

УДК: 551.510

АПРОБАЦИЯ ПАРАМЕТРИЗАЦИЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ НАД ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

Е. В. Иванова, канд. геогр. наук

Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, EVIvanovaRP@ua.ru

В статье осуществлена апробация параметризаций турбулентных процессов в атмосферном пограничном слое на основании разных методов замыкания системы дифференциальных уравнений над океанической поверхностью. В группу этих методов входят модели от первого до 1,5 порядков замыкания. Проверка успешности использования схем параметризаций турбулентности производится на базе фактического материала. Количественное согласие с натурными данными оценивалось с помощью коэффициентов корреляции и различия по сезонам и за год в целом. Качественный анализ проводился на основе сопоставления осредненных профилей за каждый месяц года и временного хода на опорных уровнях основных метеорологических величин.

Ключевые слова: одномерная модель, пограничный слой, порядок замыкания, параметризация, турбулентность, метеорологические величины.

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время для получения прогностических полей метеорологических величин приобрело большую популярность использовать глобальные многомерные численные модели, которые включают в себя множество блоков с параметризациями физических процессов разного масштаба. Значительный прорыв в быстродействии применяемых компьютерных технологий позволил усложнить математическую постановку задачи более богатой наполненностью физическими процессами разного масштаба: от моделирования мелкомасштабной конвекции до описания крупномасштабных планетарных вихрей. При этом для описания процессов подсеточного масштаба применяется достаточно большое пространственное разрешение порядка 10 м, что позволяет получать детальную картину исследуемого объекта. В таких моделях существует множество сложнейших прямых и обратных связей, которые в совокупности формируют подобие физической картины, происходящей в природе. Каждая из этих связей представляет собой определенный физический процесс, имеющий свои особенности жизненного цикла и взаимосвязь с другими компонентами природной среды.

Целью работы является определение качества воспроизведения термодинамической структуры пограничного слоя атмосферы при использовании различных параметризаций турбулентности над однородной океанической поверхностью. При этом следует подчеркнуть, что влияние свободной атмосферы на исследуемую область происходит через задание в качестве гра-

ничных условий фактических значений метеорологических величин. Решение задачи только пограничного слоя атмосферы осуществляется для изучения качества работы различных параметризаций турбулентности без влияния на исследуемый объект ошибок, неизбежно получаемых при моделировании каких-либо внешних факторов и при разнообразных термодинамических условиях, которые формируются на границах.

2. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Существует огромное количество работ, посвященных проблеме моделирования пограничных слоев с различными прикладными задачами, которых появилось особенно много в последние 20 лет. Наметилось три направления в моделировании атмосферных процессов. В первом исследователи используют разработки тех или иных центров прогнозирования погоды для решения задач в пограничном слое атмосферы. В основном это глобальные модели атмосферы для получения прогнозов различной заблаговременности, а также для моделирования изменений климата, которые требуют достаточно больших вычислительных ресурсов. Лидирующее положение среди глобальных моделей среднесрочных прогнозов погоды занимает модель ECMWF (Европейский центр среднесрочного прогноза погоды) [1]. Также широко используется модель WRF (американская региональная модель) [2-5], ICON (немецкая модель) [6, 7], CAM5 (Национальный центр атмосферных исследований США) [8], ALADIN (Франция и страны Центральной и Восточной Европы) [9], MC2 (Кана-

да) [10], глобальная оперативная модель атмосферы ПЛАВ20 (Гидрометцентр России) [11, 12] и др. Во втором направлении применяются отдельные модели ПСА, в которых турбулентность описывается на базе первых принципов аэродинамики, методом прямого численного моделирования (Direct Numerical Simulation или DNS) и методом моделирования крупных вихрей (Large Eddy Simulation или LES) [13-20]. И третье направление использует численные модели пограничного слоя атмосферы с применением полуэмпирических методов замыкания [21-24] и методов замыкания высокого порядка [25, 26]. Наиболее полное описание современного состояния проблем теоретического моделирования турбулентности пограничного слоя атмосферы приведено в [27, 21]. Причем особое внимание уделяется изучению процессов в устойчивом пограничном слое [28-32].

В нашей работе сделана аналогичная попытка, что и в работе [33], апробации некоторых подходов к описанию турбулентности только над океанической поверхностью, причем здесь произведен учет нелокальных эффектов турбулентных вихрей через противогradientный перенос тепла, а также одна из параметризаций направлена на описание турбулентности применяя в качестве замыкающего параметра кинетическую энергию вертикальных флуктуаций скорости в условиях устойчивого пограничного слоя атмосферы, когда турбулентность имеет специфический характер развития.

3. ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве фактического материала в работе использованы данные стандартных метеорологических и аэрологических наблюдений, которые проводились в рамках Первого глобального эксперимента в период с 00 ч 1 декабря 1978 года до 23 ч 30 ноября 1979 года. Метеорологические и актинометрические наблюдения проводились ежедневно, а температурно-ветровое и ветровое зондирования - в 00 и 12 ч и в 6 и 18 ч соответственно. Из первой группы наблюдений в расчетах использовались приводные атмосферное давление и температура воздуха, парциальное давление и температура воздуха на уровне 10 м, скорость ветра на уровне 26 м. Со второй группы - температура, массовая доля водяного пара и модуль и направление скорости ветра на стандартных высотах над уровнем моря.

В качестве средства достижения поставленной цели работы применялась одномерная не-

стационарная бароклинная гидростатическая модель ПСА с шагом по времени 15 минут и с равномерной пространственной сеткой с шагом 50 м. Расчетная область простирается от высоты 50 м до 2000 м. Математическая постановка задачи ПСА, описание всех используемых вариантов параметризаций турбулентности, а также начальные и граничные условия, в полном объеме приведены в [33]. Отличие состоит только в том, что верхней границей ПСА над океанической поверхностью принимается уровень 2000 м. Необходимо заметить, что на уровне моря, как и в работе [33], составляющие скорости ветра равны нулю. Это сделано из-за пренебрежения дрейфовых составляющих.

Турбулентные характеристики и профили основных метеорологических величин в приводном слое (слой от 0 до 50 м) параметризовались с помощью теории подобия Монино-Обухова [34] с уточнением универсальных функций при неустойчивой стратификации по методу [35].

В модели также использованы параметризации потоков солнечной радиации [36] и эффективного излучения [36], фазовых превращений влаги [37, 38], дополнительных притоков тепла и влаги за счет брызговых облаков [39].

Все результаты расчетов сравнивались с натурными данными, используя методы статистической обработки, в результате чего были получены коэффициенты корреляции и различия.

С помощью коэффициента различия определяется количественная оценка расхождений повторяемостей рассчитанных и фактических значений метеорологических величин [40] с помощью формулы (1)

$$K_{ij} = 1 - Q_{ij}, \quad (1)$$

где Q_{ij} - общая часть площадей, ограничиваемых кривыми плотности вероятности $P_i(x)$ и $P_j(x)$; x - исследуемый аргумент. Коэффициент K_{ij} дает количественную характеристику различий двух полигонов случайных величин: чем меньше коэффициент различий, тем меньше погрешность оценки рассчитанной величины по сравнению с измеренной. Практически вычисления производятся следующим образом

$$K_{ij} = 1 - \int_{\omega_i} P_i(x) dx - \int_{\omega_j} P_j(x) dx, \quad (2)$$

где i, j - индексы принадлежности повторяе-

мости к конкретным случаям; ω_i – область значений аргумента, в которой $P_i(x) \leq P_j(x)$; ω_j – область значений, в которой $P_i(x) > P_j(x)$.

Как и в [33], по способу замыкания проведено 11 экспериментов (Е0, Е1, Е2=Е3, Е4, Е5, Е6, Е7, Е8, Е9, Е10, Е11). Напомним кратко о них без формульного представления.

Эксперимент Е0. Здесь используется 1,5 порядок замыкания на основании k -теории, который предполагает использование уравнения баланса кинетической энергии турбулентности и выражение для пути перемешивания по Карману [33, ф. (5)-(8)].

Эксперимент Е1. Аналогичен эксперименту Е0 за исключением того, что путь турбулентного перемешивания здесь определяется с помощью формулы Блэкадара [33, ф. (9)].

Эксперименты Е2 и Е3. Подходы, основанные на замыкании первого порядка системы уравнений среднего течения. Здесь коэффициент турбулентности является функцией от числа Ричардсона и пути перемешивания по Блэкадару с фиксированным значением предельного значения последней. Следует заметить, что этот эксперимент рассчитан для работы в условиях нейтральной или устойчивой стратификаций, поскольку при отрицательных значениях числа Ричардсона, градиент потенциальной температуры обнуляется [33, ф. 10-12].

Эксперимент Е4. Аналогичен Е2 за исключением ограничения, накладываемого на предельное значение пути перемешивания, и вида используемых формул для функций устойчивости как функций от числа Ричардсона [33, ф. (13)].

Эксперимент Е5. Использует модель 1,5 порядка замыкания на основании k -теории турбулентности. Турбулентные уравнения представляют собой уравнение для кинетической энергии турбулентности [33, ф. (5)], диагностические уравнения для коэффициентов турбулентности скорости ветра и температуры воздуха. Путь перемешивания задавался, как в Е0, только устанавливалось предельное значение на ее величину, которое равнялось 200 м.

Эксперимент Е6. Тот же порядок и метод замыкания, что и в Е5. Отличается видом выражений для коэффициентов турбулентности как функции от кинетической энергии турбулентности, пути перемешивания и универсальной функции устойчивости [33, ф. 16, 17].

Эксперимент Е7. Тот же порядок и метод замыкания, что и в Е5. Отличается видом выражения для коэффициентов турбулентности как

функции от кинетической энергии турбулентности и пути перемешивания [33, ф. 18, 19].

Эксперимент Е8. Тот же порядок и метод замыкания, что и в Е5. Отличается видом выражения для коэффициентов турбулентности как функции от кинетической энергии турбулентности и пути перемешивания [33, ф. 20, 21].

