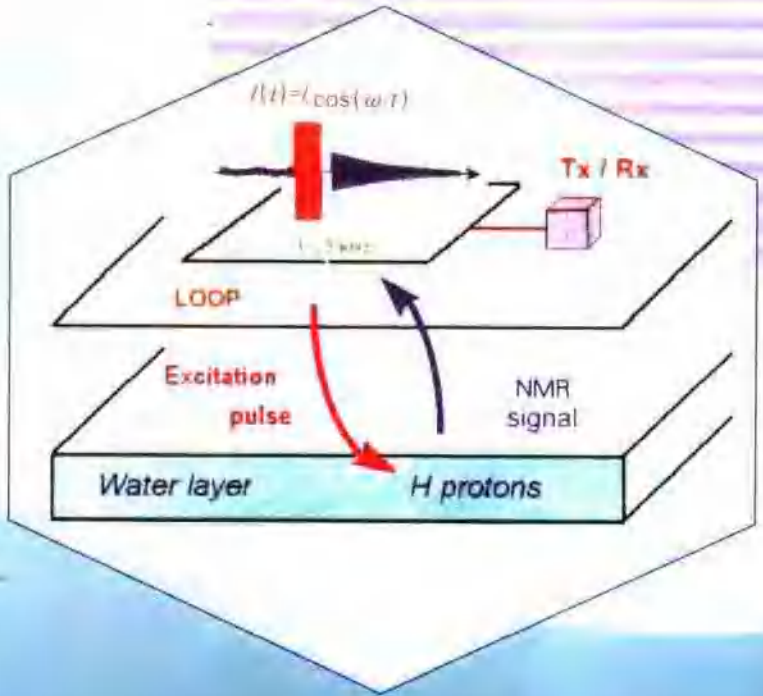
国家自然科学基金项目：利用NMR研究三峡库区典型滑坡地下水变化特征及稳定性（40072085）资助出版
国家863计划项目：考古地球物理综合探测技术（2002AA132012）
中国地质大学（武汉）“211”工程学术著作出版基金

地面核磁共振方法在地质工程中的应用

李振宇 唐辉明 潘玉玲 编著



中国地质大学出版社

责任编辑：王凤林
封面设计：田剑云

ISBN 7-5625-2107-7
9 787562 521075 >

定价：28.00元

国家自然科学基金项目:利用 NMR 研究三峡库区典型滑坡地下水变化特征及稳定性(40072085)
国家 863 计划项目:考古地球物理综合探测技术(2002AA132012)
中国地质大学(武汉)"211"工程学术著作出版基金
资助出版

地面核磁共振方法在地质工程中的应用

李振宇　唐辉明　潘玉玲　编著

中国地质大学出版社

内容简介

本专著是近几年来地面核磁共振(SNMR)方法科研组研究工作成果的总结.系统地论述了核磁共振的基础理论、地面核磁共振方法的原理及数据采集、处理和解释的方法、技术;同时,通过应用实例分析,例如,利用这种新方法在探测地下水资源、三峡库区滑坡稳定性监测、秦始皇陵考古和堤坝无损探测以及地下水污染监测等成果,展示了 SNMR 方法的应用效果;从国内外应用新方法的成功实例对比中,总结了经验,并指出了扩大应用 SNMR 方法的研究方向和发展前景。

本著作理论研究与实践紧密结合,内容丰实、条理清晰;理论深度、广度适宜,便于读者学习、研究原理新颖的 SNMR 方法。

本著作谨献给从事地质工程工作的同行们。同时,可以作为高等院校本科生、研究生的教材或参考书,也可以供科研单位的同行们在工作中参考。

图书在版编目(CIP)数据

地面核磁共振方法在地质工程中的应用/李振宇,唐辉明,潘玉玲编著.—武汉:中国地质大学出版社,2006.12

ISBN 7-5625-2107-7

Ⅰ.地…
Ⅱ.①李…②唐…③潘…
Ⅲ.地面-核磁共振-地质工程-应用
Ⅳ.P642

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2006)第 072529 号

地面核磁共振方法在地质工程中的应用 李振宇 唐辉明 潘玉玲 编著

责任编辑:王凤林 责任校对:张咏梅

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路 388 号) 邮政编码:430074

电话:(027)67883511 传真:67883580 E-mail:cbb@cug.edu.cn

经 销:全国新华书店 http://www.cugp.cn

开本:787 毫米×1 092 毫米 1/16 字数:240 千字 印张:9.375 彩页:16

版次:2006 年 12 月第 1 版 印次:2006 年 12 月第 1 次印刷

印刷:湖北地矿印业有限公司 印数:1—1 000 册

ISBN 7-5625-2107-7/P·677 定价:28.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换



前 言

水是生命之源，是一切生物和人类赖以生存和发展的基础。水是自然环境的重要组成部分，水环境是生态系统中最为活跃的子系统。同样，地质环境是自然环境的重要组成部分，故水环境与地质环境关系密切，即地质环境给水环境乃至水资源以形成条件和储存空间以及运移通道。地质工程的工作任务之一就是研究和解决与地质环境和水环境有关的一系列工程问题。水既造福于人类，又是产生地质灾害的重要因素。

近年来，水环境乃至水资源呈现日趋恶化的趋势

地球上水资源中有97%在海洋，是不能直接饮用的咸水；与人类生产、生活息息相关的淡水却只占全部水资源的3%。

随着人类社会的进步和经济的发展，世界人口增加对淡水用量的激增，加之水资源浪费与污染等，淡水越来越难以满足需要。由于用水量的剧增，以致一些大江大河在流向下游时水量骤减，使下游的用户缺水。此外，许多地表水由于污染无法使用，人们转而大量开采地下水。在20世纪80～90年代，全球地下水开采量为每年5 500×$10^8$$m^3$，其中开采量每年大于100×$10^8$$m^3$的有10个国家。由于对地下水的过量开采，导致了许多地方地下水资源正在面临枯竭。

我国水环境和水资源形势严峻

我国水资源总量为2.8×$10^{12}$$m^3$，居世界第6位。但人均占有量仅2 300$m^3$，不足世界人均值的1/4，被列为世界13个人均水资源缺乏的国家之一。不仅如此，我国属于季风气候，水资源的时空分布极不均匀，呈现南多北少、东多西少之势。全国有18个省(区、市)人均占有水资源量低于全国平均水平。

近年来，我国城市地下水污染状况日趋严重，从我国118个大中城市的地下水监测资料分析表明，我国城市地下水已普遍受到污染。其中地下水受到较重污染的城市占64%；轻污染的城市约占33%。因污染给我国水资源每年造成的经济损失约377亿元，其中地下水污染占1/2左右。

核磁共振(Nuclear Magnetic Resonance，缩写为NMR)技术是当前世界上的尖端技术，地面核磁共振(SNMR)方法是直接探查地下水的地球物理新方法，是NMR技术在地学中应用的新领域，开创了应用地球物理方法直接找水的先河，为解决一系列地质工程问题提供了崭新的技术和手段。

自从中国地质大学(武汉)1997年年底引进了中国第一套核磁共振找水仪器——核磁感应系统(Nuclear Magnetic Induction System，缩写为NUMIS)以来，结合我国实际，利用并开发了SNMR方法，充分发挥了新方法的优势，研究并总结出一套探查地下水和解决与水环境有关的一系列水文地质和工程地质问题的工作模式，取得了可喜的科研成果，直接支援了国家经济建设。

利用SNMR方法探测地下水的水源地和圈定淡水远景区

利用SNMR方法先后在湖北、湖南、河北、福建、内蒙古、新疆等12省(区)开展了找水工

作，在复杂的水文地质条件下探查到了地下水，在前人认为是无水区或常规物探找水方法难以奏效的地方找到了地下水的水源地。例如，在我国岩溶石山地区探查到地下水；在风化的花岗岩中找到了地下水；为长江三峡水电站输送电网的变电站（湖北和湖南）提供了水源地；为开发利用地下热水资源（福建省安溪县）提供了后备基地；为某油田圈定了地下淡水资源远景区等。

可见，SNMR 方法已在我国地下水资源的勘查中取得了明显的地质效果。

利用 SNMR 方法研究滑坡中地下水变化特征及滑坡稳定性

滑坡灾害给人民生命财产及工程建筑带来极大的危害，因此对滑坡的探测与研究是国家政府部门和科学工作者共同关注的问题。特别是三峡水库蓄水后，由于地下水位的抬高，崩、滑体中的软弱层遇水易软化、崩解；当水库运行时，库水位的变动可以产生巨大的动水压力，而导致崩塌或滑坡；特别是对地下水位在滑动面附近的滑坡将影响更大。基于以上原因，研究影响滑坡的最重要因子——地下水及其与滑坡变形的关系和定量表现具有十分重要的意义。

在国家自然科学基金资助下，2001 年开始，中国地质大学（武汉）首次利用 SNMR 方法对滑坡问题进行研究，并在湖北省巴东县赵树岭滑坡进行了 3 年的监测（丰水期和枯水期）。赵树岭滑坡是三峡库区典型的大型滑坡，其稳定性直接关系到巴东县城的安全、三峡水库的安全运行和长江航运的畅通。为了正确评价赵树岭滑坡的稳定性，必须确定出滑坡的岩土体结构和地下水特征，建立符合实际的滑坡模型。我们采用了法国生产的核磁感应系统 NUMIS 对该滑坡进行了 3 年的监测研究，取得了较好的应用效果，实践证明了 SNMR 方法对滑坡监测的有效性和可行性，扩大了核磁共振技术应用的领域，提供了一种研究滑坡的新方法，为减少地质灾害损失、促进人与自然和谐发展作出了贡献。

