

АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ В АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ БАССЕЙНЕ

УДК 551.584.2

В.В. Ефимов, В.С. Барабанов, А.В. Крупин

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь

ВАЛИДАЦИЯ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В КРЫМСКОМ РЕГИОНЕ

Проведена валидация мезомасштабных моделей *MM5* и *WRF*. Результаты расчетов сравниваются с данными наблюдений на прибрежных метеостанциях и спутниковыми снимками. Анализируется воспроизведение моделью *WRF* бризовой циркуляции, орографических возмущений, волновых процессов.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *Черное море, атмосферная циркуляция, численное моделирование.*

Введение. Численное моделирование с использованием современных мезомасштабных моделей позволяет рассчитывать основные характеристики региональной атмосферной циркуляции с высоким пространственным и временным разрешением. В то же время экспериментальных данных, необходимых для настройки параметров модели и проверки численных результатов явно недостаточно. Синоптические карты также имеют недостаточное для этого разрешение (они изначально не предназначены для настройки моделей), и почти единственным источником информации являются данные измерений на гидрометеостанциях либо данные дистанционных измерений, полученных с искусственных спутников Земли (ИСЗ), например, *Quick-SCAT*, *Aqua*, *Terra*. И те, и другие источники имеют свои ограничения. Так, сеть гидрометеостанций (ГМС) Крыма относительно невелика, измерения проводятся не чаще, чем раз в 3 часа, что позволяет лишь выборочно сравнивать результаты численных расчетов с данными ГМС. Спутниковые данные также ограничены по их повторяемости и позволяют использовать для сравнения лишь немногие атмосферные параметры, например, поля облачности.

В данной работе приводятся примеры валидации численных расчетов с высоким пространственным разрешением с использованием атмосферных моделей *MM5* и *WRF* по данным измерений на нескольких ГМС и полям облачности, полученным с ИСЗ. Численные расчеты ставили целью изучение характерных мезомасштабных структур атмосферной циркуляции, возникающих в летний период в Крымском регионе. Как известно, особен-

© В.В. Ефимов, В.С. Барабанов, А.В. Крупин, 2011

ностью региона являются вызываемые Крымскими горами возмущения в нижней части атмосферы, а для летнего периода – бризовая циркуляция, связанная с суточным циклом тепловых контрастов между морем и сушей. Причем в области южного берега Крыма (ЮБК) бризовые и орографические эффекты взаимосвязаны друг с другом.

Численные модели. Расчеты атмосферной циркуляции проводились нами на базе мезомасштабных моделей *MM5* и *WRF*. Поскольку разработка модели *MM5* прекращена (с 2006 г. полностью прекращено всякое обновление модели, включая исправление ошибок), актуальным был переход на более современную модель *WRF* (*ARF-WRF* версии 3.1 [1]). Эти модели во многом схожи, основаны на системе примитивных уравнений термогидродинамики, решаемой в конечно-разностных приближениях на ограниченной территории с учетом свойств подстилающей поверхности, полностью негидростатические, позволяют применение вложенных сеток. Обе модели являются свободно распространяемыми. Объем усовершенствований в *WRF* по сравнению с *MM5* довольно значителен: изменены численные схемы расчета в режиме ассимиляции данных, добавлены новые варианты параметризаций подсеточных процессов. Есть возможность учета влияния урбанизированных территорий с характерным для них образованием «тепловых островов», данные выводятся в стандартизированных форматах *NetCDF* и *GRIB2*, улучшен пользовательский интерфейс, полностью готова к работе подсистема усвоения данных методами *3D-Var* и *4D-Var*.

Существенно отличаются численные схемы. В модели *MM5* применена расштатанная сетка Аракавы типа *B* при построении конечных разностей по пространству и схема «чехарда» для интегрирования по времени. Модель *WRF*, соответственно, использует *C*-сетку Аракавы и схему Рунге-Кутты (второго или третьего порядка). Такой выбор численной схемы и ряд других особенностей реализации модели *WRF* делает ее более удобной для расчета метеорологических полей со сверхвысоким пространственным разрешением, причем особое внимание в этой связи уделяется возможностям *WRF* в явных (непараметризованных) расчетах процессов конвекции [2].

