

高等学校教材

卫星资料接收处理

何明元 石汉青

解放军理工大学气象学院

二〇〇七年一月

1412.27

4

目录

第一章 气象卫星图象基本原理.....	1
1.1 基本原理.....	1
1.2 简单识别.....	19
第二章 气象卫星概述.....	43
2.0 概述.....	43
2.1 我国的风云气象卫星.....	45
2.2 美国的气象卫星.....	49
2.3 俄罗斯的气象卫星.....	56
2.4 日本地球静止气象卫星.....	58
2.5 欧洲空间局的气象卫星.....	59
2.6 印度的气象卫星.....	62
第三章 气象卫星星载仪器.....	64
3.1 气象卫星星载仪器概述.....	64
3.2 扫描辐射仪 (SR).....	69
3.3 改进的甚高分辨率辐射计 (AVHRR).....	72
3.4 可见光、红外自旋扫描辐射仪(VISRR)....	74
第四章 卫星轨道与地理定位....	76
4.1 卫星的运动方程....	76
4.2 卫星轨道参数.....	78
4.3 卫星轨道的摄动.....	80
4.4 卫星轨道的设计.....	84

4.5 地球定位方法.....	86
第五章 气象卫星资料的接收.....	92
5.1 APT 地面接收范围和卫星位置的确定.....	92
5.2 卫星轨道报.....	97
第六章 气象卫星资料处理.....	105
6.1 静止气象卫星资料处理.....	105
6.2 极轨气象卫星资料处理.....	112
6.3 气象卫星图像处理.....	121
第七章 气象卫星资料应用.....	141
7.1 卫星资料的应用历史和现状.....	141
7.2 卫星资料的应用.....	145
附录.....	162
附录 1 WT8D 技术说明书.....	162
附录 3 WT10 技术说明书.....	174

第一章 气象卫星图象基本原理

1.1 基本原理

1.1.1 卫星遥感的基本概念

1.1.1.1 物理原理

卫星图象是通过辐射计测量太阳、地球和大气所发射的散布在空间的电磁辐射而得到的。所有的固体、液体和气体都发射电磁辐射。辐射源越热，其发射辐射的强度就越大。按照普朗克函数，辐射源的温度可以根据其发射辐射的强度来计算。这一点是卫星遥感的基本原理。

固体和液体在一定波长范围内吸收并发射辐射，这个范围取决于它们自身的温度。能够将照射到其上各种波长的所有辐射都吸收掉的物体叫“黑体”，它们的吸收系数为1。基尔霍夫定律告诉我们，吸收系数等于发射系数。换言之，好的吸收体也是好的发射体。黑体的发射系数为1，在任何波段，它都发射其自身温度下的最大辐射。

但是，大多数实际物体不是完全的黑体，它们的发射系数小于1。发射系数定义为物体真正发射的辐射强度与相同温度下黑体所发射的辐射强度之比。

图 1.1.1 给出了一些常用辐射波长的分类。它也反映了太阳（温度约为6000K）、地球和大气（温度在200—300K之间）发射辐射光谱的波长范围。在气象学中经常把它们称为太阳辐射和地物辐射。这两种辐射波长的区分不是很严格，它们有一小部分重叠区。根据威恩位移定律，炽热的太阳所发射辐射的波长比冷得多的地—气系统所发射辐射的波长短。

太阳辐射的波长主要在 $0.2\text{--}4.0\mu\text{m}$ 之间，辐射强度的峰值位于 $0.5\mu\text{m}$ 附近的可见光谱区。但在紫外和近红外光谱区域也有虽然强度比可见光谱区低，但仍然相当可观的太阳辐射。地—气系统发射辐射的波长集中在 $3\text{--}100\mu\text{m}$ 之间，完全位于红外谱区。辐射强度的最大值在 $11\mu\text{m}$ 附近。

图 1.1.1 也表示了获取图象所用辐射的波长，这将在下一节中叙述。

与固体和液体不同，单一的一种气体不是黑体。总的来说，它们所发射的辐

射比根据普朗克函数计算得到的值要小，并且它们仅在某些波长处有强的吸收和发射，这些波长取决于各种气体自身的特性。在对气象学有重要意义的可见光和红外波段，主要的吸收气体是水汽、二氧化碳和臭氧。但在各个波段，它们的特性差异很大。如图 1.1.2 所示，每种气体都在某些狭窄的吸收带中很活跃。但也有些光谱区域，在那里所有气体的吸收都很弱，大气几乎是透明的，这些区域被称为“窗区”。大部分图象产品都是通过“窗区”获得的。相反地，卫星上的大气垂直温度探测器利用的是吸收带。

