

# КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В РЕГИОНЕ

УДК 551.46:532

В.А. Иванов, И.А. Свищева, А.В. Прусов, М.В. Шокуров

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь*

## ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПАВОДКОВ НА ОСНОВЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ЮЖНОГО КРЫМА

На основе последовательного применения региональной модели атмосферной циркуляции и гидравлической модели речного стока восстановлена картина развития экстремальных ливневых паводков на малых реках севастопольского региона и Южного берега Крыма. Полученные результаты можно рассматривать как первый шаг на пути краткосрочного прогнозирования неблагоприятных и опасных процессов в Крыму – паводков и селей.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** *мезомасштабная модель атмосферной циркуляции, катастрофический паводок, реки Крыма, карст.*

Одной из особенностей гидрологического режима рек и временных водотоков Южного берега Крыма (ЮБК) [1] является формирование в течение всего года паводков, обусловленных выпадением интенсивных ливневых осадков. При этом реки и временные водотоки могут превратиться (на несколько часов) в потоки, с расходами в десятки и сотни кубометров в секунду, на 1 – 2 порядка превышая свои среднегодовые значения. Иногда эти паводки становятся катастрофическими. Приведем описание [2] подобного паводка, происшедшего в районе Алушты 11 августа 1997 г. на реке Демерджи.

«...Из-за быстрого подъема уровня Кутузовского водохранилища, связанного с приемом селей и паводков, из него через водоспуск в нижний бьеф был сброшен водный поток расходом около 100 м<sup>3</sup>/с, который размыл русло крутизной 3 градуса, углубил его на 1 – 2 м до коренных пород и трансформировался в искусственный водокаменный сель высотой 3 м. Объем размыва составил 10 – 30 м<sup>3</sup>/п.м. В 0,4 км от места зарождения сель распластался на широкой пойме, занятой садом, и разгрузился от большей части наносов, отложив их в виде конуса выноса объемом около 8000 т. Поток транспортировал валуны массой до 2,0 – 4,7 т. Ниже конуса выноса, где уклон русла стал меньше 3-х градусов, и появилась широкая пойма, сель трансформировался в разрушительный паводок, который то концентрировался в русловой ложбине и размывал ее, то разливался по пойме на 50 – 100 м, заноса ее аллювием мощностью 0,1 – 0,5 м. Паводок освободился от большей части

© В.А. Иванов, И.А. Свищева, А.В. Прусов, М.В. Шокуров, 2011

крупнообломочных наносов выше мостового перехода и насыпи шоссе Симферополь – Алушта, где произошел подпор стока. Часть воды, преодолевшая мостовой переход, затопила улицы, парки и дома г. Алушты, а другая часть устремилась вдоль насыпи и залила виноградники, АТП, АЗС, троллейбусный парк и другие объекты. Высота и расход паводка в черте города достигали соответственно 2,5 – 3,0 м и 100 м<sup>3</sup>/с. Уровень паводка повышался в местах подпора стока многочисленными сооружениями и коммуникациями, суживающими и пересекающими русло...»

Эта катастрофа произошла, не смотря на наличие Кутузовского водохранилища, призванного, регулируя водоснабжение, оберегать город от подобных происшествий. Вероятно, сброс воды в нижний бьеф водохранилища был проведен с опозданием. В таких случаях, которые редко, но неминуемо будут повторяться на малых реках ЮБК, предотвратить трагедию или хотя бы смягчить последствия, среди прочих мер, смог бы надежный краткосрочный (1 – 3 суток) прогноз формирования и развития подобных паводков, основанный на региональных гидрометеорологических моделях.

На первом, промежуточном этапе решения задачи прогнозирования катастрофических паводков на реках ЮБК попытаемся реконструировать несколько *известных* случаев экстремальных паводков. Для чего будем последовательно применять адаптированные к региону ЮБК мезомасштабную *атмосферную* модель и гидравлическую модель речного стока. Начнем с описания атмосферной модели.

**Мезомасштабная атмосферная модель.** В отделе взаимодействия атмосферы и океана Морского гидрофизического института НАН Украины с начала 2007 г. выполняется оперативный прогноз атмосферной циркуляции для региона Черного моря (см. сайт <http://vao.hydrophys.org>). Система анализа и прогноза атмосферной циркуляции основана на свободно распространяемой мезомасштабной модели MM5 версии 3.7 (*Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model*), которая была адаптирована для региона Черного моря. Модель хорошо зарекомендовала себя при оперативных прогнозах. Поэтому она же была использована и для расчетов в Крымском регионе. С помощью модели MM5 удалось воспроизвести и описать структуру редкого явления над Черным морем – квазитропического циклона [3 – 5], а также описать структуру мезомасштабных вихрей над Черным морем [6].

Мезомасштабные атмосферные модели MM5 и более современный вариант WRF (*The Weather Research and Forecasting model*) разрабатывались Национальным Центром Атмосферных Исследований США (*NCEP/NCAR – National Center for Environmental Prediction / National Centers of Atmospheric Research*), как для научных исследований мезомасштабных атмосферных явлений, так и для выполнения оперативных прогнозов и региональных реанализов [7, 8]. Диапазон пространственных масштабов, описываемых мезомасштабными моделями, и не описываемых глобальными атмосферными моделями составляет 1 – 30 км.

Модель состоит из гидродинамического блока, содержащего уравнение Навье-Стокса с учетом силы Кориолиса, уравнение неразрывности, уравнение переноса тепла и уравнение состояния воздуха.

К гидродинамическому блоку добавляются физические блоки, зависящие от гидродинамических переменных, и в свою очередь сами влияющие

на них. Можно выделить шесть основных физических процессов, для каждого из которых выписываются дополнительные уравнения.

Это:

- перенос инфракрасного и видимого солнечного излучения;
- процесс формирования облачности и осадков;
- кучевая конвекция;
- турбулентные потоки импульса, тепла и влаги в атмосферном пограничном слое и в приземном слое;
- перенос тепла и влаги в верхнем слое почвы.

Основу мезомасштабной модели составляют:

- примитивные уравнения динамики атмосферы;
- уравнение неразрывности;
- уравнения переноса тепла и влаги;
- уравнение состояния воздуха.

Уравнение состояния для влажного воздуха можно записать в виде:

$$p = \rho R T_v, \quad (1)$$

где виртуальная температура  $T_v = T(1 + 0,609q)$ ,  $q$  – удельная влажность. Определяя функцию Экснера  $\pi$  и виртуальную потенциальную температуру  $\theta_v$ ,

$$\pi = C_p \left( \frac{p}{p_*} \right)^{R/C_p}, \quad \theta_v = (1 + 0,609q)\theta = T \frac{\pi}{C_p},$$

можно избавиться от плотности и переписать горизонтальные уравнения движения в виде:

$$\frac{du}{dt} = -\theta_v \frac{\partial \pi}{\partial x} + fv + F_u \quad (2)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\theta_v \frac{\partial \pi}{\partial y} - fu + F_v, \quad (3)$$

где  $f = 2\Omega \sin \varphi$  – параметр Кориолиса,  $\varphi$  – широта, члены  $F_u, F_v$  – компоненты силы вертикальной турбулентной вязкости в атмосферном пограничном слое, параметризация которой будет описана ниже.

Вертикальная компонента уравнений движения вместе с уравнением неразрывности с учетом сжимаемости дают уравнение для вертикальной скорости

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{p}{\pi} w \right) = & - \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{p}{\pi} u \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{p}{\pi} v \right) \right] - \\ & - \frac{C_v}{R} \frac{p}{\pi^2} \left( \frac{\partial \pi}{\partial t} \Big|_H + g \int_0^H \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{1}{\theta_v} \right) dz \right) + \frac{p}{\pi \theta_v} \frac{d\theta_v}{dt}. \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь  $H$  – высота верхней границы области модели. Производные  $d\theta_v/dt$ ,  $d(1/\theta_v)/dt$  получаются явно из уравнения переноса тепла, которое имеет вид:

$$\frac{d\theta_v}{dt} = \frac{1}{\pi} (S_\theta + F_\theta). \quad (5)$$

Аналогичный вид имеет уравнение переноса влаги:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\pi} (S_q + F_q). \quad (6)$$

Здесь  $S_\theta$  и  $S_q$  описывают источники тепла и влажности, они будут обсуждены далее. Члены  $F_\theta$  и  $F_q$  описывают вертикальный турбулентный перенос тепла и вертикальную турбулентную диффузию влажности в атмосферном пограничном слое соответственно. Все турбулентные потоки  $F_u$ ,  $F_v$ ,  $F_\theta$  и  $F_q$  имеют форму:

$$F_i = -\frac{\partial}{\partial z} \left( K_z^{(i)} \frac{\partial i}{\partial z} \right).$$

Параметризация коэффициентов турбулентного обмена  $K_z^{(i)}$  описана далее.

