

· 深部地球物理专门问题之一

地 球 电 磁 学

范 师 美 编

成都地质学院

物探系深部探测教研室

1988.8

目

绪 言	1
第一章 地磁场的基本规律	3
§ 1.1 地磁要素及其研究方法	3
§ 1.2 地磁场的构成	6
§ 1.3 地磁仪简介	9
§ 1.4 地磁异常	11
第二章 地磁场的高斯理论	13
§ 2.1 地磁场的高斯理论	13
§ 2.2 基本磁场的数学表达式	19
§ 2.3 地心偶极子磁场	20
§ 2.4 地磁坐标	27
§ 2.5 表示局部地区地磁场的数学方法	29
§ 2.6 地磁成因	38
第三章 地球的变化磁场	5
§ 3.1 地磁场的长期变化	35
§ 3.2 地球变化磁场的分类	38
§ 3.3 太阳活动和太阳黑子数	40
§ 3.4 地磁活动的一般规律	45
§ 3.5 地磁场的平静变化	50
§ 3.6 地磁场的干扰变化	55

第四章 古地磁学.....	63
§ 4.1 岩石磁性.....	64
§ 4.2 古地磁学的基本原理.....	80
§ 4.3 古地磁的工作方法.....	83
§ 4.4 古地磁学的研究成果及其应用.....	86
第五章 大地电磁场及地球内部电导率.....	100
§ 5.1 地球电磁感应的基本方程.....	101
§ 5.2 全球性研究——球体问题的电磁感应	109
§ 5.3 区域性研究——平视地球的电磁感应.....	115

地球物理学是以地球为研究对象的一门应用物理学。这门学科自本世纪初自成体系以来，发展极为迅速。它包含许多分支学科，涉及海、陆、空三界，是天文、物理、化学和地质学之间的一门边缘科学。如果狭义地理解，地球物理学指的就是固体地球物理学。它分为普遍地球物理学和勘探地球物理学两大方面。前者是研究大尺度现象和一般原理；后者是用地球物理的原理和方法来勘探有用矿床和石油。

应用地球物理的理论和方法来研究深部构造，进行深部探测的称为深部地球物理。其研究对象主要是地壳和上地幔，内容大致包括地壳、地幔结构的不均匀性，分层及各层的深度、形态和物理参数等。

地壳是地球的各个圈层在非常复杂的、各种各样的相互作用下的产物。因此对地球表面所观察到的重要地质现象做出的任何解释，不可避免地要涉及到地球深部资料，或者地球与天体相互作用的资料。例如大陆漂移与大陆固定之间的斗争进行了几十年，直到五十年代古地磁给出了定量的证据才得到了肯定。

地质学的任何一门学科都有一些最关键的问题，如果缺少深部地质学的一定的成就，要解决这些问题是不可能的。例如大地构造学的问题，成矿物质的来源问题，地球表面和地壳深部及上地幔不同成份的岩石分布规律之间的关系问题等。

深部研究通常与地球内部的地球物理研究结合在一起。没有地球物理学，深部研究是很难获得满意的成果。

目前，地球物理方法是研究地球深部构造的最有效、最准确和最可靠的方法。最常采用的是地震探测方法、重力测量法、地热测

量法。地球电磁测量法等。

地球电磁测量法的理论基础是地球电磁学。它包括地磁学、古地磁学和地球电磁感应等。地球电磁学是地球物理学的一个分支学科，主要研究地球电磁场随空间分布和随时间变化的规律以及地球电磁场的成分、起源和应用。

由于课时、字数的限制，本教材内容一般都是提纲式的，详细内容请见有关参考书和课堂讲授。又因有“应用地球物理学”教材，故有些内容和图表也未列出。

本教材由范师美编写，王礼堂审。在编写中曹家敏同志给予了大力支持与帮助，在此表示感谢。

因编写时间仓促，加之编者水平有限，错误和不妥之处，诚望读者批评指正。

第一章 地磁场的基本规律

地球具有的磁场称地磁场。地面任意一点的地磁场都具有一定的强度和方向，为了描述地面各点地磁场的大小和方向，特引入地磁要素。

§1.1 地磁要素及其研究方法

一、地磁要素

地磁场 B_T 是矢量。一般以测点为原点建立坐标系，用三个坐标数来描述地面任一测点的地磁场。常用的坐标系有：

(一) 直角坐标系 (X, Y, Z)

