

УДК 551.509.615: 001.891.573

МОДЕЛИРОВАНИЯ РАССЕЯНИЯ ПЕРЕОХЛАЖДЕННОГО ТУМАНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТРЕХМЕРНОЙ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ FogSeeding

А.В. Частухин, Б.Н. Сергеев, Б.П. Колосков

АНО «Агентство атмосферных технологий», a.chastuhin@mail.ru

Приводится описание разработанной в АНО «Агентство АТТЕХ» трехмерной численной модели FogSeeding. Приводятся результаты численных экспериментов рассеяния переохлажденного тумана на автодорогах и в карьерах. Результаты могут быть использованы для решения задач по защите автодорог и других объектов от туманов.

Ключевые слова: модель, переохлажденный туман, эксперименты, защита, автодороги.

RESULTS OF NUMERICAL MODELLING OF THE SUPERCOOLED FOG DISPERSION USING THE THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL MODEL FogSeeding

A.V. Chastukhin, B.N. Sergeev, B.P. Koloskov

Agency of Atmospheric Technologies

The description of the three-dimensional numerical model FogSeeding developed in ANO «Agency ATTEX» is provided in work. Results of numerical experiments of the supercooled fog dispersion on highways and pits are presented in report. Results can be used as basic data for the solution of tasks at fog protection of highways and other objects.

Keywords: model, supercooled fog, experiments, protection, highways.

Введение

Туманы являются одним из факторов, существенно влияющих на регулярность и безопасность работы практически всех видов транспорта. Особенно сильно влияние туманов сказывается на безопасности движения на автодорогах. Одной из основных задач при разработке средств воздействия на переохлажденные туманы является выбор параметров, определяющих процесс искусственного рассеяния, которые необходимо контролировать. Наилучшим источником информации для выбора таких параметров могли бы служить данные натуральных экспериментов. Однако опыт их проведения показывает, что практически невозможно получить достаточно полную информацию о параметрах зон искусственного рассеяния и их зависимости от метеословий без специального оборудования.

В связи с этим для обоснования выбора параметров в АНО «Агентство АТТЕХ» была разработана нестационарная трехмерная численная модель FogSeeding, которая позволяет производить численное моделирование активного воздействия на туман с целью его рассеяния при отрицательной температуре воздуха с помощью стационарных и мобильных азотных генераторов.

Описание численной модели FogSeeding

Численное моделирование эволюции тумана при его естественном развитии и при активном воздействии на туман в модели FogSeeding выполняется путем

численного решения уравнений гидро- и термодинамики. Начальными данными для моделирования служат данные о географическом положении области, ее рельефе, свойствах подстилающей поверхности, данные радиозондирования, приземные метеорологические данные и начальные параметры тумана. При моделировании активного воздействия на туман к начальным данным добавляются данные о мишени (площадь, которую надо раскрыть от тумана) и данные о параметрах воздействия.

В модели вертикальная координата Z отсчитывается от поверхности рельефа местности:

$$Z = z - h_t, \quad (1)$$

где z — вертикальная декартова координата, h_t — высота рельефа.

Вертикальная скорость воздуха W в системе, учитывающей рельеф местности, определяется по формуле

$$W = w - u \frac{\partial h_t}{\partial x} - v \frac{\partial h_t}{\partial y}, \quad (2)$$

где w — вертикальная скорость воздуха в декартовых координатах (м/с), u и v — горизонтальные составляющие скорости воздуха (м/с), x и y — горизонтальные декартовы координаты.

В модели используются две трехмерные разностные сетки с общим числом узлов $100 \times 100 \times 100$ каждая. Одна из сеток является фоновой по отношению к другой сетке, которая вложена в первую и имеет меньший шаг. Фоновая сетка применяется для определения начальных полей скорости воздуха, вертикальной скорости, давления, температуры и влажности воздуха. Поля горизонтальных составляющих скорости воздуха, давления, температуры и влажности воздуха рассчитываются путем интерполяции в узлы сетки данных радиозондирования или данных численного прогноза. При расчете вертикальной скорости воздуха W используется уравнение сохранения массы

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho W)}{\partial Z} = 0, \quad (3)$$

где ρ — плотность воздуха (кг/м^3), u и v — горизонтальные составляющие скорости воздуха (м/с).

