

Блохина В.И.

***Авиационные прогнозы
погоды***

Учебное пособие
по дисциплине «Авиационные прогнозы»

СОДЕРЖАНИЕ

	Введение	2
1.	Прогноз ветра	3
	1.1 Влияние ветра на полет по маршруту.	3
	1.2 Прогноз ветра на высоте круга	4
	1.3 Физические основы прогнозирования ветра в свободной атмосфере	5
	1.4 Прогноз максимального ветра и струйных течений	6
2.	Прогноз интенсивной атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов	12
	2.1. Синоптические методы прогноза атмосферной турбулентности	15
	2.2. Физико-статистические методы прогноза турбулентности при ясном небе	20
3.	Конвективные явления в районе аэродрома и по маршруту	26
	3.1. Влияние конвективной деятельности на полет воздушных судов	26
	3.2 Условия развития и некоторые особенности структуры очагов интенсивной конвекции	27
	3.3. Методы прогноза гроз и града	30
4	Прогноз зон возможного поражения воздушных судов электрическими разрядами в облаках слоистых форм и осадках	37
	4.1. Влияние электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадков на безопасность полетов самолетов	37
	4.2. Механизм возникновения опасных электрических зон в облаках слоистых форм и осадках	38
	4.3. Метеорологические и синоптические условия поражения самолетов электрическими разрядами в слоистообразной облачности и осадках	42
	4.4. Метод прогноза опасных электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадках	46
5	Прогноз низкой облачности и тумана	47
	5.1. Механизм образования низкой облачности и тумана в различных синоптических условиях	47
	5.2. Основные принципы прогноза низких слоистых облаков и адвективного тумана	59
	5.3. Прогноз радиационного тумана	61
6.	Прогноз обледенения	63
	6.1. Обледенение во фронтальных облаках	65
	6.2. Методическое указание к лабораторной работе «Диагноз и прогноз обледенения»	69

ВВЕДЕНИЕ

Учебное пособие по дисциплине «Авиационные прогнозы» содержит сведения об условиях образования и приемах прогнозирования явлений погоды, представляющий преимущественный интерес для авиации. Предназначено для аспирантов и студентов вузов, специализирующихся в области авиационной метеорологии.

Составитель: проф. каф. метеорологии, климатологии и охраны атмосферы Блохина В.И.

При составлении использовалась следующая литература.

1. Богаткин О.Г., Еникеева В.Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. - Л.: Гидрометеиздат, 1985.
2. Богаткин О.Г. Еникеева В.Д. Авиационная метеорология Л.: Гидрометеиздат, 1992.
3. Методические указания и рекомендации к “Учебному метеорологическому атласу”. - Л.: Гидрометеиздат, 1986.
4. Методические указания по дисциплине “Авиационная метеорология”. Специальность метеорология Л.: Ленинградский гидрометеорологический институт, 1986.
5. Практикум по авиационной метеорологии Л.: Гидрометеиздат, 1987.
6. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1965,
7. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации /под ред. Абрамович К.Г., Васильев А.А. – Л.: Гидрометеиздат, 1985.
8. Учебный авиационный метеорологический атлас. - Л.: Гидрометеиздат, 1985.

1. ПРОГНОЗ ВЕТРА

1.1 ВЛИЯНИЕ ВЕТРА НА ПОЛЕТ ПО МАРШРУТУ

Летательный аппарат, движущийся в атмосфере, испытывает сложное влияние ветра. Ветер, представляющий собой горизонтальное движение воздуха, 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 значительные скорости ветра, влияние последних на полет может быть значительным. Оно выражается в изменениях путевой скорости, в появлении заметного сноса самолетов. Так, углы сноса (т. е. углы между векторами путевой и воздушной скоростей) для турбореактивных самолетов при полете в зонах струйных течений могут превышать 10—15°. Правильный учет ветра при планировании и выполнении полета дает возможность сэкономить топливо, уменьшить продолжительность полета и лучше использовать летно-технические данные 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 получается при изменении высоты полета, поскольку вертикальный сдвиг ветра в струйных течениях бывает на два порядка больше горизонтального. Если предписанный эшелон не позволяет самолету уйти вниз или вверх от сильного встречного ветра, тогда нужно отклониться на допускаемое правилами полета расстояние вправо или влево от трассы.

Влияние ветра на полет вертолетов аналогично его влиянию на полет самолетов. Влияние температуры на полет вертолетов по маршруту значительно менее существенно, чем на полет скоростных высотных самолетов /2/.

1.2. ПРОГНОЗ ВЕТРА НА ВЫСОТЕ КРУГА

Для составления авиационных прогнозов /1, 2, 6, 7/ необходимо располагать прогностическими данными о скорости и направлении ветра не только на стандартных изобарических поверхностях, но и на дополнительных уровнях, в частности, на высоте круга.

В пограничном слое атмосферы до высоты 1000 м, где велико влияние подстилающей поверхности, для прогноза ветра используется связь прогнозируемых значений скорости и направления ветра по высотам с прогностическими характеристиками ветра у земли (на высоте анеморумбометра). Для квазистационарных условий, предложен способ оценки ветра на стандартных высотах с привлечением данных о температурной стратификации в нижних слоях атмосферы. Для расчета ветра на высотах U_h по скорости ветра на высоте 10 м U_{10} используются таблицы нарастания ветра с высотой, в которых для различных значений скорости U_{10} и разности температур у земли (T_2) и на уровне 850 гПа (T_{850}) приводятся отношения U_h / U_{10} для заданного характера подстилающей поверхности (травя или снег). По этим данным можно построить номограммы, позволяющие в зависимости от U_{10} и $T_2 - T_{850}$ определить скорость ветра на высотах 100, 300, 400, 600 м. (Номограммы приведены в методических указаниях).

Для определения направления ветра на малой высоте можно использовать данные таблицы 1.1, 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 на высоте (D_h).

Таблица 1.1.

Углы поворота ветра $D_h - D_{10}$ (в градусах)

для различных значений скорости ветра D_{10} и разности $T_2 - T_{850}$

$U_{10} \text{ м/с}$	$h \text{ м}$	$(T_2 - T_{850}) ^\circ\text{C}$				
		<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

Скорость ветра на высотах 300—600 м на ближайшие 3 ч можно рассчитать также по приземному полю давления, если в этот период не ожидается значительного изменения величины и направления барического градиента, прохождения холодного фронта или приближения теплого фронта на расстояние 300 км и менее. Для этого по карте погоды с

помощью градиентной линейки определяется скорость геострофического ветра U_g . Скорость ветра на высоте 300 м рассчитывается по формуле

$$U_{300} = 0,52 U_g + 1,3.$$

Направление ветра на высоте 300 м отклоняется в среднем на 20° влево от направления геострофического ветра.

При прогнозе скорости ветра в пограничном слое необходимо учитывать его суточный ход, который на высотах 300—600 м противоположен суточному ходу скорости ветра у поверхности земли (на высоте 10 м). Летом в сухую жаркую погоду амплитуда суточного хода скорости ветра на высотах 300—600 м не превышает 2—4 м/с, причем она уменьшается с высотой и увеличивается при движении с севера на юг.

Для уточнения результата прогноза ветра в приземном слое необходимо учитывать синоптическую обстановку и влияние местных условий, особенности годового и суточного хода ветра в данном районе, возможность сохранения условий стационарности в период действия прогноза.

1.3. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВЕТРА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Ветер в свободной атмосфере прогнозируются на основе общих закономерностей эволюции атмосферных процессов. Эти закономерности описываются системой уравнений гидротермодинамики атмосферы. Входящие в систему уравнения движения устанавливают соотношение локальных изменений скорости с ее адвекцией, силой барического градиента и силой Кориолиса, а также с эффектами турбулентной вязкости и плавучести. Для того чтобы дать прогноз ветра в свободной атмосфере, в принципе необходимо количественно определить все перечисленные факторы. Однако, поскольку эта задача оказывается, по крайней мере, в настоящее время, практически невыполнимой, приходится ограничиваться расчетом лишь тех слагающих локальных изменений ветра, которые с одной стороны, вносят наибольший вклад, с другой — могут быть рассчитаны на основе имеющихся исходных данных при существующем уровне технических возможностей [1, 2, 6, 7].

В современных условиях прогноз и ветра на практике дается с помощью, комбинирования результатов численного прогноза с синоптическими и синоптико-статистическими методами, требующими относительно несложных расчетов. Путем численного прогноза получают опорные прогностические поля, а применение статистических связей и эмпирических закономерностей в сочетании с опытом синоптика позволяет не только существенно обогатить и уточнить даваемую численным прогнозом картину, но и предсказать развитие ряда таких явлений, которые пока не описываются численными прогностическими моделями.

Действительно, для целей численного прогноза система уравнений гидротермодинамики всегда подвергается всевозможным упрощениям и трансформациям, неодинаковых в различных конкретных моделях. Таким путем получают возможность построения численных схем, удовлетворяющих тем или иным специальным требованиям. Получаемые в результате применения указанных упрощений квазигеострофические модели используются для прогноза только геопотенциальных высот изобарических поверхностей; на их основе производится также расчет крупномасштабного поля вертикальных движений (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды).

Получив предвычисленное поле давления (геопотенциала) с помощью квазигеострофической модели, в принципе можно рассчитать на его основе поле геострофического ветра. Однако на практике более целесообразным во многих отношениях оказывается построение прогностических полей ветра (на основе прогностического поля давления) синоптическими методами.

Построение прогностического поля ветра производится с использованием расчетов градиентного ветра (с помощью градиентной линейки и номограмм, предназначенных для введения поправок на кривизну изогипс). Особую задачу представляет прогноз сильного ветра в зоне струйных течений, связанных с высотными фронтальными зонами.

1.4. ПРОГНОЗ МАКСИМАЛЬНОГО ВЕТРА И СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Общие сведения о струйных течениях

Основные особенности струйных течений (СТ) определены Всемирной метеорологической организацией: «*Струйное течение*—это сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или в стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости». Обычно длина струйного течения составляет тысячи километров, ширина — сотни километров и толщина — несколько километров. Вертикальный сдвиг ветра около 5—10 м/с на 1 км, а горизонтальный сдвиг — 5 м/с на 100 км. Нижний предел скорости ветра на оси струйного течения условно считается равным 30 м/с, или 108 км/ч. Указанный в определении ВМО нижний предел скорости ветра в СТ выбран с учетом того, что ветер, превышающий 100 км/ч, оказывает заметное влияние на путевую скорость самолетов, выполняющих полет в зоне СТ /1, 2, 6/. Следует предостеречь от формального применения критерия 30 м/с при анализе карт максимальных ветров. Если на каком-либо участке скорость ветра на 2—3 м/с меньше указанного нижнего предела, это не означает отсутствия струйного течения, а указывает лишь на местное ослабление. При формальном применении критерия скорости ветра струйное течение на карте может оказаться разбитым на ряд не связанных между собой отрезков, тогда как в реальных условиях они слиты в единое целое, хотя и имеются значительные изменения скорости ветра вдоль СТ. Центральную часть СТ, в которой

скорости ветра наибольшие, называют его сердцевиной. Линия максимального ветра внутри сердцевины называется осью СТ. Поперечное сечение сердцевины не превышает 50—100 км по горизонтали и 1—2 км по вертикали, а скорость ветра на границах сердцевины лишь немного меньше, чем на оси СТ. Слева от оси, если смотреть по потоку, расположена циклоническая сторона СТ, справа — антициклоническая. Иногда их называют соответственно холодной и теплой, но это верно лишь для тропосферных уровней. Поверхность, которая проходит через точки с максимальной скоростью ветра на вертикальных профилях ветра в разных частях СТ, называется поверхностью максимального ветра. Ось СТ лежит на этой поверхности, которая является изогнутой. Наименьшие высоты поверхности максимального ветра обычно наблюдаются левее оси СТ. В направлении вдоль СТ высота поверхности максимального ветра, и в частности высота оси СТ, может постепенно уменьшаться или увеличиваться (на 1—2 км на протяжении 1000 км). Чем сильнее ветер на данном участке струи, тем ниже располагается уровень его максимальной скорости. Скорость ветра в СТ также меняется вдоль потока: образуются подвижные области повышенных скоростей ветра, а в промежутках между ними — области более слабых ветров.

Области повышенных скоростей ветра на картах обнаруживаются как системы замкнутых изотоп эллиптической формы, вытянутых вдоль потока и очерчивающих центры, которые принято называть подвижными максимумами скорости ветра или областями максимального ветра. Эти подвижные максимумы перемещаются вдоль СТ в направлении потока.

В областях СТ велики как вертикальные, так и горизонтальные сдвиги ветра. Горизонтальный сдвиг ветра слева от оси СТ, т. е. на циклонической стороне, гораздо больше, чем -справа от нее, на антициклонической стороне. Вертикальный сдвиг ветра обычно больше над поверхностью максимального ветра, чем под ней, хотя нередко наблюдается и обратное.

В струйных течениях, связанных с фронтами умеренных широт, зимой средний вертикальный сдвиг ветра в слое 1 км вниз от уровня максимального ветра составляет примерно 9 м/с, над поверхностью максимального ветра в таком же слое — 13 м/с. Чем сильнее СТ, тем больше вертикальный сдвиг ветра в нем. Летом средние вертикальные сдвиги ветра имеют почти такие же значения, но их зависимость от максимальной скорости ветра на оси СТ меняется. С увеличением максимальных скоростей ветра вертикальные сдвиги возрастают летом гораздо быстрее, чем зимой.

В субтропических СТ и зимой, и летом средний вертикальный сдвиг ветра под осью СТ составляет 13 м/с, над осью — 12 м/с на 1 км. В сильных СТ (со скоростями больше 80 км/ч) вертикальные сдвиги ветра часто достигают 35—40 м/с на 1 км.

Всякое струйное течение является составной частью планетарной фронтальной зоны (ПВФЗ), являющейся объемной бароклинной зоной большой вертикальной мощности, неоднородной на всем своем протяжении. Чем больше горизонтальный градиент температуры в бароклинной зоне, тем больше термический ветер, определяющий вертикальный сдвиг

ветра. Пока горизонтальный градиент температуры сохраняет направление от уровня к уровню, ветер с высотой растет. В результате сохранения направления термического ветра в бароклинной зоне от земли до уровня обращения горизонтального градиента температуры возникает СТ с осью вблизи этого уровня. Однако действительный ветер в СТ иногда значительно сильнее того, который обусловлен термическим ветром.

На левой стороне СТ тропопауза является низкой и относительно теплой, на правой стороне — высокой и холодной. Переход от низкой тропопаузы циклонической стороны СТ к высокой тропопаузе антициклонической стороны может происходить непрерывно, путем плавного перехода, либо сопровождаться разрывом. Непрерывный переход от низкой к высокой тропопаузе чаще; встречается в высоких широтах, а разрыв тропопаузы — в умеренных и субтропических широтах; он характерен для интенсивных ПВФЗ и сильных СТ. Облака в области СТ обычно располагаются ниже уровня максимального ветра. Отсутствие облаков выше этого уровня является характерной особенностью СТ. Наиболее часто облака верхней тропосферы находятся в зоне шириной 400—500 км слева от сердцевины ниже оси СТ. Изредка облака в области СТ обнаруживаются немного выше полярной тропопаузы или тропопаузы умеренных широт, но не встречаются в стратосфере над тропической тропопаузой.

На спутниковых фотографиях облачность СТ обычно имеет форму обширного массива или длинной широкой полосы, а иногда нескольких узких полос перистых облаков. Характерной особенностью облачности интенсивных СТ (со скоростями оси около 100 км/ч или более) является наличие в ней поперечных или почти поперечных полос. Чем лучше выражена система облачности СТ на спутниковых фотографиях, тем интенсивнее СТ.

Прогноз струйных течений

Прогноз будущего положения СТ и скорости максимального ветра тесно связан с прогнозом положения ПВФЗ и, в конечном счете, с прогнозом поля давления. В оперативной практике прогностических центров нашей страны прогноз СТ дается синоптическими методами на основе численного прогноза высот изобарических поверхностей и с использованием карт максимального ветра за предшествующие сроки (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды).

Будущая ориентация тропосферного СТ определяется по прогностическим картам AT_{300} или AT_{200} . Изменение высот оси СТ за 12 ч считается пренебрежимо малым. Прогноз смещения и изменения интенсивности областей максимального ветра,двигающихся вдоль оси СТ, производится на основе представлений о том, какие участки поля являются характерными для зарождения и распада этих областей. Наиболее эффективным генератором областей максимального ветра является область сильной конвергенции встречных потоков. Другие ситуации, обуславливающие конвергенцию потоков, также благоприятны для возникновения

областей максимального ветра. Напротив, системы, в которых наблюдается расходимость воздушных течений, вызывают ослабление и гашение областей максимального ветра. При прогнозе движения таких областей следует иметь в виду следующие особенности. Области максимального ветра перемещаются вдоль СТ с переменными скоростями, в общем меньшими, чем скорость ветра в СТ. Обычно медленно движущиеся области имеют разреженные изотахи впереди и большую их концентрацию в тылу. Наоборот, быстро движущиеся области максимального ветра имеют густо расположенные изотахи в передней части и разреженные в тыловой. Область максимального ветра может двигаться криволинейно и с ускорением на разных этапах своего пути, но всегда видна направляющая движение система, например высотная ложбина или циклон. Составляя прогноз СТ, синоптик руководствуется такого рода качественными закономерностями.

В разное время как у нас, так и за рубежом было предложено несколько расчетных методов прогноза тех или иных характеристик СТ; среди этих методов есть относительно простые, не требующие большого объема расчетов. Для анализа и прогноза струйных течений применяются фактические и прогностические карты барической топографии уровней 400, 300 и 200 гПа, а также карты максимальных ветров. Струйные течения обнаруживаются по сгущению изогипс. Для определения высоты ОСТ и верхней и нижней границ слоя максимального ветра используются данные ветрового зондирования атмосферы /1,4,5, 6, 7/.

Методы прогноза смещений ОСТ основаны на анализе энергетических и термодинамических условий формирования струи. Наибольшее распространение получил метод Е. Рейтера, модифицированный для территории Европейской части страны, Западной Сибири и Казахстана к северу от 40-й параллели. В основу метода положено предположение о перемещении оси струйного течения вместе с осредненным потоком на уровне изобарической поверхности 300 гПа.