图中 O 是测点， x, y, z 是以测点为原点的直角坐标系，其中 x 轴指北， y 轴指东， z 轴向下。 $x \circ y$ 平面为地平面或水平面。

B_T 是 O 点的地磁场总磁感应强度矢量， B_T 在 x, y, z 轴上的投影是 X, Y, Z 。 X 称为北向分量， Y 称为东向分量， Z 称为垂直分量。该坐标系在理论研究上比较重要，但一般不能直接测出 X 和 Y 。

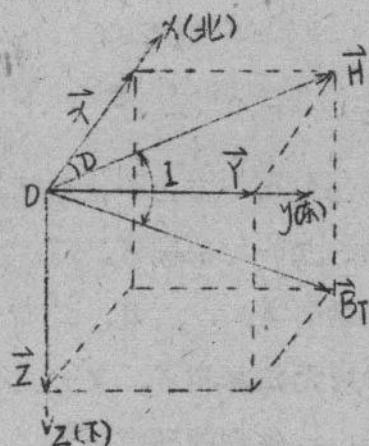


图 1.1.1 地磁要素图

(二) 柱坐标系 (H, D, Z)

该坐标系是台站进行地磁场相对的记录常使用的。 B_T 在水平面上的投影 H 称水平强度或水平分量。 H 所指方向是指南针的 N 极所指示的方向，称为磁北。

水平强度矢量偏离地理北方向的角度 D 称为磁偏角。磁偏角是磁子午面与地理子午面的夹角。按规定， D 偏角向东偏为正，向西

偏为负。

(三) 球坐标系 (B_T , I , D)

野外和地磁台站进行地磁场绝对观测通常采用该坐标系。 B_T 偏离水平面的角度称磁倾角。按规定，总磁场 B_T 下倾为正，上仰为负。

上述的 I , D , H , X , Y , Z 与 B_T 等七个物理量都称为地磁场的要素。由图 1.1.1 可看出这七个地磁要素之间有如下的变换关系：

$$X = H \cos D$$

$$Y = H \sin D$$

$$\operatorname{tg} I = Z / H$$

$$\operatorname{tg} D = Y / X$$

$$H^2 = X^2 + Y^2$$

$$B_T^2 = H^2 + Z^2$$

要想确定地面上一点地磁场的强度和方向，至少要测出任意三个彼此独立的地磁要素，这称为地磁三要素。目前能直接测量绝对值的要素有 I , D , H , Z 与 B_T 。在地磁三要素中 D 是必须测量的，否则无法算出 X , Y 分量。

二、地磁场的研究方法

在地球表面和近地空间对磁场的空间分布及其变化进行直接的观测，是研究地磁场的基本方法。在各个测点上进行地磁要素的观测称地磁测量，简称磁测。

地磁测量可以根据测量仪器的运载工具或测量地域分成地面磁测、海洋磁测、井中磁测、航空磁测和卫星磁测。此外又可以根据研究任务的不同分为地磁台观测、基本磁场测量和磁异常测量。

1. 地磁台

地磁台是用来连续观测地磁各要素随时间的变化。用自动记录仪（磁变仪）来记录地磁场的变化，观测精度高。在地磁图的绘编

地磁资料的通化是以地磁台的数据为基础的。目前全球约有二百多个长期工作着的地磁台。有的从16世纪就开始了地对磁场个要素变化的系统观测，如巴黎伦敦的地磁台。

2. 海洋磁测

早期的海上磁测是在木船上进行的。1909年美国建造了世界上第一艘无磁性船“卡纳奇”号。目前海上磁测是把磁力仪的探头放在船的后边，以此来减少船体磁性的影响。海洋磁测的最重要成就是发现了与大洋中脊有关的磁性“条带异常”构造，为板块学说提供了重要的依据。

3. 卫星磁测

把磁力仪放在人造卫星上所进行的测量称卫星磁测。卫星磁测在很短的时间里完成全球的地磁测量，但测量精度一般较低。

1958年苏联发射了世界上第一颗地磁测量卫星——卫星3号。卫星磁测发现地磁场并不象人们从前设想的那样可以延伸到无限远的地方（地磁场按与离开地心距离的三次方成反比的速率衰减），而是局限在一个有限的范围——磁层里。