Когда поток воздуха обтекает неровности рельефа местности, возникают вертикальные движения воздуха w [1, 2]. Они учитываются в параметризованном виде [11]:

$$w = (\vec{V} \times \nabla h_t) \exp(-kz), \quad (4)$$

где \vec{V} — средний ветер по высоте пограничного слоя вблизи неровности; k — коэффициент, зависящий от устойчивости температурной стратификации:

$$k = \frac{N}{|\vec{V}|}, \quad (5)$$

где $N = \left[\left(\frac{g}{\theta} \right) \frac{d\theta}{dz} \right]^{\frac{1}{2}}$ — частота Брента — Вайсяля, θ — потенциальная температура, g — ускорение свободного падения.

Возвышенности также могут блокировать поток, вынуждая его обтекать их сбоку [11]. Горизонтальные и вертикальная составляющие скорости воздуха оказываются несогласованными в смысле сохранения массы по уравнению (3). Для согласования составляющих скорости воздуха выполняется итерационная процедура минимизации дивергенции с помощью уравнения (3). Вычисления продолжаются, пока в каждом узле разностной сетки дивергенция не станет меньше определенного максимально допустимого значения $\varepsilon = 10^{-7}$:

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho W)}{\partial z} < \varepsilon, \quad (6)$$

Атмосферный пограничный слой рассчитывается с помощью метода энергетического баланса [10]. Исходными данными служат данные наземных метеорологических наблюдений.

Энергетический баланс на подстилающей поверхности описывается формулой

$$Q_* + Q_f = Q_h + Q_e + Q_g, \quad (7)$$

где Q_* — радиационный баланс ($\text{Вт}/\text{м}^2$), Q_f — антропогенный тепловой поток ($\text{Вт}/\text{м}^2$), Q_h — явный тепловой поток ($\text{Вт}/\text{м}^2$), Q_e — скрытый тепловой поток ($\text{Вт}/\text{м}^2$) и Q_g — тепловой поток в почву ($\text{Вт}/\text{м}^2$). Составляющие баланса (7) параметризуются, согласно [5, 8, 9].

Высота пограничного слоя h при различных стратификациях температуры определяется с помощью процедур, описанных в [11]. Характеристики турбулентности в пограничном слое рассчитываются с применением теории подобия и эмпирических формул [10]. Скорость ветра в нижнем расчетном слое модели интерполируется с помощью формул теории подобия.

Вычисленные для фоновой сетки значения начальных полей интерполируются на вложенную сетку, на которой также задаются начальные поля микрофизических параметров тумана.

Областью решения уравнений модели является вложенная сетка. С помощью модели FogSeeding может быть рассчитано искусственное рассеяние переохлажденного тумана при отрицательной температуре путем воздействия на него льдообразующими реагентами. Состояние тумана на момент начала воздействия задается, расчет первоначального формирования тумана в модели не выполняется. В модель включены два вида частиц: капли тумана и кристаллы, образующиеся в результате активного воздействия. Эволюция тумана после активного воздействия описывается следующей системой уравнений:

1) уравнение для изменения абсолютной влажности воздуха

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \frac{\partial(uq)}{\partial x} - \frac{\partial(vq)}{\partial y} - \frac{\partial(Wq)}{\partial z} + Q_q + F_q, \quad (8)$$

$$F_q = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_t \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_t \frac{\partial q}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_t \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(K_t \frac{\partial q}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_t \frac{\partial q}{\partial x} \right) \right] \frac{\partial h_t}{\partial x} - \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(K_t \frac{\partial q}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_t \frac{\partial q}{\partial y} \right) \right] \frac{\partial h_t}{\partial y}, \quad (9)$$

где q — абсолютная влажность воздуха ($\text{кг}/\text{м}^3$), t — время (с), Q_q — источники и стоки влажности ($\text{кг}/\text{м}^3 \cdot \text{с}$), F_q — изменение влажности вследствие турбулентного переноса ($\text{кг}/\text{м}^3 \cdot \text{с}$);

