

孙安健 黄朝迎 张福春

海雾概论



气象出版社

56.4253

海 雾 概 论

孙安健 黄朝迎 张福春 编著

气 象 出 版 社

内 容 简 介

本书扼要地介绍了海雾的形成条件和种类,对中国近海和三大洋水域及其主要航线上的雾况作了较为详细的论述,并深入讨论了海雾的各种预报方法。适用于航海、渔业和军事等部门的实际需要,也可供海洋和气象工作者参考。

海 雾 概 论

孙安健 黄朝迎 张福春 编著

责任编辑 顾仁俭

* * *

气 象 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路46号)

北京印刷一厂印刷 新华书店北京发行所发行

* * *

开本: 787×1092 1/32 印张: 5.5 字数: 122 千字

1985年4月第一版 1985年4月第一次印刷

印数: 1—1300 统一书号: 13194·0229

定价: 1.20 元

编 著 者 的 话

海雾是海洋上低层大气中的一种水汽凝结现象，由于水滴或冰晶（或二者皆有）的大量积聚，可使能见度降低到1公里以下。商船、渔船或舰艇等碰到海雾，如不警惕，就有偏航、触礁、搁浅或相撞的危险。据统计，日本1948—1953年发生的910次海损事故中，由于浓雾并伴随着低气压的恶劣天气所引起的，就占总数的60%左右。因此，海雾的多少是选择大洋航线的重要参考因素之一。雾对沿岸航行的影响也很大，尤其是在海口和港口附近，这里水道狭窄，明沙暗礁星罗棋布，来往船只又特别频繁，大雾迷蒙时，很容易迷失船位，造成海损事件。据统计，在长江口的航行事故中，以大雾迷航者最多。可见尽管现在有雷达等现代化仪器导航，但仍难以清除由海雾引起的种种航行事故。

世界上绝大多数的大渔场都位于冷暖洋流交汇的水域，而这些水域又是多雾区。如日本东海岸是黑潮与亲潮的交汇区，我国沿海的舟山和黄海、北部是带寒流性质的中国沿岸流和黑潮的交汇区，都是著名的渔场，又是多雾区。正因为如此，渔汛期间，渔船云集，加之雾的频繁出现，往往给渔船的安全和生产带来影响。近海的水产养殖，也常因雾影响太阳辐射，使海水透明度变坏，给生产造成损失。

海雾中含有盐分，遇到输电线路上的绝缘磁瓶，盐分会在上面越积越多，到一定的程度就会发生雾闪现象，严重时会造成断电事故。海雾对农业生产也有不利的影响。例如，我国山东半岛沿海，5—6月间正值小麦扬花成熟期，若遇上

持续性的雾天，容易造成小麦锈病，轻者减产1成，重者可减产2—3成。夏季正是这儿苹果生长的旺盛季节，频繁而长时间的海雾，会使好端端的苹果上长满一层雀斑，列为次品。

连续的雾天，助长了沿海城市的空气污染。尤其是二氧化硫、氮氧化合物等废气与含有大量水分的海雾作用，很容易形成一种酸性雾，对人体十分有害。英国伦敦就因为多烟雾，在1952年12月曾发生了严重的大气污染事件，两周内死亡4000余人，事件过后两个月又陆续死亡8000多人。

海雾对军事的影响是众所周知的。由于海雾范围广，强度大，掩盖了海上目标，使目视通讯联络方法，如信号旗、信号灯等都不能使用，也不能以天文、地理方法测定舰位，航标灯也失去作用；海雾还影响各兵种的协同作战，使船舰在海雾中航行和编队都发生困难。由于海雾常在夜间登陆，来的突然，可影响沿海机场的使用。此外，海雾能使原子光辐射减弱。但海雾又有有利的一面，它可作为隐蔽体，当作海上的“青纱帐”、“芦苇荡”，对敌人进行突然袭击。

鉴于海雾对航海和人类生产活动的重大影响，我们编著了《海雾概论》这本书。全书共分六章，除对海雾的成因和种类作一般性的介绍之外，则以很大篇幅着重叙述了我国近海的雾况及其预报方法。同时，为了适应航海事业迅速发展的需要，还对太平洋、大西洋和印度洋水域及其沿岸主要港口的雾况作了较为详细的分析。本书第一、二、四章由孙安健执笔，第三、五章由黄朝迎编写，张福春承担第六章的内容，全书由孙安健负责统稿，书中插图由曾金星清绘。

