

Тема 3. Предупреждение об опасных явлениях погоды.

Занятие 1. Прогноз гроз.

Учебные вопросы:

1. Гроза как комплексное атмосферное явление.
2. Основные методы прогноза гроз.
3. Индексы неустойчивости.
4. Методы прогноза града.
5. Смерчи

1 Гроза как комплексное атмосферное явление.

Гроза представляет собой комплексное явление, которое связано с развитием кучево-дождевых облаков и сопровождается электрическими разрядами в виде молнии и звуковым эффектом, называемым громом. Различают фронтальные и внутримассовые грозы. Фронтальные грозы по сравнению с внутримассовыми более интенсивны. Они наблюдаются на холодных фронтах, теплых участках атмосферных фронтов, фронтах окклюзии и в летнее время на холодных вторичных фронтах.

Гроза характеризуется еще шквалистыми ветрами и ливневыми осадками, нередко с градом. Различают:

Сильная гроза - гроза с дождём ≥ 15 мм/ч и/или градом диаметром от 0.6 до 2 см, сильным шквалом ≥ 15 м/с.

Очень сильная гроза - гроза с ливневым дождём ≥ 30 мм/ч и/или крупным градом диаметром ≥ 2 см и/или очень сильным шквалом ≥ 25 м/с или смерчем.

Внутримассовые грозы на суше обычно возникают в теплую половину года с максимумом развития во вторую половину дня. К вечеру над сушей они ослабевают и прекращаются, а над крупными водоемами ночью, как правило, усиливаются.

Основными факторами, определяющими условия развития грозовой деятельности, являются:

- неустойчивая стратификация атмосферы и прогрев нижних слоев воздуха;
- количество влаги в приземном слое и на высотах, необходимое для формирования грозового облака;
- характер адвекции температуры и влажности на различных высотах;
- региональные особенности;
- интенсивность и характер вертикальных движений.

Следует отметить, что существующие критерии диагноза и прогноза грозовых облаков, по данным МРЛ, основаны на ряде косвенных признаков, по которым установлено, что вероятность появления грозового процесса увеличивается с ростом толщины облаков, энергии неустойчивости, концентрации и размеров частиц осадков.

Грозовые явления прогнозируются, когда эти параметры достигают определенных критических значений. Однако в ряде случаев грозовые явления, в частности электрические разряды, возникают в облаках, характеристики которых не достигают критических значений. Тип воздушного судна, его геометрические размеры, скорость полета существенно влияют на вероятность поражения молнией. Чем больше размер воздушного судна и его скорость, тем выше вероятность поражения электрическим разрядом, если характеристики разрядных устройств одинаковы. Интенсивность воздействия электрического разряда пропорциональна силе тока, которая меняется в широких пределах. Поэтому последствия поражения могут быть различными.

Исследования показывают, что только полет в непосредственной близости к кучево-дождевому облаку может привести к аварийной ситуации. При удалении более 10 км перегрузки в очень редких случаях могут

достигать критических значений. Исходя из этих соображений и учитывая, что средний диаметр кучево-дождевого облака равен 20 км, радиус зоны, где возможны грозовые явления, нужно принять равным 30 км. При этом следует учитывать, что внешний край облака отстоит от центра засветки на расстояние около 10 км.

Поскольку гроза, особенно внутримассовая, имеет локальный характер, то установить ее наличие при отсутствии наблюдений в районе авиационного происшествия крайне трудно, так как наблюдатель может фиксировать грозы на удалении не более 10-20 км.

С учетом особенностей развития конвективной облачности разработано много методов прогноза гроз как внутримассовых, так и фронтальных. Ниже мы рассмотрим те методы прогноза, которые нашли наиболее широкое применение на практике.

2. Основные методы прогноза гроз.

Прогноз гроз методом частицы. Прогноз гроз методом частицы – это, пожалуй, самый простой и самый доступный метод прогноза. По данным температурно-ветрового зондирования за утренний срок синоптик обрабатывает аэрологическую диаграмму, на которой и строит кривую состояния. Как известно, об этом мы вам говорили раньше, кривая состояния показывает, как изолированный объем воздуха (отдельная частица) будет изменять свою температуру при изменении высоты. Если после всех построений на аэрологической диаграмме оказывается, что уровень конвекции выше уровня конденсации на 4,5 км и более, то по району следует ожидать грозы, а для пункта нужно прогнозировать грозу каким-нибудь другим способом.

Прогноз гроз по методу Н.В. Лебедевой. Для прогноза гроз, ливневых

осадков и других явлений, связанных с развитием мощной кучевой и кучево-дождевой облачности, Н.В. Лебедева предложила по данным утреннего зондирования атмосферы рассчитывать параметры конвекции, по которым и определяется возможность возникновения тех или иных конвективных явлений. К таким параметрам относятся:

1) Суммарный дефицит температуры точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа ($\Sigma D, ^\circ\text{C}$). Этот параметр косвенно учитывает влияние вовлечения и характеризует возможность образования облачности в слое 850-500 гПа. Если $\Sigma D > 25^\circ\text{C}$, то дальнейшие расчеты не производятся, так как при большой сухости воздуха в нижней половине тропосферы конвекция не приводит к образованию кучево-дождевых облаков. Если же $\Sigma D \leq 25^\circ\text{C}$, то рассчитывается второй параметр.

2) Дефицит температуры точки росы у земли или на верхней границе приземной инверсии на момент максимального развития конвекции ($D_0, ^\circ\text{C}$). Если $D_0 > 20^\circ\text{C}$, то уровень конденсации расположен на высоте более 2,5 км, следовательно, осадки не будут достигать поверхности земли, и дальнейшие расчеты не производятся. При такой высоте уровня конденсации, а следовательно, и высоте нижней границы облаков, капля дождя по пути к земле успеет полностью испариться. Если же уровень конденсации расположен ниже 2 км и для возникновения конвекции существуют благоприятные условия, то в этом случае следует определять все остальные параметры.

3) толщина конвективно-неустойчивого слоя (КНС) – ($\Delta H_{\text{кнс}}, \text{гПа}$). Каждая частица этого слоя будет участвовать в конвекции до больших высот. Чем больше толщина КНС, тем больше вероятность образования кучево-дождевой облачности, тем больше вероятность развития грозовой деятельности (будем считать, что определять толщину КНС по аэрологической диаграмме вы еще не разучились).

4) Уровень конденсации ($H_{\text{конд.}}, \text{км}$). Уровень конденсации указывает среднее положение высоты нижней границы кучево-дождевой

облачности. Определение уровня конденсации также производится по аэрологической диаграмме.

5) Уровень конвекции ($H_{\text{конв.}}$, км). Уровень конвекции позволяет определить среднее положение вершин кучево-дождевых облаков. Совершенно очевидно, что чем выше этот уровень, тем более мощными должны быть «грозовые» облака.

6) Температура воздуха на уровне конвекции ($T_{\text{конв.}}$, °C). Установлено, что чем ниже эта температура, тем более вероятны ливни и грозы.