2) уравнение для изменения водности тумана

$$\frac{\partial M_w}{\partial t} = - \frac{\partial(uM_w)}{\partial x} - \frac{\partial(vM_w)}{\partial y} - \frac{\partial(WM_w)}{\partial z} + Q_w + F_w, \quad (10)$$

где M_w — водность ($\text{кг}/\text{м}^3$), t — время (с), Q_w — источники и стоки водности ($\text{кг}/\text{м}^3 \cdot \text{с}$), F_w — изменение водности вследствие турбулентного переноса ($\text{кг}/\text{м}^3 \cdot \text{с}$); выражение для F_w аналогично выражению (9);

3) уравнение для изменения концентрации ледяных кристаллов, образовавшихся в результате воздействия

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = - \frac{\partial(uN_i)}{\partial x} - \frac{\partial(vN_i)}{\partial y} - \frac{\partial(WN_i)}{\partial z} + \frac{\partial(v_N N_i)}{\partial z} + Q_N + F_N, \quad (11)$$

где N_i — концентрация ледяных кристаллов (м^{-3}), t — время (с), v_N — средняя скорость падения кристаллов ($\text{м}/\text{с}$), Q_N — источники и стоки концентрации кристаллов ($1/\text{м}^3 \cdot \text{с}$), F_N — изменение концентрации кристаллов вследствие турбулентного переноса ($1/\text{м}^3 \cdot \text{с}$); выражение для F_N аналогично выражению (9);

4) уравнение для изменения массы ледяных кристаллов, образовавшихся в результате воздействия

$$\frac{\partial M_i}{\partial t} = - \frac{\partial(uM_i)}{\partial x} - \frac{\partial(vM_i)}{\partial y} - \frac{\partial(WM_i)}{\partial z} + \frac{\partial(v_M M_i)}{\partial z} + Q_M + F_M, \quad (12)$$

где M_i — общая масса ледяных кристаллов ($\text{кг}/\text{м}^3$), t — время (с), v_M — средне-массовая скорость падения кристаллов ($\text{м}/\text{с}$), Q_M — источники и стоки массы кристаллов ($\text{кг}/\text{м}^3 \cdot \text{с}$), F_M — изменение массы кристаллов вследствие турбулентного переноса ($\text{кг}/\text{м}^3 \cdot \text{с}$); выражение для F_M аналогично выражению (9).

В модель включены микрофизические процессы конденсации и испарения капель тумана и диффузионного роста и испарения ледяных кристаллов, которые образуются при активном воздействии. Предполагается, что капли тумана и ледяные кристаллы имеют гамма-распределение по размерам:

$$N(D) = \frac{N_d}{\Gamma(\mu + 1)} \lambda_d^{\mu+1} e^{-\lambda_d r}, \quad (13)$$

где N_d — концентрация частиц того или иного вида, r — радиус частиц. Показатель μ имеет следующие значения: $\mu_d = \min(15, 10^3/N_d + 2)$ для капель тумана и

$\mu_c = 2$ для ледяных кристаллов [13]. В распределении капель параметр λ_d описывается формулой

$$\lambda_d = \left(\frac{3}{4\pi\rho_w} \frac{M_w}{N_d(\mu_d + 3)(\mu_d + 2)(\mu_d + 1)} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (14)$$

где ρ_w — плотность воды (кг/м³). Относительно концентрации капель предполагается, что $N_d = \text{const}$. Дальность видимости в тумане L (м) определяется выражением

$$L = \frac{3.5\lambda_d}{2\pi N_d(\mu_d + 2)(\mu_d + 1)}. \quad (15)$$

Ледяные кристаллы имеют форму пластинок, для которых соотношение радиуса и массы имеет вид [12]

$$m = 5 \cdot 10^{-4} r^{2.449}, \quad (16)$$

где m — масса кристалла (кг), r — радиус кристалла (м).

В распределении ледяных кристаллов параметр λ_c описывается выражением

$$\lambda_c = \left(\frac{2 \cdot 10^3 \Gamma(\mu_c + 1)}{\Gamma(3.449)} \frac{M_i}{N_i} \right)^{\mu_c - 2.449}, \quad (17)$$

где $\Gamma(x)$ — гамма-функция.

