

舰船消磁理论与方法



JIANCHUAN XIAOCI
LILUN YU FANGFA



刘大明 编著



国防工业出版社

National Defense Industry Press

0 引言

0.1 船舶消磁的由来和作用

战争的形式不外乎两种，一是进攻，一是防御。进攻使用的武器随着时代的前进不断地变化，从冷兵器到枪炮直至目前的热核武器，从单一的陆军到海军、空军。防御的手段也在不断地变化和发展，从盾、铠甲、钢盔、到掩体、装甲车、……、防御工事等。

舰船消磁是在战争中产生的防护手段。

第二次世界大战初期，德国海军使用了一种新型水雷封锁英国航道，使英国许多舰船被炸沉，海上交通几乎瘫痪。战争迫使英国海军必须认真地对待这种新式武器，当这种水雷实物被同盟国得到以后，经解剖研究，发现这种新式武器是利用舰船磁场起爆的非触发磁性水雷。

舰船何以能够使磁性水雷爆炸呢？原来地球是一个巨大的磁体，在其周围的空间存在着地球磁场。钢铁建造的舰船受到地球磁场的作用被磁化，形成了舰船磁场。是舰船的磁场引爆了磁性水雷。

图0-1为磁性水雷引信动作原理。水雷沉底之后，安全装置解脱，磁针在“+”、“-”触点之间静止，处于待机状态。当舰船在水雷上方（或附近）通过时，由于舰船磁场的作用使磁针动作，闭合触点，接通起爆管电路，引起水雷爆炸。

图0-2为磁感应水雷引信动作原理。水雷沉底后，继电器触头处于断开位置，当舰船在水雷上方（或附近）通过时，由于磁场的变化，在水雷引信感应线圈中产生了感应电势，继电器线圈中便有了电流，使其触头吸合，接通起爆管电路，引起水雷爆炸。

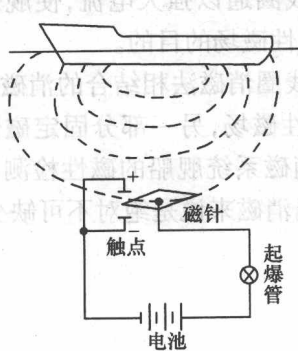


图0-1 磁性水雷引信动作原理

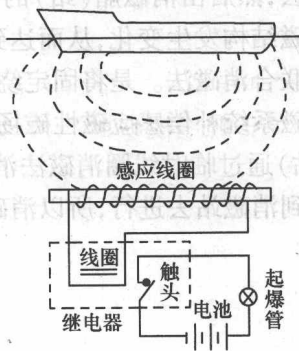


图0-2 磁感应水雷引信动作原理

上面两个例子说明了不管是哪一类磁性水雷都是利用舰船磁场使引信动作的。于是人们提出了一种设想：如果将舰船磁场消除掉，磁性水雷不是就失去作用了吗？正是基于这种设想才产生了舰船消磁。事实上舰船的磁场是不可能被完全消除的，只能将其尽量

减小,减小到规定的标准之内。所以舰船消磁就是为了防止水中磁性武器攻击,尽量地减小舰船周围磁场的一种科学技术。

当然同水雷斗争的手段不仅是舰船消磁,还有扫雷等其他手段。

经过消磁后的舰船是否就绝对安全,再不会受到磁性武器攻击呢?不是的。正如古人打仗,为了保护自己而身披铠甲,然而穿上铠甲并不是绝对地保险、可以刀枪不入了,当然穿上铠甲比赤膊上阵安全。舰船消磁所起的防护作用正是这样。在第二次世界大战中德国于1939年开始使用磁性水雷,1940年英国很快就在自己的舰艇上安装了消磁系统,接着其他同盟国的舰船也相继装上了消磁系统,同时又采取了扫雷等其他斗争手段,使德国在战争后期布放的大量水雷并未收到预期的效果。据统计在第二次世界大战中双方布放的水雷比第一次世界大战多几倍,但水雷炸沉舰船的百分比反而比第一次世界大战少(第一次世界大战水雷炸沉的舰艇约为总损失的27%,第二次世界大战降为总损失的10%),这与舰船采取了消磁技术和扫雷等防御措施是有密切关系的。

0.2 舰船消磁方法

钢铁建造的舰船受到地球磁场磁化,有了磁性,在其周围空间产生磁场,这个磁场称为舰船磁场。舰船磁场由固定磁性磁场和感应磁性磁场两部分组成。固定磁性磁场一般认为是不变的,感应磁性磁场则是随地磁纬度和舰船姿态(航向、倾斜、摇摆)而变化的。对舰船进行消磁有3种方法:

(1) 固定绕组消磁法。即在舰船上安装消磁绕组、消磁电源与电流调整器等设备(这些设备统称为消磁系统),消磁绕组通电时,使该电流产生的磁场与舰船磁场大小相等,方向相反,从而达到补偿舰船感应磁性磁场的目的。有时也用它补偿一部分固定磁性磁场。

(2) 临时线圈消磁法。这种消磁法是由专门的消磁船(站)进行的。消磁时要在被消磁的舰船外面临时绕上消磁线圈,或是将被消磁的舰船开进预先敷设有消磁线圈设施的空间中去,然后由消磁船(站)的供电设备向消磁线圈通以强大电流,使舰船钢板及内部设备的磁结构发生变化,从而达到消除舰船固定磁性磁场的目的。

(3) 联合消磁法。是将固定绕组消磁法和临时线圈消磁法相结合的消磁方法。即用船上的消磁系统补偿感应磁性磁场和一部分固定磁性磁场,另一部分固定磁性磁场仍到消磁船(站)通过临时线圈消磁法消除掉。另外,有消磁系统舰船的磁性检测和消磁绕组调整也要到消磁站去进行,所以消磁船(站)对于舰船消磁来说是绝对不可缺少的。



第1章 地球磁场

舰船在地磁场中被磁化而形成自己的磁场——舰船磁场。舰船磁场和地磁场有直接的关系,消磁工程技术人员应该而且必须对地磁场有所了解,如地磁场的特点、描述方法、数量级、如何变化及这些变化对测量和水雷引信的影响等。本章就是为此而设置的。

