普通高等教育地质资源类教材

资源综合地球物理勘查

李舟波　孟令顺　梅忠武　编著

地质出版社

·北　京·

内 容 提 要

本书全面介绍了我国在金属与非金属矿产、石油和天然气、地下水和地热等资源勘探中地球物理探测方法的应用历史和发展现状。分别对不同资源勘探中所采用的主要地球物理方法、理论和技术做了扼要论述，并给出了大量应用实例。对于地质资源勘探中地球物理面临的问题和新世纪发展趋势作了分析和展望。

本书资料丰富，内容充实，可供高等院校地质资源勘探及有关工程技术专业作为教材或教学参考书，也可供从事各类资源勘探的工程技术人员参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

资源综合地球物理勘查/ 李舟波，孟令顺，梅忠武编著 . —北京: 地质出版社，2004 . 9

ISBN 7 - 116 - 04213 - X

Ⅰ . 资 . . . Ⅱ . ①李 . . . ②孟 . . . ③梅 . . . Ⅲ . 矿产 - 地球物理勘探 - 高等学校 - 教材 Ⅳ . P631

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2004) 第 094662 号

责任编辑: 林清　王　璞　陈　磊
责任校对: 郭惠兰
出版发行: 地质出版社
社址邮编: 北京海淀区学院路 31 号，100083
电　　话: (010) 82324508 (邮购部); (010) 82324565 (编辑部)
网　　址: http:/ / www .gph .com .cn
电子邮箱: zbs@ gph .com .cn
传　　真: (010) 82310759
印　　刷: 北京朝阳区小红门印刷厂
开　　本: 787 mm×1092 mm
印　　张: 14.5
字　　数: 350 千字
印　　数: 1—2000 册
版　　次: 2004 年 9 月北京第一版·第一次印刷
定　　价: 18.00 元
ISBN 7-116-04213-X/ P·2511

(凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社出版处负责调换)

前　　言

资源地球物理探测是20世纪初地学中出现的一门年轻学科。它是以地质资源探测为目的，以物理学的原理和方法为手段的一门边缘学科。由于它在地质资源勘探中的突出效果，获得了快速发展，到20世纪下半叶已逐步形成了完整的理论、方法与技术体系，成为资源调查勘探最基本的重要手段之一。论述地球物理探测的理论、方法、技术以及成果解释的书籍已相当普遍，但是以中国各种地质资源，包括金属与非金属矿产、石油与天然气、地下水和地热勘探为主线，全面叙述地球物理探测方法应用的书籍还是空白。本书一方面试图使读者对地球物理探测方法在中国地下资源勘探中取得的新成果有一个全面的了解；另一方面针对各种地球物理探测方法在寻找不同矿产资源所起到的特殊作用和位置，及其各方法本身的进展也作了相应的叙述。这是因为地球物理勘探各阶段取得的地质成果，是和其本身的技术进步和发展紧密相关的。

本书共分八章。第一章系统地回顾了我国地球物理探测的理论、方法和技术的发展以及取得的主要成果，从而可以清楚地看到它在资源勘探中的地位和经济建设中的作用。第二章是讲述资源地球物理探测的地质-地球物理前提。地球物理探测是地质学与物理学相结合的产物，因此地质的先验知识和岩、矿石物理性质的分析，既是合理布署地球物理工作的基础，同时也是对地球物理观测结果解释的依据。对地下地质体产生的地球物理场的正演和反演，是地球物理数据解释中的两个重要组成部分。这一章以一些简单形状的地质体为例，对地球物理场的正演和反演概念作了一般性介绍。第三、四、五、六、七章分别讨论了在探测金属与非金属、煤、石油与天然气、地下水及地热资源过程中使用的各种地球物理方法的原理和技术。虽然这些方法是结合勘探对象分散讲述的，但是也覆盖了现有主要物探方法的主要方面，包括以岩、矿石磁性差异为基础的磁法勘探；以岩、矿石密度差异为基础的重力勘探；以电性差异为基础的电法勘探；以放射性差异为基础的放射性勘探和以岩、矿石弹性差异为基础的地震勘探。其中对利用以上物性差异为基础的各种测井方法也分别作了扼要的介绍，并给出了相应具有代表性的应用实例。第八章是资源地球物理探测面临的任务、问题和发展趋势。经济增长对资源的需求仍然是我国面临的一个突出问题。随着勘探对象复杂程度的加大和对勘探精度要求的进一步提高，在国家计划启动的新一轮国土资源调查中，无论对基础地质调查还是固体矿产、石油与天然气、地下水和地热资源勘探，地球物理勘探都将担负起更重要的任务，特别在海洋、沙漠以及森林覆盖等工作困难地区尤为突出。因此，必然推动地球物理探测的理论和方法技术有更大的进展，在数据采集、处理与解释以及数据管理等方面将发生较大变化。文中对可能的发展趋势作了分析。

本书第一、六、七、八章由李舟波执笔，第二、三章由孟令顺执笔，第四、五章由梅忠武执笔完成。

作者虽力图全面地反映我国资源地球物理探测的突出成果，但由于本书涉及的内容十分广泛，遗漏或不妥之处一定存在，敬请读者批评指正。

目　　录

前　言
第一章　资源地球物理探测概述 …… (1)
　第一节　地球物理探测在资源探查中的作用和地位 …… (2)
　第二节　地球物理探测方法及其发展历程与现状 …… (4)
　　一、重力勘探 …… (4)
　　二、磁力勘探 …… (5)
　　三、电法勘探 …… (7)
　　四、地震勘探 …… (9)
　　五、核地球物理勘探 …… (10)
　　六、地球物理测井 …… (11)
　　七、遥感 …… (13)
第二章　资源地球物理探测的地质-地球物理前提 …… (15)
　第一节　地质先验知识和地球物理方法选择 …… (15)
　　一、地质先验知识 …… (15)
　　二、地球物理勘探方法的选择 …… (15)
　第二节　岩、矿石的物理性质 …… (17)
　　一、岩、矿石的磁性 …… (17)
　　二、岩、矿石的密度 …… (19)
　　三、岩、矿石的电学性质 …… (20)
　　四、岩、矿石的放射性 …… (24)
　　五、物质的弹性 …… (27)
　　六、岩、矿石的热物理性质 …… (29)
　第三节　岩、矿体的天然赋存状态与地球物理场的关系 …… (31)
　　一、岩、矿体的天然赋存状态与重、磁场的关系 …… (32)
　　二、岩、矿体的天然赋存状态与电场的关系 …… (38)
　第四节　物理-地质模型的建立 …… (47)
　　一、物理-地质模型的特点 …… (48)
　　二、物理-地质模型的建立 …… (48)
第三章　金属矿产的地球物理探测 …… (50)
　第一节　矿产勘查阶段的地球物理探测方法 …… (50)
　　一、高密度矿体的地球物理探测方法 …… (50)
　　二、强磁性矿体的地球物理探测方法 …… (61)
　　三、高导电矿体的地球物理探测方法 …… (71)

四、高放射性矿体的地球物理探测方法 …… (93)
第二节 矿产普查阶段的地球物理探测方法 …… (99)
第四章 石油与天然气地球物理探测 …… (104)
第一节 地震勘探 …… (105)
一、折射波法 …… (105)
二、反射波法 …… (105)
三、地震勘探数据的采集 …… (108)
四、地震勘探资料处理 …… (113)
五、地震勘探新技术 …… (120)
第二节 电法勘探在油气勘探中的应用 …… (129)
一、直流电测深法 …… (129)
二、大地电磁测深法 …… (129)
三、瞬变电磁测深法 …… (130)
四、激发极化法 …… (131)
第三节 重力、磁法与放射性物探在油气勘探中的应用 …… (133)
一、重磁勘探 …… (133)
二、放射性勘探 …… (137)
第四节 地球物理测井 …… (140)
一、测井方法概述 …… (141)
二、地球物理测井在石油勘探与开发领域的应用 …… (154)
第五章 煤及非金属固体矿产地球物理探测 …… (158)
第一节 煤田勘探的地球物理方法 …… (158)
一、岩石及煤的物理性质 …… (158)
二、煤田地震勘探技术 …… (160)
三、煤田测井 …… (161)
四、煤田电法及重磁勘探技术 …… (164)
第二节 非金属固体矿产地球物理勘探 …… (167)
一、非金属矿产的分类 …… (167)
二、地球物理方法在非金属矿产找矿中的应用 …… (168)
三、主要非金属矿产找矿可能应用的地球物理方法组合 …… (169)
四、非金属矿产地球物理探测实例 …… (176)
第六章 地下水资源的地球物理探测 …… (180)
第一节 地下水的赋存状态 …… (180)
第二节 含水储层的类型 …… (181)
一、孔隙含水层 …… (181)
二、裂隙含水层 …… (182)
三、岩溶含水系统 …… (183)
第三节 电法勘查地下水技术 …… (183)
一、电阻率法 …… (183)

二、激发极化法 …… (188)
三、自然电场法和充电法 …… (193)
第四节　地球物理测井 …… (195)
一、确定含水层位置 …… (195)
二、确定地层水的矿化度和划分咸淡水界线 …… (197)
三、水文地质参数的估计 …… (197)
第五节　核磁共振法 …… (200)
第六节　其他地球物理方法在水资源调查中的应用 …… (202)
第七章　地热资源地球物理探测 …… (204)
第一节　中国地热资源基本类型与特征 …… (204)
第二节　地热储层及其地球物理特征 …… (206)
一、岩石中热的传播 …… (206)
二、地热储层的地球物理特征 …… (206)
第三节　地热储层的地球物理探测方法 …… (207)
一、测温法 …… (207)
二、电法 …… (210)
三、重力探测 …… (213)
四、磁力探测 …… (213)
五、放射性探测 …… (214)
第八章　资源地球物理探测面临的任务、问题和发展趋势 …… (218)
第一节　资源地球物理探测面临的任务 …… (218)
第二节　地球物理探测技术面临的问题与发展趋势 …… (220)
参考文献 …… (223)

第一章　资源地球物理探测概述

社会文明的进步，在很大程度上是以地球资源的开发利用为基础的，因此资源勘探、开发和利用的水平，是反映社会发展的一个重要标志。科学技术的发展是社会经济发展的客观需求，同时科学技术的进步又反过来推动社会的发展。进入 20 世纪以来，人类对能源和矿物资源的需求与日俱增，勘探与开发的规模越来越大，那些容易找到的资源多数已被发现和开采，依据油苗、露头或其他暴露形式为线索寻找矿产资源的传统方法，面临越来越大的困难。

面对着这些挑战，促使人们不得不去探求新的能够从地面观测到反映地下地质信息的勘探技术。物理学的进展，关于物质性质的一些新发现，以及观测技术的进步，为新方法的产生提供了条件。于 20 世纪初开始，一个地质学与物理学的边缘学科——勘探地球物理学逐渐形成。

勘探地球物理学是通过观测由于地下探测对象与周围介质物理性质的差异所引起的物理场变化，来研究探测对象的形态和性质。目前，已利用的物理性质包括密度、磁性、电性、弹性、热性和放射性等。根据所利用的岩石物理性质不同，已形成了重力勘探、磁力勘探、电法勘探、地震勘探、地热勘探、放射性勘探（或称核地球物理勘探）等。按照工作空间位置的不同，有时地球物理勘探又划分为地面、海洋、航空和钻井地球物理勘探等。按照勘探对象，有时划分为金属与非金属、石油与天然气、煤、水文、工程与环境地球物理勘探。从某种意义上来说，地球物理探测方法是属于遥感遥测技术。但是，近年来把由航空地质摄影发展起来的，在空中观测地面对一定频率范围电磁波反射与辐射的方法，专门称之为遥感测量。

由岩石密度、磁性和放射性等造成的重力场、磁场和放射性场等，称为天然场，可以通过直接观测这些场的变化推测地下岩石密度、磁性和放射性的分布情况。然而，有些物理性质，如导电性、声波传播特性等，则需要通过观测人工场源激发的人工场，才能推测出。无论是通过观测天然场还是人工场来了解地下地质情况，地球物理探测方法从本质上讲都是间接的方法，都是通过少数观测点（在地面、空中或井下）获得的数据去推测地下研究对象的状况。这个推测过程，在地球物理学中称为解反问题。很显然，推测结果受观测过程中许多干扰因素的影响而出现误差。然而，即使在观测精度很高、干扰因素很小的情况下，地球物理反问题的解也存在非唯一性，或称多解性。也就是说，地下地质体的不同状况可以在观测点造成相似的物理场分布。例如，一个埋藏深度较大的大球体在地表引起的重力异常，有可能同一个埋深较浅的相同密度的小球体引起的重力异常相同。解的非唯一性是各种地球物理探测方法普遍存在的问题。为了减小非唯一性的影响，往往需要综合采用多种地球物理方法。

从地球物理探测技术所包括的三部分内容，即数据采集、处理和解释来看，它应属于信息科学的范畴。它的整个发展过程，一方面体现在：不断改进仪器性能和观测技术，以

提高数据采集精度；不断改进数据处理方法，以消除各种影响因素；针对不同研究对象不断优化地球物理方法组合，以得到正确的地质解释。另一方面是研究利用新的物理参数，以扩大信息来源。因此可以看出，地球物理勘探技术的发展，是和相关科学技术的发展息息相关的。电子技术和计算机技术的进步带动了地球物理勘探数据采集技术的进步。以地震勘探为例，从最初的模拟照相记录，经模拟磁带记录，发展到数字记录，使得数据采集的精度大大提高，动态范围扩大。目前，大多数地球物理仪器实现了数字化和自动化，地球物理测井仪器甚至实现了程控化。同样，在数据处理和资料解释以及成果显示中，也广泛地采用了计算机技术的最新成果，并且随着数学和计算方法的进展，对地质现象的地球物理正演模拟，以及由观测的地球物理场反演地下地质结构和参数分布时，不仅广泛采用数理方程反演方法，而且采用分形分维、人工神经网络、混沌理论等多种非线性算法，使得地质过程和现象的描述更贴近实际，由可视化技术给出的结果更具有明确的地质含义。

第一节　地球物理探测在资源探查中的作用和地位

勘探地球物理学虽然是地学中一个比较年轻的应用学科，从 20 世纪 20 年代才逐渐成为地球物理学的一个独立分支，但是由于它在地质勘查中的突出作用发展极为迅速，到 20 世纪后半叶已形成了比较完整的体系，成为地质勘探中一个不可缺少的组成部分。目前，在石油、天然气、煤、金属与非金属以及水和地热等资源勘探的各阶段，都发挥着重要作用。

地球物理探测是依据地面露头或钻井岩心观察分析推断地下地质情况的传统地质方法的延伸和扩展。它是通过适当的仪器在地面、海洋、空中和钻井中观测地球物理场来研究无法直接观测部分的岩层物理性质，来达到推断地质构造、成分和演化过程的。钻井、矿井所能达到的深度和涉及的范围是很有限的，因此地球物理探测是获得钻井以外隐蔽部分信息的基本手段。同时，地球内部物理状态的研究也是对地下构造、成分和演化过程研究的一项重要内容。因此，地球物理探测既是地质研究的一个手段，同时也是地学研究的一项基本内容。

为了高效率地寻找地质资源和探明资源量，勘探工作应遵循符合认识规律的勘探程序，按阶段进行。由于不同找矿阶段的目标物是不同的，因此地球物理探测技术方法的选择，也应与之相适应，才能有效地发挥不同方法的作用。勘探工作的各个阶段，既有独立性又有连续性。正确处理勘探阶段之间的相互关系和正确处理勘探对象与勘探技术方法及勘探任务之间的关系，是科学的勘探程序必须解决的问题。不同地球物理方法由于所利用的物理参数不同，所探测的范围和分辨率也不同。因此，针对不同的勘探对象和勘探阶段，合理选择综合地球物理探测方法，是布置地球物理探测工程必须遵循的原则之一。

大面积区域地球物理调查，主要采用航空物探和重力勘探。我国航空物探始于 1959 年，主要方法为航空磁测和航空放射性测量。到 1999 年底，全国航空磁测覆盖面积达 1144×10^4 km^2（其中陆域 934×10^4 km^2，海域 210×10^4 km^2）；航空放射性测量的覆盖面积达 300×10^4 km^2。此外还进行了少量航空电磁法测量。根据航空物探结果已编制了全国 1∶400 万和 1∶500 万航磁和航放图。另外，各省区或跨省区还编制了 1∶50 万到 1∶100 万比例尺航磁和航放图，以及对一些找矿远景区编制了 1∶5 万到 1∶20 万的各类航空物探图件。

区域重力测量已基本覆盖了我国陆地的大部分，编制了不同比例尺的全国和区域性重力图件（孙文珂等，1992，1997)。

在基础地质研究、填图和矿产预测工作中，根据区域地球物理测量结果得到了许多新的认识和见解。利用1∶20万～1∶50万的重力和磁力资料，能够清楚地圈定构造线及断裂位置。例如，郯庐断裂、青藏高原冈瓦纳与欧亚板块分离碰撞的演化关系，以及扬子地台和华南褶皱系的界限，都是依据重、磁资料揭示或加以修正的。重、磁资料在圈定与沉积矿产有关的沉积盆地，以及研究盆地基底性质和起伏方面，也有很好的效果。大比例尺航磁、航电、航放和遥感相结合，对于圈定火成岩体，追索矿化带，指出成矿远景区，个别情况给出普查靶区，都有许多成功的实例。

在矿产普查勘探阶段，物探工作涉及到的黑色金属矿、有色金属矿、贵金属矿、稀有稀土与分散元素矿以及非金属矿，达到40余种，取得的成果十分丰富。

油气普查与勘探的阶段划分，虽然不同国家并不相同，但基本思路是一致的。第一阶段是由大区域勘探的结果优选出可能的含油气盆地，然后对这些盆地进行勘探，识别出含油气系统，划分出有利含油气带。这个阶段采用的主要地球物理方法是遥感、重力、航磁、电测深和地震概查，以及少量参数井中的地球物理测井。第二阶段的目的是从有利区带中划分出圈闭。采用的主要地球物理方法为二维、三维反射地震勘探，以及预探井中的地球物理测井。第三阶段则是对已获得工业油气流的圈闭进行评价勘探，提交控制储量和探明储量。这个阶段的主要地球物理工作是地震精查，并结合地球物理测井进行油气藏描述。当然，依据油气藏的复杂程度不同，采用的技术方法也不尽相同。中国石油天然气总公司已形成了八套针对不同储层条件的技术系列（丁贵明等，1997)。

按七大类61种矿产的不完全统计，由物探和物化探综合发现或扩大的矿床近千处，如表1－1所列。

表1－1　七大类矿产的物探与化探找矿成果汇总表

		能源矿	黑色金属矿	有色金属矿	贵金属矿	稀有、稀土矿	非金属矿	地下水及地热	合　计
物探	发现	93	164	47	13	5	45	82	449
	扩大	38	62	15	3	1	28	15	162
综合物化探	发现	3	3	72	39	2	6	4	129
	扩大		4	19	16		5	2	46
合计	发现	96	167	119	52	7	51	86	578
	扩大	38	66	34	19	1	33	17	208
总计		134	233	153	71	8	84	103	786

(引自《中国矿床发现史·物探化探卷》编委会，2002)

从上面的讨论中可以清楚看出，地球物理探测在资源勘探中的重要作用。同时，在地球物理勘探工作部署、数据解释、查证异常等方面都积累了许多宝贵的经验和教训。

另外，在地球物理勘探工作中加强对矿产形成环境的地质学的了解和掌握也是非常重要的，它不仅对地球物理探测方法的选择是必需的，而且对探测结果做出有意义的解释也

是必需的。

第二节　地球物理探测方法及其发展历程与现状

根据所利用的物理性质和应用领域的不同，地球物理探测方法经过半个多世纪的发展，已形成一个比较完整的庞大理论、方法与技术体系。不同地球物理勘探方法，一方面在原理、观测技术和数据处理上有各自的特点，同时在应用中也有不同的优势和局限。

一、重力勘探

重力勘探是以地壳中岩（矿）石间的密度差异为基础，通过观测与分析重力场的变化规律，查明地质构造和寻找矿产的一种地球物理方法。地球的重力是地球质量在观测点上的引力与地球自转所产生离心力之和。实质上，重力观测就是对重力加速度值的测定。测定的方法有绝对值测量和相对值测量两种。相对重力测量是重力勘探的主要方法。

由于观测的重力值还受观测点纬度、高度以及中间层和地形的影响，为了得到反映地下介质密度不均匀性的重力场微观变化，需要对这些影响加以校正。

我国最早的重力勘探是 1936 年李善邦、秦馨菱为探测铅锌矿在湖南水口山进行的。此后，为探测石油，在甘肃等地进行过一些工作。大规模的重力勘探是从 20 世纪 50 年代开始的，到 90 年代中期，全国陆地已完成 1∶100 万比例尺重力调查 700×10^4 km^2，1∶20 万重力调查达 260×10^4 km^2，所取得的结果为我国地学研究和经济建设提供了宝贵的基础资料。根据区域重力调查成果已编制完成全国 1∶500 万～1∶100 万比例尺的重力图，以及一些省区和成矿远景区的 1∶100 万～1∶200 万比例尺的重力图（王懋基等，1997)。这些资料已用于大地构造和深部构造格架研究、地球重力场模型的建立和成矿远景区划。随着仪器制造技术的进步，重力仪的观测精度从几个国际重力单位（10^{-6} m/s^2)，到上个世纪 80 年代后期提高到十分之几国际重力单位，使重力勘探的能力提高到更高的水平。

在石油、天然气勘探中，广泛地进行了 1∶20 万～1∶10 万比例尺的重力普查和详查，测量结果对于确定盆地边界、划分构造单元、确定基底起伏和盖层构造，以及油气远景评价方面，发挥了重要作用。对于局部构造的研究，其精度和分辨率虽然不如地震勘探，但是当区内沉积岩中有火山岩存在时，它作为地震勘探的辅助手段，对于圈定火山岩范围、勾绘火山岩下部的盆地形态等，仍具有很大作用。在构造复杂地区，重力勘探和地震勘探联合使用，对于圈定局部构造有时也能取得很好的效果，如在冀中地区成功地探测了古潜山构造。

在金属矿勘探中，重力测量是地质填图、查明控矿构造、圈定找矿靶区的重要手段之一。根据 1∶5 万重力测量资料可划分断裂和基底岩性，确定火山岩盆地范围和火山岩厚度，圈定隐伏岩体并构制三维模型等，在华北地台、长江中下游、秦巴和华南均有一些成功的例子。重力测量对于直接寻找与围岩有大密度差的矿体，如铁、铬和岩盐等，具有不可替代的优势。例如，新疆鲸鱼和西藏东巧铬矿、安徽大鲍庄和甘肃黑鹰山赤铁矿、甘肃白家嘴子和新疆黄山铜镍矿、新疆小热泉子铜矿以及云南安宁和富民盆地的岩盐矿等。

利用重力测量圈定含煤盆地,在我国辽宁、吉林、湖南和内蒙古等省都有成功的经验。

根据沉积盆地基岩起伏与地温的相关关系，以及根据重力低与壳内熔融岩浆房的关

系，利用重力测量间接寻找地热田，在京津地区和西藏羊八井热田以及其他一些地方都取得了好的效果。

重力勘探能力的提高和上述成果的取得，是以技术的不断进步为依托的，主要表现在：

(1)重力仪精度的提高。20 世纪 50 年代主要使用原苏联的 CH－3、ГАК－3M 和瑞典的诺伽重力仪，精度仅为 (0.2～0.4) ×10^{-5} m/s^2，60 年代主要使用北京地质仪器厂生产的 ZSM 重力仪和美国的瓦登重力仪，以及加拿大的 CG－2 重力仪，精度为 (0.03～0.05) ×10^{-5} m/s^2，到 80 年代，国产的 ZSM－V 重力仪直读测程达 400×10^{-5} m/s^2，精度为 0.03×10^{-5} m/s^2，引进的 LCR 重力仪和 CG－3 型自动重力仪精度达 0.01×10^{-5} m/s^2。

(2) 测点定位和测高技术的进步。20 世纪 80 年代以前是以经纬仪和水准仪以及地形图完成定位和测高的。80 年代以后，采用激光测距测高以及航片定位。到 90 年代已基本采用 GPS 三维定位技术，不仅提高了精度，而且解决了地表工作困难地区，如高山、戈壁、沙漠和滩涂等地区的定位工作。

(3) 高精度重力基点网的建立。在全国已建立了包括 419 个基点的 I 级重力基点网，并且已经和国际重力基准网 (IGSN－71) 接轨，此外还建立了 8 个国家重力仪格值标定场和 3 条国家长基线以及 20 个省级重力仪格值标定场，使重力测量的质量得到严格控制。

(4) 卫星重力数据的应用。卫星重力数据对于大尺度构造和动力学研究，以及海洋地质-地球物理研究有重要价值。我国已在南海的构造研究和油气勘探中应用。

(5) 数据处理与解释方法的提高已从早期手工操作，进入到自动化，建立了包括重力数据、高程数据和处理程序三部分组成的数据库，可完成各项数据改正、处理和成图。方便了数据存储和检索，提高了解释工作效率和质量。20 世纪 90 年代以来，发展了多层密度界面反演、三度体正反演、视密度填图、弱异常增强和提取、小波变换分解重力场、图像处理以及检测油气藏方法和均衡响应函数的应用等，还开发了重力解释工作站和模型数据库。

二、磁力勘探

磁力勘探是以岩（矿）石间的磁性差异为基础，通过观测和分析地磁场的变化特征，查明研究对象地质特征和性质的一种地球物理方法。以资源探测为目的的磁力勘探，主要用于地质填图、预测成矿远景区和直接寻找具有磁性的矿体。我国磁力勘探始于 1936 年，李善邦、顾功叙、秦馨菱等在湖南、四川、云南、贵州等地的铁、铅锌和锡矿区进行了我国早期的磁法勘探工作。20 世纪 50 年代以后，我国磁法勘探进入大发展时期。在地面、空中、海域和钻井中广泛地进行了磁测工作。

我国在磁力勘探仪器研制和生产方面取得的成就，为磁法勘探的发展提供了物质基础和起到了推动作用。早在 20 世纪 50～60 年代就开始研制和生产了地面悬丝式和刃口式磁力仪以及磁通门式和质子旋进式航空磁力仪。70 年代制成了地面磁通门磁力仪、海洋航空质子旋进式磁力仪 (CHHK－1)、磁通门磁力梯度仪和多种类型的光泵磁力仪。80 年代灵敏度达 0.1 nT 的质子旋进式磁力仪 (CZM－2B)、三光系光泵磁力仪 (GB－4) 和高灵敏度氦光泵磁力仪 (HC－85) 相继问世。90 年代研制成 HC－90 航空氦光泵磁力仪，灵敏度达到 0.003 nT，南北工作跨度达 1 700 km。1995 年制成的 HC－95 地面手持式氦光泵磁力仪，灵敏度达 0.05 nT。我国在弱磁测量技术和仪器制造领域居国际先进水平。

20 世纪 80 年代以前，地面磁测以观测垂直磁异常为主，随着质子旋进磁力仪大规模投入使用，ΔT 测量逐渐成为主流。

到上个世纪 90 年代中期，航空磁测的陆地覆盖面积已达 850×10^4 km^2，毗邻海域约 120×10^4 km^2，广泛开展了比例尺从 1∶100 万～1∶50 万的区域调查，和 1∶5 万和 1∶2.5 万的矿产勘查和地质填图的详查工作。其中大比例尺（≥1∶5 万）占 350×10^4 km^2。在这些工作基础上，出版了全国 1∶100 万和 1∶400 万航磁图（乔日新等，1996)。这些基础资料在资源勘探中发挥了重要作用。我国已拥有适用于不同勘探目的的高精度航磁测量系统。

我国科技人员在航磁和地面磁测数据处理方法方面也多有建树。建立了多种重磁位场处理转换系统。为消除干扰、区分深浅场源、划分区域和局部场、改善不适定变换处理和在强干扰下提取弱异常，研究了多种滤波方法。针对我国多山的特点，为把曲面上观测的磁场换算到水平面上，研制了多种曲面磁场延拓和转换方法。为考虑我国南北方向跨度大，地磁倾角变化大的特点，研究了全变倾角磁化方向转换方法和分带变倾角磁化方向转换方法，提高了大范围化磁极计算的精度（管志宁，1997)。

针对勘探中遇到的斜磁化和低缓异常问题，发展了紧密结合我国实际的磁异常解释理论和方法。针对多种几何形体，正演模拟了在斜磁化条件下磁场的特征，并得出估计地质体形状、产状及圈定其边界的理论与方法。实践中研究总结出的区分矿与非矿低缓磁异常方法和剩余磁异常计算方法，在金属矿区磁异常解释中，取得了突出的找矿效果。在确定含油气盆地磁性基底深度方面，已形成了一套适合我国斜磁化条件下的方法。为解释复杂形体异常的需要，发展了复杂形体正演方法，利用所谓“橡皮膜技术”，实现了复杂磁体可视化，并建立了拟合反演或与最优化反演结合的人机联作系统。为磁性填图而进行的地下磁源分布研究，发展了线性广义逆反演、正则化位场线性规划法、遗传算法和 BP 神经网络等反演技术。

我国从 20 世纪 60 年代起，就对岩石磁性参数的研究和汇总十分重视，为磁异常解释提供了坚实的基础，同时在多参数综合应用方面也做了有益的探索。

半个世纪以来，我国由航磁找到的铁矿占已发现铁矿总数的 80%，如河北武安、安徽霍邱、淮北濉溪、河南许昌、云南大红山、新疆磁海与天湖、陕西柞水大西沟等。随着测量精度的提高以及航磁和其他航空物探方法综合应用，在寻找隐伏矿和弱磁性固体矿床的勘查中，如在圈定新疆、冀东、胶东金矿带和甘肃潮水盆地北缘多金属矿带等的过程中，发挥了重要作用。

地面磁测对寻找和扩大我国铁矿资源，如辽宁鞍山、湖北大冶、内蒙古白云鄂博、河北邯郸、四川攀枝花等，均发挥了重要作用。应用磁法和其他物探方法相配合，在有色、稀有和贵重金属矿产的发现与勘探中也取得了明显效果，如攀西钒钛磁铁矿、长江中下游矽卡岩型铜矿床、辽宁华铜铜矿和吉林红旗岭镍矿等。

井中三分量磁测,对于发现井旁和井底盲矿也有许多成功的例子,如青海赛什塘铜矿等。

寻找油气的航磁测量基本上覆盖了我国各个含油气盆地，共圈出 2200 余处局部构造异常或可能的油气富集带。其中包括 1957 年圈出的松辽盆地坳陷范围及轮廓；1959 年圈出的渤海坳陷；1961 年在华北济黄地区圈出的大沽、大港和三木构造；1979 年圈出的塔北隆起带，以及珠江口、北部湾、东海等坳陷构造带。经后来勘探工作证实，均为我国主要油气产地。20 世纪 80 年代以来，广泛开展了中大比例尺高精度航磁工作，对圈定火成

岩分布范围和其他地震勘探难以解决的问题，发挥了重要的补充作用。

三、电法勘探

电法勘探是以介质的电性差异为基础，通过观测和分析天然及人工电磁场的空间和时间分布规律来查明研究对象的形态和性质的一种地球物理方法。对于以资源勘探为目的的电法勘探来说，涉及的电学性质主要包括岩（矿）石导电性、介电性和极化特性。电法勘探是应用地球物理学中方法种类最多，应用面最广的一种方法。因此，电法勘探的分类方法也有多种。按照电磁场的时间特性，常把电法勘探分为直流电法、交流电法和瞬变或脉冲电法三类。直流电法是通过研究与地质体有关的直流电场分布特征来达到勘探目的的。直流电法利用的场源有人工和天然两种。人工场源的直流电法包括电阻率剖面法、电阻率测深法、充电法、直流激发极化法等。利用天然场源的直流电法有自然电场法等。测量的物理参数为电阻率或视极化率。直流电法是最早使用，理论上比较完善，并已成为普遍使用的常规方法。

交流电法是通过研究与地质体有关的交变电磁场的建立、分布、传播特点和规律来达到勘探目的的。交流电法的场源也有人工和天然两种。由于表征交变电磁场的参量多，如振幅、相位、频率和虚实分量等，因此派生的方法也就比较多。人工场源的电磁法通过研究电磁感应或电磁波传播特性引起的幅度衰减、相位变化等来获得介质的导电性、导磁性和介电性的分布规律。它应用的频率范围很宽，几乎覆盖所有频段。工作在微波频段的探地雷达也属于这个范围。人工场源的交流激发极化法也是金属矿勘探应用比较广泛的方法。天然场源的交流电法包括大地电流法、磁大地电流法和天然音频大地电流法等。

瞬变或脉冲法，也称为过渡场法，是用脉冲式电流作为场源，在断电时测量地下导体感应产生的瞬变二次场随时间的变化。

我国的电法勘探始于 20 世纪 30 年代，1936 年丁毅在安徽当涂铁矿进行了电法勘探工作。1939 到 1942 年顾功叙在云南东川汤丹、易门铜矿开展了自然电场测量等电法工作。系统的电法勘探主要是在新中国成立后才逐步发展起来，并在深部构造、固体矿产、石油、水文和工程以及环境等各个领域的勘测调查中发挥了重要作用。特别是近 20 年来，随着经济建设的迅猛发展和科学技术的进步，电法勘探的理论和技术有很大提高，应用范围也在不断拓宽。

早在 20 世纪 50 年代末，我国就开始了激发极化法的实验研究，当时是以直流（时间域）激电法为主，发展了短导线测量和近场源激电法等。到 70 年代开始研究推广交流(频率域）激电法，主要是变频法。为了适应我国金属矿区地形复杂、交通不便的情况，中南工业大学何继善等提出了双频激电法。它是对变频法的重要发展，目前已在全国推广，并在国外开展了工作。除了金属矿之外，激电法用于寻找水资源，也发挥了重要作用，取得了显著经济和社会效益。衰减时法以及激发比和衰减度等综合找水方法，在实际应用中获得了很好效果。在 80 年代中期，我国还研制了多功能电法找水仪。近年来，我国派往非洲等国的找水队伍，用激电法找水也取得了满意的效果。利用激电法寻找油气资源方面，也进行了有益的尝试。

频谱激电法是 20 世纪 70 年代国际上发展起来的一种新的激电方法，它利用常规电阻率法的电极装置，在超低频段上（$n\times10^{-2}$～$n\times10^{2}$ Hz）作多频视复电阻率 ρ_S 测量，根据

ρ_S 的频谱特性及其空间分布特征，推断地下地质情况，实现找矿的目的。由于这种方法是测量视复电阻率，所以也称为复电阻率法。由于它获得的谱参数可以提供识别和分离激电和电磁效应，以及评价激电异常的宝贵信息，而受到广泛重视。我国于上个世纪 80 年代初开始频谱激电法的理论研究和仪器研制。在方法的物理化学基础、模拟相似准则、复杂条件下三维体的激电和电磁模拟以及由视谱直接反演真谱参数等方面的研究成果，均具有较高理论水平和实用价值。在野外数据采集方法和数据处理与解释软件方面也都达到规范化的要求。

瞬变电磁法早在 20 世纪 50 年代已经提出，80 年代后得到了迅速发展。它是利用一定波形的脉冲激发，在一次场断电后，通过观测二次场随时间的衰减特性，达到研究地质体的一种时间域电磁勘探方法。由于它是在一次场断电后观测纯二次场，因而具有可以进行近区观测，减小旁侧影响增强电性的分辨能力；可以用加大发射功率的方法增强二次场，提高信噪比，从而加大探测深度；可以通过多次脉冲激发，作多次叠加观测和采用空间多次覆盖技术，提高信噪比和观测精度；可以选择不同时间窗口进行观测，有效地压制地质噪声，获得不同探测深度的信息等一系列优点。我国已研制成小功率的瞬变电磁系统。

可控音频大地电磁法 (CASMT) 是在大地电磁法 (MT) 和音频大地磁电法 (AMT) 的基础上发展起来的一种人工源频率域方法。MT 方法的频率范围从 $n\times10^{-4}$～$n\times10^{2}$ Hz。由于频率低，它的探测深度很大，达数十公里乃至一百公里，是研究深部构造的有效手段，但对于浅部的分辨率偏低。为此发展了 AMT 法，它观测主要由雷电作用产生的音频 ($n\times10^{-1}$～$n\times10^{3}$ Hz) 大地电磁场，其探测深度比较适于资源勘探，然而这个频段的天然场强度较弱，信噪比低，为了得到合格的观测数据，需要采用多次叠加技术，使观测时间加长。为克服这个缺点，20 世纪 70 年代初加拿大学者 STRANGWAY 提出沿用 AMT 观测方式，测量人工供电产生的音频电磁场，故称为可控源音频大地电磁法 (CSAMT)。这个方法的场源有磁性源和电性源两种。磁性源 (不接地回线) 产生的电磁场随距离衰减较快，为保持较强的观测信号，场源到观测点距离 (激发距 R) 较小，故探测深度较小，主要用于解决水文、工程或环境地质研究的浅层问题。电性源是在有限长 (1～3 km) 的接地导线中供音频电流，以产生相应频率的电磁场，通常称为双极源。随供电电源功率不同，电性源 CSAMT 法的收发距可达几公里到几十公里，因而探测深度较大，主要用于地热、油气和煤以及深部固体矿产勘查。我国在 20 世纪 80 年代中期开始开展 CSAMT 法的试验和生产工作，并取得良好的地质效果。由于 CSAMT 法野外观测较易进行，生产效率高，一般测点距取得较小，常常与测量电极距相同，所以它兼有测深和剖面测量双重性质，即垂向和横向分辨率都较高，适于立体填图，研究地下电性的三维分布。同任何一种人工场源的方法一样，场源功率的提高受装备过分笨重的限制，因此为了得到足够强的观测信号，收发距也受到限制。收发距相对趋肤深度不是很大时,电磁场进入所谓近区或过渡区。然而卡尼亚视电阻率计算公式是对远区导出的。于是使卡尼亚视电阻率发生畸变,称为近场效应或非波区场效应。我国学者(罗延钟,1995)利用迭代法和数值逼近法建立了新的近场校正方法。然而,近场校正仅能校正非波区场效应造成的卡尼亚视电阻率畸变,并不能将双极源场的近区和过渡区的数据校正为相应地电条件下波区(平面波)的测量结果。所以严格的 CSAMT 定量解释应该直接采用基于实际使用的三维场源建立反演方法。我国学者建立的双极源 CSAMT 法一维正、反演算法,取得很好效果(罗延钟、万乐,1995)。

随着研究的深入和实际工作的需要，以及计算机技术和计算方法的进步，电法成像近年来发展很快。我国在这一领域中的理论和方法也取得许多成果。其中井间无线电波透视开展最早，并在勘查金属盲矿体和岩洞等方面取得实际效果。在石油勘探方面也取得很好的实验效果。采用阵列观测方式的直流电阻率成像方法，是电法近年来发展的一个方面。我国在仪器制造、正反演理论研究和实际应用等方面都达到较高水平（王兴泰等，1996)。

四、地震勘探

资源勘探中的地震学方法是研究人工激发的弹性波在不同地层中传播的规律，如波的速度、波的衰减和波的形状，以及在界面的反射、折射来研究地层埋深、构造形态，以及岩性等。地震勘探在油气勘探中得到了最广泛的应用并发挥了巨大的作用。其次在煤田、盐矿、水资源，以及金属与非金属矿产勘探中都得到不同程度的应用。

产生人工地震波的震源有两大类。一类是炸药震源，一类是非炸药震源，如机械震源、气爆震源、电能震源等。陆地表面进行地震勘探时，主要使用炸药震源和机械震源。在震源产生的地震波向地下传播途中遇到波阻抗界面时，将产生波的反射、折射和波型转换。当这些波中的一部分到达放有检波器的接收点时，检波器把机械振动转变为电磁信号，送到地震仪记录下来。早期的地震仪是以模拟记录的方式，把地震波信号记录在照相纸上，稍后是记录在磁带上，而现代地震仪则是以数字形式记录在磁带上。

利用反射波进行勘探的方法称为反射法地震勘探，由于检波器距源较近，要求的震源能量较低，工作方法较简单。它是油气田和煤田勘探中应用最广泛的方法。在反射地震法数据采集中，为了压制干扰、提高信噪比，大多采用共深度点叠加技术。在地震数据处理中，为得到更精确反映地下地质特征的信息，发展了多种滤波、偏移和叠加等处理技术。反射地震法不仅利用运动学特点研究沉积层的构造特征，而且可以利用动力学特点作岩性研究。目前，已从利用单一纵波垂直分量的地震方法，发展到应用纵波和横波的多个分量，从而可以获得更多的地质信息。三维地震勘探结果，可以清楚地给出油气储层的空间几何结构和参数分布特征。

折射波法地震勘探的检波器必须放在盲区之外，所以要求较强的震源，但干扰较小，容易识别。通过折射波法可以求得界面速度，因而可以了解折射界面的岩石性质。但是，只有当岩层速度高于其上覆地层速度时，才能将此高速层圈定出。此外，由于折射波的相互干扰置换严重，不能独立求得上覆盖层的波速，以及难以研究受屏蔽现象影响的地层等，使得折射波在油气勘探中的应用受到一定限制。但在工程勘探中应用较为广泛。

我国地震勘探是在新中国成立后，随着油气资源勘探工作的开展，才得到迅速发展。由于石油埋藏在地下数百到数千米深，难以直接观测，使地震勘探有了用武之地。目前我国已发现的油气田，大部分都是根据地震确定的圈闭，经钻探发现的。在 20 世纪 50 年代，地震勘探技术水平还不是很高，使用的是光点记录的地震仪。即使在这种情况下，仍然圈出了大庆长垣，为大庆油田的发现奠定了基础。60 年代到 70 年代地震队伍迅速扩大，技术水平也进步很快，采用了模拟磁带记录和多次覆盖技术。相继找到胜利、华北、辽河、江汉等油田。从 1974 年开始使用数字地震仪，至 1986 年已经全部数字化。三维地震勘探是 1980 年开始的，目前已遍及国内各个含油气区，地震仪的平均道数已由早期的 24 道上升至 200 道，甚至上千道，覆盖次数已由 6～12 次上升到 30～300 次，有效反射的

主频率已由 20～30 Hz 上升到 50～60 Hz，观测的动态范围已由 40dB 提高到 80～120 dB。已装备了多套大型并行处理系统和数百套处理工作站，并拥有了自己研制的地震数据处理软件，如 GRISYS。随着三维和高分辨率勘探的进步以及计算机技术迅猛发展，地震资料的处理从传统的批处理向交互处理演变，使处理与解释一体化。进入 90 年代后，井间地震、VSP、多波多分量地震等，也逐步向实用化迈进（王妙月，1997)。

在数据处理与解释理论和方法方面，为适应复杂地质体处理与解释的需要，偏移技术由低角度时间偏移、高角度时间偏移，向叠前深度偏移发展，我国学者在多种偏移技术的研究中，取得了很多成果，并见到了实际效果，如胜利油田古潜山二维地震剖面的叠前深度偏移结果，给出了潜山内幕的清晰反映。各向异性和多相介质的理论与实验研究也有许多的进展，获得不少新的认识。

关于地震技术的发展，我国学者将其概括为“三高一准”，即高信噪比、高保真度、高分辨率和准确成像，使得地震勘探结果的精度大幅度提高，已逐步从做简单构造图，扩展到进行地层、沉积、构造、储层物性、生油评价和超压预测等研究，进而到油气藏流体研究和动态监测。

煤田地震勘探及其相应的研究工作也有了长足进步。石油地震勘探中一些重要技术成果在煤田地震勘探中得到应用。虽然我国煤炭资源丰富，探明储量占世界第一位，是世界上最大的产煤国家。然而由于沿海、中部缺煤省寻找后备基地，以及机械化采煤的需要，要求解决小断层、陷落柱 、顶板漏水、煤层精细划分等问题，煤田高分辨率地震勘探和岩性地震勘探得到较快发展（方正，1994)。

五、核地球物理勘探

核地球物理方法是从探测岩石的天然放射性开始的。其目的是寻找铀矿资源和利用天然放射性划分岩性。随着核物理学和核探测技术的发展，核地球物理学已经发展成综合利用多种核反应效应的方法，并且用途已扩展到探测非放射性的石油、煤、水和金属与非金属矿产。

我国的核物探工作是从 20 世纪 50 年代中期开始，从无到有，逐渐发展起来，目前已建立起比较完整的核地球物理勘探体系，已拥有自己制造的各种类型核物探仪器和测量系统的刻度装置。在核地球物理理论上也有多项新的突破。在找铀矿方面，已编制了中国 1∶100 万和 1∶400 万比例尺的航空 γ 射线照射量率等值图及异常点成果图，1∶200 万比例尺的航空 γ 场分布规律与铀矿产分布图等全国性航空放射性测量图件；已探明上百个铀矿床，提供了可观的工业储量，为我国核能源和国防建设做出了积极贡献（吴慧山等，1997)。

在油气普查勘探中，除进行地面、空中的 γ 射线总强度和能谱测量之外，还发展了多种射气测量技术，以及中子活化技术。对于油田放射性异常形成机制也提出了多种假说。在油气井中的核地球物理探测方法中，利用中子与物质相互作用、γ 射线与物质相互作用，发展了中子测井、密度测井、次生 γ 能谱测井等一整套方法。在油气储层研究与评价中，发挥了重要作用。

在煤田勘探中，γ－γ 测井成为钻孔中划分煤层最有效的方法之一。

在金属与非金属矿产勘探中，核地球物理也得到了广泛的应用。除了直接寻找具有放

射性的钾盐、磷矿之外，利用成岩过程和构造变动等引起的放射性矿物富集与矿产赋存的关系，间接找矿成功的例子屡见不鲜。此外，运用 X 荧光法勘查锡、金、钼、铁、铜矿等，以及利用中子活化勘查萤石矿皆取得了很好成果。

利用核地球物理方法进行水资源勘探和评价也发挥着重要作用，例如利用放射性同位素示踪方法研究水的运移速度，利用碳同位素测量地下水的年龄，利用 γ 法或氡法寻找裂隙含水带，利用 γ－γ 测井研究含水层孔隙度以及利用中子法测定土壤的湿度等。

六、地球物理测井

地球物理测井是通过观测钻孔内地球物理场的变化，来研究井孔周围介质分布特征，从而解决各种地质、工程和有关科学问题，也称为钻井地球物理，或简称测井。由于它的工作领域、观测方式和所要解决的任务，与地面地球物理学方法有较大差别，因而成为应用地球物理学的一个独立分支学科。目前，它在资源勘探与开发、工程与环境监测以及基础地质研究中都发挥着重要作用，尤其在石油和天然气勘探与开发中的作用更为突出，被誉为十大石油科学技术之一。目前，我国在常规测井领域已进入世界先进水平的行列，在成像技术和物质成分分析技术方面，与世界先进水平的距离正在缩小。在测井数据处理与解释方法方面，结合中国的复杂地质情况，已具有一定特色。

我国最早的测井工作是 1939 年由翁文波在四川石油沟 1 号井进行的，以点测方式测出了第一条电阻率曲线和自然电位曲线，并成功地划分了气层。1947 年刘永年在玉门油矿成立了我国第一个专门从事测井工作的电测站。当时使用的仪器都是自己组装的，到 1948 年利用改装的设备实现了半自动模拟记录。当时，从事测井工作的只有赵仁寿、刘永年和王曰才等不足十人。即使在这样条件下，在进行地层对比、判断油层和确定断层位置等方面，测井仍取得了明显效果，显示了测井在石油勘探中的作用和生命力。

中国测井事业的大发展是在新中国成立之后，随着经济建设的发展迅速壮大起来。在北京、上海、西安等地相继建立了仪器制造厂。在借鉴国外技术的同时，迅速形成了自己的设计与制造能力，1958 年由刘永年领导设计的多线式测井仪 JD－581 正式投入使用，是我国测井技术进步的一个重要标志。在以电阻率测井为主的模拟记录时代，这种仪器超过了国外同类产品的水平，我国大庆、胜利、辽河等油田的早期测井工作都是用这种仪器进行的。

从 20 世纪 60 年代初我国陆续开始了声波、感应、侧向、密度和中子测井仪的研制工作。大约从 70 年代初开始，以声波测井和感应测井组合为代表的新测井系列逐步替代以横向测井为主的旧测井系列。从 70 年代后期开始引进国外数字测井仪和数控测井仪，目前我国已能生产技术先进的数控测井仪以及相应的井下仪器，如双感应测井仪、双侧向测井仪、微球形聚焦测井仪、自然伽马测井仪、自然伽马能谱测井仪、岩性-密度测井仪、补偿中子测井仪、长源距声波测井仪、高分辨率地层倾角测井仪、碳氧比测井仪和中子寿命测井仪等。目前，我国拥有各类测井队 500 多个，每年完成超过万口井的测井作业。我国是世界上能够主要依靠本国技术力量和本国制造的仪器设备进行常规测井的少数国家之一。

油气储层评价是测井应用最广和最成功的领域。在我国，从最早在四川石油沟划分气层和在老君庙油田划分出 K、L 和 M 油层，到后来在克拉玛依、大庆、胜利和大港等一系

列油田的发现井中，测井都做出了突出贡献。我国油气资源不仅在地域上分布广泛，而且在各个地质时代的地层中均有发现，加上我国大地构造和沉积演化过程极其复杂，导致油气藏类型复杂多样，给测井资料处理与解释提出了许多问题，其中一些是世界性的难题，如裂缝性储层、薄交互层储层、低阻油气储层、复杂岩性储层和低孔隙低渗透储层等。我国地球物理测井工作者在研究解决这一系列问题过程中，积累了丰富的经验，提出了一些具有特色的处理方法、解释模型和计算机软件，并在实际应用中见到了效果。例如，低电阻砂泥岩油气储层的可动水解释模型、碳酸盐岩裂缝性储层的综合概率模型、薄交互储层提高分辨率处理系统，以及利用模糊判别、专家系统和神经网络方法划分岩性、计算储层参数等。针对不同地质条件的单井储层评价测井解释方法已基本形成系统。

油藏描述是油气储层评价方法一个新的发展阶段。在单井研究的基础上，它集中了测井纵向分辨率高、地震勘探横向追踪能力强和实验室分析技术精细等优点，给出储层形态和参数相结合的三维数据体，以获得对油藏的整体认识。油藏描述受到重视的重要原因，还在于它的预测性，这对于提高钻井成功率和提高采收率有重要作用。

油田开发过程中储层状态变化的研究，是储层评价的另一个重要内容。中国是世界上注水开发油田比例最高的国家，大多数东部油田已进入高含水采出阶段。正确了解油水分布状态，划分不同层位的水淹级别，对于编制和调整开发方案，提高油田最终采收率具有重要意义。我国各个油田根据自己的地质特点，多数已形成了适于本区常规测井资料定性判断水淹层和定量确定剩余油饱和度、含水率，以及划分综合水淹级别的解释方法。

我国煤田测井工作始于 20 世纪 50 年代初，随着测井技术的发展，已从最初的电阻率和自然电位测井系列，发展到电阻率、密度、自然电位、自然放射性、声波和中子测井的综合测井系列。我国已可以制造适用于现代煤田测井的整套仪器设备。由于煤田测井在划分煤层和研究煤层结构所取得的突出效果，使钻井取心工作量大大减少，经济效益十分显著，因而国家规定为每个煤田钻孔必须进行测井工作。近年来，在煤质、煤层顶底板岩石力学性质，以及含煤盆地的构造和沉积环境演化的研究方面，均取得了许多重要成果。

根据预测，一直到 2010 年在我国能源结构中，煤仍然是第一位的。煤层中吸附的大量甲烷，已成为人们注意的新能源，它的开发利用不仅具有巨大的工业和经济价值，而且对于减少大气污染和保证煤矿安全生产也是极为重要的。煤层中甲烷含量的评价以及开发过程中压裂效果的检验，都需要测井来解决。

金属与非金属矿产种类繁多，矿体赋存的地质和地球物理条件十分复杂，并且差别很大，除了一部分沉积类型的层状矿床之外，矿体的空间形态都比较复杂，往往不能根据钻孔揭露的部分对矿体做出评价，而必须掌握矿体的空间分布。因此，金属与非金属矿测井的任务，除了根据已被钻孔揭露部分对矿体的有用组分和含量做出评价之外，还必须包括圈定矿体的空间范围和寻找盲矿体。由于任务的差别，金属矿与非金属矿测井发展了一些专门的方法，其中利用较多的如三分量磁测井、激发极化测井、电极电位测井、电磁法测井、X 荧光测井和中子活化测井等。井中三分量磁测在我国铁矿和其他磁性矿体的普查与勘探中取得了明显的地质效果。在多金属矿床，井中激发极化法效果明显，获得了较广泛的应用。井中电磁波法在矿体与围岩吸收性质差异大的情况下，也取得了好的效果。我国金属矿钻孔中的地球物理工作，在划分钻孔地质剖面、圈定矿体或矿化范围、验证地面地球物理异常、寻找井旁或井底的盲矿体等方面，已有许多成功的实例。在有用矿产组分和

含量的原位评价方面，虽然已取得一些进展，如 X 荧光测井对重晶石矿和锑-锡矿、中子活化测井对萤石矿、自然伽马或自然伽马能谱测井对钾盐及其他放射性矿产的原位分析，但是对多数金属与非金属矿产的原位定量评价还有待进一步的工作。

测井理论、数据采集技术和数据处理与解释方法的迅速发展，使测井数据中包含的地质信息愈来愈丰富，不仅为矿产资源的评价与研究创造了条件，也为更广泛的地质研究，包括岩石学、地层学、构造地质学、沉积学、石油地质学和矿床学的研究开辟了可能性。地球物理测井是目前能以极高的分辨率定量提供岩层纵向连续变化特征的唯一手段，而岩层又是人们赖以研究地质过程的基本历史残留痕迹。长期以来，地质学家就是依据这些痕迹定性描述各种地质现象与过程的。随着现代数学和计算机技术的蓬勃发展，为定量描述地质现象与过程提供了手段，而地球物理测井不仅为这些研究提供了必要的基础数据，而且成为重要的研究方法（李舟波等，1997)。

在解决饮用水、农田灌溉和工业用水，以及矿区水文地质的工作中，测井也发挥着重要作用。水文测井已采用的方法有电阻率法、自然电位法、人工电位法、自然伽马法、中子法、γ－γ法、井内流体电阻率测量、井温测量、流速和流量测量、电磁波法以及井中电视和声波成像等。主要用来查明和划分含水层，并估计产水量；计算水的矿化度，区分淡水与咸水，圈定可以利用的淡水区，在沿海地带监测咸水的推进；划分裂隙发育带，查明岩溶发育区并圈定其范围。

七、遥感

遥感是地球物理学的一个较年轻的分支，是研究从空中摄取地面图像时，与物体的电磁能量辐射与反射有关的各种方法。涉及的电磁波谱范围包括可见、近红外、红外和微波，波长从 0.4 μm～25 cm。

在地学研究中，遥感已经占据很重要的位置。利用陆地卫星图像做区域研究，已经得到广泛认同。遥感数据在能源和矿业勘探战略研究中的重要作用也已得到承认。

在遥感资料的分析中，应用最多的是对反射太阳能谱中辐射数据的分析。无论在飞机上，还是在陆地地球资料卫星上，利用多谱成像所获得的照片，一直是在各种综合地质研究及资源环境调查中用来查明构造和区分岩性的重要依据。早期，航空摄影照片的解释，主要是凭丰富的经验做出。数字成像方法的出现和计算机分析的应用，从本质上大大拓宽了解释所涉及的范围。

最初，进行陆地卫星图像分析时，主要是集中在构造研究上。随着数字技术的发展，通过彩色合成以及空间频率滤波等手段，使镶嵌图像的质量得到很大提高。通过计算机对数字化的区域构造线进行分析，便可以根据方位及空间向量的集中情况，对构造带及主要地质界线进行推断。用颜色来表示各种谱带的构成比例，使谱带之间的判别变得更明显，是成果显示技术的重大进步，其结果可用于区分岩石类型和探明水热蚀变区。

在遥感技术的发展过程中，数字多谱扫描（MSS）数据的获得，是促进遥感技术取得重大进展的一个重要因素。数字资料的应用，使得微弱的谱变化可以用颜色比例合成法显示出来。更有意义的是，方法技术的发展推动了在实验室及野外条件下对反射系数的研究，和以物理参数及物理模型为基础的定量分析，从而对能谱学在遥感中的应用有了许多新的认识。1982 年在陆地卫星的多谱扫描系统中又加进了两个附加频带（1.6 μm～2.2

μm)，分别叫做“主题绘图仪”(MT) 和航天扫描器。随着仪器功能的完善和分辨率的提高，使得过去只能在实验室中观察到的微小变化，可以在野外观测到。这些都为根据谱分析达到鉴别矿物成分提供了条件。

谱的热红外区能够提供地面温度和辐射方面的信息。所发射出来的辐射线与地面状态密切相关。随着热模型的引入和数字资料的采集，使热惯性填图得到了发展。因为土壤温度日变化的穿透深度很小，因此所得到的信息只反映地表上部十几厘米深度范围内的情况。在土壤覆盖很薄的地区，可以提供一些很有价值的信息。热惯性填图对于区分胶结好的和胶结不好的物质以及对于区分湿土与干土特别敏感。对于富含石英质的岩石（花岗岩和石英岩）来说，它可以辨别出岩石成分的变化。同时，也可以辨别出各种碳酸盐类岩石成分的变化（如方解石和白云石比例的变化)。对于绘制基岩图，热惯性成像已经成为一种非常有用的工具，即使在植被覆盖使图像变得模糊的情况下也是如此。

利用微波的雷达成像系统提供了穿过覆盖云层获得地面图像的方法。合成孔径雷达采用从活动平台得到的多信号来构组地面反向散射的雷达全息图。20 世纪 50 年代发展起来的侧视航空雷达（SLAR) 在植被十分茂密的地区用来绘制构造图（褶皱、断层等）非常有效。

我国从 1981 年开始，已建立了多片种、多目标服务的遥感地质工作：开展了彩红外和热红外扫描、多谱扫描、侧视雷达等航空遥感飞行；广泛应用了陆地卫星 MSS、TM 和我国的国土卫片资料；提出了航空多谱扫描（AMSS) 数据的最佳采集方法；建立了辐射度归一化和图像几何畸变校正模式，实现了 AMSS 图像的辐射校正、几何校正以及多航带数据的镶嵌，基本形成了实用的生产系统。在 AMSS 数据定量分析方法研究方面，开发了新的反射率模型。在侧视雷达图像处理方面，采用局部增强方法有效地克服了图像反差大、层次少的缺欠。

遥感技术现已成为地质工作中应用高技术的一个重要方面，服务领域涉及区域地质调查、矿产地质调查以及水文、工程、环境和灾害预测等诸多方面。

第二章　资源地球物理探测的地质-地球物理前提

第一节　地质先验知识和地球物理方法选择

一、地质先验知识

矿产资源是指地壳中可供人类利用的呈固、液、气三种状态的矿物原料，它是在地球演化过程中，经各种长期地质综合作用形成的。

随着人类社会的不断发展，对矿产资源的种类和数量的需求也变得越来越多和越来越大。人类目前对地下能直接观测的范围毕竟有限，当今世界上最深的钻井不过十几公里，这同6 371km的地球平均半径相比，只不过是地球外壳的一层。当今的地质找矿工作也只限于地面以下数公里厚的一个薄层内。然而，对于整个地球内部而言，这里又被认为是最复杂的一层，这层不论其结构、构造以及物质组成，都随地点、深度而变化，并且无从窥知。地质学家通过地表地质观测结果，再根据一些规律和工作经验，可对地下情况做出一定程度的推测，但不能确切判明，最后必须依靠钻探或其他山地工程来验证。

地球物理勘探是综合性地质工作的一个组成部分，它与地质测量、化探以及钻探一样，都是地质找矿的一种技术手段，它可布置在经地质观测发现并值得进一步验证的地点，利用物理学中某种性质的“物理场”，投入某些地球物理勘探手段，即可在一定距离及一定范围内观测到被勘探对象的物理效应，借以推断地下地质情况。具体讲，利用地球物理方法研究地下地质构造、寻找各种有用矿产是根据岩石及矿体的物理性质及其对于地球物理场所产生的影响变化来进行的。为此，在运用地球物理勘探方法时，一方面必须遵循物理学原理，即所谓物理前提；另一方面必须以地质先验知识作为部署地球物理探测工作的依据，同时为了减小地球物理反问题解的非唯一性，也必须以地质先验知识作为地球物理资料解释的约束条件。

二、地球物理勘探方法的选择

地球物理勘探的地质任务明确以后，应当选择什么方法，解决什么地质问题，需要根据具体地质、地球物理条件来确定。这些条件包括岩、矿石的成分、结构、物理化学特征、围岩特征、地质构造特点以及地形地貌、浮土厚度、水文地质条件等等。

例如某铜镍矿床，矿体与基性、超基性岩体有关，岩石中的矿物成分主要是磁黄铁矿，其次是黄铜矿、镍黄铁矿和黄铁矿。显然，这类矿石具有磁性和电化学活动性，并且是良导电体，基性岩也有磁性。因此，当地球物理勘探的地质任务是寻找含矿远景区时，就可以用磁法圈定基性岩及超基性岩体；当地质任务是在基性岩、超基性岩体中直接找矿

时，则可布置磁法、电法（自然电场、联合剖面法）等工作；而在勘探阶段则应用磁法确定矿体的埋藏深度和倾向，用电法研究和确定矿体的产状、形态及延伸情况。为了校正岩层和矿层位置和厚度，则可用测井方法。这就是根据矿石及围岩的物理特征、电化学活动性等具体条件选择工作手段的基本思路。

再如某含油气盆地，其古生代结晶基底与上覆中、新生代沉积盖层间存在明显的密度、弹性波速度与电性差异。结晶基底属弱磁性，而盆地内部沉积层中广泛分布着磁性较强的加里东期、华力西期以及燕山期花岗岩，盆地内二级构造发育。显然，人工地震方法是确定基底形态、研究沉积地层中平缓褶皱、断层分布及寻找储油气构造等地质任务的首选方法。圈定火山岩的分布，磁法是最有效的方法。同时用重力法和电测深法也可确定基底起伏形态，如果上覆沉积层之间具有一定的密度差与电性差，也可用这两种方法研究沉积层内部的二级构造（即局部构造）。

此外，也可根据与矿体伴生的其他矿物的物理性质和空间赋存状态等特点来选择地球物理方法。例如锰矿床一般矿体本身的磁性、电性、密度与围岩的差异都很小，因而很难根据磁法、电法以及重力方法把它与围岩区分开。但如果锰矿与铁矿伴生成铁锰矿床，此时就可以布置磁法去寻找它。如果是沉积锰矿，就可根据它常常位于年代古老基岩的低凹部分，布置电测深和地震勘探方法去寻找它，即先找出古老基底的低凹部分，然后再找沉积锰矿。

在选择地球物理勘探方法时，还必须考虑当地的地形起伏和水文地质等条件的影响。例如，在沼泽地区，地下水接近地表，即便是良导电性的硫化矿床，也不能产生自电异常，因而不能用自然电场法。在冰积层很厚的地区或冻土带，因接地电阻大，自然电场和联合剖面法都不能用，此时要用感应法或者其他交流电法。

以上找矿思路，均属利用地球物理勘探“直接”找矿，即根据矿体或矿体群产生的地球物理异常直接指出矿体或矿体群可能的属性，具体位置或其他有关情况（如矿体大小、产状及埋深等）。布置地球物理勘探“直接”找矿的前提主要考虑以下三点地质与地球物理条件：①探测对象与围岩是否具有明显的物性差异，以及具有那几种物性差异；②探测对象是否具有一定的规模，埋藏深度如何，也就是说，探测对象能否产生可用仪器能发现并圈定出的地球物理异常；③各种干扰因素所产生的干扰场相对于探测对象产生的异常而言，是否相对微弱或者具有明显的特征，能否予以消除或分辨。具备了这些条件，便可布置地球物理“直接”找矿工作。

此外，相当多的矿体与围岩没有物性差异或有差异也太小，有的虽有差异，但埋深太深，在地表不能引起足够强的异常。这种情况下用地面地球物理勘探方法无法开展‘直接”找矿。为了发挥地球物理勘探在普查找矿中的作用只能开展‘间接”找矿。“间接”找矿是根据矿床的直接控矿因素及近矿围岩引起的异常现象指出矿床可能的分布地段和范围。

“间接”找矿的前提是近矿围岩的各类蚀变、矿化带和直接控矿因素（构造、岩性和岩浆活动等）中的大多数能引起某些地球物理异常。具体可有以下情况：①许多类型（特别是热液型）矿床在近矿围岩均有各种蚀变和矿化带（如黄铁矿化、磁铁矿化、硅化、绿泥石化、石墨化、矽卡岩化等）能引起磁性、电性、放射性等类异常；②直接控矿因素：如某些矿（特别是沉积矿）与某种特定的构造有关或与某一层位及岩性有关；或者某种矿（岩浆型的铜镍矿）与某类岩性的岩体有关等。

上述这些因素大多数均有其物性特点并能引起地球物理异常或呈现出特殊的地球物理场特征。

第二节　岩、矿石的物理性质

从上面的论述可知，地球物理勘探是利用天然存在或人工建立的地球物理场的变化来解决地质及找矿问题的。所谓地球物理场，是指存在于地球周围的具有物理作用的空间。例如，地球周围存在着重力作用的空间，叫做地球的重力场；天然存在或人工建立的具有电力作用的空间，叫做地球的电场等。大家知道，地壳内某些岩石或矿石与其周围岩石之间往往存在某种物性的明显差异，例如磁铁矿有强磁性，铬铁矿密度大，金属硫化物导电性能好、电化学活动性强等。由于这种明显的物性差异，在岩、矿体周围空间就会引起某种天然或人工的地球物理场的局部变化。地球物理勘探中其“直接找矿”就是利用这种局部变化来研究并解决有关的地质构造及矿产分布问题。其次是利用矿体与近矿围岩的各类蚀变、矿化带和直接控矿因素等引起的某些地球物理异常进行“间接”找矿。可以说，如果地质体与周围岩石之间没有物性差异，就没有发展至今的地球物理勘探。岩石物性不仅是地球物理勘探的前提，还是地球物理正、反演解释工作的必要条件，也是联系地质与地球物理工作的桥梁，是建立地质-地球物理模型的依据。

由于现代科学技术的不断发展，地球物理勘探所利用的岩、矿石物性参数也逐渐增加，但主要的有：岩、矿石的磁性，电性，密度，放射性，导热性以及弹性。

一、岩、矿石的磁性

岩、矿石之所以有磁性，是因为它们含有磁性矿物。这些磁性矿物是受地磁场长期磁化而获得磁性的。各类岩、矿石所含磁性矿物的种类和数量都不同，因而磁性存在差异。岩、矿石的磁性用磁化强度 M 来表示。研究表明，岩、矿石的磁化强度由两部分组成；一部分是被现代地磁场磁化而形成的，称为感应磁化强度，简称感磁，以 M_i 表示；另一部分是岩、矿石形成时，受当时地磁场磁化所获得的磁化强度被保留下来的部分，称为天然剩余磁化强度，简称剩磁，以 M_r 表示，于是

$$M = M_i + M_r \tag{2-1}$$

感应磁化强度决定于岩、矿石的磁化率及现代地磁场强度，方向一般与现代地磁场方向一致。其关系式为

$$M_i = \kappa T \tag{2-2}$$

式中：T 表示现代地磁场强度；κ 为岩、矿石的磁化率，它是表示物体被磁化难易程度的比例系数。由于地磁场是一个弱磁场，铁磁性矿物被弱磁场磁化时 M_i 值处于铁磁性物质磁滞回线的直线部分，因此 κ 实际上是一个常量。在国际单位制（SI）中，κ 是量纲为一。

1. 岩、矿石的磁化率

不同物质的磁化率各不相同，所以在同一外磁场作用下，产生的磁化强度也不相同。根据磁化率的不同特点可将物质分为反磁性、顺磁性和铁磁性三大类。

(1) 反磁性物质：又称逆磁性或抗磁性物质。这类物质的磁化率为负的（即 $\kappa<0$），

且量级很小，一般 $\kappa \approx 10^{-5}$ SI。所有的惰性气体以及金、银、煤油、蒸馏水、石墨、石膏、石英、大理石和岩盐等矿物均属此类。

(2) 顺磁性物质：磁化率为正的，但量级也较小，一般为 10^{-7}～10^{-5}。许多稀土金属和铁族盐类以及辉石、石榴子石、黑云母和电气石等矿物都属此类。

以上两类物质的磁化率都很小，实际工作中可认为是无磁性的。

(3) 铁磁性物质：磁化率是正的，且比顺磁性物质大万倍以上，有时超过 10SI。这类物质不多，只有铁、钴、镍、钆及其合金。铁磁性物质按其内部磁畴内原子磁矩排列的方向及大小又可分为铁磁性物质、亚铁磁性物质（又称铁淦氧磁性物质）和反铁磁性物质。实际上，自然界中并不存在纯铁磁性矿物，它常见于地球之外的含大量铁、镍合金的岩石、陨石和月球标本之中。但是大多数自然存在的磁性矿物，如磁铁矿、钛磁铁矿、磁黄铁矿等，都是铁的氧化物或硫化物。按其性质而言，都属于亚铁磁性矿物。这类矿物虽然不多，但它们磁性却很强，对岩石的磁性起着决定性的作用。反铁磁性物质如赤铁矿，其磁化率很小，但具有很大的矫顽磁力。表 2－1 列出各种岩、矿石的磁化率值。由表可见，岩石磁性变化范围很大，但也具有一定的规律。岩浆岩有较高的磁性，并且从酸性岩过渡到基性岩磁性逐渐增强。沉积岩磁性一般都很弱，其中有许多可以认为是无磁性的。变质岩的磁性介于岩浆岩和沉积岩之间，一部分类似于沉积岩，磁性很弱；另一部分类似于岩浆岩，磁性较强。非金属矿磁性很弱。在自然界中，磁铁矿具有最强的磁性。

表 2－1　各类岩（矿）石的磁化率

名称		κ $4\pi 10^{-6}$SI		名称		κ $4\pi 10^{-6}$SI	
		变化范围	最常见值			变化范围	最常见值
沉积岩	白云岩	0～75	10	非金属矿	石　墨		-8
	灰　岩	2～280	25		石　英		-1
	砂　岩	0～1 660	30		岩　盐		-1
	页　岩	5～1 480	50		石　膏		-1
岩浆岩	花岗岩	0～4 000	200		方解石	-0.6～-1	
	流纹岩	20～300			煤		2
	辉绿岩	80～13 000	4 500		粘　土		20
	斑　岩	20～16 700	5 000	金属矿	黄铜矿		32
	玄武岩	20～14 500	6 000		闪锌矿		60
	闪长岩	50～10 000	7 000		锡　石		90
	辉　岩		10 500		菱铁矿	100～310	
	橄榄岩	7 600～15 600	13 000		黄铁矿	4～420	130
	安山岩		13 500		褐铁矿		220
变质岩	片　岩	25～240	120		毒　砂		240
	千枚岩		130		赤铁矿	40～3 000	550
	片麻岩	10～2 000			铬铁矿	240～9 400	600
	石英岩		350		磁黄铁矿	10^2～5×10^5	125 000
	蛇纹岩	250～1 400			钛铁矿	2.5×10^4～3×10^5	1.5×10^5
	板　岩	0～3 000	500		磁铁矿	10^5～1.6×10^6	5×10^5

（据沙树勤，1991）

2. 铁磁性物质的磁滞现象

铁磁性物质的磁化强度与磁化磁场的关系可用磁化曲线表示。顺磁性和逆磁性物质的

磁化线均为直线，并且磁化强度和磁化磁场的关系是可逆的。但铁磁性物质的磁化曲线却表现为复杂的磁滞回线形式。磁滞回线是包括亚铁磁性及不完全反铁磁性在内的所有铁磁性矿物的特征曲线。

图 2－1 是一个铁磁性样品磁化一周的磁滞回线。其中 M_s 称为饱和磁化强度，M_r 为剩余磁化强度，H_c 为矫顽磁力。只有铁磁性物质才具有磁滞现象。

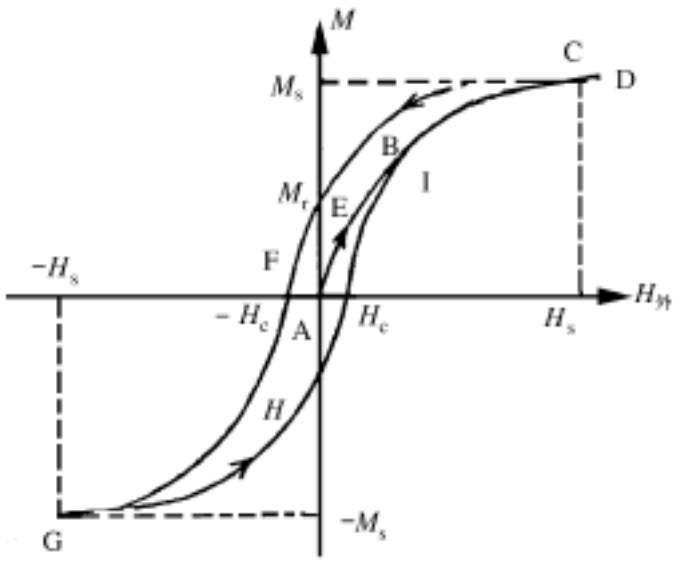


图 2－1　铁磁性物质的磁滞回线

3. 岩、矿石的剩余磁化强度

地壳上部的大部分岩石除了由现代地磁场感应产生的感应磁化强度（简称感磁）M_i 以外，还有剩余磁化强度（简称剩磁）M_r。天然剩余磁化强度与岩、矿石的形成过程和经历有关。火山岩和热变质岩的 M_r 特别大，它们的科尼斯贝格比 Q（$= M_r/M_i$）常大于 1，有时甚至超过 100。据测定，除了最近代的岩石之外，M_r 的方向，一般与现代地磁场的方向相差都很大，甚至相差 180°。所以，要得到满意的地质结果，特别是火山岩地区的磁异常解释，必须考虑 M_r 的强度和方向。近几十年内，对于岩石获得天然剩余磁化强度的各种过程有了进一步的了解。其中比较重要的有等温剩余磁化强度、粘滞剩余磁化强度、热剩余磁化强度、沉积剩余磁化强度和化学剩余磁化强度。

后三种剩磁是原生剩磁（即形成岩石时，获得的剩磁），古地磁研究主要利用这三种剩磁。而前两种剩磁是次生剩磁（即岩石形成以后，获得的剩磁），在古地磁研究中是作为干扰因素出现的，所以要消除掉。

4. 影响岩、矿石磁性的因素

岩、矿石的磁性是由所含磁性矿物的类型、含量、颗粒大小与结构以及温度、压力等因素决定的。

一般来讲，岩石磁性的强弱主要取决于铁磁性矿物（如磁铁矿、磁黄铁矿及钛铁矿等）的含量。含量愈多，磁性愈强。此外，岩石磁性还与温度和压力有关。铁磁性矿物其磁化率与温度的关系有可逆型及不可逆型两种。前者磁化率随温度增高而增大，接近居里点则陡然下降趋于零，加热和冷却过程，在一定条件下磁化率都有同一个数值。后者其加热和冷却曲线不相吻合，即不可逆，它是温度增高后不稳定的那类铁磁性矿物的特征。

岩石磁性还与它们形成时的环境和各种地质作用有关。例如，火山岩磁性较强，是因为岩石形成时岩浆冷却很快，保持了较多的剩余磁性。年轻的岩层往往比古老的岩层磁性强，是因为岩石剩磁随时间的延长而逐渐减小的缘故。变质作用会使岩石铁质成分再结晶成磁铁矿，因此，尽管原生沉积岩磁性并不强，但沉积变质的含铁石英岩却具有很强的磁性。氧化还原作用可使岩石中的铁质还原成磁铁矿，这就是燃尽的煤层上常常出现较强磁性的原因。

二、岩、矿石的密度

岩、矿石的密度，是指单位体积物质的质量，其单位为 g/ cm^3 或 kg/ m^3。地球内部不

同地质体之间存在的密度差异，是开展重力勘探工作的地球物理前提条件，也是对重力测量结果进行地形改正和中间层改正不可缺少的参数，而且，密度资料对于重力异常的解释也有着重要作用。因此，对岩、矿石密度的测定及分析是重力勘探工作的一个重要内容。

1. 岩、矿石的密度

(1) 火成岩的密度：岩石的密度主要由矿物成分及其含量多少来决定。从酸性岩向基性岩过渡时，密度值是随岩石中铁镁暗色矿物的百分含量的逐渐增加而变大。对于同类侵入岩体，不同时期侵入，其矿物成分虽然相同，但因含量有所变化时，则密度也会有所不同。对于同源岩浆，尽管其化学成分可能一样，但由于成岩环境不同时，也可能形成不同的矿物和岩石，当然其密度亦不同。由此可知，侵入岩与喷出岩之间密度有较大差异。

(2) 沉积岩的密度：沉积岩一般具有较大的孔隙度，例如砂岩的孔隙度为 30%～40%，粘土的孔隙度甚至可达 50%。因此，沉积岩的密度在很大程度上取决于其孔隙度，而与物质成分的关系不甚明显（某些化学沉积岩石除外）。通常靠近地表的沉积岩由于受到的压力较小，其孔隙度较大，则密度较小；随着埋深增加，上层负荷压力加大时，使其孔隙度相应减小，因而密度就要增大。这种密度随深度加大的趋势，以在上层部位表现得最为明显，对于多孔岩石，有水充填后比干燥时的密度要大。

(3) 变质岩的密度：对于变质岩来说，其密度与矿物的成分、含量和孔隙度均有密切关系，这主要由变质的性质和变质程度大小来决定。由于变质作用有助于岩石孔隙的充填并使岩石以致密的形式再结晶，所以它们的密度往往随变质程度的加深而增加。因此，经过变质的沉积岩，如大理岩、板岩和石英岩一般比原生石灰岩、页岩和砂岩致密。对于火成岩的变质类型，变质程度较深的片麻岩、麻粒岩等要比变质程度浅的千枚岩、石英片岩等岩石密度大些。

(4) 矿石的密度：矿石的密度往往随着物质成分的改变而明显变化。一般讲，金属矿的矿石具有较大的密度，其变化范围为 3.5～5.0 g/cm^3；而大部分非金属矿矿石的密度值则较小。但是，如果是被氧化的硫化金属矿矿石，其密度随氧化程度及孔隙度的增加而降低，其值可降至 2.0 g/cm^3，有的甚至可降至 1.5 g/cm^3 或更小，以致比非金属矿的矿石密度值还要小。

必须指出，岩、矿石间的密度差异与它们的磁化率、电阻率或放射性差异相比，量级是很小的。这就是重力异常通常比较小的主要原因。

2. 影响岩、矿石密度的主要因素

影响岩、矿石密度主要有三个因素，即岩石矿物成分及含量；岩石的孔隙度及孔隙中的含水量；岩石的埋藏深度。应当说明，对于某种岩、矿石来说，以上三种因素的作用不一定同时都表现十分显著。通常情况下，只有其中一种或两种因素起主导作用。而且在不同地质环境下或者不同时代生成的同种岩、矿石，其影响密度的因素则有可能也不相同。

三、岩、矿石的电学性质

这里所说的岩、矿石电学性质，目前主要指地电测量及研究中已被利用的组成地球的各类岩、矿石的导电性和电化学活动性。

(一) 岩、矿石的电阻率

1. 地球表层的岩、矿石的电阻率

地球表层岩、矿石的电阻率通常衡量物质导电性的优劣,主要是用电导率 σ 的大小或其倒数电阻率 ρ。从物理学上可知，粗细均匀、材料一定的导体，其电阻 R 与导体的长度 l 成正比，与导体横截面积 A 成反比，即 $R=\rho\cdot l/A$，其中比例系数就是导体的电阻率 ρ。

$$\rho=\frac{R\cdot A}{l} \tag{2-3}$$

不难看出，电阻率 ρ 在数值上等于电流垂直流过单位截面积、单位长度导体时，该体积内物质所呈现的电阻。由此可知，物质的电阻率越小，其导电性就越好。在电法勘探中采用欧姆·米 (Ω·m) 作为电阻率的单位。

矿物的电阻率

物质的各种电学性质都是物质的固有属性，电阻率亦如此。从物质的导电方式而言，一般可分为电子导电和离子导电。前者的电阻率取决于其中自由电子的数量，后者的电阻率取决于溶液的性质和浓度。

固体矿物主要借助于其中的自由电子来导电，由于矿物的内部分子结构不同，导电性的差异也是很大的。如果按导电机理来区分，固体矿物可分为金属导电型矿物、半导体型导电矿物和固体离子型导电矿物。

金属导电型矿物包括天然金属和石墨,其中以常见的自然金和自然铜的电阻率最低,自然金的电阻率为 2×10^{-8} Ω·m,自然铜的电阻率为 $1.2\times10^{-8}\sim30\times10^{-8}$ Ω·m,石墨沿解理面的电阻率为 $36\times10^{-8}\sim100\times10^{-8}$ Ω·m,垂直解理面的电阻率为 $28\times10^{-6}\sim1\times10^{-2}$ Ω·m。实际上,自然金和自然铜在自然界是分散分布的,只有石墨在电法勘探中可以遇到。

半导体型导电矿物包括绝大部分金属硫化物和金属氧化物，其中黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿、方铅矿、磁铁矿等电阻率低于 1 Ω·m，而辉锑矿、闪锌矿、锡石、软锰矿、铬铁矿、赤铁矿等电阻率在 $10^{0}\sim10^{6}$ Ω·m。

固体离子型导电矿物包括绝大多数造岩矿物，如长石、石英、云母、角闪石、辉石和盐岩、石膏等，它们的电阻率都很高，一般都大于 10^{8} Ω·m，在干燥的情况下可以认为是绝缘体。

常见岩石的电阻率

通常情况下，岩浆岩电阻率最高，其变化范围在 $10^{2}\sim10^{6}$ Ω·m，如花岗岩、闪长岩、玄武岩等。变质岩中的结晶片岩、片麻岩、大理岩、石英岩等电阻率，大约在 $10^{2}\sim10^{6}$ Ω·m，而其中的泥质板岩则稍低些，其电阻率在 $10^{1}\sim10^{3}$ Ω·m。沉积岩电阻率偏低，其中土壤、粘土、亚粘土等电阻率为 $10^{0}\sim10^{2}$ Ω·m，砂岩在 $10^{1}\sim10^{3}$ Ω·m，但其中石灰岩电阻率却较高，约为 $10^{2}\sim10^{4}$ Ω·m。

综上所述，不同岩、矿石间电阻率存在明显差异，这正是电法勘探的地球物理基础。但是由于岩石和矿物形成过程的地质条件千差万别，形成后所经历的地质过程也不相同，致使同一种岩石的电阻率本身在很大范围内变化，这给电法测量的应用带来困难。

影响地球表层岩石电阻率的因素

埋于地下的岩石，其电阻率的大小与其组成成分有关，当岩石中含有良导电矿物时，电阻率将随良导矿物含量增加而降低。此外，岩石的结构在一定条件下也影响其电阻率。

如导电矿物含量相同的情况下，浸染状结构的矿石与细脉状结构矿石相比，前者的电阻率高于后者，其原因是前者的导电矿物互不连接，而后者的导电矿物将是电流的通道。

岩石的孔隙度、含水性及含水矿化度等因素都明显地影响其电阻率，当岩石中孔隙度大而含水时，其电阻率往往随含水矿化度的增高而降低。自然界地下水的矿化度变化范围很大，可由 $n\times10^{2}$ mg/ L～$n\times10$ g/ L。显然，当组成成分和孔隙度均相同的岩石埋于不同地下水环境时，其电阻率也将不同；当地下水条件相同，而岩石孔隙度不同时，其电阻率值也不一样。由此可以理解岩浆岩和变质岩往往比某些沉积岩电阻率高，是由于前者较后者致密，从而孔隙度小造成的。

对于层状结构的岩石，各层电阻率不同时，将会出现垂直于层面测得的电阻率 ρ_n，大于沿层面测得的电阻率 ρ_t，这种现象就是岩石电阻率的各向异性。

总之，影响岩、矿石电阻率的因素是多方面的。在勘查区为沉积岩的石油、煤田、水文、工程等地质调查中，岩石的孔隙度、含水饱和度及矿化度是主要因素。在变质岩、火成岩区的金属矿产普查及勘探中，岩石中良导矿物的含量及结构是决定性因素。

2. 地球深部高温高压下岩石的电阻率

地球深部的岩石是处于高温、高压的环境中，其电阻率可通过高温、高压模型实验来研究。实验结果表明，岩石电导率是按指数关系随温度而升高，但不同温度段变化梯度不同，高温区变化梯度较低温区大。玄武岩样品高温高压实验表明，单纯压力对岩石电阻率变化的影响不大，而温度的影响却十分明显。例如，压力从 931×10^{5} Pa 变到 $1\ 960\times10^{5}$ Pa，电阻率变化不超过一个数量级，而温度从 200℃增加到 700℃时，玄武岩电阻率却降低 5 个数量级。

