

ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И БАЗЫ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

УДК 551.509.325, 551.591.2

Сравнение нескольких численных методов прогноза туманов

Г.А. Зароченцев^{1,2,3}, К.Г. Рубинштейн^{2,3}, В.И. Бычкова^{2,3},
Р.Ю. Игнатов^{2,3}, Ю.И. Юсупов^{2*}

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
119991, г. Москва, Ленинские горы, 1

²Гидрометцентр России
123242, г. Москва, Большой Предтеченский пер., 11–13

³Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН
115191, г. Москва, ул. Большая Тульская, 52

Поступила в редакцию 12.03.2018 г.

Рассматриваются несколько методов расчета горизонтальной дальности видимости для прогноза туманов, в том числе предлагаемый авторами. Для получения необходимой метеорологической информации использована выходная продукция модели WRF-ARW. Прогнозы оценивались на основе данных наблюдений Европейской синоптической сети, обладающей высокой пространственной дискретностью. Анализ методов расчета горизонтальной дальности видимости для прогноза туманов в целом показал удовлетворительное качество прогноза.

Ключевые слова: туманы, метеорологическая видимость, мезомасштабное моделирование, перенос влаги в приземном слое; fog, meteorological visibility, mesoscale modeling, transfer of moisture in the surface layer.

В общем смысле туман — это дисперсионная среда, образованная капельками воды или мелкими кристаллами льда определенной концентрации, вблизи поверхности земли ухудшающая видимость до 1 км и менее [1]. Туман вызывает серьезные проблемы в аэропортах и на автотрассах. Надежный прогноз этого явления погоды может способствовать безопасности населения.

В данной статье под дальностью видимости подразумевается дальность видимости черного предмета с угловыми размерами не менее 0,3°, проектирующегося на фоне неба в светлое время суток [1].

Образование тумана является следствием двух процессов [2]: увеличения количества влаги, содержащейся в воздухе, и уменьшения температуры приземного воздуха. Наибольшее распространение имеют туманы охлаждения, в частности адвективные туманы, образующиеся в результате охлаждения теплого воздуха при движении вдоль более холодной поверхности. Адвективные туманы не имеют характерной пространственной и временной локализаций и наблюдаются преимущественно в теплых секторах циклонов [3].

Обычно конденсация водяного пара начинается, когда воздух насыщен влагой и относительная влажность близка к 100%. Однако в работе [4] установлено, что при отсутствии инородных частиц в воздухе (ядер конденсации) комплексы молекул конденсированной фазы могут возникнуть только в результате случайных столкновений молекул в пересыщенном воздухе. В реальной атмосфере всегда содержатся примеси разного происхождения (частицы пыли, песка, соли). В публикациях [5, 6] показано, что ядра конденсации в атмосфере достаточно активны и многочисленны, чтобы вызвать конденсацию влаги и начало процесса образования туманов, когда воздух не достиг насыщения. Часто загрязненный воздух, например городской, более благоприятен для образования туманов. Так, по данным [7], туман в аэропорту Лос-Анжелеса наблюдался уже при относительной влажности около 90%.

Необходимо иметь в виду, что для образования тумана также важны характеристики ветрового режима приземного слоя атмосферы. При наличии умеренного или сильного ветра туман будет образовываться, только если приземный слой будет охлаждаться с достаточно большой скоростью (градиент температуры превышает 2 °С/км), так как при таких значениях скорости ветра интенсифицируется турбулентный перенос тепла и влаги и туман рассеивается. Радиационные туманы наиболее чувствительны к ветровому режиму приземного слоя — характерные значения скорости ветра, при которых

* Григорий Алексеевич Зароченцев (xzstv@mail.ru); Константин Григорьевич Рубинштейн (k.g.rubin@gmail.com); Виктория Игоревна Бычкова (er-riad@mail.ru); Роман Юрьевич Игнатов (prognostist@gmail.com); Юрий Исаакович Юсупов (usupov@gismeteo.com).