SNMR 方法在秦始皇陵考古中的作用

我国是世界闻名古国，古文物众多，考古及文物保护任务繁重。考古地球物理在我国的发展，与考古和文物保护任务密切相关。

秦始皇陵考古是中国现代考古史乃至世界考古史的重大事件和重大成就。40 年来，兵马俑、铜车马、石铠甲、百戏俑等多次重大的考古发现轰动全国、震惊世界。秦始皇陵的考古调查、发掘和研究成果，补充和改写了中国历史，为中国考古学、中国古代帝陵制度、中国科技史、中国艺术史等学科的研究提供了许多重要的实物资料。

利用 SNMR 方法进行考古，是 2003 年 NMR 技术应用的新进展，为考古无损探测提供了新技术和新手段。与其他考古物探方法资料相结合，在确定地宫就在封土堆下、地宫的完好性（没有进水）和排水渠依然在起作用方面，突出了 SNMR 方法的特点和贡献。同时，利用 SNMR 方法直接找水的特点，在区分电阻率法的异常、佐证自然电场法异常性质方面，取得了最佳的效果。电阻率方法与 SNMR 方法相结合，可以促使考古无损探测取得更好的考古效果。

SNMR 方法在环境质量检测——地下水污染监测方面的试验研究

近年来，我国城市地下水污染状况日趋严重，地下水污染的主要原因是各种污染源向地下渗漏引起的，其渗漏污染大户有垃圾填埋场、石油加油站及各类输（储）油管（罐）和各种农业污水沟塘等。

面对城市地下水污染状况日趋严重的情况下，应采用新方法和新技术加强对地下水污染的检测（监测）工作。SNMR 方法直接探查地下水并检测地下水污染是 NMR 技术应用的新领域，是最近出现的直接测定物质成分进行无损探测的地球物理新方法。

SNMR 方法具有直接找水、解释结果具有量化的特点，不打钻便可以提供含水层的特性信息，为探测地下水及其污染程度提供了新参数。以其直接找水的特点判断其他物探方法异常性质，以其提供的地下水的核磁共振响应参数，获取与质子所处的物理和化学环境有关的信息，判断地下水的污染程度，因此，SNMR 方法在地下水污染的监测工作中应该大有作为。

2000 年，潘玉玲、张昌达等编著的《地面核磁共振找水理论和方法》专著是中国地质大学（武汉）"211 工程"建设中众多成果中的一个，该专著对我国利用地面核磁共振方法探测地下水和人才培养起到积极作用。在其后的几年里，对 SNMR 方法的应用理论研究更加深入，对方法应用的适用性的理解和把握更加准确，因此，扩大了 SNMR 方法的应用领域，成为解决地质工程问题的无损探测的新手段，大大提升了地质工程的技术水平。在这种情况下，SNMR 方法的研究者们决心撰写《地面核磁共振方法在地质工程中的应用》专著。

本专著是近几年来研究工作的总结和提高，尽量做到理论研究与实践结合，力求内容丰实、条理清晰；比较系统地论述了 NMR 基础理论、SNMR 方法的原理及数据采集、处理和解释的方法、技术；理论深度、广度适宜，便于读者学习、研究原理新颖的 SNMR 找水方法；同时，通过国内外应用实例分析，展示了 SNMR 方法的应用效果；从中外找水成功实例对比中，总结了经验，并指出扩大应用 SNMR 方法的研究方向和发展前景。

中国地质大学（武汉）核磁共振科研组的有关成员参与了本专著的编写工作。编写内容，由作者们共同讨论和多次研究，分工编写，由李振宇博士统编。

在开展 SNMR 方法工作和本著作编写过程中，得到领导关心、同事支持和友人相助，在此表示最真诚的感谢！

感谢中国地质大学（武汉）校、院、系领导的关怀和大力支持。

感谢核磁共振科研组的同事们的相互支持和通力合作。

感谢张昌达教授、刘士毅高级工程师的大力支持和帮助。

感谢参加核磁共振科研和生产实践的博士、硕士研究生的支持。

感谢法国 IRIS 公司总裁 Jeen BERNARD 先生的及时信息交流。

感谢关心和支持本专著出版的所有同事、朋友的大力支持和帮助。

由于水平有限，有不当之处，请读者批评指正。

作者

2006 年 4 月 27 日

目　录

第一章　绪　论 …… (1)

第一节　地面核磁共振发展简史 …… (1)

一、核磁共振现象的发现 …… (1)

二、核磁共振技术的应用和发展 …… (1)

三、核磁共振技术在地学领域的应用概况 …… (2)

四、地面核磁共振方法探测地下水的发展与应用 …… (2)

第二节　地面核磁共振方法特点 …… (4)

第三节　本书的内容概要 …… (5)

主要参考文献 …… (6)

第二章　地面核磁共振方法的理论基础和方法原理 …… (7)

第一节　原子核的特性 …… (7)

一、原子核的质量和电荷 …… (7)

二、原子核的动量矩 …… (7)

三、原子核的磁矩 …… (9)

四、原子核的能级 …… (10)

第二节　核磁共振原理 …… (13)

一、稳定磁场的作用 …… (13)

二、弛豫作用 …… (15)

三、交变磁场的作用 …… (21)

第三节　地面核磁共振方法振测地下水的原理 …… (24)

第四节　地面核磁共振方法测量参数和反演得到的水文地质参数 …… (26)

一、NMR 信号初始振幅 E_0 …… (26)

二、NMR 信号平均衰减时间 T_2^* …… (26)

三、NMR 信号纵向弛豫时间 T_1 …… (28)

四、NMR 信号初始相位 φ_0 …… (29)

主要参考文献 …… (29)

第三章　地面核磁共振仪器 …… (30)

第一节　地面核磁共振仪器发展概况 …… (30)

一、前苏联科学家最早研制出核磁共振层析找水仪 …… (30)

二、法国成为研制 MRS 仪器的第二个国家 …… (30)

三、中国引进和成功地利用核磁共振找水仪器 …… (30)

第二节　地面核磁共振系列仪器设备性能及原理 …… (31)
一、地面核磁感应系统的原理及其组成 …… (31)
二、地面核磁共振仪器组成部件和其他设备 …… (32)
三、地面核磁共振仪器的主要技术指标 …… (33)
第三节　地面核磁共振仪器的使用和维护 …… (35)
一、选择激发频率 …… (35)
二、线圈形状的选择和敷设 …… (36)
三、仪器各部分的连接 …… (37)
四、测量之前选择有关的技术参数 …… (38)
五、测量步骤 …… (39)
六、SNMR 方法数据的预处理 …… (41)
七、SNMR 方法数据反演解释 …… (42)
八、地面核磁共振仪器的维护 …… (46)
主要参考文献 …… (47)

第四章　利用地面核磁共振方法研究滑坡中地下水特征与滑坡稳定性 …… (48)

第一节　概　述 …… (48)
一、问题的提出 …… (48)
二、滑坡的地球物理特征与传统地球物理探测方法 …… (49)
三、利用 SNMR 方法研究滑坡的意义 …… (49)
第二节　利用地面核磁共振方法研究滑坡中地下水特征与滑坡稳定性的可行性 …… (50)
一、滑坡稳定性与地下水的关系 …… (50)
二、SNMR 方法研究滑坡的特殊性与特殊要求 …… (51)
三、SNMR 方法研究滑坡中地下水时间和空间分布特征的可行性 …… (52)
四、求取与滑坡稳定性分析有关的参数 …… (52)
五、基于 SNMR 方法数据建立滑坡模型的可行性 …… (54)
六、基于 SNMR 方法的地球物理方法探测滑坡的工作模式探讨 …… (54)
第三节　研究滑坡的地面核磁共振方法的有关技术探讨 …… (56)
一、概述 …… (56)
二、研究滑坡的 SNMR 方法的有关技术 …… (57)
三、测区的干扰类型及特征 …… (57)
四、压制电磁噪声干扰的方法研究 …… (59)
五、SNMR 方法研究滑坡的反演方法 …… (62)
六、高密度电阻率法及其在滑坡研究中的作用 …… (63)
第四节　地面核磁共振方法研究赵树岭滑坡中地下水分布特征 …… (67)
一、概　述 …… (67)
二、赵树岭滑坡 SNMR 方法工作成果 …… (68)
三、赵树岭滑坡中地下水空间分布特征 …… (72)
四、赵树岭滑坡中地下水随时间变化的特征 …… (74)

第五节　地面核磁共振方法研究赵树岭滑坡的稳定性 …… (75)
一、引　言 …… (75)
二、基于地面核磁共振方法的滑坡稳定性分析 …… (76)
三、赵树岭滑坡的稳定性预测 …… (78)
四、利用 SNMR 方法对滑坡稳定性研究工作的几点认识 …… (88)
主要参考文献 …… (89)

第五章　地面核磁共振方法在水文地质工作中的应用 …… (92)

第一节　地面核磁共振方法野外施工前的准备 …… (92)
第二节　基于地面核磁共振方法的地下水探测工作模式 …… (93)
一、建立工作模式的原则 …… (93)
二、基于 SNMR 方法的地下水探测工作模式 …… (95)
第三节　我国应用地面核磁共振方法探测地下水的实例 …… (95)
一、找到了优质的岩溶水 …… (97)
二、在风化的花岗岩中找到了地下水 …… (98)
三、为长江三峡水电站输送电网的一些变电站解决水源地 …… (98)
四、为开发利用地下热水资源提供后备基地 …… (101)
五、在干旱地区探查地下水 …… (102)
第四节　区域性水文地质调查工作模式和应用效果 …… (104)
一、地下淡水普查的地球物理方法工作模式概述 …… (105)
二、基于物探方法的工作模式普查地下淡水资源 …… (105)
第五节　国外应用地面核磁共振方法探测地下水 …… (108)
一、俄罗斯已将 SNMR 方法作为常规的物探找水方法 …… (108)
二、法国使用系列核磁共振找水仪器探查地下水 …… (110)
主要参考文献 …… (113)