7) Средняя величина отклонения температуры на кривой состояния (T') от температуры на кривой стратификации (T). Это отклонение обозначается ΔT и определяется по формуле:

$$\Delta T = \frac{\sum_{i=1}^n (T^i - T)}{n}, \quad (1)$$

где: T' и T – температуры на кривой состояния и кривой стратификации, соответственно на уровнях, кратных 100 гПа, n – число целых слоев толщиной по 100 гПа, начиная от уровня конденсации и до уровня конвекции.

Совершенно очевидно, что чем больше ΔT , тем больше степень неустойчивости воздуха, а следовательно, тем интенсивнее может развиваться конвекция.

8) Средняя вертикальная мощность конвективных облаков ($\Delta H_{\text{к.о.}}$, км). Эта величина определяется как разность высот уровня конвекции и уровня конденсации. Чем больше эта величина, тем более вероятно возникновение конвективных явлений и тем больше их интенсивность.

По результатам расчета указанных восьми параметров конвекции в соответствии с табл. 1 Н.В. Лебедева предлагает оценивать возможность возникновения конвективных явлений.

Оправдываемость прогноза наличия гроз по методу Н.В. Лебедевой составляет 80%, а их отсутствия – 89%.

Метод Н.В. Лебедевой разработан, как и некоторые другие, на основе метода частицы. Далее мы рассмотрим и другие методы, в основе которых также лежит метод частицы.

Таблица 1

Параметры конвекции и соответствующие им конвективные явления (по Н.В. Лебедевой).

ΣD	D_0	ΔH кнс	H конд	H конв	$T_{\text{конв}}$	ΔT	ΔH к.о	Конвективные явления
> 25	> 20	-	-	-	-	-	-	Не ожидаются
≤ 25	≤ 16	> 10	$\sim 1,5$	> 6	< -23	> 4	$\sim 4,5$	Слабый ливневой дождь
≤ 20	≤ 14	> 20	$\sim 1,5$	> 5	От -23 до -10	≥ 3	$> 3,5$	Ливневый дождь без грозы
≤ 20	≤ 14	> 30	$\sim 1,5$	> 8	< -23	≥ 3	$> 6,5$	Ливневый дождь, местами гроза
≤ 16	~ 10	$> 60-100$	от 1,5 до 1,0	> 8	< -23	≥ 3	$> 7,5$	Сильный ливневой дождь с грозой
~ 16	~ 10	-	от 1,5 до 1,0	> 8	< -23	> 3	$> 7,5$	Град

Прогноз гроз по методу Бейли. Метод Бейли для прогноза гроз используется обычно в сочетании с другими методами. Бейли (США) установлены признаки отсутствия грозы. Если в каком-либо районе по данным утреннего зондирования выполняется хотя бы один из перечисленных ниже пяти признаков, то в этом районе гроза не ожидается:

- 1) На любом уровне в слое 850 – 700 гПа дефицит температуры точки росы равен или больше 13° .
- 2) Сумма дефицитов температуры точки росы на уровнях 700 и 600 гПа больше или равна 28° .

3) Заметная на картах барической топографии адвекция сухого воздуха на уровнях 850 и 700 гПа.

4) Вертикальный градиент температуры в слое 850 – 500 гПа равен или меньше $0,5^\circ/100$ м.

5) Уровень замерзания ($T = -12^\circ\text{C}$) располагается ниже высоты 3600 м. В этом случае из развивающихся облаков могут выпадать только слабые ливневые осадки.

Если же по данным утреннего зондирования не выполняется ни один признак отсутствия грозы, то в этом районе грозу следует указывать в прогнозе погоды. Вероятность возникновения гроз по Бейли можно определить с помощью графика, представленного на рис.2.

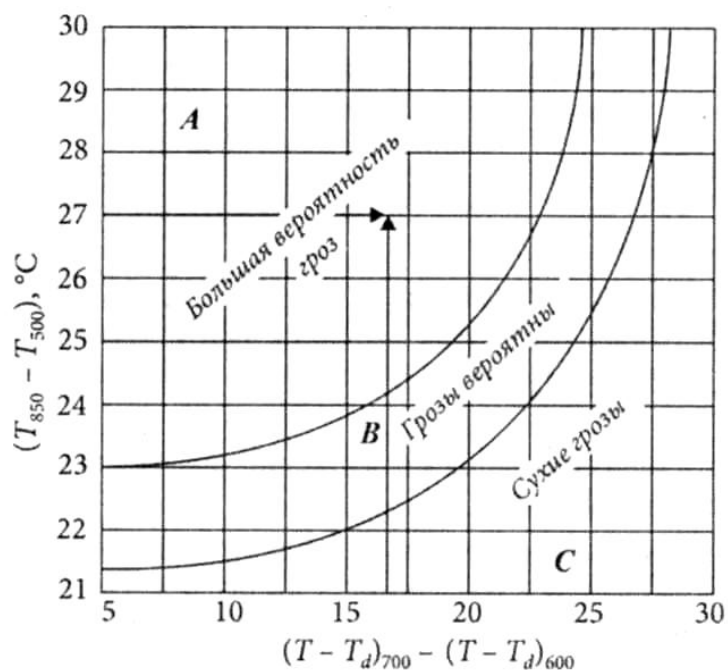


Рис.2. График для прогноза гроз по методу Бейли.

На этом графике по горизонтальной оси откладывается сумма дефицитов точки росы на уровнях 700 и 600 гПа, а по вертикальной оси – разность температур на уровнях 850 и 500 гПа. Вся площадь графика разделена двумя кривыми на три области с разной вероятностью грозы. Порядок работы с графиком на всякий случай показан на рисунке стрелками.

Прогноз гроз по методу Вайтинга. Метод Вайтинга основан на расчете по данным утреннего зондирования параметра K , который определяется по формуле:

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700}, \quad (2)$$

где: T – температура, а D – дефицит температуры точки росы на соответствующем уровне.

Если в результате расчета окажется, что $K < 20$, то гроз ожидать не следует, если $20 < K < 25$, то следует ожидать изолированные грозы, если $25 < K < 30$, то в прогнозе следует указывать отдельные грозы, ну а если величина $K > 30$ – грозы повсеместно.

Метод Вайтинга дает хорошие результаты при прогнозе гроз не по пункту, а по площади. Обычно синоптик утром, получив данные зондирования атмосферы, для своей территории (зоны ответственности), строит карту изолиний коэффициента K . Для этого сначала рассчитываются и наносятся на карту значения K , а затем проводятся изолинии через 5 единиц, начиная со значения 20. Затем очаг с максимальным значением этого коэффициента переносится по потоку на 12 часов, и в том районе, где этот очаг окажется, следует указывать грозы. Данный метод получил достаточно широкое распространение по территории России. Значения коэффициента K , целесообразно уточнять для каждого пункта.

Иногда в рассчитанные значения коэффициента K вводится поправка на кривизну приземных изобар. Величину поправки можно взять из табл.2.

Таблица 2

Величина поправки на кривизну приземных изобар.