Таким образом, полная система уравнений модели – это уравнения (1) – (6). Для учета рельефа земной поверхности традиционно вводятся  $\sigma$ - или  $\eta$ -координаты, координатные поверхности которых следуют изменениям рельефа поверхности. Запись уравнений модели в  $\sigma$ -координатах (*MM5*) или  $\eta$ -координатах (*WRF*) является несложной, хотя и громоздкой задачей. В данном описании из-за ограниченности объема такая запись не приводится, ее можно найти в стандартных описаниях моделей.

Граничные условия на нижней границе – условие прилипания для скорости, и заданная температура над морем. Над сушей для определения температуры поверхности используется модель почвы, которая требует отдельного описания. На верхней границе модели задаются горизонтальная скорость и температура из данных глобальной модели с более грубым разрешением, вертикальная скорость считается равной нулю. Горизонтальные граничные условия на боковых границах берутся из глобальной модели с более грубым разрешением и будут описаны отдельно.

Уравнения мезомасштабной модели аппроксимируются конечно-разностными уравнениями на дискретной пространственной сетке. По горизонтали выбирается равномерная сетка в проекции Ламберта, по вертикали – неравномерно расположенные  $\sigma$ - или  $\eta$ -уровни с большей концентрацией вблизи поверхности в планетарном пограничном слое. Для аппроксимации пространственных производных используется сдвинутая *C*-сетка Аракавы. Адвективные члены в уравнениях аппроксимируются направленными разностями, остальные члены – центральными разностями.

Для интегрирования по времени используется центрально-разностная двухшаговая схема «чехарда», для подавления вычислительной моды в схеме «чехарда» применяется временной фильтр Асселина:

$$\hat{f}(t) = (1 - 2\lambda)f(t) + \lambda(f(t+1) + \hat{f}(t-1)),$$

где шляпка означает фильтрованную переменную.

Обычно выбирается значение  $\lambda = 0,1$ .

Наличие в полных примитивных уравнениях динамики атмосферы быстрых волновых решений накладывает очень жесткие ограничения на шаг по времени. Наиболее быстрыми являются внешние гравитационные и звуковые волны, распространяющиеся со скоростью звука. Обычно эти волны

имеют малую амплитуду, содержат малую долю полной энергии, однако они являются важной частью решения, поскольку осуществляют процесс приспособления более медленных движений к изменяющимся условиям. В мезомасштабной модели для эффективного описания быстрых процессов используется метод расщепления.

Региональная атмосферная модель использует на своих боковых границах данные из глобальной модели с более грубым разрешением. Известно, что при численном решении уравнений в частных производных резкие изменения шага сетки недопустимы, так как приводят к паразитным эффектам – отражению волн от границы раздела областей с разным шагом сетки и другим. Такие же эффекты могут иметь место на границах внутренних вложенных доменов мезомасштабной модели. Для предотвращения этих паразитных эффектов на границе домена вводится буферный слой (губка) толщиной в 5 – 10 шагов сетки. Уравнения модели в буферном слое имеют вид:

$$\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_n = w(n)\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{MC} + (1 - w(n))\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{LS},$$

где  $n = 1, \dots, 5$  – расстояние от точки сетки до ближайшей границы домена,  $w(n)$  – весовая функция, плавно меняющаяся от 0 до 1,  $\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_n$  – тенденция  $f$  в точке на расстоянии  $n$  от границы,  $\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{MC}$  – тенденция  $f$  внутри домена с высоким разрешением,  $\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{LS}$  – тенденция  $f$  на границе домена с грубым разрешением.

Такой метод позволяет осуществить плавный переход от внешних граничных условий к внутренним и исключить паразитные эффекты на границе домена.

**Параметризация переноса влажности и выпадения осадков.** Считается, что процесс конденсации водяного пара, выпадения осадков и выделения при этом скрытого тепла происходит в двух формах:

- 1) осадки, возникающие при крупномасштабных вертикальных движениях, разрешенных моделью;
- 2) осадки, выпадающие при кучевой конвекции, которая явно не разрешается моделью, а параметризуется.

Таким образом, источники тепла и влаги в уравнениях переноса тепла и влаги можно разделить на две части:

$$S_\theta = S_{\theta 1} + S_{\theta 2}, \quad S_q = S_{q 1} + S_{q 2}.$$

Процесс выпадения крупномасштабных разрешенных моделью осадков считается необратимым, и источники могут быть представлены в форме:

$$S_{\theta 1} = \begin{cases} -L(dq_s/dt), & w > 0, \quad (q/q_s) > (q/q_s)_* \\ 0, & w < 0, \quad (q/q_s) < (q/q_s)_* \end{cases},$$

где  $(q/q_s)_*$  означает критическое значение  $(q/q_s)$  для выпадения осадков. Эта величина зависит от выбора модели параметризации, типичное значение составляет 0,8.

Скорость изменения удельной насыщенной влажности равна

$$\frac{dq_s}{dt} = \frac{g}{\varepsilon} \left( \frac{C_p T - \varepsilon L}{C_p R_v T^2 + q_s L^2} \right) q_s w.$$

Вклад от неразрешенной подсеточной кучевой конвекции не может быть описан явно и должен быть параметризован с использованием разрешенных в модели переменных. Ниже дано описание одного из вариантов параметризации кучевой конвекции Шуберта-Аракавы.

Если в колонне воздуха имеется конвективный облачный слой, суммарная конвергенция влажности между верхней и нижней границей этого слоя – это влажность, доступная для формирования кучевого конвективного облака. Она может быть записана в виде:

$$M = - \int_{z_b}^{z_t} \left[ \frac{\partial}{\partial x} (\rho q u) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho q v) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho q w) \right] dz.$$

Считается, что нижняя граница облачного слоя  $z_b$  – это или уровень конденсации, или верхняя граница планетарного пограничного слоя, а верхняя граница облачного слоя  $z_t$  определяется как высота, на которой относительная влажность меньше пороговой. Доступная влажность  $M$  может питать конвективное облако или за счет вовлечения через боковые границы облака, или за счет накачки влажности через нижнюю границу облака, или может оставаться в виде несконденсированного водяного пара. Для параметризации стока влаги в конвективном облаке считается, что доля конвергенции влаги  $(1 - \beta)M$  выпадает на поверхность в виде осадков, а доля  $\beta M$  остается в облаке, где  $\beta$  – зависящая от высоты функция удержания влаги.

Таким образом, источники тепла и влаги в уравнениях переноса тепла и влаги имеют вид:

$$S_{\theta 2} = LC, \quad S_{q 2} = C,$$

где  $C$  – вертикальное распределение скорости выпадения конвективных осадков, которая может быть представлена в виде:

$$C = (1 - \beta)M \frac{N(z)}{\rho(z_t - z_b)},$$

где  $N(z)$  – функция распределения скрытого тепла, такая, что

$$\int_{z_b}^{z_t} N(z) dz = z_t - z_b.$$

Полное количество осадков

$$(1 - \beta)M = \int_{z_b}^{z_t} \rho C dz.$$

В рассматриваемом варианте параметризации конвективных осадков предполагается, что функция распределения  $N(z)$  имеет вид:

$$N(z) = \frac{\pi}{2} \sin \pi \frac{z - z_b}{z_t - z_b}.$$

Функция удержания влажности предполагается зависящей от выделения скрытого тепла и эффективности выпадения осадков и имеет следующий вид:

$$\beta(z) = 1 - \frac{2}{\pi}(1 - A_M),$$

где  $(1 - A_M)$  – фактор эффективности выпадения осадков, которая предполагается кусочно-линейной функцией от конвергенции влаги  $M$ . Значения констант  $A_{MB}$  и  $A_{MN}$  берутся из натуральных исследований глубокой кучевой конвекции.

