

# ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СНЕЖНОЙ МЕТЕЛИ ПРИ ПОМОЩИ МОДЕЛИ WRF-ARW

*В.И. Бычкова, В.Л. Перов, К.Г. Рубинштейн*

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр  
Российской Федерации  
er-riad@mail.ru, perov@mecom.ru, k.g.rubin@googlemail.com*

## **Введение**

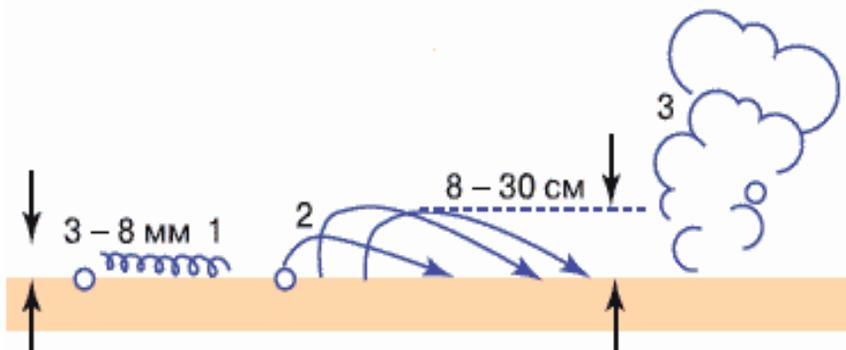
При достижении ветром в приземном слое определенной скорости снег, находящийся на поверхности земли, приходит в движение, подхватываемый ветром. Снежинки, ударяясь о снежную поверхность, разрушают ее и приводят в движение новые массы частиц. Метель – очень сложное природное явление. Ветровой поток с включением снега ведет себя иначе, чем чистый ветер, так как метелевые снежинки влияют на скорость и турбулентность ветра. С точки зрения двухфазной среды метель представляет собой двухфазный поток, состоящий из твердой фазы (снежинки и другие примеси, например, льдинки) и воздушной среды. При метели происходит непрерывный обмен твердой фазы метели со снежной поверхностью. Способы движения и модификации твердой фазы низовой метели весьма разнообразны. Рассмотрим их подробнее [1].

На рис. 1 представлены физические процессы, происходящие во время низовой метели. Перечислим их.

1. Свободная дефляция – перемещение частиц, вызванное непосредственным воздействием ветра. Свободная дефляция имеет три основных разновидности:

а) влечение – скольжение частиц в тонком слое (до одного сантиметра) по снежной поверхности;

- б) сальтация – скачкообразное движение частиц в слое до метра;
- в) диффузия – процесс подъема снежных частиц ветром на значительную высоту, витание снежинок в воздухе.



**Рис. 1. Физические процессы в низовой метели: влечение (1), сальтация (2), диффузия (3).**

По концентрации вовлеченных в процессы частиц абсолютно преобладает процесс сальтации. Однако процесс подъема частиц выше метрового слоя способен также оказывать значительное влияние на теплоощущение человека, его хозяйственную деятельность и пр. Концентрация снежинок, участвующих во влечении невелика, при увеличении скорости потока толщина слоя влечения будет убывать. При дальнейшем рассмотрении метелевого переноса этим процессом мы пренебрежем.

2. Аккумуляция – процесс, обратный дефляции. Он имеет место в чистом виде тогда, когда максимальная транспортирующая способность метели меньше ее физической нагруженности снежными частицами. В этом случае излишек метелевой нагрузки выпадает, образуя новые ветровые снегоотложения.

3. Уравновешенная дефляция реализуется при насыщенности метели, соответствующей ее максимальной транспортирующей способности. В этом случае наступает неустойчивое равновесие между дефляцией и аккумуляцией, а в среднем осуществляется чистый перенос, т. к. процессы компенсируют друг друга.

4. Сублимация. Переход снега в пар, минуя жидкое состояние, происходит и в безветренную погоду, но тогда процесс сравнительно не велик. Во время метели сублимация значительно усиливается и является существенным фактором потерь снега.

