

# Детектирование зон обледенения в облачном слое по информации с полярно-орбитального МИСЗ серии NOAA в умеренных широтах в светлое время суток

Е.В. Волкова

ГУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета»  
123242, Москва, Б. Предтеченский пер., д. 7  
E-mail: [uspensky@planet.iitp.ru](mailto:uspensky@planet.iitp.ru), [quantocosa@bk.ru](mailto:quantocosa@bk.ru)

Представлена пороговая методика автоматической попиксельной классификации данных измерений радиометра AVHRR полярно-орбитального МИСЗ серии NOAA, позволяющая детектировать зоны обледенения, определять степень его интенсивности и вероятности, а также рассчитывать высоту верхней и нижней границ для каждой из трех градаций интенсивности обледенения («слабое», «умеренное», «сильное») в умеренных широтах в светлое время суток (высота солнца более  $6^\circ$ ) в течение всего года. Настройка и испытание метода проводились на материале архива синхронных спутниковых и наземных метеорологических наблюдений для ЕТР и Украины за период 2000-2007 гг. Полученные спутниковые оценки хорошо согласуются с наземными наблюдениями.

## Введение

Обледенение – это процесс намерзания слоя льда на поверхность предметов. Проблема обледенения очень важна для авиационной метеорологии. Намерзая на корпусе летательного аппарата (самолета, вертолета, дельтаплана и др.), лед может препятствовать нормальному функционированию как его отдельных элементов, так и всего аппарата в целом. Он ухудшает летные качества, препятствует правильной работе подвижных частей и др. Намерзание льда на взлетно-посадочной полосе может создавать аварийные ситуации при взлете-посадке летательного аппарата. Поэтому знание зон обледенения в пределах облачных массивов и у поверхности земли является важной информацией для авиации.

В данной работе, продолжающей исследования [1], рассматривается пороговая методика автоматического анализа данных радиометра AVHRR ИСЗ NOAA, применяемая для детектирования зон обледенения, определения степени его интенсивности и вероятности, а также расчета высоты верхней и нижней границ для каждой из трех градаций интенсивности обледенения («слабое», «умеренное», «сильное») для Европейской территории России и Украины в течение всего года в светлое время суток по информации с полярно-орбитального МИСЗ серии NOAA (радиометр AVHRR) в автоматическом режиме попиксельно (элемент разрешения составляет  $1'$  по широте и  $1,5'$  по долготе). Разработка этой методики позволяет создать достаточно эффективную систему спутникового мониторинга обледенения в облачном слое и у поверхности земли регионального покрытия, не требующую больших вычислительных и информационных ресурсов.

## Исходные данные

Настройка и испытание методики проводились на материале архива синхронных спутниковых данных (измерения радиометров AVHRR ИСЗ NOAA-14 и NOAA-16) и наземных метеорологических наблюдений для территории  $46,7-63,0^\circ$  с.ш.,  $26,0-43,7^\circ$  в.д. и периода с февраля 2000 г. по май 2007 г.

Спутниковые данные представляют измерения в каналах 1 ( $\lambda_1=0,58-0,68$  мкм) и 2 ( $\lambda_2=0,73-1,1$  мкм) видимого диапазона (альбедо  $A_1$  и  $A_2$ ), в канале 3 видимого (NOAA-16) или ИК (NOAA-14) диапазона ( $\lambda_3=1,6$  мкм – альбедо  $A_3$  или  $\lambda_3=3,55-3,93$  мкм – радиационная температура  $T_3$ ), в каналах 4 ( $\lambda_4=3,55-11,3$  мкм) и 5 ( $\lambda_5=11,5-12,5$  мкм) ИК-диапазона (радиационные температуры  $T_4$  и  $T_5$ ), а также их разности ( $A_2-A_1$ ), ( $T_4-T_5$ ), ( $T_3-T_4$ ), ( $A_1-A_3$ ). Т.к. предикторы  $T_3$  и  $A_3$  не доступны

одновременно, то были разработаны 2 варианта методики: «альбедный», использующий значения  $A_3$  и «температурный» – значения  $T_3$ . Пороговые значения предикторов являются сложными функциями календарного дня, географических широты и долготы пиксела, высоты солнца, температуры воздуха на уровне 1000 гПа или у подстилающей поверхности, максимальной температуры воздуха в атмосферном столбе над данной точкой ( $t_{max}$ ).

