

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

УДК 551.555.4(477.75)

Пространственно-временная структура ялтинской боры

© 2015 В.В. Ефимов, О.И. Комаровская

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: vefim38@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.10.2014 г.

С использованием численной модели региональной атмосферной циркуляции *WRF-ARW* воспроизведено развитие сильной боры в зимний период (2 – 3 декабря 2013 г.) вблизи Южного берега Крыма. Рассмотрены особенности полей скорости ветра и температуры, описывающие формирование интенсивного атмосферного приповерхностного течения над подветренным склоном горного хребта. Показано, что эти поля определяются закритическим волновым режимом обтекания воздушным потоком хребта Крымских гор. Значительная пространственно-временная изменчивость этих полей является характерным признаком черноморской боры.

Ключевые слова: бора, Южный берег Крыма, численная модель региональной атмосферной циркуляции *WRF-ARW*.

Введение. Бора – сильный холодный и порывистый ветер, дующий в сторону моря на подветренных склонах Крымских гор в районе Южного берега Крыма (ЮБК) и на участке побережья от Анапы до Туапсе со скоростями 15 – 20 м/с, а иногда и до 40 – 50 м/с. Наиболее известны новороссийская бора, которая отмечается в среднем 46 сут в году, и ялтинская бора, наблюдающаяся 7 – 8 сут в году [1]. Как правило, они сопровождаются понижением температуры на 10 – 15°C и порывами ветра настолько сильными, что они могут вызывать обрывы линий электропередач, затопление судов и другие разрушения.

В настоящее время в качестве главных рассматриваются два физических механизма формирования боры как одного из видов горного ветра, для которого характерно развитие максимальных скоростей над подветренным склоном. Первый – это резонансное возбуждение волн в устойчиво стратифицированной области, которая расположена ниже зоны обрушения внутренних волн, формирующейся над подветренным склоном горы [2]. Вторым механизмом – вторжение струи стратифицированного воздуха в пограничный слой над горой – описывается нелинейной гидродинамической моделью. Здесь возрастание скорости над подветренным склоном является следствием взаимодействия между слоем стратифицированного воздуха и хорошо перемешанной турбулентной областью, образующейся над ним вследствие обрушения гравитационных внутренних волн [3]. Таким образом, значительное увеличение скорости ветра над подветренным склоном вызывается нелинейными эффектами, что существенно усложняет аналитическое описание развития боры. Поэтому основные достижения в изучении возмущений, вносимых орографией в термодинамические процессы в атмосфере, связаны с применением численных моделей.

Новороссийской боре посвящена работа [1], остающаяся до настоящего времени наиболее полным обзором исследований этого явления в регионе Черного моря. Первые результаты численного моделирования новороссийской боры даны в статьях [4, 5], а ялтинской – в работе [6]. В них было численно воспроизведено развитие боры для конкретных синоптических условий и дана интерпретация результатов с учетом известных физических представлений. В частности, показано, что основным критерием, определяющим пространственно-временную структуру поля скорости ветра, является гидродинамический режим обтекания прибрежных гор набегающим потоком холодного воздуха. Волновой характер обтекания или же блокирование воздушного потока горой характерны для закритического и докритического режимов обтекания соответственно.

В настоящей работе детально рассмотрен еще один недавний случай сильной боры в районе ЮБК. Показана пространственно-временная структура боры, даны оценки режима воздушного потока, значительно отличающегося от рассмотренного ранее в статье [6]. В развитие работы [6] численно воспроизведена высокочастотная изменчивость поля скорости ветра в период прохождения боры на минутных временных масштабах, особенно сильно проявляющаяся вблизи береговой границы у подножья Крымских гор.

Численная модель. Для численных расчетов использовалась модель региональной атмосферной циркуляции *WRF-ARW* версии 3.4 с четырьмя вложенными доменами с горизонтальным разрешением во внутреннем домене 333×333 м [7]. Сама модель достаточно хорошо известна и применяется для различных целей при моделировании атмосферных явлений в заданных регионах. Поэтому лишь кратко перечислим основные настроечные параметры, выбранные нами из большого набора вариантов параметризаций.

По вертикали были заданы 32 неравномерно расположенных по высоте σ -уровня с увеличенным разрешением в планетарном пограничном слое. Использовались схемы параметризации: *RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)* и *Dudhia* для расчета радиационного баланса длинноволновой и коротковолновой радиации соответственно, *Kain – Fritsch* — для расчета кучевой конвекции в доменах с разрешением 9 и 3 км (в доменах с разрешением 1 и 0,3 км кучевая конвекция рассчитывалась явно без применения параметризации). Для описания фазовых переходов в атмосфере (микрофизических процессов) использовалась схема *Single-Moment 3-class*.

