

2 Физические характеристики туманов

Водность туманов. Водность туманов изменяется в достаточно широких пределах: от тысячных долей до 1,5—2 г/м³.

Согласно табл. 16.3, водность тумана возрастает с увеличением его интенсивности. Максимальные значения водности туманов одной и той же интенсивности при переходе от положительных температур к отрицательным уменьшаются.

Таблица 16.3. Водность туманов (г/м³) различной интенсивности при положительных и отрицательных температурах

Туман	t °C	Интенсивность тумана		
		слабый	умеренный	сильный
Адвективный Испарения	≥ 0	0,02—0,09	0,04—0,18	0,10—0,76
	< 0	0,02—0,04	0,05—0,11	0,08—0,37

С ростом температуры может увеличиваться лишь водность туманов охлаждения (радиационных и адвективных). Водность туманов испарения, образующихся под влиянием притока водяного пара, наоборот, при повышении температуры воздуха уменьшается. Объясняется это тем, что с понижением температуры воздуха увеличивается разность температур, а вместе с этим поток водяного пара между водной поверхностью (температура ее всегда близка при рассматриваемых условиях к 0°C) и каким-либо фиксированным уровнем, например 2 м. Экспериментальные данные, приведенные на рис. 16.3 и 16.4, удовлетворительно согласуются с этим заключением.

Сведения о распределении водности туманов с высотой весьма малочисленны. По имеющимся экспериментальным данным, водность туманов и дальность видимости в них существенно изменяются с высотой лишь вблизи земной поверхности и верхней границы туманов. В большей части туманы по вертикали достаточно однородны (рис. 16.5 и 16.6). По данным измерений, средние значения водности адвективных туманов (о. Диксон) на высотах 2 и 20 м равны соответственно 0,21 и 0,18 г/м³. При этом примерно в половине случаев (в 20 из 41) значения водности на высотах 2 и 20 м практически были равны между собой, в остальных случаях водность как увеличивалась, так и уменьшалась с высотой.

Более полные данные о водности туманов получены путем самолетного зондирования атмосферы на Украине. Распределение водности туманов по данным измерений с октября 1960 г. по

июнь 1962 г. приведено в табл. 16.4 (здесь каждая цифра — результат осреднения примерно 300 измерений водности). Согласно этим данным, водность адвективных туманов увеличивается с высотой: вблизи земли она равна 0,1—0,2 г/м³, в верхней части тумана 0,4—0,5 г/м³. Водность радиационных туманов наиболь-

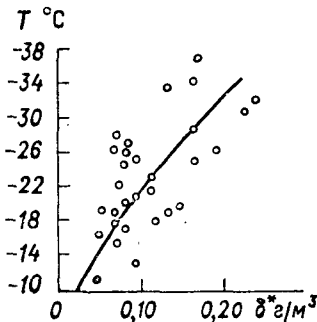


Рис. 16.3. Водность туманов испарения над р. Ангарой.

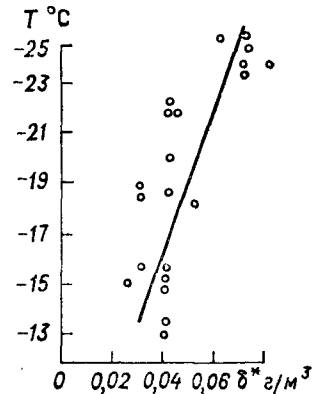


Рис. 16.4. Водность туманов испарения над Кольским заливом.

шая вблизи земной поверхности, с увеличением высоты она медленно уменьшается. Однако распределение водности радиационных туманов зависит от стадии развития. В только что образовавшемся тумане максимум δ^* наблюдается вблизи земной поверхности. В средней стадии развития максимум водности смещается на середину слоя. В последней стадии распределение δ^* в радиационном тумане такое же, как и в адвективном.