Для вычисления горизонтальных смещений оси струйного течения с заблаговременностью до 24 ч по методу Рейтера первоначально вычисляются меридиональная и зональная составляющие ($u_{\text{мер}}$ и $u_{\text{зон}}$) осредненного потока в точке 0 с координатами φ_0 (широта) и λ_0 (долгота); точка 0 выбирается на карте АТзоо вдоль проекции струи. Строится сетка из отрезков меридианов с координатами $\lambda_0 - 10^\circ$, λ_0 , $\lambda_0 + 10^\circ$ и отрезков параллелей с координатами $\varphi_0 - 7,5^\circ$, φ_0 , $\varphi_0 + 7,5^\circ$ с центром в точке 0. Восемь узлов сетки нумеруются вдоль широтных кругов, начиная от верхнего левого узла, цифрами от 1 до 8 (см. методические указания) (рисунок 1.1.).

Составляющие осредненного потока в точке 0 определяются по значениям геопотенциала H_i (гп дам) в соответствующих узлах по соотношениям

$$u_{\text{зон}} = 0,1 [(H_3 - H_1) + (H_5 - H_4) + (H_8 - H_6)],$$

$$u_{\text{мер}} = 0,1 [(H_6 - H_1) + (H_7 - H_2) + (H_8 - H_3)].$$

По значениям $u_{\text{мер}}$ и $u_{\text{зон}}$ строится вектор смещения оси струйного течения в точке 0; при ($u_{\text{мер}} > 0$ (или $u_{\text{зон}} > 0$)) из точки О откладывается (в градусах) вектор составляющей потока, направленный на север вдоль меридиана (или на восток вдоль параллели). При их отрицательных значениях направление вектора составляющей меняется на противоположное.

Векторная сумма составляющих $u_{\text{мер}}$ и $u_{\text{зо}}$ определяет прогнозируемое перемещение точки 0 за 24 ч. Анализ перемещения совокупности точек, выбранных на оси струи в начальный момент, позволяет спрогнозировать положение ОСТ через 24 ч.

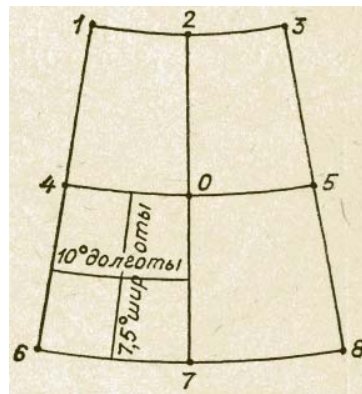


Рис. 1.1. Система точек, в которых снимаются значения H_{300} , для расчета осредненного потока в точке 0.

Другой способ, предложенный тем же автором, так называемый способ контрольных линий, состоит в экстраполяции смещения областей максимального ветра, полученных по трем последовательным картам: контрольная линия соединяет положения центров областей максимального ветра на трех картах и используется для экстраполяции ожидаемого положения этой области.

Недостатки этого метода связаны с изменчивостью и непродолжительностью существования областей максимального ветра, которые, как говорилось выше, далеко не всегда прослеживаются по последовательности карт максимального ветра в течение более чем суток.

Способ прогноза уровня и скорости максимального ветра в СТ предложен Н. В. Петренко. Положение СТ, согласно этому способу, определяется по прогностической карте абсолютной топографии той поверхности, вблизи которой располагается его ось. Уровень максимального ветра рассчитывается как уровень выравнивания температур теплой и холодной воздушных масс, т. е. как уровень, на котором пересекаются кривые стратификации температуры на станциях, расположенных справа и слева от нового положения оси СТ.

Метод Н. В. Петренко позволяет вычислить уровень максимального ветра и максимальную скорость с удовлетворительной точностью, если скорость не превышает 65 м/с /1, 7/.

2. ПРОГНОЗ ИНТЕНСИВНОЙ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ, ВЫЗЫВАЮЩЕЙ БОЛТАНКУ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

Среди метеорологических явлений, оказывающих влияние на полеты воздушных судов, одним из наиболее опасных является *атмосферная турбулентность*, вызывающая интенсивную *болтанку* самолетов. Болтанка, особенно сильная, — явление сравнительно редкое. Тем не менее, внезапное попадание самолета в зону интенсивной турбулентности может быть причиной серьезных авиационных происшествий.

В связи с этим перед синоптиками метеоподразделений стоит сложная задача диагноза и прогноза болтанки самолетов. Трудности прогноза болтанки усугубляются недостаточным пространственным и временным разрешением данных температурно-ветрового зондирования, не отражающим особенностей мезомасштабных явлений, с которыми связано возникновение зон турбулентности. Добиться удовлетворительного качества прогнозов болтанки можно только путем глубокого изучения динамики указанных явлений и комплексного учета особенностей атмосферных процессов

Причины турбулентности атмосферы

Атмосфера практически всегда находится в турбулентном состоянии. Однако интенсивность атмосферной турбулентности сильно изменяется во времени и в пространстве. Обычно вне пограничного слоя атмосферы воздушный поток является слабо возмущенным и только в отдельных слоях или целых зонах наблюдается усиленное перемешивание воздуха. Такие зоны и принято называть турбулентными. Основной причиной турбулентности воздушных течений являются возникающие в атмосфере контрасты в поле ветра и температуры. Эти контрасты порождают различные процессы. К ним относятся:

- трение воздуха о поверхность земли, в результате чего наблюдаются большие вертикальные градиенты ветра в нижнем слое атмосферы;
- деформация воздушных течений орографическими препятствиями;
- неравномерное нагревание различных участков подстилающей поверхности, что вызывает термическую конвекцию;
- процессы облакообразования, при которых выделяется тепло конденсации и изменяется характер полей температуры и ветра;
- взаимодействие воздушных масс, различных по своим свойствам, на границе которых очень резко выражены горизонтальные градиенты температуры и ветра,
- наличие инверсионных слоев, в которых могут возникать гравитационные волны, теряющие при определенных условиях устойчивость и др.

Все перечисленные выше процессы могут действовать одновременно в одном или в разных направлениях и тем самым увеличивать или уменьшать степень турбулентности атмосферы. При классификации турбулентности обычно во внимание принимаются не

причины ее возникновения, а особенности развития. При этом выделяют *механическую, термическую (конвективную) и динамическую турбулентность*.

Механическая турбулентность зависит от скорости ветра у поверхности земли, шероховатости земной поверхности, а также от направления ветра относительно неровностей рельефа. Причиной турбулентности воздушного потока в этом случае

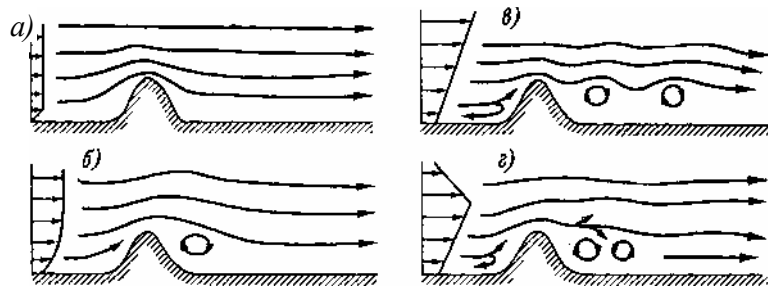


Рис.2.1. Структура воздушного потока над горами.

является потеря устойчивости со сдвигом ветра в пограничном слое. Неровности рельефа обуславливают появление возмущений, амплитуда которых увеличивается в неустойчивом потоке. Эти возмущения при разрушении порождают турбулентные зоны. Возмущения, возникающие за счет неровностей земной поверхности, часто носят волновой характер, проникая в вышележащие слои воздуха. Эти волны смещаются по потоку с затухающей амплитудой и прослеживаются до высот, в 4—5 раз превышающих высоту орографического препятствия (горного хребта), и на расстояниях, в 10-20 раз больших, чем высота препятствия. В гребнях этих волн может развиваться мелкомасштабная турбулентность. Такой вид турбулентности может наблюдаться не только в облаках, но и при безоблачном небе. Различают 4 типа обтекания гор воздушным потоком. (рис. 2.1).

1 тип обтекания (рис. а) характеризуется слабым ветром у вершины хребта (до 2 м/с). В этом случае линии тока смещены слабо, и турбулентность, вызывающая болтанку самолетов, практически отсутствует.

2 тип обтекания наблюдается при скорости ветра у вершины хребта, равной 5-7 м/с. На наветренной стороне хребта наблюдается сжимость потока и максимальное смещение линий тока, а на подветренной стороне — стоячий вихрь с горизонтальной осью (ротор), размеры которого по данным экспериментальных исследований могут достигать нескольких сотен метров.

3 тип обтекания характерен постоянным увеличением скорости ветра с высотой, которая у вершины хребта превышает 8—10 м/с. Такие условия оказываются благоприятными для возникновения с подветренной стороны роторов, которые способны отрываться от хребта и переноситься по воздушному потоку. Над зоной роторов возникает система подветренных волн, затухающих по мере удаления от хребта, в гребнях которых могут возникать чечевицеобразные облака.

При 4 типе обтекания гор воздушным потоком ветер усиливается до высоты, примерно в 1,5 раза превышающей высоту горного хребта, а затем резко ослабевает. В этом случае за хребтом наблюдается очень сильная турбулентность, квазистационарные вихри, потоки в которых вращаются в разных направлениях.

Интегральная картина возникновения турбулентных зон при обтекании хребта воздушным потоком (по С. М. Шметеру) представлена на рисунке 2.2.

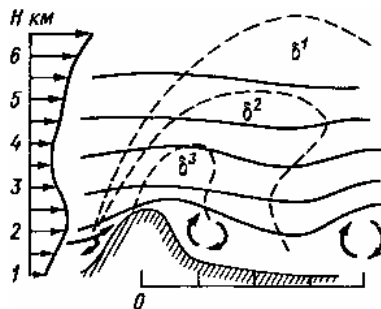


Рис. 2.2. Характеристика турбулентных зон над горами.

Зоны: δ^1 — слабая, δ^2 — умеренная, δ^3 — сильная болтанка.

Термическая (конвективная) турбулентность создается за счет неравномерного нагрева земной поверхности или при адвекции холодного воздуха на теплую подстилающую поверхность. Процессы подобного рода приводят к образованию облаков вертикального развития, которые могут быть на всех высотах тропосферы; вершины таких облаков иногда могут проникать и в нижнюю стратосферу. Вертикальные токи в кучево-дождевых облаках могут достигать 50 м/с и более; полет в этих облаках категорически запрещается. Однако интенсивная турбулентность термического происхождения может наблюдаться и вне облаков. Этот вид турбулентности имеет хорошо выраженный годовой и суточный ход. Максимального развития термическая (конвективная) турбулентность достигает летом в послеполуденные часы, а ее повторяемость увеличивается с уменьшением широты места.

Динамическая турбулентность возникает в слоях атмосферы, где наблюдаются большие вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра и температуры. В результате этого образуются гравитационные и гравитационно-сдвиговые волны, которые при определенных условиях могут разрушаться и переходить в турбулентные вихри более мелкого масштаба.

В сущности, механизм возникновения динамической турбулентности (гидродинамической неустойчивости) мало отличается от механической турбулентности. Отличие состоит лишь в отсутствии прямого влияния подстилающей поверхности, характерного для динамической турбулентности. Турбулентность в свободной атмосфере обычно наблюдается в отдельных слоях, имеющих вид линз или «блинов», вкрапленных в квазиламинарный поток. Этот вид турбулентности называется турбулентностью при ясном небе (ТЯН).

В последнее время проблема ТЯН привлекает все большее внимание ученых различных стран. Это обусловлено необходимостью обеспечения безопасности полетов в метеорологическом

отношении. Турбулентность при ясном небе наиболее опасна для авиации, так как почти всегда оказывается внезапной для экипажа.

Характерные особенности турбулентности при ясном небе — перемежаемость и резкая локализация в окружающем спокойном потоке. Кроме того, к особенностям ТЯН относится то обстоятельство, что атмосферные течения, в которых развивается ТЯН, имеют сложные вертикальные профили ветра и температуры, и затрудняют теоретический анализ процессов и условий развития ТЯН. К настоящему времени можно считать установленным, что турбулизация воздушного потока в отдельных замкнутых областях является следствием роста амплитуд внутренних волн в результате гидродинамической неустойчивости воздушного потока со сдвигом ветра (так называемой неустойчивости Кельвина—Гельмгольца).

Турбулентность в безоблачной атмосфере обнаруживается преимущественно по реакции самолетов на вертикальные движения, вызванные турбулентностью. Для того чтобы атмосферные турбулентные вихри вызвали болтанку самолетов, их размеры должны быть соизмеримы с размерами последних.

Очень крупные вихри как бы вовлекают самолет в свой поток. При этом самолет не испытывает болтанки, а вместе с потоком совершает плавное изменение высоты полета. На очень мелкие турбулентные вихри самолет также не реагирует, поскольку они разного знака и взаимно компенсируются.

Образно влияние турбулентных вихрей на самолет можно сравнить с ездой на автомашине по неровной дороге. Длинные подъемы и спуски водитель практически не ощущает. Не ощущает он и мелких шероховатостей покрытия дороги, а чередование подъемов и спусков на расстояниях, соизмеримых с размерами автомобиля, будет очень затруднять езду.

Применительно к летящему самолету в зависимости от его размеров, скорости и высоты полета на него могут оказывать влияние атмосферные турбулентные вихри размером от нескольких метров до нескольких километров.

Основные критерии турбулентного состояния атмосферы

Для анализа условий возникновения турбулентности в температурно-неоднородной атмосфере часто привлекается безразмерный параметр — число Ричардсона

$$Ri = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{T\beta^2},$$

где g — ускорение свободного падения; T — ср. температура слоя, γ_a адиабатический и γ_a — фактический, вертикальные градиенты температуры; β — верт. град. средней скорости ветра.

В тех случаях, когда $Ri < Ri_{кр}$ в слое, для которого определялось число Ri , условия для образования и развития турбулентности имеются.

Широкое использование числа Ri обусловлено тем, что с точки зрения теории гидродинамической устойчивости число Ri является основным безразмерным критерием ТЯН. Теоретически найденное критическое значение Ri для возникновения турбулентности равно $\frac{1}{4}$, а для ее сохранения — 1. Однако в реальных условиях турбулентные очаги встречаются и при числах Ri , превышающих эти критические значения. Для определения чисел Ri в целях метеорологического обеспечения авиации необходимо использовать слои толщиной 500 м и менее. К сожалению, отсутствие таких данных на сети станций не позволяет достаточно успешно вычислять этот параметр. Согласно исследованиям С. М. Шметера, ошибки при вычислении чисел Ri по данным температурно-ветрового зондирования могут достигать 400%.

Из сказанного следует, что число Ричардсона можно применять для прогноза атмосферной турбулентности лишь при наличии достаточно подробных данных о вертикальных профилях ветра и температуры. Исследованиями И. Г. Пчелко установлено, что наличие интенсивной турбулентности в атмосфере следует отмечать не в слоях с малыми числами Ri а на тех уровнях, где наблюдаются большие изменения с высотой чисел Ричардсона, так как здесь наблюдается переход от турбулентной атмосферы к квазиламинарным слоям и наоборот.

Кроме числа Ri для оценки возможности развития турбулентности в верхней тропосфере используется ряд эмпирических функций (индексов): Решетова, Матвеева, Булдовского и др.

Наличие большого числа критериев турбулентного состояния атмосферы говорит о том, что проблемой прогноза атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, заняты многие исследователи. В настоящее время эта проблема до конца не решена. Для прогноза ТЯН на практике используются как синоптические, так и физико-статистические методы. Для тех и для других характерна тенденция к комплексному учету ряда факторов, с которыми связаны условия развития ТЯН.

2.1. Синоптические методы прогноза атмосферной турбулентности

Суть синоптических методов прогноза атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, заключается в комплексном анализе приземных карт погоды и карт барической топографии разных уровней, на которых выделяются участки воздушных течений с наибольшей вероятностью болтанки. Анализ синоптических и кольцевых карт погоды позволяет определить характер облачности, наличие фронтальных разделов и их активность. С помощью высотных карт определяются особенности барического поля, скорость ветра на высоте полета, характер адвекции и дивергенции потока.

Тщательный анализ данных полетов самолетов позволил выявить особенности атмосферных полей и процессов, при которых наблюдается болтанка самолета, а также сформулировать некоторые прогностические правила. При анализе главное внимание

обращается на особенности барического поля на высоте полета, а также на наличие в районе полета атмосферных фронтов, облачных полей, струйных течений и т. д..

Установлено, что однозначной зависимости болтанки от синоптического положения не существует, поэтому при диагнозе и прогнозе необходимо исходить не из альтернативности события, а из некоторой его вероятности, т. е. привлекать дополнительные статистические характеристики, предусматривающие прогноз с учетом некоторых других признаков. Окончательное суждение о возможности возникновения такого сложного явления, как турбулентность при ясном небе, не может быть получено только путем оценки синоптических и статистических характеристик.

Таким образом, при диагнозе и прогнозе болтанки самолетов необходимо исходить из синоптического положения, статистических характеристик и особенностей физико-метеорологических процессов, при которых происходит полет.

Исследование характера барического поля при болтанке самолетов позволило выявить типичные области, в которых интенсивная турбулентность встречается наиболее часто. Согласно исследованиям И. Г. Пчелко, турбулентность при ясном небе следует прогнозировать в тех случаях, когда по маршруту полета встречается одна из типичных синоптических ситуаций, в которой болтанка наиболее вероятна.

За основу принято барическое поле на уровне 200-300 гПа. Всего выделено пять типов характерных барических полей с наибольшей повторяемостью интенсивной турбулентности.

Первый тип барического поля (тип 1) характеризуется наличием глубокой высотной ложбины, в которой можно выделить отдельный частный циклон (рис. 2..3). При этом типе барического поля зоны наиболее интенсивной болтанки самолетов располагаются обычно в области сильной расходимости и сходимости изогипс (см. рис. 2.3, а). Скорость ветра в зонах интенсивной турбулентности обычно составляет 100—150 км/ч, а средние значения горизонтальных (боковых) сдвигов ветра, как правило, превышают 15— 20 км/ч на 100 км. В области сходимости изогипс границы зоны с наибольшей вероятностью болтанки расположены большей частью в пространстве от приземной линии холодного фронта до оси ложбины. В области сходимости изогипс преобладает, как правило, умеренная болтанка, а в области расходимости — сильная болтанка.