Для параметризации приземного пограничного слоя трения применялась схема *MM5 similarity*. Планетарный пограничный слой параметризовался при помощи схемы *Mellor – Yamada – Janjic* уровня 2.5, в которой одной из прогностических переменных являлась кинетическая энергия турбулентности [7].

В качестве входных использовались данные оперативного анализа *FNL (Global Final Analyses)* с разрешением $0,5 \times 0,5^\circ$, которые обновлялись каждые 6 ч. После адаптации модели к заданным начальным условиям развитие атмосферных процессов во всех четырех доменах определялось лишь периодически обновляющимися граничными условиями для внешнего домена.

Дискретность модельных расчетов составляла ~ 30 с, выходные данные сохранялись с дискретностью 1 ч (для некоторых расчетов – 2 мин). Шаг сет-

ки по горизонтали $\Delta x = 0,3$ км позволял эффективно разрешать пространственные неоднородности масштаба $7 \times \Delta x \sim 2$ км [7]. Использовалась база данных о рельефе *SRTM* с дискретностью 3" (около 90 м), в которой для некоторых точек на крутых склонах Крымских гор имелись значительные перепады высот. Поэтому для устойчивости численной схемы модели *WRF-ARW* в σ -координатах применялась процедура сглаживания в окрестности таких точек. Кроме этого, пространственно более грубые данные о характеристиках почвы (параметр *landuse*) интерполировались в узлы внутреннего домена с корректным учетом береговой линии.

Развитие боры. Рассмотренный случай развития сильной ялтинской боры в районе Южного берега Крыма наблюдался 2 – 3 декабря 2013 г. На рис. 1 приведена барическая карта (по данным архива *NCEP Reanalysis*; www.wetterzentrale.de) для Европейского региона на 00 ч 3 декабря 2013 г. – время максимального развития боры в районе ЮБК, начавшейся 12 ч ранее (здесь и далее время *GMT*). Хорошо видны антициклон с центром в районе Карпат, циклон – в районе Уральских гор и сгущение изобар в районе Крымского п-ова. Этой картине барической топографии соответствуют прохождения холодного фронта и сильный северный ветер над Крымом. Через 10 – 12 ч центр антициклона сместился на северо-восток, и холодный фронт покинул территорию Крыма.

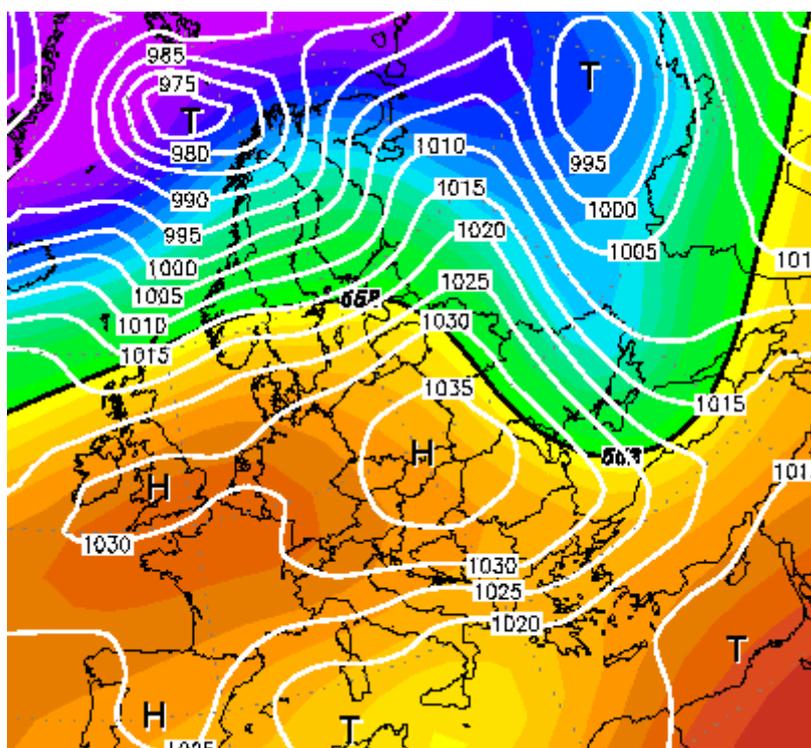


Рис. 1. Карта барической топографии (гПа) для Европейского региона на 00 ч 3 декабря 2013 г. по данным архива *NCEP Reanalysis* (www.wetterzentrale.de) для периода максимального развития ялтинской боры (*H* – области высокого давления, *T* – низкого)

На рис. 2 показаны результаты расчетов скорости ветра на высоте 10 м и температуры на высоте 2 м для точки вблизи расположения гидрометеостанции (ГМС) Ай-Петри (44°26' с. ш., 34°05' в. д.), а также значения этих параметров, измеренные на указанной метеостанции. Отметим, что направление ветра в этот период было близким к нормальному по отношению к хребту Крымских гор, поэтому в дальнейшем в качестве основного определяющего параметра будем рассматривать меридиональную компоненту скорости ветра. Видно почти монотонное понижение приземной температуры, которое составило за период развития боры около 14°C, и увеличение скорости ветра до 21 – 22 м/с. Данные измерений скорости ветра и температуры на ГМС в силу своей эпизодичности не позволяют провести более детальное сравнение с численными расчетами, хотя общая тенденция и сами величины монотонного понижения температуры и изменения скорости ветра достаточно близки.