R, км	> 1000	1000-500	500-250	< 250
Zn	0	1,0	1,4	2,0
AZn	0	-1,0	-1,4	-2,0

Надеюсь, что порядок определения радиуса кривизны изобар вам, уважаемый читатель, известен.

Совершенствуя метод Вайтинга, Н.П. Фатеев предложил использовать для прогноза гроз параметр A , который полнее учитывает распределение влажности по высотам. По Н.П. Фатееву

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}). \quad (3)$$

Обозначения в формуле (3) пояснений не требуют. Если по расчетам получается, что $A \geq 0$, то в прогнозе следует указывать грозу.

Прогноз гроз по методу Фауста. Прогноз гроз по методу Фауста основан на определении разности (ΔT) между температурой нулевого испарения (T_v) и температурой на уровне 500 гПа (T_{500}). Эта разность определяется по формуле

$$\Delta T = T_v - T_{500}. \quad (4)$$

Иногда в полученное значение ΔT вводят две поправки: поправку на кривизну изобар (как в методе Вайтинга) и поправку на сходимость или расходимость изобар (поправка равна $+1^\circ\text{C}$ при сходимости изобар и -1°C при их расходимости).

Сама же величина (T_v), определяется по графику, представленному на

рис.10.3, осями которого являются температура воздуха на уровне 850 гПа и средний дефицит температуры точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа.

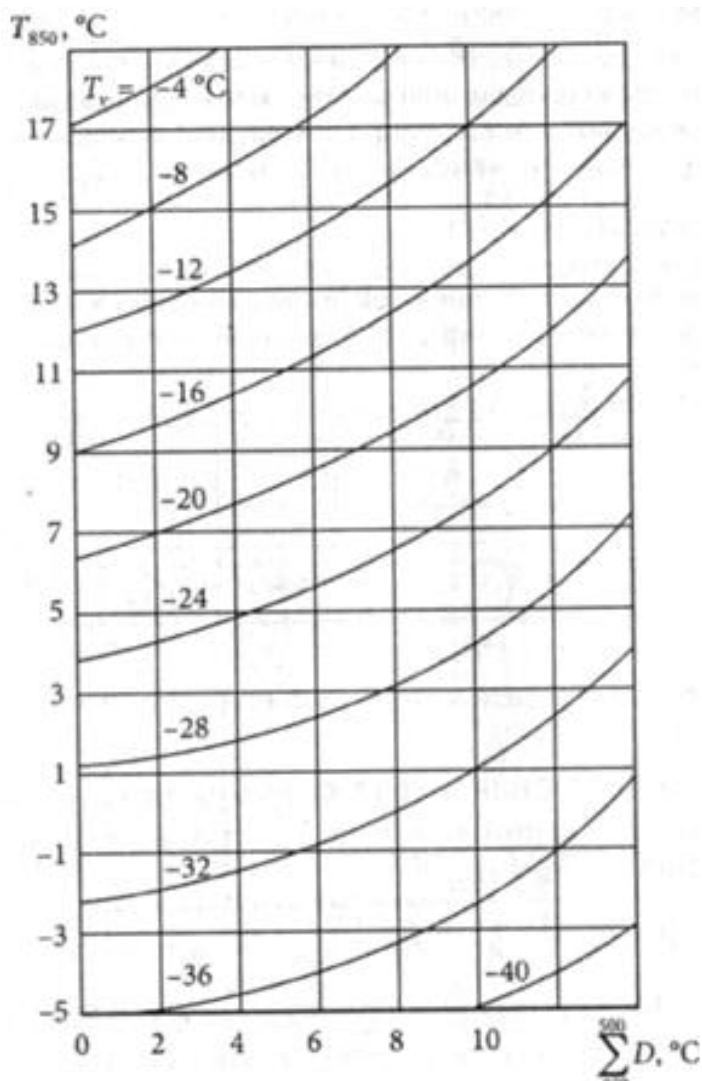


Рис.3. График для определения температуры нулевого испарения.

Грозы следует указывать в прогнозе в тех случаях, когда $T_v > 0$. На европейской части России оправдываемость наличия гроз по методу Фауста составляет 82%, а их отсутствия – 91%.

Прогноз гроз по методу Г.Д. Решетова. Г.Д. Решетов предложил определять возможность возникновения гроз по трем параметрам, которые сравнительно легко находятся по аэрологической диаграмме. Такими параметрами являются: высота вершин кучево-дождевой облачности (H_B),

значение температуры воздуха на этой высоте ($T_{вг}$) и толщина слоя облака, его верхней части, в которой наблюдаются отрицательные температуры (ΔH).

Если наблюдаются благоприятные синоптические условия, к которым Г.Д. Решетов относит наличие фронтальных разделов, особенно холодных фронтов, области вблизи вершины волны, центральной части молодого или развитого циклона, окрестности точки окклюзии, ложбина в теплом секторе циклона, а также малоградиентное поле давления на приземной карте и ложбина или очаг холода на высотах.

Возможность возникновения гроз определяется по графику, представленному на рис. 4.



Рис.4. График для прогноза гроз по методу Г.Д. Решетова.

На этом графике по горизонтальной оси откладывается температура ($T_{вг}$), а по вертикальной — величина (ΔH). Пользование графиком не представляет никаких трудностей, а оправдываемость прогноза составляет около 90%.

Кроме перечисленных выше методов прогноза гроз, существует еще «великое множество» различных методов и методик, которые носят региональный характер. Поэтому мы не будем их рассматривать, а

остановимся ниже еще на нескольких методах, получивших достаточно широкое распространение.

Прогноз гроз по методу И.А. Славина. При образовании конвективных облаков поднимающийся насыщенный воздух перемешивается с окружающим более холодным и менее влажным воздухом. Вследствие вовлечения неадиабатическая (близкая к реальной) кривая состояния облачного воздуха не будет совпадать с влажной адиабатой, а будет лежать левее, ближе к кривой стратификации (рис.5).

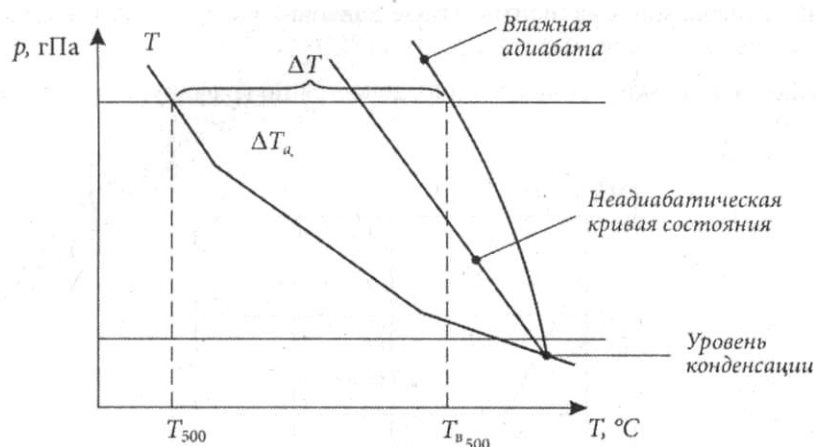


Рис. 5. К прогнозу гроз по методу И.А. Славина.