Большое количество работ посвящено сравнению результатов моделирования с использованием *MM5* и *WRF*. При сравнении с данными измерений на одинаковом пространственном разрешении модели могут давать довольно близкие количественные показатели [3]. Поэтому выбор модели сегодня основывается не столько на показателях качества прогноза, сколько на указанных выше особенностях реализации, делающих возможным быстрые расчеты циркуляций мезо-γ-масштаба на имеющейся технике.

В данной работе была использована следующая конфигурация модели *MM5*: три вложенных домена с шагом сетки по горизонтали 27; 9 и 3 км, внутренний домен с максимальным разрешением полностью включал Крымский полуостров. Число уровней по вертикали 27. Параметризация погранслоя осуществлялась по схеме *MRF* или *Pleim-Xiu*. В домене с максимальным разрешением параметризация конвекции отключалась.

В модели *WRF* использовались четыре вложенных домена с шагом сетки по горизонтали 9; 3; 1 и 0,3 км и 32 – 45 неравномерно расположенных уровней по вертикали – расчетные области схематично показаны на рис. 1. Расчет проводился на сутки с шагом по времени 54 с. Выбор пара-

метризаций подсеточных процессов производился на основе рекомендаций, содержащихся в документации модели. Это параметризация погранслоя по модели университета *Yongsei*, схема *Dudhia* для коротковолновой радиации (с учетом облачности), схема *Eta* для длинноволновой радиации, пятиуровневая модель почвы, учет гидрометеоров по схеме *Class 3*, параметризация кучевой конвекции *Kain-Fritsch2* во внешних двух доменах. Напомним, что в домене с максимальным разрешением параметризация конвекции отключалась.

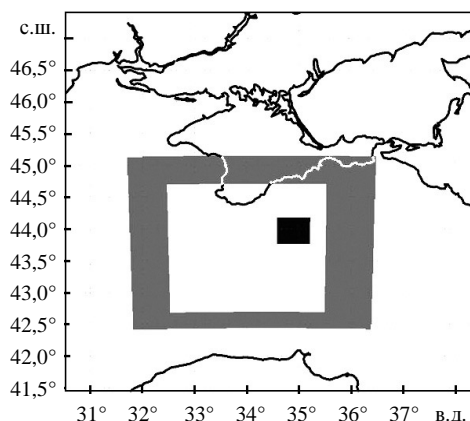


Рис. 1. Расчетные области модели WRF

Расчет приповерхностного ветра. С практической точки зрения, большой интерес представляет возможность точного расчета приводного ветра над Черным морем на основе мезомасштабного моделирования, как в режиме оперативного анализа и прогноза, так и в режиме климатического реанализа. Ранее нами проводилась частичная валидация расчетов поверхностного ветра мезомасштабной моделью *MM5* по данным метеостанций Крыма и данным спутниковых наблюдений в зимний период. Так, за январь 2007 г. для станции «Черноморское» коэффициент корреляции составил: по модулю ветра – 0,82, по зональной компоненте – 0,74, по меридиональной – 0,91. Для станции «Симферополь» эти показатели равнялись соответственно 0,78; 0,78 и 0,76 [4].

В летний период, однако, не удается получить столь хорошего совпадения расчетных данных с измерениями в связи с развитием мелкомасштабных конвективных процессов. Поэтому было интересно сравнить с данными измерений результаты расчетов поля ветра моделями со сверхвысоким пространственным разрешением – от 1 до 6 км, и с отключением параметризации конвекции.

Для расчета на базе модели *MM5* с разрешением 3 км для модуля скорости ветра на уровне 10 м для августа 2007 г. были получены показатели, перечисленные в таблице.

Таблица. Сравнение расчетных данных с измерениями на станциях Крыма.

