

高等学校教学用书

测井地质基础

上册

王中文 韦国明 编



石油工业出版社

前 言

《测井地质基础》一书是为矿场地球物理专业（即测井专业）奠定基础地质知识的教学用书。分上、下两册。本册包括地球概况、矿物、岩浆岩、变质岩、沉积岩、沉积相、地层以及构造等内容。

矿场地球物理的研究对象是地下各种地质体，即用地球物理的方法研究和解释地下各种地质体的岩性、物性、含油气性等。近十年来，各种测井方法及仪器有了很大的发展，使之解决地质问题的领域大为扩展。目前，应用测井来分析沉积相等方面的问题，已取得了较好的效果。

从测井解释工作来看，掌握必要的地质基础知识，尤其是沉积学的知识是合理解释、提高解释成功率的关键之一；从测井方法的研究及仪器革新来看，测井人员对于各种地质问题了解愈深入，其发展领域就愈宽广、成效就愈显著。因而测井专业的学生必须掌握一定程度的地质基础知识。

本书在编写时力求结合专业，以与测井专业有关的内容为重点，并兼顾其它基础知识及地质科学的系统性。根据测井专业的需要，本书对沉积岩、沉积相和构造进行了较详细的论述，其它部分只作一般的介绍。

本书是在华东石油学院熊琦华同志1980年编写的《测井地质基础》一书的基础上进行编写的。由王中文、韦国明同志合编。韦国明同志负责一、二、三章的编写，王中文同志负责四、五、六、七章的编写。

本书由华东石油学院信荃麟副教授主审，黄醒汉副教授对全书进行了审阅。丁贵春、石玉璋、刘泽容、刘孟慧、管守锐同志分别对部分初稿进行了审阅，提出了宝贵的意见。此外，在编写过程中，还得到华东石油学院王曰才教授、周彦、洪有密、雍世和同志，胜利油田测井总站潘瑾台总工程师，李德云、吴付东同志，胜利油田石油技术学校杜永学同志的大力支持和帮助。华东石油学院勘探系绘图室刘艳荣同志协助绘清了全书的插图，在此表示衷心的感谢。

由于编者水平所限，书中会存在不少错误和缺点，恳切希望读者批评指正。

编者 1984.8

目 录

第一章 地球概况	(1)
第一节 地球的形状和大小	(1)
第二节 地球的主要物理性质	(2)
第三节 地球的内部构造	(4)
第二章 矿物	(7)
第一节 矿物的概念	(7)
第二节 矿物的化学成分	(7)
第三节 矿物的晶体结构	(9)
第四节 矿物的物理性质	(12)
第五节 矿物的形态	(16)
第六节 矿物的分类及主要矿物描述	(18)
第三章 岩浆岩及变质岩	(34)
第一节 内动力地质作用	(34)
第二节 岩浆岩	(35)
第三节 变质岩	(41)
第四章 沉积岩	(44)
第一节 沉积岩的形成过程	(44)
第二节 沉积岩的分类	(53)
第三节 陆源碎屑岩	(54)
第四节 火山碎屑岩	(84)
第五节 碳酸盐岩	(88)
第六节 硅岩、蒸发岩、煤、油页岩等岩类	(106)
第五章 沉积相	(117)
第一节 概述	(117)
第二节 碎屑岩沉积相	(124)
第三节 碳酸盐岩沉积相	(150)
第六章 地层	(163)
第一节 确定地质年代的方法	(163)
第二节 地质年代和地层单位	(168)
第三节 我国地史概况	(169)
第四节 古生物简介	(177)
第七章 构造	(183)
第一节 地壳运动及岩石变形	(183)
第二节 水平岩层及单斜岩层	(185)
第三节 褶皱	(192)
第四节 断裂	(199)
第五节 构造研究方法	(211)
第六节 含油气盆地构造	(218)
第七节 地壳运动的理论	(222)
主要参考书	(226)

第一章 地球概况

测井是矿场地球物理测井的简称。测井是用物理学及化学的理论和最新的科学技术测量地下不同深度的各种介质，确定油、气、水层和地质构造，为勘探和开发石油和天然气服务的。

因为石油和天然气是生成和储藏在地球中，因此，《测井地质基础》的研究对象是地球。所以，我们首先要对地球有一个基本的认识。

第一节 地球的形状和大小

关于地球的形状和大小，在很早以前，人们曾经使用各种方法进行过观测。科学家们也对地球的形状和大小进行过计算。观测和计算结果表明，地球是一个旋转椭球体。为了统一观测和计算标准，1924年第二届国际大地测量和地球物理协会确定了一个国际统一的椭球体，作为测量的基准椭球体。但是，由于地球表面有高山、平原和深海，形状很复杂。测量山高和海深时需要一个共同的基准面。因此把平均海平面和该面扩展到大陆下面的全球的连续面当做基准面。这个基准面称为大地水准面。该面在全球各个地方都垂直于重力方向。所以，地球的形状在理论上是指全地球大地水准面的形状。

根据人造地球卫星获得的资料发现，地球不是一个标准的旋转椭球体，而是呈梨形的地球体，如图1-1所示。

同时，根据人造地球卫星所获得的资料，把过去采用的表示地球形状和大小

的数据进行了修改。下面是1975年第16届国际大地测量和地球物理协会修改的数据：

赤道半径 a	6378.140公里
两极半径 c	6356.755公里
长短半径差 $a - c$	21.385公里
平均半径 $R = (a^2 + c^2)^{1/2}$	6371.004公里
扁率 $(a - c)/a = 1/298.257 = 0.0033528$	
赤道周长 $2\pi a$	40075.036公里
子午线周长 $2\pi c$	39940.670公里

