ISBN 978-5-9908623-3-3

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДЛЯ АВИАЦИИ

Н.П. Шакина, А.Р. Иванова

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДЛЯ АВИАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ)

Федеральное государственное бюджетное учреждение
"ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ"

Н.П. Шакина, А.Р. Иванова

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДЛЯ АВИАЦИИ

Научно-методическое пособие

Москва
2016

УДК 551.509.32+629.7
ББК 26.23
Ш 17

Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. – М.: Триада лтд, 2016. – 312 с.

Научно-методическое пособие содержит сведения об условиях образования и способах прогнозирования явлений погоды, представляющих значительный интерес для авиации. В нем обобщены научно-методические вопросы авиационной метеорологии, впервые в стране со времени публикации в 1985 г. «Руководства по прогнозированию метеорологических условий для авиации». Настоящее пособие составлено с учетом произошедших в последние десятилетия изменений в практике метеорологического обеспечения авиации, прогресса методов измерений, научных исследований, численных методов прогноза погоды и прогнозов особых для авиации явлений, а также современных требований ИКАО к точности и номенклатуре авиационных прогнозов и введения новых Федеральных авиационных правил.

Для специалистов АМСГ, АМЦ и ГАМЦ, преподавателей, аспирантов и студентов вузов, специализирующихся в области авиационной метеорологии.

Рецензенты:
д-р геогр. наук, проф. А.А. Васильев; Т.К. Кулик;
канд. геогр. наук Е.С. Износкова; канд. геогр. наук Г.Б. Матвеева

Weather forecasting for aviation
N. P. Shakina, A. R. Ivanova

The manual contains information on conditions of occurrence and methods to forecast weather phenomena significant for aviation. Since publication of “Manual on weather forecasting for aviation” (1985), the presented book is, in Russia, the first one in which the problems and progress in aeronautical meteorology are considered in due detail. In the book, changes in aviation weather service during last 30 years are taken into account, along with the modern measurement techniques, numerical weather forecasting and special prediction methods for aviation, as well as ICAO last recommendations and new Federal aviation regulations.

For aeronautical meteorologists, university professors and students in corresponding specialities.

ISBN 978-5-9908623-2-6

© ФГБУ «Гидрометцентр России», 2016

Введение

Настоящее научно-методическое пособие разработано в ФГБУ «Гидрометцентр России» в соответствии с решением коллегии Росгидромета от 24.10.2012 года и содержит сведения об условиях образования и способах прогнозирования явлений погоды, представляющих значительный интерес для авиации. В книге обобщены научно-методические вопросы авиационной метеорологии, впервые в нашей стране со времени публикации в 1985 г. «Руководства по прогнозированию метеорологических условий для авиации» [27]. Авторы – доктор физико-математических наук, профессор, заслуженный деятель науки Российской Федерации, заведующая Отделом авиационной метеорологии (ОАМ) Наталья Павловна Шакина и доктор физико-математических наук, заведующая лабораторией разработки методов авиационных прогнозов ОАМ Анна Рудольфовна Иванова. Данная книга составлена с учетом произошедших в последние десятилетия изменений в практике метеорологического обеспечения авиации, прогресса методов измерений, научных исследований, численных методов прогноза погоды и прогнозов особых для авиации явлений, а также современных требований ИКАО к точности и номенклатуре авиационных прогнозов [20] и введения новых Федеральных авиационных правил [35–37].

В первой главе настоящего издания представлена краткая информация о средствах наблюдения за погодой для метеообеспечения авиации, современных численных моделях атмосферы и основных видах авиационных прогнозов.

Вторая глава посвящена влиянию погодных условий на полеты на нижних уровнях, взлет и посадку воздушных судов. Проанализировано влияние давления и температуры, ветра и сдвига ветра, атмосферных осадков различных типов, низкой облачности и тумана, видимости, а также конвективных явлений, обледенения и турбулентности в нижнем слое атмосферы. Для вышеперечисленных условий приведены различные методы прогнозирования – как традиционные, так и современные.

Третья глава касается влияния погодных условий на полеты воздушных судов на верхних и средних уровнях. Здесь речь идет о прогнозировании ветра и температуры в свободной атмосфере, струйных

течений, тропопаузы. Рассмотрено влияние вулканического пепла на полет воздушных судов, приведены способы обнаружения и методы прогноза эволюции облаков вулканического пепла.

Четвертая глава дает ознакомительное представление о наукастинге для метеорологического обеспечения авиации.

Пятая глава посвящена климатическим описаниям аэродромов и авиатрасс.

В приложениях к основному тексту изложены требования ИКАО к точности прогнозов и критерии успешности метеорологических прогнозов.

Книга предназначена для специалистов АМСГ, АМЦ и ГАМЦ, а также для преподавателей, аспирантов и студентов вузов, специализирующихся в области авиационной метеорологии.

Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам Отдела авиационной метеорологии ФГБУ «Гидрометцентр России» Е.Н. Скриптуновой за существенный вклад в содержание данного издания и Л.А. Нудельман за помощь в его подготовке к печати.

Авторы искренне благодарят за плодотворные обсуждения и большой труд по рецензированию рукописи главного научного сотрудника ФГБУ «Гидрометцентр России», доктора географических наук, профессора Александра Александровича Васильева, заместителя начальника ФГБУ «ГАМЦ Росгидромета» Татьяну Кирилловну Кулик, начальника методического отдела ФГБУ «ГАМЦ Росгидромета», кандидата географических наук Евдокию Степановну Износкову и начальника Сочинского филиала ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета», кандидата географических наук Галину Богдановну Матвееву.

.

Глава 1.

СОВРЕМЕННЫЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОГОДЫ ДЛЯ АВИАЦИИ

Для решения задач метеорологического обеспечения авиации необходимо располагать возможно более полной информацией о наблюдаемом состоянии атмосферы и о его ожидаемых изменениях.

Данные о фактическом состоянии атмосферы поступают на рабочий стол синоптика, обслуживающего полеты, в виде результатов наблюдений за погодой в аэропортах и на метеорологических станциях, аэросиноптических материалов, радарных и спутниковых данных, бортовой погоды и др. Наземная сеть станций предоставляет данные наблюдений как в стандартные сроки, так и по запросам авиационных служб. Большое значение имеют средства автоматизации измерений и автоматизированные метеорологические измерительные системы (АМИС). Метеорологические радары различных типов обнаруживают опасные для авиации формы облачности, зоны осадков, ухудшение видимости, град, а также зоны сильных ветров и шквалов.

Составление авиационных прогнозов по аэродрому, по маршрутам и районам полетов основывается, с одной стороны, на анализе фактических данных о погоде и, с другой стороны, на использовании численных прогнозов. Для прогнозов по аэродрому наибольшее значение имеет продукция численных моделей с высоким пространственным разрешением, в частности – мезомасштабных (региональных) моделей. Для прогнозов по маршрутам, в особенности на большие расстояния, используется продукция глобальных численных моделей. Так, на ее основе строятся прогностические карты особых явлений на верхних и средних уровнях. Комбинирование (комплексация) фактических данных и численного прогноза особенно важно для прогнозирования с малой заблаговременностью (сверхкраткосрочный прогноз и наукастинг). Развитие таких методов для конкретных аэродромов является актуальной задачей авиационных метеорологов как в крупных прогностических центрах, так и на местах.

1.1. Средства наблюдения и их использование

Все средства наблюдения за погодой для метеообеспечения авиации можно разделить на аэродромные (терминальные) и внеаэродромные. Средства наблюдения за погодой на аэродроме предназначены, прежде всего, для обеспечения взлета и посадки воздушных судов. Внеаэродромные наблюдения привлекаются преимущественно для обеспечения полетов по маршрутам. Так, информация аэрологической сети дает пространственную картину распределения давления, температуры и ветра на высотах. Система спутниковых наблюдений позволяет идентифицировать особые явления, связанные главным образом с облачностью. Различные типы радаров могут работать в режиме кругового обзора, охватывая площадь радиусом до 300 км [9], а также производить сканирование в одном направлении (как в вертикальном, так и в горизонтальном).

Наблюдения за состоянием погоды на аэродроме. Минимальный состав метеорологических параметров, которые необходимо измерять на аэродроме (посадочной площадке) для определения погоды, таков:

– горизонтальная видимость;
– высота нижней границы облачности (вертикальная видимость);
– скорость и направление ветра;
– температура;
– влажность;
– давление.

Кроме того, проводятся наблюдения за явлениями погоды.

Количество метеоприборов и точки их установки определяются для каждого объекта в соответствии с требованиями нормативных документов, с учетом рельефа местности и категории аэродрома.

В большинстве крупных аэропортов работают автоматизированные системы измерений. Во всех случаях наблюдения должны производиться в пунктах, расположенных и оборудованных таким образом, чтобы обеспечивать получение данных, репрезентативных для участков летного поля. Показания метеорологических датчиков, установленных в разных местах летного поля, должны выводиться на основной пункт наблюдений [23].

Для оценки ***видимости*** для авиационных целей используют *трансмиссометры* и *нефелометры*. Эти приборы, принцип работы которых основан на измерении рассеяния световых импульсов при их взаимодействии с аэрозолями, позволяют оценить прозрачность атмосферы [6]. Трансмиссометр, измеряя интенсивность излученного света после его прохождения через так называемую измерительную базу (путь от излучателя до приемника), определяет коэффициент

прозрачности атмосферы, нормированный на километровую единицу длины. Затем характеристики прозрачности пересчитываются в искомую видимость. Принцип действия нефелометра основан на сопоставлении интенсивности двух пучков света – рассеянного средой и рассеянного эталоном (например, мутным стеклом). Преимущество трансмиссометра состоит в более высокой точности измерений и возможности самокалибровки. Нефелометрический метод не требует базисных участков, однако демонстрирует резкое ухудшение качества измерений в условиях выпадения осадков. Совместное использование трансмиссометра и нефелометра позволяет компенсировать недостатки обоих методов измерений, что реализовано, например, в приборе *Vaisala LT31* (Финляндия), используемого в качестве аэродромного оборудования в крупных аэропортах.

Высота нижней границы облачности измеряется с помощью *облакомера (сейлометра)*. Этот метеорологический прибор состоит из лазера (или другого источника когерентного света) в качестве передающего источника и фотодатчика для приемника. Принцип работы заключается в передаче импульса лазерного излучения в атмосферу и измерении возвращенного излучения, отраженного встречающимися на пути объектами. Путем измерения интервала времени между передачей и приемом вычисляется и передается в модуль сбора данных информация о высоте частиц, таких, как водяные капли или кристаллы льда в облаках, над измерителем высоты облаков.

Скорость ветра на аэродроме измеряется с помощью *анемометров*. Наиболее распространенными из анемометров с крыльчатками являются чашечные анемометры или анемометры с мельничкой, скорость вращения которых определяется скоростью ветра; они связаны с флюгерами, которые позволяют определить направление ветра. Существуют также статические пленочные термоанемометры и ультразвуковые анемометры. Чтобы обеспечить получение информации о приземном ветре на таких критически важных участках ВПП, как зоны взлета и посадки, на аэродромах часто устанавливают несколько анемометров.

Помимо отдельных приборов для измерения скорости ветра в конкретной точке, в некоторых аэропортах устанавливаются специальные системы для обнаружения и измерения сдвига ветра на малых высотах. Например, система *LLWAS* (Low Level Windshear Alert System), эксплуатируемая в США, включает сеть датчиков приземного ветра на территории аэродрома и вокруг нее, блоки микропроцессоров и дисплеев в пункте УВД, непрерывно контролирующие разность векторов приземного ветра между точками периметра и центра летного поля.

Температура на аэродроме (посадочной площадке) должна измеряться в зоне, которая репрезентативна для всего аэродрома и не

подвержена специфическим изменениям. Стандартным датчиком температуры в автоматических измерительных системах является *платиновый датчик сопротивления*. Принцип его действия состоит в зависимости электрического сопротивления металла от температуры. Поскольку платина – это коррозионностойкий металл, такие датчики надежны и долговечны [23]. При отсутствии автоматизированных измерений регулярные наблюдения за температурой и влажностью могут производиться с помощью термометров, установленных в психрометрической будке.

Большинство применяемых в автоматизированных системах датчиков относительной ***влажности*** представляют собой *емкостные гигрометры*. У них имеется проводящий слой, покрытый органическим веществом, и металлический слой, достаточно тонкий, чтобы быть проницаемым для водяного пара. Результирующая электрическая емкость колеблется в соответствии с диэлектрической постоянной органического слоя, которая зависит от величины относительной влажности.

Автоматизированные системы наблюдений, которыми в настоящее время оборудованы многие аэродромы, предусматривают также наличие датчиков ***осадков***. Это могут быть датчики мерцаний, акустические или оптические дисдрометры, бистатические рентгеновские радиолокационные датчики. Впрочем, на сегодняшний день никакие датчики не могут обеспечить стопроцентное распознавание типа осадков.

В качестве дополнительного аэродромного оборудования широко используются **приборы дистанционного зондирования** [31] для наблюдений за опасными для авиации явлениями вблизи аэродрома, такими, как сдвиги ветра, конвективные явления, связанные с облачностью, обледенением и т. п. Принцип работы всех приборов, измеряющих параметры ветра, основан на эффекте Доплера. Эффект Доплера состоит в сдвиге частоты сигнала в зависимости от относительного движения источника и приемника. Так, волна, посланная источником, который удаляется от приемника, будет приниматься им на меньшей частоте по сравнению с волной от неподвижного источника или от источника, приближающегося к приемнику. Если же приемник приближается к неподвижному источнику, то частота принимаемой им волны будет больше по сравнению с неподвижным приемником или приемником, удаляющимся от источника. На этой физической закономерности основан целый ряд дистанционных приборов.

Оптические ветровые профилемеры (лидары). Принцип работы лидара (LIDAR – LIght Detection And Ranging) состоит в регистрации рассеяния посылаемого пучка волн видимого диапазона спектра (обычно 1−2 мкм) на аэрозолях или молекулах воздуха. Лидары, не учитывающие доплеровский сдвиг частоты, используются, например, для

зондирования концентрации атмосферного аэрозоля и мониторинга загрязнения. Для получения же профиля ветра используются доплеровские лидары. В международном аэропорту Гонконга система предупреждения о сдвиге ветра (LIWAS – LIdar Windshear Alerting System) состоит из двух лидаров, производящих непрерывное сканирование вдоль двух ВПП [51]. Получаемый профиль встречного ветра рассчитывается вдоль глиссады, а изменения сдвига ветра, автоматически получаемые при измерении встречного ветра, сразу поступают в виде оповещения на пульт диспетчера УВД. Главным недостатком использования лидаров является то, что они, прекрасно работая в ясную и тихую погоду, практически неработоспособны при сложных метеоусловиях: сильной турбулентности, сильном ветре, облачности и выпадении осадков.

Ветровые радарные профилемеры. Это доплеровские приборы вертикального зондирования, посылающие радиосигналы вертикально вверх и под определенными углами к вертикали и получающие отраженные сигналы при ясном небе от существующих в атмосфере естественных турбулентных или вихревых образований. Луч, направленный вертикально вверх, дает информацию о вертикальной составляющей скорости воздуха, а отраженные сигналы четырех остальных лучей, направленных под углом до 30^{o} к вертикали, дают возможность рассчитать скорость и направление горизонтального ветра. Например, профилемеры в Гонконге, используя частоту 1299 МГц (длина волны 23 см), ведут измерения скорости ветра с 10-минутным интервалом в трех режимах: «низком» (в слое 20–1500 м с разрешением 60 м по вертикали), «высоком» (слой 210–6000 м) и «очень высоком» (слой 210–9000 м) с вертикальным разрешением 200 м. Результатом измерений является профиль ветра в данной точке, получаемый с детальным разрешением по времени и по высоте, что позволяет анализировать динамику атмосферных процессов.

Акустические системы ветрового зондирования (содары). Система содар (от английского SODAR – SOund или SOnic Detection And Ranging) аналогична радарному профилемеру**,** но в ней используются звуковые волны (1−10 кГц), которые рассеиваются на акустических неоднородностях атмосферы (неоднородности полей ветра и температуры). Применение доплеровской методики позволяет системе измерять скорость и направление ветра аналогично ветровому радарному профилемеру. Звуковой сигнал излучается по трем лучам, или осям, что позволяет измерять и вертикальную скорость воздуха, и горизонтальный ветер. Используя полученные таким путем профили ветра, можно вычислять и отображать на экране дисплея информацию о сдвиге ветра. Содар эксплуатируется на аэродромах в ряде районов мира, например

в международных аэропортах Франкфурт-на-Майне (Германия) и Шипхол (Амстердам, Нидерланды). Отметим, что интенсивность взаимодействия акустической волны с атмосферными неоднородностями очень велика, примерно в миллион раз сильнее, чем для электромагнитных волн. В результате взаимодействия происходит сильное поглощение волн и их преломление. Это приводит к тому, что, как правило, высота акустического зондирования невелика, часто не превышает 1000 м. Кроме того, недостатком таких систем является негативное влияние на их работу шумовых эффектов и интенсивных осадков.

*Системы радиоакустического зондирования (*RASS – Radio Acoustic Sounding System*).* Такая система состоит из содара, который дополняется радиолокатором. Принцип радиоакустического зондирования заключается в искусственном создании в атмосфере отражающей неоднородности в виде звуковой решетки, которая засекается радаром (сигнал посылается акустической антенной, имеющей форму решетки). Обычно высота зондирования не превышает 1000 м. RASS дает одновременно информацию о профилях ветра и температуры. Однако RASS не является оптимальным прибором для сетевых метеорологических наблюдений из-за сильной зависимости точности измерений от метеорологических условий. Тем не менее эта система используется в некоторых аэропортах Австрии, Германии и США.

Температурные профилемеры. Это инструмент для дистанционного зондирования, измеряющий излучение в пограничном слое атмосферы на высотах от 0 до 1000 м. Атмосфера представляет собой мощный источник излучения, но поскольку изменения температуры по высоте и по горизонтали незначительны, то для их регистрации необходимо использовать очень чувствительные радиометры. Атмосферное излучение измеряется посредством его сканирования на различных углах от горизонта до зенита. Так, отечественный прибор МТР-5 позволяет восстанавливать измеренные значения температуры и отображать их графически каждые 5 мин. В стандартном варианте профиль отображается с интервалом 50 м, однако вертикальное разрешение может быть при необходимости увеличено. Особенно важно использование данных температурных профилемеров для наблюдения за образованием и разрушением температурных инверсий (соответственно, за эволюцией подинверсионной облачности и туманов).

Метеорологические радиолокаторы кругового обзора. Метеорологические радиолокаторы кругового обзора, сканирующие значительные пространственные области, сегодня являются уникальным средством метеорологических наблюдений, которое позволяет получать в режиме реального времени информацию о местоположении и характере перемещения зон интенсивных осадков, гроз, града на достаточно

больших территориях. Современный локатор производит циклические наблюдения с периодичностью от 3 до 15 мин в круглосуточном автоматизированном режиме, предоставляя данные с высоким пространственным разрешением на площади до 200 тыс. кв. км (радиус зоны радиолокационного обзора – 250 км) в слое толщиной порядка 20 км. В метеорологии чаще всего применяют радары, работающие в частотных диапазонах S, C, X (диапазон длин волн, соответственно, 7,5–15; 3,75–7,5; 2,5–3,75 см).

Первоначально в метеорологии использовалось только поле радарной отражаемости, позволяющей получать информацию о полях облачности и осадков. Использование в современных МРЛ доплеровского эффекта позволяет получать поля радиальной составляющей скорости ветра. При использовании двух или более радаров в пересечении зон покрытия можно определить реальный трехмерный ветер. Таким образом, появляется возможность обнаруживать значительные сдвиги ветра, фронты порывистости, выявлять эволюцию опасных явлений, связанных с конвективной облачностью.

Аэрологическое зондирование. Радиозондовая сеть позволяет получать дважды в сутки вертикальные профили температуры, влажности и ветра с хорошим вертикальным разрешением. Обычно такие данные рассматриваются как «золотой стандарт» (эталон) для определения положения тропопаузы, струйных течений и являются основой для построения карт барической топографии. Профили влажности позволяют косвенно оценить вертикальное распространение облачности, а наличие температурных инверсий опосредованно указывает на присутствие сдвига ветра. Анализируя по данным радиозондирования вертикальную стратификацию атмосферы, производят оценку конвективной неустойчивости и возможного развития опасных конвективных явлений, а также идентифицируют вертикальную протяженность зон возможного обледенения ВС.

Метеорологические спутники. Изображения с геостационарных и полярно-орбитальных метеорологических спутников в различных диапазонах (полосе поглощения водяного пара, видимом и инфракрасном диапазонах) являются неоценимым источником информации, прежде всего об облачности и связанных с ней опасных явлениях. Доступность высокого временного разрешения (10–15 мин), а порой и очень высокого горизонтального разрешения (сотни метров) позволяет с высокой точностью отслеживать быстро развивающиеся конвективные явления. Наряду с радиолокационной информацией спутниковые данные видимого и инфракрасного диапазонов являются составляющей многих аэродромных систем предупреждения об опасных явлениях. Иногда по спутниковым изображениям можно идентифицировать положение оси

струйного течения и особенности топографии тропопаузы (на снимках в полосе поглощения водяного пара). Комбинация измерений в различных диапазонах излучения используется для различных задач, например для обнаружения облаков вулканического пепла.

1.2. Численные модели атмосферы и численный прогноз

Численная модель атмосферы представляет собой систему сложных дифференциальных уравнений в частных производных, описывающую, с той или иной степенью упрощения, происходящие в атмосфере процессы и решаемую приближенно с помощью компьютера при заданных начальных и граничных условиях [12].

Начальные условия представляют собой значения модельных характеристик атмосферы, или модельных переменных (давления, температуры и пр.) в начальный момент времени, а граничные условия – это зависящие от времени значения модельных переменных на границах области расчета.

Продукция численной модели (численный прогноз), т. е. решение системы ее уравнений, – это распределение (поле) модельных переменных в «будущем», т. е. в зависимости от времени, прошедшего после начального момента.

Начальные условия задаются на основе наблюдений в начальный момент. Граничные условия задать сложно, поскольку реальные будущие изменения модельных переменных на боковых границах области расчета неизвестны, а любые их аппроксимации сильно влияют на точность прогноза. Поэтому наиболее целесообразно производить расчет на области, не имеющей границ, а именно на всем Земном шаре (глобальные модели).

Очевидно, что для работы глобальной модели, при прочих равных условиях, необходимы более мощные вычислительные ресурсы, чем для моделей, работающих на ограниченной области (региональные модели). Региональные модели могут более детально описать процессы в своем регионе, а граничные условия для них берутся из глобальных моделей. Таким образом, каждая региональная модель в современных условиях представляет собой производную от глобальной модели, которая в ряде аспектов является менее точной, чем региональная.

Из сказанного видно, что основными источниками ошибок численного прогноза являются:

1) степень полноты и, соответственно, степень упрощения описания физики и энергетики атмосферных процессов системой модельных уравнений. Прогресс в этом отношении идет параллельно с прогрессом вычислительной техники – от простых баротропных

моделей к бароклинным квазигеострофическим, к моделям с полными («примитивными») уравнениями, а на современном этапе – ко все более полному описанию неадиабатических эффектов в атмосфере (фазовых переходов влаги, осадкообразования, негидростатических движений, радиационных процессов, взаимодействия с подстилающей поверхностью, турбулентного переноса и т. п.). В соответствии с этим численный прогноз становится все более содержательным и детальным: если в баротропных моделях в качестве продукции потребитель получал только распределение давления на «среднем уровне» атмосферы, то в современных моделях список продукции включает многие десятки наименований;

2) потеря точности в процессе приближенного численного решения системы уравнений модели. Наибольшая потеря точности происходит в результате замены производных конечными разностями. Производные по горизонтальным и вертикальной координатам и по времени заменяются отношениями приращений функции к соответствующему приращению независимой переменной (Δx вместо ∂x и т. д.) и, чем больше по величине приращения координат, называемые шагами координатной сетки, тем более сглаженным, лишенным деталей будет прогностическое поле модельной переменной. Интуитивно представляется, что малый шаг сетки предпочтительнее, чем большой. Кроме ограничений, связанных с физикой описываемых процессов и с заданием начальных условий, уменьшение шага сетки влечет за собой увеличение объема вычислений и потребного машинного времени. Так, уменьшение шага сетки вдвое в трехмерной задаче ведет к увеличению времени счета в 8 раз;

3) степень точности задания начальных условий. Она зависит от густоты и качества наблюдательной сети, которые, как известно, неодинаковы в разных регионах Земного шара [32]. Данные метеорологических спутников имеют особое значение для заполнения областей отсутствия данных над океанами и малонаселенными территориями. Тем не менее этот источник ошибок остается существенным.

Влияние указанных источников ошибок постепенно преодолевается. Не только специалисты, но и широкая общественность признают, что прогнозы погоды со временем заметно улучшаются. Однако специалисты знают, что чем более совершенными становятся численные модели, тем большие усилия требуются для дальнейшего повышения точности численного прогноза [6, 55]. Возникает вопрос – возможен ли в принципе совершенно точный прогноз как предел при совершенствовании численных моделей, компьютеров и наблюдательных систем? Или, иначе говоря, существует ли предел заблаговременности, до которой прогноз может быть рассчитан с практически значимой успешностью? Этот вопрос известен как вопрос о пределе предсказуемости

атмосферных процессов. Исследования, проведенные в этом направлении в разных странах, приводят к выводу, что такой предел существует и зависит от свойств модели (в особенности от неопределенностей начальных данных). Он определяется наложением ошибок от разных источников. Для процессов синоптического масштаба предел предсказуемости составляет от одной до двух недель. Вместе с тем общее мнение исследователей состоит в том, что точность современных моделей еще не достигла этого предела и, значит, может продолжать со временем повышаться.

Оперативные численные модели, как правило, не предсказывают в явном виде многих важных для практики величин, таких, как видимость, высота нижней границы облаков, интенсивность турбулентности, влияющей на полет ВС, и пр. В крупных прогностических центрах, часто непосредственно в процессе последующей обработки (постпроцессинга) модельных переменных, поля этих практически важных величин рассчитываются с помощью статистических методов.

Наиболее ранний из них – так называемый метод идеального прогноза (PP – Perfect Prognosis), который состоит в следующем. По материалам наблюдений за предиктантом (например, ВНГО) и предикторами (влажностью воздуха и др.) определяются статистические зависимости, позволяющие определить величину предиктанта при известных предикторах. Затем вместо наблюдаемых используются прогнозируемые значения предикторов, что вносит дополнительные погрешности, обусловленные ошибками прогноза (которые можно оценить).

Другой метод, называемый методом MOS (Model Output Statistics), основан на использовании модельных переменных в качестве предикторов, тогда как предиктант берется из наблюдений. Этот метод также широко используется во всех прогностических центрах. Его использование несколько ограничивается тем обстоятельством, что численные модели постоянно развиваются и совершенствуются, и поэтому собрать достаточно длинный однородный ряд модельных предикторов не всегда удается. Кроме того, статистические соотношения, полученные для конкретной модели, могут стать менее эффективными при замене этой модели другой моделью или другой версией той же модели.

Методы PP и MOS могут применяться и на местах для получения статистических прогностических соотношений.

Более сложным является стохастически-динамический метод, который учитывает случайные ошибки наблюдений и анализа, приводящие к неопределенностям в начальных условиях. Этот метод применяется в крупных центрах, реализующих ансамблевые (ensemble) прогнозы.

Метод ансамблевого прогнозирования основан на использовании ансамбля (набора) численных моделей, каждая из которых несколько отличается от остальных (отличия могут наблюдаться в начальных

данных, в разных описаниях тех или иных физических процессов). Рассчитываемые по каждому члену ансамбля прогностические поля будут несколько отличаться друг от друга. В ряде случаев оказывается, что средние по ансамблю прогностические поля лучше соответствуют реальности, чем прогностические поля конкретных членов ансамбля. С другой стороны, при большом числе членов ансамбля (порядка 50) можно полагать, что распределение повторяемости тех или иных значений прогнозируемой величины (например, количества осадков) соответствует вероятности этих значений в реальной атмосфере. На этом основаны широко применяемые методы вероятностных прогнозов. (Существуют методы вероятностных прогнозов и помимо ансамблевого прогнозирования.)

Вероятностные методы прогноза, в отличие от привычных альтернативных (категорических) методов, характеризуются тем, что указывают в явном виде вероятность попадания прогнозируемой величины в ту или иную градацию: например, вероятность очень сильных осадков – 5 %, сильных – 15 %, умеренных – 50 %, слабых – 15 % и отсутствия осадков – 15 %. В сущности, наши альтернативные прогнозы указывают не что иное, как наиболее вероятное значение прогнозируемой величины, и в этом смысле они также являются вероятностными. Во многих крупных аэропортах мира прогнозы особых явлений даются, наряду с альтернативными, в вероятностной форме. Трудности внедрения вероятностных прогнозов в оперативную практику метеорологического обеспечения авиации связаны с рядом обстоятельств, в том числе и с неготовностью авиационных потребителей к восприятию этих прогнозов.

1.3. Основные виды авиационных прогнозов

В зависимости от своего содержания и предназначения авиационные прогнозы подразделяются на ряд специальных видов, основные из которых перечислены ниже.

Авиационные прогнозы в коде TAF – прогнозы по аэродрому – составляются с периодом действия 6, 9, 24 и 30 ч, выпускаются каждые 3 ч и предоставляются пользователям метеорологической информации не менее чем за 1 ч до начала действия прогноза.

Прогноз для посадки TREND составляется на 2 ч, начиная от времени, на которое составляется сводка о фактической погоде на аэродроме.

Предупреждения по аэродрому содержат информацию о метеорологических условиях, которые могут представлять опасность для воздушных судов на земле, в том числе на местах стоянки, а также для аэродромного оборудования.

Предупреждения выпускаются в связи с фактическим или ожидаемым возникновением одного или нескольких опасных (или особых для авиации) явлений. Для условий взлета и посадки (аэродрома) это тропический циклон, цунами, гроза, град, шквал, смерч, снегопад продолжительностью более 2 ч, замерзающие осадки, переход температуры через 0 °С к отрицательным значениям, песчаная или пыльная буря, сильный приземный ветер со скоростью 15 м/с и более (с учетом порывов), вулканический пепел, выброс токсических химических веществ, другие явления, перечень которых согласуется с органами ОрВД.

Предупреждения о сдвиге ветра содержат краткую информацию о наблюдаемом или ожидаемом сдвиге ветра, который может представлять опасность на конечном этапе захода на посадку или при взлете в слое до 500 м включительно над уровнем порога ВПП, или на этапах разбега (при взлете), или пробега (при посадке). В случаях, когда местные орографические условия вызывают сдвиг ветра на высотах более 500 м, предупреждения включают информацию о сдвиге ветра на высотах более 500 м.

Для метеообеспечения полетов воздушных судов на эшелонах полета ниже FL100 (FL150 или выше в горных районах) каждые 6 ч выпускаются зональные прогнозы в формате GAMET с периодом действия 6 ч и предоставляются потребителям не позднее чем за 1 ч до начала действия [16]. Прогнозы GAMET должны выпускаться метеорологическими органами, ответственными за метеорологическое обеспечение полетов ВС ниже эшелона FL100 (FL150 или выше в горных районах).

Органами метеорологического слежения выпускается информация SIGMET и AIRMET [14].

Информация SIGMET представляет собой краткое описание открытым текстом с сокращениями (на английском языке) фактических или ожидаемых явлений погоды по маршруту полета, которые могут повлиять на безопасность полета воздушных судов, а также предполагаемую эволюцию данных явлений во времени и пространстве. Информация SIGMET аннулируется тогда, когда явления более не наблюдаются или когда не ожидается, что они возникнут в данном районе. Период действия сообщения SIGMET не превышает 4 ч, период действия сообщения об облаке вулканического пепла не превышает 6 ч.

Информация AIRMET – это краткое описание открытым текстом с сокращениями (также на английском языке) фактических или ожидаемых определенных явлений погоды по маршрутам и районам полетов, которые не были включены в зональные прогнозы GAMET и могут повлиять на безопасность полетов ниже эшелонов FL100 в равнинной местности и ниже FL150 или более в горной. Период действия сообщения не превышает 4 ч.

Глава 2.

ВЛИЯНИЕ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ НА ПОЛЕТЫ НА НИЖНИХ УРОВНЯХ, ВЗЛЕТ И ПОСАДКУ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

2.1. Давление и температура воздуха. Давление QNH

2.1.1. Стандартная атмосфера

При конструировании воздушных судов в расчеты закладываются физические параметры атмосферы, не зависящие от географического положения, времени года или суток. Это так называемая стандартная атмосфера (СА), чьи характеристики определены в Руководстве по стандартной атмосфере ИКАО 1993 года [17].

Данные стандартной атмосферы близки к осредненным величинам многолетних наблюдений в летний период на широте около 45°. На практике часто используются следующие параметры СА:

– атмосферное давление у земли (p_0 = 760 мм рт. ст. = 1013,25 гПа = 29,92 дюйма рт. ст.);

– температура воздуха у земли (T_0 = 15 °С = 288 К);

– ускорение свободного падения (g = 9,80665 м/с^2);

– плотность воздуха у земли (ρ = 1, 2255 кг/м^3);

– вертикальный градиент температуры в слое 0–11 км (γ_{0-11} = 0,65 °С/100 м);

– вертикальный градиент температуры в слое 11–20 км (γ_{11-20} = 0).

Ветер и влажность в характеристики стандартной атмосферы не входят.

Как видно из приведенных данных, СА до высоты 11 км является политропной (температура линейно меняется с высотой), а от 11 до 20 км – изотермической, причем температура в этом слое равна -56,5 °С (216,5 К).

2.1.2. Влияние температуры и давления реальной атмосферы на полет воздушных судов

В условиях реальной атмосферы, параметры которой отличаются от стандартной, полетные характеристики воздушного судна также несколько отличаются от расчетных. К таким характеристикам относятся возникающие в полете аэродинамические силы, сила тяги двигателя, расход топлива, скорость, предельно достижимая высота полета, а также показатели некоторых аэронавигационных приборов.

В частности, отклонения реальной атмосферы от стандартной следует учитывать при определении высоты полета ВС. Для определения абсолютных и относительных высот полета используются показания барометрического высотомера (альтиметра) – пилотажно-навигационного прибора. Принцип действия барометрического высотомера основан на измерении давления атмосферы, которое уменьшается с высотой. Прибор на самом деле измеряет не высоту, а атмосферное давление, однако его шкала показывает не давление, а высоту в метрах (футах) .

Барометрической высотой называется атмосферное давление, выраженное в величинах абсолютной высоты, соответствующей этому давлению по стандартной атмосфере.

Эшелоном полета называется поверхность постоянного атмосферного давления, отнесенная к установленной величине давления 760 мм рт. ст. (1013,25 гПа) и отстоящая от других таких поверхностей на величину установленных интервалов давления .

Шкала барометрических высотомеров градуируется применительно к высотам СА, и методические ошибки обусловлены как непостоянством давления у земной поверхности, так и несоответствием фактической температуры стандартной. Температурные ошибки барометрических высотомеров устраняются путем учета отклонения фактического распределения температуры от стандартного [38]. В условиях реальной атмосферы истинная высота полета H над изобарической поверхностью p_0 определяется барометрической формулой Лапласа

$$H = 18400 \frac{T_{cp}}{273} \lg \frac{p_0}{p_H}, \qquad (1)$$

где H – высота (м); p_0 и p_H – давление (гПа) на нижнем уровне и на высоте H соответственно; $T_{cp} = (T_0 + T_H)/2$ – средняя температура воздуха (в градусах Кельвина, К) в слое от нижнего уровня до высоты H.

При полете на данной приборной высоте истинная высота будет возрастать с увеличением температуры. Приближенно взаимосвязь

между истинной H и приборной высотой H^* может быть представлена следующим образом:

$$H = H^* \cdot \frac{T}{T_{cm}}, \qquad (2)$$

где T – реальная температура на данной высоте; T_{cm} – температура (К) на данной высоте по стандартной атмосфере.

Температурная поправка существенна при выполнении полета по маршруту, если в пунктах вылета или прибытия наблюдается очень высокая или очень низкая температура.

2.1.3. Давление QNH

QNH – один из множества Q-кодов (трехбуквенных кодов, используемых в радиосвязи), из которых группы QAA-QNZ были зарезервированы для аэронавигационного обеспечения с 30-х годов прошлого века. QNH означает барометрическое давление, приведенное к уровню моря по стандартной атмосфере [21].

Для характеристик давления на аэродроме, помимо QNH, применяются следующие коды:

QFF – барометрическое давление места, приведенное к уровню моря, учитывающее реальную температуру на время наблюдения в качестве средней температуры;

QFE – давление аэродрома; когда оно введено в альтиметр, он показывает на земле высоту 0. Оно может относиться либо к уровню контрольной точки аэродрома, либо к уровню рабочего порога ВПП;

QNE – атмосферное давление на уровне моря в СА, равное 1013,25 гПа и используемое как точка отсчета для определения высоты по давлению, когда эшелон используется в качестве индикатора высоты.

Аббревиатура QNH возникла в то время, когда голосовая радиосвязь была низкого качества и использовалась азбука Морзе. Для запоминания аббревиатур использовались следующие мнемонические правила: для QNH – «Question Nautical Height» («Вопрос Морская Высота»), для QFE – «Question Field Elevation» («Вопрос Высота Аэродрома»).

Для правильного отображения высоты полета на приборе необходимо вручную установить величину атмосферного давления, полученную по радиосвязи. Неправильная установка такого давления при полетах не раз становилась причиной авиакатастроф.

В настоящее время в большинстве стран перед взлетом ВС высотомер устанавливается на давление, приведенное к уровню моря по стандартной атмосфере, QNH, и показывает высоту над уровнем моря

в СА. Однако вскоре после взлета экипаж устанавливает стандартное давление 760 мм рт. ст. Высота, при пересечении которой устанавливается стандартное давление, называется высотой перехода.

Таким образом, ***высота перехода*** – установленная в районе аэродрома (аэроузла) высота для перевода шкалы давления барического высотомера на значение относительного давления 760 мм рт. ст. при наборе заданного эшелона.

Понятие ***эшелон перехода***, которым оперируют при снижении, – это установленный эшелон полета для перевода шкалы давления барометрического высотомера со стандартного давления на давление аэродрома или минимальное атмосферное давление, приведенное к уровню моря.

В настоящее время высота и эшелон перехода в России рассчитываются для конкретных аэродромов, эта величина обычно доступна в информации АТИС (служба автоматической передачи информации в районе аэродрома). В большинстве стран используется единый эшелон перехода по всей стране. В некоторых странах высота и эшелон перехода равны. Так, в США принят единый эшелон перехода – 18 000 футов.

Переход от QFE к QNH в нашей стране стал осуществляться сравнительно недавно. Однако необходимость такого перехода, как отвечающего в большей мере требованиям безопасности, очевидна. Существует единственное преимущество QFE над QNH: при использовании QFE, находясь на ВПП, мы видим на высотомере «ноль», а при использовании QNH – превышение аэродрома над уровнем моря (рис. 2.1).

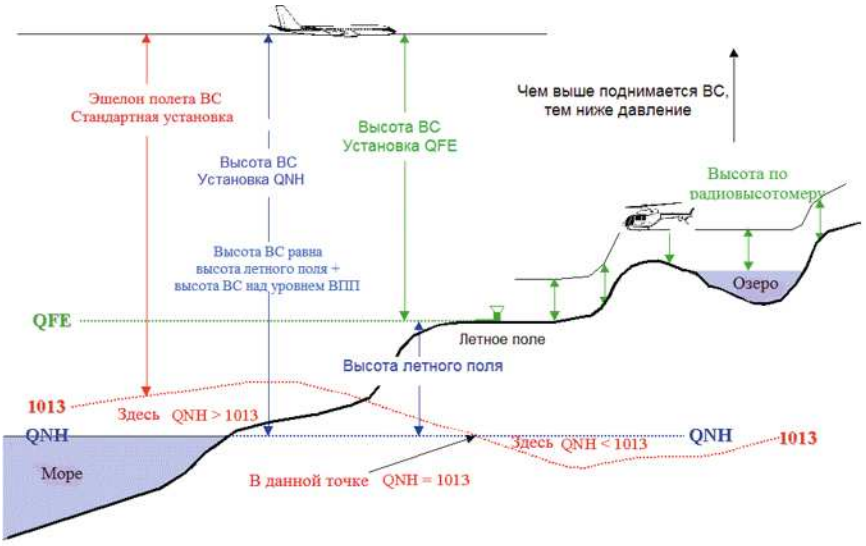


Рис. 2.1. Схема соотношения высоты и давления QNH и QFE.

При полетах на воздушных судах иностранного производства экипаж может в полной мере использовать средства автоматизации и системы раннего предупреждения о близости земли, так как их базы данных содержат высоты, основанные на QNH.

2.1.4. Приведение давления к уровню моря по стандартной атмосфере (вычисление QNH)

Чтобы привести давление, измеренное на аэродроме, к уровню моря по стандартной атмосфере, надо, очевидно, определить по стандартной атмосфере приращение давления, соответствующее высоте аэродрома над уровнем моря, и прибавить это приращение к измеренному значению давления.

Простейший способ такого расчета состоит в следующем. По таблице СА находим значение давления, соответствующее высоте аэродрома над уровнем моря, и вычитаем это значение из 1013,2 гПа. Таким образом мы находим приращение давления Δp, соответствующее в стандартной атмосфере столбу воздуха от уровня моря до аэродрома. Поскольку это приращение давления не зависит от температуры (в рамках СА), для данного аэродрома достаточно его рассчитать раз и навсегда. В дальнейшем для расчета QNH необходимо к измеренному давлению на аэродроме прибавлять Δp. Например, для высоты аэродрома над уровнем моря, равной 150 м, будет $\Delta p = 1013{,}2 - 995{,}4 = 17{,}8$ (гПа). Если в конкретный срок измерено давление на аэродроме, равное, например, 994,2 гПа, то QNH = 994,2 + 17,8 = 1012 (гПа).

В современных условиях прогноз давления, приведенного к уровню моря по СА, может рассчитываться в узлах сетки численных моделей прогноза погоды на основании прогностических полей давления (пример такого прогноза показан на рис. 2.2).

2.1.5. Прогноз минимальных значений QNH

Необходимость в прогнозировании минимального значения давления QNH возникла с введением в действие новых форм метеорологического обслуживания международной аэронавигации на малых высотах, а именно − зональных прогнозов по району полетной информации (РПИ) GAMET. В GAMET должна быть включена информация о минимальном значении давления ($QNH_{мин}$), которое ожидается на период действия прогноза [16].

Если в распоряжении синоптика отсутствует численный прогноз давления QNH по данным региональной или глобальной модели,

он может сам сформулировать его на основе тенденции изменения давления по данным кольцевых карт, поступающих каждые 3 ч, и диагностической карты QNH за исходный срок. Например, экстраполируя на последующие 3 ч тенденцию изменения давления за прошедшие 3 ч, можно получить будущее значение QNH на соседней станции путем сложения исходного QNH с измеренной тенденцией.

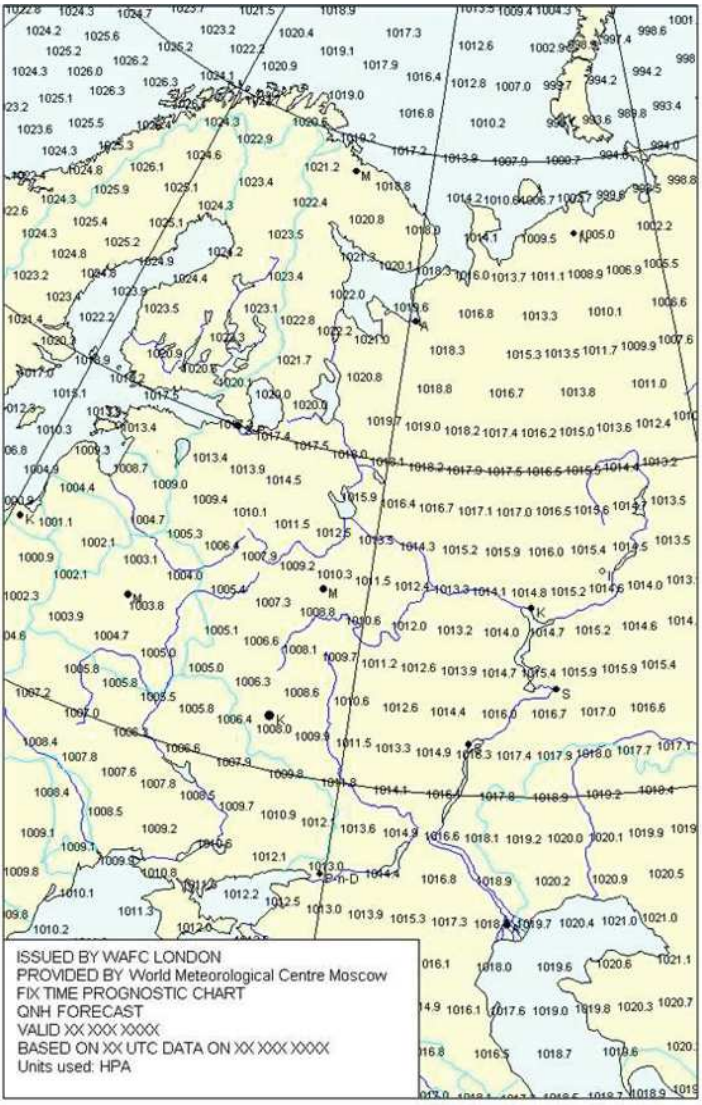


Рис. 2.2. Пример карты прогноза QNH [22].

2.2. Ветер и сдвиг ветра

2.2.1. Определения

Ветром называют *движение воздуха относительно земной поверхности*. Ветер характеризуется скоростью и направлением и, таким образом, представляет собой вектор, который может раскладываться на три ортогональные составляющие. Относительно траектории полета воздушного судна – это встречный/попутный (продольный) ветер, боковой ветер и восходящий/нисходящий поток (вертикальная составляющая). За исключением особых случаев, вертикальная составляющая ветра в атмосфере обычно мала в сравнении с обеими горизонтальными компонентами. Поэтому часто, когда говорят о ветре, принимают в расчет только горизонтальный ветер, дующий параллельно земной поверхности. Особые случаи, когда преобладает вертикальная компонента, ассоциируются главным образом с конвективными потоками и горными волнами и будут обсуждаться ниже.

Сдвигом ветра называется изменение скорости и/или направления ветра (включая его вертикальную составляющую) в пространстве. Таким образом, любое атмосферное явление или физическое препятствие на пути воздушного потока, которое обусловливает изменения скорости и/или направления ветра, вызывает сдвиг ветра. Если эти изменения достаточно велики, они могут вызвать существенные отклонения ВС от расчетной траектории полета.

Среди прочих характеристик физического состояния атмосферы ветер оказывает наиболее существенное влияние на движение воздушного судна на всех этапах полета. Сильные сдвиги ветра в нижнем слое также оказывают резкое воздействие на ВС. Они включены в перечень опасных для авиации явлений погоды [1].

2.2.2. Влияние ветра на взлет, посадку и полет воздушных судов на нижних уровнях

Влияние ветра на параметры движения воздушного судна наиболее существенно на малых высотах, и в особенности при взлете и посадке. Например, взлет и посадку самолета лучше всего производить против ветра, поскольку встречный ветер увеличивает воздушную скорость и подъемную силу, в результате уменьшается длина разбега самолета по взлетно-посадочной полосе при взлете и длина пробега во время посадки. Поэтому при проектировании и строительстве взлетно-посадочных полос их ориентируют, по возможности, по преобладающему направлению ветра [3,4].

При взлете и посадке с попутным ветром, наоборот, увеличивается как длина разбега, так и длина пробега самолета. Эти эффекты довольно значительны. Так, если при штиле длина разбега равна, например, 1000 м, то при встречном ветре скоростью 10 м/с длина разбега сократится до 740 м, а при таком же попутном ветре – увеличится до 1260 м, что может привести к опасным последствиям.

На практике нередко взлет и посадку приходится производить при наличии бокового ветра, что существенно усложняет пилотирование из-за возникновения кренящего и разворачивающего моментов. Для обеспечения безопасности полетов устанавливается предельно допустимая скорость бокового ветра для каждого типа самолета. Например, для ИЛ-86 ее значение при сухой ВПП составляет 15 м/с и снижается до 6 м/с при мокрой ВПП, а для легких самолетов и самолетов типа Аэробус (А310 – А340) скорость бокового ветра не должна превышать 10 м/с при любом состоянии полосы [7]. Для попутного ветра ограничения более жесткие: практически все типы самолетов могут взлетать при попутном ветре, скорость которого не превышает 5 м/с. Это ограничение обусловлено тем, что при более сильном попутном ветре длины ВПП просто может не хватить для взлета. Ограничение по скорости встречного ветра для большинства типов самолета составляет 25–30 м/с. Причина ограничения по встречному ветру состоит в том, что ветер такой силы, как правило, бывает порывистым, с резкими изменениями скорости в течение нескольких секунд, т. е. характеризуется наличием сильных сдвигов ветра.

В нижнем слое атмосферы скорость и направление ветра определенным образом меняются с высотой. Это происходит из-за того, что с высотой уменьшается эффект турбулентного трения воздушного потока о земную поверхность. Слой, в котором этот эффект влияет на ветер, именуется планетарным пограничным слоем (ППС), слоем трения либо пограничным слоем атмосферы. Толщина ППС меняется в широких пределах при среднем характерном значении 1000 м. Она тем больше, чем больше шероховатость земной поверхности и чем интенсивнее развитие турбулентности, а потому увеличивается с усилением ветра и с уменьшением термической устойчивости, характеризуемой разностью температур на высоте 2 м и на поверхности 850 гПа (табл. 2.1).

Вследствие уменьшения с высотой турбулентного трения скорость ветра в ППС возрастает с высотой, приближаясь к скорости градиентного ветра на верхней границе ППС. Угол отклонения ветра от изобар при этом приближается к нулю. В нижней части ППС (в приземном слое) скорость ветра растет с высотой приблизительно по логарифмическому закону (пропорционально логарифму высоты), а направление практически не меняется. В вышележащей части ППС (в слое Экмана)

изменение скорости и направления ветра приближенно описывается спиралью Экмана (рис. 2.3).

Таблица 2.1. Толщина пограничного слоя атмосферы H_n (км) при различных значениях геострофического ветра V_g и $T_2 - T_{850}$ для широт $\varphi = 40 \ldots 80°$ с. ш.

над травяным покровом

V_g, м/с	$T_2 - T_{850}$, °C							
	≤ 4	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**11**	**≥ 14**
5	0,05	0,07	0,10	0,15	0,25	0,40	1,00	2,50
10	0,10	0,15	0,25	0,35	0,50	0,75	1,40	2,40
15	0,30	0,45	0,60	0,70	0,90	1,10	1,60	2,20
20	0,70	0,85	1,00	1,15	1,30	1,45	1,70	2,20
25	1.20	1,30	1,40	1,50	1,60	1,70	1,90	2,30
30	1,70	1,75	1,80	1,85	1,95	2,00	2,20	2,30

Примечание. При $V_g \geq 35$ м/с $H_n = 0{,}05\, V_g / \sin\varphi$.

над снежной поверхностью

V_g, м/с	$T_2 - T_{850}$, °C					
	≤ 1	**3**	**5**	**7**	**9**	**≥ 11**
5	0,03	0,05	0,10	0,15	0,30	0,50
10	0,10	0,15	0,20	0,35	0,50	0,80
15	0,20	0,30	0,40	0,55	0,75	1,00
20	0,50	0,55	0,65	0,80	1,00	1,20
25	0,80	0,90	1,00	1,10	1,20	1,40
30	1,20	1,30	1,30	1,40	1,50	1,60

Примечание. При $V_g \geq 35$ м/с $H_n = 0{,}04\, V_g / \sin\varphi$.

Приземный слой простирается от земной поверхности до высоты 30–100 м (в некоторых случаях до 200–250 м). Его толщина меняется в зависимости от скорости ветра, шероховатости земной поверхности и устойчивости стратификации. Основное свойство этого слоя – постоянство с высотой турбулентных потоков тепла, количества движения, водяного пара при возрастании с высотой коэффициента турбулентности. В приземном слое наблюдаются вертикальные градиенты скорости ветра, температуры, влажности, в десятки и сотни раз большие, чем в вышележащих слоях, и убывающие снизу вверх. Верхняя граница приземного слоя нередко совпадает с верхней границей радиационных туманов, смога, приземных инверсий температуры.

В слое Экмана ветер усиливается с высотой и поворачивает вправо (в Северном полушарии), приближаясь к геострофическому на верхней границе ППС. Годограф скорости ветра в такой модели имеет вид, показанный на рис. 2.3. Коэффициент турбулентности в слое Экмана постоянен по высоте.

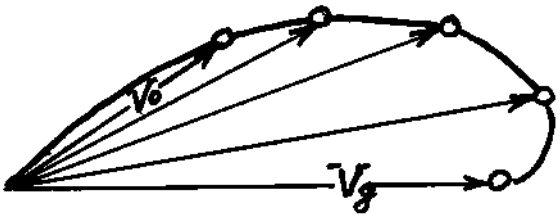


Рис. 2.3. Спираль Экмана: V_0 – скорость ветра на высоте флюгера; V_g – скорость геострофического ветра.

В случае экстремальной устойчивости в слое трения (например, при формировании инверсии выхолаживания в ночное время) турбулентное перемешивание и перенос количества движения от крупномасштабного потока над инверсией прекращаются. Это приводит к ослаблению ветра или штилю у поверхности Земли.

Так как воздух под инверсией фактически отрезан от потока количества движения из вышележащих слоев, в слое инверсии скорость ветра с высотой уменьшается и под слоем уменьшения появляется максимум скорости ветра. При определенных обстоятельствах максимальная скорость ветра концентрируется в довольно узкой полосе и может классифицироваться как «струйное течение нижних уровней» (разд. 2.2.4). Сдвиг ветра под струей может быть значительным, он пропорционален интенсивности инверсии (вертикальному градиенту температуры в инверсионном слое).

2.2.3. Особенности прогнозирования ветра в нижнем слое атмосферы

Для обеспечения работы авиации необходимо прогнозировать ветер как у поверхности Земли (на высоте флюгера – 10 м), так и, по крайней мере, на абсолютных высотах 600, 1500 и 3000 м (в горной местности 4500 м).

Стандартный прогноз ветра у земли в первом приближении может быть основан на результатах прогноза приземного барического поля.

Если барическая ситуация в прогнозе меняется незначительно, скорость ветра будет пропорциональна скорости геострофического ветра V_g:

$$V = k \cdot V_g . \tag{3}$$

Для расчета геострофического ветра по картам барической топографии используется формула

$$V_g = (9{,}8/f) \cdot (\partial H / \partial n), \tag{4}$$

где H – значение геопотенциала в геопотенциальных метрах; $f = 2\omega \sin\varphi$ – параметр Кориолиса, где ω – угловая скорость вращения Земли, φ – широта; n – нормаль к изогипсам.

Если же в прогностический период ожидается углубление ложбин, усиление гребней или изменение знака кривизны изобар на периферии циклонов и антициклонов, то в формуле (3) следует заменить геострофический ветер на градиентный V_{gr}:

$$V_{gr} = V_g \cdot \left[1/2 + \left(1/4 + V_g K / f\right)^{1/2}\right]^{-1}, \tag{5}$$

где $K = R^{-1}$ – кривизна изобары (изогипсы), причем циклоническая кривизна считается положительной, антициклоническая – отрицательной; R – радиус кривизны. При равной густоте изобар (изогипс) скорость градиентного ветра в циклоне будет меньше, чем в антициклоне.

Отклонение действительного ветра от градиентного, характеризуемое величиной k в (3), зависит от интенсивности обмена количеством движения между приповерхностным слоем и более высокими слоями атмосферы. В свою очередь, интенсивность таких обменных процессов может зависеть от времени суток, состояния подстилающей поверхности и наличия облачного покрова, а также от самой скорости ветра.

Так, величина k в формуле (3) обычно принимает значения 0,5–0,6 над сушей и 0,7 над водной поверхностью. Действительный ветер на уровне флюгера будет отклоняться в сторону низкого давления в среднем над морем на 15°, над равниной – на 30°, над холмами – на 45° и более. При больших скоростях действительный ветер отклоняется от изобар меньше, чем при малых. Кроме того, при сильном ветре (в отличие от слабого) относительные отклонения от скорости градиентного ветра будут меньшими, а абсолютные – большими.

Для прогноза скорости ветра у земли был в свое время предложен метод А.С. Зверева, с помощью которого по горизонтальному градиенту давления в зависимости от времени года и времени суток можно определить ожидаемую скорость ветра с помощью графика, представленного на рис. 2.4. Этот метод не учитывает влияния кривизны изобар.

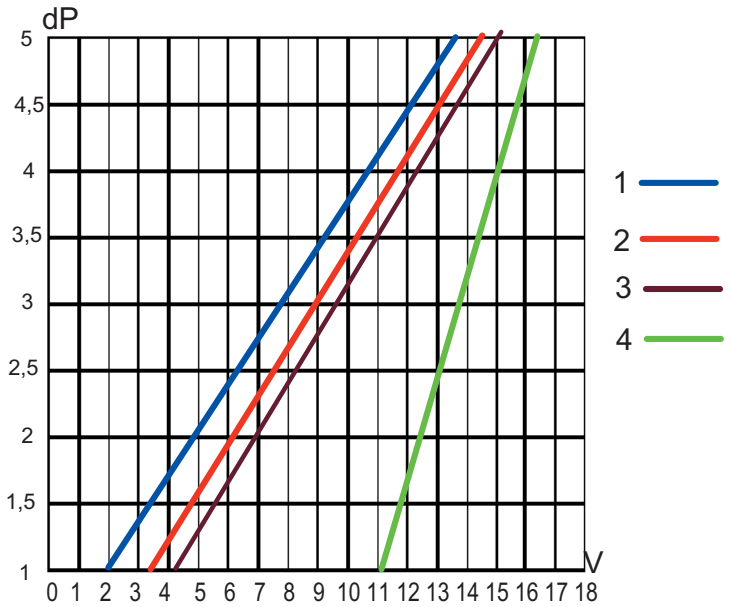


Рис. 2.4. Определение скорости ветра V (м/с) по градиенту давления dP (в миллибарах на 1 градус меридиана) в зависимости от времени года и времени суток: 1 – лето, ночь; 2 – зима, ночь; 3 – лето, день; 4 – зима, день.

Ветер до высоты 1000 м прогнозируют с использованием прогностических значений скорости и направления ветра у земли (на высоте 10 м). Для квазистационарных условий обычно учитывают температурную стратификацию (по прогностическим данным о температуре у земли и на поверхности 850 гПа), а также состояние подстилающей поверхности. Для определения скорости ветра на стандартных малых высотах в конкретных пунктах по данным наблюдений разработаны номограммы и таблицы, учитывающие перечисленные выше параметры. В квазистационарных условиях можно пользоваться таблицами коэффициентов нарастания ветра с высотой V_H/V_{10} при различных значениях скорости ветра у земли V_{10} и разности температуры у земли (на высоте 2 м) и на поверхности 850 гПа ($T_2 - T_{850}$). Такие таблицы приводятся ниже для двух типов подстилающей поверхности – травяной и снежный покров (табл. 2.2 и 2.3).

Чтобы определить скорость ветра на высоте H, необходимо выбрать из приведенных таблиц значение V_H/V_{10} для соответствующего значения H (при известных V_{10} и $T_2 - T_{850}$) и умножить найденное

значение V_H/V_{10} на V_{10}. Для промежуточных значений V_{10} и $T_2 - T_{850}$, а также для промежуточных высот H (200 и 500 м) величины V_H/V_{10} находят путем интерполяции. На высотах выше 600 м ветер может считаться геострофическим и его скорость определяется путем интерполяции между значениями скорости геострофического ветра по приземной карте и по карте изобарической поверхности 850 гПа.

Таблица 2.2. Значения коэффициентов V_H/V_{10} для разных V_{10} и $T_2 - T_{850}$ над травяным покровом [27]

V_{10}, м/с	*H*, м	($T_2 - T_{850}$), °C							
		≤ 4	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**11**	**≥ 14**
1	100	3,8	3,2	2,8	2,5	2,2	1,9	1,4	1,1
	300	3,8	3,4	3,1	2,6	2,2	1,9	1,5	1,2
	400	3,7	3,3	3,0	2,6	2,2	1,9	1,5	1,2
	600	2,9	2,8	2,5	2,4	2,2	1,9	1,5	1,2
2	100	3,3	2,9	2,6	2,3	2,1	1,8	1,4	1,1
	300	3,6	3,3	3,0	2,6	2,3	1,9	1,5	1,2
	400	3,4	3,2	3,0	2,6	2,3	2,0	1,5	1,2
	600	3,0	2,8	2,7	2,5	2,3	2,0	1,5	1,2
4	100	2,7	2,4	2,2	2,0	1,9	1,7	1,4	1,1
	300	3,2	3,0	2,8	2,6	2,3	2,0	1,6	1,2
	400	3.2	3,0	2,8	2,6	2,4	2,1	1,6	1,3
	600	3,1	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2	1,7	1,3
6	100	2,3	2,1	2,0	1,8	1,7	1,6	1,4	1,2
	300	2,9	2,8	2,7	2,5	2,3	2,1	1,7	1,3
	400	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4	2,2	1,8	1,4
	600	3,0	2,9	2,8	2,7	2,5	2,4	1,9	1,4
8	100	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,2
	300	2,7	2,6	2,6	2,4	2,3	2,1	1,8	1,5
	400	2,8	2,8	2,7	2,6	2,4	2,3	2,0	1,5
	600	2,9	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4	2,1	1,6
10	100	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,4	1,2
	300	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1	1,9	1,6
	400	2,7	2,7	2,6	2,5	2,4	2,3	2,1	1,8
	600	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,5	2,2	1,9
12	100	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,3
	300	2,5	2,4	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	1,8
	400	2,7	2,6	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	1,9
	600	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6	2,5	2,3	2,1

Примечания. 1. При $V_{10} > 12$ м/с $V_{100} = 1{,}45 \cdot V_{10}$; $V_{300} = 2{,}13 \cdot V_{10}$;
$V_{400} = 2{,}35 \cdot V_{10}$; $V_{600} = 2{,}50 \cdot V_{10}$.

2. При $V_{10} = 0$ для определения V_H принимается $V_{10} = 1$ м/с.

Таблица 2.3. Значения коэффициентов V_H / V_{10} для разных V_{10} и $T_2 - T_{850}$ над снежной поверхностью [27]

V_{10}, м/с	H, м	$T_2 - T_{850}$, °С						
		≤ -2	**1**	**3**	**5**	**7**	**9**	**≥ 11**
1	100	3,4	3,1	2.8	2,5	2,2	1,7	1,3
	300	3,6	3,1	2,8	2,5	2,2	1,8	1,5
	400	3,3	2,9	2,7	2,4	2,2	1,8	1,5
	600	2,9	2,7	2,5	2,3	2,0	1,5	1,5
2	100	3,0	2,8	2,6	2,4	2,1	1,8	1,3
	300	3,4	3,0	2,7	2,5	2,2	1,8	1,5
	400	3,3	2,9	2,7	2,4	2,2	1,8	1,6
	600	3,0	2,8	2,6	2,4	2,1	1,9	1,6
4	100	2,5	2,3	2,2	2,1	1,8	1,6	1,3
	300	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2	1,9	1,7
	400	3,2	2,9	2,7	2,5	2,3	2,0	1,8
	600	3,2	2,9	2,7	2,5	2,3	2,1	1,9
6	100	2,1	2,0	2,0	1,8	1,7	1,6	1,3
	300	2,8	2,6	2,5	2,3	2,2	2,0	1,8
	400	3,0	2,8	2,7	2,5	2,3	2,1	1,9
	600	3,1	2,9	2,8	2,6	2,4	2,2	2,1
8	100	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4
	300	2,6	2,5	2,4	2,3	2,1	2,0	1,9
	400	2,8	2,6	2,5	2,4	2,3	2,1	2,0
	600	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4	2,3	2,1
10	100	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,5	1,4
	300	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	1,9
	400	2,,7	2,5	2,5	2,4	2,3	2,2	2,0
	600	2,8	2,7	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2
12	100	1,6	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4
	300	2,4	2,3	2,2	2,1	2,1	2,0	1,9
	400	2,6	2,5	2,4	2,4	2,3	2,2	2,1
	600	2,7	2,6	2,6	2,5	2,4	2,3	2,3

Примечания. 1. При $V_{10} > 12$ м/с $V_{100} = 1{,}4 \cdot V_{10}$; $V_{300} = 2{,}0 \cdot V_{10}$;

$V_{400} = 2{,}2 \cdot V_{10}$; $V_{600} = 2{,}4 \cdot V_{10}$.

2. При $V_{10} = 0$ для определения V_H принимается $V_{10} = 1$ м/с.

Для определения направления ветра на стандартных высотах и на высоте круга можно использовать данные табл. 2.4, где указаны поправки $D_H - D_{10}$ к направлению ветра на уровне 10 м D_{10}, которые следует прибавить к значению D_{10} для определения направления D_H на высоте H.

При небольших заблаговременностях прогноза (до 3 ч) вместо прогностических значений приземного ветра, температуры у земли

и на поверхности 850 гПа можно пользоваться их наблюденными значениями в исходный момент, если на период действия прогноза не предполагается заметного изменения геострофического ветра и не ожидается приближения фронтов у поверхности Земли к аэродрому ближе, чем на 300 км.

При бóльших заблаговременностях следует опираться на результаты численного прогноза, если они имеются в распоряжении синоптика, и учитывать закономерности изменения ветра в ожидаемых синоптических ситуациях.

Таблица 2.4. Углы поворота ветра $D_H - D_{10}$ (в градусах) для различных значений скорости ветра D_{10} и разности $T_2 - T_{850}$

V_{10}, м/с	*H*, м	$T_2 - T_{850}$, °C				
		<0	**0 …4**	**5 …7**	**8 …11**	**>12**
1–2	100	35	30	25	15	10
	400	60	50	45	30	20
3–5	100	30	25	20	10	5
	400	50	45	35	25	10
6–7	100	20	15	10	5	0
	400	40	35	30	20	5
>8	100	10	10	5	0	0
	400	30	25	20	10	5

Так, если прогнозируется внутримассовая погода, следует ожидать влияния суточного хода температуры на ветер у поверхности Земли. При этом следует учитывать состояние подстилающей поверхности в зависимости от сезона. Например, зимой на западной периферии стационарных антициклонов с малыми горизонтальными барическими градиентами и при наличии низкой инверсии обмен количеством движения ослаблен. В этих условиях действительный ветер может быть в 2–3 раза слабее градиентного. Летом, при той же барической ситуации и безоблачной погоде, когда за счет интенсивного прогрева воздуха у подстилающей поверхности и активного перемешивания атмосфера неустойчиво стратифицирована, скорость действительного ветра может превышать скорость градиентного в 2–3 раза. Так проявляется явная зависимость величины k от обмена количеством движения между приземным слоем и более высокими слоями воздуха.

По имеющимся в последний дневной или вечерний срок наблюдений данным о скорости ветра на высотах 100–300 м и об ожидаемых изменениях барического градиента в районе аэродрома в последующие

12 ч можно определить возможное значение скорости ветра на тех же высотах для указанного периода времени по следующей формуле:

$$V' = V\frac{\Delta p'}{\Delta p}, \qquad (6)$$

где V – наблюдаемая скорость ветра (м/с) на высоте 100 или 300 м; V' – ожидаемая через 12 ч скорость ветра на той же высоте; Δp – разность значений приведенного к уровню моря давления (гПа) в исходный срок на аэродроме и на ближайшей к нему метеорологической станции, расположенной вблизи нормали к изобарам, проведенной через точку, соответствующую местоположению аэродрома на карте погоды; $\Delta p'$ – ожидаемая через 12 ч разность значений давления в тех же пунктах наблюдений.

В современных условиях прогноз ветра на нижних уровнях можно получать с помощью численных моделей с высоким разрешением. Однако в условиях аэродрома его все же следует считать подлежащим уточнению с применением статистических связей и эмпирических закономерностей в сочетании с опытом синоптика. Это позволяет не только существенно обогатить и уточнить полученную численным прогнозом картину, но и предсказать развитие ряда таких явлений, которые пока не описываются численными прогностическими моделями.

2.2.4. Струйные течения нижних уровней (мезоструи)

Струйными течениями нижних уровней (СТНУ), или мезоструями, называют узкие зоны сильных ветров в планетарном пограничном слое. Горизонтальная их протяженность в продольном направлении может достигать нескольких сотен километров, скорость на оси – до 70 м/с. Критерием для выделения СТНУ должен быть характер вертикального распределения скорости ветра, подобный тому, что наблюдается для верхнетропосферных СТ. Однако в некоторых случаях за критерий СТНУ принимается характерное значение максимума скорости ветра в пограничном слое: 15 или 12 м/с (по разным источникам).

Мезоструи могут быть разделены на внутримассовые и фронтальные. При приближении теплого фронта в теплом воздухе на небольшой высоте может наблюдаться значительное увеличение скорости ветра и резкие изменения его направления, а над фронтальной зоной – ослабление ветра. Формируется струйное течение нижних уровней со скоростями, порой достигающими 20–30 м/с и превышающими скорость геострофического ветра. Подобные струйные течения иногда формируются и после прохождения зоны холодного фронта у поверхности Земли

и обнаруживаются в зоне шириной до 200 км за фронтом. Они, как правило, более интенсивны, чем СТНУ теплых фронтов. Отметим также, что неровности рельефа могут приводить к существенному усилению максимумов скорости на нижних уровнях [8].

Мезоструи перед холодными фронтами развиваются в наиболее теплой и влажной части теплого сектора циклона, в так называемом потоке теплой несущей полосы, имеющей направление, примерно параллельное фронту. Вокруг оси мезоструи развивается спиральная циркуляция, восходящая ветвь которой сливается с восходящим вдоль поверхности фронта воздушным потоком, что усиливает его интенсивность. В результате процессы облакообразования на фронте идут более активно. СТНУ перед теплым и за холодным фронтами образуются в холодном воздухе под фронтальными инверсиями. Фронтальные СТНУ практически не имеют суточного хода.

Внутримассовые мезоструи возникают на периферии антициклонов в основном под приподнятыми инверсиями. Эти мезоструи имеют хорошо выраженный суточный ход с максимумом повторяемости ночью и минимумом днем. Чаще всего внутримассовые мезоструи отмечаются в тыловых частях антициклонов, т. е. в условиях адвекции теплого воздуха, что способствует образованию приподнятых инверсий. Для внутримассовых мезоструй характерно наличие правого поворота ветра с высотой ниже оси мезоструи и левого – выше оси. Хотя большинство внутримассовых мезоструй формируется в условиях инверсий, есть указания на их возникновение и при отсутствии инверсий.

Причины возникновения СТНУ изучены недостаточно. Фронтальные СТНУ, вероятнее всего, возникают в результате наличия больших горизонтальных градиентов температуры в области фронта, обусловливающих сильный термический ветер. Вследствие большого наклона зоны фронта, на некоторой высоте термический ветер ослабевает и затем меняет знак, что и приводит к образованию максимума скорости ветра.

Внутримассовые СТНУ образуются потому, что эффект турбулентного обмена в наибольшей степени проявляется на промежуточной высоте между подстилающей поверхностью, где он мал вследствие влияния приземного трения, и верхней границей инверсии, где наиболее сильно проявляется тормозящее влияние инверсии температуры. Турбулентный поток количества движения направлен сверху вниз и достигает максимума на уровне наиболее интенсивного турбулентного обмена; здесь и образуется максимум скорости ветра. В вышележащем инверсионном слое поток количества движения ослабевает, а с ним ослабевает и ветер. Внутримассовые СТНУ формируются после захода и достигают максимума перед восходом солнца.

Разница условий формирования фронтальных и нефронтальных СТНУ обусловливает различия их свойств, в частности тот факт, что фронтальные СТНУ наблюдаются как днем, так и ночью, а нефронтальные – существенно чаще в ночные и утренние часы.

Для диагноза СТНУ, кроме данных радиозондирования, рекомендуется использовать карту AT925. Имеются указания на то, что с помощью данных о ветре на этой изобарической поверхности СТНУ обнаруживаются в полтора раза чаще, чем на карте AT850. Численный прогноз СТНУ оказывается довольно успешным на базе мезомасштабных моделей с достаточно высоким горизонтальным и, главное, вертикальным разрешением в пограничном слое. Принцип прогнозирования, как и в случае верхнетропосферных струйных течений, состоит в построении непрерывного вертикального профиля ветра в пограничном слое по данным о прогностических составляющих скорости ветра на стандартных (или модельных) уровнях и в определении на профиле максимального значения, превышающего установленный порог (например, 15 м/с).

С учетом того, что мезомасштабные численные модели прогноза погоды имеют максимальное вертикальное разрешение в нижнем слое тропосферы, расчет на модельных, а не на стандартных уровнях вполне позволяет воспроизвести в прогнозе низкие струи. При отсутствии данных численного прогноза должны использоваться эмпирические правила прогнозирования. Применительно к прогнозу внутримассовых СТНУ они включают, как правило, такие факторы, как наличие антициклональных условий, инверсию вблизи поверхности 850 гПа, под которой имеет место неустойчивый слой, а также определенное значение горизонтального барического градиента. Последний должен приводить к скоростям приземного ветра порядка 10 м/с.

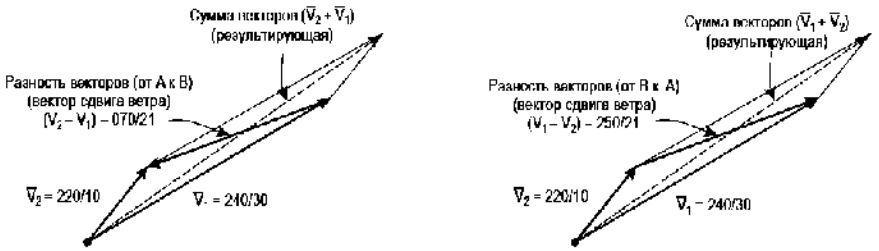
2.2.5. Сдвиги ветра в нижнем слое атмосферы

Сдвиг ветра как изменение вектора ветра от одной точки пространства к другой есть векторная разность между ветром в этих двух точках. Расчет сдвига может быть выполнен графически при использовании треугольника скоростей или при выделении компонентов двух векторов ветра (рис. 2.5).

Достаточно интенсивный сдвиг ветра в нижнем слое может представлять опасность для ВС при взлете и посадке. Во время набора высоты и снижения воздушная скорость ВС и его высота над аэродромом находятся вблизи критических значений, что усиливает восприимчивость ВС к негативным эффектам сдвига ветра. Реакция ВС на сдвиг ветра может быть чрезвычайно сложной и может зависеть от многих

факторов, таких, как тип самолета, фаза полета, соотношение масштаба влияния сдвига ветра и размера ВС, а также интенсивность и продолжительность воздействия. Хотя взлет и посадка при значительных сдвигах ветра совершаются довольно часто, иногда сдвиг ветра оказывается одной из причин авиационных происшествий.

I. Путем построения (начертить, соблюдая масштаб, и измерить величину (скорость) и направление, используя обычную или масштабную линейку и транспортир)



a) от точки A к точке B

b) от точки B к точке A

II. Путем вычисления

a) по составляющим:

		составляющие восток-запад	*составляющие север-юг*
1000 фут AGL	точка A, $\overline{V}_1$ = 240/30	+26	+15
500 фут AGL	точка B, $\overline{V}_2$ = 220/10	–6,4	+7,7

Примечание. Знаки составляющих противоположны обычным тригонометрическим условным знакам, поскольку направлением ветра считается то направление, откуда дует ветер.

Разность векторов от точки A к точке B (например, в направлении посадки воздушного судна) = $\overline{V}_2 - \overline{V}_1$.

Разность векторов составляющих восток-запад = (6,4 – 26) = –19,6.
Разность векторов составляющих север-юг = (7,7 – 15) = –7,3.

Разность величин (скорости) векторов = $\overline{V}_2 - \overline{V}_1 = \sqrt{(-19,6)^2 + (-7,3)^2} = 20,9 = 21$ уз.

Разность направлений векторов = $\overline{V}_2 - \overline{V}_1 = \tan^{-1}\frac{(-7,3)}{(-19,6)} = 20°$.

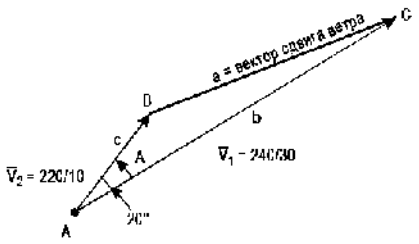
Поскольку обе составляющие разности векторов (сдвига) отрицательны, направление вектора сдвига ветра – из северо-восточного квадранта, и поскольку составляющая восток-запад > составляющей север-юг, направление = (090 – 020) = 070°.

Вектор сдвига ветра от точки A к точке B (посадка) – 070/21.

Вектор сдвига ветра от точки B к точке A (взлет) 250/21.

Рис. 2.5. Расчет сдвига ветра согласно документу ИКАО [28] (начало).

b) с применением тригонометрических методов:



В данном случае две стороны треугольника известны и образуют угол.

сторона "*b*" – 30, сторона "*c*" – 10 и угол, заключенный между направлениями векторов $\overline{V_1}$ и $\overline{V_2}$ = 240° – 220°

$A = 20°$

Согласно основам тригонометрии, в таком треугольнике

$$a^2 = b^2 + c^2 - 2bc\cos A$$

(где "*a*" — величина разности векторов (сдвиг)),

$$\therefore \text{скорость сдвига} = \text{"}a\text{"} = \sqrt{b^2 - c^2 - 2bc\cos A}$$

$$= \sqrt{900 + 100 - 600(0{,}9397)}$$

$$= \sqrt{436{,}2} = 20{,}9$$

$$= 21 \text{ уз}$$

Теперь известны три стороны треугольника (a = 21, b = 30 и c = 10). Направление вектора сдвига может быть найдено следующим образом:

$$b^2 = a^2 + c^2 - 2ac\cos B$$

$$B = \cos^{-1}\left[\frac{a^2 + c^2 - b^2}{2ac}\right] = \frac{-363}{418} = -0{,}8681 = 150°.$$

Направление вектора сдвига из геометрии диаграммы = (180° – 150° + 40°) = 070° (или обратный угол 250° в зависимости от порядка вычитания векторов ветра).

Рис. 2.5. Расчет сдвига ветра согласно документу ИКАО [28] (окончание).

Различают вертикальный и горизонтальный сдвиги ветра. Вертикальный сдвиг ветра – это изменение ветра от уровня к уровню по вертикали (например, по данным датчиков ветра, установленных на разных высотах на мачте). Горизонтальный сдвиг ветра – это изменение ветра в горизонтальном направлении между разными точками. Кроме того, в нижних слоях атмосферы часто создаются условия, когда одновременно наблюдается турбулентность, вызывающая болтанку самолетов, и сдвиг ветра; в этих случаях синоптик прогнозирует и турбулентность, и сдвиг, указывая их интенсивность.

Интенсивность сдвига ветра рассчитывается как отношение величины разности векторов ветра в двух точках к расстоянию между ними (в м/с на 600, 100 или 30 м). На V Аэронавигационной конференции (Монреаль, 1967 г.) интенсивность вертикального сдвига ветра по эмпирически выведенным значениям была представлена четырьмя классами: слабый (0–2,0 м/с на 30 м), умеренный (2,1–4,0 м/с на 30 м), сильный (4,1–6,0 м/с на 30 м), очень сильный (более 6 м/с на 30 м). Такие критерии, определенные конференцией как «промежуточные» и основанные только на измерениях, можно назвать метеорологическими критериями интенсивности вертикального сдвига ветра. Они были в практической работе дополнены аналогичными критериями для горизонтального сдвига ветра (табл. 2.5).

Таблица 2.5. Метеорологические критерии интенсивности сдвига ветра

Интенсивность сдвига ветра (качественный термин)	Вертикальный сдвиг ветра, м/с на 30 м высоты	Горизонтальный сдвиг ветра, м/с на 600 м
Слабый	0–2,0	0–2,0
Умеренный	2,1–4,0	2,1–4,0
Сильный	4,1–6,0	4,1–6,0
Очень сильный	> 6	> 6

Считалось, что слабый сдвиг ветра незначительно влияет на управление ВС, умеренный – оказывает значимое влияние, сильный – создает существенные трудности, а очень сильный является опасным. Впоследствии было признано, что такой относительно простой подход к классификации интенсивности сдвига ветра не является полностью удовлетворительным с точки зрения авиационных потребителей. Сдвиг ветра одного и того же класса интенсивности по метеорологическим критериям может по-разному воздействовать на различные ВС: то, что для одного из них может быть сильным сдвигом ветра, для другого – лишь умеренным. Это особенно справедливо в отношении воздушных судов с сильно различающейся массой.

Поэтому, помимо метеорологических критериев, возникла необходимость выработки авиационных критериев интенсивности сдвига ветра, основанных на воздействии, которое последний может оказывать на управление воздушным судном. Данная задача оказалась весьма непростой и стала предметом многочисленных исследований, особенно актуальных в связи с проблемой разработки бортовых систем предупреждения о сдвиге ветра и, в частности, систем переднего обзора для его обнаружения. Было предложено несколько характеристик влияния сдвига

ветра на летные характеристики ВС. Так, в 1990 году был введен параметр *F,* характеризующий эффекты сдвига продольной составляющей ветра V_x и вертикальных движений w:

$$F = \frac{V_x}{g} + \frac{w}{V_a}. \quad (7)$$

Здесь g – ускорение силы тяжести; V_a – воздушная скорость самолета. Безразмерный параметр F описывает мгновенное влияние сдвига ветра на воздушное судно. Для целей сертифицирования бортового оборудования, предназначенного для предупреждения о сдвиге ветра, Федеральное управление авиации США (FAA – Federal Aviation Administration) приняло в качестве порогового значение $F = 0{,}1$. Для иллюстрации заметим, что при микропорывах пороговое значение 0,1 превышается примерно в половине хорошо документированных случаев, при этом в центрах интенсивных микропорывов эта величина варьирует от 0,25 до 0,36, что для большинства реактивных транспортных ВС считается недопустимым.

Были предложены и другие авиационные критерии интенсивности сдвига как одной только продольной составляющей скорости ветра, так и ее комбинации с вертикальными движениями. Все же до настоящего времени нет единого авиационного критерия, рекомендованного ИКАО: исследования продолжаются в рамках программы FAA разработки и сертификации систем переднего обзора для предупреждения о сдвиге ветра. Особенное внимание уделяется определению очень сильного сдвига ветра, которое было сформулировано FAA следующим образом:

«Очень сильный сдвиг ветра есть сдвиг ветра такой интенсивности и длительности, который превысил бы летно-технические характеристики воздушного судна конкретного типа и мог бы вызвать непреднамеренную потерю управления или соприкосновение с землей, если бы пилот не получал информацию от бортовой системы обеспечения предупреждений о сдвиге ветра и указаний о действиях по избежанию встречи с ним» [28].

При метеорологическом обеспечении авиации используются только метеорологические критерии интенсивности сдвига ветра.

2.2.6. Условия возникновения сдвигов ветра

С точки зрения условий существования сдвиг ветра на малых высотах разделяют на продолжительный (стационарный) и кратковременный (нестационарный).

Стационарный сдвиг ветра, который может быть связан с заметными температурными инверсиями на малых высотах, горными волнами, бризовой циркуляцией или обтеканием воздушным потоком препятствий, сохраняется в течение относительно длительных периодов времени (измеряемых часами). В настоящее время такой сдвиг ветра прогнозируется довольно успешно в оперативном режиме вместе с прогнозом ветра.

Нестационарный сдвиг ветра, связанный, как правило, с конвекцией, обычно скоротечен (измеряется минутами), локален, перемещается с большой скоростью, что делает его прогнозирование чрезвычайно трудным, и обладает высокой интенсивностью, Прогнозирование на этих временных масштабах является задачей наукастинга (гл. 4). Такой тип сдвига ветра на малых высотах гораздо более опасен для авиации.

Стационарные сдвиги ветра. Сочетание сильного ветра у поверхности и препятствий, расположенных вблизи траектории начального набора высоты, таких, как высокие здания или небольшие холмы, может приводить к возникновению локальных областей сдвига ветра на нижних уровнях. При этих обстоятельствах сдвиг ветра чаще всего сопровождается турбулентностью. Обычно он локализован на ограниченной территории и может оказывать влияние на легкомоторные ВС.

Если ВПП расположена в узкой долине или вдоль ряда низких холмов, то при переваливании воздушного потока через гряду холмов, находящуюся вблизи ВПП, ветер может приобретать вертикальную составляющую и создавать вдоль ВПП местные нисходящие потоки.

Кроме того, при перетекании воздушного потока через горный хребет на его подветренной стороне могут образовываться стоячие волны. При достаточно большой амплитуде под гребнем такой волны может сформироваться замкнутый поток или вихрь.

Помимо механического воздействия препятствий при обтекании их потоком, на формирование сдвига ветра могут оказывать влияние термодинамические свойства атмосферы. Примером является катабатический (стоковый) ветер, образующийся в ночное время над наклонной поверхностью в отсутствие облачности (чаще всего в антициклонических условиях). Под действием силы тяжести в результате выхолаживания от поверхности склона этот холодный воздух «стекает» на дно долины, вблизи земли при этом образуется температурная инверсия и возникает сдвиг ветра.

В зонах атмосферных фронтов имеет место резкое изменение скорости ветра с высотой, особенно в нижних слоях атмосферы. В сущности, фронтальный переходный слой по своей природе уже является слоем сдвига ветра. Вертикальный сдвиг ветра будет наблюдаться, во-первых, над аэродромом впереди теплого фронта, при этом уровень

максимального сдвига ветра опускается до уровня земли с приближением фронта, и, во-вторых, на холодном фронте и за ним, в этом случае уровень максимального сдвига ветра поднимается над аэродромом от уровня земли вслед за прохождением холодного фронта.

Горизонтальный сдвиг ветра наблюдается на уровне земли в направлении по нормали к линии фронта. При обычной скорости прохождения фронтов через аэродром он довольно скоротечен. С точки зрения авиации, более важен вертикальный сдвиг ветра, присутствующий впереди надвигающегося теплого или холодного фронта или за уходящим холодным фронтом. Поскольку теплый фронт обычно перемещается медленнее холодного, условия возникновения сдвига ветра, существующие впереди теплого фронта над поверхностью Земли, могут оставаться в пределах аэродрома дольше, чем аналогичные условия, связанные с холодным фронтом. Воздействие фронтального вертикального сдвига ветра на воздушное судно зависит от ширины фронтальной переходной зоны и от времени, в течение которого воздушное судно пролетает через переходную зону.

На участках суши вблизи крупных водоемов, морей и озер наблюдаются заметные суточные изменения приземного ветра, называемые бризовой циркуляцией. Днем можно наблюдать морской бриз, дующий с воды на сушу, в ночное время – береговой бриз с суши в сторону воды. Помимо резкого изменения направления приземного ветра, начало морского бриза часто характеризуется падением температуры и увеличением влажности. Направление морского бриза первоначально составляет прямой угол с береговой линией при скорости от 20 до 30 км/ч (в тропических районах она может превышать 40 км/ч). Морской бриз намного сильнее берегового и может проникать на сушу в послеполуденные часы на расстояние более 40 км, охватывая нижний слой воздуха толщиной более 300 м над уровнем земли. Переднюю часть бризового потока можно рассматривать как особый тип локального холодного фронта. Сдвиг ветра в морском бризе проявляется главным образом у поверхности Земли вдоль передней кромки при продвижении фронта в глубь суши, хотя сдвиг ветра меньшей величины присутствует и на большей высоте. В зависимости от конкретных топографических условий как морской, так и береговой бриз может порождать линии конвергенции и связанные с ними грозы.

Нестационарные сдвиги ветра. Образование опасных для авиации нестационарных сдвигов ветра связано, прежде всего, с развитием мощных конвективных облаков (типа *Cb* и *Cu cong.*). Такие облака являются источником молниевых разрядов, ливневого дождя, града – факторов, каждый из которых представляет опасность для полета ВС. Помимо вышеперечисленного, для таких облаков характерно наличие

очень интенсивных вертикальных потоков (как восходящих, так и нисходящих) со скоростью в несколько десятков метров в секунду. Это как раз тот случай, когда вертикальная составляющая скорости ветра соизмерима с горизонтальной или превышает ее. Отметим ряд явлений, связанных с конвекцией и способных вызывать значительные сдвиги ветра.

Прежде всего, это мощный нисходящий поток, вытекающий из основания грозового облака и обозначаемый в литературе термином *«нисходящий порыв»* (приблизительный перевод английского термина «*downburst*»). При выпадении дождя капли его испаряются в сухом подоблачном слое и охлаждают воздух, который «падает» прямо вниз, создавая мощные нисходящие потоки вблизи поверхности Земли.

Существуют два типа этого явления по классификации Фудзита (Fujita). *Макропорыв* (*macroburst*) – большой купол холодного воздуха, созданный последовательными нисходящими потоками под исходным облаком. Горизонтальные размеры его – более 4 км, время существования – от 5 до 30 мин, скорости ветра до 80 м/с. Когда холодный воздух обрушивается из облака, возникают порывистые ветры позади переднего края вытекающего потока.