они наблюдались, не превышают 1 м/с, в то время как адвективные туманы, судя по данным измерений [8], наблюдались даже при скорости приземного ветра 6 м/с.

В настоящее время синоптические прогнозы благоприятной ситуации для развития радиационных туманов базируются на анализе наличия и перемещения центров антициклонов и осей гребней, а адвективных туманов — на прогнозе перемещения теплых атмосферных масс (теплых фронтов). Причем важным параметром, влияющим на образование тумана, является влажность почвы. Например, из-за осадков или паводков почвенная влага может стать дополнительным к адвекции источником влаги.

Также существуют численные методы прогноза тумана. Для прогноза радиационного тумана в авиационных метеорологических службах широко используются методы прогноза А.С. Зверева [3] и Н.В. Петренко [9]. Метод А.С. Зверева базируется на прогнозе температуры образования туманов T_t , которую можно представить как

$$T_t = T_d - \Delta T_d - \Delta T'_d, \quad (1)$$

где T_d — значение температуры точки росы; ΔT_d — возможное понижение точки росы (дополнительное охлаждение) за срок прогноза; $\Delta T'_d$ — необходимое изменение точки росы для образования тумана с дальностью видимостью менее 1 км (в положительном интервале температур находится в пределах 0–1 °С, в отрицательном — превышает 2–3 °С).

Метод расчета Н.В. Петренко [9] позволяет уточнить температуру образования туманов с учетом вертикального градиента точки росы в слое 0–300 м, однако в большинстве случаев уточнение не выходит за пределы 1 °С. Н.В. Петренко также разработал метод прогноза адвективных туманов в зависимости от горизонтального градиента температуры вдоль девятичасовой траектории частицы воздуха, дефицита точки росы в начале этой траектории и ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза (на уровне флюгера) для аэропорта Шереметьево. Л.А. Ключниковой [10] представлен метод прогноза адвективных туманов в прибрежной зоне шириной 25–100 км в зависимости от разности температур вода–суша. Существуют и другие полуэмпирические расчетные методы прогноза туманов, разработанные для конкретных географических районов с учетом ландшафтных и метеорологических особенностей, например [3, 11].

Множество полуэмпирических формул позволяют рассчитать дальность видимости при тумане с использованием значения его водности [3, 12, 13]. А.С. Зверевым [3] на основе данных измерений водности туманов предложена формула, описывающая горизонтальную дальность видимости L (м) через количество сконденсированной воды и размер взвешенных частиц:

$$L = 2,3 \cdot 10^4 \frac{r}{\delta m} \quad (2)$$

(r — радиус капель, см; δm — водность тумана, т.е. количество сконденсированной воды, г/м³).

Однако измерение радиуса капель и водности в тумане — сложная задача. На метеостанциях эти величины не измеряются, поэтому расчеты по указанному методу затруднительны. Согласно Д. Мэйсону [14] нет удовлетворительного метода измерения водности, отвечающего следующим требованиям: возможность измерения как в переохлажденном, так и в непереохлажденном состоянии; малая инерционность; репрезентативность. Попытки измерить водность в тумане проводились Н.Г. Houghton и W.H. Radford [13], получившими значения в пределах от 0,1 до 0,22 г/м³.

Таким образом, большинство существующих методов прогноза туманов имеют либо четкую локальную географическую привязанность, либо сводят задачу прогноза тумана к не менее сложной задаче прогноза абсолютного содержания сконденсированной воды в приземном слое атмосферы. В известной нам работе [15] по сравнению методов прогноза тумана сопоставления проводятся только локально в нескольких точках, по результатам которых трудно судить о степени универсальности этих методов.