三、地磁图

为了清晰地反映出地磁场在地面上的分布规律，一般是在地图上画出各个地磁要素的等值线图。即将通化后的各个测点的某个地磁要素值标在地图上，再把数值相等的各点连成光滑的曲线。这样的等值线图就是地磁图。由于地磁要素是随时间变化的，故必须把观测数值都归算到某一特定的时刻。这种步骤叫做通化。世界地磁图通常每五年画一次，日期一般选在某一年的一月一日或七月一日。例如，1980.0年地磁图就要求把所有地磁要素的数值都通化为1980年1月1日0时0分的数值。

世界地磁图表示了地球表面各地磁要素的分布状况。由世界地

磁要素图可知:

等倾线图 (I 图)、水平强度等值线图 (H 图)、总强度等值线图 (B_T 图) 和垂直强度等值线图 (Z 图) 分布规律为:

- 1、大致沿纬度分布的一系列平行曲线。
- 2、零值等倾线称磁赤道, 倾角 $I = \pm 90^\circ$ 的两点称磁极, 在北面的称北磁极, 南面的称南磁极。
- 3、在磁赤道, $I = 0^\circ$, $Z = 0$, $H = (0.3 \sim 0.4) \times 10^{-4} \text{ T}$ (特斯拉), 在南北磁极处, $I = \pm 90^\circ$, $Z = (0.6 \sim 0.7) \times 10^{-4} \text{ T}$, $H = 0$ 。

而等偏线图 (D 图) 是从一点出发汇聚于另一点的曲线簇。有两条 $D = 0^\circ$ 的等偏线, 把磁偏角分为正负两个区域。等偏线在南北两半球上汇聚于四个点, 两个是磁极, 两个是地理极。

§ 1.2 地磁场的构成

一、地磁场的构成

地磁场是由各种不同来源的磁场迭加构成的。按其性质, 可把地磁场 $\vec{B}_T$ 区分为两大部分: 一部份是主要来源于固体地球内部的稳定磁场 $\vec{B}_T^\circ$, 另一部份是主要起源于固体地球外部的变化磁场 $\delta\vec{B}_T$, 即

$$\vec{B}_T = \vec{B}_T^\circ + \delta\vec{B}_T$$

按高斯的球谐分析, 可把稳定磁场和变化磁场划分为起源于地球内部和地球外部两部分:

$$\vec{B}_T^\circ = \vec{B}_i + \vec{B}_e$$

$$\delta\vec{B}_T = \delta\vec{B}_i + \delta\vec{B}_e$$

其中 $\vec{B}_i$ 是起源于地球内部的磁场, 称为地磁场的内源场,

占地磁场强度的99%以上， $\vec{B}_0$ 是起源于地球外部的稳定磁场，称地磁场的外源场，只占地磁场强度的1%以下。可见地球的稳定磁场主要起源于地球内部。

$\delta\vec{B}_i$ 是变化磁场的内源场，约占变化磁场的1/3， $\delta\vec{B}_e$ 是变化磁场的外源场，约占变化磁场的2/3。外源变化磁场起源于地球外部的各种电流体系，这种电流体系的磁场还会在具有导电性质的地球内部感应出一个内部电流体系。这个内部电流体系就是产生内源变化磁场的原因。可见，内源变化磁场只是外源变化磁场的感应磁场。故从本质上讲，变化磁场的起源是地球外部的各种电流体系。

内源稳定磁场除偶极系磁场 $\vec{B}_0$ 外，还有其它成分，即

$$\vec{B}_i = \vec{B}_0 + \vec{B}_m + \vec{B}_a$$

式中 $\vec{B}_m$ 为非偶极子磁场或大陆磁场， $\vec{B}_a$ 为异常磁场或称磁异常。 $\vec{B}_a$ 又由区域异常 $\vec{B}'_a$ 和局部异常 $\vec{B}''_a$ 两部分组成。

归纳起来，地磁场可由五部份构成，即：

$$\vec{B}_T = \vec{B}_0 + \vec{B}_m + \vec{B}_e + \vec{B}_a + \delta\vec{B}_T$$

由于偶极子磁场和非偶极子磁场是地磁场的主要成份，且二者都起源于地球内部，在地磁学中常把二者之和称为地球的基本磁场 $\vec{B}_n$ ，即

$$\vec{B}_n = \vec{B}_0 + \vec{B}_m$$

可见，地球的基本磁场是起源于地球内部并构成地磁场主要成分的稳定磁场，其变化极为缓慢，称为地磁场的长期变化。地球的变化磁场是起源于地球外部而迭加在基本磁场之上的各种短期的地磁场变化。

