



# 人造地球卫星 环境手册

国防工业出版社

## 毛主席语录

中国人民有志气，有能力，一定要在不远的将来，赶上和超过世界先进水平。

人们为着要在自然界里得到自由，就要用自然科学来了解自然，克服自然和改造自然，从自然里得到自由。

马克思主义的哲学认为十分重要的问题，不在于懂得了客观世界的规律性，因而能够解释世界，而在于拿了这种对于客观规律性的认识去能动地改造世界。

在生产斗争和科学实验范围内，人类总是不断发展的，自然界也总是不断发展的，永远不会停止在一个水平上。因此，人类总得不断地总结经验，有所发现，有所发明，有所创造，有所前进。

对于外国文化，排外主义的方针是错误的，应当尽量吸收进步的外国文化，以为发展中国新文化的借镜；盲目搬用的方针也是错误的，应当以中国人民的实际需要为基础，批判地吸收外国文化。

# 人造地球卫星环境手册

《人造地球卫星环境手册》编写组

国防工业出版社

1971

人造地球卫星环境手册  
《人造地球卫星环境手册》编写组

国防工业出版社出版

北京市书刊出版业营业许可证出字第 074 号

国防工业出版社印刷厂印装 内部发行

787×1092<sup>1</sup>/<sub>16</sub> 插页 4 印张11<sup>7</sup>/<sub>8</sub> 297千字  
1971年9月第一版 1971年9月第一次印刷  
统一书号：N15034·1230 定价：1.80元

## 前 言

我们的伟大领袖毛主席提出：**我们也要搞人造卫星**。在毛主席伟大号召的鼓舞下，在以毛主席为首的党中央领导下，我国工人、人民解放军指战员、革命干部、科学工作者、工程技术人员、民兵以及有关人员，高举“九大”团结、胜利的旗帜，坚持独立自主、自力更生方针，贯彻执行**鼓足干劲，力争上游，多快好省地建设社会主义**总路线，以实际行动抓革命，促生产，促工作，促战备，于一九七〇年四月二十四日，成功地发射了第一颗人造地球卫星。这是毛泽东思想的伟大胜利，是毛主席无产阶级革命路线的伟大胜利、是无产阶级文化大革命的又一丰硕成果。

这次卫星发射成功，是我国发展空间技术的一个良好开端。随着空间技术日新月异的发展，迫切需要了解近地球空间环境的知识，为此，我们编写了这本手册。

人造地球卫星在其轨道上运行的过程中，会遇到十分复杂的空间环境影响。高空大气密度，在一定程度上影响着卫星的轨道和寿命。来自外层空间的微粒辐射，对于卫星体材料、仪器和人体均有损伤作用。尤其伴随太阳表面耀斑的出现而喷射出来的大量高能粒子流，对于空间飞行的危害性更大。由于高空大气电离层的结构影响无线电波的传播，因而也就影响卫星通信的传播方式及通信性能。此外还有：太阳辐射和地球-大气系统辐射对卫星运行过程中光照环境及光学背景的影响；地球磁场对卫星姿态控制的影响；无线电噪声对空间通信效果及性能的影响，以及近地空间的流星物质对空间飞行器的损害等等。

手册共分九章，分别叙述与卫星有关的各类空间环境及其变化规律。需要特别说明的是：地球重力场对卫星轨道有很重要的影响，其梯度分布已用于对近地卫星进行姿态控制，但由于我们对这方面的资料掌握不多，故手册中未予列入。卫星体进入轨道以前（即在发射过程中）和再入大气层以后的环境是属于另一类问题，一般不包括在本手册中。另外，在卫星运行轨道上还有其他有关环境因素，但由于它们对卫星影响较小，也未编入本手册。

毛主席教导我们：“**世界上的事情是复杂的，是由各方面的因素决定的。看问题要从各方面去看，不能只从单方面看。**”人造地球卫星环境的空间变化和时间变化往往都非常剧烈，各种环境因素对卫星的影响也不是一成不变，而是随着时间、地点、条件决定的。因此，在使用手册的资料时，应作到“**对于具体情况作具体的分析**”，以便正确地反映环境的真实情况。由于卫星环境的多变性，尤其需要从各方面周密地考察环境的全面情况，从而对环境有较完整而正确的认识。因此在本手册的各章中，除了提供平均资料之外，还尽可能提供以图表形式表达的各环境参数随时间、地点和太阳活动的变化状况，以供参考应用。

遵照伟大领袖毛主席关于“**洋为中用**”的教导，在编写中，我们对国外的探测资料进行了分析整理，其中有些部分还引用了我们自己的理论计算结果。随着我国空间技术的飞速发展，一定能在不久的将来，对于空间环境有更加深入更加全面的了解，更好地为宇宙航行事业服务。

由于我们水平和掌握的资料有限，加之编写时间仓促，手册内容一定会有许多不足，甚至错误之处，诚恳地希望同志们给予批评指正。

《人造地球卫星环境手册》编写组



# 目 录

## 第一章 高层大气结构

§ 1 概述	7
1.1 大气结构基本特征	7
1.2 基本关系式	18
§ 2 高层大气结构表	19
2.1 120公里以下大气结构表	19
2.2 120公里以上大气结构表	23
参考文献	29

## 第二章 太阳电磁辐射

§ 1 概述	30
1.1 太阳辐射的一般概念	30
1.2 地球大气对到达地球的太阳辐射的影响	31
1.3 太阳常数及其测定	31
1.4 地球大气外的太阳辐射光谱分布	33
1.5 光压	34
§ 2 太阳紫外辐射	35
2.1 太阳紫外辐射概述	35
2.2 太阳紫外辐射强度	36
2.3 太阳紫外光谱辐射通量的变化	38
2.4 日面紫外单色相与太阳活动的研究	39
§ 3 太阳的 X 光辐射	40
3.1 太阳 X 光的来源及其强度	40
3.2 太阳 X 光与耀斑	42
3.3 宇宙 X 光辐射	43
§ 4 太阳辐射对近地卫星的影响	43
4.1 太阳紫外线辐射对材料和人体的影响	43
4.2 太阳 X 射线辐射对人体和材料的影响	45
参考文献	45