(二) 岩、矿石激发极化的时间和频率特征

当通过供电电极 A、B 向地下刚开始供直流电时，由于激发极化效应所形成的附加电场尚未建立，我们称此时的电场为一次电场 E_1，地面任意两点间一次场的电位差为 ΔU_1。随着供电时间的加长，岩、矿石的激发极化效应从无到有逐渐形成，附加电场随供电时间的加长先是迅速增大，然后变慢，并逐渐达到饱和。附加电场叫做激发极化电场或二次场 E_2。显然，供电过程中二次场叠加在一次场之上。供电时的地下电场称做总场 E ($=E_1+E_2$)，此时观测的电位差称为总场电位差 ΔU (图 2－2)。若停止供电，一次场立即消失，岩、矿石将通过围岩放电，放电开始时二次场 E_2 迅速衰减，然后逐渐变慢。断电后某一瞬间观测的电位差称为二次场电位差 ΔU_2。

观测表明：结构不同的岩、矿石其充、放电速度也不同。一般讲，体积极化比面积极化充、放电速度要快。

交流激发极化法是在超低频交变电场激发下，根据电场随频率的变化来研究岩、矿石的激发极化效应。当向岩、矿石供以频率为 $n\times10^{-1}$～n Hz 的超低频交流电时，若保持电流强度不变，测量电极 M、N 间的交流电位差值随频率的升高而逐渐减小，这种交流电位差随频率升高而减小的现象称为频率分散性或幅频特征。

从上面讨论可知，激发极化效应的形成和衰减是需要一定时间才能完成的。用稳定电场激发时，表现为充电和放电过程。若用交变电场激发，交流电的频率与单向供电持续时间的关系为：频率愈低，单向供电时间愈长，岩、矿石产生的激发极化效应愈强，供电时总场的幅值愈大。反之，频率愈高，单向供电时间愈短，岩、矿石的激发极化效应愈弱，

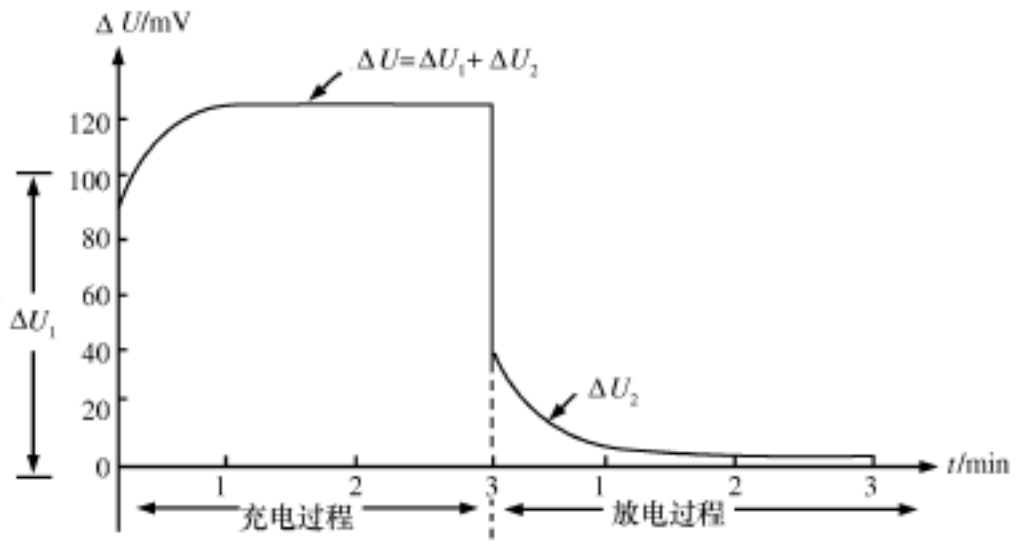


图 2－2　岩、矿石的充、放电特征曲线

总场幅值愈小。

(三) 岩、矿石的极化率和频散率

岩、矿石的极化率和频散率以及它们分别在不同地质体之间的差异，是应用直、交流激发极化法 (简称激电法) 寻找矿床的物理前提。

1. 极化率和频散率

为了反映岩、矿石激发极化效应的大小，在直流激发极化法中采用参数“极化率”(η) 表示；在交流激发极化法中，虽然应用的参数较多，但主要采用参数“频散率”(P) 表示，也称“幅频效应”或“百分频率效应”。其表达式分别为

$$\eta = \frac{\Delta U_2}{\Delta U} \times 100\% \tag{2-4}$$

$$P = \frac{\Delta U_{f_1} - \Delta U_{f_2}}{\Delta U_{f_2}} \times 100\% \tag{2-5}$$

(2－4) 式中 $\Delta U = \Delta U_1 + \Delta U_2$ 为供电一定时间后所观测的极化场电位差，ΔU_2 是断电后观测的二次电位差。交流激发极化只观测向地下供低频交流电时所产生的总场电位差 ΔU_f。通常是根据其频率分散性的特点，采用两种工作频率，一种较低频率 f_1，一种较高频率 f_2。(2－5) 式中的 ΔU_{f_1} 和 ΔU_{f_2} 是用两种不同工作频率分别测得的电位差。

η 和 P 都是分子与分母单位相同的比值，其量纲为一。由于它们的比值都很小，所以通常用百分数表示。

对于常见的岩、矿石而言，离子导电型其极化率一般为 (2%～4%)，频散率也很小，通常作为异常的背景值；而含有电子导电矿物成分的岩、矿石，极化率均较高，一般在 (n%～n×10%) 的范围内。其频散率也很大，都比围岩的数值大得多。正是由于这种差异，才能在矿体上出现激发极化异常值 (简称激电异常)，从而为该方法寻找金属矿奠定了基础。

2. 视极化率和视频散率

当地下有两种或两种以上激电特征不同的岩石存在时，在地面上所测得的极化率和频散率就不是地下某一种岩石的单独反映，而是地下各种地质体的激发极化效应的综合反

映，因此，应称为视极化率 η_s 和视频散率 P_s。其表达式分别为

$$\eta_s = \frac{\Delta U - \Delta U_1}{\Delta U} \times 100\% = \frac{\Delta U_2}{\Delta U} \times 100\% \qquad (2-6)$$

$$P_s = \frac{\Delta U_{f_1} - \Delta U_{f_2}}{\Delta U_{f_2}} \times 100\% \qquad (2-7)$$

从以上二式不难看出，视频散率和视极化率的表达式完全类似。我们知道，直流激电中供电时间 $t\to\infty$的情况，相当于交流激电中频率 $f_1\to 0$ 的情况，而供电时间 $t\to 0$ 则相当于 $f_2\to\infty$，所以

$$\frac{\Delta U_{(t\to\infty)} - \Delta U_{(t\to 0)}}{\Delta U_{(t\to\infty)}} = \frac{\Delta U_{(f_1\to 0)} - \Delta U_{(f_2\to\infty)}}{\Delta U_{(f_2\to 0)}}$$

可见在极限频率下，视频散率 P_s 和视极化率 η_s 数值相等。

四、岩、矿石的放射性

(一) 放射性元素及其衰变规律

到目前为止，已经发现 107 种化学元素，它们构成了物质世界。其中有 92 种 (从最轻的氢直到重元素铀) 是自然存在的。其余的都是用人工方法在实验室制造出来的。用化学符号表示元素的原子核时，可写成 ${}^{A}_{Z}X$。其中 X 是元素的符号，A 为核内的总核子数，Z 表示该原子核的质子数，如氦原子核可记为 ${}^{4}_{2}\mathrm{He}$。具有一定质子数和中子数的一种原子 (或原子核) 称为核素。同一元素 Z 相同而 N 不同的核素称为“同位素”。在自然界中所有 $Z>83$ 的元素的同位素均为放射性元素 (尚有一些较轻元素的同位素也是放射性元素)。放射性元素是指某些元素的原子核在不受外界条件的影响下，能够自发地变成另一种元素的原子核，同时发射出 α、β、γ 射线。这种现象称为放射性衰变。发生衰变的元素称为衰变母体 (或称母元素)，衰变过程中所产生的新元素称为衰变子体 (或称子元素)，发射的 α、β、γ 射线叫做放射线，其中 α 射线，实际上是一种氦核 ${}^{4}_{2}\mathrm{He}$ 流，β 射线是带负电的电子流，穿透能力大约高出 α 粒子近 100 倍，γ 射线是波长极短的电磁辐射，即光子流，在三种射线中它具有最强的穿透力。放射性勘探的基本方法——γ 测量法，就是利用 γ 射线穿透能力强的特点。

如上所述，放射性衰变是原子核的固有特征，不受外界条件变化的影响。对于大量的原子而言，在 t 到 $t+\mathrm{d}t$ 时间内，其核的衰变率 $\frac{\mathrm{d}N}{\mathrm{d}t}$ 与当时的原子总数 N 成正比，可用下列公式表示

$$\frac{\mathrm{d}N}{\mathrm{d}t} = -\lambda N \qquad (2-8)$$

式中负号表示衰变过程中原子数不断减少。λ 为衰变常数，其数值随各种放射性元素而异。λ 愈大，放射性元素衰变得越快。对 (2-8) 式积分，并令 $t=0$ 时，原子数为 N_0，得

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \qquad (2-9)$$

(2-9) 式表示了放射性核素的衰变规律。这是一个统计规律，其涵义是，衰变过程中，原子数是按指数规律而减少的。

实践中人们还常引用半衰期 $T_{1/2}$ 来表征核素衰减的快慢。其涵义是，核素的原子数衰减到原来数目的一半所需要的时间。由（2－9）式不难导出 $T_{1/2}$ 与 λ 之间的关系式为

$$T_{1/2} = 0.693\ 15/\lambda \qquad (2-10)$$

上式表明，核素的 $T_{1/2}$ 愈大，衰变得愈慢。通常认为，现存的原子数为衰变起始时原子总数的千分之一时，就被认为是衰变完了。容易算出，一定量的某核素全部衰变完了所经历的时间，约为其子体核素半衰期的十倍。

（二）天然放射性系列及放射平衡

经研究知道，天然放射性核素，大多数是由三个长寿的起始核素开始，经不断的衰变，直到最后一代成为稳定的同位素为止。这样，它们都是由一代母体，连同相继衰变的各代子体，构成一个放射性系列。三种天然放射性系列分别以各自的第一代母体命名，称为铀系（$^{238}_{92}U$）、钍系（$^{232}_{90}U$）和锕铀系（$^{235}_{92}U$）。这三个放射性系列的共同特点是：

（1）起始母体的半衰期都在 10^8 a 以上，因此这三个系至今还能存在于自然界中。

（2）每个系各有一代原子序数为 86 的气态子体，称为射气。它们分别是铀系的氡（$^{222}_{86}Rn$）、钍系的钍射气（Th）、锕铀系的锕射气（An）。后两种也都是氡的同位素，氡是镭的 α 衰变产物。

（3）各系最后的稳定核素都是铅（Pb）的同位素。

除了上述三个天然放射性系列外，还有若干不成系列的天然放射性核素，如钾、铷、镧、钐等等。其中只占自然界中钾总量 0.012% 的 $^{40}_{19}K$ 值得重视，它能放出 β 射线和高能 γ 射线，是寻找钾盐矿床的重要标志。

在放射性系列中，除起始母体外，任一代子体在其衰变过程中只要与母体共存，都能不断得到补充。若以 λ_1 和 λ_2 分别代表母、子体两代核素的衰变常数，以 N_1 和 N_2 分别代表它们在任意时刻 t 时的原子数。则 $\lambda_1 N_1$ 即是母体的衰变率，同时又是子体的生成率，而 $\lambda_2 N_2$ 则是子体的衰变率。这样，对于子体在时刻 t 的变化率有

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \qquad (2-11)$$

设 $t=0$ 时母体的原子数为 N_{01}，而子体原子数 $N_{02}=0$ 时，可以由（2－11）式解出任意时刻 t 时，子体的原子数

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_{01}}{\lambda_2 - \lambda_1}(e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) \qquad (2-12)$$

（2－12）式即为两代放射性元素相继衰变时子体的积累公式。

当 $\lambda_1 \ll \lambda_2$ 时，（2－12）式可简化为

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_{01}}{\lambda_2}(1 - e^{-\lambda_2 t}) \qquad (2-13)$$

（2－13）式表示子体核素的积累情况。从图 2－3中不难看出衰变子体的原子数，随时间的增长其积累速度逐渐变慢，最后达到饱和值而不再增加。当 $t\to\infty$ 时，从（2－13）式中可以得出，母体和子体的衰变率相等，即

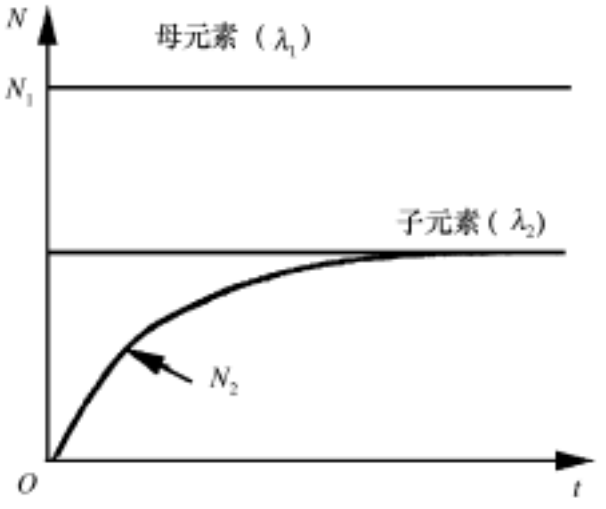


图 2－3　衰变子体的积累曲线

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 \qquad (2-14)$$

这时，子体的原子数保持不变，母、子核素间在数量上有一定的比例，两代核素达到了放射性平衡状态。

从理论上看，两代核素达到平衡所需的时间是 $t\to\infty$。但实际上，只要经过子体半衰期 10 倍的时间，就可以认为达到了放射平衡，其误差为 0.1%。自然界中，钍系一般都处于平衡状态，这是因为钍系中半衰期最长的子体$^{228}_{88}$Ra，其半衰期为 5.75 a，因此经过 57.5 a 钍系即可达到平衡。铀系则不然，达到放射性平衡所需的时间以百万年计。因此，铀-镭的平衡一旦破坏，就不容易恢复，使铀系则常处于不平衡状态。然而，铀系即铀-镭间的放射性平衡问题对找铀矿有重要意义，为此我们引入铀-镭平衡系数 C。

$$C = \frac{\mathrm{Ra}}{\mathrm{U}} \times 2.9 \times 10^6 \qquad (2-15)$$

当 $C=1$ 时，表示铀、镭处于平衡状态，当 $C>1$ 时，表示平衡偏向镭，即镭的存留数量多于平衡时镭的数量；当 $C<1$ 时，表示平衡偏向铀，即铀的存留量多于平衡时的铀的数量。

(三) 岩石及土壤中天然放射性元素的分布

1. 岩石中天然放射性元素的分布

自然界各种岩石中都含有一定数量的放射性元素，所有岩石都具有放射性。岩石的放射性强度主要取决于铀系、钍系和不成系列的天然放射性元素钾的含量。它们的主要特点如下:

岩浆岩中，不同种类的岩石所含铀、钍、钾含量有很大差别，并随酸性的增加而增加。

沉积岩中铀、钍、钾的含量相差也很大，常与其中的粘土含量有关；钍/ 铀比例变化也很大。

变质岩中铀、钍、钾的含量与变质前原岩中的含量及其变质程度有关。

蚀变岩石与未蚀变岩石相比，近矿蚀变围岩中的铀含量普遍增高。

不同时代的同一种岩性的岩石及不同地区的同一种岩性的岩石，其中的铀、钍、钾含量也有很大差异，一般是时代越新铀含量越高。

2. 土壤及大气中天然放射性元素的分布

从岩石和水中的天然放射性元素衰变释放出的氡 (Rn)、钍射气 (Th) 和锕射气 (An) 及其衰变产物，广泛地分布在土壤和大气中。由表 2-2 中可见，土壤和大气中 Rn 和 Th 的分布是有一定规律的: 土壤中 Rn 浓度最高，其次是陆地上空大气中，最低的是海洋上空的大气中。Rn 和 Th 的浓度随高度的增加而减少。

表 2-2　土壤和大气中氡和钍射气的浓度

样　品	Rn　Bq/ L	Th　Bq/ L
地下土壤空气	3.7～7.4	(7.4～37)
陆地大气	4.44×10^{-3}	25.9×10^{-4}
近岸海洋上的大气	3.7×10^{-4}	—
远岸海洋上的大气	3.7×10^{-5}	—

注: 表中单位系由 Ci/ L 换算的，Bq 为活度单位。　(据石玉春，1986)

五、物质的弹性

(一) 弹性介质的特征

1. 理想弹性介质和粘弹性介质

地震勘探观测研究的对象是地震波，地震波传播的介质大多数是固体，按固体的力学性质可以将固体分成弹性体和塑性体两类不同性质的物体。任何一种固体受外力作用后，其内部质点就会发生相互位置的变化，使固体的体积大小和形状发生变化（统称形变)。外力取消后，由于内力起作用，使固体恢复到原来的状态，即所谓的弹性。如果外力取消后能够立即完全地恢复为原来状态的物体，称之为理想弹性体或完全弹性体。反之，固体还保持其受外力作用时的形态，称之为理想塑性体。

自然界大部分物体，在外力作用下，即可显示为弹性，又可显示为塑性。这种特征除了与物体所处的状态（如温度、压力）有关外，重要的条件取决于外力作用的大小和时间的长短。当外力很小且作用时间很短时，大部分固体可以近似地看成理想弹性体。反之，在很大的作用力下或力的延续时间很长，则多数固体都显示为塑性；甚至发生破碎。

地震勘探通常都在远离震源处进行观测，除震源附近的岩石由于受到震源作用（如爆炸）而遭到破坏外，在远离震源处的介质，它们受的作用力都非常小（位移小于 1 mm)，且作用时间短（小于 100 ms) (顾尔维奇，N.N，1975)，因此，除震源附近以外的绝大部分地区，岩石都可近似地当作理想弹性体或完全弹性体来研究。这种理想化很重要，因为弹性力学许多问题的讨论都是基于理想弹性介质假设的前提下直接引申应用到地震勘探范畴中来的。

显然，建立理想弹性介质模型可以在一定范围内代替实际介质，但二者差异很大，波在实际介质中传播时，岩石对地震波有吸收作用，吸收激发脉冲波的某些频谱，使其能量发生损耗。因此实际岩石介质既有弹性，又表现出像流体那样的黏性，我们把这样的物体称为黏弹性体，实际的固体接近于黏弹性体。

2. 各向同性介质和各向异性介质模型

按固体的性质，弹性理论通常把固体分为各向同性体和各向异性体两种。凡是弹性性质与空间方向无关的固体，称为各向同性体，反之则称为各向异性体。岩石弹性性质的方向性取决于组成岩石的矿物质点的空间方向性及矿物质点的排列结构和岩石成分。

3. 均匀介质、层状介质和连续介质

固体的弹性性质不仅同上述的空间方向有关，而且同空间分布有关，特别表现在由弹性性质决定的波传播速度的空间分布上。根据速度的空间分布规律，可以把固体介质分为均匀介质和非均匀介质两大类。均匀介质是指在空间每个点上速度相同的介质，亦即速度值是不随空间坐标而变的。反之，若速度是空间坐标的函数，则称为非均匀介质。如果非均匀介质中介质的性质表现出成层性，且每层的速度值是不变的，则称这种介质为层状介质。另外，把波速是空间连续变化函数的介质定义为连续介质，即当层状介质中的层数无限增加，每层的厚度无限减小，这时层状介质就过渡为连续介质。

4. 单相介质和双相介质

对实际地质介质按上述各种物理模型进行简化时，都只考虑岩相的单一性，例如砂岩相、页岩相……在建立各种物理模型时，把只考虑单一岩相的介质称为单相介质。但是实

际上许多岩体往往由两部分组成，一部分是构成该岩体的骨架，称为基质，另一部分是由各种流体（或气体）充填的孔隙。由于波经过岩石基质和流体孔隙传播的速度是不一样的，因此从波速来说，这种岩体实际上是由两种“岩相”构成的，我们把这种岩体称为双相介质（沃特斯，K.H，1983)。当地震勘探的精度需要提高到研究不同的孔隙充填流体对波速的影响问题时，有时要求建立双相介质的模型。

(二) 弹性介质中地震波的类型

在均匀弹性介质中，质点是均匀连续分布的。因而，介质中局部地方的扰动都会以地震波的形式，由介质中的质点依次向外围传播。一般来讲，质点间联系越紧密，介质越坚硬，这种形变的传递（即地震波的传递）速度就越快。随着形变传递的类型不同，地震波主要可分为两大类：一类能在弹性介质内传播的称为体波，另一类只能沿弹性介质分界面传播的称为面波。

1. 体波

根据弹性理论，弹性波的传播，实际上是弹性介质中质点间应变的传播，并且任何复杂的弹性应变均可分解成两种基本的应变——体应变和切应变。它们分别与两种弹性波相对应。与体应变相对应的称纵波（又称 P 波)，与切应变相对应的称横波（又称 S 波)。

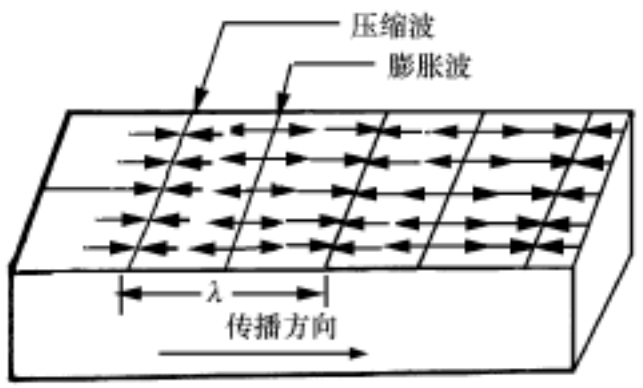


图 2－4　纵波的传播情况

纵波：质点振动的方向与波的传播方向一致。在纵波经过的扰动带内，会间隔地出现膨胀(疏松）带和压缩（密集）带，故纵波有时也叫胀缩波或疏密波，如图 2－4 所示。它是同一介质中传播速度最快的波。由于人工震源主要激发产生纵波，又因其传播速度快，故目前地震勘探主要利用的是纵波。

横波：质点振动方向与波的传播方向相垂直。在横波经过的区域内，质点相对传播方向产生横向位移。质点振动方向在水平面上的横波分量为 SH 波，在垂直面上的横波分量称为 SV 波（图 2－5)。横波速度慢、能量低，以致来自同一界面的横波总是比纵波到达的晚，但它的分辨率较高。此外，若能测定横波的速度 v_S，就可根据 v_S 和纵波速度 v_P 计算介质的弹性模量，并可判别岩石的孔隙度与孔隙中流体的性质。

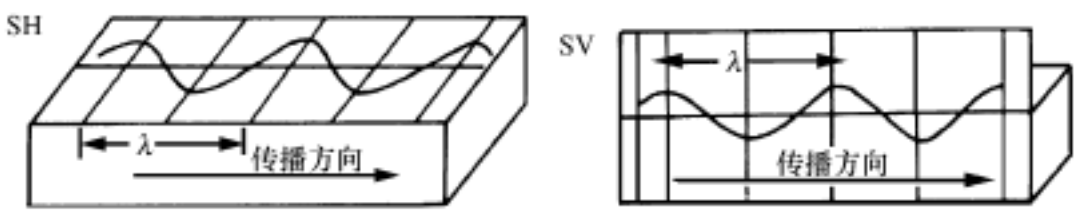


图 2－5　横波传播情况

2. 面波

面波有两种类型，即瑞利（Reyleigh）面波和勒夫（Love）面波（图 2－6)。

瑞利面波是沿介质与大气层接触的自由表面（如地球表面）传播的面波。其特点是，质点运动轨迹为逆进（即反时针方向）椭圆，椭圆长轴垂直于介质表面，短轴与波传播方

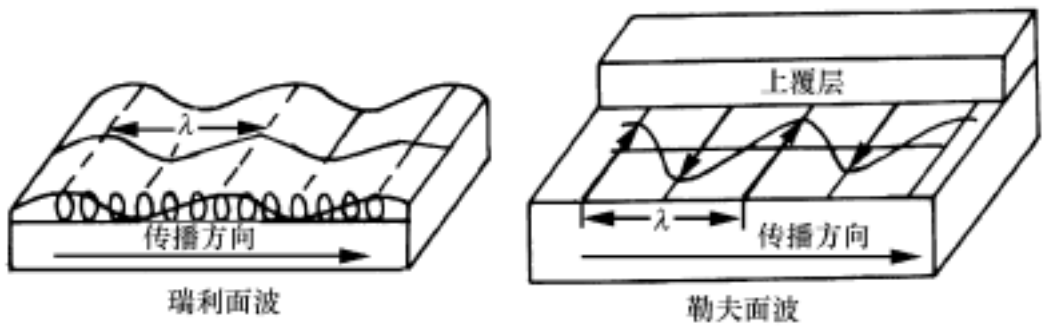


图 2-6　面波传播情况

向一致，长短轴之比大致为 3:2，从而形成所谓“地滚波”。在天然地震中，它给地面建筑物造成极大程度的破坏；在地震勘探中，它总是以干扰波的形式出现在地震记录中，应尽量压制。它的速度比横波速度小。

勒夫面波是在横波速度较高的半无限弹性空间之上覆盖低速层的情况下产生并传播的。质点振动方向平行界面、垂直于波的传播方向。因此可看作是 SH 波的特殊形式，并有时称勒夫面波为 SH 面波或横面波。

(三) 影响地震波传播速度的主要因素

在地震学研究中，地震波的传播速度是一个重要参数，它把物理模型与地质模型联系起来。不同的岩石和介质具有不同的波速，因而，根据测得的波速可以判别岩石或介质的类型。另外，即使同一种岩石或介质，其纵波的传播速度也有较大的变化范围，这主要与下列因素有关

(1) 构成岩石基体的组分及其各部分的弹性特征与密度。一般讲，岩石密度增加时，纵波传播速度也增大。

(2) 岩石的孔隙度及其内部充填物。同样岩性岩石的孔隙度大时，其传播速度相对变小。而随其岩石孔隙内充填物的不同，其波速也不同。

(3) 压力。上覆岩层的压力不仅对深层岩石的基质，而且也对被物质充填的空隙以及孔隙度产生作用。一般讲，压力越大，纵波传播速度越快。

(4) 温度。它是通过岩石组分的晶化或熔化，直接或间接地使岩石的弹性特征发生变化，尤其对深部地层的影响更大。

(5) 埋深与年代。一般岩石埋藏得越深反映它的年代越老，承受上覆地层压力的时间长且强度大。因此同样岩性的岩石，埋藏深、时代老的要比埋藏浅、时代新的岩石中地震波传播速度大。

六、岩、矿石的热物理性质

为了研究地球的热状态，了解地球内部热能在岩石中的传递规律及温度分布特征，测定和研究岩石的热物理性质是十分必要的。描述岩石热物理性质的参数主要有热导率 (λ)、比热容 (c) 和热扩散率 (a)、放射性生热率 (A) 等。

1. 热导率 λ

热导率是表征岩石导热能力的物理量。即沿热传导方向，单位长度上温度降低 1K (K 为热力学温标) 时通过的热流密度。其表达式为

$$\lambda = \frac{q}{\mathrm{d}T/\mathrm{d}l} \tag{2-16}$$

式中：T 为温度；l 为长度；$\mathrm{d}T/\mathrm{d}l$ 为温度梯度；q 为热流密度，即单位时间内流过单位面积的热量；热流密度是一个以温度降低方向为正向的矢量，在过去地热学中简称“热流”，其单位为 W/m^2（瓦/米^2）。热导率 λ 的国际通用单位为 W/(m·K)。

由表 2-3 可见，各种矿物的热导率都有一个确定的值。但由造岩矿物组成的岩石却无定值，而有一个较大的变化范围（图 2-7），松散的物质如干砂、干粘土和土壤的热导率最低；湿砂、湿粘土及某些热导率低的岩石具有相近的热导率；沉积岩中，页岩、泥岩的热导率最低，砂岩、砾岩的热导率变化范围大，石英岩、岩盐和石膏的热导率最大；岩浆岩、变质岩及火山岩的热导率为（1.8～5.1）W/(m·K)。

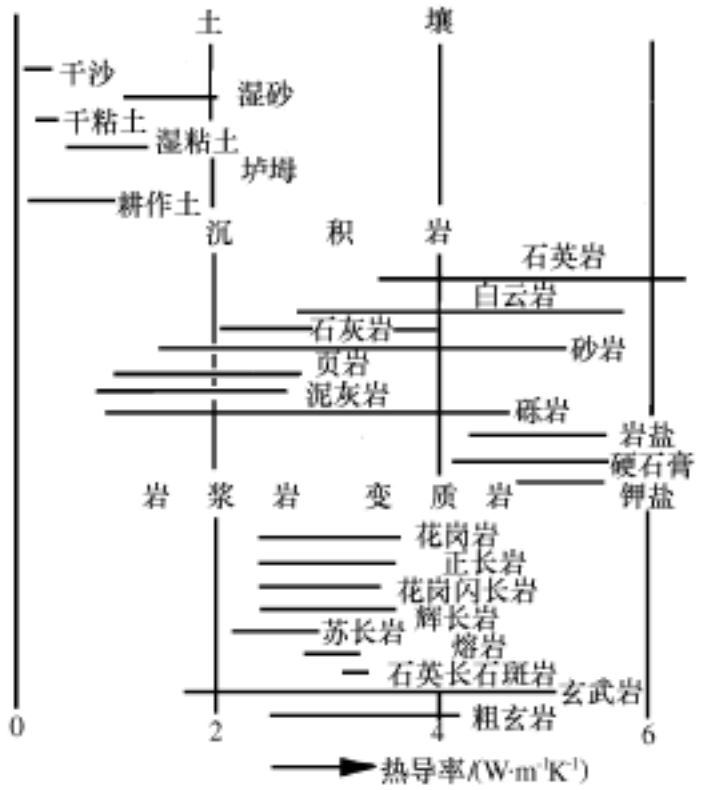


图 2-7　各类岩石的热导率

（据黄尚瑶等，1986）

表 2-3　某些造岩矿物的近似热导率（30℃时）

矿物名称	热导率 (W·m^{-1}·K^{-1})
石膏	1.3
长石、云母、绢云母	2.3
黑云母、绿泥石、绿帘石	2.5
方解石	3.1
磁铁矿、黄玉、碳酸盐	3.6
角闪石、辉石、橄榄石	4.2
硬石膏	4.8
白云石、菱镁矿	5.4
岩盐	6.3
石英	7.1

（据沈显杰等，1988）

影响岩石热导率的因素很多，主要有岩石的成分、结构、温度、湿度和压力等。在致密的岩石中，造岩矿物的性质对岩石的热导率起主要控制作用，热导率高的矿物含量越高，岩石的热导率也越高；除矿物成分外，孔隙度和湿度对岩石热导率也有较大的影响，岩石热导率一般随孔隙度的增加而降低，随湿度的增加而增加；另外，岩石的热导率还具有各向异性的特点，热流方向平行于层理、片理等结构面时热导率较高，垂直于这些结构面时则较低；温度和压力对地壳上部岩石的热导率影响极小，一般可忽略不计，但在研究地壳深部热状态时却很重要。

2. 比热容 c

比热容是表征岩石储热能力的物理量。表示加热单位质量的物质，使其温度上升 1K 时所需的热量。即

$$c = \frac{\mathrm{d}Q}{m \cdot \mathrm{d}T} \tag{2-17}$$

式中：dQ/dT 为物质吸收的微小热量 dQ 与其上升温度 dT 之比，称为热容；m 为物质的质量。比热容的单位为 J/(kg·K)［焦/(千克·开)］。

大部分岩石和有用矿物的比热容变化范围都不大，一般为（586～2 093）J/(kg·K)，由于水的比热容较大［15℃时为 4 186.8J/(kg·K)］，因此，随着岩石湿度的增加，其比热容也有所增加。沉积岩如粘土、页岩、灰岩等，在自然条件下都含有一定量的水分，其比热容稍大于结晶岩，前者为（786～1 005）J/(kg·K)，后者为（628～837）J/(kg·K)。

3. 热扩散率 a

热扩散率又称导温系数，是反映岩石热惯性特征的一个综合性参数。它表示岩石在加热或冷却时，各部分温度趋于一致的能力。在研究非稳态温度场时需了解岩石的热扩散率。它可表示为

$$a = \frac{\lambda}{c\delta} \tag{2-18}$$

式中：λ 为热导率；c 为比热容；δ 为密度。热扩散率的单位为 m^2/s（米^2/秒）。

岩石的热扩散率主要与其热导率及密度有关，比热容因数值变化不大，对热扩散率影响较小。

岩石的热扩散率随湿度的增加而增加，随温度的增高而略有减小。对层状岩石来说热扩散率具有各向异性特点，即顺岩石层理方向比垂直层理方向要高。

4. 放射性生热率 A

放射性生热率为单位体积岩石中所含的放射性元素在单位时间内由衰变所释放的热量。其表达式为

$$A = \frac{Q}{V \cdot t} \tag{2-19}$$

式中：Q 为热量；V 为体积；t 为时间。放射性生热率 A 的单位为 W/m^3（瓦/米^3）。

岩石中所含的天然放射性元素虽然很多，但只有铀、钍、钾三项元素与地球内部热源有关。因为它们具有足够的丰度，放射性生热量大，且其半衰期与地球的年龄相当。

放射性元素 U、Th、^{40}K 在地球分异演化过程中集中于地壳及上地幔顶部，以大陆地壳上部的酸性岩浆岩如花岗岩中最为富集，而基性岩如玄武岩或超基性岩如橄榄岩、榴辉岩中含量最低（中国科学院地质研究所地热室，1981）。

第三节　岩、矿体的天然赋存状态与地球物理场的关系

地球物理场与岩、矿体的天然赋存状态（形状、产状、空间位置）有着密切的关系。自然界是复杂的，具有一定物性（密度、磁化率、电阻率等）差异的岩、矿体如果形状不规则，或者它们之间互相穿插和重叠，观测面（或线）起伏不平等等都会引起地球物理场的变化。

我们把观测面（或线）水平、物性参数均匀、单一规则岩、矿体称作简单条件下的规则地质体；否则称为复杂条件下的不规则地质体。它们所产生的地球物理场的变化（又称异常）分别称为简单条件下的规则异常和复杂条件下的不规则异常。对于简单条件下的规则地质体，可以从一些物理场的基本计算公式出发，通过积分运算求解出实用的异常公

式，由此可计算出异常的精确值。对复杂条件下的不规则地质体，无法通过积分运算求解，只能采用近似计算方法求出异常的近似值。

在地球物理场的理论中，由地质体的赋存状态和物性参数计算该地质体引起的地球物理场的过程称为解释中的正问题，又称正演；反之，由地球物理场的分布确定地质体的赋存状态和物性参数过程称为解释中的反问题，又称反演。

一、岩、矿体的天然赋存状态与重、磁场的关系

具有一定密度或磁性差异的岩、矿体在地下处于不同的地质环境或空间状态，它引起的重、磁场特征也不同。决定重力异常分布特征的因素是岩、矿体的形状、埋藏深度和剩余密度；决定磁异常分布特征的则有岩、矿体的形状、埋藏深度、磁化强度以及它所在地区的地磁场方向等。显然，影响磁异常分布特征的因素较影响重力异常的因素多。

(一) 简单条件下规则地质体的异常

在粗略估计和准确计算岩、矿体的产状要素时，一些规则形状地质体总是起着重要的作用。这不仅因为自然界许多地质体都可以近似地当作简单形体看待，而且因为任何复杂的形体都可以分解为许多规则形体然后分别计算求和即可。所以先从规则形体讲起。

1. 球体

自然界中埋藏在一定深度下的近似等轴状的地质体，如矿巢、矿囊、盐丘和穹隆构造等，它们在地面上产生的重、磁异常都可近似地看作球体异常。球体是一种常见的三度体模型。

重力异常

假设以球体中心在地面的投影点为坐标原点，球体的中心埋深为 h_0，半径为 R，与周围岩石的密度差即剩余密度为 σ，则球体的剩余质量 M $(=\frac{4}{3}\pi R^3\sigma)$ 将在地面上产生重力异常 Δg。σ为正时，异常为正；反之，异常为负。计算时可把全部剩余质量当作集中于球心的一个质点来看待。这样，球体在地表面任意一点产生的重力异常为

$$\Delta g = \frac{GMh_0}{(x^2 + h_0^2)^{3/2}} \tag{2-20}$$

式中：x 为测点的横坐标；G 为万有引力常数。

根据上式可绘出球体的重力剖面图及等值线平面图（图 2-8）。由剖面图可见，Δg 曲线对称于纵轴，极大值正好位于球心正上方，向两侧逐渐下降。从平面图上看，Δg 等值线是一系列以球心为中心的同心圆，在球体顶部等值线分布较稀，向外变密，然后又变稀。

当 $x=0$ 时，$\Delta g=\Delta g_{max}$，表达式为

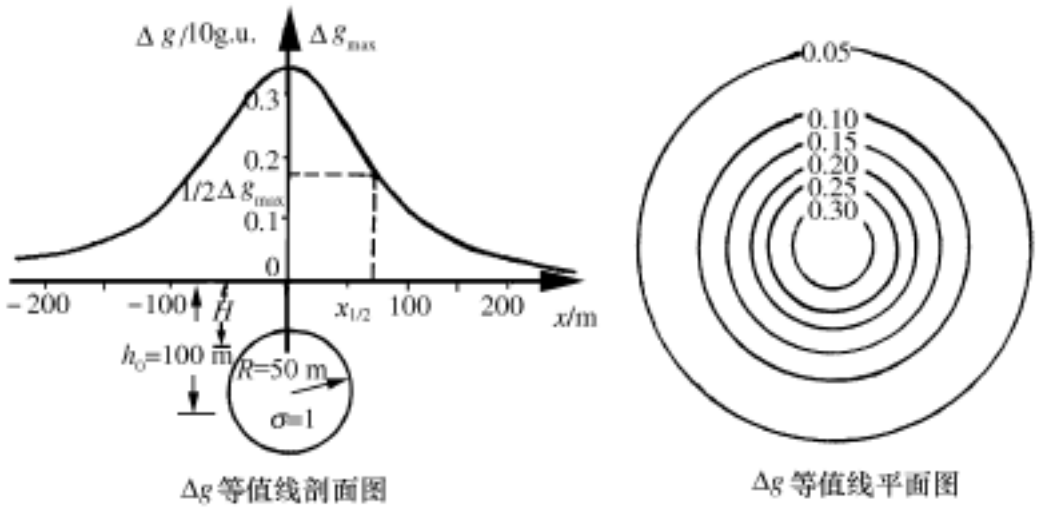
$$\Delta g_{max} = GM/h_0^2 \tag{2-21}$$

为了求得球体的产状，利用 Δg 曲线的半极值点及所对应的横坐标 $x_{1/2}$，可求出

$$h_0 = 1.305x_{1/2} \tag{2-22}$$

利用极大值公式（2-21）可求出剩余质量

$$M = \frac{h_0^2 \cdot \Delta g_{max}}{G} \tag{2-23}$$



Δg 等值线剖面图　　Δg 等值线平面图

图 2－8　球体的重力异常图

若 h_0 以 m 为单位，Δg 采用重力单位 g.u.，M 以 kg 为单位，则

$$M = 14.99 \times 10^3 \cdot h_0^2 \cdot \Delta g_{\max} \tag{2-24}$$

如果知道球体与围岩的密度分别为 σ_1 与 σ_0，即能求出球体的真实质量

$$M_{真} = \frac{\sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_0} M \tag{2-25}$$

磁异常

将均匀磁化球体中心在地面的投影点选作坐标原点，设有效磁化强度为 M_s，有效磁化倾角（磁偶极子的倾角）为 i。由于均匀磁化球体的磁场相当于位于球心的磁偶极子产生的场，因此磁偶极子的倾角也为 i。可认为磁偶极子两磁极间的距离 $2l \to 0$，在推导公式中，忽略其中含有 l^2 和 l 更高次的项，便可得出球体的磁场（即磁感应强度）垂直分量公式为

$$Z_a = \frac{\mu_0}{4\pi} \cdot \frac{m_s}{(x^2 + h_0^2)^{5/2}} [(2h_0^2 - x^2)\sin i - 3h_0 x\cos i] \tag{2-26}$$

式中：$m_s = M_s \cdot V$ 为球体的有效磁矩；V 为球体的体积；μ_0 为真空磁导率。在东西剖面内，$i = 90°$（即垂直磁化时），这时上式简化为

$$Z_a = \frac{\mu_0}{4\pi} \cdot \frac{m_s(2h_0^2 - x^2)}{(x^2 + h_0^2)^{5/2}} \tag{2-27}$$

当 $x = 0$ 时，$Z_a = Z_{a\max}$

$$Z_{a\max} = \frac{\mu_0 m_s}{2\pi h_0^3} \tag{2-28}$$

利用（2－27）式可绘出球体 Z_a 磁场剖面曲线及平面等值线图（图 2－9）。

我国地处中纬度地区，由于受地磁场倾斜磁化的影响，故球体的 Z_a 磁场总是由正、负两部分组成（图 2－9c），且负值一般出现在正值的北面，正、负异常构成一个整体。球心位置不在极大值的正下方，而在极大值和极小值之间的某个位置。所以球体在地面上的投影要跨过很多条等值线，企图用磁异常的某一条等值线来圈定矿体的范围是不科学的。

2. 无限长水平圆柱体

埋藏在一定深度上的横截面近于等轴状、沿走向延伸较长的扁豆状体、长轴背斜、向

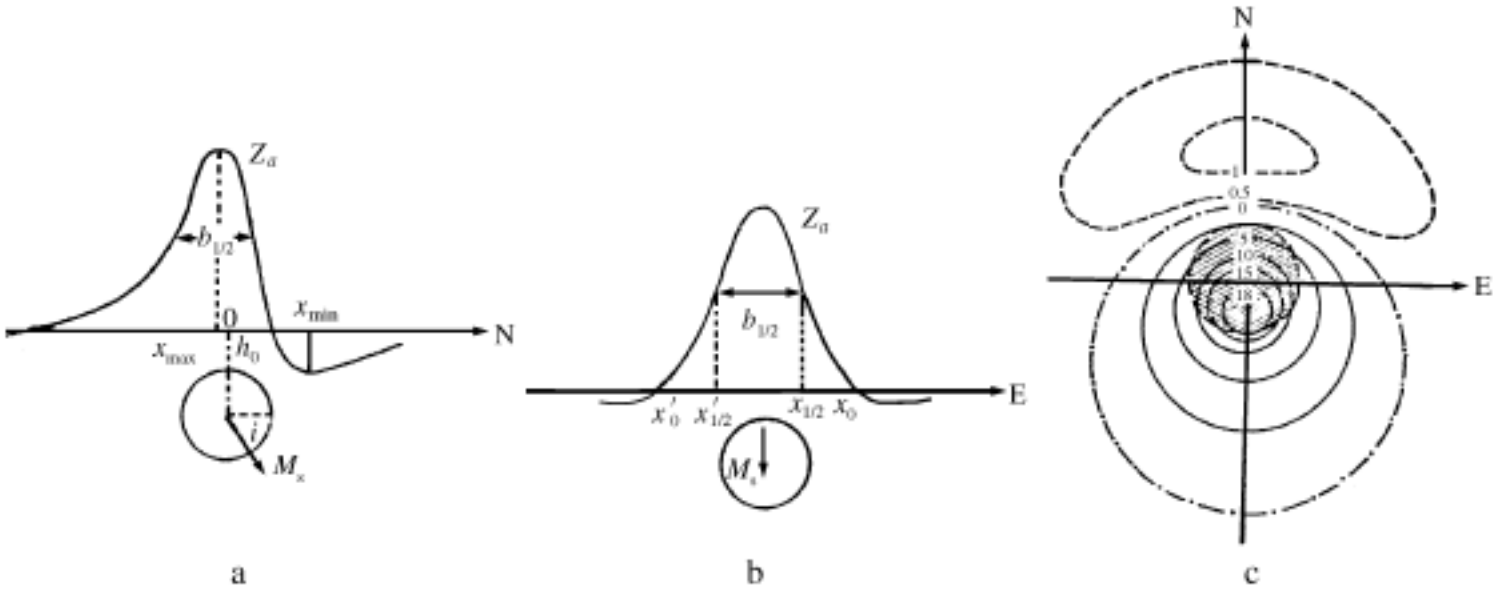


图 2－9　球体的 Z_a 异常

a—南北剖面曲线；b—东西剖面曲线；c—等值线平面图

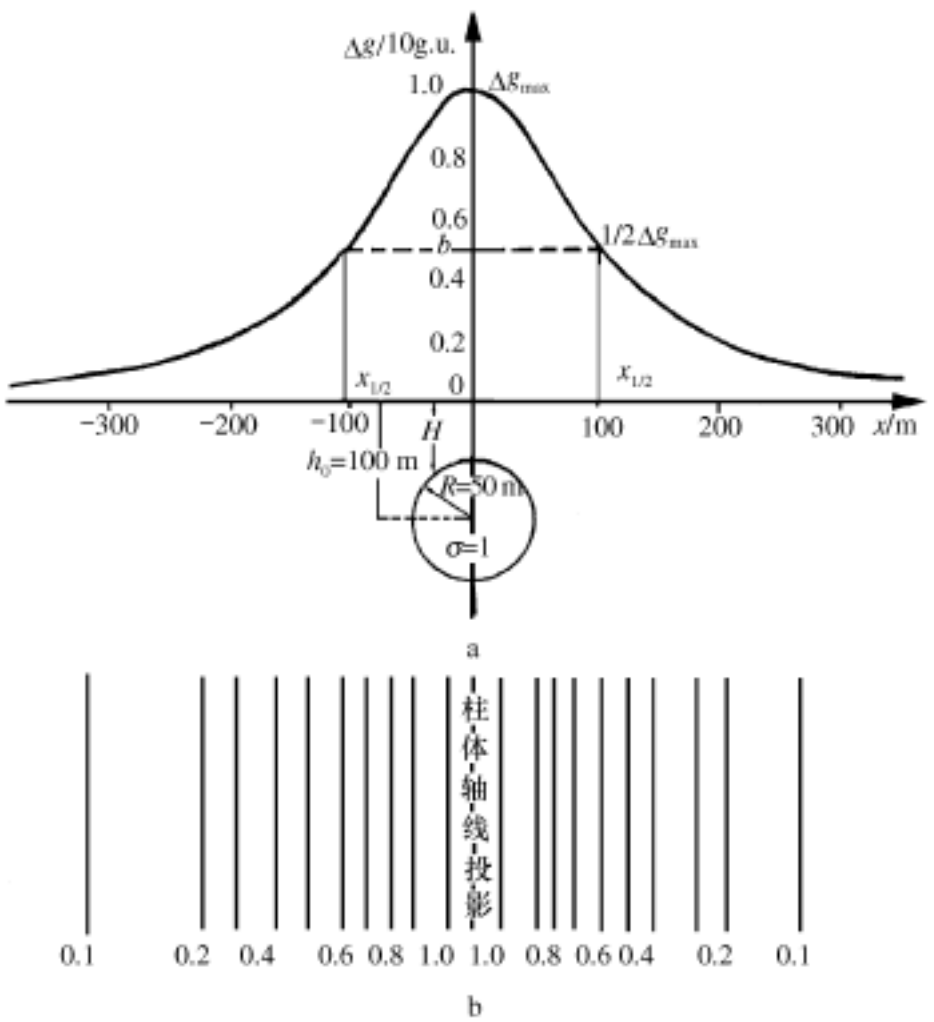


图 2－10　水平圆柱体的重力异常

a—Δg 剖面图；b—Δg 等值线平面图

斜构造等，在地表研究它们的重磁异常时，可近似将它们视为无限长的水平圆柱体。它是典型的二度体。

重力异常

沿走向无限延伸的水平圆柱体可视为全部剩余质量集中在轴线上的一条物质线。当以

柱体轴线在地面的投影为 y 轴，x 轴与柱体走向垂直，z 轴垂直向下时，水平圆柱体在地表面 x 轴上任意点产生的重力异常为

$$\Delta g = 2G\lambda \frac{h_0}{x^2 + h_0^2} \tag{2-29}$$

式中：h_0 为圆柱体中心埋深；λ 为圆柱体单位长度的剩余质量（即线密度）；x 为以圆柱中心在地面投影点为坐标原点的横坐标值。

利用（2-29）式绘出了水平圆柱体的 Δg 等值线平面图和剖面图（图 2-10）。从图中可看出，Δg 的剖面曲线以纵轴为对称轴，与球体类似。但在平面图上，Δg 等值线分布特点却与球体完全两样，表现出一组平行圆柱体轴线且距离不等的直线。

自然界中实际并不存在真正的二度体。如果要求计算误差不超过 5%，对 Δg 异常来说，只要求沿走向的长度约为中心埋深的 6 倍，即可把有限长度的水平圆柱体当成无限长度来计算。

由（2-29）式，可求出圆柱体的中心埋深 h_0 为

$$h_0 = x_{1/2} \tag{2-30}$$

式中 $x_{1/2}$ 为剖面曲线半极值点所对应的横坐标值。

单位长度的剩余质量 λ 为

$$\lambda = 7.496 \times 10^3 h_0 \Delta g_{max} \tag{2-31}$$

式中：λ 以 kg/m 为单位；h_0、Δg 分别以 m 和 g.u. 为单位。设 σ 为圆柱体与围岩的剩余密度，R 为圆柱体横截面的半径，则由 $\lambda = \pi R^2 \sigma$ 式求出圆柱体上顶埋深 H 为

$$H = h_0 - R = h_0 - \left(\frac{\lambda}{\pi\sigma}\right)^{1/2} \tag{2-32}$$

磁异常

均匀磁化水平圆柱体在地表面引起的磁异常相当于位于沿其轴线排列的磁偶极线引起的磁异常，并且该偶极线的倾角 α 就等于有效磁化倾角 i。取均匀磁化水平圆柱体截面中心在地上的投影点为坐标原点，按照偶极线的条件，当偶极线两磁极间的距离 $2l \to 0$ 时，可求得均匀磁化水平圆柱体在地表面的磁场垂直分量表达式

$$Z_a = \frac{\mu_0 m_s'}{2\pi (h_0^2 + x^2)^2} [(h_0^2 - x^2)\sin i - 2h_0 x\cos i] \tag{2-33}$$

式中：$m_s' = M_s \cdot S$ 为水平圆柱体的截面磁矩；S 为它们的截面积；h_0 为截面中心埋深

当 $i = 90°$ 时，代入（2-33）式可得

$$Z_a = \frac{\mu_0 m_s'}{2\pi} \cdot \frac{h_0^2 - x^2}{(h_0^2 + x^2)^2} \tag{2-34}$$

上式中的 Z_a 为 x 的偶函数，故其曲线为对称曲线，并且当 $x = 0$ 时，有极大值

$$Z_{amax} = \frac{\mu_0 m_s'}{2\pi h_0^2} \tag{2-35}$$

在（2-34）式中，令 $Z_a = 0$，可求得 Z_a 曲线的零值点坐标 x_0 为

$$x_0 = \pm h_0 \tag{2-36}$$

由此可见，水平圆柱体磁场的极大值与该地质体中心埋深 h_0 的平方成反比，而异常宽度与 h_0 成正比。图 2-11 为不同 i 角时水平圆柱体的 Z_a 曲线。

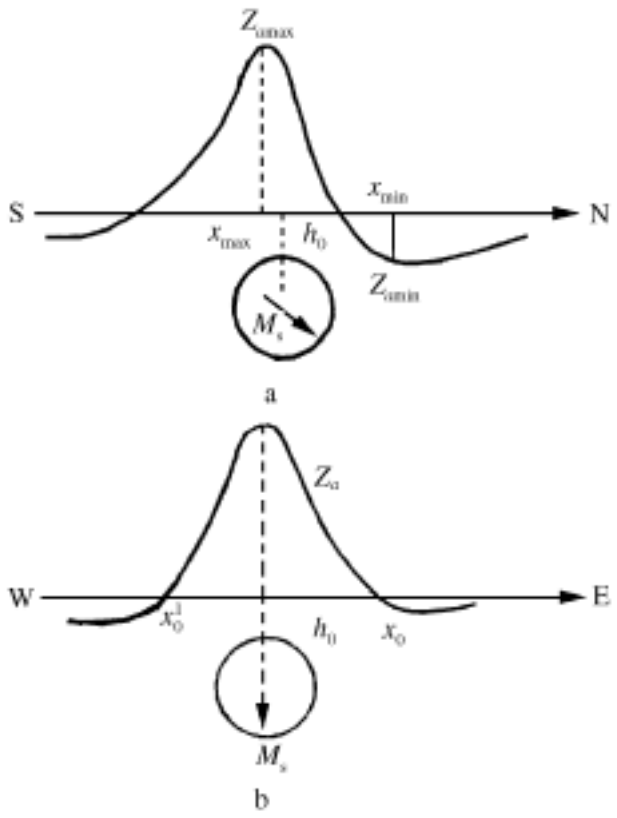


图 2－11　水平圆柱体 Z_a 剖面曲线

a— $i = 45°$；b— $i = 90°$

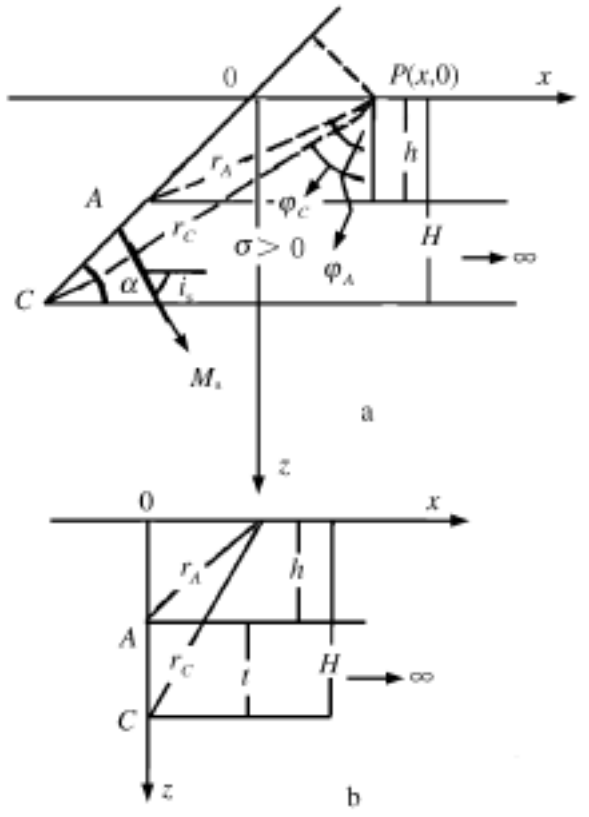


图 2－12　台阶及坐标系的选择

a—倾斜台阶；b—垂直台阶

3. 台阶

台阶是常见的地质模型，如断层以及不同岩性的接触带、超覆岩层等，研究它们的地表异常时，都可当作台阶处理。它相当于沿走向无限延伸的半无限大板状物质层。台阶可分为垂直台阶和倾斜台阶。

重力异常

倾斜台阶模型及坐标系选取如图 2－12a。在计算倾斜台阶在地表引起的重力异常时，原点选在倾斜面延伸线与地面交线上，x 轴垂直走向。设台阶顶面与底面埋深分别为 h 和 H，剩余密度为 σ，斜面倾角为 α，则相应的 Δg 理论公式为

$$\Delta g = G\sigma[\pi(H - h) + 2H\mathrm{tg}^{-1}\frac{x + H_c\mathrm{tg}\alpha}{H} - 2h\mathrm{tg}^{-1}\frac{x + h_c\mathrm{tg}\alpha}{h} + x\sin^2\alpha\ln\frac{(H + x\sin\alpha\cos\alpha)^2 + x^2\sin^2\alpha}{(h + x\sin\alpha\cos\alpha)^2 + x^2\sin^2\alpha} - 2x\sin\alpha\cos\alpha\,\mathrm{tg}^{-1}\frac{x(H - h)\sin^2\alpha}{x^2\sin^2\alpha + (H + h)x\sin\alpha\cos\alpha + Hh}] \quad (2-37)$$

当 $\alpha = 90°$ 时，即为垂直台阶。垂直台阶在地表面 x 轴上某一点产生的重力异常为

$$\Delta g = G\sigma[\pi(H - h)] + x\ln\frac{x^2 + H^2}{x^2 + h^2} + 2H\mathrm{tg}^{-1}\frac{x}{H} - 2h\mathrm{tg}^{-1}\frac{x}{h}] \quad (2-38)$$

当 $x \to \infty$ 时，$\Delta g = \Delta g_{max} = 2\pi G\sigma(H - h) = 2\pi G\sigma\Delta h$。

当 $x \to -\infty$ 时，$\Delta g = \Delta g_{min} = 0$

当 $x \to 0$ 时，$\Delta g = \pi G\sigma(H - h) = \pi G\sigma\Delta h$

式中 Δh 为台阶的厚度。

利用（2－38）式可画出垂直台阶的重力异常（图 2－13）。从图中可看出 Δg 异常等值线在平面图上为一系列平行线。这些平行线在台阶端面附近最密，向两侧逐渐变稀且异常向台阶上升端单调变大。Δg 异常剖面图是沿物质层所在方向单调上升且在台阶升起一侧有极大值。极大值只取决于台阶的剩余密度和厚度，而与埋深无关。埋深的变化只影响曲线的陡缓程度，埋深越浅变化越陡；反之变化越缓。

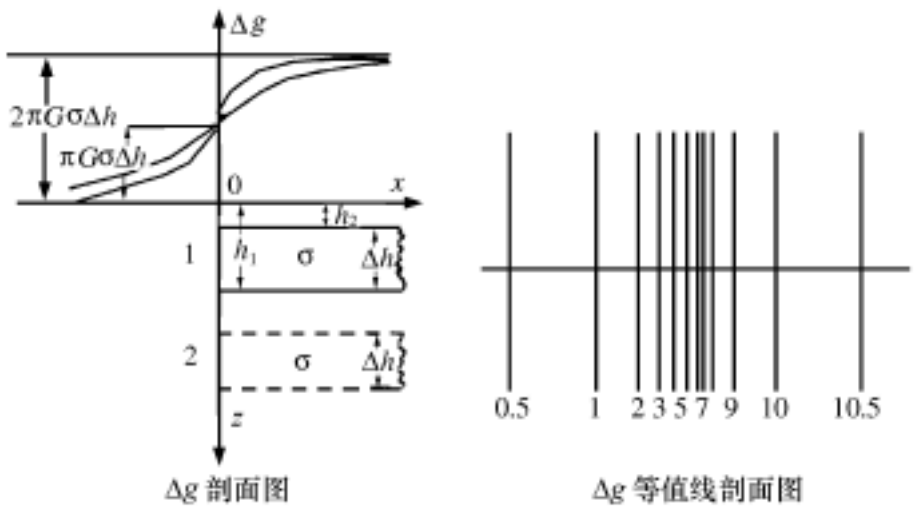


图 2－13　垂直台阶的重力异常

当已知 Δg_{max} 和 σ 时，可求出台阶厚度 Δh

$$\Delta h = \frac{\Delta g_{max}}{2\pi G\sigma} \qquad (2-39)$$

磁异常

均匀磁化倾斜台阶在地表面 x 轴任意一点引起的磁场垂直分量表达式为

$$Z_a = \frac{\mu_0 M_s}{2\pi}\sin\alpha[\sin(\alpha + i)]\ln\frac{r_C}{r_A} - \cos(\alpha + i)(\phi_A - \phi_C) \qquad (2-40)$$

式中各符号的涵义见图 2－12。

当 $\alpha = 90°$ 时，即为垂直台阶。（2－40）式变为

$$Z_a = \frac{\mu_0 M_s}{2\pi}[\sin i\ln\frac{r_C}{r_A} - \cos i(\phi_A - \phi_C)] \qquad (2-41)$$

根据（2－41）式，画出了不同 i 角的垂直台阶 Z_a 剖面图（图 2－14）。

垂直台阶的 Z_a 与 i 有关，当 i 从 0°到 90°变化时，Z_a 曲线由轴对称变为点对称。

（二）任意形状三度体异常的计算方法

目前，计算任意形状三度体异常的基本方法是，首先将任意形状三度体分割为数个单元，然后用解析式计算出每个单元所产生的异常值（也

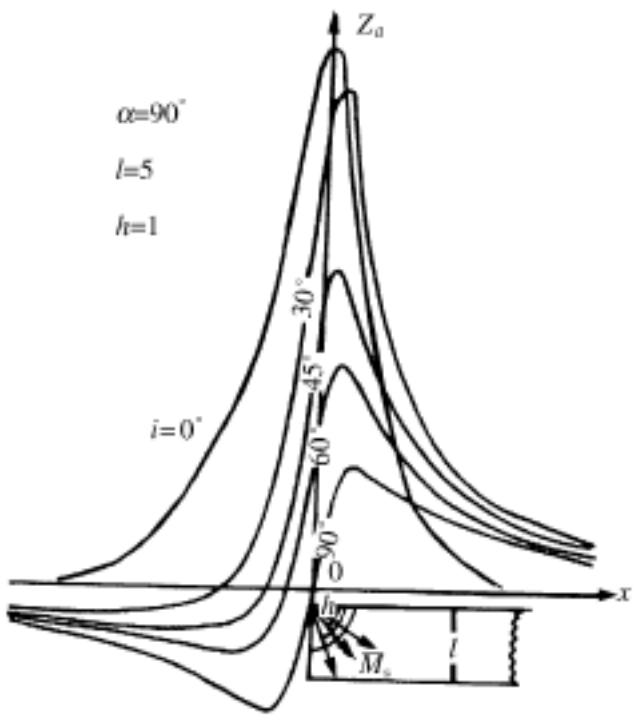


图 2－14　不同 i 角的垂直台阶 Z_a 剖面图

称单元作用值)，最后用累加求和或数值积分计算出任意形状三度体异常的近似值。按分割方式的不同，可分为体元法、面元法和线元法。

(1) 体元法：用三组平行于空间直角坐标系的平面分割任意形状三度体，每个单元皆为长方体或正方体，然后利用长方体或正方体的异常公式计算每个单元的作用值，再对数个作用值求和便求出任意形状三度体异常的近似值。

(2) 面元法：用一系列平行于 y 轴且相距较近的铅垂面分割任意形状三度体，每个单元皆为垂直薄片，称为垂直面元（也可以用相距较近的水平面分割，每个单元称为水平面元)。用多边形代替面元，按多边形的异常公式计算出每个面元的作用值。再对数个面元的作用值进行数值积分，便求出任意形状三度体异常的近似值。

(3) 线元法：用一组平行于 x 轴且相距很近的铅垂面和一组平行于 y 轴且相距很近的铅垂面分割任意形状三度体，每个单元皆为直立棱柱体，其质量可视为集中在柱体的轴线上，称作直立线元（也可用一组相距很近的水平面和一组平行于 y 轴的铅垂面分割任意形状三度体，每一个单元为水平线元)。由线元的异常公式计算出每个单元的作用值，再对数个线元作用值进行数值积分便求出任意形状三度体异常的近似值。

二、岩、矿体的天然赋存状态与电场的关系

地下岩、矿体与围岩之间电学性质的差异，可以在分布于地表的电场或电磁场中反映出来。不同的赋存状态反映出的电场或电磁场特征也不同。另外，由于电场的场源不同(可分人工场、天然场，又可分直流场与交变电磁场)，使电法勘探方法种类很多。同一电性体，由于勘探方法不同，在地表引起的电性异常也不同。本节按电法勘探方法来介绍不同赋存状态的电性体与电场的关系。

(一) 电阻率测深法的曲线类型及特点

利用电阻率测深法（简称电测深法）可对地下岩层，主要是水平或倾角不大于 20°的电性层沿铅垂方向的分布情况对电场变化的影响进行研究。

1. 二层地电断面

在电法勘探中，按电阻率差异划分的地质断面称为地电断面。

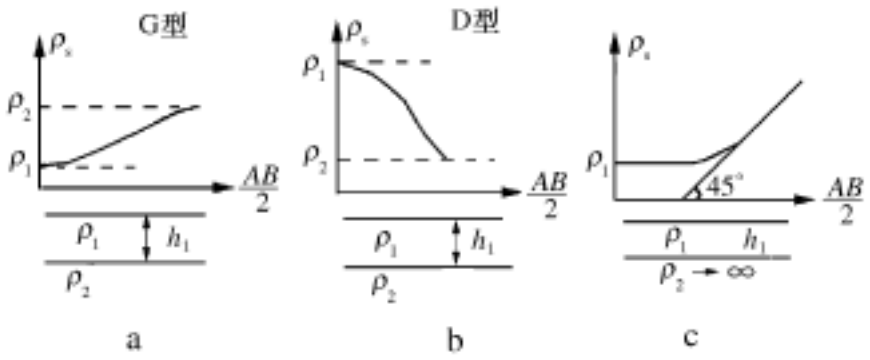


图 2－15　二层地电断面电测深曲线

a—G 型；b—D 型；c— $\rho_2 \to \infty$

二层地电断面电测深曲线相应有 ρ_1 与 ρ_2 两个电性层，且第一层厚度为 h_1，第二层厚度为无限大的情况。对此类型曲线按 ρ_1 与 ρ_2 的组合关系，可分为 $\rho_2 > \rho_1$ 的 G 型曲线和 $\rho_2 < \rho_1$ 的 D 型曲线（图 2－15a，b)。实际工作中，还有一种常见的下伏第二层电阻率 ρ_2 相对 ρ_1 为无限大的情况。此时，二层曲线尾段呈斜线上升，并且它的渐近线有与横轴（即 $\frac{AB}{2}$ 的坐标轴）相交成 45°角的简单关系（图 2－15c)。

2. 三层地电断面

三层地电断面其电阻率分别为 ρ_1、ρ_2 与 ρ_3，第一、二层厚度分别为 h_1 和 h_2，第三

层厚度为无限大。按三个电性参数的组合关系，可将三层曲线分为四种类型，即 H 型(相应 $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$)、K 型（$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$)、A 型（$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$)、Q 型（$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$)。各曲线形态见图 2－16。

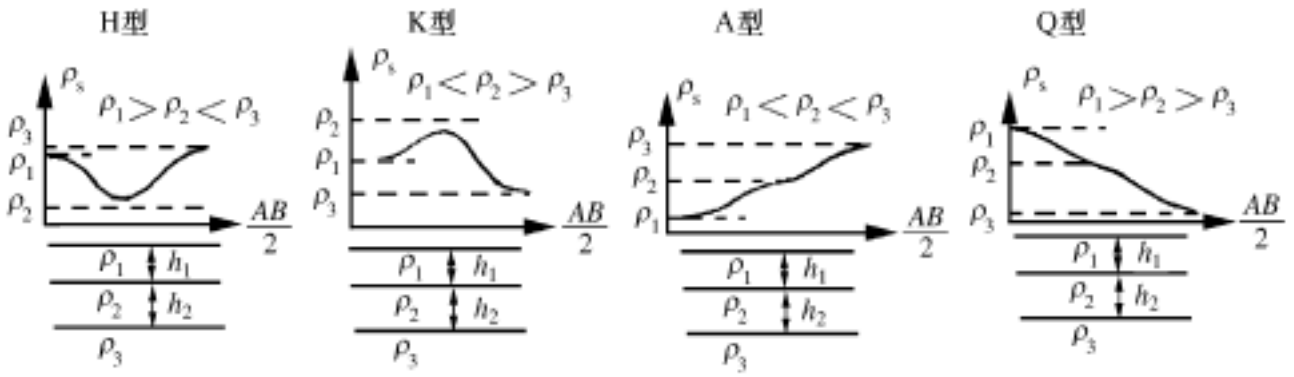


图 2－16　三层地电断面电测深曲线

3. 多层地电断面

由四个电性层组成的地电断面，按电阻率大小之间的关系，可分为八种类型曲线。每一种类型的电测深曲线用两个字母来表示：第一个字母表示断面中头三层的电阻率 ρ_1、ρ_2 和 ρ_3 之间的关系；第二个字母表示后三层的电阻率 ρ_2、ρ_3 和 ρ_4 之间的关系。用来表示这八种类型曲线的符号分别是：HK，HA，KH，KQ，AA，AK，QH 和 QQ。

地电断面的电性层更多时，每增加一层，表示电测深曲线类型的字母就增多一个。五层断面电测深曲线用三个字母表示，例如 HKH 型、HKQ 型等等。其余照此类推，不再详述。值得注意的是，只要地电断面中某层的电阻率非常大，可以认为是趋近无穷大时，那么在这层的电测深曲线尾部的渐近线总是与横轴相交为 45°的直线。

(二) 电阻率剖面法 ρ_s 曲线的分析

1. 直立良导性薄脉上的 ρ_s 曲线

图 2－17 绘出了直立良导薄脉上联合剖面法、对称剖面法和中间梯度法的观测结果。首先对 ρ_s^A 曲线进行分析。

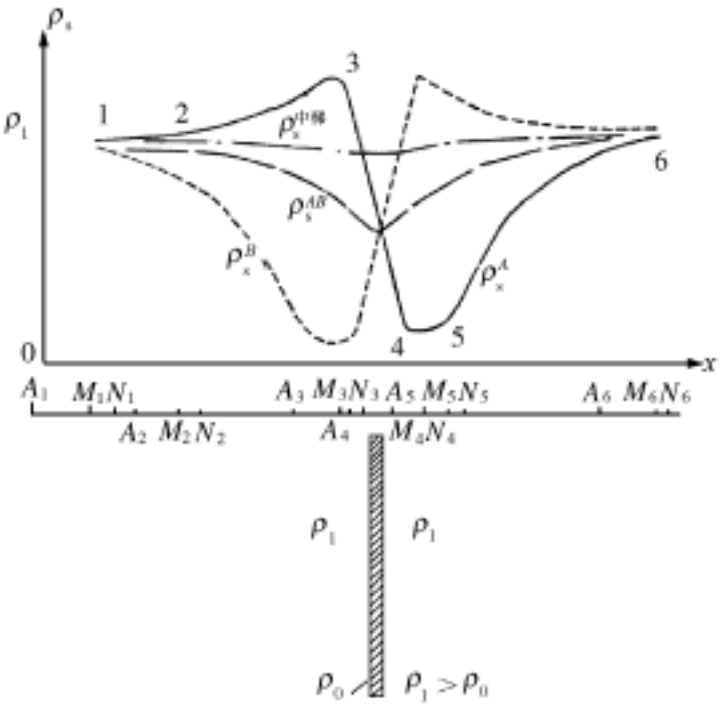


图 2－17　直立良导薄脉上的电剖面法 ρ_s 曲线

ρ_s^A、ρ_s^B—联合剖面法电阻率曲线；ρ_s^{AB}—对称剖面法电阻率曲线；$\rho_s^{中梯}$—中间梯度法电阻率曲线

联合剖面法

从理论上和实践上都证明，联合剖面法对于寻找陡倾的层状或脉状低电阻矿体或断裂破碎带效果是明显的，因为这些地质体可以近似地看作是薄脉（或薄板）状良导体。

根据公式 $\rho_s = \frac{J_{MN}}{J_0} \cdot \rho_{MN}$ 可知，当电极 *AMN*（三级排列，此时 *B* 极→∞）远离良导薄脉时，薄脉对电流线分布的影响很小，因而，*MN* 间的电流密度 $J_{MN} \approx J_0$，$\rho_s^A \approx \rho_1$，相对应的 ρ_s^A 曲线部分是图中的 1～2 段。当电极 *AMN* 自左至右逐渐移近良导薄脉时，薄脉

“吸引”由 A 极发出的电流线而使 MN 之间的电流密度增大，曲线上升（图中 2～3 段）。但 MN 很靠近薄脉时，由于薄脉的吸引作用很大以及电极与薄脉的相对位置的关系，MN 之间的电流密度反而减小（即 $J_{MN} < J_0$），ρ_s^A 亦随之减小，以致曲线在达到极大值后急剧下降（图中 3～4 段）。当 MN 越过薄脉且 A 和 MN 分别位于薄脉的两侧时，绝大部分电流线被吸引到良导薄脉中去，在 MN 处的电流密度更小，故 ρ_s^A 下降到极小值（图中 4 部位）。A 和 MN 分别在薄脉两侧继续向右移动，J_{MN} 变化不大，因而 ρ_s^A 呈现一段平缓的低值带（图中 4～5 段）。当电极 AMN 都移到薄脉右侧以后，薄脉对电流的吸引作用逐渐减弱，J_{MN} 则逐渐增大，所以 ρ_s^A 曲线开始上升，直至 AMN 远离薄脉，$J_{MN} \to J_0$，而 $\rho_s^A \to \rho_1$ 为止。可见曲线在薄脉附近变化最大，且出现极大值和极小值。

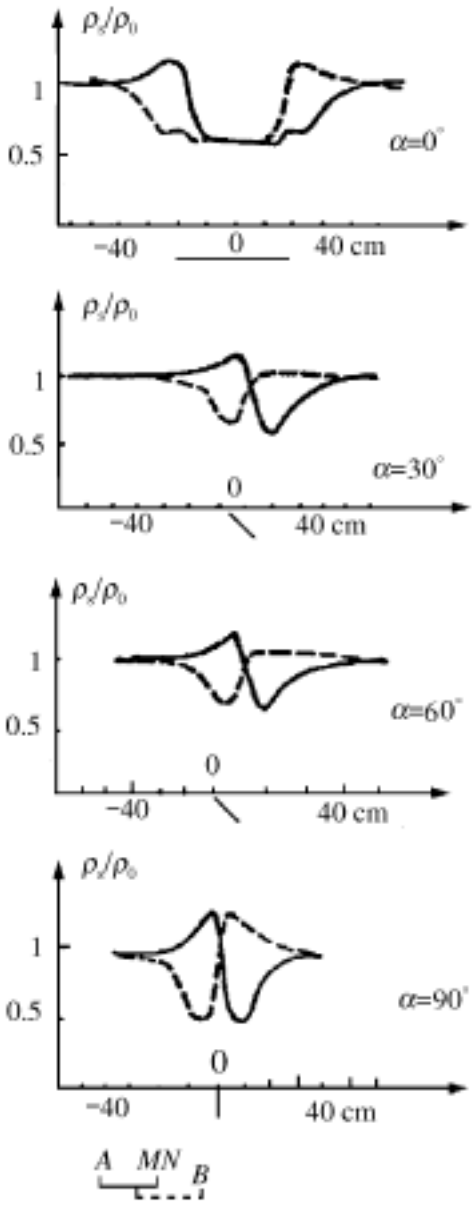


图 2－18　倾斜良导性薄脉上的联合剖面曲线

至于装置 MNB 沿同一剖面通过直立良导薄脉时，所测得的 ρ_s^B 曲线，则因 AMN 自左向右移动的变化情况和 MNB 自右向左移动是一样的，于是将 ρ_s^A 曲线绕薄板旋转 180°即可得到 ρ_s^B 曲线（图中虚线所示）。

从图中看出，在薄板顶上 ρ_s^A 和 ρ_s^B 相交，交点的左侧 $\rho_s^A > \rho_s^B$，交点的右侧 $\rho_s^A < \rho_s^B$。这样的交点称为联合剖面曲线的“正交点”。在正交点两翼，两条曲线明显地张开，一个达到极大值，另一个则为极小值。

对称剖面法

直立良导薄脉上的 ρ_s^{AB} 曲线形态如图 2－17 中的短折线所示。可见在这种薄脉上 ρ_s^{AB} 曲线呈现低阻异常，但远没有联合剖面法的异常明显。

中间梯度法

由于在 AB 中部观测范围内的电流场是平行于地表的均匀场，因此，直立良导薄脉对平行电流的“吸引”作用主要表现为电流方向不变而通过本身，使地表电流密度并无明显的畸变，所示低阻直立薄脉上的中间梯度法 ρ_s 曲线也就没有明显的异常，如图 2－17 中的点划线所示。

2. 倾斜良导性薄脉的 ρ_s 曲线

当低阻薄脉产状倾斜时，联合剖面法的 ρ_s 曲线仍有明显的正交点。但交点位置在薄脉顶部附近，稍移向倾斜一侧，并且 ρ_s^A 和 ρ_s^B 曲线不对称，在矿脉倾斜的一侧 ρ_s^A 和 ρ_s^B 的视电阻率值均下降，曲线变缓，分异性变差。图 2－18 是不同倾角 α 情况下良导薄脉上联合剖面法的实验曲线。曲线不对称是由于倾斜的低阻薄脉向下吸引电流时，使得倾斜方向上的 ρ_s 值普遍下降所致，由于曲线不对称，交点也略向倾斜方向移动。

对称剖面法在倾斜良导薄脉上的 ρ_s 曲线可取图 2－18 中的 ρ_s^A 和 ρ_s^B 的平均值得到。曲线不对称且异常也不明显。

前面提到，中间梯度法在直立良导薄脉上 ρ_s 曲线没有明显异常。但在倾斜产状的良

导体上，由于电流线并不垂直于脉的侧面，使之中间梯度法的 ρ_s 曲线有较明显显示。但根据这种 ρ_s 异常不能可靠地确定倾斜良导薄脉的空间位置。所以在寻找低阻矿体时，一般不用对称剖面法和中间梯度法。

3. 良导球体的 ρ_s 曲线

图 2－19 是良导球体上的电剖面法 ρ_s 曲线。从中看出，联合剖面法 ρ_s^A 和 ρ_s^B 曲线在良导球体中心的上方出现“正交点”，该点的 ρ_s 值小于围岩电阻率 ρ_1，两条曲线的分离带明显。对称剖面法与中间梯度法的 ρ_s 曲线形态类似，都在球心上方出现极小值。从理论上说，当良导球体埋深不大时，在 ρ_s 曲线极小值两侧应出现弱的极大值。对比这三种剖面法的 ρ_s 曲线，后二者显示的异常均远不如联合剖面法清晰。因此在实际工作中，如寻找与球体相似的近于等轴状的金属良导性矿体，一般也不用对称剖面法和中间梯度法。

(三) 几种规则形体的自然电场

1. 球形导体的自然电场

如图 2－20 所示，水平地表下有一球形导体，当潜水面平行地表切过球心时，球体沿垂直方向极化。根据稳定电场的理论计算可知，球体产生的自然电场相当位于球心的垂直电流偶极子产生的电场。

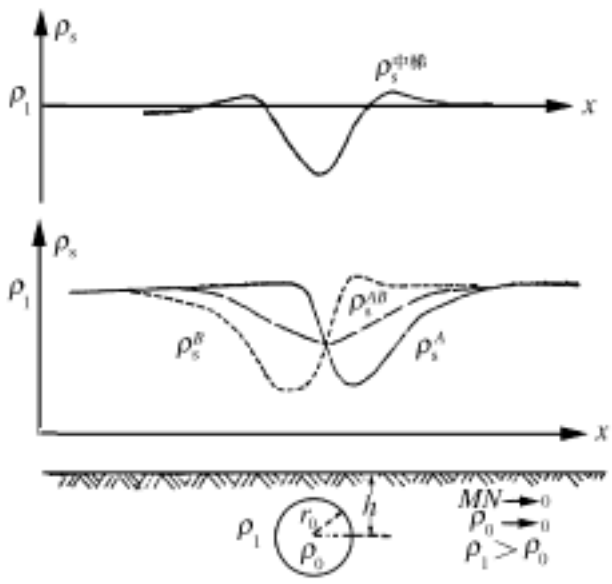


图 2－19　良导球体上的电剖面 ρ_s 曲线

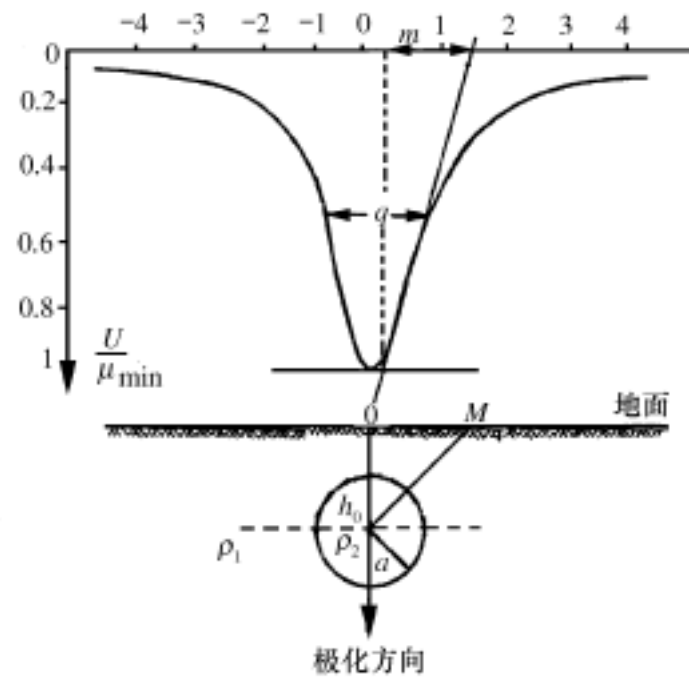


图 2－20　垂直极化球体的自然电位曲线

坐标原点设在球心，Z 轴沿极化方向，地表主剖面上任意观测点 M 处的自然电位值可用下式表示：

$$U = \frac{m' h_0}{(x^2 + h_0^2)^{3/2}} \qquad (2-42)$$

式中：x 为观测点 M 的坐标；h_0 为球心深度；m' 为电流偶极子的偶极距。

从图中看出，垂直极化球体上的自然电位曲线左右两侧对称，球心正上方对应电位极小值，测点远离球体后，电位值逐渐趋于零。球体的自然电位平面图上，等位线为同心圆形，圆心对应球顶位置，称为自然电位负中心。

根据精测剖面上的自然电位剖面曲线，可按下列关系式估算球心深度

$$\left.\begin{aligned} h_0 &= 0.65q \\ h_0 &= 0.86m \end{aligned}\right\} \qquad (2-43)$$

式中：q 为电位曲线的半极值弦长；m 为电位曲线上过拐点切线的弦切距。

当球体在山坡下或被倾斜极化时，自然电位异常如图 2－21 所示。这时，球体的电位曲线左、右两侧不对称，山坡下方或极化轴倾斜一侧的电位曲线较陡，并出现一不明显的电位极大值；山坡上方或极化轴的反倾斜方向一侧电位曲线较缓，测点远离球体后，电位逐渐趋于零。

2. 脉状矿体的自然电场

图 2－22 为直立薄矿脉上的自然电位理论曲线。矿体走向长度为 l，向下延伸为 d，

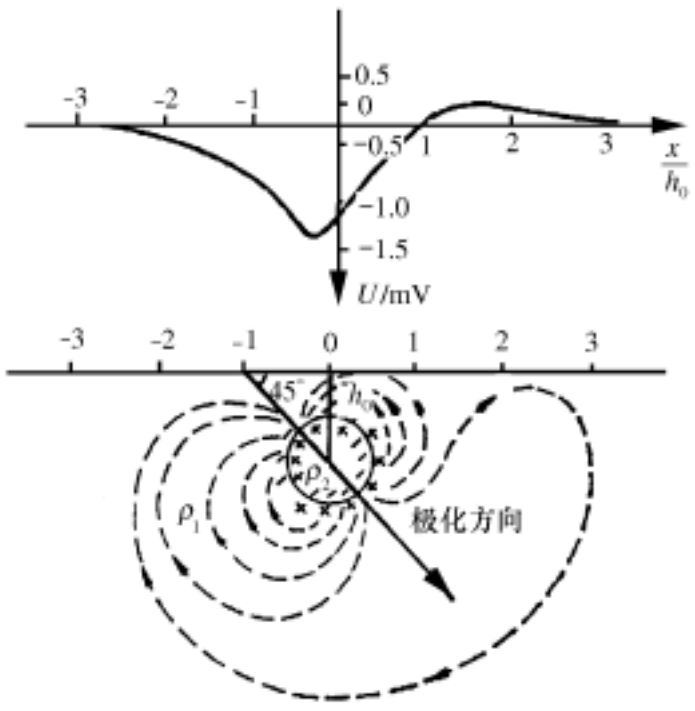


图 2－21　斜倾极化球体的自然电位曲线

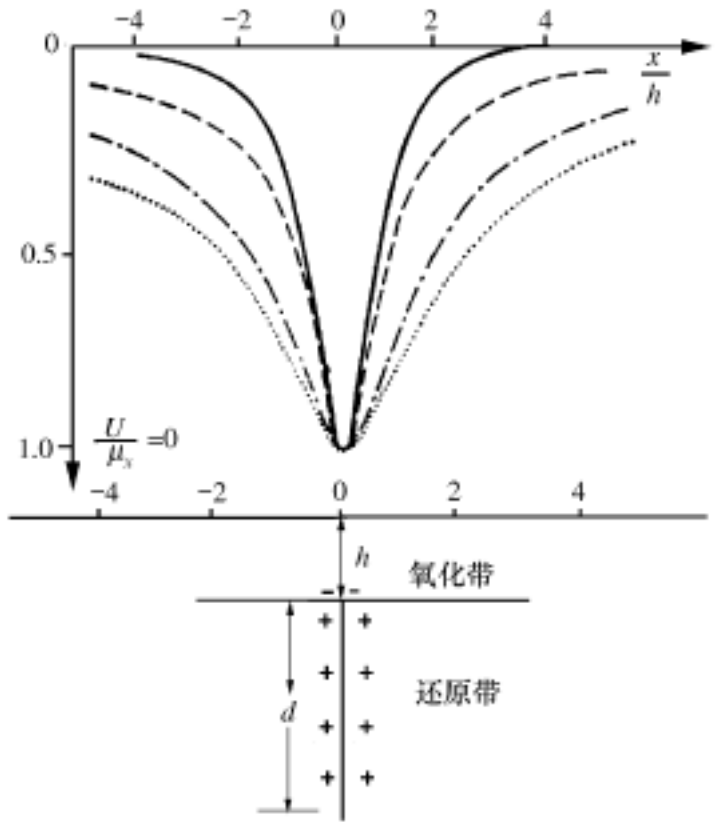


图 2－22　直立薄脉状矿体上的自然电位理论曲线
—— $d\to0$，$l\to0$（球体）；－－－－ $d\to0$，$l\to\infty$（水平圆柱体）；—·— $d\to\infty$，$l\to0$（直立柱体）；—— $d\to\infty$，$l\to\infty$（薄脉状矿体）