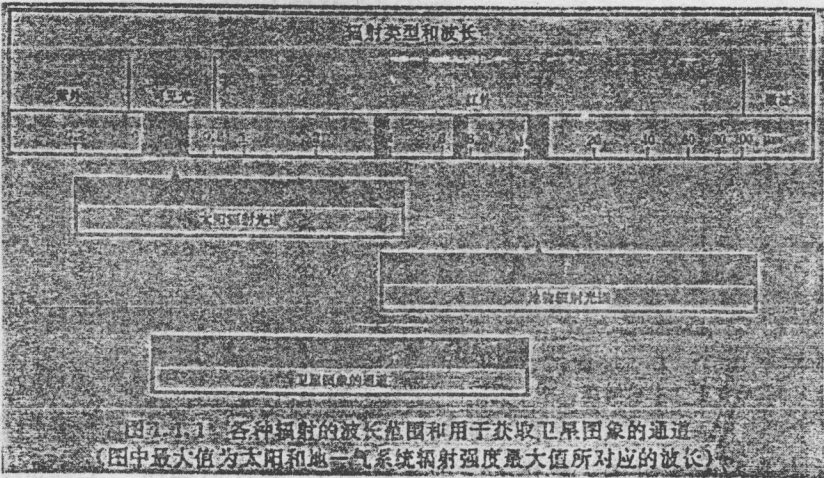


图 1.1.1 各种辐射的波长范围和用于获取卫星图象的通道
(图中最大值为太阳和地—气系统辐射强度最大值所对应的波长)

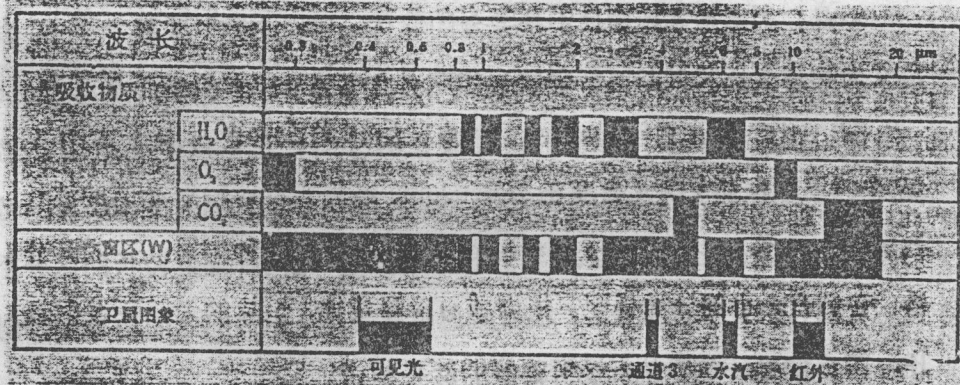


图 1.1.2 大气中的气体对不同波长辐射的吸收。可见光、红外和通道 3 图象使用的波长位于大气窗区；（水汽图象是利用一条水汽吸收带中所发射的辐射得到的）

1.1.1.2 卫星图象

业务上最常使用的图象有如下几种：

- (a) 可见光图象 (VIS) — 可见光和近红外波段太阳光反射辐射的图象（波

长 $0.4\text{--}1.1\mu\text{m}$);

(b) 红外图象 (IR) —地—气系统在热红外波段发射辐射的图象 (波长 $10\text{--}12\mu\text{m}$);

(c) 水汽图象 (WV) —水汽发射辐射的图象 (波长 $6\text{--}7\mu\text{m}$)

(d) 通道 3 图象 ($3.7\mu\text{m}$) —太阳和地—气系统重叠区辐射的图象, 有时称这一波段为“近红外”。

上面这些术语都已表示在图 1.1.1 和图 1.1.2 中。

可见光 (VIS) 图象是太阳辐射经地—气系统散射或反射后到达卫星所得到的图象。图象中的灰度取决于地表或云的散射或反射系数。

可见光 (VIS) 图象的表现形式与人眼所看到的相似, 使用明暗不同的黑白灰度色调反映不同等级的反射系数。最亮的、反射指数最大的表面为白色, 而反射系数最低的表面为黑色。因此, 在比较黑的地表背景衬托下, 所看到的白色物体为云。

一般来说, 红外 (IR) 图象是通过接收 $10\text{--}12\mu\text{m}$ 波段地气系统的辐射得到的。因此它为我们提供了有关下垫面或云温度的信息。但是所发射的辐射在到达卫星之前必须穿过地球大气。在此传输过程中, 由于大气的吸收和再发射, 辐射量改变了。