## 第三章 地球-大气系统的辐射和 反照以及气辉和极光

§ 1 概述	47
§ 2 地球-大气系统的反照率	48
§ 3 地球-大气系统的长波射出辐射	52
§ 4 气辉	55

4.1 主要光谱成分	55
4.2 高度	55
4.3 强度	56
4.4 夜气辉强度的空间分布	58
§ 5 极光	59
参考文献	61

## 第四章 地磁场

§ 1 引言	62
§ 2 主要磁场	62
§ 3 主要磁场的分析	67
§ 4 地磁坐标	68
§ 5 高空磁场	70
§ 6 地磁指数	73
§ 7 变化磁场	74
§ 8 高空磁场对卫星的影响	76
参考文献	77

## 第五章 粒子辐射

§ 1 地球辐射带	79
1.1 概述	79
1.2 地磁场及辐射带粒子	80
1.3 内辐射带质子环境	85
1.4 内辐射带电子环境	88
1.5 同步高度辐射带电子环境	95
1.6 轨道积分通量	96
1.7 极光粒子	99
§ 2 银河宇宙线	102
2.1 概述	102
2.2 空间分布和地磁效应	102
2.3 能谱	104
§ 3 太阳宇宙线	104
3.1 概述	104
3.2 能谱及时间变化	105
3.3 空间分布和地磁效应	106
3.4 太阳质子事件出现的频次及有关数据	108

§ 4 空间粒子辐射对空间飞行的影响 .....	111
参考文献 .....	113

## 第六章 电离层结构及在其中的电波传播

§ 1 电离层结构 .....	115
1.1 电离层正常结构 .....	115
1.2 电离层不均匀结构 .....	127
1.3 电离层的反常现象 .....	130
§ 2 短波在电离层中的传播 .....	133
2.1 折射指数公式 .....	133
2.2 地球磁场的的影响 .....	135
2.3 短波的吸收 .....	136
2.4 最大可用频率及其在卫星通讯中的 应用 .....	137
2.5 多普勒效应 .....	139
2.6 卫星和地面之间无线电波的可能传播 方式 .....	139
§ 3 超短波 .....	141
3.1 折射误差的修正 .....	141
3.2 色散 .....	142
3.3 电离层对超短波的散射 .....	142
3.4 电离层对超短波的吸收损耗 .....	142
3.5 超短波的法拉第衰落 .....	143
§ 4 超长波 .....	143
4.1 电离层中的吸收 .....	143
4.2 在电离界面上的反射和穿透 .....	144
4.3 电离层引起的超长波传播的其它效应 .....	145
参考文献 .....	145

## 第七章 其他介质中的电波传播

§ 1 对流层电波传播 .....	148
1.1 对流层的折射模数 .....	148
1.2 对流层折射修正 .....	149
1.3 对流层散射传播 .....	149
1.4 电波在对流层中的衰减 .....	150
§ 2 高速飞行体再入大气时的传播问题 .....	151
2.1 问题的提出及性质 .....	151
2.2 鞘层对传播的主要影响 .....	151
2.3 防止再入时信号衰减及克服可能的中断的 基本途径 .....	153

§ 3 海水对超长波传播的主要影响 .....	154
3.1 超长波在入海界面上的穿透 .....	154
3.2 超长波在海水中的衰减 .....	154
3.3 水下各种波段的电波衰减图 .....	155
参考文献 .....	155

## 第八章 无线电噪声

§ 1 无线电噪声的分类 .....	157
§ 2 无线电噪声的度量 .....	157
§ 3 天电 .....	158
§ 4 宇宙无线电噪声 .....	160
§ 5 太阳无线电噪声 .....	164
§ 6 月球和行星的无线电噪声 .....	165
§ 7 大气吸收及热噪声 .....	165
§ 8 电离层热噪声 .....	166
§ 9 自然甚低频辐射 .....	166
§ 10 接收机噪声 .....	167
§ 11 空间通讯接收系统的总噪声计算 .....	168
§ 12 空间的无线电噪声测量 .....	169
参考文献 .....	170

## 第九章 近地空间的流星物质

§ 1 流星物质环境 .....	172
1.1 流星的化学成分 .....	172
1.2 流星速度 .....	172
1.3 流星的大小和质量 .....	173
1.4 流星的动能 .....	174
1.5 流星的数量密度 .....	174
1.6 流星雨 .....	175
§ 2 流星物质对空间飞行器的影响 .....	176
2.1 表面粗糙影响 .....	177
2.2 穿透外壳的影响 .....	177
2.3 外壳内壁的“破裂”影响 .....	178
参考文献 .....	178
附录：天线所对天域的赤纬和赤经 的求法 .....	178



# 第一章 高层大气结构

## §1 概 述

### 1.1 大气结构基本特征

#### 1. 大气密度

海平面大气密度的标准值是  $\rho_0 = 1.225 \times 10^{-3}$  克/厘米<sup>3</sup>。随着高度的递增, 大气密度基本上是按指数律迅速下降的。为了定性地说明这种趋势, 在表 1-1 中, 列举了大气密度下降到  $\rho_0$  值的  $1/10$ 、 $1/100$ 、 $1/1000$ 、……等等倍数时的大约高度<sup>(1)(2)</sup>。

表 1-1 大气密度的指数律递减趋势

大气密度(克/厘米 <sup>3</sup> )	该密度值的对应高度(公里)	大气密度(克/厘米 <sup>3</sup> )	该密度值的对应高度(公里)
$\rho_0$	0	$10^{-9}\rho_0$	165
$10^{-1}\rho_0$	18	$10^{-10}\rho_0$	245
$10^{-2}\rho_0$	33	$10^{-11}\rho_0$	370
$10^{-3}\rho_0$	49	$10^{-12}\rho_0$	540
$10^{-4}\rho_0$	67	$10^{-13}\rho_0$	730
$10^{-5}\rho_0$	82	$10^{-14}\rho_0$	980
$10^{-6}\rho_0$	96	$10^{-15}\rho_0$	1600
$10^{-7}\rho_0$	110	$10^{-16}\rho_0$	2750
$10^{-8}\rho_0$	125		