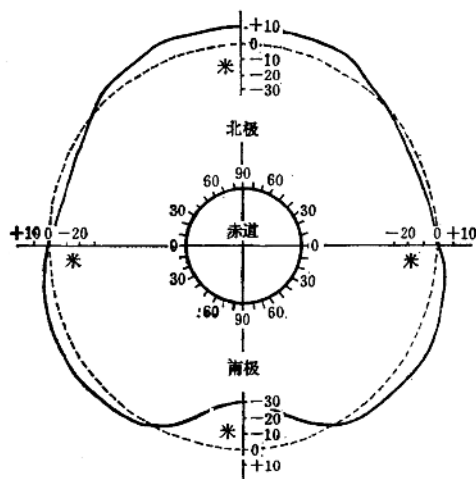


图 1-1 地球体的剖面（实线）与旋转椭球体（虚线）的关系示意图（形状已大大夸张）

表面积 $4\pi R^2$

510064471.9公里²

体积 $\frac{4}{3}\pi R^3$

1083206900000公里³

第二节 地球的主要物理性质

一、地球的质量和密度

地球的体积为 1.0832069×10^{27} 厘米³。按照牛顿万有引力公式计算,地球的质量等于 5.9742×10^{27} 克。地球的质量除以地球的体积得出地球的平均密度等于5.516克/厘米³。根据实际测量,地球表面水的密度为1克/厘米³,地球表层岩石的平均密度为2.7~2.8克/厘米³。这一事实表明,地球内部的密度不仅高于地球表层的密度,而且也高于地球的平均密度。

到目前为止,地球内部的密度还无法直接观测,只能根据地震波速、地球平均密度、地球表层密度、地球内部重力和转动惯量等实测和假设资料进行计算。计算结果发现地球内部密度的分布有两个特点:第一,地球内部密度随深度增加而增加;第二,在地球内部某些深度密度随深度的增加而逐渐增加,而在另一些深度则发生突变。例如,在2900公里深处,地球密度由5.7克/厘米³突然增加到9.7克/厘米³。然后又随深度的增加而逐渐升高。到地球中心一直增到最大值13克/厘米³。

地球内部密度的变化反映了地球内部不同深度物质成分和物态的变化。

二、地球内部的压力

地球内部的压力是指上覆地球物质重量所产生的静压力。根据静压力平衡公式,地球内部压力可用下列公式计算:

$$P = h\rho_b g_b$$

式中 P ——深度 h 处的压力;

h ——深度;

ρ_b ——深度 h 处以上物质的平均密度;

g_b ——深度 h 处以上物质的平均重力加速度。

按上述公式计算,地球内部的压力随着深度的增加而增加。但是,压力增加的幅度在不同深度有所差异。在地球表层,随着深度的增加,压力作缓慢的递增。在地下1公里深处为270大气压,10公里深处为2700大气压。而在地球深处,随着深度的增加压力升高的幅度比较快。在地下35公里深处有1万大气压,2900公里深处可达150万大气压。

三、地球内部的温度

生产实践和科学研究表明地球内部是热的,而且不同深度的温度是有差别的。其热源主要来自太阳的辐射热和地球内部放射性元素所产生的热。因此,根据热的来源和地球内部温度的分布状况,可将地球内部温度的分布分为三层,即外热层、常温层和内热层。

1. 外热层

外热层是指受太阳辐射而具有一定温度的地球表层。因此外热层的温度随深度的增加而降低。而且由于太阳辐射热量因时因地而异,外热层温度的变化也因时因地而异。总的来说,外热层温度变化影响的深度很浅。在滨海地区年变化影响深度为10~20米,内陆地区可达30~40米。平均深度一般为15米。

2. 常温层

在外热层以下，即在平均深度15米以下20到25米的地带。由于太阳辐射热影响很小，温度常年保持不变，其温度等于当地年平均温度，故称常温层。

3. 内热层

内热层是指常温层以下到地球中心的地带。内热层的热量来自地球内部。温度随深度的增加而逐渐升高。而且温度的升高是有规律的。即从常温层向下平均每增加100米，温度升高3℃左右。这种深度每增加100米温度升高的数值，称为地温梯度。

上面所说的是内热层温度随深度变化的一般规律。但是，近代科学研究证明，上述规律只适用于常温层以下20公里的深度范围。如果深度继续增加，地温梯度则逐渐减小。在地球内部70公里以上的范围，地温梯度平均为2.5℃。深度再增加，地温梯度明显降低，大约为0.5~1.2℃。据推测，在地球内部100公里深处温度大约为1500℃，2900公里深处近于2700℃，地球中心温度不超过3200℃。

四、地球的重力

根据万有引力定律，地球上的任何物质都受地心的吸引，引力大小与物质的质量成正比，与物质距地球中心的距离的平方成反比。因此，地心引力以赤道最小，两极最大。另一方面，地球是按一定角速度自转的地球体，地球上的任何物质都受地球自转所产生的离心力的作用。因此，赤道的离心力最大，两极的离心力为零。所以，地球表面的重力是指地面某处所受的地心引力和该处的地球自转离心力的合力。

假设地球内部物质密度是均匀的，以大地水准面为基准计算出来的重力值为正常重力值（或称标准重力值）。重力单位为伽（1伽=1厘米/秒²）。根据理论计算，赤道上的正常重力值为970伽，而两极的正常重力值可达983伽。所以地面上的正常重力值是随纬度的升高而增加。

但是，实际上地球内部物质密度是不均匀的，地球表面也是起伏不平的。地球表面的重力是随物质密度的升高而增加，随海拔的升高而减小的。因此，在地球表面同一地点实测的重力值与理论计算的重力值常常有差异，这种差异称为重力异常。当实测重力值大于理论计算重力值时，叫重力正异常，当实测重力值小于理论计算重力值时，叫重力负异常。

当某地区出现重力正异常时，它标志着该地区地下有密度大的物质存在。例如，可能存在金属矿床。如果该地区出现重力负异常，它说明该地区地下有密度较小的物质存在。例如，可能存在储藏石油和天然气的地质构造。所以，地球的重力是地球物理勘探方法中重力勘探方法的依据。

五、地球的磁性

在地球表面，罗盘的磁针为什么能指向一定的方向？这是因为地球具有磁性，它好像是一个巨大的球形磁铁，在它的周围能够形成磁场。

众所周知，地理上有两个极，而地磁也有两个极。但是，地理两极和地磁两极是不重合的，两者交角约11°。通过两地磁极的子午线叫地磁子午线。地磁子午线与地理子午线之间的夹角，称为磁偏角。磁偏角大小因地而异。所以使用罗盘测量方位角时，应该根据当地磁偏角大小进行校正。