**Параметризация турбулентного переноса в планетарном пограничном слое.** Перенос импульса, тепла и влаги от твердой поверхности суши или жидкой поверхности океана в свободную атмосферу происходит через планетарный пограничный слой. Внутри планетарного пограничного слоя выделяется приповерхностный пограничный слой. Высота приповерхностного слоя считается постоянной, а для определения высоты планетарного пограничного слоя  $z_j$  используется следующая система прогностических уравнений [9, 10].

В случае неустойчивого пограничного слоя

$$\frac{\partial z_j}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial z_j}{\partial x} + v \frac{\partial z_j}{\partial y} \right) + w|_{z_j} + \frac{1,8(w_*^3 + 1,1U_*^3 - 3,3U_* f z_j)}{g \frac{z_j^2}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \Big|_{z_j} + 9w_*^2 + 7,2U_*^2}.$$

Для нейтрального и устойчивого случая используется уравнение

$$\frac{\partial z_j}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial z_j}{\partial x} + v \frac{\partial z_j}{\partial y} \right) + 0,06 \frac{U_*^2}{f z_j} \left[ 1 - \left( \frac{3,3z_j f}{U_*} \right)^3 \right] + \frac{1,8(w_*^3 + 1,1U_*^3 - 3,3U_* f z_j)}{g \frac{z_j^2}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \Big|_{z_j} + 9w_*^2 + 7,2U_*^2}.$$

Профиль вертикального турбулентного коэффициента обмена определяется кусочно-полиномиальной функцией

$$K_z^{(i)} = \begin{cases} K_1^{(i)} = K_2^{(i)} / 100, z > z_j \\ K_1^{(i)} + \left( \frac{z_j - z}{z_j - z_i} \right)^2 \left[ K_2^{(i)} - K_1^{(i)} + (z - z_i) \left( K_3^{(i)} + 2 \frac{K_2^{(i)} - K_1^{(i)}}{z_j - z_i} \right) \right], z_i < z < z_j \\ \frac{z}{z_i} K_2^{(i)}, z < z_i \end{cases}$$

где  $K_1^{(i)}$  и  $K_2^{(i)}$  – значения коэффициентов турбулентного обмена на верхней границе планетарного и верхней границе приповерхностного слоя соответственно, а величина  $K_3^{(i)}$  определяется как вертикальный градиент коэффициента турбулентного обмена на верхней границе приповерхностного слоя.

$$K_3^{(i)} = \frac{\partial K_z^{(i)}}{\partial z} \Big|_{z_i}.$$

Индекс  $i$  означает импульс, потенциальную температуру или удельную влажность.

Коэффициент  $K_2^{(i)}$  определяется микрометеорологическими процессами в приповерхностном слое. Он оценивается с помощью эмпирических выражений в следующем виде

$$K_2^{(m)} = \frac{\kappa U_* z_i}{\phi_M} \quad \text{для импульса,}$$

$$K_2^{(\theta)} = K_2^{(q)} = \frac{\kappa U_* z_i}{\phi_H} \quad \text{для тепла и влаги,}$$

где  $\phi_M = \frac{\kappa z_i}{U_*} \frac{\partial U}{\partial z}$  – безразмерный вертикальный сдвиг скорости ветра,

$\phi_H = \frac{\kappa z_i}{\theta_*} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$  – безразмерный вертикальный градиент виртуальной потенциальной температуры.

Функции  $\phi_M$  и  $\phi_H$  получены из натурных измерений эмпирически и имеют следующий вид

$$\phi_M = \begin{cases} (1-15\zeta)^{1/4}, & \zeta < 0 \\ 1+4,7\zeta, & \zeta > 0 \end{cases}, \quad \phi_H = \begin{cases} 0,74(1-9\zeta)^{1/2}, & \zeta < 0 \\ 0,74+4,7\zeta, & \zeta > 0 \end{cases},$$

где параметр устойчивости  $\zeta = z_i/L$ , длина Мони́на-Обухова  $L = (\theta_v U_*^2)/(\kappa g \theta_*)$ .

Интегрируя безразмерные вертикальные градиенты скорости и виртуальной температуры по  $z$ , можно получить выражения для скорости трения характерной величины турбулентных пульсаций температуры

$$U_* = \frac{\kappa U(z_i)}{\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_1}, \quad \theta_* = \frac{\theta_v(z_i) - \theta_v(0)}{0,74 \ln \frac{z}{z_0} - 0,74 \Psi_2}.$$

В каждой точке сетки высота шероховатости  $z_0$  над сушей определяется в зависимости от типа растительности, а на поверхности моря в соответствии с формулой Чарнока:

$$z_0 = 0,032 U_*^2 / g.$$

Значение коэффициента  $K_3^{(i)}$  тогда равно

$$K_3^{(i)} = \left. \frac{\partial K_z^{(i)}}{\partial z} \right|_{z_i} = \frac{K_z^{(i)}(z_i)}{L} \left[ \frac{1}{\zeta(z_i)} - \frac{1}{\phi_{(i)}(z_i)} \frac{\partial \phi_{(i)}}{\partial \zeta} \right].$$

Дифференцируя безразмерные градиенты скорости и температуры по безразмерной высоте  $\zeta$ , получаем:

$$\frac{\partial \phi_M}{\partial \zeta} = \begin{cases} 3,75\phi_M^5, \zeta < 0 \\ 4,7, \zeta > 0 \end{cases}, \quad \frac{\partial \phi_H}{\partial \zeta} = \begin{cases} 8,22\phi_M^3, \zeta < 0 \\ 4,7, \zeta > 0 \end{cases}.$$

В выражение для безразмерной высоты  $\zeta$  входит значение безразмерного числа Ричардсона в приповерхностном слое

$$Ri = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v / \partial z}{(\partial U / \partial z)^2} = \zeta \frac{\phi_H(\zeta)}{\phi_M^2(\zeta)}.$$

Подставляя выражения для безразмерных градиентов скорости и потенциальной температуры, получаем кубическое уравнение для определения параметра устойчивости через число Ричардсона

$$a\zeta^3 + b\zeta^2 + c\zeta + d = 0,$$

где коэффициенты  $a, b, c, d$  равны

$$a = -8,214, \quad b = 0,5476, \quad c = 9Ri^2, \quad d = -Ri^2 \text{ в неустойчивом случае;}$$

$$a = 0, \quad b = 22,09Ri - 4,7, \quad c = 9,4Ri - 0,74, \quad d = Ri \text{ в устойчивом случае.}$$

Таким образом, последовательность действий для описания турбулентного переноса в планетарном пограничном слое следующая: сначала в каждой точке сетки оценивается квазилокально число Ричардсона, затем решением кубического уравнения определяется параметр устойчивости  $\zeta$ , затем рассчитываются безразмерные вертикальные градиенты скорости и температуры, а также скорость трения и характерная величина пульсаций температуры. После этого рассчитываются профили турбулентных коэффициентов переноса импульса тепла и влаги на всех уровнях в планетарном пограничном слое.

В модели реализованы схемы излучения инфракрасного и видимого диапазона, которые описывают перенос излучения и взаимодействие его с атмосферой облачностью, осадками и подстилающей поверхностью.

В безоблачной атмосфере поглощение инфракрасного излучения осуществляется главным образом водяным паром, оно сильно зависит от длины волны. Для вычисления поглощения традиционно используется широкополосная излучательная способность  $\varepsilon$  – заранее посчитанный проинтегрированный по длине волны спектр поглощения водяного пара, взвешенный с определенной весовой функцией. Излучательная способность для восходящего и нисходящего потока инфракрасного излучения задается как функция оптической длины пути  $u$  с коррекцией по температуре и давлению. Эта функция выбирается в форме:

$$\varepsilon(u) = \sum_{i=0}^4 (a_i + Tb_i)x^i, \quad x = \ln u.$$

$T$  есть взвешенная по  $u$  температура.

Для малой длины пути  $u < 10 \text{ г/м}^2$  используется формула:

$$\varepsilon(u) = \sum_{i=1}^4 (c_i + Td_i)y^i, \quad y = \sqrt{u}.$$

В тропиках поглощение инфракрасного излучения водяным паром является важной частью полного спектра поглощения и включается в форму аналогичного полинома 4 степени по  $\ln(ue)$ , где  $e$  – давление водяного пара.