В качестве дополнительной информации привлекаются данные численного анализа (или прогноза) полей температуры воздуха на 11-ти стандартных уровнях (от 1000 до 100 гПа), относительной влажности воздуха на 4х стандартных уровнях (от 1000 до 700 гПа) и приземной температуры воздуха ( $t_a$ ) за 12 ч МСВ; в качестве альтернативы можно использовать результаты температурно-влажностного зондирования атмосферы по данным аппаратуры ATOVS ИСЗ NOAA [2].

Работоспособность методики оценивалась с помощью визуального анализа фрагментов спутниковых изображений размером 600x600 пикселей, приведенных к равномерной широтно-долготной географической проекции с разрешением 1' по широте и 1,5' по долготе. Результаты классификации сравнивались между собой, с исходными спутниковыми изображениями в отдельных каналах, классифицированными изображениями типа облачности, максимальной водности облачного слоя, высоты ВГО и НГО, а также с наземными метеорологическими наблюдениями за высотой нижней границы облачности (НГО) и погодой в срок наблюдения, которые извлекались из телеграмм SYNOP за 12 ч МСВ (в кодах КН-01). При сопоставлении с наземными метеонаблюдениями рассматривались фрагменты спутниковых изображений размером 7x7 пикселей с центром в метеостанции. Разница по времени ( $dt$ ) между спутниковыми и наземными метеонаблюдениями не превышала  $\pm 20$  мин.

## Описание методики и валидация результатов классификации

### *Теория процесса обледенения*

В зависимости от условий образования (водность облака, температура воздуха, размер облачных частиц и др.) намерзающий на самолет лед может быть нескольких видов: 1) прозрачный лед образуется в облаках, состоящих из крупных переохлажденных капель, при  $t = 0 - -10^\circ\text{C}$ ; 2) матовый лед (наиболее опасный) образуется в смешанных облаках, состоящих из крупных и мелких капель и кристаллов, при  $t = -6 - -10^\circ\text{C}$ ; 3) белый (крупнообразный) лед образуется в облаках, состоящих из мелких капель, при  $t < -10^\circ\text{C}$ ; 4) изморозь образуется в смешанных облаках, состоящих из мелких капель и кристаллов, при  $t \ll -10^\circ\text{C}$ . Обледенение обычно происходит в слоях облачности (или внутри зон выпадающих осадков) при  $t = 0 - -24^\circ\text{C}$ . Наибольшая вероятность обледенения отмечается при  $t = -3 - -12^\circ\text{C}$ .

По интенсивности (толщине слоя льда, отлагающегося на обледеневшей поверхности воздушного судна в единицу времени) обледенение делится на слабое, умеренное и сильное. Слабое и умеренное обледенение обычно характерно для слоисто-дождевой и высокослоистой облачности, а умеренное и сильное – для слоистой, слоисто-кучевой и кучевообразной облачности. Максимальная повторяемость умеренного и сильного обледенения приходится на слои в атмосфере с  $t = 0 - -12^\circ\text{C}$ . С увеличением водности ( $w$ ) облаков интенсивность обледенения возрастает. Наиболее сильное обледенение отмечается при  $w > 1 \text{ г/м}^3$  [3]. Кроме того, интенсивность обледенения зависит от скорости и продолжительности полета аппарата в облаке, размера капель и коэффициента оседания.

Слабое и умеренное обледенение практически безопасно для крупной и, особенно скоростной, авиации, но может представлять большую угрозу для небольших летательных аппаратов, вертолетов и безмоторных летательных средств (воздушных шаров, дельтапланов и др.) с маленькими скоростями. Сильное обледенение опасно для всех летающих средств. Поэтому сведения о наличии зон обледенения в пределах облачного массива, его интенсивности и о высотах верхней и нижней границы представляет большой интерес для авиационной метеорологии.

Отложение льда на поверхности земли, называемое гололедом, независимо от его интенсивности опасно не только для летательных средств (т.к. намерзание льда на взлетно-посадочной полосе может создавать аварийные ситуации при взлете-посадке летательного средства), но и для автотранспорта (уменьшает сцепление колес с автотрассой, увеличивает тормозной путь и увеличивает аварийность ситуации). Причиной гололеда может стать, например, выпадение переохлажденного (ледяного) дождя или дождя и мороси при температуре воздуха у поверхности земли ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Чаще всего гололед образуется при температуре воздуха у поверхности земли от 0 до  $-6^{\circ}\text{C}$ . Характерным условием образования гололеда являются температурные инверсии – теплые капельные облака и отрицательные температуры воздуха в приземном слое [4].