第六章　地面核磁共振方法在考古工作中的应用 …… (114)

第一节　概　述 …… (114)
一、秦始皇陵以往考古工作概况及其文物遗址考古现状 …… (114)
二、秦始皇陵考古与勘查的意义 …… (116)
三、综合物探方法工作布置与工作方法 …… (117)
第二节　秦始皇陵工区概况和地面核磁共振方法的工作布置 …… (119)
一、工区概况 …… (119)
二、秦始皇陵工区 SNMR 方法工作布置 …… (121)
第三节　地面核磁共振方法的资料反演解释与探测成果 …… (122)
一、SNMR 方法资料的预处理 …… (123)
二、SNMR 方法资料反演解释方法 …… (123)
三、SNMR 方法的主要探测成果 …… (123)
第四节　物探方法在秦始皇陵考古探查工作中的作用 …… (127)

一、SNMR 方法的作用 …… (127)
二、对物探方法在秦始皇陵地宫探测成果的新认识 …… (127)
主要参考文献 …… (130)
第七章　地面核磁共振方法在堤坝安全检测和环堤污染监测中的应用 …… (131)
第一节　地面核磁共振方法在堤坝安全检测中的应用 …… (131)
一、我国堤坝现状 …… (131)
二、SNMR 方法检测堤坝隐患的可行性 …… (131)
三、应用实例 …… (132)
第二节　地面核磁共振方法在地下水污染监测中的应用 …… (134)
一、SNMR 方法探查地下水污染的理论依据 …… (134)
二、应用实例 …… (134)
三、SNMR 方法在地下水污染探测工作中的应用前景 …… (137)
第三节　关于应用地面核磁共振方法的建议 …… (137)
主要参考文献 …… (138)

第一章 绪 论

核磁共振，英文是 Nuclear Magnetic Resonance，简写为 NMR。

科学技术的迅速发展和进步，推动和促进了地球物理学方法和技术的不断发展和进步。核磁共振是物理学最新研究成果之一，NMR 技术是当今世界的尖端技术，将该技术应用到振测地下水信息是核磁共振技术应用的新领域，开创了应用地球物理方法直接探测地下水的先河。

第一节 地面核磁共振发展简史

1946 年，F Bloch 小组和 E M Purcell 小组几乎同时而独立地发现了物质中的核磁共振现象，这是 NMR 技术发展中的里程碑，F Bloch 和 E M Purcell 因此获得 1952 年诺贝尔物理学奖。

一、核磁共振现象的发现

位于美国东海岸的麻省理工学院(Massachussett Institute of Technology)的 E M Purcell、H C Torrey 和 R V Pound 小组用富含质子的石腊作样品，观测到了射频能量的共振吸收，求得质子的核磁矩为 $2.75\mu_N$(μ_N为核磁子)，而用分子束法求得的是 $2.789\ 6\mu_N$，结果相当吻合。使用的稳定磁场强度为 $7\ 100\times10^{-4}$T，共振频率为 29.8MHz。在 1946 年《物理学评论》上报导了 E M Purcell 等的实验结果，题目是：固体中核磁矩的共振吸收(*Phys. Rev.*，1946，69：37)。

美国西海岸斯坦福大学(Stanford University)的 F Bloch、W W Hansen 和 M Packard 小组用富含质子的水作样品，置于强的稳定磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 中产生一个小的顺磁磁化，在垂直于此磁场的方向上施加一交变磁场，而在另一垂直方向上的检测线圈接收感应信号。改变磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 的大小，得到相应的共振频率 f，$\boldsymbol{B}_0/f$ 比值是相同的，与 Rabi 等在 1939 年用粒子束得到的质子朗德因于 g 值相符。在 1946 年同一卷《物理学评论》上报导了 F Bloch 等的实验结果，题目是：核感应(*Phys. Rev.*，1946，69：127)。

二、核磁共振技术的应用和发展

自 1946 年帕塞尔(E M Purecell)和布洛赫(F Bloch)同时发现在物质中的核磁共振现象以来，到现在仅有几十年的历史。但随着科学技术的发展，核磁共振现象已由理论研究、试验进入到应用与开发阶段，它广泛应用于物理学、化学、生物学、医学等领域，在地学方面也得到了广泛的应用(质子磁力仪、NMR 波谱仪、岩心测试仪以及 NMR 测井等)。

20 世纪 60 年代，科学家利用 NMR 技术，分析检测到了动物体内分布的氢、氮、磷的 NMR 信号，从而开始了对生物组织的化学分析研究工作。

1971 年，美国纽约州立大学的 R Damadian 在《科学》杂志上发表了“NMR 信号可以检测疾病”以及“癌组织中的 T_2 时间延长”等论文，为 NMR 成像技术在生物医学中的研究奠定了

理论基础。

1972 年，美国纽约州立大学的化学家 P C Lauterbur 提出应用 NMR 信号可以建立图像，并将这种方法称为“共轭摄影法”。

1973 年，P C Lauterbur 教授又在《自然》杂志发表论文，为 NMR 成像技术的出现和发展拉开了序幕。与此同时，科学家又对实现 NMR 成像的各种具体方法进行了广泛的研究。NMR 的理论和技术还在不断完善和发展，其应用领域还在不断扩大。

三、核磁共振技术在地学领域的应用概况

当 NMR 技术在生物、化学、物理学和医学等领域得到广泛应用的同时，在地球科学领域中也得到有效的运用。其主要发展阶段和应用领域简述如下：

最早在 1954 年，M Packard(斯坦福大学 F Bloch 小组成员)和 R H Varian 成功地观测到了地磁场中水中质子的自由核感应(称为自由感应衰减：Free Induction Decay，缩写为 FID)信号，即 FID 信号，此后 Varian 公司很快就研制出了准确度高、性能稳定的质子旋进磁力仪，包括地面和航空质子磁力仪，它被广泛地用于地质与矿产资源的勘查。直到如今，这种类型的磁力仪仍是磁场测量的主要仪器。

NMR 技术在地球科学中的第二项应用是核磁共振测井及与之相关的随钻和室内 NMR 岩心分析测试。这种测井方法经过近 40 多年的发展，目前能可靠地评价砂岩与复杂储层的渗透率和孔隙结构、可采储量、剩余油分布和流体的饱和度以及粘度等，也是石油测井技术的一个新热点。

NMR 技术在地球科学中的第三项应用就是核磁共振找水。NMR 技术在地球物理学方面的最新应用是成功开发了地面核磁共振(Surface Nuclear Magnetic Resonance 缩写为 SNMR)找水方法。由 SNMR 方法测得的 FID 信号(NMR 信号)振幅和弛豫时间，经过反演解释可以得到地下不同深度处各含水层的单位体积含水量(有效孔隙度)及渗透率等数据参数。SNMR 找水方法是地球物理方法中唯一直接勘查水资源的方法。这种高断技术在理论、技术、仪器、反演方法及具体应用等方面有较宽广的研究开发空间，值得投入力量进行工作。本书的宗旨之一就是希望更多的地学工作者和研究人员来关心、研究这一科技含量高、应用前景好的地球物理新方法。

四、地面核磁共振方法振测地下水的发展与应用

应用 NMR 技术探查地下水，使地学，特别是使地球物理学的发展进入了一个新阶段。

1978 年，前苏联科学院新西伯利亚分院化学动力学和燃烧研究所(ICKC)的一个科学家小组研制成一台 NMR 找水仪，取名 Hydroscope，这是世界上第一台在地磁场中用核磁共振方法探查地下水的专业仪器。他们应用这种仪器在前苏联各地、非洲、澳大利亚、欧洲的一些国家和地区以及在中国进行了试验和找水工作。1994 年法国地调局(BRGM)与 ICKC 合作，由法国 IRIS 公司研制成核磁感应系统(NUMIS)的找水仪器。1999 年 NUMIS 升级为 NUMIS^{Plus}，2003 年又研制成轻便型的 NUMIS^{Lite}。

(一)中国学者曾进行过 NMR 技术找水的初步试验

1965 年夏，中国张昌达、崔岫峰等曾进行过 NMR 技术找水的初步试验。他们在一个水库的下游进行现场测试，采用交流极化方式，即在敷设的大线圈内通交变电流，交变电流的频

率等于质子在当地地磁场中旋进(共振)频率。由于当时技术条件限制,未接收到共振信号,但取得了一些经验,现在看来,他们采用的基本技术方案是正确的。

(二)利用核磁共振技术进行找水的首创国是前苏联

从 1978 年起,前苏联科学院西伯利亚分院化学动力学和燃烧研究所(ICKC)以 A G Semenov 为首的一批科学家开始了利用核磁共振技术进行找水的全面研究。他们用了三年时间研制成了原型仪器,在其后十年间对仪器进行改进,开发出了世界上第一台在地磁场中测定 NMR 信号的仪器,称为核磁共振层析找水仪(Hydroscope),该仪器作为新方法探测地下水的重要手段,并于 1988 年在前苏联和英国申请了专利。在此其间他们进行了仪器改进和解释方法的研究,试验研究遍及前苏联的大部分国土,北到极地附近的新地岛,南到中亚的哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦、乌兹别克斯坦、土库曼斯坦、乌克兰及西部的波罗的海沿岸的立陶宛和白俄罗斯。他们根据在中亚地区等已知 400 多个水文钻孔附近进行的对比试验结果,总结和研制出了一套正反演数学模型、计算机处理解释程序和水文地质解释方法,取得了世界领先水平的研究成果。与此同时,他们还在澳大利亚、以色列等国家(地区)先后也进行了找水实践和研究,证明了地面核磁共振方法是目前世界上唯一的直接找水的地球物理新方法。