В данной работе приводится сравнение прогнозов горизонтальной дальности видимости как функции от концентрации гидрометеоров, приземной влажности атмосферы, скорости ветра, температуры. Основная задача — определение потенциальных возможностей методов, анализ их достоинств и недостатков, с тем чтобы в рамках данной работы предложить комплексный, достаточно универсальный метод, позволяющий получать численные прогнозы тумана с хорошими прогностическими характеристиками. В дальнейшем, если прогнозируется значение видимости менее 1 км, считается, что прогнозируется туман. Сравняются четыре метода прогноза дальности видимости, а также предлагаемый авторами новый метод.

Метод 1. Наиболее физически обоснованный метод. Разработан сотрудниками Национального центра атмосферных исследований (NCAR) США [16] и является исследовательским элементом постпроцессинга глобального прогноза погоды. Он основан на том, что яркость объекта, достигающая положения наблюдателя на уровне 2 м, — это сумма собственной яркости объекта, ослабленная по закону Бугера–Ламберта–Бера при прохождении через поглощающую среду, которой в данном случае являются гидрометеоры (капельки воды, снежинки и кристаллики льда), и яркости слоя среды между объектом и точкой наблюдения. Для горизонтально-однородной среды

$$I(L) = I_0 \exp(-\beta L) + I_{b,\infty} [1 - \exp(-\beta L)]. \quad (3)$$

Здесь I_0 — яркость объекта; $I_{b,\infty}$ — яркость фона I_b при $L \rightarrow \infty$.

Отношение $K(L) = [I_b - I(L)]/I_b$ называют яркостным контрастом, дальность видимости — расстояние $L = L_p$, на котором яркостный контраст достигает порогового значения $K(L_p) = \epsilon_p$ (в настоящее время ϵ_p принимается равным 0,05). В ка-

честве показателя ослабления β используется сумма степенных функций массовых концентраций гидрометеоров: водных частиц (C_{cw} , г/м³), дождевых капель (C_{rw} , г/м³), кристаллов льда (C_{ci} , г/м³) и снега (C_{sn} , г/м³). Весовые множители подобраны в соответствии с [16–20]:

$$L = \frac{-\ln \varepsilon_p}{\beta};$$

$$\beta = 144,7C_{cw}^{0,88} + 1,1C_{rw}^{0,75} + 163,9C_{ci} + 10,4C_{sn}^{0,78}. \quad (4)$$

Метод II. Полуэмпирический метод. Разработан сотрудниками Национального центра экологического прогноза (NCEP) США. Используется в качестве компонента прогноза видимости в модели RUC (Rapid update cycle). В методе в качестве предиктора используется значение относительной влажности на высоте 2 м (RH , %). Падение видимости с ростом приземной влажности в соответствии с работой [21] учитывается как

$$L = 60 \exp \left[-2,5 \min \left(0,8; \frac{RH}{100} - 0,15 \right) \right]. \quad (5)$$

Метод III. Полуэмпирический метод. Разработан сотрудниками Венгерской метеорологической службы (OMSZ) [22]. Используется для прогноза туманов в аэропорту Будапешта. В качестве предикторов в нем учитываются вертикальный градиент температуры в пограничном слое (т.е. мера устойчивости атмосферы), дефицит точки росы вблизи поверхности и скорость ветра на верхней границе пограничного слоя:

$$L = -1,33 + 0,9 \left(|T_{sf} - T_{850}| + (T_{sf} - T_{d_{sf}}) + W_{850} \right), \quad (6)$$

где T_{sf} и T_{850} — температура на уровне 2 м и на изобарической поверхности 850 гПа соответственно, К; $T_{d_{sf}}$ — температура точки росы на высоте 2 м, К; W_{850} — скорость ветра на изобарической поверхности 850 гПа, м/с.