Мы рассмотрели основные способы движения твердой фазы метели. Существуют и другие, например вынужденная дефляция, пылеобразование и пр. Опустим их ввиду незначительного вклада в общую концентрацию снежинок или необходимого условия наличия искусственных заграждений (как в случае с вынужденной дефляцией и аккумуляцией) и будем рассматривать только свободную дефляцию, без учета процесса влечения. В данной статье будут рассмотрены только низовые метели.

Как только скорость ветра достигает порогового значения, достаточного, чтобы поднять в воздух снежинки, воздушный поток перестает быть «чистым». Вихревой перенос снежных частиц всегда направлен на уменьшение турбулентности в приземном и пограничном слоях и, как следствие, ведет к увеличению скорости ветра [12].

Основной задачей данного исследования является оценка влияния двухфазности потока воздуха на изменение скорости ветра при наличии метелевого переноса. Будут рассмотрены процессы подъема «несущей» воздушной средой снежных частиц в воздух и их гравитационное оседание. Влияние на скорость ветра двухфазного потока тем значительнее, чем больше концентрация поднятых снежинок. Сублимация снежных частиц, достаточно инверсивная при метели, является основным процессом снижения концентрации общего количества взвешенных частиц. Ввиду того, что в настоящей работе не будут рассмотрены процессы фазовых переходов, количество снежинок при метели будет максимально возможным, т. е. будет исследовано и оценено максимально возможное влияние двухфазности потока на ветровой режим нижнего слоя атмосферы.

### **Критерий начала метели**

При прогнозировании метелевого переноса крайне важно определить пороговое значение скорости ветра, превышение

которого повлечет начало низовой метели. В научной литературе существует несколько методов определения пороговой скорости ветра, рассмотрим три из них.

Первый метод [1, 10] предполагает знание точных физических характеристик снега и воздуха, таких как диаметр снежных частиц, аэросопротивление воздуха и др. Предположительно, этот подход обладает наибольшей точностью, т.к. в основе его лежат физические принципы описания подъема снежных частиц с поверхности. Однако подобное описание требует знания достаточно «тонких» характеристик, которые можно получить только при специальных опытах. Определение диаметра снежных частиц является самостоятельной сложной задачей, требующей создания собственной модели. При оперативном прогнозировании нахождение этого элемента возможно при использовании эмпирических зависимостей между диаметром частиц и плотностью снега или же использование распределения по размеру снежинок. Однако упрощение решения возможно повлечет значительные ошибки.

Второй метод основывается на обобщении данных наблюдений с учетом разбиения снега на несколько типов [2, 5]. В итоге каждому типу снега присваивается свое постоянное значение скорости ветра. Основной недостаток этого подхода – отсутствие непрерывности функции, описывающей зависимость от скорости ветра. Кроме того, при определении типа снега по какому-то выбранному критерию (например, по плотности) возможно ошибочное определение из-за погрешностей в определении плотности.

Третий метод использует эмпирические зависимости между характеристиками среды (температурой, скоростью ветра) и фактом начала низовой метели [7, 9]. Такой подход весьма прост в расчетах, что позволяет существенно сэкономить время прогнозирования. Отметим, что качество прогнозов температуры и скорости ветра, получаемое при работе современных атмосферных моделей, значительно выше, чем качество прогнозов характеристик снега. Однако возникает вопрос о соответствии эмпирических зависимостей реальной метеорологической ситуации.

Для выбора самого достоверного критерия начала метели сравним выбранные методы. Сравнение будет проведено для задачи мезомасштабного краткосрочного прогнозирования низовой метели. В качестве метеорологических полей в работе используются прогнозы, полученные с помощью модели WRF-ARW. При определении наиболее подходящего метода определения критической скорости ветра использованы данные наблюдений о температуре и скорости ветра. Это позволит избежать возможного влияния ошибок прогноза метеоэлементов. Ввиду невозможности получения данных наблюдений о плотности снега, этот элемент взят из расчетов модели WRF-ARW.

