической и термической шероховатости. Мы предполагаем, что это приближение справедливо для (1), (2) и для обобщений теории подобия, где допускается изменчивость турбулентных потоков с высотой. Здесь мы рассматриваем только сухой приземный слой, но эта теория может быть расширена и на случай влажной атмосферы.

2.2. Модификация турбулентного масштаба длины Обухова

Частицы снега находятся во взвешенном состоянии на некоторой высоте над поверхностью в результате баланса между силой тяжести, направленной вниз, и турбулентным напряжением, направленным вверх. Это сопровождается ослаблением процессов турбулентного обмена в приземном слое и может быть выражено как изменение турбулентного масштаба длины [Adams, Weatherly, 1981]. Сформулировать динамические эффекты для устойчиво стратифицированного слоя со взвешенными частицами можно так же, как обобщение случая термически-стратифицированного потока. Масштаб длины Обухова характеризует влияние стратификации на турбулентность [Monin, Yaglom, 1971]. Тогда выражение для масштаба длины Обухова с использованием плотности воздуха представим как:

$$L = \frac{u_*^3 \rho}{\kappa g \rho' w'} \tag{3}$$

где ρ – средняя плотность, $\rho'w'$ – вертикальный турбулентный поток массы и g – ускорение свободного падения.

Если воздух и взвешенные частицы снега рассматривать как двухфазное течение, то средняя плотность $\overline{0}$ может быть выражена как:

$$\bar{\rho} = \bar{\rho}_a \left(1 + \sigma_s \overline{S} \right) \tag{4}$$

где $\sigma_s = (\rho_s - \bar{\rho}_a) / \bar{\rho}_a$, ρ_a и ρ_s – плотности возду-

ха и снега соответственно, \overline{S} — средняя объемная концентрация взвешенных снежных частиц. Поток плотности может быть представлен как сумма потока тепла и потока снежных частиц:

2024

$$\overline{\rho'w'} = \overline{\rho_a'w'} \left(1 - \overline{S}\right) + \overline{\rho_a \sigma_s S'w'}$$
(5)

$$\overline{\rho_a'w'} = -\frac{\rho_a}{\theta_0}\overline{\theta'w'} \tag{6}$$

где $\theta'w'$ — турбулентный поток тепла, θ_0 — характерная потенциальная температура.

Предполагая, что турбулентный поток снежных частиц, направленный вверх, компенсируется оседанием частиц, можно написать соотношение:

$$\overline{S'w'} = -K_s \frac{dS}{dz} = w_s \overline{S},\tag{7}$$

где w_s — скорость оседания снежных частиц, K_s — коэффициент диффузии для снега. С учетом вышеизложенного выражение для масштаба турбулентной длины Обухова примет вид:

$$L = \frac{\left(1 + \sigma_s \overline{S}\right) u_*^3}{\kappa g \left(-\frac{1}{\theta_0} \overline{\Theta' w'} \left(1 - \overline{S}\right) + \sigma_s w_s \overline{S}\right)}, \qquad (8)$$

2.3. Концентрация взвешенных снежных частиц

Для определения средней объемной концентрации взвешенных снежных частиц используем уравнение [Wamser, Lykossov, 1995]:

$$\overline{S} = \delta q_s \left(\frac{z}{h_{salt}}\right)^{-w_s/(\kappa u_*)}, \qquad (9)$$

где h_{salt} – высота уровня сальтации (м), q_s – объемная концентрация взвешенных снежных частиц на уровне сальтации (кг · кг⁻¹), z – рас

яние от поверхности (м) и $\delta = q_s / \left(q_s + \frac{\rho_s}{\rho_a}\right).$ сто-

Для частиц с диаметром d скорость оседания может быть рассчитана как [Wamser, Lykossov, 1995]:

$$w_s = \frac{gd^2\sigma_s}{18\nu},\tag{10}$$

где ν — кинематическая вязкость воздуха. Частицы снега представлены как сферы с радиусом 8.86×10^{-5} м [Wamser, Lykossov, 1995] и плотностью 900 кг · м³.