1991 年,俄罗斯科学院西伯利亚分院化学动力学和燃烧研究所与俄罗斯"中央地质"生产地质联合体共同创办水文地质层析成像公司,开展水文、工程地质和生态学方面的业务活动,在各种水文地质条件地区进行了现场作业,例如,在葡萄牙、西班牙、沙特阿拉伯及中国辽宁、新疆等国家和地区的应用,进一步检验和证实了该方法的找水效果。

(三)法国研制新型的 NMR 找水仪

1992 年俄罗斯的 Hydroscope 找水仪在法国进行了成功演示试验。

1994 年法国地调局(BRGM)IRIS 公司购买了俄罗斯找水仪专利,并与 ICKC 合作,开始研究新型的 NMR 找水仪——核磁感应系统(Nuclear Magnetic Induction System,缩写为 NUMIS),从此,法国成为研制 NMR 找水仪的第二个国家,并于 1996 年春商品型 NMR 找水仪问世(生产出 6 套 NUMIS 系统)。

法国 IRIS 公司研制的 NUMIS 系统是俄罗斯 Hydroscope 的改进型,仪器原理没有改变,但在 NUMIS 系统重量、制造工艺和抗干扰能力等方面有许多改进。到目前为止,拥有 NUMIS 系统的国家有俄罗斯、法国、中国和德国。

1999 年 IRIS 公司将 NUMIS 系统(勘探深度为 100m)升级为 NUMIS^{Plus}(勘探深度为 150m)。拥有 NUMIS^{Plus}系统的国家有法国、中国、毛里塔尼亚和伊朗等国家和地区。

(四)我国从事核磁共振找水技术研究的基础和实力

国土资源部信息研究院崔霖沛高级工程师最早系统地介绍了国外 NMR 探测地下水方法的信息。

1992—1993 年中国地质大学(武汉)核磁共振找水科研组对该方法进行了国内外调研,1994 年与莫斯科国立大学建立了校际科研合作联系。

1995—1996 年航空物探和遥感中心(简称航遥中心)、中国地质大学完成了"核磁共振探测地下水信息方法效果的预研究"项目。1995 年底,由原地质矿产部科技司与勘查技术院出资,中国地质大学、航遥中心组团专访新西伯利亚化学动力学和燃烧研究所、莫斯科水文地质层析成像公司,确认了核磁共振方法探测地下水方法的应用效果。

到目前为止，我国拥有 NUMIS 系统三套、NUMIS^{Plus}系统三套。

1997 年底，中国地质大学（武汉）以“211 工程建设”经费引进了法国 IRIS 公司研制的 NUMIS 系统。这是我国引进的第一套 NUMIS 系统。中国地质大学（武汉）NMR 科研组利用 SNMR 方法成功地在湖北、湖南、河北、福建、内蒙古、新疆等 12 省（地区）进行了找水实践，并在上述缺水区找到了地下水，研究成果填补了我国用 NMR 技术直接找水的空白，使我国跃居使用核磁共振技术找水的世界先进国家行列。近年来，我们又首次将 NUMIS 系统用于滑坡监测、考古研究，开辟了 SNMR 方法应用的新领域。

第二节　地面核磁共振方法特点

地面核磁共振（SNMR）方法是探测地下水的地球物理新方法，也称之为磁共振测深（Magnetic Resonance Sounding，缩写为 MRS）。两种叫法是从不同方面给予定名的，前者从 NMR 技术应用空间和领域，很好区分了医学核磁共振成像（MRI）和核磁共振测井；后者从方法本身特点考虑，同时也避免了人们谈“核”色变之心理。新方法的两种表示，其实质是一样的。

SNMR 方法具有以下特点：

（一）SNMR 方法利用最先进的找水仪

SNMR 方法的找水仪是输出功率高、接收灵敏度高并由 PC 机控制的当今世界上最先进的直接探测地下水的地球物理仪器。

（二）直接找水

在传统的物探找水的诸方法中，电法勘探在地下水勘查中几乎承担了 80％的工作量，成为配合水文地质工作的主要手段。因此，现以直接找水的 SNMR 方法与间接找水的电阻率垂向电测深（VES）进行对比（表 1－1），以便突出 SNMR 方法的特点。

表 1－1　SNMR 与 VES 方法对比表

比较内容	SNMR 方法	VES 方法
原理（方法的物性前提）	原子核弛豫性质差异	导电性差异
场的激发方式	线圈中通入交变电流脉冲：$I(t)=I_0\cos(\omega_0 t)$	通过电极接地供入稳定或交变电流
加大深度的可变参数	改变激发脉冲矩 $q=I_0 t$，I_0 为脉冲电流幅值，t 为脉冲电流持续时间	改变供电极距（$AB/2$）
测量方式与测量参数	脉冲间歇期间用线圈接收 NMR 信号：E_0，φ_0，T_2^*	在供电期间测量电位差、电流，测得视电阻率 ρ_s
反演后可提供的参数	各含水层的单位体积含水量、深度和厚度以及提供平均孔隙度的信息	地下岩层的电阻率，即电性结构
找水时的主要干扰	电磁噪声、局部磁性不均匀	地形、局部电性不均匀体
工作人员	2 人，操作员、物探工程师	至少 5～6 人，劳动强度大

从表 1-1 可见，SNMR 方法与 VES 在方法原理、野外数据采集方式、反演后提供的参数、主要干扰等方面均有明显差别。SNMR 方法探测地下水方法原理决定了该方法能够直接找水，特别是找淡水。在该方法的探测深度范围内，地层中有自由水存在，就有 NMR 信号响应，反之，就没有响应；SNMR 方法受地质因素影响小。所以，可以利用上述优点来区分间接找水的电阻率法和电磁测深法视电阻率的异常性质。例如，一些岩溶发育区，特别是西南岩溶石山缺水地区，当溶洞、裂隙被泥质充填或含水时，视电阻率均显示为低阻异常，是泥是水难以区分。SNMR 方法不受泥质充填物干扰，是水就有 NMR 信号。此外，当淡水电阻率与其赋存空间介质的电阻率无明显差异时，在这种情况下，电阻率法找水是无能为力的，而 SNMR 方法却能够直接探测出淡水的存在。

由表 1-1 可见，SNMR 方法探测地下水时的测量参数有 NMR 信号初始振幅 E_0、初始相位 φ_0、平均衰减时间 T_2^*。这些参数的变化直接反映出地下含水层的赋存状态和特征。

SNMR 方法的每个测深点都有一条 E_0 随 q 值变化而形成的测深曲线——E_0-q 曲线(原始资料)。对该曲线进行解释后就可得到该测深点振测范围内的水文地质参数。每个测深点都有一条 φ_0 随 q 值变化而形成的 φ_0-q 曲线，NMR 信号的初始相位 φ_0 反映地下岩石的导电性。

每个激发脉冲矩 q 均可以得到一条 E_0 随时间按指数规律变化的衰减曲线——E_0-t 曲线。由此曲线可以求出该 q 值探测深度内含水层的 T_2^*。T_2^* 值大小可给出含水层类型(平均孔隙度)的信息。

国内外的研究、统计规律表明，自由水和束缚水的 T_2^* 值是不同的，自由水的 T_2^* 变化范围为 $30\text{ms}<T_2^*<1\,000\text{ms}$。而束缚水为 $T_2^*<30\text{ms}$。由于 NMR 找水仪的交变电流脉冲的间歇时间是 30ms，因此，NMR 找水仪接收不到束缚水的 NMR 信号。

(三)反演解释具有量化的特点，信息量丰富

对 SNMR 方法采集到的核磁共振信号反演解释后，可以得到某些水文地质参数和含水层的几何参数。在该方法的探测深度范围内，可以给出定量解释结果，不打钻就可以确定出各含水层的深度、厚度、单位体积含水量，并可提供含水层平均孔隙度的信息。

(四)经济、快速

完成一个核磁共振测深点的费用仅为一个水文地质勘探钻孔费用的 1/10。可以快速地提供出水井位及划定找水远景区。

(五)缺点

前已述及，NUMIS 系统的探测深度为 100m，NUMIS^{Plus} 系统的探测深度为 150m，它们尚不能用来探测埋藏深度大于 150m 的地下水；此外，由于核磁共振找水仪的接收灵敏度高(可以接收纳伏级的信号)，故易受电磁噪声干扰，在电磁噪声干扰强的区段不能开展工作。

第三节 本书的内容概要

本书概要叙述了 SNMR 方法的发展历史、方法的基础和原理、仪器及其原理和特点。

在此基础上，通过实例介绍了 SNMR 方法在地下水探测中的应用效果，并根据探测地下水的实践经验和研究成果，总结并建立了适合中国国情的地下水探测工作程序。

在探测地下水资源的过程中，我们注意到对与水环境有关的水文地质和工程地质问题的探索与研究，并取得了一定的研究成果。本书以三峡赵树岭滑坡的实际监测和方法技术研究为例，说明了 SNMR 方法在滑坡的探测和稳定性研究中的作用以及取得满意的地质效果，SNMR 方法的成功应用为滑坡的监测提供了新的技术和手段。