Рассмотрим первый метод нахождения критической скорости ветра [1]:

$$V_t = \sqrt{\lg \frac{z_1}{z_0} \cdot \sqrt{2ds_0 \left( \frac{\rho_s}{\rho_a} - 1 \right) g}},$$

где  $d$  – диаметр снежинок;  $z_1$  – уровень сальтации;  $z_0$  – уровень шероховатости;  $s_0$  – концентрация снежных частиц на уровне сальтации;  $\rho_s$  – плотность снега;  $\rho_a$  – плотность воздуха. В качестве указанных величин некоторые авторы предлагают использовать константы (осредненные по наблюдениям величины). Возможно также использовать полуэмпирические расчетные формулы или данные модели, в данном случае – модели WRF-ARW (табл. 1).

Авторами проведены 2 серии экспериментов, в первом из которых использованы константы и данные прогностической информации модели WRF-ARW, во втором – полуэмпирические формулы.

Второй метод определения пороговой скорости основывается на обобщении данных наблюдений с учетом разбиения снега на несколько типов [2, 5]. В табл. 2 представлена классификация снега по плотности и соответствующая каждому типу снега необходимая для начала метели пороговая скорость ветра. В данном случае используется скорость трения.

Таблица 1

**Используемые при расчетах характеристики снега и состояния приземного слоя**

Величина	Константа/модель	Формула
$d$	0,03 см	$d^2 = 0,02 / \rho_s$
$z_0$	WRF-ARW	Теория подобия Монина-Обухова [4]
$z_1$	5 см	$z_1 = 5 \cdot (0,17 \cdot V(z=10) - 0,3)$
$s_0$	0,004 г/см <sup>3</sup>	$s_0 = 0,38 \cdot (1 - V_t / V(z=10)) \cdot 2,5 / u$ **
$\rho_s$	WRF-ARW	
$\rho_a$	WRF-ARW	$\rho_a = PV/RT$

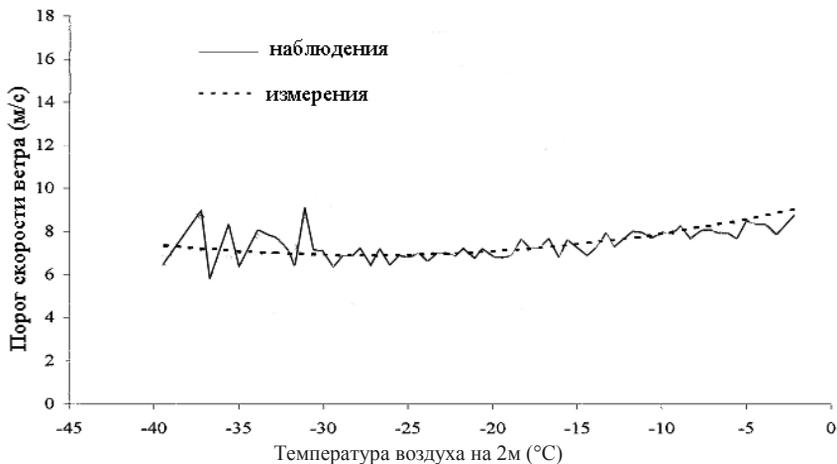
*Примечание:* \*\* Более подробное описание формулы для величины  $s_0$  будет приведено ниже.

Таблица 2

**Классификация снега по плотности и соответствующие ей критические значения скорости трения, необходимые для начала низовой метели**

Тип снега	Плотность снега, г/см <sup>3</sup>	Порог скорости трения, м/с
Сухой, только выпавший	0,01–0,05	0,15
Сухой снег	0,05–0,1	0,22
Уплотненный снег	0,1–0,4	0,4
Залежавшийся снег	0,4–0,7	0,1

Третий метод определения критической скорости ветра использует только температуру воздуха. Предполагается, что температура воздуха выступает в качестве некоего предиктора и характеристики состояния снежного покрова. Натурные наблюдения, проведенные Канадским институтом [9], позволили выявить зависимость значения скорости ветра, при которой начинается метелевый перенос, от температуры воздуха (рис. 2).