Снег с поверхности начинает приходить в движение, когда скорость ветра становится больше пороговой скорости. Чем больше скорость ветра, тем интенсивнее происходит обмен снега с подстилающей поверхностью. Существует несколько подходов к определению пороговой скорости ветра. Все они основаны на данных наблюдений за скоростью ветра и началом подъема частиц. Превышение скорости потока над пороговым значением определяет концентрацию снега на уровне сальтации. На основе наблюдений была предложена формула для объемной концентрации снежных частиц на уровне сальтации, использующая значение пороговой скорости ветра на высоте 10 м (стандартной для метеорологических наблюдений) [Pomeroy et al., 1993]:

$$q_s = \frac{a_p}{u_*} \left(1 - \frac{U_t}{U_{10}} \right)^{o_p}, \qquad (11)$$

где U_{10} и U_t – скорость ветра на уровне 10-м и пороговая скорость ветра м · c⁻¹ соответственно, $a_p = 0.385 \text{ M} \cdot \text{c}^{-1}$ и $b_p = 2.59$.

Для моделирования приземного слоя не всегда удобно использовать значение скорости ветра на фиксированной высоте. В этом случае удобнее использовать зависимость объемной концентрации от скорости трения. Согласно [Pomeroy, Male, 1992], объемная концентрация снежных частиц q_s (кг · нг⁻¹⁾ на уровне сальтации h_{salt} (м) может быть определена как:

$$q_s = \frac{\left(u_*^2 - u_{*_t}^2\right)}{C_1 u_* g h_{salt}},$$
 (12)

где $C_1 \approx 3.25$ эмпирическая константа (с · м⁻¹).

Основываясь на данных наблюдений в [Pomeroy, Male, 1992], предложена зависимость высоты уровня сальтации от скорости трения:

$$h_{salt} = C_2 u_*^{C_3}.$$
 (13)

где $C_2 = 0.08436$ и $C_3 = 1.27$ эмпирические константы. Параметр C_3 является безразмерным, а величина C_2 имеет размерность (с³ · M^{1-C3}). Плотность снега на поверхности зависит от температуры воздуха. С другой стороны, начало подъема частиц снега зависит от его плотности. Поэтому значение пороговой скорости трения может быть определено с использованием значения температуры воздуха следующим образом [Marsh et al., 2020]:

$$u_{*t} = u_{*t0} + \frac{T - T_{fr}}{C_4} + \frac{\left(T - T_{fr}\right)^2}{C_5},$$
 (14)



Рис. 1. Диаграммы рассеяния скорости трения рассчитанной по двум сериям ("MOST" и "MOST SNOW") и измеренной на станции Тикси в 2015 (а) и 2016 (б) гг.

где *T* – температура воздуха (К), *T_{fr}* – температура замерзания воды, $u_{*t0} = 0.35$ – критическая скорость без учета поправки на температуру (м · c⁻¹), *C*₄ = 150 · (c · м⁻¹ · K⁻¹) и *C*₅ = 8200 (c · м⁻¹ · K⁻²). Формулы (11), (12), (13), (14), были получены при анализе данных наблюдений, ограниченных интервалами: скорость ветра – до 14 м · c⁻¹, температура воздуха на 10 м – от 0 до –40°С, динамическая скорость – до 0.8 м · c⁻¹, согласно работам [Pomeroy, Male, 1992; Pomeroy, Li, 2000; Li, Pomeroy, 1997].

