

В.И. Бычкова, Р.Ю. Игнатов, К.Г. Рубинштейн

АНАЛИЗ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ПО РАСЧЕТАМ МОДЕЛИ WRF-ARW В ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ

V.I. Buichkova, R.Yu. Ignatov, K.G. Rubinstein

THE ANALYSIS OF THE SURFACE HEAT FLUX USING THE RESULTS OF SIMULATIONS WITH THE WRF-ARF MODEL IN THE POLAR REGIONS

Работа посвящена выбору оптимальной конфигурации модели. Для этой цели были реализованы эксперименты на полярной версии модели WRF с различным набором параметризаций. Модель валидировалась с использованием уникальных данных наблюдений на дрейфующих станциях Северный полюс-35 и Северный полюс-36 в Арктическом регионе. Выбор наиболее успешной конфигурации позволил перейти к моделированию и оценкам более сложных метеорологических параметров, таких как характеристика обмена теплом и влагой. В настоящей статье опубликованы результаты анализа сравнения турбулентных потоков, полученных в ходе численных экспериментов и рассчитанных на основе измерений на дрейфующих станциях.

Ключевые слова: модель WRF, параметризация радиационных процессов, турбулентные потоки подстилающей поверхности.

Presented work is devoted to definition the optimum configuration of WRF model. For this purpose experiments with the polar version of model WRF with a various set of parameterizations have been realized. Model was validated using unique dates given of drifting stations the North Pole – 35 and the North Pole – 36 in the Arctic region. The choice of the most successful configuration has allowed us to pass to modeling and estimations of more difficult meteorological parameters such as characteristics of heat and a moisture exchange. In the present article results of comparison the turbulent fluxes received during numerical experiments and calculated on measurements at drifting stations are published.

Key words: model WRF, parameterization of radiation processes, surface turbulent flux.

1. Введение

Основной задачей работы является сравнение результатов, полученных в ходе численных экспериментов с региональной моделью WRF (Weather Research Forecast, USA [22]) с уникальными данными наблюдений на дрейфующих станциях Северный полюс-35 и Северный полюс-36 в Арктике. Все наблюдения на станциях выполнены сотрудниками АНИИ [21].

Основное внимание в работе уделено описанию и оценке характеристик энергообмена атмосферы с подстилающей поверхностью.

Предварительно был выполнен ряд оценок прогнозов с помощью стандартной версии модели, результаты которых приведены в работе [3]. Анализ показал, что качество прогнозов стандартной версии весьма низкое. В работах [1, 3] показано, что результаты, полученные по полярной версии, заметно выше, чем

по стандартной.

Следующая часть работы, но также предварительная, посвящена определению конфигурации модели, при которой будут минимальны ошибки метеорологических параметров в Арктической области. Под термином «конфигурация» имелось в виду определение методов параметризации физических процессов и пространственное разрешение. Для этой цели были реализованы эксперименты на полярной версии модели WRF-ARW с различным набором параметризаций радиации, приземного и пограничного слоя и различным пространственным разрешением.

В настоящей статье опубликованы результаты анализа сравнения потоков, полученных в ходе численных экспериментов и рассчитанных на основе измерений на дрейфующих станциях.

2. Выбор оптимальной конфигурации модели

После предварительной оценки качества численных экспериментов полярной версии модели WRF и сравнения со стандартной версией [1, 3] приведем анализ физических процессов в атмосфере в Арктике. Одна из задач представленной работы – сравнение с наблюдаемыми значениями составляющих теплового баланса на подстилающей поверхности, а именно потоков явного и скрытого тепла. Для успешного численного расчета моделью этих величин требуется хорошее качество полей температуры, влажности (удельной) и скорости ветра. Первой целью данной работы является подбор той конфигурации модели, при которой ошибки указанных метеорологических полей и их градиентов будут минимально возможными.

В качестве расчетной области был выбран прямоугольник, ограничивающий область с координатами по широте 70–90° с.ш. и долготе 0–360° в.д. (рис. 1). По горизонтали шаг составлял 10 км, по вертикали модельная атмосфера была разбита на 40 слоев от поверхности до 10 гПа, использовалась полярная стереографическая проекция. Временной шаг работы модели – 60 с.

Расчёты велись с 12 ч 4 апреля до 23 ч 30 апреля 2009 г.

Было проведено пять серий численных экспериментов с различными параметризациями радиации, пограничного и приземного слоев.

Каждой серии экспериментов присвоен свой трехзначный индекс. Расшифровка индексов представлена ниже.

Параметризации радиации (Р): 1 – Схема Дудья [11] (Рд), 2 – Схема RRTMG [17] (Рр).

Параметризации турбулентности в приземном слое атмосферы (Т): 1 – Схема Мони́на–Обухова–Яни́ча [13] (Тмо), 2 – параметризация Мелора–Ямады–Наканиши [15, 16] (Тмя).

Параметризации пограничного слоя (П): 1 – Схема Мелора–Ямады–Яни́ча [15] (Пя), 2 – трехмерная схема Мелора–Ямады–Наканиши [20] (Пн), 3 – Схема Бужо и Лакаррера [9] (Пб).