Эксперимент Е9. Этот эксперимент отличается от других прежде всего тем, что при параметризации турбулентности в условиях устойчивого пограничного слоя атмосферы одним из замыкающих параметров выступает кинетическая энергия вертикальных флуктуаций скорости вместо традиционной кинетической энергии продольных и поперечных флуктуаций скорости. Выбор способа параметризации отдельно для неустойчивого и устойчивого пограничных слоев определяется значением числа Ричардсона в приводном слое, поскольку интенсивность турбулентности в ПСА определяется главным образом вертикальными перепадами метеорологических величин именно в слое нескольких десятков метров [33, ф. 23-26].

Эксперимент Э10. Этот эксперимент подобен предыдущему. Отличие состоит только в том, что выбор используемого подхода к параметризации турбулентности осуществляется на каждом вертикальном уровне в зависимости от значения числа Ричардсона на этих высотах [33, ф. 27]. (почему без круглых скобок? – А.И.)

Эксперимент Э11. Здесь используется другой подход в замыкании, а именно: подход, основанный на использовании прогностических уравнений не только для кинетической энергии турбулентности, но и диссипации ее в тепловую энергию [33, ф. 28-30].

В качестве обобщающего замечания по поводу используемых параметризаций турбулентности необходимо сказать, что все эксперименты, кроме Е0, Е1 и Е11, рассчитаны на работу в двух режимах турбулентности, которые оцениваются по значениям числа Ричардсона (Ri). Если $Ri \leq 0,15$, то считается, что существует неустойчивый пограничный слой и развитая турбулентность, если $Ri > 0,15$ – устойчивый пограничный слой и слабая турбулентность.

4. ОПИСАНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате счета получены пространственно-временные распределения основных метеорологических параметров и характеристик турбулентности. Первые сравнивались с фактическими данными. Для проверки статистического согласия между фактическими значениями ме-

теорологических величин и их рассчитанными аналогами формировались соответствующие выборки объемом для стандартных высот (200, 500, 1000, 1500 м) через каждые 12 часов в течении года и по сезонам. Дополнительно проведена оценка согласия натурных данных и результатов расчета в приводном слое на высотах измерения скорости ветра (26 м) и температуры (10 м) за год в целом и по сезонам. Объемы используемых выборок приведены в таблице 1.

Было принято, что эксперимент, в котором одновременно коэффициент корреляции между фактическими и рассчитанными метеорологическими величинами больший 0,5 и коэффициент различия меньший 0,3 хотя бы на четырех опорных уровнях, является хорошо согласующимся с данными наблюдений. Обоснованность взятия именно такого коэффициента корреляции объясняется тем, что при значении последнего в 0,5 и выборке объемом 39 элементов существует статистически значимая корреляционная связь. Принятие хорошего согласия натурных и рассчитанных данных при коэффициенте различия меньшем, чем 0,30, объясняется тем, что при таких значениях коэффициентов различия площади под кривыми повторяемости соответствующих величин совпадают больше, чем на 70 %.

Таблица 1 – Объемы выборок для проверки согласия данных наблюдений с результатами расчетов

Период года	Метео. величина	Высота, м				
		26 или 10	200	500	1000	1500
Год	T	8748	686	686	686	686
	V	8748	403	605	683	683
Зима	T	2148	164	164	164	164
	V	2148	106	153	165	165
Весна	T	2208	177	177	177	177
	V	2208	89	156	173	173
Лето	T	2208	180	180	180	180
	V	2208	129	162	180	180
Осень	T	2184	165	165	165	165
	V	2184	79	134	165	165

Помимо этого, получен осредненный временной ход и осредненные за месяц профили основных метеорологических величин и характеристик турбулентности. Первый рассчитывался на опорных уровнях в ПСА и уровнях измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха в приводном слое и представлял собой ряд из 12 элементов, которые соответствуют осредненному за месяц значению определенной величины на выбранном опорном уровне. Вторые – это ряды, состоящие из 6 или 7 элементов, кото-

рые соответствуют уровням 26, 200, 500, 1000, 1500, 2000 м для модуля скорости ветра и 10, 200, 500, 1000, 1500, 2000 м для температуры и влажности воздуха, если рассматривается выборка фактических значений. Профиль рассчитанных значений с одинаковой дискретностью и для скорости, и для температуры, имеет вид: 0, 2, 10, 20, 26, 30, 40, 50, 100, 150, ..., 2000 м, - и состоит соответственно с 47 элементов.

Детальный анализ статистического согласия данных наблюдений и результатов расчета температуры воздуха показал (см. табл. 2), что за год в целом на всех опорных уровнях во всех экспериментах отмечается высокая корреляционная связь и низкое различие в степени совпадения площадей под кривыми плотности вероятности на одном аргументном интервале. Однако, можно выделить эксперименты с наиболее высокими значениями коэффициентов корреляции и низкими значениями коэффициентов различия. К ним относятся эксперименты E0, E1, E5, E6, E7, E9, E10 с *b-l*- замыканием. При этом эксперимент E11, в котором реализуется *b-ε*- замыкание, не выделяется более лучшим согласием. При этом следует отметить, что во всех успешных экспериментах, кроме E0 и E1, используются при расчете параметров турбулентности универсальные функции, в той или иной степени функционально зависящие от числа Ричардсона.

Таблица 2 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для температуры воздуха для разных экспериментов за год в целом

EN	Высота, м				
	10	200	500	1000	1500
E0	0,90*	0,81	0,79	0,84	0,93
	0,17	0,20	0,19	0,18	0,11
E1	0,88	0,83	0,79	0,82	0,89
	0,15	0,15	0,14	0,10	0,06
E2	0,76	0,67	0,68	0,75	0,80
	0,13	0,23	0,27	0,13	0,13
E4	0,80	0,73	0,70	0,77	0,82
	0,15	0,16	0,26	0,25	0,13
E5	0,87	0,80	0,77	0,80	0,86
	0,16	0,17	0,14	0,14	0,07
E6	0,90	0,84	0,80	0,82	0,90
	0,14	0,15	0,15	0,13	0,08
E7	0,89	0,83	0,78	0,78	0,85
	0,18	0,13	0,19	0,23	0,15
E8	0,80	0,67	0,67	0,76	0,78
	0,18	0,19	0,30	0,26	0,15
E9	0,87	0,79	0,76	0,81	0,88
	0,12	0,15	0,14	0,13	0,08
E10	0,86	0,79	0,76	0,82	0,87
	0,13	0,16	0,19	0,15	0,09
E11	0,87	0,73	0,72	0,79	0,89
	0,16	0,17	0,20	0,20	0,12

* - жирным выделяются коэффициенты с относительно высокой степенью согласия с данными наблюдений

Зимой (см. табл. 3) наилучшее согласие с натурными данными отмечается в экспериментах E1, E6, E9 и E10. В зимний период года в синоптических масштабах над океанской станцией «С» преобладает четвертый (зимний) тип циркуляции по классификации Соркиной [41] с преобладающим влиянием на погодные условия обширной квазистационарной депрессии. Последнее формирует условия с неустойчивой или нейтральной температурной стратификацией, что сопровождается отрицательными или близкими к нулю значениями числа Ричардсона Во всех этих экспериментах, кроме E1, учитывается зависимость параметров турбулентности от последнего. При неустойчивом или нейтральном тепловом режиме решение в экспериментах E6, E9 и E10 сводится или становится близким к решению в эксперименте E1.

Таблица 3 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для температуры воздуха для разных экспериментов зимой

EN	Высота, м				
	10	200	500	1000	1500
E0	0,81 0,24	0,74 0,29	0,75 0,31	0,78 0,25	0,88 0,16
E1	0,79 0,25	0,75 0,21	0,73 0,23	0,75 0,15	0,84 0,09
E2	0,54 0,23	0,53 0,24	0,60 0,33	0,66 0,32	0,72 0,18
E4	0,63 0,21	0,61 0,21	0,65 0,32	0,70 0,30	0,73 0,21
E5	0,73 0,24	0,71 0,26	0,70 0,27	0,74 0,25	0,82 0,15
E6	0,82 0,23	0,78 0,23	0,75 0,21	0,76 0,23	0,85 0,08
E7	0,72 0,25	0,11 0,27	0,71 0,34	0,73 0,32	0,82 0,21
E8	0,62 0,21	0,60 0,32	0,62 0,45	0,61 0,37	0,60 0,21
E9	0,78 0,22	0,74 0,21	0,71 0,19	0,73 0,19	0,81 0,09
E10	0,76 0,23	0,73 0,23	0,70 0,20	0,74 0,20	0,81 0,16
E11	0,67 0,35	0,61 0,29	0,65 0,38	0,70 0,37	0,85 0,21

Весной (см. табл. 4), когда повышается влияние на погодные условия над океанской станцией субтропического максимума (пятый (весенний) тип циркуляции [41]) со всеми вытекающими отсюда последствиями, усиливается интенсивность потоков солнечной радиации, и в нижнем приводном слое формируются нейтрально или слабоустойчиво стратифицированные слои. Наилучшим согласием в этот период результатов расчета температуры воздуха с данными наблюдений характеризуются эксперименты E1, E4, E5, E6, E9, E10.