Пункт наблюдения	Средняя скорость		Дисперсия		Корреляция модели и наблюдений
	Станция	Модель	Станция	Модель	
Джанкой	2,075	2,747	1,819	0,880	54,12 %
Симферополь	4,612	2,464	5,154	1,439	55,14 %
Керчь	4,492	3,516	5,000	2,457	45,06 %
Владиславовка	2,933	3,160	4,062	2,700	53,19 %
Клепинино	2,642	2,994	2,338	1,748	47,22 %
Черноморское	3,775	4,028	5,957	2,911	52,98 %

Приведенные в таблице величины получены в расчете, при котором задавались начальные условия на 00:00 UTC 1 августа, а в дальнейшем осуществлялась только подкачка граничных данных. Входные данные, на основе которых путем интерполяции на сетку модели получались начальные и граничные условия, брались из массива *GDAS* с одноградусным разрешением. Как видно из таблицы, расчетные и экспериментальные средние значения скорости довольно близки, за исключением пункта «Симферополь», где отклонения от среднего в модели достаточно велики. Коэффициент корреляции при этом не превышает 55 %, что верно и для результатов моделирования моделью *WRF* за тот же срок.

Невысокие интегральные показатели качества моделирования в летний период не означают, однако, что в модели правильно воспроизводятся отдельные мезомасштабные явления, такие, например, как морские и сухопутные бризы, некоторые волновые процессы в атмосфере и др. Способы валидации отдельно для этих явлений мы рассмотрим далее. Таким образом, как и следовало ожидать, в режиме прогноза для условий значительной мелкомасштабной по пространству и времени изменчивости, использование модели с подкачкой только граничных условий не дает приемлемых результатов. В этом случае необходима периодическая подкачка и начальных условий, т.е. условий во всей расчетной области. Периодичность такой подкачки определяется параметрами численного счета.

Бризовая циркуляция. Как известно, морской бриз представляет собой гравитационное течение холодного морского воздуха, распространяющегося на сушу после ее дневного прогрева. В передней части этого течения формируется приподнятая «голова» бриза с восходящим потоком воздуха. Это гравитационное течение над сушей занимает нижнюю часть конвективно неустойчивого пограничного слоя (~ 500 – 1 000 м), выше его формируется возвратная ячейка бризовой циркуляции, менее локализованная по высоте. Граница раздела между прямой и обратной ячейками может быть неустойчивой и могут возникать колебания типа Кельвина-Гельмгольца. Морской бриз распространяется на сушу на расстояние 50 – 100 км и к концу светового дня гравитационное течение затухает. При этом сформировавшаяся голова бриза может продолжать распространяться далее на сушу в виде внутреннего бора (уединенной внутренней волны) на расстояния до 200 – 300 км. Сухопутный бриз представляет собой противоположное морскому бризу явление – это течение ночного холодного сухопутного воздуха на море. Он имеет те же черты, что и морской, но его интенсивность и, соответственно, его горизонтальные масштабы над морем меньше.

Сравнительно небольшие размеры Крымского полуострова и его окружение со всех сторон морем создают характерную особенность структуры бризовой циркуляции над ним. Гравитационные течения морского воздуха, зарождающиеся на различных участках границы между морем и сушей утром, в начале дневного прогрева сухопутного пограничного слоя атмосферы распространяются навстречу друг другу и в середине дня встречаются, образуя в центре полуострова область интенсивной конвективной облачности. Более того, в некоторых случаях передние фронты гравитационных течений в виде

внутренних боров после встреч продолжают распространяться и далее, доходя до противоположных берегов полуострова.

Конечно, в таком «чистом» виде распространение встречных гравитационных течений над Крымом наблюдается не всегда. Основным условием для этого является слабая внешняя фоновая синоптическая циркуляция: скорости ветра вне планетарного пограничного слоя должны быть не велики (составлять несколько м/сек). В случае больших скоростей ветра в свободной атмосфере, описанная простая структура бризовой циркуляции нарушается: встречный ветер на границе суша-море препятствует распространению морского воздуха на сушу, а попутный – способствует. Но в любом случае, днем в летний период при умеренных скоростях фонового ветра вся территория Крыма находится под влиянием морского бриза того или иного направления.