1.1 地球磁场的基本特性和地磁要素

1.1.1 地球磁场

地球具有磁性,在 3000 多年前就为我国先民发现。据文字记载,战国以前,我国先民就知道磁石的吸铁性和指极性。关于指南针,北宋沈括(1032 年—1096 年)在《梦溪笔谈》中写道:“方家以磁石磨针锋,则能指南,然常微偏东,不全南也”,说明当时已经知道磁偏角的存在,并能做成不同样式的磁针。北宋宣和元年(1119 年)朱感著《萍州奇谈》中记载:“舟师识地理,夜则观星,昼则观日,阴晦观指南针”,说明当时已将指南针用于航海。据考证,在 838 年—1099 年间,我国首先将磁针用于航海事业,以后传到欧洲,对发现美洲新大陆做出了贡献。

地球是一个天然磁体,如图 1-1 所示,在其周围空间存在着磁场,即地球磁场。它有两个磁极,南磁极在地理南极附近,极性 N;北磁极在地理北极附近,极性 S。地球磁场磁力线由南磁极处垂直而出,由北磁极处垂直而入。南、北磁极与地理学上的两极是不重合的;其地理位置也不是固定不变的,而是在不断地变化着。表 1-1 列出由不同年代的观测结果推算出的各年代的磁极位置。地磁轴和地球自转轴之间有 11.5° 的夹角。

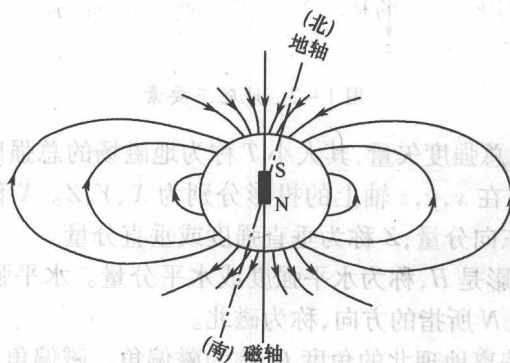


图 1-1 地球磁场的分布

表 1-1 各年代的磁极位置

年代		1600	1700	1770	1829	1885	1900
北磁极	北纬	78°42′	75°51′	66°00′	73°21′	69°57′	69°18′
	西经	59°00′	68°48′	104°00′	93°56′	82°45′	96°37′
南磁极	南纬	81°16′	77°12′	—	72°40′	73°45′	—
	东经	169°30′	155°15′	—	150°45′	153°00′	—
年代		1922	1950	1960	1965	1970	1975
北磁极	北纬	71°	72°	74°54′	75°30′	76°12′	76°06′
	西经	96°	96°	101°00′	100°30′	101°00′	100°06′
南磁极	南纬	72°25′	70°	67°06′	66°30′	66°00′	65°48′
	东经	154°00′	150°	142°42′	139°54′	139°06′	139°24′

1.1.2 地磁要素

地面一点的地磁场强度 T 具有一定的大小和方向,因而是一个矢量,它可以用一个三维坐标系来表示。

在图 1-2 中, O 点是测点,以测点 O 为原点建立直角坐标系。其中, x 轴指北,与地理子午线(地理经度线)同向,以向北为正; y 轴指东,与纬度圈同向,以向东为正; z 轴垂直于地平面而指向下,以向下为正。 xy 平面就是地平面或水平面。

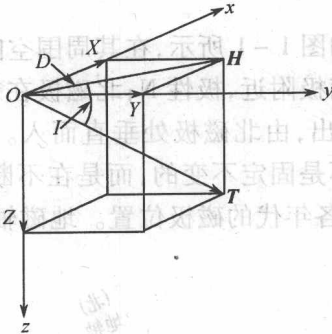


图 1-2 地磁三要素

T 是 O 点地磁场的总强度矢量,其大小 T 称为地磁场的总强度。矢量 T 对这个坐标系来说可以表成 OT ,它在 x, y, z 轴上的投影分别为 X, Y, Z 。 X 称为北向强度或北向分量; Y 称为东向强度或东向分量; Z 称为垂直强度或垂直分量。

T 在水平面上的投影是 H ,称为水平强度或水平分量。水平强度矢量 H 所指的方向就是磁罗盘磁针的正极 N 所指的方向,称为磁北。

水平强度矢量 H 偏离地理北的角度 D ,称为磁偏角。磁偏角 D 也就是磁子午面和地理子午面的夹角。 T 所在的垂直平面 zOH 称为磁子午面,而 xOz 面即地理子午面。规定 D 向东偏为正,向西偏为负。水平面与矢量 T 间的夹角 I ,称为磁倾角。规定 I 向下俯为

正,向上仰为负。在北半球大部分地区磁倾角为正。磁偏角 D 、磁倾角 I 及地磁的各分量 (T 、 H 、 X 、 Y 、 Z) 一共 7 个物理量统称地磁要素,它们之间有如下关系:

$$\left\{ \begin{array}{l} X = H \cos D \\ Y = H \sin D \\ Z = H \tan I \\ H = T \cos I \\ Z = T \sin I \\ H^2 = X^2 + Y^2 \\ T^2 = H^2 + Z^2 \\ \tan D = \frac{Y}{X} \end{array} \right. \quad (1-1)$$

显然,在这 7 个地磁要素中 X 、 Y 、 Z 是直角坐标系的 3 个坐标数; H 、 D 、 Z 是柱坐标系的 3 个坐标数; T 、 I 、 D 是球坐标系的 3 个坐标数。要想确定地面一点地磁场 T 的大小和方向,至少要测出任何 3 个彼此独立的坐标数。由此可见,所谓地磁三要素就是确定地磁场的大小和方向所必要的 3 个互相独立的坐标数。这 3 个坐标数不一定属于同一个坐标系,但必须是彼此独立的。所谓彼此独立是指这 3 个坐标数不能包含在同一个变换关系式中。在理论计算中,最常用而又最适用的地磁三要素是 X 、 Y 、 Z 。但是,在实际磁测中,目前只有 I 、 D 、 H 、 Z 、 T 的绝对值是能够直接测量的。

地磁要素绝对值的测量称为绝对磁测。在地磁三要素的绝对测量中,磁偏角 D 是必须测量的,其他两个要素可以根据实际情况任意选测。通常观测的是 H 、 I 、 D ,故常称地磁水平分量、磁倾角和磁偏角为地磁三要素。