Таблица 4 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для температуры воздуха для разных экспериментов весной

EN	Высота, м				
	10	200	500	1000	1500
E0	0,80 0,16	0,66 0,31	0,67 0,32	0,76 0,31	0,89 0,12
E1	0,78 0,16	0,76 0,25	0,72 0,28	0,75 0,21	0,83 0,13
E2	0,74 0,19	0,67 0,28	0,66 0,31	0,72 0,27	0,78 0,19
E4	0,74 0,20	0,65 0,27	0,61 0,28	0,74 0,26	0,79 0,16
E5	0,78 0,17	0,71 0,20	0,69 0,20	0,71 0,15	0,79 0,11
E6	0,80 0,19	0,74 0,22	0,72 0,29	0,74 0,23	0,85 0,16
E7	0,81 0,24	0,69 0,29	0,62 0,40	0,60 0,33	0,76 0,22
E8	0,75 0,19	0,51 0,28	0,53 0,35	0,61 0,35	0,69 0,20
E9	0,78 0,16	0,70 0,24	0,68 0,24	0,72 0,14	0,82 0,16
E10	0,79 0,13	0,72 0,19	0,72 0,19	0,75 0,16	0,81 0,11
E11	0,76 0,22	0,61 0,33	0,64 0,40	0,67 0,33	0,82 0,14

Летом (см. табл. 5) океанская станция «С» находилась под влиянием мощного субтропического максимума (первый (летний) тип циркуляции [41]), что обусловило уменьшение количества облачности и, в свою очередь, увеличение вклада в общее тепловое состояние объема воздуха потоков солнечной радиации, интенсивность которых напрямую зависит от количества, формы и мощности облачности. Результаты расчетов почти всех экспериментов дают низкую корреляционную связь с натурными данными и высокое различие в площадях совпадения под кривыми плотности вероятности между фактической и расчетной выборками. Хотя лучшим среди худших экспериментов можно выделить эксперименты E1 и E6. Здесь коэффициенты корреляции наибольшие и коэффициенты различия наименьшие на уровнях, близких к границам расчетной области. Такая низкая степень согласия с данными наблюдений объясняется недостаточным учетом пространственно-временного распределения облачности в этот период. В работе облачность учитывалась путем выявления облачных слоев по критическим значениям относительной влажности [42]. Другими словами, облачность учитывалась лишь в точке над океанской станцией, хотя известно, что влияние облачности происходит со всего небосвода и особенно на пути следования солнечных лучей.

Таблица 5 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для температуры воздуха для разных экспериментов летом*

EN	Высота, м				
	10	200	500	1000	1500
E0	0,66 0,29	0,39 0,33	0,37 0,28	0,52 0,28	0,75 0,22
E1	0,61 0,23	0,36 0,28	0,31 0,28	0,46 0,17	0,67 0,14
E2	0,50 0,23	- 0,50	- 0,50	0,44 0,37	0,54 0,14
E4	0,50 0,33	- 0,38	- 0,40	0,43 0,32	0,55 0,20
E5	0,59 0,23	- 0,32	- 0,34	0,48 0,17	0,62 0,18
E6	0,63 0,22	0,41 0,27	0,31 0,29	0,43 0,21	0,64 0,14
E7	0,65 0,19	0,45 0,16	0,31 0,30	0,31 0,31	0,46 0,26
E8	0,53 0,20	- 0,48	- -	0,46 0,49	0,52 0,29
E9	0,59 0,20	- 0,30	- 0,28	0,41 0,16	0,64 0,17
E10	0,59 0,19	- 0,26	- 0,31	0,53 0,19	0,64 0,16
E11	0,58 0,25	- 0,34	- 0,32	0,44 0,22	0,69 0,10

* - знак «-» означает, что коэффициент корреляции меньший, чем 0,30, а коэффициент различия больший, чем 0,5.

Осенью (см. табл. 6) под действием усиления циклонической активности (четвертый (зимний) тип циркуляции [41]) происходит постепенный возврат характера термодинамических условий к

Таблица 6 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для температуры воздуха для разных экспериментов осенью

EN	Высота, м				
	10	200	500	1000	1500
E0	0,83 0,21	0,76 0,26	0,75 0,29	0,83 0,27	0,92 0,19
E1	0,76 0,16	0,71 0,18	0,69 0,15	0,78 0,21	0,85 0,17
E2	0,55 0,23	0,46 0,27	0,56 0,37	0,70 0,35	0,73 0,22
E4	0,61 0,23	0,55 0,24	0,59 0,36	0,70 0,38	0,74 0,24
E5	0,75 0,17	0,69 0,16	0,67 0,22	0,76 0,24	0,81 0,20
E6	0,83 0,15	0,77 0,16	0,74 0,22	0,80 0,22	0,89 0,13
E7	0,83 0,17	0,79 0,18	0,76 0,24	0,81 0,28	0,87 0,22
E8	0,63 0,19	0,52 0,13	0,52 0,28	0,75 0,36	0,76 0,22
E9	0,74 0,14	0,68 0,18	0,68 0,18	0,77 0,20	0,84 0,11
E10	0,72 0,16	0,67 0,19	0,67 0,21	0,77 0,25	0,83 0,14
E11	0,79 0,23	0,70 0,28	0,70 0,32	0,77 0,33	0,87 0,24

тем, которые наблюдались зимой. То есть, к формированию неустойчиво стратифицированного приводного слоя и хорошо перемешанного ПСА.

Наилучшее согласие результатов расчета температуры воздуха с фактическими данными наблюдается в экспериментах E1, E5, E6, E9 и E10. Здесь коэффициенты корреляции на всех уровнях выше 0,65, а коэффициенты различия ниже 0,25.

Модуль скорости ветра по сравнению с температурой воздуха за год в целом воспроизводится моделью хуже (см. табл. 7), особенно в приводном слое. Коэффициенты корреляции увеличиваются с высотой от 0,34 на уровне 26 м до 0,93 на уровне 1500 м. Коэффициенты различия наоборот уменьшаются с высотой от 0,35 на уровне 26 м до 0,05 на уровне 1500 м. Наиболее успешным экспериментом в смысле согласия с данными наблюдений являются почти все эксперименты, кроме E7 и E11. Стоит заметить, что наиболее успешно модель воспроизвела пространственно-временные изменения модуля скорости ветра при применении замыкания системы дифференциальных уравнений первого порядка. Здесь корреляционная связь между фактически и рассчитанными величинами всегда выше 0,50 и увеличивается с высотой, а коэффициенты различия на всех опорных уровнях меньше 0,20. Близким по успешности к предыдущим экспериментам является эксперимент E9.

Таблица 7 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для модуля скорости ветра для разных экспериментов за год в целом

EN	Высота, м				
	26	200	500	1000	1500
E0	0,57 0,35	0,59 0,23	0,68 0,15	0,82 0,12	0,91 0,07
E1	0,61 0,31	0,67 0,20	0,78 0,15	0,88 0,07	0,91 0,09
E2	0,60 0,06	0,67 0,13	0,74 0,15	0,81 0,13	0,86 0,05
E4	0,56 0,08	0,63 0,19	0,65 0,13	0,65 0,12	0,78 0,07
E5	0,64 0,34	0,75 0,17	0,84 0,12	0,93 0,13	0,93 0,09
E6	0,50 0,40	0,67 0,15	0,77 0,13	0,87 0,11	0,92 0,09
E7	0,34 -	0,42 0,43	0,57 0,39	0,79 0,26	0,90 0,15
E8	0,60 0,29	0,70 0,16	0,74 0,15	0,73 0,13	0,78 0,13
E9	0,66 0,22	0,75 0,12	0,83 0,13	0,92 0,09	0,93 0,12
E10	0,51 0,39	0,63 0,24	0,80 0,12	0,91 0,10	0,92 0,09
E11	0,35 -	- 0,37	0,36 0,36	0,69 0,23	0,85 0,15

Зимой (см. табл. 8) отмечается хорошее соответствие модельных и фактических значений скорости ветра. Почти все эксперименты, кроме E7, и E11, характеризуются коэффициентами корреляции от 0,53 на уровне 26 м до 0,93 на уровне 1500 м. Коэффициенты различия также отмечаются достаточно низкими: от 0,28 на уровне 26 м до 0,07 на уровне 1000 м. Такое высокое согласие с данными наблюдений объясняется, во-первых, причинно-следственной связью: на фоне хорошего воспроизведения температурного режима хорошо воспроизводится и динамический режим, - во-вторых, опыт предыдущего анализа показал, что успешно моделируются погодные условия с хорошо развитой турбулентностью на фоне зимнего и переходного типов циркуляции [41].

Весной (см. табл. 9) моделью с достаточно высокой степенью согласия с натурными данными воспроизводится модуль скорости ветра в экспериментах E1, E2, E4, E5, E6, E9 и E10. По-прежнему, модели *b-l* – замыкания с учетом или без учета универсальных функций зависимости от числа Ричардсона на ряду с моделями, используемыми для описания устойчивого ПСА уравнение для кинетической энергии вертикальных флуктуаций скорости вместо кинетической энергии продольных и поперечных флуктуаций, занимают первые места по статистическим оценкам согласия. В эту группу в весенний пе-

Таблица 8 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для модуля скорости ветра для разных экспериментов зимой

EN	Высота, м				
	26	200	500	1000	1500
E0	0,55 0,23	0,52 0,26	0,63 0,15	0,80 0,10	0,91 0,12
E1	0,63 0,22	0,73 0,11	0,80 0,18	0,88 0,10	0,90 0,16
E2	0,64 0,18	0,75 0,13	0,80 0,10	0,78 0,07	0,79 0,09
E4	0,63 0,21	0,76 0,17	0,76 0,16	0,67 0,06	0,72 0,08
E5	0,66 0,28	0,79 0,16	0,88 0,22	0,94 0,12	0,93 0,12
E6	0,53 0,21	0,62 0,16	0,72 0,20	0,84 0,10	0,91 0,12
E7	0,32 -	- 0,47	0,48 0,41	0,74 0,30	0,89 0,22
E8	0,64 0,19	0,75 0,20	0,74 0,16	0,66 0,10	0,67 0,10
E9	0,65 0,17	0,75 0,08	0,81 0,14	0,87 0,08	0,88 0,14
E10	0,70 0,18	0,83 0,13	0,87 0,10	0,92 0,10	0,93 0,11
E11	0,37 0,47	- 0,40	0,39 0,41	0,69 0,24	0,86 0,19

Таблица 9 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для модуля скорости ветра для разных экспериментов весной

EN	Высота, м				
	26	200	500	1000	1500
E0	0,64 0,39	0,66 0,33	0,67 0,24	0,84 0,18	0,94 0,09
E1	0,64 0,33	0,67 0,28	0,78 0,19	0,90 0,16	0,93 0,10
E2	0,60 0,13	0,63 0,15	0,71 0,15	0,80 0,13	0,87 0,11
E4	0,48 0,16	0,60 0,11	0,56 0,17	0,57 0,17	0,76 0,15
E5	0,63 0,34	0,72 0,20	0,83 0,10	0,94 0,10	0,95 0,13
E6	0,56 0,46	0,77 0,21	0,81 0,21	0,90 0,17	0,93 0,09
E7	0,37 -	0,52 0,45	0,60 0,49	0,84 0,25	0,93 0,12
E8	0,58 0,33	0,72 0,17	0,71 0,18	0,73 0,20	0,82 0,11
E9	0,64 0,29	0,72 0,25	0,79 0,17	0,91 0,17	0,94 0,13
E10	0,66 0,19	0,77 0,19	0,81 0,12	0,94 0,06	0,95 0,09
E11	0,42 -	0,34 0,49	0,44 0,38	0,74 0,29	0,90 0,13

риод также вошли модели первого порядка замыкания (E2 и E4).