图中列举了四种极限条件下的计算结果。从中可见，水平地表下直立矿脉的自然电位曲线都为对称形态，矿脉于地表投影处对应电位极小值，自然电位异常的范围随矿脉走向长度及向下延伸的增加而变宽。

四种极限情况下，矿体埋深与电位曲线参数 q 及 m 的关系见表 2－4。

直立薄矿脉的自然电场平面图是具有明显走向的狭长带状等位线异常，异常轴走向即为矿脉的延伸方向。

倾斜矿脉主横剖面上的自然电位曲线，异常特征为：矿脉倾斜一侧电位曲线较陡，并出现一幅值不大的正异常；另一侧曲线变化较缓，随测点远离矿脉，电位值趋于零。必须说明，通常仅当矿脉倾角小于 60°时，电位曲线的不对称性才表现得比较明显。

表 2－4　矿体埋深与电位曲线参数 q 及 m 的关系

$d\to 0$，$l\to 0$	$d\to 0$，$l\to\infty$	$d\to\infty$，$l\to 0$	$d\to\infty$，$l\to\infty$
$h_0=0.65q$ $h_0=0.86m$	$h_0=0.5q$ $h_0=0.6m$	$h_0=0.3q$ $h_0=0.36m$	$h_0=0.2q$ $h_0=0.26m$

(四) 几种规则形体的激发极化异常

1. 中间梯度装置的激发极化异常

中间梯度装置是我国时间域激发极化法用得最多的一种装置类型。

球形极化体的激发极化异常

高极化率球形矿体在均匀外电场激发下，产生的一次场、总场及二次场在周围空间的分布都可根据稳定电场理论进行严格的数学计算。计算结果表明，在水平均匀场激发下，球体的二次场等效于位于球心的水平电流偶极子所产生的电场。球体在地面 x 轴上任意观测点处的二次场强度的水平分量 E_{2x} 为

$$E_{2x}=\frac{\rho_1 P}{2\pi}\cdot\frac{h_0^2-2x^2}{(h_0^2+x^2)^{5/2}} \qquad (2-44)$$

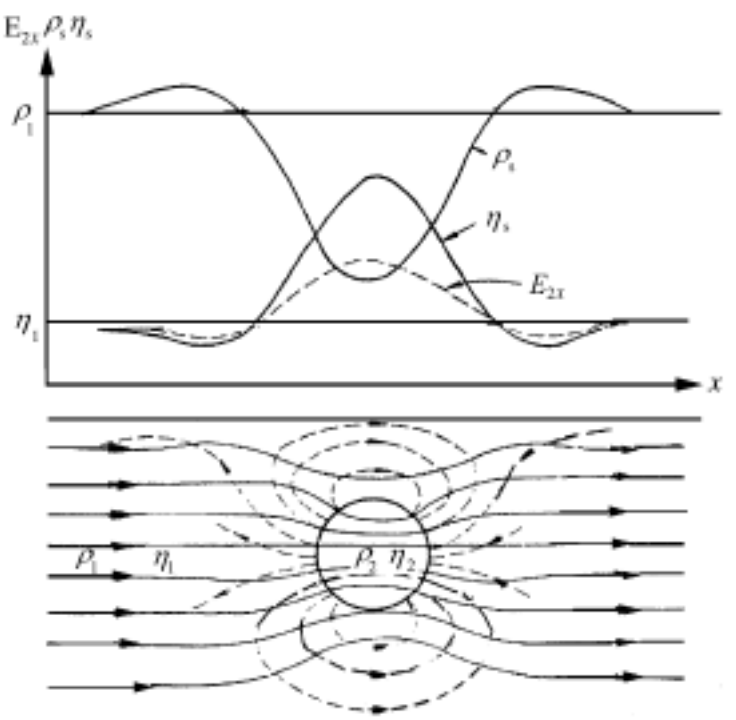


图 2－23　良导高极化球体上的 E_{2x}、ρ_s、η_s 曲线

式中：x 为观测点的横坐标；h_0 为球心深度；P 为等效电流偶极子的偶极矩；$P=I\cdot L$，I 为二次电流强度，L 为组成偶极子的两个点电源之间的距离。

图 2－23 示出了主剖面上高极化良导球体的 E_{2x} 曲线，它是一条以球心在地表的投影点为对称的曲线。根据 (2－44) 式可以了解球体 E_{2x} 曲线特征变化情况

在 $x=0$ 处，E_{2x} 取得极大值；

在 $x=\pm 0.7h_0$ 处，$E_{2x}=0$，为二次场的零值点；

在 $x=\pm 1.2h_0$ 处，E_{2x} 取得极小值；

当 $x\to\pm\infty$ 时，$E_{2x}\to 0$

将 (2－6) 式进行简单的变换，可以得出

$$\eta_s=\frac{E_{2x}}{E_x}=\frac{J_{2x}}{J_x} \qquad (2-45)$$

式中：E_{2x} 和 J_{2x} 为地面观测点处二次场强及二次电流密度的水平分量；E_x 和 J_x 为地面观测点处总场场强及总场电流密度的水平分量。上式说明，当地下赋存有高极化率球体时，地面任意点的视极化率值等于该点二次场与总场场强之比，或二次电流密度与总场电流密度之比。

图 2－23 还示出了高极化良导球体主剖面上的视电阻率及视极化率曲线。由图可见，视极化率异常曲线和二次场 E_{2x} 曲线的形态相似，特征点位置也基本相同。这是因为球顶上方二次场与总场同方向，因此视极化率也出现极大值；在球体两侧，二次场与总场方向相反，于是地表处视极化率异常值为负，当测点远离球体时，由于那里的二次场趋于零，

故视极化率异常也趋于零。从图中还看出，视极化率曲线与视电阻率曲线互为镜像；而高极化高阻球体则与之相反，其视极化率与视电阻率曲线形态相似。

实际工作中，经常用主剖面的视极化率曲线按下式估算球体中心深度

$$\left.\begin{aligned} h_0 &= 1.3q \\ h_0 &= 2m \end{aligned}\right\} \qquad (2-46)$$

式中：q 为半极值点间弦长；m 为过拐点切线的弦切距。

此外，采用中间梯度装置时，极化球体视极化率异常的等值线平面图并不是同心圆状，而是呈拉长椭圆形状，等值线长轴方向与中间梯度装置的供电方向垂直。若改变供电方向，等值线异常轴方向也随之改变，并且二者始终保持垂直关系。

脉状极化体的激发极化异常

(1) 直立良导板状体主剖面上的 η_s 异常：图2－24 为直立铜板上的 η_s 理论曲线。图 2－24a 为垂直于铜板长轴方向（即 *ABMN* 垂直于铜板长轴方向）的主横剖面上的 η_s 曲线。图 2－24b 是平行于铜板长轴方向（即 *ABMN* 平行于椭球体长轴方向）的主纵剖面上的 η_s 理论曲线。

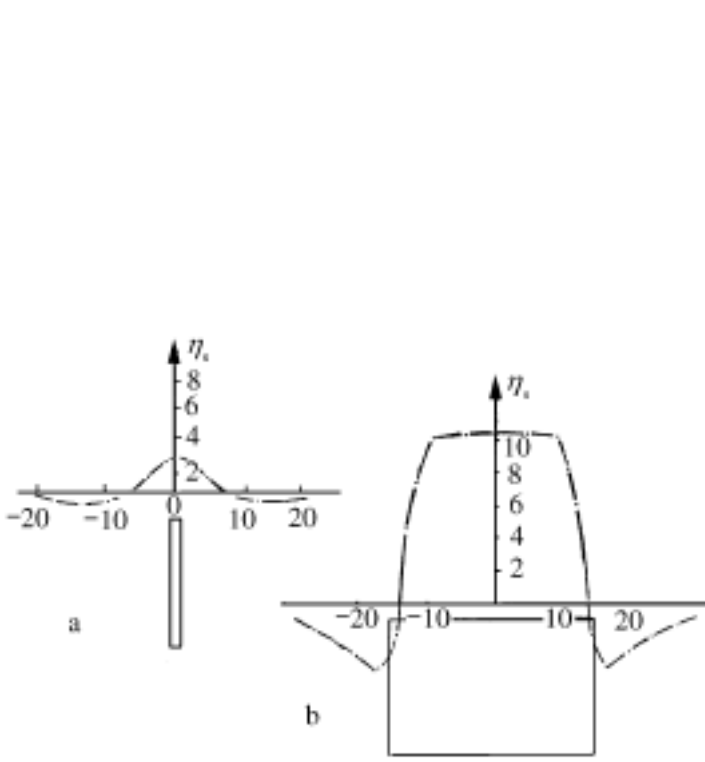


图 2－24　直立铜板上激电中间梯度模型实验结果

a—主横剖面上的 η_s 曲线；b—主纵剖面上的 η_s 曲线

（铜板大小 30×20×2 cm^3，h = 2.5 cm，

AB = 100 cm，*MN* = 2 cm）

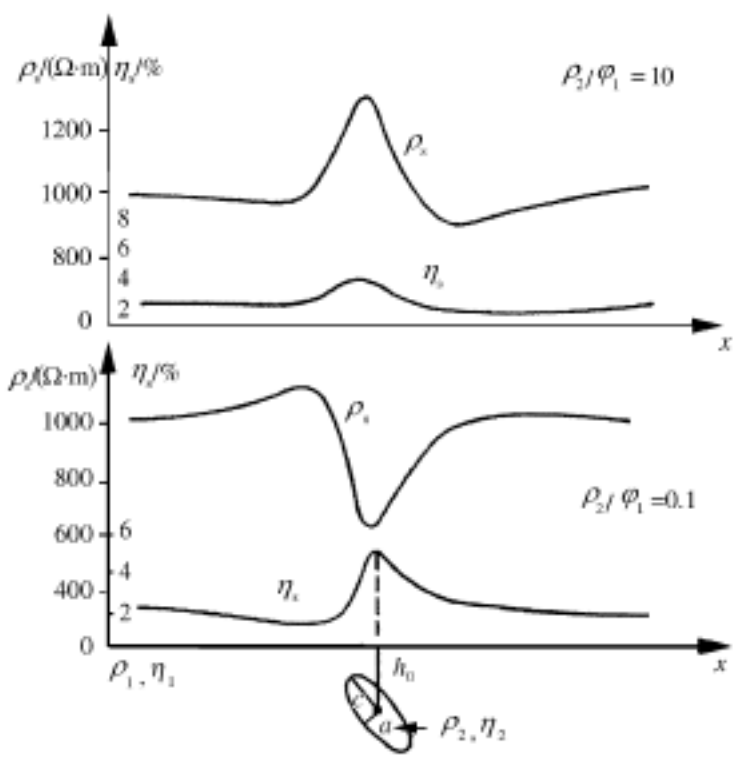


图 2－25　倾斜产状椭球体上的 η_s 和 ρ_s 曲线

（椭球半轴 a = 1，b = 10，c = 3，h_0 = 4，

η_1 = 0.02，η_2 = 0.22，ρ_1 = 1 000）

由图 2－24a 和 b 可见，当均匀场方向与极化体走向一致时，主纵剖面上的 η_s 异常与垂直于铜板长轴方向供电时主横剖面下的异常形态特征相似。铜板中心正上方出现 η_s 极大值，η_s 曲线左、右两侧对称，并在两侧伴随有对称的 η_s 极小值。主纵剖面上的 η_s 极小值点位置与极化体沿走向的两端点相对应。

当均匀场相对于极化体走向的方位不同时，η_s 异常的幅度和宽度不一样。计算结果表明，对于良导极化体来说，沿走向激发时产生的激发极化异常（图 2－24b）要比垂直极化体走向产生的异常（图 2－24a）大。而对于有明显走向的高阻极化体情况恰恰相反，垂

直走向激发要比沿走向激发时产生的 η_s 异常大。

总结大量的模型实验，发现当脉状体走向与均匀场垂直时，利用主横剖面上的 η_s 曲线，可按下列经验公式近似确定高极化脉状地质体的顶部深度

$$\left.\begin{aligned} h &= 0.5q \\ h &= 0.6m \end{aligned}\right\} \qquad (2-47)$$

式中：q 为半极值点间弦长；m 为过拐点切线的弦切线。

(2) 倾斜脉状体主剖面上的 η_s 异常：倾斜脉状极化体上的 η_s 曲线呈不对称分布。异常特征除与极化体的倾向和倾角有关外，还与极化体与围岩的电阻率比值有关。图 2－25 给出了倾斜产状椭球体上的 η_s 和 ρ_s 曲线。

高极化高阻倾斜脉状体上的 η_s 异常特征和良导脉状情况正相反。其 η_s 曲线在倾向一侧较陡，出现明显极小值；另一侧较缓，主极大值的位移不甚明显。

对比图 2－25 中的两组曲线可以看出，良导脉上 η_s 曲线两翼变化陡、缓的差别比高阻脉上的更加明显。

2. 联合剖面装置的激发极化异常

极化球体上的激发极化异常

图 2－26 是高极化球体上的 η_s 曲线。球体上 η_s 联剖曲线的形态和高阻球体上的 ρ_s 曲线十分相似。在球心正上方对应着 η_s^A 和 η_s^B 曲线的反交点，交点两侧的 η_s^A 和 η_s^B 曲线呈镜像对称，并在反交点两侧附近出现 η_s^A 和 η_s^B 的极大值。

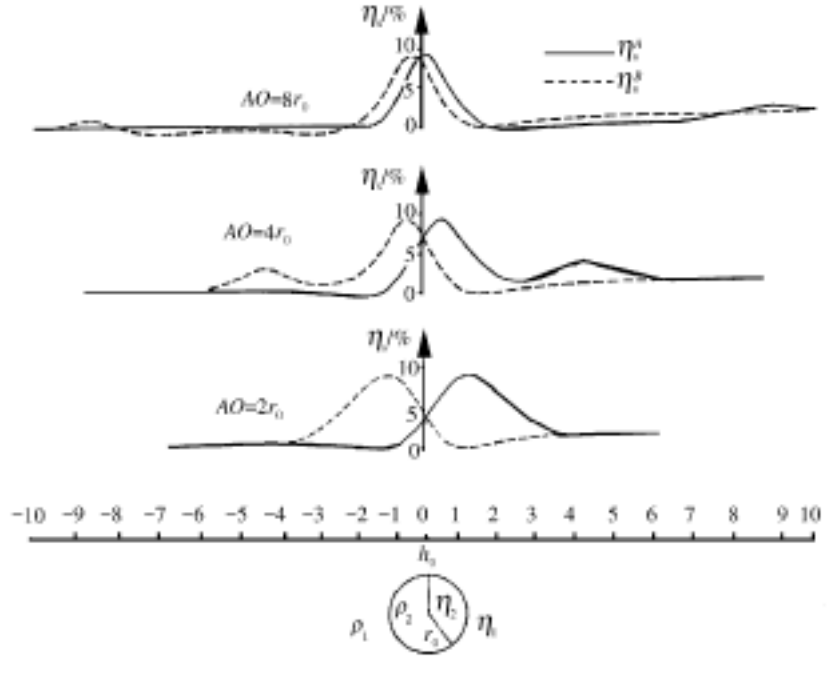


图 2－26　球体上激电联剖 η_s 曲线以及与极距之间的关系

($h_0 = 1.5\,r_0$，$\rho_2/\rho_1 = 0.05$，$\eta_1 = 1\%$，$\eta_2 = 50\%$)

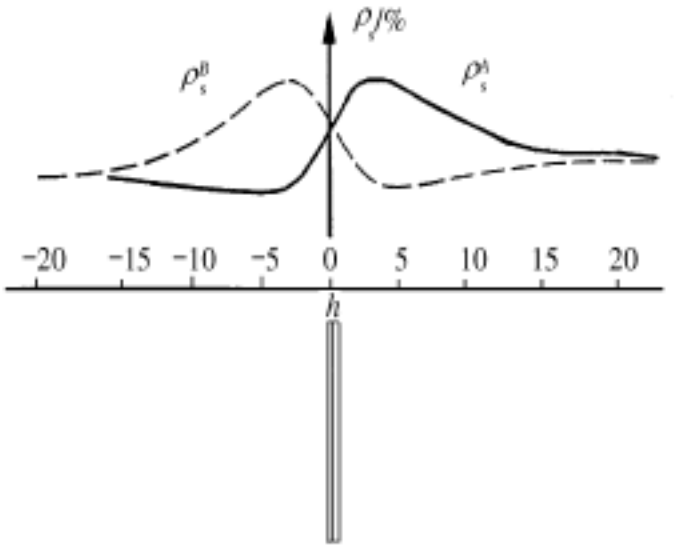


图 2－27　直立铜板上的频率域激电联剖模型实验

($h = 2.5$ cm，$AO = 6$ cm，$MN = 2$ cm，$f_1 = 0.3$ Hz，$f_2 = 3$ Hz)

计算结果表明，对于高极化球体，不论它们的导电性为高阻、低阻或与围岩的电阻率相同，其 η_s 联剖曲线在球体正上方都出现反交点。由此可见，这个“反交点”特征，只表明球体相对于围岩为高极化率，并不表示它一定为高阻体。此外，图 2－26 还反映出球体上联剖激发极化异常与所采用的极距大小有密切关系。当供电极距与球心深度相当时，η_s 曲线呈横 8 字形；当供电极距大于球心深度 2～3 倍时，η_s^A 和 η_s^B 在极大点的外侧对称

地出现两个次极大值；随着供电极距的继续加大，η_s^A 和 η_s^B 的次极值进一步减小，主极大值向反交点靠拢，两条曲线的分异性变差；当供电极距相当大时（一般 $AO > 5\,h_0$），η_s^A 和 η_s^B 重合，变成了中间梯度装置的 η_s 曲线。

脉状极化体上的激发极化异常

(1) 直立板状体上的激发极化异常：图 2－27 是用频率域激电法进行的模型实验结果。与图 2－26 中的曲线对比后可知，直立良导板块体上的视频散率 P_s 曲线和球体上的 η_s 曲线特征相似，板状体的顶部正上方 P_s^A 和 P_s^B 曲线出现反交点，交点两侧的 P_s^A 曲线和 P_s^B 曲线呈镜像对称，交点两侧附近出现 P_s^A 和 P_s^B 的极大值。

直立板状体的激电联剖异常随供电极距的变化规律也和极化球体的情况类似，这里不再重述。

(2) 倾斜板状体上的激发极化异常：从图 2－28 看出，倾斜铜板上的频率域激电联剖 ρ_s 曲线互不对称，ρ_s^A 和 ρ_s^B 的反交点不再位于板顶正上方，而向板状体的倾斜方向位移。并且反交点两侧附近的极大值大小明显不同，供电电极在板状体倾向一侧的视频散率极大值（图 2－28 中的 ρ_s^B 的极大值）较小。故两个 ρ_s 极大值连线的倾斜方向与良导板状体的倾向相反。

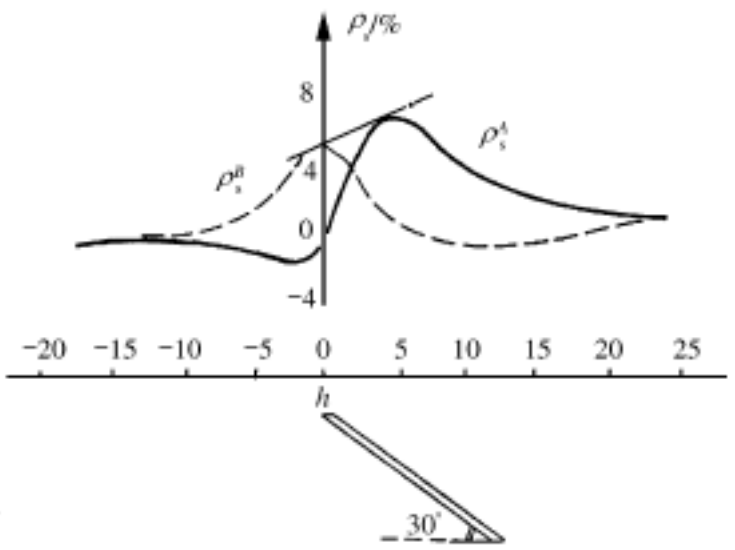


图 2－28　倾斜铜板上频率域激电联剖模型实验

（h = 2.5 cm，AO = 6 cm，MN = 2 cm，f_1 = 0.3 Hz，f_2 = 3 Hz）

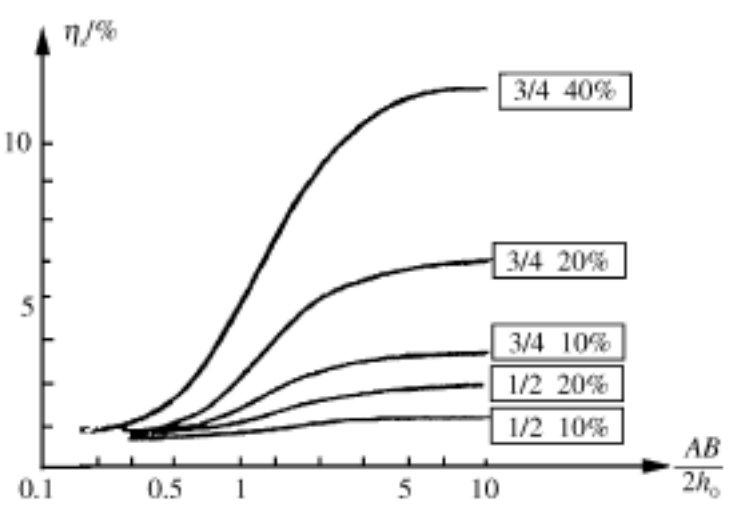


图 2－29　测深点位于球心正上方的激电测深理论曲线

方框内第一个数据为 r_0/h_0，r_0 为球的半径，h_0 为球心深度；第二个数据为球体极化率 η_s

必须指出，高极化高阻倾斜板倾向的判定原则与高极化良导倾斜板恰恰相反，两个 η_s 极大值连线的倾斜方向便是板状体的倾向。

3. 测深装置的激发极化异常

金属矿区的激电测深工作，多半用来确定极化体的顶部深度，或者定性了解极化体在地下的分布情况。与电阻率测深的观测结果的图示方法相似，但激电测深的观测结果通常绘在单对数坐标纸上。

(1) 极化球体上的激电测深曲线：对不同大小、不同极化率的球体，按公式计算的理论曲线如图 2－29 所示。在球顶正上方的激电测深曲线和二层介质的 G 型视电阻率测深曲线形态相似。从对比图中不同曲线可以看出：球体规模愈大（即相对半径 r_0/h_0 愈大），

极化率愈高，则激电测深曲线的尾段渐近值愈大，曲线随极距增加而上升愈陡；只要测深点位于球顶正上方，不同大小，不同极化率的球体的激电测深曲线的拐点坐标位置都大体相同，位于供电电极距$\frac{AB}{2h_0}=1.2$的横坐标处。实际工作中，可按下式近似估算极化球体的中心深度

$$h_0=\frac{1}{1.2}\left(\frac{AB}{2}\right)_{拐点} \tag{2-48}$$

(2) 板状体上的激电测深曲线：图 2-30 是良导铜板上的激电测深模型实验结果。由图可见，当测深点位置位于顶板中心上方时，激电测深曲线仍和二层 G 型视电阻率测深曲线类似。而且，不论板状体的产状如何，也不论板状体顶部埋深多少，曲线前支开始明显上升的转折点所对应的横坐标值，都近似等于板状体的顶部深度。实际工作中，可以利用这一规律确定良导板状体的顶部埋深

$$h=\left(\frac{AB}{2}\right)_{转折} \tag{2-49}$$

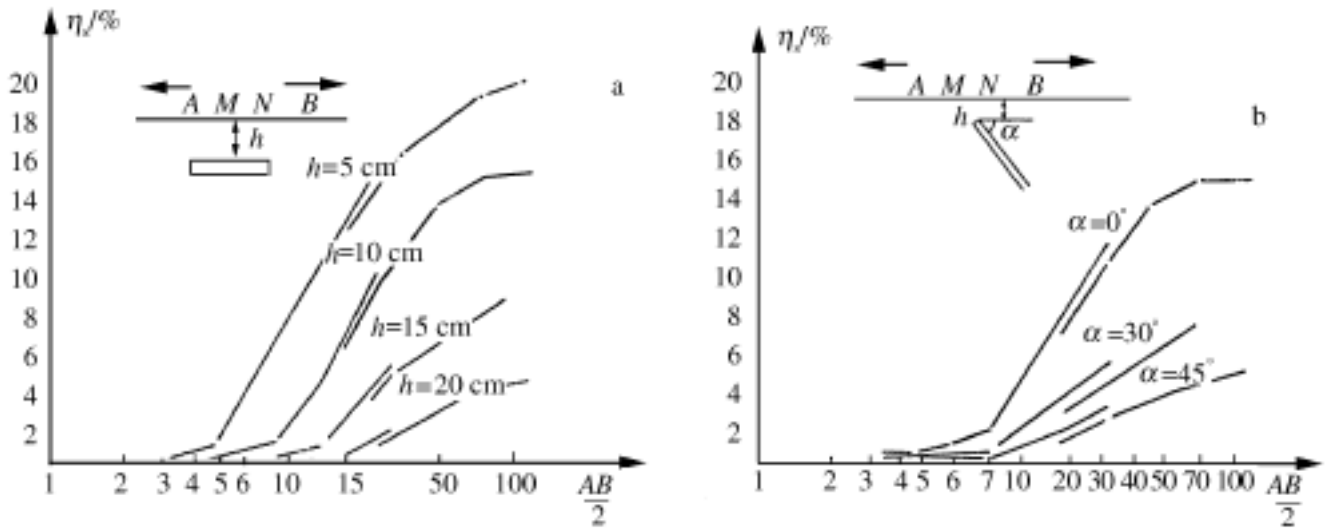


图 2-30　板状体上的激电测深曲线

a—不同深度水平板上的激电测深模型实验结果；

b—不同产状铜板上的激电测深模型实验结果

第四节　物理-地质模型的建立

物理-地质模型是地球物理资料由定性解释向定量解释、由物理解释向地质解释推进的关键。

物理-地质模型是勘查目标物及其周围地质体的地质、地球物理特征现象综合到一起的抽象图式或图像。还可解释为是具有几何形态和物性差异等参数描述的抽象化的地球物理异常体，它相似于实际地下异常体。

地下地质体产生于一定环境中，作为一个整体，它所包含的各种地质内容及其固有的物理性质构成了地下物理-地质模型。因此，物理-地质模型是既有地质意义又有物理意义的模型，它是对场源体抽象化的描述，而且其总体大小、形状、埋深与物性差异应近似于想要发现的实际目标。对于各种不同的地质目标可以建立不同的物理-地质模型，即使是

同一地质目标，因地质、地球物理条件的不同也会有不同的物理-地质模型。一个完善的物理-地质模型应包括下面两点

(1) 抽象化了的地质体几何参数（空间位置、形状、大小、产状等）和物性参数（密度、速度、磁性、电性、放射性和热导率等)。

(2) 针对地质任务的综合地球物理“方法模式”，即根据模型对方法的合理选择与组合。

一、物理-地质模型的特点

物理-地质模型应具有典型性、简化性和不唯一性的特点。

(1) 典型性（即代表性)：物理-地质模型是将大量具有相似地质、地球物理条件的目标体及其围岩的实际地质体概括成一个或少数几个典型的模型。模型数不能太多，太多就会失去其代表性。当然这种典型性与代表性要根据研究的详细程度和地质任务要求来定，比例尺大、研究程度细、地质任务要求高，则物理-地质模型一般也会随之增加。

(2) 简化性：将实际地质体及构造组成物理-地质模型，都要进行一定程度的简化，无论是地层与岩性的划分、构造的区别、地质体的形态和物性参数等都要进行简化和近似。这样做的目的一是使模型更具有代表性；二是为了便于地球物理正、反演问题的计算。因此，最常见几何模型是球、板、水平圆柱、水平层状介质与垂直层状介质，物理性质是均匀或分层均匀的。随着计算地球物理的发展，已经开始大量使用二维、三维以及介于二者之间的模型来近似模拟地下介质。由于压实作用，往往使岩石物性随深度而变化，因此在模型中也在考虑使用变物性的模型。所以所谓的简化，随着研究的深入与科学发展，模型的复杂程度会逐步接近于地下实际情况。但尽管如此，作为模型还是要简化的，只是简化的程度视研究的要求而定。

(3) 不唯一性：鉴于地球物理反演问题的多解性，所以根据某一种物探方法的地球物理场得到的地球物理模型都不是唯一的，可能其中有些参数是唯一的，但其他参数则是不确定的，它们可以有一个变动范围或属于几种可能。也正因为如此，更需要应用综合物探方法，紧密结合地质，选出合理而符合实际的物理-地质模型作为解答（王家林等，1997)。

二、物理-地质模型的建立

孙文珂（1991）提出，建模的核心问题是要真正抓住目标物的地质、地球物理以及地球化学的特点，并与其主要用途相适应。建模的做法是先建具体模型或称实际模型，而后在同类具体模型基础上建立概括模型。也就是遵循先简单、粗略，而后建立综合高级的。有了新资料、新观点可及时修改补充原来的模型。

1. 具体模型或实际模型

(1) 要以某个具体矿床（或矿田）为对象来建立。

(2) 收集地质、物性、地球物理以及地球化学资料，没有实测资料的，要进行实测(包括物性资料)，这样才能建立物性空间分布图或物性断面图。物性测定要分布合理，并做专门处理，使其有代表性。

(3) 要用数学和物理模拟办法，了解目标物及其他地质体对物理场各提供了多少“贡献”。搞清目标物（指矿体或矿床本身）能否为地球物理所发现，或地球物理只能发现蚀

变及控矿因素以及干扰物影响。模拟时要考虑到地形影响及不均匀性。

(4) 研究目标物的信息特征或标志。

2. 概括模型

(1) 由若干同类实际普查目标物模型中抽象概括出的模型。以大量实际资料为基础，按地质单元、成矿类型分别建立。所用的地质模型应是更为典型的，当前在我国可以使用成矿系列观点的成矿模式建立地质模型。

(2) 所用的物性也应是典型的或大量实测资料统计分析后取得的。物理场也应是更为典型的或是根据物性正演出来的。

(3) 变换地质模型及外围条件，再用数学或物理模拟出物理场，建立不同情况下的模型集，以便研究不同条件下目标物的信息特征或标志。

3. 建模常用方法

(1) 类比方法：在普查或区域调查时，先验信息较少，可借鉴地质、地球物理相似地区的地质、地球物理资料，建立初始模型，以便选择方法和建立方法的最佳组合。

(2) 相关分析方法：利用目标体的几何、物性参数及相应的实测物理场，用回归分析等方法，求其相关关系，并根据相关关系估计模型。

(3) 反馈方法：利用反演或实验资料、实际验证等结果，不断修改、完善模型。

应当指出，物理-地质模型的建立与修改过程是一个人的认识随着勘探工作的深入，不断接近客观世界的过程。通过先验知识建立初始模型，通过勘探实践不断修改模型，最后得到比较接近于实际的模型。

第三章　金属矿产的地球物理探测

第一节　矿产勘查阶段的地球物理探测方法

一、高密度矿体的地球物理探测方法

与围岩具有密度差异的高密度或低密度岩、矿体的探测，主要利用重力勘探方法。

(一) 重力勘探基础知识

1. 地球重力场

地球是一个具有一定质量、两极半径略小于赤道半径且按照一定角速度旋转的椭球体。如果忽略日、月等天体对地面物质的微弱吸引作用，则在地球表面及其附近空间的一切物体都要同时受到两种力的作用：一是地球所有质量对它产生的吸引力 F；二是地球自转而引起的惯性离心力 C (简称离心力)，这两种力同时作用在某一物体上的矢量和称为重力 P，见图 3－1。图中 NS 为地球自转轴，φ 为纬度。

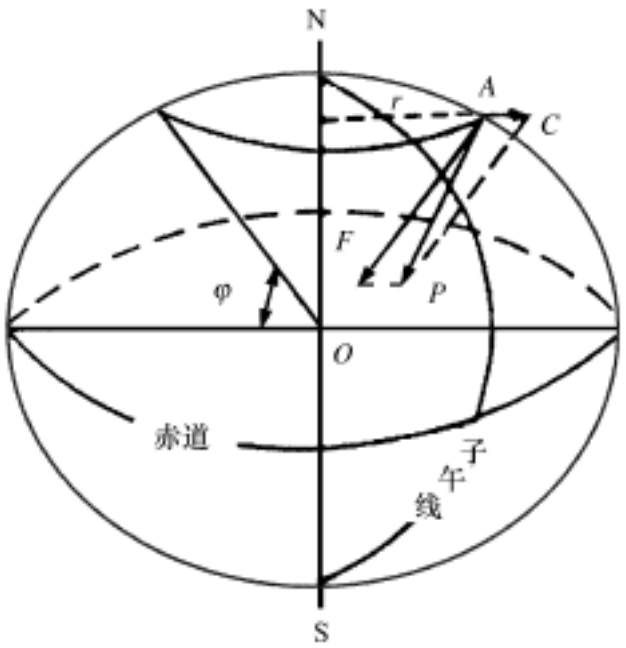


图 3－1　地球外部任一点单位质量所受的重力

存在重力作用的空间，称为重力场。

地球对质量 m 的物体的引力可根据牛顿万有引力定律给出

$$F = \frac{-GM_E \cdot m}{R^3} R \qquad (3-1)$$

式中：M_E 为地球的质量；R 为地心至质量 m 处 (A 点) 的矢径；负号表示引力 F 与 R 方向相反；G 为万有引力常数。G 的公认值在国际单位制 (SI 单位) 中是 6.67×10^{-11} $m^3/(kg\cdot s^2)$。在常用制 (CGS) 单位中是 6.67×10^{-8} $cm^3/(g\cdot s^2)$。力的单位在 SI 单位制中是牛顿 (N)，$1N = 10^5$ dyn (达因)。

若地球自转角速度为 ω，由 A 点到地球自转轴的垂直距离为 r，根据力学知识，A 点 m 质量所受惯性离心力为

$$C = m\omega^2 r \qquad (3-2)$$

从牛顿第二定律可知，物体受到的重力 P 是物体质量 m 和重力加速度 g 的乘积，即 $P = mg$。当 m 为单位质量时，则重力的数值就等于重力加速度。所以在重力勘探中，为了方便起见，把重力加速度叫做重力，或叫重力场强度。所谓重力测量实际上是测定重力加速度的数值。在 CGS 制中，重力的单位为厘米/秒^2 (cm/s^2)，称为“伽”(Gal) (为纪

念伽利略而定名)。

1 伽 = 10^3 毫伽 (mGal) = 10^6 微伽 (μGal)

在 SI 单位制中，重力 g 的单位是米/秒^2 (m/s^2)，规定 1 m/s^2 的 10^{-6} 为国际通用重力单位 (gravity unit)，简写成 g.u.，即 1m/s^2 = 10^6 g.u.。SI 单位与 CGS 单位的换算关系为

$$1\ \text{Gal} = 10^4\ \text{g.u.}$$

在地球表面上，全球重力平均值约为 9.8 m/s^2，而惯性离心力最大 (在赤道上) 约为 0.0339 m/s^2。故惯性离心力最大约为引力的 1/300 左右，所以，地球质量的引力是组成地球重力的主要部分。

2. 重力位

在地球表面上，任意点上的重力位是由地球全部质量所形成的引力位与地球旋转产生的惯性离心力位之和。若忽略后者 (因该值比引力位小得多)，则某点重力位可定义为移动单位质量从无穷远到该点时重力所做的功。可以证明，使单位质量移到与质量 m 引力源相距 r 的点所需要做的功为

$$U = \frac{Gm}{r} \tag{3-3}$$

重力位沿任意方向 r 的偏导数，等于重力在该方向上的投影，即

$$\frac{U}{r} = g_r \tag{3-4}$$

重力位相等的面，称为重力等位面。重力等位面处处与重力正交。地球表面及其外部空间有许多重力等位面。其中与静止的海平面相重合的等位面，称为大地水准面。

大地水准面是地球表面实际存在的面。在海洋上，它与静止海平面 (或用平均海平面) 重合，在陆地上是用这个静止海平面延伸到内部 (延伸通常用横贯大陆挖掘的狭长运河中水位上升的高度来描述) 所形成的包围曲面。

3. 正常重力场

大地测量和人造地球卫星轨道的测量结果都表明，地球是一个赤道半径稍长 (6 378.160 km)，两极半径稍短 (6 356.755 km) 的旋转椭球体。由于地球各处万有引力和惯性离心力的变化，造成了全球范围内重力从赤道到两极逐渐增大的趋势，这就是重力在地球表面的正常分布规律。

为了确定地球表面上的正常重力值，选择这样一个旋转椭球体，使其表面与大地水准面接近；其质量与地球的总质量相等；物质呈相近旋转椭球层状分布；旋转轴与地球自转轴重合；旋转角速度与地球自转角速度相等。这样的旋转椭球体，称之为参考椭球体，又称地球椭球体，而在这个椭球体表面上的重力场称为地球正常重力场。

地球正常重力场随纬度变化的形式为

$$g_\varphi = g_e(1 + c_1\sin^2\varphi - c_2\sin^2 2\varphi) \tag{3-5}$$

式中：g_e 为赤道上的重力平均值；φ 为计算点的地理纬度；c_1、c_2 为两个取决于地球形状的常量。

《区域重力调查技术规定》、《石油物探局重力技术标准》和《海洋重力测量暂行规定》提出采用统一的正常重力公式，当前为赫尔默特 1909 年公式。

$$g_\varphi = 9.780\ 30(1 + 0.005\ 302\sin^2\varphi - 0.000\ 007\sin^2 2\varphi)\ \text{m/s}^2 \tag{3-6}$$

根据(3－6)式很容易算出,在赤道处正常重力值为 9.780 30 m/ s^2,两极处为 9.832 155 m/ s^2。

4. 重力的变化

重力测量学的发展史概括说来就是测量重力的变化，并利用这种变化来研究地球的形状以及其内部结构的历史。

重力在空间上的变化主要表现为:地球是一个近似于两极压缩的扁球体,且地表面起伏不平,这将引起 60 000 g.u. 的重力变化;地球绕自转轴旋转,使重力有 33 900 g.u. 的变化,地下物质密度分布不均匀能达到几千重力单位的重力变化。重力勘探正是利用地下物质密度分布不均匀这一因素所引起的重力变化,来研究地质构造和达到找矿勘探的目的。

重力在时间上的变化可分为短周期变化和长周期变化。短周期变化主要是受太阳、月亮等天体引力引起的重力变化。它具有一定的周期，不但可以引起海洋潮汐，而且可以引起地壳变形，即所谓“固体潮”。固体潮使大地水准面发生位移，这种位移也造成了重力的变化。尽管它们的变化幅度只有 1～3 g.u.，但在高精度重力勘探中是不可忽视的。

长周期变化与地壳内部物质变动及构造运动有关。这种变化在短时间内是很微弱的,因此在重力勘探中可不予考虑。

(二) 重力测量与资料整理

1. 重力测量形式

重力测量可以分为绝对测量和相对测量。绝对重力测量测的是重力的全值，称为绝对重力值。目前测定的精度可达到 10 g.u.，甚至更高达到 2 g.u.。相对重力测量测的是各点相对某一基准点的重力差，它比绝对测量容易且精度高，可达 0.1 g.u. 精度。当基准点的绝对重力值已知时，通过相对重力测量也可以求得各点的绝对重力值。相对重力测量是现代重力测量的主要形式。

测定重力的方法，可分为动力法和静力法。动力法是观测物体在重力作用下的运动,直接测定的量是时间和路程。例如确定初速度为 U_0 的自由落体运动，其公式为

$$S = U_0 t + \frac{1}{2} g t^2 \tag{3-7}$$

当初速度为零时，测定通过已知距离 S 的时间 t，即可求出 g。目前测定精度已达到了五百万分之一 (即 2 μm/ s^2 或 2 g.u.)。

静力法是相对重力测量的方法。测定的量是物体平衡位置因重力变化而产生的线位移和角位移，用此来计算两点的重力变化。所用的仪器是重力仪。

2. 重力仪

重力仪的种类很多，其中采用静力平衡原理进行工作的仪器有石英弹簧重力仪和金属弹簧重力仪，它们都是进行相对重力测量的仪器，可用于地面和海洋测量。利用动力平衡原理即利用悬丝的固有频率与重力有关的原理进行工作的仪器，叫做振弦重力仪，它既能进行相对重力测量，又能进行绝对重力测量，可用于海洋、航空及井中测量。随着科学技术的进展，航空重力仪的精度正逐步提高。一些新型仪器，如超导重力仪和激光重力仪也已经出现。

由于重力异常，特别是金属矿体产生的重力异常，往往是微小的，甚至只有几分之一个重力单位。这就要求仪器精度达到±0.1 g.u.，即重力全值的 10^{-8} 数量级。为使仪器在保证高精度的前提下适应野外工作,又要求仪器达到体积小、重量轻的标准。图 3－2 是国

产 ZSM - V 型石英弹簧重力仪的弹性系统结构图。该弹性系统为熔融后的石英制成。其工作原理:当重力发生变化引起摆杆偏离水平位置时,指示丝随之摆动,通过一套光学系统即可发现指示丝形成的“亮线”在刻度片上偏离零线的位置。这时调节测量弹簧的长度,使摆杆又回到零点位置。弹簧长度的变化,可以通过连接在它上端的螺旋测微读数器显示出来。这种读数方法称为零点读数法。两次“零点读数”的差值,就指出了重力的变化量。

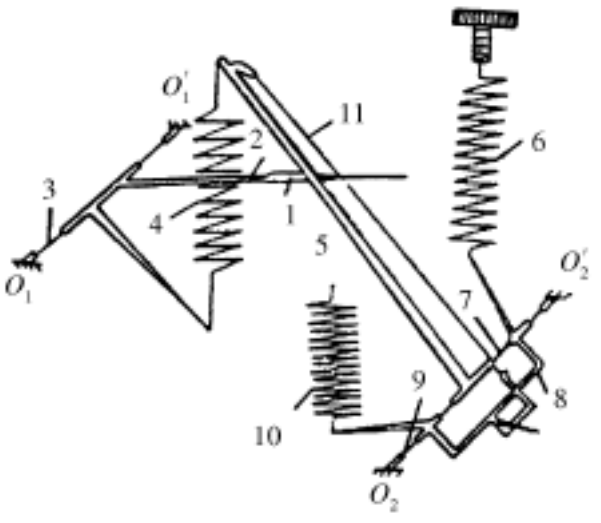


图 3－2　ZSM - V 型石英弹簧重力仪弹性系统
1—重荷;2—摆杆;3—摆扭丝;4—主弹簧;5—温度补偿杆;6—测量弹簧;7—温度补偿扭丝;8—测量框架;9—测量扭丝;10—测程弹簧;11—温度补偿金属丝

测程弹簧是用来扩大测程范围的,由于该弹簧弹性系数较大,可以使仪器测量范围达到 40 000 g.u. 左右,以便用于全球测量。

为了消除温度影响,除采用保温瓶隔热装置外,仪器弹性系统加有自动温度补偿装置。为了减小外界气压变化对重力仪读数的影响,弹性系统体积做的很小,并密封在一个内压仅 15～20 mm汞柱的小容器内。

重力仪内部的弹簧并不是完全弹性的,通过较长时间的作用,它会发生缓慢蠕变。此外,仪器在搬运中要受到微小机械变化的影响,都会使仪器在外界条件不变的情况下,仪器读数随时间发生连续变化。重力读数随时间的这种连续变化称为“漂移”。在重力测量中,对漂移要进行校正。从经过漂移校正后的测点读数中减去基点读数再乘以仪器的格值便得到基、测点间的重力差。

目前石英弹簧重力仪的观测精度已达到 0.1 g.u.,如美国高精度 L - R 型重力仪和加拿大 CG - 3 型自动重力仪。我国 ZSM - V 型重力仪精度为 0.3 g.u.,重 4.2 kg。这类仪器体积小,操作方便,除广泛用于地球物理勘探外,还可用于大地测量和地震的预报上。

3. 野外工作

根据地质勘探任务不同,重力勘探可分为重力预查、普查、详查和细测。不同阶段的重力测量方法技术及精度要求也不同。

由于重力勘探是相对测量,所以在测区内需要建立重力基点,以便控制重力测量的精度(包括控制零点漂移)并作为测区重力的起算点。基点应该选在不受局部异常体的影响,且地形较平坦、交通方便、相对稳定的地段上。

重力测量形式可分为路线测量、剖面测量及面积测量。面积测量是重力测量的基本形式,而路线测量和剖面测量的方向应尽可能与地质构造走向垂直。各种测量常用的工作比例尺、点线距及异常精度要求列于表 3－1 中。

在重力测量中,测地工作是很重要的。为了准确的完成重力测量结果的各项改正,绘制重力异常图、确定异常的坐标位置等都必须配合一定的测地工作。以往重力测网和测点高程的获取,多用经纬仪和水准仪来进行。随着近代科学的发展,已经开始应用激光测距仪和全球定位系统(GPS)来进行。

4. 重力资料的整理

利用重力仪在野外测量的结果经过零点漂移改正后,还需要将各测点相对于基点的读

表 3-1　常用工作比例尺、点、线距及精度要求

工作阶段	工作比例尺	等异常线间隔 10 g.u.	异常均方差 10 g.u.	测点距离 m	测点密度 点·km^{-2}
预　查	1∶100 万 1∶50 万	10 5～10	±4 ±2～4	7 000～10 000 3 000～5 000	0.01～0.02 0.04～0.1
普　查	1∶20 万 1∶10 万	2～5 2	±0.8～2.0 ±0.8	1 500～2 000 500～1 000	0.25～0.5 1～4
详　查	1∶5 万 1∶2.5 万	1～2 0.5～1	±0.4～0.8 ±0.2～0.4	200～500 100～200	4～25 25～100
精　查	1∶1 万 1∶5 000 1∶2 000	0.1～1.0	±0.04～0.4	50～100 25～50 10～20	100～400 400～1 600 2 500～10 000

数差换算成重力差。这种重力差值并不是重力异常值。因为这里还包含着各种干扰因素的影响，并且干扰程度随测点而变化。为了使各测点的重力差值有一个相同的标准，就需要将观测资料进行整理，求得真正的重力异常值，以便在外界条件一致的前提下对各测点的重力异常进行比较。重力资料的整理主要包括:

(1) 纬度改正: 又称正常场改正。地球的正常重力场是纬度 φ 的函数，从赤道到两极逐渐增加，不同纬度的测点即使地下地质条件一样。各测点的重力值也不同。所以这项改正的目的是消除测点重力值随纬度变化的影响。

当进行小比例尺重力测量时，一般用正常重力公式直接算出各点的正常重力值，然后用观测重力值减去正常重力值即可。

当进行大比例尺测量时，勘探范围有限，此时纬度改正值 $\Delta g_{纬}$ 可按下式计算

$$\Delta g_{纬} = -8.14\sin 2\varphi D \qquad (3-8)$$

式中: φ 取总基点的纬度或测区的平均纬度; D 为测点与总基点间的纬向距离以 km 为单位; $\Delta g_{纬}$ 以 g.u. 为单位。在北半球，当测点在基点以北时，D 取正，反之取负。

(2) 地形改正: 目的是消除测点周围地形起伏对测点重力值的影响。自然地形的起伏使得观测点周围物质不处于同一水平面上，因此需要把观测点周围的物质影响消除掉。也就是把测点平面以上的多余物质去掉，而把测点平面以下空缺的部分充填起来，该过程叫地形改正。地形改正值总是正值。

(3) 高度改正: 又称自由空气改正和法伊改正。目的是消除测点重力值随高度变化的影响。其改正的实质是将处于不同高度的测点重力值换算到同一基准面 (或大地水准面) 上来。当地球假定为均匀球体时，改正公式为

$$\Delta g_{高} = 3.086\Delta h \qquad (3-9)$$

当把地球作为一个均质旋转椭球时，可推导出精度较高的公式，形式如下

$$\Delta g_{高} = 3.086(1 + 0.0007\cos 2\varphi)\Delta h - 7.2 \times 10^{-7}\Delta h^2 \qquad (3-10)$$

上两式中: $\Delta g_{高}$ 以 g.u. 为单位; Δh 以 m 为单位，当测点高于基准面时，Δh 取正值; 反之取负值; φ 为总基点的纬度或测区平均纬度; 以上公式的推导都是把地球作为密度分布为均匀时进行的。但实际情况并非如此，所以这就导致了高度改正系数在不同的地区是变化的，特别是高山地区。该问题对山区重力测量有一定的影响。

(4) 中间层改正: 通过地形改正之后，测点平面与基准面之间还存在一个水平物质

层。消除这一物质层对测点重力值的影响，称为中间层改正。

如果把中间层当作一个厚度为 Δh、密度为 σ 的均匀无限大水平物质层来处理，则该无限大物质层厚度每增加 1 m，重力值大约增加 0.419σg.u.。因此中间层改正值为

$$\Delta g_{中} = -0.419\sigma\Delta h \tag{3-11}$$

式中：$\Delta g_{中}$ 以 g.u. 为单位；σ 以 g/cm^3 为单位；Δh 以 m 为单位，当测点高于基准面时，Δh 取正，反之取负。

在重力勘探中，人们常常把高度改正和中间层改正合并进行，并称为布格改正。上述三种改正的物理意义，可用图 3-3 表示。

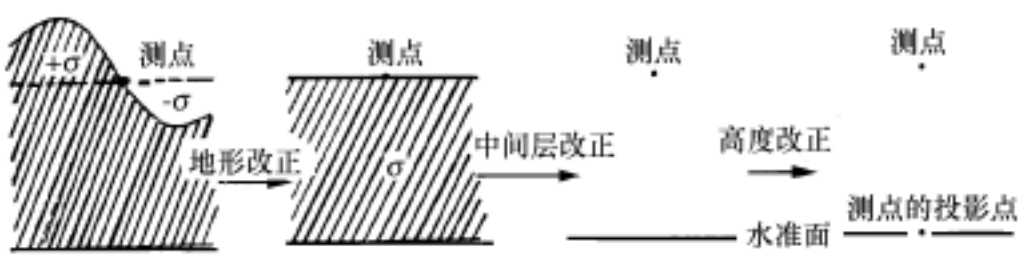


图 3-3　各种重力改正的意义

5. 重力异常

布格重力异常:经过布格改正、地形改正和纬度改正后获得的异常。它消除了大地水准面(或基准面)以上的物质影响。从地面到地下几十公里甚至一、二百公里深度的地质不均体,只要它们有密度差异就会引起布格重力异常。布格重力异常是重力研究的最基础异常。

自由空气异常：在重力观测值中，只经过纬度改正和高度改正的异常叫做自由空气异常（又称自由空间异常或法伊异常)。该异常对海平面以上和以下的岩石密度都没有做出任何假定，所以在形式上它是最简单的重力异常。

自由空气异常对地表和近地表的质量分布很敏感，所以在陆地上，明显有唯地形变化的特征，即与地形高程呈正相关；在海洋区，这种相关关系较弱。因此，在海洋上广泛应用自由空气异常。

(三) 重力异常的划分

重力异常是由从地面到地下数十公里甚至到上地幔内部物质密度的不均匀引起的。这一方面说明它可以应用于不同深度的探测目的；另外说明重力异常具有复杂性，它给寻找地下矿产和探明地下构造带来一定的困难。因此，在重力资料解释时，一般需对异常进行划分。把深部或较大的地质构造引起的区域性的背景场称为区域异常；而把与矿体和局部构造有关的异常称为局部异常。局部异常是从整个异常中减去区域异常的剩余部分,所以又称剩余异常。对于不同的勘探目的,所要保留的异常成分也不同。异常的划分一般采用两类方法,一类是将异常场分解为两个或几个不同的部分,把需要的保留下来,不需要的消除掉。这类方法有图解法和数学分析法;另一类是将异常变换为另一种形式,如将重力异常变换为高阶导数,或将地面的重力场向上半空间或向地下半空间换算等。至于从复杂的干扰背景上划分有用异常，常用的方法有数字滤波及相关分析等。下面只介绍前两类方法。

1. 图解法

图解法又叫徒手圆滑法。它是通过对观测异常场的光滑平均，来求得区域异常，然后

利用观测异常减去区域异常而得到局部异常。该方法对获得区域异常，形式简单，而效果也不比其他复杂公式得到的差。在电子计算机普遍应用的今天，仍有许多人在应用。

2. 数学分析法

该方法又叫重力场的平均法。是一种广泛采用而且效果较好的方法。它是采用一定形式（如正方形、六边形、八边形等）的图板，求出均匀分布在图板边缘上若干点的重力平均值，并把它作为图板中心点（即计算点）的区域异常值。然后用中心点异常减去区域异常值便得到该点的局部异常值。该方法没有主观偏见，但过程死板。只要图板半径选择合适，就能有效的提取异常。

3. 重力高阶导数法

将重力异常 Δg 沿垂直方向求一阶导数 $\Delta g' \quad Z$（或写成 Δg_z）或二阶导数 $^2\Delta g' \quad Z^2$（或写成 Δg_{zz}）可使异常所含成分的比例发生变化，有利于对异常进行划分。

从位场理论可知，不同阶次的重力导数对不同埋深的物质反映是不同的。现以质量为 M、埋深为 h 的球体重力各阶导数的极大值为例

$$\left.\begin{aligned} \Delta g_{\max} &= GM' \quad h^2 \\ \Delta g_{Z_{\max}} &= 2GM' \quad h^3 \\ \Delta g_{ZZ_{\max}} &= 6GM' \quad h^4 \end{aligned}\right\} \qquad (3-12)$$

由此可见，随着球体埋深增大，高阶导数 Δg_{zz} 减小得很快（它与埋深四次方成反比），而重力 Δg 却变化较小。这说明深部物质很少在高阶导数中得到反映，只有埋深浅的物质才会引起高阶导数较大的变化。重力高阶导数不仅能划分异常，还能提高对异常的分辨能力，区分多个地质体的叠加异常。

综上所述，重力高阶导数的作用可归纳为以下几点：突出反映浅部地质因素，压制区域性深部地质因素的影响；可以同时将几个互相靠近、埋深相差不大的相邻地质因素引起的叠加异常划分出来；重力高阶导数具有自己的物理意义，在不同形状的地质体上，它的异常有不同的特征，有助于异常的分类和解释。

4. 重力场的解析延拓

大家知道，重力异常是随着场源深度的变化而变化的，当叠加异常的场源深度不同时，它们随观测平面高度的变化而增减的速度也不相同，浅部地质因素引起的异常随观测平面高度的变化具有较高的敏感性。因此，在异常的划分中，人们提出用异常的空间换算方法来划分不同深度的叠加异常。这项工作称为异常的解析延拓。常用的解析延拓方法有向上延拓和向下延拓两类。向上延拓是将地面实测异常换算为地面以上另一个高度观测平面上的异常；而向下延拓则是根据地面实测异常换算低于地面以下（场源以上）的另一个平面上的异常。

解析延拓可用于区域异常和局部异常的划分上。图 3－4 中曲线 1 是两个质量和埋深相差很大的球体引起的叠加异常。曲线 2 是将叠加异常换算到地面以上某一高度得到的异常，图中可见局部异常（小球引起）成分已被消去，而区域异常（大球引起）变化不大。从曲线 1 减去曲线 2 得到的曲线 3 中，区域异常几乎消除殆尽，而局部异常得到了充分的显示。图中虚线的大球和小球相当于观测面抬高后的位置（埋深加大），图中 + 和 - 表示引起曲线 3 的剩余质量符号。

从以上讨论可知,向上延拓相当于“低通滤波”,对异常起圆滑作用。当原始异常精度较低时,对向上延拓结果影响不大,仍可得到比较圆滑的异常。向上延拓对划分起因于较深场源的异常效果较好。它使叠加异常中的浅部地质因素的影响减弱,而深部地质因素的影响相对得到加强。而向下延拓要求原始异常精度较高,因为向下延拓相当于“高通滤波”,由于个别点的误差经过“放大”,会使延拓后的异常出现强烈的跳动。因此,对异常向下延拓时,首先要对异常的数据进行圆滑。向下延拓可以使浅部地质因素的影响相对增强,深部因素的影响相对减弱。因此,向下延拓对于分辨来自不同深度的场源异常特别有用。但是向下延拓深度接近或大于场源深度时,延拓后的场会显示出急剧的波动。在某些情况下,波动开始时的水平面可能给出场源异常物体的顶部深度。

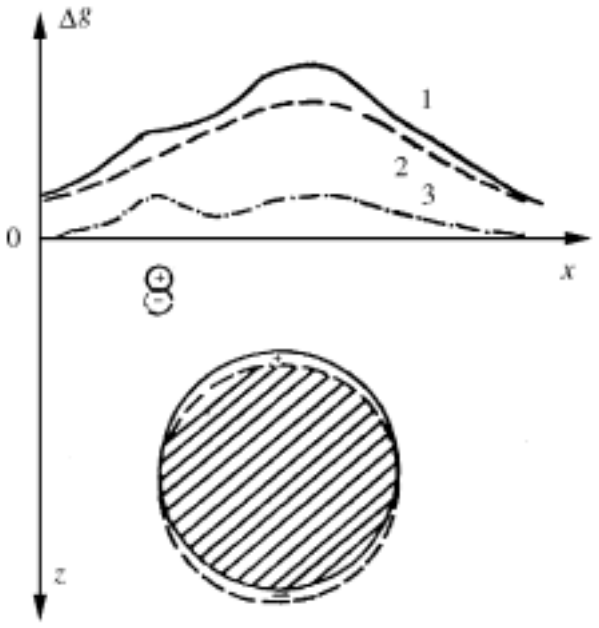


图 3-4　重力异常解析延拓原理的说明

(四) 决定重力异常的基本地质因素

重力异常是对地下地质构造和矿产赋存情况进行解释的基本依据。它的产生是由地表到地下深处密度不均匀体引起的。因此,为了更好的利用重力异常,必须首先了解各类地质因素引起重力异常的特征。

1. 深部地质因素

引起重力异常的深部地质因素主要是地壳厚度的变化。此外,上地幔物质密度的不均匀在一定程度上也影响重力异常的分布。据测定,地壳上层(花岗岩层)平均密度为 2.6～2.7 g/cm^3,下层(玄武岩层)为 2.9 g/cm^3,上地幔平均为 3.31 g/cm^3。可见上、下地壳间以及莫霍界面都是明显的密度分界面,它们的起伏对重力场基本背景起着决定性的影响。地壳增厚,显示重力低;反之显示重力高。地壳厚度可由海洋区最薄的 7km 变到高山区最厚的 75 km。相应地布格异常也从 + 4 000 g.u. 变到 - 5 500 g.u. 左右。此外,上地幔物质密度不均匀引起重力异常变化范围一般达上千平方公里,幅值为几千重力单位的区域异常。

2. 浅部地质因素

结晶基底内部成分变化及结晶基底的起伏:在一些地台区,沉积岩下面是片麻岩、大理岩及各种结晶片岩组成的前寒武系结晶基底。结晶基底内部又有酸性、基性等侵入体。同时还存在因构造运动而形成的褶皱和断裂。这些因素都使结晶基底内部物质密度发生变化,引起重力异常。此外由于结晶基岩与上覆沉积岩间存在一个大约 0.1～0.3 g/cm^3 密度分界面,所以当基岩内部密度比较均匀的情况下,重力异常可以很好的反映结晶基底的起伏。在与油气藏密切相关的沉积盆地内,重力异常的变化主要反映盆地结晶基底的起伏。

(1) 沉积岩的成分变化和内部构造:沉积岩内部不同岩性和不同时代的岩石往往存在着密度差异。因而在沉积岩系内可能存在不只一个密度分界面,并且它们往往与地质界面相吻合。例如我国华北平原奥陶系灰岩的侵蚀面与上覆石炭、二叠系煤系地层就是一个明显的密度分界面。地质界面与密度界面的一致,是用重力勘探直接寻找沉积岩构造的主要

依据。这类异常一般在 100 g.u. 以下，有时甚至仅有几个重力单位，分布范围数平方公里到数百平方公里。但是，沉积岩的岩性、岩相变化、砾石及砾岩的局部堆积等，也可能引起重力异常，与构造引起的重力异常相混淆，给资料解释带来一定的困难。

(2) 固体矿产的赋存：大多数金属矿，特别是致密状矿体，一般与围岩有 1～3 g/cm^3 的密度差。但因矿体不大，所以引起的异常较微弱，多数仅几个重力单位，个别达十几个重力单位，分布范围也很小。

(五) 重力异常的解释

重力异常的解释分为定性解释和定量解释。定性解释是根据重力异常基本特征和已知的地质和其他地球物理资料，对引起重力异常的地质原因作出判断，指出是由那种地质体引起的，地质体的大致空间位置、大小及形状等。定量解释则是在定性解释的基础上，对一些有意义的异常进行定量的计算，给出地质体的产状和物性参数分布。

在地球物理场的理论中，正问题的解是唯一的，而反问题是多解的。原因是由于地球物理场的复杂性和等效性两点决定的。这就给地球物理场的解释带来一定的困难。因此，在地球物理资料解释中，必须强调与地质结合并进行综合地球物理资料解释，方可缩小解释的多解性，使最后的解释与实际情况更加符合。

有关规则几何形体的重力勘探正问题及部分反问题已在本书第二章第三节中讨论过。这里只对任意形体参数的计算加以简单介绍。

1. 地质体深度与质量的估算

如前所述，当地质体可用某些规则形体来模拟时，利用异常半宽度以及异常梯度等就能估算出该地质体的大致深度及其产状。当地质体形状不能用规则形体模拟时，则很难单值地确定其深度。众所周知，重力异常的梯度是异常源深度的一种标志。因此，在不考虑异常物质分布形状的前提下，利用重力异常及异常梯度估算地质体最大埋藏深度的一些方法。主要有

(1) 如果 Δg_{max} 和 $\Delta g'_{max}$ 分别是重力异常和它的水平梯度的极大值，则地质体顶部的埋深 h 可以表示为

$$h \leq 0.86 \left| \frac{\Delta g_{max}}{\Delta g'_{max}} \right| \tag{3-13}$$

(2) 当只有部分重力异常为已知时，则利用同一测点的重力值 $\Delta g(x)$ 和它的水平梯度 $\Delta g'(x)$ 仍可估算出物体顶部的深度 h

$$h \leq 1.5 \left| \frac{\Delta g(x)}{\Delta g'(x)} \right| \tag{3-14}$$

以上两式对于二度体来说，只要把系数 0.86 与 1.5 分别改为 0.65 与 1.0 即可。应该指出，使用以上这些关系的唯一条件是，产生重力异常的地下地质体与围岩的密度差应保持不变。这类关系对于平卧构造产生的异常更为合适。

重力异常的大小是地下剩余质量的直接反映，这样在对异常物体的形状、密度和深度不作任何假定的前提下，根据测区内的剩余异常，利用高斯面积分就能单值地确定产生异常的总剩余质量，公式为

$$M = \frac{1}{2\pi G} \iint_s \Delta g \mathrm{d}S \approx 239 \times 10^3 \sum (\Delta g \times \Delta S) \tag{3-15}$$

式中：Δg 是在小面积元 ΔS 内的平均异常，单位为 g.u.；$\sum$ 表示整个测区内 $\Delta g \times \Delta S$ 的乘积的总和，M 的单位为 kg；ΔS 的单位为 m^2。在矿产地球物理学中，以上关系很重要。但是要计算矿体的真实质量，就必须知道矿体的密度与围岩的密度，然后利用 (2－25) 式计算出矿体的真实质量。

2. 反演解释中的选择法

选择法目前是解反问题常用的方法。其原理是：根据实测重力异常的分布和变化特征，结合工区的地质和其他地球物理和物性等资料，给出引起异常的初始地质体模型，然后进行正演计算，将正演计算得到的理论异常与实测异常进行对比，当两者偏差较大时，根据解正问题时掌握的场与场源的对应关系，对模型进行修改，重算其理论异常，再进行对比……如此反复进行，直至两种异常的偏差达到设计要求的误差范围为止，则最后的理论模型就可作为所求的解答了。

选择法包括量板法和计算机法，量板法只适用于解释简单的二度体，对于三度体或复杂形体的计算，其工作量是相当大的，该方法目前已被计算机法所取代。

选择法最初模型可人工进行，也可编制相应程序由计算机完成。较为理想的是人机对话式的流程，既充分发挥机器快速计算的功能，又能运用解释人员丰富的经验去合理、快速地修改模型。

在计算机上用得较多的最优化反演计算，是搜寻目标函数的一个或几个未知可变参数的最佳值（极大或极小)。设实测异常为 Δg_i，$i = 1, 2, \cdots, m$ 是已知点序号。地质体模型产生的理论异常用 $\Delta g_i'$ 表示，它是模型产状要素和计算点坐标的函数，即

$$\Delta g_i' = f(x_i, y_i, z_i, b_1, b_2, \cdots, b_n)$$

式中：x_i，y_i，z_i 为计算点坐标；b_1，b_2，$\cdots$，b_n 为模型的产状要素及物性参数等。

判定实测异常与理论异常符合程度是在最小二乘法的原则下，让两者偏差的平方和为最小，即有

$$\Phi = \sum_{i=1}^{m} [\Delta g_i - f(x_i, y_i, z_i, b_1, b_2, \cdots, b_n)]^2 = \min \qquad (3-16)$$

函数 Φ 称为目标函数。

如果式 (3－16) 得不到满足，则修改模型参数：

$$b_j^{(l+1)} = b_j^{(l)} + \delta b_j^{(l)} \qquad (j = 1, 2, \cdots, n) \qquad (3-17)$$

式中：l 为迭代次数；δb_j 为修改量。

最优化方法的关键在于求使 Φ 取极小的改正量 δb_j，具体算法有最小二乘法（高斯法)、最速下降法和阻尼最小二乘法（马奎特法）等。当式 (3－16) 被满足时，则 $b_j^{(l)}$ 即可作为所求的地质体各产状要素。

自 20 世纪 90 年代起，重力资料的解释已从常规方法发展了多层密度界面反演，三维数据处理和三度体正、反演等，还开发了重力解释工作站和模型数据库，使重力资料的处理和解释更加方便，效能更高。

(六) 重力法与高密度矿体

西藏北部安多县东巧区是海拔 4 800 m 的山区。出露超基性岩体长 17.4 km，最宽 3.9 km，总面积约 40 km^2。岩石以斜辉辉橄岩为主，其次为纯橄岩。岩体蛇纹石化较强，铬铁矿化普遍，已发现十几处小矿体，矿石多为致密块状，品位较富。铬铁矿相对围岩

(超基性岩) 存在剩余密度可达 1.5 g/ cm^3。为应用重力找矿提供了物性前提。

高精度重力测量比例尺为 1∶5000,基本测网 40 m×20 m,重力异常精度为±0.34 g.u.。在 11 km^2 面积内共发现了 40 余个局部重力异常。经钻探验证，17 号矿体为本区最大的已知矿体，其西段已出露地表。矿体上有明显重磁异常 (图 3－5)，重力异常最大强度为 6 g.u.，并有对应的低负磁异常，相对强度 - 200 nT，但重力异常的走向范围远大于出露的矿体范围，超出已知矿体往东南方向延伸达 100 m 以上，异常形态变缓，强度减弱为 2～4 g.u.，并仍对应有 100 nT 的低磁异常，推断此异常仍为矿体引起，后布置 4 个钻孔，均连续见矿，见矿深度为 20～60 m，矿体厚度 4～28 m，后经勘探证实为与 17 号矿体不相连的另一个隐伏铬铁矿体，称为 Cr17－2 矿体，储量达 25 万吨 (吴钦，1997)。

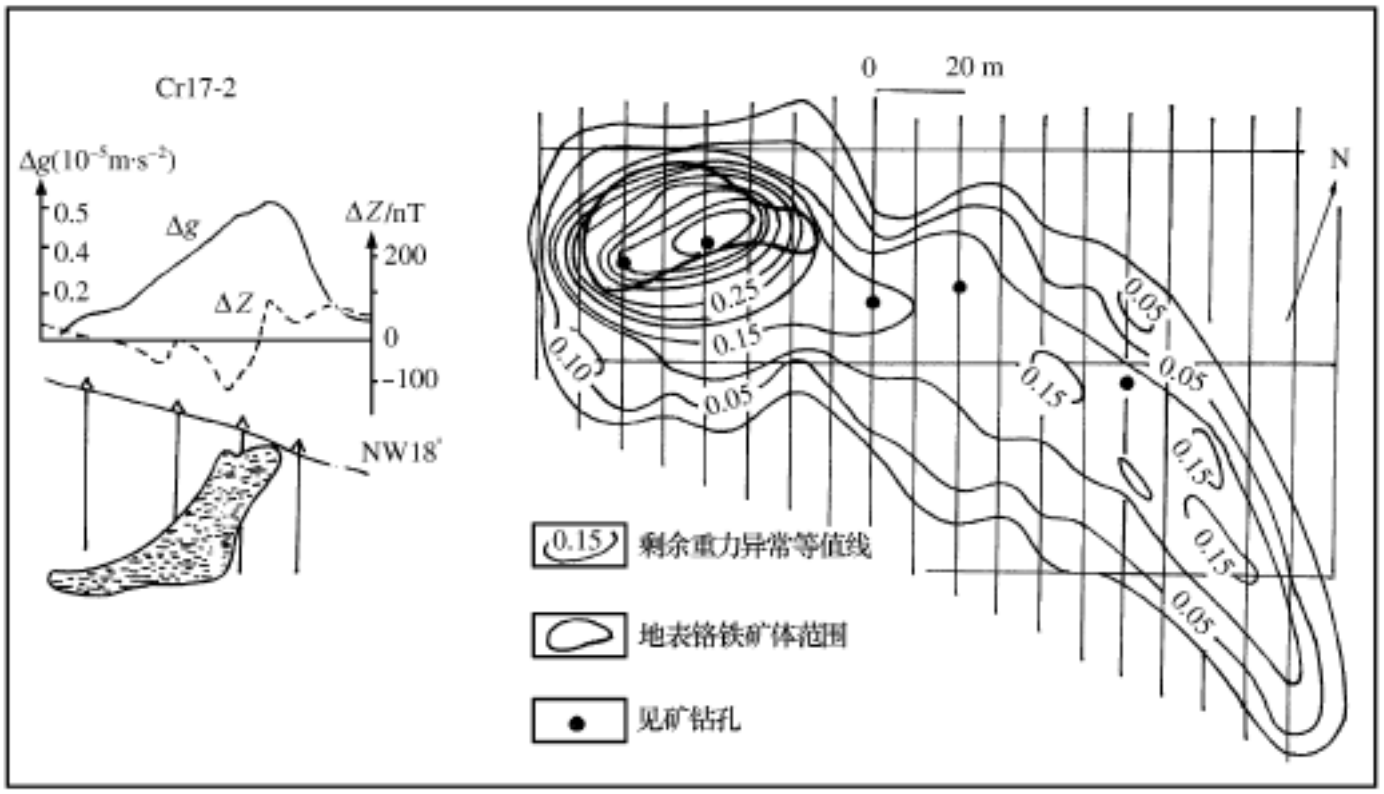


图 3－5　安多东巧超基性岩 17 号铬铁矿体上的重力异常

(据吴钦，1997)

吉林省某含铜硫铁矿区原是一个由地方开采的小型矽卡岩型磁铁矿。为了扩大矿区的远景,曾做过 1∶1 000 的地面磁测工作。结果除了在已知矿体上发现高达 3 000 nT 的磁异常外,还发现了几处低缓的磁异常,根据已掌握的岩石物性资料,可知有的异常是由岩性变化引起的,但也有的原因不清,为了进一步查明,开展了 1∶2 500 的重力测量工作,结果见图 3－6。从图中看出,区域性重力异常比较明显，而局部异常因受区域异常的影响，其形态和特征并不清楚。为了突出局部异常，利用平滑曲线法进行了区域场的分离，计算出剩余重力异常 (图 3－7)。

从经过异常划分后得到的剩余重力异常图可以看出，整个局部异常具有两个异常中心，其中西北部的封闭异常等值线所圈定的范围与已知的铁矿位置一致，与 1 000 nT 的等值线所圈闭的面积相当。而东南部的封闭异常等值线位于磁异常的零线及±100 nT 等值线之间。根据已知铁矿的产状和它与围岩的密度差作了重力异常正演计算，得知铁矿所引起的重力异常与北部实测异常相当，因而证明它的底部无另外的矿体。

由于东南部只有重力异常，而几乎没有磁异常反映，为了查明地质原因，布设了验证钻孔 ZK23。布设钻孔的目的是验证重力异常，但也考虑到同时验证弱磁异常。结果在十

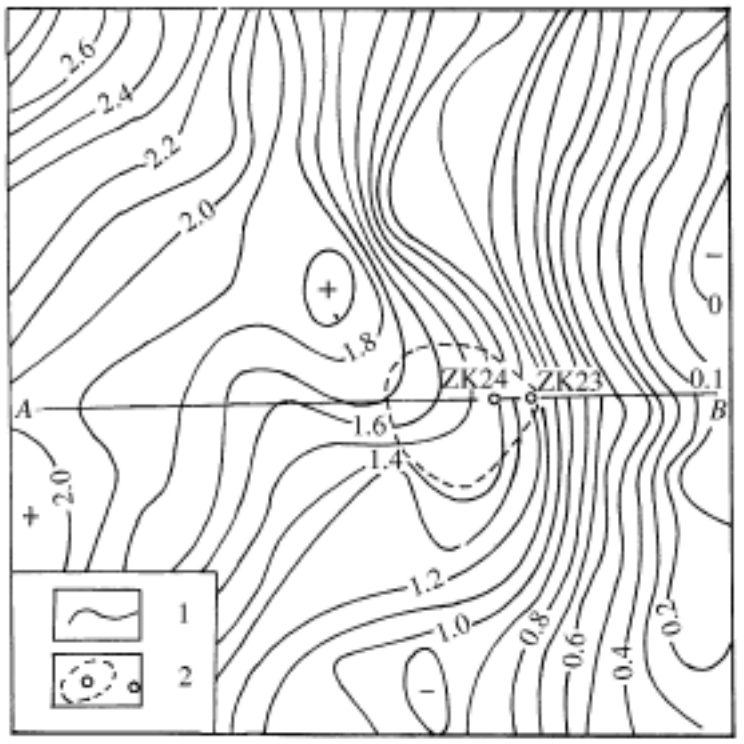


图 3-6　吉林省某矿区布格重力异常图

(据罗孝宽等，1991)

1—重力异常等值线（以 10 g.u. 为单位）；

2—矿体在地表投影及钻孔

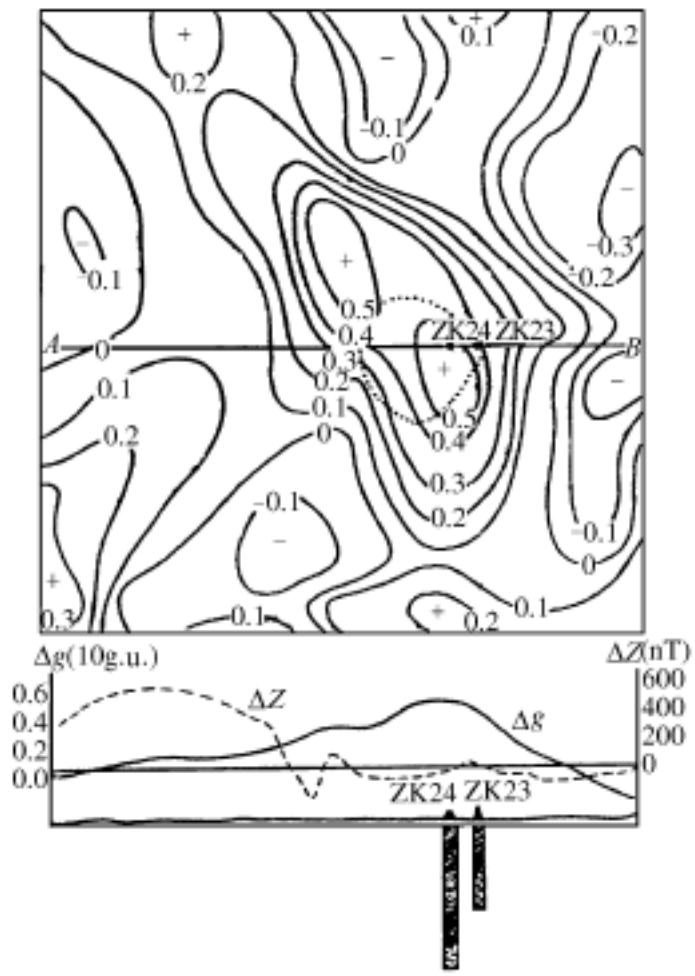


图 3-7　吉林省某矿区剩余异常及 AB 剖面异常图

(据罗孝宽等，1991)

(单位：10 g.u.)