Микропорыв (microburst) – сильно сконцентрированный нисходящий поток холодного воздуха из основания конвективного облака, вызывающий порывы сильного ветра вблизи земной поверхности и на ограниченной территории. Микропорыв обычно сохраняется 2–5 мин, тем не менее связанные с ним горизонтальный и вертикальный сдвиги ветра представляют серьезную опасность для авиации на малых высотах. Скорости ветра могут достигать 100 м/с. Нисходящие потоки, связанные с микропорывами, обычно меньше километра в поперечнике. Когда такой поток достигает земли, он распространяется горизонтально и может формировать одно или несколько вихревых колец. Район вытекания обычно составляет от 2 до 4 км в поперечнике, горизонтальные вихри могут распространяться на высоту до 700 м.

Нисходящие порывы всегда связаны с конвективными осадками. В ситуациях, когда основание облака высоко, а подоблачный слой неустойчивый и относительно сухой, для генерации микропорыва иногда достаточно очень слабого дождя из тонкого облачного слоя. При таких условиях осадки не достигают земли; это так называемый «сухой» вариант нисходящего порыва.

Фронт порывистости представляет собой зону резкого усиления ветра (шквала) и турбулентности в нижнем слое атмосферы, образующуюся на переднем крае вытекающего из грозового облака потока холодного воздуха (нисходящего порыва) после того, как нисходящий порыв достигает поверхности и растекается, подрезая теплый, менее

плотный воздух. Чем больше контраст температуры на фронте порывистости, тем больше скорость ветра в зоне этого фронта. Зона фронта порывистости, быстро смещающаяся вместе с облаком, представляет собой область сильных и очень сильных горизонтальных сдвигов ветра, вертикальных потоков и турбулентности, попадание в которую является чрезвычайно опасным для ВС.

Фронт порывистости после своего возникновения может быстро распространиться от края облака на расстояние 15–20 км (в субтропиках до 40 км), затем исчезнуть, а через некоторое время вновь возникнуть вблизи грозового очага по мере его продвижения.

Прохождение фронта порывистости с его кратковременным резким усилением ветра, сопровождающимся изменениями его направления, регистрируется наблюдателем как *шквал*. При шквале происходит скачок атмосферного давления (на барограмме характерный зубец – «грозовой нос») и относительной влажности, а также быстрое понижение температуры (рис. 2.6).

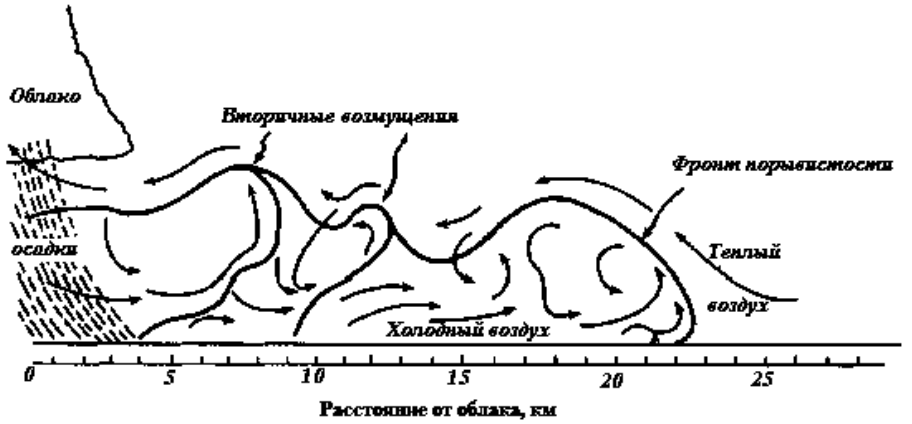


Рис. 2.6. Структура фронта порывистости в нижних слоях атмосферы вблизи кучево-дождевого (грозового) облака и схема циркуляции воздуха, связанная с этим фронтом.

Различают внутримассовые и фронтальные шквалы. Внутримассовые шквалы связаны с внутримассовыми конвективными облаками, сопровождающимися ливнями и грозой. Фронтальные шквалы возникают в основном на холодных атмосферных фронтах с предфронтальной кучево-дождевой облачностью. Возникающая при этом узкая зона с грозами, осадками, шквалистым ветром, падением температуры, близкая по свойствам к холодному фронту, но являющаяся локальным и кратковременным образованием, носит название линии шквалов. При этом может наблюдаться шквалоовой ворот – плотный и темный

(раздел облачный вал, расположенный под основным облаком (или облачной линией) в его передней части. Пересечение воздушным судном фронта порывистости при посадке может увеличивать скорость встречного ветра и приводить к подъему ВС относительно глиссады.

Смерч (торнадо) – источник экстремальных ветров и сдвигов ветра – представляет собой мощный вихрь малого масштаба, вращающийся вокруг квазивертикальной оси и опускающийся в виде воронки из кучево-дождевого облака. Максимальные скорости ветра, по данным исследования доплеровских спектров, превышают 100 м/с.

Обычно смерч связан с *суперячейкой* (разд. 2.6). Это опасный конвективный шторм, с квазистационарным восходящим потоком, существующим достаточно продолжительное время (десятки мин). Максимальныескорости в таком потоке превышают 40 м/с. Вращение в восходящем потоке влажного потенциально неустойчивого воздуха происходит чаще всего против часовой стрелки. Нисходящий поток сухого потенциально холодного воздуха из средних слоев тропосферы чаще имеетместо на левом фланге суперячейки (относительно направления ее перемещения).

2.2.7. Способы обнаружения сдвига ветра на малых высотах

Источником информации о сдвиге ветра на малых высотах, необходимой для обеспечения безопасности полетов, являются результаты наблюдений (наземных и высотных) или прогностические данные. Вследствие того, что наиболее опасные нестационарные сдвиги ветра имеют малые пространственные и временные масштабы, их прогноз затруднен, и основное значение приобретает оперативное обнаружение сдвигов ветра с помощью систем, основанных на прямых или дистанционных измерениях. Поскольку такое оборудование является дорогостоящим и требует больших затрат на техническое обслуживание, в ряде аэропортов по-прежнему для обнаружения сдвига ветра прибегают к разнообразным способам наблюдения, большей частью косвенным.

Наличие в нижнем слое атмосферы сдвига ветра можно определить визуально по следующим признакам [28]:

– движение соседних слоев облаков в разных направлениях;

– сдвиг шлейфов дыма и их движение в разных направлениях;

– шкваловой ворот перед надвигающейся линией шквала;

– сильный порывистый приземный ветер, раскачивающий деревья и т. п.;

– реакция ветровых конусов вокруг аэродрома на ветер с одновременным указанием его различных направлений;

– пыль, поднимающаяся по кругу как результат нисходящих потоков под конвективным облаком;

– пыль, поднимаемая фронтом порывистости;

– «вирга» (полоса падения осадков), связанная с конвективным облаком;

– чечевицеобразное облако (*Ac lent., Sc lent.*), являющееся индикатором стоячих волн;

– облака, образующие воронку;

– смерчи.

Многие из этих проявлений сдвига ветра бывают видны как с земли, так и в воздухе, и могут использоваться пилотами в качестве тревожных признаков, предупреждающих о возможном сдвиге ветра.

В настоящее время на многих аэродромах устанавливают несколько анемометров, чтобы обеспечить получение информации о приземном ветре на критически важных участках ВПП. В обязательном порядке измерители параметров ветра должны устанавливаться в зонах приземления и отрыва ВС. В ряде случаев применяются также анемометры с вынесенными датчиками, которые устанавливаются на телевизионных мачтах и башнях, расположенных вблизи аэродромов, в целях обнаружения вертикального сдвига ветра. В Финляндии и Швеции такие установки вместе с располагающимися на башнях температурными датчиками для обнаружения и измерения интенсивности инверсий на малых высотах составляют основу систем предупреждения о сдвиге ветра. В Гонконге (Китай) информация для предупреждения о сдвиге ветра обеспечивается, в частности, анемометрами, установленными на возвышенностях вблизи траектории захода на посадку в международном аэропорту.

Источником информации о сдвиге ветра могут служить радиозонды и шары-пилоты. Обнаружение радиозондом температурных инверсий также опосредованно указывает на возможное присутствие сдвига ветра.

Важнейшим источником информации о сдвиге ветра являются средства дистанционного зондирования. Иногда переднюю кромку фронта порывистости можно наблюдать на экране обычных метеорологических локаторов (особенно МРЛ с 10-сантиметровым, а также с 3-сантиметровым диапазоном) в виде тонкой, но очень четкой дуги или линии. Источником такого отраженного сигнала («ангела») являются резкие изменения рефракции (преломления луча) в атмосфере из-за значительных градиентов температуры и влажности. Отраженные сигналы в виде дуги или линии обычно обозначают переднюю кромку холодного нисходящего потока воздуха и часто сохраняются на экране локатора по мере своего перемещения со скоростью фронта порывистости, иногда в течение часа. К сожалению, из-за подъема радарного луча радиолокационный сигнал, проходя над пологим фронтом порывистости, на расстояниях свыше 50 км уже не может его обнаружить.

Многие явления, порождающие сдвиг ветра, такие, как фронты порывистости, нисходящие порывы и торнадо, могут распознаваться по своему радиолокационному "почерку" или характерной форме сигнала (сигнатуре) на одиночном ДМРЛ (по величине градиента радиальной скорости ветра).

В ряде стран разработаны специальные алгоритмы, способные обнаруживать различные типы дивергенции, создаваемые сдвигом ветра, и обеспечивать хорошую надежность результатов при использовании данных, поступающих от одиночного ДМРЛ. Один из таких алгоритмов применяется при использовании разработанного в США аэродромного доплеровского метеорологического радиолокатора TDWR (Terminal Doppler Weather Radar), специально созданного для обнаружения фронтов порывистости и микропорывов. Путем сканирования атмосферы над аэропортом с помощью индикатора кругового обзора каждые 2,5 мин определяется скорость движущихся объектов и для диспетчеров УВД генерируется на дисплеях буквенно-цифровое предупреждение о сдвиге ветра. Идентификация сдвигов ветра, связанных с микропорывами, основана на распознавании особой сигнатуры отраженного сигнала от конвективного облака.

Другие системы измерения ветра (содары, лидары, профилемеры различного типа) также могут служить источником информации о сдвигах ветра в самом нижнем и в вышележащих слоях атмосферы.

Фронты порывистости довольно часто наблюдаются на снимках, сделанных с метеорологических спутников. Наиболее заметным признаком является тонкая облачная дуга, радиально перемещающаяся во внешнюю сторону от скопления кучево-дождевых облаков. Вообще любая кучево-дождевая облачность, обнаруженная на спутниковых снимках, – источник существенной опасности для авиации, связанный в том числе и со сдвигами ветра.

Наблюдения сдвига ветра с воздуха могут проводиться пилотами с использованием стандартных бортовых приборов, таких, как указатель воздушной скорости, вариометр и высотомер, а также по показаниям авиагоризонта, планового индикатора обстановки, по срабатыванию системы предупреждения о сваливании, по считыванию данных о путевой скорости, скорости и направлении ветра в инерциальной навигационной системе.

Специальные системы предупреждения о сдвиге ветра, работающие на основе слежения за летными характеристиками воздушного судна, используют информацию, поступающую от приемника полного давления (воздушная скорость), гировертикали (тангаж) и датчика критического воздушного потока в системе предупреждения о сваливании (угол атаки). Вместе с дополнительными данными от специальных

измерителей горизонтальных и вертикальных ускорений, составляющих часть самой системы предупреждения, бортовая ЭВМ последовательно вычисляет сдвиг вертикальной и горизонтальной составляющих ветра, а при достижении заранее установленного порогового значения выдает звуковой сигнал тревоги.

2.2.8. Прогнозирование сдвига ветра

На аэродромах, где отсутствует необходимое рабочее оборудование для обнаружения и измерения сдвига ветра, единственная реальная возможность прогнозировать сдвиг ветра основана на предсказании метеорологических явлений, которые его порождают [62]. Кроме того, необходимо наличие подробных климатических данных, нехватка которых представляет большую проблему. Хотя в настоящее время расширяется применение доплеровских радаров при исследованиях структуры и динамики грозовых облаков и связанного с ними сдвига ветра, на большинстве аэродромов при формулировке прогноза приходится применять различные эмпирические правила.

Прогноз стационарного сдвига ветра осуществляется одновременно с прогнозом ветра с учетом местных условий (например, особенностей обтекания препятствий или развития бризовой циркуляции) преимущественно синоптическими методами с привлечением доступных результатов численного прогноза, прямых и дистанционных измерений.

Нестационарный сдвиг ветра, связанный с конвективной облачностью и особенно с грозами, представляет наибольшую опасность для авиации. Его прогнозирование имеет особенно большое значение, но является и чрезвычайно сложной задачей.

Прогнозирование конвективной облачности, особенно грозовой, является необходимым, но не достаточным условием для детального прогноза сдвига ветра. Разнообразные типы сдвига ветра на малых высотах, которые могут быть связаны с грозовой конвекцией, порождаются фронтами порывистости, нисходящими порывами и смерчами.

Если по аэродрому прогнозируется конвективная облачность и особенно грозы, следует ожидать появления на малых высотах сдвига ветра. Если предсказываются грозы, организованные линии гроз или обширные области грозовой активности, существенно возрастает вероятность критических для ВС значений сдвига ветра на малых высотах. Следует учитывать, что такие экстремальные проявления грозовой конвекции, как микропорывы и торнадо, часто имеют повышенную повторяемость в определенных географических районах (например, торнадо в центральных штатах США или смерчи в России на Черноморском побережье Кавказа).

Прогнозирование развития гроз всегда было одной из важнейших задач метеорологов. Методы их прогнозирования, использующие главным образом данные аэрологического зондирования, характеризующие термодинамику атмосферы, достаточно успешно применяются на синоптическом масштабе. Для прогноза более высокого разрешения (изменения интенсивности или масштаба грозы и ее перемещения) обычно используется информация, полученная с помощью средств дистанционного зондирования, метеоспутников или по данным прямых визуальных наблюдений. Это прогноз очень малой заблаговременности – сверхкраткосрочный прогноз или наукастинг (см. гл. 4).

Все без исключения грозы могут вызвать порывы приземного ветра. Имеется ряд эмпирических правил прогнозирования максимальной скорости порывов, особенно для внутримассовых гроз. Большинство из них основано на оценке разности температуры у земли до и после зарождения порывистого нисходящего воздушного потока при грозе.

Так, метод, предложенный Фобушем и Миллером, использует данные последних радиозондовых измерений, наносимые на стандартную аэрологическую диаграмму. Значения температуры смоченного термометра рассчитываются и наносятся вплоть до нулевой изотермы; из точки, где температура смоченного термометра достигает 0 ºС, опускаются до поверхности вдоль влажной адиабаты. Затем температура этой последней точки (равная температуре воздуха в нисходящем потоке) вычитается из значения наблюдаемой на поверхности температуры или прогнозируемой температуры до начала грозы. Эта разность пропорциональна максимальному порыву согласно графику, представленному на рис. 2.7.

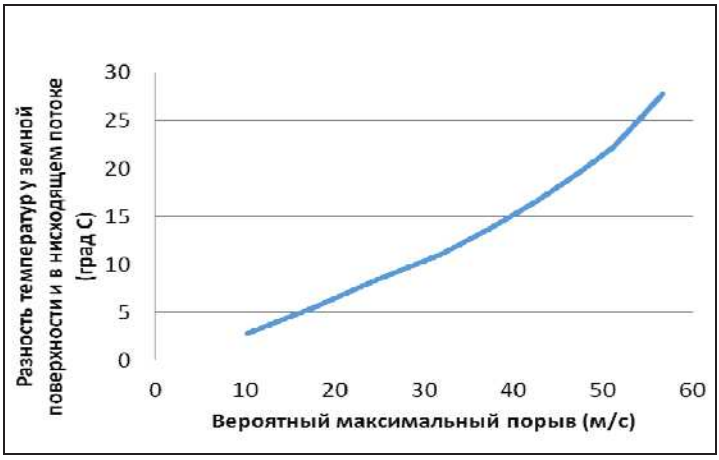


Рис. 2.7. График определения вероятных максимальных порывов (по Фобушу и Миллеру).

Прогнозировать направление порывов труднее, однако хорошим указанием служит среднее направление ветра в слое между 700 и 600 гПа. Часто вероятное направление порывов можно рассчитать по наблюдениям за перемещением грозы на экране радиолокатора. На обычных снимках отражаемости МРЛ характеристики отраженных сигналов, связанных с грозами, чаще всего представляют собой сигнатуру в виде крюка, дуги, запятой или наконечника копья.

Описанные выше эмпирические правила прогнозирования скорости и направления порывов при грозах используются чаще всего применительно к локальным грозам. Фронтальные грозы обычно сопровождаются фронтами порывистости с гораздо более высокими скоростями порывов, способных двигаться впереди породившей их грозы или линии шквалов на удалении до 35 км.

Прогнозировать вероятную максимальную скорость порывов на фронте порывистости трудно, но если есть возможность установить скорость и направление фронта порывистости (чаще всего с помощью радиолокатора), то максимальная скорость ветра вблизи земли будет примерно в 1,5 раза превышать скорость самого фронта порывистости. Временами фронт порывистости виден на экране обычного метеорологического радиолокатора, особенно на экранах 10-сантиметровых МРЛ, настроенных на прием более слабых, чем обычно, сигналов (10 dBZ и менее).

Слежение за этими отраженными радиолокационными сигналами позволяет делать более точный прогноз; к сожалению, не все фронты порывистости дают такие распознаваемые отраженные сигналы. Наблюдения за вихревыми облаками фронта порывистости возможны с помощью метеорологических спутников (обнаружение дугообразных облаков, как на рис. 2.8), но такая возможность предоставляется довольно редко. Также полезно для этих целей использование комплекса датчиков измерения ветра и/или давления по периметру аэродрома для обнаружения фронтов порывистости (как, например, в описанной в разд. 1.1 системе LLWAS).

2.3. Атмосферные осадки

2.3.1. Общие положения

Атмосферные осадки существенно усложняют работу авиации и даже могут быть причиной тяжелых авиационных происшествий. Степень влияния осадков на работу авиации зависит от их вида, интенсивности и от температуры воздуха, при которой они выпадают.

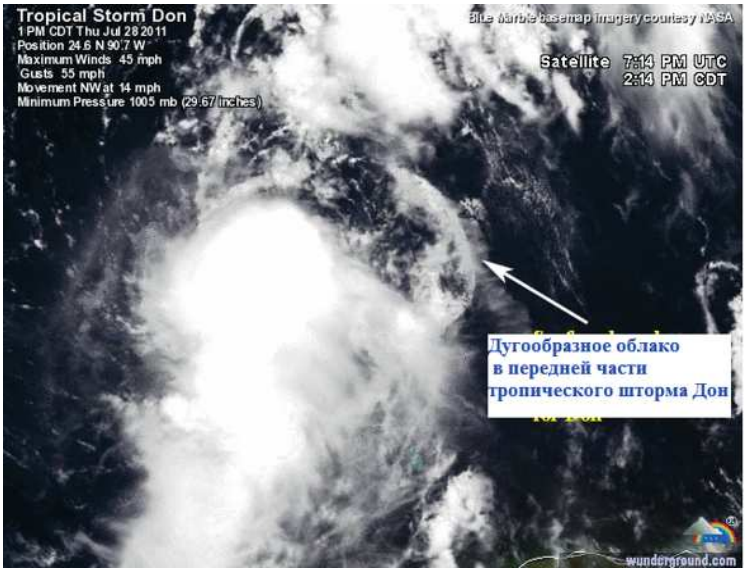


Рис. 2.8. Спутниковое изображение дугообразного облака, обозначающего фронт порывистости.

Значительные осадки ухудшают видимость (при сильном снегопаде или ливневом дожде – до нескольких десятков метров), затрудняют ориентировку по наземным предметам. Полет в таких осадках может сопровождаться обледенением ВС, образованием зарядов статического электричества и другими явлениями, осложняющими пилотирование.

Прогноз осадков включает прогноз факта осадков, времени их начала и окончания, интенсивности и типа осадков. В настоящее время прогноз осадков основывается на продукции численных моделей атмосферы. Как показывают результаты испытаний современных моделей, факт выпадения осадков предсказывается ими в целом достаточно успешно. Остальные характеристики осадков, перечисленные выше, предсказываются с недостаточной точностью, и синоптик, в особенности авиационный, формулирует краткосрочный и сверхкраткосрочный прогноз осадков, опираясь на данные метеорологических спутников, радаров, близлежащих станций и используя синоптические и расчетные методы. Так, для прогноза обложных осадков имеются формулы и графики, полученные путем статистической обработки наблюдений, в которых в качестве предикторов используются прогностические значения дефицита точки росы и вертикальных скоростей на поверхности 850 гПа, толщины слоя 850–1000 гПа, толщины облачного слоя и др. (Некоторые результаты такого рода упомянуты ниже.) Прогностические значения предикторов таких зависимостей лучше брать

из продукции численных моделей, уточняя статистические соотношения с привлечением местных наблюдений.

2.3.2. Обложные осадки в виде мороси, дождя и снега и их влияние на взлет, посадку и полет самолета

Моросящие осадки выпадают из низких, плотных слоистых облаков, иногда – из слоисто-кучевых облаков в теплых устойчивых воздушных массах и в зонах размытых фронтов. Иногда морось образуется и при укрупнении частиц туманов. Этот вид осадков наиболее характерен для переходных сезонов и для зимы, особенно при оттепелях. В суточном ходе максимум повторяемости моросящих осадков в теплых секторах циклонов и на периферии антициклонов приходится на ночные часы, минимум – на полдень. Морось образуется при слабом упорядоченном подъеме воздуха, тогда как при интенсивном подъеме образуется дождь.

Горизонтальная протяженность зон моросящих осадков может составлять многие сотни километров. Радиус капель моросящего дождя менее 1 мм, скорость падения от 0,3 до 2 м/с. Моросящие осадки сильно ухудшают видимость. Нередко они наблюдаются одновременно с дымкой или туманом, и тогда видимость ухудшается особенно значительно. Этот вид осадков сильно усложняет полеты на малых высотах, а также взлет и посадку, в том числе современных скоростных самолетов. При отрицательной температуре и моросящих осадках может наблюдаться обледенение самолетов и гололед на ВПП.

Обложной дождь и сильный снегопад типичны для фронтальных облачных систем *Ns-As*, иногда выпадают из слоистых и слоисто-кучевых облаков. Они формируются под действием упорядоченных вертикальных движений теплого влажного воздуха, распространяющихся до больших высот и охватывающих большие территории – несколько сот километров в ширину и до тысяч километров в длину. Наиболее благоприятными для формирования обложных осадков являются зоны теплых фронтов, фронтов окклюзии и медленно движущихся холодных фронтов. В антициклонах в холодный период слабые обложные осадки могут выпадать из подинверсионной облачности.

Капли обложного дождя имеют радиус от 0,5 до 1,5 мм, скорость их падения от 2 до 6 м/с. В обложном снегопаде диаметр снежинок (как и радиус капель дождя) может быть различным, причем диаметр хлопьев может превышать 1 см. Полеты в зоне обложных осадков сильно осложняются плохой видимостью, причем обложной дождь меньше ухудшает видимость, чем обложной снег. При больших скоростях полета, вследствие трения капель и снежинок о поверхность самолета,

возникают значительные заряды статического электричества. Длительные обложные осадки могут нарушать регулярность воздушного движения из-за их влияния на состояние ВПП. Пленка воды на ВПП ухудшает коэффициент сцепления.

В пределах зоны обложных осадков их интенсивность варьирует из-за наличия мезомасштабных неоднородностей, часто имеющих вид полос, в которых интенсивность осадков может достигать величин, характерных для ливневых осадков.

Вид и количество выпадающих осадков зависят от количественного соотношения облачных элементов, находящихся в твердой и жидкой фазах. Это соотношение при прочих равных условиях определяется вертикальной протяженностью облачности. Существует практически линейная зависимость между интенсивностью и видом осадков, с одной стороны, и вертикальной мощностью облаков – с другой: морось выпадает при средней толщине облаков 850 м и менее, дождь с моросью – в среднем при 1400 м, дождь – при 2150 м, снег – при 2300 м, снег с дождем – при 2600 м. Имеется также зависимость фазового состояния осадков от температуры воздуха у земной поверхности и толщины слоя от 1000 до 850 гПа: при отрицательной температуре у земли снег выпадает при толщине слоя 1000–850 гПа не более 130 дам, при большей толщине слоя выпадает снег с дождем. Последний выпадает и при слабоположительной температуре у земли (до 1,5 °С), если толщина слоя 1000–850 гПа менее 130 дам. При толщине этого слоя менее 129 дам и слабоположительной (до 0,5 °С) температуре воздуха у земли может выпадать снег. Эту зависимость следует понимать скорее как вероятностную: указанные виды обложных осадков являются наиболее вероятными в названных интервалах параметров.

2.3.3. Ливневые осадки и град

Ливневые осадки выпадают из внутримассовых и фронтальных кучево-дождевых облаков. Во фронтальных облачных системах кучево-дождевые облака могут развиваться внутри массива слоисто-дождевых облаков: это так называемые маскированные (embedded) конвективные облака, а процесс их образования называется «затопленной конвекцией». Он обусловливает появление полос или пятен ливневых осадков на фоне обложных.

Ливневые осадки очень интенсивны, но сравнительно кратковременны. Средние радиусы капель ливневого дождя составляют 2–2,5 мм, скорость их падения – 6–9 м/с. Наблюдаются как более крупные (радиусом до 3,5 мм), так и более мелкие капли. Количество ливневых осадков за 12 ч может достигать нескольких сотен миллиметров.

Резкое ухудшение видимости при ливнях исключает возможность визуального полета (возможно ухудшение до 30 м и менее). Ливневый дождь осложняет посадку самолета. Из-за образования пленки воды на остеклении кабины и преломления световых лучей в этой пленке экипаж не может правильно оценить высоту полета над ВПП, в результате может иметь место «жесткая посадка» с повреждением шасси, а в ряде случаев более тяжелые летные происшествия. Кроме того, при посадке во время ливней создается «глиссерный эффект», увеличивается длина пробега самолета, так что длина ВПП может оказаться недостаточной для уменьшения скорости пробега и остановки самолета. Крупнокапельный дождь во время полета может нарушить нормальное всасывание воздуха и вызвать уменьшение оборотов компрессора реактивного самолета.

Благоприятные условия для выпадения внутримассовых ливневых осадков часто возникают в тыловых частях циклонов и антициклонов, в заполняющихся циклонах, в ослабевающих антициклонах. Фронтальные ливневые осадки могут выпадать на фронтах всех типов и обычно вместе с обложными (на их фоне). Чаще всего фронтальные ливни, грозы и град связаны с холодными фронтами и фронтами окклюзии по типу холодного фронта. Значительно реже они возникают на теплых фронтах и фронтах окклюзии по типу теплого фронта. Прогноз ливневых осадков, их интенсивности и продолжительности производится с помощью эмпирических и синоптико-статистических методов, преимущественно являющихся локальными.

Современные негидростатические численные модели, в принципе, способны предсказывать развитие интенсивной конвекции и выпадение ливневых осадков, однако на практике такой прогноз пока несовершенен. Это обусловлено тем, что конвективные облака, дающие осадки, часто по своим размерам и кратковременности существования оказываются «подсеточными» и не описываются моделями, начальные условия которых к тому же не улавливают многих местных особенностей условий развития конвекции. (Крупные конвективные образования лучше поддаются численному прогнозированию.) Во всяком случае, результаты численного прогноза целесообразно использовать в практической прогностической работе, в частности, для того, чтобы получить прогностические значения предикторов локальных расчетных методов. Сам по себе численный прогноз ливневых осадков также может быть полезен, если на местном материале наблюдений разработать статистические поправки к прогностическим данным применительно к конкретной численной модели.

Наиболее опасным видом осадков является град. Он выпадает из кучево-дождевых облаков в стадии их максимального развития. Однако

не все облака *Cb* порождают град. К дополнительным факторам возможной градоопасности облаков относятся большая вертикальная мощность облака и/или более низкая температура на его вершине, а также большие скорости (> 30–40 км/ч) смещения синоптических образований, в которых отмечается интенсивная конвекция.

В большинстве случаев (90–95 %) град выпадает на фронтах, особенно холодных. Грозовые облака с выпадением града на землю чаще всего отмечаются с 12 до 20 ч местного времени, с максимумом повторяемости в 15–18 ч, на холодных фронтах, на фронтах окклюзии и на малоподвижных фронтах с волнами, а также на осях небольших барических ложбин в теплых секторах циклонов и под ложбинами холода на картах OT_{1000}^{500} и АТ500.

В равнинной местности градоопасные облака ночью и утром маловероятны, кроме тех случаев, когда волновые возмущения или холодные фронты смещаются со скоростью 50–60 км/ч и более, а также на теплых фронтах, где теплый воздух имеет тропическое происхождение. В горных районах суточный ход повторяемости града выражен не так четко, как над равнинами. Продолжительность града чаще всего незначительна – от 5 до 15 мин и лишь в исключительных случаях может достигать часа. Количество дней с градом в течение года зависит от характера подстилающей поверхности: оно больше в горах, чем на равнине. Так, в горных районах Крыма в среднем за год бывает 4 дня с градом, в то время как на равнинной территории России отмечается 1–3 дня с градом.

При полете в зоне града самолет получает механические повреждения, ухудшающие аэродинамические характеристики самолета. Крупный град может повредить остекление кабины. Серьезные повреждения могут получить самолеты, находящиеся на аэродромах вне ангаров.

Самолет может встретиться с градом вне облаков на эшелоне полета (согласно сообщениям пилотов, на расстоянии 10–15 км от облака), в том числе и в верхней тропосфере на высотах до 9–13 км.

Прогноз града, как и прогноз ливневых осадков и гроз, основан прежде всего на локальных синоптико-статистических методах. Для каждого района существуют типовые синоптические ситуации, являющиеся градоопасными. В случаях, когда они могут возникнуть, следует применять рекомендуемые для данного района методы оценки вероятности выпадения града. В качестве предикторов используются параметры конвекции на момент ее максимального развития при внутримассовой погоде или на момент ожидаемого прохождения фронта. В качестве прогностических значений предикторов целесообразно использовать их значения, полученные в численной модели.

2.3.4. Замерзающие осадки (гололед)

При отрицательной температуре у земли и на малых высотах опасным видом осадков являются замерзающие дождь или морось, образующие ледовые отложения на незащищенных поверхностях, в том числе на летательных аппаратах, ВПП и наземном оборудовании.

Выделяют два типа обледенения, обусловленного наличием переохлажденных капель: 1) обледенение в облаках и туманах и 2) обледенение в осадках. Первый тип генерирует в основном кристаллическую и зернистую изморозь, второй – гололед и накопление мокрого снега. Кристаллическая изморозь и мокрый снег считаются наименее опасными видами отложений. Наибольшую опасность представляет гололед.

На территории России и ближнего зарубежья распределение замерзающих осадков, согласно данным аэродромных наблюдений, неоднородно. Больше всего случаев замерзающих осадков отмечается в Минеральных Водах (более 1700 случаев за 10 лет, преимущественно в виде мороси), меньше всего – в Салехарде и Ханты-Мансийске, а в Сочи не было зафиксировано ни одного случая за 10 лет. На севере страны замерзающие осадки наблюдаются с октября по май, в средней полосе обычно с ноября по март, на юге – с декабря по март. В целом это явление редкое (максимальная среднеянварская повторяемость в Минеральных Водах составляет 4 %). Это затрудняет его прогнозирование.

Замерзающие осадки наблюдаются в умеренных и высоких широтах, а также в горных районах более низких широт. Климатология замерзающих осадков изучается прежде всего в связи с проблемами обледенения самолетов и отложений льда на ВПП, линиях связи и дорогах. Она сравнительно хорошо изучена в условиях континента Северной Америки (где это явление отличается относительно высокой повторяемостью и интенсивностью), Западной и Центральной Европы. Распределение повторяемости и условия выпадения замерзающих осадков на обширной территории России изучены недостаточно.

В последнее время появились работы, основанные на сетевых измерениях и на учащенных наблюдениях погоды на аэродромах; в этих работах представлены локальные особенности режима замерзающих осадков в отдельных пунктах и регионах, указывающие на большую роль местных условий, при определенной тенденции уменьшения повторяемости явления с удалением в глубь континента. Помимо локально резко повышенной повторяемости в Минеральных Водах, а также в Ставрополе и Ростове-на-Дону, выделяется область повышенной повторяемости от Саратова и Волгограда к Воронежу, Москве, Минску и далее к Вильнюсу.

Прогнозирование замерзающих осадков основано на представлениях о формирующих их процессах. Основным является широко известный «классический» механизм образования замерзающих осадков, предполагающий наличие в облаке ограниченного слоя с положительной температурой («теплого слоя»). Снежинки, выпадающие из верхней, холодной части облака, тают в этом теплом слое и выпадают в нижележащий, тоже холодный слой в виде капель, которые становятся переохлажденными и замерзают, соприкасаясь с холодной поверхностью. Такой механизм реализуется чаще всего в случаях замерзающего дождя, а не мороси.

Для объяснения того факта, что большое число случаев замерзающих осадков (от 30 до 83 %, по данным разных авторов) наблюдается в отсутствие теплых слоев, позже был предложен альтернативный механизм, предполагающий укрупнение облачных переохлажденных капель при слабо отрицательной температуре. Таким путем образуется чаще всего переохлажденная морось.

Синоптические условия, благоприятные для выпадения переохлажденных осадков, создаются при адвекции теплого и влажного воздуха на западной или северной периферии антициклона (внутримассовые замерзающие осадки выпадают преимущественно на территории европейской части России и очень редки в Сибири) или в зоне теплых фронтов и фронтов окклюзии по типу теплых. При прохождении холодных фронтов гололед возникает редко, исключение составляют случаи смещения холодных фронтов на предгорные районы или образования на них волновых возмущений.

Магистральным направлением прогнозирования замерзающих осадков следует считать следующее: в численной прогностической модели прогнозируются поля температуры, влажности и осадков, а затем реализуется тот или иной алгоритм распознавания типа осадков в зависимости от деталей стратификации температуры и влажности. Обычно алгоритмы такого рода разграничивают условия выпадения снега, дождя, замерзающего дождя или мороси и ледяных зерен. Опубликованные результаты тестирования предложенных для этой цели алгоритмов показали, что идентификация типа осадков оказывается наиболее успешной для дождя и снега, менее успешной (но практически значимой) для замерзающего дождя и наименее успешной для ледяных зерен.

Подчеркнем, что алгоритмы этого рода ориентированы главным образом на выявление условий, когда реализуется классический механизм образования замерзающих осадков.

Оценка эффективности того или иного алгоритма распознавания типа осадков в конкретном регионе должна производиться путем тестирования на местном материале наблюдений.

Сохраняют свое значение и методы прогнозирования замерзающих осадков (исторически более ранние), опирающиеся на статистические связи между определенными характеристиками погодных систем синоптического масштаба и повторяемостью явления. Интерес к таким методам поддерживается тем фактом, что замерзающие осадки прогнозируются с помощью упомянутых выше алгоритмов распознавания недостаточно успешно.

Изменения в пространстве и во времени характера, интенсивности и типа осадков, вызывающих отложение льда, и возможность выпадения не только замерзающей мороси, но и замерзающего дождя как при наличии, так и при отсутствии слоев с положительной температурой над пунктом наблюдений можно наблюдать в случаях выпадения замерзающих осадков на больших территориях при прохождении обширных фронтальных систем.

Примером может служить эпизод интенсивного гололеда 25–26 декабря 2010 г. на территории европейской части России [48]. Сравнивая стратификацию температуры над различными пунктами по радиозондовым данным в период выпадения замерзающих осадков, обнаруживаем во всех случаях хорошо выраженный слой фронтальной инверсии.

В западной части территории температура воздуха в этом слое положительна, но по мере продвижения к северо-востоку она понижается, и инверсионный слой, сохраняясь, оказывается в воздухе с отрицательной температурой, причем замерзающие осадки (дождь и морось) продолжают выпадать. Это наводит на мысль о возможности образования переохлажденных капель во фронтальной облачной системе в результате их переноса в потоке надфронтального воздуха, который по мере подъема и трансформации приобретает отрицательную температуру (хотя остается более теплым, чем выше- и нижележащие слои). Такая модификация «классического механизма» с учетом трехмерности процесса (а не только стратификации в облаке над пунктом наблюдения) расширяет существующие представления об условиях образования замерзающих осадков

2.4. Низкая облачность и туман

2.4.1. Влияние низкой облачности и тумана на безопасность полетов. Минимумы погоды

Низкая облачность и туман, ограничивающие дальность видимости, являются основными факторами, затрудняющими взлет и посадку воздушных судов и их полеты на малых высотах.

Облачность нижнего яруса – это облачность внутри нижнего слоя атмосферы от подстилающей поверхности до высоты 2000 м над ней. Применительно к метеорологическому обеспечению авиации облачностью, значимой для полетов, считается облачность с нижней границей до 1500 м (или ниже верхнего предела минимальной высоты в секторе, в зависимости от того, какая величина больше) или кучевых, кучево-дождевых или мощных кучевых облаков на любой высоте. В данном разделе мы не рассматриваем конвективную облачность (она будет рассмотрена ниже в разд. 2.6).

Ухудшение горизонтальной видимости до ее значений, затрудняющих взлет и посадку, обусловлено, как правило, наличием тумана. По определению, туманом называется скопление продуктов конденсации влаги, взвешенных в воздухе непосредственно над поверхностью Земли, при горизонтальной видимости менее 1 км (при видимости более 1 км явление называется дымкой) [38]. Кроме туманов, значительное ухудшение видимости может быть обусловлено пыльными бурями, а также осадками.

Сложность летно-метеорологических условий в основном определяется состоянием облачности и видимостью. Полеты в облаках, между облаками и за облаками (при облачности более 7 баллов), а также полеты под облаками при низкой ВНГО и ограниченной видимости относятся к полетам в сложных метеорологических условиях. В настоящее время почти каждый полет на том или ином его этапе осуществляется в облаках, за облаками или с их пробиванием. Полеты в облаках могут осложняться не только плохой видимостью, но и турбулентностью, обледенением и электрическими разрядами.

Особенно велико влияние облачности на взлет и посадку воздушных судов. Взлет производится визуально при обязательном сохранении прямолинейности разбега и соблюдении мер безопасности. В отсутствие условий для визуального взлета самолет должен быть оборудован аппаратурой, которая позволяла бы видеть ВПП, закрытую туманом или сильными осадками. Еще большее влияние низкие облака и туманы оказывают на посадку воздушных судов. Посадка в сложных метеорологических условиях является наиболее трудным участком полета. Многие летные происшествия случаются при посадке в условиях плохой видимости и низкой облачности.

Ввиду того, что на заключительном этапе полета, перед приземлением, положение самолета по отношению к ВПП оценивается пилотом визуально, для безопасной посадки самолета в сложных метеорологических условиях необходима некоторая минимальная ВНГО и минимальная видимость. Сочетание минимальных значений дальности видимости ориентиров при заходе на посадку и ВНГО, при которых

возможна безопасная посадка (взлет) самолетов, представляет собой минимум погоды.

Минимум погоды – это минимальные значения параметров, характеризующих погодные условия, при которых возможны взлет, полет по маршруту, заход на посадку или посадка воздушного судна. Параметрами минимума погоды являются высота принятия решения (ВПР) или высота нижней границы облаков, видимость и дальность видимости на взлетно-посадочной полосе. Различают минимумы ВС, аэродрома, командира воздушного судна (КВС) для взлета и посадки в сложных метеоусловиях, а также минимум КВС для полетов по правилам визуальных полетов (ПВП).

Минимумы погоды аэродрома установлены в следующих категориях:

– категория I – позволяет выполнять точный заход на посадку и производить посадку по приборам с относительной высотой принятия решения не менее 60 м и /или видимости не менее 800 м, либо дальности видимости на ВПП не менее 500 м;

– категория II – позволяет выполнять точный заход на посадку и производить посадку по приборам с относительной высотой принятия решения менее 60 м, но не менее 30 м и при дальности видимости на ВПП не менее 350 м;

– категория III A – позволяет выполнять точный заход на посадку и производить посадку по приборам с относительной высотой принятия решения менее 30 м или без ограничения по относительной высоте принятия решения и при дальности видимости на ВПП не менее 200 м;

– категория III B – позволяет выполнять точный заход на посадку и производить посадку по приборам с относительной высотой принятия решения 15 м или без ограничения по относительной высоте принятия решения и при дальности видимости на ВПП менее 200 м, но не менее 50 м;

– категория III C – позволяет выполнять точный заход на посадку и производить посадку по приборам без ограничений по относительной высоте принятия решения и дальности видимости на ВПП.

(Точный заход на посадку означает заход по приборам с горизонтальным и вертикальным наведением. При наличии только горизонтального наведения заход на посадку называется неточным.)

Минимум пилота (КВС) – это минимальные значения ВНГО и видимости ориентиров во время захода на посадку, при которых пилоту (КВС) разрешается взлет и посадка на данном типе самолета. Этот минимум отражает уровень его подготовки к полетам в сложных метеорологических условиях.

2.4.2. Физические условия образования низкой облачности и тумана

Конденсация водяного пара в пограничном слое атмосферы, вызывающая образование значимых для полетов низких облаков и тумана, происходит вследствие двух основных процессов: охлаждения воздуха и испарения влаги с подстилающей поверхности или с капель дождя. При сильных морозах дополнительным процессом, способствующим образованию тумана, может являться обогащение воздуха водяным паром при сгорании топлива в печах, котельных электростанций, в автомобильных и авиационных двигателях.

Охлаждение воздуха может быть следствием его упорядоченного подъема в ложбинах и циклонических областях. При адиабатическом подъеме воздух охлаждается на 0,98 ºС на каждые 100 м подъема. Другими причинами охлаждения воздуха являются трансформация воздушной массы при ее перемещении на более холодную поверхность (адвективное охлаждение) и потеря тепла вследствие эффективного излучения деятельной поверхности (радиационное охлаждение). Иногда достаточно охлаждения воздуха на несколько десятых градуса, чтобы наступило насыщение воздуха водяным паром, после чего начинается конденсация и образование низких облаков либо тумана.

Туманы, в соответствии с условиями их образования, бывают адвективными, радиационными и орографическими. Адвективный туман по своему происхождению и микроструктуре аналогичен низким слоистым облакам. Различие между условиями их возникновения состоит в том, что облака типа *St* формируются при более развитом турбулентном обмене в пограничном слое атмосферы. При еще более развитом турбулентном обмене образуются облака *Sc*, нижняя граница которых располагается обычно несколько выше, чем у *St*.

Адвективное понижение температуры бывает наиболее значительным, если теплая воздушная масса перемещается осенью, зимой или ранней весной: а) на охлажденный материк с теплой поверхности моря; б) с влажной или незамерзшей почвы на замерзшую почву или снежный покров; в) с юга на север, что сопряжено с уменьшением положительного радиационного баланса подстилающей поверхности в дневное время по мере увеличения географической широты.

Радиационное охлаждение приводит к образованию тумана в малоподвижных воздушных массах в результате ночного радиационного понижения температуры, которое зависит от температуры и влажности воздуха. В горных местностях туман нередко образуется на наветренных склонах вследствие адиабатического подъема воздуха.

Туманы, образующиеся вследствие испарения с водной поверхности в более холодный воздух, называются туманами испарения. Если

туман образуется вследствие испарения с капель теплого дождя, выпадающего в более холодный воздух перед теплым фронтом или за холодным фронтом, то он называется фронтальным туманом. В случае небольшой разности между температурой холодного воздуха и теплых капель дождя при значительной турбулентности в клине холодного воздуха под фронтальной поверхностью возникают разорванно-слоистые облака. Испарение с поверхности тающего снежного покрова в весенние солнечные дни и с увлажненной ливневыми дождями почвы в теплые летние дни играет существенную роль в образовании ночных туманов, а иногда разорванно-слоистых и слоистых облаков.

Образование низкой облачности и тумана редко определяется каким-либо одним физическим процессом из перечисленных выше. Чаще имеет место одновременное воздействие нескольких процессов. Например, низкая слоистая облачность образуется во влажной и теплой воздушной массе при перемещении на более холодную поверхность, главным образом, вследствие адвективного понижения ее температуры в пограничном слое атмосферы. Но радиационное охлаждение верхнего слоя облачности во второй половине дня и ночью в осенне-зимние месяцы является дополнительным фактором, усиливающим конденсацию водяного пара и способствующим увеличению водности и вертикальной протяженности всего облачного слоя.

В перемещающемся антициклоне, отроге или гребне, сформированных в воздушной массе, пришедшей с моря на охлажденную сушу или с обнаженной почвы на снежный покров, наряду с адвективным охлаждением будет происходить более значительное ночное радиационное выхолаживание в приземном слое в случае безоблачного неба и слабого ветра. При этих условиях образуется туман, называемый адвективно-радиационным или радиационно-адвективным, в зависимости от того, какой фактор в данном случае играет основную роль.

2.4.3. Образование низкой облачности и тумана в зависимости от синоптических условий

Низкие слоистообразные облака *(St, Sc*) образуются преимущественно в теплой воздушной массе под влиянием адвективного охлаждения, которое усиливается в ночное время благодаря радиационному охлаждению. Играет роль и общее восхождение воздуха в областях пониженного давления.

По данным А. С. Зверева, в областях пониженного давления облака *St-Sc* наблюдаются главным образом на южной периферии циклонов, облака *Ns* – в зонах атмосферных фронтов; в антициклонических полях и, в частности, в гребнях слоистые и слоисто-кучевые облака встречаются наиболее часто ввиду того, что ряд факторов здесь

способствует образованию инверсий. Это упорядоченные нисходящие движения над слоем трения, радиационное охлаждение воздуха вблизи земной поверхности или у верхней границы облаков.

На периферии антициклона наиболее низкие облака образуются в его западной части, где этому способствует адвекция теплого и влажного воздуха. По мере перехода к южной и восточной периферии антициклона облака постепенно поднимаются и достигают наибольшей высоты на северной периферии. По другим данным, большая часть всех случаев сплошной низкой облачности наблюдается в следующих ситуациях: ложбина; северо-западная, западная и северная периферии антициклона; северо-восточная, восточная, юго-восточная и южная периферии циклона. Такая облачность чаще регистрируется при адвекции тепла, чем при отсутствии адвекции. При адвекции холода нередко также отмечается повышение повторяемости низких облаков. Иногда минимум повторяемости низкой облачности смещен на область слабой адвекции холода. Это имеет место в Шереметьеве, Нижнем Новгороде, Риге. В этих пунктах при адвекции тепла, превышающей $0{,}1 \cdot 10^{-3}$ град/с, низкая облачность наблюдается в два с лишним раза чаще, чем при слабой адвекции холода, когда повторяемость этого явления минимальна.

Различают внутримассовые (образующиеся внутри теплой или холодной воздушной массы) и фронтальные (образующиеся на атмосферных фронтах) низкие облака и туманы.

Внутри теплых воздушных масс образование и эволюция слоистых облаков и тумана определяется взаимодействием следующих факторов: турбулентности, упорядоченных вертикальных движений воздуха, выделения теплоты конденсации, длинноволновой и коротковолновой (солнечной) радиации.

Вертикальный турбулентный обмен вызывает понижение температуры воздуха до высот 300–600 м и образование слоя инверсии в верхней части этого слоя и над ним. Если уровень конденсации при этом оказывается ниже основания приподнятой инверсии температуры, то возникает подинверсионная слоистая облачность в результате конденсации водяного пара.

При ослаблении ветра и уменьшении дефицита точки росы в приземном слое теплой воздушной массы в результате ее адвективного охлаждения низкие слоистые облака опускаются, иногда до земной поверхности – в этом случае образуется адвективный туман.

Упорядоченные вертикальные движения во внутримассовых условиях играют второстепенную роль. Их скорости, по данным расчетов, в низких слоистых облаках и под ними, как и в адвективном тумане, не превышают 0,5–0,7 см/с. Упорядоченные нисходящие движения воздуха выше 600–1000 м в области антициклона усиливают инверсию

температуры над слоистыми облаками и адвективным туманом, препятствуя увеличению их вертикальной протяженности. Упорядоченное восходящее движение в области циклонической кривизны изобар способствует ослаблению надоблачной инверсии или ее разрушению и тем самым создает условия для увеличения толщины слоя низких облаков.

Длинноволновая и коротковолновая радиация играет существенную роль в эволюции низких слоистых облаков и адвективного тумана, если над ними нет сплошного покрова облаков других форм. Длинноволновая радиация вызывает охлаждение верхней части слоев облаков и тумана. Уровень наибольшего охлаждения слоистых облаков и тумана находится несколько ниже их верхней границы, вследствие чего инверсия температуры нередко проникает в верхнюю часть слоя этих облаков и тумана на глубину от 25 до 100 м.

Коротковолновая радиация Солнца более чем на 50 % отражается от верхней поверхности слоистых облаков и тумана. Некоторая часть солнечной радиации поглощается облаками и туманом (от 3 до 20 % при толщине слоя облаков 500–600 и 1000 м соответственно). Остальная часть в виде рассеянной радиации достигает земной поверхности и нагревает ее. Это приводит к усилению турбулентного обмена и увеличению вертикального градиента температуры в приземном слое. Верхняя же граница облаков продолжает охлаждаться под действием длинноволновой радиации. Как результат, происходит повышение ВНГО и рассеяние адвективного тумана в приземном слое в послеполуденные часы. Ночью, напротив, вследствие охлаждения нижнего слоя происходит понижение уровня конденсации, нижняя граница облаков понижается, а туман вновь образуется.

Над континентами слоистые облака и адвективный туман образуются в теплой воздушной массе преимущественно в холодный период года. В этот период эволюция низких облаков и тумана в глубине материка зависит от снежного покрова. Над европейской частью России слоистые облака и адвективный туман в холодный период наблюдаются при синоптических условиях, способствующих радиационному выхолаживанию поверхности почвы или ранее образовавшегося снежного покрова. Такие условия создаются в антициклонах, сформировавшихся в сухом арктическом воздухе, или в отрогах сибирского антициклона.

Над центральным районом европейской части России низкие слоистые облака и адвективный туман в теплой воздушной массе наиболее часто наблюдаются в западной части антициклонов или в восточной части и теплом секторе циклонов, реже в северной части антициклонов и в различных областях пониженного давления, а также в барических седловинах и слабо выраженных гребнях и ложбинах, перемещающихся по периферии антициклонов.

Над северным, северо-западным и западным районами европейской части России преобладают низкие слоистые облака и туман в теплых воздушных массах, приходящих с запада (с Атлантики, Балтийского моря) в южной части и в теплом секторе циклонов или по северной периферии антициклонов. Но весной, когда на юге уже происходит прогрев почвы, освободившейся от снежного покрова, а в северо-западном и северном районах России еще лежит снег, здесь иногда наблюдаются низкие слоистые облака и адвективный туман в теплой воздушной массе, пришедшей с юга.

На юго-востоке европейской части России низкие слоистые облака и адвективный туман наблюдаются преимущественно в теплой и влажной воздушной массе, перемещающейся по южной и юго-восточной периферии циклонов.

Над югом Западной Сибири зимой низкие облака могут образоваться в теплых секторах циклонов, перемещающихся с запада или юго-запада, но повторяемость таких облаков невелика.

На дальневосточном морском побережье России, в отличие от континентальных районов, низкая облачность и адвективный туман наблюдаются летом. Они образуются в теплом и влажном морском воздухе, смещающемся из района теплого тихоокеанского течения Куросио или с юга Японского моря на холодные течения в северо-западной части Японского моря.

Над акваториями Баренцева и Карского морей летом у кромки ледяных полей образуются низкие слоистые облака и устойчивый адвективный туман при южных ветрах, приносящих теплый воздух с материка.

В холодной воздушной массе формирование низкой облачности и тумана обусловлено тремя причинами: 1) испарением с более теплой подстилающей поверхности (с влажной почвы, тающего снежного покрова или поверхности воды); 2) турбулентным переносом тепла и водяного пара от подстилающей поверхности в нижний слой холодной воздушной массы; 3) нагреванием подстилающей поверхности солнечной радиацией днем и охлаждением ее в результате эффективного длинноволнового излучения ночью.

Испарение с поверхности влажной почвы днем тем интенсивнее, чем выше ее температура. Холодный воздух приземного слоя насыщается при этом влагой тем более, чем ниже его температура. Ночью по мере радиационного охлаждения почвы ослабевает турбулентный перенос водяного пара в вышележащие слои воздуха. Поэтому, несмотря на ослабление испарения с поверхности почвы, увеличивается содержание водяного пара в приземном слое воздуха и соответственно уменьшается дефицит точки росы и понижается уровень конденсации.

Испарение с поверхности тающего снежного покрова имеет свою специфику, обусловленную тем, что температура поверхности тающего

снега близка к 0 ºС и мало меняется в течение суток (так же, как и температура водной поверхности). Насыщение водяным паром в результате испарения может наблюдаться при температуре холодного воздуха ниже 0 ºС в дневное время, когда тающий снег поглощает солнечную радиацию и потому не замерзает. Ночью же испарение с поверхности снега, охлаждающегося вследствие длинноволнового излучения, ослабевает либо прекращается.

В случае водной поверхности, напротив, в ночное время условия для испарения более благоприятны, чем днем, и насыщение нижнего слоя холодного воздуха водяным паром над более теплой испаряющей поверхностью воды происходит более интенсивно, чем днем. Туманы, возникающие при этом, называются туманами испарения.

Насыщение нижнего слоя холодного воздуха водяным паром достигается тем быстрее, чем больше его относительная влажность до его перехода на теплую водную поверхность, а также зависит от скорости ветра. Если в холодном воздухе до перемещения на водную поверхность была мощная приземная инверсия температуры, то над теплой водной поверхностью она разрушается в самом нижнем слое. Под образовавшейся приподнятой инверсией термическая стратификация становится менее устойчивой, даже конвективно-неустойчивой, и водяной пар, поступающий с водной поверхности, переносится вверх под слой инверсии, где и конденсируется при слабом ветре.

По данным вертикального зондирования атмосферы, в случаях тумана испарения нижняя граница инверсии температуры над относительно теплой водой находится на высоте 50–100 м.

Холодные воздушные массы вторгаются на более теплую подстилающую поверхность преимущественно в тыловой части циклонов или в передней части антициклонов и гребней. В этих условиях наблюдаются нисходящие движения воздуха, в результате которых формируется инверсия оседания. Непосредственно за холодным фронтом и на расстоянии 300–500 км от него над клином холодного воздуха на высоте 400–600 м или выше, как правило, находится нижняя граница задерживающего слоя в виде инверсии температуры или изотермии, характерных для фронтального слоя.

Слоисто-кучевые облака с ВНГО более 300 м образуются в холодной воздушной массе над относительно теплой подстилающей поверхностью преимущественно в тех случаях, когда высота нижней границы задерживающего слоя $H > 900$ м, дефицит точки росы на высоте 2 м $(T - T_d) \geq 2{,}1$ ºС, скорость ветра на высоте 10 м $V_{10} \geq 6$ м/с.

Слоистые облака с ВНГО 200 м и менее образуются при значениях $H \leq 600$ м, $(T - T_d) \leq 1$ ºС, $V_{10} \leq 5$ м/с. В случаях промежуточных значений трех указанных параметров образуются как слоисто-кучевые, так и слоистые облака с ВНГО от 200 до 300 м. Ночью вследствие

радиационного охлаждения и ослабления ветра слоистые облака могут опускаться до земли, образуя туман.

На европейской части России и в континентальных районах Дальнего Востока низкие облака и туман образуются в холодных воздушных массах преимущественно в теплый период года (с апреля по первую половину октября) над почвой, сильно увлажненной обильными дождями. При этом холодные воздушные массы приходят на территорию европейской части России с Баренцева и Норвежского морей или с Атлантического океана в тыловой части циклонов и их обширных ложбин или в передней части антициклонов и гребней. На Дальнем Востоке низкие облака и туманы наблюдаются в холодных воздушных массах, пришедших с северо-запада, севера или северо-востока в тыловой части циклонов. На юге Западной Сибири летом после дождей также иногда образуются низкие облака в утренние часы в относительно холодной воздушной массе.

В континентальных районах России воздух бывает значительно холоднее воды в реках, озерах и водохранилищах преимущественно поздней осенью и зимой. Поэтому над этими водоемами с конца октября до их замерзания наблюдаются туманы испарения. Наиболее известны туманы испарения в Восточной Сибири над Ангарой и другими быстротекущими реками, которые покрываются льдом только в середине зимы. Ниже плотин гидроэлектростанций участки рек на расстоянии от 10 до 25 км не замерзают в течение всей зимы. Поэтому над ними туманы испарения образуются с октября по март в случаях разности температур воды и воздуха 11 ºС и более и прочих благоприятных условиях (прежде всего это слабые ветры, V_{10} = 1–3 м/с). Особенно часто туман испарения образуется в холодное время года в незамерзающих морских заливах северной части Кольского полуострова.

В умеренных широтах туман испарения возникает преимущественно ночью и рано утром, когда разность температур воды и воздуха бывает максимальной.

2.4.4. Основные принципы прогнозирования низких облаков и тумана

Традиционные синоптические и синоптико-статистические методы прогноза низких облаков и тумана основаны на выполнении следующих основных операций:

а) определение района, из которого ожидается поступление воздушной массы в район прогноза (выполняется путем построения

траекторий воздушных частиц с использованием прогностической карты давления);

б) изучение условий погоды в районе, откуда ожидается перенос воздушной массы в район прогноза;

в) оценка возможных изменений условий погоды, связанных с трансформацией воздушных масс по пути переноса, с влиянием суточного хода метеорологических величин, эволюции атмосферных фронтов и барических образований, особенностей рельефа.

В качестве основных характеристик условий погоды в районе, из которого ожидается поступление воздушной массы, обычно рассматриваются (у земли и по возможности на поверхностях 925 и 850 гПа):

– облачность (форма и ВНГО);

– температура воздуха;

– точка росы;

– дефицит точки росы.

Эти величины часто используются как предикторы в эмпирических зависимостях, применяемых для прогноза наличия низких облаков или тумана, а также ВНГО. Эмпирические зависимости получают на материалах наблюдений в конкретном районе для различных заблаговременности, времени суток и типа синоптических условий.

Такой подход может быть рекомендован и в настоящее время в условиях, когда синоптик не располагает материалами численного прогноза погоды и вынужден давать прогноз на основе карт погоды и барической топографии и собственных представлений об ожидаемой эволюции барического поля.

Однако в современных условиях в распоряжении синоптика, как правило, имеется продукция численных моделей – прогностические карты полей давления, температуры, ветра и ряда других характеристик погоды. Хотя численные модели все еще несовершенны, все же численный прогноз более точен, чем оценки будущих значений давления, температуры, точки росы и т. д. с помощью построения траекторий. Современные модели с высоким разрешением предвычисляют не только температуру и влажность, но в ряде случаев и количество облаков, в том числе нижнего яруса, наличие тумана и пр.

В этих условиях синоптику необходимо иметь представление о точности модельного прогноза характеристик погоды (температуры, влажности, ветра, облачности, тумана) в данном пункте (на данном аэродроме) или по данному маршруту. Для этой цели следует провести определенную работу по верификации поступающих численных прогнозов [53]. Такая работа включает в себя создание архива модельных прогнозов, сравнение их с аэродромными наблюдениями в момент прогноза и расчет ошибок прогноза как разности между прогностическим

и реальным значением величины (например, ВНГО) и характеристик оправдываемости численного модельного прогноза.

Если характеристики оправдываемости модельного прогноза какой-либо величины окажутся неудовлетворительными, то таким прогнозом непосредственно пользоваться нельзя. В случае если на аэродроме имеется ранее разработанный расчетный метод, обеспечивающий более высокую оправдываемость, то предпочтение должно быть отдано ему. При этом, возможно, предикторы, используемые в этом методе, целесообразно брать из численного прогноза (после соответствующей проверки). Если же такого метода нет, то целесообразно разработать способ статистической коррекции модельных прогнозов по типу MOS (разд. 1.2) с тем, чтобы получить более высокую, практически значимую оправдываемость.

2.4.5. Режим облачности, значимой для полетов, на аэродромах России и ближнего зарубежья

В данном разделе приведены современные статистические данные (за 2001–2013 гг.) о значимой для полетов неконвективной облачности с высотой нижней границы не более 1500 м.

Повторяемость слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м сильно варьирует от одного аэродрома к другому в зависимости как от общециркуляционных, так и от местных условий. Влияние последних иногда выражено очень сильно, и его не всегда легко объяснить. Так, сравнивая данные наблюдений на трех основных московских аэродромах, обнаруживаем, что в Домодедове повторяемость такой облачности как в среднем за год, так и в каждый сезон приблизительно вдвое ниже, чем в Шереметьеве, и в полтора раза ниже, чем во Внукове. В подобных случаях могут сказываться, кроме природных факторов, также особенности сложившейся практики наблюдений.

В табл. 2.6 даны средние за год и по сезонам, а также за дневные (6.00–17.30 ч ВСВ) и ночные часы (18.00–5.30 ч ВСВ) характеристики повторяемости слоистообразной облачности в количестве 8 окт по 45 аэродромам европейской части бывшего СССР. Данные таблицы получены на основе аэродромных наблюдений каждые 30 мин (реже 1 ч) за период 2001–2013 гг.

На всех рассмотренных аэродромах, кроме Сочи и Мурманска, максимум в годовом ходе повторяемости облачности наблюдается зимой, минимум – летом. В Сочи хорошо заметны весенний максимум и осенний минимум, а в Мурманске годовой ход выражен слабо с максимумом осенью.

Таблица 2.6. Характеристики повторяемости (%) слоистообразной облачности с ВНГО≤1500 м в количестве 8 окт в среднем за год и по сезонам в дневные и ночные часы за период 2001–2013 гг. на аэродромах европейской части России и ближнего зарубежья

Аэродромы	Сред. год.	Зима			Весна			Лето			Осень		
		ср.	ночь	день	ср.	ночь	день	ср.	ночь	день	ср.	ночь	день
Мурманск	7,1	7,4	7,6	7,2	5,9	7,1	4,9	6,5	8,2	4,9	8,6	9,8	7,6
Архангельск	27,4	38,5	41,4	36,6	15,8	19,7	13,2	9,4	12,0	7,4	43,3	44,4	42,4
Салехард	2,2	1,3	1,3	1,2	1,8	2,5	1,3	0,8	1,4	0,4	4,8	6,3	3,6
Сыктывкар	19,0	27,4	31,2	24,7	10,9	13,6	9,0	6,1	8,0	4,7	31,7	35,1	29,2
Ханты-Мансийск	4,3	5,0	5,7	4,3	3,1	3,8	2,4	1,4	2,2	0,7	7,6	9,0	6,2
Таллинн	33,6	56,9	58,6	55,4	22,5	24,7	20,4	11,9	12,1	11,6	41,9	43,5	40,4
С.-Петербург	25,3	45,0	45,9	44,1	16,5	17,2	15,8	7,4	7,5	7,4	32,9	32,0	33,7
Рига	36,2	63,2	64,4	61,9	24,7	24,7	24,8	14,0	13,8	14,1	42,6	43,1	42,1
Вильнюс	35,8	66,2	69,6	62,8	22,6	25,3	19,8	10,4	12,2	8,6	43,7	47,3	40,1
Минск	29,9	60,4	63,0	57,8	17,9	19,4	16,3	5,6	6,2	5,0	36,8	37,9	35,8
Н. Новгород	29,9	52,6	57,2	47,9	18,9	20,4	17,3	6,5	7,1	5,9	40,7	42,6	38,7
М.Шереметьево	23,6	44,1	45,1	43,1	11,9	12,1	11,7	4,8	5,9	3,6	34,2	35,8	32,5
М.,Внуково	19,7	37,5	38,8	36,2	9,3	10,0	8,6	3,7	5,0	2,4	28,2	29,3	27,2
Казань	22,4	41,5	43,9	39,2	14,9	15,9	14,0	2,2	2,5	1,9	30,3	32,0	28,6
М.Домодедово	13,3	22,1	24,2	20,0	6,2	7,0	5,3	3,0	3,9	1,9	21,1	22,1	20,1
Ульяновск	15,7	30,8	36,1	27,0	8,5	11,1	6,7	1,4	1,9	0,9	21,5	24,6	19,2
Нижнекамск	25,5	38,3	42,2	34,3	15,3	17,7	12,5	5,2	5,6	4,7	36,1	37,0	35,1
Уфа	24,1	41,3	45,9	36,7	15,9	17,8	13,8	3,5	4,0	2,9	33,1	35,4	30,7
Самара	8,7	17,9	20,3	15,5	5,6	6,9	4,3	0,8	1,2	0,4	10,7	12,0	9,4
Брест	20,8	47,3	50,3	46,2	11,5	14,0	10,6	3,3	4,8	2,7	22,2	24,4	21,4
Гомель	23,9	51,3	54,1	49,0	11,6	13,0	10,6	3,7	4,5	3,1	31,5	33,1	30,3
Киев	24,2	50,7	52,3	49,0	13,0	13,5	12,4	3,6	3,6	3,6	28,5	28,6	28,3
Львов	22,8	45,2	48,0	42,4	16,1	17,3	14,8	5,8	6,8	4,9	24,0	25,7	22,4
Кривой Рог	22,6	53,3	56,3	50,3	11,2	12,1	10,4	0,8	1,1	0,5	25,1	27,2	23,0
Кишинев	18,6	39,2	41,9	36,6	10,4	11,1	9,7	2,2	2,5	2,0	21,2	22,8	19,6
Одесса	19,1	41,2	43,1	39,4	12,8	14,0	11,7	2,1	2,1	2,0	20,4	20,9	20,0
Симферополь	16,5	35,7	39,7	31,7	12,3	15,6	9,0	1,7	2,4	0,8	15,5	17,7	13,2
Воронеж	25,9	55,1	57,7	52,6	13,2	14,0	12,4	1,3	1,6	1,0	28,1	27,8	28,4
Саратов	23,3	49,4	53,0	45,7	14,5	15,8	13,1	1,0	1,3	0,6	26,0	27,4	24,6
Харьков	27,0	56,2	58,8	53,6	15,9	17,5	14,3	3,8	4,2	3,4	32,1	33,3	30,9
Днепропетровск	21,8	51,4	53,3	49,5	9,6	10,4	8,8	0,8	1,1	0,4	23,8	24,9	22,7
Донецк	23,0	54,8	58,8	50,9	12,1	13,6	10,6	1,6	2,2	1,1	23,4	25,9	20,9
Луганск	15,8	37,3	41,8	32,9	6,6	7,9	5,2	0,6	0,7	0,6	14,6	15,9	13,3
Волгоград	15,5	39,2	42,3	36,0	6,7	8,0	5,4	0,3	0,4	0,1	16,2	17,6	14,9
Запорожье	10,7	26,8	30,8	23,8	4,3	5,9	3,0	0,4	0,6	0,2	11,7	14,2	9,9
Ростов-на-Дону	12,5	32,5	36,3	28,8	4,9	5,8	4,0	0,5	0,7	0,3	12,2	13,8	10,6
Астрахань	17,8	45,2	48,6	41,8	9,3	10,9	7,8	0,2	0,2	0,2	17,1	19,2	15,1
Краснодар	11,4	23,5	25,6	21,4	8,3	9,3	7,4	0,9	1,0	0,7	13,1	14,4	11,7
Ставрополь	12,1	27,1	30,6	23,6	7,8	9,7	5,9	0,3	0,6	0,1	13,1	15,4	10,9
Анапа	5,8	12,5	14,7	11,0	5,3	6,5	4,5	0,4	0,6	0,3	4,9	5,5	4,6
Майкоп	9,6	18,6	20,1	17,5	6,7	7,9	5,8	0,9	1,5	0,4	11,9	13,5	10,5
Мин.Воды	26,6	47,9	53,9	41,9	21,3	24,1	18,4	3,1	4,0	2,2	30,4	36,0	24,6
Сочи	5,8	5,1	6,0	4,2	12,4	15,3	9,6	3,2	4,6	1,7	2,4	2,9	1,9
Нальчик	22,3	44,2	48,3	40,6	16,7	19,2	14,3	2,0	2,8	1,3	25,5	29,1	22,4
Махачкала	25,3	50,1	54,5	46,4	21,9	25,7	18,6	1,0	1,3	0,7	25,9	28,3	23,8

В среднем за год повторяемость сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м максимальна в Прибалтике (36,2 и 35,8 % в Риге и Вильнюсе соответственно) и минимальна, кроме Сочи и Мурманска, в Салехарде (2,2 %), Ханты-Мансийске (4,3 %), Анапе (5,8 %) и Самаре (8,7 %). В суточном ходе почти везде выражен ночной максимум, что представляется естественным следствием существования ночных инверсий температуры. На рис. 2.9 представлен суточный ход повторяемости сплошной облачности по данным получасовых наблюдений в Шереметьеве и Минеральных Водах зимой и летом.

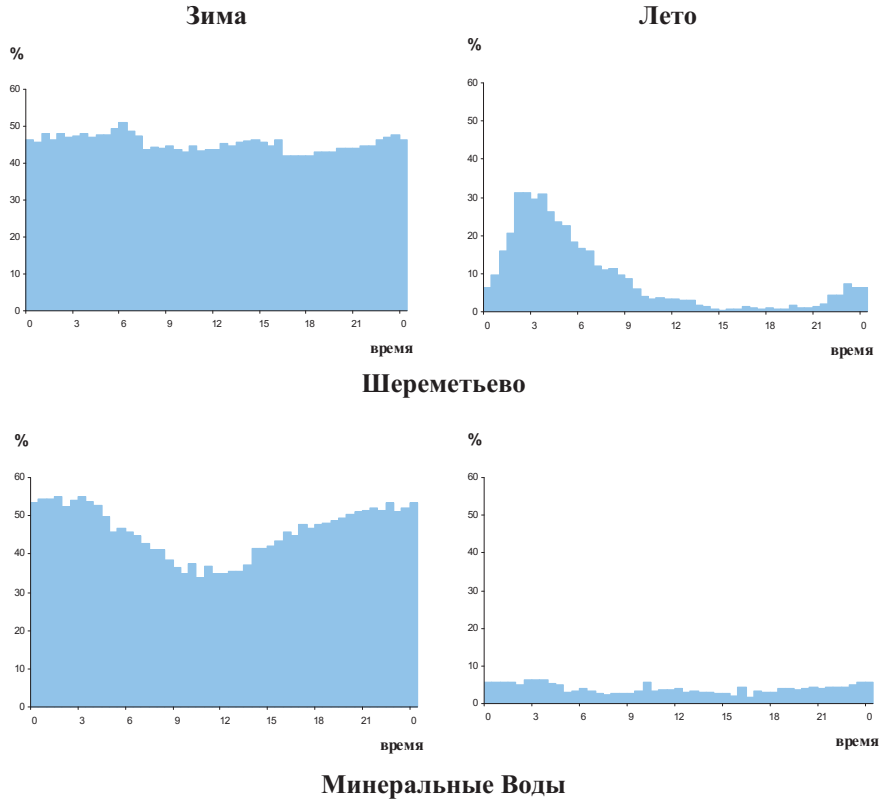


Рис. 2.9. Суточный ход повторяемости сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤1500 м по данным получасовых наблюдений для Шереметьева и Минеральных Вод зимой и летом [46].

Следует, однако, иметь в виду, что ночные наблюдения количества облаков вообще не очень надежны: наблюдатель в безлунную ночь может лишь приблизительно оценить эту величину, особенно при неполном закрытии небосвода.

Амплитуда годового хода повторяемости слоистообразной облачности с ВНГО ≤1500 м как разность между максимальной и минимальной среднемесячными повторяемостями превышает 50 % преимущественно в западной части европейской территории бывшего СССР с максимумом в Минске (56,5 %) и минимальна в пунктах с низкой повторяемостью этого явления на севере России (Мурманск 1 %, Салехард 0,4 %), а также на юге, в Причерноморье (Сочи 9,8 %, Анапа 13,2 %).

Продолжительность непрерывного существования сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м над аэродромами чаще всего максимальна зимой, затем – осенью. Летом, как правило, эпизоды непрерывного существования такой облачности кратковременны и немногочисленны. Минимальное количество эпизодов за месяц отмечено в Волгограде (в августе три эпизода продолжительностью не более 3 ч).

В табл. 2.7 дано распределение продолжительности эпизодов (в процентах) и общее число эпизодов за 13 лет. Эпизоды непрерывного существования сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м, продолжающиеся более 36 ч, наблюдались чаще всего в Саратове (131 эпизод за 13 лет) и Нижнем Новгороде (121 эпизод), тогда как в Мурманске вообще не бывает эпизодов непрерывного существования такой облачности свыше 36 ч, а в Сочи за 13 лет отмечен один такой эпизод. Повторяемость эпизодов длительного существования в годовом ходе максимальна осенью (ноябрь) и зимой. Наиболее продолжительный эпизод зарегистрирован в Нижнем Новгороде (237 часов).

На аэродромах азиатской части России и СНГ повторяемость слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м намного ниже, чем в европейской части. Согласно табл. 2.8, представляющей собой аналог табл. 2.6 для 41 аэродрома в азиатской части России и стран ближнего зарубежья, в Чите и Улан-Удэ повторяемость такой сплошной облачности в среднем за год не достигает и 1 % (добавим, что и низкая облачность в количестве не менее 5 окт отмечена лишь в 1–2 % всех случаев наблюдения).

На 31 аэродроме (из 41) среднегодовая повторяемость сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м не достигает 10 %. Наибольшая повторяемость этого явления отмечается в Тикси (27,1 % в среднем за год), причем в годовом ходе максимум наблюдается летом (до 40 %). Такой годовой ход резко отличается от условий европейской части России. Летний максимум повторяемости слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м обнаруживается на таких северных аэродромах, как Мирный и Магадан, а также в зоне муссонного климата (Владивосток, Петропавловск-Камчатский).

Таблица 2.7. Среднегодовое распределение (%) эпизодов непрерывного существования слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м по их продолжительности при количестве 8 окт за 2001-2013 гг. на аэродромах европейской части России и ближнего зарубежья

Аэродромы	Продолжительность эпизода, ч											Ср. число эпизодов в год
	0-1	1-2	2-3	3-6	6-12	12-18	18-24	24-36	36-48	48-96	>96	
Мурманск	50,8	20,0	10,8	12,2	4,9	0,6	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	238
Архангельск	33,8	18,7	11,3	18,1	11,6	3,7	1,9	0,5	0,2	0,1	0,0	312
Салехард	50,4	17,0	8,0	15,3	6,3	2,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	63
Сыктывкар	36,0	28,6	12,7	11,4	7,4	1,9	1,2	0,3	0,1	0,1	0,0	417
Ханты-Мансийск	45,7	13,7	11,0	13,4	11,6	3,5	0,8	0,2	0,0	0,0	0,0	96
Таллинн	50,7	15,3	7,7	10,8	7,8	3,0	1,8	1,6	0,6	0,6	0,0	685
С-Петербург	32,0	16,4	10,0	17,6	12,9	5,2	2,1	2,2	0,9	0,6	0,1	391
Рига	37,0	16,0	8,2	12,5	11,4	5,4	2,8	3,1	1,3	2,0	0,4	445
Вильнюс	34,6	13,2	8,7	14,3	12,6	6,1	3,0	3,2	1,5	2,1	0,5	395
Минск	34,0	14,6	8,5	15,5	12,9	5,6	2,9	2,7	1,2	1,7	0,3	353
Н. Новгород	28,7	17,2	21,1	9,7	8,7	5,3	2,9	3,2	1,5	1,5	0,2	384
М., Шереметьево	31,4	15,8	9,8	16,1	13,2	6,1	2,9	2,5	0,7	1,3	0,2	298
М., Внуково	46,6	15,4	10,5	11,8	8,0	3,4	1,7	1,4	0,6	0,5	0,1	400
Казань	27,4	13,2	9,4	15,8	15,7	7,3	3,4	4,1	1,4	2,1	0,3	228
М., Домодедово	49,2	13,9	9,1	13,9	7,8	3,2	1,0	1,2	0,3	0,2	0,0	308
Ульяновск	29,5	14,3	9,4	19,1	15,3	5,8	3,1	2,0	0,7	0,8	0,0	221
Нижнекамск	39,8	12,5	8,8	15,2	11,7	5,5	2,5	2,1	0,9	0,8	0,1	310
Уфа	23,0	14,1	10,5	18,4	15,7	8,0	3,9	3,6	1,3	1,5	0,1	222
Самара	32,9	16,9	10,8	16,1	13,9	5,0	1,9	1,5	0,7	0,3	0,0	155
Брест	33,4	18,0	11,7	19,1	12,9	4,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	230
Гомель	31,1	14,0	9,4	17,1	13,4	6,9	3,0	2,8	1,1	1,1	0,2	255
Киев	44,9	14,5	7,6	13,2	9,0	4,2	2,3	2,2	1,2	0,9	0,2	398
Львов	30,4	14,6	9,3	15,3	14,0	6,2	3,7	3,0	1,7	1,6	0,2	270
Кривой Рог	38,6	18,3	11,4	15,6	9,1	3,5	1,5	1,0	0,6	0,4	0,0	229
Кишинев	38,8	15,8	9,6	14,3	10,7	4,3	1,9	2,2	0,8	1,2	0,2	254
Одесса	36,7	17,3	9,9	15,0	9,9	4,2	2,5	2,2	1,1	1,2	0,1	294
Симферополь	44,0	16,6	9,1	12,8	10,2	3,6	1,5	1,3	0,5	0,4	0,0	340
Воронеж	40,3	21,7	5,7	8,8	9,9	4,9	3,5	2,5	1,2	1,4	0,2	287
Саратов	25,7	13,1	8,3	14,9	14,1	8,6	4,0	4,2	2,9	3,5	0,6	179
Харьков	30,3	15,2	9,3	16,9	13,6	5,4	3,3	2,6	1,2	1,9	0,3	322
Днепропетровск	30,7	12,7	9,0	14,2	13,9	7,6	3,6	3,3	1,8	2,6	0,5	205
Донецк	30,6	12,8	9,3	14,8	14,1	7,4	3,5	3,2	2,0	2,0	0,3	248
Луганск	29,0	14,1	9,4	16,5	14,7	7,7	2,9	2,6	1,6	1,3	0,3	158
Волгоград	31,5	14,8	10,2	15,8	13,6	5,8	2,7	3,0	1,3	1,0	0,3	200
Запорожье	27,8	14,6	9,7	17,2	17,9	6,1	2,6	2,4	1,0	0,6	0,1	136
Ростов-на-Дону	36,4	16,4	9,4	19,5	9,8	3,9	1,7	1,5	0,9	0,4	0,1	229
Астрахань	32,6	14,4	10,3	16,0	12,9	5,6	2,6	3,1	0,8	1,6	0,2	234
Краснодар	18,5	10,4	9,6	17,2	18,2	8,9	4,0	5,6	2,5	4,1	1,1	161
Ставрополь	26,3	11,9	10,8	17,9	17,0	7,1	3,3	3,6	1,1	1,0	0,1	142
Анапа	52,5	22,9	9,1	8,4	4,7	1,6	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0	204
Майкоп	31,2	16,5	11,2	16,8	14,0	6,0	2,4	1,3	0,5	0,1	0,0	124
Мин. Воды	35,8	15,4	10,6	13,6	11,9	5,3	2,6	2,0	0,8	1,6	0,3	337
Сочи	47,9	17,0	10,7	12,2	8,5	2,4	0,5	0,7	0,1	0,0	0,0	154
Нальчик	28,1	16,0	11,1	18,0	15,2	5,1	2,0	2,3	1,2	0,9	0,0	218
Махачкала	22,4	12,5	8,3	16,8	17,8	9,0	4,6	4,0	2,5	1,6	0.4	172

Таблица 2.8. Характеристики повторяемости (%) сплошной (8 окт) слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м в среднем за год и по сезонам в дневные и ночные часы на различных аэродромах азиатской части России и ближнего зарубежья за период 2001–2013 гг.

Аэродромы	Сред. год.	Зима			Весна			Лето			Осень		
		ср.	ночь	день	ср.	ночь	день	ср.	ночь	день	ср.	ночь	день
Тикси	27,1	13,6	13,7	13,6	23,8	24,5	23,0	40,0	41,5	38,1	29,6	29,5	29,6
Норильск	14,6	13,8	14,3	13,2	12,4	13,8	10,9	15,2	18,7	10,7	17,7	20,2	14,6
Новый Уренгой	6,9	2,6	3,4	1,9	6,2	8,0	4,4	6,7	8,5	5,0	11,8	13,1	10,5
Сургут	13,1	16,6	19,0	14,4	7,9	9,1	6,7	5,0	6,6	3,5	23,0	25,9	20,1
Нижневартовск	3,4	2,9	3,3	2,6	1,9	1,9	2,0	1,8	2,3	1,2	6,7	7,2	6,2
Полярный	9,1	0,4	0,4	0,4	4,9	5,7	4,0	16,0	18,1	13,7	13,7	14,5	12,8
Мирный	5,6	0,8	0,9	0,6	2,5	2,8	2,2	9,1	10,6	7,4	9,9	10,6	9,1
Якутск	6,3	17,5	18,6	16,5	1,0	1,4	0,6	2,4	3,3	1,6	4,6	5,7	3,5
Магадан	17,4	6,4	6,6	6,2	14,6	14,3	15,0	31,4	31,6	31,1	17,3	16,7	18,0
Тюмень	4,3	4,3	4,5	4,1	3,3	3,7	2,8	2,8	3,4	2,1	6,7	7,4	6,1
Екатеринбург	13,2	14,8	17,0	12,6	8,4	9,6	7,2	5,8	7,8	3,8	24,0	25,5	22,5
Челябинск	4,1	6,0	6,9	5,1	3,8	4,6	2,9	1,4	1,8	0,9	5,3	6,0	4,6
Омск	8,4	11,7	13,1	10,2	6,0	7,2	4,8	2,6	3,8	1,3	12,6	14,3	10,8
Костанай	7,9	15,3	17,4	13,2	6,4	7,6	5,2	0,8	1,1	0,4	9,6	10,2	8,9
Красноярск	1,0	0,7	1,0	0,5	0,5	0,7	0,4	1,1	1,8	0,4	1,8	2,4	1,2
Новосибирск	13,8	24,6	28,0	21,1	7,8	9,9	5,7	3,2	4,7	1,6	19,9	21,7	18,1
Кемерово	6,1	8,7	10,3	7,1	3,4	4,7	2,2	2,6	4,3	1,0	9,7	10,9	8,5
Барнаул	5,4	8,4	9,4	7,4	3,4	3,9	2,8	1,8	2,6	0,9	7,8	8,4	7,1
Новокузнецк	3,3	5,0	6,5	3,5	1,4	2,1	0,8	2,1	3,9	0,3	5,0	6,2	3,8
Абакан	3,3	7,9	10,7	5,1	1,2	2,1	0,3	0,3	0,5	0,2	3,7	4,9	2,4
Братск	3,4	7,1	9,2	5,1	2,1	2,8	1,3	0,8	1,3	0,3	3,9	4,7	3,1
Нерюнгри	3,1	0,4	0,4	0,4	3,0	3,3	2,6	3,7	5,3	2,0	5,5	6,3	4,7
Иркутск	4,0	3,9	5,5	2,2	1,6	2,2	1,1	6,0	10,0	2,1	4,8	7,0	2,7
Чита	0,5	0,4	0,5	0,2	0,3	0,3	0,3	0,6	1,0	0,1	0,8	1,2	0,3
Улан-Удэ	0,7	0,5	0,8	0,3	0,3	0,4	0,2	0,8	1,1	0,4	1,4	2,3	0,5
Николаевск	8,4	5,5	6,0	4,8	8,4	9,9	6,2	11,8	14,5	7,5	7,1	8,6	4,9
Благовещенск	2,8	1,5	1,5	1,4	2,8	3,1	2,3	4,6	6,9	1,6	2,7	3,1	2,2
Хабаровск	1,7	0,7	0,8	0,7	1,6	1,8	1,3	2,8	4,1	1,5	1,7	2,3	1,0
Владивосток	12,4	3,8	4,1	3,5	10,1	12,1	8,1	26,9	31,7	22,0	9,0	10,1	7,9
Южно-Сахалинск	12,6	16,3	15,9	16,8	12,2	12,7	11,6	15,7	16,7	14,6	6,4	6,9	5,9
Петропавловск-Камчатский	9,9	7,5	7,1	8,3	9,0	8,3	10,3	17,4	17,0	18,2	4,9	4,6	5,4
Астана	19,9	33,8	38,2	29,4	16,9	18,7	15,1	5,3	5,8	4,8	23,8	25,2	22,3
Караганда	9,1	14,3	16,6	12,1	7,3	9,2	5,4	1,1	1,5	0,6	12,1	13,9	10,3
Павлодар	5,5	9,1	11,0	7,6	3,9	5,1	2,9	0,7	0,9	0,4	7,3	7,7	7,0
Усть-Каменогорск	5,5	11,4	15,4	8,1	3,0	4,7	1,6	1,0	1,7	0,3	6,8	9,2	4,7
Алма-Ата	12,5	31,6	37,9	25,3	8,5	9,9	7,0	0,2	0,1	0,2	10,1	12,1	8,2
Кзыл-Орда	6,9	19,8	22,0	17,8	5,0	5,2	4,9	0,0	0,0	0,0	3,1	2,9	3,3
Бишкек	8,8	23,0	27,3	18,8	3,6	4,5	2,6	0,0	0,1	0,0	7,2	8,2	6,2
Худжанд	7,2	20,8	25,5	16,1	2,8	3,8	1,7	0,0	0,0	0,0	4,3	5,5	3,0
Ош	9,2	26,9	29,2	25,0	4,3	5,0	3,7	0,2	0,2	0,2	6,7	7,6	5,9
Душанбе	6,0	18,2	20,6	15,9	2,2	2,6	1,8	0,5	0,4	0,6	3,5	4,1	2,8

На большинстве же азиатских аэродромов сплошная (а также значительная, не менее 5 окт) слоистообразная облачность с ВНГО ≤ 1500 м, как и в европейской части России, отмечается зимой и осенью, причем ее среднесуточная повторяемость в эти сезоны максимальна на аэродромах Астана и Алма-Ата (более 30 % при 8 окт). В целом же эта облачность на многих азиатских аэродромах представляет собой редкое явление.

Продолжительность эпизодов непрерывного существования слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м и среднегодовое число эпизодов (табл. 2.9) на азиатских аэродромах в общем меньше, чем на европейских. Минимальное число эпизодов (в среднем 19 за год) отмечено в Чите, причем их продолжительность не превышала 12 ч. Максимальное число эпизодов (440 за год) наблюдалось в Тикси, и в трех случаях их продолжительность превышала 48 ч. Очень продолжительные эпизоды непрерывного существования такой облачности характерны для Якутска и Абакана, а также для аэродромов Алма-Ата и Ош.

Отмечена тесная статистическая связь между наличием слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м и относительной влажностью у земли: при достаточно высокой (> 90 %) относительной влажности повторяемость низкой облачности может достигать 90–95 %.

Сопоставление данных о наличии такой облачности не с синхронными значениями относительной влажности, а с наблюдавшимися за 30 мин или за час до срока регистрации облачности, также указывает на наличие статистической связи. Этот факт был известен давно, поэтому в различных методах прогноза низкой облачности влажность у земли (относительная или дефицит точки росы) используется в качестве предиктора.

Появление слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м на некоторых аэродромах связано с ветрами определенных направлений. Так, в Волгограде повторяемость сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м при юго-западном и южном ветрах составляет, соответственно, 81 и 49 %, тогда как повторяемость самих ветров этих направлений менее 20 %.

В качестве других примеров можно указать Санкт-Петербург и Нижний Новгород: повторяемость подобной облачности на этих аэродромах при юго-западных ветрах составляет, соответственно, 50 и 70 %. К этому же типу относятся аэродромы Шереметьево, Казань, Краснодар, Ставрополь, Нальчик, а также все аэродромы Украины. На этих аэродромах нет заметного преобладания какого-либо направления ветра, но выделяется направление наиболее частого переноса слоистообразных облаков нижнего яруса.