以上列举的数据是在平均情况(中纬度、春秋季节、中等太阳活动时)下适用的。由表 1-1 可以看出: ① 在 120 公里以下, 平均每升高 16 公里, 大气密度降低一个数量级; ② 从 120~3000 公里, 大气密度降低一个数量级所对应的高度间隔逐渐增大, 由 40 公里递增到 1200 公里; ③ 从地面到 500 公里, 大气密度降低 12 个量级; 从 500 公里到 1000 公里, 大气密度只降低两个量级; 从 1000 公里到 3000 公里, 大气密度仅降低两个量级。由此可见, 在很高的层次, 大气密度随高度的变化是非常缓慢的。

大气密度还随时间、纬度、季节及太阳活动情况的变化而变化。

大气密度日变化的幅度随高度增加而增加; 在低空, 大气密度的日变幅只有百分之几, 而在很高的高空则可达一个量级。

海平面附近, 大气密度的日变幅只有 1~6%, 最大密度出现的时间是在日出后不久。在 40 公里以下, 大气密度的日变幅仍然不超过上述范围, 只是密度最大值出现的时间有所变化。在 50~90 公里之间, 密度的日变幅在 10%~25% 之间, 最大值出现的时间在白天。

高层大气密度日变化的规律目前还了解得不十分清楚。但根据大量的观测, 有一点是很肯定的, 那就是, 在 200 公里以上, 密度的最大值总是出现在地方时 14 点(下午两点), 密度的最小值总是出现在地方时 4 点(凌晨四点)。密度变化率则随高度和太阳活动的变化而变化<sup>(3)</sup>。在 200 公里附近, 1958 年苏联第三颗人造卫星得到的密度日变率是 1.15<sup>●</sup>。1963 年卫星观测得到的密度日变率是 1.7~2.1 之间。由此可见, 在 200 公里附近, 日变率随太阳活动的减弱而增加。

● 指 24 小时最大最小之比。

在 600 公里附近，1958~1960 年卫星观测得到的密度日变率是 5~8。在 1200 公里附近，1960~1961 年从回声 1 号(Echo-1)卫星得到的日变率是 4。1964~1965 年从回声 2 号(Echo-2)得到的日变率不超过 2。这表明在很高的高度上，日变率随太阳活动的减弱而减弱，与较低高度的趋势正好相反。

大气密度随纬度和季节变化而变化。高纬度地区，密度的年变率较大。密度的年变率还随着高度而变化，密度年变化最剧烈的高度是在 65~75 公里以及 100~120 公里之间。在 8 公里附近和 90 公里附近，密度一年四季在全球任何地方都基本上保持不变。因此这两个高度称为“等密度点”。图 1-1 是密度随纬度和季节变化的情况。在 120 公里以上，密度随纬度和季节的变化率逐渐下降。到 250 公里以上，一般就认为日平均密度已不随纬度和季节而变化了。

120 公里以上，大气密度与太阳活动的关系非常密切。

图 1-2 是从 46 个卫星阻力观测得到的大气密度在太阳活动 11 年循环周期中的变化情况<sup>(4)</sup>。

由图上可以清楚地看出，在 700 公里附近，大气密度随太阳活动的变化可达 50 倍左右。

大气密度存在着以半年为周期的一种变化，在 1 月和 7 月密度最小，4 月和 10 月密度最大。半年变化幅度大致与太阳活动指数成正比，并且幅度随高度而增加。在太阳活动最小年