相对于异常磁场 $\vec{B}_a$ ，常把 $\vec{B}_0 + \vec{B}_m + \vec{B}_e$ 称为正常磁场。因

为 $\vec{B}_0$ 。很小，所以通常概念上的正常磁场即基本磁场 B_n 。应注意，正常磁场和异常磁场又是两个相对概念，二者的划分可由研究的对象来确定。

二、地磁场的基本特征

地磁场是一个偶极子场，弱磁场，基本稳定磁场，这是地磁场的基本特征。

(一) 地磁场近似于一个置于地心的偶极子磁场，这是地磁场最基本的特征。

地磁场在地表是一个非均匀的，对称分布的磁场，磁极的磁感应强度为磁赤道的两倍。即地磁场满足极子磁场的规律。地面任一

一点的磁位
$$u = -\frac{\vec{M} \cdot \vec{r}}{r^3}$$

$\vec{M}$ 为地球的磁矩， $\vec{r}$ 为地心至地面任一点的矢径。

地心偶极子磁场的磁力线分布见图 1.2

· 1。在地理北极 N 附近的 N_m 称地磁北极，在地理南极 S 附近的

S_m 极称地磁南极。

N_m 、 S_m 极的连线称偶极子的地磁轴，地磁轴 N_m

S_m 与地轴 NS 斜交，

交角 θ_0 约为 11.5° 。

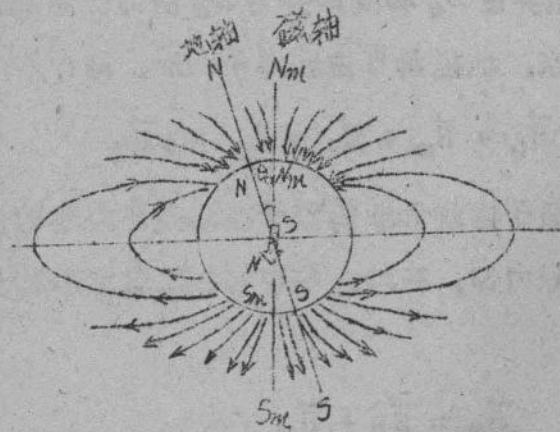


图 1.2.1 地心偶极子磁场

应指出地磁南北极是按地理位置说的。按磁性，地磁两极与磁针两极正好相反。即地磁北极 N_m 为 S 极性，地磁南极 S_m 为 N 极性。

由于受太阳风作用，仅在地球2~7倍半径范围内地磁场才可近似看作偶极子磁场。

(二) 弱磁场

地磁场是一个弱磁场，地面上的平均磁感应强度约为 $0.5 \times 10^{-4} \text{ T}$ (T为特斯拉，简称特)，变化范围是 $0.3 \sim 0.65 \times 10^{-4} \text{ T}$ 。

(三) 地磁场是迭加场，是基本稳定场

地磁场是由各种不同来源的磁场迭加起来的，即

$$\vec{B}_T = \vec{B}_T^0 + \delta \vec{B}_T$$

变化磁场 $\delta \vec{B}_T$ 比稳定磁场 $\vec{B}_T^0$ 弱得多，最大变化也仅占地磁场强度的2~4%，故说地磁场是基本稳定场。

§ 1.3 地磁仪器简介

一、地磁仪器分类

测量地磁场绝对值的仪器称磁力仪，一般测量 B_T 、H、Z、D、I。测量地磁场相对值的仪器称磁变仪，一般测 ΔD 、 ΔH 和 ΔZ 。

绝对测量仪器有偏角磁力仪、地磁经纬仪(测量H、D)、石英水平强度器力仪、核子旋进式磁力仪(测量 B_T)、核旋分量仪(测量H、Z)、地磁感应仪(测量I)，另外还有磁通门磁力仪、光泵磁力仪和超导磁力仪。