Таблица 2.9. Среднегодовое распределение (%) эпизодов непрерывного существования слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м по их продолжительности при количестве 8 окт за 2001–2013 гг. на аэродромах азиатской части России и ближнего зарубежья

Аэродромы	Продолжительность эпизода, ч											Ср. число эпизодов в год
	0-1	1-2	2-3	3-6	6-12	12-18	18-24	24-36	36-48	48-96	>96	
Тикси	49,6	15,7	7,6	10,8	8,5	3,7	1,5	1,3	0,6	0,6	0,0	440
Норильск	39,8	18,0	10,3	13,8	11,4	3,9	1,7	0,6	0,3	0,1	0,0	219
Новый Уренгой	39,1	17,8	10,8	18,0	10,3	2,9	0,8	0,4	0,1	0,0	0,0	142
Сургут	49,0	14,1	12,2	12,4	7,3	2,3	1,1	1,0	0,3	0,3	0,0	360
Нижневартовск	44,8	18,0	8,6	14,7	7,9	2,9	1,3	1,1	0,3	0,3	0,0	141
Полярный	33,8	18,3	10,4	17,4	13,7	3,4	1,3	1,2	0,5	0,1	0,0	132
Мирный	38,9	18,4	11,2	18,6	9,4	2,2	0,7	0,4	0,1	0,1	0,0	136
Якутск	30,4	13,0	9,6	19,2	13,4	5,8	3,8	2,9	1,2	0,7	0,1	87
Магадан	27,5	15,4	12,1	18,4	16,2	6,0	2,4	1,3	0,5	0,2	0,0	269
Тюмень	40,0	17,2	10,5	17,3	10,9	2,5	1,1	0,4	0,1	0,1	0,0	109
Екатеринбург	44,0	16,8	10,3	14,0	10,2	3,0	1,0	0,6	0,2	0,0	0,0	335
Челябинск	57,4	12,5	6,6	12,1	7,9	1,8	1,0	0,6	0,0	0,0	0,0	133
Омск	43,1	17,2	9,2	14,1	9,5	3,5	1,9	0,8	0,4	0,3	0,0	164
Костанай	54,9	16,3	8,4	11,3	6,1	1,9	0,8	0,3	0,1	0,0	0,0	207
Красноярск	45,5	17,9	11,7	12,2	9,3	2,4	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	32
Новосибирск	41,0	17,2	10,8	16,1	10,3	2,8	1,0	0,7	0,1	0,0	0,0	321
Кемерово	36,3	15,1	10,4	17,8	14,4	3,5	1,4	0,8	0,3	0,1	0,0	119
Барнаул	46,5	15,3	10,6	14,6	9,8	1,9	0,5	0,4	0,3	0,1	0,0	147
Новокузнецк	32,8	16,2	11,5	20,6	14,1	3,2	0,7	0,6	0,2	0,0	0,0	77
Абакан	25,8	16,4	10,0	19,0	16,5	9,0	1,7	0,3	0,6	0,5	0,2	50
Братск	63,6	15,7	7,5	8,5	3,7	0,8	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	148
Нерюнгри	48,6	17,8	11,5	13,4	7,2	1,2	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	99
Иркутск	51,0	17,0	9,1	14,2	7,6	0,8	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	136
Чита	47,8	21,2	9,0	15,9	6,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	19
Улан-Удэ	47,7	14,0	12,0	20,1	4,9	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	24
Николаевск	37,9	17,4	11,1	18,5	11,6	1,8	0,8	0,8	0,1	0,0	0,0	145
Благовещенск	37,0	19,9	11,1	18,6	10,5	1,8	0,4	0,4	0,1	0,0	0,0	72
Хабаровск	38,8	18,8	11,8	17,8	9,2	3,1	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	48
Владивосток	35,2	18,3	12,6	16,8	11,5	3,7	1,0	0,6	0,2	0,1	0,0	279
Южно-Сахалинск	40,2	19,4	10,6	17,2	9,1	2,8	0,4	0,2	0,2	0,0	0,0	245
Петропавловск-Камчатский	36,0	15,9	10,9	19,4	14,4	2,5	0,6	0,2	0,1	0,0	0,0	147
Астана	35,1	16,7	9,3	15,5	13,3	5,1	2,0	2,0	0,7	0,4	0,0	298
Караганда	33,4	15,3	10,9	17,2	13,5	5,3	2,5	1,5	0,2	0,2	0,0	126
Павлодар	54,4	15,4	8,1	11,8	5,9	3,0	0,4	0,3	0,3	0,3	0,0	70
Усть-Каменогорск	45,6	19,3	10,0	14,6	7,3	2,3	0,5	0,2	0,0	0,1	0,0	118
Алма-Ата	30,8	12,7	8,4	17,5	14,7	7,5	3,2	3,0	1,2	1,2	0,1	140
Кзыл-Орда	60,9	11,3	5,9	8,4	7,5	2,8	0,8	1,0	0,7	0,7	0,0	66,
Бишкек	28,8	14,2	9,9	15,5	13,9	9,1	4,4	2,5	1,2	0,6	0,0	87
Худжанд	36,1	16,3	11,3	16,7	12,3	4,6	1,9	0,6	0,1	0,1	0,0	114
Ош	33,0	10,9	8,7	14,4	15,1	7,7	4,1	3,3	1,6	0,9	0,1	66
Душанбе	31,2	11,2	7,9	14,3	15,0	8,5	4,7	4,8	1,5	0,9	0,0	53

Другой тип условий характеризуется выраженным преобладанием одного или двух румбов на розе ветров, и одновременно выделяются направления преобладающей адвекции слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м. Так, в Минеральных Водах повторяемость восточных ветров составляет 34 и 36 % летом и зимой соответственно, а повторяемость сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м при этих ветрах зимой составляет 61 % (летом – 6 %). Такой тип характерен для аэродромов Махачкалы, Уфы, Риги и некоторых других.

На рис. 2.10 показаны характерные розы ветров и повторяемости сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м по румбам ветра у земли для аэродромов Минеральные Воды и Саратов, а на рис. 2.11 – направления преобладающей адвекции подобной облачности по всем рассмотренным европейским аэродромам.

В северо-западной и западной частях территории, изображенной на карте (см. рис. 2.11), преобладает перенос слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м с западного и южного направлений (кроме Мурманска, где имеется слабое преобладание северных румбов), а в юго-восточной и центральной частях карты – с востока и юга. На ряде аэродромов направления преобладающей адвекции такой облачности сильно отличаются от близлежащих аэродромов вследствие влияния местных особенностей (морские побережья, локальный рельеф местности). Кроме того, следует иметь в виду, что в ряде случаев преобладающее направление адвекции облачности, показанное на карте, лишь ненамного превосходит другой румб по повторяемости. Так, в Таллинне повторяемость адвекции при северо-восточных ветрах равна 68,4 %. а при южных – 65,2 %. То есть преобладание указанного на карте румба может быть слабовыраженным.

При слабых ветрах переменных направлений повторяемость слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м в большинстве случаев ниже средней, за исключением некоторых южных аэродромов (Майкоп, Нальчик, Астрахань, Одесса, Воронеж). То же относится к штилям.

Зависимость повторяемости слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м от скорости ветра неодинакова на разных аэродромах. В ряде случаев прослеживается повышение повторяемости при скоростях ≤ 2 м/с или > 8 м/с. Ослабление ветра до почти штилевых значений (≤ 2 м/с), лучше выраженное ночью, по-видимому, способствует образованию подинверсионной облачности. Усиление ветра (> 8 м/с), вероятно, соответствует адвекции низких облаков, в частности, при прохождении фронта. Так, увеличение повторяемости слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м при самых слабых ветрах отмечается, например, в Сочи, при общей очень низкой повторяемости явления. Увеличение повторяемости при ветрах > 8 м/с характерно для аэродромов с выраженным преобладанием адвекции слоистообразной

облачности с ВНГО ≤1500 м с какого-либо направления, по крайней мере в зимний сезон (Казань, Нижнекамск, Уфа). На аэродромах московского аэроузла такая облачность наиболее вероятна при скоростях ветра 4–6 м/с.

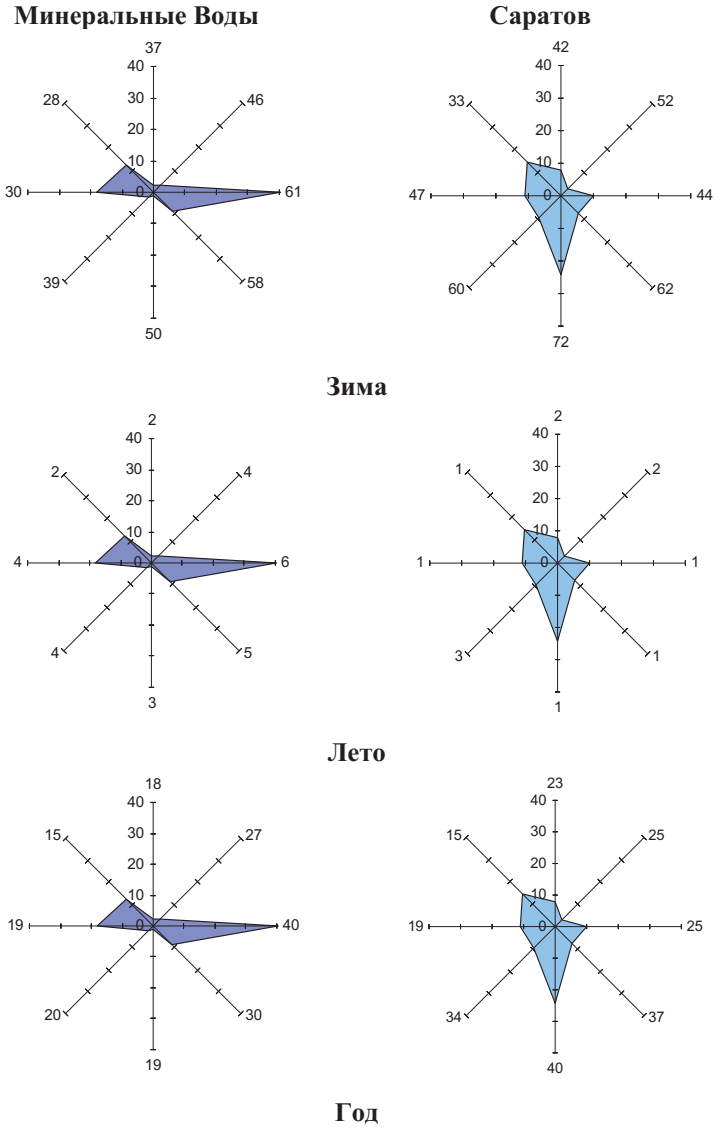


Рис. 2.10. Розы ветров для зимнего и летнего сезонов и в среднем за год в Минеральных Водах и Саратове: цифры у лучевых линий показывают повторяемость (%) слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м в количестве 8 окт при ветрах соответствующего румба [46].

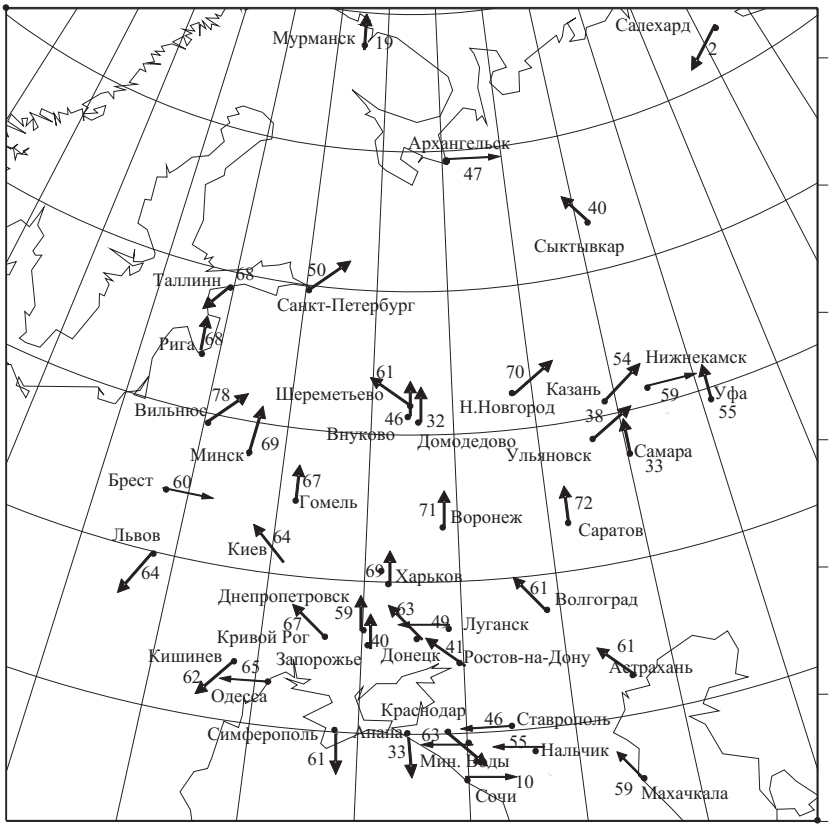


Рис. 2.11. Карта преимущественных направлений адвекции слоистообразной облачности с ВНГО ≤1500 м на аэродромах европейской части России и ближнего зарубежья в зимний сезон: повторяемость (%) сплошной низкой облачности указана цифрами рядом со стрелками [46].

Хорошо известно, что низкие облака часто развиваются под слоями повышенной устойчивости, прежде всего под инверсиями. Для выявления таких слоев наиболее эффективны температурные профилемеры, дающие детальную картину распределения температуры по вертикали в нижнем слое атмосферы толщиной в несколько сот метров. К сожалению, в настоящее время на аэродромах России такие приборы, как правило, отсутствуют, так же как и на сетевых метеорологических станциях.

Информацию о вертикальной стратификации температуры можно почерпнуть в этом случае только из данных объективного анализа или численного прогноза метеорологических полей. Невысокое пространственное разрешение этих данных не позволяет уловить многих

особенностей профиля температуры. Тем не менее даже данные объективного анализа обнаруживают статистически значимую связь между вертикальным градиентом температуры в слое 925–850 гПа и повторяемостью сплошной слоистообразной облачности, значимой для полетов.

По пороговому значению разности температур на поверхностях 925 и 850 гПа, равному 0,5 ºС, на 32 аэродромах из 45 удается со значимой успешностью разделить случаи наличия и отсутствия сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м: наличие соответствует более устойчивой стратификации, чем при указанном пороговом значении. На остальных 13 аэродромах такая связь либо не выражена, либо мало значима. Это относится ко всем северным аэродромам, включая Санкт-Петербург, Ригу, Таллинн, а также к Сочи, Нальчику и Махачкале. Если характеризовать успешность разделения случаев наличия и отсутствия сплошной слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м по пороговому значению ($T_{925} - T_{850)}$ с помощью критерия Пирса – Обухова (PI), то максимальное значение PI, относящееся к Волгограду, оказывается равным 0,50 (определение критерия Пирса – Обухова см. Приложение Б).

Представленный результат показывает, что вертикальная стратификация температуры является настолько важным фактором формирования слоистообразной облачности нижнего яруса, что даже данные объективного анализа, сглаженные по квадрату сетки 1,25º×1,25º, позволяют получить значимую успешность разделения наличия и отсутствия низкой облачности на аэродромах в средней полосе России, на большей части Северного Кавказа, в Белоруссии и Украине. Можно заключить, что численные модели с более высоким, чем у объективного анализа, пространственным разрешением, успешно прогнозирующие поля температуры и влажности в нижней тропосфере, способны успешно предвычислять и наличие слоистообразной облачности с ВНГО ≤ 1500 м.

2.4.6. Прогноз наличия низкой облачности и тумана с помощью численных моделей

Как показывают специальные оценки, современные численные модели с высоким пространственным разрешением предсказывают наличие облачности нижнего яруса с практически значимой успешностью. В качестве примера приведем оценки оправдываемости такого прогноза с помощью мезомасштабной модели COSMO-Ru с шагом 7 км по территории европейской части России. В этой модели «низкой облачностью» называют наличие продуктов конденсации влаги в слое от земли до поверхности 800 гПа, что не совпадает с определением

облачности, значимой для полетов и регистрируемой на аэродромах. Тем не менее, если модельный прогноз определенной указанным образом низкой облачности сравнить с фактическими наблюдениями на аэродромах, то обнаруживается достаточно хорошее согласие (PI ~ 0,40–0,50) для сплошной облачности и облачности ≥ 5 окт, а именно эти градации количества облаков представляют наибольший интерес с точки зрения авиации.

Модельный прогноз COSMO-Ru характеризуется довольно большим числом непредсказанных явлений, что представляет собой, применительно к метеорологическому обеспечению авиации, более серьезный недостаток, чем большое число ложных тревог (при равных комплексных критериях оправдываемости, подобных критерию Пирса). Для устранения этого недостатка целесообразно для каждого конкретного аэродрома разработать статистический метод типа MOS, как это рекомендовано в разд. 2.4.4.

В некоторых численных моделях прогнозируется наличие продуктов конденсации в нижнем слое, т. е. туман, однако к моменту написания настоящего пособия авторам неизвестны какие-либо результаты сравнения таких прогнозов с наблюдениями.

2.4.7. Прогнозирование низких облаков и тумана синоптико-статистическими методами

Прогноз внутримассовой низкой облачности. Образование низкой внутримассовой облачности типа *St* и *Sc* может происходить в двух случаях: при адвекции теплого влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность и при поступлении водяного пара в нижние слои атмосферы от подстилающей поверхности. Наиболее благоприятные условия для возникновения этих облаков в первом случае создаются в тыловых частях антициклонов, а также в передних частях и в теплых секторах циклонов, а во втором случае – в передних частях развивающихся антициклонов, в малоподвижных антициклонах и малоградиентных барических полях.

Прогноз количества облаков в этих условиях не вызывает затруднений, поскольку создается сплошное облачное поле. Только при рассеянии облаков *St* и *Sc* количество облачности может быть менее 8 окт. Тогда прогноз количества их основывается на оценке интенсивности процессов, обусловливающих деградацию облачности (о прогнозе эволюции облачности см. ниже).

Существует несколько методов альтернативного прогноза низкой внутримассовой облачности и высоты ее нижней границы при адвекции теплого и влажного воздуха.

На рис. 2.12 показан график для прогноза низкой внутримассовой облачности при адвекции тепла, полученный А.К. Лугченко по данным наблюдений на северо-западе европейской части России. Предикторами являются температура на станции в исходный момент и ее прогностическое значение через 24 ч. Удовлетворительные результаты получаются для таких процессов, когда возникновение облачности связано с адвекцией тепла. Чем ниже начальная температура и выше ожидаемая, тем вероятнее появление низкой облачности. Представленный график соответствует значениям температуры в 9 ч утра. Для другого времени суток и других районов он будет иметь несколько иной вид.

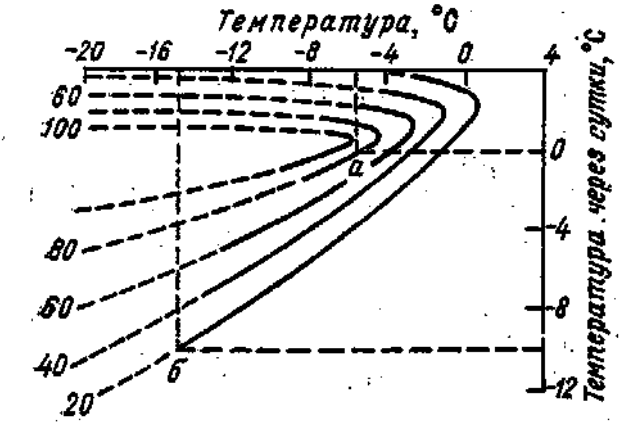


Рис. 2.12. График А.К. Лугченко для определения вероятности появления внутримассовых облаков высотой 200 м и ниже на северо-западе европейской части России [27].

График на рис. 2.13, разработанный Е.И. Глаголевой, предназначен для прогноза высоты нижней границы внутримассовой неконвективной облачности нижнего яруса. Предикторами являются температура воздуха в исходный момент времени в пункте прогноза T_0 и точка росы в начале траектории T'_d. Прогноз разрабатывается на срок 9–12 ч. Видно, что чем больше разность между точкой росы в начале 9–12-часовой траектории и температурой воздуха в исходный момент, тем на меньшей высоте будет находиться нижняя граница облаков.

При прогнозе эволюции низкой внутримассовой облачности слоистых форм следует учитывать результаты эмпирических исследований, связывающих изменение высоты ее нижней границы, уплотнение или размывание облачности с изменениями температуры и влажности в период действия прогноза. Так, для европейской части России было

установлено, что при абсолютном значении адвективного изменения температуры $|\Delta T_a| > 4\,^{\circ}\mathrm{C}$ вдоль 12-часовых траекторий при адвекции тепла следует ожидать понижение нижней границы облачности, а при адвекции холода – ее повышение.

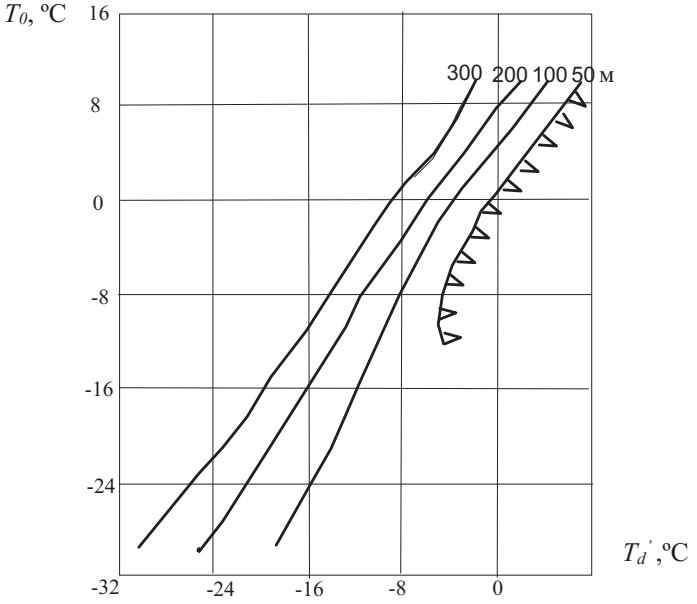


Рис. 2.13. График Е.И. Глаголевой для прогноза высоты низкой облачности: T_0 –температура воздуха в исходный момент в пункте прогноза; T_d' – точка росы в начале траектории.

При адвекции тепла с $\Delta T_a > 6\,^{\circ}\mathrm{C}$, сопровождающейся восходящими движениями, вероятно возникновение низкой облачности, а при $\Delta T_a <$ -6 ºC и нисходящих движениях следует ожидать рассеяние облачности. В тех случаях, когда $|\Delta T_a| < 4\,^{\circ}\mathrm{C}$, при прогнозе эволюции облаков *St* и *Sc* следует учитывать адвективные изменения дефицита точки росы: если этот дефицит уменьшается, следует ожидать понижения нижней границы облачности, если повышается – ее понижения.

В случаях, когда основной причиной возникновения низкой облачности является перенос водяного пара от поверхности Земли к нижней границе инверсии, т. е. в малоподвижных антициклонах и размытых барических полях, для альтернативного прогноза можно использовать демаркационные (разграничивающие) графики. В качестве предикторов должны использоваться характеристики температуры и влажности

в пункте прогноза. Пример таких графиков дан на рис. 2.14. Предикторами в этом случае являются вертикальный градиент температуры в слое от поверхности Земли до первой особой точки на графике радиозондирования, разность между скоростью ветра на высоте 600 м и флюгера ($V_{600} - V_ф$), дефицит точки росы у поверхности Земли $(T - T_d)_з$ и на уровне первой особой точки $(T - T_d)_{о.т.}$ Все данные берутся за 21 ч местного времени. По этим диаграммам дается прогноз возможности возникновения низкой облачности в ночные часы.

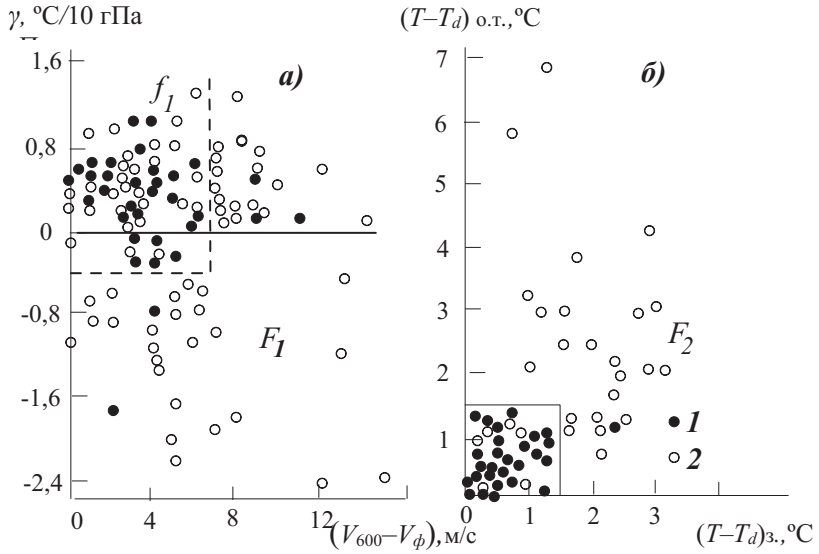


Рис. 2.14. Диаграммы рассеяния для альтернативного прогноза низкой внутримассовой облачности с высотой нижней границы ≤ 100 м в районе Москвы в ноябре-декабре: *1* – наличие облачности; *2* – отсутствие облачности.

Если на первой диаграмме точка попадает в область F_1, то следует ожидать, что низкая облачность не образуется, а если она попадает в область f_1, то переходят ко второй диаграмме. Когда точка на второй диаграмме ляжет в область, находящуюся у начала координат (с преобладанием заштрихованных кружков), то в формулировке прогноза указывается возникновение низкой облачности с высотой нижней границы 100 м и менее. При попадании точки в область F_2 в прогнозе не указывается образование такой облачности.

Все прогностические связи следует уточнять на материалах наблюдений в районе прогноза, поскольку вероятность образования низкой облачности зависит не только от процессов синоптического

масштаба, но и от местных условий. Особенно сильно зависит от местных условий высота нижней границы облаков.

Для прогноза внутримассовой неконвективной облачности нижнего яруса можно использовать изображения со спутников. Наиболее приемлемым является метод формальной экстраполяции. Его можно использовать как для прогноза всей облачной системы в целом, так и для прогноза ее деталей.

Прогноз фронтальной слоистообразной облачности. Мощная неконвективная облачность слоистообразных форм (*Ns*, *As*) образуется на атмосферных фронтах, как правило, при адвекции тепла (в 85 % случаев ее возникновения) и размывается при адвекции холода (в 70 % случаев рассеяния облачности). Поэтому предикторами при ее прогнозе могут быть адвективные изменения температуры и точки росы.

С их использованием построен демаркационный график, представленный на рис. 2.15 (автор – М.Г. Приходько). С его помощью можно разрабатывать прогноз на ближайшие 12–18 ч. Значения адвективных изменений температуры и дефицита точки росы рассчитываются по фактическим и прогностическим картам АТ850 при прогнозе эволюции слоистообразной облачности в слое 1–2 км, по картам АТ700 – при прогнозе эволюции облачности в слое 2–4 км, по картам АТ500 – при прогнозе эволюции облачности в слое 4–6 км.

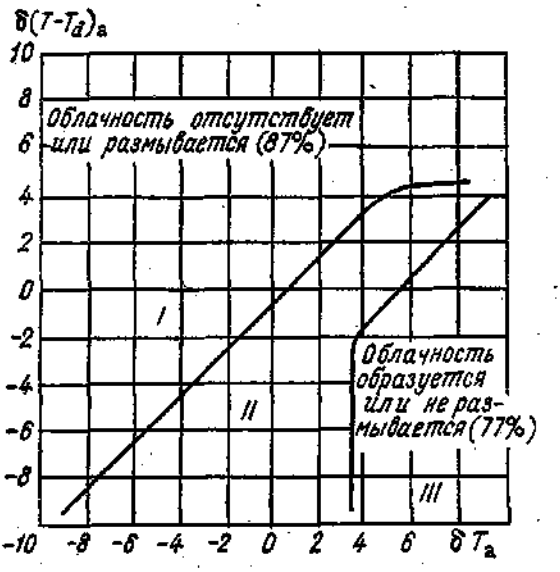


Рис. 2.15. График М.Г. Приходько для прогноза эволюции слоистообразной облачности по ожидаемым адвективным изменениям температуры δT_a и дефицита точки росы $\delta(T - T_d)_a$.

При попадании точки в область *I* следует ожидать отсутствия или размывания облачности, при попадании в область *III* – образования или сохранения облачности. При попадании точки в область *II* сделать прогностические выводы, основываясь только на этих двух предикторах, нельзя.

Графики такого типа могут во многих случаях оказаться полезными. Однако следует иметь в виду, что при прогнозе образования и эволюции массива слоисто-дождевых и высокослоистых облаков необходимо в первую очередь учитывать эволюцию барических образований и фронтальных систем.

Радиационный туман образуется при безоблачной или малооблачной погоде со слабым ветром (до 2–3 м/с) после захода Солнца на протяжении большей части ночи или утром. Наиболее часто благоприятные условия для возникновения радиационного тумана создаются в антициклонах, их отрогах, барических гребнях и седловинах, реже и главным образом летом – в поле пониженного давления с небольшими барическими градиентами.

Вертикальная мощность радиационных туманов обычно не превышает 200–300 м. Радиационный туман, как правило, образуется в приземном подинверсионном слое.

В основу прогноза радиационного тумана положено соотношение между ожидаемой температурой образования этого явления (T_T) и ожидаемой минимальной температурой воздуха ($T_{\min}$) ночью. Если по исходному синоптическому положению в вечерний срок и по прогнозу его изменения ночью ожидается безоблачная или малооблачная погода и слабый ветер или штиль у поверхности Земли, то при $T_T \geq T_{\min}$ следует ожидать туман.

Температура образования тумана определяется по формуле

$$T_T = T_d - \Delta T_d , \qquad (8)$$

где T_d – начальное значение точки росы в вечерний срок наблюдений, близкий по времени к заходу Солнца; ΔT_d – понижение точки росы до момента образования тумана (находится эмпирическим путем).

На территории европейской части России для прогнозов от 19 до 7 ч МСК принято использовать значение точки росы в 18 ч МСК, так как данные наблюдений в этот срок наносятся на кольцевую карту погоды. Если по этой карте на синоптических станциях в радиусе 200–300 км от аэродрома, для которого дается прогноз, точка росы имеет одинаковые значения, то для прогноза тумана по этому аэродрому можно использовать местные сведения о точке росы с точностью до десятых долей градуса. В случае ожидаемого ночью прохождения

фронта через район аэродрома или поступления в этот район порции воздушной массы с иным влагосодержанием, вследствие изменения синоптического положения, начальное значение точки росы определяется по карте погоды. При указанных условиях следует использовать для прогноза данные о точке росы в 18 ч в той барической системе или той части ее, которая по прогнозу синоптического положения должна переместиться ночью в район аэродрома.

Летом при выборе начальной точки росы нужно иметь в виду возможность ее повышения на 1–3 ºС вследствие испарения с поверхности почвы, предварительно нагретой днем, а затем увлажненной ливневыми дождями по пути перемещения воздушной массы в пункт прогноза или в районе этого пункта.

Понижение точки росы от срока наблюдения до момента образования тумана, определенное для Шереметьева (табл. 2.10), рекомендуется использовать при прогнозе радиационного тумана в районах, расположенных в равнинной местности на значительном расстоянии от населенных пунктов и крупных водоемов. Несколько меньшие значения понижения точки росы, определенные для аэродрома Быково, можно использовать при прогнозе радиационного тумана в районах, где наблюдается перенос воздуха из города или крупного поселка при значениях точки росы ниже 0 ºС, и в районах, где наблюдается перенос воздуха с болота, водохранилища, озера или реки при значениях точки росы выше 0 ºС. (Аэродром Быково, не функционирующий уже несколько лет, расположен к юго-востоку от Шереметьева на расстоянии ~50 км.)

Таблица 2.10. Средние понижения точки росы ΔT_d ºС в зависимости от ее начального значения T_d ,ºС в 18 ч

Аэропорт	T_d , ºС				
	20 …11	10 …0	-1 …-10	-11 …-20	-21 …-30
Быково	1,7	2,0	2,2	2,7	3,4
Шереметьево	2,2	2,3	2,5	3,0	3,6

После определения возможности возникновения радиационного тумана по соотношению между ожидаемой температурой туманообразования и прогнозируемой минимальной температурой воздуха требуется установить, будут ли благоприятными для тумана распределение скорости ветра и вертикальные профили температуры и точки росы в нижнем слое атмосферы. Для этого нужно использовать последние данные радиозондирования или результаты измерений температуры,

влажности и ветра на телевизионных и других мачтах или башнях либо с помощью дистанционных приборов, установленных на расстоянии не более 50 км от аэродрома.

Радиационный туман возможен при скорости ветра не более 7 м/с на высоте 100 м и не более 10 м/с на высотах от 300 до 900 м. Указанные предельные значения скорости ветра относятся к холодному времени года, в теплое время года они на 2 м/с меньше.

Ожидаемая стратификация нижнего слоя атмосферы определяется по нанесенным на аэрологическую диаграмму значениям температуры и точки росы от земли до изобарической поверхности 850 гПа в дневной или вечерний срок наблюдений и по прогнозируемой минимальной температуре воздуха. Проводя прямую от значения ожидаемой минимальной температуры воздуха у поверхности Земли через точку кривой температуры на АТ925, можно приближенно определить толщину слоя, в котором будет происходить конденсация водяного пара. При положительной температуре воздуха водяной пар конденсируется в слое, где дефицит точки росы близок к 0 ºС. При температуре воздуха ниже 0 ºС конденсация начинается при давлении водяного пара, насыщенном по отношению ко льду. Соответственно значениям разности давлений насыщенного водяного пара по отношению к воде и ко льду при температуре воздуха -10 ºС конденсация водяного пара происходит в слое, где дефицит точки росы не превышает 1 ºС; при температуре воздуха -20 и -30 ºС конденсация возможна в слое, где дефицит точки росы будет, соответственно, около 2 и 3 ºС.

Для возникновения радиационного тумана достаточно, чтобы в образующейся ночью приземной инверсии были условия для конденсации водяного пара в слое от 100 до 300 м.

Время возникновения радиационного тумана зависит от разности между температурой воздуха в исходный вечерний срок и ожидаемой температурой туманообразования. При его определении нужно исходить из того, что в течение первых двух часов после захода Солнца температура воздуха понижается на 2–2,5 ºС, в течение третьего часа – на 0,8–1 ºС, а в каждый последующий час ее понижение уменьшается на 0,1–0,2 ºС.

Рассеяние радиационного тумана происходит через 1–3 ч после восхода Солнца, если не изменяется синоптическое положение и не усиливается ветер. Если ветер усиливается хотя бы на 1–2 м/с вследствие увеличения барического градиента, то радиационный туман рассеивается до восхода Солнца.

Если по соотношению между T и $T_{\min}$, по скорости ветра на высотах 100–300 м и по стратификации нижнего слоя атмосферы ожидается радиационный туман, то следует определить возможную минимальную видимость в нем (разд. 2.5).

При адвекции теплого влажного воздуха на более холодную подстилающую поверхность создаются благоприятные условия для образования ***адвективных туманов или слоистых облаков.***

Вероятность возникновения тумана или слоистых облаков тем выше, чем больше разность между значениями температуры и точки росы перемещающегося теплого воздуха и воздуха в пункте прогноза в исходный срок. Дефицит точки росы в теплом воздухе при этом не должен превышать 2 ºС при положительной температуре воздуха и 3 ºС при отрицательной. Существенна и скорость ветра. Чем она больше, тем интенсивнее турбулентный обмен в нижнем слое и тем интенсивнее перенос продуктов конденсации в подинверсионный слой. При прочих равных условиях именно этот фактор является решающим для ответа на вопрос, возникнут ли в результате адвекции теплого воздуха туман или слоистые облака.

Количественным показателем адвективного охлаждения воздуха за выбранный промежуток времени является положительная разность между значениями его температуры в начале и конце траектории $(T' - T > 0)$. О возможности образования продуктов конденсации в приземном слое воздуха можно судить по соотношению между дефицитом точки росы в начале траектории $(T - T_d)'$ и разностью значений точки росы в начале и конце траектории $(T'_d - T_d)$.

Для прогноза адвективного тумана на 9 ч вперед от исходного срока наблюдений рекомендуется применять график, на оси абсцисс которого откладывается составляющая горизонтального градиента температуры воздуха или точки росы вдоль 9-часовой траектории, а по оси ординат – дефицит точки росы в начале этой траектории и ожидаемая скорость ветра в пункте прогноза (рис. 2.16). График построен по материалам метеорологических наблюдений в Шереметьеве.

Порядок использования этого графика для прогноза адвективного тумана следующий.

На карте погоды для исходного срока наблюдений нужно построить 9-часовую траекторию воздуха в приземном слое.

В случае формирования в теплой воздушной массе гребня, перемещающегося по периферии малоподвижного антициклона по направлению ведущего потока в средней тропосфере, построение траектории в приземном слое для определения влажности приходящего воздуха не дает положительных результатов. В этом случае следует определить, какая часть этого гребня через 9 ч после срока исходной карты будет находиться в районе пункта прогноза.

В районе начальной точки 9-часовой траектории требуется снять с исходной карты погоды значения температуры и точки росы. Если

начальная точка траектории располагается на карте вблизи синоптической станции, то выписываются значения этих величин на данной станции. Если же от начальной точки траектории до ближайших синоптических станций более 50 км, то определяются осредненные значения температуры и точки росы по данным двух-трех близлежащих станций.

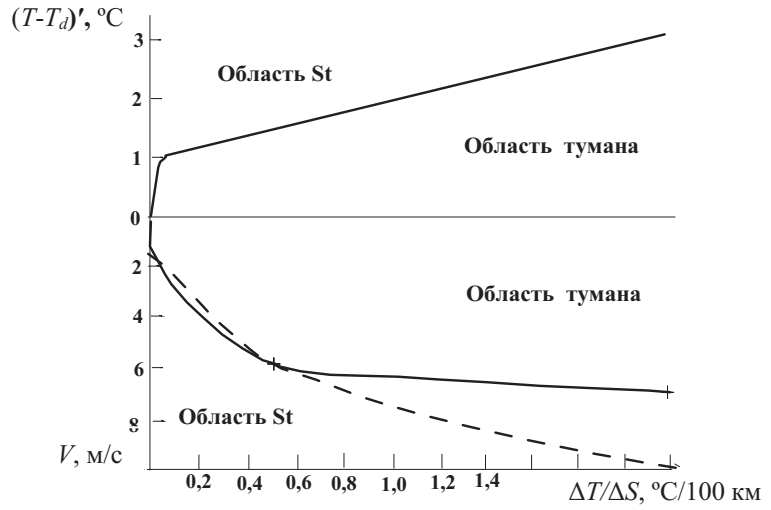


Рис. 2.16. Комплексный график для прогноза адвективного тумана по составляющей горизонтального градиента температуры вдоль 9-часовой траектории частицы воздуха, дефициту точки росы в начале этой траектории и ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза.

В пункте прогноза выписываются значения температуры воздуха и точки росы с десятыми долями градуса, а также ожидаемая скорость ветра через 9 ч после срока исходной карты.

По выписанным значениям температуры воздуха в начале траектории и в пункте прогноза вычисляется горизонтальный градиент температуры вдоль траектории из соотношения

$$\frac{\Delta T}{\Delta S} = \frac{T' - T}{\Delta S}, \tag{9}$$

где T' – температура воздуха в начале 9-часовой траектории, найденная на карте погоды для исходного срока наблюдений; T – температура воздуха в тот же срок по наблюдениям на аэродроме, для которого дается прогноз; ΔS – расстояние между начальной и конечной точками траектории в сотнях километров.

Кроме горизонтального градиента температуры определяется дефицит точки росы в начале траектории $T' - T'_d$.

По вычисленным значениям горизонтального градиента температуры вдоль 9-часовой траектории $\Delta T/\Delta S$ и дефицита точки росы в начале этой траектории $T' - T'_d$ определяем с помощью верхней части графика на рис. 2.16, возможно ли образование адвективного тумана в пункте прогноза через 9 ч после срока исходной карты. Если точка, соответствующая значениям этих параметров, попадает в область тумана, тогда от нее следует сместиться параллельно вертикальной оси в нижнюю часть графика до ординаты, соответствующей ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза. Если в нижней части графика указанная точка попадает в область тумана, ограниченную сплошной кривой, то в прогнозе указывается туман. Штриховая кривая на рис. 2.16 перенесена с известного графика, построенного И.В. Кошеленко по данным наблюдений на нескольких авиационных метеорологических станциях Украины, где адвективный туман может возникать при бóльших скоростях ветра, чем в районе Москвы.

В случае, когда горизонтальный градиент температуры вдоль траектории больше 1 ºС /100 км при дефиците точки росы в начале траектории менее 2 ºС и ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза менее 4 м/с, туман может возникнуть на 2–3 ч раньше, т. е. через 6–7 ч после срока исходной карты погоды. Рассеивается адвективный туман вследствие увеличения скорости ветра на 1–2 м/с или при смене адвекции теплого воздуха на адвекцию сухого холодного воздуха. Рассеяние этого тумана возможно и вследствие дневного прогрева воздуха.

Адвективный туман на морском побережье может возникать в случае выноса теплого влажного воздуха с водной поверхности на сушу. При составлении прогноза тумана на морском побережье следует учитывать температуру водной поверхности и предельную скорость ветра, при которой возможно образование тумана в данном месте и в данный сезон. Эта информация может быть получена из архивов метеостанции.

Рассеяние тумана происходит при скоростях ветра на 2–3 м/с больше предельных скоростей образования тумана. К рассеянию адвективного тумана на морском побережье может привести изменение направления переноса воздушной массы, а также другие причины, способствующие рассеянию адвективных туманов на суше, перечисленные выше.

Следует иметь в виду, что в зависимости от причин, приводящих к рассеянию адвективного тумана, его рассеяние (как и образование) может происходить в любое время суток.

Основными факторами, определяющими возможность образования адвективного тумана на побережье, при переносе воздушной массы с моря на сушу являются разность значений температуры воды и воздуха

на побережье и точка росы притекающего воздуха. Однако на практике получение данных о температуре воздуха и точке росы над морем в ряде случаев затруднительно.

При нахождении эмпирических связей для прогноза адвективного тумана на побережье обычно стараются косвенно оценить характеристики воздушной массы, притекающей со стороны моря. Пример эмпирической номограммы для прогноза такого тумана дан на рис. 2.17. Она позволяет по значениям температуры воды и воздуха на побережье оценить видимость на расстоянии приблизительно 50 км от берега.

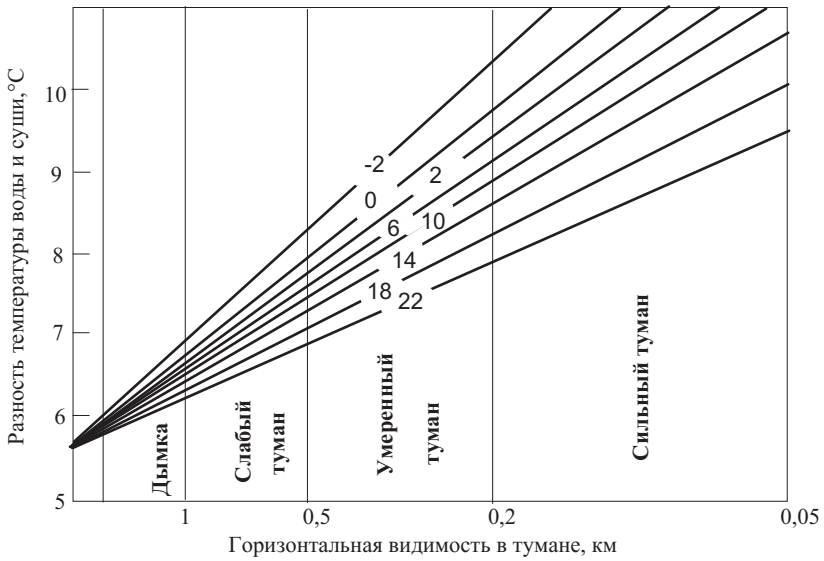


Рис. 2.17. Номограмма для определения условий образования адвективного тумана охлаждения: наклонные линии – изолинии температуры воды (в °С).

Прогноз адвективно-радиационных туманов производится по схеме прогноза радиационных туманов с учетом влияния адвекции.

Фронтальные туманы можно подразделить на предфронтальные и зафронтальные.

Физический механизм образования туманов, связанных с атмосферными фронтами, достаточно сложен. Однако во всех случаях туманообразование связано с наличием фронтальной зоны и ее перемещением. Поэтому для прогноза таких туманов необходимо на основе детального анализа исходных синоптических данных определить, будет ли в период прогноза фронтальная зона оказывать влияние на условия погоды в пункте прогноза, имеются ли в зоне атмосферного фронта

в исходный срок туманы, можно ли ожидать, что условия туманообразования сохранятся в период прогноза. Если в настоящее время таких условий нет, но предполагается, что фронтальная зона будет оказывать влияние на пункт прогноза, можно ожидать, что в период прогноза возникнут условия, благоприятные для образования тумана.

Таким образом, прогноз фронтальных туманов сводится в первую очередь к прогнозу перемещения и эволюции атмосферного фронта и последующему анализу физических условий в разделяемых фронтом воздушных массах с учетом взаимодействия с подстилающей поверхностью, с учетом суточного хода метеорологических величин и характера турбулентного влаго- и теплообмена.

Туман перед медленно перемещающимся теплым фронтом или фронтом окклюзии по типу теплого (фронтальный туман испарения) обычно наблюдается поздней осенью и зимой при выпадении слабого мелкого дождя или мороси. Фронтальная инверсия в этих случаях может сливаться с приземной инверсией выхоложенного воздуха впереди линии приземного атмосферного фронта. Значения точки росы в слое инверсии температуры растут с высотой. Основной, но не единственной причиной образования тумана в этих условиях является дополнительное испарение с относительно более теплых капель выпадающего дождя или мороси. Существенно также увлажнение приземного воздуха вследствие испарения с увлажненной почвы при турбулентном перемешивании и адвективном охлаждении воздушной массы, смещающейся со значительной северной составляющей из более южных широт впереди теплого фронта.

Для оценки условий туманообразования впереди теплого фронта полезно использовать график (рис. 2.18), на котором по оси абсцисс отложены значения относительной влажности f (%) на высоте 2 м и приблизительно соответствующие им значения дефицита точки росы при температуре воздуха в интервале ± 10 °С, по оси ординат – разность между температурой поверхности падающей капли ($T_к$) и температурой воздуха на высоте 2 м (T). В качестве температуры капель дождя (мороси) при расчетах принимают температуру на верхней границе фронтальной инверсии по данным радиозонда вблизи участка фронта, перемещающегося в пункт прогноза. Если данные радиозондирования в интересующем нас районе отсутствуют, следует по полю температуры на изобарической поверхности 850 гПа (или лучше 925 гПа) определить температуру вблизи интересующего участка фронта. Разность этой температуры и температуры в холодном клине воздуха вблизи интересующего участка фронта можно использовать в качестве $T_к - T$ для расчетов с помощью графика на рис. 2.18. Порядок операций для определения условий образования фронтального тумана испарения показан на рисунке стрелками.

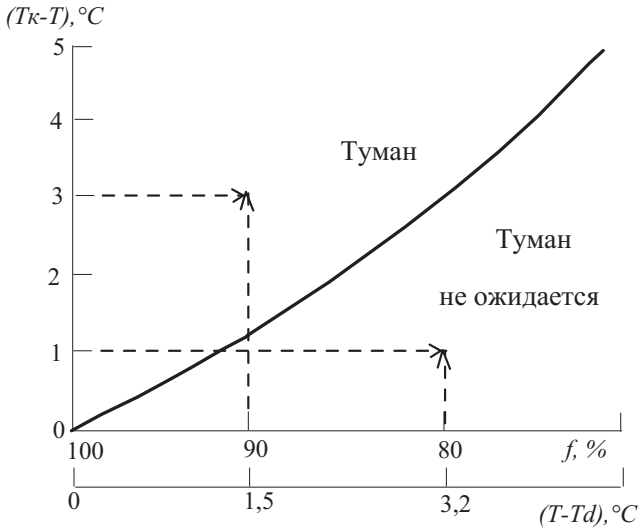


Рис. 2.18. График для прогноза фронтального тумана испарения.

Использование графика для определения условий образования фронтального тумана испарения необходимо сочетать с детальным анализом комплекса метеорологических условий в холодной воздушной массе вблизи линии приземного теплого фронта.

Обычно туман не образуется при скорости ветра на высоте 10 м, превышающей 6 м/с. Интенсивный турбулентный обмен, при прочих благоприятных условиях, приводит к образованию облаков типа *St fr.* на высоте от десятков до сотен метров.

Если в нижнем километровом слое отмечается вертикальный градиент температуры более 0,5 ºС/100 м, то дождь, как правило, рассеивает туман.

Если дождь переходит в снег, то последний ослабляет или рассеивает уже существующий жидкокапельный туман.

Если под фронтальной поверхностью уже имеются низкие облака типа *S*t или *St fr.*, то испарение капель дождя или мороси вызывает снижение нижней границы низких слоистых облаков и ухудшение видимости до тумана.

В зоне малоподвижного размывающегося фронта в случае разрушения фронтальной облачности в ночные часы может образоваться туман и при отсутствии жидких осадков. Образованию тумана может способствовать радиационное охлаждение нижнего слоя воздуха под рассеивающимися облаками. При сохранении приподнятой фронтальной инверсии туман будет формироваться как высокий радиационный туман и распространяться сверху вниз.

Ухудшение видимости под слоем инверсии обычно отмечается экипажами взлетающих и заходящих на посадку самолетов за 1–3 ч до образования тумана у поверхности Земли.

Туман за холодным фронтом может образоваться в ночные часы при слабом ветре в результате испарения с поверхности Земли, увлажненной предфронтальными дождями и прогретой в дневные или предвечерние часы, резкого понижения температуры в пункте прогноза после прохождения холодного фронта и дополнительного понижения температуры воздуха в результате радиационного ночного охлаждения, обусловленного прояснением за холодным фронтом.

При прогнозе туманов в этих условиях необходимо учитывать температуру и точку росы, характерные для той воздушной массы, которую можно ожидать в пункте прогноза после прохождения фронта. При прогнозе температуры образования тумана необходимо учитывать возможность увеличения точки росы на 1–3 ºС, по сравнению со значением точки росы в исходный срок в холодной воздушной массе, вследствие испарения с поверхности почвы, ранее нагретой, а затем увлажненной дождем. В остальном операции составления прогноза аналогичны операциям прогноза адвективно-радиационного тумана.

Прогноз ***туманов и слоистой облачности за теплым фронтом*** аналогичен прогнозу адвективного тумана и слоистых облаков. При этом необходимо учитывать время прохождения теплого фронта, разность значений температуры воздуха теплой воздушной массы и подстилающей поверхности, скорость ветра и дефицит точки росы в теплой воздушной массе.

Для оценки *градации высоты нижней границы облаков в зоне фронта* В.М. Ярковой был предложен ряд графиков (рис. 2.19), построенных по данным наблюдений в аэропорту Толмачево (Новосибирск). На графиках, представленных для различных сезонов, выделены зоны с высотой облаков ниже 100 м, 101–200, 201–300 и более 300 м. При составлении прогноза ВНГО необходимо прежде всего рассчитать время прохождения фронта у поверхности Земли или его положение относительно пункта на период действия прогноза. Затем определяется контраст температуры во фронтальной зоне в том районе, из которого ожидается поступление воздушной массы в пункт прогноза.

На следующем этапе необходимо определить в начальной точке траектории температуру, точку росы и рассчитать скорость ветра. Зависимость высоты фронтальной облачности от дефицита точки росы, температуры воздуха у земли и скорости ветра представлена на рисунке. Если по графику слева (рис. 2.19 а) установлена возможность возникновения облаков с высотой нижней границы менее 300 м, то по графику справа (рис. 2.19 б) уточняется высота, до которой наиболее

вероятно понижение нижней кромки облачности. Высота облаков указывается в расчетной градации только в тех случаях, когда фронт смещается со скоростью менее 30 км/ч и расстояние его от пункта прогноза не превышает 300 км (зимой перед теплым фронтом до 400–500 км).

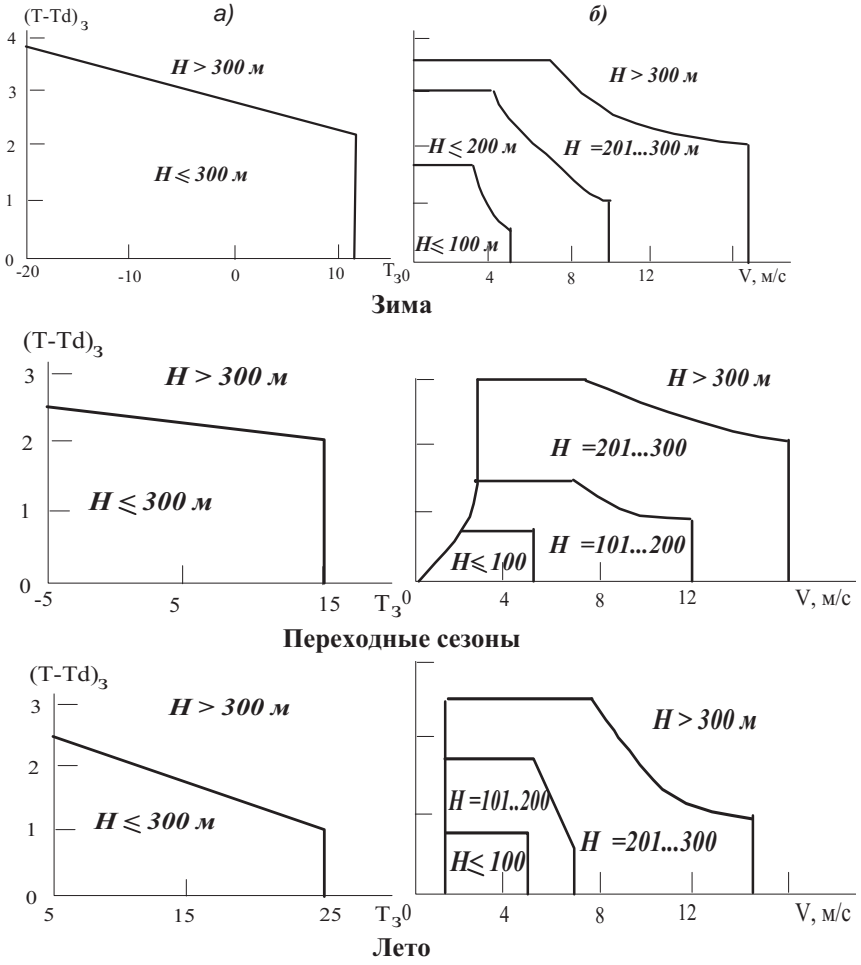


Рис. 2.19. Прогностические графики для расчета нижней границы фронтальной облачности.

С достаточной уверенностью можно указать высоту облаков нижнего яруса менее 300 м, если в пограничном слое имеется задерживающий слой, в котором влажность с высотой увеличивается или остается постоянной. При этом ветер должен усиливаться с высотой и на верхней границе задерживающего слоя достигать 10–16 м/с. Если не

выполняется хотя бы одно из перечисленных условий, то в прогнозе необходимо указать высоту облаков, в 1,5 раза большую той, что получена по графику. Если при расчете высоты облаков по графику (на рис. 2.19 б) точка попадает на границу какой-либо зоны, то в случае уменьшения со временем дефицита точки росы и ослабления ветра (но не до штиля) принимается меньшее значение высоты облаков.

Ожидать понижения облачности ниже 300 м не следует, если:

а) в пункт прогноза перемещается воздушная масса с температурой выше 25 ºС в теплый сезон и ниже -35 ºС в холодный сезон;

б) дефицит точки росы больше 3 ºС летом и 6 ºС зимой и в переходные сезоны;

в) скорость ветра у земли более 20 м/с;

г) теплый фронт на срок прогноза ожидается на расстоянии более 300 км от пункта прогноза летом и в переходные сезоны и более 600 км – зимой;

д) на расстоянии 300 км за холодным фронтом осуществляется интенсивный заток холода (температура воздуха понижается более чем на 10 ºС за сутки).

Использование аналогичных графиков в других географических районах требует предварительного уточнения с использованием местных данных наблюдений и последующей проверки на независимых данных.

При перемещении холодного воздуха с температурой ниже -10 ºС на незамерзшую водную поверхность при относительной влажности не менее 70 % можно ожидать возникновения ***туманов испарения***. Возможность возникновения таких туманов можно оценить по графикам, аналогичным приведенному на рис. 2.20.

График построен на основе теории образования тумана испарения при установившемся состоянии. На оси абсцисс отложена температура воздуха на побережье или над ледяными полями в исходный момент, по оси ординат – начальная относительная влажность воздуха на берегу. Рекомендуется применять данный график, если по прогнозу ожидается перемещение на открытую водную поверхность воздуха, сильно выхоложенного над сушей или над ледяными полями замерзшей части моря.

Представленный на рис. 2.20 график может быть уточнен применительно к конкретному району. С этой целью в координатах графика следует наносить точки (случаи с туманами испарения и без тумана), отмечая у каждой точки значение горизонтальной видимости. После нанесения достаточного количества случаев проводят демаркационные линии. Если температура воды выше нуля, то для расчетов по графику следует использовать вместо исходной температуры воздуха T_0 разность температур «воздух – вода» ($T_0 - T_в$).

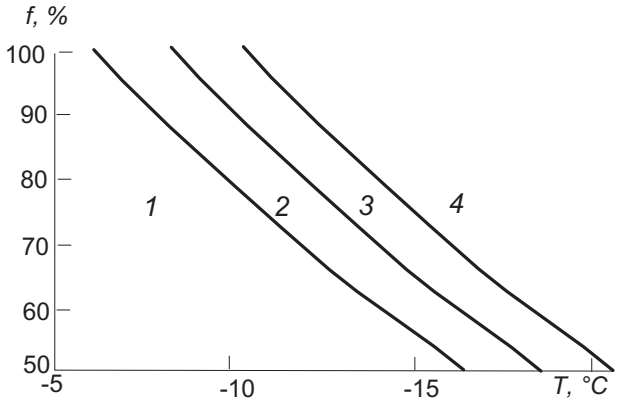


Рис. 2.20. График для определения условий образования тумана испарения различной интенсивности: 1 – отсутствие тумана; 2 – слабый туман (видимость 500–1000 м); 3- умеренный туман (видимость 200–500 м); 4 – сильный туман (видимость 50–200 м).

Перемещающийся с материка выхоложенный воздух прогревается над относительно теплой водной поверхностью тем быстрее, чем больше разность ($T_0 - T_в$), при этом он утрачивает свою устойчивую стратификацию. Туманы испарения, как правило, наблюдаются в узкой прибрежной зоне шириной 10–20 км.

Туман испарения в открытом море может образоваться вблизи границы холодного морского течения при перемещении воздуха с холодной воды на теплую в случае, когда разность значений температуыр холодного воздуха и теплой водной поверхности составляет 10 ºС и более.

Туман испарения над рекой и на ее подветренном берегу обычно образуется осенью и в начале зимы, когда температура поверхности незамерзшей воды близка к 0 ºС, а воздух и поверхность почвы имеют температуру значительно ниже нуля. При этом в нижнем слое воздуха над почвой образуется мощная инверсия, начинающаяся от поверхности Земли.

Для оценки условий образования тумана испарения над рекой может использоваться график, представленный на рис. 2.21. По оси абсцисс отложены разности значений температуры поверхности воды и воздуха dT на подветренном берегу, по оси ординат – относительная влажность воздуха f на подветренном берегу.

Вблизи незамерзающих широких рек и водохранилищ поздней осенью и зимой туманы наблюдаются довольно часто. Вблизи незамерзающих узких быстротекущих рек туманы возникают редко. Они возможны при температуре воздуха ниже -35 ºС.

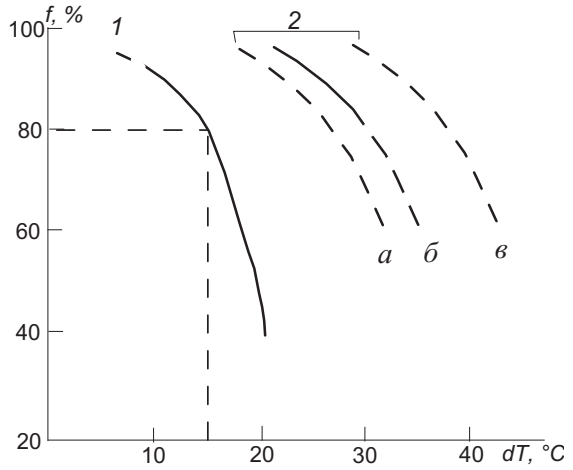


Рис. 2.21. График для определения возможности образования тумана испарения над рекой (1) и на расстоянии 2 км на подветренном берегу (2): а – ширина реки 1,0 км; б – ширина реки 0,5 км; в – ширина реки 0,1 км.

Морозный туман на аэродроме образуется при сильных морозах в результате дополнительного поступления водяного пара в воздух с продуктами сгорания топлива. Благоприятными для морозных туманов являются условия, способствующие радиационному выхолаживанию нижнего слоя воздуха при слабом ветре. Такие условия обычно наблюдаются при усилении антициклонов или их отрогов в зимнее время при достаточно низкой (ниже критической температуры насыщения, табл. 2.11) температуре.

Таблица 2.11. Критическая температура (ºС) насыщения воздуха (по отношению к воде) для образования морозных туманов при атмосферном давлении 1000 гПа

Относительная влажность, %	100	90	60	0
Температура, ºС	-29	-33	-36	-39

При температуре воздуха выше критической температуры насыщения образующийся при сгорании топлива водяной пар не создает перенасыщения по отношению ко льду. Чем меньше относительная влажность, тем ниже критическая температура образования морозного тумана при сгорании топлива.

Следовательно, для прогноза морозного тумана на аэродроме в результате работы двигателей воздушных судов необходимо по значению

относительной влажности в исходный момент определить критическую температуру (см. табл. 2.11) и в случае $T < T_{кр}$ прогнозировать образование морозного тумана при работе двигателей воздушных судов на аэродроме.

При температуре воздуха ниже -39 ºС морозный туман может образоваться в результате сгорания топлива при любой начальной разности между температурой и точкой росы. Морозные туманы тем интенсивнее, чем большее количество продуктов сгорания топлива поступает в единицу времени.

В Сибири, особенно в Якутии, где зимой температура воздуха при безоблачном небе, как правило, бывает ниже -35 ºС, приток водяного пара от сжигания топлива в населенных пунктах и на аэродромах играет решающую роль в образовании тумана.

Учитывая, что источники водяного пара на аэродромах обладают в общем постоянными характеристиками, процесс образования морозных туманов может быть изучен для конкретных условий аэродрома в зависимости от исходной температуры, относительной влажности, скорости ветра, продолжительности работы двигателей самолета и количества этих двигателей.

Для прогноза образования морозных туманов может использоваться график, представленный на рис. 2.22.

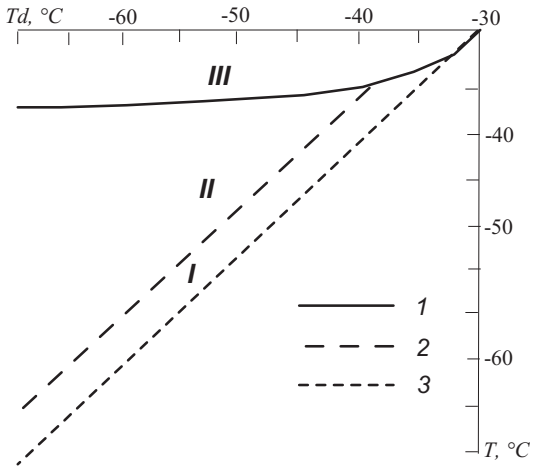


Рис. 2.22. Соотношение между температурой T и точкой росы T_d, необходимое для образования морозного тумана: 1 – линия разграничения областей уменьшения и увеличения степени насыщения воздуха водяным паром при сгорании топлива; 2 – линия насыщения воздуха по отношению ко льду; 3 – линия равных значений температуры и точки росы; I – область устойчивого морозного тумана; II – область неустойчивого морозного тумана; III – область отсутствия морозного тумана.

2.5. Видимость

2.5.1. Метеорологическая дальность видимости

Видимость – это зрительное восприятие объектов, обусловленное существованием яркостных и цветовых различий между предметами и фоном. Видимость оценивается через максимальное расстояние, с которого нам видны и опознаются неосвещенные объекты днем и световые ориентиры ночью. Видимость зависит от размеров и формы предмета, освещенности, цвета и яркости фона и предмета, а также от прозрачности атмосферы.

Нормальная острота зрения человека – одна угловая минута, а минимальный яркостный контраст, который различает человеческий глаз, называется порогом контрастной чувствительности (τ) и составляет днем 0,6–0,7, а ночью 0,02. В целях обеспечения безопасности полетов при определении видимости принимается, согласно рекомендациям ИКАО, $\tau = 0{,}05$ [26].

Определение метеорологической дальности видимости сформулировано так, чтобы устранить все факторы, влияющие на видимость, кроме прозрачности атмосферы: «*Метеорологическая дальность видимости* (МДВ) – условное выражение прозрачности атмосферы через такое расстояние, на котором теряется видимость абсолютно черной поверхности, имеющей на этом расстоянии угловые размеры не менее 0,3º и проектирующейся на фоне неба у горизонта» [27].

В международной практике метеорологическую дальность видимости отождествляют с MOR (Meteorological Optical Range). Именно эту величину, определяемую по формуле

$$\mathrm{MOR} = 3/\mu, \qquad (10)$$

известной как **формула Кошмидера**, где μ – показатель ослабления в $м^{-1}$ или $км^{-1}$, прогнозируют в оперативной практике. Рассчитанная по приведенной формуле метеорологическая дальность видимости не зависит от времени суток (изменение порога контрастной чувствительности глаза с изменением освещенности не учитывается). MOR может быть использована как днем, так и ночью в горизонтальном и наклонном направлениях.

С точки зрения метеорологического обеспечения авиации наибольшее значение имеют условия ограниченной видимости, которая может серьезно осложнить условия взлета и посадки воздушных судов. Ухудшение видимости обусловлено наличием в воздухе аэрозоля, понижающего прозрачность атмосферы. Представим показатель ослабления μ в виде:

$$\mu = G + \mu_B + \mu_C, \tag{11}$$

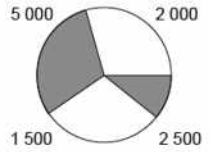
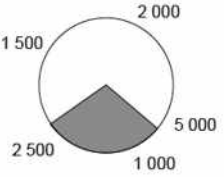
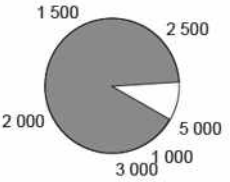
где G – показатель ослабления в сухой и чистой атмосфере, а μ_B и μ_C – показатели ослабления, соответственно, для влажной и сухой частей атмосферного аэрозоля, количество и состав которого варьируют в широких пределах.

Одной из причин увеличения μ_B может явиться наложение влияния подоблачной дымки на общий фон прозрачности атмосферы у поверхности Земли. Поэтому можно полагать, что при низкой облачности с выраженной подоблачной дымкой прозрачность атмосферы должна быть меньшей, чем при отсутствии низких облаков. Таким же в качественном отношении должен быть эффект высокой относительной влажности. Наибольшую роль, однако, играет наличие продуктов конденсации в нижнем слое – дымки, тумана, а также осадков.

В настоящее время, если видимость в разных направлениях оказывается неодинаковой, то определяется (и указывается в телеграммах в коде METAR) так называемая преобладающая видимость. Согласно определению ИКАО, преобладающая видимость представляет собой наибольшее значение видимости, которое достигается в пределах по крайней мере половины линии горизонта или половины поверхности аэродрома. Обозреваемое пространство может состоять из смежных или несмежных секторов. На рис. 2.23 приводятся примеры различных ситуаций вместе с оценкой того, каким образом преобладающая видимость указывалась бы в каждом случае. При использовании инструментальных систем для измерения значений видимости на аэродроме (часто используемых также для оценки RVR – дальности видимости на ВПП) величину преобладающей видимости можно получить на основе результатов измерений видимости, осуществленных в определенных секторах с помощью таких приборов. Если видимость в различных направлениях неодинакова и если минимальная видимость отличается от преобладающей видимости и составляет 1) менее 1500 м или 2) менее 50 % значения преобладающей видимости и менее 5000 м, в сводках должна указываться также минимальная измеренная видимость и ее общее направление относительно аэродрома.

Согласно положениям Инструктивного материала по кодам METAR, SPECI, TAF, преобладающая видимость, включаемая в сводки METAR/SPECI при наличии изменения видимости в различных точках аэродрома, определяется как медианное (срединное) значение, полученное с использованием всех датчиков видимости, установленных на аэродроме [15]. Это значение, выбранное из ряда измеренных значений, сгруппированных по мере их увеличения, в отличие от

среднего значения, более реально представляет истинную видимость, наблюдаемую в той или иной части аэродрома.

Определение видимости (сектора*, в которых учитывается преобладающая видимость, выделены темным фоном)		Минимальная видимость	Преобладающая видимость
1. Четыре сектора Видимость (в метрах) / Градусы (приблизительно) 5 000 — 90 2 500 — 90 } 180 2 000 — 90 1 500 — 90		1 500	2 500
2. Пять секторов Видимость (в метрах) / Градусы (приблизительно) 5 000 — 50 2 500 — 90 } 270 2 000 — 130 1 500 — 50 1 000 — 40		1 000	2 000
3. Шесть секторов Видимость (в метрах) / Градусы (приблизительно) 5 000 — 60 3 000 — 50 2 500 — 80 } 190 2 000 — 90 1 500 — 70 1 000 — 10		1 000	2 500

* Сектора отражают гипотетические ситуации в различных условиях видимости

Рис. 2.23. Определение преобладающей видимости в трех гипотетических условиях видимости.

При наличии четного количества датчиков за медианное значение принимается наименьшее из двух, находящихся в середине ряда измеренных значений.

Если видимость в различных направлениях неодинакова и минимальная видимость составляет менее 1500 м или менее половины значения преобладающей видимости и менее 5000 м, то после значения преобладающей видимости необходимо указать минимальную видимость и направление места установки датчика относительно КТА с указанием одного из восьми румбов. При наличии двух измерителей видимости в том случае, если видимость в различных направлениях неодинакова, за преобладающую видимость принимается наименьшее значение.

2.5.2. Режим видимости на аэродромах

Ниже приводятся некоторые данные о повторяемости различных значений метеорологической дальности видимости на конкретных аэродромах в зависимости от характеристик погоды. Предлагаемые результаты получены на основе анализа телеграмм в коде METAR с дискретностью 30 мин (в некоторых случаях 1 ч) за 2001–2013 гг.

Годовой ход дальности видимости существенно различается на разных аэродромах в соответствии с особенностями климата. С практической точки зрения наибольший интерес представляет повторяемость определенных градаций дальности видимости, влияющих на условия взлета и посадки. Рассмотрим особенности метеорологической дальности видимости в градации < 300 м.

На аэродромах России – как в европейской, так и в азиатской части страны – повторяемость МДВ < 300 м в среднем за год составляет менее 1 %. В годовом ходе, однако, эта величина на отдельных аэродромах значительно увеличивается. На рис. 2.24 показаны характерные кривые изменения среднемесячной повторяемости видимости < 300 м на некоторых аэродромах. На севере европейской части России (Архангельск, Мурманск, С.-Петербург, Ханты-Мансийск) в течение всего года повторяемость указанной градации видимости не достигает 2 %. В средней полосе годовой ход повторяемости этой градации видимости также выражен слабо, но отмечается несколько повышенная повторяемость в марте и осенью (сюда относятся три московских аэродрома – Внуково, Домодедово и Шереметьево, а также некоторые другие, в частности Казань и Уфа). Южные аэродромы (Ставрополь, Симферополь, Нальчик, Ростов-на-Дону, Краснодар, Минеральные Воды) характеризуются сильно увеличенной повторяемостью МДВ < 300 м в холодный период года, тогда как летом эта градация видимости практически не наблюдается. К этой группе примыкает и Воронеж, хотя амплитуда годового хода здесь меньше, чем на остальных перечисленных выше южных аэродромах. В Нижнем Новгороде, напротив, имеется хорошо выраженный максимум повторяемости МДВ < 300 м в сентябре, при почти полном отсутствии этой градации зимой.

На большей части аэродромов азиатской части России повторяемость МДВ < 300 м невелика в течение всего года. Таковы, в частности, Мирный, Красноярск, Омск, Челябинск, Тюмень, Екатеринбург, Новосибирск, Барнаул, Чита, Хабаровск. Для Иркутска характерна слабо увеличенная повторяемость в июле и августе. Резко выделяется Якутск своим годовым ходом повторяемости МДВ < 300 м (до 17 % в январе), в то время как с марта по октябрь такая видимость там наблюдается крайне редко, а видимость не более 50 м практически не отмечается.

Аналогичный годовой ход, хотя намного слабее выраженный, получен в Братске.

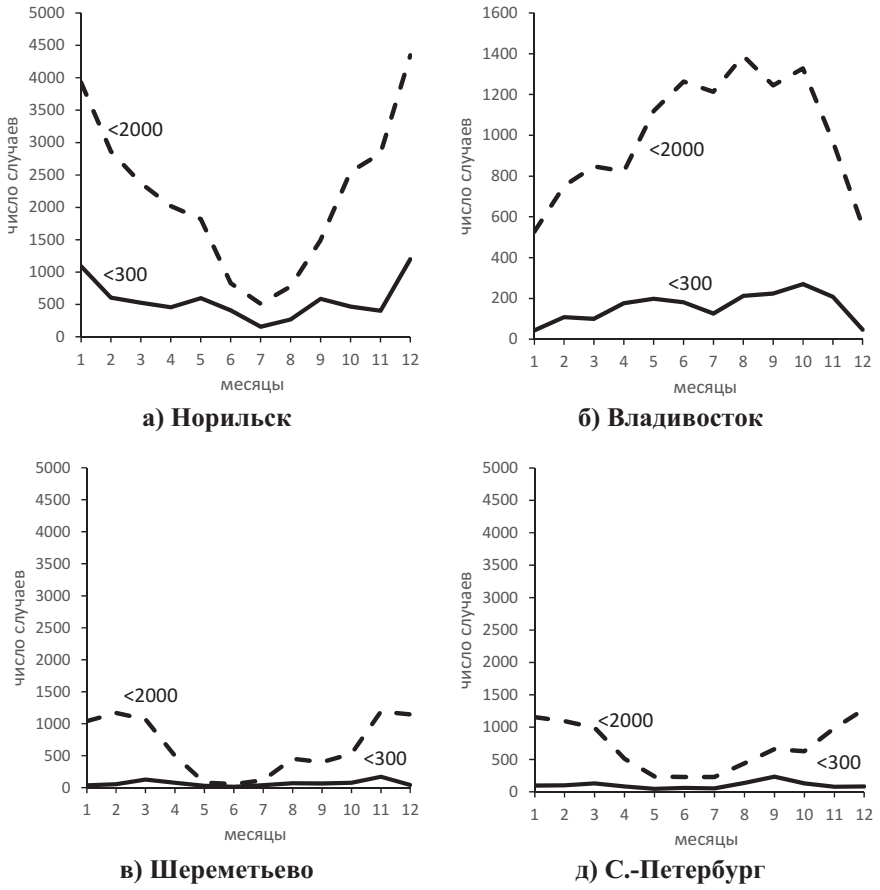


Рис. 2.24. Повторяемость (число случаев) МДВ < 300 м (сплошная линия) и < 2000 м (пунктир) на аэродромах Норильск, Владивосток, Шереметьево и С.-Петербург по месяцам за период 2001–2014 гг.

Совершенно особый режим ухудшенной видимости обнаруживается в Норильске (см. рис. 2.24 а): не только в зимние месяцы повторяемость МДВ < 300 м максимальна (более 10 %), но и в остальные месяцы года она превосходит аналогичные показатели всех других азиатских аэродромов, превышая, например, 5 % в мае и сентябре.

Относительно высока повторяемость МДВ < 300 м во Владивостоке (см. рис. 2.24 б) в течение всего года, кроме декабря и января, с максимумом (1,9 %) в октябре.

Суточный ход МДВ характеризуется повсеместно ухудшением видимости в темное время суток.

Рассмотрим теперь статистические связи между ухудшенной (< 300 м) метеорологической дальностью видимости и другими характеристиками погоды на аэродроме.

При низкой ***относительной влажности*** МДВ < 300 м не наблюдается. Повторяемость этой градации видимости возрастает при приближении относительной влажности к 100 %. Следует, однако, заметить, что указанная закономерность проявляется не на всех аэродромах. Так, в Якутске МДВ < 300 м наиболее часто наблюдается при относительной влажности от 50 до 75 %, и при этом никогда не бывает такой видимости в очень сухом (относительная влажность менее 40 %) воздухе. В Норильске ситуация аналогична: наиболее часто ухудшенная видимость сопровождается относительной влажностью от 75 до 85 % и отсутствует при относительной влажности менее 50 %.

Пороговые значения относительной влажности, ниже которых ухудшенная видимость не наблюдается, на большинстве аэродромов составляют 75–80 %, на некоторых (Минеральные Воды, Воронеж, Нальчик) – 90 %. Таким образом, в случае наличия надежного прогноза относительной влажности, при ее значениях ниже пороговых ухудшения видимости до значений < 300 м ожидать не следует. Это не значит, что при ожидаемом превышении порогового значения относительной влажности следует ожидать МДВ < 300 м: явление это редкое, и относительная влажность как его единственный предиктор далеко не всегда информативна.

Как указывалось выше, при низкой облачности с выраженной подоблачной дымкой прозрачность атмосферы должна быть меньшей, чем при отсутствии низких облаков. Однако такая дымка существует не всегда, и значимой статистической зависимости между МДВ и ВНГО найти не удается. Рассматривая распределение случаев плохой видимости в зависимости от ВНГО, убеждаемся, что, как правило, МДВ ≤ 50 м и 50–100 м сопровождается ВНГО ≤ 90 м (что может означать и вертикальную видимость в случаях, когда небо не видно из-за тумана или снегопада и невозможно определить количество облачности). На рис. 2.25 приведены графики повторяемости различных значений МДВ при ВНГО ≤ 90 м и облачности > 5 окт для некоторых аэродромов европейской и азиатской частей России. Видно, что низкие значения МДВ в 80–100 % случаев ассоциируются с ВНГО ≤ 90 м.

В рамках определенных ограничений можно сформулировать синхронные статистические зависимости между метеорологической дальностью видимости и высотой нижней границы облаков. Практическое применение таких результатов затруднено тем обстоятельством, что малые высоты нижней границы облаков так же с трудом поддаются прогнозированию, как и ухудшенная видимость.

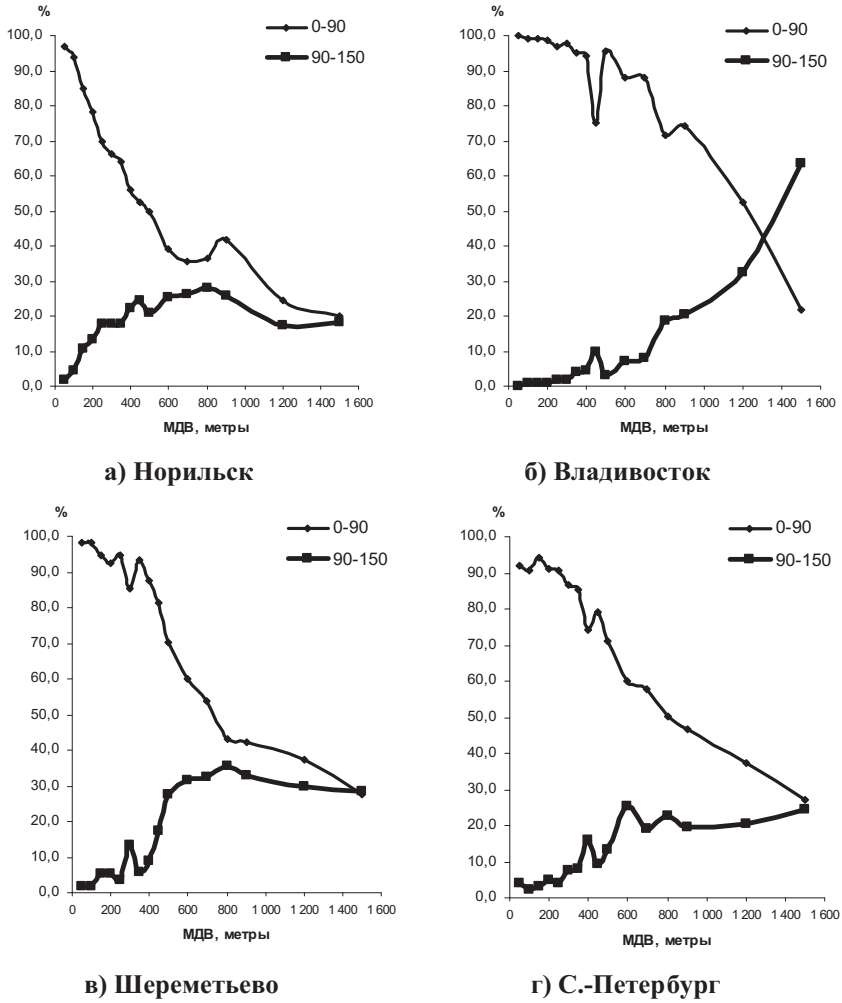
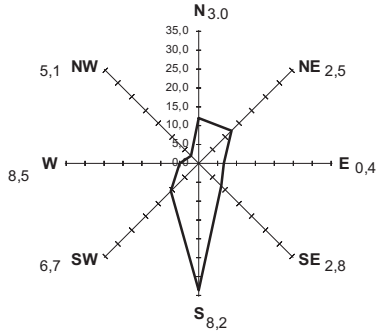


Рис. 2.25. Повторяемость (%) горизонтальной дальности видимости при ВНГО < 90 м и 90–150 м (количество облаков > 5 окт) на четырех российских аэродромах.

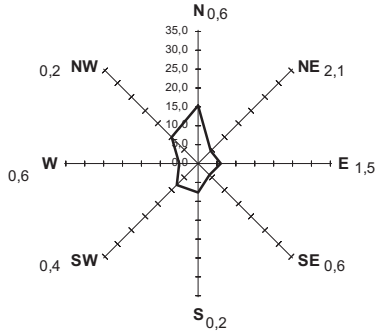
Ухудшенная видимость ассоциируется преимущественно со штилями, слабыми ветрами переменных направлений или ветрами со скоростями 2–6 м/с. В этих условиях наблюдаются более 50 % случаев видимости < 300 м (в Чите и Нижнем Новгороде – более 95 % случаев). Лишь иногда обнаруживается небольшое увеличение числа случаев ухудшенной видимости при скоростях ветра > 8 м/с (таковы аэродромы Барнаул, Хабаровск, Иркутск). В ряде случаев отмечается увеличение

повторяемости ухудшенной видимости при определенных направлениях ветра, которые обеспечивают адвекцию влажного либо запыленного воздуха (рис. 2.26).



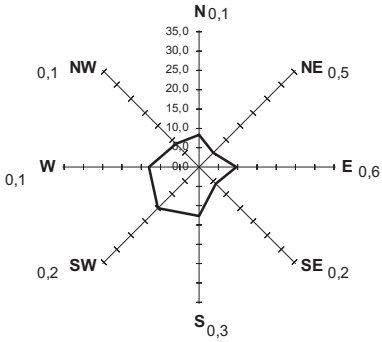
Штиль 1,1 (3,3) Перем. 7,9 (2,2)

а) Норильск



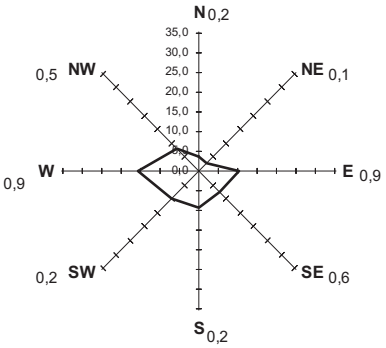
Штиль 16,2 (3,6) Перем. 23,2 (0,6)

б) Владивосток



Штиль 4,8 (1,4) Перем. 18,2 (0,7)

в) Шереметьево



Штиль 4,2 (2,6) Перем. 29,3 (0,3)

г) С.-Петербург

Рис. 2.26. Средние за год розы ветров и повторяемость (%) МДВ <300 м (цифры у названий румбов) при данном направлении ветра, а также при штилях и слабых ветрах переменных направлений на четырех российских аэродромах.

Ухудшенная видимость часто наблюдается при штилях и слабых ветрах переменных направлений: на рис. 2.26 под графиками роз ветров приведены соответствующие данные. Так, в Норильске повторяемость МДВ < 300 при штилях равна 1,1 %, при слабых ветрах переменных

направлений – 7,9 %, тогда как повторяемость штилей и слабых ветров переменных направлений составляет, соответственно, 3,3 и 2,2 %.

Можно выделить следующие ***явления погоды***, приводящие к ухудшению видимости: 1) явления, связанные с конденсацией или сублимацией водяного пара вблизи поверхности Земли; 2) выпадение осадков; 3) помутнение атмосферы за счет поступления в нее поднимаемых ветром мельчайших частиц пыли и песка с поверхности почвы и снега с поверхности снежного покрова; 4) поступление в атмосферу продуктов неполного сгорания; 5) сочетание перечисленных выше условий.

Ухудшение видимости может иметь локальный характер (радиационный туман и туман испарения, ливневые осадки при внутримассовых ситуациях), занимать относительно большие площади (адвективный и фронтальный туман, обложные осадки, пыльные и песчаные бури и др.), занимать очень большие площади (опалесцирующее помутнение, туманы под инверсиями оседания в обширных континентальных антициклонах, и т. д.). В различных географических условиях вклады тех или иных явлений в ухудшение видимости сильно различаются.

В табл. 2.12 приводится число случаев различной видимости в пределах до 2000 м при важнейших явлениях погоды, ухудшающих видимость.

Таблица 2.12. Число случаев различных градаций МДВ (м) при тумане, мороси и снегопаде (в скобках указаны цифры кода КН-01 для этих явлений) за 2001–2013 гг.

Аэродром	Туман (40–49)				Морось (50–59)				Снег (70–79)		
	< 50	50-300	300-500	500-1000	< 50	50-300	300-1000	1000-2000	< 300	300-1000	1000-2000
М., Домодедово	125	1794	873	970	0	63	132	284	27	464	2832
С.-Петербург	99	1061	521	518	1	18	58	168	27	432	1869
Мин. Воды	70	4387	1516	1700	6	563	917	934	28	118	454
Архангельск	24	719	449	380	0	13	53	83	3	178	1604
Воронеж	25	607	995	973	0	159	387	707	42	732	2365
Владивосток	55	1780	908	877	0	20	71	347	0	6	53
Новосибирск	123	1215	421	385	0	2	13	13	29	215	967
Екатеринбург	323	1816	619	438	0	3	14	40	56	254	1787
Красноярск	15	731	611	749	0	2	5	11	8	85	1073
Норильск	139	2315	963	898	17	237	119	88	751	2991	3768

Из таблицы видно, что чаще всего ухудшенная видимость обусловлена туманами. Именно с ними чаще всего связаны значения видимости ≤ 50 м, наибольшее число случаев которой, согласно таблице,

отмечено в Екатеринбурге. Вторым по важности фактором ухудшения видимости является снегопад (в особенности в Норильске), затем следует морось. Кроме представленных в таблице трех основных явлений, значительное число случаев ухудшенной видимости обусловлено метелями (в Норильске число случаев МДВ< 300 м при низовых метелях за период 2001–2013 гг. составило 4218, что более чем в 10 раз больше, чем на других аэродромах, данные которых вошли в таблицу). Влияние дождя на ухудшение видимости меньше, чем при снегопаде и мороси.

2.5.3. Прогноз видимости

Прогноз видимости основывается на прогнозе возможности возникновения, сохранения либо ослабления явлений, ухудшающих видимость. Среди них являются важнейшими, как указывалось выше, туман и осадки в виде снега и мороси, а также дождя. Кроме того, ухудшенная видимость может быть обусловлена дымкой, метелями, пыльными бурями и пр. При прогнозе видимости в условиях наличия перечисленных явлений необходимо учитывать ее режимные характеристики, краткий обзор которых дан выше, и климатические характеристики района. Кроме того, успешность прогнозов видимости зависит от синоптических ситуаций, обусловливающих возникновение явлений, ухудшающих видимость. Например, в центральных районах европейской части России радиационные туманы наблюдаются преимущественно вблизи оси гребня или на периферии антициклона. Реже радиационный туман отмечается вблизи центров антициклона или барической седловины. Адвективный туман в указанных районах наблюдается при выносе теплого и относительно влажного воздуха по западной и северо-западной периферии антициклона.

В европейской части России в среднем видимость в радиационных туманах меньше, чем в адвективных, так как перенос воздуха сопровождается турбулентностью и вследствие этого некоторым улучшением прозрачности воздуха; в условиях резко континентального климата водность радиационного тумана на азиатских аэродромах бывает меньше, чем в европейской части России, и поэтому ухудшение видимости оказывается не таким значительным.

Особенно значительные ухудшения видимости – до нескольких сотен и даже десятков метров – наблюдаются в зонах малоподвижных фронтов при смешении туманов с производственными дымами. В таких случаях синоптик должен быть особенно внимателен, давая прогноз видимости.

Ниже рассмотрим особенности прогноза видимости при различных атмосферных явлениях. Следует подчеркнуть, что одним из важнейших

условий успешности прогноза видимости является уточнение рекомендуемых методов по материалам метеорологических и аэрологических станций конкретных районов. Прогноз видимости является, как правило, сверхкраткосрочным.

Прогноз видимости в тумане основывается на прогнозе тумана как явления. При наличии тумана во всех случаях верхним пределом МДВ является значение менее 1000 м.

При полетах по правилам визуальных полетов (ПВП) наличие тумана может быть условием, ограничивающим возможность их выполнения. Однако даже в этом случае решение принимается по прогнозу видимости.

Прогноз видимости ***в радиационном тумане*** основан на связи прозрачности атмосферы с водностью тумана, размером (радиусом) его капель или кристаллов и их количеством в единице объема. Размеры капель варьируют в широких пределах, так же как их количество, связанное с водностью тумана. На метеорологических станциях водность тумана и размеры частиц не измеряются. Существующие способы расчета дальности видимости с помощью эмпирических соотношений между приращением водности тумана, обусловленным понижением температуры, мало приспособлены к условиям оперативной работы.