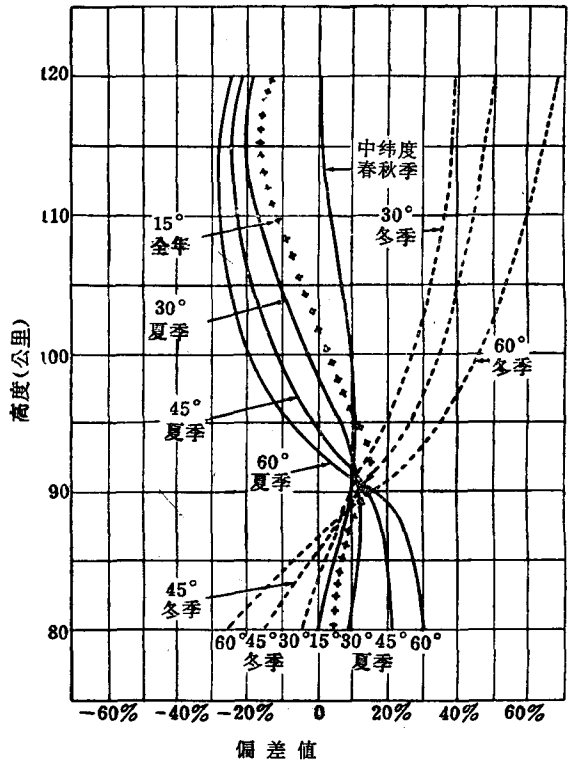


图1-1 大气密度随纬度和季节的变化

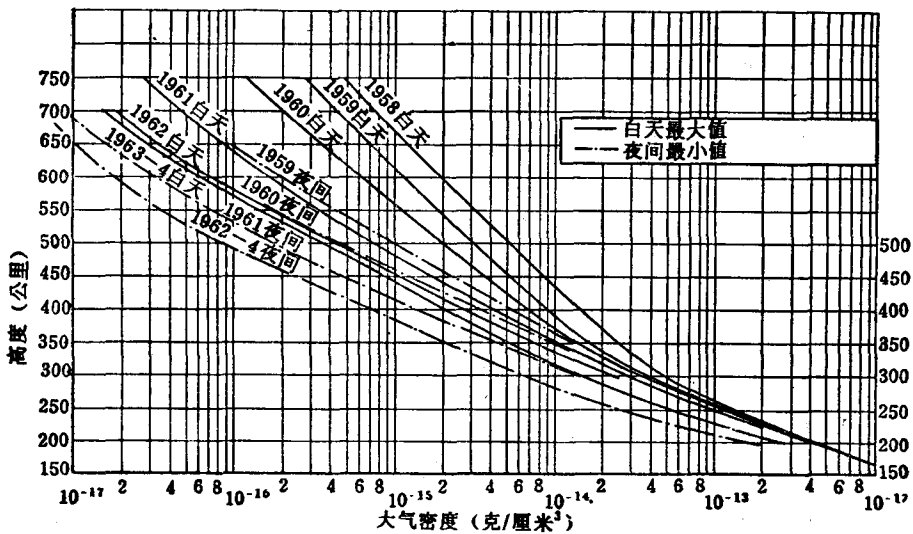


图1-2 大气密度随太阳循环的长期变化

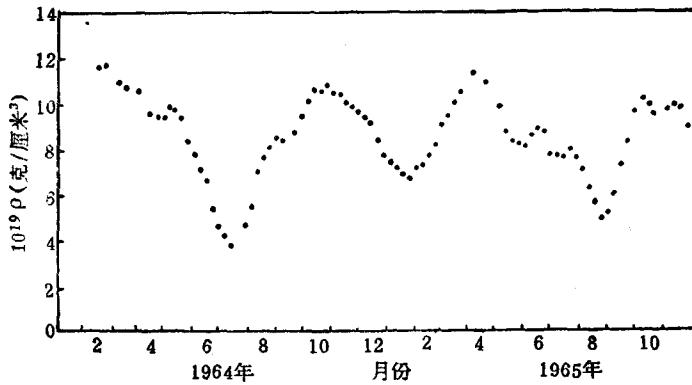


图1-3 1130 公里处密度的半年变化

份，在 1130 公里观测到的幅度是 3。图 1-3 是半年变化的一个例子<sup>[6]</sup>。

大气密度还存在着 27 天（太阳自转周期）的周期变化，图 1-4 是 27 天变化的一个例子<sup>[3]</sup>。从图上可以清楚地看到，27 天变化与太阳厘米波射电通量  $F$  的密切关系。这种关系可写成如下的经验公式：

$$\Delta \log \rho = m(z, t) (\log F - \log \bar{F})$$

其中  $\Delta \log \rho$  是密度的对数增量； $F$  是 10.7 厘米波的射电通量（以  $10^{-22}$  瓦/米<sup>2</sup>·赫为单位）； $\bar{F}$  是在若干个太阳自转周期里的  $F$  平均值； $m(z, t)$  是高度  $z$  和地方时  $t$  的经验函数。

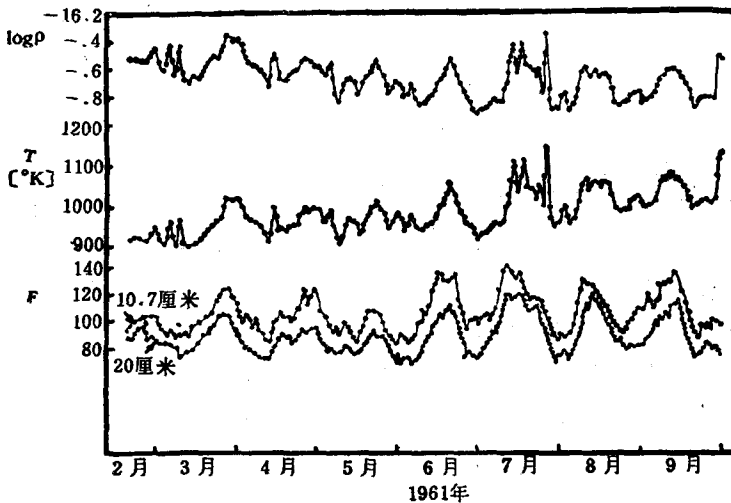


图1-4 温度与密度的 27 天变化

大气密度还随着地磁活动而变化，在磁暴期间，密度在几小时以内猛增好几倍甚至十倍，然后又迅速下降复原。密度最大出现的时间比磁暴扰动最大的时间滞后 5 个小时左右。图 1-5 是在磁暴期间各高度卫星运转周期变化率（与  $\rho \sqrt{H_0}$  成正比——其中  $H_0$  为大气的密度标高）<sup>[6]</sup>。由图上可看出，变化量先随高度增加直到 650 公里，然后又下降。

## 2. 大气温度

海平面大气温度的标准值是  $15^\circ\text{C} = 288.15^\circ\text{K}$ 。在 120 公里以下，温度随高度的分布可用连结以下各点之间的折线来近似表示（表 1-2）。