Летом (см. табл. 10) в приводном слое на уровне 26 м во всех экспериментах, кроме E2, E5, E9 и E10, отмечается или низкая корреляционная связь (до 0,50) фактических и

Таблица 10 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для модуля скорости ветра для разных экспериментов летом

EN	Высота, м				
	26	200	500	1000	1500
E0	0,49 -	0,49 0,29	0,61 0,19	0,77 0,14	0,85 0,14
E1	0,57 -	0,65 0,20	0,76 0,18	0,89 0,13	0,87 0,09
E2	0,51 0,22	0,54 0,18	0,59 0,15	0,67 0,14	0,81 0,14
E4	0,49 0,21	0,56 0,15	0,52 0,16	0,53 0,18	0,75 0,17
E5	0,58 0,50	0,65 0,22	0,76 0,18	0,89 0,13	0,89 0,16
E6	0,34 -	0,62 0,16	0,74 0,17	0,86 0,12	0,87 0,17
E7	- -	0,43 0,43	0,53 0,39	0,78 0,23	0,86 0,22
E8	0,39 -	0,59 0,21	0,70 0,17	0,73 0,13	0,78 0,16
E9	0,59 0,50	0,66 0,16	0,74 0,24	0,90 0,13	0,87 0,10
E10	0,64 0,33	0,70 0,12	0,78 0,21	0,91 0,15	0,90 0,09
E11	- -	- 0,38	- 0,27	0,50 0,25	0,73 0,22

рассчитанных значений модуля скорости ветра, или вообще отсутствие таковой (ниже 0,30). Если рассматривать свободный ПСА, то хорошим согласием с данными наблюдений характеризуются эксперименты E1, E2, E4, E5, E6, E8, E9 и E10.

В начале осени над океаном сохраняются термодинамические условия схожие с летним периодом, то есть, наблюдается существование устойчивого ПСА. Это, в свою очередь, тянет за собой ошибки прежнего периода моделирования (см. табл. 11). Как и летом, осенью на нижнем опорном уровне в экспериментах E0, E1, E6, E7, E9 и E11 отмечается или низкая корреляционная связь, или ее отсутствие, а также или высокий коэффициент различия, или почти полное несоответствие площадей под кривыми плотности вероятности фактической и расчетной выборок. В экспериментах E2, E4, E8 и E10 коэффициенты корреляции и различия принимают значения в пределах установленной нормы на уровне 26 м. Если рассматривать свободный ПСА, то почти все эксперименты, кроме E7 и E11, характеризуются высоким согласием с данными наблюдений. Коэффициенты корреляции и различия здесь с высотой увеличиваются и уменьшаются соответственно.

Таким образом, сопоставив анализ статистических оценок согласия по температуре и модулю скорости ветра, выделены определенные

Таблица 11 – Коэффициенты корреляции (верхнее число) и коэффициенты различия (нижнее число) для модуля скорости ветра для разных экспериментов осенью

EN	Высота, м				
	26	200	500	1000	1500
E0	0,44 0,32	0,56 0,20	0,71 0,16	0,82 0,15	0,92 0,19
E1	0,48 0,29	0,57 0,16	0,74 0,16	0,85 0,16	0,91 0,13
E2	0,58 0,11	0,75 0,27	0,82 0,19	0,91 0,11	0,94 0,08
E4	0,57 0,17	0,59 0,25	0,71 0,21	0,77 0,16	0,86 0,15
E5	0,54 0,32	0,79 0,14	0,87 0,12	0,94 0,15	0,95 0,09
E6	0,36 0,34	0,58 0,18	0,79 0,13	0,89 0,18	0,93 0,11
E7	- 0,50	- 0,42	0,56 0,37	0,79 0,31	0,91 0,19
E8	0,54 0,25	0,64 0,24	0,75 0,19	0,76 0,15	0,82 0,15
E9	0,49 0,27	0,59 0,13	0,75 0,10	0,86 0,10	0,91 0,09
E10	0,57 0,21	0,66 0,15	0,82 0,24	0,91 0,15	0,93 0,09
E11	0,30 -	- 0,39	0,47 0,33	0,73 0,22	0,88 0,13

эксперименты, которые являются успешными в воспроизведении термодинамической структуры ПСА над океанической поверхностью за год в целом и в разные сезоны года (см. табл. 12).

Таблица 12 - Перечень экспериментов, успешно восстанавливающих термодинамическую структуру ПСА за год в целом и по сезонам года

	Год	Сезон года			
		Зима	Весна	Лето	Осень
Эксперименты	E0, E1, E5, E6 , E9, E10	E1, E6 , E9, E10	E1, E4, E5, E6 , E9, E10	E1, E6	E1, E5, E6 , E9, E10

Оказалось, что наиболее оптимальным для адекватного описания структуры турбулентного ПСА является эксперимент E6, в котором заложено через использование различных значений коэффициентов в зависимости от числа Ричардсона описание различных режимов турбулентности отдельно при неустойчивом и устойчивом пограничных слоях атмосферы. В последующем изложении весь приводимый графический материал будет относиться именно к упоминаемому эксперименту.

Годовой ход рассчитанной температуры воздуха (см. рис. 1) на всех уровнях характеризуется абсолютной ошибкой, не превышающей 1,5 °С. Наилучшее совпадение кривых годового хода фактической и модельной температуры воздуха наблюдается в зимне-весенний период. Летом и осенью в средней части ПСА (уровни 200 и 500 м) происходит завышение расчетной температуры воздуха, что может быть связано с недоучетом количества облачности в этот период, и соответственно и переучетом вклада потоков солнечной радиации в общем энергетическом балансе. Следует отметить, что на нижних двух уровнях в фактическом распределении температуры воздуха в течении года максимум наблюдается в августе, с высотой он сдвигается на июль. Такое поведение последней объясняется непосредственным влиянием океанической поверхности за счет теплофизических свойств воды, в частности ее теплоемкости. В рассчитанном годовом ходе картина аналогична за исключением некоторых погрешностей.

Годовой ход модуля скорости ветра (см. рис. 2) на выбранных опорных уровнях показывает, что с уменьшением высоты увеличивается отклонение рассчитанной скорости ветра от фактического ее аналога. Если на уровне 1000 м абсолютная ошибка составляет значение