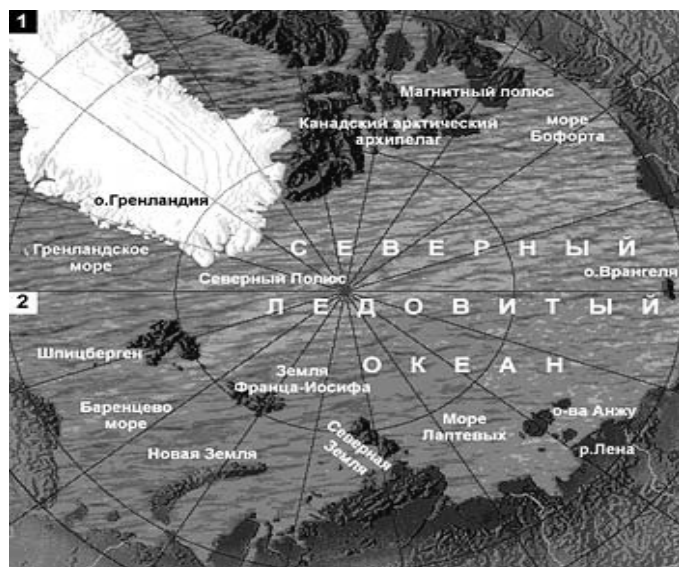


Рис. 1. Расчетная область

В качестве параметризации процессов на поверхности и в почве использовалась параметризация NOAH, хорошо себя зарекомендовавшая в ряде работ [7, 8].

Подробное описание параметризации представлено в работе [2].

В качестве начальных и граничных условий использовался анализ NCAR (Национальный центр Атмосферных Исследований), который имеет в данном случае горизонтальное разрешение $0,5^\circ$, временное – 6 ч, вертикальное – 23 стандартные изобарические поверхности. Начальные и граничные условия интерполировались на выбранную сетку расчетных областей. Граничные условия обновлялись каждые 6 ч. Модель интегрировалась на 60 ч. Чтобы не учитывать при валидации время привыкания модели к начальным данным, первые 12 ч прогноза не учитывались. Для этого прогнозы рассчитывались с 12-часовым «перекрытием». При таком сопоставлении прогнозов в единый временной ряд смена начальных условий происходит каждые 48 ч. Результаты численных экспериментов записывались каждый час, с такой же дискретностью рассчитывались ошибки прогнозов.

Перейдем к сопоставлению стационарных и модельных данных. Данные дрейфующих станций меняли со временем свое местоположение, и при расчетах оценки модельные значения выбирались из разных, но ближайших к положению станции узлов расчетной сетки. Результаты сравнения прогнозов с 3 по 30 апреля представлены в табл. 1.

Можно видеть, что во всех случаях начальные данные содержат ошибки, сравнимые с ошибками прогнозов.

Анализ полученных результатов позволяет выбрать лучший эксперимент – «РrТмоПб», со следующим набором параметризаций: схема Мони́на–Обухова–

Янича и схема Бужо–Лакаррера. В качестве иллюстрации к табл. 1 приведем графики наблюдавшейся температуры на высоте 2 м, температуры, рассчитанной в модели и принятой в качестве начальных данных модели WRF.

Таблица 1

Оценки прогнозов температуры, влажности и скорости ветра

Индексы	T2		T8		Q2		Q8		W10	
	Δ	D	Δ	D	Δ	D	Δ	D	Δ	D
NCAR	5,4	10,3	–	–	–	–	–	–	2,7	3,2
РдТмяПн	7,0	14,8	6,3	14,6	0,14	0,04	0,14	0,04	1,4	1,9
РрТмоПя	3,8	11,9	3,4	8,2	0,21	0,14	0,18	0,13	1,4	1,5
РрТмоПб	3,1	11,4	3,0	8,1	0,16	0,05	0,17	0,04	2,4	2,1
РрТмяПн	4,0	11,7	3,4	8,4	0,25	0,11	0,24	0,14	1,6	2,2
РрТмоПя	3,9	11,5	3,5	8,5	0,28	0,12	0,27	0,14	1,9	2,2

Примечания: Δ – средняя абсолютная ошибка; D – временная дисперсия ошибки; T2 и T8 – температура на высоте 2 и 8 м; Q2 и Q8 – удельная влажность на 2 и 8 м и W10 – скорость ветра на высоте 10 м.

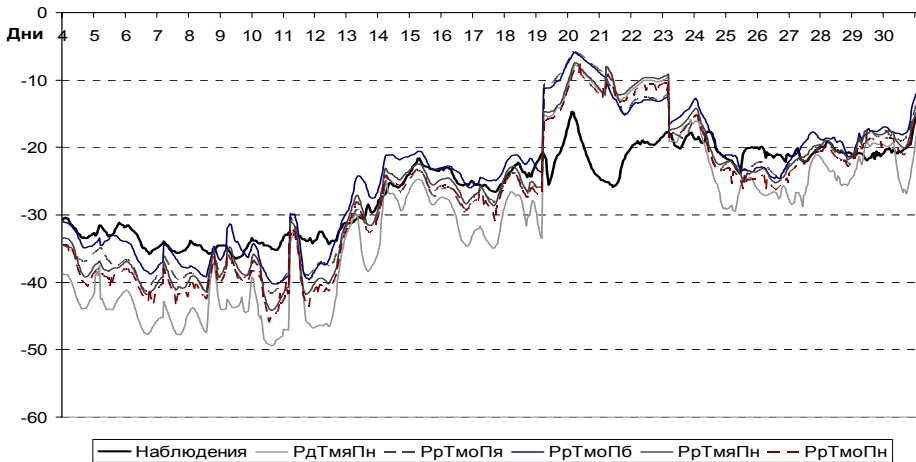


Рис. 2. Изменение наблюдавшейся на дрейфующей станции температуры на высоте 2 м и температуры (в °С), полученной в результате 5 численных экспериментов с моделью WRF на высоте 2 м (в °С) за период с 4 по 30 апреля 2009 г.