相对测量的仪器主要是正常磁变仪(标准磁变仪)，它包括偏角磁变仪、水平强度磁变仪和垂直强度磁变仪。另外还有快速记录磁变仪、磁暴磁变仪和磁通门磁力仪等。

二、磁偏角的测量原理

磁偏角是磁北方向与地理北方向之间的夹角，测量磁偏角是要在仪器的水平度盘上找出通过度盘中心的磁北与地理北的位置。地理北需要用天文测量方法确定。

在台站上一般不经常进行地理北方向的观察，而是在室外距测点不远处设一固定标志 S_1 ，预先测出标志的方位角，即测出标志方向与地理北方向之间的夹角 a （见图1.3.1）。标志方位角确定后，磁偏角的测量就变成测量标志的磁方位角，即测量标志方向与磁北方向之间的夹角 a_m 。

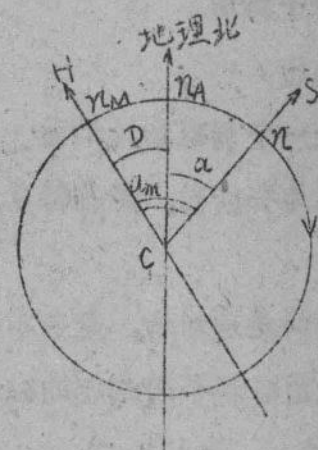


图1.3.1 磁偏角的测量原理

图1.3.1中，水平度盘的中心为 C ，度盘的刻度顺时针增加，磁北方向在度盘上的读数为 n_M ，地理北方向在度盘上的读数为 n_A ，标志 S 的读数为 n 。根据定义，磁偏角 $D = n_M - n_A$ 。

上述方法虽说简单，但是 n_A 的确定是比较困难的。因此常常是先测得标志 S 的方位角 a ，由此来定 $n_A = n - a$ 。

若标志的磁方位角为 a_m ，

$$\text{则 } n_M = n - a_m$$

$$D = n_M - n_A$$

$$= n - a_m - (n - a)$$

$$= a - a_m$$

可见，磁倾角可定义为标志的方位角与其磁方位角之差。

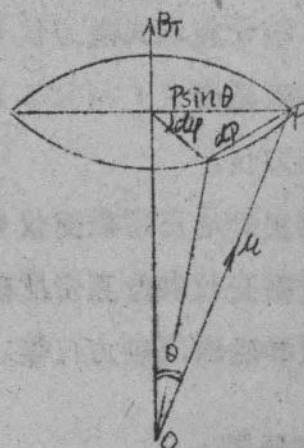


图1.3.2 质子旋进运动

三、核旋仪的测量原理

具有自旋磁矩 μ 和自旋角动量 P 的质子，在地磁场 B_T 的作用下，要产生一以 B_T 方向为轴的拉莫尔进动，如图 1·3·2 所示。根据角动量定理，有

$$\frac{d\vec{P}}{dt} = \vec{\mu} \times \vec{B}_T$$

其模为 $dP = \mu B_T \sin\theta dt$

θ 是 μ 与 B_T 之间的夹角，由图 1·3·2 可得

$$dP = P \sin\theta d\varphi$$

代入上式得
$$\frac{d\varphi}{dt} = \frac{\mu}{P} B_T$$

图 $\omega = d\varphi/dt$ ，若令 $\nu_P = \mu/P$ ，则有

$$\omega = \nu_P B_T$$

式中 ω 是质子以 B_T 为轴的旋进圆频率， ν_P 是质子的旋磁比，即质子自旋磁矩 μ 与自旋角动量 P 之比，它是一常数，对质子而言， $\nu_P = 2.67512 \times 10^8 \text{ s}^{-1} \text{ T}^{-1}$ ，又因为 $\omega = 2\pi f$ ，所以有

$$B_T = \frac{2\pi}{\nu_P} f = 23.4874 f$$

式中 f 是质子的旋进频率。上式中 B_T 的单位为 nT (纳特)，上式表明地磁场 B_T 的大小与质子的旋进频率 f 成正比。即把对地磁场 B_T 的测量转化为对质子旋进频率 f 的测定。这就是核旋仪的测量原理。