3. ВЕРИФИКАЦИЯ ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ

Одна из задач данной работы состояла в исследовании, насколько точно предложенный подход объясняет повышение устойчивости приземного слоя во время метелей на основе данных наблюдений. Для этого мы использовали данные станции FLUXNET "Тикси" [Uttal et al., 2016], доступно в NOAA PSL data archives, 2023 за 6 лет: с 2011 по 2016. Акустический анемометр располагался на высоте 9 м. Станция Тикси (71.583° N, 128.783° W) расположена в полярном климате с большой продолжительностью холодного периода и высокой повторяемостью метелей. Проанализировано влияние частиц снега на скорость трения. Получены две серии данных: в первой серии скорость трения была рассчитана в соответствии с теорией подобия Монина-Обухова. Результаты этого расчета обозначим как "MOST". Для второй серии расчета скорости трения использовалось изменение формулировки турбулентного масштаба длины Обухова в соответствии с уравнением (12). Критерий начала ветрового переноса снега определен с использованием уравнения (14). Присвоим результатам второго расчета обозначение "MOST SNOW". Все расчеты выполнены для высоты уровня шероховатости равным $z_0 = 0.022 \text{ м}$. Это значение получено для нейтральных условий $|z / L| \le 0.01$.

Полученные результаты мы сравнили с данными наблюдений. На рис. 1 показаны графики рассеяния для скорости трения для 2015 и 2016 гг. Вариант "MOST SNOW" отмечен серыми кружками, вариант "MOST" – черными крестиками. Рассчитывалась медианная квадратичная ошибка. Результаты приведены в табл. 1. Во всех случаях (2011–2016 гг.) учет влияния частиц снега на масштаб турбулентной длины ("MOST SNOW") приводит к улучшению опре-

Таблица 1. Средняя квадратичная ошибка (м/с) между двумя методами расчета скорости трения ("MOST" и "MOST SNOW") и наблюдениями

Year	"MOST SNOW"	"MOST"
2011	0.032	0.034
2012	0.009	0.014
2013	0.017	0.034
2014	0.013	0.021
2015	0.020	0.034
2016	0.016	0.020

деления скорости трения. Таким образом, параметризация поверхностного слоя с учетом наличия взвешенных частиц снега была успешно проверена на данных наблюдений.

4. ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Далее рассматривается влияние взвешенных снежных частиц на характеристики турбулентности в приземном слое с использованием вихреразрешающей модели. Модель разработана в Научно-исследовательском вычислительном центре (НИВЦ) МГУ им. М.В. Ломоносова и Институте вычислительной математики (ИВМ) им. Г.И. Марчука РАН на основе унифицированного гидродинамического кода, сочетающего LES-, DNS- и RANS-подходы для моделирования геофизических турбулентных потоков с высоким пространственным разрешением [Kadantsev et al., 2012; Mortikov, 2016; Mortikov et al., 2019; Tkachenko et al., 2022; Debolskiy et al., 2023].

Рассматривается динамика термически стратифицированного течения, описываемая фильтрованными уравнениями Навье–Стокса в приближении Буссинеска, включая уравнения переноса импульса, тепла и уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial \overline{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial \overline{u}_i \overline{u}_j}{\partial x_j} =$$

$$-\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial \overline{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \overline{u}_i}{\partial x_j \partial x_j} + \varepsilon_{ij3} f \overline{u}_j + \overline{F}_i,$$
(15)

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0, \tag{16}$$

$$\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial t} + \frac{\partial\overline{u}_i\overline{\Theta}}{\partial x_i} = -\frac{\partial h_i}{\partial x_i} + \chi \frac{\partial^2\overline{\Theta}}{\partial x_j \partial x_j}, \quad (17)$$

где $\mathbf{u} = (\overline{u}_1, \overline{u}_2, \overline{u}_3) \equiv (\overline{u}, \overline{v}, \overline{w})$ обозначает вектор скорости и его компоненты, направленные по координатам $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3) \equiv (x, y, z)$ соответственно, \overline{p} – давление, нормированное на постоянную плотность, $\overline{\Theta}$ – потенциальная температура, ν и χ – коэффициенты кинематической вязкости и диффузии, t – время. Член $\varepsilon_{ij3}f\overline{u}_j$ учитывает ускорение Кориолиса, где ε_{ijk} символ Леви–Чивиты (знакопеременный тензор), $f = 2\Omega \sin \phi$ – параметр Кориолиса для широты