几米深处只见到了 2～3 m 厚的磁铁矿及黄铁矿化的矽卡岩，这样磁异常得到了基本解释。但是对利用钻孔所控制的这个矿体进行的重力正演计算，其结果却只有实测异常的 1/3 左右，显然深部还应有高密度体存在，为了进一步查明原因，在重力异常中心又设计了钻孔 ZK24，结果在 167 m 深处见到了含铜硫铁矿（利用重力资料事先推测的高密度体最大深度为 170 m），矿体厚度为 40 m。矿石的密度为 4.5～4.95 g cm^3；而它的磁化率却很低，基本无磁性。由后来几个钻孔所控制的矿体产状进行了正演计算，结果与实测重力异常基本吻合，从而查明了引起重力异常的原因。

二、强磁性矿体的地球物理探测方法

寻找强磁性矿体或者说寻找与围岩具有一定磁性差异的矿体主要用磁法勘探。

(一) 地球的磁场

地球周围存在的磁场，称为地磁场。地磁场是一个矢量场，其强度和方向随观测点的位置而定，且随时间而发生变化。它是由基本磁场、外源磁场和磁异常三个部分组成。

按近代物质结构理论和电子理论，描述磁场性质的主要物理量是磁感应强度 B。以往磁法勘探中采用高斯单位制，其中磁学量单位取自电磁单位制（CGSM 制）。CGSM 制在真空（或空气）中，$\mu = \mu_0 = 1$，式中 μ 为绝对导磁率，μ_0 为真空导磁率。所以磁场强度 H 与磁感应强度 B 不仅量纲相同，而且它们的单位奥斯特（Oe）和高斯（Gs）大小也相等。因此可用 H 来描述磁场，取 Oe 的分数单位伽马（γ）为基本单位，$1\ \gamma = 10^{-5}$ Oe，同

时 1 γ = 10^{-5}Gs。然而，在 SI 制中，$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$亨利/米 (H/m)，$H$ 的单位为安培/米 (A/m)，B 的单位是特斯拉 (T)。取纳特 (nT) 为基本单位 (1 nT = 10^{-9}T)。H 与 B 的量纲不同，单位也不等。因此二者不能混淆。

现在改用 SI 制，为便于应用过去的图件和资料，由于两单位制间存在 1 nT 相当于 1 γ 的换算关系，故改用磁感应强度来描述磁场，图件上的数值可不变化。本书中所提及的地磁场、磁场、磁异常均系磁感应强度。

1. 基本磁场

基本磁场占地磁场的 99% 以上，由磁偶极子场、大陆磁场和磁场的长期变化三部分组成。目前认为，基本磁场主要是由地核内电流的对流形成，因此，它是一种内源磁场。

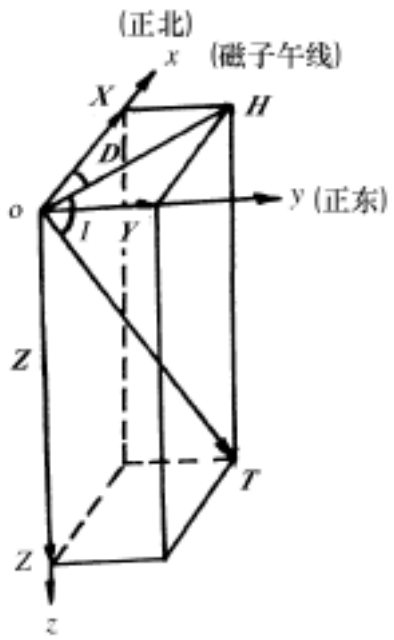


图 3－8 地磁要素图

(1) 地磁要素：它是描述地磁场强度和方向的物理量。在直角坐标系中，以观测点作为坐标原点，xoy 平面为水平面，x 轴指向地理北 (即地理子午线方向)，y 轴指向地理东，z 轴垂直向下指向地心 (图 3－8)。这时地磁场总强度 T 在 x、y 和 z 三个轴上的投影分别为北向分量 X，东向分量 Y 和垂直分量 Z。T 在 xoy 平面上的投影称为水平分量 H，H 的方向即磁子午线 (磁北) 方向。地磁场各分量的方向与坐标轴方向一致时，取为正，反之为负。H 始终为正。H 与 x 轴的夹角，即磁北与地理北的夹角，称为磁偏角，以 D 表示。当 H 偏东时，D 取正值，反之取负值。T 与 xoy 水平面之间的夹角称为磁倾角，以 I 表示，当 T 向下倾时 (即在北半球)，I 为正；T 向上倾时 (在南半球)，I 为负。通过 T 和 H 的垂直平面叫当地的磁子午面，而 xoz 平面是地理子午面。T、H、X、Y、Z、I、D 各量都是表示某点地磁场大小和方向特征的物理量，称为地磁要素。各地磁要素之间有如下关系

$$\left.\begin{aligned} &T = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2},\ H = \sqrt{X^2 + Y^2} \\ &X = H\cos D,\ Y = H\sin D,\ Z = T\sin I = H\operatorname{tg} I \\ &\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H},\ \operatorname{tg} D = \frac{Y}{X} \end{aligned}\right\} \qquad (3-18)$$

在地磁绝对测量 (测量地磁场的绝对数值) 中，通常测定 I、D、H 三个要素。磁法勘探是进行相对测量的，地面磁测目前主要是测垂直分量 Z 的相对变化值，有时也测 H 和 T 的相对变化值；航空磁测则主要是测定 T 的相对变化值。

地磁要素在地球表面分布的规律为：T 值在两极处最大，可达 60 000～70 000 nT；向赤道方向逐渐减小，在赤道处最小只有 30 000～40 000 nT。Z 值在赤道处为零，向两极逐渐变大到 60 000～70 000 nT。H 值在赤道处最大，达 30 000～40 000 nT，向两极逐渐减小到零。磁倾角在赤道处为零，在两极附近某处达到±90°。

我国幅员辽阔，地磁要素值变化很大，资料表明：垂直分量 Z 值由南至北从 - 10 000 nT 增至 56 000 nT。水平分量 H 由南至北从40 000 nT降至 21 000 nT。磁倾角 I 由南至北从 - 10°增至 + 70°。磁偏角 D 的零偏线 (D = 0°) 在我国中部偏西由北向南通过，经过甘肃的安西及西藏的得宋，变化量从 - 11°到 5°。

(2) 磁偶极子场：从地磁要素图中可明显看出，地磁场与地球中心放一个强磁偶极子

产生的磁场（即均匀磁化球体磁场）很接近。分析发现，与实际地磁场拟合最佳的磁偶极子的磁矩约为 8×10^{22} A·m^2，偶极子轴和地理轴之间存在约 11.5°的倾角（图 3－9）。

给磁极下定义需要注意，最佳拟合中心偶极子轴延长线交于地球表面两点，叫地磁极。规定它们的位置的地理坐标是 78.5°N，75°W（地磁北级：位于格陵兰西北）和 78.5°S，115°E（地磁南极：南极洲境内）。而地球表面上磁场垂直指向下且水平磁场等于零（$I=90°$，$H=0$）的两个基本点叫做磁极（或称磁倾极）。1975 年磁极的位置约在 76.1°N，100°W；65.8°S，139.4°E。它们不是对称点。地磁南极距地理南极约为 1 280 km，地磁南极距南磁极为 1 350 km。应该指出的是，在地理北极附近吸引罗盘指北极的是地球的南磁极。可是，按照惯例把地理北极附近的磁极（$I=+90°$）称为地球的北磁极，而把地理南极附近的磁极称为地球的南磁极。

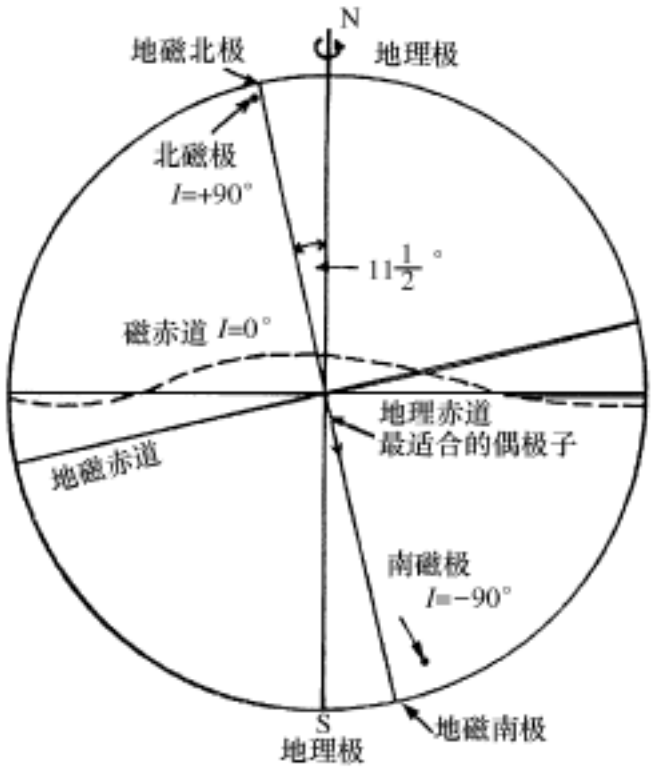


图 3－9　磁极、地磁极及地理极之间的区别

(3) 大陆磁场：虽然最佳磁偶极子场和地球的实际磁场接近，但是两者之间还有相当大的偏差。从地球的基本磁场中除去最佳磁偶极子场（约占基本磁场的 80%）部分，剩下的就是非偶极子场。大陆磁场是非偶极场的主要部分，分布面积大，可达数千甚至上万平方公里。地球上的大陆磁场绕八个中心分布，且具有不同的极性，最大幅值达 16 000 nT（大致是地磁总场 1/ 4）。这些大规模的异常和地理或地质方面没有任何明显的关系，几乎可以肯定是由地球内部的深源引起的。

(4) 长期变化：地球的基本磁场还有一个随时间缓慢向西飘移的变化，称为地磁场的长期变化。观测表明、地面各点的长期变化是不同的，具有区域性。长期变化不仅限于倾角和偏角以及其他地磁要素，就连地球中心偶极子的磁矩也在变化。

2. 外源磁场

外源磁场是起源于地球外部并叠加在基本磁场上的各种短周期变化磁场。它只占地磁场的很小一部分（不到 1%），但组成比较复杂。基本可分为两类：一类是连续出现有周期性的规律变化，包括周期为 11 年，即与太阳黑子活动周期一致的磁变化；和以一天为周期的日变。另一类则是偶然发生的时间短暂的复杂变化，主要有磁暴和磁扰。

日变是以一个太阳日为变化周期的地磁场短期变化。它的变化特点是随地区和时间的变化而变化，但同一磁纬度圈的不同地点日变形态是一样的。白天变化幅度比夜间强，夏季大于冬季。日变的平均幅度为几到几十纳特。

磁扰是偶然发生的地磁场的无规律变化。磁扰形态复杂，变化剧烈。强度大的磁扰，称为磁暴。磁暴一般是全球同时发生的，其强度可达数百甚至上千纳特，延续时间可达几天。据统计，小磁暴较多而强磁暴较少。相当数量的磁暴具有 27 天重复出现的特征。发生次数具有季节性，一般春秋两季较多。当强磁暴发生时，磁测工作应停止进行。

3. 磁异常

在消除了各种短期磁场变化以后，实测地磁场与基本磁场（即正常磁场）间存在的差异，称为磁异常。磁异常是地下岩、矿体或地质构造受地磁场磁化后，在其周围空间形成并叠加在地磁场上的次生磁场。因此它也属于内源磁场，但只占内源磁场中很小的一部分。磁异常内，由分布范围较大的深部磁性岩层或区域地质构造引起的部分，称为区域异常；而由分布范围较小的浅部磁性岩、矿体或地质构造引起的部分，称为局部异常。实际工作中，磁异常与正常场（即局部异常与区域异常）的概念具有相对的意义，要根据解决的地质问题和勘探对象来确定。

在磁测中，根据所测定的地磁要素的不同，可把磁异常分为垂直磁异常(用 Z_a 或 ΔZ 表示)和水平磁异常(H_a 或 ΔH)两种。其中垂直磁异常是地磁场垂直分量的相对变化值，在数值上等于实测地磁场垂直分量(Z)与正常场垂直分量(Z_0)之差。水平磁异常是指地磁场水平分量的相对变化值，在数值上为实测地磁场水平分量(H)与正常场水平分量(H_0)之差。航空磁测和海洋磁测都是测定地磁场总强度的相对变化值 ΔT，称为地磁总场标量异常，在数值上 ΔT 等于实测地磁场总强度（ T）与正常场总强度（ T_0）之差。

(二) 磁力仪及地面磁测资料的整理

1. 磁力仪

磁力仪是获得磁异常数据的直接工具。按磁力仪的构造特点，又可分为机械式磁力仪和电子式磁力仪。

机械式磁力仪又称磁秤，是利用静力平衡原理进行地磁场相对测量的。磁秤有两种，一种是测量地磁场垂直分量相对值的垂直磁秤；另一种是测量地磁场水平分量相对值的水平磁秤。性能最好的机械磁力仪精度可达±(3～5) nT。

图 3－10 是国产 CS_2 - 61 型悬丝式垂直磁秤内部结构图。仪器的核心部分是磁系，磁系由圆柱形磁棒、嵌在磁棒上的铝框及平面反光镜等组成，并由一根称为悬丝的扁平金属丝悬挂在仪器壳的内部，悬丝的一端固定在弹簧上，另一端固定在扭鼓上，于是整个磁系就可以绕悬丝自由旋转。

为了使仪器的测定值只与磁异常有关，在北半球，可通过让磁棒的 S 极一端距转轴(悬丝) 比 N 极一端略远，使得整个磁系的重心稍偏向 S 极一端，且位于转轴的下方。于是在重力和地球正常磁场作用下，磁系将大致保持水平。只有当仪器周围存在磁体时，磁棒才发生倾斜而显示出异常来。仪器测量的是地磁场垂直分量，因此必须调整磁系使其保持水平，且只能在磁东西铅垂面内摆动，以便消除磁场水平分量对磁系转动的影响。

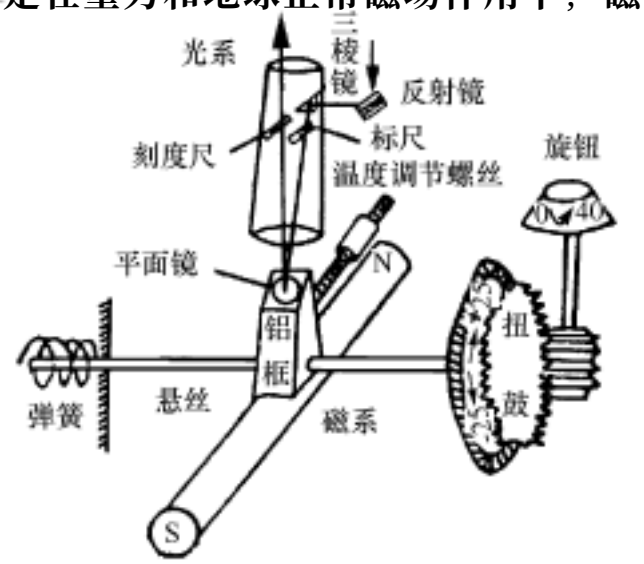


图 3－10　悬丝式垂直磁秤结构示意图

电子式磁力仪包括质子旋进磁力仪、磁通门磁力仪、光泵磁力仪以及超导磁力仪等。质子旋进磁力仪的精度可达 1 nT，可用于航空、海洋、地面及地磁台站做绝对测量，也可做梯度测量。磁通门磁力仪的最高精度可达 0.05 nT，一般只有 0.1 nT，可用于地面、井孔、航空和卫星做相对测量。光泵磁力仪的精度最高可达 0.001 nT，用于航空、海洋、地磁台站做绝对

测量，也可做梯度测量。超导磁力仪的灵敏度高出其他磁力仪几个数量级，可达 10^{-6} nT，因此这类仪器除用于磁法勘探外，还在地磁绝对测量和宇宙探测中发挥作用。

2. 磁测资料的整理

野外获得的磁测数据，需要经过各项改正后才能得到测点上的磁异常值。其中较重要的改正有：

(1) 日变改正：对地面磁测数据的日变改正目的是消除地磁场日变对读数的影响。在目前的磁测精度下，100 km^2 范围内，可以认为日变值是相同的。工区的日变资料可自己观测或向附近的地磁台索取。

(2) 正常场改正：测区面积较大时，需作正常场改正。此项改正是消除地磁场强度随纬度和经度的正常变化。通常是参考本国和世界的 T、H 和 Z 区域等值线图来进行；必要时，可自己计算。

(3) 温度改正：目的是消除温度变化引起磁力仪性能的变化而对读数的影响。磁秤虽然有温度补偿装置，但一般温度系数并不为零，因此在测点观测时，当仪器的温度与基点观测时的温度不同，观测数据必须进行温度改正。

(4) 零点改正：目的是消除因仪器内部结权受外界影响而产生的读数随时间的变化，即零点掉格的影响。

(三) 磁测资料的解释

磁测的最后成果是等值线异常图。它的根本目的在于通过磁测结果的分析研究，解决地质问题。磁测资料的解释与重力资料解释采用的方法有些类似。不过有两个因素使磁测资料的解释更加复杂化：一是磁场的偶极性；二是岩石磁化强度的方向性。尽管如此，如采用适当的方法对异常进行处理、解释，就能提供出非常有用的地质信息。

进行磁测资料解释之前，先要对磁测资料进行分析与处理。磁测资料的分析目的在于了解各种人为因素对磁测成果的影响及对异常的歪曲程度，以便在异常解释时加以注意或设法消除，常用的方法有异常的圆滑与插值。磁异常的处理目的在于消除一些非目标地质因素对异常的干扰，并尽可能把各种地质因素引起的异常从叠加异常中划分出来，以满足异常解释的需要。常用的方法有图解法、高阶导数法以及向上、向下延拓法等。磁异常分析与处理中使用的这些方法，与重力勘探采用的方法一样，这里不再重述。

1. 磁异常的定性解释

(1) 首先要判断引起磁异常的地质原因，先将磁异常图与地质图加以对比，找出它们之间的联系，尤其要注意与矿体直接或间接有关的那些联系。若异常位于成矿有利地段，且磁性资料表明该处矿体的磁性很强，则该异常属矿体引起的可能性就比较大。当磁异常出现在具有一定磁性的岩浆岩和火山岩地区，也不能一概而论是岩体引起的。而应深入分析异常特点，注意探寻磁性岩层下有无强磁性体存在。

(2) 判断地质体的形状与走向，根据磁异常的平面特征，一般可将异常分为狭长异常与等轴状异常两类。当异常长度大于平均宽度三倍或三倍以上时，则称狭长异常，否则称等轴异常。通过用 $\frac{1}{2}Z_{a\max}$ 等值线来衡量异常的长和宽。狭长异常是由具有明显走向的地质体（如板块体、水平圆柱体等二度体以及磁性岩层接触带）引起。通常认为异常的走向即为地质体的走向。若异常对称，两侧无负值出现，可认为是顺层磁化无限延深板状体引

起；若只在异常一侧出现负值，一般认为是斜交磁化（磁化强度方向与板的侧面斜交）无限延深板状体引起。若异常两侧均出现负值，则是由向下延深有限的二度体，如水平圆柱体或有限延深的板状体引起。

等轴状异常一般由无明显走向的球体、直立柱体等地质体引起，或由埋藏深度较大的有明显走向的地质体引起。当其周围无负值或只在一侧出现负值时，可以认为是顺轴磁化向下延深较大的柱体或沿走向不长的斜交磁化无限延深板状体引起。如果正异常周围出现负值，且北面出现负的极小值，则认为是球体或其他形状三度体引起的。有限延深板状体或柱体不仅可能在北面，而且也有可能在其他侧面出现极小值。

(3) 推测地质体的位置与范围，地质体的位置，常指中心位置。对延深很大的地质体指其上顶中心位置；对有限延深地质体是指其截面的中心位置。当异常为对称曲线时，磁性体中心位置在极大值点的正下方；异常为反对称曲线时，磁性体中心位置在零值点正下方；当异常不对称时，磁性体中心位置在曲线极大值点和幅度较大的那个极小值点之间的某个位置，并偏向主要极值一方。平面图上为等值线最密集处。

地质体的范围包括它的走向长度、顶部宽度和下延大小等。对于狭长异常，可根据$\frac{1}{2}Z_{a\max}$等值线大致圈定磁性体走向长度。当曲线以正为主且基本对称时，Z_a 曲线两拐点位置一般与磁性体上顶边界相对应；当曲线正负异常幅度相当时，磁性体上顶边界一般在正、负峰值范围内；当曲线不对称时，且伴生的负异常较明显，则磁性体的边界在负的一侧不会超出负峰值以外，在正的一侧不会超出水平梯度较缓的地带。

(4) 估计地质体的埋深：通常地质体埋藏浅时，Z_a 异常强度大，范围窄，梯度陡；埋藏深时，异常范围宽，梯度平缓且强度减弱。因此，在磁异常图上，出现强而窄的异常，可认为是埋深较浅的地质体引起；如异常范围宽、变化平缓，则认为是埋藏较深地质体引起。

2. 磁异常的定量解释

数学分析法

包括特征点法和切线法。特征点法就是利用异常曲线的某些特征点的坐标位置及它们之间的距离来求解磁性体的位置和产状的方法。磁异常曲线的特征点包括极大值点、极小值点、半极值点、零值点以及拐点等，相应的横坐标分别用 x_m、$x_{\min}$、$x_{1/2}$ 和 $x'_{1/2}$、x_0 和 x'_0、x_G 和 x'_G 等表示，见图 3－11。利用特征点法计算磁性体的埋深，不同形状的磁性体有不同的公式。

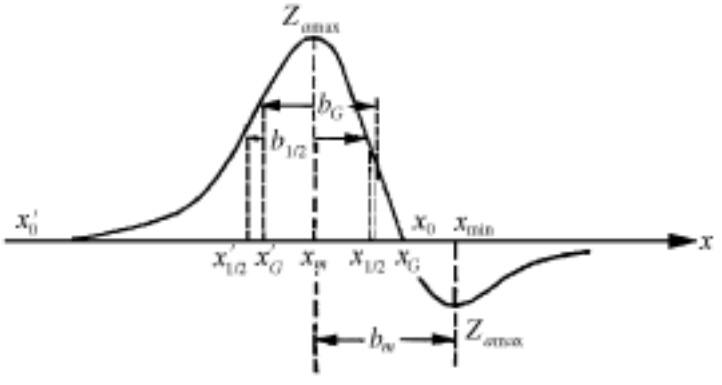


图 3－11　Z_a 曲线的特征点

球体：球体异常的宽度不仅与埋深有关，还与有效磁化倾角 i 有关。计算中心埋深的近似公式为

$$h_0 = b_{1/2} \approx 1.25 b_G \qquad (3-19)$$

$$h_0 = b_m \quad (i \leq 30°) \qquad (3-20)$$

水平圆柱体：水平圆柱体异常特征点也随 i 角而变。计算中心埋深公式为

$$h_0 = |x_0| \quad (i = 90°) \qquad (3-21)$$

$$h_0 \approx b_{1/2} \approx 1.15 b_G \qquad (3-22)$$

在 Z_a 曲线接近于反对称的情况下，用 (3－22) 式计算 h_0 误差较大，这时可用 b_m 求中心埋深。

$$h_0 = 0.83 b_m \tag{3-23}$$

无限延深薄板状体：顺层磁化时，Z_a 曲线对称，上顶埋深为

$$h = \frac{1}{2} b_{1/2} \tag{3-24}$$

切线法计算深度，它是利用异常曲线上的一些特征点的切线之交点与坐标间的关系来计算磁性体的深度。该方法计算简便、快速，几乎不受正常场选择的影响。在航磁 ΔT 异常解释上得到广泛的应用。它的作法是过 ΔZ 曲线极大值两侧的拐点作两条切线，它们与过曲线极大值点和极小值点的切线有四个交点，其坐标分别为 x_2、x_3 和 x_1、x_4，见图 3－12。求埋深 h 的经验公式为

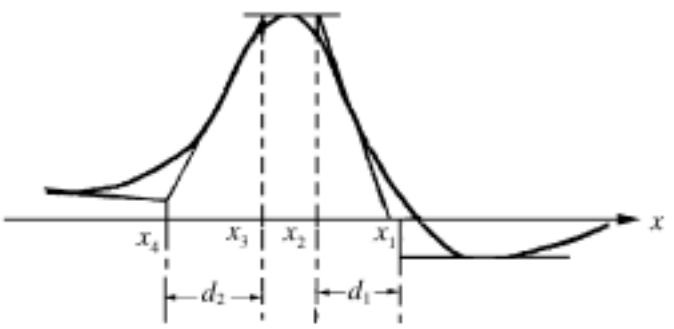


图 3－12　经验切线法图示

$$h = \frac{1}{4}[(x_1 - x_2) + (x_3 - x_4)] = \frac{1}{4}(d_1 + d_2) \tag{3-25}$$

当异常曲线无极小值，可用 x 坐标轴来代替过极小值点的切线。

通过对理论曲线的实际计算表明，上述经验公式对于顺层磁化无限延深的板状体（上顶半宽度 b 等于上顶埋深 h）或垂直磁化有限延深直立板状体（$b = h$，延深长度 $l > h$）一般能得到较好效果。而对其他二度体及三度体效果较差。

选择法

同重力解释中使用的选择法一样，同样包括量板法和计算机法。量板法目前已被计算机法所取代。而计算机法的实质是由给定的地质体模型参数用计算机计算出理论异常曲线，然后与实测异常曲线进行对比，根据对比结果计算机自动修改模型体参数，再计算再对比，最后取拟合最佳的模型体参数以数字形式或图形输出，作为实测异常的解释结果。

已证明计算机法具有可连续自动调整模型参数和快速拟合的优点，但通过这些复杂的运算，未必能提高解释的可靠性。此外，解释过程中也必须强调要有足够的地质控制或其他方面的已知资料，否则是不能提供单一解的。

近 10 余年来，为了解释复杂形体磁异常的需要，相继研制成基于 2.5 维多边形柱体的人机联作反演方法，屏幕实时修改模型作拟合反演或与最优化反演结合，以提高实时修改模型与异常曲线拟合目标体的速度。由于它可以在任意磁化方向下组合成较复杂的形体，并在起伏地形下使用较为方便和直观，已成为目前定量解释中的一个常用方法。

(四) 磁法与强磁性矿体

安徽霍邱铁矿磁异常带是通过航磁发现的。异常区为第四系地层覆盖，唯工区西南角出露有寒武系、震旦系、前震旦系岩层，主要为砂页岩、灰岩、石英岩、片岩等。地层呈平缓单斜，走向西北，倾向西南。根据产状推测，异常带应位于前震旦系变质岩系中。区内岩浆活动微弱，且多为中酸性岩脉沿断裂侵入。对上述各种岩石及岩脉的磁参数测定表明，除角闪片岩有微弱磁性外，其他均无磁性，而石英磁铁矿具强磁性，这对找矿是十分有利的。后经 1∶5 万～1∶2.5 万地面磁测工作，推断磁异常为鞍山式沉积变质铁矿引起。

经钻探验证，异常带内的十个局部异常都已见矿。

图 3－13 为该矿区甲庄地面磁测异常平面图及综合剖面图。该异常位于异常带中段，Z_a 等值线走向近南北，Z_{amax} = 12 400 nT，北部伴生强度不大的负异常，Z_a 剖面曲线规则且基本对称。推测磁化近于垂直，磁体向北西西倾斜，东南侧有大范围低值稳定磁场，说明磁体下延深度较大。

根据上述定性分析，磁体可近似看作二度体，用各种反演方法计算得到：有效磁化强度 M_s = 51 400×10^{-3} A/ m，磁体倾角 α = 58°，上顶埋深 178 m，水平宽度 132 m。有效磁化倾角 i = 69°，可见 α 角与 i 角接近，故选取顺层磁化二度厚板公式进行正演计算。理论曲线与实测曲线吻合较好（图 3－13），说明反演确定的各种参数接近客观实际。

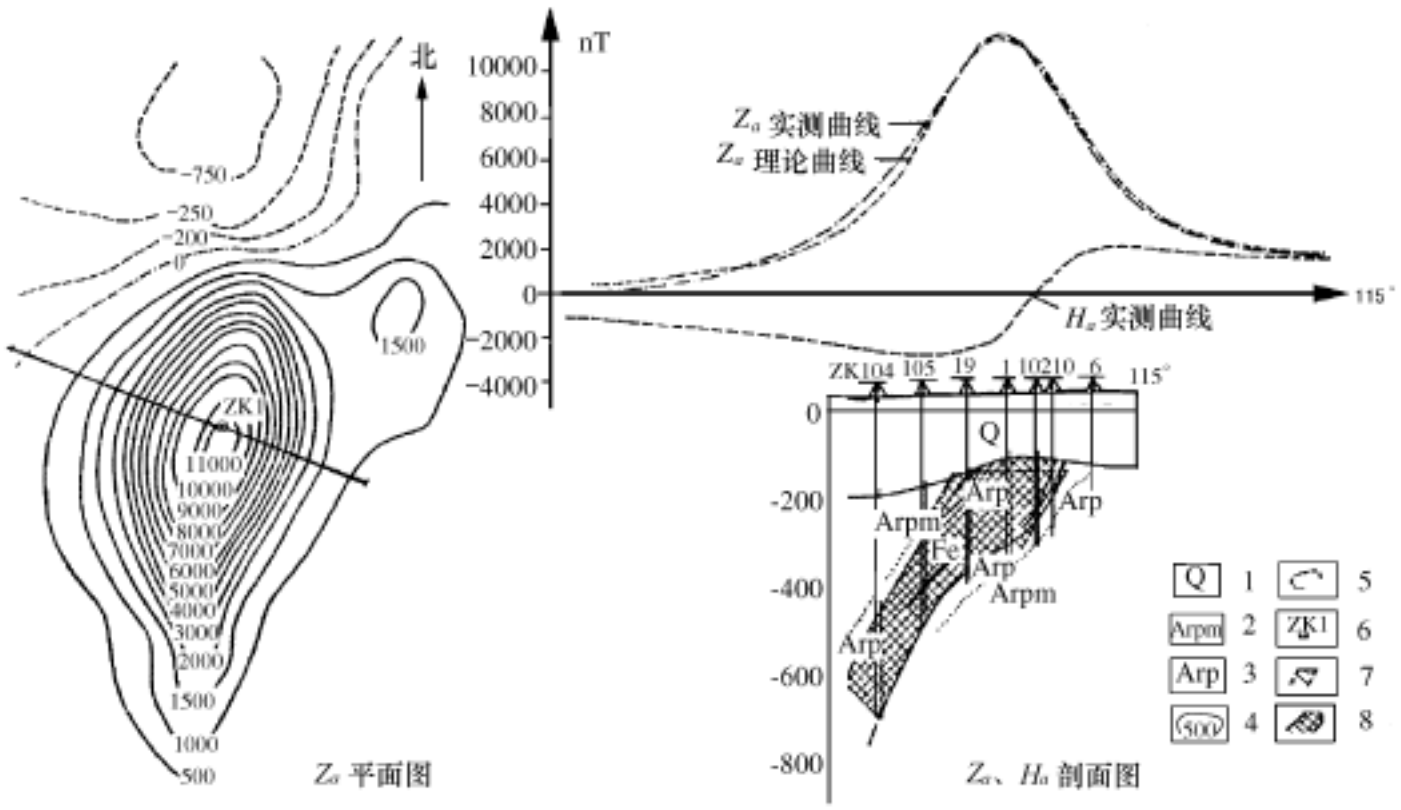


图 3－13　甲庄 Z_a 磁异常图

（据丁绪荣，1984）

1—第四系；2—片麻岩；3—片岩；4— + Z_a 等值线；5— - Z_a 等值线；6—验证钻孔；7—推断矿体；8—探明矿体

综合地质及其他地球物理资料，推断磁异常系前震旦纪沉积变质型鞍山式铁矿引起。根据磁测资料布置的 ZK1 钻孔，在穿过 146 m 的第四系地层后，见到了厚 177.6 m 的鞍山式铁矿，赋存于前震旦系变质岩系中。

磁法还广泛应用于寻找多金属矿床上。多金属矿床本身并无磁性，但是它们不是与磁铁矿共生，就是与基性、超基性岩体关系密切，或者受接触带、断裂控制等，因而能够通过磁测间接发现它们。图 3－14 为湖南某地铜铁多金属矿床上的航磁异常。该异常形态规整，最大强度达 n×10^3 nT。已知该区磁铁矿产于石英斑岩和灰岩接触带或岩体内灰岩捕虏体的边部，在该接触带还产有规模较大的含铜黄铁矿及其他铅、锌多金属矿体。这个异常被发现后，又进行了地面磁测检查，圈定了三个异常（图 3－15）。通过 M_1 异常上 ZK_1 钻孔验证，在深度超过 150 m 时见到了总厚度达 41 m 的磁铁矿，证明异常由矿体引起。但由于勘探网度太稀，在四周布钻未见矿，曾一度否定了该异常的找矿意义。后来重新分

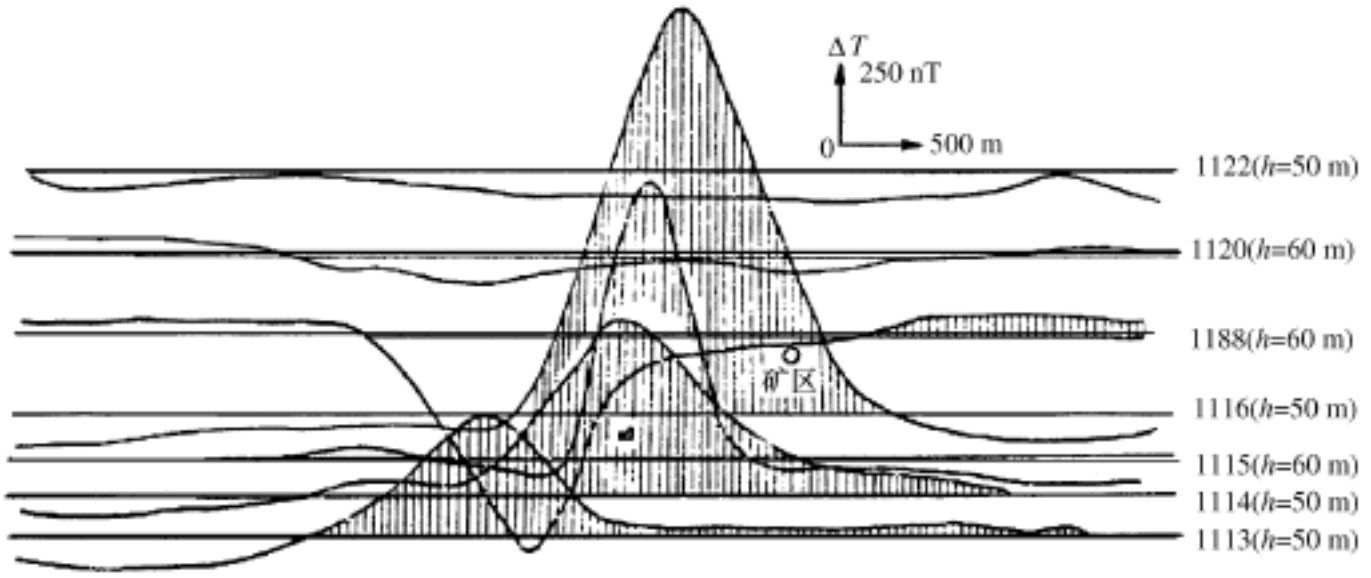


图 3－14　湖南某地 ΔT 异常

(据丁绪荣，1984)

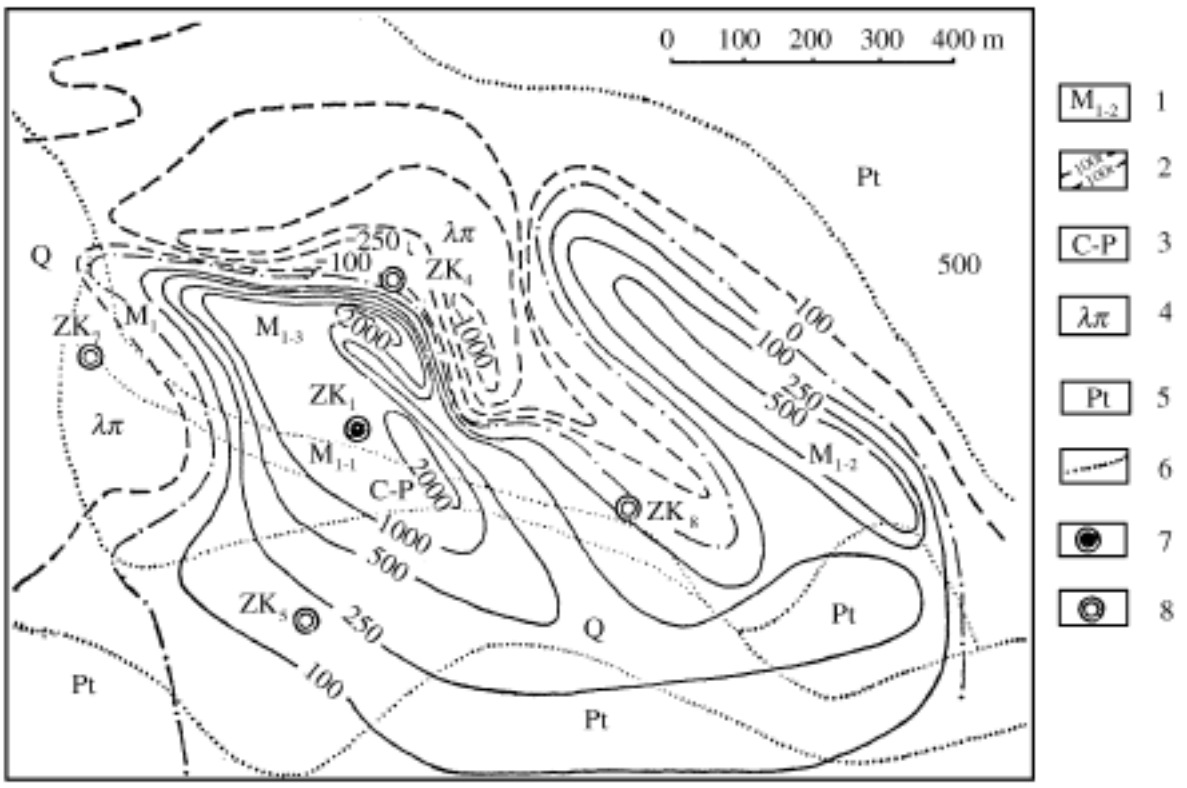


图 3－15　矿区 Z_a 等值线平面图 (单位：nT)

(据丁绪荣，1984)

1—异常编号；2—异常等值线；3—硅化灰岩；4—石英斑岩；5—龙山系板岩；6—地质界线；7—见矿钻孔；8—未见矿钻孔

析这个异常，加密测网，作更大比例尺的磁测，并综合其他物探方法，进一步完整而详细地圈定出四个强磁异常和一个弱异常。经钻孔验，每个孔都见到含有与磁铁矿共生的铜、铅、锌等多金属矿体。

此外，利用重磁场综合还能预测隐伏矿床，例如，内蒙古中部地区，广泛发育有中、新元古代浅海-滨海相浅变质岩系。区内酸性、基性火山岩零星分布，加里东中期中-基性侵入岩体局部出露，一些断裂和褶皱构造醒目。分布着许多铜、铅、锌等金属硫化物矿床，其围岩主要是细碎屑岩、碳酸盐岩等，细碎屑岩向碳酸盐岩过渡部位往往是矿床赋存空间。

根据矿床地质特征、物性统计以及重、磁力场特征可以看出：①航磁和重力场能够反映出控矿构造形态；平缓的正（或负）背景磁场能反映出碎屑岩与碳酸盐岩交互过渡的矿床围岩环境；规则带状或等轴状磁异常可反映出伴生有磁黄铁矿的规则层状、似层状铜、铅、锌等多金属硫化物矿床赋存形态及平面特征。②矿床围岩碎屑岩和碳酸盐岩之间有明显密度差异，所以区内重力异常梯度带除反映深大断裂外，还与矿床围岩有关。③矿体围岩一侧是炭质板岩，具有高极化率、低电阻率的电性特征；虽然矿体与围岩无明显电性差异，但利用电法异常可以圈定整个含矿岩系。

根据以上地质与地球物理特征，利用重、磁交互解释技术，对内蒙古中部东德岭区进行了隐伏矿床综合模型的预测。预测基本过程是，首先就航磁异常对照综合模型标志进行筛选，筛选的主要手段是多元统计分析（聚类、判别），并对其他信息（重力、电阻率、极化率及地表地质等）也进行某些关联，最后对有找矿价值的重、磁异常进行模型计算。初始模型的几何形体和物性参数值是根据实测的地质、物性剖面数据给定。结果（图 3－16）认为东德岭区

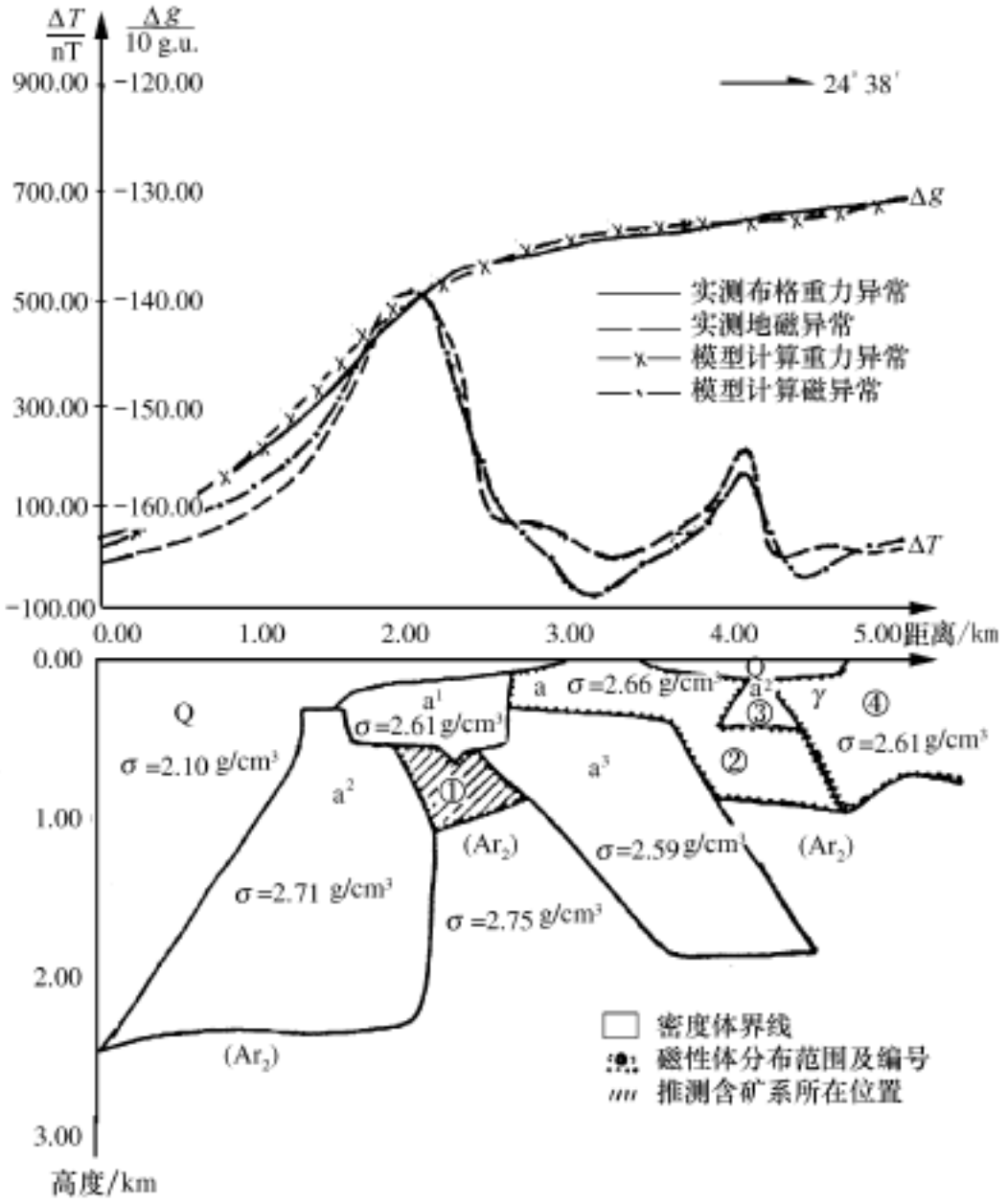


图 3－16　内蒙古东德岭地区重、磁交互模型解释剖面

（据张利真，1992）

Q—第四系，a—阿古鲁碳酸盐岩，a^1—阿古鲁炭质板岩；a^2—阿古鲁板岩与灰岩夹层；a^3—阿古鲁炭质板岩，γ—花岗岩类。有效磁化强度：① M_s = 10 A/m；② M_s = 0.6 A/m；③ M_s = 1.6A/m；④ M_s = 0.3 A/m

地磁倾角 I = 59°；磁偏角 D = 29°；模型水平延伸 10 km

为隐伏的含矿岩系分布区。依据是,实测重、磁、电的异常特征完全符合综合模型的标志特点;并由交互模型解释计算,在覆盖层下面存在有磁化率、密度值与含矿层相近的地质体;根据泊松方程用重力垂直一阶导数与航磁化极异常场进行的重、磁对应分析中,相关系数为正。因此预测,这一地区有隐伏的含矿岩系存在(张利真,1992)。

三、高导电矿体的地球物理探测方法

在寻找高导电矿体中,通常采用直流电法和交流电法两种方法。常用的直流电法有电阻率法、充电法、激发极化法和自然电场法。交流电法目前主要利用岩、矿石在交变电磁场作用下所产生的感应电磁场的空间和时间分布规律,从而寻找有用矿床和解决某些地质问题。在这类电法中现在主要采用低频交流电法 (或称低频电磁法)。由于研究问题的频率范围在低频部分,因而其感应电磁场的强弱主要与岩、矿石的导电性和导磁性有关。交流电法的主要优点之一是不必用接地电极向地下供电,因而工作效率较高,并且可以利用航空的方法进行观测。但是在理论上和仪器方面都比直流电法复杂些。

种类繁多的电法勘探方法是适应各种不同地质任务的需要而发展起来的。它们之间的差别也是由于解决不同的地质问题而形成的。各种电法勘探的应用条件和范围各不相同,有时甚至在同样的电性条件下,由于地质体产状的不同就需要选用不同的方法。所以在工作中正确地选择电法勘探方法是很重要的。

(一) 电阻率法

电阻率法是利用岩、矿石导电性差异来寻找矿产和地质构造的一种直流电法勘探方法。当地下介质存在导电性差异时,地表观测到的电场将发生变化。电阻率法基本上就是根据这个道理来寻找矿产并研究其他地质问题的。

1. 电阻率法的理论基础

(1) 均匀介质中的稳定电流场:从物理学中已经知道,描述稳定电场的基本物理量是电场强度 E、电位 U 和电流密度 J,他们遵循的基本规律可以表示为

$$J = \frac{E}{\rho} \tag{3-26}$$

$$\mathrm{div}\, J = 0 \tag{3-27}$$

$$E = -\,\mathrm{grad}\, U \tag{3-28}$$

把 (3-28) 式代入 (3-26) 式,然后再代入 (3-27) 式,即得到描述稳定电流场的拉普拉斯方程:

$$\grave{e}^{2} U = 0 \tag{3-29}$$

在地下为均匀无限介质并且在地表点电源的情况下,可以得到

$$U = \frac{I\rho}{2\pi r} \tag{3-30}$$

$$E = \frac{\rho I}{2\pi r^{2}} \frac{r}{r} \tag{3-31}$$

$$J = \frac{I}{2\pi r^{2}} \frac{r}{r} \tag{3-32}$$

式中: r 为距点电源的距离; I 为电流强度; ρ 为介质电阻率。如果供电电源两个电极 A ($+I$) 和 B ($-I$) 相距不远时,观测点 M 的电场和电位可以表示为

$$E_M = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM^2}\frac{AM}{AM} - \frac{1}{BM^2}\frac{BM}{BM}\right) \tag{3-33}$$

$$U_M = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) \tag{3-34}$$

图 3-17 即为按 (3-33) 和 (3-34) 式计算的两个异性点电源的电位和电场分布图。在 A、B 的中间电流线基本平行于地表，其中垂面上电位为零，靠近电极处的电位以及电场的梯度都急剧增加。

(2) 电流密度的垂向分布，勘探深度的概念：电流密度的垂向分布规律对地电测量具有重要意义。因为实际测量中，是根据地表电流密度的变化来判断地下地质体的分布。若集中于地表的电流越多，流入深部的电流就越少，当流经深部地质体中的电流密度很小时，该地质体电阻率的变化对地表电流密度的影响就不大，也就探测不出该地质体的存在。

对于一个点电源而言，与 A $(+I)$ 相距 r 处的地表 O 点电流密度为

$$J_O^A = \frac{I}{2\pi r^2}$$

在 O 点铅垂线上，距地表为 h 的 M 点处电流密度为

$$J_M^A = \frac{I}{2\pi(r^2 + h^2)} = J_O^A \cos^2\theta$$

式中 θ 为 AM 与地平面的夹角。

对于两个点源，地表 AB 中点 O 处的电流密度

$$J_O^{AB} = J_O^A + J_O^B = 2J_O^A$$

A，B 中垂线上，深度为 h 的 M 点处，按矢量叠加可求得

$$J_M^{AB} = 2J_M^A\cos\theta = 2(J_O^A\cos^2\theta)\cos\theta = J_O^{AB}\cos^3\theta$$

对于地电测量，只能在地面电流密度的背景上反映地下 M 点处电流密度变化。因此，必须使 J_M^{AB} 与 J_O^{AB} 的比例达到一定大小，方有可能发现深度为 h 的 M 处电阻率异常。图 3-18 是按下式

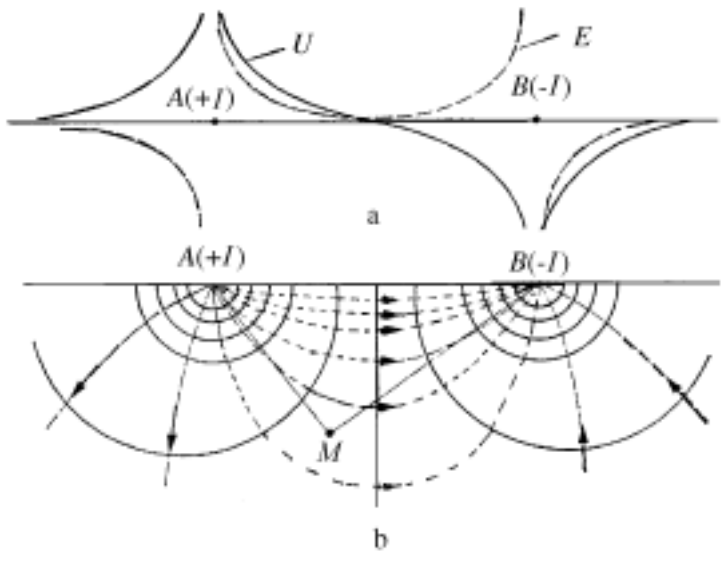


图 3-17 均匀各向同性半空间中两个异性点源的电场

a—电位及电场的变化；b—等电位线（实线）及电流线（虚线）

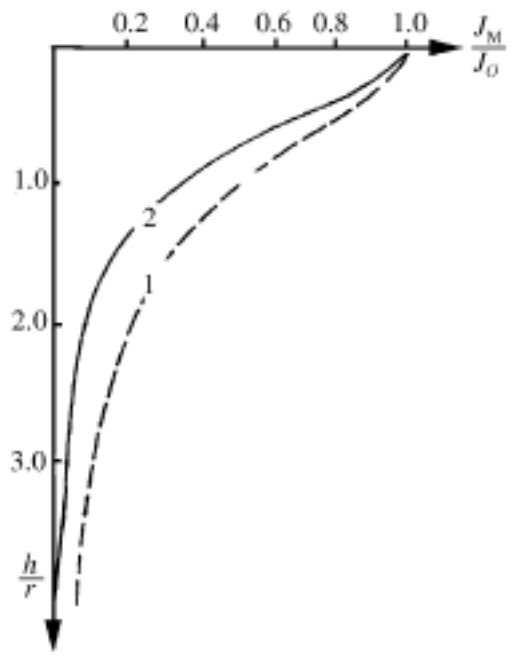


图 3-18 电流密度随深度分布

1—一个电点源；2—两个点电源

$$\frac{J_M^{AB}}{J_O^{AB}} = \cos^3\theta = \frac{1}{\left[1+\left(\frac{h}{r}\right)^2\right]^{\frac{3}{2}}}$$

计算的 J_O^{AB}/J_O^{AB} 随 h/r 变化的图形。可以看出，电流密度最大，且随深度衰减很快，当 $h/r=1$ 时，电流密度的比值约为 0.3，而当 $h/r=2$ 时，电流密度几乎达到 0.1，也就是说 $h=AB$ 处的电流密度仅为地表的十分之一。因此，位于 $h\geq\frac{AB}{2}$ 深处的地质体很难在地表产生可靠的视电阻率异常，因而不易为人们所发现。从上面讨论可知，要想加大电流的分布深度，必须加大供电电极 A 与 B 之间的距离。人们目前认为 $\frac{AB}{2}$ 的距离即为电阻率测深法的最大勘探深度。

除此之外，地下介质电阻率的分布情况，显然也是影响电阻率测深法勘探深度的主要因素。

(3) 电阻率及视电阻率：根据 (3－34) 式，由供电电极 AB 在均匀无限半空间 M 和 N 两点之间产生的电位差 ΔU_{MN}，可以写成

$$\Delta U_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{AM}-\frac{1}{AN}-\frac{1}{BM}+\frac{1}{BN}\right)$$

令

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM}-\frac{1}{AN}-\frac{1}{BM}+\frac{1}{BN}} \qquad (3-35)$$

电阻率公式可简写为

$$\rho = K\frac{\Delta U}{I} \qquad (3-36)$$

式中：K 为装置系数（或叫排列系数），它是一个与各电极之间的距离有关的系数。在野外工作中，装置形式和极距选择一经确定，K 值便可计算出来。

实际上，地下地质情况是复杂的，电阻率的分布是不均匀的，即地电测量所研究的都是非均匀的地电断面。按上述方式测量和按 (3－36) 式计算的电阻率值，并不是某一地层或岩、矿体的真电阻率，而是该电场作用范围内各种岩、矿石电阻率的综合反映。为此，实践中人们引入视电阻率的概念，仍采用上述测量方式和计算公式，结果记为视电阻率 ρ_s，表示为

$$\rho_s = K\frac{\Delta U}{I} \qquad (3-37)$$

影响视电阻率的因素有两个方面，其一是电场作用范围内地电断面本身的电阻率分布，如断面中各地层或地质体的电阻率，它们的形状、规模、厚度、埋深等。其二是电极的排列形式、电极距的大小、电极排列与地质体之间的相对位置等。

虽然影响视电阻率的因素较多，但对于所欲测的地电断面而言，其电阻率分布或岩、矿体产状等是不变的因素。若在一个测点上，逐次加大供电极距，所测视电阻率将在一定程度上反映该点电阻率随深度的变化。而保持供电极距不变，在不同点上所测视电阻率，所反映的是沿测线同一深度范围内的电阻率变化。

2. 电阻率法的仪器与装备

电阻率法是通过观测供电电流 I 及其产生的电位差 ΔU_{MN}，再经过 (3－37) 式计算出视电阻率的。可见电阻率法仪器的主要任务就是测量电位差和电流。按野外工作条件，要求仪器有较高的灵敏度和稳定性；要有较强的压制干扰的能力；要有较高的输入阻抗和较大的测程范围，要绝缘性能好、体积小而轻便耐用。目前我国采用的多是北京地质仪器厂生产的 DWD－Ⅱ型微机直流电阻率仪以及重庆地质仪器厂生产的 DDC－5 型电子自动补偿仪。DDC－5 型仪器供电脉宽 1～59s 任选，每个周期为正—负—正三次供电。通过叠加、平均、滤波等提高精度。内存最多 800 组数据，预置 9 种电极排列方式。

为进行电阻率法的野外工作，除需要测定电位差的仪器外，其他主要装备还有供电电源、供电电极和测量电极、导线及线架等。

3. 电阻率剖面法

电阻率剖面法是电阻率法中的一大类。在工作中，一般采用不变的电极距并使整个装置沿着剖面方向移动，逐点观测 MN 间的电位差 ΔU 和供电电流强度 I，求出视电阻率 ρ_s 值。然后以测点为横坐标，ρ_s 为纵坐标，作出 ρ_s 曲线图。由于电极距固定不变，勘探深度就基本不变，因而 ρ_s 曲线图可以把地下某一深度以上不同电阻率的地质体沿剖面方向的分布情况反映出来。

根据供电电极 A、B 和测量电极 M、N 的排列方式，电阻率剖面法又可分为“联合剖面法”、“对称剖面法”和“中间梯度法”三种类型。由于装置类型的不同，各种电阻率剖面法所解决的地质问题也有差异。

装置类型及工作方法

联合剖面法是两个三极排列 $AMN\infty$ 和 ∞MNB 的联合。所谓三极排列是指供电电极之一位于无穷远的排列，如图 3－19 所示。A 电极或 B 电极供电时，有一个共同的无穷远电极 C。如果以 O 表示测量电极 M 和 N 的中点，则联合剖面装置的四个电极 A、M、N 和 B 位于同一直线上 (这条直线就是测线)，且 $AO = BO$，$MO = NO$。无穷远极 C 一般敷设在测线的中垂线上，与测线之间的距离大于 AO 的五倍 ($CO > 5AO$)。

工作中将 A、M、N、B 四个电极沿测线一起移动，并保持各电极间的距离不变，中点 O 作为测点的位置。在每个测点上分别测出 $AMN\infty$ 和 ∞MNB 排列的 ΔU 和 I，并按 (3－37) 式求得 ρ_s^A 和 ρ_s^B 两个视电阻率值。于是，联合剖面法的剖面曲线图上有两条视电阻率曲线 ρ_s^A 和 ρ_s^B。

由于联合剖面法工作中需要敷设无穷远电极，在每一测点上都要观测两次，因此此装置比较笨重，效率比较低，很少用于地质普查阶段。对于寻找低阻陡倾的硫化矿床或含水断裂破碎带以及解决其他电性条件相似的地质任务，此法有较好的效果。

对称剖面法是 A、M、N、B 四个电极沿测线排列在一条直线上，并且相对于 M、N 的中点 O 对称分布。一般 $MN = (1/3 \sim 1/5)\ AB$，工作中保持四个电极间距离不变，同时沿测线向前移动，并使 O 点位于测点上，逐点观测，利用 (3－37) 式求出 ρ_s 值。

对称剖面法主要用于了解浅部基岩起伏，划分接触带，寻找矿层以及配合地质填图。

中间梯度法的特点是供电电极 AB 间距很大，一般 $AB = (30 \sim 50)\ MN$，并且工作中 AB 固定不动，只在中间 $(1/2 \sim 1/3)\ AB$ 范围内移动 MN，然后进行逐点观测 (图 3－20)。

由于 AB 距离很大，在 AB 中部测量范围内电流线平行于地表，形成均匀场。这种特点的

电场不仅在 AB 连线上是如此，在 AB 连线两则 $1/6AB$ 范围内也近似地如此。因此，中间梯度法在不移动 AB 的情况下，不仅能在 AB 连线上，而且还可在其两侧相邻 $1/6\,AB$ 范围内进行测量。这种一线布置供电电极，多线测量的方式，可以大大提高生产效率。中间梯度法同样是按(3－37)式计算视电阻率值。但是装置系数 K 不是固定的，测量电极每次移动都将引起 K 值的变化。中间梯度法用于寻找陡倾的高阻岩脉(如石英脉、伟晶岩脉等)效果较好。

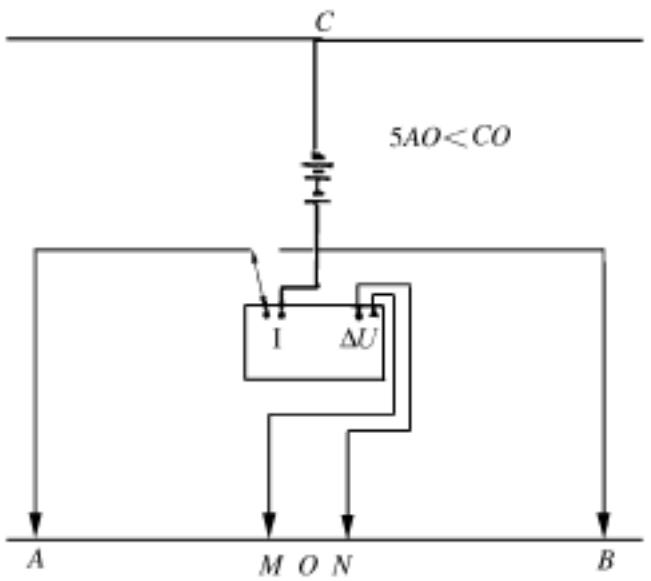


图 3－19　联合剖面法装置示意图

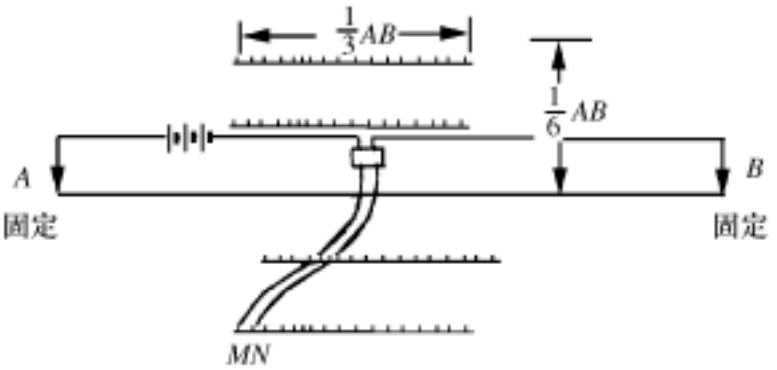


图 3－20　中间梯度法装置示意图

以上三种电剖面法所采用的工作比例尺都由地质任务而定，至于具体技术要求由工作规范规定。

实测曲线的分析与处理

实际工作中，由于地表电性不均匀、地形的起伏等都可以造成异常的畸变，使 ρ_s 曲线大大复杂化。因此在进行资料解释之前，必须结合实地情况对实测曲线进行分析，消除一些干扰因素，辨认出由矿体引起的异常，才能进行正确的地质解释。

下面以联合剖面法为例说明干扰因素的识别与处理。

野外工作中地表多有表土的覆盖，而覆盖层的电性一般是不均匀的。这使得测量电极 MN 附近的电阻率 ρ_{MN} 随之而变化。在表层电性属低阻处 ρ_s 出现低值，属高阻处出现高值，以致实测曲线远不像理论曲线那么光滑而呈现锯齿状跳动。对于联合剖面法则表现 ρ_s^A 和 ρ_s^B 同步地上下跳动，如图 3－21 所示。

理论上证明，当 AO 大于电性不均匀体半径 5 倍时，局部不均匀体对 ρ_s^A 和 ρ_s^B 的影响是近于相等的。这时单纯由局部电性不均匀所引起的 ρ_s 的变化，表现为 ρ_s^A 和 ρ_s^B 的同步跳动。因而可以取 ρ_s^A 和 ρ_s^B 的比值来消除局部不均匀的影响。将 ρ_s^A 和 ρ_s^B 曲线变换为 F^A 和 F^B 曲线

$$F^A = \frac{\rho_s^A}{\rho_s^B}, \qquad F^B = \frac{\rho_s^B}{\rho_s^A}$$

若地下无矿体存在，则 F^Aŭ F^Bŭ 1。若有矿体，则曲线就消除了局部不均匀干扰的影响而保留了矿体上视电阻率曲线的特点。如图 3－21 所示，在矿体顶部 F 曲线有“正交点”，在交点左侧 $F^A > F^B$。相当于 $\rho_s^A > \rho_s^B$；交点右侧 $F^A < F^B$，相当于 $\rho_s^A < \rho_s^B$。相比之下，F 曲线的正交点清晰得多。此外，由于沿测线 ρ_s 变化强烈，很难判断矿体的倾向，而在 F

曲线上这一困难已被消除，其异常大的一支的方向即为矿体倾向。

即使地下介质是电性均匀的，地形的起伏也将使实际分布于 *MN* 之间的电流密度不同于地表为水平面时的电流密度，而且随位置的不同发生变化。这对于 ρ_s 曲线的影响是较为严重的。有时由地形引起 ρ_s 变化的形态与幅度与矿体所引起的相当，甚至于幅度更大。图3－22绘出无限长斜坡的山脊上的联合剖面 ρ_s 曲线。在山脊上出现“反交点”，交点的 ρ_s 值较低，而位于两曲线极小值处。相反，在山谷地形上联合剖面法 ρ_s 曲线将出现一个“正交点”。交点处 ρ_s 值较高，位置正好落在谷底。

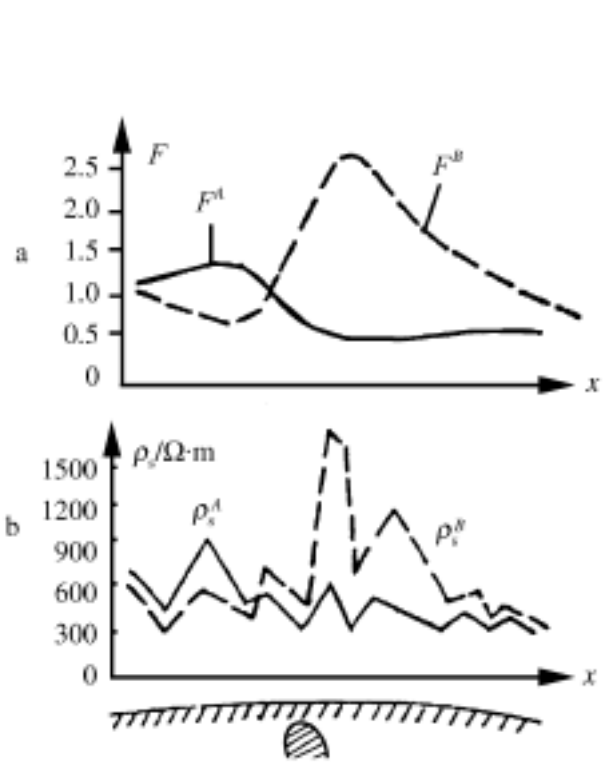


图 3－21　表土电性不均匀对联合剖面 ρ_s 曲线的影响

a—F^A 与 F^B 曲线；b—ρ_s^A 与 ρ_s^B 曲线

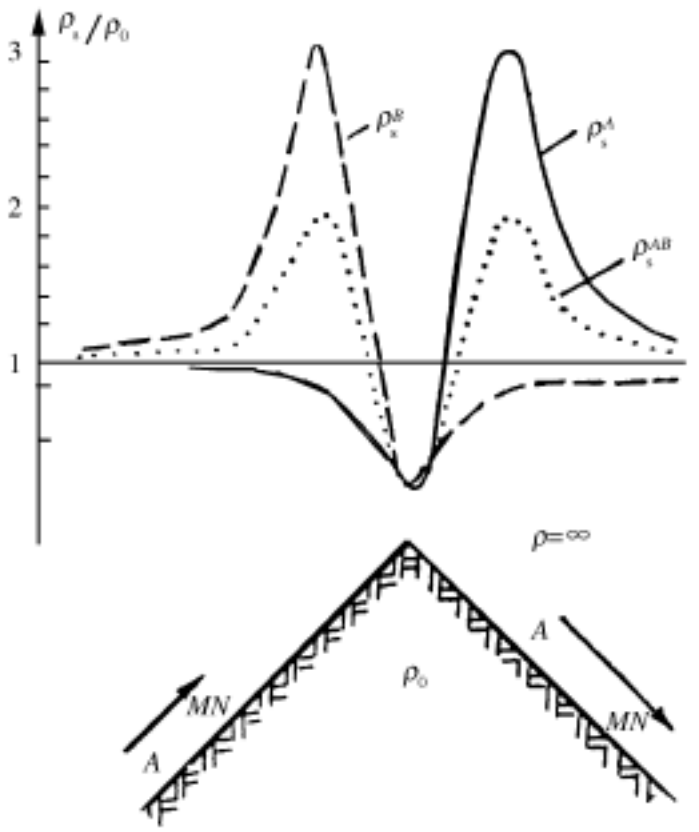


图 3－22　无限长斜坡的山脊上联合剖面法实验曲线

实测的 ρ_s 曲线中同时存在有地形和矿体引起的变化，为了消除地形影响，突出矿体异常，一般采用下列经验公式作地形改正。即

$$\rho_s^{改} = \frac{\rho_s^{实测} \cdot \rho_0}{\rho_s^{地形}} \tag{3－38}$$

式中：$\rho_s^{实测}$ 是地形和矿体共同引起的 ρ_s 实测值；$\rho_s^{地形}$ 是由纯地形引起的 ρ_s 值；ρ_0 是纯介质的电阻率值；$\rho_s^{改}$ 是消除了地形影响后的 ρ_s 值。

由此可见，要获得 $\rho_s^{改}$，首先要获得纯地形上的视电阻率值 $\rho_s^{地形}$。野外常采用模型实验方法获得 $\rho_s^{地形}$ 曲线。现在已采用电子计算机进行地形改正，取得了满意的效果。

4. 电测深法

电测深法是电阻率测深法的简称。它是探查电性不同的岩层沿垂向分布情况的电阻率法。为此电测深法采用在同一测点上多次加大供电电极距离的工作方式,逐次观测电阻率值。

电测深法适用于划分水平或倾角不大的（小于 20°）岩层，而且在地电断面中电性层数目少的情况下，可以作定量解释。实践表明，它已有效地用来探测与构造有关的矿产分布，以及进行水文和工程地质勘探等。

工作方法

按照电极排列的形式，电测深法可分为对称四极测深、三极测深和偶极测深等，但常用的是对称四极测深。对称四极测深的电极 A、M、N、B 在同一直线上，供电电极 A、B 对称于测点 O，并沿排列线分别向相反方向逐渐增大二者之间的距离。测量电极 MN 也对称于 O 点，随 AB 距离的加大，也按一定比例增加 M、N 之间的距离。

电测深法所观测的视电阻率表达式仍然是 (3－37) 式。但电测深法在同一测点上以改变电极距离方式观测若干次，因而 K 值逐次不同。通常采用模数为 6.25 cm 的双对数坐标纸，并以 $\frac{AB}{2}$ 为横坐标，ρ_s 为纵坐标，将同一测深点上所观测的全部视电阻率值，绘成一条电测深 ρ_s 曲线。

在电测深法实际工作中，常根据地质任务及测区地质资料，选择一个电性标准层，这个层应该在测区内普遍存在，厚度比较大，电阻率稳定且与上覆岩层有明显的电阻率差别。满足于这样条件的电性标准层在各测深点的曲线上将有明显的反映，可以把它作为电性层对比的标准。实践中，常以符合上述条件的某些变质岩、火成岩或石灰岩作为高阻标准层。

电测深工作的比例尺与测网密度主要根据地质任务和地区的具体条件来决定，要求既保证精度又经济地完成地质任务。工作中线距与点距的选择，应当是至少有 1～2 条测线通过所研究的地质构造，每条剖面上至少有 3～5 个测点落在地质对象中。测点距离的选择还决定于目的层的埋深与倾角，在岩层倾角不大于 20°的情况下，最小的测深点距约为基底埋深的 0.5～1 倍。

供电电极距 AB 的选择，原则上是最小 AB 距离应能使电测深曲线的首部为近似于水平的线段，以便由它的渐近线直接求出第一电性层的电阻经 ρ_1，最大 AB 距离应能满足勘探深度的要求，并保证测深曲线尾部完整，可以解释出最后一个电性层的电阻率值。

在实际工作中，由于 AB 极距的不断加大，若 MN 的距离始终保持不变，那么，当 AB 极距很大时，MN 之间的电位差将会太小，以至于无法观测。因此随着 AB 极距的加大，往往也需要适当的加大 MN 距离，通常要求 MN 满足于下述条件

$$\frac{1}{3}AB \geq MN > \frac{1}{30}AB \qquad (3-39)$$

电测深资料的解释

测深曲线解释的目的首先是确定测区内各电性层的分布、厚度及埋深，进一步把电性层结构特点与测区内地层分布、地质构造形态等进行对比，最后提出地质解释，把地电断面尽可能转化为地质断面。为达到解释的目的，通常把解释工作分为定性解释和定量解释。

定性解释主要是通过绘制各种定性图件来实现，如电测深曲线类型图、视电阻率 ρ_s 断面图和等 $AB/2$ 的视电阻率平面等值线图以及纵向电导 S 的剖面和平面图等等。但解释中并非每个测区都要完成上述图件的绘制，而是选择最能表达出研究地区的地质构造特点的那些图件进行编制，通常视电阻率断面图是必不可少的。

视电阻率断面图是以测点为横坐标，以 $AB/2$ 为纵坐标，用各测点诸 $AB/2$ 所对应的 ρ_s 值绘制 ρ_s 等值线。该图反映沿测线垂直断面上的视电阻率变化，从图中可看出基岩起伏，构造变化、电性层沿测线方向的分布等。图 3－23 是通过嘉峪关大断层 18 线的视电阻率断面图。该区基底是砂质泥岩，电阻率较低，上覆岩层是高阻的砂砾石层，断面图中反映出高、低阻等值线明显分异的现象，等值线密集而陡立，可以认为这是构造断层的反映。

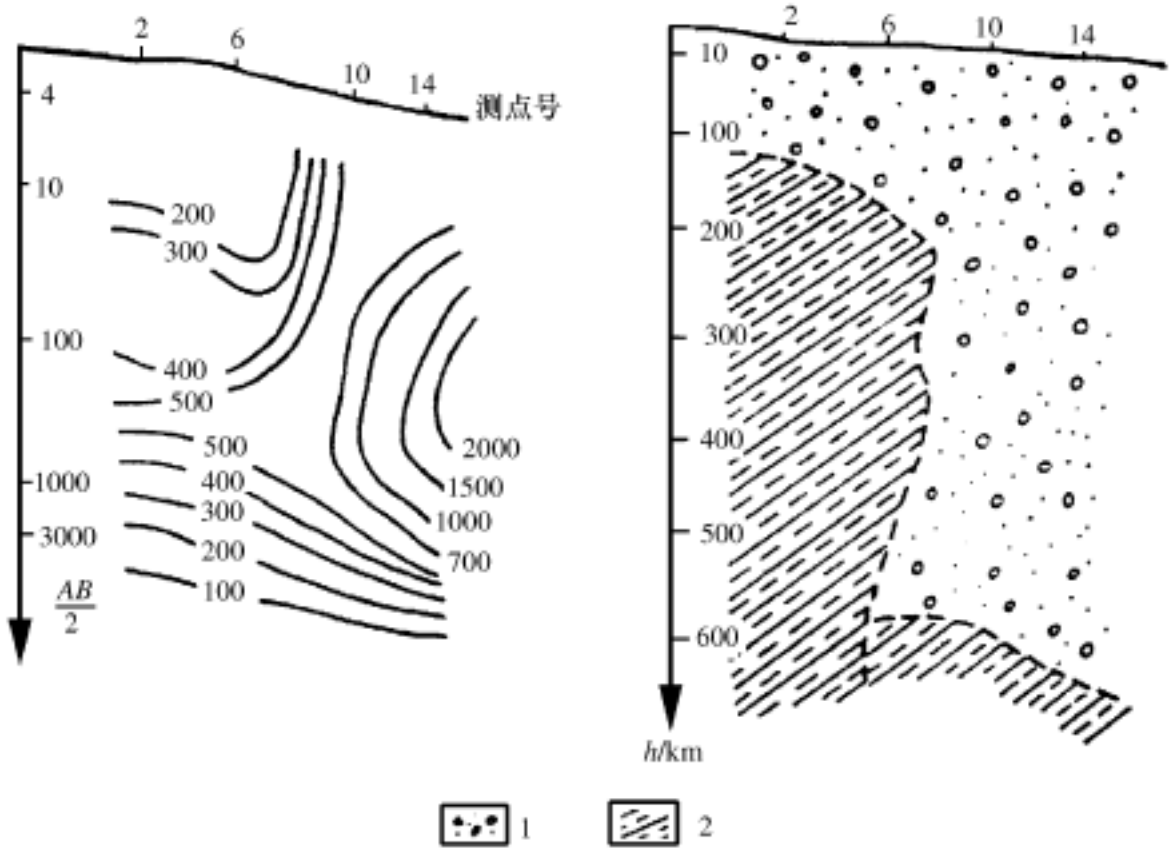


图 3－23　嘉峪关大断层 18 线 ρ_s 断面图

(据沙树勤，1991)

1—沙砾石层；2—砂质泥岩

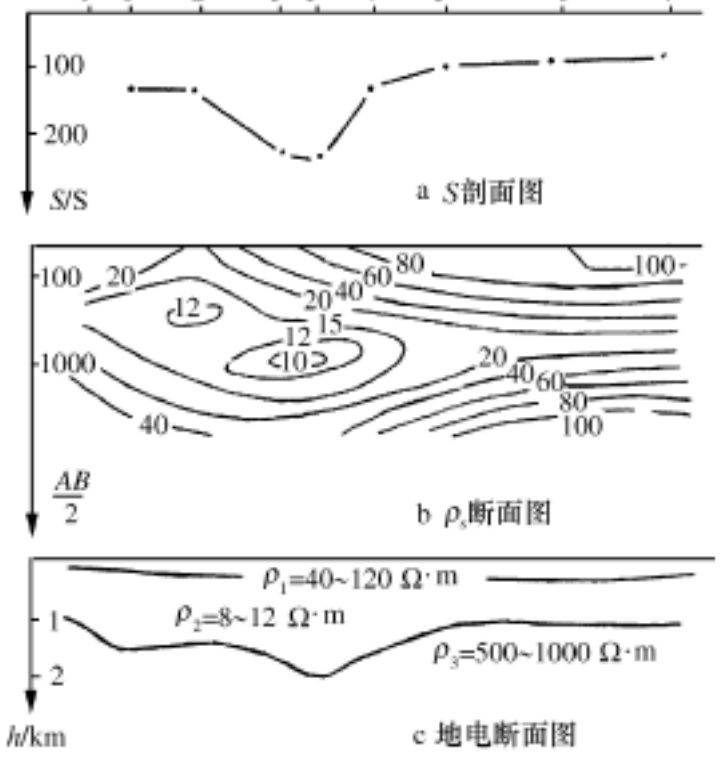


图 3－24　开鲁一号测线电测深曲线综合剖面图

电测深曲线类型图的做法是按相应的工作比例尺在图纸上标明各测点的位置，绘出该点经过缩小的电测线曲线（或标上曲线类型），并在曲线首部注明起始点的视电阻率值。最好能根据测区岩石电阻率资料绘制出不同曲线类型与相应地质断面的对比图件，用以说明曲线类型变化的地质原因。

等 $AB/2$ 的 ρ_s 平面等值线图主要反映测区内某同一深度处岩石电阻率的变化，该深度是按地质解释的需要，通过选择 $AB/2$ 距离的大小而定，也可同时绘制几张不同 $AB/2$ 的 ρ_s 平面等值线图，反映几个不同深度的情况。

纵向电导 S 的平面图和剖面图是为工区内具有高阻基岩标准层时，利用测深曲线尾部的渐近线与横轴成 45°相交的特点（当第 n 层电性层的电阻率 ρ_n 值较其上覆电性层的电阻率 ρ_{n-1} 值大得多时，一般 $\rho_n >$ (50～100) ρ_{n-1}，可视为 $\rho_n \to \infty$ 的情况。此时电测深曲线尾部的渐近线在双对数坐标中与横轴成 45°相交）而编制的图件，用以反映高阻基岩顶面的起伏和构造形态。若第一层介质的纵向电导 $S_1 = \frac{h_1}{\rho_1}$，第 n 层介质的 $S_n = \frac{h_n}{\rho_n}$，则水平 n 层断面的总纵向电导 S 正比于基底顶面的埋

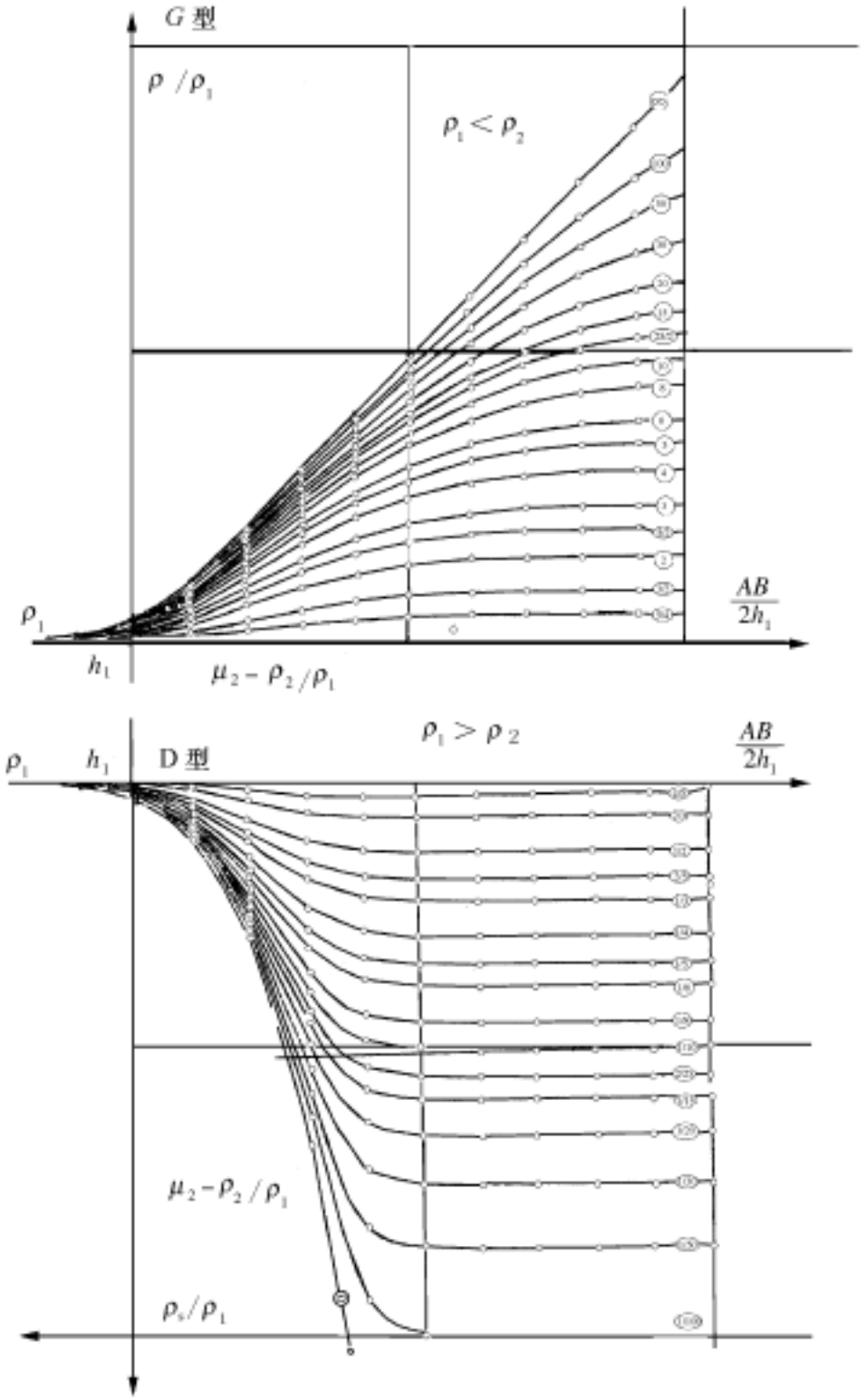


图 3－25　水平二层电测深量板

深 H，其关系是 $S=\frac{H}{\rho_t}$，其中 $H=h_1+h_2+\cdots+h_{n-1}$，ρ_t 是基岩之上 $n-1$ 层的平均电阻率。当高阻基岩上层沉积岩层基本稳定时，S 值与基岩埋深成正比。图 3－24 是开鲁一号测线电测深曲线综合剖面图，可以看出 S 剖面图与 ρ_s 断面图对应较好，均可反映高阻基岩的形态。图中 2～4 号点间是凹陷范围。

电测深曲线定量解释的目的是确定每个测点所对应的各电性层的厚度、埋深和电阻率值。通常分清了曲线类型和取得中间层电阻率之后，在对曲线分析对比和定性解释的基础上，逐条的对电测深曲线进行定量解释。一般是从已知到未知、从易到难、从曲线层次少而且分层清楚的曲线先开始。解释方法可分为量板法和计算机数值解释法。

解释电测深曲线所用的量板，是按给定的层参数（各层电阻率及厚度）计算得出理论曲线，为减少理论曲线的数目又便于对比解释，曲线的纵、横坐标分别为 ρ_s/ρ_1 和 AB

$2h_1$，并绘于双对数坐标中。图 3－25 为二层量板。

解释时首先按曲线类型选择量板。以二层曲线为例，若实测曲线尾部抬高，就选用 G 型，尾部降低则选用 D 型。把绘于透明双对数坐标纸上的实测曲线置于选好的量板上，保持两者坐标轴相互平行，移动实测曲线，使它与量板中某条曲线重合，记下所重合曲线的 μ_2（$=\rho_2/\rho_1$）值，并描下量板的坐标原点，该点在实测曲线坐标中的位置即为 h_1 和 ρ_1，ρ_2 可按 $\rho_2=\mu_2\cdot\rho_1$ 求得。

电测深曲线的计算机解释，使测深曲线定量解释自动化得以实现。其基本思路是；首先根据工区测定的（或给定的）电性参数初步确定初始层参数，并用该参数计算不同电极距的 ρ_s 值，然后将其与各对应极距的实测 ρ_s 值相比较，通过不断修改层参数，直到两者差异较小满足要求为止，取此时层参数为实测曲线的解释结果。

值得指出的是，由于测深曲线等值性的存在，解释时若事先能掌握中间层电阻率的真值，那将会减小等值影响，取得较可靠结果。此外，量板法仅适用于水平层状断面电测深曲线的解释。而利用计算机还可以进行二维和三维断面电测深曲线解释。定量解释的结果可绘制地电断面图，如图 3－24。

（二）自然电场法

自然电场法是凭借在地面上观测和研究岩、矿石在自然条件下由于本身的电化学性质而引起的自然极化电场（简称自然电场）的分布情况，来寻找某些金属矿床和解决一些水文地质问题。

1. 自然电场的成因

(1) 电子导体周围自然电场的成因：根据电化学理论，电子导体与盐类溶液的接触界面上存在有双电层。当成分单一的导体全部浸于性质均匀的溶液之中时，整个界面形成均匀封闭的双电层，双电层的正负电荷相互平衡，不产生外电场。如果导体的成分或溶液的性质不均匀，界面上双电层的分布也不均匀，整个系统呈现出极化状态，并在导体及溶液中形成电场。例如，当电子导体埋藏在潜水面附近时，在潜水面以上的围岩空隙中，由于靠近地表，加上地表水向下淋滤渗透而富含氧，使这里的围岩溶液具氧化性质。随深度增加，岩石孔隙所含氧气逐渐减少，到潜水面以下，已变为缺氧的还原环境，于是导体上、下处于性质不同的溶液之中，在矿体和围岩的界面上形成了不均匀的双电层，矿体处于极化状态，并在周围形成自然电场（图 3－26）。由于地表水和地下水的自然循环是持续不断的，矿体周围的自然电场也是稳定的。通常，金属矿可产生负几十到负几百毫伏（mV）的自然电位异常。石墨矿或石墨化岩石上的异常更强，一般可达 - 800～ - 1 000 mV 以上。

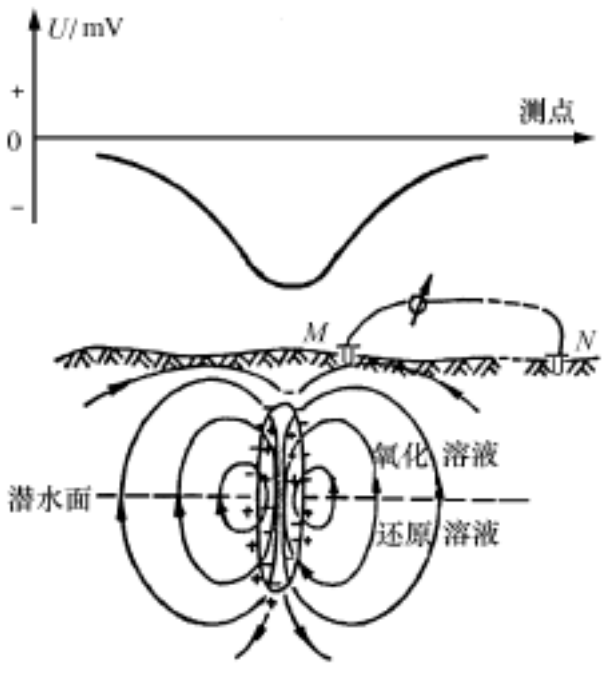


图 3－26　电子导体周围的自然电场

(2) 离子导体的自然电场成因：离子导电岩石的自然极化，主要是动电效应引起的。岩石颗粒与溶液间自然存在着双电层，靠岩石一侧带负离子，溶液中为正离子，整个系统

呈电性平衡。当地下水在岩石中流动时，水流拖带着溶液中的正离子，并使之聚集到水流方向上。在水流的反方向，则滞留着负离子。于是水流破坏了电位平衡状态，形成了极化，沿着水流方向产生了电位差。将这种动电效应形成的自然电场叫做过滤电场。

常见的过滤电场有河流电场、裂隙渗漏电场和上升泉电场。

2. 自然电场法的仪器、装备及工作方法

自然电场法不需要供电系统，只需测量地面各测点的自然电位值。因此这种方法工作效率高、成本低，是一种轻便又经济的勘探手段。

自然电场法野外观测所需的设备十分简单，一对测量电极用导线和仪器相连便构成了测量回路。为了保证对自然电场进行可靠的观测，要求具有较高输入阻抗的电位差计作测量仪器。测量电极必须使用不极化电极来代替铜电极，以减小两极间的极差。

自然电场的观测方式有电位梯度观测法和电位观测法二种。电位梯度观测法是将测量电极 MN 置于同一测线的两个相邻测点上，保持其相对位置和间距不变，沿测线逐点移动，观测各相邻测点间的电位差 ΔU_{MN}，并以 MN 中央点作为电位梯度值 $\Delta U_{MN}/MN$ 的记录点。根据测区内各记录点观测结果，可以绘制出自然电场法的电位梯度剖面图和平面图。但是，自然电场法不常用这种观测方式，仅在工业游散电流干扰严重，用电位法观测困难时，才采用该方法。

图 3－27 是电位法观测自然电场的野外工作布置图。测量电极 N 位于测区边缘，设为电位基点。另一个测量电极 M 沿测线逐点观测各测点相对于基点 N 的电位值，根据观测数据绘制自然电位剖、平面图。

3. 自然电场法的应用实例

我国南方某斑岩型铜钼矿位于花岗岩侵入体的东侧，岩体面积约 100 km^2。矿区地表矿化很弱，未见有明显铁帽；仅局部见有孔雀石、钼华等次生矿物，氧化带深 50 m 左右。经自然电场工作后，发现一连续、宽缓呈北东向延伸的自然电场异常带，如图 3－28 所示。

全区自电异常可分为两部分：北东部为一环形异常带。由Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ号异常组成。其中Ⅳ号异常规模最大，走向长约 2 500 m，宽 700 m，最大异常为 - 330 mV。在宽缓的异常背景上，叠加有北东向条带状局部异常。局部异常长 200～300 m，宽 100 m，自然电位梯度变化较大。南部Ⅰ号异常，位于环形异常之西南，呈北西向延展。异常长 2 000 m，宽 1 200 m，异常值为 - 200～ - 500 mV，与Ⅳ号异常相似，也在宽缓的背景上叠加有北东向的异常。

经钻探工作验证可知，位于Ⅳ号自然电场异常中心的 ZK7905 号钻孔，自 20 m 到 240 m 连续 219 m 见到铜工业矿体，品位达 0.46%。Ⅴ号异常上的 ZK7901 号钻孔，自 50 m 以下累计厚度达 120 m 见到品位 0.4%的铜矿体。Ⅲ号异常上的 ZK7904 号钻孔验证旁侧的次级异常，自 16 m 到 264 m 连续见钼矿体 214 m，平均钼