纵观整个地球,地球磁场矢量大体指向北方,北半球向下,南半球向上。在磁极地方,指南针指向垂直方向。地磁垂直分量在磁北极是 $+0.6340\text{Oe}$,在磁南极是 -0.6740Oe ,在磁赤道是零。地磁水平分量在磁赤道处最大,约为 $0.350\text{e} \sim 0.420\text{e}$,在磁极处为零。地球总磁场的最小值是 0.280e ,位于南美洲的巴西,最大值是 0.710e ,位于澳大利亚的南部。

我国国土广袤,地磁要素的变化也较大。以海南岛南部和黑龙江漠河附近为例,各要素的大致变化见表 1-2。

表 1-2

	海南岛南部	漠河附近
地磁垂直分量 Z	0.160e	0.560e
地磁水平分量 H	0.390e	0.200e
磁倾角 I	$\sim 21^\circ$	$\sim 70^\circ$
磁偏角 D	在 $+15^\circ \sim -11^\circ 30'$ 之间变化;在玉门、边坝以西为正值,以东为负值	

1.1.3 地磁场的基本特性

经过对地磁场的多年观测和研究,人们了解到地磁场具有如下基本特性:

(1) 地磁场近似于一个放在地心的磁偶极子的磁场。这是地磁场的一个最基本的特性。这个磁偶极子的磁轴 $N_m S_m$ 和地轴 NS 斜交一个角度 θ , $\theta = 11.5^\circ$ 。图 1-3 是地心磁

偶极子场的磁力线的分布情况。前面已指出,北磁极 N_m 和南磁极 S_m 是按地理位置来区分的。按磁性来说,地心磁偶极子的正极 n 和负极 s 应分别对应于南磁极 S_m 和北磁极 N_m 。图 1-3 中用箭头 sn 表示出偶极子的磁矩方向。

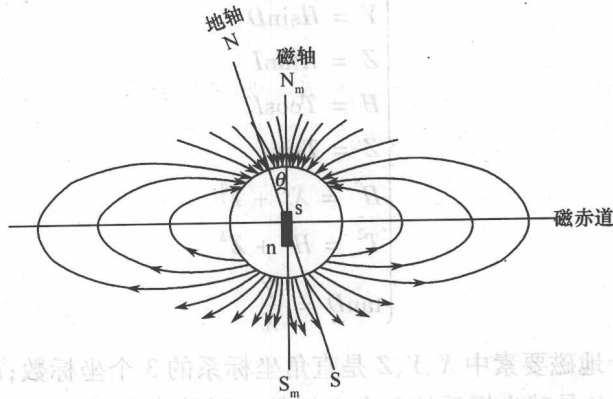


图 1-3 地球磁偶极子场的理想情况

(2) 地磁场的第二个特性是它的磁场很弱,平均强度约为 $0.50e$ 。在地磁学中常用 γ 作为磁场强度的单位。 $10e = 10^5 \gamma$ 。

(3) 地磁场的第三个特性是它在长时期内基本上是稳定的,但是,在相当稳定的磁场之上却叠加着复杂的短期变化磁场。因此,地磁场可以划分为稳定磁场和变化磁场两个基本部分。稳定磁场是地磁场的主要部分,并且主要起源于地球内部。变化磁场主要起源于地球外部,并且强度很弱。从更长的历史时期看,有的研究结果称地球的两个磁极曾颠倒过。

1.2 地磁场的构成

在地球表面上观测到的磁场是几种具有不同来源的磁场的总和。在各种地磁现象中,首先可以把地磁场区分为性质不同的两个部分:一部分是地球的稳定磁场 T^0 ,另一部分是地球的变化磁场 δT 。变化磁场是很弱的,最大的变化量(磁暴)也只有地磁场强度的 2%~4%,一般在 1% 以下。因此,稳定磁场是地磁场的主要部分。地磁场的构成可用下式表示:

$$T = T^0 + \delta T$$

式中 T ——总磁场;

T^0 ——稳定磁场;

δT ——变化磁场。

可以把地球的稳定磁场和变化磁场划分为起源于地球内部和地球外部的两个部分:

$$T^0 = T_i + T_e$$

$$\delta T = \delta T_i + \delta T_e$$

式中 T_i ——起源于地球内部的稳定磁场,称为地磁场的内源磁场,强度约为地磁场 T^0 的 94%;

T_e ——起源于地球外部的稳定磁场,称为地磁场的外源磁场,强度约为地磁场强度的6%。

由此可见,地球的稳定磁场主要起源于地球内部。因此,所谓地球的稳定磁场就是主要起源于地球内部而变化非常缓慢的磁场。

δT_i 是变化磁场的内源磁场,约占变化磁场 δT 的 1/3; δT_e 是变化磁场的外源磁场,约占变化磁场 δT 的 2/3。但是,从本质上讲,变化磁场是起源于地球外部的各种电流体系。例如,地磁日变化就是起源于高度约为 100km 的大气电离层中的电流体系。这种外部电流体系就是产生外源磁场 δT_e 的原因。由于地球也是导体,所以外部电流体系所产生的磁场还会对地球内部产生电磁感应作用,从而形成一个内部电流体系。这种内部电流体系就是产生内源磁场 δT_i 的原因。由此可见,变化磁场中的内源磁场并非有一个独立的起源,它只是外源磁场所产生的感应磁场。因此,变化磁场就是起源于地球外部而叠加在稳定磁场之上的地磁场的各种短期的变化。

由上述内容可知,可进一步把地磁场区分为 3 个基本部分:

$$T = T_i + T_e + \delta T$$

式中 T_i ——内源磁场;
 T_e ——外源磁场;
 δT ——变化磁场。

内源磁场就是磁偶极子磁场、大陆磁场和异常磁场之和,即

$$T_i = T_o + T_m + T_a$$

T_o 是磁偶极子磁场。因为均匀磁化球体的磁场与磁偶极子磁场是等效的,所以 T_o 又称为地球的均匀磁化磁场。一般认为,地核(外核)物质的对流运动所形成的涡流电流是磁偶极子磁场的成因。地球的中心部分是高温的液态金属介质,黏滞系数很小,可能同地壳一样,其中也含有少量的放射性物质,在其蜕变过程中释出热能,使地核中形成温度梯度,再加上重力作用就会使液态金属介质产生对流运动,而形成封闭的涡流。只要有极小的初始磁场存在,运动的金属体中就会产生感应电流,在对流运动的适宜形态下感应电流又会引起加强原始磁场的次生磁场。只要有支持对流运动的能量,这种磁场就会一直增长上去而达到实际所观测到的数值。在这种情况下,地核就好比一个自激的发电机一样。