φ и Ω – угловая скорость вращения Земли. Компоненты вектора *F*_i соответствуют внешним силам, действующим на поток, и для термически стратифицированной жилкости включают силу плавучести $\mathbf{F}_b = \alpha \mathbf{g} \Theta \cdot \mathbf{e}_3$, где α – коэффициент теплового расширения, g – ускорение свободного падения e_3 – единичный вектор в вертикальном направлении z. Здесь (·) обозначает фильтрацию в вихреразрешающей модели, $a(\mathbf{x},t) = F_{\overline{\Delta}}a(\mathbf{x},t)$, где Δ является шириной фильтра и a — любая скалярная переменная или векторная компонента. Соответствующие подфильтровые или подсеточные (поскольку ширина фильтра связана с шагом сетки дискретной системы) члены напряжений τ_{ii} и потока тепла h_i выражены как:

$$\tau_{ij} = \overline{u_i u_j} - \overline{u_i} \overline{u}_j, \qquad (18)$$

$$h_i = \overline{u_i \Theta} - \overline{u_i} \overline{\Theta}. \tag{19}$$

Для расчета тензора турбулентных напряжений используется подсеточная модель Смагоринского, в которой константа Смагоринского и подсеточное число Прандтля (зависящие от времени и пространственных координат) определяются динамической процедурой [Germano et al., 1991]. Задача минимизации ошибки в динамической процедуре решается с помощью Лагранжевого осреднения [Meneveau et al., 1996; Bou-Zeid et al., 2005].

В численной модели используются консервативные конечно-разностные схемы [Mortinishi et al., 1998] второго порядка точности для пространственной аппроксимации на прямоугольных сетках. Метод дробных шагов [Brown et al., 2001] применяется для интегрирования по времени уравнений движения и неразрывности и выполнения условия несжимаемости, а для аппроксимации уравнений переноса импульса и тепла используется явная схема Адамса–Башфорта третьего порядка. Представленная параметризация взвешенных частиц снега включена в схему приземного слоя LES модели.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для изучения эффекта модификации турбулентного обмена в пограничном слое за счет наличия снежных частиц было проведено несколько серий экспериментов с использованием вихреразрешающей модели. Для постановки экспериментов по моделированию как нейтрального, так и устойчивого пограничного слоя за основу была взята конфигурация GABLS-1 [Cuxart et al., 2006] с модификациями, приведенными ниже. Высота, ширина и длина расчетной области составляли 4000 м при пространственном разрешении 62.25 м. Задана постоянная по времени и не зависящая от высоты величина геострофического ветра, $U = 18 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$, $V = 0 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$. Значение параметра аэродинамической шероховатости поверхности фикисированно: $z_0 = 0.01 \text{ м}$.

Были проведены две серии экспериментов: "MOST" и "MOST SNOW". В эксперименте "MOST" приземный слой описывался в соответствии с теорией подобия Монина-Обухова с линейными безразмерными градиентами скорости и температуры [Businger et al., 1971]. В экспериментах "MOST SNOW" использовалась представленная в настоящей работе параметризация, учитывающая влияние частиц снега. Изменения по времени объемной концетрации снежных частиц на высоте уровня сальтации для численных экспериментов с различной скоростью выхолаживания поверхности $C_r = [0,1,2] \dot{\mathbf{K}} \cdot \mathbf{y}^{-1}$ показаны на рис. 2. Высота уровня сальтации определена по формуле (13). Характерные значения *h*salt для экспериментов с $C_r = [0,1,2]$ составили 0.032, 0.018 и 0.016 м соответственно. При полученных значениях объемной концентрации снежных частиц на высоте уровня сальтации, характерные значения плотности твердой фазы метели составляют ≈0.2 кг · м⁻³. Такой масштаб концентрации твердой фазы метели хорошо согласуется с предыдущими исследованиями [Курбатова, Бычкова, 2020; Бычкова, Рубенштейн, 2018].