Метод IV. Полуэмпирический метод. Разработан группой исследователей из Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) США. Данный алгоритм используется для предсказания видимости в зонах полетов самолетов [23]. В качестве предикторов используются значение относительной влажности на уровне 2 м и разность температуры и точки росы на том же уровне:

$$L = 9656 \frac{T_{sf} - T_{d_{sf}}}{RH^{1,75}}. \quad (7)$$

Метод V. Полуэмпирический метод. Разработан авторами на основе анализа данных о туманах с 12 метеорологических станций сети Московской области за 2000–2013 гг., число изученных случаев тумана составило 4847. Анализ позволил выделить два предиктора процесса образования туманов: высокое значение относительной влажности приземного воздуха на высоте 2 м и низкое значение скоро-

сти ветра на 10 м. Метод расчета дальности видимости основан на использовании дискриминантной функции двух аргументов: относительной влажности и скорости ветра. Функция стремится к нулю при влажности больше 97,5% и скорости ветра от 0 до 3,5 м/с:

$$L = 5,5 \left(\frac{1}{2} - \frac{\arctg(RH - 99,5)}{\pi} \right) \left(\frac{1}{2} + \frac{\arctg(W_{10} - 3,5)}{\pi} \right), \quad (8)$$

где RH — относительная влажность на 2 м, %; W_{10} — скорость ветра на высоте флюгера, м/с; $\pi = 3,141592...$

Для исследования качества прогнозов туманов горизонтальная дальность видимости была рассчитана с помощью пяти указанных выше методов. В качестве эталонов использовались данные синоптических станций всех европейских стран, поскольку Европейская синоптическая сеть обладает высокой пространственной дискретностью, а также хорошим качеством архивных данных. Для оценок были выбраны периоды:

9:00 20 августа — 0:00 22 августа 2015 г.;
9:00 24 октября — 0:00 26 октября 2015 г.;
9:00 19 декабря — 0:00 21 декабря 2015 г.;
9:00 5 февраля — 0:00 7 февраля 2017 г.

В это время на указанной территории наблюдались 6836 случаев наличия тумана и 141776 случаев его отсутствия.

Предварительный анализ прогнозов по формулам (4)–(8) показал, что для методов II и III значение функции дальности видимости при тумане превышает пороговое значение в 1 км. Поэтому для универсализации представленных методов, не затрагивая их физических основ, мы внесли небольшие изменения в коэффициенты формул (5) и (6), чтобы для характерных значений влажности воздуха, дефицита точки росы, температурного градиента и скорости ветра, зафиксированных и прогнозированных в точках, в которых наблюдался туман, значение функции дальности видимости было менее 1 км:

$$L = 60 \exp \left[-5,31 \left(\frac{RH}{100} - 0,15 \right) \right], \quad (9)$$

$$L = -0,1596 + 0,108 \left[|T_{sf} - T_{850}| + (T_{sf} - T_{d_{sf}}) + W_{850} \right]. \quad (10)$$

Расчеты по формулам (4), (7)–(10) требуют знания таких величин, как относительная влажность, скорость ветра, точка росы, массовая концентрация воды в нижнем слое атмосферы. Для получения прогностических значений этих величин была использована гидродинамическая мезомасштабная модель WRF-ARW [24], расчетная область — территория Европы и европейская часть России. Пространственный шаг модели составил 18 км, данные прогнозов записывались каждые три часа, что соответствует временной дискретности записи данных наблюдений. Для описания характеристик подстилающей поверхности рассматриваемой территории

использована база данных MODIS с разрешением 0,5°. В качестве входных данных для модели WRF-ARW использованы поля глобальной модели GFS с пространственным разрешением 0,25°.