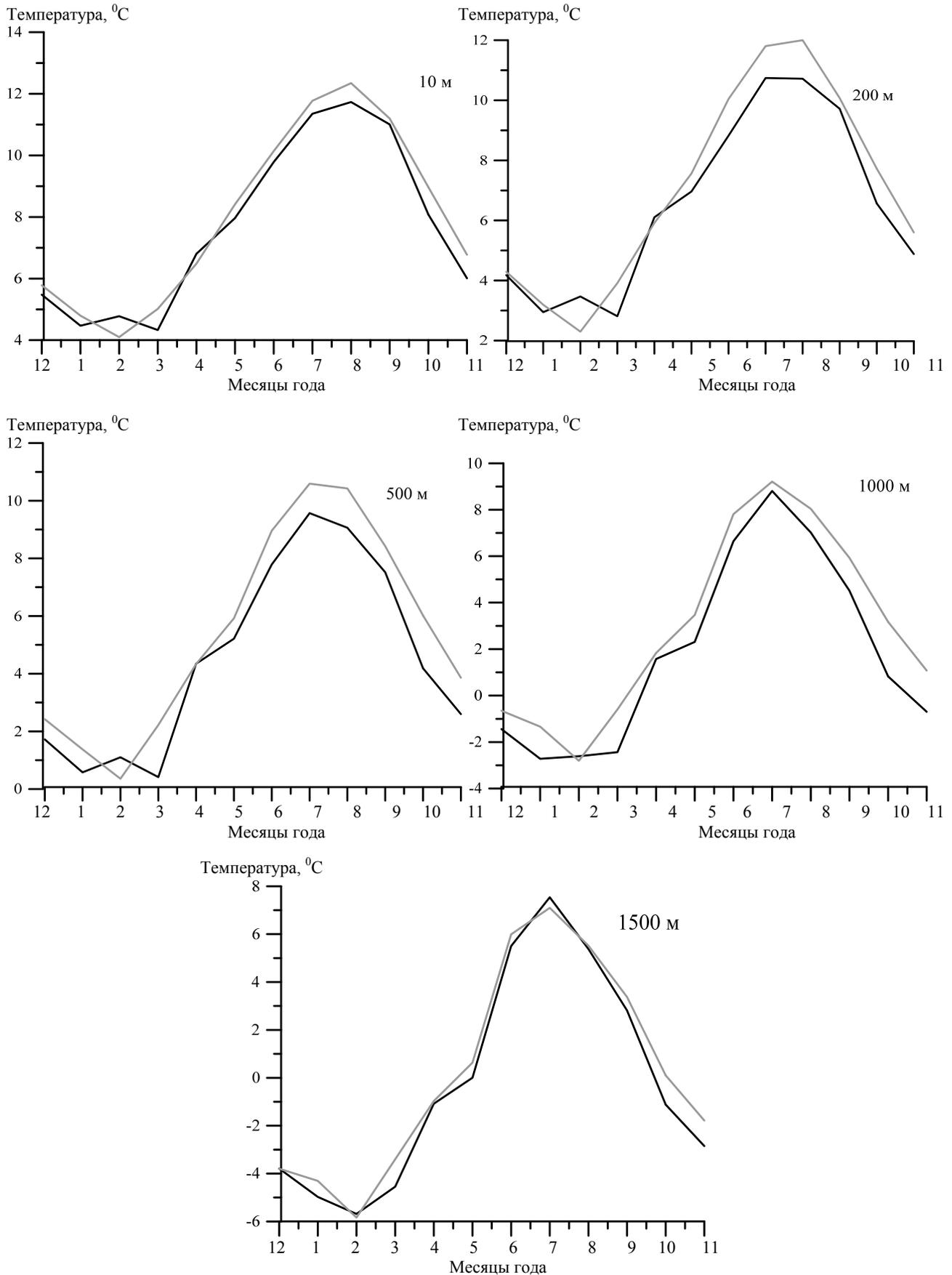


Рис. 1 – Годовой ход температуры воздуха на разных высотах: 10, 200, 500, 1000, 1500 м. Черная кривая – фактическая температура воздуха; серая кривая – рассчитанная температура воздуха.

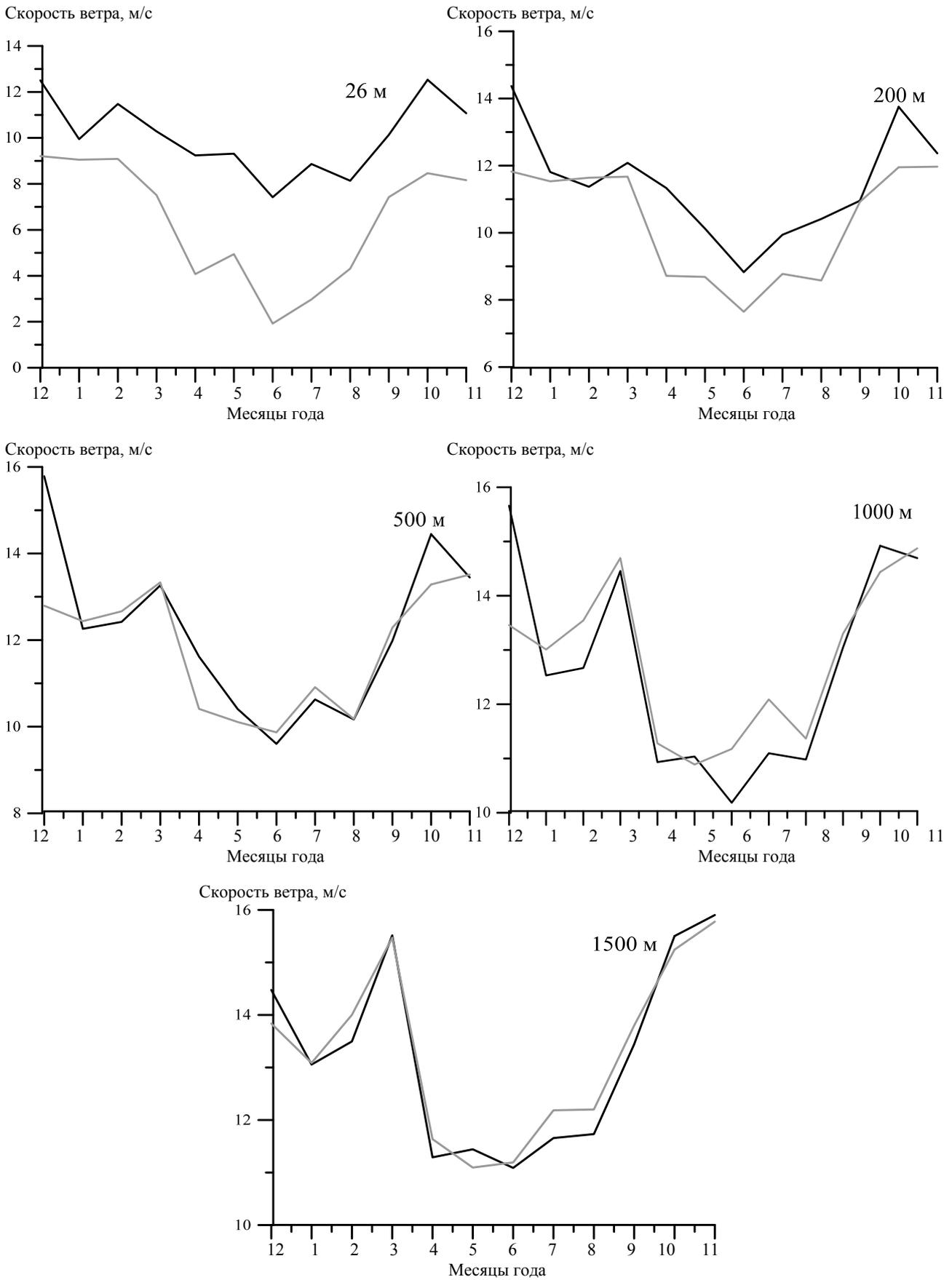


Рис. 2 – Годовой ход модуля скорости ветра на разных высотах: 26, 200, 500, 1000, 1500 м. Черная кривая – фактическая температура воздуха; серая кривая – рассчитанная температура воздуха.

не более 1 м/с, то в приводном слое на уровне 26 м в летние месяцы она достигает значений около 6 м/с. В свободном ПСА отклонение рассчитанных значений модуля скорости ветра от фактических на всех опорных уровнях не превышает 2-2,5 м/с. Максимальная динамическая активность исходя из фактического годового распределения модуля скорости ветра наблюдается в осенне-зимние сезоны года, в период развитой циклонической деятельности на фоне действия обширной квазистационарной депрессии. Такой же характер временного распределения наблюдается и в рассчитанном годовом ходе с той

разницей, что, как упоминалось выше, модуль скорости ветра занижается при уменьшении высоты. Такое занижение может быть связано с заданием условия прилипания на уровне шероховатости, что, в свою очередь, обуславливает стремление значений скорости в пределе к нулевым значениям на границе раздела воздух-вода по заданным функциональным зависимостям из теории Монина-Обухова при разных термодинамических условиях.

Осредненный профиль потенциальной температуры воздуха в средние месяцы сезонов года (см. рис. 3) по факту показывают наличие в

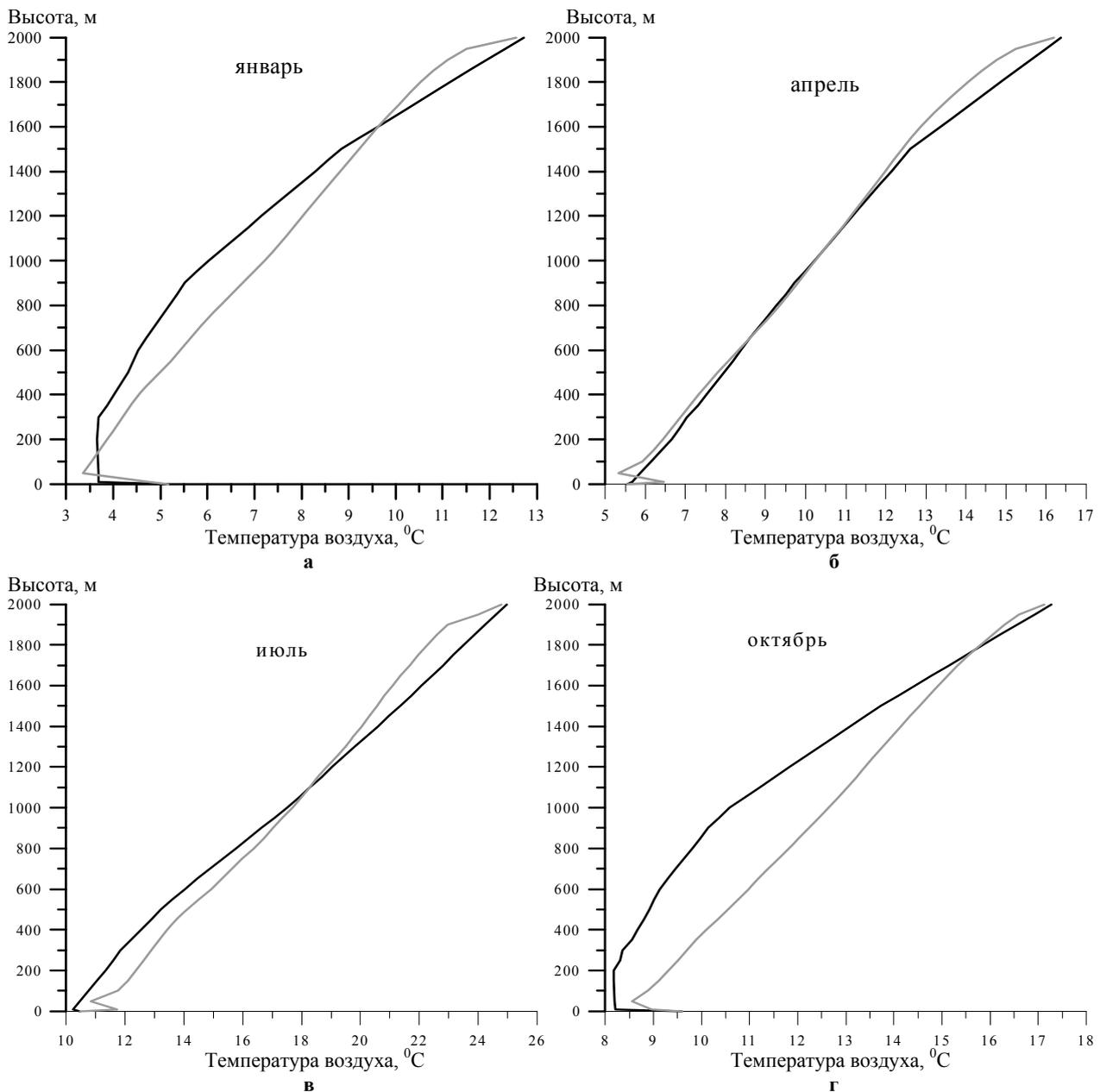


Рис. 3 – Осредненные за месяц профили температуры воздуха в средние месяцы сезонов года: а – январь; б – апрель; в – июль; г – октябрь.