因涡流环对地理赤道的倾斜及其形状和数值的分布不均,使磁偶极子的轴偏离地球自转轴。

这就是比较流行的地球偶极子磁场成因的一种假说——自激发电机假说的定性描述。

T_m 是大陆磁场。精确的地磁测量表明,各地磁要素在地面上的分布,在相当广泛的地域内并不符合地心磁偶极子场的分布规律,二者之间存在较为显著的差异,因为这种差异出现在广大的地域内,所以称为大陆磁场。

为了显示出大陆磁场的特点,通常从磁测数据中减去按地心磁偶极子场计算出来的地面各点(测点)的磁场数值,并把这个差值按照测点的地理位置标在地图上,画出等值线图。这种图称为大陆磁场等值线图或大陆磁场分布图。因为大陆磁场是从地磁场中减去磁偶极子场的结果,所以大陆磁场又有剩余磁场、大陆磁异常、非偶极子磁场等名称。图 1-4 是 1965 年的世界大陆磁场垂直分量分布图。该图表明,大陆磁场是围绕 8 个中

心分布的,有亚洲东部、南大西洋、南印度洋、非洲大陆、北美洲、北太平洋、冰岛、澳大利亚南部等。各大陆磁场的中心具有不同的极性,在图中用 N 和 S 标出。各中心的垂直强度也不同,最强者约为地磁场平均强度的 30% ~ 35%,最弱者约为地磁场平均强度的 6%。

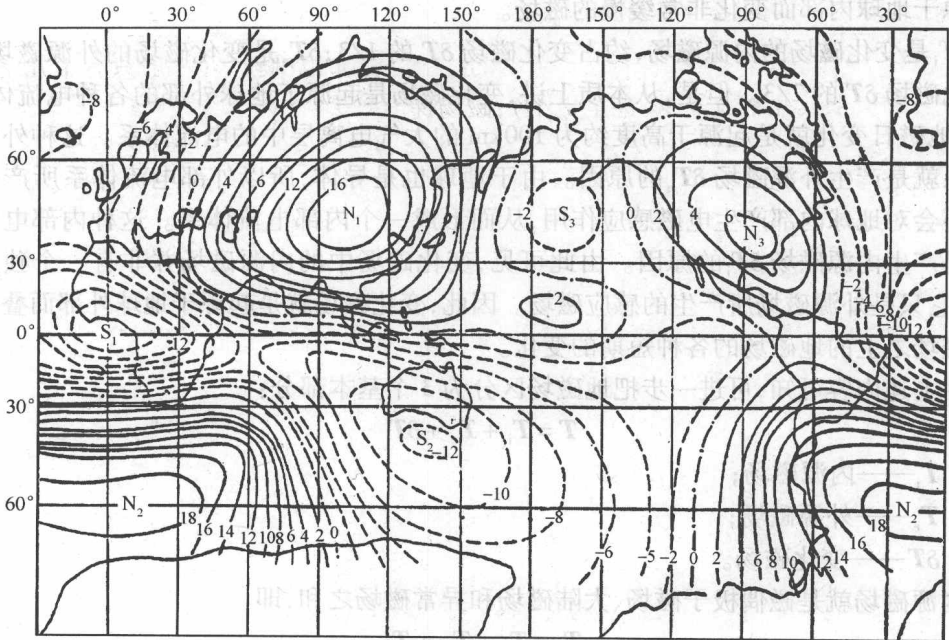


图 1-4 1965 年世界大陆磁场垂直分量分布图

大陆磁场的成因可能是地球内部构造的不均匀性。一般认为,在地幔和地核的边界附近,可能存在着物质对流运动,并形成涡流电流,从而产生大陆磁场。1958 年人造地球卫星的高空磁测结果表明,大陆磁场随着高度的增加而衰减很慢。这是大陆磁场可能起源于地球内部深层说法的一个例证。

T_a 是异常磁场,简称磁异常。在比较小的范围内,例如在几百平方千米、几十平方千米或几平方千米范围内,地磁要素的地面分布在很多区域呈现出复杂的情况。在这些区域,不仅地磁场的水平梯度(磁场强度沿地面水平方向的变化)变化很大,而且这种梯度变化还很不一致,这种地磁场梯度发生显著变化的区域就叫做磁异常区。例如,世界著名的苏联库尔斯克磁异常区,由于地下 200m 深度附近埋藏着很厚的含有磁铁矿的石英岩脉,因此,该地区地磁垂直分量达到 1.50e,水平分量达到 0.80e,梯度达到 10e/km 以上。为了突出磁异常区的磁场特征,常绘制磁异常的等值线图,即从磁测数据中减去该地区的地磁场的正常值,或直接测定异常区的磁场和正常磁场的差值,这种差值即异常值。把各测点的异常值按照各测点的地理位置标在一张平面图上,并连成等值线,即为磁异常平面等值线图。

异常磁场的成因在于地壳构造的不均匀性。地壳内的岩层在地磁场(主要是磁偶极子磁场 T_0) 中受到磁化作用而产生异常磁场。

在实际应用中,通常又把异常磁场分成两类,即

$$T_a = T'_a + T''_a$$

式中 T'_a ——地壳深部岩层的磁化所产生的磁场,称为区域异常,因为岩层较深,所以区域异常的特点是分布范围较广(在几十平方千米以上),磁场梯度较小,磁异常也较弱;

T''_a ——地壳浅部岩层(包括矿体)的磁化所产生的磁场,称为局部异常或地方异常,因为岩层较浅,所以局部异常的特点是分布范围较小(一般只有十几平方千米或几平方千米,甚至更小),磁场梯度较大,磁异常也较强。

归纳起来,地磁场的构成成分可用下式表示:

$$\text{或 } T = T_0 + T_m + T_e + T_a + \delta T \quad (1-2)$$

$$T = T_0 + T_m + T_e + T'_a + T''_a + \delta T$$

式中 T_0 ——磁偶极子磁场;

T_m ——大陆磁场;

T_e ——外源磁场;

T_a ——异常磁场;

T'_a ——区域异常;

T''_a ——局部异常;

δT ——变化磁场。

由于磁偶极子磁场和大陆磁场是地磁场的主要成分,并且二者的起源很可能和地球的起源有密切关系,所以在地磁学中就把二者之和($T_0 + T_m$)称为基本磁场,它是起源于地球内部,并构成地磁场主体的稳定磁场。