**Рис. 2. Зависимость критической скорости ветра, необходимой для начала низовой метели, от температуры воздуха на высоте 2 м.**

Чем ниже температура, тем меньшая скорость ветра достаточна для подъема снежных частиц в воздух. Действительно, при более низкой температуре снег обладает меньшей плотностью и меньшими значениями водного эквивалента. Выпадения твердых осадков при температуре ниже  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  практически гарантирует выпадение сухого, пушистого снега. Однако при более низких температурах в снежной толще активизируются процессы метаморфизма, направленные на фирнизацию снега [6]. Появление достаточно большого количества частиц льда существенно уплотняют снежный покров. По оценкам [9], активный метаморфизм начинается происходить при температурах ниже  $-27,27\text{ }^{\circ}\text{C}$ , соответственно, при дальнейшем падении температуры необходимая скорость ветра для начала метели будет возрастать. Скорость ветра, равная  $6,975\text{ м/с}$ , — минимально возможная скорость начала метелевого переноса. При этой скорости метель начнется только в самых «благоприятных условиях», т. е. при минимальной плотности снега. Предполагается, что такие условия соответствуют температуре, равной  $-27,27\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Полученные закономерности зависимости пороговой скорости ветра от температуры воздуха численно могут быть выражены следующим соотношением [7]:

$$V_t = 6,975 + 0,0033 \cdot (T + 27,27)^2.$$

Предварительные оценки третьего метода выявили неспособность адекватно прогнозировать начало «сухой» (при относительной влажности менее 50 %) низовой метели. Таких случаев не много, однако в каждом из них прогнозируемая скорость ветра была намного больше действительной и наблюдаемый факт метели не прогнозировался. Обзор статей, посвященных обобщению данных наблюдений за характеристиками снежного покрова [3, 8, 9], позволило авторам предложить гибридный метод определения прогнозируемой скорости ветра путем снижения минимально возможного значения скорости ветра при низкой влажности с 6,975 до 3,8 м/с:

при относительной влажности более 50 % 
$$U_t = 6,975 + 0,0033 (T + 27,27)^2;$$

при относительной влажности менее 50 % 
$$U_t = 3,8 + 0,0033 (T + 27,27)^2.$$

Авторами проведено сравнение указанных методов. В качестве данных наблюдений использованы данные канадской метеорологической сети (три штата – Саскачеван, Онтарио и Манитоба) за январь 2013 года. Данные записаны с часовой дискретностью, для каждого срока наблюдений определен тип погоды. На 22 станциях за указанный период наблюдалось 246 случаев низовой метели. Результаты представлены в табл. 3.

Ранее в тексте статьи упоминалось, что при расчете по первому методу будут использованы два варианта получения информации о диаметре снежных частиц, высотах уровней шероховатости и сальтации, концентрации снежных частиц и плотности воздуха. Однако получаемые с использованием этих параметров значения критической скорости ветра очень близки, отличия видны только во втором знаке после запятой. Соответственно, на общие оценки первого метода выбор источника расчетных переменных не повлиял. Авторы статьи рекомендуют в

данном случае использовать константы, что значительно упрощает вычисления.

Таблица 3

**Оценки достоверности прогноза начала низовой метели,  
рассчитанные по трем методам**

	<b>Первый метод</b>	<b>Второй метод</b>	<b>Третий метод</b>
Оправдываемость	0,41	0,29	<b>0,80</b>
Предупрежденность	0,71	0,88	<b>0,85</b>
Лишние тревоги	0,59	0,71	<b>0,20</b>
Пропуск цели	0,29	0,12	<b>0,15</b>
Предупрежденность отсутствия явления	0,94	0,91	<b>0,96</b>
Критерий Пирси	0,66	0,9	<b>0,81</b>

По результатам оценок лучшим оказался гибридный метод расчета критической скорости ветра несмотря на кажущуюся простоту идеи принятия значения температуры как характеристики снежного покрова. Возможно, сравнительно низкие показатели качества первого метода связаны с использованием «тонких» характеристик снежного покрова, при расчете которых могут возникать значительные ошибки. Для получения натуральных данных о диаметре снежных частиц или концентрации снежинок при метели требуются специальные эксперименты, авторы статьи не располагали такими данными для проверки расчетных составляющих первого метода. В дальнейшей работе для определения начала метелевого переноса будет использован гибридный метод расчета критической скорости ветра с учетом относительной влажности воздуха.