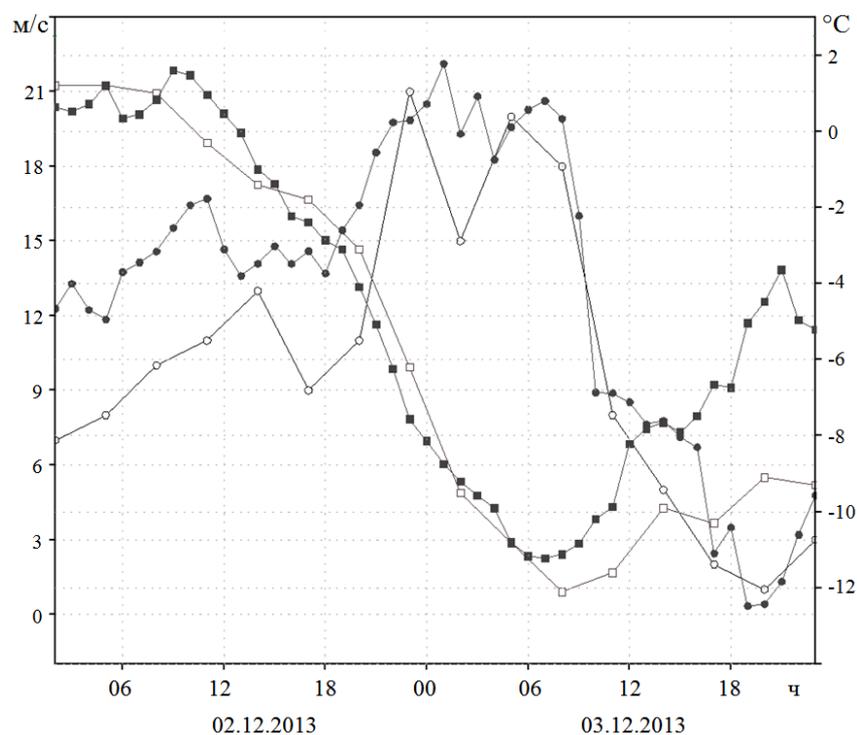


Рис. 2. Рассчитанные значения скорости ветра на высоте 10 м (—●—) и температуры на высоте 2 м (—■—) для точки вблизи расположения ГМС Ай-Петри, а также измеренные на ГМС Ай-Петри значения скорости ветра на высоте 10 м (—○—) и температуры на высоте 2 м (—□—)

На рис. 3, а, б приведены временные реализации рассчитанных значений скорости ветра на высоте 10 м и температуры на высоте 2 м с повышенным временным разрешением 2 мин для периода максимального развития боры в двух точках – на вершине горы Ай-Петри и на ее подошве. Видна значительная временная изменчивость и температуры и скорости ветра. Особенно сильная изменчивость на масштабах минуты – часы наблюдается в нижней

части склона у подножья горы и в прибрежной области моря. Как будет показано далее, это связано с характером обтекания горы потоком воздуха, формированием сильного струйного течения на склоне горы и его отрывом от поверхности у подошвы горы. Значительная изменчивость поля скорости является характерным свойством боры.