Таким образом, развитие бризового гравитационного течения летом является характерной особенностью циркуляции над Крымом. И в модели *WRF*, и в модели *MM5* ее развитие и характерные особенности хорошо воспроизводятся – результаты численных расчетов на качественном уровне согласуются со спутниковыми снимками облачности. В частности: согласуются данные по положению фронта бриза в суточном цикле, воспроизводятся мелкомасштабные конвективные структуры над сушей перед фронтом, такие как ячейки (*cells*) или ролики (*roles*), располагающиеся вдоль направления ветра в пограничном слое.

На рис. 2 показан снимок облачности над Крымом, полученный с помощью ИСЗ *Terra* в 13 часов местного времени 2 июля 2007 г., а на рис. 3 представлены результаты численных расчетов вертикальной скорости ветра на высоте 0,5 км, проведенных по модели *WRF* в домене с разрешением 3 км.

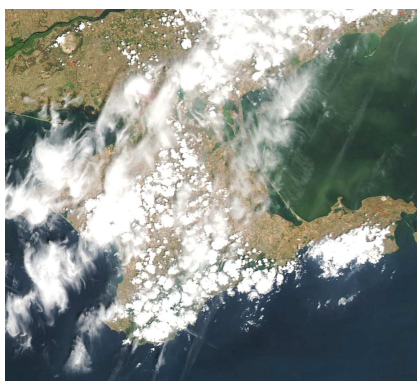


Рис. 2. Спутниковый снимок облачности, наблюдавшейся над Крымом 2 июля 2007 г., полученный с помощью ИСЗ «*Terra*».

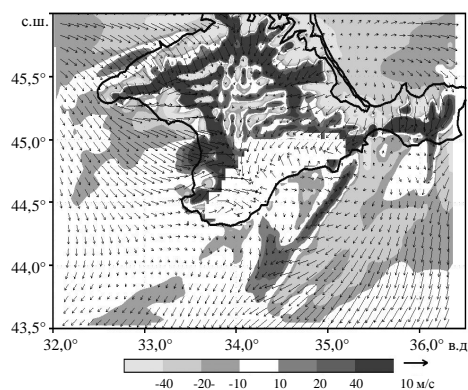


Рис. 3. Результаты численных расчетов вертикальной скорости ветра на высоте 0,5 км (полутонна) и полной скорости ветра на высоте 10 м (векторы).

Хорошо видно указанное соответствие положения фронта бризовой циркуляции. На спутниковом снимке оно соответствует границе между безоблачной и облачной областью, а на расчетном – максимуму верти-

кальной скорости. Перед передним фронтом видны мелкомасштабные конвективные роликовые структуры, имеющие характерные поперечные масштабы около 5 – 10 км.

Не приводя данных укажем, что численные расчеты позволяют воспроизводить все другие параметры бризовой циркуляции и ее суточного цикла. К сожалению, кроме спутниковых снимков облачности, получаемых с помощью ИСЗ *Terra* и *Aqua*, повторяющихся ежесуточно в 11 и 13 часов, другими данными ДЗЗ, подходящими для наших целей мы не располагали.

Волновые процессы в атмосфере. Волновые процессы в атмосфере представляют собой удобный пример для валидации численных экспериментов. Хотя число таких явлений на спутниковых снимках облаков, относящихся к выбранному региону, не велико. В работе [5], был рассмотрен один пример численной интерпретации спутникового снимка облачности вблизи Крыма. Численная модель позволила воспроизвести особенность волнового процесса, развившегося в стратифицированной атмосфере за Крымскими горами при обтекании их набегающим воздушным потоком с северо-запада.

