

А.Л. Казаков, к.ф.–м.н., доц., **Е.В. Иванова**, к.г.н.
Одесский государственный экологический университет

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОДНОМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЗОННОЙ И СИНОПТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН В РАЙОНЕ ОКЕАНСКОЙ СТАНЦИИ "С"

Аннотация. *Проведено испытание работоспособности одномерной нестационарной бароклиной неадиабатической модели с «b-l» замыканием, используя специализированный архив наблюдений ПГЭП (декабрь 1978 – ноябрь 1979 г). Достоверность полученных результатов расчета проверялась качественно и количественно: при визуальном сравнении пространственно-временных разрезов и сезонной изменчивости фактических и рассчитанных метеорологических величин и с помощью статистических методов обработки (коэффициент корреляции и различия) соответственно. Анализ такого сравнения показал достаточно хорошее согласие рассчитанных и наблюдаемых полей температуры, скорости и направления ветра.*

Ключевые слова: *пограничный слой атмосферы, «b-l»– замыкание, одномерная модель, верификация, годовой ход, статистические характеристики.*

1 Введение

Существующие трехмерные математические модели общей и региональной циркуляции атмосферы не способны описать процессы, которые имеют масштаб меньший, чем пространственный шаг модельной сетки или усечение спектра. Поэтому возникает проблема описания процессов подсеточного масштаба [4], одними из которых являются процессы в пограничном слое атмосферы (ПСА), и в частности, взаимодействия с подстилающей поверхностью. Физические процессы в ПСА исследуются методами математического моделирования с учетом разнообразия физических факторов, которые формируют структуру ПСА. Нам представляется, что именно одномерные модели могут быть использованы как испытательный полигон для оценки работоспособности модели ПСА и ее отдельных блоков, включающих в себя различные схемы параметризации процессов подсеточного масштаба поскольку их применение оказывается достаточно эффективным и экономичным, что связано с простотой их реализации и проведения анализа полученных результатов по сравнению с многомерными моделями.

Обычно верификация моделей такого рода выполнялась с помощью данных наблюдений за вертикальной структурой в течение от полусуток до суток. Ранее широко использовались наборы экспериментальных данных в период экспериментов "Турбулентность Великих равнин" (O'Neil) или Wangara (Australia) [1,3]. Из последних публикаций на эту тему отметим [2], в которой описаны испытания более 10 схем параметризации пограничного слоя, включая модели 1.5 уровня замыкания, известные как модели "b-l" и "b-ε", предназначенные или уже использованные в крупномасштабных моделях атмосферы.

Мы предлагаем провести верификацию известной модели пограничного слоя с "b-l" замыканием [7] при ее интегрировании на длительный период (целый год), что позволит рассмотреть множество синоптических ситуаций и провести анализ полученных результатов расчетов в их сравнении с измерениями с помощью статистических методов.

Важно также подчеркнуть, что нами будет реализован подход Л.Н. Гутмана и его учеников [8], при котором фактически решается задача без начальных условий и решение целиком определяется поведением основных метеорологических величин на границах расчетной области.

Целью данной работы являлась комплексная проверка работоспособности численной модели пограничного слоя атмосферы с использованием специализированного архива данных наблюдений в районе океанской станции "С" в период Первого глобального эксперимента с декабря 1978 по ноябрь 1979 года [5].

2 Постановка задачи

Использованная нами модель представляла собой одномерную нестационарную неадиабатическую бароклинную модель, которая включала в себя:

- два уравнения движения:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} + fv - \frac{\tilde{P}_x}{\tilde{\rho}}, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} - fu - \frac{\tilde{P}_y}{\tilde{\rho}},$$

- уравнение притока тепла:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u\tilde{\theta}_x + v\tilde{\theta}_y = -\frac{\partial \overline{\theta'w'}}{\partial z} + \varepsilon_\tau + \varepsilon_f,$$

- уравнение переноса влаги:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{q'w'}}{\partial z} - \varepsilon_q.$$