На рис. 2 показано, что данные эксперимента «РрТмоПб» имеют наименьшие ошибки по сравнению с другими экспериментами. В ряде статей [8, 10, 14], посвященных валидации модели WRF в арктических и антарктических областях, авторы рекомендуют использовать параметризацию пограничного слоя Монина–Обухова–Янича, что соответствует эксперименту «РрТмоПб». Все рассчитанные коэффициенты корреляции, характеризующие степень связи между модельными и реально наблюдающимися значениями, лежат в пределах от 0,82 до 0,91.

На рис. 2 заметно резкое (более чем на 10 °С) увеличение температуры воздуха, полученной в ходе всех численных экспериментов. Такое же повышение значений прослеживается и во временном изменении удельной влажности. Ска-

чок произошел 19 апреля в 00 ч – в этот момент наблюдается смена начальных полей модели WRF. Резкое возрастание температуры и влажности можно объяснить изменением свойств подстилающей поверхности при переходе на новые начальные данные. На представленном ниже графике (рис. 3) приведено изменение маски льда, содержащейся в начальных данных (0 соответствует воде) на характерной широте – 87,8 °С с.ш.

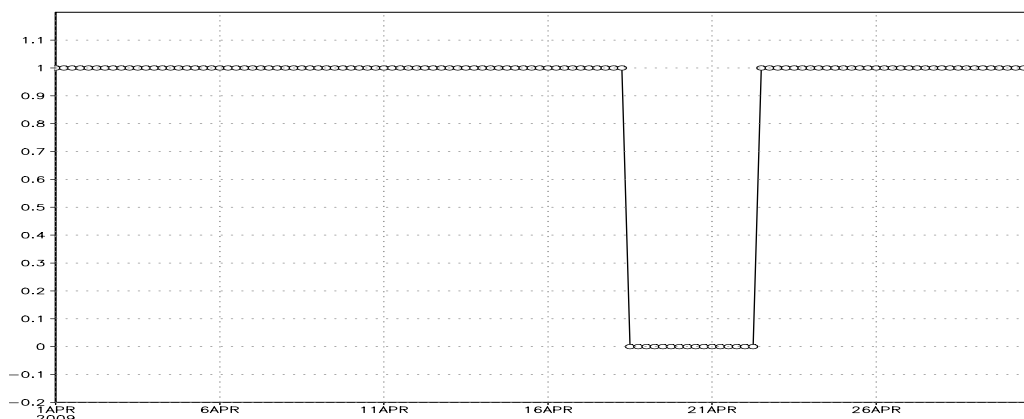


Рис. 3. Маска льда

Отчетливо видно, что с 19 числа образовалась область открытой воды, отепляющее влияние которой наблюдается на графиках температуры. Дрейфующая же станция находилась на значительном расстоянии от участков открытой воды, поэтому на натурные наблюдения отепляющего влияния не сказалось. Прогностическая региональная модель WRF не предназначена для интегрирования на длительный срок. Предполагается, что за характерное время расчета модели (2-3) дня существенных изменений в подстилающей поверхности не произойдет. Поэтому блок таяния льда отсутствует. И всю информацию об изменениях в ледовой границе модель считывает из начальных данных.

В условиях резко изменяющихся характеристик поверхности целесообразней использовать результаты прогнозов, подвергнутые процедуре билинейной интерполяции сеточных значений в точки станции. В данном случае среднее по площади среднеквадратическое отклонение для температуры составило 1,5–1,7 °С, потоков явного и скрытого тепла 5,6–6,3 и 3,4–4,8 Вт/м² соответственно, скорости ветра – 0,6–1,2 м/с. Полученные величины при достаточно большой площади осреднения (расчетная область – см. рис. 1) позволяют производить билинейную интерполяцию. Часть модельных расчетов с влиянием полыньи при анализе среднеквадратического отклонения и в дальнейших оценках не учитывалась (с 19 числа 00 ч по 23 число 00 ч апреля 2009 г.), так как в наблюдениях участок открытой воды отсутствовал и его появление связано не с работой модели, а с начальными данными. После пересчета результаты повторно подверглись оценке.

Таблица 2

Оценки проинтерполированных в точки станции значений прогнозов температуры на уровнях $T2 - 2$ м, удельной влажности $Q2 - 2$ м и скорости ветра $W10 - 10$ м. Шаг модели 10 км

Индексы	$T2$		$Q2$		$W10$	
	Δ	D	Δ	D	Δ	D
РдТмяПн	5,4	7,8	0,14	0,04	1,2	1,7
РрТмоПя	2,6	2,9	0,21	0,14	1,2	1,4
РрТмоПб	2,1	2,4	0,16	0,05	2,2	1,9
РрТмяПн	3,0	3,2	0,25	0,11	1,3	2,0
РрТмоПн	2,9	3,3	0,28	0,12	1,7	2,0

Примечания: Δ – средняя абсолютная ошибка; D – временная дисперсия ошибки.