Считая теперь известными излучательные способности восходящего и нисходящего потоков, получаем выражения для самих потоков на каждом уровне модели

$$F_u = \int_0^1 B(T) d\epsilon_u, F_d = \int_0^1 B(T) d\epsilon_d.$$

Интегрирование в первой формуле выполняется вниз по слоям модели,  $d\epsilon$  вычисляется для каждого слоя с использованием средней температуры слоя и интегральной по длине волны функции Планка  $B(T) = \sigma T^4$ . На подстилающей поверхности ее излучение  $E_{bot}$  домножается на  $(1 - \epsilon)$  и добавляется к интегралу. Интегрирование во второй формуле выполняется снизу вверх. Направленный вниз поток излучения на верхней границе модели считается равным потоку, излучаемому стратосферным углекислым газом. Таким образом, формулы для потоков могут быть переписаны в виде:

$$F_u(z) = \int_{z'=z}^{z'=z_{sfc}} B(T) \frac{d\epsilon_u}{dz'} dz' + F_{bot}(1 - \epsilon_u(z, z_{sfc})),$$

$$F_d(z) = \int_{z'=z}^{z'=z_{stop}} B(T) \frac{d\epsilon_d}{dz'} dz' + F_{top}(1 - \epsilon_d(z, z_{top})),$$

где  $\epsilon(z, z_1) = \int_z^{z_1} \frac{d\epsilon}{dz'} dz'$ .

Из этих формул видно, что если излучательная способность достигает значения единица, то вклад оставшейся атмосферы будет нулевым. Это согласуется с идеей, что излучательная способность 1 соответствует «черному» слою атмосферы относительно инфракрасного излучения. Поглощение инфракрасного излучения в облаках считается пропорциональным содержанию воды в облаках с коэффициентами поглощения для потоков вверх и вниз равными соответственно  $\alpha_{cu} = 0,130 \text{ м}^2 / \epsilon$ ,  $\alpha_{cd} = 0,158 \text{ м}^2 / \epsilon$ .

Чтобы скомбинировать поглощение в облаках с поглощением водяным паром, прозрачности перемножаются, так как облако считается «серым» телом:

$$\epsilon_{tot} = 1 - T_v T_c, \quad T_v = 1 - \epsilon_{vapor}, \quad T_c = \exp(-\alpha_c u_c),$$

где  $u_c$  – оптическая длина пути для воды в облаках.

В модели предполагается, что лед в облаках имеет форму плоских шестиугольных пластинок. Считая, что кристаллы льда не отражают инфракрасное излучение и являются черным телом, предполагая случайную ориентацию кристаллов, можно рассчитать коэффициент поглощения, он оказывается равным  $\alpha_i = 0,0735 \text{ м}^2 / \text{г}$ . То есть в два раза меньше, чем коэффициент поглощения для воды в облаках. Эта величина согласуется с наблюдениями и используется в модели.

Для дождя и снега важно распределение частиц по размерам, поскольку сечение рассеяния не пропорционально массе частицы. Эффективный коэффициент поглощения определяется формулой:

$$\alpha_p = \frac{1,66}{2000} \left( \frac{\pi N_0}{\rho_r^3} \right)^{1/4} \text{ м}^2/\text{Г},$$

где  $\rho_r$  – плотность частицы. Для констант, используемых в схемах параметризации осадков, получаются величины коэффициента поглощения  $2,34 \cdot 10^{-3}$  для снега и  $0,33 \cdot 10^{-3}$  для дождя.

Эффективная оптическая длина пути для слоя толщиной  $\Delta z$  дается формулой:

$$u_p = 1000 \cdot (\rho q_r)^{3/4} \Delta z \text{ г/м}^2.$$

Прозрачность атмосферы, связанная с осадками, равна  $T_p = \exp(-\alpha_p u_p)$ . Эту прозрачность нужно перемножить с остальными прозрачностями, чтобы получить полную излучательную способность  $\varepsilon_{tot}$ . Влияние снега и дождя на поглощение инфракрасного излучения на 2 – 3 порядка меньше остальных эффектов, но все равно должно учитываться.

Поглощение углекислым газом рассчитать сложнее, поскольку его нельзя считать «серым» телом, т.к. поглощение сконцентрировано в определенной полосе инфракрасного диапазона. Чтобы учесть это, используется метод перекрытия. Весь спектр делится на полосу поглощения углекислого газа и весь остальной спектр. Для полосы поглощения прозрачность углекислого газа перемножается с прозрачностями других поглотителей, а для остального спектра не перемножается. Относительный вес этих двух диапазонов слегка зависит от температуры. Учитывается также корректирующий фактор, связанный с давлением.

При рассчитанных восходящем и нисходящем потоках инфракрасного излучения, скорость радиационного нагревания (охлаждения) определяется формулой:

$$Q_R = C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (F_d - F_u) = -g \frac{\partial}{\partial p} (F_d - F_u).$$

Нисходящее солнечное излучение рассчитывается с учетом:  
 во-первых, зенитного угла Солнца, от которого зависит поток солнечного излучения и оптическая длина пути;  
 во-вторых, облаков, которые отражают и поглощают;  
 в третьих, чистого воздуха, в котором есть рассеяние и поглощение водяным паром.

Таким образом,

$$S_d(z) = \mu S_0 - \int_z^{top} (dS_{cs} + dS_{ca} + dS_s + dS_a),$$

где  $\mu$  – косинус зенитного угла,  $S_0$  – солнечная постоянная.

Как и для длинноволновой схемы, доля облачности в каждой точке сетки 0 или 1, поскольку крупномасштабная облачность слоистая. Обратное отражение и поглощение облаками получается билинейной интерполяцией из их табличных значений как функций от  $\mu$  и  $\ln(w/\mu)$ , где  $w$  – оптическая

длина пути воды. Полный эффект облака или нескольких слоев облаков выше данного уровня  $z$  находится из этих функций как процент отраженного или рассеянного света. Тогда на высоте  $z - \Delta z$  новая доля поглощенного вычисляется из таблиц с учетом нового слоя  $\Delta z$ . Однако эта доля относится только к потоку  $\mu S_0 - \Delta S$  для чистого воздуха.

Поглощение водяным паром при ясном небе вычисляется как функция оптического пути водяного пара с учетом зенитного угла. Этот метод аналогичен описанному выше методу поглощения в облаках.

Поглощение воздухом при ясном небе считается однородным и пропорциональным оптической длине пути атмосферного воздуха с учетом зенитного угла и равной постоянному значению 20% при длине пути в одну атмосферу. Тогда скорость нагревания определяется формулой:

$$R_T = R_{Tlw} + \frac{1}{\rho c_p} S_{abs},$$

где  $S_{abs}$  определяется как часть интеграла в формуле, связанная с поглощением, так как только поглощение дает вклад в нагрев атмосферы.

Солнечный и инфракрасный потоки на поверхности земли, рассчитанные в радиационных схемах, используются в уравнении баланса тепла на поверхности.

**Адаптация моделей MM5 и WRF к Крымскому региону.** Каждая физическая параметризация в моделях *MM5* и *WRF* программно реализована в нескольких вариантах. Например, параметризация пограничного слоя в модели *MM5* может быть выбрана от наиболее ранней параметризации Блакадара начала 70-х гг. до наиболее современной модели пограничного слоя *Pleim-Xiu*. То же самое относится и к модели *WRF*. Детальное описание всех вариантов параметризации представлено в обширной литературе и в документации моделей [9, 10]. Основным критерием выбора параметризации является адекватность данным натурными наблюдений.

Для расчета экстремальных осадков были выбраны параметризации физических процессов, используемые и проверенные четырехлетней практикой оперативного прогноза для региона Черного моря:

1. Для параметризации пограничного слоя выбрана схема *Pleim-Xiu*, в которой для случая неустойчивой стратификации пограничного слоя реализована нелокальная схема параметризации турбулентных потоков импульса, тепла и влаги.

2. Для параметризации кучевой конвекции использовалась схема *Kain-Frisch-2*, рассчитанная на масштабы меньше 30 км. В третьем и четвертом доменах с разрешением 3 и 1 км параметризация кучевой конвекции была отключена, кучевая конвекция рассчитывалась явно.