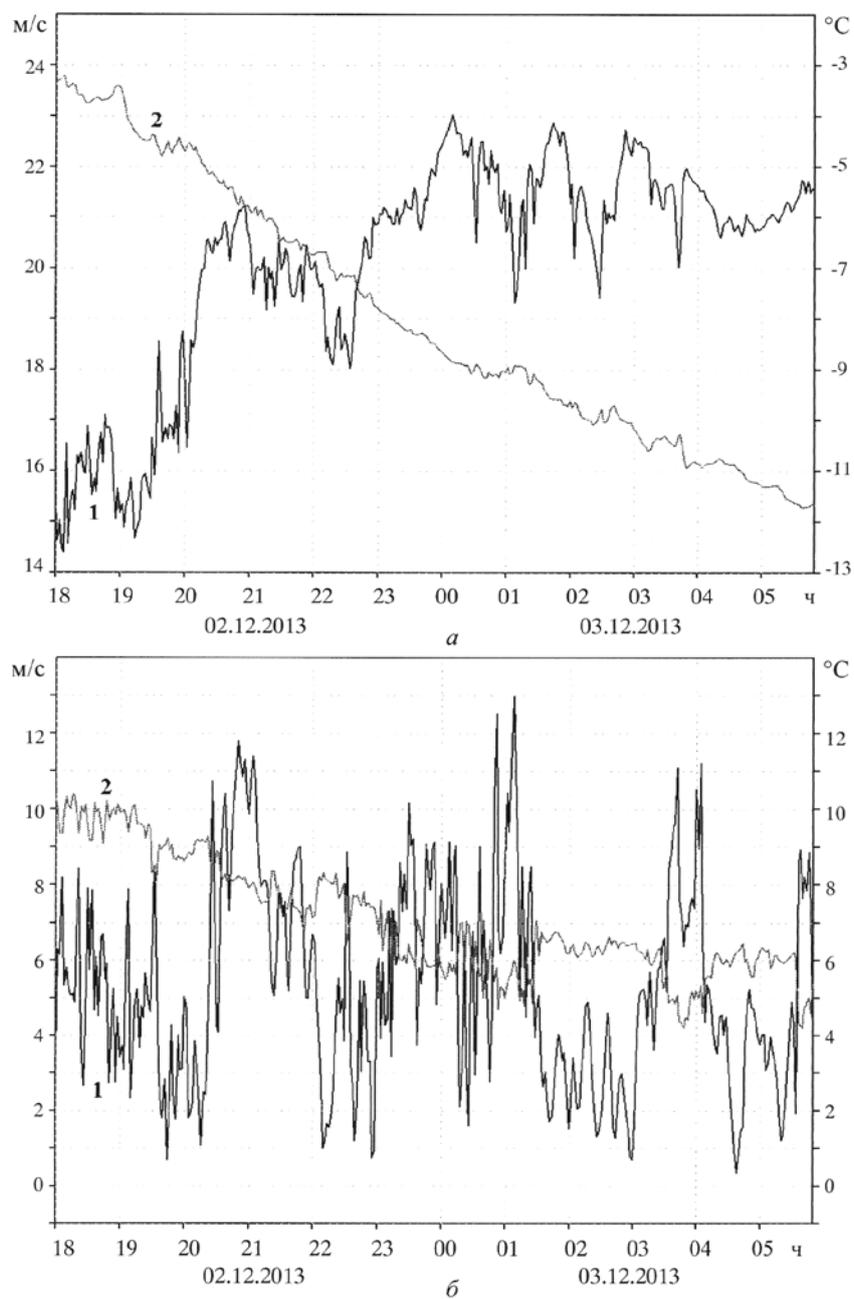


Рис. 3. Временные реализации рассчитанных значений скорости ветра на высоте 10 м (1) и температуры на высоте 2 м (2) с повышенным временным разрешением 2 мин для периода максимального развития боры в двух точках – на вершине горы Ай-Петри (а) и у ее подножья (б)