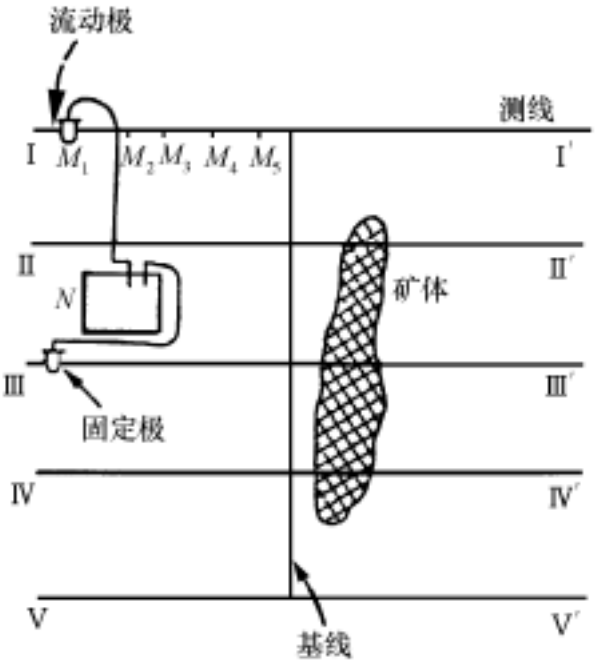


图 3－27　电位法观测自然电场的工作布置图



图 3－28　某斑岩铜钼矿区自然电位平面图

(据丁绪荣，1984)

含量 0.068%。其余各孔亦均见矿。但是位于环形异常中心的非异常区的 ZK7911 钻孔，钻进深度 400 余米，未见矿也未见蚀变岩石。

钻探验证结果肯定了该区自电异常和铜钼矿体的密切关系，并预测该区具有良好的找矿远景（丁绪荣，1984)。

(三) 激发极化法

激发极化法又称为激电法。同样可以根据应用人工直流电场和交流电场的场源分为直

流（时间域）激发极化法和交流（频率域）激发极化法。激发极化法在寻找金属矿方面具有显著的优点。利用它不仅可以发现致密状金属矿体，还能寻找用其他电法难以发现的浸染状矿体。根据异常的明显程度，可以区分其他电法不易分辨的电子导电体和离子导电体引起的异常。此外，激发极化法受地形的影响也较其他电法小。因此，20 世纪 60 年代以后，该方法已成为我国金属电法勘探的主要手段，广泛用于普查和勘探各种金属矿床（黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、铜镍矿以及与硫化物共生的其他矿床）。此外，也成功地用于寻找地下水。

但是，激发极化法也存在一些问题。例如，尚不能区分有意义的矿异常与无工业价值的黄铁矿、磁铁矿化以及炭质岩层、石墨化岩层等引起的非矿异常。交流激发极化法还不可避免地受到电磁耦合干扰等。

1. 激发极化效应产生的原因

对于电子导电体产生激发极化电场的机制，比较集中的认识是以电极极化作用和氧化还原作用为主，而两者又是互相依存的。由电化学可知，浸沉于同种化学性质溶液中的单一电子导电体表面形成的双电层为一封闭系统，它不显电性，也不形成外电场（图 3－29a）。这种自然状态下的双电层电位差是导体与溶液接触时的电极电位，又称为平衡电极电位。若有电流通过时，导体内部的电荷将重新分布：自由电子逆着电场方向移向电流流入端，使这里相当于等效电解电池的“阴极”；而在电流流出端呈现出相对增多的正电荷，相当于等效电解电池的“阳极”。与此同时，溶液中的带电离子，如 H^+、Na^+、OH^-、Cl^- 等也在电场作用下发生相应的运动，分别在“阴极”和“阳极”处形成正离子和负离子的堆积（图 3－29b）。使通电前的正常双电层发生了变化：“阴极”处导体带负电，围岩带正电；而“阳极”处，导体带正电，围岩带负电。在电流作用下，导体的两极处双电层电位差相对于平衡电极电位的变化值称为超电压。超电压的形成过程即是电极极化过程。不难理解，随供电时间的加长，导体界面两侧堆积的异性电荷逐渐增多，超电压值随之增大，最后达到饱和状态。

断去供电电流之后，界面两侧堆积的异性电荷通过界面本身，导体内部和周围溶液放电，使整个系统逐渐恢复到供电之前的均匀双电层状态，超电压也随时间的延续逐渐减小，最后消失（图 3－29c）。

顺便指出，除了电极极化过程外，通电时“阴极”和“阳极”处发生的氧化－还原过程也是形成电子导体激发极化的因素之一。

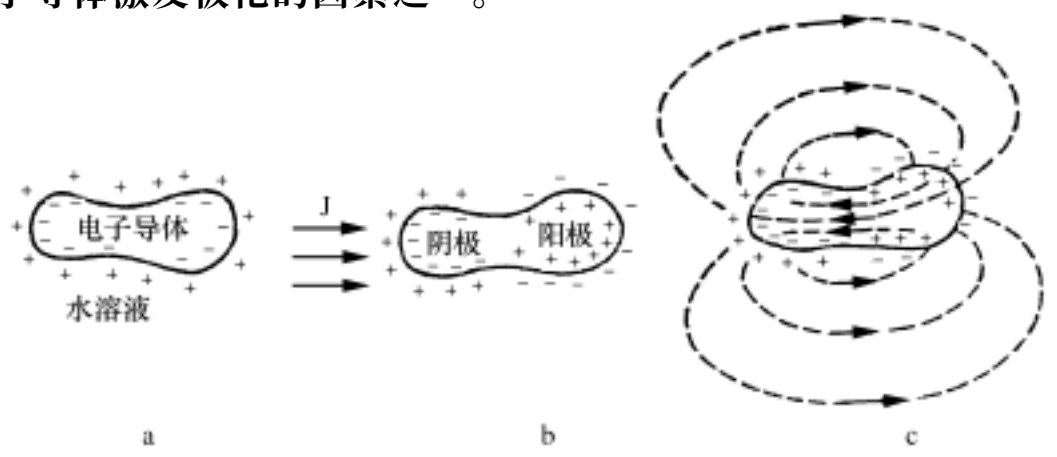


图 3－29　电子导体的激发极化效应

a—供电前的均匀双电层；b—供电时的极化现象；c—断电后的放电现象

实践表明，在人工电场作用下，电子导体与离子导电溶液接触时的激发极化效应产生在固相与液相的接触面上。致密状结构的电子导电矿体产生的正是这样的极化效应，故又称面积极化。对于浸染状电子导电矿体或矿化岩石而言，其中每个电子导电颗粒都相当于一个小“电池”，并且分布在岩石中的所有小“电池”都通过围岩放电，因此对于整个矿体（或矿化岩石）来说，极化效应发生在它的全部体积内，故称为体积极化。虽然每个小颗粒与围岩的接触面很小，但它们的接触面积的总和却是很可观的。所以尽管浸染状矿体与围岩的电阻率差异很小，仍然可以产生明显的激发极化效应，这就是激发极化法能够成功地寻找浸染状矿体的基本原因。

不含电子导电矿物的岩石属于离子导体,这类导体的激发极化效应与岩石-溶液界面上的双电层结构有关。根据电化学的理论,薄膜极化效应是离子导体激发极化的主要原因。

2. 激发极化法的仪器装备及工作方法

按供电方式激发极化法可分为直流激发极化法（又称时间域方法）和交流激发极化法(频率域方法)。

时间域激发极化法仪器分为供电和测量两部分。

供电回路是用导线将发送机、供电电源和供电电极与大地相连而成。供电电源是用来提供激发地下岩、矿石所需的供电电流，一般多使用中、小功率的发电机做电源。发送机由供电控制单元及供电程序控制电路两部分组成。供电控制单元实际上是电源的通、断及换向开关。供电程序电路是供电控制单元的指挥机构，它可以根据设计的程序使供电控制单元按规定的时间和顺序向地下供电，从而实现野外供电自动化。

测量回路是用导线将接收机、测量电极和大地相连。接收机由极化补偿器、电位差测量单元和测量程序电路三部分构成。极化补偿器的功能是在正式供电之前补偿测量电极之间的自然电场和极差，以消除它们的干扰影响。电位差测量单元的功能是测量总场及二次场电位差的大小。为了简化由电位差计算视极化率值的步骤，接收机多采用归一化的测量方法。在野外测点上，除在供电时由仪器读出总场电位差之外，断电后，仪器直接指示出视极化率 η_s 值。测量程序电路的功能是提供观测 ΔU 和 η_s 的时间控制信号，使电位差测量单元在程序控制下定时测量，同时由显示器指示 ΔU 及 η_s 值的大小。

供电电极用棒状铁电极，测量电极必须使用不极化电极。

目前我国常用的时间域仪器有 MIR 系列的多道仪，北京地质仪器厂生产的 DWJ - Ⅱ型微机激电仪，DDJ - 1 型多功能激电仪以及重庆地质仪器厂生产的 DJD6 - 1 型六道激电仪。DDJ - 1 型仪器具有发射、接收、存贮和打印等功能，可以点测也可以连续测量，其测量电位分辨率为 1 μV，测量电流分辨率为 0.01 mA，测量极化率分辨率为 0.001%，深度计数分辨率为 0.01 m，最深到 999.99 m。

频率域激发极化仪器的供电及测量回路的构成与时间域仪器基本相同。

频率域仪器的发送机输出频率范围为 10^{-1}～n Hz 的超低频方波，通过供电回路送入地下。接收机用来测量不同频率的交流电位差振幅或直接显示视频散率。

采用频率域方法工作时，测量电极可以使用铜电极。

我国从 80 年代初开始进行频谱激发极化电法的理论研究，先后引进加拿大凤凰公司 V - 4、V - 5 仪器及美国 Zonge 公司的 GDP - 12 和 GDP - 16 及加拿大先达利公司的 IPR - 11 仪器系统。我国地质矿产部机电研究所生产的 MFR - 8 型频率域电磁测深系统，主要用于

频率域激发极化测量上。

激发极化法的野外工作和其他物探方法相类似，也是在事先布置好的测网上逐点进行视极化率或视频散率观测。

时间域激发极化法所用的装置类型和电阻率法完全一样，同样有测深装置和剖面装置。常用的观测方式有两种。一种是长脉冲工作方式，其特点是供电时间长（每个观测点上供电 2～3 min），耗电大，工效低。但长脉冲的观测结果便于与理论曲线对比。该工作方式适用于在精测剖面上进行观测，不宜用来进行面积性测量。另一种是双向短脉冲的工作方式，在每个观测点上先后用 A（+ I）、B（- I）及 A（- I）、B（+ I）的顺序分别供电几秒至几十秒钟，每次断电之后直接读取视极化率 η_s 值。

频率域激发极化法原则上也可以用与电阻率法相同的装置。但是，为了克服电磁耦合干扰，用偶极装置效果更好。

3. 激发极化法的找矿实例

湖南湘西北地区低品位铅锌矿分布十分广泛，但无工业价值。因此在此地区开展贫中找富矿具有重要的实际意义。湖南省地质矿产局 405 队从 1978 年到 1984 年间，应用直流激发极化法、电阻率法获得的成果，经钻探验证，首次在铅锌贫矿中找到了两个中型富铅锌矿床。

湖南永顺县盐井铅锌矿区位于永顺县西北首车–盐井背斜中。矿体产在背斜两翼的奥陶系中、下统灰岩段中，受断层与岩性控制，属中、低温热液型铅锌矿床。矿石以块状、网脉状为主，主要矿物有方铅矿、闪锌矿，其次为黄铁矿。次生矿物主要有菱锌矿，脉石以方解石为主。Pb 品位 1.01%～15.11%，最高 39.3%；Zn 品位 1.03%～4.75%，最高 11.56%。矿体形态主要为脉状，串珠状，单个矿体规模小，埋藏浅。

图 3－30 为龙泉溪矿体激电异常综合剖面图。从中看出激电联合剖面、中间梯度和测深均有明显的 η_s 异常。中间梯度 η_s 剖面异常反映矿体倾向北东，与断裂 F_7 倾向相同，ρ_s 低值异常与 η_s 高值异常相对应，反应矿体为低阻高极化体。联合剖面 η_s 呈高值反交点异常，$\eta_{s\max}^{A} > \eta_{s\max}^{B}$，根据模型实验结果，极化体倾向北东，与中间梯度法的结果是一致的。测深 η_s 曲线均为 K 型，在矿体厚度大、品位高地段纵断面异常为透镜状，矿化沿走向不均匀反应清楚。图中 a 为垂直矿体走向的激电异常，b 为沿着矿体走向的激电异常。

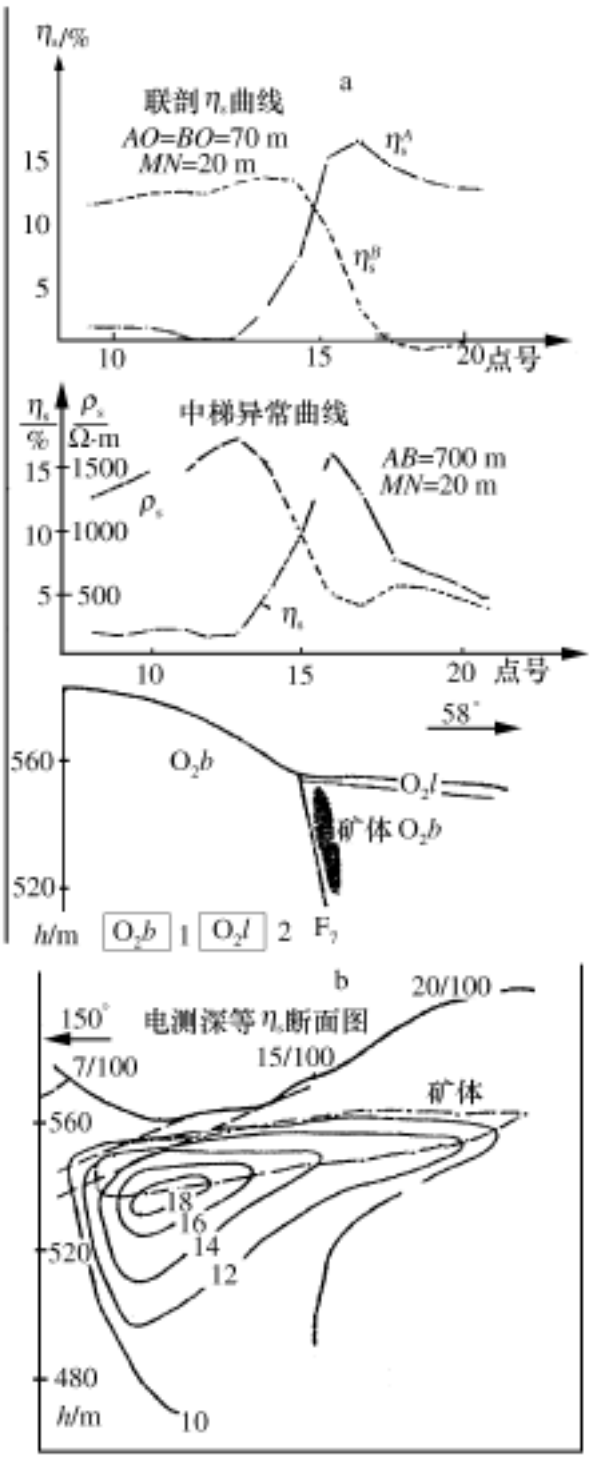


图 3－30　龙泉溪矿体激电异常综合剖面图

（据舒相元，1991）

1—奥陶系中统宝塔组；2—奥陶系中统临湘组

(四) 电磁法

电磁法种类很多。从场源形式可分为人工场源和天然场源两大类。而人工场源可分为连续波场、瞬变脉冲场和辐射场。连续波场源是在周围空间建立连续的正弦波电磁场，在建场阶段观测和研究交变电磁场的空间和相位变化。还可以改变发射场的频率，从而研究异常随频率的变化，因此，这种场源形式的电磁法又称为频率域电磁法。频率域电磁法又分低频电磁法和高频电磁法。瞬变脉冲场源是在周围空间建立瞬变脉冲电磁场，在脉冲间歇阶段观测随时间衰减的电磁场，研究异常的空间分布以及异常随时间的关系，因而这种场源形式的电磁法又称为时间域电磁法。当电磁场的频率超过 10^5 Hz 时，电磁场能以波动形式传播。研究大于 10^5 Hz 的交变电磁场的方法称为辐射场法，目前常用的方法有井中无线电波透视法、地质雷达和甚低频法。

天然场源类有天然音频磁场法和大地电磁法。

我们这里主要讨论在金属矿区应用较广的低频电磁法的两种地面观测方法——回线法和电磁偶极法。

低频电磁法是根据电磁感应原理，通过分析观测剖面上各点由一次场 H_1 在导电介质中引起的二次场 H_2 的分布变化规律，发现和研究地下良导矿体以及解决其他地质问题的(图 3－31)。

交变磁场 H_1、H_2 均为复变量，为了方便起见，将它们表示在复平面上，见图 3－32。以 H_1 为相位参考标准，取 H_1 为实轴，垂直 H_1 方向为虚轴。将 H_1、H_2 都分解为两个量。

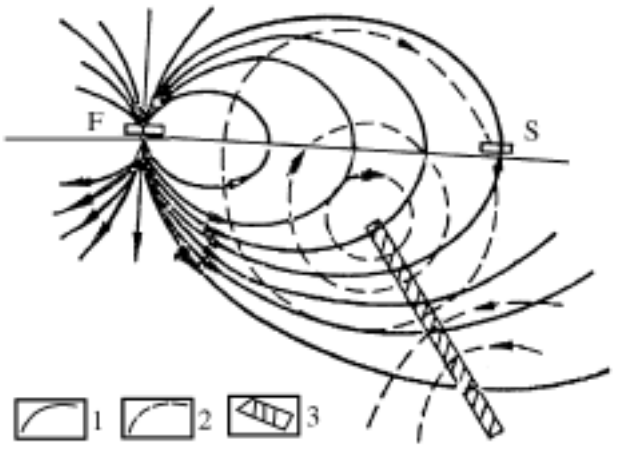


图 3－31　低频电磁法原理示意图

F—发射线圈；S—接收线圈；

1—一次场磁力线；2—二次场磁力线；3—矿体

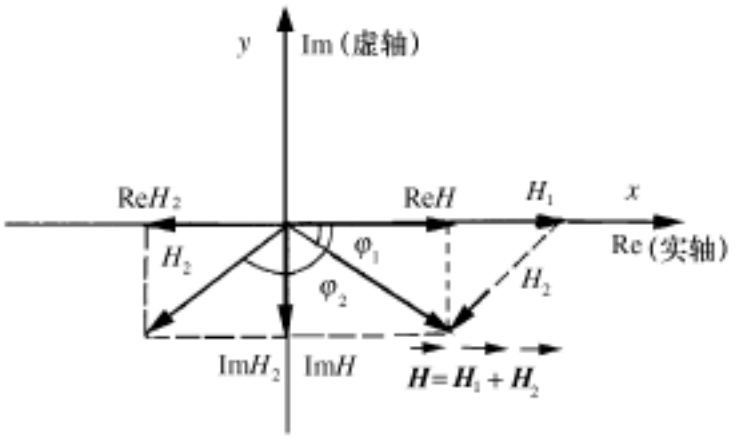


图 3－32　一次场和二次场关系矢量示意图

一次场 H_1 只有实分量。而二次场 H_2 为

$$H_2 = H_{20}\sin(\omega t + \varphi_2) \tag{3-40}$$

式中：H_{20} 为二次场振幅；φ_2 为二次场与一次场的相位差，由此可见，二次场的实、虚分量为

$$\left.\begin{aligned} \mathrm{Re}\,H_2 &= H_2\cos\varphi_2 \\ \mathrm{Im}\,H_2 &= H_2\sin\varphi_2 \end{aligned}\right\} \tag{3-41}$$

当我们在空间某点观测某一方向总场 H 时，它是那时的 H_1、H_2 的矢量和，即

$$H = H_1 + H_2$$

$$\left.\begin{aligned} \mathrm{Re}\,H &= H\cos\varphi = H_1 + \mathrm{Re}\,H_2 \\ \mathrm{Im}\,H &= H\sin\varphi = H_2\sin\varphi_2 = \mathrm{Im}\,H_2 \end{aligned}\right\} \tag{3-42}$$

根据总场的实、虚分量可以计算出总场的振幅和相位：

$$\left.\begin{aligned} H_0 &= \sqrt{(\mathrm{Re}\,H)^2 + (\mathrm{Im}\,H)^2} \\ \phi &= \mathrm{tg}^{-1}\frac{\mathrm{Im}\,H}{\mathrm{Re}\,H} \end{aligned}\right\} \qquad (3-43)$$

电磁法不仅可以研究场的空间分布特征，还可以通过研究场的时间特征或频率特征来达到找矿或解决其他地质问题的目的。这正是电磁法与稳定电流场各方法的重要区别。下面我们着重分析二次场即 H_2 的频率特征。

理论和实验证明，任何形状的良导矿体，若其等效电阻为 R，等效电感为 L，则在均匀一次场作用下其异常场的实分量和虚分量分别为

$$\left.\begin{aligned} \mathrm{Re}\,H_2 &= -\,MI_1G\frac{\omega^2L}{(R^2+\omega^2L^2)} \\ \mathrm{Im}\,H_2 &= -\,MI_1G\frac{\omega R}{(R^2+\omega^2L^2)} \end{aligned}\right\} \qquad (3-44)$$

式中：ω 为圆频率；M 为发射线圈与地下导体间的互感系数，由发射线圈及导体的形状、大小及其间的距离、方位等因素决定，它与频率无关，在讨论频率特征时可视为常量；G 为几何因子。公式 (3－44) 是我们讨论频率特征的基础，图 3－33 绘出了相应的频率特征曲线。图中坐标通常绘在双对数坐标纸上，由公式 (3－44) 看出，当频率很低时，即 ω 很小时，$R \gg \omega L$，于是上式变为

$$\mathrm{Re}\,H_2 = -\,MI_1G\frac{\omega^2L}{R^2}$$

$$\mathrm{Im}\,H_2 = -\,MI_1G\frac{\omega}{R}$$

即在低频部分，实分量 $\mathrm{Re}\,H_2$ 与频率平方成正比，虚分量 $\mathrm{Im}\,H_2$ 与频率一次方成正比。

当频率很高时，则 $R \ll \omega L$，于是实、虚分量表达式为

$$\mathrm{Re}\,H_2 = -\,MI_1G\frac{1}{L} = \text{常量}$$

$$\mathrm{Im}\,H_2 = -\,MI_1G\frac{R}{\omega L^2} \to 0$$

即频率高到一定程度，实分量趋于一渐近值，或称饱和值，而虚分量趋于零。

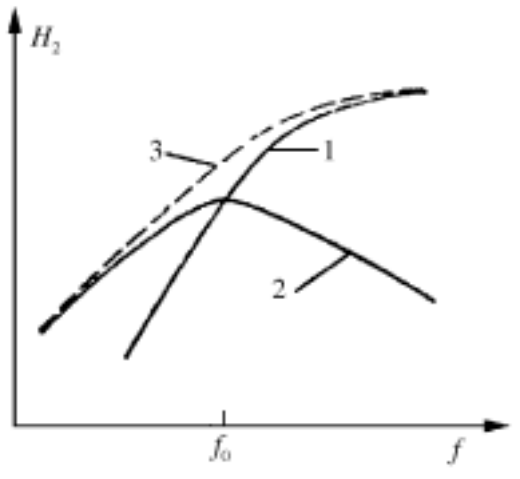


图 3－33　异常场与频率的关系

1—实分量；2—虚分量；3—振幅；f_0—最佳频率

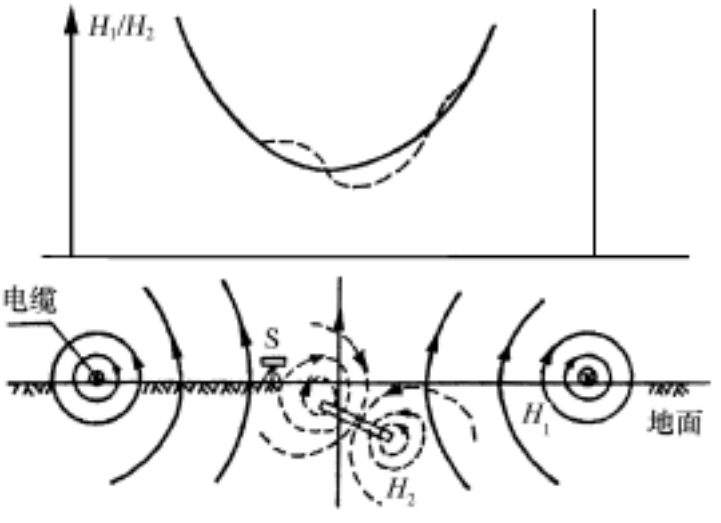


图 3－34　回线法原理示意图

实线为一次场；虚线为二次场

虚分量随频率增加，开始时增大，最后趋于零，其中间必有某一频率取得极大值，极大值的频率 f_0 称为最佳频率，表达式为

$$f_0 = \frac{R}{2\pi L} \tag{3-45}$$

公式（3-45）表明，最佳频率大小与矿体等效电阻成正比，和矿体几何尺度（大小）成反比。矿体导电性越好，最佳频率越低。依此可以估计几何尺度相差不大的各异常源电阻率的相对大小，对资料解释提供了重要参数。

同样地，实分量趋于饱和值的频率也与矿体等效电阻有关，因为 R 越小，达到饱和值的条件 $R \gg \omega L$ 所要求的频率也小。

以上只是定性说明频率特征曲线和矿体导电性之间的关系。理论上证明，对于简单几何形体（如球体、水平圆柱体等），借助于频率特性曲线，是能够定量地确定矿体的大小和导电率的。

低频电磁法在研究异常场时，除了观测异常场的虚、实分量外，有些仪器是测定总场的振幅和相位以及振幅比和相位差。振幅相位异常和虚实分量异常相似，振幅比和相位差异常相当于振幅相位异常的梯度变化。

1. 回线法

利用不接地正方形或长方形的回线作为一次场源，回线每边长度为（$n\times10^2\sim10^3$）m，由发送机供给回线交变电流。在地面平坦的情况下，在近地表的区域，一次场垂直于地面，尤以回线中部的磁场比较均匀（图 3-34 上部实线），随深度衰减较慢，在高阻覆盖区具有较大的探测深度。根据一次场的特点，一般都在回线中间部分观测。若地下有良导矿体。在平稳的一次场背景上，可以观测到由良导矿体涡旋电流产生的二次场（又称异常场）。由于一次场背景平稳，有利于识别异常（图 3-34 上部虚线）。

现以水平圆柱体为例，研究二次场分布特征。

设在回线中部有一电导率为 σ、导磁率为 μ 的水平圆柱体，其半径为 a，中心埋深为 h_0。围岩为高阻体（即相当于 $\sigma_0=0$），围岩的导磁率为 μ_0。当坐标原点设在柱心，y 轴与圆柱轴向一致，z 轴垂直地面，与一次场（$H_1=H_{10}e^{-iwt}$）平行，而 x 轴为水平（图 3-35）。在上述条件下，经计算得出地面上任意点的磁异常表达式

$$H_{Zr} = -H_0 T \frac{a^2}{r^2}\cos\phi \tag{3-46}$$

$$H_{Z\phi} = -H_0 T \frac{a^2}{r^2}\sin\phi \tag{3-47}$$

式中：H_0 为总场的振幅；r 为圆柱中心到地面测点的距离，ϕ 为 r 与 Z 轴之间夹角；T 为与圆柱体的电磁学性质、圆柱半径 a 以及工作频率有关的函数，即 $T=f(\sigma\mu\omega a^2)$。

从（3-46）、（3-47）式可以看出，异常由 H_0Ta^2 和 $-\cos\phi/r^2$、$-\sin\phi/r^2$ 两部分组成。前者影响异常值的大小，后者影响异常空间分布形态。对于前者而言，当 H_0a^2 一定时，异常值大小随 T 函数变化，而当异常体一定时，T 函数只随一次场的频率变化，故 T 又称为频率特征函数。T 包含有实分量和虚分量，这就进一步说明了异常场也有实分量和虚分量两部分。

在直角坐标系中，异常表示成相对地面而言的垂直分量 H_{2z} 和水平分量 H_{2x}，如 T 取

1，h_0 取 1.5a，异常特征如图 3－36 所示。从图中可以看出，在均匀垂直磁场激发下，水平圆柱体的异常场相当于位于柱体中心的磁偶极线异常，其偶极距 $m = -4\pi H_0 Ta^2$，负号表示磁矩方向与一次场方向相反。H_{2z}的形态由 $-\dfrac{h_0^2 - x^2}{(h_0^2 + x^2)^2}$决定，这是一条对称于坐标原点的曲线。当 $x=0$ 时，H_{2z}最大，随 $|x|$ 值增大异常减小，当 $|x| = h_0$ 时，$H_{2z}=0$，过零值点后异常值反号。H_{2x}异常由 $-\dfrac{2h_0 x}{(h_0^2 + x^2)^2}$决定，这是一条正、负对称于坐标原点的曲线，在 $x=0$ 时，异常值为零。

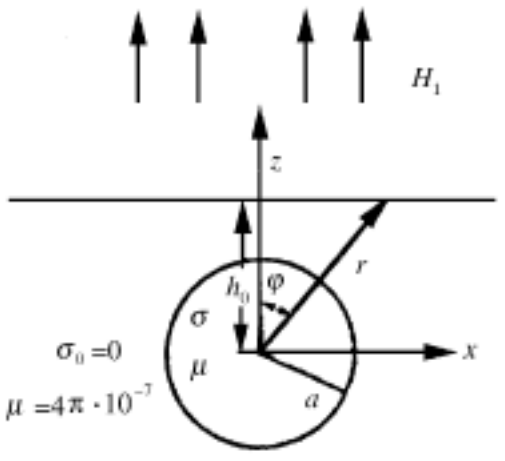


图 3－35　在垂直均匀交变电磁场中的水平圆柱体（y 轴向内）

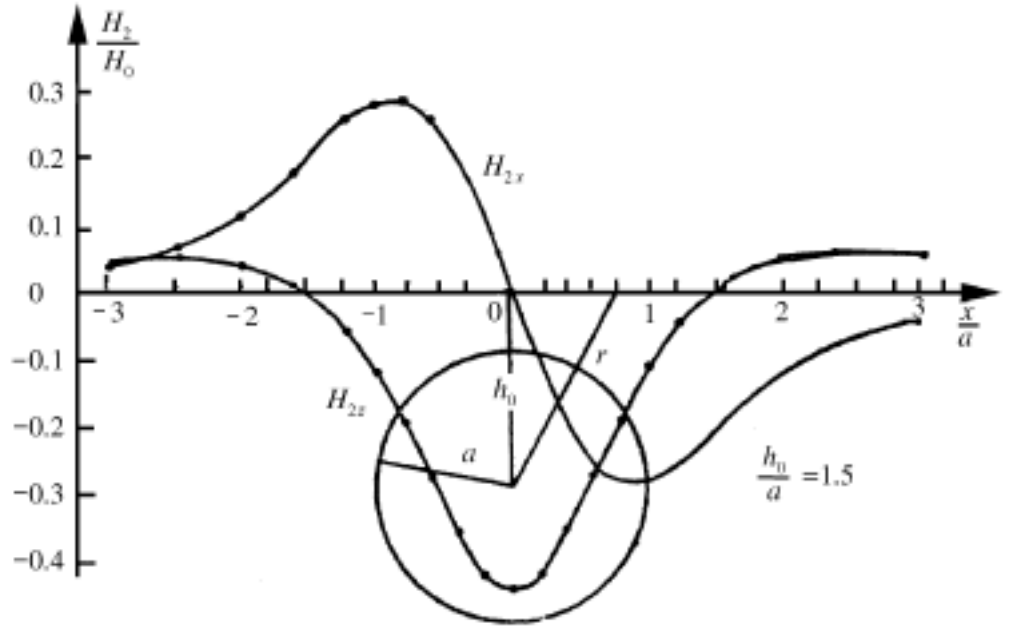


图 3－36　水平圆柱体异常剖面曲线图

水平圆柱体二次场的频率特征主要由工作频率和异常体本身的电磁学性质决定。理论计算表明，导电不导磁矿体的异常场的虚、实分量随频率变化的大体形态如图 3－33 所示。当 $\sigma\mu\omega a^2$ 一定时，T 值一定；当 σ 值越大或 a 越大，都将使 f_0 降低。因此，在实际工作中，当寻找不同导电性质地质体时，选择适当的频率，根据不同频率观测结果，可确定地质体的导电性。当矿体为导磁不导电体时，与频率无关。此时异常是由于感磁作用的结果，只有实分量 $\mathrm{Re}H_2$ 异常，并且 $\mathrm{Re}H_2$ 与 H_1 同相位，H_1 增大，$\mathrm{Re}H_2$ 也增大，异常形态与磁法勘探中垂直磁化的磁异常相同。但必须指出，磁法勘探中，剩磁、感磁作用是叠加在一起的，单凭磁异常特征，难以区分异常源的磁学性质。而低频电磁法中的磁异常仅由感磁作用所产生，剩磁不起作用。一般情况下，岩体产生的磁异常多为剩磁作用所引起，矿体异常多为感磁作用所形成，利用这一特点，电磁法可以区分磁异常的性质，这对找铁矿有实际意义。

回线法的回线大小主要由覆盖层影响的大小、矿体的最佳频率和矿体特点等因素决定。若工作目的是寻找良导矿体，当有良导覆盖时，为减小其影响，一般采用长方形回线，并使长边与岩层走向（或预计的矿体走向）相垂直，测线平行长边。主要测线应位于回线中部，观测剖面长度不大于长边的 2/3。覆盖层影响小时，可采用方形回线。

区分磁异常时，对埋深较大的磁性体，回线面积尽可能大些，使回线中心部分的一次场比较均匀，以便发现弱异常。工作时，主要进行垂直振幅观测，而且工作频率尽可能低

(为减弱导电性影响)。在地形起伏较大或弱异常地区工作时，对观测结果要进行正常场改正和地形改正。

测网大小由工作比例尺而定。

当用回线法寻找电性体进行面积性工作时，往往用高、低两个频率观测。检查异常时，要使异常位于回线中部，进行三个或三个以上频率的观测，进而做出频率特征曲线，以便进一步解释异常。

图 3－37 是广东某磁铁矿区的回线法观测结果和地质剖面。磁铁矿位于花岗闪长岩与灰岩接触交代形成的矽卡岩带上，矿体呈薄板状。矿体分高硫富磁铁矿和高硫贫磁铁矿。富矿为致密块状结构，磁性强、导电性好；贫矿为浸染状结构，导电性差。原生花岗闪长岩和灰岩是高阻体，其地表风化层的电阻率为 $n\times10\sim10^2$/ Ω·m。风化灰岩比风化花岗岩导电性要好。工作时，选用 500 m×200 m 的长方形回线。回线内中心剖面上的垂直振幅

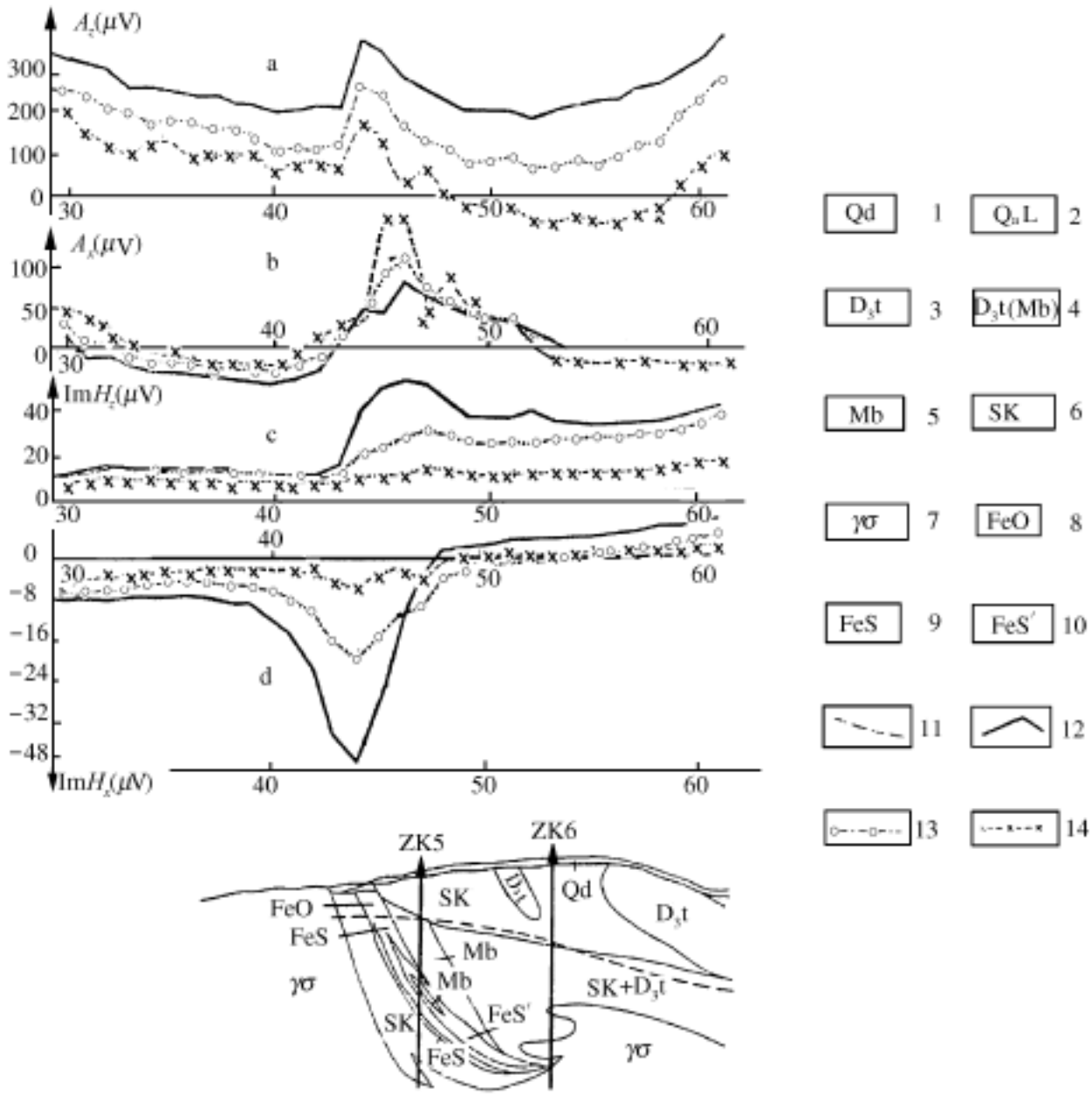


图 3－37　广东某磁铁矿区综合剖面图

(据丁绪荣，1984)

1—第四系坡积层；2—第四系冲积层；3—石英岩；4—石灰岩白云质大理岩；5—大理岩；6—矽卡岩；7—花岗闪长岩；8—风化富铁矿；9—高硫富铁矿；10—高硫贫铁矿；11—氧化带界线；12—220 Hz；13—880 Hz；14—3 520 Hz

A_z 和水平振幅 A_x、垂直虚分量、水平虚分量观测结果分别示于图 3－37a、b、c、d。在矿体顶部有明显的垂直和水平振幅异常，说明矿体具有强磁性。垂直虚分量的背景出现台阶，反映两种不同电性的风化层，在台阶处有明显的异常，这表明矿体是在高、低阻接触带的下面。水平虚分量在矿层顶部有很好的异常，背景值甚低，表明导电覆盖层影响较小。水平虚分量异常随频率增高而明显地衰减，表明矿体的导电性较好（丁绪荣，1984)。

2. 电磁偶极剖面法

一次磁场是由发送机将交变电流通入直径一米左右的多匝空芯线圈或磁芯线圈建立的。在离发射线圈距离远大于线圈直径的地方，一次磁场与一个磁偶极子产生的磁场一样，当发射线圈面垂直（或水平）放置时，形成的一次磁场相当于一个水平(或垂直）磁偶极子的磁场。其发射磁矩变化规律与线圈内的电流变化规律相同，发射磁矩方向垂直于发射线圈面，磁矩大小等于流过线圈的电流、线圈匝数和线圈面积的乘积。

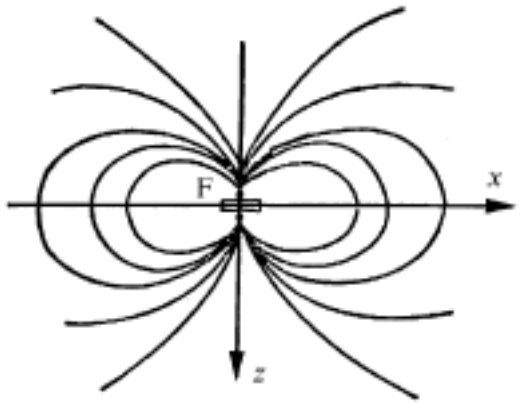


图 3－38　垂直磁偶极子磁力线分布图

由图 3－38 可知,磁偶极子场的一次场空间分布是不均匀的,其方向是变化的,而且一次场随测点到场源距离的三次方衰减,所以,勘探深度比回线法要小,一般为($n\times10$)m。

利用磁偶极子场进行工作时，同一条剖面上所得的异常曲线形态是随发射和接收线圈之间的相对位置而变化。我们把发射线圈和接收线圈在空间的组合和移动方式称为工作装置，图 3－39 所示是偶极剖面法常用的几种工作装置示意图。

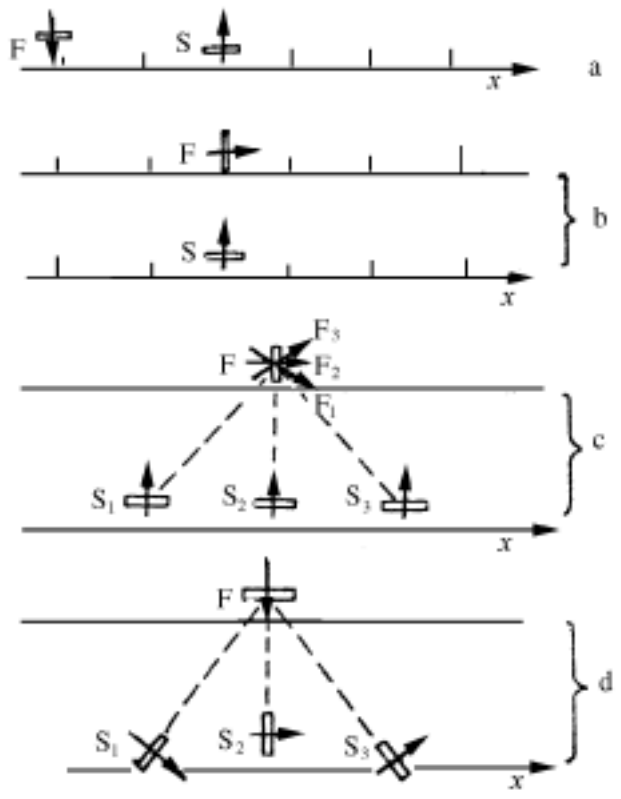


图 3－39　偶极剖面法装置示意图

a—动源式同线（z，z）装置；b—动源式旁线（x，z）装置；c—半定源垂直线框装置；d—半定源水平线框装置

发射线圈（F）和接收线圈（S）之间的距离 L 保持不变，收、发线圈同时移动并逐点观测的装置形式称为动源式工作装置，这种装置又分为下述三种情况，一是收、发线圈都在同一条测线上叫做同线装置，如图 3－39a；二是收、发线圈分别在相邻测线上平行移动进行观测的装置叫做旁线装置，如图 3－39b；三是收、发线圈在同一测点上的叫做同点装置。当发射线圈在测线外某一点固定不动，而接收线圈在测线上逐点移动，这类装置叫半定源式装置，其中用垂直线框做场源的叫做垂直线框装置，如图 3－39c；用水平线框做场源的叫做水平线框装置，如图 3－39d。

因偶极场移动方便，可以从不同方向激发矿体。为表明收、发线圈中心轴的方向，规定 x 指测线方向，y 指垂直测线的水平方向，z 为垂直于水平面的方向。如旁线（x，z）装置，括号内的前面的字母 x 表示发射磁矩平行测线的方向，即发射线圈的中心轴在测线方向；后一个字母 z 表示接收的是磁场垂直分量，即接收线圈的中心轴是直立的。由于发射磁矩可分别取 x、y 和 z 三个不同的方向，接收线

圈也可分别接收 x、y 和 z 三个方向的分量，故同线和旁线都各有九种装置，但九种装置中，有些装置实际上是等效的，如同线（x，z）装置与同线（z，x）装置的观测结果一样，所以，实际应用的装置类型是有限的，可按工作需要选择合适装置。

偶极剖面法以线圈作为场源，它比回线法场源轻便，灵活，它可以从不同方向激发矿体，这样就可以得到多方面的信息，有利于对异常的推断解释，不容易漏掉异常，因此适合于普查工作。野外工作时，测线应基本与矿体走向相垂直，测网大小视工作比例尺而定，考虑偶极场特点，点距往往较小。

工作频率的选择由装置类型和矿体导电性决定。如用旁线方式进行面积性工作时，其目的是找良导矿体，那么采用较低的两个频率；如找导电性差的矿体，则用两个较高的频率。线框场（垂直线框或水平线框）一般用来检查异常，故应采用多频工作。具体选用的装置类型、收发距大小及观测量要根据任务，结合地质、地球物理条件，并做必要的野外实验工作来确定。

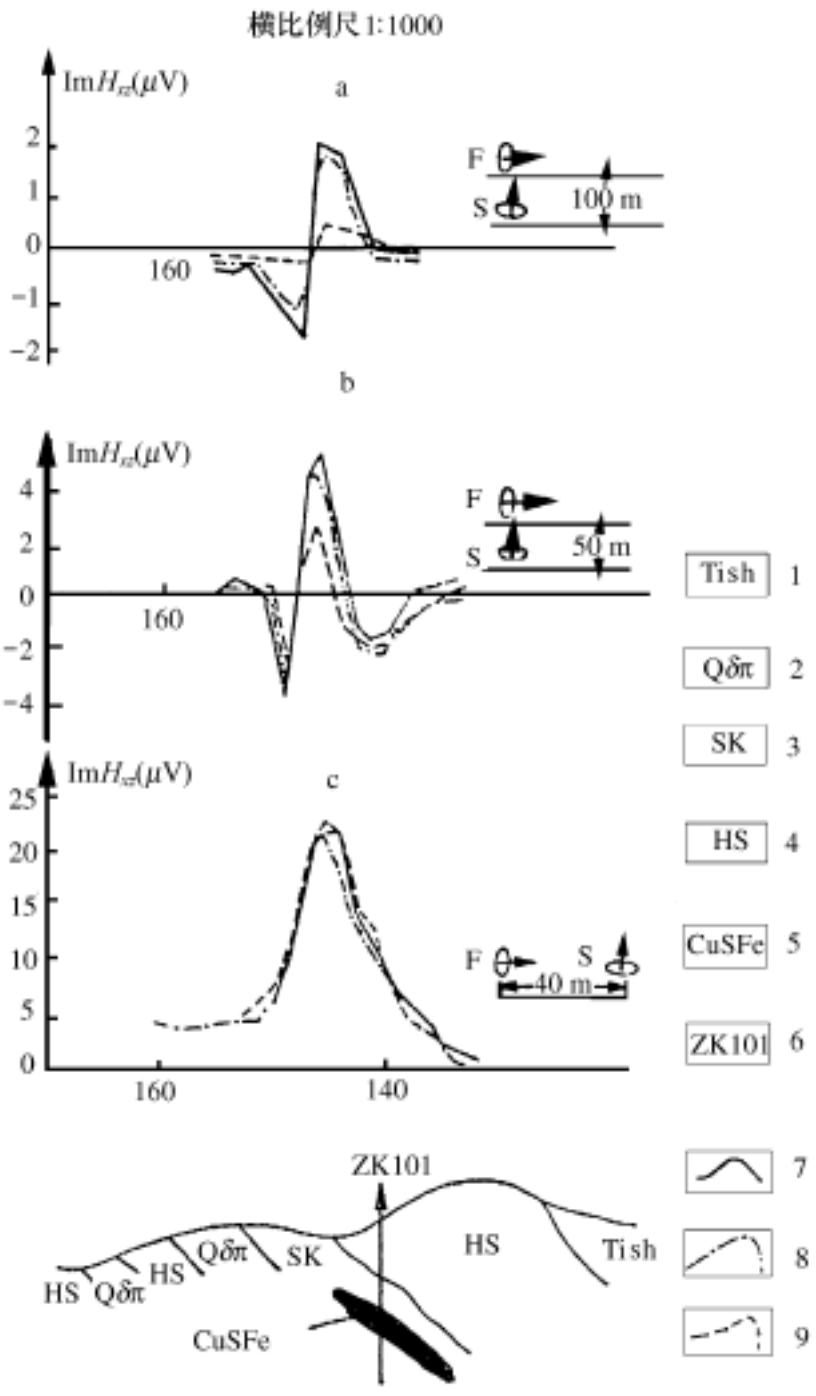


图 3－40　某地区偶极剖面法剖面曲线图

（据丁绪荣，1984）

a—旁线（X，Z）装置，L = 100 m；b—旁线（X，Z）装置，L = 50 m；c—同线（X，Z）装置，L = 40 m

1—下三叠统泥岩及砂岩；2—石英闪长斑岩；3—矽卡岩；4—角岩；5—铜硫铁矿体；6—钻孔编号；7—工作频率 f = 400 Hz；8—f = 1 200 Hz；9—f = 3 600 Hz

图 3－40 是偶极法的一个应用实例。矿区的地层主要是下三叠统的大冶组泥砂岩，其间夹 20～30 m 厚灰岩。第四系厚 10～15 m，多位于河谷山间盆地附近。岩浆岩以石英闪长斑岩为主，呈脉状，透镜状侵入下三叠统中。矿体赋存于闪长斑岩和大冶灰岩接触形成的矽卡岩中，完全受矽卡岩控制，埋深 20～30 m，呈透镜状，走向北东，倾向南东，倾角约 40°，长 600 m，宽 130～180 m，厚度变化大，总厚度达 17 m。主要矿石矿物为黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿等。

矿区中以黄铁矿体电阻率最低，约 25 Ω·m。角岩、石英闪长岩、砂岩和粉砂岩电阻率多在 600～800 Ω·m。大理岩化灰岩电阻率最高，约 1 500 Ω·m，本矿区的磁异常也较强，最高达 1 000 nT。

由图可以看出，旁线（x，z）装置在矿体上的异常明显地随频率衰减，这表明矿体的导电性较好。异常形态不对称，反应矿体向南倾斜。从收发距为 100 m 和 50 m 观测结果对比中，可以看出异常形态相同，只是异常幅度减小了

一倍，这说明异常体埋藏较浅。同线（x，z）装置也有较强的异常显示，异常北陡南缓，正说明异常体向南倾，这与矿体的实际情况完全一致。同线装置异常曲线随频率的衰减不甚明显，估计是受到矿体顶部5～10 m厚的第四系沉积物影响所致。这个实例说明，在这种有磁性的、较浅的良导矽卡岩型铜铁矿床上，偶极剖面法不仅可以进行普查找矿，还可用来区分异常（丁绪荣，1984）。

四、高放射性矿体的地球物理探测方法

在自然界中放射性元素分布相当广泛，在地壳各类岩石中均含有少量的放射性元素。同时各种岩、矿石中的放射性元素的含量也有差异。因此，用专门仪器在野外探测岩、矿石所辐射的射线强度、能量及其分布，便有可能发现含放射性元素的矿床，并确定岩、矿石中放射性物质的含量。

放射性勘探有许多方法。其中常用的有γ（伽马）测量法（包括γ测量和γ能谱测量），α法，射气测量法，径迹测量法以及放射性测井方法等。

在放射性勘探工作中，为了衡量放射性物质的放射性活度（即强度）和浓度（含量）以及射线的照射量和照射量率，规定了各种测量用的单位。在国际单位制（SI）中，放射性活度以贝可勒尔（Bq）为单位，简称贝可。1贝可即一定量的核素每秒衰变1次的放射性活度。于是有

$$1\ \text{Bq} = 1\ \text{次/ s}$$

曾用单位居里（Ci），$1\ \text{Ci} = 3.7\times10^{10}\ \text{Bq}$。液体和气体中氡的浓度单位为贝可/升（Bq/ L）或贝可/立方米（Bq/ m^3）。固体中放射性浓度单位通常以“克放射性物质/克岩石”来表示；也可用百分数（%）或百万分数（10^{-6}）表示。伦琴是照射量单位，相当于标准情况下在1 mL干燥空气中产生1静电单位离子电荷的照射量。这个单位主要用于度量γ射线，有时也用来量度β射线。1伦琴$=2.58\times10^{-4}$库仑/千克。伦琴/小时是照射量率单位。单位时间内射线的照射量称为照射量率，这个单位太大，常用毫伦琴/小时或微伦琴/小时表示。微伦琴/小时又名伽马，以γ表示，$1\gamma = 10^{-6}$伦琴/小时。

（一）γ测量和γ能谱测量

1. 地面γ测量

地面γ测量是利用记录γ射线强度的辐射仪，对近地表岩石或土壤的γ射线强度进行测量的一类野外测量方法。

地面γ测量具有方便、直观、效率高、成本低等优点，是寻找铀矿床的一种卓有成效的方法。但是，必须注意γ射线强度的大小并非在任何情况下都反映铀的富集程度。因为铀系中的主要辐射体是属于镭组元素的，镭组放出的γ射线的强度约占整个铀系总强度的98%，所以对γ异常起主要作用的是镭而不是铀。野外工作中，发现γ异常并不难，但要确定含矿异常就必须对γ异常进行综合分析研究，才能作出正确的评价。

野外工作及测量仪器

在高山区或地形起伏激烈的丘陵地区，如果基岩出露良好并且机械晕发育，对γ测量最为有利。在较平坦的地区，只要基岩出露较好，或者机械晕或盐晕广泛发育，γ测量也能取得好的地质效果。

地面γ测量一般可分概查、普查和详查。比例尺与点线距的对应关系见表3－2。

表 3－2　地面 γ 测量的比例尺及点、线距

阶段划分	比例尺	线距/ m	点距/ m
概　查	1∶10 万 1∶5 万	1 000 500	500 250
普　查	1∶2.5 万 1∶1.0 万	250 100	125 50
详　查	1∶5 000 1∶2 000 1∶1 000	50 20 10	25 10 5

野外进行 γ 测量使用的辐射仪由 γ 探测器和记录装置两个主要部分组成。我国 20 世纪 70 年代至 80 年代初，地面 γ 辐射仪主要有重庆地质仪器厂生产的 FD－802 型和上海地质仪器厂生产的 FD - 3006 两种。它们都是数字闪烁辐射仪，由四位液晶数字屏显示读数。FD - 802 仪器又有短探头和长探头两种型号。后来上海地质仪器厂又生产出 FD－3013 和 FD－3014 两种型号的辐射仪。这两种型号的仪器都是数字显示型，特别是 FD－3014 型除测量 γ 总强度值外，还可测量铀、钍的含量。这类仪器都具有携带轻便、重量小并可连续测量等优点。

在野外进行 γ 测量工作之前，需要对辐射仪进行标定。例如作 10^{-6} 标定时可在已知含量（10^{-6} 值）的平衡铀矿饱和模型上进行；作 γ 标定时一般借助 5 号或 6 号镭源进行。在工作期间还要定期检查辐射仪的稳定性、准确性及多台仪器对比的一致性。

用辐射仪在野外进行测量所记录的 γ 射线强度，实际上包括岩石和土壤中的放射性物质引起的 γ 强度、宇宙射线的强度以及仪器本身所含的和所沾染的放射性物质引起的 γ 强度。后二者之和称为自然底数，可以在工作地区采取一定的方法加以测定。整理野外资料时必须从观测值中减去自然底数，然后才能作为绘制成果图件的依据。

成果图件及资料解释评价

γ 测量的成果一般表示成实际资料图、γ 强度等值图、γ 强度剖面图以及相对 γ 等值图和区域研究程度图等。这里仅解释一下相对 γ 等值图，其余图件与其他物探方法类似。

绘制相对 γ 等值图时，为排除岩性变化因素的干扰，可采用以均方差（σ）的倍数为等值线间距的办法。这种图可有三个等级，即 $\bar{x}+\sigma$、$\bar{x}+2\sigma$、$\bar{x}+3\sigma$，勾绘等值线时，不看绝对 γ 强度值多少，而是将不同岩石的相同等级 $\bar{x}+\sigma$（或 $\bar{x}+2\sigma$，或 $\bar{x}+3\sigma$）值连接起来。等值线的值也以背景值 $\bar{x}$ 和均方差的倍数来标注。

对普查铀矿床所发现的 γ 异常进行评价，以确定其是否具有工业远景意义时，必须考虑到放射性元素在自然界中的分布非常广泛而分散，引起 γ 异常的因素比较多，并且地面 γ 测量的探测深度不过 1～2 m，一般只能圈定地表放射性元素增多地段，不能反映地下深部的情况。因此，必须到现场进行详细的调查研究，以确定异常的性质、强度和分布范围，异常赋存的地质条件和控制因素，以及放射性平衡情况。必要时应作 γ 详查，浮土覆盖地区可作射气测量或其他物化探方法，然后进行综合评价。

必须强调指出，评价 γ 异常时，特别要注意该地区铀、镭是否处于长期平衡状态。因为 γ 异常并不一定意味着铀的含量高。例如矿床出露地表或处于氧化带中而附近又有断裂迹象，就很容易受淋滤风化作用以致铀被溶解运走，其结果是改变了铀、镭的相对数量，使平衡偏向镭。这时 γ 异常主要是镭的反映，工业价值不大。若被运走的铀在适当

的环境沉积下来，形成次生铀矿，但沉积时间未达到铀、镭平衡所需的年代，则镭的数量积累不够，平衡偏向于铀。此时 γ 异常较弱，但主要是铀的反应，具有较大的工业价值。所以在野外工作中发现了 γ 异常，既不能仅仅根据 γ 异常的强度来估计矿床的远景，也不应随意放弃弱异常，必须对异常进行综合研究。

目前地面 γ 测量除了用于直接寻找铀、钍矿床和确定成矿远景区外，还用于地质填图、寻找与放射性元素有共生关系的其他矿产、探测地下水以及解决其他的一些地质问题。

2. 地面 γ 能谱测量

γ 能谱测量是利用分别记录几种不同能量段内射线强度的能谱仪，测定岩石、土壤中的铀、钍、钾含量的一类野外方法。相应的也有地面、航空和井中 γ 能谱测量。

γ 能谱测量的基本原理

前面已经讲到，不同放射性元素放出具有不同特征能量的 γ 射线，图 3－41 上是它们的 γ 谱线图。图中可见，铀、钍系的线谱有明显的差别。铀系中可以看到 0.352 MeV（兆电子伏）、0.609 MeV、1.12 MeV 和 1.76 MeV 等谱线，后者特别明显成为它的特征谱；而钍系中则有 0.239 MeV、0.338 MeV、0.583 MeV、0.908 MeV 和 2.62 MeV 等，其中非常突出的是 2.62 MeV 谱线，它成为钍系的特征谱。钾的放射性同位素 ^{40}K 的 γ 能谱只有一条 1.46 MeV 的谱线，它也是钾的特征谱线。

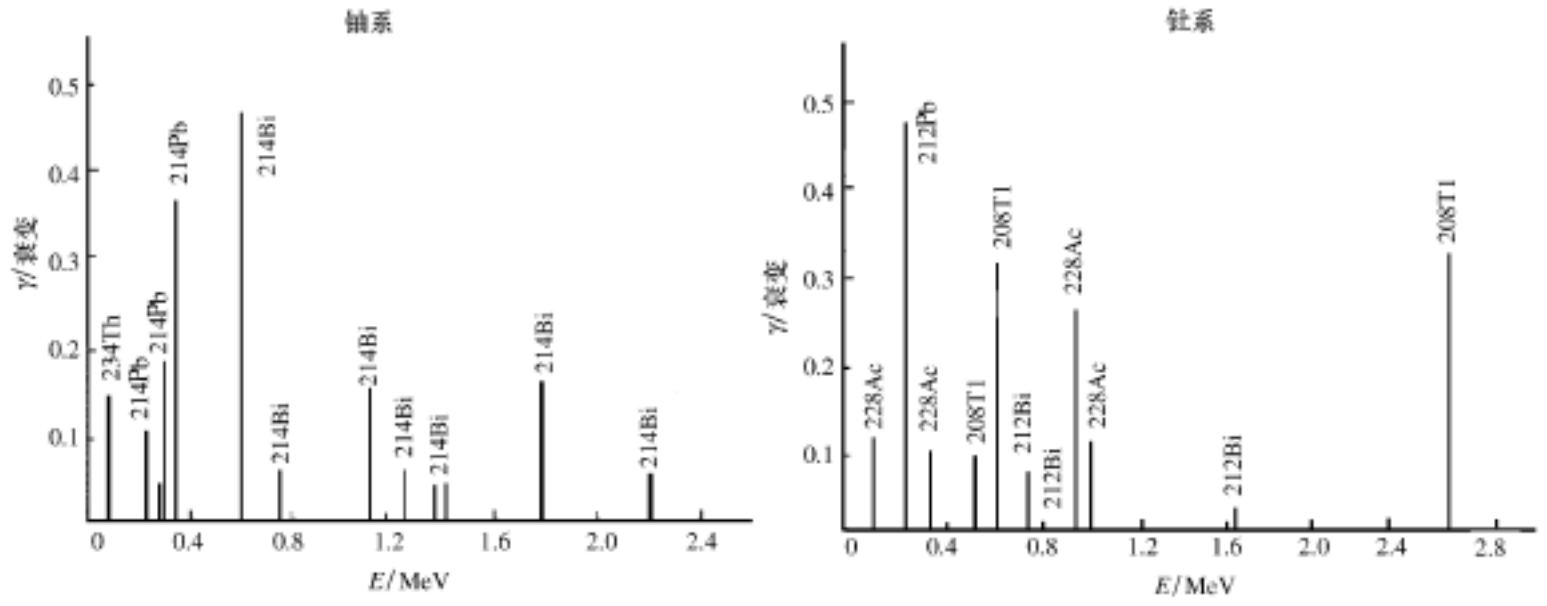


图 3－41　铀系和钍系的主要 γ 射线谱线图

综上所述可知，每一种 γ 辐射体都要放出自己特有的、能量确定的 γ 射线。因此，如果在野外条件下直接在选定的地点可以测出某种能量的特征 γ 谱线，就能唯一地确定具有该谱线的放射性元素的存在。而且将测得的 γ 强度与标准样品的 γ 强度进行对比和计算，还可以确定该元素在土壤和岩、矿石中的含量。

野外工作与能谱仪

除数据采集方法之外，能谱测量的测网选择、比例尺的确定、甚至资料整理的方法都与 γ 测量相似。

地面 γ 能谱仪在 20 世纪 80 年代初之前，主要使用重庆地质仪器厂生产的 FD - 840、FD - 960 四道自动能谱仪以及上海电子仪器厂的 FD - 3003 野外能谱仪。目前应用的主要是上海地质仪器厂生产的 FD - 3022 型能谱仪。该仪器性能与 FD - 840 类似，除具有铀、

钍、钾三道外，还有一个记录总计数率（即 γ 射线总强度）的积分道，称为总道。这类仪器在它的记录装置电子线路中设置了专用的数字运算器，可以直接将测点上所测定的总计数率和铀、钍、钾含量同时呈现在数字显示屏上。

成果显示及应用

根据野外观测所获得的铀、钍、钾含量，通常绘制成相应的含量剖面图、等值线平面图或剖面平面图。有时还要绘制钍、铀比（Th/U）、钍钾比（Th/K）、铀钾比（U/K）剖面图或等值线平面图。

地面 γ 能谱测量比 γ（总量）测量的应用广泛。除主要用于 γ 异常点（带）的铀、钍定性分析，并在铀、钍混合地区确定它们的含量以及在残积 - 坡积发育地区测定地表的铀(镭)、钍、钾含量之外，还可以比较有效地发现微弱的镭分散晕；根据铀、钍、钾含量的渐变或突变以确定不明显的岩性界线或相变；根据区域地质条件与铀、钍、钾含量的关系，包括研究均质花岗岩中的铀、钍、钾含量的空间关系，寻找稀有元素矿床，圈定铀矿化、钍矿化或稀土元素矿化的成矿远景区；研究岩浆岩、变质岩的成因以及侵入体的形成条件等等。

（二）α 法

核地球物理勘探的另一大类方法，是以探测氡及其子体所发射的 α 射线为基础的 α 法。该方法也能寻找铀矿和地下水源。

目前经常使用的 α 法，按其测量方式可分为瞬时测量和积分测量两种。由于近年来测量技术的发展、α 法的新变种层出不穷。这一节里，主要介绍常用的射气测量法（瞬时测量的代表)、α 径迹测量法以及 α 卡法（积分测量的代表)。

1. 射气测量法

在第二章第二节中曾经提到三个天然放射性系列中各自有一个气态的放射性同位素，统称为射气。其中铀系的氡（$^{222}_{86}Rn$）有较长的半衰期（3.824 d)，因而在铀矿中有氡的存在和积累。

由于气体的扩散作用和流通作用，铀矿中的部分氡可以从地下达到地表，同时在氡的流动过程中按指数规律继续衰变。所以氡射气离开矿体后其浓度将逐渐降低，形成以矿体为中心的、浓度向四周依次减小的射气场。

一般情况下，只要铀矿体埋深在 5～6 m，有时甚至 10 m 左右，矿体上方地表土壤中的氡射气浓度都会有显著的增高。因此用射气仪（或测氡仪）探测地表土壤中射气浓度的分布，就有可能找到位于地下 10～ $n\times10$ m 的铀矿床。

钍射气（Tn）和锕射气（An）虽然也能形成各自的射气场，但 Tn 和 An 的半衰期短(分别为 55.6 s 和 3.96 s)，所形成的射气场仅限于矿体附近很小的范围内，对射气测量的应用没有实际意义。因此，在以后的叙述中如不另加注明，射气就是指氡($^{222}_{86}Rn$)。

射气测量的野外工作步骤是，在测量之前先在测点上打深约 1 m 的取样孔，埋好取气器，压紧周围浮土；工作时仪器与取样器连接；抽取气样时由抽拉唧筒来完成（一般 5～6 次)。抽气 20 s 后立即读数，测完之后立即排掉气体，以免污染仪器。

不同地区观测的射气浓度有各自的底数，即正常场。高于正常场 2～3 倍的射气浓度值可以算作异常。为了判明射气异常的性质（即是铀异常还是钍异常)，只需在射气仪读数后经过 55 s 再读一次数（不另外抽气)。若第二次读出的浓度值比第一次大，异常为纯

氡性（属铀异常)。若第二次读数比第一次读数减小一半，异常应属于钍射气性质。介于这两种情况之间则系氡和钍射气的混合性质。

20 世纪 70 年代以来普遍应用重庆地质仪器厂生产的 FD－118 型射气仪。80 年代上海地质仪器厂研制出静电场收集和测定氡子体$^{218}_{84}Po$的 FD－3017 型仪器，其灵敏度和工作效率均提高许多，此外还有 FD－3005 型水中测氡仪以及 FD－3015、FD－3016 等型号测氡仪。

射气测量的对象是氡放出的 α 射线。虽然 α 射线穿透能力很弱，但由于氡的运移能力强，射气测量的探测深度远大于 γ 测量的探测深度。但由于射气仪不如辐射仪轻便，干扰因素多、效率低、资料整理也复杂些，所以只在浮土很厚、γ 能谱测量不佳时或进行详测阶段使用。此外，由于它能判别异常的铀、钍性质，在铀、钍混合地区还可以区分氡气晕和钍气晕。

2. α 径迹测量

20 世纪 50 年代末期，科学家们先后发现具有一定动能的质子、α 粒子、重离子以及宇宙射线等重带电粒子轰击绝缘固体时，可使其产生辐射损伤，留下微弱的痕迹（只有几十埃)，称为潜迹。这种潜迹必须在电子显微镜下才能发现。60 年代初又有人提出化学蚀刻技术，即把这种受到辐射损伤的材料浸泡在一定的强酸和强碱溶液中，则受伤的部分能较快地发生化学反应而溶解到溶液内，使潜迹扩大成一个小坑。这种化学处理过程称为蚀刻，所形成的小坑称为蚀坑。蚀刻时间增长，蚀坑的直径也不断扩大，当蚀坑直径达到微米数量级时，在光学显微镜下就可以观测到粒子的径迹。由此可见，采用某些固体材料也能记录重带电粒子。这类材料称为固体径迹探测器。用固体径迹探测器探测核辐射的方法就称为径迹测量。到 60 年代末期，人们将径迹探测技术引用到铀矿的普查与勘探中，成为一项寻找深部铀矿的有效方法。

作固体径迹探测的材料有许多种，但不同材料能够记录的重带电粒子的范围各异，并且要选用各自适应的蚀刻剂。寻找铀矿或地下水时，需要记录的是 α 粒子，所以主要用各种类型的塑料薄膜作为探测器的材料。其中常用有的醋酸纤维（CA）和硝酸纤维（CN)薄膜。适用于这些塑料探测器的蚀刻剂，主要是氢氧化钠和氢氧化钾溶液。

α 径迹测量的工作过程是：将已制备的探测器悬在塑料杯里，再按一定的测线网格，把杯底朝上埋在测点位置处挖开的 40 cm 深的小坑中；经过 20～30 天取出杯子里的探测器，进行蚀刻，用光学显微镜或用自动扫描仪观测、辨认并计算探测器在蚀刻后显现的径迹。所计之数以每平方毫米的径迹（径迹/ mm^2）数表示，称为径迹密度。

通过对一个地区大量测点上的观测，可以用数理统计求中位数的方法确定该地区的径迹底数。一般取底数的 8～10 倍作为异常值。

径迹测量结果主要绘制成剖面图、剖面平面图和等值线平面图。然后根据地质条件和其他资料进行综合分析，对径迹异常作出评价。

寻找铀矿时，除矿体外，含矿的构造破碎带、地表钍含量的增高以及接触带或断裂构造带等也都是引起地表径迹异常的因素，应予以注意。其中地表附近钍的干扰可用 γ 能谱测量或射气测量加以识别。

α 径迹测量主要用于初步踏勘后的有利地段寻找铀矿，也用于扩大铀矿区。由于该方法是一种长期累积测量方法，因此在一般情况下，只要 150 m 以上深度的地下赋存有铀矿，来源于矿体的 α 粒子就有可能被探测器记录下来。

3. α卡法

α卡法也是一种累积测氡的方法。该方法是把某种对氡及其子体具有强烈吸引力的材料，制成卡片，称α卡。将α卡置塑料杯中并使杯底朝上埋入地下浅坑中（图3－42），使其集聚氡及其子体，一定时间后，取出卡片立即用α辐射仪测量α射线强度，借此确定氡的异常，用以发现铀矿床或寻找地下水以及解决其他地质问题。



图3－42　野外埋片示意图

α卡法具有如下特点：灵敏度高，异常突出清晰，具有累积测氡法的优点，干扰因素少，分辨力高，能够发现1 m以下窄的构造破碎带；方法简单、仪器轻便，野外工作周期短、成本低廉；可区分铀和钍。

但由于氡的运移受气候、季节等因素影响较大，所以α卡法所得结果重现性较差，且工作效率较γ测量低，因此α卡不宜作为首选方案，应在γ测量效果不佳时采用。

由于^{222}Rn以后的子体^{218}Po、^{214}Po、^{214}Pb及^{214}Bi的半衰期均较短，卡片埋置4 h左右，氡和子体便可达到平衡。实验证明，静电α卡埋置3～6 h为宜。α卡从坑内取出应立即进行α射线强度测量，每次测量时间一般为3～5 min。用过的卡片，搁置数日后可以重复使用。

α卡所得结果，可以绘成剖面图、剖面平面图等，对有意义的异常，应进行重复测量，一则为检查之用，二则可为较准确地确定异常位置提供资料。

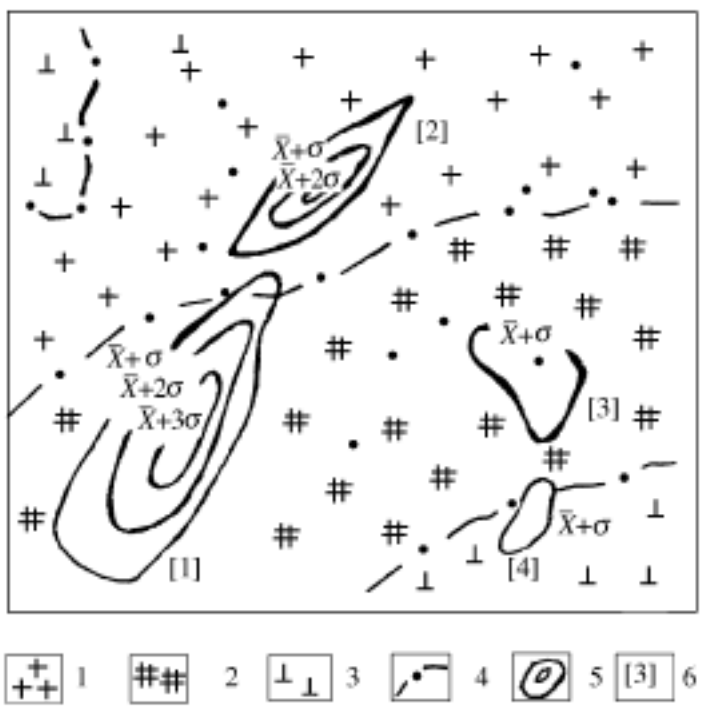


图3－43　某地区地质、相对γ强度综合平面图

（据丁绪荣，1984）

1—中粒花岗岩；2—中细粒花岗岩；3—第四系；4—地质界线；5—相对γ等值线；6—γ异常编号

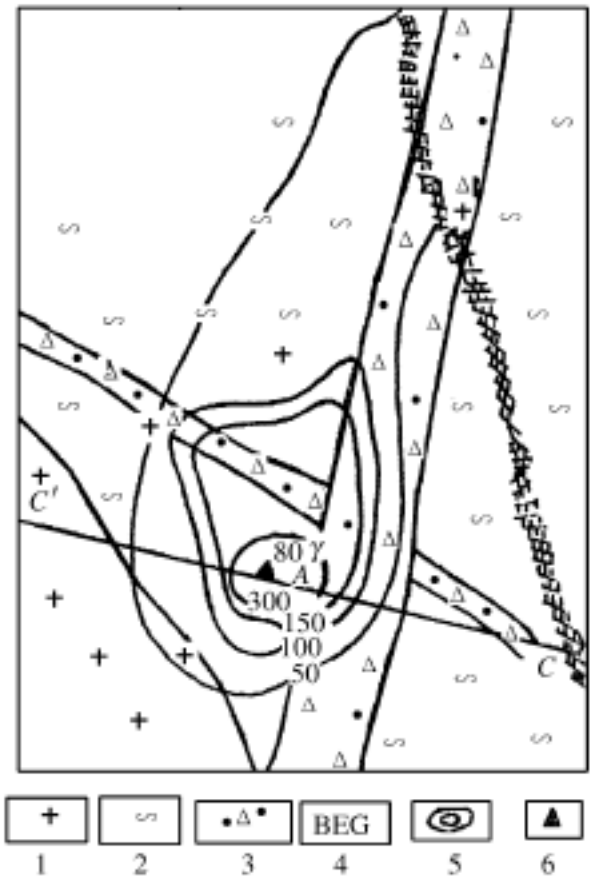


图3－44　某地区山坡上射气异常综合平面图

（据丁绪荣，1984）

1—花岗岩；2—煌斑岩；3—破碎带；4—陡壁；5—射气等值线（爱曼）；6—γ异常点

(三) 核地球物理在寻找高放射性矿体的应用

1. 地面 γ 测量寻找铀矿的实例

在某地区曾发现燕山运动早期的花岗岩体，其主要岩性为中细粒花岗岩。区内浮土覆盖面积较大，岩浆活动频繁，构造复杂呈东西向分布。对该区进行地质填图和 γ 测量工作后，根据 γ 测量结果绘制了相对 γ 等值图，圈出两个异常和两个偏高地带（图 3－43)。它们都具有一定的规模，并且经地表揭露仍然存在。于是对相对 γ 偏高地带又作了射气测量、铀量测量等项工作，其结果也都有显示。通过勘探揭露，在 1 号、2 号相对 γ 异常以及 3 号相对 γ 偏高地带发现铀矿体，在 4 号偏高地带见到铀矿化。

2. 射气测量在寻找铀矿上的应用

某地区主要分布的是太古界上部变质岩系，除东部外都有大面积的海西期花岗岩侵入。但该地区大部分被浮土覆盖，浮土厚度一般为 1～1.5 m，最厚处达 10 m 左右，地面 γ 测量效果不佳。经过射气测量后发现了许多异常，其中之一位于大部分为变质岩和花岗岩堆积物的山坡上（图 3－44)。在此处进行过深度为 90 cm 的孔内 γ 测量，只发现一个强度约 80 γ 的异常点。然而射气异常是沿北东向构造破碎带分布的，最高浓度接近 1 000 em。经判明异常为纯氡性。在 $C-C$ 剖面上布置探槽并刻槽取样分析，并进一步沿异常方向进行坑道揭露，终于在距地表约 20 m 深度处沿构造破碎带见到长十几米、品位高达 1.5% 的铀矿体。

第二节　矿产普查阶段的地球物理探测方法

地球物理勘探工作在矿产普查阶段的地质任务，一般是配合地质测量研究成矿地质条件，主要是发现和追索控制成矿的构造断裂带或圈定与成矿有关的岩体，一般工作比例尺为 1∶50 000～1∶25 000。

从地球物理各种勘探方法的技术特点、适用范围、效率和成本考虑，其作用是不同的。有些方法只适用于普查；有些则不能作为普查，而只是矿区勘探的方法；也有些则普查、勘探都适用，或视条件而确定其适用程度，对此也必须联系到方法的物理前提来判断。

航空磁测特别适用于大面积的普查，它在初步发现磁异常和提供找矿线索方面的效果最为明显。因此，到现在为止，不论在寻找金属与非金属矿产或者石油天然气和水资源的普查工作中，航空磁测都已成为必需的地球物理勘探手段。特别是在直接普查和评价与强磁性矿物有关的矿产方面应用最广，如寻找和评价强磁性的磁铁矿床以及与磁铁矿共生的多金属矿床。还可用于研究与成矿有关的地质控制因素，进行间接找矿和解决某些与火成岩、地层、局部构造和区域地质构造等有关的一些地质问题。

由于航空重力测量目前仍处在实验阶段，所以重力普查主要以地面测量为主。目的是追索、圈定与围岩有明显密度差异的隐伏岩体或岩层，追索两侧岩石密度有明显差异的断裂，进行覆盖区的基岩地质、构造填图。根据区域地质、构造及矿产分布规律，划分成矿远景区。在寻找石油、天然气甚至煤田方面，重力普查在确定基底深度及起伏形态方面都有较好的效果。

激发极化法已成为我国金属电法勘探的主要手段，广泛用于大、中比例尺的普查和勘探各种金属矿床（黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、铜镍矿以及与硫化物共生的其他

矿床）中。电阻率法则由于异常的多解性，一般仅作为激发极化工作时取得参数的辅助方法。此外，航空电磁法（简称航电）是一种快速普查良导电矿体和区分磁异常以及地质填图的方法，但由于其多解性和其他不利因素，使该方法在寻找良导电矿体上成效不大，至今未能广泛使用。

放射性勘探的普查工作，主要利用航空γ能谱测量方法去直接寻找地面铀、钍矿点，并为大区域找矿指出远景区，也用于区域地质研究方面。当它与航空磁测综合应用时，可以普查铁矿、多金属矿、稀有和稀土元素矿以及在成因上与放射性元素相关的其他矿产；还可以为圈定地层、岩体、构造或解决其他地质问题提供有用的信息。此外，地面γ测量对普查铀、钍矿床也是有效方法，它适用于各种地形、地貌条件，在基岩出露良好和覆盖层不厚的地区进行这项工作，效果更佳。

以上说明，在地质找矿的普查工作中，运用地球物理方法必须根据物理前提，并与其他方法恰当地综合，以便能花费最少的工作量和费用，取得最佳的效果。总的来说，地球物理勘探方法在普查方面的作用比勘探方面还大，可部署在其他工作之前，特别是航空测量，它可用在沙漠、森林、高山、海洋及人迹罕到的地区进行普查，发现找矿线索。

图3－45至图3－47是航空磁测在西南三江地区铜矿普查中，预测找矿靶区的一个实例。西南三江地区矿产资源丰富，但地形、气象条件非常复杂，交通极为不便，开展地面

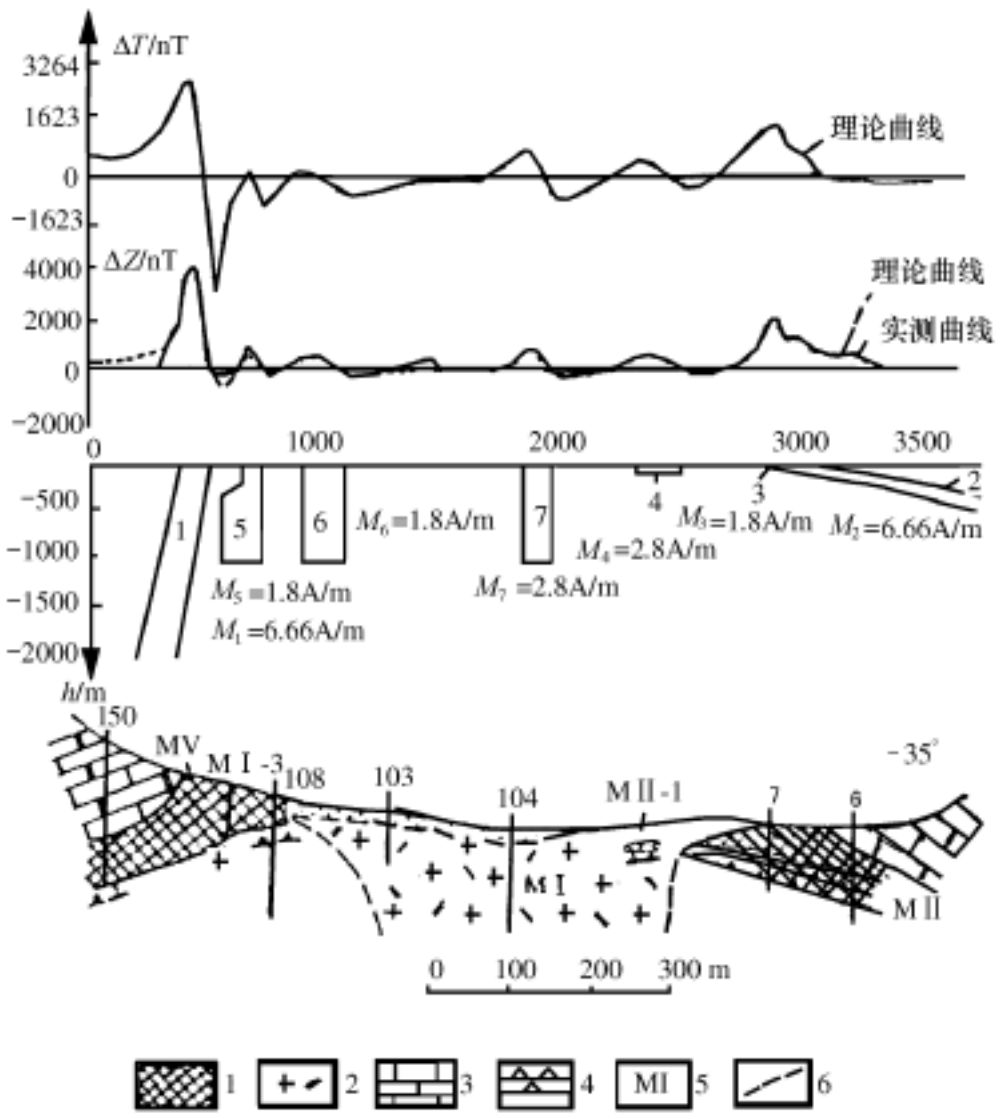


图3－45　玉龙铜矿41线地质、地磁正演综合剖面

（据熊盛青，1998）

1—矿体；2—花岗斑岩；3—灰岩；4—角岩；5—地磁异常编号；6—推断地质界线

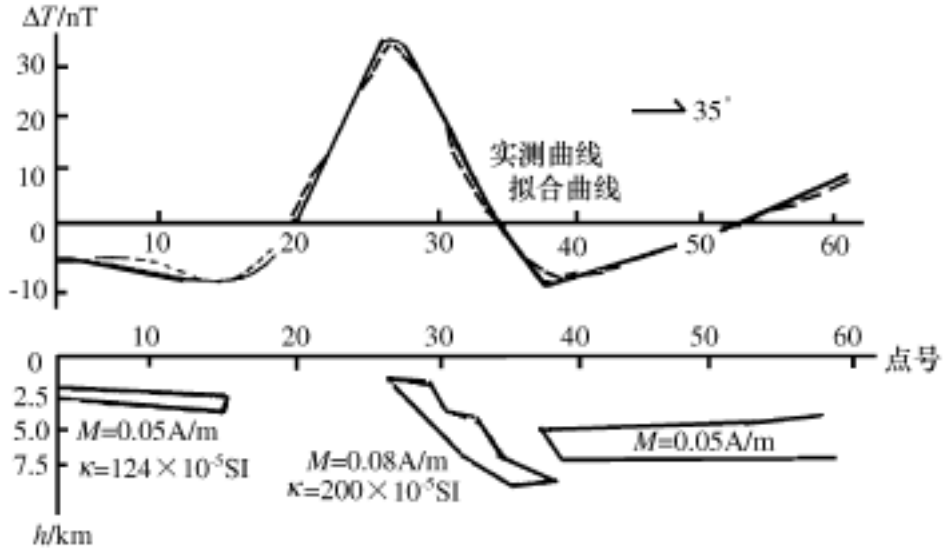


图 3－46　玉龙铜矿 h·14 航磁 ΔT 异常正演剖面

地质勘查工作非常困难。为此，通过对现有小比例尺航磁资料进行重新处理与研究，指出找矿有利地区，筛选出 21 处具有找铜矿远景的岩体。

研究区位于三江成矿带北部的玉龙成矿带上，区内斑岩铜钼矿化作用与区域构造关系极为密切，尤其是北西向深大断裂以及陆壳滑动形成的基底断裂对成矿带的形成起着明显的控制作用。根据该区陆地卫星 TM 图像和航天雷达图像的解译分析，已知铜矿在遥感地质上多位于某一大环形构造边缘的小环形构造内，尤其是与北东向或南北向断层有交切关系的环形构造更为密切。铜矿区的航磁特征是在相对平稳的区域背景上出现 $n\times10$ nT 呈椭圆形分布的局部异常。异常多位于两组断裂交汇部位以及遥感圈出的小环形构造之内。