Проведенные ранее работы [25, 26] по оптимизации модели WRF-ARW для наиболее успешного прогнозирования метеорологических процессов в приземном слое, а именно турбулентного режима, процессов обмена нижнего слоя атмосферы теплом и влагой с поверхностью и процессов образования и выпадения осадков, позволили определить следующую конфигурацию модели. Для описания процессов, связанных с конвекцией, используется схема Грелла [27], которая, по сути, представляет собой ансамбль параметризаций, в которых для расчета конвекции используются разные внешние параметры. Микрофизические процессы в облаках рассчитывались согласно [28], процессы, происходящие в планетарном пограничном слое, — согласно [29]. Анализ качества расчета турбулентных потоков тепла и влаги [25] показал, что метод расчета процессов в пограничном слое [29] обладает высоким качеством прогноза параметров турбулентности. Для расчета коротковолнового и длинноволнового радиационного излучения используется схема, описанная в [30]. В качестве параметризации процессов в почве использована модель поверхности суши NOAA-LSM [31]. Она учитывает возможность существования мозаичного снежного покрова и процессы «старения» снега (плотность снега представлена как функция от времени). Мозаичность учитывается в параметризации NOAA при расчете альбедо и коэффициента теплопроводности. Берутся соответствующие величины с весом доли заснеженной поверхности и доли зеленой растительности. Возможность численного описания растительности позволяет с большей степенью точности характеризовать влажностный режим приземного слоя. Теплообмен снежного покрова с атмосферой, сублимация и таяние на верхней и нижней границах снега рассчитываются исходя из уравнения баланса поверхности. Качественное описание процессов обмена теплом и влагой с подстилающей поверхностью крайне важно при прогнозировании туманов — поверхность является источником дополнительной влаги.

Для выбранных интервалов были рассчитаны четыре прогноза модели WRF-ARW на 48 ч, первые 9 из которых не учитывались для приспособления данных (spin up — время, необходимое для стабилизации результатов гидродинамической мезомасштабной модели WRF-ARW).

Во время предварительного анализа данных наблюдений обнаружено, что большинство метеостанций не передают значение горизонтальной дальности видимости в отличие от кода погоды в срок наблюдения, который отправляется большинством метеостанций Европейской синоптической сети. Поэтому для оценки качества прогноза использовались данные о погоде в срок наблюдения: если на метеостанции в это время наблюдался

туман и по прогнозу дальность видимости составляла менее 1 км (вычислялась в точке станции при помощи линейной интерполяции), то прогноз считался успешным, иначе — неуспешным.

На рис. 1 представлены результаты расчета дальности видимости по всем пяти методам для прогноза тумана и данные наблюдений за туманами на метеостанциях. Видно, что Европейская синоптическая сеть довольно плотно покрывает территорию, что, с одной стороны, улучшает ее освещенность данными, с другой, может способствовать ложным тревогам при оценках туманов.

Расчеты с помощью всех методов позволили получить более высокое качество прогноза по результатам для 6 февраля 2017 г., чем для 25 октября 2015 г. При использовании методов I–IV (рис. 1, а) возникли ложные тревоги на Скандинавском полуострове и в Закавказье, при этом представленный авторами метод V (см. рис. 1, а) позволил получить наименьшее число ложных тревог.

Для обоих дат на рис. 1 были выделены несколько характерных областей: область *F*, в которой по данным с метеостанций наблюдался преимущественно туман, и область *N*, в которой с достаточной степенью определенности можно утверждать, что тумана не было. Для 6 февраля 2017 г. с помощью методов II–IV были спрогнозированы туманы не только в области *F*, но и на значительном удалении от нее, в то время как использование методов I и V позволило получить прогноз ближе к наблюдениям. Для области *N* наименьшее число ложных тревог также наблюдалось по методам I и V.

На рис. 1, б области *F* и *N* разделены на две части. Для области *F2* наиболее успешно туман прогнозируется методами II, IV, V — прогнозы тумана по ним довольно точно совпадают с наблюдениями, в то время как для области *F1* метод V не позволил получить прогноз тумана вообще. Для области *N1* наименьшее число ложных тревог было получено с помощью методов III и V, для области *N2* — с помощью метода V (см. рис. 1, б), поэтому назвать однозначно наиболее успешным прогноз тумана по какому-либо из представленных методов для этого случая затруднительно.