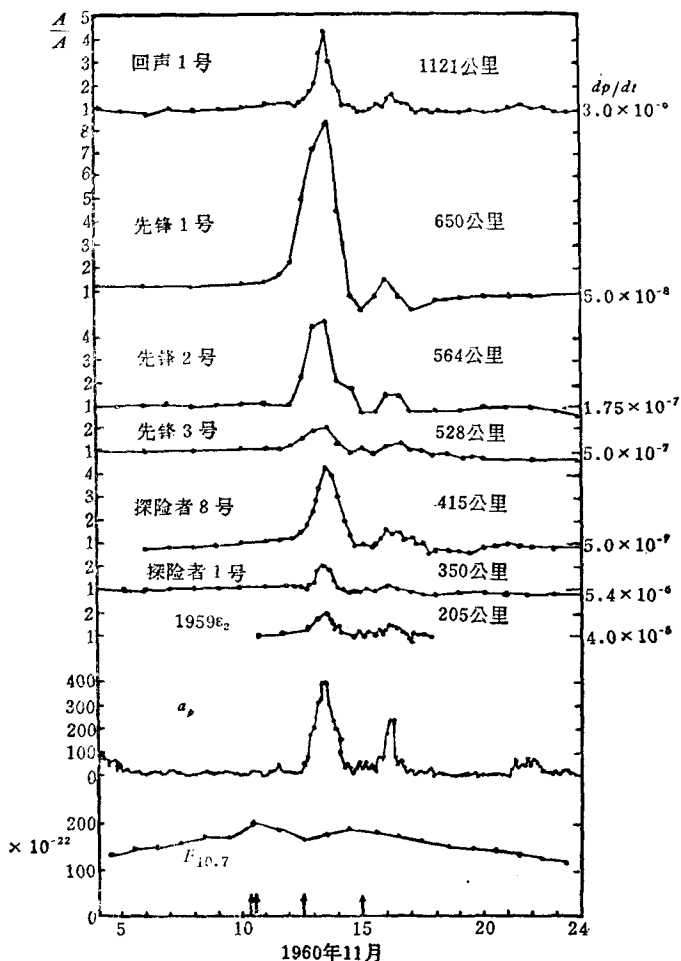


图1-5 磁暴期间200~1000公里密度变化  
 $A/A$ 代表瞬时加速度与平均加速度之比;  
 $dp/dt$ 表示卫星运转周期变化率,  $a_p$ 为磁情指数。

在120公里以上, 温度随高度呈指数律分布<sup>(1)</sup>, 即

$$T = T_{\infty} - (T_{\infty} - T_{120}) \exp[-s(z - 120)] \quad (1-1)$$

式中  $T_{\infty}$  是外层大气的温度, 它与太阳活动及其它参数有关;  $T_{120}$  是120公里的温度;  $z$  是高度(以公里为单位);  $T$  是  $z$  高度上的温度(以 $^{\circ}\text{K}$ 为单位);  $s$  是一个常数。它等于:

$$s = 0.0291 \exp\left(-\frac{q^2}{2}\right) \quad (1-2)$$

式中

$$q = \frac{T_{\infty} - 800}{750 + 1.722 \times 10^{-4} (T_{\infty} - 800)^2} \quad (1-3)$$

由以上几个经验公式, 我们可以得出120公里以上大气温度的若干特性: ①随着高度的增加, 温度起初是迅速增加的, 然后增长率逐渐下降, 最后渐近趋向于一个外层温度  $T_{\infty}$ ; 温度变化最剧烈的高度是在120~300公里之间, 在300~400公里以上接近等温<sup>●</sup> (图1-6); ②120公里以上的温度分布, 当120公里边界温度已给定时, 将唯一地取决于  $T_{\infty}$ 。

大气温度还随时间、纬度、季节及太阳活动而变化。

● 由于高层大气极端稀薄, 分子导热和对流热交换实际上对卫星的热平衡不起作用, 尽管大气温度达到1000 $^{\circ}\text{K}$ 以上, 但卫星温度远比这个数值为低, 并且基本上只取决于卫星的温控方式和辐射热交换。

表1-2 春、秋季各特性点温度

高度 (公里)	温度 ( $^{\circ}\text{K}$ )
0	288.15
11	216.65
20	216.65
32	228.65
47	270.65
52	270.65
61	252.65
69	220.65
79	190.65
90	190.65
100	210.65
110	254.25
118	382.24

大气温度的日变化在各高度上有着不同的性质。在低空，温度的日变幅只有几十度；在很高的高空，可达好几百度。

高层大气温度日变化的一个显著特点是，最高温度出现在14点，最低温度出现在4点。日变幅  $T_{14}/T_4$  接近于常数 (1.28)。

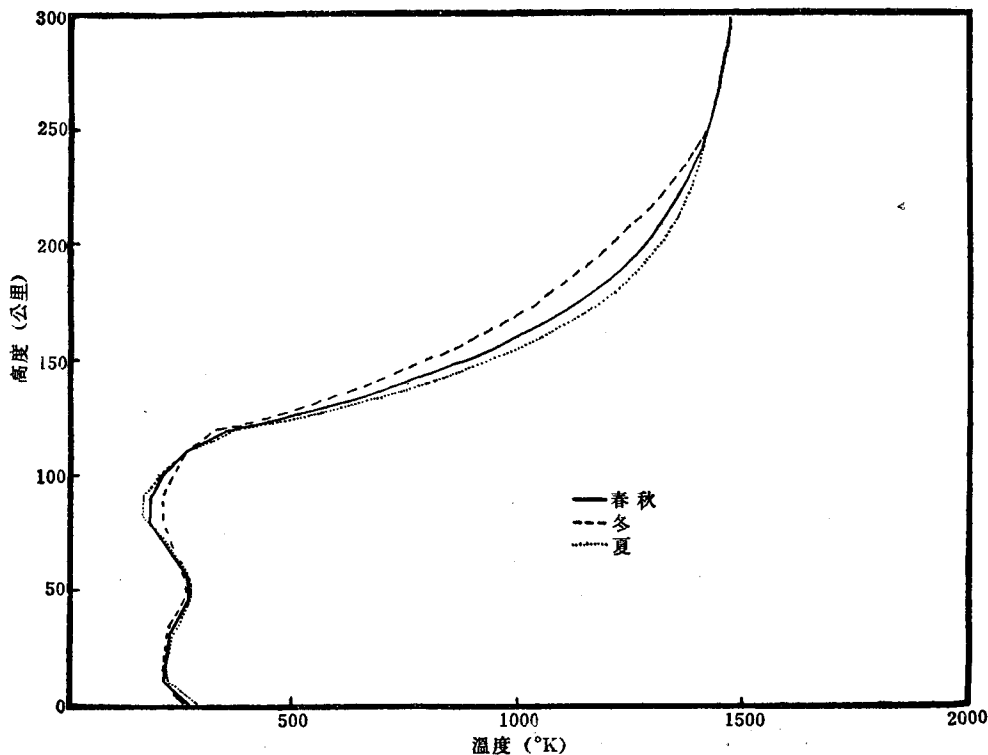


图1-6 中纬度0~300公里温度分布

温度还随纬度和季节而变化。在120公里以下，这种变化的大致趋势可以参看图1-7及图1-8。图1-7是1月、7月80公里以下各纬度各高度的温度分布，图上注明数字的线条是温度的