Проведенная процедура позволила улучшить качество численных результатов. При лучшем просчете (эксперимент «РрТмоПб») ошибка составила $2,1^\circ\text{C}$, при средней температуре -26°C . Для оценок в точках это весьма хороший результат. Во всех случаях качество начальных данных улучшается. Следует обратить внимание на тот факт, что в полярных областях качество реанализа из-за практически полного отсутствия наблюдений не может быть хорошим.

Но и при интерполяции не удалось избежать отепляющего влияния участков открытой воды. Неоднородность поверхности требует увеличение пространственной дискретности. Был реализован ряд численных экспериментов конфигурации «РрТмоПб» с шагом 2 км. Размер расчетной области и другие параметры модельных расчетов не изменены. Анализ полученных значений представлен в табл. 3. Для обеспечения лучшей точности проводилась процедура интерполяции в точку с координатами станции.

Таблица 3

Оценки проинтерполированных в точки станции значений прогнозов температуры на уровнях $T2 - 2$ м и $T8 - 8$ м, удельной влажности $Q2$ и $Q8$ на тех же высотах и скорости ветра $W10 - 10$ м. Шаг модели 10 км

Индекс	$T2$		$T8$		$Q2$		$Q8$		$W10$	
	Δ	D	Δ	D	Δ	D	Δ	D	Δ	D
РрТмоПб	1,8	2,2	1,8	2,3	0,1	0,02	0,1	0,02	1,3	1,9

Примечания: Δ – средняя абсолютная ошибка; D – временная дисперсия ошибки

При уменьшении пространственной дискретности удалось значительно приблизить численные результаты к наблюдавшимся значениям. Увеличилась точность как средних величин, так и показателей разброса – дисперсии. Качество прогнозируемых величин по сравнению экспериментами с шагом с 10 км улучшилось более чем на 40 %. Таким образом, показано, что, несмотря на кажущуюся однородность снежных пространств, уменьшение дискретности улучшает качество численных экспериментов.

3. Расчет турбулентных потоков по империческим данным

Турбулентные потоки тепла и влаги рассчитывались на основе теории подобия Монина–Обухова. Теория подробно изложена в ряде работ [4–6], поэтому

мы лишь ограничимся основными расчетными формулами:

$$H = -\Theta_* \chi c_p \rho U_*; \quad (1)$$

$$LE = -\rho L q_* U_*; \quad (2)$$

где H , LE – вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла; E – скорость испарения, кг/м²с; L – количество энергии, необходимой для испарения 1 кг воды, Дж/кг; C_p – теплоемкость при постоянном давлении; ρ – плотность; χ – постоянная Кармана; U^* – динамическая скорость; θ_* и q^* – масштабы потенциальной температуры и влажности.

В случае безразличной стратификации

$$\Delta U = \frac{U_*}{\chi} \ln \frac{z_2}{z_1}; \quad (3)$$

$$\Delta \theta = \theta_* \ln \frac{z_2}{z_1}; \quad (4)$$

$$\Delta q = q_* \ln \frac{z_2}{z_1}, \quad (5)$$

где ΔU , $\Delta \theta$ и Δq – разницы скорости ветра, потенциальной температуры и удельной влажности соответственно на двух вертикальных уровнях (z_1 и z_2). Для ветра $z_1 = 2$ м, $z_2 = 10$ м, для температуры и влажности $z_1 = 2$ м $z_2 = 8$ м.

В случае устойчивой стратификации:

$$\Delta U = \frac{U_*}{\chi} \left(\ln \frac{z_2}{z_1} + \beta_u \frac{z_2 - z_1}{L} \right); \quad (6)$$

$$\Delta \theta = \theta_* \left(\ln \frac{z_2}{z_1} + \beta_\theta \frac{z_2 - z_1}{L} \right); \quad (7)$$

$$\Delta q = q_* \left(\ln \frac{z_2}{z_1} + \beta_\theta \frac{z_2 - z_1}{L} \right); \quad (8)$$

$$L = \frac{U_*^2}{\theta_* B \chi^2}; \quad (9)$$

$$B = \frac{g}{T}, \quad (10)$$

где L – параметр Монина–Обухова, имеющий размерность длины; g – ускорение свободного падения; T – фоновая температура; β_u и β_θ – константы, равные [19] 2,1, 3,2 соответственно.

В качестве критерия устойчивости выбрано динамическое число Ричардсона (Ri), рассчитываемое по формуле:

$$Ri = \frac{g}{\theta_r} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}. \quad (11)$$

Здесь θ_r – фоновая потенциальная температура, остальные обозначения общепринятые.

В работе [18] приняты следующая дифференциация устойчивости с использованием параметра Ричардсона:

$Ri \geq 0,2$ – сильно устойчивая стратификация;

$0,2 > Ri > 0$ – устойчива стратификация;

$Ri = 0$ – безразличная стратификация.

На графике (рис. 4) представлено рассчитанное по приведенной формуле число Ричардсона.