### *Описание методики*

Представляемая методика основана на комплексной автоматической пороговой методике детектирования облачности и определения ее параметров (в том числе типа облачности, максимальной водности облачного слоя и водозапаса, высоты верхней (ВГО) и нижней (НГО) границ облачности и др.), а также зон, интенсивности и типа осадков [1].

Порядок выполнения операций в комплексной методике следующий. Сначала каждый пиксел спутникового изображения подвергается классификации “ясно/облачно”. Затем для облачного пиксела рассчитывается высота ВГО (м) (по скорректированной температуре ВГО на поглощение теплового излучения в атмосфере и на то, что излучает не сама ВГО, а некоторый нижележащий уровень) и определяется тип облачности. Потом вычисляются максимальная водность облачного слоя ( $\text{г/м}^3$ ), высота НГО (м) и водозапас ( $\text{кг/м}^2$ ). Затем детектируются зоны осадков и определяется интенсивность (мм/ч) и тип выпадающих осадков. На этом предварительный этап заканчивается. Далее определяется вероятность обледенения и его интенсивность, а затем высоты верхней и нижней границ зоны обледенения для каждой из трех градаций интенсивности обледенения.

Теоретически обледенение, т.е. осаждение льда на поверхность, может происходить в любом облаке при  $t < 0^{\circ}\text{C}$ , т.к. практически в любом облаке при  $t > -40^{\circ}\text{C}$  присутствует вода в жидкой фазе [5]. Однако очевидно, что при очень низких температурах и при малой водности облачного слоя обледенения наблюдаться не будет, т.к. поверхность летательного объекта (если он не воздушный шар) при движении несколько разогревается от трения об воздух. О сколько-нибудь значимом обледенении мелких летательных объектов можно говорить в слое  $t = 250 - 273 \text{ K}$  и  $w > 0,2 \text{ г/м}^3$  (в методике это обледенение называется слабым, а его вероятность составляет около 60 %). Об умеренном обледенении, или обледенении, имеющем значение для крупных летательных объектов, можно говорить, если в слое  $t = 260 - 270 \text{ K}$  существуют значения  $w > 0,3 \text{ г/м}^3$  (вероятность умеренного обледенения в этом слое составляет более 70 %, слабого – не менее 90 %). Для сильного обледенения в слое  $t = 263 - 268 \text{ K}$  должна быть  $w > 1 \text{ г/м}^3$  (вероятность сильного обледенения в этом слое составляет не менее 80 %, умеренного – более 90 %, слабого – 100 %).

При определении высот верхней и нижней границ обледенения соответствующей интенсивности чаще всего просто определяется высота изотермы соответствующего значения температуры, т.е. в данном случае 250, 260, 263, 268, 270 или 273 K, например, по уравнениям для политропной атмосферы сначала в гПа, затем в метрах над уровнем моря. Однако для процесса обледенения необходимо, чтобы, во-первых, «нижняя» изотерма (273, 270 или 268 K) была внутри облака, т.е. ниже высоты ВГО. Для «верхней» изотермы (250, 260 или 263 K) это не так важно, т.к. даже если приземная температура воздуха оказывается ниже ее, то либо в атмосфере существует температурная инверсия на уровне облачности с более высокими значениями  $t$ , либо водность облачного слоя слишком мала для процесса обледенения. Во-вторых, обе изотермы («верхняя» и «нижняя») должны «вырезать» слой облака с достаточно высокими значениями водности. Действительно, в зависимости от типа облачность может быть достаточно однородной по структуре, в т.ч. водности, например, слоистообразная. Но даже в этом случае вблизи НГО и ВГО значения  $w$  падают до нуля. В случае с кучевообразной облачностью небольшой и средней мощности обычно

выделяют 1 максимум влажности, который оказывается часто ниже, но не всегда, середины облака. В случае с кучевообразной облачностью большого вертикального развития и многослойной облачностью может наблюдаться несколько максимумов влажности [5]. Это все необходимо учитывать при определении интенсивности обледенения и расчете его верхней и нижней границ.

В случае если высота ВГО оказывается ниже нижней границы зоны соответствующей интенсивности обледенения, в методике принимается, что в облаке обледенение отсутствует (слишком теплое облако). Если высота верхней границы зоны соответствующей интенсивности обледенения оказывается не ниже высоты ВГО, принимается, что верхняя граница обледенения на 10 % от вертикальной мощности облака (в гПа) в этом пикселе ниже высоты ВГО. Этот «10%й довесок» необходимо рассчитывать именно в гПа, а не в метрах, т.к. в зависимости от высоты положения и мощности облака от него «отрежется» разный по высоте «кусочек», потому что зависимость давления от высоты в атмосфере не линейная. Чем ниже или тоньше облако, тем «отрезанный кусочек» меньше, т.е. учитывается распределение влажности по вертикали в облаке.