3. Для расчета переноса излучения в атмосфере применялась схема *RRTM*, (*Rapid Radiative Transfer Model*) в которой перенос инфракрасного излучения рассчитывается с детальным распределением по частотам. При этом расчет выполняется сравнительно быстро за счет специально разработанной схемы интегрирования в схеме *RRTM*.

4. Для расчета фазовых переходов воды и льда и переноса гидрометеоров в облаках использовалась схема *Graupel* с несколькими формами льда и несколькими формами жидкой воды в облаках.

5. Для расчета потоков тепла и влаги на поверхности суши использовалась пятислойная модель почвы с явным расчетом температуры и влажности почвы в верхнем слое толщиной 2 м.

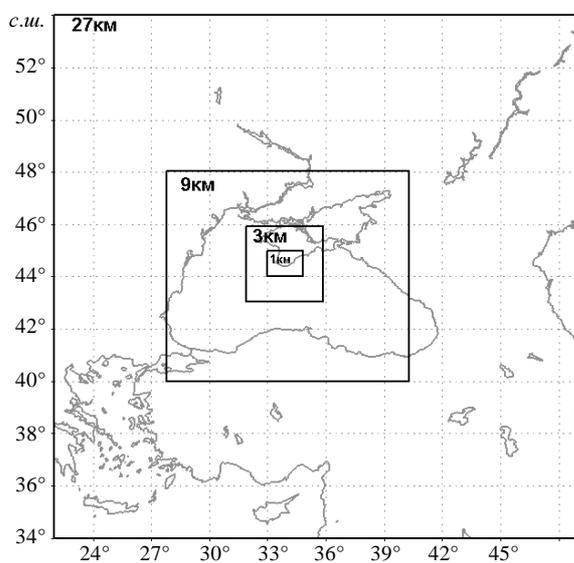


Рис. 1. Расположение четырех вложенных доменов модели для расчета экстремальных осадков с высоким разрешением.

искажающего влияния границ из-за отражения волн.

Следующий домен имеет разрешение 9 км (см. рис. 1), он расположен в центре первого, охватывает часть Черного моря 40 – 48° с.ш., 28 – 40° в.д., количество точек  $N_x = 101$ ,  $N_y = 101$ . Граничные условия для второго домена берутся из первого домена.

Третий домен вложен в центр второго, имеет разрешение 3 км, охватывает почти весь Крымский полуостров 43,0 – 45,9° с.ш., 32,0 – 35,9° в.д., количество точек  $N_x = 101$ ,  $N_y = 101$ . Граничные условия для третьего домена берутся из второго домена.

Наконец, четвертый домен с разрешением 1 км вложен в центр третьего, охватывает ту часть Крымского полуострова, в которой наблюдалось выпадение экстремальных осадков: 44,0 – 45,0° с.ш., 33,0 – 35,0° в.д., количество точек  $N_x = 141$ ,  $N_y = 112$ .

По вертикали было выбрано 31 неравномерно расположенных  $\sigma$ -уровня от поверхности до уровня давления 100 гПа. Нижние девять уровней расположены более часто для более детального воспроизведения процессов в атмосферном пограничном слое.

Для расчетов синоптических ситуаций с экстремальными осадками в качестве начальных условий и граничных условий на боковых границах использовались результаты глобальных моделей. Полностью доступны архивы оперативных анализов *GDAS* (*Global Data Assimilation System*) и оперативных прогнозов *GFS* (*Global Forecast System*), а также реанализ *NCEP/NCAR* (*The National Centers for Atmospheric Prediction / The National Center for Atmospheric*

Для расчета атмосферной циркуляции в Крымском регионе с высоким пространственным разрешением расчетная область модели была выбрана в форме четырех телескопически вложенных доменов с последовательно увеличивающимся разрешением. Положение доменов показано на рис. 1. Самый большой домен охватывает весь Черноморский регион 34 – 54° с.ш., 22 – 49° в.д., имеет разрешение 27 км, количество точек  $N_x = 138$ ,  $N_y = 101$ . На границе этого домена задаются граничные условия из анализа глобальной модели. На этой же границе расположена буферная зона для уменьшения

*Research*). В данной работе для расчетов экстремальных осадков использовались результаты оперативного анализа и прогноза *GDAS/GFS* с разрешением  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  за 2008 – 2010 гг. В 1999 – 2007 гг. разрешение глобальной оперативной модели *NCEP/NCAR* составляло  $1^\circ \times 1^\circ$ , эти данные выбирались из архива *GDAS*. Для периода 1948 – 1998 гг. использовался реанализ *NCEP/NCAR* с разрешением  $2^\circ \times 2^\circ$ .

Большую роль для атмосферной циркуляции, и особенно для глубокой кучевой конвекции в Крымском регионе играет температура поверхности Черного моря. Граничное условие на подстилающей поверхности для акватории Черного моря бралось из оперативно пополняемого архива глобальной температуры поверхности океана *Reynolds SST*. Эти данные имеют пространственное разрешение  $1^\circ \times 1^\circ$  и обновляются раз в неделю. Для составления этого архива используются все имеющиеся оперативные измерения, включая спутниковые. В настоящее время этот архив доступен для сроков с конца 1981 по 2010 гг.

Расчет атмосферной циркуляции выполнялся на 1 сутки, начиная за 12 часов до экстремума осадков. Шаг по времени для наибольшего домена (разрешение 27 км) равен 90 с. Для остальных доменов временной шаг рассчитывался автоматически пропорционально пространственному разрешению.

Результатом расчета атмосферной циркуляции являются трехмерные массивы температуры и потенциальной температуры, геопотенциала, горизонтальной и вертикальной скорости, завихренности, потенциальной завихренности и дивергенции, относительной и удельной влажности, содержания воды в жидкой и твердой фазах в облаках, потоков излучения в видимом и инфракрасном диапазонах, вертикальных турбулентных потоков тепла и влаги.

Двумерные массивы, характеризующие состояние атмосферы, это потоки явного и скрытого тепла на поверхности, направленные вверх и вниз потоки солнечного и инфракрасного излучения на поверхности, температура и влажность на высоте 2 м, температура поверхности, температура и влажность почвы на 5 уровнях, давление на поверхности, давление на уровне моря, конвективные и внутримассовые осадки, облачность верхнего, среднего и нижнего ярусов, интегральное по высоте содержание воды в трех фазах, ветер на высоте 10 м, напряжение трения на поверхности, длина Монино-Обухова, толщина атмосферного пограничного слоя, тип атмосферного пограничного слоя.

Для последующего детального анализа все поля, описывающие состояние атмосферы в регионе, выводились с дискретностью по времени 2 мин. Наибольший интерес для настоящей работы представляют осадки, которые в доменах с разрешением 27 и 9 км включают в себя два типа – конвективные, получаемые из схемы параметризации кучевой конвекции, и крупномасштабные внутримассовые, рассчитываемые явно. Для доменов с высоким разрешением (3 и 1 км) схема параметризации кучевой конвекции отключена, и поэтому оба типа осадков рассчитываются явно.

Для выбора синоптических ситуаций с экстремальными осадками использовались архивы 22-х крымских метеостанций за 2005 – 2010 гг. В результате предварительного анализа данных этих станций были выбраны два эпизода с экстремальными осадками: 21 – 22 сентября 2008 г. (см. табл.) и 23 октября 2006 г. (эти данные не приводятся).

21 – 22 сентября 2008 г. отмечались сильные ливни, особенно в юго-восточной части Крыма. Например, на Ангарском перевале за 12 часов выпало 81 мм осадков.

Синоптическая ситуация 23 октября 2006 г. характеризовалась экстремальными осадками на метеостанциях ЮБК с максимумом в Алуште (66 мм за 12 часов).

Для каждой из двух описанных выше синоптических ситуаций были выполнены расчеты атмосферной циркуляции. Трехмерные и двумерные выходные массивы модели сохранялись с дискретностью по времени 2 мин. Ниже приводятся результаты только для первой ситуации и только для полей осадков. На рис. 2 показан временной ход суммарного количества модельных осадков, выпавших 22 сентября 2008 г. на водосборы рек Ялты и Алушты. Модельный ливень в Ялте продолжался с небольшими перерывами от 13 до 18 часов (два верхних фрагмента). За это время на водосборы рек Учан-Су и Дерекойка в разных местах водосборов выпало 20-70 мм и более осадков (рис. 3).