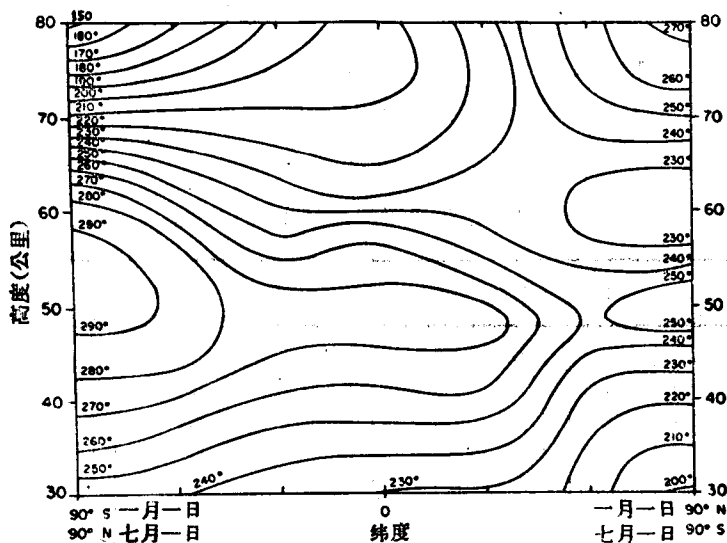


图1-7 冬、夏季全球温度分布

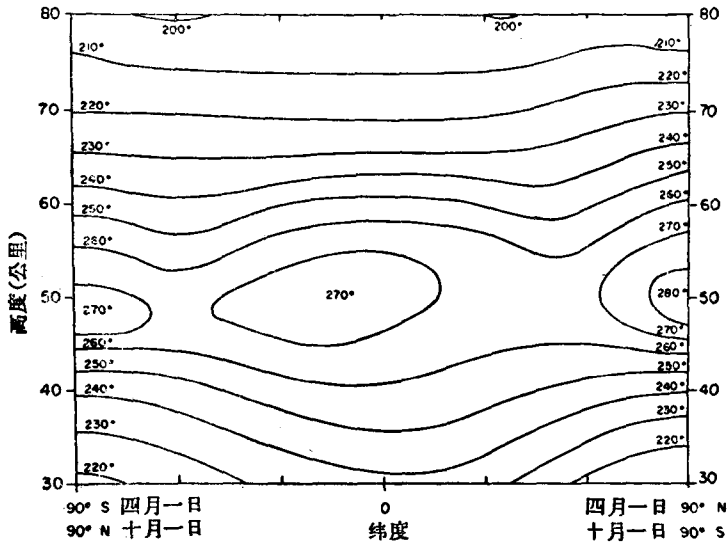


图1-8 春、秋季全球温度分布

等值线，凡处于一条等温线上的各点，都具有相同的温度。图 1-8 是一张与图 1-7 相类似的图，但适用于 4 月及 10 月。

在 120 公里以上，温度随纬度  $\varphi$  和季节（与太阳赤纬  $\delta_0$  有关）的变化，一般是和日变化（与地方时  $t$  有关）交织在一起的。这种变化的近似经验公式是：

$$T(\varphi, t) = T_0 \left[ 1 + R \sin^m \theta + R (\cos^m \eta - \sin^m \theta) \cos^n \frac{\tau}{2} \right] \quad (1-4)$$

式中  $T_0$  是夜间全球最低温度； $\eta = \frac{1}{2}(\varphi - \delta_0)$ ； $\theta = \frac{1}{2}(\varphi + \delta_0)$ ； $\tau = t + \beta + \rho \sin(t + \gamma)$ 。

$-\pi < \tau < \pi$  各常数的值为：

$$\begin{aligned} R &= 0.28 & \beta &= -45^\circ \\ m &= 1.5 & \rho &= 12^\circ \\ n &= 2.5 & \gamma &= 45^\circ \end{aligned}$$

$T/T_0$  值列在表 1-3 中（取  $\delta_0 = 0$ ），由表 1-3，可以明显地看出，各纬度温度日变化的特征如下：① 最大日变化发生在赤道，变幅是 0.28；两极日变化最小，变幅为零；② 最大日变化出现在 14 点，最小出现在 4 点。

表1-3 各纬度不同时间的  $T/T_0$  值

地方时 \ 纬度	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
90	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166
75	1.142	1.138	1.135	1.133	1.133	1.134	1.137	1.142	1.150	1.160	1.171	1.182
60	1.116	1.108	1.102	1.099	1.099	1.101	1.106	1.117	1.132	1.152	1.174	1.194
45	1.091	1.079	1.071	1.067	1.066	1.068	1.076	1.092	1.114	1.133	1.174	1.203
30	1.068	1.053	1.043	1.038	1.037	1.040	1.049	1.069	1.097	1.133	1.172	1.208
15	1.049	1.032	1.020	1.014	1.013	1.016	1.028	1.050	1.083	1.124	1.168	1.210
0	1.038	1.020	1.007	1.001	1.000	1.003	1.015	1.039	1.074	1.118	1.165	1.210

(续)

地方时 纬度	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
90	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166	1.166
75	1.190	1.196	1.198	1.197	1.194	1.188	1.182	1.175	1.167	1.160	1.153	1.147
60	1.210	1.221	1.226	1.224	1.217	1.207	1.194	1.181	1.166	1.152	1.139	1.127
45	1.227	1.242	1.248	1.246	1.237	1.222	1.204	1.184	1.163	1.143	1.124	1.106
30	1.238	1.258	1.266	1.263	1.251	1.232	1.209	1.184	1.159	1.133	1.109	1.087
15	1.245	1.267	1.276	1.273	1.259	1.238	1.212	1.183	1.153	1.124	1.096	1.071
0	1.246	1.270	1.280	1.276	1.262	1.239	1.211	1.180	1.149	1.118	1.088	1.061

需要特别注意的是, (1-4) 式中的  $T_0$  是热层顶部或外层大气的全球最低温度, 也就是前面所说的  $T_0$  温度的全球最低值。就是这个外层大气的全球最低温度, 也还随太阳活动和地磁活动而发生变化。下面我们分别叙述这些变化关系。

