РЕГИОНАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ВЕТРОВЫХ ВОЛН ДЛЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

В.С.Барабанов, О.И.Комаровская

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г.Севастополь, ул.Капитанская, 2

С целью прогнозирования сильных штормов на Черном море разработана совместная модель региональной атмосферной циркуляции и ветровых волн на основе физических параметризаций Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) и модели WAM. Модель применена для анализа ряда синоптических ситуаций последних лет. Проведено сравнение использующихся на практике процедур расчета полей приводного ветра – основных входных данных для моделей ветровых волн. Глобальные модели атмосферной циркуляции не могут обеспечить данных с требуемым качеством и пространственным разрешением и используются только как исходные данные для мезомасштабной атмосферной модели. Сравнение результатов работы модели ветровых волн с экспериментальными измерениями использовалось как индикатор качества поля приводного ветра.

Введение

Развитие подводной добычи нефти и газа в северо-западной части Черного моря, планируемое строительство подводных и надводных систем транспортировки нефти и газа требует особенного внимания к одной и вероятных причин их повреждения – катастрофических штормов. Известны реальные примеры разрушительных штормовых ситуаций, такие, как частичное разрушение нефтегазодобывающего основания в районе б.Голицино в мае 1982г. или разрушение береговых пляжных участков Южного берега Крыма в районе п.Кара-Даг в ноябре 1992г. По оценкам, в этих штормах высота волн составляла от 8 до 16 метров. С учетом того, что экосистема практически замкнутых Черного и Азовского морей чрезвычайно чувствительна к возможным загрязнениям их нефтепродуктами, необходимо обеспечить все меры для предотвращения таких загрязнений. Поэтому прогнозирование сильных штормов на Черном море на основе численных моделей представляется актуальной задачей, для решения которой в настоящее время необходимо 1)повысить качество моделирования приводного ветра в моделях атмосферы; 2) обеспечить совместную работу моделей атмосферы и ветровых волн в режиме двунаправленной передачи данных. Известно, что современные численные модели ветровых волн описывают эволюцию двумерного спектра волн с качеством, обеспечивающим надежный прогноз при условии наличия высококачественного прогноза поля приводного ветра. Однако, используемые для оперативного прогноза глобальные метеорологические модели во многих случаях не могут обеспечить правильный расчет проводного ветра, систематически занижая его значения в штормовых ситуациях, причем во внутренних бассейнах это занижение доходит до 50 % (Cavaleri 1996a). Другая практически важная проблема – недостаточное временное и пространственное разрешение имеющихся прогнозов, что требует проведения корректной интерполяции.

В данной работе предлагается возможное решение перечисленных проблем на основе использования мезомасштабной атмосферной модели как промежуточного звена между глобальной моделью атмосферной циркуляции и ветроволновой моделью. Описывается совместная работа ветроволновой модели, разработанной на основе известной модели WAM (Komen, 1985) и мезомасштабной модели атмосферы, использующей в качестве начальных и граничных данных результаты реанализа (Kalnay,1996), выполненного в Национальном Центре прогноза окружающей среды (NCEP). Опробывание системы прогнозирования проводилось для нескольких ситуаций 1996 года; в данной работе представлены результаты расчетов сильного шторма на Черном море 2-4 марта 1996 года, наиболее ярко представляющие возможности предлагаемой методики.

Использование «промежуточного» уровня моделирования позволяет не только повысить пространственное и временное разрешение метеорологических данных, но также дает возможность настройки некоторых важных параметров модели. Например, уменьшение искусственной горизонтальной диффузии, предложенное в работе (Cavaleri 1996b) с целью устранения занижения приводного ветра, может быть легко осуществлено в модели регионального уровня. Совместная работа атмосферной и ветроволновой модели с обменом данными в различных режимах (Lionello 1998) также осуществима.