Замыкающими уравнениями были уравнения баланса кинетической энергии турбулентности и уравнение Блекадара для пути смешения, а также соотношения Колмогорова:

$$\frac{\partial b}{\partial t} = -\left(\overline{u'w'}\frac{\partial u}{\partial z} + \overline{v'w'}\frac{\partial v}{\partial z}\right) + \lambda w'\theta'_v - \varepsilon - \frac{\partial \overline{w'b}}{\partial z}, \quad l = \frac{\alpha z}{1 + \alpha z/l_\infty}$$

$$K = lb^{1/2}, \quad \varepsilon = \frac{cb^{3/2}}{l},$$

где z, t – высота, время; u, v – составляющие скорости ветра; $\tilde{\rho}$ – плотность воздуха; θ – потенциальная температура; q – массовая доля водяного пара; θ'_v – виртуальная потенциальная температура; \tilde{P}_x, \tilde{P}_y – горизонтальные составляющие градиента давления; $\tilde{\theta}_x, \tilde{\theta}_y$ – горизонтальные составляющие градиента температуры; b – кинетическая энергия турбулентности; ε – скорость диссипации;

$\overline{S'w'} = -K_S \left(\frac{\partial S}{\partial z} - \gamma_S \right)$ – вертикальные турбулентные потоки импульса, тепла и влаги,

где $S = \{u, v, \theta, q\}$; K – коэффициент турбулентности по вертикали; $\gamma_S = 3,2 \cdot 10^{-3}$ К/м – противогradient, l, l_∞ – длина пути перемещения и его асимптотическое значение на достаточно большом удалении от поверхности земли; f, λ – параметры Кориолиса и плавучести; $\varepsilon_\tau, \varepsilon_f$ и ε_q – фазовые и радиационные потоки тепла, поток влаги при трансформации влаги при конденсации водяного пара; c, α – эмпирические постоянные.

В качестве **начальных условий** задавались фактические профили скорости ветра, потенциальной температуры, массовой доли водяного пара в пограничном слое на 00 СГВ 1.12.1978:

$$u = u^0(z), \quad v = v^0(z), \quad \theta = \theta^0(z), \quad q = q^0(z), \quad b = b^0(z).$$

Поскольку в измерениях отсутствуют данные для $b^0(z)$, то для получения его вертикального распределения нами был использован стационарный вариант модели с граничными условиями на момент времени $t = 0$.

Граничные условия задавались на трех уровнях:

на уровне моря¹:

$$u = v = 0, \quad K \frac{\partial b}{\partial z} = 0, \quad \theta = \theta_{sea}(t), \quad q = q_{\max}(\theta_{sea}, P_{sea}),$$

на уровне $z = h$:

$$K_h \frac{\partial \overline{S}}{\partial z} \Big|_{z=h-0} = K_h \frac{\partial \overline{S}}{\partial z} \Big|_{z=h+0}, \quad \overline{S} \Big|_{z=h-0} = \overline{S} \Big|_{z=h+0}, \quad b_h = (\alpha_b k_h / l_h)^2.$$

Кинетическая энергия турбулентности на данном уровне рассчитывалась в зависимости от коэффициента турбулентности, полученного из теории подобия для приземного слоя.

на верхней границе $z = H$:

$$u = u_H(t), \quad v = v_H(t), \quad \theta = \theta_H(t), \quad q = q_H(t), \quad b = 0,$$

т.е. задавались фактические временные изменения всех метеорологических величин, а турбулентность полагалась равной нулю.

Параметризация слоя постоянных потоков осуществлялась с использованием известных положений теории подобия Мони́на–Обухова [9].

¹ принималось условие прилипания для составляющих скорости ветра; температура на поверхности океана задавалась по фактическим данным; массовая доля водяного пара рассчитывалась по формуле Магнуса; поток кинетической энергии турбулентности принимался нулевым.

В данной модели параметризовались также процессы фазовых превращений влаги, потоки солнечной коротковолновой и длинноволновой радиации, дополнительные потоки тепла за счет брызговых облаков [7].

В численных экспериментах было принято, что верхняя граница слоя постоянных потоков $h = 50$ м, высота расчетной области $h = 2000$ м, шаг по вертикали $\Delta z = 50$ м и по времени $\Delta t = 3600$ с.