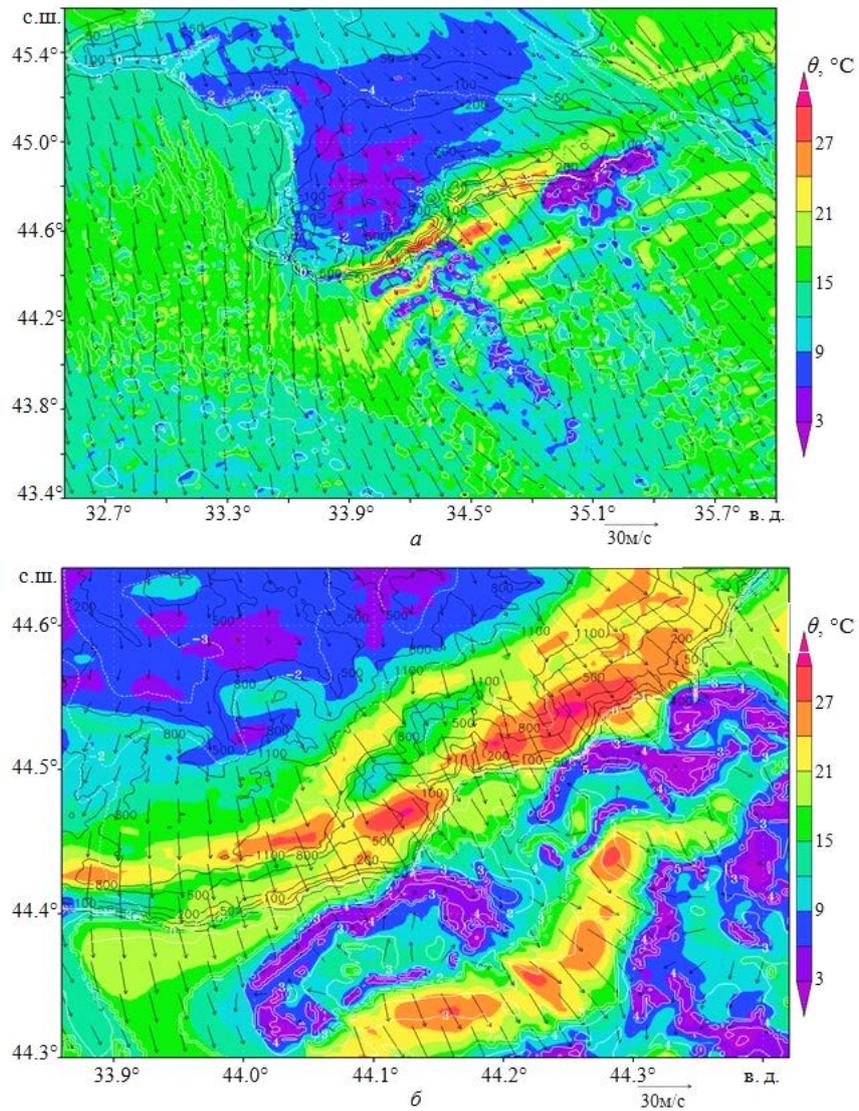


Рис. 4. Рассчитанные поля скорости ветра на высоте 10 м и потенциальной температуры θ на высоте 2 м для периода максимального развития боры (00 ч 3 декабря 2013 г.) в третьем (разрешение 1×1 км) – *a* и четвертом (разрешение 333×333 м) – *б* доменах (цифры на изолиниях – рельеф, м)

На рис. 4, *a* приведена крупномасштабная пространственная структура полей скорости ветра на высоте 10 м и потенциальной температуры θ на высоте 2 м в районе ЮБК в период максимального развития боры, когда скорости приземного ветра на склоне гор превышали 30 м/с. На рис. 4, *б* показаны те же поля с большим пространственным разрешением для района Ялты. На рис. 4, *a* хорошо видна крупномасштабная структура обтекания холодным воздушным потоком Крымских гор: большие скорости ветра над морем в западной части региона вне влияния гор; практически нулевые значения скоро-

сти приземного ветра в предгорной части и одновременно малые величины приземной температуры – признак блокирования бароклинного потока воздуха на наветренном склоне гор; постепенное увеличение скорости ветра и температуры над морем по мере удаления от берега. При этом отчетливо видны неоднородности распределения скорости ветра за горами над морем, связанные с особенностями рельефа (горными долинами и высокими вершинами Крымских гор). Также над морем в области южнее Крымских гор в поле скорости ветра наблюдаются волновые возмущения с периодичностью около 10 км. Приземная температура в предгорной части ЮБК на 5 – 10°C меньше, чем температура над морем, что естественно для боры как потока холодного воздуха, стекающего с прибрежных гор.

Отличительной особенностью поля скорости ветра в период максимального развития боры является показанная на рис. 4, б четкая локализация ветра со скоростями до 25 – 30 м/с над подветренным склоном гор. При этом в прибрежной зоне моря скорость ветра не превышала 5 м/с. Лишь в юго-западной части расчетной области, где высота гор понижалась, и в северо-восточной части в районе понижения перевала между горами скорость ветра над морем достигала больших величин. Характерен значительный перепад между величинами температуры на наветренном и подветренном склонах гор: потенциальная температура на наветренном склоне составляла приблизительно -12° , над морем — $0 - 2^{\circ}$ (здесь и далее потенциальная температура θ , °C рассчитывается по формуле $\theta = T - 273,15$, где T – исходное значение потенциальной температуры в кельвинах).

Отметим, что выполненное ранее моделирование новороссийской и ялтинской боры [4 – 6] показывает аналогичный характер изменения скорости ветра и температуры: монотонное существенное понижение температуры во всем регионе и эпизодическое, т. е. продолжающееся около суток, резкое возрастание приземной скорости ветра в области наветренного склона горного хребта. В обоих случаях отмечаются значительные пространственные неоднородности полей скорости и температуры, связанные с местными особенностями рельефа суши. Последнее обстоятельство затрудняет сравнение результатов моделирования с имеющимися данными стандартных измерений на ГМС, т. е. значениями средних скоростей ветра и максимальных скоростей порывов ветра, измеренными в заданные сроки за 10-минутные интервалы. Для более корректного сравнения требуется проведение специальных измерений, которые в настоящее время крайне малочисленны [8, 9]. Достаточно хорошо сравнимы рассчитанные и измеренные величины температуры, показывающие ее значительное и близкое к монотонному понижение (рис. 2).