Следует заметить, что как раз в тех случаях, когда приводный ветер корректируется в сторону увеличения посредством некоторой подстройки модели (Cavaleri 1996a), одновременно возрастает роль взаимодействия между атмосферой и полем ветровых волн через фактор шероховатости поверхности моря. Это взаимодействие должно учитываться, особенно в случаях сильных и быстро перемещающихся циклонов, когда неразвитое волнение успевает заметно повлиять на атмосферную циркуляцию. Обычно этот эффект рассматривается как направленный в сторону ослабления приводного ветра. Однако, существующее ослабление приводного ветра в глобальных моделях никак не связано с этим физическим эффектом и скорее объясняется недостатками численного алгоритма

Модели

Ветроволновая модель WAM основана на решении уравнения переноса волн без каких-либо предварительных предположений о форме спектра волн. Для спектральной плотности $F(f,\theta,\varphi,\lambda,t)$ это уравнение имеет вид

$$\frac{\partial F}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial\varphi}\left(\dot{\varphi}F\right)+\frac{\partial}{\partial\lambda}\left(\dot{\lambda}F\right)+\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\dot{\theta}F\right)=S, \quad (1)$$

где f означает частоту, θ – направление, φ – широту, λ – долготу, а функция источника S представляется в WAM как сумма ветровой накачки S_{in} , диссипации S_{dis} и нелинейного переноса S_{nl} .

Ветровая накачка в (1) определяется по Комену (Komen,1985) через скорость трения U_*:

$$S_{in} = \beta F, \quad (2)$$

где

$$\beta=\max\{0,0.25\,\frac{\rho_a}{\rho_w}(28\frac{U_*}{c}\cos\theta-1)\}\,\omega \quad (3)$$

$$\omega = 2\pi f;$$

ρ_a ,ρ_w –плотности воздуха и воды.

Таким образом, в наборе входных данных WAM-подобных моделей поле U_* играет весьма важную роль.

В ветроволновой модели, использовавшейся в данной работе, моделировался регион, ограниченный координатами 41°-46° с.ш. и 28°-41.5° в.д.; шаг сетки составлял 0.25° в обоих направлениях.

Использовавшаяся мезомасштабная модель атмосферы основана на системе примитивных уравнений в гидростатическом приближении, имеет 15 σ-уровней в вертикальном направлении и горизонтальную сетку размером 66x34 узла, охватывающую территорию Украины, Черное и Азовское моря. Горизонтальное разрешение 0.33°. Для решения системы конечно-разностных уравнений использовалась полунеявная схема. Физический пакет и формат данных соответствует одной из версий глобальной конечно-разностной модели ECMWF. Аналогичная модель описана в работе (Крупчатников 1992).

Суть совместной работы моделей может быть описана следующим образом. Хотя при выводе U_{10} в модели атмосферы и использовалась теория пограничного слоя Чарнока (Charnock, 1955), в то же время, в отличие от обычных атмосферных моделей, поле шероховатости в акватории Черного и Азовского морей не рассчитывалось по формуле Чарнока. Вместо этого в атмосферную модель подставлялось распределение шероховатости, полученное в результате работы ветроволновой модели. Обмен данными производился каждые двенадцать часов.

Начальные и граничные данные

Численные эксперименты были выполнены для ряда синоптических ситуаций 1996 года, для которых имелись как архивные данные реанализа NCEP, так и надежные прямые измерения приводного ветра и высоты волн, полученные с измерительного комплекса, установленного на платформе в северо-восточной части Черного моря (45° 42,5′ с.ш. 31° 52,5′ в.д.). Сильный шторм 2-4 марта 1996 года, при котором область низкого давления перемещалась с большой скоростью с юго-запада на север моделируемого региона, был выбран как пример применения совместной модели. На рис. 1-3 представлены поля ветра на высоте 10 метров над Черным морем, показывающие развитие циклона во времени. Эти карты, полученные с использованием стандартных метеорологических методик обработки данных с использованием показаний местных станций наблюдения, могут рассматриваться как наиболее близкие к реальным погодным данным. Имелся также ряд экспериментальных данных (рис.4,5), полученных с платформы в Каркинитском заливе (детальное описание измерительных процедур см. в работе (Babanin, 1998). Измерения скорости ветра проводились на высоте около 70 м, поэтому для их сравнения с расчетными потребовался пересчет, выполнявшийся на основе профиля Монина-Обухова аналогично тому, как это было реализовано в атмосферной модели.