**Скорость двухфазного потока при низовой метели**

Задача сводится к нахождению профиля скорости ветра при условии наличия метелевого переноса. Учет двухфазности потока выражен в изменении плотности воздуха. Определим выражение для профиля скорости ветра при условии метелевого переноса.

Согласно теории Мони́на-Обухова [4] в стратифицированном случае скорость трения  $u_*$  будет равна:

$$u_* = \frac{ku(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\left(1 + B\frac{z}{L}\right)}, \quad (1)$$

$$B = \frac{g}{T}, \quad (2)$$

$$L = \frac{\bar{\rho} u_*^3}{kg \rho' w'}, \quad (3)$$

где  $L$  – параметр Мони́на-Обухова, имеющий размерность длины;  $g$  – ускорение свободного падения;  $T$  – фоновая температура;  $k$  – постоянная Кармана;  $\rho$  – плотность. Далее будем рассматривать двухфазную среду, в которой существует воздух и частицы снега. Тогда плотность двухфазной среды будет представлять сумму плотности воздуха  $\rho_a$  и плотности снега  $\rho_s$  с учетом концентрации снежных частиц  $S$ :

$$\bar{\rho} = \bar{\rho}_a (1 - S) + \bar{\rho}_s S = \bar{\rho}_a (1 + \tau S), \quad \tau = \frac{\rho_s + \rho_a}{\rho_a}, \quad (4)$$

$$\overline{S'w'} = \overline{\rho'w'} (1 - \bar{S}) + \bar{\rho}_a \tau \overline{S'w'}. \quad (5)$$

Первым слагаемым в уравнении (5) можно пренебречь при условии устойчивой стратификации. При условии двухфазности потока мы вполне можем воспользоваться этим предположением. Тогда

$$L = \frac{(1 + \tau \bar{S}) u_*^3}{kg \tau \overline{S'w'}}. \quad (6)$$

Вертикальные пульсации концентрации снежных частиц  $\overline{S'w'}$  можно представить в виде:

$$\overline{S'w'} = -K_s \frac{dS}{dz}, \quad (7)$$

где  $K_s$  – коэффициент турбулентности для снежных частиц,  $K_s = ku_* z$ .

Пульсации скорости определим как скорость оседания частиц  $w_s$  по формуле Стокса:

$$K_s \frac{dS}{dz} = -w_s S, \quad (8)$$

$$w_s = \frac{\tau g d^2}{18\mu}, \quad (9)$$

где  $d$  – диаметр частиц (предположительно знаем исходя из типа снега, определенного по его температуре и плотности);  $\mu$  – вязкость воздуха (предположительно тоже знаем). Решение уравнения (8) имеет вид:

$$S(z) = S_s \left( \frac{z}{z_s} \right)^{-\omega}, \quad \omega = \frac{w_s}{ku_*}, \quad (10)$$

где  $S(z)$  – концентрация частиц на уровне  $z$ ;  $S_s$  – концентрация частиц на нижнем уровне  $z_s$ . Нижний уровень назовем уровнем сальтации. Определение нижнего уровня будет приведено ниже.

Предположив, что  $S_s$  величина известная, получим искомое уравнение для скорости ветра при метели:

$$u(z) = u_s + \frac{(1 + \alpha) u_*}{k} \ln \frac{z}{z_s}, \quad (11)$$

где  $\alpha = \frac{Bgk^2 z_s \tau S_s}{(1 + \tau S_s) \mu_*^2}$ .

Это уравнение имеет смысл решать при условии наличия низовой метели. Определения факта наличия может быть рассчитано через пороговую скорость, о чем будет сказано дальше.