罗盘的磁针不总是水平的，只有在赤道上才能保持水平状态。在赤道与两极之间的地区，磁针与水平面倾斜。在两个磁极地区磁针与水平面垂直。磁针与水平面的夹角称为磁倾角。磁倾角随纬度的升高而增加。中国处于地球的北半部。因此，在罗盘磁针南端一般都圈有铜丝，用于校正磁倾角，使磁针保持水平。

磁力线分布的空间叫磁场，磁场内有磁力作用存在。地球上某一点单位磁极所受的磁力大小，称为该点的磁场强度。磁场强度单位是奥斯特（1奥斯特等于1达因的磁力）。磁场强度因地而异，一般是随纬度的升高而增加。

上述的磁偏角，磁倾角和磁场强度，统称为地磁要素。根据地磁要素在地球表面的分布规律，可以计算出地球表面每一点的地磁要素的理论数值。这种计算出来的理论数值，称为地磁要素正常值。但是，由于地球内部物质分布不均匀，某些地区实测的地磁要素数值与理论计算数值不同。这种情况说明某些地区在正常磁场里有局部异常磁场存在。这种现象叫地磁异常。当实测的地磁要素数值大于理论计算数值时叫地磁正异常。当实测的地磁要素数值小于理论计算数值时叫地磁负异常。例如，当某地区地下有磁铁矿、镍矿等强磁性矿床存在时，则出现地磁正异常。如果某地区地下有石油，盐矿、花岗岩等弱磁性或反磁性矿床和岩体存在时，则出现地磁负异常。所以，地磁理论是地球物理勘探方法中磁法勘探的重要依据。

六、地球的弹性

地震波可以在地球内部传播，这是地球具有弹性的表现。地震波在地球内部传播的情况，是了解地球内部构造和进行地震勘探的重要依据。

因为地震波是弹性波，而地球能传播弹性波，所以地球具有弹性。地球的弹性可以用弹性系数来表示。一种弹性系数是体变模量；另一种弹性系数是切变模量。体变模量也叫体积弹性模量，它是指物体在围压下体积能缩小的程度。科学研究表明，体变模量愈大的物体，其体积愈难缩小。例如，液体的体变模量很大，所以它的体积不容易缩小。切变模量也叫刚性模量，它是指物体在定向压力下形状能改变的程度。切变模量愈小的物体其形状愈容易改变。例如，液体的切变模量为零。所以它没有反抗改变形状的能力。

地球内部的弹性状况是通过地震波在地球内部的传播速度来确定的。地震波在地球内部的发源地叫震源。震源在地面的投影，即地震在地面表现最剧烈的地区叫震中区。地震发生时从震源发出地震波。地震波有面波、体波和自由振荡三种。

地震波在地球内部传播时，遇到弹性不同的分界面或不同性质的分界面就会发生反射、折射或速度的变化。我们利用这个原理就可以研究地球内部的构造，或者用人工震源进行石油地震勘探来寻找地下储油构造。

第三节 地球的内部构造

组成地球的物质在地球内部的分布和状态是不均匀的，它具有明显的圈层构造。从地球表面到地球中心，可以分为地壳、地幔和地核三个圈层。

到目前为止，对地球内部的圈层构造还无法直接观测，主要是根据天然地震波在地球内部传播速度的变化划分的。因为地震波传播速度变化明显的深度能反映该深度上下地球物质在化学成分和物理性质上的改变。因此，这个深度就可以作为上下两种物质的分界面。地球物理学上把这种分界面称为不连续面。

全球天然地震波速观测资料证明，地震波速在地球内部某些深度有明显的变化，如图1-2所示。其中有两个非常清楚的不连续面：第一个不连续面的深度变化较大。大陆区深，平均深度约为35公里，海洋区浅，平均深度约6公里，在整个地球平均深度约16公里。在这个深度，纵波传播速度由7公里/秒变为8公里/秒。横波传播速度由4公里/秒变为4.4公里/秒。

因为这个不连续面是南斯拉夫地球物理学家莫霍罗维奇于1909年发现的，所以称莫霍罗维奇面，简称莫霍面。第二个不连续面是地深2900公里处。在此深度纵波传播速度从13.32公里/秒下降到8.1公里/秒，横波突然消失。这个不连续面是美国地球物理学家古登堡在1914年提出的，所以称古登堡不连续面，简称古登堡面。根据上述这两个不连续面，把地球分为三个圈层。莫霍面为地壳和地幔的分界面，古登堡面为地幔和地核的分界面。再根据次一级的不连续面，还可以把地幔分为上地幔（又分两层）和下地幔。把地核分为外核、过渡层和内核。这样地球内部共分为七个圈层，并分别给以代号A、B、C、D、E、F、G。各圈层深度如表1-1所列。现将各圈层的基本特征简述于后。

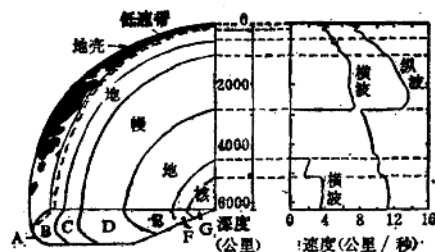


图 1-2 地震波在地球内部传播速度图

表 1-1 地球内部圈层

圈 层 名 称		圈层代号	圈层深度, 公里
地 壳		A	0~16
地 幔	上 地 幔	B	16~400
		C	400~1000
	下 地 幔	D	1000~2900
地 核	外 核	E	2900~4640
	过 渡 层	F	4640~5120
	内 核	G	5120~6371

一、地壳

地壳是地球最外部的一个圈层，下界为莫霍面。地壳的厚度因地而异，在大洋底最薄，不到5公里，最厚可达8公里，平均厚度约6公里。在大陆地区最厚可达70公里，平均厚度35公里。整个地壳平均厚度约16公里。

地壳由各种化学元素组成。但是，组成地壳的主要元素只有10种。它们在地壳中的百分含量如图1-3所示。图1-3中的数据是《科学美国人》(Scientific American) 1970年9月刊登的资料。图1-4中列举的10种元素占地壳总重量的99.96%，而组成地壳的其它近百种元素的总重量只占0.04%，这充分说明各种元素在地壳中的百分含量有很大差别。而且各种元素在地壳的不同深度和不同地区的分布也是不均匀的。