Данные реанализа NCEP по полю ветра на 10-метровой высоте могут быть описаны как заниженные для рассматриваемого срока.

.Рис.6 в сравнении с рис.4 также показывает, что из-за 12-часового интервала между прогнозами такие существенные события, как быстро перемещающиеся циклоны, могут

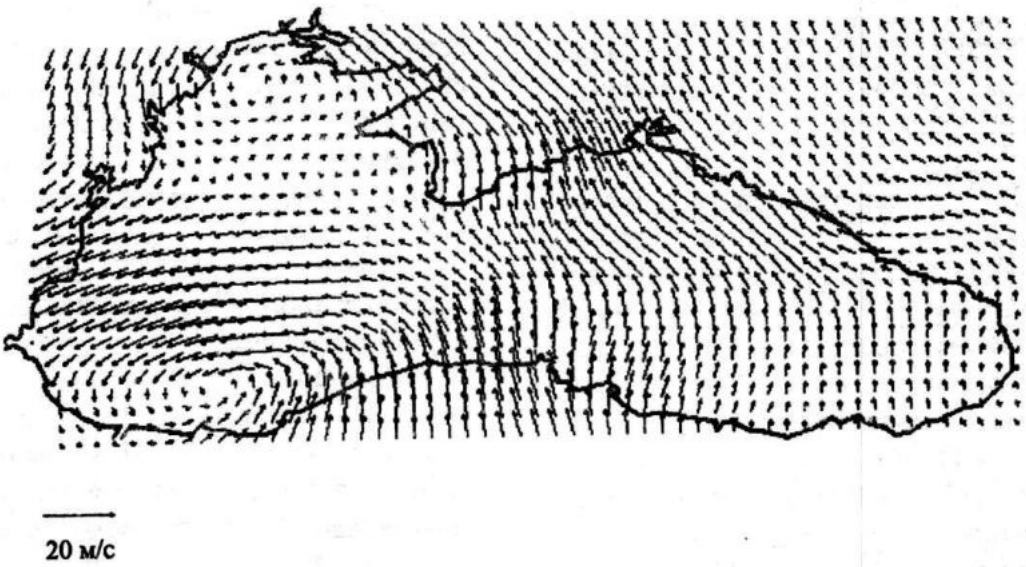

Рис.1 Ветер на высоте 10м, 2 марта 1996 г., 21-00 GMT

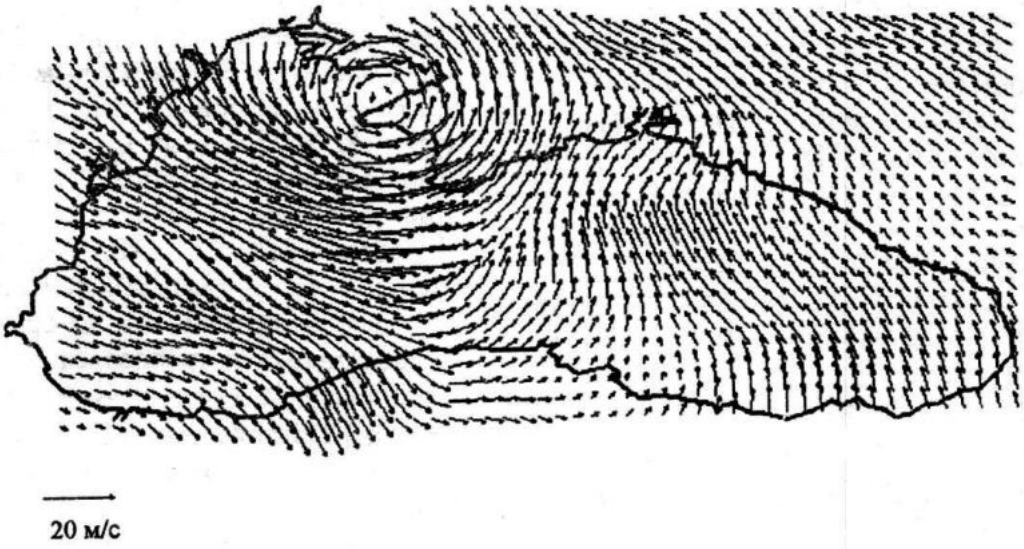

Рис.2 Ветер на высоте 10м, 3 марта 1996 г., 09-00 GMT

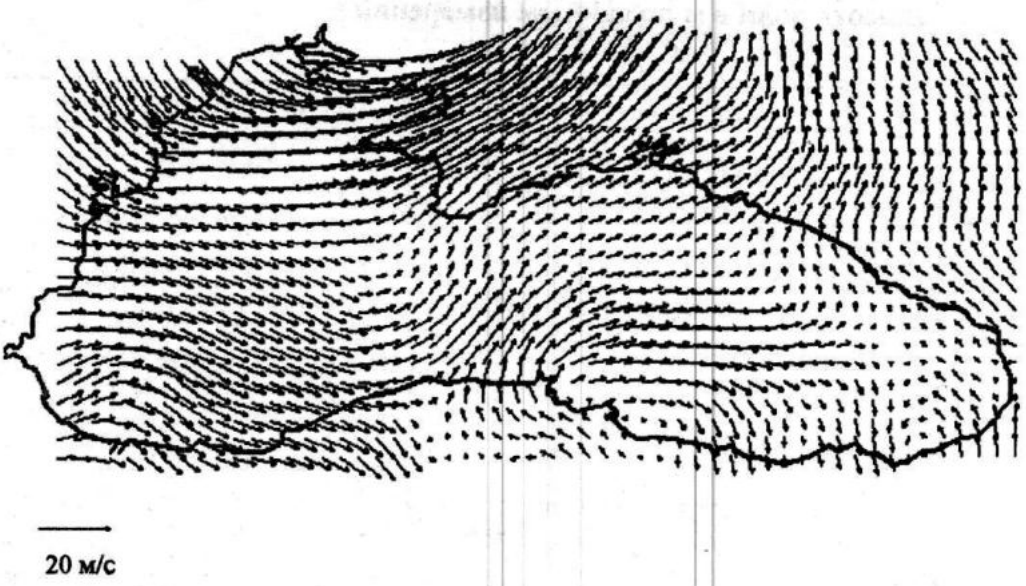

