

International Young Scientists School and Conference
on Computational Information Technologies
for Environmental Sciences

CITES '2017

**28 August – 7 September 2017
Tarusa, Zvenigorod, Russia**



Международная молодежная школа и конференция
по вычислительно-информационным технологиям
для наук об окружающей среде

CITES '2017

**28 августа – 7 сентября 2017
Таруса, Звенигород, Россия**

Организаторы CITES 2017

Институт мониторинга климатических
и экологических систем (ИМКЭС) СО РАН

Институт вычислительной математики
(ИВМ) РАН,

Институт космических исследований
(ИКИ) РАН,

Институт физики атмосферы (ИФА)
им. А.М. Обухова РАН

Гидрометцентр России

Благодарности:

Институт океанологии им. П.П.Ширшова
Российской академии наук

Мегагрант Минобрнауки РФ No14.
В25.31.0026 «Внетропический гидрологический
цикл в современном и будущем климате:
неопределенности и предсказуемость»

Федеральное агентство научных
организаций России: соглашение о
предоставлении субсидии № 08-04/Ц2092/369

Мероприятие проведено при финансовой
поддержке Российского фонда фундаментальных
исследований, Проект № 17-35-10225

CITES 2017 organizers

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological
Systems SB RAS

Institute for Numerical Mathematics
RAS

Space Research Institute
RAS

A.M. Obukhov Institute
of Atmospheric Physics RAS

Hydrometcenter of Russia

Aknowledgements:

P.P. Shirshov
Institute of Oceanology RA

Mega-grant of Ministry of Education and Science
of Russian Federation No14.V25.31.0026 «Extra-
tropical hydrological cycle in the current and future
climate: uncertainties and predictability»

Federal Agency for Scientific Organizations (FASO
Russia): Grant agreement № 08-04/C2092/369

The event was held with the financial support
of the Russian Foundation for Basic Research,
Project No. 17-35-10225

SESSION I. MODELING AND ANALYSIS OF REGIONAL ATMOSPHERIC PROCESSES
СЕКЦИЯ I. МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Физическое и численное моделирование термической циркуляции воздуха над урбанизированной поверхностью	
Курбацкий А.Ф., Курбацкая Л.И.	8
Modeling and Simulation of Thermal Air Circulation above an Urbanized Area	
Kurbatskiy A.F., Kurbatskaya L.I.	9
Verification of COSMO-Ru mesoscale forecasts	
Bundel A.Yu., Kirsanov A.A., Muraviev A.V., Kiktev D.B., Astakhova E.D., Alferov D.Yu., Rivin G.S., Rozinkina I.A., Bagrov A.N., Blinov D.V., Shatunova M.V., Nikitin M.A.	12
Верификация прогнозов по мезомасштабной модели COSMO-Ru	
Бундель А.Ю., Кирсанов А.А., Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Астахова Е.Д., Алферов Д.Ю., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В., Шатунова М.В., Никитин М.А.	13
Model of katabatic wind and its validation over Kongsvegen glacier (Svalbard)	
Chernyshev R.V., Stepanenko V.M., Repina I.A.	16
Моделирование ледникового ветра и его валидация по данным наблюдений над ледником Конгсвеген (Шпицберген)	
Чернышев Р.В., Степаненко В.М., Репина И.А.	17
Моделирование эволюции атмосферного фронта в стратифицированной атмосфере	
Юдин М. С.	20
Simulation of the evolution of an atmospheric front in a stratified atmosphere	
Yudin M. S.	20
Data assimilation system for mesoscale model COSMO in the Hydrometeorological Center of Russia	
Blinov D.V., Rivin G.S., Rozinkina I.A., Revokatova A.P.	22
Система усвоения данных для мезомасштабной модели COSMO в Гидрометцентре России	
Блинов Д.В., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Ревокатова А.П.	23
COSMO-Ru7-ART system for a coupled meteorology and pollutant concentrations forecast	
Kirsanov A.A., Revokatova A.P., Rivin G.S., Surkova G.V.	26
Система COSMO-Ru7-ART для совместного прогноза погоды и концентраций загрязняющих веществ	
Кирсанов А.А., Ревокатова А.П., Ривин Г.С., Суркова Г.В.	27
Use of COSMO-Ru forecasting system for polar low's research: sensitivity experiments	
Nikitin M.A., Rivin G.S., Chumakov M.M.	30
Исследование полярных циклонов с помощью прогностической системы COSMO-Ru: эксперименты на чувствительность	
Никитин М.А., Ривин Г.С., Чумаков М.М.	30
Mesoscale atmospheric modeling technology as a tool for the long-term meteorological dataset development	
Platonov V., Kislov A., Rivin G., Varentsov M., Rozinkina I., Ninkitin M., Chumakov M.	33
Технология мезомасштабного моделирования как средство создания многолетнего архива метеорологической информации	
Платонов В.С., Кислов А.В., Ривин Г.С., Варенцов М.И., Розинкина И.А., Никитин М.А., Чумаков М.М.	34
Forecast of polar stratospheric vortex dynamics using SL-AV global atmospheric model	
Shashkin V.V., Tolstykh M.A.	38
Прогноз динамики полярного стратосферного вихря глобальной моделью атмосферы ПЛАВ	
Шашкин В.В., Толстых М.А.	39
Modelling of Cloud Cells in the Atmosphere over the Black Sea during the Cold Air Invasion	
Iarovaia D.A.	42
Моделирование облачных ячеек при вторжении холодного воздуха в атмосферу над Черным морем	
Яровая Д.А.	42

The features of total ozone amount variability over Arctic in winter-spring 2015–2016 period Nikiforova M.P.	46
Особенности изменчивости общего содержания озона в Арктике зимой-весной 2015-2016 гг. Никифорова М.П.	47
Correction of reanalysis by buoy data using the WRF model Strigunova Ya.V.	50
Коррекция реанализа данными буев с помощью модели WRF Стригунова Я.В.	50
Mesoscale ensemble forecasting using nonhydrostatic atmospheric COSMO-Ru model at the Hydrometcentre of Russia Alferov D. Yu., Astakhova E.D., Rivin G.S., Rozinkina I.A.	52
Мезомасштабный ансамблевый прогноз погоды в Гидрометцентре России на основе негидростатической модели атмосферы COSMO-Ru Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Ривин Г.С., Розинкина И.А.	53
Identification of coherent structures in the stratified turbulent Couette flow Dernov A.V., Mortikov E.V.	55
Идентификация когерентных структур в стратифицированном турбулентном течении Куэтта Дернов А.В., Мортиков Е.В.	56
Модель динамики Белого моря под действием атмосферного форсинга Оноприенко В.А., Семенов Е.В., Мортиков Е.В.	58
Model of the White Sea dynamics under atmosphere forcing Onoprienko V.A., Semenov E.V., Mortikov E.V.	59
Hydraulic and wave aspects of downslope windstorms on the territory of Russia Shestakova A.A., Toropov P.A., Moiseenko K.B.	60
Гидравлический и волновой аспекты подветренных бурь на территории России Шестакова А.А., Торопов П.А., Моисеенко К.Б.	61
SESSION III. MODELING AND ANALYSIS OF STATE OF THE REGIONAL UNDERLYING SURFACE AND ITS HYDROLOGICAL REGIME	
СЕКЦИЯ III. МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ И ЕЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА	
Advances in land surface hydrology representation in INM RAS Earth system model Stepanenko V., Bogomolov V., Volodin E., Guseva S., Vesala T., Mammarella I.	64
Развитие гидрологического блока модели Земной системы ИВМ РАН Степаненко В.М., Богомолов В.Ю., Володин Е.М., Гусева С.П., Весала Т., Маммарелла И.	65
Stochastic parametrization for 2-d turbulence simulation Perezhogin P.A., Glazunov A.V., Gritsun A.S.	67
Стохастическая параметризация двумерной турбулентности Пережогин П.А., Глазунов А.В., Грицун А.С.	68
Assessment of permafrost thermal regime simulation in INMCM land surface model Stambrovskaja A.S., Stepanenko V.M.	71
Оценка воспроизведения термического режима многолетнемерзлой почвы блоком деятельного слоя суши модели Земной системы ИВМ РАН Стамбровская А.С., Степаненко В.М.	72
Mathematical modeling of the underlying surface Alipova K.A., Bogoslovskiy N.N.	75
Математическое моделирование процессов подстилающей поверхности Алипова К.А., Богословский Н.Н.	76
Assimilation of screen-level parameters for deep soil moisture in the SL-AV global medium-range weather forecast model Makhnorylova S.V., Tolstykh M.A.	79
Усвоение данных приземных характеристик воздуха для инициализации полей влажности в глубоком слое почвы глобальной модели атмосферы ПЛАВ20 Махнорылова С.В., Толстых М.А.	80

SESSION IV. MODELING AND ANALYSIS OF REGIONAL CLIMATE
СЕКЦИЯ IV. МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА

Simulation of modern climate with the SL-AV semi-Lagrangian atmosphere model	
Tolstykh M.A., Fadeev R.Yu., Volodin E.V., Shashkin V.V.	83
Воспроизведение современного климата полулагранжевой моделью атмосферы ПЛАВ	
Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Володин Е.М., Шашкин В.В.	83
A staircase signal in the warming of the mid-20th century	
Belolipetsky P.V., Bartsev S.I., Saltykov M.Y., Degermendzhi A.G., Belolipetsky V.M., Ivanova Y.D., Pochekutov A.A.	86
«Лестница» потепления с середины 20 века	
Белоліпецкiй П.В., Барцев С.И., Салтыков М.Ю., Дегерменджи А.Г., Белоліпецкiй В.М., Иванова Ю.Д., Почекутов А.А.	87
To a question of an assessment of influence of natural factors on changes of characteristics of climate	
Cheredko N.N., Tartakovsky V.A., Volkov Y.V.	90
К вопросу оценки влияния естественных факторов на изменения приземных характеристик климата	
Чередько Н.Н., Тартаковский В.А., Волков Ю.В.	91
Wind Wave Climate of the North Atlantic Based on Numerical Modeling of Atmosphere and Wind Waves	
Markina M.Yu., Gavrikov A.V., Gulev S.K.	94
Изменчивость ветрового волнения в Северной Атлантике по данным численного моделирования атмосферы и океана	
Маркина М.Ю., Гавриков А.В., Гулев С.К.	94
Dynamics and spatial structure of Global atmospheric oscillation based on observations, re-analyses and CMIP5 models	
Serykh I.	97
Сравнение структуры и динамики Глобальной атмосферной осцилляции по данным наблюдений, ре-анализам и моделям CMIP5	
Серых И.В.	98
Simulation of eddy heat transport in World Ocean basins	
Ushakov K.V., Ibrayev R.I., Gromov I.V.	101
Численное моделирование вихревого переноса тепла в бассейнах Мирового океана	
Ушаков К.В., Ибраев Р.А., Громов И.В.	102
Climatic clustering for Northern hemisphere using analytic signal for temperature series	
Tartakovsky V.A., Volkov Y.V., Cheredko N.N., Kalashnikova D.A.	105
Выделение климатических кластеров в Северном полушарии на основе применения аналитического сигнала к температурным рядам	
Тартаковский В.А., Волков Ю.В., Чередько Н.Н., Калашникова Д.А.	106
Evaluation of dynamics of agroclimatic conditions by the methods of trend and factor analysis	
Sukhoveeva O.	108
Оценка изменений агроклиматических условий методами трендового и факторного анализа	
Суховеева О.Э.	109
Investigation of city extension effect on Moscow megacity local climate based on numerical mesoscale modelling	
Varentsov M.I., Konstantinov P.I., Samsonov T.E.	112
Изучение влияния расширения города на местный климат Московского мегаполиса по данным численного мезомасштабного моделирования	
Варенцов М.И., Константинов П.И., Самсонов Т.Е.	113
The statistical experimental data analysis for mathematical atmosphere simulation by Kalman filter	
Karpushin P.A., Popova A.I., Popova K.Y., Krasnenko N.P.	117
Статистический анализ экспериментальных данных для математического моделирования физических процессов атмосферы на основе аппарата фильтрации Калмана	
Карпушин П.А., Попова А.И., Попова К.Ю., Красненко Н.П.	118
Numerical modelling of the Earth ionosphere F region	
Ostanin P.A., Kulyamin D.V., Dymnikov V.P.	121
Численное моделирование F-слоя Земной ионосферы	
Останин П.А., Кулямин Д.В., Дымяников В.П.	122
Long-term variability of UV irradiance in Northern Eurasia according to INM-RSHU chemical-climate model and satellite measurements	
Pastukhova A.S., Chubarova N.Ye., Smyshlyaev S.P., Galin V.Ya.	124

Многолетняя изменчивость УФ радиации в Северной Евразии по данным химико-климатической модели ИВМ-РГГМУ и спутниковым измерениям Пастухова А.С., Чубарова Н.Е., Смышляев С.П., Галин В.Я.	125
Research of the main modes of natural variability in the climate model of Institute of Numerical Mathematics of RAS Vorobyeva V.V., Volodin E.M.	128
Исследование главных мод естественной изменчивости в климатической модели ИВМ РАН Воробьева В.В., Володин Е.М.	128
Impact of autumn snow cover anomalies on following winter atmospheric dynamics in Siberia Martynova Yu.V., Kharyutkina E.V., Krupchatnikov V.N.	131
Влияние аномалий осеннего снежного покрова на атмосферную динамику последующей зимой в Сибири Мартынова Ю.В., Харюткина Е.В., Крупчатников В.Н.	132
Study of atmospheric circulation in the Antarctic region: Comparison of observational data at Antarctic stations with climat model data INMCM5 Marchuk E.A., Volodin E.M.	135
Изучение циркуляции атмосферы в Антарктическом регионе: сравнение данных наблюдений на антарктических станциях с данными климатической модели ИВМ РАН Марчук Е.А., Володин Е.М.	135
Integration of modern statistical tools of analysis of extremes into the web-GIS system «CLIMATE» Ryazanova A.A., Okladnikov I.G., Gordov E.P.	138
Интеграция современных статистических инструментов анализа экстремальных явлений в веб-ГИС систему «КЛИМАТ» Рязанова А.А., Окладников И.Г., Гордов Е.П.	139

SESSION V. DATA AND INFORMATION-COMPUTATIONAL SYSTEMS FOR EARTH SCIENCES

СЕКЦИЯ V. ДАННЫЕ И ИНФОРМАЦИОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ДЛЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Ensemble prediction system based on the Local ensemble transform Kalman filter and SLAV model Rogutov V.S., Tolstykh M.A., Mizyak V.G.	141
Система ансамблевого прогноза на основе локального ансамблевого фильтра Калмана и модели ПЛАВ Рогутов В.С., Толстых М.А., Мизьяк В.Г.	142
Architecture of the spatial data services system for statistical analysis and visualization of regional climate changes Titov A.G.	145
Архитектура системы веб-сервисов обработки пространственных данных для статистического анализа и визуализации региональных климатических изменений ТИТОВ А.Г.	146
Development of the parallel multigrid elliptic problem solver for the SL-AV global atmospheric problem Goyman G.S., Tolstykh M.A.	148
Реализация параллельного алгоритма решения эллиптических уравнений в глобальной модели атмосферы ПЛАВ Гойман Г.С., Толстых М.А.	149
An automated graphical system Isograph for visualization of meteorological fields and observational data Kopeykin V.V., Alferov Yu.V.	153
Isograph – автоматизированная графическая система для визуализации метеорологических полей и данных наблюдений Копейкин В.В., Алферов Ю.В.	153
The use of correlated observation errors in satellite AMV data for the ensemble data assimilation system based on LETKF algorithm Mizyak V., Shlyayeva A., Tolstykh M.	156
Использование коррелированных ошибок спутниковых данных наблюдений AMV в ансамблевой системе усвоения данных на основе LETKF Мизьяк В.Г., Шляева А.В., Толстых М.А.	156

Applying COSMO-Ru model for daily analysis of snow water equivalent and snow density fields Churiulin E., Kuzmina E., Chumakov M., Kopeykin V.V., Rivin G., Rozinkina I.A.	160
Ежедневный анализ полей водного эквивалента и плотности снежного покрова с использованием COSMO-Ru Чурюлин Е.В., Кузьмина Е.В., Чумаков М.М., Копейкин В.В., Ривин Г.С., Розинкина И.А.	161
Cloud classification using radiation data Zuev S.V., Krasnenko N.P., Kartashova E.S.	164
Классификация форм облачности на основе актинометрической информации Зуев С.В., Красненко Н.П., Карташова Е.С.	164

SESSION VI. WORKSHOP OF THE NEFI PROGRAM

СЕКЦИЯ VI. СЕМИНАР ПРОГРАММЫ NEFI

Development of an interactive service to raise awareness of public and decision-makers about climate change Gordova Yu.E., Okladnikov I.G., Titov A.G., Gordov E.P.	168
Разработка интерактивного сервиса для повышения осведомленности общественности и лиц, ответственных за принятие решений об изменениях климата Гордова Ю.Е., Окладников И.Г., Титов А.Г., Гордов Е.П.	169
Droughts and moistening periods in South Siberia at the end of XX and the beginning of XXI centuries Ryazanova A.A., Voropay N.N.	171
Засухи и периоды переувлажнения на юге Сибири в конце XX – начале XXI веков Рязанова А.А., Воропай Н.Н.	172
Experimental study of wintertime heat and momentum exchange between a lake, surrounded by forest, and the atmospheric boundary layer Barskov K.V., Chernyshev R.V., Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Yu., Guseva S.P., Gavrikov A.V.	176
Обмен теплом и импульсом в приземном слое атмосферы над озером окруженным лесом по данным экспериментальных наблюдений в зимний период Барсков К.В., Чернышев Р.В., Степаненко В.М., Репина И.А., Артамонов А.Ю., Гусева С.П., Гавриков А.В.	177

SESSION I

Modeling and analysis of regional atmospheric processes

СЕКЦИЯ I

Моделирование и анализ региональных атмосферных процессов

Физическое и численное моделирование термической циркуляции воздуха над урбанизированной поверхностью

¹Курбацкий А.Ф., ²Курбацкая Л.И.

¹ Институт теоретической и прикладной механики им. С. А. Христиановича СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

² Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: kurbat@itam.nsc.ru,
L.Kurbatskaya@ommgp.sccc.ru

Сложность решения задач о качестве воздуха в урбанизированных областях заключается в разнообразии пространственно-временных масштабов, в пределах которых протекают процессы рассеяния и трансформации загрязнений. В частности, два наиболее важных из них включают в себя 'городской масштаб' - несколько десятков километров (Рис. 1 - типичный размер города), в пределах которого происходит первичная эмиссия загрязнений воздуха, и 'мезомасштаб' - несколько сотен километров, где формируются и рассеиваются вторичные загрязнения воздуха (Рис. 2).

Для вычисления турбулентных потоков импульса и тепла использованы полностью явные алгебраические модели, полученные с помощью символьной алгебры из уравнений переноса для потоков импульса и тепла в приближении слабо равновесной турбулентности [1]. Сравнение результатов вычислений с имеющимися в литературе данными наблюдений [2] и результатами, полученными другими численными моделями, показывает, что развитая модель способна воспроизвести наиболее важные структурные особенности турбулентности в городском слое шероховатости вблизи урбанизированной поверхности городского АПС, а также воздействие городской шероховатости на глобальную структуру полей ветра и температуры над городом и рассеяния примеси (Рис. 2).

Авторы выражают благодарность РФФИ за финансовую поддержку (грант 17-01-00137).

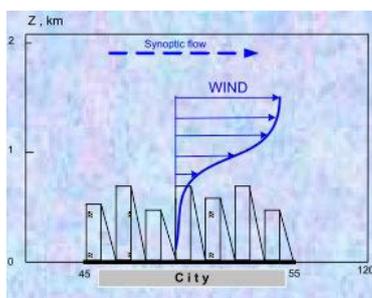


Рис. 1. Параметризация слоя городской шероховатости. Толстая линия между 45 km and 55 km отмечает расположение города.

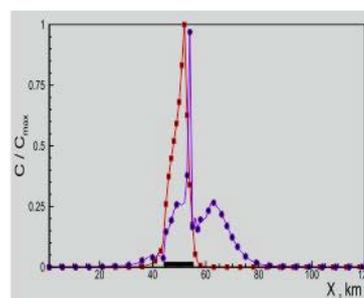


Рис. 2. Концентрация пассивного трассёра C / C_{\max} на нижнем слое: 07 LST первого дня моделирования (■); 13 LST второго дня моделирования (●), как функция горизонтального расстояния.

Modeling and Simulation of Thermal Air Circulation above an Urbanized Area

¹Kurbatskiy A.F., ²Kurbatskaya L.I.

¹Kristianovich Institute of Theoretical and Applied Mechanics SB RAS, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

²Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: kurbat@itam.nsc.ru, L.Kurbatskaya@ommgp.sccc.ru

1. INTRODUCTION

Urbanization causes drastic changes in radiative, thermal, moisture and aerodynamic characteristics of the land surface, leading to heterogeneities of the airflow. The main reasons for complexity of urban modeling lies in the diversity of spatio-temporal scales over the phenomena occur. In order to compute the mean and turbulent transport, several variables are needed (wind, turbulent coefficients, temperature, pressure, humidity). The numerical models must, indeed, ideally be able to represent the two main scales (the 'urban' and the 'meso') involved. Since the horizontal dimensions of the domain are on the order of the meso'scale (~100 km), to keep the number of grid points compatible with the CPU time cost, the horizontal grid resolution of such (meso'scale) models ranges between several hundreds of meters and a few kilometers. Because is not possible to resolve the city structure in detail (buildings or blocks), but that the effects of the urban surfaces must be parameterized [1]. The most important urban effects on the airflow are: (i) the presence of an intense shear layer at the top of the urban canopy (there, the mean kinetic energy of the flow is converted into turbulent kinetic energy (TKE)); (ii) the development of the turbulent wakes that generated by the roughness elements; efficiently mix and diffuse momentum, heat and mass; (iii) drag due to buildings, i.e. the pressure differences across individual roughness elements; (iv) phenomena of differential heating/cooling of sunlit/shaded surfaces, radiation trapping effects in street canyons and heat storage in buildings can generate the so-called urban heat island effect [2, 3]. (In modeling, the urban heat island effect can be specified by an urban-rural temperature difference. The urban heat island effect may produce major temporal and spatial alterations to the thermodynamics and circulation of the urban airflow).

This study attempts to formulate a three-parametric numerical model for simulation of the air circulation over the urbanized areas. In this model, the turbulent transfer of momentum, heat and concentration in the urban boundary layer is numerically simulated by a time-dependent Reynolds-averaged Navier-Stokes (T-RANS approach). In the present model, two new ingredients are employed:

- 1) an updated expression for the pressure-strain correlation,
- 2) an updated expression for the pressure-temperature correlation. The turbulent momentum and scalar fluxes are determined by the full explicit algebraic expressions, which are derived from the closed transport equations for turbulent fluxes and simplified using the weak-equilibrium assumption and symbolic algebra. Closure is achieved by solving the evolution equations for the turbulent kinetic energy, its dissipation rate and scalar variance (the three-parametric turbulence model [1, 4]). This improved meso'scale model is able to reproduce the most important features of a wind field above the city.

2. THE CLOSURE MODEL FOR TURBULENT ABL

Both mean and turbulent variables are needed to model an ABL. The following system of partial differential equations models the ABL flow over the urban heat island for a full 24 hour cycle. The Boussinesq approximation for density variations is used to include buoyancy effects:

$$U_x + W_z = 0, \quad (1)$$

$$U_t + UU_x + WW_z = -\frac{P_x}{\rho} - \overline{(wu)}_z + fV + D_U, \quad (2)$$

$$V_t + UV_x + WV_z = -\overline{(wv)}_z - fU + D_V, \quad (3)$$

$$W_t + UW_x + WW_z = -\frac{P_z}{\rho} - \overline{(ww)}_z + \beta\Theta g + D_W, \quad (4)$$

$$\Theta_t + U\Theta_x + W\Theta_z = -\overline{(u\theta)}_z - \overline{(w\theta)}_z + D_\Theta. \quad (5)$$

The dependent variables in (1)-(5) are the mean flow velocities U , V , and W in x , y , and z directions respectively, mean pressure P , mean deviation Θ from a reference temperature T_0 . The terms D_U , D_V , D_W here represent the forces (e.g., frictional force, drag force etc.) and D_Θ denotes the impact of the sensible heat fluxes from solid surfaces (ground or buildings) on the potential temperature budget. The parametric quantities in the equations (1)-(5) include gravitational acceleration (9.8 ms^{-2}), Coriolis parameter (0.8×10^{-4} at latitude 35°N), volumetric expansion rate of air β ($3.53 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$), and mean air density (1.25 kgm^{-3}). The lower case terms u , v , w , and θ represent time dependent deviations from their respective mean values, and their products in (1)-(5) give the turbulent Reynolds stresses and heat fluxes. They are modeled by the full explicit anisotropic algebraic expressions which are obtained from the differential closed transport equations for turbulent fluxes by reducing them to the system of algebraic equations using the weak-equilibrium assumption. The system of algebraic turbulent flux equations is solved using symbolic algebra (cf. [4]). Three-parametric turbulence model [1, 5] is used to close expressions for the turbulent momentum and scalar fluxes. The turbulent fluxes expressions are not shown here because of their bulkiness.

2.1. Explicit algebraic turbulence model for turbulent momentum and heat fluxes

Equations for the turbulent momentum and heat fluxes were solved via symbol algebra. Below, we present expressions for those turbulent momentum and heat fluxes that were used in a numerical test to solve system of equations (1) – (5):

$$\begin{aligned} \overline{(uw)}, \overline{(vw)} &= -K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right), \quad \overline{w\theta} = -K_H \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \gamma_c, \\ K_M &= E\tau S_M, \quad K_H = E\tau S_H; \\ S_M &= \frac{1}{D} \left\{ \begin{aligned} &s_0 [1 + s_1 G_H (s_2 - s_3 G_H)] + \\ &+ s_4 s_5 (1 + s_6 G_H) (\tau \beta g)^2 \frac{\overline{\theta^2}}{E} \end{aligned} \right\} \quad S_H = \frac{1}{D} \left\{ \frac{2}{3} \frac{1}{c_{10}} (1 + s_6 G_H) \right\}; \\ \gamma_c &= \frac{1}{D} \left\{ 1 + \frac{2}{3} \alpha_2^2 G_M + s_6 G_H \right\} \alpha_5 (\tau \beta g) \overline{\theta^2} \quad \text{is the countergradient term.} \end{aligned}$$

The quantities G_H and G_M are defined as

$$G_H \equiv (\tau N)^2, \quad G_M \equiv (\tau S)^2,$$

$$N^2 = \beta g \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad S^2 \equiv \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2,$$

$$D = 1 + d_1 G_M + d_2 G_H - d_3 G_M G_H + d_4 G_H^2, \quad d_1 = \frac{2}{3} \alpha_2^2, \quad d_2 = \frac{7}{3} \frac{\alpha_3}{c_{10}}, \quad d_3 = \frac{2}{3} \alpha_2 \frac{\alpha_3}{c_{10}}, \quad \alpha_5,$$

$$d_4 = \frac{4}{3} \left(\frac{\alpha_3}{c_{10}} \right), \quad s_0 = \frac{2}{3} \alpha_2, \quad s_1 = \frac{1}{\alpha_{21}} \left(\frac{\alpha_3}{c_{10}} \right), \quad s_2 = \alpha_2 - \alpha_5, \quad s_3 = \alpha_5 (\alpha_3 / c_{10}), \quad s_4 = \alpha_3 \alpha_5, \quad s_5 = \alpha_5 + (4/3) \alpha_2,$$

$$s_6 = \alpha_3 / c_{10}, \quad \alpha_1 = (4/3) \frac{1 - c_2}{c_1}, \quad \alpha_2 = \frac{1 - c_2}{c_1}, \quad \alpha_3 = \frac{1 - c_3}{c_1}, \quad \alpha_4 = (1 - c_{20}), \quad \alpha_5 = (1 - c_{20}) / c_{10},$$

$$(c_1 = 2, c_2 = 0.54, c_3 = 0.8, c_{10} = 3.28, c_{20} = 0.5).$$

3. NUMERICAL TEST

The 2D numerical test is carried out. The size of the computational domain is 6x120 km with the resolution of 1 km. The topography is flat with a 10-km wide city surrounded by a rural area. In the model, urban heat island effects are specified by the urban-rural temperature difference. The magnitude of rural-urban temperature difference driving this circulation depends on a variety of factors including the morphology of urban canopy layer. Therefore, the urban roughness parameterization has been incorporated in the improved meso-scale model (Fig. 1). The ground temperature is the only unsteady boundary condition [1]. This thermal boundary condition simulates the 24 hour cycle of heating by the sun on a land mass located from km to km. The meteorological initial conditions are geostrophic wind from the west of 1, 3 and 5 m s⁻¹, and atmospheric thermal stratification equal to 3.5 K km⁻¹ in potential temperature.

4. SIMULATION RESULTS

Results of numerical modeling of the urban boundary layer lead to the following conclusions about transformation of the global structure of wind velocity field above the urbanized surface (Fig.1).

4.1. Momentum

Comparison of the vertical profile of local u_* defined as $(\overline{uw}^2 + \overline{vw}^2)^{1/4}$ with the measurements data [6-8] is presented in Fig. 2. Above the roughness sublayer, urban simulations show a region where u_* is nearly constant with height during day and night for both geostrophic wind speeds. In the roughness, sublayer the behavior of vertical profile of u_* exhibit a very similar shape as in the observations during night and daytime.

The extensive data set of measurements in the cities is presented in review [9] for the ratio of the local friction velocity u_* to the mean velocity of horizontal wind (six groups of data; squares in Fig. 3). The calculated profile of u_*/U (solid line in Fig. 3) has a maximum near the top of the building and then decreases with increasing height, reaching a value close to 0.1 at a height of about a fourfold average height of the building. The profiles calculated for two values of the geostrophic wind (3 and 5 m/s) are in good agreement with observational data.

The simulated results presented in these two figures show that the modified model of turbulence for the

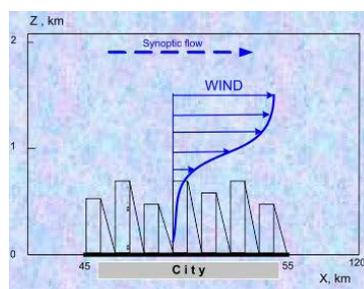


Fig. 1. The concept incorporated of urban canopy layer. The thick line on abscissa between 45 km and 55 km indicates the city location.

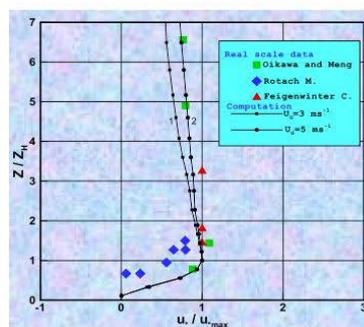


Fig. 2. Vertical profiles of the local friction velocity u_*/U_{max} .

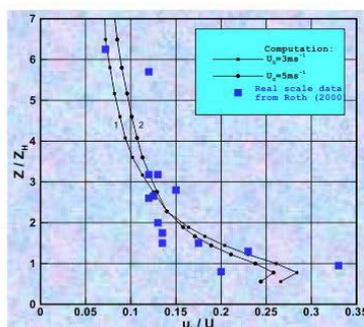


Fig. 3. Vertical profiles of the ratio between the local u to the mean wind speed U . The squares refer to the large number of full-scale observations [9].

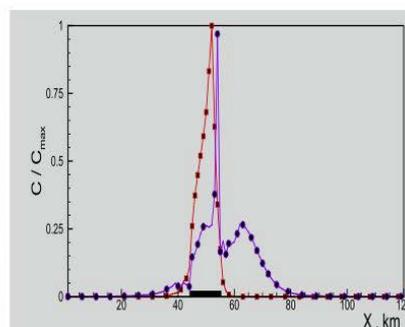


Fig. 4. Passive tracer concentration C/C_{max} at the lowest level at 07 LST of the first day of modeling (■) and at 13 LST the second day of modeling (●), as function of horizontal distance.

The more realistic turbulence model of ABL and the urban roughness (Fig. 1) are able to reproduce the vertical profiles of both the turbulent momentum flux and the mean velocity of horizontal wind that are consistent with observational data.

4.2. Impact on the dispersion of a passive tracer

A passive tracer is emitted in the city at ground level with a time variation typical of traffic emissions characterized by high values in a morning and low values during night hours in order to reproduce realistic profiles. Concentrations computed by the model at the lowest level in the centre of the urban area are plotted in Fig. 4. They show the impact of the city on pollutant dispersion.

Acknowledgements. *The Russian Foundation for Basic Research supported this study (project No. 17-01-00137).*

References:

1. A.F. Kurbatskii and L. Kurbatskaya, *Three-Parameter Model of Turbulence for the Atmospheric Boundary Layer over an Urbanized Surface*, *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*, Vol.42, No.4, 2006, pp.439-455.
2. R. D. Bornstein and T. R. Oke, *Influence of pollution on urban climatology*, *Adv. Environ. Sci. Engng.*, Vol. 2, 1981, pp. 171-202.
3. R.D. Bornstein. *Mean Diurnal Circulation and Thermodynamic Evolution of Urban Boundary Layers*, in: *Modeling the Urban Boundary Layer*, American Meteorological Society, Boston, MA, 1987, pp.53-94.
4. Y. Cheng, V. M. Canuto and A. M. Howard, *An Improved Model for the Turbulent PBL*, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 59, 2002, pp. 1500 – 1565.
5. A.F. Kurbatskii, *Computational modeling of the penetrative convection above the urban heat island in a stably stratified environment*, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 40, 2001, pp. 1748-1761.
6. S. Oikawa and Y. Meng, *Turbulence Characteristics and Organized Motion in a Suburban Roughness Sublayer*, *Boundary-Layer Meteor.*, Vol. 74, pp. 1995, pp. 289-312.
7. M. W. Rotach, *Turbulence within and above an Urban Canopy*, *ETH Diss. 9439. 249 pp.*, published as *ZGS, Heft 45, Verlag vdf, Zurich, 1991*.
8. C. Feigenwinter, *The Vertical Structure of Turbulence above an Urban Canopy*, *Ph.D. Thesis. University Basel, 1999, 76 pp.*
9. M. Roth, *Review of atmospheric turbulence over cites*, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, Vol. 126, 2000, pp. 941-990.
10. M.W. Rotach. *Turbulence Closure to a Rough Urban Surface. Part I: Reynolds Stress*. *Boundary Layer Meteor.* Vol. 65, 1993, pp. 1–28.

Verification of COSMO-Ru mesoscale forecasts

Bundel A.Yu, Kirsanov A.A., Muraviev A.V., Kiktev D.B., Astakhova E.D., Alferov D.Yu., Rivin G.S., Rozinkina I.A., Bagrov A.N., Blinov D.V., Shatunova M.V., Nikitin M.A.

Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia
E-mail: a.bundel@gmail.com

At the Hydrometcentre of Russia, the mesoscale forecasting is based on the COSMO-Ru system at present (COSMO stands for Consortium for Small-scale MOdelling) at present. Russia is a member of COSMO consortium from 2009 and participates in COSMO model development, including verification. Verification research began in 2009, operational verification is carried out from 2011. Thus, rather long time series of COSMO-Ru scores are accumulated and the main model errors are determined for the Russian territory. From 2013, the Hydrometcentre of Russia regularly participates in the COSMO consortium activity of comparing the model versions in a common area in the Alpine region, where the model domains intersect (the common area, hereinafter). The scores are presented on the common plots. Russia uses and contributes to the development of common COSMO verification packages. At present, the VERSUS (VERification System Unified Survey) package is an official COSMO verification tool. Its advantage is the possibility to perform conditional verification. The work is going on to implement Rfdbk package developed in DWD and using the feedback-files obtained as an output of data assimilation system and containing the observation and model data interpolated to the station points with thorough quality control.

This work analyzes the scores of COSMO-Ru forecasts of different grid spacing (13.2 km: COSMO-Ru13, 7 km: COSMO-Ru7, 2.2 km: COSMO-Ru2 and 1.1 km: COSMO-Ru1) for different regions (European Russia, Russian Arctic, Central Federal region, Southern Federal region, and the common are in the Alps, where the COSMO versions of different COSMO members are compared [3, 4, 5]).

Common plot analysis shows that the COSMO-Ru scores are at the good level compared to other COSMO versions.

The T2m (air temperature at 2 m) COSMO-Ru7 scores are improved overall from 2011 to 2016. The T2m amplitude is underestimated in the diurnal cycle in fall, spring and summer, in particular at night (the analysis of the common plots shows that this is a common feature not only for COSMO-Ru version). It is most likely due to the deficiencies in the parameterizations of land surface and radiation. In winter, temperature is underestimated in the daytime and in the nighttime, and the diurnal cycle is flattened. The dependence of scores on the lead time is similar for 00 and 12 UTC runs from approximately 6 h leadtime.

The wind scores dependence on the lead time is similar for all the seasons for all COSMO versions. There is almost no error growth with the lead time. The wind speed is constantly overestimated.

The total clouds are mostly overestimated by the COSMO model.

Precipitation scores are somewhat different in summer and in winter. There is a clear diurnal cycle with an overestimation of precipitation occurrence during the daytime, and underestimating it in the nighttime. In winter, the models overestimate precipitation occurrence all the time. All COSMO versions underestimate intense precipitation.

It should be noted that the pointwise verification is not enough for high-resolution models for precipitation fields and other patchy fields, as it can suffer from the double-penalty problem, when a point of forecasted event is shifted relative to the point of observed event. Numerous spatial verification methods are developed in the last decade [8, 9, 10]. In the present work, the precipitation forecasts in the mountainous regions of Caucasus (Sochi) and the Alps are verified using the features-based Contiguous Rain Area (CRA) method [8]. The forecasts are made in the framework of the WMO FROST-2014 project [1, 2, 11] and the MesoVICT (<https://www.ral.ucar.edu/projects/icp/>) project. The COSMO-Ru1 and COSMO-Ru2 deterministic systems are used for the Sochi region and the Swiss COSMO-1 and COSMO-2 systems with 1 and 2 km grid spacing are used for the Alpine region. Also, the Russian (COSMO-Ru2-EPS) and Swiss (COSMO-E) ensemble systems are used. The radar data (Sochi) and the VERA station analysis (the Alps) are used as the reference data. Different precipitation accumulation periods and thresholds are investigated. The influence of the features matching function choice on the CRA scores is studied. The first results of the application of features-based method to ensembles are given [6, 7].

Верификация прогнозов по мезомасштабной модели COSMO-Ru

Бундель А.Ю., Кирсанов А.А., Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Астахова Е.Д., Алферов Д.Ю., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В., Шатунова М.В., Никитин М.А.

Гидрометцентр России, Москва, Россия

E-mail: a.bundel@gmail.com

В настоящее время базовой системой прогноза мезомасштабных процессов, применяемой в Гидрометцентре России, является система COSMO-Ru, основанная на использовании модели Консорциума по мелкомасштабному моделированию атмосферы (COnsortium for Small-scale MOdelling). Россия является членом Консорциума с 2009 г. и проводит исследования, направленные на усовершенствование модели COSMO и качества численных прогнозов, подготовленных с ее помощью. Составной частью этой деятельности является разработка усовершенствованных методов верификации и их использование.

Исследовательские работы по верификации системы COSMO-Ru начаты в 2009 г., с 2011 г. ведется оперативная верификация прогнозов. К настоящему времени накоплены достаточно длинные ряды оценок качества прогнозов COSMO-Ru, анализ которых позволил выявить основные погрешности модели для территории России. С 2013 г. Гидрометцентр России на постоянной основе участвует в деятельности Консорциума по сравнению качества прогнозов по версиям модели COSMO стран-участников для единой области в районе Альп, входящей в области интегрирования всех этих моделей («общая» область). Оценки качества прогнозов, полученные для этой области, представляются на так называемых «общих» графиках. Российская сторона использует и вносит свой вклад в развитие пакетов верификации COSMO. В настоящее время официальным пакетом верификации Консорциума является VERSUS (VERification System Unified Survey), достоинством которого является возможность проведения условной верификации. Ведутся работы по внедрению пакета Rdfbk с использованием так называемых feedback-файлов, основа которого разработана в Немецкой службе погоды (feedback-файлы производятся в результате работы системы усвоения данных и содержат наблюдения и проинтерполированные в точки наблюдений модельные данные, качество которых тщательно контролируется).

В работе анализируются ряды оценок для COSMO-Ru разного разрешения (13.2 км – COSMO-Ru13, 7 км – COSMO-Ru7, 2.2 км – COSMO-Ru2 и 1.1 км – COSMO-Ru1) для различных регионов (Европейская территория России, Европейская часть Российской Арктики, Центральный Федеральный округ (ЦФО), Южный Федеральный округ (ЮФО), а также «общая» область) [3, 4, 5]. Анализ показал, что качество прогнозов температуры воздуха на уровне 2 м по COSMO-Ru7 в целом улучшилось с 2011 по 2016 гг. [5] (На рис. 1 представлен пример для января). Это связано с многими факторами: увеличение разрешения немецкой модели, из которой берутся начальные условия (GME с разрешением 40, 30, и 20 км, ICON с разрешением 13 км с января 2015 г.), введение системы усвоения данных с декабря 2015 г., увеличение количества усваиваемых наблюдений, использование различных настроечных параметров модели.

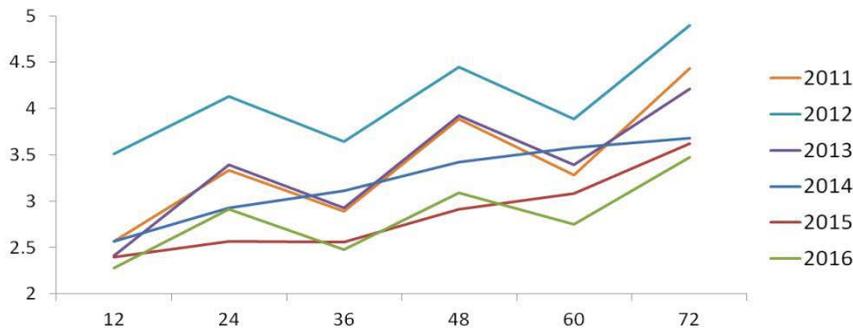


Рис. 1 Эволюция среднеквадратических ошибок прогнозов COSMO-Ru7 значений температуры на высоте 2 м (°C) в зависимости от заблаговременности в часах для января 2011-2016 гг. для Европейской территории России.

Различия прогнозов с разрешением 2 и 7 км заметней в теплый период года (весна, лето) и незначительны в холодный период (осень, зима). Для осени, весны и лета типична недооценка суточной амплитуды температуры, особенно ночью (причем анализ «общих» графиков показывает, что это характерно не только для российской версии COSMO, рис. 2). Это связано, главным образом, с недостатками параметризации процессов на поверхности почвы, параметризации радиации и описания их взаимодействия. Зависимость оценок качества от заблаговременности для прогнозов от 00 ВСВ и 12 ВСВ имеет сходные черты, начиная с заблаговременности около 6 ч.

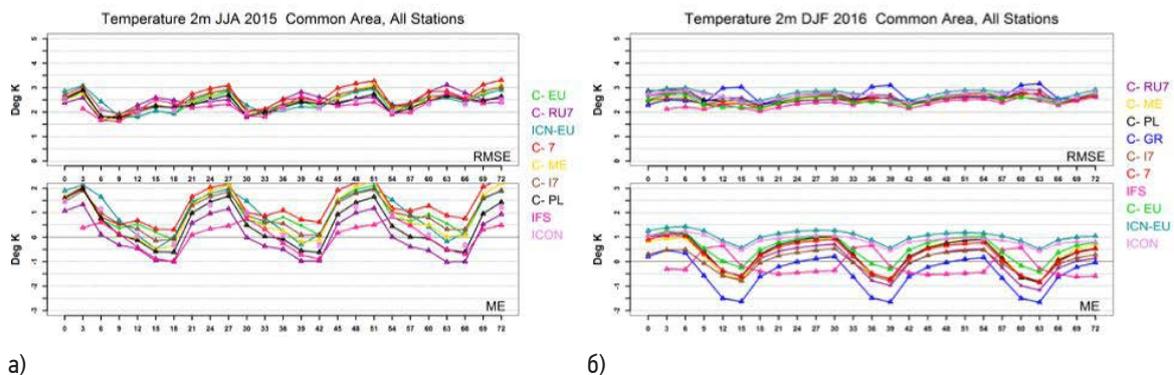


Рис. 2. Средняя ошибка ME и среднеквадратическая ошибка RMSE температуры на уровне 2 м для лета 2015 г. (а) и зимы 2016 г. (б) для 7-км версий моделей стран-участников в «общей» области, а также модели IFS (C-EU – Германия, C-7 – Швейцария, C-ME – Италия (USAM), C-I7 – Италия (ARPA-SIMC), C-GR – Греция, C-PL – Польша, C-RO – Румыния, C-RU7 – Россия, IFS – глобальная модель ЕЦСПП, ICON – глобальная модель ICON, ICN-EU – региональная модель ICON-EU). Прогнозы от срока 00 ВСВ.

Ход оценок средней скорости ветра на уровне 10 м в зависимости от заблаговременности весьма схож во все сезоны для всех версий COSMO. Практически отсутствует рост ошибок с заблаговременностью. Имеется постоянное завышение скорости ветра.

Общая облачность в целом завышается моделью COSMO. В зимний период она завышается и днем, и ночью. В другие сезоны общая облачность значительно завышена в ночные часы, и имеет ME, близкие к нулю или слабоотрицательные в дневное время суток.

Поведение оценок прогноза количества осадков отличается летом и зимой. Летом имеется отчетливый суточный ход с завышением наличия осадков в дневные часы и занижением их ночью, в то время как зимой факт осадков прогнозируется слишком часто и днем, и ночью. Все версии модели начинают недооценивать количество случаев выпадения осадков, сумма которых превышает некоторое пороговое значение, по мере увеличения этого значения. На рис. 3 представлены диаграммы качества для количе-

ства осадков, превышающих 0.2 мм/6 ч (на диаграмме качества одновременно представлены предупрежденность явления, индекс качества (1 – доля ложных тревог), сдвиг частоты (пунктирные линии), и показатель угроз (сплошные линии); идеальный прогноз находился бы в верхнем правом углу, чем ближе к этому углу, тем лучше прогноз).

Анализ «общих» графиков показывает, что оценки COSMO-Ru находятся на хорошем уровне по сравнению с версиями модели COSMO других стран.

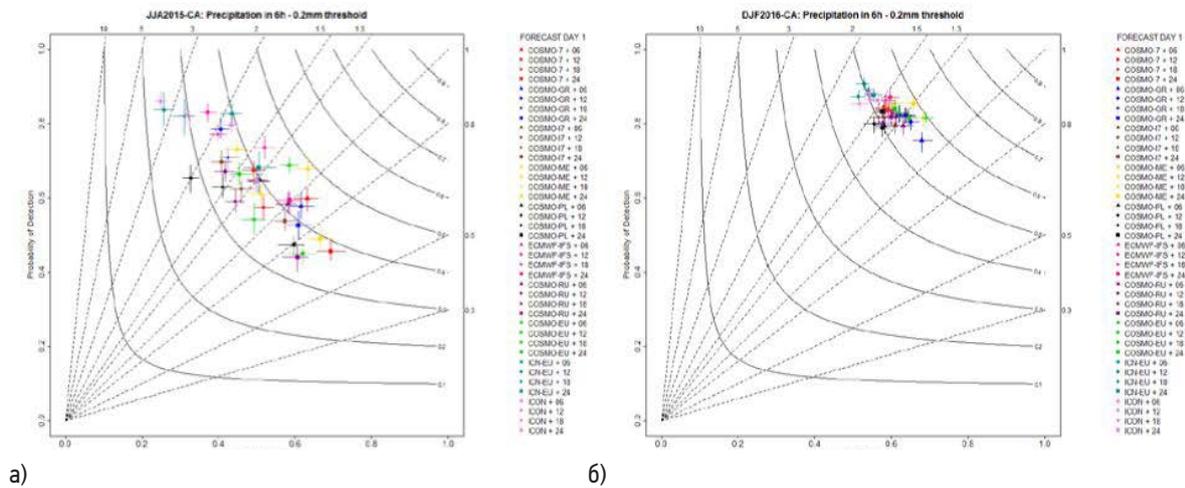


Рис. 3. Диаграммы качества для количества осадков, превышающих 0.2 мм/6 ч (слабые осадки) для лета 2015 г. (а) и зимы 2016 г. (б), обозначения моделей как на Рис. 2. Прогнозы по сроку 00 ВСВ.

Следует отметить, что с увеличением пространственного разрешения используемых моделей атмосферы (2 км и выше) начинают предъявляться новые требования к системам верификации прогнозов, поскольку при традиционной поточечной оценке прогнозов осадков и подобных им пестрых полей возникает проблема двойного штрафа, когда точка, в которой прогнозируется явление, незначительно смещена относительно точки, в которой наблюдалось явление. В настоящее время для прогнозов высокого разрешения разрабатываются разнообразные пространственные, в т.ч. объектно-ориентированные методы верификации, пока не нашедшие широкого применения в России [8, 9, 10]. В данной работе результаты прогнозов осадков в горных регионах Кавказа (район Сочи) и Альп верифицируются с помощью объектно-ориентированного метода CRA (Contiguous Rain Area) [8]. Вкратце он состоит в следующем: вначале в полях наблюдений и прогноза выделяются объекты (чаще всего, осадков) на основе порогового значения. Затем с помощью той или иной функции (в которых используется расстояние между объектами) выделяются пары объектов в поле наблюдений и прогнозов. Затем определяется оптимальный сдвиг прогностического объекта в пространстве к наблюдаемому объекту путем минимизации ошибки. Здесь также могут применяться различные критерии, например, коэффициент корреляции, или среднеквадратичная ошибка MSE. В данном исследовании использовалась MSE. Находится разность исходной MSE (представляемой как $MSE_{total} = MSE_{displacement} + MSE_{volume} + MSE_{pattern}$) и MSE после сдвига, это ошибка из-за сдвига в пространстве $MSE_{displacement} = MSE_{total} - MSE_{shifted}$. Оставшаяся MSE состоит из квадрата разности среднего количества осадков в прогностическом и наблюдаемом объекте $MSE_{volume} = (F - X)^2$ и мелкомасштабных различий $MSE_{pattern} = MSE_{shift} - MSE_{volume}$.

Прогнозы выполнены в рамках проектов BMO FROST-2014 (Forecast and Research in the Olympic Sochi Testbed) [1, 2, 11] и MesoVICT (Mesoscale Verification Intercomparison in Complex Terrain, <http://www.ral.ucar.edu/projects/icp>). Для Сочинского региона используются детерминистские прогнозы по российским системам COSMO-Ru2 и COSMO-Ru1 с разрешением 2 и 1 км. Для региона Альп применяются швейцарские детерминистские прогнозы по модели COSMO с разрешением 2 и 1 км (COSMO-2 и COSMO-1), а также российские (COSMO-Ru2-EPS) и швейцарские (COSMO-E) ансамблевые прогнозы с разрешением 2.2 км. В качестве наблюдений используются радарные данные (регион Сочи) и анализ данных стационарных наблюдений VERA (Альпы). Эксперименты с CRA в регионе Сочи и для MesoVICT позволяют сделать следующий вывод: для низких порогов осадков большую часть ошибки составляют ошибки мелкомасштабной структуры объектов, для высоких порогов возрастает доля ошибки за счет сдвига прогностического объекта относительно наблюдаемого [6, 7].

В настоящее время продолжают эксперименты с различными функциями сглаживания исходных полей, различными периодами накопления и пороговыми значениями осадков, а также функциями сдвигания объектов. Проводятся опыты по применению объектно-ориентированного подхода к ансамблевым прогнозам.

Литература:

1. Бундель А. Ю., Кирсанов А. А., Муравьев А. В., Ривин Г. С., Розинкина И. А., Блинов Д. В. Первые результаты оценки успешности мезомасштабных численных прогнозов COSMO-Ru, выпускаемых в рамках метеообеспечения олимпиады Сочи-2014 // *Тр. ГМЦ РФ*. – 2014. – Вып. 352. – С. 37-54.
2. Муравьев А. В., Киктев Д. Б., Бундель А. Ю., Дмитриева Т. Г., Смирнов А. В. Верификация прогнозов метеорологических явлений со значительными воздействиями в районе проведения Олимпиады «Сочи-2014». Часть I. Детерминированные прогнозы в тестовый период // *Метеорология и гидрология*. – 2015. – № 9. – С. 31-48.
3. Ривин Г. С., Розинкина И. А., Вильфанд Р. М., Алферов Д. Ю., Астахова Е. Д., Блинов Д. В., Бундель А. Ю., Казакова Е. В., Кирсанов А. А., Никитин М. А., Перов В. Л., Суркова Г. В., Ревокатова А. П., Шатунова М. В., Чумаков М. М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // *Метеорология и гидрология*. – 2015. – № 6. – С. 58-71.
4. Ривин Г.С., И.А. Розинкина, Д.В. Блинов. Технологическая линия системы краткосрочных мезомасштабных оперативных прогнозов погоды COSMO-RU с шагом сетки 7 км // *Тр. ГМЦ РФ*. – 2012. – Вып. 347. – С.56-73.
5. Ривин Г.С., И.А.Розинкина, Н.А.Багров, Д.В.Блинов, А.А.Кирсанов, Е.В.Кузьмина, М.В.Шатунова, М.М.Чумаков, Д.Ю.Алферов, А.Ю.Бундель, М.В.Зайченко, М.А.Никитин. Мезомасштабная модель COSMO-Ru2 и результаты ее оперативных испытаний // подано в печать в Информационный сборник. Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов / под ред. канд. геогр. наук А.А. Алексеевой.
6. Alferov D., Astakhova E., Boukouvala D., Bundel A., Damrath U., Eckert P., Gofa F., Kirsanov A., Lapillonne X., Linkowska J., Marsigli C., Montani A., Muraviev A., Oberto E., Tesini M.S., Vela N., Wyszogrodzki A., Zaichenko M. Intercomparison of Spatial Verification Methods for COSMO Terrain (INSPECT): Preliminary Results // *the 15th EMS Annual Meeting & 12th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM)*. – 2015. – Bulgaria, Sofia
7. Bundel A., A. Muraviev. Experiments with the CRA method using SpatialVx // *The 2nd MesoVICT Workshop*. – 2016. – Italy, Bologna, https://www.arpae.it/dettaglio_evento.asp?idLivello=32&id=2415
8. Ebert, E. and J. McBride, 2000: Verification of precipitation in weather systems: Determination of systematic errors. *J. Hydrol.*, 239,179–202.
9. Gilleland E., David A. Ahijevych, Barbara G. Brown, and Elizabeth E. Ebert, 2010: Verifying Forecasts Spatially. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1365–1373. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS2819.1>
10. Gilleland, E., David Ahijevych, Barbara G. Brown, Barbara Casati, and Elizabeth E. Ebert, 2009: Intercomparison of Spatial Forecast Verification Methods. *Weather and Forecasting*, Vol. 24, Iss. 5, pp. 1416–1430.
11. Kiktev, D., P. Joe, G. Isaac, A. Montani, I. Frogner, P. Nurmi, B. Bica, J. Milbrandt, M. Tsyrlunikov, E. Astakhova, A. Bundel, S. Belair, M. Pyle, A. Muravyev, G. Rivin, I. Rozinkina, T. Paccagnella, Y. Wang, J. Reid, T. Nipen, and K. Ahn, 2017: FROST-2014: The Sochi Winter Olympics International Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* doi:10.1175/BAMS-D-15-00307.1, in press.

Model of katabatic wind and its validation over Kongsvegen glacier (Svalbard)

¹ Chernyshev R.V., ¹ Stepanenko V.M., ² Repina I.A.

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² A.M.Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

E-mail: ruscherol@gmail.com

Modern numerical weather prediction systems (NWP) and climate models have not enough vertical resolution to resolve the glacier winds. The purpose of the work is the construction of the model of glacial wind, based on a system of thermo-hydrodynamic equations, suitable to be used for parameterization of these winds in larger-scale atmospheric models.

To construct a model the non-stationary 1D mathematical formulation with the vertical coordinate perpendicular to the slope, was chosen. The system included the equations of motion along the slope involving the buoyancy term, and a heat balance equation. The system was solved by explicit finite difference method and tested using analytical Prandtl solution[1].

The numerical model was validated vs. experimental data. The data used were obtained from measurements on the Kongsvegen glacier during the Russian-Dutch expedition in the spring 2009. The measurements were performed using the gradient mast with sensors at 6 levels and SODAR system [2].

In the real atmosphere the vertical eddy viscosity strongly varies with height. Therefore, to calculate this coefficient in a model domain (0-20 m), the exponential profile was involved [3], including constants to be calibrated. Constants regulate amplitude of the profile. The calibration constants (Oerlemans, 2010) eddy diffusivity k_m and eddy heat conductivity k_t were calibrated during test runs of the model, and their values have been taken as $0.4 \text{ m}^2/\text{s}$ and $0.9 \text{ m}^2/\text{s}$, respectively. As a result, the model reproduces the observed wind and temperature profiles satisfactorily.

Using the values of wind speed variance obtained by SODAR with 10 m vertical spacing, the vertical profile of vertical eddy viscosity was calculated. The lowest point of this profile located at the upper boundary of the model domain, and the modeled profile of eddy viscosity matched well the SODAR-derived value at this level.

References:

1. Veltishchev N.F., Stepanenko V.M «Mesometeorological processes», MSU, 2006 (in Russian)
2. Repina I, Esau I, «Wind climate in Kongsfjorden, Svalbard, and attribution of leading wind driving mechanisms through turbulence resolving simulations.»
3. Oerlemans J. «Microclimate of Valley Glaciers», Insitute for Marine and Atmospheric Research Utrecht University, 2010

Моделирование ледникового ветра и его валидация по данным наблюдений над ледником Конгсвеген (Шпицберген)

¹ Чернышев Р.В., ¹ Степаненко В.М., ² Репина И.А.

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

² Институт физики атмосферы имени А.М.Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: ruscherol@gmail.com

В настоящей работе была поставлена цель моделирования ледникового ветра, который является частным случаем катабатического ветра. Ледниковый ветер оказывает влияние на ландшафт местности, хозяйственную деятельность человека.

Классическая модель Прандтля описывает катабатический ветер как стационарный поток[1]. Для создания модели решено было использовать нестационарную постановку в двумерной декартовой $x'-z'$ системе координат, с «горизонтальной» координатой, направленной вдоль склона. Связь новых координат с декартовыми координатами, где вертикальная ось z направлена против силы тяжести, даётся соотношением:

$$z = z' \cos \alpha - x' \sin \alpha,$$

где α – угол наклона поверхности склона. Рассмотрим одномерную систему термогидродинамических уравнений в системе координат, связанной со склоном:

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = K_m \frac{\partial^2 u}{\partial z'^2} + g \frac{\theta'}{\theta_0} \sin \alpha \\ \frac{d\theta}{dt} = K_t \frac{\partial^2 \theta}{\partial z'^2} \end{cases},$$

где θ – потенциальная температура, u – компонента скорости движения вдоль склона, K_m и K_t – коэффициенты турбулентной вязкости и теплообмена, соответственно, θ_0 – средняя потенциальная температура воздуха, g – ускорение свободного падения. Вертикальный профиль температуры воздуха можно представить следующим образом:

$$\theta = A + \frac{d\theta_m}{dz} z + \theta'(z', t),$$

где A – значение фоновой температуры на поверхности, $(d\theta_m)/dz$ – постоянный фоновый градиент потенциальной температуры, $\theta'(z', t)$ – аномалия потенциальной температуры. Задачи подобного вида

решаются не впервые. Подобная задача для ледникового ветра была поставлена, в частности, Й.Орлемансом [2]. Решение задачи произведено методом конечных разностей.

Численные эксперименты показали, что решение в модели принимает стационарный вид примерно через 90 минут виртуального времени. Так как вертикальное распространение ледникового ветра, как правило, ограничено нижней сотней метров [2], и уже к уровню 50 метров ледниковый ветер практически отсутствует, то уровень $H = 50$ метров был принят в качестве верхней границы области модели.

Тесты конечно-разностной схемы показали, что численное решение очень хорошо согласуется с точным решением по Прандтлю для стационарного случая. Р.Барри утверждает, что такой профиль имеет кататический ветер при условии отсутствия или очень незначительного фонового синоптического потока [3].

У аналитической модели есть недостатки, которые существенно снижают ее потенциал в гидродинамическом моделировании, такие как: использование постоянных вертикальных коэффициентов турбулентного перемешивания, стационарность модели, верхнее граничное условие, поставленное на бесконечности.

Для построения конечно-разностной схемы и оценки ее работы при сравнении с аналитической моделью Прандтля было принято допущение, что коэффициенты турбулентной теплопроводности и вязкости не меняются с высотой. В реальной атмосфере постоянный с высотой коэффициент практически не встречается. Из физических соображений известно, что эти коэффициенты растут с высотой, т.к. у поверхности перемешивание хуже. Для расчета коэффициентов турбулентной вязкости и теплопроводности в слое ниже 50 метров было решено использовать профиль (К-профиль), предложенный Й.Орлемансом [4]:

$$K(z') = 1 - \exp(-z'/L), \quad (1)$$

где переменная

$$L = \left(\frac{4k_m k_t \theta_0}{gB \sin \alpha} \right)^{1/4}$$

есть вертикальный масштаб ледникового ветра. Очевидно, что эта формула лучше описывает реальный профиль, чем постоянно заданный коэффициент, т.к. реальный коэффициент вязкости стремится к нулю при приближении к поверхности. Для того, чтобы К-профиль характеризовал коэффициенты турбулентной вязкости и теплообмена (k_m и k_t соответственно), нужно использовать множители, связанные с конкретным коэффициентом, который регулирует "амплитуду" этого профиля [4], в итоге:

$$K_m(z') = k_m K(z') K_t(z') = k_t K(z') \quad (2)$$

Для того, чтобы обеспечить второй порядок аппроксимации диффузионных членов, используется сетка с уровнями коэффициентов турбулентности, смещенных на $h/2$ по высоте относительно уровней для скорости и температуры.

При вычислении профиля скорости, верхнее краевое условие было принято в виде $u|_{z=H} = u_{obs}$, где u_{obs} – величина скорости ветра на уровне $H = 50$ м по данным наблюдения содара. Нижнее условие для скорости сформулировано с учетом турбулентного трения и в конечно-разностном виде записано как $u|_{z=0} = u|_{z=h} - \frac{C_D u|_{z=h}^2}{K_m|_{z=0.5h}}$, где C_D – безразмерный коэффициент обмена равный $1.27 \cdot 10^{-3}$.

Валидация модели производилась по результатам измерений на леднике Конгсвеген в рамках международной Российско-Нидерландской экспедиции [5]. Ледник Конгсвеген расположен в западной части острова Западный Шпицберген к юго-востоку от Конгсфьорда. Длина его составляет 20 км, площадь – 105 км².

Точка измерений находится на высоте 350 м над уровнем моря. В точке были произведены измерения с помощью градиентной мачты в период с 30 апреля по 11 мая 2009 года с дискретностью в 5 минут. На градиентной мачте были произведены измерения температуры воздуха, скорости и направления ветра на шести уровнях: 1 м, 1.7 м, 2.9 м, 4.9 м, 8.3 м, 14.9 м. Вместе с градиентной мачтой был установлен трехкомпонентный доплеровский содар ЛАТАН-3м, разработанный в ИФА им. А.М.Обухова РАН.

С помощью содара были получены данные по радиальным скоростям ветра и дисперсии радиальных скоростей на уровнях от 30 до 300 метров.

Для нахождения численного решения требовалось определить измеренные значения характеристик атмосферы для конкретных сроков. Для нахождения фонового градиента потенциальной температуры в пограничном слое были проанализированы результаты аэрологического зондирования на станции Нью-Олесунн, выложенные в общий доступ на сайте Вайомингского университета [<http://weather.uwyo.edu/uprepair/sounding.html>]. Константы k_m и k_t были откалиброваны во время тестовых запусков модели, и их значения были приняты за 0.4 и 0.9 м²/с, соответственно. Порядок полученных констант совпадает с порядком, полученным у других авторов [2, 6].

На Рис. 1 изображено сравнение данных модели (прерывистая линия) и градиентной мачты (сплошная линия) для скорости ветра (синий) и температуры воздуха (красный) за 12:00 8 мая 2009.

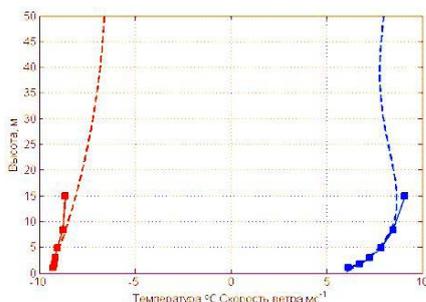


Рис. 1. Результат моделирования (прерывистая линия) и данные измерений (сплошная линия) для скорости ветра (синие линии) и температуры (красные линии) за 8 мая 2009 года 12:00 UTC.

Результаты расчётов хорошо описывают вертикальный профиль ветра и температуры. Относительная ошибка не превышает 13% и 7%, абсолютная 1.2 К и 0.5 м/с, средняя ошибка 0.4 К и 0.2 м/с для температуры и скорости ветра, соответственно. Модельная скорость ветра на высоте 2-3 м превышает измеренную, что, возможно, связано с недостаточным трением на поверхности, задаваемым нижним краевым условием. На высотах более 3 м модель начинает немного занижать скорость ветра, но в целом профиль воспроизводится удовлетворительно. Ошибка температуры имеет постоянный знак и увеличивается с высотой.

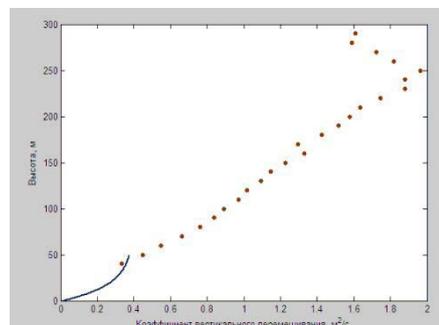
Ранее были вычислены профили коэффициента вертикального перемешивания с калибровочными значениями амплитуды этого профиля для вязкости и теплопроводности. Модель продемонстрировала довольно хорошую точность по воспроизведению температуры и скорости ветра, порядок величин коэффициента совпал с ожидаемым порядком, но не было полной уверенности в правильности значения коэффициента перемешивания.

С помощью содара были получены значения дисперсии радиальных скоростей ветра на каждом уровне измерений, далее была рассчитана турбулентная кинетическая энергия (ТКЭ), и по этой величине оценен вертикальный коэффициент перемешивания для уровней 50 – 300м по формуле:

$$K = \frac{\lambda}{1 + \lambda/\kappa z} \sqrt{0.5(u'^2 + v'^2 + w'^2)},$$

где λ – асимптотическое значение масштаба турбулентности, κ – постоянная Кармана, u'^2, v'^2, w'^2 – дисперсии вертикальной скорости.

Рис. 2. Аналитический (сплошная) профиль коэффициента вязкости и рассчитанный по ТКЭ (точки) профиль



Как видно из Рис. 2, значения коэффициента турбулентной вязкости по данным содара, хорошо совпадают со значениями, полученными ранее с помощью калибровки константы в формулах (1-2), на высоте 50 м. Таким образом, на текущем этапе была построена одномерная модель ледникового ветра и верифицирована по данным Российско-Нидерландской экспедиции на леднике Конгсвеген (Шпицберген). В частности, был откалиброван вертикальный профиль коэффициента перемешивания, хорошо согласующийся с оценкой этого же коэффициента по содарным данным.

Литература:

1. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. «Мезометеорологические процессы», МГУ, 2006
2. Oerlemans J. «Microclimate of Valley Glaciers», Insitute for Marine and Atmospheric Research Utrecht University, 2010
3. Barry R.G. «Mountain weather and climate», Cambridge, 2008
4. Oerlemans, Grisogono «Glacier wind and parameterisation of the related surface heat flux», Tellus, 2002
5. Repina I, Esau I, «Wind climate in Kongsfjorden, Svalbard, and attribution of leading wind driving mechanisms through turbulence resolving simulations.»
6. B.Noonan. Boundary-layer climate of the Darwin-Hatherton Glacial System, Antarctica: meso- and synoptic-scale circulations. International Journal of Climatology 2015.

Моделирование эволюции атмосферного фронта в стратифицированной атмосфере

Юдин М. С.

Институт Вычислительной Математики и Математической Геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail : yudin@ommfao.sccc.ru

В работе исследуются эффекты стратификации и инверсии на приземное давление при распространении гравитационного течения (атмосферного холодного фронта) над плоской орографией с помощью конечно-разностной негидростатической модели динамики атмосферы. С целью сравнения с имеющимися в литературе данными моделирования, физический процесс считается невязким и адиабатическим, исключено также влияние орографии. В модели используется система уравнений Навье-Стокса в приближении Буссинеска. Эффективная численная реализация системы уравнений достигается введением искусственной сжимаемости. Поверхность фронта описывается в модели специальным уравнением.

Приводятся результаты расчетов приземного давления для нейтральной и устойчивой стратификации, а также при наличии в атмосфере слоя инверсии. При устойчивой стратификации, по сравнению с нейтральной, фронт движется быстрее и имеет резкий скачок давления в точке наблюдения. Результаты расчетов находятся в качественном согласии с данными моделирования по конечно-разностной модели с исходной генерацией фронта протяженным источником холодного воздуха.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 17-01-00137) и Президиума РАН (программы I.33П, II.2П/3-2 и II.2П/3-3).

Simulation of the evolution of an atmospheric front in a stratified atmosphere

Yudin M. S.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail : yudin@ommfao.sccc.ru

1. INTRODUCTION

A front in the atmosphere is a phenomenon of gravitational flows that take place in a variety of forms: breeze fronts, storm flows etc [1]. Phenomena of great importance are cold atmospheric fronts propagating near the surface with high speeds. These fronts may be retarded and changed in shape under the influence of the underlying surface and stratification of the atmosphere. The retardation of a frontal system on the windward side of a mountain is a commonly observed phenomenon [11, 12].

Atmospheric gravity currents occupy a wide range of length scales from several meters to thousands of kilometers. These currents can be subdivided into classes varying from micro- to macro-scales. Mesoscale flows lie in an interval approximately from 2 to 2 thousand kilometers [7]. The flows of interest in the present study are mesoscale currents. These flows are relatively shallow: they belong to the atmospheric boundary layer and range only a few kilometers from the surface in the lower atmosphere.

Stratification and inversion effects on surface pressure in the propagation of an atmospheric gravity current (cold front) over flat terrain are estimated in the present study with a non-hydrostatic finite-difference model of atmospheric dynamics. Artificial compressibility is introduced into the model in order to make its equations hyperbolic. For comparison with available simulation data, the physical processes under study are assumed to be non-viscous and adiabatic. The influence of orography is also eliminated. The results of simulations of surface pressure under stable stratification with an inversion layer are presented.

2. MODEL FORMULATION

The Navier-Stokes equations for a compressible air flow are used here for the calculation of gravity flows in a stratified atmosphere. The exact form of the equations is given in [3]. A more detailed description of the model can be found, for instance, in [4]. In the present study, a two-dimensional finite-difference version of the model is employed [2]. The time discretization is similar to that proposed in [5]. It is also described in paper [3].

3. NUMERICAL EXPERIMENTS

The results of a series of calculations are presented here to simulate the stratification and inversion effects on surface pressure in the propagation of an atmospheric gravity current (cold front) over flat terrain. The model parameters are taken from paper [1]. The calculation domain is 25x25 km. In contrast to [1], where the front is generated by a volume of cold air, in the present study the front is initially given in the form of a step-function of 400 m in height.

Figure 1 shows the initial location of the front. Figure 2 shows the results of calculations of the surface pressure at the point of 12 km under neutral stratification. In Figures 3 and 4 the time evolution of the surface pressure is given at the same spatial point at stable stratification and stable stratification with inversion. Under stable stratification the front moves faster and shows an abrupt pressure jump at the point of observation. The introduction of an inversion layer into the atmosphere increases the pressure further.

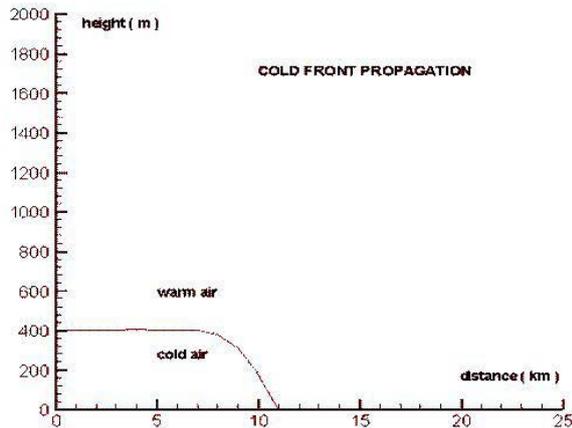


Figure 1. Gravity current in the atmosphere over flat orography.

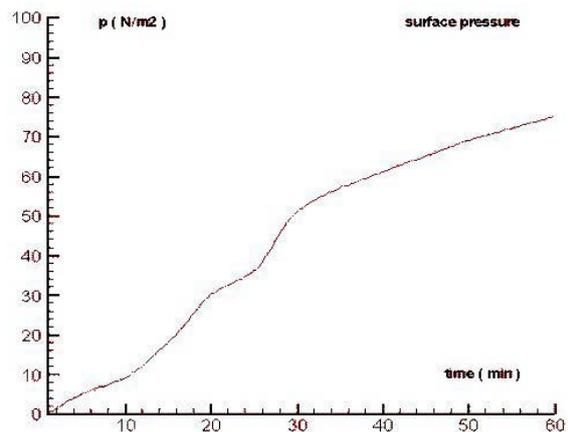


Figure 2. Surface pressure at 12 km. Neutral stratification.

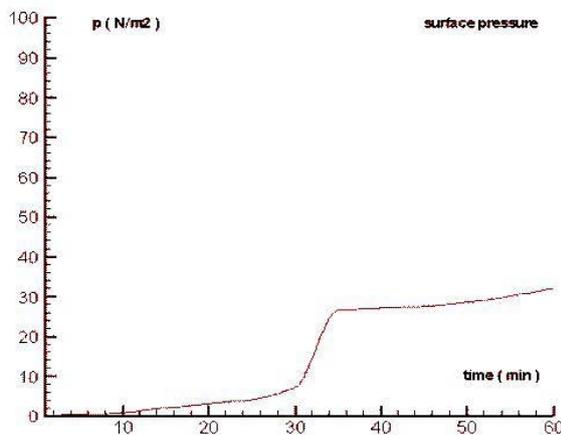


Figure 3. Surface pressure at 12 km. Stable stratification.

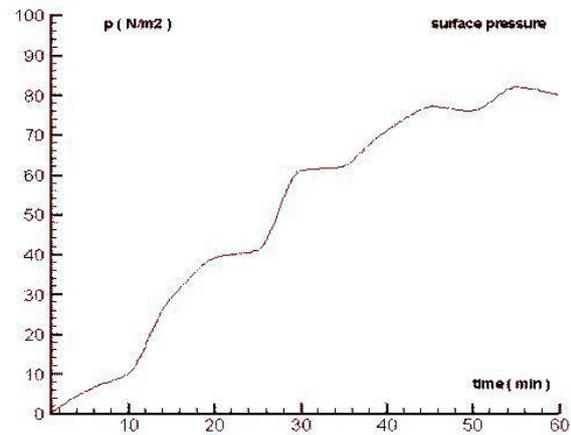


Figure 4. Surface pressure at 12 km. Stable stratification with inversion.

4. CONCLUSION

The change in stratification from neutral to stable in the propagation of a cold atmospheric front shows a time evolution of surface pressure that is in good agreement with the available observational data [1]. Under stable stratification the front moves faster and shows an abrupt pressure jump at the point of observation. The introduction of an inversion layer into the atmosphere increases the pressure further and its behavior is also in accordance with the simulation results obtained by a finite-difference model with initial generation of the front by an extended source of cold air [1].

Acknowledgement. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research under grant 17-01-00137 and the Presidium of RAS under programs I.33P, II.2P/3-2 and II.2P/3-3.

References:

1. Bischoff-Gauss I., Gross G., Numerical studies on cold fronts. Part 1: Gravity flows in a neutral and stratified atmosphere//Meteorol. Atmos. Phys- 1989- V.40. - P.150--158.
2. Yudin M.S., Wilderotter K. Simulating atmospheric flows in the vicinity of a water basin. // Computational Technologies. V.11, - No. 3,-P. 128-134.
3. Yudin M.S., Study of orography and stratification effects in atmospheric front propagation//
4. GEO-Siberia-2014. International Sci. Conf., proceedings-Novosibirsk: SGGA, 2014. v.1.- P.146-150., (in Russian).
5. Yudin, M.S. Numerical simulation of orographic waves // Bull. Nov. Comp. Center, Num. Model. in Atmosph., – 1995. – V.2. – P. 101–107.
6. Ikawa M. Comparison of some schemes for non-hydrostatic models with Orography //J. Meteor. Soc. Japan.-1988- V. 66,- No. 5,- P. 753-776.
7. Yudin M.S., Atmospheric front dynamics over steep orography: finite element model// ENVIRO-MIS-2014. International Sci. Conf., Proceedings ,2014.,P.71-73.
8. Pielke R.A. Mesoscale Meteorological Modeling. Orlando: Academic Press, 1984.
9. Marchuk G.I. Mathematical Modelling in the Problem of the Environment. North Holland, Amsterdam, 1982.
10. Marchuk G.I., Numerical Methods in Weather Prediction, Academic Press, 1974.
11. Penenko V.V., Aloyan A.E. Models and methods for environmental problems. Novosibirsk: Nauka, 1985 (in Russian).
12. Davies, H. C., On the orographic retardation of a cold front //Beitr. Phys. Atmos. 1984. \ Vol.57, P.409--418.
13. Schumann U. Influence of mesoscale orography on idealized cold fronts //J. Atmos. Sci. \ 1987. \ Vol.44, \ No23. \ P.3423--3441.
14. Yudin M.S. Estimation of topography constraints on the numerical stability of mountain wave simulation // NCC Bull., Num. Model. Atm., 2004, No. 9, P. 51-56.
15. Wilkinson J.H., Reinsch C., Handbook for Automatic Computation, Linear Algebra II, Springer, New York, 1971.
16. Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. Numerical Recipes , Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1986.
17. Ritchie H. Semi-Lagrangian advection on a Gaussian grid //Mon. Wea. Rev. 1987. \ Vol.115. \ P.136--146.
18. Krupchatnikoff V.N., Fomenko A.A. Semi-Lagrangian semi-implicit scheme of transport in the climatic model ECSib., Preprint ICMMG, 1997 (in Russian).
19. Peshkov I., Romenski E. A hyperbolic model for viscous newtonian flows.// Continuum Mechanics and Thermodynamics-2016.-Vol.28-P.85=104

Data assimilation system for mesoscale model COSMO in the Hydrometeorological Center of Russia

Blinov D.V., Rivin G.S., Rozinkina I.A., Revokatova A.P.

Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

E-mail: denisblinov@yandex.ru

Sometimes initial data from global model ICON have significant errors for domain COSMO-Ru. Often this error lead to serious errors in all time forecast. Especially high disagreement between observations (temperature at 2 meters-t2m) and initial GME data observed during cold period. Through the assimilation, we were trying to reduce the errors in the atmospheric fields.

Data Assimilation System (DAS) based on nudging was organized in RHM for COSMO-Ru. The initial conditions from DAS were compared with the initial conditions from operating system. The evaluation showed that mainly DAS helps to improve the result of forecasts for 0-3 hours.

To improve temperature at low model levels we suppose to assimilate temperature at 2 meters, obtained from synoptic stations. Besides, it is necessary to correct soil temperature. We do it by distribution of temperature increment from the surface to the deep layers with linear decreasing of correction increment. Special “correction module” for soil and air temperature was developed.

The “module correction” was tested and show good results: initial field of temperature can be improved, and quality of t2m forecast increases. Detailed assessment has been done for hot period (1-31 July 2014). We

did experiments with different initial data: GME data, corrected temperature and soil field and temperature field obtained after data assimilation system. The combination with the DAS leads to improved temperature and dew point at the initial time. Estimates of the other fields (wind, pressure, cloud cover) are the same as that with field from data assimilation.

In result assimilation helps to improve the fields of dew point, pressure, wind, temperature during the early stages of forecast.

References:

1. Blinov D. V., Rivin G. S., Rozinkina I. A. *System of short-term weather forecasting COSMO-Ru: the technological aspects of the visualization and dissemination of forecasts. Proceedings Of Hydromet-centre Of Russia.* – 2011. – No. 346. – S. 47-54.
2. Kiktev D. B., Astakhova E. D., Blinov D. V., Zaripov R. B., Muravyov A. V., Rivin G. S., Rozinkina I. A., Smirnov A. V., tsyrulnikov M. D. *the Development of prognostic technologies for meteorological support of winter Olympics "SOCHI-2014" // Meteorology and hydrology. Moscow.* – 2013. No. 10. – S. 5-15.
3. Rivin G. S., Rozinkina I. A., Vilfand R. M., Alferov D. Yu., Astakhova E. D., Blinov D. V., Bundel A. Yu., Kazakova E. V., Kirsanov A. A., Nikitin M. A., Perov V. L., Surkova, G. V., Revokatova A. P., Shatunova M. V., Chumakov M. M. *System COSMO-Ru mesoscale non-hydrostatic short term weather forecast of the Hydrometcenter of Russia: the second stage of implementation and development // Russian Meteorology and hydrology.* – 2015. – No. 6. – S. 58-70.

Система усвоения данных для мезомасштабной модели COSMO в Гидрометцентре России

Блинов Д.В., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Ревокатова А.П.

Гидрометцентр России, Москва, Россия
E-mail: denisblinov@yandex.ru

Для работы мезомасштабной модели атмосферы требуются начальные и граничные условия, которые характеризуют состояние атмосферы и подстилающей поверхности в начальный и последующие моменты времени. Чем точнее начальные и граничные условия, тем точнее прогноз. Для модели COSMO начальные и граничные условия берутся из глобальной модели ICON Немецкой службы погоды. Проведенные исследования показали, что зачастую в начальных данных глобальной модели содержатся ошибки, особенно часто встречались значительные ошибки в поле температуры. Обнаруженные неточности начальных полей вызваны несколькими причинами. Во-первых, это связано с несоответствием сеток, поскольку в Гидрометцентре модель COSMO-Ru имела горизонтальный шаг сетки для разных областей счёта 7, 2.2 и 1.1 км, а начальные данные приходят на сетке 13 км (ранее шаг был 20, 30 и даже 40 км). Во-вторых, у зарубежных центров отсутствует значительная часть наблюдений по территории России. В-третьих, ошибки в начальных полях связаны с несовершенством проводимого анализа в немецкой службе погоды. Устранить источники этих проблем возможно только через собственную систему усвоения данных (СУД).

В Гидрометцентре России была создана система усвоения данных для модели COSMO-Ru. Усвоение наблюдений с метеорологических и аэрологических станций, с самолётов, с кораблей, с профиломеров происходит с помощью встроенного в модель метода «подталкивания» (nudging). Суть его заключается в подстановке в правую часть уравнений модели невязки между модельным значением и наблюдениями (1).

$$\frac{\partial}{\partial t} \psi(x, t) = F(\psi, x, t) G_{\psi} \cdot \sum_{k(obs)} W_k(x, t) \cdot [\psi_k^{obs} - \psi(x_k, t)] \quad s(1)$$

где $\psi(x, t)$ – переменная в момент времени t в точке x ;

$F(\psi, x, t)$ – члены, связанные с динамикой модели и физическими параметризациями;

G_{ψ} – коэффициент подталкивания;

ψ_k^{obs} – значение наблюдения k , оказывающего влияние на узел с координатами x в момент времени t

$W_k(x, t)$ – веса по времени и пространству, индивидуальные для каждой переменной.

Для усвоения данных наблюдений за температурой на уровне 2 метров используется схема коррекции приземной температуры, аналогичная схеме Крессмана.

В результате совмещённая система усвоения и коррекции позволила уменьшить ошибки в начале прогноза для полей температуры, ветра, влажности, облачности (рис. 1,2).

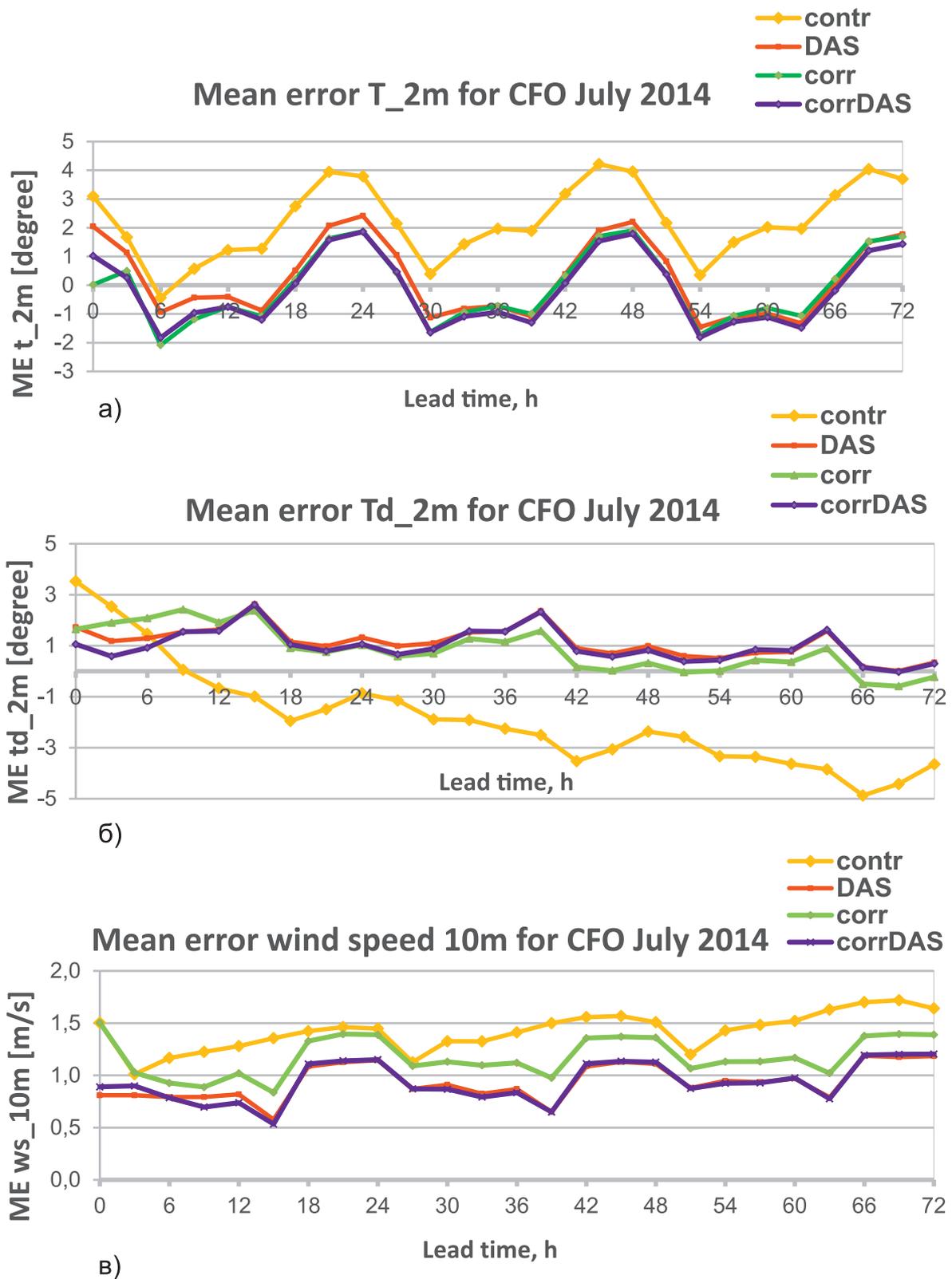


Рис. 1. Оценки прогнозов экспериментов с различными начальными данными для полей приземной температуры (а), точки росы (б), скорости ветра (в) для 165 станций ЦФО модели COSMO-Ru07. Эксперимент contr(oper) – начальные данные из глобальной модели без использования усвоения, DAS – эксперименты с системой усвоения методом подталкивания, corr – эксперименты с коррекцией начальных полей температуры из глобальной модели, corrDAS – эксперименты с совмещённой коррекцией полей температуры и системой усвоения.

Verification July 2014. CFO Total cloud cover

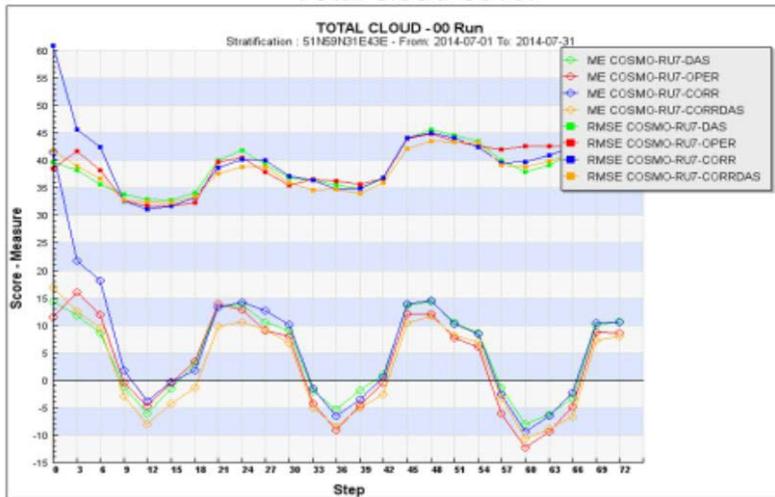


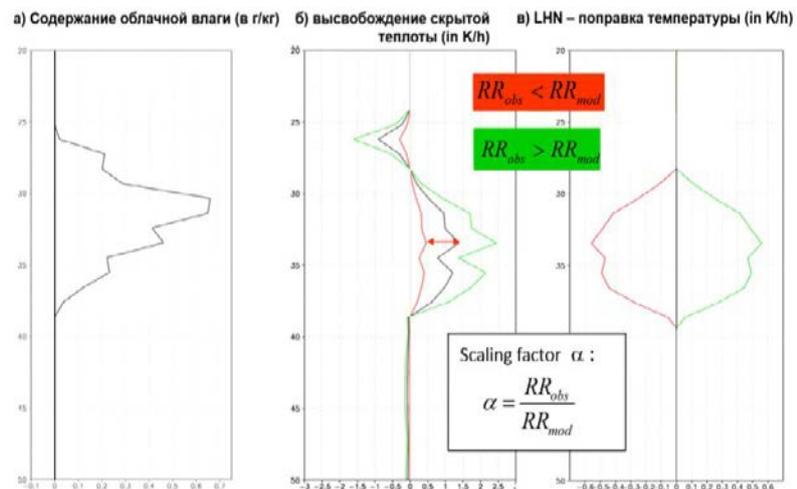
Рис. 2. Оценки прогнозов экспериментов с различными начальными данными для общей облачности для 165 станций ЦФО модели COSMO-Ru07. Эксперимент contr(oper) – начальные данные из глобальной модели без использования усвоения, DAS – эксперименты с системой усвоения методом подталкивания, corr – эксперименты с коррекцией начальных полей температуры из глобальной модели, corrDAS – эксперименты с совмещённой коррекцией полей температуры и системой усвоения.

На следующем этапе (в 2016 г.) в системе усвоения стали усваиваться данные радарных наблюдений методом «подталкивания скрытой теплоты» (Latent Heat Nudging (LHN)) (рис. 3). Для модели COSMO по территории Центрального федерального округа (ЦФО) с горизонтальным шагом 2.2 км (COSMO-Ru02CFO) в тестовом режиме проводится усвоение интенсивности осадков (RR), которые получены с радаров ЦФО. Эксперименты показали, что усвоение интенсивности осадков методом LHN позволяет уточнить прогноз времени и места прохождения осадков, а также других характеристик, которые связаны с усвоенными гидрометеорами. Для грозы 13 июля 2016 года в Московском регионе усвоение радарных данных позволило улучшить предсказание траектории и времени прохождения осадков, порывов ветра, гроз над Московским регионом.

Рис. 3. Схема действия модуля LHN по вертикали. Слева изображен чёрной линией профиль облачной влаги (а), в центре сопутствующее ему высвобождение скрытой теплоты (б), справа инкременты в поле температуры при разности модельной и наблюдаемой интенсивности осадков.

В итоге созданная система усвоения улучшила диагностику и предсказание ряда важнейших элементов погоды на интервале 0–12 часов.