Пожалуй, И.А. Славина можно считать основоположником неадиабатических методов прогноза гроз. Он, как и многие другие авторы, в качестве «базового уровня» принимает уровень 500 гПа. Если на этом уровне не величина ΔT , а величина ΔT_a будет больше нуля, то только в этом случае в прогнозах следует указывать грозу. И.А. Славин довел метод до практического применения, создав удобные для пользования таблицы и графики. У этого метода есть недостаток: он «старый». И, несмотря на то, что метод имел широкое распространение по территории России, об этом методе постепенно забывают, а жаль.

Прогноз гроз по методу Кокса. Метод Кокса, уточненный Л.П. Яковлевой для северо-запада ЕЧР, основан на расчете следующих параметров: индекса устойчивости (ΔT_K), дефицита температуры точки росы на уровне 700 гПа $(T - T_d)_{700}$, индекса устойчивости S и давления p на уровне конденсации при подъеме частицы с земной поверхности.

Величина (ΔT_K) представляет собой разность между фактической температурой на уровне 500 гПа и температурой на той же высоте на влажной адиабате, проходящей через температуру смоченного термометра, среднюю в слое от земли до 900 гПа.

Индекс устойчивости S определяется как разность между фактической температурой на поверхности 600 гПа и температурой на влажной адиабате, проведенной от поверхности земли по значению потенциальной температуры на поверхности 850 гПа.

Прогноз гроз дается по графикам, приведенным на рис. 6.

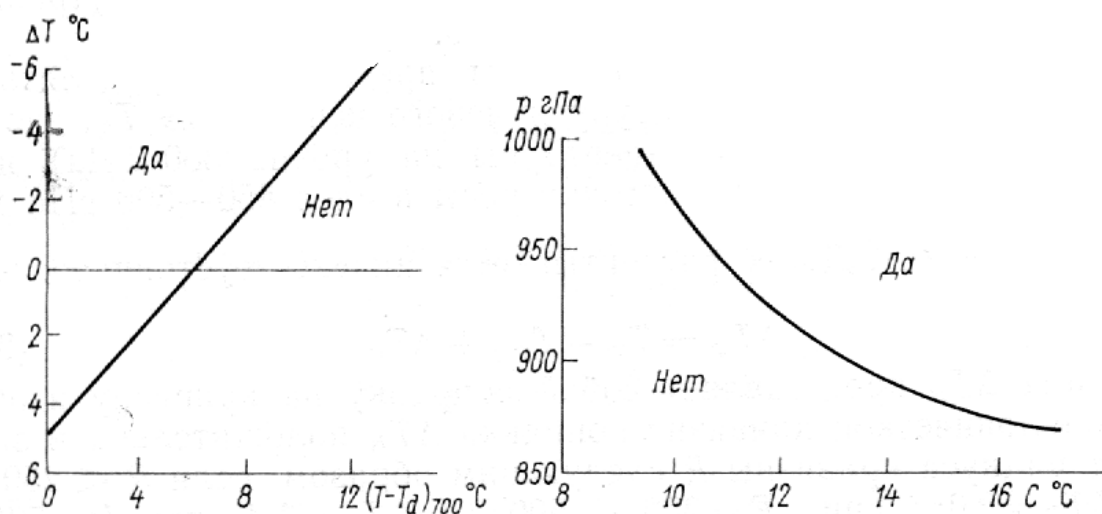


Рис.6. Графики для прогноза гроз по методу Кокса.

В прогнозах следует указывать грозу в том случае, если на обоих графиках точка с исходными значениями параметров попадает в область с грозой. Если же один график указывает на грозу, а второй нет, то в прогнозе погоды гроза дается только при циклонической кривизне изобар в районе прогноза.

Повышения качества прогноза гроз, и не только гроз, можно добиться при привлечении к анализу радиолокационной и спутниковой информации.

3. Индексы неустойчивости.

Для определения степени неустойчивости атмосферы и, как следствие возможность образования конвективной облачности, в настоящее время Всемирными центрами зональных прогнозов (ВЦЗП Вашингтон, Лондон) рассчитываются с использованием различных численных прогностических моделей несколько видов индексов, характеризующих условия конвекции. Рассмотрим эти индексы.

3.1 **Ki** - индекс неустойчивости.

Расчет K_i основан на вертикальном градиенте температуры, влажности воздуха в нижней тропосфере, а также учитывает вертикальную протяженность влажного слоя воздуха.

K_i характеризует степень конвективной неустойчивости воздушной массы, которая необходима для возникновения и развития гроз. Рассчитывается по формуле:

$$K_i = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - \Delta T_{d700}. \quad (3.1)$$

где: K_i — индекс неустойчивости (число Вайтинга),

T_{850} — температура воздуха на изобарической поверхности 850 гПа,

T_{500} — температура воздуха на 500 гПа,

T_{d850} — температура точки росы на 850 гПа,

ΔT_{d700} — дефицит точки росы ($T - T_d$) на поверхности 700 гПа.

K_i лучше всего использовать в летний период для прогнозирования внутримассовых гроз. Пороговые значения в таблице 3 могут изменяться в зависимости от сезона, географии и синоптической ситуации.

Таблица 3

Значения индекса K_i и их характеристики

K_i	Количественная оценка	Определение терминов покрытия
< 20	Без гроз	—
$20 \leq K_i \leq 25$	Отдельные изолированные грозы	Не более 10% площади территории по которой составлен прогноз
$25 < K_i \leq 30$	Несколько гроз	Не более 10-20% площади территории по которой составлен прогноз
$30 < K_i \leq 35$	Рассеянные грозы	20-50% площади территории
$35 < K_i \leq 40$	Многочисленные грозы	50-70% территории
$K_i > 40$	Грозы повсеместно	Грозные очаги занимают $>70\%$ территории

Таблица 4

Вероятность гроз, рассчитанных по индексу K_i .

K_i	Вероятность грозы
< 20	—
$20 \leq K_i \leq 22$	50% отдельные грозы
$22 < K_i \leq 25$	60% отдельные грозы
$25 < K_i \leq 28$	75% редко разбросанные грозы
$28 < K_i \leq 31$	80% редко разбросанные грозы
$31 < K_i \leq 34$	90% грозы
$34 < K_i \leq 37$	95% многочисленные грозы
$K_i > 37$	100%

3.2 VT — Vertical Totals индекс

VT - индекс рассчитывается по формуле:

$$VT = T850 - T500, \quad (3.2)$$

где T850 — температура воздуха на изобарической поверхности 850 гПа, T500 — температура воздуха на 500 гПа.

Если $VT > 28$, следовательно тропосфера обладает высоким потенциалом конвективной неустойчивости, достаточным для образования гроз.

3.3 CT - Cross Totals индекс.

Индекс CT рассчитывается по формуле:

$$CT = Td850 - T500, \quad (3.3)$$

где Td850 — температура точки росы на 850 гПа, T500 — температура воздуха на 500 гПа.