Таким образом, в рассматриваемой методике верхняя и нижняя границы показывают не положение изотерм соответствующих температур в атмосфере, а реальные границы обледенения соответствующей интенсивности.

Однако обледенение может происходить не только в облаке, но и у поверхности земли при нулевых скоростях движения. Например, при выпадении мокрого снега, снега с дождем или дождя со снегом при  $t = 0^{\circ}\text{C}$ , а также в случае выпадения переохлажденного (ледяного) дождя при  $t \leq 0^{\circ}\text{C}$ . В первом случае обледенение будет слабым независимо от интенсивности выпадающих осадков и только на неподвижных объектах, т.к. температура воздуха равна  $0^{\circ}\text{C}$ . Во втором случае интенсивность обледенения будет зависеть от интенсивности выпадающего дождя, т.е. может быть слабой, умеренной и даже сильной. В обоих случаях, если обледенение отмечается не только на неподвижных объектах, но и на поверхности земли, его следует называть гололедом, а высота нижней границы обледенения будет в этом случае равна высоте места над уровнем моря (если высота нижней границы обледенения определяется от уровня моря) или 0 м (если она рассчитывается от уровня подстилающей поверхности). В случае, если высота нижней границы обледенения оказывается ниже высоты места над уровнем моря, следует считать, что обледенение наблюдается от поверхности земли.

Выходными продуктами работы методики являются карты вероятности и интенсивности обледенения. Искусственными цветами на них показаны зоны “безоблачно”, “облачно/без обледенения”, “слабое”, “умеренное” и “сильное обледенение” (см. рис. 1). А также карты высоты верх-

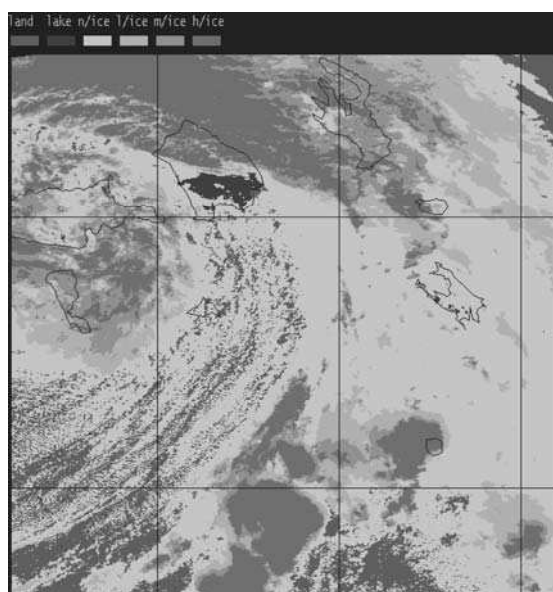


Рис. 1. Интенсивность обледенения в облаках (29 июля 2004 г., 12:03 МСВ) по градациям (см. шкалу цвета: land – безоблачно/суша, lake – юзоблачно/водоемы, n/ice – облака/без обледенения, l/ice – слабое обледенение, m/ice – умеренное обледенение, h/ice – сильное обледенение)

ней и нижней границ для каждой интенсивности обледенения в облаке по градациям высоты: <1, 1-2, 2-3, 3-4, 4-5, 5-6, 6-7, 7-8 и >8 км (см. рис. 2 и 3 – высота нижней и верхней границ сильного обледенения). Информация также может быть представлена и в цифровом виде (в виде матриц). На карты может быть также дополнительно нанесена информация о наземных наблюдениях на метеостанциях за высотой НГО и наблюдения МРЛ за высотой ВГО.