нижней части ПСА хорошо перемешанного слоя в зимние и осенние месяцы, наличие которого обусловлено развитой турбулентностью. В соответствующих расчетных профилях наличие такого слоя не отмечается, что провоцирует увеличение абсолютной ошибки с высотой, которая в средней части ПСА достигает 2°C . Летом и весной вертикальные профили потенциальной температуры характеризуются линейным характером изменений с высотой, что вполне согласуется с классическим представлением о вертикальном распределении рассматриваемой величины в режиме слабой турбулентности.

Причем в апреле моделью в слое от 50 до 1500 м градиент потенциальной температуры воспроизведен точно. Выше в модельных расчетах последний хоть и увеличивается, но не достигает фактических значений. В июле рассчитанный профиль потенциальной температуры до уровня 1000 м в целом повторяет фактический его аналог, но выше происходит отклонение первого от последнего в сторону низких значений рассматриваемой величины. Абсолютная ошибка здесь составляет величину не более 1°C .

Осредненные вертикальные профили рассчитанного модуля скорости ветра (см. рис. 4)

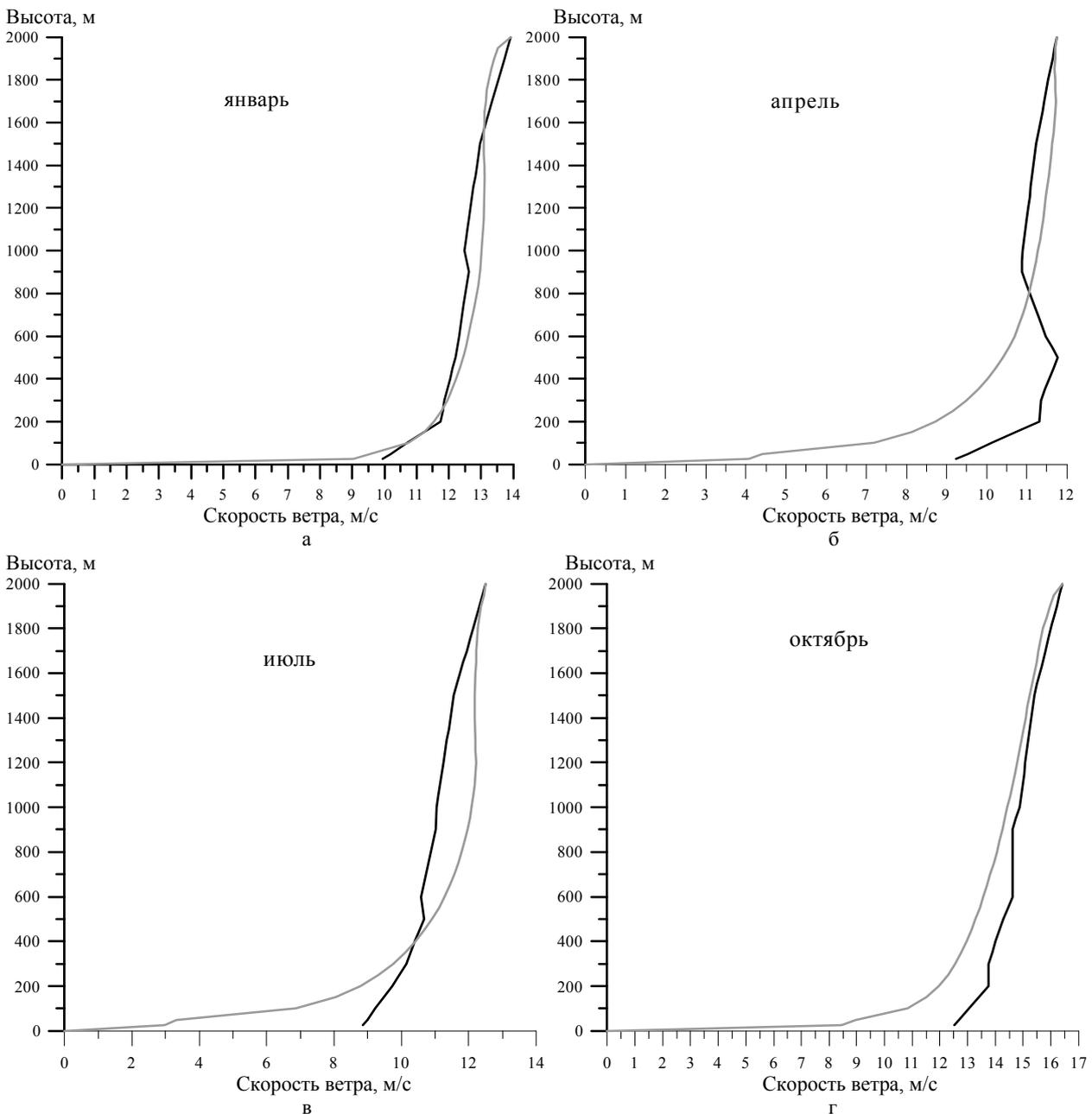


Рис. 4 – Осредненные за месяц профили модуля скорости ветра в средние месяцы сезонов года: а – январь; б – апрель; в – июль; г – октябрь.

показывают достаточно высокое согласие с натурными данными в свободном ПСА. Ошибка здесь составляет во все представленные месяцы не более 2,5 м/с. Стоит отметить, что моделью с достаточной точностью воспроизводятся сдвиги скорости ветра в рассматриваемом слое. В приводном слое отклонение рассчитанного профиля скорости ветра от фактического значительно возрастает и достигает 6 м/с.

5. ВЫВОДЫ

Исходя из проведенной работы и последующего количественного и качественного анализа полученных результатов, можно сделать следующие обобщающие выводы:

- 1) наиболее адекватные пространственно-временные поля получены из моделей $b-l$ – замыкания (1,5 порядок);
- 2) наилучшее согласие с данными наблюдений дают модели, дополнительно учитывающие при расчете турбулентных характеристик универсальные функции от числа Ричардсона, что позволяет моделировать структуру ПСА при разных режимах турбулентности;
- 3) несмотря на использование более приближенного к реальным условиям метода описания физических процессов атмосферы, который реализуется в модели $b - \varepsilon$ - замыкания, результаты расчетов модуля скорости ветра показали низкую корреляционную зависимость от фактических значений;
- 4) в летний период при возрастании вклада в общий тепловой баланс объема атмосферного воздуха потоков солнечной радиации и при одновременном недоучете количества облачности при использовании всех способов параметризаций турбулентности отмечается ухудшение статистического согласия между фактическими и рассчитанными значениями метеорологических величин;
- 5) в приводном слое наблюдается высокая корреляционная связь между фактической и расчетной температурой воздуха, а также низкий коэффициент различия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hortal M. Aspects of the numerics of the ECMWF model. Recent developments in numerical methods for atmospheric modelling, *Procs. of the ECMWF Seminar 7–11*. September 1998, Reading, UK: 1999, P. 50.
2. Dandou A., Tombrou M., Kalogiros J., Bossioli E., Biskos G., Mihalopoulos N., Coe H. Investigation of Turbulence Parametrization Schemes with Reference to the Atmospheric Boundary Layer Over the Aegean Sea During Etesian Winds. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 164, no 2, pp. 303-329.
3. Adriano Battisti, Otávio C. Acevedo, Felipe D. Costa, Franciano S. Puhales, Vagner Anabor, Gervásio A. Degrazia. Evaluation of Nocturnal Temperature Forecasts Provided by the Weather Research and Forecast Model for Different Stability Regimes and Terrain Characteristics. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 162, no 3, pp. 523-546.
4. Ben Yang, Yun Qian, Larry K. Berg, Po-Lun Ma, Sonia Wharton, Vera Bulaevskaya, Huiping Yan, Zhangshuan Hou, William J. Shaw. Sensitivity of Turbine-Height Wind Speeds to Parameters in Planetary Boundary-Layer and Surface-Layer Schemes in the Weather Research and Forecasting Model. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 162, no 1, pp. 117-142.
5. Nielsen-Gammon JW, Hu X-M, Zhang F, Pleim JE Evaluation of planetary boundary layer scheme sensitivities for the purpose of parameter estimation. *Mon Weather Rev*, 2010, 138, no 9, pp. 3400–3417.
6. Атлантический и Индийский океаны: атлас океанов. Л.: МО, 1977.
7. Казаков О. Л., Иванова О. В. Радіаційні потоки – ключовий фактор взаємодії між атмосферою та океаном. Короткохвильові потоки // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2009. Вип. 8. С. 168-181. (<http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/08-uk/#post-4795>)
8. Zhao C, Liu X, Qian Y, Yoon J, Hou Z, Lin G, McFarlane S, Wang H, Yang B, Ma PL, Yan H, Bao J A sensitivity study of radiative fluxes at the top of atmosphere to cloud-microphysics and aerosol parameters in the community atmosphere model CAM5. *Atmos Chem Phys*, 2013, 13, no 21, pp. 10969–10987.
9. Bénard P., Vivoda J., Masek J., Smoliková P., Yessad K., Smith Ch., Brozková R., Geleyn J.-F. Dynamical kernel of the Aladin NH spectral limited area model: Revised formulation and sensitivity experiments. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 2010, Vol. 136, pp. 155–169.
10. Girard C., Benoit R., Desgagné M. Finescale topography and the MC2 dynamics kernel. *Mon. Weather Rev*, 2005, Vol. 133, pp. 1463–1477.
11. Толстых М. А. Полулагранжевая модель атмосферы ПЛАВ. Гидрометцентр России, Институт вычислительной математики РАН, 2010, 24 с.
12. Толстых М. А., Желен Ж.-Ф., Володин Е. М., Богословский Н. Н., Вильфанд Р. М., Киктев Д. Б., Красюк Т. В., Кострыкин С. В., Мизяк В. Г., Фадеев Р. Ю., Шашкин В. В., Шляева А. В., Эзау И. Н., Юрова А. Ю. Разработка многомасштабной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ. *Метеорология и гидрология*, 2015, № 6, с. 25-35.
13. Farah Kanani-Sühring, Siegfried Raasch Enhanced Scalar Concentrations and Fluxes in the Lee of Forest Patches: A Large-Eddy Simulation Study. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 164, no 1, pp. 1-17.
14. David E. Jahn, Eugene S. Takle, William A. Gallus Jr. Improving Wind-Ramp Forecasts in the Stable Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 163, no 3, pp. 423-446.
15. Shamsoddin Sina, Porté-Age Fernando. Large-Eddy Simulation of Atmospheric Boundary-Layer Flow Through a Wind Farm Sited on Topography. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 163, no 1, pp. 1-17.
16. Englberger Antonia, Dörnbrack Andreas. Impact of Neutral Boundary-Layer Turbulence on Wind-Turbine Wakes: A Numerical Modelling Study. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 162, no 3, pp. 427-449.
17. George H. Bryan, Rochelle P. Worsnop, Julie K. Lund-