Таким образом, при известных величинах  $S_s$ ,  $d$ ,  $\mu$ ,  $T$ ,  $\rho_a$ ,  $\rho_s$  профиль скорости ветра при наличии метелевого переноса определен. Величины  $d$ ,  $\mu$ ,  $T$ ,  $\rho_a$ ,  $\rho_s$  с разной степенью точности известны. Величина  $S_s$  может быть задана следующим

способом [7]. В задании граничных условий к этой модели для отношения смеси снежных частиц на уровне сальтации  $q_s$  (кг/кг) задается эмпирическое соотношение

$$q_s = \frac{0,385 \left(1 - \frac{U_t}{U_{10}}\right)^{2,59}}{u_*}, \quad (12)$$

где  $U_t$  – порог скорости ветра, необходимый для начала метели;  $U_{10}$  – скорость ветра на высоте 10 м;

$$U_t = 6,975 + 0,0033 (T + 27,27)^2. \quad (13)$$

Высота сальтации определяется из эмпирического соотношения [11]:

$$\frac{z_1}{z_0} = C.$$

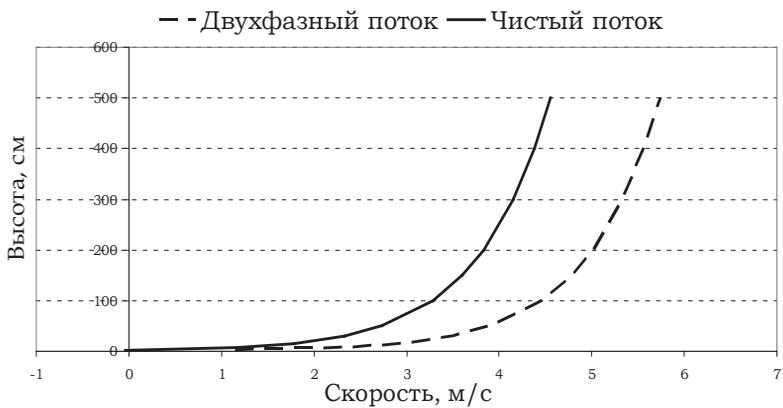
Параметр  $C$  может принимать значения от 5 до 9 в зависимости от температуры окружающего воздуха. Таким образом, находя концентрацию взвешенных частиц снега и подставляя в уравнения для скорости двухфазного потока, получим профиль скорости ветра.

На рис. 3 в качестве примера приведены рассчитанные концентрации снежинок и профиль скорости ветра при двухфазном и «чистом» потоке. На высоте 5 м разница составила 1,6 м/с.

Рассмотрим более подробно изменение скорости ветра со временем при метелевом переносе. На рис. 4 приведены графики скорости ветра, полученной по наблюдениям, скорости ветра, рассчитанной по предложенной методике с учетом двухфазности потока и скорости ветра, полученной в ходе расчетов модели WRF-ARW. Разрешение модели составило 5 км, выдача данных производилась через каждый час. Синими вертикальными линиями показана продолжительность наблюдаемой на станции низовой метели. Все случаи метели относятся к январю 2013 года, станция «Киндрслей».

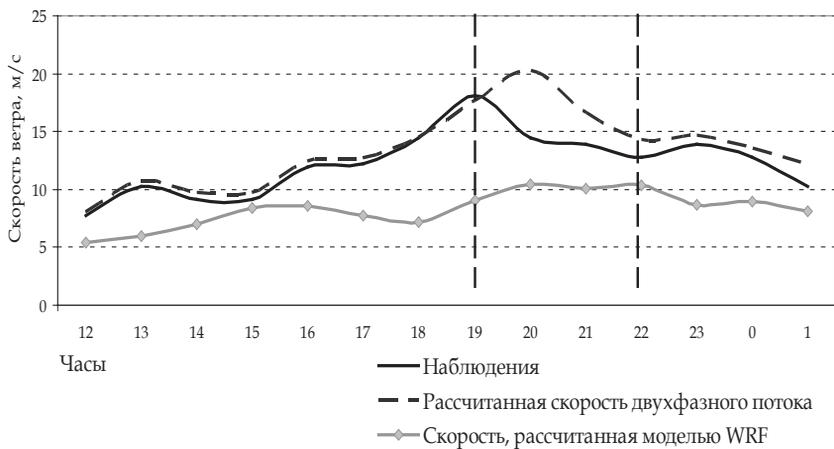


а)



б)

**Рис. 3. Концентрация снежных частиц при метели (а), скорость ветра при двухфазном и «чистом» потоке, рассчитанная для случая низовой метели, зафиксированной 23.01.2013 г. на станции «Киндрслей», Канада (б).**