限于作者的水平，在编写过程中难免有某些不当之处，恳请读者批评指正。

目 录

第一章 海雾的形成条件..... (1)

- § 1.1 海雾形成的物理过程(1) § 1.2 海雾形成的水文气象条件(5) § 1.3 雾的高空性质(15)

第二章 海雾的种类..... (19)

- § 2.1 平流雾(19) § 2.2 锋面雾(26) § 2.3 混合雾(28) § 2.4 辐射雾(29) § 2.5 局地雾(32)

第三章 我国近海海雾的气候特征..... (34)

- § 3.1 我国近海海雾的时空分布(34) § 3.2 各海区的海雾特征(49) § 3.3 我国主要航线上的雾况(71)

第四章 三大洋海雾的时空分布..... (83)

- § 4.1 北太平洋的海雾(83) § 4.2 南太平洋的海雾(96) § 4.3 印度洋的海雾(99) § 4.4 大西洋的海雾(101)

第五章 世界主要航线及其港口的雾..... (106)

- § 5.1 西北太平洋区域航线(106) § 5.2 东北太平洋区域航线(110) § 5.3 南海区域航线(112) § 5.4 南太平洋区域航线(113) § 5.5 印度洋区域航线(114) § 5.6 大西洋区域航线(117) § 5.7 红海、地中海区域航线(123) § 5.8 雾航对策(124)

第六章 海雾的预报方法..... (128)

- § 6.1 短期预报(128) § 6.2 中期预报(148) § 6.3 长期预报(153) § 6.4 单船预报以及群众预报经验(160) § 6.5 卫星云图在海雾预报中的应用(166)

第一章 海雾的形成条件

雾是人们常见的一种天气现象，它由无数悬浮在空气中的微细水滴或冰晶组成。有雾时，视力正常的人能够看清楚目标轮廓的最大水平距离（即能见度）小于1公里。雾滴半径通常超过1微米，能够反射各种波长的光，因此雾常呈乳白色。

海雾虽不象风暴天气那样会兴风作浪，但它也是海上航行的一种潜在威胁，在航道狭窄或浓雾频繁的水域常会造成海损事件。因此，为了能够掌握海上航行的主动权，就必须了解海雾的形成条件与物理过程。

§ 1.1 海雾形成的物理过程

雾的形成，实际上包含有两个不同的物理过程：一是水汽的凝结过程，二是凝结的水滴或冰晶在低空聚积的过程。

在一定气温条件下，一定体积的空气中所能包含的最大水汽量（即饱和水汽量）是一定的。而且，气温愈高，空气中所能容纳的最大水汽量也愈多（见表1.1）。于是，水汽的凝结过程就有两种途径：一是气温不变，增加水汽量，使其超过该温度条件下的饱和水汽量；另一是水汽量不变，降低气温，使原来空气中的水汽量超过新的气温条件下的空气中所能容纳的饱和水汽量。此外，还有既增加水汽量又降低气温的途径来达到水汽的凝结。

由于饱和水汽压随着温度的降低而减小，轻度的冷却就会引起相对湿度很大的变化，所以通过冷却是使未饱和空气

表 1.1 饱和空气中的水汽密度(克/米³)和水汽压(毫米)

温 度 (°C)	水 汽 压 (毫米)	水汽密度 (克/米 ³)	温 度 (°C)	水 汽 压 (毫米)	水汽密度 (克/米 ³)
0	4.6	4.9	16	13.6	13.7
1	4.9	5.2	17	14.5	14.5
2	5.3	5.6	18	15.5	15.4
3	5.7	6.0	19	16.5	16.4
4	6.1	6.4	20	17.5	17.3
5	6.5	6.8	21	18.7	18.4
6	7.0	7.3	22	19.8	19.5
7	7.5	7.8	23	21.1	20.6
8	8.1	8.3	24	22.4	21.8
9	8.6	8.8	25	23.8	23.1
10	9.2	9.4	26	25.2	24.4
11	9.8	10.1	27	26.7	25.8
12	10.5	10.7	28	28.4	27.3
13	11.2	11.4	29	30.0	28.8
14	12.0	12.1	30	31.3	30.4
15	12.8	12.9	31	33.7	32.1