При прогнозировании видимости в радиационном тумане начиная от момента его возникновения необходимо учитывать, что минимальная видимость обычно отмечается около времени восхода Солнца. Время наибольшего ухудшения видимости в радиационном тумане над почвой близко ко времени восхода Солнца или отличается от него на ± 2 ч; над снегом минимальная видимость чаще всего отмечается через 1 ч после восхода Солнца или в промежутке времени от 2 до 3 ч после восхода Солнца.

При продолжительности радиационного тумана менее 3 ч наиболее вероятна минимальная видимость в интервале 500–1000 м; при продолжительности от 3 до 6 ч почти в половине случаев вероятна видимость менее 500 м и более чем в четверти случаев – менее 200 м; при продолжительности тумана от 6 до 18 ч минимальная видимость менее 500 м возможна в преобладающем числе случаев, а менее 200 м – в половине случаев.

Для прогноза минимальной видимости в радиационном тумане после его возникновения в зависимости от величины понижения точки росы (находящейся в диапазоне от -10 до +10 ºС) можно пользоваться табл. 2.13.

После восхода Солнца видимость в радиационном тумане начинает улучшаться, но не всегда плавно. Отдельные клочья тумана при своем перемещении вызывают значительные локальные колебания видимости, которые перекрывают тенденцию ее увеличения.

Таблица 2.13. Значения видимости (м) в зависимости от понижения точки росы после возникновения тумана

Исходная МДВ, м	Исходная T_d, ^{0}C	Понижение точки росы, ºС											
		0,1	0,2	0,4	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	1,7	2,0	2,5	3,0
1000	10	500	400	300	250	225	200	175	150	150	125	125	100
«	0	650	500	375	350	300	250	225	200	200	175	175	150
«	-10	750	650	500	475	400	350	325	300	275	250	225	200
800	10	500	400	300	250	225	200	175	150	150	125	125	100
«	0	550	475	375	325	300	250	225	200	200	175	150	150
«	-10	650	550	475	425	375	325	300	275	275	250	225	200
600	10	425	350	275	250	225	175	175	150	150	125	125	100
«	0	475	425	325	300	275	250	225	200	200	175	150	150
«	-10	500	475	400	375	350	300	300	275	250	225	225	200
400	10	325	300	250	225	200	175	150	150	150	125	125	100
«	0	350	325	275	275	250	225	200	175	175	175	150	150
«	-10	375	350	325	300	300	275	250	225	225	225	200	175
200	10	175	175	150	150	150	125	125	125	125	100	100	100
«	0	175	175	175	175	150	150	150	150	125	125	125	125
«	-10	175	175	175	175	175	175	175	150	150	150	150	150

Примечание. Округление производилось в сторону меньших значений видимости через 25 м при $S_м \le 500$ м и через 50 м при $S_м > 500$ м.

Прогноз видимости ***в адвективном тумане*** основан на предположении о достижении перенасыщения перемещающегося в пункт прогноза более теплого и влажного воздуха. Непосредственно прогноз осуществляется по графику, предложенному Н.В. Петренко (рис. 2.27). Сначала по значению дефицита точки росы в начале 9-часовой траектории (ось ординат) и по горизонтальному градиенту точки росы вдоль траектории (ось абсцисс) определяем прогнозируемое явление: туман или слоистые облака. В приведенном на рисунке примере искомая точка А попала в область тумана. Она найдена по значению дефицита точки росы в начале траектории $\left(T' - T'_d\right) =$ 15 ºС и по градиенту точки росы по направлению траектории $\left(T'_d - T_d\right)/\Delta S = 0{,}73$ ºС/100 км. Если точка А по этим двум предикторам попала в область тумана, то используем третий предиктор – скорость ветра. Значения V м/с отложены на отрезке оси ординат, который направлен от начала координат вниз. В нашем примере $V = 2$ м/с и новая искомая точка Б находится в части области тумана с видимостью 300–500 м. Если первоначально точка А попадает в область *St,* то третий предиктор – скорость ветра – не используется.

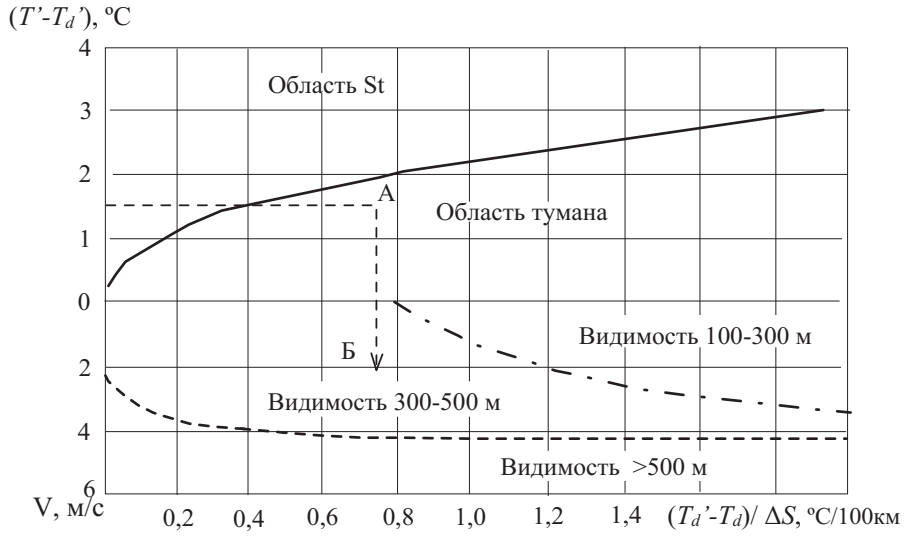


Рис. 2.27. Комплексный график для прогноза адвективного тумана и видимости в этом тумане по составляющей горизонтального градиента точки росы $(T'_d - T_d)/\Delta S$ вдоль 9-часовой траектории частицы воздуха, дефициту точки росы $(T'-T'_d)$ в начале этой траектории и ожидаемой скорости ветра V в пункте прогноза (Н.В. Петренко).

Прогноз видимости ***в зоне дождя*** (S_M) при стандартной чувствительности глаза $\tau = 0{,}05$ рассчитывается по формуле

$$S_M = 13{,}6R^{-0{,}71}, \qquad (12)$$

где R – прогнозируемая интенсивность осадков в мм/ч.

При наличии прогноза количества осадков находим R путем деления количества осадков на промежуток времени, в течение которого они ожидаются, и далее по графику (рис. 2.28) определяем МДВ. Этот график полезен и для приближенной оценки пределов ухудшения видимости.

В умеренных широтах интенсивность дождя более 15 мм/ч наблюдается нечасто. Поэтому при прогнозе видимости следует иметь в виду, что на большей части территории России дождь сравнительно редко вызывает ухудшение видимости до 2 км, а в ливневом дожде видимость редко на короткое время уменьшается до 1 км.

Значительное ухудшение видимости даже в зоне умеренного дождя (0,33–1,17 мм/ч) может наблюдаться из-за наличия в зоне дождя дымки, реже тумана. При мороси значительное ухудшение видимости преимущественно связано с наличием густой дымки или тумана.

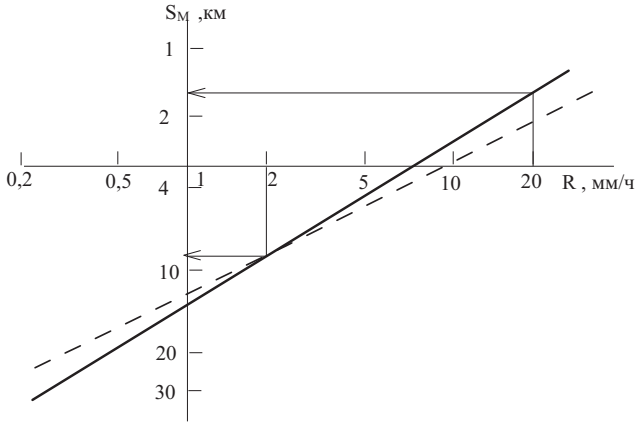


Рис. 2.28. Статистическая связь между интенсивностью дождя *R* и видимостью S_M, км: по данным Воейково (сплошная линия); по другим пунктам (пунктирная линия).

При слабом ветре и снегопаде для прогноза видимости рекомендован график (рис. 2.29), на котором сплошная кривая отражает связь между интенсивностью снегопада I и метеорологической дальностью видимости. Так, при $I = 0{,}2$ мм/ч (около 2,5 мм/12 ч) на шкале абсцисс находим $S_M \approx 2$ км. Пунктирные кривые позволяют определить экстремальные значения МДВ при данной интенсивности снегопада. В приведенном примере минимальное значение $S_M \approx 1200$, максимальное $S_M > 4000$ м.

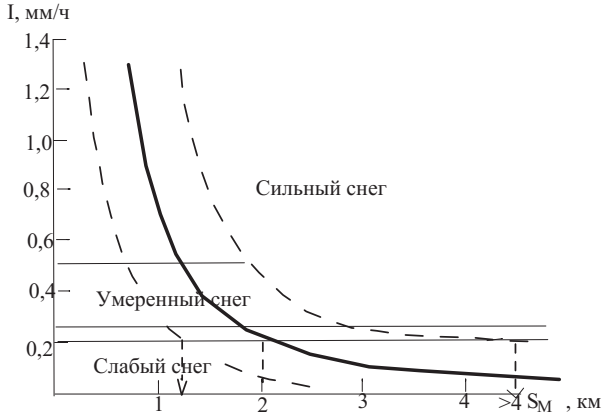


Рис. 2.29. Зависимость видимости от интенсивности снегопада при слабом ветре (по многолетним данным метеорологических станций Украины).

Дополнительной причиной ухудшения видимости при снегопаде является усиление ветра, особенно когда скорость ветра становится значительной. Это хорошо видно на графике зависимости видимости от интенсивности снегопада и скорости ветра (рис. 2.30). На графике обозначены три зоны, соответствующие случаям снегопада различной интенсивности. Так, при интенсивности снегопада более 3 мм/12 ч, что соответствует умеренному и сильному снегопаду, и скорости ветра 6 м/с видимость ухудшается до 1,5–0,3 км, а при той же интенсивности и скорости ветра около 20 м/с – примерно до 1–0,1 км.

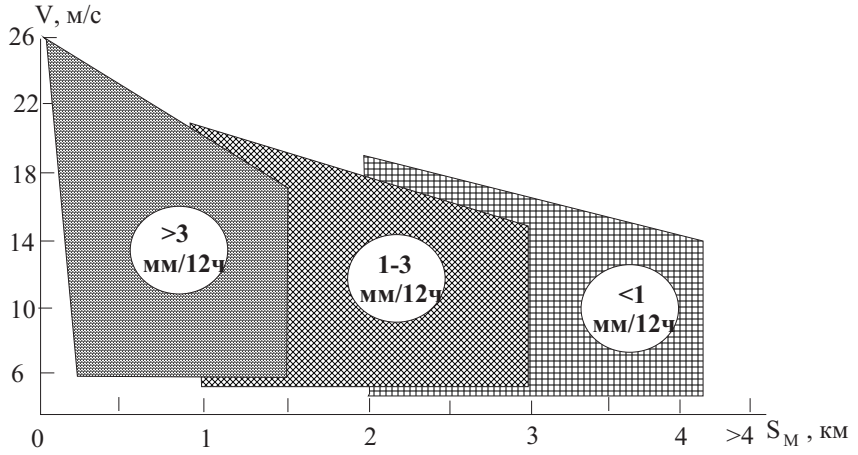


Рис. 2.30. Зависимость видимости от интенсивности снегопада и скорости ветра (по многолетним данным семи метеорологических станций европейской части бывшего СССР и Западной Сибири) [27].

При интенсивности снегопада менее 1 мм/12 ч даже при скорости ветра до 20 м/с видимость бывает в основном более 2 км. Ухудшение видимости менее 1 км наблюдается только при интенсивности снегопада более 3 мм/12 ч. По другим данным, снегопады с интенсивностью более 0,25 мм/ч независимо от скорости ветра сопровождаются видимостью, не превышающей 1 км, а при ветре более 16 м/с видимость почти всегда менее 0,5 км.

Пыльная буря и мгла – явления, вызывающие резкое ухудшение видимости в связи с переносом сильным ветром больших количеств пыли и песка. Степень ухудшения видимости при пыльной буре, как и возникновение пыльной бури, определяется свойствами почвы, состоянием ее поверхностного слоя и некоторыми критическим значениями скорости ветра в рассматриваемом районе. В разных районах при пыльной буре ухудшение видимости в одних и тех же пределах

вызывается различными скоростями ветра, превышающими критические значения. Кроме того, в одном и том же пункте при одинаковых скоростях ветра бывает разная видимость и, наоборот, одна и та же видимость отмечается при разных скоростях ветра. Это объясняется разнообразием свойств почвы и состояния поверхностного слоя.

Видимость во время одной и той же пыльной бури, как правило, сильно колеблется, изменяясь от нескольких десятков метров до нескольких километров. В очень сильных пыльных бурях плохая видимость сохраняется устойчиво на протяжении нескольких часов. Наиболее часто самая плохая видимость наблюдается в начале пыльной бури, иногда в течение всего лишь нескольких минут.

Вследствие больших колебаний видимости при одной и той же пыльной буре не удается получить надежную зависимость между скоростью ветра и МДВ. Прогноз необходимо основывать на климатических характеристиках района и статистических данных.

Следует принимать во внимание суточный ход температуры и ветра. Днем, по мере прогревания приземного слоя воздуха и увеличения вертикального градиента температуры, усиливается вертикальное турбулентное перемешивание до высот 1,5–2 км, которое в свою очередь обусловливает увеличение скорости ветра в самом нижнем слое воздуха и усиление переноса пыли с поверхности почвы в атмосферу. Поэтому в середине и во второй половине дня наблюдается наибольшее ухудшение видимости в условиях пыльной бури. Однако в случае сухонеустойчивой стратификации в период максимального прогрева воздуха и сильного ветра (15 м/с и больше) плохая видимость при возникновении пыльной бури наблюдается кратковременно (менее часа, иногда несколько минут). В дальнейшем, вследствие переноса пыли вверх, обычно до высоты 3 км, реже до 5 км, видимость у поверхности Земли значительно улучшается.

Кратковременное уменьшение видимости до 500 м и менее в период максимального прогрева воздуха днем следует ожидать в связи со шквалистым ветром перед быстро перемещающимися и хорошо выраженными в поле температуры и ветра холодными фронтами второго рода и перед прохождением кучево-дождевых облаков, вызывающих грозы и ливни.

Ночью в связи с ослаблением ветра у поверхности Земли, турбулентного обмена и переноса пыли в атмосферу вероятность ухудшения видимости до 500 м и менее становится меньше, чем днем при том же барическом градиенте. В холодное полугодие при сильном ветре ночью видимость не может быть плохой также из-за образования росы, инея или замерзания поверхностного слоя почвы, препятствующих переносу пыли в атмосферу.

Мгла (более или менее сильное помутнение воздуха взвешенными в нем частичками пыли, дыма, гари) также может вызвать ухудшение видимости до нескольких сотен или даже десятков метров. Плохая видимость во мгле может наблюдаться как в течение очень небольшого промежутка времени, так и в течение нескольких десятков часов.

Адвективная мгла наблюдается при слабом ветре или даже при штиле у поверхности Земли. Прогноз видимости при адвективной мгле дают, исходя из пределов ухудшения видимости в районе возникновения пыльной бури, вызывающей перенос мельчайших частиц на расстояние до 200–300 км.

Во мгле местного происхождения, наблюдающейся после ослабления ветра и прекращения пыльной бури в данном районе, видимость редко бывает меньше 2–4 км. Однако в условиях малоподвижного фронта дымы промышленного происхождения могут обусловить ухудшение видимости до 1 км и меньше.

2.5.4. Дальность видимости на ВПП

Для оценки условий видимости для взлета и посадки самолета вводится понятие дальности видимости на ВПП (RVR – Runway Visual Range), т. е. расстояния, в пределах которого пилот воздушного судна, находящегося на осевой линии ВПП, может видеть маркировочные знаки на поверхности ВПП или огни, ограничивающие ВПП или обозначающие ее осевую линию. В светлое время суток видимостью на ВПП является МДВ (MOR). В темное время суток видимостью на ВПП является дальность видимости посадочных (боковых) или осевых огней взлетно-посадочной полосы. Схема расположения огней ВПП приведена на рис. 2.31.

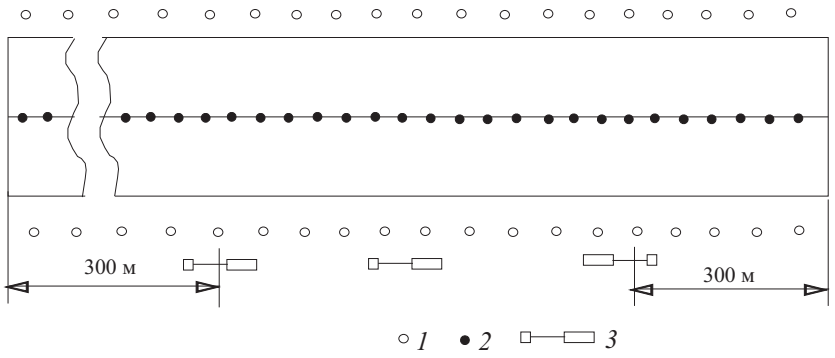


Рис. 2.31. Схема расположения посадочных (1), осевых (2) огней ВПП и установок РДВ (3) вдоль ВПП.

На многих аэродромах взлетно-посадочные полосы оборудованы системами огней высокой интенсивности (ОВИ). На некоторых некатегорированных аэродромах в ряде случаев установлены светотехнические системы с огнями малой интенсивности (ОМИ).

Посадочные (боковые) огни расположены вдоль ВПП на расстоянии 1–3 м от ее боковых границ. Продольное расстояние между этими огнями – 60 м. Эти огни являются основными для определения видимости на ВПП. В темное время суток видимостью на ВПП при наличии светотехнических систем является дальность видимости посадочных (боковых) или осевых огней. Осевые огни – это углубленные в бетон ВПП огни, установленные вдоль всей продольной оси ВПП. Продольное расстояние между огнями – 15 или 30 м. Эти огни используются только в случаях очень ограниченной видимости – при МДВ порядка нескольких десятков метров.

На аэродромах, где отсутствуют светотехнические системы, в темное время суток видимость определяется визуально по световым ориентирам – электрическим лампам накаливания общего пользования мощностью 60 Вт, установленных на щитах, по которым определяется видимость в светлое время суток

Основными приборами для измерения видимости на аэродромах являются регистраторы дальности видимости (РДВ) или другие аналогичные им приборы. Расчет дальности видимости огней светотехнической системы в темное время суток производится по формуле Аллара, связывающей дальность видимости точечного источника света с силой света огня, пороговой освещенностью и прозрачностью атмосферы (показателем ослабления):

$$U_0 = \frac{I}{L^2} e^{-\mu L}, \qquad (13)$$

где U_0 – пороговая освещенность; I – сила света огня в направлении глаз пилота; L – дальность видимости огней (искомая величина).

Для расчета дальности видимости, кроме I и μ, необходимо также знать пороговую освещенность U_0, зависящую от яркости фона, на котором рассматривается объект (световой ориентир). От ночи к яркому солнечному дню пороговая освещенность меняется на два-три порядка. ИКАО рекомендует использовать значения U_0, приведенные в табл. 2.14.

На основе расчетов по формуле Аллара строят номограммы или составляют таблицы для определения дальности видимости огней; такие таблицы имеются на всех АМСГ и АМЦ. Пример номограммы представлен на рис. 2.32.

Таблица 2.14. Пороги световой чувствительности глаза

Условия	Порог освещенности, лк	Яркость фона, кд/кв.м
Ночь	8.10^{-7} ($10^{-6,1}$)	≤ 50
Промежуточный период (сумерки)	10^{-5}	51–999
Нормальный день	10-4	1000–12000
Яркий день (освещенный солнцем туман)	10^{-3}	> 12000

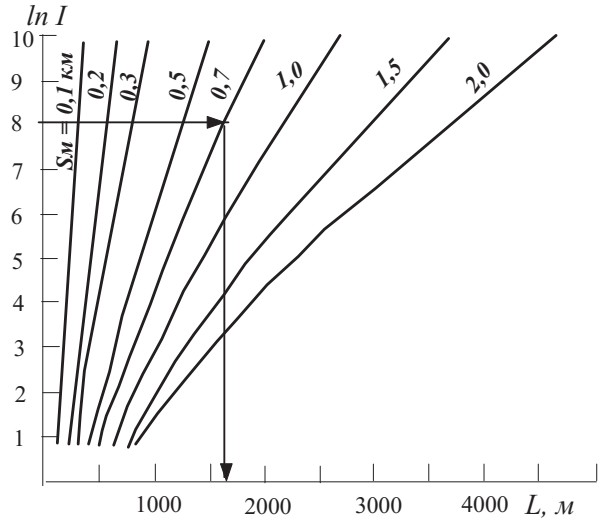


Рис. 2.32. Номограмма для определения дальности видимости огней взлетно-посадочной полосы.

Приведенная на рисунке номограмма построена для условий ночи, однако ее можно применять и при других пороговых освещенностях, принятых для сумерек или дня. Для этого необходимо пользоваться значениями логарифмов силы света из табл. 2.15.

В табл. 2.15 приведены значения ln *I* для трех групп огней, различающихся своей яркостью. Включение определенной группы огней обусловливается состоянием прозрачности атмосферы. Так, ночью при $S_M = 1 \ldots 2$ км включают IV группу ОВИ, при $S_M = 0{,}5 \ldots 1$ км – V группу и при $S_M < 500$ м – VI группу огней. Огни включают диспетчера службы движения.

На многих аэродромах расчет дальности видимости огней автоматизирован и результаты расчетов выдаются на табло.

Таблица 2.15. Значения $\ln I$ для определения дальности видимости посадочных (боковых) огней L по номограмме (см. рис. 2.32)

Условия	Группа огней		
	IV	V	VI
Ночь	6,91	8,01	9,21
Сумерки	2,08	3,18	4,38
День	-	0,88	2,08

Видимость на ВПП пока не прогнозируется, но ИКАО рекомендует разрабатывать методики таких прогнозов на срок до 2 ч.

2.5.5. Использование однородных характеристик видимости при составлении прогнозов МДВ

При анализе данных о погоде по наблюдениям на отдельных станциях у синоптика складывается мнение об общем состоянии интересующих его явлений погоды и значениях метеорологических величин, а также об их особенностях для отдельных аэродромов. Оценить таким же образом распределение видимости возможно лишь в том случае, если все данные соответствуют одной и той же ее характеристике.

При обмене сведениями о погоде между АМСГ (АМЦ) данные о МДВ обычно передаются для значений, не превышающих 2–3 км. За пределами этих расстояний дальность видимости определяется по естественным и искусственным объектам (ориентирам). В светлое время суток эти данные в определенной степени сопоставимы, так как схемы ориентиров видимости составляются с учетом определенных требований к окраске ориентиров и их размерам.

В темное время суток поступающие к синоптику данные о видимости не всегда сравнимы. В части случаев, особенно для расстояний более 2–3 км, сообщается не МДВ, а дальность видимости огней и к тому же без учета силы света видимого огня. Во избежание ошибок данные в этих случаях необходимо исправлять, т. е. приводить к МДВ.

С этой целью предлагается пользоваться переводом дальности видимости огней в метеорологическую дальность видимости с помощью табл. 2.16 при условии, что известны расстояния и мощность электрических ламп, по которым производится определение МДВ.

В тех случаях, когда видимость в темное время суток определяют по электрическим лампам общего пользования мощностью 60 Вт, для перевода полученных данных в метеорологическую дальность видимости и в дальность видимости на ВПП можно пользоваться табл. 2.17, заимствованной из Руководства по определению дальности видимости на ВПП [26].

Таблица 2.16. Перевод дальности видимости световых ориентиров – электрических ламп накаливания общего пользования (белого цвета) в метеорологическую дальность видимости (км). Темное время суток (ночь)

Мощность ламп, Вт	Расстояние до светового ориентира, км											
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5.0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0
15	2,9	4,7	7,0	11,0	18,0	>20,0	-	-	-	-	-	-
25	2,1	3,1	4,3	6,0	8,0	10,0	14,0	>20,0	-	-	-	-
40	1,7	2,5	3,4	4,5	5,8	7,0	9,0	14,0	20,0	-	-	-
60	1,5	2,1	2,8	3,6	4,6	5,7	7,0	10,0	14,0	20,0	-	-
75	1,4	1,9	2,6	3,3	4,1	5,1	6,0	8,0	12,0	16,0	20,0	-
100	1,3	1,8	2,3	3,0	3,7	4,5	5,4	7,0	10,0	13,0	17,0	20,0
150	1,1	1,6	2,1	2,6	3,2	3,9	4,6	6,0	8,0	10,0	13,6	16,0
200	1,1	1,5	1,9	2,4	3,0	3,5	4,2	5,6	7,0	9,0	11,0	13,0
300	1,0	1,3	1,7	2,2	2,7	3,2	3,7	4,9	6,0	7,0	9,0	11,0

Таблица 2.17. Перевод дальности видимости светового ориентира – электрической лампы накаливания общего пользования (белого цвета) мощностью 60 Вт в метеорологическую дальность видимости (м) и в дальность видимости на ВПП, оборудованной светосигнальной системой ОМИ типа М-2. Темное время суток (ночь)

Метеорологическая дальность видимости, м	Дальность видимости светового ориентира, м	Дальность видимости на ВПП (RVR), м
34–44	100	
45–68	150	
69–94	200	300
95–121	250	325
122–149	300	350
150–176	350	400
177–217	400	450
218–245	450	600
246–272	500	650
273–306	550	700
307–341	600	750
342–377	650	800
378–414	700	900
415–452	750	900
453–533	800	1000
534–618	900	1100

Продолжение табл. 2.17

Метеорологическая дальность видимости, м	Дальность видимости светового ориентира, м	Дальность видимости на ВПП (RVR), м
619–708	1000	1200
709–803	1100	1200
804–902	1200	1200
903–1006	1300	1300
1007–1115	1400	1400
1116–1229	1500	1500
1230–1348	1600	1600
1349–1472	1700	1700
1473–1601	1800	1800
1602–1735	1900	1900
1736–1875	2000	2000

2.6. Конвективные явления в районе аэродрома и по маршруту

2.6.1. Влияние конвекции на взлет, посадку и полет воздушных судов

В зависимости от интенсивности конвекции, ее влияние на деятельность авиации может быть более или менее значительным. Малоинтенсивная конвекция (сопровождающаяся облаками типа *Cu*) не создает существенных трудностей для взлета, посадки и полета воздушных судов. В этих капельно-жидких облаках с вертикальной мощностью в несколько сот метров может отмечаться турбулентность, плохая видимость; обледенение возможно только в переходные сезоны года. Чем больше вертикальная протяженность облаков, тем интенсивнее турбулентность. При полетах над облаками *Cu* серьезных осложнений не возникает.

Мощные кучевые облака уже представляют значительную опасность: при отрицательных температурах в этих облаках может возникнуть умеренное и сильное обледенение. Высота их нижней границы чаще всего 600–1200 м, вертикальная мощность 3–4 км и более. Облака капельно-жидкие с высокой водностью (в среднем 1,65 г/м^3 на высоте 1000–1200 м над основанием облака). Большие осложнения для полетов создает интенсивная турбулентность и плохая видимость. Внутри

облаков наблюдаются сильные нисходящие и восходящие потоки со скоростями, достигающими 10–15 м/с и более. Преднамеренно заходить в эти облака запрещается.

Наиболее опасные условия для полетов связаны с кучево-дождевыми облаками.

Высота верхней и нижней границ этих облаков над европейской частью России имеет четко выраженный годовой ход, причем максимум отмечается летом (в среднем для нижней границы 1,3 км), минимум – зимой (0,8 км). Верхняя граница в половине случаев лежит на уровнях от 2 км (осенью) до 5 км (летом), но вершины наиболее мощных кучево-дождевых облаков могут достигать тропопаузы, а в отдельных случаях и пробивать ее, достигая высот 14–15 км.

Горизонтальная протяженность кучево-дождевых облаков колеблется от нескольких километров до нескольких десятков километров. Наблюдаются зоны значительных неоднородностей электрических зарядов. В этих облаках развиваются системы чередующихся восходящих и нисходящих струй, скорости в которых составляют десятки метров в секунду. Вследствие сильной турбулентности, создающей перегрузки, угрожающие прочности воздушного судна, а также из-за возможности сильного обледенения и поражения молниями полеты в кучево-дождевых облаках запрещаются. Попадание в кучево-дождевое облако может привести к тяжелому летному происшествию. При попадании в зону сильных вертикальных движений и неупорядоченных порывов, в особенности в верхней части облака, возможны потеря управления воздушным судном и перегрузки катастрофического характера.

Визуально кучево-дождевые облака необходимо обходить на расстоянии не менее 10 км, по радиолокатору – 15 км.

К числу опасных проявлений конвекции относятся также шквалы и смерчи (последние представляют редкое явление в условиях нашей страны). Они связаны в основном с кучево-дождевыми облаками. В передней части этих облаков под нижней границей развивается движущийся вихрь с горизонтальной осью вращения, так называемый шквалловой ворот (“arcus”, плотный и темный облачный вал с более или менее разорванными краями, расположенными под основным облаком в его передней части), в зоне которого и возникают названные явления. Их быстрое развитие, небольшие горизонтальные масштабы и кратковременность существования сильно затрудняют прогноз. Разрушительная сила шквалов обусловлена большими скоростями ветра (часто более 20–30 м/с, а в отдельных случаях свыше 40 м/с), а смерчей – также и резким перепадом атмосферного давления. Смерчи и шквалы представляют большую опасность для летательных аппаратов, находящихся как в воздухе, так и на земле.

2.6.2. Условия развития и особенности структуры очагов интенсивной конвекции

Конвективные движения в атмосфере широко распространены. Они возникают в результате особого рода неустойчивости воздуха, известной как статическая или конвективная неустойчивость.

Конвективная неустойчивость характеризуется тем, что частица, сместившаяся по вертикали относительно исходного уровня (на котором она находилась в равновесии), под действием силы плавучести не возвращается на этот уровень, а продолжает удаляться от него. Причиной является вертикальная стратификация атмосферы: температура в окружающем воздухе падает с высотой быстрее, чем в адиабатически поднимающейся частице, и последняя, таким образом, оказывается теплее окружающего воздуха на всех уровнях выше исходного. Другими словами, в статически неустойчивом ненасыщенном воздухе вертикальный градиент температуры больше сухоадиабатического ($\gamma > \gamma_{\text{а}}$), а в насыщенном – больше влажноадиабатического ($\gamma > \gamma_{\text{ва}}$). Конвективные движения черпают свою кинетическую энергию из потенциальной энергии неустойчиво стратифицированного воздуха.

Атмосферная конвекция наиболее часто наблюдается и бывает наиболее интенсивной в зонах атмосферных фронтов, где действует вынуждающий эффект восходящих движений; интенсивная внутримассовая конвекция наблюдается значительно реже. Например, из всех гроз, отмеченных в районе московского аэроузла, от 71 до 87 % связано с фронтами. Фронтальная конвекция нередко развивается одновременно со слоисто-дождевыми облаками и обложными осадками. В таких случаях облака *Cb* бывают скрыты от наземного наблюдателя, однако они обнаруживаются радиолокаторами. Такая конвекция называется «затопленной».

Конвекция неодинаково развивается над морем и сушей, над ровной и гористой местностью. Известно, что чем однороднее подстилающая поверхность, тем реже над ней развиваются очень интенсивные конвективные очаги. Так, грозы и град над морем бывают значительно реже, чем над сушей. Конвективные облака над сушей намного сильнее отличаются друг от друга по размерам и интенсивности, чем над морем. Если рассматривать спектры размеров облаков, то над сушей они окажутся более широкими, чем над морем. Даже небольшие возвышенности приводят к интенсификации конвекции, прежде всего к регулярному увеличению конвективных осадков. Высокие горы создают особенно сложные условия для развития конвекции, в ряде случаев значительно увеличивая ее повторяемость и интенсивность.

Аналогичный, но более слабый эффект имеет увеличение шероховатости подстилающей поверхности. В частности, интенсивность конвекции заметно возрастает над крупными городами, что проявляется главным образом в увеличении повторяемости сильных ливней, гроз и града. Дополнительным фактором усиления конвекции является в этих условиях приток ядер конденсации в атмосферу от промышленных, транспортных и иных источников загрязнений.

Основные опасные для авиации явления – сильная турбулентность, обледенение, вертикальные движения с большими скоростями – связаны с облаками *Cb*. Согласно принятой классификации, выделяют три типа кучево-дождевых облаков: одноячейковые, многоячейковые и облака типа сверхячеек (суперячеек).

Одноячейковые облака *Cb* развиваются в дни со слабым ветром в малоградиентных барических полях. Они состоят из одной конвективной ячейки с восходящим потоком в центральной части и имеют осесимметричную форму. Эти облака могут достигать грозовой и градовой интенсивности, однако после выпадения осадков они быстро разрушаются, так как выпадающие осадки подавляют восходящие потоки и стимулируют нисходящие, что ведет к разрушению ячейки. Продолжительность жизни таких *Cb* ~1 ч, верхняя граница достигает уровней 8–12 км, поперечный размер 5–20 км (рис. 2.33). Одноячейковые облака *Cb* составляют 20–30 % всех наблюдаемых *Cb*, из которых выпадает град (по данным наблюдений на Кавказе и в Ферганской долине).

Более мощные и долгоживущие многоячейковые облака *Cb* состоят из нескольких конвективных ячеек, находящихся на разных стадиях развития. Они имеют поперечные размеры 20–40 км, их вершины нередко поднимаются до тропопаузы и проникают в стратосферу. В таких облаках новые ячейки образуются на их правом фланге относительно направления перемещения облачной системы и по мере развития смещаются влево. Многоячейковые облака развиваются преимущественно на основных и вторичных холодных фронтах; их вершины смещены относительно основания в направлении сдвига ветра в окружающем воздухе. В передней части многоячейкового грозового очага располагается зона восходящих потоков. Осадки выпадают несколько позади этой зоны, так что нисходящий поток, вызванный интенсивными осадками, и восходящий поток граничат друг с другом; граница раздела образует в облаке и под облаком мезофронт. Растекание холодного воздуха нисходящих потоков у поверхности Земли обусловливает возникновение зоны сильных порывистых ветров (фронта порывистости или линии шквалов). С многоячейковыми облаками *Cb* связаны сильные ливни, грозы, град. Продолжительность жизни таких конвективных очагов в среднем 1,5 ч. Они составляют до 30 % всех градовых очагов.

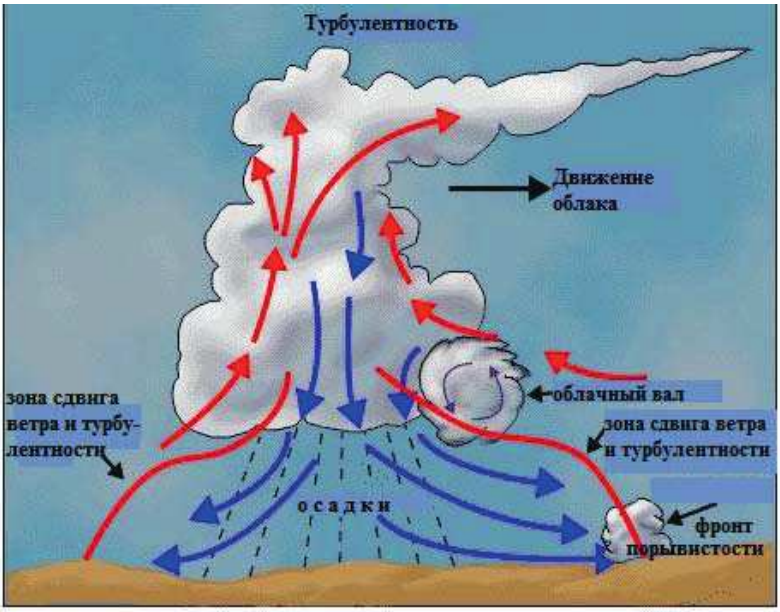


Рис. 2.33. Кинематическая схема кучево-дождевого облака.

Наиболее интенсивные грозовые и градовые очаги развиваются по типу сверхячейки. Такие очаги имеют одноячейковую структуру радиоэха круговой или эллиптической формы с характерными горизонтальными размерами 20–40 км и высотой 12–16 км. На его правом фланге (по потоку) располагается зона мощного восходящего потока, скорости которого достигают 40 м/с. Сверхячейки развиваются на холодных фронтах и фронтах окклюзии по типу холодного фронта при сильной статической неустойчивости и больших сдвигах ветра при слабом его вращении. Нисходящий поток в зоне интенсивных осадков, скорости в котором могут превышать 20 м/с, обусловливает развитие резкого мезофронта. В зоне осадков и нисходящих движений давление обычно повышено, здесь возникает так называемый грозовой антициклон (рис. 2.34), представляющий собой купол относительно холодного воздуха. Передняя часть этого купола и является мезофронтом, при прохождении которого давление и влажность воздуха растут, а температура резко падает. В верхней части грозового очага, вблизи его вершины, имеется зона, где восходящий поток тормозится и вытекает из облака; здесь наблюдаются большие скорости ветра. В окрестностях вершин *Cb* имеет место сложная картина вертикальных движений, напоминающая картину обтекания гор с подъемом воздуха по наветренному склону и системой волн вниз по потоку.

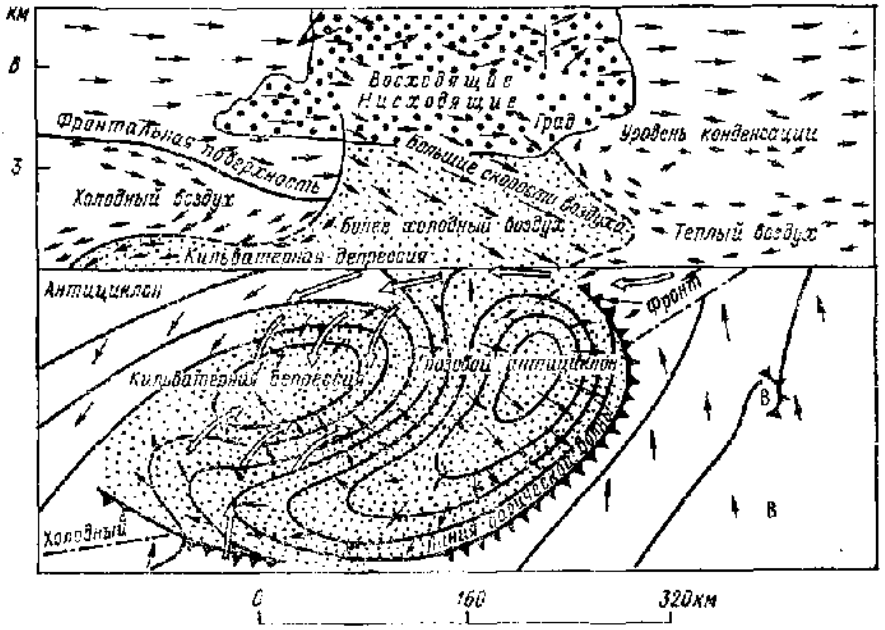


Рис. 2.34. Структура потоков и поля давления под кучево-дождевым облаком (внизу) и в вертикальной плоскости (вверху) [27].

Сверхячейковые облака *Cb* встречаются относительно редко и составляют до 10 % всех наблюдаемых градовых очагов, однако с ними связаны наиболее опасные явления, в том числе катастрофические ливни и градобития. Это наиболее долгоживущие конвективные очаги с продолжительностью жизни до 4 ч.

Приведенная классификация не является исчерпывающей. Только около 50 % всех наблюдаемых очагов интенсивной конвекции можно уверенно отнести к какому-либо из перечисленных типов, в остальных случаях конвективные очаги не соответствуют критериям, принятым для выделения вышеописанных трех типов.

Во многих случаях конвективные очаги имеют сложную структуру и образуют комплексы, которые также классифицируются по определенным признакам. Так, при анализе спутниковых изображений облачности были выявлены так называемые мезомасштабные конвективные комплексы (МКК), представляющие собой группы из нескольких мощных (иногда грозовых или градовых) *Cb*, вершины которых покрыты общей перистой «шапкой», или щитом площадью не менее 10^5 км^2 (рис. 2.35).

Облачность МКК состоит из двух основных частей: периферийной, в которой облачный щит имеет радиационную температуру не

выше -32 °С и площадь не менее 10^5 км^2, и центральной с более низкой температурой облачного щита (≤ -52 °С) и площадью не менее $0{,}5 \cdot 10^5$ км^2. Периферийная (особенно в направлении потока) часть облачной системы МКК состоит из слоистообразных облаков. Как правило, МКК имеет округлую форму, причем отношение короткой оси перистого щита к длинной в момент максимального развития равно или превышает 0,7. Продолжительность существования МКК должна быть не менее 6 ч, реально в умеренных широтах она часто превышает 15 ч.

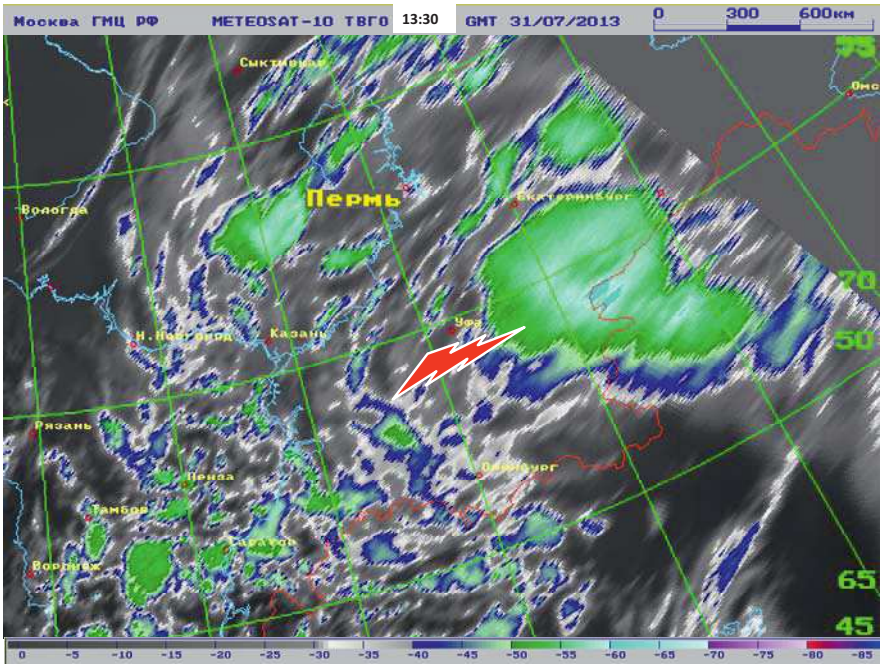


Рис. 2.35. Радиационная температура верхней границы облаков, МИСЗ Meteosat-7, 13.30 ч ВСВ 31.07.2013 г. Мезомасштабный конвективный комплекс в районе Магнитогорска показан красной стрелкой. Внизу дана шкала радиационной температуры, ºС.

МКК типичны для многих районов земного шара. Они обычно возникают над участками, где в средней тропосфере наблюдается упорядоченный подъем воздуха, обусловленный мезомасштабной конвергенцией ветра. Такая ситуация может возникать как при внутримассовых условиях, так и перед атмосферными фронтами. В умеренных широтах именно с *Cb*, являющимися частью МКК, связаны наиболее интенсивные и длительные ливневые осадки.

Образование МКК чаще всего происходит во второй половине дня, хотя максимальное развитие их наступает после захода солнца. Тогда

же выпадает наибольшее количество осадков. В стадии формирования МКК осадки преимущественно имеют ливневый характер, а по мере развития МКК на смену ливневым приходят чрезвычайно интенсивные обложные осадки.

Выделяют также мезомасштабные конвективные системы (МКС) как облачные системы, включающие в себя ансамбли грозовых очагов (многоячейковых и суперячейковых штормов) и производящие области непрерывных осадков с горизонтальными размерами 100 км и более по крайней мере в одном направлении. В МКС могут входить несколько МКК. Часто МКС характеризуются слоистообразным облаком-наковальней в средней и верхней тропосфере протяженностью несколько сотен километров. Типичное время жизни такой облачной системы – от 6 до 12 ч, хотя в некоторых случаях слоистообразная наковальня может сохраняться несколько дней. В существующих определениях пространственные размеры МКС не оговариваются, но отмечается, что МКС есть наиболее крупный и долгоживущий объект из семейства конвективных явлений, включающий в себя линии шквалов, МКК и группы конвективных штормов. Конвективные элементы МКС взаимодействуют между собой, в них отмечается определенная организация конвективной и слоистообразной облачности. С точки зрения обеспечения авиации важно, что многие опасные явления погоды с периодами жизни менее часа – град, шквалистые усиления ветра, смерчи – обусловлены элементами МКС.

2.6.3. Расчетные методы краткосрочного прогноза гроз и града

Основной физический принцип, с помощью которого оценивается возможность развития атмосферной конвекции, состоит в определении запасов энергии статической неустойчивости, которая может высвободиться и превратиться в кинетическую энергию атмосферных движений. Прогноз конвективных явлений включает два этапа: 1) прогноз того состояния атмосферы, которое сложится в будущем, т. е. прогноз вертикальных профилей температуры и влажности; 2) оценка степени неустойчивости этого состояния и возможности развития конвекции от земли или с более высоких уровней. В зависимости от запаса энергии неустойчивости может развиться конвекция различной интенсивности. Пороговые значения энергии неустойчивости или каких-либо характеризующих ее величин, начиная с которых появляется значительная вероятность развития той или иной формы конвекции, зависят от местных условий. Поэтому для прогноза конвективных явлений – мощной кучевой облачности, ливней, гроз, града – привлекаются статистические связи между характеристиками температуры и влажности

и повторяемостью указанных явлений. Такие связи строятся на региональных данных, они отражают характерные особенности данного географического района: влияние рельефа, преобладающий характер адвекции, свойства господствующих воздушных масс, увлажнение и т. п.

По такой схеме строится большинство существующих методов прогноза конвекции. Имеются и такие методы, в которых используются только статистические закономерности и некоторые динамические соотношения, а прогноз вертикальной стратификации не производится. Однако, хотя прогноз стратификации производится в любом случае с определенными погрешностями, успешность тех методов, в которых он не делается, как правило, ниже.

Для обнаружения и прогноза конвективных очагов существенным дополнением к метеорологическим и аэрологическим данным являются радиолокационные и спутниковые данные. Они используются как при анализе и прогнозе атмосферных процессов, так и для уточнения местоположения и перемещения мезомасштабных облачных образований, влияющих на условия полета, и позволяют синоптику более успешно выделить районы образования опасных для авиации явлений, в том числе гроз, града, шквалов. Роль этих источников информации особенно важна при сверхкраткосрочном прогнозе.

Из большого количества существующих методов прогноза гроз и града многие являются разновидностями так называемого ***метода частицы***, основанного на анализе вертикального адиабатического перемещения частицы воздуха в покоящейся среде. Подъемная сила, действующая на частицу, пропорциональна разности плотностей окружающей среды и данной частицы. Эта сила сообщает частице ускорение, пропорциональное на каждом уровне разности температур частицы и окружающего воздуха. Если частица на каждом уровне внутри какого-либо слоя оказывается теплее окружающего воздуха, то она будет ускоренно подниматься через этот слой и на его верхней границе будет обладать кинетической энергией E, называемой энергией статической неустойчивости

$$E = -R \int_{p_0}^{p} (T' - T) d \ln p, \qquad (14)$$

где T' – температура поднимающейся частицы, T – температура окружающего воздуха в градусах Кельвина; p_0 и p – давление на исходном уровне и на верхнем уровне соответственно; R – газовая постоянная сухого воздуха. Величина E в научной литературе носит также название «конвективной доступной потенциальной энергии» и обозначается *CAPE* (аббревиатура английского термина convective

available potential energy). Расчет *CAPE* производится по приведенной выше формуле, в которой, однако, часто вместо обычной температуры воздуха используется так называемая плотностная температура (density temperature)

$$T_\rho = T\frac{1+r/\varepsilon}{1+r_T}. \qquad (15)$$

Здесь r – отношение смеси водяного пара; ε – отношение газовых постоянных сухого воздуха и водяного пара; $r_T = r + r_e + r_i$ – «полное» отношение смеси; r_e, r_i – отношение смеси для водяных капель и ледяных кристаллов соответственно. На практике синоптики пользуются обычной, а не плотностной температурой, поскольку отношения смеси для пара и облачных частиц в реальной атмосфере неизвестны.

Значение *E* на практике определяется на аэрологической диаграмме путем измерения площади, заключенной между кривой состояния, кривой стратификации и изобарами p_0 и p. Энергия неустойчивости положительна, когда кривая состояния ограничивает эту площадь справа, и отрицательна, когда кривая состояния лежит левее кривой стратификации. На том уровне, где $T' = T$, т. е. на уровне пересечения кривой состояния с кривой стратификации, ускорение частицы, поднимающейся адиабатически и не перемешивающейся с окружением, обращается в нуль. Скорость частицы на этом уровне должна быть максимальной. Частица по инерции продолжает подниматься в вышележащем устойчивом слое, замедляясь под действием силы плавучести, направленной вниз. Скорость частицы должна обратиться в нуль на таком уровне, где вся ее кинетическая энергия будет израсходована на работу против силы плавучести. На аэрологической диаграмме этот уровень определяется как уровень, на котором отрицательная энергия неустойчивости слоя выше уровня пересечения кривых состояния и стратификации равна положительной энергии неустойчивости в нижележащем слое.

Фактически условия подъема частиц воздуха не являются строго адиабатическими; поднимающиеся объемы воздуха в определенной мере перемешиваются с окружением. В результате этого разность значений температуры поднимающегося воздуха и окружения уменьшается и сила плавучести убывает. Перемешивание сильно понижает уровень, до которого происходит подъем частиц. Поэтому в качестве ***уровня конвекции***, т. е. уровня, до которого происходит подъем конвективных элементов, в большинстве методов (но не во всех) рассматривается не тот уровень, на котором отрицательная энергия неустойчивости уравновешивает положительную, а уровень пересечения кривой стратификации с кривой состояния (уровень нулевой плавучести).

Прогностическая кривая стратификации покоящегося воздуха и кривая состояния поднимающегося воздуха строятся при реализации практически всех методов прогноза конвекции. Для построения прогностических кривых стратификации температуры и влажности необходим прогноз адвективных изменений температуры и точки росы, прогноз точки росы и максимальной температуры у земли, а также прогноз изменений температуры и точки росы вследствие упорядоченных вертикальных движений в свободной атмосфере. Задача упрощается, если прогноз конвекции опирается на общий численный прогноз, в рамках которого прогнозируется температура и влажность на изобарических поверхностях.

Каждый из методов прогноза конвекции географически ограничен, поскольку пороговые значения прогностических величин, прогностические формулы и графики получены в результате обработки определенного материала наблюдений, разного у разных авторов. Другие различия обусловлены преимущественной направленностью каждого конкретного способа на прогноз определенной группы конвективных явлений и отбором исходного материала.

Кроме метода частицы, существует так называемый метод слоя (метод Славина), в котором особенно большое значение придается компенсационному опусканию воздуха в окрестности поднимающегося объема.

Метод Н.В. Лебедевой. С помощью этого метода прогнозируется конвекция в часы ее максимального развития (т. е. в 15–16 ч местного времени). В качестве исходного материала используются карты погоды и барической топографии за 3 и 15 ч текущего дня и карты диагностических вертикальных движений. На их основании строятся прогностические кривые распределения температуры и точки росы по высоте (технику построения кривых см. в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды [24]) с учетом вертикальных движений на поверхностях 850, 700 и 500 гПа. Затем построенные кривые достраиваются до подстилающей поверхности с учетом дневного прогрева. Значение температуры у земли либо находят с помощью соответствующих методик, либо определяют путем построения сухой адиабаты вниз от точки кривой стратификации, взятой на высоте, соответствующей данному сезону (табл. 2.18).

В качестве приземной точки росы T_d при однородном поле влажности используется ее максимальное значение в 8–10 ч местного времени в пункте прогноза. При неоднородном поле влажности определяется адвективное значение T_d к 15–18 ч.

Таблица 2.18. Толщина (км) адиабатически стратифицированного слоя ($\gamma = \gamma_a$) при небольшой и переменной облачности над равнинной местностью европейской части России

Месяц	Половина месяца		Месяц	Половина месяца	
	I	II		I	II
Март	-	1,0	Июль	2,5	2,0
Апрель	1,0	1,5	Август	2,0	1,5
Май	1,5	2,0	Сентябрь	1,5	1,0
Июнь	2,0	2,5	Октябрь	1,0	-

После этого определяется тип конвекции, который, как можно ожидать, разовьется при прогнозируемой стратификации. Н.В. Лебедева выделяет три типа конвекции:

1) термическая конвекция, включающая три случая:

– условно-неустойчивая стратификация ($\gamma_a > \gamma > \gamma_{ва}$) выше пограничного слоя (толщина которого дана в табл. 2.18);

– над пограничным слоем задерживающий слой ($\gamma < \gamma_{ва}$) ограниченной толщины;

– над пограничным слоем устойчивый воздух ($\gamma < \gamma_{ва}$) до больших высот;

2) свободная конвекция: $\gamma > \gamma_a$ выше пограничного слоя;

3) вынужденная конвекция: $\gamma \geq \gamma_{ва}$, $T = T_d$ в значительном слое.

Следует заметить, что термины «свободная конвекция» и «термическая конвекция» вообще эквивалентны. Как тот, так и другой обозначают движения, обусловленные силой плавучести. В данном случае условное выделение термической конвекции подчеркивает роль нагрева воздуха от подстилающей поверхности при развитии конвекции в атмосфере, не являющейся сухонеустойчивой выше пограничного слоя. Далее рассчитываются следующие параметры конвекции:

1) суммарный дефицит точки росы на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа; если он больше 25 °С, то дальнейшие расчеты не производятся;

2) разность максимальной температуры и точки росы у земли: если эта величина превышает 20 °С, то уровень конденсации лежит выше 2,5 км и дальнейшие расчеты не производятся; или разность температуры и точки росы на нижней границе конвективно-неустойчивого слоя (для оценки возможности конвекции с верхних уровней): эта величина не должна превышать 4–6 °С;

3) толщина конвективно-неустойчивого слоя (КНС), определяемая следующим образом: по сухой адиабате от максимальной температуры у земли смещаются на бланке аэрологической диаграммы до пересечения с кривой стратификации и затем по изограмме вниз до пересечения с кривой распределения влажности; обычно толщина этого слоя не превышает 1–2 км;

4) средний уровень конденсации для конвекции от земли и с верхних уровней; определяется как уровень конденсации частицы, поднимающейся с середины КНС;

5) средний уровень конвекции; определяется как уровень пересечения кривой стратификации с кривой состояния частицы, поднимающейся с середины КНС;

6) температура на среднем уровне конвекции;

7) среднее отклонение кривой состояния от кривой стратификации;

8) средняя мощность конвективных облаков (разность средних уровней конвекции и конденсации).

Для всех перечисленных параметров имеются критические значения, начиная с которых прогнозируется развитие конвективных явлений (кучевая облачность, ливни, грозы и град). Эти критические значения даны в табл. 2.19, где номера столбцов соответствуют приведенной выше нумерации рассчитываемых параметров.

Если имеется задерживающий слой, выше которого наблюдается условная неустойчивость, то для получения верхней границы КНС от верхнего уровня задерживающего слоя следует провести влажную адиабату до пересечения с кривой стратификации. Из точки пересечения проводится изограмма до пересечения с кривой влажности. Полученная точка укажет давление на верхней границе КНС. Остальные расчеты производятся так же, как и в отсутствие задерживающего слоя. Для вынужденной конвекции расчет включает использование данных о вертикальных движениях. Адвективные значения T и $(T - T_d)$ снимаются с карты АТ925, а вертикальные движения на этом уровне находят путем интерполяции между их значениями на поверхностях 1000 и 850 гПа. Уровень, найденный смещением с поверхности 925 гПа на значение вертикальной скорости, рассматривается как нижняя граница облаков *Ns* (этот уровень обычно близок к 1 км). Далее, сравнивая прогностическую кривую стратификации (совпадающую с кривой влажности) с наклоном влажных адиабат, выделяют влажнонеустойчивый слой. От его нижней границы (рассматриваемой как нижняя граница конвективных облаков) строится кривая состояния. Верхней границей, как обычно, будет считаться уровень пересечения кривых стратификации и состояния. Остальные операции производятся обычным образом.

Таблица 2.19. Критические значения параметров конвекции [27]

$\sum_{850}^{500}(T-T_d)$	$(T_{max}-T_d)_s$ или $(T-T_d)_{НГКНС}$	$\Delta H_{КНС}$	$H_{конд}$	$H_{конв}$	$T_{конв}$	$\Delta T = \frac{\Sigma(T'-T)}{n}$	$\Delta H_{ко}$	Явления
^0C	^0C	гПа	км	км	^0C	^0C	км	
>25	>20	-	-	-	-	-	-	Развитие конвекции не ожидается
≤25	≤16	>10	≈1,5	≥8	<-22,5	>4	≈4,5	Слабый ливень, возможна гроза или сухая гроза
≤20	≤14	>20	≈1,5	>5	-22,5<T<-10	≥3 (>1)	>3,5	Ливневый дождь без грозы
≤20	≤14	>30	≈1,5	≥8	<-22,5	≥3	>6,5	Ливневой дождь, местами грозы
≤16	≈10	>60-100	1,5>H>1,0	>8	<-22,5	≥3	≥7,5	Сильный ливневый дождь и грозы
≈16	≈10	-	1,5>H>1,0	>8	<-22,5	>3, но< $\Delta T_{макс}$	≥7,5	Град

Этот метод не только используется синоптиками-практиками в оперативной работе, но и применяется в некоторых схемах постпроцессинга результатов численного прогноза. В частности, в отделе авиационной метеорологии Гидрометцентра России при построении карт особых явлений для авиации используется расчет высоты уровня конвекции (интерпретируемого как высота верхней границы конвективных облаков) по методу Н.В. Лебедевой на основе численного прогноза температуры и влажности на изобарических поверхностях в узлах регулярной сетки (шаг сетки может быть любым).

***Метод Б.Е. Пескова*,** разработанный по материалам наблюдений над европейской частью СССР, подвергался неоднократным авторским усовершенствованиям. В последней редакции метод прогноза гроз для большого города или района в радиусе 25–50 км показал высокую оправдываемость по результатам оперативных испытаний и был принят как основной в ряде регионов.

Гроза прогнозируется, если функция

$$u = 0{,}4(T' - T)_{600} - 0{,}05(T - T_d)_{500} + 0{,}4\nabla^2 p - 0{,}07\left|\Delta\vec{V}\right|_{700}^{300} \qquad (16)$$

не отрицательна. Здесь $(T' - T)_{600}$ – отклонение кривой состояния от кривой стратификации на уровне 600 гПа; $(T - T_d)_{500}$ – дефицит точки росы на уровне 500 гПа; $\nabla^2 p$ – лапласиан приземного давления, характеризующий приземную конвергенцию потоков и рассчитываемый по восьми точкам, удаленным от центральной точки на 250 км:

$$\nabla^2 p = \frac{1}{2}(p_1 + p_2 + ... + p_8 - 8p_0), \qquad (17)$$

а величина $\left|\Delta\vec{V}\right|_{700}^{300}$ – модуль разности векторов ветра на уровнях 700 и 300 гПа.

Критерий $u \geq 0$ может несколько меняться в зависимости от местных условий. Так, для прогноза грозы по области в радиусе ~100 км критерий имеет вид $u \geq -0{,}5$ или $u \geq -1{,}0$. Для прогноза по аэродрому или району аэродрома используется критерий $u > 0$.

В другом варианте метода гроза не прогнозируется, если отклонение кривой состояния от кривой стратификации на уровне 500 гПа отрицательно, а при положительном отклонении – если сумма дефицитов точки росы на уровнях 700 и 500 гПа равна 25–30 °С (более точно это пороговое значение находят по специальным графикам). Кривая состояния строится от максимальной температуры у земной поверхности, прогностическая кривая стратификации строится обычным способом.

В качестве максимальной температуры у земли в данном методе используется так называемая эффективная максимальная температура, равная сумме адвективной температуры и приращения за счет дневного прогрева. Последнее находят по табл. 2.20 как функцию среднего дефицита точки росы в тропосфере:

$$D_0 = 0{,}4(T - T_d)_{a850} + (T - T_d)_{a700} + 0{,}2(T - T_d)_{a500}. \qquad (18)$$

Индексом «а» помечены адвективные значения величин.

Таблица 2.20. Приращение температуры у земли в результате дневного прогрева (Δ*T*) в зависимости от среднего дефицита (D_0)

D_0 , °С	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5
ΔT, °С	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0	11,0	12,0	12,0

Метод Г.Д. Решетова, ориентированный преимущественно на прогноз гроз и града на фронтах, разработан специально для целей метеообеспечения авиации. Для составления прогноза выполняются следующие операции.

1. Оценка характера ожидаемой синоптической ситуации. Дальнейшие расчеты целесообразны, если пункт прогноза находится в зоне быстро движущегося холодного фронта, малоподвижного фронта с волнами, фронта окклюзии, в зоне неглубокой барической ложбины, в теплом секторе циклона или на периферии антициклона, в передней или центральной части ложбины или замкнутого очага холода на картах ОТ_{1000}^{500} и ОТ_{1000}^{300}. Для развития ночных гроз благоприятно прохождение теплых фронтов и фронтов окклюзии.

2. Прогноз профилей температуры и точки росы до уровня 100 гПа, построение кривой состояния и расчет предикторов, по которым дается прогноз грозы и града:

1) высоты верхней границы облаков, определяемой как уровень, на котором скорость поднимающейся частицы, найденная без учета вовлечения, обращается в нуль. Этот уровень определяется следующим образом: кривая состояния поднимающейся частицы строится выше уровня ее пересечения с кривой стратификации и продолжается до тех пор, пока площади, ограниченные кривыми стратификации и состояния выше и ниже точки их пересечения, не сравняются, и, таким образом, положительная энергия неустойчивости, накопленная частицей до ее прохождения через уровень пересечения кривых стратификации и состояния, целиком не израсходуется на работу против сил плавучести.

В тех условиях, для которых предназначен метод, т. е. на фронтах, где конвекция развивается в больших облачных массивах, такая оценка верхней границы конвекции хорошо соответствует наблюдаемой, поскольку вовлечение играет относительно небольшую роль;

2) температуры $T_{ВГО}$ на уровне верхней границы облака $H_{ВГО}$;

3) вертикальной мощности облака в слое отрицательных температур $\Delta H_{0\,ВГО}$, км (от высоты нулевой изотермы в поднимающейся частице до уровня $H_{ВГО}$).

3. Прогноз дневных и ночных гроз выполняется с помощью графика (рис. 2.36) в координатах $T_{ВГО}$, $H_{ВГО}$; демаркационная линия разделяет области «грозы» и «без гроз». График построен по результатам дискриминантного анализа, демаркационная линия на нем является графиком дискриминантной функции

$$L_1 = -0{,}042\,T_{ВГО} + 0{,}10\,\Delta H_{0ВГО} - 0{,}562. \qquad (19)$$

Область «грозы» отвечает значениям $L_1 \geq 0$, «без гроз» – значениям $L_1 < 0$.

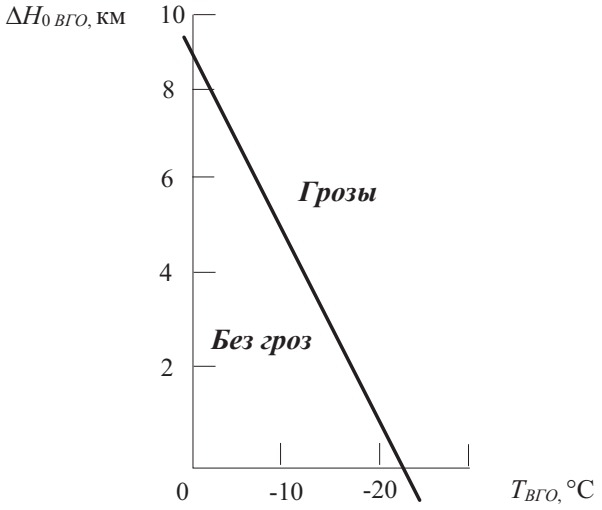


Рис. 2.36. График для прогноза гроз по методу Г.Д. Решетова.

4. Град прогнозируется по значениям $H_{ВГО}$, $T_{ВГО}$ с помощью дискриминантной функции

$$L = 0{,}52H_{ВГО} - 0{,}12T_{ВГО} - 4{,}73. \qquad (20)$$

При $L \geq 0$ следует ожидать град.

Метод Н.И. Глушковой и В.Ф. Лапчевой разработан по материалам наблюдений в центральных районах европейской части СССР; применяется в Белоруссии, на Северном Кавказе и в Западной Сибири. Метод основан на использовании данных метеорологических радиолокаторов (МРЛ) и прогнозе эволюции облаков при их перемещении.

Составление прогнозов гроз и града включает следующие этапы:

1) построение (общепринятым способом) траекторий воздушных частиц за период заблаговременности прогноза;

2) выявление по данным МРЛ зон конвективной облачности с осадками, пересекаемых построенными траекториями, и определение максимальной высоты верхней границы радиоэха (H_{BM}) в этих зонах. При прогнозировании с заблаговременностью 6 ч и более по данным наблюдений в 3 ч к значению H_{BM} вводится поправка с учетом ожидаемой на 15 ч текущего дня стратификации воздушной массы в слое 850–500 гПа. Если ожидается влажно-неустойчивая стратификация ($\gamma > \gamma_{\text{ва}}$), то величина H_{BM} увеличивается на 30 %;

3) определение температуры T_{BM} воздуха на уровне H_{BM} и высоты нулевой изотермы H_0 по фактической либо прогностической кривой распределения температуры в зависимости от того, дается ли прогноз с заблаговременностью 6 ч и менее либо с заблаговременностью более 6 ч;

4) формулировка прогноза грозы на основе использования графика (рис. 2.37) в координатах H_0, T_{BM} (демаркационные линии на графике разделяют области «без грозы и града», «гроза» и «град с грозой»).

Время начала грозы ($t_{\text{н}}$) в пункте прогноза рассчитывается по формуле

$$t_{\text{н}} = t_0 + S/V\,, \tag{21}$$

где t_0 – срок наблюдения в часах, по данным которого составляется прогноз грозы; S – расстояние от пункта прогноза до зоны конвективной облачности, движущейся к пункту прогноза; V – скорость перемещения зоны облачности. При $H_{BM} \geq 11$ км V равна скорости ветра в слое 500–300 гПа вдоль траектории переноса конвективной облачности; при $9 \leq H_{BM} < 11$ км – средней скорости ветра на уровне 500 гПа; при $H_{BM} < 9$ км – средней скорости ветра в слое 850–500 гПа, если $\left|V_{850} - V_{500}\right| < 10$ м/с и направление ветра на уровнях 850 и 500 гПа различается менее чем на 30°, в противном случае V равна средней скорости ветра на уровне 500 гПа вдоль траектории движения зоны облачности.



Рис. 2.37. График для прогноза гроз и града по методу Н.И. Глушковой и В.Ф. Лапчевой.

***Метод В.М. Седлецкого*,** особенно эффективный для прогноза гроз на холодных фронтах, разработан на материалах наблюдений в Молдавии и Украине. После построения прогностических кривых стратификации и состояния на момент максимального прогрева (15 ч) рассчитываются следующие величины:

1) мощность слоя Δp с положительной энергией неустойчивости между поверхностями 700 и 500 гПа относительно частицы, поднимающейся с поверхности 850 гПа;

2) разность температур (ΔT_{700}) частицы, поднимающейся от земной поверхности, и окружающего воздуха на поверхности 700 гПа;

3) аналогичная величина на поверхности 500 гПа (ΔT_{500});

4) сумма D дефицитов точки росы на поверхностях 850, 700 и 500 гПа;

5) так называемый индекс Вайтинга, или индекс грозовой активности

$$K = \left(T_{850} - T_{500}\right) + T_{d\,850} - \left(T - T_d\right)_{700}. \qquad (22)$$

Грозы прогнозируются при $\Delta p \geq 90$ гПа, $\Delta T_{700} > 0\,°\text{C}$, $\Delta T_{500} > 0\,°\text{C}$, $D < 30\,°\text{C}$, $K \geq 20\,°\text{C}$.

Метод А.Ф. Заводченкова разработан для территории Урала. Прогноз осуществляется по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы за 03 ч ВСВ и значениям температуры и точки росы у земли в 6 ч местного времени. Определяется разность точек росы у земли и на поверхности 700 гПа, дефициты точки росы на поверхностях 850 и 700 гПа, сумма дефицитов точки росы у земли и на поверхности 500 гПа. Прогноз производится с помощью номограмм (рис. 2.38 и 2.39)

На оси абсцисс (см. рис. 2.38, слева вверху) откладывают сумму $T_{d0} - T_{d700}$ (точка *a*), затем находят пересечение с соответствующей наклонной линией $T_{850} - T_{d850}$ (точка *b*). На средней вертикальной шкале $T_0 - T_{700}$ получаем исходный уровень (точку *c*), от него перемещаемся вверх вдоль оси на величину $T_0 - T_{700}$ (точка *d*), далее параллельно оси абсцисс вправо до пересечения с линией, соответствующей суммарному дефициту точки росы $\sum_0^{500}(T - T_d)$ (точка *e*) и, наконец, опускаемся вертикально до оси *C*, где снимаем значение грозового индекса *C* (точка f).

По значениям *C* и лапласиана давления на уровне тропопаузы $\nabla^2 p_{t0}$ с помощью рис. 2.39 определяется возможность развития конвективных явлений. (Лапласиан давления на уровне тропопаузы рассчитывается по данным о давлении в четырех точках на расстоянии 300-500 км от центральной точки: $\nabla^2 p_{t0} = p_{t1} + p_{t2} + p_{t3} + p_{t4} - 4p_{t0}$, где *t* обозначает уровень тропопаузы).

Если точка на графике рис. 2.39, соответствующая данным условиям, попадает в области «грозы, град» или «отдельные грозы и ливни», то производятся расчеты адвективного значения индекса *C,* т. е. C', по графикам рис. 2.38. При этом используются адвективные значения температуры и точки росы T' и T'_d за 12-15 ч на поверхностях 850 и 700 гПа.

По значениям C, C' с помощью графика в левой нижней части рис. 2.38 определяется вид ожидаемого явления, время его начала и продолжительность с учетом знака кривизны изогипс. График в правой нижней части рис. 2.38 служит для уточнения времени начала грозы и ее продолжительности по величине

$$f' = \frac{1}{2}(C + C'). \qquad (23)$$

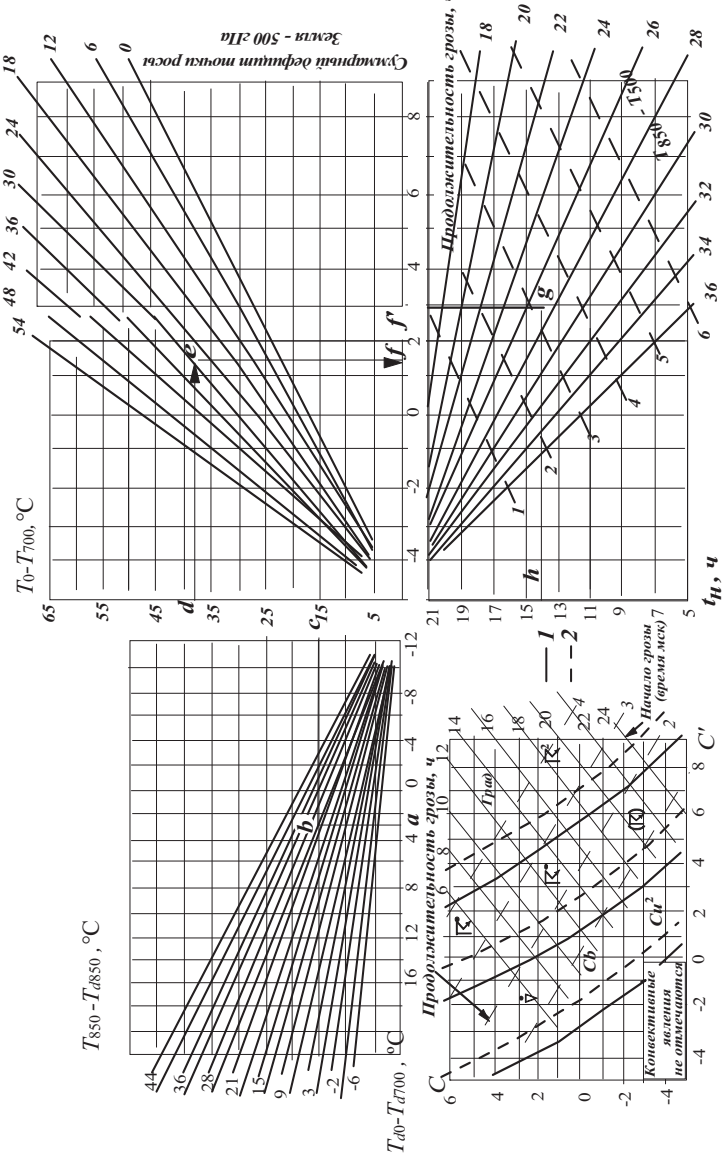


Рис. 2.38. Номограммы для прогноза гроз по методу А. Ф. Заводченкова: *1* – циклоническая кривизна изогипс; *2* – антициклоническая кривизна изогипс.

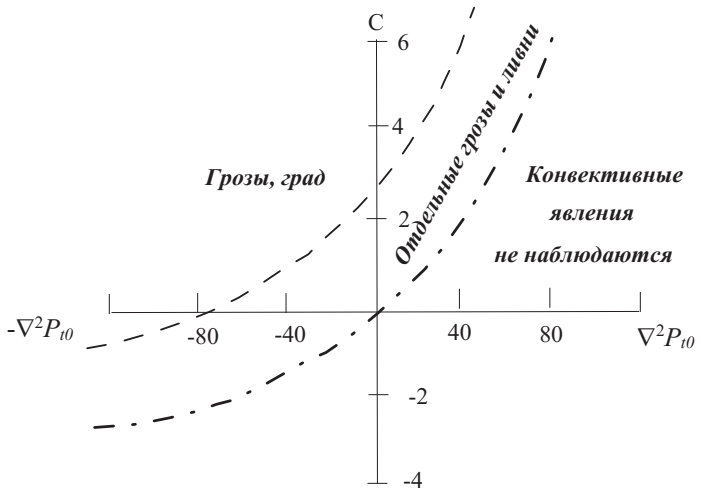


Рис. 2.39. График для оценки возможностей развития конвекции по методу А.Ф. Заводченкова.

Метод Вайтинга. Этот довольно простой метод был разработан в США и состоит в расчете индекса грозовой активности K (по прогностическим профилям температуры и точки росы):

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d\,850} - (T - T_d)_{700} \qquad (24)$$

При $K < 20\,^{\circ}\mathrm{C}$ прогнозируется отсутствие гроз по территории, при $20 < K < 25\,^{\circ}\mathrm{C}$ – отдельные грозы, при $25 < K < 30\,^{\circ}\mathrm{C}$ – редко разбросанные грозы, при $30 < K < 35\,^{\circ}\mathrm{C}$ – грозы, $K > 35\,^{\circ}\mathrm{C}$ – многочисленные грозы. После расчета K прогноз следует уточнить с учетом конвергенции потоков в слое 850–700 гПа. Сходимость изогипс указывает на увеличение вероятности гроз, расходимость – на ее уменьшение.

Метод Р.А. Ягудина предназначен для прогноза ночных гроз над Западной Сибирью. Используются следующие предикторы, отобранные путем физико-статистического анализа: $\sum_{850}^{700} q$ – суммарная массовая доля пара на уровнях 850 и 700 гПа; ΔT_{850}^{700} – перепад температуры на границах слоя 850–700 гПа; $\sum_{850}^{500} (T - T_d)$ – суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700, 500 гПа; $\Delta T'_{700}$ – индекс неустойчивости (разность температур частицы, поднимающейся с поверхности 850 гПа, и окружающего воздуха) на уровне 700 гПа; $\Delta T'_{500}$ – индекс неустойчивости на поверхности 500 гПа и $(T - T_d)_{700}$ – дефицит точки росы

на поверхности 700 гПа. Параметры попарно сведены в графики (рис. 2.40), и прогноз грозы дается только в том случае, когда на всех трех графиках точка попадает в зону с вероятностью грозы не менее 30 %.

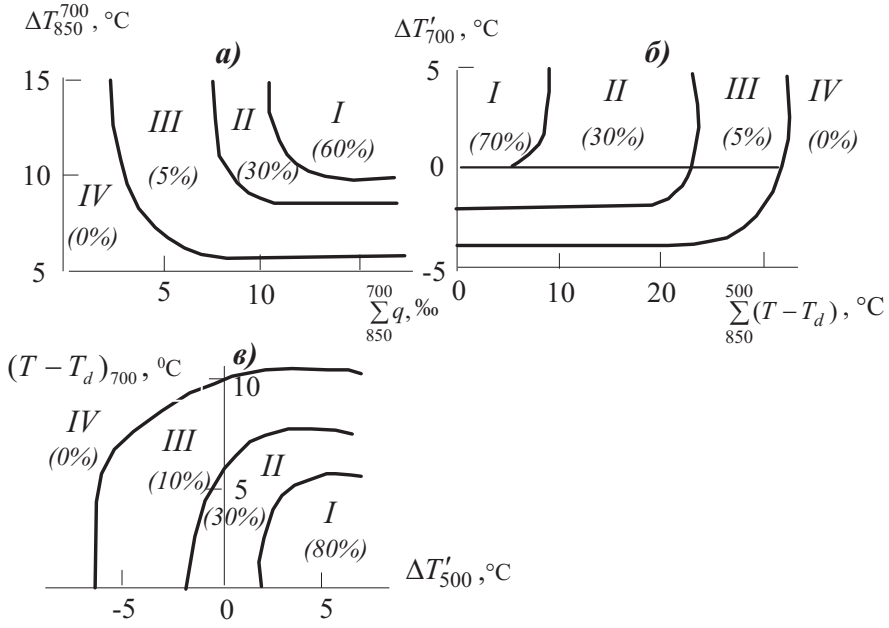


Рис. 2.40. Диаграммы вероятности гроз по методу Р. А. Ягудина.

Метод Кокса, разработанный, как и метод Вайтинга, в США, состоит в расчете следующих параметров:

1) видоизмененного индекса устойчивости ΔT – разности между фактической температурой на уровне 500 гПа и температурой на той же высоте на влажной адиабате, проходящей через температуру смоченного термометра, среднюю в слое от земли до 900 гПа.

(Температура смоченного термометра определяется следующим образом: из точки, соответствующей температурной стратификации, надо подняться по сухой адиабате до пересечения с изограммой, проходящей через точку росы, а затем опуститься по влажной адиабате до первоначального уровня.);

2) дефицита точки росы на уровне 700 гПа;

3) индекса устойчивости *C*, равного разности между фактической температурой на поверхности 600 гПа и температурой на влажной адиабате, проведенной от поверхности Земли по значению потенциальной температуры на поверхности 850 гПа;

4) уровня конденсации при подъеме с земли.

Параметры попарно сведены в графики. Гроза прогнозируется, если на нее указывают оба графика (рис. 2.41). Если показания графиков расходятся, гроза прогнозируется при циклонической кривизне изобар у земли.

Этот метод, уточненный Л.П. Яковлевой на материалах северо-западного района европейской части России, применяется как региональный на указанной территории.

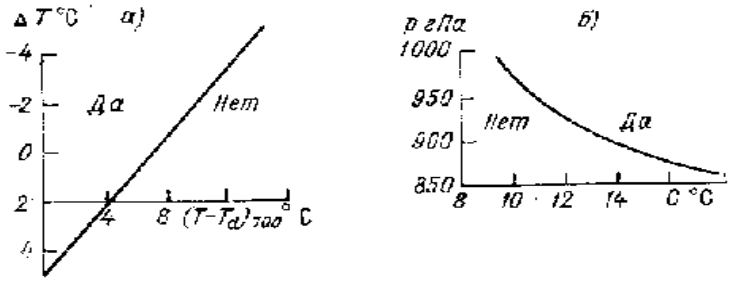


Рис. 2.41. Графики для прогноза гроз по методу Кокса.

Метод Шоуолтера в качестве предиктора конвекции использует разность значений температуры окружающего воздуха на поверхности 500 гПа и воздуха, поднимающегося с поверхности 850 гПа по сухой адиабате до уровня конденсации, а выше – по влажной адиабате. Критические значения этой разности (индекса Шоуолтера) для ливней и гроз составляют соответственно 13 и +1…-2 °С, а для сильных гроз -3 °С. На практике используются и другие критические значения. Однако над территорией России успешность прогнозов по этому методу невысока.

Кроме перечисленных, в практике метеорологического обеспечения авиации применяется значительное число региональных методов прогноза ливней, гроз и града, разработанных на материале наблюдений в конкретных пунктах или районах. Эти способы изложены в региональных руководствах по краткосрочным прогнозам.

2.6.4. Численный прогноз конвективной облачности, гроз и града

Наиболее радикальный путь прогнозирования интенсивной конвекции – прямое описание ее в численных моделях. Это направление интенсивно развивается в ведущих мировых прогностических центрах с совершенствованием негидростатических моделей атмосферы с высо-

ким пространственным разрешением. Современные численные модели в принципе могут в явном виде моделировать крупные конвективные образования типа МКС, с которыми связаны наиболее опасные конвективные явления. Однако одно только высокое разрешение модели, даже вместе с отказом от приближения гидростатики и хорошей физикой, не обеспечивает успешного прогноза конвективных явлений: для этого необходимы исходные данные с соответствующими горизонтальным разрешением и точностью. Это является слабым местом любого численного моделирования.

Кроме того, поскольку модели с необходимым пространственным разрешением и физическим наполнением являются, как правило, региональными, а не глобальными, для их успешной работы необходимо обеспечить граничные условия нужной точности. Эти требования к начальным и граничным условиям в настоящее время не удается полностью обеспечить не только в России, но и в Европе. В результате существующие негидростатические модели если и предсказывают интенсивную конвекцию, то зачастую ее локализация указывается с большими погрешностями.

Если в числе продукции конкретной прогностической модели формулируются прогнозы конвективных явлений, то оправдываемость их для данного района необходимо оценить на материале наблюдений и в дальнейшем использовать численные прогнозы этих явлений после их статистической коррекции.

Помимо прямого описания конвективных движений, образования облаков и осадков в рамках прогностической численной модели, существует способ получения прогноза не описываемых моделью явлений путем расчета каких-либо характеристик этих явлений на основе тех величин, которые в модели непосредственно прогнозируются. Этот способ называется постпроцессингом (английский термин postprocessing означает «последующая обработка»). Алгоритмы постпроцессинга основаны на статистических зависимостях либо на динамических закономерностях, нередко на комбинации тех и других. В практике прогнозирования особых явлений для авиации постпроцессинг применяется очень широко и дает практически значимые результаты.

Применительно к прогнозу конвективных явлений постпроцессинг обычно состоит в применении к выходным данным численных моделей тех или иных вариантов метода частицы из описанных выше. Как уже отмечалось, в Гидрометцентре России при построении прогностической карты особых явлений для авиации используется программа, реализующая метод Лебедевой и предназначенная для вычисления высоты уровня конвекции по модельным прогностическим данным о температуре, давлении и влажности в каждом узле модельной сетки.

В других прогностических центрах применяются аналогичные методы, в том числе простые методы Вайтинга и Шоуолтера. Такой способ получения прогноза конвекции на основе продукции численной модели обычно включает в себя статистические поправки на местные условия и на особенности модели. Получаемая в результате прогностическая продукция дает синоптику полезные указания для составления прогнозов, степень доверия к которым определяется опытом использования данной модели. При этом следует иметь в виду, что численные модели непрерывно развиваются, изменяются и совершенствуются, так что собрать достаточно длинный ряд модельных прогнозов для их статистической оценки и получения корректирующих зависимостей часто затруднительно.

Тем не менее успешность численного прогноза характеристик конвекции, в том числе полученных методом постпроцессинга, все же в современных условиях, как правило, превосходит успешность расчетов непосредственно по описанным выше вариантам метода частицы.

2.6.5. Шквалы и их прогноз

Шквалы, т. е. резкие усиления скорости ветра в течение короткого времени, сопровождающиеся изменениями его направления [38], представляют собой также одно из проявлений интенсивной конвективной деятельности, однако отличаются рядом своеобразных черт, затрудняющих их изучение и прогноз. В подавляющем большинстве (по данным Б.Е. Пескова и А.И. Снитковского, в 87 % случаев) шквалы со скоростями более 21 м/с связаны с фронтальными разделами, причем чаще всего (81 % случаев) с холодными фронтами. По данным П.Г. Пантелеева, 96 % шквалов (в Молдавии) наблюдаются при прохождении холодных фронтов с волнами. Шквалы часто сопровождаются грозой (87 % случаев) и ливневым дождем (85 % случаев). Их повторяемость максимальна в летний период, а в суточном ходе – в послеполуденные и вечерние часы, что совпадает с максимумом грозовой деятельности. Линии шквалов (фронты порывистости, линии неустойчивости) приблизительно в половине всех случаев наблюдаются перед фронтом (чаще всего на расстоянии около 100 км) и могут иметь самостоятельное движение относительно фронта.

Все исследователи отмечают большую повторяемость шквалов на фронтах с большими контрастами температур (3–8 °С на 500 км, по данным П.Г. Пантелеева; 9 °С на 750 км по данным Б.Е. Пескова и А.И. Снитковского). С другой стороны, в дни со шквалами, как правило, наблюдаются сильные ветры в нижней половине тропосферы. Весьма интересен вывод Пескова и Снитковского, что скорости ветра

при шквале бывают больше в тех случаях, когда толщина облачного слоя от уровня конденсации до изотермы -10 °С меньше (при толщине слоя 300 гПа максимальная скорость равна 40 м/с, при 440 гПа – 20 м/с).

Шквалы – явление сугубо локальное. Существующая сеть метеорологических станций регистрирует всего 5–10 % шквалов. Иногда в одном пункте (районе) может наблюдаться целая серия шквалистых усилений ветра.

Часто в передней части кучево-дождевых облаков, с которыми связаны шквалы, или впереди надвигающегося облака отмечается «грозовой ворот» («шкваловой ворот») – дугообразный облачный вал (вихрь с горизонтальной осью), состоящий из завихренных, быстро несущихся *Cu fr.* и *Frnb*. Эта система облаков образует особую разновидность *Cumulonimbus arcus* (*Cb arc*.).

Все эти факты указывают, с одной стороны, на тесную связь шквалов с интенсивной конвекцией, а с другой – на особую роль ветра в тропосфере и свойств фронтальных разделов.

Шквалы над различными географическими районами имеют неодинаковый характер. Так, над центром европейской части России они в более значительной степени испытывают влияние поля ветра в тропосфере, чем над Северным Кавказом, где основной вклад вносит термическая неустойчивость. Шквалы в тропиках, где обычные для наших широт фронтальные разделы не встречаются, целиком обусловлены конвективной деятельностью.

Механизм образования шквалов изучен недостаточно, однако данные специальных измерений последних лет и результаты численного моделирования развитой конвекции позволяют высказать некоторые соображения о вкладах процессов фронтального и конвективного масштабов в образование вихрей с горизонтальной осью под кучево-дождевыми облаками на фронтах и во внутримассовых грозовых очагах. Эти соображения, как мы увидим ниже, позволяют объяснить большую часть наблюдаемых фактов.

Зоны усиления ветра (фронты порывистости) возникают под кучево-дождевыми облаками как закономерное следствие развития конвективной ячейки. Выпадение ливневых осадков приводит к усилению ветра на фронтах порывистости, так как с осадками связаны более интенсивные нисходящие движения. Опускающийся в нисходящем потоке воздух верхних уровней, на которых ветер сильнее, переносит количество движения и кинетическую энергию. Этот воздух, попадая в нижний слой, образует ветровой вал, направленный в сторону движения грозового очага. В результате конвергенция, а следовательно, и восходящие движения перед фронтом порывистости усиливаются. Так

развиваются шквалы – фронты порывистости во внутримассовых грозовых очагах. Этот механизм образования шквалов мы назовем конвективным. Масштаб линий шквалов, возникающих таким путем, определяется масштабом нисходящих потоков, вытекающих из облака в зоне осадков из конвективной ячейки. В многоячейковом грозовом очаге отдельные конвективные ячейки смещаются относительно очага в целом; линии шквалов также движутся самостоятельно со скоростями, отличными от скорости смещения конвективного очага.

Более сильные и разрушительные шквалы, образующиеся на холодных фронтах, также возникают вследствие опускания воздуха, однако, помимо нисходящего потока из грозового облака (опускание конвективного масштаба), здесь имеется более интенсивное мезомасштабное опускание вала холодного воздуха, обгоняющего линию фронта у земли. Этот «обвал» вторгающегося холодного воздуха формирует специфические формы облачности – «шкваловой ворот», упомянутый выше. Возникающие на фронтах линии шквалов значительно длиннее внутримассовых, так как горизонтальный масштаб перетекающих через фронт холодных потоков существенно больше масштаба конвективной ячейки. Хотя облачные системы холодных фронтов второго рода могут иметь сравнительно небольшую вертикальную мощность, однако вследствие больших вертикальных градиентов скорости ветра и большой интенсивности нисходящих потоков именно на таких фронтах бывают наиболее сильные шквалы. В тропиках мезомасштабное опускание воздуха за линией шквалов бывает обусловлено циркуляцией воздуха в системах упорядоченной конвекции – конвективных полосах и кластерах.