а)



б)



в)



г)

**Рис. 4. Скорость ветра на 10 м при низовой метели, построенная по данным наблюдений, полученная в ходе расчетов с учетом двухфазной среды и полученная в ходе расчетов модели WRF-ARW. Временные интервалы: с 12 ч 8 января по 1 ч 9 января (а), с 19 ч 10 января по 7 ч 12 января (б), с 10 ч 18 января по 10 ч 20 января (в), с 0 ч 29 января по 8 ч 30 января 2013 года (г).**

Во всех представленных случаях начала метели скорость ветра, полученная в ходе работы модели WRF-ARW ниже наблюдаемой. Средняя ошибка составила 2,5 м/с. Модель в целом улавливает основной характер изменения скорости ветра, что особенно заметно на рис. 4 в и 4 г. Коэффициент корреляции рядов – 0,6. В целях улучшения качества прогноза ветра при начале низовой метели планируется включить в численную схему расчета модели WRF-ARW метод, описываемый в данной статье.

### **Заключение**

В работе рассмотрены основные физические принципы возникновения и эволюции низовой метели как двухфазного потока. Двухфазность потока учитывается путем включения в расчетные формулы для скорости ветра в приземном слое атмосферы общей плотности двухфазного потока. Результаты расчетов по предложенному алгоритму подтверждают теорию о увеличении скорости ветра при низовой метели ввиду уменьшения турбулентности. Оценен вклад влияния наличия взвешенных снежных частиц на изменение скорости ветра. В среднем увеличение скорости потока на 10 м составляет 1,6 м/с, максимальные различия могут составлять 3,2 м/с.

Рассмотрены три основных подхода к определению критического порога скорости ветра, превышение которого ведет в начале метели. По данным канадской синоптической наблюдательной сети рассчитаны показатели качества каждого из подходов. Анализ результатов оценок, а также анализ результатов наблюдений позволил авторам предложить гибридный метод расчета критической скорости в зависимости от влажности воздуха. Качество расчетов по новому методу превосходит остальные рассмотренные.

Указанный в работе численный алгоритм рассмотрения возникновения и развития низовой метели позволяет с 80%-ой оправдываемостью прогнозировать факт начала метели, а также учитывать увеличение скорости ветра при метелевом переносе ввиду уменьшения турбулентности.

### Список использованных источников

1. Дюнин А.К. Механика метелей. –Новосибирск: Сибирское отделение АН СССР, 1963. – 376 с.
2. Грей Д.М., Мэйл Д.Х. Снег. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 737 с.
3. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 179 с.
4. Монин А.С. Обухов А.М. Основные принципы турбулентного перемешивания приземного слоя атмосферы // Труды Института физики атмосферы. – 1954. – Вып. 151. – С. 163–187.
5. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. – М.: АН СССР, 1945. – 120 с.
6. Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учётом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII, № 4. – С. 69–79.
7. Dery S., Yay M.K. A BULK blowing snow model. – Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, 805 Sherbrooke St. W., Montréal, Québec, H3A 2K6 Canada, 1999.
8. Dery S., Yay M.K. Simulation of blowing snow the Canadian Arctic using a double-moment model. – Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, 805 Sherbrooke St. W., Montréal, Québec, H3A 2K6 Canada, 2000.
9. Long L., Pomeroy J. Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data division of hydrology. – University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, 205-2012. №23, 1996, Canada.
10. Saton K, Shuhei T. Threshold wind velocity for snow drifting as a function of terminal fall velocity of snow particles // Bulletin of Glaciological Research. – 2006. Vol. 23. – P. 13-21.
11. Takeshi S., Kenji K., Sato A. et al. Estimation of Blowing Snow and Related Visibility Distributions above Snow Covers with Different Hardness. – National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention Tokamachi, Shinjo, Yamagata 996-0091, Japan.
12. Wamser S, Lykossov V.N. On the Friction Velocity during Blowing Snow // Contributions to Atmospheric Physics. – 1995. – Vol. 68, N 1. – С. 85–94.

*Поступила в редакцию 08.12.2014 г.*