Одномерные модели предполагают горизонтальную однородность в граничных условиях и получаемых решениях. Однако, это заметно обедняет получаемые результаты, особенно в уравнении притока тепла. Поэтому мы, следуя подходу Л.Н. Гутмана [8], учли параметрически горизонтальную адвекцию температуры в виде слагаемых:

$$u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y}.$$

Горизонтальные градиенты температуры оценивались по формулам термического ветра в предположении близости реального ветра геострофическому в верхней части пограничного слоя. Соответственно включался и переменный по высоте горизонтальный градиент давления, пересчитываемый по геострофическим соотношениям. В работах [8,9] подчеркивалось, что использование постоянного по высоте вертикального градиента геострофических составляющих ветра на всю толщину пограничного слоя нежелательно, поскольку процессы динамики свободной атмосферы отличаются от тех, что происходят у поверхности Земли. Как известно, включение адвективных добавок в экмановском пограничном слое целесообразно делать только в средней и верхней частях пограничного слоя, не нарушая таким образом фундаментальных основ теории Экмана–Акерблома.

Нами были выполнены отдельные эксперименты на двухмесячном периоде с целью выбора оптимального способа задания вертикальных градиентов адвекции и горизонтального градиента давления. На их основании нами был предложен для последующего моделирования следующий вертикальный профиль: горизонтальные градиенты температуры считались неизменными по высоте в слое 1000–2000 м, а от 1000 м до 0 м – линейно убывали до нуля. Геострофический ветер на каждом уровне рассчитывался в соответствии с заданным вертикальным профилем перепада скорости и изменениям горизонтального градиента температуры.

В работе [7] была получена оценка в среднем вклада горизонтальной адвекции температуры. Как и предполагалось, суммарный вклад оказался за двухнедельный период незначительным. Мы, учитывая, что адвекция в открытом океане может иметь компенсационный характер, производили оценку влияния адвективного фактора на основании сравнения повторяемости рассчитанных и измеренных метеорологических величин в различных частях пограничного слоя.

3 Анализ численных экспериментов

Общее время моделирования составило 8760 часов (365 дней). По результатам моделирования, в частности, были получены временные изменения температуры воздуха и скорости ветра в разные сезоны года. Приведем фрагмент пространственно-временных разрезов фактических и рассчитанных температур и скорости ветра за период январь-февраль 1979 г. (рис.1). Визуальный анализ рассчитанных вертикальных распределений метеорологических величин показал, что пространственно–временные

разрезы, построенные по данным наблюдений и результатам расчетов показывают заметное сглаживание последних, но с сохранением по высоте периодов повышения/понижения температуры и усиления/ослабления скорости ветра.