达到饱和的最有效的途径。雾是近地面层内形成的一种天气现象，而近地面层的气压变化相当缓慢，这就意味着绝热膨胀冷却对雾的形成并不起重要作用。目前普遍认为，形成雾的主要物理过程是涡动、对流和辐射效应共同作用的结果，而这些作用又是与发生在地面到边界层顶部（在这里认为空气是未变性的）之间的空气层内热量和水汽的交换相联系着的。实际上，当暖湿空气与相对冷的海面接触时，露点高于冷海面温度的空气如果仅仅由于分子、涡动的传导和扩散过程，那就不仅失去热量，而且还会失去水汽，这样冷海面就使得移至上面的暖湿空气变冷和变干。因此，在这过程中，暖湿空气除将热量输送到海面外，还将水汽输送到海面，并在那里凝结，而且，热量和水汽的涡动输送是同时发生的。

假如这两个交换过程几乎等效的话，那么暖湿气流的气温和露点将同时降低而不可能达到饱和（图1.1）。同样地，当很强的冷空气与暖水面接触时，大气从强烈蒸发的海面上不仅得到水汽，也同时获得热量，尽管分子扩散比分子传导效应稍大一些，饱和也未必会发生。因此，在海雾的形成过程中，除涡动和对流效应外，还有辐射冷却的效应。在冷海面上空，贴近海面的空气层内的辐射并不与其上温度较高的空气层的辐射相等，辐射通量使得贴近海面的空气层增暖；反之，在稍高的空气层，因为温度较高，辐射流出量比下层多，于是稍高的空气层温度就冷却下降。在暖海面上的辐射效应恰好

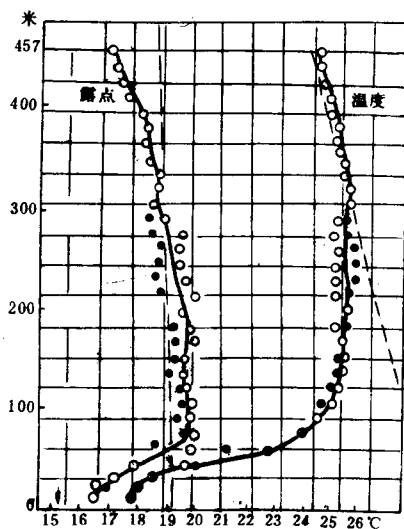


图 1.1 冷海面对暖湿空气的
冷却和干燥作用

相反，即貼近暖海面的空气层冷却，而在其上的空气层增暖。这两个相反的辐射效应，被高度为70厘米的零变化面所分开，海雾往往产生在辐射冷却的部位。这就是说，仅从辐射效应来看，当海面是冷水域时，海雾（平流雾）在70厘米这临界高度之上形成；当海面是暖水域时，海雾（蒸汽雾）在此临界高度之下形成。显然，辐射效应还会受到上述涡动交换的补偿，海面蒸发的水汽通过湍流输送到较高的高度，这就大大提高了临界高度，使得蒸汽雾可在几米至二、三十米的高度内生成。至于辐射雾，其形成的起始过程，就是由于貼近地面的空气层进行分子和涡动对流而失去热量，致使地面辐射冷却，若有足够的水汽，雾便在逆温层内形成。

水汽在低空凝结成水滴或升华变成冰晶，并不一定能形成雾，还有一个凝结的水滴或冰晶在低空聚积的过程。因为雾的形成还必须具备两个条件：一是小水滴或小冰晶必须悬浮在近地面的气层中，另一是雾滴浓度得使水平能见距离小于1公里。为此，首先应有适当的风力，可使形成的雾滴飘浮在较厚的气层内，而不致于沉积到地面上。不过风力过大，就导致上下层空气的搅动混和，引起低层气温的升高，相应地增大了饱和水汽量，反而不利于雾的形成，即使形成，也易蒸发消散。其次，在雾层中，相对湿度和比湿随高度应很少变化，才使水汽不致于很快地向下传送到下层空气及地面后凝结；而空气中的水汽含量则应大大超过一定温度下应有的饱和水汽量，方可使雾滴的浓度不断增加。

最后还应指出，凝结核对海雾的形成有很大的促进作用。如果大气中缺乏凝结核，空气中的水汽只有达到八倍的过饱和程度（即相对湿度等于800%），水汽才能自发的凝结成为半径 $r = 6 \times 10^{-8}$ 厘米的胚态水滴。在有带电质点存在时，

若凝结成为相同半径的胚态水滴，就只要求有四倍的过饱和程度。倘若凝结核是吸湿性的且能溶于水，即使相对湿度小于100%，也能吸收水汽，在表面上形成溶液薄膜，迅速增长成为雾滴。因此，海洋上吸湿性很强的盐粒凝结核的大量存在，对海雾的形成是十分有利的。