Рис.3 Ветер на высоте 10м, 3 марта 1996 г., 21-00 GMT

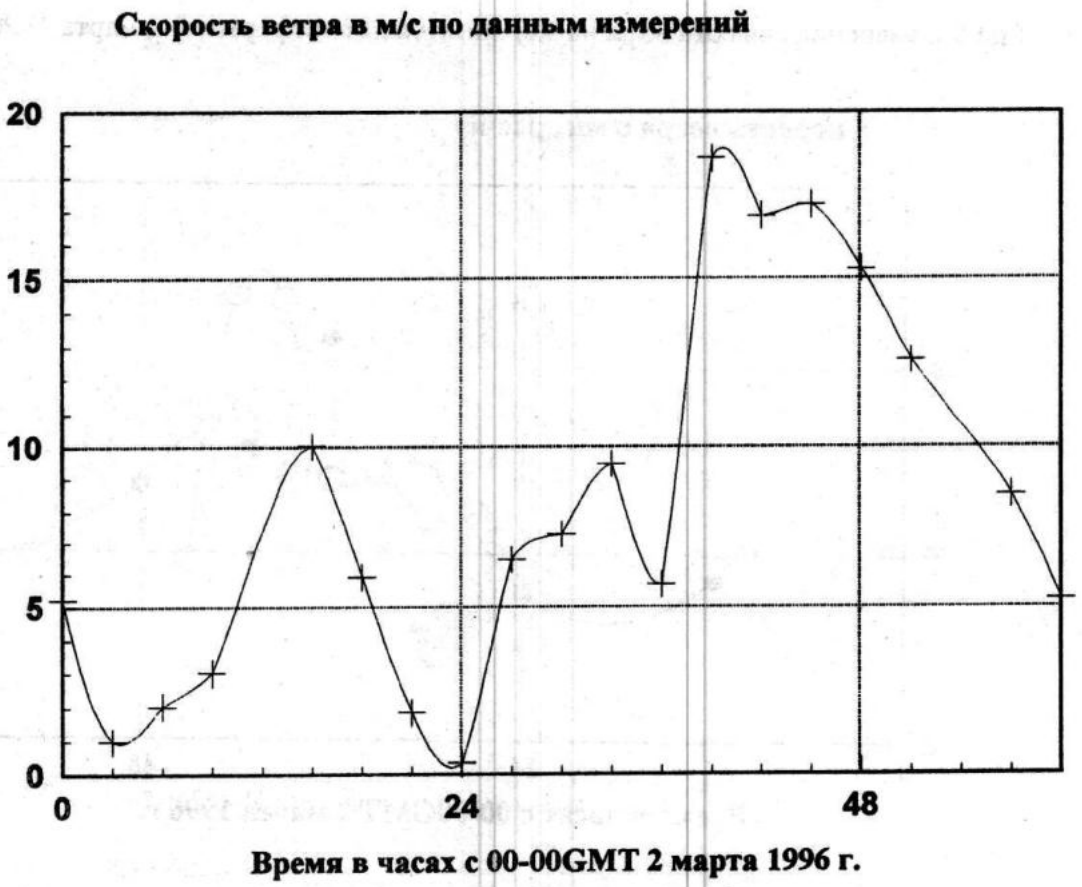

Рис.4 Скорость ветра 2-4 марта 1996 г., измеренная на высоте 70м.

Рис.5 Измеренная высота волн на Каркинитской платформе, 2-4 марта 1996 г.