在窗区, 这种改变很小。到达卫星的辐射大部分来自地表和云, 大气对它没有太大的影响。正因为如此, 天气预报人员才能在预报业务工作中很容易地使用卫星图象。

以黑白方式显示红外图象的常规方法是在黑色的地球背景之上将云显示为明暗不等的白色, 以便它们与可见光图象的表现形式一致。由于温度随高度降低, 最高最冷的云所发射的红外辐射强度也最低, 因此在云图上它们显示最白。这样处理所得的图象使用方便, 但其处理过程与可见光图象正好相反。在可见光图象上, 最低的反射率表现为黑色。

发射面温度的定量测量需要考虑预报人员凭视觉观察图象时容易忽视的微小影响因素。在窗区即使大气有少量的吸收和发射, 也要加以考虑。但是, 定性描述红外图象中的云型时, 在窗区一般可以把大气考虑成是透明的。这种考虑只对热带地区非常暖的高露点的大气不适用。在这些区域中, 无云时的图象可以表

现为不同的灰色调，这与湿度分布有关。

水汽 (WV) 图象是根据水汽在非大气窗区的水汽波段上所发射的辐射得到的。大气低层水汽的辐射一般达不到外空。如果对流层上部是湿的，那么到达卫星的辐射主要来自这一 (冷的) 区域，并且表现为白色，这与红外图象的表示方式一致。仅当对流层上部是干燥的时候，较暖的对流层中部的水汽产生的辐射才能到达卫星，在图象上表现为稍暗的色调。

$3.7\mu\text{m}$ 通道的辐射由散射的太阳辐射和地气系统发射的辐射组成。由于前者只存在于白天时段，因此对这一通道图象的解译很复杂，白天的图象和夜晚的不一样。这将在本章 1.1.8 节中作进一步讨论。

1.1.2 气象卫星的种类

1.1.2.1 极轨卫星

极轨卫星的轨道经过极区附近，高度约为 850km，如图 1.1.3 所示。卫星的轨道位置在空间几乎是固定的。由于地球在卫星下面自转，因此这些卫星能够观测到全球地表。连续接收的轨道中，每条轨道的扫描区域在赤道上几乎彼此相接。向极地方向，扫描带会逐渐重叠，如图 1.1.4 所示。扫描带通常宽为 2600km，每颗卫星每天观测的 14 条轨道能够实现每 24 小时完全覆盖全球一次。



图 1.1.3 气象卫星的轨道与地球的相对位置；静止卫星的正常位置也表示在图中

极轨卫星上的扫描辐射计一直指向地球 (它们是对地稳定的)。当卫星上的扫描仪在垂直于运行轨道的平面上从一侧扫描到另一侧时，图象扫描线的获取工作同时完成。当卫星向前移动时，连续的扫描线构成图象，如图 1.1.4 所示。数

据可以在获取的同时连续地传给地面，也可以贮存在星上，以后再回放。



图 1.1.4 极轨卫星扫描带的邻接覆盖示意图

图 1.1.4 极轨卫星扫描带的邻接覆盖示意图

1.1.2.2 静止卫星

静止卫星环绕地球的轨道是在赤道上空，高约 35800km，如图 1.1.3 所示，每 24 小时完成一条完整的轨道，所以运行周期约与地球自转周期同步，在赤道上空静止不动。