С увеличением скорости выхолаживания поверхности устойчивость также возрастает, а концентрация частиц уменьшается, так как концентрация пропорциональна скорости трения. Увеличение выхолаживания поверхности приводит к повышению устойчивости в приземном слое, что приводит к уменьшению скорости трения (рис. 3). Аналогичный эффект увеличения устойчивости наблюдается и при добавлении взвешенных частиц снега (серые кривые). Без включения частиц и без охлаждения динамическая скорость имеет максимальное значение



Рис. 2. Изменения приповерхностной объемной концентрации частиц снега для экспериментов с различной скоростью охлаждения поверхности (C_{\cdot}) на высоте уровня сальтации.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 2 2024



Рис. 3. Скорость трения в экспериментах при наличии всзвешенных снежных частиц ("MOST SNOW") и при их отсутствии ("MOST") с разным охлаждением (C_r).



Рис. 4. Скорость ветра на 10 м в эксперименте с наличием ("MOST SNOW") и отсутствием ("MOST") взвешенных снежных частиц.

(черная сплошная линия). Включение частиц снега снижает динамическую скорость примерно на 0.1 м \cdot c⁻¹, такой масштаб изменения динамической скорости соответствует эффекту увеличения скорости выхолаживания поверхности на 1 к \cdot ч⁻¹. Минимальные значения динамической скорости наблюдаются при учете влияния как температурной стратификации, так и стратификацией, обусловленной наличием снежных частиц.

Увеличение устойчивости приводит к увеличению скорости ветра. Для оценки влияния частиц снега на устойчивость далее рассмотрим только случаи с термически нейтрально-стратифицированным потоком, т.е. без охлаждения поверхности. На рис. 4 показано изменение скорости ветра на высоте 10 м в эксперименте с включением частиц снега (серая кривая) и без снега (черная кривая). По результатам эксперимента "MOST SNOW" скорость ветра выше.

Рассмотрим влияние представленной параметризации на другие характеристики приземного слоя. Уменьшение турбулентности выражается в уменьшении потока импульса, см. рис. 5а. На рисунке 5б показан профиль скорости ветра. Добавление взвешенных частиц снега приводит к ламинаризации потока и увеличению скорости ветра.

Турбулентная кинетическая энергия является количественной мерой интенсивности мелкомасштабных пульсаций скорости ветра. Наличие в потоке частиц снега приводит к появлению устойчивого градиента плотности. Таким образом, добавление взвешенных частиц снега приводит также к уменьшению турбулентной кинетической энергии (**ТКЭ**) в нижней части пограничного слоя – см. рис. ба. Изменяется не только величина ТКЭ, но и распределение плотности энергии между отдельными компонентами. Рисунок ба показывает диагональные компоненты тензора анизотропии напряжений Рейнольдса.

$$a_{ij} = \frac{\left\langle u_i' u_j' \right\rangle}{2E_k} - \frac{1}{3}\delta_{ij}, \qquad (20)$$

где скобки <·> обозначают осреднение по горизонтальным направлениям и по времени. В ниж-



Рис. 5. Профили скорости ветра (б) и потока импульса (а), в экспериментах с наличием "MOST SNOW" и отсутствием "MOST" взвешенных снежных частиц.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 2 2024



Рис. 6. Компоненты тензора анизотропии Рейнольдса (а) и нормированных профилей ТКЭ (б), осредненных за 9-й час моделирования в экспериментах при наличии ("MOST SNOW") и при отсутствии ("MOST") взвешенных частиц снега.

ней части наблюдается уменьшение ТКЭ, что соответствует повышению устойчивости. Это сопровождается увеличением продольной и уменьшением поперечной компоненты ТКЭ, в то время как вблизи поверхности доля вертикальной компоненты остается неизменной. Такое изменение распределения энергии между компонентами может иметь значение для описания переноса снежных частиц лагранжевыми моделями.