Скорость падения ледяных кристаллов U_c (м/с) определяется формулой [7]

$$U_c = 233r^{0.824}. \quad (18)$$

Выражения для средней и средней массовой скорости падения кристаллов имеют вид

$$v_N = 109,3\lambda_c, \quad (19)$$

$$v_M = 0,4976\lambda_c^{-1.273} \frac{N_i}{M_i}. \quad (20)$$

Форма пластинчатого ледяного кристалла аппроксимируется сплюснутым эллипсоидом, имеющим емкость

$$C = r\sqrt{1-e^2} / \arcsin(\sqrt{1-e^2}), \quad (21)$$

где $e = 0,02$ — отношение осей эллипсоида.

Выражение, описывающее скорость диффузионного роста ледяного кристалла, имеет вид [1]

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi C B_i S_i, \quad (22)$$

$$B_i = \left(\frac{0,622R_v T}{Dp} + \frac{L_i^2 q_{si}}{\kappa R_v T^2} \right)^{-1}, \quad (23)$$

$$s_i = q - q_{si}, \quad (24)$$

где R_v — газовая постоянная для водяного пара, T — температура (К), D — коэффициент диффузии, p — давление воздуха, L_i — удельная теплота сублимации, q_{si} — насыщающая влажность относительно льда, κ — коэффициент теплопроводности, s_i — пересыщение относительно льда.

Из формул (13), (21) и (22) следует выражение для источника массы ледяных кристаллов, обусловленное их диффузионным ростом или испарением Q_M :

$$Q_M = 4,0527 N_c \lambda_c B_i s_i. \quad (25)$$

В модель включены микрофизические процессы конденсации и испарения жидкокапельной влаги, а также процессы диффузионного роста и испарения ледяных кристаллов.

При расчете конденсации водного пара на каплях тумана предполагается, что при повышении влажности воздуха выше состояния насыщения вся избыточная влага мгновенно конденсируется. Если влажность понижается ниже состояния насыщения, то мгновенно испаряется количество жидкокапельной влаги, необходимое для восстановления состояния насыщения. Если жидкокапельной влаги недостаточно для достижения состояния насыщения, то в этом месте капли тумана полностью испаряются.

Расчет диффузионного роста и испарения ледяных кристаллов выполняется с учетом пересыщения относительно льда по формуле (25).

Указанные микрофизические процессы определяют источники и стоки водяного пара. Выполняется соотношение

$$Q_q = -Q_w - Q_M. \quad (26)$$

При моделировании активного воздействия на туман в местах расположения генераторов в заданные отрезки времени вводятся искусственные ледяные ядра. Количество образующихся ледяных ядер Q_N задавалось в пределах $2 \cdot 10^9$ — $5 \cdot 10^{11}$ част./с на каждый из генераторов [4].

Областью решения уравнений модели является вложенная сетка.

При численном решении трехмерных уравнений (7) — (12) применяется явная временная схема Рунге — Кутты третьего порядка [6]:

$$f^{**} = f^t + \frac{\Delta t}{2} R(f^t) f^* = f^t + \frac{\Delta t}{3} R(f^t) f^{t+\Delta t} = f^t + \Delta t R(f^t), \quad (27)$$

где Δt — шаг по времени, $R(f^t)$ — члены правой части уравнения переноса, f^t — значение функций q , M_w , N_i и M_i в момент времени t .

При пространственной дискретизации членов, описывающих адвективный перенос, используется схема пятого порядка точности для горизонтального переноса

и третьего порядка точности для вертикального переноса. Члены турбулентного переноса F дискретизируются со вторым порядком точности.

В качестве исходных данных для моделирования служат данные о географическом положении области, о ее рельефе, свойствах подстилающей поверхности, данные радиозондирования, наземные метеорологические данные и начальные параметры тумана. В качестве начальных параметров тумана во вложенной области задаются: концентрация капель тумана N_c , дальность видимости в тумане L и высота верхней границы тумана H_f .