根据地壳不同深度的物质成分，可将地壳由内向外分为三层，即硅镁层、硅铝层和沉积层。

1. 硅镁层

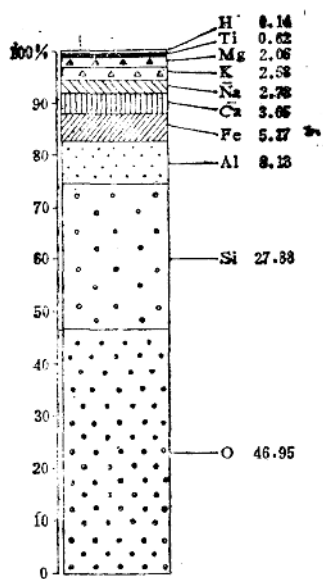


图 1-3 地壳中主要元素重量百分比



图 1-4 经地震详测所示的地壳厚度变化图

硅镁层由富含氧、硅、镁、铁的岩石组成。由于岩石平均成分相当于玄武岩类岩石，故又称玄武岩层。其平均密度为 3 克/厘米³。硅镁层在大洋和大陆下面均有分布。厚度因地而异，在美国西部海岸山脉底下发现局部地区有缺失，如图 1-4 所示。但是，硅镁层在整个地壳基本上是一个连续的圈层。

2. 硅铝层

硅铝层由富含氧、硅、铝及钾、钠（钾>钠）的岩石组成。由于岩石的平均成分相当于花岗岩类岩石，故又称花岗岩层。其平均密度为 2.7 克/厘米³。硅铝层分布在大陆地区，大洋地区缺失。它是一个不

连续的圈层，平均厚度约 10 公里。

3. 沉积层

在地球发展过程中，地球表层的岩石长期与大气和水接触，经过各种外动力地质作用的改造，形成了沉积层。沉积层富含氧、硅、铝、钙、镁、铁、有机碳、水和二氧化碳等。石油、天然气和煤都是生成和储藏（大部分）在沉积层中。沉积层在大洋底和大陆地区均有分布，在大洋底为现代的松散的沉积物，而在陆地上主要是已固结的古代沉积岩。沉积层厚度变化比较大，在有些地区缺失，而在另一些地区厚度可达 10 公里。平均厚度约 1.8 公里。

二、地幔

地幔是莫霍面与古登堡面之间的一个圈层。平均密度 4.5 克/厘米³。根据地震波传播速度变化情况，把地幔分为上地幔和下地幔两层，其分界面在 1000 公里深处。

上地幔的主要物质成分是超基性岩。平均密度 3.5 克/厘米³。近年来，科学研究发现，上地幔上部，即 60~250 公里之间地震波速减低，局部地区横波消失。因此，把 60~250 公里地震波速减低的地带称低速带。并且认为，低速带是放射性元素大量集中的地区。由放射性元素所产生的热，使低速带局部地区的物质处于熔融状态，所以不传播横波。据推测这里可能是岩浆的发源地。另一方面，由于低速带温度高，该地带的大部分地区的物质虽然还没有融化，但是，物质的塑性增加，活动性也增加。因此，在构造地质学中把低速带当作软流层。

下地幔的物质成分与上地幔的物质成分基本相同，仅铁的含量有所增加，平均密度 5.1 克/厘米³。

三、地核

地核是古登堡面以下到地球中心的一个圈层，主要由铁、镍组成。根据地震波速变化情况，把地核分为外核，过渡层和内核三层。根据推测，外核为液体物质，内核为固体物质。

第二章 矿 物

第一节 矿物的概念

地壳中的矿物是由地质作用所形成的自然元素的单质或化合物。它们具有一定的化学成分、物理性质和化学性质，并呈各种物态出现，呈固态出现者还具有确定的内部结构；它们在一定的物理化学条件下稳定，是组成矿石和岩石的基本单位。

地壳中的矿物数量多，分布广。例如花岗岩中的长石、石英和云母；河沙中的金；海水中的盐；地下的石油和天然气等等，都是矿物。目前已知的矿物约有3000种左右，而且每年都有新矿物被发现。

第二节 矿物的化学成分

一、矿物的化学成分类型

矿物的化学成分分为两种类型：一类是单质，例如石墨(C)、自然硫(S)、自然金(Au)等；另一类是化合物，例如石盐(NaCl)、石英(SiO_2)、方解石(CaCO_3)等。

二、类质同象

在本章第一节中曾经提到，地壳中的每一种矿物都具有一定的化学成分。这就是说，矿物的化学成分并不是绝对固定的，它可以在一定范围内发生变化。引起矿物化学成分变化的主要原因是类质同象。

类质同象是指：物质结晶时，其晶体结构中本应由某种原子或离子占有的位置，一部分被介质中性质相类似的它种原子或离子所代替，共同结晶成混合晶体，但并不引起键性和晶体结构型式发生质变的性质。例如镁橄榄石($\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)$)结晶时，晶体结构中 Mg^{2+} 的一部分位置，可被岩浆中的 Fe^{2+} 所代替，结晶成为橄榄石($\text{Mg, Fe})_2(\text{SiO}_4)$ 。

在混合晶体中，代替某种元素的原子或离子称为“类质同象混入物”，例如橄榄石中的铁。含有类质同象混入物的晶体称为“混合晶体”。矿物中的类质同象是一种非常普遍的现象，所以它是矿物化学成分变化的主要原因。因此，当我们了解矿物的化学成分时，必须有这方面的知识。特别是那些稀有元素和放射性元素，它们很少形成独立矿物，往往是以类质同象的形式存在于其它矿物中。例如在锆石($\text{Zr, Th, U})(\text{SiO}_4)$ 中，常常含有类质同象混入物铀和钍，从而使该矿物具有很强的放射性。

三、矿物中的水

许多矿物中都含有水。根据水的性质和它在矿物中存在的形式，把矿物中的水分为以下五种：

1. 吸附水

以中性水分子 H_2O 的形式，被吸附于矿物颗粒表面或颗粒之间的水，称为吸附水。例如，包围在粘土矿物颗粒表面呈薄膜状的薄膜水；充填于粘土矿物颗粒之间的极细的空隙中的毛细管水；胶体矿物（如蛋白石 $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ）中的胶体水等，都是吸附水。吸附水在矿物中