§ 1.2 海雾形成的水文气象条件

海洋上的雾绝大多数是平流雾，因此这里将着重介绍平流雾的形成条件。

一、冷的海面

大量观测结果证实，平流雾大都出现在冷海面水域上空。尤其在沿着气流方向海水表面温度迅速降低的水域，即寒暖流交汇区的冷水面上或水平温度梯度较大的海陆交界地区，移经其上的暖湿气流更容易变性冷却，雾在这些水域就更加频繁多见了。例如，发源于白令海和鄂霍茨克海的亲潮寒流在北海道东岸与黑潮相遇，形成强大的冷暖流锋区，它是日本以东洋面成为“海上雾都”的主要原因。冷的海面是形成海雾的重要条件，但是海水表面温度‘冷’的临界值为多大才会有利于雾的生成呢？这是海雾形成条件所关注的一个基本问题。图 1.2 是北海道以东的北太平洋水域1961年5—8月各月中旬的旬平均海水表面温度与同时期09时、15时、21时观测到雾的地点（图中以圆点表示）分布图。由图可见，海雾发生的区域大致限于表面水温低于20℃的冷海面，而且4—9月海雾区域的南界，随着20℃的等水温线的季节性北上而相应地从30°N向较高纬度推移。

在我国，沿海水域的海雾发生区域也大多与这个水温界限相符。例如，2月华南沿海正是海雾最多的水域，而此时

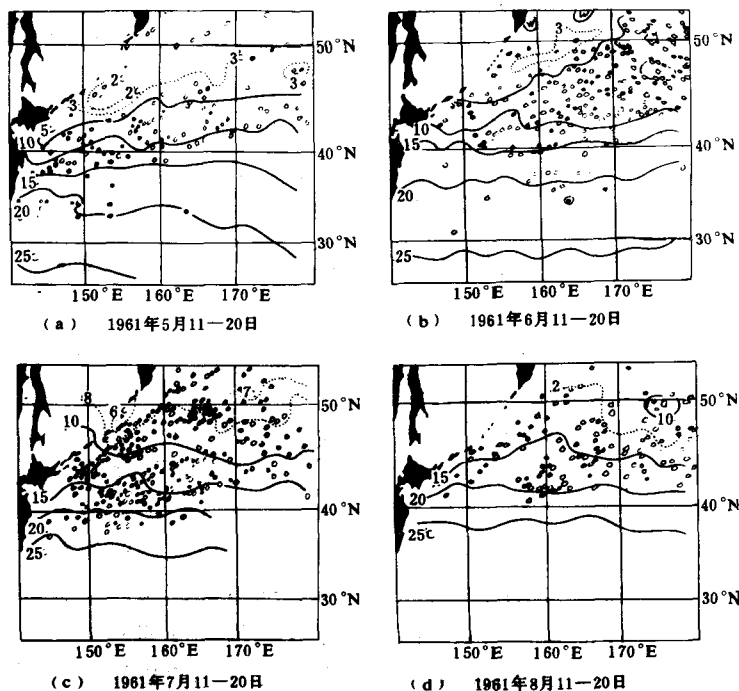


图 1.2 海面水温与雾形成区域分布图

从北部湾经琼州海峡直到台湾海峡，表面水温均低于 20°C ，与多雾区域十分吻合。5月份，表面水温等 20°C 线已推移到浙江沿海和东海中部，而此时正是这个海区海雾最为频繁的时期。对于 20°C 表面水温这个界限，也并非各海区都是一样的，象黄海北部8月份的雾就发生在表面水温低于 24°C 的海面上。正因为如此，有人认为我国近海有利于雾生成的表面水温的界限值应该确定为 24°C 。

必须指出，海雾发生与否并不完全取决于单一的表面水温条件，只有当水温条件和气象条件都合适，才可能有利于雾的发生。例如，2月黄海和东海的表面水温虽然不到20℃，但时处隆冬，高天滚滚寒流急，不可能提供合适的气象条件，所以海雾并无踪迹。4、5月之后，黄、东海表面水温仍低于20℃，但此时气象条件优越，就经常有雾发生了。