Таблица 5

Результаты расчетов CT:

CT	Количественная оценка
< 18	Тропосфера обладает низким потенциалом конвективной неустойчивости, который недостаточен для грозовой деятельности
18 - 19	Умеренная неустойчивость. Слабая грозовая деятельность.
20 - 21	Высокая неустойчивость. Грозы
22 - 23	Энергия неустойчивости при которой возможны сильные грозы.
24 - 25	Высокая энергия неустойчивости. Сильные грозы.
> 25	Очень высокая энергия неустойчивости. Очень сильные грозы.

3.4 TT — Total Totals индекс

Индекс TT рассчитывается по формуле:

$$TT = VT + CT, \text{ Miller (1972); (3.4)}$$

где CT — Cross Totals индекс, VT — Vertical Totals индекс.

Таблица 6

Количественная оценка индекса представлена в таблице.

TT	Количественная оценка
< 44	Грозовая деятельность не возможна.
44 - 45	Отдельная гроза или несколько гроз.
46 - 47	Рассеянные грозовые очаги.
48 - 49	Значительное количество гроз, отдельные из которых сильные.
50 - 51	Рассеянные сильные грозовые очаги, отдельные очаги со смерчем.
52 - 55	Значительное количество очагов сильных гроз, отдельные очаги со смерчем.
> 55	Многочисленные сильные грозы с сильными смерчами.

3.5 SWEAT — Severe Weather ThrEAT индекс

SWEAT — индекс неустойчивости, разработанный в ВВС США. SWEAT — комплексный критерий для диагноза и прогноза опасных и стихийных явлений погоды, связанных с конвективной облачностью, включает в себя индекс неустойчивости воздушной массы, скорость и сдвиг ветра.

Рассчитывается по формуле:

$$SWEAT = 12 \cdot Td_{850} + 20 \cdot (TT - 49) + 3.888 \cdot F_{850} + 1.944 \cdot F_{500} + (125 \cdot [\sin(D_{500} - D_{850}) + 0.2]). \quad (3.5)$$

где: Td_{850} — температура точки росы на 850 гПа,

TT — Total Totals индекс,

F_{850} — скорость ветра на 850 гПа,

F_{500} — скорость ветра на 500 гПа,

D500 и D850 — направление ветра на соответствующих поверхностях.

В формуле: - Температура воздуха дана в градусах Цельсия;

- Скорость ветра — в м/с;

- Направление ветра — в градусах;

- Второй член уравнения установить в 0, если $TT \leq 49$;

- Последнее слагаемое в формуле будет равно нулю, если не выполняется любое из следующих условий:

- D850 в диапазоне от 130 до 250 градусов;

- D500 в диапазоне от 210 до 310 градусов;

- Разность в направлении ветра (D500 - D850) положительна;

- F850 и F500 скорости ветра ≤ 7 м/с.

Таблица 7

Значения SWEAT и их количественная характеристика

SWEAT	Количественная оценка
< 250	нет условий для возникновения сильных гроз;
250-350	есть условия для сильных гроз, града и шквалов;
350-500	есть условия для очень сильных гроз, крупного града, сильных шквалов, смерчей;
≥ 500	условия для очень сильных гроз, крупного града, сильных шквалов, сильных смерчей.

3.6 Li — Lifted index

Li — Разница температур окружающего воздуха и некоторого единичного объёма, поднявшегося (адиабатически) от поверхности земли (или с заданного уровня) до уровня 500 гПа. Li рассчитывается с учётом вовлечения окружающего воздуха.

Li — характеризует термическую стратификацию атмосферы по отношению к вертикальным перемещениям воздуха. Если значения Li

положительные, то атмосфера (в соответствующем слое) устойчива. Если значения L_i отрицательные — атмосфера неустойчива.

Значения индекса и их количественная оценка представлены в таблице 8.

Таблица 8

L_i	Количественная оценка
$L_i \geq 6$	Глубокая инверсия. Атмосфера очень устойчива. Развиты нисходящие движения воздуха.
$1 \leq L_i \leq 5$	Устойчивое состояние атмосферы. Кучевая облачность хорошей погоды.
$0 \geq L_i \geq -2$	Небольшая неустойчивость. Конвективная облачность с ливнями, при интенсивном дневном прогреве или в зоне атмосферного фронта — с грозами и градом
$-3 \geq L_i \geq -5$	Умеренная неустойчивость. Сильные грозы.
$L_i \leq -6$	Высокая неустойчивость. Очень сильные грозы

3.7 T_i — Thompson index

Индекс Томпсона T_i рассчитывается по формуле:

$$T_i = K_i - L_i. \quad K_i \quad (3.6)$$

где:— K_i -индекс (число Вайтинга), L_i — Lifted index.

Таблица 9

T_i	Количественная оценка
< 25	Без гроз.
25 - 34	Возможны грозы.
35 - 39	Грозы, местами сильные.
≥ 40	Сильные грозы.

3.8 CAPE — Convective Available Potential Energy

CAPE — Потенциальная энергия конвективной неустойчивости, которая напрямую связана вертикальной скоростью восходящих потоков. Более высокие значения энергии неустойчивости указывают на более интенсивную конвекцию в облаке, т.е. на более опасные явления погоды.

На аэрологической диаграмме (см. рисунок 7), запасы энергии неустойчивости представляют собой области, заключенные между кривыми стратификации и состояния. Кривая стратификации — красная линия на диаграмме, которая показывает распределение температуры воздуха с высотой. Кривая состояния — синяя линия на диаграмме, характеризует изменения температуры в адиабатически поднимающейся частице воздуха.

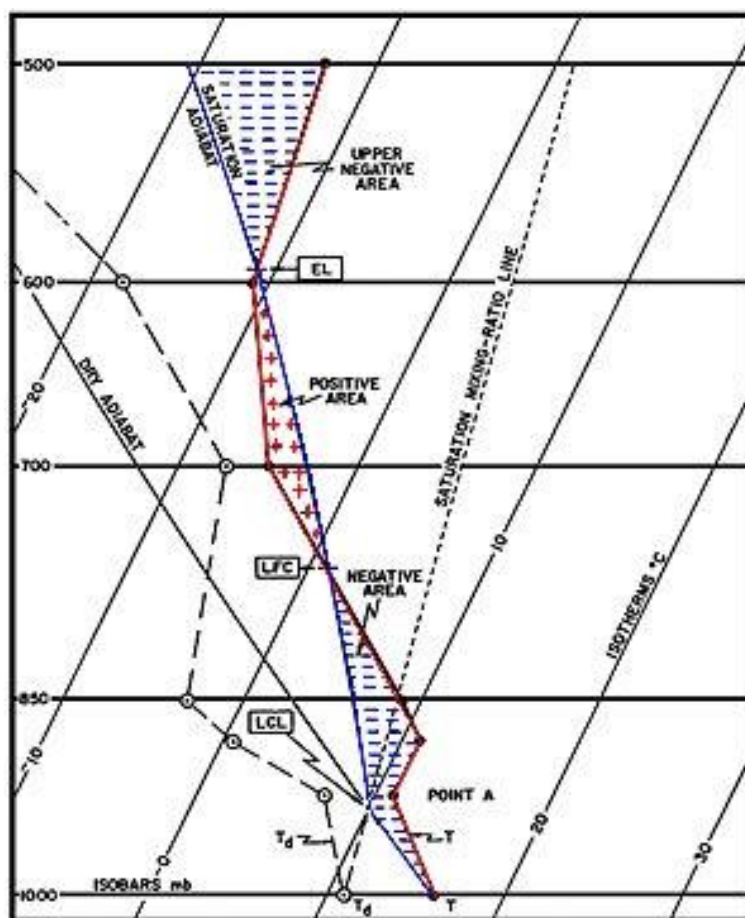


Рис. 7 Аэрологическая диаграмма

Взаимное положение кривых стратификации и состояния позволяет судить об энергии неустойчивости. Область на аэрологической диаграмме с положительной энергией неустойчивости заштрихована красным цветом. Эта область на диаграмме, между нижней и верхней границей конвекции, называется также конвективно-неустойчивым слоем — КНС.