本书还以 SNMR 方法对秦始皇陵进行无损探测为例，说明新方法还能够在工程地质方面发挥作用，进一步扩大了 SNMR 方法的应用领域；同时，还介绍了 SNMR 方法在解决与水环境有关其他地质问题、环境污染探测方面问题取得的进展情况。

SNMR 方法应用了 NMR 技术，有广阔的应用领域，例如，可以在高速公路检测、堤坝渗漏检测、考古、环境污染监测以及生态学等诸多领域发挥新方法的特长。今后要加快工程 NMR 仪器研制工作和 SNMR 方法的理论研究，使 SNMR 方法在我国的现代化建设中发挥更大的作用。

主要参考文献

陈文升编著．核磁共振地球物理仪器原理[M]．北京：地质出版社，1992

李振宇，程业勋等．用高新技术在我国西北地区探查地下水资源．《中国西部地区科技经济与社会发展论坛专辑(六)》[M]，成都：四川科技出版社，2003

李振宇，潘玉玲等．利用核磁共振方法研究水文地质问题及应用实例[J]．水文地质工程地质，2003，30(4)：50～54

李振宇，张兵等．地面核磁共振方法的效果研究[J]．地球科学，2001，26(增刊)：34～36

潘玉玲，张昌达等编著．地面核磁共振找水理论和方法[M]．武汉：中国地质大学出版社，2000

潘玉玲，贺颢，李振宇，李国安，姜焕忠．地面核磁共振找水方法在我国的应用效果[J]．地质通报，2003，22(2)：135～139

肖立志著．核磁共振成像测井与岩石核磁共振及其应用[M]．北京：科学出版社，1998

杨福家．原子物理学[M]．北京：高等教育出版社，2002

第二章　地面核磁共振方法的理论基础和方法原理

第一节　原子核的特性

核磁共振现象是原子核特性的表现，通常用质量数、质子数、动量矩、磁矩和能级等概念描述原子核的特性。

一、原子核的质量和电荷

（一）原子核的组成

宇宙间众多的元素皆由原子构成，原子有一个很小的核心，称为原子核。原子核由质子和中子组成，质子和中子统称为核子。各种不同的原子核具有不同数目的质子和中子。质子和中子都具有质量，其质量基本相等。

质子的质量：$m_p=(1.672\ 623\ 1\pm0.000\ 001\ 0)\times10^{-27}\text{kg}$

中子的质量：$m_n=(1.674\ 928\ 6\pm0.000\ 001\ 0)\times10^{-27}\text{kg}$

质子带正电荷：$e=(1.602\ 177\ 33\pm0.000\ 000\ 49)\times10^{-19}\text{C}$

电子的电荷为$-e$。

中子基本上不带电荷，是中性的。

（二）原子核的质量

原子核的质量用质量数A表示，A等于核中质子数Z和中子数N之和，即$A=Z+N$，一般情况下$N\geqslant Z$。Z等于元素在周期表中的原子序数。

（三）原子核的电荷

原子核的电荷决定于核中的质子数目。原子核的电荷用电荷数即质子数Z表示。

（四）原子核的符号

具有一定质量数A和质子数Z的原子核称为核素，某种元素X的核素可用符号${}_Z^AX$表示。即在核素符号的左上角标明质量数A，在左下角标明质子数Z，这样就把原子核的质量和电荷两个特征都表示出来。例如：氢核（质子）${}_1^1\text{H}$。

二、原子核的动量矩

具有一定质量和体积的原子核总在做自旋运动，故用自旋动量矩描述原子核的自旋运动。原子核的动量矩具有量子化的性质。

（一）原子核的自旋运动

原子核具有一定的质量和体积，可以近似把它看成一个接近球形的固体。实验表明，大多数原子核与旋转陀螺一样绕着某一轴作自身旋转运动。原子核的自身旋转运动称为原子核的

自旋运动(图 2－1)。

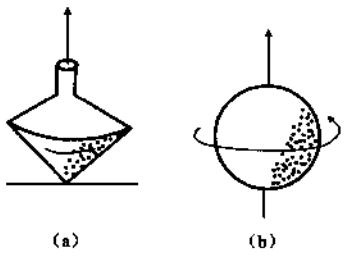


图 2－1 原子核的自旋

(a)陀螺的自旋运动;(b)核的自旋运动

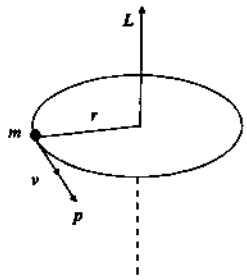


图 2－2 质点作圆周运动的动量矩示意图

(二)质点作圆周运动的动量矩

设质点的质量为 m,沿半径为 r 的圆周运动(图 2－2)速度为 v,动量为 $p=mv$,因此动量矩(亦称为角动量)为

$$\boldsymbol{L}=\boldsymbol{r}\times\boldsymbol{p}=\boldsymbol{r}\times m\boldsymbol{v} \tag{2-1}$$

$$|\boldsymbol{L}|=rmv\sin 90^\circ=rmv \tag{2-2}$$

就是说质点沿圆周运动的动量矩数值为 rmv,方向与圆周平因垂直,指向服从右手系。

(三)原子核的动量矩

原子核的动量矩用于描述原子核的自旋运动,许多原子核具有自旋动量矩 $\boldsymbol{L}$。按量子力学计算,原子核自旋动量矩的数值是确定的,即原子核的自旋动量矩的数值为:

$$|\boldsymbol{L}|=[I(I+1)]^{1/2}h/(2\pi) \tag{2-3}$$

式中 h 是普朗克常数,

$$h=(6.626\ 176\pm 0.000\ 036)\times 10^{-34}\text{J}\cdot\text{s}$$

$$h/(2\pi)=(1.054\ 588\ 7\pm 0.000\ 005\ 7)\times 10^{-34}\text{J}\cdot\text{s}$$

I 为原子核的自旋量子数,它表示原子核的固有特性,不同的原于核有不同的 I 值。I 值只能取零、半整数和整数,遵循一定规律,而不能取其他数值。它与原于核的质量数 A 和质子数 Z 的奇偶有关(表 2－1)。对于只有一个质子的氢核(质子)${}_1^1\text{H}$,$I=1/2$。

表 2－1 原子核的质量数 A、质子数 Z 和自旋量子数 I 的关系

A	Z	I
奇	奇或偶	半整数:1/2、3/2、5/2
偶	偶	0
偶	奇	1、2、3、…

原子核自旋动量矩的方向是量子化的,在空间某个方向(z 轴)的投影只能取一些不连续的数值。

$$\boldsymbol{L}_z=mh/(2\pi) \tag{2-4}$$

式中:$m=I,\ I-1\cdots,-I$。m 称为原子核自旋磁量子数。因为 m 只能取 $2I+1$ 个数值,故 $\boldsymbol{L}_z$ 也只能取 $2I+1$ 个数值,这说明 $\boldsymbol{L}$ 在空间只有 $2I+1$ 个取向。

原子核自旋磁量子数 m 的最大值为 I,因此,原子核自旋动量矩在 z 轴方向投影的最大值为:

$$L_{z\max}=Ih/(2\pi) \tag{2-5}$$

通常把这个原子核自旋动量矩投影的最大值称为核自旋。只有一个质子的氢核自旋量子数 $I=1/2$，它在空间只有两个取向，一个与 z 轴平行，另一个与 z 轴反平行。

三、原子核的磁矩

具有一定电荷的原子核作自旋运动将形成电流而产生磁性，故用磁矩描述原子核的磁性。原子核的磁性具有量子化的性质。

（一）带电质点作圆周运动的磁矩

设质点带有电荷 e 沿半径为 r 的圆周运动，速度为 v，形成圆电流

$$i=\frac{ev}{2\pi r} \tag{2-6}$$

圆电流的磁矩

$$\boldsymbol{\mu}=i\boldsymbol{S} \tag{2-7}$$

式中 $\boldsymbol{S}$ 为圆电流的面积矢量。由此可得

$$|\boldsymbol{\mu}|=iS=i\pi r^2=\frac{evr}{2} \tag{2-8}$$

带电质点作圆周运动时有动量矩 $\boldsymbol{L}$ 和磁矩 $\boldsymbol{\mu}$，二者以同样的方式依赖于圆周半径 r 和运动速度 v，因此，可以引进磁矩与动量矩的比值，即

$$\gamma=\frac{|\boldsymbol{\mu}|}{|\boldsymbol{L}|}=\frac{e}{2m} \tag{2-9}$$

比值 γ 称为磁旋比，它与质点的运动特性无关，只依赖于质点的电荷和质量。

（二）原子核的磁矩

具有动量矩为 $1/2\left(\frac{h}{2\pi}\right)$ 的电子，其磁矩几乎准确地等于一个玻尔磁子 $\mu_B=\frac{eh/(2\pi)}{2m_e}$。式中 e 是电子电荷，m_e 是电子的质量。$\mu_B=(9.274\ 078\pm0.000\ 036)\times10^{-24}\ \mathrm{A\cdot m^2}$。如果认为电子的磁矩是由于电荷转动引起的有效电流产生的，那么，简单的经典计算表明，实际上磁矩应具有玻尔磁子量级的数值。因此，可以预测原子核的自旋应伴有磁矩，其量级的数值应为 $\frac{eh/(2\pi)}{2m_p}$，对应地称之为核磁子 μ_N，m_p 是质子的质量。这一假设基本上是正确的，不过磁矩的数值并不是核磁子的整数倍。由于质子的质量是电子质量的 1 836 倍，因此，核磁矩比电子的磁矩要小很多。原子核的特性并不遵循经典理论，例如，中子几乎不带电荷，但中子有磁矩，而且是负的。对中子而言，自旋量子数 $I=1/2$，磁矩 $\mu=-1.913\ 15\mu_N$，质子的自旋量子数 $I=1/2$，磁矩 $\mu_p=2.792\ 85\mu_N$。