首先考虑外层大气温度与太阳 11 年循环的关系, 在这种情况下, 有着如下的经验关系:

$$\bar{T}_0 = 362 + 3.60 \bar{F}_{10.7} \quad (1-5)$$

式中  $\bar{F}_{10.7}$  是对三个太阳自转周期 (差不多 3 个月) 的  $F$  平均值, 以  $10^{-22}$  瓦/米<sup>2</sup>·赫 为单位;  $\bar{T}_0$  是 3 个太阳自转周期的全球平均最低外层大气温度。这个公式在绝对磁静情况下成立 ( $K_p = 0$ )。

再考虑 27 天变化, 对上述公式求得的  $\bar{T}_0$  作一次订正:

$$T'_0 = \bar{T}_0 + 1.8(F_{10.7} - \bar{F}_{10.7}) \quad (1-6)$$

式中的  $T'_0$  是已经考虑了 11 年变化和 27 天变化后的值, 当计入半年变化后, 还需再作一次订正, 即:

$$T_0 = T'_0 + f(d) \bar{F}_{10.7} \quad (1-7)$$

式中  $f(d)$  表示成:

$$f(d) = \left( 0.37 + 0.14 \sin 2\pi \frac{d-151}{365} \right) \sin 4\pi \frac{d-59}{365} \quad (1-8)$$

是半年变化的订正系数,  $d$  是由 1 月 1 日起算的日期数,  $f(d)$  的值给在表 1-4 中。(1-7) 式求出的温度就是在没有地磁活动情况下的当天全球夜间最低温度。

表 1-4 半年变化订正系数

时间	1月1日	11日	21日	2月1日	11日	21日	3月1日	11日	21日	4月1日	11日	21日
$f(d)$	-0.267	-0.276	-0.255	-0.203	-0.138	-0.063	0.000	0.078	0.151	0.218	0.259	0.275
时间	5月1日	11日	21日	6月1日	11日	21日	7月1日	11日	21日	8月1日	11日	21日
$f(d)$	0.258	0.200	0.119	-0.010	-0.143	-0.273	-0.383	-0.453	-0.469	-0.418	-0.312	-0.163
时间	9月1日	11日	21日	10月1日	11日	21日	11月1日	11日	21日	12月1日	11日	21日
$f(d)$	0.026	0.196	0.338	0.434	0.472	0.451	0.366	0.250	0.117	-0.016	-0.130	-0.215

考虑到地磁活动, 在  $T_0$  上还要加上一个订正量  $\Delta T$ :

$$\Delta T = 28K_p + 0.03 \exp K_p = a_p + 100[1 - \exp(-0.08a_p)] \quad (1-9)$$

式中  $K_p$ ,  $a_p$  是两种不同表示方法的磁情指数。

表 1-5 列的是  $\Delta T$  数值。由表上可看出, 在很强的磁暴来到时,  $\Delta T$  可达到四、五百度之大。

表1-5 地磁活动引起的温度增量

$K_p$	$a_p$	$\Delta T$	$K_p$	$a_p$	$\Delta T$	$K_p$	$a_p$	$\Delta T$	$K_p$	$a_p$	$\Delta T$	$K_p$	$a_p$	$\Delta T$	$K_p$	$a_p$	$\Delta T$
0 <sub>0</sub>	0	0	2 <sub>-</sub>	6	47	3 <sub>+</sub>	18	94	5 <sub>0</sub>	48	145	7 <sub>-</sub>	111	210	8 <sub>+</sub>	236	358
0 <sub>+</sub>	2	9	2 <sub>0</sub>	7	56	4 <sub>-</sub>	22	104	5 <sub>+</sub>	56	156	7 <sub>0</sub>	132	229	9 <sub>-</sub>	300	417
1 <sub>-</sub>	3	19	2 <sub>+</sub>	9	66	4 <sub>0</sub>	27	114	6 <sub>-</sub>	67	167	7 <sub>+</sub>	154	251	9 <sub>0</sub>	400	495
1 <sub>0</sub>	4	28	3 <sub>-</sub>	12	75	4 <sub>+</sub>	32	124	6 <sub>0</sub>	80	180	8 <sub>-</sub>	179	279			
1 <sub>+</sub>	5	37	3 <sub>0</sub>	15	85	5 <sub>-</sub>	39	134	6 <sub>+</sub>	94	194	8 <sub>0</sub>	207	313			

### 3. 大气压力

海平面大气压力的标准值为  $p_0 = 1.01325 \times 10^3$  毫巴 (1 毫巴 =  $10^3$  达因/厘米<sup>2</sup>)。随着高度的递增, 压力基本上按指数律迅速下降。表 1-6 中列举了大气压力下降到  $\frac{1}{10} p_0$ ,  $\frac{1}{100} p_0$ ,  $\frac{1}{1000} p_0$ ……等等倍数时的大致对应高度<sup>[1][2]</sup>。

表1-6 大气压力的指数律递减趋势

大气压力	该压力值的对应高度 (公里)	大气压力	该压力值的对应高度 (公里)	大气压力	该压力值的对应高度 (公里)
$p_0$	0	$10^{-5} p_0$	80	$10^{-10} p_0$	350
$10^{-1} p_0$	16	$10^{-6} p_0$	92	$10^{-11} p_0$	520
$10^{-2} p_0$	31	$10^{-7} p_0$	108	$10^{-12} p_0$	730
$10^{-3} p_0$	48	$10^{-8} p_0$	135	$10^{-13} p_0$	1100
$10^{-4} p_0$	65	$10^{-9} p_0$	220	$10^{-14} p_0$	2100

以上列举的数据是在平均情况(中纬度、春秋季节、中等太阳活动时)下适用的。由表 1-6 可以看出: ①在 120 公里以下, 平均每升高 16 公里, 大气压力降低一个数量级; ②由地面到 350 公里, 大气压力降低十个数量级; 由 350 公里到 700 公里, 降低两个数量级; 而由 1000 公里到 2000 公里仅降低一个数量级。可见在三、四百公里以上, 压力的降低就变得非常缓慢了。