Установлено, что при более резко выраженной расходимости изогипс, более сильном ветре в конвергентной части струйного течения и при более резко выраженном сдвиге ветра вероятность встречи с интенсивной болтанкой повышается.

Второй тип барического поля (тип 2) характеризуется высотным циклоном (см. рис. 2.3, б). При таком типе барического поля; также имеются две зоны, в которых болтанка самолета встречается наиболее часто. В первой зоне, которая находится в тыловой части циклона, интенсивность болтанки, как правило, не превышает умеренную. Скорость ветра при этом составляет около 100—120 км/ч, а поток характеризуется незначительной сходимостью. Вторая

зона турбулентности, связанная с высотным циклоном, находится в передней его части, в области сильной расходимости изогипс и больших горизонтальных сдвигов ветра. Скорость ветра в этой зоне достигает, как правило, 100—150 км/ч, а горизонтальные сдвиги ветра на отдельных коротких участках могут превышать 50 км/ч на 100 км. На приземной синоптической карте этой зоне соответствует теплый сектор циклона с прилегающим к нему участком шириной 100—200 км за холодным фронтом и впереди теплого фронта. Интенсивность болтанки в этой - зоне может превышать умеренную.

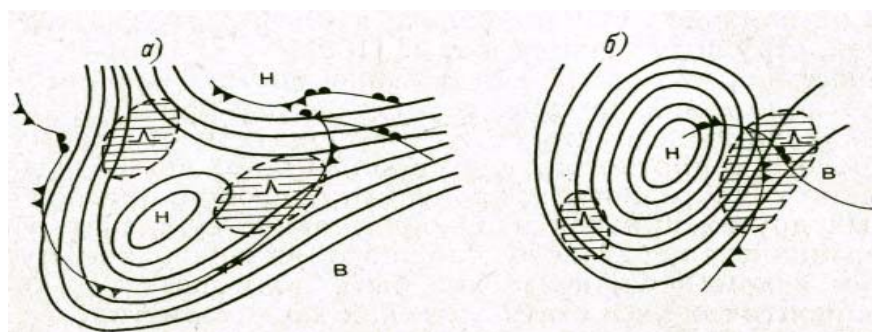


Рис. 2.3. Распределение зон повышенной турбулентности в барическом поле, выраженном глубокой ложбиной (а), и в высотном циклоне (б).

а — тип 1, б — тип 2.

Третий тип барического поля (тип 3) характеризуется тем, что болтанка наблюдается в передней части ложбины, несколько правее ее оси в области расходящихся изогипс (рис. 2.4, а). Интенсивность болтанки в этом барическом поле может быть умеренной. Особенно большая вероятность болтанки имеет место тогда, когда ложбине на картах барической топографии предшествует гребень, и ложбина углубляется. Скорость ветра при этом, как правило, не превышает 80—100 км/ч, а боковые сдвиги ветра незначительны.

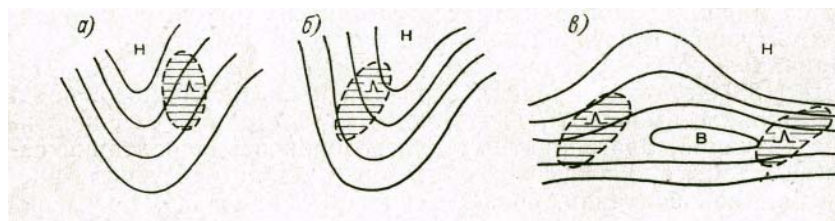


Рис. 2.4. Положение зон повышенной турбулентности в передней (а) и тыловой (б) частях ложбины и в области высотного гребня (в).

а — тип 3, б — тип 4 в — тип 5.

При четвертом типе барического поля (тип 4) зона повышенной турбулентности располагается в тыловой части ложбины в области сходимости изогипс (рис.2.4, б). Скорость и боковые сдвиги ветра здесь такие же, как и в предыдущем случае, и составляют соответственно 80—100 км/ч и 5—10 км/ч на 100 км. Интенсивность болтанки может быть значительной.

Пятый тип барического поля (тип 5), характеризующийся повышенной интенсивностью болтанки самолетов, определяется высотным гребнем (рис.2.4, в). В этом типе барического

поля также можно выделить две зоны повышенной турбулентности, одна из которых расположена в передней, а другая — в тыловой части гребня. Вероятность встречи с болтанкой в тыловой части гребня выше, чем в передней.

Скорость ветра при этой синоптической ситуации незначительна и редко превышает 40—60 км/ч. Боковые сдвиги ветра в области высотного гребня, как правило, составляют 10—15 км/ч на 100 км. Интенсивность болтанки обычно умеренная или слабая; иногда отмечается сильная болтанка на фоне более сильного ветра (до 100 км/ч). Устойчивой связи с приземным барическим полем для зон повышенной турбулентности в высотном гребне установить не удалось.

Представленные на рисунках схемы типичных синоптических положений можно использовать для диагноза и прогноза турбулентности.

Поскольку однозначной связи между болтанкой самолетов и характером синоптического положения на высоте полета нет, то следует привлекать дополнительные прогностические признаки, указывающие на возможность возникновения болтанки. К таким **признакам** необходимо отнести следующие условия.

1. Холодные фронты I и II родов на приземной карте.

Повторяемость болтанки на холодных фронтах наибольшая по сравнению с другими атмосферными фронтами. Болтанка на холодных фронтах не наблюдается в тех случаях, когда они слабо выражены или когда горизонтальный градиент температуры в области фронтальной зоны составляет менее 2°С на 100 км, а горизонтальный градиент скорости ветра менее 20 км/ч на 100 км.

2. Теплый фронт или фронт окклюзии, связанные с четко выраженными высокотропосферными струйными течениями и имеющие горизонтальный градиент температуры более 2 °С на 100 км, а горизонтальный градиент скорости ветра более 20 км/ч на 100 км.

3. Высокотропосферные или стратосферные струйные течения.

Показателями болтанки, связанной со струйным течением, являются: скорость ветра более 25 м/с, вертикальный градиент скорости ветра более 10 м/с на 1 км высоты и изменение направления ветра более 15° на 1 км высоты.

4. Периферия циклона, ложбина, гребень.

При наличии этих форм барического рельефа на высоте полета повторяемость болтанки самолетов наибольшая. Особо благоприятные условия для развития турбулентности связаны с глубокими барическими ложбинами, которые продолжают углубляться. Случаи болтанки в заполняющихся ложбинах встречаются значительно реже.

При пересечении высотных циклонов и антициклонов в центральной их части болтанка самолетов наблюдается редко. На периферии барических образований повторяемость

болтанки значительно выше, особенно высока она в западной и юго-западной частях углубляющихся циклонов при адвекции холода и сходимости изогипс.

5. Наличие облачности на эшелоне полета.

Установлено, что повторяемость болтанки самолетов при наличии облачности на высоте полета в несколько раз больше, чем при безоблачном небе. Данные о повторяемости болтанки в облаках различных форм приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1.

Повторяемость (%) болтанки самолетов в облаках различных форм (по С. М. Шметеру)

Форма облаков				Без уточнения формы
St fr, St, Sc	Ns—As	Ac	Ci, Cs, Cc	
34	30	29	34	40

При наличии облачности вертикального развития на эшелоне полета повторяемость болтанки самолетов составляет 90—95 %.

6. Адвекция холода.

При этой ситуации болтанка самолетов наблюдается наиболее часто.

7. Значительное усиление ветра на эшелоне полета в верхней тропосфере.

Если за критерий усиления ветра принять изменение скорости ветра более чем на 10 м/с за 6 ч, то в этих условиях на высотах резкого изменения скорости ветра болтанка наблюдается в 68 % случаев.

Синоптический метод прогноза болтанки самолетов в вероятностной форме предложен Н. И. Давыдовым. Суть его заключается в следующем. Для каждой синоптической ситуации определена вероятность появления болтанки любой интенсивности (группа I), а также вероятность умеренной и сильной болтанки (группа II). Перечень основных признаков и вероятность болтанки для разных синоптических ситуаций приведены в таблице. Различные сочетания признаков позволили получить комплексные признаки, с помощью которых можно определить вероятность возникновения болтанки в данном барическом поле на высоте полета. Эти признаки и соответствующие им значения вероятности болтанки представлены в таблице (см. методические указания).

Болтанка любой интенсивности (группа I), а также умеренная или сильная болтанка (группа II) наиболее часто наблюдаются при скорости ветра более 90 км/ч на циклонической части струйного течения, при наличии гребня в струе, в зоне сходимости или расходимости изогипс. Вероятность любой, умеренной или сильной болтанки самолетов при указанных выше типах синоптических ситуаций составляет соответственно 90 и 71 %.

Вероятность болтанки самолетов различной интенсивности
при разных типах синоптической ситуации

Номер признака	Тип синоптической ситуации	Интенсивность болтанки (по группам)	
		I	II
	А. Скорость ветра более 90 км/ч	0,54	0,26
1	Циклоническая часть струи	0,61	0,33
2	Антициклоническая часть струи	0,51	0,23
3	Осевая часть струи	0,28	0,07
4	Гребень в струе	0,75	0,41
5	Ложбина в струе	0,51	0,26
6	Прямолинейная струя	0,50	0,23
	Б. Скорость ветра < 90 км/ч	0,35	0,12
7	Гребень	0,39	0,11
8	Ложбина	0,43	0,20
9	Прямолинейный поток	0,31	0,10
	В. Все скорости	0,41	0,16
10	Сходимость или расходимость изогипс	0,51	0,21
11	Отсутствие сходимости или расходимости изогипс	0,37	0,15

2.2. Физико-статистические методы прогноза турбулентности при ясном небе

Изложенный синоптический метод прогноза болтанки самолетов является качественным, поэтому практический интерес представляет диагноз и прогноз болтанки самолетов путем одновременного учета нескольких количественных критериев. Основу при этом должны составлять данные температурно-ветрового зондирования атмосферы. Подобный учет производится путем отыскания статистических связей между количественными критериями ТЯН и фактом наличия или отсутствия болтанки.

Основным при решении физико-статистического прогноза турбулентности является определение пороговых значений параметров с помощью графиков, номограмм и эмпирических зависимостей. Имеется довольно большое число расчетных и графических способов физико-статистического прогноза ТЯН.

Рассмотрим два метода диагноза и прогноза болтанки самолетов по данным температурно-ветрового зондирования: графический и метод комплекса критериев. Эти методы являются диагностическими, так как в их основе лежат не прогностические, а фактические данные распределения метеорологических величин.

В основу **графического метода диагноза и прогноза** болтанки положено предположение о том, что турбулентность, вызывающая болтанку самолетов, обусловлена только вертикальными градиентами скорости ветра, направления ветра и температуры воздуха.

Суть графического метода заключается в следующем. Если построить вертикальные профили скорости, направления ветра и температуры воздуха, то для каждого линейного участка профиля вертикальные градиенты соответствующих метеорологических величин будут характеризоваться наклоном рассматриваемого участка кривой распределения к горизонтальной оси. Чем меньше угол наклона между построенными кривыми и горизонтальной осью, тем больше вертикальный градиент данной метеорологической величины (рис. 2.5).

В качестве критериев при диагнозе и прогнозе болтанки используется понятие критических значений вертикальных градиентов. По результатам экспериментальных исследований за критические вертикальные градиенты (на 1 км высоты) приняты следующие: для скорости ветра—10 м/с, для направления ветра—15° и для температуры воздуха 7 °С.

Методика выделения зон болтанки самолетов сводится к тому, что по построенным профилям ветра и температуры воздуха для каждого линейного участка определяется угол наклона вертикального профиля к горизонтальной оси; угол наклона сравнивается с критическим значением.

Для удобства расчетов масштаб можно подобрать так, чтобы для всех трех величин критический угол оказался одинаковым. С этой целью произвольно выбрав масштаб для высоты и одной из величин (например, для скорости ветра), необходимо подобрать масштаб таким образом, чтобы отрезку на оси скорости ветра, соответствующему 10 м/с, соответствовал отрезок на оси направления ветра, равный 15°, а на оси температуры отрезок, равный 7°С.

Если после этого на график нанести сетку с наклоном, который соответствует критическим значениям вертикальных градиентов, то диагноз и прогноз болтанки самолетов будут сведены к сравнению наклона стандартных линий сетки и исследуемого участка профиля. Последнее осуществляется таким же образом, как и при определении устойчивости стратификации с помощью аэрологической диаграммы или при определении характера адвекции по совмещенной карте АТ700 и ОТ500/1000. Однако в отличие от аэрологической диаграммы в данном случае «характер устойчивости» определяется отдельно для каждого вертикального профиля.

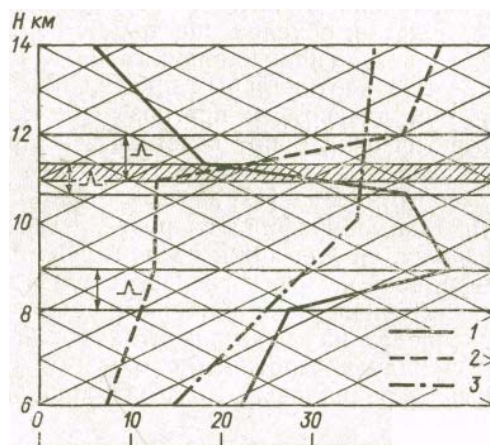


Рис. 2.5. Графический метод прогноза болтанки самолетов.

1 — скорость ветра, м/с; 2 — направление ветра °; 3 — температура воздуха, °С.

Наличие «неустойчивости» одного из вертикальных профилей является признаком существования турбулентности, благоприятной для возникновения болтанки.

Если в каком-либо слое неустойчивость обнаруживается по вертикальным профилям двух величин, то это служит указанием на большую вероятность болтанки. Пример графического метода прогноза болтанки самолетов приведен на рис. В зависимости от вертикальных градиентов скорости ветра можно выделить два слоя повышенной турбулентности: первый располагается на высотах 8,1—9,0 км, второй — на высотах 10,7—11,4 км. В зависимости от вертикальных градиентов направления ветра слой с повышенной турбулентностью расположен на высотах 11,0—12,0 км. В слое 11,0—11,4 км наблюдается зона наибольшей вероятности болтанки, так как здесь одновременно выполняются два признака неустойчивости. Судя по распределению температуры воздуха с высотой, из-за вертикальных градиентов температуры в приведенном примере болтанка не наблюдается.

Основное достоинство графического метода — высокая оперативность. Его целесообразно использовать в тех случаях, когда необходимо получить картину вертикального распределения слоев повышенной турбулентности и болтанки самолетов для всех высот в определенном районе. Графический метод диагноза и прогноза болтанки самолетов по сути дела позволяет проследить за вертикальным распределением всех характеристик, которые входят в число Ричардсона. Получение непрерывной характеристики распределения зон болтанки самолетов для всех высот устраняет недостаток методов прогноза болтанки, основанных на определении числа Ri .

Однако при графическом методе прогноза болтанки самолетов совершенно не учитываются горизонтальные градиенты температуры и ветра, что вносит ошибки в результаты прогнозирования.

Для определения возможности встречи с турбулентными зонами на заданном эшелоне полета целесообразно использовать другой метод — **комплекс критериев**. Он заключается в следующем. По данным температурно-ветрового зондирования определяется шесть критериев турбулентности, а именно: скорость ветра 25 м/с и более; вертикальный градиент скорости ветра ≥ 10 м/с на 1 км; горизонтальный градиент скорости ветра ≥ 5 м/с на 100 км; вертикальный сдвиг направления ветра $\geq 15^\circ$ на 1 км; вертикальный градиент температуры воздуха $\geq 7^\circ\text{C}$ на 1 км; горизонтальный градиент температуры воздуха $\geq 2^\circ\text{C}$ на 100 км. Если на высоте полета одновременно выполняется не менее трех критериев, то следует указывать болтанку.

Перед определением зон болтанки методом комплекса критериев необходимо разделить маршрут полета на участки длиной 200—400 км, приняв за узловые точки пункты, в которых производится температурно-ветровое зондирование атмосферы. Затем по данным зондирования рассчитываются вертикальные и горизонтальные градиенты температуры и ветра для каждого участка трассы на эшелоне полета и оценивается скорость ветра на заданной высоте. В

зависимости от числа параметров, значения которых превышают критические, дается прогноз болтанки самолетов на заданном уровне. Горизонтальные градиенты температуры и ветра определяются по карте барической топографии, ближайшей к эшелону полета, а вертикальные градиенты — по картам барической топографии, между которыми находится эшелон.

Возможности использования спутниковой информации для определения зон интенсивной атмосферной турбулентности

Для определения зон интенсивной турбулентности имеется возможность использования спутниковой информации. При этом существует два подхода

Первый заключается в том, что, распознавая на снимках ИСЗ метеорологические объекты и зная метеорологические и синоптические условия возникновения интенсивной турбулентности, можно качественно оценить возможность ее возникновения.

Например, если на photographиях, полученных с ИСЗ, прослеживаются фронтальные зоны, струйные течения и кучевообразная облачность, то в этих областях можно ожидать зоны интенсивной турбулентности. Там, где имеются спутниковые данные, такой анализ помогает выделять зоны турбулентности.

Второй подход использования спутниковой информации для определения зон повышенной турбулентности предусматривает анализ данных наблюдений за собственным излучением поверхности в диапазоне 8—12 мкм, полученных с метеорологических спутников.

Уходящее излучение, регистрируемое аппаратурой ИСЗ в указанном спектральном интервале, позволяет не только обнаруживать облака или лед на фоне подстилающей поверхности, но и получить информацию о температурных неоднородностях самой излучающей поверхности, в частности, верхней границы облаков. Эта задача решается с помощью ЭВМ.

Индикация пульсаций радиационной температуры облачной поверхности, вызванных вертикальными движениями воздуха, может быть использована в качестве первичной информации для оценки структурно-энергетических характеристик турбулентности на уровнях, близких к высоте верхней границы облаков.

Таким образом, при наличии соответствующих технических средств и математического обеспечения возможна не только качественная, но и количественная оценка турбулентного состояния атмосферы по данным спутниковой информации. Второй подход является перспективным, но пока еще не нашел широкого применения.

В этом отношении весьма полезными могут оказаться устройства псевдоцветного отображения результатов обработки космических изображений облачности с помощью интерактивных вычислительных систем. Зоны повышенной турбулентности, гроз и других опасных для авиации явлений погоды с помощью таких систем могут быть представлены окрашенными в яркие, привлекающие внимание, цвета/1, 2, 3, 6, 7, 8/.

3. КОНВЕКТИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В РАЙОНЕ АЭРОДРОМА И ПО МАРШРУТУ

3.1. Влияние конвективной деятельности на полет воздушных судов

В зависимости от интенсивности конвективной деятельности, ее влияние на полет может быть более или менее значительным. Мало интенсивная конвекция (сопровождающаяся облаками типа Cu) не создает существенных трудностей для выполнения полета. В облаках может отмечаться турбулентность, плохая видимость; обледенение возможно только в переходные сезоны года. Мощные кучевые облака уже представляют значительную опасность: при отрицательных температурах в этих облаках может возникнуть умеренное и сильное обледенение; вертикальные скорости достигают 10—15 м/с и более; наблюдается интенсивная турбулентность и плохая видимость. Преднамеренно заходить в эти облака запрещается /1, 2, 3, 6, 7, 8/.

Наиболее опасные условия для полетов связаны с кучево-дождевыми облаками. В этих облаках развиваются системы чередующихся восходящих и нисходящих струй, скорости в которых составляют десятки м/с. 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.

К числу опасных проявлений конвективной деятельности относятся также шквалы и смерчи (последние представляют редкое явление в условиях нашей страны). Они связаны с интенсивными кучево-дождевыми и грозовыми облаками. В передней части этих облаков под нижней границей развивается движущийся вихрь с горизонтальной осью вращения, так называемый шкваловый вихрь, в зоне которого и возникают названные явления. Их быстрое развитие, небольшие горизонтальные масштабы и кратковременность существования сильно затрудняют прогноз. Большая разрушительная сила шквалов обусловлена очень высокими скоростями ветра (часто более 20—30 м/с, а в отдельных случаях свыше 40 м/с), а смерчей — также сильным перепадом атмосферного давления. Смерчи и шквалы представляют большую опасность для летательных аппаратов, находящихся как в воздухе, так и на земле.

Из вышесказанного следует, что прогноз интенсивной конвекции, с которой связан ряд наиболее опасных для авиации явлений, представляет собой весьма важную и сложную задачу метеорологического обеспечения полетов.

3.2. Условия развития и некоторые 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 [6, 7].

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 ($\gamma > \gamma_A$), а в насыщенном — больше влажноадиабатического ($\gamma > \gamma_{BA}$). Конвективные движения черпают свою кинетическую энергию из потенциальной энергии неустойчиво стратифицированного воздуха.

Атмосферная конвекция чаще наблюдается и бывает наиболее интенсивной в зонах атмосферных фронтов, где действует вынуждающий эффект восходящих движений; интенсивная внутримассовая конвекция наблюдается значительно реже. 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 радиолокационными наблюдениями.

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 сильно увеличивая ее повторяемость и интенсивность.

Аналогичный, но более слабый эффект имеет увеличение шероховатости подстилающей поверхности. В частности, интенсивность конвекции заметно увеличена над крупными городами, что проявляется главным образом в увеличении повторяемости сильных ливней, гроз и града.

Наибольшую опасность для авиации представляет интенсивная конвекция, при которой образуются кучево-дождевые облака. Слабая конвекция (облака типа Cu hum., Cu med) также в определенной степени влияет на условия полета, поскольку она сопровождается развитием термической турбулентности, усилением ветра и увеличением сдвигов ветра. Основные опасные для авиации явления — сильная турбулентность, вертикальные движения с большими скоростями, большие сдвиги ветра, грозы, град, шквалы — связаны с облаками Cb.

Согласно принятой ВМО классификации, выделяют три типа кучево-дождевых облаков: одноячейковые, многоячейковые и облака типа сверхячеек (суперячеек). Охарактеризуем кратко каждый из этих типов.

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 (рис. 3.1). 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 около 1 ч, верхняя граница достигает уровня 8—12 км, поперечный размер 5—20 км (см. рисунок). Одноячейковые облака Cb составляют 20—30 % всех наблюдаемых Cb, из которых выпадает град.

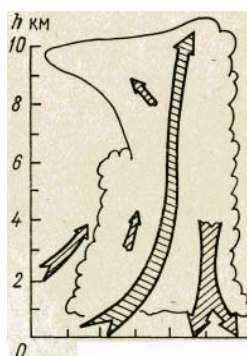


Рис. 3.1. Кинематическая схема кучево-дождевого облака.

Более мощные и долгоживущие 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. Растекание холодного воздуха нисходящих потоков у поверхности земли обуславливает возникновение зоны усиленных,

порывистых ветров (фронта порывистости или линии шквалов). С многоячейковыми облаками Сб связаны сильные ливни, грозы, град. Продолжительность жизни таких конвективных очагов в среднем около 1,5 ч. Они составляют до 30 % всех градовых очагов.

Наиболее интенсивные грозовые и градовые очаги развиваются по типу сверхячейки. Такие очаги имеют горизонтальные размеры 20—40 км и высоту 12—16 км (рис. 3.2). 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 статистической неустойчивости и больших сдвигах ветра при слабом его вращении. Нисходящий поток в зоне интенсивных осадков, скорости в котором могут превышать 20 м/с, обуславливает развитие резкого мезофронта. На рисунке дано схематическое изображение многоячейкового кучево-дождевого облака. В начальный момент оно состоит из четырех ячеек, находящихся на различных стадиях развития.

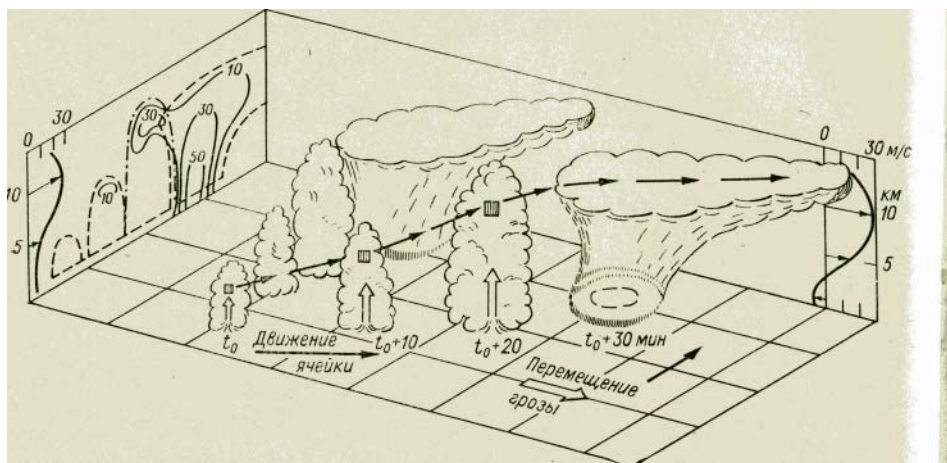


Рис.3.2. Схематическое изображение многоячейкового кучево-дождевого облака

/по Решетову Г.В./

Жирными стрелками на рисунке показана траектория облачного объема в растущей ячейке. На вертикальных плоскостях приведены вертикальное сечение радиоэхо в начальный момент и профили ветра.

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 Сб имеет место сложная картина вертикальных движений, напоминающая картину обтекания гор с подъемом воздуха по наветренному склону и системой волн вниз по потоку. Сверхячейковые облака Сб 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 основных трех типов. Они имеют сложную структуру и образуют комплексы, нерегулярно изменяющиеся во времени и пространстве.

Физический принцип прогнозирования конвекции

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 конвективных движений. На практике в качестве критерия статической неустойчивости используется разность температуры частицы, смещающейся адиабатически с некоторого уровня, и температуры окружающего воздуха /1, 7/.

Соответственно 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 более высоких уровней. В зависимости от запаса энергии неустойчивости может развиваться конвекция той или иной 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 включает ряд операций, выполняемых с невысокой точностью, 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.

3.3. Методы прогноза гроз и града

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 данном 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, называемой энергией статической неустойчивости и определяемой с помощью выражения

$$E = -R \int_{p_0}^p (T^* - T) d \ln p, .$$

где T^* — температура поднимающейся частицы, T — температура окружающего воздуха в Кельвинах; p_0 и p — давление на исходном уровне и на верхнем уровне соответственно; R — газовая постоянная сухого воздуха [1, 7].

Значение этой энергии 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 той высоте, где $T^* = T$, т. е. на высоте 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 выше лежащем 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 температур 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 моделей рассматривается не тот уровень, на

котором отрицательная энергия неустойчивости уравнивает положительную, а уровень пересечения кривой стратификации с кривой состояния.

Прогностическая кривая стратификации покоящегося воздуха и кривая состояния поднимающегося воздуха строятся при пользовании практически всеми методами прогноза конвекции. Уже на этом этапе проявляется разница между конкретными способами прогноза по методу частицы. 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. Если прогноз конвекции опирается на общий численный прогноз, то в тех случаях, когда основная прогностическая модель не производит предвычисления полей температуры и влажности, этап построения будущих кривых стратификации остается по-прежнему необходимым для прогноза конвекции. Этот этап устраняется, если прогноз температуры и влажности дается в рамках основной прогностической модели. Мы не будем здесь излагать методику построения прогностических кривых стратификации, так как эти вопросы подробно излагаются в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды.

Перейдем к изложению конкретных методов.

Метод Н. В. Лебедевой

С помощью этого метода прогнозируется конвекция в часы ее максимального развития (т. е. в 15—16 ч местного времени) /1, 6, 7/.

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 (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды) с учетом вертикальных движений на поверхностях 850, 700 и 500 гПа. Затем построенные кривые достраиваются до подстилающей поверхности с учетом дневного прогрева.

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.

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

а) термическая конвекция, включающая три случая:

- условно-неустойчивая стратификация ($\gamma_a > \gamma > \gamma_{ва}$) выше пограничного слоя;
- над пограничным слоем задерживающий слой ($\gamma < \gamma_{ва}$) ограниченной толщины;
- над пограничным слоем устойчивый воздух ($\gamma < \gamma_{ва}$) до больших высот;

б) свободная конвекция: $\gamma \geq \gamma_a$ выше пограничного слоя;

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

Следует заметить, что термины «термическая конвекция» и «свободная 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°C , то дальнейшие расчеты не производятся;

2) разность максимальной температуры и точки росы у Земли; если эта величина превышает 20°C , то уровень конвекции 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 $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$;

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 таблице, 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 AT_{925} , а вертикальные движения на этом уровне находятся 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 N_s (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 так же, как и в других случаях.

Этот метод не только используется синоптиками-практиками в оперативной работе, но и применяется в некоторых схемах численного прогноза.

Метод Б. Е. Пескова

Гроза прогнозируется, если функция u не отрицательна.

$$u = 0,4 (T^* - T)_{600} - 0,05 (T - T_d)_{500} + 0,4 \nabla^2 p - 0,07 |\Delta V| \frac{300}{700},$$

где $(T^* - T)_{600}$ — 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, рассчитывается по восьми точкам, удаленным от центральной точки на 250 км:

$|\Delta V| \frac{300}{700}$ — модуль разности векторов ветра на уровнях 700 и 300 гПа.

Критерий u может несколько меняться в зависимости от местных условий. Для прогноза по аэродрому и району аэродрома используется критерий $u > 0$. В другом варианте метода гроза не дается, 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 равно 25—30°C (более точно эта величина находится 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 (находится по таблицам) /1, 6, 7/.

Метод Г. Д. Решетова

Ориентированный преимущественно на прогноз гроз и града на фронтах, этот метод разработан специально для целей обслуживания авиации и предусматривает, кроме прогноза наличия или отсутствия грозы и града, также прогноз важных для авиации величин: размеров градин у земли, в облаках и в их окрестностях /1, 6, 7/. Для составления прогноза выполняются следующие операции:

I. 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 500/1000 и ОТ 300/1000 . Для развития ночных гроз благоприятно прохождение теплых фронтов и фронтов окклюзии.

II. 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 $H_{\text{вго}}$, 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, сравняются, таким образом, положительная энергия неустойчивости, накопленная частицей до ее прохождения через уровень пересечения кривых стратификации и состояния, целиком 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 $T_{\text{вго}}$ на уровне $H_{\text{вго}}$;

3) вертикальной мощности облака в слое отрицательных температур $\Delta H_{\text{Новго}}$ км (от высоты нулевой изотермы в поднимающейся частице до уровня $H_{\text{вго}}$);

III. Прогноз дневных и ночных гроз выполняется с помощью графика (рис. 3.3) в координатах $T_{\text{вго}}$, $\Delta H_{\text{Новго}}$: демаркационная линия разделяет области «грозы» и «без гроз».

График построен по результатам дискриминантного анализа, демаркационная линия на нем является графиком дискриминантной функции

$$L_1 = -0,042T_{\text{вго}} + 0,10 \Delta H_{\text{Новго}} - 0,562.$$

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

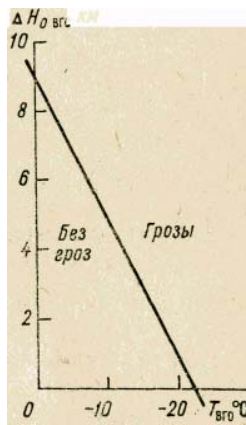


Рис. 3.3. График для прогноза гроз по методу Г.Д. Решетова

IV. Прогноз града и его характеристик в облаках, вне облаков и на земле. Град прогнозируется по значениям $H_{вгс}$, $T_{вгс}$ с помощью дискриминантной функции

$$L = 0,52H_{вгс} - 0,12T_{вгс} - 4,73.$$

При $L \geq 0$ следует ожидать град.

4. ПРОГНОЗ ЗОН ВОЗМОЖНОГО ПОРАЖЕНИЯ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ РАЗРЯДАМИ В ОБЛАКАХ СЛОИСТЫХ ФОРМ И ОСАДКАХ

4.1. Влияние электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадков на безопасность полетов самолетов

Практика полетов показывает, что каждый год 50—60 самолетов Аэрофлота поражаются электрическими разрядами в облаках слоистых форм Ns—As и осадках. Эти поражения воздушных судов отмечались по всей территории России, во все времена года и суток, чаще всего вскоре после взлета и входа ВС в слоисто-дождевые облака или, наоборот, при снижении в этих облаках и осадках и заходе на посадку /1, 2, 6, 7/.

Поражения ВС электрическими разрядами отмечались на высотах от 0,2 до 6,0 км, но чаще всего на высотах от 0,5 до 4,0 км при температуре в зоне поражения от 0 до —15 °С.

По донесениям летчиков, электрические разряды в самолеты в облаках Ns—As и осадках напоминают вспышку при электросварке и сопровождаются обычно негромким хлопком, однако такие разряды наносят ВС существенные повреждения и нарушают безопасность полетов. Как показал анализ большого числа случаев, при поражениях самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках обычно повреждаются антенно-фидерные устройства и выходит из строя радиосвязь; часто повреждается радиолокатор; в корпусе самолета (обычно в передней, лобовой его части) часто прожигается отверстие размером от 1—2 до 20 см, а иногда и более (тем самым нарушается герметизация кабины летчиков и пассажирских салонов); перегорают и выходят из строя аэронавигационные и пилотажные приборы, а также повреждаются другие системы и агрегаты воздушного судна. Все это часто создает аварийную ситуацию, особенно при повреждении и загорании двигателей.

4.2. Механизм возникновения опасных электрических зон в облаках слоистых форм и осадках

К настоящему времени у нас и за рубежом выполнено значительное число теоретических и экспериментальных исследований по атмосферному электричеству, электричеству облаков и осадков, электризации самолетов и поражению их электрическими разрядами. Многие аспекты этих вопросов остались еще не вполне ясными. Однако, опираясь на результаты выполненных работ, уже сейчас можно составить представление о причинах значительной электризации облаков Ns—As и осадков, а также воздушных судов и о причинах поражения ВС электрическими разрядами в этих облаках.

В тропосфере под влиянием естественной радиоактивности Земли, запыленности, наличия различных аэрозолей всегда имеются положительно и отрицательно заряженные частицы в виде легких и тяжелых ионов. В случае ясной, малооблачной погоды количество

заряженных частиц, потенциал и напряженность электрического поля в нижней тропосфере невелики и убывают от поверхности Земли с высотой по экспоненциальному закону. Поэтому в условиях ясной погоды самолеты, совершающие полеты, заряжаются очень слабо, так как встречаются со сравнительно небольшим количеством заряженных частиц. Кроме того, заряженные частицы одного знака в значительной степени нейтрализуют на поверхности ВС заряды противоположного знака. Поэтому статическая электризация самолета при полете в условиях ясной погоды невелика [1, 2, 6, 7].

При наличии облаков картина резко меняется. При образовании облачности различных форм и осадков возникает большое количество как положительно, так и отрицательно заряженных частиц. Количество заряженных частиц и знаки их зарядов зависят от микроструктуры облачности (от количества, размера и формы частичек), от их фазового состояния (жидкая, твердая или смешенная), от температуры воздуха, турбулентности, стратификации атмосферы, водности облаков и от многих других условий. При конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере возникает много новых элементарных электрических зарядов, количество и знак которых зависят от температуры воздуха и фазового состояния облаков и осадков. Ледяные кристаллы и снежинки заряжены большей частью отрицательно, а капельки облаков и дождя — чаще положительно. Турбулентность в облаках играет двойную роль: происходящее под ее влиянием столкновение, соударение облачных элементов и их дробление обычно приводят к увеличению числа элементарных электрических зарядов; если же соударяющиеся частицы облака имеют противоположные знаки, происходит их нейтрализация.

В слоистообразных облаках типа St (без осадков) элементарные электрические заряды располагаются, как правило, хаотически по всему объему облачности. Суммарный электрический заряд в слоистообразной облачности обычно невелик, причем бывает как положительным, так и отрицательным. Невелики также потенциал и напряженность электрического поля: Самолеты в этих облаках в большинстве случаев заряжаются слабо (как за счет приобретения заряда этих облаков, так и за счет электризации при столкновении с жидкими и твердыми элементами облачности). Поскольку заряд, потенциал и напряженность электрического поля невелики, то и поражений ВС в слоистообразной облачности типа St не отмечалось. Совершенно другое положение создается в облаках Ns—As когда из них начинают выпадать осадки. Размеры капель и снежинок на несколько порядков больше, чем облачных элементов (диаметры капель и снежинок составляют обычно несколько миллиметров, в то время как диаметры облачных элементов — тысячные доли миллиметра).