Чтобы определить причину различной успешности методов для двух описанных случаев (см. рис. 1), была произведена оценка качества прогноза относительной влажности в приземном слое атмосферы.

На рис. 2 представлена разность значения относительной влажности на высоте 2 м по данным модели WRF-ARW (RH_m) и по данным наблюдений на метеостанциях (RH_n). Видно, что на рис. 2, а разность $RH_m - RH_n$ в среднем не превышает 10% по всей области. На рис. 2, б в районе Балкан и севера Италии наблюдается дефицит влажности по прогнозу, достигающий 40%. Ошибка влажности на вторые сутки прогноза имеет систематический характер, и в среднем абсолютное значение $RH_m - RH_n$ составляет 18%. Одной из основных

причин такого большого отклонения могут быть некорректные начальные значения в полях влаги. Столь значительные ошибки могут критически сказаться на результате расчета видимости по всем методам. Таким образом, можно сделать вывод, что из-за ошибки в прогнозе влажности на рис. 2, б прогноз значения дальности видимости на вторые сутки по всем методам также будет некорректным, что и наблюдается в области *F1* на рис. 1, б.

Для обоих прогнозов были рассчитаны общая оправдываемость прогнозов, оправдываемость наличия и отсутствия туманов, предупрежденность и процент ложных тревог (таблица). Несмотря на различный подход к выбору предикторов образования тумана, анализ качества прогноза показал близкие оценки успешности прогноза по всем представленным методам на срок 48 ч. Высокий процент ложных тревог указывает на то, что модель с таким пространственным разрешением может выдать лишь усредненное значение, если точки наблюдения находятся в рамках одной расчетной

ячейки. Однако все представленные методы показали высокое значение оправдываемости отсутствия туманов, поскольку туман — явление редкое, которое для выбранных временных интервалов наблюдается всего в 4,8% случаев.

В таблице приведены оценки качества прогноза туманов в срок наблюдения на станциях, но если туман был предсказан с задержкой или опережением, по сравнению с данными наблюдений, это считалось ложной тревогой. Поэтому на рис. 3 представлена другая оценка качества прогноза тумана, которая учитывает его возможный фазовый сдвиг относительно данных наблюдений. Относительная длительность туманов — это отношение длительности прогноза явления к его длительности по данным наблюдений. Зеленым цветом обозначено совпадение прогнозируемой длительности явления и его длительности по данным наблюдений на метеостанциях. Если в данных с метеостанции не был указан код погоды в срок наблюдения, считалось, что туман на станции отсутствовал. Если за указанный

Оценки успешности прогноза тумана

Метод прогноза	Общая оправдываемость, %	Оправдываемость наличия, %	Предупрежденность, %	Оправдываемость отсутствия, %	Ложные тревоги, %
Область <i>F</i> (5–7.02.2017 г.)					
I	34	17	76	86	83
II	59	22	67	90	78
III	58	17	43	84	83
IV	51	21	75	90	79
V	72	17	17	84	83
Область <i>N</i> (5–7.02.2017 г.)					
I	62	13	69	99	87
II	89	9	72	99	91
III	89	6	47	99	93
IV	86	7	73	99	93
V	94	8	33	92	91
Область <i>F1</i> (24–26.10.2015 г.)					
I	64	26	32	78	74
II	72	30	10	76	70
III	65	16	18	76	84
IV	70	33	15	76	67
V	62	24	23	75	76
Область <i>F2</i> (24–26.10.2015 г.)					
I	38	8	47	87	92
II	57	12	49	93	88
III	71	15	47	94	85
IV	49	12	65	95	88
V	56	13	63	93	87
Область <i>N1</i> (24–26.10.2015 г.)					
I	53	2	32	96	97
II	79	4	34	97	95
III	85	6	28	97	94
IV	72	5	44	97	95
V	88	11	30	97	89
Область <i>N2</i> (24–26.10.2015 г.)					
I	49	3	68	98	97
II	57	4	55	98	96
III	64	3	40	98	96
IV	49	4	64	98	96
V	82	6	30	98	94