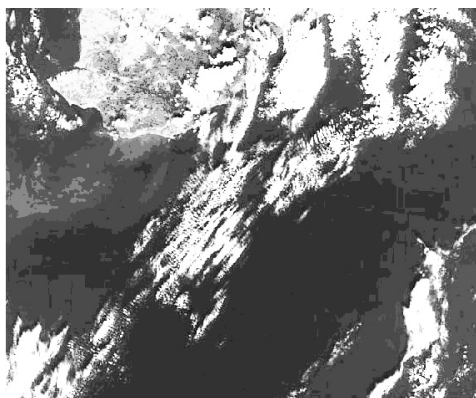


Рис. 4. Фрагмент снимка облачности над Крымом, полученного с помощью ИСЗ «*Terra*» в 13 часов местного времени 2 июля 2007 г.

Рассмотрим пример численной валидации волнового процесса, проявившегося на спутниковом снимке облачности, полученного с помощью ИСЗ «*Terra*» 27 августа 2007 г. в 11 часов местного времени. Приведенный на рис. 4 фрагмент снимка (см. рис. 2) имеет пространственное разрешение около 300 м, которого было достаточно для выделения волнового облачного следа над морем в районе ЮБК. На нем видны облака и мелкомасштабные волновые структуры (в атмосфере), находящиеся над морем южнее ЮБК. Видны цуги параллельных волн с

длинами около 1 км, располагающиеся по нормали к направлению ветра в пограничном слое. По данным о яркостной температуре, высота облачных структур составляла около 1,5 км. Рассмотрим результат численного моделирования атмосферной циркуляции за тот же период времени в модели с высоким разрешением во внутреннем домене (300 м). На рис. 5 показаны векторы горизонтальной скорости ветра на высоте 10 м, а на рис. 6 – поле вертикальной скорости на уровне 900 мб. Как видно, общая картина поля облачности, зафиксированного на спутниковом снимке (см. рис. 4), и рассчитанной вертикальной скорости (см. рис. 6) хорошо согласуются друг с другом: и пространственная ориентация волн, и их длины близки. Вектор скорости ветра (см. рис. 5) направлен по нормали к волновым гребням, т.е. это волны, распространяющиеся по ветру.

Поскольку из рис. 6 фазовая скорость волн не определяется, для ее определения была рассмотрена последовательная эволюция волновых полей

во времени. Не приводя результатов таких расчетов в графической форме (в виде рисунков) укажем, что определенная таким образом фазовая скорость волн составляла около 4,6 м/с.

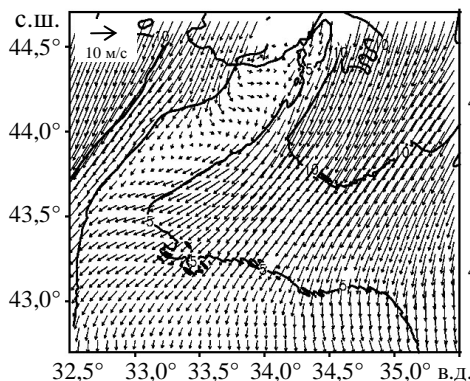


Рис. 5. Результаты численных расчетов по модели WRF скорости ветра (вектора и изотахи) на высоте 0,5 км в домене с разрешением 3 км.

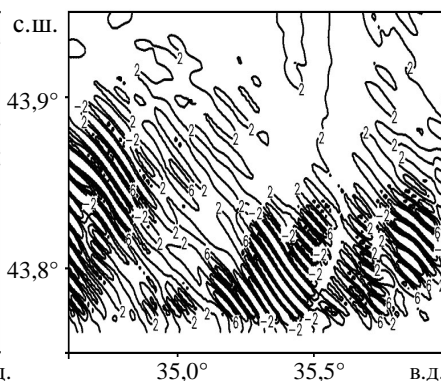


Рис. 6. Поле вертикальной скорости ветра на уровне 900 мб во внутреннем домене (300 м).