Вертикальная структура боры. Рассмотрим вертикальную структуру термодинамических полей для периода максимального развития боры. На рис. 5 показаны потенциальная температура θ и меридиональная скорость ветра на вертикальном разрезе по $34,08^{\circ}$ в. д. Как видно, бора в нижней части атмосферы представляет собой, по существу, сравнительно тонкое по высоте гравитационное течение холодного воздуха, стекающего с горы в теплую атмосферу над морем. Важной особенностью, сопровождающей распространение гравитационного течения, является его отрыв от поверхности непосредственно над морем.

ственно над подошвой горы. При этом в нижнем слое атмосферы за подошвой горы над морем образуется область с почти нулевыми скоростями ветра. Такие области хорошо выделены на рис. 4 б.

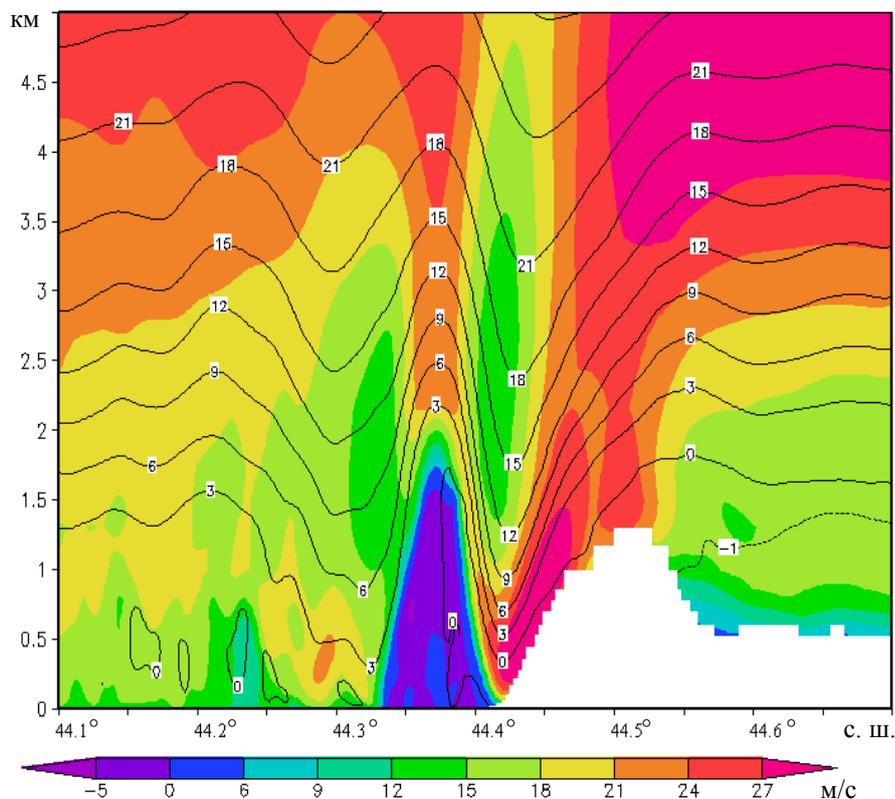


Рис. 5. Вертикальный разрез полей меридиональной скорости ветра и потенциальной температуры θ , °С (изолинии) по 34,08° в. д. для периода максимального развития боры (02 ч 3 декабря 2013 г.)

Внутренние гравитационные волны, возбуждаемые при обтекании горы потоком воздуха, занимают всю тропосферу до высот 7 – 9 км и имеют длину волны около 10 км. Именно с ними и были связаны волнообразные структуры в поле скорости ветра над морем, представленные на рис. 4 а.

Как отмечалось ранее, существуют разные режимы обтекания воздушным потоком препятствия в виде горного хребта. Известно, что в случае постоянной по высоте скорости ветра V и гидростатически устойчивой атмосферы с постоянной частотой Брента – Вэйсяля N режим обтекания определяется величиной числа Фруда $Fr = V / Nh$, где h – высота горы, $N^2 = g\theta' / \theta_0$, g – ускорение силы тяжести, θ_0 – средняя потенциальная температура, а θ' – производная по высоте z . Для закритического режима при $Fr \geq 1$ (точнее, $Fr \geq 1,18$ [10, 11]) кинетическая энергия ветра достаточна для переваливания

воздуха через хребет. При малых числах Fr в атмосфере на наветренном склоне происходит блокирование набегающего потока. Переходный процесс установления сопровождается распространяющимся вверх по потоку гравитационным скачком плотности [12]. Именно такой режим для случая ялтинской боры был представлен в работе [6].

Вообще говоря, для нашего случая атмосферы с существенно переменными по высоте значениями $V(z)$ и $N(z)$ оценка числа Фруда становится достаточно условной.