Граничные условия при решении уравнений задаются на границах вложенной области. Они зависят от направления течения воздуха через границу области. В тех частях горизонтальных границ, где воздух втекает в область, задаются значения величин, соответствующие начальному состоянию тумана. Для концентрации N_i и массы M_i ледяных кристаллов на этих частях границ задаются нулевые значения:

$$N_i(x_b, y, z, t) = 0, \quad N_i(x, y_b, z, t) = 0, \quad (28)$$

$$M_i(x_b, y, z, t) = 0, \quad M_i(x, y_b, z, t) = 0. \quad (29)$$

На тех частях горизонтальных границ, где воздух вытекает из области, для всех величин ставятся условия

$$\frac{\partial f(x, y_b, z, t)}{\partial y} = 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial f(x, y, z, t)}{\partial x} = 0, \quad (30)$$

которые моделируют условия свободных границ. В этих формулах x_b, y_b — координаты границы.

На нижней и верхней границах вложенной области ставятся условия, аналогичные (30):

$$\frac{\partial f(x, y, 0, t)}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial f(x, y, H_f, t)}{\partial z} = 0. \quad (31)$$

Моделирование начинается с расчета естественной эволюции тумана с целью достижения установившегося состояния тумана, при котором его характеристики согласуются с рассчитанными полями скорости ветра, температуры и влажности воздуха. Такое состояние достигается достаточно быстро, так как на границах, на которых воздух втекает в область, поддерживается начальное состояние тумана. Результаты расчетов периодически, с заданным шагом по времени, выводятся на экран монитора в виде карт изолиний для горизонтальных и вертикальных сечений полей рассчитываемых величин.

Результаты численных экспериментов

С помощью разработанной модели были проведены численные эксперименты по рассеянию переохлажденного тумана. В одном из расчетов в качестве исходных данных послужила метеорологическая ситуация, наблюдавшаяся 10 февраля 2015 г. В этот день в 8 ч 20 мин на пересечении трассы М5 «Урал» с выездной дорогой из г. Жуковского (Московской обл.) произошло крупное ДТП, причиной

которого стал сильный туман. По данным метеостанций, расположенных в г. Электроугли и г. Лыткарино, температура воздуха в 9 ч составляла $-18,9$ и $-13,6$ °С соответственно. Дальность видимости в тумане не превышала 30 м. Моделировалось воздействие с помощью мобильных азотных генераторов.

На рис. 1 и 2 приводятся некоторые результаты расчета зон искусственного рассеяния при различных режимах воздействия на туман, наблюдавшийся 10 февраля 2015 г. Воздействие производилось в течении одного часа двумя мобильными азотными генераторами (1 и 2 на рис. 1), движущимися со скоростью 18 км/ч.

Из рисунков видно, что результаты моделирования с помощью численной модели FogSeeding свидетельствуют о возможности увеличения дальности видимости в тумане с 30 м до 100 м путем искусственного воздействия на него.

Кроме этого, с помощью разработанной численной модели FogSeeding был выполнен ряд численных экспериментов по рассеянию переохлажденного тумана, формирующегося в карьере, находящемся на территории Черногории. Воздействия производились с помощью стационарных азотных генераторов, расположенных на дне карьера, имеющего следующие размеры: глубина 60 м, верхняя часть 1300×600 м, нижняя часть 1100×400 м.

На рис. 3 и 4 приводятся результаты расчета зон искусственного рассеяния тумана через 15 и 45 минут после начала воздействий.

Из рисунков следует, что при использовании 24 стационарных генераторов, расположенных на территории карьера, через 45 мин после начала воздействия дальность видимости в тумане изменилась от 30 м до более чем 600 м.