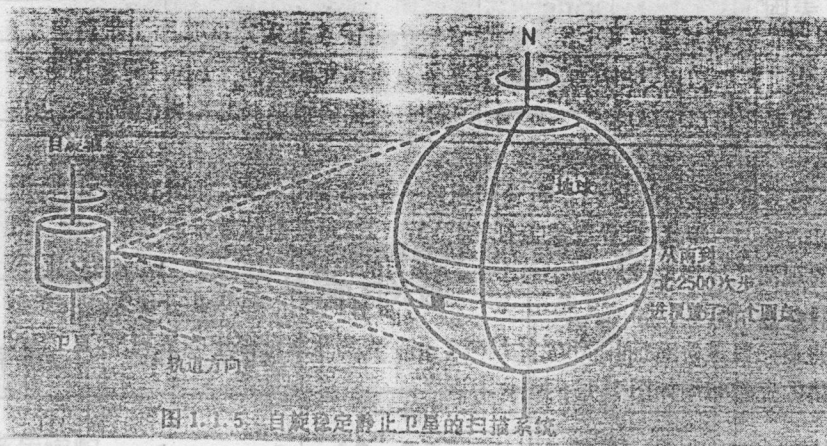


图 1.1.5 自旋稳定静止卫星的扫描系统

图 1.1.5 自旋稳定静止卫星的扫描系统

静止卫星最容易通过快速自旋达到稳定（称之为“自旋稳定”）。在自旋稳定系统中，图象是这样获取的：扫描镜随卫星自旋完成扫描，并以步进方式从一极

倾向另一极，步进速度恰好使得卫星每扫描一圈，地面上被扫过的带状区域毗邻相接（见图 1.1.5）。扫描一幅全圆盘图约需 25 分钟。

静止卫星主要优点就在于其资料的时间分辨率高。第 30 分钟可以得到一幅新的地球全圆盘图。有些静止卫星的扫描方式可以改变，使之对指定的小区域进行观测，以获取更高频次的图象。

许多静止卫星都具有的主要缺点是它们的空间分辨率受到限制，这是由于它们距地球远所造成的。技术的进步将给这方面带来改观，但不会减少图象在高纬度地区的扭曲程度，这一点是由于卫星对地观测的斜视角向地球边缘逐渐增加所造成的，可用的资料在 70°N 到 70°S 之间。

1.1.3 卫星特点

表 1.1.1 给出了 1994 年业务气象卫星的详细情况。表 1.1.2 和表 1.1.3 总结了典型卫星系统的图象特点。

表 1.1.1 业务气象卫星（1994 年）

卫星 所属国家	卫星名称	(a) 静止卫星赤 道上空经度	(b) 极轨卫星 高度 (km) 周期 (km)
日本	GMS	140°E	
印度	INSAT	74°E	
欧洲	Meteosat	0°E/W 和 75°W	
美国	GOES	12.5°W	
美国	NOAA/DMSP		815 ~ 830 101
原苏 联	METEOR		1200 110

表 1.1.2 从典型静止卫星得到的图象种类（1994 年）

卫星	通道	波长区间 (μm)	星下点分 辨率 (km)	50°N 分 辨率 (km)
Meteosat	VIS	0.4~1.1	2.5	4
	WV	5.7~7.1	5	8
	IR	10.5~12.5	5	8

表 1.1.3 从典型极轨卫星得到的图象种类（1994 年）

卫星	通道	波长 (μm)	卫星星下点分辨率 (km)
NOAA (TIROS-N) 系列	VIS (通道 1)	0.6	1
	VIS (通道 2)	0.9	1
	近红外 (通道 3)	3.7	1
	红外 (通道 4)	10.8	1
	红外 (通道 5)	12.0	1

20 世纪 70 年代, 世界气象监视网 (WWW) 指定某些位置来布置 5 颗静止气象卫星, 这 5 颗卫星的观测区域绕地球形成闭合的环。所指定的位置分别位于: 欧洲联盟 (0° E/W)、印度 (70° E)、日本 (140° E) 和美国 (135° W 和 75° W)。由于业务的要求, 或者由于某颗卫星的故障, 有时对卫星位置的布局要重新安排, 以便能尽是减少整个观测覆盖范围中的资料空白区。一般情况下 5 颗静止卫星的完整布局如图 1.1.6 所示。