Ламинаризация потока приводит к уменьшению высоты пограничного слоя – см. табл. 2. Во всех экспериментах с наличием ("MOST SNOW") взвешенных частиц снега высота пограничного слоя меньше, чем в "MOST" экспериментах. Разница между экспериментами увеличивается с усилением геострофического ветра.

Таблица 2. Высота пограничного слоя (м)

Скорость геострафи- ческого ветра	"MOST SNOW"	"MOST"
18	2000	3500
16	1400	2600
14	800	1400

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе предложена формулировка турбулентного масштаба длины Обухова, позволяющая учесть эффект присутствия взвешенных снежных частиц. Частицы снега, поднятые с поверхности во время ветрового переноса, образуют устойчивый градиент плотности и, как следствие, снижают интенсивность турбулентных движений. Учет данного эффекта за счет модификации масштаба Обухова позволяет рассчитать скорость трения, поток импульса, скорость течения и другие характеристики пограничного слоя. Параметризация наличия взвешенных частиц снега была проверена с помощью данных наблюдений. Для этого использовались данные станции FLUXNET "Тикси" за 6 лет с 2011 по 2016 гг. Учет влияния переноса снежных частиц позволил улучшить оценки динамической скорости.

Влияние взвешенных частиц снега на характеристики приземного слоя было включено в вихреразрешающую (LES) модель. Для изучения эффекта повышения устойчивости за счет присутствия частиц снега проведены две серии экспериментов: с учетом наличия снежных взвешенных частиц и без учета. На основе сравнения двух экспериментов для нейтрально и устойчиво стратифицированных условий сделана оценка чувствительности моделируемых характеристик пограничного слоя (динамической скорости, распределения потока импульса, скорости ветра и высоты пограничного слоя). При наличии в воздухе частиц снега в приземном слое появляется дополнительная плотностная устойчивость, что подавляет турбулентное перемешивание и влияет на величины поверхностных потоков импульса и тепла. Влияние переноса снежных частиц проявляется во всех рассматриваемых характеристиках приземного слоя.

Таким образом, получена новая параметризация приземного слоя, которая может быть использована для расчета значений концентраций взвешенных частиц снега и их влияния на турбулентные характеристики приземного слоя. В данной работе не учитывается изменение турбулентного масштаба длины с высотой при расчете поверхностных потоков. Сложность такой постановки также связана с необходимостью обобщения параметризации на случай универсальных функций устойчивости, которые могут отличаться от функций Бусинджера – Дайера [Businger et al., 1971; Dyer, 1974; Grachev et al., 2007]. В дальнейших исследованиях мы постараемся рассмотреть возможность учета изменения масштаба длины Обухова по высоте. Мы планируем дальнейшее развитие параметризации приземного слоя со взвешенными частицами, которая будет направлена на уточнение характеристик переноса снега. Например, может быть изменена схема определения параметра шероховатости. Уровень шероховатости не является постоянной величиной для сальтирующей снежной поверхности. Размер частиц снега может быть параметризован с помощью распределения по размерам, а также могут быть учтены эффекты сублимации. Исследованный подход позволит усовершенствовать методику расчета турбулентных потоков в крупномасштабных моделях, в особенности для полярных областей.