Таблица 16.4. Распределение водности туманов (г/м³) по высоте

Туман	Высота, м						
	< 100	100	150	200	300	400	500
Адвективный	0,14	0,18	0,26	0,36	0,44	0,47	0,30
Радиационный	0,32	0,25	0,21	0,21	0,17	—	—

Относительная влажность и агрегатное состояние туманов. В атмосфере наблюдаются: а) *капельно-жидкие туманы*, состоящие из капель воды; б) *кристаллические* или *ледяные туманы*, состоящие из кристаллов льда; в) *смешанные туманы*, состоящие из капель воды и кристаллов льда. Кристаллические и смешанные

туманы наблюдаются только при отрицательных температурах, капельно-жидкие — при положительных и отрицательных. Из 440 случаев туманов, зафиксированных за 10 лет (1947—1956 гг.)

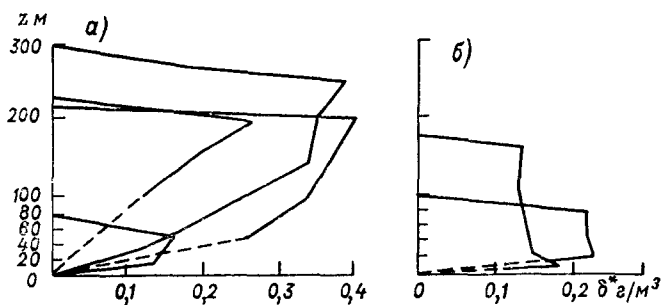


Рис. 16.5. Распределение влажности туманов по высоте, характеризующееся постепенным (а) и резким (б) нарастанием влажности с высотой.

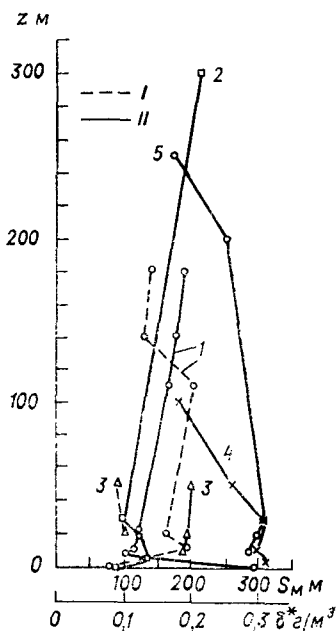


Рис. 16.6. Распределение по высоте влажности (I) и метеорологической дальности видимости (II) в тумане. Диксон, сентябрь 1956 г.

Кривая	1	2	3	4	5
$h_{в.г.м}$	200	300	50	100	250

в Подмоскowie, в 171 случае (39 %) они возникли при температуре выше 0°C , в 33 (7 %) — при 0°C и в 236 (54 %) — ниже 0°C . Согласно наблюдениям, минимальные температуры, до которых туман остается капельно-жидким, колеблются в доста-

точно широких пределах: от -3 до -28°C . При этом, чем меньше примесей содержится в воздухе, тем до более низких температур существует туман как капельно-жидкий. Температура кристаллических туманов изменяется от -16 до -58°C , смешанных — от -11 до -26°C .

Относительная влажность воздуха в туманах при положительных температурах чаще всего составляет $96-100\%$, т. е. близка к 100% . С понижением температуры, как показывает рис. 16.7, относительная влажность в тумане уменьшается и при температурах от -30 до -40°C достигает $80-70\%$.

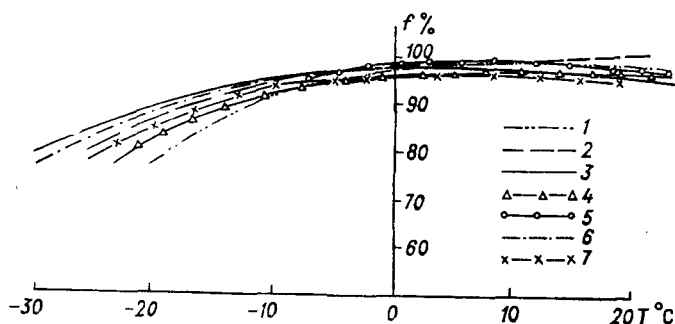


Рис. 16.7. Относительная влажность f в туманах при разных температурах.