为了解释上述航磁异常的成因，根据玉龙铜矿 41 线地质—地球物理综合剖面及矿区地质资料，确定出初始地质体模型，然后对地磁剖面进行定量计算，经过反复计算与反复修改模型，最后得出该矿床的磁性体模型组合，见图 3－45。该模型组合由七个磁性体组成，其中 1、5 和 6 号磁性体对着 MⅤ和 MⅠ－3 矿体；2、3 号对应首 MⅡ矿体；4 号对应着 MⅡ－1 矿体，共有三种磁化强度，1、2 号位于岩体外接触带上，其磁性最强（$M_{1、2}$ = 6.66 A/m），是矽卡岩型铜矿体引起；3、5、6 号位于内接触带，它们的磁性最弱（$M_{3、5、6}$ = 1.8 A/m）；7 号和 4 号分布在岩体内，其磁化强度相同，推断为隐伏磁性矿体或其他磁性物质引起。

采用“人机联作反演计算方法”对区内几个铜矿区的航磁 ΔT 异常进行了定量计算。图 3－46 即为玉龙铜矿 h·14 的航磁异常计算结果。从中看出：①航磁异常均由弱磁性体引起，磁化强度介于 0.08～0.09 A/m 之间，磁化率约 200×10^{-5} SI，根据磁化强度、磁性体产状，结合地质资料，推断这些异常主要是由中酸性侵入岩体引起，这些岩体一般处于隐伏状态，顶深约 1～2 km，且延深较大，它们可能是深源岩浆活动的产物，由于几个已知矿床均产于岩体内或接触带上，航磁反映的这类侵入岩体可能对成矿控矿都具有重要意义；②在异常的两侧一般都分布有一个磁性较弱的近水平产状的板状磁性体，磁化强度一般为 0.02～0.064 A/m，它们是引起背景场的主要因素。由于该区 T_1－T_2 地层中分布有多层中基性火山岩，推断它们是这些隐伏磁性地层的整体反映。综合以上分析，考虑到赋矿岩体——花岗斑岩本身并不具磁性，有理由认为玉龙铜矿等航磁异常是由磁性矿体、接触蚀变带以及其下部的隐伏中酸性岩体共同引起的，后者为主要因素。

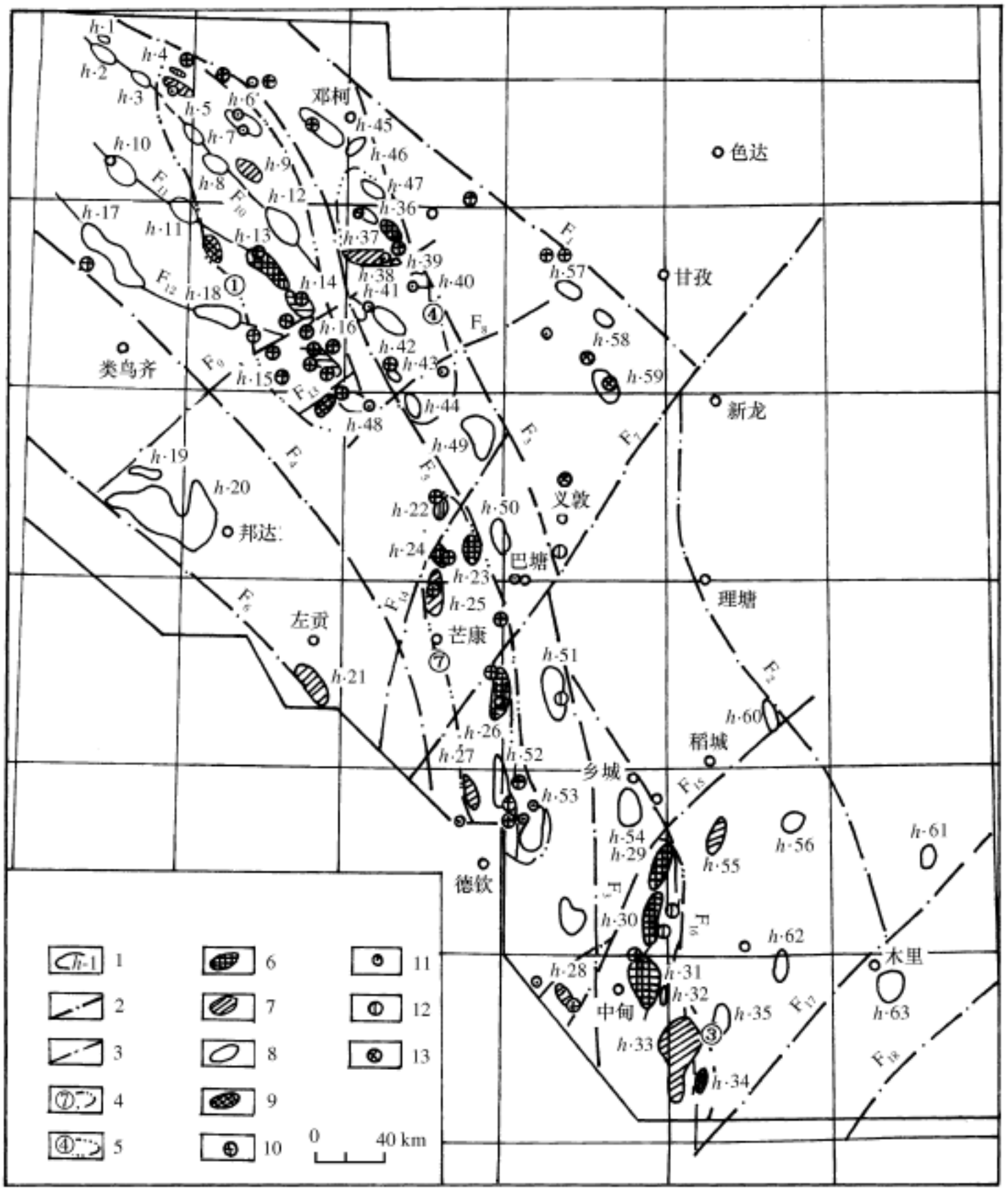


图 3－47　西南三江地区综合找矿远景预测

(据熊盛青，1998)

1—航磁推断的中酸性岩体；2—航磁推断的区域性断裂；3—航磁推断的一般性断裂；4—铜钼多金属矿找矿远景区及编号；5—铁铜多金属矿找矿远景区及编号；6—最有找矿意义的岩体（靶区）；7—较有找矿意义的岩体（靶区）；8—有一定找矿意义的岩体（靶区）；9—遥感圈定的靶区；10—铜矿；11—铁矿；12—铅锌矿；13—多金属矿

通过对航磁资料的推断解释，在研究区内圈出了64处中酸性侵入岩体，其中21处定为该区找矿的远景岩体。并划分出四个找矿远景区，按找矿前景大小排列分别为：①玉龙铜钼多金属找矿远景区；②芒康铜钼多金属找矿远景区；③中甸铜钼多金属找矿远景区；



1—γ偏高场；2—γ高场；3—γ异常场及编号；4—构造编号及产状

图 3－48　某地区成矿有利地段相对γ强度等值线略图

(据谭登科，1985)

④江达铜铁多金属找矿远景重点区。各远景区的分布情况详见图 3－47。

在上述远景区内，根据定量预测结果，依优先次序选出如下十个重要找矿靶区，即 h·13、h·24、h·23、h·15、h·26、h·22、h·37、h·30、h·29 和 h·34。这些靶区（尤其是前 6 个靶区）是研究区内最重要的找矿目标物，建议今后优先在这些地区开展地面评价工作（熊盛青，1998)。

下面是利用γ场普查进行矿产预测的一个实例。某工区位于幕阜山岩体西南边缘，在一百余平方公里的面积上进行了 1∶10 000 的γ场普查工作。按γ场受构造制约和规模大小的类比，划定了测区内最有意义的成矿远景段，并在施工验证的第三个钻孔见到了 8.44 m 的工业矿体和 14.74 m 的表外矿化。为进一步工作打下了良好的基础。后经 1∶2 000 的γ场测量，圈出了三个偏高场，分别位于 F_2、F_4、F_8 三个断裂的控制带上（图 3－48)。其中 F_2 控制的 A_{01} 偏高场形态复杂、规模较大，预测是工业矿床可能赋存的有利地带。为进一步研究该偏高场，将其细分为 11 个异常（a_1～a_{11})。这些异常受次级构造控制，整体走向与 F_2 断裂一致，并在靠近 F_2 部位显示为异常场，认为 F_2 断裂是含矿热液活动的良好通道，上盘的次级构造是储矿的良好场所，γ偏高是矿化的良好显示。后经钻孔验证，在次级构造 f_{14}、f_{54}、f_{56}、f_{58} 等处均见到了较好的工业矿化。而 A_{04}、A_{05}、A_{09} 三个偏高场由于规模较小，次级构造不发育，经钻孔验证，仅见到零星分散的工业矿化。并提出 A_{08} 北段是值得深入揭露的成矿有利地段（谭登科，1985)。

第四章　石油与天然气地球物理探测

石油工业是一项系统工程，它由油气勘探、开发、炼制、综合利用等一系列环节组成。油气勘探是这一系统的最初阶段，它的成败将决定该系统是否能够生存。油气勘探的目的是寻找具有工业价值的油气藏，探明后备的油气储量，为油气田的开发提供依据。

为了能够在广漠的领土上准确发现油气并进行评价，油气勘探工作应遵循由粗到细，循序渐进的原则。根据这种原则，油气勘探过程可划分成盆地区域勘探（区域勘探)、圈闭预探、油气藏评价勘探（评价勘探）三个阶段（丁贵明等，1997)。油气勘探各阶段的任务可归结如下:

(1) 区域勘探：区域勘探阶段是指从盆地的石油地质调查到优选出有利含油气区的全过程。本阶段主要解决石油地质基本问题，优选出含油气盆地，估算盆地远景资源量、划分含油气系统，确定有利含油气区带。

(2) 圈闭预探：圈闭预探阶段是指从盆地区域勘探优选出的有利含油气区带进行圈闭准备开始到圈闭钻探获得工业油气流的全过程。本阶段主要解决圈闭形态、储层性质与分布、油气水性质与分布等地质问题。发现油气藏、计算预测储量、对于未发现油气的圈闭要进行再评价。

(3) 油气藏评价勘探：油气藏评价勘探阶段是指从圈闭预探获得工业油气流开始到探明油气田的全过程。本阶段主要解决储层形态性质、油气藏驱动类型、油气水分布规律等问题，探明油气田，提交探明储量，为油气田开发做好准备。

油气勘探各阶段，从空间范围来看是逐步缩小，而工作则是逐步精细，这种特点，决定了油气勘探各阶段所采用的技术方法。

油气勘探各阶段的任务，绝大部分是探查地下的储层状况，而在一些有利的储油气盆地，地表多数为表土层覆盖，仅在盆地边缘可见到地层出露，因此，地球物理探测工作成为油气勘探工作的重要手段。油气勘探的物探工作通常采用多种方法，其中以地震勘探、电法勘探及重磁勘探为主要方法，在有钻井的情况下，则必须进行地球物理测井工作。

油气勘探过程中，各阶段勘探对象的尺度彼此不同。在盆地区域勘探阶段，勘探对象是一个包含若干沉积盆地的大区，其面积可达 $n\times10^3\sim n\times10^4\ \mathrm{km}^2$。面对如此广阔的勘探区域只能通过概查来查明其中可能含油气的盆地。而在油气藏评价勘探阶段，勘探对象缩小为已获工业油流的构造圈闭，其面积一般为 $n\sim n\times10\ \mathrm{km}^2$。探查这样的地质对象与探查大区域相比较，采用的物探方法与工作设计显然会有很大的差别。此外，从物探方法自身特点来看，由于各种方法依赖于对不同物理场的探测来解决地质问题，它们有不同的分辨能力，这也限制了物探方法在不同阶段的运用。由于上述原因，使得勘探各阶段物探方法的运用都有各自的特点。

第一节　地震勘探

地震勘探是地球物理勘探的主要方法之一。由于地震波能够透入地下较深处，震源在一定程度上可以控制，对于地下勘探对象的多解性少，分辨率和精度相对较高，所以地震勘探是石油普查与勘探的主要方法（顾功叙，1990)。

一、折射波法

地震波从震源（S）发射出来被置于不同距离的检波器（G_1、G_2…）接收，可记录到表层内传播的直达波和从其下折射面传播上来的折射波以及各种反射波（图 4－1)。

由于折射面下岩层具有比其上岩层较高的波速，因此，折射波在一定距离上就能赶上上层中传播的直达波，而在某一检波器距之后领先出现。直达波与折射波同时到达的距离称为临界距离 x_{12}，此距离可给出折射面的深度。如果上、下两层都是水平的，则 x_{12} 愈大，折射面愈深(图 4－1)。

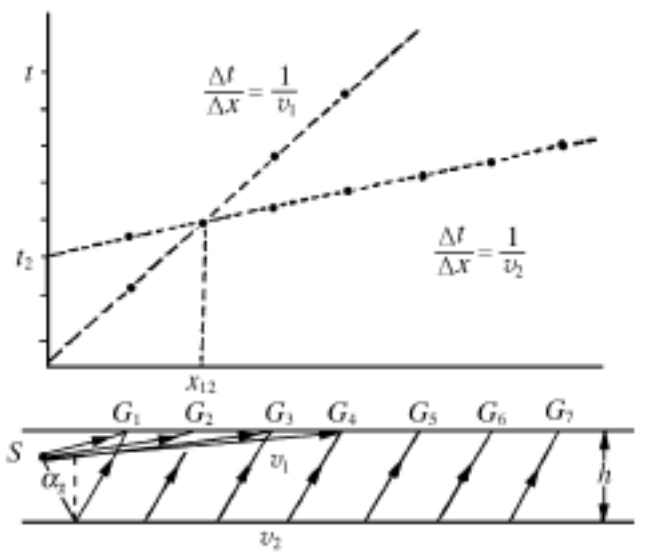


图 4－1　折射剖面（v_1、v_2 为上、下层速度)

折射面深度为

$$h = \frac{x_{12}}{2}\sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \qquad (4-1)$$

波速值 v_1、v_2 可用初至波时距曲线的斜率得到。图中下部虚线为折射观测的资料，其曲线的延长线与时间轴在 t_2 相交，t_2 称为截距时间，据此，也可计算反射面深度 h:

$$h = \frac{t_2}{2\sqrt{\frac{1}{v_1^2 - v_2^2}}} \qquad (4-2)$$

这样就可以根据记录中直达波和折射波的初至到时，确定上、下两层的波速和层面的深度，折射波法常用的接收距离为 $n\sim n\times 10$ km。

上述计算深度和波速的方法只限于水平折射面。对倾斜折射面、折射面有断裂以及多层介质时，需采用其他算法。

二、反射波法

与折射波法相比，反射波法的野外观测，其炮点与检波点之间的距离比较短，因而无需强震源。反射波法分辨率高，但反射波的记录分析要比折射波记录的复杂。

1. 反射波的传播

反射波观测资料的正确解释，要求详细地知道沿反射波路程各点的速度，这就使计算反射波的到时极为繁杂。通常假设一种简单的地下介质的速度分布，以逼近实际，使计算结果可供使用。最简单的速度分布是假定在地表和反射层之间速度是恒定不变的。反射波

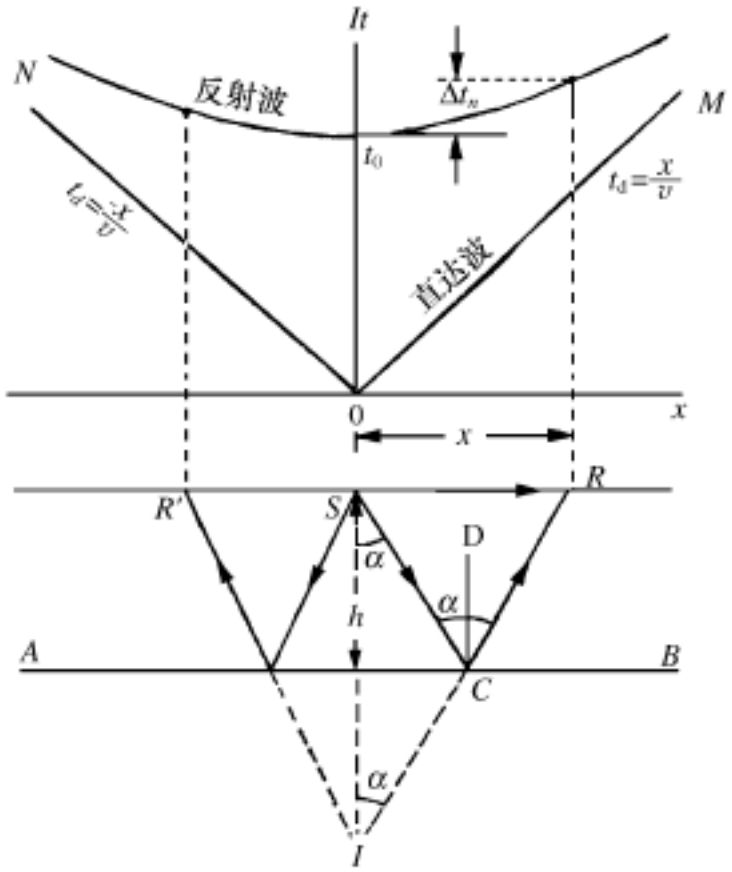


图 4－2　水平反射层面反射波的时距曲线图

地震勘探的基本问题是确定反射层面的深度。在反射层面倾角比较小，且反射波勘探剖面的方向大体垂直于层面走向的情况下，可将求解反射面的三维问题，简化为二维问题进行计算。

最简单的二维问题是图 4－2 所示倾角为零的情况，反射层 *AB* 位于爆炸点 *S* 下面的 *h* 深处，*C* 点为其上的一个反射点。作 *S* 点对反射层面的虚爆炸点 *I*，该点在反射面以下垂直距离等于 *h* 点处，连接 *I* 与 *C*，再延长到检波点 *R*，则 *CR* 就是反射波射线。

设 *v* 为平均速度，*x* 为炮检距，反射波走时为 *t*，则有

$$t = \frac{SC + CR}{v} = \frac{IR}{v}$$

于是：

$$vt = \sqrt{x^2 + 4h^2} \qquad (4-3)$$

由上式可知，反射波的时距曲线为一双曲线。检波点上还会记录到沿路程 *SR* 传播的直达波，由于 $SR < SC + CR$，直达波先到达，其走时为 $t_d = \frac{x}{v}$。其时距曲线是通过原点，斜率为 $\pm\frac{1}{v}$ 的直线。

当距离 $x \gg h$ 时，*SR* 长度接近 $SC + CR$，反射波走时渐近直达波走时。

对地震记录上测量的反射波走时 *t* 可按式 (4－1) 求解 *h* 及 *v*，但一般来说，$2h$ 比 *x* 大，$\frac{x}{2h} \gg 1$，利用二项式展开上式，得

$$t = \frac{2h}{v}\left[1 + \left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}} = t_0\left[1 + \left(\frac{x}{vt_0}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}}$$

$$= t_0\left[1 + \frac{1}{2}\left(\frac{x}{vt_0}\right)^2 - \frac{1}{8}\left(\frac{x}{vt_0}\right)^4 + \cdots\right]$$

若某一反射波到达两检波器之间的走时差为 Δt，t_1、t_2 和 x_1、x_2 分别为它们的走时和炮检距，则近似有

$$\Delta t_n = t_2 - t_1 \approx \frac{x_2^2 - x_1^2}{2v^2 t_0} \qquad (4-4)$$

当其中一个检波器置放在爆炸点上，则此时差就是正常时差，以 Δt_n 表示，于是

$$\Delta t_n \approx \frac{x^2}{2v^2 t_0} \qquad (4-5)$$

若保留展开式中的第二项，则得

$$\Delta t_n \approx \frac{x^2}{2v^2 t_0} - \frac{x^4}{8v^4 t_0^3} = \frac{x^2}{2v^2 t_0}\left[1 - \left(\frac{x}{4h}\right)^2\right]$$

由上式可见，正常时差随炮检距 *x* 的平方而增大，与速度 *v* 的平方成反比。正常时差的概念极为重要，是判断地震记录上所显示的波是否为反射波的一种标志。若正常时差

与 (4－2) 式给出的值差别大于允许的实验误差，则不能认为是反射波。

根据 (4－3) 式在测定 Δt_n、x、t_0 后还可得出速度 v。

2. 倾斜反射层和倾角时差

当岩层沿观测面方向倾斜时，如图 4－3 所示，h 为爆炸点到反射面的法线深度，反射波的走时为

$$t = \frac{SC + CR}{v} = \frac{IR}{v}$$

或 $$v^2 t^2 = (IR)^2 = x^2 + 4h^2 + 4hx \cdot \sin\theta \qquad (4-6)$$

反射波时距曲线仍为双曲线。

若 $2h > x$，则有

$$t = \frac{2h}{v}\left(1 + \frac{x^2 + 4hx\sin\theta}{4h^2}\right)^{\frac{1}{2}}$$

$$\approx t_0\left(1 + \frac{x^2 + 4hx\sin\theta}{8h^2}\right)$$

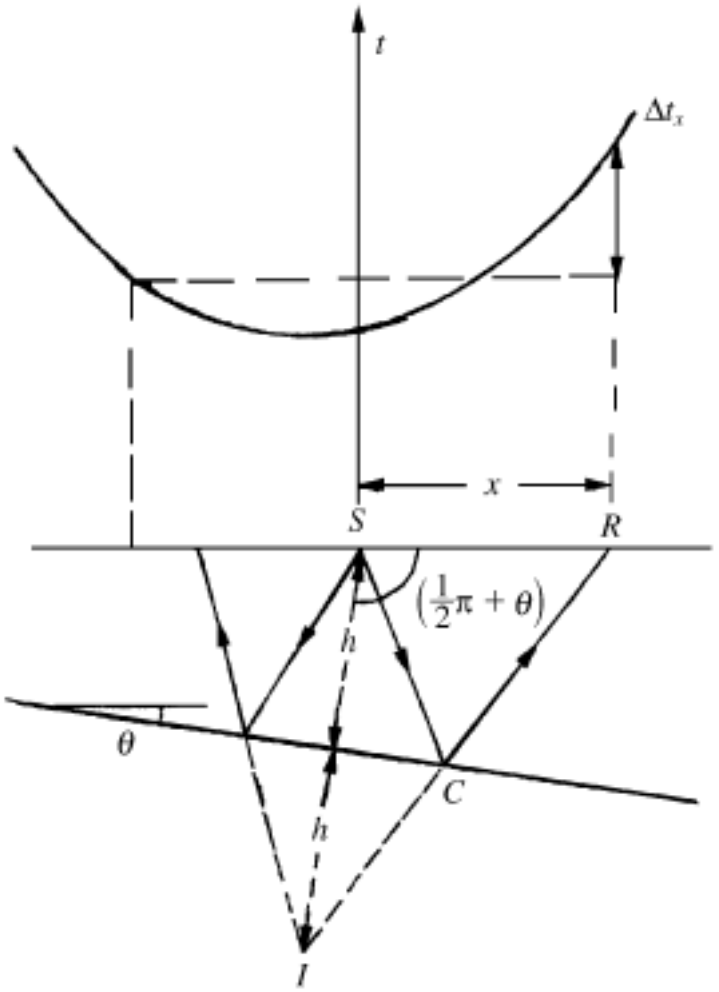


图 4－3　倾斜反射层面反射波的射线

利用此式可求取倾角 θ，最简单的方法是取爆炸点两边等距离的两检波器上的走时之差来计算。若下倾方向一边的炮检距 $x = +d$，上倾方向一边的炮检距 $x = -d$，t_1 和 t_2 表示两检波点的走时，则

$$t_1 \approx t_0\left(1 + \frac{d^2 + 4h \cdot d\sin\theta}{8h^2}\right)$$

$$t_2 \approx t_0\left(1 + \frac{d^2 - 4h \cdot d\sin\theta}{8h^2}\right)$$

$$t_1 - t_2 = \Delta t_d \approx t_0\left(\frac{d\sin\theta}{h}\right) = \frac{2d}{v} \cdot \sin\theta \qquad (4-7)$$

或写成

$$\sin\theta \approx v\left(\frac{\Delta t_d}{\Delta x}\right) \qquad (4-8)$$

(4－8) 式中 Δx 为两检波器之间的距离 $2d$，θ 不大时，$\sin\theta \approx \theta$。

3. 多次反射波

多次反射波是经历一次以上反射的反射波。只有存在很强的反射界面时，才能出现多次反射。一般有两种多次反射，一种是长程多次反射波，在一次反射后很久才出现；另一种是靠近一次反射出现的短程多次反射，成为一次反射波的干扰。

多次反射的可能反射路径如图 4－4 所示。

主要的长程多次反射是只在表面低速层的顶面或底面反射一次，并在深部较强反射层面上反射两次的波，这种长程反射波比较弱，通常难以观测到。

当地层中存在顶底面均为较强反射面的薄层时，将出现短程多次反射。由于多次反射波传播距离较长，较一次反射波具有较少的高频成分。

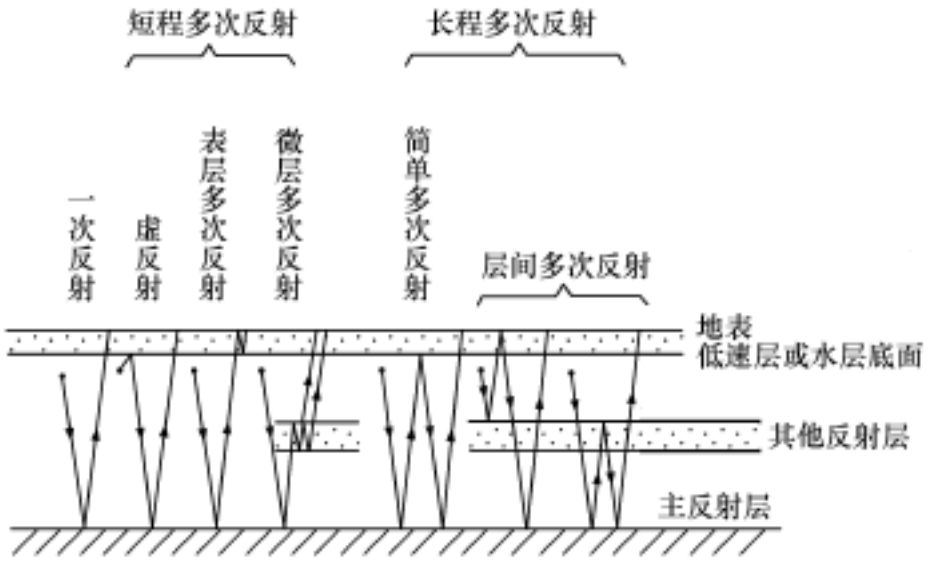


图 4-4　多次反射波的类型

三、地震勘探数据的采集

地震勘探野外采集的任务是获取原始资料。原始资料的好坏将直接影响资料数字处理的质量和解释结果的精度。地震勘探野外采集工作由现场踏勘、施工设计、试验工作及正式生产等各阶段所组成，需由测量、钻井、激发、接收、解释等多工种密切配合进行。野外采集工作的关键是地震采集仪器和野外工作方法。地震采集仪器包括地震检波器及记录仪，野外工作方法目前则广泛应用多次覆盖方法，并采用组合激发、接收技术。

野外采集所获得的第一手资料是数字形式的地震记录信息。它的特点除了受波在地层介质内传播特性的制约外，还决定于激发条件、接收条件、工作方法和仪器性能。选择适合的工作方法是取得良好效果的重要因素。近年来，地震勘探技术发展较快，记录仪器已全部实现计算机控制，炸药爆炸震源越来越多的为非爆炸震源所代替，用于横波勘探的水平振动可控震源也得到发展。

1. 地震波的激发

地震波由人工激发产生，激发源可分为炸药震源和非炸药震源两类。作为震源的炸药，通常为 TNT 和硝氨，它们的激发能量高，震源具有良好的脉冲特性。在陆地进行地震勘探工作时，多数情况是在注满水的浅井中爆炸，以激发地震波。在无法钻井地区则采用坑爆，而在江湖海上勘探时则采用水中爆炸。炸药量及爆炸介质的岩性对地震波形状、波的振幅、频率等特点有重要影响。炸药量越大，地震波的视周期愈大，主频愈低。

爆炸介质的性质对所激发的地震脉冲也有影响，在低速带疏松岩石中激发时，产生的振动频率低；在坚硬岩石中激发时得到的振动频率较高；在胶泥、泥岩中或潜水面以下激发会得到适中的频率。炸药震源是较理想的震源,但使用危险性较大,成本较高,在某些地区不能使用。这些因素,促使地震勘探逐渐发展了非炸药震源。非炸药震源有以下几种。

落重法震源是将 $n\times10^2\sim n\times10^3$ kg 的物体从 2～3 m 高处释放，撞击地面激发地震波。这种震源会产生严重的水平方向的干扰噪声。

可控震源（又称连续震动震源)，它向地下发射的不是脉冲波，而是可控制的连续振荡波。该振荡波持续时间很长，可达数秒，其频率在持续时间内产生徐缓的变化，形成变

频扫描信号。这种振源产生的信号经反射返回地面的反射波是重叠的，无法分辨，必须把接收的反射波同震源的振荡信号用互相关技术进行处理，才能提取反射波信号。

气爆震源和气动震源。气爆震源是将甲烷和氧的混合物在一个密闭的圆柱状爆炸室内爆炸，驱动爆炸室活动底板撞击地面激发地震波。空气枪属于气动震源，它是典型的脉冲震源，主要用于海上地震勘探。

电火花震源。电火花震源是电火花发生器通过水中电极之间电流的突然放电来激发地震波，这种震源主要用于海上地震勘探，并且多采用组合激发。

2. 地震勘探的数据采集

地震勘探的数据采集系统，可将地震检波器接收到的地面震动转换为随时间变化的电信号，经过适当处理后，记录在磁带或磁盘中。通常地震勘探多在很长的测线上布设许多检波点，这些检波点同时观测。对应于每个观测点的地震检波器、放大系统和记录系统所构成的信号传输通道称为地震道。

(1) 地震检波器:检波器是安置在地面、水中或井下检测大地振动的探测器。它实际是将机械振动转换为电信号的一种传感器。按工作原理检波器可分为动圈电磁式、动磁式、压电式和涡流检波器等几种类型。目前广泛应用的是动圈电磁式（用于陆地地震勘探）和压电式（用于海洋地震勘探）检波器。动磁式检波器主要用于地震测井。涡流检波器则是 20 世纪 80 年代出现的新型检波器。它适用于高分辨率地震勘探，对低频干扰和面波有较强的压制能力，对强波之间的弱反射分辨较好，但总的灵敏度低于动圈式检波器，不宜用于深层勘探。

(2) 地震勘探数字记录系统：地震勘探数字记录系统由前置放大器、模拟滤波器、多路采样开关、增益控制放大器、模数转换器、格式编排器、磁带机和回放系统组成。其方框图如图 4－5 所示。

数字地震仪的发展趋势是向更精密、更迅速的增益控制和更大的总体动态范围发展。为便于三维数据采集，提高分辨率和更好地压制噪声，20 世纪 80 年代初，出现了多达几

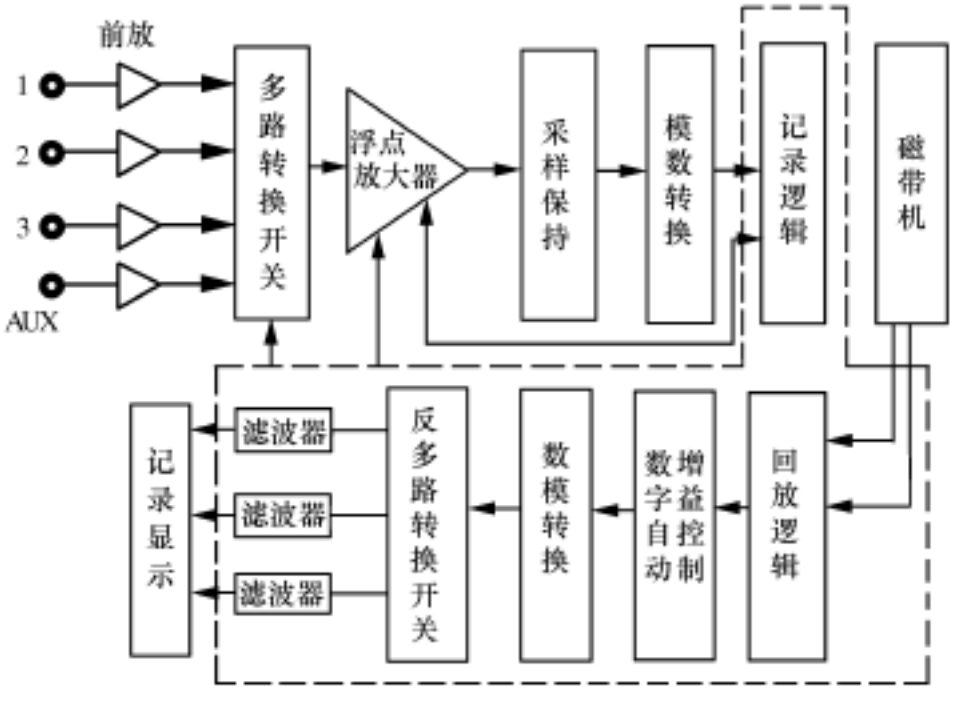


图 4－5　数字地震仪框图

百到一千道的地震勘探记录系统。这样的系统使用现有的检波器电缆是很困难的，因而开始使用遥测系统。遥测系统沿着排列安放许多数字化单元。在陆地勘探中，数字化单元有时用无线电将信号传送到记录仪，全部操作由计算机控制。近年来，出现了地震勘探用的光缆，它不仅可以传输高密度的数据，而且不受电干扰。

地震数据除记录于磁带、磁盘外，还可以进行照相显示或静电显示。显示方式除波形外，还有变面积显示、变密度显示以及波形加变面积或变密度显示等方式，如图4－6所示。

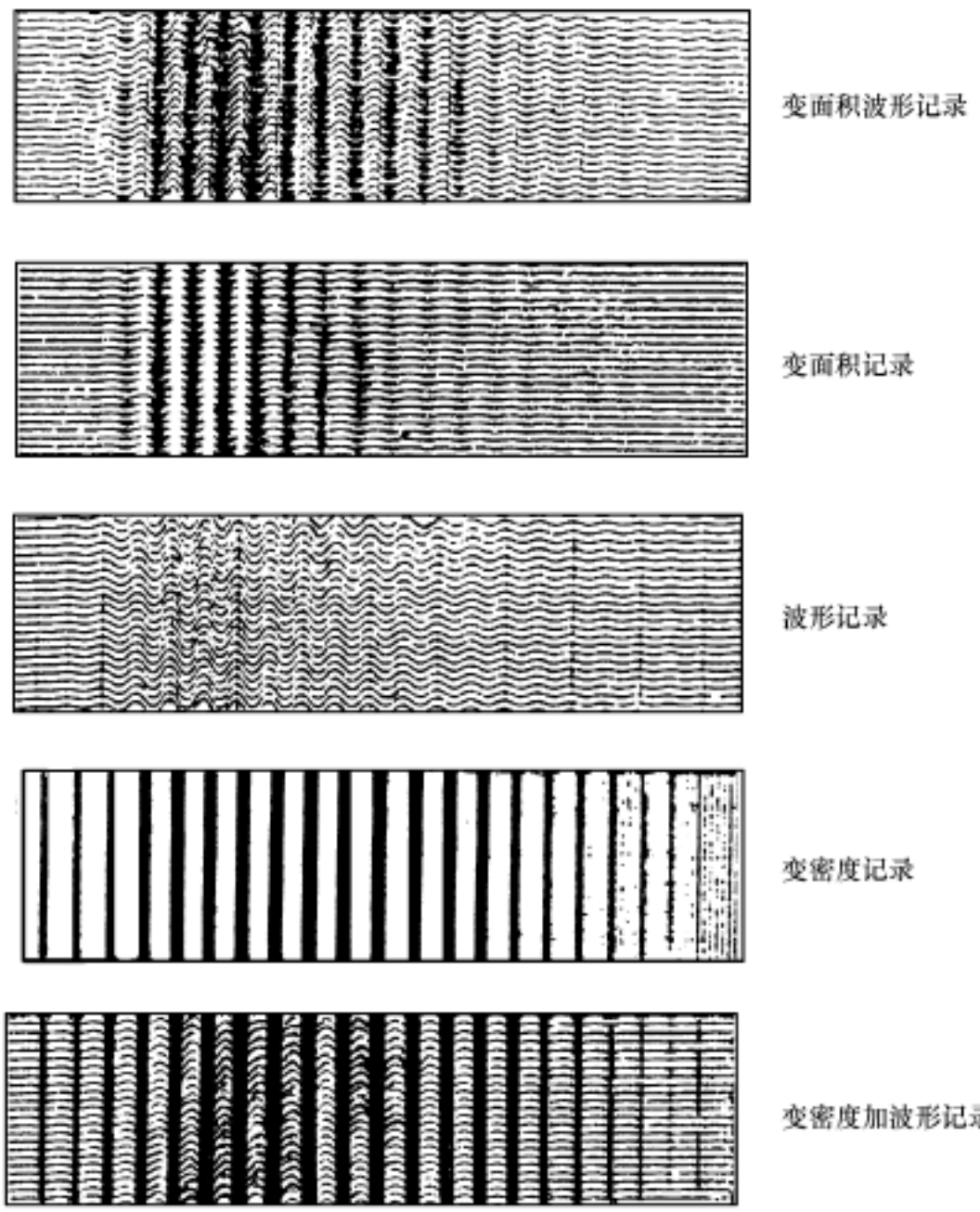


图4－6　地震数据的显示方式

3. 地震勘探野外观测系统

地震勘探数据野外采集有多种方式，采用哪种方式，由地质任务、干扰波与有效波的特点、地表施工条件等因素所决定。进行地震勘探工作时一般是在探区内布设多条测线进行观测。测线与测线间的相对位置由探区地质构造特征及勘探任务决定，一般布设成网状，在地面条件允许情况下，并尽可能布设成正交网状。测网的疏密程度，主要由勘探任务决定。区域普查阶段测线间距可为几十公里到一百公里，面积勘查阶段测线间距为几公里到十几公里，构造细测阶段或开发阶段测线间距可加密至几百米到几公里。测线网的疏密以探明构造特征为准则。测线应尽可能为直线，主测线应与预测的构造走向垂直，联络

测线则平行于构造走向。工作过程中，每条测线都分成若干观测段，逐段进行观测。每次激发时所安置的多道检波器的观测地段称为地震排列，激发点与接收排列的相对空间位置关系称为观测系统。

观测系统通常用综合平面图来表示。如图4－7所示。

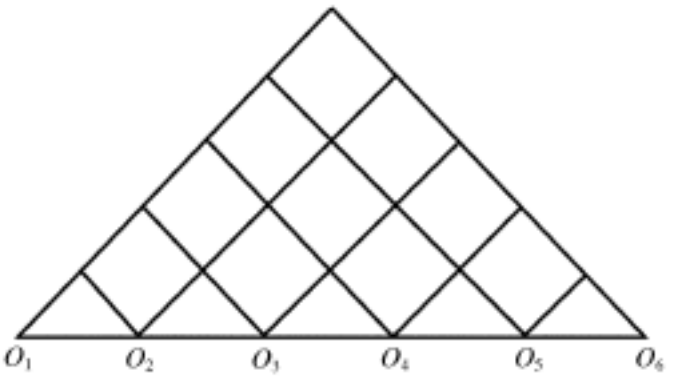


图4－7　用综合平面图表示观测系统

O_1O_6为地震测线，$O_1\cdots O_6$为测线上的各激发点。从各激发点出发向两侧作与测线成45°角的直线坐标网，将测线上对应的接收排列投影到该45°角的斜线上，并用颜色或粗线标出对应线段即可。

(1) 反射波法观测系统

A. 简单连续观测系统：简单连续观测系统如图4－8所示。沿测线布设O_1、O_2、O_3、O_4、O_5等激发点，O_1点激发时，在O_1O_2地段接收，可观测A_1A_2界面段的反射波，O_2激发，接收地段仍是O_2O_1，可观测到A_2A_3界面段的反射波。然后移动排列在O_2O_3地段观测，分别在O_2、O_3处激发，可勘探A_3A_4和A_4A_5段界面，依此沿测线连续地激发、接收，直至测线结束，可连续勘探整条测线以下界面。这种观测系统叫做简单连续观测系统。这种观测系统对地下反射界面仅一次采样，又称为单次覆盖观测系统，所得到的地震剖面为单次剖面。这种观测系统由于在排列两端分别激发，又称双边激发或双边放炮观测系统，如图4－8a所示。如果震源固定在排列的一端激发，每激发一次，排列沿测线方向向前移动一次（半个排列长度），这种观测系统称为单边激发（单边放炮）简单连续观测系统，如图4－8b所示。震源位于排列中间，也就是在激发点的两边安置数目相等的检波器同时接收，这种观测形式叫做中间激发观测系统，如图4－8c所示。

B. 间隔单次覆盖观测系统：激发点与接收排列的第一道检波点间隔一段距离，称为间隔观测系统，如图4－8d所示。

C. 多次覆盖观测系统：为压制多次反射波的干扰，提高地震记录的信噪比，采取有规律地同时移动激发点与接收排列，对地下界面反射点多次重复采样的观测方式称为多次覆盖观测系统。图4－9是一个六次覆盖系统的实例。

D. 非纵直测线观测系统：沿直测线观测时，激发点与接收排列不在一条直线上，激发点偏离排列线一段距离，这种观测方式称为非纵观测系统，这种观测可作为连接测线。

此外，进行三维地震时，还有专门的三维观测系统。

(2) 折射波法观测系统

A. 完整对比观测系统：沿测线方向通过连续进行相遇时距曲线互换点的连接对比以获得连续剖面的观测系统，称为完整对比观测系统。

图4－10是追踪单一界面和勘探多层折射界面所采用的完整对比观测系统。

B. 不完整对比观测系统：折射波法勘探中，不完全采用相遇时距曲线互换连接对比观测，也有部分地或完全用追逐时距曲线相似性标志连接对比的观测形式，这种观测形式称为不完整对比观测系统，如图4－11所示。图4－11a是只用追逐时距曲线对比连接的。图4－11b是每对相遇时距曲线在互换点处连接，而每对相遇时距曲线之间利用追逐时距

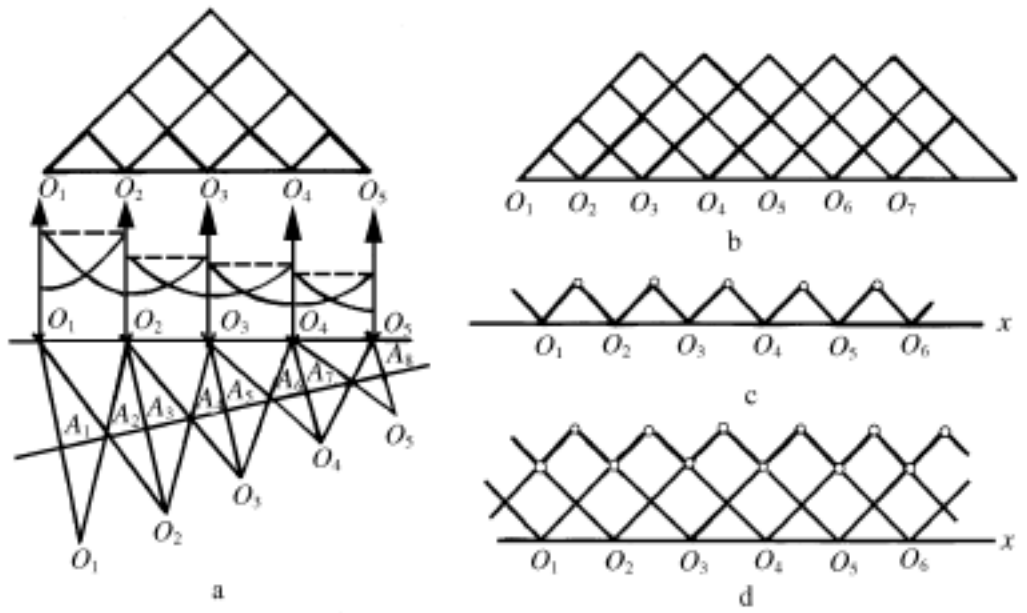


图 4-8　简单连续观测系统

a—双边激发；b—单边激发；c—中间激发；d—间隔单次覆盖

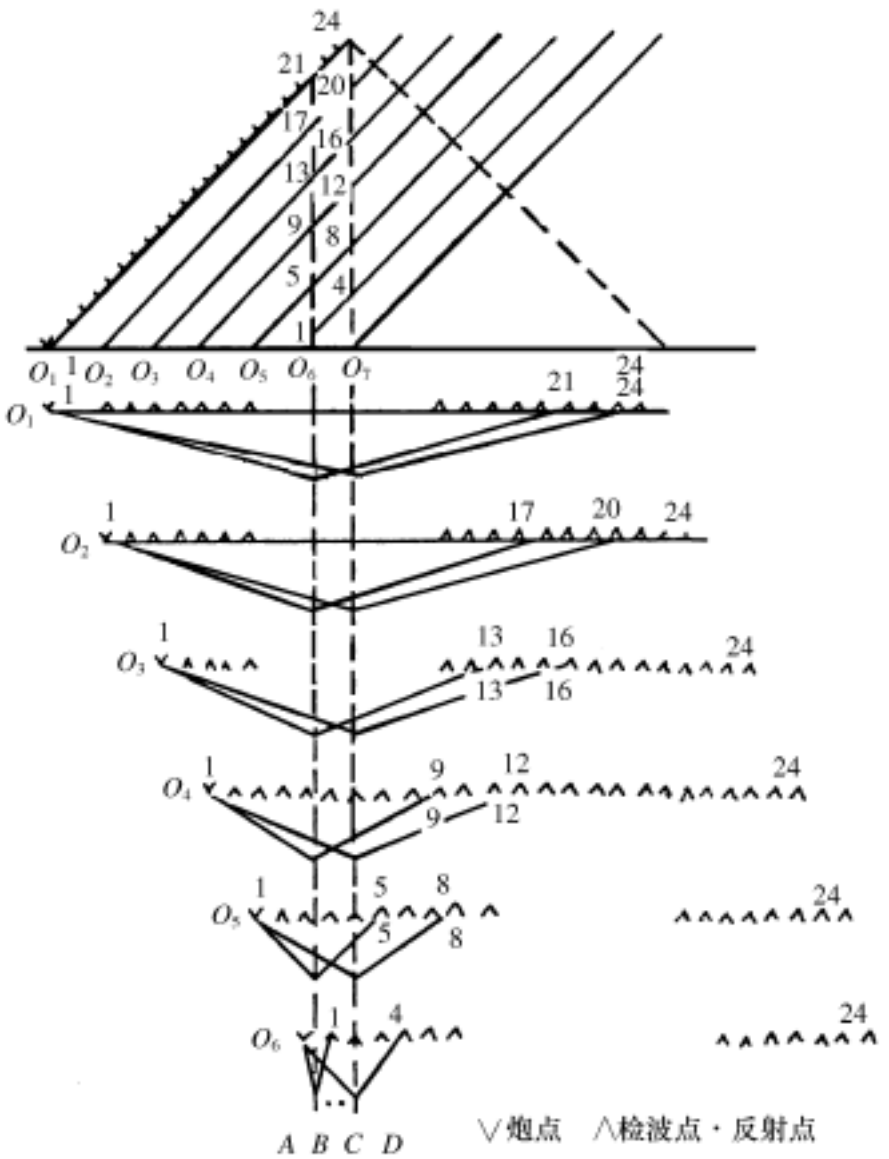


图 4-9　单边放炮六次覆盖观测系统

曲线连接。

C. **非纵测线观测系统：利用折射波法研究盐丘、陡构造及断层等特殊地质体时，多采用非纵测线观测系统。它具有多种形式，扇形排列是常用的一种。**

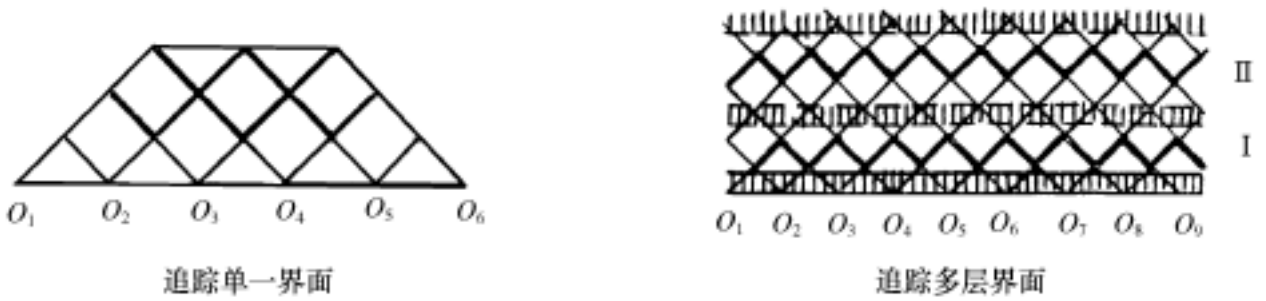


图 4－10　折射波法完整对比观测系统

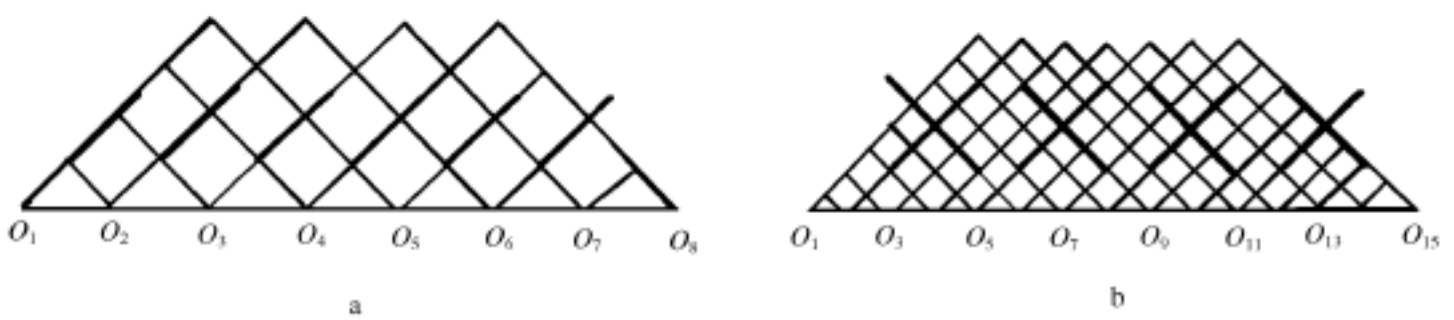


图 4－11　不完整对比观测系统

四、地震勘探资料处理

地震勘探资料处理的任务是对原始资料进行压制干扰、提高信噪比与分辨率、提取地震参数等处理工作，为解释工作提供地下结构的剖面和各种岩性参数。地震勘探资料处理技术方法很多，新方法发展也很快，本节只对常规的处理方法及进展情况进行介绍。

1. 校正和叠加处理

水平叠加是目前地震勘探中最常用的勘探方法。水平叠加资料处理核心是动校正、静校正和叠加。经过处理后，野外观测记录转换为供解释用的水平叠加时间剖面。在处理过程中适当选择速度参数可压制多次反射干扰和随机干扰，获得高质量的时间剖面。

(1) 动校正处理：动校正是将炮检距不同的各道上来自同一界面同一点的反射波到达时间经正常时差校正，校正为共中心点处的回声时间，以保证在叠加时它们能实现同相叠加，形成反射波能量突出的叠加道。动校正处理中需使用速度参数，对于水平层状介质来说，如果选用的速度正确，反射时距曲线由双曲线能校正为直线，叠加时各道能同相叠加。使用的速度过大或过小都不能保证实现同相叠加。

(2) 静校正处理：静校正是对表层因素的校正。表层低速带的速度十分低，深、浅层反射波的射线路径尽管在低速带以外的各地层中传播时各不相同，但在表层附近几乎都是近于垂直的。因此，静校正量的大小只与地面位置有关，即对于某一道而言，深、浅层反射波有相同的静校正量，所以称之为“静”校正。静校正分为野外静校正和剩余静校正两类。利用野外实测的表层资料直接进行的静校正称为野外静校正，又称基准面静校正。这种校正包括井深校正、地形校正和低速带校正。如果野外实测资料不很准确，则野外静校正之后仍残存着剩余的静校正量。提取表层影响的剩余静校正量并加以校正的过程称为剩余静校正。剩余静校正量不是从野外实测资料求得，而是直接利用地震记录提取。实践中往往利用统计的方法自动地计算剩余静校正量。

早期获取静校正量是通过在反射波法勘探的同一测线上用小折射排列再做一次折射波

法勘探。因为低速带底界面是一个良好的折射界面，用折射波法工作可以得到质量优良的折射波记录。用常规折射波解释方法求出低速带底界面深度和浅层速度，进而可求出静校正量。近年来发展起来的利用反射波法工作时在反射波记录上的初至折射波求出低速带底界面和静校正量。这种方法无须再进行一次小折射排列工作，因此工作效率高。

(3) 叠加：经过动、静校正处理后，共中心点道集中各道反射记录时间已换算为从一个统一基准面计算的双程旅行时，可以进行叠加处理。常规叠加是将道集中经过动、静校正后的各道上序号相同的采样值取算术平均值，组成叠加道输出。每个共中心点道集输出一个叠加道。一条测线上所有叠加道的组合组成直观反映地下构造形态，可供解释使用的常规水平叠加时间剖面。叠加处理的方法很多，常规叠加是地震处理工作中最常使用的一种方法，其叠加公式为

$$y(j) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} g_i(j) \qquad (j = 0,1,2,\cdots,L) \tag{4-9}$$

式中：$y(j)$ 为叠加结果（叠加道上第 j 个样值）；$g_i(j)$ 为叠加输入道集中第 i 道第 j 个样值；j 为采样点序号；i 为共深度点道集中记录道序号；n 为道集中总道数；L 为每道的总采样点个数。

上述动、静校正与叠加处理环节是相互影响的。通常，不可能一次就将动、静校正工作作好，往往需要反复迭代处理，经多次迭代后才能得到质量较高的输出剖面。

2. 数字滤波处理

在地震勘探工作中，压制干扰、提高信噪比是一项十分重要的工作，无论在野外采集、资料处理还是解释都要考虑这一问题。

在地震资料数据处理中数字滤波方法是利用有效波和干扰波之间频率和视速度方面的差异来压制干扰的，分别称为频率滤波和视速度滤波。频率滤波只需对单道数据进行运算，称为一维频率滤波。而实现视速度滤波需同时处理多道数据，故称为二维视速度滤波。滤波可利用电路实现，也可利用数字滤波技术通过数学运算实现。目前，室内处理已广泛采用数字滤波方法。

(1) 一维滤波：为了突出有效波，先根据有效波和干扰波的频率范围差异，设计频率响应 $H(f)$，然后进行反傅里叶变换，求得滤波系统的脉冲响应 $h(t)$，以 $h(t)$ 对地震记录进行褶积，即可达到滤波效果。当高频干扰严重时，为消除干扰，根据有效波和干扰波的频率特性设计低通滤波系统的频率响应。在一般条件下，既要压制高频干扰，也要压制低频干扰，这时可设计带通滤波器。

(2) 二维滤波：地震波在地下传播，既有空间也有时间的变量。进行二维滤波时，应根据勘探地区地震波传播特点，确定频率波数响应函数 $H(f, k)$，其中 f 为频率，k 为波数（地面上单位距离内的波周数），然后由 $H(f, k)$ 的二维傅里叶反变换求出时间、空间域内的滤波响应函数 $h(t, x)$。将地震记录作为输入信息 $f(t, x)$ 与二维响应函数 $h(t, x)$ 进行二维褶积，可得到所需的二维滤波输出信息 $f'(t, x)$。

进行二维滤波必须找出有效波的频率差异和视速度差异，然后确定适当的区域 D。如果有效波的视速度很高，而干扰波的视速度很低时，区域 D 可选成图 4-12a 的形状。即所谓扇形滤波。有效波视速度不高，但干扰波的视速度很高或很低，区域 D 可选为图 4-12b 所示形状。如果除了视速度差异外，还有频率差异，则区域 D 可分别选为图 4-12c 和 d 的形状。

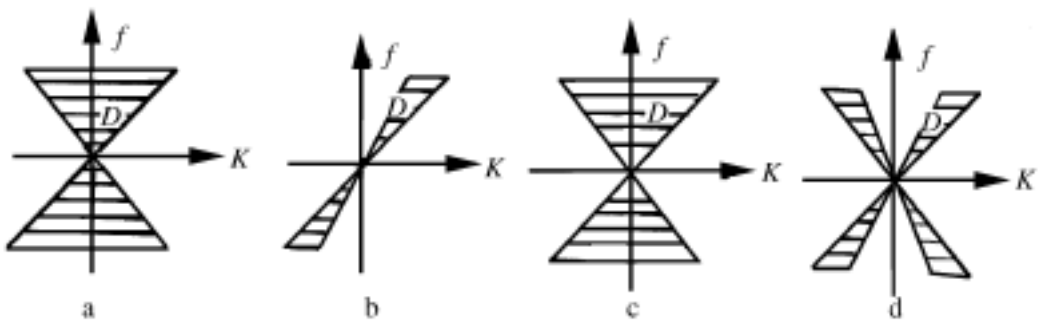


图 4－12　二维滤波的波数域

3. 反滤波

地震波在地下传播过程中，高频部分常被吸收，使记录到的地震脉冲时间延长，并相互干涉造成波形畸变。为提高地震记录的分辨率，有必要设计一种滤波系统，使记录波形压缩成尖脉冲，只显示反射波的振幅及到时。这样的滤波系统称为反滤波。其数学运算称为反褶积。

反滤波仍然是一个滤波过程。

设 $x(t)$ 是时间函数为 $h(t)$ 的滤波器的输入，$y(t)$ 为输出，则有

$$y(t) = x(t) * h(t) \tag{4-10}$$

现设计一滤波器 $a(t)$，使得当 $y(t)$ 作为其输入时，得到的输出一定是 $x(t)$，则 $a(t)$就是 $h(t)$ 的反滤波，此过程可用图 4－13 表示。

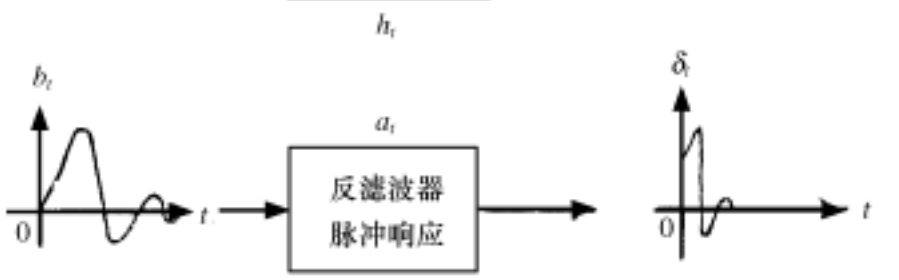


图 4－13　尖脉冲的反滤波系统

地震勘探反滤波的主要任务是抵消大地滤波作用，其中包括地震记录道中各种装备对地震子波的滤波作用，从而提高纵向分辨率。某些规则干扰波的形成过程也看作是滤波过程。研究反滤波就是研究如何设计一个滤波器去抵消另一个滤波器的作用。通常有两种方法用来设计反滤波器，即确定性方法和统计方法。实际工作中，采用确定性方法设计反滤波器时，须事先已知大地滤波因子，在地震勘探中这一点往往难以做到。因此，在地震勘探中往往利用统计方法求取滤波因子。

提高纵向分辨率是地震勘探工作中的一项重要任务，其理想结果是地震子波被压缩成尖脉冲，地震记录变为反射系数序列。如能得到这一结果，就相当于完成了反演工作。目前，尽管存在不少反滤波方法，但实际应用效果往往并不理想。其原因是各种反滤波法都必须有若干假设条件，而这些假设条件往往不能准确给出。另外，大地的滤波作用十分复

杂，到目前为止还未完全清楚，也就是说正演问题还未彻底解决，当然谈不上反演问题的彻底解决了。研究反滤波的一个努力方向是发展和应用其假设尽可能接近实际的反滤波方法。另一方面镇必须加强大地滤波机制的研究，随着正演问题的深入认识，反滤波方法才能得到进一步的发展。

4. 偏移成像处理

偏移成像是提高地震资料横向分辨率的一种处理技术。偏移的目的就是将每种反射要素适当地归位到反射面位置上去。因此，偏移处理又称为再定位处理或偏移归位处理。

根据偏移处理在整个处理流程中的位置可分为叠前偏移、叠前部分偏移、叠后偏移和深度偏移四种类型。这几种偏移除在处理流程中的位置不同外，它们的目的、作用和解决问题的方式也有所不同。目前广泛使用的是叠后偏移。

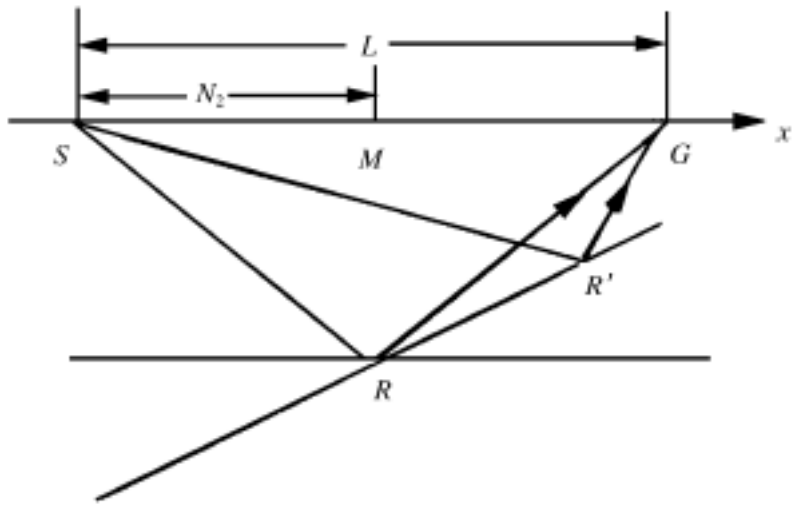


图 4－14　共中心点与共反射点

(1) 叠后偏移：叠后偏移在水平叠加之后进行。一般认为水平叠加剖面相当于自激自收记录剖面，故叠后偏移又称为自激自收记录剖面的偏移。

当反射层面倾斜时，其共中心点和反射点不在同一垂线上，如图 4－14 所示。S 为激发点，G 为接收点，M 为共中心点，R 为反射界面水平时的反射点，R' 为反射界面倾斜时的反射点。这时记录剖面上的反射波同相轴和倾斜界面段之间，在位置、长度、倾角等方面都不一致，因而必须对同相轴进行校正，使之偏移到真实位置上来。较简单的方法是叠后偏移。在图 4－15 所示情况下，M 为共中心点，R (x, z) 是反射界面上到 M 点为法线方向的反射点，h 为 M 点到界面的法线深度，即 MR (x, z)

$$h = \frac{vt_0}{2} = \sqrt{x^2 + H^2}$$

式中：H 为 R (x, z) 点的垂直深度；x 为 R (x, z) 点的横坐标；v 为平均速度。因此，t_0 是 M 点的回声时间

$$t_0 = \sqrt{\left(\frac{2x}{v}\right)^2 + \left(\frac{2H}{v}\right)^2}$$

令　$t = 2H/v, t' = 2x/v,$

可得

$$t_0^2 = t^2 + t'^2$$

$$t = \sqrt{t_0^2 - t'^2} \qquad (4-11)$$

此式相当于 (t, t') 坐标系中以 M 为圆心，以 t_0 为半径的圆的方程式。就是说，反射点 R (x, z) 必然位于该圆弧轨迹上，在进行叠后偏移处理时，先在共中心点道 M 的记录上确定一个 t_0 值，然后改变不同的 x 值，按上式可得出不同的 t 值，求得不同坐标点 (t, t')，这些点必然位于此圆弧上。若再将记录上 t_0 时刻所对应的振幅值 a (t_0) 置放到圆弧的这些点上，如图 4－16 所示，这样就完成了一个 t_0 值的偏移处理。然后改变 t_0

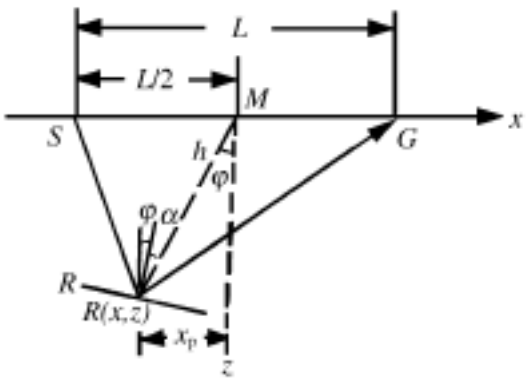
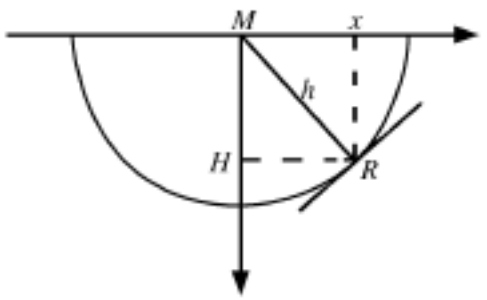


图 4－15　叠加偏移



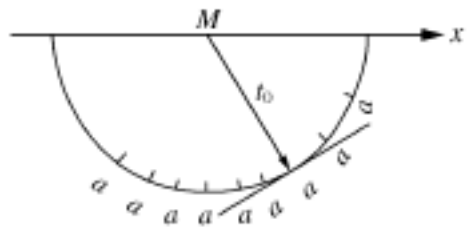


图 4－16　t_0 值的偏移

值，重复上述处理过程，直至 t_0 到达该记录道的终了时间为止。依次改变共中心点 M 的位置，改变 t_0 值，分别重复上述处理，就可得到一条地震测线的时间剖面的叠加偏移结果。

(2) 叠前偏移：在多次覆盖观测时，M 为 S_1G_1 及 S_2G_2 的中心点，如图 4－17 所示。由于倾角较大，界面上的反射点 R_1 和 R_2 将不在一个点上，两道反射记录经动、静校正后也不同相。按水平叠加处理则效果不好，若要实现共反射点叠加，必须先偏移后再叠加，称为叠前偏移。

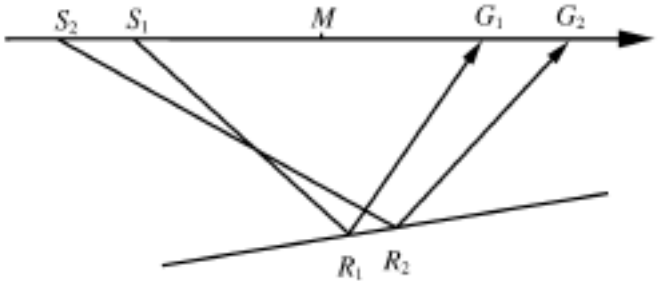


图 4－17　反射面倾角大时的共反射点

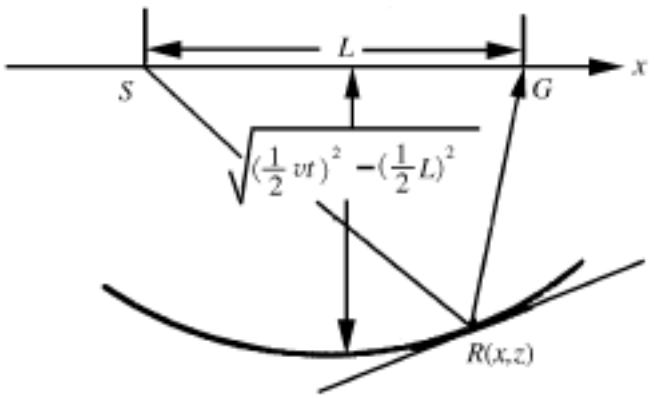


图 4－18　偏移叠加

叠前偏移如图 4－18 所示。反射面倾角较大，S 为激发点，G 为任一接收点，R 为界面上的任一反射点，则所记录到的反射波传播时间为

$$t = \frac{SR + RG}{v} \tag{4-12}$$

式中 v 为平均速度。

对于某一接收点 G，反射波到达的时间 t 为常数，则其传播距离 vt 亦为常数。若将反射点 R 变动，S、G 两点固定，则 R 的轨迹为一椭圆的两焦点，它们之间的距离为 L，且椭圆长轴等于 vt，短轴等于 $\sqrt{\left(\frac{vt}{2}\right)^2-\left(\frac{1}{2}L\right)^2}$。

设 R 的坐标为 x, z，则此椭圆方程式为

$$\frac{x^2}{\left(\frac{1}{2}vt\right)^2}+\frac{Z^2}{\left(\frac{1}{2}vt\right)^2-\left(\frac{1}{2}L\right)^2}=1 \tag{4-13}$$

即如在 t 时刻 G 点接收到一反射信号，则此反射点必位于上式表示的椭圆轨迹上。这样，对于共激发点道集记录来说，如图 4－19 所示，可先分别取定时间 t 和速度 v，按上式计

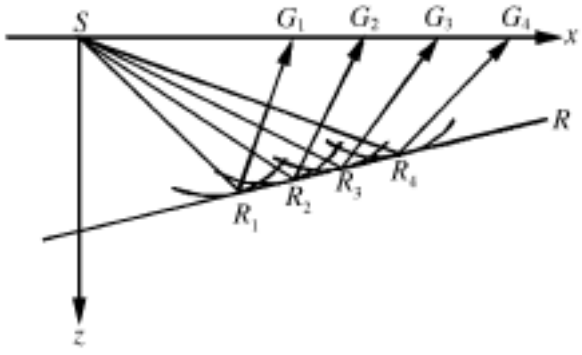


图 4－19　共炮点反射波道集记录的椭圆法偏移

算并绘出各自的椭圆。属于同一界面的反射波，其相应的椭圆簇的包络线 R 必为反射界面。

叠前偏移的基本思想，就是以共炮点道集所绘椭圆簇的包络来确定反射界面的几何位置，再利用不同炮点道集所绘椭圆簇的共切点来实现共反射点道集的叠加，因此偏移剖面上强信号的存在一般与反射界面的存在一致。

5. 速度参数提取

速度参数的提取是地震数据处理中一个十分重要的环节。它的目的主要是为水平叠加、偏移等处理提供速度参数。

在沉积岩中，速度的空间分布规律决定于地层沉积顺序及岩性特点。沉积岩成层状分布决定了速度在剖面上的成层分布的特点，这一特点是使用地震勘探的有利前提。速度与深度和地质年代有关，一般随深度的增加而加大，速度垂直梯度的存在是速度剖面的一个重要特点。工作区地质构造及沉积岩相的变化，也会引起速度在水平方向的变化。一般来讲，速度的水平梯度不会很大，但断层、不整合和尖灭，都可能对速度的水平梯度产生较大的影响。

地震勘探中，根据获得速度的原始资料、计算方法、用途的不同以及对介质简化的不同，可以引出几种速度概念，而这些不同的速度又是随着地震勘探本身方法技术的发展而出现、变化和淘汰的。

(1) 几种速度概念

A. 层速度：在水平层状介质情况下，地层速度也成层分布，地震波在各层中的传播速度称为层速度，用 v_i 表示，它是一个基本速度参数。其他速度大部分由 v_i 导出，但在实际工作中，也可用其他速度来反求层速度。

B. 平均速度：平均速度等于地震波在地层中垂直传播的总厚度除以总时间。用平均速度代替层状介质的速度后，就可把层状介质视为均匀介质，平均速度就是地震波垂直穿过该界面以上各层的总厚度与总传播时间之比。即

$$\text{瑏} = \frac{\sum_{i=1}^{n} t_i v_i}{\sum_{i=1}^{n} t_i} \tag{4－14}$$

式中：v_i 为各层层速度；t_i 为各层旅行时。

在层状介质情况下，只有炮检距为零时，平均速度才是精确的地震速度。平均速度仅适用于叠偏剖面的时深转换。

C. 射线平均速度：地震波在层状介质中传播时，沿不同的射线路径有不同的传播速度。射线平均速度就是地震波沿射线传播的总路程与总时间之比，见图 4－20 所示。水平层状介质的射线平均速度公式为

$$\text{瑏}_{\text{b}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{Z_i}{\sqrt{1 - P^2 \cdot v_i^2}}}{\sum_{i=1}^{n} \frac{Z_i}{v_i \sqrt{1 - P^2 \cdot v_i^2}}} \tag{4－15}$$

射线平均速度既是射线参数 P 的函数，也是炮检距 x 的函数，并随炮检距的增大而增大。当炮检距等于零时，即 $P=0$，射线平均速度与平均速度相等。

射线平均速度较精确地描述了波在介质中的传播情况。但到目前为止，还没有专门测定射线平均速度的方法，而是用其他速度来代替。当讨论其他速度时，就以射线平均速度为标准来衡量它们的精度。

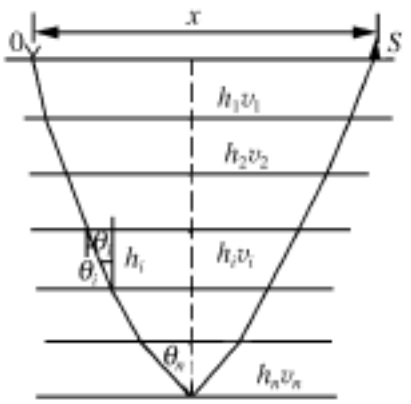


图 4－20　射线平均速度示意图

D. 均方根速度：考虑到射线的折射效应，用均方根速度（v_R）代替层状介质的速度，同样可以把层状介质视为均匀介质，地震波沿折射线传播看成沿直射线传播，其反射点时距曲线简化为双曲线，即

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_R^2}$$

式中

$$v_R^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} t_i v_i^2}{\sum_{i=1}^{n} t_i} \tag{4－16}$$

为水平层状介质的均方根速度。当炮检距适中时，均方根速度是较精确的地震波速度。

E. 等效速度：倾斜界面，均匀介质覆盖情况下，如果介质速度为 v，界面倾角为 ，倾斜界面均匀介质情况下等效速度为 v

$$v = v/\cos$$

进而可以写出

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \tag{4－17}$$

倾斜界面情况下，共中心点道集叠加时可能出现反射点分散和动校正不准确的问题。引入等效速度 v，用 v 代替 v，倾斜界面共中心点时距曲线就可以变成水平界面形式的共反射点时距曲线，用 v 按水平界面动校正公式，对倾斜界面的共中心点道集进行动校正，可以取得很好的叠加效果。

F. 叠加速度：在水平界面均匀介质、倾斜界面均匀介质、覆盖为层状介质或连续介质情况下，均可将共中心点反射波时距曲线看作双曲线，用一个共同的式子来表示

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_a^2} \tag{4－18}$$

式中 v_a 即为叠加速度。

对于不同的介质结构，它有更具体的意义，对倾斜界面均匀介质 v 就是 v_Φ，对水平层状介质就是 v_a 或 v_R 等。

(2) 速度分析

速度分析的目的之一是为水平叠加、偏移等提供速度参数。

地震记录是多道记录，多道信号的正常时差中隐含着地震波传播速度这一参数。如果能够从记录中准确拾取反射信号，得到正常时差，则求取速度参数不会有多大问题。但拾取反射信号十分困难，只能由计算机利用多道记录按多道平均的思想进行。假设各道真实

反射信号的形状和振幅均相同，只是到达时间不同，且记录上的噪声是均值为零的白噪，则根据多道平均思想所得到的最佳估计信号 $\hat{S}(t)$ 正好是多道记录上按精确的正常时差曲线取值后各道的平均值，也正好等于各道上的真实反射信号 $S(t)$。能否得到多道信号的最佳估计 $\hat{S}(t)$，使均方误差与 Q 达到最小，可利用 Q 与正常时差的关系不断调整各道正常时差以达到 Q 最小来进行速度分析。速度谱和速度扫描是最常用的速度分析方法。

五、地震勘探新技术

随着地震勘探数据采集与处理技术的发展，我们可以取得信噪比和分辨率较高的资料，这不仅使构造解释能够取得较好的地质效果，也为地层与岩性地震的解释提供了基础条件。而伴随石油工业的发展，与构造有关的大油气田的勘探任务已日渐减少，寻找非构造圈闭油气藏，扩大后备储量已成为急需解决的难题。这就促使地震勘探在 20 世纪 70 年代之后又得到了较快的发展，出现了一批新方法和新技术，进一步扩大了地震勘探应用领域，使地震勘探的应用从勘探扩大到开发领域。地震勘探在油气勘探和开发中的作用和地位越来越重要，不仅能应用于解决储层位置、空间分布、储层特性、储层开采动态等问题，而且还可用于研究盆地演化史、构造发展史、沉积史和油气运移聚集史等方面。

1. 地震地层学

地震地层学目前已成为地震资料解释的一个重要内容。它是用地层学观点从地震剖面中提取有关沉积相、岩性、岩相等重要地质信息，比较充分地利用了地震资料中蕴藏的地质、烃类显示、储层特征等信息。

地震地层学的解释方法，在弄清地层的超覆线、岩性尖灭线、地层不整合面、储集岩体的顶底面和断层面等地层间的接触关系方面有它独到的作用，从而可寻找地层的岩性圈闭。

地震剖面上的连续反射大部分是沿着地层的层面或不整合面形成的。由于地层之间时代不同和沉积条件的差异，往往可形成波阻抗界面，产生较强的反射，不整合面是时代地层的界面，又是岩性界面，可形成连续反射，但因其分别接触不同的岩性，所以对应的反射尽管连续，但波形振幅变化较大。

地震地层解释工作，主要包括划分地震层序、进行地震相的分析和解释等工作。

利用地震剖面进行沉积环境分析和沉积相解释称为地震相分析。地震相分析通过地震剖面上反射波等特征来反演沉积环境。地震相分析通常是在地震剖面上各层序内分别进行。地层的反射特征包括反射波振幅、反射的连续性、层速度以及地震相单元内部的反射结构和地震相单元的外部形态等。图 4－21 是地震剖面上几种典型的地震相单元。

辽河油田 1980～1986 年应用地震地层学方法，研究区域沉积相和寻找非背斜圈闭，在深化西部斜坡勘探中起了重要作用（葛泰生，1994)。在划分层序的基础上，结合古湖盆水面相对变化趋势，研究了每一个层序的地层单元在平面上和垂向上的变化规律，编制了各层沉积体系平面模式图，图 4－22 为沙三段沉积体系图（杨宝俊等，1996)。从图中可以看出，该区沉积相和岩相的空间展布具有多样性和复杂性。

2. 三维地震勘探

随着数字地震仪器的发展和大型计算机的使用，利用地震勘探研究地质构造时，已能够取得三维空间的地下几何图形。三维地震与常规的二维地震相比，在野外数据采集及资

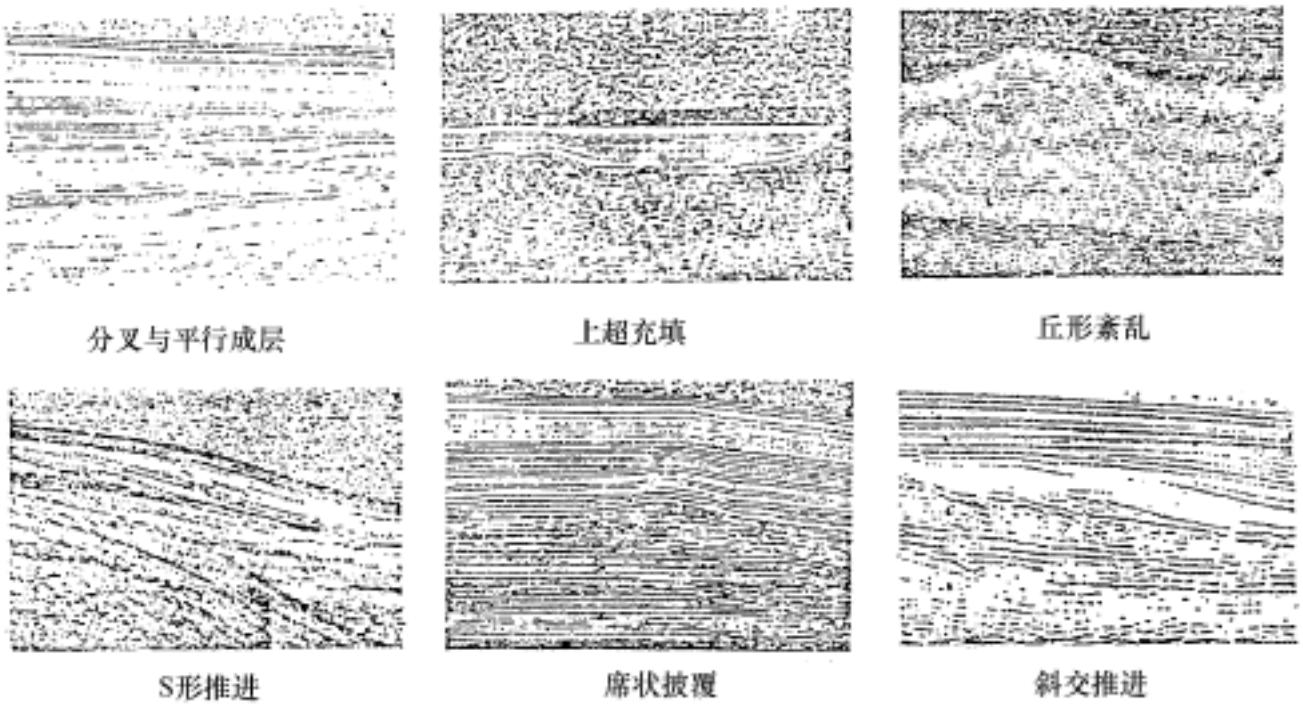


图 4－21　几种地震相

(据何樵登，1986)

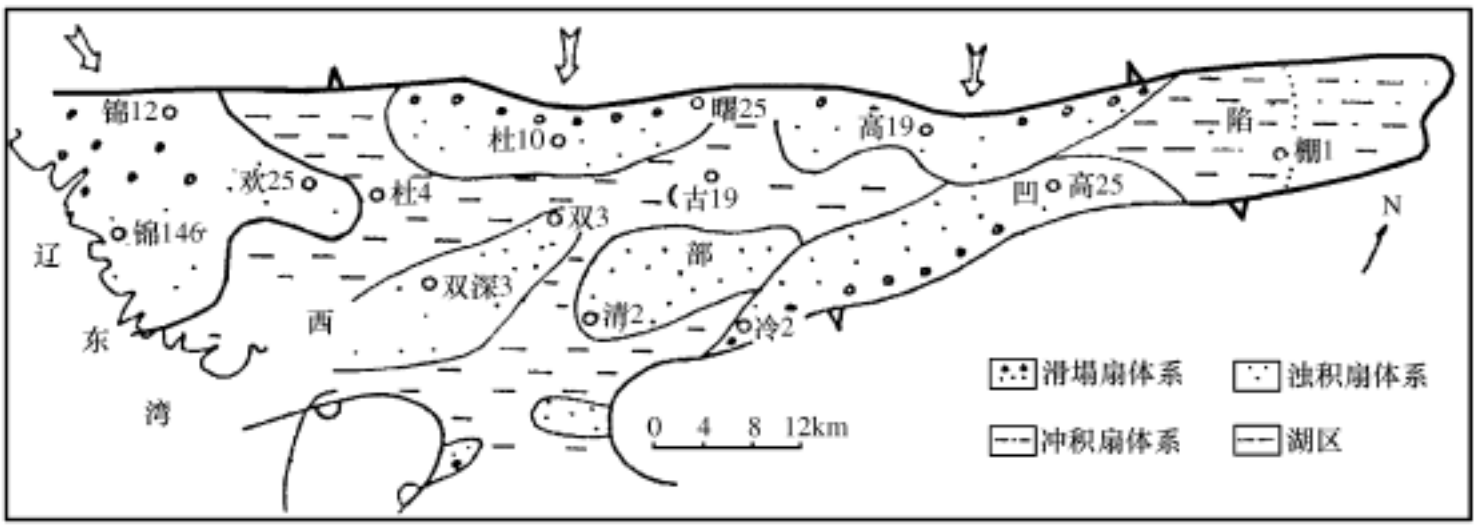


图 4－22　地震地层学方法编制的区域沉积体系图

料处理方面均显示了其优越性。三维地震勘探的测线布置不受直线的限制，可布设弯曲测线或面积观测系统，不仅利于地形复杂地区进行工作，也可以提供足够多的地下界面反射点，增加其密度和叠加次数。在资料处理方面，三维结果能较精确地描绘地下非均匀介质的结构，并使干扰波受到压制，大倾角反射界面能够准确归位。