的含量不固定,随外界的温度和湿度的变化而变化。当温度达到 $100\sim 110^{\circ}\text{C}$ 时,吸附水就会全部从矿物中逸出。在水从矿物中逸出时,并不引起矿物晶体结构的破坏。

2. 结晶水

以中性水分子 H_2O 的形式,在矿物晶体结构中占有确定位置的水,称为结晶水。水分子的数量与矿物中其它化学组分间有一定的比例。例如在石膏 $\text{Ca}(\text{SO}_4)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 中含有2分子的水。当温度达 $100\sim 200^{\circ}\text{C}$ 时,结晶水从矿物中逸出。当结晶水逸出时,矿物的晶体结构被破坏。

3. 结构水

在矿物晶体结构中占有确定位置的离子 H^+ 、 H_3O^+ 和 $(\text{OH})^-$,称为结构水。这些离子在数量上与矿物中其它化学组分间有一定比例。例如,在白云母 $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$,高岭石 $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ 等矿物中,都含有结构水。矿物中的 H^+ 、 H_3O^+ 及 $(\text{OH})^-$,只有在矿物处于约 $600\sim 1000^{\circ}\text{C}$ 的高温下,当矿物晶体结构破坏时,它们形成水分子从矿物中逸出。含有 $(\text{OH})^-$ 的矿物较多,含 H_3O^+ 的矿物很少。

4. 层间水

蒙脱石 $(\text{Na}, \text{Ca})_{0.33}(\text{Al}, \text{Mg})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$ 和蛭石 $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 等都是具有层状结构的硅酸盐矿物。因此,以中性水分子形式存在于蒙脱石等矿物的晶体结构层之间的水就命名为层间水。层间水本身也连结成层。而且在某些矿物的层间水中还含有可交换阳离子 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等。层间水含量受可交换阳离子的种类和外界湿度的控制。当层间水吸入或排出时,不破坏矿物的晶体结构,只引起晶体结构层之间的距离的改变。所以,矿物具有吸水膨胀的性质。当外界温度升高到 $100\sim 110^{\circ}\text{C}$ 时,层间水就大量地逸出,当水逸出后矿物的比重和密度发生变化。

5. 沸石水

在沸石类矿物的晶体结构中,有大的孔穴和孔道,以中性水分子 H_2O 形式存在于这种孔穴和孔道中的水命名为沸石水。例如,方沸石 $\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)\cdot \text{H}_2\text{O}$ 和浊沸石 $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12})\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 中的水就是沸石水。沸石水含量不固定,随外界温度和湿度的变化而变化。但有一个最大的含量值,这个最大的含量值与矿物中其它化学组分间有一定的比例。例如,方沸石和浊沸石中分别含有1分子和4分子水。当温度升高到 $80\sim 110^{\circ}\text{C}$ 时,沸石水就大量逸出,水逸出时不引起矿物晶体结构的破坏。但矿物的比重和密度则相应地增加。加热失水的沸石能重新吸水,恢复其失水前的物理性质。

四、矿物的化学式

矿物的化学式是表示矿物化学成分的方式。矿物的化学式可分为两种:一种是“实验式”,一种是“晶体化学式”(或称结构式)。

表示矿物化学成分中各组分的种类和数量比的化学式称为实验式,例如,方解石的实验式为 CaCO_3 或 $\text{CaO}\cdot \text{CO}_2$ 。

除表示矿物化学成分中各组分的种类和数量比以外,还能反映出其原子在晶体结构中相互结合关系的化学式称为晶体化学式。晶体化学式应用很广,它的书写方法如下:

(1) 阳离子写在化学式的前面,在复盐中的阳离子按碱性的强弱顺序排列。

(2) 阴离子写在阳离子的后面,络阴离子用方括弧括起来,附加阴离子用圆括弧括起来,写在主要阴离子后面,例如,石盐的晶体化学式为 NaCl ,白云母的晶体化学式为 $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ 。

(3) 矿物中的水分子 H_2O 写在化学式的最后面,用圆点“.”把它与矿物中的其它组分分开,用 nH_2O 表示,例如,伊利石 $K_{<1}Al_2[(Al, Si)Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ 。

(4) 互为类质同象代替的离子或原子用圆括弧括起来,它们中间用逗号“,”分开,含量多的元素写在前面。例如,橄榄石 $(Mg, Fe)(SiO_4)$ 。

第三节 矿物的晶体结构

一、晶体的概念

晶体的本质是具有规律的内部结构,即内部的原子或离子在三度空间上都是依固定的距离呈周期性重复排列,按格子构造而分布的。例如石盐就是一种晶体,它的化学成分是 $NaCl$ 。在石盐内部 Na^+ 和 Cl^- 不是杂乱无章的结合在一起,而是如图2-1所示,按立方格架作有规律地重复排列。据测定,在石盐的晶体中,沿立方体格架棱的方向, Na^+ 与 Cl^- 的距离为 $2.814\text{\AA}$ 。这种由组成质点周期性的重复排列所构成的格子状构造,称为结晶格子构造。科学研究表明,一切晶体都具有结晶格子构造。所以,具有结晶格子构造的固体称为晶体。

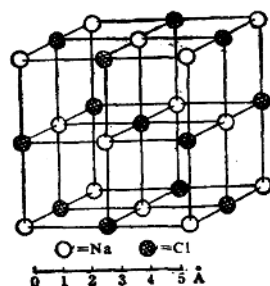


图2-1 石盐的晶体结构

由于晶体具有格子构造,因此它能自发地长成几何多面体外形。例如石盐的晶体形状呈立方体,如图2-2所示。但是由于受到生长条件的影响,有些晶体并不一定表现出几何多面体外形。所以常常将没有表现出几何多面体外形的晶体称为晶粒。晶体的分布很广泛,绝大部分固体矿物都是晶体,例如石英、石膏、方解石、白云石等。晶体的大小相差很大,最大的晶体重量可达几十吨,最小的晶体小于1微米。