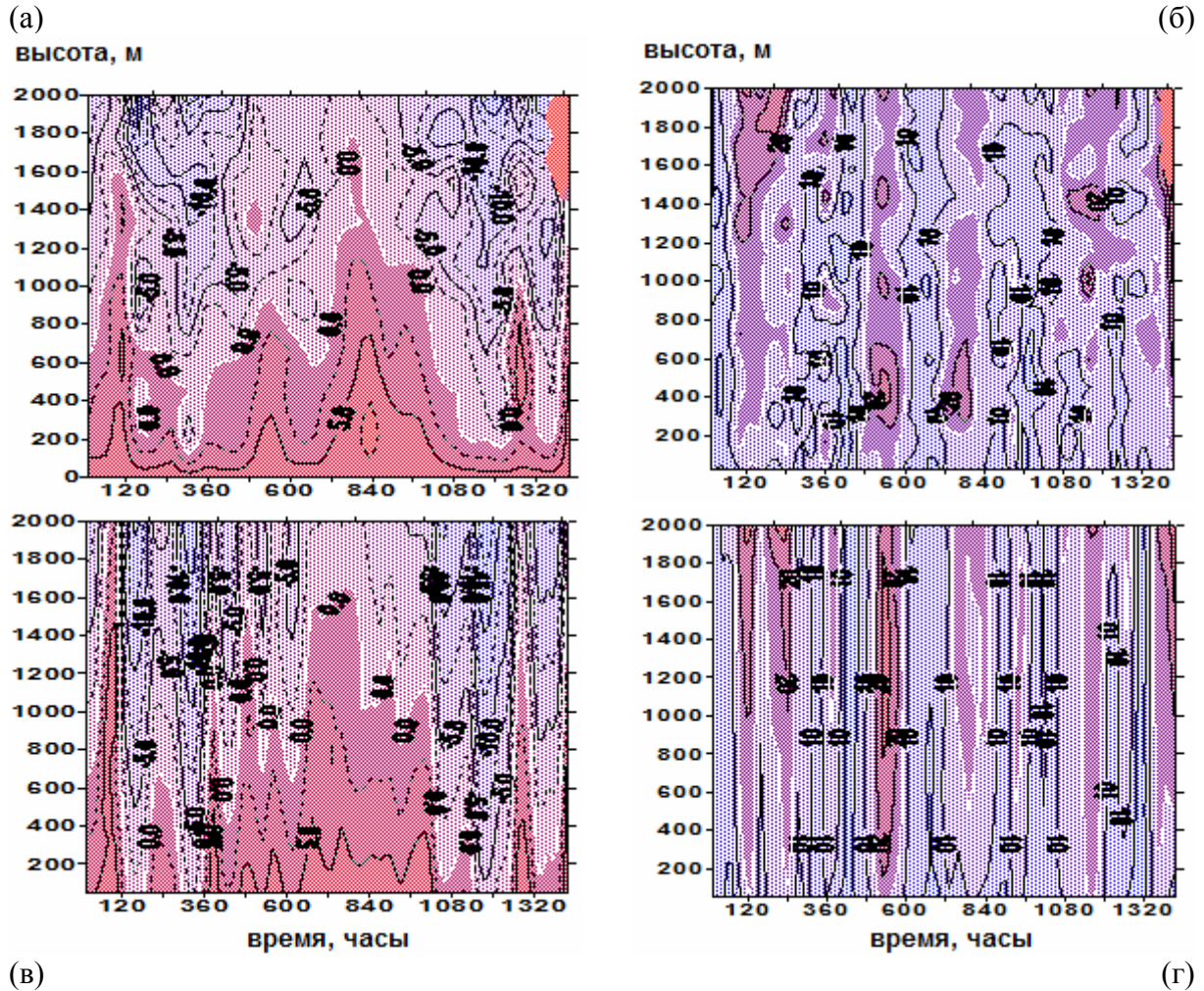


Рис. 1 – Пространственно-временные сечения фактических (верхние поля) и рассчитанных (нижние поля) полей температуры (левая половина рисунка) и скорости ветра (правая половина рисунка) в течение января-февраля 1979 г.

Степень согласованности результатов расчета с фактическими данными может быть оценена путем расчета коэффициентов корреляции и различия между кривыми повторяемости температуры и скорости ветра за отдельные сезоны или весь год. В таблице 1 приведены результаты такой статистической обработки годовой выборки метеорологических величин. Коэффициенты корреляции для температуры почти на всех уровнях больше 0,80, и только на уровне 500 м он снижается до 0,78. Коэффициенты различия для рассматриваемой величины на всех уровнях меньше или равны 0,20. Сравнение кривых повторяемости температуры воздуха (рис. 2а) показывает, что на уровне 200 м рассчитанные температуры несколько завышены, а на уровнях 500 и 1000 м получена недооценка низких и высоких температур и переоценивание в середине диапазона. Это свойство проявляется и на уровне 1500 м, но слабее.

Таблица 1 – Коэффициенты корреляции (верхнее значение) и различия (нижнее значение) между фактическими и рассчитанными температуры воздуха и скоростями ветра для годовых выборок на различных высотах.

r_T				r_V			
200 m	500 m	1000 m	1500 m	200 m	500 m	1000 m	1500 m
0.83	0.78	0.81	0.90	0.67	0.72	0.81	0.87
0.15	0.20	0.16	0.11	0.17	0.16	0.10	0.11

Коэффициенты корреляции для скорости ветра на всех уровнях больше 0,70, кроме уровня 200 м. Коэффициенты различия изменяются в ПСА от 0,10 до 0,17, т.е. согласие в кривых несколько уменьшается на нижних уровнях. В годовых кривых повторяемости для скорости ветра лучшее согласие получено для средней и верхней частей ПСА. В нижней части пограничного слоя атмосферы происходит занижение скоростей ветра (рис. 2б).