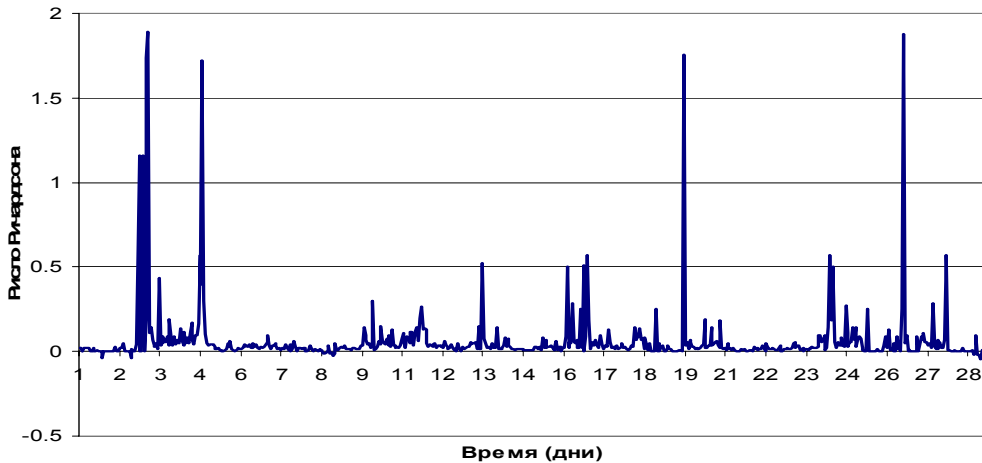


Рис. 4. Изменение числа Ричардсона за период с 1 по 29 апреля 2009 г.

В условиях зимнего типа погоды практически всегда наблюдается устойчивая стратификация. Случаи с отрицательным числом Ричардсона крайне редки, причем их значения по модулю составляют тысячные доли единицы. Случаи с сильно устойчивой стратификацией ($Ri \geq 0,2$) составляют 6 %.

В работе, посвященной турбулентному режиму приземного слоя в условиях сильно устойчивой стратификации [19] при определении потоков явного и скрытого тепла используются дополнительные параметры, позволяющие учесть степень устойчивости атмосферы. Согласно указанной статье [19] формулы расчета u^* и θ^* приобретают вид:

$$U_* = \frac{\chi \Delta U + \chi a_u N(z_2 - z_1)}{\left(\ln \frac{z_2}{z_1} + \beta_u \frac{z_2 - z_1}{L}\right)} \quad (12, 13)$$

$$\theta_* = \frac{\chi \Delta \theta}{\left(\ln \frac{z_2}{z_1} + C_o \frac{z_2 - z_1}{L} + C_o C_N \frac{Fr^3(z_2 - z_1)}{L}\right)}$$

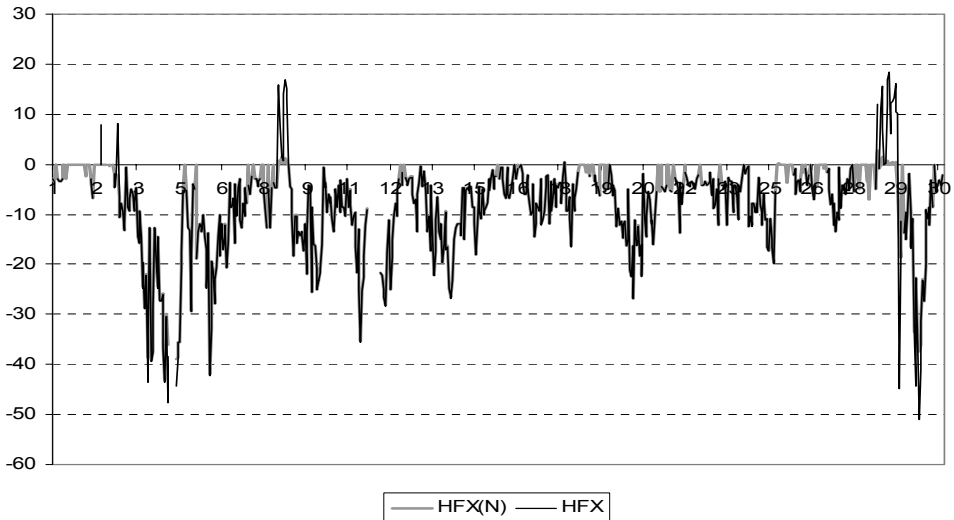
N – частота Брента–Вейселя; Fr – число Фруда; C_o, C_N – константы, определенные как 3,2 и 3,6:

$$N^2 = \left(B \frac{\partial \theta}{\partial z} + 0,61g \frac{\partial \theta}{\partial z} \right), \quad (14)$$

$$Fr = \frac{LN}{U_*}. \quad (15)$$

Авторы статьи рекомендуют при расчетах турбулентных потоках в случаях $Ri \geq 0,2$ использовать введенные уточнения. Поскольку частота Брента–Вейселя и число Фруда учитывают характер стратификации, то приведенными формулами можно пользоваться при различных типах устойчивости атмосферы.