Вертикальные профили:



Литература:

1. Блинов Д.В., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Система краткосрочного прогноза погоды COSMO-Ru: технологические аспекты визуализации и распространения прогнозов. Труды Гидрометцентра России. – 2011. – № 346. – С. 47–54.
2. Киктёв Д.Б., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Зарипов Р.Б., Муравьев А.В., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Смирнов А.В., Цырульников М.Д. Развитие прогностических технологий для метеорологического обеспечения зимней олимпиады «СОЧИ-2014» // Метеорология и гидрология. Москва. – 2013. №10. – С. 5–15.
3. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Казакова Е.В., Кирсанов А.А., Никитин М.А., Перов В.Л., Суркова Г.В., Ревокатова А.П., Шатунова М.В., Чумаков М.М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. – 2015. – № 6. – С. 58–70.

COSMO-Ru7-ART system for a coupled meteorology and pollutant concentrations forecast

Kirsanov A.A., Revokatova A.P., Rivin G.S., Surkova G.V.

Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

E-mail: heu3becteh@gmail.com

There are two concepts for modeling the distribution of pollutants in the atmosphere. The first is based on the use of the output of numerical models of the atmosphere. The second is based on the integration of an atmospheric chemistry block in the atmospheric circulation model, which allows to take into account the feedback of air composition on a number of meteorological processes (radiation transfer, sedimentation, nucleation).

One of the meteorological numerical models that adhere to the second concept and allow not only to predict the concentrations of pollutants, but also to improve the weather forecast due to the feedback of air composition on the meteorological processes is COSMO-ART (**C**onsortium for **S**mall-scale **M**odelling, **A**erosols and **R**eactive **T**race gases).

The COSMO-Ru7-ART system based on the COSMO-ART model was implemented at the Hydrometcentre of Russia. Along with the developers of the ART block (Karlsruhe Institute of Technology) a number of changes were made in the model. Twice a day (from 00 UTC and 12 UTC initial time) at the Hydrometcentre of Russia a numerical forecast is calculated for the concentrations of pollutants in the atmosphere of Moscow region with a grid spacing of 7 km.

The COSMO-Ru7-ART system includes a developed at the Hydrometcentre of Russia module for estimating emissions of pollutants into the atmosphere from forest fires using MODIS satellite data (**M**ODerate **R**esolution **I**maging **S**pectroradiometer). In the modeling of forest fires of the summer 2010 for the European part of Russia, a successful prediction of the concentrations of pollutants had a positive effect on the air temperature forecast due to the inclusion of the feedback of aerosol on radiation.

At present, work is continuing on improving the quality of anthropogenic emissions estimation. Future plans include the implementation of a similar global ICON-ART system and the transition to ICON-LAM-ART, a regional version of ICON-ART.

References:

1. Rivin G.S., Rozinkina I.A., Vil'fand R.M., Alferov D.Yu., Astakhova E.D., Blinov D.V., Bundel' A.Yu., Kazakova E.V., Kirsanov A.A., Nikitin M.A., Perov V.L., Surkova G.V., Revokatova A.P., Shatunova M.V., Chumakov M.M. *The COSMO-Ru system of nonhydrostatic mesoscale short-range weather forecasting of the Hydrometcenter of Russia: The second stage of implementation and development // Russian Meteorology and Hydrology. – 2015. – № 6. – pp. 400–410.*
2. Vil'fand R.M., Kirsanov A.A., Revokatova A.P., Rivin G.S., Surkova G.V. *Forecasting the spread and transformation of air pollutants in the atmosphere using COSMO-ART at the Hydrometcentre of Russia // Russian Meteorology and Hydrology. – 2017. – № 5 (in print).*
3. Kirsanov A.A., Rivin G.S., Revokatova A.P., Surkova G.V., Kislov A.V., Kuznetsova I.N., Nahaev M.I., Shalygina I.Yu. *Quasi-operational use of the COSMO-Ru7-ART Chemical-Transport Model at the Hydrometcenter of Russia // Symposium on Coupled Chemistry-Meteorology/Climate Modelling (Швейцария, 22-25 февраля 2015 г.). – URL: http://www.eumetchem.info/images/meetings/ccmm/Posters/kirsanov%20poster%2020150223_ccmm_kirsanov.pdf*

Система COSMO-Ru7-ART для совместного прогноза погоды и концентраций загрязняющих веществ

Кирсанов А.А., Ревокатова А.П., Ривин Г.С., Суркова Г.В.

Гидрометцентр России, Москва, Россия
E-mail: heu3becteh@gmail.com

Существует две концепции моделирования распространения загрязняющих веществ в атмосфере. Первая основывается на использовании выходной продукции численных моделей атмосферы. Вторая основана на встраивании блока атмосферной химии в модель циркуляции атмосферы, что позволяет учитывать обратное влияние состава воздуха на ряд метеорологических процессов (перенос радиации, осадкообразование).

Одна из метеорологических численных моделей, придерживающихся второй концепции и позволяющих не только спрогнозировать концентрации загрязняющих веществ, но и улучшить прогноз погоды за счет их обратного влияния – COSMO-ART (COntortium for Small-scale Modelling, Aerosols and Reactive Trace gases).

На суперкомпьютере Главного вычислительного центра Росгидромета в Гидрометцентре России реализована система COSMO-Ru7-ART, основанная на модели COSMO-ART, в которую, совместно с разработчиками блока ART (Технологический институт Карлсруэ), был внесен ряд изменений. Два раза в сутки (по исходным данным 00 UTC и 12 UTC), в Гидрометцентре России осуществляется численный прогноз концентраций загрязняющих веществ в атмосфере с шагом сетки 7 км для Московского региона. Область квазиоперативного прогноза COSMO-Ru7-ART показана на рисунке 1.

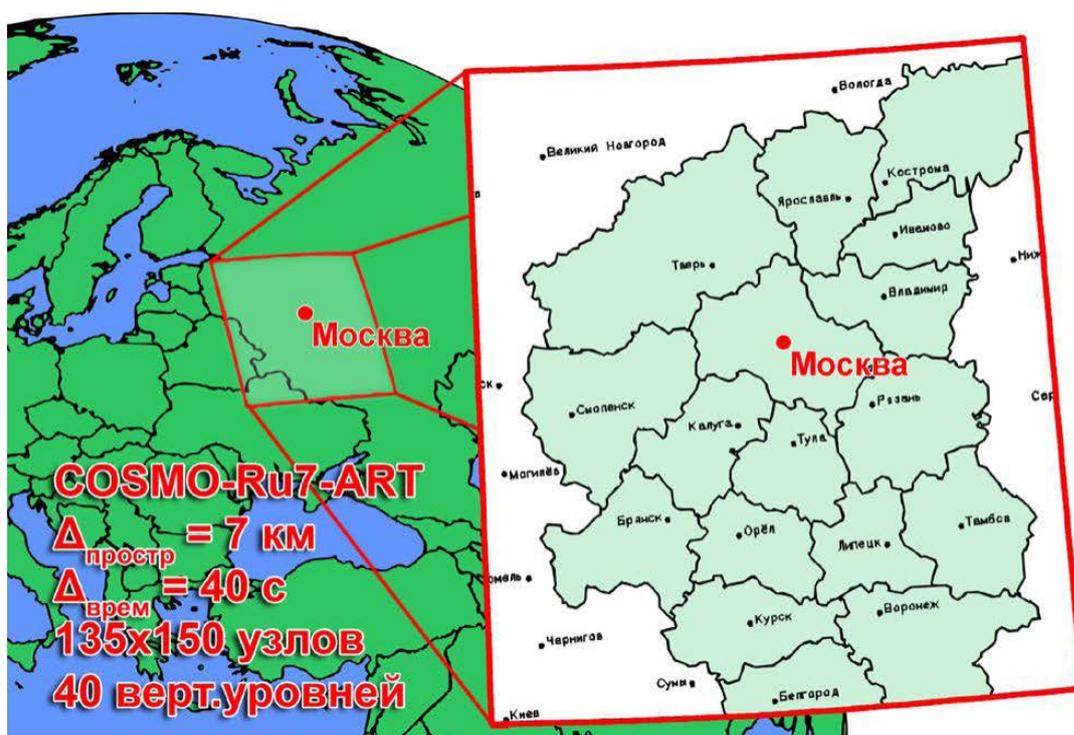


Рис. 1. Область квазиоперативного прогноза COSMO-Ru7-ART.

Как и система прогноза погоды COSMO-Ru7, COSMO-Ru7-ART использует сферическую систему координат со смещенным полюсом и имеет пространственное разрешение 7 км, 40 уровней по вертикали, используется шаг по времени 40 секунд.

COSMO-Ru7-ART позволяет учитывать химические преобразования веществ в газовой фазе, фотодиссоциацию, коагуляцию, конденсацию, нуклеацию, осаждение, выведение и вымывание аэрозолей (Рисунок 2). Предусмотрен учет аэрозольной химии, взаимодействия аэрозолей с радиацией, эмиссия морской соли, минеральной пыли, пыльцы, биогенные выбросы гидрокарбонатов и гетерогенные реакции. Химические процессы в тропосфере представлены 172 реакциями. Среди неорганических соединений в явном виде рассматриваются 17 стабильных соединений и 4 радикала. Органические соединения включают 26 стабильных соединений и 16 радикалов.



Рис. 2. Структура COSMO-ART.

В качестве граничных и начальных условий при расчете метеорологических полей в COSMO-Ru7-ART в настоящее время используются анализ и прогноз оперативной метеорологической модели Гидрометцентра России COSMO-Ru7. В качестве данных о выбросах веществ используются результаты проекта TNO (Нидерландская организация прикладных научных исследований). С учетом полноты природных и антропогенных источников, учитываемых в инвентаризации эмиссий TNO, а также подробности описания временной эволюции количества выбросов (в том числе суточного хода в рабочие/выходные дни и сезонного хода) – это одна из самых подробных баз данных по выбросам в Европе. Система показывает способность адекватно воспроизводить концентрации загрязняющих веществ в Москве и Московской области при сравнении с данными измерений ГПБУ "Мосэкомониторинг".

В систему COSMO-Ru7-ART включен разработанный в Гидрометцентре России модуль оценки эмиссий загрязняющих веществ в атмосферу от очагов лесных пожаров, использующий спутниковые данные MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer – сканирующий спектрорадиометр среднего разрешения). При моделировании лесных пожаров лета 2010 года для Европейской части России успешный прогноз концентраций загрязняющих веществ оказал положительное влияние и на прогноз температуры воздуха благодаря учету обратного влияния аэрозоля на радиацию.

На рисунках 3 и 4 показаны результаты прогноза CO и PM10 системой COSMO-Ru7-ART с применением разработанного метода (синим) и без применения метода (красным), значения предельно допустимых концентраций среднесуточных (ПДК_{СС}) и максимальных разовых (ПДК_{МР}), а также осредненные по всем станциям измерения сети ГПУ "Мосэкомониторинг" (черная сплошная линия). Серыми интервалами отмечен разброс значений измеренных концентраций на различных станциях.

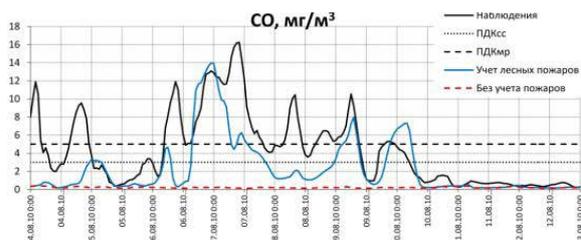


Рис. 3. Прогноз на 4-12 августа 2010 года системы COSMO-Ru7-ART: график изменения концентрации CO.

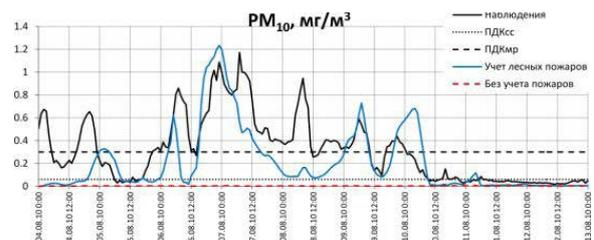


Рис. 4. Прогноз на 4-12 августа 2010 года системы COSMO-Ru7-ART: график изменения концентрации PM10.

Следует отметить, что без применения разработанного метода расчета пирогенных эмиссий превышений ПДК_{СС} концентрациями СО и РМ₁₀ зафиксировано не было (Рисунок 3). В эксперименте с учетом выбросов в атмосферу загрязняющих веществ от очагов лесных пожаров согласно разработанному методу модель успешно воспроизводит характер изменчивости концентраций загрязняющих веществ. Коэффициент корреляции между рассчитанными и измеренными значениями концентраций СО и РМ₁₀ достигает значимых значений 0,7 и 0,69 соответственно.

Для оценки учета влияния концентраций загрязняющих веществ в модельной системе COSMO-Ru7-ART на метеорологический прогноз были проведены две серии экспериментов: эталонный эксперимент с отключенным блоком атмосферной химии и эксперимент с учетом выбросов загрязняющих веществ в атмосферу от очагов лесных пожаров и влияния аэрозоля на радиационные потоки в атмосфере. Прогноз осуществлялся с 4 – 12 августа 2010 года на 60 часов. На рисунке 5 показаны разности ошибок (эксперимент с учетом обратных связей – контрольный эксперимент без учета обратных связей: ΔME и $\Delta RMSE$) и доверительные интервалы с уровнем доверия 0,95.

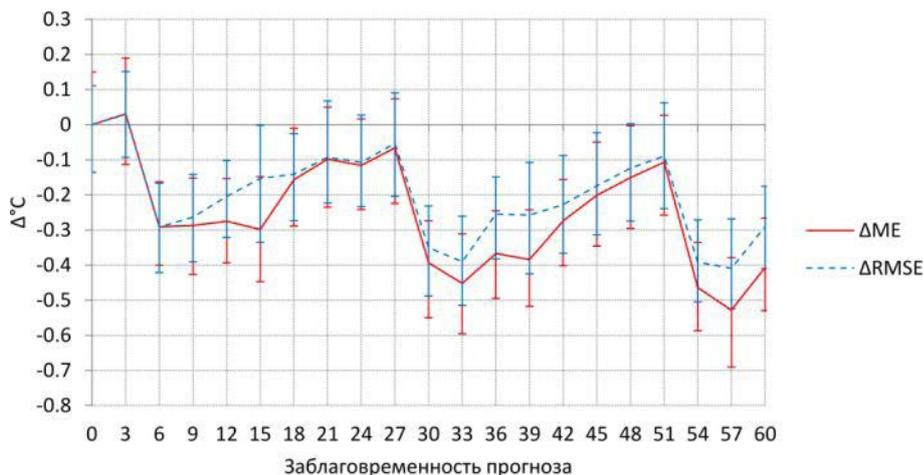


Рис. 5. Прогноз на 4-12 августа 2010 года системы COSMO-Ru7-ART: разность ошибок прогноза температуры воздуха на высоте 2 м.

Учет влияния аэрозоля на потоки радиации уменьшил ошибки прогноза температуры на 0,3-0,4°C днем и на 0,1°C ночью для всей области расчета квазиоперативного прогноза COSMO-Ru7-ART. Уменьшение ошибки возрастает с заблаговременностью прогноза. Важно отметить, что рассмотренное улучшение качества прогноза наблюдается для всего домена, по которому осуществляется прогноз, а не только в областях повышенных концентраций дымового аэрозоля, в которых наблюдаются наибольшие различия между экспериментами. На отдельных станциях, расположенных в зоне распространения шлейфов воздушных загрязнений от очагов лесных пожаров, на вторые сутки прогноза ошибка рассчитанной температуры уменьшалась более чем на 2°C.

В настоящее время продолжаются работы по уточнению антропогенных эмиссий. В дальнейшие планы входит выполнение исследований в рамках аналогичной глобальной системы ICON-ART и переход на ICON-LAM-ART – региональную версию ICON-ART.

Литература:

1. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Казакова Е.В., Кирсанов А.А., Никитин М.А., Перов В.Л., Суркова Г.В., Ревокатова А.П., Шатунова М.В., Чумаков М.М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // *Метеорология и гидрология*. – 2015. – № 6. – С. 58-71.
2. Вильфанд Р.М., Кирсанов А.А., Ревокатова А.П., Ривин Г.С., Суркова Г.В. Прогнозирование в Гидрометцентре России перемещения и трансформации загрязняющих веществ в атмосфере с помощью COSMO-ART // *Метеорология и гидрология*. – 2017. – № 5 (в печати).
3. Kirsanov A.A., Rivin G.S., Revokatova A.P., Surkova G.V., Kislov A.V., Kuznetsova I.N., Nahaev M.I., Shalygina I.Yu. Quasi-operational use of the COSMO-Ru7-ART Chemical-Transport Model at the Hydrometcenter of Russia // *Symposium on Coupled Chemistry-Meteorology/Climate Modelling (Швейцария, 22-25 февраля 2015 г.)*. – URL: http://www.eumetchem.info/images/meetings/ccmm/Posters/kirsanov%20poster%2020150223_ccmm_kirsanov.pdf

Use of COSMO-Ru forecasting system for polar low's research: sensitivity experiments.

¹ Nikitin M.A., ¹ Rivin G.S., ² Chumakov M.M.

¹ Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

² Gazprom VNIIGAZ LLC, Russia

E-mail: Arhin@yandex.ru

Characteristic dimension of pressure systems such as cyclones and anticyclones is about thousand km. Such objects are well detected on synoptic maps, they can be easily observed via land network of standard meteorological observations. Yet the size of pressure systems varies over a wide range. In many regions of the globe, in particular over water area of arctic seas, mesoscale cyclones with spatial scale less than 1000 km are observed. This term describes rather various meteorological objects starting with small atmospheric vortexes visible only in cloud field and ending with polar lows in which heavy precipitation and storm (in specific cases – hurricane) wind speed are observed.

Polar low is a small but fairly intense maritime cyclone that forms poleward of the main baroclinic zone (polar front or other major baroclinic zone). The horizontal scale of polar lows varies from 200 to 1000 km, and surface winds near or above gale force. Polar lows are formed during cold season from October to May. They develop rapidly, their characteristic lifetime is about a 2-3 days. Meteorological conditions in polar lows are characterized by intense precipitation and wind speeds more than 15 m/s.

In this research is used a non-hydrostatic limited-area weather forecast system COSMO-Ru. Grid step of the model COSMO-RuENA (Europe – Northern Asia, ENA) is 13,2 km. The grid covers area of 13200 km × 6600 km including a large part of the water area of Arctic Ocean. The model versions with grid steps of 6.6 and 2.2 km were used for more detailed study of polar lows. As a result of the conducted research several cases of polar lows passing over the water area of the Norwegian, Barents and Kara Sea in 2013-2016 were revealed. For the verification of model data were used observations from coastal meteostations as well as satellite data of spectroradiometer MODIS. A comparison shows that atmospheric model COSMO-Ru is capable to adequately reproduce dynamics and evolution of polar lows, although forecast of motion path of a polar low strongly depends on forecast lead time.

A number of sensitivity experiments was conducted to investigate mechanisms of development of polar lows. Among them were experiments with variations of ice cover, wind speed in upper troposphere and sea surface temperature.

Исследование полярных циклонов с помощью прогностической системы COSMO-Ru: эксперименты на чувствительность

¹ Никитин М.А., ¹ Ривин Г.С., ² Чумаков М.М.

¹ Гидрометцентр России, Москва, Россия

² Газпром ВНИИГАЗ, Россия

E-mail: Arhin@yandex.ru

Одной из характерных особенностей циркуляции атмосферы в высоких широтах являются полярные циклоны – барические депрессии мезо- и субсиноптического масштаба, формирующиеся зимой и весной над свободной ото льда морской поверхностью. Согласно определению, полярные циклоны – подтип мезоциклонов, формирующихся над морской поверхностью ближе к полюсу (как Северному, так и Южному) от основной бароклинной зоны, с приповерхностным ветром, превышающим 15 м/с, и размером, меньшим 1000 км.

Благодаря короткому времени жизни (2-3 суток) и высокой скорости перемещения (40 км/ч) эти барические образования могут негативно влиять на хозяйственную деятельность в акваториях северных морей и прибрежных зонах. Субсиноптический масштаб полярных циклонов и их быстрое развитие в регионах, слабо охваченных стандартной сетью метеорологических наблюдений, приводят к большим трудностям при их изучении и прогнозировании. Хотя феномен резкого и внезапного усиления ветра в северных морях был известен уже давно, связать его с мезомасштабными циклонами уда-

лось лишь в 60-х годах с появлением первых спутниковых снимков. Для получения детальных данных о полярных циклонах проводились специальные кампании комплексных наблюдений (включая спутниковые, судовые и авиационные наблюдения), такие как «Норвежский проект по полярным циклонам» (1983-1985) и IPY-THORPEX (2008). На современном этапе развития численных моделей прогноза погоды и систем усвоения данных полярные циклоны всё ещё остаются вызовом для прогнозирования, несмотря на прогресс в системах дистанционного зондирования, повышение пространственного разрешения моделей и введение ансамблевых прогнозов.

Существует несколько механизмов возникновения полярных циклонов. В общем случае для их зарождения требуется адвекция холодного воздуха на свободную ото льда поверхность моря. Непосредственным толчком, приводящим к зарождению полярного циклона, является взаимодействие верхнетропосферной аномалии потенциального вихря с низкоуровневой зоной бароклинности. В её качестве может выступать кромка льда, мелкий арктический фронт или остаточная окклюзия синоптического циклона.

При развитии полярного циклона в нём активизируются процессы глубокой конвекции, что позволяет провести аналогию между полярными и тропическими циклонами (до того, как термин «полярный циклон» стал устоявшимся, это явление называли «арктическими ураганами»). Развитие глубокой конвекции в полярном циклоне возможно даже при полном отсутствии конвективной доступной потенциальной энергии (convective available potential energy, CAPE), при этом конвективные процессы получают энергию за счёт конвективного потока тепла, вызванного ветром (wind-induced surface heat exchange, WISHE).

В данной работе используется региональная негидростатическая система прогноза погоды COSMO-Ru, в настоящее время являющаяся базовой в оперативной практике Росгидромета (Ривин и др., 2015). Для выявления случаев полярных циклонов использовались оперативные прогнозы для модели COSMO-RuENA (Europe – North Asia, Европа – Северная Азия). Шаг сетки этой модели составляет 13,2 км, область интегрирования покрывает всю территорию Европы, значительную часть континентальной территории Азии (за исключением Индии, регионов южного Китая и юго-восточной Азии), часть акваторий Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов, включая район Северного полюса. Расчёты ведутся на сетке со сдвинутыми полюсами.

Основными формальными критериями выявления полярных циклонов над акваториями Баренцева и Карского морей были линейные размеры наблюдаемых барических депрессий и высокие значения скорости ветра на высоте 10 метров, превышающие 15 м/с. По этим критериям были выделены случаи прохождения полярных циклонов над акваториями Гренландского, Баренцево и Карского морей в период 2013-2016 гг. Некоторые из случаев были более детально промоделированы на сетках с лучшим разрешением.

Для повышения детализации использовался метод вложенных сеток. Результаты моделирования на сетке с шагом 13,2 км использовались в качестве начальных и граничных условий для более мелкой сетки с шагом 6,6 км, а они, в свою очередь – для моделирования на сетке с шагом 2,2 км. При этом существовало несколько вариантов доменов с шагом сетки 2,2 км, зависящих от траекторий движения полярных циклонов.

Результаты расчётов сравнивались с данными сети метеорологических наблюдений и спутниковыми снимками, полученными с помощью спектрорадиометра MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer). Сравнение показывает, что модель COSMO-Ru способна реалистично воспроизводить динамику и эволюцию полярных циклонов, хотя их траектории существенно зависят от заблаговременности прогноза (рис. 1) (Nikitin, Chumakov, 2014; Никитин и др., 2015).

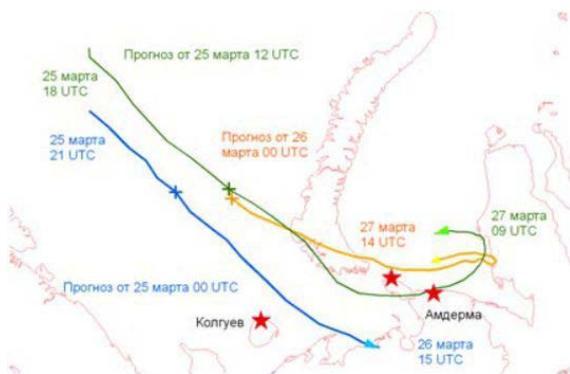


Рис. 1. Положение шторм-треков полярного циклона, наблюдавшегося 25-26 марта 2014 года, при прогнозах с различной заблаговременностью: в начале и конце каждого шторм-трека указано время зарождения и время заполнения полярного циклона соответственно (модель COSMO-Ru с шагом сетки 2,2 км)

Для исследования механизмов зарождения полярных циклонов был проведён ряд экспериментов на чувствительность (Никитин и др., 2016). В первой группе численных экспериментов варьировалась пространственная структура ледяного покрова. В первом эксперименте ледяной покров искусственно уничтожался. Прогноз стартовал примерно за сутки до образования полярного циклона. В этом случае

существенных различий между экспериментом «безо льда» и контрольным в полях приземного ветра и давления на начальном этапе формирования полярного циклона не выявлено. На более поздних этапах, когда циклон выходит на покрытую льдом акваторию Печорского моря, в эксперименте «безо льда» наблюдаются более высокие значения скорости ветра.

Во втором эксперименте вся акватория домена искусственно покрывалась льдом толщиной 0,5 метра и с температурой 268 К. Таким образом, потоки явного и скрытого тепла резко уменьшались. В этом эксперименте полярный циклон не образовался, хотя в определённый момент сформировалась замкнутая изобара, а скорость ветра местами превысила 17,5 м/с.

На основе анализа выполненных экспериментов можно предположить, что триггером, «спусковым крючком» рождения полярного циклона, послужила вертикальная термодинамическая структура атмосферы в данном регионе. Она обладает определённой инерцией и продолжает действовать, несмотря на резкое изменение характеристик подстилающей поверхности в начальных данных численных экспериментов. Однако определяющим фактором дальнейшего развития барического образования является наличие открытой водной поверхности.

Во второй группе экспериментов анализировалось влияние сплоченности льда на развитие полярного циклона. В параметризации морского льда, используемой в модели COSMO, рассчитываются температура и толщина льда, но не его сплочённость. Поэтому для отображения данного эффекта требуется на месте полыней задавать ячейки, свободные ото льда. Крупные полыньи воспроизводились по данным спектрорадиометра MODIS, для учёта мелких определённый процент ячеек в области задавался свободным ото льда. При сплоченности, равной 80%, давление в центре полярного циклона было ниже, а скорость ветра – выше (рис.2).

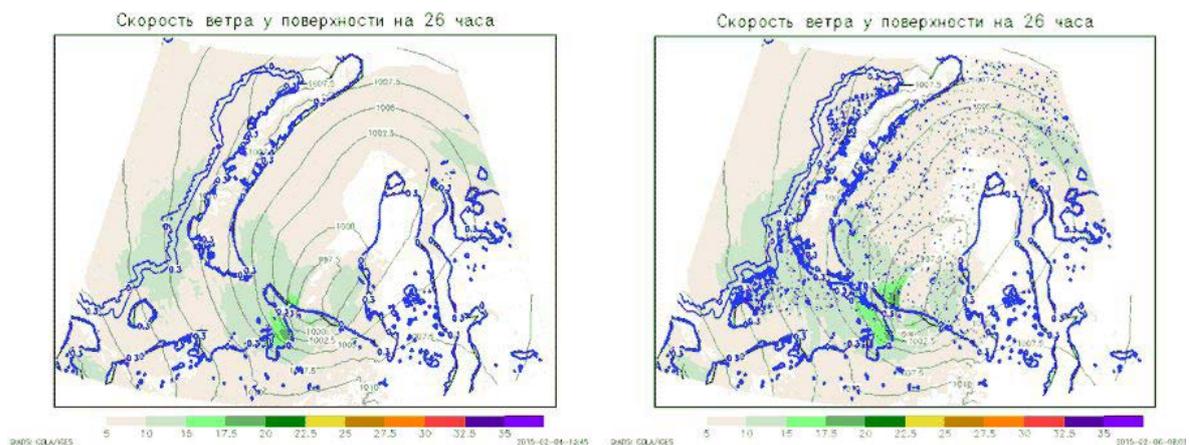


Рис. 2. Скорость ветра (м/с) на высоте 10 метров и давление, приведённое к уровню моря, прогноз от 12 UTC 25 марта 2014 года на 26 часов по модели COSMO-Ru. Слева – контрольный эксперимент. Справа – эксперимент со сплоченностью льда, равной 80%.

Формирование полярного циклона, наблюдавшегося в Баренцевом море 25-26 марта 2014 года, происходило неподалёку от оси верхнетропосферного струйного течения, а в процессе развития этого полярного циклона скорость ветра в струйном течении возрастала (рис. 3).

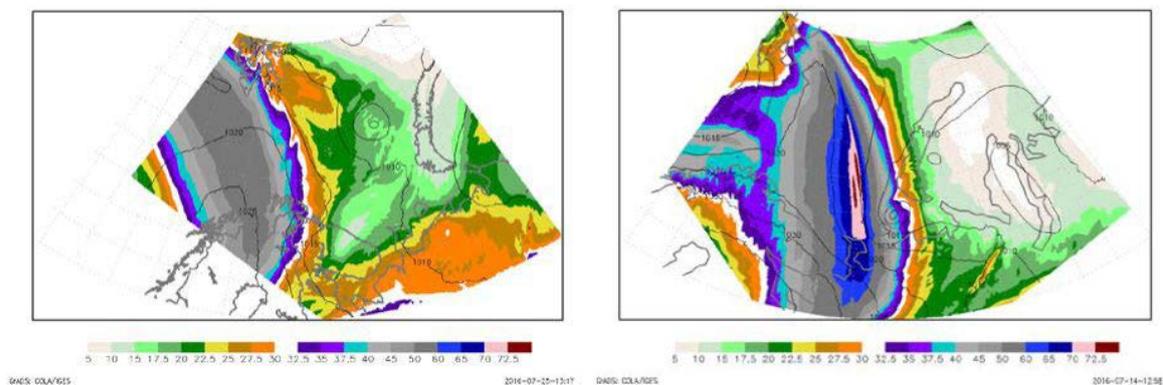


Рис. 3. Скорость ветра (м/с) на изобарической поверхности 300 гПа и давление, приведённое к уровню моря. Прогноз от 00 UTC 25 марта 2014 года по модели COSMO-RuBKS (слева – на 11 часов, справа – на 32 часа).

Поэтому в третьей группе экспериментов скорость ветра между изобарическими поверхностями H500 и H300 была искусственно ограничена 15 м/с. В результате полярный циклон сформировался в

весьма ослабленном состоянии, существенно измени траекторию, а скорость ветра в нём не превышала 20 м/с.

Также проводились эксперименты, в которых варьировалась температура поверхности моря.

Литература:

1. Mikhail A. Nikitin, Mikhail M. Chumakov. *Case study of polar lows in Barents and Kara Seas during 2014. Proceedings of the 23rd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, 14-18 June 2015, Trondheim, Norway / Edited by Ekaterina Kim, Wenjun Lu & Kent V. Hoyland.* – Norwegian University of Science and Technology, 2015.
2. Никитин М.А., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Чумаков М.М. Идентификация полярных циклонов над акваторией Карского моря с помощью гидродинамического моделирования // *Вести газовой науки*, 2015, №2, с. 106-112.
3. Никитин М.А., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Чумаков М.М. Использование прогностической системы COSMO-Ru для исследования свойств полярных циклонов: эпизод 25-27 марта 2014 года // *Труды Гидрометцентра России*, 2016, вып. 361.
4. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.А., Алферов Д. Ю., Астахова Е. Д., Блинов Д. В., Бундель А. Ю., Казакова Е. В., Кирсанов А. А., Никитин М. А., Перов В. Л., Суркова Г. В., Ревактова А. П., Шатунова М. В., Чумаков М. М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // *Метеорология и гидрология*, 2015, № 6, с.58-70.

Mesoscale atmospheric modeling technology as a tool for the long-term meteorological dataset development

¹ Platonov V., ¹ Kislov A., ² Rivin G., ³ Varentsov M., ² Rozinkina I., ² Ninkitin M., ⁴ Chumakov M.

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

³ A.M.Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

⁴ Gazprom VNIIGAZ LLC, Russia

E-mail: vplatonov86@gmail.com

The detailed hydrodynamic modelling of meteorological parameters during the last 30 years (1985 – 2014) was performed for the Okhotsk Sea and the Sakhalin island regions. The regional non-hydrostatic atmospheric model COSMO-CLM used for this long-term simulation with ~13.2, ~6.6 and ~2.2 km horizontal resolutions. The main objective of creation this dataset was the outlook of the investigation of statistical characteristics and the physical mechanisms of extreme weather events (primarily, wind speed extremes) formation on the small spatio-temporal scales. The detailed meteorological information is also important since it allows to take into account sea and islands coast configuration, mountain systems and other mesoscale features of surface terrain. This work suggests and describes the downscaling technology for the long-term simulations using three consequent “nesting domain”, shows the results of obtained archive verification, as well as extreme wind velocities estimation.

The COSMO-CLM model (v. 5.0) used as main tool for creation of this long-term meteorological archive. COSMO-CLM is the climate version of the well-known mesoscale COSMO model, including some modifications and extensions adapting to the long-term numerical experiments. The downscaling technique was realized and developed for the long-term simulations with three consequent nesting domains and standard configuration of COSMO-CLM model. ERA-Interim reanalysis (~0.750 degrees resolution) used as global forcing data for the starting domain (~13.2 km horizontal resolution), then these simulation data used as initial and boundary conditions for the next model runs over the domain with ~6.6 km resolution, and similarly, for the next step to ~2.2 km domain. Besides, the COSMO-CLM model configuration for ~13.2 km run included the ‘spectral nudging’ technique, i.e. an additional assimilation of reanalysis data not only at boundaries, but also inside the whole domain. Figure 1 and Table 1 shows the boundaries and main characteristics of used domains. Practically, this computational scheme realized on the SGI Altix 4700 supercomputer system in the Main Computer Center of Roshydromet and used ~2,400 hours of CPU time total. More than 20 meteorological fields were obtained finally over these three domains with 1-hour temporal resolution throughout 30 years.

According to modelling results, the verification of the obtained dataset was performed on the observation data, obtained from “Hydrometcenter database” and www.rp5.ru archive. Estimations for the whole period, all

domains and different seasons showed the mean error -0.5°C , up to $2 - 3^{\circ}\text{C}$ RMSE in temperature (error maxima was during spring and autumn), and overestimation of inland wind speed (RMSE is up to 2 m/s). It's noteworthy that wind gusts were reproduced by model notably good (ME was up to 1 m/s , RMSE was $2 - 3.5\text{ m/s}$, correlation coefficients were 0.8 and more), despite to a fairly simple algorithm [5]. Overall, analysis showed that the used downscaling technique with applying the COSMO-CLM model reproduced the meteorological conditions, spatial distribution, seasonal and synoptic variability of temperature and extreme wind speed for the study area with approximately the same adequate quality. The dependencies between reproduction quality of mesoscale atmospheric circulation features and the horizontal resolution of the model were revealed. In particular, it was shown that $\sim 6.6\text{ km}$ resolution does not give any significant improvement comparing to $\sim 13\text{ km}$ resolution, whereas $\sim 2.2\text{ km}$ resolution provides an appreciable quality enhancement.

Detailed synoptic analysis of extreme wind speed situations identified the two main types of favorable to their genesis. The first one (more frequent) was associated with developing of cyclones over the Japan Islands or the Primorsky Krai of Russia, the subsequent moving the Sakhalin Island, crossing it and coming in the Okhotsk Sea. The second one characterized by penetration of intensified cyclones from Pacific Ocean through the Kamchatka peninsula, Kuril or Japan Islands. Next, the deepening cyclones crossed the Okhotsk Sea and got close to the Sakhalin Island, causing extreme winds offshore.

The obtained high-resolution dataset will continue to be used for a fully and comprehensive analysis of physical mechanisms of extreme weather events, the reproduction quality of hydrometeorological fields, their statistical estimates, climatological trends, using this information for the detailed environment state assessment and many other objectives.

Технология мезомасштабного моделирования как средство создания многолетнего архива метеорологической информации

¹ Платонов В.С., ¹ Кислов А.В., ² Ривин Г.С., ³ Варенцов М.И., ² Розинкина И.А.,
² Никитин М.А., ⁴ Чумаков М.М.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Гидрометцентр России, Москва, Россия

³ Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва, Россия

⁴ Газпром ВНИИГАЗ, Россия

E-mail: vplatonov86@gmail.com

Впервые в Российской Федерации выполнено гидродинамическое моделирование детализированных полей метеорологических элементов за последние 30 лет (для региона о. Сахалин и акватории Охотского моря) с помощью региональной мезомасштабной негидростатической модели атмосферы (COSMO-CLM) с пространственным разрешением ~ 13 , ~ 6 и $\sim 2\text{ km}$. Основной целью создания архива явилась перспектива исследования статистических характеристик и физических механизмов формирования экстремальных событий (в первую очередь, скоростей ветра) на пространственно-временных масштабах, принципиально улучшающих данные реанализов. Получение детализированной метеорологической информации важно также потому, что позволяет явным образом учесть конфигурацию морского побережья и островов, горные системы и другие мезомасштабные особенности подстилающей поверхности. В данной работе предложена и отработана для длительных численных экспериментов технология даунскейлинга с тремя последовательными «вложенными сетками», представлено описание примененной вычислительной технологии и приведены результаты верификации полученного архива, а также первые оценки расчётов экстремальных скоростей ветра.

В результате расчётов были получены архивы гидрометеорологической информации с пространственным разрешением $\sim 13\text{ km}$, $\sim 6\text{ km}$ за период 1985 – 2014 гг., и, для отдельных экстремальных случаев, с разрешением $\sim 2\text{ km}$, причем результаты каждого эксперимента представляли собой также стартовый архив для последующего моделирования более высокого разрешения.

В качестве основного инструмента создания многолетнего массива метеорологической информации высокого разрешения была выбрана негидростатическая модель COSMO-CLM (версия 5.0). Это климатическая версия региональной мезомасштабной модели COSMO [1], разрабатываемая одноименным консорциумом (Consortium for Small-scale Modeling), включающим в себя национальные службы

прогноза погоды ряда стран, в том числе Росгидромет Российской Федерации. Развитие климатической версии модели осуществляется в рамках международного научного сообщества CLM-Community [2]. Главные отличия климатической версии модели от оперативной заключаются в ряде модификаций и расширений, предназначенных для долговременных численных экспериментов, таких как большая глубина моделируемого слоя подстилающей поверхности и учет сезонного хода ее параметров [3, 4].

Модель COSMO-CLM v.5.0 запускалась в стандартной конфигурации: схема интегрирования по времени Рунге-Кутты с расщеплённым подавлением акустических и гравитационных волн и численной аппроксимацией горизонтальной адвекции 5-го порядка; включёнными диффузией Смагоринского и «спектральным наджингом». Схема параметризации радиации Риттера-Жилейна (Ritter-Geleyn) основана на двухпоточковой версии уравнения радиационного переноса; параметризация осадков описывает льдо- и градообразование в облаках и включает явное воспроизведение глубокой конвекции; влажная и мелкая конвекция параметризуется схемой Тидтке (Tiedtke) потока массы с равновесным замыканием (использовалась при расчётах на разрешении $\sim 2,2$ км); турбулентность описывается одномерной ТКЕ – схемой замыкания 2,5 порядка; схема параметризации переноса в приземном слое, основанная на использовании уравнения для турбулентной кинетической энергии, включает описание процессов в ламинарно-турбулентном слое шероховатости. Более подробное описание модели можно найти на странице ее документации [<http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>].

В результате моделирования были получены детализированные поля (методом «вложенных сеток», с горизонтальными разрешениями 13,2, 6,6 и 2,2 км) более 20 метеорологических элементов за последние тридцать лет (1985 – 2014 гг.) с дискретностью архивируемых данных по времени 1 час. Первоначально шёл стандартный модельный расчёт по данным реанализа на область с самым грубым разрешением (13,2 км). Затем эти данные использовались в качестве начальных и граничных условий для интерполяции и дальнейших модельных расчётов на домене с шагом сетки 6,6 км. Они, в свою очередь, представляли собой начальные и граничные условия для области с разрешением 2,2 км. Расчёты по области 2,2 км проводились только для 15 предварительно отобранных случаев экстремальных скоростей ветра за 30-летний период (см. табл. 2).

Практическая реализация данной вычислительной схемы осуществлялась на несколько месяцев (от 3 – 4 месяцев до года), повторяясь для каждого года. Такая продолжительность применялась из-за ограничений вычислительных ресурсов и объёмов хранения данных, а также технических рисков «обрушения» компьютерного эксперимента при непрерывном счете на более продолжительные интервалы времени. Описанная технология была реализована при помощи вычислительной системы SGI Altix 4700 в Главном вычислительном центре Росгидромета России. Для основных расчётов 30-летнего периода на кластере с пиковой производительностью 35 Тфлопс при использовании 288 ядер было использовано ~ 2400 часов процессорного времени, что эквивалентно 100 дням непрерывной работы.

На рис. 1 и в табл. 1 приведены карты границ использованных расчётных доменов и их основные характеристики. Важным фактором при выборе конфигурации области с разрешением 13,2 км послужил учет особенностей атмосферной циркуляции над Дальневосточным регионом. Область 6,6 км (базовая для создаваемого архива) лишь немного меньше домена 13,2 км, в основном за счёт сокращения акваторий Тихого океана и Японского моря. Конфигурация области с разрешением 2,2 км обусловлена тем, что основной задачей расчётов на этом разрешении являлось детальное моделирование экстремальных явлений к северо-востоку от о. Сахалин.

Табл. 1. Основные характеристики расчётных доменов

Характеристика	Домен 13,2 км	Домен 6,6 км	Домен 2,2 км
Долгота смещённого полюса	110° в.д.	110° в.д.	110° в.д.
Широта смещённого полюса	60° с.ш.	60° с.ш.	60° с.ш.
Общее количество точек	145*355 = 51475	228*525 = 119700	300*500 = 150000
Шаг сетки, градусы (км)	0,12° (~13,2 км)	0,06° (~6,6 км)	0,02° (~2,2 км)
Шаг интегрирования по времени, сек	120	60	20
Число модельных уровней в атмосфере	40	40	50
Число модельных уровней в почве	9	9	9

Важной задачей было сравнение результатов мезомасштабного даунскейлинга с данными метеорологических станций наблюдательной сети Росгидромета с целью оценки качества воспроизведения моделью основных метеорологических параметров – в первую очередь, в соответствии с поставленными практическими задачами, скорости ветра.

Данные наблюдений по Российским станциям были получены из базы данных ФГБУ «Гидрометцентр России», также использовались данные архива веб-сайта «Расписание погоды» (www.gp5.ru). Для того, чтобы преимущественно оценивать качество работы модели для прибрежных территорий, были отобраны метеорологические станции, расположенные на расстоянии не более 100 км от берега и на

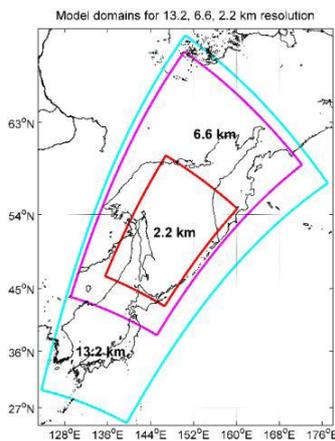


Рис. 1. Карта расположения границ расчётных областей с разрешением 13.2, 6.6 и 2.2 км.

высоте, не превышающей 500 м над уровнем моря (для области ~13,2 км таких оказалось 124, для области ~6,6 км – 50).

Проведенная верификация по многолетним архивам на областях с разрешением 13.2 и 6.6 км для различных сезонов года по основным параметрам – приземной температуре, скорости ветра и порывам ветра – показала вполне удовлетворительные результаты. Так, для температуры средняя ошибка составила порядка 0,5 °С, в то время как стандартное отклонение ошибок достигало 2-3 °С, причём большие значения ошибок характерны для переходных сезонов (весна и осень). Скорость ветра модель завышает во внутренних районах острова и материка, СКО составила около

2 м/с, также с максимумом в переходные сезоны; средняя ошибка не превышала десятых долей м/с. Связано это, скорее всего, с особенностями расположения конкретных метеостанций и неполным соответствием реальной шероховатости подстилающей поверхности и ее значений, используемых моделью. Для прибрежных и островных метеостанций ошибки меньше. Что касается порывов ветра, несмотря на достаточно простой алгоритм расчёта в модели [5], то модель воспроизвела их очень неплохо, со средними ошибками не более 1 м/с, СКО от 2 до 3,5 м/с и коэффициентами корреляции около 0,8 и выше. При этом было показано, что статистически значимого уменьшения ошибок при переходе от разрешения 13,2 км к 6,6 км не происходит. Что касается верификации расчётов случаев экстремальных скоростей ветра, то в абсолютном большинстве случаев ошибки средней скорости и порывов значительно сокращаются при переходе к разрешению 2,2 км, в температуре это проявляется в меньшей степени. Таким образом, в целом можно утверждать, что модель с примерно одинаковым качеством воспроизводит как «фоновую» внутрисезонную изменчивость метеорологических величин, так и их динамику в условиях экстремально высоких скоростей ветра.

Табл. 2. Даты экстремальных синоптических ситуаций в регионе Охотского моря и значения максимальной скорости ветра (м/с), воспроизведенные моделью COSMO-CLM

	Дата	Скорость ветра, м/с		
		13,2 км	6,6 км	2,2 км
1	25.03.1987	27,7	-	-
2	28.01.1989	32,3	34,3	34,3
3	19.12.1989	28,6	-	-
4	8.11.1995	27,0	26,7	27,0
5	1.02.1996	28,3	29,2	28,9
6	14.02.1996	32,8	34,2	34,0
7	28.02.1999	33,3	35,2	35,5
8	14.11.1999	27,4	25,3	28,7
9	11.01.2000	28,3	29,3	29,6
10	12.01.2001	30,8	30,3	30,7
11	5.12.2002	27,7	30,0	29,0
12	8.01.2005	29,8	28,7	30,6
13	27.02.2006	28,9	29,0	30,6
14	3.02.2014	27,7	-	-
15	6.03.2014	24,9	24,8	26,8

Приведённые в табл. 2 случаи наиболее экстремальных скоростей ветра отбирались по всему 30-летнему массиву информации, при этом использовался так называемый принцип «независимых штормов» [6, 7], т.е. требовалось, чтобы между выбираемыми экстремумами было не менее 3-х суток, чтобы исключить попадание в итоговую выборку экстремумов, связанных с одной и той же синоптической ситуацией.

Синоптические особенности, приводившие к экстремальным скоростям ветра, обусловлены сильным термическим градиентом между континентальным воздухом восточной Евразии и морским умеренным воздухом над Тихим океаном и Охотским морем в зимних условиях. Это приводило к активной циклонической деятельности на полярном и арктическом фронтах над акваторией Охотского моря и, в

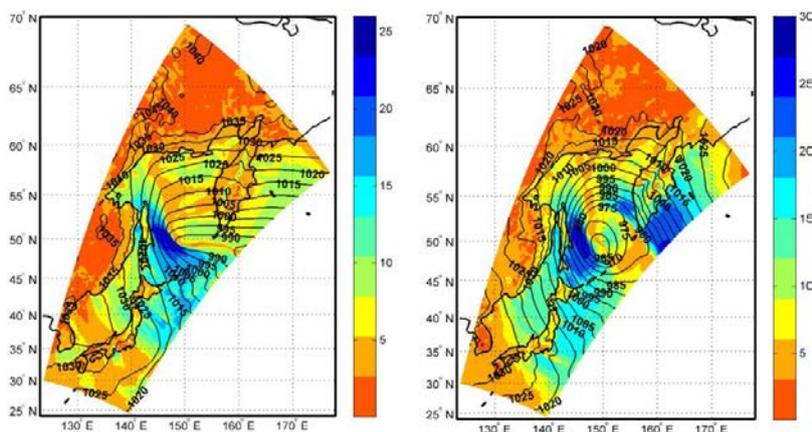


Рис. 3. То же, что на рис. 2, для 19.12.1989, 11 ч ВСВ.

частности, над Сахалином. Все без исключения экстремальные ветра были северных направлений и обусловлены прохождением циклонов.

В большинстве случаев (28.01.1989, 14.02.1996, 28.02.1999) наблюдалось формирование циклона над Приморским краем либо над Японским морем. Затем происходила его интенсификация, и смещение к о. Сахалин его центральной или южной части, в зависимости от траектории (рис.2). Далее вихрь пересекал о. Сахалин и выходил в Охотское море. Здесь обычно вновь происходило значительное усиление скоростей ветра на восточном побережье Сахалина (в тылу циклона). Длительность и интенсивность экстремальной ситуации зависят от продолжительности стационарирования циклона и скорости его дальнейшего перемещения, и варьируют от нескольких часов до суток и со скоростями ветра от 25 м/с до 35 м/с.

Другие экстремальные ситуации были связаны с проникновением уже развитого интенсивного циклона с Тихого океана либо через полуостров Камчатка, либо через острова Курильской гряды, или после прохождения через острова Японского архипелага, в первую очередь, о. Хоккайдо. Далее, циклоны, углубляясь, достаточно быстро (менее суток) пересекали акваторию Охотского моря и приближались к о. Сахалин (рис. 3). Для данной группы ситуаций были характерны менее глубокие, но при этом более обширные циклоны.

Специальное сравнение воспроизведения этих экстремальных синоптических ситуаций на различных горизонтальных разрешениях показало, что при горизонтальном разрешении 2,2 км полосчатость и пятнистость полей проявляется ярче, а максимум скорости ветра, как правило, немного увеличивался (до 2 – 3 м/с). В подавляющем большинстве случаев это приводило к заметному уменьшению ошибок воспроизведения средней скорости ветра и порывов. В то же время, изменения вышеупомянутых характеристик при переходе от 13,2 км к 6,6 км выражены менее ярко и однозначно. Это, вкуче с приведёнными выше результатами верификации, позволяет заключить, что моделирование при разрешении 6,6 км, по-видимому, не даёт существенного улучшения результатов, в то время как на субкилометровом масштабе явное разрешение глубокой конвекции и более детальное описание рельефа, конфигурации побережья и характеристик турбулентного движения позволяет заметно улучшить качество воспроизведения экстремальных скоростей ветра в приземном слое.

В результате проведённой работы отработана технология создания многолетних архивов гидрометеорологической информации высокого разрешения с применением мезомасштабной модели COSMO-CLM и метода даунскейлинга. Эта технология, с учётом адаптации модели и конкретных задач, может быть использована для различных регионов России и земного шара.

По результатам расчётов проведена верификация полученного массива на основе данных стационарных наблюдений, которая позволила сделать вывод о том, что использованный метод даунскейлинга с применением модели COSMO-CLM адекватно воспроизвел как метеорологический режим акватории Охотского моря, так и ситуации экстремальных скоростей ветра у побережья Сахалина. Выявлены зависимости качества воспроизведения мезомасштабных особенностей атмосферной циркуляции от горизонтального разрешения модели. В частности, показано, что использование разрешения ~6 км не даёт существенного улучшения по сравнению с разрешением ~13 км, в то время как разрешение ~2,2 км обеспечивает улучшение качества. Также по данным архива проведен синоптический анализ ситуаций, сопровождающихся экстремальными скоростями ветра, выявлены основные типы, благоприятствующие их возникновению.

Полученный массив данных высокого пространственно-временного разрешения является несомненным подспорьем для дальнейших исследований физических механизмов формирования экстремальных погодных явлений различного генезиса и масштаба, анализа качества воспроизведения гидрометеорологических полей, их статистических оценок, многолетних трендов в данном регионе, а также использования этой информации для задач подробной оценки состояния окружающей среды.

Литература:

1. COSMO Model documentation <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>
2. CLM Community site <http://www.clm-community.eu/>
3. Böhm U., Kuecken M., Ahrens W., Block A., Hauffe D., Keuler K., Rockel B., Will A. CLM – The Climate Version of LM: Brief Description and Long-Term Applications. COSMO Newsletters, No. 6, 2006, pp. 225 – 235.
4. Rockel B., Will A. and Hense A. The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). Meteorologische Zeitschrift, Vol. 17, No. 4, pp. 347 – 348, 2008
5. Schulz J.-P., Heise E. A new scheme for diagnosing near-surface convective gusts. // COSMO Newsletter. 2003. V.3. P. 221-225.
6. Cook N.J. Towards better estimation of wind speeds. // Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics. 1982. №9. P. 295–323.
7. Cook, N.J. The Designer's Guide to Wind Loading of Building Structures. // Part 1: Background, Damage Survey, Wind Data and Structural Classification. Building Research Establishment. Garston and Butterworths. 1985. London. 371 p.

Forecast of polar stratospheric vortex dynamics using SL-AV global atmospheric model

Shashkin V.V., Tolstykh M.A.

G.I. Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

Hydrometeorological centre of Russia, Moscow, Russia

E-mail: vvshashkin@gmail.com

Polar stratospheric vortex is the characteristic feature of the winter-time stratospheric circulation. Under the influence of planetary waves raising from the troposphere, the polar vortex can be distorted and even broken up. During the vortex breaking the relatively warm mid-latitude stratospheric air is advected to the high latitudes that results in the growth of stratospheric temperature by 25-50 °K in a few days. This situation is called sudden stratospheric warming (SSW). The number of articles show the influence of SSW on the dynamics of troposphere (Borovko, Krupchatnikov, 2009; Vargin, Medvedeva, 2015; Baldwin et al., 2003; Perlwitz, Harnik, 2004; Kolstad et al. 2010 and many others). Therefore the particular question of interest is the predictability of SSWs by the atmospheric general circulation models. Most of works study the predictability in the statistical context on the seasonal and climatic time-scales (Vargin, Volodin, 2016; Charlton et al., 2007, Sun et al., 2012).

This work studies the quality of deterministic forecast of polar stratospheric vortex dynamics by the SL-AV global atmospheric model (Tolstykh, 2010). We use multiscale version of the SL-AV model (Tolstykh et al., 2015) with horizontal resolution of $0.9^\circ \times 0.72^\circ$ and 60 vertical levels. 17 vertical levels are located above the tropopause.

The series of 15 days forecasts starting at 12 UTC of 1-31 January of 2014, 2015, 2016 is carried out. The initial data is Hydrometeorological centre of Russia operative analysis. The period covered by forecasts includes 4 minor SSWs associated with vortex splitting (2 February 2014, 5 January 2015, 27 January 2015) and shifting (1 February 2016).

The particular characteristic illustrating the accuracy of polar vortex dynamics reproduction is correlation of 10 hPa surface geopotential height anomalies between the forecast and reanalysis (ERA-Interim) plotted in Fig. 1. Horizontal lines in Fig. 1 indicate 0.8 and 0.6 levels corresponding to "highly accurate" (above 0.8) and "useful" (between 0.6 and 0.8) forecasts according to (Bauer et al., 2015; Manual on the global data processing and forecasting system http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_485-v1_en.pdf). All test forecasts, but 3 are useful for at least 7 days, with 80% of forecasts are "highly accurate" at day 7. Anomaly correlation of 50% of test forecasts falls below 0.6 by day 12 from start. One can conclude that SL-AV model accurately reproduces the dynamics of polar stratospheric vortex for 7 days, that is somewhat longer than the accurate forecast range for the most of meteorological characteristics in troposphere. Consideration of other fields and forecast scores confirm this conclusion.

The reliability of SL-AV forecast of strong polar vortex perturbations is of special interest. SL-AV forecast examples during minor SSW are shown in Figs. 2, 3. Considering 4 minor SSWs cases included in the test

forecasts serie we find that the structure of 10 hPa wind field and 10 hPa height anomalies are accurately predicted 7 days ahead. The fact of mean zonal wind weakening or reversal is successfully forecasted for 10-11 days ahead, however the model wind can weaken/reverse 1-2 days before the real wind does.

One can see in Fig. 1 that some of the anomaly correlation curves of forecasts started 10-12 days before the minor SSW experience local maxima at the time of minor SSW occurrence. This means that the situation of strong polar vortex perturbations is beneficial for the forecast accuracy. Also, it should be mentioned that SL-AV model tends to exaggerate the perturbations of the polar vortex after forecast day 10. In the cases when the polar vortex is disturbed and then stabilized, SL-AV model is likely to predict minor SSW. The real minor SSWs can be wrongly predicted to develop in a major SSW when forecast leadtime is greater than 10 days.

Прогноз динамики полярного стратосферного вихря глобальной моделью атмосферы ПЛАВ

Шашкин В.В., Толстых М.А.

Институт вычислительной математики РАН им. Г.И. Марчука, Гидрометцентр России, Москва, Россия
E-mail: vvshashkin@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Доминирующей особенностью циркуляции стратосферы в средних и полярных широтах в зимний период является полярный стратосферный вихрь - струйное течение со скоростями ветра, превышающими 100 м/с, расположенное около уровня 10 гПа (Holton, 2004). Планетарные волны, возникающие в тропосфере и распространяющиеся вертикально, вызывают искажения формы полярного вихря и / или его смещение. При сильной волновой активности может произойти полное разрушение полярного вихря и разворот среднего зонального ветра в стратосфере с западного на восточный. При этом стратосферный воздух из средних широт проникает в полярные широты, что приводит к быстрому росту температуры на 25-50° К. Подобная ситуация называется внезапным стратосферным потеплением (ВСП).

Различают мажорные и минорные ВСП, при мажорном ВСП средний зональный ветер в стратосфере на 60° с.ш. становится восточным, происходит разрушение полярного вихря. При минорном ВСП наблюдаются значительные искажения полярного вихря, но разрушения не происходит, ветер на 60° с.ш. ослабевает, но не разворачивается. Частота возникновения мажорных ВСП по данным реанализа примерно 6 раз за 10 лет (Charlton A., Polvani L., 2007).

В силу изменяющегося режима распространения планетарных волн, которые перестают проникать в стратосферу после разворота среднего долготного ветра, ВСП оказывают влияние на динамику тропосферы на временных масштабах от нескольких дней до сезона. Данный эффект исследуется в большом количестве работ отечественных и зарубежных авторов (Боровко, Крупчатников, 2009; Варгин, Медведева, 2015; Baldwin et al., 2003; Perlwitz, Harnik, 2004; Kolstad et al. 2010 и других). Большой научный интерес представляет вопрос о предсказуемости ВСП моделями общей циркуляции атмосферы. В работах по этой теме, в основном, исследуется статистическая предсказуемость на сезонном и климатическом временном масштабе (Варгин, Володин, 2016; Charlton et al., 2007, Sun et al., 2012).

В данной работе исследуется успешность детерминистического прогноза динамики полярного стратосферного вихря погоды глобальной моделью атмосферы ПЛАВ (Толстых, 2010), которая является основным методом глобального среднесрочного прогноза погоды в Гидрометцентре России. Используется многомасштабная версия модели ПЛАВ (Толстых и др., 2015) с разрешением по горизонтали 0,9° x 0,72° и 60 уровней по вертикали, верхняя граница модельной атмосферы на уровне 0,5 гПа (около 53 км). Из 60 вертикальных уровней выше тропопаузы находятся 17 (3 из них - в нижней части стратопаузы). Используется версия модели ПЛАВ с гибридной сигма-р координатой по вертикали (Шашкин и др., 2017), поверхности которой совпадают с изобарическими выше тропопаузы.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТА И РЕЗУЛЬТАТЫ

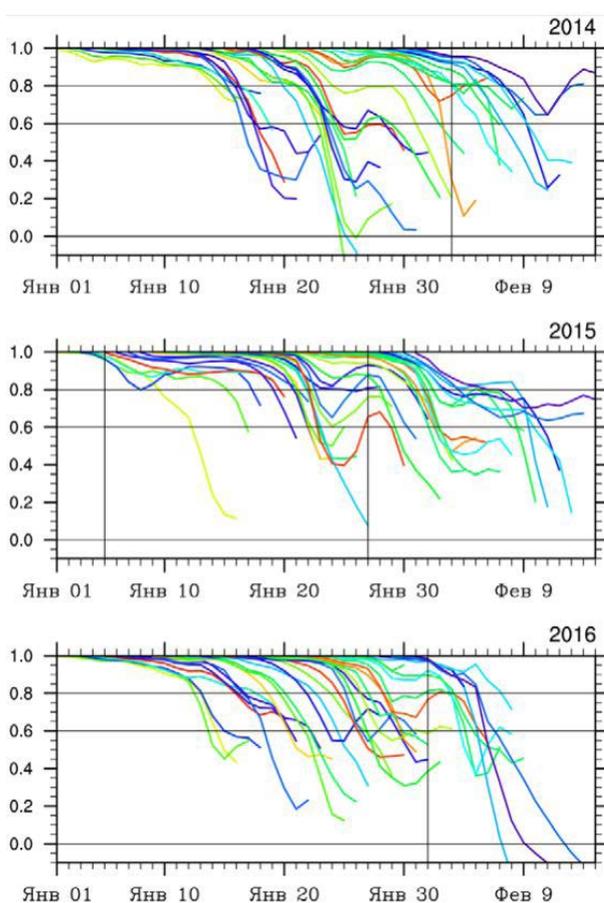
Были рассчитаны серии прогнозов погоды на 15 дней от 1-31 января 2014, 2015 и 2016 годов. В качестве начальных данных использовались оперативные анализы Гидрометцентра России. В период, покрываемый прогнозами серии не попадают мажорные ВСП, однако попадает 4 минорных ВСП (5 января 2015, 1 февраля 2016, 2 февраля 2014, 27 января 2015).

Важной характеристикой, иллюстрирующей ситуацию в полярной стратосфере, является высота изобарической поверхности 10 гПа (H10). Корреляции аномалий прогноза H10 по модели ПЛАВ и реанализа ERA-Interim относительно климата представлены на Рис.1. Горизонтальными линиями обозначены уровни корреляции 0,8 и 0,6 условно отделяющие "высокоточные" прогнозы от "полезных" и "полезные" от "бесполезных" (см. Bauer et al., 2015; наставление по Глобальной системе обработки данных и прогнозирования http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_485-v1_ru.pdf). Вертикальные линии обозначают даты наступления минорных ВСП.

Из 93 рассматриваемых прогнозов модели ПЛАВ один прогноз перестает быть "полезным" (корреляция аномалий опускается ниже уровня 0,6) на 5-е сутки после старта, еще по одному на 6-е и 7-е сутки. К 12-м суткам после старта корреляция аномалий 50% прогнозов переходит уровень 0,6, при этом 18 прогнозов (20%) имеют корреляцию аномалий более 0,6 после 15 суток. Корреляция аномалий 5 прогнозов опускается ниже уровня высокой точности (0,8) на 5-е сутки после старта, еще по 5 прогнозов перестают быть "высокоточными" на 6-е и 7-е сутки от старта. 50% прогнозов перестают быть "высокоточными" после 10-х суток от старта.

Таким образом, кроме единичных случаев, прогнозы модели ПЛАВ остаются "полезными" при заблаговременности 7 суток, при этом более 80% прогнозов могут считаться "высокоточными". Можно сделать вывод, что динамика полярного стратосферного вихря успешно предсказывается моделью ПЛАВ на 7 суток, что превышает срок детерминистической предсказуемости большинства метеорологических характеристик в тропосфере. Данный вывод также подтверждается при рассмотрении норм ошибок и показателей успешности прогноза других полей.

Интерес представляет надежность прогноза моделью ПЛАВ сильных возмущений полярного стратосферного вихря (в том числе ВСП). Рассмотрение 4 подобных случаев, выпавших на даты прогнозов, говорит о том, что модель ПЛАВ с высокой точностью по времени и пространству предсказывает поле ветра и структуру возмущений минимум за 7 суток, что подтверждает вывод, полученный из анализа показателей успешности прогноза. Факт ослабления и / или разворота среднего долготного ветра предсказывается моделью ПЛАВ за 10-11 суток, но при этом он может быть спрогнозирован на 1-2 суток раньше, чем наблюдался в реальности. При этом, в момент, когда реальный ветер разворачивается, структура полей ветра и высот изобарических поверхностей в прогнозе приходит в качественное соответствие с реальными полями. Данный факт виден на Рис. 1 - в момент наступления минорного ВСП (обозначены вертикальными линиями), кривые корреляции аномалий прогнозов, стартовавших за 9-12 суток до этого, образуют локальные максимумы. Примеры прогнозов минорных ВСП моделью ПЛАВ приведены на Рис. 2, 3.



Следует обратить внимание на еще одну особенность прогнозов по данной версии модели ПЛАВ, а именно, переоценку возмущений полярного вихря при заблаговременности прогноза более 10 суток. В ситуациях, когда полярный стратосферный вихрь испытывал деформацию, но затем стабилизировался, модель склонна предсказать минорное ВСП, а ситуация минорного ВСП, может быть предсказана при такой заблаговременности как мажорное ВСП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В серии экспериментов по численному прогнозу погоды, было показано, что версия глобальной полулагранжевой модели атмосферы ПЛАВ, включающая стратосферу, успешно воспроизводит динамику полярного стратосферного вихря на срок до 7 суток. При этом, половина прогнозов тестовой серии ка-

Рис 1. Корреляция аномалий высоты изобарической поверхности 10 гПа в прогнозах по модели ПЛАВ и реанализе ERA-INTERIM в регионе севернее 30° с.ш. Вертикальными линиями показаны даты наступления минорных ВСП.

Рис 2. Направление (линии тока) и скорость (заливка) ветра на поверхности 10 гПа во время минорного внезапного стратосферного потепления 6 января 2015 года. Слева - прогноз модели ПЛАВ на 5 суток, справа – реанализ ERA-Interim, снизу – зависимость среднего долготного ветра от широты (красная линия – прогноз, синяя - реанализ).

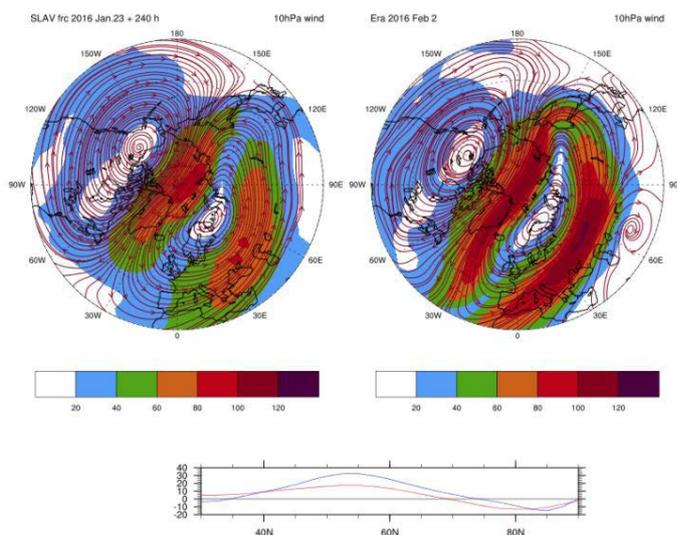
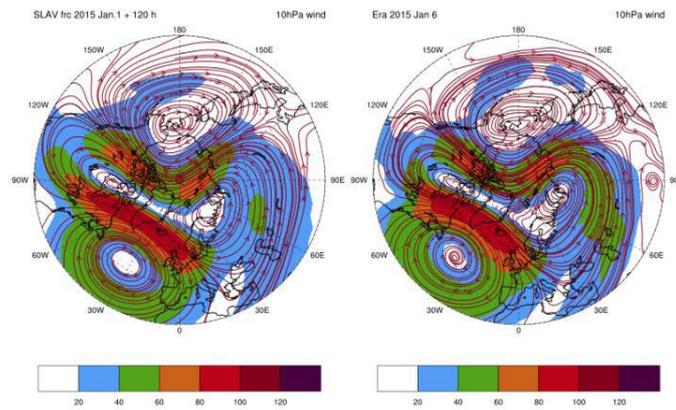


Рис 3. Аналогично Рис. 2, но для 2 февраля 2016 года. Приведен прогноз модели ПЛАВ на 10 суток.

чественно воспроизводят динамику полярного стратосферного вихря вплоть до 10-ти суток после старта. Факты наступления минорных внезапных стратосферных потеплений прогнозируются моделью ПЛАВ с высокой точностью минимум за 7 суток. В целом, в ситуации сильных возмущений полярного стратосферного вихря прогноз модели ПЛАВ более точен, чем при слабых возмущениях. Следует так же отметить, что в данном эксперименте модель ПЛАВ склонна переоценивать возмущения полярного стратосферного вихря при заблаговременности прогноза более 10-ти суток, что может свидетельствовать как о недостатках постановки численного эксперимента (в частности, используется постоянное поле ТПО), так и об особенностях модели ПЛАВ.

Работа выполнена при поддержке программы №8 фундаментальных исследований президиума РАН.

Литература:

1. Боровко И.В., Крупчатников В.Н. Влияние динамики стратосферного полярного вихря на циркуляцию в нижней тропосфере // Сибирский журнал вычислительной математики Т.12. № 2. стр.145-160. 2009.
2. Варгин П.Н., Медведева И.В. Исследование температурного и динамического режимов внетропической атмосферы Северного полушария зимой 2012 - 2013 г. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана Т.51, №1, стр. 12-29. 2015
3. Толстых М.А. Глобальная полулагранжева модель численного прогноза погоды. – М.; Обнинск: ОАО ФОП, 2010. – 111 с.
4. Толстых М.А. Желен Ж.-Ф., Володин Е.М., 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.
5. Шашкин В.В., Толстых М.А., Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н. Версия модели атмосферы ПЛАВ в гибридной системе координат по вертикали // Метеорология и Гидрология, 2017 (в печати).

6. Baldwin M., Thompson D. et al. *Weather from the stratosphere?* // *Science* V. 301. P.384–394. 2003.
7. Bauer P., Thorpe A., Brunet G. *The Quite Revolution of Numerical Weather Prediction* // *Nature Review*, 2015, DOI:10.1038/nature14956.
8. Charlton A., Polyani L., *A New Look at Stratospheric Sudden Warmings Part I: Climatology and Modeling Benchmarks* // *Journal of Climate*, 2007, Vol. 20, P. 449-469.
9. Charlton A., Polyani L., Perlwitz J., Sassi F., Manzini E., Shibata K., Pawson S., Nielsen J.-E., Rind D. *A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part II: Evaluation of Numerical Model Simulations* // *Journal of Climate*, 2007, Vol. 20, P. 470-488.
10. Holton J. R. *Introduction to Dynamic Meteorology IV ed.* : Elsevier, 2004.
11. Kolstad E., Breiteig T., Scaife A. *The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere* // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* v.136. P.886-893. 2010.
12. Perlwitz J., Harnik N. *Downward Coupling between the Stratosphere and Troposphere: The Relative Roles of Wave and Zonal Mean Processes* // *J. Climate.* v.17 p.4902-4909. 2004.
13. Simmons A. J., Burridge D.M. *An energy and angular momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinate* // *Mon. Wea. Rev.* 1981. Vol. 109. P. 758-766.
14. Sun L., Robinson W., Chen G. *The Predictability of Stratospheric Warming Events: More from the Troposphere or the Stratosphere?* // *J. Atmos. Sci.* V.69. p.768-783. 2012.

Modelling of Cloud Cells in the Atmosphere over the Black Sea during the Cold Air Invasion

Iarovaia D.A.,

Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

E-mail: darik777@mhi-ras.ru

We performed a case study of cold air invasion during winter in the Black Sea Region in January 2010. Using WRF numerical model we simulated intensive convection over the sea on January 25 and verified the modeling results using satellite data on cloudiness, cloud top temperature, and humidity. It was shown that according to both the modeling results and the satellite data there was mixed convection over the sea, but convective cells dominated and played the main role in the mixing in the atmospheric boundary layer (ABL). It was shown that the model captured the increase of cloud top height over the sea. Using spectral analysis of vertical moisture flux fields we showed that the model correctly reproduced the horizontal size of cloud structures near the shore. It was found out from the modeling results and satellite pictures that horizontal size of convective cells over the sea increased downwind. Also, we studied main terms in the convective kinetic energy (CKE) equation. In particular, we considered CKE generation in the ABL due to pressure pulsations and buoyancy, as well as its decrease due to turbulent dissipation and convective advection.

Моделирование облачных ячеек при вторжении холодного воздуха в атмосферу над Черным морем

Яровая Д.А.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

E-mail: darik777@mhi-ras.ru

ВВЕДЕНИЕ

Вторжение холодных воздушных масс в атмосферу над Черным морем через северную границу региона является одним из экстремальных погодных явлений в осенне-зимний период. Скорость ветра при этом достигает 15 – 20 м/с, температура приповерхностного воздуха опускается до –10 ...–15

$^{\circ}\text{C}$, что при температуре поверхности моря $5 - 7^{\circ}\text{C}$ приводит к большим величинам суммарного (явного и скрытого) потока тепла через поверхность моря, достигающим $700 - 800 \text{ Вт/м}^2$ (Ефимов и др., 2014). Такое значительное выхолаживание вызывает быстрое понижение температуры поверхности моря, а в осенний период часто приводит к формированию крупномасштабных холодных аномалий температуры, достигающих $4 - 5^{\circ}\text{C}$, вследствие вовлечения холодной воды из термоклина (Ефимов и др., 2014). Во всех случаях вторжение холодных воздушных масс в Черноморский регион сопровождается развитием конвективной облачности над морем, причем размеры облачных структур существенно увеличиваются по мере удаления от наветренного берега (рис. 1). При ближайшем рассмотрении спутниковых снимков обнаруживается, что поле облачности состоит в основном из нерегулярных конвективных ячеек, но можно также выделить вытянутые по направлению ветра короткие валики.

В данной работе исследуется характерный случай вторжения холодного воздуха над Черным морем, имевший место в январе 2010 г. (рис. 1) При помощи атмосферной модели *WRF-ARW* была воспроизведена интенсивная конвекция над морем 25 января 2010 г. и проведено сравнение результатов моделирования с доступными данными наблюдений. Для верификации использовались спутниковые данные об облачности (спектрорадиометр *MODIS* на спутнике *Terra*), температуре верхней границы облаков (радиометр *AATSR* на спутнике *Envisat*) и удельной влажности (радиометр *AMSRE* на спутнике *Aqua*). По результатам моделирования нами были численно изучены структура атмосферного пограничного слоя (АПС) во время холодного вторжения, а также уравнение баланса конвективной кинетической энергии (ККЭ) в АПС. Были рассмотрены три основных слагаемых уравнения ККЭ, а именно: работа силы плавучести, конвективный перенос и турбулентная диффузия.

ХАРАКТЕРНЫЙ СЛУЧАЙ ХОЛОДНОГО ВТОРЖЕНИЯ 25 ЯНВАРЯ 2010 Г.

Тип конвекции

Рассмотрим, в каком виде была воспроизведена конвекция над морем в модели *WRF*. Для этой цели используем модельные поля потенциальной температуры и вертикальной скорости. Известно, что стационарная конвекция может происходить как в виде двумерных валиков, так и в виде трехмерных ячеек (Etling, Brown, 1993). В природе наблюдаются обе эти формы в зависимости от параметров АПС. Тип конвекции (валики или ячейки) зависит от отношения высоты инверсии, H , к масштабу длины Монино-Обухова, L_{MO} . Пороговое значение $-H/L_{MO}$, при котором один тип конвекции сменяется на другой, точно установить не представляется возможным. В работе (Etling, Brown, 1993) указано, что валики образуются при $-H/L_{MO} < 5$, ячейки при $-H/L_{MO} > 25$, а при $5 < -H/L_{MO} < 25$ имеет место смешанная конвекция.

Согласно результатам моделирования *WRF* отношение $-H/L_{MO}$ менялось от ~ 25 в прибрежной области до 30 над открытым морем, т.е. $-H/L_{MO}$ близко к теоретическому пороговому значению, отделяющему смешанную конвекцию от ячейистой. Таким образом, над морем происходила смешанная конвекция, но основную роль в конвективном перемешивании играли именно ячейки. Можно сделать вывод, что модель правильно воспроизвела структуру конвекции, наблюдаемую на спутниковом снимке (рис. 1).

Размеры ячеек

Проверим теперь, насколько модели удалось воспроизвести размеры конвективных ячеек. Высоту конвективных ячеек (по сути, высоту верхней границы облаков) H_{cloud} можно рассчитать, зная температуру верхней границы облаков (по спутниковым данным) и вертикальный профиль температуры воздуха (по модели *WRF*). Чтобы установить, как изменялась при удалении от берега высота верхней границы облаков, был проведен разрез вдоль одной из облачных «цепочек» (черная линия на рис. 1). Хотя вблизи берега, где облаков меньше, чем над открытым морем (рис. 1), оценка менее достоверна, но, тем не менее, по данным наблюдений было установлено, что величина H_{cloud} при удалении от берега возросла от ~ 2 до $2,5$ км.

Определим теперь высоту конвективных ячеек, воспроизведенных в модели *WRF*. По результатам моделирования было установлено, что воздух в конвективных потоках поднимался выше верхней границы АПС, проникая в устойчиво стратифицированную атмосферу, и, таким образом, над АПС располагался слой вовлечения, в котором конвективный поток тепла был отрицателен. Высота верхней границы слоя вовлечения составляла $1,2$ км вблизи берега и $1,8$ км над открытым морем.

Таким образом, модель хотя и занижает вертикальные масштабы ячеек, но, тем не менее, верно воспроизводит обнаруженное по спутниковым данным приращение H_{cloud} на $0,5 - 0,6$ км при удалении от побережья в открытое море. Некоторое занижение H_{cloud} , возможно, связано с погрешностями в начальных условиях для моделирования.

Как было установлено по спутниковому снимку облачности (рис. 1), горизонтальные размеры ячеек над морем увеличивались от $1 - 2$ км вблизи берега до ~ 10 км на расстоянии 300 км от берега. Чтобы оценить горизонтальный размер конвективных движений по результатам моделирования, были рассчитаны пространственные спектры полей вертикального потока влаги, $F_q = \rho q w$, где ρ – плотность, q –

удельная влажность, w – вертикальная скорость. Для анализа были выбраны именно поля F_q , а не w , поскольку внутренние гравитационные волны вносят искажения в спектры вертикальной скорости вблизи верхней границы АПС. С целью проверить, как изменялся горизонтальный размер ячеек при удалении от берега, для спектрального анализа было выбрано две области: вблизи берега и над открытым морем (рис. 1). На каждом уровне z поле F_q раскладывалось в двумерный ряд Фурье и затем определялось распределение волновой энергии в зависимости от модуля волнового вектора. Как оказалось, максимум приходится на волны с длинами $\sim 1,3$ км вблизи берега и ~ 2 км над открытым морем. Интересно отметить, что различие между масштабами движений над морем практически отсутствует вблизи поверхности и проявляется лишь на высоте проникающей конвекции. Таким образом, масштаб возмущений в поле F_q увеличивается по мере удаления от берега, хотя и не так значительно как масштабы облачности на спутниковом снимке. Вблизи берега горизонтальный размер возмущений составлял в среднем 1,2 – 1,4 км, что хорошо согласуется с размерами конвективных ячеек, определенными по спутниковому снимку (рис. 1).

Кинетическая энергия конвективных пульсаций

Энергетической характеристикой АПС является конвективная кинетическая энергия (ККЭ), $SKE = (\langle u^2 \rangle + \langle v^2 \rangle + \langle w^2 \rangle)/2$, где скобки $\langle \rangle$ означают осреднение по одной из областей, выделенных на рис. 1, и интегрирование по высоте АПС. Было установлено, что ККЭ между областями на рис. 1 различается всего лишь на несколько сотен m^3/c^2 , а, учитывая, что расстояние между областями ~ 200 км, получим, что меридиональный градиент ККЭ незначителен и составляет $\sim 10^{-3} m^2/c^2$. Таким образом, несмотря на то, что поток тепла от поверхности при удалении от берега уменьшается в 1,6 – 1,7 раза баланс ККЭ в нашем случае определяется локальными процессами, а влияние удаленных областей на генерацию ККЭ мало.

Рассмотрим основные факторы, влияющие на изменение ККЭ. Уравнение баланса интегральной ККЭ (Ефимов, Яровая, 2014) имеет вид $\frac{\partial SKE}{\partial t} = B + Adv + D$ (1), где B – изменение ККЭ за счет наличия пульсаций давления и работы силы плавучести; Adv – изменение ККЭ за счет горизонтального и вертикального переноса, а также генерация ККЭ вследствие вертикального сдвига фоновой скорости ветра; D – турбулентная диффузия ККЭ. В нашем случае член B в уравнении (1) уравнивается двумя другими членами уравнения баланса, Adv и D , и мгновенное изменение интегральной ККЭ, таким образом, незначительно.

Рассмотрим более подробно составляющие баланса ККЭ. Согласно проведенным расчетам, величина B уменьшается при удалении от берега. Это связано с тем, что в результате прогрева температура приповерхностного воздуха по мере распространения над морем увеличивается, из-за чего уменьшается поток тепла и, как следствие, работа силы плавучести. Наличие валиков, вытянутых в меридиональном направлении, приводит к тому, что B_x больше, чем B_y (индексы x, y, z обозначают соответственно зональную, меридиональную и вертикальную составляющие рассматриваемой величины).

Член Adv представляет собой сумму двух величин: перенос ККЭ конвективными пульсациями скорости и генерацию ККЭ за счет сдвига средней скорости. Согласно результатам моделирования за счет вертикального конвективного переноса происходит уменьшение ККЭ в АПС: часть SKE_z уходит через верхнюю границу пограничного слоя. Генерация ККЭ за счет вертикального сдвига скорости происходит в основном вблизи поверхности, и осуществляется преимущественно за счет сдвига меридиональной скорости, поскольку в нашем случае меридиональная компонента скорости ветра больше зональной.

Интересно отметить, что зональная составляющая турбулентной диффузии, D_x , по модулю больше, чем D_y . Это, скорее всего, связано с тем, что, как указывалось выше, конвекция особенно на нижних уровнях происходит не только в виде ячеек, но и в виде валиков, вытянутых в меридиональном направлении. Таким образом, на нижних уровнях зональная конвективная скорость обладает большей пространственной изменчивостью, чем меридиональная, что и увеличивает диссипацию SKE_x по сравнению с SKE_y . Над открытым морем превышение D_x над D_y незначительно, так как конвекция там более ячеистая, чем вблизи берега.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрен характерный случай зимнего вторжения холодного воздуха в Черноморский регион. Была проведена верификация результатов моделирования *WRF* с использованием имеющихся спутниковых данных об облачности и температуре верхней границы облаков для двух областей: вблизи побережья и над открытым морем. Согласно результатам моделирования конвекция относилась к смешанному типу, т.е. протекала как в виде валиков, так и в виде ячеек, причем последние играли главную роль в конвективном теплообмене. Было обнаружено, что хотя высота верхней границы облаков в модели занижена, приращение H_{cloud} на 0,5 – 0,6 км над морем при удалении от побережья воспроизведено правильно. Как показал спектральный анализ, вблизи берега горизонтальные размеры возмущений в полях вертикального потока влаги хорошо согласуются с размерами облаков, определенными по спут-

никовому снимку. Кроме того, модель воспроизвела увеличение горизонтальных размеров облачных ячеек при удалении от берега.

По результатам моделирования были рассмотрены основные слагаемые в уравнении баланса конвективной кинетической энергии. Главную роль в генерации ККЭ играли работа сил градиента давления и плавучести. Убыль интегральной ККЭ в АПС происходила в равной степени, как за счет турбулентной диссипации, так и за счет конвективной адвекции. Согласно результатам моделирования наличие валиков, вытянутых в меридиональном направлении, привело к уменьшению меридиональных составляющих сил плавучести и трения. Таким образом, в работе воспроизведены основные свойства полей облачности, наблюдаемые над Черным морем во время холодных вторжений (смешанный тип конвекции, выстраивание облачных «цепочек» в меридиональном направлении, а также увеличение высоты верхней границы облаков при удалении от берега), и показано, что модель *WRF* может использоваться для физической интерпретации спутниковых данных.

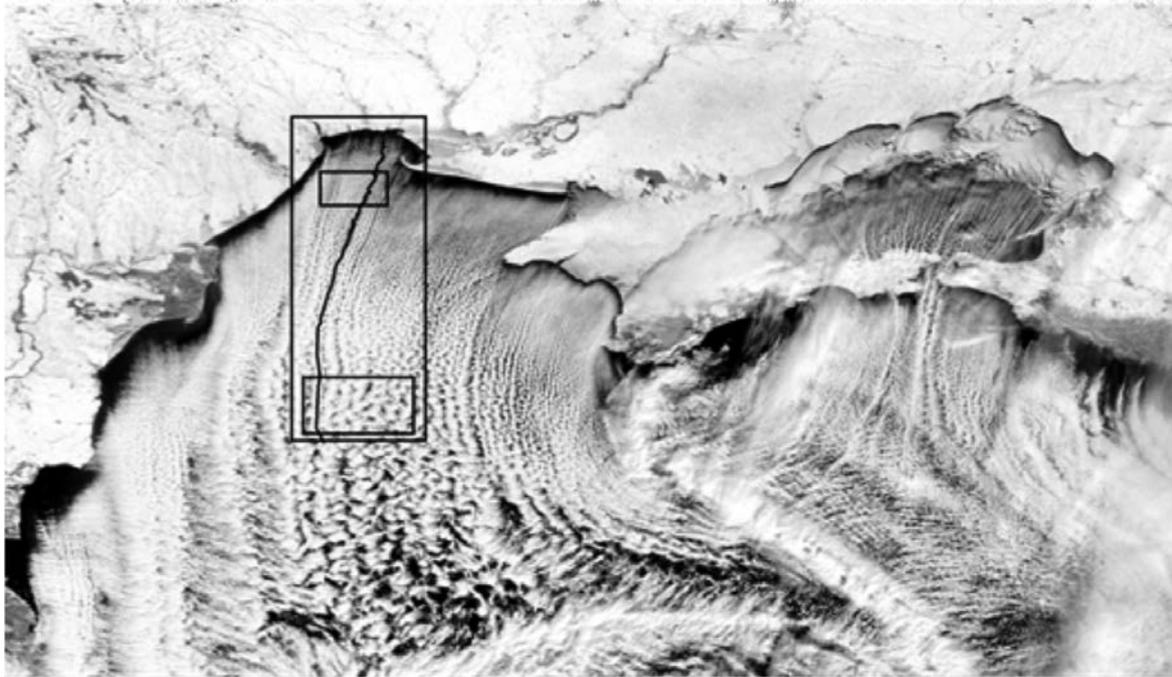


Рис. 1. Характерный случай вторжения холодного воздуха в Черноморский регион 25 января 2010 г. Большой прямоугольник обозначает домен с пространственным разрешением 200×200 м. Два меньших прямоугольника обозначают области, для которых проводился анализ параметров АПС. Черной линией показан разрез вдоль одной из облачных «цепочек»

Литература:

1. Ефимов В.В., Яровая Д.А. Численное моделирование конвекции в атмосфере при вторжении холодного воздуха над Черным морем // *Изв. РАН Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50. № 6. С. 692 – 703.
2. Ефимов В.В., Савченко А.О., Анисимов А.Е. Особенности теплообмена Черного моря с атмосферой в осенне-зимний период // *Морской гидрофизический журнал*. 2014. № 6. С. 71 – 81.
3. Etling D., Brown R.A. Roll vortices in the planetary boundary layer: a review // *Boundary-Layer Meteorology*. 1993. Vol. 65. P. 215 – 248.

The features of total ozone amount variability over Arctic in winter-spring 2015–2016 period

Nikiforova M.P.

V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia

E-mail: nikiforovamp@yandex.ru

The ozone in the atmosphere plays a key role because it absorbs shortwave (fully UVC and partially UVB range) solar radiation, protecting the biosphere from its negative influence. Over the past several decades increased attention to the atmosphere ozone, most of which is located in the lower stratosphere (at altitudes of approximately 15 to 30 km), is connected with discovered in the early 1980s negative tendencies of total ozone amount (TOA) all over the World. According to most researchers it was caused by an increase in stratosphere the contents of the so-called ozone-depleting compounds (primarily chlorofluorocarbons) of anthropogenic origin.

The field of total ozone in the atmosphere is not homogeneous and is characterized by significant spatial-temporal variability, mostly long-term and periodic changes (dominated by the seasonal cycle), as well as irregular phenomena of large-scale ozone anomalies. TOA significantly depends on the geographical location (latitude and longitude) and time of year; anomalies of the TOA field can occur under the influence of a chemical (due to the dynamics of the atmosphere) and purely dynamic factors. Such long-term ozone negative anomaly was seen in the winter-spring period 2015-2016 over Arctic.

Lowered TOA values in the high latitudes of the Northern hemisphere were observed throughout the 1st quarter of 2016. In January over the northern parts of European Russia and Siberia reduced TOA were observed from the end of December 2015. By the end of January over Northern Siberia and the Urals for the first time in the entire history of observations in the first half of the year the "ozone mini-hole" formed. By the February, 1 "ozone mini-hole" had fully disappeared, however, almost the entire month over the Northern regions of Russia the TOA values were below normal. By the third week of February, formed a second long-term ozone anomaly, which on February 23-26, covered a large part of European Russia. The following significant ozone anomaly was observed during the second decade of March. On average, this episode is characterized by reduced levels of total ozone in 27-39 %, and its absolute values correspond to the levels of 257-332 DU.

Thus, almost the entire winter-spring 2015-2016 period was characterized by low TOA values and the calculations based on the 3-D chemical-transport model of the SAOZ showed chemical ozone loss during this season was 28%, which is the third result for the entire period of systematic observations in the Arctic region (2010/2011 – 38%, 1995/1996 – 30%). The analysis of meteorological parameters showed that the winter-spring season 2015-2016 in the Arctic, as in previous episodes, can be characterized by special conditions for substantial chemical ozone loss.

Starting from December 2015 Arctic polar cyclone was very deep, and the values of the geopotential in its center were far below the usual. Its strengthening was also due to the fact that the stratospheric anticyclone of the Pacific from this period was more intense compared to the climatic norm.

The beginning of the winter-spring season 2015/2016 was characterized by record low temperatures in the stratosphere – they were lower than temperatures of the 2010/2011. January temperatures were below the threshold for the formation of polar stratospheric clouds II type. Such situation is typical for the South pole and almost never occurs in the Arctic stratosphere.

The slowing of ozone destruction took place due to the minor stratospheric sudden warming in late January and was stopped completely in the result of the final stratospheric warming in late February – early March. This event 5-6 March 2016, which resulted in the Arctic cyclone breaking, and in fact its destruction, was the reason that the chemical ozone depletion in the winter-spring 2015/2016 became only the third in the history of monitoring of the ozone layer state.

Thus, the season 2015/2016, confirmed that in the future it is likely the repetition of significant ozone anomalies in the Arctic in winter-spring period.

Особенности изменчивости общего содержания озона в Арктике зимой-весной 2015-2016 гг.

Никифорова М.П.

Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского, Симферополь, Россия

E-mail: nikiforovamp@yandex.ru

Озон – малая газовая составляющая земной атмосферы, которая играет одну из первостепенных ролей для всего живого на Земле. Обнаруживается он от земной поверхности до высот около 100 км, при этом в каждом из слоев атмосферы функции озона различны. Так, приземный озон является сильнейшим загрязнителем, и во всем мире ведется мониторинг его содержания, поскольку по классификации Всемирной организации здравоохранения он признан веществом 1 класса опасности. Тропосферный озон участвует в окислительных реакциях и относится к парниковым газам. Основная масса озона сосредоточена в стратосфере, где на высотах в среднем от 15 до 30 км наблюдается максимум его содержания – т.н. озоновый слой, определяющая функция которого – поглощение биологически активной УФ солнечной радиации (частично УФ-В диапазон, полностью УФ-С). Наиболее часто употребляемой характеристикой озона является общее содержание озона (ОСО) в единичном вертикальном столбе атмосферы (измеряется в единицах Добсона – ед.Д.), которая, по сути, отражает изменения озонового слоя, где сосредоточено, как правило, более 90% его вертикального распределения.

ОСО присуща существенная пространственно-временная изменчивость. Долговременные изменения озона, как правило, имеют одинаковые черты для всей земной атмосферы. Так, в конце XX в. практически на всех станциях мира (за исключением экваториальной зоны, где тенденции были не такими явными) наблюдалось уменьшение значений ОСО. Вместе с обнаружением в 70-х годах Антарктической «озоновой дыры» эти процессы стали поводом к внедрению существенных мер по сокращению антропогенных выбросов в атмосферу, прежде всего, хлорфторуглеродов. В XXI в. тренды сменились на противоположные, хотя и с меньшей амплитудой. В настоящее время на многих станциях мира явные тенденции изменений ОСО отсутствуют.