Кривые повторяемости направления ветра (рис. 2в) за весь год показали очень хорошую согласованность в верхней части ПСА и несколько хуже в нижней его части, где расхождения составили 22 (6 %) и 20 (5 %) случаев при воспроизведении юго-западного и северо-западного ветров, соответственно. На уровне 500 м недооценка частоты северо-западных ветров увеличивается до 7 %, но выше она постепенно уменьшается.

Интересно также рассмотреть годовое поведение метеорологических величин над океаном на разных уровнях в сравнении с наблюдениями. На рис. 2г приведены кривые годовые хода температуры по наблюдениям и расчетам в разных частях ГША. Модель воссоздает классический годовой ход температуры с увеличением амплитуды с высотой и демонстрируют прекрасное согласование с данными наблюдений. Годовой ход скорости ветра (рис. 2д) показывает, что на уровнях 200 и 500 м происходит занижение рассчитанных значений по сравнению с измерениями. Наибольшая абсолютная погрешность составляет величину не больше 4 м/с (декабрь), которая с увеличением высоты уменьшается, и на уровне 1500 м оказывается не более, чем 1,5 м/с.

Представляют интерес также оценки воспроизведения вертикальных турбулентных потоков в приводном слое, поскольку параметризация пограничного слоя атмосферы в моделях общей циркуляции определяется главным образом успешностью воспроизведения этих потоков. На рис. 3 приведен сезонный ход осредненных за месяц значений динамической скорости (а), турбулентных потоков явного (б) и скрытого (в) тепла, рассчитанных с помощью одного и то же bulk-метода [6], но наблюдаемые значения величин берутся с 10 м, а рассчитанные – с 50 м. Годовой ход динамической скорости по данным расчетов вообще повторяет годовое распределение динамической скорости по данным наблюдений, но с занижением, особенно значительным в предзимье и начале зимы. Полученное расхождение предопределено занижением в модели скоростей ветра в нижней части ПСА в течение года. Сезонный ход рассчитанного поверхностного турбулентного потока тепла характеризуется большую часть года лучшим согласованием с потоками по данным наблюдений. Основные расхождения касаются зимнего (декабрь) и осеннего (октябрь) максимумов и не превышает 20 Вт/м^2 . Они связаны с тем, что модель воссоздает в нижней части ПСА атмосферы в данные месяцы более низкую температуру, чем она была на самом деле. Сезонные распределения поверхностного турбулентного потока скрытого тепла по фактическим и рассчитанным данным характеризуются почти

такими же особенностями, как и кривые потока явного тепла. Относительная погрешность в потоках не превышала 25 %. Летом наблюдается изменение знака потока тепла, который обеспечивает перенос тепла от атмосферы к океану, но в целом над акваторией превалирует положительный поток, направленный из океана в атмосферу.