核磁矩 $\boldsymbol{\mu}$ 与自旋动量矩 $\boldsymbol{L}$ 既有以上关系，$\boldsymbol{\mu}$ 的长度 $|\mu|$，$\boldsymbol{\mu}$ 在 z 轴上的投影 μ_z 和最大投影 $\mu_{z\max}$ 分别为：

$$\left.\begin{aligned}&|\boldsymbol{\mu}|=\gamma|\boldsymbol{L}|=[I(I+1)]^{1/2}\gamma h(2\pi)\\&\mu_z=\gamma L_z=\gamma mh/(2\pi)\\&\mu_{z\max}=\gamma Ih/(2\pi)\end{aligned}\right\} \tag{2-10}$$

以上三个量也可用核的 g 因子表示：

$$\left.\begin{aligned}|\mu| &= g\mu_N[I(I+1)]^{1/2}\\ \mu_z &= mg\mu_N\\ \mu_{z\max} &= Ig\mu_N\end{aligned}\right\} \tag{2-11}$$

通常把原子核磁矩 z 分量的最大值 $\mu_{z\max}$ 称为原子核磁矩。如果以核磁子 μ_N 为单位，原子核磁矩的数值就等于 $I \cdot g$。

质子的朗德因子 $g_p=\dfrac{\gamma_p h/(2\pi)}{\mu_N}=5.585\ 69$

氢核即质子的磁矩为：

$$\mu_p = Ig_p\mu_N = 2.792\ 85\mu_N 10^{-26}$$
$$=(1.410\ 607\ 61\pm 0.000\ 000\ 47)\times 10^{-26}\ \mathrm{A\cdot m^2}$$

质子(氢核)的磁旋比为：

$$\gamma_p=(2.675\ 221\ 28\pm 0.000\ 000\ 81)\times 10^8\ \mathrm{A\cdot m^2 z/(J\cdot s)}。$$

四、原子核的能级

具有一定磁矩的原子核在磁场中将具有能量。原子核在磁场中除具有能量外，还具有量子化的性质，故可用能级来描述磁场中原子核的能量。磁共振现象的核心是存在一个磁矩的集合，并有一个磁场。我们用尽可能简单的方法来考虑这个系统的动力学问题。基本上只采用经典物理学来描述，其结论将与以上关子相邻量子态的能量差和跃迁相联系。

(一)原子核磁矩在磁场中的运动——拉摩尔进动

原子核具有一个自旋动量矩 $\boldsymbol{L}$，同时也具有一个磁矩 $\boldsymbol{\mu}=\gamma\boldsymbol{L}$ 。在磁场 $\boldsymbol{B}$ 中，磁矩 $\boldsymbol{\mu}$ 将受到力矩 $\boldsymbol{\mu}\times\boldsymbol{B}$ 的作用。由力学定律：动量矩随时间的变化率等子力矩，可以得到自旋的动量矩的运动方程：

$$\boldsymbol{\mu}\times\boldsymbol{B}=\mathrm{d}\boldsymbol{L}/\mathrm{d}t \tag{2-12}$$

因此，得到 $\boldsymbol{\mu}$ 的方程式：

$$\mathrm{d}\boldsymbol{\mu}/\mathrm{d}t=\gamma\boldsymbol{\mu}\times\boldsymbol{B} \tag{2-13}$$

对于核自旋集合，我们引进磁化强度矢量 $\boldsymbol{M}$，它表示单位体积内的总磁矩。把相同核素的每一个自旋的运动方程加起来，得到 $\boldsymbol{M}$ 的运动方程：

$$\mathrm{d}\boldsymbol{M}/\mathrm{d}t=\gamma\boldsymbol{\mu}\times\boldsymbol{B} \tag{2-14}$$

只要规定 $\boldsymbol{B}$ 的方向，这一方程很容易解出。习惯上，假定沿着 z 轴方向的磁场为 $\boldsymbol{B}_0$。因此，可写为：

$$\boldsymbol{B}=\boldsymbol{B}_0\boldsymbol{k} \tag{2-15}$$

式中 $\boldsymbol{k}$ 是 z 方向的单位矢量。

因此，运动方程的分量形式是：

$$\left.\begin{aligned}\mathrm{d}\boldsymbol{M}_x/\mathrm{d}t &= \gamma\boldsymbol{B}_0\boldsymbol{M}_y\\ \mathrm{d}\boldsymbol{M}_y/\mathrm{d}t &= -\gamma\boldsymbol{B}_0\boldsymbol{M}_x\\ \mathrm{d}\boldsymbol{M}_z/\mathrm{d}t &= 0\end{aligned}\right\} \tag{2-16}$$

(2-16)式的解是：

$$\left.\begin{aligned}\boldsymbol{M}_x(t) &= \boldsymbol{M}_x(0)\cos(\gamma\boldsymbol{B}_0 t)\\ \boldsymbol{M}_y(t) &= -\boldsymbol{M}_x(0)\sin(\gamma\boldsymbol{B}_0 t)\\ \boldsymbol{M}_z(t) &= \boldsymbol{M}_z(0),(\text{常数})\end{aligned}\right\} \tag{2-17}$$

假定起始条件是 $M_y(0)=0$，上述方程描述在 xy 平面内的转动，在 z 方向有一恒定分量。磁化强度在 xy 平面内的分量也取恒定值 $M_r(0)$，它沿顺时针(负的)方向以角速度 ω_0 旋转：

$$\omega_0=\gamma B_0 \tag{2-18}$$

精确地等于 NMR 的共振圆频率。图 2-3 表示磁化强度的全部特性，矢量的长度保持不变，它与磁场的夹角也是恒定的。M 绕 B_0 的运动类似于陀螺在地球重力场中的运动，这种运动称为进动(旋进)。磁化强度矢量在磁场中的行为称为拉摩尔进动，进动的频率称为拉摩尔频率。

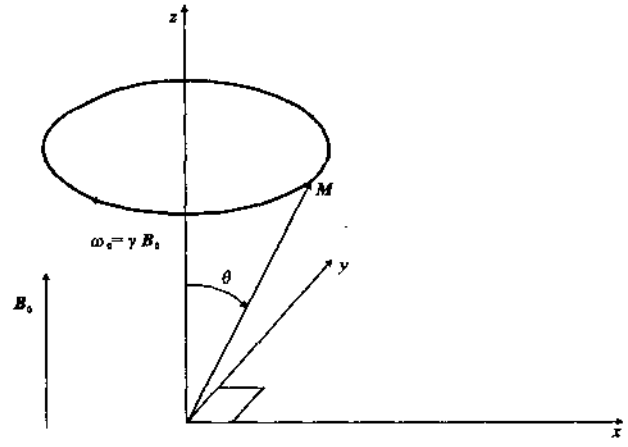


图 2-3　磁化强度矢量 M 绕 B_0 作拉摩尔进动

根据磁化强度 M 的大小和它与磁场 B_0 的夹角 θ，可以把 M 各个分量的演化表示为：

$$\left.\begin{aligned} M_x(t)&=M\sin(\theta)\cos(\omega_0 t)\\ M_y(t)&=M\sin(\theta)\sin(\omega_0 t)\\ M_z(t)&=M\cos(\theta)\end{aligned}\right\} \tag{2-19}$$

可以看出，由 M_x 和 M_y 组成的横向磁化强度连续不断地运动，而纵向磁化强度 M_z 则保持恒定，反映磁能——M_zB_0 守恒。

(二)原子核磁矩在磁场中的能量

如果核磁矩的一个确定分量之最大值等于 μ，则在稳定磁场 B 中最高和最低子能级之间的间隔是 $2\mu B$；粗略地说，这两个能级对应于核磁矩在磁场方向上和与磁场相反的方向上的投影。因此，相邻子能级的间距为 $\mu B/I$。$\mu B/I$ 常写成 $g\mu_N B$，μ_N 是核磁子，$g=\mu/(I\mu_N)$ 叫分裂因子，或称为朗德因子、核的 g 因子，记作 g_N。若要能量量子引起相邻能级之间的跃迁，电磁场的频率 f 必须满足以下关系式

$$hf=\frac{\mu B}{I}=g\mu_N B \tag{2-20}$$

因此，可以引起子能级间跃迁的电磁场量子的频率等于 $\mu B/(Ih)=g\mu_N B/h$。

核磁共振(NMR)是一种量子效应，当具有非零的磁矩的原子核置于稳定的外磁场中时，能量简并解除，分裂为一系列子能级。如有交变电磁场作用，则可发生共振吸收，共振频率随

外部稳定场而变化，并且对不同的磁性核具有不同的共振频率，即吸收是有选择性的。

科学家们力图用固体或液体进行核磁共振研究，而不是用原子或分子束，但直到 1945 年底才获得成功。

在核磁共振技术中，通常要应用一个稳定磁场，在稳定磁场 B_0 中，核自旋角动量矢量可在不同的量子态中。在每一状态下，自旋矢量有不同的取向，使其平行于场的分量取值为 $mh/(2\pi)$，$m=-I\cdots+I$，每一步为 1。因此，对于 $I=3/2$，m 取 $-3/2$、$-1/2$、$+1/2$、$+3/2$。数字 m 可用作区分不同量子状态及其能量的标记。对于只有一个质子的氢核，$I=1/2$，$m=\pm 1/2$，故只有两个能级。$I=3/2$ 和 $I=1/2$ 的能级见图 2-4 和图 2-5。