异常磁场 T_a 和地质构造、地下矿藏有着密切关系,其实用价值很高,早已是生产部门的勘测对象和研究对象,因此,在一般情况下,把 $T_n = T_0 + T_m + T_e$ 称为正常场, T_e 称为异常场。因为外源磁场 T_e 很弱,所以正常磁场 T_n 和基本磁场是基本相同的,故可写成

$$T_n \approx T_0 + T_m$$

在世界地磁图上所表示的磁场就是这种正常磁场。

1.3 基本磁场的解析表示

1.3.1 均匀磁化球体的磁场

地磁测量结果表明,地磁场和一个地心磁偶极子的磁场近似。还可证明一个均匀磁化球体的磁场和一个磁偶极子的磁场是等同的。因此,可近似地假设地磁场为均匀磁化球体的磁场。现在来分析后者的数学形式。

设地球为均匀磁化的球体,则相当于在地心处存在一个磁偶极子,它在地表面任一点 p 产生的磁位为(图 1-5)

$$U = \frac{M \cdot r}{r^3} \quad (1-3)$$

$$\text{或 } U = \frac{M}{r^2} \cos\phi = -\frac{M}{r^2} \cos\theta \quad (1-4)$$

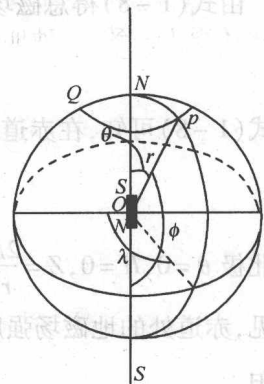


图 1-5 地球表面 p 点位置的球坐标示意图

式中 M ——地球总磁矩；
 r ——球心 O 到 p 点的距离；
 ϕ ——磁矩 M 与点 p 矢径 r 的夹角。

为简化起见，假定地磁轴与地球自转轴重合，则 $\phi = \pi - \theta$ ， θ 是 p 点的地理纬度角。由于磁场是负磁位的梯度，所以

$$\mathbf{T} = -\text{grad}U \quad (1-5)$$

式中 \mathbf{T} —— p 点地磁场总强度矢量。

在地球表面以 p 点为原点建立一个直角坐标系，取 x 轴向北， y 轴为东， z 轴向下，则可求出 \mathbf{T} 的三个分量：

$$X = -\frac{\partial U}{\partial x}; \quad Y = -\frac{\partial U}{\partial y}; \quad Z = -\frac{\partial U}{\partial z} \quad (1-6)$$

X, Y, Z 分别是 \mathbf{T} 的北向分量、东向分量和垂直分量。由图 1-5 可知， pN 是过 p 点及地理北极 N 的大圆弧，即过 p 点的地理子午线的一段弧长，故 \mathbf{T} 在 pN 切线方向的分量即北向分量 X ； QP 为过 p 点的纬度圈，故 \mathbf{T} 在 QP 切线方向的分量即为东向分量 Y ； \mathbf{T} 在矢径 r 方向的分量即为垂直分量 Z ，但 Z 与 r 的方向相反，即 Z 增加的方向为 r 减小的方向。因此，直角坐标系的坐标变量可用 r, θ, λ 表示为

$$\begin{aligned} dx &= -r d\theta \\ dy &= r \sin\theta d\lambda \\ dz &= -dr \end{aligned} \quad (1-7)$$

式中 λ —— p 点的经度角。

由于设地磁轴与地球自转轴重合，偶极子在 p 点产生的磁位与经度角 λ 无关，故 $Y = 0$ 。其他分量为

$$\begin{cases} X = H = -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} = \frac{M}{r^3} \sin\theta \\ Z = \frac{\partial U}{\partial r} = \frac{2M}{r^3} \cos\theta \end{cases} \quad (1-8)$$

式中 r ——地球半径。

由式(1-8)得总磁场强度

$$T = \sqrt{Z^2 + H^2} = \frac{M}{r^3} (1 + 3\cos^2\theta)^{\frac{1}{2}} \quad (1-9)$$

由式(1-8)可知，在赤道处， $\theta = 90^\circ$ ，有

$$H = \frac{M}{r^3} = T, \quad Z = 0$$

在北极 $\theta = 0, H = 0, Z = \frac{2M}{r^3}$ 。在南极 $\theta = \pi, H = 0, Z = -\frac{2M}{r^3}$ 。

可见，赤道处的地磁场强度只有两极处的地磁场强度的 $1/2$ 。

又因

$$\frac{Z}{H} = \tan I$$

将式(1-8)中两式相除，得

$$\tan I = 2\cot\theta$$

由这些近似公式计算的结果与实际观测值相比较,个别地方虽有较大差别,但大体上是相符合的。

1.3.2 地磁要素梯度值的计算

在地面上向垂直或水平方向移动一个单位距离时地磁要素的变化值称为这项要素的梯度值。

现计算 H 、 Z 、 T 沿地磁子午线(近似设其为地理子午线)方向及沿高度的梯度值。

$$\begin{cases} \frac{\partial Z}{\partial x} = \frac{\partial Z}{-r\partial\theta} = \frac{2M}{r^4}\sin\theta = \frac{2H}{r} \\ \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\partial H}{-r\partial\theta} = -\frac{M}{r^4}\cos\theta = -\frac{Z}{2r} \\ \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T}{-r\partial\theta} = \frac{M}{r^4} \frac{3\sin\theta\cos\theta}{(1+3\cos^2\theta)^{\frac{1}{2}}} = \frac{H}{r}\sin I + \frac{Z}{2r}\cos I \end{cases} \quad (1-10)$$

式中 $\sin I = \frac{Z}{T} = \frac{2\cos\theta}{(1+3\cos^2\theta)^{\frac{1}{2}}}$

$$\cos I = \frac{H}{T} = \frac{\sin\theta}{(1+3\cos^2\theta)^{\frac{1}{2}}}$$

将式(1-8)、式(1-9)分别对 r 求偏导,得

$$\begin{cases} \frac{\partial Z}{\partial r} = \frac{-6M}{r^4}\cos\theta = \frac{-3Z}{r} \\ \frac{\partial H}{\partial r} = \frac{-3M}{r^4}\sin\theta = \frac{-3H}{r} \\ \frac{\partial T}{\partial r} = \frac{-3M}{r^4}(1+3\cos^2\theta)^{\frac{1}{2}} = \frac{-3T}{r} \end{cases} \quad (1-11)$$