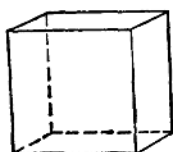


图2-2 石盐的晶体

二、粘土矿物的晶体结构

粘土矿物是以含铝、镁为主的硅酸盐矿物。据目前所知,只有山软木和海泡石具链状结构,其余粘土矿物都具层状结构。粘土矿物的单晶体一般小于 0.01 毫米。掺水后具可塑性,是组成粘土岩和土壤的主要矿物成分。主要粘土矿物有:高岭石、多水高岭石、蒙脱石、伊利石、蛭石和绿泥石。

在沉积岩中,粘土矿物是组成泥岩、页岩的主要矿物成分,在粉砂岩、砂岩和碳酸盐岩中含量也比较多。粘土矿物的许多性质,例如吸附性、含水性、导电性、阳离子交换性能等,都是测井资料解释的重要依据。而粘土矿物的上述性质都和它的晶体结构有密切关系。因此研究其晶体结构对测井方法的研究和测井资料的解释有很重要的实际意义。

研究粘土矿物的晶体结构就是研究各种化学质点(原子、离子或分子)在晶体中的排列和分布情况。组成粘土矿物的主要化学组分有:络阴离子 $(Si_4O_{10})^{4-}$;阴离子 O^{2-} 、 $(OH)^-$;阳离子 Al^{3+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 、 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} ;水分子 H_2O 等。现将上述化学组分在粘土矿物晶体中的排列和分布情况简述于后。

1. 硅氧四面体

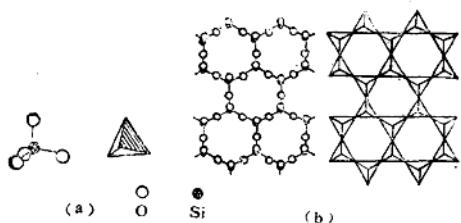


图 2-3 硅氧四面体及硅氧四面体层

- (a) —Si-O四面体的两种表示方法；
(b) —Si-O四面体层的两种表示方法

现代科学研究表明，在粘土矿物的晶体结构中，每个硅均为四个氧所包围。即氧与硅按四面体配置，氧就位于四面体的四个角顶，而硅则位于四面体的中心。硅与氧的这种配置形式称为硅氧四面体，如图2-3 (a)所示。硅氧四面体是粘土矿物晶体结构中的基本结构单位。

2. 硅氧四面体层

在粘土矿物的晶体结构中，硅氧四面体之间以共用角顶相联结，形成在二维空间上延伸的层，称为硅氧四面体层或硅氧四面体片，见图2-3 (b)。在硅氧四面体层中，每一个硅氧四面体以三个角顶与相邻的硅氧四面体相联结。与两个硅相联结的氧，电价饱和，称为“惰性氧”；而只与一个硅相联结的氧电价不饱和，称为“活性氧”。从图2-3 (b)可以看出，活性氧朝向同一个方向。硅氧四面体层中的氧均按六边形排列，其中的活性氧与惰性氧分别处于两个层位。硅氧四面体层中硅与氧的数量比为1:2.5，在单位晶胞的一个硅氧四面体层中有4个硅和10个氧，因此络阴离子为 $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}$ 。

粘土矿物晶体结构中的另一种阴离子 $(\text{OH})^-$ 均位于6个活性氧的中心，与活性氧处于同一层位中。

3. 八面体

在粘土矿物的晶体结构中，阳离子铝、镁、铁等均为6个活性氧（包括 $(\text{OH})^-$ ）所包围。即氧和氢氧与铝、镁、铁按八面体配置，氧和氢氧位于八面体的6个角顶，而铝、镁、铁等则位于八面体的中心。氧和氢氧与铝、镁、铁的这种配置形式称为铝氧（氢氧）八面体、镁氧（氢氧）八面体或铁氧（氢氧）八面体，如图2-4 (a)所示。

4. 八面体层

在粘土矿物的晶体结构中，八面体通过共用角顶或共用棱与相邻的八面体联结，形成在二维空间上延伸的层，称为八面体层或八面体片，如图2-4 (b)所示。

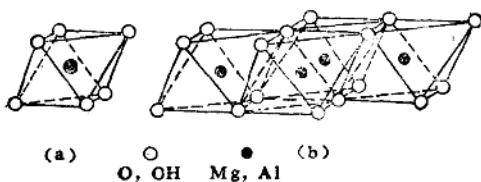


图 2-4 八面体及八面体层

- (a) —八面体， (b) —八面体层

5. 基本层

两个四面体层和一个八面体层结合在一起（图2-5），或者一个四面体和一个八面体层结合在一起所形成的层状体，称为基本层。

图2-5为两个Si-O四面体层之间夹一层Mg-O (OH) 八面体层所组成的基本层。

6. 层间域

当基本层重复堆叠时，相邻的两个基本层之间的空隙称为层间域，如图2-6白云母的晶体结构所示（白云母的晶体结构与粘土矿物极为相似）。层间域是否存在物质，决定于基本层内部正负电荷是否平衡。层间域对粘土矿物来说，意义极为重要。粘土矿物的层间水、可交换阳离子、有机分子等就存在于层间域中，而且不同种类的粘土矿物层间域中物质的种类和含量都不相同。

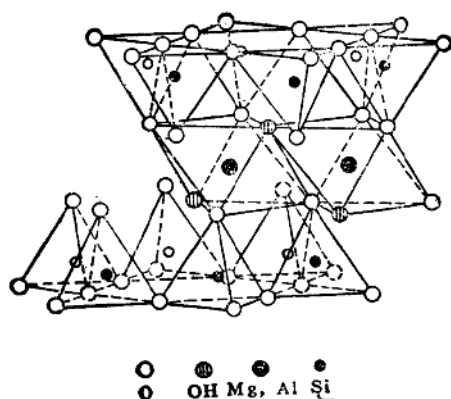


图 2-5 基本层

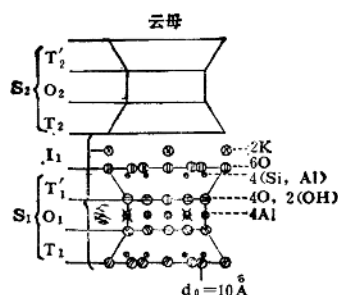


图 2-6 白云母晶体结构示意图

图中 O_1 及 O_2 表示八面体层； T_1 、 T_1' 及 T_2 、 T_2' 表示四面体层； S_1 及 S_2 表示基本层； I_1 表示层间域； I_1 及 S_1 组合在一起构成单位结构