По двум описанным методикам (классической и с учетом частоты Брента–Вейселя) были рассчитаны численные значения и направления переноса тепла и влажности. Результаты работы проиллюстрированы на графике (рис. 5, а, б). Переменные с индексом (N) соответствуют варианту по методике, описанной в статье [19].



a

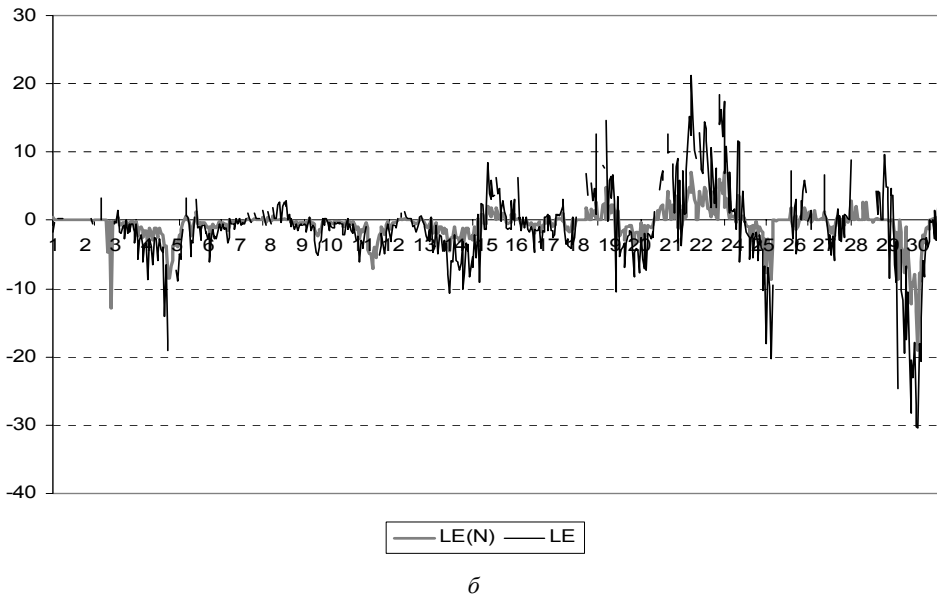


Рис. 5. Потоки явного (а) и скрытого (б) тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$), рассчитанные по эмпирическим данным за период с 1 по 30 апреля 2009 г.

Вертикальная ось направлена вверх, соответственно, если значения величин явного и скрытого тепла отрицательные, то поток направлен к земле. Подход к расчету турбулентных потоков с использованием параметров, включающих в себя данные о стратификации, представляется более правильным. Учет устойчивости атмосферы особенно важен при больших значениях числа Ричардсона. В этом случае наблюдаются большие различия в значениях турбулентных потоков. Принимая во внимание вышесказанное, при дальнейшем сравнении с результатами численных экспериментов модели WRF будут использованы значения турбулентных потоков, вычисленных с привлечением формул (12) и (13).

Для анализа качества полей турбулентных потоков, рассчитанных моделью WRF, рассчитана абсолютная ошибка (Δ) и ее дисперсия (D). В табл. 4 представлены полученные результаты экспериментов с 10-километровым пространственным шагом, конфигурация которых описана в предыдущих разделах. Для анализа брался ближайший модельный узел.

Средние ошибки потоков явного и скрытого тепла всех численных экспериментов не отличаются большим разбросом. Несмотря на то, что в расчетах, обозначенных индексом «122», занижена температура воздуха, их ошибки незначительно отличаются от ошибок других экспериментов. Хорошая степень точности показателей влажности, рассчитанных вариантом «122», обусловила наименьшие ошибки в потоках скрытого тепла. Четко прослеживается зависимость качества прогноза от выбора параметризаций. Так, наиболее близко к эм-

пирическим данным потоки явного тепла рассчитала параметризация приземного слоя, обозначенная индексом «2» (Монина–Обухова–Янича).

Таблица 4

Оценки прогнозов турбулентных потоков явного (HFX) и скрытого (QFX) тепла (Вт/м²).

Шаг модели 10 км

Индексы	HFX		QFX	
	Δ	D	Δ	D
РдТмяПн	13,2	80,0	2,8	7,3
РрТмоПя	9,0	57,0	2,6	8,6
РрТмоПб	8,4	48,0	2,8	11,1
РрТмяПн	13,0	65,0	2,7	11,1
РрТмоПн	11,6	61,0	3,1	8,2

Примечания: Δ – средняя абсолютная ошибка; D – временная дисперсия ошибки.

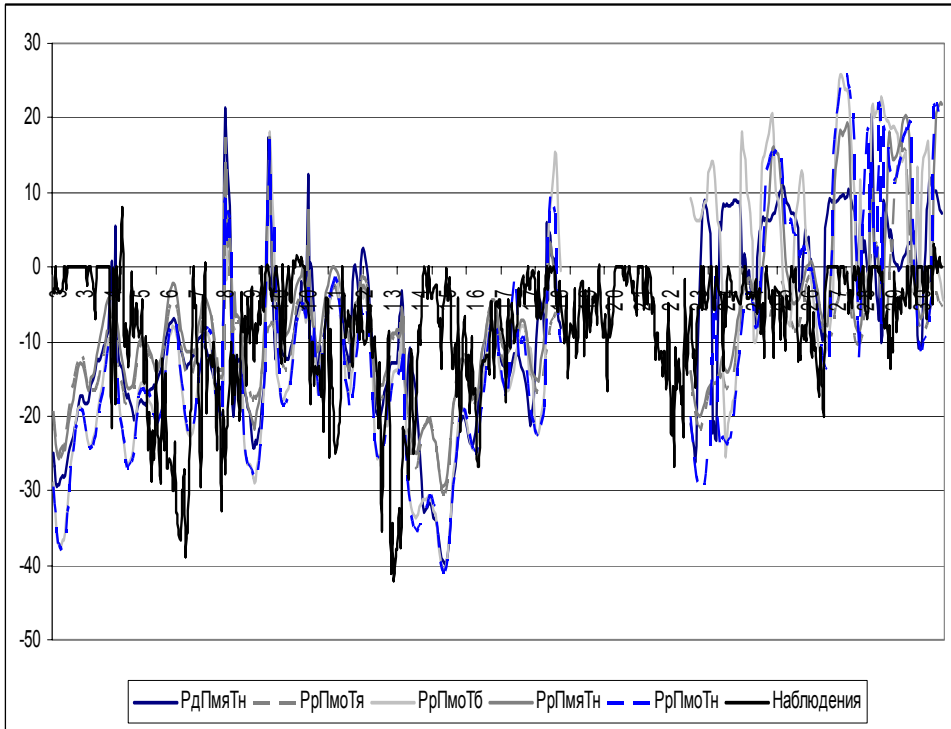
Проиллюстрируем табл. 4 графиками временного хода потоков тепла и влаги. Период с 19 по 21 апреля не рассматривался из-за вышеописанного влияния полярности.