Результаты моделирования позволяют детально изучить особенности волнового процесса в атмосфере, вызвавшего облачные структуры, ранее показанные нами на рис. 4.

На рис. 7 показано распределение вертикальной компоненты скорости ветра по вертикали вдоль продольного разреза волны. Прежде всего отметим, что картина представляет собой систему волн, занимающих высоты от поверхности до уровня 800 мб (около 1 900 м). Волновые фронты имеют наклон по вертикали, а максимальные вертикальные скорости формируются в двух областях. Одна область наибольших вертикальных скоростей возникает в приводном слое на высотах 300 – 400 м. Вторая – выше на высоте 0,5 – 1,5 км, причем максимум вертикальной скорости расположен на уровне 900 мб.

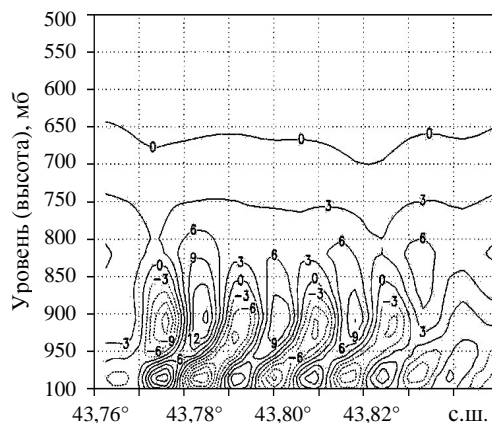


Рис. 7. Распределение вертикальной компоненты скорости ветра по вертикали вдоль продольного разреза волны (см. рис. 4) на долготе 34,8°.

Рассматривая распределение по вертикали продольной компоненты скорости ветра и потенциальной температуры, можно предложить физическое объяснение генерации таких волн. Для этого на рис. 8 и рис. 9 показаны профили потенциальной температуры и скорости ветра. Как указывалось ранее, направление ветра и распространения волн были близки.

Таким образом характерные особенности приведенных профилей позволяют заключить, что волны развиваются вследствие баротропной

неустойчивости потока воздуха в нижнем слое атмосферы, имеющего профиль скорости ветра с точками перегиба, показанный на рис. 9. Как известно, необходимым (хотя и не достаточным) условием такой неустойчивости является наличие точки перегиба вертикального профиля скорости и выполнение на каких-либо высотах в рассматриваемом слое неравенства [6]:

$$U_{zz}(U - U_n) < 0, \quad (1)$$

где U_{zz} – вторая производная скорости ветра, U_n – скорость ветра в точке перегиба.

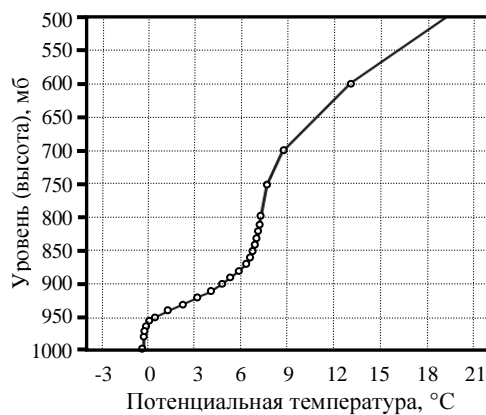


Рис. 8. Распределение по высоте потенциальной температуры в 12 часов в точке с координатами $34,8^\circ$ в.д. $43,45^\circ$.

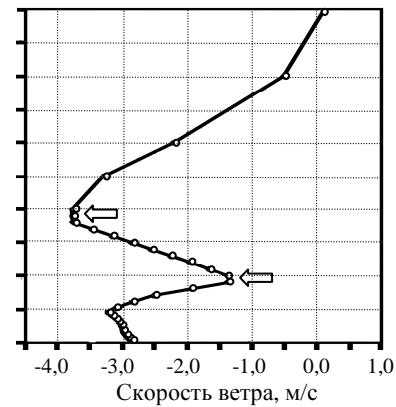


Рис. 9. Распределение по высоте скорости ветра в 12 часов в точке с координатами $34,8^\circ$ в.д. $43,45^\circ$ с.ш.