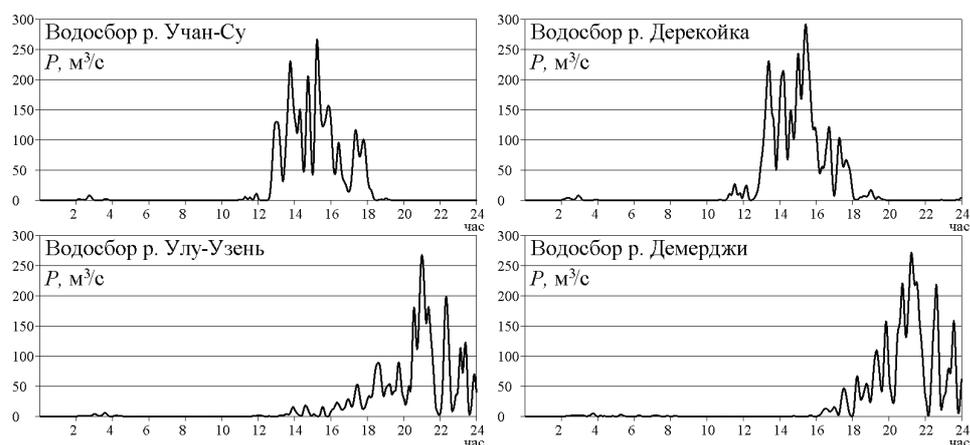


Рис. 2. Временной ход суммарного количества осадков, выпавших 22 сентября 2008 г. на водосборы рек Учан-Су, Дерекойка (Ялта) и Улу-Узень, Демерджи (Алушта).

Сравнивая измерения осадков на метеостанциях (см. таблицу) и модельные осадки на рис. 2 и рис. 3, отметим хорошее совпадение модельных и наблюдаемых осадков (до 80 мм/сут) в районе горы Ай-Петри и Ангарского перевала.

После окончания ливня в Ялте подобный ливень начался в Алуште на водосборах рек Улу-Узень и Демерджи (см нижние фрагменты на рис. 2 и рис. 3).

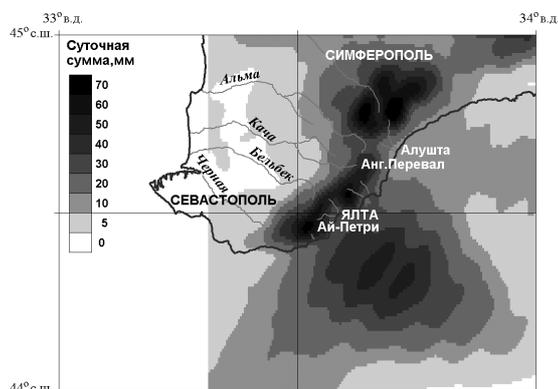


Рис. 3. Пространственное распределение суточных сумм осадков, выпавших 22 сентября 2008 г

Таким образом, первые результаты моделирования показали, что использование высокого разрешения (1 км) дает правильную величину экстремальных осадков (от 60 до 80 мм в сутки).

Т а б л и ц а . Данные измерений осадков на метеорологических станциях Крымского полуострова 21 – 22 сентября 2008 г. Числитель – суммарное количество осадков (мм); знаменатель – время (ч), за которое выпали эти осадки.

Дата, время	21 сентября				22 сентября				
	03:00	09:00	15:00	21:00	03:00	09:00	15:00	21:00	
Новоселовское	3/12								0,3/12
Черноморское	6/12								
Евпатория	9/12		0,3/12						
Ишунь	2/12				3/12		5/12		
Джанкой			0,3/12		4/6	20/12	6/6		
Клепинино			1/12		0,3/6	19/12	4/6		
Почтовое	7/12				4/6	13/12	0,4/6		
Симферополь	3/12				10/6	18/12	0,1/6		
Курортное					14/12		54/6		
Ангар Перевал			0,7/6	34/12	78/6	81/12			
Алушта			0,6/12		4/6	5/12			
Азовское					3/6	14/12	21/6		
Нижнегорский					8/6	32/12	21/6		
Белогорск			0,1/12		27/6	57/12	8/6		
Владиславовка					6/6	21/12	49/6		
Феодосия					2/6	15/12	33/6		
Казантип					10/12		11/6		
Керчь					4/12		4/6	5/12	
Ялта			3/12		2/6	9/12			
Бельбек	12/12								
Никитá			2/12		10/12		1/6		
Ай-Петри	6/12		7/12		5/6	12/12			

Аналогичные расчеты были выполнены для некоторых других синоптических ситуаций. Не приводя всех данных численных экспериментов, можно сделать следующие выводы.

Увеличение разрешения с 9 до 1 – 3 км приводит к увеличению суточных сумм до значений, соответствующих реальным для Крымского региона величинам экстремальных осадков, а именно 60 – 80 мм/сут.

Однако при расчете с высоким пространственным разрешением мгновенное расположение мезомасштабных конвективных областей с обильными осадками может не совпадать с положением реальных мезомасштабных конвективных областей. Причины такого несоответствия хорошо известны и связаны с уменьшением предсказуемости при увеличении пространственного разрешения. Нельзя ожидать точного и детального воспроизведения ре-

гиональной моделью расположения, размеров и формы каждого отдельного мезомасштабного конвективного образования.

Для синоптических масштабов достаточно точное воспроизведение глобальными моделями синоптических процессов обеспечивается усвоением данных глобальной сети наблюдений с характерным расстоянием между станциями порядка нескольких десятков километров и шагом по времени 3 или 6 часов.

Реализация такого подхода для мезомасштабного моделирования, по-видимому, в настоящее время нереальна, поскольку сеть измерений должна быть гораздо более густой, с расстоянием между станциями порядка нескольких километров и измерения должны выполняться чаще, с дискретностью до 10 минут. Известно, что в настоящее время предпринимаются попытки усвоения мезомасштабными моделями измерений, выполняемых метеорологическими радарными. Метеорадары измеряют трехмерное распределение осадков, а также воды и льда в облаках, имеют высокое разрешение, и поэтому усвоение радарных измерений могло бы в принципе повысить предсказуемость мезомасштабных конвективных процессов.

Дальнейшая работа должна состоять, как нам кажется, в следующем:

- выбор параметризации физических процессов, дающих наилучшее совпадение с измерениями;
- увеличение/уменьшение вертикального разрешения;
- выбор по новым архивным данным синоптических ситуаций с экстремальными осадками;
- расчет для выбранных ситуаций атмосферной циркуляции и валидация модели по измерениям осадков;
- анализ по модельным полям синоптических и мезомасштабных процессов, приводящих к выпадению экстремальных осадков.

**Оценка стока.** Теперь, располагая данными о пространственно-временном распределении осадков, подадим их на вход гидравлической модели речного стока [11]. Будем оценивать сток на водосборах рек Севастопольского региона (Черная, Бельбек, Кача и Альма), а также рек Ялты (Учан-Су, Дерекойка) и Алушты (Улу-Узень, Демерджи). На рис. 4 показаны водосборы этих рек.

Основой гидравлической модели стока служат данные о рельефе рассматриваемого региона с пространственным разрешением  $60 \times 90$  м, подробно описанные в [11].

Перенос воды из ячейки в ячейку в модели вычисляется по данным о направлениях потоков и коэффициентам релаксации поверхностного  $T_s(x, y, t)$ , подземного  $T_d(x, y, t)$  и руслового  $T_r(x, y, t)$  стоков.

Общий расход воды  $[м^3/с]$ , поступающей в каждую ячейку, состоит из суммы:  $R_s + R_d + (P_w - E_w) + F_{in}$ , где  $R_s$  – сток с поверхности,  $R_d$  – подземный



Рис. 4. Водосборы рек Севастопольского региона, Ялты и Алушты.

сток,  $(P_w - E_w)$  – осадки минус испарение с поверхности воды,  $F_{in}$  – приток из вышележащих ячеек.

В каждой ячейке одновременно вычисляются изменения объемов воды в трех условных бассейнах:  $V_s$ ,  $V_d$ ,  $V_r$  – поверхностном, подповерхностном и речном, где суммируются потоки из соседних ячеек, плюс локальный поверхностный и подземный стоки, минус излишки после заполнения депрессий рельефа.