Общий запас энергии неустойчивости в атмосфере CAPE находится как алгебраическая сумма энергий неустойчивости отдельных слоёв E_i .

E_i — это работа, совершаемая силой плавучести при адиабатическом подъеме единичной массы воздуха от нижней границы слоя z_0 до верхней z_1 .

$E_i = g \cdot z_0 \int_{z_0}^{z_1} (T_i - T_e) dz / p^{0.286}$, [Дж/кг]. T_i — температура частицы воздуха, T_e — температура окружающего воздуха, g — ускорение свободного падения.

Таблица 10

Интенсивность конвективных явлений по CAPE

CAPE	Интенсивность конвективных явлений
400-1000 Дж/кг	небольшая неустойчивость (Cu, Cb, слабые ливневые осадки);
1000-2500 Дж/кг	умеренная неустойчивость (Cb с ливнями, грозы);
2500-3500 Дж/кг	сильная неустойчивость (грозы, местами сильные);
≥ 3500 Дж/кг	очень сильная неустойчивость (сильные и очень сильные грозы, смерчи)

3.9 CIN — Convective INhibition

CIN — количество энергии, необходимой частице воздуха для преодоления в нижней тропосфере задерживающего слоя. В этом слое перемещение воздушных частиц по вертикали вверх затруднено или полностью исключено. В частности, слои инверсии температуры воздуха имеют наиболее устойчивую стратификацию и препятствуют развитию восходящих движений воздуха. На аэрологической диаграмме (см. рис.7) CIN — область от поверхности земли до нижней границы КНС. Значение CIN

больше 200 Дж/кг достаточно для предотвращения конвекции в атмосфере. Энергию CIN принято записывать отрицательными числами.

К разрушению задерживающего слоя приводят:

- интенсивный дневной прогрев;
- увлажнение пограничного слоя атмосферы (адвекция влажного воздуха или испарение с местных источников влаги);
- подъем воздуха синоптического масштаба.

4. Методы прогноза града.

Нет нужды говорить много о том, что град является опасным явлением погоды, и его нужно прогнозировать. Образование градовых облаков в большинстве случаев наблюдается на активных, быстро перемещающихся атмосферных фронтах (на теплых фронтах это бывает редко), реже – при внутримассовых процессах. Выпадение града над равнинной территорией чаще всего отмечается в теплое время года в дневные часы не только на фронтах, но и на оси небольших барических ложбин в теплых секторах циклонов. Процесс образования града усиливается под очагами холода в средней тропосфере. В горных районах при благоприятных синоптических условиях град может выпадать в любое время суток.

Для прогноза града и размера градин у земли используется ряд графиков. Параметры, необходимые для входа в эти графики, рассчитываются по прогностическим кривым стратификации и состояния атмосферы, построенным на время максимального развития конвекции или на момент прохождения фронта через пункт прогноза.

На практике достаточно широкое распространение получил комплексный график Г.Д. Решетова, который позволяет не только спрогнозировать грозу, но и сказать будет или нет наблюдаться град. Этот график представлен на рис.8.

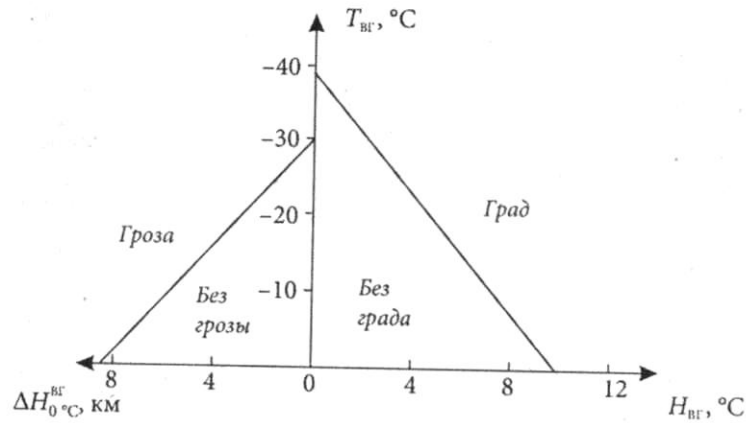


Рис.8. Номограмма для прогноза гроз и града по методу Г.Д. Решетова. Обозначения на рис.8 такие же, как и на рис.4.

Еще один распространенный метод прогноза града, размера градин и величины вертикальных токов в облаке представлен на рис.9. Здесь по горизонтальной оси откладывается сумма значений ΔT (разность температур на кривой состояния и кривой стратификации на основных изобарических поверхностях от 850 до 400 гПа), а по вертикальной оси определяется максимальная скорость вертикальных токов в облаке (ω_{\max}) и диаметр градин (d_{ω}), см.

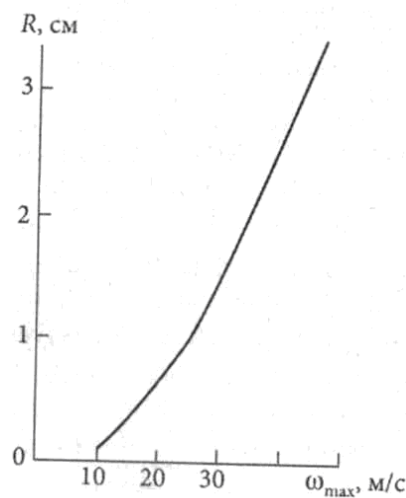


Рис.9. График для определения максимальной скорости вертикальных токов в облаке и размеров градин.

Пояснять, как пользоваться данным графиком нецелесообразно.

Определенная по рис.9 максимальная скорость вертикальных токов в облаке «привязывается» к тому урону, на котором величина ΔT максимальна. Определив по аэрологической диаграмме температуру воздуха на этом уровне ($T_{\omega, \max}$), с помощью рис.10 можно определить фазовое состояние осадков в облаке, а с помощью рис.11 – уточнить размер градин.