Кратковременные изменения озоносферы (от климатической – среднемноголетней нормы) проявляются в виде короткоживущих озоновых аномалий, как отрицательных, так и положительных. Наибольший интерес вызывают первые – поскольку при резком уменьшении значений ОСО так же увеличивается и поток УФ солнечной радиации, достигающей поверхности Земли (по оценкам ВОЗ при уменьшении озонового слоя на 1% поток УФ радиации увеличивается на 2%).

Наиболее часто озоновые аномалии наблюдаются в высоких широтах обоих полушарий. Над Антарктикой, начиная с 70-х годов, ежегодно проявляется весенняя аномалия – т.н. «озоновая дыра», в условиях которой значения ОСО падают ниже 220 ед.Д. и уменьшаются на 70% от нормы. В высоких широтах Северного полушария значительные озоновые аномалии не обладают такой регулярностью и, чаще всего, при современном уровне знаний не могут быть спрогнозированы. Наиболее известный эпизод резкого сокращения концентраций озона тут произошел в марте 2011 г., когда озоновая аномалия накрыла многие густонаселенные районы, а химическое разрушение озона достигло рекордных значений (по различным оценкам ≈38%). Это явление стало абсолютной неожиданностью для всего мира и послужило поводом к развитию многочисленных исследований процессов, происходящих в полярной стратосфере. В [1] отмечается, что первопричиной значительной озоновой аномалии 2011 г. стали необычные метеорологические условия в Арктике: крайне низкие температуры и мощный циркумполярный вихрь (ЦПВ), а также отсутствие обмена воздухом с более низкими широтами. В качестве основного вывода указывается, что в будущем велика вероятность возникновения аналогичных или больших потерь озона в Арктике. Такая ситуация, вновь никем не предсказанная, возникла в зимне-весенний период 2015-2016 гг.

Для анализа особенностей изменений ОСО использовались данные отечественной сети наблюдений за состоянием озонового слоя, а также результаты его спутникового мониторинга, которые представлены на сайте WOUDC (World Ozone and Ultraviolet Data Centre: <http://www.woudc.org>). Для оценки метеорологических условий применялись данные реанализа MERRA-2 (<https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/>), а также результаты их обработки, представленные на Ozonewatch (<https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/>). Вертикальное распределение метеорологических условий анализировалось с использованием данных радиозондирования (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). В качестве оценки химического разрушения озона в Арктике использовались расчеты по 3-D химико-транспортной модели SAOZ (<http://saoz.obs.uvsq.fr/>). На рис. 1 представлены распределения озоновых аномалий по Северному полушарию в 1 квартале 2016 г. (по данным WOUDC).

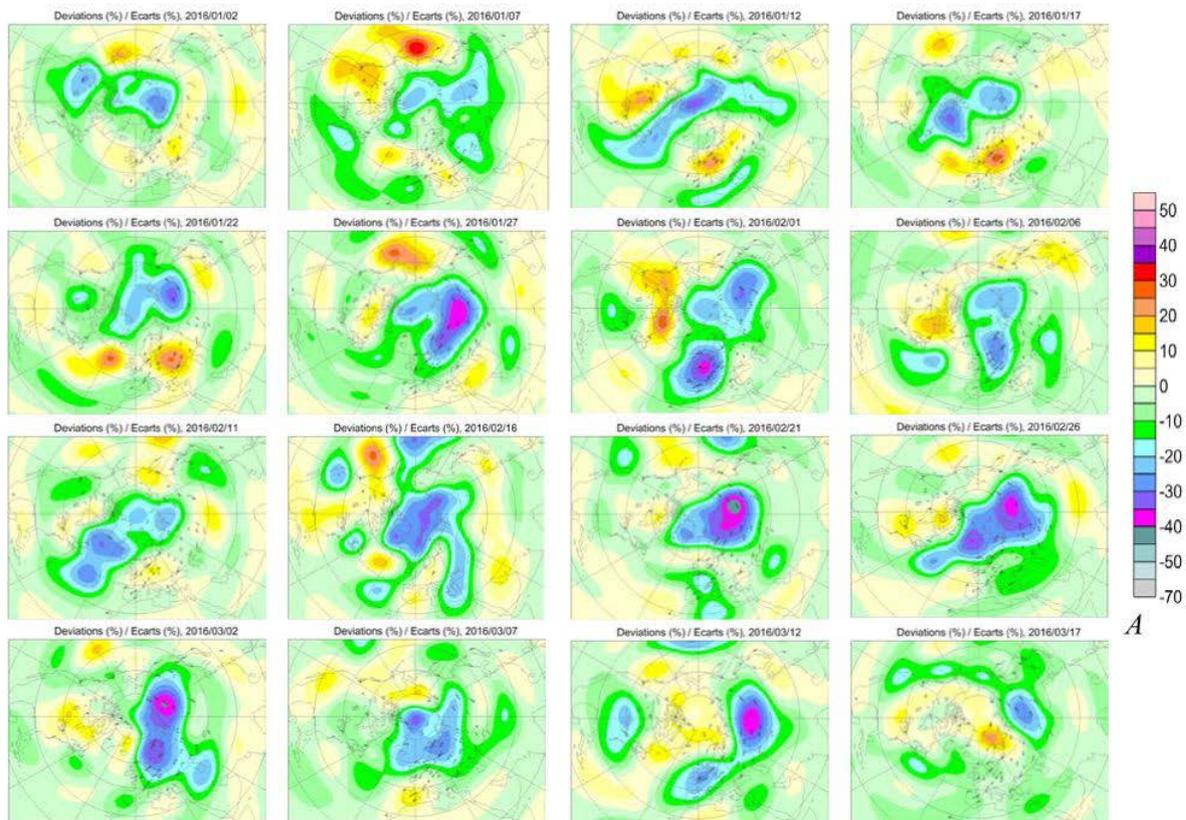


Рис. 1 – Изменчивость распределения среднесуточных аномалий ОСО (ед.Д.) над Северным полушарием с 02.01.16 по 17.03.16 гг. через каждые 5 суток (данные получены с сайта WUODC)

Из представленного рисунка видно, что пониженные значения ОСО в высоких широтах Северного полушария наблюдались на протяжении всего 1 квартала 2016 г. Особенности их проявления над территорией России описаны в [2].

В январе над северными районами Европейской части России и Сибири пониженные ОСО наблюдались с конца декабря 2015 г. К концу января над севером Сибири и Урала впервые за всю историю наблюдений в первом полугодии сформировалась «озоновая мини-дыра», особенности и факторы ее возникновения обсуждаются в [3]. Показано, что причинами ее появления стали, прежде всего, динамические, а не химические факторы. К 1 февраля «озоновая мини-дыра» полностью затянулась, тем не менее, практически весь месяц над северными областями России значения ОСО были ниже климатической нормы. К третьей декаде февраля сформировалась вторая долгоживущая озоновая аномалия, которая 23-26 февраля охватывала большую часть Европейской территории России. Следующая обширная аномалия наблюдалась в течение всей второй декады марта. В среднем, данный эпизод характеризуется снижением уровней ОСО на 27-39 %, а его абсолютные значения соответствуют уровням 257-332 ед. Д.

Таким образом, практически весь зимне-весенний период 2015-2016 гг. характеризовался пониженными значениями ОСО, и по расчетам на основе 3-D химико-транспортной модели SAOZ химические потери озона за этот сезон составили 28%, что является третьим результатом за весь период систематических наблюдений в Арктическом регионе (2010/2011 – 38%, 1995/1996 – 30%). Анализ метеорологических характеристик показал, что зимой-весной 2015-2016 гг. в Арктике, как и в предыдущих эпизодах, сложились особые условия для существенного химического разрушения озона.

Так, начиная с декабря 2015 г. арктический ЦПВ был очень глубоким, а значения геопотенциала в его центре были намного ниже обычных. Его усиление также было связано с тем, что тихоокеанский стратосферный антициклон с этого периода был более интенсивным по сравнению с климатической нормой. На рис. 2 представлено сравнение изменчивости характеристик Арктического ЦПВ за 1 квартал 1996, 2011 и 2016 гг.

Из сравнения рис. 2А-Г видно, что условия формирования наибольших химических потерь озона над Северным полюсом в рассматриваемые сезоны существенно отличаются, имея в то же время общую черту – в некоторые периоды характеристики ЦПВ были близки или являлись рекордными за все время наблюдения. Из рис. 2А видно, что начало зимне-весеннего сезона 2015/2016 гг. характеризуется рекордно низкими температурами стратосферы – они ниже температур сезона 2010/2011 гг., а весь январь температуры ниже порога образования полярных стратосферных облаков (ПСО) II рода. Подобная

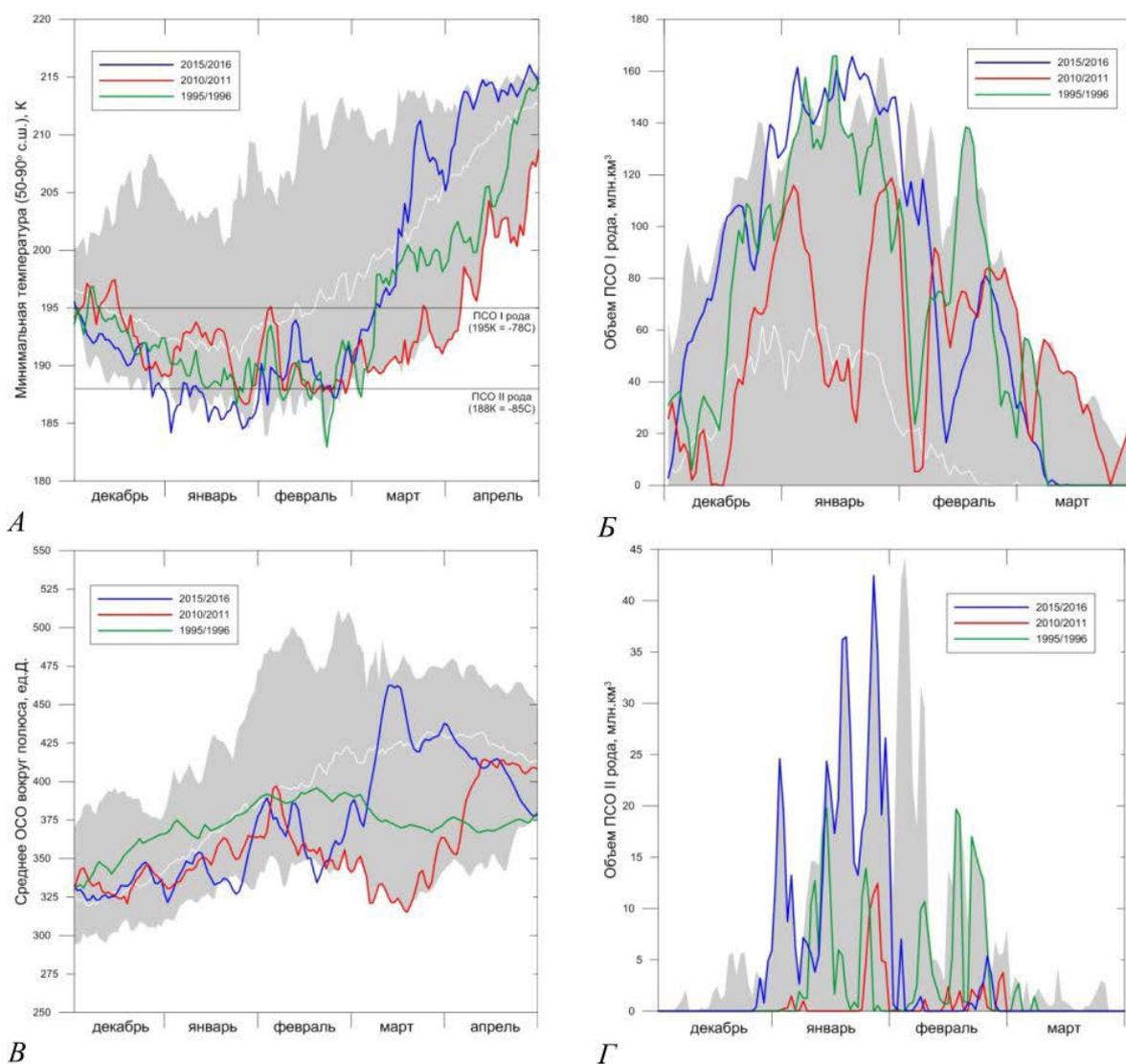


Рис. 2 – Сравнение временного хода характеристик Арктического ЦПВ за годы с наибольшими значениями химических потерь озона над полюсом за зимне-весенний период (1996, 2011, 2016 гг.): А) минимальная температура в поясе 50–90° с.ш. (°С); Б) среднее значение ОСО внутри ЦПВ (ед.Д.); В) суммарный объем ПСО I рода (млн. км³); Г) суммарный объем ПСО II рода (млн.км³). Серая область – максимальные и минимальные значения характеристик за период мониторинга 1979–2015 гг., белая кривая – среднее значение за этот же период

ситуация характерна для Южного полюса и практически не встречается в Арктической стратосфере. Это подтверждает рис. 2Г, из которого видно насколько большими были объемы ПСО II рода в январе 2016 гг. Таким образом, к началу зимне-весеннего сезона 2015/2016 гг. в Арктике сложилась ситуация, которая потенциально могла привести к наибольшим химическим потерям озона за весь период наблюдений.

Из рис. 2А следует, что замедление разрушения озона состоялось благодаря малому внезапному стратосферному потеплению в конце января и полностью оно прекратилось в результате финального стратосферного потепления в конце февраля – начале марта. Именно это событие 5–6 марта 2016 г., которое привело к мгновенному разделению Арктического ЦПВ и фактически его разрушению, стало причиной того, что химическое разрушение озона зимой-весной 2015/2016 гг. стало лишь третьим за всю историю мониторинга состояния озонового слоя. Подробное описание финального стратосферного потепления в Северном полушарии сезона 2015/2016 гг. приведено в [4].

Кроме особенностей околполярного Арктического вихря, в 1 квартале 2016 г. стоит также отметить состояние ряда других характеристик, изменчивость которых также могла повлиять на формирование озоновых аномалий, в т.ч. над территорией России, в этот период. В течение всего 1 квартала наблюдалась западная фаза ветров квазидвухлетнего колебания, при которой значения ОСО меньше нормы, в среднем, на 6–8 % и более. Особенностью осредненного поля приземного давления в 1 квартале 2016 г. стала существенная активность центров действия атмосферы. За весь рассматриваемый период, как антициклонические, так и циклонические центры показывали значительное отклонение давления

от климатической нормы (до 10 гПа по модулю). Это привело к значительным величинам индексов атмосферной циркуляции. В то же время, при аномально холодной стратосфере приземные температуры почти по всему Северному полушарию были чрезвычайно высокими. Так, аномалии среднедекадной температуры в январе и феврале достигали +15 °С для некоторых областей Европейской части России и Сибири. Аномально теплыми были и температуры поверхности океанов.

Таким образом, сезон 2015/2016 гг. подтвердил вывод, приведенный в [1], и в будущем вполне вероятно повторение существенных озоновых аномалий в Арктике в зимне-весенний период.

Литература:

1. WMO (World Meteorological Organization), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014, Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 55, 416 pp., Geneva, Switzerland, 2014*
2. Звягинцев А.М., Иванова Н.С., Никифорова М.П., Кузнецова И.Н., Варгин П.Н. *Содержание озона над территорией Российской Федерации в первом квартале 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. №5. С. 122-128*
3. Никифорова М.П., Звягинцев А.М., Варгин П.Н., Иванова Н.С., Лукьянов А.Н., Кузнецова И.Н. *Аномально низкие уровни общего содержания озона над севером Урала и Сибири в конце января 2016 г. // Оптика атмосферы и океана. 2017. Том 30, №1. С. 12-19*
4. Manney G.L., Lawrence Z.D. *The major stratospheric final warming in 2016: dispersal of vortex air and termination of Arctic chemical ozone loss // Atmospheric chemistry and physics. 2016. P. 15371-15396*

Correction of reanalysis by buoy data using the WRF model

Strigunova Ya.V.

Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia
E-mail: strigunova.yana@stud.rshu.ru

This article investigate the comparison of reanalysis and observe data. The physics and model WRF is briefly considered. More detail, the reanalysis is described. Then is produce a comparison between the two reanalysis and buoy data. The author notes a significant difference. This is confirmed by experiments. At the end, graphs and their analysis are shown. The last paragraph are specified the used data.

Коррекция реанализа данными буев с помощью модели WRF

Стригунова Я.В.

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: strigunova.yana@stud.rshu.ru

Одним из современных методов в метеорологии и климатологии – является использование полей реанализа. Эти данные могут быть использованы как в фундаментальных (например, исследование климатических обратных связей), так и в прикладных задачах (расчет максимально возможного промерзания грунтов и т.д.). В настоящее время разработкой реанализов, которые включает в себя сложную процедуру ассимиляции и согласования разнородных данных (станционные, судовые, спутниковые наблюдения) занимаются несколько научных центров. Наиболее известные архивы данных реанализа: NCEP/NCAR - совместный проект Национальных Центров Предсказания Окружающей Среды (National Centers for Environmental Prediction) – NCEP и Национального Центра Изучения Атмосферы (National Center for Atmospheric Research) – NCAR[1], ERA – продукт Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF).[2] В последнее время активно используется данные реанализа JRA-55, созданного Японским Метеорологическим Агентством (JMA), совместно с Центральным Научно-исследовательским Институтом Электроэнергетики (CRIEPI) [3].

Несмотря на постоянное совершенствование метода усвоения данных, данные реанализа имеют разницу с наблюдениями.

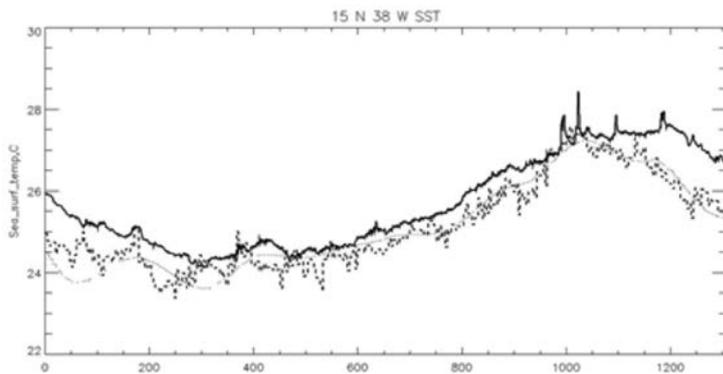


Рис.1 Сопоставление данных наблюдений температуры поверхности моря и двух реанализов: сплошная черная линия – данные с буя, прерывистая – данные реанализа ERA 20C, пунктирная – реанализ ERA Interim.

На Рис. 1 представлены данные по температуры поверхности в точке (15 с.ш., 38 з.д.) из архивов: ERA 20C и ERA Interim, а также данные наблюдений температуры поверхности полученные с помощью буя проекта PIRATA[4]. Первый показывает более сглаженную функцию, в другом большая изменчивость. Это обусловлено тем, что реанализ ERA 20C использует более старые методы ассимиляции. Тем не менее, он неплохо описывает функцию температуры поверхности моря. Естественно, более близкий ход показал другой реанализ.

Стоит отметить, что наибольшая разница отмечается в зимние месяцы (начало и конец данных). Наиболее хорошо реанализ воспроизводит весенние месяцы (март-апрель), а также август. Наибольшее отклонение в ноябре составляют для ERA 2 °C 2,1 °C, для ERA-Interim – 1,5 °C.

Стоит отметить, что область, в которой находится буй, в общем однородна. В этой части Атлантического океана практически нет суши, и не наблюдается постоянных течений. Таким образом, можно ожидать, что показанная ошибка в воспроизведении температуры поверхности будет приблизительно одинакова для большого региона.

Был предложен следующий способ коррекции такой ошибки: Данные реанализа используются как граничные условия в региональной модели WRF[5]. Температура поверхности моря, которая используется в модели как нижнее граничное условия для уравнения притока тепла, корректируется на разницу между данными наблюдений и реанализа. Учитывая то, что воздух имеет малую термическую инерцию, приспособление полей в решение к новой температуре поверхности произойдет в течение нескольких часов. Такой способ не применим для всех регионов. Например, его по понятных причинам нельзя использовать в области океанских фронтов.

Был проведено два эксперимента по воспроизведению гидрометеорологических величин в период с 1 января по 23 ноября 2007 год. Первый эксперимент использовал вышеописанную коррекцию, второй проводился без коррекции. Горизонтальное разрешение модели – 50 км, вертикальное – 27 уровней.

Рис.2 температура поверхности моря (°C). 1 – данные с буя, 2- данные моделирования (без коррекции).

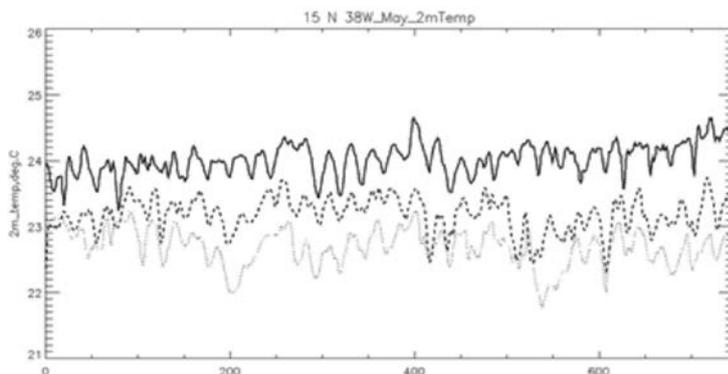
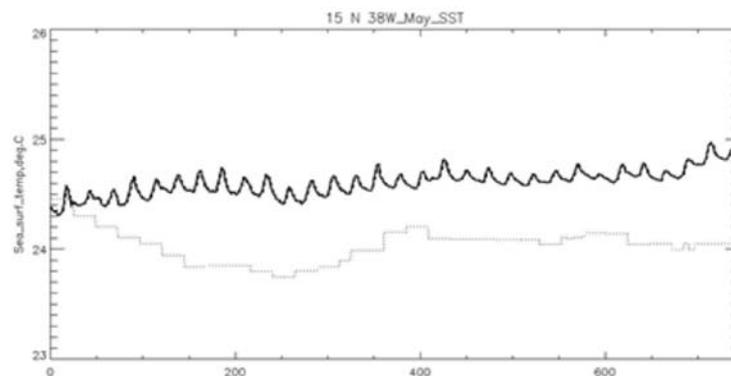


Рис.3 температура воздуха на 2 м (°C). 1 – данные с буя, 2- данные моделирования (без коррекции), 3 – данные моделирования (с коррекцией)

На рис.2 показана температура поверхности океана (ТПО) по буйковым данным, а также данные реанализа. Видно, что, разница между значениями достигает 2-х градусов. Очевидно, что такая разница в значениях нижнего граничного условия приведет к разнице в воспроизведение температуры воздуха над поверхностью воды. График этой характеристики показан на рис. (3) является наиболее наглядным – полученные данные с коррекцией близки к буйковым данным. Минимальная разница между ними – доли градуса (около 0,3), максимальная – примерно 1,3 градуса. Такое отображение является причиной сильного взаимодействия между температурами поверхности и воздуха.

Можно сделать следующий вывод: предложенный в работе метод может быть успешно применен для областей открытого океана, в которых не наблюдается больших горизонтальных градиентов ТПО. Его использование позволяет уменьшить ошибки реанализа в воспроизведении температуры воздуха, что положительно скажется на качестве прогнозирования метеорологических величин над подстилающей поверхностью.

Литература:

1. E. Kalnay, M. Chelliah, Roy Jenne, Dennis Joseph et al. *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project* // *BAMS*. March 1996. P.1
2. Paul Berrisford, Dick Dee, Paul Poli et al. *ERA report series*. 2011. P.1
3. Ayataka Ebata, Shinya Kobayashi, Yukinari Ota et al. *The Japanese 55-year Reanalysis "JRA-55": An Interim Report*. // *SOLA*, 2011, Vol. 7, 149–152, doi:10.2151/sola.2011-038. P.150
4. Bernard Bourlès, Rick Lumpkin, Michael J. McPhaden et al. *The Pirata Program: History, Accomplishments, and Future Directions* // *BAMS*. Aug. 2008. P.1115
5. http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/ARWUsersGuideV3.pdf

Mesoscale ensemble forecasting using nonhydrostatic atmospheric COSMO-Ru model at the Hydrometcentre of Russia

Alferov D.Yu., Astakhova E.D., Rivin G.S., Rozinkina I.A.

Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

E-mail: dmalferov@yandex.ru

In this work we shall discuss the current results of our work on development of mesoscale ensemble prediction system COSMO-Ru2-EPS using nonhydrostatic mesoscale atmospheric model COSMO-Ru with horizontal grid step 2.2 km. This work has been made in Hydrometcentre of Russia since 2012. COSMO-Ru2-EPS system was used by forecasters during the Winter Olympic Games in Sochi-2014, and its forecasts were rather well rated by them (1.7 out of 3 by average opinion of 10 forecasters for temperature, wind speed and precipitation forecast, as well as timeliness and presentation quality of the forecasts). Verification scores also show the usefulness of COSMO-Ru2-EPS for short-term forecasting. In present time experiments are made to find proper perturbation generation method to improve the ensemble spread: stochastic perturbation of physical tendencies (SPPT), use of perturbed subgrid-scale physical parameterizations and different sources of initial and lateral boundary data. We also work on verification of COSMO-Ru2-EPS on standard WMO MesoVICT project cases (see presentation of A. Yu. Bundel et al.)

Мезомасштабный ансамблевый прогноз погоды в Гидрометцентре России на основе негидростатической модели атмосферы COSMO-Ru

Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Ривин Г.С., Розинкина И.А.

Гидрометцентр России, Москва, Россия
E-mail: dmalferov@yandex.ru

Необходимость разработки систем ансамблевого прогноза (САП) высокого разрешения определяется тем, что при горизонтальном разрешении модели атмосферы около 1–3 км процессы конвекции описываются явным образом, без применения параметризаций, что может повлиять как на качество отдельного прогноза, так и на разброс прогнозов в ансамбле. Модели высокого разрешения используют более подробный рельеф, что позволяет получить детализированный прогноз и дает возможность описать мелкомасштабные локальные явления погоды (например, туман в долинах, эволюцию облачности нижнего яруса).

Работа по развитию системы мезомасштабного ансамблевого прогноза погоды в Гидрометцентре России была начата в 2012 г. в рамках проектов FROST (международный проект Всемирной программы метеорологических исследований (ВПИИ) ВМО) и CORSO (приоритетный проект консорциума COSMO), посвященных организации метеообеспечения Олимпийских игр и исследованию методов прогнозирования погоды в горной местности. Работа по данным проектам выполнялась совместно российскими (Гидрометцентр России) и итальянскими (ARPA-SIMC, Болонья) учеными. При этом были подготовлены две САП для территории Сочинского региона, основанные на модели COSMO с разрешением 7 и 2,2 км. Подробное описание технологии ансамблевого прогнозирования, разработанной для обеспечения прогнозами Олимпийских игр в Сочи, представлено в статьях [1, 2].

В разработанной в Гидрометцентре России САП COSMO-Ru2-EPS использована модель COSMO-Ru2 [3], граничные и начальные условия генерируются на основе прогнозов COSMO-S14-EPS (САП, созданная в ARPA-SIMC на основе итальянской системы COSMO-LEPS путем ее «смещения» с территории Европы на регион Сочи; S14 – аббревиатура от Sochi2014). В 2013–2014 гг. информация, необходимая для генерации граничных условий, регулярно поступала на сервер проекта FROST-2014 с дискретностью 1 час. Основные характеристики ансамблевой системы высокого пространственного разрешения COSMO-Ru2-EPS и «материнской» системы COSMO-S14-EPS приведены в табл. 1. Рис. 1 графически демонстрирует способ формирования ансамбля в системе COSMO-Ru2-EPS и области интегрирования систем COSMO-S14-EPS и COSMO-Ru2-EPS.

Таблица 1. Характеристика используемых ансамблевых систем

САП	COSMO-S14-EPS	COSMO-Ru2-EPS
Разрешение по горизонтали (км)	7	2,2
Разрешение по вертикали (основные уровни)	40	50
Количество узлов сетки	365×307	172×132
Заблаговременность прогноза (ч)	72	48
Количество ансамблевых реализаций	10	10
Начальный момент прогноза (часы ВСВ)	00/12	00/12
Начальные и боковые граничные условия	Интерполяция из отобранных специальным методом реализаций ансамбля Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды	Интерполяция результатов COSMO-S14-EPS
Возмущения модели	Использование двух схем параметризации конвекции (случайный выбор) и возмущение параметров схемы турбулентности	нет
Метод расчета конвекции	Параметризация	Вычисляется непосредственно

Полученные вероятностные прогнозы были востребованы синоптиками для метеорологического обеспечения Олимпиады в Сочи и достаточно высоко оценены (субъективная оценка по результатам опроса 10 синоптиков, дающая представление о качестве прогноза температуры, скорости ветра, осадков, своевременности прогноза и качестве его представления по шкале 0–3, была для COSMO-Ru2-EPS равна 1,7).

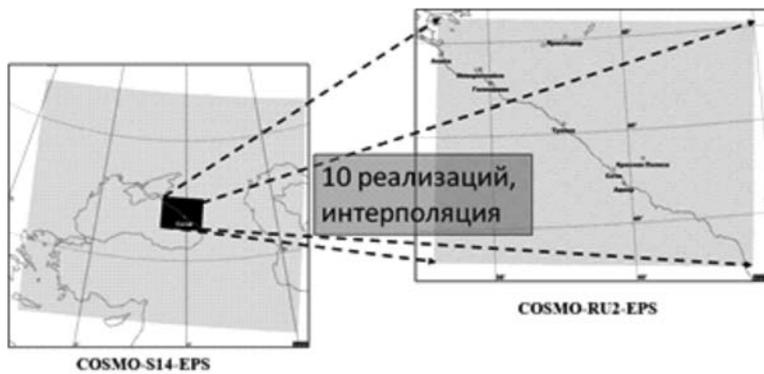


Рис. 1. Схематическое представление способа формирования ансамбля в системе прогноза высокого разрешения. Области интегрирования COSMO-S14-EPS и COSMO-Ru2-EPS

Предварительные результаты анализа качества воспроизведения системой COSMO-Ru2-EPS ряда случаев примечательных погодных явлений в 2012–2014 гг. приведены в статье [1]. Разработанная ансамблевая система продемонстрировала возможности детализации и уточнения более грубых ансамблевых прогнозов с разрешением 7 км для различных рассмотренных случаев. Верификация прогнозов температуры на уровне 2 м, выполненная для систем COSMO-S14-EPS и COSMO-Ru2-EPS с помощью пакета VERSUS для января-февраля 2013 года, показала слабое преимущество последней. Полученные результаты позволяют сделать вывод, что построенная САП COSMO-Ru2-EPS оказалась способной поставлять полезную информацию для краткосрочного прогноза погоды. Более обширный анализ качества прогнозов температуры и других метеорологических величин, в частности осадков, был проведен в 2014–2015 гг. [2, 4] и подтвердил преимущество прогнозов ансамблевой системы более высокого разрешения.

Известной проблемой мезомасштабных ансамблевых систем является слишком слабый рост разброса в ансамбле (определяемого как среднеквадратическое отклонение прогнозов от среднего по ансамблю) с увеличением заблаговременности прогнозов по сравнению с соответствующим ростом ошибки среднего по ансамблю. Это обычно объясняется неспособностью ансамбля учесть все возможные источники неопределенности прогнозов. В этой связи, с целью улучшения представления неопределенности прогноза в разработанной системе ансамблевого прогноза, в 2014–2016 гг. были выполнены численные эксперименты по использованию в ансамбле метода стохастического возмущения параметризуемых физических тенденций (Stochastically Perturbed Parameterization Tendency scheme, сокращенно SPPT). Данный метод используется для учета неопределенности, возникающей за счет использования несовершенной модели прогноза. В качестве граничных и начальных данных для экспериментов использовались архивные данные Сочи-2014, что позволило сопоставить результаты экспериментальных прогнозов с результатами оперативных прогнозов из архива. Анализ показал, что использование SPPT приводит лишь к небольшому росту разброса прогнозов в ансамбле и практически не влияет на средний по ансамблю прогноз.

Помимо этого, на тех же данных в 2016 г. были проведены эксперименты с использованием областей интегрирования различного размера (см. рис. 2) для оценки влияния размера области интегрирования на ансамблевый прогноз. Эксперименты на данных от 00 ч ВСВ 6 и 22 февраля 2014 г. (случаи фена в прогнозируемый период) показали существование такого влияния на прогноз различных полей, прежде всего, на приземных уровнях (см. рис. 3).

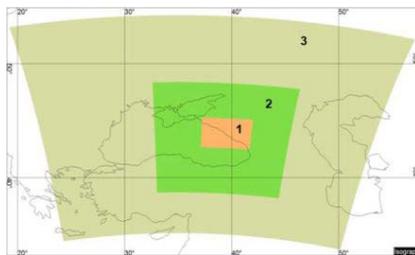


Рис. 2. Области интегрирования:

- 1 – область COSMO-Ru2-EPS, использованная в оперативных прогнозах во время Олимпиады Сочи-2014 (показана желтым цветом);
- 2 – расширенная область COSMO-Ru2-EPS, использованная в экспериментах 2016 года (показана зеленым цветом);
- 3 – область COSMO-S14-EPS (показана серым цветом).

Поскольку данные COSMO-S14-EPS, использованные в качестве начальных и граничных условий для COSMO-Ru2-EPS, поставлялись только во время Олимпиады Сочи-2014, возникла также необходимость в разработке нового метода генерации ансамбля. В этой связи, а также с целью нахождения дополнительных возможностей варьирования исходных данных в 2015–2016 гг. были проведены предварительные эксперименты по адаптации версии модели COSMO-RuENA13 с шагом 13 км [3] к использованию данных глобальной модели GFS (Национальные центры прогнозов окружающей среды США, NCEP), а также оперативной глобальной спектральной модели Гидрометцентра России. Следует отметить, что модель COSMO не приспособлена для использования почвенных и поверхностных данных из упомянутых моделей, ввиду чего по-прежнему сохраняется потребность в получении этих данных из

результатов глобальной модели Немецкой службы погоды ICON. Тем не менее, модель COSMO-Ru способна использовать данные на атмосферных уровнях из упомянутых глобальных моделей. Предварительные результаты показали достаточно хорошее согласование результатов прогнозов с использованием начальных/граничных данных как по спектральной модели Гидрометцентра России Т339L31, так и по модели GFS, с оперативным прогнозом COSMO-RuENA13, основанном на использовании начальных/граничных условий из модели ICON.

Уровень, гПа	100-150	200-250	300	350-400	450	500-700	850-900	925	975	1000
Температура	Blue	Green	Blue	Blue	Blue	Blue	Red	Purple	Red	Red
Сила ветра	Blue	Green	Yellow	Green	Yellow	Blue	Red	Red	Yellow	Yellow

Рис. 3. Характеристика различий разброса полей температуры и силы ветра в ансамбле при интегрировании по областям 1 и 2. Разными цветами показана степень наблюдавшихся различий: синий – различия не заметны; зеленый – небольшие различия; желтый – заметные различия в структуре, в основном на больших заблаговременностях; красный – значительные различия, как в структуре, так и в значениях; фиолетовый – наибольшие различия

В настоящее время исследования по увеличению разброса в ансамбле (возмущения параметризации, использование начальных и боковых граничных данных из различных моделей, более аккуратное применение SPPT) продолжаются.

Литература:

1. Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Разработка системы ансамблевых прогнозов высокого разрешения для региона проведения зимних Олимпийских игр Сочи-2014. // Труды Гидрометцентра России. — 2014. — № 352. — С. 5–20.
2. Астахова Е.Д., Монтани А., Алферов Д.Ю. Обеспечение ансамблевыми прогнозами Олимпиады “Сочи-2014”. // Метеорология и гидрология. — 2015. — № 8. — С. 56–68.
3. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Казакова Е.В., Кирсанов А.А., Никитин М.А., Перов В.Л., Суркова Г.В., Ревокатова А.П., Шатунова М.В., Чумаков М.М. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития. // Метеорология и гидрология. — 2015. — № 6. — С. 58–70.
4. Montani A., Alferov D., Astakhova E., Frogner I.-L., Pile M., Weidle F. Intercomparisons of the FROST-2014 ensemble forecasts: predictive capability and performance of multi-model ensembles. // *Wea. Forecasting*. — 2016. — В редакции.

Identification of coherent structures in the stratified turbulent Couette flow

Dernov A.V., Mortikov E.V.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
E-mail: dernovaw@gmail.com, evgeny.mortikov@gmail.com

Experimental study of the atmospheric boundary layer, carried out using various measuring instruments, allow us to detect the existence of coherent structures. A. S. Monin and A. M. Yaglom [1] define a coherent structure as non-random nonlinear steady superposition of the large-scale component of turbulence. At present, the study of this phenomenon has received attention. Coherent structures play a significant role in the transport processes of energy, momentum and matter within the atmospheric boundary layer [2]. One of the remarkable features of the coherent structures observed in turbulent shear flows is that these structures are self-generating. Though individual structures may break up or decay, their presence ensures the creation of subsequent structures. It is through a continuous cycle of generation and regeneration that the turbulence is sustained [3].

Some of the well-known approaches are proposed to identify coherent structures. For this purpose, the separation of the velocity gradient tensor ∇v into a symmetric (strain rate tensor) S and an antisymmetric part (the vorticity tensor) Ω is used:

$$\nabla v = S + \Omega, \quad S = \frac{1}{2}[\nabla v + (\nabla v)^T], \quad \Omega = \frac{1}{2}[\nabla v - (\nabla v)^T],$$

the following are used as the main criteria for identifying such structures:

1) Q-criterion [4]: $Q = \frac{1}{2}(\omega^2 - |S|^2)$, where $|\Omega|^2 = \text{tr}[\Omega\Omega^T]$, $|S|^2 = \text{tr}[SS^T]$.

Vortex formations are defined as the flow region in which the inequality $Q > 0$ (the flow region in which the norm of the vorticity tensor exceeds the norm of the strain rate tensor) is satisfied.

2) Δ -criterion [5]: $\Delta = \left(\frac{Q}{3}\right)^3 + \left(\frac{\det \nabla v}{2}\right)^2$.

Vortex formations are defined as the flow region in which the inequality $\Delta > 0$ is satisfied (in this region the velocity gradient tensor has complex eigenvalues). In the vortex region, the rotation (the antisymmetric part of the velocity gradient tensor) dominates over tension or compression (the symmetric part of the velocity gradient tensor).

In this paper, the neutral stratified turbulent Couette flow is considered. This regime is characterized by the presence of secondary to small-scale turbulence ordered structures and is used for verification of methods. The DNS (Direct Numerical Simulation) model, developed at the MSU MSU [6], is used. It is based on the finite-difference discretization of the Navier-Stokes equations in the Boussinesq approximation on a rectangular grid. For spatial approximation along axes parallel to movable plates, a scheme of the fourth order of accuracy, proposed in [7], is applied. In the normal direction, the grid is uneven, the resolution increases near the walls, and the discretization is limited to a second-order scheme [8]. The conservatism of spatial discretization in the equation for the balance of kinetic energy is due to the fact that the nonlinear terms in the equation of motion are written in a skew-symmetric form. In the model, the fractional step method is applied to integrate the equations of motion with respect to the equation of continuity. To calculate the correction to pressure at each step, the finite-difference Poisson equation is numerically solved using the stabilized method of bi-conjugate gradients. The software implementation is based on three-dimensional spatial decomposition of the area and the use of functions of the MPI library for organizing exchanges. To use additional parallelism between the cores of one node, OpenMP technology is used. The numerical model allows calculations on grids with more than 10^8 cells.

It is planned to consider how the studied structures are gradually modified under the influence of stable stratification, to estimate the area of their possible identification using the methods mentioned above, depending on the stratification parameters—the Richardson number. It is also proposed to evaluate the role of coherent structures in maintaining turbulence. Calculations will be conducted on the multiprocessor computer system of the Moscow State University.

Идентификация когерентных структур в стратифицированном турбулентном течении Куэтта

Дернов А.В., Мортиков Е.В.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: dernovaw@gmail.com, evgeny.mortikov@gmail.com

Экспериментальные исследования атмосферного пограничного слоя, проводимые с помощью различных измерительных средств, позволяют обнаружить существование детерминированных образований – когерентных структур. А.С. Монин и А.М. Яглом [1] определяют когерентную структуру как неслучайную нелинейную устойчивую суперпозицию крупномасштабных компонент турбулентности. В настоящее время исследованию этого явления уделяется повышенное внимание. Когерентные структуры играют существенную роль в процессах переноса энергии, импульса и вещества внутри атмосферного пограничного слоя [2]. Одной из замечательных особенностей когерентных структур, наблюдаемых в турбулентных сдвиговых течениях, является то, что эти структуры являются самовосстанавливающимися. Хотя отдельные структуры могут разрушаться, в процессе своего существования они формируют новые структуры. Турбулентность поддерживается благодаря непрерывному циклу генерации и регенерации когерентных структур [3].

Для идентификации когерентных структур предлагается использовать некоторые из хорошо известных подходов. С этой целью применяют разделение тензора градиентов скорости ∇v на симметричную S (тензор скоростей деформаций) и антисимметричную части Ω (тензор завихренности):

$$\nabla v = S + \Omega, \quad S = \frac{1}{2}[\nabla v + (\nabla v)^T], \quad \Omega = \frac{1}{2}[\nabla v - (\nabla v)^T],$$

а в качестве основных критериев идентификации таких структур используют следующие:

1) Q-критерий (Q-criterion) [4]: $Q = \frac{1}{2}(\Omega^2 - |S|^2)$, где $|\Omega|^2 = \text{tr}[\Omega\Omega^T]$, $|S|^2 = \text{tr}[SS^T]$.

Вихревые образования определяются как область течения, в которой выполняется неравенство $Q > 0$ (область течения, в которой норма тензора завихренности превышает норму тензора скоростей деформаций).

2) Дельта-критерий (Δ -criterion) [5]: $\Delta = \left(\frac{Q}{3}\right)^3 + \left(\frac{\det \nabla v}{2}\right)^2$.

Вихревые образования определяются как область течения, в которой выполняется неравенство $\Delta > 0$ (в этой области тензор градиента скорости имеет комплексные собственные значения). В вихревой области вращение (антисимметричная часть тензора градиента скорости) доминирует над растяжением или сжатием (симметричная часть тензора градиента скорости).

В представленной работе рассматривается турбулентное течение Куэтта при нейтральной стратификации. Данный режим характеризуется наличием вторичных к мелкомасштабной турбулентности упорядоченных структур и используется для верификации методов. Используется DNS (Direct Numerical Simulation – прямое численное моделирование) модель, разрабатываемая в НИВЦ МГУ [6]. Она основана на конечно-разностной дискретизации системы уравнений Навье–Стокса в приближении Буссинеска на прямоугольной сетке. Для пространственной аппроксимации по осям, параллельным движимым пластинам, применяется схема 4-го порядка точности, предложенная в работе [7]. В нормальном направлении сетка неравномерна, разрешение увеличивается вблизи стенок, а дискретизация ограничена схемой 2-го порядка [8]. Консервативность пространственной дискретизации в уравнении для баланса кинетической энергии обуславливается тем, что нелинейные слагаемые в уравнении движения записываются в кососимметричной форме. В модели для интегрирования уравнения движения по времени с учетом уравнения неразрывности применяется метод дробных шагов. Для вычисления поправки к давлению на каждом шаге численно решается конечно-разностное уравнение Пуассона с помощью стабилизированного метода бисопряженных градиентов. Программная реализация основана на трехмерной пространственной декомпозиции области и использовании функций библиотеки MPI для организации обменов. Для использования дополнительного параллелизма между ядрами одного узла применяется технология OpenMP. Численная модель позволяет проводить расчеты на сетках содержащих более 10^8 ячеек.

В дальнейшем планируется рассмотреть, как изучаемые структуры постепенно модифицируются под действием устойчивой стратификации, оценить область возможной их идентификации с помощью упомянутых выше методов в зависимости от параметров стратификации – числа Ричардсона. Предполагается также оценить роль когерентных структур в поддержании турбулентности. Расчеты будут проводиться на многопроцессорном вычислительном комплексе МГУ им. Ломоносова.

Литература:

1. Монин А.С., Яглом А.М.: *Статистическая гидромеханика*. Т.1. М.: Наука, 1965; Т.2. М.: Наука, 1967.
2. Drobinski, P., R. A. Brown, P. H. Flamant, and J. Pelon: *Evidence of organized large eddies by ground-based Doppler lidar, sonic anemometer and sodar*, 1998.
3. James M. Hamilton, John Kim, Fabian Waleffe: *Regeneration mechanisms of near-wall turbulence structure*, 1995. Volume 287, pp. 317-348.
4. Hunt, J. C. R., Wray, A. A. & Moin, P.: *Eddies, stream, and convergence zones in turbulent flows*. Center for Turbulence Research Report CTR-S88, 1988, pp. 193–208.
5. Jeong, J. & Hussain, F.: *On the identification of a vortex*. *J. Fluid Mech.* 285, 1995, pp. 69–94.
6. Мортиков Е.В.: *Численное моделирование движения ледяного кия в стратифицированной жидкости*. *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. — 2016. — Т. 52, № 1. — с. 120–128.
7. Morinishi Y., Lund T.S., Vasilyev O.V., Moin P.: *Fully conservative higher order finite difference schemes for incompressible flows*. *J. Comp. Phys.* 1998. Volume 143, N 1, pp. 90-124.
8. Vasilyev O.V.: *High order finite difference schemes on non-uniform meshes with good conservation properties*. *J. Comp. Phys.* 2000. Volume 157, N 2. pp. 746-761.

Модель динамики Белого моря под действием атмосферного форсинга

¹Оноприенко В.А., ²Семенов Е.В., ³Мортиков Е.В.

¹ Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³ Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: vonopr@ya.ru, oceanmod@yandex.ru, evgeny.mortikov@gmail.com

В работе приведён расчет циркуляции Белого моря в зимнее время. Обсуждаются особенности зимнего режима Белого моря. Описаны эксперименты, позволяющие оценить влияние льда на динамику моря и атмосферный форсинг. Приведено описание используемой ледовой модели. Белое море является одним из наиболее изученных водоёмов, для которого накоплено большое количество наблюдений [1]. Рассматриваемая модель Белого моря разрабатывалась Е. В. Семёновым и М. В. Лунёвой [2]. Она основана на конечно-разностной аппроксимации уравнений геофизической гидродинамики в приближении гидростатики и Буссинеска. Модель позволяет рассчитывать крупномасштабную структуру циркуляции вод Белого моря. По мнению Семёнова [1], динамику Белого моря определяют три фактора: первый – прилив, поступающий через узкую часть водоёма – Горло, второй – ветер, взаимодействующий с поверхностью моря, третий – сток пресных вод, чей вклад в общий баланс водообмена наиболее высок среди Арктических морей [3], поток пресной холодной воды увеличивает переслоенность моря и создаёт запас доступной потенциальной энергии. Поэтому можно получить качественно правильное представление о циркуляции Белого моря даже в отсутствие данных о значении характеристик значений среды в отдельных точках водоёма. Достаточно знать ход прилива в Горле, располагать значениями атмосферного давления, измеренными прибрежными станциями и данными о расходах рек. Ветер провоцирует перевод доступной потенциальной энергии в турбулентные движения, за счёт этого происходит перемешивание верхнего слоя моря. Это вызывает увеличение толщины верхнего квазигомогенного слоя. Наличие льда должно частично экранировать этот эффект. Для исследования особенностей зимней циркуляции была применена простая ледовая модель. Отсутствует учёт реологии, т.е. процессов взаимодействия частей льда друг с другом. Рассчитывается лишь термодинамика. Профиль температуры льда считается линейным, что хорошо соответствует наблюдениям; весь лёд считаем абсолютно пресным. При этом нижняя граница льда всегда находится при температуре фазового перехода, а температура верхнего слоя рассчитывается из условия теплового баланса. Наличие льда обуславливает следующие потоки тепла: поток тепла из атмосферы к верхней границе льда, поток тепла через толщу льда под действием теплопроводности и поток тепла от воды к нижней границе льда. Они балансируются следующим образом: внизу – разность потоков тепла от воды ко льду и собственной теплопроводности льда определяет, какое количество воды переходит в ледовую фазу или какое количество льда переходит в водную фазу; сверху – разность потоков тепла от воздуха ко льду и поток тепла внутри льда балансируется двумя эффектами – часть тепла идёт на таяние льда (если поток тепла положителен), остальная часть – на изменение температуры льда. Соотношение, определяющее какая часть тепла идёт на таяние, а какая – на изменение температуры, довольно произвольно. Если лёд достаточно холодный, считаем что всё подведённое к нему идёт на нагрев, а не на таяние. Состояние текущей ледовой обстановки не рассчитывается, а поступает извне. В данном исследовании используется информация, предоставляемая проектом Copernicus в формате netCDF.

Кроме влияния распределение потоков тепла лёд изменяет характер передачи импульса от атмосферы к воде. Известно, что ветер активнее передаёт горизонтальный импульс «шероховатой» поверхности воды, чем более гладкому льду. Интересно, насколько важна эта роль ледового покрова в общей циркуляции по сравнению с термодинамическим влиянием льда. Чтобы ответить на этот вопрос, можно поставить следующий эксперимент: сравнить циркуляцию Белого моря при использовании различных значений коэффициента передачи импульса льду от воздуха: реалистичных коэффициентов, таких как у воды (прозрачный для ветра лёд) и нулевых (импульс от воздуха не передаётся воде). Предоставляю слушателям судить о важности экранирующего эффекта льда, исходя из приведённых на стенде картинок.

Было произведено распараллеливание численных расчётов с применением технологии MPI. В итоге несколько процессоров могут одновременно выполнять расчёт, каждый в своей расчётной подобласти, по необходимости запрашивая нужную информацию у «соседей». В качестве подобластей были выбраны прямоугольные столбы жидкости от поверхности моря до дна. Программная реализация модели обеспечивает идентичность результатов расчёта в последовательном и параллельном режиме. Время расчёта в параллельном режиме уменьшилось в 5 раз. Максимальную скорость обеспечивает расчёт на 32 процессорах.

Одна из ближайших задач – улучшить разрешение и оценить эффект от распараллеливания на подробной сетке. Другая задача – показать адекватность расчётов зимнего времени: будут поставлены зада-

чи на исследование механизмов образования глубинных вод. Эти механизмы хорошо изучены в ходе многолетних измерений в Белом море, которые можно сопоставить с результатами моделирования. Так же предполагается сравнения с другими моделями Белого моря с аналогичными разрешениями.

Литература:

1. Е. В. Семёнов, *Основы динамики и мониторинга Белого моря: дис. ... д-ра ф.-м.н.*:25.00.29, Москва, 2004.
2. E. V. Semenov and M. L. Luneva, "A numerical model for the tidal and thermohaline circulation of water masses in the White Sea," *Oceanographic Literature Review*, vol. 5, no. 44, p. 417, 1997.
3. A. K. Pavlov, C. A. Stedmon, A. V. Semushin, . T. Martma, B. V. Ivanov, P. Kowalczyk u M. A. Granskog, «Linkages between the circulation and distribution of dissolved organic matter in the White Sea, Arctic Ocean,» *Continental Shelf Research*, m. 119, pp. 1-13, 2016.

Model of the White Sea dynamics under atmosphere forcing

¹Onoprienko V.A., ²Semenov E.V., ³Mortikov E.V.

¹ Nuclear State Institute RAS, Moscow, Russia

² Shirshov Oceanology Institute RAS, Moscow, Russia

³ M.V. Lomonosov Moscow State University Research Computing Center, Moscow, Russia

E-mail: vonopr@ya.ru, oceanmod@yandex.ru, evgeny.mortikov@gmail.com

White Sea is one of the most studied water basins [1]. The considered model of the White Sea was developed by E. V. Semenov and M. V. Luneva [2]. The model is based on finite-difference approximation of the equations of geophysical fluid dynamics with hydrostatic and Boussinesq approximations applied. The model is designed to calculate large scale circulation of White Sea.

Semenov [1] claims that White Sea dynamics are governed by three factors: external tide, fresh water outflow and wind. The external tide passes into the White Sea from the Barents Sea through a narrow Gorlo Strait. Annual fresh water runoff is 8-9 times higher than that is of the Arctic Ocean as a whole (Pavlov, et al., Linkages between the circulation and distribution of dissolved organic matter in the White Sea, Arctic Ocean, 2016). The income of cold fresh water increases sea stratification and amounts of available potential energy. These generally allow forecast simulations of the White Sea dynamics even if the measurements are quite sparse. The essential information is intertidal regime in the Gorlo Strait, atmospheric pressure obtained by nearshore stations and river flows.

Wind initiates transition of available potential energy to turbulent motions resulting in the mixing of upper layer of the sea. The authors assume that presence of ice reduces this effect.

To investigate wintertime circulation a simple model of ice dynamics was developed. It provides thermal and momentum flows between atmosphere, water and ice, and does not account for ice rheology, i.e. interactions between ice floes. The ice conditions provided with Copernicus in netCDF format is used.

The ice prevents interaction of wind with sea upper layer and its mixing. This reduces thickness of upper quasi-homogeneous layer. In order to study this effect a series of experiments will be conducted. Sea dynamics under various ice conditions and momentum transfer coefficients will be compared. The extreme values of these coefficients correspond to "transparent" ice that does not modify wind-water interaction and ice that completely blocks momentum flows from the atmosphere.

The new version of the White Sea model supports parallel computing architectures by using MPI library. In this case, domain is divided into rectangular blocks and each of the available processors performs calculations only in one of these subdomains. This approach allowed us to decrease computational time by five times when using 32 processors.

References:

1. E. V. Semenov, *Basis of dynamics and monitoring of the White Sea(Doctoral dissertation)(in Russian)*, Moscow, 2004, p. 190.
2. E. V. Semenov and M. L. Luneva, "A numerical model for the tidal and thermohaline circulation of water masses in the White Sea," *Oceanographic Literature Review*, vol. 5, no. 44, p. 417, 1997.
3. A. K. Pavlov, C. A. Stedmon, A. V. Semushin, . T. Martma, B. V. Ivanov, P. Kowalczyk u M. A. Granskog, «Linkages between the circulation and distribution of dissolved organic matter in the White Sea, Arctic Ocean,» *Continental Shelf Research*, m. 119, pp. 1-13, 2016.

Hydraulic and wave aspects of downslope windstorms on the territory of Russia

¹Shestakova A.A., ¹Toropov P.A., ²Moiseenko K.B.

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

E-mail: shestakova.aa.92@gmail.com

Downslope windstorms are formed under the optimal combination of synoptic and orographic conditions on the leeward slopes of mountain ranges. Such phenomena are accompanied by increased winds and abrupt temperature changes. At the moment, the most studied downslope windstorms are the Adriatic bora, the winds of the Rocky Mountains in the USA (including the Chinook), the foehns in the Alps, the Novorossiysk bora. Two approaches are commonly used to describe the mechanisms of the occurrence of downslope windstorms: wave theory, associated with the formation, propagation and breaking of internal gravity waves (IGW) above the mountains, as well as their resonance [Klemp and Lilly, 1975; Peltier and Clark, 1983]; and hydraulic theory, in which the incoming flow is approximated by a single-layer non-stratified fluid, and the solution is obtained from the shallow water equations [Long, 1954; Smith, 1985].

The most well-documented and severe downslope windstorms on the territory of Russia were chosen for a detailed analysis: the Novorossiysk bora, the Novaya Zemlya bora and the Pevek south windstorm. The main purpose is to evaluate the applicability of the wave and hydraulic hypotheses for these downslope winds, and to estimate the contribution of wave processes to the overall dynamics of these storms. The study of these phenomena was carried out on the basis of observational data, MERRA reanalysis and numerical modeling using the mesoscale atmospheric model WRF-ARW.

It is shown that the incoming flow for these downslope windstorms has a similar structure, which allows one to assume uniform mechanisms for the formation of phenomena. A single-layer hydraulic model predicts the transition of the subcritical flow to the supercritical over the lee slope with the formation of a hydraulic jump. On the other hand, the values of the internal Froude number for these winds are such that the wave theory predicts an essential nonlinearity of the flow over the range, expressed in the formation of a zone of flow blocking on the windward side (it is confirmed by observational data) and the wave breaking in the atmosphere above the lee slope. The results of numerical modeling show the simultaneous existence of an analog of the hydraulic jump and an area of wave breaking in the lower troposphere. The contribution of wave processes to the formation of these winds, which was estimated using the ratio of wave drag and the total orographic drag, is on average 30-50%, which indicates a mixed mechanism for the formation of the studied downslope windstorms.

References:

1. Klemp J. B. and Lilly D. K. *The dynamics of wave-induced downslope winds*// *J. Atmos. Sci.*, 1975, Vol. 32, pp. 320-339
2. Long R.R. *Some aspects of the flow of stratified fluids II, Experiments with a two-fluid system* // *Tellus*, 1954, Vol. 6, pp. 97-115.
3. Peltier W.R., Clark T.L. *Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions* // *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, 1983, Vol.109, pp. 527-548
4. Smith R.B. *On severe downslope winds* // *J.Atmos.Sci.*, 1985, Vol.42, No 23, pp.2597-2603

Гидравлический и волновой аспекты подветренных бурь на территории России

¹Шестакова А.А., ¹Торопов П.А., ²Моисеенко К.Б.

¹ Московский государственный университет им. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт физики атмосферы им. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: shestakova.aa.92@gmail.com

Подветренные бури, которые наблюдаются во многих горных районах мира, возникают при оптимальном сочетании синоптических и орографических условий на подветренных склонах горных хребтов. Такие явления сопровождаются усилением ветра и резкими изменениями температуры (повышением температуры при фёнах и понижением – при ветрах типа боры). Также подветренные бури характеризуются повышенной турбулизированностью, которая выражается в порывистости ветра. При наличии с подветренной стороны населенных пунктов и объектов инфраструктуры эти явления могут причинять значительный ущерб. На данный момент к числу наиболее изученных подветренных бурь относятся адриатическая бора, ветры Скалистых гор в США (в том числе чинук), фёны в Альпах, новороссийская бора

Для описания механизмов возникновения подветренных бурь обычно используются два подхода – волновой, связанный с образованием, распространением и обрушением над горами внутренних гравитационных волн (далее - ВГВ), а также их резонансом [Klemp and Lilly, 1975; Peltier and Clark, 1983], и гидравлический, при котором натекающий поток аппроксимируется однослойной нестратифицированной жидкостью, а решение получается из уравнений мелкой воды [Long, 1954; Smith, 1985].

Для более детального анализа подветренных бурь на территории России были выбраны новороссийская бора, новоземельская бора и певекский южак, как наиболее сильные и освещенные данными наблюдений подветренные бури. Все эти ветры возникают в различных климатических зонах и орографических условиях, однако, могут иметь схожие механизмы формирования и физические характеристики. Основной целью работы является оценка применимости волновой и гидравлической гипотез для описания рассматриваемых подветренных бурь, а также оценка вклада волновых процессов в общую динамику данных подветренных бурь.

Изучение перечисленных систем циркуляции проводилось на основе данных наблюдений, реанализа MERRA и численного моделирования с помощью мезомасштабной атмосферной модели WRF-ARW. В работе использовались данные наземных измерений на сетевых метеостанциях, а также на автоматических метеостанциях, действовавших в рамках экспедиций кафедры метеорологии и климатологии МГУ. Для исследования натекающего потока в рамках данной работы использовались профили ветра и температуры из реанализа MERRA с наветренной стороны хребтов. Необходимость использования реанализа вызвана разреженностью сети аэрологических наблюдений. Численные эксперименты с моделью WRF-ARW 3.4.1 проводились для нескольких эпизодов каждой подветренной бури (для новоземельской боры и певекского южака использовалась полярная версия WRF) с использованием вложенных областей и максимальным разрешением внутренней сетки 600 м.

Было выявлено значительное сходство натекающего потока и подветренных возмущений при новороссийской, новоземельской боре и певекском южаке, на основании которых все рассматриваемые системы циркуляции можно отнести к одному классу явлений. В натекающем потоке присутствует термическое расслоение на нижний слой со стратификацией, близкой к нейтральной или слабоустойчивой, слой приподнятой инверсии с нижней границей вблизи вершины хребта, а выше – слой с меньшей устойчивостью. При этом толщина инверсии может достигать 1500 м, а градиент температуры в ней – 2.5°C/100 м. Характерной чертой натекающего потока является наличие максимума скорости ветра в слое инверсии, то есть также вблизи вершины хребта. Такое низкотропосферное струйное течение достигает в отдельных случаях скорости 25 м/с. Также в большинстве случаев (в 90 % случаев для новороссийской и новоземельской боры и в 70 % случаев для певекского южака) в тропосфере происходит обращение ветра с высотой, которое чаще всего наблюдается на высоте 4-6 км. В течение всех рассматриваемых эпизодов новороссийской, новоземельской боры и певекского южака наблюдается частичное блокирование потока хребтами, которое приводит к стагнации потока с наветренной стороны.

В зависимости от условий натекающего потока можно предполагать преобладание гидравлического или волнового механизма при формировании этих явлений. Слой приподнятой инверсии может служить верхней границей в гидравлической задаче обтекания хребтов, по аналогии со свободной границей между водой и воздухом. Решение гидравлической модели в зависимости от условий натекающего потока наглядно демонстрируют диаграммы режима потока в пространстве Fr_i - M (Рис.1), где $Fr_i = U_0 / \sqrt{g'H_i}$ - гидравлическое число Фруда, $M = h_m/H_i$, где $g' = g\Delta\theta_i/\theta_0$ - параметр плавучести, $\Delta\theta_i$ - перепад потенциальной температуры в слое инверсии, h_m - высота горного хребта, H_i - высота верхней границы инверсии, U_0 , θ_0 - средние в слое от поверхности до H_i скорость и потенциальная температура на

текающего потока. Кривые на Рис. 1 представляют собой решения однослойной гидравлической модели [Houghton and Kasahara, 1968], при которых возникает переход от одного режима потока к другому. Для всех рассматриваемых подветренных бурь гидравлическая модель предсказывает возникновение такого режима обтекания, при котором происходит переход от субкритического к сверхкритическому состоянию потока над подветренным склоном. При этом у подножия подветренного склона или на некотором удалении от него происходит обратный скачкообразный переход от сверхкритического к субкритическому состоянию – так называемый гидравлический скачок. В работе [Vucetic, 1993] такие же результаты получены и для адриатической боры. Согласно [Durrant, 1986], только такой режим может быть ассоциирован с подветренными бурями.

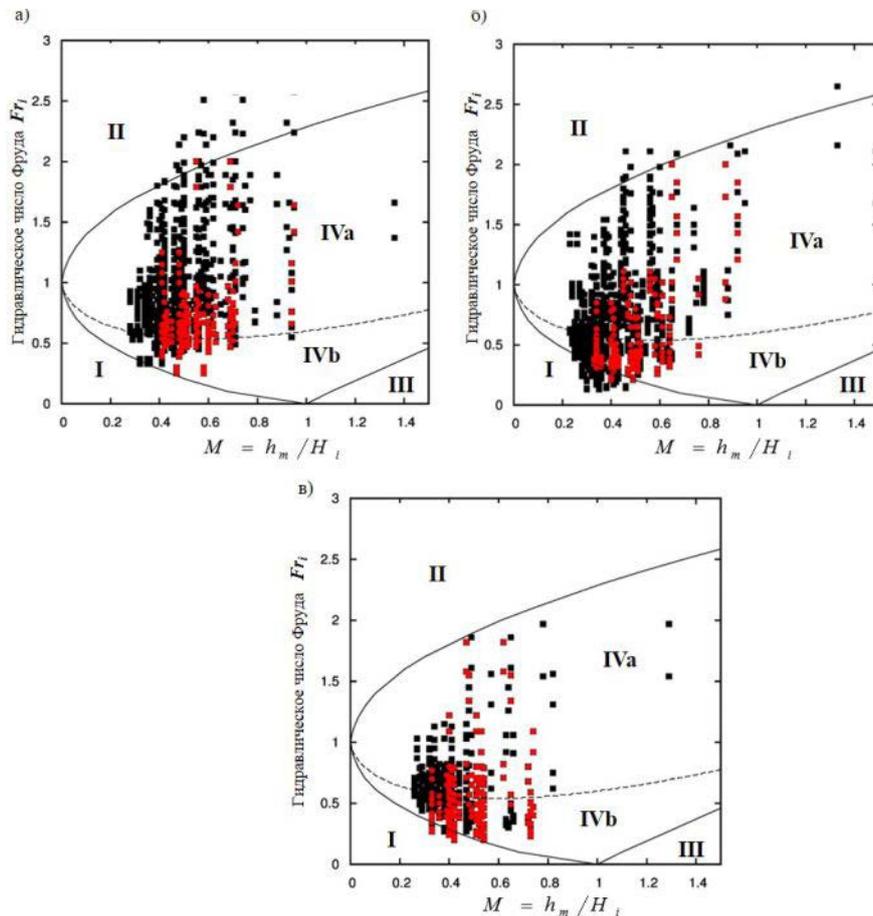


Рис. 1 Диаграммы в пространстве Fr_l - M для новороссийской боры (а), новоземельской боры (б) и певекского южана (в) (при подветренной скорости более 15 м/с), рассчитанные по данным реанализа MERRA. Красными пунсонами обозначены случаи с сильной приподнятой инверсией (т.е. при вертикальном градиенте температуры в инверсии более 1.5 К/100 м), черными пунсонами – более слабых инверсий. Римскими цифрами обозначены области, соответствующие различным режимам обтекания хребта: I – субкритический, II – сверхкритический, III – Полное блокирование потока, IV – Переход от субкритического к сверхкритическому режиму над подветренным склоном с образованием перемещающегося (а) и стационарного (б) гидравлического скачка

В то же время преобладание в атмосфере устойчивой стратификации создает благоприятные условия для возникновения и распространения внутренних гравитационных волн. Волновые модели основаны на решении системы уравнений движения, притока тепла и неразрывности, описывающие поведение натекающего потока над хребтом заданного профиля в плоскости X-Z. Линейные модели для самых простых случаев позволяют получать аналитическое решение [Klemp, Lilly 1975]. Однако даже в самой упрощенной конфигурации данная задача по сравнению с однослойной гидравлической моделью представляется достаточно трудоемкой. Имеющиеся для изучаемых ветров данные наблюдений позволяют лишь косвенно судить о предполагаемых волновых процессах. Так, одним из ключевых параметров волновой модели является внутреннее число Фруда $Fr_m = U_o / Nh_m$, которое служит критерием нелинейности процесса обтекания – при Fr_m меньше критического значения Fr_{mc} (в различных источниках Fr_{mc} принимает значения от 0.7 до 2 [Lin, Wang 1996; Stein 1992]) с подветренной стороны хребта возникает обрушение ВГВ, а с наветренной стороны формируется зона блокирования потока. Максимальный отклик приземного ветра на подветренной стороне происходит при $Fr_m = 0.6 \pm 1$ [Lin, Wang 1996]. Для новороссийской и новоземельской боры рассчитанные по средним значениям скорости и устойчивости в

натекающем потоке значения Fr_m в моменты кульминации находятся в пределах $0.7 \div 1.5$, а для певекского южака – $0.1 \div 0.6$, то есть обтекание будет существенно нелинейным. Согласно многочисленным исследованиям (например, [Durrant 1986; Peltier, Clark 1983]), обрушение ВГВ может существенно увеличивать амплитуду возмущений у земли за счет резонансных эффектов и приводит к росту волнового сопротивления. Формирование перемешанного слоя в результате обрушения приводит к возникновению самоиндуцированного критического уровня, от которого при определенных условиях происходит отражение волновой энергии.

Предположение об обрушении ВГВ и наличии самоиндуцированного критического уровня подтверждается результатами численного моделирования. Наряду с обрушением, в большинстве случаев модель воспроизводит и гидравлический скачок. Более того, рассчитанное по модельным данным волновое сопротивление для изучаемых ветров в среднем составляет 30-50 % от общего орографического сопротивления (Табл. 1), что свидетельствует о смешанном механизме формирования возмущений при данных подветренных бурях. Для новороссийской боры почти в 50 % случаев увеличение подветренной скорости не связано с ростом волнового сопротивления (как это происходит для других 50 % случаев новороссийской боры и для большинства случаев новоземельской боры и певекского южака). Обнаружено, что такие ситуации возникают при очень низком (менее 2 км) положении фонового критического уровня (высоты обращения ветра).

Табл.1 Характеристики волнового напряжения, волнового сопротивления и его отношение к общему сопротивлению (в скобках указано среднеквадратическое отклонение) по результатам моделирования

	Новороссийск	Новая Земля	Певек
Среднее волновое напряжение τ_w (Н/м ²)	3.8	0.6	5.3
Максимальное волновое напряжение τ_w (Н/м ²)	18	1.1	17
Среднее волновое сопротивление D_w (Н/м)	0.8*105	1*105	0.7*105
Отношение волнового сопротивления к общему	0.4 (± 0.37)	0.24 (± 0.06)	0.5 (± 0.32)

Литература:

1. Durrant D. R. Another look at downslope windstorms. Part I: The development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid // *J. Atmos. Sci.*, 1986, Vol. 43, No. 21, pp. 2527-2543
2. Houghton D.D. and Kasahara A. Nonlinear shallow fluid flow over an isolated ridge // *Communications on pure and applied mathematics*, 1968, Vol. 21, Issue 1, pp.1-23
3. Klemp J. B. and Lilly D. K. The dynamics of wave-induced downslope winds // *J. Atmos. Sci.*, 1975, Vol. 32, pp. 320-339
4. Lin Y. L., Wang T. A. Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge // *J. Atmos. Sci.*, 1996, Vol. 53, № 1, pp. 139-158.
5. Long R.R. Some aspects of the flow of stratified fluids II, Experiments with a two-fluid system // *Tellus*, 1954, Vol. 6, pp. 97-115.
6. Peltier W.R., Clark T.L. Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions // *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 1983, Vol. 109, pp. 527-548
7. Smith R.B. On severe downslope winds // *J. Atmos. Sci.*, 1985, Vol. 42, No 23, pp. 2597-2603
8. Stein J. Investigation of the regime diagram of hydrostatic flow over a mountain with a primitive equation model. Part I: Two-dimensional flows // *Mon. Wea. Rev.*, 1992, Vol. 120, № 12, pp. 2962-2976.
9. Vucetic V. Severe bora on the mid-Adriatic // *Hrvatski Meteoroloski casopis*, 1993, Vol. 28, pp. 19-36

SESSION III

Modeling and analysis of state of the regional underlying surface and its hydrological regime

СЕКЦИЯ III

Моделирование и анализ регионального состояния подстилающей поверхности и ее гидрологического режима

Advances in land surface hydrology representation in INM RAS Earth system model

¹Stepanenko V., ²Bogomolov V., ³Volodin E., ⁴Guseva S., ⁴Vesala T., ⁴Mammarella I.

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

³ Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

⁴ University of Helsinki, Helsinki, Finland

E-mail: stepanen@srcc.msu.ru

This report presents the current development of the mathematical description of lakes and rivers in the land surface scheme of the INM RAS Earth System Model (ESM).

A new version of the biogeochemical module is implemented in the one-dimensional lake model LAKE2.0. It solves a system of 6 diffusion equations with sources and sinks for 6 unknowns: concentration of methane, oxygen, dissolved inorganic carbon (DIC), density of dissolved organic carbon, density of living organisms (POCL – particulate organic carbon living), density of dead organisms (POCD – particulate organic carbon dead). Vertical turbulent diffusion is taken into account for all substances with the same diffusion coefficient, while for dead organisms, the settling velocity for the turbulent flow is also taken into account. The exchange of mass between the forms of organic carbon, as well as their transformation into DIC, are described by empirical relationships. In addition, the inflow and outflow of substances are introduced into the model, stream discharges being the external parameters of the model (as well as the stream concentrations of substances).

The new version of the LAKE model is tested and calibrated involving measurements of thermodynamic and biogeochemical characteristics collected on the Lake Kuivajärvi (Finland) by the University of Helsinki during the last few years (including freeze-up periods).

Currently, the river routing schemes in the land surface models of the NWP and climate models implement three main functions:

- calculation of fresh water runoff into the ocean, as it significantly affects the thermohaline circulation of the ocean, for example, in the vicinity of mouths of Siberian rivers;
- validation of the moisture budget in the model of active land layer; the runoff at the mouth of the rivers is a component of the integral moisture budget of the river catchment and, in particular, "integrates" the errors of evaporation from catchment;
- prediction of changes in the hydrological regime of rivers, in particular, their discharge - one of the most important consequences of climate change for society and the economy.

So far, there has been no explicit representation of river flows in the INM RAS climate model.

Due to the small Froude numbers of rivers currently explicitly resolved on the grid of the Earth's system models, the equation of motion may be approximated as an equilibrium between the forces of the horizontal hydrostatic pressure gradient and friction at the bottom. In addition, for simplicity, the slope of the free surface due to the gradient of the river depth can be neglected (implying kinematic wave equations). The river level is calculated from the equation of mass conservation, taking into account the tributaries, surface and subsurface runoff obtained from the land surface model, and using simple geometric schematization of the river bed form. A necessary component of the river parameterization for ESMs is also the flow direction field. This report presents the first results of implementing these approaches in the land surface scheme of the INM RAS ESM.

The work is carried out at the Lomonosov Moscow State University and is supported by grants: RSF 17-17-01210 (regarding the development of the new biogeochemical module in the lake model), RFBR 17-05-01165 and RFBR 16-55-44057.

Развитие гидрологического блока модели Земной системы ИВМ РАН

¹Степаненко В.М., ²Богомолов В.Ю., ³Володин Е.М., ¹Гусева С.П., ⁴Весала Т., ⁴Маммарелла И.

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

² Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

³ Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

⁴ University of Helsinki, Helsinki, Finland

E-mail: stepanen@srcc.msu.ru

Водные объекты на поверхности суши представлены водоёмами и водотоками. В докладе представлено текущее развитие математического описания этих объектов в блоке деятельного слоя суши модели Земной системы ИВМ РАН.

В настоящее время целый ряд систем прогноза погоды и моделей климата включает одномерные параметризации озёр (Balsamo et al. 2012; Subin et al. 2012). Довольно успешно воспроизводится температура поверхности озёр и потоки тепла в атмосферу. Следующим этапом развития параметризации водоёмов можно считать включение описания динамики парниковых газов в этих объектах. Разработанные модели метана и углекислого газа в водоёмах (Степаненко et al. 2011; Tan et al. 2015; Stepanenko et al. 2016) демонстрируют удовлетворительное качество воспроизведения концентрации и потоков метана в атмосферу. При этом, концентрация углекислого газа в верхнем перемешанном слое и, соответственно, поток этого газа в атмосферу рассчитываются с меньшим успехом (Stepanenko et al. 2016). Причиной является то, что источников CO₂ в водной среде значительно больше, чем источников метана, и они должны быть аккуратно описаны. В связи с этим, модель LAKE2.0 была дополнена блоком расчёта различных форм органического углерода.

Биогеохимический блок представлен системой из 6 уравнений диффузии с источниками и стоками для 6 неизвестных: концентрации метана, кислорода, растворённого неорганического углерода (РНУ), плотности растворённого органического углерода, плотности живых организмов, плотности отмерших организмов. Вертикальная турбулентная диффузия учитывается для всех субстанций с одинаковым коэффициентом диффузии, для отмерших организмов принимается во внимание также скорость оседания в турбулентном потоке. Обмен массы между формами органического углерода, а также превращение их вещества в РНУ описаны эмпирическими соотношениями из (Hanson et al. 2004; Stefan & Fang 1994). Здесь следует отметить, что модель П. Хансона и соавторов сформулирована для двухслойного представления вертикальной структуры водоёма (эпилимнион и гипolimнион), и в настоящей работе соответствующие уравнения были переписаны для непрерывно стратифицированного по вертикали озера. Кроме того, в модель добавлены приток и сток субстанций втекающими и вытекающими водотоками, расходы которых являются внешними параметрами модели (так же, как и концентрации субстанций в притоках).

Новая версия модели LAKE проверяется и калибруется на данных измерений термодинамических и биогеохимических характеристик, собранных на оз. Куйвяярви (Финляндия) Университетом Хельсинки за несколько последних лет (включая периоды ледостава) (Miettinen et al. 2015). Данные наблюдений включают концентрации биогеохимических субстанций как в самом водоёме, так и в притоках и вытекающем водотоке.

В настоящее время модели речной сети выполняют три основные функции в схемах деятельного слоя суши систем прогноза погоды и моделей климата (Arora et al. 1999; Falloon et al. 2007):

- расчёт стока пресной воды в океан; этот сток существенно влияет на термохалинную циркуляцию океана, например, в устьях рек Сибири;
 - валидация баланса влаги в модели деятельного слоя суши; речной сток в устье рек является компонентом интегрального по площади речного бассейна баланса влаги и, в частности, «интегрирует» ошибки испарения;
 - прогноз изменения гидрологического режима рек, в частности, их водности – одного из важнейших последствий изменений климата для общества и экономики.
- К этим функциям в ближайшее десятилетие можно ожидать добавление следующих:
- расчет температуры поверхности рек как нового типа подстилающей поверхности в рамках мозаичного подхода (особенно при достижении в будущем глобальными моделями разрешения ~1 км, когда многие крупные реки начнут явно разрешаться);
 - расчёт ледового режима рек (важен с точки зрения зимней динамики потока, а также прогноза сроков ледостава, связанного с ними навигационного периода, и т.д.);
 - расчёт потока парниковых газов (метана, углекислого газа) из водотоков суши.
- При этом, до настоящего времени явное представление речных потоков в модели ИВМ РАН отсутствовало.

В силу малости числа Фруда для разрешаемых явно на сетке современных моделей Земной системы рек, уравнение движения записывается как равновесие между силами горизонтального градиента гидростатического давления и трения о дно. При этом, для простоты уклоном свободной поверхности за счёт градиента глубины реки можно пренебречь, что приводит к уравнениям кинематической волны. Уровень реки рассчитывается по уравнению сохранения массы с учётом притоков, поверхностного и подповерхностного стоков, полученных в модели деятельного слоя, с привлечением простой геометрической схематизации формы русел. Необходимой компонентой параметризации рек является также создание поля направлений стока (Oki et al. 2001). В докладе представлены первые результаты реализации этих подходов в модели деятельного слоя ИВМ РАН.

Работа выполняется в МГУ имени М.В.Ломоносова и поддержана грантами РФФИ 17-17-01210 “Исследование процессов взаимодействия атмосферного пограничного слоя умеренных и высоких широт с деятельным слоем суши и водоёмами: разработка параметризаций для моделей Земной системы” (в части развития блока биогеохимических процессов в модели водоёма), РФФИ 17-05-01165-а “Параметризация речной сети для моделей Земной системы” (в части развития параметризации речной системы) и РФФИ 16-55-44057 Монг_а “Моделирование взаимодействия термического режима крупных озёр Сибири и Монголии с региональными климатическими процессами” (в части валидации модели водоёма на крупных озёрах).

Литература:

1. Balsamo, G. et al., 2012. On the contribution of lakes in predicting near-surface temperature in a global weather forecasting model. *Tellus A*, 64(0).
2. Hanson, P.C. et al., 2004. A model of carbon evasion and sedimentation in temperate lakes. *Global Change Biology*, 10(8), pp.1285–1298.
3. Miettinen, H. et al., 2015. Towards a more comprehensive understanding of lacustrine greenhouse gas dynamics — two-year measurements of concentrations and fluxes of CO₂, CH₄ and N₂O in a typical boreal lake surrounded by managed forests. *Boreal Env. Res.*, 20.
4. Oki, T. et al., 2001. Global assessment of current water resources using total runoff integrating pathways. *Hydrological Sciences Journal*, 46(6), pp.983–995.
5. Stefan, H.G. & Fang, X., 1994. Dissolved oxygen model for regional lake analysis. *Ecological Modelling*, 71(1–3), pp.37–68.
6. Stepanenko, V. et al., 2016. LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes. *Geoscientific Model Development*, 9(5), pp.1977–2006.
7. Subin, Z.M., Riley, W.J. & Mironov, D., 2012. An improved lake model for climate simulations: Model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(1), p.M02001.
8. Tan, Z., Zhuang, Q. & Walter Anthony, K., 2015. Modeling methane emissions from arctic lakes: Model development and site-level study. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.
9. Степаненко В.М. и др., 2011. Моделирование эмиссии метана из озёр зоны вечной мерзлоты. *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, 47(2), pp.275–288.

Stochastic parametrization for 2-d turbulence simulation

Perezhogin P.A., Glazunov A.V., Gritsun A.S.

Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia
E-mail: pperezhogin@gmail.com

Stochastic subgrid parameterizations designed for coarse-grid numerical simulations of two-dimensional turbulence were investigated. These parameterizations require a-priori analysis of high resolution simulation data and take into account the properties of numerical schemes. The proposed parameterizations were tested under the modeling of bidirectional energy-entropy cascade in isotropic homogeneous 2-D turbulence. The energy generation spectrum induced by subgrid processes was obtained using high-resolution computation. This spectrum was used for the evaluation of subgrid stochastic model parameters. It was shown, that the proposed model improves the large-scale dynamics. In particular, it restores the inverse energy cascade for different numerical schemes and improves the sensitivity of the coarse-grid numerical models to external forcing.

The simulations of isotropic homogeneous 2-D turbulence were earlier performed in [1] with the use of different numerical schemes. It was shown, that the inverse energy cascade is suppressed in coarse-grid simulations and that the results strongly depend on the scheme if the spatial scale of the forcing is close to the grid step. These faults can be avoided by the use of stochastic kinetic energy backscatter parameterization. In contrast to the majority of papers, we emphasis on the case of small-scale external forcing and on the improving of model dynamics in energy-containing spectral range. We use stochastic autoregressive parameterizations for the energy backscatter with the energy generation spectrum (see, e.g., fig. 1a), obtained from DNS and take into account numerical scheme of the coarse model. As a result, the energy spectrum of the low-resolution models fits DNS simulations much better (see, fig. 1b). The same is true for the lagged covariances of the model variables.

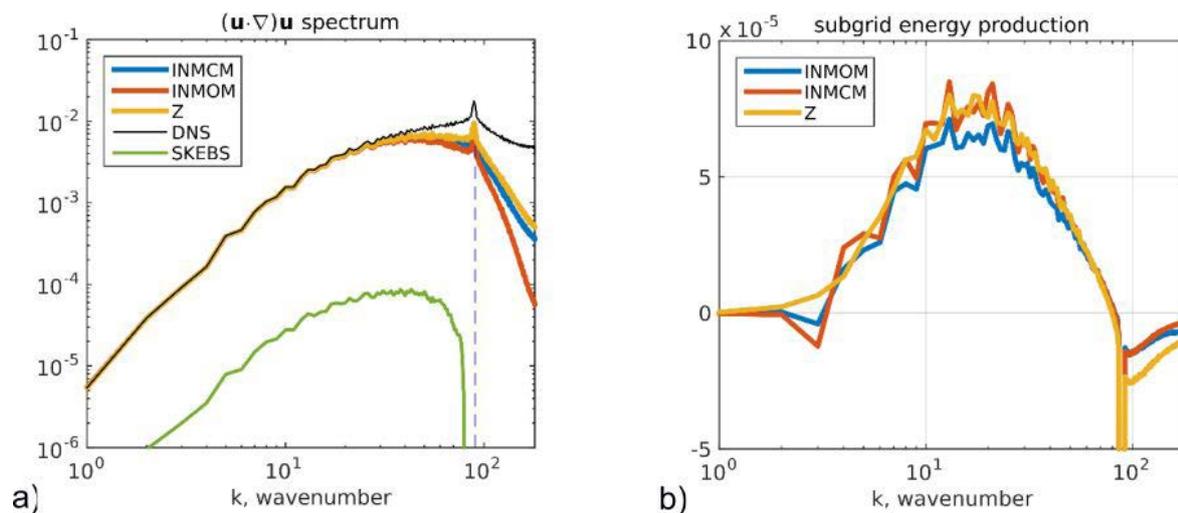


Fig. 1. Energy generation spectrum induced by subgrid processes in a-priori test (a) and coarse-grid simulation energy spectra vs DNS results (b). Yellow curve - simulation without stochastic backscatter. Red curve - simulation with the same numerical scheme and spatial resolution, corrected by the proposed stochastic parameterization.

Acknowledgements. The work was performed in the INM RAS and supported by the Russian Foundation for Basic Research project no. 16-55-12015.

References:

1. P. Perezhogin, A. Glazunov, E. Mortikov, V. Dymnikov, *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*, 2017, 32(1), 1-14.

Стохастическая параметризация двумерной турбулентности

Пережогин П.А., Глазунов А.В., Грицун А.С.

Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия
E-mail: pperezhogin@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Моделированием атмосферных и океанических течений занимаются множество научных групп в ИВМ РАН. Математическому описанию таких течений посвящен специальный раздел науки — геофизическая гидродинамика. Мы выделим две наиболее характерные особенности геофизических течений. Во-первых, они являются квазидвумерными, а, во-вторых, особую роль при их описании играют процессы турбулентного характера. Турбулентный характер течений означает наличие изменчивости на масштабах от нескольких сантиметров до десятков тысяч километров. Нелинейный характер уравнений гидродинамики предполагает взаимодействие между всеми этими масштабами. Особую трудность представляет квазидвумерность течений, поскольку наличие дополнительных законов сохранения приводит к распространению энергии возмущений из мелких масштабов в крупные. Правильное описание этого процесса требует либо проведения прямого численного моделирования, либо выбора подходящего турбулентного замыкания. Разработке последнего и посвящена наша работа. Проведено исследование влияния численных схем и стохастических подсеточных параметризаций на статистические характеристики моделируемой турбулентности. В качестве модельной задачи была выбрана динамика двумерной жидкости в периодической области, форсируемой стохастическим внешним воздействием заданного пространственного масштаба. Такая задача является простейшим аналогом квазидвумерных крупномасштабных турбулентных течений в атмосфере и океане.

Проведен сравнительный анализ численных аппроксимаций, применяемых в задачах моделирования атмосферы и океана, в частности в климатической модели ИВМ РАН INMCM и модели среднесрочного прогноза ПЛАВ. Проверена способность различных конечно-разностных и полулагранжевых схем достоверно воспроизводить двунаправленный каскад энергии и энтропии при грубом пространственном разрешении. По данным прямого численного моделирования проведен априорный анализ взаимодействия мелкомасштабных и крупномасштабных компонент течения. На его основе получены спектральные характеристики подсеточных сил для модели с грубым разрешением с учетом выбранной пространственной аппроксимации. Предложены, реализованы и протестированы различные варианты стохастических подсеточных моделей. Показано, что при помощи крупномасштабного стохастического форсинга, имитирующего взаимодействия между "подсеточными" и разрешаемыми гармониками, можно значительно улучшить динамику грубой модели в интервале обратного каскада энергии.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Мы рассматриваем уравнения двумерной несжимаемой жидкости с однородным и изотропным внешним воздействием f

$$\begin{aligned} \frac{\partial \omega}{\partial t} + J(\psi, \omega) &= -\nu \Delta^2 \omega - \alpha \omega + f, \\ \mathbf{u} &= \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x} \right), \\ \Delta &= \omega, \end{aligned}$$

где ω – завихренность, ψ – функция тока, \mathbf{u} — скорость, а $J(\psi, \omega) = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial y}$ – якобиан. Внешнее воздействие f расположено в узком спектральном диапазоне. Крупномасштабная диссипация $-\alpha \omega$ имеет вид Рэлеевского трения, а диссипация в мелких масштабах $-\nu \Delta^2 \omega$ задана с помощью бигармонической вязкости. Если диссипация и внешнее воздействие имеют различный масштаб, то образуются два инерционных интервала, в которых наблюдается каскад энергии в крупные масштабы и каскад энтропии в мелкие. В предыдущей работе [1] мы изучили влияние схемы адвекции на формирование каскадов энергии и энтропии. Было показано, что если внешнее воздействие находится в крупных масштабах, то энтропийный интервал имеет достаточную протяженность и динамика крупных масштабов не зависит от выбора численной схемы. В другом предельном случае мелкомасштабного форсинга наблюдается нарушение обратного каскада энергии и сильная зависимость решения от выбора схемы адвекции. Наименьший уровень энергии показала схема INMOM, обладающая численным аналогом закона сохранения энергии.

Численное интегрирование уравнений осуществляется по схеме Адамса-Бэшфорда 2-го порядка при низких числах Куранта, CFL = 0.2. Решение ищется на квадрате с длиной стороны 2π и периодическими граничными условиями. Число узлов по одному направлению равно 360. Внешнее воздействие f

расположено на тонкой круговой оболочке около волнового числа 90 (соответствует волнам длиной четыре шага сетки), по времени имеет вид белого шума и обеспечивает приток энергии в единицу времени $6.06 \cdot 10^3$. Коэффициент при бигармоническом операторе равен $\nu = 2.27 \cdot 10^{-9}$, а коэффициент Рэлеевского трения имеет значение $\alpha = 0.012$. Уравнения решаются либо в переменных функция тока-завихренность (ψ, ω) , либо в переменных скорость-давление (\mathbf{u}, p) в зависимости от численной дискретизации. В данной работе мы ограничимся рассмотрением четырех схем адвекции.

Дискретизации в переменных функция тока-завихренность (ψ, ω) :

- 1) **Z**, схема Аракавы. Центральнo-разностная аппроксимация второго порядка адвективного слагаемого $J(\psi, \omega)$ по кососимметричной схеме, сохраняет численный аналог энтропии.
- 2) **CCS**, используется в модели SLAV. Каскадная конечно-объемная полулагранжева схема, обладает законом сохранения интегральной завихренности.

Дискретизации в переменных скорость-давление (\mathbf{u}, p) :

- 1) **INMOM**, используется в модели INMOM. Центральнo-разностная аппроксимация второго порядка адвективного слагаемого $(\mathbf{u} \nabla \mathbf{u})$ по кососимметричной схеме на разнесенной C сетке (в терминологии Аракавы), сохраняет численный аналог энергии.
- 2) **INMCM**, используется в модели INMCM. Линейная комбинация аппроксимаций второго порядка адвективного слагаемого $(\mathbf{u} \nabla \mathbf{u})$ на разнесенной C сетке в обычной системе координат (x, y) и повернутой на 45 градусов против часовой стрелки (x', y') .

АПРИОРНЫЕ ТЕСТЫ

Чтобы исправить динамику крупных масштабов для выбранных дискретизаций, нами были проведены априорные тесты на DNS-расчете при высоком разрешении 2160^2 . Обозначим решение в DNS-расчете через ω , а спектральную фильтрацию до разрешения грубой модели верхней чертой. Тогда подсеточные силы имеют вид:

$$\sigma = J_h(\bar{\psi}, \bar{\omega}) - \overline{J(\psi, \omega)},$$

где J_h – численная аппроксимация якобиана по выбранной схеме. Если точно воспроизвести подсеточные силы, то динамика грубой модели в крупных масштабах будет совпадать с DNS. Обозначим через ω решение грубой модели и выпишем уравнения с учетом подсеточных сил σ :

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + J_h(\psi, \omega) = -\nu \Delta_h^2 \omega - \alpha \omega + f + \sigma,$$

где индексом h обозначены численные дискретизации. На рисунке 1(a) приведен спектр адвекции для различных схем в сравнении с DNS. Согласно рисунку, спектр адвекции для всех схем совпадает с DNS в крупных масштабах. Это означает, что крупномасштабная изменчивость имеет одинаковую дисперсию в грубых моделях и в DNS. Однако эта изменчивость не является равновесной для грубых моделей по причине отсутствия генерации энергии в крупных масштабах за счет нелинейных взаимодействий с масштабами форсинга. Необходимость описания этой генерации возникает по причине нелокального характера обратного каскада энергии. На рисунке 1(b) приведен спектр энергетического воздействия подсеточных сил σ , из которого следует, что подсеточные силы осуществляют генерацию энергии на всем диапазоне масштабов обратного каскада энергии.