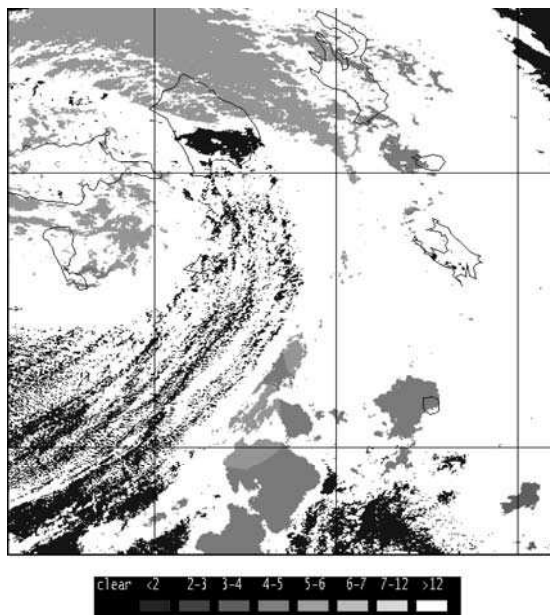


Рис. 2. Высота нижней границы зоны сильного обледенения (км) облаках (29 июля 2004 г., 12:03 МСВ) по градациям (см. шкалу цвета)

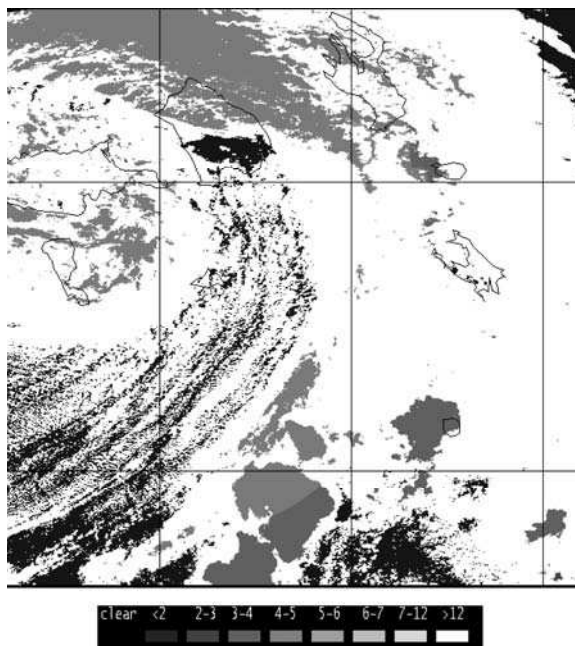


Рис. 3. Высота верхней границы зоны сильного обледенения (км) облаках (29 июля 2004 г., 12:03 МСВ) по градациям (см. шкалу цвета)

### Заключение

Предлагаемая комплексная пороговая методика позволяет попиксельно с достаточно высокой точностью в автоматическом режиме детектировать зоны обледенения, определять степень его

интенсивности и вероятность, а также рассчитывать высоту верхней и нижней границ для каждой из трех градаций интенсивности обледенения («слабое», «умеренное», «сильное») в умеренных широтах в светлое время суток. Методика использует данные измерений радиометра AVHRR любого полярно-орбитального ИСЗ серии NOAA, при этом может использовать как длинноволновые, так и коротковолновые измерения в канале 3 (предусмотрено автоматическое переключение с «температурного» на «альбедный» вариант). В качестве дополнительной информации используются поля температуры воздуха на стандартных уровнях в атмосфере (в т.ч. приземной), восстановленные по информации ИСЗ серии NOAA, либо аналогичные поля численного анализа или прогноза, близкие по времени к наблюдениям AVHRR/NOAA. Решающее правило (набор предикторных характеристик и порядок выполнения классификации) сохраняются неизменными в течение всего года. Эмпирические функции, описывающие изменение пороговых значений предикторных характеристик в зависимости от географического положения пиксела, календарного дня и высоты солнца, достаточно просто корректируются при переносе методики на любой «соседний» по долготам регион (кроме горного) в полосе 45-65° с.ш.

### Литература

1. Волкова Е.В., Успенский А.Б. Оценки параметров облачного покрова по данным радиометра AVHRR ИСЗ NOAA регионального покрытия в светлое время суток в автоматическом режиме // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных объектов и явлений. Сборник научных статей. М.: ООО «Азбука-2000», 2007. Выпуск 4. Т.2. С.65-73.
2. Соловьев В.И., Успенский А.Б., Кухарский А.В. Опыт регионального температурно-влажностного зондирования атмосферы по данным ИСЗ «NOAA» // Метеорология и гидрология, 2003. №3. С.38-46.
3. Авиационная метеорология. Под ред. А.М. Баранова и др. СПб.: Гидрометиздат, 1992. 347 с.
4. Практикум по синоптической метеорологии. Под ред. В.И. Воробьева. Л.: Гидрометиздат, 1983. 288 с.
5. Облака и облачная атмосфера. Справочник. Под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана // Л.: Гидрометиздат, 1989. 647 с.