Крупные частицы осадков несут в большинстве случаев заряд одного знака (обычно положительный), а мелкие частицы (элементы облачности) — противоположного знака. Поэтому вместе с выпадающими более крупными частицами осадков вниз уходят заряды одного знака, а в верхней части облачного слоя остаются заряды противоположного знака.

Чем интенсивнее и продолжительнее осадки, тем интенсивнее и продолжительнее процесс разделения и образования объемных зарядов разных знаков и тем большие потенциалы и напряженность электрического поля возникают между ними.

Таков предполагаемый механизм возникновения опасных электрических зон в облаках $Ns—As$ с осадками. Вертикальная протяженность таких электрических зон в слоисто-дождевой облачности с осадками составляет от нескольких сотен метров до 1,0—1,5 км, а в горизонтальные их размеры — 6—10 км.

При рассмотрении механизма поражения самолетов электрическими зарядами в облаках $Ns—As$ и осадках следует отметить следующее. Поскольку характеристики объемных электрических неоднородностей в слоистообразных облаках $Ns—As$ с осадками невелики в сравнении с электрическими характеристиками грозовых облаков, а расстояние между объемными зарядами по вертикали значительно (примерно 1,5—3,0 км и более), то электрические разряды (молнии) в слоисто-дождевой облачности не возникают.

Для сравнения напомним, что высокие значения электрических характеристик в кучево-дождевых облаках (Cb) обусловлены значительными скоростями восходящих конвективных потоков в этих облаках, в сотни и тысячи раз большими, чем скорости упорядоченных восходящих движений в облачности слоистых форм, а также большой интенсивностью ливневых осадков. Это приводит в Cb к большому числу более интенсивных и сильных соударений и дроблений капелек и снежинок, а также соударений их с градинами в этих облаках.

Ливневые осадки большой интенсивности обеспечивают разделение разноименных элементарных электрических зарядов и возникновение в Cb больших объемных электрических неоднородностей с высокими значениями зарядов, потенциалов и напряженностей электрических полей, что приводит к грозовой деятельности в этих облаках.

В слоистообразных облаках, в отличие от грозовых облаков, разряды возникают только в тех случаях, когда в этих облаках появляется самолет. Разряды в облачности типа $Ns—As$ с осадками в тысячи и десятки тысяч раз слабее и меньше, чем молнии в грозовых облаках.

Рассмотрим механизм электризации и поражения ВС в облаках $Ns—As$ и осадках. Допустим, что в слоисто-дождевой облачности с осадками самолет снижается и заходит на посадку. Как только ВС войдет в эти облака на высоте 3—4 км, оно сразу же получит электрический заряд, подобный тому, который имеет место в верхней части облачного массива $Ns—As$. В средней части слоя облаков самолет попадет в зону осадков, сначала в виде снега, а затем снега с дождем и переохлажденного дождя при небольших отрицательных температурах.

Как показали эксперименты, при соударении даже нейтральных (не заряженных) капелек или снежинок и частичек облачности с лобовой (передней) частью ВС на самолете возникает большое количество новых элементарных электрических зарядов. Самолет заряжается тем сильнее, чем больше частичек с ним сталкивается, чем больше скорость

полета и сила удара капелек и снежинок о поверхность ВС и чем больше поперечное сечение воздушного судна. При дроблении капелек возникает в несколько раз больше элементарных электрических зарядов, чем первоначально несла каждая капля дождя. При дроблении снежинок о переднюю часть корпуса самолета, его крыльев и хвостового оперения возникает еще больше новых элементарных электрических зарядов, значительная часть которых имеет знак, противоположный заряду снежинки. Большая часть этих новых элементарных электрических зарядов оседает на лобовой поверхности ВС, в основном на пластмассовом обтекателе антенны бортового радиолокатора (РЛС) и на пластмассовом обтекателе бортовой радиостанции (РС), установленной на вершине киля. Поскольку пластмасса является диэлектриком и не проводит электричество, получаемый заряд не растекается по металлическому корпусу всего самолета, а остается на обтекателях РЛС и РС. По этой причине заряд, потенциал и напряженность электрического поля особенно быстро и интенсивно возрастают именно на пластмассовых обтекателях антенн бортовых РЛС и РС, а также на концах крыльев и заостренных деталях и частях самолета. Поэтому именно в эти детали и части ВС чаще всего происходит искровой электрический разряд в слоистообразной облачности и осадках. Значительный вклад в электризацию самолета вносят также обледенение и болтанка (турбулентность). В результате действия указанных выше факторов отдельные детали и части конструкции самолета, и самолет в целом быстро накапливают большой электрический заряд. При дальнейшем снижении, когда самолет попадет в нижнюю половину облачного слоя $Ns—As$ (где вследствие выпадения осадков располагается объемный электрический заряд противоположного знака заряду самолета), происходит резкое увеличение потенциала и напряженности электрического поля. Напряжение электрического поля в этих случаях может достигнуть критического значения, между самолетом и частью слоисто-дождевой облачности, заряженной противоположно, возникает искровой электрический разряд.

Аналогичное положение имеем при наборе высоты самолетом, в облаках $Ns—As$ и осадках. При наборе высоты под облаками в зоне осадков, самолет получает большой заряд, вследствие действия указанных выше причин. Вскоре после входа в слоисто-дождевые облака самолет встречает электрическую зону, имеющую противоположный заряд. При входе в зону резко возрастает напряженность электрического поля между ВС и зарядом противоположного знака в облаках. Если напряженность электрического поля достигнет критических значений, то между самолетом и облачностью произойдет электрический разряд.

В практике полетов отмечается и третий вариант (правда, сравнительно редкий), когда ВС поражается электрическим разрядом в горизонтальном полете в слоисто-дождевых облаках и осадках. Это отмечается иногда при полете по кругу в районе аэропорта или в зоне ожидания, или при горизонтальном полете по трассе в облаках $Ns—As$ и осадках на высотах от 1,0 до 3—4 км. В этом случае, как и в двух предыдущих, самолет получает большой заряд

в облаках и осадках и при встрече в облаках; с зарядом противоположного знака происходит разряд.

Предлагаемая схема является упрощенной. В ней не учтены и опущены такие моменты и факторы, как, например, токи проводимости в облаках, токи зарядки и разрядки за счет работы двигателей и др., влияние которых, по данным ряда авторов, несущественно.

4.3. Метеорологические и синоптические условия поражения самолетов электрическими разрядами в слоистообразной облачности и осадках

Обобщение метеорологических характеристик атмосферы в момент поражения самолетов электрическими разрядами в облаках Ns—As и осадках проведено в Гидрометцентре России (Г. Д. Решетовым). При анализе использованы метеорологические наземные наблюдения, данные радиозондирования атмосферы, радиолокационных наблюдений и приземные карты погоды. Анализ показал следующее/1, 2, 6, 7/.

В момент поражений самолетов в основном (в 92 % случаев) наблюдалась сплошная (10 баллов) облачность Ns—As или в количестве 7—9 баллов и лишь в 8 % случаев количество облаков было указано градацией 5—6 баллов. При количестве облаков менее 5 баллов не было отмечено ни одного случая поражения самолетов электрическими разрядами.

В большинстве случаев поражения самолетов электрическими разрядами происходили в осадках. При сплошной облачности Ns—As поражения в осадках были в 94 % случаев, при количестве облаков 7—9 баллов — в 85% и при 5—6 баллах облаков — в 50% случаев.

Число случаев, когда электрическому разряду предшествовало обледенение самолета, оказалось в 2 раза больше, чем при отсутствии обледенения (67 и 33% случаев соответственно). В слоисто-дождевых облаках, где наблюдается обледенение, заряд самолета при тех же условиях примерно в 2 раза выше, чем в облаках без обледенения.

Наличие турбулентности (болтанки) самолетов слабой, реже — умеренной интенсивности было отмечено в большинстве донесений (68% случаев) о поражениях самолетов электрическими разрядами в облаках Ns—As. Это позволяет предполагать влияние турбулентности на увеличение вероятности поражения самолетов электрическими разрядами. Механизм влияния состоит, по-видимому, в увеличении числа сталкивающихся с самолетом частиц облачности и осадков, увеличивающих заряд самолета, а также его потенциал и напряженность электрического поля вблизи воздушного судна.

В ряде донесений о поражениях ВС электрическими разрядами в облаках Ns—As указывалось на наличие вблизи района полета (на расстоянии от нескольких до 30—40 км) грозных облаков. Анализ случаев показал, что эти условия сопутствовали большему числу поражений. Так, при количестве облаков Ns—As 7—9 баллов и наличии гроз вблизи трассы полета поражений самолетов оказалось в 6 раз больше, чем поражений ВС при таком же количестве слоистообразной облачности, но при отсутствии вблизи облаков Cb. При 10-

балльной облачности Ns—As с осадками и наличии вблизи маршрута полета грозных облаков (на расстоянии от нескольких до 30—40 км) поражений самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности оказалось в 16 раз больше, чем при отсутствии грозных облаков в районе полета. Повышенная поражаемость ВС в облаках Ns—As и осадках вблизи грозных облаков вызвана, по-видимому, двумя причинами:

1. Грозные облака наводят на пролетающий самолет индуктивный заряд. Этот заряд, суммируясь с зарядом статического электричества, приобретенного самолетом при полете в слоистообразной облачности и осадках, повышает заряд и потенциал ВС, а также увеличивает напряженность электрического поля вокруг него до такого критического значения, когда между самолетом, с одной стороны, и электрической неоднородностью противоположного знака в слоисто-дождевой облачности — с другой, может произойти электрический разряд.

2. Установлено, что в грозном облаке средних размеров за 5 мин происходит до 200 разрядов молний, а за 1 ч — до 800 разрядов. В момент разряда возникает мощный электромагнитный импульс. Когда самолет пересекает силовые линии электромагнитного импульса, на нем, как в обмотке ротора динамомашин, возникает электрический ток. Этот ток создает на самолете дополнительный электрический заряд, повышается потенциал и напряженность электрического поля вокруг ВС. В результате, как и в первом случае, между самолетом и электрической зоной противоположного знака в облаках Ns—As происходит небольшой электрический разряд.

Температура воздуха в зонах электрических разрядов, поражающих ВС, в 75% случаев была в пределах от 0 до -10°C и в 95% случаев — от $+5$ до -15°C . Более высокие и более низкие значения температуры наблюдались в единичных случаях. Следовательно, при поражениях самолетов в облаках Ns—As чаще всего наблюдались такие значения температуры, которым соответствуют относительно высокое влагосодержание и наиболее частые случаи обледенения самолетов; облака и осадки могут быть жидкими, смешанными и твердыми.

Были рассмотрены вертикальные градиенты температуры в зонах поражения воздушных судов электрическими разрядами в облаках Ns—As и осадках, а также вертикальные градиенты скорости ветра как показатели динамической турбулентности. Вертикальные градиенты температуры имели значения от $-0,4$ до $1,2^{\circ}\text{C}$ на 100 м, причем в 59 % случаев они были в пределах $0,6$ — $0,7^{\circ}\text{C}$ на 100 м, т. е. близкими к влажноадиабатическому градиенту. Средний вертикальный градиент скорости ветра оказался $0,5$ м/с на 100 м, в 50 % случаев он был равен 0.

Анализ синоптических условий поражения самолетов электрическими разрядами в облаках слоистых форм и осадках. Почти все случаи поражения (97%) наблюдались в зонах атмосферных фронтов. Наиболее часто фронты были холодные (40% случаев), несколько

реже — фронты окклюзии (31 %) или малоподвижные (26 %); прохождение теплых фронтов отмечено лишь в 6 % случаев поражения самолетов.

Наиболее часто самолеты поражались электрическими разрядами над приземным положением фронтов и не далее 50 км от них (49 % случаев), несколько реже — на удалении 51 — 100 км (38 % случаев); на расстоянии более 100 км самолеты поражались электрическими разрядами лишь в 13 % случаев. Более половины случаев поражения самолетов электрическими разрядами в слоистообразных облаках и осадках (55 % случаев) отмечалось на участках фронтов, расположенных в центральной части циклона и в 45 % случаев — на его периферии.

В результате анализа термобарических полей тропосферы на основных изобарических поверхностях (850, 700 и 500 гПа) пришли к выводу, что зоны поражения ВС чаще всего располагались в передней части циклонов и барических ложбин на этих уровнях и в передней части очагов холода и термических ложбин, что соответствовало положению холодных фронтов, малоподвижных фронтов и фронтов окклюзии у поверхности Земли и связанных с ними зон облачности Ns—As. Зонами поражения ВС в облачности теплого фронта на высотах соответствовали передние части барических и термических гребней.

Зоны поражения ВС в большинстве случаев располагались в областях упорядоченных восходящих движений порядка от —20, до —30 гПа/12 ч (особенно на теплых фронтах и фронтах окклюзии). На холодных фронтах зоны поражения отмечались как в области упорядоченных восходящих движений (особенно в центральной части активных углубляющихся циклонов), так и в областях нулевых и небольших нисходящих движений (в заполняющихся у поверхности земли циклонах).

На теплых фронтах, фронтах окклюзии и в передней части холодных фронтов зоны поражения располагались обычно над областями падения давления у поверхности Земли (—2,0... —3,0 гПа/3 час). Над заполняющимися циклонами, барическими ложбинами и разрывающимися фронтами зоны поражения ВС отмечались при нулевых и небольших положительных барических тенденциях. Что же касается контрастов температуры у поверхности Земли и на высотах в зонах фронтов при наличии и отсутствии поражений ВС, то каких-либо различий не обнаружено.

Таким образом, для поражения ВС электрическими разрядами облачности слоистых форм и осадках наиболее благоприятными метеорологическими и синоптическими условиями являются следующие:

— активные циклоны, барические ложбины и фронты у поверхности земли и на высотах при наличии в них облаков Ns—As в количестве 10 или 7—9 баллов с осадками или без осадков;

— малоподвижные, заполняющиеся или заполнившиеся у поверхности земли циклоны и барические ложбины с размытыми фронтами, с облачностью Ns—As в количестве 10 или 7—9 баллов с осадками или без них;

— малоградиентные области пониженного давления с размытыми фронтами, облачностью Ns—As в количестве 10 или 7—9 баллов с осадками или без них;

— передние части барических и термических ложбин на картах AT850, AT700 и AT500 и на карте OT 500/1000 с малыми дефицитами точки росы (на уровне 850 гПа $(T - T_d) < 2^\circ\text{C}$, на уровне 700 гПа $(T - T_d) < 3^\circ\text{C}$ и на уровне 500 гПа $(T - T_d) < 4^\circ\text{C}$);

— обледенение в облаках и осадках (даже слабое);

— турбулентность (болтанка), даже слабая;

— наличие в районе аэропорта вылета (посадки) и в зоне набора высоты (или снижения), кроме облачности Ns—As, отдельных грозовых облаков и их скоплений на расстоянии от нескольких до 30—40 км от трассы (маршрута) полета.

Неблагоприятными условиями для поражения самолетов электрическими разрядами являются:

— антициклоны и барические гребни у поверхности земли и на высотах с ясной и малооблачной погодой ($(T - T_d) < 5^\circ\text{C}$ на уровнях 850, 700 и 500 гПа);

— тыловые части барических ложбин на картах AT850, AT700 и AT500 и ложбин холода на карте OT;

— облачность любых форм менее 5 баллов (за исключением грозовых облаков, которые следует обходить на безопасном расстоянии).

4.4. Метод прогноза опасных электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадках

Дать определенный ответ на вопрос, следует ли в данном конкретном случае ожидать поражение самолета электрическим разрядом или нет, на основании одного лишь анализа метеорологической и синоптической обстановки нельзя. Для получения более определенного ответа нужны более объективные данные или критерии метеорологических величин/1, 6, 7/.

Для получения таких критериев был использован линейный дискриминантный анализ. Зависимости в виде дискриминантных функций были получены отдельно для различных видов стратификации атмосферы (устойчивая, неустойчивая и нейтральная)

/Примечание: приведенные здесь три дискриминантные функции соответствуют холодному времени года (с октября по март)./

Для случаев устойчивой стратификации атмосферы дискриминантная функция имеет вид

$$L_1 = 5,75 \gamma_{T_{850}}^{700} - 0,11 T_{500} - 2,83.$$

Здесь $\gamma_{T_{850}}^{700}$ — вертикальный градиент температуры воздуха в слое от 850 до 700 гПа в °C/100 м; T_{500} — значение температуры воздуха на уровне 500 гПа в °C.

При значении $L \geq 0$ и наличии благоприятных метеорологических условий следует ожидать поражение самолетов электрическими разрядами в облаках слоистых форм и осадках. При значениях $L < 0$ поражений самолетов ожидать не следует. Для простоты расчетов по дискриминантной функции существуют графики.

Для обнаружения зон возможного поражения самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках при неустойчивой стратификации атмосферы была получена дискриминантная функция

$$L_2 = 12,40 \gamma_{T_{850}}^{500} - 0,46\theta_{700} + 12,52.$$

$\gamma_{T_{850}}^{500}$ — вертикальный градиент температуры воздуха в слое от 850 до 500 гПа в °C/100 м; θ_{700} — значение псевдопотенциальной температуры в Кельвинах на уровне 700 гПа находится по аэрологической диаграмме.

/Псевдопотенциальная температура определяется по значениям влажных адиабат на аэрологической диаграмме, проходящих через прогнозируемые значения температуры (Т) на соответствующих изобарических поверхностях./

При значении $L_2 \geq 0$ следует ожидать поражение ВС в слоисто-дождевых облаках и осадках. При значении $L_2 < 0$ поражений не должно быть. Дискриминантная функция для случаев поражения самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках при нейтральной стратификации атмосферы имеет вид

$$L_3 = 0,38\theta_{700} + 1,5H_{-5} - 104,19.$$

Здесь θ_{700} — псевдопотенциальная температура в Кельвинах на уровне 700 гПа; H_{-5} — высота в километрах изотермы —5°C.

При значении $L_3 \geq 0$ возможно поражение ВС электрическим разрядом в слоисто-дождевой облачности и осадках. При $L_3 < 0$ поражения ожидать не следует. Для удобства расчетов по дискриминантной функции L_3 построен график (см. методические указания).

Расчеты по дискриминантным функциям могут производиться как в диагностическом, так и в прогностическом плане — на сроки от 6 до 36 ч.