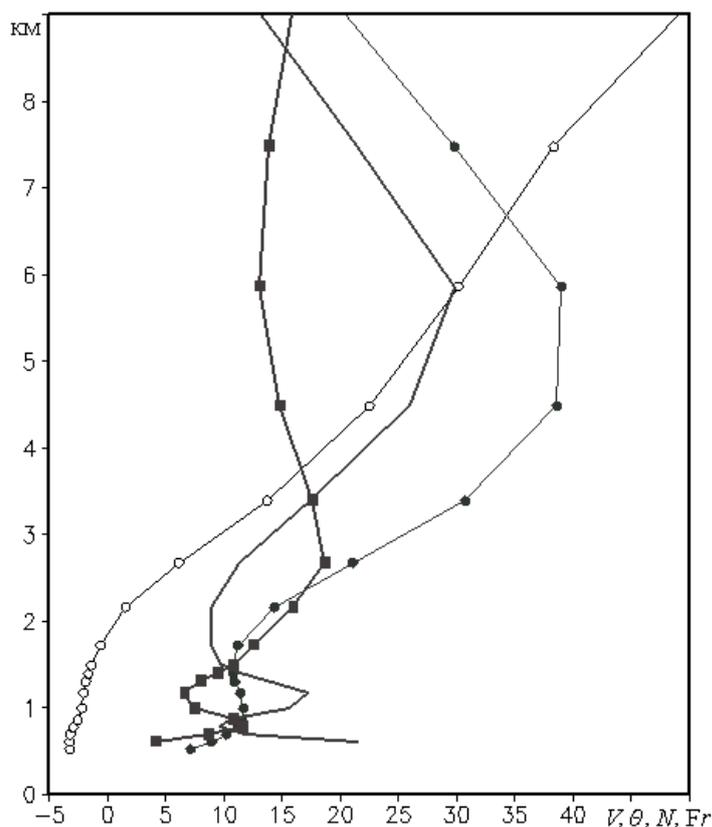


Рис. 6. Вертикальные профили меридиональной скорости ветра, м/с (—●—), потенциальной температуры θ , °C (—○—), частоты N , с⁻¹ (—■—) и числа Фруда Fr (—■—) в точке с координатами 44,6° с. ш., 34,08° в. д. для периода максимального развития боры

На рис. 6 даны вертикальные профили нормальной к хребту компоненты скорости ветра $V(z)$, потенциальной температуры $\theta(z)$ и частоты $N(z)$ в атмосфере над наветренным склоном. Там же показан профиль числа Фруда $Fr(z)$, локальные значения которого рассчитывались через величины меридиональной скорости и частоты устойчивости на рассматриваемой высоте и высоте $h = 1100$ м. Как видно, значения Fr изменяются по высоте, но практически на

всех высотах превышают критическую величину, что однозначно свидетельствует о закритическом режиме обтекания горы потоком воздуха. Таким образом, устойчивость потока во всем слое атмосферы была недостаточной для того, чтобы полностью блокировать поток при заданных больших значениях меридиональной скорости, достигающих 40 м/с в средней тропосфере. Блокирование воздушного потока, выражающееся в пересечении поверхности изотермами потенциальной температуры на наветренном склоне гор (рис. 4), проявляется лишь в самом нижнем слое – до высот около 200 – 500 м.

Указанная особенность является характерной для ялтинской боры 2 – 3 декабря 2013 г. в отличие от рассмотренного ранее в статье [6] случая. Сравнивая эти два случая сильной боры, можно отметить, что для обоих характерны значительное понижение температуры во всем регионе и эпизодическое, т. е. продолжающееся около суток, резкое возрастание приземной скорости ветра в области наветренного склона горного хребта. Отмечаются также значительные пространственные неоднородности полей скорости ветра и температуры, связанные с местными особенностями рельефа суши. Но вертикальная структура воздушного потока для этих случаев боры различалась. В первом случае (бора 2006 г.) реализовался докритический режим: над подветренным склоном за счет обрушения внутренних волн сформировались хорошо перемешанная однородная по высоте турбулентная область и обтекающее ее снизу приповерхностное струйное течение. Для боры 2013 г. характерен закритический режим потока, т. е. генерация при обтекании горы интенсивных необрушивающихся гравитационных внутренних волн. Здесь сильный приповерхностный поток воздуха формируется за счет нелинейных эффектов, возникающих на подветренном склоне при обтекании потоком горы. Этому способствуют также большие скорости ветра в атмосфере на высотах более 2 км. Не приводя иллюстраций, подчеркнем, что для боры 2013 г. был характерен однонаправленный сильный поток воздуха на высотах до 9 – 10 км со скоростями до 40 – 50 м/с. В случае боры 2006 г. сильный поток воздуха, нормальный к горному хребту, занимал лишь нижнюю часть атмосферы.

Отметим, что выполненное ранее моделирование новороссийской боры [4] показывает аналогичный характер изменения температуры (монотонное понижение на 12 – 15°C), но режим обтекания изменялся от закритического до докритического на протяжении одного двухсуточного эпизода развития боры.