- quist, Jun A. Zhang. A Simple Method for Simulating Wind Profiles in the Boundary Layer of Tropical Cyclones. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 162, no 3, pp. 475-502.
18. Malbakhov V. M., Shlychkov V. A. Numerical modeling of a coherent structures ensemble with convection in the atmospheric boundary layer. *Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud.*, 2001, no 7, pp. 35-41.
 19. Letzel Maraus Oliver, Raosch Siegfried. Large eddy simulation of thermally induced oscillations in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 2003, 60, no 18, pp. 2328-2341.
 20. Zilitinkevich S. S., Esau I. N. On integral measures of the neutral barotropic planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2002, 104, no. 3, pp. 371 - 379.
 21. Гарбарук А.В., Стрелец М.Х., Шур М.Л. Моделирование турбулентности в расчетах сложных течений. С.-Пб.: Издательство Политехнического университета, 2012, 88 с.
 22. Hrebtov M., Hanjali'c K. Numerical Study of Winter Diurnal Convection Over the City of Krasnoyarsk: Effects of Non-freezing River, Undulating Fog and Steam Devils. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 163, no. 3, pp. 469-495.
 23. Cuxart J., Holtslag A.A.M., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A. etc. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, no. 118, pp. 273-303.
 24. Weng Wensong, Taylor Peter A. On modeling the one-dimensional atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2003, 107, no 2, pp. 371-400.
 25. Lech Łobocki Turbulent Mechanical Energy Budget in Stably Stratified Baroclinic Flows over Sloping Terrain. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 164, no. 3, pp. 353-365.
 26. David E. Jahn, Eugene S. Takle, William A. Gallus Jr. Wind-Ramp-Forecast Sensitivity to Closure Parameters in a Boundary-Layer Parametrization Scheme. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 165, no. 3, pp. 475-490.
 27. Суперкомпьютерное моделирование в физике климатической системы / Лысков В. Н. и др. М.: Издательство Московского университета, 2006. 295 с.
 28. Зилитинкевич С. С., Эльперин Т., Клиорин Н., Рогачевский И. Замыкание уравнений Рейнольдса для устойчиво стратифицированных турбулентных течений в атмосфере и океане // Український гідрометеорологічний журнал. 2009. № 4. С. 75-102. (<http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/04-uk/#post-4933>)
 29. Cuxart J., Holtslag A.A.M., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A. etc. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, no. 118, pp. 273-303.
 30. Демченко П. Ф. Параметризация высоты планетарного пограничного слоя при переходе к устойчивой стратификации // Мат. моделирование процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. М., 1989. С. 23-26.
 31. Chimonas G. Steps, waves and turbulence in the stably stratified planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1999, 90, no. 3, pp. 397-421.
 32. Mitzeva Rumjana, Gerova Gerdana. Numerical study of the heat and moisture exchange in the morning boundary layer. *Idojaras*, 2000, 104, no 2, pp. 109 - 122.
 33. Казаков А. Л., Иванова Е. В. Апробация численной модели пограничного слоя атмосферы на основании данных эксперимента Wangara // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2010. Вип. 10. С. 97-110. (<http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/10-uk/#post-4300>)
 34. Мониин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. С.-Пб.: Гидрометеоздат, 1992. Т. 1: Теория турбулентности. 694 с.
 35. Казаков А. Л. О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов // Труды ЗапСибНИИ. М.: Гидрометеоздат, 1982. Вып. 5. С. 3-20.
 36. Динамическая метеорология. Теоретическая метеорология / под ред Д. Л. Лайхтмана. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 607 с.
 37. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 303 с.
 38. Лысков В. Н., Платов Г. А. Численное моделирование пограничного слоя атмосферы над ЭАЗО Курисио // Математическое моделирование процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. М.: ОВМ АН-СССР, 1988. С. 66-93.
 39. Казаков А. Л., Лысков В. Н. К вопросу о параметризации теплообмена при штормах применительно к задачам взаимодействия атмосферы и океана // Метеорология и гидрология. 1980. № 8. С. 58-64.
 40. Колинко А. В. Статистическая структура крупномасштабных океанологических полей на Ньюфаундленском энергетическом полигоне // Метеорология и гидрология. 1990. № 8. С. 102-107.
 41. Атлантический и Индийский океаны: атлас океанов. Л.: МО, 1977.
 42. Казаков О. Л., Иванова О. В. Радіаційні потоки – ключовий фактор взаємодії між атмосферою та океаном. Короткохвильові потоки // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2009. Вип. 8. С. 168-181. (<http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/08-uk/#post-4795>)

REFERENCES

1. Hortal M. Aspects of the numerics of the ECMWF model. Recent developments in numerical methods for atmospheric modelling, *Procs. of the ECMWF Seminar 7-11*. September 1998, Reading, UK: 1999, P. 50.
2. Dandou A., Tombrou M., Kalogiros J., Bossioli E., Biskos G., Mihalopoulos N., Coe H. Investigation of Turbulence Parametrization Schemes with Reference to the Atmospheric Boundary Layer Over the Aegean Sea During Etesian Winds. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 164, no 2, pp. 303-329.
3. Adriano Battisti, Otávio C. Acevedo, Felipe D. Costa, Franciano S. Puhales, Vagner Anabor, Gervásio A. Deg-razia. Evaluation of Nocturnal Temperature Forecasts Provided by the Weather Research and Forecast Model for Different Stability Regimes and Terrain Characteristics. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 162, no 3, pp. 523-546.
4. Ben Yang, Yun Qian, Larry K. Berg, Po-Lun Ma, Sonia Wharton, Vera Bulaevskaya, Huiping Yan, Zhangshuan Hou, William J. Shaw. Sensitivity of Turbine-Height Wind Speeds to Parameters in Planetary Boundary-Layer and Surface-Layer Schemes in the Weather Research and Forecasting Model. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 162, no 1, pp. 117-142.
5. Nielsen-Gammon JW, Hu X-M, Zhang F, Pleim JE Evaluation of planetary boundary layer scheme sensitivities for the purpose of parameter estimation. *Mon Weather Rev*, 2010, 138, no 9, pp. 3400-3417.
6. *Atlanticheskiy i Indijskiy okeany: atlas okeanov* [The Atlantic and Indian oceans: Atlas of the oceans]. Saint-Petersburg, 1977.
7. Kazakov O. L., Ivanova O. V. Radiation fluxes is a key factor in the interaction between the atmosphere and the ocean. Two-way flows. *Visn. Odes. derž. ekol. univ. - Bull. of OSENU*, 2009, no 8, pp. 168-181. (In Ukrainian). (<http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/08-uk/#post-4795>)