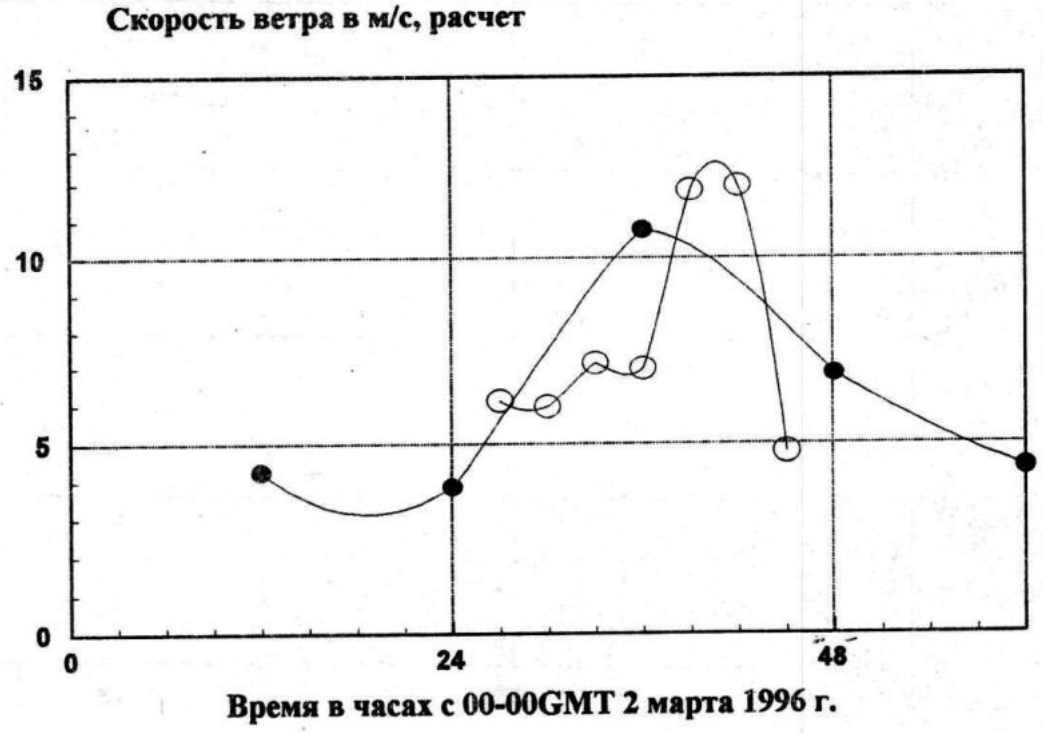

Рис.6 Скорость ветра на 10м в районе Каркинитской платформы по данным NCEP (черные точки) и региональной модели (светлые).

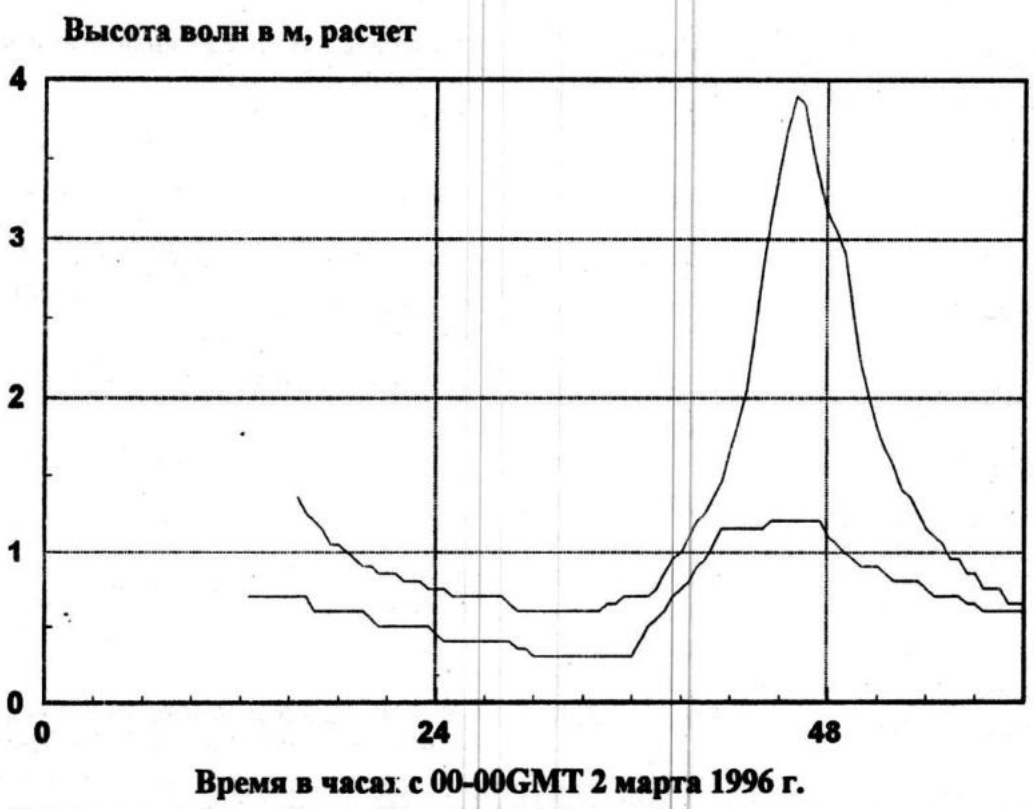

Рис.7 Высота волн в районе Каркинитской платформы, рассчитанная на базе реалистических данных (кривая вверху) и данных NCEP (внизу).