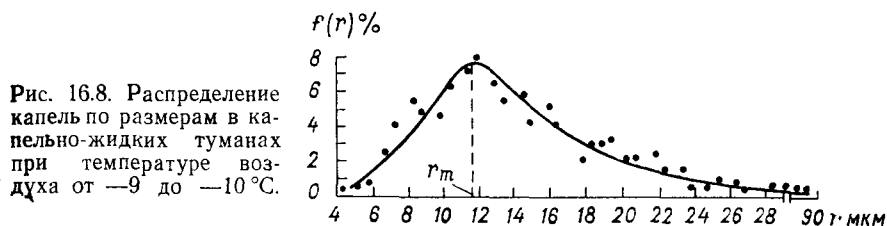
1 — Ростов-на-Дону, 2 — Донецк, 3 — Сыктывкар, 4 — Волгоград, 5 — Одесса, 6 — Харьков, 7 — Москва.

По наблюдениям в Подмоскowie, относительная влажность в туманах при температурах выше -20°C была равна $96-100\%$ в 64 случаях, $91-95\%$ в 15 случаях и меньше 90% только в 4 случаях (из 83). С увеличением высоты относительная влажность в туманах практически не изменяется. Так, на верхней границе тумана дефицит точки росы ($T - \tau$) равен $0-0,5^{\circ}\text{C}$ в 24 случаях (из 44), $0,6-1,0^{\circ}\text{C}$ в 10 случаях и $1,0-2,0^{\circ}\text{C}$ в 7 случаях. При этом намечается тенденция к увеличению разности ($T - \tau$) с понижением температуры.

Число и распределение капель по размерам. Экспериментальными исследованиями установлено, что естественные туманы состоят из частиц различного размера, т. е. являются *полидисперсными*. Число капель в 1 см^3 изменяется от 0,5 до 93 в случае адвективных туманов, от 50 до 860 в радиационных туманах и от 70 до 500 в туманах испарения средней интенсивности.

Размеры элементов тумана изменяются в достаточно широких пределах: от долей микрометра до нескольких десятков (а кристаллов — сотен) микрометров. Преобладающее число капель имеет радиус $2-18\text{ мкм}$. Характерной особенностью кривой рас-

пределения капель по размерам является наличие максимума при некотором значении радиуса $r = r_m$ (рис. 16.8). Повторяемость $f(r)$ капель уменьшается быстрее в сторону меньших и медленнее в сторону больших, чем r_m , радиусов.



Размеры кристаллов льда в туманах испарения (на Ангаре) составляют $3-125$ мкм ($r_m = 25 \div 55$ мкм) в слабых туманах, $9-355$ мкм ($r_m = 35 \div 75$ мкм) в умеренных и $9-475$ ($r_m = 25 \div 190$ мкм) в сильных туманах. С понижением температуры от -12 до -37°C радиус r_m уменьшается от второго значения до первого (указаны в скобках).

Еще более мелкие капли туманов получены на Украине:

r мкм . . .	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$f(r)$ % . .	35,9	26,4	14,7	10,4	5,9	2,0	1,5	1,0	2,2

Среднее (арифметическое) значение радиусов капель по этим данным составляет $3,5$ мкм. В $97,8\%$ случаев радиус капель тумана не превышает 11 мкм. Более детально вопрос о распределении капель по размерам обсуждается в п. 6 главы 18.

Распределение температуры с высотой в туманах. Наиболее характерной особенностью термического режима туманов, установленной лишь в последние десятилетия, является наличие вблизи земной поверхности слоя атмосферы, в котором температура падает с высотой ($\gamma > 0$). Это заключение справедливо не только для туманов испарения (в которых этот слой существует во всех случаях), но и для других туманов. Результаты анализа аэростатного зондирования в Подмосковье приведены в табл. 16.5.