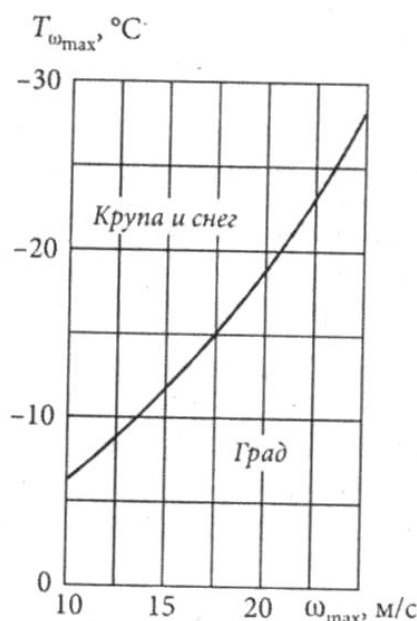


Рис. 10. График для определения фазового состояния осадков в облаке.

По данным авторов метода оправдываемость прогноза града по приведенной выше методике превышает 90%.

Скорость вертикальных токов в облаке можно определить также по формуле, предложенной А.А. Васильевым и С.М. Шметером. Эта формула имеет вид:

$$W_{\uparrow} = 10\sqrt{D \cdot \Delta T} \quad , \quad (4.1)$$

где: W_{\uparrow} – скорость вертикальных токов в облаке, м/с; D – диаметр облака, км; ΔT – перегрев облака (максимальная разность температур на влажной адиабате и на кривой стратификации).

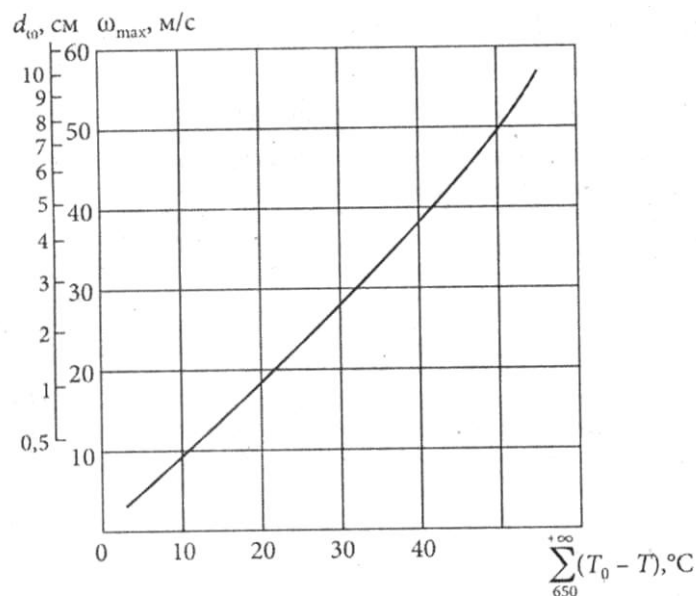


Рис.11. График для определения размера градин (без учета таяния).

Кстати, по данным Шоултера, если перегрев облака $\Delta T = 13 \pm 2^\circ\text{C}$, то практически всегда следует ожидать ливневой дождь и грозу. Шоултер рекомендует строить кривую стратификации от уровня 850 гПа.

И еще одна практическая рекомендация. Если гроза ожидается на холодном фронте, а разность температур воздушных масс на этом фронте 10°C и более, то гроза будет обязательно. При этом, если температура холодной воздушной массы около 10°C и более, то следует ожидать ливневой дождь и грозу. Если же температура холодной воздушной массы около 20°C и более, то следует ожидать грозу, град и шквалистое усиление ветра до 20-25 м/с и более.

5. Смерчи

Смерч (торнадо, тромб) - атмосферный вихрь, возникающий в кучево-дождевом облаке и распространяющийся вниз, часто до самой поверхности земли, в виде облачного рукава или хобота диаметром в десятки и сотни метров. Характерной особенностью этих вихрей является быстрое спиралевидное движение воздуха вокруг почти вертикальной оси. Внутри воронки воздух поднимается, быстро вращаясь, создаётся область сильно

разреженного воздуха. Скорость движения воздуха составляет 50-100 м/с, а в особо интенсивных торнадо достигает 250 м/с, причем имеется большая вертикальная составляющая скорости, равная 70-90 м/с.

Для классификации смерча (торнадо) используется шкала Фуджиты.

F0 - скорость ветра не превышает 32 м/с;

F1 - 33 - 50 м/с. Умеренный;

F2 - 51 - 70 м/с. Сильный;.

F3 - 71 - 92 м/с. Очень сильный;

F4 - 93 - 116 м/с. Разрушительный;

F5 - 117 - 142 м/с. Невероятный.

Хорошо развитый смерч достигает земли и движется по ней, принося сильные разрушения. Иногда смерч не достигает полного развития, свешиваясь из облака в виде воронки больших или меньших размеров. Смерч-это наименьшая по размерам и наибольшая по скорости форма вихревых движений воздуха.

В действительности основное явление-это вихревые образования в облаках. Смерчи же - вторичные образования, возникающие из облака и свисающие к земле в виде воронок. Они порождаются вихревыми образованиями, но не цилиндрическими вертикальными, а горизонтальными спиральными вихрями.

Смерчи являются частью своеобразных материнских облаков, обладающих спиральным вихревым движением, подобным движению циклонов. Они образуются во многих областях земного шара. Ежегодно число их измеряется тысячами. Так же велико и количество смерчевых облаков.

По своей форме и строению смерчевые облака представляют типичные грозовые, кучево-дождевые облака. Почти всегда смерчевое облако сопровождается грозами, градом и ливнями, отличающимися необычайными

силой и размерами.

Можно сказать, что смерчевое облако – это встреча воздушных течений различных направлений и образование на месте встречи спирально вращающихся горизонтальных вихрей. Оно возникает в различных синоптических условиях, чаще всего вдоль фронта встречи двух воздушных течений, теплых и холодных.

Смерчевые облака всегда обладает значительной турбулентностью и неоднородностью. Они фактически являются носителями, генераторами смерчей, поэтому их часто называют материнскими облаками.

Смерчевое облако состоит из двух частей: в основании располагается облако-воротник, которое называют его верхней ступенью, а под ним лежит стенное облако, от нижней поверхности которого свисает сам смерч. Облако – воротник имеет ширину 3-4 км, толщину около 300 м; верхняя поверхность находится на высоте 1500 м. Ширина стены-облака 1.5-2 км, толщина 300-450 м, нижняя поверхность на высоте 500-600 м. От стены-облака иногда отходит облако-хвост, длинное и узкое, такой же высоты и различной длины.

Смерч состоит из трех частей:

- 1.) горизонтальных вихрей в материнском облаке;
- 2.) воронки;
- 3.) дополнительных вихрей.

Воронка - основная составляющая смерча. Она состоит из внутренней полости и стенок. Можно сказать, что воронка смерча – это мелкомасштабный вихрь.

Поперечник внутренней полости смерча составляет от нескольких метров до немногих сот метров. Это пространство, более или менее резко ограниченное стенками; оно почти чистое, безоблачное; иногда от стенки до стенки проскакивают своеобразные небольшие молнии. Движение воздуха в нем резко ослабевает и в основном направлено вниз.