Энергетический вклад подсеточных сил моделируется с помощью стохастического воздействия, малого по амплитуде в сравнении с адвекцией, см. рис. 1(a), SKEBS. Стохастическая параметризация имеет вид процесса Орнштейна-Уленбека в спектральном пространстве и удовлетворяет уравнению на фурье-коэффициенты:

$$\frac{\partial \sigma_k}{\partial t} = -\beta_k \sigma_k + \eta_k \cdot \varepsilon(t),$$

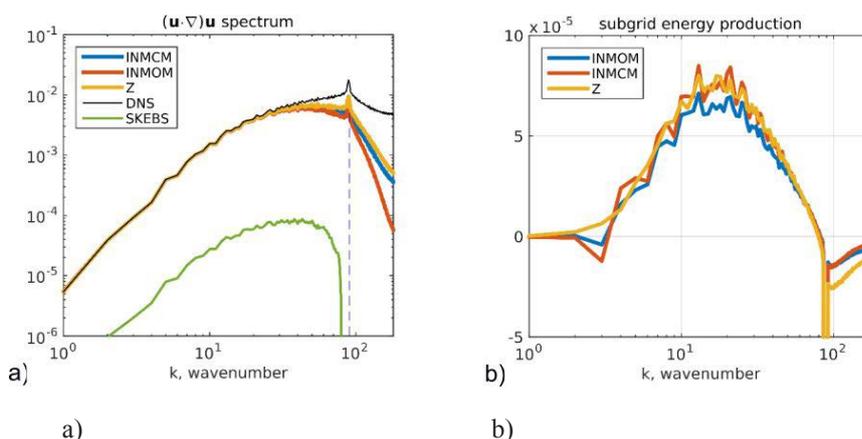


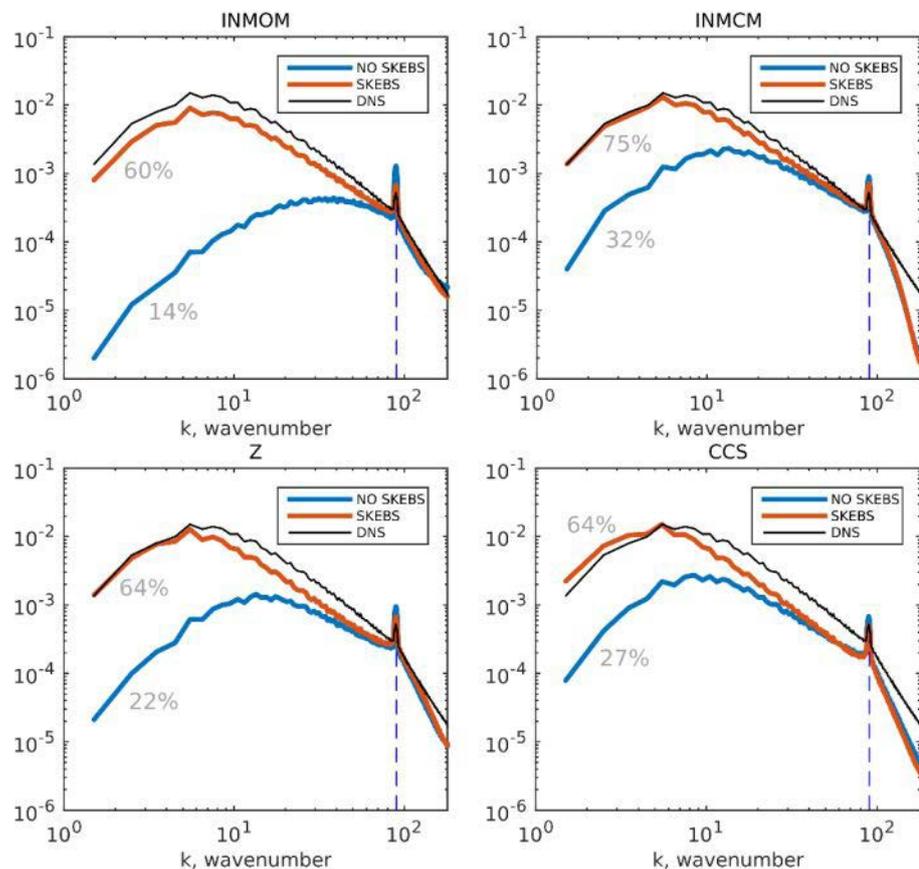
Рис. 1. Спектр адвекции (a) для трех схем (INMCM, INMOM, Z), DNS-расчета и стохастической параметризации (SKEBS). Спектр энергетического воздействия подсеточных сил для трех схем (b).

где β_k определяет время декорреляции процесса и выбирается исходя из равенства со временем декорреляции подсеточных сил. Белый шум обозначен через $\varepsilon(t)$, автоковариационная функция которого имеет вид $\langle \varepsilon(t)\varepsilon(t') \rangle = \delta(t-t')$. Дисперсия белого шума η_k обеспечивает приток энергии изображенный на рисунке 1(b) в интервале масштабов обратного каскада энергии. Поскольку спектр генерации для всех схем имеет одинаковый вид, то мы построили одну параметризацию и испытали ее на всех схемах, в том числе и на CCS, для которой не удалось найти подсеточные силы.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Были проведены численные эксперименты без стохастической параметризации и в случае ее наличия. На рисунке 2 изображены спектры энергии до (NO SKEBS) и после включения (SKEBS) стохастической параметризации. Динамика крупных масштабов восстанавливается, а средние масштабы приближаются к DNS. Поскольку крупные масштабы были восстановлены, скорость адвекции приблизилась к DNS, и это отразилось на улучшении автоковариационных функций фурье-коэффициентов завихренности в средних масштабах (рисунок не приведен). Кроме того, по причине верного воспроизведения дисперсии и времени изменчивости динамических переменных на интервале обратного каскада энергии, чувствительность к постоянному возмущению также улучшилась (рисунок не приведен). В DNS-расчете на масштабе форсинга имеются мелкие вихри, которые отсутствуют в грубых моделях. После включения стохастической параметризации вихри не появились, а спектр энергии в мелких масштабах не изменился. Таким образом, динамика крупных масштабов была восстановлена в отсутствие значительных изменений в мелких масштабах.

Рис. 2. Спектр энергии для четырех схем (INMOM, INMCM, Z, CCS) до включения стохастической параметризации (NO SKEBS), после включения (SKEBS) в сравнении с DNS-расчетом. Серым обозначен процент энергии от DNS.



Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке гранта РФФИ 16-55-12015.

Литература:

1. P. Perezhugin, A. Glazunov, E. Mortikov, V. Dymnikov, *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*, 2017, 32(1), 1-14.

Assessment of permafrost thermal regime simulation in INMCM land surface model

Stambrovskaja A.S., Stepanenko V.M.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

E-mail: stepanen@srcc.msu.ru

The interactions between land and the atmosphere is an important part of the Earth's system modeling. The processes of heat and moisture transfer in soil models are specified by various parameterizations. It was found that due to the difference in these parameterizations the results of climate modeling vary greatly [Henderson-Sellers, McGuffie, & Pitman, 1996]. The reproduction of the temperature regime, moisture circulation regime and humidity dynamics in the soil is an important problem for further research. Particularly, studying the thermodynamic processes in soils containing permafrost and the assessment of their reproduction in models are important objectives.

Changing of the permafrost characteristics due to the climate change is of the interest to various areas of science - for example, for hydrology or biogeochemistry. The results of climate modeling can be used to estimate thermodynamical properties of permafrost. This research aims to evaluate the applicability of the INM land surface model [Dymnikov, Lykosov, and Volodin, 2015] to the permafrost temperature regime modeling, and to compare the simulation results with the observation data.

Observation data of the main meteorological variables (air temperature, humidity, precipitation, wind speed and direction, pressure) obtained at meteorological stations [10] were used. The time step in the model is 1 hour, so linear interpolation was used to yield meteorological variables with this resolution. Arrays of daily soil temperature values were compared with model calculations. The World Radiation Data Center (WRDC, [11]) dataset was used to compute the shortwave radiation flux. Longwave radiation flux was calculated using the semiempirical Brent's formula [Kondratiev, 1965].

Numerical experiments were conducted using measurements at the stations Yakutsk (62° N, 129.7° E) and Verkhoyansk (67° N, 133.3° E) from 1980 to 1989. Three experiments were run for these points with different input data: under conditions of no precipitation (experiment 1); the same but taking into account the precipitation (experiment 2); the aim of the 3-d experiment was to assess the sensitivity of the model results to vertical grid spacing. In the latter experiment, the levels of the finite-difference grid of the model were altered from the currently used in the model (1, 2, 4, 8, 15, 25, 35, 45, 55, 65, 75, 85, 95, 105, 115, 125, 135, 145, 155, 200, 300, 500 and 1000 cm) to equidistant levels.

The soil surface temperature values in summer are similar in all experiments. In winter, the temperature varied depending on the thickness of the snow cover: snow increases the albedo of the surface, and therefore the temperature of the soil surface under thin snow cover decreases. However, a sufficiently thick snow layer dampens the cooling of the soil, i.e. the warming effect of the snow cover is observed. The results of the third experiment differ most strongly in surface temperature from the measured data in both cases due to the fact that the finite-difference grid spacing adopted in the INM model in the soil reduces towards the surface, and in experiment 3, the resolution of the model at the surface became substantially more coarse.

The surface temperature plays a considerable role for adequate reproduction of climate. It was concluded that the temperature of deep layers in the permafrost zone may be calculated with considerable errors in the climate model, not significantly affecting the quality of the regional climate simulation because the surface temperature is calculated much better.

However, the quality of temperature simulation at large soil depths is more important for the task of predicting the future change of permafrost, and the modern version of the active layer parameterization in the model needs to be improved. In particular, it is shown that the initial data from which the model starts and the vertical resolution are significant: the replacement of current scheme onto a grid with a constant step leads to an improvement of the temperature calculations at deep layers.

Оценка воспроизведения термического режима многолетнемерзлой почвы блоком деятельного слоя суши модели Земной системы ИВМ РАН

Стамбровская А.С., Степаненко В.М.

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: stepanen@srcc.msu.ru

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование процессов Земной системы невозможно без учета взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Процессы тепло- и влагопереноса в моделях могут быть заданы различными способами. Было выявлено, что из-за различия в параметризациях этого взаимодействия, результаты моделирования климата сильно различаются. Для сравнения параметризаций процессов в деятельном слое суши в 1992 году был начат международный эксперимент PILPS - Project for Intercomparison of Land surface Parameterization Schemes [Henderson-Sellers, McGuffie, & Pitman, 1996].

По результатам проекта показано, что при использовании разных параметризаций перераспределение осадков на сток и испарение неодинаково, различно воспроизводится влажность почвы. Разные схемы могут хорошо воспроизводить фактические значения отдельных величин, но нет ни одной, которая бы хорошо воспроизводила бы все переменные, описывающие климатологические и гидрологические характеристики пунктов наблюдений. Следовательно, воспроизведение температурного режима, динамики влажности и описание режима циркуляции воды в почве является важной проблемой для дальнейших исследований. Актуальной задачей является исследование термодинамических процессов в многолетнемерзлых грунтах и оценка их воспроизведения в моделях.

Криолитозона – часть криосферы, верхний слой земной коры, в котором наблюдаются устойчивые отрицательные температуры в породах и почвах, а также возможно длительное существование подземных льдов. Криолитозона состоит из нескольких компонентов – морозные породы (находятся в области отрицательных температур, но из-за того, что влажность слишком мала, не образуется лед), криопэги (влага в этих породах имеет очень высокую минерализацию, которая не дает воде перейти в кристаллическое состояние даже при низких температурах), и многолетнемерзлые породы. Многолетняя мерзлота (многолетнемерзлые породы, вечная мерзлота, ММ) - породы, температура которых не поднимается выше нуля в течение двух и более лет, и в которых хотя бы часть воды перешла в твердое фазовое состояние [Анисимов и др., 2012].

Изменение характеристик многолетней мерзлоты (занимаемой площади, профиля среднегодовой температуры почвы, глубины сезонно-талого слоя, вертикальной мощности многолетнемерзлых пород, льдистости мерзлых грунтов) в связи с изменениями климата представляет интерес для различных областей науки – например, гидрологии, биогеохимии, геоморфологии, и, с другой стороны, для таких прикладных задач, как строительство.

Свойства многолетней мерзлоты сильно меняются в зависимости от изменений климата, что делает ее естественным показателем изменчивости климата. В прошлом распространение и характеристики многолетней мерзлоты сильно менялись на больших временных масштабах, связанных с ледниковыми периодами (такими как, например, Малый ледниковый период). Уменьшение площади, занятой многолетнемерзлыми породами, можно связать с увеличением температур поверхности, что особенно актуально для регионов высоких широт [Lemke&Ren, 2007]. Для оценки термодинамического состояния многолетней мерзлоты можно использовать результаты расчетов климатических моделей [Демченко и др., 2002, Мачульская, Лыкосов, 2009, Slater & Lawrence, 2013]. Распределение ММ, полученное с помощью таких расчетов, определяется двумя факторами – во-первых, способностью модели воспроизводить метеовеличины на больших временных масштабах и, во-вторых, способностью модели реалистично отражать особенности физических процессов в многолетнемерзлых породах.

Данная работа направлена на то, чтобы проверить качество воспроизведения температурного режима многолетней мерзлоты в модели Земной системы Института вычислительной математики РАН [Дымников, Лыкосов, и Володин, 2015] на фактических данных. Для выполнения поставленных задач были произведены расчеты значений температуры почвы на разных глубинах с использованием блока деятельного слоя суши модели ИВМ РАН, отвечающего за процессы тепловлагопереноса (диффузия и фазовые переходы) в почве и у ее поверхности.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ И ИСПОЛЪЗУЕМЫХ ДАННЫХ

Модель Земной системы ИВМ РАН состоит из нескольких блоков, которые описывают динамику, радиационный перенос, гравитационно-волновое сопротивление, горизонтальную диффузию, процессы конвекции и конденсации, а также пограничный слой атмосферы и процессы в почве и у ее поверхности. В данном исследовании был использован только последний блок модели.

Расчеты производятся на 23 горизонтах по глубине, шаг по времени конечно-разностной схемы модели составляет один час. На каждом шаге решаются уравнения диффузии и происходит согласование профилей температуры и влаги за счет различных источников и стоков. Горизонтальное разрешение модели составляет 4° по широте и 5° по долготе, для каждой из ячеек земной поверхности задаются типы почвы, растительности и соответствующие им характеристики (пористость, максимальное влаго-содержание в почве и др.). Интегрирование модели позволяет получить результаты в виде характеристик деятельного слоя суши (температура поверхности на разных уровнях, высота снежного покрова и др.) на каждом временном шаге, что позволяет проследить динамику исследуемых величин.

Для расчетов по модели были использованы срочные (с шагом 3 часа) данные наблюдений основных метеорологических величин (температура воздуха, влажность, осадки, скорость и направление ветра, давление), полученные на метеорологических станциях (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», [10]). Расчет в модели возможен с шагом по времени не большим, чем 1 час, поэтому для получения значений метеовеличин с такой дискретностью применялась линейная интерполяция. Для сравнения с модельными расчетами были использованы массивы суточных значений температуры почвы под естественным покровом на стандартных глубинах 40, 60, 80, 120, 160, 240 и 320 см, измеренных на метеорологических станциях.

Для вычисления интенсивности приходящей коротковолновой радиации использовался массив данных Мирового центра радиационных данных (WRDC, [11]). Так как из данного массива можно было получить только суточные суммы, то необходимо было привести их к часовому разрешению. Суточный ход радиации можно аппроксимировать квадратичной функцией, с максимумом во время истинного полудня и отрицательными значениями до восхода и после заката Солнца. Следовательно, интеграл этой функции за светлую часть суток будет равен значению дневной суммы. Для каждого дня была найдена удовлетворяющая заданным условиям функция, значения которой в каждый из сроков и принимались за значения потока суммарной радиации. Ночью поток приходящей коротковолновой радиации отсутствует, поэтому в период до восхода и после заката значение приравнивалось к нулю.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для проведения численных экспериментов были использованы ряды данных измерений, полученных в пунктах, которые находятся в зоне многолетней мерзлоты – ст. Якутск (62° с. ш., 129.7° в. д.) и Верхоянск (67° с. ш., 133.3° в. д.) с 1980 по 1989 годы. С помощью модели ИВМ РАН были проведены расчеты для этих пунктов с различными входными данными: в условиях сухой почвы, т. е. без учета выпадающих осадков (эксперимент 1) и в условиях влажной почвы (с учетом осадков, эксперимент 2). Эксперимент 3 заключался в том, чтобы изменить глубины залегания уровней конечно-разностной сетки модели с используемых в настоящее время в модели ИВМ РАН (1, 2, 4, 8, 15, 25, 35, 45, 55, 65, 75, 85, 95, 105, 115, 125, 135, 145, 155, 200, 300, 500 и 1000 см) на равномерно отстоящие друг от друга (первый уровень находится на глубине 1 сантиметр, второй – на 43.5 см, разница между значениями глубин следующих уровней – 43.5 см, последний уровень расположен на 10 метрах).

Анализ результатов позволил определить, что значения температуры на поверхности летом воспроизводятся практически одинаково во всех экспериментах (рис. 1), и разность средних значений температуры по измерениям и по модельным расчетам составляет 0.5 - 1.5°C . В зимний период при наличии снежного покрова воспроизведение температуры может меняться в зависимости от толщины снега: снег повышает альбедо поверхности, в связи с чем при малых толщинах температура поверхности почвы сильно понижается (например, в Верхоянске, рис. 1а). Слой снега значительной толщины препятствует выхолаживанию грунта, в связи с чем наблюдается тепляющий эффект снежного покрова (например, в Якутске, рис. 1б).

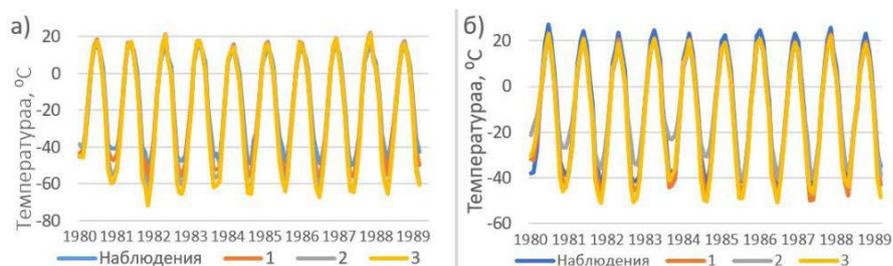


Рис 1. Среднемесячные значения температуры поверхности по данным наблюдений и модельных экспериментов 1, 2, 3 для пунктов: а) Верхоянска, б) Якутска.

Видно, что результаты третьего эксперимента сильнее всего отличаются по температуре поверхности от измеренных данных в обоих случаях. Это объясняется тем, что принятая в модель ИВМ РАН конечно-разностная сетка в почве сгущается к поверхности, а в эксперименте 3 разрешение модели у поверхности стало существенно более грубым.

Важной характеристикой многолетней мерзлоты является температура почвы на разных глубинах. Если рассмотреть динамику температуры почвы на глубинах 80 сантиметров и 3 метра по результатам экспериментов 1, 2, 3 (рис. 2), то можно видеть, что после ввода равномерного распределения глубин по профилю, качество воспроизведения летней температуры в почве стало лучше (разница средних температуры на глубине 3 метров между результатами эксперимента 1 и измерений была -5.7°C , а для третьего эксперимента стала -2.8°C). Положительные значения температуры на этих глубинах в период нескольких первых лет моделирования связаны с тем, что в модели задаются начальные профили значений температуры и влажности, которые не согласованы с климатическими условиями данного региона, и в течение некоторого времени профили приспособляются к этим условиям.

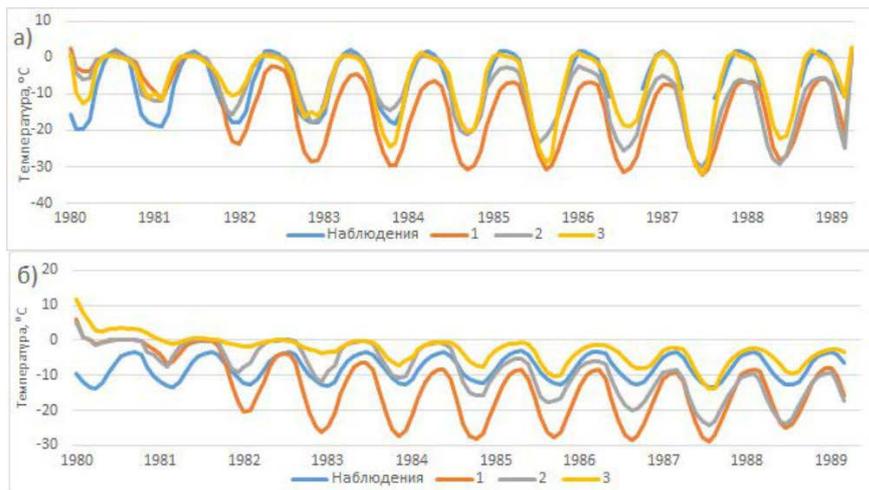


Рис. 2. Среднемесячные значения температуры по данным наблюдений и модельных экспериментов 1, 2, 3 для Верхоянска на глубине: а) 85 сантиметров, б) 3 метра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматриваемый блок ИВМ РАН является частью глобальной климатической модели. Для адекватного воспроизведения климата представляет значительный интерес температура поверхности. Из наших экспериментов можно заключить, что, возможно, в климатической модели ИВМ РАН температура глубоких слоёв в зоне многолетней мерзлоты рассчитывается с ошибками, однако это не должно существенно сказываться на качестве воспроизведения регионального климата, т.к. температура поверхности при этом рассчитывается значительно лучше.

В то же время, в задаче прогноза будущего изменения именно вечной мерзлоты, нужно обратить большее внимание на качество воспроизведения температуры на больших глубинах, и здесь современная версия модели деятельного слоя ИВМ РАН нуждается в совершенствовании. В частности, показано, что большое значение имеют начальные данные, с которых стартует модель, и вертикальное разрешение модели: замена сгущающейся к поверхности конечно-разностной сетки, принятой в модели ранее, на сетку с постоянным шагом, приводит к улучшению результатов расчетов температуры на больших глубинах.

Литература:

1. Анисимов О.А. и др. *Континентальная многолетняя мерзлота. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем.* М., 2012. — С. 301-359.
2. Демченко П. Ф., Величко А. А., Елисеев А. В., Мохов И. И., Нечаев В. П. *Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнения моделей, сценариев и данных палеореконокструкций.* // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* М., 2002. Т. 38 № 2. С. 165-174
3. Дымников В. П. *Математическое моделирование динамики Земной системы.* // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* М., 2015. Т. 51, № 3, с.260-275. <https://doi.org/10.7868/S0002351515030049>
4. Кондратьев К. Я. *Актинометрия.* — Л.: Гидрометеиздат, 1965. 690 с.
5. Мачульская Е. Е., Лыкосов В. Н. *Математическое моделирование процессов взаимодействия атмосферы и криолитозоны.* // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* М., 2009, т. 45, № 6, с. 736-753.

6. Палагин Э. Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. Л.: Гидрометеиздат, 1981, 191 с.
7. Lemke, P. , Ren, J. , Alley, R. B. , Allison, I. , Carrasco, J. , Flato, G. , Fujii, Y. , Kaser, G. , Mote, P. , Thomas, R. H. and Zhang, T. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. // *Titel: Climate change 2007: the physical science basis; summary for policymakers, technical summary and frequently asked questions. Part of the Working Group I contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007, 337-383*
8. Henderson-Sellers, a., McGuffie, K., & Pitman, a. J. The Project for Intercomparison of Land-surface Parametrization Schemes (PILPS): 1992 to 1995. // *Climate Dynamics, 1996, 12(12), 849–859. https://doi.org/10.1007/s003820050147*
9. later, A. G., & Lawrence, D. M. Diagnosing present and future permafrost from climate models. // *Journal of Climate, 2013, 26(15), 5608–5623. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00341.1*
10. ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД" URL: <http://www.meteo.ru/>
11. World Radiation Data Centre URL: <http://wrdc.mgo.rssi.ru/>

Mathematical modeling of the underlying surface

Alipova K.A., Bogoslovskiy N.N.

Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: aka@math.tsu.ru, nbogoslovsky@math.tsu.ru

Latent and sensible heat from the soil has a great influence on the temperature and humidity of air near the earth's surface. Different parameterizations with 2-4 layers are used to describe the processes occurring in the soil. However, in spring and autumn, when the temperatures of the earth and air are very different, parameterizations work incorrectly. This problem can be solved by describing the processes of heat and moisture transfer in the soil explicitly.

In winter the modeling is complicated by the presence on the surface of the snow cover, which affects the heat flow in the soil and in the atmosphere. That's why it is necessary to use more complex parameterizations that take into account the influence of snow cover in winter and especially during the snowmelt.

The paper considers the problem of temperature distribution in the soil layer, which was resolved by the method of coordinate transformation [1]. For the numerical experiments we used data [2] from the weather station Violet, which is located in the United States of America, Montana. The period of time for the simulation was 1 year – from 00.00 on 1 January 2016 at 23.00 on 31 December 2016. The time step of the model was 20 minutes.

The multilayer parameterization ISBA offers several schemes for describing the snow cover on the ground. They range from single-layer schemes with a minimal number of predictive variables and greatly simplified thermodynamics of snow, to the detailed multilayer schemes (ES and Crocus). ISBA-ES parameterization typically uses up to three layers of snow. The last configuration is suitable for cases where the emphasis is on the study of the properties of the snow (prediction of avalanche danger, description of the physical properties of snow, combined use of remote sensing).

The following temperature distribution in soil was obtained by numerical simulation.

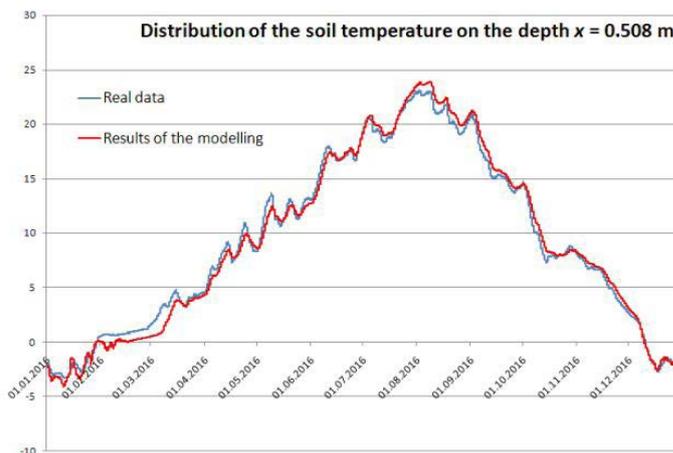


Fig. 1. Distribution of the soil temperature on the depth $x = 0,508$ m

The modeling results qualitatively and quantitatively agree with the real data. The average error of the simulation data against the data of measurements is $\varepsilon_1 = 0,6296$ °C, mean-square error is $\varepsilon_2 = 0,9099$ °C.

References:

1. Alipova K.A., Bogoslovskiy N.N. *Zadacha Stefana dlya uravneniya teploprovodnosti // Vserossiyskaya molodezhnaya nauchnaya konferentsiya «Vse grani matematiki i mekhaniki». Tomsk : Publishing House of Tomsk State University. 2016. P. 92-99. (in Russian)*
2. *Natural Resources Conservation Service: [site]. [2016]. URL: <https://wcc.sc.egov.usda.gov/nwcc/site?sitenum=2118> (date of access: 2016/12/25).*

Математическое моделирование процессов подстилающей поверхности

Алипова К.А., Богословский Н.Н.

Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: aka@math.tsu.ru, nbogoslovsky@math.tsu.ru

Известно, что потоки скрытого и явного тепла от почвы оказывают большое влияние на температуру и влажность воздуха вблизи земной поверхности. В настоящее время для численных расчетов прогноза погоды широко используются параметризации физических процессов подсеточного масштаба. Для описания процессов, протекающих в почве, используется параметризация, в которых для описания процессов используется 2-4 слоя почвы. Однако в весенне-осенний период, когда температуры земли и воздуха сильно отличаются и происходит частое таяние и замерзание, параметризации работают неточно. Отсюда следует необходимость построения математической модели, которая позволяет явно описывать процессы тепло-влажнопереноса в почве и дает хорошую точность распределения температуры и влажности почвы вне зависимости от времени года.

В зимний период моделирование усложняется наличием на поверхности земли снежного покрова, который оказывает влияние на потоки тепла и в почве, и в атмосфере. В связи с этим возникает необходимость использования более сложных параметризаций, позволяющих учесть влияние снежного покрова в зимний период и, в особенности, в период снеготаяния.

Математическое моделирование формирования, уплотнения и таяния снежного покрова отличается от моделирования других веществ, так как снег имеет более сложную структуру, которая во многом зависит от начальных условий и постоянно изменяется с течением времени. Поэтому снежный покров удобно разделять на слои, каждый из которых имеет свои параметры, которые могут резко отличаться. Так, например, в период таяния в верхних слоях образуется вода, которая удерживается снегом, затем вода может замерзнуть и превратиться в лед, и после этого сверху может выпасть свежий снег.

Согласно [1], в настоящее время для моделирования снега используются три подхода. Первый подход заключается в представлении снежного покрова как одного слоя, что значительно упрощает модель, сокращает количество входных параметров, но одновременно уменьшает точность результатов математического моделирования. Этот подход подробно описан в работе [2]. Второй подход [3] использует несколько слоев снега и подробные схемы физической параметризации. Однако использование в атмосферных моделях таких схем ограничено их относительно большой вычислительной стоимостью. Третий подход [4] основан на предыдущем. Он использует упрощенные версии схем физической параметризации и описывает только те процессы, которые считаются наиболее важными в условиях поставленной задачи, а также сокращается количество слоев.

1. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В ГРУНТЕ НА РЕАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В работе рассмотрена задача о распределении температуры в слое грунта, которая решалась методом преобразования координат [5]:

$$\begin{cases} c_1 \frac{\partial u_1}{\partial t} = k_1 \frac{\partial^2 u_1}{\partial x^2}, & 0 < x < s(t), t > 0; \\ c_2 \frac{\partial u_2}{\partial t} = k_2 \frac{\partial^2 u_2}{\partial x^2}, & s(t) < x < L, t > 0; \\ t = 0: u_1(x) = u_2(x) = T_0, & 0 \leq x \leq L; \\ x = 0: u_1(t) = T_g, & 0 > \\ x = L: \frac{\partial u_2}{\partial x} = 0, & t > 0; \\ x = s(t): u_1 = u_2 = T_f; & \lambda_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} - \lambda_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} = Q_f \rho w \frac{ds}{dt}; \end{cases}$$

Здесь $0 \leq x \leq s(t)$ – промерзшая часть грунта, u_1 – температура в промерзшей части, $s(t) \leq x \leq L$ – талая часть грунта, u_2 – температура в талой части. $s(t)$ – граница фазового перехода. L – глубина рассматриваемого участка грунта; c_1, c_2 – удельная теплоёмкость; $k_1 = \frac{\lambda_1}{\rho_1}, k_2 = \frac{\lambda_2}{\rho_2}$; λ_1, λ_2 – коэффициенты теплопроводности; $\rho = \frac{\rho_1 + \rho_2}{2}$ – средняя плотность грунта; w – влажность грунта; Q_1 – теплота фазового перехода.

2. ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ISBA-ES

Параметризация ISBA предлагает несколько схем для описания снежного покрова на земле. Они варьируются начиная от однослойных схем с минимальным количеством прогностических переменных и сильно упрощенной термодинамикой снега, и заканчивая подробными многослойными схемами (ES и Crocus).

В параметризации ISBA доступны опции двух многослойных схем снежного покрова, это Explicit Snow (ES) и Crocus. Для описания процессов в снежном покрове была выбрана параметризация ES. Схема ES [7] – это так называемая схема промежуточной сложности, которая является представителем класса моделей снежного покрова, в которых используется несколько слоев и упрощенные физические схемы параметризации [4].

По сравнению с базовой схемой ISBA, явная многослойная схема ISBA-ES устраняет большие перепады температуры и плотности, которые могут существовать в снежном покрове; различает энергетический баланс заснеженных и не заснеженных участков земной поверхности; включает эффект содержания жидкой воды в снежном покрове; вычисляет поглощение поступающего излучения снежным покровом, а также вычисляет явную теплопроводность между снегом и почвой.

Схема ISBA-ES обычно использует до трех слоев снега. Последняя конфигурация подходит для случаев, когда акцент делается на изучении свойств самого снега (прогнозирование лавинной опасности, описание физических свойств снега, комбинированное использование дистанционного зондирования).

В параметризации ISBA-ES уравнение усредненной по слою снега температуры ($T_{s,i}$) выражается как

$$c_{s,i} D_{s,i} \frac{\partial T_{s,i}}{\partial t} = G_{s,i-1} - G_{s,i} - F_{s,i}$$

где F_s – скрытое поглощение или выделение тепла вследствие фазовых переходов (между водой и льдом).

Уравнение сохранения массы для всего снежного покрова выражается следующим образом:

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = P_s + p_{sn}(P - P_s) - E_s - E_{sl} - Q_n$$

где E_{sl} представляет испарение жидкой воды с поверхности снега, и произведение $p_{sn}(P - P_s)$ представляет часть общего количества осадков, которая перехватывается снежным покровом, в то время как остальная часть осадков перехватывается бесснежной почвой и растительным покровом. Скорость снеготаяния Q_n – это скорость, с которой жидкая вода покидает основание снежного покрова.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для проведения численных экспериментов были использованы данные [6] с метеостанции Violett (рис. 1), которая расположена в Соединенных Штатах Америки, штат Монтана. Географические координаты метеостанции: 48°26' с. ш., 111°11' з. д., абсолютная высота над уровнем моря – 983 метра, тип подстилающей поверхности – поле. Измерения температуры почвы на станции производятся каждый час датчиками Hydraprobe Analog (2.5 Volt).



Рис. 1. Метеостанция Violett

Рассматриваемый период времени для моделирования составил 1 год – с 00.00 1 января 2016 года по 23.00 31 декабря 2016 года.

Для использования данных метеостанции в математической модели была проведена пространственная линейная интерполяция для задания начальных условий, а также временная интерполяция для задания граничных условий первого рода на верхней и нижней границах. При этом временной шаг модели составил 20 минут.

В результате численного моделирования были получены следующие распределения температуры.



Рис. 2. Распределение температуры на глубине $x = 0,1016$ м



Рис. 3. Распределение температуры на глубине $x = 0,2032$ м



Рис. 4. Распределение температуры на глубине $x = 0,508$ м

На рис. 2 – 4 представлены распределения температуры в грунте за весь период моделирования на фиксированных глубинах. Значения глубин выбраны в соответствии с расположением датчиков.

Из графиков на рис. 2 – 4 видно, что результаты моделирования согласуются качественно и количественно с реальными данными. Для оценки точности полученных результатов моделирования вычислим среднюю (ε_1) и среднеквадратичную (ε_2) ошибки.

$$\varepsilon_1 = \frac{\sum_i |u_i - u_{data}|}{n}, \quad \varepsilon_2 = \sqrt{\frac{\sum_i (u_i - u_{data})^2}{n}},$$
 где u_i – результаты моделирования, u_{data} – данные измерений, n – общее количество данных для сравнения.

Средняя ошибка данных моделирования относительно данных измерений на глубине $x = 0.1016$ м составила $\varepsilon_1 = 0.7465$ °C, среднеквадратичная ошибка $\varepsilon_2 = 0.1963$ °C. Для глубины $x = 0.2032$ м: $\varepsilon_1 = 0.5885$ °C, $\varepsilon_2 = 0.7648$ °C. Для глубины $x = 0.508$ м: $\varepsilon_1 = 0.5538$ °C, $\varepsilon_2 = 0.6839$ °C.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФ №16-19-10257.

Литература:

1. Boone A., Etchevers P. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an alpine site // *J. Hydrometeorol.* 2001. Vol. 2. pp. 374-394.
2. Pitman A.J., Yang Z.L., Cogley J.G., and Henderson-Sellers A. Description of bare essentials of surface transfer for the Bureau of Meteorology Research Centre AGCM // *BMRC Res.* 1991. No. 32. P. 117.
3. Lehnings M., Bartlet P., and Brown B. Operational use of a snowpack model for the avalanche warning service in Switzerland: Model development and first experiences // *Nor. Geotech. Inst.* 1998. No. 203. pp. 169-174.
4. Sun S., Jin J., and Xue Y. A simple snow-atmosphere-soil transfer (SAST) model // *J. Geophys. Res.* 1999. No. 104. pp. 19587-19579.

5. Алипова К.А., Богословский Н.Н. Задача Стефана для уравнения теплопроводности // Всероссийская молодежная научная конференция «Все грани математики и механики»: сборник статей / под ред. А.В. Старченко. Томск: Издательский Дом Томского государственного университета. 2016. С. 92-99.
6. Natural Resources Conservation Service: [сайт]. [2016]. URL: <https://wcc.sc.egov.usda.gov/nwcc/site?sitenum=2118> (дата обращения: 25.12.2016).
7. Boone A. Description du schéma de neige ISBA-ES. CNRM-Météo-France, Toulouse, 2002. 59 pp.

Assimilation of screen-level parameters for deep soil moisture in the SL-AV global medium-range weather forecast model

^{1,2}Makhnorylova S.V., ^{3,2}Tolstykh M.A.

¹ SibNIGMI, Novosibirsk, Russia

² Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

³ Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Moscow

E-mail: makhnorylova@gmail.com

Soil has a great influence on atmospheric processes; hence, an accurate description of soil mechanisms and soil conditions is very important for numerical weather prediction models. Incorrect initialization of soil fields can lead to errors in air temperature forecasts up to several degrees, deteriorates meso- β -scale circulation and development of thunderstorms [1,2]. Features of error sources in numerical weather prediction models strongly depends on type of these models and especially on soil and boundary parameterizations. In this paper, the SL-AV global medium-range weather forecast model with variable horizontal resolution ($0.18 - 0.25^\circ$ by longitude and 0.225° by latitude), 51 vertical levels and hybrid coordinate system is investigated. The ISBA scheme is used as surface parameterization. It has two layers: surface and deep soil and 8 prognostic variables, including soil moisture [3]. Surface analysis is independent from atmospheric and is executed every 6 hours: 00, 06, 12 and 18 UTC.

The optimal interpolation method (OI) is used for initialization of soil moisture fields in the operational version of the SL-AV model. In this paper, the application of Simplified Extended Kalman filter (SEKF) instead of OI [4] is investigated.

To evaluate the influence of this algorithm on model weather forecasts mean, the absolute and root-mean square (ROCA and RMSE) errors of short-range forecasts for Europe ($0^\circ - 50^\circ$ E., $35^\circ - 65^\circ$ N), Asia ($50^\circ - 135^\circ$ E., $40^\circ - 65^\circ$ N) and European part of Russia ($27^\circ - 50^\circ$ E., $45^\circ - 65^\circ$ N.) are calculated. These forecasts started daily from 12 UTC data for 72-hours forecasts during the first decade of July. Herewith, two weeks of preliminary results were calculated for adaptation of soil moisture.

Grid points, where analysis increment was more than $0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ led to nonlinearity in system. Such points are excluded from the analysis. Also, it was controlled that soil moisture values in the analyzed grid points lay between wilting point and field capacity.

ROCA of 2-meter air temperature and RMSE of air relative humidity for all investigated regions are very similar for SEKF and OI, but insignificant increase of amplitude of diurnal cycle is more typical for SEKF. This is because Kalman filter responds to non-linear interactions between soil and atmosphere sharper [5]. One of the way of smoothing these oscillations is to expand assimilation window from 6 hours to 12 hours (as in ECMWF model) or 24 hours (as in COSMO-model).

Embedded simplified extended Kalman filter at the SL-AV global forecast model allows to use additional source of soil moisture data (i.e. satellite information) for improving soil analysis without impairing quality of weather forecasts.

References:

1. Ookouchi Y., Segal M., Kessler R.C., Pielke R.A. Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. – *Mon. Wea. Rev.*, 1984, №112, pp. 2281-2292.
2. Benjamin S.G., Carlson T.N. Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: Three-dimensional simulations. – *Mon. Wea. Rev.*, 1986, №114, pp.307-329.
3. Noilhan J., Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. – *Mon. Wea. Rev.*, 1989, №117, pp. 536-549.

4. De Rosnay P., Drusch M., Vasiljevic D., Balsamo G., Albergel C. and Isaksen L. *A Simplified Extended Kalman Filter for the global operational soil moisture analysis at ECMWF.* - *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2013, vol. 139, pp. 1199–1213.
5. Mahfouf J.-F., Bergaoui K., Draper C., Bouyssel C., Taillefer F., and Taseva L. *A comparison of two on-line soil analysis schemes for assimilation of screen-level observations.* - *J. Geophys. Res.*, vol. 114, 2009, pp. 7355–7368.

Усвоение данных приземных характеристик воздуха для инициализации полей влажности в глубоком слое почвы глобальной модели атмосферы ПЛАВ20.

^{1,2} Махнорылова С.В., ^{3,2} Толстых М.А.

¹ СибНИГМИ, Новосибирск, Россия

² Гидрометцентр России, Москва, Россия

³ Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: makhnorylova@gmail.com

Одной из важнейших проблем численного прогноза погоды является неточное описание процессов, связанных с подстилающей поверхностью. Потоки тепла и влаги с нее сильно зависят от влагосодержания и растительного покрова почвы. Как правило, количество влаги в первом метре слоя почвы изменяется медленно (временные масштабы составляют порядка нескольких недель). Вследствие этого инициализация полей влажности почвы с большими ошибками даже в моделях, имеющих реалистичную схему описания почвы, может приводить к неправильным оценкам явного и скрытого потоков тепла на поверхности на больших временных интервалах. Это, в свою очередь, ведет к ухудшению качества краткосрочных прогнозов погоды и описания циркуляции мезо-β-масштаба [1,2]. Приземные параметры также очень чувствительны к изменению состояния почвы, поэтому нереалистичное задание ее характеристик может привести к ошибкам прогноза приземной температуры до нескольких градусов.

В процессе усвоения поля влагосодержания почвы, как правило, адаптируются таким образом, что величины прогноза приземных характеристик приближаются к данным наблюдениям. Таким образом, можно сказать, что восстановленные поля влажности сильно зависят от используемой модели прогноза погоды и особенно от используемых в ней параметризаций почвы и пограничного слоя. В данной работе в качестве экспериментальной модели выбрана глобальная модель среднесрочных прогнозов погоды ПЛАВ20 с переменным горизонтальным разрешением ($0.18 - 0.25^\circ$ по долготе и 0.225° по широте (около 20 км над территорией России)), 51 уровнем по вертикали и гибридной системой координат. Анализ характеристик подстилающей поверхности в ней функционально отделен от атмосферного и рассчитывается 4 раза в сутки в 00, 06, 12 и 18 часов ВСВ ежедневно. Подстилающая поверхность в данной модели атмосферы описывается двухслойной схемой ISBA [3,4].

Для улучшения описания состояния подстилающей поверхности в данной работе был применен упрощенный расширенный фильтр Калмана (Simplified Extended Kalman filter) к полям влажности глубокого слоя почвы схемы ISBA [5]. Экспериментально доказано, что влагосодержание поверхностного слоя почвы влияет на качество прогноза только в первые часы [6], к тому же, в схеме подстилающей поверхности ISBA количество влаги на глубоком уровне косвенно регулирует ее наличие в поверхностном слое [7]. Усваивать непосредственно наблюдения влажности почвы не представляется возможным, т.к. существующая сеть наземных метеорологических и агрометеорологических станций довольно редкая и проводит измерения количества влаги нерегулярно. Влагосодержание глубокого слоя почвы оказывает сильное влияние на приземные характеристики воздуха, особенно в условиях ясного неба [8]. В связи с этим, в моделях численных прогнозов погоды распространен подход инициализации полей влажности почвы на основе усвоения приземных температуры и относительной влажности воздуха [9,10,11]. В этом методе предполагается, что изменения приземных характеристик воздуха связаны с изменениями влажности почвы глубокого слоя практически линейно. Для того, чтобы количественно охарактеризовать это соотношение вводится оператор наблюдений H . В общем случае, это нелинейный оператор. Однако, применив гипотезу о линеаризуемости этого оператора, разложение в ряд Тейлора и метод конечных разностей, мы можем его выразить следующим образом:

$$H(\mathbf{w} + \delta\mathbf{w}) = H(\mathbf{w}) + \mathbf{H}\delta\mathbf{w}, \quad (1)$$

$$\mathbf{H} = \frac{H(\mathbf{w} + \delta\mathbf{w}) - H(\mathbf{w})}{\delta\mathbf{w}}. \quad (2)$$

где δw – возмущение влагосодержания глубокого слоя почвы, в данном случае принято равным $0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$; \mathbf{h} – Якобиан оператора наблюдений (линеаризованный модельный оператор наблюдений).

Вычисление Якобиана с помощью метода конечных разностей предполагает линейный отклик процессов испарения с поверхности почвы на небольшие изменения влагосодержания почвы.

Прогностический вектор w_t^b и вектор анализа w_{t-1}^a влажности глубокого слоя почвы вычисляются согласно уравнениям:

$$\mathbf{w}_t^b = M_{t-1} [\mathbf{w}_{t-1}^a], \quad (3)$$

$$\mathbf{w}_{t-1}^a = \mathbf{w}_{t-1}^b + \mathbf{K}_{t-1} [\mathbf{y}_t^o - \mathbf{H}(\mathbf{w}_{t-1}^b)], \quad (4)$$

$$\mathbf{K}_{t-1} = \mathbf{VH}^T (\mathbf{H}\mathbf{VH}^T + \mathbf{R})^{-1}. \quad (5)$$

M_{t-1} – нелинейные уравнения состояния прогностической модели (ISBA);

w_{t-1}^b – вектор фонового состояния влагосодержания почвы в глубоком слое в момент времени $t-1$;

y_t^o – вектор наблюдений в момент времени t ;

\mathbf{K}_{t-1} – матрица Калмана в момент времени $t-1$;

\mathbf{V} – ковариационная матрица фоновых ошибок;

\mathbf{R} – ковариационная матрица ошибок наблюдений;

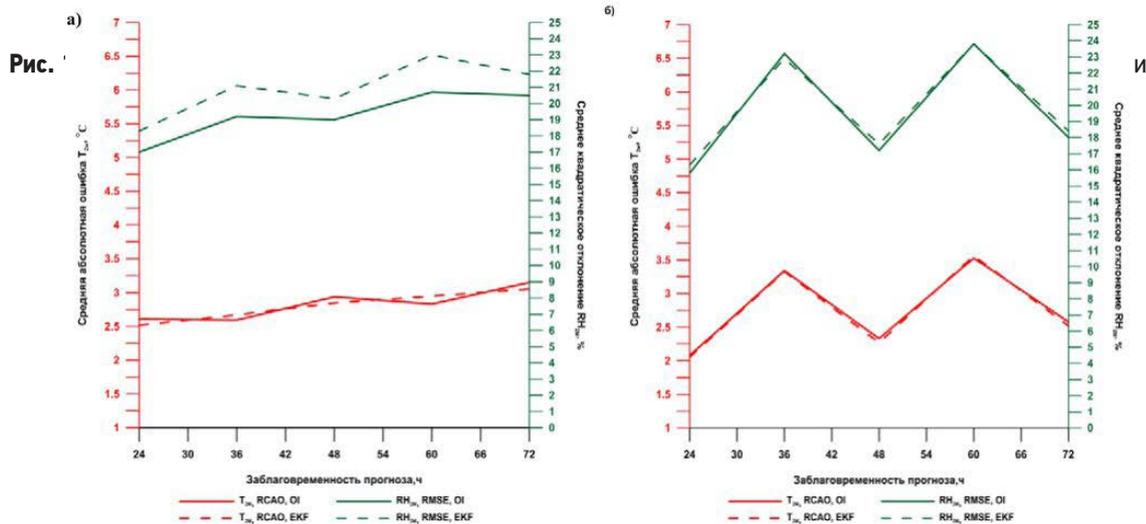
\mathbf{H} – нелинейный оператор наблюдений;

\mathbf{H} – линейный оператор наблюдений (линеаризация).

Матрицы \mathbf{V} и \mathbf{R} приняты статическими и диагональными (предполагается, что ошибки не коррелируют). На диагоналях расположены дисперсии ошибок $\sigma_{w_b}^2 = 0.01 \text{ м}^3/\text{м}^3$, $\sigma_{T_{2M}}^2 = 1 \text{ К}$, $\sigma_{RH_{2M}}^2 = 10 \%$ [11].

В оперативной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ20 для инициализации полей влажности почвы глубокого слоя применяется метод оптимальной интерполяции (ОИ). Для сравнения с ошибками прогнозов, полученных при его использовании, были рассчитаны наборы данных с заблаговременностью от 24 ч до 72 ч от ежедневных запусков для 12 ч ВСВ для первой декады июля 2015 г, при этом полагалось 2 недели предварительных расчетов для адаптации почвенных условий.

В ходе эксперимента предполагалось, что узлы модели, где $\geq 50 \text{ К}/\text{м}^3/\text{м}^3$ и $\geq 5 \%$, а также итоговые инкременты влажности больше $0.1 \text{ м}^3/\text{м}^3$, имели нефизические значения и, как следствие, в дальнейшем анализе не участвовали [10, 12]. Также считалось, что корректировка влагосодержания глубокого слоя почвы может проводиться только в тех узлах, где почва не пересушена и не переувлажнена.



среднеквадратические ошибки (RMSE) прогноза относительной влажности воздуха модели ПЛАВ при усвоении приземных характеристик в анализе влажности глубокого слоя почвы методами оптимальной интерполяции (ОИ) и упрощенного расширенного фильтра Калмана (SEKF) по территории Азии(1-а) и ЕТР (1-б) за июль 2015 г.

Для оценки изменения качества прогнозов приземных параметров были вычислены RCOA (средние абсолютные ошибки) T_{2M} и RMSE (средние квадратические ошибки) RH_{2M} для территории Европы (0° до 50° в.д. и от 35° до 65° с.ш.), Азии (50° до 135° в.д. и от 40° до 65° с.ш., рисунок 1-а) и Европейской территории России (27° до 50° в.д. и от 45° до 65° с.ш., рисунок 1-б). Для последнего региона при использовании фильтра Калмана существенных изменений в качестве прогноза приземных характеристик не

выявлено, то же можно сказать и для Азиатского района (спад качества прогноза относительной влажности составил не более 1.5 %), несмотря на различную степень выраженности суточного хода ошибок прогнозов. В Европе при использовании SEKF ночные прогнозы становятся чуть хуже (не более 0.3 °C). Это связано с тем, что исследуемый метод усвоения более остро реагирует на изменения метеорологических характеристик, чем метод оптимальной интерполяции, а также с особенностями описания растительного покрова в параметризации ISBA [13]. Одним из способов смягчения суточного хода ошибок является увеличение окна ассимиляции [14]: с 6ч, как это было реализовано в данной работе, до 12 ч (аналогично модели ECMWF [5]), либо 24 ч (как в модели COSMO [15]).

Полученный результат позволяет дальнейшее применение SEKF, т.к. при равных ошибках прогноза приземных характеристик у ОИ и SEKF, последний позволяет использовать в анализе не только наземные наблюдения, но и спутниковые данные, которые в настоящее время являются существенным источником информации о влажности поверхностного слоя почвы и успешно используются в блоке подготовки данных для моделей численных прогнозов погоды многих развитых стран [16,17].

Литература:

1. Ookouchi Y., Segal M., Kessler R.C., Pielke R.A. Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. – *Mon. Wea. Rev.*, 1984, №112, pp. 2281-2292.
2. Benjamin S.G., Carlson T.N. Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: Three-dimensional simulations. – *Mon. Wea. Rev.*, 1986, №114, pp.307-329.
3. Noilhan J., Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. - *Mon. Wea. Rev.*, 1989, №117, pp. 536-549.
4. Богословский Н.Н., Шляева А.В., Толстых М.А. Усвоение почвенных и приземных переменных в глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды. - *Вычислительные технологии*. 2008. т.13, спецвыпуск. с.111-116.
5. De Rosnay P., Drusch M., Vasiljevic D., Balsamo G., Albergel C. and Isaksen L. A Simplified Extended Kalman Filter for the global operational soil moisture analysis at ECMWF. - *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2013, vol. 139, pp.1199–1213.
6. Bouyssel F., Cass'e V. and Pailleux J. Variational surface analysis from screen-level atmospheric parameters. - *Tellus*, 2000, vol. 51A, pp. 453-468.
7. Deardoff J.W. A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. – *J. Appl. Geophys.*, 1977, vol.17, pp.1182 - 1185.
8. Balsamo G. Analysis of soil moisture in a mesoscale weather prediction model. – *These en co-tutelle pour obtenir le grade de Docteur de L'universite Toulouse III et de L'universite de Genova*, 2003, p.197.
9. Drusch M., Viterbo P. Assimilation of screen-level variables in ECMWF's Integrated Forecast System: A study on the impact on the forecast quality and analyzed soil moisture. - *Mon. Weather Rev.*, 2007, vol.135, pp.300–314.
10. Drusch M., Scipal K., de Rosnay P., Balsamo G., Andersson E., Bougeault P. and Viterbo P. Towards a Kalman Filter based soil moisture analysis system for the operational ECMWF Integrated Forecast System. - *Geophys. Res. Lett.*, 2009, vol. 36, Issue 10, CiteID L10401.
11. Balsamo G., Bouyssel F., Noilhan J. A simplified bi-dimensional variational analysis of soil moisture from screen-level observations in a mesoscale numerical weather prediction model. - *Q. J. R. Met. Soc.*, 2004, vol.130A, pp.895-916.
12. Duerinckx A., Hamdi R., Mahfouf J.-F., and Termonia P. Study of the Jacobian of an extended Kalman filter for soil analysis in SURFEXv5. - *Geosci. Model Dev.*, 2015, vol. 8, pp.845–863.
13. Mahfouf J.-F., Bergaoui K., Draper C., Bouyssel C., Taillefer F., and Taseva L. A comparison of two on-line soil analysis schemes for assimilation of screen-level observations. - *J. Geophys. Res.*, vol.114, 2009, pp. 7355- 7368.
14. Draper C.S., Mahfouf J.-F., Walker J.P. Root-zone soil moisture from the assimilation of screen-level variables and remotely sensed soil moisture.- *Journal of geophysical research*, 2011, vol. 116, D02127.
15. chraff C. and Hess R. A description of the nonhydrostatic regional COSMO-Model. Part III: Data assimilation. – 2012, COSMO V4_22, Germany:Offenbach, 93 p.
16. Draper C., Mahfouf J.-F. and Walker J. An EKF assimilation of AMSR-E soil moisture into the ISBA surface scheme. - *J. Geophys. Res.*, 2009, vol. 114, p.7356 - 7380.
17. Mahfouf J.-F. Assimilation of satellite-derived soil moisture from ASCAT in a limited-area NWP model. - *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2010, № 136, pp.784-198.

SESSION IV Modeling and analysis of regional climate

СЕКЦИЯ IV Моделирование и анализ регионального климата

Simulation of modern climate with the SL-AV semi-Lagrangian atmosphere model

^{1,2}Tolstykh M.A., ¹Fadeev R.Yu.,
¹Volodin E.V., ^{1,2}Shashkin V.V.

¹Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow,
Russia

²Hydrometcentre of Russia

E-mail: tolstykh@m.inm.ras.ru

The global semi-Lagrangian atmosphere model SLAV (Semi-Lagrangian, based on the equation of Absolute vorticity) is developed at the Institute of Numerical Mathematics RAS and Hydrometeorological center of Russia (HMCR). Since 2010, the SLAV model is used in HMCR for operational medium-range weather forecast. The SLAV model is also a component of the HMCR probabilistic long-range forecast system. The numerical experiment on simulation of the atmospheric circulation for 16 years according to the protocol of the international experiment AMIP2 is carried out with the new version of the SLAV model. This new version has more realistic annual mean precipitation field than the version of 2015 (in comparison with the GPCP data). The error in location of the axis of the January upper troposphere jet has significantly decreased. The easterly wind near the equator in the upper stratosphere has decreased to the observed values. Also, the errors of mean January sea level pressure field with respect to the reanalysis are decreased. The works on further model improvement are going on; the results will be presented at the conference.

Воспроизведение современного климата полулагранжевой моделью атмосферы ПЛАВ

^{1,2}Толстых М.А., ¹Фадеев Р.Ю.,
¹Володин Е.М., ^{1,2}Шашкин В.В.

¹Институт вычислительной математики РАН, Москва,
Россия

²Гидрометцентр России

E-mail: tolstykh@m.inm.ras.ru

Глобальная полулагранжева модель общей циркуляции атмосферы ПЛАВ (Полу-Лагранжева, основанная на уравнении Абсолютной завихренности) [1] разработана в ИВМ РАН и Гидрометцентре России. С 2010 года модель ПЛАВ применяется в Гидрометцентре России для оперативного среднесрочного прогноза

погоды с заблаговременностью до 10 суток. Модель ПЛАВ также является компонентом системы вероятностного долгосрочного прогноза в Гидрометцентре России.

Оригинальными особенностями блока решения уравнений динамики атмосферы модели ПЛАВ являются использование вертикальной компоненты абсолютной завихренности и дивергенции в качестве прогностических переменных, а также применение конечных разностей четвертого порядка на несмещенной сетке для аппроксимации неадвективных слагаемых уравнений. В модели ПЛАВ, наряду с оригинальным блоком решения уравнений динамики атмосферы собственной разработки, в основном применяются алгоритмы параметризаций процессов подсеточного масштаба, разработанные под руководством Ж.-Ф. Желена возглавляемым Францией консорциумом по мезомасштабному прогнозу погоды ALADIN/LACE [2, 3, 4, 5]. Блок расчета радиации использует свободно распространяемые пакеты CLIRAD-SW [6, 7] и RRTMG-LW [8] для коротко- и длинноволновой радиации, соответственно.

В атмосфере нет искусственных границ между временными масштабами, поэтому кажется естественной попытка применения модели атмосферы, апробированной на численном прогнозе погоды, для моделирования изменений климата. Впервые расчет климата модели атмосферы с предписанным океаном был выполнен в 2015 году, его результаты представлены в [1]. Одним из недостатков, отмеченных в то время, являлось зонально осредненное среднее за все январь эксперимента поле зональной скорости, в котором наблюдалась слишком сильный восточный ветер вблизи экватора в верхней стратосфере и была смещена ось струйного течения в верхней тропосфере примерно на 10 градусов к экватору (см. рис. 4 в [1]). Данное несоответствие удалось устранить благодаря внедрению в модель гибридной вертикальной координаты [9] в сочетании с подавлением вертикального компонента скорости вблизи верхней границы расчетной области. Также наблюдалось «раздвоение» внутритропической зоны конвергенции.

Наряду с доработкой динамического ядра модели ПЛАВ был проведен ряд работ по настройке существующих и внедрению новых параметризаций процессов подсеточного масштаба, с целью повышения качества описания качества воспроизведения процессов взаимодействия между атмосферой и поверхностью Земли. В частности, в модель ПЛАВ была интегрирована модель многослойной почвы ИВМ РАН [10], выполнена настройка алгоритма генерации облачности и оптических свойств облаков (водность, прежде всего), что позволило достичь более точного соответствия данным наблюдений в величине поля зонально-осредненного индекса облачности.

В модель атмосферы ПЛАВ внедрена параметризация морских слоисто-кучевых облаков [11], которые, обычно, формируются в средних широтах вблизи западного побережья Африки, Австралии, северной и южной Америки. Эти облака трудно воспроизводимы в рамках универсальных параметризаций облачности вследствие их небольшой толщины (сотни метров). Вместе с тем они оказывают заметное влияние на среднегодовой радиационный баланс в соответствующем регионе. Параметризация морских слоисто-кучевых облаков, разработанная для модели ПЛАВ, построена по аналогии с параметризацией, используемой в модели INMCM4: в качестве основной диагностической величины здесь выступает интеграл по вертикали от производной температуры по давлению.

Результаты экспериментов с параметризацией морских слоисто-кучевых облаков, разработанной для модели атмосферы ПЛАВ, показали хорошее качественное и количественное согласие с данными наблюдений (ISCCP). Внедрение новой параметризации также позволило улучшить согласие в величине поля зонально-осредненного индекса покрытия нижними облаками в модели ПЛАВ.

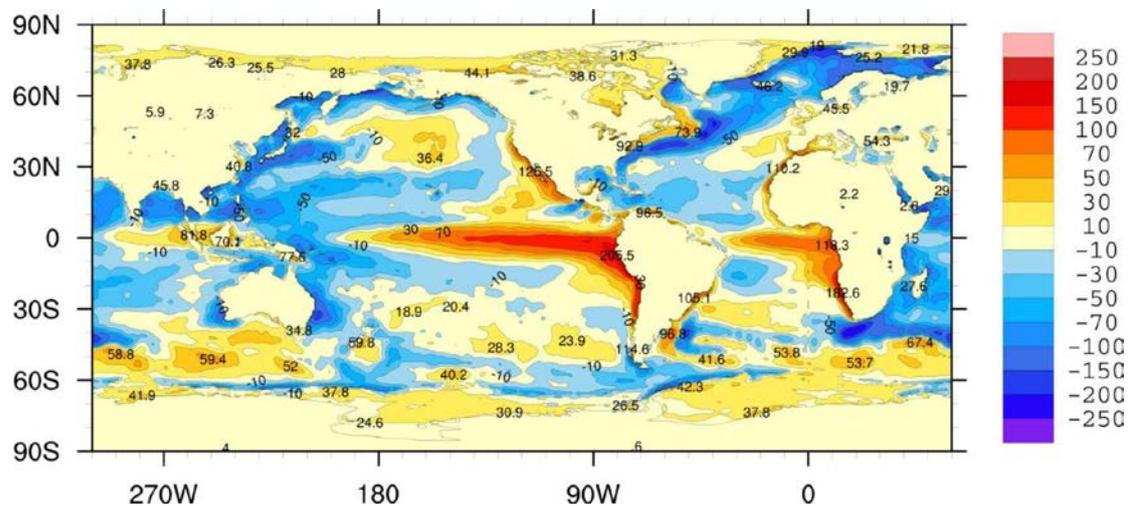


Рис. 1. Поток тепла на поверхности ($\text{Вт}/\text{м}^2$), осредненный с 1790 по 2150-й модельный день. Положительные значения соответствуют потоку тепла из атмосферы в океан.

Новая версия модели ПЛАВ была проверена на серии численных экспериментов по воспроизведению климата начала 1990-х годов 20 века. Разрешение модели составляло $0,9^\circ$ по долготе, $0,72^\circ$ по широте, число уровней по вертикали - 28, шаг по времени - 1800 с.

На рис. 1 иллюстрируется осредненное за год двумерное поле суммарного потока тепла на поверхности на 2150-й модельный день. Можно видеть качественное и количественное согласие с данными реанализа ERA Interim [12]. Наиболее заметные расхождения в амплитуде осредненного потока тепла характерны восточной части Тихого океана вблизи экватора и у побережья Южной Америки. На суше абсолютное значение потока, в целом, близко к нулю (амплитуда не превышает 1 Вт/м^2). Температура поверхности морского льда в эксперименте рассчитывается из условия локального теплового. Благодаря внедрению локально одномерной многослойной модели тепловлагоденоса в почве [10] также удалось достичь правильного описания потоков скрытого и явного тепла в пустынных регионах, таких как пустыня Сахара. Результаты численных экспериментов демонстрируют качественное и количественное соответствие данным реанализа Европейского центра в среднегодовых полях потоков тепла на поверхности Земли (суммарном и отдельно в потоках скрытого и явного тепла, коротко- и длинноволновой радиации), что позволяет надеяться на получение физического правильного результата на основе глобальной модели атмосферы ПЛАВ в режиме с интерактивной моделью Мирового океана [13].

С помощью новой версии модели ПЛАВ выполнен численный эксперимент по моделированию атмосферной циркуляции на 16 лет согласно протоколу международного эксперимента по сравнению моделей атмосферы AMIP2 [14]. Расчет начинался с данных реанализа ERA-Interim за 12 часов 1 января 1979 года. Температура поверхности Мирового океана и распределение морского льда в экспериментах задавались реально наблюдавшимися в 1979-1995 годах. В расчетах учитывался суточный и годовой ход Солнца. Концентрация радиационно-активных газов считалась фиксированной во времени (кроме озона, для которого применялось среднеклиматическое распределение, зависящее от месяца года).

Новая версия модели ПЛАВ имеет более реалистичное, чем версия 2015 года, среднегодовое поле осадков (по сравнению с данными GPCP), ошибка в положении оси струйного течения в январе уменьшилась до двух градусов, восточный ветер вблизи экватора в верхней стратосфере уменьшился до наблюдаемых величин. Также уменьшились ошибки поля среднеянварского давления на уровне моря по отношению к данным реанализа. В настоящее время ведутся работы по усовершенствованию модели, результаты которых будут представлены на конференции.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-27-00126) в Институте вычислительной математики РАН.

Литература:

1. 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.
2. De Troch R., Hamdi R., van de Vyver H., Geleyn J.-F., Termonia P. Multiscale Performance of the ALARO-0 Model for Simulating Extreme Summer Precipitation Climatology in Belgium // *J. Climate*. 2013. V. 26 P. 8895-8915.
3. Geleyn J.-F., Bazile E., Bougeault P., Deque M., Ivanovici V., Joly A., Labbe L., Piedelievre J.-P., Piriou J.-M., Royer J.-F. Atmospheric parameterization schemes in Meteo-France's ARPEGE N.W.P. model // *Parameterization of subgrid-scale physical processes, ECMWF Seminar proceedings*. - Reading, UK: 1994. P. 385-402.
4. Catry B., Geleyn J.-F., Tudor M., Bénard P., Trojáková A. 2007: Flux-conservative thermodynamic equations in a mass-weighted framework // *Tellus A*. 2007. V. 59, N 1. P. 71-79.
5. Gerard L., Piriou J.-M., Brožková R., Geleyn J.-F., Banciu D. Cloud and Precipitation Parameterization in a Meso-Gamma-Scale Operational Weather Prediction Model // *Mon. Weather Rev.* 2009 V. 137. P. 3960-3977.
6. Chou, M.-D., Suarez M. J. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies – 1999. NASA Tech. Memo. 10460, V. 15, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 48 pp.
7. Tarasova T., Fomin B. The Use of New Parameterizations for Gaseous Absorption in the CLIRAD-SW Solar Radiation Code for Models // *J. Atmos. and Oceanic Technology*. 2007. V. 24, № 6. P. 1157–1162.
8. Mlawer E.J., Taubman S.J., Brown P.D., Iacono M.J. and Clough S.A.: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102, N 16, 663-16, 682.
9. Шашкин В.В., Толстых М.А. Версия модели атмосферы ПЛАВ в гибридной сигма-р системе // *Метеорология и гидрология*, 2017, принято в печать
10. Володин Е.М., Лыков В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность - почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 1998. Т. 34, № 4. С. 453-465.

11. Wood R. *Stratocumulus Clouds* // *Mon. Wea. Rev.*, 2012, V. 120, P. 2373-2423.
12. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., et al. *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system* // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 2011. V. 137. P.553-597.
13. Fadeev R.Yu., Ushakov K.V., Kalmykov V.V., Tolstykh M.A., Ibrayev R.Yu. *Coupled atmosphere–ocean model SLAV–INMIO: implementation and first results* // *Russian J. Num. An. & Math. Mod.* 2016. V.31, No.6. P. 329-337.
14. *AMIP II Sea Surface Temperature and Sea Ice Concentration Observations* // http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/AMIP2EXPDSN/BCS_OBS/amip2_bcs.htm.

A staircase signal in the warming of the mid-20th century

^{1,2}Belolipetsky P.V., ²Bartsev S.I., ²Saltykov M.Y., ²Degermendzhi A.G., ²Belolipetsky V.M., ²Ivanova Y.D., ²Pochekutov A.A.

¹Institute of Computational Modelling SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

²Institute of Biophysics SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

E-mail: pbel@icm.krasn.ru

Regime-shift like structures in decadal climate change have been detected in many studies of temperature and related climatic variables by (Yasunaka and Hanawa 2002; Chavez et al. 2003; Lo and Hsu 2010; Reid and Beaugrand, 2012; Jones, 2012; Reid et al., 2016; Jones and Ricketts, 2017). Much attention has been given to a pause in warming (hiatus) during 1998-2014 (Tollefson 2014). We recently suggested and applied a simple method to adjust HadCRUT4 surface temperature anomalies for ENSO effects (Belolipetsky et al. 2015; Bartsev et al. 2016; Bartsev et al. 2017). After this adjustment for major ENSO and volcanic effects the hiatus is even more pronounced. Moreover, we observed similar quasi-stable periods during 1950-1987 and 1988-1997 and almost all the warming occurred during the ~1987 and ~1997 shifts. It should be mentioned that a similar shift has likely occurred in 2015-2016, but this issue is outside the scope of this short paper. Here we want to demonstrate the reality of the staircase pattern using different measurements and climate parameters. We analyzed several global datasets: HadCRUT v4.5 – land and sea surface temperature (SST) anomalies; ICOADS v2.5 – SST anomalies measured from ships; NCEP OI v2 – SST measured by satellite instruments; UAH MSU v5.6 and RSS MSUv3.3 – two satellite datasets measuring temperature of the lower troposphere (TLT). The ENSO signal was removed by empirical orthogonal functions (EOF) analysis, and gave similar results for all datasets. A similar staircase behavior was found in global NCEP/NCAR reanalyses of 300 mb me-

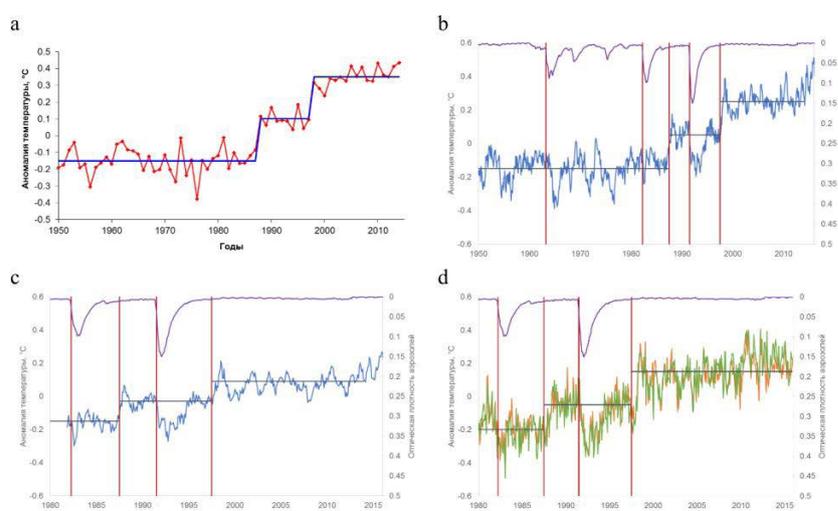


Fig. 1. Staircase consisting of regimes and shifts in various climate parameters: a) adjusted for ENSO and volcanoes yearly global surface temperature anomalies (HadCRUT4) at 1950-2014 years; b) adjusted for ENSO monthly SST anomalies (ICOADS) at 1950-2016 years and aerosol optical depth (reflecting influence of major volcanic eruptions); c) The same as 'b' for satellite based SST measurements (NCEP OI v2) at 1983-2016 years; d) The same as 'b' for databases of satellite measurements of lower troposphere temperature (UAH MSU v6.0 and RSS MSU v3.3) at 1980-2016 years.

ridional wind and outgoing longwave radiation (OLR) in northern and southern midlatitudes. These many different sources confirm the reality of the regime-shift staircase structure of recent warming, which is masked by short-term ENSO variability and the effects of volcanic eruptions. The warming amplitude of the analysed datasets has not changed significantly after the adjustment, but the shape changed considerably. Adjusted for ENSO temperature dynamics the

considered datasets have a striking staircase form: linear trends for three quasi-stable periods 1950-1987, 1988-1997 and 1998-2014 are near zero and nearly all warming occurred during the two shifts of 1987/1988 and 1997/1998 (Fig. 1a, b, c and d).

«Лестница» потепления с середины 20 века

^{1,2}Белоліпецкі П.В., ²Барцев С.И., ²Салтыков М.Ю., ²Дегерменджи А.Г.,
²Белоліпецкі В.М., ²Иванова Ю.Д., ²Почекутов А.А.

¹Институт Вычислительного Моделирования СО РАН, Красноярск, Россия

²Институт Биофизики СО РАН, Красноярск, Россия

E-mail: pbel@icm.krasn.ru

Структуры вида режимы-скачки в изменениях климата фиксировались во многих исследованиях динамики температуры и др. параметров (Yasunaka and Hanawa 2002; Chavez et al. 2003; Lo and Hsu 2010; Reid and Beaugrand, 2012; Jones, 2012; Reid et al., 2016; Jones and Ricketts, 2017). Много внимания уделялось паузе потепления 1998-2014 годов (Tollefson 2014). Мы разработали и применили простой метод коррекции приповерхностных температур на эффекты Эль-Ниньо Южного Колебания (ЭНЮК) (Belolipetsky et al. 2015; Барцев и др. 2016; Bartsev et al. 2017). После применения этого метода коррекции пауза 1998-2014 гг. стала ещё более отчётлива. Более того, мы обнаружили аналогичные квазистационарные периоды в 1950-1987 и 1988-1997 гг., а практически всё потепление произошло посредством скачков 1987 и 1997 годов. Стоит заметить, что аналогичный скачок вероятно произошёл в 2015-2016, однако этот вопрос находится за рамками данной короткой статьи. Здесь мы хотим продемонстрировать различные аргументы реальности глобального сигнала в виде «лестницы» используя различные измерения и параметры климата.

Хорошо известно, что главной модой краткосрочной естественной изменчивости климата является явление ЭНЮК (например, Wang и Fiedler 2006). Во время сильных Эль-Ниньо среднеглобальная приповерхностная температура вырастет на несколько десятых градуса Цельсия, а затем возвращается назад при восстановлении нормальных условий. Но если рассмотреть пространственную структуру, будет видно, что глобальные значения в основном изменяются за счёт вариаций в восточном тропическом Тихом океане. Belolipetsky et al. (2015) показали, что линейное вычитание проекции главной компоненты на соответствующие приповерхностные температуры позволяет провести коррекцию на ЭНЮК с учётом пространственной структуры.

В данной работе мы проанализировали глобальную динамику в 1950-2014 годах по нескольким базам данных: HadCRUT v4.5 – поверхностные температуры суши и океана; ICOADS v2.5 – температуры поверхности океана (ТПО) измеряемые на кораблях; NCEP OI v2 – ТПО измеряемые со спутников; UAH v5.6 и RSS MSU v3.3 – базы спутниковых измерений температуры нижней тропосферы (ТНТ). Сигнал ЭНЮК выделялся из указанных полей с помощью метода главных компонент (ГК). Затем исходные данные корректировались на линейные проекции соответствующих сигналов. Были получены сходные результаты для всех рассмотренных разнородных данных. Далее аналогичная динамика в виде квазистационарных периодов и скачков 1987 и 1997 годов была обнаружена в некоторых других параметрах и без какой-либо процедуры коррекции. Это, например, среднеглобальная скорость меридионального переноса на высоте 300 mb по модели реанализа NCEP/NCAR. Или спутниковые измерения уходящей длинноволновой радиации (UMD OLR) северных и южных умеренных широт.

МЕТОДЫ

Метод главных компонент является эффективным способом выделения основных мод изменчивости из климатических полей (Deser et al. 2010). Хотя получаемые ортогональные функции и соответствующие временные ряды главных компонент необязательно отражают реальные физические процессы. Например, этот статистический анализ может испытывать трудности с разделением различных процессов и смешивать их в одну компоненту. Тем не менее в нашем исследовании первые ГК очевидно отражают вариации ЭНЮК (Рис. 1а). Для того, чтобы этого добиться использовались следующие модификации. При анализе HadCRUT метод ГК применялся только к точкам над поверхностью океана, т.к. иначе первые моды неотвратимо связаны с высокой изменчивостью суши Северных широт. Перед применением метода ГК к температурам океана ICOADS и HadCRUT SST из них предварительно вычитался линейный тренд, т.к. иначе первая ГК представляет сумму сигналов ЭНЮК и глобального потепления. Что интересно, при анализе спутниковых данных предварительное вычитание линейных трендов не требуется, потому что сигналы ЭНЮК и потепления автоматически разделяются. При анализе ТНТ

метод ГК применялся только к тропическим широтам (30° ю.ш. – 30° с.ш.), также по причине сильной изменчивости Северных широт.

Мы не описываем здесь детали метода ГК, т.к. это широко используемый подход в исследованиях климата (см. например, Deser et al. 2010). Метод используется для поиска мод изменчивости, представленных пространственными распределениями (ОФ) и временными рядами (ГК), произведение которых описывает как можно больше наблюдаемой изменчивости. Детали применения метода ГК к коррекции поверхностных температур были описаны ранее (Belolipetsky et al. 2015).

Во всех рассмотренных базах данных первые ГК отражают влияния ЭНЮК и похожи между собой (Рис. 1а). Но проекции этих сигналов на соответствующие поля имеют значительные отличия, отражающие различное влияние ЭНЮК, к примеру, на температуры поверхности океана и нижней тропосферы (Рис. 1а, б, в, г).

Для того, чтобы провести коррекцию на эффекты ЭНЮК из каждой ячейки вычиталось линейное влияние соответствующей первой ГК. Конечно, невозможно полностью очистить поля температуры от вариаций ЭНЮК. Нашей целью была очистка от наибольших краткосрочных эффектов ЭНЮК с наименьшим риском ошибок. Вычитание линейной проекции ГК из каждой ячейки соответствующего поля выглядит наиболее простым и непредвзятым методом. По сравнению с рассмотрением только среднеглобальных значений наш подход позволяет селективно подходить к областям со значительными и малыми эффектами ЭНЮК (Belolipetsky et al. 2015). Мы утверждаем, что хотя часть эффектов ЭНЮК останется после коррекции, наибольшее по амплитуде краткосрочное влияние будет очищено.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Амплитуда потепления рассмотренных полей не претерпела значительных изменений после коррекции, а вот форма получилась удивительная. Большую часть времени в 1950-1987, 1988-1997 и 1998-2014 годах температуры практически постоянны, а всё потепление происходит в течении коротких событий 1987/1988 и 1997/1998 (Рис. 2а, б, в, г) Без процедуры коррекции динамика в виде «лестницы» не видна, потому что замаскирована вариациями ЭНЮК. Но логично предположить, что существуют параметры климата, не реагирующие на ЭНЮК и имеющие аналогичную динамику в виде «лестницы». Одним из примеров является среднеглобальная скорость меридионального переноса на высоте 300 mb модели реанализа NCEP/NCAR (Рис. 2д). Другой выразительный пример, это спутниковые измерения уходящей длинноволновой радиации. На рис. 2е видна высокая синхронность приповерхностных тем-

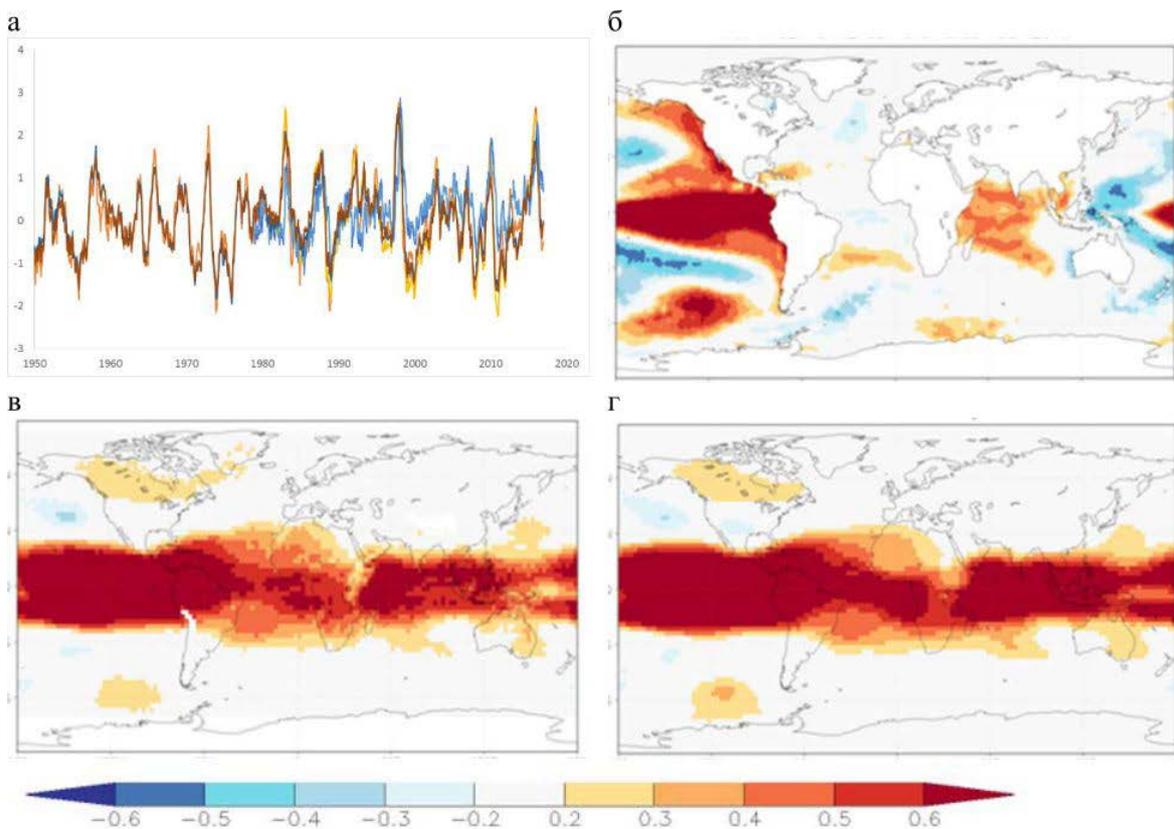


Рис. 1. Сравнение индекса Niño34 ЭНЮК и главных компонент (ГК) представленного анализа (а) и проекций ГК на соответствующие поля: спутниковую температуру поверхности океана NCEP OI (б); температуры нижней тропосферы RSS MSU (в) и UAH MSU (г). Цвет показывает коэффициент корреляции.

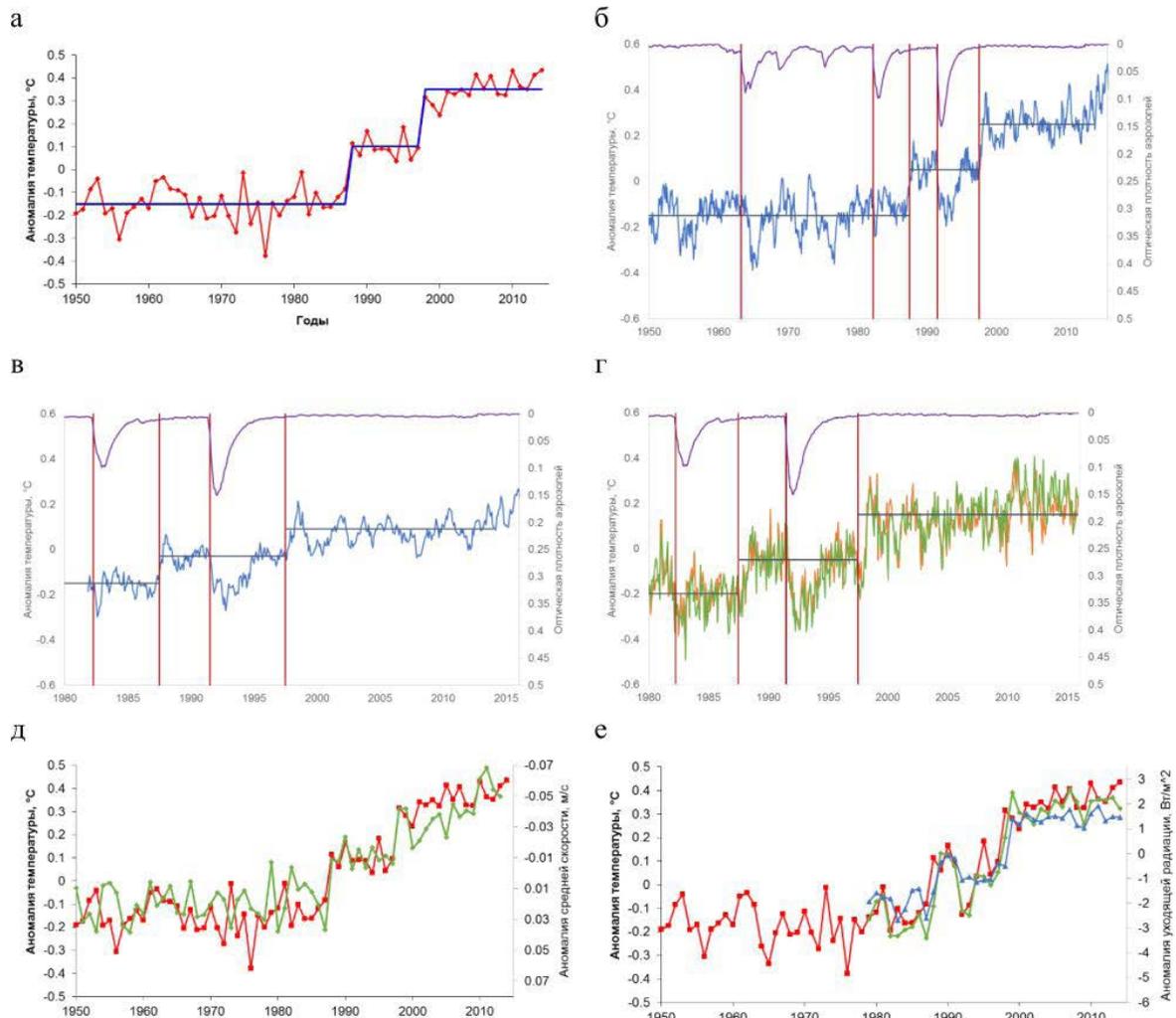


Рис. 2. «Лестница» состоящая из режимов и скачков 1987, 1997 годов в различных параметрах климата: а) Скорректированная на эффекты ЭНЮК и вулканов среднегодовая глобальная приповерхностная температура (HadCRUT) в 1950–2014 гг.; б) скорректированные на влияние ЭНЮК среднемесячные натурные измерения аномалий ТПО (ICOADS) в 1950–2016 гг. и оптическая плотность аэрозолей (отражающая воздействие крупнейших вулканических извержений); в) Тоже что и «б» для спутниковых измерений ТПО (NCEP OI) в 1983–2016 гг.; г) Тоже что и «б» для спутниковых измерений температуры нижней тропосферы (UAN MSU и RSS MSU) в 1980–2016 гг.; д) Сравнение среднелобальной скорости меридионального переноса на высоте 300 мб модели реанализа NCEP/NCAR (зелёная линия) и скорректированных поверхностных температур (красная линия); е) Сравнение спутниковых измерений уходящей длинноволновой радиации (UMD/NCEI) на широтах 30° с.ш. – 70° с.ш. (зелёная линия) и 30° ю.ш. – 70° ю.ш. (голубая линия) и скорректированных поверхностных температур (красная линия).

ператур, скорректированных по предложенной процедуре и уходящей длинноволновой радиации умеренных широт обоих полушарий. Мы считаем, что эти независимые наблюдения подтверждают реальность структуры потепления в виде режимов-скачков с середины 20 века.

Работа проведена при поддержке грантов РФФИ, Правительства Красноярского края, Красноярского краевого фонда науки № 16-45-243088, 17-45-240459 и 17-45-240724.

Литература:

1. Барцев С.И., Белолипецкий П.В., Дегерменджи А.Г., Иванова Ю.Д., Почкутов А.А., Салтыков М.Ю. (2016), Новый взгляд на динамику климата земли. Вестник российской академии наук, 86(3), 244.
2. Bartsev, S., Belolipetskii, P., & Degermendzhi, A. (2017, February). Multistable states in the biosphere-climate system: towards conceptual models. In IOP Conference Series: Materials Science and Engineering (Vol. 173, No. 1, p. 012005). IOP Publishing.
3. Belolipetsky, P., Bartsev, S., Ivanova, Y., & Saltykov, M. (2015), Hidden staircase signal in recent climate dynamic. Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 51(4), 323-330.

4. Chavez, F. P., Ryan, J., Lluch-Cota, S. E., & Niquen, M. (2003), *From anchovies to sardines and back: multidecadal change in the Pacific Ocean*. *Science*, 299(5604), 217-221.
5. Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S. P., & Phillips, A. S. (2010), *Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms*. *Annual review of marine science*, 2, 115-143.
6. Jones, R. N. (2012), *Detecting and attributing nonlinear anthropogenic regional warming in south-eastern Australia*. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D4).
7. Jones RN, Ricketts JH (2017) *Reconciling the signal and noise of atmospheric warming on decadal timescales*. *Earth Syst. Dynam.*, 8, 177-210.
8. Hare, SR and NJ, Mantua (2000), *Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989*. *Progress in Oceanography*, 47, 104-146.
9. Li Q., Li W., Si P. et al., (2010) *Assessment of surface air warming in northeast China, with emphasis on the impacts of urbanization* *Theor Appl Climatol* DOI 10.1007/s00704-009-0155-4
10. Lo, T. T., & Hsu, H. H. (2010), *Change in the dominant decadal patterns and the late 1980s abrupt warming in the extratropical Northern Hemisphere*. *Atmospheric Science Letters*, 11(3), 210-215.
11. Reid, P. C., & Beaugrand, G. (2012), *Global synchrony of an accelerating rise in sea surface temperature*. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 92(07), 1435-1450.
12. Reid, P. C., Hari, R. E., Beaugrand, G., Livingstone, D. M., Marty, C., Straile, D., ... & Brown, R. (2016), *Global impacts of the 1980s regime shift*. *Global change biology*, 22(2), 682-703.
13. Tollefson J, (2014), *Climate change: The case of the missing heat*. *Nature*, Volume 505, Issue 7483, pp. 276-278.
14. Wang C, Fiedler PC, (2006), *ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review*. *Progress in Oceanography*, Volume 69, Issues 2-4, pp. 239-266. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocan.2006.03.004>.
15. Yasunaka S, Hanawa K (2002), *Regime shifts found in Northern Hemisphere SST Field*. *Journal of meteorological society of Japan*, Vol. 80, No. 1, pp. 119-135.

To a question of an assessment of influence of natural factors on changes of characteristics of climate

¹Cheredko N.N., ¹Tartakovsky V.A., ^{1,2}Volkov Y.V.

¹Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

²Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

E-mail: atnik3@rambler.ru

The nature of current changes in surface temperature and their forecast for the coming decades is a major issue in climatology. Changes in surface air temperature are an integral indicator of climate change. Each measurement is the result of a joint action of a complex of various factors. This fact complicates the possibility of interpreting the results obtained using classical statistical analysis. As a result, there is often a lack of connections with solar activity or its insignificance. In addition, global and hemispheric averaging can lead to a leveling of the response of the climate system to external natural factors.

In this work, the goal was to conduct an analysis of regional specifics, to identify a response of the temperature field to changes in solar activity, to determine the possible degree of influence of this external factor on temperature fluctuations.

The normalized initial product moments in each month and for each meteorological station were calculated. These moments have the meaning of the energy of interaction or the measure of the influence of one to another process. The materials under study are the average monthly temperature values for the period 1955-2010. Data from 818 weather stations of the Northern Hemisphere and Wolf numbers were used.

Changes of the moments have a pronounced annual course. The growth of the moments corresponds to an increase in the mean temperature. In the region of the largest positive and negative temperatures, in all months, the saturation of the moments near the value of 0.8 is occurs. The maximum effect of solar activity on temperature can be about 80 %. At all stations of the equatorial, subequatorial, tropical and most stations of the subtropical belt, the values of the mixed moments were from 0.75 to 0.8 in all months of the year. Thus, the maximum of the response of the temperature field to changes in solar activity in these regions can be an important feature in the modeling of changes in temperature fields and the forecast. The range of quasilinearity is also revealed. It corresponds to mean temperatures from -2.5 to 4.2 °C.

These signs may be important in modeling and predicting changes in surface temperature.

К вопросу оценки влияния естественных факторов на изменения приземных характеристик климата

¹Чередыко Н.Н., ¹Тартаковский В.А., ^{1,2}Волков Ю.В

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия/

²Томский политехнический университет, Томск, Россия

E-mail: atnik3@rambler.ru

Природа современных изменений приземной температуры и их прогноз на ближайшие десятилетия – важнейший вопрос в климатологии. Температура приземного воздуха используется в исследованиях, как интегральный показатель климатических изменений. Очевидно прямое и косвенное антропогенное влияние на геосферу. С другой стороны, значимы естественные климаторегулирующие факторы. Неоднозначность оценок их относительного вклада ограничивают успешность прогнозирования изменений климата. Основная сложность выявления физики климатической изменчивости связана с тем, что данные, полученные из систем мониторинга различных природно-климатических процессов, содержат большей частью скрытую информацию. Каждый член временного ряда измерений является результатом совместного действия комплекса разнообразных процессов, характеризующихся нелинейностью взаимодействий. Этот факт усложняет возможности интерпретации полученных результатов с применением классического статистического анализа, который, как правило, показывает отсутствие связей либо их незначительность.