Согласно табл. 16.5, распределение температуры в адвективных туманах в 12 случаях из 14 характеризуется падением температуры ($\gamma > 0$) в приземном слое (чаще всего до высоты более 200 м). Велика также повторяемость туманов других типов (фронтальных, адвективно-радиационных и туманов, образовавшихся в результате опускания слоистых облаков) с таким же распределением температуры (25 случаев из 34). Совершенно естественно, что в радиационных туманах, образующихся при малых скоростях ветра и слабо развитом турбулентном обмене, повторяемость приземных инверсий (15 случаев из 35) более высокая, чем в других

Таблица 16.5. Число случаев различной стратификации атмосферы (А, Б, В, Г) при разных туманах

Туман	А			Б			В			Г	Число зондирований
	z м										
	25—50	60—200	200	25—50	60—200	200	25—50	60—200	200		
Адвективный	—	1	—	—	1	—	1	4	5	2	14
Радиационный	1	3	4	3	2	2	6	8	5	1	35
Все другие	1	1	—	4	2	1	1	8	6	10	34

Примечание. В таблице обозначено: А — приземная инверсия до высоты z ; Б — приземная инверсия на высоте z сменяется падением температуры, а выше — вновь инверсия; В — падение температуры до высоты z , а выше — инверсия; Г — падение температуры, сменяемое задерживающими слоями (или без них).

типах туманов. Но и в радиационных туманах преобладает (20 случаев из 35) такое распределение температуры, при котором в приземном слое $\gamma > 0$ (чаще всего до высоты 60—200 м). Вертикальный градиент температуры в приземном слое в тех случаях, когда он больше нуля, близок к влажноадиабатическому: в адвективных туманах γ примерно в $2/3$ случаев несколько больше γ'_a и в $1/3$ меньше γ'_a ; в радиационных туманах, наоборот, $\gamma > \gamma'_a$ в $1/3$ случаев и $\gamma < \gamma'_a$ в остальных случаях.

Процесс образования тумана и появления слоя с $\gamma > 0$ можно с качественной стороны представить в следующем виде. Первоначально туман образуется в тонкой пленке воздуха, прилегающей к земной поверхности. Земная поверхность имеет низкую температуру до вступления воздушной массы на подстилающую поверхность (в случае адвективных туманов) или охлаждается вследствие радиационных потерь тепла (в случае радиационных туманов). Охлаждение вышележащих слоев воздуха происходит в основном под влиянием турбулентного обмена. До тех пор пока толщина тумана мала, земная поверхность продолжает охлаждаться под влиянием излучения, что способствует сохранению инверсии температуры. Но как только толщина тумана станет значительной (не менее 100—200 м), земная поверхность вследствие излучения перестает охлаждаться (ее радиационный баланс равен нулю). Излучающая поверхность смещается с этого момента на верхнюю границу тумана, а внутри тумана термический режим регулируется процессами, с количественной стороны описываемыми уравнениями переноса тепла и влаги в турбулентной атмосфере (см. уравнения (3.1) и (3.2) главы 17). Отметим, что толщина слоя, в пределах которого радиационный поток в тумане

преобразуется (с точностью до 5%) в поток излучения черного тела при температуре рассматриваемого уровня, составляет около 400—500 м при водности $\delta^* = 0,1 \text{ г/м}^3$ и радиусе капель до 10—12 мкм. С увеличением водности толщина этого слоя уменьшается (практически обратно пропорционально δ^*).

Начиная с момента времени t^* , когда радиационный баланс земной поверхности становится близким к нулю, в приземном слое (и прежде всего вблизи уровня $z = 0$) создаются условия, способствующие повышению температуры во времени.

С качественной стороны это объясняется тем, что при инверсионной стратификации приземного слоя и росте температуры почвы с глубиной, которые наблюдаются в момент t^* , потоки тепла (турбулентный в воздухе и молекулярный в почве) направлены к границе раздела воздух—почва (т. е. к уровню $z = 0$). Совершенно очевидно, что поступающее сюда тепло (из воздуха и почвы) должно вызывать рост температуры во времени. В последующем повышение температуры распространяется и на более высокие уровни. Так как наибольшая скорость изменения температуры во времени (т. е. производная dT/dt) имеет место вблизи уровня $z = 0$, то температура воздуха на этом уровне по истечении некоторого промежутка времени (от t^*) оказывается выше, чем на более высоких уровнях, т. е. $\gamma > 0$. Толщина слоя с $\gamma > 0$ тем больше, чем сильнее развит турбулентный обмен, который связан прямой зависимостью со скоростью ветра, и чем больше промежуток времени, прошедшего от момента t^* .