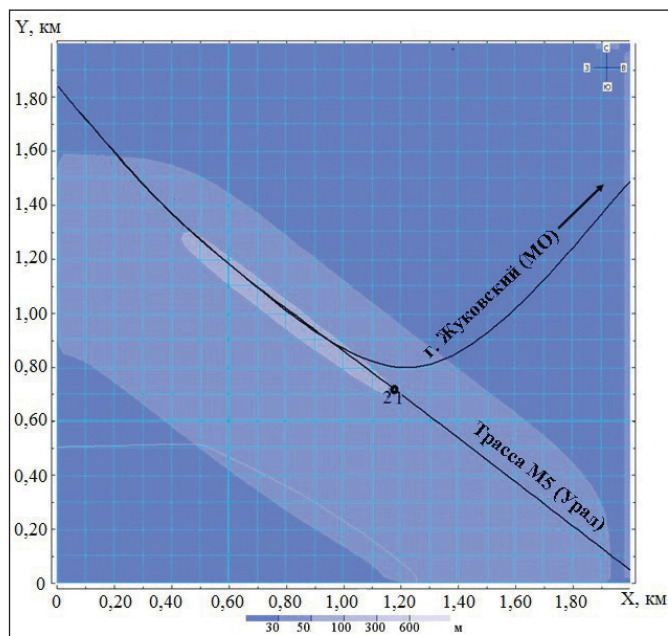


Рис. 1. Изменение дальности видимости через 1 час после начала воздействия на туман двумя мобильными азотными генераторами (1 и 2), движущимися вместе.

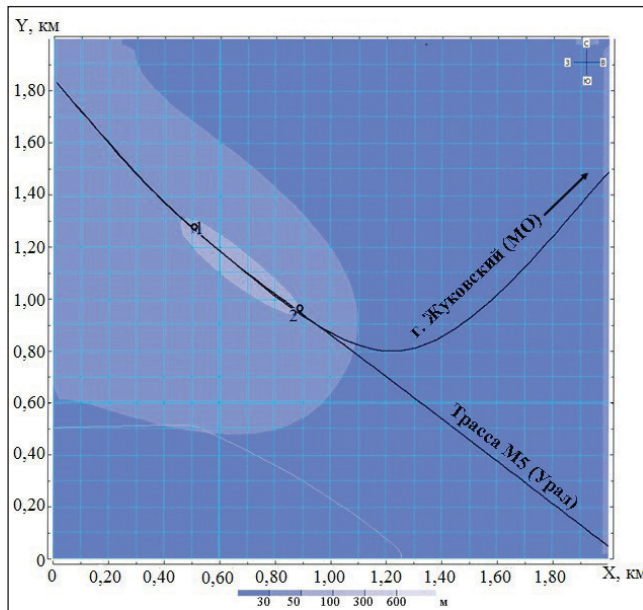


Рис. 2. Изменение дальности видимости через 1 час после воздействия на туман двумя мобильными азотными генераторами (1 и 2), движущимися навстречу друг другу.

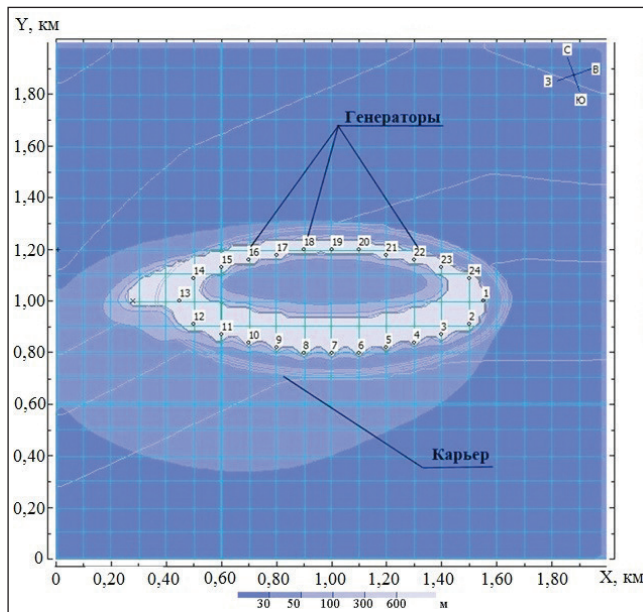


Рис. 3. Изменение дальности видимости при воздействии на туман 24 стационарными азотными генераторам через 15 мин от начала воздействия.