срок туман не прогнозировался и на метеостанциях не наблюдался, то считалось, что метод верно предсказал длительность явления, а точнее его отсутствие. Для методов I–IV (рис. 3, *a*) наибольшая ошибка прогноза длительности туманов соответствует регионам Скандинавского полуострова и Закавказья, (см. рис. 1). Отметим, что метод V (см. рис. 3, *a*) также показал наименьшую ошибку для этого случая. Из оценки относительной длительности туманов на рис. 3, *б* следует, что наименьшие ошибки были получены у методов III и V, наибольшие — у методов I и IV. Также видно, что регионы с максимальными величинами ошибок длительности совпадают с областями *F* и *N*, изображенными на рис. 1.

В целом анализ оценок качества прогноза тумана показал наибольшую успешность прогноза тумана по методам I, III, IV и V.

Подведем итоги. Анализ пяти методов расчета горизонтальной дальности видимости для прогноза тумана показал в целом удовлетворительное качество прогнозов с использованием модели WRF-ARW прежде всего в равнинных регионах. Из приведенного на рис. 1 примера прогноза тумана на сутки видно, что лучшие результаты получились при использовании методов I и V. Длительность тумана (см. рис. 3) наилучшим образом была спрогнозирована с помощью методов III и V. Наилучшая общая оправдываемость получена для методов III и V, предупредительность — для методов I и IV.

Можно считать, что наиболее успешным оказались прогнозы по методу I, основанному на значении концентрации гидрометеоров в приземном слое, и по методу V, учитывающему, кроме значения влажности воздуха, ветровой режим в пограничном слое атмосферы. Мы предполагаем в дальнейшем дополнить методы I и V антипредикторами для борьбы с ложными тревогами и улучшения оправдываемости прогноза туманов.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 16-05-00704, 18-35-00044 мол_а, 16-05-00822 а.

1. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 569 с.
2. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 674 с.
3. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 706 с.
4. Wilson C.T.R., B. Sc. (Vict.), M.A. (Cantab) Condensation of water vapour in the presence of dust-free air and other gases // Proc. Roy. Soc. London. 1897. V. 61, N 369–377. P. 240–242.
5. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 652 с.
6. Kohler M.A., Richards M.M. Multicapacity basin accounting for predicting runoff from storm precipitation // J. Geophys. Res. 1962. V. 67, N 13. P. 5187–5197.
7. Neiburger M., Wurtele M.G. On the nature and size of particles in haze, fog, and stratus of the Los Angeles region // Chem. Rev. 1949. V. 44, N 2. P. 321–335.
8. Джордж Дж. Прогноз погоды для авиации. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 518 с.