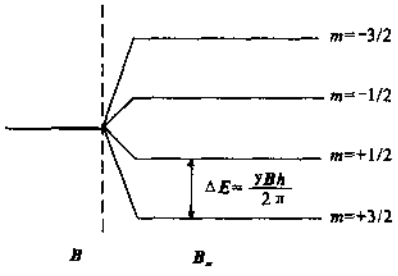


图 2-4 核自旋 $I=3/2$ 磁场中的能级

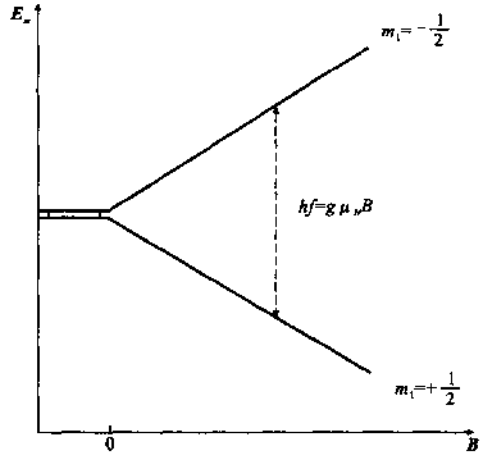


图 2-5 氢核(质子)$I=1/2$ 在磁场中的能级

由经典电磁学理论可知，在磁场 $\boldsymbol{B}$ 中的一个磁矩 $\boldsymbol{\mu}$ 的能量为 $-\boldsymbol{\mu}\cdot\boldsymbol{B}$，因此第 m 态的能量为：

$$\boldsymbol{E}_m=-\boldsymbol{B}\gamma mh/(2\pi) \tag{2-21}$$

式中：γ 为磁旋比，$\gamma=ge/(2m_p)$。能级之间的跃迁，需遵守选择定则 $\Delta m=\pm 1$，即只能在相邻能级之间跃迁，相邻能级之间的能量差为：

$$\Delta\boldsymbol{E}=\boldsymbol{B}\gamma h/(2\pi) \tag{2-22}$$

爱因斯坦关系式告诉我们，当外加的电磁辐射圆频率（$\omega=2\pi f$）满足

$$\Delta\boldsymbol{E}=hf=h\omega/(2\pi) \tag{2-23}$$

时，会产生能级之间的跃迁，即发生共振。很显然，共振的条件是：

$$\omega=\gamma\boldsymbol{B} \tag{2-24}$$

可见磁旋比 γ 是一个很重要的常数，不同的核子有不同的 γ 值。

现在核磁共振波谱仪中使用强磁铁，磁场强度可高达十几特斯拉（十几万高斯），对 ^1_1H 来说，共振频率达到几百兆赫兹（MHz），甚至接近 1 000MHz。作为对比，地磁场强度约为 0.5×10^{-4}T，质子共振频率约为 2kHz。因此，在地磁场中共振频率低，灵敏度低，共振信号微弱，需用高科技方法才能拾取到有用信号。

第二节　核磁共振原理

在 H_2O 和 CH_4 等分子中电子磁矩成对互相抵消，电子的总磁矩为零，因此，在这些分子中只有原子核的磁矩，这样的样品称为原子核系统。

上已述及，核磁共振是一个基于原子核特性的物理现象，在稳定磁场的作用下，原子核处于一定的能级。如果用适当频率的交变磁场作用，可使原子核在能级间产生共振跃迁，称为核磁共振。

研究核磁共振现象除了考虑稳定磁场、交变磁场的作用外，还要考虑晶格对原子核的弛豫作用和原于核间的弛豫作用。核磁共振就是上述四种作用的结果。

一、稳定磁场的作用

原子核系统在稳定磁场的作用下，各核磁矩都以各自的稳定磁场方向为轴作进动，并处子一定的能级。在晶格的作用下，核粒子数按能级的分布达到玻耳兹曼分布。在平衡态，原子核系统产生磁化，可用磁化强度(磁化强度是单位体积样品中核磁矩统计分布的总和，它反映原子核系统的宏观磁性，平衡态的磁化强度用 M_0 表示)描述磁化的程度，它与稳定磁场和晶格作用有关。

(一)稳定磁场对原子核磁矩的作用

在稳定磁场的作用下，原子核系统中各核磁矩各自以稳定磁场方向为轴作进动，并处于一定的能级。同一能级上的各核磁矩进动的轨迹相同，但稳定磁场不能确定进动的位相。为了便子比较各核磁矩进动时位相的差异，把各核磁矩的轨迹画在一起(图 2－6)。从图中可以看出，同一能级上的核磁矩分布在同一圆锥上；核磁矩的初位相的分布是随机的；核磁矩在 xy 平面上的横向分量的总和为零，即

$$\sum_i \mu_{\perp i} = 0$$

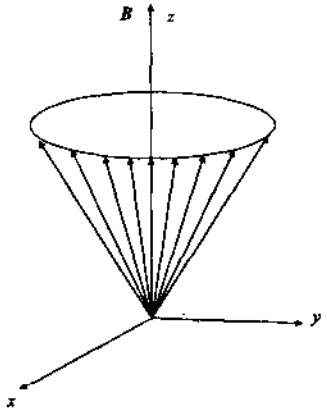


图 2－6　在稳定磁场中各核磁矩进动初位相的随机分布

核磁矩在 z 轴上的纵向分量，对于 $I=1/2$ 的系统由两部分组成：一部分核磁矩沿磁场方向，处子低能级；一部分是核磁矩与磁场方向相反，处于高能级。在刚加上磁场时，各能级上的原子核粒子数相等[图 2－7(a)]，这时各磁矩在 z 轴方向上的纵向分量的总和等于零，即

$$\sum_i \mu_{zi} = 0$$

(二)晶格的作用

所谓晶格的作用是指物质中原子核并不是孤立的，它位于原子之中，而原子组成物质的晶格，晶格本身不断地作热运动，原子核就是处子热运动的晶格包围之中。因此，宏现样品可认为是由原于核系统和晶格系统组成的，两系统间存在着相互作用，进行能量交换，在稳定磁场中原于核系统释放一部分能量转化为晶格系统热运动的能量，一些原子核从高能级跃迁到低能级，使低能级的核粒子数比高能级的多，直到晶格系统不再接受原于核系统释放的能量时，

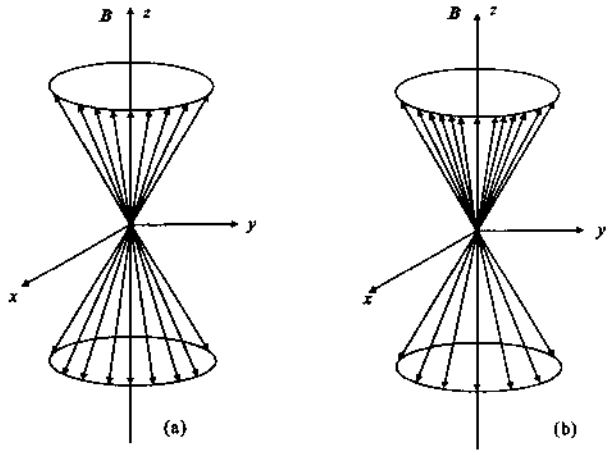


图 2-7 $I=1/2$ 原子核系统在刚加磁场时
各核磁矩按能级的分布

原子核系统和晶格系统达到热平衡态。这时核粒子数按能级的分布服从玻耳兹曼分布，这时低能级的核粒子数比高能级的多[图 2-7(b)]，就有过剩的沿稳定磁场方向的核磁矩纵向分量存在，即

$$\sum_i \mu_{zi} \neq 0$$

(三)玻耳兹曼分布

按玻耳兹曼分布，原子核在各能级上数目的分布由下式确定：

$$N_i = N\exp(-E_i/kT) \tag{2-25}$$

式中：N_i 表示第 i 个能级上原子核数目；E_i 表示第 i 个能级的能量；N 为与原子核系统总的数目及与各能级有关的常数；k 为玻尔兹曼常数；T 为热力学温度。

如果以横线长度表示各能级上原子核数目，则玻尔兹曼分布如图 2-8 所示。由图可见，能级越低，核数目越多；能级越高，核数目越少。

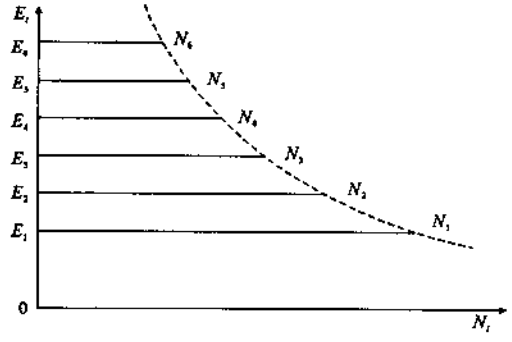


图 2-8 玻耳兹曼分布

二、弛豫作用

对于被磁化后的核自旋系统，其旋进频率（拉摩尔频率）为 ω_0。如果在垂直于地磁场的方向再加一个交变电磁场 $\boldsymbol{B}_1$，而且，让其频率 $\omega=\omega_0$，根据量子力学原理，核自旋系统将发生共振吸收现象，即处于低能态的核磁矩将通过吸收交变电磁场提供的能量，跃迁到高能态，这种现象即是所谓的核磁共振。