Разработка модели приземного слоя с описанием взвешенных частиц снега была поддержана проектом ФНТП "Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризации в моделях Земной системы" в рамках программы "Совершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений". Разработка вихреразрешающей (LES) модели и проведение численных экспериментов выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант 21-71-30003), статистический анализ данных наблюдений и результатов численных экспериментов выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение 075-15-2019-1621).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Локальная структура развитых пыльных бурь. М: Изд-во МГУ, 1973. 44 с.
- Бычкова В.И., Рубенштейн К.Г. Параметризация процессоввозникновения и эволюции низовой метели// Оптика атмосферы и океана. Т. 31. № 2. С. 143–150.
- *Бютнер Э.К.* Динамика приповерхностного слоя воздуха. Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
- Дюнин А.К. Механика метелей (вопросы теории проектирования снегорегулирующиз средств). Новосибирск: Изд. Сибирского отделения АН СССР, 1963.
- Курбатова М.М., Бычкова В.И. Моделирование скорости ветра при низовой метели с помощью модели WRF-ARW // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. Т. 375. № 1. С. 130–141.
- Adams J.E., Weatherly G.L. Some effects of suspended sediment stratification on an oceanic bottom boundary layer // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1981.
 V. 86. № 5. P. 4161–4172.
- Bagnold R.A. The transport of sand by wind // The Geographical Journal. 1937. V. 89. № 5. P. 409–438.
- Barenblatt G.I., Golitsyn G.S. Local structure of mature dust storms // Journal of Atmospheric Sciences. 1974. V. 31. № 7. P. 1917–1933.
- Bintanja R. Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I: Theoretical background and model description // Boundary-layer meteorology. 2000. V. 95. № 3. P. 343–368.
- *Bintanja R.* Buoyancy effects induced by drifting snow particles // Annals of Glaciology. 2001. V. 32. P. 147–152.
- Bou-Zeid E., Meneveau C., Parlange M.B. A scale-dependent lagrangian dynamic model for large eddy simula-

tion of complex turbulent flows // Phys. Fluids. 2005. V. 17. No 2. P. 105–122.

- Brown D.L., Cortez R., Minion M.L. Accurate projection methods for the incompressible Navier–Stokes equations // Journal of computational physics. 2001. V. 168. № 2. P. 464–499.
- Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi Y., Bradley E.F. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // Journal of Atmospheric Sciences. 1971. V. 28. № 2. P. 181–189.
- Cuxart, J., Holtslag, A.M., Beare, R.J., Bazile, E., Beljaars, A., Cheng, A., Conangla, L., Ek M., Freedman F., Hamdi R. et al. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer // Boundary-Layer Meteorology. 2006. V. 118. № 2. P. 273–303.
- Debolskiy A.V., Mortikov E.V., Glazunov A.V., Lüpkes C. Evaluation of surface layer stability functions and their extension to first order turbulent closures for weakly and strongly stratified stable boundary layer // Boundary-Layer Meteorology. 2023. V. 187. № 1–2. P. 73–93.
- *Déry S.J., Yau M.K.* Abulkblowingsnowmodel//Boundary-Layer Meteorology. 1999. V. 93. № 2. P. 237–251.
- *Dyer A.J.* A review of flux-profile relationships // Boundary-Layer Meteorology. 1974. V. 7. P. 363–372.
- Germano M., Piomelli U., Moin P., Cabot W.H. A dynamic subgrid-scale eddy viscosity model // Phys. Fluids. 1991. V. 3. № 7. P. 1760–1765.
- Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.G. SHEBA flux—profile relationships in the stable atmospheric boundary layer // Boundary-layer meteorology. 2007. V. 124. P. 315–333.
- Groot C.D., Diebold M., Horender S., Overney J., Lieberherr G., Parlange, M.B., Lehning M. Modelling smallscale drifting snow with a Lagrangian stochastic modelbased on large-eddy simulations // Boundary-Layer Meteorology. 2014. V. 153. № 1. P. 117–139.
- NOAA PSL data archives. IASOA // 2023.
- Kadantsev E.V., Mortikov E.V., Zilitinkevich S.S. The resistance law for stably stratified atmospheric planetary boundary layers // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2021. V. 147. № 737. P. 2233– 2243.
- Li L., Pomeroy J.W. Probability of occurrence of blowing snow // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1997. V. 102. № D18. P. 21955–21964.
- *Lieberherr G.* Modeling snow drift in the turbulent boundary layer.: Ècole polytechnique federale de Lausanne, 2010.
- Mann G.W. Surface heat and water vapour budgets over

Antarctica // 1998.