9. Петренко Н.В. Усовершенствование методики прогноза адвективного тумана и видимости в этом тумане. Тр. Гидромет. СССР. 1975, вып. 162. С. 34–45.
10. Ключникова Л.А. К вопросу об образовании адвективных туманов // Тр. ГГО. 1956. № 60. С. 122.
11. Бабенко З.Е. Условия образования тумана и методика его прогноза в отдельных районах Средней Азии: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Ташкент: Среднеазиатский региональный научно-исследовательский институт им В.А. Бугаева, 1961. 155 с.
12. Koschmieder H. Measurements of visibility at Danzig // Mon. Weather Rev. 1930. T. 58, N 11. P. 439–444.
13. Houghton H.G., Radford W.H. On the measurement of drop size and liquid water content in fogs and clouds. Massachusetts: Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 1938. 31 p.
14. Мейсон Д.Б., Никанорова Г.Т., Протопопова В.С. Физика облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 542 с.
15. Bang C.H., Lee J.W., Hong S.Y. Predictability experiments of fog and visibility in local airports over Korea using the WRF model // J. KOSAE. 2008. V. 24, N E2. P. 92–101.
16. Stoelinga M.T., Warner T.T. Nonhydrostatic, mesobeta-scale model simulations of cloud ceiling and visibility for an East Coast winter precipitation event // J. Appl. Meteorol. 1999. V. 38, N 4. P. 385–404.
17. Kunkel B.A. Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models // J. Clim. Appl. meteorol. 1984. V. 23. N 1. P. 34–41.
18. Rutledge S.A., Hobbs P. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the “seeder-feeder” process in warm-frontal rainbands // J. Atmos. Sci. 1983. V. 40, N 5. P. 1185–1206.
19. Stallabrass J.R. Snow Property Measurement Workshop // Proc. National Research Council Associate Committee on Geotechnical Research.: Tech. memorandum. Canada. 1985. N 140. P. 389–410.
20. Marshall J.S., Palmer W.M. The distribution of raindrops with size // J. Meteorol. 1948. V. 5. P. 165–166.
21. Bieringer P.E., Donovan M., Robasky F., Clark D.A., Hurst J. A characterization of NWP ceiling and visibility forecasts for the terminal airspace // 12th Conf. Aviation, Range, and Aerospace Meteorology. Atlanta, GA. 2006. 14 p.
22. Wantuch F. Visibility and fog forecasting based on decision tree method // Idojárás. 2001. V. 105. P. 29–38.
23. Doran J.A., Roohr P.J., Beberwyk D.J., Brooks G.R., Gayno G.A., Williams R.T., Lewis J.M., Lefevre R.J. The MM5 at the Air Force Weather Agency – New products to support military operations // 8th Conf. Aviation, Range, and Aerospace Meteorology. Dallas, Texas. 1999. 1 p.
24. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Wang W., Powers J.G. A description of the advanced research WRF version 2. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research. Boulder, Colorado, USA. 2005. N NCAR/TN-468+STR. DOI: 10.5065/D68S4MVH.
25. Бычкова В.И., Игнатов Р.Ю., Рубинштейн К.Г. Анализ тепловых потоков на поверхности по расчетам модели WRF-ARW в полярных областях // Уч. зап. Рос. гос. гидромет. ун-та. 2011. № 20. С. 42–55.
26. Смирнова М.М. Влияние данных измерений содаров и температурных профиломеров на качество численного прогноза характеристик атмосферного пограничного слоя: автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. М.: Моск. гос. ун. им. М.В. Ломоносова, 2014. 19 с.

27. *Grell G.A., Kuo Y.H., Pasch R.J.* Semiprognostic tests of cumulus parameterization schemes in the middle latitudes // *Mon. Weather Rev.* 1991. V. 119. N 1. P. 5–31.
28. *Milbrandt J.A., Yau M.K.* A multimoment bulk microphysics parameterization. Part II: A proposed three-moment closure and scheme description // *J. Atmos. Sci.* 2005. V. 62, N 9. P. 3065–3081.
29. *Bougeault P., Lacarrere P.* Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model // *Mon. Weather Rev.* 1989. V. 117, N 8. P. 1872–1890.
30. *West R., Crisp D., Chen L.* Mapping transformations for broadband atmospheric radiation calculations // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 1990. V. 43, N 3. P. 191–199.
31. *Ek M.B., Mitchell K.E., Lin Y., Rogers E., Grunmann P., Koren V., Gayno, Tarpley J.D.* Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2003. V. 108, N D22. 16 p.

G.A. Zarochentsev, K.G. Rubinstein, V.I. Bychkova, R.Y. Ignatov, Y.I. Yusupov. **Comparison of several numerical methods for fog forecast.**

Several methods for estimation of the visibility for fog forecasting, including the proposed by authors are discussed. To get necessary meteorological information, WRF-ARW model was used. The forecasts were estimated using the European network of synoptic observation data, with high spatial increments. The analysis of the methods in general showed satisfactory quality of prediction of this phenomenon.