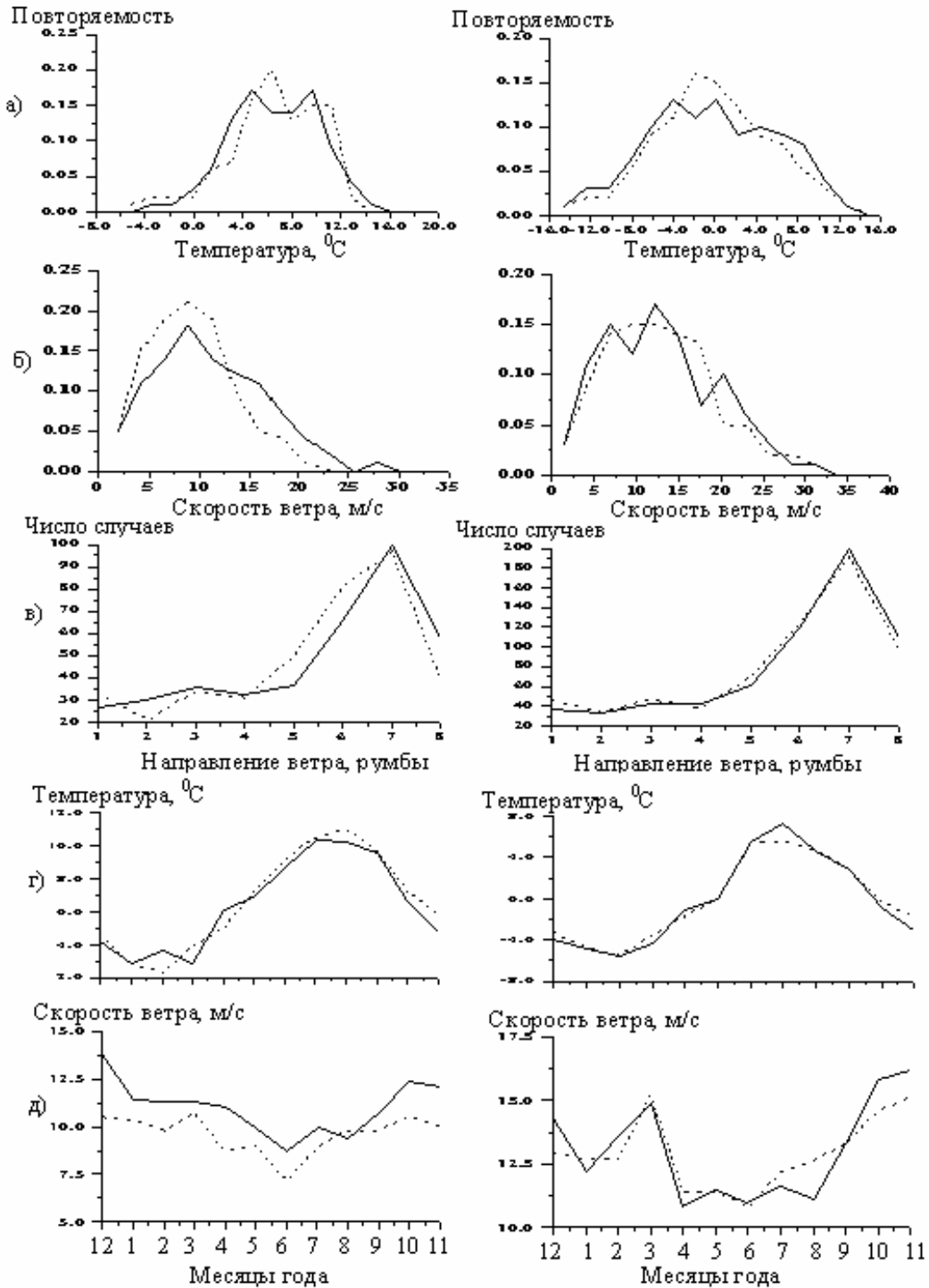


Рис.2 – Сравнение измеренных (—) и рассчитанных (- -) метеорологических величин (а) – (в) – повторяемости различных диапазонов величин, (г) – (д) – годовой ход величин.