Каждой ячейке с координатами  $(x, y)$  соответствует система трех обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка:

$$\frac{dV_s}{dt}(x, y, t) + \frac{1}{T_s(x, y, t)} V_s(x, y, t) = R_s(x, y, t), \quad (7)$$

$$\frac{dV_d}{dt}(x, y, t) + \frac{1}{T_d(x, y, t)} V_d(x, y, t) = R_d(x, y, t), \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \frac{dV_r}{dt}(x, y, t) + \frac{1}{T_r(x, y, t)} V_r(x, y, t) = [1 - a(x, y, t)] [V_s/T_s + V_d/T_d] + \\ + a(x, y, t) [P_w(x, y, t) - E_w(x, y, t)] + F_{in}(x, y, t). \end{aligned} \quad (9)$$

Начальные условия:

$$V_s(x, y, 0) = V_{os}(x, y), \quad V_d(x, y, 0) = V_{od}(x, y), \quad V_r(x, y, 0) = V_{or}(x, y), \quad (10)$$

где  $a(x, y, t)$  – доля площади поверхности ячейки, занятая водой.  $T_s$ ,  $T_d$ ,  $T_r$  – характерные времена релаксации поверхностного, подземного и руслового стоков, соответственно,  $P_w$ ,  $E_w$  – осадки и испарение с поверхности воды,  $F_{in}$  – сумма потоков из соседних ячеек.

Кроме метеоданных, использовались данные о типах землепользования с пространственным разрешением 1 км [12]. Время  $T_r(x, y, t)$  определялось как отношение расстояния  $D(x, y)$  между центрами данной ячейки и ячейки, лежащей ниже по течению, к средней скорости течения  $u(x, y, t)$  в данной точке. Скорость  $u$ , а значит и  $T_r$ , вычислялись по формуле Шези [13]: коэффициент  $T_r$  на каждом шаге по времени пересчитывался для каждой ячейки по формуле

$$T_r(x, y, t) = \frac{D(x, y)}{u(x, y, t)_{cp}}, \quad (11)$$

где  $u(x, y, t)_{cp} = C(x, y, t) \sqrt{R(x, y, t) \cdot i(x, y, t)}$ ,  $R$  – гидравлический радиус,  $i$  – уклон,  $C$  – коэффициент трения. Для его определения применялась эмпирическая формула [13]:

$$C = R^y \cdot \frac{1}{n}, \quad (12)$$

где  $y = 2,5\sqrt{n} - 0,13 - 0,75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0,1)$ .

Следуя методике [15], успешно применяемой, например, в модели SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*, <http://swatmodel.tamu.edu/>), выпавшие осадки  $P$  переводились в склоновый сток  $R$  с помощью специального эмпирического коэффициента  $C_n$ , зависящего от инфильтрационных свойств почвы,

растительного покрова, количества водонепроницаемых площадей, барьеров и потенциальных хранилищ воды на поверхности (ямки, канавки и т.п.)

$$R = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S}, \quad (13)$$

где  $R$  – сток (мм),  $P$  – осадки (мм),  $S$  – влагоемкость почвы после начала стока (мм),  $I_a$  – начальный отбор (мм).

При этом,

$$I_a = 0,2S, \quad R = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S}, \quad S = \left(\frac{1000}{C_n} - 10\right) \cdot 25,4. \quad (14)$$

При отладке модели вместо полей атмосферных осадков использовались композитные поля среднегодовых (а также среднемесячных) величин склонового стока из [14].

«Заполнение» водой с временным шагом в 12 с продолжалось до достижения стационарного решения задачи (7) – (10), а именно, около 24-х модельных часов. Это время соответствует времени добегания воды от истоков рек Бельбек, Кача и Альма до моря. В результате получились значения расходов, хорошо соответствующие данным многолетних наблюдений. Сток, полученный по среднегодовым данным за август (меженный сток), с некоторой натяжкой можно считать подземным стоком  $T_d$ . Таким образом, 22 сентября 2008 г. паводок в рассматриваемом регионе начинался на фоне межженного стока.

Главными факторами, определяющими  $C_n$ , являются гидрологический тип почвы, тип подстилающей поверхности, обработка почвы, настоящие и предыдущие гидрологические условия. В США [16, 17] принято в первом приближении разделять почвы на 4 группы ( $A, B, C, D$ ), в зависимости от их минимальной скорости инфильтрации, которая получилась бы для голой почвы после продолжительного смачивания:

а) группа  $A$  – почвы с низким стоковым потенциалом и высокой скоростью инфильтрации даже при переувлажнении. Состоят, как правило, из толстых слоев рыхлого песка и гравия. Имеют высокие скорости трансмиссии (более 0,18 м/сут);

б) группа  $B$  – почвы с умеренными скоростями инфильтрации, состоящие в основном из умеренно глубоких – глубоких, умеренно дренирующих – хорошо дренирующих почв с умеренно хорошей – умеренно грубой текстурой. Имеют средние скорости трансмиссии воды (0,09 – 0,18 м/сут);

в) группа  $C$  – почвы с низкими скоростями инфильтрации. Обычно имеется слой, который задерживает движение воды вниз. Это почвы с умеренно тонкой – тонкой текстурой. Такие почвы имеют низкую скорость трансмиссии воды (0,03 – 0,09 м/сут);

д) группа  $D$  – почвы с высоким стоковым потенциалом. Имеют очень низкие скорости инфильтрации. Состоят в основном из глины, имеют большую влагоемкость и постоянно высокий уровень грунтовых вод. Глиняный слой на поверхности и около поверхности, тонкий слой почвы над

практически водонепроницаемыми материалами. Имеют очень низкую скорость трансмиссии (0,00 – 0,03 м/сут).

Учет влияния карстовых образований на поверхностный сток строился на основе новых данных районирования карста Крыма (проф. Б.А.Вахрушев, Симферополь, 2009 г.)

На рис. 5, *а, б* показаны склоновый и русловый сток р. Учан-Су (длина реки 7,0 км, площадь бассейна 28,9 км<sup>2</sup>) и Дерекойка (длина 12 км, площадь бассейна 42 км<sup>2</sup>). Ливень на водосборах этих рек начался 22 сентября 2008 г. после полудня (см. рис. 2) и сопровождался южными ветрами. Видно, как водосбор сглаживает быстро меняющуюся картину склонового стока, при этом временная задержка расхода в устьях рек относительно суммарного для водосбора склонового стока составляет примерно 4 ч – время стекания воды по склонам плюс время добегания воды по руслам рек 3 – 3,5 ч. Максимальные расходы составили около 7 м<sup>3</sup>/с (р. Учан-Су) и 11 м<sup>3</sup>/с (р. Дерекойка). Такие значения можно назвать экстремальными, но не катастрофическими. Напомним, что среднегодовые расходы этих рек 0,3 и 0,5 м<sup>3</sup>/с.

Через 8 часов похожая картина наблюдалась на водосборах рек Алушты – Улу-Узень и Демерджи (см. рис. 5, *в, г* длины этих рек 12 и 13 км, площади водосборов 75,7 и 53,4 км<sup>2</sup>). За 8 часов ветер поменял направление на южное, начался сильный ливень, который с небольшими перерывами продолжался около 6 часов. Максимальные расходы составили 3 (р. Улу-Узень, среднегодовой расход 0,5 м<sup>3</sup>/с) и 9 м<sup>3</sup>/с (р. Демерджи, среднегодовой расход 0,2 м<sup>3</sup>/с).

На рис. 6 приведены гидрографы рек Ялты (см. рис. 6, *а*) и Алушты (см. рис. 6, *б*), полученные с учетом и без учета карста. Видно, что в рассматриваемом случае, при данном пространственном распределении атмосферных осадков, карст забирает значительную часть поверхностного стока реки Учан-Су, существенно понижая уровень паводка (на 40%). На остальных реках влияние карста в рассмотренном случае не существенно.

**Выводы.** Мезомасштабная модель атмосферной циркуляции с высоким пространственным разрешением (1 км) удовлетворительно оценивает суммарные суммы осадков региона Южного Крыма.

При расчетах с таким пространственным разрешением модельное положение мезомасштабных конвективных областей с экстремальными осадками может несколько отличаться от реального.