Скорость ветра. Как уже отмечалось, для образования радиационных туманов благоприятны условия, когда скорость ветра вблизи земной поверхности мала, возникновению адвективных туманов благоприятствует умеренный ветер. Результаты наблюдений за ветром в Подмоскowie и Москве даны соответственно в табл. 16.6 и 16.7. Согласно данным табл. 16.6, радиационные туманы в 93% случаев образуются при штиле или скорости ветра (на высоте

Таблица 16.6. Повторяемость (число случаев) скорости ветра на уровне флюгера при туманах различных типов. 1947—1956 гг.

Туман	Скорость ветра, м/с							Общее число случаев
	0	1—2	3—4	5—6	7—8	9—10	11	
Адвективный	22	45	41	16	3	1	—	128
Радиационный и адвективно-радиационный	124	65	14	1	—	—	—	204
Из опустившихся слоистых облаков	14	16	6	—	—	—	—	36
Фронтальный	16	29	19	5	2	—	1	72
Общее число случаев	176	155	80	22	5	1	1	440

Таблица 16.7. Повторяемость (число случаев) скоростей ветра на разных уровнях при радиационных и адвективно-радиационных туманах. Москва, 1953—1966 гг.

z м	Скорость ветра, м/с															Общее число случаев	
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		15
12	43	22	10	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	76
100	5	17	27	15	9	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	76
200	2	14	12	14	11	9	6	2	—	1	—	—	—	—	—	—	71
300	2	8	13	14	8	14	6	2	1	—	1	—	—	—	—	—	70
600	1	3	7	16	11	5	8	1	5	—	1	—	1	—	—	—	57
700	2	1	8	10	13	3	8	4	2	4	—	1	1	—	—	—	59
1500	1	—	5	10	10	8	7	4	1	1	1	—	1	—	—	1	50

10—12 м) 1—2 м/с, а адвективные туманы в 80 % случаев (102 из 128) наблюдаются при скорости ветра 1—6 м/с. Скорость ветра больше 5—6 м/с на высоте 10—12 м (флюгер) в тумане отмечается крайне редко (7 случаев из 440).

Штиль при образовании туманов наблюдается достаточно часто (для всех типов туманов в 176 случаях из 440, из них 124 случая приходится на радиационные туманы). Однако это справедливо лишь в отношении малых высот. На более высоких уровнях, как следует из табл. 16.7, штиль при тумане — крайне редкое явление. Так на высоте 100 м штиль отмечен только в 5 случаях, а на высотах более 200 м — в 2 случаях, в то время как на высоте 10—12 м он наблюдался в 43 случаях.

При туманах наиболее часто отмечаются следующие скорости ветра:

Высота, м	100	200—300	600	900—1500
Скорость, м/с	1—5	1—7	2—8	2—9

Высота верхней границы туманов. Верхняя граница туманов в большинстве случаев, по всей вероятности, совпадает с верхней границей приземной или приподнятой инверсии, т. е. с таким уровнем, на котором $\gamma = 0$. В тех случаях, когда температура в приподнятой инверсии резко возрастает с высотой, верхняя граница практически совпадает с нижней границей приподнятой инверсии. Более строго верхнюю границу тумана можно определить расчетным путем, исходя из соотношения $\delta^* = Q - a_m(T)$. Если профили влагосодержания Q и температуры (а значит, и a_m) определены (рассчитаны), то верхняя граница тумана z^* может быть найдена из уравнения $Q(z^*) = a_m(T^*)$, где T^* — температура на высоте z^* .