(1) 三维地震观测系统：三维地震观测系统可分为路线型和面积型两类。

路线型三维观测系统包括宽线剖面和弯曲测线两种类型。所谓宽线剖面是沿测线方向向两旁布置几条平行测线，炮点线设在与测线交差的线上，交差线与测线可以正交，也可斜交成任意夹角，如图 4－23 所示。这种情况下，不仅能利用沿测线方向的反射信息，而且还利用了垂直测线方向的观测资料，因此所给出的剖面可信度高。

对于地形复杂地区，地震勘探不能按常规的直线方式进行野外观测，因而必须将炮点和检波点沿河谷、山沟或公路等布置成弯曲测线。观测资料处理后也可得到一定宽度的地下数据点条带。弯曲测线反射波时距曲线是一条与炮点和检波点相对位置有关的复杂空间

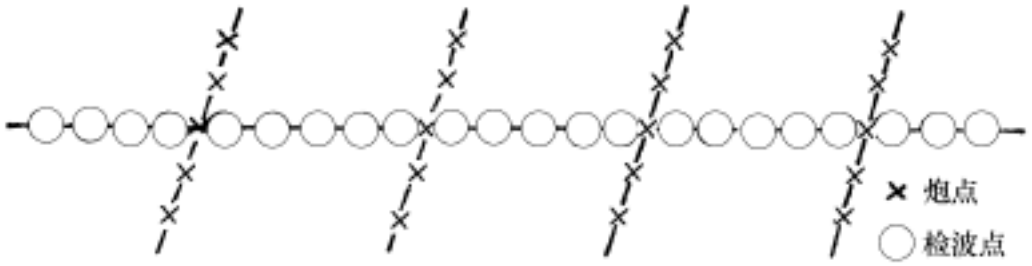


图 4－23　宽线剖面野外观测系统示意图

曲线。

面积型观测系统地面排列有十字相交排列、环线排列和栅形排列等几种类型。栅形排列是面积测量的一种基本形式，可根据野外具体条件、技术装备和勘探对象作适当变化，以控制地下数据点的网格密度、面积和覆盖次数。图 4－24 是一种栅型排列的布设示例。

在弯曲测线情况下，炮点和检波点已不在同一直线上，实际上已不再是共反射点了。因而各共中心点所对应的反射点的位置是分散的，这时的多次覆盖必须代之以新的概念，即共反射面元覆盖的概念。

共反射面元覆盖，是指在共反射点概念的可容许偏离范围内，来自各相邻反射点道的叠加。在这个偏离范围内，各相邻反射点的能量叠加，应该像来自一个反射点那样得到加强。

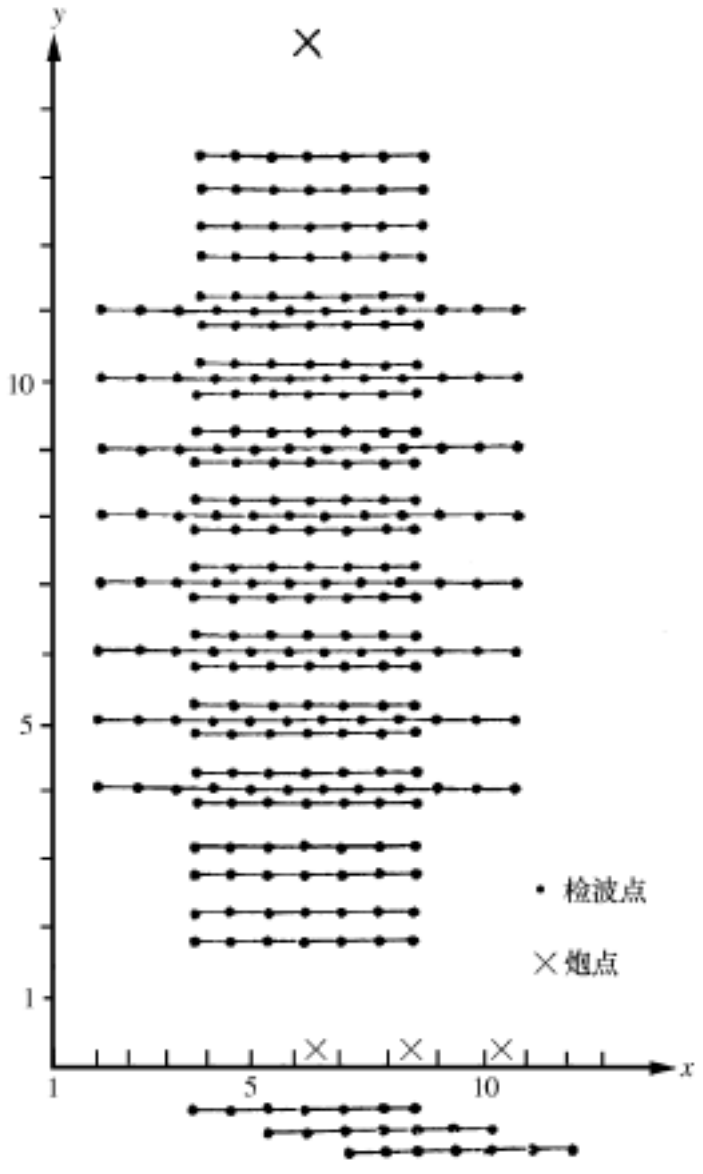


图 4－24　栅形排列

三维地震野外观测系统的形式多样，影响因素复杂，使用得当，可增加数据拾取密度和覆盖次数，从而得到更精确的同相轴，反映更全面的波动场。

(2) 三维地震勘探的数据处理及显示：三维地震勘探数据处理过程中，几乎包括了二维处理的主要内容。专门用于三维处理的三维偏移以及成果显示是流程的重要环节，其中包括三维速度分析、三维剩余静校正、三维叠加、宽线处理和三维偏移等。

三维地震资料是以专门方式记录的，处理后是一个数据体。由此可以制作标准二维剖面和具体时间点的水平切片，从而作出区域时间切片图。另一种有效的显示方法是椅状投影。利用这类显示方法可更详细的了解地层构造和细微的局部构造。

(3) 三维地震勘探应用实例：我国文留地区 1975 年发现工业油流，本区断层发育，形成许多地垒和地堑，二维地震资料的解释成果不能解决断裂系统分布和断块内准确构造形态问题。该区三维地震勘探提供的资料，解决了

二维地震所解决不了的问题（温森来，1994），图 4－25 是该区 T_3 层二维地震构造图，图 4－26 是该区 T_3 层三维地震构造图，与二维地震构造图相比，三维地震构造图上断层大为减少。三维地震构造图细节清楚，有一系列高点，形态变化复杂，这都是二维地震构造图上所没有的。根据三维构造图所设计的井位，钻探成功率明显提高。

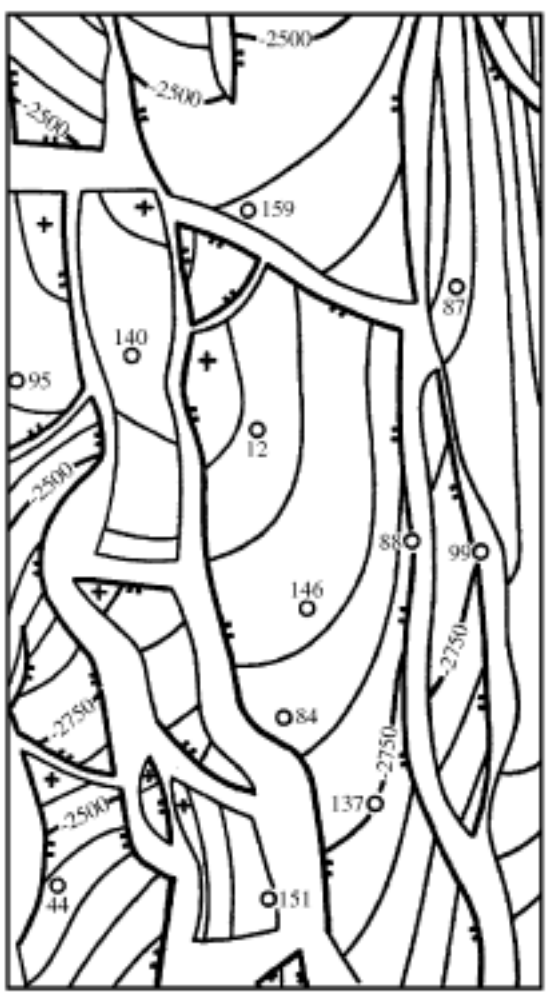


图 4－25　T_3 层二维地震构造图

（据温森来，1994）



图 4－26　T_3 层三维地震构造图

（据温森来，1994）

3. 高分辨率地震勘探

在资源勘探、环境监测等工作中，精细结构的勘探需求日益突出。例如大庆油田薄互层油田的开发，塔里木盆地中深目的层低幅度油气圈闭的勘探，工程地基精细分层等都要求提高地震勘探的分辨率。

高分辨率地震勘探涉及到资料采集、资料处理和探测方法等许多方面。在资料采集方面，提高主频是关键技术。目前，国外已取得重要进展，浅层主频已由原来的 10～100 Hz 拓宽到 300～1 000 Hz，中层已拓宽到 250～600 Hz。在资料处理中，剔除噪音是十分重要的环节。此外在地震信号处理中，采用了分形内插、小波变换、人工神经网络等技术，从而提高了地震勘探资料信号处理的精度。

大庆油田 S_0 组砂层是白垩纪晚期的沉积，1972 年和 1973 年先后发现油藏。但由于仪器分辨率不高，经过多年工作，对 S_0 组砂岩分布状况仍未能搞清楚。利用高分辨率地震方法，在剖面上，清楚地看到了 S_0 组砂岩的反射波，搞清了 S_0 组砂岩的分布情况（管叶君等，1994）。图 4－27 是高分辨率剖面与常规剖面的对比。

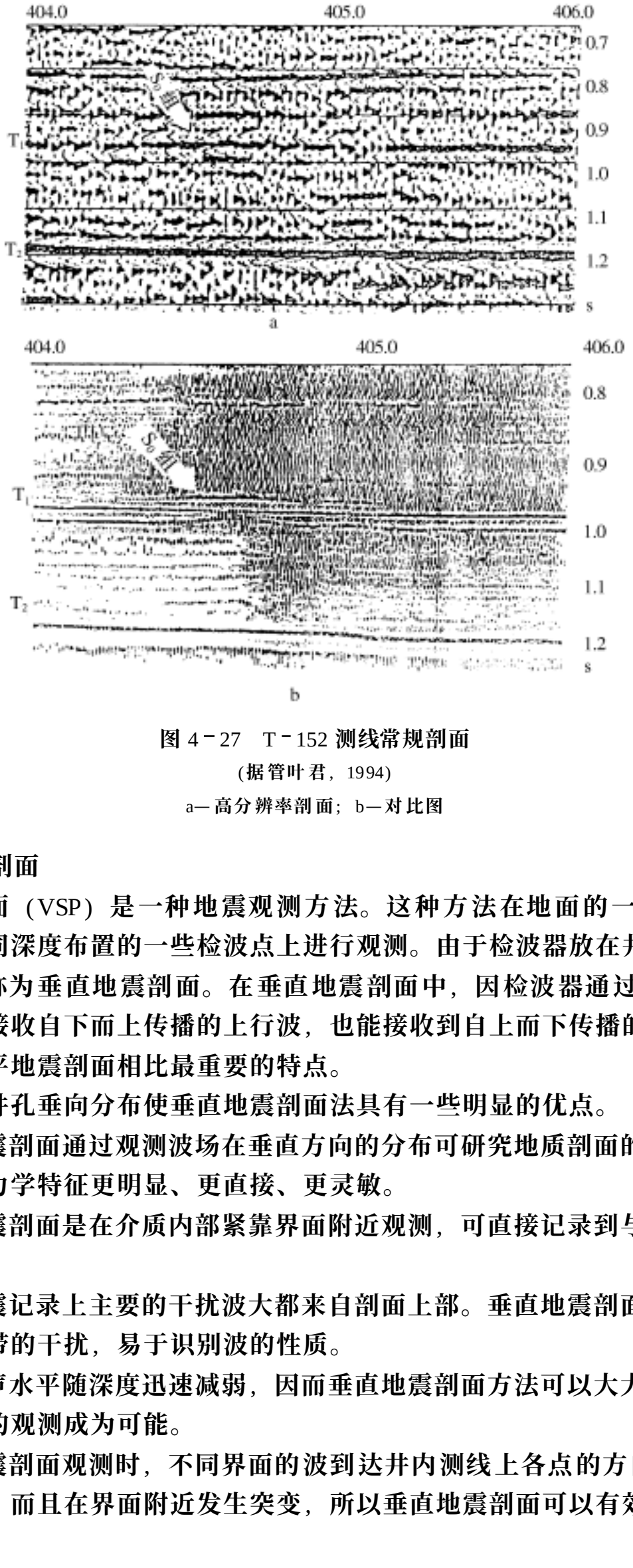


图 4－27　T－152 测线常规剖面

(据管叶君，1994)

a—高分辨率剖面；b—对比图

4. 垂直地震剖面

垂直地震剖面（VSP）是一种地震观测方法。这种方法在地面的一些点上激发地震波，在沿井孔不同深度布置的一些检波点上进行观测。由于检波器放在井中，测线沿钻孔垂向布置，所以称为垂直地震剖面。在垂直地震剖面中，因检波器通过井放置在地层内部，所以它既能接收自下而上传播的上行波，也能接收到自上而下传播的下行波，这是垂直地震剖面与水平地震剖面相比最重要的特点。

由于测线沿井孔垂向分布使垂直地震剖面法具有一些明显的优点。

(1) 垂直地震剖面通过观测波场在垂直方向的分布可研究地质剖面的垂向变化，因此波的运动学和动力学特征更明显、更直接、更灵敏。

(2) 垂直地震剖面是在介质内部紧靠界面附近观测，可直接记录到与界面有关的较纯的地震子波波形。

(3) 地面地震记录上主要的干扰波大都来自剖面上部。垂直地震剖面有可能避开和减弱剖面上部低速带的干扰，易于识别波的性质。

(4) 地震噪声水平随深度迅速减弱，因而垂直地震剖面方法可以大大提高使用仪器的灵敏度，使弱波的观测成为可能。

(5) 垂直地震剖面观测时，不同界面的波到达井内测线上各点的方向可以来自上方，也可以来自下方，而且在界面附近发生突变，所以垂直地震剖面可以有效地利用波的到达

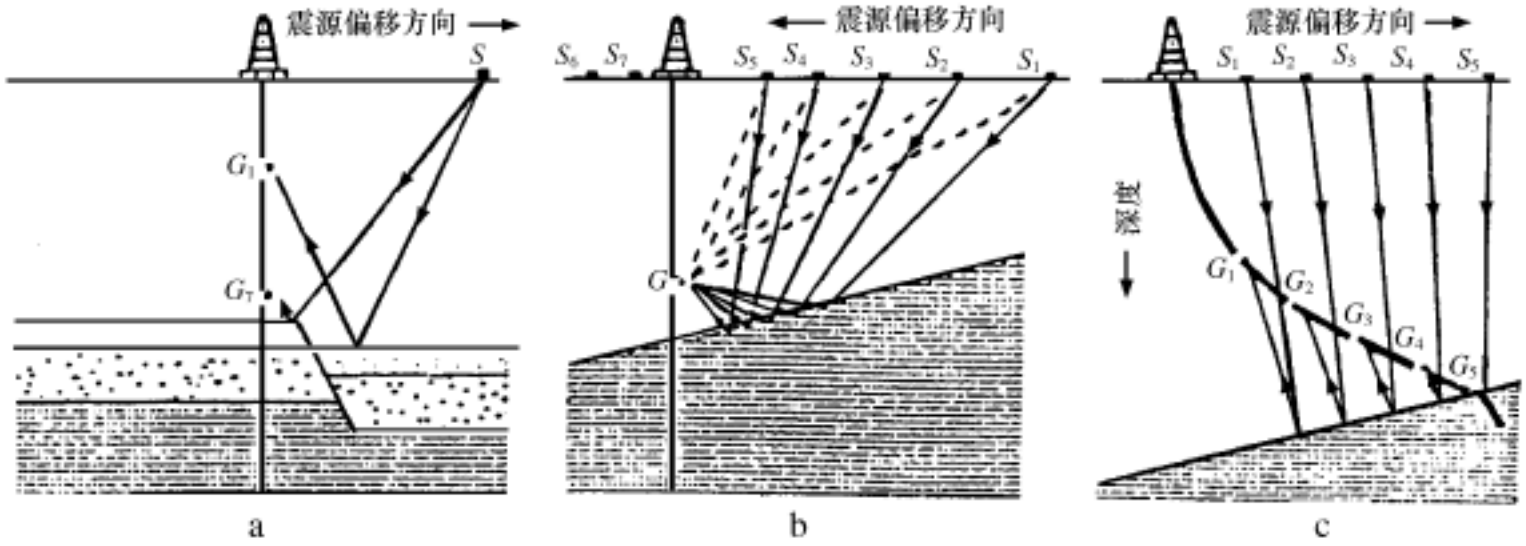


图 4－28　垂直地震剖面观测形式简图

(据朱光明，1992)

a—固定井源距（在垂直井中)；b—多井源距（在垂直井中）—指震源位置变位；c—震源和检波器同时在变化(在斜井中)

方向这一特点。

(6) 垂直地震剖面可避开剖面上部和低速带的干扰，能够准确地观测波的质点的运动方向，因而可以利用空间极化这一灵敏的参数来研究波的性质和地层岩性。

由于上述这些优点，使 VSP 的应用日益广泛，并成为近年来最活跃的地球物理勘探方法之一。

VSP 观测形式根据井和地层的情况可以有几种，除常规的零井源距垂直地震剖面外，还有三种基本形式，如图 4－28 所示。将这几种观测形式结合使用，可在几个方向上扩大地下的观测范围，从而建立一个全方位的地下图形。

在震源偏离井和检波器的情况下，地下不同深度的界面上会发生纵-横波的波型转换，图 4－29 示出井下检波器可能接收到的几种波型。为了分离各种波场、得到清晰的纵波成像以及利用横波信息作进一步分析，应尽量采用三分量检波器来记录数据。由计算机通过频率-慢度域的线性波型滤波器或偏振滤波器完成波场分离。

为了研究地层的构造细节，要求地震观测具有高的分辨率。但是从物理学考虑，地震波的波长若不为零，那么地层界面在地震记录中的“像”将是衍射图形。因而地震记录所能达到的分辨率

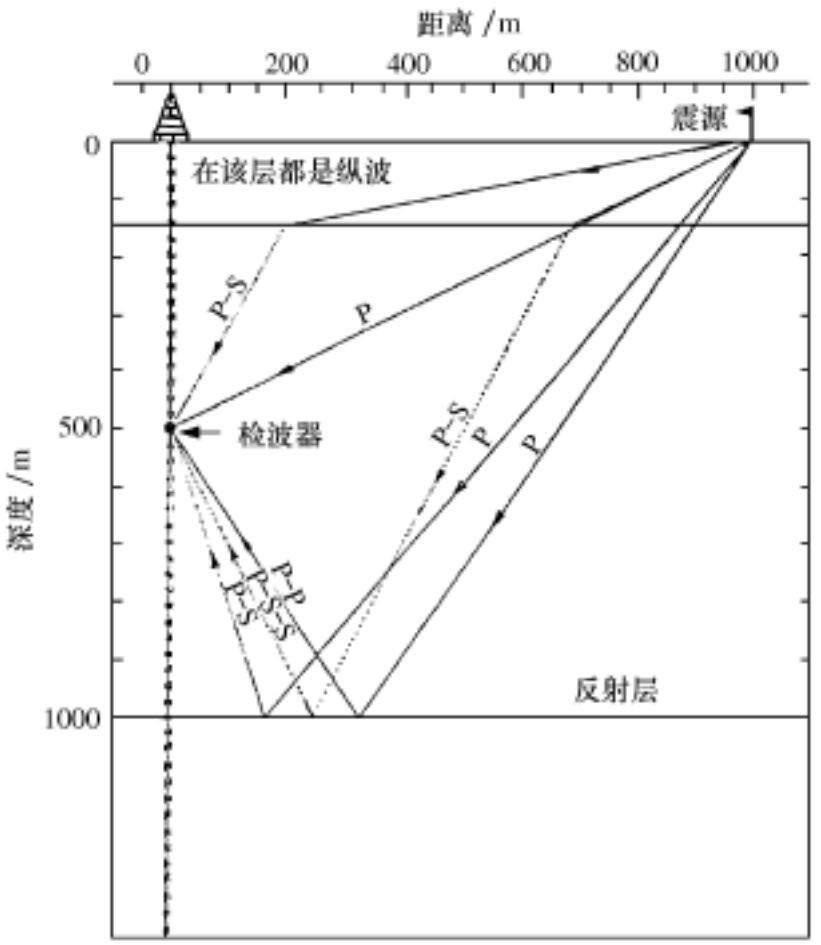


图 4－29　传播波型

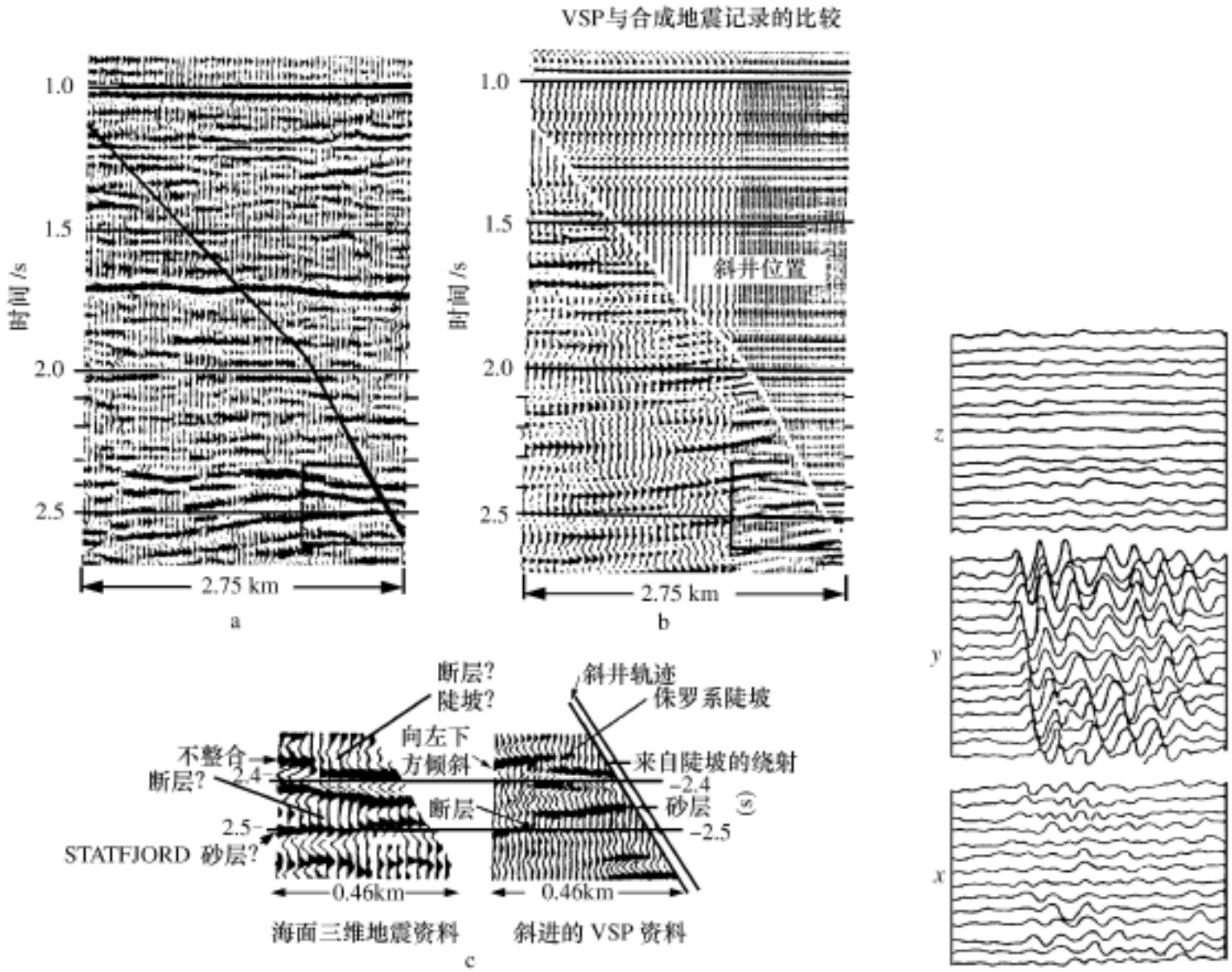


图 4－30　地震剖面与 VSP 资料对比解释不整合的例子

（据朱光明，1992）

图 4－31　三分量观测

是有限制的。VSP 资料与地面地震资料相比，一方面具有较高的信噪比，另一方面具有更高的垂直分辨率和水平分辨率。因此利用 VSP 资料可以更好的研究地层构造细节。图 4－30 是利用 VSP 资料解释不整合面的例子。

图 4－30a 是利用气枪震源在海面上记录的地震剖面，有意义的层位框在 2.45 s 附近的方框内，勘探目标是圈定不整合面以下侏罗系砂岩的边界。图 4－30b 是利用海洋气枪震源在斜井中观测的 VSP 资料。斜井轨迹线上方是根据声波速度测井曲线制作的合成地震记录，下方是 VSP 记录。图 4－30c 是前两图方框内资料的放大对比。由对比可见 VSP 具有更高的分辨率。两种资料的差别在于对 2.35～2.4 s 之间同相轴的解释，海面资料解释为不整合面反射；VSP 资料认为，砂层在箭头所指处被截断，类似于一个陡坡，箭头右侧的弱同相轴可能是陡坡的绕射。差别之二是 2.5 s 附近同相轴的解释，海面地震资料解释该同相轴为某砂岩层，但解释深度与钻井资料不一致。VSP 资料也解释该同相轴为同一砂岩层，但箭头指示处表现出明显的不连续，判断为断层。由上述例子可见，由于 VSP 资料分辨率高，可以改善地面地震资料的解释。

VSP 资料可能提取的地震波运动学和动力学信息多于常规地震剖面，而且所提取的信息具有更高的精度，因此 VSP 用于岩性勘探具有很好的前景。同时用于研究地质构造和地层岩性是一个很有前途的发展方向。

5. 横波地震勘探

地震勘探主要是利用纵波。横波地震勘探由于震源、接收仪器和观测资料处理等方面的问题，直到目前仍处于试验阶段。横波速度低于纵波，波长较短，分辨能力高于纵波。横波与纵波需结合使用，可确定某些岩层参数，提高解释精度。

激发横波爆炸点使用特殊排列。接收横波时，通常采用大量检波器组合和多次覆盖，由于横波速度较低，利用组合检波的方向特性来压制干扰要特别注意。多次覆盖和组合检波对提高横波接收的信噪比有重要作用。

横波的识别是横波地震勘探的关键技术之一。为识别横波可进行三分量观测。图 4－31 是 x、y、z 方向的三种记录，其中 x 为测线方向，y 方向是在地面上与测线垂直的方向，而 z 与 x、y 垂直。若 y 方向上接收到波，而 x、z 方向没有，表明所接收到的是横波。若仅在 x 方向记录到波，则为纵波。

横波资料处理技术基本与纵波地震勘探相同。由于横波受低速层影响比纵波严重，因此进行静校正十分重要。

横波资料作为纵波资料的补充，为更加精确的岩性勘探提供了可靠的资料，因此，横波资料很少进行单独的地质解释。纵、横波剖面的联合解释已远远超出构造解释的范围而更注重的是岩性解释。通过纵、横波地震资料的对比，可评价直接烃类指示，而岩石的纵、横波速度比 v_P/v_S 与岩石的岩性、地层的含油气特征以及岩石的孔隙度等有关。理论研究表明与单独使用 v_P 或 v_S 预测岩性的效果相比，利用 v_P/v_S 判断岩性是一项更好的指标。

图 4－32 是纵、横波对含气砂岩和含水砂岩模型的响应（杨宝俊等，1996）对于含气储层、纵波速度降低，通常会引起纵波振幅、相位、频率等方面的变化。但是并非这些变化都与烃类储集层有关。地层突变、低速岩层等许多因素亦可引起同样变化，从而导致解释的复杂化。横波提供了判别与气有关的和假的直接烃类指示的一种手段。通过对纵波和横波地震资料的对比，可区分真假烃类指示。如果纵波烃类指示是由气引起的，那么横波剖面上将不会有相应的反映；如果纵波的异常与岩性变化有关，则横波剖面也会有相应的异常现象。

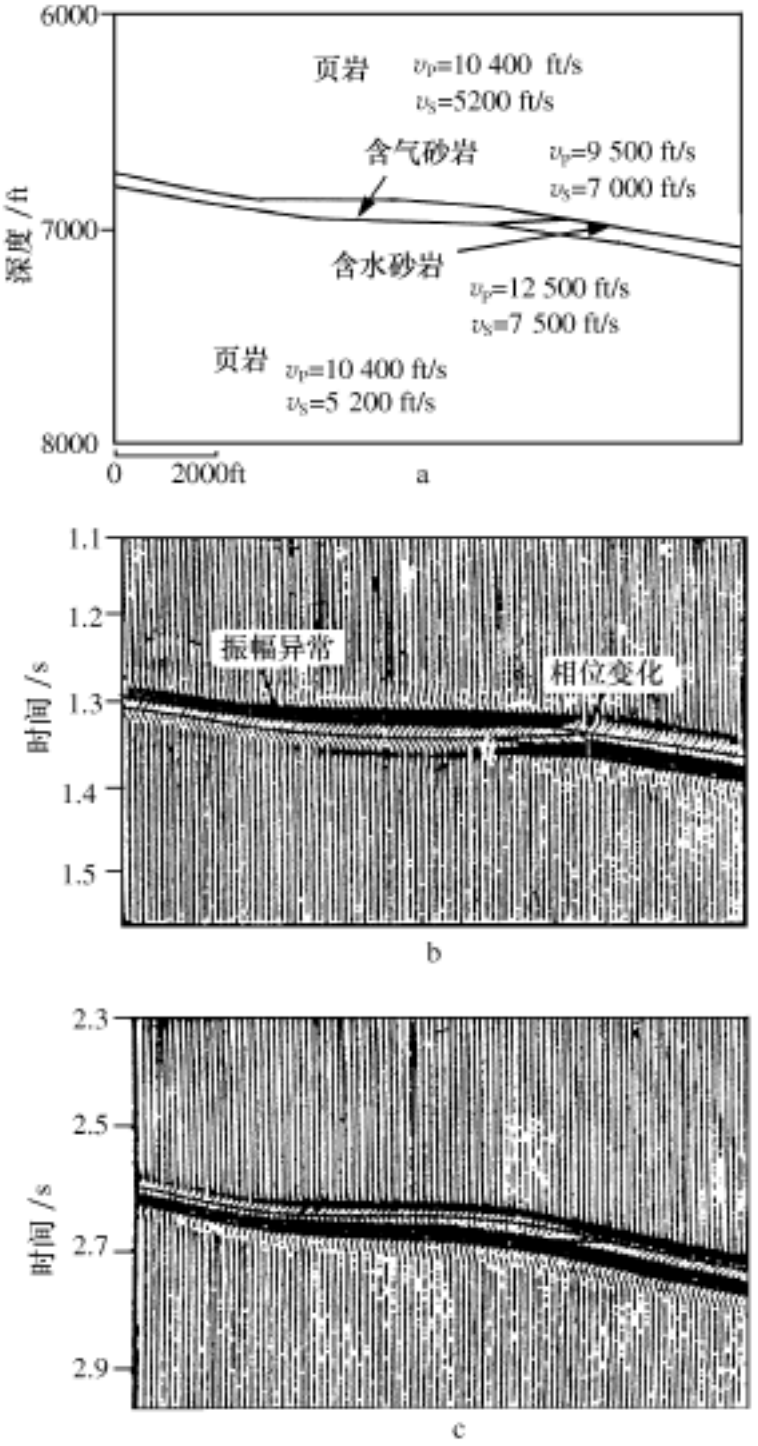


图 4－32　纵波（b）、横波（c）对同一模型（a）的不同响应

（据杨宝俊，1996）

6. 层析成像技术

地震层析成像技术自 20 世纪 70 年代问世以来，在许多领域得到广泛的研究。从地震勘探来看，地震层析成像按其反演的岩石物性参数可分为两大类：一类是利用地震波的传播时间反演地震波传播速度的波速层析成像；另一类，则是利用地震波振幅的幅值和脉冲的宽度反演地震波衰减系数的衰减系数层析成像。由于地震波的速度与介质的各种物理性质有关，而地震波的传播时间又较容易观测，因此，利用地震波的传播时间求取地震波传播速度的波速层析成像方法得到了广泛的研究。

在石油、天然气勘探中，地震波射线的分布近似于垂向的居多。这种近于垂向的射线分布在地震层析成像方法中对波速的横向不均匀性最敏感，最适于检测目标区内波速的横向变化。含油气层系内，波速的横向变化是圈定含油面积，制定油田开发方案的一项不可缺少的数据，因此，对目的层进行横向预测是一项十分重要的研究内容。

反射地震层析成像技术不仅应用在油气勘探方面，而且在工程物探方面也有着广泛的应用。在黄河小浪底水利枢纽工程中，为研究该区域岩层构造发育情况，在地下厂房区进行了两组跨孔地震层析成像研究工作，取得了很好的地质效果（杨国宪，1993）。图 4－33 是 LSQR（最小二乘的 QR 迭代法）算法的成像图，图 4－34 是层析成像结果与钻孔柱状图合并后的综合成果图。

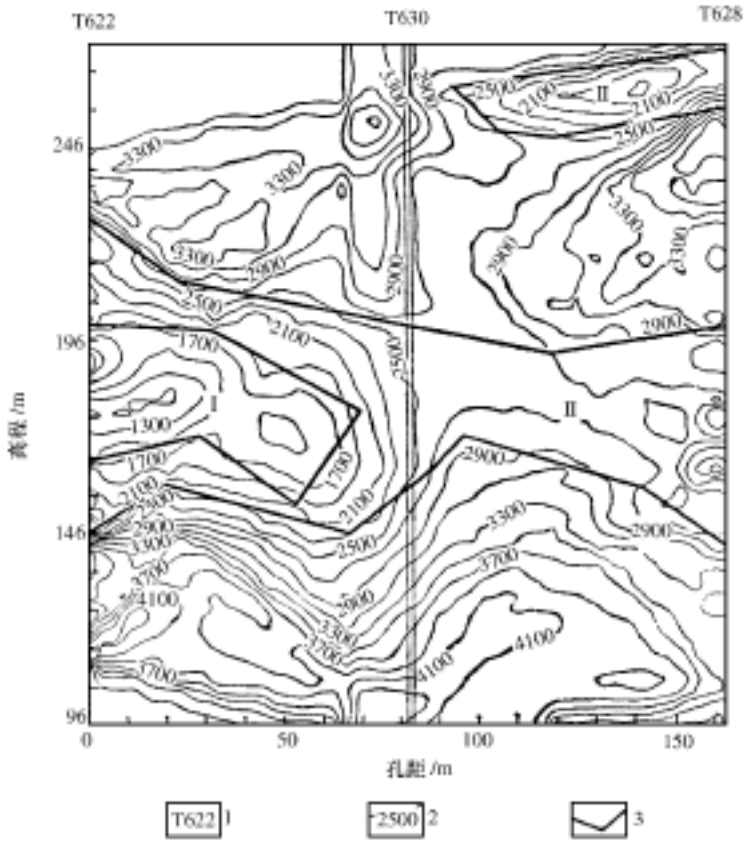


图 4－33　层析成像速度图

（据杨国宪，1993）

1—孔号；2—速度等值线（m/s）；3—低速区界线

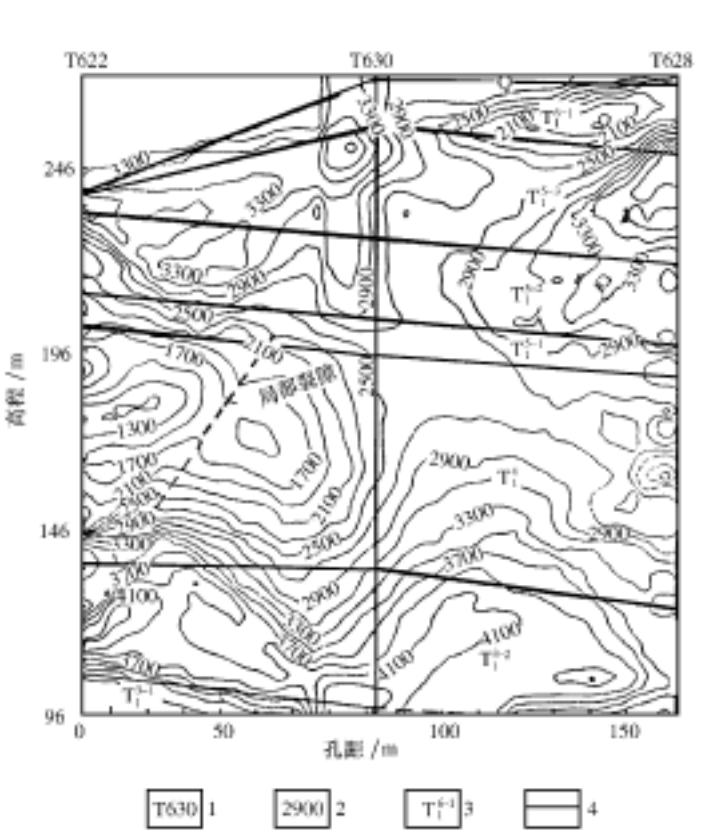


图 4－34　层析成像成果图

（据杨国宪，1993）

1—孔号；2—速度等值线（m/s）；3—地层代号；4—钻孔柱状图的地层分界线

第二节　电法勘探在油气勘探中的应用

在石油和天然气电法勘探中，直流电测深法（VES)、大地电磁测深法（MT)、可控源声频大地电磁测深法（CSAMT)、频率测深法（FS)、瞬变电磁测深法（TEM）以及激发极化法（IP）等都得到了广泛的应用。利用这些方法在油气普查中，可研究区域构造，确定沉积盆地基底起伏、圈定含油气远景区。在火成岩、碳酸盐岩覆盖地区和地震地质条件比较复杂，难以取得良好地震记录的地区，电法勘探是地震勘探的一种重要补充。在条件良好的地区，电法勘探也可用来圈定局部构造。

一、直流电测深法

在沉积盆地中，岩层地质年代、岩石类型、沉积环境的差异，使电阻率存在差异。因此，用电测深法可以研究沉积盆地的区域构造，在条件良好的情况下甚至可寻找和圈定局部构造。石油天然气勘探中，需要的勘探深度较大，供电电极距（$AB/2$）有时可达数十公里。

电测深资料解释的目的是根据实测的电测深曲线反演求得相应的地电断面，并进行地质解释。电测深资料解释分为三个步骤：岩石电阻率参数的研究、定性解释与定量解释。岩石电阻率参数研究，首先应了解测区地层电性变化情况，包括电性分层情况以及电性层与地层的对应等问题。对探区地层电性的了解愈深，将来推断解释的精确度将愈高。对电测深资料进行定性解释的目的在于初步了解测区电性层的特征及其分布规律，基底起伏、构造特征及断层的分布情况等，以便对测区的电性特征有一概括的了解，为资料定量解释做准备。定性解释的任务就是绘制有关的定性图件如视电阻率断面图、纵向电导图、等$AB/2$视电阻率剖面图和平面图、视电阻率极值点纵横坐标图等，并根据这些图件分析地区的电性变化。

二、大地电磁测深法

大地电磁测深法是利用天然交变电磁场研究地球电性结构的一种地球物理勘探方法。这种方法对低阻层分辨率高，且不受高阻层屏蔽，勘探深度可从数十米至数百公里。近年来在许多领域取得了良好的效果。在石油和天然气普查与勘探中该方法是地震勘探的一种重要补充，对地震勘探难以进行地区的油气勘探展示了新的前景。

以湖北江汉盆地大地电磁测深为例，说明该方法在油气勘探方面的应用。该区大地电磁测深的主要目的是了解盆地内沉积盖层构造及电性特征，了解主断裂展布与划分构造单元，了解基底起伏形态，确定基底埋深。F_{10}测线西起周矶与熊口之间，经潜江终止于牌州东北，全长 123 km，布设 41 个大地电磁测深点。测点尽量布置在地势平坦，电网和人文干扰小的地点，两电极之间地势高差尽量小，以避免大地电流的局部畸变。大地电磁资料处理包括数据选择与解编；MT 资料处理和数据评价与绘图等几个方面。

大地电磁资料解释包括定性分析与定量解释两部分：

(1) 定性分析：目的是对测区内各测点的视电阻率和相位曲线进行分析，研究曲线数值及形态变化规律，对测区构造单元及电性特征有一概略认识；分析纵向电导曲线变化，以了解测区高阻基底界面以上沉积盖层厚度的变化趋势。分析视电阻率—周期等值线图

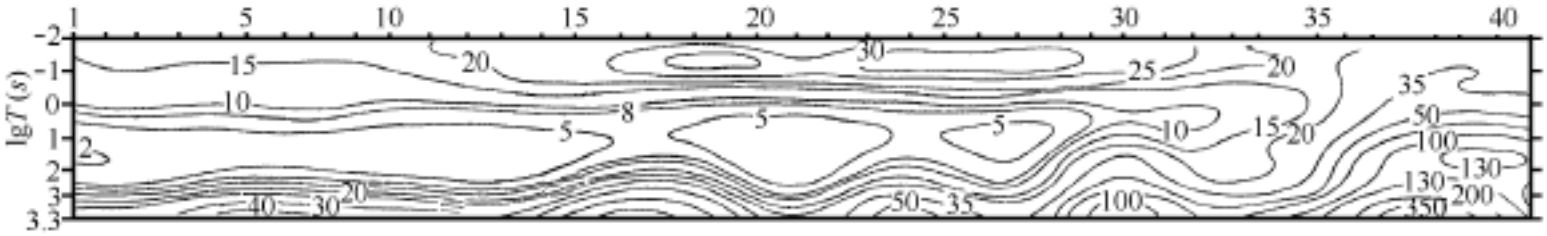


图 4－35　视电阻率-周期等值线图

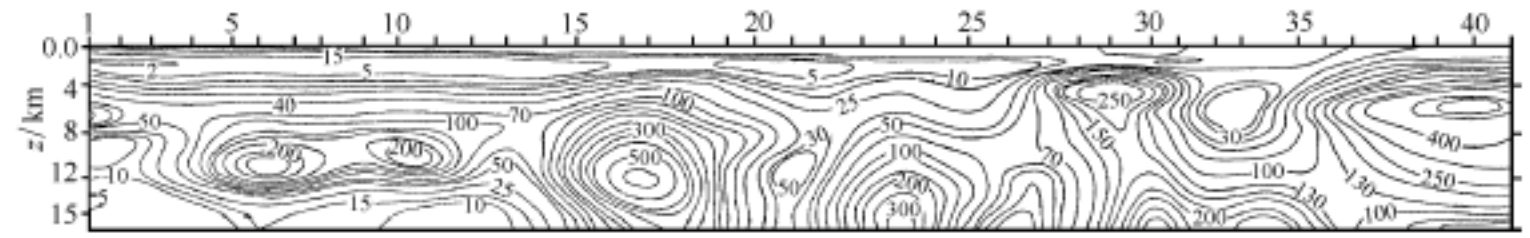


图 4－36　电阻率-深度等值线图

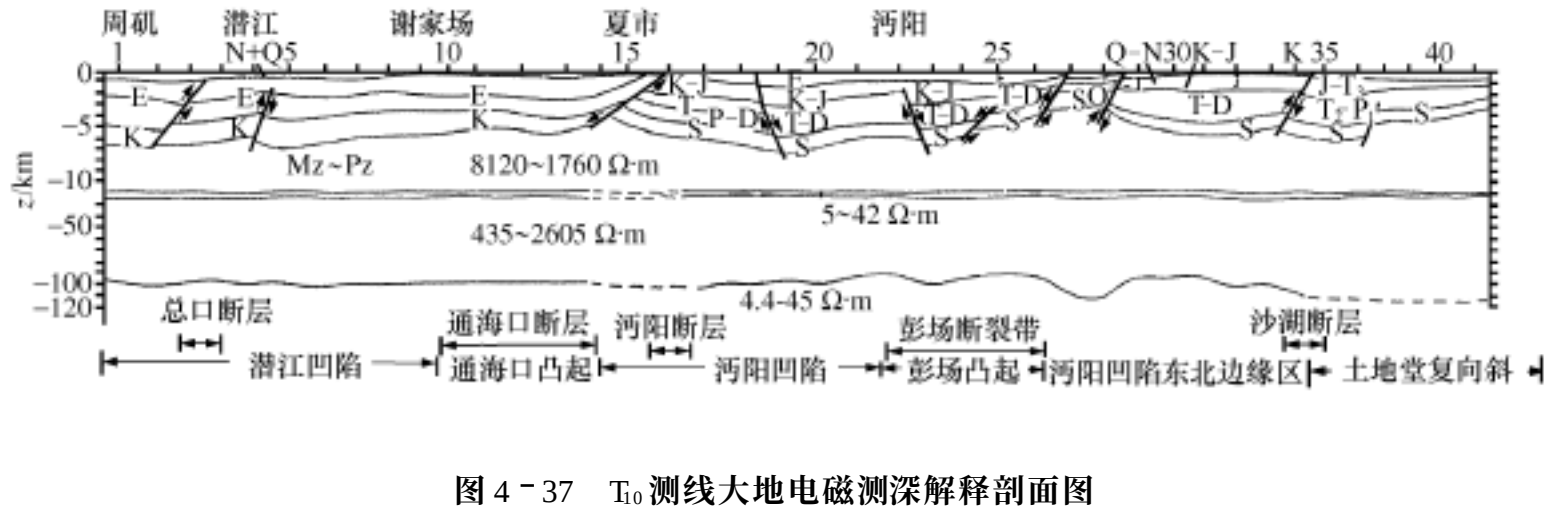


图 4－37　T_{10} 测线大地电磁测深解释剖面图

(图 4－35),探讨电性层沿剖面随频率的起伏、断裂位置和地层层序沿剖面的变化规律和基底形态、电性差异。分析电性各向异性程度和电性差异变化剧烈的大致位置。分析电阻率—深度等值线图 (图 4－36) 以了解电性层纵向和横向的变化情况以及各电性层的大致深度。在上述分析基础上，结合已知资料形成一维反演模型。

(2) 定量解释。定量解释是指 MT 资料的一维形式化解释。即用不同的反演方法，通过计算迭代拟合求得地质模型各层的厚度和电阻率，最后沿测线构制 MT 层状模型的解释剖面 (图 4－37)。T_{10} 测线大地电磁测深结果清楚地反映了江汉盆地东部凹凸相间的构造格局，较准确地划分出潜江凹陷、通海口凸起、沔阳凹陷、彭场凸起、盆地东部边界、主要大断层位置以及深部电性结构。进一步的地质解释，可对各凸起与凹陷进行深入的了解。大地电磁测深在江汉盆地勘探中，不但可获得浅部的电性分层结构，而且可获得深部的电性结构信息。

三、瞬变电磁测深法

瞬变电磁法是电磁感应法的一个变种，20 世纪 60 年代开始应用于油气勘探，在地震方法难以取得成效的地区，深部瞬变电磁法往往都能取得较好的效果。它比常用的大地电磁测深法具有更高的分辨能力、更高的生产效率和更强的抗干扰能力。

深部瞬变电磁法是通过电偶极子向地下供以脉冲电流，在其周围空间产生一次磁场。该磁场在地下导体中产生感应电流，断开供电回路的电流后，一次磁场迅速衰减，为了阻止这种衰减，地下介质中将产生二次电磁场，即所谓瞬变电磁场。该瞬变电磁场，随着时间的延长，向下传播和向周围扩散。其传播速度、扩散方式和强度依赖于地下介质的电性结构特征。在断电后的早期衰减场中，高频成分占优势，其趋肤深度小，反映浅部地电断面信息；而在晚期衰减场中低频成分占优势，反映深部地电断面信息。在良导电体中，一次磁场可引起很大的涡旋电流，且衰减很慢，可延续几十毫秒到几秒，甚至几十秒。断电后，在地面观测该瞬变电磁场的传播过程，可获得一条瞬变电磁场曲线。对该曲线进行处理和反演，便可获得测点的地下介质电性分层、层厚和电阻率值等参数。

这种方法不受高阻层屏蔽，勘探深度较大，一般在沉积盆地地区可达 6 km，在基岩出露地区可达 12 km，特别适合于面积性的区域普查和详查。因此，不仅在石油和天然气的普查阶段，甚至在对局部构造进行精细探测时，也可发挥重要作用。

瞬变电磁测深法在我国北方某地试验取得了满意结果（刘传茂，1993)。试验区被新生代覆盖，其下为古生代海相沉积，试验目的是查明古生界内幕，为在古生界内寻找原生油藏提供信息。

测区新生界厚 1000 m 左右，但由于古生界顶面是一个地震波强反射面，导致深层地震信息缺失，地震工作难以测得古生界内幕的构造。加之古生界高阻层的屏蔽作用，电测深法也发现不了古生界内幕的构造，因此，采用了瞬变电磁测深法。

图 4－38 是 A—A′测线的地电断面。图 4－39 是瞬变电磁法获得的古生界内幕低阻层顶面深度图。图 4－40 是重、磁异常和瞬变电磁测深高阻基底综合图。可见各种物探结果是基本一致的。

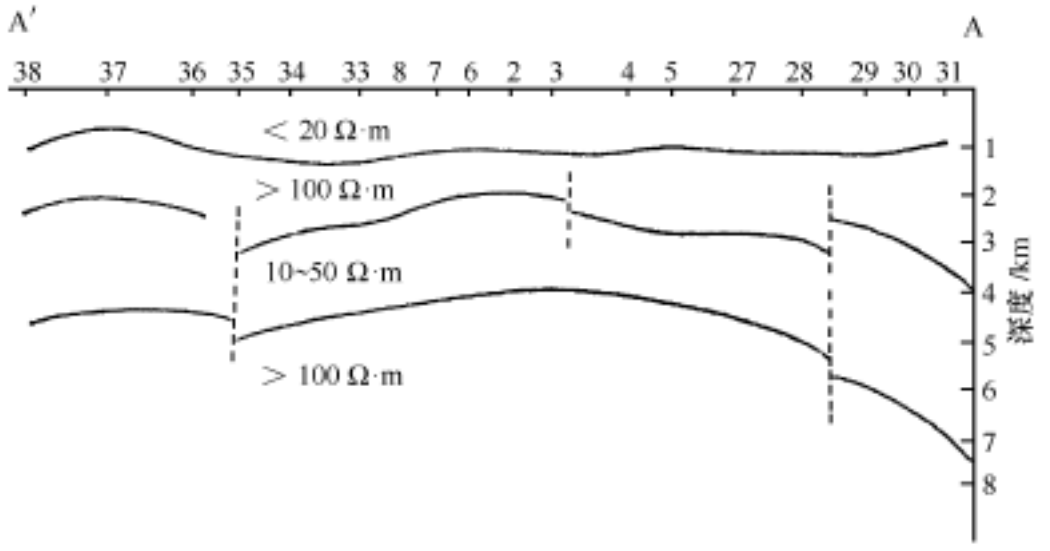


图 4－38　A—A′测线的地电断面

(据刘传茂，1993)

四、激发极化法

岩、矿石在外电流场作用下，会产生由电化学原因而引起的二次电场——激发极化电场（简称激电场)。这种性质称为岩、矿石的激发极化特性。激发极化法是以岩、矿石激发极化特性的差异为基础，通过观测和研究大地激电场的分布来探查地下地质情况、寻找有用矿产的一类勘探方法。进行激电法测量时，可采用直流供电，在时间域进行观测，也

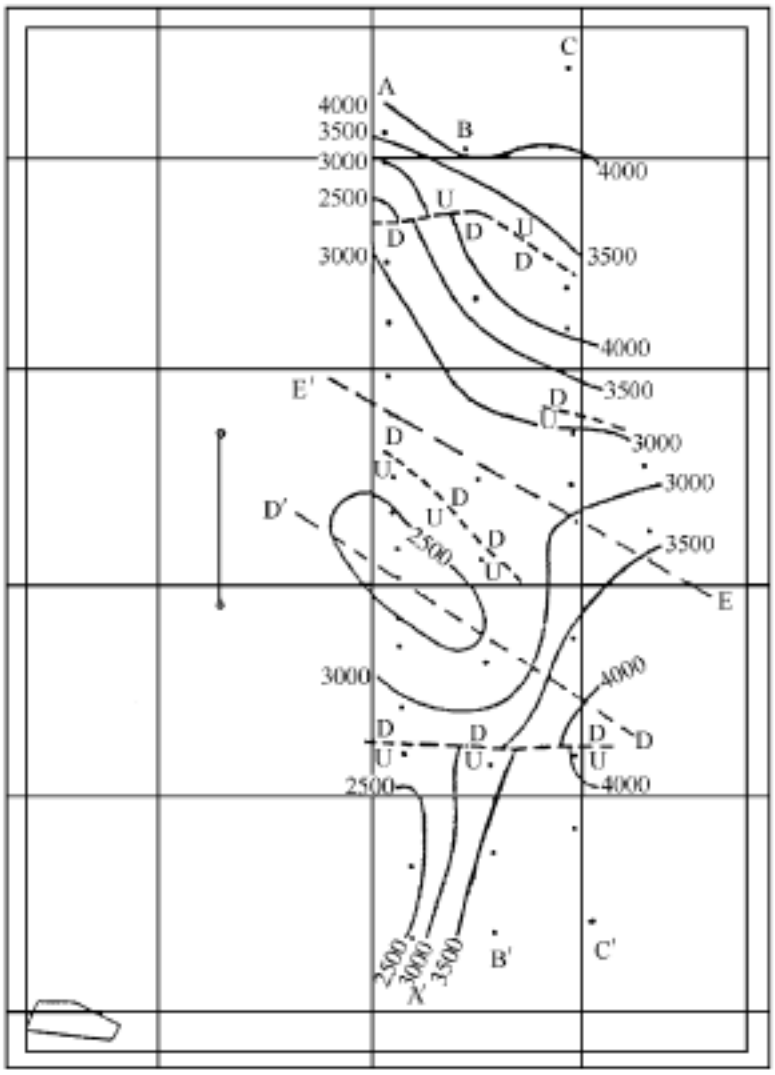


图 4－39　古生界内幕低阻层顶面深度图

（据刘传茂，1993）

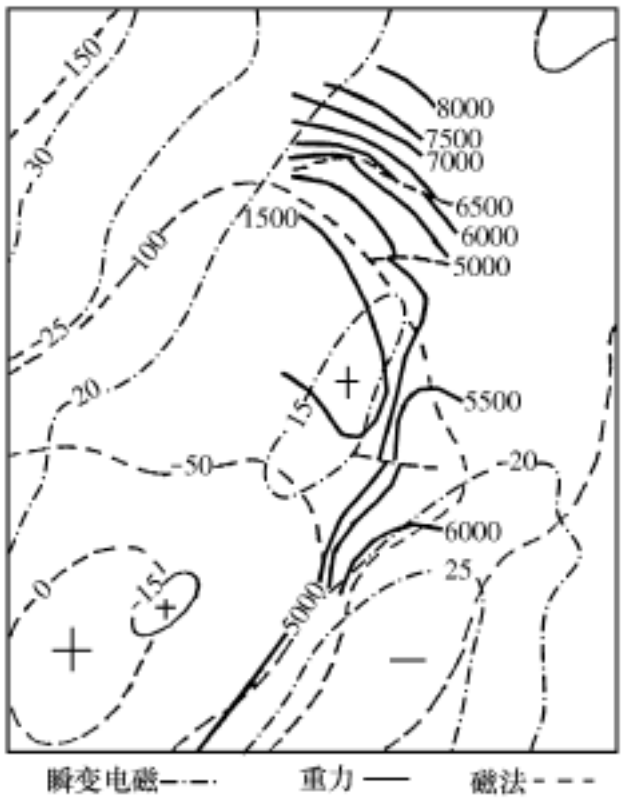


图 4－40　高阻基底埋深图

（据刘传茂，1993）

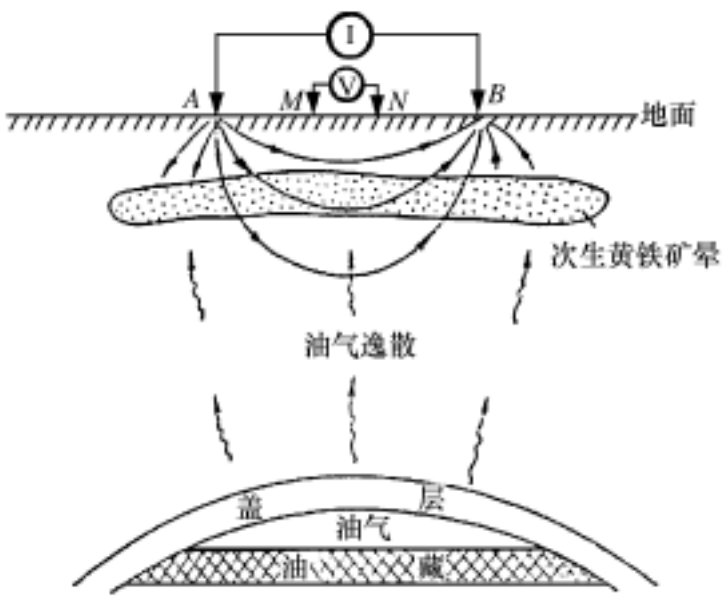


图 4－41　激电法找油气藏原理示意图

可采用超低频交流供电，在频率域进行测量。激电法在金属矿和水资源勘探中具有重要作用，在寻找油气藏方面的作用也日益受到广泛重视。激电法在油气勘探中的应用实际上是一种间接的找矿方法。通常含油气储层埋藏较深，远远超过了激电法的探测范围，而且油气储层的油—岩界面激电效应很微弱，直接用激电法探测油气储层是不可能的。但是，在油气藏上部较浅处，由于油气扩散往往会形成次生黄铁矿浸染晕，这一间接找矿标志的存在使激电法勘探油气储层成为可能。图 4－41 是利用激电法寻找油气藏的原理示意图。

油气藏中的烃类物质在重力压实、扩散、毛细现象以及油气本身驱动力的作用下，会不同程度的向上部逸散或渗流，并集中在浅部的多孔隙岩石中。这部分烃与浅层

中的水、硫酸盐在细菌作用下会产生高活性的 HS^- 离子。HS^- 离子与岩石中的氧化铁作用便形成黄铁矿。这些黄铁矿将分布在岩石的孔隙空间中，形成黄铁矿晕，它们是形成激电异常的原因。

黄铁矿晕的形成是有条件的，首先油气应能够逸散到地下较浅处，并且该处有能够储集渗流烃类的多孔隙岩石，其次该孔隙性岩层中应含有铁及还原性孔隙水。由此可见，并非所有油气藏上部都能观测到激电异常。我国利用激电法找寻油气的研究表明，在已知的油气藏上大都有不同程度的激电异常，并且在油气藏上方的浅部地层中，位于氧化带以下的孔隙性岩石中都有不同含量的黄铁矿分布。

应该指出，油气沿断裂或易渗流地层逸散时，渗流可能偏离油气藏正上方，其范围也可能大于或小于油气藏范围。因此，激电异常范围和位置多数与油气藏对应较好，但也可能大于或小于油气藏范围，位置也可能产生偏移。且有些油气藏上又没有激电异常。因此，利用激电法寻找油气时，最可能的应用场合是开发勘探阶段，即扩大已知油田范围时使用。这时激电法可用于确定储集层的含油性，圈定油气藏范围和发现新油气藏。

第三节　重力、磁法与放射性物探在油气勘探中的应用

一、重磁勘探

1. 重力勘探

重力勘探是应用最广泛的物探方法之一。由于它的采集费用低施工效率高，而且作为一种基础资料，国家已将 1∶20 万比例尺的重力测量工作覆盖到了全国范围。因此，在石油普查阶段使用重力资料，通常不必另行布置专门的野外施工任务，只要到有关部门去收集相应的资料作为基础进行研究即可，这样能够大大地节省费用。

重力勘探是一种体积型勘探，引起重力异常的因素很多，地下各种地质体的异常叠加在一起，再加上重力场的多解性，这就使得重力勘探的应用效果受到很多限制。重力资料的处理解释能否取得良好效果，关键在于工区内引起重力异常的原因是否较为单一，或者能否有效地将不同地质体引起的异常加以分离。例如，在基底埋藏较深，基底岩性较为均一，各构造层界面起伏较为整合情况下，基底起伏将是引起重力异常的主要因素，此时，利用重力异常求取基底起伏，将能够取得较好的效果。再譬如，已经由地震和电法资料了解了基底以上各构造层的起伏，并且掌握了岩石密度资料后，通过正演可求得基底以上各地层的重力影响，将重力异常中的这部分影响去掉，就能得到反映基底岩性的异常，在这种情况下求取基底岩性也能取得较好的结果。

2. 磁法勘探

磁法勘探也是一种快速经济的勘探手段。由于航空磁测不仅具有较高的精度，而且具有很高的工作效率，目前，我国绝大部分地区已经覆盖有不同比例尺的航空磁测资料，这为航磁资料的综合利用提供了十分有利的条件。由于沉积盖层中的大部分地层为无磁性或弱磁性，只有基底中的正变质岩和部分火成岩具有较强磁性，这就使得引起磁异常的因素较为单一，而且不同磁性体的异常特性也常常有较大的差异，这些因素对于资料的解释都较为有利。但由于上述原因，磁法勘探主要局限于用来解决基底结构及盖层中的火成岩分

布等问题。

3. 重磁勘探的应用

油气勘探的区域勘探阶段主要任务是优选出含油气盆地确定有利含油气区带。含油气盆地的构造研究是油气勘探不可缺少的工作。我国石油工作者通常把盆地内部的构造单元分为三级构造带。由基岩埋藏的深浅，把盆地划分成隆起、坳陷和斜坡等一级构造带。盆地中的背斜、向斜、构造鼻、单斜等称为三级构造。而这些三级构造常常成排成带或成群出现，组成长垣、背斜带、挠曲带、单斜带、断裂构造带等单元，称为二级构造带。由于不同类型的大地构造单元在地球物理场中有不同的反映,因此,在进行构造研究时,物探方法得到了广泛的应用。重力、磁法勘探资料主要用于研究断裂与构造区划、基底起伏与基底岩性、火成岩分布、盆地边界及其与周边的关系、控制盆地的深部构造等方面的问题。

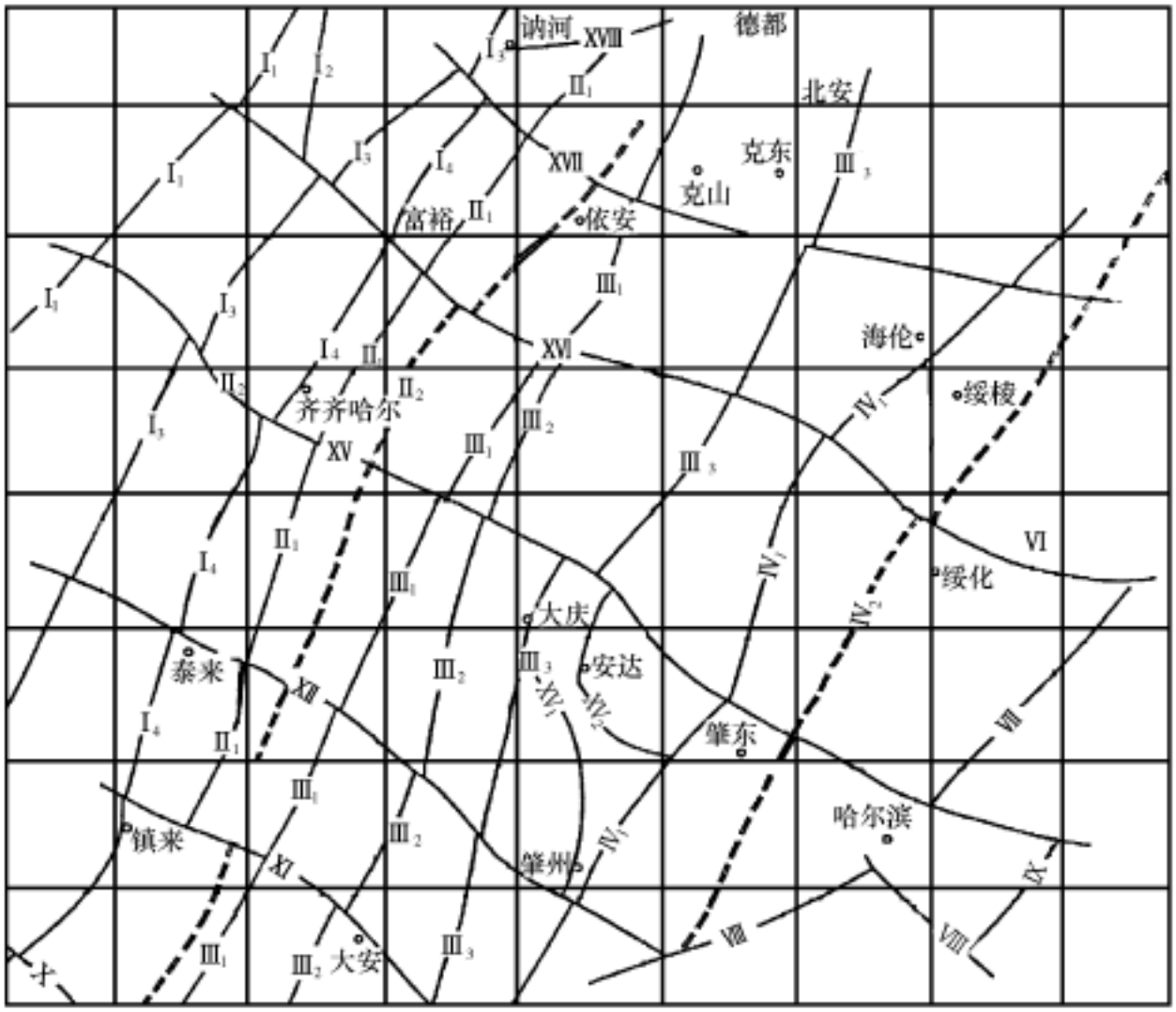


图 4－42　松辽盆地北部断裂分布图

(据王一新，1995)

Ⅰ—嫩江断裂带；$Ⅰ_1$—成吉思汗基底断裂；$Ⅰ_2$—库木西缘基底断裂；$Ⅰ_3$—讷河—扎赉特旗岩石圈断裂；$Ⅰ_4$—嫩江岩石圈断裂；Ⅱ—依安—镇赉断裂带；$Ⅱ_1$—北兴西—镇赉壳断裂；$Ⅱ_2$—依安—镇赉隐伏壳断裂；Ⅲ—孙吴—双辽断裂带；$Ⅲ_1$—德都—哈拉海岩石圈断裂；$Ⅲ_2$—黑鱼泡—大安岩石圈断裂；$Ⅲ_3$—北安—大庆岩石圈断裂；Ⅳ—绥棱—肇东断裂带；$Ⅳ_1$—海伦—肇州基底断裂；$Ⅳ_2$—绥棱—肇东隐伏壳断裂；Ⅴ—四方台基底断裂；Ⅵ—庆安基底断裂；Ⅶ—巴彦低底断裂；Ⅷ—莺山基底断裂；Ⅸ—玉泉基底断裂；Ⅹ—洮安基底断裂；Ⅺ—坦途—第二松花江基底断裂；ⅪⅠ—扎赉特旗—肇源基底断裂；ⅪⅡ—阿城南基底断裂；ⅪⅣ—杏山断裂带；$ⅪⅣ_1$—宋芳屯壳断裂；$ⅪⅣ_2$—安达—昌五基底断裂；ⅪⅤ—滨州壳断裂；ⅪⅥ—富裕—绥化基底断裂；ⅪⅦ—依安—海伦基底断裂；ⅪⅧ—讷莫尔河岩石圈断裂

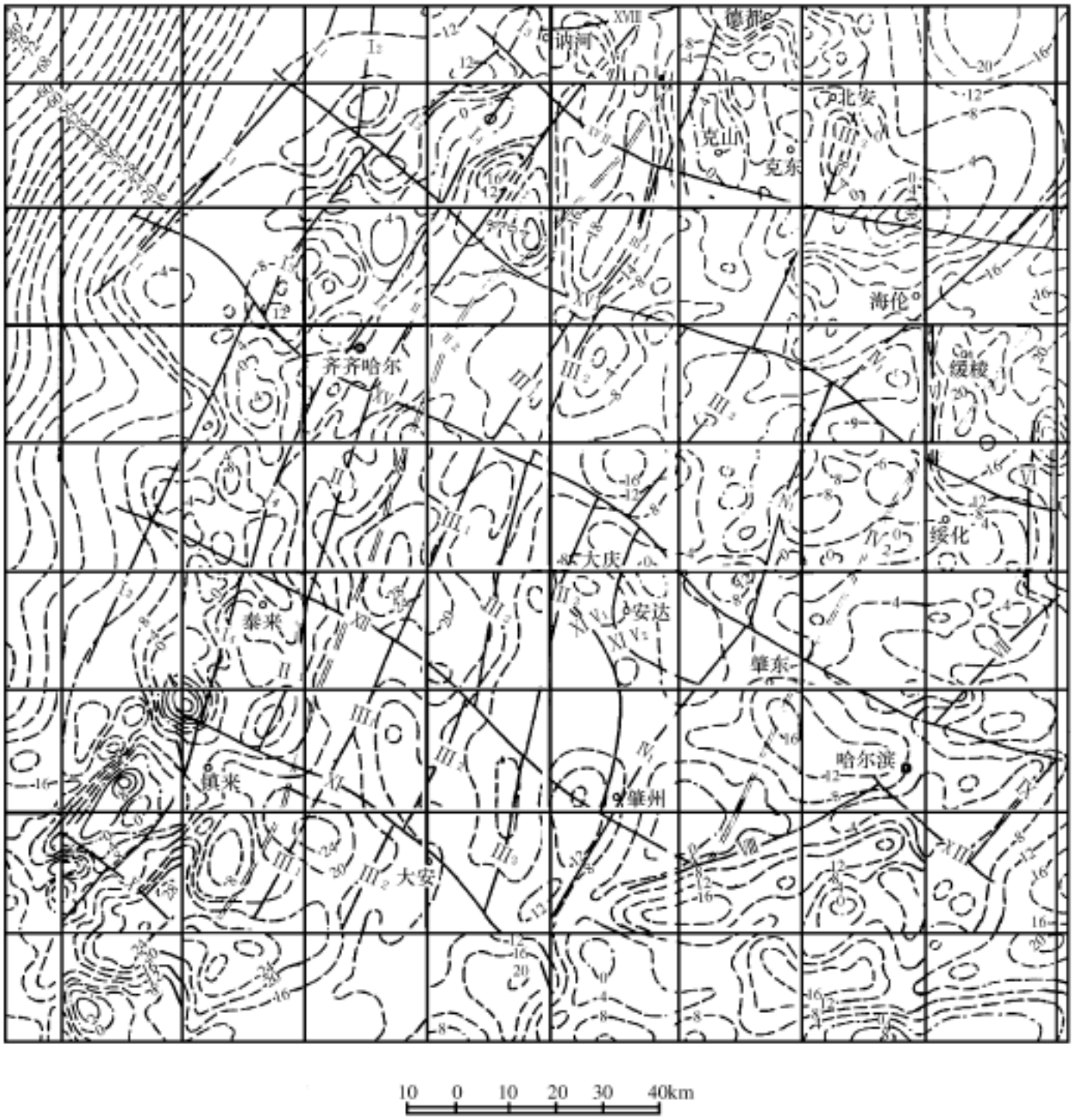


图 4－43　松辽盆地北部布格重力异常图

(据王一新，1995)

圈闭预探阶段主要解决圈闭形态、储层性质、油气水分布，发现油气藏等问题。在这一阶段，物探工作以地震勘探为主。从提高效率和降低成本角度来看，辅以其他物探方法是合理的。油气圈闭调查研究大致可分为三个阶段。第一阶段是寻找和发现圈闭；第二阶段是查明圈闭形态、埋深、范围、闭合度、上下地层的关系以及断裂发育情况等细节；第三阶段是圈闭的含油气性研究，包括圈闭在盆地中的构造部位、生储盖层的配置、构造发育史、油气运聚史及油气藏的直接检测等。

在圈闭研究的第一阶段，重磁资料可用于寻找和发现圈闭，但由于重磁资料的局限性，它主要用于确定圈闭的平面位置，而无法确定圈闭的准确深度。在第二、三阶段，重磁资料应用不多。

对非构造类圈闭，例如与火成岩、礁体、盐丘有关的圈闭，由于形态复杂，不能形成良好的反射界面，用地震方法研究比较困难。但由于这类圈闭在磁性、密度及电阻率方面

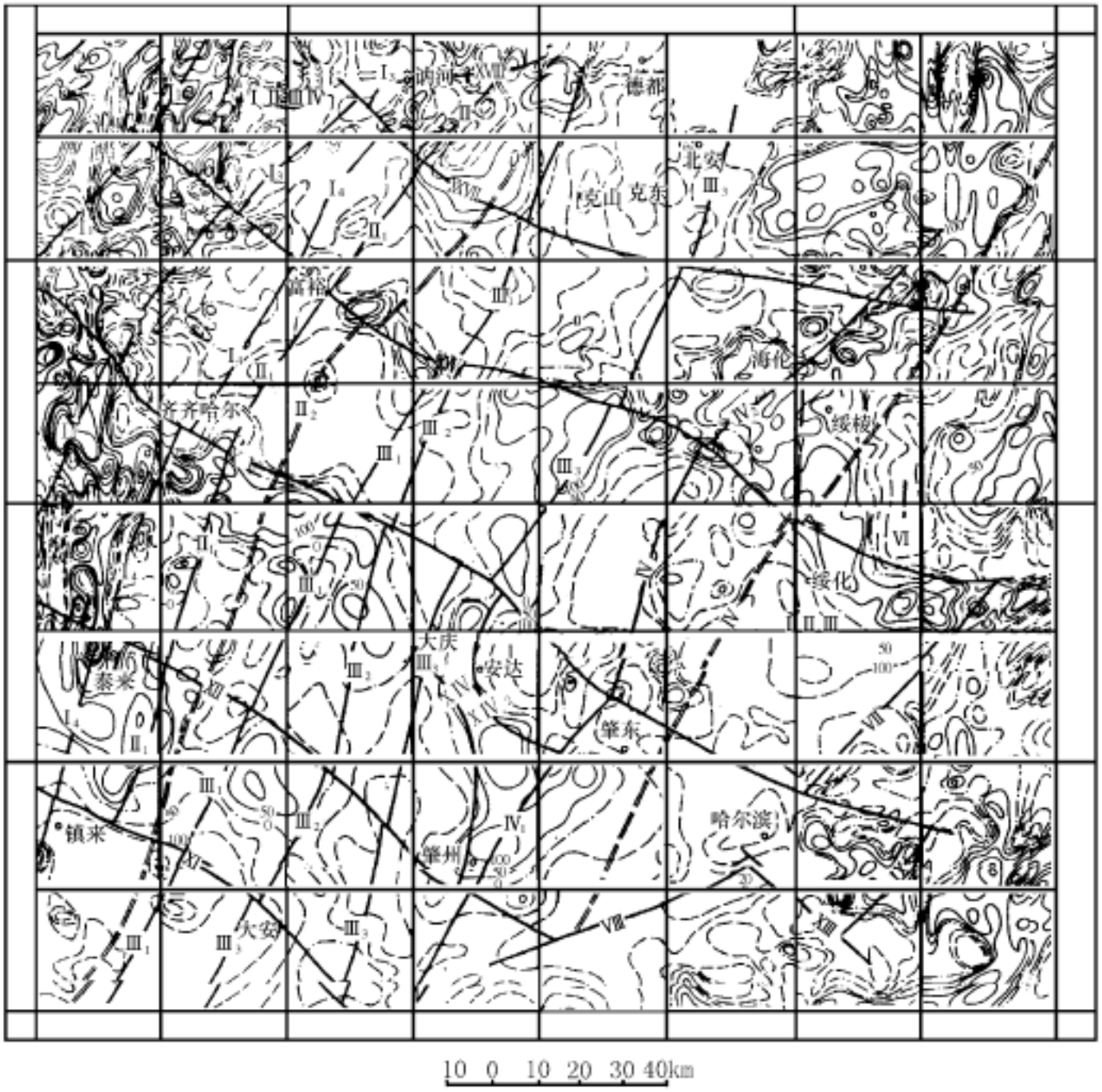


图 4－44　松辽盆地北部航磁 Δ*T* 异常图

(据王一新，1995)

与围岩有较大差别，所以用磁法，重力或电法进行研究往往会取得较好效果。

在储层评价阶段，由于储层厚度一般只有几米到几十米，而且埋藏较深，重、磁法研究一般效果不大。目前国内外进行的油储研究中，地震、测井、电法，重磁法相结合，在解决油气田勘探开发后期遇到的一些疑难问题时，可能会有一定的作用。

除地质任务外，不同的地质地球物理条件对各种物探方法的使用有着不同的制约作用。例如，在黄土塬区、湖泊与水库区、碳酸盐岩及火山岩等基岩裸露区、深部地震地质条件不良区，地震勘探的应用都受到很大限制。在这些地区，重力、磁法和电 法则可能取得较好的资料。因此，各种物探方法结合，可能取得较好的勘探效果。

下面我们以松辽盆地北部断裂分布研究为例说明重磁勘探在油气勘探中的应用情况。利用重磁划分断裂的主要标志为：重力方面有梯级带、线性异常、异常错断与突变、不同特征场界线；磁法方面有不同特征场界线、线性异常、串珠状异常、异常梯度带、异常的

错断与突变。使用了能够突出和反映断裂分布的各种地球物理场处理方法。在此基础上，结合地震剖面的重新解释，编制出图 4－42 所示的松辽盆地北部断裂分布图（王一新等，1995)。

图 4－43 和图 4－44 分别为松辽盆地北部布格重力异常图和航磁 Δ*T* 异常图。

从图 4－42 上可以看出，松辽盆地北部共有 19 条主要大断裂，按其走向主要有 NNE、NE、NW 向三组，基本上呈东西分带、南北分块的“棋盘状”形式。这些断裂控制和制约盆地的生长发育、构造演化以及油气分布。在这个图件编制时，地震剖面对浅层断裂的划分是相当细致的，而重磁场却能够较好地反映深层大断裂，从而弥补了地震勘探的不足。

二、放射性勘探

放射性勘探包括地面、空中和井中进行的自然伽马射线强度或能谱测量，以及 α 射线的探测。放射性勘探是低成本，简单易行，且工效较高的方法，在放射性和非放射性固体矿产勘探中具有广泛的应用。放射性勘探在油气田勘查中的应用始于 20 世纪 20 年代初期，原苏联首先在迈科普油气区利用放射性测量进行了油气普查。此后，许多国家在这一领域相继进行了研究工作。由于技术上的困难，这项工作几十年来一直停滞不前。我国从 20 世纪 60 年代开始进行这方面的工作，但直到 80 年代前后才重新兴起。近年来，我国在新疆、河南、陕甘、黑龙江等地区进行了包括航空放射性测量、γ 能谱法和氡法的放射性物探工作。放射性物探普查油气的依据是在油气田上方的地表往往呈现放射性低场，这个事实已被国内、外学者所公认。根据我国学者（吴慧山等，1991）的研究结果，约 70％的油气田上方有明显的放射性异常反映，约 15％的油气田仅有微弱的异常反映，约 15％的油气田几乎没有反映。另据国外统计资料表明（美国马克森公司）1958～1978 年间，放射性测量后钻探验证井共 724 口，在预测为有利区内所钻油气井的准确率达 85.7％，在预测为不利区内所钻干井准确率达 68.1％，说明放射性物探找油气是有效的。

1. 油气田放射性异常的形成

油气田放射性低场形成机理的研究，对油气放射性物探发展具有重要的指导意义。我国科技工作者（李舟波等，1993）根据多个油气田地面、航空和井中放射性测量结果，对油气田放射性异常进行了研究，提出了油气积累与异常形成有关的论点。

在生油盆地沉积过程中，铀伴随有机质在局部有利条件下富集。随着温度与压力的升高，有机质逐渐变成油。当石油在生油层中达到一定浓度，在外力作用下从生油层运移到储油层中。生油层中以有机络合物等形式存在的铀随着油和压实水一起进入储层。此后，油气在水动力和浮力作用下开始二次运移，铀随之一起迁移。在有利条件下油气开始聚集，并在其周围形成铀的富集。受地质构造的影响富集的铀将形成不同形态的放射性场。

以背斜构造为例，在压实作用下背斜顶部是油水压力的集中点。由于盖层多为水润湿性的，水可以通过而将油气隔离在盖层之下。油气比重小于水而浮在水的上面，迫使水改变运移路径，只能从油气聚集的边缘处通过盖层。随着油气增加，油水边界向外扩大。当油气聚集到一定数量，产生的向上压力大于盖层的排替压力时，油气开始从盖层向上渗透。在油气藏附近的强还原环境中，水和油中的铀发生沉淀。铀的衰变物镭在强还原条件下可溶于水，进而使水中镭不断增加。同时，在油气还原环境范围内的泥岩中，铀的衰变产物镭也被溶于水带到油水边界附近，这就形成了含镭水环绕油藏的初始格局。

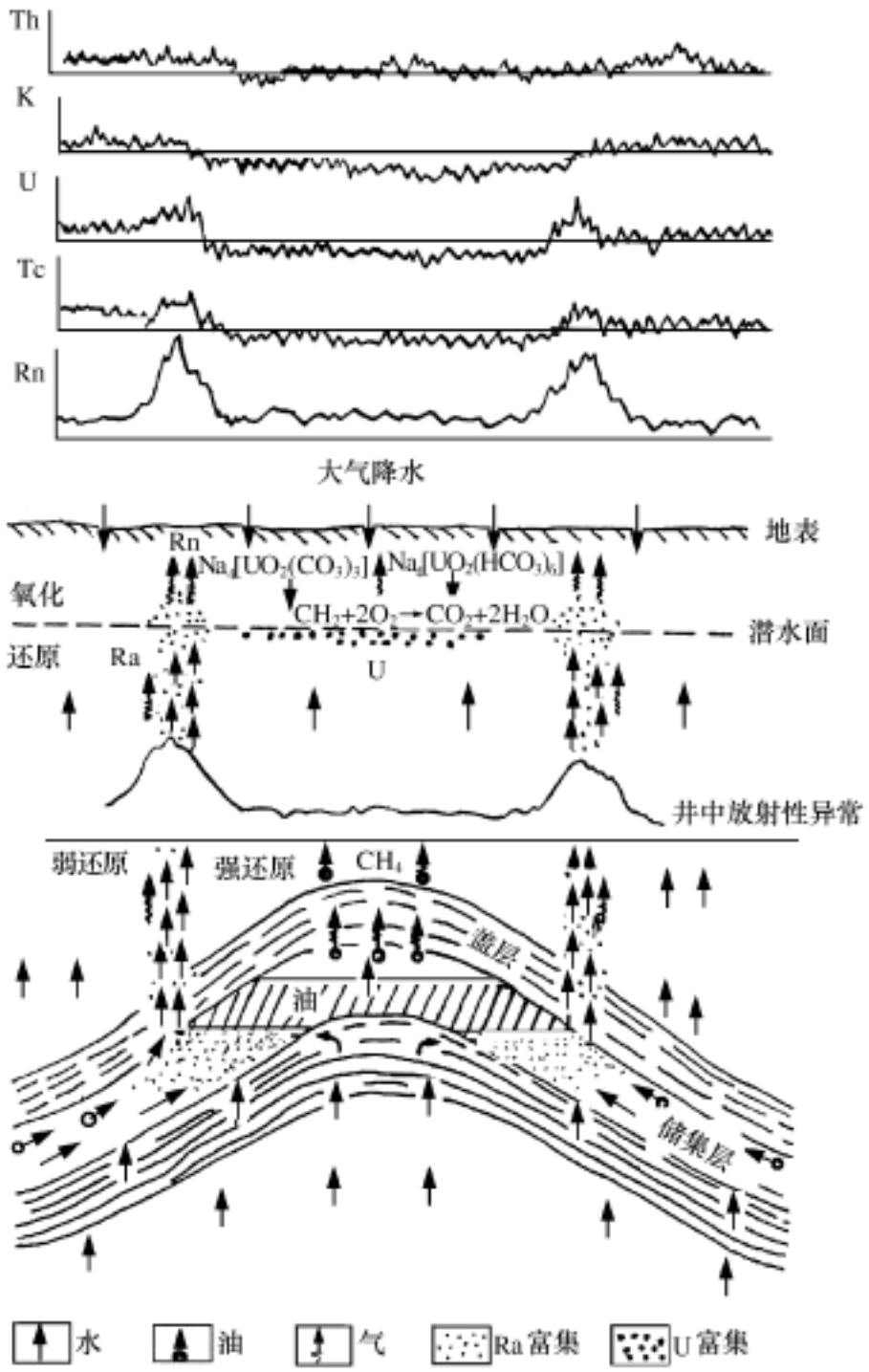


图 4－45　油藏放射性异常综合模式示意图

(据王平等，1995)