Вертикальная ось направлена вверх, соответственно если значения величин явного и скрытого тепла отрицательные, то поток направлен к земле. Практически на протяжении всего анализируемого интервала эмпирические значения отрицательны, что характерно для устойчивой стратификации. Уменьшение модуля турбулентных величин 13–29 апреля объясняется влиянием облачности.

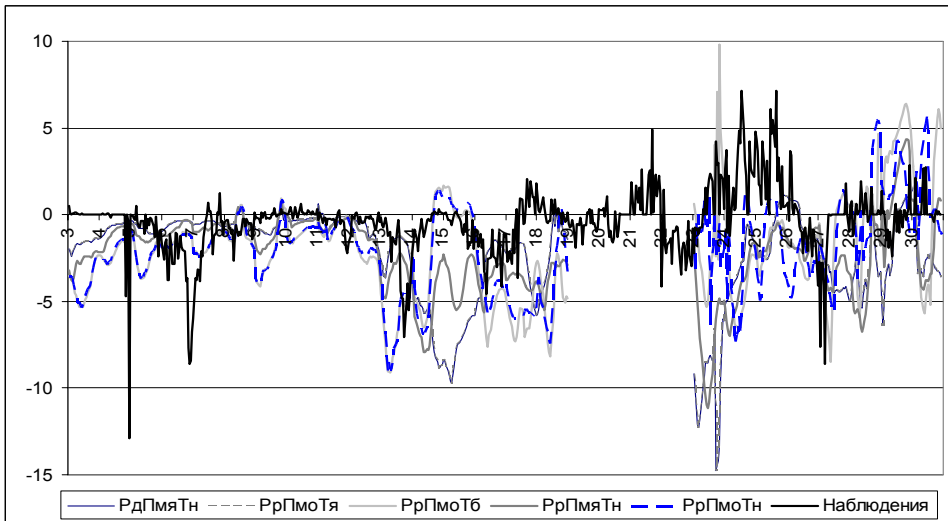
При оценке потоков важным является не столько приближенное к реальным значениям их модуля, сколько правильное воспроизведение моделью направления переноса тепла. На графике легко заметить, что полученные в результате экспериментов значения не всегда обладают тем же знаком, что и наблюдаемые. Основные различия в потоках явного и скрытого тепла принадлежат последней четверти анализируемого временного интервала. Так же велики они и в начале апреля. Подобная закономерность может быть объяснена зависимостью качества воспроизведения моделью потоков от характера устойчивости атмосферы. В указанные периоды (3–4 и 24–28 апреля) отмечены случаи, характеризующиеся большим значением числа Ричардсона (более 0,2). Таким образом, можно заключить, что точность прогноза полей турбулентных потоков падает при сильно устойчивой стратификации.

На графике временных колебаний потоков явного тепла (рис. 6) хорошо заметны случаи с положительным направлением полученных численным способом потоков (8–9 апреля). Эмпирические же значения в этот временной промежуток остаются отрицательными. Однако классический метод Монина–Обухова в указанном периоде также показал положительные величины потока явного тепла в 10–15 Вт/м².

Коэффициенты корреляции, показывающие степень связности эмпирических и численно рассчитанных рядов данных не превысили отметку в 0,3 единицы для явного тепла и 0,45 единиц для скрытого.



a



b

Рис. 6. Потоки явного (а) тепла и скрытого (б) тепла в W/m^2 , полученные в ходе численных экспериментов с моделью WRF за период с 3 по 30 апреля 2009 г.

Для более точной интерпретации результатов численных экспериментов проводилась билинейная интерполяция в точки станции. Однако сильных изменений в данных о турбулентных потоках не последовало. Оценки изменились менее чем на одну целую Вт/м². Возможно, даже при небольших значениях пространственной дисперсии, для анализа турбулентных потоков следует применять более сложные виды интерполяции – квадратную или кубическую.

В целях улучшения прогноза рассматриваемых величин был реализован численный эксперимент с пространственным шагом 2 км с наиболее удачным набором параметризаций «РрТмоПб». Остальная конфигурация расчетной области и параметров работы модели сохранена. Ниже приведены оценки этого эксперимента.

В табл. 5 даны оценки интерполированных величин, однако и в этом случае интерполяция не повлекла за собой улучшение качества данных. Переход на более мелкую сетку (2 км) также к особым улучшениям не привел. Средняя ошибка потока явного тепла уменьшилась менее чем на одну целую, скрытого – не изменилась. Положительный эффект уменьшения пространственной дискретности выразился в показателях разброса – дисперсия отклонений явного тепла уменьшалась на 25 %.