Фактические данные о высоте верхней границы тумана все еще малочисленны. Приведем число случаев N туманов с различной

толщиной z^* в Подмоскowie (верхняя граница туманов определялась наблюдателем с борта аэростата):

z^* м	50	50—100	100—200	200—300	300—600	600—1000	1000
N	1	3	10	16	12	2	1

Эти данные получены в холодное время года. Наибольшая повторяемость приходится на интервал 200—300 м. Толщина туманов, сопровождающихся образованием приподнятой инверсии, растет вместе со средней (для слоя, в котором $\gamma > 0$) скоростью ветра (рис. 16.9).

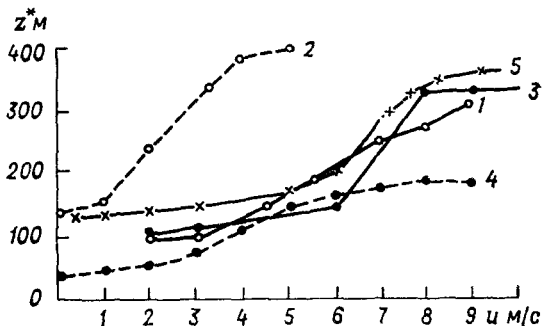


Рис. 16.9. Зависимость толщины подынверсионного тумана от скорости ветра.

1 — о. Диксон, 2 — Боденское озеро, 3 — Линдберг, 4 — Мурманск, 5 — Московская область.

Сведения о повторяемости толщины туманов по результатам самолетного зондирования их с октября 1960 г. по июнь 1962 г. над Украиной представлены в табл. 16.8. Согласно этим данным, средняя толщина туманов составляет: 320 м для адвективных, 155 м для радиационных, 260 м для адвективно-радиационных, 400 м для фронтальных. Связь между интенсивностью (дальностью видимости) и толщиной тумана отсутствует.

Таблица 16.8. Повторяемость (%) толщины туманов над Украиной

Туман	Толщина тумана, м							Число случаев
	< 100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	> 600	
Адвективный	0	12	36	21	15	10	6	62
Радиационный	25	52	18	5	0	0	0	23
Адвективно-радиационный	12	21	28	19	14	6	0	18
Фронтальный	0	0	19	28	18	9	26	11
Все туманы	8	21	30	17	13	6	5	104

Верхняя граница тумана над Украиной наиболее часто совпадает с началом приподнятой инверсии (табл. 16.9). Согласно этим данным, верхняя граница тумана в 82 % случаев откло-

Таблица 16.9. Положение верхней границы тумана (в. г. т.) по отношению к нижней границе инверсии (число случаев)

Характер полета	В. г. т. выше начала инверсии на			В. г. т. ниже начала инверсии на		В. г. т. совпадает с началом инверсии
	150 м	100 м	50 м	50 м	100 м	
Подъем	2	6	13	4	1	64
Спуск	10	18	35	3	1	31

няется меньше, чем на 50 м, от начала инверсии, а в 97 % случаев это отклонение не превышает 100 м (по измерениям во время подъема).

Влияние снежной поверхности на образование туманов. Зимой значительная часть земной поверхности покрыта снегом. Поэтому особенности образования тумана над снежной поверхностью имеют практическое значение.

Так как давление насыщения над льдом меньше, чем над водой, условия для образования капельно-жидкого тумана над снежной поверхностью неблагоприятны.

При понижении температуры воздух достигает состояния насыщения по отношению к снежной поверхности раньше, чем по отношению к воде. Например, при температуре -10°C давление насыщения по отношению ко льду составляет 2,60 гПа, по отношению к воде 2,87 гПа. Таким образом, как только относительная влажность воздуха превысит 91 %, на снежной поверхности начнется сублимация пара, которая будет препятствовать его конденсации в воздухе в виде капель тумана. Если в воздушной массе капельно-жидкий туман образовался до вступления воздуха на снежную поверхность, то вследствие сублимации водяного пара туман над снежной поверхностью начнет рассеиваться. Это рассеивание может быть задержано в том случае, если температура воздуха, вступившего на снежную поверхность, быстро понижается. Тогда туман может усилиться.