Солнце является первопричиной всех процессов в геосфере. Это влияние непосредственное, а также регулирующее иные космические влияния. Кроме того, существует ряд косвенных механизмов, которые могут запускать в климатической системе процессы большой мощности вследствие незначительного с точки зрения земных процессов импульса внешнего воздействия. Колебательные процессы в солнечной системе являются элементами взаимосвязанных подсистем и проявляются во всех компонентах геосферы. Они исследованы достаточно широко, но повысить качество прогнозов состояния среды обитания за счет выявленных закономерностей пока не удалось.

В этой связи актуально выделение прогнозных закономерностей из свойств наблюдаемых сигналов, исходя из общих физических принципов, путем выявления таких составляющих в рядах данных измерений, которые бы акцентировали закономерности отклика приземных полей климатических параметров на внешние вынуждающие воздействия. Это способствует получению новых признаков и закономерностей динамики климатической системы в различных пространственных и временных масштабах с целью оптимизации моделирования таких процессов.

В данной работе развивается новый подход к анализу природно-климатических процессов через идентификацию и выделение набора мод изменчивости в рядах данных и оценку степени их согласованности с учетом проявлений внешних вынуждающих воздействий, через выявление в полях природно-климатических параметров устойчивых пространственно-временных структур, оценку их свойств и взаимосвязей с воздействующим фактором. За основу принята гипотеза, что вынуждающие внешние воздействия, регулируемые по отношению к Земле солнечной активностью, способствуют синхронизации колебательных процессов в геосфере. Формируется согласованность составляющих вынуждающего воздействия и различных природно-климатических процессов. Синхронность была нами выделена как сущностный фактор солнечно-земных связей, в предыдущих работах были получены различные реализации этого принципа [1-3]. Данная методология может рассматриваться как феноменологическая.

В настоящее время актуальна разработка вычислительных технологий для получения новых знаний о пространственно-временной структуре характеристик климата с акцентацией регионального аспекта. В частности, ряд сложностей при оценке вклада внешних естественных факторов, в данном случае солнечной активности, на климатические изменения могут быть преодолены, если будет учитываться региональная специфика. Региональные различия в «усвоении» сигналов внешних влияющих факторов значительны [4, 5]. В задаче оценки вклада внешних естественных факторов в изменения климата к нивелированию отклика может приводить именно глобальное и полушарное усреднения. Была определена цель, - оценить степень географической обусловленности отклика поля температуры на изменения солнечной активности и возможную степень детерминированности колебаний температуры в зависимости от этого внешнего фактора.

Влияние солнечной активности на изменения приземной температуры может быть охарактеризовано нормированными начальными смешанными моментами $\langle x, s \rangle$ в каждом месяце m и для каждой метеостанции l . Эти моменты имеют смысл энергии взаимодействия или меры влияния одного процесса на другой. При их вычислении не происходит центрирования, т.е. в рядах сохраняется не нулевое среднее значение, которое может иметь физический смысл. Таким образом, здесь под «влиянием» понимаем значение нормированного смешанного момента.

Материалами исследования послужили среднемесячные значения температуры $T_{m,l}$ за период 1955-2010 гг. с 818 метеостанций Северного полушария Земли [6] – как один из основных индикаторов изменения климата, и числа Вольфа s_m – как интегральный показатель изменчивости солнечной активности [7].

Получено, что изменения моментов имеют выраженный годовой ход. При этом росту моментов соответствует рост средней температуры (рисунок 1).

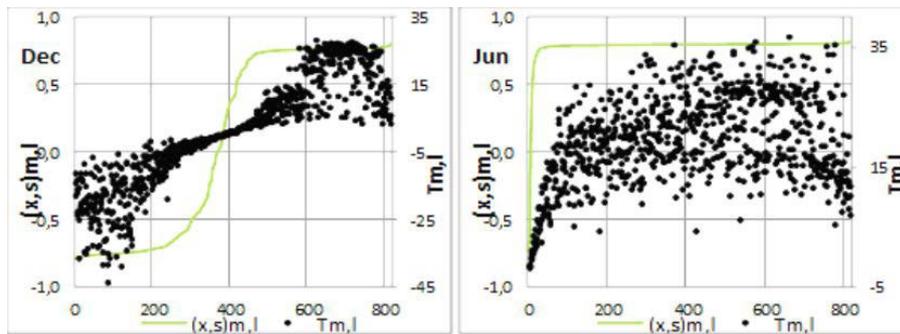


Рис. 1. Нормированные смешанные начальные моменты рядов температуры и чисел Вольфа $(x, s)_{m,l}$ и средняя месячная температура $T_{m,l}$ для 818 станций Северного полушария в декабре и июне

Положительные смешанные моменты соответствуют зоне положительных, а отрицательные – зоне отрицательных средних температур. В области наибольших по модулю положительных и отрицательных температур происходит насыщение смешанных моментов к значению около 0,8 для всех месяцев. Это позволяет заключить, что в среднем за 56 лет максимальное влияние солнечной активности на температуру составляет около 80%. Наиболее ярко эта закономерность проявляется в зимние месяцы. В летние месяцы на подавляющем большинстве станций значения средней температуры переходят в зону положительных значений, так же как и смешанные моменты (рисунок 1). И происходит быстрое насыщение последних к +0,8.

Смешанные моменты отображают известную климатическую географию: максимум солнечного излучения приходится на широты от экватора до субтропиков. На всех станциях экваториального, субэкваториального, тропического и на большинстве станций субтропического поясов значения смешанных моментов составили от 0,75 до 0,8 во все месяцы года. Отклик поля температуры на изменения солнечной активности в этих регионах максимален, что может служить важным признаком при моделировании изменений температурных полей и прогнозе.

В зимние месяцы только указанным выше станциям соответствуют значения моментов около +0,8, а также нескольким станциям, которые в наибольшей степени подвержены влиянию глобального течения Гольфстрим и теплomu Аляскинскому течению. В месяцы переходных сезонов в зону «насыщения» переходят постепенно станции умеренного пояса, начиная со станций, расположенных в зоне влияния крупнейших океанических климатических центров действия атмосферы.

Для станций, где влияние изменений солнечной активности на температуру минимальна, наблюдается квазилинейность (рисунок 1). В июле и августе северное полушарие прогревается максимально, градиенты невелики, и эта закономерность размывается, во все остальные месяцы года она присутствует. Диапазон линейной регрессии соответствует интервалу температур от -2,5 до 4,2 °C (таблица), в большинстве случаев он вблизи 0°C.

Таблица. Интервалы квазилинейности в распределении средней температуры $T_{m,l}$ и нормированных смешанных начальных моментов температуры и чисел Вольфа $(x, s)_{m,l}$

месяц	$(x, s)_{m,l}$	$T_{m,l}$	уравнение регрессии, достоверность аппроксимации
январь	-0,2; 0,2	-1,2; 1,0	$Y=0.23x+0.01$, 0.80
февраль	-0,2; 0,1	-0,6; 0,2	$Y=0.19x-0.01$, 0.73
март	-0,2; 0,1	-0,6; 0,2	$Y=0.23x-0.01$, 0.59
апрель	-0,3; 0,2	-0,7; 0,7	$Y=0.30x-0.03$, 0.87
май	-0,2; 0,1	-2,2; 1,6	$Y=0.21x-0.01$, 0.81
июнь	-0,4; 0,4	-1,4; 1,2	$Y=0.45x-0.04$, 0.99
июль	0,5; 0,7	0,5; 2,2	нет
август	0,0; 0,6	-0,2; 0,6	нет
сентябрь	-0,2; 0,3	-0,4; 0,9	$Y=0.36x-0.01$, 0.92
октябрь	-0,2; 0,2	-2,4; 4,2	$Y=0.26x+0.01$, 0.72
ноябрь	-0,3; 0,1	-2,5; 4,1	$Y=0.18x-0.04$, 0.72
декабрь	-0,3; 0,3	-2,5; 3,7	$Y=0.29x+0.04$, 0.86

Как видно из таблицы, достоверность линейной аппроксимации для этого участка зависимости высока, и в среднем составляет 0,8. Чем ближе к нулевой точке, тем теснее зависимость, изменение температуры на 1°C в этом диапазоне соответствуют увеличению влияния СА в несколько раз (рисунок 2).

Полученные результаты показали, что пространственно различия в чувствительности геосферы к внешним воздействиям максимальны в зимние месяцы, что соответствует и известной географии климата. В этот период влияние изменений солнечной активности на изменения температуры может быть регионально смоделировано. Возможно, это отчасти может объяснить факт, что современное потепление климата происходило главным образом за счет потепления зимних месяцев.

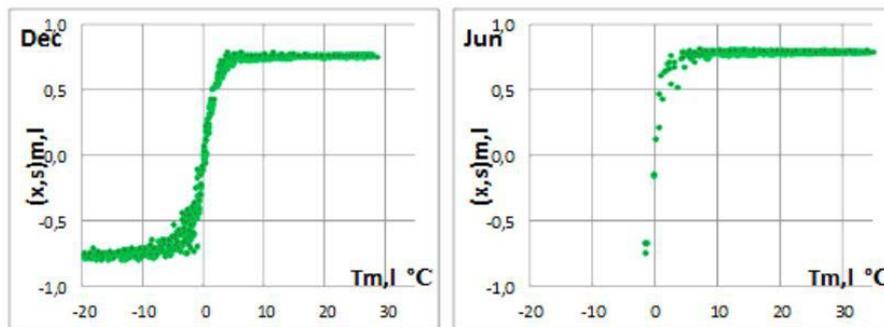


Рис.2. Зависимость значения нормированных смешанных начальных моментов $(x,s)_{m,l}$ от средней температуры $T_{m,l}$ для 818 станций Северного полушария в декабре и июне

Предложенный подход к анализу геофизических данных и разработанные на его основе алгоритмы позволяют решать спектр задач в любом пространственно-временном масштабе, расширяя возможности моделирования природно-климатических процессов. Выявленные закономерности позволяют более полно учитывать региональную специфику усвоения сигналов внешних воздействующих факторов, что изменит потенциал учета вклада естественных факторов в изменения климата и позволит получать новые модельные и прогнозные признаки. Возмущающие воздействия на климатическую систему выражаются в изменении характера колебаний параметров ее компонент путем сложного комплекса прямых и обратных связей. Тем не менее, существует согласованность этих изменений, наиболее выраженная в зоне максимального усвоения солнечной энергии, которая на 80 % может быть модельно описана.

Литература:

1. Тартаковский В.А. Синхронный анализ рядов чисел Вольфа и температуры с метеостанций Северного полушария Земли. *Оптика атмосферы и океана*. 2015. Т.28. № 2. 182-188.
2. Тартаковский В.А., Крутиков В.А., Волков Ю.В., Черedyкo Н.Н. Классификация климата путем анализа фазы температурных рядов. *Оптика атмосферы и океана*. 2015. Т.28. № 8. 711-717.
3. Cheredko N. N., Tartakovsky V. A., Krutikov V. A. and Volkov Yu. V. Climate Classification in the Northern Hemisphere Using Phases of Temperature Signals // *Atmospheric and Oceanic Optics*, 2017, V. 30, №. 1, P. 63–69. DOI: 10.1134/S1024856017010043
4. Lockwood M. Solar Influence on Global and Regional Climates // *Surv Geophys*. 2012. V. 33. P. 503-534.
5. Barlyayeva T. V. External forcing on air–surface temperature: Geographical distribution of sensitive climate zones // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2013. V. 94. P. 81-92.
6. http://www.metoffice.gov.uk/media/zip/e/0/station_files.20110720.zip , <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/station-data/station-data.zip>
7. <http://www.gao.spb.ru/>

Wind Wave Climate of the North Atlantic Based on Numerical Modeling of Atmosphere and Wind Waves

^{1,2}Markina M.Yu., ¹Gavrikov A.V., ¹Gulev S.K.

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Russia

E-mail: markina@sail.msk.ru

The 35-yr wind wave hindcast over the North Atlantic is performed using the third generation spectral wave model WAVEWATCH III in conjunction with non-hydrostatic state of the art numerical weather prediction system WRF (Weather Research and Forecasting). Hindcast covers the period from 1979 to 2013. Spatial domain of the integration covers the North Atlantic from 20N to 70N and from 85W to 15E. Output of the hindcast consists of the basic atmospheric and wave characteristics, including winds, significant wave height (with spectral partitioning between wind sea and swell), mean wave period and direction.

WRF model was run at 15 km spatial resolution assimilating lateral boundary conditions from ERA-Interim reanalysis every 6 hours. WRF provided high-resolution forcing fields for the WAVEWATCH model which was run on multi-grid with global horizontal resolution of 0.25 degree (~25-30 km) and 0.1 degree (~10-15 km) in coastal areas; spectral resolution of wave model was 40 frequencies and 36 directions. The accuracy of forcing field as far as the accuracy of the parametrizations that represent the generation, exchange and dissipation processes are crucial for the quality of wave model performance. In this study, we use ST6 physics package for energy input, dissipation and swell decay, this scheme is the most complete one for the current version of wave model.

The performance of both models was evaluated by comparisons against buoys and satellite altimetry data. The solution obtained from WAVEWATCH III with WRF forcing has also been compared with wave reanalysis ERA-Interim, and some statistics were obtained for these two databases.

The post-processing of results includes analysis of interannual variability of mean and extreme wave characteristics. High-resolution wind wave hindcast based on two model settings also allows for investigating and understanding the mechanisms behind the extreme wave heights and their association with atmospheric dynamics in the North Atlantic during the last decades.

Изменчивость ветрового волнения в Северной Атлантике по данным численного моделирования атмосферы и океана

^{1,2}Маркина М.Ю., ¹Гавриков А.В., ¹Гулев С.К.

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Россия

E-mail: markina@sail.msk.ru

Исследование направлено на восстановление ветро-волновых характеристик в северной части Атлантического океана в последние десятилетия (1979-2010 гг.) на основе совместного численного моделирования атмосферы и океана с высоким пространственным разрешением (15-20 км). Для получения достоверного результата при численном моделировании ветровых волн решающую роль играет качество входных данных о ветре, поэтому для проведения данного эксперимента в качестве начальных условий для волновой модели используются данные о ветре с высоким пространственным разрешением, полученные с помощью негидростатической атмосферной модели. Полученный массив данных об атмосфере и океане позволяет исследовать изменчивость волнового климата в Северной Атлантике в последние десятилетия, экстремальные высоты волн, механизмы их формирования и связь с динамикой атмосферы.

Для получения характеристик приводного ветра и волнения на акватории Северной Атлантики была использована комбинация двух высокоразрешающих моделей: региональной негидростатической мезомасштабной атмосферной модели WRF-ARW (Weather Research and Forecasting) и спектральной численной модели ветрового волнения WaveWatch III (WW3). Данные модели признаны научным сообществом.

ществом, интенсивно развиваются и имеют возможность реализации расчетов на многопроцессорных вычислительных машинах.

Региональная негидростатическая **модель атмосферы WRF** (Weather Research and Forecasting) является разработкой Национального центра атмосферных исследований США (NCAR) и в настоящий момент поддерживается рядом крупных организаций. WRF имеет мощное динамическое ядро, базирующееся на негидростатических упругих уравнениях. Данная система способна решать уравнения на вложенных сетках, что необходимо при работе с интенсивными процессами и высоким разрешением. Выходная продукция модели содержит исчерпывающий набор параметров для настоящего исследования. По сравнению с подобными атмосферными моделями в WRF введена гидростатическая вертикальная координата, а также используется усовершенствованная версия вычислительного алгоритма, обеспечивающая более высокий порядок аппроксимации производных по времени и пространству (Skamarock, 2008). Одной из отличительных особенностей WRF является модульность, которая дает возможность выбора схемы параметризации различных физических процессов: микрофизики, глубокой и мелкой конвекции, длинноволновой и коротковолновой радиации, планетарного пограничного слоя, подстилающей поверхности и почвы. Конфигурация модели для каждого отдельного эксперимента выбирается индивидуально в зависимости от особенностей исследуемого региона и цели эксперимента

В данной работе в качестве начальных и граничных условий для атмосферной модели WRF использовались данные реанализа ERA-Interim Европейского Центра Среднесрочных Прогнозов Погоды, который имеют глобальное покрытие с горизонтальным разрешением 0.7° и 60 уровней по вертикали и покрывают период с 1979 года по настоящее время. Пространственное разрешение модели WRF составило 15 км с 36 уровнями по вертикали. Выбор схем параметризаций основных физических процессов, используемых в атмосферной модели основан на ряде тестов на чувствительность модели и сравнении результатов моделирования с данными натурных наблюдений.

В качестве **модели ветрового волнения** была использована спектральная волновая модель третьего поколения WAVEWATCH III версии 4.18 (WW3). В настоящее время модель поддерживается и развивается Национальным центром по прогнозированию окружающей среды США NCEP (Tolman, 2014). В волновой модели состояние морской поверхности в каждой точке представлено в виде двумерного спектра волновой энергии. На основе начальных и граничных условий рассчитывается изменение спектра во времени (изменение насыщенности энергией различных частот и направлений). Интегрирование двумерного спектра в узлах вычислительной сетки позволяет оценить величину волновой энергии и получить статистические волновые характеристики, в том числе значимую высоту волны, которая является главной характеристикой, используемой при анализе ветрового волнения. Уравнение, описывающее развитие спектра в волновых моделях, носит название уравнения баланса волновой энергии и в общем виде задается следующим соотношением:

$$\frac{\partial}{\partial t} F + \frac{\partial}{\partial x} (\dot{x} F) + \frac{\partial}{\partial k} (k \dot{F}) = S_{tot} \quad (1)$$

Где $\dot{x} = \partial \omega / \partial k$ – групповая скорость, $k = -\partial \omega / \partial x$ – рефракция волн при прохождении волнового фронта через поверхностные течения с большими градиентами скоростей или выходом волн на мелководье. В правой части находятся источники и стоки волновой энергии (S_{tot}), представленные параметризацией физических процессов, обеспечивающих генерацию и диссипацию волновой энергии, а также перераспределение энергии по спектру вследствие нелинейного взаимодействия волн.

В волновой модели поверхность океана получает энергию от атмосферы через поток импульса на границе раздела, и в WW3 есть несколько схем параметризации данного процесса, в которых на основе эмпирических зависимостей из начальных данных в виде ветра на высоте 10 м формируется полный профиль ветра и рассчитывается количество энергии, передаваемое океану. Данный блок параметризаций играет важную роль для достоверного воспроизведения моделью характеристик морской поверхности. Однако ключевым фактором, определяющим качество результата, как уже было сказано выше, выступает пространственное разрешение начальных условий.

В качестве начальных условий для волновой модели выступает ветер на 10 м, спродуцированный негидростатической моделью WRF и имеющий пространственное разрешение 15 км. Для параметризации процессов генерации и диссипации волновой энергии используется блок параметризаций ST6 (Babanin, 2001, 2009, 2011, Rogers, 2012), который является наиболее полным для используемой версии модели.

Расчет волновой модели производился на двух регулярных сетках с использованием процедуры двустороннего взаимодействия вложенных сеток. Глобальный домен имел горизонтальное разрешение $0,25^\circ$, региональный домен, охватывающий береговые области (около 200 км вдоль всей береговой линии), имел пространственное разрешение $0,1^\circ$. Спектральное разрешение для обеих сеток составляло 36 направлений ($\Delta \theta = 10^\circ$) частотный диапазон $\sigma - 40$ интервалов от 0,04 до 1,07 Гц. Шаг выдачи результатов составил 1 час. В модели WW3 имеется 4 шага по времени, которые наряду с начальными данными

ми и параметризацией генерации и диссипации волнения оказывают большое влияние на достоверное воспроизведение волновых характеристик. В данном эксперименте шаги по времени для глобального домена составляли: 900 секунд (глобальный), 450 секунд (для рефракции и удовлетворению условию Куранта-Фридрихса-Леви) и 60 секунд (для функции источника); для регионального домена аналогичные шаги составляли 300, 150, 150 и 60 секунд соответственно. Данная конфигурация обеспечивает с одной стороны максимальную стабильность расчетов и с другой - оптимальную вычислительную стоимость проводимых экспериментов.

Таким образом, конфигурации обеих численных моделей (WRF и WW3) были разработаны специально для поставленных задач и адаптированы к имеющимся вычислительным ресурсам. Расчеты производились на базе суперкомпьютерного комплекса «Ломоносов» и Межведомственного Суперкомпьютерного Центра (МСЦ) РАН, также для подготовки данных и первичного анализа полученных результатов были привлечены суперкомпьютеры средней мощности, имеющиеся в ИО РАН. Результаты экспериментов в современном климате были верифицированы с использованием данных буев и спутниковой информации.

На данный момент совместное использование двух численных моделей с высоким пространственным разрешением на такой обширной акватории для периода всего современного климата было реализовано впервые. В аналогичных исследованиях используется низкое пространственное разрешение модели или же рассматриваются отдельные моря и прибрежные акватории.

Для анализа полученных ветро-волновых характеристик было произведено сравнение с данными реанализа ERA-Interim, который предоставляет информацию о высоте ветровых волн, полученную на основе модели WAM с усвоением данных спутниковой альтиметрии. На рисунке 1 представлена высота значимых высот волн 5% обеспеченности для зимнего периода в период с 1979 по 2013 год и сравнение с данными реанализа ERA-Interim. Пространственное распределение волновых характеристик повторяет аналогичное распределение для данных реанализа, однако в WW3 получаются в среднем более высокие волны в субтропической Атлантике и около побережья Гренландии и более низкие волны в Северном море и у побережья Великобритании.

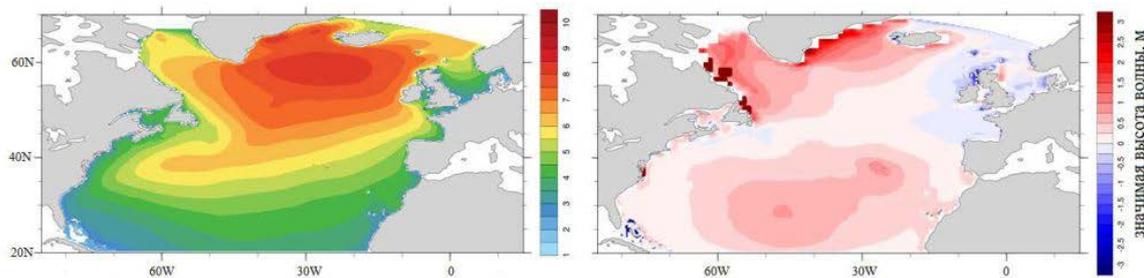


Рис. 1. Значимая высоты волны 5% обеспеченности за зимние сезоны в период с 1979 по 2013 год по данным моделирования и разница с аналогичной характеристикой для волнового реанализа ERA-Interim.

Для выявления регионов с различными долговременными тенденциями скорости ветра и высот волн был проведен анализ пространственного распределения характеристик линейных трендов. На рисунке 2 приведены карты оценок линейных трендов ветра и высот волн на акватории Северной Атлантики. Области положительных и отрицательных трендов для ветра и волн ожидаемо совпадают, однако область в центральной части Северной Атлантики, определяемая для ветра как значимая, оказывается незначимой для высоты волн.

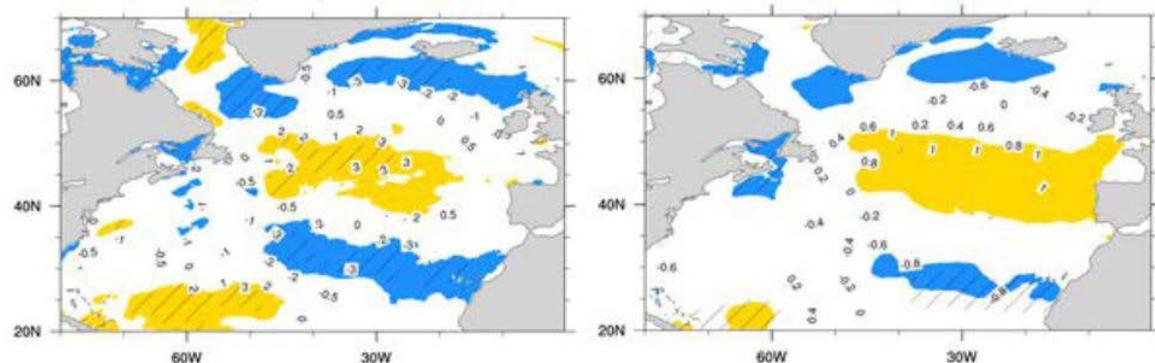


Рис. 2. Тренды средней скорости ветра (слева) и значимой высоты волны (справа) по данным моделирования WW3 + WRF в период с 1979 по 2010 г. в зимнее время (желтым показаны положительные тренды, синим отрицательные, штриховкой показаны области значимых трендов).

Создание обширной базы данных для всей акватории Северной Атлантики на основе совместного высокоразрешающего численного моделирования атмосферы и океана открывает большие возможности для дальнейших исследований. В отличие от существующих реанализов, которые могут быть использованы исключительно для оценки средних климатических характеристик, численное моделирование позволяет исследовать поведение экстремумов, их изменение во времени и пространстве, а также механизмы, приводящие к появлению тех или иных экстремальных ситуаций.

В дальнейшей работе, происходящей в настоящее время, полученный массив данных используется для выявления механизмов изменчивости экстремальных характеристик ветрового волнения в зависимости от циклонической активности в современном климате.

Литература:

1. Babanin, A. V. (2009): *Breaking of ocean surface waves. Acta Phys. Slovaca*, 59, 305–535.
2. Babanin, A. V. (2011): *Breaking and dissipation of ocean surface waves. Cambridge University Press*, 480 pp.
3. Babanin, A. V., M. L. Banner and I. R. Young (2001): *Breaking probabilities for dominant surface waves on water of finite constant depth. J. Geophys. Res.*, 106, 11,659–11,676.
4. Rogers, W. E., A. V. Babanin and D. W. Wang (2012): *Observation-consistent input and whitecapping-dissipation in a model for wind-generated surface waves: Description and simple calculations // J. Atmos. Oceanic Techn.*, 29, 1, 329–1,346.
5. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al. (2008): *A description of the Advanced Research WRF Version 3 // NCAR Technical Note*.
6. Tolman H.L. (2014): *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III Version 4.18 // Environmental Modeling Center Marine Modeling and Analysis Branch, Technical note 276. – 200. – 194 p.*

Dynamics and spatial structure of Global atmospheric oscillation based on observations, re-analyses and CMIP5 models

Serykh I..

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

E-mail: iserykh@ocean.ru

According to initial observations and re-analyses, as well as the results of experiments with climate models, we built global fields mean anomalies of atmospheric pressure at sea level and the air temperature near the surface in the positive and negative phases of the recently identified by Russian scientists Global atmospheric oscillation (GAO), whose elements are the El Niño and La Niña. Also the spectra of El Niño – Southern Oscillation (ENSO) and GAO indices were built. Global spatial structures of GAO anomalies and power spectra of ENSO and GAO indices from re-analyses are compared with the respective output quantities in the CMIP5 climate models (the Historical experiment). It is found that the models reproduce global spatial structures of the near surface temperature and sea level pressure GAO anomalies very similar to these fields in the re-analyses considered. However, the power spectra of the ENSO and GAO indices from the CMIP5 models show no peaks at the same periods as the re-analyses power spectra. Comparison of Historical and piControl model experiments showed that taking into account the 11-year solar activity cycle climate models reproduce the frequency of ENSO accurately than without it. It is concluded that the differences between the model spectra and the real cause of errors in the predictions of El Niño with a lead-time of a season.

Basing on a mathematical idea about the so-called strange nonchaotic attractor (SNA) in the quasi-periodically forced dynamical systems, the currently available re-analyses data are considered. It is found that ENSO is driven not only by the seasonal heating, but also by three more external periodicities (incommensurate to the annual period) associated with the ~18.6-year lunar-solar nutation of the Earth rotation axis, ~11-year sunspot activity cycle and the ~14-month Chandler wobble in the Earth's pole motion. Because of the incommensurability of their periods all four forces affect the system in inappropriate time moments. As a result, the ENSO time series look to be very complex (strange in mathematical terms) but nonchaotic. The power spectra of ENSO indices reveal numerous peaks located at the periods that are multiples of the above periodicities as well as at their sub- and super-harmonic. In spite of the above ENSO complexity, a mutual order seems to be inherent to the ENSO time series and their spectra. This order reveals itself in the existence of a scaling of the power

spectrum peaks and respective rhythms in the ENSO dynamics that look like the power spectrum and dynamics of the SNA. It means there are no limits to forecast ENSO, in principle. In practice, it opens a possibility to forecast ENSO for several years ahead.

The work confirmed, improved and extended the earlier hypothesis on Global atmospheric oscillations (GAO) as an attribute of the modern climate system dynamics. The composite analysis of both meteorological and oceanographical fields grounded on available global data banks shown statistically significant quasi-cyclic global oscillations in recent climate dynamics on inter-annual scales. These fluctuations were found to appear in the most explicit form in terms of large-scale redistribution of atmospheric mass, accompanied by a substantial enhancement of a regular positive atmospheric pressure anomaly in the Earth equatorial-tropical zone along with formation of other major anomalies of both signs in beyond. The results obtained suggest that the known multimode regional oscillations in dynamics of the climate system (NAO, AO, ENSO and other), which time scales ranging from several years to decades all can be derived of GAO. Analytical detection of inter-annual GAO gave an opportunity to formulate a new concept of physical mechanism triggering ENSO process. In particular, it was shown that those well-known climatic events as El Niño and La Niña are far beyond the regional scale of the Pacific basin, but should be treated as the structural elements of the GAO.

Сравнение структуры и динамики Глобальной атмосферной осцилляции по данным наблюдений, ре-анализам и моделям CMIP5

Серых И.В.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

E-mail: iserykh@ocean.ru

По данным исходных наблюдений и их ре-анализам, а также результатам экспериментов с климатическими моделями построены глобальные поля средних аномалий атмосферного давления на уровне моря (ДУМ) и температуры воздуха у поверхности (ТВП) на положительных и отрицательных фазах недавно выявленной российскими учеными Глобальной атмосферной осцилляции (ГАО), чьими элементами являются Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Предложен индекс ГАО и рассчитаны его спектры, а также спектры индексов Эль-Ниньо – Южного колебания. Показано, что некоторые из современных моделей совместной циркуляции океана и атмосферы, участвующие в международном проекте сравнения моделей CMIP5, неплохо воспроизводят пространственную структуру ГАО. Что касается временных энергетических спектров, то у моделей они отличаются от реальности как общим ходом спектральной плотности в диапазоне междугодовых - десятилетних колебаний, так и периодами конкретных пиков, имеющих место в этом диапазоне. Сравнение модельных экспериментов piControl и Historical показало, что при учете 11-летнего цикла солнечной активности климатические модели воспроизводят периодичности ГАО точнее, чем без него.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее известных явлений, наблюдаемых в системе океан - атмосфера, является Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК). ЭНЮК развивается в узкой приэкваториальной полосе Тихого океана, т.е., формально, является региональным явлением. Вместе с тем, общепринято считать, что ЭНЮК оказывает свое воздействие на гидрометеорологические процессы междугодовых - десятилетних временных масштабов повсеместно на Земле. Несколько лет назад исследователи из Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН [Бышев и др., 2011, 2012, 2014] предположили, что существует Глобальная атмосферная осцилляция (ГАО), на экстремальных фазах которой развиваются Эль-Ниньо или Ла-Нинья. Иначе говоря, эти авторы предположили, что первичным является совокупное взаимодействие гидрометеорологических процессов, происходящих всюду на Земле, а ЭНЮК есть наиболее выраженное проявление этих процессов.

Поскольку число событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья, использованных для построения среднего поля разностей в работе [Бышев и др., 2012] было весьма невелико, возникло сомнение в статистической значимости среднего поля разностей ДУМ и, следовательно, реальности ГАО. Поэтому в работе [Бышев и др., 2016] расчет среднего глобального поля разностей ДУМ между событиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья был выполнен заново с использованием большего числа этих событий (23 и 25), имевших место в 1920-2012 годах. Кроме того, и главное, для обеих групп событий были подсчитаны глобальные поля среднеквадратических отклонений ДУМ от средних полей, соответствующих Эль-Ниньо и Ла-Нинья

по отдельности. Используя эти среднеквадратические отклонения, для каждого узла географической сетки, покрывающей всю Землю, были вычислены значения t-теста Стьюдента, показавшие, что очаги положительных и отрицательных разностей ДУМ, видимые в пространственной структуре ГАО, являются высоко значимыми (на уровне 95% и даже более). Тем самым было доказано, что ГАО реально существует.

Встал вопрос, воспроизводят ли ГАО современные модели совместной циркуляции океана и атмосферы, при том, что они воспроизводят многие черты наблюдаемой межгодовой изменчивости в тропиках Тихого океана. Данная работа посвящена сравнению глобальных структур различий в ДУМ и ТВП, возникающих при Эль-Ниньо и при Ла-Нинья, т.е. на положительных и отрицательных фазах ГАО, а также временных энергетических спектров индексов ГАО и ЭНЮК, рассчитанных по данным исходных наблюдений и их ре-анализам, с соответствующими характеристиками, полученными в результате модельных экспериментов CMIP5.

МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Для анализа были выбраны глобальные среднемесячные поля ДУМ из следующих источников: NCEP/NCAR Reanalysis, Met Office Hadley Center HadSLP2, NOAA CIRES 20th Century Global Reanalysis Version 2c, ECMWF ERA-20C и JMA JRA-55. Глобальные среднемесячные значения температуры поверхности океана (ТПО) были взяты из массивов: Met Office Hadley Center HadISST, JMA COBE SST2 и NOAA ERSST V4. Дополнительно анализировались глобальные среднемесячные данные приповерхностной температуры Met Office Hadley Center HadCRUT.4.4, и глобальные среднемесячные данные ТВП из уже упомянутых выше ре-анализов: NCEP/NCAR, 20thC_ReanV2c, ERA-20C и JRA-55.

Для каждого из перечисленных массивов данных, за весь доступный в нем временной период, в каждом узле сетки рассчитывался средний годовой ход, который затем вычитался из исходных данных. По полученным таким образом полям аномалий рассчитывались три индекса. Во-первых, индекс Эль-Ниньо, названный Расширенным океаническим индексом (РОИ). Он представляет собой среднюю аномалию ТПО в области (5°с.ш.-5°ю.ш., 170°-80°з.д.). В этой области обычно имеется больше данных корабельных наблюдений ТПО, чем в области рассматриваемой при оценке стандартного для определения Эль-Ниньо индекса Nino 3.4 (5°с.ш.-5°ю.ш., 170°-120°з.д.). Во-вторых, Экваториальный индекс Южного колебания (ЭИЮК), он определяется по разности средних аномалий ДУМ между областями (5°с.ш.-5°ю.ш., 90°-140°в.д.) и (5°с.ш.-5°ю.ш., 130°-80°з.д.). В-третьих, индекс ГАО (ИГАО), который представляет собой комбинацию нормированных средних аномалий ТВП (Т) и ДУМ (Р) в 17 очагах глобального поля ГАО: $T(10^{\circ}\text{с.ш.}-30^{\circ}\text{с.ш., } 80^{\circ}\text{з.д.}-40^{\circ}\text{з.д.}) + T(30^{\circ}\text{ю.ш.}-15^{\circ}\text{ю.ш., } 45^{\circ}\text{з.д.}-5^{\circ}\text{з.д.}) + T(20^{\circ}\text{ю.ш.}-20^{\circ}\text{с.ш., } 50^{\circ}\text{в.д.}-70^{\circ}\text{в.д.}) + T(50^{\circ}\text{с.ш.}-65^{\circ}\text{с.ш., } 170^{\circ}\text{з.д.}-130^{\circ}\text{з.д.}) + T(60^{\circ}\text{ю.ш.}-45^{\circ}\text{ю.ш., } 150^{\circ}\text{з.д.}-130^{\circ}\text{з.д.}) - T(20^{\circ}\text{с.ш.}-40^{\circ}\text{с.ш., } 160^{\circ}\text{в.д.}-150^{\circ}\text{з.д.}) - T(25^{\circ}\text{с.ш.}-40^{\circ}\text{с.ш., } 110^{\circ}\text{з.д.}-60^{\circ}\text{з.д.}) - T(70^{\circ}\text{ю.ш.}-55^{\circ}\text{ю.ш., } 90^{\circ}\text{з.д.}-30^{\circ}\text{з.д.}) - T(40^{\circ}\text{ю.ш.}-20^{\circ}\text{ю.ш., } 160^{\circ}\text{в.д.}-140^{\circ}\text{з.д.}) + P(10^{\circ}\text{ю.ш.}-10^{\circ}\text{с.ш., } 30^{\circ}\text{з.д.}-10^{\circ}\text{з.д.}) + P(10^{\circ}\text{ю.ш.}-10^{\circ}\text{с.ш., } 50^{\circ}\text{в.д.}-70^{\circ}\text{в.д.}) + P(50^{\circ}\text{с.ш.}-70^{\circ}\text{с.ш., } 100^{\circ}\text{з.д.}-80^{\circ}\text{з.д.}) + P(70^{\circ}\text{ю.ш.}-50^{\circ}\text{ю.ш., } 100^{\circ}\text{з.д.}-80^{\circ}\text{з.д.}) - P(35^{\circ}\text{с.ш.}-55^{\circ}\text{с.ш., } 170^{\circ}\text{з.д.}-150^{\circ}\text{з.д.}) - P(30^{\circ}\text{с.ш.}-50^{\circ}\text{с.ш., } 60^{\circ}\text{з.д.}-40^{\circ}\text{з.д.}) - P(50^{\circ}\text{ю.ш.}-30^{\circ}\text{ю.ш., } 60^{\circ}\text{з.д.}-40^{\circ}\text{з.д.}) - P(55^{\circ}\text{ю.ш.}-35^{\circ}\text{ю.ш., } 175^{\circ}\text{з.д.}-155^{\circ}\text{з.д.})$. Линейные тренды были удалены из полученных рядов всех индексов методом наименьших квадратов.

События Эль-Ниньо и Ла-Нинья определялись по РОИ так, чтобы значение этого индекса превышало на протяжении 5 месяцев подряд или дольше величину +0.5°C при Эль-Ниньо и было меньше -0.5°C при Ла-Нинья. Для каждого выбранного таким образом события были рассчитаны глобальные поля средних аномалий ДУМ и ТВП. Эти поля усреднялись отдельно по событиям Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Затем вычислялась разность полученных средних полей. Кроме того, определялось поле среднеквадратических отклонений отдельных событий от среднего поля по каждому типу событий (Эль-Ниньо и Ла-Нинья) и на этой основе оценивались поля статистической значимости различий между средними полями согласно критерию t Стьюдента с различной степенью вероятности. Положительные и отрицательные фазы ГАО определялись по ИГАО аналогично событиям Эль-Ниньо и Ла-Нинья, но критерием выбора при этом служило среднеквадратическое отклонение и время, за которое автокорреляционная функция индекса достигает нулевого значения. Для фаз ГАО также построены глобальные поля средних аномалий ТВП и ДУМ.

Временные энергетические спектры индексов рассчитывались методом быстрого преобразования Фурье (БПФ). Чтобы обеспечить максимальное разрешение этих спектров по периодам, рассчитывалась целая группа спектров. Для этого из исходных рядов выбирались части, соответствующие «окнам», чья ширина варьировала от полной длины исходного ряда до его половины и при этом «окно» скользило по всей длине исходного ряда. Все полученные спектры усреднялись, и осредненный спектр сглаживался скользящим средним.

Помимо этого, аналогичным образом были рассчитаны спектры так называемых отображений значений индексов на годовом периоде. Для этого из исследуемого ряда выбиралась последовательность какого-то одного месяца, например, последовательность одних январей, одних февралей и т. д. Для каждой последовательности рассчитывался свой спектр с помощью вышеописанной техники «окон». За-

тем все двенадцать спектров усреднялись. Такой расчёт спектров позволил уменьшить влияние годового хода на оценку статистической значимости пиков спектральной плотности, ибо спектры отображений являются менее «красными», чем спектры обычных непрерывных рядов. Конечно, диапазон рассматриваемых периодов у спектров отображений ограничен двумя годами. Но этого достаточно для исследования динамики ГАО на характерных для Эль-Ниньо периодах от 2 до 7 лет.

Все рассчитанные по данным измерений и ре-анализов глобальные поля средней амплитуды колебаний ДУМ и ТВП при ГАО и энергетические спектры индексов сравнивались с соответствующими полями и спектрами полученными аналогичным способом по результатам эксперимента Historical за период 1850-2005 для 47 совместных моделей общей циркуляции океана и атмосферы, доступных к настоящему времени в рамках проекта CMIP5. Из 47 исследованных моделей CMIP5 были выбраны те, которые наиболее близко воспроизводят глобальную структуру ГАО и энергетические спектры исследуемых индексов. Для этих климатических моделей описанным выше способом рассчитаны поля и спектры по результатам эксперимента piControl, в котором в отличие от эксперимента Historical отсутствует внешний форсинг. Результаты экспериментов Historical и piControl сравнивались между собой с целью оценки влияния внешних сил на периодичность ГАО.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА

Сравнение глобальных полей разностей ДУМ и ТВП между противоположными фазами ГАО, построенных по данным исходных наблюдений, ре-анализам и моделям CMIP5, показало их близкое сходство. Поле ДУМ ГАО представляет собой планетарную структуру, обладающую, с учетом расположения и рельефа континентов, определенной симметрией относительно меридиана 90° з.д., а также относительно экватора [Бышев и др., 2014]. Структура колебаний ДУМ, вызванных ГАО, хорошо соответствует сопровождающим её изменениями ТВП. В них также прослеживается глобальная структура температурных колебаний, симметричная (с поправкой на континенты) как относительно меридиана, проходящего через 120° з.д., так и относительно экватора [Бышев и др., 2014]. Можно отметить следующие модели CMIP5 наиболее близко воспроизводящие планетарную структуру ГАО: CESM1-CAM5, CMCC-CM, CNRM-CM5, GFDL-CM3 и HadGEM2-ES.

В спектрах ГАО и ЭНЮК построенных по данным наблюдений и ре-анализов главные пики находятся на периодах 5.6, 3.7 и 2.8 года. Они не являются комбинационными гармониками годового периода. Но их можно уподобить супергармоникам 1:2, 1:3 и 1:4 11-летнего цикла солнечной активности. Коль скоро это принимается, это означает, что климатическая система реагирует на воздействие солнечной активности, хотя это воздействие энергетически крайне мало. Реакция системы на это малое воздействие является нелинейной. Поэтому она видна не на самом 11-летнем периоде, а на его супергармониках. Такое предположение уже высказывалось [Вакуленко и Сонечкин, 2011].

Спектры некоторых моделей CMIP5 рассчитанные по эксперименту Historical, в котором форсинг от изменений солнечной активности присутствует, демонстрируют пики на периодах, близких к выше указанным супергармоникам. Однако в спектрах, рассчитанных по эксперименту piControl (без внешнего форсинга), эти пики теряются на фоне других, более мощных пиков. Отметим также, что группы мощных пиков в реальном спектре вблизи периодов 4.8, 3.6 и 2.4 года можно уподобить субгармоникам 1:4, 1:3 и 1:2 так называемого чандлеровского колебания полюсов Земли [Сидоренков, 2002; Серых и Сонечкин, 2017]. В работе [Серых и Сонечкин, 2016] было показано, как это колебание может возбуждать теплое поверхностное течение у тихоокеанского берега Центральной Америки, т.е. положительные аномалии ТПО характерные для Эль-Ниньо. В моделях CMIP5 чандлеровское колебание полюсов вообще не учитывается. Поэтому эти пики отсутствуют во всех модельных спектрах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что некоторые из моделей совместной циркуляции океана и атмосферы, участвующие в международном проекте CMIP5, в общем, воспроизводят планетарные структуры аномалий в полях ДУМ и ТВП, наблюдающиеся при событиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья, которые были недавно обнаружены в реальной атмосфере и названы ГАО. Конечно, существуют многие количественные различия между элементами реальной и моделированных пространственных структур ГАО. Для характеристики временной динамики ГАО был разработан индекс, который представляет собой комбинацию средних аномалий ТВП и ДУМ в 17 очагах глобального поля ГАО. По данным реальных метеорологических наблюдений и результатам моделей CMIP5 были выполнены оценки временных энергетических спектров индексов ГАО и ЭНЮК в диапазоне масштабов от двух до десяти лет.

Все спектры, включая реальные и моделированные, обнаруживают большое число статистически значимых пиков спектральной плотности. Но их расположение на оси периодов у всех модельных спектров существенно отличается от такового у реальных спектров. Три главных пика в реальных спектрах наблюдаются на периодах 5.6, 3.7 и 2.8 лет, т.е. на супергармониках 11-летнего цикла солнечной активности. Из числа модельных спектров только у двух моделей можно усмотреть пики на близких к указан-

ным периодах при условии, что эти спектры подсчитаны по результатам эксперимента «Historical», когда солнечная активность принималась во внимание. Если же спектры подсчитывались по результатам этих моделей в эксперименте piControl, пики на выше указанных супергармониках ни разу не появились. Это косвенно доказывает, что главные пики в реальных спектрах действительно можно считать нелинейными откликами реальной климатической системы на 11-летний цикл солнечной активности.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-50-00095).

Литература:

1. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О глобальном характере явления Эль-Ниньо в климатической системе Земли. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 200-208.
2. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. Эль-Ниньо как следствие Глобальной атмосферной осцилляции в динамике климатической системы Земли. Доклады АН. 2012. Т. 446. № 1. С. 89-94.
3. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. Глобальные атмосферные осцилляции в динамике современного климата. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 1. С. 62-71.
4. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В., Сонечкин Д.М. О статистической значимости и климатической роли Глобальной Атмосферной Осцилляции. Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 179-185.
5. Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М. Свидетельство влияния солнечной активности на Эль-Ниньо – Южное колебание. Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1-6.
6. Серых И.В., Сонечкин Д.М. О влиянии полюсного прилива на Эль-Ниньо. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 44-52.
7. Серых И.В., Сонечкин Д.М. О проявлениях движений полюсов земли в ритмах Эль-Ниньо – Южного колебания. Доклады АН. 2017. Т. 472. № 6. С. 716-719.
8. Сидоренков Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли. Ст.-Петербург: Гидрометеиздат. 2002. 366 с.

Simulation of eddy heat transport in World Ocean basins

^{1,2,3}Ushakov K.V., ^{1,3,2,4}Ibrayev R.I., ⁴Gromov I.V.

¹Hydrometeorological Centre of Russia, Moscow, Russia

²P.P Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

³Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

⁴Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

E-mail: ushakovkv@mail.ru

The World Ocean plays an important role in the Earth's climate system due to its ability to transport heat from tropics to polar regions. The climatological mean meridional heat transport (MHT) distribution is studied in sufficient detail by hydrographic and satellite measurements. However, its eddy component and temporal variability are unavailable to in situ observations because of their overall low-resolution and satellite observations do not provide information on the distribution of heat transfer at depth. Therefore, ocean general circulation models remain the only tool capable of reproducing the detailed structure of ocean eddies, including vertically, and its influence on the heat balance of the ocean on a global scale. We use a modern 3DPEM ocean general circulation model INMIO with nominal 0.25° resolution to perform a numerical simulation of the World Ocean circulation variability in conditions of the CORE-II protocol. Since most of the meso-scale eddies energy correspond to the elements of the ocean circulation with characteristic times of less than 100 days, we use 3-months averaging to split the total kinetic energy and MHT into the slowly varying background and the fast eddy component. Thus, we consider a large part of the eddy variability, as well as more short-period variability of the Ekman layer and tropical instability waves, but exclude seasonal, intra-annual and interannual variability. The zonal distribution of MHT is analyzed globally and in separate ocean basins. Its vertical structure in the upper ocean layer is also considered.

Численное моделирование вихревого переноса тепла в бассейнах Мирового океана

^{1,2,3}Ушаков К.В., ^{1,3,2,4}Ибраев Р.А., ⁴Громов И.В.

¹Гидрометцентр России, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

⁴Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

E-mail: ushakovkv@mail.ru

Мировой океан играет существенную роль в формировании климата Земли благодаря способности переносить тепло от тропиков в полярные районы. В среднем океанский меридиональный перенос тепла (МПТ) имеет тот же порядок величины, что и атмосферный [1]. Для количественного описания МПТ в моделях океана обычно применяется формула вида

$$Q = \iint F_V dzdx + \iint F_S dzdx \quad (1)$$

где $FV = \rho C_p \theta V$ – явно воспроизводимый адвективный поток тепла (аппроксимированный соответствующей численной схемой модели), V – меридиональный компонент скорости течения, θ – потенциальная температура, ρ – плотность, и C_p – теплоёмкость морской воды при постоянном давлении. Через F_S обозначен подсеточный перенос тепла, определяемый в первую очередь вихревым перемешиванием. Интегрирование производится по глубине и долготе в пределах рассматриваемого бассейна. В случае отсутствия (или по крайней мере малости) суммарного тока воды через рассматриваемое зональное сечение величина Q не зависит от выбора нуля температурной шкалы (К или °С) и может рассматриваться как объективная количественная характеристика.

Как правило, подсеточный поток тепла параметризуется с помощью формулы теплопроводности $F_S = -A_H \rho C_p \nabla \theta$ с переменным коэффициентом диффузии A_H , зависящим от локальных свойств численного решения. При таком задании АН приходится прибегать к различным предположениям о свойствах среды, зачастую упрощающим и недостаточно обоснованным. Поэтому при детальном исследовании океанской циркуляции стремятся сделать вклад диффузионных слагаемых как можно меньшим, максимально явно воспроизводя спектр океанской турбулентности вне пограничных слоёв за счёт повышения разрешения модели и уменьшения коэффициентов диффузии и вязкости.

В настоящее время среднее климатическое распределение МПТ в Мировом океане и его крупных бассейнах достаточно подробно изучено по данным гидрографических и спутниковых наблюдений. Однако его временная изменчивость недоступна исследованиям по данным разрезов, а спутниковые наблюдения не дают информации о распределении теплопереноса по глубине. Также невысокое пространственно-временное разрешение гидрографических разрезов не позволяют изучить вихревую составляющую теплопереноса. Последняя может быть оценена как разность между полным переносом и его частью, обусловленной средним течением вод в данной точке:

$$Q_E = \iint \rho C_p \theta V dzdx - \iint \rho C_p \theta \langle V \rangle dzdx - \iint A_H \rho C_p \nabla \theta dzdx \quad (2)$$

Первые два члена в (2) составляют явно разрешаемый перенос тепла, последний соответствует параметризованному. Угловыми скобками обозначено осреднение по характерному временному периоду эволюции мезомасштабных вихрей. Поскольку большая часть энергии мезомасштабных вихрей соответствует элементам океанской циркуляции с характерными временами менее 100 суток [2], для вычисления вихревой и фоновой составляющей переноса тепла в (2) мы используем осреднение по 3-месячным интервалам. Таким образом мы учитываем основную часть вихревой изменчивости, равно как и более короткопериодную изменчивость слоя Экмана и волны тропической неустойчивости в районе экватора, но исключаем сезонную и межгодовую изменчивость.

Считается, что в глобальном масштабе мезомасштабные вихри играют незначительную роль в переносе тепла, но в определённых районах их вклад может быть существенным. В частности, вихревой теплоперенос может компенсироваться переносом среднего течения [3]. Для ряда течений (Антарктического Циркумполярного, западных прибрежных течений) на долю вихрей приходится до 60% полной кинетической энергии. Численное моделирование пока остаётся единственным инструментом, способным воспроизвести в глобальном масштабе детальную структуру океанских вихрей, в том числе по вертикали, и её влияние на баланс тепла океана.

Численная модель Мирового океана ИВМИО разработана для исследования циркуляции вод в широком диапазоне масштабов. Полная система уравнений трёхмерной динамики океана в приближениях Буссинеска и гидростатики аппроксимирована методом конечных объёмов на горизонтальной трёхполярной сетке. В данной работе номинальное разрешение сетки составляет 0.25°, вертикальная дискретизация включает 49 z-уровней, шаг по времени 12 минут для бароклинных процессов. Расчёт быстрой

баротропной динамики выполняется отдельно путём решения системы уравнений мелкой воды с шагом 30 секунд. Для обеспечения численной устойчивости в уравнениях переноса импульса, температуры и солёности применяются бигармонические фильтры. Состояние морского льда описывается с помощью термодинамической модели [4]. Поверхность раздела воздух-вода свободная с описанием потоков тепла, импульса и воды по модели пограничного слоя CORE [5]. В целом конфигурация модели совпадает с использованной в работе [6] для климатических расчётов, но в настоящей работе применены уменьшенные значения коэффициентов турбулентного обмена для обеспечения большей интенсивности вихреобразования. Коэффициент горизонтальной диффузии взят пропорциональным шагу сетки, коэффициент бигармонической диффузии пропорционален третьей степени шага. Соответствующие значения на экваторе равны $250 \text{ м}^2/\text{с}$ и $-2.8 \cdot 10^{11} \text{ м}^4/\text{с}$. Коэффициент горизонтальной вязкости задаётся по схеме Смагоринского с множителем $C^2=1.2$ [7]. Фоновое значение на экваторе равно $400 \text{ м}^2/\text{с}$. Для бигармонической вязкости множитель равен 1, фоновое поле нулевое. В уравнении мелкой воды используется коэффициент вязкости $200 \text{ м}^2/\text{с}$.

Для расчёта переноса импульса, тепла и соли применена схема центральных разностей. Вертикальное перемешивание параметризуется по схеме Манка-Андерсона с конвективным приспособлением. Фоновые значения вертикальных вязкости и диффузии составляют 10^{-4} и $10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, максимальные значения в районах с малым числом Ричардсона равны соответственно 10^{-2} и $10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$. За исключением параметризованного вертикального перемешивания все процессы описаны с помощью явных численных методов, что позволило эффективно распараллелить программный код. Модель реализована на массивно-параллельных компьютерах под управлением Программного комплекса совместного моделирования [8], обеспечивающего параллельные обмены, многоуровневую интерполяцию данных и асинхронную работу с файловой системой.

Постановка эксперимента соответствует протоколу CORE-II [9], определяющему нисходящие радиационные потоки, осадки и речной сток, а также суточный ход параметров атмосферы (температуры, влажности и скорости ветра) по данным реанализа и спутниковых наблюдений. Начальные поля температуры и солёности взяты равными среднегодовым полям атласа WOA09, начальные значения скорости течений и толщины морского льда нулевые. На поверхности океана на каждом шаге по времени применяется нормализация (вычитание среднего глобального значения) для потока влаги. Выполнен расчёт на период 1948-1976 гг., и анализируются результаты, осреднённые за последние два года расчёта.

Распределения поверхностной кинетической энергии, полученные по данным спутниковой альтиметрии [2] и в нашем расчёте (как разность полной кинетической энергии и энергии среднего потока), показывают хорошее совпадение на качественном уровне, несмотря на небольшую протяжённость временного ряда модельных данных (рис. 1).

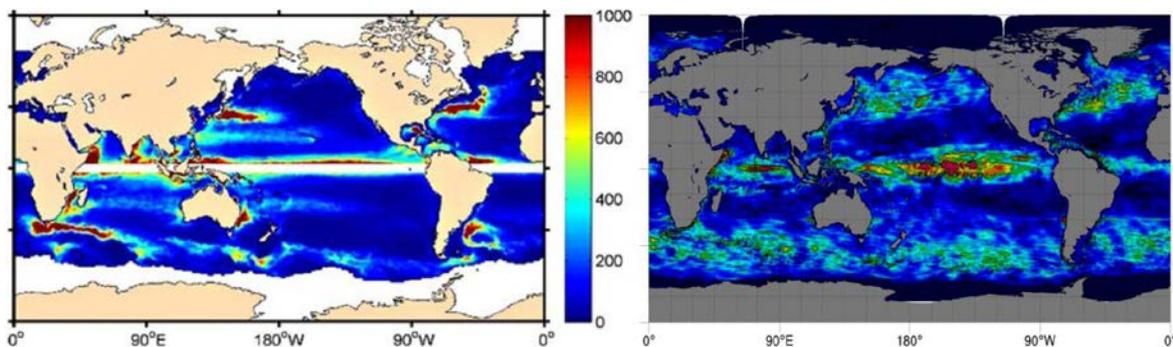


Рис. 1. Удельная кинетическая энергия ($\text{см}^2/\text{с}^2$) на поверхности океана по данным альтиметрии [2] и расчётов модели ИВМИО.

По результатам модели ИВМИО глобальный МПТ, его явно разрешаемая и подсеточная вихревые компоненты, а также составляющие по Атлантическому и Индо-Тихоокеанскому бассейну приведены на рис. 2. График атлантического МПТ попадает в границы межгодовой изменчивости, полученные в [9] с помощью неявной оценки по поверхностным тепловым потокам из климатологических данных. Расхождения с данными [2] приблизительно составляют величину неопределённости наблюдений и межгодовой изменчивости МПТ (0.15 ПВт в районе 20°N для Атлантики по данным [9] и 0.25 ПВт в районах максимума абсолютной величины глобального МПТ по данным [1]). По сравнению с использованной ранее более вязкой конфигурацией модели ИВМИО [6] уменьшилась до незначительных значений доля подсеточной части МПТ. Наличие положительных величин МПТ в районе 40°S является открытым вопросом. В частности, оно присутствует в климатологии судовых наблюдений [10]. По максимумам интенсивности вихревого переноса тепла результаты расчёта модели ИВМИО превзошли данные [2], что, согласно этой же работе, правдоподобно, т.к. эти данные занижены по сравнению с оценками по массивам спутниковой альтиметрии.

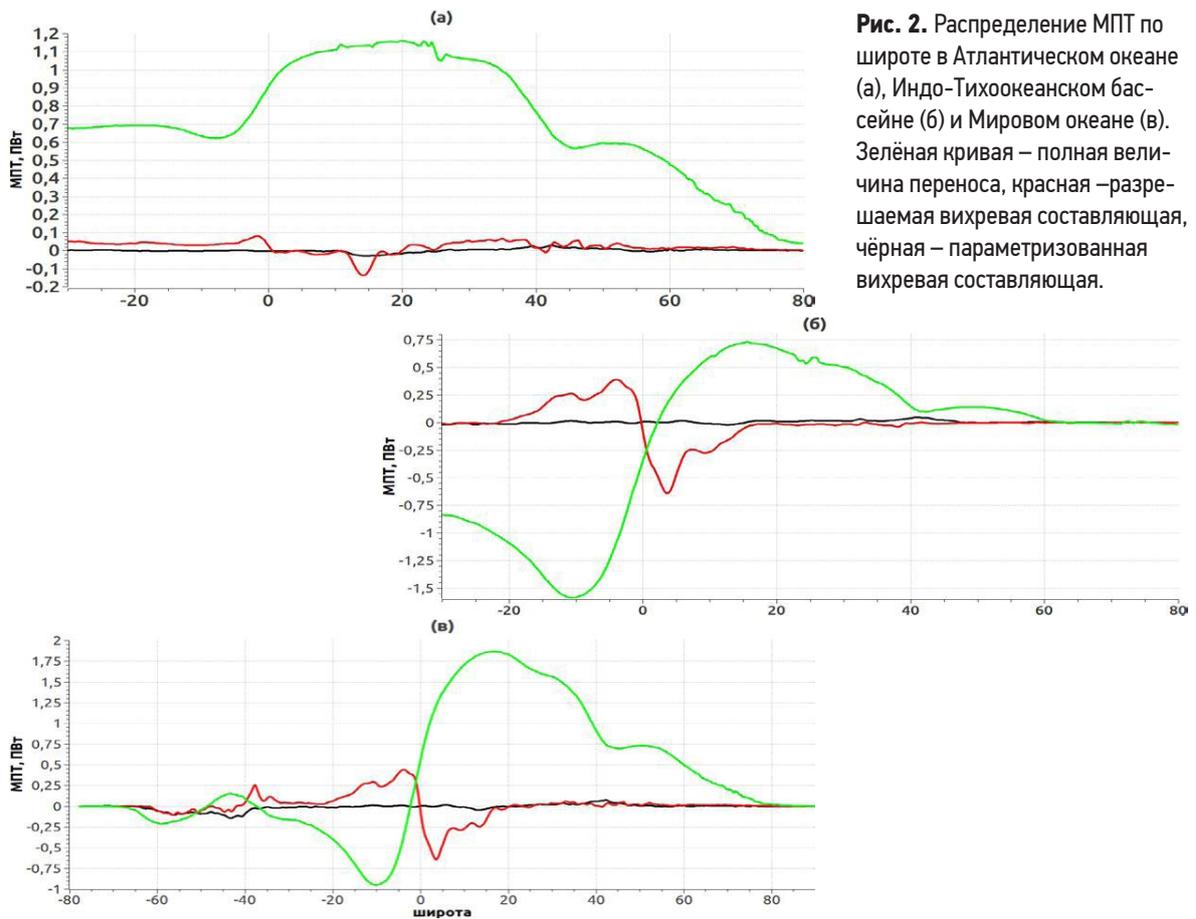


Рис. 2. Распределение МПТ по широте в Атлантическом океане (а), Индо-Тихоокеанском бассейне (б) и Мировом океане (в). Зелёная кривая – полная величина переноса, красная – разрезаемая вихревая составляющая, чёрная – параметризованная вихревая составляющая.

На рис. 3 представлены распределения интенсивности вихревого МПТ (в единицах ПВт на метр глубины), просуммированные по зональному направлению для Мирового океана (а) и отдельно для Атлантики (б). По результатам моделирования, вихревой МПТ в экваториальных районах сохраняет существенную интенсивность до глубин порядка 250 м, причём в поверхностном и подповерхностном слоях его направления противоположны. В Атлантическом океане этот эффект выражен в меньшей степени, чем в Тихом и Индийском. Атлантический экваториальный МПТ составляет примерно 1/6 от глобального и плотнее сосредоточен в верхнем слое океана.

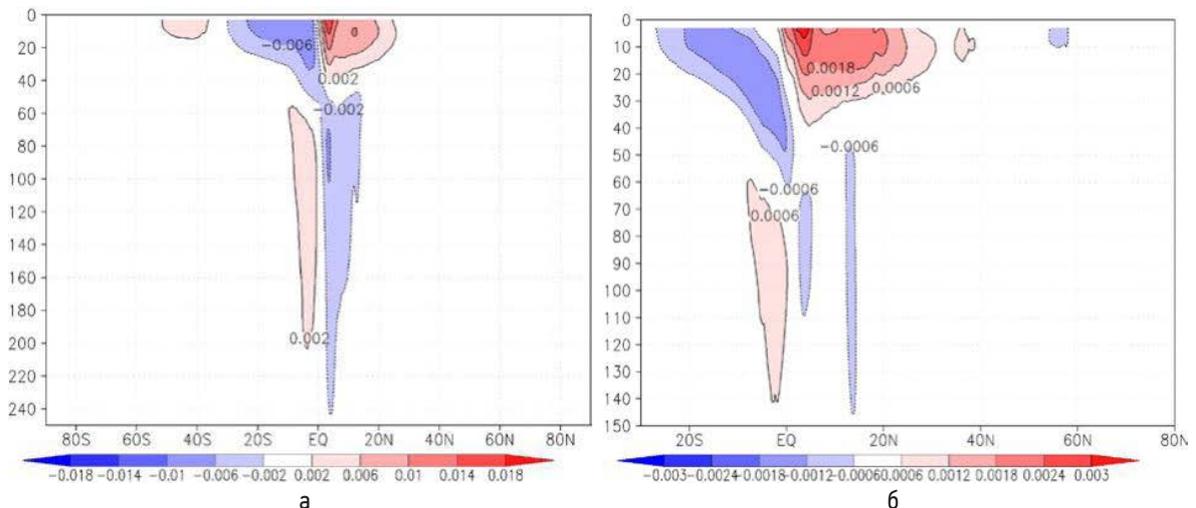


Рис. 3. Распределения интенсивности вихревого МПТ (в единицах ПВт на метр глубины), просуммированные по зональному направлению для Мирового океана и для Атлантики.

Расчёты проведены с использованием ресурсов суперкомпьютерных комплексов МСЦ РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова. Работы по созданию и настройке вихредопускающей модельной конфигурации выполнены за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 14-37-00053) в ФГБУ «Гидрометцентр России». Расчёты и анализ результатов выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН 1.3П.

Литература:

1. Trenberth K., Caron J. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Clim.* 2001. V. 14. P. 3433–3443.
2. Volkov D.L., T. Lee, L.Fu. Eddy-induced meridional heat transport in the ocean. *Geoph. Res. Let.*, 2008, V. 35, L20601.
3. Bryan, K. The role of mesoscale eddies in the poleward transport of heat by the oceans: A review, *Physica D*, 1996, 98, 249 – 257.
4. Schrum C., Backhaus J. Sensitivity of atmosphere-ocean heat exchange and heat content in North Sea and Baltic Sea. *A comparative Assessment, Tellus*, 51A, 1999. P. 526-549.
5. Griffies S.M., Biastoch A., Böning C. et al. Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs). *Ocean modelling*. 2009. V. 26. N 1-2. P. 1-46.
6. Ушаков К.В., Гранкина Т.Б., Ибраев Р.А. Моделирование циркуляции вод Северной Атлантики в рамках эксперимента CORE-II. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2016, т. 52, № 4, с. 416–427.
7. Griffies S.M., Hallberg R.W. Biharmonic Friction with a Smagorinsky-Like Viscosity for Use in Large-Scale Eddy-Permitting Ocean Models. *Mon. Wea. Rev.* 2000. V.128, 8. P.2935–2946.
8. Калмыков В.В., Ибраев Р.А. Программный комплекс совместного моделирования системы океан-лед-атмосфера-почва на массивно-параллельных компьютерах. *Выч. мет. и прогр.* 2013. № 14. С.88-95.
9. Large W., Yeager S. The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set. *Clim. Dyn.* 2009. V. 33. N 2-3. P. 341-364.
10. Da Silva A.M., Young C., Levitus S. *Atlas of surface marine data. NOAA Atlas NESDIS 6*, 1994.

Climatic clustering for Northern hemisphere using analytic signal for temperature series

¹Tartakovsky V.A., ^{1,2}Volkov Y.V., ¹Cheredko N.N., ^{1,2}Kalashnikova D.A.

¹Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

²Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

E-mail: trtk@list.ru, krutikov@imces.ru, yvvolkov@tpu.ru, atnik3@rambler.ru

Special attention has been paid to global climate change which is accompanied by a significant transformation of the geophysical fields of various climatic parameters in recent decades. This transformation has influence on the properties of the environment subsequently. There is increasing interest in studying of the processes and mechanisms of transformation and distribution of external energy depositions which are the cause of the formation of climatic zones on the Earth's surface.

Different climatic classifications have been developed. These classifications lead to a variety of climatic conditions in a particular system and fix the distribution boundaries of different climatic patterns.

In this article we propose a formalized approach applied to the classification of climatic signals and the isolation of climatic structures. This approach makes it possible to the variability and stability of climatic structures at different spatial-temporal scales.

In this paper the initial climatic signals are the average monthly temperature values measured in the surface layer over 56 years at 818 meteorological observing station located in the Northern hemisphere.

The surface temperature is an integral indicator of climate change. The temperature values averaged over short time intervals change because of the rotation of the Earth around the Sun with a period equal to one calendar year. Changes of global natural and climatic processes are cyclical. It can be seen in the characteristic oscillations in time. The oscillatory process can be described in terms of amplitude and phase. Based on the phase characteristic new estimates describing the laws of parameters behavior during certain time intervals were constructed. The phase is introduced on the basis of the theory of the analytical signal.

Iterative algorithm of phase grouping was developed. Classification of signals in the offered algorithm is based on a intercomparison of all phase estimates of temperature signals and an identification of groups with similar patterns of behavior at a predetermined value of the correlation coefficient.

The experiment for 818 series of average monthly temperatures has showed the convergence of the iterative process to the established level of computational accuracy. The application of the phase grouping algorithm has allowed for the initial 818-dimensional space of average monthly temperatures measured over 56 years to being combined in 17 groups with typical phases characterizing temperature changes.

The physical validity of the new approach is confirmed by the correspondence of the obtained clusters to the characteristic features of known climate typifications.

Выделение климатических кластеров в Северном полушарии на основе применения аналитического сигнала к температурным рядам

¹Тартаковский В.А., ^{1,2}Волков Ю.В., ¹Чередыко Н.Н., ^{1,2}Калашникова Д.А.

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

²Томский политехнический университет, Томск, Россия

E-mail: trtk@list.ru, krutikov@imces.ru, yvvolkov@tpu.ru, atnik3@rambler.ru

В последние десятилетия особое внимание уделяется глобальным климатическим изменениям, которые сопровождаются существенной трансформацией геофизических полей различных климатических параметров, что впоследствии оказывает влияние на свойства среды обитания. Возрастает актуальность исследования процессов и механизмов трансформации и распределения внешних энергетических воздействий, в результате которых на поверхности Земли формируются климатические зоны.

Разными исследователями разработаны классификации климатов, приводящие разнообразные климатические условия в определенную систему и фиксирующие границы распространения отдельных типов и видов климата [1, 2].

В то же время существует ряд работ [3-5], в которых говорится о необходимости пересмотра классических границ климатических зон в связи с наблюдаемыми климатическими изменениями. Повысить уровень объективности таких классификаций можно путем разработки формализованных подходов для оперативного мониторинга природно-климатических процессов.

Цель данной работы – разработка формализованного подхода для классификации климатических сигналов и выделения климатических структур, позволяющего проводить исследования их изменчивости и устойчивости в различных пространственно-временных масштабах.

Чаще всего для объективного структурирования полей элементов климата используют различные модификации кластерного анализа [6, 7]. Существует много разновидностей успешно реализованных методов кластеризации числовых данных. Тем не менее, для реализации большинства из них есть необходимость задавать количество кластеров до начала кластеризации, что существенно ограничивает возможности исследования климатических данных. Избежать этой проблемы можно реализуя иерархические методы кластеризации. Иерархические методы не лишены недостатков, к ним относятся сложность определения условия останова, такое, что позволило бы выделить «естественные» кластеры и не допустить дальнейшего их разбиения, а также выбор «точки» разделения или слияния кластеров.

Разработка алгоритма классификации климатических сигналов и выделения климатических структур, позволяющего проводить исследования их изменчивости и устойчивости в различных пространственно-временных масштабах сводится к решению ряда задач: выбор исследуемой характеристики, определение общего признака и меры сходства, построение алгоритма, по иерархическому принципу, не требующего предварительного задания количества кластеров, и сходящегося к конечному числу групп.

Определение признака, позволяющего выделить группы из совокупности климатических сигналов, является непростой задачей, так как требует анализа физических свойств исходных сигналов и оценки процессов их формирующих. В данной работе в качестве исходных климатических сигналов взяты среднемесячные значения температуры, измеренные в приземном слое за 56 лет на 818 метеостанциях, расположенных в Северном полушарии Земли

Приземная температура является интегральным индикатором климатических изменений. В силу вращения Земли вокруг Солнца значения температуры, усредненные за короткие промежутки времени, изменяются с периодом, равным одному календарному году. Изменения глобальных природно-климатических процессов имеют циклический характер, что отражается в виде колебаний во времени значений величин их характеризующих. Колебательный процесс может быть описан в терминах амплитуды и фазы [8]. Существует большое количество работ проводящих анализ и построение классификаций с использованием абсолютных и относительных значений температур, а также оценок дисперсии этих величин. При группировке значений температуры получают распределения температурных полей по поверхности Земли, в которых не учитывается или теряется информация об изменениях исследуемого

параметра во времени. В колебательном процессе такой характеристикой является фаза. При построении алгоритма группировки данная характеристика выбрана в качестве базовой.

Фазовая характеристика определяет законы поведения исследуемых параметров за определенные временные интервалы. Преимущество применения фазы обусловлено тем, что данная характеристика позволяет выделить локальные климатические изменения, необходимые для построения классификации климатических зон.

Вычисление фазы колебания. Колебание может быть описано двумя составляющими: огибающей (амплитудой) и фазой. Их непротиворечивое определение дается на основе аналитического сигнала (АС), введенного в 1946 г. Д. Габором [8].

Аналитический сигнал $W(\tau)$ является комплексной функцией, которая представляет колебание температуры $T(\tau)$ во времени как естественное обобщение гармонических колебаний:

$$W(\tau) = T(\tau) + iV(\tau), \quad V(\tau) = \frac{1}{\pi} \text{v.p.} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{T(s)}{\tau - s} ds,$$

где несобственный интеграл определен в смысле главного значения по Коши (v.p.) в тех случаях, когда $s \rightarrow \pm\infty$ и при $\tau = s$. Мнимая составляющая аналитического сигнала – $V(\tau)$ является Гильберт-трансформантой [9] его действительной части $T(\tau)$. Введение $W(\tau)$ позволяет определять амплитуду и фазу известным способом:

$$a(\tau) = \sqrt{T^2(\tau) + V^2(\tau)}, \quad \varphi(\tau) = \arctg \frac{V(\tau)}{T(\tau)}.$$

Если спектр сигнала сосредоточен в относительно узком интервале частот (узкополосный или квазимонохроматический сигнал), то амплитуда и фаза мало меняются за время, соответствующее периоду несущей частоты. Для комплексного представления на основе АС величина такого изменения амплитуды и фазы при определенных условиях оказывается минимальной.

С вычислительной точки зрения преобразование Гильберта эквивалентно умножению в частотной области (ν) на функцию $i \operatorname{sgn} \nu$, поэтому АС, соответствующий данной действительной функции $T(\tau)$, получается путем обнуления одной половины частотного спектра этой функции. Такой односторонний спектр называют причинным или каузальным.

Критерий классификации. В основу работы положена гипотеза, о географической обусловленности фазовой модуляции температурных колебаний. Крупномасштабные циркуляционные процессы и локальные географические условия вносят свой вклад в трансформацию фазы температурного колебания. Под действием факторов различной природы, происходят возмущающие воздействия на геосферу, что выражается в изменении характера колебаний, формируется сложный вид фазовой модуляции. Критерием классификации служит согласованность колебаний температуры в отдельных географических регионах. Наиболее подходящим Критерием расстояния между оценками или критерием группировки является коэффициент корреляции r , как мера тесноты взаимосвязи между отдельными фазовыми оценками.

Описание алгоритма. Разработан итерационный алгоритм классификации температурных сигналов, который будем называть алгоритм фазовой группировки. Классификация сигналов в разработанном алгоритме построена на взаимном сравнении всех фазовых оценок температурных сигналов и выделении групп со сходными закономерностями поведения этих оценок при заранее заданном значении коэффициента корреляции. Группы фазовых оценок, удовлетворяющие заданному значению корреляции формируют «текущую» фазовую оценку, рассчитываемую как среднее из формирующих группу оценок. Далее каждая оценка, входящая в группу заменяется на «текущую», и процесс группировки повторяется до тех пор, пока будут происходить изменения в составе групп и изменения «текущих» оценок. При выполнении условия завершения процесса итерации с заранее заданной точностью, «текущие» оценки, полученные на последнем шаге итерации, принимаются в качестве «типовых» фаз. Каждая типовая фаза характеризует отдельный климатический класс (рис. 1.). Завершением процесса группи-

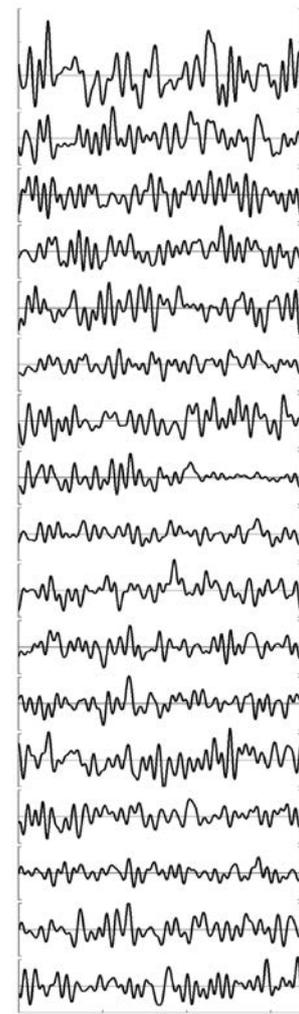


Рис. 1. Типовые фазы, расположены сверху вниз, соответствующие 17 выделенным климатическим классам при уровне корреляции исходных фаз = 0,8. Горизонтальные линии проведены с шагом 0,2 рад.

ровка является вычисление коэффициента корреляции между исходными и типовыми фазовыми оценками и отнесение исходных к одной из групп или к категории оценок, не вошедших в группы.

В алгоритме фазовой группировки значения коэффициента корреляции определяют уровень детализации групп. В зависимости от величины коэффициента корреляции можно достичь разных уровней сокращения количества индивидуальных оценок при существовании в них сходных закономерностей. Результаты применения алгоритма для территории Евразии представлены ранее [10]. Эксперимент, проведенный для выборки из 818 рядов среднемесячных температур, показал сходимость итерационного процесса до установленного уровня вычислительной точности (рис. 1).

Заключение. В данной работе представлен новый подход для решения задачи исследования и классификации климата на основе описания временных рядов температуры как фазомодулированного колебания. Фаза вводится на основе теории аналитического сигнала. Разработан алгоритм фазовой группировки, применение которого позволило исходное 818-мерное пространство среднемесячных значений температур, измеренных за 56 лет, сократить до 17 кластеров с типовыми фазами, характеризующими изменения температур. Физическая обоснованность нового подхода подтверждается соответствием полученных кластеров характерным особенностям известных климатических типизаций. Таким образом, фаза как характеристика температурного колебания позволяет объективно выделять климатические классы и дает возможность в дальнейшем получать динамические климатические классификации.

Литература:

1. Köppen W (1936) *Das geographische System der Klimate*. In: Köppen W, Geiger G (ed) *Handbuch der Klimatologie*. 1. C. Gebr, Borntraeger, pp 1–44.;
2. Kottek M, Grieser J, Beck C, Rudolf B, Rubel F (2006) *World map of the Köppen-Geiger climate classification updated*. *Meteorol Z* 15:259–263..
3. Rohli R.V., Joyner T.A., Reynolds St. J., Shaw C., Vazquez J.R. *Globally Extended Köppen-Geiger climate classification and temporal shifts in terrestrial climatic types // Physical Geographi*. 2015. V. 36. Is. 2. PP. 142-157.
4. X. Zhang, X. Yan *Spatiotemporal change in geographical distribution of global climate types in the context of climate warming // Clim Dyn* (2014) 43:595–605 DOI 10.1007/s00382-013-2019-y
5. Franziska H., Körper J., Spangehl T., Cubasch U. *Shifts of climate zones in multi-model climate change experiments using the Köppen climate classification // Meteorologische Zeitschrift*. 2012. V. 21. № 2. PP. 111-123.
6. X. Zhang, X. Yan *Spatiotemporal change in geographical distribution of global climate types in the context of climate warming // Clim Dyn* (2014) 43:595–605 DOI 10.1007/s00382-013-2019-y
7. Bieniek P. A., Bhatt U. S., Thoman R. L., Angeloff H., Partain J., Papineau J., Fritsch F., Holloway E., Walsh J. E., Daly Ch., Shulski M., Hufford G., Hill D. F., Calos S., and Gens R. *Climate Divisions for Alaska Based on Objective Methods // J. Appl. Meteor. Climatol.* – 2012 – V. 51. – PP. 1276–1289. u др.
8. Gabor D. *Theory of communication // Journal of IEE*. 1946. V. 3. Pt. 3. PP. 429-441.
9. Вакман Д.Е., Вайнштейн Л.А. *Амплитуда, фаза, частота – основные понятия теории колебаний // Успехи физ. наук*. 1977. Т. 123. Вып. 4. С. 657–682.
10. Тартаковский В.А., Крутиков В.А., Волков Ю.В., Чередыко Н.Н. *Классификация климата путем анализа фазы температурных рядов // Оптика атмосферы и океана*. – 2015. – Т. 28. – № 8. – С. 711-718.

Evaluation of dynamics of agroclimatic conditions by the methods of trend and factor analysis

Sukhoveeva O.

Institute of geography RAS, Moscow, Russia
E-mail: olgasukhoveeva@gmail.com

The most noteworthy climate changes were registered in the last years that may be proved by comparing figures obtained with climatic norm records. One of the results of present climate warming is the change of agroclimatic conditions, the accurate calculations of which will let to neutralize their negative consequences for agriculture.

The aim of the present research is to determine regularities of change of agroclimatic conditions during the century period taking into account the last 30 years, and to classify the climatic parameters by the factor analysis method.

Materials of the investigation were longstanding data of 19 meteorological observatories of Central Non-black Soil Zone. Regularities and oscillations of air temperature, amount of precipitations, active temperature sum and hydrothermal coefficients changes were determined.

In the Central Nonblack Soil Zone the strong and intensive upward heat supply trend, especially for the last three decades, has been marked. During the last 30 years there happened increase of average annual ($0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ years}$) and average monthly air temperatures (in winter $\geq 0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ years}$, to $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ years}$), increase of heat supply (growing degree-day trend $48\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ years}$, in Western regions $\geq 55\text{ }^{\circ}/10\text{ years}$), continuation of warm and vegetation period. Moistening becomes unstable (monthly trend $5\text{ mm}/10\text{ years}$, annual trend $> 30\text{ mm}/10\text{ years}$) but in vegetation period average moisture content increases.

Climatic conditions were classified into three factors according to method of factor analysis: the first – winter temperatures till the beginning of active vegetation period, the second – autumn temperatures till the formation of stable snow cover, and the third (only in southern territories) – precipitations and temperature of the central summer months.

Оценка изменений агроклиматических условий методами трендового и факторного анализа

Суховеева О.Э.

Институт географии РАН, Москва, Россия
E-mail: olgasukhoveeva@gmail.com

Актуальность. По определению МГЭИК, изменение климата означает изменение его состояния, определяющееся с помощью статистических испытаний через изменения средних значений и/или изменчивость его свойств и сохраняющееся в течение длительного периода, продолжительностью не менее нескольких десятилетий [4]. Изменение климата и, в частности, агроклиматических условий, оказывает непосредственно воздействие в том числе и на сельскохозяйственное производство.

Для анализа климатических условий и их изменений используется разнообразные математические методы, ключевое место среди которых занимает нахождение средних показателей или отклонений величин от нормы [1]. Также возможно использование многомерных статистических методов, позволяющих определить структуру взаимосвязей между переменными, например, факторного анализа [3].

Цель исследования заключалась в том, чтобы с помощью стандартных и многомерных статистических подходов оценить современное состояние и изменчивость агроклиматических условий в одном из важнейших экономических районов Европейской территории России – Центральном Нечерноземье.

Материалы и методы. Материалами исследования послужили многолетние данные из базы ВНИ-ИГМИ – МЦД [2] по 19 станциям. В качестве основных агроклиматических показателей, отражающих условия территории, были приняты тепло- и влагообеспеченность, характеризующиеся температурой воздуха и суммой осадков по месяцам, за год и за вегетационный период, суммами активных температур, гидротермическими коэффициентами Селянинова (ГТК). В качестве меры изменчивости использовались средние квадратичные (стандартные) отклонения.

Рассматриваемый период был разделен на два временных отрезка, в рамках которых сравнивались климатические параметры:

- период до начала потепления климата – от начала наблюдений до 1980 г.,
- период современных климатических изменений – показатели 30 лет с 1981 по 2012 гг.

Для проведения факторного анализа использовались два наиболее длительных ряда наблюдений среднемесячных температур воздуха и количества осадков, полученных от метеостанций, расположенных в различных по тепло- и влагообеспеченности зонах: Елачьма (1886-2012 гг.) и Кострома (1925-2012 гг.). Анализ выполнялся с помощью программного пакета Statistica.

Чтобы максимизировать изменчивость и выделить наиболее значимые элементы в составе каждого из факторов проводилось их вращение методом варимакс. Для выбора необходимого количества факторов были использованы критерии “каменистой осыпи” и Кайзера. Рассчитанные факторные нагрузки интерпретировались как корреляции между факторами и переменными. Результаты проверялись с помощью значений общностей и матрицы остаточных корреляций.

Результаты и обсуждение. *Трендовый анализ.* В температурном режиме Центрального Нечерноземья повторяется общая тенденция к повышению средней температуры воздуха. Анализ многолетней (за 1881-2012 гг.) динамики среднегодовых температур воздуха показывает, что она увеличилась от $3,8 \pm 0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ в начале анализируемого периода до $5,1 \pm 0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ в конце. Рост ее составляет $0,30\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ и в большинстве точек превышает среднеквадратичные отклонения.

Наиболее интенсивно идет изменение температуры воздуха в холодный сезон (таблица 1). Средне-месячные тренды составляют в январе не менее 0,70 °C/10 лет, в марте превышают 0,45 °C/10 лет. Значительный рост отмечается в феврале и апреле. Наблюдаемый дисбаланс может нарушать правильный ход перезимовки растений.

Для летних и осенних месяцев характерна невысокая степень изменчивости, когда тренд температуры минимален и не превышает 0,13 °C/10 лет. Одновременно наблюдается увеличение продолжительности теплого периода за счет увеличения количества дней с положительными температурами, как в его начале, так и в конце, также значительно расширились границы безморозкового периода.

Таблица 1
Динамика изменения температур воздуха (°C/10 лет) и количества осадков (мм/10 лет) в Центральном Нечерноземье

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Температура	0,85	0,48	0,60	0,47	0,27	0,13	0,21	0,06	0,06	0,28	-0,03	0,29	0,30
Осадки	4,26	3,27	1,77	0,95	-0,48	4,29	0,20	1,26	2,84	3,82	2,53	3,20	26,95

Сумма активных температур как интегральный показатель изменения радиационного и теплового режимов отражает теплообеспеченность региона, а ее повышение является следствием общего роста температуры воздуха. До 1980 г. она была равна $2179,3 \pm 211,6$ °C, а за последние 30 лет увеличилась до $2280,9 \pm 219,0$ °C. В среднем рост сумм активных температур составляет 49,8 °C/10 лет (таблица 2).

В настоящее время (1981-2012 гг.) наибольшая теплообеспеченность отмечается на юго-западе Центрального Нечерноземья, где суммы активных температур достигают 2500°С, наименьшая обеспеченность – вдоль северной границы региона: не более 2000°С.

Согласно осредненным показателям, Годовые суммы осадков на территории Центрального Нечерноземья до 1980 г. составляли $572,4 \pm 88,1$ мм, увеличившись к последним 30 годам до $651,4 \pm 63,1$ мм. В центральные зимние и летние месяцы в западных районах и в осенние месяцы в южных районах отмечается наиболее значительный их рост, превышающий стандартные отклонения и составляющий более 5 мм/10 лет.

ГТК – основной показатель условий увлажненности вегетационного периода – на территории Центрального Нечерноземья увеличивается от 1,26 до 1980 г. до 1,34 за последние 30 лет. Однако в некоторые годы наблюдается значительное его уменьшение, связанное с тем, что на фоне роста температур снижается количество осадков теплого периода.

По результатам осреднения показателей за последние три десятилетия самой засушливой является юго-восточная часть Центрального Нечерноземья, где ГТК не превышает 1,10, а наиболее увлажнены северо-западные районы с ГТК более 1,55.

Факторный анализ. По результатам факторного анализа климатические условия были классифицированы на три фактора в Елатьме, на два – в Костроме (таблица 3) и сопоставлены с основными сезонными этапами годового цикла и фазами развития растений. Преобладающее влияние термического режима на формирование агроклиматических условий Нечерноземья подтверждается высокими значениями факторных нагрузок для температур воздуха по сравнению с осадками.

Таблица 3
Деление метеорологических элементов на факторы (факторные нагрузки)

Метеостанция	Фактор	Показатели	Месяцы												Собственные значения	Доля дисперсии
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Елатьма	1	T*	-0,08	-0,10	0,13	0,09	0,40	0,43	0,64	0,74	0,19	-0,02	0,07	0,02	2,59	0,108
		O	0,10	0,10	-0,14	0,01	-0,51	-0,43	-0,59	-0,58	-0,05	0,10	0,02	-0,12		
	2	T	0,63	0,60	0,70	0,60	0,17	0,10	0,24	-0,10	-0,08	0,01	0,03	0,07	2,56	0,107
		O	0,48	0,44	0,46	-0,08	-0,07	0,04	-0,06	0,16	0,21	0,23	0,22	0,26		
	3	T	0,08	-0,05	-0,07	-0,01	0,24	-0,36	0,01	0,14	0,61	0,48	0,70	0,11	1,88	0,078
		O	-0,06	-0,02	0,20	0,39	-0,08	0,34	0,07	-0,11	-0,21	0,09	0,41	0,05		
Кострома	1	T	0,49	0,58	0,71	0,56	0,25	0,37	0,22	-0,07	0,00	0,22	-0,05	0,09	3,06	0,127
		O	0,55	0,65	0,48	0,19	-0,09	-0,13	0,10	0,05	-0,05	0,24	0,18	0,48		
	2	T	0,05	0,02	-0,03	0,01	0,27	-0,26	0,54	0,61	0,51	0,09	0,51	-0,23	2,24	0,093
		O	0,03	0,05	0,16	0,35	-0,16	0,17	-0,42	-0,46	-0,17	0,30	0,36	-0,10		

* T – температура, O – осадки

Таблица 2
Динамика агроклиматических условий в Центральном Нечерноземье

Станция	Номер	Суммы активных температур, °С				Гидротермические коэффициенты			
		За весь период наблюдений	От начала наблюдений до 1980 г.	За 1981-2012 гг.	Динамика °С/10 лет	За весь период наблюдений	От начала наблюдений до 1980 г.	За 1981-2012 гг.	Динамика за 10 лет
Бологое	26 298	1998,1 ± 221,3	–	2050,3 ± 199,0		1,45 ± 0,41	–	1,48 ± 0,42	
Торопец	26 479	2086,8 ± 221,0	–	2139,6 ± 202,7		1,57 ± 0,48	–	1,62 ± 0,51	
Старица	26 499	2049,3 ± 209,2	–	2092,4 ± 209,2		1,53 ± 0,50	–	1,58 ± 0,45	
Смоленск	26 781	2112,7 ± 223,9	2015,3 ± 204,9	2222,3 ± 193,7	64,7	1,51 ± 0,44	1,45 ± 0,41	1,56 ± 0,48	0,03
Брянск	26 898	2381,3 ± 251,8	2296,6 ± 232,8	2487,1 ± 237,2	59,5	1,32 ± 0,36	1,29 ± 0,40	1,37 ± 0,31	0,03
Красная гора	26 976	2453,3 ± 221,9	2374,8 ± 197,7	2557,1 ± 211,9	57,0	1,28 ± 0,38	1,19 ± 0,39	1,40 ± 0,34	0,07
Трубчевск	26 997	2462,1 ± 238,0	–	2513,1 ± 222,4		1,26 ± 0,37	–	1,27 ± 0,36	
Кологрив	27 164	1799,4 ± 192,5	–	1840,0 ± 195,9		1,32 ± 0,48	–	1,27 ± 0,38	
Максатиха	27 208	1990,9 ± 221,6	–	2053,9 ± 205,7		1,40 ± 0,42	–	1,41 ± 0,45	
Рыбинск	27 225	2065,5 ± 207,4	1978,1 ± 185,4	2150,1 ± 194,3	53,8	1,37 ± 0,41	1,37 ± 0,41	1,37 ± 0,42	0,00
Кострома	27 333	2046,2 ± 211,3	1987,9 ± 189,7	2148,3 ± 211,0	50,1	1,25 ± 0,40	1,22 ± 0,40	1,29 ± 0,41	0,02
Пере-славль-Залесский	27 425	2105,5 ± 226,8	–	2172,3 ± 213,2		1,29 ± 0,42	–	1,29 ± 0,44	
Можайск	27 509	2121,6 ± 234,9	2047,6 ± 211,9	2225,5 ± 229,0	55,6	1,39 ± 0,43	1,33 ± 0,42	1,48 ± 0,45	0,05
Коломна	27 625	2330,3 ± 251,7	–	2432,3 ± 231,9		1,17 ± 0,31	–	1,16 ± 0,26	
Елатьма	27 648	2320,6 ± 220,9	2294,9 ± 213,1	2394,5 ± 229,8	31,1	1,22 ± 1,10	1,23 ± 1,25	1,20 ± 0,45	-0,01
Сухиничи	27 707	2257,5 ± 248,5	–	2311,4 ± 220,5		1,32 ± 0,39	–	1,37 ± 0,33	
Рязань	27 730	2375,4 ± 236,8	2334,4 ± 226,5	2447,3 ± 240,8	35,3	1,09 ± 0,37	1,09 ± 0,39	1,10 ± 0,34	0,00
Плавск	27 814	2402,0 ± 271,6	–	2455,8 ± 267,9		1,26 ± 0,41	–	1,34 ± 0,39	
Павелец	27 823	2339,4 ± 250,2	2284,4 ± 242,1	2416,9 ± 244,3	41,4	1,08 ± 0,36	1,08 ± 0,40	1,07 ± 0,32	0,00
Средняя	2194,6 ± 229,6	2179,3 ± 211,6	2280,9 ± 219,0	49,8	1,32 ± 0,44	1,25 ± 0,50		1,34 ± 0,40	

«–» - продолжительность временного ряда недостаточна для расчета средней

Наибольшая доля общей дисперсии приходится на холодный период, или период перезимовки от образования устойчивого снежного покрова и ухода растений под зиму до начала периода активной вегетации: температуры января-апреля в Елатьме, температуры и осадки в январе-апреле в Костроме.