大气压力还随时间、纬度、季节及太阳活动而变化。

### 4. 大气成分

海平面大气成分各部分的比例, 一直维持到大约 80 公里左右, 这样一种组成的大气, 其平均分子量是 28.96。

在 120 公里以上, 大气各成分开始扩散分离, 氧分子开始部分分解成氧原子<sup>[7]</sup>。

从 100~200 公里, 氮分子的数密度从  $10^{13}$  个/厘米<sup>3</sup> 降到  $10^9 \sim 10^{10}$  个/厘米<sup>3</sup>; 氧分子从  $10^{12}$  降到  $(1 \sim 4) \times 10^8$ ; 氧原子从  $(2 \sim 8) \times 10^{11}$  降到  $(1 \sim 5) \times 10^9$ 。在 125 公里还测量到有少量的一氧化氮 NO, 其数密度为  $6 \times 10^6$  个/厘米<sup>3</sup>。氮原子的数量不超过氮分子的 2~5%。

在 100~200 公里之间, 各大气成分的数密度随太阳活动及季节纬度等而变化。在 100~120 公里附近, 主要表现为随季节、纬度而变化。在 200 公里附近, 主要表现为随太阳循环及地方时而变化, 变化率可达 7~10 倍之大。

在 300 公里以下, 主要成分是氧原子、氧分子和氮分子, 在 600~700 公里以上主要成分是氩。

由于大气成分随高度而变化, 大气分子的平均分子量随高度而降低(见表 1-7)。

在 20~50 公里之间, 大气中臭氧的混合比(臭氧含量/空气总

表1-7 各高度平均分子量

高度(公里)	平均分子量
0	28.96
120	26.90
200	23.51
500	16.19
800	10.63
1000	6.23
1500	4.03
2000	3.92
2500	3.84
3000	3.70



量)最大,称为臭氧层。大气中臭氧的总含量如果换算到标准温压条件(288°K,1013毫巴)下,将有0.35厘米的厚度。图1-9及图1-10是中纬度年平均臭氧数密度及臭氧混合比<sup>[1]</sup>。

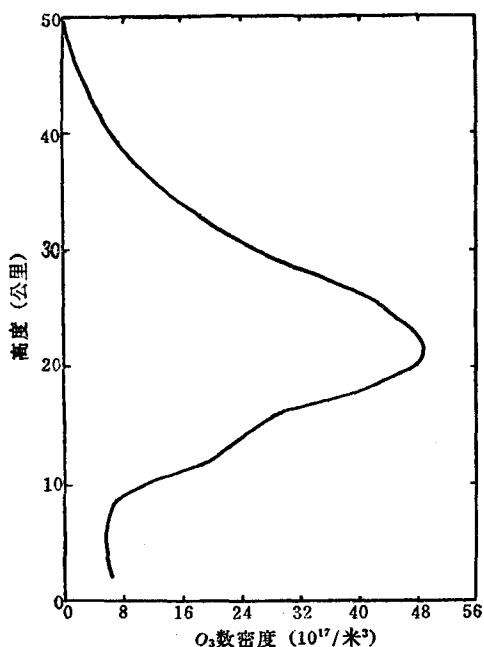


图1-9 中纬度臭氧数密度年平均分布

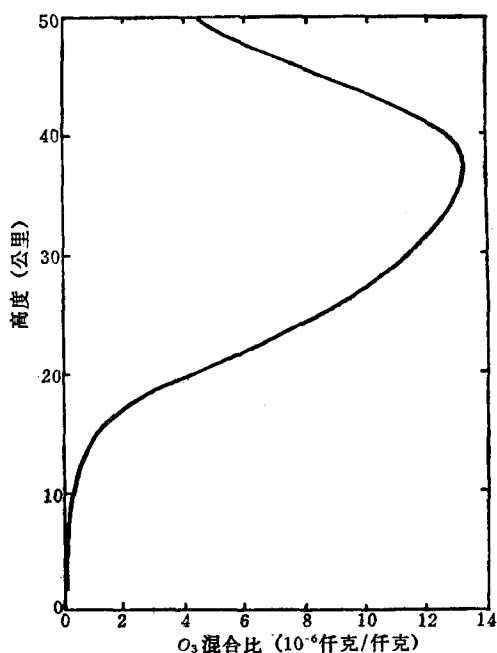


图1-10 中纬度臭氧混合比年平均分布

## 5. 风

高空风以东西方向为主,南北方向的风分量相对说来较小。

东西风分量随着纬度、季节和高度而变化(表1-8)<sup>[8]</sup>。风场分布具有如下几个特征:①北半球冬季各高度主要盛行西风;有两个西风中心,一个在10公里高度35°纬度附近,其中心强度50米/秒;另一个在70公里高度40°纬度附近,其中心强度85米/秒。②北半球夏季从地面到20公里,主要盛行西风;西风中心在10公里高度45°纬度附近,其中心强度20米/秒。在20公里以上主要盛行东风,东风中心强度为60米/秒。③在赤道附近风速小而风向多变。

表1-8 各高度全年全球高空东西风分量分布<sup>①</sup>

纬度	高度	1月 <sup>②</sup>	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
0°N	30	-18	-22	-22	-15	-8	-7	-18	-22	-22	-15	-8	-7
	35	-24	-29	-24	-6	3	-3	-24	-29	-24	-6	3	-4
	40	-28	-33	-22	1	8	-2	-28	-33	-22	1	8	-2
	45	-29	-33	-17	5	5	-7	-29	-33	-17	5	5	-7
	50	-28	-31	-11	4	3	-11	-28	-31	-11	4	3	-11
	55	-20	-22	-4	4	4	-7	-20	-22	-4	4	4	-7
	60	-9	-5	3	6	5	-2	-9	-5	3	6	5	-2
	65	-4	12	14	12	7	-3	-4	12	14	12	7	-3
	70	0	20	30	19	8	-6	0	20	30	19	8	-6
	75	3	19	28	16	3	-10	3	19	28	16	3	-10
	80	5	15	13	-2	-13	-11	5	15	13	-2	-13	-11

① 风速以米/秒为单位,西风为正。

② 列表的数值适用于每月的第一天。