Наиболее благоприятные условия для образования тумана над снежной поверхностью наблюдаются при температурах, близких к 0°C . В этом случае разность давлений насыщенного водяного пара над водой и льдом невелика, в то же время охлаждение воздуха от снежной поверхности служит сильным туманообразующим фактором. Поэтому над снежной поверхностью наиболее часто туман образуется при температурах, близких к 0°C (от 5 до -5°C). Наиболее сильное рассеивающее влияние снежная поверхность оказывает при температурах от -8 до -16°C , когда над снежной поверхностью даже при очень больших температурных контрастах между воздухом и поверхностью туманы обра-

зуются реже и меньшей интенсивности, чем над водной или не покрытой снегом поверхностью при тех же контрастах температуры.

Приведенные соображения подтверждают данные наблюдений за 1947—1956 гг. в Подмоскowie за повторяемостью туманов, образовавшихся над снегом или частично над снегом (табл. 16.10). Согласно данным, в интервале температур от $-8,5$ до $-12,5^{\circ}\text{C}$ наблюдается наименьшее число туманов (пока они еще капельно-жидкие) по сравнению с другими интервалами температур¹.

Таблица 16.10. Число туманов (N_1), образовавшихся над снегом или частично над снегом, и число дней (N_2) с различной средней суточной температурой за холодный период года (октябрь—март)

Т °С		N_1	Т °С		N_2
от	до		от	до	
6,5	2,5	20	20	15	0,20
2,5	-0,5	65	15	10	3,64
-0,5	-4,5	43	10	5	13,10
-4,5	-8,5	40	5	0	38,30
-8,5	-12,5	9	0	-5	47,30
-12,5	-16,5	18	-5	-10	37,40
-16,4	-20,5	21	-10	-15	23,70
-20,5	-24,5	19	-15	-20	12,20
-24,5	-28,5	7	-20	-25	4,40
< -28,5		5	< -25		2,06

При очень низких отрицательных температурах (ниже -15°C) туманы в основном состоят из ледяных кристаллов и поэтому находятся в состоянии равновесия со снежной поверхностью. Вследствие этого повторяемость туманов при низких температурах вновь возрастает.

Суточный и годовой ход туманов. Так как основной причиной образования туманов служит охлаждение воздуха, то из-за наличия суточного хода температуры наблюдается хорошо выраженный суточный ход туманов с максимумом в ранние утренние часы и минимумом после полудня (рис. 16.10 и табл. 16.11). Наиболее часто туманы образуются ночью. Максимум повторяемости образования радиационных туманов (рис. 16.10 а) наблюдается в конце ночи, за 1—2 ч до восхода Солнца. Повторяемость рассеивания туманов достигает максимума через 1,5—2,5 ч после восхода Солнца (рис. 16.10 б).

¹ Отметим, что уменьшения повторяемости этого интервала температур не наблюдается.

Таблица 16.11. Повторяемость (число случаев) радиационных туманов в различные часы суток (за 1945—1955 гг.)

Пункт	Время, ч											
	20	22	24	2	4	6	8	10	12	14	16	18
Теплое полугодие (май—октябрь)												
Харьков	—	1	2	8	18	24	19	3	1	—	—	—
Москва	—	—	1	3	8	19	21	12	2	2	1	1
Сыктывкар	3	4	7	7	9	12	9	4	—	—	—	—
Холодное полугодие (ноябрь—апрель)												
Харьков	1	4	13	23	33	51	54	32	10	3	3	2
Москва	5	7	12	14	17	34	37	30	18	14	10	10
Сыктывкар	3	3	2	3	3	14	15	9	7	6	5	5

Наиболее отчетливый суточный ход имеют радиационные туманы. При прочих равных условиях суточный ход выражен тем отчетливее, чем выше температура. Это следует из того, что