Описанные качественные представления не дают полной картины возникновения шквалов; однако в наиболее общих чертах механизм образования шквалов, включающий мезомасштабный и конвективный нисходящие потоки, согласуется с наблюдениями и качественно объясняет факты, известные из синоптического опыта.

Прогноз шквалов тесно связан с прогнозом интенсивной конвекции, а последний, как отмечалось в разд. 2.6.4, опирается на численный прогноз температуры, давления, влажности и ветра. Современные численные модели обеспечивают в общем хорошую точность прогноза указанных величин, и потому прогноз шквалов в настоящее время производится в прогностических центрах, как правило, методом постпроцессинга прогностических полей конкретных моделей. Результаты таких расчетов рассылаются в прогностические подразделения той территории, на которой эти методы имеют достаточно высокую успешность.

Ввиду малых пространственного и временного масштабов явления, при невысокой плотности наблюдательной сети шквалы далеко не

всегда регистрируются на метеостанциях, а численная модель не всегда улавливает особенности метеорологических полей, приводящие к образованию шквалов, и в результате успешность их прогноза, как правило, невысока. Остановимся на некоторых методах такого рода, основанных на продукции конкретных численных моделей.

Метод А.А. Алексеевой, В.М. Лосева, Б.Е. Пескова разработан на основе данных наблюдений как за предиктантом (т. е. скоростью ветра), так и за предикторами, фактические значения которых брались в момент, на который дается прогноз. Такой подход известен как концепция «идеального прогноза». Впоследствии для практического использования значения предикторов брались из прогностических полей определенной численной модели. Авторы метода в качестве последней использовали региональную модель Гидрометцентра России (автор – В.М. Лосев). Однако в принципе можно использовать прогностические значения предикторов, взятые из другой численной модели, продукция которой доступна.

Метод предназначен для прогноза шквалов с детализацией интенсивности в трех градациях (от 20 до 24, от 25 до 32 и 33 м/с и более) с заблаговременностью 12 и 24 ч и рекомендован ЦМКП в 2011 г. для использования в практической работе в качестве фонового в Центральном и Центрально-Черноземном УГМС. Для составления прогноза рассчитывается скорость максимального ветра в зависимости от предикторов, к которым относятся: максимальная скорость конвективного восходящего потока (рассчитываемая по модели конвекции), средняя скорость ветра в слое 700–500 гПа, лапласиан приземного давления, а также большое число эмпирических постоянных. Реализовать такие расчеты в условиях практической работы синоптика сложно; результаты расчетов, основанных на региональной модели, рассылаются в числе другой прогностической продукции Гидрометцентра России.

Метод Э.В. Переходцевой предназначен для прогноза сильных шквалов и максимального ветра со скоростями ≥ 25 м/с в летний период с заблаговременностью 36 ч по данным в исходный срок 0 ч ВСВ. Метод рекомендован ЦМКП (2012 г.) к использованию в центре европейской части России в качестве консультативного. Для прогноза наличия либо отсутствия явления рассчитывается линейная дискриминантная функция, в которую входят прогностические значения предикторов, характеризующих поля ветра и температуры, степень конвективной неустойчивости, горизонтальный градиент температуры у земли. Прогностические значения предикторов определяются из модели В.М. Лосева с заблаговременностью 36 ч. Результаты расчетов доступны потребителям в числе другой прогностической продукции Гидрометцентра, так же как и прогнозы по методу Алексеевой, Лосева и Пескова.

Методы СибНИГМИ разработаны для прогноза сильного (25 м/с и более) ветра на 1–5 суток по территории Урало-Сибирского региона и по 5 районам автономного округа Югра для холодного периода года; позднее аналогичный метод был разработан и для теплого периода. Методы применяются в ЗапСибУГМС и Алтайском ЦГМС в качестве консультативных.

Исходной информацией являются прогностические данные о приземном давлении, высоте поверхности 500 гПа, температуре на поверхности 850 гПа и статистические прогнозы экстремальной температуры воздуха.Прогноз сильных ветров осуществляется в единой технологии с другими методами среднесрочного прогноза в СибНИГМИ в следующих формулировках: отсутствие сильного ветра, сильный ветер местами и сильный ветер на значительной (более 30 %) территории. Результаты передаются потребителям. Так же как метод Алексеевой, Лосева, Пескова и метод Переходцевой, эти прогнозы не могут рассчитываться на местах в процессе оперативной работы.

Перейдем к рассмотрению методов, по которым прогноз шквалов может осуществляться в условиях оперативной работы синоптика на аэродроме.

Метод В.Ф. Лапчевой. В.Ф. Лапчева является автором нескольких методов прогноза шквалов на основе данных сети МРЛ и ИСЗ, доступных в 80 и 90-е годы XX века. Последний по времени вариант метода, рекомендованный ЦМКП в 1994 г. для использования в оперативной практике Гидрометцентра России в качестве вспомогательного, впоследствии показал удовлетворительную успешность, в особенности на материале наблюдений в европейской части России. При этом результаты оказались более приемлемыми при использовании снимков с ИСЗ, чем данных существовавшей тогда сети МРЛ. Примененный автором подход к анализу данных сохраняет свое значение и может использоваться и в настоящее время.

Сущность метода прогноза сильных шквалов по снимкам облачности с ИСЗ состоит в следующем. Используются снимки облачности за сроки, близкие к 0 и 3 ч ВСВ, а также карты изобарических поверхностей 850 и 500 гПа за 0 ч ВСВ. По снимку за срок, близкий к 0 ч ВСВ, определяют наличие так называемых характерных скоплений *Cb*, которые по существу представляют собой мезомасштабные конвективные комплексы (МКК). Если таких скоплений нет, то для всей территории дается прогноз «без сильных шквалов». Если же такие скопления выявляются, то следует проанализировать следующий снимок облачности за срок, близкий к 3 ч ВСВ, и определить эволюцию кучево-дождевой облачности. Эволюция отрицательна, если облака исчезают или

изменяются так, что их диаметры D уменьшаются до величин менее 100 км; в этих случаях также дается прогноз «без сильных шквалов». При положительной эволюции, когда скопления *Cb* сохраняют свои параметры по сравнению с наблюдениями в 0 ч ВСВ либо изменяются таким образом, что их диаметры остаются в пределах $100 < D < 350$ км, следует ожидать шквалистого усиления ветра. Для уточнения района со шквалистым усилением ветра по карте АТ500 в районе расположения скопления *Cb* и вдоль направления его перемещения определяют среднюю скорость ветра V_{500}. Если эта скорость менее 10 м/с, то сильный шквал следует ожидать в том же квадрате 300×300 км, где обнаружены характерные скопления *Cb*, и в 100 км от него по направлению перемещения. Если же скорость на уровне 500 гПа больше или равна 10 м/с, то сильный шквал следует ожидать в следующем квадрате по направлению перемещения.

При нечетком изображении характерных скоплений кучево-дождевых облаков для района, где они наблюдаются, определяют также вертикальный градиент температуры воздуха в слое до 850 гПа и по карте-микрокольцовке – тенденцию изменения давления в гПа/3ч. Если хотя бы один из параметров достигает критических значений ($V_{500} \geq 10$ м/с, $\gamma_{850} \geq 1{,}5$ °С/100 м, $\Delta p < -1{,}0$ гПа/3ч), то дается прогноз «сильный шквал».

Метод Б.Е. Пескова и А.И. Снитковского был разработан преимущественно на материале наблюдений над центральными районами европейской части СССР и основан на зависимостях между максимальной скоростью ветра при шквалах и такими предикторами, как мощность облака (от уровня конденсации до уровня конвекции), сумма скоростей ветра у земли и на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа и толщина облачного слоя, заключенного между уровнем конденсации и высотой изотермы -10 °С.

Метод используется для прогноза шквалов со скоростями ветра более 21 м/с. Учитывается характер синоптической ситуации: расчеты производятся в том случае, если ожидается прохождение фронтальных разделов (особенно холодных) с кучево-дождевой облачностью либо если ожидается сильная неустойчивость внутримассового характера. Используются данные утреннего зондирования (3–9 ч) или прогностические данные о температуре, точке росы и скорости ветра на уровнях 850, 700, 500, 300 и 200 гПа в начальных точках траектории, откуда происходит перенос воздушных частиц в район прогноза. С учетом прогнозируемой максимальной температуры и точки росы у поверхности Земли строятся прогностические кривые стратификации и состояния. Затем определяются:

1) толщина облака ΔH в гектопаскалях как разность между уровнями конденсации и конвекции;

2) сумма $\sum_{3}^{500} V$ скоростей ветра у поверхности Земли и на уровнях 850, 700 и 500 гПа.

По графику (рис. 2.42 а) в координатах ΔH, $\sum_{3}^{500} V$ определяется возможность возникновения шквалов. В случае, если шквалы не ожидаются, дальнейшие расчеты производить не нужно. Если шквал ожидается, то по другому графику (см. рис. 2.42 б) определяется максимальная скорость ветра при шквалах.

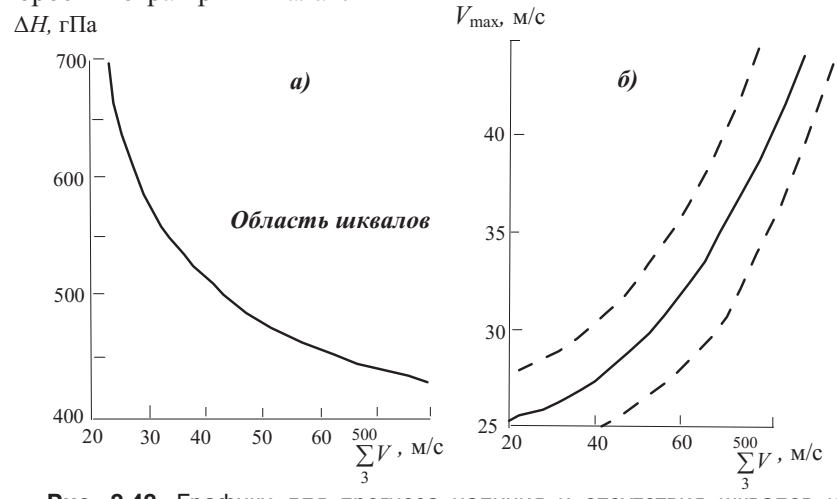


Рис. 2.42. Графики для прогноза наличия и отсутствия шквалов и максимальной скорости ветра при шквале по методу Б.Е. Пескова и А.И. Снитковского.

В заключение для уточнения прогноза используется табл. 2.21 эмпирически установленного соответствия между максимальной скоростью ветра при шквале и толщиной облачного слоя.

Таблица 2.21. Максимальные скорости ветра при шквалах (V_{max}) в зависимости от толщины облачного слоя (ΔH)

ΔH, гПа	440	420	380	340	300
V_{max}, м/с	20	25	30	35	40

Если ожидаемая по графику величина V_{max} отличается от величины V_{max}, получаемой из таблицы и отвечающей ожидаемой величине

ΔH, то следует прогнозировать меньшее из двух полученных значений $V_{\max}$.

Метод Г.Д. Решетова применяется для прогноза шквалов со скоростями ветра не менее 15 м/с над европейской частью России. Он имеет много общего с методами прогноза гроз и града, разработанными этим автором.

Условия, благоприятные для возникновения шквалов, складываются преимущественно во второй половине дня вблизи волновых возмущений на фронтах и в зонах холодных фронтов, смещающихся со скоростью 30–40 км/ч и более. Небольшая часть фронтальных шквалов возникает на стационарных и медленно движущихся фронтах с волновыми возмущениями, а также на фронтах окклюзии при их смещении со скоростью 20–30 км и менее. Внутримассовые шквалы, составляющие 5–10 % общего рассмотренного числа шквалов, наблюдались в малоградиентных областях повышенного и пониженного давления на южной, юго-западной и западной периферии обширных, малоподвижных антициклонов при значительной неустойчивости теплой и влажной воздушной массы.

Наряду с благоприятными условиями для развития шквалов выделен класс неблагоприятных условий. В соответствии с этим первый этап прогноза по данному методу предусматривает анализ ожидаемого синоптического положения в целях определения, является ли оно благоприятным для развития шквалов. В случае отрицательного ответа дальнейшие расчеты не производятся. В случае положительного ответа рассчитываются предикторы, по два в каждом из двух вариантов метода.

В первом варианте предикторами являются:

1) $\Delta T_{\max}^{0CM}$ – разность между максимальной температурой воздуха $T_{\max}$ у поверхности Земли перед грозовым дождем и температурой нисходящего потока, вытекающего из облака. Эта температура равна нулевой температуре смоченного термометра θ_{0w}, приведенной влажноадиабатически к давлению у поверхности Земли.

Нулевая температура смоченного термометра определяется следующим образом (рис. 2.43). На аэрологической диаграмме находим точку пересечения кривой стратификации с изотермой 0 °С (точка А на графике). Аналогично находим точку пересечения кривой точки росы с изотермой 0 °С (точка Б на графике). Далее на изотерме 0 °С находим точку в середине слоя между двумя найденными ранее точками (точка В). Приближенно температура смоченного термометра в этой точке равна 0 °С. Из данной точки вдоль влажной адиабаты перемещаемся до приземной изобары (точка Г), где по шкале температуры отсчитываем значение θ_{0w};

2) $\Delta T_{\max}^{500} = T_{\max} - T_{500}$, где T_{500} – температура на поверхности 500 гПа в момент перед грозовым дождем.

После вычисления предикторов рассчитывается линейная дискриминантная функция, с помощью которой определяется возможность возникновения шквала:

$$L_1 = 0{,}055\Delta T_{\max}^{0CM} + 0{,}029\Delta T_{\max}^{500} - 1{,}511\,. \qquad (25)$$

График функции $L_1 = 0$ дан на рис. 2.44 а – это прямая, разделяющая области «шквалы» ($L_1 > 0$) и «без шквалов» ($L_1 < 0$).

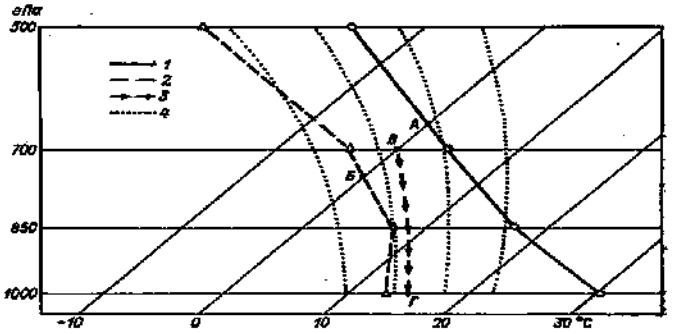


Рис. 2.43. Определение нулевой температуры смоченного термометра θ_{0w}, приведенной влажноадиабатически к давлению у поверхности Земли: 1 – кривая стратификации температуры; 2 – кривая стратификации точки росы; 3 – вспомогательная кривая; 4 – влажные адиабаты.

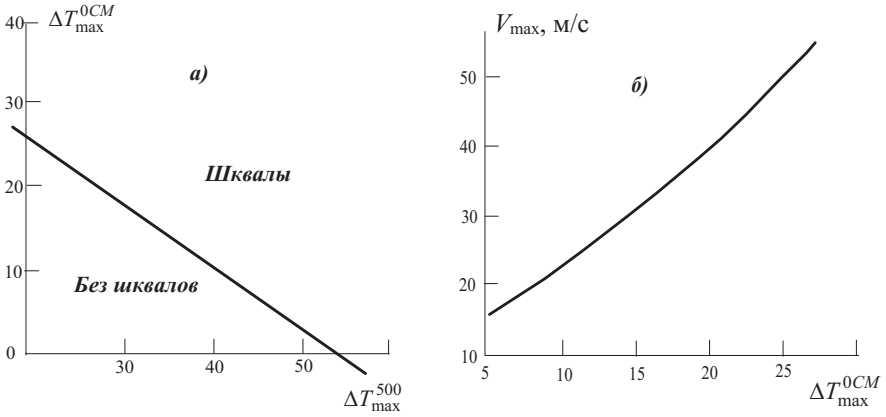


Рис. 2.44. Графики для прогноза шквалов и ожидаемой максимальной скорости ветра при шквале по первому варианту метода Г.Д. Решетова.

Во втором варианте – предикторами являются

1) $\sum_{850}^{500}(T'-T)$ – сумма отклонений кривой стратификации от кривой состояния на поверхностях 850, 700, 600 и 500 гПа;

2) $\Delta T_{\max}^{0CM}$.

Этому варианту соответствует дискриминантная функция вида

$$L_2 = 0{,}039\sum_{850}^{500}(T'-T) + 0{,}025\Delta T_{\max}^{500} - 1{,}162. \qquad (26)$$

Области «шквалы» и «без шквалов», получаемые с помощью этой функции, даны на рис. 2.45 а. В этом варианте имеется дополнительная шкала для введения поправок на среднюю скорость ветра от земли до поверхности 500 гПа:

$$\overline{V} = \frac{1}{4}(V_{500} + V_{700} + V_{850} + V_{\text{зем}}). \qquad (27)$$

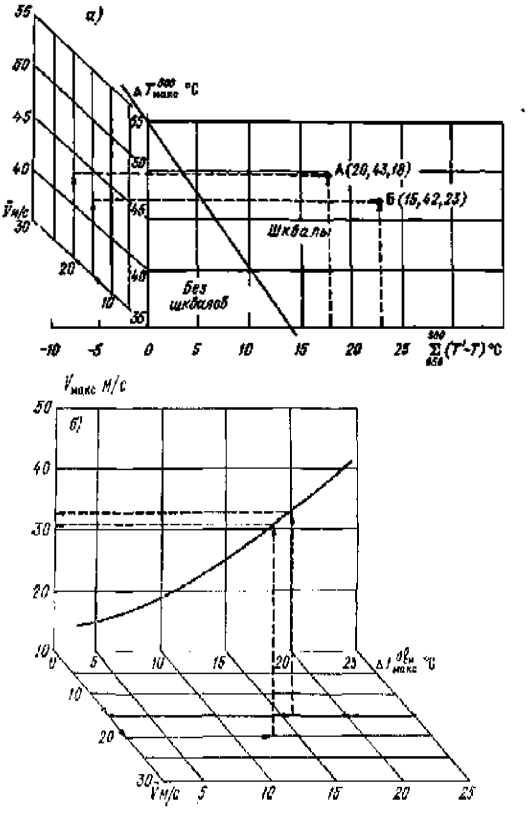


Рис. 2.45. Графики для прогноза шквалов по второму варианту метода Г.Д. Решетова.

Возможная максимальная скорость ветра при шквале в этом варианте метода определяется по графику на рис. 2.45 б, расчеты по которому, с поправкой на среднюю скорость ветра, производятся начиная с $\overline{V}$.

Метод Фобуша – Миллера с поправками Р.А Ягудина служит для прогноза внутримассовых шквалов. График, предложенный Фобушем и Миллером, ставит в соответствие величинам ($T_{\max} - \theta_{0w}$) скорости ветра при шквале. (Здесь, как и выше в обозначениях Г.Д. Решетова, $T_{\max}$ – максимальная температура у поверхности Земли перед грозовым дождем, а θ_{0w} – потенциальная температура смоченного термометра, соответствующая нулю смоченного термометра.) Величина ($T_{\max} - \theta_{0w}$) широко применяется различными авторами методов прогноза шквала. Как указывалось выше, ее использовал и Г.Д. Решетов при разработке своего метода. Р.А. Ягудин провел испытания метода Фобуша – Миллера в условиях Новосибирска и обнаружил, что рассчитанная скорость регулярно превышает наблюденную. Он внес изменения в график, уменьшив наклон линии регрессии в соответствии с условиями Новосибирска (рис. 2.46).

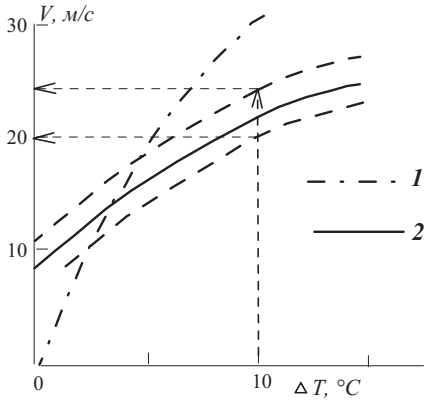


Рис. 2.46. График для прогноза шквала по методу Фобуша - Миллера (1) с модификациями Р.А. Ягудина (2) для района Новосибирска.

Дальнейшее уточнение состояло в предположении, что частицы воздуха в очаге ливня претерпевают влажно-адиабатическое опускание. Вместо величины θ_{0w}, определение которой дано выше (при описании метода Решетова), Ягудин предложил использовать θ'_{0w}, определяемую следующим образом. От точек на уровне земной поверхности,

соответствующих $T_{\max}$ и T_d, проводим сухую адиабату и изограмму. От точки их пересечения на уровне конденсации опускаемся по влажной адиабате до исходного уровня и снимаем на шкале температуры значение θ'_{0w}.

Затем рассчитывается величина $\Delta T = T_{\max} - \theta'_{0w}$. Использование этого предиктора повысило оправдываемость прогноза скорости ветра при шквале. Р.А. Ягудин дополнил метод Фобуша – Миллера также формулировками условий отсутствия шквала:

1) устойчивый слой восточного или северо-восточного переноса в нижнем 5-километровом слое воздуха;

2) массовая доля влаги у земной поверхности меньше 6 ‰ и $T_{\max} \le 19$ °С;

3) дефицит точки росы у земной поверхности меньше 7 °С или больше 17 °С;

4) уровень конденсации выше 780 гПа;

5) атмосферное давление у земной поверхности 1010 гПа и выше;

6) грозовой очаг проходит до полудня, т. е. до наступления максимума конвективной деятельности.

Если выполняется по крайней мере одно из этих условий, шквал не ожидается.

Подводя итог, отметим, что сравнительно малочисленные методы прогноза шквалов не сопоставлялись так систематически, как методы прогноза гроз и ливней. В целом прогнозы шквалов по территории оправдываются значительно лучше, чем по пункту. В разное время предложены графики вероятности шквала в зависимости от параметров конвекции и скоростей ветра, основанные на материале наблюдений в конкретных регионах. Такие методы применяются на территориях, для которых они разработаны. В ряде УГМС применяется метод Решетова в качестве основного.

2.7. Обледенение воздушных судов

2.7.1. Влияние обледенения на полет самолетов и вертолетов

Обледенением называют покрытие льдом частей воздушного судна, силовых установок и внешних деталей специального оборудования, обтекаемых воздушным потоком в полете. Ледяные отложения на самолетах и вертолетах могут наблюдаться и во время их стоянки на аэродроме при наличии общего обледенения наземных предметов (в виде гололеда, изморози и др.). Оба эти вида обледенения – в полете

и на земле – имеют много общего в физических основах появления и в причинах, их вызывающих. Но существуют различия, определяемые скоростью движения самолетов и вертолетов. Вследствие этого процесс отложения льда, а также атмосферные условия при обледенении в полете могут быть существенно иными, чем на земле.

Отложения льда на поверхности ВС могут создавать угрозу безопасности полета, а в отдельных случаях даже приводить к летному происшествию, так как обледенение ухудшает аэродинамические и летные характеристики самолетов (вертолетов) [1].

Обледенению подвергаются в основном носовые (лобовые) части обтекаемых профилей на самолете. При этом искажается форма профиля, появляются неровности на его поверхности, что влияет на характер обтекания и приводит к увеличению сопротивления, в общем приросте которого наибольшую долю составляет обледенение крыла и оперения. При обледенении уменьшается подъемная сила, увеличивается масса самолета, снижается тяга силовой установки, а также ухудшаются летные характеристики самолета: уменьшается вертикальная скорость набора высоты, снижаются потолок и максимальная скорость полета, увеличивается расход топлива, возрастает потребная мощность (тяга) для полета на заданной скорости. Вследствие обледенения наружных антенн может нарушиться радиосвязь; при полете в условиях обледенения почти всегда осаждается лед на окнах кабины пилота, сильно ухудшается обзор, что особенно опасно при посадке.

Обледенение воздухозаборников чревато опасностью повреждения элементов конструкции двигателей; попадание определенного количества льда в компрессор некоторых типов газотурбинных двигателей приводит к их самопроизвольному выключению.

У реактивных двигателей обледенению более всего подвержены их входные устройства, которые иногда могут обледеневать и при небольшой положительной температуре воздуха. Благоприятные условия для этого создаются при работе двигателей на земле, а также при наборе высоты с небольшой скоростью при высоких оборотах двигателя.

У вертолетов при горизонтальном полете в условиях обледенения лед отлагается на лопастях несущего и хвостового винтов, стабилизатора, шасси, лобовой части кабины. Наибольшую опасность представляет обледенение винтов, так как даже небольшое отложение льда увеличивает нагрузку на лопасти, что нарушает равновесие ротора и создает сильную вибрацию [17].

Чувствительность к обледенению различных типов самолетов и вертолетов неодинакова. Наиболее подвержены обледенению самолеты с поршневыми и турбовинтовыми двигателями, воздушные скорости и потолок полета которых относительно невелики, и вертолеты с поршневыми двигателями. Современные реактивные самолеты с большими

дозвуковыми и особенно сверхзвуковыми скоростями менее уязвимы к обледенению. Однако в режимах взлета и набора высоты, снижения и посадки, выполняемых со скоростями намного меньше крейсерских, они также подвергаются обледенению.

Степень опасности обледенения зависит от количества и характера отложившегося льда, в свою очередь зависящих от ряда аэродинамических факторов, а также от аэродинамических характеристик воздушного судна.

Обмерзание воздушных судов во время стоянки на земле представляет большую опасность для взлета, особенно если в нижних слоях атмосферы имеются облака, содержащие переохлажденные капли: при попадании в такие облака обмерзшее на земле судно начинает интенсивно обледеневать, что может привести к аварийной ситуации.

До недавнего времени ледяные кристаллы на больших высотах не считались опасными для самолетов, поскольку они не вызывают обледенения их внешних поверхностей. Однако в 2004–2005 гг. было зарегистрировано несколько инцидентов с обледенением двигателей самолетов Boeing в результате так называемого эффекта “ice crystal icing”, т. е. обледенения в ледяных кристаллах. Эти инциденты имели место при полетах на высотах ~12 км, преимущественно в тропиках и в зонах интенсивной конвекции (над или в окрестности грозовых очагов) и высокой концентрации ледяных кристаллов. Начиная с 2007 г. зарегистрировано более 100 случаев такого рода [42].

Ледяные частицы могут охлаждать внутренние поверхности двигателя, на которых они вначале тают, но затем образуют ледяные отложения. Физика процесса аккумуляции кристаллов в двигателе пока не вполне ясна, но можно предположить следующий механизм. Частицы льда втягиваются в двигатель и бомбардируют теплые поверхности, на которых образуется смесь льда и воды. Металлические поверхности охлаждаются, и вновь приходящие частицы льда обусловливают дальнейшее понижение температуры, пока смесь не начинает замерзать. Образующийся лед втягивается в компрессор, нарушая его работу.

Для уменьшения риска попадания самолета в такие условия рекомендуется обходить крупные (более 180 км) конвективные облака, их перистые наковальни и в особенности мезомасштабные конвективные комплексы (МКК) на расстоянии, значительно большем, чем обычно рекомендуемые 20 миль от областей интенсивного радиоэха ниже уровня полета. С точки зрения метеорологического обеспечения авиации, для предотвращения попадания самолетов в условия обледенения в ледяных кристаллах особенно важен прогноз глубокой (т. е. охватывающей всю тропосферу вплоть до тропопаузы) интенсивной конвекции и обнаружение зон такой конвекции на трассе полета.

2.7.2. Причины и механизм обледенения. Интенсивность обледенения

Отложения льда на ВС появляются или в результате замерзания оседающих на его поверхности переохлажденных капель воды (облаков, тумана, мороси, дождя), или вследствие сублимации содержащегося в воздухе водяного пара. В обоих случаях обязательным условием является отрицательная температура поверхности самолета. Второй из указанных видов обледенения возникает в «чистом» воздухе без видимых продуктов конденсации, при парциальном давлении водяного пара, близком к давлению насыщенного пара надо льдом, и при температуре самолета значительно ниже температуры окружающего воздуха.

Сублимационное отложение льда не может быть существенным. Интенсивное обледенение, представляющее опасность для полетов, бывает только при попадании самолета в зону, содержащую переохлажденные капли воды.

В отличие от больших объемов воды, имеющих плоскую поверхность, для капель температура 0 ºС не является температурой замерзания. Объясняется это поверхностным натяжением капли, создающим некоторое добавочное давление, понижающее температуру ее замерзания. Согласно наблюдениям и экспериментам, жидкие капли в атмосфере могут существовать в большом диапазоне отрицательных температур, нижним пределом которого считается температура -40 ºС. (Известны отдельные случаи капельного обледенения самолетов и при гораздо более низких температурах.)

Чем меньше радиус капли, тем ниже температура ее замерзания. Но в целом вероятность существования переохлажденных капель в облаках уменьшается с понижением температуры. Причем повторяемость переохлажденных капельных облаков убывает с понижением температуры значительно быстрее, чем смешанных (рис. 2.47).

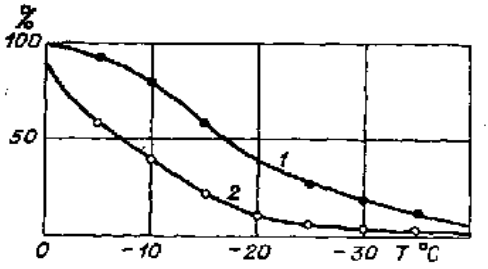


Рис. 2.47. Средняя повторяемость переохлажденной и смешанной фаз над европейской частью бывшего СССР: 1 – совместно водяные и смешанные облака; 2 – чисто водяные облака (по А.М. Боровикову и Л.Г. Сахно).

Схема изменения фазового состояния облаков с падением температуры, предлагаемая ВМО, показана на рис. 2.48. Соответственно и повторяемость обледенения самолетов уменьшается с падением температуры (рис. 2.49).



Рис. 2.48. Схема изменения фазового состояния облаков с падением температуры [1].

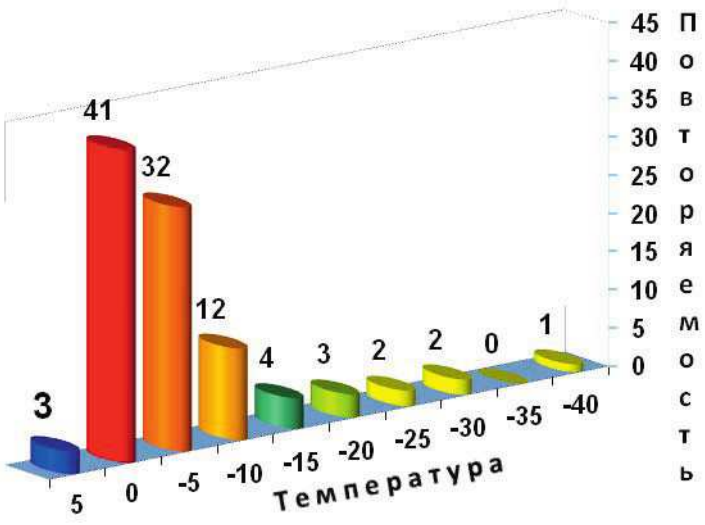


Рис. 2.49. Повторяемость (%) обледенения самолетов в зависимости от температуры по выборке 800 случаев [1].

Процесс отложения льда на самолете в общем виде представляется следующим образом.

Частицы набегающего на самолет воздуха движутся относительно самолета по линиям тока со скоростью, равной воздушной скорости самолета. Вблизи крыла и других частей самолета линии тока круто изгибаются, повторяя очертания профиля этих частей. Схематически обтекание крыла самолета представлено на рис. 2.50.

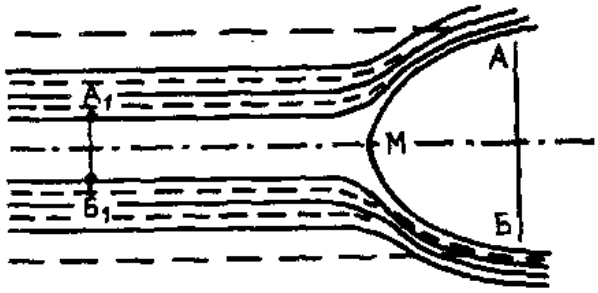


Рис. 2.50. Схема обтекания профиля крыла воздушным потоком, содержащим переохлажденные капли.

В невозмущенном прямолинейном потоке воздуха находящиеся на уровне полета переохлажденные капли воды движутся по траекториям, совпадающим с линиями тока. Перед поверхностью крыла самолета, где линии тока изгибаются, капли по инерции стремятся сохранить прямолинейное движение, поэтому их траектории отклоняются от линий тока в сторону крыла. В результате некоторая часть капель оседает на крыле. Как показано на рис. 2.50, из всего числа капель, содержащихся в захватываемом крылом потоке сечением АБ, на крыле оседают преимущественно те, которые находятся внутри сечения $А_1Б_1$. Подсчитано, что в среднем с крылом самолета сталкивается 10–12 % капель, проходящих через сечение АБ.

Сила инерции капель тем больше, чем больше их масса. Следовательно, чем крупнее капли, тем больше их сталкивается с лобовой частью крыла. Количество капель, оседающих на поверхность обтекаемого профиля, зависит также от скорости движения самолета и от размеров обледеневающего тела. Отношение фактически осевшей на данном профиле массы воды к массе воды, протекающей в невозмущенном потоке через сечение АБ, называется коэффициентом оседания или коэффициентом захвата.

При оседании переохлажденной капли на поверхности самолета первоначально замерзает только часть ее, так как выделяющаяся при замерзании теплота несколько замедляет этот процесс. Скорость, с которой замерзает остаток капли, зависит от теплопроводности поверхности самолета и от охлаждения вследствие испарения в окружающую среду. Чем больше переохлаждена капля и чем меньше ее размеры, тем быстрее происходит ее полное замерзание. У более крупных капель часть воды перед полным замерзанием сносится воздушным потоком назад по поверхности самолета. Отношение массы нарастающего льда к массе воды, осевшей за то же время на ту же поверхность, называется коэффициентом намерзания. При температуре воздуха ниже -5 °С в большинстве случаев коэффициент намерзания близок к единице.

Интенсивность обледенения I измеряется толщиной слоя льда, отлагающегося на поверхности самолета в единицу времени, и выражается обычно в мм/мин. Эта величина пропорциональна водности облака, воздушной скорости самолета, коэффициентам захвата и намерзания и обратно пропорциональна плотности льда. Плотность нарастающего льда колеблется от 0,6–0,7 г/см^3 в случаях белого льда до 0,9–1,0 г/см^3 в случаях стекловидного прозрачного или полупрозрачного льда. Водность же облаков изменяется в широких пределах и соответственно сильно меняется интенсивность обледенения.

Интенсивность обледенения оценивается тремя градациями – слабая, умеренная и сильная. Принято считать обледенение слабым при скорости отложения льда, I, на передней кромке крыла не более 0,5 мм/мин, умеренным – при I от 0,5 до 1,0 мм/мин и сильным при $I > 1{,}0$ мм/мин. Эти градации являются несколько условными, поскольку такая скорость отложения льда на практике не может быть измерена. Важной характеристикой, определяющей влияние обледенения на аэродинамические характеристики самолета, является *степень обледенения* – суммарное отложение льда за время пребывания самолета в зоне обледенения. На практике применяются следующие качественные определения градаций обледенения, основанные на понятии степени обледенения:

– слабое обледенение: скорость нарастания льда может создавать проблемы, если полет в таких условиях продолжается более часа;

– умеренное обледенение: скорость нарастания льда такова, что даже кратковременное обледенение потенциально опасно, и должно применяться антиобледенительное оборудование;

– сильное обледенение: скорость нарастания льда такова, что применения антиобледенительного оборудования недостаточно, необходим немедленный выход самолета из зоны обледенения.

2.7.3. Виды и формы отложения льда на воздушных судах

Вид и форма отложений льда на самолете зависит от многих факторов, из которых наибольшее значение имеют микроструктурные особенности облаков (являются ли они чисто водяными или представляют смесь капель и кристаллов), размеры капель, температура воздуха, скорость и режим полета, а также форма и размеры деталей самолета. Обычно различают три основных вида отложения льда на самолете: лед, изморозь и иней.

Лед может быть прозрачным, матовым и белым.

Прозрачный лед образуется при полете в зоне переохлажденного дождя или в облаках, состоящих из крупных капель (в основном в конвективных), чаще всего при температуре до -10 ºС. Крупные капли при столкновении с самолетом перед замерзанием растекаются, образуя водяную пленку, которая замерзает в виде ровного, прозрачного и очень прочного налета льда (рис. 2.51 а). При большой водности облаков или в дожде (обычно при температуре воздуха не ниже -5 ºС) ледяное отложение принимает форму желоба (рис. 2.51 б). Такое обледенение может быть очень опасным, так как существенно искажает аэродинамические характеристики самолета.

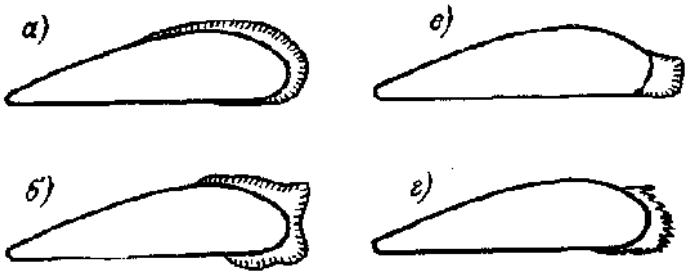


Рис. 2.51. Характерные формы ледяных отложений.

Матовый полупрозрачный лед отлагается в случае полета в облаках, содержащих переохлажденные капли различных размеров в смеси с кристаллами льда, чаще всего при температуре от -6 до -12 ºС. Мелкие капли, оседая на поверхности самолета, замерзают практически сразу, крупные капли частично растекаются перед замерзанием, а ледяные кристаллы прилипают к замерзающей водяной пленке и вмерзают в нее. Образующееся в результате ледяное отложение имеет шероховатую бугристую поверхность, сильно искажающую обтекаемость частей самолета (рис. 2.51 в). Полет при таком обледенении является опасным.

Белый крупообразный лед образуется на самолете при полете в облаках (обычно небольшой мощности), состоящих из однородных очень мелких капель, при температуре ниже -10 ºС. Сталкиваясь с самолетом, капли замерзают, не растекаясь. Ледяное отложение пористое, неплотно пристает к поверхности самолета и легко отделяется от нее при вибрации в полете. Однако при продолжительности полета в таких облаках около часа плотность льда возрастает и его отложение может увеличиться до опасных размеров.

Изморозью называется отложение льда на поверхностях в результате сублимации водяного пара (кристаллическая изморозь) или намерзания капель переохлажденного тумана и облачности (зернистая изморозь). Белый крупнозернистый кристаллический лед образуется обычно при температуре воздуха значительно ниже -10 ºС при полете в облаках, состоящих из очень мелких капель в смеси с кристаллами льда. Отложение имеет неровную форму с отдельными иглами и столбиками, неплотно держится на поверхности самолета. При продолжительном полете отложение уплотняется и может достичь больших размеров с рваными выступающими краями (рис. 2.51 г). Такое отложение опасно для полета.

Иней – белый мелкокристаллический налет, образующийся вследствие сублимации водяного пара на сильно охлажденной поверхности самолета. Это бывает, например, при быстром снижении самолета в более теплые слои воздуха или в случаях набора высоты и попадания из сильно выхоложенного приземного слоя воздуха в слой глубокой инверсии температуры. Такие случаи обледенения встречаются нередко в Сибири и особенно в Якутии при антициклонической ясной погоде зимой. Отложения инея никогда не бывают значительными, легко отделяются от поверхности самолета при вибрации, поэтому не опасны для полета. Лишь при отложении инея на лобовом стекле кабины может возникнуть ухудшение обзора наземных ориентиров, представляющее опасность при посадке (взлете) самолета. Образование инея прекращается сразу после того, как самолет примет температуру окружающего воздуха, что обычно происходит через несколько минут после попадания самолета в более теплый воздух.

2.7.4. Влияние больших скоростей на обледенение

При больших воздушных скоростях полета наблюдается явление, препятствующее обледенению. Это так называемый кинетический (скоростной) нагрев поверхности самолета, вызываемый торможением потока воздуха, приводящим к его сжатию, трению и связанному с этим повышению температуры.

В условиях обледенения в облаках кинетический нагрев несколько меньше из-за потери тепла на таяние льда и испарение капельной влаги, оседающей на поверхности самолета. Считается, что он составляет примерно 60 % от величины кинетического нагрева в безоблачной среде, где он превышает 5 и 30 ºС при воздушной скорости 400 и 900 км/ч соответственно.

При больших скоростях полета кинетический нагрев передней кромки крыла самолета может перекрывать отрицательные температуры, при которых встречаются переохлажденные капли в облаках. В этих случаях обледенения не будет. Опыт показывает, что в основном обледенение наблюдается при скоростях полета до 600–700 км/ч, причем чаще всего при скоростях 400–500 км/ч. Самолеты со сверхзвуковыми, а также с большими дозвуковыми скоростями подвергаются обледенению преимущественно во время взлета, набора высоты и особенно снижения и захода на посадку. На этих режимах полета, требующих ограничения скорости, условия обледенения всех типов самолетов близки к условиям для турбовинтовых самолетов.

Вследствие кинетического нагрева поверхности самолета нижний уровень слоя обледенения в облаках всегда располагается выше нулевой изотермы, причем тем выше, чем больше скорость полета и чем меньше вертикальный градиент температуры.

2.7.5. Особенности обледенения вертолетов

Вертолеты могут обледеневать при горизонтальном и вертикальном полете, а также в режиме висения [17].

При горизонтальном полете в зоне обледенения лед отлагается на несущем и рулевом винтах и на выступающих частях фюзеляжа вертолета, прежде всего на стабилизаторе, передних стеклах кабины пилота, приемнике указателя скорости, антеннах, шасси. У турбовинтовых вертолетов лед отлагается также на поверхностях входных устройств двигателя. Разрежение воздуха при засасывании компрессором приводит к понижению его температуры на 4–5 ºС. В связи с этим обледенение входных устройств может происходить при температуре окружающего воздуха до +5 ºС.

Во время полета вертолета в режимах набора высоты, вертикального снижения или при висении обледеневают в основном винты. Отложение льда на несущем и рулевом винтах вертолета, очень чувствительных к обледенению, представляет наибольшую опасность. При этом обледенение лопастей винтов отличается своеобразием, обусловленным тем, что скорость обтекания лопасти воздушным потоком (окружная скорость вращения) возрастает с увеличением расстояния

от оси вращения. В связи с этим по мере удаления от оси вращения увеличивается кинетический нагрев передней кромки лопасти. В результате температура передней кромки лопасти винта только вблизи оси вращения соответствует температуре окружающего воздуха, а с удалением от нее повышается на величину кинетического нагрева. Поэтому длина ледяной кромки на лопасти тем больше, чем ниже температура окружающего воздуха. Экспериментально установлено, что по всей длине лопасть обледеневает при температуре воздуха -12 ºС и ниже; при температуре -9 …-10 ºС длина ледяной корки от оси вращения может достигать ~9 м, а при температуре -1 …-2 ºС лед образуется лишь на протяжении 4 м от оси [27].

На обледенение винтов оказывают влияние также центробежная сила (пропорциональная расстоянию от оси вращения и массе отложившегося льда) и сила сцепления льда с поверхностью винта. Под действием центробежной силы лед стремится преодолеть силу сцепления с поверхностью винта и оторваться от нее. Однако, согласно экспериментальным данным, влияние центробежной силы на скалывание льда, сбрасываемого воздушным потоком, начинает сказываться только тогда, когда толщина льда на лопастях достигает 20–30 мм.

Лед, отлагающийся на винтах, увеличивает нагрузку на лопасти. Последняя из-за неравномерности отложения приводит к вибрации, ухудшающей управляемость вертолетов. При значительном обледенении (более 20 мм по всей длине лопасти) происходит разбалансировка несущего винта, ухудшается устойчивость вертолета. При сильном обледенении падают обороты несущего винта, что приводит к уменьшению скорости полета и самопроизвольной потере высоты. Обледенение хвостового винта нарушает путевую устойчивость и путевое управление.

2.7.6. Отложение льда на воздушных судах во время стоянки. Обледенение ВПП

Самолеты и вертолеты во время их стоянки на земле могут покрываться льдом тогда, когда имеются условия общего обледенения наземных предметов. Виды наземного обледенения делятся на три основные группы.

К первой группе относятся виды наземного обледенения, образующиеся при замерзании переохлажденных капель дождя, мороси или густого тумана: гололед и зернистая изморозь.

Гололед – слой плотного льда, который образуется при выпадении переохлажденного дождя или мороси и является наиболее компактным и плотным отложением льда, аморфным по своей структуре,

прозрачным или матовым по внешнему виду. Структура гололеда определяется размером переохлажденных капель. При относительно небольшой отрицательной температуре и соответственно более крупных каплях процесс замерзания несколько замедлен вследствие выделения теплоты замерзания. Капля успевает растечься, лед бывает прозрачным и имеет наибольшую плотность (0,8–0,9 г/см^3).

Зернистая изморозь – снеговидный рыхлый осадок матово-белого цвета – образуется преимущественно в туманную ветреную погоду. Она имеет аморфное строение и отличается от гололеда меньшей плотностью (0,1–0,4 г/см^3), отлагается преимущественно с наветренной стороны предметов. По внешнему виду может иметь сходство с гололедом (при плотности 0,4 г/см^3) и с кристаллической изморозью (при малой плотности). Зернистая изморозь образуется при тех же синоптических условиях, что и гололед. В связи с этим иногда наблюдаются послойные отложения гололеда и зернистой изморози – сложные отложения или «смеси». Образуются они при чередовании замерзания капель дождя (мороси) и тумана, т. е. при смене погоды в условиях почти неизменной температуры воздуха. Эти отложения наиболее характерны для районов возвышенностей.

Ко второй группе наземного обледенения относятся виды, образующиеся в результате непосредственного перехода водяного пара в лед (сублимации): кристаллическая изморозь, иней, твердый налет.

Кристаллическая изморозь – белый осадок, состоящий из кристаллов льда нежной, тонкой структуры. Он образуется в сильный мороз вследствие перенасыщения воздуха водяным паром. Благодаря большой разреженности кристаллов отложение имеет очень малую плотность (0,01–0,05 г/см^3), образуется в основном на выступающих частях самолета (вертолета) в морозном, но влажном воздухе при слабом ветре, иногда при наличии тумана. В последнем случае образованию кристаллической изморози способствует испарение капель вблизи кристалликов льда и дальнейший сублимационный рост последних. Скорость кристаллизации наибольшая при температуре -12 ºС.

Иней в виде тонкого слоя ледяных кристалликов образуется преимущественно на верхних горизонтальных плоскостях воздушных судов при их охлаждении в ясные безветренные ночи до температуры ниже 0 ºС.

Твердый налет возникает в виде прозрачной ледяной пленки при быстром потеплении, когда поверхность самолета (вертолета) оказывается холоднее вновь поступающего теплого влажного воздуха.

К третьей группе относится *замерзший (оледенелый) мокрый снег* – слой льда, образовавшийся на воздушном судне в результате замерзания налипшего мокрого снега или снега с дождем. Выпадают эти осадки обычно при температуре от -3 до +3 ºС; при более низкой температуре снег не удерживается на наземных предметах, при более

высокой – быстро тает. Плотность оледенелого снега сильно колеблется (от 0,2 до 0,6 г/см^3) в зависимости от хода температуры, характера осадков и отчасти скорости ветра.

В отличие от обледенения в полете, когда льдом покрываются в основном лобовые части деталей воздушных судов, при стоянке на земле отложения бывают на верхних частях крыльев, фюзеляжа, хвостового оперения, а также лопастей винтов вертолета. При наличии ветра отложения (гололед, изморозь, мокрый снег) образуются прежде всего с наветренной стороны воздушного судна. Взлет самолета даже с небольшим количеством отложившегося на стоянке льда может быть опасным.

Особое место занимает обледенение твердых аэродромных покрытий, в том числе ВПП. Образованию ледяной пленки или корки на ВПП способствует большая температурная инерция, свойственная твердому покрытию (асфальт, бетон и т. п.). В связи с этим при оттепели, наступившей после устойчивых морозов, покрытие ВПП может длительное время сохранять отрицательную температуру. Обледенение аэродромных покрытий образуется вследствие выпадения переохлажденного дождя (гололед); замерзания напочвенной (талой или дождевой) воды при переходе температуры воздуха к отрицательным значениям (гололедица в узком смысле этого слова); намерзания капель дождя или мороси на сильно охлажденном покрытии ВПП при резком потеплении до положительной температуры воздуха (ледяной налет); намерзания капель тумана на охлажденном покрытии ВПП в начале наступившей оттепели; намерзания на ВПП переохлажденных капель тумана во время небольшого мороза с ветром (зернистая изморозь); уплотнения свежевыпавшего влажного снега под колесами самолета (снежный накат) и замерзания талой воды в снеге при похолодании (оледенелый снег).

Наиболее опасными видами обледенения ВПП являются первые три, представляющие стекловидную, реже матовую ледяную пленку, значительно ухудшающую условия разбега и торможения самолета. Зернистый налет и зернистая изморозь образуют ледяную корку матово-белого цвета, также опасную для движения самолетов, но несколько шероховатую вследствие зернистого строения, что повышает сцепление с шинами колес самолета. Снежный накат и оледенелый снег менее опасны, чем другие виды гололедицы.

2.7.7. Объективные методы прогноза зон вероятного обледенения в атмосфере

Необходимым условием возможного обледенения воздушного судна в полете является наличие переохлажденных облачных капель

в нужном количестве. Это условие не является достаточным. Чувствительность различных типов самолетов и вертолетов к обледенению неодинакова. Она зависит как от характеристик облака, так и от скорости полета и аэродинамических характеристик воздушного судна. Поэтому прогнозируется лишь «вероятное» обледенение в слоях, где выполняется его необходимое условие. Такой прогноз должен слагаться, в идеале, из прогноза наличия облаков, их водности, температуры, а также фазового состояния облачных элементов.

Однако даже лучшие современные прогностические модели не обеспечивают надежного краткосрочного прогноза наличия облаков, их водности и фазы. Поэтому прогноз обледенения, выполняемый в мировых центрах для построения прогностических карт особых явлений для авиации, в настоящее время основывается на прогнозе температуры и влажности, а также, по возможности, форм облачности. Успешность такого прогноза оказывается практически значимой, поскольку точность предвычисления температуры и влажности в современных численных моделях в целом достаточно высока. Алгоритмы прогноза зон вероятного обледенения основаны на определении пороговых значений относительной влажности и интервалов температуры, внутри которых вероятность обледенения превышает среднюю по выборкам данных об обледенении самолетов.

Наиболее надежными и точными данными об обледенении являются данные самолетного зондирования, при котором измеряются давление, температура и влажность, выполняются наблюдения форм и границ облаков, наличия и вида осадков, при одновременной фиксации наличия обледенения, скорости и форм отложения льда. Такие наблюдения проводились в СССР в конце 50-х и начале 60-х годов XX столетия в рамках единого натурного эксперимента, причем самолетное зондирование выполнялось на более чем 30 аэродромах европейской части страны 4 раза в сутки по единой программе. К сожалению, впоследствии большая часть материалов этого уникального эксперимента была утрачена. Меньшую часть удалось сохранить в Гидрометцентре России.

В настоящее время самолетные данные об обледенении получаются с рейсовых пассажирских самолетов, на которых установлены датчики системы TAMDAR. Система работает оперативно на самолетах гражданской авиации США с декабря 2004 г. Система TAMDAR совместима с международной системой AMDAR и отличается от последней наличием датчиков точки росы и обледенения (фиксируется только наличие либо отсутствие отложений льда). Система включает в себя многофункциональный датчик, устанавливаемый на передней кромке крыла самолета, и микропроцессор, обрабатывающий сигналы и передающий их в пункт наземной обработки и распространения

данных. Отсчеты датчиков производятся с достаточно высоким разрешением (10 гПа на режимах набора высоты и снижения и 1 мин на режиме горизонтального полета).

В России использование указанных систем является актуальной, но пока не решенной задачей.

Используя указанные выше источники данных об обледенении и сопоставляя их с данными о температуре и влажности, можно определить пороговые значения последних с тем, чтобы применять их в дальнейшем для прогноза зон вероятного обледенения. Так, на основе данных самолетного зондирования получено распределение повторяемости умеренного и сильного обледенения в зависимости от температуры и относительной влажности (табл. 2.22).

Таблица 2.22. Распределение общего числа наблюдений (числитель) и повторяемость обледенения (%, знаменатель) по интервалам температуры и относительной влажности, RH (данные самолетного зондирования, европейская часть СССР, 1959-1963 гг.)

RH,%	Температура, ^{0}C								
	<-20	-20-16	-16-12	-12-8	-8-4	-4… 0	0…4	>4	Σ
0-10	9 0,0	14 0,0	15 0,0	8 0,0	2 0,0	0 0,0	0 0,0	1 0,0	49 0,0
10-20	247 0.0	96 0,0	93 0,0	97 0,0	77 0,0	30 0,0	11 0,0	4 0,0	655 0,0
20-30	671 0,0	269 0,0	210 0,0	260 0,0	232 0,0	139 0,0	64 0,0	131 0,0	1970 0,0
30-40	851 0,4	271 0,0	249 0,4	315 0,0	234 1,7	207 0,0	104 0,0	287 0,0	2518 0,3
40-50	844 0,6	287 0,0	350 0,3	412 0,7	352 0,3	284 1,4	221 0,0	607 0,0	3357 0,4
50-60	827 1,8	239 2,1	306 0,0	375 1,9	427 0,0	362 0,3	233 0,0	711 0,0	3480 0,8
60-70	641 0,5	244 1,6	308 1,0	359 2,5	437 1,6	415 1,7	263 0,0	750 0,0	3417 1,0
70-80	732 2,9	248 2,8	384 2,9	503 4,8	482 3,9	473 1,5	307 1,3	863 0,0	3992 2,3
80-90	616 8,8	329 11,2	579 12,3	680 12,6	861 12,8	794 7,3	472 0,6	698 0,3	5029 8,4
90-100	348 17,0	287 28,9	500 26,8	898 38.5	1421 37,6	1876 27,7	852 2,6	599 1,3	6781 25,2
Σ	5785 2,8	2284 6,0	2994 7,4	3907 12,2	4525 14,9	4574 13,1	2527 1,1	4651 0,2	31248 7,4

В среднем по выборке данных самолетного зондирования (31 248 случаев) повторяемость обледенения равна 7,4 %. Как видно из табл. 2.22, при низкой относительной влажности (< 30 %) обледенения не наблюдалось.

С ростом относительной влажности повторяемость обледенения растет, при RH > 80 % и T < -4 ºС превышает средневыборочную (эти квадраты таблицы затенены), а при RH > 90 % составляет 25,2 % в среднем по всему диапазону температур.

Обратим внимание на некоторое число случаев (~0,1 % всей выборки), когда борт-аэролог регистрировал обледенение при положительной температуре воздуха. Очевидно, что отложение льда при такой температуре невозможно, даже если не учитывать динамический нагрев. Можно полагать, что это случаи, когда сохранялся ранее отложившийся лед (например, при переходе из холодного облака в слой инверсии с положительной температурой).

Из табл. 2.22 видно, что существуют диапазоны, в которых повторяемость обледенения высока. Максимум повторяемости лежит в диапазонах -12 < T < -4 ºС и RH >90 %. Зависимость от влажности представляется более резко выраженной, чем зависимость от температуры.

По данным TAMDAR, полученным на полвека позднее, чем данные самолетного зондирования, с помощью других приборов и на других типах самолетов, в другом географическом районе, были построены аналогичные распределения, в целом хорошо согласующиеся с данными табл. 2.22 и рис. 2.52. Такое согласие указывает на определяющую роль микрофизики в процессе отложений льда на самолете.

На основе указанных данных самолетного зондирования был получен алгоритм прогноза обледенения любой интенсивности или интенсивного (умеренного и сильного) обледенения, причем в качестве предикторов использовались температура, факт наличия облачности и ее форма (табл. 2.23).

Таблица 2.23. Алгоритм прогноза обледенения, основанный на анализе данных самолетного зондирования

Форма облачности	Температура, ºС
Обледенение произвольной интенсивности	
Cu, Cb	- 24 < T ≤ -2
St, Sc	- 20 < T ≤ -2
As	- 10 < T ≤ -2
Ac	- 28 < T ≤ -2
Интенсивное обледенение	
Cu, Cb, St, Sc	- 16 < T ≤ -2

Приведем полученные американскими метеорологами алгоритмы прогноза зон вероятного обледенения на основе данных системы TAMDAR и некоторых дополнительных данных. Так, алгоритм,

представленный в табл. 2.24, включает в себя варианты: 1) общий (для всех типов облаков), 2) для конвективных и 3) слоистых облаков. Алгоритм, представленный в табл. 2.25, детализирован по высотам над подстилающей поверхностью.

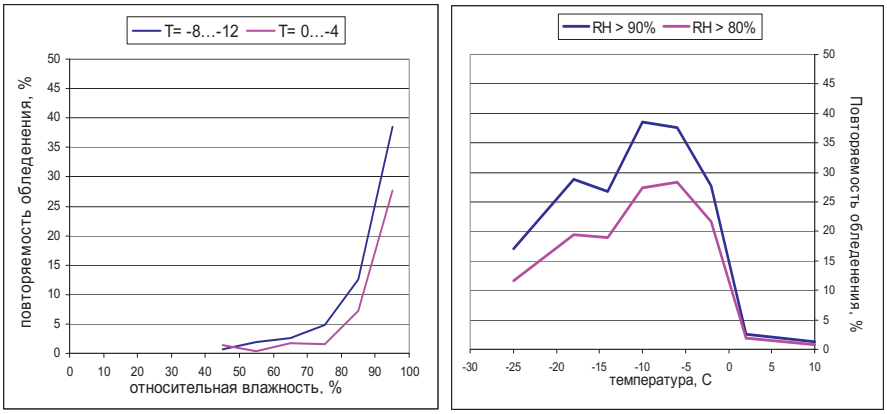


Рис. 2.52. Повторяемость обледенения в зависимости от относительной влажности в фиксированных интервалах температур (слева) и от температуры (справа) в фиксированных интервалах относительной влажности по данным самолетного зондирования.

Таблица 2.24. Алгоритм прогноза обледенения, разработанный в Национальных центрах США прогнозирования состояния окружающей среды (NCEP)

Среда обледенения	Температура, ºС	Относительная влажность, %
Общий случай	$-16 \le T \le 0$	≥ 63
Конвективные облака	$-20 \le T \le 0$	≥ 56
Слоистые облака	$-12 \le T \le 0$	≥ 85

Таблица 2.25. Алгоритм прогноза обледенения, разработанный в Центре авиационных прогнозов Национальной службы погоды США

Среда обледенения	Температура, ºС	Относительная влажность, %
Выше 900 м над подстилающей поверхностью	$-14 \le T < 0$	≥ 75
Ниже 900 м	$-20 \le T < 0$	≥ 86

Приведем также наиболее ранний по времени широко известный критерий К. Годске, согласно которому обледенение вероятно при

$$T < -8\left(T - T_d\right). \tag{28}$$

В Гидрометцентре России была проведена оценка успешности представленных выше алгоритмов на выборках данных самолетного зондирования и TAMDAR [45]. В случае, когда в качестве предикторов использовались значения температуры и влажности, непосредственно измеренные в полете (т. е. при самолетном зондировании), все вышеприведенные алгоритмы, включая критерий Годске, показали практически значимые результаты. Если же предикторы брали из данных объективного анализа на изобарических поверхностях или из численного прогноза, успешность диагноза резко понижалась, в особенности на уровнях вблизи изобарических поверхностей 500 и 700 гПа. Однако на меньших высотах (850 и 925 гПа) успешность оказалась значимой у всех алгоритмов, кроме Годске. Наилучшие результаты прогноза зон обледенения на этих уровнях показал алгоритм NCEP, представленный в табл. 2.24, на втором месте – алгоритм, основанный на данных самолетного зондирования (табл. 2.23) и алгоритм Центра авиационных прогнозов Национальной службы погоды США (табл. 2.25). Предупрежденность обледенения составила, согласно этим данным, 85–94 %, оправдываемость прогноза наличия обледенения – 22–29 %. Число ложных тревог довольно велико у всех методов. Этот результат еще раз подчеркивает тот факт, что в зонах, выделяемых как зоны вероятного обледенения, далеко не каждый самолет будет испытывать обледенение, однако в целом повторяемость обледенения в этих зонах будет повышена.

Прогноз зон вероятного обледенения, формулируемый с помощью представленных алгоритмов, основанных на использовании пороговых значений предикторов (прежде всего температуры и относительной влажности), целесообразно уточнять с учетом других характеристик погоды, имеющихся в распоряжении синоптика.

2.7.8. Уточняющие признаки для прогноза обледенения

Типы облаков. Обледенение бывает в капельных либо в смешанных облаках**.** В чисто кристаллических облаках обледенение отсутствует (кроме упоминавшегося в разд. 2.7.1 «ice crystal icing» – обледенения в ледяных кристаллах, условия которого охарактеризованы ниже). Наиболее вероятно обледенение в капельных облаках. В смешанных облаках его вероятность уменьшается вследствие переконденсации влаги с капель на кристаллы и уменьшения содержания капельной

влаги. Этот процесс происходит вследствие разности влажности насыщения над водой и надо льдом. Чем больше содержание капельной влаги (водность облака), тем более интенсивным может быть обледенение.

Наибольшей водностью обладают хорошо развитые кучевые облака (*Cu cong., Cb*). Водность в *Cb* в среднем составляет 0,5–0,7 г/м^3, но может достигать 4 и даже 6 г/м^3. Поэтому вероятность обледенения, в том числе умеренного и сильного, в конвективных облаках максимальна. Максимальная водность наблюдается в верхней трети облаков этого типа, где обледенение может быть наиболее сильным.

Обледенение может наблюдаться не только внутри конвективных облаков и их скоплений – мезомасштабных конвективных комплексов, но и в окрестности их верхней части, и в кристаллической перистой «шапке» МКК на таких высотах (11–13 км), где переохлажденные капли не могут существовать. С такими условиями связан недавно описанный особый вид обледенения, названный «обледенением в ледяных кристаллах» (ice crystal icing): лед нарастает не на внешней поверхности самолета, а на деталях его двигателей, что приводит к их повреждению. Такие явления отмечаются чаще всего при полете в визуально обнаруживаемых перистых облаках, состоящих из мелких частиц, не регистрируемых самолетными радарами. Обычно приборы фиксируют резкое повышение температуры окружающего воздуха, что, по-видимому, указывает на прохождение самолета через восходящий поток конвективной системы. Предполагается, что причиной обледенения является втягивание в двигатель большого количества ледяных кристаллов, которые вначале тают, а затем замерзают и образуют опасные ледяные отложения. Нельзя исключить, однако, и возможность существования мелких переохлажденных капель в мощном восходящем потоке МКК на этих высотах при температуре около -40 ºС. Охарактеризованный тип обледенения отмечается чаще всего в тропиках, где кучево-дождевые и грозовые облака развиваются до высот 15 км и более и часто образуют мезомасштабные конвективные комплексы.

Во внутримассовых слоистых и слоисто-кучевых облаках (*St, Sc*), преимущественно жидкокапельных, вероятность обледенения достаточно велика, в особенности в западных и центральных областях европейской части России. Интенсивность обледенения чаще всего не превышает умеренной, но иногда может быть и сильной.

Облака *St-Sc* могут формироваться также в зонах атмосферных фронтов под основной фронтальной облачной системой или представлять собой облачную систему размытых фронтальных разделов. В этих случаях водность таких облаков и соответственно угроза умеренного или сильного обледенения в них возрастают.

В слоисто-дождевых облаках (*Ns*), являющихся обычно фронтальными, обледенение бывает умеренным, реже сильным в нижней части

облаков; в верхней же части оно в большинстве случаев бывает слабым. Однако на активных атмосферных фронтах и в случаях развития кучево-дождевых облаков в системе *Ns-As* создается угроза умеренного или сильного обледенения в большей части облачного слоя. Вероятность сильного обледенения в *Ns* больше при отсутствии осадков.

Облака среднего яруса (*Ac, Ac cast., As*) являются чисто водяными до температуры -10, -12 ºС. Но и при более низкой температуре жидкие капли в них преобладают. Поэтому вероятность обледенения в них довольно высока, но вследствие небольшой водности интенсивность его обычно невелика, хотя в облаках *Ac* при значительной (более 600 м) вертикальной мощности обледенение может быть сильным.

Облака верхнего яруса (*Ci, Cc, Cs*), состоящие обычно из ледяных кристаллов, лишь иногда могут давать слабое обледенение, если содержат очень мелкие переохлажденные капли.

Синоптические условия. При благоприятных значениях температуры на уровне полета угроза сильного обледенения существует главным образом во фронтальных облачных системах. Во внутримассовых облаках верхним пределом чаще всего является умеренное обледенение. Опасность сильного отложения льда в этих облаках определяется преимущественно длительностью полета в них.

Подтверждением сказанного служит табл. 2.26, полученная по данным об обледенении с бортов самолетов. Можно видеть, что в среднем при полетах в зонах фронтов повторяемость слабого обледенения составила меньше половины случаев, в то время как при полетах в облаках однородной воздушной массы – 82 %. Вероятность умеренного обледенения в последнем случае вдвое меньше, чем в зонах фронтов, и особенно мала вероятность сильного обледенения (в среднем 2 %).

Существенное влияние на вероятность обледенения оказывает орография. Воздух получает с наветренной стороны возвышенностей дополнительный импульс к подъему. Вследствие этого усиливается процесс облакообразования. Как фронтальные, так и внутримассовые облака становятся более мощными и более плотными, а следовательно, и более опасными в отношении обледенения. С подветренной стороны горных хребтов вследствие нисходящих движений воздуха происходит повышение температуры и размывание облачности. Опасность обледенения, особенно сильного, уже небольшая даже во фронтальных облаках.

Сильное обледенение в зонах фронтов наблюдается обычно в сравнительно узкой полосе шириной 150–200 км вблизи линии фронта у земной поверхности. В зонах активных теплых фронтов сильное обледенение может распространяться на 300–350 км от линии фронта.

Таблица 2.26. Повторяемость (%) интенсивности обледенения самолетов при разных синоптических ситуациях

Синоптическая ситуация	Интенсивность обледенения			Число случаев
	слабое	умеренное	сильное	
Фронтальные облака				
Теплый фронт	48	33	19	162
Холодный фронт	46	38	16	207
Фронт окклюзии	52	25	23	92
Малоподвижный фронт	67	27	6	15
В среднем	44	38	18	476 (73 %)
Внутримассовые облака				
Циклон	77	22	1	87
Антициклон	88	9	3	75
Седловина	75	17	8	12
В среднем	82	16	4	174 (27%)

На рис. 2.52 и 2.53 приведены схемы вертикальных разрезов атмосферы, перпендикулярных линиям фронтов у поверхности Земли, и соответствующие синоптические условия на приземных картах погоды. Заметим, что характеристики фронта на синоптической карте в известной мере могут служить показателями вертикальной структуры фронта и связанной с ним облачной системы. Области наиболее вероятного обледенения на вертикальных разрезах очерчены сплошными линиями; двойными стрелками обозначены восходящие движения; точками показаны капельные облака, крестиками – кристаллические.

Теплые фронты. На активных теплых фронтах с хорошо выраженными областью падения давления и зоной обложных осадков (рис. 2.53 а) обычно встречается слабое или умеренное обледенение, главным образом на высотах, где температура ниже -10 ºС. Слабое обледенение иногда встречается у самой верхней границы облаков, в слое толщиной 100–200 м. Сильное обледенение может быть лишь в зоне самого фронта, в самых нижних слоях, где облачность снижается практически до земной поверхности, а обложные осадки могут перейти в морось.

Если теплая воздушная масса влажно-неустойчива, то над фронтальной поверхностью в облачной системе *Ns-As* бывают вкраплены замаскированные *Cb*, а в предфронтальной зоне осадки местами переходят в ливневые (рис. 2.53 б). При пересечении такой облачности самолет может испытывать местами сильное обледенение даже при температуре значительно ниже -10 ºС. Аналогичное строение облачности теплого фронта нередко наблюдается над возвышенностями и на их

подветренной стороне, где увеличивается вероятность умеренного или сильного обледенения (рис. 2.53 д).

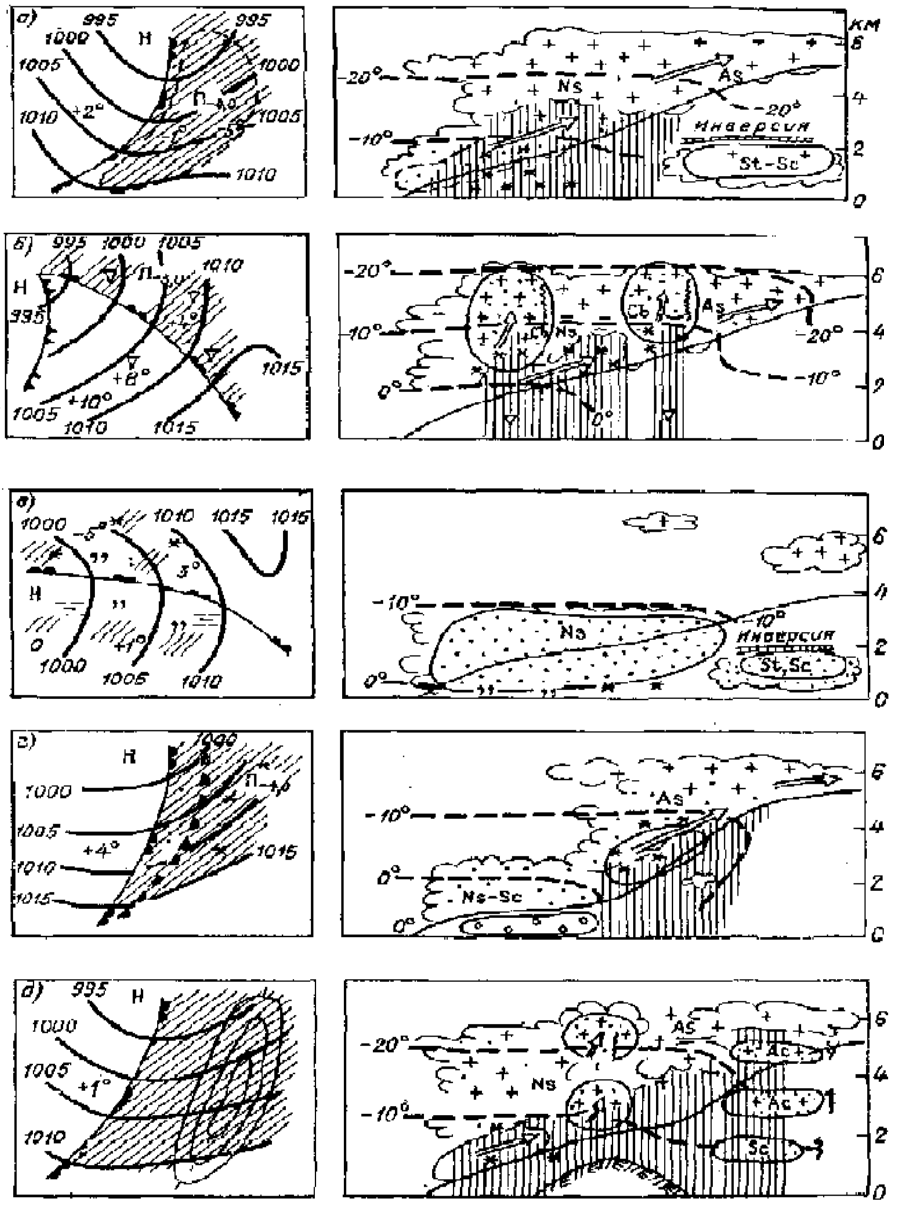


Рис. 2.53. Зоны обледенения для различных случаев теплых фронтов.

Если теплый фронт хорошо выражен в полях температуры и давления, но предфронтальное падение давления незначительно либо наблюдается слабый рост (рис. 2.53 в), а предфронтальные осадки слабые, то обычно имеется слой инверсии или изотермии с ростом массовой доли влаги с высотой. Фронтальная облачность обычно не развивается выше изотермы -10 ºС и является преимущественно капельной с довольно высокой водностью, вследствие чего во всем слое облачности вероятность умеренного и сильного обледенения высока.

Теплый фронт, перед которым остается сильно растянутая пленка холодного воздуха (рис. 2.53 г), характеризуется наличием зоны обложных осадков непосредственно перед линией верхнего теплого фронта, на расстоянии 100–200 км от линии приземного теплого фронта. В области верхнего теплого фронта строение облачности *Ns-As* и распределение зон обледенения такие же, как и на рис. 2.53 а. В области нижнего теплого фронта могут быть следующие случаи:

а) если температура в теплой воздушной массе над фронтальной поверхностью положительная, а в холодной – отрицательная, то в клине холодного воздуха перед фронтом часто выпадает переохлажденная морось или дождь. Это зона очень сильного обледенения: у поверхности Земли при этом наблюдается гололед. Но с высоты 500−600 м температура в облаках становится положительной и обледенение отсутствует. Верхняя граница облаков над данным районом в большинстве случаев бывает на высоте около 2 км;

б) если температура в теплой воздушной массе отрицательна, то во всем слое облачности, а также под облаками при мороси может наблюдаться сильное обледенение, в особенности если температура в теплой воздушной массе не ниже -10 ºС. Схема на рис. 2.53 д иллюстрирует влияние горных хребтов и возвышенностей на эволюцию облачности и зон обледенения. Добавим, что на подветренной стороне, где происходит размывание облачности, в отдельных слоях небольшой толщины может наблюдаться слабое, иногда умеренное обледенение.

На теплых фронтах, а также на фронтах окклюзии, опасное обледенение обычно наблюдается в самом нижнем слое, до высоты 1,0–1,5 км.

На ***холодном фронте первого рода*** (рис. 2.54 а) зона обледенения (а также турбулентности) охватывает почти всю толщу облаков *Cb*, образующихся у «головы» теплого воздуха. В облаках *Ns-As*, следующих за *Cb*, условия обледенения в основном те же, что и в *Ns-A*s теплого фронта. Если холодный воздух за фронтом имеет отрицательную температуру, то вслед за прохождением фронта начинает выпадать переохлажденный дождь, создающий опасную зону обледенения.

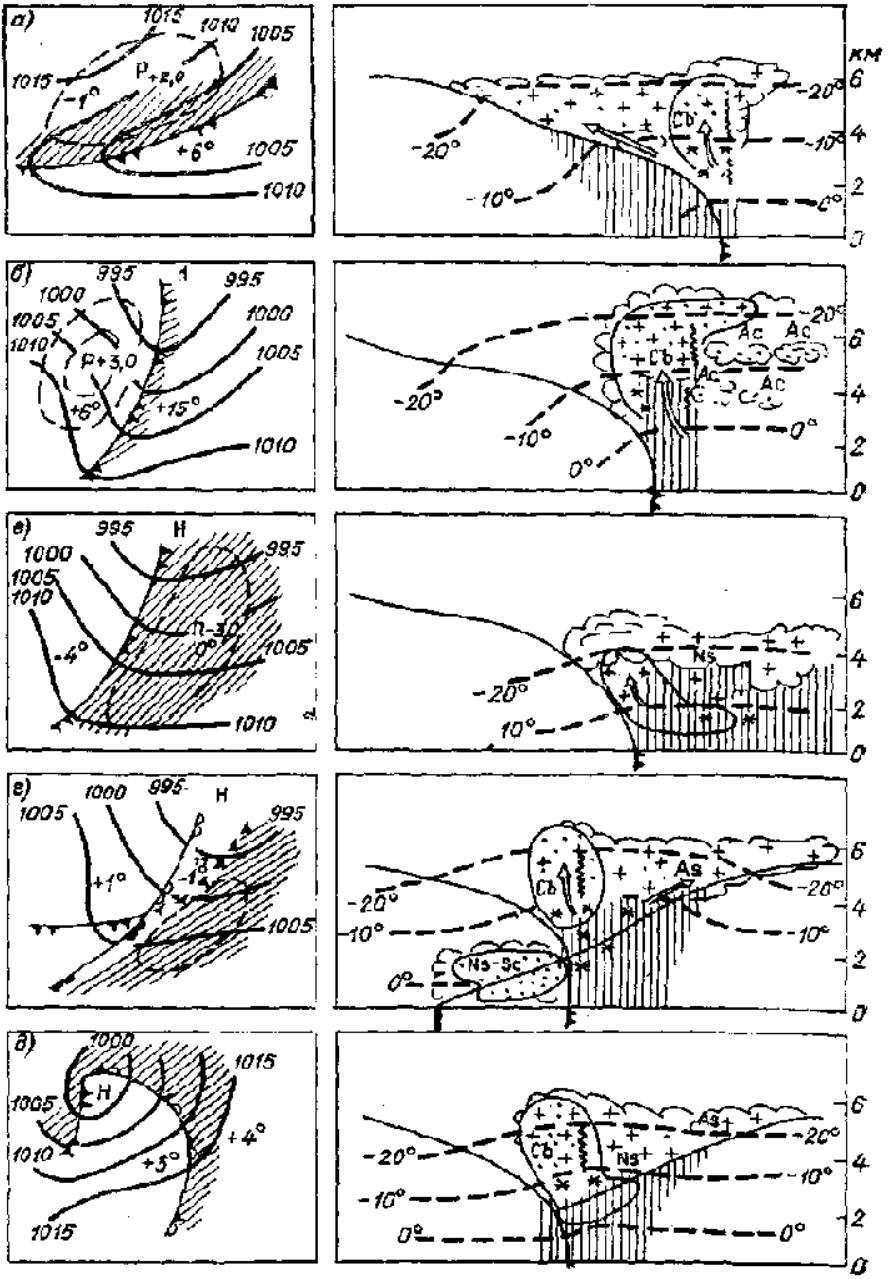


Рис. 2.54. Зоны обледенения для различных случаев холодных фронтов и фронтов окклюзии.

Для ***холодного фронта второго рода*** (рис. 2.54 б) типичны облака *Cb*, в которых образуется сплошная зона сильного обледенения. Характерной особенностью таких фронтов является также наличие перед фронтом на расстоянии до 200 км облаков типа *Ac* и *Sc*, преимущественно капельных, в которых почти всегда наблюдается обледенение.

При наличии широкой зоны обложных осадков перед фронтом (рис. 2.54 в) условия обледенения в облаках *Ns-As* те же, что и в облаках теплого фронта (рис. 2.53 а): в большей части облачной системы обледенение либо отсутствует, либо является слабым и наблюдается непосредственно в зоне фронта.

В облачности холодных фронтов зоны обледенения распространяются до большой высоты, и интенсивность обледенения с высотой увеличивается. Кроме того, в верхней части *Cb* обледенение возможно при температуре значительно ниже -20 (до -40 ºС).

На фронтах окклюзии по типу теплого фронта (рис. 2.54 г) в случае отрицательных значений температуры всегда бывает умеренное и даже сильное обледенение в зоне нижнего теплого фронта. На фронтах окклюзии по типу холодного фронта (рис. 2.54 д) обледенение возможно в зоне верхнего или нижнего холодных фронтов.

При прогнозе обледенения надо обращать внимание и на ***размытые приземные фронты***. Зоны опасного обледенения здесь встречаются преимущественно в нижних слоях атмосферы до высоты 1,0–1,5 км. В облаках *Ac*, встречающихся на таких фронтах на высотах 2–3 км, также может быть интенсивное обледенение.

2.8. Турбулентность в нижнем слое атмосферы

2.8.1. Общие сведения о турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов в нижнем слое атмосферы

Основными факторами, обусловливающими развитие турбулентности в нижнем слое атмосферы, являются торможение воздушного потока вблизи поверхности Земли, различие в нагреве отдельных участков земной поверхности солнечной радиацией, а также деформация воздушного потока различными препятствиями. Соответственно турбулентность, возникающая под действием перечисленных факторов, называется механической, термической и орографической. Зачастую развитие турбулентности происходит при одновременном воздействии нескольких указанных факторов.

В теплый период года отмечается преимущественно термическая турбулентность, а механическая (называемая также динамической) фиксируется при полетах на предельно малых высотах, начиная со

скорости ветра 5 м/с. В холодный период большее значение приобретает механическая турбулентность. Она развивается при наличии сильных ветров (в частности, во фронтальных зонах), в условиях пересеченной местности и наиболее интенсивна в слабоустойчивых и неустойчивых воздушных массах и над поверхностями с большой шероховатостью (лесные массивы, городская застройка).

Термическая турбулентность, имеющая выраженный суточный ход, особенно интенсивна летом в антициклонах, где при малооблачной погоде нижний слой воздуха наиболее сильно прогревается, в малоградиентных полях и заполняющихся депрессиях. В неустойчивом пограничном слое она возникает на начальной стадии развития конвекции. Если в дальнейшем конвекция приводит к развитию кучевой и кучево-дождевой облачности, термическая турбулентность продолжает существовать в подоблачном слое. Поэтому наличие активной конвекции означает и наличие термической турбулентности. Однако, помимо зон активной конвекции, термическая турбулентность может развиваться и при мелкой конвекции, и в тонких неустойчивых приземных слоях, в том числе под инверсиями. Важную роль играет характер подстилающей поверхности. Наличие вспаханных полей, песчаных участков и населенных пунктов способствуют термической турбулентности.

Конвективные движения в режиме термической турбулентности характеризуются наличием относительно узких струек восходящих движений – термиков, в окрестности которых воздух опускается. Термики являются преобладающей формой движений в конвективном пограничном слое. Толщина слоя термической турбулентности превышает толщину неустойчиво стратифицированного слоя, поскольку термики поднимаются до уровня, на котором их энергия, полученная под действием силы плавучести, будет израсходована на преодоление «отрицательной» плавучести в вышележащем устойчивом слое, причем определенную роль играет и вовлечение.

Вертикальные скорости в термиках достигают 4–6 м/с, а под облаками кучевых форм – до 6–8 м/с. Средние горизонтальные размеры термиков при неустойчивой стратификации в слое 100–300 м составляют 200–300 м, увеличиваясь с высотой.

Орографическая турбулентность развивается вследствие деформации воздушного потока при обтекании неровностей подстилающей поверхности. Неровности (городская застройка, леса, возвышенности, холмы и горы) могут иметь сложную орографию, и соответственно деформация воздушного потока может быть достаточно сложной. В зависимости от устойчивости воздушной массы такая деформация может приводить к усилению конвекции с сопутствующей турбулентностью, но может порождать и гравитационные волны, называемые в таком

случае горными волнами, а также стоячие волны и вихри с горизонтальной осью, называемые роторами, на подветренной стороне препятствий.

Помимо перечисленных видов турбулентности в нижнем слое, необходимо иметь в виду еще один, не метеорологический, а техногенный механизм образования турбулентных пятен – так называемую турбулентность спутного следа.

Турбулентность спутного следа, или спутный след, – это мелкомасштабные вихри, образующиеся за самолетом или вертолетом. Вихри формируются на верхней поверхности каждого крыла самолета и на главных лопастях несущего винта вертолета. При высокой плотности воздушного движения взлетающий самолет может попасть в турбулентный след предыдущего самолета и испытать сильнейшую болтанку. Наихудший вариант развития событий будет при одновременном взлете двух самолетов. Образующиеся вихри переносятся воздушным потоком, опускаются вниз и постепенно в течение нескольких минут разрушаются. Быстрее всего они разрушаются в устойчиво стратифицированных, а также и в неустойчивых воздушных массах. При стратификации, близкой к безразличной, они сохраняются дольше.

Ниже будут рассмотрены подробно конкретные виды турбулентности.

2.8.2. Турбулентность в зонах конвекции (термическая турбулентность)

Как указано выше, термическая турбулентность является характерной чертой конвективной деятельности и развивается при неустойчивой стратификации в более или менее мощном слое над подстилающей поверхностью. Если неустойчивый слой имеет малую вертикальную мощность и располагается под устойчивым (инверсионным) слоем, то толщина слоя термической турбулентности равна 3/2 толщины неустойчивого слоя, которую можно определить по данным вертикального зондирования. Если же конвективно-неустойчивый слой достаточно мощный и развитие в нем конвекции сопровождается облакообразованием, то термическая турбулентность будет наблюдаться в подоблачном и облачном слоях.

Для расчета интенсивности термической турбулентности используется эмпирическое правило, полученное на основании сообщений пилотов рейсовых самолетов при полетах в условиях конвекции в пограничном слое атмосферы. Это правило ставит интенсивность болтанки в зависимость от максимальной разности температур (ΔT_{max}) между кривыми состояния и стратификации в слое от земли до поверхности 400 гПа (табл. 2.27).

Таблица 2.27. Зависимость интенсивности термической турбулентности от величины ΔT_{max} [27]

ΔT_{max}, °C	Интенсивность турбулентности
0-3	Слабая
4-6	Умеренная
≥ 7	Сильная

Данные самолетных измерений показывают, что в случаях, когда над неустойчивым слоем в пределах нижних 3 км лежит устойчивый слой (в частности, инверсия), турбулентность в нижнем слое будет слабой. Если же конвективно-неустойчивый слой более мощный и в нем может развиваться конвекция, в том числе с облакообразованием, то интенсивность турбулентности определяется с помощью табл. 2.27. Такой способ оценки интенсивности термической конвекции является общепринятым и используется, в частности, при расчетах прогностических полей турбулентности на нижних уровнях по материалам численного прогноза.

2.8.3. Механическая турбулентность

Причиной механической турбулентности является вертикальный сдвиг ветра. Поскольку скорость ветра у земли приближается к нулю, сдвиг ветра тем больше, чем сильнее ветер. Соответственно тем более интенсивна и механическая турбулентность. Кроме скорости ветра, интенсивность механической турбулентности зависит от шероховатости подстилающей поверхности и от устойчивости стратификации в нижнем слое: чем больше шероховатость, тем сильнее турбулизируется воздушный поток, причем в менее устойчивой атмосфере турбулентность развивается более интенсивно, чем в очень устойчивой. В последнем случае вертикальные порывы подавляются из-за необходимости тратить много энергии на работу против сил плавучести.

Для прогноза механической турбулентности предложены выражения, основанные на определенных представлениях о структуре турбулентного пограничного слоя. Простейшее выражение для вертикального порыва w, вызывающего болтанку, имеет вид

$$w = kV\,, \tag{29}$$

где V – скорость ветра по флюгеру (м/с); k – безразмерный коэффициент, зависящий от характера земной поверхности. В холодное время года за среднее значение k можно принять величину 0,4; в теплое время

года этот коэффициент варьирует в достаточно широких пределах (табл. 2.28).

Таблица 2.28. Значения k для различных условий местности в теплое время года

Характер поверхности	k	Характер поверхности	k
Оазис в пустыне	0,38	Степь с отдельными лесными полосами	0,28
Полупустыня	0,34	Осушенное болото	0,32
Лесостепные полосы	0,53	Ровный луг и слабопересеченная местность	0,14

Интенсивность болтанки в этом случае оценивается по формуле

$$\Delta n = 0{,}06\, kV\,, \tag{30}$$

где Δn – приращение перегрузки самолета в долях g; 0,06 – коэффициент, соответствующий приращению перегрузки современных самолетов при вертикальном порыве ветра 1 м/с; k либо принимается равным 0,4, либо выбирается из табл. 2.28.

Использование в условиях практической работы синоптика приведенных выражений для прогноза механической турбулентности затруднительно главным образом из-за недостаточности информации о значениях k и их распределении по маршруту полета.

Другое соотношение получается при использовании турбулентного потока количества движения в качестве характеристики интенсивности механической турбулентности. В рамках классической теории турбулентности в стратифицированном слое поток количества движения M имеет вид

$$M = \rho\, C_D V^2\,, \tag{31}$$

где ρ – плотность воздуха; C_D – коэффициент торможения воздушного потока, зависящий, в частности, от свойств подстилающей поверхности (ее шероховатости), а также от стратификации температуры и ветра.

Расчет M в условиях практической работы синоптика невозможен ввиду сложности зависимостей C_D от его аргументов и отсутствия необходимых данных о стратификации и о шероховатости поверхности. Однако в рамках современных численных моделей такие расчеты можно реализовать.

Приведем простой способ приближенной оценки интенсивности турбулентности в зависимости от скорости ветра (табл. 2.29), который в свое время использовался в метеослужбе Канады.

Таблица 2.29. Приближенная оценка интенсивности механической турбулентности

Приземный ветер, узлы (м/с)	Море	Равнина	Холмистая местность
15–35 (7,5–17,5)	Слабая до умеренной	Умеренная	Сильная
> 35 (17,5)	Умеренная до сильной	Сильная	Очень сильная

2.8.4. Турбулентность спутного следа

В отличие от других видов турбулентности, развивающихся в воздушных потоках и порождаемых их взаимодействием с подстилающей поверхностью, турбулентность спутного следа имеет техногенную природу. Она наблюдается в зонах пары вихрей, срывающихся с концов крыльев летящего самолета и вращающихся в противоположных направлениях.