- Marsh C.B., Pomeroy J.W., Spiteri R.J., Wheater H.S. A finite volume blowing snow model for use with variable resolution meshes // Water Resources Research. 2020. V. 56. № 2. P. 1–28.
- Meneveau C., Lund T.S., Cabot W.H. A Lagrangian dynamic subgrid-scale model of turbulence // J. Fluid Mech. 1996. V. 319. P. 353–385.
- Monin A.S., Yaglom A.M. Statistical fluid mechanics. Cambridge/Mass: MIT Press, 1971.
- Morinishi, Y., Lund, T.S., Vasilyev, O.V., Moin, P. Fully conservative higher order finite difference schemes for incompressible flow//JournalofComputational Physics. 1998. V. 143. № 1. P. 90–124.
- Mortikov E.V., Glazunov A.V.V., Lykossov V.N. Numerical study of plane Couette flow: turbulence statistics and the structure of pressure–strain correlations // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2019. V. 34. № 2. P. 119–132.
- *Mortikov E.V.* Numerical simulation of the motion of an ice keel in a stratified flow // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. V. 52. № 1. P. 108–115.
- Pomeroy J.W., Male D.H. Steady-state suspension of snow // Journal of hydrology. 1992. V. 136. № 1–4. P. 275–301.
- Pomeroy J.W., Gray D.M., Landine P.G. The prairie blowing snow model: characteristics, validation, operation // Journal of Hydrology. 1993. V. 144. № 1–4. P. 165–192.
- Pomeroy J.W., Li L. Prairie and arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2000. V. 105. № D21. P. 26619–26634.
- Smith J., McLean S.R. Boundary layer adjustments to bottom topography and suspended sediment // Elsevier oceanography series.: Elsevier, 1977. P. 123–151.
- *TkachenkoE.V., DebolskiyA.V., MortikovE.V., GlazunovA.V.* Large-eddy simulation and parameterization of decaying turbulence in the evening transition of the atmospheric boundary layer // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2022. V. 58. № 3. P. 219–236.
- Uttal T., Starkweather S., Drummond J.R., Vihma T., Makshtas, A.P. et al. International arctic systems for observing the atmosphere: An international polar year legacy consortium // Bulletin of the American Meteorological Society. 2016. V. 97. № 6. P. 1033–1056.
- Wamser C., Lykossov V.N. On the friction velocity during blowing snow // Beitrage zur Physik der Atmosphare-Contributions to Atmospheric Physics. 1995. V. 68. № 1. P. 85–94.

Study of Surface Laver Characteristics in the Presence of Suspended Snow Particles Using Observational Data and Large-Eddy Simulation

V. I. Suiazova^{1, 2, 3, *}, A. V. Debolskiv^{1, 2, 3}, E. V. Mortikov^{1, 3}

¹Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Leninskiye Gory, 1, p. 4, Moscow, 119991 Russia ²Obukhov Institute of Atmospheric Physics of Russian Academy of Sciences, Pyzhevskiy per., 3, Moscow, 119017 Russia ³Moscow Center for Fundamental and Applied Mathematics, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia *e-mail·er-riad@mail.com

The snowdrift is a two-phase flow consisting of air and suspended particles. In the presence of snow particles in the air, additional stability appears in the surface layer due to the density gradient. The density gradient reduces turbulence and affects the properties of the surface layer. Therefore, to describe the properties of the flow with included snow particles, additional clarifications are required. A description of the surface layer parameterization with the presence of suspended snow particles is presented in this paper. The formulation of the effect of snow particles consists in reformulation of the Obukhov turbulent length scale. The novel surface layer parameterization allows to take into account the effect of snow particles on turbulent flow and may improve the estimates of friction velocity and boundary-layer height. The parameterization was successfully tested on the observational data. Description of snow particles influence was included in the Large-Eddy Simulation (LES) model. The numerical experiments confirmed an increase in the stability of the surface layer. Mechanism of suspended particles influence on the surface layer is analogous to a thermal stabilization of the turbulent flow, in which negative buoyancy acts to reduce the turbulent kinetic energy.

Keywords: Snow suspension, surface-layer, Large-Eddy Simulation, turbulent length scale, two-phase flows