Второй фактор соответствует температурному режиму периода позднелетнего и осеннего понижения температуры, до ее перехода через 0°С, созревания плодов, закалки и отмирания надземной вегетативной части: июль-ноябрь в Костромской и сентябрь-ноябрь в Рязанской области.

В южной части региона, в Елатьме, выделяется еще один фактор, сопоставимый с климатическими условиями летних месяцев (июнь-август), захватывающий период активной вегетации растений, когда наблюдаются абсолютные максимумы температур и отмечаются фазы цветения растений и созревания их плодов и семян.

Таким образом, в северной части Центрального Нечерноземья Костроме на долю двух факторов приходится 22% общей дисперсии внешних условий. На юге выделенные три фактора описывают

29,3% дисперсии климатических параметров: первый (холодного периода) – 10,8%, второй (осеннего периода) – 10,7%, третий – (летнего периода) – 7,8%.

Интересны обратные корреляции осадков теплого периода с первым климатическим фактором Елатьмы, значения которых наглядно подтверждают отрицательные связи между температурой воздуха и количеством выпадающих осадков в летние месяцы в зоне недостаточного увлажнения, где расположена рассматриваемая точка.

Выводы. Динамика современных климатических изменений в Центральном Нечерноземье имеет единую направленность по всему региону и находит свое отражение в трансформации агроклиматических ресурсов, увеличении продолжительности теплого и вегетационного периодов, нарушении хода перезимовки.

Повышение среднегодовых и среднемесячных температур воздуха одновременно приводит к значительному увеличению теплообеспеченности региона.

Отмечается положительный тренд годового количества осадков, при этом изменения гидротермического коэффициента направлены в сторону увеличения влагообеспеченности вегетационного периода.

Методом факторного анализа климатические условия Центрального Нечерноземья были количественно классифицированы, согласно сонаправленности динамических изменений, на факторы, соответствующие температурному режиму холодного сезона, термическим условиям осеннего периода, а также на юге условиям летних месяцев.

На основании выявленных закономерностей изменения климатических условий для наиболее полного использования природно-ресурсного потенциала территории необходима корректировка рекомендуемых сроков проведения агротехнических мероприятий.

Литература:

1. Дымников, В.П. *Моделирование климата и его изменений: современные проблемы* / В.П. Дымников, В.Н. Лысокозов, Е.М. Володин // *Вестник Российской академии наук.* – 2012. – Т. 82. □ № 3. – С. 227-236.
2. *Специализированные массивы для климатических исследований: Информация ВНИИГМИ-МЦД [Электронный ресурс].* □ Режим доступа: <http://aisori.meteo.ru/ClimateR>.
3. Шуметов, В.Г. *Факторный анализ: подход с применением ЭВМ* / В.Г. Шуметов, Л.В. Шуметова. – Орел: ОрелГТУ, 1999. □ 88 с.
4. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.).* □ Geneva, Switzerland : IPCC. □ 151 pp.

Investigation of city extension effect on Moscow megacity local climate based on numerical mesoscale modelling

^{1,2,3}Varentsov M.I., ¹Konstantinov P.I., ¹Samsonov T.E.

¹Lomonosov Moscow State University, Russia

²A.M. Obukhov institute of atmospheric physics RAS, Moscow, Russia

³Hydrometeorological Research Centre of Russian Federation

E-mail: mvar91@gmail.com

Ongoing processes of climate change and urban growth makes especially important investigation of the local climate modifications, caused by extension of the cities and changes of their planning and building features, and contribution of such modifications to observed or predicted climate changes. It is well known that features of urban surface strongly influences the atmospheric boundary layer and determine the microclimatic features of the local environment, such as urban heat island (UHI). In turn, UHI affects the atmospheric processes and conditions of meteorological comfort of urban dwellers. For Moscow city, forming the biggest agglomeration in Europe, population growth and city extension during last 40 years increased the mean UHI intensity (temperature difference between the city and mean value over rural area) by 0.4 °C (from 1.6 °C to 2 °C). Warming rates within the city are by and 10-15% higher than over surrounding rural area. Higher warming rates are observed both at the city center and its edges, but maximum rates take place not at the city edges, where new areas were built, but at the city center, where land use changes were much smaller. Also seasonal variations of UHI intensity changing rates exists. Maximum rates of its growth are observed for summer season: during considered period mean summer UHI intensity has grown by 1 °C. Such seasonal features are dangerous because they increase the repeatability of high air temperatures, making negative impact on the well-being and health of citizens in conditions of summer heat waves. However, more detailed investigation of

the city extension effect on local climate, based on observations at weather stations, is complicated because of low amount of stations with long-term observation datasets and need to separate the signals from urban growth, local land-use modifications in stations' surrounding and variations of repeatability of different synoptic conditions, more or less favorable for appearance of the urban-rural temperature contrasts.

Very promising for such investigations are regional climate models, because they allow to simulate changes of selected parameters under invariance of other conditions. Application of these models for investigation of city extension effect on local climate requires their possibility to adequately simulate features of urban climate and request sufficient spatial resolution, resolving heterogeneity of urban surface and related mesoscale processes, and special urban canopy parameterizations. In this research we consider experience of application of regional climate model COSMO-CLM, extended by urban canopy parameterization TERRA_URB (Wouters et al., 2016) for modelling of Moscow UHI and investigation of the urban growth effect on local climate. Model was used for dynamical downscaling of ERA-Interim reanalysis for the modeling domain, covering Moscow region with horizontal resolution about 1 km. For control numerical experiments, launched for model verification for several summer seasons, urban land-use and building parameters, required for TERRA_URB scheme, were defined according to realistic data of OpenStreetMaps, processed by special GIS-algorithm (Samsonov et al., 2015). Comparison of modelling results with observations at weather stations and air-quality control stations of MosEcoMonitoring has shown that model adequately simulates spatial and temporal variations of the UHI intensity. Modelled vertical structure of the UHI has also shown good agreement with existing studies. For investigation of urban growth effect on local climate we considered the case of doubling of the built area by adding new urbanized model cells around existing city and keeping constant building and land-use properties within Moscow Ring Road. Numerical experiment with doubled urban area were launched for the same seasons as control experiments, and differences between experiments with city extension and control experiments were analyzed. It was shown that considered case of urban extinction increases temperature not only for additionally build model cells, but also for "old" part of the city and its center. For example, temperature at city center, averaged for summer season 2014, was increased by 0.3 °C and mean nocturnal temperature - by 0.6 °C. In addition, effect of urban growth on precipitation sum was revealed. For example, considered case of urban extension increases mean precipitation sum for summer 2014, calculated for 50 km by 50 km area around the city by 15%, while increase of the mean sum for whole model domain (160x160 km) was only 3%.

Acknowledges: Research was supported by Russian Foundation for Basic Research (RFBR) and Russian Geographic Society (RGS): RFBR projects №16-35-00474 and №16-05-00704, RGS-RFBR project № 13-05-41306.

References:

1. Samsonov T. E., Konstantinov P. I., Varentsov M. I. Object-oriented approach to urban canyon analysis and its applications in meteorological modeling //Urban Climate. 2015. V. 13. P. 122-139.
2. Wouters H., Demuzere M., Blahak U., Fortuniak K., Maiheu B., Camps J., Tielemans D., van Lipzig N. P. The efficient urban canopy dependency parametrization (SURY) v1. 0 for atmospheric modeling: description and application with the COSMO-CLM model for a Belgian summer //Geoscientific Model Development. 2016. V. 9. №. 9. P. 3027-3054

Изучение влияния расширения города на местный климат Московского мегаполиса по данным численного мезомасштабного моделирования

^{1,2,3}Варенцов М.И., ¹Константинов П.И., ¹Самсонов Т.Е.

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия

²Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

³Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации

E-mail: mvar91@gmail.com

Одной из важнейших современных особенностей развития является урбанизация, приводящая к тому, что на территориях городов, имеющих сравнительно небольшие площади, происходит концентрация значительной части населения Земли. В таких условиях свойства окружающей среды, в частности, ее климатические особенности, претерпевают изменения. Хорошо известно, что городская застройка оказывает влияние на пограничный слой атмосферы, что приводит к формированию характерных микро- и мезоклиматических особенностей, в первую очередь, эффекта городского острова тепла. Формируемая городом термическая аномалия, в свою очередь, оказывает воздействие на атмосферные процессы, а также влияет на условия комфортности/дискомфортности проживания людей.

На фоне современного потепления климата особенно актуальным становится изучение локальных климатических изменений, обусловленных ростом и развитием городов, приводящих к увеличению скорости изменения климата относительно «фоновой» регионального уровня. Так, для Москвы, формирующей вместе с городами-спутниками крупнейшую агломерацию России и Европы, рост численности населения и расширение города за последние 40 лет привели к тому, что на фоне потепления климата средняя интенсивность городского острова тепла (разности температуры в городе и средней «фоновой» загородной температуры) выросла с $1.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ до $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. на $0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$. В результате скорость потепления климата в пределах города за данный период была на 10-15% больше, чем в среднем по окружающим Москву «фоновым» станциям (рис. 1а). Большие относительные различия наблюдались для более короткого периода, на который пришлось так называемая «пауза глобального потепления» и скорость «фоновой» потепления была меньше (рис. 1б).

Примечательно, более что большая интенсивность потепления проявляется как в центре Москвы (метеостанция Балчуг), так и в других частях города, включая периферию городской агломерации (например, аэропорты Шереметьево и Внуково). При этом максимальная скорость интенсификации острова тепла наблюдается не на окраинах города, где в течение рассматриваемых периодов происходила интенсивная застройка новых территорий, а в центре. Также стоит отметить различия трендов интенсификации острова тепла для отдельных сезонов – они минимальны зимой и максимальны летом: так, средняя летняя интенсивность острова тепла за рассматриваемый временной период увеличилась примерно на $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$, еще сильнее увеличилась максимальная интенсивность, наблюдаемая в вечерние и ночные часы. Опасность таких сезонных особенностей заключается в том, что они могут способствовать увеличению повторяемости высоких значений температуры воздуха, оказывающих негативное влияние на самочувствие и здоровье горожан, в условиях экстремальной летней жары (так называемые «волны тепла»).

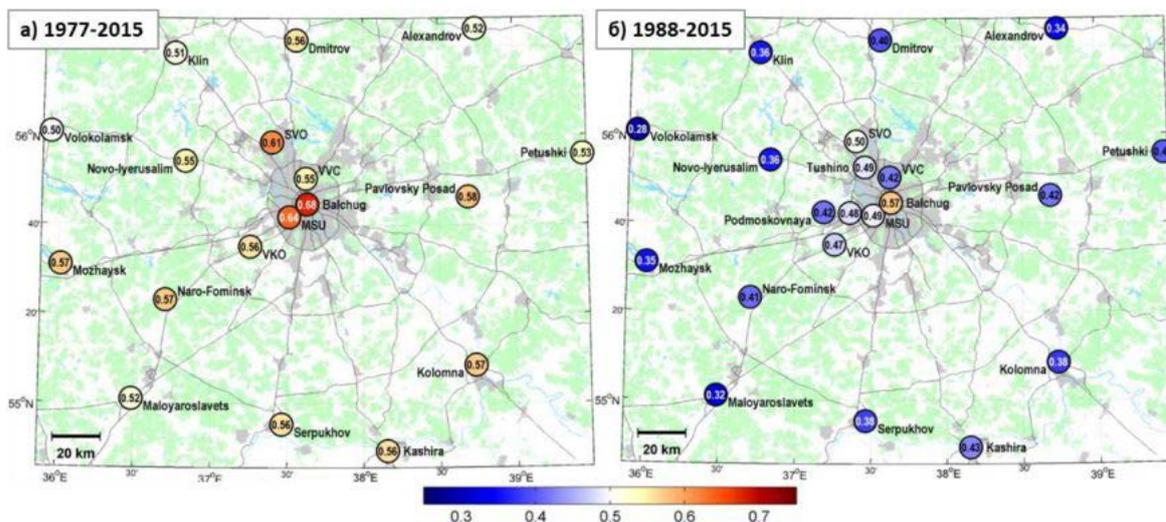


Рис. 1. Коэффициенты линейного тренда изменения средней годовой температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) для метеостанций Москвы и окрестностей за два временных периода.

Однако, несмотря на наглядность результатов, получаемых по данным станционных наблюдений, их использование для более детального изучения климатических изменений, обусловленных расширением города, затруднительно. Это связано с небольшим числом метеостанций с длительными рядами наблюдений в пределах города, а также сложностью отделения искомого сигнала от изменений локальных микроклиматических условий в окрестностях метеостанций и изменений повторяемости условий погоды, способствующих формированию более или менее ярко выраженных термических контрастов (хорошо известно, что интенсивность городского острова тепла зависит от синоптических условий, и ее максимальные значения наблюдаются в ясную и безветренную погоду). Еще больше сложностей возникает при изучении реакции на расширение города полей других метеорологических величин, например, осадков.

Широкие возможности для решения подобных задач открывают численные модели атмосферы, позволяющие задавать изменения тех или иных параметров при неизменности остальных условий. Изучения отклика местного климата на изменение размеров города или характеристик его планировки и застройки от таких моделей требуется способность адекватно воспроизводить основные особенности городского климата. Для этого они должны быть в должной мере пространственно детализированными, чтобы иметь возможность разрешить возникающие под влиянием формируемой городом термической аномалии мезомасштабные процессы, и учитывать особенности городской подстилающей поверхности и ее взаимодействия с атмосферой. В данном исследовании рассматривается опыт использования для

подобной задачи региональной мезомасштабной модели атмосферы COSMO-CLM (Böhm et al., 2006), дополненной параметризацией городской подстилающей поверхности TERRA_URB (Wouters et al., 2016). Цепочка численных экспериментов с данной моделью обеспечивала динамический даунскейлинг (детализацию) данных реанализа ERA-Interim в узлы сетки с горизонтальным разрешением в 1 км для области моделирования, охватывающего Москву и большую часть Московской области. Влияние городской поверхности учитывалось параметризацией TERRA_URB за счет модификации параметров подстилающей поверхности: задавались характерные для искусственных материалов значения теплоемкости и теплопроводности, параметр шероховатости рассчитывается с учетом высоты зданий, а значения альбедо и излучательной способности корректировались таким образом, чтобы учесть эффекты переизлучения и переотражения радиации в так называемых «городских каньонах» (Nunez, Oke, 1977). Также дополнительно задавался антропогенный поток тепла, рассчитываемый на основе средне-годовых значений с учетом характерного сезонного и суточного хода согласно (Flanner et al., 2009).

Чтобы убедиться, что модель адекватно воспроизводит термический режим Московского региона и пространственно-временную изменчивость городского острова тепла, была проведена серия численных экспериментов для нескольких летних сезонов, в которых задавались реалистичные параметры городской застройки (доля площади урбанизированной территории, высота зданий, отношение высоты зданий к ширине «городских каньонов»), рассчитанные по данным OpenStreetMap с использованием оригинальной технологии их обработки средствами ГИС (Samsonov et al., 2015). Сравнение результатов моделирования с данными наблюдений на метеостанциях Росгидромета и автоматических станциях контроля загрязнения атмосферы сети МосЭкоМониторинга, расположенных в пределах города и его окрестностях, показало, что модель адекватно воспроизводит характерные значения интенсивности городского острова тепла и их временную и пространственную (рис. 2а) изменчивость, что более подробно показано в (Варенцов и др., 2017). Также показано, что модель достаточно хорошо воспроизводит вертикальную структуру и протяженность городского острова тепла (рис. 2б), включая приподнятый «острова холода» над городом, также известный как crossover-effect, получаемые результаты согласуются описанными в литературе результатами (Кузнецова, Нахаев, 2010; Локошенко и др., 2016, Кислов и др., 2017).

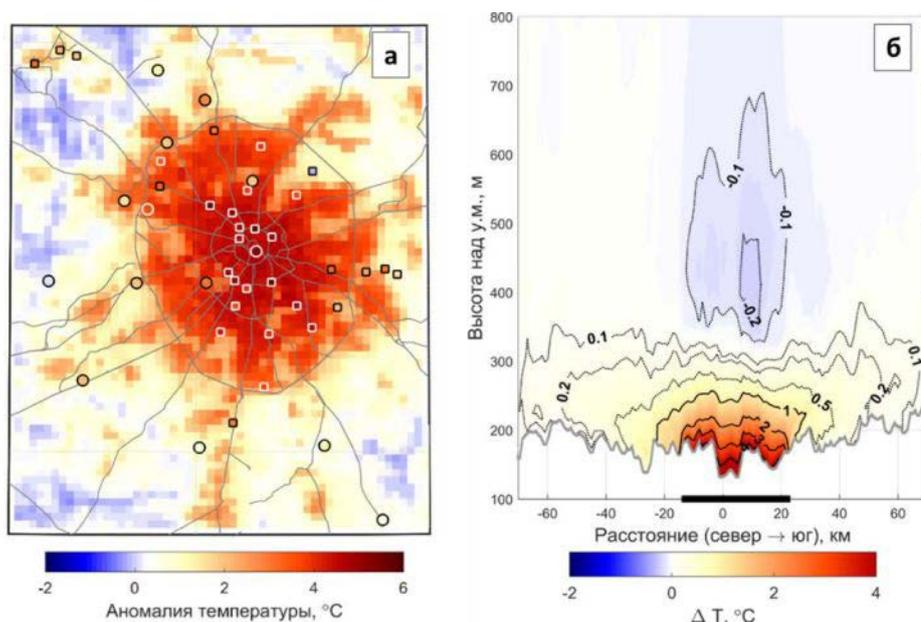


Рис. 2. а) Пространственное распределение аномалии средней за лето 2014 ночной температуры воздуха (отклонения от среднего «фонового» значения) по данным моделирования (цветной фон) и наблюдений на метеостанциях (круглые маркеры) и станциях МосЭкоМониторинга (квадратные маркеры), б) вертикальный разрез через центр Москвы с севера на юг разности средних ночных значений температуры воздуха за лето 2014 года между экспериментами с включенной и выключенной параметризацией TERRA_URB (черный отрезок показывает пересечение города).

Для исследования отклика климата Москвы на расширение города, аналогичные численные эксперименты были повторены с единственным отличием, заключавшимся в увеличении в два раза площади урбанизированной территории путем добавления новых модельных ячеек с застройкой по специальному алгоритму, итерационно моделирующего постепенное расширение города, при этом застройка внутри МКАДа оставалась без изменений. Разность средних за рассмотренные летние сезоны среднесуточных температур между экспериментами с удвоенной и реалистичной площадью города показывает, что застройка новых территорий на окраинах большого города приводит не только к локальному поте-

плению в пределах этих территорий, но и оказывает тепляющее влияние на «старую» часть города. Так, для лета 2014 года моделируемое двукратное расширение города привело к повышению средней температуры в центре города примерно на $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и средней ночной температуры (за 0 UTC) – на $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Также было рассмотрено влияние расширения города на поле осадков. На рис. 4 показаны поля разности сумм осадков за лето 2014 года между экспериментами с удвоенной и реалистичной застройкой (а) и между экспериментом с удвоенной застройкой и экспериментом с отключенной параметризацией TERRA_UBR, т.е. в котором город в модели отсутствовал (б). Высокую пятнистость этих полей можно объяснить стохастической природой летних конвективных осадков, небольшие возмущения приводят к тому, что области их выпадения смещались. Но на фоне пятнистости хорошо видно, что в районе города областей увеличения количества осадков значительно больше, чем областей уменьшения. По данным эксперимента с двукратным расширением города сумма осадков за лето в пределах области $50 \times 50\text{ км}$ вокруг города получилась на 15% больше, чем по данным эксперимента с реалистичной застройкой, и на 25% больше, чем по данным эксперимента без с отключенной городской параметризацией (при том, что сумма осадков, осредненная по всей области моделирования размером $160 \times 160\text{ км}$ увеличилась на 3 и 5% соответственно).

Таким образом, показано, что региональная мезомасштабная модель атмосферы COSMO-CLM с параметризацией TERRA_URB способна адекватно воспроизводить термический режим Московского региона и может быть использована для оценки климатического воздействия различных изменений размера города, его планировки и застройки. Рассмотренный пример с двукратным расширением города показал, что застройка периферийных территорий также вызывает потепление в «старой» части города и его центре, что согласуется с данными наблюдений, а также приводит к увеличению суммы осадков в окрестностях города.

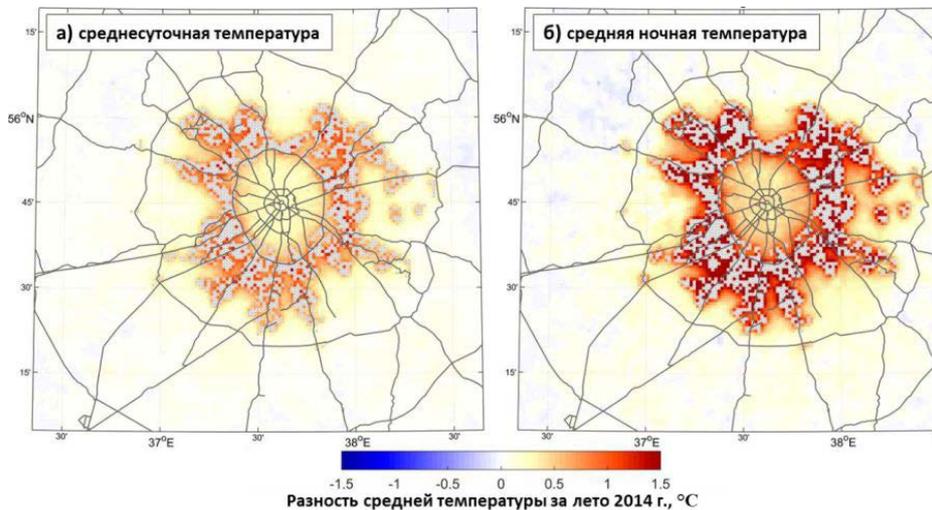


Рис. 3. Разность среднесуточной (а) и средней ночной (б) температуры за лето 2014 года между экспериментами с удвоенной площадью города и реалистичной застройкой. Модельные ячейки, в которых была задана «новая» застройка, показаны серым цветом.

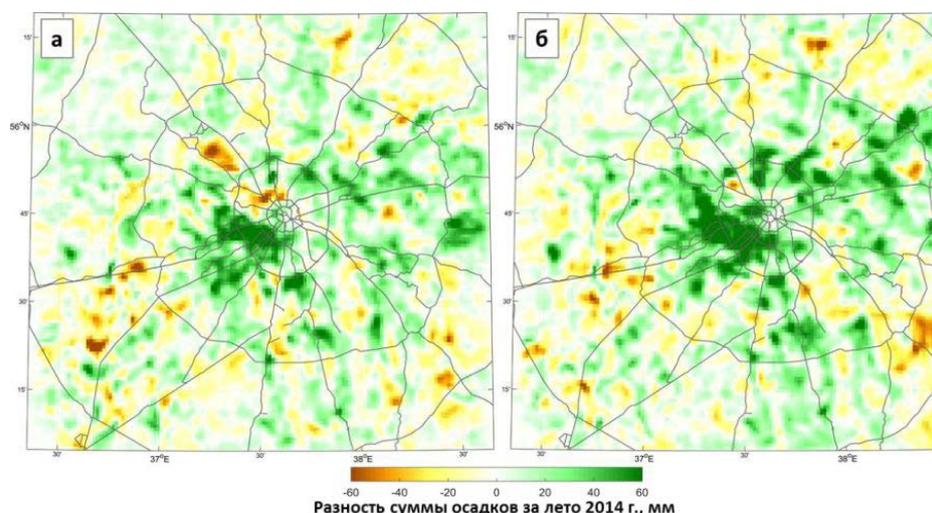


Рис. 4. Разность суммы осадков между экспериментами с удвоенной площадью города и реалистичной застройкой (а) и между экспериментом с удвоенной площадью города и экспериментом с отключенной параметризацией TERRA_UBR (б)

Благодарности: Работа выполнена при финансовой поддержке, оказанной Русским географическим обществом (Грант №12/2014/РГО-РФФИ) и Российском фондом фундаментальных исследований (Грант №16-35-00474 мол_а и №16-05-00704 А).

Литература:

1. Варенцов М.И., Самсонов Т.Е., Кислов А.В., Константинов П.И. Моделирование микроклимата московской агломерации с использованием региональной климатической модели COSMO-CLM. Вестник Московского университета. 2017 (в печати).
2. Кислов А.В., Варенцов М.И., Горлач И.А., Алексеева Л.И. «Остров тепла» московской агломерации и урбанистическое усиление глобального потепления// Вестник Московского университета. 2017 (в печати).
3. Кузнецова И. Н., Нахаев М. И. Сезонные особенности термической структуры нижних слоев атмосферы в московском мегаполисе по данным микроволновых измерений температуры //80 лет Гидрометцентру России. – 2010. – С. 389.
4. Локощенко М.А., Корнеева И.А., Кочин А.В., Дубовецкий А.З., Новицкий М.А., Разин П.Е. О высотной протяженности городского “острова тепла” над Москвой// Доклады Академии наук. 2016. Т. 466. №2. С. 213-217.
5. Böhm, U., Kücken, M., Ahrens, W., Block, A., Hauffe, D., Keuler, K., Rockel, B., Will, A. CLM - the climate version of LM: Brief description and long-term applications // COSMO Newsletter. 2006. Vol. 6. P. 225-235.
6. Flanner M. G. Integrating anthropogenic heat flux with global climate models //Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. №. 2.
7. Nunez M., Oke T. R. Energy Balance of an Urban Canyon// Journal of Applied Meteorology. 1977. V. 16. P. 11-19.
8. Samsonov T. E., Konstantinov P. I., Varentsov M. I. Object-oriented approach to urban canyon analysis and its applications in meteorological modeling //Urban Climate. 2015. V. 13. P. 122-139.
9. Wouters H., Demuzere M., Blahak U., Fortuniak K., Maiheu B., Camps J., Tielemans D., van Lipzig N. P. The efficient urban canopy dependency parametrization (SURY) v1. 0 for atmospheric modeling: description and application with the COSMO-CLM model for a Belgian summer //Geoscientific Model Development. 2016. V. 9. №. 9. P. 3027-3054.

The statistical experimental data analysis for mathematical atmosphere simulation by Kalman filter

¹Karpushin P.A., ²Popova A.I., ¹Popova K.Y., ^{1,3}Krasnenko N.P.

¹Tomsk State University of Control Systems and Radioelectronics, Tomsk, Russia

²Surgut State University, Khanty-Mansiysk Autonomus Okrug –Ugra, Surgut, Russia

³Institute of monitoring of climatic and ecological system SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: karpushinpa@rambler.ru

The probabilities analysis of correct aerological station work is provided, the hypothesis of empirical data normality is checked to use the Kalman filter algorithms, the space correlative cumulative distribution functions of meteosize are defined in this article. The results of statistical analysis are presented for temperature data and wind speeds data. The data were measured in two terms (0, 12 GMT) at the given heights during 2001-2016. These data will be used for mathematical model operation of physical atmosphere processes in a future works.

Статистический анализ экспериментальных данных для математического моделирования физических процессов атмосферы на основе аппарата фильтрации Калмана

¹Карпушин П.А., ²Попова А.И., ¹Попова К.Ю., ^{1,3}Красненко Н.П.

¹Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, Россия

²Сургутский Государственный Университет, Сургут, Россия

³Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: pavel.a.karpushin@tusur.ru

В статье приводится анализ вероятностей исправной работы аэрологических станций, проверяется гипотеза нормальности анализируемых эмпирических данных для возможности использования алгоритмов фильтрации Калмана, определяются пространственные корреляционные функции распределения метеовеличины. Представлены результаты статистического анализа двухсрочных (0, 12 GMT) радиозондовых наблюдений за температурой и составляющих скорости ветра на заданных высотах в период 2001-2016 годы для дальнейшего их использования в математическом моделировании физических процессов атмосферы.

В последние годы для математического моделирования физических процессов атмосферы, разработки и исследования алгоритмов восстановления мезометеорологических полей широко используется динамико-стохастический подход, основанный на теории фильтрации Калмана. Применение фильтра Калмана для подобных задач требует обоснования распределения искомым случайных метеовеличин по Гауссовскому закону [1]. Поэтому авторами проведены соответствующие исследования, где в качестве эмпирических данных использованы многолетние аэрологические наблюдения, представленные в коде КН-04 стандартных бюллетеней и телеграмм Всемирной Метеорологической сети (WMO) за период 2001–2016 гг. В работе была проверена гипотеза о нормальности распределения эмпирических данных, определены пространственные корреляционные функции метеовеличин, выполнен анализ вероятностей исправной работы каналов наблюдений.

Данные от аэрологических станций, были сгруппированы по географическим координатам в типовые мезометеорологические полигоны. На первом этапе обработки исходных аэрологических данных выполняется анализ кодовых комбинаций телеграмм и исправление ошибок кодировки. Применяя линейную интерполяцию вертикальные профили аэрологических данных для каждой выбранной станции приводятся к системе стандартных изобарических уровней и системе геометрических высот [2,3]

По полученному массиву в работе проводится анализ априорных вероятностей исправной работы каналов измерений, а также допустимые пороговые значения для принятия решений о наличии или отсутствии: 1) информации в каналах измерения; 2) аномальных выбросов в измерениях; 3) атмосферного фронта в пределах выбранного мезомасштабного полигона.

Чтобы оценить вероятность исправной работы q и вероятность отказа в канале измерения $(1-q)$, для каждой станции формируются массивы наблюдений по всей совокупности архивных аэрологических данных за фиксированный период времени. Массивы данных формируются для двух центральных месяцев: января и июля.

Предварительный анализ метеорологических данных на наличие пропусков показывает, что априорная вероятность исправной работы, как в зимний период, так и летний не превышает 0.89.

При анализе было учтено наличие в данных наблюдений аномальных ошибок, возникающих в процессе формирования, переписки и дешифрирования данных стандартных метеорологических телеграмм. Наличие подобных неоднородностей приводит к увеличению ошибок и к нарушению функционирования алгоритмов прогноза. Анализ рассчитанных статистических характеристик позволяет выявлять аномальные ошибки. Для этого используется разность между проверяемым значением и средним арифметическим.

В соответствии с теорией проверки гипотез модуль этой разности сравнивается с величиной $N\sigma$, где σ – стандартное отклонение выбранной метеорологической величины [4], где $N = 3$.

Важным моментом в анализе аэрологических данных является определение прохождения атмосферного фронта. Для этого используются сопоставление разности значений (приращения) давления, температуры и направления ветра в два последовательных срока (k) и $(k+1)$. Резкое изменение направления ветра, нарушающее монотонный характер изменения значений метеовеличин, служит явным признаком прохождения атмосферного фронта.

Для метеорологических измерений по каждой станции производится расчет априорных вероятностей обнаружения фронта и расчет пороговых значений, относительно которых принимается решение об отсутствии или наличии фронта.

Чтобы подтвердить статистическую гипотезу о нормальности анализируемых эмпирических данных метеовеличин, используется анализ коэффициентов асимметрии (А) и эксцесса (Е), а также числовые значения критерия согласия Колмогорова – Смирнова [4,5,6]. Для оценки отличий кривой нормального распределения от эмпирических кривых распределений используются формулы [7]:

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{n+4}}, \quad \sigma_E = \sqrt{\frac{24 * (n-5)}{n * (n+7)}}, \quad (1)$$

где σ_A – стандартная среднеквадратическая ошибка коэффициента асимметрии; σ_E – та же ошибка коэффициента эксцесса; n – число взятых реализаций. Ряд считается нормально распределенным, если выполняются условия:

$$|A| \leq 3\sigma_A, \quad |E| \leq 3\sigma_E. \quad (2)$$

В ходе анализа были исследованы временные статистические характеристики метеорологических полей. Для расчета статистических характеристик использовались выражения:

ν_1 – среднее по ансамблю значение метеорологических величин или первый начальный момент

$$\nu_1 = m_\xi = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \xi_i(t) \quad (3)$$

μ_2 – дисперсия или центральный момент второго порядка случайного процесса

$$\mu_2 = \sigma_\xi^2(t) = \frac{1}{N} \cdot \sum [\xi_i(t) - m_\xi]^2 \quad (4)$$

Е – коэффициент эксцесса (характеризует положение вершины кривой эмпирического распределения относительно кривой нормального распределения)

$$E = \frac{\mu_4}{\mu_2^2} - 3 \quad (5)$$

А – коэффициент асимметрии (характеризует «скошенность» кривой распределения)

$$A = \frac{\mu_3}{\mu_2^{3/2}}, \quad (6)$$

где μ_4 – четвертый центральный момент; μ_3 – третий центральный момент.

Результаты исследования показывают несущественное отличие эмпирической функции распределения данных наблюдения от нормального гауссова закона распределения. Неравенство (2) сохраняет истинное значение для каждой станции полигона. Незначительные отклонения от нормального закона распределения объясняются наличием систематических и случайных ошибок в данных наблюдений за метеорологическими полями атмосферы.

Статистический анализ показывает, что эмпирические распределения исследованных метеорологических величин с достаточной точностью могут быть описаны нормальным распределением, а это является основным условием использования фильтра Калмана для последующего применения в алгоритмах восстановления мезометеорологических полей. Распределение служит хорошей математической моделью наблюдаемых случайных величин.

Расчет корреляционных функций для станций осуществлялся по стандартным выражениям [8]:

$$\mu_\xi(\rho) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [\xi(r_i) - m_\xi(r_i)] [\xi(r_i + \rho) - m_\xi(r_i + \rho)], \quad (7)$$

где $\xi(r_j)$ – значения метеовеличины в точках пространства r_j , соответственно; $m_\xi(\rho)$ – математическое ожидание метеовеличины, ρ – расстояние.

На рис. 1, рис. 2 представлены пространственные корреляционные функции для выбранного полигона на различных высотных уровнях для синоптических периодов зима, лето.



Рис. 1 Пространственные эмпирические корреляционные функции метеорологических величин, зима

Пространственная корреляция температуры и составляющих ветра на всех взятых уровнях (рис. 1) затухает с увеличением расстояния ρ .

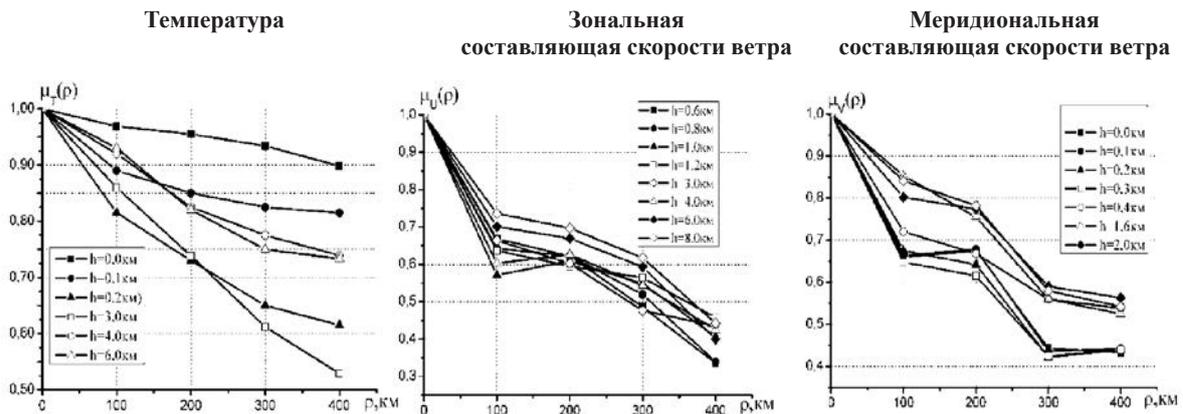


Рис. 2 Пространственные эмпирические корреляционные функции метеорологических величин, лето

На рис. 1 для летнего периода пространственная корреляция температуры и составляющих ветра на всех взятых уровнях ведет себя аналогично рис. 2.

Корреляционные функции представленные на рис. 1 и рис. 2 позволяют использовать аналитическое выражение

$$\mu(\rho) = e^{-\beta \Delta \rho}, \quad (8)$$

в качестве аппроксимирующей функции. Несмотря на то, что качество аппроксимации хуже, чем в [4,9], оно позволяет существенно упростить алгоритм фильтра Калмана для пространственного прогнозирования.

Результаты получены при частичной финансовой поддержке по проекту ПЧ-14/17 (раздел 07.08) государственного задания Минобрнауки России.

Литература:

1. Попов Ю. Б. Оценка параметров состояния атмосферы с использованием четырехмерной динамико-стохастической модели и линейного фильтра Калмана. Часть 1. Методические основы / Ю. Б. Попов // Доклады ТУСУР. – 2010. – № 1(21). – Ч. 2. – С. 5-11.
2. Лавриненко А.В. Диссертационная работа «Многомерные динамико-стохастические модели и их применение в прикладных задачах». ИОА, Томск.-2006.-С.136.
3. Попова А. И. Диссертационная работа «Применение адаптивных алгоритмов в численном методе пространственной и временной экстраполяции мезометеорологических полей». – ИОА, СурГУ, Сургут. 2006. – С.147.
4. Ильин С.Н. Диссертационная работа «Динамико-стохастический метод пространственной экстраполяции метеорологических полей в области мезомасштаба». -ИОА, Томск.- 2005.-С.120.
5. Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Я. Климатическая обработка метеорологической информации.- Л.: Гидрометеиздат, 1978.-С.295.
6. Манита А.Д. Теория вероятностей и математическая статистика: Учебное пособие. – М.: Издат. Отдел УНЦ ДО, 2001.-С.120.
7. Большаков В.Д. Теория ошибок наблюдений: Учебник для вузов – 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1983, 223 с.
8. Попов Ю. Б., Попова А. И. Оптимальная фильтрация и ее применение для задач мониторинга параметров состояния атмосферы в рамках локальных территорий. – Ханты-Мансийск : Полиграфист, 2008. – С.188.
9. Комаров В.С., Попов Ю.Б., Суворов С.С., Кураков В.А. Динамико-стохастические методы и их применение в прикладной метеорологии.- Томск. Изд-во ИОА СО РАН, 2004.-С.236.

Numerical modelling of the Earth ionosphere F region

¹Ostanin P.A., ^{2,3}Kulyamin D.V., ³Dymnikov V.P.

¹Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center (RCC), Moscow, Russia

³Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: ostanin.pavel@phystech.edu

The presented work is devoted to the problem of describing the mechanisms of formation, variability and forecasting the global state of the terrestrial ionosphere by numerical modelling of the average climatic characteristics. This work is a part of a research carried out in INM RAS, connected with modelling the global state of the upper atmosphere, and is aimed at developing the global numerical ionosphere and thermosphere model including the data assimilation system and using the dynamical-stochastic modelling for the poorly defined factors. Thus, the key feature of this work is reconciliation of the methodology with the existing and developed in INM RAS models of the neutral thermosphere and lower layers of the atmosphere.

The applicability of the problem is connected with the increased practical interest in the forecasting the cosmic weather, which is connected with the special role of the ionosphere for the radio communication, satellite systems and the whole cosmic branch. Nowadays there is a discontinuity between traditional semiempirical approaches and successfully applicable high-technological methods, which means high actuality of the problem.

The developing the dynamic 3d model of the terrestrial ionosphere is considered in this particular work, taking into account and coordinating the equations with the existing and developed in INM RAS model of the neutral thermosphere with further implementing of the discussed model as a computational block. The traditional assumptions are taken during the development (considering only the F-layer, the ambipolar diffusion approximation, single-ion approximation, etc.)

In the discussed model the continuity equation for the electron concentration and for the oxygen ion is solved with the account of the ambipolar diffusion among the magnetic field lines and photochemical processes. The equation reduces to the transfer and diffusion equation with photochemistry and dynamic processes. First stage is developing the unidimensional model along the vertical direction. On the second stage quasi-tridimensional problem including the ambipolar diffusion among the magnetic lines is considered. The third stage is to take into account the transverse electromagnetic drift and transfer by the neutral wind, by using the semi-Lagrangian method.

The peculiarity of the problem is the difference of the characteristic times at the lower and upper bounds by several orders, so, the system is rigid. The 2-nd order implicit monotonic scheme is used in the first stage. The obtained linear system is solved with the tridiagonal matrix algorithm.

During the numerical calculation the profiles of the electron concentration were obtained. Near the upper bound the solution behavior is determined by the photochemistry processes, and near the upper bound diffusion prevails. The electron concentration has a maximum of 10^6 cm^{-3} and then decreases to 10^5 cm^{-3} near the upper bound. The sensitivity of the profiles to the external parameters were also studied. This stage showed that the most important physical parameters of the model are the ionization rate and the neutral temperature.

The diurnal evolution of the electron concentrations at different latitudes was also investigated by variation the photoionization. The preliminary comparison with the empirical IRI model shows that the model is adequate for the middle latitudes during the day. This comparison also shows the necessity of taking into account the transferring and the electric field influence on the global evolution of the electron concentration.

Численное моделирование F-слоя Земной ионосферы

¹Останин П.А., ^{2,3}Кулямин Д.В., ³Дымников В.П.

¹Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

²Научно-исследовательский вычислительный центр Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

³Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: ostanin.pavel@phystech.edu

Представленная работа посвящена решению проблемы описания механизмов формирования, изменчивости и прогноза глобального состояния Земной ионосферы на основе численного моделирования средноклиматических характеристик F-слоя с особым вниманием к разработке эффективных численных методов и алгоритмов их реализации. Данная работа является частью реализуемого в данное время в ИВМ РАН направления исследований по моделированию глобального состояния верхней атмосферы Земли и направлена на разработку и развитие согласованной глобальной численной модели ионосферы и термосферы высокого уровня, в том числе с дальнейшим созданием системы усвоения данных наблюдений, а также применение методологии динамико-стохастического моделирования для учета плохо определенных факторов, влияющих на среднее состояние и изменчивость среды. Таким образом, одной из ключевых особенностей данной работы является согласование методологии разработки моделирования ионосферы с уже созданными в ИВМ РАН моделями нейтральной термосферы и нижних слоев атмосферы [1,2].

Актуальность данной задачи обусловлена повышенным в последние годы практическим интересом к исследованию и прогнозированию космической погоды, что связано с особой ролью состояния ионосферы для систем глобальной радиосвязи, спутниковых систем, а также для космической отрасли в целом. Состояние системы термосфера-ионосфера определяет как характеристики движения низкоорбитальных спутников и космических аппаратов, так и условия для распространения радиосигналов, обеспечивающих бесперебойную работу систем дальней радиосвязи, радиолокации, а также навигационных систем глобального спутникового позиционирования. На сегодняшний день существует разрывность между традиционными полуэмпирическими подходами в исследованиях верхней атмосферы и успешно применяемыми для прогноза погоды и изменений климата высокотехнологичными методами. Таким образом, задача создания по существу новой методологии моделирования и прогноза глобального состояния и изменчивости системы ионосфера-термосфера является крайне актуальной.

В работе рассматривается решение задачи по построению динамической трёхмерной модели Земной ионосферы (для 100-500 км) с детальным анализом решаемых уравнений, согласованных с уже разработанной моделью нейтральной термосферы ИВМ РАН [1], с целью дальнейшего включения этой модели в качестве вычислительного блока в совместную модель верхней атмосферы. При разработке первой версии модели ионосферы используются традиционные приближения (рассмотрение только F-слоя, динамическое преобладание амбиполярной диффузии, одноионная постановка, дипольное магнитное поле Земли, приближение совпадения географических и магнитных полюсов и др.) [3].

В модели решается совместное уравнение неразрывности для концентрации электронов и положительных ионов атомарного кислорода с учётом фотохимических процессов (ионизации и рекомбинации) и амбиполярной диффузии вдоль силовых линий Земного магнитного поля. Решаемое уравнение сводится к уравнению переноса и диффузии, с существенной ролью динамических процессов в верх-

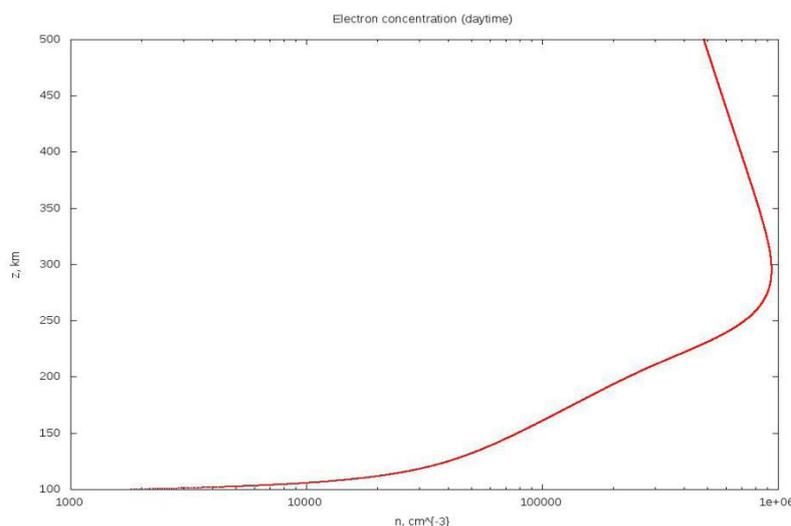


Рис. 1. Вертикальный профиль электронной концентрации в дневное время для характерных условий среднеширотной ионосферы по расчетам одномерной модели. Для удобства масштаб по горизонтальной оси выбран логарифмическим.

них слоях и плазмохимических процессов в нижних. На первом этапе работы рассматривается одномерная постановка с расчетом вертикальных распределений концентрации в зависимости от высоты в приближении амбиполярной диффузии вдоль вертикального направления без учета поперечного электромагнитного дрейфа и эффекта нейтрального ветра. Распределения температур и концентраций нейтральных составляющих, а также потоки ионизирующего солнечного излучения при этом считаются заданными внешними для модели параметрами. На втором этапе рассматривается квазитрехмерная постановка задачи в сферических географических координатах (в приближении тонкого сферического слоя, с учетом долготы только при вычислении локального времени) в приближении процесса амбиполярной диффузии вдоль магнитных линий, при этом конечные уравнения формулируются с помощью проекций соответствующего оператора на вертикальное и меридиональное направления. На третьем этапе работы рассматривается дополнительный эффект поперечного электромагнитного дрейфа и переноса нейтральным ветром, который будет реализован отдельно с помощью полулагранжева подхода.

Ключевой частью данной работы является поэтапная численная реализация данной модели. Особенностью решаемой задачи является разница в несколько порядков между характерными временами физических процессов для разных высот, что обуславливает сильную жесткость задачи. Для решения одномерной задачи на первом этапе работы построена и численно реализована неявная схема второго порядка по пространственной переменной, обладающая законом сохранения массы и сохраняющая монотонность решения. Полученная в результате конечно-разностной аппроксимации центральными разностями линейная система решается методом прогонки, при этом обращающаяся трёхдиагональная матрица имеет диагональное преобладание. На втором этапе используется аналогичный алгоритм для двумерной постановки.

Для рассматриваемой на первом шаге одномерной постановки проведен ряд численных экспериментов по отладке построенной численной схемы решения уравнения конвекции-диффузии и воспроизведению вертикальных профилей электронной концентрации в зависимости от высоты при реальных

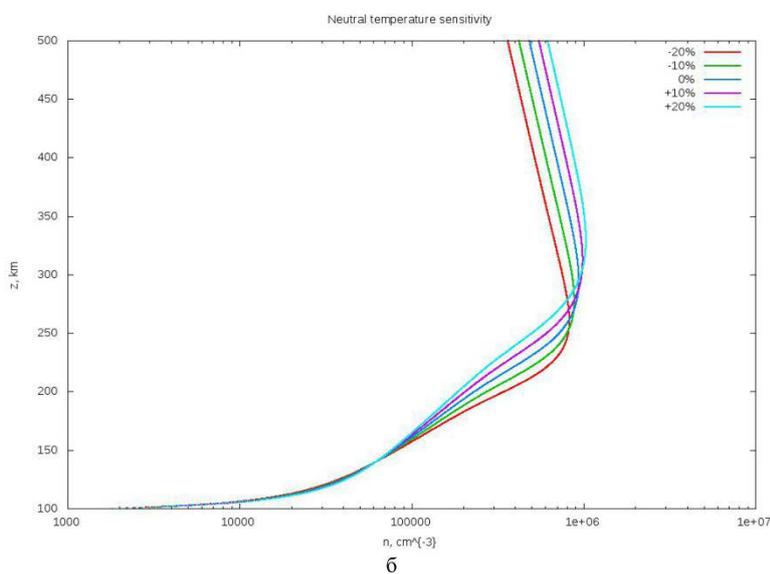
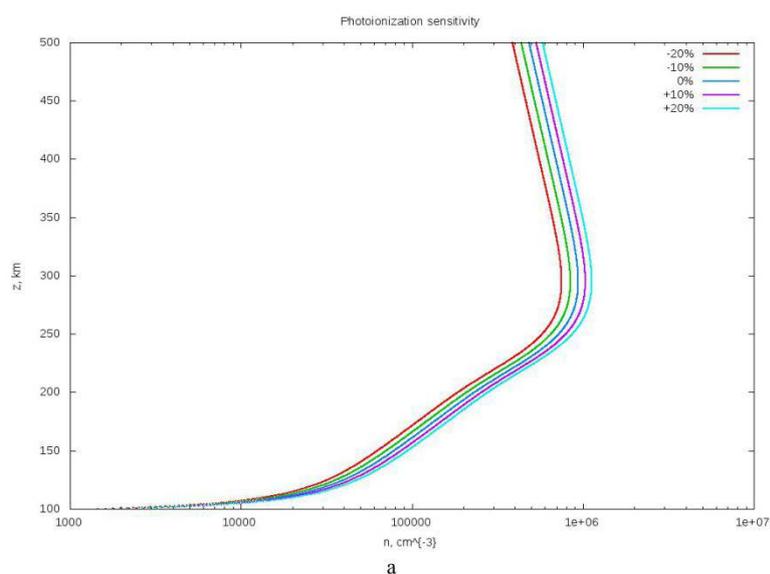


Рис. 2. Вертикальные профили электронной концентрации при различных величинах скорости ионизации (а) и нейтральной температуры (б), демонстрирующие чувствительность решения. Для каждой из кривых указано изменение той величины, к которой исследуется чувствительность (в процентах от исходного значения). По горизонтальной оси выбран логарифмический масштаб.

физических параметрах модели, соответствующих характерным условиям дневной среднеширотной ионосферы [3]. Была показана правильность численной реализации схемы на аналитических решениях стандартного вида. Характерный для дневного времени вид профиля представлен на рис. 1. Дополнительно была исследована роль пространственного разрешения и временного шага для точности решения. Для контрольных экспериментов использованы шаги по времени 5 минут и по вертикальной координате 10 км.

На высотах, близких к 100 км, основной вклад дают процессы фотохимии, вследствие этого решение возрастает вплоть до высот F слоя. В верхних слоях, наоборот, преобладают диффузионные процессы, связанные с действием силы тяжести, что дает экспоненциальное убывание концентрации с высотой. Величина электронной концентрации возрастает до 10^6 см^{-3} (максимум F-слоя на высоте порядка 250-300 км), а на верхней границе уменьшается на порядок.

Отдельно была исследована чувствительность профилей электронной концентрации к внешним параметрам модели: скорости ионизации и рекомбинации, электронной, ионной и нейтральной температурам, а также концентрациям нейтральных молекул. Особо отметим, что чувствительности к параметрам нейтральной термосферы важны в рамках задач дальнейшей разработки совместной модели. Показано, что наиболее существенными физическими параметрами для данной модели ионосферы являются скорость ионизации, а также нейтральная температура. На рисунках 2 и 3 представлены профили электронной плотности по высоте при различных значениях скорости ионизации (определяемой вариацией притока ионизирующего излучения) и нейтральной температуры. Характерная относительная чувствительность электронной концентрации в верхнем F слое ~ 1.1 по ионизации и ~ 2 по температуре, а в нижних слоях: ~ 0.7 и -1 соответственно, при этом высота максимума F слоя нелинейно меняется при вариациях температуры.

На каждом этапе работы по созданию модели проводилось исследование суточного цикла электронной концентрации на различных широтах за счет вариации ионизации. Для контрольных экспериментов с квазитрехмерной моделью используется горизонтальная сетка с шагами 2° по широте и 2.5° по долготе. Проведено предварительное сравнение с данными радарных наблюдений и эмпирической моделью IRI, показана адекватность модели для среднеширотных дневных условий при невозмущенной ионизации, а также необходимость учета эффектов переноса и электрических полей для более точного описания глобального поведения поля электронной концентрации.

Литература:

1. Kulyamin, D. V. and V. P. Dymnikov. *A three-dimensional model of general thermospheric circulation*. // *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. 2013. 28(4): 353-380.
2. Кулямин Д.В., Дымников В.П., *Моделирование климата нижней ионосферы*. // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*, 2015. Т. 51(3): С. 317–337.
3. Schunk, R.W. and A.F. Nagy, *IONOSPHERES Physics, Plasma Physics, and Chemistry*. 2009, New York, United States: Cambridge University Press.

Long-term variability of UV irradiance in Northern Eurasia according to INM-RSHU chemical-climate model and satellite measurements

¹Pastukhova A.S., ²Chubarova N.Ye., ³Smyshlyaev S.P., ³Galin V.Ya.

¹Moscow State University, Russia

²Russian State Hydrometeorological University, St.Petersburg, Russia

³Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: p-annet@mail.ru

Ultraviolet radiation (UVR) has large influence on human health and ecosystems and plays an important role in the atmospheric processes [12]. UV variability can be evaluated using ground and satellite measurements [110], numerical methods of calculations, model of reconstruction [3] and chemical-climate models (CCM) [1,7,8]. Erythemal irradiance which has maximum sensitivity in the range of 280-315 nm has the most detrimental effect on human health.

The main goal of this work is to analyze the existing variability of erythemal UVR at the Earth's surface on the basis of numerical experiments with CCM developed at the INM RAS and RSHU [1] as well as satellite measurements TOMS and OMI in Northern Eurasia. In addition, we study the effect of natural and anthropo-

genic factors on UVR due to variations in ozone concentration using different scenarios. We considered the influence of 4 principal factors: anthropogenic emission of halogens, sea surface temperature and sea ice coverage, solar activity and stratospheric aerosols. The scenario with a combination of all factors was also considered. Data of satellite instruments TOMS and OMI were used to validate the model results. In addition, the modeled UV trends were tested against direct measurements over Moscow region by the long-term UV measurements from the meteorological observatory of Moscow State University and UV reconstruction model.

The results of experiments with CCM INM-RSHU showed that the impact of anthropogenic emissions is the most significant cause of ozone depletion and, as a result, growth of UVR over the southern and central regions of Northern Eurasia. The influence of natural factors during averaging over the year is much less than the impact of anthropogenic ones. However, when considering individual seasons of the year, the role of natural factors increases noticeably.

Многолетняя изменчивость УФ радиации в Северной Евразии по данным химико-климатической модели ИВМ-РГГМУ и спутниковым измерениям

¹Пастухова А.С., ²Чубарова Н.Е., ³Смышляев С.П., ³Галин В.Я.

¹Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия

²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

³Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: p-annet@mail.ru

Ультрафиолетовая радиация (УФР) оказывает существенное влияние на природную среду и здоровье человека и играет важную роль в атмосферных процессах [12]. Для ее оценки используются различные методы: данные наземных и спутниковых измерений [10], численное моделирование с использованием точных методов расчетов [4], модели УФ реконструкции [6], а также химико-климатические модели (ХКМ) [1,7,8]. Наиболее опасной для здоровья человека является эритемная радиация, вызывающая покраснение кожи (эритему) и имеющая максимальную чувствительность в диапазоне 280-315 нм, поэтому важно знать ее уровень у поверхности Земли.

Развитие ХКМ позволило проводить исследования изменчивости содержания атмосферного озона и, соответственно, потоков УФР за счет учета в моделях обратных связей между изменчивостью содержания озона и других радиационно-активных газов атмосферы, а также полями радиационных потоков, температуры и характеристик динамики атмосферы. Оценка изменения УФР с помощью ХКМ приводится в [7,12]. Но в выполненных работах рассматривается, главным образом, только антропогенное воздействие, приводящее к изменению концентрации озона и УФР у поверхности.

Цель данной работы – провести анализ существующей изменчивости эритемной УФР у поверхности Земли на основе численных экспериментов с ХКМ, разработанной в ИВМ РАН и РГГМУ [1], а также по данным спутниковых приборов TOMS и OMI на территории Северной Евразии. Кроме того, в задачу входило детальное исследование влияния естественных и антропогенных факторов на величину УФР через изменение концентрации озона по данным моделирования. Для этого был поставлен ряд задач:

1. Получить модельные оценки озона, облачности и суммарной коротковолновой радиации у поверхности Земли с помощью ХКМ ИВМ-РГГМУ за период 1979-2015 гг. для территории Северной Евразии для различных естественных и антропогенных сценариев.
2. Сопоставить полученные данные ХКМ ИВМ-РГГМУ со спутниковыми данными TOMS и OMI и оценить качество воспроизведения значений общего содержания озона и облачного пропускания моделью.
3. Оценить тренды эритемной УФР у поверхности за счет изменений озона и облачности по данным ХКМ ИВМ-РГГМУ и провести сравнения полученных величин УФР с данными спутниковых измерений.

МЕТОДИКА РАБОТЫ

В качестве инструмента для проведения модельных экспериментов была использована комбинированная глобальная трехмерная химико-климатическая модель Института вычислительной математики РАН и Российского государственного гидрометеорологического университета (ХКМ ИВМ-РГГМУ) [1]. ХКМ ИВМ-РГГМУ имеет шаг сетки 5° по долготе и 4° по широте и охватывает слой атмосферы от 0 до 90 км. Химический блок включает в себя 74 основных газовых составляющих атмосферы, прямо или косвенно влияющих на темпы фотохимического изменения озона. Модель учитывает реакции кислорода, водорода,

азота, хлора, брома и серных циклов, что делает возможным изучить влияние химических процессов на формирование и развитие не только озона и связанных с ним газов, но и стратосферного сульфатного аэрозоля. Число и типы фотохимических реакций, используемых в модели позволяют исследовать изменения в основном связанных с озоном газов в стратосфере, тропосфере, и мезосфере мезосфере, а также рассчитывать поля температуры, ветра и влажности с учетом их обратных связей с составом атмосферы [1].

Модельные эксперименты с ХКМ выполнялись за период с 1950 по 2015 г. Промежуток с 1950 по 1978 год использовался для настройки и согласования модели. Расчеты проводились по различным сценариям с учетом вариаций солнечной активности, стратосферного аэрозоля, температуры поверхности океана и площади покрытия океана льдом и антропогенных выбросов галогенов. Величины антропогенных выбросов хлорсодержащих газов (фреонов) и бромсодержащих газов (галонов) и изменчивость их потоков с подстилающей поверхности с 1950 по 2015 год задавались по сценариям ВМО [13]. Данные об изменчивости спектральных потоков солнечной радиации моделировались на основании измерений и композиционных моделей LISIRD с 1980 по 2015 гг. [6]. Температура поверхности океана и площадь покрытия льдом задавались по результатам реанализа Met Office Hadley Centre с 1979 по 2015 г. Влияние стратосферного аэрозоля на содержание озона и УФ радиацию у земной поверхности изучалось на основании использования данных спутниковых измерений SAGE-I и SAGE-II с 1979 по 2015 г. [11]. Также был запущен вариант с учетом влияния всех вышеперечисленных факторов.

Для оценки чувствительности эритемной УФР к изменению озона использовался радиационный фактор усиления (RAF, в % на 1% изменения концентрации озона), который рассчитывался по формуле [5]:

$$RAF(h) = -1.10 * 10^{-4} * h^2 + 1.57 * 10^{-2} * h + 0.66,$$

где h – высота Солнца. Для оценки относительной изменчивости все расчеты проводились относительно 2000 г. Такая методика была использована для удобства последующей оценки УФ ресурсов.

Кроме того, для исследования реальной изменчивости УФР дополнительно по данным ХКМ ИВМ-РГГМУ рассчитаны значения облачного пропускания, которое представляет собой отношение суммарной радиации для всего коротковолнового спектра при облачных условиях (Q_{cloud}) к той же величине при условиях ясного неба (Q_{clear}): $CQ = Q_{cloud}/Q_{clear}$.

Используя принцип аддитивности, итоговые отклонения УФР были найдены как сумма отклонений УФР за счет облачного пропускания и отклонений за счет изменения общего содержания озона, рассчитанных по сценарию с учетом совокупности всех факторов.

Валидация полученных значений проводилась по данным спутниковых приборов TOMS и OMI, поскольку они имеют длинный временной ряд измерений (с 1979-го по настоящее время), а алгоритмы этих приборов обеспечивают однородность получаемых данных. Дополнительно была введена аэрозольная коррекция данных спутниковых измерений. Для этого использовались данные международной сети AERONET [15]. Для Московского региона проведено сопоставление модельных данных с данными измерений метеорологической обсерватории МГУ [14].

РЕЗУЛЬТАТЫ

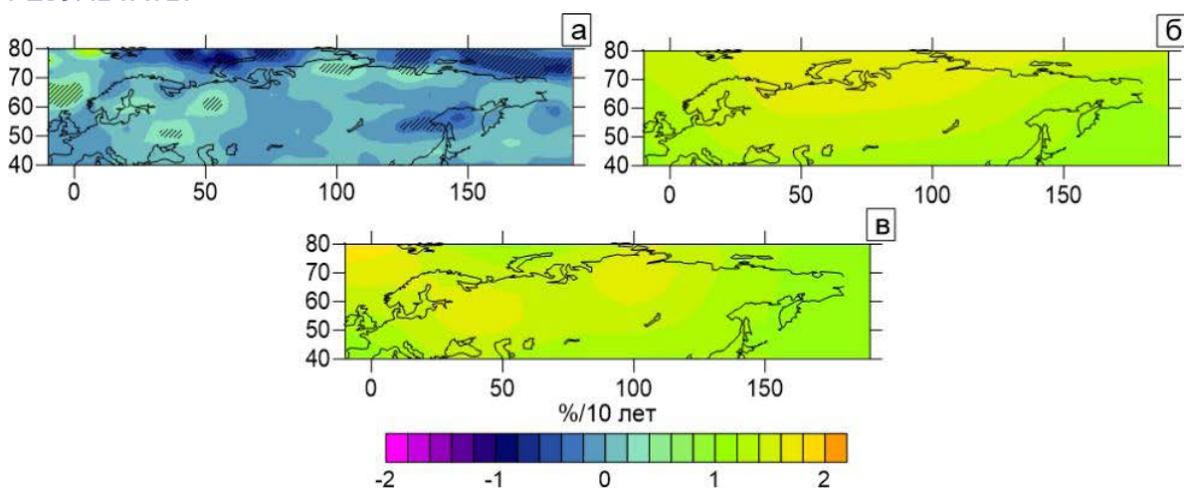


Рис. 1. Значения годовых трендов облачного пропускания эритемной УФР(а), отклонений УФР за счет озона по сценарию с учетом всех факторов(б), суммарных отклонений УФР(в), рассчитанные за период с 1979 по 2015 гг. по данным ХКМ ИВМ-РАН. Штриховкой на (а) показаны области трендов со значимостью более 95%. Все тренды на (б) и (в) являются значимыми.

По результатам расчетов ХКМ ИВМ-РГГМУ оценены тренды облачного пропускания за 10 лет (рис. 1а). Как видно из рисунка, главной причиной изменений облачных полей является общая циркуля-

ция атмосферы. Роль того или иного центра действия атмосферы меняется в зависимости от времени года. Зимой ярко выделяется область положительных трендов над Балтикой, связанных, по всей видимости, с уменьшением повторяемости циклонов в районе Исландской депрессии. Область отрицательных трендов над Охотским морем проявляется, вероятно, из-за усиления Алеутского минимума и, как следствие, учащения повторяемости циклонального типа погоды. Летом область отрицательных трендов возникает в районе Карского моря, поскольку вероятно из-за особенностей ОЦА все большая часть циклонов смещается к полуострову Таймыр, где заполняется и исчезает. В связи со снижением интенсивности дальневосточного муссона [2] на восточной периферии Евразии наблюдается зона положительных трендов облачного пропускания. При осреднении за год видно, что наибольшее значение для данной территории имеют вариации Исландского и Алеутского минимума, дальневосточного муссона, а также контраст температур суша/море.

Что касается трендов УФР, которые наблюдаются за счет вариаций озона (рис. 1б), то их распределение в течение года большей степени зависит от фотохимических и динамических процессов в стратосфере, хотя влияние центров действия атмосферы также имеет место. Так, в январе область нулевых и невысоких положительных трендов УФР связана с более выраженной в последние годы [9] адвекцией богатого озоном воздуха из низких широт, которая существует благодаря циркуляции Брюера-Добсона. В апреле наиболее ярко прослеживается уменьшение озона за счет антропогенных эмиссий галогенов, которые участвуют в гетерогенных реакциях на поверхности полярно-стратосферных облаков, приводящих к разрушению молекул озона, а следовательно к увеличению УФР у поверхности. В июле положительные тренды над Европой и ЕТР возникают, вероятно, вследствие увеличения повторяемости в данный период антициклонального типа погоды, способствующей уменьшению озона на высотах. В октябре выделяются зоны значимых отрицательных трендов над Карским морем, морем Лаптевых и Восточно-Сибирским морем. Из рисунка 1в видно, что суммарные изменения УФР во многом повторяют отклонения УФР за счет озона. Вклад облачного пропускания в течение года заметен в полярных областях над Северной Европой, а также в январе и июле в зоне действия дальневосточного муссона.

Проведение сравнения со спутниковыми данными OMI, TOMS с учетом дополнительной аэрозольной коррекции выявило удовлетворительное согласие с данными расчетов.

ВЫВОДЫ

1. Результаты экспериментов с ХКМ ИВМ-РГГМУ показали, что влияние антропогенных выбросов является наиболее существенной причиной сокращения озона и, как следствие, роста УФР над территорией Северной Евразии, в то время как влияние естественных факторов в отдельные периоды может быть также существенным.

2. В среднем за год на всей территории Северной Евразии наблюдаются положительные тренды УФР, составляющие 1-2%/10 лет. Определены районы, где наблюдается наиболее выраженные тренды УФР.

3. Сопоставления с данными спутниковых измерений в целом согласуются с результатами, полученными по данным моделирования.

Литература:

1. Галин В.Я., Смышляев С.П., Володин Е.М. Совместная химико- климатическая модель атмосферы, Изв. РАН, сер. ФАО, 2007, т. 43, № 4, с.437-452.
2. Шатилина Т.А., Анжина Г.И. Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948-2010 гг., Изв. ТИИРО, 2011, с.146-159.
3. Chubarova N.E. UV variability in Moscow according to long-term UV measurements and reconstruction model, *Atmos. Chem. Phys.*, 2008, 8, 3025-3031.
4. Chubarova, N., Zhdanova, Ye. Ultraviolet resources over Northern Eurasia, *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 2013, 127, 38-51.
5. Chubarova N., Zhdanova Ye., Nezval Ye. A new parameterization of the UV irradiance altitude dependence for clear-sky conditions and its application in the on-line UV tool over Northern Eurasia, *Atmos. Chem. Phys.*, 2016, 16, 11867-11881
6. DeWolfe A.W., Wilson A., Lindholm D.M. et al. Solar irradiance data products at the LASP Interactive Solar Irradiance Data Center (LISIRD), *Am. G. Un.*, 2010, GC21B-0881.
7. Egorova, T., E. Rozanov et al. Montreal Protocol Benefits simulated with CCM SOCOL, *Atmos. Chem. Phys.*, 2013, 13(7), 3811-3823.
8. Eyring, V., N. Butchart, D. W. et al. Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № D22. P. 308.
9. Garfinkel et al., Time-varying changes in the simulated structure of the Brewer-Dobson Circulation, *Atmos. Chem. Phys.*, 2017, 17, 1313-1327.
10. Ialongo I., Arola A., et al. Use of satellite erythemal UV products in analysing the global UV changes, *Atmos. Chem. Phys.*, 2011, 11, 9649-9658.

11. Thomason, L. W., Peter T. E. *Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP)*. SPARC Rep. 4, WCRP- 124, WMO Tech Doc. WMO-TD 1295, 2006, 348 pp.
12. UNEP. *Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: Assessment, 2010*, *J. of Photoch. and Photob. S.*, 2011, p. 165–320.
13. WMO. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010*. World Meteorological Organization. *Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 52, Switzerland(Geneva)*, 2011, 516 pp.
14. Zhdanova E. Y., Chubarova N. Y., Blumthaler M. *Biologically active UV-radiation and UV-resources in Moscow (1999–2013)*, *Geogr., En., Sust.*, 2014. ,no. 2, p. 71–85.
15. AERONET: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

Research of the main modes of natural variability in the climate model of Institute of Numerical Mathematics of RAS

¹Vorobyeva V.V., ²Volodin E.M.

¹Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

²Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: VVorobyeva@yandex.ru

In this work we use empirical orthogonal functions to calculate the main modes of the natural variability of the climate system. The concept of empirical orthogonal functions (EOFs) is introduced in [1].

As the beginning the EOF analysis in the INM RAS model was applied to the monthly mean values of sea-level pressure in the northern hemisphere. The first EOF is presented in the graph (Fig. 1).

It can be seen that the first EOF is expressed in a decrease of pressure at high latitudes and in its increase in the subtropics. It is also evident that pressure peaks are observed over the oceans. These results correspond quite well to observations. A similar phenomenon in nature is called arctic oscillation.

Let's consider the first EOF, built for the data of the monthly mean temperature of the Pacific Ocean in tropics (Fig. 2). This figure is comparable with observational data of the natural TOS anomaly during El Niño.

In addition, the air temperature at various heights and latitudes averaged along the longitude was processed. These model data contain temperature anomalies for 199 years beginning in August of the 1st year and ending with July of 200th year. Before calculating EOFs the annual climatic motion mean was subtracted from data and there was left only the northern hemisphere, starting at 18.75°N. Then the first five EOFs were calculated. The first EOF of the temperature anomaly at the 84.75°N latitude is shown in the graph (Fig. 3). It can be seen that during the winter period the temperature anomalies drop down, and the stratosphere warms. This process reflects a picture of sudden stratospheric warming. Also, another characteristic feature of sudden stratospheric warming is noticeable in the INM RAS model - the period of cold weather in the near-polar regions, which comes after this phenomenon.

Comment

Figures are the same as in the Russian version of article.

Исследование главных мод естественной изменчивости в климатической модели ИВМ РАН

¹Воробьева В.В., ²Володин Е.М.

¹Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

²Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: VVorobyeva@yandex.ru

В данной работе используется аппарат эмпирических ортогональных функций для вычисления главных мод естественной изменчивости климатической системы.

Введём понятие эмпирических ортогональных функций (ЭОФ), как это сделано в [1]. Пусть имеется набор данных $T_{i,n}$, где i – индекс по пространству, $i = 1, \dots, I$; $n = 1, \dots, N$ – индекс по времени.

Массив T может представлять собой данные на регулярной сетке или на станциях. Пусть среднее по времени значение T в каждой точке по пространству равно нулю, т.е.:

$$\sum_{n=1}^N T_{i,n} = 0$$

для любого i . Если это не так, то вычтем среднее значение из массива T .

Суммарная дисперсия D этого массива есть сумма дисперсий в каждой точке по пространству:

$$D = \sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^I T_{i,n}^2$$

В рассматриваемом пространстве можно ввести ортонормированный базис из векторов E_i , по которому разложим массив T :

$$T_{i,n} = \sum_{i=1}^I C_{i,n} E_i$$

где $C_{i,n}$ – коэффициенты Фурье.

Введём понятие дисперсии D_i , приходящейся на базисный вектор E_i :

$$D_i = \sum_{n=1}^N C_{i,n}^2$$

Сумма дисперсий, приходящихся на все базисные векторы, равна полной дисперсии:

$$D = \sum_{i=1}^I D_i$$

Определим эмпирические ортогональные функции массива T как базис, для которого на первый вектор приходится максимальная дисперсия из всех возможных векторов единичной длины; второй вектор ортогонален первому, и на него приходится максимальная дисперсия из всех единичных векторов, ортогональных первому; третий вектор ортогонален первым двум, и на него приходится максимальная дисперсия из всех векторов, ортогональных первым двум, и т.д. Так определённые ЭОФы являются собственными векторами ковариационной матрицы C с элементами

$$C_{i,j} = \sum_{n=1}^N T_{i,n} T_{j,n}$$

ЭОФы определены, таким образом, с точностью до численного множителя.

Как правило, если первая ЭОФ отделена по дисперсии от следующих, то она определяется каким-то одним физическим процессом, вносящим наибольший вклад в дисперсию рассматриваемого массива. Обычно процессом, дающим наибольший вклад в дисперсию какой-либо метеорологической величины, является её годовой ход. Поэтому, если специально не ставится задача исследования годового хода, то для вычисления ЭОФ из массива данных годового ход вычитают.

На начальном этапе аппарат ЭОФ-анализа в модели ИВМ РАН был применён к данным среднемесячных значений давления на уровне моря в северном полушарии. На графике (рис. 1) представлен первый ЭОФ.

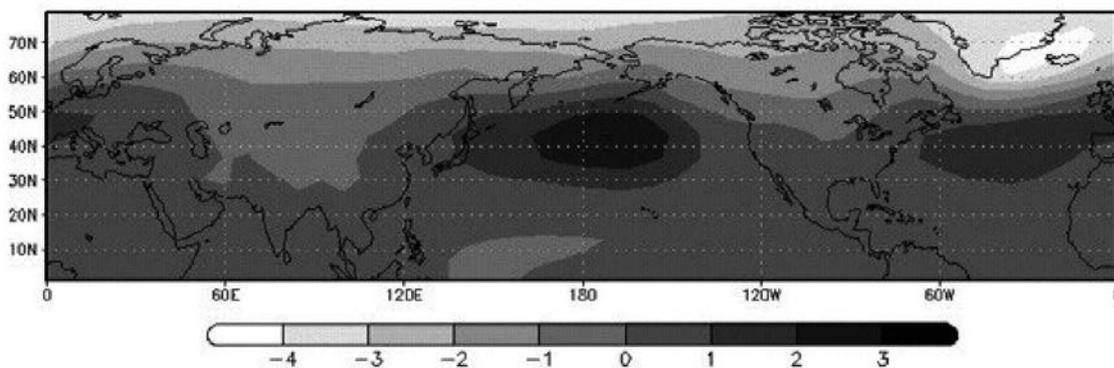


Рис. 1. Первая ЭОФ среднемесячного давления на уровне моря в северном полушарии, построенная по данным модели ИВМ РАН.

Видно, что первая ЭОФ выражается в уменьшении давления в высоких широтах и его увеличении в субтропиках. Также видно, что максимумы давления наблюдаются над океанами. Эти результаты соответствуют наблюдениям, в природе такое явление называется арктическим колебанием.

Далее рассмотрим первую ЭОФ, построенную для данных модели по среднемесячной температуре поверхности Тихого океана в тропиках (рис. 2). Данный рисунок довольно хорошо сопоставляется с данными наблюдений природной аномалии ТПО во время Эль-Ниньо.

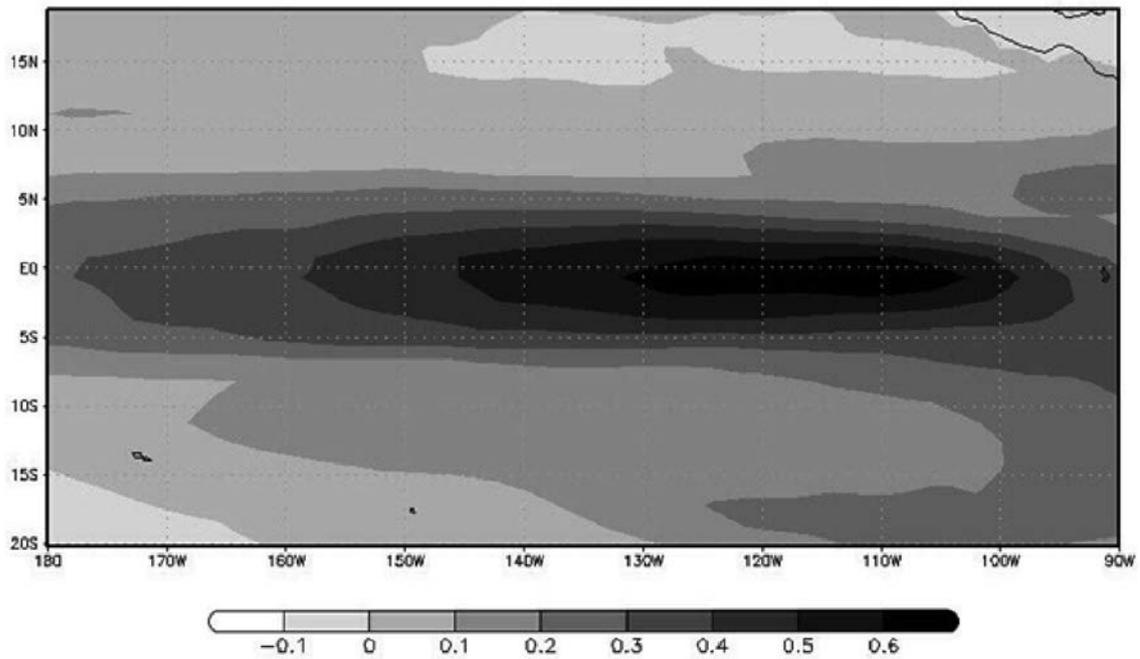


Рис.2. Первая ЭОФ среднемесячной температуры поверхности Тихого океана в тропических широтах, построенная по данным модели ИВМ РАН.

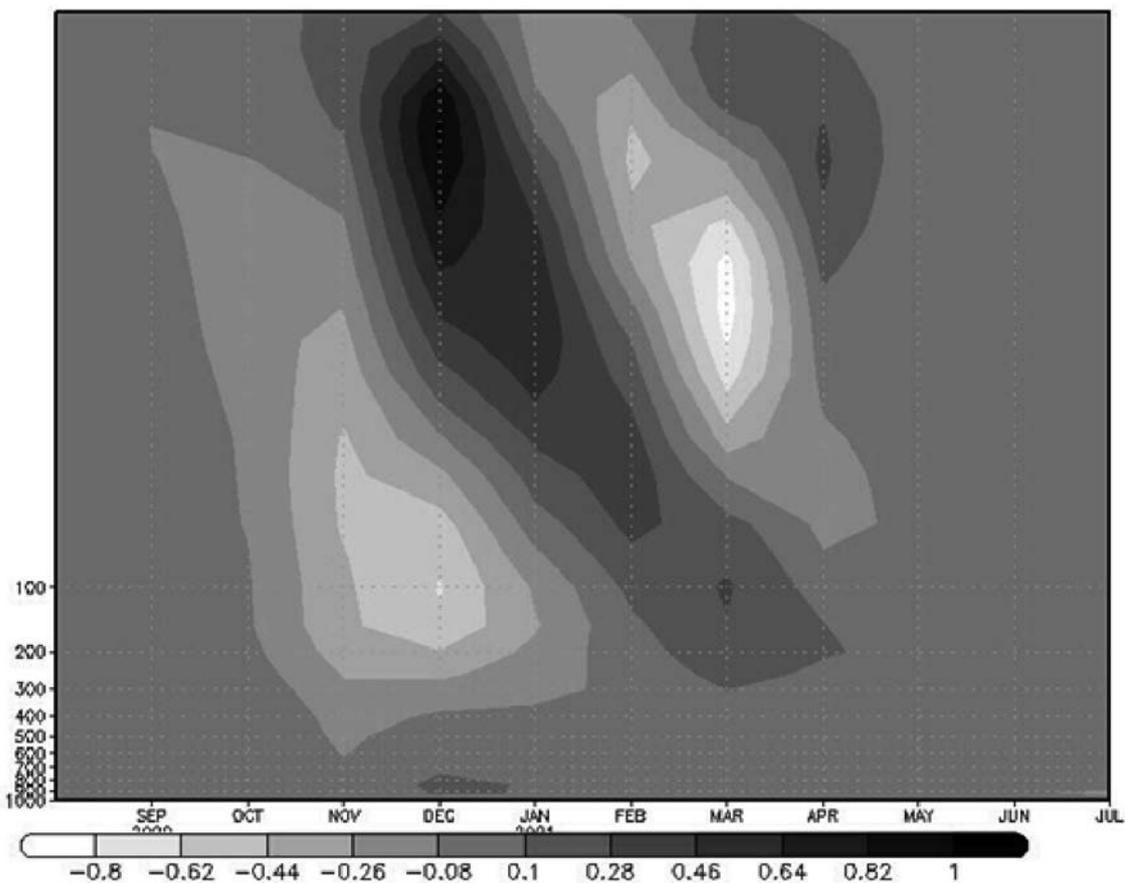


Рис.3. Первый ЭОФ температуры воздуха на различных высотах, осредненной вдоль долготы, на широте 84.75° .

Кроме того, была проведена обработка данных, выдаваемых моделью, а именно температуры воздуха на различных высотах и широтах, осредненной вдоль долготы. Выдача модели содержит данные аномалии температуры за 199 лет, начиная с августа 1-го года, и заканчивая июлем 200-го года. Из данных перед расчетом ЭОФов был вычтен среднеклиматический годовой ход, и оставлено только северное полушарие, начиная с 18.75° с.ш.. Для данной величины были вычислены первые пять ЭОФов. На графике (рис. 3) представлен первый ЭОФ температурной аномалии на 84.75° с.ш.. Видно, что в течение

зимнего периода аномалии температуры опускаются вниз, происходит потепление стратосферы. Этот процесс отражает картину внезапного стратосферного потепления. Также в модели ИВМ РАН заметна ещё одна характерная особенность внезапного стратосферного потепления – период понижения температуры в околополярных областях, наступающий после указанного явления.

Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке РФФИ, грант 14-27-00126.

Литература:

1. Володин Е.М. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы. Курс лекций. – М.: ИВМ РАН, 2007. – 89с.

Impact of autumn snow cover anomalies on following winter atmospheric dynamics in Siberia

^{1,2}Martynova Yu.V., ²Kharyutkina E.V., ^{1,2}Krupchatnikov V.N.

¹Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia

²Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

The study of the influence of autumn snow cover on the climate of the following winter at the middle and high latitudes of the Northern Hemisphere is a fundamental scientific task. The most extensive snow cover is formed in the Siberian part of the Eurasian continent. According to the NOAA satellite observations the main formation of snow cover in Siberia occurs in October [Gong G. et al., 2003; Dymnikov V.P. and others, 2003] that is associated with the change of seasons and the corresponding the changeover of the climate system behavior on this territory. It is obvious that the area of the snow cover formed in October can significantly affect the formation of processes that determine the climate system state in the following winter. [Allen R.J., Zender C.S., 2010; Barnett T.P. Et al., 1989; Gong G. et al., 2002; Walland D.J., Sommonds I., 1997; Watanabe M., Nitta T., 1998]. The mechanism of this interconnection is complex and largely involves stratospheric processes [Cohen J. et al., 2007].

The goal of this research is to assess the effect of positive snow cover anomalies, formed in October in Siberia, on the climatic conditions of this territory, which are formed in the following winter, using observations and climatic modeling data. Here the term "positive snow cover anomaly" means the exceeding by more than one standard deviation of the mean multi-year value of the October snow cover area.

The data obtained using the INMCM5 climate model [Volodin E.M., 2014] for the two vertical resolution options: 73 and 128 vertical levels in the atmosphere and observations were used for the study. The modeling period was 30 years: 1979-2008. The spatial distribution of the anomalies of the geopotential height, the behavior of the Arctic oscillation (AO) and the air temperature at the surface were considered.

Complex analysis of the snow cover variation in October, the AO index and the air temperature at the surface in the following winter did not reveal an obvious direct relation between this parameters. The regions of maximum and minimum of the AO pattern are shifted clockwise relative to the leading mode obtained by NOAA for the period 1979-2000 according to NCEP reanalysis data. Analysis of the anomalies of the geopotential height showed significant changes in wave activity (enhancement) in the case of snow anomalies only at heights above the boundary layer (above 850 hPa). Amplification occurs only in December in the stratosphere. Downward propagation of wave anomalies into the troposphere is obtained in January only in the case of a high vertical resolution (128 vertical levels in the simulation) and in February in both vertical resolution options.

This study is partially supported by the RFBF grants 16-35-00301, 16-05-00558 and by the grant of the RF President MK-2018.2017.5.

Влияние аномалий осеннего снежного покрова на атмосферную динамику последующей зимой в Сибири

^{1,2}Мартынова Ю.В., ²Харюткина Е.В., ^{1,2}Крупчатников В.Н.

¹Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Исследование влияния аномалий осеннего снежного покрова средних и высоких широт Северного полушария на климат последующего зимнего сезона этой территории является фундаментальной научной задачей. В зимний сезон целый ряд динамических аспектов атмосферы Северного полушария, таких как, например, расположение полярного струйного течения, шторм треки, температурный режим, определяется Арктическим колебанием (АК). Существование АК обусловлено, в первую очередь, внутренней динамикой тропосферы и крупномасштабными вихрями. При этом, однако, существенное влияние на него могут оказывать и другие процессы, такие как El Nino, квази-двухлетнее колебание, а также вариация площади снежного покрова. В силу климатических особенностей наиболее обширный снежный покров формируется в сибирской части евразийского континента. Более того, по данным спутниковых наблюдений Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) основное формирование снежного покрова в Сибири происходит именно в октябре [Gong G. et al., 2003; Дымников В.П. и др., 2003], что сопряжено со сменой сезонов и соответствующим перестроением поведения климатической системы на этой территории.

Очевидно, что величина сформировавшегося в октябре снежного покрова может оказывать значительное влияние на формирование процессов, определяющих состояние климатической системы в последующий зимний период. Существует ряд работ, описывающих наличие данной связи по различным данным моделирования [Allen R.J., Zender C.S., 2010; Barnett T.P. et al., 1989; Gong G. et al., 2002; Walland D.J., Sommonds I., 1997; Watanabe M., Nitta T., 1998]. Механизм этой взаимосвязи сложен и в значительной степени затрагивает стратосферные процессы [Cohen J. et al., 2007]. Величина снежного покрова Евразии рассматриваемой территории осенью быстро увеличивается, превышая нормальное значение. Возникшее диабатическое выхолаживание способствует увеличению давления на территории и приводит к снижению температуры ниже нормы, что приводит к увеличению восходящих потоков энергии в тропосфере, которые поглощаются в стратосфере. Сильная конвергентность волновых потоков обуславливает увеличение значений геопотенциальных высот, замедление полярного вихря и увеличение температуры в стратосфере. Возникшие аномалии геопотенциальных высот и ветров распространяются вниз из стратосферы в тропосферу вплоть до поверхности. В результате, на поверхности проявляется сильная отрицательная фаза АК, выраженная в увеличении приземной температуры воздуха.

Несмотря на то, что рассматриваемый механизм взаимодействия известен и хорошо описан [Попова В.В. и др., 2014; Cohen J. et al., 2007], существует несколько причин, по которым дальнейшие исследования в этой области останутся актуальными. Во-первых, выявлена только общая схема механизма влияния, но при этом остается не до конца выясненной сила влияния одних процессов на другие, а также условия проявления наиболее активного влияния. Во-вторых, по данным наблюдений, в силу их нерегулярности по пространству (особенно на территории Сибири) и, зачастую, по времени, можно получить только общую оценку связи рассматриваемых процессов. Данные наблюдений позволяют проверить напрямую только отдельные взаимодействия в рамках рассматриваемого физического механизма. Этот механизм в значительной степени затрагивает процессы в стратосфере, где почти отсутствуют данные инструментальных наблюдений, а при использовании спутниковых данных возникает ряд дополнительных сложностей (например, Vermote E.F. et al., 2002). Как следствие, одних только данных наблюдений недостаточно для исследований отклика атмосферных процессов на больших высотах. В этом случае наилучшие результаты может дать только совместное использование данных наблюдений и моделирования.

Целью работы была оценка влияния положительных аномалий снежного покрова, формирующегося в октябре на территории Сибири, на климатические условия этой территории, формирующиеся в последующий зимний сезон по данным климатического моделирования. Здесь термин «положительная аномалия снежного покрова» означает превышение более, чем на одно стандартное отклонение среднего многолетнего значения площади снежного покрова, формирующегося в октябре.

Для исследования были использованы данные моделирования, полученные с помощью климатической модели INMCM5 [Volodin E.M., 2014] для двух вариантов вертикального разрешения: 73 и 128 вертикальных уровней в атмосфере. Период моделирования составил 30 лет: 1979-2008 гг. Для каждого года рассматриваемого периода была определена площадь снежного покрова, сформировавшаяся в октябре на территории Сибири (60-125 в.д. и 50-78 с.ш.). Детальный анализ схемы влияния аномалий площади снежного покрова Сибири на атмосферные условия на рассматриваемой территории последующей зимой, предложенной в работе Cohen J. и др. [Cohen J. et al., 2007], показал, что наиболее показате-

тельными для исследования по данным моделирования будут поведение пространственного распределения аномалий высоты геопотенциала, поведение Арктического колебания (АК) и температура воздуха у поверхности.

С помощью EOF-разложения (разложения по эмпирическим ортогональным функциям) высоты геопотенциала на 1000 гПа был получен индекс и главная мода АК для рассматриваемого периода 1979-2008. Совместный анализ вариации площади снежного покрова, сформировавшегося в октябре, индекса АК и температуры воздуха у поверхности в последующие зимние месяцы не выявил явной прямой зависимости между рассматриваемыми параметрами (рисунок 1). Здесь необходимо отметить, что области максимума и минимума главной моды АК смещены в направлении по часовой стрелке относительно ведущей моды, полученной NOAA для периода 1979-2000 по данным реанализа NCEP (рисунок 2).

Анализ аномалий геопотенциала по высоте показал, что значимые изменения волновой активности (усиление) в случае снежных аномалий присутствуют только на высотах выше погранслоя (выше 850 гПа). В декабре усиление происходит только в стратосфере. В январе - только в случае высокого вертикального разрешения (128 уровней по вертикали при моделировании) наблюдается начало распространения волновых аномалий вниз в тропосферу. В феврале, уже при обоих вариантах вертикального разрешения получено распространения волновых аномалий вниз по тропосфере.