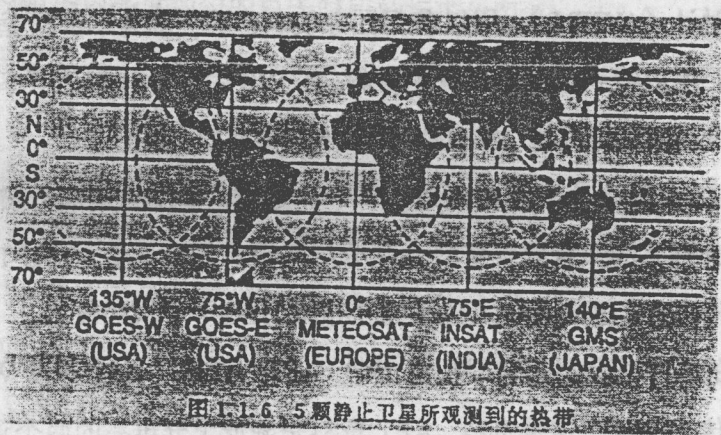


图 1.1.6 5 颗静止卫星所观测到的热带

1.1.4 卫星图象的分发

1.1.4.1 数字传输和模拟传输

卫星观测得到的测值通常是以离散的数字(数字资料)或连续变化的信号(模拟资料)来传输的。

一般来说, 模拟信号的振幅和原始测值有关。但是, 在地面恢复原始资料的能力强烈地受通讯系统中放大器的噪声和低频分量的影响, 因此模拟数据流最适

合于定性应用, 比如: 在一景图象中, 相对温度的视觉识别等。

在数字资料流中, 原始测值用二进制代码来表示, 它通讯系统中存在噪声和其它干扰问题时有好得多的抗干扰能力。数字资料是定量应用和获得高质量图象的基础。

基本观测资料以数字形式从卫星传向少数高性能地面站, 并由那里的计算机完成资料处理工作。为了卫星资料的转发, 建立了原始资料的模拟信号版本, 这种资料可以在任何遥远的地区使用简便的、不昂贵的接收设备来接收并显示。卫星图象、天气图和容易识别的信息都可以进行模拟传输。美国和欧洲所有卫星采用的常规模拟传输方式被称为 WEFAX。

1.1.4.2 极轨卫星和静止卫星的资料

NOAA 极轨卫星携带了两部对气象业务预报十分有用的仪器。一部是甚高分辨率辐射计 (AVHRR), 用以获得图象资料; 另一部是泰罗斯垂直业务探测器 (TOVS), 用以得到温度垂直探测资料。TOVS 中包含有高分辨率红外辐射探测仪 (HIRS)、微波探测器 (MSU) 和平流层探测器 (SSU)。

AVHRR 探测 5 个波段的辐射, 即 5 个通道, 星下点地面分辨率约为 1km。具有这种分辨率的大量数字资料由高分辨率图象传输设备 (HRPT) 实时传送。只有为数不多的一些地面站配备了直接接收 HRPT 资料的设备。

更多的用户接收的是自动图象传输 (APT) 资料, 这些是以 WEFAX 格式连续不断地传输的模拟信号资料。APT 资料是降低了分辨率的两个通道的 AVHRR 资料, 有效地面分辨率约为 4km。

静止卫星资料的传输, 原理上与极轨卫星相同。

1.1.5 可见光图象的基本解释

1.1.5.1 总则

当可见光图象用黑白方式显示时, 较黑的色调代表低的亮度 (即低的反射辐射强度); 较亮的色调代表高的亮度。亮度与星下地物表面的反照率相关极好。反照率的典型值见表 1.14。

表 1.1.4 典型的反照率值

地表	%	云	%
海洋、湖泊	8	薄、碎云:	
陆表:		Cu	30
黑土	14	Ci,Cs,Cc	35
植被	18	St	40
沙地、沙漠	27		
		Cs	74
冰雪:		St	65
海冰	35	Ac,As,Sc	68
旧雪	59	Cu	75
新雪	80	Ns	85
		Cb	90

亮度也取决于太阳光的强度以及太阳和卫星相对于地球的位置。在夜间,从标准的气象卫星上得不到可见光图象。可以对太阳光照射强度的日变化进行订正,产生图象范围内亮度均匀的白天时段的标准化图象,但业务上不常这样做。

可见光图象可用于区分海洋、陆地和云。海洋和湖泊具有低的反照率,在可见光图象上显得暗。从图 1.1.7 上可以清楚地看到欧洲大陆四周的海洋和瑞士的湖泊(H)。在海洋上出现的亮斑是上述情况的一个特例,被称作太阳耀斑,如图 1.1.7 中的 G 处所示(参见第 1.2.4.2 节)。

一般来说,陆地比海洋亮,但比云暗。但是,陆地的反照率随地表类型有很大的差异(见表 1.1.4)。与深色的森林和植被区域相比,沙漠非常亮。在图 1.1.7 中西班牙(S)的地表亮度变化很大。

有些卫星携带有多个可见光波段的辐射计。陆地和海洋之间的反差在光谱的红端比蓝端大得多。除雪盖以外,云的反照率比陆地高,因此,在正常的显示方式下,云表现为白或亮灰色。其亮度或反照率取决于它们的物理特性,如下所述:

高反照率的云具有的特点:云的厚度大;云水(冰)含量高;云滴的平均尺度小。

低反照率的云具有的特点:云的厚度小;云水(冰)含量低;云滴的平均尺度大。

云水含量和云的厚度是这些因素中最重要的。图 1.1.7 中最亮的云是不列颠诸岛上空 E 处深厚、活跃的锋面云系,最不亮的云是 U 处地中海上空薄且破碎

的云。

反照率对云滴尺度的依赖性通过云图上船的轨迹得到非常好的解译。这些船的轨迹为比较亮的线，嵌在原先存在的大片低层云片中（见 1.2.5.3 节）。

在可见光图象中，太阳光斜射到云上，形成阴影和高亮区。这些有助于识别云的结构。例如，上层云在下层云上投射出的阴影，不仅揭示了云的垂直结构，也可用于识别上层云的边界，如果上层云是卷云（Ci），用其他方法是很难定位的。