Таблица 5

Оценки проинтерполированных значений прогнозов турбулентных потоков явного (HFX) и скрытого (QFX) тепла (Вт/м). Шаг модели 2 км

Индекс	HFX		QFX	
	Δ	D	Δ	D
РрТмоПб	7,6	<u>36</u>	2,7	9,7

Примечания: Δ – средняя абсолютная ошибка; D – временная дисперсия ошибки.

4. Заключение

Сравнение экспериментов, проведенных с использованием различных методов описания физических процессов в атмосфере (радиации, энерго-массообмена в пограничном и приземном слоях), позволило выбрать оптимальный набор параметризаций для полярных областей. Им оказался вариант с параметризацией радиации RRTMG, турбулентности в приземном слое атмосферы по Монину–Обухову–Яничу, пограничного слоя – по Бужо–Лакарреру.

В работе проанализированы два метода расчета турбулентных потоков по эмпирическим данным. Оба метода основаны на теории подобия Монина–Обухова. В качестве эталона принят метод расчета, включающий в себя частоту Брента–Вейселя. Учет степени устойчивости атмосферы особенно важен при больших значениях числа Ричардсона.

На основе рассчитанных по эмпирическим данным значений потоков явного и скрытого тепла были оценены ошибки их величин, полученные с помощью модели WRF. Выявлена явная зависимость результатов от набора выбранных параметризаций. Наиболее близко к эмпирическим данным потоки явного тепла рассчитываются с помощью параметризации приземного слоя Монина–Обухова–Янича.

Литература

1. Бычкова В.И., Рубинштейн К.Г., Игнатов Р.Ю., Макитас А.П. Анализ результатов краткосрочных прогнозов приземных характеристик атмосферы в полярных областях с помощью региональной гидродинамической модели: Сб. научных трудов / Под ред. Н.А. Калинина. – Пермь, 2010.
2. Вельтищев Н.Ф. Информация о моделях общего пользования MM5 и WRF / Под ред. В.А. Анцыповича. – М., 2005.
3. Макитас А.П., Рубинштейн К.Г., Бычкова В.И., и др. Предварительная оценка качества воспроизведения метеорологических параметров в Арктическом районе полярной версией модели WRF // Труды ГУ Гидрометцентра России, 2009, вып. 344.
4. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоздпт, 1965.
5. Монин А.С., Обухов А.М. Основные принципы турбулентного перемешивания приземного слоя атмосферы // Труды Института физики атмосферы, вып. 151, 1954, с. 163-187.
6. Обухов А.М. Турбулентность в атмосфере при неоднородных температурах // Труды Института физики атмосферы, 1946, вып. 1.
7. Aaron B.W., Bromwich D.H., Keith M. Hines, and Landis E.C. Enhancement of polar WRF atmospheric and surface processes, 2008.
8. Bianco L. Surface layer parameterization in WRF Mesoscale Meteorological Modeling Spring 2008.
9. Bougeault, P. & T. Lacarrere Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model, Monthly Weather Review, 117, 1989, 1872-1890.
10. Bromwich D.H., and Hines K.M. Polar Optimized WRF for Arctic System Reanalysis of Arctic Meteorology over Recent Decades, 2009.
11. Dudhia, J. Numerical Study of Convection Observed During the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model // J. Atmos. Sci., 46, 1989, 3077-3107.
12. Keith M.H., Bromwich D.H. Testing Polar WRF over Sea Ice, 2009.
13. Janjic Z.I. The surface layer in the NCEP Eta model. 11th Conf. on NWP, 1996, Norfolk, VA, Amer. Meteor. Soc., p. 354-355.
14. Janjic Z.I. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2,5 scheme in the NCEP meso model, NCEP Office Note, № 437, 2002. – 61 p.
15. Yuji Kitamura. Modifications to the Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino Model. Journal of the Meteorological Society of Japan, vol. 88, № 5, 2010, p. 857-864.
16. Mellor G.L. and Yamada T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers // J. Atmos. Sci., vol. 31, № 7, 1974, p. 1791-1806.
17. Mellor G.L. and Yamada T. Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems. Rev. Geoph. Space Phys., vol. 20, 1982, p. 851-875.
18. Mlawer E.J. et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave // J. Geoph. Res., vol. 102, № D14, 1997, p. 16,663-16,682.
19. Skamarock W.C. et al. A description of the Advanced Research WRF version 2. NCAR Tech. Note № 468, June 2005 (last revision January 2007).
20. Zilitinkevich, S.S., Perov, V.L., and King, J. C. Near-surface turbulent fluxes in stable stratification: calculation techniques for use in general circulation models, Quart // J. Roy. Met. Soc., 128, 2002, 1571–1587.
21. Научно-исследовательский институт Арктики и Антарктики - <http://www.aari.nw.ru/>
22. WRF – модель <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users>

Авторы выражают благодарность за неоценимую помощь при написании работы коллективу сотрудников Института Арктики и Антарктики, сотрудникам Гидрометцентра: д-ру физ.-мат. наук Перову Вениамину Леонидовичу и д-ру физ.-мат. наук Вельтищеву Николаю Федоровичу.

Работа частично поддержана грантами РФФИ 09-05-00652-а и 10-08-00493-а и 10-08-00493-а и FP7 - IRSES - "Climseas".