Важнейшая особенность – резкое падение давления. У смерчей это падение давления происходит довольно быстро, иногда почти внезапно.

Движение воздуха во внутренней полости направлено сверху вниз и иногда достигает большой скорости. В стенках смерча, наоборот, движение воздуха направлено по спирали вверх и нередко достигает необыкновенной скорости, до 100-200 м/с и больше.

Стенки смерча – это его активная разрушающая и характерная часть. Строение их весьма разнообразно. Можно выделить два основных типа. Первый тип обладает плотными, гладкими, резко ограниченными стенками. У второго типа они расплывчатые, неясно ограниченные.

Несмотря на различие внешнего вида этих двух типов, принципиального внутреннего различия между ними нет. На различных стадиях развития один и тот же смерч может принимать то один, то другой тип строения его стенок.

Полость значительно шире стенок, а ширина последних всего несколько метров.

Одним из важнейших и своеобразнейших свойств смерчей является резкое ограничение, почти гладкие, плотные стенки воронок. Скорости вращения воронки, точнее скорости вращения в ее стенках, представляют также одну из важнейших особенностей смерча, определяющую все его основные признаки. Эти скорости весьма различны и быстро изменяются даже у одной и той же воронки.

Анализ возможностей развития смерча приводится по тем же исходным материалам, которые необходимы для оценки развития систем глубокой конвекции и возникновения мезовихрей.

Смерчи образуются в зонах активной конвекции в углубляющихся циклонах, на обостряющихся холодных фронтах, впереди них и под обширными тропосферными депрессиями. Узкие зоны хорошо выраженной конвергенции ветра в пограничном слое и значительная продольная завихренность в сильно неустойчивой атмосфере свидетельствуют о возможности возникновения смерча.

Известны три типа вертикальной структуры воздушных масс,

благоприятных для образования смерчей.

Тип I. Теплая воздушная масса, состоящая из трех слоев в нижней части тропосферы (до 400 гПа). Толщина слоев может быть любой при условии, что средний слой будет самым тонким. Нижний слой – влажный ($R \geq 65\%$, $T_d \geq 13^\circ\text{C}$), условно неустойчивый. Средний слой – сухой ($R < 50\%$), устойчивый. Верхний слой – условно неустойчивый; в нем относительная влажность сначала растет медленно, а затем отмечается ее резкое увеличение.

Ветер усиливается с высотой, причем непосредственно над нижним слоем наблюдается сильное узкое течение с компонентом около 15 м/с, который направлен перпендикулярно потоку в нижнем слое.

Смерчам, возникающим в такой воздушной массе, сопутствуют следующие предсмерчевые погодные условия. Утром небо покрыто облаками слоистых форм, затем на короткий промежуток времени небо проясняется, после чего появляются облака типа *Ac mamatus*. За 1-4 ч до смерча резко повышается температура точки росы («парит в воздухе»).

Указанные условия погоды не являются прогностическими признаками смерча, они лишь сопутствуют процессам его образования. Однако при этих условиях сильные грозы со шквалами наблюдаются всегда.

В течение нескольких часов перед началом грозы, с которой может быть связан смерч, давление медленно падает (не более чем на 3 гПа/3 ч), за несколько минут до начала явления (гроза, шквал, смерч) падение давления прекращается, отмечается даже некоторый рост, а с началом явления давление резко падает; затем оно быстро растет и после прохождения конвективной ячейки возвращается к исходному.

Тип II. Теплая, влажная, неустойчивая воздушная масса (обычно морской тропический воздух) без инверсий и задерживающих слоев. За несколько часов до явления температура воздуха у поверхности Земли $T \geq 27^\circ\text{C}$, относительная влажность до высоты 7 км $R \geq 65\%$.

Ветер с высотой обычно меняется мало, но для формирования смерча необходим значительный вертикальный сдвиг ветра хотя бы в тонком слое. Процессам образования смерча в воздушных массах этого типа сопутствуют такие же погодные условия, как и в воздушных массах типа I.

Тип III. Относительно холодная ($T \approx 20^\circ\text{C}$ у поверхности Земли), неустойчивая и влажная ($R \geq 70\%$ до высоты 7 км) воздушная масса. Ветер усиливается с высотой и быстро меняет направление. Вертикальный сдвиг ветра в слое 500-800 гПа $5 \times 10^{-3} \text{ c}^{-1}$.

Смерчам, возникающим в такой воздушной массе, сопутствуют следующие предсмерчевые погодные условия. Утром небо обычно ясное. Затем появляются перисто-кучевые облака, а через несколько часов – отдельные высококучевые облака. Еще через некоторое время почти внезапно развиваются (период развития составляет десятки минут) кучево-дождевые облака и может образоваться смерч.

В любой из рассмотренных воздушных масс возможно образование смерча, однако, он формируется не всегда. Чаще всего смерч следует ожидать, если есть пересечения линий неустойчивости или когда мезомасштабная зона (линия) значительной конвергенции совпадает с ячейкой конвекции. Если конвективных облаков еще нет, то о наличии ячейки судят по облачности больших значений показателя конвективной неустойчивости.

Можно рекомендовать следующий порядок составления прогноза смерчей.

1. По исходным материалам устанавливается тип воздушной массы и оценивается синоптическая ситуация в районе прогноза. Если они указывают на предстоящее развитие конвекции и определяется возможность развития конвективных явлений, включая образование мезовихрей.

2. В процессе слежения за текущей погодой определяется наличие (отсутствие) сопутствующих смерчам (грозам) погодных условий.

3. С помощью МРЛ производится обнаружение конвективных ячеек наибольшей мощности и линий неустойчивости и слежение за их развитием и перемещением. Заметим, что зарождение мезовихря и его развитие, а следовательно, и формирование смерча можно обнаружить только радиолокатором с доплеровской приставкой. Однако если вихрь (смерч) каким-либо образом обнаружен (скажем, визуально), то обычный МРЛ может следить за облаком, с которым этот вихрь связан. Тогда можно заблаговременно предупредить о появлении смерча.

4. Всеми доступными средствами желательно обнаружить линии (зоны) конвергенции. Совмещение полей неустойчивости и зон конвергенции позволит предсказать место возможного появления смерча.

5. По данным слежения за перемещением облака, с которым связан мезовихрь или смерч, средствами прямой линейной экстраполяции составляется прогноз траектории смерча.

Заблаговременность предупреждения о смерче не превышает нескольких десятков минут.

Литература:

1. Богаткин О.Г. Авиационные прогнозы погоды.- Изд. «БХВ-Петербург», СПб, 2010.-284с.
2. Богаткин О.Г. Основы авиационной метеорологии.- СПб.: РГГМУ. 2009.-338с.
3. Богаткин О.Г. Информационно-справочная книга авиационного метеоролога.- Изд. ООО «КРОМ», СПб, 2010.-410 с.
4. Богаткин О.Г. Авиационная метеорология для летчиков.- Изд. ООО НПП «Техника связи», СПб, 2010.-196 с.
5. Интернет-ресурс <http://www.pogoda.by/glossary/?nd=8>