- uk/#post-4795)
8. Zhao C, Liu X, Qian Y, Yoon J, Hou Z, Lin G, McFarlane S, Wang H, Yang B, Ma PL, Yan H, Bao J A sensitivity study of radiative fluxes at the top of atmosphere to cloud-microphysics and aerosol parameters in the community atmosphere model CAM5. *Atmos Chem Phys*, 2013, 13, no 21, pp. 10969–10987.
 9. Bénard P., Vivoda J., Masek J., Smolická P., Yessad K., Smith Ch., Brozková R., Geleyn J.-F. Dynamical kernel of the Aladin NH spectral limited area model: Revised formulation and sensitivity experiments. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 2010, Vol. 136, pp. 155–169.
 10. Girard C., Benoit R., Desgagné M. Finescale topography and the MC2 dynamics kernel. *Mon. Weather Rev.*, 2005, Vol. 133, pp. 1463–1477.
 11. Tolstykh M. A. *Polulahrnzhevaya model' atmosfery PLAV* [Semi-Lagrangian model of the atmosphere]. The Hydromet-centre of Russia, Institute of numerical mathematics RAS, 2010, 24 p.
 12. Tolstykh M. A., Zhelen Zh.-F., Volodin E. M., Bogoslovskiy N. N., Vil'fand R. M., Kiktev D. B., Kra-syuk T. V., Kostykin S. V., Misyay V. G., Fadeev R. Yu., Shashkin V. V., Shlyayeva A. V., Ezau I. N., Yurova A. Yu. Razrabotka mnogomasshtabnoy versii global'noy modeli atmosfery PLAV [To develop a multiscale version of the global model of the atmosphere PLAV]. *Meteorologiya i gidrologiya - Meteorology and Hydrology*, 2015, no 6, pp. 25-35.
 13. Farah Kanani-Sühring, Siegfried Raasch Enhanced Scalar Concentrations and Fluxes in the Lee of Forest Patches: A Large-Eddy Simulation Study. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 164, no 1, pp. 1-17.
 14. David E. Jahn, Eugene S. Takle, William A. Gallus Jr. Improving Wind-Ramp Forecasts in the Stable Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 163, no 3, pp. 423-446.
 15. Shamsoddin Sina, Porté-Age Fernando. Large-Eddy Simulation of Atmospheric Boundary-Layer Flow Through a Wind Farm Sited on Topography. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 163, no 1, pp. 1-17.
 16. Englberger Antonia, Dörnbrack Andreas. Impact of Neutral Boundary-Layer Turbulence on Wind-Turbine Wakes: A Numerical Modelling Study. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 162, no 3, pp. 427-449.
 17. George H. Bryan, Rochelle P. Worsnop, Julie K. Lundquist, Jun A. Zhang. A Simple Method for Simulating Wind Profiles in the Boundary Layer of Tropical Cyclones. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 162, no 3, pp. 475-502.
 18. Malbakhov V. M., Shlychkov V. A. Numerical modeling of a coherent structures ensemble with convection in the atmospheric boundary layer. *Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud.*, 2001, no 7, pp. 35-41.
 19. Letzel Maraus Oliver, Raasch Siegfried. Large eddy simulation of thermally induced oscillations in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 2003, 60, no 18, pp. 2328-2341.
 20. Zilitinkevich S. S., Esau I. N. On integral measures of the neutral barotropic planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2002, 104, no. 3, pp. 371 – 37
 21. Garbaruk A. V., Strelets M. Kh., Shur M. L. *Modelirovanie turbulentnosti v raschetakh slozhnykh techeniy* [Simulation of turbulence in complex flows calculations]. Saint-Petersburg: Publishing house Polytechnic University, 2012, 88 p.
 22. Hrebtov M., Hanjali'c K. Numerical Study of Winter Diurnal Convection Over the City of Krasnoyarsk: Effects of Non-freezing River, Undulating Fog and Steam Devils. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 163, no. 3, pp. 469-495.
 23. Cuxart J., Holtslag A.A.M., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A. etc. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, no. 118, pp. 273-303.
 24. Weng Wensong, Taylor Peter A. On modeling the one-dimensional atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2003, 107, no 2, pp. 371-400.
 25. Lech Łobocki Turbulent Mechanical Energy Budget in Stably Stratified Baroclinic Flows over Sloping Terrain. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 164, no. 3, pp. 353-365.
 26. David E. Jahn, Eugene S. Takle, William A. Gallus Jr. Wind-Ramp-Forecast Sensitivity to Closure Parameters in a Boundary-Layer Parametrization Scheme. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2017, 165, no. 3, pp. 475-490.
 27. Lykosov V. N., Glazunov A. V., Kulyamin D. V., Mortikov E. V., Stepanenko V. M. *Superkomp'yuternoe modelirovanie v fizike klimaticheskoy sistemy* [Supercomputer simulation in physics of the climate system]. Moscow: Moscow university's Publ., 2006, 295 p.
 28. Zilitinkevich S. S., El'perin T., Kliorin N., Rogachevskiy I. The closure of the Reynolds equation for a stable stratified turbulent flows in the atmosphere and ocean. *Ukr. gidrometeor. ž. – Ukr. hydrometeor. j.*, 2009, no. 4, pp. 75-102. (In Russian). (<http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/04-uk/#post-4933>)
 29. Cuxart J., Holtslag A.A.M., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A. etc. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, no. 118, pp. 273-303.
 30. Demchenko P. F. Parameterization of the planetary boundary layers height during the transition to the stable stratification. *Mat. modelirovanie protsessov v pogranychnykh sloyakh atmosfery i okeana - Mathematical modelling of the processes in the atmospheric and oceanic boundary layers*. Moscow, 1989, pp. 23 - 26. (In Russian)
 31. Chimonas G. Steps, waves and turbulence in the stably stratified planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1999, 90, no. 3, pp. 397-421.
 32. Mitzeva Rumjana, Gerova Gerdana. Numerical study of the heat and moisture exchange in the morning boundary layer. *Idojaras*, 2000, 104, no 2, pp. 109 - 122.
 33. Kazakov A. L., Ivanova E. V. Testing of an atmospheric boundary layer's numerical model on the basis of the Wangara experiment. *Visn. Odes. derž. ekol. univ. - Bull. of OSENU*, 2010, no 10, pp. 97-110. (In Russian) (<http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/10-uk/#post-4300>)
 34. Monin A. S., Yaglom A. M. *Statisticheskaya gidromekhanika* [Statistical fluid mechanics]. Saint-Petersburg: Hydrometeorology Publ., 1992, vol. 1: Turbulence theory, 694 p.
 35. Kazakov A. L. On the parameterization of the atmosphere-underlying surface interaction in the numerical modelling of the atmospheric processes. *Trudy ZapSibNII – Proceedings West Siberian research Institute*. Moscow: Hydrometeorology Publ., 1982, issue 5, pp. 3-20. (In Russian)
 36. Laykhtman D. L. (Ed.) *Dinamicheskaya meteorologiya. Teoreticheskaya meteorologiya* [Dynamic meteorology. Theoretical meteorology]. Saint-Petersburg: Hydrometeorology Publ., 1976, 607 p.
 37. Marchuk G. I. *Chislennoe reshenie zadach dinamiki atmosfery i okeana* [Numerical solution of the atmospheric and oceanic dynamics problems]. Saint-Petersburg: Hydrometeorology Publ., 1974, 303 p.
 38. Lykosov V. N., Platov G. A. The numerical simulation of the atmospheric boundary layer over EAZO. *Matematicheskoe modelirovanie protsessov v pogranychnykh sloyakh atmosfery i okeana - Mathematical modelling of the processes in the atmospheric and oceanic boundary layers*. Moscow: DCM AS-USSR, 1988, pp. 66-93. (In Russian)

39. Kazakov A. L., Lykosov V. N. To the question of the heat and moisture exchange parameterization during storms in the relation to the problems of the atmosphere and ocean interaction. *Meteorologiya i gidrologiya - Meteorology and Hydrology*, 1980, no 8, pp. 58-64. (In Russian)
40. Kolinko A. V. The statistical structure of large-scale oceanographic fields on the Newfoundlander energy landfill. *Meteorologiya i gidrologiya - Meteorology and Hydrology*, 1990, no 8, pp. 102-107. (In Russian)
41. *Atlanticheskiy i Indiyanskiy okeany: atlas okeanov* [The Atlantic and Indian oceans: Atlas of the oceans]. Saint-Petersburg, 1977.
42. Kazakov O. L., Ivanova O. V. Radiation fluxes is a key factor in the interaction between the atmosphere and the ocean. Two-way flows. *Visn. Odes. derž. ekol. univ. - Bull. of OSENU*, 2009, no 8, pp. 168-181. (In Ukrainian). (<http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/08-uk/#post-4795>)

TESTING OF PARAMETERIZATIONS OF TURBULENCE OF THE BOUNDARY LAYER OF THE ATMOSPHERE OVER THE OCEAN SURFACE

E. V. Ivanova, Cand. Sci. (Geogr.)

Odessa State Environmental University, 15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, EVIvanovaRP@ya.ru

The article is devoted to testing of parameterizations of turbulent processes in the atmospheric boundary layer on the basis of different methods of closure of differentiation equations system over the ocean surface which is currently used in numerical weather forecast models. These methods include models from the first up to 1.5th closure orders. The models of the first order closure include those having diagnostic equations for turbulence coefficients which were obtained from the models of high order closure requiring use of kinetic energy of turbulent vertical velocity fluctuations subject to availability of a stable boundary layer of the atmosphere. Verification of successful use of turbulence parameterization schemes is made on the basis of actual material consisting of the annual sample data of standard meteorological and aerological observations conducted during the first global experiment on the ocean station "C" in 1978-1979. Quantitative fit with field data was evaluated using coefficients of correlation and difference for each of the seasons and for the whole year. Qualitative analysis was carried out on the basis of comparison of averaged profiles for each month of the year and the time course of meteorological values at reference levels.

The work includes check of reproduction of vertical profiles of wind speed and air temperature modulus in the atmospheric surface layer. Characteristics of the latter are obtained using the parameterization of Kazakov-Lykosov which implies merging of universal functions of Businger-Dyer to avoid rupture of the latter when dealing with cases of unstable stratification.

Keywords: one-dimensional model, boundary layer, order of closure, parameterization, turbulence, meteorological values.

АПРОБАЦІЯ ПАРАМЕТРИЗАЦІЙ ТУРБУЛЕНТНОСТІ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ НАД ОКЕАНСЬКОЮ ПОВЕРХНЕЮ

О. В. Іванова, канд. геогр. наук

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, EVIvanovaRP@ya.ru*

В статті здійснена апробація параметризацій турбулентних процесів в граничному шарі атмосфери, використовуючи різні методи замикання диференційних рівнянь над океанською поверхнею. В групу цих методів входять моделі від першого до 1,5 порядку замикання. Перевірка успішності використання схем параметризацій турбулентності здійснюється на базі фактичного матеріалу. Кількісне узгодження з даними спостережень оцінювалися за допомогою коефіцієнта кореляції та розбіжності за сезонами та за рік у цілому. Якісний аналіз проводився порівнянням профілів осереднених за кожен місяць року та часового ходу на опорних рівнях основних метеорологічних величин.

Ключові слова: одновимірна модель, граничний шар, порядок замикання, параметризація, турбулентність, метеорологічні величини.

Дата першого подання: 02. 06. 2017

Дата надходження остаточної версії: 08. 11. 2017

Дата публікації статті: 30. 11. 2017