Это условие удовлетворяется в нашем случае. На рис. 9 видны две точки перегиба профиля скорости: на уровне около 930 мб и 830 мб (отмечены стрелками). В результате неравенство (1) выполняется для двух диапазонов высот: 1000 – 930 мб и 900 – 830 мб. На этих же высотах наблюдаются и максимальные значения вертикальных скоростей волн. Итак, в результате динамической неустойчивости воздушного потока, имеющего профиль скорости ветра, показанный на рис. 9, развивается система плоскопараллельных цугов волн. В вертикальной плоскости фронты волн имеют наклонный вид, показанный на рис. 7 и выделяются два диапазона высот с максимальными величинами орбитальных волновых скоростей.

Таким образом, этот волновой след в облаках нижнего яруса атмосферы над морем, появился в результате формирования специфического профиля скорости ветра. Не приводя иллюстраций, укажем, что в этот период времени весь слой атмосферы до высот 5 – 6 км был охвачен потоком воздуха с северо-запада, скорость которого изменялась от 6 – 10 м/сек вблизи поверхности до 2 – 3 м/сек на высоте 5 – 6 км. Характерный изгиб профиля скорости (см. рис. 9) был вероятно связан с особенностями обтекания воздушным потоком Крымских гор.

Конечно, такие случаи в Крымском регионе возникают сравнительно редко. Кроме того в данном примере необходимо было, чтобы вертикаль-

ный профиль распределения влажности и потенциальной температуры удовлетворял условиям развития мелкомасштабных облаков, связанных с подъемом воздуха на переднем склоне волн.

Заключение. Рассмотренные примеры моделирования региональной атмосферной циркуляции подтверждают перспективность использования численной модели *WRF* как для текущего мониторинга атмосферных процессов, так и для изучения отдельных явлений в атмосфере, характерных для Крымского региона. В частности, результаты воспроизведения бризовой циркуляции, орографических возмущений, волновых процессов хорошо согласуются, например, с данными спутниковых снимков облачности, также как с известными теоретическими моделями этих процессов. При этом нужно учитывать, что при анализе соответствия измерений и расчетов необходимо учитывать известные ограничения как модели, так и массивов данных измерений. Лишь модели с усвоением данных измерений позволяют уменьшить погрешность текущих (т.е. в режиме мониторинга) численных оценок атмосферных характеристик с высоким пространственным разрешением.

В то же время использование региональной численной модели для воспроизведения отдельных физических явлений и процессов в атмосфере не связано с такими ограничениями и они могут успешно применяться для их изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Skamarock, W.C., J.B. Klemp et al.* A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR/TN-475=STR; NCAR Technical Note // Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center of Atmospheric Research. – 2008, June. – 113 p.
2. *Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д.* Эксперименты по численному моделированию интенсивной конвекции // *Метеорология и гидрология*. – 2008. – № 9. – С. 30-44.
3. *Гузий А.М., Ковалец И.В., Куцан А.А., Железняк М.И.* Система численного прогноза погоды WRF-Украина // *Математичні машини і системи*. – 2008, № 4, – С. 123-131.
4. *Барабанов В.С., Ефимов В.В., Шокуров М.В.* Автоматизированная система анализа и прогноза атмосферной циркуляции для Черноморского региона // *Вестник СевНТУ: Автоматизация процессов и управление*. – Севастополь: Изд-во СевНТУ. – 2009. – вып. 95. – С.3-6.
5. *Крупин А.В., Шокуров М.В.* Численное моделирование волн в атмосфере над Крымскими горами // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2009. – вып.18. – С. 228-236.
6. *Drazin P.G., Reid W.H.* Hydrodynamic stability // Scald ed. Cambridge University Press. – 2004. – 605 p.

Материал поступил в редакцию 30.11.2010 г.

После доработки 20.05.2011 г.