例如,北京地磁台的垂直强度与水平强度分别为

$$Z = 46193\gamma, \quad H = 29884\gamma$$

若取 $r = 6370\text{km}$, 则各种梯度为

$$\frac{\partial Z}{\partial x} = 9.38 \gamma/\text{km}$$

$$\frac{\partial H}{\partial x} = -3.63\gamma/\text{km}$$

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 5.91\gamma/\text{km}$$

即自该地每向北移动 1km, Z 值增加 9.38 γ , H 值减少 3.63 γ , T 值增加 5.91 γ 。

$$\frac{\partial Z}{\partial r} = -21.76 \gamma/\text{km};$$

$$\frac{\partial H}{\partial r} = -14.07\gamma/\text{km};$$

$$\frac{\partial T}{\partial r} = -25.91\gamma/\text{km}$$

即在该地每向上升高 1km, Z 、 H 、 T 各减少 21.67 γ 、14.07 γ 、25.91 γ 。

从这些近似计算可以看出,地磁场的梯度值是很小的,对水雷磁引信没有什么影响。

1.4 变化磁场

地球变化磁场是各种短期的地磁变化。它起源于地球外部各种电流体系。

地磁场的各种短期变化,有些是可以直接观测出来的,有些则须用统计方法从大量的记录资料中分析出来。

变化磁场的类型是复杂多样的,但基本上可区分为两类不同的情况:一类是连续出现,一直存在着的周期性变化;另一类则是偶然发生的、经过一定时间之后就消失了短暂的复杂的变化。前者称为平静变化,起源于电离层中长期存在着的较为稳定的电流体系;后者称为干扰变化,或简称磁扰,起源于太阳辐射的带电粒子流在电离层中以及在电离层以外的空间形成的各种短暂的电流体系。

1.4.1 平静变化

平静变化一般分为平静的太阳日变化 S_q 和太阴日变化 L 。

平静的太阳日变化亦称磁静日太阳日变化,简称静日变化。静日变化是依赖于地方太阳时并以一个太阳日为周期的地磁变化。一个太阳日就是地球相对于太阳自转一周所经历的时间,即平常所说的一天。图 1-6 为上海佘山地磁台 1958 年 10 月 12 日地磁日变化 S_q ; 图 1-7 是我国某地的垂直磁场强度 Z 在不同季节的日变曲线; 图 1-8 是我国南北几个城市的 Z 值日变曲线。

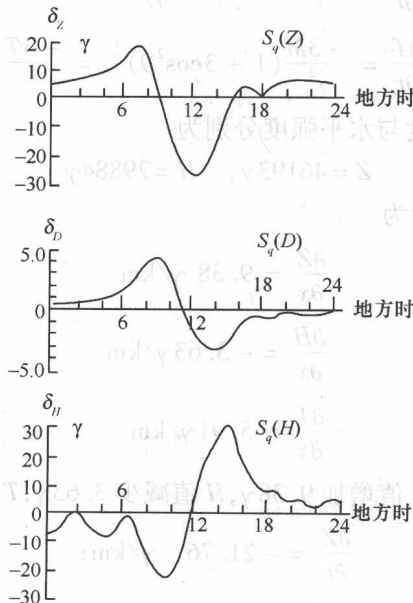


图 1-6 上海佘山地磁台 1958 年 10 月 12 日地磁日变化 S_q

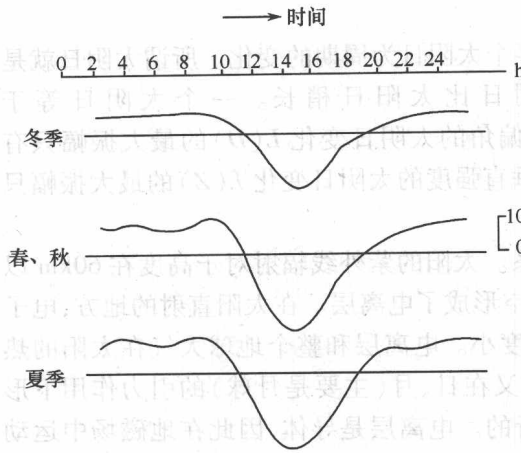


图 1-7 不同季节的 Z 的日变化曲线

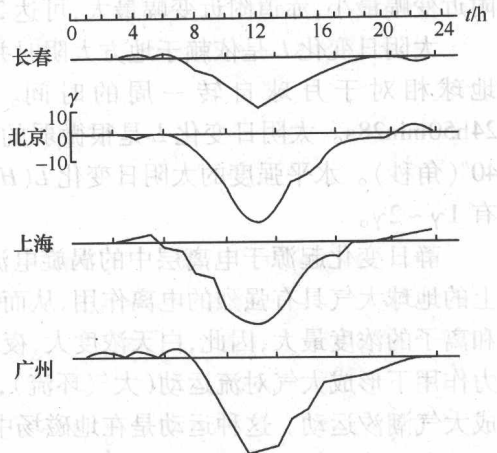


图 1-8 不同纬度的 Z 的日变化曲线

日变的特点是白天(6时~18时)的变化比较大,而夜晚较平静。夏季的变化幅度比冬季大。观测结果还表明,同一磁纬度圈的不同地点,日变的形态是一样的,不但变化幅度相同,而且变化的极值也出现在相同的地方时上。这表明静日变化是依赖于地方太阳时的变化。

图 1-9 是地磁要素 X、Y、Z 在不同纬度上春分、秋分期间的静日变化曲线图。由图可知,Z 的日变曲线的基本特征是在中午前后有一个明显的极值(北半球为极小,南半球为极大),变幅在磁纬 $\phi = \pm 30^\circ$ 附近最大。当纬度升高或降低时,变幅均逐渐减小。我国大部分地区,Z 的变幅在 $20\gamma \sim 40\gamma$ 左右。H(地磁北向强度)的日变特征是:在 $\phi = \pm 30^\circ$