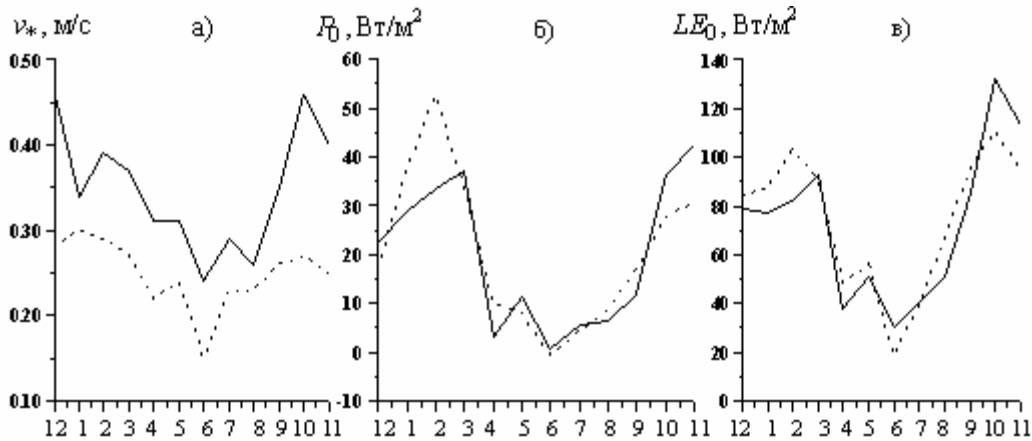


Рис.3 – Годовой ход приповерхностных вертикальных турбулентных потоков. Скорость трения, v_* (а), явный P_0 (б) и скрытый потоки тепла LE_0 (в). Сплошные кривые – с использованием данных наблюдений, пунктирные кривые по рассчитанным значениям в модели.

Хорошее согласие между потоками тепла возможно объясняется использованием в расчетах использованием одинаковой температуры поверхности океана по данным измерений. Скорости ветра на нижних уровнях модели были значительно занижены, поэтому вертикальные турбулентные потоки количества движения также оказались заниженными.

4 Выводы

В результате выполненного исследования были сделаны следующие выводы:

1. одномерная модель ПСА с “ $b-l$ ” замыканием показала устойчивый счет при моделировании множества термодинамических структур;
2. статистические характеристики показали хорошую степень согласия между измеренными и рассчитанными величинами;
3. предварительное использование одномерной модели ПСА в качестве теста пригодности параметризационных схем процессов подсеточного масштаба должно быть обязательным действием перед работой с многомерными численными моделями.

Литература

1. Clarke, R.H., A.J. Dyer, R.R. Brook et al. (1979) The Wangara experimental boundary layer data. Div.Meteorol.Phys., CSIRO, Australia, 1979, Tech. Paper, No. 19.
2. Cuxart, J., A.A.M. Holtslag, R.J. Beare et al. (2006) Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, Vol. 118, pp.273–303
3. Lettau, H.H., D. Davidson (1957) Exploring the atmosphere's first mile. Vol. 1,2, Pergamon Press, London–New York–Paris.
4. Stensrud, D.J. (2007) Parameterization schemes. Key to understanding numerical weather prediction models. Cambridge University Press, 460 pp.

5. Казаков А. Л., Лихачев С. М. Специализированный архив данных наблюдений для задач взаимодействия атмосферы и океана. – В сб.: "Математические модели в исследовании динамики океана". – Новосибирск: ВЦ СОАН СССР, 1988. – С.82–95.
6. Казаков А.Л., Лыкосов В.Н. О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов. – Труды ЗапСибНИИ, 1982, вып.55, с. 3–20.
7. Лыкосов В.Н., Платов Г.А. Численное моделирование пограничного слоя атмосферы над ЭАЗО Курошио. – Математическое моделирование процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. – М., ОВМ АН СССР, 1988, с. 66–93.
8. Сперанский Л.С., Пушистов П.Ю., Гутман Л.Н. О гидродинамических методах локального прогноза погоды. – Метеорология и гидрология, 1977, №2, с. 15–23
9. Толокнова Т. А., Сперанский Л. С., Контарев Г. Р., Пушистов П. Ю. Численные эксперименты по локальному прогнозу температуры и ветра в пограничном слое атмосферы. – Труды ЗСРНИГМИ, 1978, вып. 41, с. 52–57.

Use of one-dimensional models of the atmospheric boundary layer for the estimation of seasonal and synoptic variability of the meteorological values in the region of the 'C' ocean station

Abstract. *A test of efficiency of the one-dimensional non-stationary baroclinic non-adiabatic model with "b-l"-closure works, using the special observational archive of FGEW (December 1978 – November 1979), was carried out. Reliability of the received results was verified qualitatively and quantitatively: comparing visually the space-time sections and the seasonal behaviour of the fact and calculated meteorological magnitudes and with the statistical methods (the correlation and difference coefficients) accordingly. Such comparing analysis has showed the good agreement between calculated and observed air temperature, wind speed and direction fields sufficiently.*

Keywords: *atmospheric boundary layer, "b-l"-closure, one-dimensional model, verification, annual behaviour, statistical characteristics.*