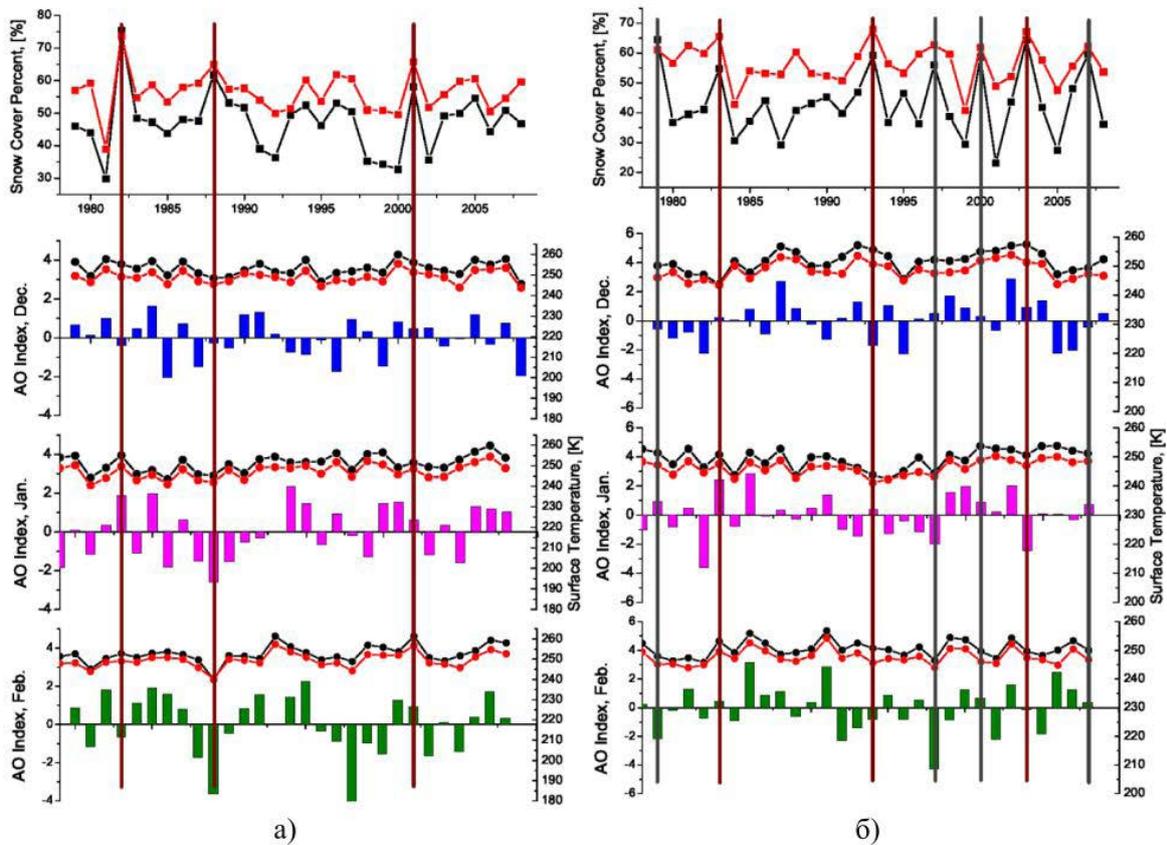


Рис. 1. Сверху вниз: процент территории, покрытой снегом в октябре, индекс АК и температура воздуха у поверхности для декабря, января и февраля, за период 1979-2008. Черная линия — значения для Западной Сибири; красная — для Западной и Восточной Сибири; гистограмма — индекс АК; вертикальные линии — максимумы площади октябрьского снежного покрова. Результаты получены по данным модели INMCM5 с а) 73 и б) 128 вертикальными уровнями в атмосфере.

Кроме того было рассмотрено изменение интенсивности Сибирского антициклона, как частного атмосферного проявления, характерного для рассматриваемой территории Сибири в течение зимы. Интенсивность Сибирского антициклона в данном исследовании определялась по методике, предложенной в работе Panagiotopoulos F. [Panagiotopoulos F. et al., 2005], как среднее по территории $40^{\circ} - 65^{\circ}$ с.ш. и $80^{\circ} - 120^{\circ}$ в.д. давление, приведенное к уровню моря. Было показано, что аномально большая площадь снежного покрова не может рассматриваться, как единственный фактор предшествующий аномальному поведению Сибирского антициклона.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 16-35-00301, 16-05-00558 и гранта Президента РФ МК-2018.2017.5.

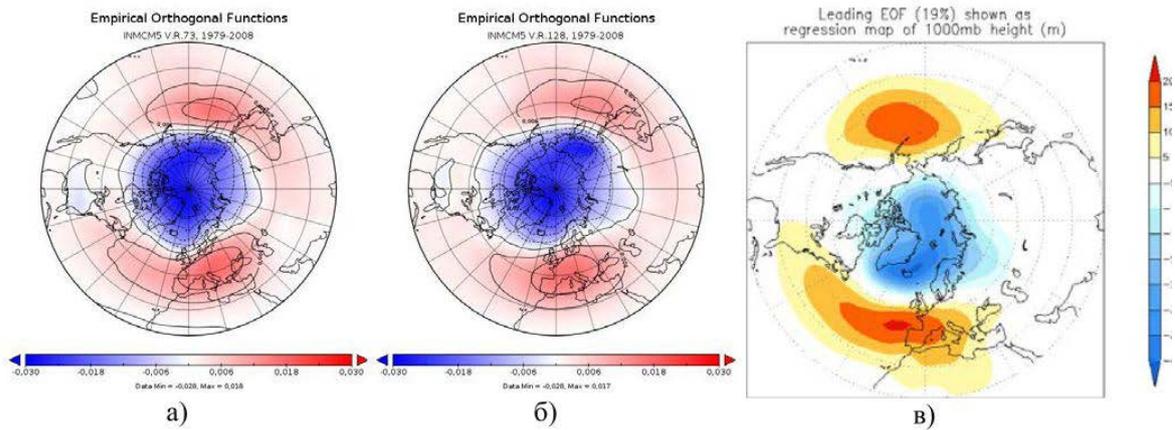


Рис. 2. Главная мода разложения среднемесячных значений высоты геопотенциала на 1000 гПа по эмпирическим ортогональным функциям за период 1979–2008, полученное по данным модели INMCM5 с а) 73 и б) 128 вертикальными уровнями в атмосфере и в) полученная NOAA по данным NCEP за период 1979–2000.

Литература:

1. Дымников В.П., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н. А., Лысков В.Н. Климат и его изменения: математическая теория и численное моделирование. // Сибирский журнал вычислительной математики., 2003. — Т. 6. — С. 347–379.
2. Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Сроки установления нежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией // Лед и снег. 2014. — Т. 127. — No 3. — С. 39–49.
3. Allen R.J., Zender C.S. Effects of continental-scale snow albedo anomalies on the wintertime Arctic oscillation // *J. Geophys. Res.*, 2010. — V. 115. — D23105, doi:10.1029/2010JD014490.
4. Barnett T.P., Dumenil L., Schlese U., Roeckner E., Latif M. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. // *J. Atmos. Sci.*, 1989. — V. 46. — P. 661–685.
5. Cohen J., Barlow M., Kushner P.J., Saito K. Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land-surface variability. // *J. Climate*. 2007. Volume 20. P. 5335–5343.
6. Furtado J.C., Cohen J.L. et al. Eurasian snow cover variability and links to winter climate in the CMIP5 models. // *Climate Dynamics*. 2015. P. 1–15. DOI 10.1007/s00382-015-2494-4
7. Gong G., Entekhabi D., Cohen J. A large-ensemble model study of the wintertime AO–NAO and the role of interannual snow perturbations. // *J. Climate*, 2002. — V. 15. — P. 3488–3499.
8. Gong G., Entekhabi D., Cohen J. Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies. // *J. Climate*, 2003. — V. 16. — P. 3917–3931.
9. Panagiotopoulos F. et al. Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action // *Journal of climate*. 2005. V. 18, No 9, p. 1411–1422.
10. Volodin E.M. Possible reasons for low climate-model sensitivity to increased carbon dioxide concentrations // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2014. - Volume 50, Issue 4, pp 350–355
11. Walland D.J., Sommonds I. Modelled atmospheric response to changes in Northern Hemisphere snow cover. // *Climate Dynamics*, 1997. — V. 13. — P. 25–34.
12. Watanabe M., Nitta T. Relative impacts of snow and sea surface temperature anomalies on an extreme phase in the winter atmospheric circulation. // *J. Climate*, 1998. — V. 11. — P. 2837–2857.
13. Vermote E.F., Nazmi Z. El Saleous, and Christopher O. Justice. «Atmospheric correction of MODIS data in the visible to middle infrared: first results.» *Remote Sensing of Environment*, 2002. - V. 83, N 1. P. 97–111.

Study of atmospheric circulation in the Antarctic region: Comparison of observational data at Antarctic stations with climat model data INMCM5

¹Marchuk E.A., ²Volodin E.M.

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: marchuk-ekaterin@mail.ru

The climatic system, as a whole, is composed of regional climates and their interaction with each other. One of the most important regions affected by global climate change is Antarctica. It contains about 61% of all fresh water on Earth, which is equivalent to 70 m level of the World Ocean. The early melting of the Antarctic ice sheet can lead to catastrophic consequences, so it is important to correctly reproduce the climate of this region in numerical models of the climate system.

This work consists of two stages. At the first stage, a comprehensive analysis of two Russian Antarctic stations Vostok and Bellingshausen was carried out. They are located in the zone of the Antarctic plateau, and on the islands near the Antarctic Peninsula, respectively. It was revealed that the model reproduces well the main meteorological parameters in the inland Vostok station, since the main meteorological fields remain homogeneous for many kilometers. A completely different picture is formed at the island station Bellingshausen. In winter, the cell of the model in which the stations are located is covered with ice and the circulation above it is reproduced as above a glacial shield. Hence the colossal difference in the values of all meteorological quantities.

At the second stage, 14 stations were compared by three meteorological parameters: temperature at 2 meters, pressure and surface wind speed. Underestimated values of wind speeds on the entire Antarctic continent in the model were obtained. This gave grounds for carrying out further numerical experiments with the model with a modified roughness parameter, on which wind speed mainly depends.

Изучение циркуляции атмосферы в Антарктическом регионе: сравнение данных наблюдений на антарктических станциях с данными климатической модели ИВМ РАН

¹Марчук Е.А., ²Володин Е.М.

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: marchuk-ekaterin@mail.ru

В современном мире основные процессы, формирующие климат Земли, изучаются с помощью математического моделирования. Разработкой и усовершенствованием глобальных климатических моделей в мире занимаются во многих научно - исследовательских центрах. В данной работе использовалась модель Института Вычислительной Математики РАН (INMCM). Семейство климатических моделей INMCM состоит из двух главных блоков: блока общей циркуляции атмосферы и блока общей циркуляции океана. С некоторой периодичностью выходят новые версии модели с постоянно совершенствующейся параметризацией. В данной работе будут рассмотрены данные версии INMCM 5. Она имеет пространственное разрешение $2^\circ \times 1,5^\circ$ и 73 - и уровня по вертикали.

Климатическая система, как единое целое, непрерывно изменяется под действием внешних и внутренних факторов. Одним из главных поставщиков холода внутри этой системы является Антарктида. Она обладает самым большим на планете покровным ледником, объём которого достигает 30 млн. км³. Ледниковый покров Антарктиды чувствителен к изменению окружающей среды. В связи с глобальным потеплением антарктические льды начинают активнее таять, внося свой вклад в повышение уровня Мирового океана. Таким образом, для дальнейшего более точного прогнозирования климата будущего важно правильно воспроизводить климат Антарктического региона и его отклики на изменение окружающей среды.

В рассматриваемой работе на основе данных модели INMCM5 были получены графики и функции распределения сравнения основных метеорологических параметров с наблюдаемыми величинами на

двух антарктических станция – Беллинсгаузен и Восток. В качестве таких параметров были взяты: температура на 2-х метрах, приземная температура, влажность и скорость ветра. Сравнение проводилось с помощью статистических критериев Стьюдента и Фишера. Также была посчитана дисперсия. Станции были выбраны как наиболее характерные для своих регионов: Восток – для зоны Антарктического плато, а Беллинсгаузен – для Антарктического побережья.

Главным результатом стало то, что модель хорошо воспроизводит основные метеорологические параметры на внутриконтинентальной станции Восток, поскольку основные метеорологические поля остаются однородными на протяжении нескольких сотен километров вокруг станции. Также не меняется рельеф. В качестве примера на рисунке 1 представлена температура на 2-х метрах на станции Восток.



Рис.1. Сравнение среднемесячной температуры на 2-х метрах по данным станции Восток и данным климатической модели ИВМ РАН (за период 1980 – 2009гг.)

Совсем другая картина складывается на станции Беллинсгаузен, расположенной на острове Кинг - Джордж. В зимнее время ячейка модели, в которой расположена станции, покрывается льдом и циркуляция над ней воспроизводится как над ледниковым щитом. Этим объясняется сдвиг минимальных значений в годовом ходе метеорологических параметров. Пример представлен на рисунке 2.



Рис.2. Сравнения температуры на 2-х метрах по данным измерений на станции Беллинсгаузен и данным климатической модели ИВМ РАН (за период 1980 – 2009гг.)

В качестве следующего шага было проведено сравнение данных 14 антарктических станций с моделью ИВМ РАН по таким основным параметрам, как температура на 2-х метрах, давление и приземная скорость ветра. Обобщение было проведено за период с 1980 - 1999 года. Полный перечень станций представлен на рис. 1.

Данные прямых наблюдений были взяты из Антарктической базы данных READER. В ходе анализа было выявлено занижение скорости ветра моделью в 2-5 раз. На рисунке 4 представлена скорость ветра

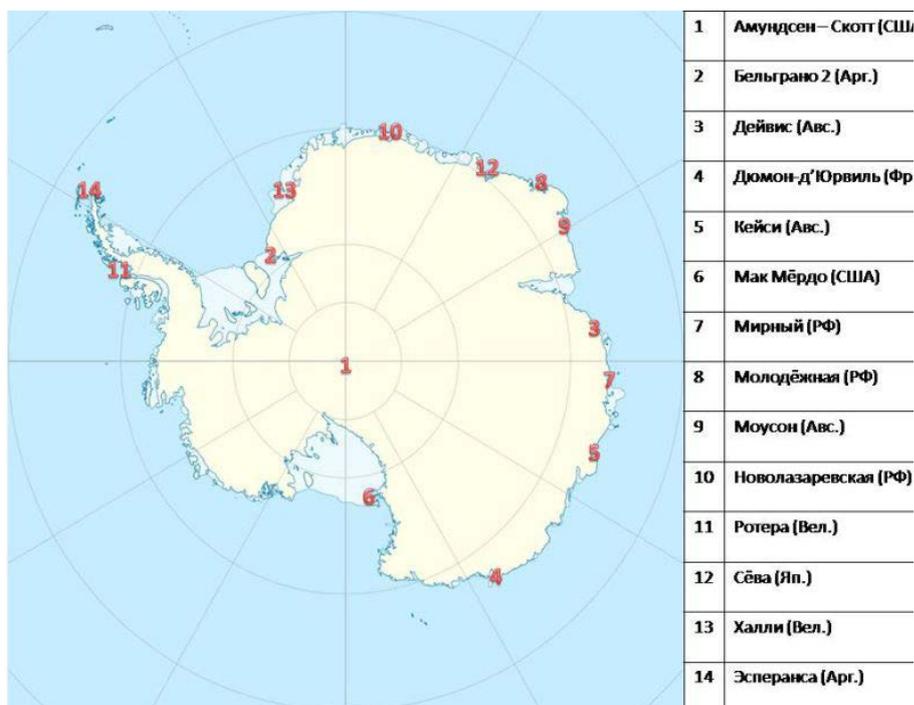


Рис.3. Перечень антарктических станций, используемых на втором этапе работы.

на 10-ти метрах на станции МакМёрдо (США), которая примерно в 5 раз больше модельной скорости. Столь высокие значения можно объяснить наличием стоковых ветров в данном регионе, которые усиливаются под воздействием рельефа местности (станция МакМёрдо расположена в горной долине).

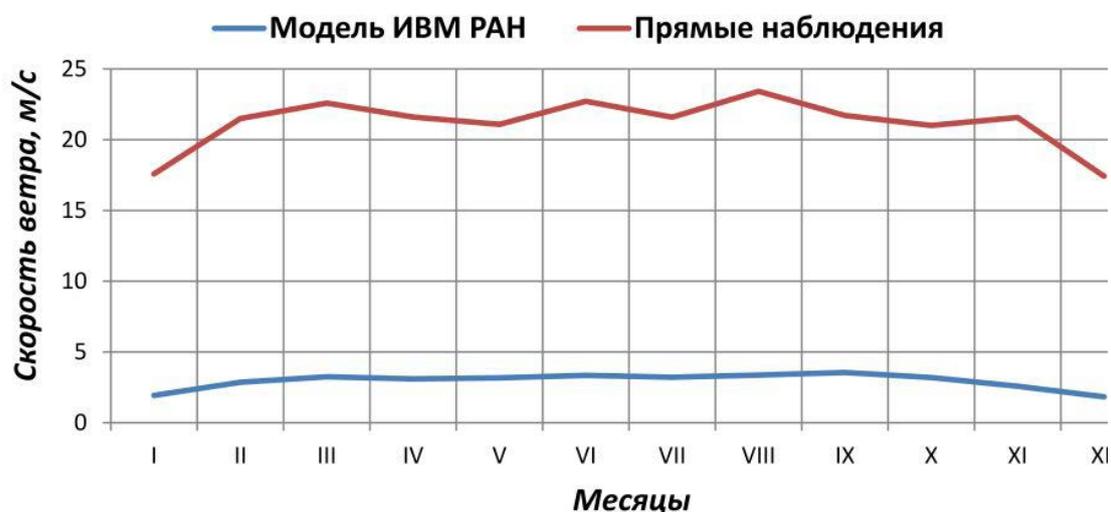


Рис.4. Сравнения скорости ветра на 10-ти метрах по данным измерений на станции МакМёрдо (США) и данным климатической модели ИВМ РАН (за период 1980 – 1999 гг.)

Скорости ветра в модели определяется, главным образом, величиной параметра шероховатости. В модели ИВМ РАН она задаётся следующей формуле:

$$z_0 = 0.1 + \min \left(\frac{S}{1500} \right) / 450$$

где S – среднеквадратичное отклонение топографии в данном узле.

Для улучшения воспроизводства скорости ветра в Антарктическом регионе в модели ИВМ РАН в дальнейшем планируется провести численные эксперименты с изменением параметра шероховатости.

Автор выражает особую благодарность сотрудникам Исследовательского института Арктики и Антарктики (г. Санкт – Петербург), подпрограмме «Изучение и исследование Антарктики» за предоставленные данные.

Литература:

1. Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, 1963.
2. Русин Н.П. Климаты Антарктиды, Гидрометеоиздат, 1939.
3. Annette Rinke, Yongfeng Ma, Lingen Bian, Yufei Xin, Klaus Dethloff, P. Ola G. Persson, Christof Lüpfes, and Cunde Xiao - Evaluation of atmospheric boundary layer–surface process relationships in a regional climate model along an East Antarctic traverse // *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, D09121, doi:10.1029/2011JD016441, 2012.
4. C. H. Reijmer, E. van Meijgaard, M. R. van den Broeke - Evaluation of temperature and wind over Antarctica in a Regional Atmospheric Climate Model using 1 year of automatic weather station data and upper air observations // *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 110, D04103, doi:10.1029/2004JD005234, 2005.
5. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V., Galin V.Ya., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G. - Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-017-3539-76 2017.
6. XIN YuFei, BIAN LinGen, Annette RINKE & Klaus DETHLOFF - Simulation and evaluation of 2-m temperature over Antarctica in polar regional climate model // *SCIENCE CHINA Earth Sciences* doi:10.1007/s11430-013-4709-z.
7. Agosta C., Fettweis X., Gallée H. - Contribution du bilan de masse de surface Antarctique à l'évolution du niveau des mers avec le modèle atmosphérique régional mar, XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège 2015.
8. Данные получены с сайта подпрограммы "Изучение и исследование Антарктики", Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ), <http://www.aari.aq/> (дата обращения 06.01.17)".
9. Данные получены с сайта Антарктической климатической базы данных READER, <https://legacy.bas.ac.uk/met/READER/>.

Integration of modern statistical tools of analysis of extremes into the web-GIS system «CLIMATE»

^{1,3}Ryazanova A.A., ^{1,2,3}Okladnikov I.G., ^{1,2,3}Gordov E.P.

¹Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

²Institute of computational technologies, Tomsk branch, Tomsk, Russia

³V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: r.ann.1194@gmail.com

The second part of 1970s is characterized by the beginning of modern global climate change. The frequency of occurrence and impact of precipitation and temperature extremes (heavy precipitation and strong storms, droughts and heat wave) show positive trends in several regions of the world. These events should be analyzed and studied in order to better understand their impact on the environment and be able to predict them and minimize their consequences.

The system "Climate" is based on a combined use of web and GIS technologies. It is a part of a hardware and software complex for "cloud" data analysis using various climatic data sets, as well as dedicated algorithms for their searching, extraction, processing, and visualization. Using of this system significantly facilitates and accelerates analysis of big volumes of geospatial data, allowing researchers to perform complex climate data analysis using desktop PCs with internet connection.

At this moment the system already has a large number of computational modules that allow calculating both the standard statistical characteristics of meteorological values and extreme indices recommended by the World Meteorological Organization (WMO) Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) and hydrothermal coefficients.

For more detailed analysis of spatial and temporal dynamics of climate change and their impacts we have integrated into our system the special additional statistical packages of program language R that allow to use new more powerful methods of analysis (time-dependent statistics of extremes, quantile regression and copula approach) and thus do more detailed analysis of different extremes, determine the degree of their impacts, and obtain structural links between these extremes and different characteristics of the environment.

Интеграция современных статистических инструментов анализа экстремальных явлений в веб-ГИС систему «КЛИМАТ»

^{1,3}Рязанова А.А., ^{1,2,3}Окладников И.Г., ^{1,2,3}Гордов Е.П.

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

²Институт вычислительных технологий СО РАН, Томский филиал, Томск, Россия

³Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск, Россия

E-mail: r.ann.1194@gmail.com

Известно, что за период 1976 года по 2012 год наблюдался рост как среднего значения глобальной температуры, так и увеличение количества атмосферных осадков. При этом частота возникновения и сила явлений, непосредственно связанных с экстремальными значениями этих величин (ливни и ураганы, засухи и аномальные волны жары) также имеют четкие тенденции роста [1]. Чтобы получить возможность прогнозировать такие экстремальные явления и минимизировать их последствия, необходим их детальный анализ и понимание их воздействия на окружающую среду. Адекватным аппаратом для этого являются современные статистические инструменты анализа экстремальных величин [2, 3, 4]. Данная работа описывает процесс интеграции таких инструментов в созданную ранее веб-ГИС систему «Климат» [5, 6].

Система «Климат», построенная на основе веб- и ГИС-технологий, является частью аппаратно-программного комплекса для «облачного» анализа климатических данных, включающего в себя различные наборы климатических и метеорологических данных, а также специальные интерактивные инструменты для их поиска, выборки, обработки и визуализации. Использование этой системы значительно облегчает и ускоряет работу с большими объемами геопространственных климатических данных, позволяя пользователю, не являющемуся специалистом в информационных технологиях, удаленно выполнять их статистический анализ, используя любой современный настольный ПК, подключенный к сети Интернет. Сейчас система позволяет вычислять такие базовые статистические характеристики метеорологических величин, как среднее, максимум, минимум, дисперсия, а также дает возможность производить расчет основных индексов экстремальности ВМО (<http://etccdi.pacificclimate.org/>) и гидротермических коэффициентов [7].

Новые, более мощные методы анализа климатических данных, такие как зависящие от времени статистики экстремальных величин и квантильная регрессия должны существенно расширить возможности системы. Также одним из перспективных методов для интеграции в систему является копула-подход, который позволяет определить степень влияния и структурные связи между экстремальными явлениями и различными характеристиками окружающей среды, используя их многомерные функции распределения.

Для прямого использования данных методов в рамках системы «Климат» необходимо разработать новые дополнительные программные инструменты статистического анализа временных рядов геопространственных наборов климатических данных. В тоже время эти статистические методы уже входят в качестве программных пакетов (extRemes [8, 9], quantreg [10] и copula [11, 12]) в базовую поставку языка программирования R (<https://www.r-project.org/>, [13]). Поэтому интеграция этих пакетов в систему «Климат» оптимальней, чем написание всех требуемых алгоритмов на используемом в системе «Климат» языке программирования GDL (GNU Data Language, <http://gnudatalanguage.sourceforge.net/>). Для этой цели использовалось то обстоятельство, что язык программирования GDL имеет встроенный интерфейс с языком программирования Python (<https://www.python.org/>), что позволяет подключать к вычислительному ядру системы модули, написанные на Python. В свою очередь существует специализированный Python-пакет RPy2 [14], предоставляющий интерфейс между языками Python и R. Использование этого пакета позволяет нам вызывать необходимые для статистического анализа данных процедуры языка R непосредственно из GDL, что и дает возможность подключать и разрабатывать на R новые вычислительные модули для нашей системы.

Интеграция современных статистических пакетов для анализа экстремальных значений, разработанных на языке R в систему «Климат» значительно расширила функционал системы «Климат». Благодаря этому пользователям стали доступны новые, более мощные методы анализа климатических данных, такие как зависящие от времени статистики экстремальных величин, квантильная регрессия и копула-подход. Данные методы позволят проводить более детальный анализ различных экстремальных явлений, определить степень их влияния, а также получить структурные связи между этими явлениями и различными характеристиками окружающей среды.

В качестве иллюстрации успешно проведенной интеграции приведем рассчитанные по данным реанализа ERA Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for

Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) [15] в узлах сетки с шагом $0,75 \times 0,75^\circ$ 100-летние значения возврата («return value», пакет «extRemes») для годовых максимальных сумм осадков за период 1979-2010 гг. для территории Южной Сибири ($50-65^\circ$ с.ш., $60-120^\circ$ в.д.).

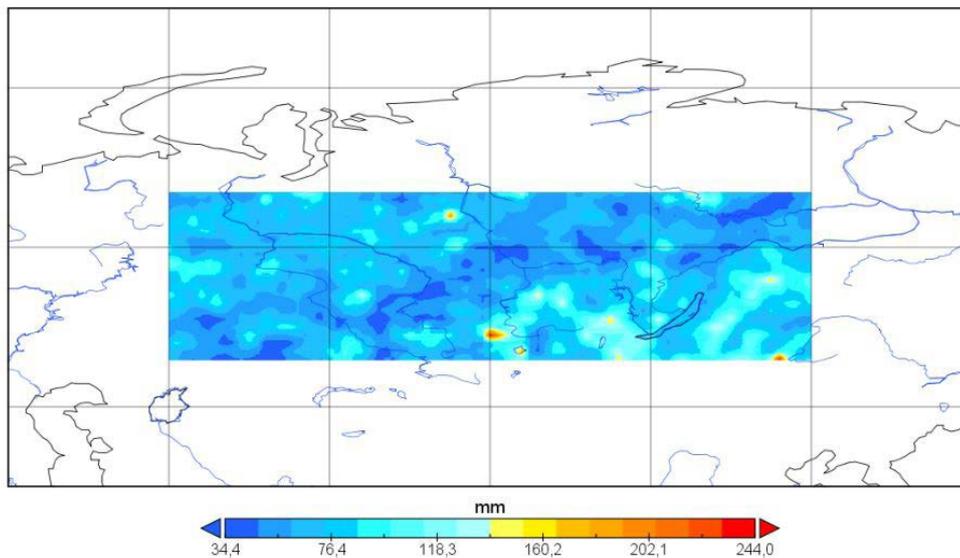


Рис. 1. 100-летние значения возврата («return value») для годовых максимальных сумм осадков за период 1979-2010 гг.

Работа выполнена при частичной поддержке Проекта IX.138.2.1. Программы фундаментальных исследований СО РАН.

Литература:

1. Stocker T F, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V and Midgley P M 2013 *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge: Cambridge University Press and NY, USA) p 1535
2. Friederichs P 2007 *An Introduction to Extreme Value Theory* (Meteorological Institute University of Bonn, COPS, Summer School)
3. Стерин А М, Тимофеев А А 2014 Об особенностях оценок трендов приземной температуры воздуха на территории Российской Федерации, полученных методом квантильной регрессии Труды ВНИИГМИ-МЦД 178
4. Salvadori G, De Michele C 2004 *Frequency analysis via copulas: Theoretical aspects and applications to hydrological events* *Water resources research* 40
5. Gordov E P, Okladnikov I G, Titov A G, Bogomolov V Yu, Shulgina T M and Genina E Yu 2012 *Geo-information system for investigation of regional climatic changes and first results obtained* *Atmos. Ocean. Opt.* 25 137–43
6. Gordov E P, Shiklomanov A, Okladnikov I G, Prusevich A and Titov A G 2016 *Development of Distributed Research Center for analysis of regional climatic and environmental changes* *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 48
7. Riazanova A A, Voropay N N, Okladnikov I G, Gordov E P 2016 *Development of computational module of regional aridity for web-GIS “Climate”* *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 48
8. <https://cran.r-project.org/web/packages/extRemes/extRemes.pdf>
9. Gilleland E, Katz R W 2016 *extRemes 2.0: An Extreme Value Analysis Package in R* *Journal of Statistical Software* Volume 72, Issue 8
10. <https://cran.r-project.org/web/packages/quantreg/quantreg.pdf>
11. <ftp://cran.r-project.org/pub/R/web/packages/copula/copula.pdf>
12. Yan J 2007 *Enjoy the Joy of Copulas: With a Package copula* *Journal of Statistical Software* Volume 21 Issue 4
13. Gilleland E 2011 *Using R to Analyze Extremes* *National Center for Atmospheric Research* (Boulder, Colorado, U.S.A)
14. http://rpy2.readthedocs.io/en/version_2.8.x/index.html
15. Dee D P et al. 2011 *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system* *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* Volume 137, Issue 656 Part A Pages 553–597

SESSION V

Data and information- computational systems for Earth sciences

СЕКЦИЯ V

Данные и информационно- вычислительные системы для наук о Земле

Ensemble prediction system based on the Local ensemble transform Kalman filter and SLAV model

¹Rogutov V.S., ^{2,1}Tolstykh M.A., ¹Mizyak V.G.

¹ Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

² Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow,
Russia

E-mail: rogutovv@mail.ru

Ensemble prediction system is widely used to obtain probabilistic weather forecast and forecast accuracy estimate.

Ensemble prediction system is being developed at the Hydrometcentre of Russia (HMCR). This system is based on the Local ensemble transform Kalman filter (LETKF) data assimilation system of variables in free atmosphere, 2D variational assimilation system of surface temperature, humidity and soil variables, and global semi Lagrangian atmosphere model (SLAV). This cyclic system can operate independently.

Current version of LETKF cannot assimilate some satellite observations. In order to improve forecast accuracy, the HMCR operational analysis is added as additional information. It is used as mean analysis in the assimilation cycle. As a result, forecast error in this version mostly depend on the HMCR operational analysis error and ensemble spread significantly exceed forecast error in Southern Hemisphere, where LETKF has a lack of observations.

This version of ensemble prediction system is launched in quasi-operational mode. Numerical experiments results are presented. Numerical experiments demonstrate good agreement of forecast error and ensemble spread in the Northern hemisphere for 24 hours forecasts. In Southern hemisphere ensemble the spread is significantly exceeds model error.

Система ансамблевого прогноза на основе локального ансамблевого фильтра Калмана и модели ПЛАВ

¹Рогутов В.С., ^{2,1}Толстых М.А., ¹Мизяк В.Г.

¹ Гидрометцентр России

² Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: rogutovv@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Для решения задачи прогноза погоды необходимо задать начальное состояние атмосферы на модельной сетке. Оценку состояния атмосферы в заданный момент времени получают в результате обработки наблюдений. Число наблюдений ограничено, они неоднородно распределены в пространстве, и имеют погрешности. Таким образом, начальное состояние атмосферы всегда определяется (и будет определяться) неточно. Модели атмосферы, используемые для численного прогноза погоды, так же имеют погрешности. Модели имеют конечное разрешение, часть процессов не учитывают или описывают параметрически. При этом, погрешность прогноза погоды для определенного региона может зависеть от прогностической ситуации, сезона, наличия наблюдений в данном регионе и его окрестности. Таким образом, ставится задача не только дать максимально точный прогноз, но и оценить погрешность прогноза.

Детерминированный прогноз погоды не позволяет решить эту задачу. Для решения этой задачи была предложена идея ансамблевого прогноза – многократного интегрирования одной или нескольких моделей атмосферы, запущенных с разных начальных условий (стартового ансамбля). Ансамбль начальных условий задают в пределах неопределенности, с которой это начальное состояние известно. Полученный таким образом ансамбль прогнозов позволяет оценить неопределенность прогноза.

В Гидрометцентре России разрабатывается система ансамблевого прогноза. Эта система использует систему усвоения данных на основе локального ансамблевого фильтра Калмана с преобразованием ансамбля (Local Ensemble transform Kalman filter - LETKF) [8] для построения ансамбля начальных данных с использованием оперативных анализов Гидрометцентра и полулагранжеву модель атмосферы ПЛАВ [2] для вычисления ансамблевого прогноза.

СИСТЕМА АНСАМБЛЕВОГО ПРОГНОЗА НА ОСНОВЕ LETKF И ПЛАВ

Усвоение данных – это циклический процесс, состоящий из шага прогноза и шага анализа, обычно время одного шага – 6 часов. Объективный анализ, полученный на предыдущем временном шаге, используется для вычисления шестичасового прогноза погоды. Полученный прогноз (первое приближение) и накопленные за 6 часов наблюдения используются для вычисления оптимальной оценки состояния атмосферы в текущий момент (объективного анализа).

В Ансамблевых фильтрах ансамбль первых приближений используется для оценки матрицы ковариации ошибок первого приближения. В локальном ансамблевом фильтре Калмана с преобразованием ансамбля (LETKF) [6] для аппроксимации матриц ковариаций используются ансамбли анализов и первых приближений. Таким образом, система усвоения вычисляет ансамбль анализов, используя наблюдения и результат 6 часового ансамблевого прогноза в качестве первого приближения.

Вычисления в LETKF производятся в пространстве ансамбля, что позволяет уменьшить объёмы вычислений. Матрица ковариации анализа прямо не вычисляется, при этом полученный ансамбль анализов позволяет аппроксимировать матрицу ковариации ошибок анализа.

$$\bar{x}^a = \bar{x}^b + X^b \tilde{P}^a (HX^b)^T R^{-1} (y - H\bar{x}^b) \quad (1)$$

$$X^a = X^b [(k-1)\tilde{P}^a]^{1/2} \quad (2)$$

$$\tilde{P}^a = [(k-1)I + (HX^b)^T R^{-1} (HX^b)]^{-1} \quad (3)$$

Здесь \bar{x}^a и \bar{x}^b – средние по ансамблям анализ и первое приближение, X^a и X^b – ансамбли отклонений анализов и первых приближений от среднего, k – размер ансамблей (обычно, несколько десятков), H – оператор наблюдений, y – вектор наблюдений, R – матрица ковариации ошибок наблюдений, \tilde{P}^a – матрица ковариации ошибок анализа в пространстве ансамбля первых приближений размерности $k \times k$.

В системе усвоения данных на основе LETKF в настоящий момент усваиваются следующие наблюдения:

- наблюдения на наземных станциях и судовые наблюдения (SYNOP, SHIP): приземное давление, приземная влажность, температура на уровне 2 метра, компоненты скорости ветра на уровне 10 метров (около 10000 наблюдений в 00, 06, 12 и 18 часов);

- наблюдения радиозондов (TEMP) на 16 стандартных уровнях: температура, влажность и компоненты скорости ветра (около 600 – 700 радиозондов в 00 и 12 часов, около 70 - 90 радиозондов в 06 и 18 часов);
- самолетные наблюдения (AIREP): температура и компоненты скорости ветра (около 4000 – 11000 наблюдений);
- спутниковые наблюдения ветра (SATOBS): компоненты скорости ветра (более 20000 наблюдений).
- спутниковые наблюдения скорости ветра AMV (около 200000 – 250000 наблюдений).
- спутниковые наблюдения ASCAT скорости ветра над поверхностью моря (400000 – 700000 наблюдений)

В системе ансамблевого прогноза погоды использовалась оперативная версия глобальной полулагранжевой модели атмосферы ПЛАВ [2] с разрешением 0.9×0.72 градуса по долготе и широте соответственно, 28 сигма-уровней по вертикали. Эта модель была разработана в Институте Вычислительной Математики РАН и Гидрометцентре России. Особенностью этой модели является использование конечных разностей четвертного порядка на несмещенной сетке для аппроксимации неадвективных слагаемых, а также использование вертикальной компоненты абсолютного вихря и горизонтальной дивергенции в качестве прогностических переменных. Модель использует набор параметризаций процессов подсеточного масштаба (коротко- и длинноволновое излучение, глубокая и мелкая конвекция, планетарный пограничный слой, трение гравитационных волн, параметризация обмена тепла и влаги с поверхностью), разработанную международным консорциумом ADADIN/LACE [5].

Для усвоения почвенных переменных и приземной температуры был реализован алгоритм двумерного вариационного усвоения [1]. Эта система позволяет инициализировать при запуске модели ПЛАВ приземную температуру, влажность и почвенные переменные (поверхностную температуру почвы, температуру глубинного слоя, влагосодержание приповерхностного и глубинного слоя). Система усвоения согласована с применяемой в ПЛАВ параметризацией процессов на поверхности суши с учетом растительности [3, 4, 7] (ISBA, Interaction Soil Biosphere Atmosphere).

Система усвоения на основе LETKF может работать в цикле автономно, используя лишь первое приближение, полученное моделью ПЛАВ и наблюдения. Однако, большая часть спутниковых наблюдений, несущих значительный объем информации о состоянии атмосферы, в настоящее время системой усвоения никак не учитываются. Это приводит к повышенной погрешности анализов при автономной работе системы усвоения (особенно, в южном полушарии, где число усваиваемых наблюдений невелико).

Для повышения точности анализа при циклическом усвоении была привлечена дополнительная информация. – оперативные анализы Гидрометцентра. Эти анализы использовались в качестве среднего анализа вместо вычисленного фильтром \bar{x}^a по формуле (3). После чего полученный ансамбль анализов использовался в качестве начального условия для ансамблевого прогноза погоды на 6 часов. В этой версии системы ансамблевого прогноза усвоение почвенных переменных не запускается, так как оперативный анализ Гидрометцентра уже содержит почвенные переменные.

Таким образом, среднеквадратическая ошибка ансамблевого прогноза определяется оперативным анализом Гидрометцентра, а разбросы ансамблей – системой усвоения LETKF. Это приводит к завышению разбросов в тех областях, где количество усваиваемых наблюдений оперативной системой усвоения существенно выше, чем в системе LETKF.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Были проведены численные эксперименты по усвоению данных с 24 ноября по 31 декабря 2016 года. 6-часовой ансамблевый прогноз использовался в качестве первого приближения в системе усвоения, и в результате усвоения наблюдений вычислялся ансамбль анализов.

На рис. 1 приведены результаты первого запуска системы ансамблевого прогноза в квазиоперативном режиме. На графиках приведены погрешности среднего по ансамблю прогноза и разбросы ансамбля прогнозов для заблаговременностей прогноза 24 и 72 часа в срок с 1 по 31 декабря 2016 года. Таким образом первые 7 дней эксперимента были использованы для настройки фильтра Калмана.

Как видно из рисунков, при первых запусках системы ансамблевого прогноза разница разбросов и среднеквадратической ошибки (СКО) 24 часовых прогнозов в северном полушарии и тропиках оказалась невелика.

Разбросы ансамблей растут медленнее, чем СКО с ростом заблаговременности прогноза. Разбросы 72 часовых прогнозов почти везде заметно ниже СКО. Для того, чтобы разбросы ансамблей с ростом заблаговременности прогноза росли так же, как СКО, необходимо использование стохастической параметризации.

Разбросы ансамблей в южном полушарии завышены по сравнению с СКО для большинства полей. Это связано с недостатком используемых спутниковых наблюдений в системе усвоения LETKF. Эта разница может быть уменьшена путем добавления в систему LETKF новых наблюдений или настройкой инфляций.

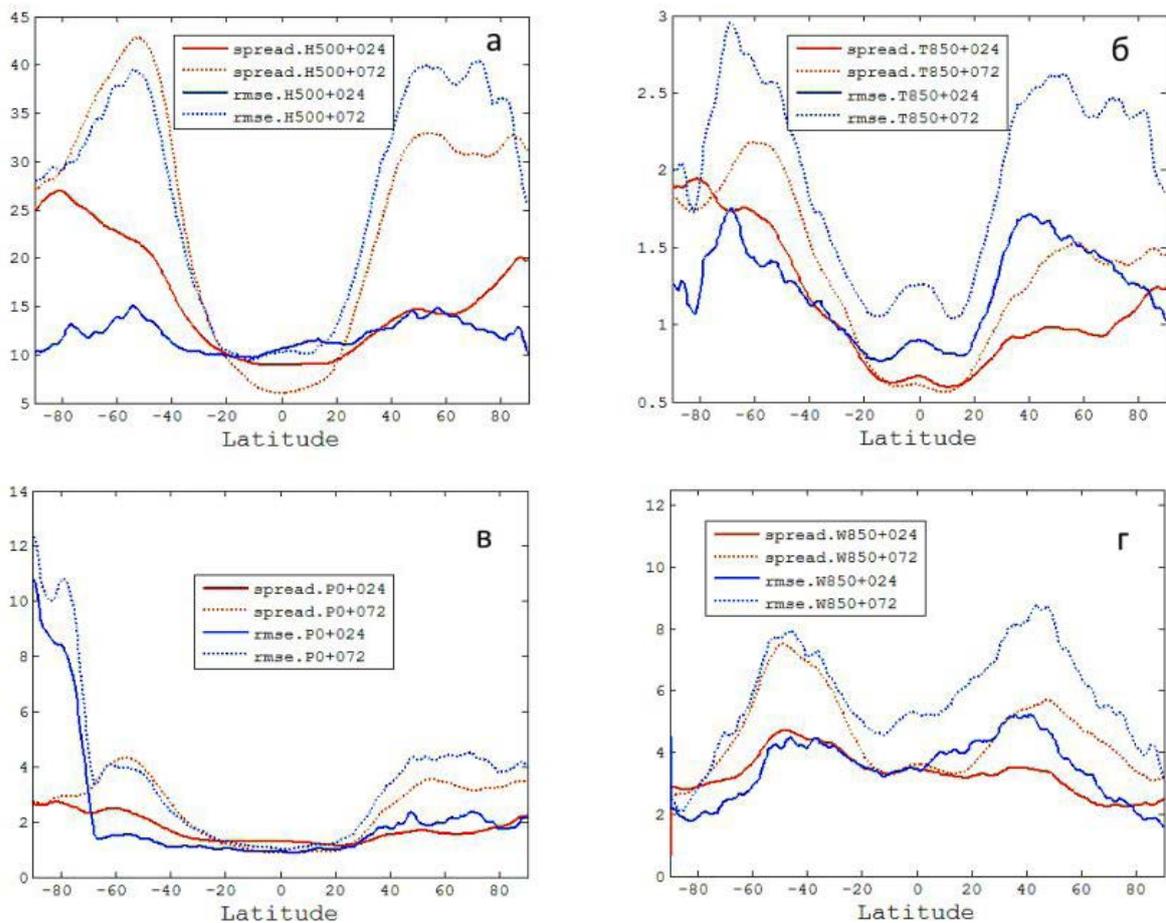


Рис. 1. Зонально осредненные среднеквадратические погрешности (синие линии) и разбросы ансамблей (красные) ансамблевых прогнозов на 24 часа (сплошные) и 72 часа (прерывистые) полей H500, T850, P0, W850 (а – г соответственно) при циклической работе системы ансамблевого прогноза.

Разбросы геопотенциала H500 завышены в южном полушарии и севернее 60° с.ш. Это объясняется малым количеством наблюдений в системе усвоения LETKF по сравнению с оперативной системой усвоения Гидрометцентра. В тропиках и в северном полушарии южнее 60° с.ш. разбросы близки к СКО.

ВЫВОДЫ

Разработана система среднесрочного ансамблевого прогноза на основе системы усвоения LETKF и глобальной полулагранжевой модели ПЛАВ. Эта система работает в квазиоперативном режиме.

При первых запусках системы ансамблевого прогноза разница разбросов и СКО 24 часовых прогнозов в северном полушарии и тропиках невелика. Наилучшее соответствие разбросов ансамблей и среднеквадратической погрешности получено для приземного давления и высоты геопотенциала.

В южном полушарии разбросы ансамблей 24 часовых прогнозов заметно выше, чем СКО. Добавление в систему усвоения LETKF новых спутниковых наблюдений должно уменьшить эту разницу в приполярных широтах и южном полушарии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 17-05-01227).

Литература:

1. Богословский Н.Н., Толстых М.А. Реализация схемы усвоения для почвенных переменных в глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды // *Вычислительные технологии*. 2006. Т. 11. Спец. выпуск. Ч. 3. С. 20–25.
2. 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.
3. Bazile E., Houti M. El, Bogatchev A. and Spiridonov V. Improvement of the snow parameterization in ARPEGE/ALADIN. *Proceedings of SRNWP // HIRLAM Workshop on Surface Processes, Turbulence and Mountain Effects; Madrid, 22–24 October 2001. January 2002.*

4. Boone A., Masson V., Meyers T. and Noilhan J. *The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme* // *J. of Applied Meteorology* - 2000 - V.39. - p. 1544–1569.
5. Geleyn J. F., Bazile E., Bougeault P. et al. *Atmospheric parameterization schemes in Meteo-France's ARPEGE N.W.P. model*. // UK: ECMWF - 1995 - p. 385 – 402.
6. Hunt B. R., Kostelich E. J., Szunyogh I. *Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter* // *Physica D: Nonlinear Phenomena*. – 2007 – № 230 – p. 112–126.
7. Noilhan J., Planton S. *A simple parameterization of land surface processes for meteorological models* // *Mon. Wea. Rev.* – 1989 - Vol 117 - p. 536 – 549.
8. Shlyayeva A., Tolstykh M., Mizyak V., Rogutov V. *Local ensemble transform Kalman filter data assimilation system for the global semi-Lagrangian atmospheric model*. // *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. - 2013 - №28 - p. 419–442.

Architecture of the spatial data services system for statistical analysis and visualization of regional climate changes

Titov A.G.

¹Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

²V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: titov@scert.ru

Usage of big geospatial datasets during climate change studies requires a set of Spatial Data Infrastructure (SDI, [1]) elements be developed and published, including, in particular, geoprocessing web services and services of cartographical visualization. According to OGC specifications the basic functions performed by spatial data services are the following: geospatial data visualization (WMS), data provision in vector (WFS) and raster (WCS) formats, as well as geospatial analytical processing (WPS).

The paper presents the architecture of the geospatial OGC web services system as an integral part of the virtual research environment (VRE) general architecture for statistical processing and visualization of meteorological and climatic data. The architecture represents a set of interconnected standalone SDI nodes along with corresponding data storage systems, each node running the specialized software such as SDI geoportal, cartographical web services (WMS/WFS) based on Geoserver (<http://geoserver.org/>), metadata catalog based on Geonetwork Opensource (using CSW standard), MySQL database of technical metadata describing geospatial datasets available for the node, and geospatial data processing services (WPS) based on modular computing core realizing statistical processing functionality and thus providing access, complex processing and analysis of big datasets, along with results visualization and export into the files of standard formats (XML, binary, etc). Data storage systems contain geophysical spatial netCDF datasets, including numerical modeling and reanalysis data as well as meteorological observations, grouped by thematic characteristics.

Within the general architecture framework the nodes' MySQL metadata databases and their interconnections have fundamental value. The metadata database of the central node contains descriptions of all the SDI nodes available in the system as a whole, while each of them in turn is connected to a set of computing servers (Computing system #1, ...), data storages and, finally, locally available datasets. The table of SDI node descriptions consists of such fields like name, title, URL, and node's geoportal MySQL database connection parameters. All other secondary nodes contain the central metadatabase replica that allows geoportal applications to check the information about datasets available for processing for each node, as well as computing modules for their processing. The central metadata database can be administered by the senior system administrator, while nodes' administrators have "read-only" access rights for it and its replicas. Due to this approach end users are provided with the information about all the geographically distributed datasets available in the system, regardless of the availability of direct network connections to the remote databases at any time.

Cartographical web services elaborated within the framework of the system prototype development implement user access rights separation and provide functional capabilities to work with raster (GeoTIFF) and vector (Shapefile, PostGIS) geospatial data based on OGC WMS, WFS, WPS services. WPS cartographical service in general provide standardized external HTTP interface used for remote configuration and running geospatial data statistical processing as well as result presentation in the formats corresponding to the end user formalized instructions.

The distributed architecture presented allows smooth adding of new nodes, computing and data storage systems as well as provides solid computational infrastructure for regional climate change studies based on modern Web and GIS technologies.

The work is supported by the Russian Science Foundation grant #16-19-10257.

References:

1. Steiniger S., Hunter A.J.S. Free and open source GIS software for building a spatial data infrastructure. / In: Bocher E., Neteler M., (eds.), *Geospatial Free and Open Source Software in the 21st Century*, LNCG, Heidelberg, Springer; 2012a, p. 247-261.

Архитектура системы веб-сервисов обработки пространственных данных для статистического анализа и визуализации региональных климатических изменений

Титов А.Г.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

E-mail: titov@scert.ru

Задачи, возникающие при использовании наборов больших геопространственных данных, включают в себя их получение, хранение, поиск, обмен, передачу, обработку, визуализацию и анализ. Их решение заключается в создании элементов инфраструктуры пространственных данных (ИПД, Spatial Data Infrastructure) [1], предоставляющей, в том числе, сервисы их обработки (геопроецессинга) и картографической визуализации.

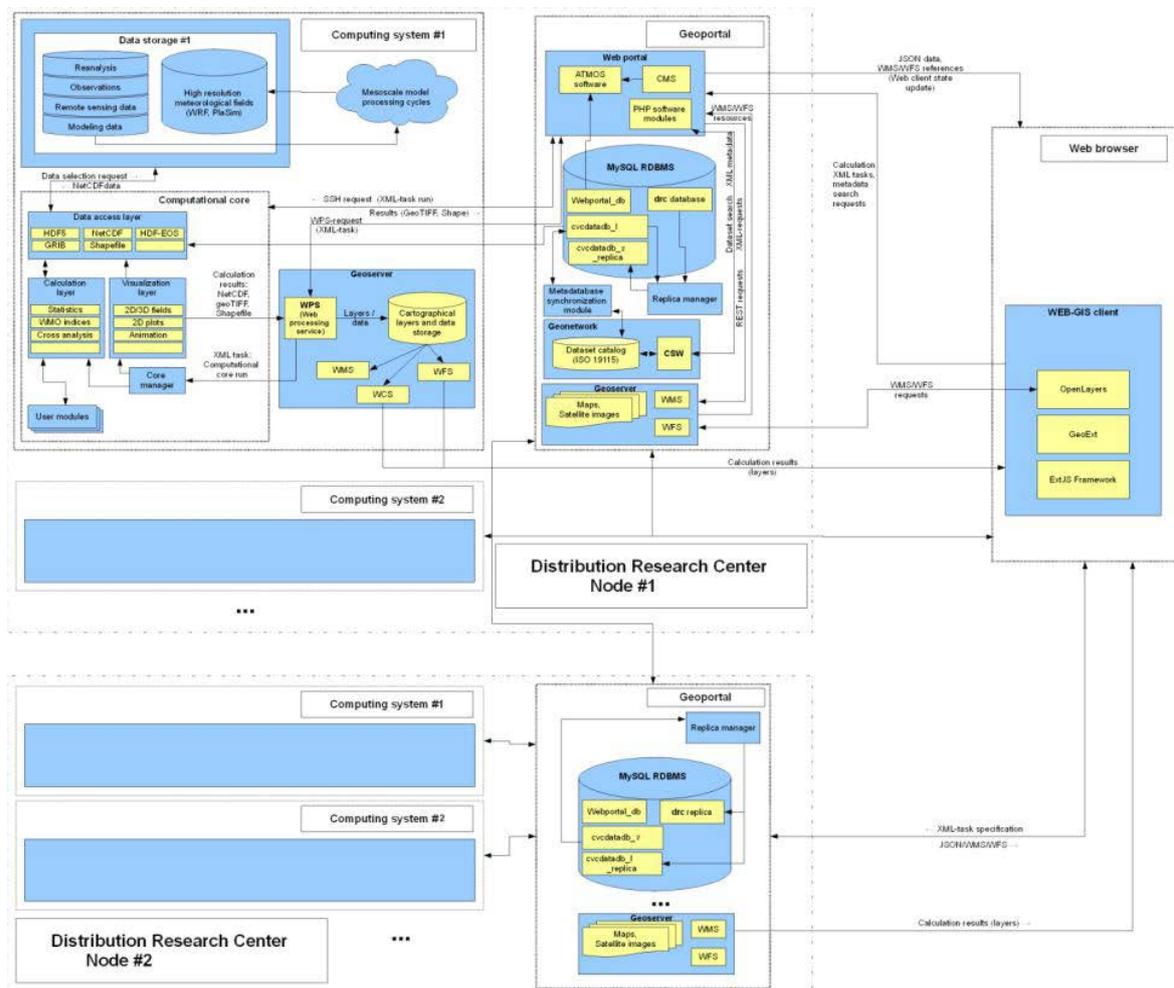


Рис. 1. Общая архитектура

Согласно спецификациям OGC основными функциями, выполняемыми геосервисами, являются: визуализация пространственных данных (WMS), их предоставление пользователю в векторном (WFS), растровом (WCS) форматах, а также их геопространственная обработка (WPS).

В данной работе представлена архитектура системы веб-сервисов OGC в рамках общей архитектуры виртуальной информационно-вычислительной среды для статистической обработки и визуализации метеорологических и климатических данных (Рис. 1). Архитектура представляет собой совокупность автономных узлов ИПД (Distributed Research Center Node №1 и Node №2 в качестве примера) с подключенными системами хранения данных, программное обеспечение на каждом из которых представлено геопорталом, сервисами веб-картографии (WMS/WFS) на базе ПО Geoserver (<http://geoserver.org/>), каталогом метаданных на базе ПО Geonetwork (CSW), базой технических метаданных MySQL (содержащей описания имеющихся наборов пространственных данных), и сервисами обработки (WPS) на базе модульного вычислительного ядра, реализующего процедуры статистической обработки, обеспечивающими доступ, обработку и анализ больших наборов данных, визуализацию результатов и экспорт их в файлы требуемого формата. Системы хранения данных содержат наборы пространственных геофизических данных, представленные данными численного моделирования и натурных наблюдений, в большинстве случаев в формате netCDF, и сгруппированные по тематическому признаку.

В рамках общей архитектуры определяющее значение имеют базы метаданных MySQL каждого автономного узла, и связи между ними. База метаданных центрального узла содержит описания всех имеющихся узлов системы, каждый из которых, в свою очередь, имеет свой набор вычислительных узлов (Computing system #1, ...), хранилищ, и список доступных наборов данных. Таблица описаний узлов содержит такие поля, как имя узла, URL, и параметры подключения к базе MySQL геопортала узла. Все остальные узлы содержат реплику центральной базы, что позволяет приложениям геопорталов обмениваться информацией об имеющихся наборах данных, и вычислительных процедурах их обработки. Центральная база данных может администрироваться только администратором баз данных всей системы, администраторы локальных узлов имеют доступ только на чтение центральной базы данных и ее реплик. Благодаря репликам пользователи обладают информацией о всех имеющихся географически распределенных наборах данных, независимо от наличия прямого соединения с удаленными базами метаданных в конкретный момент времени.

В рамках разработки прототипа системы созданы PHP-приложения серверной части геопортала, реализующие функциональность взаимодействия с вычислительным ядром, картографическими сервисами WMS/WFS/WPS, а также предоставляющие API для работы с клиентской частью, выполняемой в веб-браузере пользователя. Данное ПО имеет вспомогательный характер, не содержит бизнес-логики, и предоставляет ограниченный ряд процедур через стандартный интерфейс HTTP. Можно выделить два основных серверных веб-приложения (Рис. 2):



Рис. 2. UML диаграммы классов LayerManager и NetcdfMetadataConverter

1. Менеджер картографических слоев (LayerManager), обеспечивающий функциональность администрирования растровых и векторных слоев ПО Geoserver (<http://geoserver.org>) через стандартный RESTful (Representational State Transfer) интерфейс. Он также включает обработчик вычислительного XML-задания, получаемого от пользователя, а также модуль удаленного вызова и отслеживания выполнения вычислительного ядра, с файлом XML-задания в качестве аргумента.

2. Менеджер метаданных (NetcdfMetadataConverter) наборов пространственных геофизических данных, спроектированный для работы с разработанной базой метаданных MySQL, и обеспечивающий функциональность представления метаданных netCDF в формате JSON, который оптимизирован для в веб браузере. Применение данного формата позволяет кэшировать структурированные данные на стороне клиента, а также легко загружать обновленную информацию с целью обновления полей интерфейса пользователя.

Соответствующие картографические веб-сервисы прототипа системы реализуют разделение прав доступа пользователей, и предоставляют функциональные возможности для работы с растровыми (GeoTIFF) и векторными (Shapefile, PostGIS) пространственными данными на основе сервисов OGC WMS, WFS, WPS. При этом картографический сервис WPS в общем виде обеспечивает стандартизованный внешний HTTP-интерфейс для удаленного конфигурирования и запуска процедур статистической обработки пространственных данных, а также представления результатов форматах согласно формализованным инструкциям конечного пользователя.

Представленная распределенная архитектура позволяет оперативно добавлять новые вычислительные узлы, системы хранения данных, а также обеспечивает информационно-вычислительную поддержку исследований региональных климатических изменений с помощью современных веб- и ГИС технологий.

Работа поддержана грантом РФФИ №16-19-10257.

Литература:

1. Steiniger S., Hunter A.J.S. *Free and open source GIS software for building a spatial data infrastructure.* / In: Bocher E., Neteler M., (eds.), *Geospatial Free and Open Source Software in the 21st Century*, LNCS, Heidelberg, Springer, 2012a, p. 247-261.

Development of the parallel multigrid elliptic problem solver for the SL-AV global atmospheric problem

Goyman G.S., Tolstykh M.A.

Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: gordeygoyman@gmail.com, tolstykh@m.inm.ras.ru

The use of semi-implicit semi-Lagrangian [1] time stepping and Z-grid in the SL-AV global atmospheric model [9] leads to the 2d elliptic type equations at every vertical level:

$$(k^2 - \Delta)\psi = R, k \geq 0$$

$$\Delta = \frac{\partial^2}{a^2 \cos \varphi \partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \right), \quad (1.1)$$

which have to be solved at every model time step. Here λ, φ – longitude and latitude; a – Earth's radius. At the moment, 1d domain decomposition and direct method based on FFT [5] are used in the SL-AV global atmospheric model. However, if 2d domain decomposition and big amount of cores are used, this method will be inefficient. In this article we present new parallel multigrid solver for the elliptic problems on the regular lat-lon grid.

For the spatial discretization of the equation (1.1) we use second-order finite volume method [2]. This approximation leads to 5-diagonal system of equations. Geometric multigrid with V-cycle [6] is chosen as a base algorithm for the new solver. Intergrid operators are bilinear interpolation and 8-point full weighting. Gauss-Seidel method with red-black ordering is used as a smoother. At the bottom level of V-cycle system matrix is inverted with BICGstab solver [8]. We use conditional semi-coarsening approach [7] to account for the anisotropy of the regular lat-lon grid near the poles.

Fig. 1 shows convergence rate of the new solver for the 2d problems with different grid size and different number of pre- and post-smoothing iterations. One can see that this algorithm is robust with respect to a problem size.

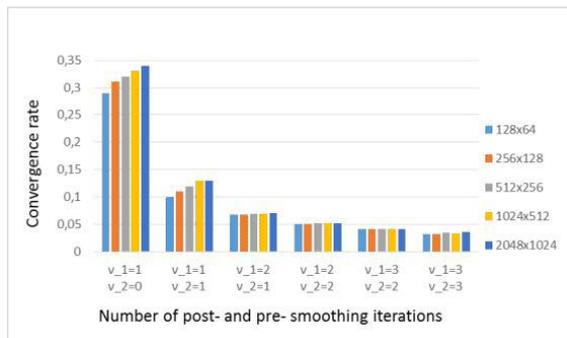


Fig. 1. Convergence rate of the multigrid solver

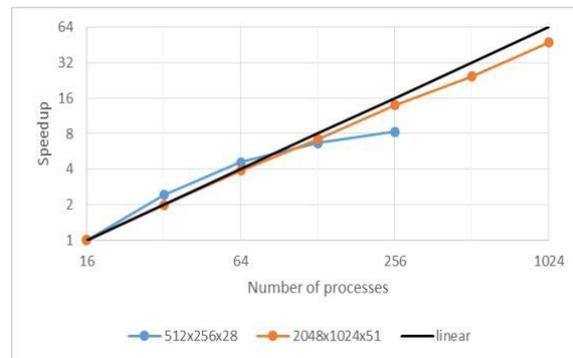


Fig. 2. Strong scaling of the multigrid solver

For the parallel implementation of the solver we use 2d MPI-decomposition. The results of strong scaling tests of the new solver for two problem sizes are presented in Fig. 2.

Multigrid solver was implemented in the SL-AV global atmospheric model to solve the Helmholtz problem. Numerical tests show that new discretization does not affect accuracy of the model and that the reduction of the residual norm by a factor of 10^{-4} (1-3 V-cycle iteration) is sufficient.

References:

1. Andr'e Robert. *A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations.* // *Atmos. Ocean*, 19(1):35–46, 1981.
2. Barros S. R. M. *Multigrid methods for two- and three-dimensional Poisson-type equations on the sphere* // *Journal of computational physics.* – 1991. – T. 92. – №. 2. – pp. 313–348.
3. B. Palmer and J. Nieplocha. *Efficient algorithms for ghost cell updates on two classes of MPP architectures.* // *In Proc. PDCS International Conference on Parallel and Distributed Computing Systems*, pp. 192–197, 2002.
4. J Steppeler, R Hess, U Schattler, and L Bonaventura. *Review of numerical methods for nonhydrostatic weather prediction models.* // *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82(1-4):287–301, 2003.
5. Tolstykh M. *Vorticity-divergence semi-Lagrangian shallow-water model on the sphere based on compact finite differences* // *J. Comput. Phys.*, 2002, v. 179.
6. Trottenberg U., Oosterlee C. W., Schuller A. *Multigrid.* – Academic press, 2000. 631 p.
7. Larsson J., Lien F. S., Yee E. *Conditional semicoarsening multigrid algorithm for the Poisson equation on anisotropic grids* // *Journal of Computational Physics.* – 2005. – T. 208. – №. 1. – pp. 368–383.
8. Van der Vorst H. A. *Bi-CGSTAB: A fast and smoothly converging variant of Bi-CG for the solution of nonsymmetric linear systems* // *SIAM Journal on scientific and Statistical Computing.* – 1992. T. 13. – №. 2. – pp. 631–644.
9. Tolstykh M. A. *Global'naya polulagranzheva model' chislennogo prognoza pogody.* – M. Obninsk: OAO FOP, 2011. – 111 P.

Реализация параллельного алгоритма решения эллиптических уравнений в глобальной модели атмосферы ПЛАВ

Гойман Г.С., Толстых М.А.

Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия
E-mail: gordeygoyman@gmail.com, tolstykh@m.inm.ras.ru

ВВЕДЕНИЕ

Увеличение пространственного разрешения в численных моделях атмосферы является одним из основных факторов улучшения качества прогноза погоды и моделирования климата. При этом использование все более подробных расчётных сеток требует наличия достаточных вычислительных ресурсов. Однако расчет на массивно-параллельных системах возможен только при использовании эффективных и масштабируемых численных алгоритмов. Поэтому многие методы и подходы, которые были

широко распространены в моделях атмосферы еще десятилетие назад, на сегодняшний день требует пересмотра или полной замены в связи с невозможностью их эффективного использования на массивно-параллельных системах.

В глобальной модели атмосферы ПЛАВ [9] применяется полуявный полулагранжев [1] метод интегрирования по времени совместно с пространственной дискретизацией уравнений, сформулированных в терминах вихрь-дивергенция, на несмещенной Z-сетке. Использование такого подхода обеспечивает хорошие дисперсионные характеристики инерционно-гравитационных волн и позволяет использовать заметно больший максимальный шаг интегрирования по времени. Платой за это является необходимость решения на каждом шаге по времени набора двумерных уравнений Гельмгольца для получения значения дивергенции на следующем временном слое и уравнений Пуассона для восстановления горизонтального поля скоростей. Эффективность и целесообразность применения данного подхода, таким образом, во многом зависит от эффективности алгоритма решения систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), возникающих вследствие дискретизации по пространству.

На данный момент в модели ПЛАВ используется прямой метод решения СЛАУ с использованием быстрого преобразования Фурье и векторной прогонки [5]. В совокупности с одномерной декомпозицией области по MPI-процессам данный алгоритм достаточно эффективен. Однако использование одномерной декомпозиции накладывает ограничение на максимально возможное количество используемых вычислительных ядер, а значит, и на максимально доступную вычислительную мощность. Поэтому, при увеличении пространственного разрешения модели потребуются переход на двумерную декомпозицию области. В тоже время эффективная реализация прямого метода, описанного выше, в совокупности с двумерной декомпозицией является затруднительной. Во-первых, применение быстрого преобразования Фурье потребует глобальных коммуникаций для подсчета частичных сумм. Во-вторых, векторная прогонка является плохо распараллеливаемым алгоритмом.

В данной работе рассматривается реализация параллельного многосеточного алгоритма решения СЛАУ, возникающих вследствие дискретизации уравнений эллиптического типа на регулярной широтно-долготной сетке. Показано, что сходимость алгоритма не зависит от размера задачи. Проведены замеры масштабируемости для размеров расчетных сеток характерных для модели ПЛАВ. Произведено внедрение алгоритма в модель ПЛАВ и его тестирование на академических тестах и серии прогнозов погоды.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОПИСАНИЕ АЛГОРИТМА РЕШЕНИЯ

В результате дискретизации по времени уравнений динамики в модели ПЛАВ на каждом вертикальном уровне возникают эллиптические уравнения вида:

$$(k^2 - \Delta)\psi = R, k \geq 0$$

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{\sin \lambda} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\cos \varphi \frac{\partial}{\partial \lambda} \right), (2.1)$$

Здесь λ, φ – долгота и широта; a – радиус Земли. Для пространственной дискретизации уравнения (2.1) на регулярной широтно-долготной сетке используется стандартная пятиточечная конечно-объемная аппроксимация второго порядка точности [2]. В результате дискретизации на каждом вертикальном уровне возникает СЛАУ с разреженной пятидиагональной матрицей.

В качестве алгоритма решения СЛАУ предлагается использовать многосеточный метод с V-циклом [7]. Данный метод используется в отдельности для каждой двумерной подзадачи. Для уменьшения амплитуды высокочастотных компонент ошибки используется метод Гаусса-Зейделя с красно-черным упорядочиванием переменных. Операторы перехода между сетками – билинейная интерполяция и сопряженный к нему оператор 8-ми точечного осреднения. В качестве матрицы системы на грубых сетках используется дискретизация уравнения на этих сектах. На нижнем уровне V-цикла матрица системы обращается при помощи метода бисопряженных стабилизированных градиентов [8].

Одним из главных недостатков стандартного многосеточного метода является ухудшение сходимости при наличии анизотропии в коэффициентах уравнения. В данном случае показатель анизотропии в уравнении выражается как отношение шага сетки по широтному направлению к шагу по долготному направлению, и этот показатель увеличивается по мере приближения к полюсам сетки. В данной реализации используется метод условного сгрубления сетки [7]. Суть данного метода заключается в том, что сгрубление осуществляется в обоих направлениях только областях с низким показателем анизотропии. В этой задаче это приводит к сгрублению сетки только в долготном направлении в околополюсной зоне. При этом количество точек при переходе на более грубую сетку уменьшается приблизительно в три раза, а не в четыре. Построение последовательности грубых сеток производится один раз на стадии инициализации алгоритма.

СХОДИМОСТЬ АЛГОРИТМА

Рассмотрим сходимость полученного алгоритма при различном пространственном разрешении и различном количестве итераций оператора сглаживания. В качестве точного решения используется вектор случайных чисел, правая часть системы получается путем домножения точного решения на матрицу системы. Нас интересует коэффициент сходимости, определяемый по формуле:

$$\mu = \left(\frac{\|\xi_N\|}{\|\xi_1\|} \right)^{\frac{1}{N-1}},$$

где ξ_k – ошибка после k -ой итерации метода, N – количество итераций метода. Важно, чтобы этот коэффициент не зависел от размера задачи.

На рис. 1 приведены коэффициенты сходимости метода при различном пространственном разрешении и различном количестве итераций оператора сглаживания. Здесь v_1 – количество итераций оператора сглаживания при движении вниз по циклу, v_2 – при движении вверх. Сходимость рассматривается для одной двумерной задачи. Из рис. 1 видно, что при использовании достаточного числа итераций сглаживания сходимость метода практически не зависит от размера задачи.

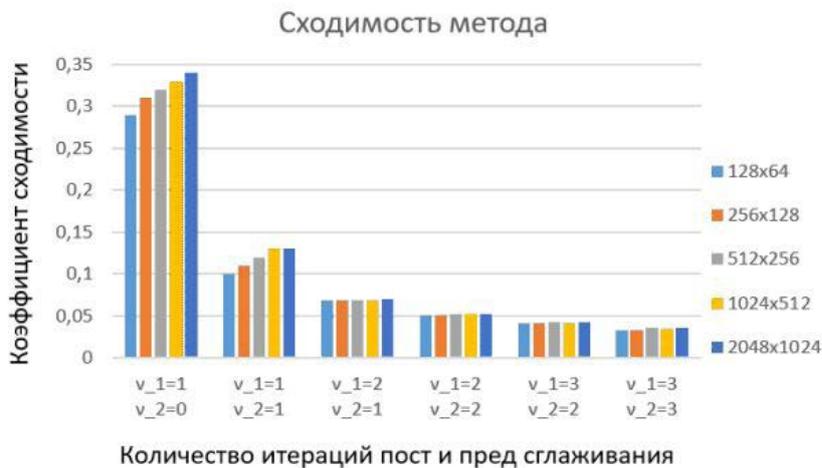


Рис. 1. Сходимость метода в зависимости от количества итераций сглаживания

ПАРАЛЛЕЛЬНАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ И МАСШТАБИРУЕМОСТЬ АЛГОРИТМА

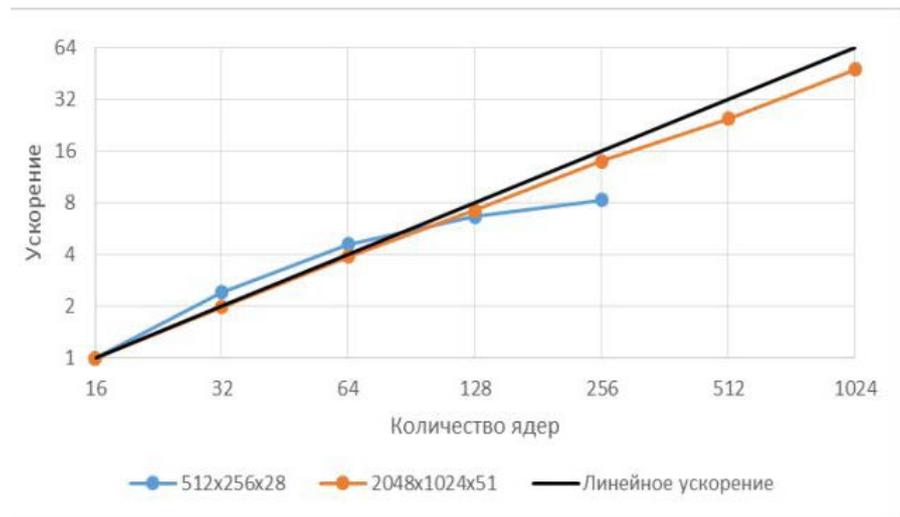
Для параллельной реализации алгоритма используется двумерная декомпозиция области по MPI-процессам. Все необходимые обмены для каждого вертикального уровня группируются в один и производятся одновременно, что позволяет не перегружать сеть обменов и уменьшить количество времени, затраченного на инициализацию передачи большого количества небольших сообщений. Коммуникация с процессами, «лежащими по диагонали» от данного процесса, реализуются при помощи обменов сначала в горизонтальном, а затем в вертикальном направлении, что позволяет уменьшить общее число обменов в два раза.

При движении вниз по V-циклу уменьшается отношение количества вычислений к количеству обменов, более того может возникнуть ситуация, когда на процессе не остается ни одной расчетной точки. В связи с этим применяется алгоритм уменьшения количества активных MPI-процессов по мере уменьшения количества расчетных точек. На последнем уровне V-цикла все данные передаются на один процесс, где происходит обращение матрицы. Уменьшение количества процессов может производиться как в обоих направлениях сразу, так и только для одного направления. Алгоритм реализован для количества MPI-процессов, являющихся делителем двойки.

В результате применения алгоритма условного сгрубления при переходе на более грубую сетку, количество расчетных точек у процессов содержащих околополюсную область сетки становится больше, чем у остальных процессов. В связи с этим реализована опция осуществления перераспределения точек между процессами при переходе между уровнями V-цикла.

Замеры масштабируемости алгоритма проводятся на кластере МВС-10П, оснащенном вычислительными узлами с 2 процессорами Intel Xeon E5-2690. Исследуется сильная масштабируемость алгоритма для задачи размером 512x256x28 и 2048x1024x51 точек, это примерно соответствует пространственному разрешению, используемому в двух версиях модели ПЛАВ. Ускорение вычисляется по отношению ко времени выполнения на одном вычислительном узле. График сильной масштабируемости алгоритма приведен на рисунке 2. Из графика видно, что задача размером 512x256x28 точек масштабируется с эффективностью более 50 процентов вплоть до 256 ядер. Задача размером 2048x1024x51 эффективно масштабируется по крайней мере до 1024 вычислительных ядер.

Рис. 2. Сильная масштабируемость алгоритма



ВНЕДРЕНИЕ В МОДЕЛЬ ПЛАВ

Полученный алгоритм внедрен в глобальную модель атмосферы ПЛАВ для решения двумерных уравнений Гельмгольца. Для тестирования и верификации алгоритма используется версия модели ПЛАВ с пространственным разрешением 400x251x28. Анализ сходимости и точности нового алгоритма решения проводится на академических тестах и серии прогнозов погоды с заблаговременностью 72 часа. Анализ мгновенных и осредненных полей показал, что использование многосеточного метода не приводит к ухудшению точности модели. При решении уравнения Гельмгольца достаточно падения нормы невязки решения в 104 раз, что соответствует применению 1-3 итераций V-цикла.

Литература:

1. Andr'e Robert. *A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations.* // *Atmos. Ocean*, 19(1):35–46, 1981.
2. Barros S. R. M. *Multigrid methods for two- and three-dimensional Poisson-type equations on the sphere* // *Journal of computational physics.* – 1991. – Т. 92. – №. 2. – pp. 313-348.
3. B. Palmer and J. Nieplocha. *Efficient algorithms for ghost cell updates on two classes of MPP architectures.* // *In Proc. PDCS International Conference on Parallel and Distributed Computing Systems*, pages 192–197, 2002.
4. J Steppeler, R Hess, U Schattler, and L Bonaventura. *Review of numerical methods for nonhydrostatic weather prediction models.* *Meteorol. // Atmos. Phys.*, 82(1-4):287–301, 2003.
5. Tolstykh M. *Vorticity-divergence semi-Lagrangian shallow-water model on the sphere based on compact finite differences* // *J. Comput. Phys.*, 2002, v. 179.
6. Trottenberg U., Oosterlee C. W., Schuller A. *Multigrid.* – Academic press, 2000. 631 p.
7. Larsson J., Lien F. S., Yee E. *Conditional semicoarsening multigrid algorithm for the Poisson equation on anisotropic grids* // *Journal of Computational Physics.* – 2005. – Т. 208. – №. 1. – pp. 368-383.
8. Van der Vorst H. A. *Bi-CGSTAB: A fast and smoothly converging variant of Bi-CG for the solution of nonsymmetric linear systems* // *SIAM Journal on scientific and Statistical Computing.* – 1992. Т. 13. – №. 2. – pp. 631-644.
9. Толстых М.А. *Глобальная полулагранжева модель численного прогноза погоды.* – М. Обнинск: ОАО ФОП, 2011. – 111 с.

An automated graphical system Isograph for visualization of meteorological fields and observational data

Kopeykin V.V., Alferov Yu.V.

Hydrometeorological Research Center of Russian Federation
E-mail: v.v.kopeykin@mail.ru, alferov@mecom.ru

An automated graphical system Isograph has been developed at the Hydrometcentre of Russia for visualization of meteorological fields and observational data. The software is designed both for operational needs and research.

Isograph can display meteorological data in the form of georeferenced maps in one of the supported projections (equidistant cylindrical, cylindrical Mercator, polar stereographic). Several images can be easily combined by setting parameters describing the map view. The parameter set can be saved as a profile and used again later. The data can be both on regular and irregular grids. If input fields are defined on one and the same grid, it is possible to display a linear combination of the fields thus allowing additional data analysis.

Isograph has its own library of geographical objects (coastlines, rivers, state boundaries, weather stations, etc.), it has the ability to obtain meteorological information both from local sources (text and binary files on a user's computer) and network databases. In the second case, the projection parameters can be obtained automatically, provided that they are present in the database.

The program has a user-friendly Russian-language interface, based on menus and dialogs. In addition to the interactive mode, the program can also work in a batch mode, which allows to automate the creation of maps on preliminary prepared templates using the built-in scripting language. Scripts can be created manually, as well as through a script generator built into the software package. To make a script with the script generator, you need only to set a necessary sequence of actions using intuitive dialog boxes.

The constant development of *Isograph* makes it possible to provide meteorologists and researchers with more and more convenient and powerful tools for analyzing meteorological data.

Isograph – автоматизированная графическая система для визуализации метеорологических полей и данных наблюдений

Копейкин В.В., Алферов Ю.В.

Гидрометцентр России
E-mail: v.v.kopeykin@mail.ru, alferov@mecom.ru

В ФГБУ «Гидрометцентр России» разработана автоматизированная графическая система для визуализации метеорологических полей и данных наблюдений – *Isograph* (рис. 1). Данный программный комплекс предназначен для использования, как в оперативных, так и исследовательских целях.

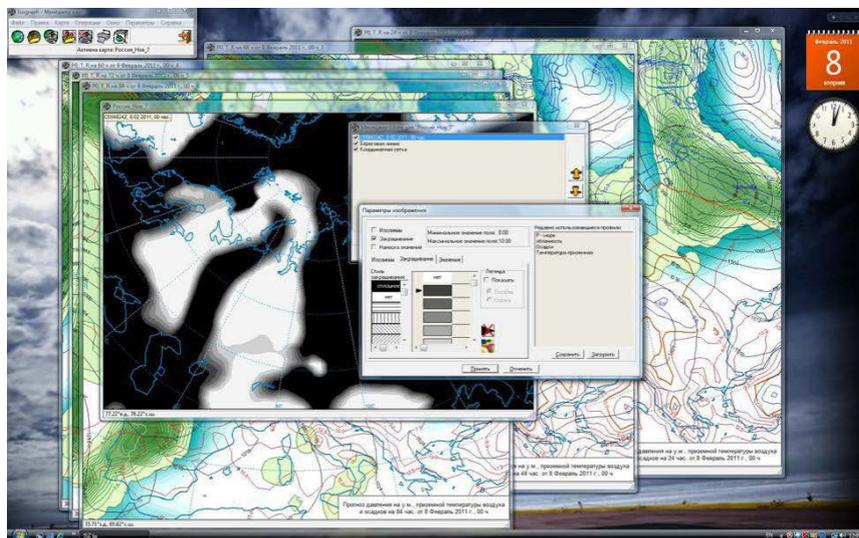


Рис. 1. Интерактивный режим работы Isograph

Isograph даёт возможность отображать метеорологические данные в форме карт с географической привязкой в одной из доступных проекций (эквидистантная цилиндрическая, цилиндрическая меркаторская, полярная стереографическая), позволяя комбинировать несколько изображений с настройкой параметров (рис. 2). Параметры отображения могут быть сохранены в виде профилей и использованы повторно. Данные могут поступать как в виде регулярной, так и нерегулярной сети точек. Также в программе доступна возможность производить линейные комбинации двух полей, заданных на одной сетке, что даёт возможность проводить дополнительный анализ данных.

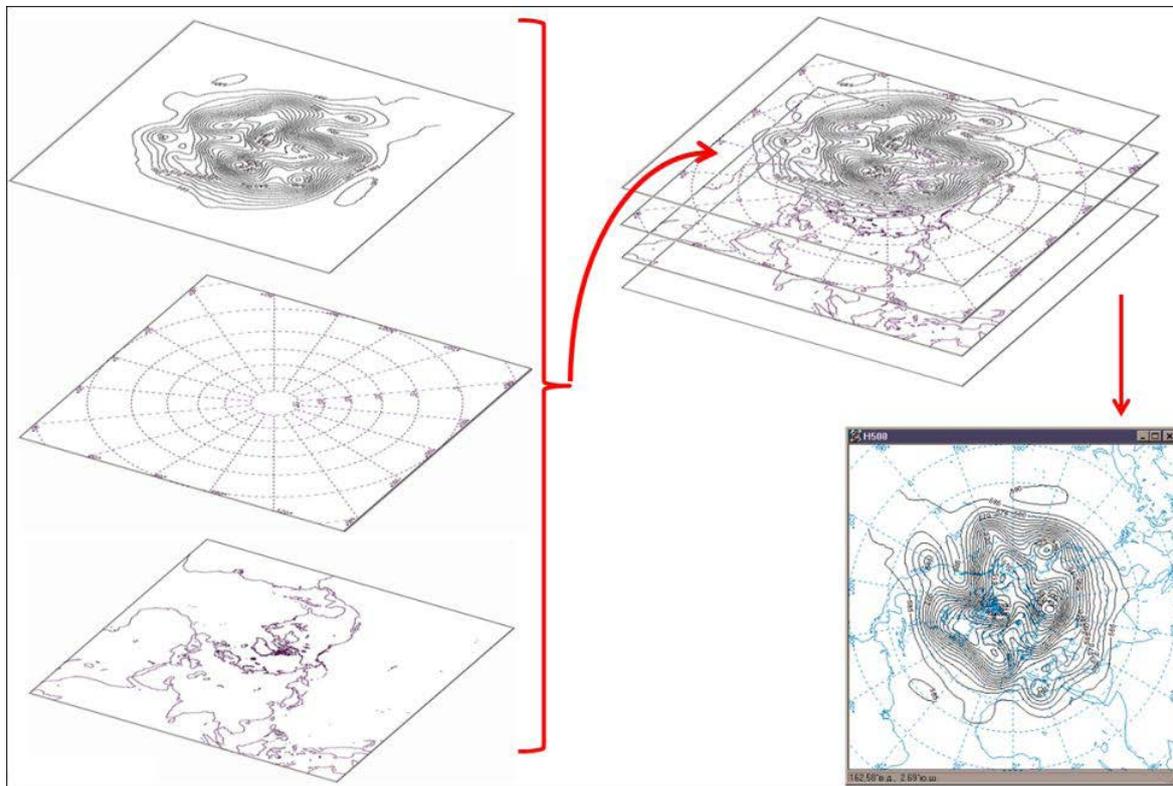


Рис. 2. Метеорологические данные в форме карт с географической привязкой

Isograph имеет свою библиотеку географических объектов (береговые линии, реки, границы государств, метеостанции и т.д.), обладает возможностью получения метеорологической информации из локальных источников (текстовых и бинарных файлов) и из сетевых баз данных (рис. 3). Во втором случае параметры проекции могут быть получены автоматически, при условии наличия таковых в базе данных.

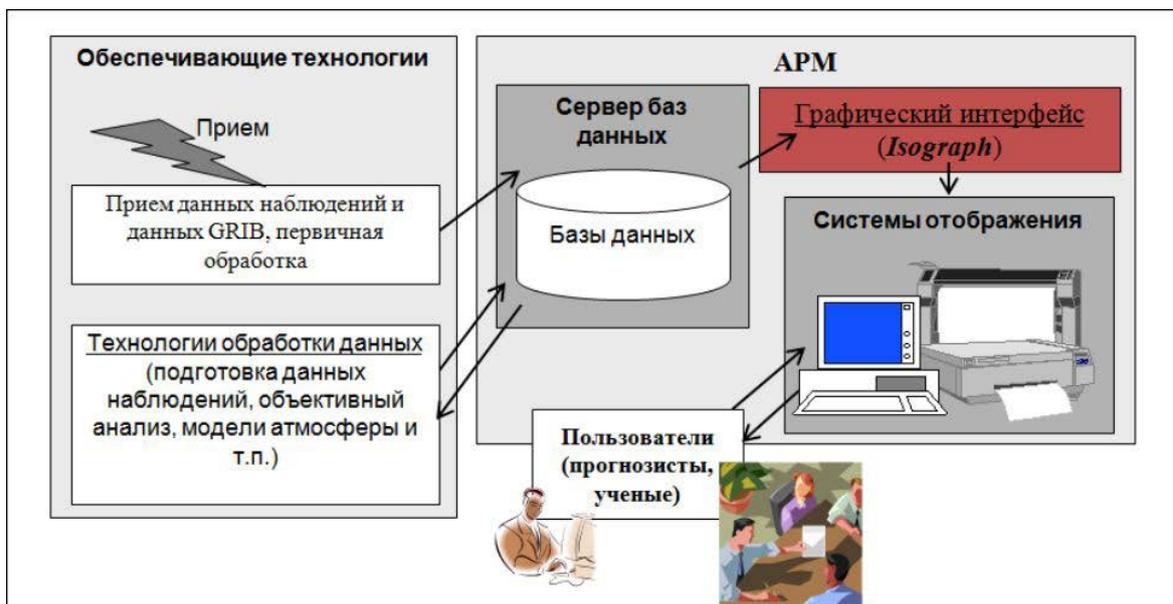


Рис. 3. Место *Isograph* в технологии обработки метеоинформации

Программа обладает дружелюбным к пользователю русскоязычным интерфейсом, основанным на меню и диалогах. Помимо интерактивного режима программа также может работать в пакетном режиме, позволяющем, используя встроенный скриптовый язык, автоматизировать создание карт по заранее заготовленным шаблонам. Скрипты могут создаваться вручную, а также посредством встроенного в программный комплекс генератора скриптов, в котором задание необходимой последовательности действий производится при помощи интуитивно понятных диалоговых окон (рис. 4).

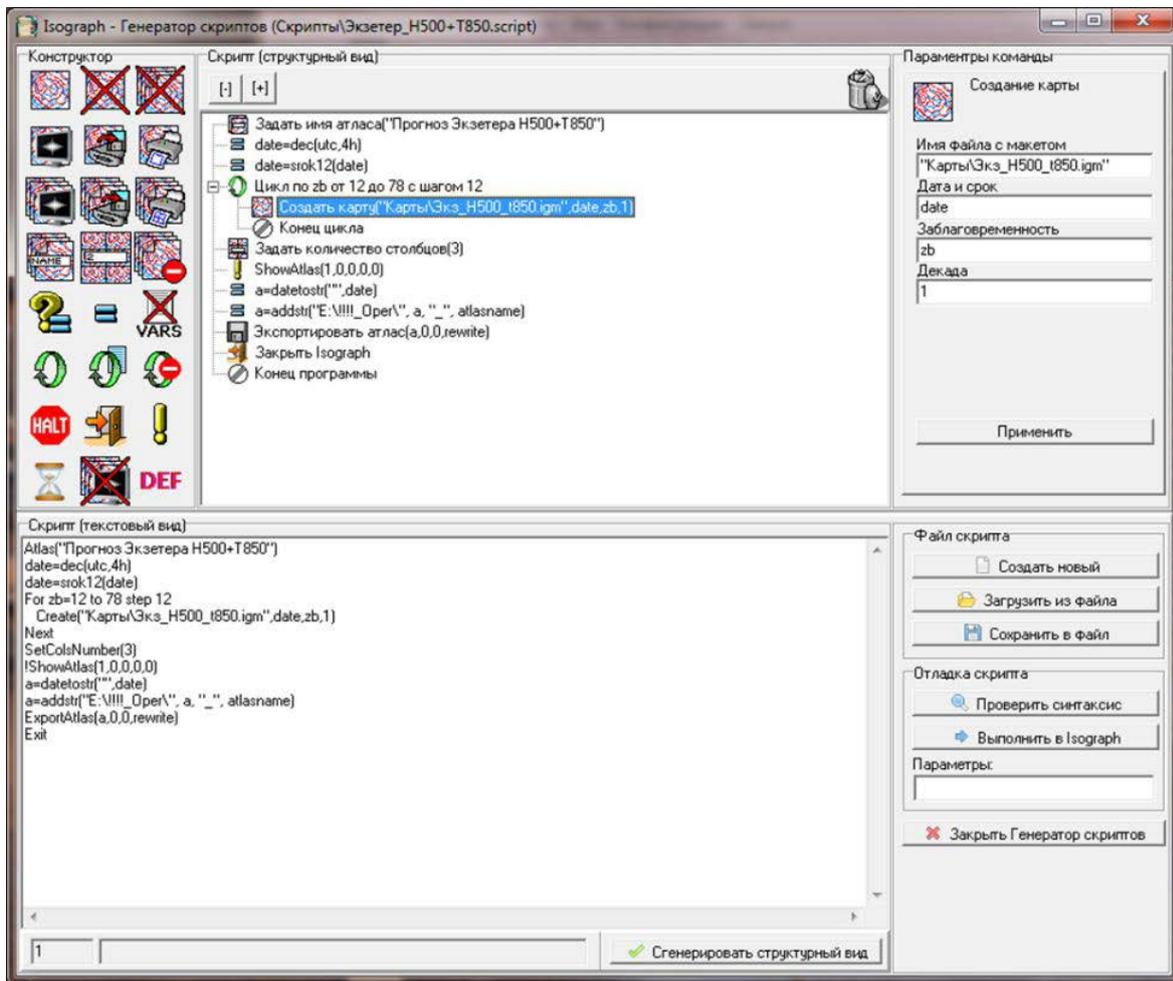


Рис. 4. Генератор скриптов

Постоянное развитие *Isograph* дает возможность предоставлять метеорологам и исследователям все более удобные и мощные инструменты анализа метеорологических данных.

Литература:

1. Алферов Ю.В., Копейкин В.В. Аспекты автоматизации в гидрометеорологической системе визуализации *Isograph*// Труды Гидрометцентра России. — 2011. — Вып. 346. — С. 17-27.
2. Копейкин В.В., Алферов Ю.В. Построение изолиний по нерегулярной сети точек в рамках графической системы *Isograph*// Труды Гидрометцентра России. — 2011. — Вып. 346. — С. 62-75.
3. Алферов Ю.В., Копейкин В.В. Применение многопоточности в графической системе *Isograph*// Труды Гидрометцентра России. — 2015. — Вып. 353. — С. 15-25.

The use of correlated observation errors in satellite AMV data for the ensemble data assimilation system based on LETKF algorithm

¹Mizyak V., ²Shlyueva A., ^{1,3}Tolstykh M.

¹ Hydrometeorological Research Centre of Russia, Moscow, Russia

² Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, Boulder, USA

³ Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: vmizyak@mecom.ru

Data assimilation methods are used in meteorology to generate initial data for NWP models. The results of data assimilation, so-called analysis, combine the model state and observational data. The huge number of satellite data is needed to improve analysis accuracy, because in situ observations are sparse and irregularly located.

Satellite observations usually provide indirect information on temperature, humidity, surface parameters, clouds, ozone and other constituents. Converting observational parameters to model variables is a complex problem, partially related to significant correlations in observational errors.

The suggestion about uncorrelated observation errors in data assimilation is very convenient, because the observation errors covariance matrix \mathbf{R} used in assimilation scheme is diagonal and there is no need to invert it. It was shown before that the use of correlated data with diagonal matrix \mathbf{R} in data assimilation deteriorates the analysis accuracy.

Satellite-derived atmospheric motion vectors (AMV) observations are the important source of wind information above the Tropics, ocean areas and Polar regions. Their errors have significant autocorrelations and one of the ways to improve the analysis quality is a more accurate specification of the AMV observation errors. This necessitates the use of the non-diagonal observation error covariance matrix \mathbf{R} in the data assimilation scheme. We perform the Second Order Autoregressive function (SOAR) from [Bormann, 2003] to model non-diagonal elements in \mathbf{R} .

Data assimilation system used is based on LETKF scheme [Hunt, 2007]. The operational SL-AV model [Tolstykh, 2015] with the horizontal resolution of $0.9^\circ \times 0.72^\circ$ lon-lat and 28 vertical levels is used as forecast model to generate first guess (or background) fields. It is demonstrated that accounting for correlations in AMV observation errors in the data assimilation system reduces the errors of 5-days forecasts computed from the initial data of this system.

Использование коррелированных ошибок спутниковых данных наблюдений AMV в ансамблевой системе усвоения данных на основе LETKF

¹Мизяк В.Г., ²Шляева А.В., ^{1,3}Толстых М.А.

¹ Гидрометцентр России

² Кооперативный институт исследований в области окружающей среды, Боулдер, США

³ Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: vmizyak@mecom.ru

ВВЕДЕНИЕ

В метеорологии усвоением данных называют циклический процесс, в ходе которого определяются численные характеристики состояния атмосферы в определённые моменты времени с использованием имеющихся данных метеорологических наблюдений и некоторой априорной информации об исследуемом состоянии атмосферы. В результате получают регулярное трёхмерное распределение переменных (две компоненты ветра, температура и влажность, давление на поверхности Земли), которые используются в численных моделях прогноза погоды в качестве начальных данных. Такое распределение принято называть объективным анализом, или чаще просто анализом. Объективный анализ является максимально точной (в некотором смысле) оценкой состояния атмосферы.