остаться практически за пределом доступного временного разрешения, если данные глобальной модели приходится использовать на региональном уровне.

Вычисления

Основные этапы численного эксперимента были следующие:

1. Расчеты приводного ветра региональной атмосферной моделью с использованием данных NCEP в качестве начальных и граничных условий, для различных сроков прогнозирования, и расчеты высоты волн по ветроволновой модели на базе скорости трения, полученной из вышеупомянутой модели, без обратной передачи данных по шероховатости;
2. Те же расчеты с двунаправленным обменом;
3. Те же расчеты с подобранным (уменьшенным втрое) коэффициентом горизонтальной псевдодиффузии в атмосферной модели;
4. Те же расчеты с использованием на входе в ветроволновую модель данных, частично показанных на рис.1-3 («реалистический ветер» без занижения).

Два наиболее интересных вопроса, рассматриваемых при проведении этого эксперимента, были 1) играет ли взаимодействие моделей существенную роль при расчете скорости ветра и высоты волн; 2) является ли сокращение коэффициента горизонтальной псевдодиффузии реальным решением проблемы занижения скорости приводного ветра. В данном конкретном случае влияние поля волн на скорость ветра было несущественным. Сокращение коэффициента псевдодиффузии, хотя и

обеспечивает повышение расчетных значений скорости ветра до 10%, возможно только до определенного предела, ниже которого модель начинала работать неустойчиво.

Результаты

В связи с тем, что одной из целей исследования было сравнение различных процедур расчета приводного ветра, мы представляем результаты, полученные всеми рассматриваемыми способами. На рис.6 можно видеть, что использование мезомасштабной модели с уменьшенным коэффициентом горизонтальной псевдодиффузии не позволило полностью решить проблему занижения скорости ветра в данных NCEP, использовавшихся как граничные условия. После ряда экспериментов с различными схемами инициализации, параметрами взаимодействия моделей и коэффициентов псевдодиффузии был выбран наилучший набор данных, которому соответствует рис.6. Тем не менее, соответствующие результаты по WAM-подобной модели занижены гораздо сильнее, что связано с тем известным фактом, что максимальная высота волны примерно пропорциональна квадрату скорости ветра. При использовании реалистичного ветра результаты прогнозирования максимальной высоты волн были вполне удовлетворительными.

Литература

Крупчатников В.Н., Маев В.Н., Фоменко А.А. (1992) "Модель атмосферы на ограниченной территории с высоким разрешением", Известия АН СССР.Физика атмосферы и океана, **28**, 33-45.

Babanin, A.V. and Soloviev, Y.P. (1998) "Field investigation of transformation of the wind wave frequency spectrum with fetch and the stage of development", J.Phys.Oceanography, **28**, 563-575.

Cavaleri, L. and Bertotti, L. (1996a). "In search of the correct wind and wave fields in a minor basin", Mon.Wea.Rev., **125** , 1964-1975.

Cavaleri, L. and Bertotti, L. et al.(1996b). "Effect of reduced diffusion on surface wind and wave fields", Mon.Wea.Rev., **125** , 3024-3029.

Charnock, H. (1955). "Wind stress on a water surface", Quart.J.Roy.Meteor.Soc., **81**, 639-640.

Kalnay, E., Kanamitsu, M. et al. (1996) "The NCEP/NCAR 40- Year Reanalysis Project", Bull. Amer. Meteor. Soc., **77**.

Komen, G.J. (1985) "Activities of the WAM (Wave Modelling) Group. Advances in Underwater Technology. Ocean Science and Offshore Engineering", Vol.6 Oceanology, 121-127, Graham and Trotman.

Lionello, P. et al. (1998) "Coupling between the atmospheric circulation and the ocean wave field: an idealized case", J.Phys.Oceanography, **28**, 161-177.