Для этой цели проводится анализ текущей и прогноз ожидаемой синоптической и метеорологической обстановки и погоды по району аэропорта вылета (посадки), а также в зоне набора высоты (или снижения) на требуемый срок в зависимости от заблаговременное прогноза. Этот анализ и прогноз делаются по последним по времени синоптическим и кольцевым картам, данным ИСЗ, МРЛ и по фактическим погодным условиям. Если ожидаются благоприятные для поражения ВС синоптические и метеорологические условия, то переходят к расчетам входящих в дискриминантные функции величин. Если благоприятных для поражений ВС условий не ожидается, то дальнейшие расчеты можно не производить Вторым этапом

прогноза является расчет входящих в дискриминантные функции величин. При этом сначала рассчитываются прогностические значения температуры и точки росы у поверхности земли и на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа в районе вылета или посадки. Делается это следующим образом.

Для прогноза на ближайшие 3—6 ч при мало меняющейся синоптической и метеорологической обстановке в качестве исходных значений температуры и точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа можно брать данные радиозондирования в пункте прогноза (или не далее 100 км от него) давностью не более 3 ч. Для прогноза опасных электрических зон в слоистообразной облачности и осадках на срок более 6 ч (например, на 12, 24 и 36 ч) или при ожидаемом изменении синоптической и метеорологической обстановки (при прохождении циклонов, барических ложбин и связанных с ними фронтов) следует рассчитывать прогностические значения температуры T и точки росы T_d у поверхности Земли и на уровнях 850, 700 и 500 гПа. Расчет прогностических значений T и T_d на указанных уровнях производится согласно указаниям Руководства по краткосрочным прогнозам погоды. По значениям прогностических T и T_d у поверхности земли находят уровень конденсации, от него проводят облачную адиабату (кривую состояния) и в соответствии с ее положением определяют стратификацию атмосферы. Затем в зависимости от вида стратификации атмосферы (устойчивая, неустойчивая или нейтральная) выбирают соответствующую дискриминантную функцию и производят расчеты.

5. ПРОГНОЗ НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ТУМАНА

5.1. Механизм образования низкой облачности и тумана в различных синоптических условиях

Слоистые облака и туман в теплой воздушной массе

Механизм образования и эволюции слоистых облаков и тумана в теплой и влажной воздушной массе, перемещающейся над более холодной подстилающей поверхностью, определяется взаимодействием следующих факторов: турбулентности, упорядоченных вертикальных движений воздуха, теплоты конденсации, длинноволновой и коротковолновой (солнечной) радиации/1, 2, 5, 6, 7, 8/.

Турбулентность играет основную роль в трансформации теплой и влажной воздушной массы, в процессе которой формируются слоистые облака и туман. По своему происхождению турбулентность в охлаждающейся теплой воздушной массе является динамической, так как ее развитие вызывают главным образом значительные вертикальные сдвиги ветра. По экспериментальным данным, на материке в теплой воздушной массе над холодной поверхностью толщина пограничного слоя атмосферы в большинстве случаев не превышает 600 м.

Вертикальный турбулентный обмен вызывает понижение температуры воздуха до высоты 300—600 м. Выше понижение температуры теплого воздуха при его адвекции над холодной поверхностью бывает незначительным вследствие уменьшения вертикального сдвига ветра и соответствующего ослабления динамической турбулентности.

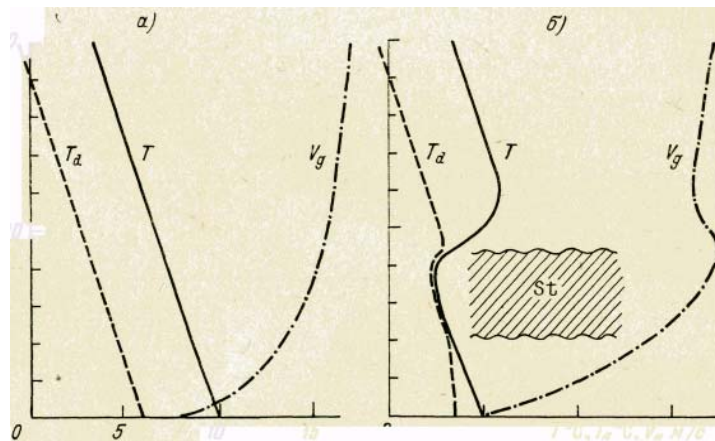


Рис. 5.1. Вертикальное распределение температуры и точки росы в теплой воздушной массе. а) до перемещения на холодную подстилающую поверхность; б) после перемещения на холодную подстилающую поверхность.

В результате большего охлаждения в нижнем слое и меньшего охлаждения в вышележащем слое теплая воздушная масса приобретает над холодной поверхностью устойчивую стратификацию. Если в этой воздушной массе до прихода на холодную подстилающую поверхность температура и точка росы понижались с высотой, как показано

на рисунке **а**, то при перемещении над холодной поверхностью в ее нижнем слое, толщиной 300—600 м, может сформироваться инверсия.

Ее образованию способствует как более сильное охлаждение нижнего слоя теплой воздушной массы, так и увеличение скорости ее переноса (адвекции) с высотой. В случае скорости ветра на высоте 10 м более 5 м/с и скорости градиентного ветра больше 12 м/с нижняя граница инверсии обычно приподнята над подстилающей поверхностью (рисунок **б**).

Вследствие охлаждения теплого воздуха над слоем приподнятой инверсии температуры уменьшается дефицит точки росы и соответственно понижается уровень конденсации. Если уровень конденсации оказывается ниже основания приподнятой инверсии температуры, конденсация водяного пара происходит под слоем инверсии. В результате возникает подинверсионная слоистая облачность.

Вследствие адиабатического охлаждения беспорядочно поднимающихся объемов воздуха выше уровня конденсации количество сконденсированного водяного пара возрастает с высотой до нижней границы приподнятой инверсии температуры. Поэтому слоистые облака имеют наибольшую водность в своей верхней части.

В случае ослабления ветра и уменьшения дефицита точки росы в приземном слое теплой воздушной массы в результате ее адвективного охлаждения низкие слоистые облака опускаются, иногда до земной поверхности; в этих случаях образуется адвективный туман. Слабая турбулентность в слое инверсии температуры препятствует обмену теплом и влагой между нижними и верхними слоями теплой воздушной массы. Поэтому слоистые облака и адвективный туман лишь иногда проникают в слой инверсии температуры.

Упорядоченные вертикальные движения воздуха в низких слоистых облаках и под ними, как и в адвективном тумане, имеют незначительную скорость. Значение по данным расчетов, как правило, не превышает 0,5—0,7 см/с, а чаще составляет 0,1—0,2 см/с. Упорядоченные вертикальные движения играют менее существенную роль в формировании низких облаков и тумана, чем турбулентность. В большинстве случаев они лишь усиливают или ослабляют влияние вертикального турбулентного обмена на изменение стратификации теплой воздушной массы в процессе ее трансформации. Упорядоченное нисходящее движение воздуха выше 600—1000 м в области антициклона усиливает 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 температуры или ее разрушению и тем самым создает условия для увеличения вертикальной протяженности слоистых облаков.

Теплота конденсации водяного пара, повышая температуру воздуха в верхней части слоистого облака и адвективного тумана, с одной стороны, уменьшает вертикальный градиент температуры под слоем инверсии, а с другой — усиливает длинноволновое излучение верхней части облака и тумана и тем самым влияет на развитие инверсии температуры над ними.

Максимальная водность слоистых облаков вблизи их верхней границы при температуре от 5 до 0°С бывает от 0,5 до 1,0 г/м³. Атмосферное давление здесь составляет в среднем около 920 гПа. При этих условиях повышение температуры у верхней границы слоистых облаков, вызванное выделением теплоты конденсации, будет от 0,9 до 1,8°С.

Длинноволновая и коротковолновая радиация играет существенную роль в эволюции низких слоистых облаков и адвективного тумана, если над ними не имеется сплошного покрова Sc, As, Ac. Длинноволновая радиация слоистых облаков и адвективного тумана вызывает их охлаждение в верхней части. Благодаря этому увеличивается водность и соответственно усиливается излучение в верхней части слоя 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. Вследствие этого днем повышается температура воздуха в приземном слое. В то же время в верхней части слоистых облаков и адвективного тумана, образующихся в теплой воздушной массе в холодный период года, приток тепла от коротковолновой радиации при высоте Солнца в полдень менее 40° оказывается меньше потери тепла, вызываемой длинноволновым излучением. Следовательно, воздух над слоистыми облаками и адвективным туманом незначительно охлаждается даже в околополуденные часы. В результате повышения температуры воздуха в приземном слое и понижения ее над облаками и туманом во второй половине дня происходит увеличение вертикального градиента температуры до максимального значения между 15 и 18 ч местного времени. В среднем вертикальный градиент температуры увеличивается днем и при слоистой облачности с высотой НГО 200 м и менее, а около 6 ч утра он достигает минимума.

Увеличение вертикального градиента температуры во второй половине дня приводит к усилению вертикального турбулентного обмена в подинверсионном слое, а повышение температуры воздуха в приземном слое — к росту дефицита точки росы на высоте 2 м и к соответствующему повышению уровня конденсации. Следствием всего этого является увеличение высоты нижней границы слоистых облаков и рассеяние адвективного тумана в приземном слое в послеполуденные часы. В конце весны под влиянием солнечной радиации часто происходит полное рассеяние низких слоистых облаков и адвективного тумана в середине дня. Ночью вследствие ослабления вертикального турбулентного обмена, обусловленного уменьшением вертикального градиента температуры и понижением уровня конденсации, вызванного уменьшением дефицита точки росы, нижняя граница слоистых облаков понижается, а туман восстанавливается.

Несколько иначе, чем описано выше, происходит формирование слоистых облаков и тумана в случае адвекции теплой и влажной воздушной массы на холодную подстилающую

поверхность при скорости ветра на высоте 10 м не более 5 м/с и скорости градиентного ветра меньше 12 м/с. Вследствие слабого турбулентного обмена в охлаждающемся теплом влажном воздухе вместо начального падения температуры и точки росы с высотой (рисунок 5.2,а) образуется приземная инверсия температуры и точки росы. В результате того, что в приземном слое воздуха температура оказывается ниже начального значения точки росы на 2—3 °С, образуется туман (рис.5.2, б). Мощность его со временем возрастает по мере дальнейшего адвективного понижения температуры нижнего слоя теплой воздушной массы. Вместе с тем растет и количество сконденсированного водяного пара, определяющее видимость в тумане.

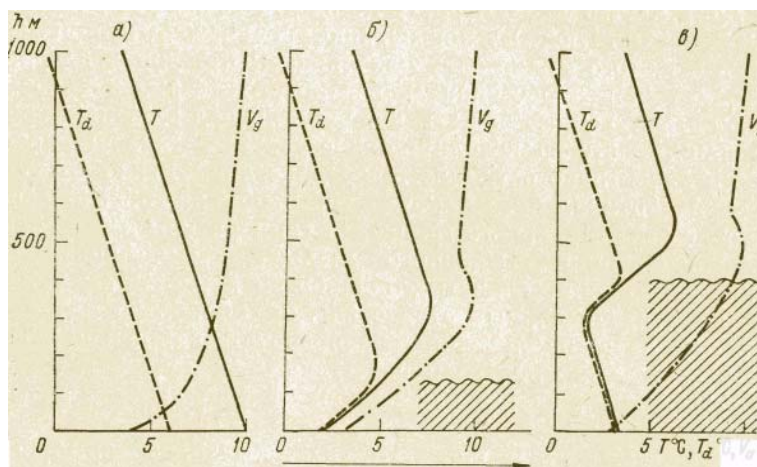


Рис. 5.2. Вертикальное распределение температуры и точки росы в теплой воздушной массе. а) в очаге ее формирования; б) при охлаждении и слабом турбулентном обмене; в) при разрушении приземной инверсии вследствие выделения теплоты конденсации у земли.

Вследствие наибольшего выделения теплоты конденсации вблизи земной поверхности и охлаждения воздуха в верхней части слоя тумана разрушается нижняя часть приземной инверсии температуры. При этом усиливается вертикальный турбулентный обмен в слое разрушенной инверсии, благодаря чему устанавливается влажноадиабатическая или близкая к ней стратификация в слое тумана и происходит рост влажности его с высотой (рисунок в).

Над материком 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. С понижением температуры приземного слоя теплого воздуха до -10°C нижняя граница слоистых облаков повышается, а адвективный туман превращается в низкую слоистую облачность. При температуре ниже -10°C и достаточно развитом турбулентном обмене над снежным покровом слоистые облака превращаются в слоисто-кучевые.

Синоптические условия образования слоистых облаков и адвективного тумана в теплой воздушной массе в холодный период года над европейской частью России характеризуются следующими особенностями. Возникновению этих облаков и тумана обычно предшествуют

синоптические положения, способствующие радиационному выхолаживанию поверхности почвы или ранее образовавшегося снежного покрова. Такие условия создают антициклоны, сформированные в сухом арктическом воздухе, или отроги сибирского антициклона. Последующее медленное смещение этих барических образований к востоку или юго-востоку под воздействием циклонической деятельности приводит к выносу влажного теплого воздуха с Атлантики через Балтийское море или Средиземного, Черного, Азовского и Каспийского морей. Над центральным районом европейской части России низкие слоистые облака и адвективный туман, формирующиеся в теплой воздушной массе, наиболее часто наблюдаются в западной части антициклонов или в восточной части и в теплом секторе циклонов.

Над югом Западной Сибири зимой низкие облака могут образоваться в теплых секторах циклонов, перемещающихся с запада или юго-запада. Однако здесь повторяемость таких облаков в теплой воздушной массе составляет от 10 до 23 % общего количества низких облаков в холодный период года.

На дальневосточном морском побережье России, в отличие от континентальных районов, низкая слоистая облачность и адвективный туман наблюдаются летом. Они образуются в теплом и влажном морском воздухе в результате его охлаждения при движении с района теплого тихоокеанского течения Курисио или с юга Японского моря на холодное Приморское течение в северо-западной части Японского моря.

Вынос охлажденного над Приморским течением теплого морского воздуха и образовавшихся в нем слоистых облаков и тумана в залив Петра Великого, на побережье Приморского края и на о. Сахалин осуществляется по западной периферии антициклонов над Тихим океаном и над Охотским морем и по восточной периферии малоподвижной депрессии над Восточной Азией. В эту депрессию время от времени перемещаются циклоны с запада, поддерживающие ее существование. Таким образом, в течение большей части лета над Приморьем и о. Сахалин преобладают южный и юго-восточный потоки охлажденного над севером Японского моря теплого воздуха и вынос формирующихся в нем слоистых облаков и адвективного морского тумана. При указанных направлениях ветра слоистые облака и туман проникают по долинам рек в глубь приморского побережья и о. Сахалин на десятки километров. Днем вследствие нагревания поверхности почвы солнечной радиацией облака и туман рассеиваются, а в течение ночи они уплотняются благодаря радиационному охлаждению почвы и приземного слоя воздуха. Возвышенные места на приморском побережье чаще бывают закрыты туманом в результате усиления конденсации водяного пара под влиянием адиабатического охлаждения воздуха /1, 2, 6, 7/.

Низкая облачность и туман в холодной воздушной массе

Формирование низкой облачности и тумана в холодной воздушной массе обусловлено тремя основными процессами: 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 путем эффективного длинноволнового излучения ночью/1, 2, 3, 4, 6, 7/.

Вследствие того, что давление насыщенного водяного пара над относительно теплой испаряющей поверхностью выше, чем холодного воздуха, последний насыщается водяным паром в нижнем слое. Одновременно нижний слой холодного воздуха, прогреваясь над более теплой подстилающей поверхностью, приобретает стратификацию, близкую к влажнонеустойчивой; динамический фактор турбулентности играет гораздо меньшую роль в вертикальном обмене теплом и влагой по сравнению с термическим фактором турбулентности (конвекцией). Только в самом нижнем слое холодной воздушной массы, толщиной около 100 м, может наблюдаться значительный вертикальный сдвиг ветра, который будет оказывать существенное влияние на вертикальный турбулентный обмен.

Образование низких облаков и тумана в холодной воздушной массе над влажной почвой происходит несколько иначе, чем над тающим снежным покровом и водной поверхностью. Различие определяется тем, что температура поверхности почвы заметно повышается днем и понижается ночью, а температура тающего снежного покрова и поверхностного слоя воды в водоемах почти не изменяется в течение суток.

Интенсивность испарения с поверхности почвы зависит от ее увлажнения ранее выпавшими дождями или растаявшим снегом и от дневного нагревания солнечными лучами. Днем испарение с поверхности влажной почвы будет тем сильнее, чем выше ее температура. Степень же насыщения холодного воздуха водяным паром за счет испарения будет тем больше, чем ниже температура приземного слоя этого воздуха по сравнению с температурой поверхности почвы. Ночью по мере радиационного охлаждения поверхности почвы и уменьшения положительной разности между ее температурой и температурой холодного воздуха ослабевает 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.

На поверхности тающего снежного покрова температура незначительно отклоняется от 0°C. Следовательно, испарение с поверхности тающего снежного покрова может вызвать насыщение водяным паром холодного воздуха, имеющего температуру ниже 0 °C. Это возможно на юге страны в конце зимы и в начале весны, если перед вторжением холодного воздуха наблюдалось резкое потепление, вызвавшее бурное таяние снежного покрова.

Скорость испарения с поверхности воды зависит от положительной разности температур поверхностного слоя воды и приземного слоя холодного воздуха, а также от скорости ветра в этом слое. Ночью эта разность увеличивается вследствие радиационного охлаждения воздуха, перемещающегося с суши на водную поверхность, температура которой почти не изменяется.

Следовательно, ночью имеются более благоприятные условия для насыщения и перенасыщения нижнего слоя холодного воздуха водяным паром над более теплой испаряющей поверхностью воды, чем днем. Холодные воздушные массы вторгаются на более теплую подстилающую поверхность преимущественно в тыловой части циклонов и их обширных ложбин или в передней части антициклонов и гребней.

Род низких облаков и вид тумана зависят от разности температур относительно теплой подстилающей поверхности и приходящей на нее холодной воздушной массы, от высоты нижней границы задерживающего слоя в этой воздушной массе, дефицита точки росы на высоте 2 м и его суточного хода, а также от скорости ветра на высоте 10 м.