云的可视纹理结构也能帮助我们进行云判识。根据云的细胞状结构，能够将层积云（Sc）从层云（St）中区分开来。再如，在某一云层上面出现薄卷云（Ci），有时可以根据其纤维状结构加以识别，参见图 1.1.7 中北海上空的 N 处。

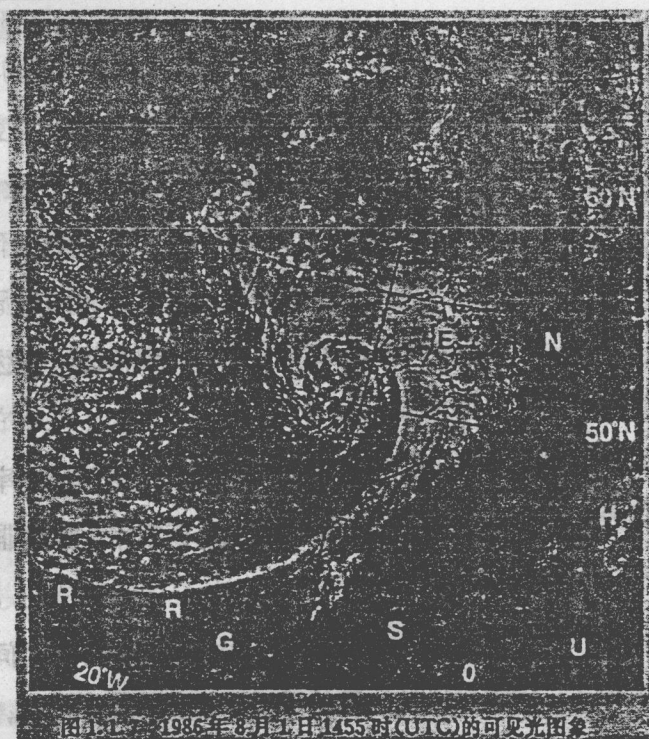


图 1.1.7 1986 年 8 月 1 日 1455 时 (UTC) 的可见光图象

（相应的红外图象和 $3.7\ \mu\text{m}$ 图象在图 1.1.8 和图 1.1.13 中。图中标记的解译见正文）

1.1.5.2 可见光图象解译过程中存在的问题

（a）区分云与地面雪盖

关于地表头部的地理知识在云图解译中是极其重要的。无云图象中积雪覆盖的山区在黑色无雪的山谷衬托下表现出准永久不变的、枝状的白色山峰。类似地，

示封冻的湖、河和峡湾在冰和雪的包围之中表现为黑色。无论何时，一旦这些地理特征变模糊了，就可以推断是有云存在。动画显示的图象能够揭示云在静止雪面上移动的情况。进一步的细节可查阅 8.3 节。

(b) 小云块

当卫星的视场中充满了小而碎的积云 (Cu) 时，辐射一部分来自云的发射和散射，另一部分来自地表的发射和散射。如果云比卫星辐射计的分辨率小，图象将被平滑，而不像一般情况下所看到的对流云。黑色洋面上有小的积云，在可见光 (VIS) 图象上可表现为较亮、较灰的一块区域。

(c) 薄云

薄云具有低的反照率，在可见光 (VIS) 图象中不表现为很明亮的色调，所以人们也许会低估黑色地表之上的云覆盖。这些薄云也能把来自比它们更低的云或地表的光散射到卫星上，这样一来，图象就将成为来自不同高度层光线的混合图象。因此，在高反照率的地表沙漠之上的薄云，看起来会非常厚和亮，给人们带来错觉。

1.1.6 红外 (IR) 图象的基本解译

1.1.6.1 总则

红外 (IR) 图象表示辐射面的温度。在黑白图象中，暗色调代表暖区，亮色调代表冷区。云由于其温度比较低而通常显得比地表白。在这一点上，红外 (IR) 图象与可见光 (VIS) 图象有些相似，但在其他方面，两种图象之间存在重要的差异。

由于云顶温度随高度递减，在红外 (IR) 图象中，不同高度上的云之间存在鲜明的对照 [这与可见光 (VIS) 图象不同]。因此，在图 1.1.8 中，L 处低压中心周围不同的云层清晰可辨，但在可见光 (VIS) 图象中，它们之间的区别并不都是很明显的。

在陆表和洋面之间有强烈温度反差的地方，海岸线在红外 (IR) 图象上清晰可见，如图 1.1.8 所示。白天，陆地可比海洋显得更暗（更暖），但在夜间，陆地可比海洋显得更亮（更冷）。在上述两个时间之间，当陆表和洋面的温度相同时，