§1·4 地磁异常

地磁资料在地球内部构造的研究，矿床资源的预测，地震预报等许多方面得到广泛的应用。地磁异常可按其分布范围的大小分为世界磁异常、海洋的条带异常和大陆区域磁异常。

一、海洋的条带异常

海洋磁异常的特点与陆地磁异常有着明显的区别，最大区别在于海洋磁异常的条带状分布。海洋磁异常的等值线呈条带状，其延伸长度可达几千公里，条带走向与洋脊平行；异常条带正负相间，彼此平行，正负条带宽二三十公里，长几百公里，异常幅度几百纳特；如果垂直于海洋磁异常走向作一剖面，则可见正负相间的异常是对称于洋脊的。中央海岭上的为正异常，其强度最大，宽度近于其它异常的两倍。

图 1·4·1 为位于冰岛西南约 350 Km 的雷克雅奈斯海岭（大西洋中脊海岭北端）上的条带状磁异常。图 a 中黑色表示正异常。由图可见，黑白条带状图案是平行于海岭轴 A 的。

图 b 为磁异常总强度剖面图。在中脊



图 1·4·1 雷克雅奈斯海岭上的条带状磁异常

称地方异常)分布范围较小,磁场梯度较大,异常一般较强。

地磁异常(简称磁异常)是一种次生物场,它是在地球基本磁场的作用下,由地壳内的各种地质体的磁化所引起的。

第二章 地磁场的高斯理论

目前在表示地磁场方面主要有三种方法,即用球谐级数表示地磁场的分布,通常称为地磁场的球谐模式;用若干个偶极子表示地磁场的分布,叫做地磁场的偶极子模式;用电流环表示地磁场的分布,称为地磁场的电流环模式。偶极子模式是用若干个偶极子来表示地磁场的场源情况,但偶极子只是实际场源的初级近似。用电流环模式比偶极子模式能更好地表示地磁场源的实际情况。当电流环的半径趋于零时,电流环就成为偶极子。球谐分析的方法应用最为广泛,下面主要介绍球谐分析的方法。

§ 2.1 地磁场的高斯理论

研究地磁场的任务之一就是将来场强各分量在地球表面各点的空间坐标用解析关系式表示出来。若知道地磁各要素与该点坐标的函数关系,则可解决很多在科学上和实用上有意义的问题。1839年高斯提出了地磁场的球谐分析方法,1885年施密特又发展了这一方法。故这种数学分析方法被称为地磁场的高斯理论或高斯——施密特理论。它为近代地磁学的发展奠定了基础。

一. 磁势的引入

地磁场与其它磁场一样,应满足麦克斯韦方程组,但对我们关系密切的是磁场的公式,即

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.1.1)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0$$

(2.1.2)

式中 B 为磁感应强度, H 为磁场强度, j 为电流密度矢量, $\vec{D}$ 为电位移矢量。

在均匀介质中 $B = \mu H$, 且磁导率 μ 为常数, 设 $\mu = \mu_0$, 又因为在地球表面附近, 大气的电导率 $\sigma = 0$, 即空气可视为绝缘体, 于是传导电流 $j = \sigma E = 0$ 。由于地球电磁场是一个缓变场, 所以位移电流 $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \approx 0$, 即是说明地磁场强度 H 可视为一个无旋场,

$$\nabla \times \vec{H} = 0$$

无旋场必是有势场, 故可引入一个标量磁势 u , 使得

$$\vec{H} = -\nabla u$$

将上式代入 (2.1.2) 式得

$$\nabla \times \vec{H} = \nabla \times (-\mu \nabla u) = -\mu \nabla^2 u$$

$$\nabla^2 u = 0$$

(2.1.3)

这就是拉普拉斯方程, 使上式成立的条件是 $\sigma = 0$ 和地磁场为缓变场。

二、拉氏方程的解

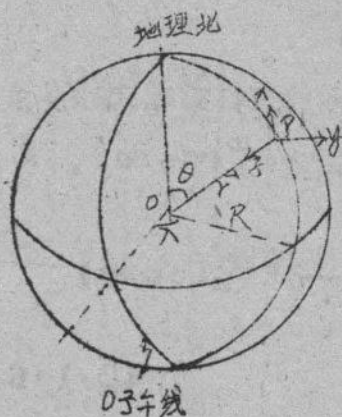


图2.1.1 球坐标系

因地球是个球体, 采用球坐标系解上述拉氏方程最为方便, 实用。设地球是一个半径为 R 的球体, 以球心为坐标原点 O , 极轴取为地球自转轴并指向北极, r 为球心至测点 P 的距离, 见图2

· 1 · 1。 θ 为余纬度, λ

为经度, 在球体之外, 任一