7. 单位结构

基本层和层间域组合在一起所构成的层状体称为单位结构。单位结构的厚度用 α 表示，如图2-6所示。

总之，层状结构的粘土矿物就是以 d 为重复周期，单位结构沿结晶轴 C 轴方向重复堆叠成的。主要粘土矿物的晶体结构如图2-7所示。

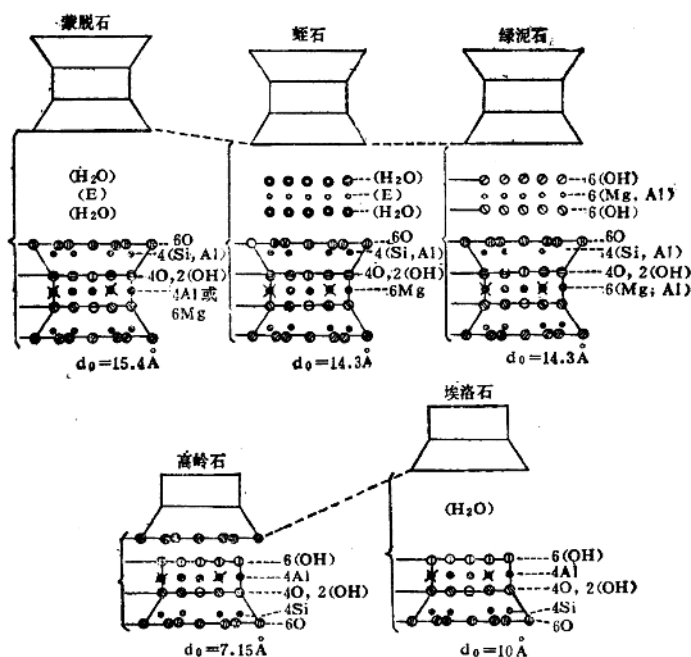


图 2-7 主要粘土矿物晶体结构比较示意图

第四节 矿物的物理性质

每一种矿物都具有一定的物理性质。例如，晶质铀矿具有极强的放射性，石墨具有良好的导电性，磁铁矿具有特别强的磁性，金刚石具有最高的硬度等等。矿物的物理性质决定于它的化学成分和晶体结构。由于不同矿物的化学成分和晶体结构不一样，所以它们所表现出来的物理性质也有差异。因此，物理性质不仅是测井资料解释的依据，而且也是鉴定矿物的重要标志。根据测井专业的要求，下面介绍一下常见矿物的主要物理性质。这些物理性质包括：矿物的放射性、导电性、比重、密度、磁性、颜色、光泽、硬度和解理。

一、矿物的放射性

含铀、钍和钾的放射性同位素 (K^{40}) 等放射性元素的矿物，由于放射性元素蜕变而放出 α 、 β 粒子和 γ 射线的性质，称为矿物的放射性。主要由放射性元素组成的矿物称为放射性矿物，例如晶质铀矿 (UO_2) 和方钍石 (ThO_2)；含有少量放射性元素的矿物称为含放射性元素矿物，例如，锆石、独居石等。在锆石中 ThO_2 含量 $\leq 15\%$ ， UO_2 含量 $\leq 5\%$ ，独居石中 ThO_2 含量可达 $4\sim 12\%$ 。

科学研究表明，产生矿物自然放射性的 U^{238} 、 Th^{232} 和 K^{40} ，在矿物中的存在方式有四种：第一，放射性元素是矿物的主要化学成分；例如方钍石 ThO_2 中的钍；第二，放射性元素是矿物的类质同象混入物，例如锆石 (Zr, Th, U)(SiO_4) 中的铀和钍；第三，放射性元素以吸附方式存在于矿物中，例如粘土矿物颗粒表面吸附的铀离子；第四，放射性元素以阳离子交换的方式存在于矿物中，例如粘土矿物的层间域和沸石晶体结构孔穴和孔道中的 U^{4+} 、 Th^{4+} 和 K^+ 。此外还有以杂质成分的方式存在于矿物和矿物集合体中的放射性物质。

矿物的放射性是放射性测井方法的依据。这里将与放射性测井有关的放射性矿物和含放射性元素矿物列于表2-1，以供参考。

表 2-1 矿物中U、Th和 K^{40} 的含量

矿物名称	U和Th的 百分含量	矿物名称	K^{40} 含量, $10^{14} \times \frac{\text{钾原子数}}{\text{克矿物}}$	矿物名称	K^{40} 含量, $10^{14} \times \frac{\text{钾原子数}}{\text{克矿物}}$
晶质铀矿	U 55~64	油沸石	3.99	正长石	255.29
方钍石	Th 87.88	方沸石	4.53	歪长石	255.29
铜铀云母	UO_2 57.00	发光沸石	4.60	钾霞斜长石	255.29
钙铀云母	UO_2 62.70	片沸石	17.78	钾盐	953.15
变型铜铀矿	UO_2 56.10	蒙脱石	4.45	光卤石	255.51
钒钾铀矿	UO_2 63.42	绿泥石	1.07	无水钾镁矾	342.46
锆石	UO_2 ≤ 5 ThO_2 ≤ 15	高岭石	7.85	钾盐镁矾	255.42
独居石	ThO_2 4~12	伊利石	86.68	杂卤石	235.72
褐帘石	ThO_2 0.8~5.6 UO_2 0.00032~0.24	海绿石	94.86	黑云母	137.29

二、矿物的导电性

矿物对电流的传导能力称为矿物的导电性。矿物的导电性通常用矿物的电阻率大小来表示。矿物的电阻率是电测井方法的重要参数。这里把常见的矿物的电阻率列入表 2-2，以供参考。