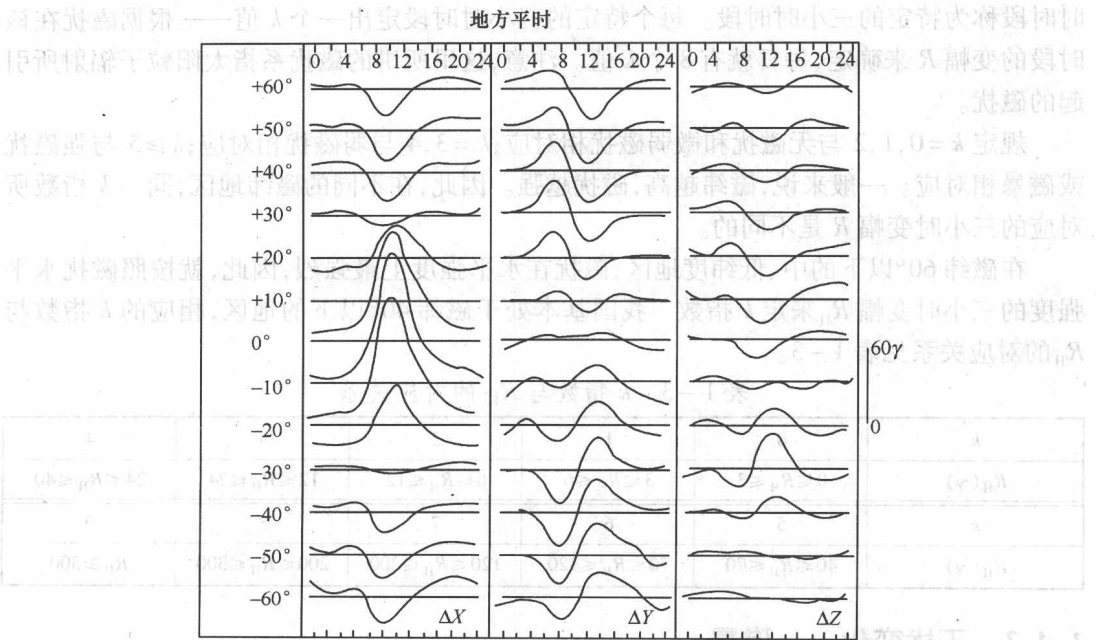


图 1-9 地磁要素 X、Y、Z 在不同纬度上春分和秋分期间的静日变化

附近变幅最小,赤道附近变幅最大,可达 200γ 。

太阴日变化 L 是依赖于地方太阳时并以半个太阴日为周期的变化。所谓太阴日就是地球相对于月球自转一周的时间。太阴日比太阳日稍长。一个太阴日等于 $24\text{h}50\text{min}28\text{s}$ 。太阴日变化 L 是很微弱的。磁偏角的太阴日变化 $L(D)$ 的最大振幅只有 $40''$ (角秒)。水平强度的太阴日变化 $L(H)$ 和垂直强度的太阴日变化 $L(Z)$ 的最大振幅只有 $1\gamma \sim 2\gamma$ 。

静日变化起源于电离层中的涡旋电流体系。太阳的紫外线辐射对于高度在 60km 以上的地球大气具有强烈的电离作用,从而在高空形成了电离层。在太阳直射的地方,电子和离子的浓度最大,因此,白天浓度大,夜晚浓度小。电离层和整个地球大气在太阳的热力作用下形成大气对流运动(大气环流),同时又在日、月(主要是月球)的引力作用下形成大气潮汐运动。这种运动是在地磁场中进行的。电离层是导体,因此在地磁场中运动必然产生感应电流,而形成电流体系。电流体系相对于太阳的位置是不变的,而地球却相对于电流体系旋转着。随着地球的自转,地面各点必然要从电流体系的各个部位之下经过,即从 00 点到 24 点依次转过去,于是,地面各点的磁场就出现了一个以太阳日为周期的日变过程。

1.4.2 磁情指数 k

磁情指数 k 亦称三小时指数或 k 指数。

k 指数是 1939 年确定使用的,用来表示磁扰的强弱程度。它从 0 到 9 共分十级,级别越高表示磁扰越强。

从世界时 00 点到 24 点,以 3 个小时作为一个时段,将每日划分为 8 个时段: $00 \sim 03$ 称为第一时段, $03 \sim 06$ 称为第二时段,依次类推,直到 $21 \sim 24$ 称为第八时段。这种三小时时段称为特定的三小时时段。每个特定的三小时时段定出一个 k 值——根据磁扰在该时段的变幅 R 来确定,每日就有 8 个 k 值。注意,这里所讲的磁扰系指太阳粒子辐射所引起的磁扰。

规定 $k=0,1,2$ 与无磁扰和微弱磁扰相对应; $k=3,4$ 与弱磁扰相对应; $k \geq 5$ 与强磁扰或磁暴相对应。一般来说,磁纬越高,磁扰越强。因此,在不同的磁纬地区,同一 k 指数所对应的三小时变幅 R 是不同的。

在磁纬 60° 以下的中、低纬度地区,磁扰在水平强度上最强烈,因此,就按照磁扰水平强度的三小时变幅 R_H 来定 k 指数。我国基本处于磁纬 40° 以下的地区,相应的 k 指数与 R_H 的对应关系见表 1-3。

表 1-3 k 指数与 R_H 的对应关系

k	0	1	2	3	4
$R_H(\gamma)$	$0 \leq R_H \leq 3$	$3 \leq R_H \leq 6$	$6 \leq R_H \leq 12$	$12 \leq R_H \leq 24$	$24 \leq R_H \leq 40$
k	5	6	7	8	9
$R_H(\gamma)$	$40 \leq R_H \leq 70$	$70 \leq R_H \leq 120$	$120 \leq R_H \leq 200$	$200 \leq R_H \leq 300$	$R_H \geq 300$

1.4.3 干扰变化——磁暴

干扰变化又称为磁扰,其特点是无规则。磁暴是在全球同时发生的强大磁扰。从

1722 年人类第一次观测到磁暴至今的近 300 年的时间里,磁暴一直是地球物理学界热烈探讨的课题,也是地磁和空间物理学中最富挑战性的课题之一。这不仅是因为磁暴对全球地磁场形态有重大影响,还因为磁暴是日地能量耦合链中最重要的一环。此外,由于磁暴对通信系统、电力系统、输油管道、空间飞行器等有严重影响,所以磁暴研究也有重要的实用价值。对于水中兵器学科来说,由于大磁暴所形成的磁场强度和强度随时间的变化率往往超过了高灵敏度水雷磁引信的动作参数,因而会引起它们的误动作,因此,水雷磁引信的设计和使用时,必须注意防止磁暴的干扰。