Причины такого несоответствия связаны с уменьшением предсказуемости с ростом пространственного разрешения. Для нашей задачи это не столь существенно, – важнее получить адекватную интегральную сумму осадков для каждого водосбора.

Рассмотренный эпизод (22 сентября 2008 г.) с модельными экстремальными атмосферными осадками (летними ливнями) характерен экстремальными (но не катастрофическими!) паводками на реках Ялты и Алушты. При этом на реках Севастопольского региона существенных изменений не произошло.

Для решения задачи о прогнозе экстремальных паводков (и селей) в рассматриваемом регионе требуется продолжить численные эксперименты с привлечением новых данных гидрометеорологических наблюдений.

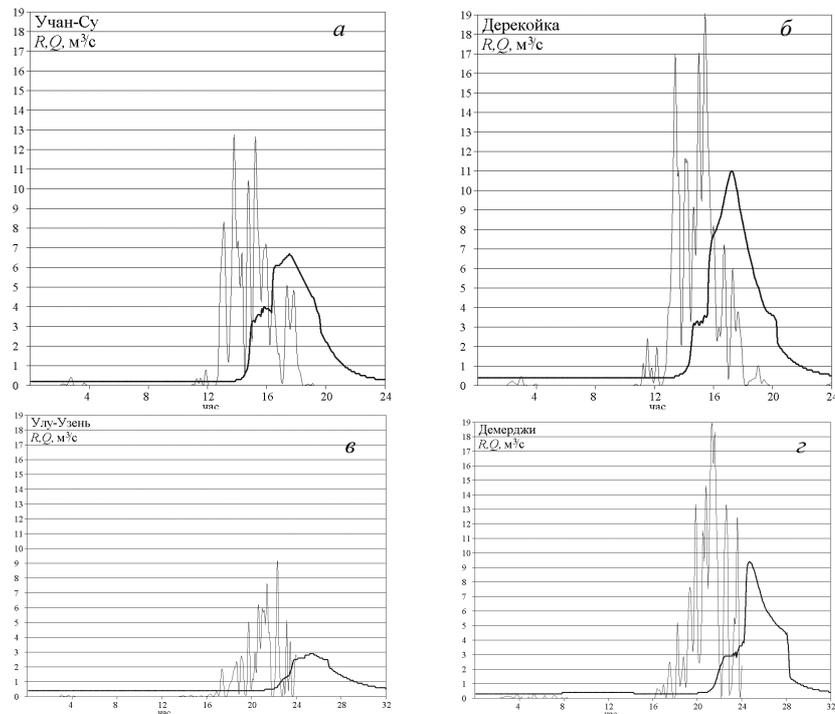


Рис. 5. Суммарный склоновый (—) и русловый (—) сток рек Учан-Су (а), Дерекойка (б), Улу-Узень (в) и Демерджи (г).

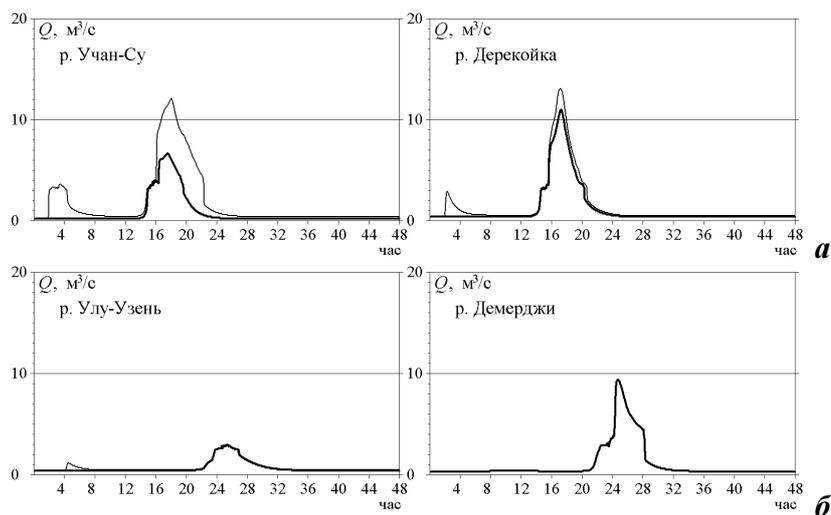


Рис. 6. Гидрографы рек Ялты и Алушты с учетом (—) и без учета (—) карста.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Олиферов А.Н., Тимченко З.В.* Реки и озёра Крыма. – Симферополь: Доля, 2005. – 214с.
2. *Клюкин А.А.* Экстремальные проявления неблагоприятных и опасных экзогенных процессов в XX веке в Крыму // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2005. – вып. 1. – С. 27-38.
3. *Яровая Д.А., Ефимов В.В., Шокуров М.В., Станичный С.В., Барабанов В.С.* Квазитропический циклон над Черным морем: наблюдение и численное моделирование // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 3. – С. 41-54.
4. *Ефимов В.В., Шокуров М.В., Яровая Д.А.* Численное моделирование квазитропического циклона над Черным морем // Известия РАН. Серия: физики атмосферы и океана. – 2007. – том 43. – С.723-743.
5. *Ефимов В.В., Станичный С.В., Шокуров М.В., Яровая Д.А.* Наблюдение квазитропического циклона над Черным морем // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 4. – С. 53-62.
6. *Ефимов В.В., Шокуров М.В., Яровая Д.А., Hein D.* Статистика мезомасштабных циклонических вихрей над Черным морем // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 4. – С. 19-33.
7. *Dudhia J.* A non hydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front // Mon. Wea. Rev. – 1993. – 121. – P. 1493-1513.
8. *Skamarock W.C., Klemp J.B., 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, June 2008. – 113 p.
9. *Pleim J.E.* A simple, efficient solution of flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // J. Appl. Met. – 2006. – vol. 45. – P. 341-347.
10. *Barker D.M., Huang W., Guo Y.-R., Xiao Q.N.* A Three-dimensional (3DVAR) data assimilation system for use with MM5: implementation and initial results // Mon. Wea. Rev. – 2004. – 132. – P. 897-914.
11. *Иванов В.А., Прусов А.В.* Речной сток юга Украины: количественные оценки паводков, принципы управления и прогноз. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2006. – 232 с.
12. *Masson V., Champeaux J.-L., Chauvin F., Meriguet C., Lacaze R.* Global database of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models // J. Climate. – 2003. – vol. 16, № 9. – P. 1261-1282.
13. *Киселев П.Г.* Справочник по гидравлическим расчетам.– М.: Госэнергоиздат, 1957. – 352 с.
14. *Fekete B.M., Vörösmarty C.J., Grabs W.* Global composite runoff fields based on observed river discharge and simulated water balances. – Koblenz: WMO-Global Runoff Data Centre, 1999. – 109 p.
15. *Urban Hydrology for Small WaterSheds* // US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Conservation Engineering Division. – Technical Release 55. – 1986. – 152 p.
16. *Brakensiek D.L., Rawls W.J.* Green-Ampt infiltration model parameters for hydrologic classification of soils / Proc. of Am. Soc. Civ. Eng. specialty conference «Advances in irrigation and drainage surviving external pressures» Ed. by Borrelli J., Hasfurther V.R., Burman R.D. – NY, 1983. – P. 226-233.

17. *Musgrave G.W.* How much of the rain enters the soil? / *Water. The Yearbook of Agriculture.* – U.S. Dep. Agric. U.S. Gov. Print. Off. Washington, DC, 1955. – P. 151-159.

Матеріал поступил в редакцию 15.11.2011 г.

*АНОТАЦІЯ* На основі послідовного застосування регіональної моделі атмосферної циркуляції і гідравлічної моделі річкового стоку відновлена картина розвитку екстремальних зливових паводків на малих річках севастопольського регіону і Південного берега Криму. Отримані результати можна розглядати як перший крок на шляху короткострокового прогнозування несприятливих та небезпечних процесів в Криму – паводків та селів.

*ABSTRACT* Based on the consecutive application of the regional model of atmospheric circulation and hydraulic model of river flow the picture of the development of extreme flash floods in small rivers in the Sevastopol region and the southern coast is reconstructed. The obtained results can be considered as a first step in short-term predicting of unfavorable and hazardous processes in the Crimea – floods and mudslides.