Заключение. На примере боры, развившейся в районе Южного берега Крыма за время прохождения холодного фронта 2 – 3 декабря 2013 г., рассмотрены особенности ее пространственно-временной структуры. Значительное и резкое понижение температуры во время развития сильной боры, сопровождающееся существенным увеличением скорости ветра на подветренном склоне Крымских гор, является характерным признаком черноморской боры в зимний период.

Рассчитана вертикальная структура полей скорости ветра и температуры для боры. Даны количественные оценки вертикальных профилей температуры, скорости ветра, частоты устойчивости и числа Фруда, определяющих режим обтекания воздушным потоком хребта Крымских гор. Показано, что вертикальная структура воздушного потока определялась закритическим волновым режимом обтекания горы, что является характерной особенностью рассматриваемого случая боры.

Колебания скорости ветра, имеющие характер стационарных внутренних гравитационных волн, возбуждаемых в атмосфере за подветренным склоном гор, проявлялись в виде волновых возмущений поля скорости приповерхностного ветра над морем с длиной волны около 10 км.

Численные расчеты показали значительную пространственно-временную изменчивость поля скорости ветра в период развития боры. Мелкомасштабные особенности горного рельефа непосредственно определяют пространственную изменчивость скорости приземного ветра. По результатам численных расчетов, проведенных с высоким временным разрешением, отмечается сильная временная изменчивость полей скорости ветра и температуры, особенно у подножья гор вблизи берега моря.

Отметим, что особенности развития боры, такие как генерация сильного приповерхностного ветра, быстрое понижение температуры и значительная пространственная изменчивость, связанная с особенностями рельефа, являются характерными признаками боры независимо от ее режима. В то же время мезомасштабные волновые колебания в атмосфере с длиной волны порядка характерного поперечного размера горного хребта возникают лишь в случае закритического режима его обтекания воздушным потоком. Вероятно, такой режим для новороссийской боры повторяется относительно чаще, чем для ялтинской боры, с учетом более чем двукратной разницы в высоте прилегающих гор.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Новороссийская бора* / Под ред. А.М. Гусева // Тр. Морского гидрофиз. ин-та АН СССР. – 1959. – 14. – 140 с.
2. *Clark T.L., Peteirer W.R.* Critical level reflection and the resonant growth of nonlinear mountain waves // J. Atm. Sci. – 1984. – 41. – P. 3122 – 3134.
3. *Smith R.B.* On severe downslope winds // Ibid. – 1985. – 42. – P. 2597 – 2603.
4. *Ефимов В.В., Барабанов В.С.* Моделирование новороссийской боры // Метеорология и гидрология. – 2013. – № 3. – С. 47 – 55.
5. *Ефимов В.В., Барабанов В.С.* Порывистость новороссийской боры // Там же. – 2013. – № 12. – С. 68 – 75.
6. *Ефимов В.В., Барабанов В.С.* Моделирование черноморской боры // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2013. – 49, № 6. – С. 688 – 698.
7. *Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al.* A description of the Advanced Research WRF version 3 // NCAR technical note. NCAR/TN – 475+STR. – 2008. – 112 p.

8. *Grisogono B., Belušić D.* A review of recent advances in understanding the meso- and micro-scale properties of the severe Bora wind // *Tellus*. – 2009. – 61, № 1. – P. 1 – 16.
9. *Gohm A., Mayr G.J., Fix A. et al.* On the onset of bora and the formation of rotors and jumps near a mountain gap // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* – 2008. – 134. – P. 21 – 46.
10. *Lin Y.-L.* *Mesoscale Dynamic*. – Cambridge University Press, 2007. – 630 p.
11. *Гулл А.* *Динамика атмосферы и океана*. Т. 1. – М.: Мир, 1986. – 396 с.
12. *Epifano C.C., Rotunno R.* The dynamic of orographic wake formation in flows with upstream blocking // *J.Atm.Sci.* – 2005. – 62. – P. 3127 – 3150.

Spatial-temporal structure of bora in Yalta

V.V. Efimov, O.I. Komarovskaya

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
e-mail: vefim38@mail.ru

Using a numerical model of regional atmospheric circulation *WRF-ARW*, evolution of a strong bora in winter (December 2 – 3, 2013) near the Southern coast of the Crimea is reproduced. The features of wind speed and temperature fields describing formation of intensive atmospheric near-surface air flow over the leeward slope of the mountain ridge are considered. It is shown that these fields are conditioned by a post-critical wave mode of the airflow in the Crimean Mountains ridge. Significant spatial-temporal variability of these fields constitutes a characteristic feature of the Black Sea bora.

Keywords: bora, Southern coast of the Crimea, numerical model of regional atmospheric circulation *WRF-ARW*.