Sc с высотой НГО более 300 м образуются в холодной воздушной массе над относительно теплой подстилающей поверхностью (влажной почвой или тающим снежным покровом) преимущественно в тех случаях, когда высота нижней границы задерживающего слоя $h_{3-сл} > 900$ м, дефицит точки росы на высоте 2 м $(T - T_d) \geq 2,1$ °С и скорость ветра на высоте 10 м $V_{10} \geq 6$ м/с.

St с высотой НГО 200 м и менее образуются в той же воздушной массе над более теплой подстилающей поверхностью при значениях $h_{3-сл} \leq 600$ м, $(T - T_d) \leq 1,0$ °С и $V_{10} < 5$ м/с.

В случаях промежуточных значений трех указанных параметров образуются как Sc, так и St облака с высотой НГО от 300 до 200 м. Ночью вследствие радиационного понижения температуры приземного слоя воздуха, уменьшения дефицита точки росы до 0°С и ослабления ветра на высоте 10 м слоистые облака превращаются в туман.

На европейской части СССР 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 европейскую часть РФ 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 выпадения дождей также иногда образуются низкие облака в утренние часы в относительно холодной воздушной массе.

Туман испарения возникает в холодном воздухе, когда он движется с небольшой скоростью над более теплой водной поверхностью и имеет очень устойчивую стратификацию до перемещения с суши или ледяных полей на водную поверхность. Скорость испарения с поверхности относительно теплой воды зависит от разности между ее температурой и температурой холодного воздуха до его перемещения на водную поверхность, а также от скорости ветра. Насыщение нижнего слоя холодного воздуха водяным паром достигается тем

быстрее, чем больше его относительная влажность и соответственно меньше дефицит точки росы до перемещения на теплую водную поверхность.

Физический механизм образования тумана испарения представляется следующим образом. 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 приподнятой инверсией прогревающийся холодный воздух становится конвективно-неустойчивым. Поэтому водяной пар, поступающий с водной поверхности в воздух, должен уноситься конвективными токами вверх под слой инверсии. При этом избыточный водяной пар конденсируется. В результате под инверсией температуры образуется туман.

По экспериментальным данным, туман испарения образуется в случаях разности между температурой воды и холодного воздуха не меньше 10°C и скорости ветра на высоте 10 м от 1 до 3 м/с.

По данным вертикального зондирования атмосферы, в случаях тумана испарения нижняя граница инверсии температуры над относительно теплой водой находится на высоте 50—100 м. Если же нижняя граница инверсии оказывается на высоте 200—300 м, туман испарения не возникает даже при большой положительной разности между температурой воды и воздуха.

В континентальных районах Советского Союза воздух бывает значительно холоднее воды в реках, озерах и водохранилищах преимущественно поздней осенью и зимой. Поэтому туман испарения наблюдается над этими водоемами обычно с конца октября до их замерзания. 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 больше 11°C и прочих благоприятных условиях.

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

Радиационный и адвективно-радиационный туман

Основной причиной образования радиационных туманов является конденсация водяного пара, связанная с понижением температуры приземного слоя малоподвижного воздуха вследствие радиационного выхолаживания в течение ночи деятельной поверхности при слабом турбулентном теплообмене /1, 2, 3, 4, 5, 6, 7/.

Благоприятными условиями для возникновения радиационного тумана являются:

- безоблачная или малооблачная погода, способствующая радиационному выхолаживанию в ночные часы;

- слабый ветер в слое 50—100 м, что обеспечивает слабый турбулентный обмен в приземном слое воздуха, благоприятствует формированию приземной инверсии температуры в слое до 50—100 м и более и усилению ее в течение ночи;
- малый начальный дефицит точки росы (высокая относительная влажность) в вечерние часы в слое от поверхности Земли до верхней границы приземной инверсии температуры;
- сухая почва, что обуславливает малую теплопроводность и вследствие этого ослабленный поток тепла из глубины к поверхности почвы;
- выпадение ливневого дождя летом в предвечерние часы на прогретую поверхность почвы и испарение влаги с поверхности почвы в вечерние часы.

В результате понижения температуры приземного слоя воздуха и при наличии других благоприятных условий достигается насыщение приземного слоя воздуха водяным паром, после чего начинается конденсация водяного пара и через некоторое время появляется дымка, а затем туман.

В ряде случаев ухудшение видимости при образовании тумана происходит довольно резко. Охлаждение воздуха обычно продолжается до восхода Солнца, вследствие чего плотность радиационного тумана и его вертикальная мощность увеличиваются, как правило, до утра.

Если охлаждающийся воздух в приземном слое достигает состояния насыщения водяным паром только к концу ночи, то радиационный туман может возникнуть перед восходом Солнца или даже через некоторое время после восхода Солнца. Последнее связано с некоторым дополнительным увлажнением приземного слоя воздуха вследствие начавшегося испарения с поверхности прогревающейся почвы или тающего снежного покрова.

По мере нагревания деятельной поверхности солнечными лучами и повышения температуры воздуха радиационный туман обычно рассеивается.

Адвективно-радиационный туман образуется над сушей преимущественно в холодное время года ночью при слабой адвекции теплого и достаточно влажного воздуха. Скорость ветра обычно не превышает 4 м/с. При этом происходит охлаждение относительно теплого воздуха, однако недостаточное для достижения состояния насыщения и конденсации водяного пара.

Вследствие дополнительного ночного радиационного выхолаживания деятельной поверхности и воздуха в приземном слое при наличии указанных выше необходимых условий происходит уплотнение ранее наблюдавшейся тонкой слоистой облачности или дымки на некоторой высоте над поверхностью Земли, а затем постепенное опускание их и превращение в туман. Процессу туманообразования способствует некоторое ослабление скорости ветра в ночные часы. Иногда в ночные часы при наличии уже приподнятой инверсии формируется слабая приземная инверсия, в которой начинается образование низкого тумана; затем

происходит слияние этого тумана с дымкой или тонкой слоистой облачностью под приподнятой инверсией.

Морозные туманы населенных пунктов и аэродромов

Эти туманы возникают при сильных морозах, если имеется дополнительный источник насыщения водяным паром. Таким источником могут явиться продукты сгорания газообразного и жидкого углеводородного топлива (природного газа, керосина, бензина и др.), а также угля, дров и торфа.

Количество водяного пара, поступающего в атмосферу, зависит от количества и вида сжигаемого топлива в единицу времени. При этом следует иметь в виду, что масса выделяемого водяного пара при горении некоторых видов углеводородного топлива превышает массу сжигаемого топлива.

Механизм образования морозных туманов состоит в следующем. Зимой во время сильных морозов при инверсионном распределении температуры в приземном слое атмосферы и слабом ветре топочные и выхлопные газы, содержащие большое количество водяного пара, не рассеиваются на большой площади. Они имеют более высокую температуру и меньшую плотность в сравнении с окружающим воздухом и поднимаются на некоторую высоту даже при наличии приземной инверсии. При смешении теплых, богатых влагой топочных или выхлопных газов с холодным воздухом может быть достигнуто состояние насыщения водяным паром. Дальнейшее поступление водяного пара приводит к его конденсации в виде мельчайших зародышевых капелек, которые при достаточно низкой температуре воздуха замерзают и быстро растут вследствие перенасыщения водяным паром по отношению ко льду, что приводит к образованию ледяного тумана.

При температуре ниже -39°C ледяной туман может образовываться в результате сгорания топлива при любой начальной относительной влажности (при любом начальном дефиците точки росы).

5.2. Основные принципы прогноза низких слоистых облаков и адвективного тумана

Прогноз низких слоистых облаков и адвективного тумана в общем виде должен содержать следующие основные операции:

- а) определение района, из которого ожидается поступление воздушной массы в район прогноза;
- б) изучение условий погоды в районе, откуда ожидается перенос воздушной массы в район прогноза;
- в) оценка возможных изменений условий погоды, связанных с трансформацией воздушной массы по пути переноса, с влиянием суточного хода метеорологических величин в период перемещения воздушной массы, с влиянием эволюции атмосферных фронтов и

барических образований на условия погоды в районе прогноза, с влиянием особенностей рельефа района прогноза.

В качестве основных характеристик условий погоды (в данном случае в районе, из которого ожидается поступление воздушной массы обычно рассматриваются:

- облачность (форма и высота НГО);
- температура воздуха;
- точка росы;
- дефицит точки росы.

Указанные характеристики желательно рассматривать у поверхности Земли и по возможности на поверхностях 925 и 850 гПа.

При адвекции теплого влажного воздуха на более холодную подстилающую поверхность создаются благоприятные условия образования адвективных туманов или слоистых облаков. Вероятность возникновения адвективного тумана или слоистых облаков тем больше, 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°C при положительной температуре и 3°C при отрицательной температуре воздуха. Существенным является скорость ветра. Чем больше скорость ветра, тем интенсивнее турбулентный обмен в нижнем слое, тем интенсивнее перенос продуктов конденсации в подинверсионный слой. Именно этот фактор является решающим (при прочих благоприятных условиях) для ответа на вопрос, возникнет ли в результате адвекции теплого воздуха туманы 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 ($T^*d - T_d$).

Адвективный туман на морском побережье может возникать в случае выноса теплого влажного воздуха с водной поверхности на сушу. Для прогноза тумана может быть использована номограмма (см. Наставления), которая позволяет по значениям температуры воды и разности температур воды и воздуха на побережье оценить видимость приблизительно на расстоянии 50 км от берега.

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 сезоне года. Следует иметь в виду, что в зависимости от причин, приводящих к рассеянию адвективного тумана, 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 побережье являются разность температур воды и воздуха на побережье и точка росы притекающего воздуха. Однако на практике получение данных о температуре воздуха и точки 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.

5.3. Прогноз радиационного тумана

Как известно, радиационный туман может возникать при безоблачной или малооблачной погоде со слабым ветром (до 2—3 м/с) после захода солнца на протяжении большей части ночи или утром /1, 6, 7/.

В основу прогноза радиационного тумана положено соотношение между ожидаемой температурой образования этого явления 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

$$T_T = T_d - \Delta T_d,$$

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.

Начальное значение точки росы следует брать в вечерний срок наблюдений, близкий к моменту составления прогноза. 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. Летом при выборе начальной точки росы нужно иметь в виду возможность ее повышения на 1–3°C вследствие испарения с поверхности почвы.

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 и шаропилотных наблюдений или результаты измерений ветра, температуры и влажности на телевизионных и других башнях или мачтах, расположенных на расстоянии не более 50 км от аэродрома.

6. ПРОГНОЗ ОБЛЕДЕНЕНИЯ САМОЛЕТОВ

Обледенением самолетов называется образование льда на поверхности самолета во время полета. Образование льда или изморози на поверхности самолета во время его нахождения на земле принято называть обмерзанием. Обледенению подвержены не только самолеты, но и другие летательные аппараты (вертолеты, дирижабли, аэростаты).

Обледенение увеличивает полетный вес самолета, ухудшает его аэродинамические качества, нарушает нормальную работу двигателей и навигационного оборудования, ухудшает прозрачность кабины пилота; поэтому прогноз обледенения занимает важное место в прогнозе метеорологических условий полетов /1, 2, 3, 5, 7/.

Обледенение возможно только тех частей самолета, температура которых ниже 0°C.

Образование льда может произойти путем сублимации водяного пара или за счет замерзания переохлажденных облачных капель или капель дождя. Практически большое значение имеет лишь обледенение, вызванное замерзанием переохлажденных капель.

При обледенении различают интенсивность, или скорость, нарастания льда, степень обледенения, вид и структуру образующегося льда и форму его отложения на поверхности самолета.

Интенсивность обледенения, или скорость нарастания льда, оценивается толщиной слоя льда, образующегося в единицу времени (обычно в мм/мин.). Интенсивность обледенения зависит от ряда факторов и выражается формулой

$$I = 1,67 \cdot 10^{-2} \frac{uwE\beta}{\rho_{\text{л}}} \quad [\text{мм/мин.}], \quad (11.1)$$

где u — скорость полета в км/час; w — водность облаков в г/м³; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда в г/см³; E — суммарный (интегральный) коэффициент захвата капель; β — коэффициент намерзания.

Интенсивность называют слабой, если $I \leq 0,5$ мм/мин.; умеренной, если $I = 0,51-1,0$ мм/мин.; сильной, если $I = 1,1-2,0$ мм/мин., и очень сильной, если $I > 2,0$ мм/мин.

Степень обледенения, или просто обледенение, характеризуется общей толщиной слоя льда, образовавшегося на поверхности самолета с начала обледенения, и выражается обычно в миллиметрах. При этом различают слабое, умеренное и сильное обледенение. Степень обледенения при прочих равных условиях зависит от интенсивности обледенения и продолжительности полета в зоне обледенения.

По виду и структуре образовавшийся лед бывает прозрачный (стекловидный), матовый полупрозрачный, непрозрачный белый, в виде изморози или инея.

По форме отложений льда на поверхности самолета различают обледенения профильное (идеальное), желобковое (корытообразное) и бесформенное.

Профильным называют такое обледенение, при котором отложения льда повторяют профиль поверхности. Эта форма наблюдается главным образом при температурах ниже -20°C в облаках с небольшой водностью. Образующийся лед обычно имеет полупрозрачный или непрозрачный белый вид. Такое обледенение почти не ухудшает аэродинамические качества самолета и поэтому наименее опасно.

Желобковым называют такое обледенение, при котором отложения льда в поперечном разрезе имеют форму желоба. Такая форма отложений встречается при более высоких температурах, чем предыдущая, и, как правило, в облаках с большой водностью или в зонах переохлажденного дождя. Лед при этом чаще всего бывает прозрачный или полупрозрачный. Желобковое обледенение может очень сильно ухудшать аэродинамические качества самолета и поэтому представляет наибольшую опасность.

Бесформенное обледенение бывает за пределами лобовых частей самолета. Оно происходит в смешанных облаках при температуре воздуха немного ниже 0°C и положительной температуре лобовых частей.

1. Диагноз условий обледенения. Обледенение самолетов в полете может произойти в переохлажденных облаках или зонах дождя при отрицательных температурах и соответствующем кинетическом нагреве поверхности самолета, зависящем от скорости его полета. Чем больше скорость полета, тем больше кинетический нагрев и, следовательно, тем ниже должна быть температура в переохлажденных облаках или в зоне дождя. Таким образом, при диагнозе определение условий, благоприятных для обледенения, сводится к выявлению капельножидких облаков и зон дождя при температуре ниже 0°C . Для этого в первую очередь определяют высоту, на которой проходят изотермы 0 , -10 и -20°C . Изотермы 0 и -20°C ограничивают слой наиболее интенсивного обледенения, хотя обледенение может встречаться и при более низких температурах, вплоть до -45°C . Далее определяют наличие облаков или дождя выше изотермы 0°C и, наконец, оценивают их фазовое состояние и водность. Так как наблюдения фазового состояния и водности облаков обычно отсутствуют, об этом судят по форме облаков.

Перистые и перисто-слоистые облака состоят из кристаллов льда, их водность составляет сотые доли г/м^3 . Обледенение в этих облаках наблюдается очень редко и бывает слабым.

Высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака при отрицательных температурах состоят из кристаллов и капелек. При этом счет перегонки влаги с капелек на кристаллы число капелек невелико, а размер их мал. Водность составляет десятые доли г/м^3 . Обледенение слабое или отсутствует. Слоистые, слоисто-кучевые и высоко-кучевые облака при отрицательных температурах остаются капельными. Их водность колеблется от десятых долей до одного г/м^3 . Условия для обледенения весьма благоприятны, особенно в слоистых облаках. При небольших скоростях полета, когда кинетический нагрев поверхности самолета невелик, в слоистых и слоисто-кучевых облаках обледенение может достигать значительной интенсивности.

Однако толщина слоя этих облаков невелика, и при необходимости самолет может довольно быстро выйти за их пределы.

Кучево-дождевые облака при отрицательных температурах состоят из капельных и ледяных элементов, за исключением верхней части, которая иногда полностью оледеневает. Водность почти всегда значительна и может достигать 3—4 г/м³. Условия для обледенения исключительно благоприятные.

6.1. Обледенение во фронтальных облаках

Теплые фронты

1. Активный теплый фронт с хорошо выраженной областью падения давления и зоной обложных осадков (рис.6.1, а). Над фронтальной поверхностью имеется сплошной облачный массив Ns-As, простирающийся до 5-7 км. Образование этой облачности связано с общим упорядоченным подъемом теплого воздуха над фронтальной поверхностью. Турбулентность в облаках не ощущается. Выше уровня изотермы -10°C облака состоят либо из смеси кристаллов сочень мелкими переохлажденными каплями, либо из одних кристаллов. Ниже уровня изотермы -10°C капли встречаются в несколько большем количестве вместе с падающими снежинками. Иначе говоря, эта облачность по своему строению существенно отличается от строения внутримассового типа: наибольшие размеры капель и наибольшие значения водности будут в нижней части облака с постепенным уменьшением к верхней границе. Водность на нижней границе (в капельной части) составляет 0,2-0,3 г/м³ и наверху (в кристаллической зоне) 0,01 г/м³.

В зоне такого фронта встречается слабое или умеренное обледенение, главным образом на высотах, где температура выше -10°C . Сильное обледенение (более 1 мм/мин) может быть лишь в зоне самого фронта, в самых нижних слоях, где облачность снижается до земли, а обложные осадки могут перейти в морось. В тех слоях облачности, где температура ниже -10°C , обледенение либо отсутствует, либо имеет слабую интенсивность.