1. 典型磁暴过程描述

磁暴发生时,所有地磁要素都发生剧烈的变化,其中水平分量 H (或 X 分量) 变化大,最能代表磁暴的过程特点。磁暴期间 H 分量的变化在中低纬度区表现得最为突出,所以,磁暴的大部分形态学和统计学特征是依据中低纬度区 H (或 X 分量) 的变化得到的。下面关于磁暴过程的描述主要是针对 H 分量而言的。图 1-10 是一个典型的磁暴期间,中低纬度区不同经度的 6 个地磁台 H 分量的记录,图中以世界时为横坐标,把 6 条曲线画在一起。

由图可以看出,磁暴几乎同时在全球开始,其典型标志是水平分量突然增加,呈现出一种正脉冲变化,变化幅度最大可超过 50nT (一般磁暴约为 10nT ~ 20nT),这个变化称为磁暴急始,记为 Ssc 或 sc,相应地把这种磁暴叫做急始磁暴。有时在正脉冲前有一个小的负脉冲,这种急始记为 sc^* 。有的磁暴起始变化表现为平缓上升,叫做缓始磁暴,记作 gc。

磁暴开始之后, H 分量保持在高于暴前值的水平上起伏变化,称为初相,持续时间为几十分钟到几个小时。在此阶段,磁场值虽然高于平静值,但扰动变化不太大。

初相之后,磁场迅速大幅下降,几个小时到半天时间下降到最低值,并伴随着剧烈的起伏变化,这一个阶段称为主相。主相是磁暴的主要特点,磁暴的大小就是用主相最低的幅度衡量的,一般磁暴为几十到几百 nT,个别大磁暴可超过 1000nT。

主相之后,磁场逐渐向暴前水平恢复,在此期间,磁场仍有扰动起伏,但总扰动强度逐渐减弱,一般需要 2 天 ~ 3 天才能完全恢复平静状态,这一阶段叫做恢复相。

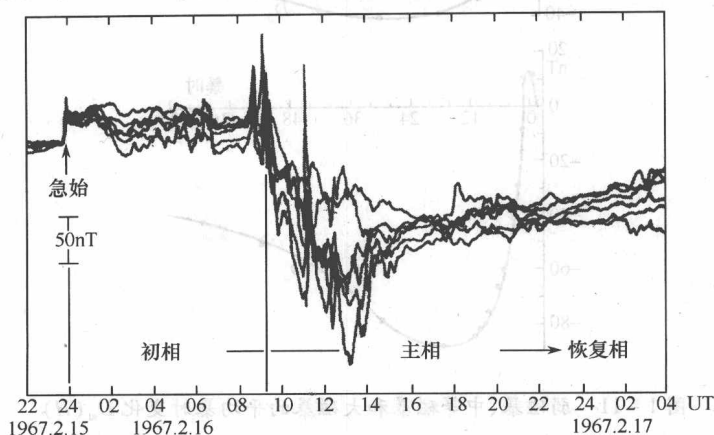


图 1-10 1967 年 2 月 16 日至 17 日磁暴期间,中低纬度区不同经度的 6 个地磁台 H 分量的记录

2. 磁暴分类及暴时变化的平均特点

为了便于对磁暴进行分类统计和研究,常常按照磁暴的形态特点或者强度大小分为不同的类型。在按强度分类时,根据所用磁暴指数的不同又有不同的分类法。

1) 按起始特点分类

按照有无急始变化,磁暴分为急始磁暴和缓始磁暴两大类。它们所包括的初相、主相和恢复相3个阶段没有系统的差别。

2) 按 k 指数分类

按 k 指数的大小,磁暴分为3类:中常磁暴($k=5,6$)、中烈磁暴($k=7,8$)和强烈磁暴($k=9$)。

3) 按 D_{st} 指数分类

从图1-10中可以看到,虽然磁暴在全球同时开始、同步变化,但仍有明显的精度差别。为了从总体上描述磁暴的大小,可按大致均匀的经度间隔选择中低纬度台站,从各台 H 分量变化中消去正常的日变化,就得到了所谓的暴时变化,然后将所选台站的变化用时序叠加法进行平均,即得到了描述磁暴变化的 D_{st} 指数和 D_{st} 变化。

按照 D_{st} 指数的大小,磁暴可分为弱磁暴、中等磁暴和大磁暴3类,并以磁暴开始时刻(称为磁暴时间零时)为共同参考点,用时序叠加法求出每类磁暴的平均暴时变化,如图1-11所示。

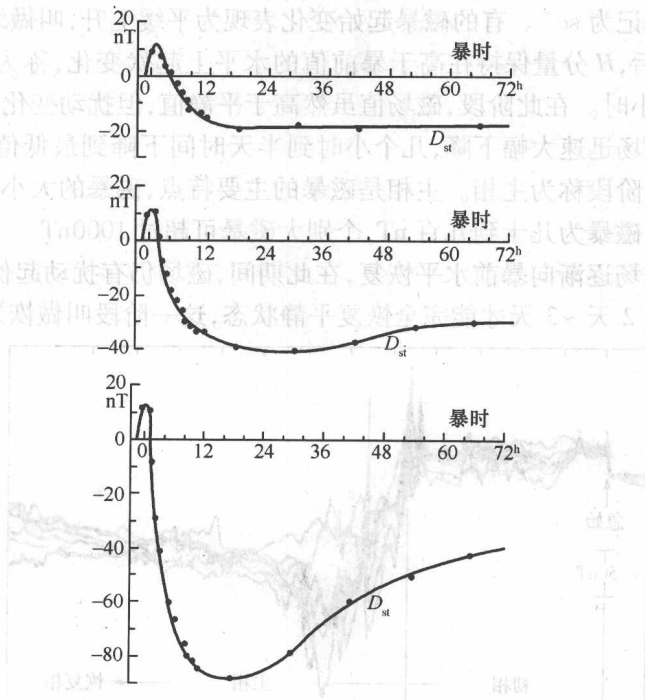


图1-11 弱磁暴、中等磁暴和大磁暴的平均暴时变化 $D_{st}(H)$

但是当把这些平均的 D_{st} 曲线与某一个具体磁暴的 D_{st} 变化相比较时,发现有许多矛盾之处。例如,对一个具体的磁暴而言,即使最小 D_{st} 指数达到 -90nT ,也很难将其归入大磁暴一类;其次,平均 D_{st} 曲线的低值区比大多数实际磁暴宽得多;另外,它们的恢复相(特