Турбулентность спутного следа как явление, представляющее опасность для ВС, была обнаружена в конце 1960-х годов. Интерес к ней появился с введением в это время в эксплуатацию широкофюзеляжных турбореактивных самолетов. Эти самолеты генерировали спутные вихри, которые приводили к инцидентам с воздушными судами малой авиации [67]. В связи с постоянным ростом интенсивности воздушного движения и необходимостью увеличения пропускной способности аэропортов проблема вихревой безопасности встает все более остро.

Вихри спутного следа образуются при обтекании крыльев самолета воздушным потоком, частицы которого приобретают небольшую составляющую скорости в направлении к концам крыльев. Поскольку на верхней поверхности крыла давление ниже, чем на его нижней поверхности, эта разность давлений приводит к завихрению воздушного потока, стекающего с концов крыльев (рис. 2.55).

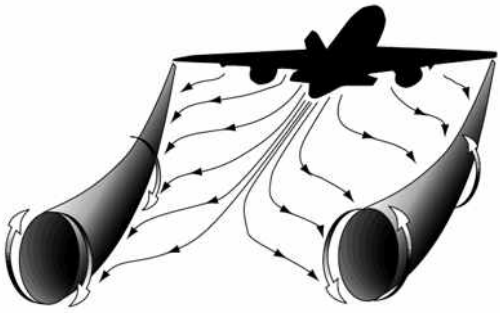


Рис. 2.55. Формирование турбулентности спутного следа за самолетом.

Сформировавшийся спутный след состоит из двух вращающихся в противоположные стороны цилиндрических вихрей («вихревых жгутов»). Большая часть энергии вихрей сосредоточена в пределах 30 м от их центров.

Вихревая турбулентность может генерироваться не только самолетом. В режиме висения вертолета образуется скошенный поток от основного несущего винта, который при горизонтальном полете трансформируется в пару стелющихся вихрей, аналогично вихрям на концах крыльев большого самолета (рис. 2.56). Пилотам следует избегать вихрей вертолёта, так как они могут быть исключительно сильными даже при небольших воздушных скоростях горизонтально летящего вертолета.

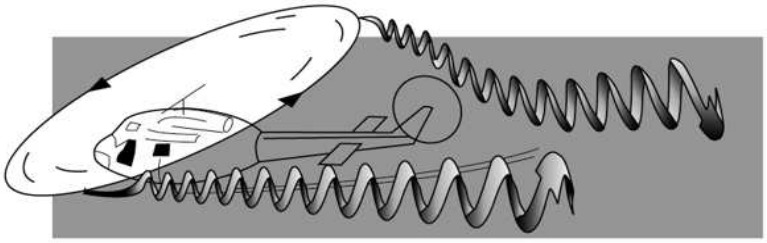


Рис. 2.56. Формирование турбулентности спутного следа за горизонтально летящим вертолетом.

Спутные вихри представляют опасность для встретившегося на их пути воздушного судна. Турбулентность, развивающаяся в пределах вихрей на ограниченном пространстве, способна повредить оборудование и травмировать находящихся на борту людей. Попадание самолета в вихревой след может привести к неконтролируемой угловой скорости вращения по крену (до 200 град/с) с потерей высоты полета (до 150–200 м), к явлению типа бафтинг (частотно-резонансное возбуждение элементов конструкции самолета). В редких случаях встреча с вихрем спутного следа в полете может вызывать структурные разрушения катастрофических масштабов.

Чаще всего опасность попадания в вихрь спутного следа связана с риском потери устойчивости воздушного судна (с возникновением вращательного момента, который может превышать возможности управления креном). В летных экспериментах воздушное судно намеренно подставляли под спутный след большого самолета. Оказалось, что возможности противодействия кренению, вызванному вихрями спутного следа, в первую очередь зависят от размаха крыльев и быстроты реагирования пилота на потерю устойчивости. В тех случаях, когда размах крыльев и элеронов самолета выходит за пределы вращающегося вихря, действия пилотов обычно эффективны и позволяют

предотвратить опасность, сведя кренение к минимуму. Гораздо труднее сохранять контроль над устойчивостью самолета при небольшом размахе его крыльев (в сравнении с самолетом, генерирующим вихри). Пилоты такого ВС, даже обладающего высокими летно-техническими характеристиками, должны проходить специальную подготовку, предусматривающую действия в таких ситуациях.

Интенсивность спутного вихря зависит в первую очередь от веса самолета, а также от его скорости и формы крыла. Характеристики вихря, порождаемого данным типом ВС, могут меняться при выпуске закрылков или других изменениях конфигурации крыла, однако в целом мощность вихрей возрастает пропорционально увеличению эксплуатационного веса ВС. Наиболее мощные вихри развиваются за грузоподъемными ВС. По этой причине в течение довольно продолжительного времени опасность турбулентности спутного следа оценивалась по максимальному взлетному весу самолета, генерирующего спутный след. С 2010 г. ИКАО инициировала разработку методологии по использованию в качестве меры опасности не максимального взлетного веса самолета, а интенсивности вихревого следа [58, 68].

Вихри спутного следа имеют определенные характеристики, которые могут помочь пилоту обнаружить вихри и предпринять маневр уклонения. В ряде случаев небольшое изменение высоты полета или смещение в горизонтальном направлении (преимущественно против ветра) позволяет уклониться от вихревого следа предшествующего крупного ВС.

Опытным путем было установлено, что вихри от больших самолетов (транспортная категория) опускаются со скоростью несколько сот футов в минуту. Скорость их опускания и интенсивность уменьшаются со временем и с увеличением расстояния от генерирующего их ВС. Атмосферная турбулентность ускоряет процесс разрушения этих вихрей. Считается, что в условиях нейтральной стратификации и невозмущенной атмосферы спутный вихрь от самолета А370 может существовать более 6 мин, в то время как при наличии слабой турбулентности время его жизни сокращается до 3 мин. Сильный ветер и интенсивное турбулентное перемешивание быстро разрушают спутные вихри, а в условиях штиля они сохраняются особенно долго.

Опасность встречи самолета со спутными вихрями особенно велика при взлете и посадке. При слабом боковом ветре (относительно ВПП) спутный вихрь может сохраняться в зоне касания в течение некоторого времени; может также наблюдаться дрейф спутных вихрей в сторону других ВПП. В условиях слабого попутного ветра вихри от предыдущего ВС могут дрейфовать вперед к зоне касания. Поэтому слабый попутно-боковой ветер требует максимального внимания.

Турбулентность спутного следа может представлять серьезную опасность для авиации. Известны многочисленные инциденты с нарушением управляемости ВС, а также две недавние крупные катастрофы, вызванные попаданием самолетов в вихревой след: 13 сентября 2007 г. в аэропорту г. Рено (Невада, США) и 4 ноября 2008 г. в аэропорту г. Мехико. Первый самолет попал в вихревой след ВС, летевшего впереди, потерял управление, перевернулся и столкнулся с землей. Второй при посадке не выдержал интервал продольного эшелонирования по турбулентности вихревого следа за приземлившимся ранее Боингом, попал в его спутный след и упал в центральную часть города.

Упомянутый выше интервал продольного эшелонирования – это расстояние, которое необходимо соблюдать между последовательно взлетающими или приземляющимися самолетами, чтобы исключить попадание в зону турбулентности спутного следа. В зависимости от типа самолета и метеорологических условий (распределения ветра и температуры) длина интервала продольного эшелонирования варьирует, достигая в отдельных случаях 6 морских миль (до 11 км). Обеспечение интервалов эшелонирования воздушных судов по турбулентности вихревого следа – это обязательное требование, которое, повышая уровень безопасности взлета и посадки, одновременно препятствует увеличению пропускной способности крупных аэропортов. Поэтому разработка систем мониторинга и прогнозирования вихревой обстановки в районе аэропорта остается актуальной задачей.

В настоящее время многие крупные аэропорты стремятся установить системы вихревой безопасности, позволяющие ослабить негативное воздействие вихрей спутного следа. Эти системы состоят, в принципе, из двух основных узлов: 1) систем наблюдений за возникновением спутных вихрей и 2) систем прогнозирования ветра и температурной стратификации, позволяющих определять траектории смещения и продолжительность существования таких вихрей.

Основными приборами, регистрирующими вихри спутного следа, являются различные лидарные системы, в том числе импульсные или когерентные доплеровские лидары. Они позволяют определять размеры и интенсивность вихрей, их смещение относительно ВПП, положение относительно земной поверхности.

Приведем в качестве примера систему смягчения влияния вихревой турбулентности в зоне взлета ВС, действующую в аэропорту Сан-Франциско. По прогностическим данным о ветре рассчитывается промежуток времени, в течение которого боковой ветер на ВПП и до высоты 500 м будет обеспечивать условия минимального влияния спутного следа от взлетевшего самолета на воздушное судно, следующее за ним. Прогноз приземного ветра в данной системе рассчитывается в рамках

программы наукастинга на основе данных наблюдений за ветром в течение последних 35 мин на автоматических станциях наземного наблюдения, оснащенных акустическими анемометрами, с интервалом 1 мин. Численный прогноз ветра на уровнях до 500 м передается из Национального центра по прогнозированию окружающей среды (NCEP) [13].

Еще один пример системы вихревой безопасности – прогностическая система, работающая в аэропорту Франкфурт-на-Майне в реальном времени и включающая в себя численную прогностическую модель наукастинга и модель переноса вихрей спутного следа. В этой системе используются данные акустических анемометров, содара и радиоакустической системы [56].

Предотвращение столкновения с вихрем спутного следа имеет значение не только при взлете и посадке, но и при полете по маршруту. В таких условиях существует вероятность столкновений с не успевшим разрушиться, опускающимся вихрем от летящего выше ВС. Примером отечественных разработок в данной области является система вихревой безопасности WVSS (Wake Vortex Safety System), которая предоставляет сведения об опасных вихревых следах при полете по маршруту. Обработка всей необходимой информации происходит непосредственно на борту ВС. Определяются потенциально конфликтные ситуации, связанные с попаданием в вихревой след и отображаемые экипажу самолета в графическом виде [30].

2.8.5. Орографическая турбулентность

В результате деформации воздушного потока над горами и особенно на подветренной стороне гор часто образуются сильные восходящие и нисходящие потоки и турбулентность, получившая название орографической. Любая горная цепь и даже холмы высотой 100 м могут вызвать значительную деформацию потока во всей толще тропосферы. Поэтому вероятность болтанки над горами, как правило, выше вероятности ее над равниной. Деформация воздушного потока, способная привести к развитию значительных вертикальных токов и/или орографической турбулентности, наблюдается лишь при скорости ветра над уровнем препятствия, превышающей 8–10 м/с. При этом можно выделить три основных вида деформаций, оказывающих влияние на полет ВС: волновую, роторную и роторно-волновую [27].

Волновая деформация (рис. 2.57 а) представляет собой систему волн различной длины и амплитуды, образующихся с подветренной стороны горного препятствия и получивших вследствие этого название подветренных волн. Часто их также называют горными или

орографическими волнами. По вертикали волны могут достигать тропопаузы и даже проникать в стратосферу. По горизонтали система волн обычно хорошо прослеживается до нескольких десятков, а иногда и сотен километров. Оптимальными условиями для развития подветренных волн являются равномерное усиление ветра с высотой при постоянстве его направления и устойчивая стратификация температуры, в особенности наличие слоев инверсии или изотермии. Наиболее благоприятны для образования подветренных волн прямые горные цепи большой протяженности. Хребты небольшой длины или отдельные горы воздух частично обтекает с боков, и деформация потока уменьшается. В случае искривленного хребта волны чаще образуются за вогнутыми по отношению к потоку участками, поскольку в этом случае воздух вынужден подниматься вверх и переваливать через горный хребет.

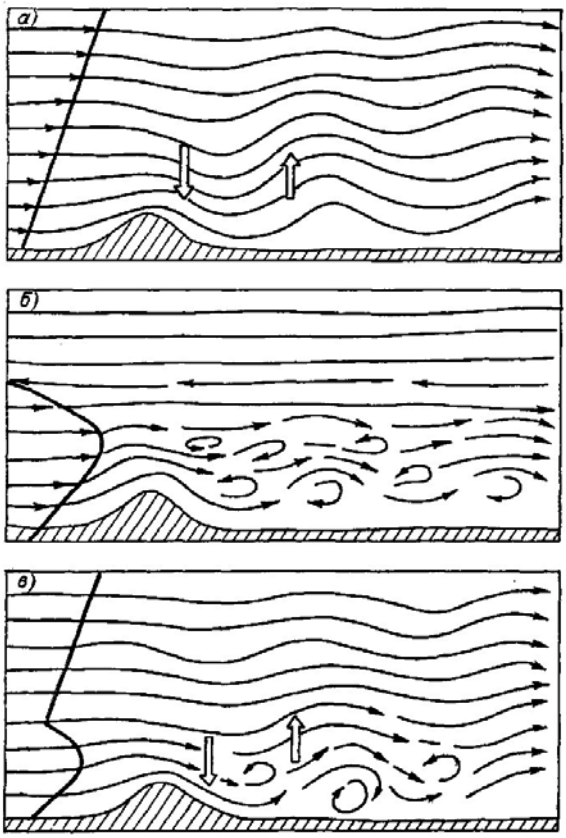


Рис. 2.57. Схема образования волновой (*а*), роторной (*б*) и роторно-волновой (*в*) деформации потока с подветренной стороны горного препятствия. Вертикальными стрелками показаны районы наиболее сильных восходящих и нисходящих движений.

Измеренные значения длин подветренных волн в нижней и средней тропосфере колеблются от 5 до 25 км. В верхней тропосфере обычно длины волн больше, а амплитуда, наоборот, меньше. Амплитуда горных волн зависит от распределения температуры с высотой с наветренной стороны хребта, а также от формы и размера препятствия. При прочих равных условиях амплитуда волны тем больше, чем выше горная цепь.

Волновое движение является разновидностью ламинарного движения, поэтому для него характерна не турбулентность, а циклическая болтанка, когда самолет подвергается поочередному воздействию восходящих и нисходящих потоков. Вертикальные движения при волнах над горами высотой 500–1000 м составляют в среднем 2–3 м/с, а над высокими горами 10–13 м/с и более. Для полетов ВС наибольшую опасность представляют нисходящие потоки, так как пилот, попав в сильный нисходящий поток, не всегда успевает набрать безопасную высоту полета.

При достаточной влажности воздуха подветренные волны становятся видимыми. Их можно обнаружить по чечевицеобразным (линзовидным) облакам, образующимся в гребнях волн под воздействием восходящих потоков. Эти облака малоподвижны, вытянуты в виде лент параллельно хребту почти на одинаковом расстоянии друг от друга.

Роторная (вихревая) деформация (рис. 2.57 б) проявляется в виде интенсивных вихрей, образующихся на подветренной стороне горного препятствия. Это наиболее характерно для низких и средних гор с высотой, как правило, не превышающей 1,5–2 км. Для возникновения роторного течения необходимо, чтобы слой сильного ветра с наветренной стороны простирался до ограниченной высоты, обычно превышающей высоту препятствия не более, чем в 1,5–2 раза, а затем сменялся слоем слабого ветра или ветра противоположного направления. В этом случае составляющая скорости, перпендикулярная гребню хребта, имеет хорошо выраженный максимум. Такое распределение ветра наблюдается при наличии термически устойчивого слоя (инверсии или изотермии) вблизи уровня хребта и неустойчивой стратификации под этим слоем

Вихревое течение является турбулентным, поэтому полет в нем сопровождается сильной болтанкой. Упорядоченные вертикальные потоки, характерные для волновой деформации, при роторном течении отсутствуют. Зона наиболее сильной турбулентности обычно располагается непосредственно за гребнем хребта вблизи уровня максимального ветра, наблюдающегося на подветренной стороне хребта. При удалении от хребта вниз по течению толщина турбулентного слоя постепенно уменьшается. Для невысоких гор (до 1000–1200 м) затухание турбулентности отмечается на расстоянии 10–15 км от хребта. Высота

уровня наиболее сильной болтанки зависит от разности плотностей воздушной массы, натекающей на хребет и расположенной за хребтом, так что при переваливании через горный хребет более теплого воздуха зона сильной болтанки находится либо на уровне гребня хребта, либо несколько выше него (рис. 2.58 а).

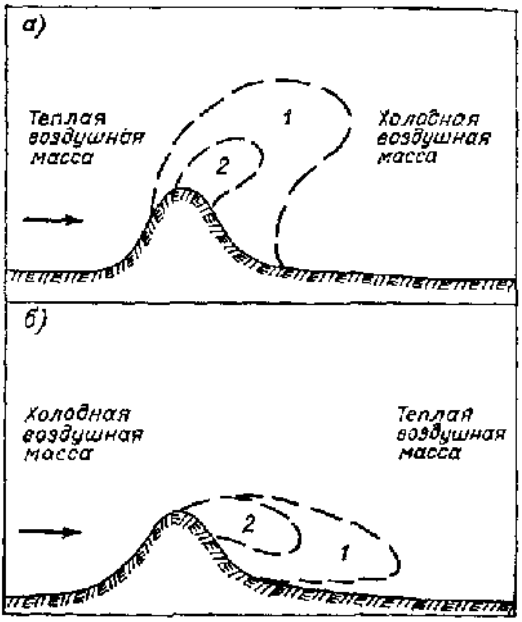


Рис. 2.58. Положение зоны интенсивной турбулентности над подветренной стороной хребта при натекании теплого (а) и холодного (б) воздуха: 1 – зона умеренной турбулентности; 2 – зона сильной турбулентности.

Такой процесс характерен для фенов (теплого ветра с гор). При перетекании более холодного воздуха (при ветрах типа боры) наиболее интенсивная болтанка отмечается ниже уровня хребта, а иногда в непосредственной близости от поверхности Земли (рис. 2.58 б).

Роторно-волновая деформация. Этот вид деформации представляет собой как бы наложение волновой деформации на вихревую (рис. 2.57 в). При роторно-волновой деформации составляющая скорости ветра, нормальная к хребту, обычно имеет максимум в нижнем слое, а затем наблюдается снова ее равномерный рост с высотой.

Характерной особенностью роторно-волнового течения является наличие более упорядоченной системы вихрей в нижнем слое по сравнению с роторным течением и концентрация их обычно под гребнями подветренных волн. Наиболее интенсивный ротор образуется под

первым гребнем волны (рис. 2.59). Далее возникает целая система вихрей более мелких размеров пропорционально уменьшению амплитуды волн. Наличие первого, наиболее крупного, ротора можно заметить по характерному для него роторному облаку.

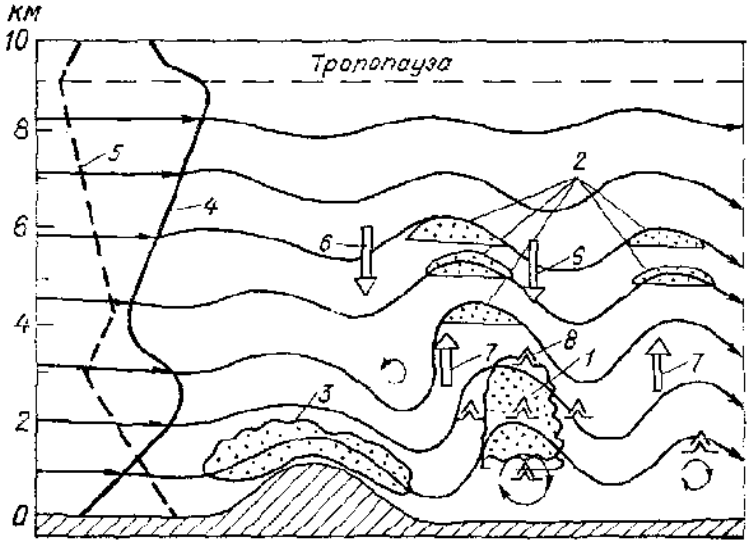


Рис. 2.59. Структура роторно-волновой деформации: *1* – роторное облако; *2* – чечевицеобразные облака; *3* – феновое облако; *4* – профиль ветра; *5* – профиль температуры; *6* – нисходящие потоки; *7* – восходящие потоки; *8* – сильная турбулентность.

Роторные облака вытягиваются цепочкой вдоль подветренной стороны хребта и имеют вид кучевообразных облаков с неровными (рваными) краями. Они являются видимым признаком сильной турбулентности, способной разрушить ВС. Основание облака находится обычно на уровне гребня хребта. Местоположение ротора над местностью можно также определить по сильному ветру, направленному в сторону, противоположную потоку на уровне хребта. По вертикали роторные облака могут распространяться до высоты 3–4 км и сливаться с чечевицеобразными облаками в верхней тропосфере.

Роторно-волновое течение представляет наибольшую опасность для ВС, поскольку в нижней тропосфере существует сильная турбулентность, а в более высоких слоях – сопутствующие подветренным волнам вертикальные потоки. В этом случае ВС, летящее над подветренной стороной хребта, может быть втянуто сильными нисходящими потоками в зону интенсивной турбулентности.

Благоприятными для развития орографической турбулентности и горных волн являются следующие условия, которые могут быть

положены в основу прогностических правил при анализе синоптической ситуации:

– пересечение горного хребта струйным течением. Наиболее благоприятные условия для развития роторно-волнового течения и сильной турбулентности существуют от нижних уровней до верхней тропосферы и нижней стратосферы;

– периферия антициклона с антициклонической кривизной изобар при скорости градиентного ветра более 10 м/с. В нижнем слое атмосферы имеется слой инверсии или изотермии;

– стационарные фронты, расположенные параллельно изобарам. В нижней половине тропосферы наблюдается слой инверсии или изотермии и изменение кривизны профиля ветра с высотой;

– тыл холодного фронта на расстоянии до 300 км от его приземного положения. Скорость ветра в нижнем слое имеет резко выраженный максимум, благоприятный для развития роторного течения.

В ясную погоду радиационное охлаждение воздуха ночью способствует образованию инверсий в нижнем слое атмосферы и тем самым усилению интенсивности подветренных волн. Кроме того, в каждом районе имеются сезонные изменения повторяемости волновых явлений. Так, над подветренными склонами хребтов высотой до 1000 м горные волны появляются в течение всего года, а над более высокими горными хребтами наиболее часто встречаются зимой.

Если имеется информация о вертикальном распределении скорости ветра с высотой, полученная с помощью дистанционного зондирования или численного моделирования, следует также обратить внимание на следующие признаки:

– если составляющая скорости ветра, нормальная к гребню, на уровне его вершин превосходит 8–10 м/с и равномерно усиливается с высотой или остается постоянной, следует ожидать развитие подветренных волн, сильные вертикальные потоки над подветренным склоном, а при наличии резких изменений скорости ветра – и сильную турбулентность;

– если слой сильного ветра простирается до высоты, превышающей высоту хребта не более чем в 1,5–2 раза, а затем происходит резкое ослабление ветра, либо изменение его направления, следует ожидать развития вихревого течения и турбулентности.

Количественной характеристикой, позволяющей установить наличие орографической турбулентности, является параметр l^2 Дородницына – Скорера:

$$l^2 = \frac{g}{\overline{T}} \cdot \frac{\gamma_a - \gamma}{\overline{V}^2}. \qquad (31)$$

Здесь $\overline{V}$ – средняя составляющая скорости ветра в рассчитываемом слое, нормальная к хребту; $\overline{T}$ – средняя температура воздуха в градусах Кельвина в этом же слое; γ и γ_a – вертикальный градиент температуры и сухоадиабатический градиент соответственно, *g*- ускорение свободного падения. При благоприятных условиях для развития горных волн параметр l^2 обычно уменьшается с высотой.

Для определения интенсивности турбулентности, в дополнение к расчету параметра l^2, следует рассчитать вертикальный сдвиг ветра. Если его значение превышает 0,8 м/с на 100 м, то в условиях горных волн следует прогнозировать турбулентность от умеренной до сильной.

2.8.6. Прогноз турбулентности в нижнем слое на основе продукции численных моделей атмосферы

Современные численные модели не прогнозируют непосредственно интенсивность турбулентности в нижнем слое атмосферы. Однако продукция моделей включает в себя величины, позволяющие оценить интенсивность ожидаемой турбулентности с помощью известных эмпирических зависимостей.

Так, прогностическое распределение термической турбулентности по той или иной области можно рассчитать, используя прогноз температуры и влажности на различных уровнях в узлах модельной сетки. Для каждого узла строится кривая стратификации температуры до высоты поверхности 400 гПа и кривая состояния частицы, поднимающейся от подстилающей поверхности. По двум этим кривым определяется разность температур ΔT поднимающейся частицы и окружающего воздуха и находится $\Delta T_{\max}$ – максимальное значение указанной разности в пределах слоя от земли до поверхности 400 гПа. Затем с помощью табл. 2.27 оценивается интенсивность ожидаемой термической турбулентности, и программа переходит к расчетам в соседнем узле. Полученные оценки интенсивности термической турбулентности наносятся на карту и визуализируются. Пример расчета такой карты для европейской части России показан на рис. 2.60.

Прогностические поля температуры и влажности рассчитываются в любой численной модели, и в принципе прогноз термической турбулентности можно рассчитать на основе выходной продукции любой из них. Успешность такого прогноза будет зависеть от точности модельного прогноза температуры, а его детальность – от горизонтального разрешения модели.

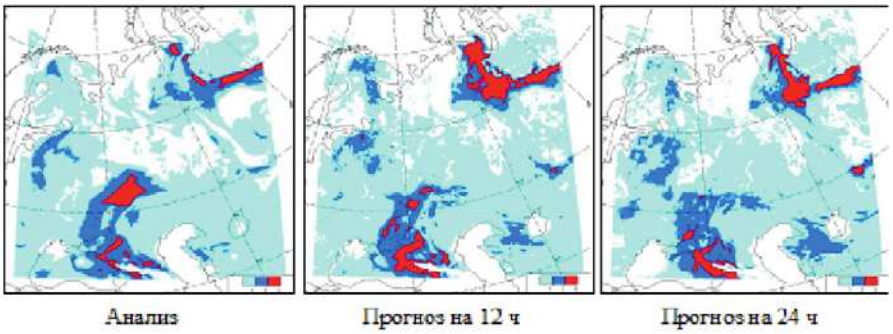


Рис. 2.60. Пример анализа и прогноза по модели COSMO-Ru07 интенсивности термической турбулентности в 12 ч ВСВ 15.06.2012 г.: *голубой* цвет – слабая; *синий* – умеренная; *красный* – сильная турбулентность

Прогностическое распределение интенсивности механической турбулентности рассчитывается неодинаково в зависимости от того, какие характеристики турбулентности в нижнем слое генерируются моделью. В современных моделях рассчитываются либо поток количества движения M, либо коэффициент торможения C_D. Кроме того, прогнозируется скорость ветра на модельных уровнях. В частности, в модели COSMO-Ru прогнозируется C_D. На основе этой прогностической информации рассчитывается поток количества движения:

$$M = \rho C_D V^2 . \qquad (32)$$

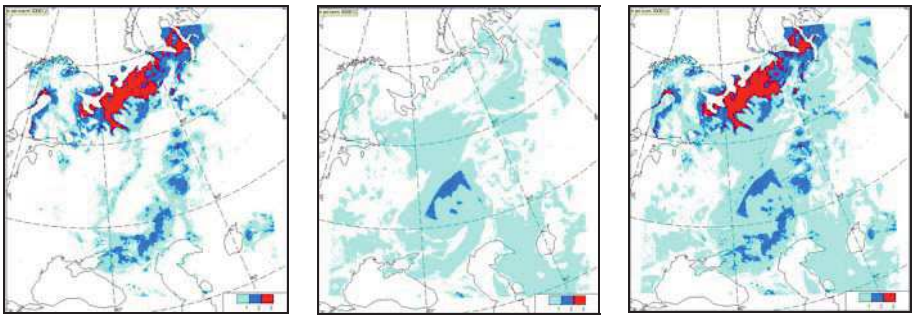
Плотность ρ и скорость ветра V берутся на поверхности 1000 гПа. С помощью модельных значений C_D в каждом узле сетки рассчитывается величина M (Па). Затем оценивается интенсивность ожидаемой механической турбулентности, используя эмпирическую зависимость, представленную в табл. 2.30.

Таблица 2.30. Эмпирические соотношения между величинами потока количества движения *M* и интенсивностью механической турбулентности

Значения M, Па	Интенсивность турбулентности
0,50–0,75	Слабая
0,75–1,5	Умеренная
1,6–3,0	Сильная
> 3,0	Очень сильная

Рассчитав интенсивность механической турбулентности в каждом узле модельной сетки, программа строит поле этой величины и затем соответствующую карту. Такие расчеты производятся в Гидрометцентре России на основе прогностической продукции модели COSMO-Ru.

После того как рассчитаны порознь интенсивности термической и механической турбулентности, их поля совмещаются следующим образом: в каждом узле сетки, где имеются оценки интенсивности термической и механической турбулентности, выбирается максимальная оценка из двух и заносится в файл результатов. Так, если в данном узле ожидается умеренная термическая турбулентность и слабая механическая, то результирующей турбулентности присваивается умеренная интенсивность. Получаемое поле результирующей турбулентности визуализируется в виде карты и передается потребителю как прогностическая карта турбулентности на нижних уровнях (рис. 2.61).



Механическая **Термическая** **Суммарная**

Рис. 2.61. Формирование поля интенсивности турбулентности на нижних уровнях (численный прогноз по модели COSMO на 24 ч на срок 00 ч ВСВ 30.08.2012 г.): *голубой цвет* – слабая; *синий* – умеренная; *красный* – сильная турбулентность.

Что касается орографической турбулентности, она не является характерной только для нижнего слоя атмосферы, а наблюдается во всей толще тропосферы, в слое тропопаузы и в нижней стратосфере. Численный прогноз орографической турбулентности основывается прежде всего на построении модели горных волн.

Модели глобального прогноза горных волн оперативно работают в Великобритании и США. В обоих случаях картины горных волн получаются с помощью линейной теории, применяемой после того, как глобальный численный прогноз полей температуры и ветра получен в основной модели (которая может быть гидростатической, в то время как модель горных волн является негидростатической). Схема работы американской модели MWFM (Mountain Waves Forecast Model)

следующая [52]. На основании цифрового описания топографии поверхности Земли составляется список всех гребней и пиков. Трехмерная негидростатическая модель распространения гравитационных волн усваивает прогностические профили температуры и ветра из глобальной модели численного прогноза погоды и генерирует подветренные волны за этими препятствиями. Анализ распространения волн и эволюции их амплитуд (рост, разрушение волны) позволяет оценить момент возникновения роторной турбулентности .

Подходы к прогнозированию обтекания препятствий атмосферными потоками, развития горных волн и орографической турбулентности основаны на применении моделей обтекания при заданных профилях ветра и температуры и на возможно более точном математическом описании формы орографического препятствия [55]. Во многих случаях используется линейная теория обтекания Скорера, причем профили температуры и ветра для расчетов берутся из численных моделей прогноза погоды. Пример прогноза горных волн, получаемого с помощью такого подхода в Метеорологической службе Великобритании, показан на рис. 2.62.

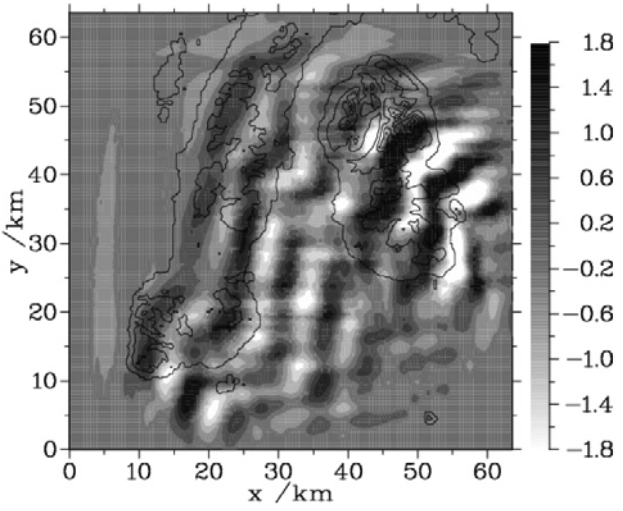


Рис. 2.62. Пример численного прогноза на 24 ч вертикальных скоростей ветра (м/с) в системе горных волн при обтекании Скандинавского п-ова [63].

Для численного прогноза турбулентности спутного следа основное значение имеет детальный прогноз направления ветра, а также прогноз стратификации в нижнем слое. Явление спутного следа до сих пор мало изучено; его возникновение определяется не столько свойствами воздушного потока, сколько размерами, весом и аэродинамическими

свойствами самолета. Однако перенос образовавшихся вихрей определяется прежде всего полем ветра.

2.9. Карты особых явлений на нижних уровнях (SWL) и прогнозы в формате GAMET

Прогностические карты особых явлений на нижних уровнях, или, по международной терминологии карты SWL, выпускаются для ограниченных территорий, как правило, четыре раза в сутки с периодом действия 6 ч. Согласно Приложению 3 ИКАО, на карты SWL наносится информация о следующих атмосферных процессах, явлениях и характеристиках в слое от поверхности Земли до высоты 3 км над уровнем моря (в горных районах до 4,5 км) [20]:

– центры циклонов и антициклонов с указанием скорости и направления их движения;

– зоны атмосферных фронтов;

– зоны осадков и явления, требующие выпуска SIGMET, AIRMET, предупреждений по аэродрому;

– высота нулевой изотермы;

– зоны умеренного и сильного обледенения ВС, их нижняя и верхняя границы;

– конвективная облачность, ее нижняя и верхняя границы;

– низкая неконвективная (слоистообразная) облачность, ее форма, нижняя и верхняя границы;

– зоны пониженной горизонтальной видимости у земли;

– зоны термической, механической и орографической турбулентности;

– извержения вулканов;

– закрытие гор облаками.

Карты строятся на основе всей доступной информации, включая результаты численных прогнозов, расчетов особых явлений (конвективной и слоистой облачности, зон вероятного обледенения и турбулентности и др.), наблюдений на аэродромах, рапортов пилотов, спутниковой и радарной информации, а также применения синоптических методов прогноза. Ранее карты SWL в оперативном режиме выпускались ГАМЦ Внуково (для европейской части России и прилежащих территорий), Новосибирским АМЦ (для территории Западной Сибири) и Хабаровским АМЦ (для Восточной Сибири и Дальнего Востока). С апреля 2015 г. этими авиаметцентрами выпускаются не карты SWL, а прогнозы в формате GAMET.

Прогноз погоды в формате GAMET представляет собой зональный прогноз, составляемый открытым текстом с сокращениями, для полетов

на нижних уровнях в том же слое, для которого составляются карты SWL. Метеорологическая часть прогноза GAMET состоит из двух разделов.

Раздел I содержит следующую информацию:

– ветер у земли 15 м/с и более с учетом порывов, с указанием направления;

– видимость менее 5000 м и явления погоды, ухудшающие видимость;

– гроза, град, сильная песчаная и пыльная бури, вулканический пепел;

– закрытие гор;

– значительная или сплошная облачность с нижней границей менее 300 м над уровнем земли;

– кучево-дождевые или мощные кучевые облака;

– умеренное и сильное обледенение;

– умеренная и сильная турбулентность;

– умеренные и сильные горные волны.

Раздел II содержит дополнительную прогностическую информацию, необходимую для полетов на нижних уровнях:

– центры барических образований, атмосферные фронты, их предполагаемое развитие и смещение;

– ветер и температура воздуха на высотах (над средним уровнем моря);

– облачность, не подлежащая включению в раздел I (кучевые, слоисто-кучевые, высококучевые, слоистые, высокослоистые, слоисто-дождевые облака);

– высота нулевой изотермы;

– прогнозируемое минимальное давление QNH;

– извержения вулканов.

Таким образом, прогностическая информация, наносимая на карты SWL, в сущности, совпадает с информацией, указываемой в прогнозах GAMET. Последние также выпускаются каждые 6 ч с периодом действия, равным 6 ч. Ниже даны пояснения, касающиеся материалов и решающих правил, используемых при формулировке прогнозов величин и явлений, входящих в вышеприведенные списки.

Центры циклонов и антициклонов обычно определяются по прогностическим картам приземного давления на соответствующий срок, а скорости и направления их движения – путем сравнения их положения на синоптической карте за исходный срок и на прогностической карте.

Зоны атмосферных фронтов с их облачностью и осадками указываются в соответствии с фронтологическим анализом прогностической приземной карты с учетом как характера поля давления, так и прогностических полей осадков, ветра и другой доступной прогностической информации.

В настоящее время в оперативной практике Гидрометцентра России и некоторых других прогностических центров существуют методы расчета будущего положения зон атмосферных фронтов по данным численного прогноза давления (геопотенциала), температуры, влажности и ветра. В Гидрометцентре России разработан и оперативно используется метод, прошедший оперативные испытания и рекомендованный ЦМКП к практическому применению, в том числе для обеспечения авиации [43-44]. Метод позволяет выделить на карте зоны атмосферных фронтов как зоны фронтальной облачности и выпадения осадков, интенсивность которых пропорциональна рассчитываемому в рамках метода фронтальному параметру, зависящему от конфигурации поля давления, градиентов средней температуры слоев 850–500 и 925–700 гПа, приземному градиенту температуры, характеру адвекции и др. Линии атмосферных фронтов синоптик проводит по гребневым линиям рассчитанных фронтальных зон. Указанная прогностическая продукция размещена на сайте Гидрометцентра России в разделе «Прогнозы».

Зоны осадков указываются с учетом как будущего положения атмосферных фронтов, так и прогностических полей осадков численных моделей.

Высота нулевой изотермы в десятках метров над уровнем моря рассчитывается по прогностическим полям температуры. В каждом узле модельной сетки по данным о температуре воздуха на стандартных уровнях начиная с 1000 гПа строится вертикальный профиль температуры и находится уровень, на котором температура воздуха равна 0 ºС. Если этот уровень оказывается выше FL100, т. е. выше 3 км, то нулевая изотерма в слое, отражаемом на карте SWL, отсутствует. Нулевая изотерма отсутствует и в том случае, когда на всех уровнях выше уровня моря температура отрицательна.

Зоны возможного обледенения ВС, их верхняя и нижняя границы. Для расчета зон возможного обледенения используются алгоритмы, описанные в разд. 2.7.6. В Гидрометцентре России для этой цели применяется алгоритм NCEP, согласно которому к зонам обледенения относятся зоны, внутри которых температура воздуха лежит в пределах от 0 до -16 ºС и относительная влажность не менее 63 %. Оправдываемость этого метода прогноза зон возможного обледенения самолетов на материале самолетных измерений оказалась наилучшей в сравнении с другими известными методами.

Конвективная облачность, ее верхняя и нижняя границы прогнозируются на основе численного прогноза температуры и влажности. В Гидрометцентре России используется вспомогательная программа, реализующая метод прогноза конвективных явлений Н.В. Лебедевой. В каждом узле модельной сетки строятся кривые стратификации

окружающего воздуха и состояния поднимающейся частицы и определяется высота уровня конвекции (над уровнем моря), которая принимается за верхнюю границу конвективных облаков. В качестве нижней границы используется уровень конденсации, определяемый в рамках той же программы. Синоптик на основе результатов расчетов такого типа формулирует прогноз, используя символы, указывающие на количество конвективных облаков на данном участке территории: ISOL (isolated) – одиночные, изолированные облака *Cb*; OCNL (occasional) – облака *C*b, расположенные на некотором удалении друг от друга и не сливающиеся друг с другом; FRQ (frequent) – группы *Cb* с малыми промежутками или отсутствием промежутков между отдельными облаками; EMBD (embedded) – облака *Cb*, затопленные в массиве слоистообразных облаков.

Низкая облачность, ее форма, нижняя и верхняя границы. В ряде численных моделей производится прогноз облачности нижнего яруса, в частности, это имеет место в модели COSMO-Ru. Можно использовать модельный прогноз наличия (и балла) низкой облачности, однако предварительно следует оценить соответствие этого модельного прогноза наличию и количеству облаков по данным аэродромных наблюдений. В Гидрометцентре России такая верификация была проведена для модели COSMO и было показано, что модельный прогноз облачности имеет хорошую оправдываемость по факту наличия и по количеству облаков > 6 окт, лишь несколько уступая прогнозу по специально разработанному методу, использующему в качестве предикторов наличия низкой облачности относительную влажность у земли или на уровне 925 гПа и вертикальный градиент температуры в слое 925–850 гПа.

Нижняя граница облаков не всегда прогнозируется непосредственно в численной модели. Если такой модельный прогноз имеется, то для целей составления прогностической карты особых явлений необходима его верификация путем сравнения с аэродромными наблюдениями. В соответствии с результатами верификации при необходимости производится коррекция модельных значений ВНГО. Если же численная модель не прогнозирует ВНГО, то применяются процедуры расчета этой величины по доступным модельным данным. Так обстоит дело при использовании региональной модели COSMO-Ru: для формулировки прогноза низкой облачности по прогностическим значениям температуры и точки росы у земли (или на поверхности 1000 гПа) прогнозируется наличие либо отсутствие низкой облачности с высотой нижней границы не более 300 м. Решающие правила для конкретных аэродромов задают пороговые значения дефицита точки росы и интервалы температуры, ограничивающие условия существования ВНГО ≤ 300 м (табл. 2.31).

При расчете карты SWL или формулировке прогноза в формате GAMET в узлах сетки, ближайших к аэродромам, ВНГО рассчитывается с помощью решающих правил, приведенных в табл. 2.31. В остальных узлах модельной сетки, вне аэродромов, ВНГО можно оценить по известной формуле Е.С. Селезневой: $\text{ВНГО} = 208 \cdot (T - T_d)$, причем результат формулируется только в виде «ВНГО менее или равно 300 м» и «ВНГО более 300 м». Именно, в том случае, если полученная высота оказывается менее или равна 300 м, в данном узле прогнозируется ВНГО $\leq$ 300 м. Оценки показали, что более детальный прогноз ВНГО с заблаговременностью, соответствующей картам SWL и прогнозам GAMET, неэффективен, поскольку как точность модельного прогноза дефицитов точки росы, так и временная изменчивость ВНГО накладывают свои ограничения.

Зоны пониженной горизонтальной видимости у земли прогнозируются на основе прогноза явлений, ухудшающих видимость. Это прежде всего туманы и осадки (снег, морось), а также метели, пыльные и песчаные бури (разд. 2.5). Часть этих явлений (осадки, в меньшей степени туманы) прогнозируется в рамках численных моделей, другие прогнозируются синоптическими методами.

Зоны термической, механической и орографической турбулентности. Эти виды турбулентности на нижних уровнях в определенной степени могут прогнозироваться на основе продукции численных моделей, как это указывается в разд. 2.8. Наиболее доступен численный прогноз термической турбулентности, для которого необходимо оценить максимальную разность температур окружающего воздуха и поднимающейся частицы в пределах нижней половины тропосферы в каждом узле модельной сетки.

Механическая турбулентность определяется характеристиками приземного слоя, которые рассчитываются не во всех численных моделях. В отсутствие таких прогностических характеристик можно пользоваться простыми эмпирическими зависимостями, также приведенными в разд. 2.8. Прогноз орографической турбулентности формулируется синоптиком на основе прогноза ветра и его распределения по высоте в окрестности горных систем.

Закрытие гор облаками прогнозируется в тех случаях, когда в районе горной системы ожидается сплошная облачность с нижней границей ниже уровня вершин или перевалов.

Прогнозируемое минимальное давление QNH определяется согласно разд. 2.1.5.

Информацию об извержениях вулканов распространяют консультативные центры слежения за вулканическим пеплом (VAAC) (разд. 3.5).

Таблица 2.31. Решающие правила для прогноза ВНГО ≤ 300 м и характеристики оправдываемости этого прогноза на зависимой (20.04.2010 – 30.09.2011) и независимой (01.09.2011 – 30.11.2011) выборках модельных предикторов

Аэродромы	Зависимая выборка				Независимая выборка		
	Число случ.	Решающее правило	Предупр. наличия	PI	Число случ.	Предупр. наличия	PI
Архангельск	421	$T - T_d \le 3{,}0$ºC $-20{,}0 \le T \le 10{,}0$ºC	87,1	0,44	50	100,0	0,58
Сыктывкар	445	$T - T_d \le 2{,}5$ºC $-15{,}0 \le T \le 11{,}0$ºC	77,8	0,57	86	95,2	0,51
С.-Петербург	900	$T - T_d \le 1{,}2$ºC $-15{,}0 \le T \le 18{,}0$ºC	60,6	0,43	168	68,6	0,37
Н. Новгород	885	$T - T_d \le 2{,}0$ºC $-15{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	77,6	0,53	165	97,1	0,44
М., Шереметьево	815	$T - T_d \le 1{,}5$ºC $-10{,}0 \le T \le 20{,}0$ºC	81,8	0,65	146	87,1	0,54
М., Внуково	856	$T - Td \le 2{,}0$ºC $-15{,}0 \le T \le 20{,}0$ºC	84,4	0,57	159	89,5	0,47
М., Домодедово	821	$T - Td \le 2{,}0$ºC $-15{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	84,9	0,62	146	82,8	0,49
Нижнекамск	730	$T - Td \le 2{,}5$ºC $-15{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	86,4	0,64	120	96,2	0,43
Самара	901	$T - Td \le 2{,}5$ºC $-15{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	83,0	0,60	168	96,7	0,49
Воронеж	801	$T - Td \le 2{,}5$ºC $-15{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	83,0	0,66	149	85,7	0,58
Саратов	837	$T - Td \le 3{,}0$ºC $-10{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	85,3	0,66	155	85,7	0,52
Волгоград	845	$T - Td \le 2{,}0$ºC $-5{,}0 \le T \le 10{,}0$ºC	71,4	0,65	158	66,7	0,50
Ростов-на-Дону	887	$T - Td \le 4{,}0$ºC $-8{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	87,4	0,68	167	80,0	0,49
Астрахань	877	$T - Td \le 2{,}0$ºC $-3{,}0 \le T \le 11{,}0$ºC	61,5	0,52	165	60,0	0,51
Краснодар	893	$T - Td \le 2{,}5$ºC $-5{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	68,1	0,59	168	58,3	0,43
Ставрополь	860	$T - Td \le 2{,}0$ºC $-3{,}0 \le T \le 11{,}0$ºC	86,4	0,70	165	84,2	0,64
Анапа	856	$T - Td \le 3{,}0$ºC $-2{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	68,8	0,56	164	80,0	0,64
Мин. Воды	800	$T - Td \le 3{,}0$ºC $-10{,}0 \le T \le 15{,}0$ºC	89,1	0,70	159	90,5	0,63
Сочи	796	$T - Td \le 4{,}0$ºC $5{,}0 \le T \le 17{,}0$ºC	66,0	0,53	146	–	–
Нальчик	777	$T - Td \le 4{,}0$ºC $-10{,}0 \le T \le 20{,}0$ºC	89,5	0,69	142	95,5	0,84

Глава 3.

ВЛИЯНИЕ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ НА ПОЛЕТЫ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ НА ВЕРХНИХ И СРЕДНИХ УРОВНЯХ

3.1. Ветер и температура на высотах

3.1.1. Влияние ветра и температуры на полет по маршруту

Летательный аппарат, движущийся в атмосфере, испытывает сложное влияние ветра и температуры воздуха. Ветер по отношению к самолету является переносным движением. Скорость движения самолета относительно земной поверхности (путевая скорость) равна сумме векторов скорости самолета относительно воздуха (воздушной скорости) и скорости ветра. Хотя для современной авиации характерны высокие скорости, однако, поскольку ее полеты совершаются на больших высотах (в верхней тропосфере и нижней стратосфере), где наблюдаются большие скорости ветра, влияние последних на полет может быть значительным. Оно выражается в изменениях путевой скорости, в появлении заметного сноса самолетов. Правильный учет ветра при планировании и выполнении полета дает возможность сэкономить топливо, уменьшить продолжительность полета и эффективнее использовать летно-технические характеристики самолета.

Целесообразно использовать сильный ветер, если он попутный, а при наличии зоны встречного ветра, наоборот, обойти эту зону, чтобы избежать значительного увеличения продолжительности полета. С учетом ветра выбирается не только маршрут полета, но и его наивыгоднейший профиль.

Полеты по строго установленным воздушным трассам при наличии зон сильного ветра, в особенности струйных течений, следует производить на наиболее выгодном уровне. При попутном ветре в струйном течении уровень полета должен выбираться ближе к уровню

максимального ветра, при встречном – возможно выше или ниже этого уровня, но так, чтобы облака и турбулентность не препятствовали полету или не усложняли его. Для выбора уровня полета используются прогностические карты максимального ветра и абсолютной топографии выше- и нижележащих изобарических поверхностей. Наиболее быстрое изменение скорости ветра наблюдается при изменении высоты, поскольку вертикальный сдвиг ветра в струйных течениях бывает на два порядка больше горизонтального. Если предписанный эшелон полета не позволяет самолету уйти вниз или вверх от сильного встречного ветра, тогда нужно отклониться на допускаемое правилами полета расстояние вправо или влево от трассы.

Наряду с учетом ветра при планировании полетов и в штурманских расчетах необходим учет температуры воздуха. Температура влияет на показания указателя воздушной скорости и на аэродинамические характеристики самолета. Повышение температуры воздуха приводит к увеличению скорости горизонтального полета. На трассах большой протяженности изменения воздушной скорости горизонтального полета под влиянием изменений температуры на эшелоне полета могут достигать 40–50 км/ч и более. От температуры воздуха зависит сила тяги двигателей: при данном числе оборотов она уменьшается при повышении температуры на уровне полета, тем самым изменяется и расход топлива. Этот эффект особенно значителен при изменении высоты полета. В изотермических и особенно в инверсионных слоях плотность воздуха с высотой убывает быстрее, что приводит к более интенсивному уменьшению силы тяги с высотой, что хорошо заметно при пересечении тропопаузы [4].

При полете на постоянном эшелоне значительные колебания силы тяги могут наблюдаться при пересечении атмосферных фронтов. При полете во фронтальных зонах в отдельных случаях в течение короткого времени сила тяги может уменьшиться (при попадании в более теплый воздух) или увеличиться (при попадании в холодный) на 5–10 %. Через изменение силы тяги температура воздуха влияет на потолок самолета. Если полет выполняется на уровне, близком к потолку, то при повышении температуры происходит потеря высоты (при повышении температуры на 10 ºС для самолетов с турбореактивными двигателями приблизительно на 500 м, для самолетов с поршневыми двигателями – значительно меньше). Это следует учитывать при полетах по трассам протяженностью 2–3 тыс. км и более, особенно если трасса ориентирована меридионально.

Влияние ветра на полет вертолетов аналогично его влиянию на полет самолетов. Влияние температуры на полет вертолетов по маршруту менее существенно, чем на полет скоростных высотных самолетов.

3.1.2. Прогнозирование ветра и температуры в свободной атмосфере

Поля ветра и температуры в свободной атмосфере прогнозируются в крупных прогностических центрах современными численными моделями. Для обеспечения полетов по маршрутам большой протяженности используется прогностическая продукция глобальных моделей. Всемирные центры зональных прогнозов ИКАО (Вашингтон и Лондон) выпускают информацию о полях температуры и ветра и передают ее по каналам связи в коде GRIB каждые 6 ч на фиксированные сроки 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24, 27, 30, 33 и 36 ч для следующих эшелонов полета (все, кроме первого, можно считать относящимися к свободной атмосфере):

FL50 (850 гПа), FL100 (700 гПа), FL140 (600 гПа), FL180 (500 гПа), FL240 (400 гПа), FL270 (350 гПа), FL300 (300 гПа), FL320 (275 гПа), FL340 (250 гПа), FL360 (225 гПа), FL390 (200 гПа), FL410 (175 гПа), FL450 (150 гПа) и FL530 (100 гПа).

В настоящее время численные прогнозы ветра и температуры составляются Всемирными центрами зональных прогнозов (ВЦЗП) с использованием регулярной сетки с горизонтальной разрешающей способностью 1,25º широты и долготы. Однако уже сейчас разрабатывается стратегия, направленная на повышение горизонтального и вертикального разрешения прогностической продукции (шаг регулярной сетки будет уменьшаться до 0,2º по широте и долготе, а расстояние между вертикальными уровнями – сокращаться до 10 гектофутов).

Наибольшие сложности возникают в связи с прогнозом струйных течений и максимального ветра, а также высоты и температуры тропопаузы. Прогноз этих особенностей полей ветра и температуры производится с использованием методов, специально разработанных для обеспечения полетов по маршруту. Эти методы излагаются ниже.

3.2. Струйные течения

3.2.1. Общие сведения о струйных течениях

Струйные течения (СТ) были открыты в 20-х годах прошлого века японскими метеорологами при анализе данных шаропилотных наблюдений. Термин «струйное течение» был введен в 1939 году [65].

Согласно определению ВМО, струйное течение – это сильный узкий воздушный поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости. За нижний предел скорости ветра в струйных течениях

условно принимается значение 30 м/с (или 108 км/ч). Характерная длина струйных течений в атмосфере – несколько тысяч километров, ширина – сотни километров, вертикальная протяженность – несколько километров.

На картах струйные течения обнаруживаются в виде полос, очерченных изотахой 30 м/с и простирающихся от области входа (области сходимости), в которой воздушный поток ускоряется, к области дельты (области расходимости), в которой он замедляется. На картах максимального ветра в пределах струйных течений наблюдаются области замкнутых изотах эллиптической формы, вытянутых вдоль потока и очерчивающих центры, в которых скорость ветра максимальна. Такие области называют областями максимального ветра (ОМВ). Они перемещаются вдоль струйного течения в направлении потока. Поперечное сечение таких областей, как правило, не превышает 50–100 км по горизонтали и 1–2 км по вертикали. Среднее время существования ОМВ невелико: на протяжении 12 ч исчезает примерно половина максимумов, существовавших в исходный момент, а через 48 ч – ~75 %.

Осью струйного течения называется линия тока с максимальной скоростью ветра. Слева от оси (в направлении потока) располагается циклоническая периферия струйного течения, справа – антициклоническая. Интенсивность струйного течения оценивается значением скорости ветра на его оси. Центральная часть струйного течения, в которой скорости ветра наибольшие, называется его сердцевиной.

Струйные течения являются составной частью высотных фронтальных зон (ВФЗ), представляющих собой объемные бароклинные зоны большой вертикальной мощности. Чем больше горизонтальный градиент температуры в бароклинной высотной фронтальной зоне, тем больше термический ветер, определяющий вертикальный сдвиг ветра. Пока горизонтальный градиент температуры сохраняет направление от уровня к уровню, ветер с высотой растет. В случае сохранения направления термического ветра в бароклинной зоне до уровня обращения горизонтального градиента температуры возникает струйное течение с осью вблизи этого уровня. При этом реальный ветер в струйном течении может быть значительно сильнее того, который обусловлен термическим ветром.

Различают тропосферные струйные течения, связанные с тропосферными ВФЗ, и стратосферные СТ, ось которых лежит высоко над тропопаузой. Тропосферные СТ Северного полушария бывают, в соответствии с классификацией ВФЗ, арктическими, полярными (умеренных широт) и субтропическими [10].

Арктические струйные течения (обычно лежащие севернее 65º) обладают большой подвижностью и связаны с арктической ВФЗ. Оси

их находятся на высотах порядка 6–8 км. Интенсивность таких струйных течений невелика, хотя в отдельных случаях скорость ветра на оси может достигать 50–60 м/с.

Струйные течения умеренных широт (полярные струйные течения), связанные с ВФЗ умеренных широт (или полярной ВФЗ), располагаются на высотах 8–11 км, в зоне 45–65º с. ш. Их средняя интенсивность больше, чем арктических. Максимальные скорости ветра наблюдаются зимой у восточных побережий Азии и Северной Америки и могут достигать 120–130 м/с. Летом, как правило, скорости таких СТ не превышают 60–70 м/с. Эти СТ, так же как арктические, отличаются большой изменчивостью положения и интенсивности.

Субтропические струйные течения прослеживаются, особенно зимой, на высотах 11–13, иногда 15–16 км в виде почти непрерывного пояса западных ветров вдоль северной периферии субтропических антициклонов. Их оси располагаются в среднем вблизи параллели 30º, однако при активных меридиональных процессах могут отмечаться и на широте 60º. Наиболее сильно выражены такие СТ зимой, когда максимальны температурные контрасты между полярными и тропическими широтами. Тогда их интенсивность может достигать 180–200 м/с.

В среднем интенсивность тропосферных струйных течений зимой в 1,3–1,5 раза больше, чем летом. От зимы к лету тропосферные струйные течения всех типов смещаются к северу, причем наиболее сильно меняется среднее положение субтропических струйных течений (от 30 до 41º с. ш.) и наименее – арктических (от 68 до 73º с. ш.). Средний горизонтальный сдвиг ветра на левой (циклонической) периферии СТ составляет 7,6 м/с на 100 км, на правой (антициклонической) – 6,2 м/с на 100 км; вертикальный сдвиг ветра над и под осью СТ – порядка 10 м/с на 1 км. Тропопауза в зоне струйного течения сильно деформирована: на циклонической стороне она низкая, на антициклонической – высокая, а в переходной зоне может иметь либо плавный, либо очень резкий наклон. В последнем случае часто не удается обнаружить тропопаузу, удовлетворяющую критерию ВМО (разд.3.3.1), и тогда говорят о разрыве тропопаузы. Это не значит, конечно, что в данном месте исчезает граница между тропосферным и стратосферным воздухом, но эта граница приобретает более сложный характер и не выявляется с помощью классического критерия ВМО.

На уровне оси струйного течения с его циклонической стороны обычно находится стратосферный воздух, сама же ось лежит в тропосферном воздухе, под тропопаузой (рис. 3.1). В соответствии с этим на циклонической стороне СТ, как правило, содержание озона в воздухе больше среднего для данного места и времени года, а на антициклонической стороне – меньше. Эта особенность обусловлена вертикальной циркуляцией в струйном течении [59].

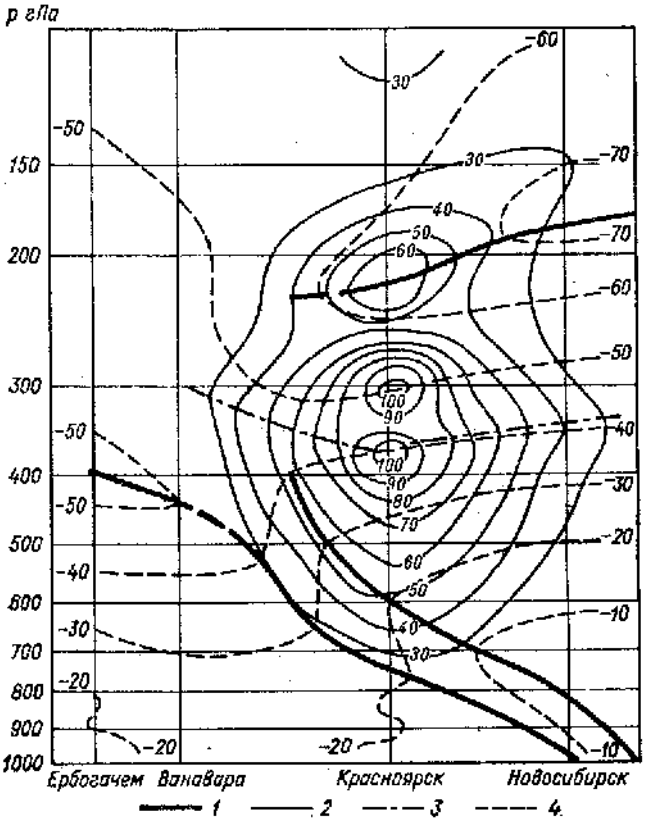


Рис. 3.1. Пример вертикального разреза ВФЗ и струйного течения по В.А. Джорджио и Н.В. Петренко:1 – положение тропопаузы и границы фронтальной зоны; 2 – изотахи (м/с); 3 – уровень максимального ветра; 4 – изотермы (ºС) [40].

Стратосферные струйные течения, преимущественно западного направления, наблюдаются зимой на всех широтах [8]. Сравнительно устойчивое стратосферное СТ западного направления, известное как «струйное течение на краю полярной ночи», обнаруживается в субполярной области зимой. Его ось наблюдается на высоте примерно 60 км в зоне больших контрастов температуры, которые возникают между приполюсной областью с непрерывной полярной ночью и той частью атмосферы, где продолжается обычная смена дня и ночи. Средняя скорость ветра в таком СТ достигает 80–100 м/с.

Летом на южной периферии планетарного стратосферного антициклонического вихря вблизи широты 45º можно наблюдать струйное течение восточного направления. Средняя скорость на его

оси, расположенной примерно на высоте 60 км, составляет 60 м/с. Это течение, как и «струйное течение на краю полярной ночи», следует называть не стратосферным, а струйным течением ВФЗ высоких слоев атмосферы, так как их оси лежат уже в мезосфере.

К числу стратосферных относятся и экваториальные струйные течения, которые располагаются вблизи экватора (не удаляясь от него более чем до 15–20º широты) на высоте ~25–30 км. В Северном полушарии такие СТ наиболее интенсивны летом, когда они находятся на максимальном удалении от экватора. Их режим отличается большой неустойчивостью. Они находятся под влиянием квазидвухлетней цикличности, меняя свое направление с восточного на западное и наоборот.

3.2.2. Значение струйных течений для авиации

Информация о расположении осей струйных течений и скоростях ветра на них имеет большое аэронавигационное значение. Прогноз СТ крайне важен для оптимизации траектории движения самолетов.

По-видимому, первые случаи использования в навигационном плане струйных течений (или просто знание того факта, что ветер в тропосфере с высотой усиливается) относятся ко времени Великой Отечественной войны, когда советская авиация совершала полеты при отсутствии метеорологической информации к западу от линии фронта (условия «обрезанной карты»). Бомбардировщики летели на запад на высотах 1000–1500 м, а после нанесения бомбового удара по целям на территории Германии возвращались на свои аэродромы на высотах 7000–9000 м, где, как правило, наблюдались сильные попутные (западные) ветры [4].

Впоследствии выгода от использования струйных течений для целей аэронавигации стала общепризнанной. В 1952 г. самолет компании Pan American, совершая рейс из Токио в Гонолулу на высоте 7600 м, попал в попутное СТ, что привело к сокращению времени полета с 18 до 11,5 ч и, следовательно, к значительной экономии топлива. Это вызвало интерес авиакомпаний к информации о СТ. Стало ясно, что при полете на большие расстояния можно использовать СТ для сокращения времени полета или увеличения его дальности, поскольку при полете в зоне струйных течений по ветру путевая скорость ВС резко возрастает.

Прогноз струйных течений важен с точки зрения не только экономичности, но и безопасности полетов. Хорошо известно, что для струйных течений характерны большие скорости ветра и значительная турбулентность, связанная с областями существенных сдвигов ветра,

собенно на холодной (циклонической) периферии струи и в меньшей степени – вблизи ее оси. Сильная болтанка самолетов в зонах струйных течений часто наблюдается при ясном небе и носит название турбулентности в ясном небе (ТЯН).

Информация о струйных течениях является составной частью прогностических карт особых явлений на верхних (SWH) и средних (SWM) уровнях.

3.2.3. Наблюдения струйных течений

Информацию о наличии струйных течений в атмосфере получают в основном из радиозондовых наблюдений. Помимо данных о скорости и направлении ветра на стандартных изобарических поверхностях, данные о скорости ветра на оси СТ и высоте этой оси передаются в группах B или D телеграмм аэрологического кода КН-04, описывающих параметры атмосферы в особых точках.

Кроме того, сведения о скоростях ветра на высотах могут быть получены с помощью систем дистанционного зондирования, которые описаны в разд 1.1. Это ветровые профилемеры, способные восстанавливать вертикальные профили ветра до высоты 9 км. Помимо этого, существенную информацию о ветре могут поставлять и доплеровские метеорологические локаторы.

В связи с развертыванием на территории России сети доплеровских метеорологических радиолокаторов, у синоптиков появилась возможность существенно дополнить информацию аэрологической сети данными о вертикальном профиле ветра до высот порядка 12 км [9].

Приблизительно в половине случаев положение оси струйного течения достаточно уверенно идентифицируется с помощью спутниковой информации. Специфическая структура полей вертикальных движений в струйных течениях обусловливает особый характер облачности, который и обнаруживается на снимках в видимом и инфракрасном диапазонах и в полосе пропускания водяного пара. Но такой характер облачности наблюдается не всегда. Почти в половине случаев в области СТ облачность или отсутствует, или не имеет характерного вида.

Существует хорошо выраженная зависимость между поперечной циркуляцией вокруг оси струйного течения и характером горизонтальной адвекции температуры. Если адвекция фронтогенетическая, т. е. способствует сближению изотерм, то на циклонической (холодной) периферии СТ наблюдаются нисходящие вертикальные движения, а на антициклонической (теплой) – восходящие. Такая циркуляция (с восхождением теплого воздуха) называется термически прямой.

При фронтолитической адвекции температуры, наоборот, отмечаются восходящие движения на циклонической периферии и нисходящие – на антициклонической (термически обратная циркуляция). Поскольку во входе ВФЗ велика вероятность фронтогенетической адвекции (сближения изотерм), то здесь чаще всего циркуляция термически прямая. Соответственно развивается типичная облачная система тропосферного струйного течения.

Основная облачная система струйного течения имеет вид обширного облачного массива длиной 500–3000 км, иногда распадающегося на несколько параллельных облачных полос с общей шириной 400 км и более. Левый (по отношению к направлению переноса) край облачной системы СТ резко очерчен. Вдоль него часто проходит тонкая темная полоса шириной 10–30 км. Облака, особенно вблизи левого края облачной системы СТ, отличаются волокнистой текстурой от зернистой текстуры поля кучевообразных облаков, расположенных левее СТ. Характерны так называемые струйные волокна (jet fibres) на краю массива фронтальных облаков (рис. 3.2), они видны и в видимом, и в инфракрасном диапазонах и используются для обнаружения оси струйного течения. Ширина их составляет несколько десятков километров (обычно менее 100 км), но они очень протяженны – от нескольких сотен до двух тысяч километров. В большинстве случаев струйные волокна существуют от 8 до 12 ч, а затем диссипируют.

Яркость облачной системы струйного течения больше, чем яркость окружающих ее облачных полей. Такой контраст наиболее заметен на ИК-снимках. Иногда имеются мезомасштабные облачные полосы, расположенные под прямым (или близким к прямому) углом к основному облачному массиву СТ. На снимках в полосе пропускания водяного пара часто наблюдается хорошо выраженная черная полоса на циклонической (левой) стороне СТ, указывающая на нисходящие движения и опускание сухого верхнетропосферного и стратосферного воздуха.

В результате статистического анализа получены следующие правила:

– ось струйного течения расположена параллельно левому краю облачной системы. Чаще всего она совпадает с ним или находится правее его на расстоянии, как правило, не превышающем 100 км;

– чем лучше выражена облачность струйного течения, тем больше скорость ветра на его оси;

– наличие мезомасштабных поперечных полос характерно для струйных течений со скоростями 100 м/с и более;

– средняя скорость ветра, при которой обнаруживается типичный для струйных течений облачный массив, составляет 45–50 м/с.

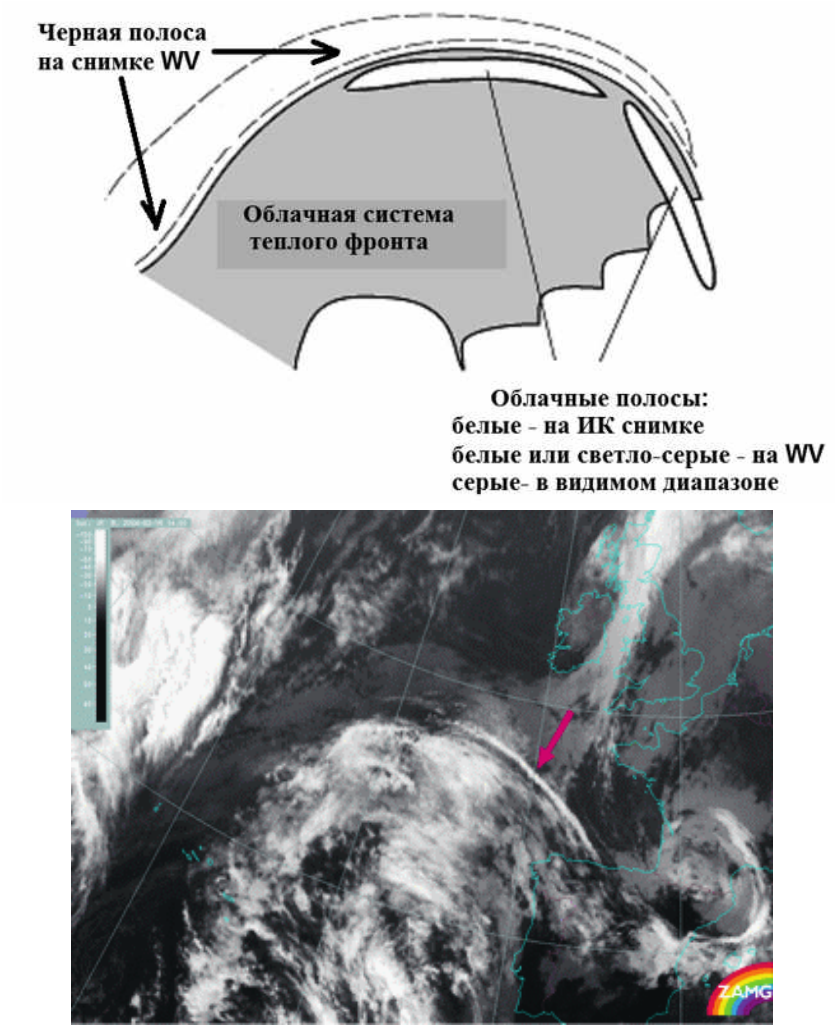


Рис. 3.2. Схематическое обозначение (концептуальная модель) струйных волокон (jet fibres) – облачных полос – на периферии «облачного щита» теплого фронта (вверху) и конкретный пример такой ситуации у западного побережья Европы 16.02.2004 г., 14 ч ВСВ (внизу).

3.2.4. Прогноз струйных течений и его точность

Первоначально прогноз струйных течений составлялся синоптическими методами, на основе определения их положения по прогностическим картам АТ300 или АТ200 и с использованием карт максимального

ветра, построенных по данным аэрологической сети. Некоторые методы такого типа были описаны в «Руководстве по прогнозированию метеорологических условий для авиации» [27], и их успешность была невысокой.

В настоящее время во всех крупных прогностических центрах прогноз струйных течений базируется на численном прогнозе скорости ветра на изобарических поверхностях в узлах регулярной сетки. Современные численные модели обеспечивают точность прогноза температуры и ветра, позволяющую рассчитать скорость максимального ветра в верхней тропосфере и локализовать СТ. Основной принцип определения характеристик максимального ветра и положения СТ по результатам численного прогноза состоит в следующем [12].

В каждом узле сетки по данным о ветре на изобарических поверхностях строится непрерывный профиль ветра во всем слое с помощью так называемой сплайн-аппроксимации (рис. 3.3). На этом профиле производится поиск максимума. Это и будет максимальный ветер в данном узле сетки; уровень, на котором достигается этот максимум, будет расчетным уровнем максимального ветра (осью СТ). Если максимальный ветер больше 80 узлов, т. е. больше 41,16 м/с, то определяются также высоты изотахи 80 узлов (информация о которой с 2007 по 2013 г., согласно требованиям ИКАО, являлась составной частью карт SWM и SWH) над и под уровнем максимального ветра.

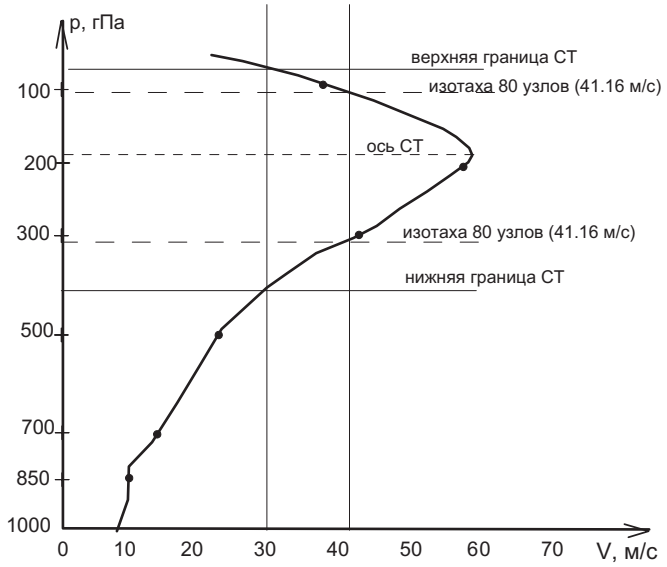


Рис. 3.3. Восстановление профиля ветра со струйным течением по данным на стандартных изобарических поверхностях.

После того как во всех точках сетки найдены максимальный ветер и его уровень во всей области расчета (на полусфере или на сфере), на карте максимального ветра синоптиком выделяются СТ как зоны с максимальным ветром, скорость которого превышает 30 м/с, проводятся изотахи, оси СТ, и на этих осях указывается скорость и высота.

В соответствии с программой уменьшения минимумов вертикального эшелонирования в 2007 г. в Приложение 3 ИКАО были введены более жесткие требования к точности прогноза максимального ветра и струйных течений. Согласно этим требованиям, ошибка краткосрочного прогноза скорости максимального ветра не должна превышать 5 м/с в 90 % случаев, а ошибка прогноза высоты его уровня не должна превышать 300 м в 80 % случаев. Согласно результатам мониторинга качества авиационных прогнозов, проводимого в течение многих лет в Отделе авиационной метеорологии Гидрометцентра России, наиболее близка к удовлетворению требованиям ИКАО продукция ВЦЗП Лондон, причем наибольшие трудности связаны с прогнозом высоты уровня максимального ветра. Точность прогноза максимального ветра ВЦЗП Вашингтон близка к точности продукции ВЦЗП Лондон. Продукция Гидрометцентра России, основанная на выходных данных глобальной полулагранжевой модели [33] (основной оперативной глобальной модели Гидрометцентра России с 2009 г.), по данным за 2013 г. характеризовалась более низким уровнем точности (ошибка прогноза скорости максимального ветра не превосходила 5 м/с в среднем в 80 % случаев, а ошибка прогноза высоты максимального ветра не превосходила 300 м примерно в 60 % случаев). Перспективы повышения уровня выполнения требований ИКАО связаны с развитием глобальной численной модели и повышением точности прогноза ветра.

3.3. Тропопауза

3.3.1. Сезонный ход и изменчивость высот тропопаузы. Полярная и тропическая тропопаузы

Тропопауза представляет собой переходный слой между тропосферой и стратосферой. Границы этого слоя часто не различимы отчетливо. Поэтому тропопаузой обычно называют не переходный слой, а верхнюю границу тропосферы, которая, согласно критерию ВМО, определяется как уровень, на котором вертикальный градиент температуры убывает до 0,2 ºС/100 м или ниже и остается столь же низким по крайней мере в вышележащем слое толщиной 2 км. (Тропопауза, определяемая по указанному критерию ВМО, называется термической тропопаузой.)

Довольно часто радиозондирование обнаруживает несколько уровней, удовлетворяющих данному критерию. В таком случае говорят о множественности тропопауз. Самый нижний из таких уровней считается первичной тропопаузой. Вышележащая вторичная тропопауза должна уже удовлетворять критерию 0,3 ºС/100 м. Согласно статистическим данным, процент сообщений о второй и третьей тропопаузах, по отношению к случаям с единичной тропопаузой, составляет (по разным расчетам) 14,8–16,4 и 1,3–2,8 % соответственно; максимум повторяемости множественных тропопауз в обоих полушариях приходится на широтную полосу 40–60º. Это связано в основном с сезонной миграцией струйных течений, на холодной (обращенной к полюсу) стороне которых наблюдается сильная деформация тропопаузы [11].

Тропосфера – самая плотная часть земной атмосферы, для которой характерны интенсивные вертикальные движения; она содержит почти весь атмосферный водяной пар (99 %), в тропосфере образуются облака и выпадают осадки. Вертикальное распределение температуры здесь характеризуется общим падением ее с высотой, хотя нередки и температурные инверсии, особенно в нижнем слое.

В стратосфере, основанием которой служит тропопауза, главную роль в регулировании температурного режима играет озон. Слой атмосферы, богатый озоном, лежит на высотах от 15 до 60 км, с максимумом концентрации озона на высоте ~23–30 км. Поглощение молекулами озона ультрафиолетовой радиации приводит к нагреванию стратосферы и росту температуры с высотой.

Причиной образования тропопаузы в толще атмосферы считается, в первом приближении, баланс между радиационным нагреванием атмосферы при поглощении солнечной радиации стратосферным озоном и процессами в тропосфере, включающими длинноволновое излучение поверхности, перемешивание и фазовые переходы влаги. Этот же фактор обусловливает понижение тропопаузы от экватора к полюсам. В среднем в тропиках ее высота близка к изобарической поверхности 100 гПа (16–18 км), в умеренных широтах – 200 гПа (10–12 км), в полярных – 300 гПа (8–10 км).

Зимой тропопауза ниже, чем летом. Кроме того, ее высота колеблется при прохождении циклонов и антициклонов: в циклонах она опускается, в антициклонах поднимается. Средняя температура на уровне тропопаузы над полюсом зимой ~ –65 ºС, летом ~ –45 ºС, над экватором весь год ~ –70 ºС и ниже. Соответственно различают низкую и теплую полярную тропопаузу в высоких широтах и высокую и холодную тропическую тропопаузу. Как тропическая, так и полярная тропопауза может перемещаться соответственно в более высокие и более низкие широты в процессе меридионального переноса воздушных масс.

Наибольшая пространственная и временная изменчивость высот тропопаузы имеет место в средних и высоких широтах. В тропической зоне тропопауза менее подвержена изменчивости. Часто ее отождествляют с изэнтропической поверхностью (т. е. изоповерхностью потенциальной температуры) 380 К.

Высота тропопаузы в конкретном пункте в данный момент определяется не столько географической широтой, сколько свойствами воздушных масс, адвекция которых может привести к тому, что в полярной зоне будет наблюдаться тропопауза с высотами, характерными для тропической воздушной массы, а в субтропической – со свойствами полярной. Например, за полярным кругом в районе Нарьян-Мара, расположенного на широте 67,5º, максимальное наблюденное значение высоты тропопаузы за 2007–2011 гг. составило 14,4 км. С другой стороны, при глубокой меридиональной адвекции полярной воздушной массы на юг, над Испанией тропопауза опускалась до высоты 7 км. Наибольшие высоты тропопаузы зафиксированы в южной Азии в период летнего муссона – 18 км. Пример поля высот тропопаузы приведен на рис. 3.4.

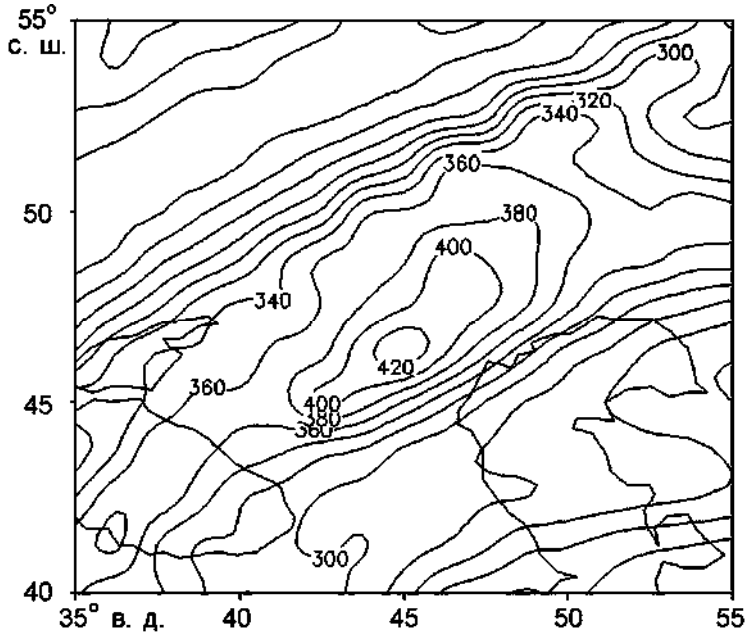


Рис. 3.4. Фрагмент карты высоты тропопаузы (гПа) 12.12.2013 г., 00 ч ВСВ. Видна область низкой тропопаузы (стратосферное вторжение) с давлением в центре выше 420 гПа.

Характерные деформации тропопаузы обнаруживаются в зонах струйных течений. На левой, циклонической стороне СТ тропопауза является низкой и относительно теплой, на правой, антициклонической – высокой и холодной. Переход от низкой тропопаузы к высокой может быть плавным и постепенным, а может быть резким и восприниматься как разрыв тропопаузы. Это особенно типично для зон субтропических СТ, на циклонической стороне которых наблюдается полярная тропопауза, а на антициклонической – тропическая.

На тех участках струйных течений, где развиваются интенсивные вертикальные движения (в зонах входа СТ), они могут приводить к возникновению глубоких опусканий тропопаузы на циклонической стороне СТ, когда низкая тропопауза заходит под высокую или образует воронку либо вытянутую узкую область (стример), заполненную стратосферным воздухом. Такие опускания стратосферного воздуха на уровни, обычно являющиеся тропосферными, называются стратосферными вторжениями. (Пример вертикального разреза через область стратосферного вторжения представлен на рис. 3.5.)

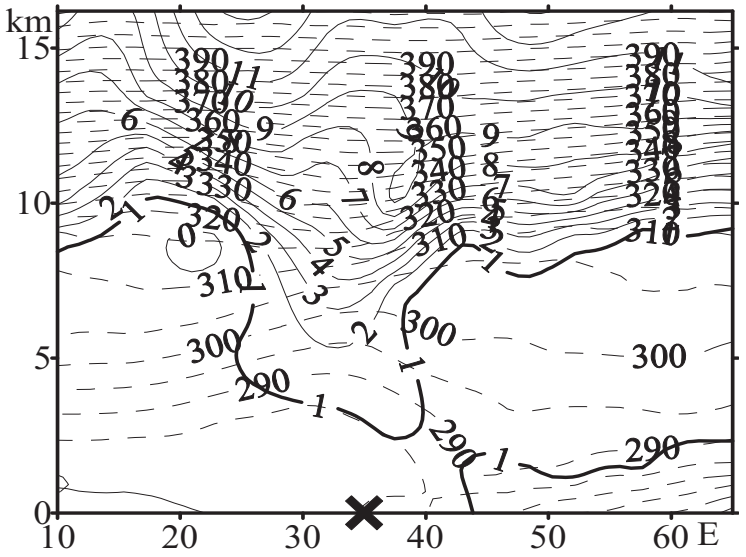


Рис. 3.5. Пример стратосферного вторжения над Кольским полуостровом: вертикальный разрез через 67,5º с. ш. потенциального вихря PV (сплошные линии) и эквивалентно-потенциальной температуры (К, пунктир) 28.10.1999 г. в 00 ч ВСВ. На оси абсцисс крестом показано положение станции Ловозеро, на которой в этот срок отмечена концентрация озона, превышающая фон в 4 раза. По оси абсцисс отложена восточная долгота в градусах, по оси ординат – высота в км. Изолиния PV = 1 – нижняя граница переходного слоя от тропосферы к стратосфере, PV = 4 – его верхняя граница [57].

В то же время на антициклонической стороне возникают более обширные зоны сравнительно медленных восходящих движений, приводящих к подъему тропопаузы и образованию максимумов ее высоты («куполов»). В зонах стратосферных вторжений в тропосферу проникают типично стратосферные составляющие, такие, как озон, радиоактивные аэрозоли.

Вторгающийся стратосферный воздух является очень сухим, и поэтому на спутниковых снимках в полосе пропускания водяного пара стратосферные вторжения видны как резко выделяющиеся черные полосы или пятна (рис. 3.6). Так, после прохождения холодного фронта тропопауза может опуститься на 6–8 км за 12 ч. В зонах струйных течений, атмосферных фронтов, на границах разных воздушных масс наблюдаются наибольшие наклоны тропопаузы (наибольшие горизонтальные градиенты ее высоты).

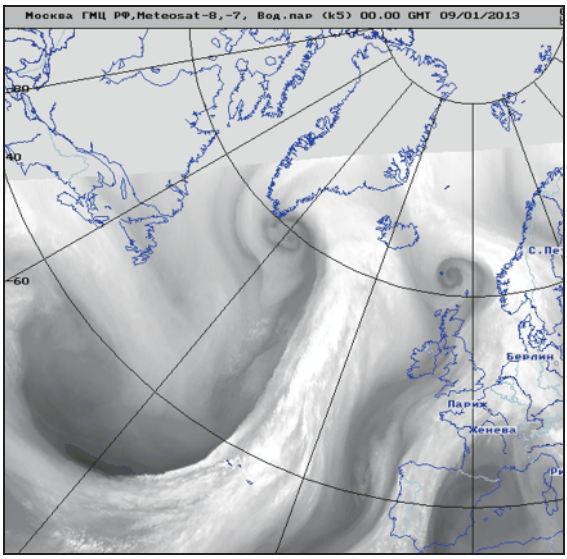


Рис. 3.6 Спутниковый снимок в полосе поглощения водяного пара. Области опускания стратосферного воздуха выглядят более темными, отчетливо видны воронки и стримеры тропопаузы.

3.3.2. Особенности полета в зоне тропопаузы

Большинство дальних авиарейсов осуществляется на высотах от 9 до 12 км – в слое наиболее вероятного положения тропопаузы в умеренных широтах. Тропопауза с ее изотермической или инверсионной стратификацией является задерживающим слоем, в котором скапливаются аэрозоли, обусловливающие некоторое ухудшение видимости,

и наблюдается повышенная интенсивность турбулентности в сравнении с нижележащей тропосферой.

Изменение стратификации температуры при пересечении самолетом тропопаузы влияет на показания указателя воздушной скорости и на аэродинамические характеристики самолета. От температуры воздуха зависит сила тяги двигателей, соответственно изменяется и расход топлива. В изотермических и особенно в инверсионных слоях плотность воздуха с высотой убывает быстрее, что приводит к более интенсивному уменьшению силы тяги с высотой и понижает потолок самолета.

3.3.3. Прогноз высоты тропопаузы на основе продукции моделей ЧПП

Прогноз высоты и температуры тропопаузы является составной частью краткосрочного прогноза особых явлений на верхних и средних уровнях, необходимого для метеорологического обеспечения авиации.

Необходимость разработки расчетных методов для прогноза положения тропопаузы стала особенно остро ощущаться с середины прошлого века в связи с бурным послевоенным развитием гражданской авиации. Материалом для таких разработок в то время могли служить только данные довольно редкой радиозондовой сети. Они позволили установить статистические связи между положением тропопаузы и другими характеристиками атмосферы, полученными в ходе вертикального зондирования. Чаще всего это были значения температуры и геопотенциала на стандартных уровнях, иногда – значения приземного давления. Для каждого пункта и каждого сезона получалась своя статистическая зависимость. Обзор таких статистических методов представлен в монографии З.М. Маховера [18]. Синоптические методы вычисления будущего положения тропопаузы основывались на использовании прогностических термобарических карт, где очаги тепла и холода на картах относительной и абсолютной топографии связывались с высокой и низкой тропопаузой. Точность как статистических, так и синоптических методов прогноза высоты тропопаузы была невысока и не удовлетворяла запросам практики.

С развитием гидродинамического моделирования, повышением точности прогнозирования полей температуры появилась возможность расчета положения термической тропопаузы по данным о температуре на изобарических поверхностях с применением критерия ВМО. В ряде современных прогностических моделей, в частности в модели Метеорологической службы Великобритании, прогностическая топография тропопаузы рассчитывается именно таким способом.

В Гидрометцентре России принят другой способ расчета высоты тропопаузы по данным объективного анализа и численного прогноза, позволяющий получить хорошую точность на основе данных о температуре и ветре на стандартных изобарических поверхностях при относительно невысоком горизонтальном и вертикальном разрешении численных моделей, оперативно используемых в России [41]. Указанный способ основан на понятии так называемой динамической тропопаузы. Последняя представляет собой границу между тропосферным и стратосферным воздухом, определяемую не по одному только градиенту температуры, а по значениям некоторой величины, которые в тропосфере и стратосфере различаются на порядок. Эта величина – потенциальный вихрь Эртеля – является сохраняемой характеристикой (инвариантом) частиц воздуха при адиабатических процессах, так что стратосферные частицы, переносимые в тропосферные слои, приносят с собой присущие стратосфере значения потенциального вихря, благодаря чему их можно идентифицировать как стратосферные, куда бы они ни сместились.

Привычная для метеорологов термическая тропопауза очень близка к определенной поверхности равных значений вертикальной составляющей потенциального вихря, *PV*, а высоту этой поверхности, которая и называется динамической тропопаузой, легко вычислить по данным о температуре и ветре на изобарических поверхностях. Значение *PV* определяется произведением вертикального градиента потенциальной температуры на абсолютную завихренность:

$$PV = -g\left(\xi + f\right)\cdot \partial\theta / \partial p \,. \qquad (33)$$

Здесь g – ускорение силы тяжести, $\xi = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ – относительная завихренность; f – параметр Кориолиса; θ – потенциальная температура; p – давление. Единицей измерения *PV* является величина 1 *pvu (potential vorticity unit),* равная 10^{-6} м^2·с$^{-1}$·К·кг$^{-1}$. Ближе всего к классической термической тропопаузе располагаются поверхности равных значений *PV* (изэртелические поверхности), лежащие в диапазоне 3-4 pvu. Величина *PV* является сохраняемой характеристикой индивидуальной частицы воздуха при условии адиабатичности, которое в верхней тропосфере выполняется достаточно хорошо для периодов времени порядка 2–3 суток.