Для повышения точности анализа необходимо усваивать постоянно увеличивающиеся массивы данных спутниковых наблюдений. Сложность усвоения таких данных стоит в том, что в ходе спутниковых измерений (в отличие от традиционных контактных наблюдений) происходит определение вели-

чин, которые не являются прямой информацией о состоянии модельных переменных. Для получения значений модельных переменных из спутниковых данных приходится применять сложные алгоритмы и процедуры, которые способны вносить свои ошибки в измеренные значения. Учёт этих ошибок и их свойств является сложной задачей, которая требует решения, т. к. данных традиционной наблюдательной сети крайне не достаточно для подготовки качественных анализов.

УСВОЕНИЕ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ AMV

Одним из видов спутниковых наблюдений, позволяющим восполнить недостаток информации от сетей традиционных контактных метеорологических наблюдений, являются наблюдения ветра по вычислению влажных структур на спутниковых изображениях (AMV). Данная работа посвящена эффективному использованию наблюдений этого вида в системе усвоения, основанной на алгоритме Локального ансамблевого фильтра Калмана с преобразованием ансамбля (англ. Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF) [1, 2].

Наблюдения AMV получают, отслеживая передвижения облаков или скоплений водяного пара по сериям спутниковых изображений, сделанных в различных диапазонах частот (видимый, инфракрасный, водяной пар). По положению одинаковых структур на изображениях, сделанных спутниками через равные промежутки времени, делают вывод о скорости и направлении ветра в точке наблюдения. Такое представление данных существенно упрощает применяемый при их усвоении оператор наблюдений.

Наблюдения AMV обеспечивают глобальное покрытие земного шара данными о ветре, в т.ч. и в арктических широтах, что крайне важно ввиду практически полного отсутствия других источников информации об атмосферной циркуляции в этих регионах.

В проводимых исследованиях влияния различных видов наблюдений на точность численных прогнозов погоды [3] было выявлено, что наблюдения AMV вносят заметный вклад, хотя и не решающий, в повышение точности анализов и прогнозов.

Технология получения наблюдений состоит в выборе и отслеживании некоторой цели на последовательности из трёх спутниковых изображений.

Принимаются следующие предположения (и ограничения) [4]:

- выбранная цель движется с той же скоростью и в том же направлении, что локальный ветер;
- отслеженное движение представляет движение вершины облака (на этом основан выбор высоты, на которой наблюдается ветер).

Далее проводят следующие действия:

- выбор цели на начальной картинке;
- определение положения цели на последующих изображениях (ищется лучшее совпадение всех пикселей из всех возможных вариантов, используя кросс-корреляции);
- определение скорости и направления ветра;
- сопоставление высоты наблюдению, т.е. определение давления, на котором наблюдается ветер (чаще всего в давление преобразовывается температура, определённая по насыщенности цвета цели, с использованием прогностических профилей температуры);
- автоматический контроль качества (вычисление индикатора качества).

Во время проведения каждого из вышеприведённых этапов возможно внесение ошибок в определение всех величин, содержащихся в наблюдении. Этот факт обуславливает сложную структуру общей ошибки, а также наличие пространственной и временной корреляции этих ошибок.

Например, используемые для определения высоты профили температуры из прогностической модели, обычно пространственно коррелированы, а значит, будут коррелированы и ошибки наблюдений. Кроме того, обнаружение похожих облачных структур в соседних сегментах может привести к схожим ошибкам обнаружения или вычисления высоты. Процедуры контроля качества также сильнее доверяют ветрам, которые схожи с соседними, что увеличивает вероятность коррелированных ошибок [5].

Исследование пространственной корреляции ошибок наблюдений AMV проводится в работе [5]. Наблюдения AMV сравнивались с наблюдениями радиозондов и рассчитывались корреляционные функции наблюдений AMV в предположении, что ошибки зондов и AMV не коррелированы. Результаты исследования показали, что наблюдениям AMV, полученным с различных спутников и обработанным различными алгоритмами, свойственна пространственная корреляция на радиусах, достигающих 800 км.

Наличие корреляций в ошибках наблюдений вызывает трудности при их усвоении. В матричные формулы схем усвоения входит матрица ковариаций ошибок наблюдений R , которую необходимо обращать на каких-то этапах выполнения алгоритма. Принято считать, что эта матрица имеет диагональный вид, т.к. ковариации между ошибками наблюдений или отсутствуют, или ими можно пренебречь. Это предположение хорошо подходит для традиционных контактных данных наблюдений, но существенно нарушается для спутниковых наблюдений [6, 5, 7]. В исследовании [8] показано, что в случае отсутствия учёта корреляций при усвоении данных наблюдений, в ошибках которых существует автокорреляция, полученный анализ существенно теряет в точности.

До недавнего времени в качестве решения проблемы было принято прореживание набора наблюдений. Такой подход позволял избавиться от корреляций ошибок в ближайших наблюдениях и пренебречь малыми корреляциями в далёких [8]. Кроме того, для придания меньшего веса спутниковым данным в ходе усвоения было принято заведомо несколько увеличивать дисперсии ошибок наблюдений. В условиях дефицита вычислительных ресурсов эти шаги позволяли не отказываться от более эффективного с точки зрения вычислений использования диагональной матрицы.

Лучшим же выходом является использование недиагональной матрицы ковариаций ошибок наблюдений \mathbf{R} . При использовании недиагональной матрицы \mathbf{R} общего вида необходимо решать задачу обращения матрицы, что существенно увеличивает вычислительные затраты на вычисление анализа при реализации схемы усвоения. Количество наблюдений даже в локальных областях (в случае использования локализации при вычислении анализа) при этом достаточно велико.

Можно, тем не менее, попробовать подобрать вид матрицы ковариаций, которую будет относительно просто обратить. Например, в работе [9] исследовалось влияние коррелированных ошибок наблюдений на точность анализа, при этом рассматривались различные аппроксимации недиагональных матриц ковариаций ошибок наблюдений: диагональная аппроксимация (с увеличением дисперсий), матрицы Маркова и разложение по собственным значениям. Ошибки усваиваемых наблюдений были сгенерированы как матрица ковариаций процесса авторегрессии первого порядка и матрица ковариаций процесса авторегрессии второго порядка.

В данной работе матрица \mathbf{R} задавалась в соответствии с матричным уравнением

$$\mathbf{R} = \mathbf{D}\boldsymbol{\rho}\mathbf{D} \quad (1),$$

$$\mathbf{D} = \begin{pmatrix} \sqrt{\sigma_1^2} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \sqrt{\sigma_2^2} & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \sqrt{\sigma_{nloc}^2} \end{pmatrix}$$

где σ_i – значения стандартных отклонений ошибок наблюдений, которые зависят от расстояния между рассматриваемой точкой сетки и наблюдениями, попавшими в радиус локализации, $nloc$ – количество попавших в радиус локализации наблюдений.

Элементы корреляционной матрицы ρ_{ij} вычисляются с помощью предложенной в [5] т.н. авторегрессионной функции второго порядка (англ. Second Order Autoregressive function, SOAR):

$$\boldsymbol{\rho} = \{\rho_{ij}, i, j = \overline{1, nloc}\},$$

$$\rho_{ij} = R_0 \left(1 + \frac{r_{ij}}{L}\right) e^{-r_{ij}/L}. \quad (2)$$

Здесь $R_0 > 0$ – настроечный параметр, отвечающий за долю коррелированной части ошибки, $L > 0$ – настроечный параметр, измеряемый в километрах и отвечающий за расстояние, на котором влияние расстояния сказывается на величине корреляции. Оба этих параметра варьируются исходя из спутника, диапазона, широты и высоты наблюдения.

Следует отметить, что, несмотря на возросшее количество вычислений при использовании недиагональной матрицы ковариаций ошибок наблюдений из-за вычисления элементов матрицы и её обращения, общее время работы программы возрастает несущественно, если подобраны обоснованные радиусы локализации наблюдений. Это становится возможным, по всей видимости, по причине использования линейных преобразований, уменьшающих размерности матриц, которые необходимо обращать и хорошей оптимизации встроенных в библиотеку Intel MKL процедур линейной алгебры.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Для проведения численных экспериментов в данной работе использовалась система ансамблевая усвоения [2], основанная на алгоритме LETKF [1]. Алгоритм основан на следующих ключевых идеях:

- матрица ковариации оценивается с помощью разброса ансамбля первых приближений вокруг своего среднего значения $\tilde{\mathbf{P}}^b = \mathbf{X}^b \mathbf{X}^{bT} / (k - 1)$, где $\mathbf{X}^b = \{\mathbf{x}^{b(i)} - \bar{\mathbf{x}}^b, i = \overline{1, k}\}$ – матрица отклонений первых приближений от среднего $\bar{\mathbf{x}}^b = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \mathbf{x}^{b(i)}$, k – размер ансамбля, который в данной реализации составляет 40 членов;
- процедура усвоения проводится для каждой точки модельного пространства с использованием только тех наблюдений, которые попадают в некоторый установленный радиус локализации;
- формулы классического фильтра Калмана применяются для системы после перехода в пространство ансамбля.

В усвоении участвуют следующие виды наблюдений: радиозонды TEMP, наземные и корабельные наблюдения SYNOP, -SHIP, самолетные наблюдения AIREP, спутниковые наблюдения ASCAT, SATOB, AMV.

В качестве прогностической модели для получения полей первого приближения используется глобальная оперативная модель атмосферы ПЛАВ [10, 11] в версии с горизонтальным разрешением $0.9^\circ \times 0.72^\circ$ и 28 вертикальными уровнями.

На рис. 1 приведены графики, на которых приводится сравнение первых результатов усвоения данных наблюдений AMV при использовании коррелированных и некоррелированных ошибок наблюдений. Верификация проводилась по наблюдениям радиозондов, входящим в список CBS/WMO (оперативная технология верификации прогностической продукции Гидрометцентра России). На графиках приведены средние за месяц (июнь 2015 года) осреднённые по приполярной части Северного полушария ($20^\circ - 90^\circ$ с.ш.) среднеквадратические ошибки прогностических величин с доверительными интервалами с уровнем доверия 0,95. Усваивались наблюдения со спутников Aqua и Terra, изображения в инфракрасном диапазоне.

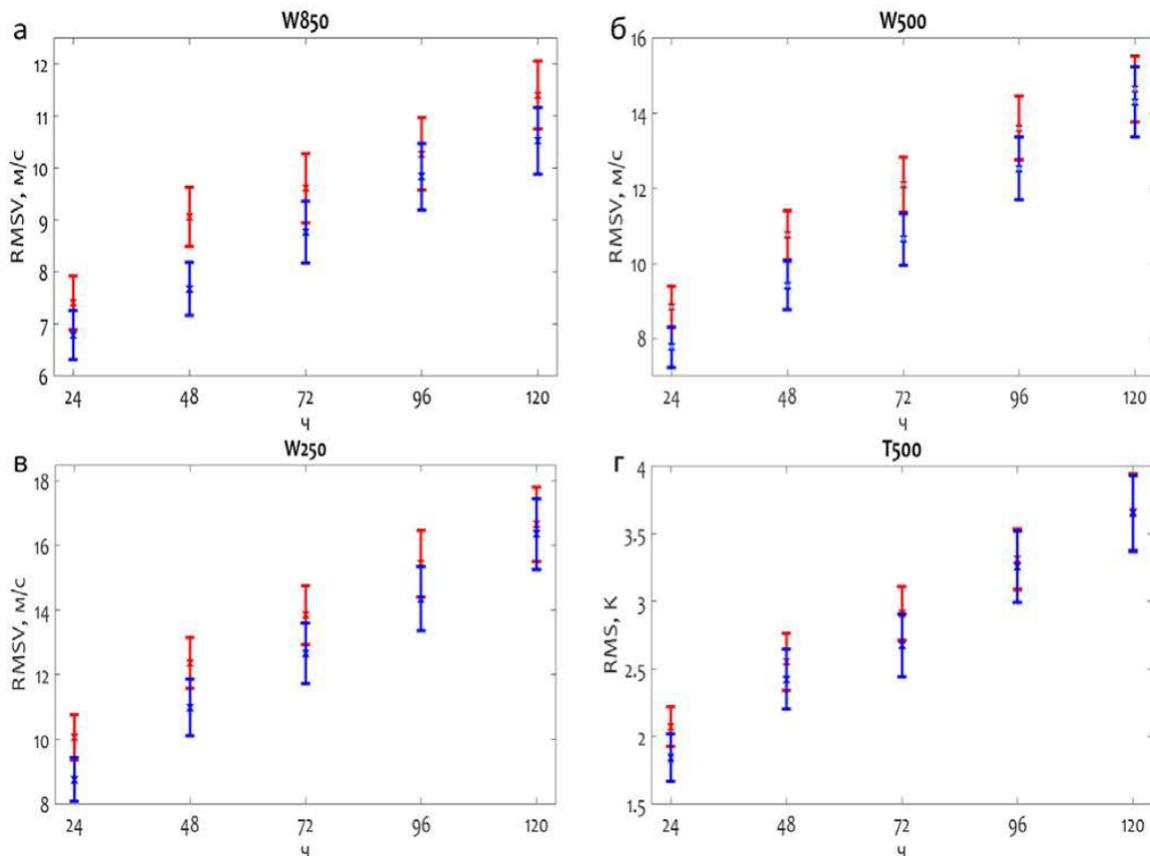


Рис. 1. Среднеквадратическая ошибка полей прогностических переменных, осреднённая по приполярной части Северного полушария, как функция заблаговременности прогноза. Красный цвет – прогнозы, рассчитанные при использовании анализов, полученных без использования предположения об автокорреляции ошибок наблюдений; синий цвет – прогнозы, стартовавшие с анализов, при получении которых полагалось наличие автокорреляций в ошибках наблюдений. Прогностические поля: а) вектор скорости ветра на высоте 850 гПа; б) вектор скорости ветра на высоте 500 гПа; в) вектор скорости ветра на высоте 250 гПа; г) температура на высоте 500 гПа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведённых экспериментов показывают, что при правильном подборе параметров R_0 и L (для различных спутников, каналов и регионов), можно добиться увеличения точности анализа и, как следствие, уменьшения ошибок прогнозов за счёт использования матрицы ошибок наблюдений R недиагонального вида. Применение более правильного описания элементов этой матрицы позволяет учитывать в схеме усвоения информацию об ошибках наблюдений в более полном объёме, что сказывается на повышении точности модельных прогнозов. Улучшение, подобное представленному на рисунке 1, наблюдается и в других регионах при усвоении данных с других спутников, каналов и географических координат точки наблюдения. Стоит также отметить, что за счёт уменьшения неопределённости в данных о ветре, схема усвоения несколько увеличивает точность оценки и о температуре.

Исследование выполнено в Гидрометцентре России за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-37-00053)

Литература:

1. B. R. Hunt, E. J. Kostelich, and I. Szunyogh. Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 230(1-2):112–126, June 2007.
2. A.V. Shlyayeva, M.A. Tolstykh, V.G. Mizyak, V.S. Rogutov. Local ensemble transform Kalman filter data assimilation system for the global semi-Lagrangian atmospheric model. *Russ. J. Num. An. & Math. Mod.* 2013 V 28 N 4 P 419-441.
3. *Impact of satellite data: tech. rep. / S. English [et al.] ; ECMWF Technical Memorandum. — 2013.*
4. Borde R. Atmospheric motion vectors: status of operational product and ongoing development work // *Proceedings of the 9th International Wind Workshop, Annapolis, Maryland, USA. — Presentation at International Symposium on Data Assimilation, Offenbach, Germany. 2012.*
5. N. Bormann, S. Saarinen, G. Kelly, J.-N. Thepaut. — *The spatial structure of observation errors in Atmospheric Motion Vectors from geostationary satellite data. — 2003, QJRMS, 131, pp. 706-718.*
6. N. Bormann, A. Collard, P. Bauer. — *Estimates of spatial and inter-channel observation error characteristics for current sounder radiances for NWP. — 2009. ECMWF Technical Memorandum 600.*
7. P. P. Weston, W. Bell and J. R. Eyre. Accounting for correlated error in the assimilation of high-resolution sounder data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Volume 140, Issue 685, pages 2420–2429, October 2014 Part B.*
8. G. Desroziers. — *Observation error specification. — 2012, Presentation at International Summer School on Data Assimilation, Les Houches, France.*
9. Stewart L., Dance S., Nichols N. Data assimilation with correlated observation errors: analysis accuracy with approximate error covariance matrices // *School of Mathematics and Statistics. — 2012.*
10. Толстых М. А. Глобальная полулагранжева модель численного прогноза погоды. М, Обнинск: ОАО ФООП, 111 стр.
11. 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., Шапкин В.В., Шляева А.В., Эззу И.Н., Юрова А.Ю. Разработка многомасштабной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ. — *Метеорология и гидрология, 2015. №6 стр. 25-35.*

Applying COSMO-Ru model for daily analysis of snow water equivalent and snow density fields

^{1,2}Churiulin E., ¹Kuzmina E., ³Chumakov M., ¹Kopeykin V.V., ^{1,2}Rivin G., ^{1,2}Rozinkina I.A.,

¹ Hydrometcenter of Russia

² Lomonosov Moscow State University, Russia

³ Gazprom VNIIGAZ LLC, Russia

E-mail: evgenychur@gmail.com

We are exploring the opportunity of applying automated program complex for calculations and definitions of analysis fields of snow water equivalent (SWE) and snow density (SD) for atmospheric models. Following types of initial data are required.

- 1) Standard meteorological in-citu observations (T2m, V10m, snow depth, precipitation), which are transmitted across SYNOP code;
- 2) Information about initial conditions occurrence of snow cover;
- 3) Information about snow frontiers;

We have implemented the scheme of SYNOP data assimilation in a program complex. Moreover, we apply the initial 2-d fields of SWE and snow density, which are generated by a nonhydrostatic limited-area atmospheric prediction model COSMO. We get these data from DAS of DWD global modeling center (In general, we apply the first guess fields of named parameters). Last type of data, which we use in our work, is information about snow frontiers. We assimilate this data from remote sensing data or the MODIS project of NASA.

Our program complex is based on the 1-d multilayer model of snow cover. The 1-d multilayer model allows us to calculate daily values of snow water equivalent accumulation and changes in snow density.

In the program complex, we have implemented two fundamentally different schemes of the definition of output parameters of SWE and SD values. The first one is calculations for real stations, another one is for grid points. In this program complex we have applied the schemes to three regions explored with different spatial resolution steps (SFO – 2.2 km, ETR – 7 km, ENA – 13.2 km). This work shows the efficiency of our analysis on the example of the estuary part of the Onega river for the winter period from January to February 2017.

Ежедневный анализ полей водного эквивалента и плотности снежного покрова с использованием COSMO-Ru

^{1,2}Чурюлин Е.В., ¹Кузьмина Е.В., ³Чумаков М.М., ¹Копейкин В.В., ^{1,2}Ривин Г.С., ^{1,2}Розинкина И.А.

¹ Гидрометцентр России

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия

³ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Россия

E-mail: evgenychur@gmail.com

Снежный покров является одним из компонентов природной среды, определяющих погоду и климат. Знание характеристик снежного покрова имеет существенное прикладное значение для различных отраслей хозяйства и прогнозных целей. В частности, для моделей численного прогноза погоды. Для того, чтобы модель работала корректно, в неё должны включаться поля текущих значений количества воды в снежном покрове и информация о высоте снега. Кроме того, в работе Е.В. Кузьминой [1] приводятся доказательства того, что при прогнозировании температуры воздуха наблюдается высокая чувствительность моделей, точность которых зависит от точности определения количества воды в снежном покрове вблизи снежной границы. Автором этой работы установлено, что ошибка при прогнозировании поверхностной температуры вблизи снежной границы может достигать более 10 C^0 .

Второй причиной, послужившей для разработки метода анализа полей водного эквивалента и плотности снежного покрова с использованием *COSMO-Ru*, является тот факт, что наблюдаются существенные неточности в начальных полях (полях первого приближения) *SWE* и *SD*, поступающих в Росгидромет из глобального центра по моделированию в Германии, особенно эти погрешности заметны для регионов с длительной и снежной зимой. Для таких случаев нами было установлено, что ошибка может достигать 100 процентов или 1 метра.

До 2016 года снежный блок модели *COSMO-Ru* был не применим для качественного прогнозирования информации о текущем состоянии *SWE* и *SD* в период весеннего половодья для участков местности с редкой сетью наблюдений. На начальном этапе создания текущего метода анализа мы задавались целью – разработать систему обработки и усвоения информации, результаты которой могли бы быть применимы, для более точной работы численных моделей прогноза погоды и использовались бы специалистами гидрологами при прогнозировании водности рек.

При разработке данного метода, мы столкнулись с рядом сложностей:

- 1) В настоящее время в оперативном режиме на станциях измеряется только высота снега, информация о количестве воды в снежном покрове, и данные о его плотности доступны с дискретностью 5-10 суток.
- 2) Современные системы дистанционного зондирования Земли, определяющие достоверно значения *SWE* и *SD* (особенно для Северных регионов) находятся в разработке и будут доступны в ближайшем будущем.
- 3) Значения *SWE* и *SD* зависят от всего периода накопления снега, более того, применение постоянных функций и функций старения плотности могут приводить к ошибочным результатам (рис.1).
- 4) При моделировании *SWE* и *SD* в атмосферных моделях *DAS* цикла накапливаются ошибки, приводящие к серьезным погрешностям в итоговых расчетах.

Проанализировав имеющуюся информацию, мы пришли к выводу, что оперативная информация о высоте снежного покрова, поступающая в виде синоптического кода *SYNOP*, и данные о снежной маске, основанные на спутниковых измерениях, являются реалистичными. Мы реализовали метод корректировки исходных полей первого приближения текущими данными для территории Российской Федерации.

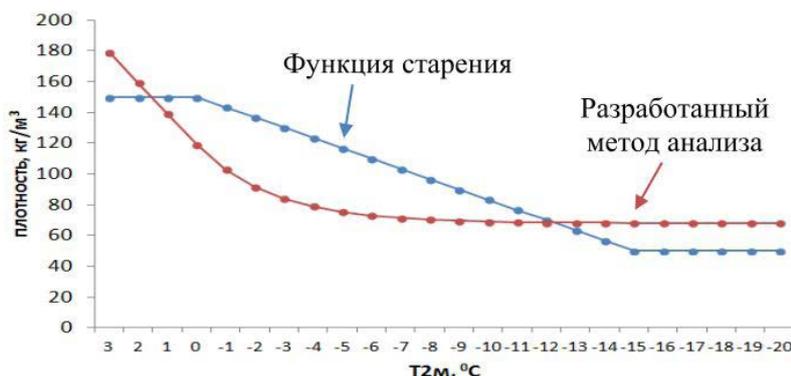


Рис. 1. Результаты вычисления плотности различными методами

Мы разработали систему, которая обрабатывает, усваивает и выдает достоверный результат, основанный на следующих типах данных: 1 – стандартные метеорологические измерения со станций (T_{2m} , V_{10m} , высота снежного покрова, осадки), передаваемые в коде *SYNOP*; 2 – информация об исходном состоянии снежного покрова; 3 – информация о нахождении его границ.

В программном комплексе реализована схема усвоения *SYNOP* данных. Кроме того, для получения исходной информации о состоянии снежного покрова используется система гидродинамического мезомасштабного моделирования *COSMO-Ru* (в частности, для анализа по разработанной методике применяются поля первого приближения, поступающие из *DWD*). Информация о границе снежного покрова усваивается по данным дистанционного зондирования *MODIS* с пространственным разрешением 4 км.

Методика анализа полей водного эквивалента и плотности снега реализована на основе одномерной многослойной модели снежного покрова, применяющейся для расчета ежедневных значений, накапливаемых влагозапасов и изменяющейся плотности снега. В программном комплексе реализовано две принципиально различные схемы построения выходной информации (выполнение расчёта для станции и для узлов сетки) для трех различных регионов с различным пространственным шагом ($SFO - 2.2$ км, $ETR - 7$ км, $ENA - 13.2$ км). Принципиальная схема работы системы приводится на рис. 2.



Рис. 2. Принципиальная схема работы системы

Для проверки данного метода анализа используется независимая информация о количестве воды в снежном покрове и его плотности с дискретностью раз в 5 – 10 суток для всей территории нашей страны. Кроме маршрутных снегомерных наблюдений для проверки данной системы использовались данные с зимней полевой экспедиции.

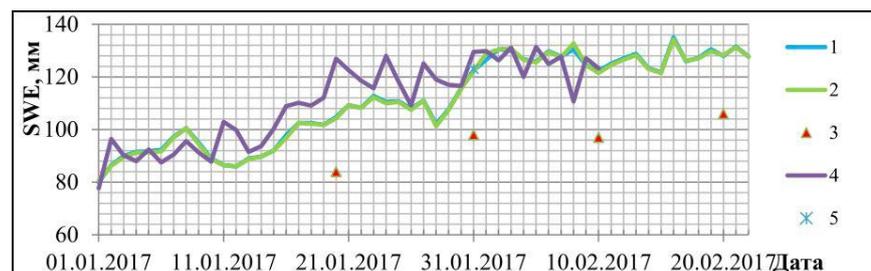
В январе-феврале 2017 г. на кафедре гидрологии суши *МГУ имени М.В. Ломоносова* силами студентов и преподавателей была организована научная экспедиция в устьевую область р. Онега. Одной из обязательных задач экспедиции являлось проведение наблюдений за снежным покровом.

При выполнении снегомерных маршрутов преследовались следующие задачи:

1) Получить представления о пространственном распределении высоты, плотности и запаса воды в снежном покрове на водосборе реки Онега и реки Тамица в различных условиях (лес, поле, опушка леса, точечные измерения снега на льду);

2) Сравнить полученные результаты маршрутных снегомерных наблюдений с данными пассивной микроволновой радиометрии – проект «*GlobSnow*» [4], с данными, получаемыми по модели *Cosmo-Ru* [5], реализованной в *ФГБУ «Гидрометцентр России»*, а также выполнить сравнение с реальными маршрутными измерениями, проводимыми на метеорологической станции в г. Онега. По результатам работы построены графики и проведен сравнительный анализ полученных результатов.

Рис. 3. График сравнения полевых материалов со спутниковыми данными, моделью *Cosmo-Ru* и реальными данными с сети Росгидромета для снегомерного маршрута вблизи села Порог. 1 – *ENA*, 2 – *ENA-ор*, 3 – *Росгидромет*, 4 – *GlobSnow*, 5 – Полевые данные



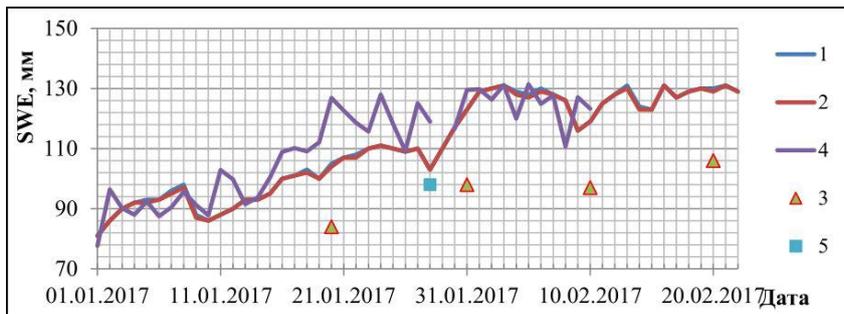


Рис. 4. График сравнения полевых материалов со спутниковыми данными, моделью *Cosmo-Ru* и реальными данными с сети Росгидромета для снегомерного маршрута вблизи 13-14 км. 1 – ENA, 2 – ENA-op, 3 – Росгидромет, 4 – *GlobSnow*, 5 – Полевые данные

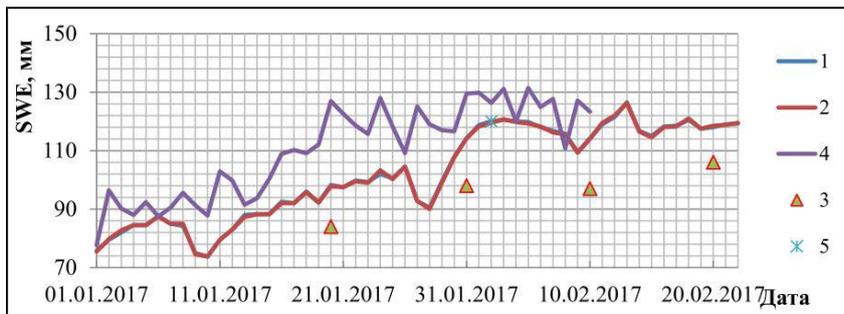


Рис. 5. График сравнения полевых материалов со спутниковыми данными, моделью *Cosmo-Ru* и реальными данными с сети Росгидромета для снегомерного маршрута на водосборе реки Тамица. 1 – ENA, 2 – ENA-op, 3 – Росгидромет, 4 – *GlobSnow*, 5 – Полевые данные

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ:

- Созданная технология *SNOWE* для подготовки полей водного эквивалента и плотности снега применима для любой модели атмосферы;
- Созданная технология работает как на основе данных измерений, так и сеточных полях модели атмосферы за предыдущие сроки (реализация обоих вариантов выполнена);
- Установлено, что для больших территорий или территорий с редкой сетью наблюдений (например, вся территория России) в качестве основы для работы модели снежного покрова предпочтительнее использовать поля модели атмосферы, а не стандартные метеорологические измерения на станциях;
- Технология реалистично воспроизводит эволюцию снежного покрова, особенно для нелесных территорий и в период снегонакопления;
- Использование спутниковых данных о фракционном покрытии ячейки совместно с технологией позволяет более точно определять положение границы снежного покрова;
- Чем меньше шаг сетки модели и чем больше станций, тем, как правило, более точные значения водного эквивалента снега получаются с использованием технологии *SNOWE*.

Литература:

1. Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А., Система расчетов характеристик снежного покрова для формирования начальных полей при численном моделировании погоды (на примере *COSMO-Ru*). – *Метеорология и гидрология*, 2015, вып. №5, с. 20 – 32.
2. Churiulin E., Kuzmina E., Kopeykin V., Rozinkina I., Experience of preoperational runs for winter 2016/17 of *SNOWE* – technology for continuous modelling (from synoptical observations) and for initialization for *COSMO-Ru* runs of SWE values. – *HarmoSnow – COST ESSEM1404*, Frankfurter, 2017. Доступ по ссылке: <https://agora.fmi.fi/pages/viewpage.action?pageId=21991738>.
3. Алферов Ю.В., Копейкин В.В., Алгоритм определения границ снежного покрова для моделей атмосферы. – *Труды Гидрометцентра России*, 2015, вып. 353, с. 5 – 14.
4. *GlobSnow* (электронный ресурс) // *GlobSnow*. – 2017. – Режим доступа: <http://www.globsnow.info/>.
5. Казакова Е.В. Ежедневная оценка локальных значений и объективный анализ характеристик снежного покрова в рамках системы численного прогноза погоды *COSMO-Ru* // Диссертация на соискание ученой степени. – М.: 2015. – 181с.

Cloud classification using radiation data

Zuev S.V., Krasnenko N.P., Kartashova E.S.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: zuev@imces.ru

To automate the process of determining cloud forms, it is necessary to have a formal description of their amplitude and time actinometric features. Amplitude features are the transmission ratio of direct radiation $C_s = \frac{\bar{S}}{S_0}$ and change of diffuse radiation $C_D = \frac{\bar{D}}{D_0}$. Here \bar{S} и \bar{D} are the mean measured, S_0 и D_0 are the values of direct and diffuse radiation by cloudless atmosphere at the same height of the Sun above the horizon. Time features are the coefficients of variation $V_s = \frac{\sigma}{\bar{S}}$ and $V_D = \frac{\sigma}{\bar{D}}$. The mean values of direct and diffuse radiation were calculated over a 20-minute period. Knowing the ranges of variations of these coefficients for each form of cloudiness, it becomes possible to classify the state of the sky according to the basic forms of clouds or as a clear sky. When processing data for a particular algorithm, it is more convenient to classify clouds using the binary representation of a quantity, rather than the range of its values. If the mean values of the coefficients calculated for the basic cloud forms $C_s \geq 0,7$; $C_D \geq 1,6$; $V_s \geq 0,66$ and $V_D \geq 0,05$ are marked as "1", and $C_s < 0,7$; $C_D < 1,6$; $V_s < 0,66$ and $V_D < 0,05$ as "0", we obtain a binary description of the sky state (Table 1).

Table 1.

Transmission of direct radiation S (optical thickness of clouds)	Cloud forms	C_s	V_s	C_D	V_D
Fully transparent condition	Clear sky	1	0	0	0
Translucent clouds	Ci Cc^*	1	1	1	1
	Cs^*	1	0	1	0
semi-transparent clouds	Ac^*	0	1	1	1
	As^*	1	0	1	0
Opaque clouds	Sc^*	0	1	1	1
	St^*	0	0	1	0
	Cu	0	0	1	1
	Cb Ns	0	1	0	1

* is calculated values.

In this case, each cloud form and clear sky state can be described by the unique binary identifier $C_s V_s C_D V_D$ (for example, 1111 for cirrus Ci or 0011 for cumulus Cu clouds). The exception is two identifiers – 0111 (Ac and Sc) and 1010 (Cs and As), for which additional estimation of the C_s and C_D coefficients is required.

The research is carried out within the framework of projects IX.138.2.5 "Scientific and methodological foundations for develop and use of technologies and information-measuring systems for remote monitoring of the lower atmosphere" of program for Basic Research of SB RAS.

Классификация форм облачности на основе актинометрической информации

Зуев С.В., Красненко Н.П., Карташова Е.С.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: zuev@imces.ru

Расширение сети метеорологических и, в частности, актинометрических наблюдений невозможно без создания автоматических и автоматизированных измерителей, позволяющих определять основные метеорологические параметры, формирующие погоду и климат территорий. Форма и балл облачности являются теми параметрами, которые в большинстве случаев определяются визуально. Параметризация форм облачности на основе актинометрических признаков является одним из способов, позволяющим автоматизировать такие процессы. Амплитудные актинометрические признаки

описываются коэффициентами ослабления прямой $C_s = \frac{\bar{S}}{S_0}$ радиации, где \bar{S} – средние измеренные, а S_0 – значения прямой радиации при ясном небе при одинаковой высоте Солнца. Используя данный коэффициент можно описать и формализовать способность различных форм облачности пропускать солнечную радиацию. Например, большинство форм перистой облачности слабо уменьшают прямую радиацию относительно значений при ясном небе и значения коэффициентов обычно лежат в пределах $0,8 < C_s \leq 1,2$. В противоположность перистой, кучевая облачность оказывает сильное влияние на потоки прямой солнечной радиации и может ее или полностью пропускать ($S = S_0$) или полностью не пропускать ($S = 0$) (т.н. "триггерный эффект").

Подобный подход к параметризации форм облачности с различными вариациями использовался и ранее [1-2]. В указанных работах тип облачности определяется путем усреднения измеренной за некоторое время величины прямой радиации при прохождении облачности определенной формы по солнечному диску и сравнения ее с величиной при открытом Солнце, т.е. проводится анализ облака "на просвет". Одним из недостатков такого подхода является наличие неопределенности, когда разные формы облаков могут одинаково влиять на величину ослабления прямой радиации. В отличие от указанных работ, предлагается исследовать облачность не только "на просвет", но и на их способность переизлучать солнечную радиацию, т.е. анализировать изменение величины рассеянной радиации, излучаемой облаками и сравнивать ее со значениями при ясном небе, для чего используется коэффициент изменения рассеянной радиации $C_D = \frac{\bar{D}}{D_0}$, где \bar{D} – средние измеренные, а D_0 – значения рассеянной радиации при ясном небе. Так, сравнивая перистую и кучевую облачность, можно отметить, что первая слабо влияет на величину рассеянной радиации ($0,5 < C_D \leq 1,6$), в то время как вторая может значительно увеличивать рассеянную радиацию ($1,6 < C_D \leq 5$).

Но и в таком случае могут возникать неопределенности. Например, кучевые плоские *Cu hum.* и разорвано-кучевые *Cu fr.* облака имеют одинаковую морфологию и микрофизическое строение (рис.1) [3]. Соответственно, оба типа облачности имеют одинаковые амплитудные актинометрические признаки (коэффициенты C_s и C_D). Но первые являются облаками хорошей погоды и перемещаются по небосводу достаточно медленно, в то время как разорвано-кучевая облачность имеет большую скорость перемещения. Для описания таких свойств облачности используются ее временные актинометрические признаки, которые описываются коэффициентами вариации прямой V_S и рассеянной V_D радиации, зависящими от частоты смены минимаксных значений S и D за некоторый непродолжительный (20-30 мин.) промежуток времени. Первый коэффициент описывает частоту смены степени покрытия солнечного диска просвечивающими, полупросвечивающими и непросвечивающими облаками, второй зависит от скорости перемещения облаков (в основном в зенитной области), причем большие значения коэффициентов вариации соответствуют большей угловой скорости перемещения облаков по небосводу. Т.о., *Cu hum.* и *Cu fr.* имеют одинаковые коэффициенты C_s и C_D , но будут значительно отличаться коэффициентами вариации V_S и V_D .

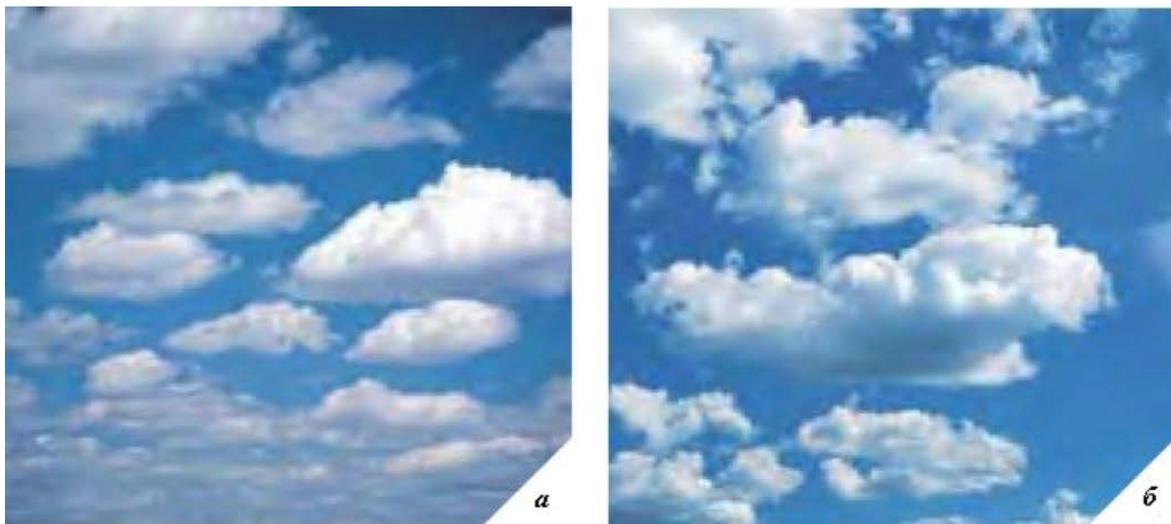


Рис. 1. Внешний вид кучевой плоской *Cu hum.* (а) и разорвано-кучевой *Cu fr.* (б) облачности

Определив для различных форм и видов облачности значения коэффициентов C_s и C_D (амплитудные признаки) и V_S и V_D (временные признаки), становится возможным осуществлять детектирование форм и видов облачности по их формальным актинометрическим признакам, что позволяет автоматизировать данный процесс.

Как и для коэффициентов C_S и C_D [4], для определения значений коэффициентов вариации V_S и V_D использовались одномоментные данные автоматизированного актинометрического комплекса (ААК) и данные срочных наблюдений (в 03:00, 06:00 и 09:00 UTC) метеостанции "А Огурцово" (Новосибирск, WMO 29638) за май-август 2015-2016 гг. Для расчетов использовался 20-ти минутный интервал значений S и D (10 мин. до и 10 мин. после срока определения формы облаков) в те моменты, когда было ясное небо или на небосводе присутствовала только одна форма облачности. В качестве значений прямой S_0 и рассеянной D_0 радиации при ясном небе использовались средние многолетние значения из [5]. Полученные и расчетные значения коэффициентов для основных форм облачности приводятся в табл. 1.

Табл. 1.

Состояние небосвода (форма облаков)	Количество измерений, n	C_S	V_S	C_D	V_D
Ясно	27	1,0	0,05	0,8	0,04
$Ci Cc^*$		0,7	0,7	2,2	0,06
Cs^*		0,7	0,50	2,1	0,02
Ac^*		0,5	0,7	2,6	0,10
As^*		0,7	0,5	3,8	0,04
Sc^*		0,1	0,89	3,2	0,15
St^*		0,3	0,50	2,1	0,02
Cu	19	0,6	0,62	1,8	0,18
$Cb Ns$	42	0,0	0,90	1,5	0,21

Примечание. * - расчетные значения

Форма и балл облачности дополнительно контролировались по панорамным изображениям всего небосвода, полученным с помощью телевизионного измерителя характеристик облачности [6], установленного непосредственно на метеостанции "А Огурцово".

Для решения задачи автоматизации процесса определения форм облачности необходимо формальное описание их амплитудных и временных актинометрических признаков. Если средние значения коэффициентов $C_S \geq 0,7$; $C_D \geq 1,6$; $V_S \geq 0,66$ и $V_D \geq 0,05$ обозначить как "1", а $C_S < 0,7$; $C_D < 1,6$; $V_S < 0,66$ и $V_D < 0,05$ как "0", то табл. 1 можно представить в следующем виде (табл. 2). Используя такой подход, каждую форму облачности можно описать своим уникальным двоичным идентификатором типа $C_S V_S C_D V_D$ (напр., 1111 для перистой Ci или 0011 для кучевой Cu облачности). Исключение в таком случае могут составлять только два идентификатора 0111 (Ac и Sc) и 1010 (Cs и As), для которых потребуется дополнительно оценивать величины коэффициентов C_S и C_D .

Табл. 2.

Пропускание прямой радиации S (оптическая толщина облаков)	Состояние небосвода (форма облаков)	C_S	V_S	C_D	V_D
Полностью пропускает	Ясно	1	0	0	0
	$Ci Cc^*$	1	1	1	1
Просвечивающие облака	Cs^*	1	0	1	0
	Ac^*	0	1	1	1
Полупросвечивающие облака	As^*	1	0	1	0
	Sc^*	0	1	1	1
Непросвечивающие облака	St^*	0	0	1	0
	Cu	0	0	1	1
	$Cb Ns$	0	1	0	1

Можно заметить, что все состояния небосвода с коэффициентом ослабления прямой радиации $C_S = 0$ (кроме Ac) определяются как непросвечивающие облака нижнего яруса (St , Sc , Ns) или вертикального развития (Cu , Cb). Высокие значения коэффициента V_S (большая неоднородность) характерны для кучевообразной облачности за исключением кучевой Cu . Состояния небосвода с коэффициентом вариации $V_D = 0$ характерно для ясного неба и слоистообразной облачности (Cs , As , St , Ns). Кроме того, для просвечивающих и полупросвечивающих облаков значения коэффициентов V_D повторяют значения V_S .

Формальное описание амплитудных и временных актинометрических признаков позволяет создать алгоритм и автоматизировать процесс определения основных форм облачности. Ограничением данного метода на данный момент является определение формы только однослойной облачности со средним и

высоким баллом. Низкий балл облачности (от 0 до 3) при этом определяется как ясное состояние неба-вода.

Работа выполнена в рамках проекта фундаментальных исследований СО РАН IX.138.2.5. "Научно-методические основы создания и использования технологий и информационно-измерительных комплексов для дистанционного мониторинга нижнего слоя атмосферы".

Литература:

1. C.E. Duchon, M.S. O'Malley. *Estimating cloud type from pyranometer observations*. 1999. *J. Appl. Meteorol.* 38, pp. 132–141.
2. M. Martínez-Chico, F. J. Batlles, and J. L. Bosch. *Cloud classification in a mediterranean location using radiation data and sky images*. 2011. *Energy*, vol. 36, pp. 4055-4062.
3. *Атлас облаков / Фед. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), ГГО им. А.И. Воейкова ; [Д. П. Беспалов и др. ; ред.: Л. К. Сурыгина]. – С-Пб : Д'Арт, 2011. – 248 с.*
4. Sergey V Zuev, Nikolay P Krasnenko and Elena S Kartashova. *Actinometrical features of basic cloud types*. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2016, Volume 48, Number 1, pp. 012027.
5. *Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1-6. Выпуск 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. С.-Пб: Гидрометеоиздат, 1993. 718 с.*
6. С.В. Зуев, Н.П. Красненко, В.А. Левикин. *Телевизионный измеритель характеристик облачности. // Доклады ТУСУРа, № 1(31), 2014, с. 54-59.*

SESSION VI Workshop of the NEFI Program

СЕКЦИЯ VI Семинар Программы NEFI

Development of an interactive service to raise awareness of public and decision-makers about climate change

Gordova Yu.E., Okladnikov I.G., Titov A.G.,
Gordov E.P.

Institute of monitoring of climatic and ecological system
SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: yulia@scert.ru

Due to a global climate change the following consequences are predicted: rise in sea level due to melting glaciers and polar ice, changes in precipitation, changes in the hydrological regime, impact on ecosystems, agriculture and forestry. In Russia's vast territory these effects will be most dramatic. According to Hydrometeorological Center of Russian Federation report there is an increase in the magnitude and frequency of extreme weather events, as well as in their damage to ecosystems and infrastructure.

In the framework of adaptation to climate change and mitigation of its consequences it is necessary to promote and support activities aimed at reducing possible risks. Adaptation methods include among others improving seasonal weather forecasts, systems of early warning and systems of management of risks.

But there is a problem of insufficient awareness among decision-makers, as well a lack of scientific background. Those responsible for making decisions, stakeholders and the public do not have the skills and knowledge to work with the accumulated climate data to development an adaptation and sustainable development strategy. The goal is to provide these groups with tools, skills, thematic information for understanding climate processes occurring in the region.

We believe that the preparation of both the persons responsible for decision-making, and the future specialist in environmental sciences shouldn't be realized artificial learning environment, but on the basis of actual operating computational and information systems used in climate research. Such kind of a system was developed by a team of the Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS. The information-computational Web GIS "Climate" (<http://climate.climate.scert.ru>) provides opportunities to study regional climate change and its consequences providing access to climate and weather models, a large set of geophysical data and means of processing and visualization. Also, the system is used for undergraduate and graduate students training. In addition, the system capabilities allow creating information resources to raise public awareness about climate change, its causes and consequences,

which is a necessary step for the subsequent adaptation to these changes. "Climate" allows climatologists, specialists in related fields, decision-makers, stakeholders and the public use a variety of geographically distributed spatially-referenced data, resources and processing services via a web-browser.

Currently, an interactive System User Manual for decision-makers is developed. It contains not only the information needed to use the system and perform practical tasks, but also the basic concepts explained in detail. The knowledge necessary for understanding the causes and possible consequences of the processes is given. The results of implementation of practical tasks are available not only in the form of color surface maps, but also on the Internet and in the form of layers for most GIS. Thus these layers can be used in usual desktop GIS which is a common software for most of decision-makers. Thus, this manual helps to prepare qualified users, which in the future will be able to determine the policy of the region to adapt to climate change consequences.

The work is supported by Russian Science Foundation grant № 16-19-10257.

Разработка интерактивного сервиса для повышения осведомленности общественности и лиц, ответственных за принятие решений об изменениях климата

Гордова Ю.Е., Окладников И.Г., Титов А.Г., Гордов Е.П.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: yulia@scert.ru

В докладе рассмотрены подходы к повышению уровня осведомленности широких слоев населения, а также лиц, ответственных за принятие решений, о происходящих и ожидаемых климатических изменениях и их последствиях для региона.

Наблюдения и результаты моделирования указывают на то, что климат Земли меняется (http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg2/ar5_wgII_spm_en.pdf) и Россия относится к регионам Земли с максимальным наблюдаемым и прогнозируемым изменением климата благодаря размерам своей территории и тому, что значительная ее часть находится в высоких и полярных широтах. Данные мониторинга современного климата России показывают, что в последние годы тенденция к потеплению значительно усилилась. Также имеет место рост величины и частоты появления экстремальных климатических явлений, а также возрастающий ущерб для экосистем и инфраструктуры от них. Согласно последним данным Росгидрометцентра (goo.gl/6zvSQ4) в 2016 году в целом на территории РФ отмечалось 988 опасных гидрометеорологических явлений (включая агрометеорологические и гидрологические), из них 380 нанесли значительный ущерб отраслям экономики и жизнедеятельности населения.

Все эти факты указывают на необходимость проведения оценки экологических, экономических, политических и социальных последствий глобальных изменений климата для конкретного региона, а также выработки мер по адаптации к этим изменениям и уменьшению их негативного влияния. Согласно данным МГЭИК уязвимость в будущем зависит не только от изменений климата, но и от выбранного способа развития. Стабильное развитие может уменьшить уязвимость. Для достижения успеха адаптация должна входить в планы стабильного развития на национальном и международном уровнях. На национальном уровне для разработки эффективной стратегии адаптации необходима прежде всего разработка образовательных программ, улучшение практической подготовки и повышение общественной осведомленности об этой проблеме, прежде всего лиц, определяющих стратегию адаптации к изменениям. Система адаптации к климатическим изменениям должна включать в себя различные административные уровни от федеральных до местных, с учетом региональных природных и социально-экономических особенностей. Для этого необходимо сотрудничество и согласование действий между различными административными уровнями, а также максимальное вовлечение в процесс адаптации всех заинтересованных сторон.

Согласно Климатической доктрине РФ (<http://www.meteoinfo.ru/climatedoctrine>) необходимым условием успешной политики в области климата является применение результатов исследований для оценки рисков и выгод, связанных с последствиями изменений климата, а также возможности адаптации к этим последствиям. Для реализации этой политики необходима подготовка лиц, которые будут разрабатывать и применять меры по адаптации. В настоящее время лица, ответственные за принятие решений, заинтересованные стороны и население, от которых и зависит выработка адекватных мер по адаптации и уменьшению негативных последствий изменений климата, не имеют навыков и знаний для работы с накопленными климатическими данными, необходимых для анализа и выработки соответствующей стратегии. Необходимо обеспечить эти группы заинтересованных лиц инструментами и умениями, а также тематической информацией для понимания происходящих климатических процессов в регионе.

Мы считаем, что подготовка как лиц, ответственных за принятие решений, так и будущих специалистов должна осуществляться не в искусственно созданной обучающей среде, а на базе реально действующих вычислительно-информационных комплексов, используемых в климатических исследованиях. Для решения этой задачи предлагается использовать возможности информационно-вычислительной веб-ГИС «Климат».

Информационно-вычислительная веб-ГИС «Климат» (<http://climate.climate.scert.ru>) обеспечивает функционирование web-ориентированного производственно-исследовательского центра в области исследования изменений регионального климата [Гордов и др., 2013]. Система дает доступ к большим наборам пространственных данных о состоянии окружающей среды, средствам их анализа и визуализации результатов, проведения научных исследований распределенными научными коллективами на основе этих приложений, а также организации обучения студентов и аспирантов [Гордова и др., 2013].

Специалист - пользователь системы взаимодействует с системой через ее интернет-портал, открытый в имеющемся на любой современной рабочей станции веб-браузере. С помощью графического интерфейса системы пользователь может, используя ГИС-функциональность, манипулировать результатами обработки и анализа, представленными в виде слоев на географической карте для выбранного региона. Пользователю предоставляется возможность выбирать подходящий набор данных, соответствующую процедуру их анализа, интересующий временной период и географическую область. Для анализа полученных результатов он может проводить увеличение и уменьшение масштаба картографического слоя, получать значения со всех слоев в точке, производить дополнительную обработку ранее полученных результатов (например, сравнивать данные с различных слоев).

Система «Климат» обеспечивает:

- обработку и анализ наборов геофизических данных, представляющих собой наборы геопривязанных климатических и метеорологических величин, полученных в результате измерений или численного моделирования, а также данных дистанционного зондирования;
- интероперабельность с другими информационно-вычислительными системами при описании результатов вычислений и предоставлении соответствующих веб-сервисов;
- использование технологий веб-ГИС;
- модульную организацию отдельных программных компонент с возможностью расширения функциональных возможностей анализа за счет использования дополнительных программных модулей;
- использование пространственно-распределенных наборов геофизических данных (данных реанализов, климатического моделирования и спутниковых наблюдений) для исследования климатических и экологических изменений;
- возможности визуализации результатов моделирования;
- возможность добавления новых ресурсов (как аппаратных, так и программных);
- взаимодействие пользователей;
- поддержку пользователей (исследователи, преподаватели, студенты, широкие слои населения, заинтересованные лица).

Помимо проведения непосредственных исследований, пользователь также может проводить совместные исследования с другими пользователями, обмениваться полученными результатами. Для общения, обмена информацией и совместных исследований в системе имеется форум, а для наполнения выделенных разделов веб-сайта собственным содержанием - система wiki, которая обеспечивает и организует совместный процесс создания, редактирования и управления содержанием. Кроме того, система используется для обучения основам исследования изменений регионального климата и климатообразующих факторов, для чего в ней предусмотрен специальный раздел, содержащий образовательные материалы и интерактивные обучающие курсы.

В настоящее время в системе размещен в открытом доступе информационный курс по климатическим изменениям, ориентированный на широкие слои населения и лиц, ответственных за принятие решений (<http://climate.scert.ru/resources/courses/>). В рамках курса доступным языком излагаются и популярно иллюстрируются основные понятия и проблемы современных климатических изменений и их возможных последствий. Особое внимание уделяется региональным климатическим изменениям. Помимо информационной части, курс также включает в себя подборку ссылок на сетевые ресурсы по актуальным вопросам наук о Земле и практические задания для закрепления материала, которые также выполняются для конкретной территории. В рамках заданий пользователям необходимо проанализировать, на основе заранее подготовленных в рамках системы слоев климатических характеристик, как менялся климат интересующей его территории и ответить на конкретные вопросы, детализирующие климатические изменения: «Как изменились минимальные значения зимних температур», «Какова динамика максимальных летних температур» и т.д.

Прохождение курса позволяет ознакомиться с влиянием климатических изменений на соответствующие процессы в исследуемом регионе, не изучая предварительно методы статистического анализа и работы с большими архивами данных, а также современное программирование на языках высокого уровня. Проведение самостоятельного анализа динамики климатических изменений способствует луч-

шему пониманию происходящих климатических процессов. Прохождение курса в целом повышает уровень информированности широких слоев населения. Доведенная до заинтересованных групп лиц научно-обоснованная информация о происходящих и ожидающихся климатических изменениях в регионе проживания подготовит к ожидаемым последствиям и будет стимулировать поиск путей адаптации к ним.

Для разработки эффективных мер по адаптации и уменьшению негативных последствий экстремальных проявлений климата на региональном уровне необходимы точные знания о географии климатических экстремумов, частоте их появления и интенсивности. В настоящее время в системе «Климат» разрабатывается практикум «Анализ экстремальных показателей региональных изменений климата». В нем изложены основные статистические приемы обработки и анализа метеорологических данных для количественного описания экстремальных климатических явлений в условиях современных климатических изменений и их возможного влияния на состояние окружающей среды региона. Теоретический материал подкреплен практическими работами для изучения многолетнего режима тепла и влаги на территории отдельных регионов. Прохождение такого курса позволит получить знания о способах анализа экстремальных климатических явлений регионального масштаба, дадут представление о произошедших изменениях климатических экстремумов и углубят понимание роли этих изменений в динамике биосферных процессов (например, изменения углеродного и гидрологического циклов), и развития социо-экономической сферы. Кроме того, полученные знания могут явиться основой для подготовки адресных рекомендаций по адаптации и уменьшению негативных последствий экстремальных явлений наблюдаемых в исследуемом регионе.

В настоящее время на базе разработанного курса идет работа по созданию интерактивного руководства для пользователя системы – ответственного за принятие решений. В руководстве содержится не только информация, необходимая для пользования системой и выполнения практических заданий, но также детально объясняются базовые понятия, даются знания, необходимые для понимания причин и возможных последствий происходящих процессов, разрабатывается интерактивный глоссарий. Результаты выполнения расчетов представлены не только в виде карт, но также доступны в интернете и в виде слоев для большинства ГИС, которые в настоящее время широко используются представителями административных структур для разработки стратегий развития в различных отраслях. Итогом прохождения такой подготовки должно стать появление квалифицированного пользователя системы, который в дальнейшем сможет определять политику адаптации региона к последствиям изменения климата.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 16-19-10257

Литература:

1. Е. П. Гордов, В. Н. Лыкосов, В. Н. Крупчатников, И. Г. Окладников, А. Г. Тутов, Т. М. Шульгина. Вычислительно-информационные технологии мониторинга и моделирования климатических изменений и их последствий. Наука Новосибирск, 2013.
2. Гордова Ю.Е., Мартынова Ю.В., Шульгина Т.М. Использование вычислительно-информационной веб-ГИС для развития у студентов-климатологов навыков моделирования и мониторинга климатических изменений // Известия Иркутского государственного университета. Науки о Земле. – 2014. – Т. 9. – С. 55-68.

Droughts and moistening periods in South Siberia at the end of XX and the beginning of XXI centuries

¹Ryazanova A.A., ^{1,2}Voropay N.N.

¹ Institute of monitoring of climatic and ecological systems SB RAS, Tomsk, Russia

² V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

E-mail: raa@scert.ru, voropay_nn@mail.ru

In recent years a large number of papers have been devoted to study of the global and regional climate changes. Special attention is paid to climate extremes, such as droughts and excessive moistening periods. Distinct periodic behavior of droughts or certain unidirectional trend of recurrence and intensity on Russian territory in the 20th century was not detected. Significant trends of recurrence of droughts appeared only in some regions [Second Roshydromet assessment report, 2014].

In this study the area assessment of moistening / aridity of territory is given. The estimation was carried out using the web GIS system “Climate”. The system “Climate” is based on a combined use of web and GIS technologies. It is a part of a hardware and software complex for “cloud” data analysis using various climatic

data sets, as well as dedicated algorithms for their searching, extraction, processing, and visualization [Gordov et. al, 2012]. The ECMWF ERA Interim reanalysis data for South Siberia (50-65°N, 60-120°E) for the time period from 1979 to 2010 year with grid cell $0,75 \times 0,75^\circ$ was used. A great variety of landscapes are represented at the study area, so hydrothermal conditions were estimated by D.A. Ped (Si) index that is the normalized indicator of ratio of air temperature to total atmospheric precipitation. To calculate the necessary characteristics, we used the approach previously presented in [Riazanova et al., 2016]. This approach allowed us to characterize hydrothermal conditions not only in place where the weather stations are, but in complex orographic conditions and also in areas with a rare observational network.

The hydrothermal conditions on the study area in different months are ambiguous. The mountain regions of Eastern Siberia are becoming more arid in all months during last 30 year. In Western Siberia aridity increases in May and decreases in June, in other month the positive and negative values of trend are distributed evenly. Increasing aridity is associated with both the increase in temperature and the decrease in total monthly precipitation. And vice versa, we see an increase of moistening in regions where there is an increase in total precipitation and a decrease in the average monthly temperature. The greatest contrasts in the trend of both the aridity index (Si) and its component are observed in July. The results of the study are in good agreement with the conclusions obtained by the authors earlier in the analysis of droughts and excessive moistening periods [Voropay et al., 2016] and with the work of other researchers [Second Roshydromet assessment report, 2014, Hydrometeorological disasters 2001, Zolotokrylin et. al, 2013, and others].

Засухи и периоды переувлажнения на юге Сибири в конце XX – начале XXI веков

¹Рязанова А.А., ^{1,2}Воропай Н.Н.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: raa@scert.ru, voropay_nn@mail.ru

В последние годы большое количество работ посвящено изучению глобальных и региональных климатических изменений. При этом рассматривается изменение не только средних показателей, к которым в первую очередь относятся средняя месячная, средняя годовая температура воздуха и суммы атмосферных осадков, но и изменение экстремальных значений этих параметров, которые в свою очередь ассоциируются с засушливыми и переувлажненными периодами.

Засуха – комплексное природное явление с сильнейшими региональными аномалиями температуры и увлажнения [Гидрометеорологические опасности, 2001]. В общих чертах засуха означает временное понижение влажности окружающей среды по отношению к ее среднему состоянию. Ввиду сложной природы засухи обычно ограничиваются изучением одной из ее сторон, проявляющейся или в атмосфере, или в почве. Неблагоприятные агроклиматические явления существенно снижают сельскохозяйственный потенциал климата. При атмосферной засухе происходит процесс активного прогревания и относительного иссушения воздуха при отсутствии осадков и большом радиационном притоке тепла.

В многочисленных работах, посвященных изучению засух, рассматриваются различные способы ее определения, характерные типы и условия формирования этого явления, разрабатываются наиболее репрезентативные индексы засушливости, проводится анализ катастрофических засух и каталогизация засух [Мещерская и др., 1978; Мещерская и др., 1986; Педь, 1975; Селянинов, 1928; Раунер, 1981; Дроздов, 1980; Покровская, 1979; Золотокрылин, 2013; и др.].

Четкой выраженной периодичности засух или определенной однонаправленной тенденции в повторяемости и интенсивности засух на территории России в XX в. не было выявлено. Тенденция к увеличению повторяемости засух проявилась лишь в некоторых регионах [Второй оценочный..., 2014].

В данной работе, в отличие от исследований других авторов, дана площадная оценка увлажнения/засушливости территории. Оценивание проведено с использованием веб-ГИС системы «Климат». Система «Климат», построенная на основе веб- и ГИС-технологий, является частью аппаратно-программного комплекса для «облачного» анализа климатических данных, включающего в себя различные наборы климатических и метеорологических данных, а также специальные интерактивные инструменты для их поиска, выборки, обработки и визуализации. Использование такой системы значительно облегчает и ускоряет работу с большими объемами геопространственных климатических данных, позволяя пользователю, не являющемуся специалистом в информационных технологиях, удаленно выполнять анализ их пространственных характеристик, используя любой современный настольный ПК, подключенный к сети Интернет [Гордов и др., 2012].

В качестве информационной основы использованы данные реанализа ERA Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) [Dee et al., 2011] в узлах сетки с шагом $0,75 \times 0,75^\circ$ за период 1979-2010 гг. Предложенный подход позволил охарактеризовать гидротермические условия не только в точках расположения метеорологических станций, но и в сложных орографических условиях, а также в районах с редкой наблюдательной сетью. Территория исследования – юг Сибири ($50-65^\circ$ с.ш., $60-120^\circ$ в.д.). В связи с тем, что на рассматриваемой территории представлено большое разнообразие ландшафтов, гидротермические условия оценивались при использовании индекса Д.А.Педея (S_i), являющегося нормированным показателем соотношения температуры воздуха и суммы атмосферных осадков.

$$S_i = \frac{\Delta T_i}{\sigma_T} - \frac{\Delta P_i}{\sigma_P}, (1)$$

где $\Delta T_i = T_i - T_{norm}$ – аномалия температуры за i -й период, σ_T – её среднеквадратическое отклонение. Для осадков аналогично.

В работе рассмотрено изменение гидротермического режима на территории юга Сибири за май-сентябрь в пределах периода 1979-2010 гг. Анализ проведен, как для комплексного гидротермического показателя (индекс Педея S_i), так и для его составляющих (средняя месячная температура воздуха, месячные суммы осадков). Для расчета данных характеристик функциональность веб-ГИС системы «Климат» расширена дополнительным программным модулем. В основу алгоритма положена формула (1). Ранее установлен факт, что данные осадков реанализа Era Interim значительно отличаются от данных метеорологических станций (занижены примерно в 2 раза) [Шульгина, 2012], поэтому для улучшения качества исходных данных использовался подход, ранее представленный в работе [Riazanova et al., 2016]. Согласно этому подходу, отдельно для каждого года и месяца суточные суммы осадков реанализа интерполируются в точки координат метеорологических станций (отобраны 127 станций, имеющих наиболее полные и однородные ряды наблюдений). Затем с помощью метода линейной регрессии, где данные станций выступают в роли зависимой переменной, а данные реанализа в роли независимой, рассчитываются корректировочные коэффициенты для данных реанализа за май-сентябрь по каждому году. После чего происходит расчет необходимых площадных характеристик.

Как следует из анализа, многолетние средние месячные температуры на рассматриваемой территории изменяются в течение теплого периода (май-сентябрь) от -1 до $+25^\circ\text{C}$. В целом во все месяцы наблюдается широтное распределение средней месячной температуры. При этом в Восточной Сибири орографический фактор вносит свой вклад в некоторое нарушение этой закономерности. Высота над уровнем моря в пределах рассматриваемой территории изменяется от 0 (Западно-Сибирская равнина) до 4506 м (г.Белуха, Алтай). Годовой максимум наблюдается в июле. Самые высокие температуры зафиксированы на юго-западе территории (Северный Казахстан). С увеличением широты они понижаются до 17°C . В горных районах Алтая и Саянах средняя месячная температура не поднимается выше $10-12^\circ\text{C}$. В горах Забайкалья (Становое нагорье) температуры чуть выше ($13-15^\circ\text{C}$). В июне и августе общие закономерности распределения температуры те же, что в июле при более низких значениях ($7-21^\circ\text{C}$). Различие температур на севере и юге территории наиболее выражено в мае, когда на юго-западе средняя месячная температура поднимается до 16°C , а в северных широтах составляет ниже 0°C . Схема распределения трендов средней месячной температуры меняется в течение теплого периода. В мае на большей части рассматриваемой территории происходит повышение температуры со скоростью $0,3-0,7^\circ\text{C}/10$ лет. Максимальные тенденции (до $1^\circ\text{C}/10$ лет) наблюдаются в центральных районах Западной Сибири. Отрицательные тренды (около $-0,2^\circ\text{C}/10$ лет) фиксируются в Алтае-Саянском регионе и на севере территории, в районе Нижней Тунгуски. В июне и июле в Западной Сибири наблюдается понижение температуры, в Восточной Сибири – ее повышение. Максимальный контраст в распределении трендов по территории в июле на юге территории. Коэффициенты изменяются от $-0,65^\circ\text{C}/10$ лет на юго-западе до $1,2$ на юго-востоке. При этом тренды температуры на севере минимальны по модулю в этом месяце. А в августе и сентябре на западе и юго-востоке наблюдается повышение средних месячных температур ($0,4-0,8^\circ\text{C}/10$ лет), для остальной территории характерны менее значимые тенденции (от $-0,05$ до $0,2^\circ\text{C}/10$ лет).

В распределении по территории многолетних средних сумм месячных осадков, в отличие от температуры воздуха, в течение всех месяцев наблюдаются одни и те же закономерности. Максимум (до 125 мм) фиксируется в горах (Алтай, Западный и Восточный Саян, Хамар-Дабан, Становое нагорье), минимум (менее 10 мм) – на юго-западе территории. При этом на всей территории наибольшее увлажнение наблюдается в июле, наименьшее в мае. Тенденции изменения сумм атмосферных осадков в течение теплого периода разнонаправлены. В большинстве случаев они отрицательны. Минимум (около -30 мм/10 лет) – в Восточном Саяне в июле. Максимальное увеличение осадков (до 14 мм/10 лет) отмечается в центральной части территории (среднее течение Оби и Енисея).

Анализ изменений комплексного индекса S_i показал, что гидротермические условия в разные месяцы в пределах территории не однозначны. В мае на большей части территории увеличивается засушливость, лишь в горных районах Забайкалья наблюдается небольшое уменьшение S_i . В июне в цент-

ральных районах Западной Сибири растёт увлажнение, в то время как юг Восточной Сибири становится более засушливым. В июле контрасты увеличиваются – тренды S_i на территории изменяются от -1,0 до +1,4 ед./10 лет. При этом очаг максимального увеличения увлажнения перемещается в северные районы Казахстана. Для августа характерно увеличение засушливости в южных районах территории исследования и ее уменьшение в северных. В сентябре также отмечается широтное распределение трендов – от положительных на юге к отрицательным на севере Сибири. Таким образом, горные районы Восточной Сибири становятся более засушливыми во все месяцы, для Западной Сибири можно отметить увеличение засушливости в мае и ее уменьшение в июне, при относительно равномерном распределении положительных и отрицательных трендов в остальные месяцы.

Повышение засушливости территории связано как с ростом температуры, так и с уменьшением месячных сумм атмосферных осадков. И наоборот, в районах, где наблюдается увеличение осадков и понижение средней месячной температуры мы наблюдаем переувлажнение территории. Наибольшие контрасты в распределении тенденций, как самого индекса засушливости S_i , так и его составляющих наблюдаются в июле.

Результаты исследования хорошо согласуются с выводами, полученными ранее при анализе засух и периодов переувлажнения [Voropay et al., 2016]. Однако, в настоящей работе, в отличие от предыдущих, где анализировались только точечные данные метеорологических станций, рассмотрены площадные характеристики гидротермического режима, полученные по данным реанализа ERA Interim. Хорошая сходимость результатов исследования получена благодаря предварительной корректировке данных реанализа.

Работа выполнена при поддержке Проекта IX.138.2.1. Программы фундаментальных исследований СО РАН

Температура воздуха, Атмосферные осадки, Индекс засушливости S_i , °С/10 лет мм/10 лет ед./10 лет

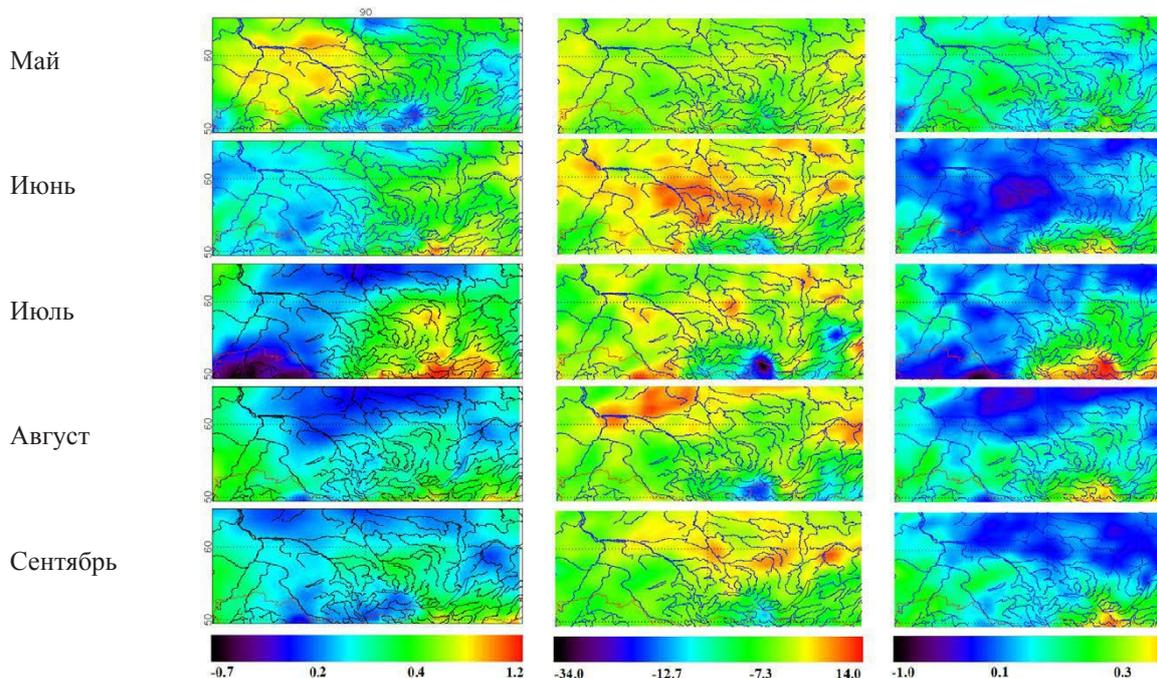


Рис. 1. Тенденции изменения климатических характеристик (1979-2010 гг.)

Литература:

1. Riazanova A A, Voropay N N, Okladnikov I G and Gordov E P. Development of computational module of regional aridity for web-GIS "Climate" / The open access volume of IOP Conference Series: Earth and Environmental Science – 2016. – Volume 48, Number 1.
2. Voropay N N, Maksyutova E V and Riazanova A A. Hydrothermal conditions at the south of East Siberia during the ongoing warming / The open access volume of IOP Conference Series: Earth and Environmental Science – 2016. – Volume 48, Number 1.
3. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М., 2014.
4. Гидрометеорологические опасности, / Под ред. Г.С. Голицына, А. А. Васильева. – М., Изд. Фирма КРУК, 2001. – 296 с.

5. Гордов Е.П., Окладников И.Г., Титов А.Г., Богомолов В.Ю., Шульгина Т.М., Генина Е.Ю. Геоинформационная веб-система для исследования региональных природно-климатических изменений и первые результаты ее использования // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25, № 02. С. 137-143
6. Дроздов О.А. Засухи и динамика увлажнения. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 96 с.
7. Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А. Тенденции увлажнения зернового пояса России в начале XXI века. – Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – М., ФГБУ “ИГКЭ Росгидромета и РАН”, 2013. – т. XXV. с. 251–264.
8. Мещерская А.В., Блажевич В.Г., Голод М.П., Белянкина И.Г. Многолетние колебания индексов засушливости в теплый период года в основной сельскохозяйственной зоне СССР // *Труды ГГО*, вып. 505. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – С. 120-129.
9. Мещерская А.В., Блажевич В.Г., Житорчук Ю.В. Гидротермический коэффициент и его связь с урожайностью сельскохозяйственных культур // *Труды ГГО*, вып. 400. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – С. 134-149.
10. Педь Д.А. О показателе засухи и избыточном увлажнении // *Труды Гидрометцентра СССР*, вып. 156. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – С.19-38.
11. Покровская Т.В. Связь урожайности зерновых культур в Северном Казахстане с метеорологическими условиями // *Труды ГГО*, вып. 403. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – С. 22-28.
12. Раунер Ю.Л. Климат и урожайность зерновых культур. – М.: Наука, 1981. – 163 с.
13. Селянинов Г.Т. О сельскохозяйственной оценке климата // *Труды по сельскохозяйственной метеорологии*, вып. 20. – Л.: Гидрометеиздат, 1928. – С. 165-177.
14. Шульгина Т.М. Разработка и применение комплекса программ для анализа региональных изменений климата на основе данных моделирования // *Автореферат на соиск. уч. степ. к.т.н.* – Томск, 2012. – 15 с.

Experimental study of wintertime heat and momentum exchange between a lake, surrounded by forest, and the atmospheric boundary layer

¹Barskov K.V., ²Chernyshev R.V., ²Stepanenko V.M., ¹Repina I.A., ¹Artamonov A.Yu.,
²Guseva S.P., ³Gavrikov A.V.

¹ A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

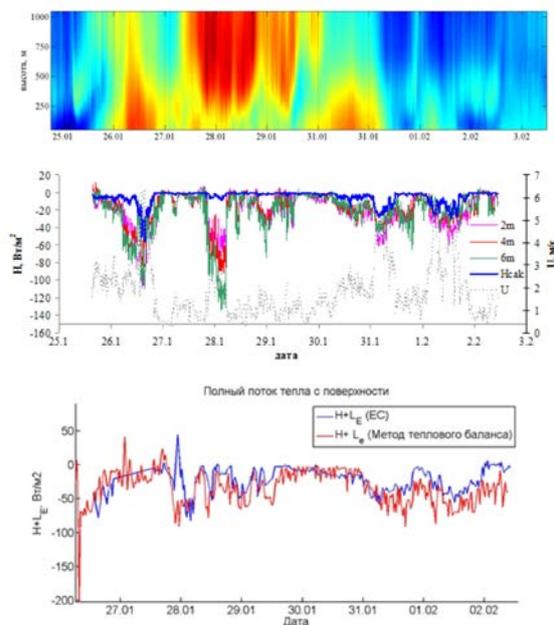
² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³ P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

E-mail: barskovkv@gmail.com

This paper presents the results of experimental studies of the turbulent structure of the surface layer of the atmosphere over a small lake surrounded by forest at winter. An experiment was conducted at small lake close to White Sea Biological Station (WSBS) of Moscow State University from 25.01.2017 to 03.02.2017. 6-meter mast with instruments was installed in the center of the lake. There were 3 ultrasonic three-component anemometers at levels 2m, 4m and 6m, which measured wind speed and temperature fluctuations with a frequency of 20 Hz. There was automatic meteorological stations Davis at levels 3m and 5m, which measured humidity and air temperature. In addition it was a gas analyzer Li-Cor 7500 for measuring CO₂ and H₂O concentration. The total radiation balance (Kipp & Zonen sensors) was also measured. Temperature in snow was measured at two levels - at the surface and at lower boundary of the snow (10 cm). Temperature profile of the atmosphere was recorded with 50m step by microwave profiler MTP-5.

It was calculated full heat flux using Eddy-Covariance method, gradient method and method of heat balance.



The results show that the calculation of the energy transfer characteristics over an inhomogeneous surface by traditional methods, including the conclusions of similarity theory, is difficult. Due to the discrepancy between the low wind speed and the degree of turbulence, calculations based on the Monin-Obukhov theory give very low values of the fluxes. When the turbulence of the atmosphere is significant, strong vertical mixing leads to a strong heat flux directed from the atmosphere to the surface (negative flow). Because of the nonuniform mixing, the layer of constant flows is absent in this case, which makes it difficult to use the similarity theory to calculate the fluxes. In this case, the balance method gives more acceptable results.

The work was supported by the grant of the RNF 17-17-01210.

Обмен теплом и импульсом в приземном слое атмосферы над озером окруженным лесом по данным экспериментальных наблюдений в зимний период

¹Барсков К.В., ²Чернышев Р.В., ²Степаненко В.М., ¹Репина И.А., ¹Артамонов А.Ю.,
²Гусева С.П., ³Гавриков А.В.

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

E-mail: barskovkv@gmail.com

1. ВВЕДЕНИЕ

Озера занимают значительную часть северных территорий Евразии и Америки и вносят значительный вклад в тепло- и газообмен атмосферы и поверхности. Параметризация этих процессов, особенно с учетом небольших озерных систем подсеточного масштаба, важна для дальнейшего развития моделей прогноза погоды и климата [1]. Но использование стандартных подходов к расчету составляющих теплового баланса в приземном слое атмосферы приводит в этом случае к существенным ошибкам из-за неоднородности подстилающей поверхности. В частности, неоднородность ландшафта вносит существенные изменения в статистические характеристики турбулентности, поэтому применение теории подобия Монина-Обухова для вычисления потоков тепла, влаги и импульса, строго говоря, некорректно [2]. Кроме того, существует проблема замыкания теплового баланса, согласно которой в большинстве экспериментов суммарная энергия солнечного излучения и потоков тепла через поверхность (лед, снег или поверхность почвы) оказывается больше энергии, уносимой турбулентными потоками явного и скрытого тепла [3]. Проблема описания теплообмена над неоднородным ландшафтом также осложняется недостатком экспериментальных данных.

В данной работе представлены результаты экспериментальных исследований турбулентной структуры приземного слоя атмосферы над небольшим озером, окруженным лесом. Чтобы выделить влияние неоднородного ландшафта на турбулентный обмен в системе атмосфера-поверхность, исключив эффекты термического режима озера, эксперимент проводился в зимнее время над покрытой льдом озерной поверхностью.

2. МЕТОДЫ РАСЧЕТА ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ

Основными характеристиками турбулентного взаимодействия слоя трения или приземного слоя атмосферы с подстилающей поверхностью являются потоки явного тепла (H), импульса (τ) и влаги или скрытого тепла (LsE). Практически во всей толще пограничного слоя, где эффекты молекулярного обмена пренебрежимо малы по сравнению с вертикальным турбулентным переносом импульса, тепла и влаги, эти величины характеризуют полные потоки, пересекающие подстилающую поверхность. Для определения турбулентных потоков нами использовались: метод турбулентных пульсаций (Eddy Covariance), метод теплового баланса, а также градиентный метод, основанный на теории подобия Монина-Обухова.

Прямой метод, или метод турбулентных пульсаций, основан на измерении пульсаций трех компонент скорости ветра u' , v' и w' , температуры T' и удельной влажности q' в одной точке над поверхностью. Потоки вычисляются по ковариациям между ними как вторые смешанные моменты [4].

В нашем случае потоки вычислялись для 30-минутных интервалов, что можно считать оптимальным временем осреднения [5]. Для вычисления потоков использовался программный пакет EddyUH [6].

Градиентный метод основан на предположении, что все статистические характеристики поля температуры и скорости ветра, нормированные на соответствующие масштабы температуры T^* , влажности q^* и скорости u^* , описываются универсальными функциями от безразмерной высоты $\xi=z/L$, где L – масштаб Монина-Обухова, а z – высота измерений. Согласно теории подобия Монина-Обухова градиенты метеорологических характеристик в атмосфере определяются как.

$$\Delta u = u_2 - u_1 = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_u(\xi) \right] \quad (1)$$

$$\Delta T = T_2 - T_1 = T_* \left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_T(\xi) \right] \quad (2)$$

$$\Delta q = q_2 - q_1 = q_* \left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_q(\xi) \right] \quad (3)$$

Из (1)-(3) потоки вычисляются по формулам:

$$\tau = \rho_0 u_*^2 \quad (4)$$

$$H = -\kappa c_p \rho_0 u_* T_* \quad (5)$$

$$L_s E = -\kappa \rho_0 L_s u_* q_* \quad (6)$$

где c_p и ρ_0 – теплоемкость и плотность воздуха, L_s – удельная теплота испарения.

Метод теплового баланса основан на том, что баланс энергии в любой системе выполняется, когда поток тепла, поступающий в систему, равен сумме выходящего потока и изменения энергии, сохраненной в системе. Для поверхности Земли этот процесс можно описать так:

$$R_n = H + L_s E + G \quad (7)$$

где R_n – радиационный баланс поверхности, G – поток тепла, проходящего через поверхность.

Так как солнечная радиация проникает сквозь поверхность в толщу снега и льда, уравнение теплопроводности в слоях снега и льда можно записать следующим образом (индексы s и i для снега и льда соответственно):

$$\rho_s C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_s \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\partial S}{\partial z} \quad (8)$$

$$\rho_i C_i \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_i \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\partial S}{\partial z} \quad (9)$$

Здесь ρ – плотность, C – теплоемкость, λ – молекулярная теплопроводность, θ – температура, S – поток солнечной радиации. Интегрируя уравнения (8-9) по всей толщине снега и льда и складывая, принимая молекулярный поток тепла и поток радиации равными нулю на глубине льда h_i , получим уравнение:

$$-\lambda_s \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0 = \rho C_i \frac{\partial}{\partial t} \int_{h_s}^{h_i} T dz + \rho C_s \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{h_s} T dz - S \Big|_0 \quad (10)$$

В данном эксперименте толщина снега была $h_s = 10$ см, льда $h_i = 32$ см, температура снега измерялась в двух точках – на поверхности и на границе снега и льда (0 и 10 см соответственно), температура на нижней поверхности льда была принята за 0 градусов. В качестве плотности льда, теплоемкости льда и снега были использованы табличные значения, плотность снега была измерена непосредственно.

3. ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА

Измерения проводились на базе Беломорской биологической станции (ББС) МГУ с 25.01.2017 по 03.02.2017. Измерительный комплекс был расположен на озере Кисло-Сладкое в 2 км к востоку от станции вдоль побережья Кандалакшского залива Белого моря. Размеры озера составляют 200 м на 150 м, озеро со всех сторон окружено лесом, кроме двух сквозных «коридоров» шириной около 30 м, связывающих озеро с заливом. В центре озера была установлена 6-метровая мачта с приборами. На уровнях 2 м, 4 м и 6 м с частотой 20 Гц измерялись пульсации скорости ветра и температуры с помощью трехкомпонентных ультразвуковых анемометров Gill. На уровнях 3 м и 5 м измерялись влажность и температура воздуха автоматическими метеостанциями Davis Instrumentals. Дополнительно на уровне 2 м был установлен газоанализатор Li-Cor 7500, используемый для расчетов потоков влаги (скрытого тепла) и углекислого газа. Также измерялся полный радиационный баланс (датчики Kipp&Zonen). На расстоянии около 10 м от мачты была установлена почвенная станция Davis Instruments, измеряющая температуру снежного покрова на поверхности и на нижней границе снега (10 см). Температура на нижней поверхности льда была принята за 0°C, при измеренной толщине льда 32 см. Измерения на озере сопровождались регистрацией профиля температуры атмосферы высотой от поверхности до 1 км с шагом 50 м (микроволновый профилемер МТР-5) на территории ББС МГУ.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

Для расчета потоков тепла использовались все вышеприведенные методы. Методом турбулентных пульсаций был рассчитан поток явного тепла на высотах 2 м, 4 м и 6 м. Градиентным методом были рассчитаны потоки явного тепла H_{calc} и влаги с использованием измерений температуры, влажности и скорости ветра на разных уровнях. Метод теплового баланса использовался для расчета суммарного потока тепла по данным почвенной станции.

Рассмотрим вертикальный профиль температуры воздуха и турбулентные потоки тепла на высотах 2 м, 4 м и 6 м. (Рис. 1) В течение всего эксперимента наблюдалась устойчивая стратификация атмосферы.

ры, и поток был направлен от атмосферы к поверхности. Обращает внимание, что в одних случаях увеличение по модулю измеренного потока коррелирует с расчетами, а в других случаях расчеты в этом смысле не согласуются с экспериментом. В первом случае (26.01 12:00, 31.01 00:00, 01.02 12:00) экстремум потока тепла определяется усилением ветра (5-6 м/с) и разницей температуры между поверхностью и атмосферой на уровне измерений, так что теория этот экстремум воспроизводит, занижая, тем не менее, его абсолютную величину.

Во втором случае (28.01 00:00 и 29.01 00:00) скорость ветра незначительна, но существуют заток теплого воздуха в средней и верхней части пограничного слоя и, соответственно, турбулентная диффузия потока тепла из вышележащих слоев атмосферы. В этом случае поток явного тепла становится очень чувствителен к скорости ветра, повышение скорости с 1 м/с до 2 м/с приводит к повышению потока с 40 Вт/м² до 120 Вт/м² по модулю. При этом поток значительно зависит от высоты. В полночь 28.01 наблюдаются следующие значения: 50 Вт/м² на высоте 2м, 80 Вт/м² на высоте 4 м и 120 Вт/м² на высоте 6 м. То есть, при определенных условиях над неоднородной поверхностью слой постоянных потоков, предположение о котором является основой расчетных методов определения потоков, отсутствует. Здесь, по-видимому, играет роль и неоднородность ландшафта (окружающий лес), приводящая к формированию мезомасштабной циркуляции. В итоге, значения измеренных потоков потока тепла (около 50-120 Вт/м²) и расчетов по градиентному методу (около 5 Вт/м²) значительно расходятся.

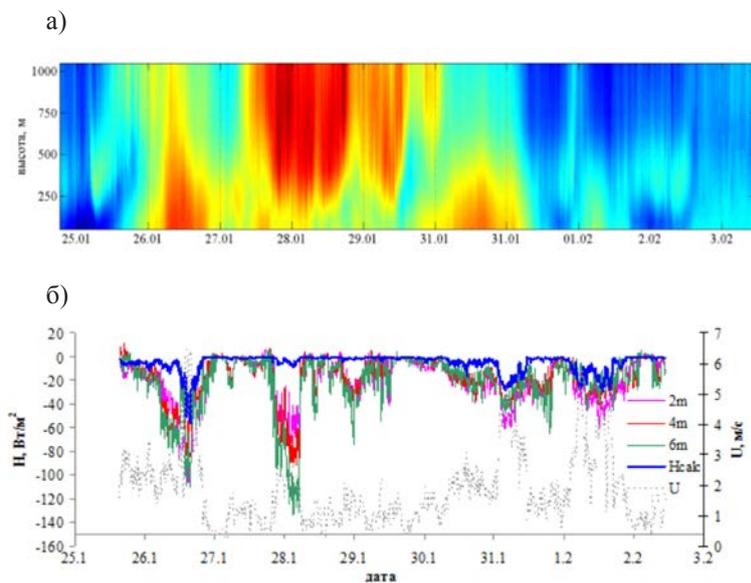


Рис. 1. Профиль температуры в пограничном слое атмосферы (а), потоки явного тепла по данным пульсационных измерений на разных высотах, расчетов градиентным методом (H_{calc}) и средняя скорость ветра (б).

4.1. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

Найдем суммарный поток явного и скрытого тепла $H+LE$ на высоте 2м и сравним результаты с расчетом по методу теплового баланса. (Рис. 2)

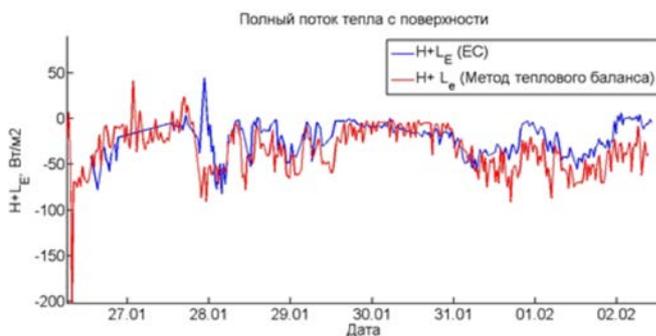


Рис. 2. Суммарный поток явного и скрытого тепла по данным прямых измерений (ЕС) и расчетов по методу теплового баланса.

Из графика видно, что данные хорошо коррелируют между собой. Как и в предыдущем пункте, наибольшее расхождение между методами наблюдается 28 января во время затoka теплого воздуха.

Временной ход потока импульса на каждой из высот позволяет выделить временные интервалы с примерно постоянным значением потока:

27.01 20:45 – 28.01 03:15 (участок со вторым типом образования потока тепла).

31.01 02:15 – 31.01 07:45 (участок с первым типом образования потока тепла).

Профиль для осредненного потока импульса на каждом временном интервале представлен на рис. 3.

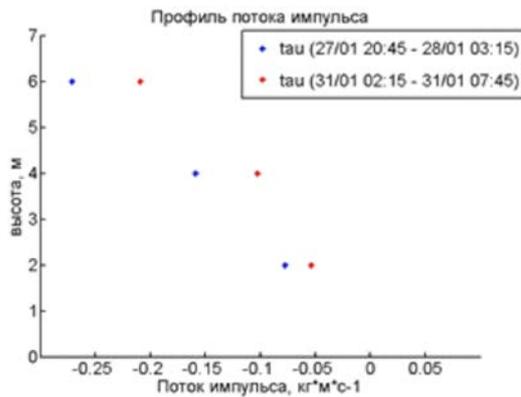


Рис. 3. Профиль потока импульса по данным прямых измерений.

Поток импульса практически линейно увеличивается по модулю с высотой, при этом на уровне 0м поток импульса стремится к 0, что согласуется с численными экспериментами [2].

5. ВЫВОДЫ

Представленные примеры показывают, что расчет характеристик энергообмена над неоднородной поверхностью по традиционным методам, включая выводы теории подобия, затруднены. Из-за несоответствия небольшой скорости ветрового потока и степени его турбулизации, расчеты по теории Монина-Обухова дают сильно заниженные по модулю значения потоков. Когда турбулизация атмосферы значительна, сильное вертикальное перемешивание приводит к сильному потоку тепла, направленному из атмосферы к поверхности (отрицательный поток). Из-за неоднородного перемешивания слой постоянных потоков в этом случае отсутствует, что затрудняет использование теории подобия для расчета потоков. При этом балансовый метод дает более приемлемые результаты.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-17-01210.

Литература:

1. Rouse W.R., Oswald C.J., Binyamin J. et al. The role of northern lakes in a regional energy balance // *J. Hydromet.* 2005. V. 6. № 3. P. 291–305.
2. Глазунов А.В., Степаненко В.М. Вихреразрешающее моделирование стратифицированных турбулентных течений над неоднородными ландшафтами // *Известия РАН, Физика атмосферы и океана.* 2015. Т. 51. № 4. С. 1–13.
3. Foken, T., Oncley S.P. Results of the workshop "Instrumental and methodical problems of land surface flux measurements" // *Bulletin of the American Meteorological Society.* 1995. V. 76. P. 1191–1193.
4. Andreas E.L., Jordan R.E., Makshatas A.P. Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station Weddell results // *Boundary Layer Meteorology.* 2005. V. 114. P. 439–460.
5. Волков Ю.А., Репина И.А. Влияние структуры подстилающей поверхности в полярных районах на энергообмен атмосферы и океана // *Поверхностные и внутренние волны в арктических морях: Сб. / Под ред. И.В. Лавренова и Е.Г. Морозова.* СПб: Гидрометеоиздат, 2002. Гл. 11. С. 189–206.
6. https://www.atm.helsinki.fi/Eddy_Covariance/EddyUHsoftware.php.