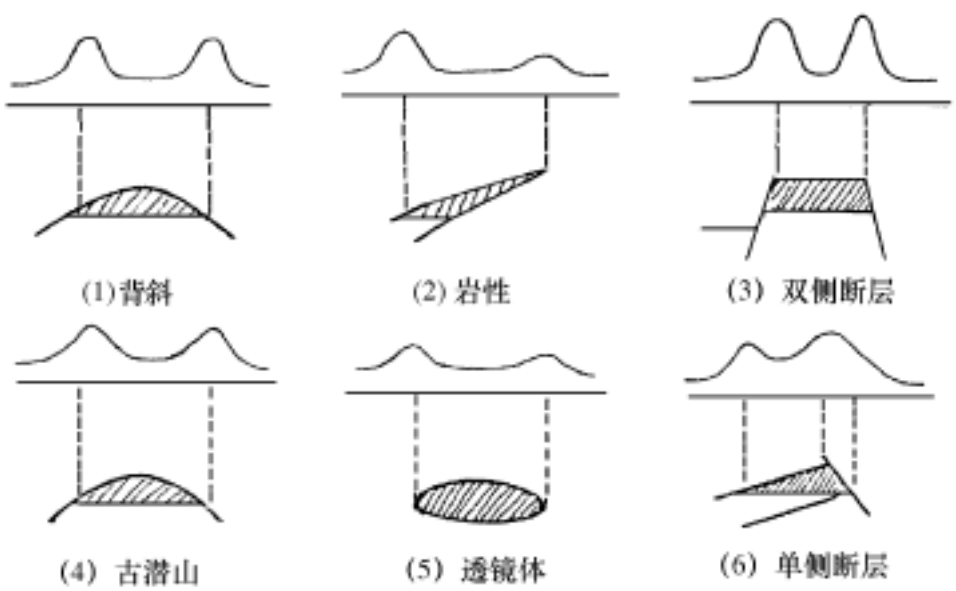


图 4－46　不同圈闭类型油藏放射性异常 (Rn) 示意图

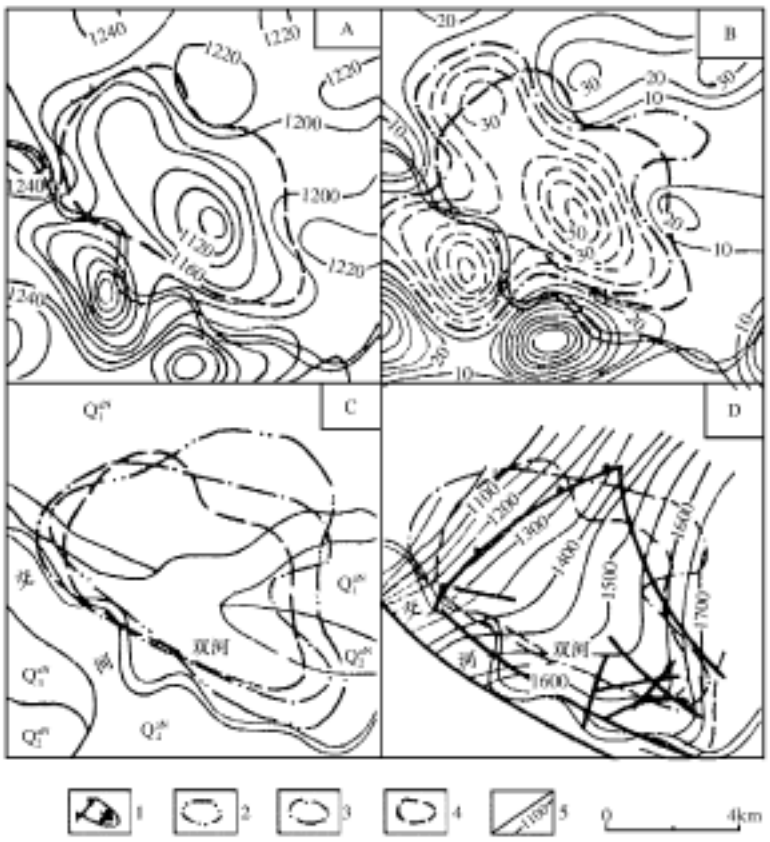


图 4－47　双河油田综合异常图

(据徐东宸等，1993)

A—Tc 等值线图；B—Tc 剩余异常图；C—第四纪地质图；D—构造图；

1—砂岩尖灭岩性圈闭及鼻状构造；2—综合化探异常；3—γ 能谱异常；4—油田范围；5—断层及构造等深线

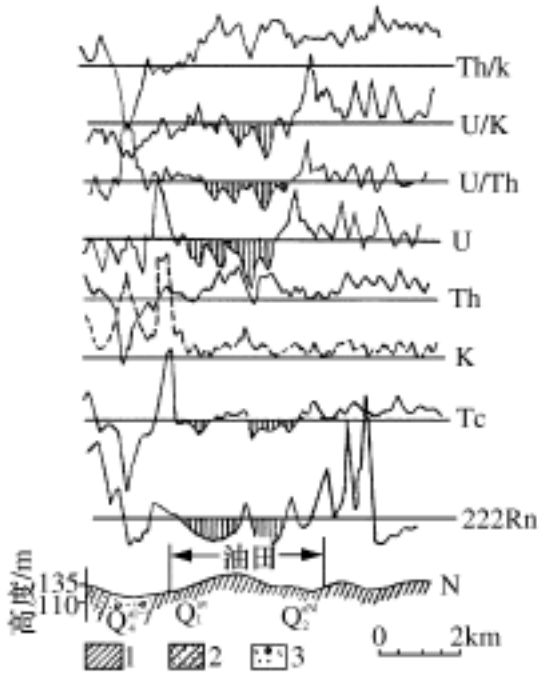


图 4－48　双河油田地面 γ 能谱测量及 α 杯测量综合剖面图

(据徐东宸等，1993)

1—中更新统褐色亚粘土；2—上更新统黄褐色亚砂土；

3—全新统砂砾

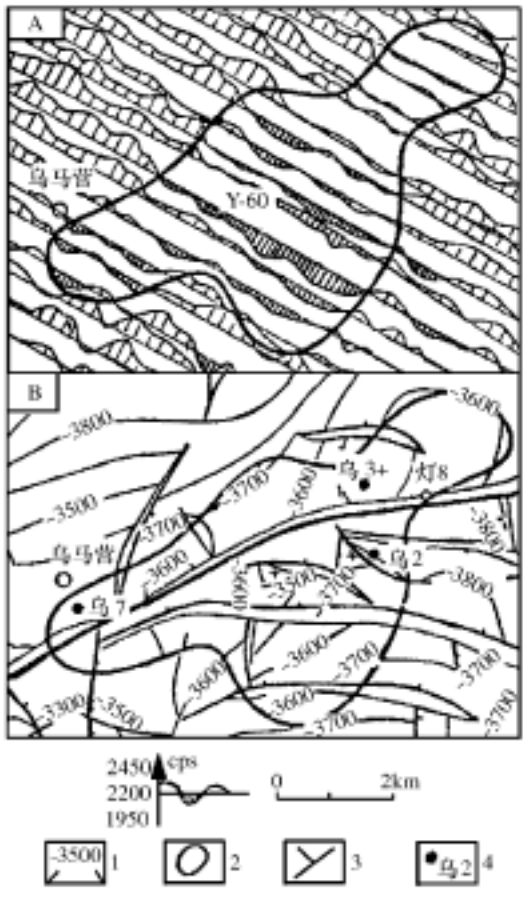


图 4－49　乌马营（γ－88－60）综合对比图

(据徐东宸，1993)

A—航空 γ 能谱测量 Tc 平面剖面图；B—地震勘探等深线图；1—等深度线；2—放射性低值异常范围；

3—断层；4—产油井

在水压和地热作用下，油藏附近的放射性元素，主要是镭（可能有少量铀）向上运移造成了油气藏上方地层中沿油藏边缘放射性的增高，通过放射性测井可观查到这种异常的存在。

当油气藏内油气聚集到一定程度，油气的上浮力就会超过盖层的排替压力，产生烃类的渗漏。在近地表的氧化环境下，烃类气体可氧化生成水和二氧化碳。水中二氧化碳的存在引起岩石和土壤中碳酸盐类物质溶解，并且使溶液中出现 HCO_3^- 离子。与铀离子作用形成碳酸铀酰离子，形成 $Na_4[UO_2(CO_3)_3]$ 或 $Na_4[UO_2(HCO_3)_6]$ 等混合物形式。对铀来说，碱性碳酸介质是非常活跃的化学条件，它们能促使铀强烈地向溶液迁移。地表附近的含铀水淋滤离开地表，进入潜水，使潜水中铀含量增高，而地表放射性测量由于铀含量减少而呈现低值。

地下运移上来的镭等放射性物质产生的环状高值异常与地表油藏上方由于铀淋失产生的低放射性值异常叠加在一起就形成了典型的异常模式，如图 4－45 所示。

Rn 的曲线主要反映深部信息，因而边部高值明显，中间部分与油田外正常场没有更大的区别，这是许多 Rn 异常为“平”异常的原因。伽马能谱曲线主要反映地表 1 m 以内浅层的放射性元素分布情况，故 Tc、U、K 为边界高值不明显的负异常，Th 则无明显规律。

图 4－46 是根据上述综合模式得出的不同类型油气藏的异常形态。

2. 放射性测量在油气普查中的应用举例

1985 年以来，我国在山东等地已知产油区和找油远景区内进行了航空伽马能谱测量，取得了良好的效果（徐东宸等，1993）。

在双河油田进行了航空伽马能谱和地面放射性测量，空中和地面测量结果可以互相对比，且异常基本吻合。该油田航空伽马能谱测量显示的 γ 场形态与四周相差较大，总计数率（Tc）等值线图反映清楚，与背景场相比，异常相对落差达 11%。油田区内铀含量虽涨落较大，但在四周高背景映衬下仍具有明显的下降趋势，显示为跳动的低值背景。图 4－47 和图 4－48 分别为综合异常图和综合剖面图。

图 4－49 是根据航空 γ 能谱测量资料在黄骅南部乌马营发现的一处放射性低值异常。与地质资料对比，该异常位于灯明寺低凸起带上，根据地震勘探布置的几个钻井已见油流。这次航空 γ 能谱测量结果进一步圈定了找油有利地区的范围。

第四节　地球物理测井

地球物理测井是通过研究钻孔内地球物理场的变化来研究钻孔周围介质分布特征，从而解决各种地质、工程和有关科学问题的一套地球物理方法。测井在资源勘探与开发、工程与环境监测以及基础地质研究中都发挥着重要作用，尤其是在石油天然气勘探与开发过程中的作用更为突出。中国当代石油天然气勘探与开发中使用的主要测井方法可分为电、声、和核测井三大类，利用这些测井方法可评价油气层、探测和解决油气田开发中的许多工程问题。

一、测井方法概述

1. 电法测井

电法测井是用来探测地层电阻率、电导率、介电常数和井中自然电场的一组测井方法。按照探测参数和仪器工作原理的不同，电法测井可分为普通电极系视电阻率测井、微电极系测井、侧向测井、感应测井、介电测井、自然电位测井和人工电位测井等主要方法。

石油是一种导电性极差的物质，而在天然状态下的水却是一种导电性较强的物质。在相同岩性的储集层中，含油岩层将比含水岩层电阻率高，因此，岩层电阻率的高低是判断岩层含油性的重要标志。

普通电极系电阻率法测井是电阻率法测井中最基本最原始的形式，它过去能解决的一些问题，现在已被新出现的更有效的方法所代替。但是，在划分钻井地质剖面和作为判断岩层电阻率的辅助手段时，它仍然被广泛地采用。普通电极系电阻率法测井所用的电极系，通常由三个电极组成：两个供电电极和一个测量电极，或者两个测量电极一个供电电极。另外一个电极放在地面靠近井口附近。根据电极系中电极的排列，电极系可分为梯度电极系和电位电极系两种，如图 4－50 所示。

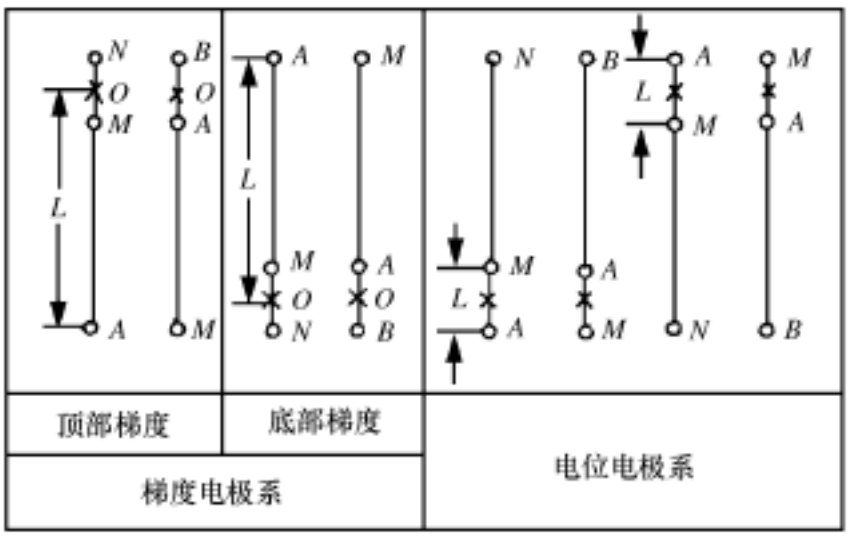


图 4－50　电极系类型

在高阻地层上的视电阻率曲线形状如图 4－51 和图 4－52 所示。图 4－51 和图 4－52 中，a 为无井存在时的理论曲线，b 为有井存在时的测井曲线。由图 4－51 可知，梯度电极系曲线在地层界面上根据电极排列不同可能出现极大值或极小值，据此可划分储集层界面位置。而电位电极系曲线则以地层中心为对称，其最大值随地层厚度的加大而接近地层的真电阻率值，因此利用电位电极系曲线的极大值可近似估计地层电阻率。

微电极系是普通电极系测井的一种变形，它的工作原理与普通电极系相同，仅仅是电极之间的距离很小，*A*、*M*、*N* 之间的距离仅为 2.5 cm。这种电极系的曲线，细分性很好，可用来仔细划分薄层。另外，由于电极距很短探测深度很小，而且微电位电极系的探测深度大于微梯度。在渗透性地层，由于泥浆渗透会形成泥饼，微梯度电极系测量的视电阻率受泥饼影响大，而微电位电极系的测量结果由于探测深度稍大些，受井壁地层影响较大。因此，在渗透性地层上，微电位曲线的幅度高于微梯度曲线，形成所谓“ 正幅度差 ”。

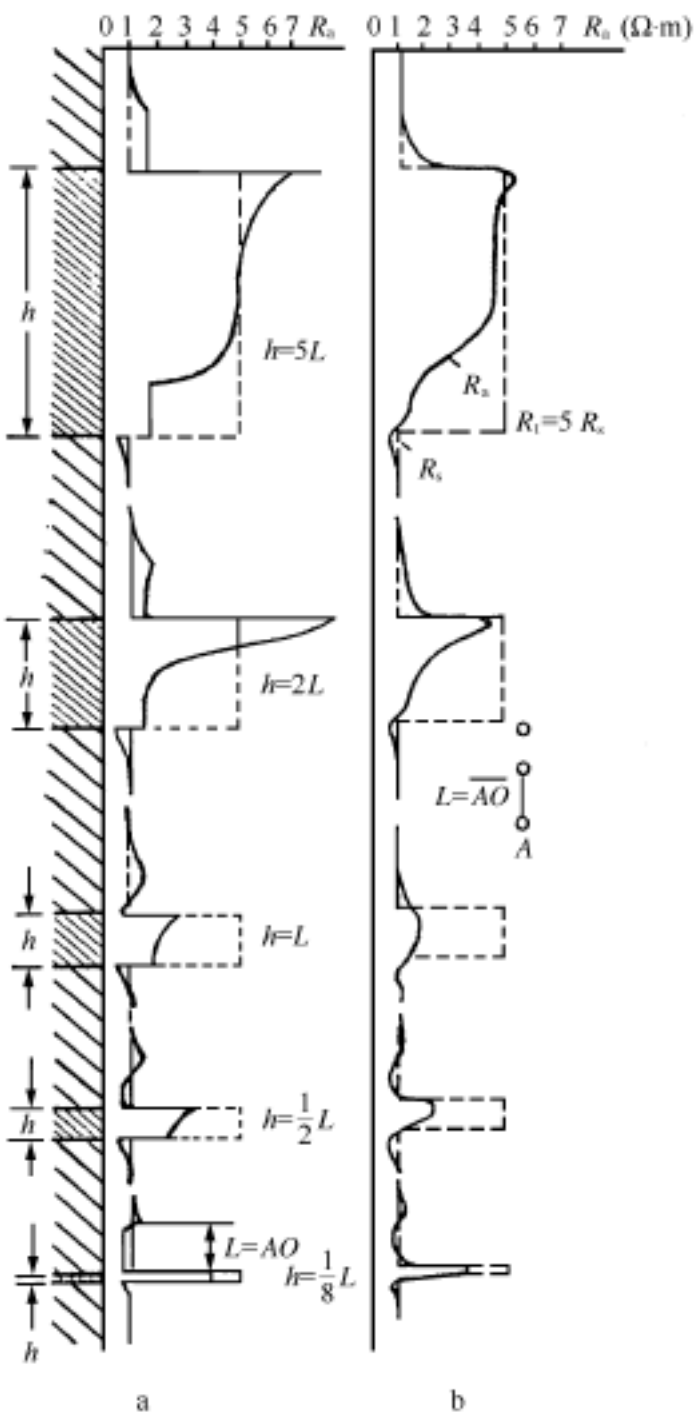


图 4－51　梯度电极系视电阻率曲线形状

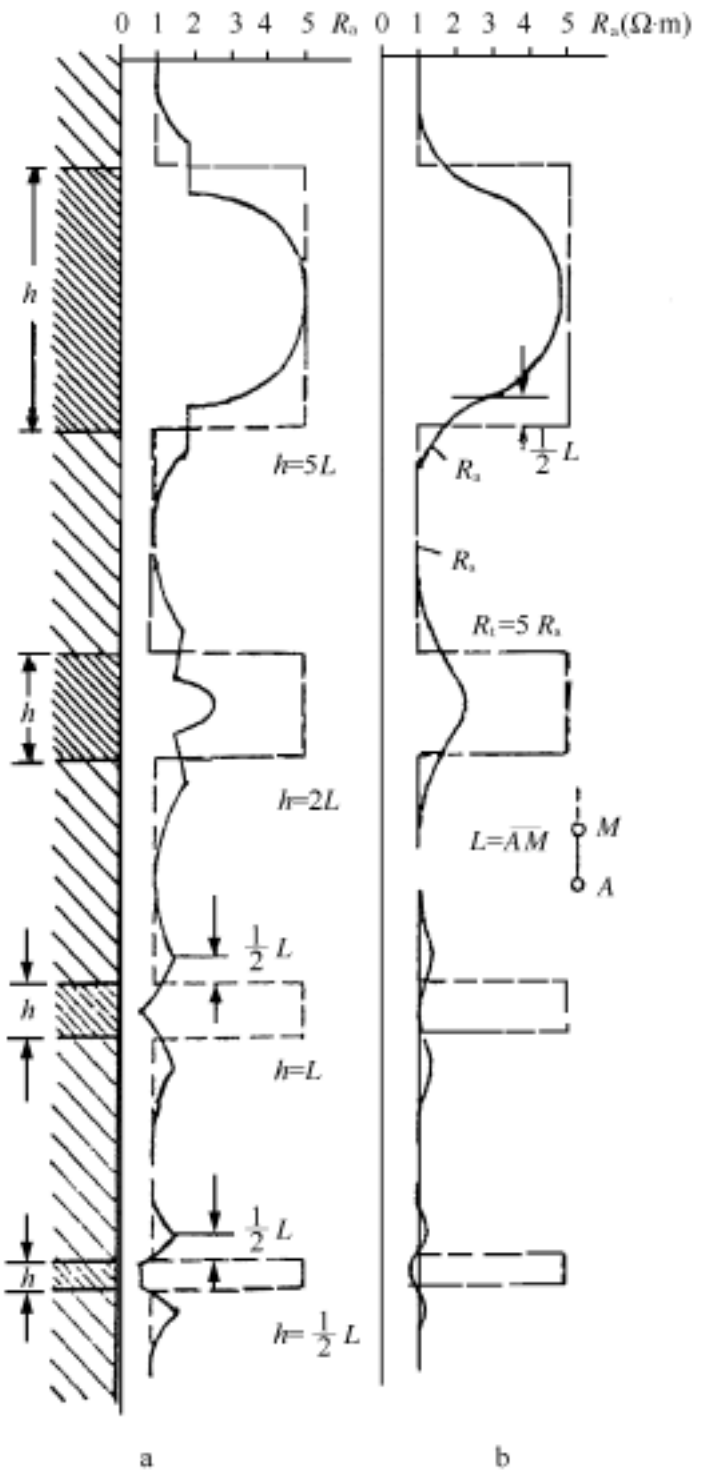


图 4－52　电位电极系视电阻率曲线形状

利用微电极系测量结果的这一现象可以有效的划分渗透性储层。微电极系由于受泥饼等因素影响较大，不宜用于确定地层电阻率。图 4－53 是利用微电极系曲线划分渗透性地层的例子（李舟波，1995)。

为评价油层的含油性和计算含油饱和度，需要精确地求得地层电阻率。普通电极系电阻率法测井，在地层比较厚、油层电阻率不太高并且泥浆电阻率不是太低的情况下，可以取得较好的结果。但在泥浆矿化度很高，即电阻率很低（盐水泥浆)、地层电阻率很高、地层比较薄的情况下，用普通电阻率法无法准确求出地层电阻率。为解决这一问题，发展了带聚流电极的电阻率法测井，通常称为侧向测井法。

侧向测井的基本原理是在主供电电极两侧加上两个屏蔽电极，并向屏蔽电极供以与主电极相同极性的电流，使其电位与主电极相等，迫使主电极电流成水平片状进入地层，把

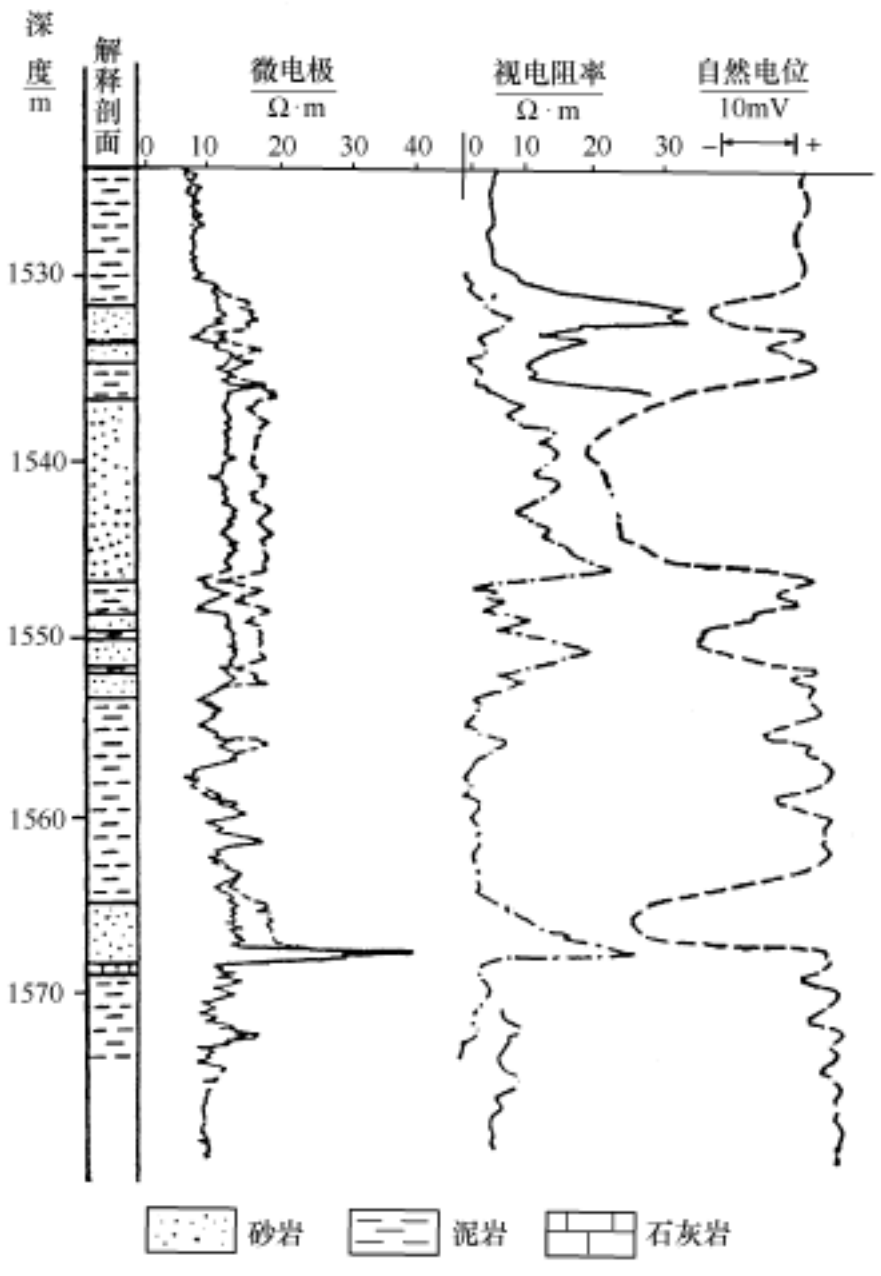


图 4－53　砂泥岩剖面微电极测井曲线实例
(据李舟波，1995)

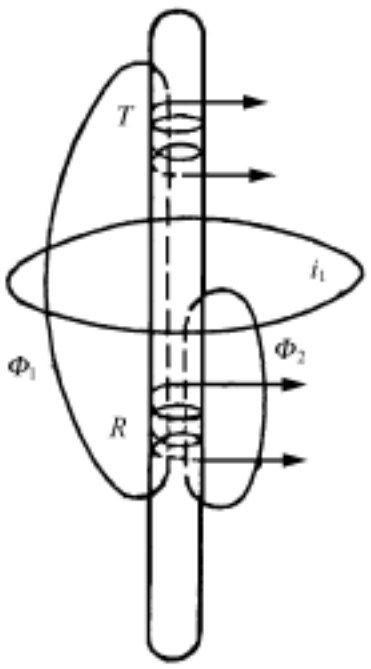


图 4－54　感应测井原理示意图

井的分流作用和围岩影响减到最小。侧向测井按电极系结构特点和电极数目的不同又分为三电极侧向测井、七电极侧向测井、微侧向测井、邻近侧向测井和微球形聚焦测井等方法。

在井内泥浆不导电的情况下，如油基泥浆和井内是空气的情况下，普通电阻率测井和侧向测井均无法应用。在这种情况下，使用感应测井方法可以研究地层的导电能力。感应测井是以电磁感应为基础的一种电磁测井方法。在感应测井的井下仪器中装有线圈系，其中发射线圈 T 通以交变电流 (通常为 20 kHz)，这个电流将在周围介质中造成一个交变电磁场 Φ_1，处在交变电磁场中的导电介质便会感应出围绕井轴的环形电流 i_1。在均匀各向同性岩层中，环形电流的中心与井轴一致，该电流将造成二次磁场 Φ_2，并在井下仪器的接收线圈 R 中产生感应电动势，如图 4－54 所示。接收线圈中的感应电动势的大小和环形电流大小有关，而环形电流的强度又取决于岩石的导电性。所以，通过测量接收线圈中的感应电动势，便有可能了解岩层的导电性。感应测井曲线的最重要作用是确定岩层电导率。为了求出准确的地层电导率，只依靠一条感应测井曲线是不够的。目前，在利用感应测井曲线求地层电导率时，通常采用不同探测深度的三条曲线组合的办法，例如，双感应－聚焦组合或感应－短电位组合等方法。双感应是指深感应和中感应两条曲线，聚焦测井可

以是浅探测的八侧向或微球形聚焦测井曲线。用双感应-聚焦测井求地层电阻率，在低电阻率和中等电阻率地层，均能取得较好的结果。近年来发展的阵列感应测井利用数字聚焦技术，可同时获得具有三种纵向分辨率，五种探测深度的多条测井曲线，从而可以给出径向上电阻率的变化情况。

另一类电磁波测井是利用高频电磁波的介电测井。它利用数十兆赫以上的交流供电，在这种高频供电的电磁场中，介质的电阻率影响减小，而介电性质的影响增大。介电测井通过测量高频电磁波传播过程中幅度和相位变化，可以求得介质的介电常数。常见岩石矿物的介电常数如表4－1所示。从表4－1可以看出水具有特殊的介电常数值。利用这一特性，可以区分出储层含流体性质，并确定储层的含水饱和度。地层水含盐多少对介电常数影响不大，因此，介电测井常用于水淹层的检测。

表4－1　介电常数

介　质	ε_r	介　质	ε_r
空　气	1.000585	云　母	5.4
天 然 气	1	正 长 石	4
石　油	2～2.4	泥　岩	20～45
水	50～80	硬 石 膏	6.35
石 灰 岩	7.5～9.2	石　膏	4.16
砂　岩	4.65～10	岩　盐	5.6～6.35
白 云 岩	69	大 理 岩	7～8.2
石　英	3.8	花 岗 岩	4.5～5.4

介电测井探测深度与供电频率有关，频率愈高探测深度愈浅，频率愈低探测深度愈大。目前应用的1.1 GHz传播测井仪探测深度为数厘米，而25 MHz的深传播测井探测深度达1～1.2 m。

除人工场源的电磁测井方法之外，油气井中通常还存在着自然电场。利用图4－55所示的线路，使井下电极 M 在井内移动，记录仪中就可以观测到电位的变化，这就是自然电位。根据自然电位曲线可以在砂泥岩剖面上划分出渗透性砂岩层。利用自然电位曲线还可以确定地层水电阻率和估计地层中的泥质含量。

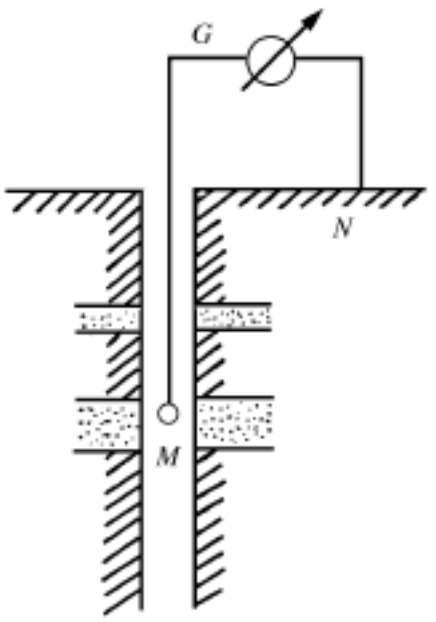


图4－55　自然电位测井示意图

2. 声波测井

声波测井是利用岩石的弹性波传播特性研究岩层的一组测井方法。声波在岩石中的传播速度有很大差别，这种差别与岩石的致密程度和结构，以及岩石孔隙中充填的物质等有密切的关系。一些岩石和介质中纵波传播速度，如表4－2所示。在石油钻井中，广泛采用的声波测井方法有研究声波速度变化的声波速度测井；研究声波幅度衰减以检查固井水泥封固情况的声波幅度测井；

表 4－2　某些岩石和物质中纵波的传播速度

介　　质	声波速度 v_p m·s^{-1}	传播时间 Δt μs·m^{-1}	介　　质	声波速度 v_p m·s^{-1}	传播时间 Δt μs·m^{-1}
空气（0℃，大气压下）	330	3000	泥岩	1830～3962	548～252
甲烷（0℃，大气压下）	442	2260	致密砂岩	5500	182
石油（0℃，大气压下）	1070～1320	985～757	致密灰岩	6400～7000	156～143
水（普通泥浆）	1530～1620	655～620	致密白云岩	7900	125
氯丁橡胶	1620	187	岩盐	4600～5200	217～193
铁	5340	164	无水石膏	6100～6250	164～163
冲积层	610	1640	泥灰岩	3050～6400	330～156

研究整个声波波列的全波测井以及研究井壁反射波的井壁声波成像测井等。利用声波其他特征的测井方法仍在不断出现。目前，声波速度测井已成为确定岩层孔隙度的重要手段，所以声波速度测井在各类地区的测井组合中都占有相当重要的地位。而新发展起来的井壁声波成像技术，已成为判断裂缝带的主要方法。

(1) 声波速度测井

声波速度测井仪的下井仪器中装有声发射器和接收器。测井时，声发射器以脉冲形式发出一系列声波，一部分进入岩层形成透射波，一部分由井壁反射回来，以临界角入射的一部分，则在井壁上产生滑行波。滑行波引起向井内传播的首波（折射波)。图4－56所示声波测井仪装有 R_1、R_2 两个接收器，测量两个接收器接收到的首波时间差,便可根据两接收器之间的距离求得井壁岩石中声波的传播速度。若井壁岩石的声速为 v_2,两接收器接收到首波的时间差为 Δt,则有

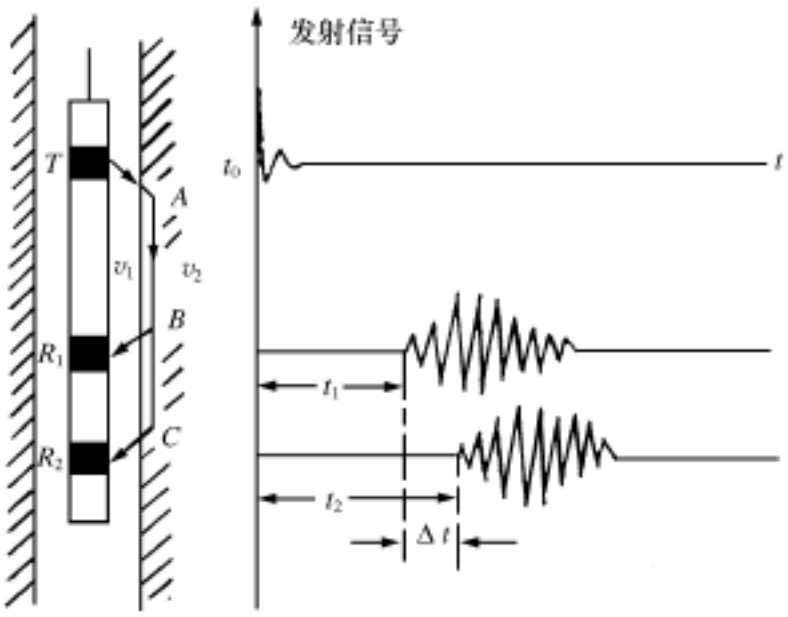


图 4－56　声波速度测井原理图

$$\Delta t = \frac{BC}{v_2} = \frac{R_1 R_2}{v_2} = \frac{l}{v_2} \qquad (4-19)$$

式中 l 为 R_1 R_2 之间的距离，称为间距。

这种声波速度测井仪通常称为单发双收声波速度测井仪，它不受井中泥浆的影响，但当井眼直径变化或仪器在井内处于倾斜状态时，所测时差将带有误差。为克服井径变化及仪器倾斜影响，又发展了井眼补偿声波测井仪。这种仪器在接收器上部和下部各有一个发射器，形成双发双收形式。它可以很好的补偿掉井径变化和仪器倾斜带来的影响。

单发双收或双发双收声波速度测井仪，仅利用了纵波速度信息，在声波波列中横波与低速波信息均未利用，为此又发展了全波列测井。这种测井方法记录声波全波列，并对全波列中的纵、横波和低速波进行分析，可取得更多信息。为获得全波列记录通常使用长源距。当源距增大时，声波的探测深度也随之加大，井壁附近泥浆浸泡影响减小。一种常用的长源距声波测井仪工作原理如图 4－57 所示。这种仪器中，声系由两个发射器和两个接

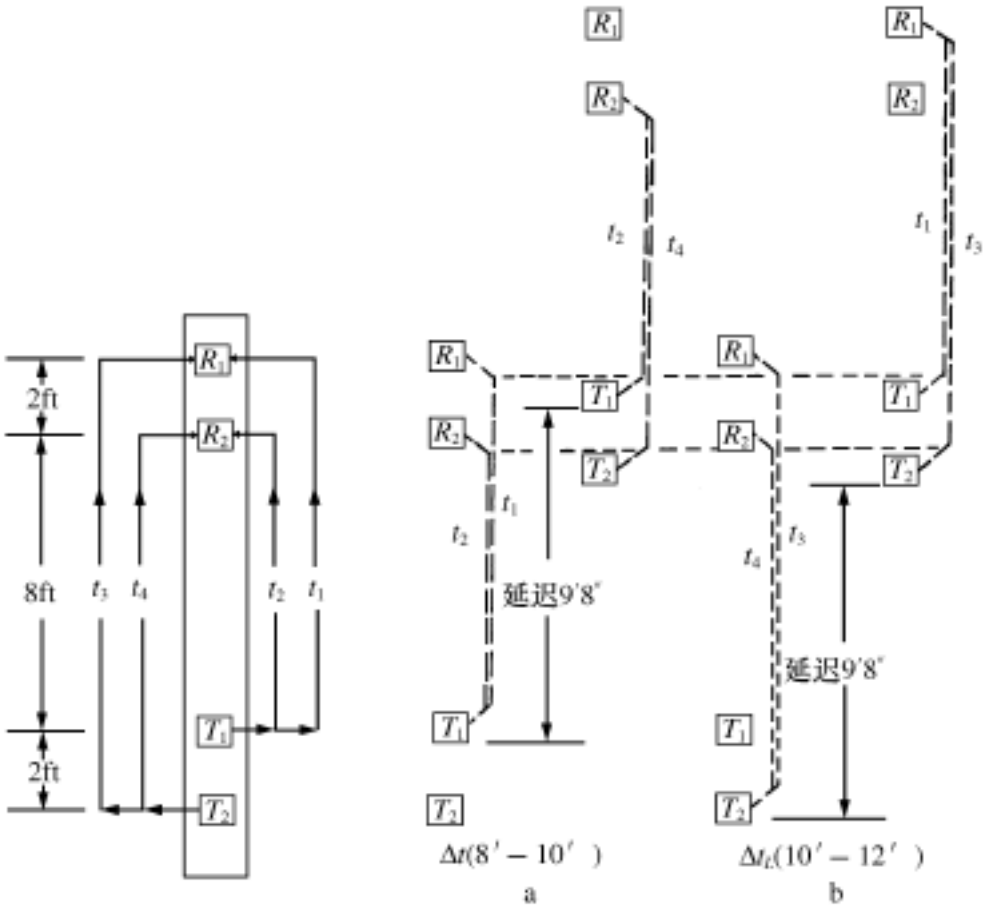


图 4－57　长源距声波测井原理图

收器组成。不同的发射器和接收器互相组合，可得到 8 ft、10 ft 和 12 ft 等几种不同的源距。如果分别记录下声波在相应发射器和接收器间的旅行时间 t_1、t_2、t_3 和 t_4（见图 4－57a，b）便可根据下述公式计算时差

$$\Delta t(8\text{ft}/\ 10\text{ft}) = \frac{(t_1 - t_2) + (t_3 - t_4)}{2 \times \text{间距}}$$

$$\Delta t(10\text{ft}/\ 12\text{ft}) = \frac{(t_3 - t_4) + (t_3 - t_1)}{2 \times \text{间距}}$$

这种仪器同时还记录声波全波列图，由于它的探测深度大并可在硬地层中获得纵、横波时差和幅度衰减。因此这种方法近年应用日益广泛。在长源距声波的基础上，进一步加大源距、增加接收器数目、减小接收间距，便形成了阵列声波测井。由于声波换能器的响应频带进一步加宽，低频响应更好，在井下将声波信号数字化，使信号的动态范围更大，因此记录的波形更完整，更有利于获得准确的纵波、横波、斯通利波的时差、幅度等参数。

上述声波测井仪所用的换能器都是径向均匀胀缩振动的，称为单极子声源。当地层横波速度低于井内流体声速时，这种测量方式记录不到横波。为了适应疏松或软地层情况，又发展了定向激发和测量的偶极源横波测井技术，并将偶极子和单极子组合，进一步扩大了声波测井的应用范围。

在石油天然气勘探开发中，声波速度测井主要用于求取地层孔隙度，长源距声波测井除用于研究地层声速外，其横波参数还可用于求取地层力学参数。阵列偶极声波测井资料，除用于更好地确定地层孔隙度外，还可利用低频斯通利波的能量衰减估算地层渗透率，利用反射斯通利波识别裂缝，利用交叉偶极横波资料可判断裂缝方位及地层各向异性

等情况，使声波测井的应用领域进一步扩大。

(2) 声波幅度测井

声波幅度测井是通过研究声波幅度衰减来检查固井质量的一种测井方法。固井声波幅度测井使用单发射单接收的井下仪器，通过测量初至波第一个波峰幅度来检查固井水泥胶结情况。原理如图 4－58 所示。从发射器发出的声波，最先到达接收器的是沿套管传播的滑行波所产生的折射波。当套管外没有水泥环或水泥环与套管胶结不好时，沿套管传播的声波衰减很小；当套管外有固结良好的水泥环时，声波能量大部分通过水泥环发散到地层中，使接收到的声波幅度大大降低。因此可利用声波幅度的相对变化评价套管外水泥的胶结情况。

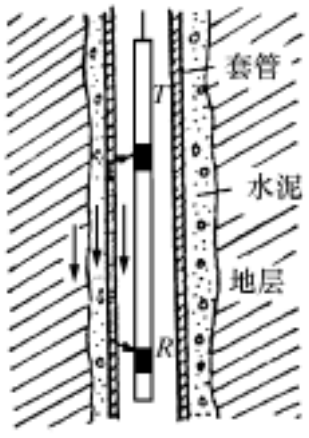


图 4－58　声波幅度测井原理图

(3) 声波成像测井

声波成像测井是一种以脉冲-回波法研究井壁状况的测井方法。它利用声波发射器向井壁发射一束束的声脉冲，然后将井壁反射回来的声波强度和速度用幅度-灰度调制成图像。换能器接收回波信号的强度即井壁反射声波能量的大小，主要取决于井壁的物理性质。光滑表面比粗糙表面反射好，硬表面比软表面反射好，与声束垂直的表面比倾斜表面反射好。当换能器在井下扫描上述不同情况的井壁时，就会得到不同强度的回波信号。根据反射波幅度衰减情况，即可反映井壁是否有裂缝、洞穴及坍塌等情况。

井下声波成像仪器在井中缓慢上提过程中，发射器以一定速度旋转扫描井壁，其合成的扫描轨迹为一螺旋线，可完全覆盖井壁。这种测量可在充满水、泥浆、原油的裸眼井或套管井中进行，但无法在空井眼情况下测井。图 4－59 是该仪器原理及工作示意图。

井壁声波成像仪器可输出黑白或伪彩色井壁图像。图 4－60 是井下声波电视的标准输出格式——井壁平面展开图的实例。

井下声波电视成果图像输出格式，除上述井壁平面展开图、井眼立体柱状图和截面图外，还可能有以下各种输出格式：

A. 裂缝迹线图：包括幅度图像、裂缝迹线和裂缝参数。列出的参数有裂缝编号、裂缝视顶角和视倾向。

B. 裂缝参数曲线图：包括幅度图像、裂缝长度、裂缝密度、裂缝宽度、裂缝面孔率等四条参数曲线。

C. 回波幅度波形图。

D. 声波井径波形图。

E. 裂缝施密特图：图中用图标将裂缝按产状表示在一个半球上，从球心向外表示倾角，顺时针方向表示倾向。

此外，还有裂缝数据表和裂缝分组数据表。

井下声波电视以图像方式输出测井成果图，比以往测井曲线表示方式更清晰、更精确和更直观。井下声波电视的井眼成像，对油藏描述能提供很有价值的信息。它在石油勘探开发中主要用于识别裂缝、分析地层、替代取芯和检查套管等。此外，井下声波成像测井在地应力测量和地质力学研究以及其他土工技术方面也有广泛的应用。

近年来，井下声波电视测井由于它独特的应用效果，在石油勘探开发工作中的作用日

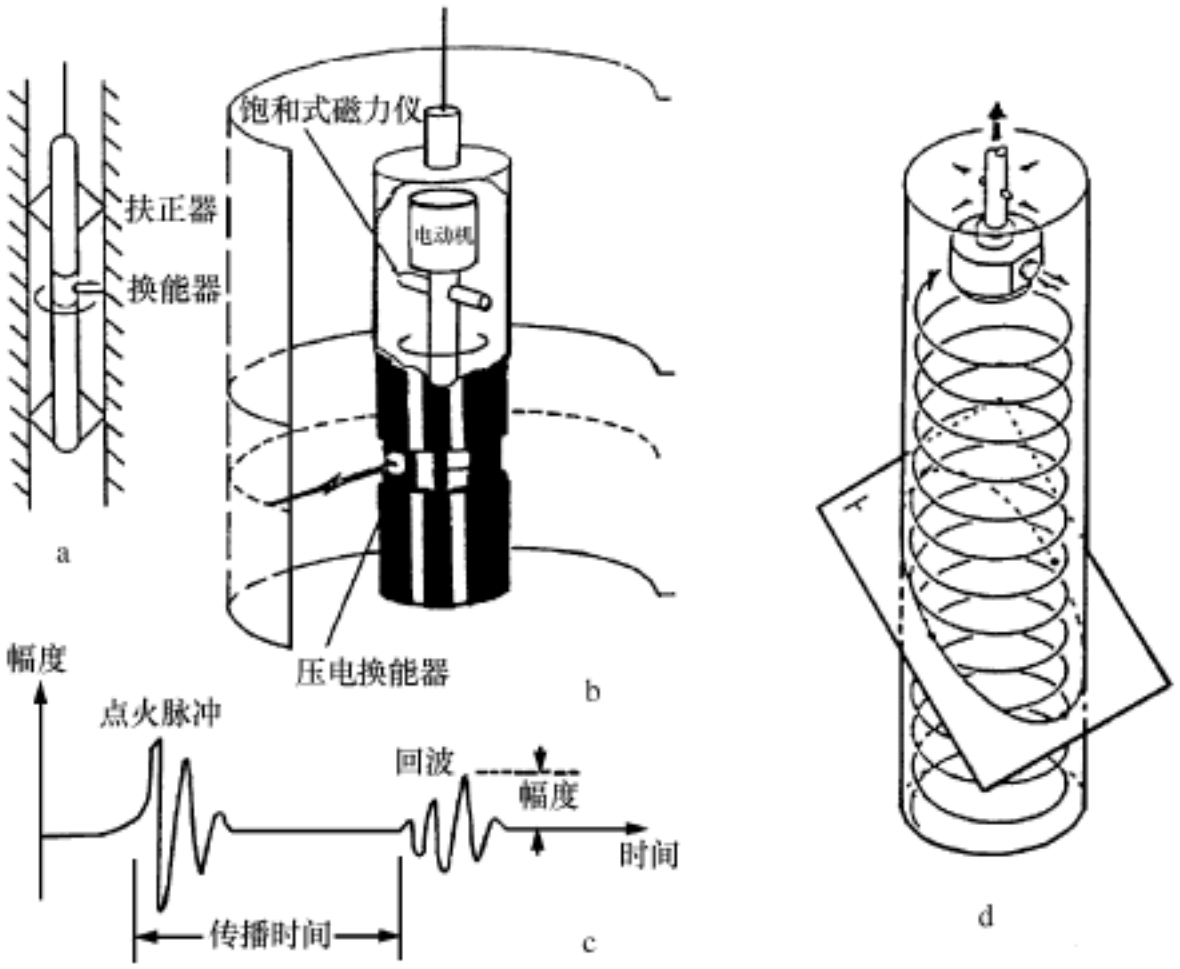


图 4－59　井下声波成像测井仪原理及工作示意图

a—BHTV 井下仪器构造示意图；b—BHTV 井下仪器驱动电机、换能器和磁力仪结构示意图；c—BHTV 井壁成像的脉冲—回波信号；d—BHTV 测井时换能器声束在井壁上的扫描线示意图

益显著，同时也促使这种方法近年来有了长足的发展，国外各大厂商生产了一批新型的成像仪器。具有代表性的有井周成像测井仪、数字超声扫描仪、超声成像测井仪和立体扫描成像仪等。这些仪器与早期的井下声波电视测井仪相比，功能更强，精度更高并能够提供更多的信息。

3. 放射性测井

放射性测井又称核测井，是根据岩石及其孔隙流体的核物理性质研究钻井地质剖面、勘探石油、天然气、煤及铀等有用矿藏，研究石油地质、油井工程和油田开发的地球物理方法，是地球物理测井一个重要的组成部分。

放射性测井始于上个世纪 30 年代后期。最先应用的是测量地层的自然放射性。此后，出现了中子伽马测井和放射性同位素示踪测井。50 年代后期，放射性测井得到了迅速的发展。

放射性测井方法，目前已有数十种，每种方法都以研究岩石及孔隙流体的某种核物理性质为基础。根据使用的放射性源或测量的放射性类型以及所研究的岩石的核物理性质，放射性测井可分为三大类：

(1) 自然伽马测井和自然伽马能谱测井；

(2) 地层密度测井和岩性密度测井；

(3) 中子测井：主要包括热中子测井、超热中子测井、中子伽马测井、非弹性散射伽

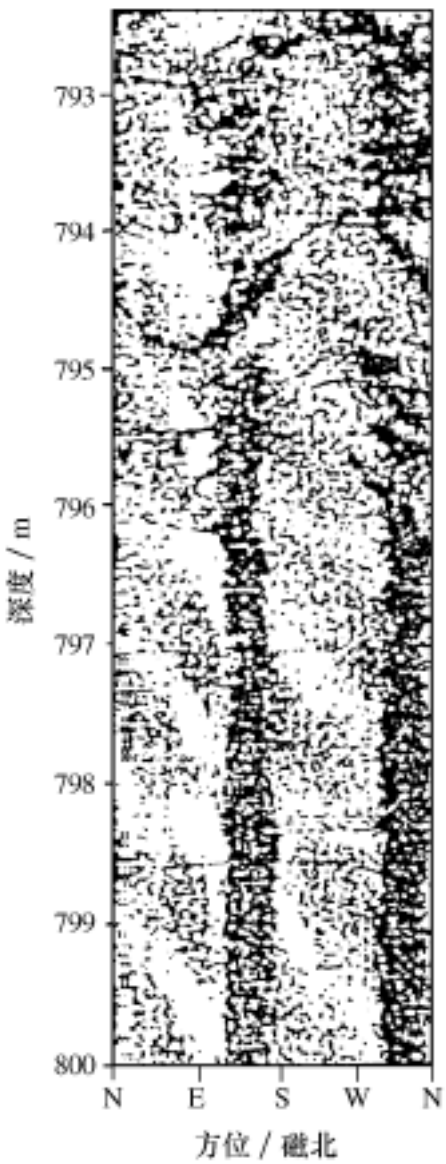


图 4－60　井壁平面展开图

马能谱测井、俘获伽马能谱测井、中子寿命测井以及中子活化测井等方法。

此外，还有放射性同位素示踪测井。

放射性测井具有独特的优点，直到目前为止，它是唯一能够在井下快速分析和确定岩石及其孔隙流体中各种化学元素含量的有效方法，而且，它的测量不受井内介质的限制，在裸眼井和套管井中，在充满淡水或高矿化度泥浆、油基泥浆、天然气或空气的井中均能进行测量。放射性测井是目前套管井中唯一能够进行地层评价的测井方法。

每一种放射性测井方法都有其特有的探测特性及适用范围。因此，应根据具体的地质条件、工作任务以及技术条件来适当选择各种放射性测井方法，以达到预期的目的。

自然伽马及自然伽马能谱测井

自然伽马测井是以研究岩层或矿体天然放射性为基础，进而研究岩层性质和有关地质问题的一种方法。测量自然伽马射线强度的方法叫做自然伽马法，测量自然伽马射线能谱的方法叫做自然伽马能谱法。图 4－61 是自然伽马测井的测量原理图。射线在探测器中被转换成电脉冲。单位时间内脉冲数目的多少，反映射线强度的大小。为了能够记录出反映不同深度的放射性强度，脉冲信号须进入 一个叫做计数率器的电路。使输出电流或电压信号与单位时间输入的脉冲数成比例。井下仪器中装有伽马射线探测器，它们通常是气体电离式探测器或者是闪烁计数器。

自然伽马测井是一种重要的测井方法。在石油天然气勘探与开发工作中，它主要用于解决下列问题：

(1) 根据天然放射性强弱，判别岩性和划分钻井的地质剖面；

(2) 估计岩石中的泥质含量，从而判断岩层的储集性能。在自然电位曲线不能清楚地反映渗透性地层的情况下，自然伽马测井的作用就显得更加突出。

(3) 在一个含油气区或单独构造上，多井剖面进行对比。

(4) 在套管井中，与测定套管接箍的磁定位曲线配合，准确确定射孔位置。

自然伽马能谱测井是利用自然伽马射线研究地层岩性的另一种方法。自然伽马测井记录的是岩石放射出的自然伽马射线的总强度，它是岩石中所含铀、钍系放射性核素以及钾 (^{40}K) 等所产生的伽马射线的总和。钍、铀系和钾放出的 γ 射线具有不同的能量。因此可利用伽

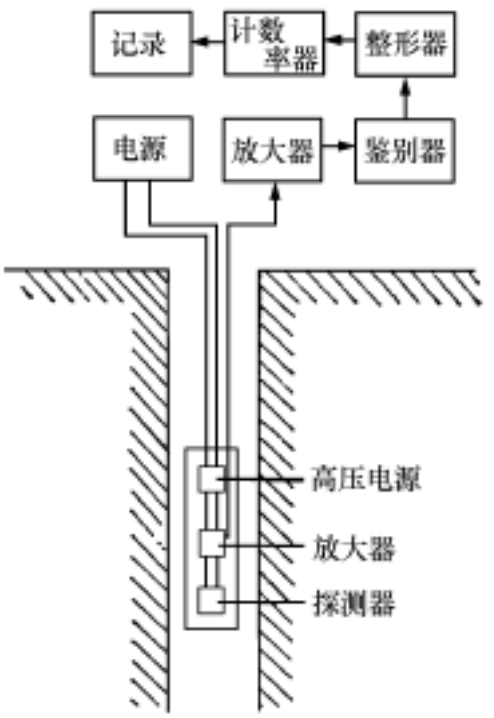


图 4－61　自然伽马测井测量原理图

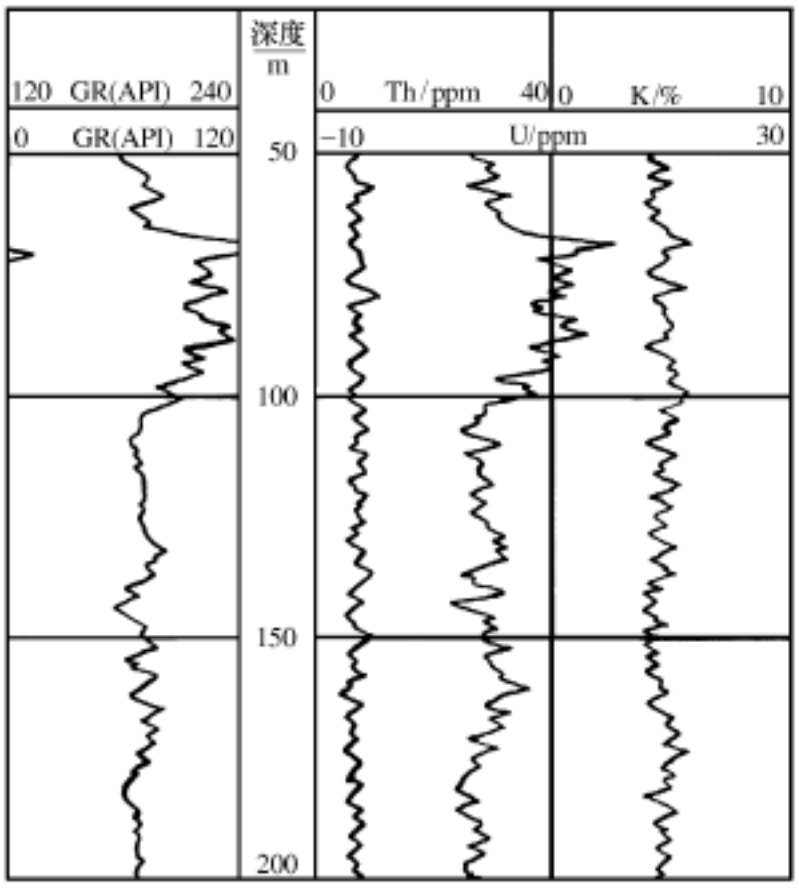


图 4－62　自然伽马能谱测井曲线

马射线能谱区别这些元素，并计算它们的含量。

岩石中某种放射性核素的多少与沉积环境、物质来源、成岩作用、地下水活动和粘土类型以及粘土含量等一系列地质因素有关。因此，单独记录出由不同放射性核素所造成的放射性强度，对于解决地质问题是很有意义的。图 4－62 是自然伽马能谱测井曲线的一个例子。对于以寻找放射性铀矿床和寻找钾盐为目的的勘探工作，自然伽马能谱测井可以给出直接有效的回答。在石油测井解释中，粘土含量是一项重要数据。在矿物成分比较复杂，无法用普通自然伽马测井或其他方法准确估计粘土含量时，利用自然伽马能谱测井可提供有用的结果。自然伽马能谱测井提供的 U、Th 和 K 的含量与粘土的类型及含量有关。而粘土类型和含量对岩石中束缚水含量、岩石电阻率以及储集层的生产能力等都有影响。

地层密度测井和岩性密度测井

密度测井是利用岩层对 γ 射线的吸收性质来研究钻井剖面上岩层密度的变化，进而研究岩层地质特点的测井方法。

γ 射线在物质中的吸收是光电效应、康普顿-吴有训效应和形成电子偶的综合作用。但是，在不同的 γ 射线能量范围内，三种效应起不同的作用，在一定能量下，每一种吸收效应的相对重要性，也随着吸收物质的原子序数（Z）值而不同。对于大多数构成造岩矿物的元素，当 γ 射线能量在 0.25～2.5MeV 之间时，γ 射线的吸收几乎完全是由康普顿-吴有训效应所造成。在这种情况下，伽马射线的吸收与介质的密度成一定的函数关系，利用这种效应进行的测井称为地层密度测井。而光电效应与介质的原子序数有密切关系，利用因光电效应造成的射线衰减可以研究介质的岩性，这种测井被称为岩性密度测井。地层密度测井可对井壁岩层的密度进行测量，而岩性密度测井则通过体积光电吸收截面指数来了解岩性的变化。

地层密度测井的井下仪器中安装有 γ 射线探测器和 γ 射线源。通过测量散射 γ 射线强度，来了解地层密度。密度测井仪在测量时，井内泥浆影响很大，需采用贴井壁的工作方式。为了消除泥饼影响，采用带两个探测器的“补偿密度”测井仪进行测量，利用这种仪器可以估计出泥饼和仪器与井壁之间接触不好而存在的泥浆夹层的影响。

岩性密度测井需对散射 γ 射线进行能谱测量，并利用低能段确定地层岩性特征。

中子测井

中子测井是利用中子与物质相互作用的各种效应来研究钻井剖面岩层性质的一组测井方法。

进行中子测井时，把装有中子源和探测器的下井仪器由电缆放入井中。中子源发出的高能中子射入岩层中，高能中子与物质的原子核发生非弹性散射、弹性散射、热中子俘获或中子活化反应被减速和吸收。

中子测井使用的中子源有两种，一种是连续发射中子的普通中子源。这类中子源一般采用$^{9}_{4}Be$（α、n）$^{12}_{6}C$核反应制成，如镅-铍中子源和镭-铍中子源。另一类中子源是脉冲式发射中子的中子发生器。中子发生器发射的中子，能量可达 14 MeV。普通中子源的中子能量，大部分在 3～7MeV 范围内。这种能量的中子和物质的相互作用主要是发生弹性散射。中子和原子核经过一系列散射后减速到热能状态，再经过一段扩散，然后被组成岩石的原子核吸收，发生(n, γ)反应而消失。记录(n, γ)反应放出的二次 γ 射线，并借以研究岩层特点的方法，叫做中子－γ 测井，记录俘获前的热中子的方法，叫做中子-中子测井。

热中子和二次 γ 射线强度的分布，显然与中子在物质中的减速及扩散两个过程有关。氢是减速能力最强的物质，减速过程和岩石中的含氢量有密切关系，而扩散过程和岩石中具有特殊吸收性质的物质关系最密切。在石油钻井中，大量出现在矿化地层水中的 C1 是强吸收物质。在地层水矿化度不很高的情况下，中子的分布主要由氢的含量所决定。在岩层中不含有泥质和不含有带结晶水的矿物时，中子-中子法、中子－γ 法通过研究含氢量可以确定岩层的孔隙度。当地层水矿化度很高时，可以适当选择测量技术条件、使减速影响小而使吸收影响更为突出。中子-中子法或中子－γ 法可以用来划分油水界面及判断油水层。氯吸收中子的性质和中子能量的关系很密切，它对热中子的吸收截面很大，但随着中子能量的增加，截面迅速减小。因此，利用适当的仪器记录超热中子的分布，测量结果将和吸收性质关系不大，而主要和减速性质有关。因此，中子-超热中子测井可在地层水矿化度较高的情况下研究岩层的孔隙度。

中子寿命测井与普通中子测井不同，它使用脉冲状态工作的中子源，它研究中子的暂态分布，而不是研究稳定状态的中子分布。中子发生器以脉冲形式发射 14 MeV 的高能中子流。中子源每发出一个脉冲中子流，就可以看到快中子从减速到吸收随时间变化的全过程。它和物质之间发生的不同作用所产生的 γ 射线，在时间上也表现出先后次序。当中子发生器以每秒 400 脉冲的频率工作时，中子流脉冲的持续时间为 50 μs，热中子及中子与物质相互作用发出的各种 γ 射线的分布，如图 4－63 所示。

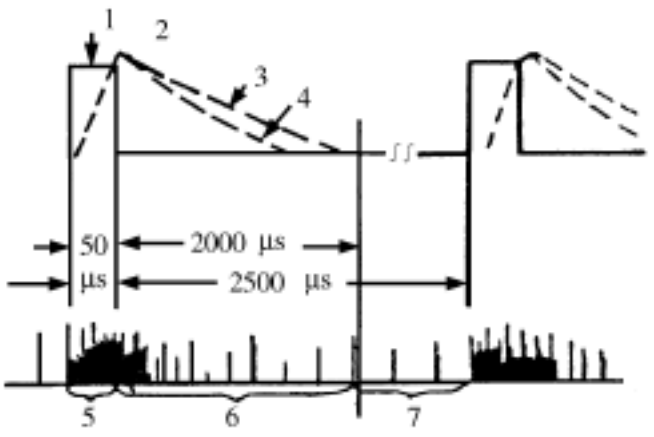


图 4－63　脉冲中子源造成的热中子分布和引起的 γ 射线

1—中子脉冲；2—地层中热中子；3—含油砂岩中的热中子分布；4—含盐水砂岩中的热中子分布；5—非弹性散射 γ 射线；6—中子俘获 γ 射线；7—活化核衰变产生的 γ 射线

中子－γ 射线能谱测井是分析受到中子轰击后的原子核所放出的 γ 射线的能谱。中子发生器放出的高能中子在地层中减速成热中子，然后在扩散过程中被地层中的元素俘获而消失。在发生非弹性散射时，元素的原子核被激发到一定的能量状态，然后放出 γ 射线回到正常状态。不同元素被激发所放出的 γ 射线能量具有不同的特征值。因此，分析这些 γ 射线的能量能够确定某些元素的存在。当热中子被不同的原子核俘获时，也发出具有不同特征能量的 γ 射线。因此，中子－γ 射线能谱测井包

括两种方法，即中子非弹性散射 γ 射线能谱测井和热中子俘获 γ 射线能谱测井。

根据对不同元素非弹性散射截面、热中子俘获截面、特征 γ 射线能量的分析，碳、氧、氢、氯、硅、钙、硫和铁等几种元素可以作为指示元素，用来判断油水、岩性、孔隙度、泥质含量和地层水矿化度等。

根据非弹性散射 γ 射线能谱和中子俘获 γ 射线能谱可求得岩层中不同元素的浓度。利用它们的比值，例如 C/O、Cl/H、H/(Si+Ca)、Fe/(Si+Ca) 和 Si/(Si+Ca) 等，可以给出非常有用的信息。例如，根据碳氧比 (C/O) 不仅可划分含油或含水的砂岩，而且在一定条件下，还可求得地层的含油饱和度。比值 H/(Si+Ca) 与孔隙度有密切关系，称为孔隙度指示比值。Cl/H 比值可指示孔隙流体的矿化度，Fe/(Si+Ca) 比值可指示泥质含量，而比值 Si/(Si+Ca) 则可以指示地层岩性是砂岩还是碳酸盐岩。通过研究热中子俘获 γ 射线强度的衰减，可以求得热中子的衰减时间，进而可以确定岩层对热中子的吸收性质，这就是所谓热中子寿命测井，或称中子寿命测井。因为热中子寿命与岩层中强吸收元素氯的含量有密切关系，所以在地层水矿化度比较高的情况下，中子寿命测井是区分油水层，划分油水界面的重要方法。当已知岩性、孔隙度和地层水矿化度时，中子寿命测井还是确定岩层含油、水饱和度的重要方法。特别是在套管井中，更是如此。

4. 核磁测井

核磁测井方法在 20 世纪 50 年代初期即已提出，但由于技术问题没有很好解决，直到 90 年代才开始大规模在油田推广使用。

核磁共振是磁场中原子核对电磁波的一种响应。所有含奇数核子（质中和中子）以及含偶数个核子但原子序数为奇数的原子核，在自旋时，由于原子核带有电荷，它们的自旋将产生磁场，该磁场的强度与方向可用核磁矩矢量来表示

$$\mu = rp \tag{4-20}$$

式中：μ 为磁矩；p 为自旋角动量；r 为旋磁比。

当没有外加磁场时，单个核磁矩随机取向，因此，包含大量等同核的系统在宏观上没有磁性。当核磁矩处于外加静磁场中时，它将受到一个力矩的作用，从而会像倾倒的陀螺绕重力场进动一样，绕外加磁场的方向进动。进动频率 ω_0 称为 Lamor 频率，是磁场强度 B_0 与核旋磁比 r 的乘积，即：

$$\omega_0 = r \cdot B_0 \tag{4-21}$$

不同的核具有不同的 r 值，因此在相同的外加磁场中，不同原子核的进动频率是不同的。

对于被磁化的自旋系统，再施加一个与静磁场垂直、以进动频率 ω_0 振荡的交变磁场 B_1。若此交变场的能量等于质子两个能级的能量差，则会发生共振吸收现象，处于低能态的核磁矩吸收交变电磁场提供的能量，跃迁到高能级，磁化强度相对于外磁场发生偏转，这种现象称为核磁共振。

交变电磁场可连续施加，也可以以短脉冲的形式施加，现代核磁共振测井仪多采用脉冲方式，这种脉冲电磁波称为射频脉冲。

加上 B_1 后，与 B_0 平行的磁化矢量 M 将被“扳倒”，磁化矢量被扳倒的角度与加给自旋的能量成正比，取决于射频场的强度和施加时间的长短。90°脉冲是指把磁化矢量旋转 90°的脉冲，从纵轴 (B_0) 方向旋转到水平面，并与 B_0 及 B_1 都垂直。180°脉冲则引起磁化矢量的反转，见图 4-64。

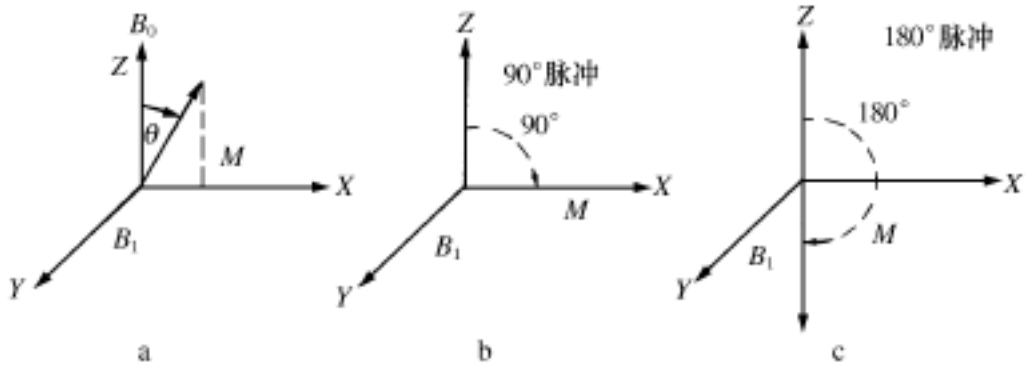


图 4－64　磁化矢量的旋转示意图

在射频脉冲施加前，自旋系统处于平衡状态，磁化矢量与静磁场方向相同；射频脉冲作用期间，磁化矢量偏离静磁场方向；射频脉冲作用完后，磁化矢量又将通过自由进动，朝 B_0 方向恢复，使核自旋从非平衡态分布恢复到平衡态分布。恢复到平衡态的过程叫弛豫。非平衡态磁化矢量的水平分量 $M_{x,y}$ 衰减至零的过程称为横向弛豫过程。弛豫速率用 $1/T_2$ 表示，T_2 称为横向弛豫时间。磁化矢量的纵向分量 M_Z 恢复到初始磁化强度 M_0 的过程，称为纵向弛豫过程，弛豫速率用 $1/T_1$ 来表示，T_1 叫做纵向弛豫时间。弛豫过程如图 4－65 所示意。

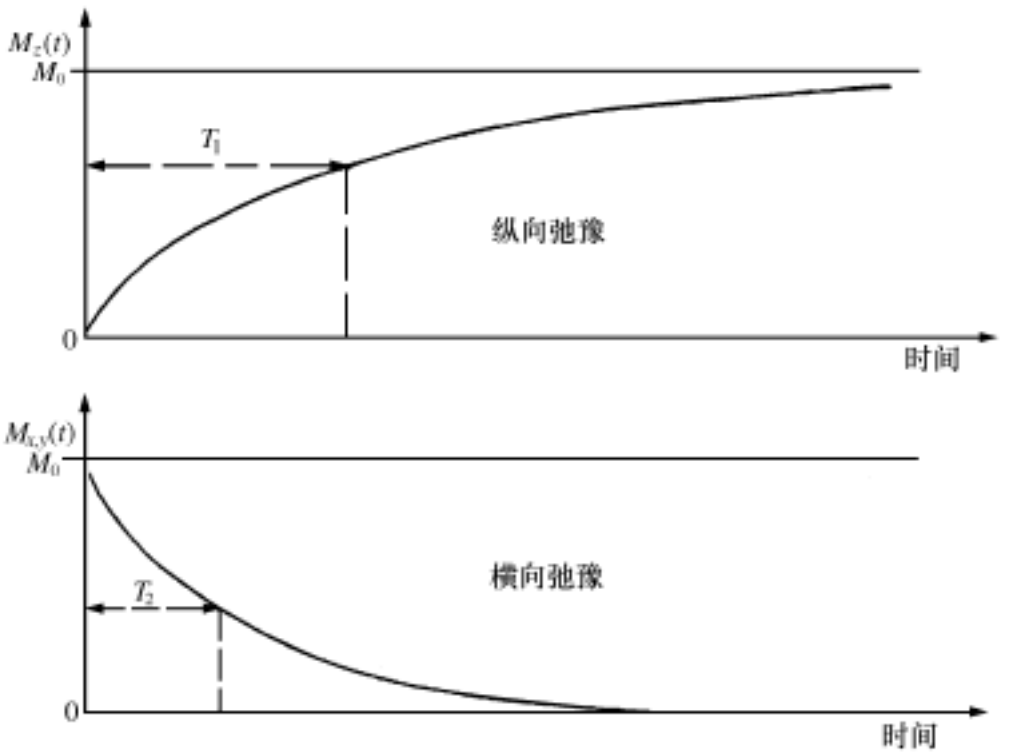


图 4－65　弛豫曲线示意图

地层所含元素中，氢核的旋磁比最大，且有较高的丰度，因此，检测氢核的核磁共振信号比较容易。核磁测井通过测量物质的纵向弛豫特征 T_1 和横向弛豫特征 T_2，可以解决一系列储层特性问题。

核磁共振测井对处于束缚状态的氢核不敏感，它主要反映岩石孔隙中含氢流体的情况。T_2 受流体的黏度、矿化度、温度影响，另外还与测量的磁场条件有关。由于孔隙介质对流体的影响，核磁共振测井响应还与骨架的孔隙结构有关。核磁共振测井可用于确定地层孔隙度，该孔隙度为可动水孔隙度。将核磁测井与其他孔隙度测井相结合，可求出粘

土束缚水孔隙度及残余水孔隙度，这是利用电测井方法评价含油饱和度时需要的一项重要参数。核磁共振测井能直接给出流体的含量和孔隙分布情况，因此可以更准确地估算渗透率。此外，利用测量的 T_2 还可估计原油的原位黏度；利用扩散系数 D 指示含气层段；检测储层裂缝；预测油气储层产能等。

核磁测井是一种有效的测井方法。将核磁测井与其他测井方法组合，可以更好地解决碎屑岩储层的油气评价问题。

二、地球物理测井在石油勘探与开发领域的应用

地球物理测井是根据钻孔内的信息采集结果（包括井壁取心）得出井剖面地球物理与地质参数的连续曲线。与其他方法相比，信息采集的规模和密度大，精度高，因而有可能为研究更多的地质问题提供方法和信息。

油气储层评价，是地球物理测井应用最广泛和最成功的领域。这是因为，与岩芯资料和测试结果相比，测井能以连续曲线的形式表述井剖面地层岩性和储层储集特性的变化。此外，油气勘探开发是钻井数目最多的部门，测井研究程度最深。我国最早在四川石油沟用测井曲线划分气层和在老君庙油田划分出 K、L 和 M 油层，后来在克拉玛依、大庆、胜利和大港等一系列油田的发现井中，测井资料在油气藏发现上都起了重要作用。一些油气和含油气层位，如塔里木盆地西南凹陷柯克亚油气田西河甫组上油组油层、羊二庄油田上第三系明化镇组油层等，都是由测井资料首先查明并经试油证实的。

图 4－66 是埕岛油田埕北 12 井测井曲线和解释成果图（闫敦实，1993）。埕岛油田是我国的浅海大油田。埕北 12 井位于济阳凹陷埕北古潜山带南部，是该潜山部署的第一口井，它成功地发现了埕岛油田。

埕北 12 井完井井深 2581.84 m，1988 年 6 月进行了常规测井与井壁取心。采用的测井方法包括微电极、0.4 m 电位电极系和 4 m 梯度电极系、感应测井、声波测井、自然电位及自然伽马测井。

埕北 12 井测井解释采用多参数自动判别油水层方法进行数字处理，对数字处理结果及地质录井、井壁取心进行综合评价。解释油层 6 层，共 19 m，油气同层 1 层 2.4 m，气层 1 层 2.4 m，油水同层 2 层 3.2 m。埕北 12 井剖面中的 C 层为上馆陶组 44 砂层组，录井显示差，但电阻率数值与含油饱和度均比下部邻近油水同层高出一倍以上，同时井壁取心为油浸粉砂岩，经综合分析解释为油层。试油结果产出高产油气。

我国油气资源分布广泛，从古生代、中生代到新生代地层中均有发现，而且油气藏类型多，储集层储集特性复杂，这给地球物理测井的信息采集及资料处理与解释带来了许多问题，如裂缝性储层、陆相薄交互储层、低电阻率油气储层、复杂岩性储层、低孔隙低渗透储层的测井系列选择以及解释模型和解释方法等，都是世界性的难题。在探讨和解决这些问题的过程中，我国测井工作者提出的低电阻砂泥岩油气储层可动水解释模型、碳酸盐岩裂缝储层综合概率模型和提高薄交互储层分辨率的解释系统，都积累了经验，形成特色。在用模糊判别、专家系统和神经网络方法划分岩性、估算储层参数方面也走出了自己的路子。在各种不同地质条件下的单井储层评价已集成化。以测井资料为主，结合地震勘探、试井、实验室分析资料及地质资料的储层描述工作已成为提交储量的必要环节。

油藏描述是油气储层评价的新内容。油藏描述是以石油地质学、沉积学、构造地质学

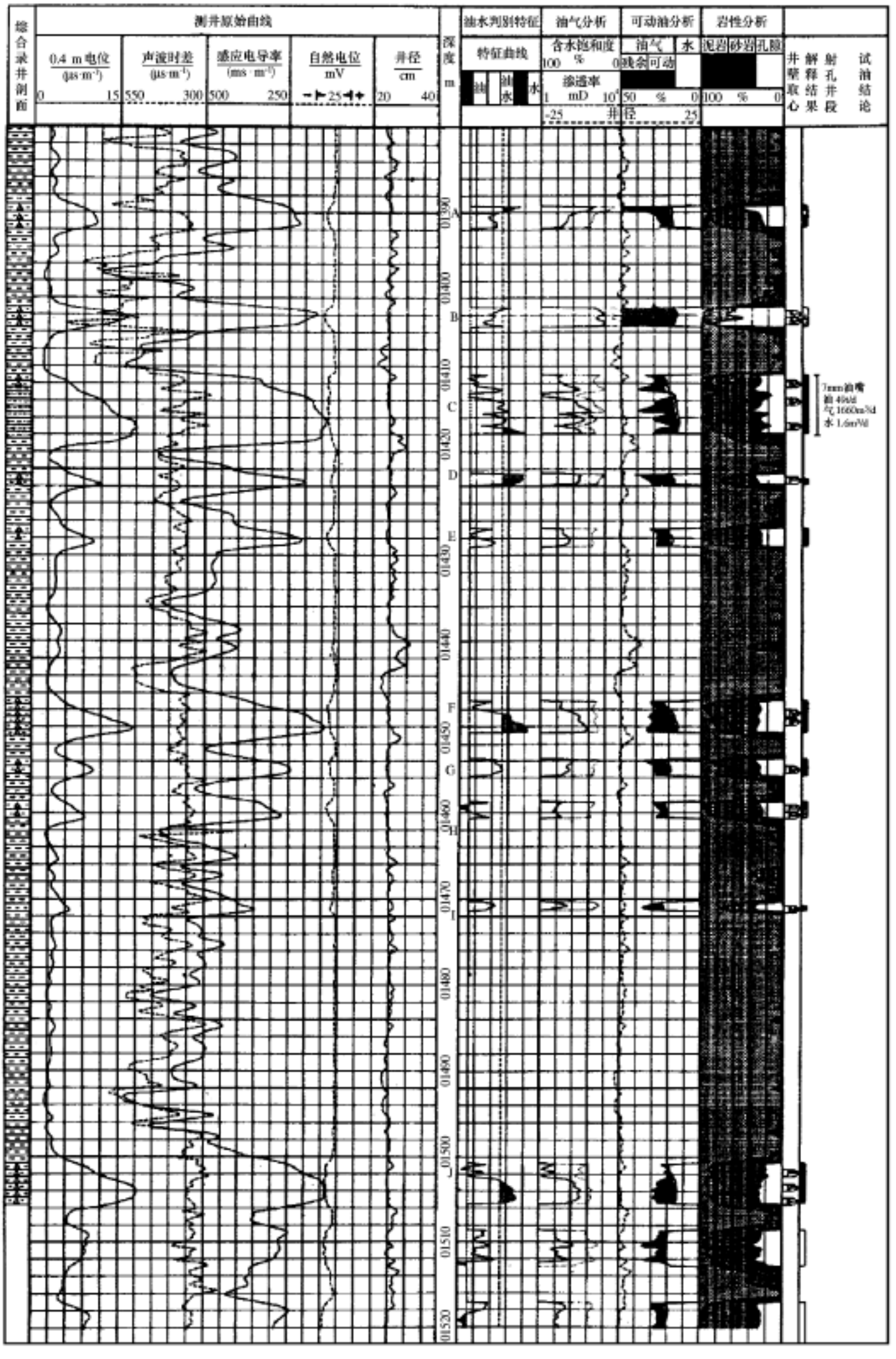


图 4－66　埕北 12 井测井曲 4 线和解释成果图

(据阎敦实，1993)

理论为依据，以岩芯分析数据、测井信息、地震勘探信息、试井资料为基础，以现代数据处理方法和计算机技术为手段，获得储层形态和储层参数空间分布特征的综合技术。该技术综合了多学科的特点，能以较少的钻井工作量对油气藏进行静态和动态预测，并对提高钻井的成功率和开发的采收率有重要作用。没有测井工作，就不可能实现油藏描述。

油气田开发过程中的储层状态研究是储层评价的另一重要内容。我国多数油田都采用注水开发，目前东部大多数油田已进入高含水阶段。查明油田注水后油水分布状态，划分不同层位的水淹级别，是油田稳产和提高采收率的基础性工作。油层注水后，其物理性质将发生变化，除含水饱和度增加外，孔隙度、渗透率、泥质含量、地层水矿化度将随储层的岩性及注入水的性质不同而发生程度不同的变化。以水驱油过程的岩石物理性质的实验研究为基础，对储层岩石的电阻率、介电常数、声速、饱和度指数等参数随含水饱和度变化的规律取得了重要认识。以此为依据，我国各油田多已形成了依据常规测井资料，适合本油田地质特点的判断水淹层、估算剩余油饱和度、含水率、确定水淹级别的解释方法。如胜利油田的“多功能”处理方法、北京石油勘探开发研究院与油田合作提出的“油田注水开发期常规测井资料解释技术”等。为了避免在淡水水驱后期因电阻率升高可能造成的错误判断，研究了利用自然电位、人工电位和中子俘获截面等测井资料求准水淹层混合液电阻率的方法。由于我国陆相储层的非均质性明显，注水后油水分布情况复杂，非均匀性更为突出，不均匀的水淹使厚储层除在平面上水淹界面形态复杂外，在井剖面上则表现为薄的油水层交互。为实现此类油田在高含水期的稳产，大庆油田开发研制了一系列针对薄互层的测井技术，包括高分辨率测井仪器、高密度数据采集技术及高分辨数据处理技术。此外，大庆、吉林等油田对碳氧比（C/O）能谱测井的解释方法进行研究，提高了估算剩余油饱和度的精度。胜利、河南、江汉等油田对中子寿命测井采用“测—注—测”、“测—堵—测”、“测—吐—测”等方式，提高了估算剩余油饱和度的精度。根据多井注采剖面的研究，还可获得剩余油空间（平面）分布的资料。

地球物理测井在钻井、完井和采油工程中亦得了广泛的应用。

在钻井工程中，根据测井信息提供的岩性剖面和压力预测结果，可为钻头及泥浆性能的选择及其他钻井参数的选择提供依据，对减少钻井事故、提高钻井效率、保护油气层起了重要作用。

在完井和钻孔维护工程中，测井可用于水泥胶结质量评价及套管损坏检测。完井注水泥固井后的水泥胶结质量检查，最初是利用水泥固结过程中的放热效应用井温测井来实现的。在井温曲线上可确定套管外水泥返回的高度。后来发展了根据声波幅度检查水泥胶结质量的方法，使水泥胶结测井可在水泥固结后任何时间进行，并提高了水泥胶结质量评价的可靠性。近年来出现的扇形水泥胶结测井仪及立足声波脉冲在井下各声学界面反射的声波水泥胶结评价测井仪，可以判断在套管外不同方位上水泥和套管的胶结状况。江汉测井研究所研制的 UCT 超声固井质量检测系统及中国科学院声学研究所、石油大学、大庆油田联合研制的CBET声波全面检查固井质量测井仪，都是根据声脉冲在多层介质中的传播理论和实验考查，通过对声波在套管—水泥—地层界面上传播过程的分析，在时域及频域上检测出套管和水泥界面、水泥和地层界面上的信号，对水泥和套管、水泥和地层在各不同方位的胶结作出全面的评价，这些评价结果已为放射性同位素测井所证实。

油气井和注水井套管长期埋在地下可能发生腐蚀、变形和破裂，对这些现象及时查明

并进行维修是维持稳定生产的条件之一。电磁法测井、多臂井径测量及超声成像都可检测套管的腐蚀、变形及破损，尤其是超声成像测井能清晰地显示套管内壁变形、破损的程度及位置，有助于指导维修及维修效果的检查。

生产测井是一套在采油工程中应用的测井方法。通过生产测井可获得生产井的流量、持水率、流体密度、地层压力、温度等参数，以及评价生产井的产出剖面和注水井的注水剖面等。