二、一定的海气温差

如上所述，平流雾的生成，除了表面水温低于某界限值的条件之外，还取决于表面水温和气象条件的配合，其中就有水温与气温之间的配合。但是，海水表面温度与其上的空气温度之间差值(即气温与海面水温之差)究竟达到多大时，才最有利于雾的生成呢？对于这个问题，过去曾经有人认为，海气温差愈大，愈有利于雾的形成。大量的观测事实说明这种看法是不对的。由表1.2可见，无论在日本海，还是在北太平洋，气温高于海面水温1℃左右时，雾出现最多。在气温高于水温的情况下，雾次数随着气温与水温差值的增大而逐渐减少，当差值大于8℃以后，雾就很少发生。这是因为海水有着巨大的热容量，海面水温不会很低，若气温比水温高得多时，空气的饱和水汽压就变大，难以达到饱和，从而不利于海雾的生成。从表中还可以看到这样一个事实，在气温稍低于水温时，也可以见到有相当数量的雾出现，并且雾次数随着水温高于气温的差值的增大而不断减少。这种雾次

表1.2 海气温差与雾发生的关系

气温与水温差(℃)		-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
雾次数	日本海	2	2	1	2	5	8	16	25	58	90	79	89	63	38	28	19	15	6	1	1	2
	北太平洋					1	2	1	10	21	51	123	154	107	59	26	15	17	15	3	2	

数随海气温差的分布特征，在典型雾季月份中也有清楚的反映（见图1.3）。由图可知，长江口外海域5月和北海道以东洋面7月的雾分别在气温高出水温2℃和3℃时最为常见，主要集中在温差为0—6℃的范围内；而当差值达到8℃和10℃以上时，就极少有雾生成。

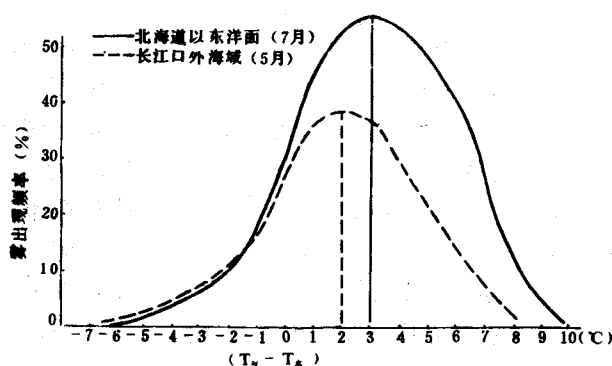


图 1.3 海雾发生时的水温

从气候上说，月平均水温低于月平均气温的季节，往往就是多雾季节（如表1.3）。从表可见，山东南部沿海，海气温差 $T_a - T_w$ 在4—6月都大于零，这些月份恰好是海雾的盛期，各月雾频率为5—9%，8月份海气温差开始变小，并向负值转化，海雾骤减。从表中亦可看到，水温稍高于气温时（如青岛的7月份），雾也是相当多的，高达11%。当然，这只是气候上的平均状况，至于每次海雾形成时海气温差的情况，则要复杂得多。

表 1.3 月平均海气温差与雾的年变化

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
长江口外												
气温 T_a	4.7	4.8	7.2	12.2	17.3	21.2	25.8	26.8	23.5	19.1	14.1	8.8
海面水温 T_w	6.5	5.7	7.3	11.3	16.1	20.7	24.7	26.0	24.1	20.4	15.9	10.7
$T_a - T_w$	-1.8	-0.9	-0.1	0.9	1.2	0.5	1.1	0.8	-0.6	-1.3	-1.8	-1.9
雾出现频率	1.0	2.7	4.3	10.1	10.2	8.0	4.0	0.7	0	0.1	0	0.6
黄海中部												
T_a	0.2	0.6	4.3	8.4	14.6	19.9	23.8	25.8	22.1	17.7	11.5	4.1
T_w	4.6	3.0	4.4	7.8	13.3	18.5	23.3	25.4	22.9	19.1	14.5	9.2
$T_a - T_w$	-4.8	-2.4	-0.1	0.6	1.3	1.4	0.5	0.4	-0.8	-1.4	-3.0	-5.1
雾出现频率	0.2	1.0	4.1	9.1	7.5	6.2	8.8	1.8	0.1	0.1	0.1	0.1
青岛站												
T_a	-1.2	0.0	4.4	10.2	15.7	20.6	23.7	25.2	21.4	16.0	8.6	1.6
T_w	2.6	2.0	4.7	9.1	14.5	19.5	23.9	26.5	24.6	19.4	13.4	6.9
$T_a - T_w$	-3.8	-2.0	-0.3	1.1	1.2	1.1	-0.2	-1.3	-3.2	-3.4	-5.0	-5.3
雾日(1902—1952)	2.4	2.7	3.7	5.1	7.5	9.3	11.3	2.1	0.6	0.7	0.9	1.7