从红外 (IR) 图象上, 将识别不出海岸线。一般来说, 陆地和海洋之间的温度反
差在夏季和冬季最大, 在春季和秋季最小。

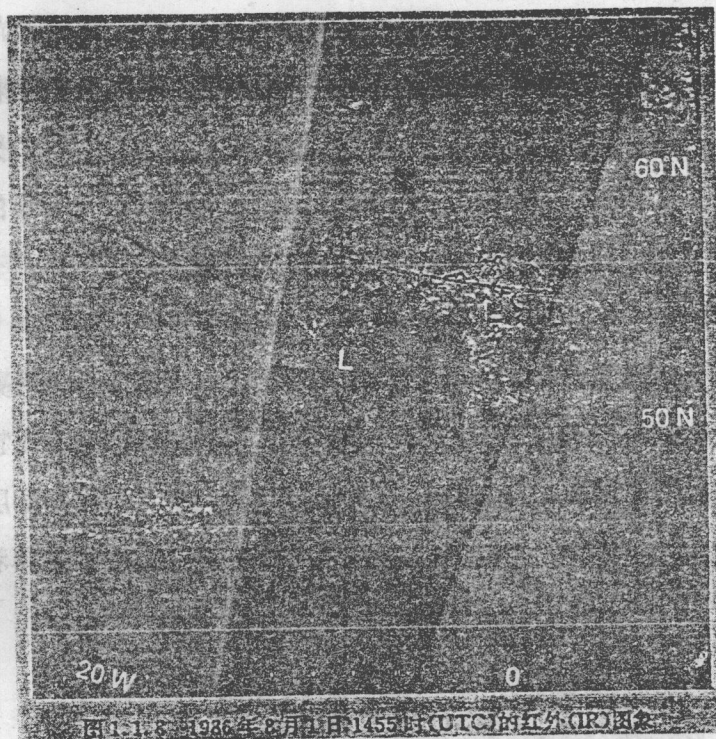


图 1.1.8 1986 年 8 月 1 日 1455 时 (UTC) 的红外 (IR) 图象

(相应的可见光 (VIS) 和 $3.7\ \mu\text{m}$ 的图象在图 1.1.7 和图 1.1.13 中给出。图中的标记解释见正文)

在可见光 (VIS) 图象上, 卷云 (Ci) 通常是透明的; 但在红外 (IR) 图象上它清晰可见, 尤其是当它位于比它暖得多的地面之上时。

红外 (IR) 图象提供有关云纹理结构信息的能力比可见光 (VIS) 图象差, 因为它是基于观测发射辐射而非散射辐射的。请注意图 1.1.8 中不列颠诸岛上空 E 处云的结构, 它与图 1.1.7 可见光 (VIS) 图象中的相同区域相比缺乏云的纹理结构特征。

1.1.6.2 红外 (IR) 图象解译中存在的问题

在夜间的红外 (IR) 图象中很难观测到低云和雾, 因为它们的温度特征与下面的地表背景太相似, 以至于分辨不出来。白天时段, 在可见光图象中容易检测到这类云。 $3.7\ \mu\text{m}$ (通道 3) 辐射的特殊特征, 使得它能用于在夜间检测低云, 见 1.1.8.3 节中的解释。预报员不太使用的其他资料, 如不同红外 (IR) 波段云