Прогнозирование высоты тропопаузы на основе концепции динамической тропопаузы позволяет получить с точностью, соответствующей требованиям практики метеорологического обеспечения авиации, не только будущее положение тропопаузы на сравнительно однородных, почти горизонтальных ее участках, но и в ее понижениях (воронках и стримерах), которые не всегда удается обнаружить с помощью концепции термической тропопаузы.

Прогностические поля высот тропопаузы рассчитываются в крупных метеорологических центрах и используются для составления карт особых явлений на верхних и средних уровнях для авиации.

3.4. Турбулентность в ясном небе

3.4.1. Физические и метеорологические условия образования ТЯН

В свободной атмосфере, вне пограничного слоя и зон конвективной деятельности, воздушные потоки можно считать квазиламинарными, т. е. такими, в которых воздух перемещается слоями, практически без перемешивания и пульсаций. Сильная турбулентность в свободной атмосфере встречается в виде отдельных пятен или линз. Такие зоны отличаются высоким уровнем возмущенности и могут представлять определенную опасность для воздушных судов. Прогноз этого вида турбулентности, именуемого «турбулентностью в ясном небе», ТЯН («Clear Air Turbulence», CAT), важен в связи с его влиянием на летательные аппараты. Нарушение равновесия аэродинамических сил, действующих на самолет, приводит к возникновению добавочных ускорений, вызывающих вредные перегрузки. Самолет, попавший в турбулентную зону, испытывает болтанку.

Болтанка самолетов наиболее часто проявляется в виде дрожания (вибрации), отдельных покачиваний, частых и мелких толчков и ударов, следующих один за другим, или в виде бросков самолета в разные стороны (особенно вверх и вниз) на десятки метров: иногда обе указанные разновидности сочетаются. Интенсивность турбулентности, вызывающей болтанку, подразделяется ***качественно*** на следующие категории: слабая, умеренная и сильная.

При слабой турбулентности наблюдаются резкие вздрагивания и отдельные броски самолета, которые часто сопровождаются большими кренами. При умеренной турбулентности незакрепленные предметы внутри ВС начинают смещаться, хождение по самолету может вызвать легкие травмы. При сильной турбулентности имеют место очень резкие и сильные броски самолета, отклонения по курсу и высоте. Режим полета нарушается, а использование автопилота затруднено. Ухудшается и управляемость самолетом.

Вертолеты в значительно меньшей степени, чем самолеты, подвержены болтанке. В реальных условиях атмосферной турбулентности перегрузка вертолета, как правило, не превышает эксплуатационную. Для одних и тех же атмосферных условий перегрузки вертолета Ми-8 в 1,5–2,0 раза меньше, чем у самолета Ан-24. Заметного нарушения

управляемости вертолета не происходит даже при сильной болтанке, хотя техника пилотирования при этом значительно усложняется.

В различных источниках турбулентность в ясном небе определяется как «многообразие нерегулярных флуктуационных движений в безоблачной атмосфере на больших высотах», «турбулентность, которая имеет место в свободной атмосфере вне видимой конвективной активности», «турбулентность вне облачности», «все виды турбулентности неконвективного происхождения» [60].

Своеобразный характер зон ТЯН – перемежаемость, резкая локализация в окружающем потоке, большая изменчивость размеров и продолжительности жизни – затрудняет их исследование и прогноз. Механизмы развития ТЯН интенсивно изучались начиная с 60-х годов XX века, и к настоящему времени можно считать установленным, что имеются три основных разновидности механизма гидродинамической неустойчивости, порождающей ТЯН [27]:

1) гидродинамическая неустойчивость основного потока, стратифицированного по ветру и температуре (неустойчивость Кельвина – Гельмгольца). Уравнение, описывающее процессы роста внутренних волн в результате неустойчивости этого вида, содержит в качестве единственного параметра число Ричардсона *Ri*. Его теоретически найденное критическое значение равно 1/4: при меньших *Ri* наступает быстрый рост амплитуд малых возмущений и турбулизация всего слоя, в котором $Ri < 1/4$. Малые числа Ричардсона наблюдаются при больших вертикальных сдвигах ветра и/или малой статической устойчивости. Размеры возникающих таким образом турбулентных слоев по горизонтали достигают 100 км и более, по вертикали – 1–1,5 км. Такие слои могут существовать довольно продолжительное время, зависящее от характера эволюции основного потока. При этом болтанку могут испытывать несколько самолетов, последовательно пролетающих через турбулентную зону.

Гидродинамическая неустойчивость основного потока может быть обусловлена как вертикальной стратификацией температуры и ветра, так и большими горизонтальными сдвигами ветра, часто наблюдающимися на периферии струйных течений. В таких условиях также возникают долгоживущие и протяженные турбулентные слои;

2) вторичная неустойчивость, или неустойчивость внутренних волн в устойчивом потоке (в котором $Ri > 1/4$). Внутренние гравитационные волны, распространяясь в атмосфере, при определенных условиях начинают расти по амплитуде, в результате чего на их гребнях возникают зоны неустойчивости Кельвина – Гельмгольца (числа *Ri* понижаются ниже критического значения) и развивается турбулентность. Источники гравитационных волн весьма многочисленны: это неровности подстилающей поверхности, ее термические неоднородности, фронты и циклоны, грозовые очаги, струйные течения и др.

Амплитуда, при которой на гребне волны появляется неустойчивость, называется критической. В результате вторичной неустойчивости образуются короткоживущие, небольших размеров турбулентные пятна («линзы» или «блины»), вкрапленные в квазиламинарный поток и переносимые им. Их протяженность не превышает немногих десятков километров по горизонтали и сотен метров по вертикали. Чем интенсивнее источники гравитационных волн, тем больше вероятность появления турбулентных пятен. С другой стороны, чем больше устойчивость стратификации (больше *Ri*), тем больше критические амплитуды и, значит, менее вероятно появление турбулентных пятен. Однако (и это имеет принципиальное значение) нельзя назвать такого значения *Ri*, при котором возможность появления турбулентных пятен исключалась бы полностью;

3) неустойчивость критического уровня. Так называется уровень, на котором горизонтальная фазовая скорость внутренней гравитационной волны равна скорости ветра. Волна, подходя к критическому уровню, может либо расти по амплитуде и разрушаться с образованием турбулентности, либо приводить к появлению неустойчивости Кельвина – Гельмгольца в окрестности этого уровня, что также ведет к турбулизации. В обоих случаях образуются турбулентные слои. Поскольку положение критических уровней, которые возникают в слоях со сдвигами ветра, зависит от фазовой скорости волн, а последняя должна рассматриваться как случайная величина – вследствие неустойчивости критического уровня появляются случайным образом распределенные турбулентные зоны при больших *Ri*.

Таким образом, можно заключить, что зоны ТЯН в атмосфере сильно анизотропны (неоднородны в различных направлениях), их время жизни и размеры меняются в широких пределах, а их появление в потоке хотя и зависит от параметров последнего (прежде всего от сдвига ветра), но не полностью ими определяется. Вследствие сильной пространственной анизотропии ТЯН нередки случаи, когда один самолет, пролетая через данный квадрат, встречает турбулентность, а другие самолеты даже на том же эшелоне не испытывают ее. Точно так же, если один или несколько самолетов не встречают ТЯН в данном квадрате, нельзя быть уверенным, что следующий самолет не испытает болтанки.

3.4.2. Синоптические критерии прогноза ТЯН

В целом ТЯН – редкое явление. Повторяемость умеренной и сильной ТЯН, по материалам сбора сведений от пилотов рейсовых самолетов в 70-х гг. XX века, над территорией бывшего СССР составляла в среднем за год 2,5 % (с максимумом в сентябре и минимумом в

декабре). Над США годовой ход ТЯН в целом аналогичен, а повторяемость значительно выше. Также отмечена меньшая горизонтальная протяженность зон ТЯН над США. Обе эти особенности можно объяснить преобладанием неустойчивости гравитационных волн, генерируемых меридионально ориентированными хребтами. В СССР была отмечена повышенная повторяемость ТЯН и меньшие размеры турбулентных зон над горными массивами Кавказа и Средней Азии.

По другим, более поздним данным, повторяемость турбулентности всех градаций интенсивности, вызывающей болтанку самолетов, в слое 1–6 км составляет 10 %, в слое 6–11 км – до 15 %, а выше 11 км – 5–8 %. Отмечена и зависимость повторяемости от широты: в умеренных широтах она в 1,5–2,0 раза меньше, чем в низких. При этом указывается, что в 95 % случаев турбулентность являлась слабой и только в 5 % отмечалась более высокая интенсивность турбулентности [27].

Исследования метеорологических условий образования турбулентности в ясном небе показали, что ТЯН в отсутствие препятствий наблюдается главным образом в зонах струйных течений. Благоприятными условиями для развития ТЯН являются следующие особенности полей ветра и температуры:

– большие вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра;

– резкие изменения знака и/или величины вертикального градиента температуры;

– нестационарность потока, особенно увеличение вертикальных градиентов скорости ветра со временем;

– меандрирование струйного течения;

– большие горизонтальные градиенты температуры;

– низкие значения статической устойчивости.

Прогноз ТЯН синоптическим методом сводится к определению в прогностических полях косвенных признаков, указывающих на повышенную (по сравнению с окружением) вероятность существования турбулентных зон. Широко распространенные в прошлом синоптические методы основаны на выделении тех участков термобарического поля, в которых ТЯН наиболее вероятна.

На рис. 3.7 представлены синоптические критерии прогноза ТЯН, учитывающие прогностическую конфигурацию изогипс поверхностей 400 или 300 гПа и струйного течения:

а) дельта высотной фронтальной зоны при наличии значительных вертикальных сдвигов ветра. В зоне расходимости изогипс (а иногда и осей струйных течений) вероятность ТЯН превышает природную повторяемость этого явления в 2–3 раза;

б) на оси барической ложбины с циклонической стороны СТ (иногда – на расстоянии до 300 км от оси СТ, при обязательном наличии адвекции холода не менее 2,5 ºС/100 км на уровне 300 гПа). Дополнительными факторами, способствующими развитию ТЯН, являются

быстрое перемещение ложбины (не менее 50 км/ч) и большие горизонтальные сдвиги ветра в области наибольшего сгущения изотерм (не менее 10 м/с на 100 км);

в) тыл барической ложбины при наличии СТ в зоне ослабления скорости ветра по потоку (не менее 20 м/с на 10º широты);

г) ось барического гребня при наличии СТ в условиях сильных вертикальных сдвигов ветра (свыше 1,5 м/с на 100 м), значительных скоростей ветра (свыше 70 м/с) или резкого усиления антициклонической кривизны СТ;

д) седловина при наличии изолированного центра низкого давления и скоростях в СТ не менее 50 м/с;

е) зона слияния двух СТ при вертикальных сдвигах ветра не менее 3 м/с на 100 м.

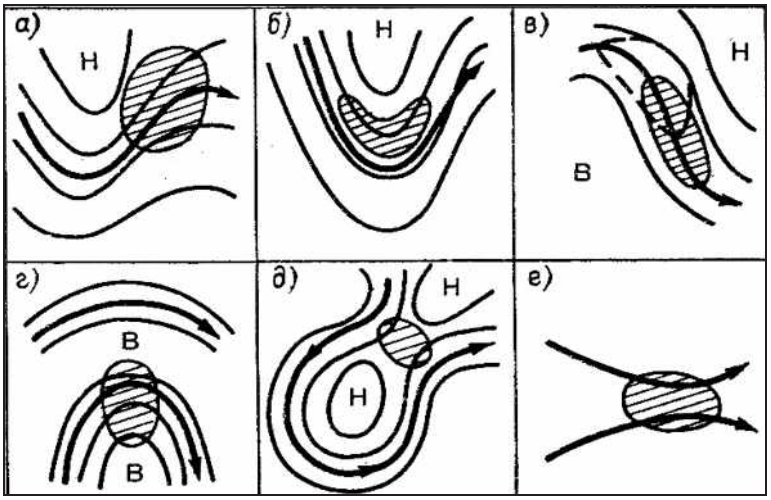


Рис. 3.7. Синоптические критерии прогноза ТЯН. Буквами В и Н обозначены области высокого и низкого давления соответственно, жирная линия со стрелкой – ось СТ, тонкие линии – изогипсы, пунктир – изотахи [27].

Для прогноза зон ТЯН вне струйных течений должны быть учтены некоторые дополнительные критерии. Например, ТЯН может наблюдаться в областях резкой расходимости изогипс при наличии вертикальных сдвигов ветра не менее 6 м/с на 1 км. Такие же вертикальные сдвиги ветра являются необходимым условием развития ТЯН в малоградиентном барическом поле с двумя небольшими (с одной замкнутой изогипсой) вихрями циклонической и антициклонической циркуляции, расположенными в пределах 500 км друг от друга.

3.4.3. Источники данных и категории интенсивности турбулентности

Основными источниками информации о ТЯН являются сообщения пилотов (PIREP – PIlot REPorts, в терминологии ВМО – AIREP), а также инструментальные измерения, представленные в сообщениях AMDAR/ASDAR.

Информация, представленная в сообщениях пилотов, во многом субъективна. Она может установить факт наличия турбулентности, но не ее интенсивность, поскольку разные люди по-разному переносят болтанку. Кроме того, не всегда пилот может отличить турбулентность в ясном небе от турбулентности, связанной с конвекцией. Интенсивность турбулентности в количественном отношении подразделяется на следующие градации: нулевая (отсутствие турбулентности), слабая, умеренная и сильная.

Что касается инструментальных измерений, то оборудование, установленное на ВС, не измеряет турбулентность непосредственно. Внутренняя навигационная система может определять значения вертикального ускорения (нормального к горизонтальной базовой плоскости ВС). Измеряемое пиковое ускорение (PA – Peak Acceleration) трактуется через масштаб ускорения g свободного падения, и, таким образом, устанавливается интенсивность воздействия турбулентных толчков. Пиковое ускорение, по абсолютной величине меньшее $0{,}15g$, означает отсутствие турбулентности, интервалы $0{,}15g \le \text{PA} < 0{,}5g$; $0{,}5g \le \text{PA} < 1g$; $\text{PA} \ge 1g$ характеризуют соответственно слабую, умеренную и сильную турбулентность. Ускорения могут быть как положительными, так и отрицательными [60].

Альтернативным индикатором турбулентности является величина рассчитанной эквивалентной вертикальной скорости порывов DEVG (Derived Equivalent Vertical Gust velocity). Она определяется как мгновенная вертикальная скорость порыва, которая, отнесенная к средней скорости горизонтального ветра, продуцирует измеряемое ускорение ВС. Эффект порыва зависит от массы ВС и других характеристик, которые принимаются во внимание при расчете DEVG, так что скорости порывов, рассчитанные для разных типов ВС, оказываются сравнимыми.

Величина DEVG передается в сообщениях AMDAR как U_{de} в десятках метров в секунду:

$$U_{de} = \frac{10Am|\Delta n|}{V}, \tag{34}$$

где $|\Delta n|$– характеристика пика вертикального ускорения ВС в единицах g; m – общая масса ВС (в тоннах); V – скорость ветра на момент

наличия пика ускорения (в узлах); *A* – особый параметр ВС, зависящий от типа ВС и условий полета.

Категории интенсивности турбулентности на основе величин DEVG определяются следующим образом:

– отсутствие турбулентности: DEVG < 2 м/с;
– слабая турбулентность: 2 ≤ DEVG < 4,5 м/с;
– умеренная турбулентность: 4,5≤ DEVG < 9 м/с;
– сильная турбулентность: DEVG ≥ 9 м/с.

Еще один критерий турбулентности, определяемый из инструментальных измерений, – скорость вихревой диссипации (EDR – Eddy Dissipation Rate). Эта величина описывает спектр вертикальных порывов турбулентного воздуха вокруг ВС [50] и считается не зависящей от типа воздушного судна. Поэтому именно этот параметр с 2004 г. является официально признанным ИКАО критерием интенсивности турбулентности и указывается в сообщениях AMDAR.

До 2007 г. категории интенсивности турбулентности, согласно Техническому регламенту ВМО/ИКАО, формировались на основе соотношения максимальных и средних значений EDR (табл. 3.1).

Таблица 3.1. Индекс турбулентности, определяемый средним и максимальным значениями EDR ($м^{2/3}с^{-1}$): категории, соответствующие сильной турбулентности, затенены

Средние EDR	Максимальное значение EDR							Отсутствие показаний
	<0,1	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4-0,5	0,5-0,8	>0,8	
<0,1	0	1	3	6	10	15	21	
0,1-0,2		2	4	7	11	16	22	
0,2-0,3			5	8	12	17	23	
0,3-0,4				9	13	18	24	
0,4-0,5					14	19	25	
0,5-0,8						20	26	
>0,8							27	
Отсутствие показаний								28

На основании этих данных были рекомендованы следующие связи индексов EDR с интенсивностью ТЯН.

Турбулентность считается:

– сильной, когда индекс турбулентности равен 15–27 (максимальное значение EDR превышает 0,5);

– умеренной, когда индекс турбулентности равен 6–14 (максимальное значение EDR удовлетворяет соотношению 0,3 < EDR ≤ 0,5);

– слабой, когда индекс турбулентности равен 1–5 (максимальное значение EDR равно 0,1–0,3);

– нулевой, когда индекс турбулентности равен 0 (максимальное значение EDR < 0,1).

Пример информации об EDR в данных AMDAR представлен ниже. В предпоследнем столбце фрагмента сообщения приводятся средние/максимальные значения измерений во время полета. Другие обозначения: S – источник данных (AMDAR, TAMDAR, ASDAR и т.п.); F – качество данных; HHMM – часы и минуты; lat/lon – широта/долгота в градусах; Alt – высота в футах; wd/ws направление/скорость ветра (градусы/узлы); t/td – температура/точка росы (ºC); ice – наличие обледенения.

AC#9757 CMH->BOS starting at 23-Sep-2010 11:12:40 with 51 obs
ascent sounding starting at 23-Sep-2010 11:12:40
descent sounding ending at 23-Sep-2010 12:38:34

S	F	HHMM	lat/lon	Alt	wd / ws	t / td	edr	ice
3	0	1113	39.9980/-82.8690	1250	224°/012	21.0/21.00±0.3	---/---	0
3	0	1113	39.9980/-82.8620	1540	231°/013	21.7/21.70±0.3	0.45/0.65	0
3	0	1113	39.9980/-82.8540	1800	228°/012	21.7/21.10±0.3	0.45/0.95	0
3	0	1113	39.9980/-82.8440	2070	---°/---	20.7/18.90±0.4	0.65/0.95	0
3	0	1113	39.9980/-82.8310	2330	---°/---	20.2/17.90±0.6	0.35/0.95	0

В шестнадцатом издании Приложения 3 ИКАО, выпущенном в 2007 г., интерпретация информации о турбулентности через EDR изменилась. Теперь, хотя по-прежнему происходит измерение средних (за 15 мин) и максимальных значений EDR, интенсивность турбулентности категоризируется только по кубическому корню из максимального значения. Турбулентность считается:

– сильной, когда максимальное значение кубического корня из EDR превышает 0,7;

– умеренной, когда максимальное значение кубического корня из EDR больше 0,4, но меньше или равно 0,7;

– слабой, когда максимальное значение кубического корня из EDR больше 0,1, но меньше или равно 0,4;

– нулевой, когда максимальное значение кубического корня из EDR меньше или равно 0,1.

3.4.4. Прогноз турбулентности на основе продукции численных моделей

Как было сказано выше (разд. 3.4.1), турбулентность в ясном небе относится к микромасштабным явлениям. Такие явления не

описываются непосредственно в численных прогностических моделях. Однако условия, благоприятные для развития ТЯН, в значительной степени воспроизводятся моделями. Это прежде всего большие вертикальные сдвиги ветра и слабая термическая устойчивость, то есть условия для неустойчивости Кельвина – Гельмгольца; далее, это большие горизонтальные сдвиги ветра и изменения вертикального градиента температуры по вертикали и горизонтали, то есть условия для роста амплитуд гравитационных волн и развития вторичной неустойчивости. Таким образом, продукция численных моделей – поля ветра и температуры – в значительной мере описывает ситуации, благоприятные для развития ТЯН, и главным образом – обширных зон ТЯН. С другой стороны, нельзя ожидать, что модельные поля позволят выявить все такие ситуации. Действительно, такие детали, как увеличенные сдвиги ветра в тонких слоях в пределах СТ, модель, скорее всего, не предскажет. Тем более нельзя ожидать от численных моделей информации об амплитудах гравитационных волн. Поэтому прогноз ТЯН по выходным данным численных моделей сводится лишь к указанию областей в воздушном потоке, в которых условия для развития ТЯН являются благоприятными [47].

В настоящее время в ведущих прогностических центрах мира прогноз ТЯН дается с помощью физико-статистических зависимостей, путем расчета по выходным данным прогностических моделей определенных предикторов (индексов ТЯН), связь которых с повторяемостью болтанки самолетов доказана статистически. Хотя, с точки зрения теории, важнейшим предиктором ТЯН является число *Ri*, однако на практике его эффективность ограничена из-за низкой точности расчета по данным с недостаточным для этой цели вертикальным разрешением. Чаще используются другие параметры. Практически все они представляют собой комбинацию характеристик структуры поля ветра, таких, как его деформация, конвергенция, вертикальные и горизонтальные сдвиги. (Характеристики поля температуры оказываются менее информативными.) Перечислим наиболее известные из этих параметров [60].

Широко распространен в мировой практике индекс *TI* (*Turbulence Index*) и его разновидности *TI*1 и *TI*2, предложенные Эллродом и Кнаппом. Индекс *TI*1 представляет собой произведение вертикального сдвига ветра на деформацию поля ветра

$$TI1 = D\left|\frac{\partial \vec{V}}{\partial z}\right|, \qquad (35)$$

где $\vec{V}$ – вектор скорости ветра; D – деформация поля ветра:

$$D = \sqrt{D_{sh}^2 + D_{st}^2} = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2}, \quad (36)$$

где D_{sh} и D_{st} – соответственно, деформация сдвига и деформация горизонтального растяжения/сжатия.

Индекс *TI*2, помимо деформации, учитывает также конвергенцию воздушных потоков C_{vg}:

$$TI2 = \left(D + C_{vg}\right)\left|\frac{\partial \vec{V}}{\partial z}\right|, \quad (37)$$

$$C_{vg} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right). \quad (38)$$

Конвергенция и деформация ветра входят в выражение для интенсивности фронтогенеза F (в общем смысле фронтогенез есть изменение горизонтального градиента температуры со временем в индивидуальной частице воздуха), рассчитываемой по формуле:

$$F = 0{,}5\left|\nabla_h \theta\right|\left(D\cos 2\beta + C_{vg}\right), \quad (39)$$

где $\left|\nabla_h \theta\right|$ – величина горизонтального градиента потенциальной температуры на поверхности h; β – угол между осью растяжения изогипс и изолинией потенциальной температуры.

Индекс Брауна Φ_n учитывает, кроме деформации, завихренность движения:

$$\Phi_n = \sqrt{0{,}3\zeta_a^2 + D_{sh}^2 + D_{st}^2}\ . \quad (40)$$

Здесь ς_a – вертикальный компонент абсолютной завихренности:

$$\varsigma_a = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f\ ; \quad (41)$$

f – параметр Кориолиса; величины D_{sh}^2 и D_{st}^2 определены выше в формуле (36) для индекса *TI*1.

Известен также индекс Даттона, представляющий собой комбинацию значений вертикального и горизонтального сдвигов ветра

$$E = 1{,}25S_H + 0{,}25S_V^2 + 10{,}5, \quad (42)$$

где S_H – горизонтальный сдвиг ветра (в м/с на 100 км); S_V – вертикальный сдвиг ветра (в м/с на 100 м). Горизонтальный сдвиг ветра здесь рассчитывается по формуле:

$$S_H = \frac{1}{\left(u^2 + v^2\right)^{0,5}}\left(uv\frac{\partial u}{\partial x} - u^2\frac{\partial u}{\partial y} + v^2\frac{\partial v}{\partial x} - uv\frac{\partial v}{\partial y}\right), \tag{43}$$

а вертикальный сдвиг ветра определяется как

$$S_v = \left|\frac{\partial \vec{V}}{\partial p}\right|\frac{\partial p}{\partial z}. \tag{44}$$

Индекс DVSI представляет собой произведение деформации ветра, его вертикального сдвига и скорости, нормализованной на ее характерное значение, как это видно из следующих выражений:

$$DVSI = D \cdot VS \cdot \frac{V}{45}, \tag{45}$$

где VS – модуль вертикального сдвига ветра:

$$VS = \sqrt{(\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2}\ . \tag{46}$$

Предложенная позднее характеристика интенсивности турбулентности – индекс *Ланнона* (*Lunnon*) – использует, в сущности, те же характеристики поля ветра, но в других сочетаниях и с давлением в качестве вертикальной координаты:

$$Lunnon = \left[\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)^2 - \left(\frac{\partial u}{\partial p}\right)^2\right]\cdot\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right) - 2\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial v}{\partial p}\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right). \tag{47}$$

Все перечисленные индексы разграничивают условия наличия и отсутствия турбулентности, влияющей на полет ВС, с помощью пороговых значений, которые определяются путем сравнения расчетов с данными о ТЯН (рапортами пилотов или данными AMDAR/ASDAR): при превышении пороговых значений индексов следует ожидать турбулентность.

Сравнения рассчитанных индексов турбулентности с данными о ТЯН необходимы и для того, чтобы оценить информативность конкретного индекса как индикатора ТЯН. Такие сравнения требуют наличия большой выборки данных об отсутствии и наличии явления в окрестности сроков, для которых имеется объективный анализ или численный прогноз с хорошим пространственным разрешением. В разное время было проведено некоторое количество таких сравнений. Так, в 2002 году в Нидерландах была выполнена работа по верификации расчетных индексов турбулентности – F, $TI1$, $TI2$, $Ф_п$, E, а также скорости и вертикального сдвига ветра, информативность которых также представляла интерес [60]. При использовании данных AMDAR о DEVG

в качестве фактических наилучшие результаты были получены с помощью индекса *TI*2, а наихудшие – с помощью фронтогенетической функции *F*. При оценке таких результатов нужно иметь в виду, что они до некоторой степени зависят от использованной численной модели. В данном случае все индексы рассчитывались по модели ЕЦСПП с шагом 1,5º.

При прогнозе ТЯН с использованием современных численных моделей пороговые значения индексов, позволяющие разделить условия наличия и отсутствия ТЯН, а также оценить ее интенсивность в случае наличия, определяются качеством численных моделей, их разрешением (как горизонтальным, так и вертикальным) и способностью адекватно воспроизводить, прежде всего, сдвиги ветра, и могут значительно различаться у разных моделей. Эти пороговые значения определяются эмпирически путем сравнения с имеющимися данными о ТЯН.

На рис. 3.8 приведен пример расчетов зон ТЯН с указанием их верхней и нижней границ в гектофутах. При определении зон ТЯН использовался индекс DVSI, рассчитанный по данным объективного анализа на сетке 1,25°×1,25°.

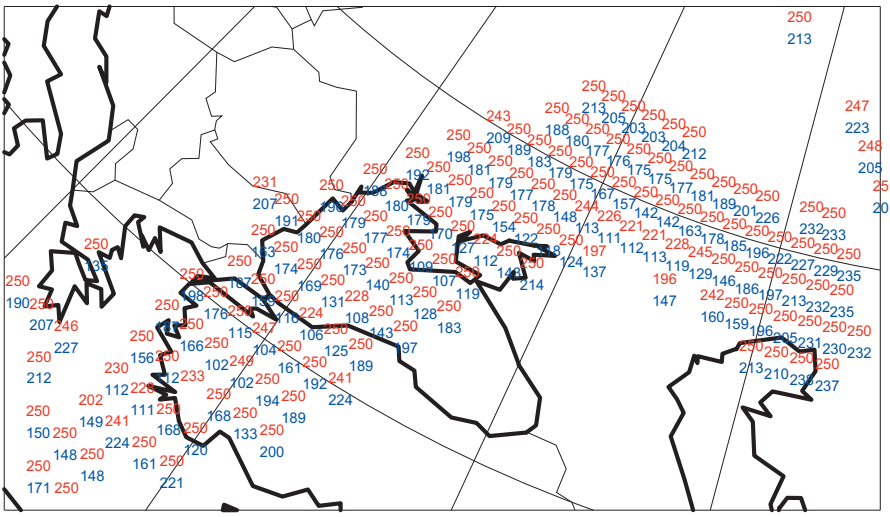


Рис. 3.8. Фрагмент карты зон ТЯН на средних уровнях (FL100–250). В узлах сетки указаны значения высот верхней (над узлом, красные цифры) и нижней (под узлом, синие цифры) границ зон ТЯН (в гектофутах).

Другой формой представления данных о ТЯН может служить трехмерное графическое изображение, как это показано на рис. 3.9, где представлена интенсивность ТЯН (средняя по квадрату модельной сетки) на разных уровнях.

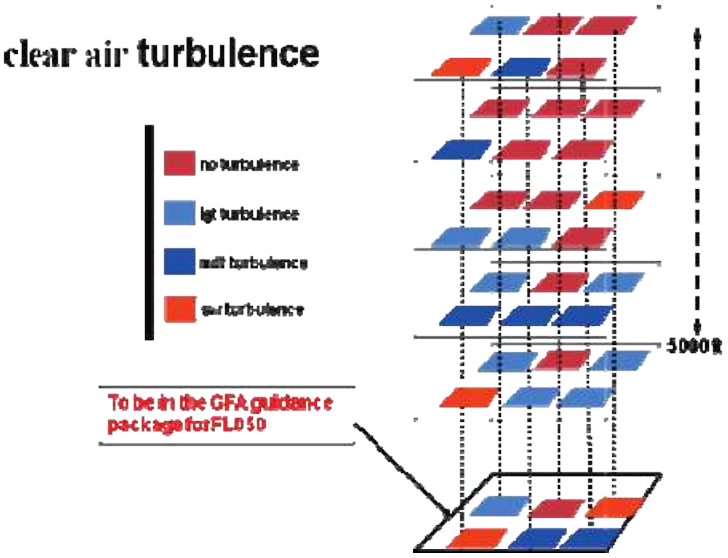


Рис. 3.9. Информация о ТЯН в виде ее средней интенсивности по квадрату сетки на различных уровнях (практикуется метеослужбой Канады).

3.4.5. Орографическая турбулентность

Одним из источников вторичной неустойчивости, как было указано в разд. 3.4.1, являются неровности рельефа. Любая горная цепь или даже холмы высотой в сотню метров могут вызывать деформацию потока во всей толще тропосферы, увеличивая вероятность болтанки. Деформация воздушного потока, обусловленная обтеканием горного препятствия, порождает над горами орографическую турбулентность (турбулентность горных волн – “mountain wave turbulence”). Она включает в себя волны большой амплитуды, роторы, турбулентность в слоях сильного сдвига вблизи тропопаузы и у подстилающей поверхности, трехмерные турбулентные следы позади горных пиков и сильные склоновые ветры.

Горные волны и зоны орографической турбулентности развиваются во всей толще тропосферы, в слое тропопаузы и в нижней стратосфере и влияют на полеты ВС как на нижних, так и на средних и верхних уровнях. Условия образования горных волн и зон орографической турбулентности, а также синоптические критерии и численные методы прогноза орографической турбулентности описаны выше в разд. 2.8.5, 2.8.6.

3.5. Вулканический пепел

3.5.1. Влияние вулканического пепла на полет ВС

В среднем за год вулканы выбрасывают в атмосферу Земли около 2 млрд тонн пепла. При извержениях уменьшается прозрачность воздуха, увеличивается облачность и количество осадков. Облака вулканического пепла могут переноситься на многие тысячи километров от места извержения и существовать продолжительное время. Они представляют собой непосредственную опасность для авиации. Попадание частиц пепла в двигатели самолета может привести к серьезным инцидентам.

Впервые авиационное сообщество обратило внимание на проблему вулканического пепла в июне 1982 г. Тогда у пассажирского самолета «Боинг-747» Британской авиакомпании, летевшего на высоте 12 210 м из г. Куала-Лумпур (Малайзия) в г. Перт (Австралия), внезапно отказал двигатель, а вслед за ним три остальных. Самолет начал падать, и лишь на высоте 4 623 м удалось запустить один двигатель, а чуть позже – два других. «Боинг» совершил вынужденную посадку в г. Джакарте (Индонезия). Причиной инцидента оказался пепел, выброшенный в атмосферу в апреле 1982 г. во время извержений вулкана Галунгтунг, расположенного рядом с трассами авиалиний между Южной Азией и Австралией.

Тремя неделями позднее аналогичный случай произошел примерно в том же месте с «Боингом-747» Сингапурской авиакомпании, попавшим в облако вулканического пепла. Самолет совершил вынужденную посадку в Джакарте вследствие выхода из строя двух двигателей из четырех.

Приведем еще один пример летного происшествия. 15 декабря 1989 г. при снижении для захода на посадку в г. Анкоридж (Аляска, США) на высоте 7 500 м, в 240 км от вулкана Ридаут, самолет попал в пепловое облако этого вулкана, выброшенное полутора часами ранее. Пилоты пытались набрать высоту, чтобы выйти из облака вулканического пепла. Однако пепловая масса образовала стекловидную «рубашку» на лопатках турбин. В результате все четыре двигателя заглохли и в течение 8 мин самолет падал. Когда пилоты сумели снова запустить двигатели, до земли оставалось менее 2000 м. После того как спустя 38 мин после начала события самолет все же благополучно приземлился в Анкоридже на двух двигателях, из каждой турбины было извлечено по 80 кг вулканического пепла. Все четыре двигателя, а также навигационные и электрические системы самолета пришлось заменить.

В апреле 2010 г. европейская авиация понесла ощутимый урон из-за извержения вулкана Эйяфьятлайокудль в Исландии, когда

вулканический пепел накрыл значительную часть воздушного пространства Европы. Ущерб, нанесенный мировой экономике извержением этого вулкана, был оценен в $1,45 трлн. Как отмечали представители Европейской Комиссии, при этом одни только авиакомпании понесли потери в размере €1,7 млрд вследствие многочисленных отмен рейсов и закрытия многих европейских аэропортов. Это был наиболее масштабный кризис в авиации.

Основной ущерб, наносимый ВС вулканическим пеплом, – абразия лобовых поверхностей (стекло кабины экипажа и передние кромки крыльев), а также аккумуляция пепла в отверстиях фюзеляжа, включая двигатели. Абразия ветрового стекла и фар сокращает видимость. Могут искажаться показания приборов, так как датчики (например, приемники воздушного давления) блокируются пеплом. Засасывание пепла в двигатели вызывает абразивные повреждения лопаток турбин реактивных двигателей.

Состав вулканического пепла таков, что температура его плавления находится в пределах диапазона рабочих температур современных крупных реактивных двигателей. Степень его влияния на ВС зависит от концентрации пепла и от времени нахождения ВС в шлейфе пепла.

Кроме непосредственного попадания частиц вулканического пепла в двигатели самолета, к опасной ситуации во время захода самолета на посадку могут приводить сопутствующие факторы – резкое уменьшение видимости в зоне интенсивного пеплопада, помехи радиосвязи, выход из строя электроники на самолете.

К настоящему времени зарегистрировано сравнительно небольшое число летных происшествий, обусловленных воздействием вулканического пепла. Соответственно имеется недостаточно данных о влиянии вулканического пепла на двигатели самолета, его корпус и авионику. В целях повышения безопасности новые двигатели самолетов тестируются на сопротивление воздействию песка и пыли в воздухе. Предполагается, что эти вещества являются хорошей имитацией вулканического пепла, однако отличия могут быть существенными.

Сложность изучения влияния вулканического пепла на полет ВС заключается также в том, что состав и плотность пепла меняются в зависимости от региона расположения вулкана. Поэтому опыт и знания, накопленные в одном регионе, не могут распространяться в полной мере на другие.

В 1987 г. ИКАО в координации с ВМО учредила международную службу слежения за вулканическим пеплом на авиатрассах (IAVW – International Airways Volcanic Watch). Постоянно обновляемая информация об интенсивности извержений вулканов распространяется национальными и региональными авиационными властями и специальными

консультативными центрами слежения за вулканическим пеплом VAAC (Volcanic Ash Advisory Centre). В настоящее время сообщения о вулканическом пепле заинтересованные потребители получают в форматах SIGMET, VAA (консультативная информация о вулканическом пепле), NOTAM, ASHTAM.

Как правило, ответственный VAAC выпускает консультативное сообщение о вулканическом пепле, содержащее прогноз его перемещения, которое передается органу метеорологического слежения. Последний готовит SIGMET (с обозначением WV в заголовке) о предполагаемом проникновении пеплового облака на территорию подведомственных РПИ, согласно прогнозу VAAC.

Пример сообщения WV SIGMET о вулканическом пепле приведен ниже [14].

WV SIGMET
YUDD SIGMET 2 VALID 211100/211700 YUSO–
YUDD SHANLON FIR/UIR VA ERUPTION MT ASHVAL PSN S1500 E07348 VA CLD
OBS AT 1100Z FL310/450 APRX 220KM BY 35KM S1500 E07348 – S1530 E07642
MOV SE 60KMH FCST 1700Z VA CLD APRX S1506 E07500 – S1518 E08112 –
S1712 E08330 – S1824 E07836 – S1506 E07500=

Содержание:

Второе по счету (после 0001 UTC) сообщение SIGMET, выпущенное ОМС аэропорта Шенлон (YUSO) для района полетной информации/верхнего района полетной информации Шенлон (индекс РДЦ – YUDD); период действия: с 11 00 UTC до 17 00 UTC 21 числа данного месяца;
выброс вулканического пепла горой Ашваль, расположенной в месте с координатами
15 градусов ю. ш. и 73 градуса 48 минут в. д.;
в 11 00 UTC наблюдалось облако вулканического пепла между эшелонами полета 310
и 450; в районе с размерами приблизительно 220 км на 35 км между:
15 градусами ю. ш. и 73 градусами 48 минутами в. д. 15 градусами 30 минутами ю. ш.,
76 градусами 42 минутами в. д.; смещается в юго-восточном направлении со скоростью
60 километров в час; прогноз местоположения облака вулканического пепла на
17 00 UTC: приблизительно в районе, ограниченном точками с координатами:

15 градусов 6 минут ю. ш., и 75 градусов 00 минут в. д.:
15 градусов 18 минут ю. ш. и 81 градус 12 минут в. д.;
17 градусов 12 минут ю. ш. и 83 градуса 30 минут в. д.;
18 градусов 24 минуты ю. ш. и 78 градусов 36 минут в. д.

Примечания:
1. Для описания местоположения облака пепла в пространстве используются точки с координатами.
2. Названия и индексы условные.

Девять существующих в настоящее время мировых центров VAAC отслеживают распространение облаков вулканического пепла в отдельных регионах. Они расположены в Лондоне (Великобритания), Вашингтоне и Анкоридже (США), Монреале (Канада), Буэнос-Айресе (Аргентина), Дарвине (Австралия), Тулузе (Франция), Токио (Япония) и Веллингтоне (Новая Зеландия).

Карта зон ответственности VAAC представлена на рис. 3.10.

3.5.2. Средства обнаружения облаков вулканического пепла

В зависимости от обстоятельств облако вулканического пепла может быть обнаружено с земли, в воздухе или со спутника. Для этого могут быть использованы следующие приборы: лидар, сейлометр, радар, видеокамера, аэрозольные зонды. Как правило, эти приборы не используются для регулярного наблюдения за вулканическим пеплом, за исключением видеокамер. Так, Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT) Института вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения РАН с помощью веб-камер проводит в режиме реального времени мониторинг активности восьми вулканов Камчатки и Северных Курил. Информация о состоянии вулканов Камчатки еженедельно (а в случае начала сильного извержения несколько раз в сутки) передается группой KVERT, среди прочих потребителей, в метеослужбу аэропорта Елизово, во все крупнейшие авиакомпании мира и VAAC в Токио, который составляет консультативные сообщения по вулканическому пеплу [69].

В настоящее время многие наблюдательные системы, используемые для метеорологических целей, стали применяться и для мониторинга вулканического пепла. В этом отношении наиболее успешным является использование спутников. В случае необходимости они могут быть задействованы для слежения за концентрацией вулканического пепла в атмосфере. Это же относится к радарам, лидарам, метеорологическим зондам и лазерным регистраторам нижней кромки облаков.

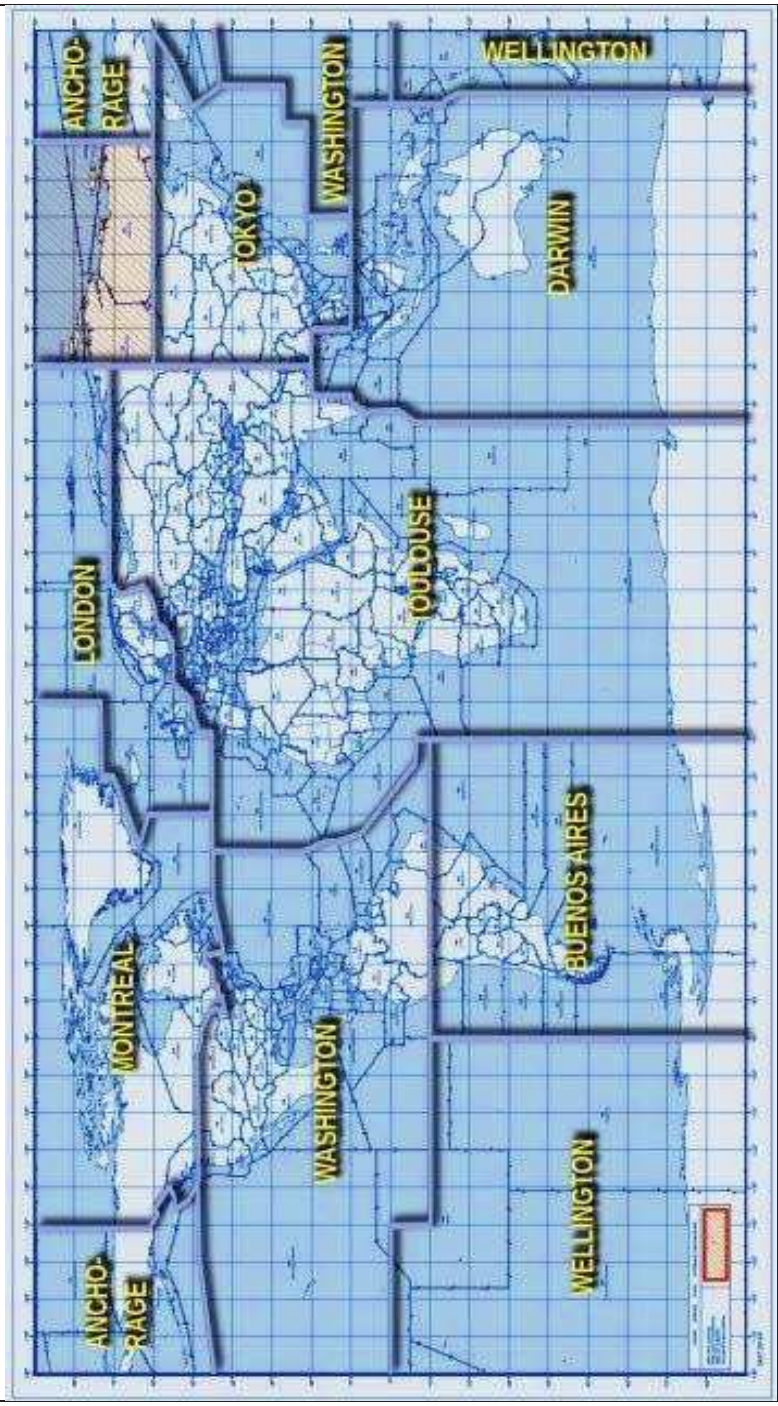


Рис. 3.10. Карта зон ответственности центров VAAC.

С теоретической точки зрения, оптимальная длина волны радара для обнаружения им вулканического пепла должна составлять от 3 мм до 3 см. Метеорологические радиолокаторы работают на более длинных волнах. Следует отметить, однако, что радары, работающие на длинах волн от 3 см, также часто способны обнаруживать вулканический пепел, особенно тогда, когда радар находится недалеко от места извержения (в пределах 100 км). Столб пепла в этом случае является плотным и насыщен крупными частицами, что позволяет радару засечь их.

Для прогноза последующего движения и рассеяния вулканического облака чрезвычайно важно оценить высоту начального извержения. Поскольку вулканический пепел в извергаемом столбе имеет высокую отражаемость, радарные измерения позволяют провести такую оценку. Однако качество получаемой информации существенно зависит от погодных условий (наличия осадков) и расстояния до вулкана. Поэтому в настоящее время большое значение приобретает использование усовершенствованных мобильных радаров, способных различать сухие пепловые и влагосодержащие облака. Эти радары перемещают в окрестность места извержения для проведения более точных измерений.

Лазерные регистраторы нижней границы облаков при благоприятных метеорологических условиях могут использоваться для обнаружения аэрозольных слоев в атмосфере, а значит, и для идентификации облаков вулканического пепла. После извержения 2010 года к имевшимся 40 регистраторам зоны ответственности VAAC Лондон были добавлены еще 14 и увеличена максимальная высота зондирования с 6 до 15 км. Данные этой сети регистраторов обрабатываются автоматически, конечным продуктом являются карты аэрозольной облачности.

Другим нерегулярным средством наблюдения могут служить аэрозольные радиозонды. Их применение пока не получило широкого распространения. Косвенную информацию о пепловых облаках может сообщать также сеть регистраторов молний. Исследования показали, что вспышки молний, генерируемых в облаках пепла над вулканом, могут быть мгновенным предупреждением о потенциальной опасности вулканической активности.

В случае реального контакта ВС с облаком вулканического пепла пилот, как правило, может наблюдать (в зависимости от плотности облака и времени нахождения в нем) следующие явления [25]:

– в ночное время суток – электростатические разряды вокруг лобового стекла кабины экипажа («огни св. Эльма») и яркое беловатое свечение из реактивных двигателей;

– в кабине экипажа появляются очень мелкие частицы пепла, образуя налет на поверхностях;

– чувствуется резкий запах, аналогичный запаху при электрическом разряде; возможен запах серы;

– в ночное время суток посадочные огни отбрасывают на пепловые облака резкие, отчетливые тени, в отличие от нечетких теней на водосодержащих и ледяных облаках.

Проводятся работы по оборудованию ВС специальными датчиками, позволяющими пилотам отслеживать зоны с максимальной концентрацией вулканического пепла. Существующие датчики способны обнаруживать вулканический пепел на расстоянии до 100 км, если на пути не встречаются влагосодержащие облака.

Система полярно-орбитальных и геостационарных ИСЗ, ведущая наблюдение за облачным покровом Земли, способна различать облака вулканического пепла, поскольку они отличаются от водосодержащих облаков [62]. Как правило, за исключением начальной стадии извержения, пепловые облака полупрозрачны. Частицы, из которых они состоят, имеют малый размер (менее 10 мкм). Пепловые облака гораздо теплее обычных. И, хотя частицы пепла служат ядрами конденсации, в таких облаках относительная влажность меньше 50 %.

Существует автоматическая система обнаружения вулканического извержения, использующая ИК-снимки спутников METEOSAT и данные метеорологического прогноза. Система обеспечивает непрерывный мониторинг вулканов с обновлением каждые 30 мин над обширной территорией, охватывающей Европу, Африку и Атлантический океан. Система обнаруживает облака, характеристики которых указывают на их вулканическое происхождение:

– форма: облако пепла имеет круглую форму или форму шлейфа, распространяющегося по ветру;

– расположение: вершина облака располагается близко к вулкану или вниз по потоку от вулкана;

– контраст: яркостная температура (ЯТ) вершины облака значительно отличается от окружающей среды.

Чтобы более надежно отделить пепловые облака от влагосодержащих и исключить ложные тревоги, следует произвести следующие проверки:

– если на предыдущем снимке облако находится на наветренной стороне вулкана, то это не вулканическое облако;

– если поблизости нет других облаков на той же высоте, то облако скорее всего вулканическое;

– если облако внезапно появляется на снимке, тогда как на предыдущем снимке его не было, то оно является вулканическим;

– конвективные облака в прогнозе на этой высоте отсутствуют.

Однако применение всех перечисленных подходов не исключает возможности ошибки. Так, Лондонский VAAC каждые сутки выдает 1–2 ложные тревоги об извержениях.

Одним из наиболее распространенных методов распознавания пепловых облаков на спутниковых снимках является так называемый метод разделения ИК-диапазона или «техника двухполосного разделенного окна» (two-bands split window technique) [66]. Известно, что свойства радиационного поглощения для силикатов и воды различаются в ИК-диапазоне длин волн 10–12 мкм. Снимки, показывающие разность яркостной температуры между каналами 10,8 и 12,0 мкм (ЯТ10.8 – ЯТ12.0), могут быть использованы для нахождения облаков вулканического пепла среди водосодержащих облаков (пример представлен на рис. 3.11).

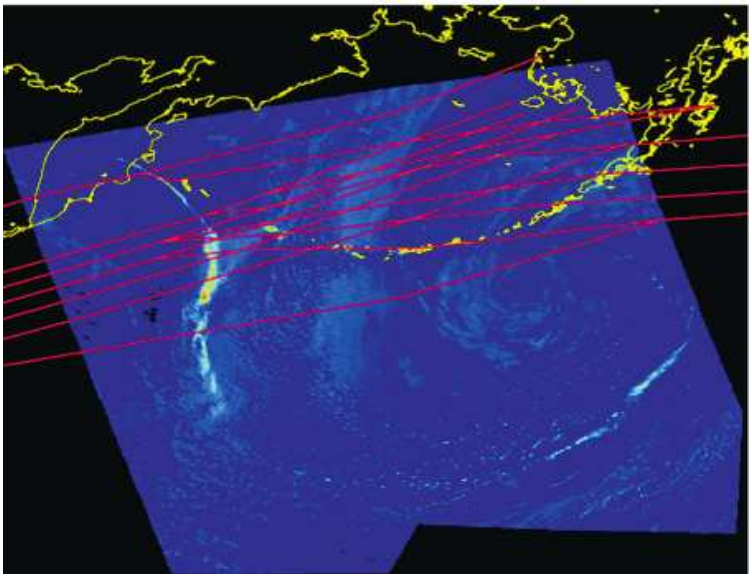


Рис. 3.11. Комбинированное изображение облака вулканического пепла от вулкана Ключевский, полученное 1.10.1994 г. с помощью радиометра AVHHR, применяющего метод разделения ИК-диапазона [25].

Критерии распознавания следующие:

ЯТ10.8 – ЯТ12.0 > 0 для водосодержащих облаков;

ЯТ10.8 – ЯТ12.0 < 0 для облаков вулканического пепла.

Иногда применяется «многополосный» метод. Кроме указанных выше двух каналов, он использует излучение в ИК-диапазоне на длинах волн 3,9 и 8,5 мкм, а также в видимой части спектра – 0,6 мкм.

3.5.3. Прогноз эволюции облаков вулканического пепла

Эволюция облаков вулканического пепла прогнозируется на основе применения так называемых дисперсионных моделей (моделей рассеяния). Дисперсионные модели прогнозируют объемную концентрацию и выпадение аэрозольных веществ на горизонтальных масштабах от одного километра до тысяч километров. Исходными данными для расчетов служат сведения об источниках выброса (по данным наблюдений), а также информация о метеорологических величинах (температуре, ветре, влажности и т. д.), которая поступает из численных моделей прогноза погоды.

Типичная дисперсионная модель позволяет рассчитывать подъем плавучих шлейфов вулканического пепла, осаждение компонентов шлейфа из-за осадков (мокрое осаждение), сухое осаждение, химический состав шлейфа, а также учитывать реакции образования химических веществ с участием серы и азота, разрушение шлейфа через распад радиоактивных материалов [64].

Для запуска модели вводятся следующие параметры: положение, начальное время, высота выбросов и верхняя и нижняя границы шлейфа вулканического пепла (если они известны). Предельная заблаговременность прогноза составляет 6 суток. Для определения концентрации, соответствующей «видимому облаку пепла», используется эмпирическая зависимость концентрации от высоты вершины и мощности облака пепла. При наличии достоверных данных наблюдений может быть проведена коррекция мощности выброса. Это необходимо для обеспечения более точного сопоставления наблюдаемых и модельных пепловых облаков.

Выходная продукция дисперсионной модели представляется в графическом формате в виде карт концентрации пепла в различных слоях атмосферы для большого региона. Эти данные являются основой при подготовке консультативного сообщения о вулканическом пепле с ожидаемым положением вулканического шлейфа через 6, 12 и 18 ч. Консультативное сообщение используется авиационными полномочными органами для принятия решения о закрытии части воздушного пространства в целях предотвращения встречи ВС с вулканическим пеплом.

На рис. 3.12 приведен пример прогноза, выполненного в VAAC Тулуза при извержении вулкана Гримсвётн в Исландии. На картах указано прогностическое положение облака вулканического шлейфа в различных слоях с 6-часовым интервалом 3 сентября 2013 года.

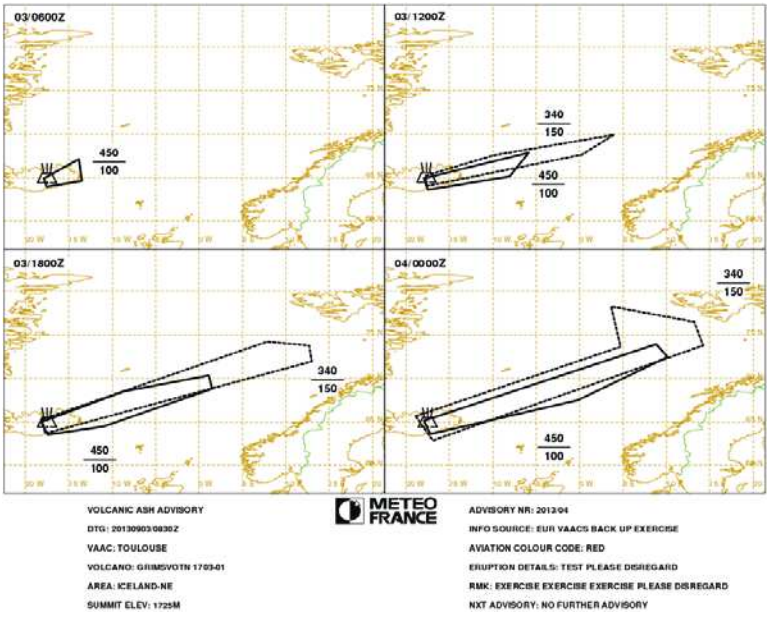


Рис. 3.12. Прогноз положения облаков вулканического пепла от вулкана Гримсвётн 3–4 сентября 2013 г. на сроки (день, час, мин в формате дд/ччмм), указанные в верхнем левом углу карт. Границы облака пепла в слое 100–450 гектофутов обозначены сплошной линией, в слое 150–340 гектофутов – пунктиром.

3.6. Карты особых явлений на верхних (SWH) и средних (SWM) уровнях

3.6.1. Номенклатура карт SWH

Прогностические карты особых явлений на верхних уровнях (SWH – Significant Weather, High levels) выпускаются Всемирными центрами зональных прогнозов. Прогнозы особых явлений, получаемые с использованием глобальных моделей ЧПП, передаются из ВЦЗП в цифровом формате метеорологическим полномочным органам и другим пользователям и декодируются на местах в стандартные карты для фиксированных зон действия, описанных в Приложении 3 ИКАО [20]. Согласно этому документу, на карту наносится следующая прогностическая информация, относящаяся к слою ~7–19 км (или FL250 – 630):

– тропический циклон при условии, что ожидаемое значение средней скорости приземного ветра за 10 мин составляет или превышает 17 м/с;

– линии сильного шквала;

– умеренная или сильная турбулентность (в облачности или при ясном небе);

– умеренное или сильное обледенение;

– песчаная буря/пыльная буря на обширном пространстве;

– кучево-дождевые облака, связанные с грозами и перечисленными выше явлениями;

– высота тропопаузы в единицах эшелона полета;

– струйные течения;

– информация о месте извержения вулканов, в результате которого образуются облака вулканического пепла, имеющие значение для полетов ВС;

– информация о месте выброса в атмосферу радиоактивных материалов, имеющего значение для полетов ВС.

Струйные течения, уровни и скорости ветра на их осях наносятся на карты согласно результатам расчета по прогностическим полям ветра с использованием методов, описанных в разд. 3.2. Именно, специальная программа строит непрерывный вертикальный профиль ветра в рассматриваемом слое, используя для этого значения зональной и меридиональной составляющих скорости ветра на модельных или стандартных изобарических поверхностях в конкретном узле сетки глобальной модели. Затем на этом профиле производится поиск уровня максимального ветра. Если модуль скорости максимального ветра превышает 30 м/с, то над данным узлом присутствует струйное течение. Такие расчеты выполняются в каждом узле модельной сетки на всей области, и результаты используются для нанесения на карту SWH струйных течений и их характеристик.

Максимумы и минимумы высот тропопаузы находят после того, как высота тропопаузы в каждом узле модельной сетки рассчитывается по прогностическим полям температуры (и ветра, если используется понятие динамической тропопаузы) на модельных или стандартных изобарических поверхностях (см. разд. 3.3). Положение максимумов и минимумов высоты тропопаузы определяется после проведения изолиний ее высот на всей области расчета.

Зоны умеренной и сильной турбулентности в ясном небе наносятся в соответствии с расчетом (по прогностическим полям геопотенциала и ветра) характеристик турбулентности в ясном небе согласно алгоритмам, описанным в разд. 3.4.

Кучево-дождевая облачность с верхними границами выше 7 км наносится таким же образом, как и кучево-дождевая облачность на картах SWL. Синоптик наносит на карту зоны конвекции, пользуясь для обозначения их пространственного распределения символами ISOL, OCNL, FRQ, EMBD.

Вулканы и тропические циклоны отмечаются на картах в соответствии с информацией, получаемой из мировых консультативных центров по вулканическому пеплу (VAAC) и тропическим циклонам (TAAC).

3.6.2. Номенклатура карт SWM

Прогностические карты особых явлений на средних уровнях (SWM – Significant Weather, Medium levels) выпускаются мировыми авиаметеорологическими центрами. Информация, наносимая на карту SWM, аналогична информации для карты SWH и относится к слою FL100–250.

В ведущих мировых метеорологических центрах, входящих во Всемирную систему зональных прогнозов (WAFS – World Aviation Forecast System), данная информация рассчитывается на основе продукции глобальных прогностических моделей, так же как и при расчете карт SWH.

Струйные течения и максимальные ветры в них указываются на карте в пределах слоя, к которому она относится. В среднем уровень обращения горизонтального градиента температуры и, соответственно, уровень максимального ветра в верхнетропосферных струйных течениях лежит выше 400 гПа. Однако в средних широтах при интенсивной циклонической деятельности и в резких фронтальных зонах с активным фронтогенезом могут наблюдаться СТ с осью ниже 400 гПа. Субтропические СТ, оси которых лежат значительно выше этого уровня, могут захватывать достаточно мощный слой, так что их нижняя часть со скоростями более 30 м/с опускается ниже 400 гПа. С учетом этого на карте указывается скорость на оси струйного течения в тех случаях, когда эта ось лежит в пределах слоя 700–400 гПа. Если же верхнетропосферное струйное течение, ось которого лежит выше 400 гПа, имеет достаточно большую вертикальную мощность, так что его нижняя часть захватывает уровни ниже 400 гПа, то в качестве максимального ветра на карте отмечается ветер, максимальный в пределах этой нижней части слоя (т. е. обычно – ветер на поверхности 400 гПа).

Тропопауза в низких широтах (тропическая тропопауза) лежит значительно выше поверхности 400 гПа, в средних широтах она обычно располагается между поверхностями 200 и 300 гПа, т. е. также в пределах слоя верхних уровней. Однако в высотных фронтальных зонах часто происходит деформация тропопаузы, опускание ее на холодной стороне ВФЗ и образование воронок или стримеров (удлиненных зон низкой тропопаузы), тогда как на теплой стороне ВФЗ происходит поднятие тропопаузы в виде «купола». Иногда такая деформация до-

вольно значительна, так что тропопауза может опускаться до поверхности 400 гПа и ниже. В этом случае она будет располагаться в слое средних уровней, и соответствующая информация должна находить отражение на карте SWM.

***Зоны умеренной и сильной турбулентности в ясном небе*,** высоты их верхней и нижней границ наносятся так же, как при построении карты SWH. Если одна из границ зоны турбулентности лежит вне слоя «средних уровней», то эта граница указывается в виде XXX.

Кучево-дождевая облачность с верхними границами выше 3 км наносится при условии, что она связана с явлениями, описанными в разд. 3.6.1. Таким образом, символ *Cb* обозначает умеренную или сильную турбулентность, грозу, град, обледенение. Высота верхней границы указывается в тех случаях, когда она лежит в пределах слоя средних уровней. Синоптик наносит на карту зоны конвекции, пользуясь для обозначения их пространственного распределения символами ISOL, OCNL, FRQ, EMBD.

Зоны возможного умеренного и сильного обледенения воздушных судов наносятся на карту с обозначением их верхней и нижней границ. Если же одна из границ лежит вне слоя средних уровней, то ее величина обозначается на карте как XXX.

Положение ***вулканов и тропических циклонов*** указывается аналогично карте SWH.

3.6.3. Карты SWH и SWM ведущих мировых прогностических центров

Прогностические карты особых явлений на верхних и средних уровнях оперативно выпускаются двумя мировыми центрами зональных прогнозов (WAFC – World Aviation Forecast Centres) – Лондон и Вашингтон. Лаборатория зональных прогнозов Гидрометцентра России, имевшая ранее статус регионального центра зональных прогнозов, продолжает выпускать карты особых явлений на верхних и средних уровнях в оперативном режиме, в соответствии с запросами российских авиационных метеорологов. Авиационные синоптики России используют эту продукцию, которая, по их отзывам, нередко точнее отражает особенности атмосферных процессов над Россией. Однако для обеспечения международной аэронавигации легитимной является только продукция WAFC.

Прогностические карты SWH и SWM, выпускаемые в указанных мировых центрах, основаны на результатах численного прогноза по глобальным моделям мирового класса. Однако эти численные модели прогнозируют далеко не все явления и величины, которые от-

ражаются на картах. Для прогноза ряда явлений и величин, перечисленных выше в разд. 3.6.1 и 3.6.2, используются расчетные методы постпроцессинга результатов численного прогноза давления (геопотенциала), температуры, влажности, ветра и других рассчитываемых в модели величин.

Методы постпроцессинга, применяемые в различных WAFC, имеют много общего, но все же не тождественны. В несколько большей степени отличаются друг от друга численные модели, используемые в разных WAFC. В результате возникают определенные различия в прогнозе конфигурации и скорости струйных течений, топографии тропопаузы и характеристиках других особых явлений. Синоптик на основании своего опыта в каждом конкретном случае принимает решение о том, какой вес придать тому или иному прогнозу при метеорологическом обеспечении полетов.

Глава 4.
СВЕРХКРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ И НАУКАСТИНГ ДЛЯ АВИАЦИИ

4.1. Общие положения

Под сверхкраткосрочным прогнозом и наукастингом применительно к метеорологическому обеспечению авиации понимают прогноз с небольшой заблаговременностью по аэродрому, по району аэродрома или по трассам полетов. Если продукция численных моделей, реализующих краткосрочный прогноз по значительной территории, обычно включает прогностические поля (представленные значениями в узлах регулярной сетки), как правило, доступные через каждые 6 или 12 ч, то результаты сверхкраткосрочного прогноза и наукастинга описывают ожидаемые изменения погоды в промежутках между этими сроками и в конкретных пунктах.

Так, наукастинг (английский термин nowcasting можно перевести как «прогноз на сейчас», т.е. прогноз текущей погоды) – это прогноз с минимальной заблаговременностью – от нескольких минут до 2–6 ч. Сверхкраткосрочным прогнозом называется обычно прогноз с заблаговременностью от 2–6 до 12 ч. В настоящее время нет единого мнения о том, какая заблаговременность – 2, 3 или 6 ч – является верхней границей интервала наукастинга. Но особого значения это не имеет, поскольку эта граница определяется в каждом случае потребностями практики. Нередко, если имеющаяся информация это позволяет сделать, разрабатывается единая методика для прогноза с заблаговременностями, например, от 15 мин до 24 ч, захватывая таким образом и область краткосрочного прогноза.

Само по себе прогнозирование с малой заблаговременностью не является новостью. Прогнозы погоды такого рода даются синоптиками постоянно. Сюда относится большинство прогнозов по аэродрому и прогнозов условий взлета и посадки ВС. Традиционно такие прогнозы были основаны на опыте и интуиции синоптика, на анализе изменения

характеристик погоды, а во многих случаях – на использовании локальных прогностических методик. Последние разрабатывались на материале наблюдений и носили характер статистических зависимостей (формул, графиков и диаграмм). Такие методики используются и в настоящее время. В разделе 2 настоящего научно-методического пособия представлен целый ряд методов такого типа, в том числе методы прогноза конвективных явлений (гроз, града, шквалов) и туманов, по своей заблаговременности соответствующих сверхкраткосрочному прогнозу и наукастингу.

Однако современные термины «сверхкраткосрочный прогноз» и «наукастинг» характеризуют не только определенные интервалы заблаговременности, но главным образом информационные основы и техническую реализацию прогнозирования. Именно, соответствующие виды прогнозов предполагают использование вычислительной техники (компьютеров) и большого объема исходных данных (а значит, развитой системы их передачи), включая наблюдения на близлежащих станциях, а также радарные, спутниковые и иные наблюдения. Кроме того, учитывается численный прогноз по одной или нескольким моделям. (Это не значит, что каждый конкретный метод сверхкраткосрочного прогноза или наукастинга обязательно включает все перечисленные виды информации.) Количественные прогностические соотношения обычно являются результатом применения статистических методов, а также разнообразных эмпирических подходов. Расчеты производятся в крупных авиационных прогностических центрах, их результаты рассылаются непосредственно потребителям – авиационным синоптикам и диспетчерским службам.

Развитие прогностических методов такого рода явилось результатом сложившейся в конце XX столетия ситуации, когда, с одной стороны, непрерывно возрастали требования к точности авиационного прогноза, с другой – появилось большое и все возрастающее количество новой информации, поступающей в распоряжение синоптика. В условиях дефицита времени для формулировки прогноза синоптик обязан выполнить синтез разнородных видов информации с учетом веса и вклада различных факторов в развитие процесса. Была осознана необходимость создания специального математического аппарата, с помощью которого оптимальным образом осуществлялся бы комплексный учет доступных видов информации. Таким аппаратом и стали методы наукастинга и сверхкраткосрочного прогноза.

Предиктантами методов наукастинга и сверхкраткосрочного прогноза для авиации являются, как правило, те характеристики погоды, которые наиболее сильно влияют на безопасность взлета, посадки и полета ВС: грозовая конвекция, ухудшение видимости, понижение

нижней границы сплошной облачности. В ряде случаев ставится также цель прогноза перехода температуры через 0 ºС, скоростей или порывов ветра и др.

При этом учитывается тот факт, что непредсказанное ухудшение погоды ведет к большим финансовым потерям (причем потери от ложных тревог намного ниже, чем от непредсказанных явлений), а потому даже небольшие уточнения методик прогнозирования дают значительную экономию. Так, по оценкам экспертов, правильный прогноз с заблаговременностью 30 мин понижения ВНГО ниже минимума аэродрома в сумме по всем эпизодам за год и по всем аэродромам США дал бы экономию $500–850 млн, а правильно предсказанное понижение ВНГО ниже минимума на основных аэродромах Нью-Йорка предохраняет от потери $500 тыс. за каждый эпизод. Поэтому считается целесообразным затрачивать средства на то, чтобы, например, открыть несколько дополнительных станций в окрестности аэродрома, если это позволит повысить успешность прогноза ВНГО даже всего на 2–4 %.

4.2. Принципы построения и примеры методов сверхкраткосрочного прогноза и наукастинга

Применяемые в мировой практике методы сверхкраткосрочного прогноза и наукастинга преимущественно основаны на статистической обработке рядов данных о предикторах (в качестве которых используются измерения с дискретностью 1 ч и менее на аэродроме и на достаточно большом числе окрестных станций, а также модельные прогностические величины и данные дистанционных измерений, прежде всего с помощью радаров и спутников) и предиктантах, охарактеризованных выше. Разработка таких методов производится как в крупных метеорологических центрах, так и в подразделениях, непосредственно занятых обеспечением авиации, в том числе на международных аэродромах с интенсивным воздушным движением.

В России первый опыт оперативного использования методов наукастинга (в рамках международного сотрудничества) был связан с метеорологическим обеспечением спортивных мероприятий Зимней Олимпиады 2014 г. в Сочи. Если же говорить о развитии в нашей стране современных методов сверхкраткосрочного прогноза и наукастинга для авиации, то эта задача, актуальность которой общепризнанна, только еще встает на повестку дня. Решение ее наталкивается на серьезные трудности. Такое положение обусловлено главным образом техническими причинами: недостаточной густотой сети наземных (прежде всего автоматических) метеостанций, недостаточным развитием систем связи, вычислительной техники, систем архивации и баз

данных. Проблемы ассимиляции радарных и спутниковых данных в прогностические системы решены далеко не полностью, в особенности это относится к доплеровским радарам. Поэтому приводимые в данном разделе краткие сведения о существующем международном опыте построения систем наукастинга и сверхкраткосрочного прогноза следует рассматривать не с точки зрения практического использования в оперативной работе, а с точки зрения их полезности для специалистов, которые будут разрабатывать системы такого рода для российских аэродромов.

Рассмотрим особенности построения методов, систем и технологий сверхкраткосрочного прогноза и наукастинга на конкретных примерах из мировой практики обеспечения авиации [13].

Разработанная в последнее время в США прогностическая система LAMP (Localized Aviation MOS Program, где MOS означает Model Output Statistics, т. е. статистические связи между продукцией численных моделей и наблюдениями) предназначена для прогнозирования комплекса метеорологических величин и явлений, включая высоту нижней границы облаков и горизонтальную дальность видимости, с заблаговременностью 1, 2, …, 25 ч. В качестве исходных данных используются наблюдения на станциях (1591 станция на территории США), а также модельные прогнозы – альтернативные и вероятностные – и климатические характеристики. Прогностические соотношения представляют собой уравнения линейной регрессии, разработанные отдельно для каждой станции (для прогноза температуры, точки росы, скорости и направления ветра) либо для группы станций со сходными физико-географическими условиями (для прогноза редких явлений, таких как облачность с нижней границей ниже 120 м или видимость менее полумили). Прогнозы рассчитываются централизованно для каждой из станций в альтернативном и вероятностном вариантах и распространяются через Интернет.

Система LAMP – не первая система такого рода в авиаметеорологическом обеспечении в США: сверхкраткосрочные прогнозы, получаемые методом постпроцессинга модельных прогностических полей, оперативно выпускались начиная с 1970-х годов. Основное ее преимущество – использование наблюдений на многочисленных станциях. В США существуют и другие системы наукастинга и сверхкраткосрочного прогнозирования, обеспечивающие хорошую оправдываемость прогнозов благодаря использованию данных густой сети станций, среди которых преобладают автоматические. В том числе существуют успешно работающие системы, использующие почти исключительно информацию наземных станций. Так, для международного аэропорта Сан-Франциско развита система прогноза ВНГО на 1–6 ч, предикторами которой служат данные 14 окрестных станций. Привлечение данных

радиозондирования о температурной стратификации и относительной влажности в пограничном слое лишь ненамного повышает успешность прогноза.

Другим примером системы наукастинга, широко используемой для обеспечения авиации, является канадская система CAN-Now (Canadian Airport Nowcasting System), в принципе пригодная для реализации в любом большом аэропорту. Она разрабатывалась и испытывалась в международных аэропортах Торонто и Ванкувер, а в настоящее время оперативно используется в 46 аэропортах Канады. Исходными данными для прогноза на 1–6 ч являются наземные наблюдения автоматических станций, численные прогнозы, данные радаров, радиометров и спутников. В числе предиктантов – осадки в виде снега, дождя и переохлажденного дождя, метель, обледенение в облаках, большие скорости ветра и его порывов, сдвиги ветра, турбулентность, грозы, конвективные облака, низкая облачность, плохая видимость и туман. Комбинирование различных видов информации для получения прогноза производится по следующему принципу: будущее значение величины находится как сумма ее значения в исходный момент и «тенденций», одна из которых определяется как тренд этой величины по наблюдениям, а вторая – как тренд ее в численном прогнозе. Каждая тенденция входит в уравнение со своим весом, определяемым из предыдущих прогнозов (сформулированных час назад) и обновляемым каждые 15 мин. Результаты представляются в виде «ситуационных карт», выпускаемых с интервалом 15 минут.

В холодный сезон наибольшее влияние на регулярность и безопасность полетов оказывают низкая облачность и плохая видимость, в теплый сезон – конвекция и грозы: в летние месяцы число задержек вылетов возрастает в 3–5 раз из-за конвекции. Для ее прогноза в конкретных районах используются, помимо перечисленных выше систем, локальные системы наукастинга. Численные модели в целом хорошо предсказывают общую ситуацию – наличие конвективной неустойчивости и запасы ее энергии. Если же речь идет об индивидуальных конвективных и грозовых очагах, то прогноз их зарождения и эволюции даже на несколько часов является серьезной задачей. В качестве примера ее решения укажем систему, развитую для района Великих озер и северовостока США, где воздушное движение очень интенсивно. Система предназначена для прогноза конвекции с заблаговременностью 2 ч через 15 мин. В качестве исходных данных используются численные прогнозы, измерения на аэродромах, большое количество радарных данных, включая доплеровские (для получения трехмерной структуры конвективных очагов), спутниковые данные, а также сообщения экипажей самолетов, летящих по маршрутам. Радарные данные используются прежде всего для определения верхней границы облаков; однако

опыт показывает, что радары в среднем значительно недооценивают высоту облаков, поэтому для коррекции их данных применен специальный алгоритм. Производится комплексация всех видов информации для расчета перемещения и эволюции конвективных очагов. Прогнозы формулируются в альтернативной и вероятностной формах (в градациях низкой, умеренной и высокой вероятностей явления). Продукция в виде карт с разрешением 2 км передается потребителям.

Как в системе LAMP, так и в других системах, для формулировки вероятностных прогнозов привлекаются в качестве предикторов так называемые ансамблевые (ensemble) численные прогнозы [54]. Такие прогнозы получают с помощью группы (ансамбля) моделей (либо вариантов одной и той же модели), отличающихся либо слегка измененными граничными и начальными условиями, либо другими характеристиками. Каждая из моделей – членов ансамбля (число которых достигает 20–50 и более в конкретном ансамбле) производит прогностические поля, в которых имеются различия (более или менее интенсивные осадки, отличающиеся характеристики облаков и др.). Повторяемость в пределах ансамбля различных градаций какого-либо явления затем интерпретируется как оценка вероятности возникновения этих градаций в реальных условиях.

При наличии достаточных вычислительных ресурсов и необходимой исходной информации системы наукастинга с помощью ансамблевого прогнозирования разрабатываются и для конкретных аэродромов. Такая система, например, развита для аэродрома Шарль де Голль (Париж, Франция) в целях прогнозирования эпизодов понижения ВНГО ниже 60 м и видимости менее 600 м с заблаговременностью 0–12 ч. Такие вероятностные прогнозы востребованы диспетчерскими службами и оказываются полезными для поддержания на должном уровне безопасности полетов и их экономической эффективности. Как было сказано выше, для авиации наиболее критичны случаи непредсказанных опасных явлений. Ложные тревоги не столь вредны, поскольку принятие предупредительных мер в ожидании опасного явления, которое так и не возникает, требует намного меньших затрат в сравнении с потерями от непредсказанного явления.

В мире существует довольно много прогностических систем наукастинга и сверхкраткосрочного прогноза для авиации. Для комплексации разных видов информации применяется различный, иногда достаточно сложный математический аппарат. В целом опыт как США и Канады, так и европейских стран показывает, что использование данных густой сети наземных станций является важнейшим принципом построения систем наукастинга и основой их эффективности. Другим важнейшим принципом является комбинирование различных видов наблюдений с численным прогнозом.

Глава 5.
КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОПИСАНИЯ АЭРОДРОМОВ И АВИАТРАСС

На сегодняшний день требования к климатической информации, необходимой для аэронавигационного метеообеспечения, содержатся в Техническом регламенте ВМО [19] и Приложении 3 к Конвенции ИКАО [20]. Эти требования касаются только составления климатического описания аэродромов и носят в основном характер рекомендаций.

В Российской Федерации издан обязательный к исполнению руководящий документ Росгидромета РД 52.21.692-2007 «Требования к составлению климатического описания аэродрома» [34]. Он вполне соответствует международным документам и в то же время учитывает специфику метеообеспечения авиации в России.

5.1. Климатические описания аэродромов

5.1.1. Рекомендуемая структура записи метеорологической информации в архив на электронных носителях

Климатическое описание аэродрома является обязательным документом для организаций, ответственных за планирование полетов и обеспечивающих их безопасность, и используется в работе специалистов по метеорологическому обеспечению авиации, а также по эксплуатации аэродромов и воздушных судов.

Содержание и порядок подготовки и составления климатических описаний аэродромов изложены в РД 52.21.692-2007 [34]. Однако ввиду того, что указанный руководящий документ был издан небольшим тиражом и, возможно, доступен не всем заинтересованным пользователям, в настоящем научно-методическом пособии излагается основное содержание данного документа в объеме, достаточном для специалистов, выполняющих работу по составлению климатических описаний аэродромов.

Климатическое описание аэродрома должно составляться и обновляться для каждого (основного и запасного) аэродрома не реже 1 раза в 5 лет. При переносе пункта наблюдений следует составлять новое климатическое описание. Для написания и последующих обновлений климатического описания на аэродромах необходимо создавать архивы данных наблюдений в электронной форме. Архив должен постоянно пополняться и храниться на аэродроме в форме, удобной для проверки правильности его создания, правильности расчетов, произведенных по данному архиву, а также для получения дополнительных выборок по запросам потребителей и пересчета информации по новым критериям ИКАО и ВМО.

На аэродромах, оборудованных современными автоматическими метеорологическими измерительными системами АМИС (КРАМС-2, КРАМС-4 и др.), должно быть предусмотрено создание архива в электронной форме с четко организованной структурой записей и перекодировкой явлений текущей погоды по коду КН-01. На аэродромах, не имеющих АМИС, создание таких архивов должно производиться вручную путем переноса данных из дневников погоды на электронный носитель.

В табл. 5.1 показана структура записи метеорологических наблюдений в электронный архив, используемая в Гидрометцентре России. Она может служить основой для создания архива на местах и дополняться другими сведениями (например, данными, поступающими с борта самолета, и типами синоптических процессов).

Кодирование форм облаков предлагается производить следующим образом. Первая цифра указывает на номер яруса, вторая – на форму облаков:

Cu – 11;
Cu cong. – 12;
Cb – 13;
Frnb – 14;
Sc – 15;
St – 16;
St fr. – 17;
As – 21;
Ns – 22;
Ac – 29;
Ci – 31;
Cs – 37;
Cc – 39.

Пример. Если наблюдаются одновременно *Cu* и *Ci*, то вместо F1 и F2 (табл.5.1) записывается, соответственно, 11 и 31, а в F3 и F4 заносится «99» (отсутствие данных).

Таблица 5.1. Рекомендуемая структура записи метеорологической информации в архив на электронных носителях

Аббревиатура элемента	Длина записи одного элемента (число знаков)	Название элемента
NST	5	Координатный номер станции
YEAR	4	Год
MONTH	2	Месяц
HOUR	2	Час
MINUT	2	Срок
DD	3	Направление ветра, градус
FF	2	Средняя скорость ветра, м/с
FFM	2	Порыв, м/с
VV	5	Горизонтальная дальность видимости, м
VPP	5	Видимость на ВПП, м
W	2	Погода 1 (код)
W1	2	Погода 2 (код)
W2	2	Погода между сроками (код)
N	1	Общая облачность (октант)
NH	1	Нижняя облачность (октант)
F1	2	Форма облаков 1 (код)
F2	2	Форма облаков 2 (код)
F3	2	Форма облаков 3 (код)
F4	2	Форма облаков 4 (код)
H	4	Высота НГ облаков или вертикальная видимость, м
T	4	Температура воздуха, 0,1 ºС
TD	4	Температура точки росы, 0,1 ºС
P	5	Давление (0,1 гПа)
RRR	4	Количество осадков, см
TR	2	Продолжительность выпадения осадков, ч

5.1.2. Содержание климатического описания аэродрома

Климатическое описание аэродрома должно включать следующие элементы:

Титульный лист.
Введение.
1. Физико-географическое описание района аэродрома.
2. Общие сведения о климате района аэродрома.
3. Характеристика данных и методика обработки информации.
4. Условия погоды различной степени сложности.
5. Видимость.
6. Высота облаков.
7. Ветер.
8. Температура воздуха и атмосферное давление.
9. Атмосферные явления.
10. Синоптические процессы, обусловливающие сложные условия на аэродроме.
Выводы.
Библиография.

На «Титульном листе» приводятся следующие данные: наименование документа с указанием полного названия аэродрома, статус документа (регистрационный номер), наименование организации, утвердившей данный документ, год издания, утверждения или регистрации.

«Введение» должно содержать сведения о порядке использования «Климатического описания аэродрома», источниках используемых метеорологических данных. Кроме того, во «Введении» указываются исполнители-разработчики по разделам описания, рецензенты и редакторы.

В раздел «Физико-географическое описание района аэродрома» следует включать сведения о пункте наблюдений и краткое физико-географическое описание района аэродрома и его ближайшего окружения в радиусе от 30 до 50 км.

Сведения о пункте наблюдений содержат:

– название аэродрома, его географические координаты (широта и долгота);

– абсолютную отметку аэродрома (метеорологической площадки над средним уровнем моря – СУМ, нуля барометра), тип и отметку репера государственного нивелирования;

– разность между поясным (местным) и всемирным скоординированным средним (гринвичским) временем (ВСВ), между средним солнечным и поясным временем;

– значение магнитного склонения;

– положение, характер и состояние взлетно-посадочной или запасной полос (ВПП, ЗП), а также магнитные курсы посадки, наличие светосигнальной системы;

– категорию аэродрома и связанные с этим условия посадки самолетов.

В краткое физико-географическое описание района аэродрома необходимо включать следующие сведения:

– краткие географо-геоморфологические характеристики (страна, область, провинция, ландшафт, рельеф, водный бассейн и др.);

– рельеф и орографию района аэродрома, гидрологические характеристики (реки, каналы, озера, болота и др.);

– описание макрорельефа (равнина, предгорье, горы, холмы и прочие преобладающие в указанной зоне формы рельефа);

– сведения о водных объектах (расстояние до каждого, характеристика, название, размер);

– характер растительности (лесная, степная, лесостепь, болото, тундра, пустыня и др.);

– населенные пункты, промышленные предприятия (указать расстояние до аэродрома).

В радиусе до 5 км от пункта наблюдений описывают более детально рельеф местности, водные объекты, наличие затопляемой территории, особенности растительности, подстилающей поверхности.

Раздел «Общие сведения о климате района аэродрома» содержит климатические нормы по метеорологическим величинам, которые оказывают влияние на выполнение полетов. Сведения о средних многолетних величинах выбирают из климатических справочников. Последнее издание справочников осуществлено в 1971−1986 гг. Если в климатическом справочнике отсутствуют сведения по конкретной АМСГ, то в исключительных случаях используют климатические нормы и средние многолетние данные ближайшей метеорологической станции. Как правило, использование климатических норм соседних метеорологических станций возможно только в условиях равнинной местности.

При описании климата аэродрома рекомендуется использовать следующие метеорологические величины и их характеристики:

– средние месячные и годовые, максимальные и минимальные значения температуры воздуха;

– средние даты наступления и окончания заморозков, продолжительности безморозного периода; число дней с оттепелями в зимний период;

– средние месячные и годовые значения абсолютной и относительной влажности воздуха;

– средний балл общей и нижней облачности, количество ясных и пасмурных дней;

– среднее годовое количество осадков, распределение их по месяцам; число дней с осадками;

– преобладающее направление ветра;

– средние даты установления и схода устойчивого снежного покрова, средняя высота снежного покрова;

– число дней с туманами, грозами, метелью, гололедом по месяцам и за год.

Данные о нормах желательно помещать в виде таблиц; анализ климатических условий, влияющих на работу аэродрома, следует давать в виде пояснений к таблицам.

В раздел «Характеристика данных и методика обработки информации» необходимо включить сведения о периоде и числе наблюдений, их особенностях и регулярности. Методическая часть должна содержать особенности обработки наблюдений (по какому ряду рассчитывались средние суточные значения, как производилась выборка экстремальных значений, как определялась продолжительность явлений на станциях, где в ночные сроки, например, наблюдения не ведутся, и т. д.).

Каждый из разделов 4–8 климатического описания содержит:

– аэродромную климатологическую сводку;

– определенное число аэродромных климатических таблиц;

– определенное число графиков.

Раздел 9 не содержит климатологической сводки. Формы сводок и таблиц даны ниже, соответственно, в разд. 5.1.3 и 5.1.4. Помимо этого материала, содержание разделов 4–9 климатического описания может дополняться текстовой частью с анализом представленных результатов.

Если на АМСГ проведены дополнительные синоптико-климатологические исследования возникновения низкой облачности, ухудшения видимости, появления опасных явлений погоды, влияния местных физико-географических условий, то краткие результаты этих исследований необходимо отразить в разделе «Синоптические процессы, обусловливающие сложные условия на аэродроме».

Анализ условий полета в зависимости от характеристик ветра на высотах, условий турбулентности, обледенения, града рекомендуется включать в раздел при наличии соответствующих данных.

Раздел «Выводы» является заключительной частью климатической характеристики аэродрома. Кратко излагаются климатические

особенности аэродрома на основе анализа всего вышеперечисленного материала. Даются рекомендации об условиях использования аэродрома, наиболее благоприятных или неблагоприятных периодах эксплуатации.

В раздел «Библиография» включаются работы, которые использовались при составлении климатической характеристики аэродрома. Список работ составляется в последовательности появления на них ссылок в тексте (фамилия и инициалы автора, название работы, место издания, издательство, год издания, страницы).

5.1.3. Аэродромные климатологические сводки

Аэродромные климатологические сводки должны соответствовать образцам табличных форм климатологических сводок, приведенных в Техническом регламенте ВМО. В зависимости от конкретных условий наблюдений и их обработки возможны добавления к указанным образцам. Образцы табличных форм с необходимыми пояснениями приводятся ниже.

Табличная форма образца А. *Повторяемость, %, случаев наблюдения дальности видимости на ВПП/видимости (обе величины в метрах) и/или высоты нижней границы облаков (в метрах) самого низкого слоя облачности BKN или OVC ниже указанных значений в определенные сроки наблюдений* (табл. 5.2).

В заданную Техническим регламентом ВМО форму образца А добавлены колонки с дальностью видимости на ВПП (RVR) менее 150 м и с сочетанием дальности видимости на ВПП менее 800 м и/или высоты нижней границы облаков (H_s) менее 60 м. Последняя характеристика относится к аэродромам 1-й категории, не имеющим осевых огней.

Климатологическая сводка образца А составляется по 30-минутным наблюдениям для каждого месяца и в целом за год (13 таблиц) отдельно для ВПП и ЗП.

В заголовке таблицы, помимо названия аэродрома, географических координат, средней высоты над уровнем моря, периода и количества наблюдений, приводится курс посадки самолета. Если, например, магнитный курс посадки − МКп104, то в заголовке указывается ВПП10.

Термин «и/или» означает, что в момент наблюдения могут осуществляться как оба события, так и одно из них. Случай заносится в одну или несколько колонок в соответствии с тем значением, которое характеризует более сложные условия. Так, в колонку «<550 м, <60 м» должны заноситься все случаи, когда выполняется либо RVR <550 м, либо H_s <60 м, либо оба эти условия. Таким образом, каждый случай может заноситься в одну или несколько колонок.

Примеры.

1. Дальность видимость на ВПП (RVR) 1000 м, в тот же срок высота облаков составила 50 м. Случай заносится в колонки «RVR < 550 м , Hs < 60 м», а также «RVR < 800 м, Hs < 60 м» и «RVR < 1550 м, Hs < 90 м».

2. Отмечена видимость 1000 м при высоте облаков 200 м. Этот случай заносится в колонки «VIS < 1500, Hs <150»; «VIS < 3000, Hs < 300»; «VIS <8000, Hs < 600».