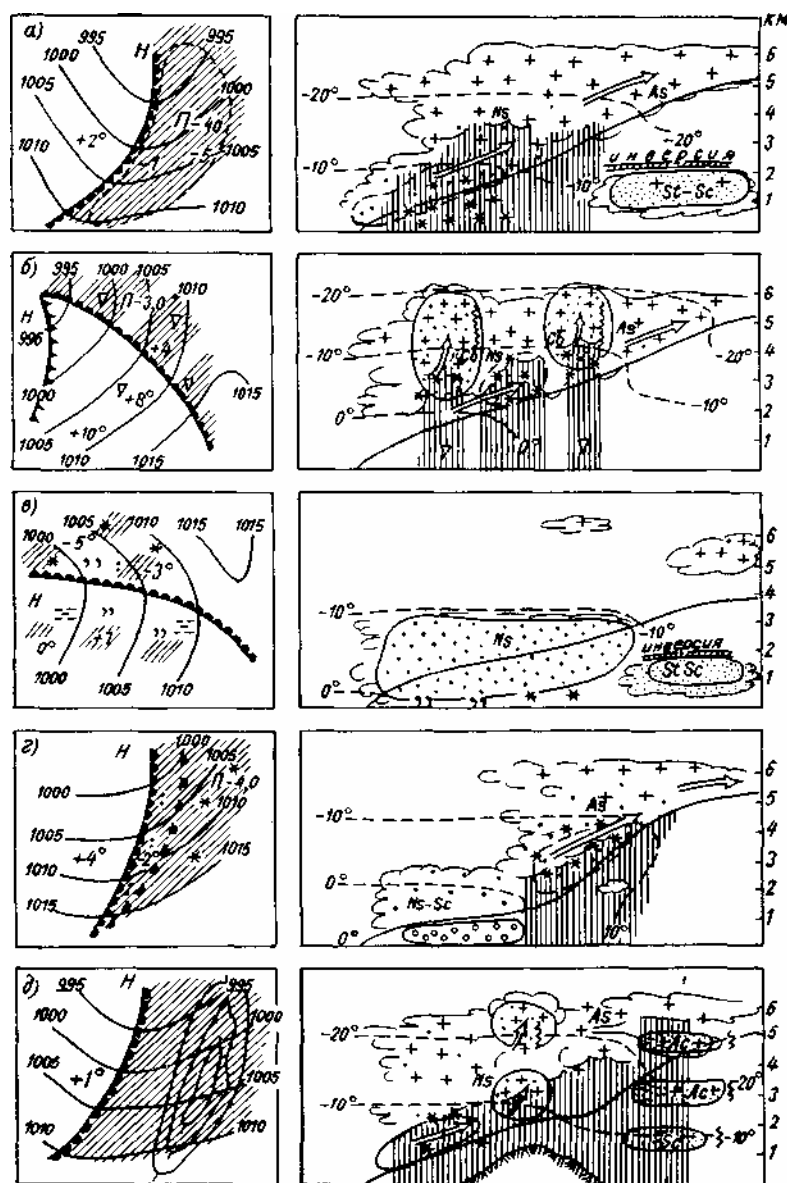


Рис. 6.1. Зоны обледенения для различных случаев теплых фронтов

2. Теплый фронт, характеризующийся неравномерными осадками. Местами обложные осадки переходят в ливневые (рис. 6.1,б). Такой характер осадков обычно связан с влажнонеустойчивой стратификацией теплого воздуха. Над фронтальной поверхностью располагается мощная облачность Ns-As, местами приобретающая характер Cb. В той части фронта, где Ns-As переходят в Cb, отмечается беспокойный полет из-за умеренной или сильной турбулентности. Смешанная фаза облачности характеризуется здесь одновременным существованием кристаллов и переохлажденными каплями. В связи с этим при пересечении облачности данного типа фронта самолет может испытывать местами интенсивное обледенение при температуре даже значительно ниже -10°C .

3. Хорошо выраженный теплый фронт. Но предфронтальное падение давления либо незначительно, либо изменение давления во фронтальной зоне имеет положительный знак (рис. 6.1, в). Предфронтальные осадки слабые, иногда они выпадают в виде мороси или вовсе отсутствуют. Анализ вертикальных движений в зоне фронта показывает, что восходящие движения в теплом воздухе существуют лишь в нижнем слое; на уровне 700 гПа они значительно ослабевают или сменяются нисходящими движениями. Это говорит о том, что фронтальная область не получает значительного вертикального развития; верхняя ее граница обычно не переходит за уровень изотермы -10°C , т.е. не достигает того уровня, где должно происходить активное образование ледяных кристаллов. В результате фронтальная облачность сохраняет капельную структуру и имеет большую водность, в среднем $0,3 \text{ г/м}^3$. Интенсивность обледенения $0,8-1,0 \text{ мм/мин}$ иногда более.

4. Активный теплый фронт, имеющий сильно растянутую пленку холодного воздуха (рис. 6.1, г). Область значительных отрицательных тенденций и соответствующая зона обложных осадков располагаются непосредственно перед линией верхнего теплого фронта, т.е. на расстоянии до 100-200 км от линии нижнего фронта.

5. Схема (рис. 6.1, д) иллюстрирует влияние горных хребтов на эволюцию зон обледенения. С подветренной стороны гор обычно происходит размывание облачности. В отдельных маломощных слоях может наблюдаться при этом слабое или умеренное обледенение.

Холодные фронты и фронты окклюзии

1. Холодный фронт первого рода (рис.6.2, а.). Зона обледенения, а также зона турбулентности располагается почти во всей толще облаков Cb, образующихся у «головы» холодного воздуха. Микроструктура смешанная, капли и кристаллы в достаточном количестве.

Если нулевая изотерма в теплом воздухе расположена на некоторой высоте от поверхности земли, а холодный воздух непосредственно за фронтом имеет отрицательную температуру, то вслед за прохождением фронта начинает выпадать переохлажденный дождь, создающий опасную зону обледенения.

2. Холодный фронт второго рода (рис.6.2, б.). Типичные облака Cb, одна из характерных особенностей данного положения – это наличие перед фронтом на расстоянии до 200 км облаков типа As и Sc. Эти облака преимущественно капельного строения и поэтому почти всегда вызывают обледенение.

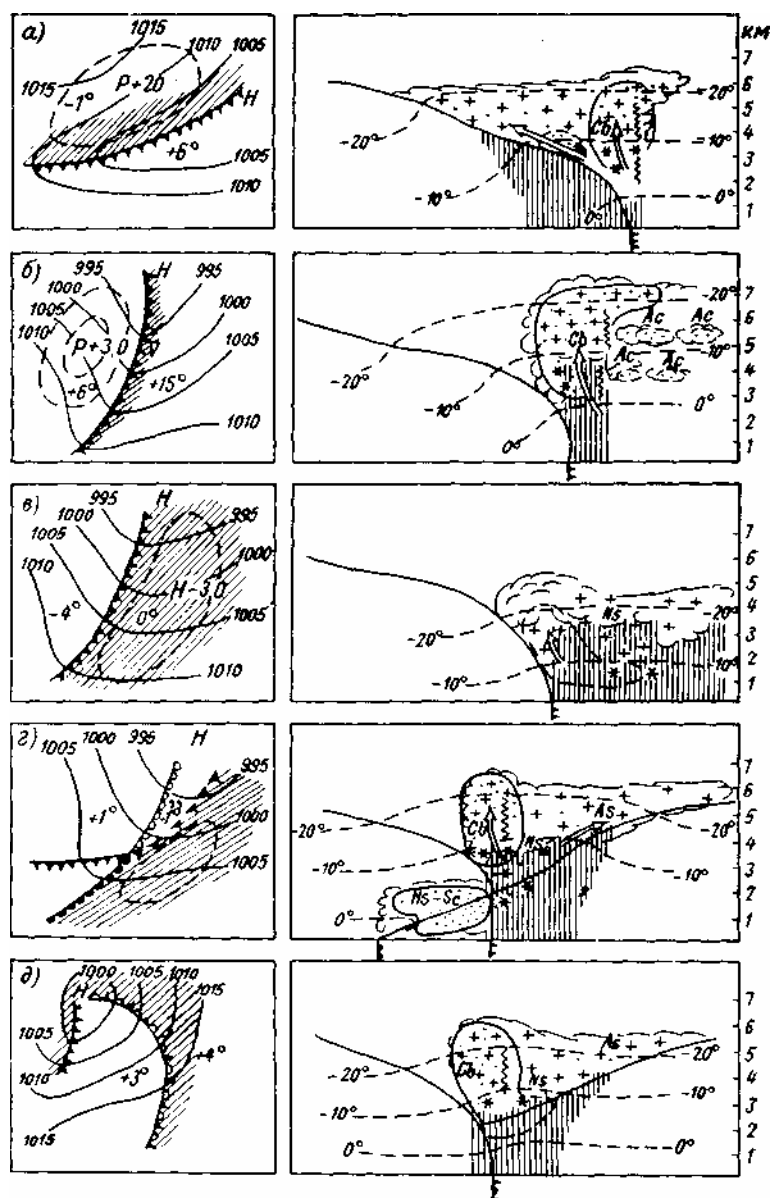


Рис.6..2. Зоны обледенения для различных случаев холодных фронтов и фронтов окклюзии.

3. Широкая зона обложных осадков перед холодным фронтом (рис. 6.2,в). Осадки связаны с предфронтальным падением давления и упорядоченным общим подъемом теплого воздуха перед фронтом. Условия обледенения в Ns-As те же. Что и в облаках теплого фронта, т.е. в большей части пространства, занятого этими облаками, обледенение отсутствует или имеет слабую интенсивность. Обледенение возможно лишь непосредственно в зоне фронта.

4. Окклюзии характера теплого и холодного фронтов (рис 6.2, г, д). Обледенение возможно, главным образом, в той части облачности, которая находится непосредственно в зоне верхнего или нижнего холодного фронта. Кроме того, у окклюзии характера теплого фронта в случае отрицательных температур всегда бывает интенсивное обледенение в зоне нижнего теплого фронта.

В целом анализу фронтов следует всегда придавать большое значение.

Теплые фронты и фронты окклюзии представляют наибольшую опасность в отношении обледенения в самой нижней своей части, до высоты 1-1,5 км, где происходит значительное понижение облачности. Ширина предфронтальной зоны обледенения составляет 100-200 км.

В облачности холодных фронтов зоны обледенения распространяются до большой высоты и интенсивность обледенения при этом с высотой усиливается.

В связи с изложенным следует иметь в виду, что при встрече с интенсивным обледенением в зоне теплого фронта рекомендуется выходить из обледенения путем набора высоты, наоборот, в случаях сильного обледенения в зоне холодного фронта наиболее целесообразно применять маневр на снижение высоты полета.

6.2. Методическое указание

к лабораторной работе «ДИАГНОЗ И ПРОГНОЗ ОБЛЕДЕНЕНИЯ»

Тема: Использование линейного дискриминантного анализа для прогноза обледенения самолетов и явлений наземного обледенения

Методика множественной линейной регрессии может быть использована и в том случае, когда предиктант является переменной нечисловой, такой, как осуществление или неосуществление некоторого явления, например гололед. В данном случае числовые предикторы, такие, как температура, давление, влажность и т. д. используются для определения линейной дискриминантной функции. Оцененная по этим данным дискриминантная функция даст наилучшее разграничение двух групп явлений,. Например, в случае двух числовых предсказателей X_1 и X_2 дискриминантная функция L определяется соотношением

$$L = b_0 + b_1X_1 + b_2X_2.$$

Величина L должна обладать тем свойством, что прямая в плоскости X_1 и X_2 , заданная уравнением $L=0$, наилучшим образом разграничивает данные на две группы случаев, относящихся к тому или другому исходу. Коэффициенты b_1 и b_2 выбираются таким образом, чтобы величина

$$T^2 = \left(\frac{\bar{L}_1 - \bar{L}_2}{S_L} \right)^2$$

была максимальной, поскольку мы хотим, чтобы L для каждой из этих групп различались максимально. В этом выражении $\bar{L}_1$ - среднее значение L для первой группы; $\bar{L}_2$ — для второй; S_L — среднее квадратическое отклонение L , оцениваемое путем объединения рассчитанных в каждой группе сумм квадратов. Постоянная b_0 вычислена из условия, что равенство $L=0$ определяет точку раздела между двумя группами событий. В частности, если $L>0$, мы прогнозируем, что событие относится к первой группе, а если $L<0$ — ко второй.

Если N_1 —число случаев в первой группе, в которых явление осуществилось, а N_2 —число случаев во второй группе, в которых явление не имело места, то предиктант для всех случаев первой группы определяется величиной $N_2 / (N_1 + N_2)$, а для всех случаев второй группы – величиной $N_1 / (N_1 + N_2)$. Средняя величина предиктанта равна нулю, так как

$$N_1 \left(\frac{N_2}{N_1 + N_2} \right) + N_2 \left(\frac{-N_1}{N_1 + N_2} \right) = 0.$$

Введение такого предиктанта обусловлено удобством математического изложения и расчетов. Это также приводит к тому, что в дальнейшем в уравнения не потребуется вводить поправочный коэффициент на среднюю величину. Далее сумма квадратов для предиктанта равна

$$N_1 \left(\frac{N_2}{N_1 + N_2} \right)^2 + N_2 \left(\frac{-N_1}{N_1 + N_2} \right)^2 = \frac{N_1 N_2}{N_1 + N_2}.$$

Если среднее значения предикторов равны $\bar{X}_1$ и $\bar{X}_2$ для первой группы и $\bar{X}'_1$ и $\bar{X}'_2$ для второй, то средние разности (первая группа минус вторая группа) можно представить так:

$$d_1 = \bar{X}_1 - \bar{X}'_1, \quad d_2 = \bar{X}_2 - \bar{X}'_2.$$

Тогда решив уравнения

$$b_1 \bar{x}_1^2 + \overline{b_2 x_1 x_2} = \frac{N_1 N_2 d_1}{(N_1 + N_2)^2},$$

$$b_1 \overline{x_1 x_2} + b_2 \bar{x}_2^2 = \frac{N_1 N_2 d_1}{(N_1 + N_2)^2},$$

получим коэффициенты дискриминантной функции. Величины $\overline{x_i x_j}$ уже определялись ранее (они вычисляются из общего числа случаев $N_1 + N_2$ без учета разделения данных на группы). Нетрудно заметить подобие этих уравнений уравнениям, использованным при обычном анализе множественной регрессии, а также распространить выводы из анализа множественной регрессии на три и большее количество переменных.

Применение этого метода проиллюстрировано на данных для прогноза гололедных нагрузок на ВЛ электропередачи.

Проверка различных методов прогноза гололедных нагрузок на ВЛ, проведенная на Сахалине, показала, что наиболее перспективным представляется путь использования дискриминантного анализа.

Исходными для расчета дискриминантной функции были взяты 10 параметров. Пять параметров обозначенные без штриха берутся на момент осуществления гололедных явлений (в срок “прогноза”) и определяются способом, рекомендованным в /Руководство по кр.

прогнозам/. Штрих у остальных пяти параметров обозначает данные в исходный срок (за сутки до появления отложения льда). К названным параметрам относятся: температура воздуха у земной поверхности (T_3 и T'_3); температура воздуха на высоте поверхности H_{850} (T_{850} и T'_{850}); температура точки росы на высоте поверхности H_{850} (τ_{850} и τ'_{850}); дефицит точки росы на уровне земли ($(T-\tau)_3$ и $(T-\tau)'_3$); дефицит точки росы на высоте поверхности H_{850} ($(T-\tau)_{850}$ и $(T-\tau)'_{850}$).

Оценка информативности каждого из 10 отобранных физических параметров производилась по расстоянию Махаланобиса.

$$\Delta = \frac{(M_1 - M_2)^2}{\bar{\sigma}^2},$$

где M_1 и M_2 – среднее значение (математическое ожидание определенного параметра соответственно при отложении льда и его отсутствии), $\bar{\sigma}$ – среднее значение средних квадратических отклонений при отложении льда и при его отсутствии

Из табл. 1 следует, что наибольшую информативность имеют следующие предикторы: T_{850} и $(T-\tau)'_3$. Эти параметры физически однородны и тесно связаны между собой.

Таблица 1

Статистические характеристики отобранных параметров

	T_3	$(T-\tau)_3$	T_{850}	τ_{850}	$(T-\tau)_{850}$	T'_3	$(T-\tau)'_3$	T'_{850}	τ'_{850}	$(T-\tau)'_{850}$
M_1	-0.93	2.1	-6.4	-9.2	2.4	-1.1	2.3	-5.9	-9.5	3.3
M_2	-1.0	2.5	-7.9	-10.3	2.8	-0.9	3.0	-7.2	-10.8	3.6
$\bar{\sigma}$	3.3	2.15	4.73	5.05	2.56	5.77	3.04	7.2	9.38	4.52
Δ	0.004	0.346	1.1	0.484	0.228	0.009	0.529	0.324	0.196	0.049

При расчете дискриминантной функции за X_1 принималось значение T_{850} , за X_2 – $(T-\tau)'_3$. Коэффициенты дискриминантной функции определялись по формулам:

$$\sigma_1 \bar{X}_1^2 + \sigma_2 \overline{X_1 X_2} = \frac{N_1 N_2 d_1}{(N_1 + N_2)^2},$$

$$\sigma_1 \overline{X_1 X_2} + \sigma_2 \bar{X}_2^2 = \frac{N_1 N_2 d_2}{(N_1 + N_2)^2}, \quad \text{где } \bar{X}_1 - \text{среднее значение отклонений температуры}$$

воздуха на уровне поверхности H_{850} от общего числа случаев наличия и отсутствия явления;

$\bar{X}_2$ - среднее значение отклонений дефицита точки росы у земли от общего числа случаев наличия и отсутствия явления; $\overline{X_1 X_2}$ - произведение средних отклонений по всей выборке отсутствия и наличия явления; N_1 – число случаев в группе, в которой явление осуществилось; N_2 – число случаев в группе, в которой явление не имело места;

$d_1 = \bar{X}_1 - \bar{X}'_1$, $d_2 = \bar{X}_2 - \bar{X}'_2$. Постоянная b_0 вычисляется из условий, что равенство $L=0$ определяет точку раздела между двумя группами событий.

В результате получена дискриминантная функция вида:

$$L = 27,6 + 3.93 T_{850} - 2.1 (T-\tau)'_3.$$

К расчету дискриминантной функции приступают только в том случае, если по исходной синоптической карте за 03 час, предшествующих суток по отношению к прогнозируемым, к Сахалину подходит циклон, смещение которого в последующие сутки ожидается на Сахалин. При этом T_{850} берут по прогностическим картам H_{850} , а $(T-\tau)'_3$ подсчитывается по фактическим данным приземной карты за 03 часа исходных суток.

Для выявления обеспеченности прогнозов с использованием дискриминантной функции составлено 30 прогнозов наличия явления и 30 прогнозов отсутствия явления. Успешность прогнозов с использованием дискриминантной функции по критерию Н.А. Багрова составила 0.63. что превышает значение, при котором метод может считаться практически эффективным. Оправдываемость прогноза наличия явления составила 81.7%, отсутствия явления – 83.3%. Предложенная дискриминантная функция может быть использована для прогноза гололедных нагрузок на ВЛ на Сахалине с обеспеченностью 81-83%.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Блохина В.И. Условия образования особо опасных отложений гололеда на побережье Охотского моря // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000, с. 34-45.