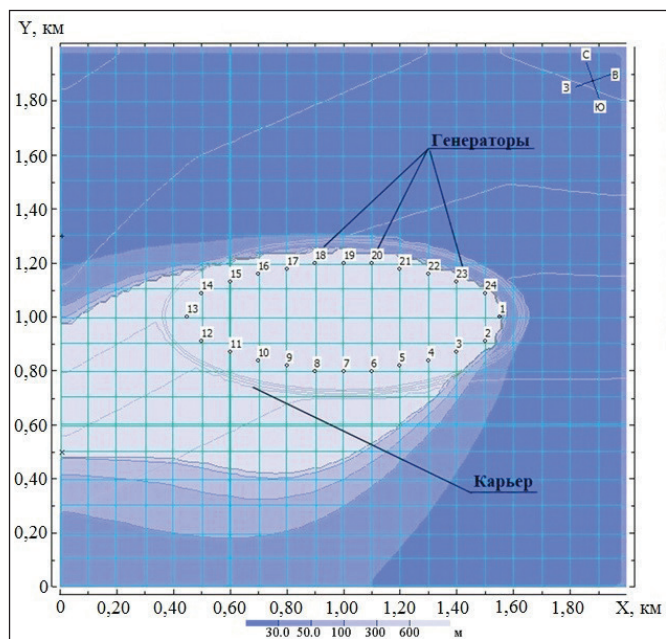


Рис. 4. Изменение дальности видимости при воздействии на туман 24 стационарными азотными генераторам через 45 мин от начала воздействия.

Выводы

Проведенные численные эксперименты свидетельствуют о том, что созданная в АНО «Агентство АТТЕХ» трехмерная численная модель FogSeeding может быть использована как для оценки результатов воздействия на переохлажденный туман в различных метеорологических условиях, так и для разработки схемы размещения стационарных генераторов и маршрутов передвижения мобильных генераторов.

Однако для верификации данных, полученных с помощью модели, необходимо сравнить их с экспериментальными данными, полученными для разнообразных физических условий формирования и существования тумана.

Список литературы

1. Готюр И.А., Жуков В.Ю., Кулешов Ю.В., Чернышев С.В., Щукин Г.Г. Доплеровский радиолокационный метод определения характеристик поля ветра и некоторые результаты // Ученые записки РГГМУ. 2011. № 21. С. 66—75.
2. Денисенков Д.А., Жуков В.Ю., Сивак О.А., Щукин Г.Г. Исследование эффективности метода обнаружения сдвига ветра по оценкам ширины спектра радиолокационного сигнала // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 42. С. 109—116.
3. Коган Е.Л., И.П. Мазин, Б.Н. Сергеев, Хворостьянов В.И. Численное моделирование облаков. — М.: Гидрометеиздат, 1984.
4. Колосков Б.П., В.П. Корнеев, Щукин Г.Г. Методы и средства модификации облаков, осадков и туманов. — СПб: изд-во РГГМУ, 2012.

5. *Dyer A.J., B.B. Hicks.* Flux-gradient relationships in the constant flux layer // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1970. 96. P. 715—721.
6. *Hailong Wang, William C. Skamarock, Graham Feingold.* Evaluation of Scalar Advection Schemes in the Advanced Research WRF Model using Large-Eddy Simulations of Aerosol-Cloud Interactions. // *Mon. Wea. Rev.* 2008. P. 2547—2558.
7. *Heimsfeld A.* Ice crystal terminal velocities // *J. Atm. Sci.* 1972. 29. No. 7. P. 1348—1357.
8. *Holtslag A.A.M., A.P. van Ulden.* A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data // *J. Clim. Appl. Meteorol.* 1983. V. 22. P. 517—529.
9. *Oke T.R.* The energetic basis of the urban heat island // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1982. V. 108. P. 1—24.
10. *Scire J.S., Robe F.R., Fernau M.E., Yamartino M.J.* A user's guide for the CALMET meteorological model (Version 5). — Earth Tech. Inc., Concord, MA, 2000.
11. *Scire J.S., Strimaitis D.G., Yamartino M.J.* A user's guide for the CULPUFF dispersion model (Version 5). — Earth Tech. Inc., Concord, MA, 1999.
12. *Scott B.C., Hobbs P.V.* A theoretical study of the evolution of mixed-phase cumulus clouds // *J. Atm. Sci.* 1977. 34, No. 5. P. 812—826.
13. *Thompson G., Rasmussen R.M., Manning K.* Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization // *Mon. Wea. Rev.* 2008. 136. P. 5095—5115.