的发射等，也能辅助我们进行云判别。

红外 (IR) 资料可以定量应用，比如根据观测到的云温来估算相应的云顶高度。如果要准确估算云高，必须考虑如下几点：

(a) 在将发射的辐射转换成温度时作了云为黑体的假定，但这一点仅对厚度超过几百米的低云和非常厚的高云才是对的。

(b) 如图 1.1.9 所示，当存在薄云或未充满卫星视场的小云时，其下面地表的辐射能够到达卫星。云就会显得比起初情况更暖，估计出的云高也将过低。

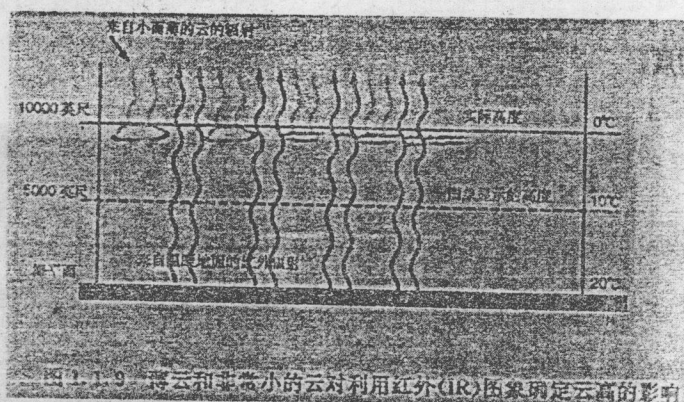


图 1.1.9 薄云和非常小的云对利用红外 (IR) 图象确定云高的影响

(c) 必须对大气中水汽的吸收和发射作订正，否则测量到的温度值将比真实温度低。在水汽含量最高的低纬度温暖的底层大气中，这种偏差最大。在一幅图象的边缘或“临边”附近，误差也很大，因为那里的辐射是斜射到卫星的。中纬度地区，两种情况合在一起能产生 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 的误差，但在热带，误差也许能达到 10°C 。在图 1.1.10 中，从赤道到 20°S 之间非洲上空的图象，说明了这一点。这一地区两边炽热、干燥的沙漠地表，在白云下面表现为醒目突出的黑色。在这一区域中，正值夏天雨季，潮湿的大气使得地面显得灰（冷）而不是黑（热）。与图 1.2.1 中相应的可见光 (VIS) 图象相比，可以看到，红外 (IR) 图象上，中非西海岸明显消失，这还是由于云覆盖所致。

(d) 根据卫星的红外 (IR) 辐射所作出的“地面温度”估计，是地球表皮层的温度；通常与天气学意义上的“地面大气温度”有几度的偏差。

1.1.7 水汽 (WV) 图象的基本解译

1.1.7.1 基本原理

水汽 (WV) 图象是从波长为 $6\sim 7\mu m$ 附近的辐射得到的。这里不是大气窗区，而是以水汽为主要吸收气体的一个谱区。其中含有一个中心位于 $6.7\mu m$ 的吸收带。

在本章 1.1.1 节，我们注意到在强吸收带中，到达卫星的辐射主要来自对流层上部，吸收越强，最终到达卫星的辐射，其发射层越高。

图 1.1.11 给出了各个气压层对 Meteosat 水汽 (WV) 通道到达卫星的辐射所作贡献的相对分布。当相对湿度减少时，卫星收到辐射量的主要贡献将是对流层中部更低的层。

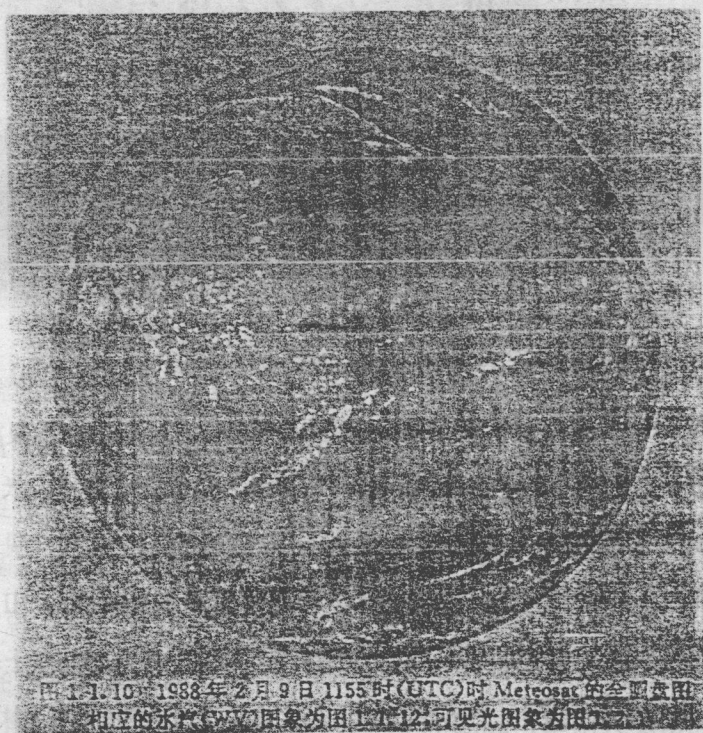


图 1.1.10 1988 年 2 月 9 日 11:55 时 (UTC) 时 Meteosat 的全圆盘图
相应的水汽 (WV) 图象为图 1.1.12，可见光图象为图 1.2.1

同普通的红外 (IR) 图象一样，水汽 (WV) 图象通常是将发射的辐射转换成温度来显示的。由于温度随高度递减，对流层上部高湿度区显得冷 (亮) 而低湿度区显得暖 (暗)。换言之，如果对流层上部是干燥的，到达卫星的辐射来自大气中较低的层次。那里比较暖，因此在图象上显得较暗。