三、适宜的风场

暖湿气流的长时期存在,对海雾的生成与发展相当重要。尤其当这股暖湿气流经过暖洋流水面时,又得到大量的水分和热量,一旦到达冷水面上空时,极易生成雾。所以有雾生成时,一般盛行偏南或偏东气流。表 1.4 的资料表明,无论是日本海,还是北太平洋,成雾时的风向多吹偏南风,尤以吹西南风时雾最多。在我国,有利于雾形成的风向随海区而异。一般说来,东中国海水域,以偏南风时雾最多,南海则以偏东风时雾最为常见。

表 1.4 各风向的雾出现次数

风 向	C	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
日 本 海	57	33	22	31	24	51	16	25	30	70	49	86	54	44	18	12	13
北太平洋	32	29	9	29	31	37	20	62	33	88	83	130	62	53	19	30	17

海上风速的大小与海雾的形成也有着密切的关系。风速过大，会使空气层中产生较强的湍流交换，促使上层空气的热量往下传送，妨碍低层冷却，不利于雾的形成，反而有利于低云的生成；风速太弱，一方面空气中的湍流交换相当弱，只能使海面上很浅薄的一层空气冷却，同时风速太弱也不能大量输送暖湿空气到达海面，即使有雾生成，也不能长久维持。例如，西北太平洋和北大西洋，海雾发生时的风力多为2—3级或3—4级，风力2—4级时出现的雾频率可达全部雾的70%以上；风力在1级以下和6级以上时，雾较少出现（表1.5）。

表 1.5 海雾发生时各级风速的频率（%）

风 力 (级)	0	1	2	3	4	5	6	7
日本海北部(7月)	10.0	6.5	22.6	20.6	17.7	15.5	4.8	2.3
长 江 口(5月)	0.0	0.8	19.7	25.4	32.8	17.2	3.3	0.8
日本以东洋面(7月)	4.5	3.4	27.0	26.7	19.5	15.8	2.6	0.5
北大西洋	2.0	14.0	22.0	33.0	17.0	9.0	2.0	1.0

四、充足的水汽含量

过去不少人认为，雾形成时的相对湿度应达100%，即处于饱和状态。近年来的许多观测结果表明，海雾形成时的相对湿度并不一定达到100%，有时相对湿度在80%以上便有雾发生。这可能与海上有丰富的吸湿性极强的凝结核(盐粒)有关。这种情况在工业发达的大城市也能观测到。实际上，海雾的发生与相对湿度和海气温差二者之间存在着一定的关系(见图1.4)。此图表明，当气温与海水表面温度的差值增大

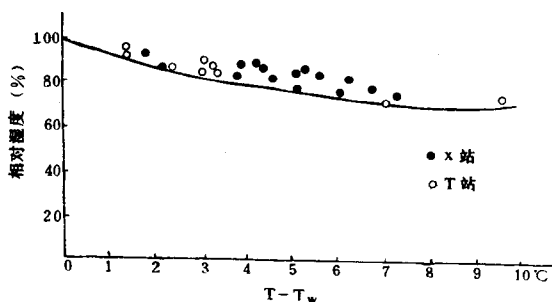


图 1.4 海雾发生时与湿度的关系

时，相对湿度即使比较低，也有可能出现雾。但是，当相对湿度低于70%，或者气温与露点温度的差值大于6℃时，一般便不会有雾生成。据佘山站雾季各月08时气温露点差值 $T - T_d$ 的统计结果来看，生雾前一天 $T - T_d$ 在2℃以下的情况占65.5%，生雾当天 $T - T_d$ 在2℃以下的占98.6%，而雾消后一天的 $T - T_d$ 在2℃以下的比例则减少到52.2%。可见生雾期间和生雾前后日子之间的相对湿度变化是相当大的。

表 1.6 相对湿度与雾次数的关系

相对湿度 (%)		100	99	98	97	96	95	94	93	92	91	90	88
雾次数	6时, 22时	158	31	19	9	4	1	0	0	0	0	0	0
	14时	9	3	3	2	4	1	2	1	1	2	1	2

表1.6的资料表明，凌晨和夜晚时刻发生的雾大多数出现在空气处于或接近饱和状态之下，并且随着相对湿度值的稍稍减小，雾次数会迅速减少；当相对湿度低于95%，就不再有雾生成。在中午时间，雾次数随相对湿度的减小变化不大，