Таблица 5.2. Табличная форма образца А

АЭРОДРОМНАЯ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКАЯ СВОДКА
АЭРОДРОМ: _____ ВПП(ЗП): _____ МЕСЯЦ: _____
ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ШИРОТА: _____ с. ш. ДОЛГОТА: _____ в. д. ПРЕВЫШЕНИЕ НАД СУМ:___м

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, СЛУЧАЕВ НАБЛЮДЕНИЯ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ НА ВПП/ВИДИМОСТИ (обе величины в метрах) И/ИЛИ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ (в метрах) САМОГО НИЗКОГО СЛОЯ ОБЛАЧНОСТИ BKN ИЛИ OVC НИЖЕ УКАЗАННЫХ ЗНАЧЕНИЙ В ОПРЕДЕЛЕННЫЕ СРОКИ НАБЛЮДЕНИЙ

Время (ВСВ), ч, мин	**RVR/H_s**							**VIS/H_s**				**Число случаев**
	<50	**<150**	**<200**	**<350**	**<550**	**<800**	**<1500**	**<800**	**<1500**	**<3000**	**<8000**	
	-	-	-	**<30** (100 фут)	**<60** (200 фут)	**<60** (200 фут)	**<90** (300 фут)	**<60** (200 фут)	**<150** (500 фут)	**<300** (1000 фут)	**<600** (2000 фут)	
0000												
0030												
0100												
0130												
0200												
0230												
…												
…												
…												
…												
…												
2200												
2230												
2300												
2330												
Итого												

Замечания

Повторяемость сочетаний дальности видимости на ВПП (видимости) и высоты нижней границы облаков рассчитывается по каждому сроку наблюдений и без учета срока (строка «Итого») в процентах от количества наблюдений (колонка «Число случаев»). При регулярности наблюдений количество их за каждый срок должно представлять собой произведение числа дней в месяце и числа лет выборки. Так, при 10-летнем ряде наблюдений это произведение составит в январе $31 \times 10 = 310$, а в апреле − 300 дней. В феврале должны учитываться високосные годы, т. е. 28 умножается на число лет и прибавляется по одному дню для каждого из високосных лет. Итоговое число ежечасных наблюдений за месяц определяется как сумма указанных произведений за все сроки наблюдений (24). В указанных примерах итоговое число наблюдений будет равно: в январе 7440, в апреле 7200. При 30-минутных наблюдениях суммы удваиваются. Если в каком-либо месяце были пропуски наблюдений, то итоговая сумма чисел наблюдений по срокам уменьшится на число пропусков.

На многих аэродромах 30-минутные наблюдения не являются регулярными, особенно в ночные сроки, а могут и совсем отсутствовать. На некоторых станциях в ночные сроки наблюдения не ведутся. В первом случае средняя повторяемость за сутки рассчитывается только по данным наблюдений за каждый час, а во втором – не рассчитывается. Показателем регулярности наблюдений служит количество наблюдений по каждому сроку, приведенное в колонке таблицы «Число случаев». Эта колонка является дополнительной, в сравнении с рекомендацией Технического регламента ВМО. В случае регулярных наблюдений и отсутствия пропусков она не нужна.

В строке «Замечания» при необходимости можно отметить основные особенности наблюдений на аэродроме: например, наличие осевых огней на ВПП, мощность лампочки при определении ночной видимости, система ОВИ, регулярность наблюдений и т. д.

Табличная форма образца В. *Повторяемость, %, случаев наблюдения видимости ниже указанных значений в определенные сроки наблюдений* (табл. 5.3).

К данной табличной форме в Техническом регламенте ВМО имеется следующее примечание: «Повторяемость, рассчитанная по наблюдениям с 3-часовой дискретностью, может быть достаточной для описания данной климатической характеристики». Это значит, что использование ежечасных наблюдений не является обязательным; достаточно использовать наблюдения через 3 ч.

Общий характер построения этой таблицы аналогичен образцу А. Приводятся значения повторяемости пределов метеорологической

видимости менее 200, 400, 600, 800, 1000, 1500, 3000, 5000 и 8000 м. Как и предыдущая табличная форма, она составляется для каждого месяца по срокам и без учета срока (строка «Среднее значение») и в целом за год (13 таблиц).

Таблица 5.3. Табличная форма образца В

АЭРОДРОМНАЯ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКАЯ СВОДКА
АЭРОДРОМ: _____ МЕСЯЦ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ШИРОТА: _____ с. ш. ДОЛГОТА: _____ в. д. ПРЕВЫШЕНИЕ НАД СУМ:____м

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, СЛУЧАЕВ НАБЛЮДЕНИЯ ВИДИМОСТИ НИЖЕ УКАЗАННЫХ ЗНАЧЕНИЙ В ОПРЕДЕЛЕННЫЕ СРОКИ НАБЛЮДЕНИЙ										
Время (ВСВ), ч	**Видимость, м**									**Число случаев**
	<200	**<400**	**<600**	**<800**	**<1000**	**<1500**	**<3000**	**<5000**	**<8000**	
00										
01										
02										
…										
…										
…										
22										
23										
Среднее значение										

Приведенная табличная форма образца В отличается от рекомендованной в Техническом регламенте ВМО [19] тем, что, по рекомендации пользователей, добавлена колонка с видимостью менее 1000 м, а также колонка «Число случаев».

Табличная форма образца С. *Повторяемость, %, случаев наблюдения высоты нижней границы (в метрах или футах) самого низкого слоя облачности BKN или OVC ниже указанных значений в определенные сроки наблюдений* (табл. 5.4).

К данной табличной форме в Техническом регламенте ВМО имеется такое же примечание, как к табличной форме образца В. Таким образом, данная климатологическая сводка также может составляться по данным через 3 ч.

Структура этой табличной формы такая же, как и двух предыдущих. Она содержит сведения о повторяемости высоты нижней границы облаков (менее 30, 60, 90, 150, 300 и 450 м). Эта таблица объединяет случаи наблюдения высоты нижней границы облаков и вертикальной видимости. Всего составляется 13 таблиц (по месяцам и за год).

Таблица 5.4. Табличная форма образца С

АЭРОДРОМНАЯ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКАЯ СВОДКА
АЭРОДРОМ: _____ МЕСЯЦ: _____ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ШИРОТА: _____ с. ш. ДОЛГОТА: _____ в. д. ПРЕВЫШЕНИЕ НАД СУМ:____м

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, СЛУЧАЕВ НАБЛЮДЕНИЯ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ (в метрах или футах) САМОГО НИЗКОГО СЛОЯ ОБЛАЧНОСТИ BKN ИЛИ OVC НИЖЕ УКАЗАННЫХ ЗНАЧЕНИЙ В ОПРЕДЕЛЕННЫЕ СРОКИ НАБЛЮДЕНИЙ							
Время (ВСВ), ч	**H_s, м** (фут)						**Число случаев**
	<30 (100)	**<60** (200)	**<90** (300)	**<150** (500)	**<300** (1000)	**<450** (1500)	
00 **01** **02** **…** **…** **…** **21** **22** **23**							
Среднее значение							

Содержание табличных форм образцов А, В и С должно быть согласованно. Так, при одинаковой дискретности наблюдений, в табличной форме А повторяемость определенного сочетания видимости и высоты нижней границы облаков должна быть обязательно больше или равна повторяемости соответствующих значений в табличных формах В и С.

Табличная форма образца D. *Повторяемость, %, одновременных значений направления (в 30-градусных секторах) и скорости ветра в указанных диапазонах* (табл. 5.5).

Таблицы (образец *D*) составляются для каждого месяца и года (всего 13 таблиц) по ежечасным или 30-минутным регулярным данным наблюдений. В таблице приводятся сведения о повторяемости безветрия (штилей), переменного ветра и градаций скоростей ветра при различных направлениях по месяцам и за год (без разделения по времени суток), а также средние значения скорости ветра по различным направлениям и независимо от направления. Градации скоростей ветра представлены согласно Техническому регламенту ВМО в узлах и соответствующих им метрах в секунду (1 узел = 0,5144 м/с, или приближенно 1 узел = 0,5 м/с).

Таблица 5.5. Табличная форма образца D

АЭРОДРОМНАЯ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКАЯ СВОДКА
АЭРОДРОМ: _____ МЕСЯЦ: _____ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ШИРОТА: _____ с. ш. ДОЛГОТА: _____ в. д. ПРЕВЫШЕНИЕ НАД СУМ:____м

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, ОДНОВРЕМЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ НАПРАВЛЕНИЯ (в 30-градусных секторах) И СКОРОСТИ ВЕТРА В УКАЗАННЫХ ДИАПАЗОНАХ													
Направление ветра, десятки град.	**Скорость ветра, узлы/м/с**											**Итого**	**Средняя скорость, м/с**
	1-5	**6-10**	**11-15**	**16-20**	**21-25**	**26-30**	**31-35**	**36-40**	**41-45**	**46-50**	**>50**		
	1-2	**3-5**	**6-7**	**8-10**	**11-12**	**13-15**	**16-18**	**19-20**	**21-22**	**23-24**	**≥25**		
Безветрие													
Переменный ветер													
35-36-01													
02-03-04													
05-06-07													
08-09-10													
11-12-13													
14-15-16													
17-18-19													
20-21-22													
23-24-25													
26-27-28													
29-30-31													
32-33-34													
Всего случаев													

Для расчетов повторяемости скоростей ветра по направлениям используются данные о порывах ветра в срок наблюдения или между сроками (если скорость ветра больше, чем в срок наблюдения). При отсутствии порывов берется скорость ветра, осредненная за 10 мин.

Повторяемость штилей (скорость ветра, равная нулю), переменного ветра (скорость ветра 1 или 2 м/с при неопределенном направлении ветра) и градаций направлений ветра в 30-градусных интервалах (350–10, 20–40, 50–70, 80–100, 110–130, 140–160, 170–190, 200–220, 230–250, 260–280, 290–310, 320–340 градусов) определяется в процентах от общего числа наблюдений за многолетний месяц или за год. Годовую повторяемость можно также рассчитать как среднюю арифметическую из данных за 12 месяцев. В колонке «Итого» приводится повторяемость штилей, а также направлений ветра независимо от скорости ветра. В последней строке «Всего случаев» записывается суммарное число наблюдений скорости ветра данной градации независимо от направления.

Средняя месячная или средняя годовая скорость ветра в метрах в секунду по каждому направлению (или без учета направлений) рассчитывается как средняя арифметическая из всех значений скорости ветра по данному направлению (или без учета направлений).

Если наблюдения в ночное время не производятся, необходимо дать примечание к климатологической сводке формы D с указанием, к какой части суток относятся приводимые данные.

Табличная форма образца Е. *Повторяемость, %, приземной температуры воздуха (в метеорологической будке) через интервалы 5 °С в определенные сроки наблюдений* (табл. 5.6).

В связи с тем, что реальный разброс градаций температуры воздуха значительно больше, чем предложено в таблице образца Е, рекомендованного в Техническом регламенте ВМО (см. табличную форму образца Е), и поскольку, согласно тому же Техническому регламенту, трехчасовых интервалов достаточно для описания температурного режима, предлагается несколько измененная табличная форма образца Е1 (табл. 5.7).

Таблица 5.6. Табличная форма образца Е

АЭРОДРОМНАЯ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКАЯ СВОДКА
АЭРОДРОМ: _____ МЕСЯЦ: _____ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ШИРОТА: _____ с. ш. ДОЛГОТА: _____ в. д. ПРЕВЫШЕНИЕ НАД СУМ:____м

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ЧЕРЕЗ ИНТЕРВАЛЫ В 5 °С В ОПРЕДЕЛЕННЫЕ СРОКИ НАБЛЮДЕНИЙ									
Время (ВСВ), ч	**Температура, °С**								
	-10 – -5	**-5-0**	**0-5**	**5-10**	**10-15**	**15-20**	**20-25**	**25-30**	**…**
00									
01									
02									
…									
…									
…									
…									
21									
22									
23									
Среднее значение									

Примечания.

1. Диапазон 5–10 включает значения от 5,0 до 9,9.

2. Повторяемость, рассчитанная по наблюдениям с дискретностью 3 ч, может быть достаточной для описания данной климатической характеристики.

В табличной форме образца Е1 для каждого месяца по 8 срокам наблюдений (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч ВСВ) и без учета срока приводится повторяемость, %, градаций температуры воздуха. Число градаций для каждого месяца устанавливается по значениям экстремумов (максимумов и минимумов) температуры воздуха за каждый многолетний месяц или год. Интервал градации составляет 5 ºС, все значения температуры воздуха за месяц должны попадать в ту или иную градацию. Следует иметь в виду, что в градации температуры не входят значения верхнего предела (см. прим. 1 к табличной форме образца Е).

В правой колонке «Среднее значение» таблицы образца Е1 приводится повторяемость градации температуры воздуха, определенная по всем 24 срокам ежечасных наблюдений. При этом надо иметь в виду, что количество градаций температуры, полученное по 24 срокам, может быть больше, чем по 8 срокам.

Таблица 5.7. Табличная форма образца Е1

АЭРОДРОМНАЯ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКАЯ СВОДКА
АЭРОДРОМ: _____ МЕСЯЦ: _____ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ШИРОТА: _____ с. ш. ДОЛГОТА: _____ в. д. ПРЕВЫШЕНИЕ НАД СУМ:____м

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ЧЕРЕЗ ИНТЕРВАЛЫ В 5 ºС В ОПРЕДЕЛЕННЫЕ СРОКИ НАБЛЮДЕНИЙ									
Температура, ºС	**Время (ВСВ), ч**								**Среднее значение**
	0	**3**	**6**	**9**	**12**	**15**	**18**	**21**	
от-20 до-15									
“ -15 “ -10									
“ -10 “ -5									
“ -5 “ 0									
“ 0 “ 5									
“ 5 “ 10									
“ 10 “ 15									
“ 15 “ 20									
“ 20 “ 25									

Помимо перечисленных выше, к климатологическим сводкам относятся также таблицы средних значений и отклонений от них, максимальных и минимальных значений метеорологических величин, необходимые для целей эксплуатационного планирования, включая расчеты взлетных характеристик. Форма таблиц произвольная. Образец такой таблицы для температуры воздуха приведен ниже.

Табличная форма Е2. *Средние и экстремальные значения температуры воздуха,* ºС (табл. 5.8).

В таблице приводится средняя температура воздуха, рассчитанная по месяцам и за год для каждого из 8 сроков и средняя за месяц или год (по всем 24 срокам), а также максимальная и минимальная температура за месяц или год. Выборка экстремальных значений температуры воздуха производится с учетом наблюдений между сроками.

Таблица 5.8 Табличная форма образца Е2

СРЕДНИЕ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА, ºС

АЭРОДРОМ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ:_____
ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ШИРОТА: _____ с. ш. ДОЛГОТА: _____ в. д. ПРЕВЫШЕНИЕ НАД СУМ:____м

Месяц	Время (ВСВ), ч								Средняя	Максимальная	Минимальная
	0	3	6	9	12	15	18	21			
Январь Февраль … … Ноябрь Декабрь											
Год											

5.1.4. Аэродромные климатические таблицы

Аэродромные климатические таблицы содержат статистические данные, полученные в результате обработки многолетних метеорологических наблюдений за одной величиной или комплексом величин, характеризующих климат. Их следует подготавливать в форме, пригодной для удовлетворения конкретных запросов авиационного пользователя.

Климатическое описание должно содержать климатические таблицы, соответствующие следующим табличным формам.

Табличная форма 1. *Повторяемость, %, случаев наблюдения видимости и/или высоты нижней границы облаков самого низкого слоя облачности BKN или OVC ниже указанных значений в определенные сроки наблюдений* (табл. 5.9).

Необходимость создания дополнительной таблицы повторяемости случаев наблюдения видимости и/или высоты нижней границы облаков помимо таблицы образца А диктуется спецификой работы различных аэродромов.

В табличной форме образца А имеются градации малых (<50, …, <550 м) RVR, но не видимости VIS. Между тем для оценки повторяемости условий погоды различной степени сложности значений RVR недостаточно. В практической работе удобно иметь данные о повторяемости малых градаций видимости и более детальное разбиение по градациям сочетаний видимости и высоты нижней границы облаков.

Таблица 5.9. Табличная форма 1

ПОВТОРЯЕМОСТЬ , %, СЛУЧАЕВ НАБЛЮДЕНИЯ ВИДИМОСТИ И/ИЛИ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ САМОГО НИЗКОГО СЛОЯ ОБЛАЧНОСТИ НИЖЕ УКАЗАННЫХ ЗНАЧЕНИЙ В ОПРЕДЕЛЕННЫЕ СРОКИ НАБЛЮДЕНИЙ

АЭРОДРОМ: _____ МЕСЯЦ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____

Время (ВСВ), ч	Видимость/высота, м									Число случаев
	<50	<100	<200	<400	<800	<1000	<1500	<3000	<8000	
	-	-	-	<30	<60	<90	<150	<300	<600	
00										
01										
02										
…										
…										
20										
21										
22										
23										
Среднее значение										

Общий характер построения таблицы по форме 1 соответствует табличной форме образца А. В последней колонке «Число случаев» приводится общее число наблюдений за каждый срок многолетнего месяца или года.

Табличная форма 1 рекомендуется для составления таблиц повторяемости случаев наблюдения видимости и/или высоты нижней границы облаков самого низкого слоя ниже указанных значений в определенные сроки наблюдений по месяцам и за год.

Табличная форма 2. *Повторяемость, %, атмосферных явлений* (табл. 5.10).

Для каждого из явлений, которые могут оказывать воздействие на работу авиации, составляется отдельная таблица. По данным этих таблиц легко определяется суточный и годовой ход явлений. В таблицах приводится повторяемость атмосферных явлений по срокам наблюдений и в среднем за сутки (строка «Среднее значение») для каждого ме-

сяца и года. Рекомендуется включать следующие явления: туман (приведена табличная форма), грозу, град, гололед, метель, пыльную или песчаную бурю, дымку и мглу. Этот список может быть уточнен в соответствии с особенностями аэродрома. Если за какой-нибудь срок наблюдалось одновременно несколько явлений (например, гроза и град, дождь и дымка), то каждое из этих явлений заносится в соответствующую таблицу. При составлении таблицы следует учитывать кратковременные явления, отмеченные между сроками. Такие явления (например, грозы, град и др.) в таблице относятся к сроку, ближайшему к времени их наблюдения.

Таблица 5.10. Табличная форма 2

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, ТУМАНОВ

АЭРОДРОМ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____

Время (ВСВ), ч	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
00													
01													
02													
…													
…													
…													
21													
22													
23													
Среднее значение													

Повторяемость атмосферных явлений рассчитывается от общего числа наблюдений за каждый срок многолетнего месяца или в целом за весь период наблюдений.

Табличная форма 3. *Повторяемость, %, непрерывной продолжительности атмосферных явлений погоды* (табл. 5.11).

Такие таблицы рекомендуется составлять для туманов (приведена табличная форма 3), метелей, гололеда, гроз. Кроме того, таблицы повторяемости непрерывной продолжительности целесообразно составлять для минимумов погоды на аэродроме.

Приводится повторяемость непрерывной продолжительности атмосферных явлений по месяцам и в целом за год, а также средняя и максимальная продолжительность.

Непрерывная продолжительность определяется только по регулярным 30-минутным или ежечасным наблюдениям. Устанавливается число сроков сохранения того или иного явления. Если явление наблюдалось непрерывно или с перерывами, не превышающими 15 мин, в течение одних суток и сохранялось в течение следующих суток, то его продолжительность может составлять более 25 ч. Например, начало метели отмечено 20 января в 3 ч, а окончание – в 7 ч 21 января. Непрерывная продолжительность этого явления составляет 28 ч. Этот случай попадает в градацию ≥25 ч. Если в какой-либо срок (например, с 7 до 8 ч 20 января) этого периода метель прекращалась, то следовало бы считать 2 периода продолжительностью 4 и 22 ч.

Таблица 5.11. Табличная форма 3

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, НЕПРЕРЫВНОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ТУМАНОВ

АЭРОДРОМ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____

Месяц	Продолжительность, ч							Среднее число периодов	Средняя продолжительность, ч	Макс. продолжительность, ч
	≤1	1-3	3-6	6-12	12-18	18-24	>24			
Январь										
Февраль										
Март										
…										
…										
Ноябрь										
Декабрь										
Год										

Примечание. Диапазон 1–3 включает значения от 1,1 до 3.

Если явление отмечалось в один срок наблюдения, а в соседние сроки отсутствовало, то его продолжительность принимается равной 0,5 или 1 ч и относится к градации ≤ 1 ч.

Если атмосферное явление наблюдалось в конце месяца и сохранялось в следующем, то продолжительность его существования делится на две части. Например, если метель началась 31 января в 11 ч, а закончилась в 3 ч ночи 1 февраля, то продолжительность метели в январе будет составлять 13 ч, а в феврале 3 ч.

Повторяемость градаций непрерывной продолжительности для каждого месяца и года рассчитывается в процентах от общего числа явлений. Максимальная продолжительность – это наибольшая непрерывная продолжительность (часы) данного явления на аэродроме за многолетний месяц или год. Сумма всех продолжительностей составляет общую продолжительность данного явления.

Данные о числе периодов, в течение которых наблюдалось явление, и о средней продолжительности явлений должны приводиться к одному году. Поэтому среднее число периодов и средняя продолжительность явления (табличная форма 3) рассчитываются путем деления общего числа периодов существования явления на количество лет наблюдений и путем деления общей продолжительности на число периодов. Например, если в Магадане в марте за 10 лет наблюдения было 36 периодов, в течение которых наблюдались метели, то среднее число периодов будет равно 3,6. Общая продолжительность метелей составила в марте 219 ч, делим на число периодов (36) и получаем среднюю продолжительность 6,1 ч. Повторяемость градаций продолжительности атмосферных явлений рассчитывается с учетом 36 случаев.

Табличная форма 3 используется для составления следующих таблиц: повторяемости непрерывной продолжительности сочетаний видимости на ВПП <550 м и/или высоты нижней границы облаков <60 м; сочетаний видимости на ВПП <350 м и/или высоты нижней границы облаков <30 м; сочетаний видимости на ВПП <800 м и/или высоты нижней границы облаков <60 м; повторяемости непрерывной продолжительности туманов; повторяемости непрерывной продолжительности метелей; повторяемости непрерывной продолжительности гололеда; повторяемости непрерывной продолжительности гроз.

Табличная форма 4. *Повторяемость, %, видимости при атмосферных явлениях* (табл. 5.12).

Для каждого атмосферного явления, оказывающего воздействие на работу авиации (туманы, дымка и мгла, метели, снег, дождь, морось и др.), указывается повторяемость пределов видимости по месяцам и за год. Повторяемость видимости при атмосферных явлениях рассчитывается от числа случаев явлений, отмечаемых в срок наблюдений. Количество наблюдений того или иного явления приводится в колонке «Число случаев». Атмосферные явления, наблюдаемые между сроками, не учитываются.

Табличная форма 4 используется для составления таблиц повторяемости горизонтальной видимости при туманах, при дымке и мгле, при метелях, при дожде (ливне), при снеге и при мороси.

Табличная форма 5. *Повторяемость, %, туманов при определенных значениях температуры воздуха и дефицита точки росы* (табл. 5.13).

Таблицы по форме 5 могут составляться также для видимости менее 1000 м и для различных градаций (<30, 30–60, 60–90, 90–150 и 150–300 м) или пределов высот (менее 30, 60, 90 и 150 м) нижней границы

облаков. При составлении таблицы сначала выбираются наблюдения с определенной градацией или явлением за месяц или год, количество их записывается в заголовке таблицы («Число случаев») а затем производится разброс этих данных по градациям температуры и соответствующим им значениям дефицита точки росы (разности между температурой воздуха и температурой точки росы в градусах Цельсия). Повторяемость рассчитывается в процентах от числа случаев

Табличная форма 5 используется для составления таблиц повторяемости высоты нижней границы облаков <30 м при определенных значениях температуры воздуха и дефицита точки росы (по месяцам и за год) и повторяемости туманов при определенных значениях температуры воздуха и дефицита точки росы (по месяцам и за год).

Таблица 5.12. Табличная форма 4

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, ВИДИМОСТИ ПРИ МЕТЕЛЯХ

АЭРОДРОМ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____

Месяц	Видимость, м								Число случаев
	<200	<400	<800	<1000	<1500	<2000	<3000	<5000	
Январь									
Февраль									
Март									
…									
…									
…									
Ноябрь									
Декабрь									
Год									

Таблица 5.13. Табличная форма 5

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, ТУМАНОВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕННЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ДЕФИЦИТА ТОЧКИ РОСЫ

АЭРОДРОМ: _____ МЕСЯЦ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ЧИСЛО СЛУЧАЕВ: _____

Температура воздуха, °С	Дефицит точки росы, °С				Итого
	0-1	2-3	4-5	>5	
От -5 до 0					
“ 0 “ 5					
“ 5 “ 10					
“ 10 “ 15					
Итого					

Табличная форма 6. *Повторяемость, %, условий различной степени сложности при определенных скоростях и направлениях ветра* (табл. 5.14).

Порядок составления таблицы по форме 6 следующий.

Из архива выбираются случаи с видимостью <3000 м и/или высотой нижней границы облаков <300 м.

Производится разбиение отобранных случаев по градациям сочетаний видимости и/или высоты нижней границы облаков аналогично табличной форме образца А. Случаи заносятся в ту колонку, которая соответствует более сложным условиям погоды либо по видимости, либо по высоте нижней границы облаков, либо по обеим этим величинам. Так, случай с видимостью 1000 м и высотой нижней границы облаков 50 м следует занести в колонку «400–800/30–60», так же как и случай с видимостью 500 м и высотой облаков 70 м. Число случаев в каждой колонке записывается в нижнюю строку таблицы.

Производится разбиение случаев в каждой колонке по градациям скоростей ветра 0–5, 6–10, 11–15 и >15 м/с. Для каждой градации скорости ветра производится разноска случаев по 8 румбам направления ветра (340–20, 30–60, 70–110, 120–150, 160–200, 210–240, 250–290, 300–330 градусов). Эти интервалы соответствуют следующим частям света: С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ.

Пример. В колонке «400–800/30–60» в январе оказывается 51 случай. Это число заносится в строку «Число случаев». При скорости ветра от 0 до 5 м/с условия этой градации отмечались 36 раз, от 6 до 10 м/с – 11, а при скорости >10 м/с – 4 раза, т. е. в 70,6 %, 21,6 % и 7,8 % случаев. Эти последние цифры заносятся в строки «Итого» соответствующих частей таблицы. Повторяемость данных условий погоды при различных направлениях ветра рассчитывается в процентах от 51 случая.

Таблицы аналогичной формы можно составить отдельно для:

а) видимости;

б) высоты нижней границы облаков;

в) атмосферных явлений (туманы, метели, гололед и др.). Выбор параметров, по которым производятся расчеты, определяется составителем описания.

Для видимости предлагаются градации: <200, 200–400, 400–800, 800–1000, 1000–1500 и 1500–3000 м, для высоты нижней границы облаков – <30, 30–60, 60–90, 90–150 и 150–300 м.

В тех случаях, когда для практической работы удобно иметь повторяемость видимости или ВНГО не по градациям, а ниже определенного предела, составляются соответствующие таблицы. При этом, чтобы перейти от числа случаев в данной градации к числу случаев ниже

предела, равного верхней границе градации, необходимо прибавить к числу случаев данной градации – случаи в нижних градациях. Вначале, как и при построении табличной формы 6, находится число случаев в каждой ячейке таблицы, затем переходят к расчету повторяемостей, считая за 100 % общее число случаев в данной колонке.

Таблица 5.14. Табличная форма 6

ПОВТОРЯЕМОСТЬ, %, УСЛОВИЙ ПОГОДЫ РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ СЛОЖНОСТИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕННЫХ СКОРОСТЯХ И НАПРАВЛЕНИЯХ ВЕТРА

АЭРОДРОМ: _____МЕСЯЦ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ:_____.

Направление ветра	Видимость и/или высота облаков, м				
	<400	400-800	800-1000	1000-1500	1500-3000
	<30	30-60	60-90	90-150	150-300
Скорость ветра 0-5 м/с					
Штиль Переменный ветер С СВ В … … З СЗ					
Итого, %					
Скорость ветра 6-10 м/с					
С СВ … … СЗ					
Итого, %					
Скорость ветра 11-15 м/с					
С СВ … … СЗ					
Итого, %					
Скорость ветра >15 м/с					
С СВ … … СЗ					
Итого, %					
Число случаев					

Табличная форма 6 используется для составления таблиц повторяемости условий погоды различной степени сложности при определенных скоростях и направлениях ветра (по месяцам и за год); повторяемости градаций (или пределов) горизонтальной видимости при определенных скоростях и направлениях ветра (по месяцам и за год), повторяемости градаций (или пределов) высоты нижней границы облаков при определенных скоростях и направлениях ветра (по месяцам и за год), повторяемости туманов, метелей и гололеда при определенных скоростях и направлениях ветра (по месяцам и за год).

Табличная форма 7. *Средние и экстремальные значения атмосферного давления, гПа* (табл. 5.15).

В таблице приводятся результаты расчетов среднего давления, полученного путем деления суммы значений давления на уровне аэродрома за рекомендуемый срок или за 24 ч за каждый многолетний месяц и год на число наблюдений за данный период.

Таблица 5.15. Табличная форма 7

СРЕДНИЕ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ, гПа

АЭРОДРОМ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ: _____
ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО НАБЛЮДЕНИЙ: _____

Месяц	Время (ВСВ), ч				Среднее за сутки	Максимальное	Минимальное
	00	06	12	18			
Январь							
Февраль							
…							
…							
Ноябрь							
Декабрь							
Год							

Табличная форма 8. *Среднее число дней с явлениями погоды* (табл. 5.16).

Таблицы по форме 8 могут составляться также для различных сочетаний дальности видимости на ВПП/видимости и/или высоты нижней границы облаков и для скоростей ветра ≥15 и ≥20 м/с.

В таблице приводятся результаты расчетов, полученных путем деления суммы значений общего числа дней с явлением или событием за многолетний месяц или год на число лет. Днем с явлением считается день, в один из сроков которого (в том числе и промежуточного) наблюдалось данное явление.

Таблица 5.16. Табличная форма 8

СРЕДНЕЕ ЧИСЛО ДНЕЙ С ЯВЛЕНИЯМИ ПОГОДЫ

АЭРОДРОМ: _____ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ _____.

Явления погоды	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Туманы													
Метели													
…													
…													
Гроза													

Табличная форма 8 используется для составления таблиц среднего числа дней с различными сочетаниями дальности видимости на ВПП (RVR)/видимости и/или высоты нижней границы облаков; среднего числа дней со скоростями ветра > 15 м/с и > 20 м/с и среднего числа дней с явлениями погоды.

Перечисленные таблицы учитывают все требования, предусмотренные руководящими документами для обслуживания как международных авиалиний, так и внутренних трасс России. При необходимости для конкретного аэродрома можно составлять дополнительные таблицы, отражающие местные особенности погоды.

Возможности стандартных программ на персональных компьютерах позволяют получить графический материал, дающий более наглядное представление о сезонных изменениях климатических условий аэродрома и облегчающий анализ режима величин и явлений. Наиболее наглядное представление о повторяемости метеорологических условий на аэродроме в различные сезоны дают графики годового и суточного хода.

По оси абсцисс такого графика откладываются месяцы или сроки наблюдений, по оси ординат – проценты повторяемости. Чтобы наглядно показать сезонные особенности суточного хода повторяемости метеорологических величин, вертикальная шкала должна быть единой для всех сезонов. При построении этих графиков иногда (при малом числе наблюдений) целесообразно проводить сглаживание, которое осуществляется на персональных компьютерах стандартными программами.

5.2. Аэроклиматические описания авиатрасс

5.2.1. Общие положения

В настоящее время не существует отечественных или международных документов, регламентирующих составление климатического описания авиатрасс. Данный раздел написан с учетом опыта авторов издания, занимавшихся составлением таких описаний.

В основу аэроклиматического описания авиатрасс положены аэрологические данные, осредненные за определенный период времени, с учетом наблюдаемой изменчивости климата. Эти данные желательно обновлять каждые 5 лет.

Традиционно аэроклиматические описания воздушных трасс в СССР и России составлялись на основе данных радиозондирования. В настоящее время этот источник данных уже не является оптимальным, в особенности для воздушных трасс над Крайним Севером, Сибирью и Дальним Востоком, где горизонтальное и временное разрешение радиозондирования является крайне низким. В качестве исходных данных на современном этапе целесообразно использовать архивы объективного анализа метеорологических полей.

Преимуществами данных объективного анализа являются, во-первых, их однородное пространственное и временное разрешение и наличие данных во всех точках регулярной сетки на одних и тех же изобарических поверхностях в одном и том же интервале высот; во-вторых, более высокая информативность данных объективного анализа, в сравнении с радиозондированием. Действительно, данные объективного анализа представляют собой результат усвоения информации из всех имеющихся источников (включая спутниковые, судовые и самолетные измерения), их контроля и пространственного согласования с учетом данных за предыдущий срок, климатических норм и численного прогноза.

Длина периода осреднения данных должна выбираться с учетом характера изменения климата. В условиях стационарного состояния климатической системы, когда заметные тренды метеорологических величин отсутствуют, следует использовать возможно более длинные ряды данных для получения наиболее статистически обеспеченных результатов. В современных условиях глобального потепления достаточно надежно установлено, что во временных рядах температуры, геопотенциальных высот и других величин (таких, как высота тропопаузы) начиная по крайней мере с 1980 г. имеются значимые линейные тренды. Это делает нецелесообразным использование для характеристики современного климата средних величин, рассчитанных по длинным

рядам, и, напротив, методически правильным использование для этих целей данных за последние годы. Как показали расчеты, статистические характеристики, рассчитанные по длинным рядам (20 лет и более), существенно отличаются от рассчитанных за последние 10 лет. Так, средняя за 20 лет температура воздуха оказывается, как правило, существенно ниже, чем средняя за 10 лет, а среднеквадратические отклонения всех величин – существенно больше из-за наличия трендов.

Следует иметь в виду, что аэроклиматические описания воздушных трасс должны отражать современное (или максимально близкое к нему) состояние атмосферы. Этим обусловлено и требование ВМО регулярно обновлять аэроклиматические описания, что позволяет отслеживать колебания климата. Дополнительным аргументом в пользу выбора не слишком длинных рядов является известный факт повышения качества объективного анализа со временем. С другой стороны, длина ряда должна быть достаточной для получения статистически обеспеченных средних характеристик.

С учетом указанных обстоятельств десятилетний ряд данных, включающий последние годы, представляется оптимальным. Такой ряд данных объективного анализа, например, за 00 и 12 ч ВСВ 1997-2006 гг., не имеющий пропусков, состоит из 7304 сроков при двух високосных годах, в том числе от 620 до 564 (февраль) сроков за каждые из 12 месяцев года на каждой из 11 стандартных изобарических поверхностей (от 1000 до 100 гПа). Более высокие уровни не рассматривались до сих пор в аэроклиматических описаниях авиатрасс, поскольку полеты гражданской авиации совершаются в настоящее время на высотах существенно ниже поверхности 100 гПа.

5.2.2. Содержание климатического описания авиатрасс

Для расчета характеристик, включаемых в аэроклиматическое описание воздушной трассы, выбирается последовательность узлов сетки объективного анализа, лежащих либо непосредственно на трассе, либо вблизи нее на расстоянии менее половины шага сетки. Среднее расстояние между выбранными точками сравнимо с шагом сетки.

Содержание аэроклиматического описания авиатрассы включает текстовую часть, графики и таблицы. Текстовая часть, в которой дается обзор результатов расчетов, содержит следующие разделы:

1. Положение воздушной трассы.
2. Использованные данные.
3. Аэроклиматические характеристики и методика их расчетов.
4. Особенности аэроклиматического режима воздушной трассы.

4.1. Атмосферное давление.

4.2. Температура воздуха.

4.3. Высота тропопаузы.

4.4. Ветер.

4.4.1. Скорость ветра.

4.4.2. Розы ветров, преобладающие и встречно-попутные ветры.

4.4.3. Струйные течения.

5. Библиография.

В разделе 1 указывается протяженность, интервалы широты и долготы и общая ориентация авиатрассы, а также характер подстилающей поверхности, над которой пролегает авиатрасса.

В разделе 2 описываются использованные данные объективного анализа и, возможно, другие привлеченные данные, их пространственное и временное разрешение и примененные процедуры контроля (если он проводился) и указывается последовательность точек, в которых выполнялись расчеты.

В разделе 3 описываются способы расчета аэроклиматических характеристик в выбранных точках. Для скалярных величин (давление на уровне моря, геопотенциальные высоты изобарических поверхностей, температура воздуха, высота тропопаузы) в аэроклиматическом описании представляются следующие характеристики: среднемесячные значения; максимальные и минимальные значения по месяцам, наблюдавшиеся за 10-летний период по ежедневным данным в сроки 00 и 12 ч ВСВ, и среднеквадратические отклонения от среднемесячного значения.

Векторная величина – скорость ветра на изобарических поверхностях – в архивах объективного анализа представлена значениями зональной и меридиональной составляющих в узлах сетки на изобарических поверхностях. В аэроклиматическом описании авиатрассы рассчитываются следующие характеристики:

– среднемесячные, максимальные и минимальные значения модуля скорости ветра на изобарических поверхностях для всех месяцев года и среднеквадратические отклонения от среднемесячных значений, рассчитанные после того, как модуль скорости ветра в каждый срок и на каждой изобарической поверхности рассчитан по данным о его зональной и меридиональной составляющим;

– характеристики скоростей ветра в струйных течениях (т. е. скоростей ветра, превышающих 108 км/ч, или 30 м/с) на изобарических поверхностях по месяцам: повторяемость ветров с указанными скоростями в процентах от общего числа случаев; максимальное значение модуля скорости, наблюдавшееся по срочным данным за весь период;

– розы ветров по месяцам на изобарических поверхностях в табличном виде, включая повторяемость ветров данного румба, среднюю и максимальную скорости для данного румба, повторяемость ветров со скоростями >108 км/ч для данного румба и встречно-попутные ветры;

– характеристики преобладающего ветра, т. е. ветра, направление которого на розе ветров имеет максимальную повторяемость, по месяцам на изобарических поверхностях: направление преобладающего ветра, его повторяемость, средний модуль скорости и максимальная наблюденная скорость, а также повторяемость преобладающих ветров со скоростями >108 км/ч в процентах от числа случаев преобладающих ветров.

В разделе 4 текстовой части дается анализ результатов расчетов аэроклиматических характеристик полей давления, температуры, высоты тропопаузы и ветра на трассе по сезонам и месяцам, включая средние значения и изменчивость этих величин с учетом характера подстилающей поверхности, синоптических процессов и общей циркуляции атмосферы.

В разделе 5 перечисляются документы, монографии и научные статьи, использованные для составления аэроклиматического описания воздушной трассы.

Графическая часть описания включает, кроме схемы воздушной трассы, следующие материалы:

– пространственно-временное распределение среднемесячной температуры на определенных изобарических поверхностях (например, 1000, 850, 500 гПа);

– вертикальные разрезы средней температуры воздуха и высоты тропопаузы для центральных месяцев сезонов (январь, апрель, июль, октябрь);

– пространственно-временное распределение среднемесячных высот тропопаузы;

– вертикальные разрезы модуля скорости ветра и повторяемости струйных течений для центральных месяцев сезонов;

– пространственно-временное распределение максимальных среднемесячных скоростей ветра в тропосфере с указанием изобарической поверхности, на которой эти скорости наблюдаются;

– вертикальные разрезы скорости ветра преобладающего направления для центральных месяцев сезонов;

– розы ветров для центральных месяцев сезонов на изобарических поверхностях в нескольких характерных точках авиатрассы.

Основное содержание аэроклиматического описания авиатрассы составляет ее табличная часть, включающая в себя таблицы, содержащие следующую информацию:

– пункты на воздушной трассе и координаты точек географической сетки объективного анализа, для которых рассчитаны аэроклиматические характеристики;

– давление на уровне моря (гПа) в точках вдоль воздушной трассы по месяцам;

– геопотенциальные высоты (дам) изобарических поверхностей в точках вдоль воздушной трассы по месяцам;

– температура воздуха (ºС) на изобарических поверхностях в точках вдоль воздушной трассы по месяцам;

– высота тропопаузы (км) в точках вдоль воздушной трассы по месяцам;

– модуль скорости ветра (км/ч) и струйные течения (повторяемость скоростей ветра > 108 км/ч) на изобарических поверхностях в точках вдоль воздушной трассы по месяцам;

– розы ветров, встречно-попутные ветры и струйные течения на изобарических поверхностях в характерных точках вдоль воздушной трассы по месяцам;

– преобладающие ветры (км/ч) и струйные течения на изобарических поверхностях в точках вдоль воздушной трассы по месяцам.

Табличная информация, как правило, представляется во всех расчетных точках вдоль воздушной трассы. В некоторых случаях ввиду весьма большого объема информации приходится ограничиваться представлением результатов для небольшого числа «характерных» точек, условия в каждой из которых репрезентативны для определенного участка трассы.

Приведенное выше рекомендуемое содержание аэроклиматического описания воздушной трассы не является обязательным. В зависимости от характера трассы составители описания могут варьировать количество и содержание графических материалов, добавлять таблицы с информацией о других величинах или явлениях в соответствии с особенностями трассы или требованиями потребителей. Например, документ, разработанный для пилотов воздушных авиалиний в США, рекомендует включать в климатическую информацию данные о высоте изотерм 0 ºС и -40 ºС [61].

Заключение

Развитие авиационной техники, расширение географии полетов и увеличение интенсивности перевозок предъявляют все новые требования к обеспечению аэронавигационных служб метеорологической информацией. С другой стороны, совершенствование измерительной техники, внедрение новых средств дистанционного обнаружения атмосферных явлений, влияющих на взлет, посадку и полет воздушных судов, а также развитие компьютерных технологий и численного моделирования расширяют возможности все более точного и надежного прогнозирования метеорологических условий для авиации.

Наличие этих двух встречных тенденций находит свое отражение в стратегии ИКАО. В частности, сформулированный на период до 2028 года Глобальный аэронавигационный план предусматривает в будущем полную автоматизацию обеспечения метеорологической информацией в любой точке, на любой высоте в каждый момент времени [44]. В рамках осуществления Глобального плана предполагается автоматически переводить информацию о погоде в так называемые компоненты влияния на полет для автоматического расчета оптимальной траектории.

Не вдаваясь в обсуждение конкретных сроков, намеченных ИКАО (и достижимых, по-видимому, только наиболее продвинутыми и технически оснащенными службами), с учетом имеющегося опыта можно с уверенностью сказать, что пройдет еще не один десяток лет, прежде чем роль человеческого фактора, иначе говоря – роль синоптика-прогнозиста и авиационного метеоролога-исследователя, утратит свое первостепенное значение в технологической цепочке метеорологического обеспечения авиации. Развитие авиационной метеорологии в конкретных странах будет, как и было всегда, неравномерным в силу целого ряда причин. Тем не менее основную идею Глобального аэронавигационного плана следует рассматривать сегодня как генеральную линию развития метеорологического обеспечения авиации. В этом русле, как можно полагать, будут развиваться тенденции, которые мы видим в настоящее время. Среди таких тенденций, на наш взгляд, основными являются следующие.

1. Прежде всего, это возрастание роли численного прогноза не только вследствие его возрастающей точности и детальности, но

и вследствие развития и усовершенствования схем постпроцессинга, что позволяет с практически значимой успешностью прогнозировать явления, количественный прогноз которых ранее был невозможен.

2. Развитие сверхкраткосрочного прогнозирования и наукастинга на основе, с одной стороны, численного прогноза, с другой – дистанционных измерений (радаров и спутников) и данных густых сетей наземных (автоматических) станций, а также самолетных измерений и передачи метеоинформации с бортов.

3. Использование в схемах сверхкраткосрочного прогноза и наукастинга, а также в схемах постпроцессинга сложного математического аппарата, применяемого к рядам архивных данных, и в этой связи возрастание роли архивов и баз данных, в том числе для разработки методов прогноза редких и опасных явлений (если на данном этапе их еще невозможно моделировать в явном виде).

4. Комплексация (интегрирование) различных видов информации для получения прогностической продукции: ассимиляция радарных, спутниковых и других асинхронных данных в численные модели, с одной стороны, и использование численных прогнозов в схемах экстраполяции радарных и других данных для целей наукастинга.

При всей противоречивости и неизбежных трудностях, реализация перечисленных основных тенденций открывает широкие возможности усовершенствования методов авиационного прогноза. Прежде всего, это обусловлено появлением новых мощных технических средств. С другой стороны, с помощью этих средств теперь можно по-иному взглянуть на прогностические правила и закономерности, сформулированные синоптиками прошлого столетия, и дать этим их достижениям новую жизнь

Действительно, в эпоху, когда доступная синоптикам информация состояла почти только из карт погоды и данных радиозондирования, опытным и вдумчивым специалистам зачастую удавалось улавливать и количественно оценивать не только все основные, но и многие тонкие особенности атмосферных процессов и явлений. В эти годы был разработан целый ряд синоптических и расчетных, преимущественно локальных методов прогноза важных для авиации явлений (гроз, ливней, сильных ветров, туманов и др.). Эти методы долгое время использовались (и продолжают использоваться) в оперативной практике. Они не только сохраняют свою познавательную и прогностическую ценность, но могут быть модернизированы и уточнены путем привлечения ранее недоступных видов информации.

Авторы надеются, что предлагаемая книга, сохраняющая синоптическое наследие и описывающая современные подходы к метеорологическому обеспечению авиации, будет полезна для специалистов.

Библиография

1. Авиационные факторы риска. ВМО. Программа обучения и подготовки ETR-№20 / ВМО – ТД-№ 1390. – Женева, 2007. – 53 с.

2. Баранов А.М., Солонин С.В. Авиационная метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 383 с.

3. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 347 с.

4. Богаткин О.Г. Основы авиационной метеорологии. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2009. – 339 с.

5. Васильев А.А., Вильфанд Р.М. Прогноз погоды. – М., 2008. – 60 с.

6. Волков О.А., Денисенко С.А., Константинов К.В., Круглов Р.А. Измеритель дальности видимости // Оптический журнал. – 2009. – Т. 76, № 10. – С. 71–74.

7. Введение в летно-технические характеристики ВС // Flight Operation Support & Services: Русская версия – Airbus, Октябрь 2007. – 210 с.

8. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 616 с.

9. Временные методические указания по использованию информации доплеровского метеорологического радиолокатора ДМРЛ-С в синоптической практике – Введ. Приказом Росгидромета № 52 от 14.02.2014. – М.: ЦАО, 2014. – 110 с.

10. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 712 с.

11. Иванова А.Р. Тропопауза – многообразие определений и современные подходы к идентификации // Метеорология и гидрология. – 2013. – № 12. – С. 23–36.

12. Иванова А.Р. Методика расчета карты максимального ветра // Метеорология и гидрология. – 1989. – № 4. – С. 59–64.

13. Иванова А.Р., Шакина Н.П. Перспективы развития наукастинга для метеорологического обеспечения авиации в рамках реализации Глобального аэронавигационного плана (ГАНП) // Труды Гидрометцентра России. – 2013. – Вып. 360. – С. 113–134.

14. Инструктивный материал по SIGMET и AIRMET. – Утвержден приказом Росгидромета № 95 от 20.02.2015 г.

15. Инструктивный материал по кодам METAR, SPECI, TAF. – Утвержден приказом Росгидромета № 115 от 05.03.2015 г.

16. Инструктивный материал по прогнозам погоды в формате GAMET. – Утвержден приказом Росгидромета № 116 от 06.03.2015 г.

17. Мазуров Г.И., Нестерук В.Н. Метеорологические условия и полеты вертолетов. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 254 с.

18. Маховер З.М. Климатология тропопаузы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 256 с.

19. Метеорологическое обслуживание международной аэронавигации // Технический регламент ВМО-№ 49. Т. 2. – 2013. – 207 с.

20. Метеорологическое обеспечение международной аэронавигации: Приложение 3 к Конвенции о международной гражданской авиации. – ИКАО: издание восемнадцатое. – Июль 2013 г.

21. Методика корректировки схем (процедур) маневрирования для аэродромов (вертодромов, посадочных площадок) при полетах воздушных судов по давлению, приведенному к уровню моря по стандартной атмосфере (QNH), с учетом указания на аэронавигационных картах высот в футах – Утверждено Росавиацией 17.12 2013 г.

22. Подготовка персонала ОВД к обеспечению выполнения полетов ВС с использованием давления, приведенного к уровню моря (QNH)» – Утверждено Росавиацией, РГУП «Госкорпорация по ОрВД», Филиал «Аэронавигация Центральной Сибири». – Красноярск, 2014.

23. Руководство по автоматическим системам метеорологического наблюдения на аэродромах (Doc 9837, AN/454). – ИКАО: издание второе. – 2011. – 116 с.

24. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 702 с.

25. Руководство по облакам вулканического пепла, радиоактивных материалов и токсичных химических веществ (Doc. 9691, AN/954). – ИКАО. Издание второе. – 2007. – 204 с.

26. Руководство по определению дальности видимости на ВПП. РД 52.21.680-2006. – 98 с.

27. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985 – 286 с.

28. Руководство по сдвигу ветра на малых высотах. (Doc. 9817, AN/449). – ИКАО. Издание первое. – 2005. – 258 с.

29. Руководство по стандартной атмосфере (Doc. 7488. – ИКАО. Издание третье. – 1993. – 305 с.

30. Система вихревой безопасности полетов Краткое описание проекта. –http://www.aviationunion.ru/Files/Nom_1_MANS.pdf.

31. Стерлядкин В.В., Горелик А.Г., Щукин Г.Г. Обзор методов и средств ветрового зондирования атмосферы. – http://www.mivlgu.ru/conf/armand2013/lection-2013/pdf/lec_2.pdf

32. Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. – СПбГУ, 2010. – 129 с.

33. Толстых М.А. Глобальная полулагранжева модель численного прогноза погоды. – М., Обнинск: ОАО ФОП, 2010. – 111 с.

34. Требования к составлению климатического описания аэродрома. РД 52.21.692-2007. – М.: Метеоагентство Росгидромета, 2007. – 37 с.

35. Федеральные авиационные правила «Подготовка и выполнение полетов в гражданской авиации Российской Федерации». – Утверждены приказом Минтранса России № 128 от 3 марта 2009 г.

36. Федеральные авиационные правила «Организация воздушного движения в Российской Федерации». – Утверждены приказом Минтранса России № 293 от 25 ноября 2011 г.

37. Федеральные авиационные правила «Предоставление метеорологической информации для обеспечения полетов воздушных судов». – Утверждены приказом Минтранса России № 60 от 3 марта 2014 г.

38. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.

39. Черный М.А., Кораблин В.И. Самолетовождение. – М.: Транспорт, 1973. – 368 с.

40. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 263 с.

41. Шакина Н.П., Борисова В.В. Опыт использования потенциального вихря для расчета высоты тропопаузы // Метеорология и гидрология. – 1992. – № 9. – С. 5–19.

42. Шакина Н.П., Горлач И.А., Скриптунова Е.Н., Комасько Н.И. Обледенение двигателей самолета в кристаллических облаках: анализ случая // Метеорология и гидрология. – 2014. – № 2. – С. 85–91.

43. Шакина Н.П., Калугина Г.Ю., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Субъективный и объективный анализы фронтов. I. Объективные характеристики фронтов, проведенных синоптиками // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 7. – С. 19–30.

44. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Калугина Г.Ю. Субъективный и объективный анализы фронтов. II. Объективное выделение зон фронтов // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 8. – С. 5–15.

45. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Горлач И.А. О результатах испытания метода прогноза зон возможного обледенения воздушных судов // Информационный сборник № 37 «Результаты испытаний новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов». – 2010. – С. 142–153.

46. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Ветрова Е.И., Иванова А.Р., Желнин А.А. Повторяемость низкой облачности на европейской территории бывшего СССР по данным наблюдений на аэродромах // Труды Гидрометцентра России. – 2012. – Вып. 348. – С. 99–129.

47. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Горлач И.А. О результатах испытания метода прогноза турбулентности в ясном небе (ТЯН) // Информационный сборник № 37 «Результаты испытаний новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов». – 2010. – С. 132–141.

48. Шакина Н.П., Хоменко И.А., Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н. Условия образования замерзающих осадков в европейской части России и катастрофический гололед в декабре 2010 г. // Турбулентность, динамика атмосферы и климата. – М.: ГЕОС, 2014. – С. 405–411.

49. 2023-2028 Global air navigation plan. – ICAO Doc. 9750-AN/963, Fourth Edition.

50. AMDAR Reference Manual / WMO-No.958. – Geneva, 2003. – 84 p.

51. Chan P.W., Lee Y.F. Application of short-range lidar in wind shear alerting // J. Atmos. Oceanic Technol. – 2012. – Vol. 29. – P. 207–220.

52. Eckerman S.D., Ma J., Broutman D. The NRL Mountain wave forecast model // Symposium on the 50th. Anniversary of Operational Numerical Weather Prediction , American Meteorological Society, University of Maryland, College Park, MD, 20 p., 14–17 June, 2004.

53. Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science / I.T. Joliffe, D.B. Stephenson (Eds). –Wiley-Blackwell, 2012. – 274 p.

54. Gill. P.G., Buchanan P. An ensemble based turbulence forecasting system // Meteorol. Appl. – 2014. – Vol. 21. – P. 12–19.

55. Haltiner G. J., Williams R. T. Numerical prediction and dynamic meteorology. –Wiley & Sons, 1980. – 477 p.

56. Holzapfel F., Gerz T. Two-dimensional wake-vortex physics in the stable stratified atmosphere // Aerospace Space and Technology. – 1999. – Vol. 5. – P. 261–270.

57. Ivanova A.R., Chakina N.P., Kuznetsova I.N. Stratospheric intrusion possible contribution to the ozone variability in the Kola

Peninsula // Proceedings of the XX Quadrennial Ozone Symposium, Kos, Greece, 1–8 June 2004. – P. 882–883.

58. Lang S., Tittsworth J., Bryant W., Wilson P., Lepadatu C., Delisi D., Lai D., Greene G. Progress on an ICAO wake turbulence re-categorization effort // AIAA Atmospheric and Space Environment Conference, 2–5 August 2010, Toronto, Canada. AIAA 2010–7682.

59. Mohanakumar S. Stratosphere-troposphere interactions. – Springer, 2008. – 416 p.

60. Overeem A. Verification of clear-air turbulence forecasts // KNMI, Technical report, June 2002.

61. Quantick H.R. Climatology for airline pilots. – Blackwell Science, 2001. – 284 p.

62. Tupper A., Carn S., Davey J., Camada Y., Potts R., Prata F., Tokuno M. An evaluation of volcanic cloud detection techniques during recent significant eruptions in the western 'Ring of Fire' // Remote Sensing of Environment. – 2004. – Vol. 91. – P. 27–46.

63. Vosper S. Development and testing of high-resolution mountain-wave forecasting system // Meteorol. Appl. – 2003. – Vol. 10. – P. 75–86.

64. Witham C., Hort M., Thomson D., Leadbetter S., Devenish B., Webster H.. The current volcanic ash modeling set-up at the London VAAC. – Met Office, Technical Summary (v.1.1) – April 2012.

65. http://geography.about.com/od/climate/a/jetstream.htm

66. http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/

67. http://avstop.com/stories/aircraftwaketurbulence.htm

68. http://www.eurocontrol.int/articles/wake-vortex

69. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/

Термины, определения и сокращения

В настоящем научно-методическом пособии использованы термины с соответствующими определениями:

– **авиационные прогнозы**: научно обоснованное предсказание изменений метеорологических величин и явлений, влияющих на деятельность авиации, базирующееся на знании законов физики атмосферы и учитывающее местные физико-географические условия;

– **взлетно-посадочная полоса** (ВПП): определенный прямоугольный участок сухопутного аэродрома, подготовленный для посадки и взлета воздушных судов;

– в**идимость (дальность видимости)**: максимальное расстояние, с которого видны и опознаются неосвещенные объекты (ориентиры) днем и световые объекты ночью;

– **видимость метеорологическая (метеорологическая дальность видимости, MOR)**: наибольшее расстояние, на котором можно различить или опознать черный объект приемлемых размеров, расположенный вблизи земли, при наблюдении его на светлом фоне;

– **видимость на ВПП (дальность видимости на ВПП**, **RVR)**: максимальное расстояние, в пределах которого пилот воздушного судна, находящегося на осевой линии ВПП, может видеть ее маркировку;

– **высота нижней границы облаков** (ВНГО): расстояние по вертикали между поверхностью суши (воды) и нижней границей самого низкого слоя облаков;

– **давление QNH**: барометрическое давление, приведенное к уровню моря по стандартной атмосфере;

– **краткосрочный прогноз погоды**: прогноз метеорологических величин и явлений на ближайшие 12–72 ч;

– **мезомасштабная конвективная система** (МКС): облачная система размерами 100 км и более по крайней мере в одном направлении, включающая ансамбли грозовых очагов и производящая области непрерывных осадков. В МКС могут входить несколько МКК;

– **мезомасштабный конвективный комплекс** (МКК): группа нескольких мощных кучево-дождевых облаков, вершины которых сливаются в общую перистую «шапку» площадью не менее 10^5 км^2;

– **метеорологическая информация**: метеорологическая сводка, анализ, прогноз и любое другое сообщение, касающееся фактических или ожидаемых метеорологических условий;

– **минимум аэродрома**: минимально допустимые значения видимости на ВПП (видимости) и высоты принятия решения (высоты нижней границы облачности), при которых на данном аэродроме разрешается выполнять взлет и посадку воздушного судна данного типа;

– **минимум командира воздушного судна (пилота)**: минимально допустимые значения видимости на ВПП (видимости) и высоты принятия решения (высоты нижней границы облачности), при которых командиру воздушного судна (пилоту) разрешается выполнять взлет, посадку и полет по правилам визуальных полетов на воздушном судне данного типа;

– **минимум воздушного судна**: минимально допустимые значения видимости на ВПП (видимости) и высоты принятия решения (высоты нижней границы облачности), позволяющие безопасно производить взлет и посадку на воздушном судне данного типа;

– **наукастинг**: прогноз метеорологических величин и явлений на срок от 0 до 2 (до 6) ч[1];

– **планетарный пограничный слой** (ППС): нижний слой атмосферы, в котором турбулентное трение воздушного потока о земную поверхность влияет на ветер;

– **полеты в сложных метеорологических условиях**: полеты в облаках, между облаками и за облаками (при облачности более 7 баллов), при опасных атмосферных явлениях, связанных с облачностью, а также полеты под облаками при малых высотах их нижней границы и ограниченной видимости, сильных ветре и/или сдвиге ветра, турбулентности, в зонах сильных осадков, в т. ч. замерзающих;

– **предиктант** («предсказуемое»): в статистических методах прогноза – метеорологическая величина или явление, значение которых в некоторый будущий момент времени определяется с помощью предикторов («предсказателей»);

– **предиктор** («предсказатель»): в статистических методах прогноза – один из факторов, влияющих на некоторую метеорологическую величину (или явление) и учитываемых при прогнозе ее будущего значения;

– **сверхкраткосрочный прогноз** погоды: прогноз метеорологических величин и явлений на период до 12 ч;

---

[1] На момент написания данной работы действовало определение, ограничивающее заблаговременность наукастинга 2 часами, однако специально созданная в 2016 г. целевая группа Комиссии по основным системам ВМО разрабатывает документ, расширяющий срок действия наукастинга до 6 часов.

– **стандартная атмосфера** (СА): принятое по международному соглашению условное вертикальное распределение температуры, давления и плотности воздуха, являющееся репрезентативным для средних годовых условий в среднем для всех широт; предполагается, что в атмосфере выполняется уравнение состояния для идеальных газов и основное уравнение статики;

– **струйное течение** (СТ): сильный узкий воздушный поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости;

– **струйное течение нижних уровней** (СТНУ): сильный узкий воздушный поток в планетарном пограничном слое;

– **турбулентность спутного следа**: турбулентность техногенной природы, наблюдающаяся в зонах пары вихрей, которые срываются с концов крыльев летящего самолета или вертолета и вращаются в противоположных направлениях;

– **численная модель атмосферы**: система дифференциальных уравнений в частных производных, описывающая с той или иной степенью упрощения происходящие в атмосфере процессы и решаемая приближенно с помощью компьютера при заданных начальных и граничных условиях. Решение представляет собой **численный прогноз** состояния атмосферы в зависимости от времени;

– **эшелон полета**: поверхность постоянного атмосферного давления, отнесенная к установленной величине давления 760 мм. рт. ст. (1013,2 гПа) и отстоящая от других таких поверхностей на величину установленных интервалов давления.

В настоящем научно-методическом пособии применены следующие обозначения и сокращения:

АМСГ – авиационная метеорологическая станция гражданская;
АМЦ – авиационный метеорологический центр;
АТИС – служба автоматической передачи информации (ATIS – Automatic Terminal Information Service);
ВМО – Всемирная Метеорологическая Организация;
ВНГО – высота нижней границы облачности;
ВПП – взлетно-посадочная полоса;
ВПР – высота принятия решения;
ВС – воздушное судно;
ВСВ – Всемирное согласованное время;
ВФЗ – высотная фронтальная зона;

ВЦЗП – Всемирный центр зональных прогнозов;
ГАМЦ – Федеральное государственное бюджетное учреждение «Главный авиаметеорологический центр Росгидромета»;
ДМРЛ – доплеровский метеорологический радиолокатор;
ЗП – запасная полоса;
ИКАО – Международная организация гражданской авиации (ICAO – International Civil Aviation Organization);
ИСЗ – искусственный спутник Земли;
КВС – командир воздушного судна;
КНС – конвективно-неустойчивый слой;
КТА – контрольная точка аэродрома;
МДВ – метеорологическая дальность видимости;
МКК – мезомасштабный конвективный комплекс;
МКС – мезомасштабная конвективная система;
МРЛ – метеорологический радиолокатор;
НГО – нижняя граница облачности;
ОАМ – отдел авиационной метеорологии ФГБУ «Гидрометцентр России»;
ОВИ – огни высокой интенсивности;
ОМИ – огни малой интенсивности;
ОМВ – область максимального ветра;
ОрВД – организация воздушного движения;
ОЯ – особые явления;
ПВП – правила визуальных полетов;
ППС – планетарный пограничный слой;
Приложение 3 ИКАО – Приложение 3 к Конвенции о международной гражданской аэронавигации «Метеорологическое обеспечение международной аэронавигации»;
РДВ – регистратор дальности видимости;
РПИ – район полетной информации;
СА – стандартная атмосфера;
СТ – струйное течение;
СТНУ – струйное течение нижних уровней;
ТЯН – турбулентность в ясном небе;
УВД – управление воздушным движением;
ФАП – Федеральные авиационные правила;
ЦМКП – Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета;

ЧПП – численный прогноз погоды;
ЯТ – яркостная температура;
AIRMET – AIRman's METeorological information – метеорологическая информация для пилота о фактическом или ожидаемом возникновении особых явлений погоды по маршруту полета, которые могут повлиять на безопасность ВС на малых высотах;
AMDAR – Aviation Meteorological DAta Relay – передача метеорологических данных с самолета;
ASDAR – Aircraft to Satellite DAta Report – передача данных с самолета через спутник;
CAPE – Convective Available Potential Energy – конвективная доступная потенциальная энергия;
EDR – Eddy Dissipation Rate – скорость вихревой диссипации;
FAA – Federal Aviation Administration – Федеральное управление гражданской авиации США;
FL – Flight Level – эшелон полета (в гектофутах);
GAMET – General Aviation forecast, area forecast for low-level flights – формат прогноза погоды для полетов воздушных судов на нижних эшелонах (до FL100, в горных районах – до FL150 или выше);
IAVW – International Airways Volcano Watch – служба слежения за вулканической деятельностью на международных трассах;
IR – InfraRed – инфракрасный диапазон спектра светового излучения;
KVERT – Kamchatka Volcanic Eruption Response Team – Камчатская группа реагирования на вулканические извержения;
METAR – METeorological Aerodrome Report – код для передачи метеорологических наблюдений на аэродроме;
MOR – Meteorological Optical Range – метеорологическая дальность видимости;
MOS – Model Output Statistics – статистический метод прогноза на основе продукции численной модели;
NCEP – National Centres for Environment Prediction – Национальные центры по прогнозированию окружающей среды в США;
PI – Peirce Index – критерий успешности Пирса-Обухова;
PP – Perfect Prognosis – идеальный прогноз;

RVR – Runway Visual Range – дальность видимости на ВПП;
SIGMET – SIGnificant METeorological information – метеорологическая информация о фактическом или ожидаемом возникновении особых явлений погоды по маршруту полета, которые могут повлиять на безопасность ВС;
SWH – Significant Weather at High levels – особые явления на верхних уровнях (FL250–650);
SWL – Significant Weather at Low levels, особые явления на нижних уровнях (FL0–100);
SWM – Significant Weather at Middle levels, особые явления на средних уровнях (FL100–250);
TAF – Terminal Aerodrome Forecast – прогноз погоды по аэродрому;
TAMDAR – Tropospheric Airborne Meteorological DAta Reporting – передача самолетных измерений метеорологических величин в тропосфере;
VAAC – Volcanic Ash Advisory Centre – консультативный центр по вулканическому пеплу;
WAFC – World Aviation Forecast Centre – всемирный центр зональных прогнозов;
WAFS – World Aviation Forecast System – Всемирная система зональных прогнозов;
WVSS – Wake Vortex Safety System – система вихревой безопасности.

Приложение А

Требования ИКАО к точности прогнозов

С развитием авиации и увеличением объема воздушных перевозок требования к метеорологическому обеспечению авиации и, в частности, к точности авиационных прогнозов изменяются со временем в сторону повышения. В момент подготовки настоящего научно-методического пособия действующими являются требования, сформулированные в восемнадцатом издании Приложения 3 ИКАО [20] и основанные на запросах гражданской авиации данного периода. Отметим, что существующие подобные требования в России, изложенные в Приложении 1 ФАП № 60 от 3.3.2014 г. [37], по ряду позиций отличаются от международных. Ниже в табл. А.1 и А.2 представлены допустимые пределы ошибок прогноза, «желательные с точки зрения эксплуатации» [20], и проценты случаев, в которых ошибки не должны выходить за указанные пределы.

Таблица А.1. Точность прогнозов по аэродрому, желательная с точки зрения эксплуатации (отличия от требований ИКАО, изложенные в [37], выделены красным)

Прогнозируемая величина	Диапазон допустимых ошибок	Минимальный процент случаев ошибок в пределах диапазона
Прогнозы TAF		
Направление ветра	± 20°	80
Скорость ветра	± 2,5 **(± 3)** м/с	80
Видимость	± 200 м до 800 м, ± 30 % от 800 м до 10 км	80
Осадки, **гроза**	Наличие или отсутствие	80
Количество облаков	± Одна категория ниже 450 м (1500 фт), Наличие или отсутствие облаков в категориях BKN или OVC между 450 м (1500 фт) и 3000 м (10 000 фт)	70
Высота нижней границы облаков	± 30 м (100 фт) до 300 м (1000 фт), ± 30% от 300 м (1000 фт) **и выше** до 3000 м (10 000 фт)	70
Температура воздуха	± 1 ºС	70

Прогнозы типа «TREND»		
Направление ветра	± 20º	90
Скорость ветра	± 2,5 (± 3) м/с	90
Видимость	± 200 м до 800 м, ±30% от 800 м до 10 км	90
Осадки, гроза	Наличие или отсутствие	90
Количество облаков	± Одна категория ниже 450 м (1500 фт), Наличие или отсутствие облаков в категориях BKN или OVC между 450 м (1500 фт) и 3000 м (10 000 фт)	90
Высота нижней границы облаков	± 30 м (100 фт) до 300 м (1000 фт), ± 30% от 300 м (1000 фт) **и выше** до 3000 м (10 000 фт)	90
Прогноз для взлета		
Направление ветра	± 20º	90
Скорость ветра	± 2,5 м/с **± 3 до 13 м/с, ± 20 % свыше 13 м/с**	90
Температура воздуха	± 1 ºС	90
Давление воздуха (QNH)	±1 гПа	90

Таблица А.2. Точность зональных прогнозов, прогнозов на полет и по маршруту, желательная с точки зрения эксплуатации

Прогнозируемая величина	Диапазон допустимых ошибок	Минимальный процент случаев ошибок в пределах диапазона
Температура воздуха на высотах	± 2 ºС, средняя для 900 км (500 морских миль)	90
Относительная влажность	±20 % **(в ФАП требования отсутствуют)**	90
Ветер на высотах	± 5 м/с (10 уз), модуль векторной разности для 900 км(500 морских миль)	90
Особые явления погоды по маршруту полета и облачность	Наличие или отсутствие Местонахождение ± 100 км (60 морских миль) Вертикальная протяженность ± 300 м (1000 фт) Высота тропопаузы ± 300 м (1000 фт) Высота уровня максимального ветра ± 300 м (1000 фт)	80 70 70 80 80

В связи с изменчивостью метеорологических величин в пространстве и во времени, а также ввиду несовершенства методов прогнозирования и определения некоторых характеристик погоды получатель прогноза должен рассматривать конкретное значение любой указанной в прогнозе величины лишь как наиболее вероятное, которое данная величина может иметь в течение времени действия прогноза. Точно так же, если в прогнозе указывается время возникновения какого-либо явления, оно рассматривается как наиболее вероятное время.

Приложение Б

Критерии успешности метеорологических прогнозов

Б.1. Дихотомические величины

Прогнозы наличия или отсутствия ряда метеорологических явлений могут рассматриваться как реализации величины, принимающей только два значения: единица (наличие) и нуль (отсутствие) и называемой дихотомической или бинарной величиной. Таковы осадки, грозы, град, шквалы, туманы и др.

Успешность таких прогнозов оценивается с помощью т. наз. двумерной таблицы сопряженности (табл. Б.1).

Таблица Б.1. Таблица сопряженности для выборки *n* прогнозов дихотомической величины

Прогноз	Наблюдения		
	да	нет	сумма
Да	a	b	$a+b$
Нет	c	d	$c+d$
Сумма	$a+c$	$b+d$	$a+b+c+d = n$

Здесь a – число случаев правильного прогноза наличия явления; b – число ложных тревог; c – число случаев непредсказанных явлений; d – число случаев правильного прогноза отсутствия явления.

На основе таблицы сопряженности рассчитываются как основные характеристики выборки (повторяемость явления в выборке наблюдений и в выборке прогнозов и отношение этих повторяемостей), так и целый ряд характеристик успешности прогнозов, наиболее употребительные из которых, используемые как в практической работе, так и в научных исследованиях, представлены в таблице Б.1.2. В таблице приведены, наряду с названиями критериев, принятыми в отечественной науке и практике, также международные названия, которые могут встретиться специалисту в документах ВМО/ИКАО или в научной литературе.

Таблица Б.2. Наиболее употребительные характеристики успешности прогнозов дихотомических величин

№	Русское название	Международное название (названия)	Формула	Пределы изменения	Значение при идеальном прогнозе
	Основные характеристики выборки				
1	Выборочная повторяемость явления	Base rate, s	$s = \frac{a+c}{n}$	0, 1	-
2	Повторяемость явления в прогнозе	Forecast rate, r	$r = \frac{a+b}{n}$	0, 1	-
3	Систематическая ошибка прогноза	Frequency bias, B	$B = \frac{a+b}{a+c}$	0, ∞	1
	Характеристики успешности прогноза				
4	Предупрежденность наличия явления	Hit rate, H; Probability of detection, POD	$H = \frac{a}{a+c}$	0, 1	1
5	Оправдываемость прогноза наличия явления		$R = \frac{a}{a+b}$	0, 1	1
6	Отношение ложных тревог	False alarm ratio, FAR	$FAR = \frac{b}{a+b}$	0, 1	0
7	Доля ложных тревог	False alarm rate, F; Probability of false detection, $POFD$	$F = \frac{b}{b+d}$	0, 1	0
8	Общая оправдываемость	Proportion Correct, PC; Percent correct	$PC = \frac{a+d}{n}$	0, 1	1
9	Критический индекс успешности	Critical success index, CSI; Threat score	$CSI = \frac{a}{a+b+c}$	0, 1	1

№	Русское название	Международное название (названия)	Формула	Пределы изменения	Значение при идеальном прогнозе
10	Критерий Гильберта	Gilbert Skill Score, *GSS*	$GSS = \frac{a - a_r}{a + b + c - a_r}$, $a_r = \frac{(a+b)(a+c)}{n}$ – значение α для случайного прогноза	-1/3, 1	1
11	Критерий Хайдке-Багрова	Heidke Skill Score, *HSS*	$HSS = \frac{a + d - a_r - d_r}{n - a_r - d_r}$, $d_r = \frac{(b+d)(c+d)}{n}$ – значение d для случайного прогноза	-1, 1	1
12	Критерий Пирса-Обухова	Peirce Index, *PI*; Peirce Skill Score, *PSS*; True Skill Statistics, *TSS*; Hanson & Kuinnes Discriminant, *HK*	$PSS = \frac{ad - bc}{(b+d)(a+c)} = H - F$	-1, 1	1
13	Критерий Дулитла	Doolittle Skill Score, *DSS*	$DSS = \frac{ad - bc}{\sqrt{(a+b)(c+d)(a+c)(b+d)}}$	-1, 1	1
14	Критерий Клэйтона	Clayton Skill Score, *CSS*	$CSS = \frac{a}{a+b} - \frac{c}{c+d}$	-1, 1	1
15	Логарифм отношения рисков	Logarithm of Odds Ratio, *LOR*	$LOR = \ln\theta$, $\theta = \frac{ad}{bc}$	-∞, ∞	∞
16	Критерий ORSS	Odds Ratio Skill Score, Q	$ORSS = Q = \frac{ad - bc}{ad + bc} = \frac{\theta - 1}{\theta + 1}$	-1, 1	1

Б.2. Многокатегорийные величины

Ряд авиационных прогнозов относятся к типу многокатегорийных: прогнозируется значение величины в конкретной градации, причем градаций имеется несколько. Например, количество облаков может быть в градациях FEW, SCT, BKN и OVC, т. е. 1–2, 3–4, 5–7 и 8 окт

соответственно. Прогнозируется одна из этих категорий, или градаций. Таблица сопряженности для выборки таких прогнозов и параллельных наблюдений при числе категорий К будет иметь следующий вид (табл. Б.2):

Таблица Б.2. Многокатегорийная таблица сопряженности

	i, j	Наблюденные категории				
		1	2	…	К	Сумма
Прогноз категорий	1	$n(F_1, O_1)$	$n(F_1, O_2)$	...	$n(F_1, O_k)$	$N(F_1)$
	2	*n(F2, O1)*	*n(F2, O2)*	...	*n(F2, Ok)*	*N(F2)*
	…	…	…	…	…	…
	К	*n(Fk, O1)*	*n(Fk O2)*	...	*n(Fk, Ok)*	*N(Fk)*
	Сумма	*N(O1)*	*N(O2)*	...	*N(Ok)*	*N*

Здесь N – общее число случаев; n – число случаев в каждой ячейке таблицы; $F_{i,j}$ – прогнозируемая категория (в ячейке таблицы i,j); $O_{i,j}$ – наблюденная категория. Число случаев прогноза первой категории - $N(F_1)$, число случаев, когда наблюдалась первая категория – $N(O_1)$.

По диагонали располагаются оправдавшиеся прогнозы ($i = j$). В случае идеального прогноза во всех клетках, кроме диагонали, будут нули.

Для многокатегорийных переменных имеют место некоторые характеристики оправдываемости, представляющие собой обобщение критериев, представленных выше (разд. Б.1):

1) Оправдываемость, равная сумме диагональных ячеек таблицы, деленной на общее число случаев:

$$PC = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{K} n(F_i, O_i). \qquad (Б.1)$$

При идеальном прогнозе $PC = 1$.

2) Аналог критерия Хайдке-Багрова (Heidke Skill Score):

$$HSS = \frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{K} n(F_i, O_i) - \frac{1}{N^2}\sum_{i=1}^{K} N(F_i)N(O_i)}{1 - \frac{1}{N^2}\sum_{i=1}^{K} N(F_i)N(O_i)}. \qquad (Б.2)$$

При идеальном прогнозе $HSS = 1$.

3) Аналог критерия Пирса-Обухова (Peirce Skill Score):

$$PSS = \frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{K} n(F_i, O_i) - \frac{1}{N^2}\sum_{i=1}^{K} N(F_i)N(O_i)}{1 - \frac{1}{N^2}\sum_{i=1}^{K}(N(O_i))^2}. \quad (Б.3)$$

4) Специально для многокатегорийных прогнозов предложен критерий Джерити (Gerrity Score):

$$GS = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{K}\sum_{j=1}^{K} n(F_i, O_j)s_{ij}, \quad (Б.4)$$

где s_{ij} – элементы матрицы следующего вида:

на диагонали, т. е.при $i = j$,

$$s_{ii} = \frac{1}{K-1}\left[\sum_{r=1}^{i-1} a_r^{-1} + \sum_{r=1}^{K-1} a_r\right], \quad (Б.5)$$

вне диагонали, $i \neq j$,

$$s_{ij} = s_{ji} = \frac{1}{K-1}\left[\sum_{r=1}^{i-1} a_r^{-1} - (j-i) + \sum_{r=1}^{K-1} a_r\right], \quad (Б.6)$$

где

$$a_i = \frac{1 - \sum_{r=1}^{i} p_r}{\sum_{r=1}^{i} p_r}, \quad (Б.7)$$

$$p_i = \frac{N(O_i)}{N} - \quad (Б.8)$$

распределение повторяемостей в выборке данных наблюдений.

При идеальном прогнозе $GS = 1$. При случайном или постоянном прогнозе $GS = 0$. Критерий GS принимает меньшие значения при больших ошибках прогноза и наоборот, благодаря использованию матрицы s.

Б.3. Непрерывные величины

Верификация прогнозов непрерывных величин (давление, температура, влажность и др.) производится путем расчета следующих характеристик по выборке N прогностических значений величины (F_i) и соответствующих им наблюденных значений (O_i):

– средняя арифметическая или систематическая ошибка (bias)

$$B = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(F_i - O_i) \quad (Б.9)$$

– средняя абсолютная ошибка (mean absolute error)

$$MAE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|F_i - O_i\right| \qquad \text{(Б.10)}$$

– средний квадрат ошибки (mean square error)

$$MSE=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(F_i-O_i)^2, \qquad \text{(Б.11)}$$

– корень из среднего квадрата ошибки, или среднеквадратическая ошибка (root-mean square error):

$$RMSE=\left[\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(F_i-O_i)^2\right]^{\frac{1}{2}}. \qquad \text{(Б.12)}$$

Все перечисленные ошибки при идеальном прогнозе равны нулю.

Используется также коэффициент корреляции

$$r=\frac{\sum(F-\overline{F})(O-\overline{O})}{\sqrt{\sum(F-\overline{F})^2}\sqrt{\sum(O-\overline{O})^2}}.\cdot \qquad \text{(Б.13)}$$

Здесь для краткости обозначено $\Sigma=\sum_{i=1}^{N}$ и под знаком суммы $F = F_i$, $O = O_i$, а черта сверху означает осреднение по всей выборке прогнозов или наблюдений. При идеальном прогнозе $r = 1$.

Если оцениваются прогнозы по двум или более методам, то лучшим считается тот прогноз, ошибки которого меньше, а коэффициент корреляции больше. Если же оценивается успешность единственного метода, то его ошибки сравниваются с ошибками климатического либо инерционного прогноза. В качестве климатического прогноза берется среднее многолетнее значение прогнозируемой величины в срок прогноза. В качестве инерционного прогноза берется последнее наблюденное значение (т. е. считается, что прогнозируемая величина не будет изменяться за период прогноза).

Б.4. Пространственные прогнозы (прогнозы в узлах регулярной сетки)

Продукция численных прогностических моделей имеет вид полей значений той или иной величины (давления, температуры, влажности, составляющих скорости ветра и др.) в узлах регулярной сетки. Верификация численных прогнозов производится, как и в рассмотренных выше случаях, путем сравнения прогностических значений с фактическими в срок прогноза.

Следует иметь в виду, что значения в узлах сетки представляют собой средние значения по квадрату сетки, центр которого лежит в узле. Неправильно полагать, что значение в узле сетки относится к конкретной точке, то есть к узлу сетки.

Верификация прогнозов в узлах регулярной сетки может производиться двумя способами.

1. Фактические значения также заданы в узлах той же сетки, по которой получен прогноз. Например, речь идет о прогнозе температуры на изобарической поверхности, либо о прогнозе скорости максимального ветра или высоты тропопаузы. Фактические значения этих величин обычно доступны как результат объективного анализа или как результат расчета по данным объективного анализа других величин. В этом случае верификация проводится согласно разд. Б.3, путем сравнения прогностических и фактических значений в соответствующих узлах.

2. Фактические значения известны на станциях, положение которых, вообще говоря, не совпадает с положением узлов сетки, причем в одном квадрате сетки может находиться несколько станций. В случае одной станции в пределах квадрата сетки ошибкой прогноза считается разность между прогностическим значением в ближайшем к станции узле сетки и наблюденным значением на станции. В случае нескольких станций в пределах квадрата сетки, за фактическое значение берется среднее из их наблюдений и сравнивается с прогностическим значением в узле, находящемся в центре квадрата. При этом следует иметь в виду, что способ осреднения наблюдений, при большом количестве станций, зависит от физической природы прогнозируемой величины и не всегда состоит в нахождении среднего арифметического. Однако данная проблема, сама по себе сложная и недостаточно разработанная, не имеет в настоящее время большого значения, поскольку современные модели характеризуются высоким горизонтальным разрешением, т. е. малыми шагами сетки (2–7 км), и в квадрат сетки в условиях России гораздо чаще не попадает ни одной станции, чем попадает их две или более. Не будет большой погрешности, если в таких редких случаях в качестве факта будет браться среднее арифметическое из наблюдений на станциях.

Методически некорректно производить линейную интерполяцию с узла на станцию или со станции на узел и тем самым полагать, что численный прогноз дается в точке – в узле сетки. По смыслу численного прогноза, он относится к квадрату сетки, а не к точке.

Оглавление

Введение 3

Глава 1. Современные основы прогнозирования погоды для авиации 5
1.1. Средства наблюдения и их использование 6
1.2. Численные модели атмосферы и численный прогноз 12
1.3. Основные виды авиационных прогнозов 15

Глава 2. Влияние погодных условий на полеты на нижних уровнях, взлет и посадку воздушных судов 17
2.1. Давление и температура воздуха. Давление QNH 17
2.1.1. Стандартная атмосфера 17
2.1.2. Влияние температуры и давления реальной атмосферы на полет воздушных судов 18
2.1.3. Давление QNH 19
2.1.4. Приведение давления к уровню моря по стандартной атмосфере (вычисление QNH) 21
2.1.5. Прогноз минимальных значений QNH 21
2.2. Ветер и сдвиг ветра 23
2.2.1. Определения 23
2.2.2. Влияние ветра на взлет, посадку и полет воздушных судов на нижних уровнях 23
2.2.3. Особенности прогнозирования ветра в нижнем слое атмосферы 26
2.2.4. Струйные течения нижних уровней (мезоструи) 32
2.2.5. Сдвиги ветра в нижнем слое атмосферы 34
2.2.6. Условия возникновения сдвигов ветра 38
2.2.7. Способы обнаружения сдвига ветра на малых высотах 43
2.2.8. Прогнозирование сдвига ветра 46
2.3. Атмосферные осадки 48
2.3.1. Общие положения 48
2.3.2. Обложные осадки в виде мороси, дождя и снега и их влияние на взлет, посадку и полет самолета 50
2.3.3. Ливневые осадки и град 51
2.3.4. Замерзающие осадки (гололед) 54
2.4. Низкая облачность и туман 56
2.4.1. Влияние низкой облачности и тумана на безопасность полетов. Минимумы погоды 56

2.4.2. Физические условия образования низкой облачности и тумана ……. 59
2.4.3. Образование низкой облачности и тумана в зависимости от синоптических условий ……..... 60
2.4.4. Основные принципы прогнозирования низких облаков и тумана ……..…….. 65
2.4.5. Режим облачности, значимой для полетов, на аэродромах России и ближнего зарубежья …….…… 67
2.4.6. Прогноз наличия низкой облачности и тумана с помощью численных моделей ……..… 78
2.4.7. Прогнозирование низких облаков и тумана синоптико-статистическими методами ……..… 79
2.5. Видимость ……..…….. 99
2.5.1. Метеорологическая дальность видимости ……..… 99
2.5.2. Режим видимости на аэродромах ……. 102
2.5.3. Прогноз видимости ……..... 108
2.5.4. Дальность видимости на ВПП …….. 115
2.5.5. Использование однородных характеристик видимости при составлении прогноза МДВ ……. 118
2.6. Конвективные явления в районе аэродрома и по маршруту …….. 120
2.6.1. Влияние конвекции на взлет, посадку и полет воздушных судов …….. 120
2.6.2. Условия развития и особенности структуры очагов интенсивной конвекции ……... 122
2.6.3. Расчетные методы краткосрочного прогноза гроз и града ……. 127
2.6.4. Численный прогноз конвективной облачности, гроз и града … 143
2.6.5. Шквалы и их прогноз ……. 145
2.7. Обледенение воздушных судов ……. 156
2.7.1. Влияние обледенения на полет самолетов и вертолетов …… 156
2.7.2. Причины и механизм обледенения. Интенсивность обледенения …….. 159
2.7.3. Виды и формы отложений льда на воздушных судах …… 163
2.7.4. Влияние больших скоростей на обледенение …….. 164
2.7.5. Особенности обледенения вертолетов ……. 165
2.7.6. Отложение льда на воздушных судах во время стоянки. Обледенение ВПП …… 166
2.7.7. Объективные методы прогноза зон вероятного обледенения в атмосфере …….. 168
2.7.8. Уточняющие признаки для прогноза обледенения ……. 173
2.8. Турбулентность в нижнем слое атмосферы ……. 180
2.8.1. Общие сведения о турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов в нижнем слое атмосферы …… 180
2.8.2. Турбулентность в зонах конвекции (термическая турбулентность) ……. 182
2.8.3. Механическая турбулентность ……..……. 183

2.8.4. Турбулентность спутного следа …… 185
2.8.5. Орографическая турбулентность …….. 189
2.8.6. Прогноз турбулентности в нижнем слое на основе продукции численных моделей атмосферы …….. 195
2.9. Карты особых явлений на нижних уровнях (SWL) и прогнозы в формате GAMET .....……..… 199

Глава 3. Влияние погодных условий на полеты воздушных судов на верхних и средних уровнях ……..…… 205
3.1. Ветер и температура на высотах ……... 205
3.1.1. Влияние ветра и температуры на полет по маршруту …...……. 205
3.1.2. Прогнозирование ветра и температуры в свободной атмосфере …….. 207
3.2. Струйные течения ……... 207
3.2.1. Общие сведения о струйных течениях ……. 207
3.2.2. Значение струйных течений для авиации …… 211
3.2.3. Наблюдения струйных течений …… 212
3.2.4. Прогноз струйных течений и его точность …….. 214
3.3. Тропопауза ……... 216
3.3.1. Сезонный ход и изменчивость высот тропопаузы. Полярная и тропическая тропопаузы ……. 216
3.3.2. Особенности полета в зоне тропопаузы ……..……. 220
3.3.3. Прогноз высоты тропопаузы на основе продукции моделей ЧПП ……. 221
3.4. Турбулентность в ясном небе …… 223
3.4.1. Физические и метеорологические условия образования ТЯН ... 223
3.4.2. Синоптические критерии прогноза ТЯН ……. 225
3.4.3. Источники данных и категории интенсивности турбулентности ……. 228
3.4.4. Прогноз ТЯН на основе продукции численных моделей ……... 230
3.4.5. Орографическая турбулентность …….. 235
3.5. Вулканический пепел …….. 236
3.5.1. Влияние вулканического пепла на полет ВС ……... 236
3.5.2. Средства обнаружения облаков вулканического пепла ……. 239
3.5.3. Прогноз эволюции облаков вулканического пепла ……. 244
3.6. Карты особых явлений на верхних (SWH) и средних (SWM) уровнях …….. 245
3.6.1. Номенклатура карт SWH ……... 245
3.6.2. Номенклатура карт SWM …….. 247
3.6.3. Карты SWH и SWM ведущих мировых прогностических центров …….. 248

Глава 4. Сверхкраткосрочный прогноз и наукастинг для авиации…… 250
4.1. Общие положения ……... 250
4.2. Принципы построения и примеры методов сверхкраткосрочного прогноза и наукастинга ……. 252

Глава 5. Климатические описания аэродромов и авиатрасс ……..….. 256
5.1. Климатические описания аэродромов ……..…. 256
5.1.1. Рекомендуемая структура записи метеорологической информации в архив на электронных носителях ……... 256
5.1.2. Содержание климатического описания аэродрома …….…... 259
5.1.3. Аэродромные климатические сводки ……... 262
5.1.4. Аэродромные климатические таблицы …… 270
5.2. Аэроклиматические описания авиатрасс …….. 280
5.2.1. Общие положения …….. 280
5.2.2. Содержание климатического описания авиатрасс …….. 281
Заключение ……. 285
Библиография ……..….. 287
Термины, определения и сокращения ……..….. 292
Приложение А. Требования ИКАО к точности прогнозов ……. 298
Приложение Б. Критерии успешности метеорологических прогнозов …..... 300
Б.1. Дихотомические величины …… 300
Б.2. Многокатегорийные величины …… 302
Б.3. Непрерывные величины ……..….. 304
Б.4. Пространственные прогнозы (прогнозы в узлах регулярной сетки).. 305

Н.П. Шакина, А.Р. Иванова

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДЛЯ АВИАЦИИ

Научно-методическое пособие

Подписано в печать 12.12.2016. Формат 70×100 1/16
Печать офсетная. Печ. л. 19,5. Тираж 600 экз. Заказ № 161366
Отпечатано в типографии «ТРИАДА ЛТД»
125130, Москва, ул. Клары Цеткин, д. 33
тел./факс: (495) 617-11-98
www.triadaltd.ru