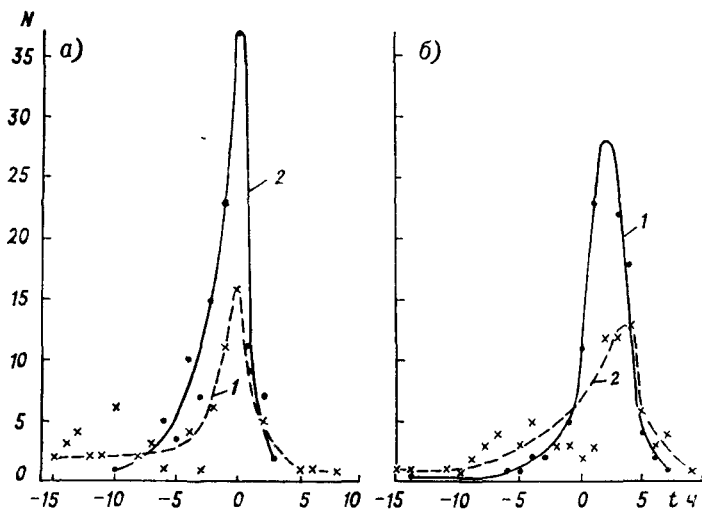


Рис. 16.10. Число случаев (N) образования (а) и рассеивания (б) радиационных туманов по отношению к моменту восхода Солнца. Подмоскovie, 1947—1956 гг.

1 — туман над почвой, 2 — туман над снегом.

в случаях высоких температур давление насыщенного водяного пара быстро растет при их дальнейшем повышении. Рост давления водяного пара происходит за счет испарения капель тумана. В случаях низких температур необходимо их более значительное

повышение, чем в случаях высоких температур, для того чтобы давление насыщения изменилось на одно и то же значение.

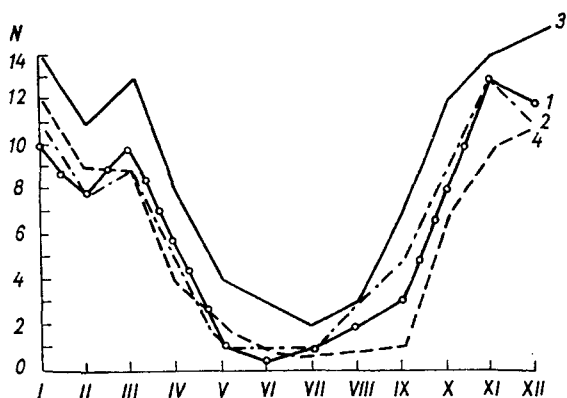


Рис. 16.11. Годовой ход числа дней (N) с туманом (первый тип).
1 — Курск, 2 — Киев, 3 — Амвросиевка, 4 — Ставрополь.

По этой причине летом туманы быстро рассеиваются после восхода Солнца и днем почти не наблюдаются, в то время как зимой они рассеиваются значительно медленнее, и, как следует из табл. 16.11 и рис. 16.10 (кривая 2), нередко сохраняются круглые сутки. Нужно также иметь в виду, что зимой температура в утренние часы повышается медленнее, чем летом.

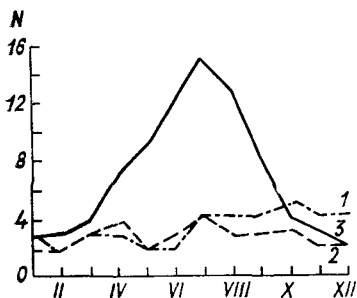


Рис. 16.12. Годовой ход числа дней (N) с туманом (второй тип).

1 — Кемь, 2 — Мезень, 3 — Канин Нос.

Однако можно наметить два основных типа годового хода повторяемости туманов. Для первого типа характерен максимум повторяемости в осенне-зимний период и минимум летом (рис. 16.11). Такой тип преобладает в умеренных и низких широтах Советского Союза. Для второго типа характерен максимум повторяемости летом или достаточно равномерное распределение числа дней с туманом в течение всего года (рис. 16.12). Такой тип годового хода наблюдается на побережье и островах Северного Ледовитого океана.

3 Модели образования и строения туманов

В последние десятилетия много внимания уделяется построению моделей образования и строения туманов, а также методам их