表 2-2 常见矿物的电阻率

矿物名称	电阻率, 欧姆-米	矿物名称	电阻率, 欧姆-米
斑铜矿	$10^{-8} \sim 10^{-9}$	钛铁矿	$10^3 \sim 10^5$
石墨	$10^{-8} \sim 10^{-9}$	褐铁矿	$10^3 \sim 10^5$
铜 兰	$10^{-8} \sim 10^{-9}$	蛇纹石	$10^3 \sim 10^5$
磁铁矿	$10^{-8} \sim 10^{-4}$	闪锌矿	$10^3 \sim 10^6$
黄铁矿	10^{-4}	角闪石	$>10^6$
毒 砂	$10^{-3} \sim 1$	硬石膏	10^6
赤铁矿	$10^{-3} \sim 1$	石 膏	$10^4 \sim 10^6$
方铅矿	$10^{-3} \sim 1$	石 盐	$>10^6$
辉铜矿	$10^{-3} \sim 1$	石榴子石	$>10^6$
黄铜矿	$10^{-3} \sim 1$	方解石	$5 \times 10^8 \sim 5 \times 10^{12}$
白铁矿	$10^{-3} \sim 1$	石 英	$10^{12} \sim 10^{14}$
辉钼矿	$1 \sim 10^5$	白云母	4×10^{11}
黑钨矿	$1 \sim 10^5$	辉 石	$>10^5$
锡 石	$1 \sim 10^5$	长 石	4×10^{11}
软锰矿	$1 \sim 10^5$	霞 石	$>10^5$
菱铁矿	$1 \sim 10^5$	石 油	$10^9 \sim 10^{10}$
铬铁矿	$1 \sim 10^5$		

从表 2-2 可以看出, 不同种类的矿物的电阻率变化很大。石墨、金属硫化物矿物和磁铁矿等电阻率小于 1 欧姆米, 导电能力强, 称为良导电性矿物; 多数氧化物矿物, 电阻率在 $1 \sim 10^6$ 欧姆米之间, 导电能力较强, 称为中等导电性矿物; 石英、长石、方解石等主要造岩矿物, 电阻率大于 10^6 欧姆米, 导电能力弱, 称为劣导电性矿物。

为什么不同种类的矿物的电阻率有这样大的差异呢? 这是因为自然界存在两种性质不同的导体, 即电子导体和离子导体 (溶液)。矿物是靠自由电子导电的。所以矿物中自由电子多的导电性好, 否则导电性就差。

三、矿物的比重和密度

矿物在空气中的重量与在 4℃ 时同体积水的重量之比, 称为矿物的比重。矿物比重的变化范围比较大, 从小于 1 到 22.6。例如气体矿物的比重都小于 1, 而自然铋的比重为 22.6。

在重矿物分析工作中, 一般是以重液三溴甲烷的比重 2.86 为界, 把比重大于 2.86 的矿物称为重矿物, 例如磁铁矿 (比重为 4.90~5.20) 和锆石 (比重为 4.40~4.80); 把比重小于 2.86 的矿物称为轻矿物, 例如石英 (比重为 2.65) 和正长石 (比重为 2.57)。

单位体积的某种矿物的质量, 称为这种矿物的密度。由于 4℃ 时水的密度为 1 克/厘

米³，因此同种矿物密度和比重的数值是相等的。矿物的密度和比重是鉴定矿物和测井资料解释的重要参数。这里把常见矿物的比重和密度列入表2-3，以供参考。

表 2-3 常见矿物的比重和密度

矿物名称	比重和密度 克/厘米 ³	矿物名称	比重和密度 克/厘米 ³
磁铁矿	4.90~5.20	蓝晶石	3.53~3.65
赤铁矿	5.00~5.30	重晶石	4.30~4.50
菱铁矿	3.70~4.00	硬石膏	2.80~3.00
黄铁矿	4.90~5.20	高岭石	2.63
普通辉石	3.30~3.50	多水高岭石	2.00~2.60
普通角闪石	3.10~3.30	蒙脱石	2.00~2.70
磷石	4.40~4.80	伊利石	2.60~2.90
榍石	3.30~3.60	绿泥石	2.70~3.40
独居石	4.90~5.50	石英	2.65
磷灰石	3.18~3.21	方解石	2.60~2.90
绿帘石	3.40~3.49	白云石	2.85
电气石	3.20	斜长石	2.60~2.76
红柱石	3.10	石盐	2.10~2.20
钙铁石榴子石	3.85	钾盐	1.97~1.99
钙铝石榴子石	3.59	正长石	2.57
石 墨	2.09~2.23	蛭 石	2.40~2.70
		白云母	2.80~3.10

从表2-3可以看出，不同种矿物的比重和密度不同，其原因有两个。第一，矿物晶体结构中质点堆积的紧密程度有差异。质点堆积的越紧密，矿物的比重和密度越大。例如金刚石和石墨都是由碳原子组成的。碳原子在金刚石的晶体结构中堆积的紧密程度高于在石墨的晶体结构中堆积的紧密程度。所以金刚石的比重（3.51）和密度（3.51克/厘米³）大于石墨的比重（2.23）和密度（2.23克/厘米³）。第二，组成不同种矿物的元素的原子量和质点半径大小不同。组成矿物的元素的原子量越大，质点半径越小，矿物的比重和密度就越大。例如菱铁矿的化学成分是Fe(CO₃)，方解石的化学成分是Ca(CO₃)。原子在它们的晶体结构中堆积的紧密程度基本相同，而与Fe²⁺和Ca²⁺结合的络阴离子又都是(CO₃)²⁻。但是，由于Fe²⁺的半径（0.80Å）比Ca²⁺的半径（1.04Å）小。铁的原子量（55.847）比钙的原子量（40.08）大。所以菱铁矿的比重（3.7~4.0）和密度（3.7~4.0克/厘米³）比方解石的比重（2.6~2.9）和密度（2.6~2.9克/厘米³）大。

四、矿物的磁性

矿物在外磁场作用下被磁化时，被外磁场吸引或排斥的性质称为矿物的磁性。多数矿物磁性较弱，少数矿物磁性较强。按磁性强弱可以把矿物的磁性分为四级：（1）强磁性：可以被永久磁铁吸引，例如磁铁矿；（2）中等磁性：永久磁铁不能吸引，但可被弱电磁铁吸引，例