在激发脉冲施加以前，核自旋系统处于平衡状态，宏观磁化矢量 $\boldsymbol{M}_0$ 与地磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 方向相同[图 2－9(a)]，激发脉冲作用期间，磁化矢量吸收电磁能量而偏离地磁场方向[图 2－9(b)]；激发脉冲作用结束后，磁化矢量释放电磁能量，又将通过自由进动，朝 $\boldsymbol{B}_0$ 方向恢复[图 2－9(c)]。

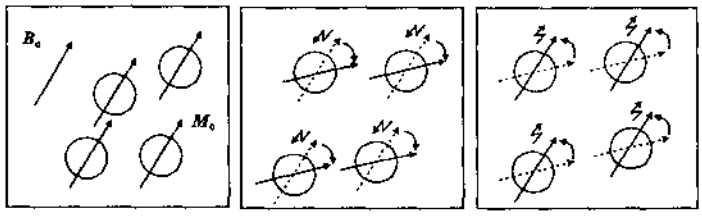


图 2－9　核自旋系统的三个状态示意图

使核自旋从高能级的非平衡状态恢复到低能级的平衡状态，这一过程叫做弛豫。弛豫包含两种不同的机理。设 $\boldsymbol{B}_0$ 的方向为 z 方向，激发脉冲作用后，$\boldsymbol{M}_0$ 被分解成 x—y 平面的分量（横向分量）$\boldsymbol{M}_{xy}$ 和 z 方向的分量（纵向分量）$\boldsymbol{M}_z$。

激发脉冲终止后，x—y 平面的横向分量 $\boldsymbol{M}_{xy}$ 向数值为零的初始状态恢复，称为横向弛豫过程。弛豫速率用 $1/T_2$ 来表示，T_2 叫做横向弛豫时间。在横向弛豫过程中，核自旋体系内部，即自旋与自旋之间发生能量的耦合，使磁化矢量进动的相位从有规分布趋向无规分布。此时，自旋系统的总能量没有变化，自旋与晶格（或环境）之间不交换能量，所以，从微观机制上考虑，又把这个弛豫过程叫做自旋—自旋弛豫。

激发脉冲终止后，z 方向的纵向分量 $\boldsymbol{M}_z$ 向初始宏观磁化强度 $\boldsymbol{M}_0$ 的数值恢复，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。在纵向弛豫过程中，磁能级上的粒子数将发生变化，自旋体系的能量也要发生变化，自旋与晶格（或环境）之间交换能量，把共振时吸收的能量释放出来，因此，从微观机制上，又把它称作自旋—晶格弛豫。

根据 Bloch 方程，横向弛豫过程按指数规律衰减，即按 $\exp(-t/T_2)$ 规律衰减，如图 2－10 中实线所示。纵向弛豫过程按 $[1-\exp(-t/T_1)]$ 规律恢复（图 2－10 中的虚线）。

NMR 信号大小与核自旋磁化率 κ_0 成正比，现在我们考虑磁化强度产生的机制，并推导出 κ_0 的表示式。知道了样品在磁场中的平衡磁化强度，就知道在扰动之后要达到的状态。

在磁场中一个磁偶极子顺着磁场方向在能量上是最有利的，即处于能量极小状态。但是，有一个对抗的因素，原子的热扰动趋向于打乱磁偶极子的定向排列，这是熵增加定律。达到了平衡状态是能量极小化的有序趋势和熵的极大化的无序化之间的均衡。由这一机制形成的磁化强度称为顺磁性。当温度降低时，顺磁性物质的磁化强度增大。

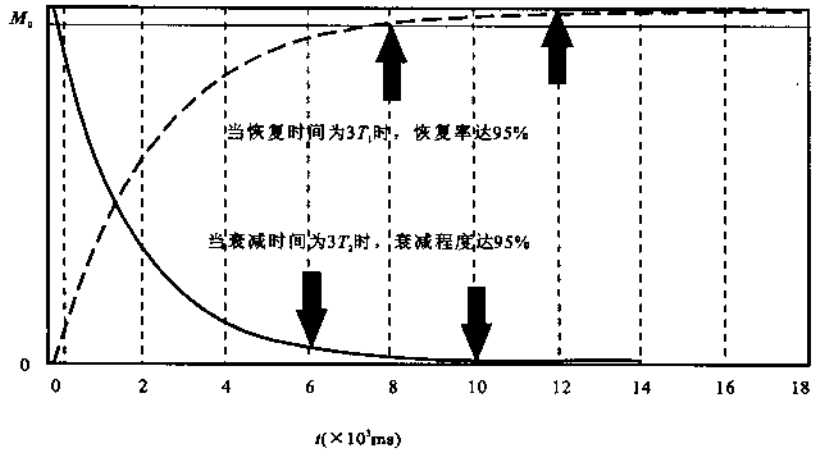


图 2-10　核自旋系统的弛豫过程图

(一)磁化强度和氢核的顺磁性

1. 磁化强度

我们现在来计算磁化强度，为简单起见，考虑自旋量子数 $I=1/2$ 的粒子的集合，在此情况下粒子有两个自旋状态：$m=+1/2$；$m=-1/2$，我们将它们分别称之为“自旋向上”、单位体积内的粒子数为 $N_\uparrow$ 和“自旋向下”、单位体积内的粒子数为 $N_\downarrow$（图 2-11）。单位体积内粒子总数为 N，$N=N_\uparrow+N_\downarrow$，在磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 中，两种状态的能量差为 $\Delta E=\boldsymbol{B}_0\gamma h/(2\pi)$。因此，由玻耳兹曼定理，比值 $N_\uparrow/N_\downarrow$ 为：

$$N_\uparrow/N_\downarrow=\exp(\Delta E/kT)$$
$$=\exp[\boldsymbol{B}_0\gamma h/(2\pi kT)] \tag{2-26}$$

式中：k 是玻耳兹曼常数；T 是绝对温度。

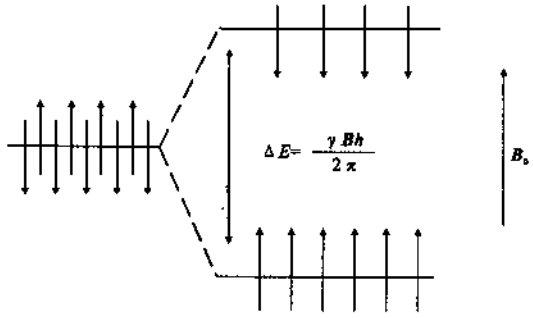


图 2-11　$I=1/2$，能级分裂，每个能级上自旋数示意图

净磁化强度 $\boldsymbol{M}_0$ 与 $N_\uparrow$ 和 $N_\downarrow$ 的差值成比例：

$$\boldsymbol{M}_0=\mu(N_\uparrow-N_\downarrow) \tag{2-27}$$

式中：μ 是单个粒子的磁矩。计算 $N_\uparrow$ 和 $N_\downarrow$ 可得

$$\left.\begin{aligned} N_{\uparrow} &= \frac{N}{\exp\left[\frac{-\gamma \boldsymbol{B}_0 h/(2\pi)}{kT}\right]+1} \\ N_{\downarrow} &= \frac{N}{\exp\left[\frac{+\gamma \boldsymbol{B}_0 h/(2\pi)}{kT}\right]+1} \end{aligned}\right\} \tag{2-28}$$

因此，磁化强度等于

$$\begin{aligned} \boldsymbol{M}_0 &= N \cdot \boldsymbol{\mu} \frac{1-\exp\left[\frac{-\gamma \boldsymbol{B}_0 h/(2\pi)}{kT}\right]}{1+\exp\left[\frac{-\gamma \boldsymbol{B}_0 h/(2\pi)}{kT}\right]} \\ &= N \cdot \boldsymbol{\mu} \mathrm{th}\left[\frac{\gamma \boldsymbol{B}_0 h/(2\pi)}{2kT}\right] \end{aligned} \tag{2-29}$$

可见一般磁化强度与外加磁场并不成正比，在磁场很弱时，磁化强度与 $\boldsymbol{B}_0$ 成正比，而在磁场很强时，磁化强度将达到饱和。

当磁场足够小时或温度足够高时，磁化强度和外加磁场成正比，将(2-29)式展开并取一次项，得

$$\boldsymbol{M}_0 = \frac{N\mu\gamma h/(2\pi)}{2kT}\boldsymbol{B}_0 \tag{2-30}$$

由于 $\boldsymbol{\mu}=\gamma h/(2\pi)I$，因此

$$\boldsymbol{M}_0 = \frac{N\gamma^2 h^2/(2\pi)^2}{4kT}\boldsymbol{B}_0 = C\frac{\boldsymbol{B}_0}{T} \tag{2-31}$$

这就是有名的居里-外斯定律。式中：C 是居里常数，T 是绝对温度。

在线性范围内，使用磁化率概念最方使，磁化率是 $\boldsymbol{M}_0$ 和 $\boldsymbol{B}_0/\mu_0$ 之间的比例系数，μ_0 是真空的磁导率，$\mu_0=4\pi\times10^{-7}$ H/m，磁化率 κ_0 为：

$$\kappa_0 = \frac{\mu_0 N\gamma^2 h^2/(2\pi)^2}{4kT} \tag{2-32}$$

当 $I>1/2$ 时，结果是：

$$\kappa_0 = \frac{I(I+1)\mu_0 N\gamma^2 h^2/(2\pi)^2}{3kT} \tag{2-33}$$

当然，当 $I=1/2$ 时，(2-33)式变成(2-32)式。

线性的条件是 $\boldsymbol{B}_0\gamma h/(2\pi)\ll 2kT$，实际上并不太苛刻，对于室温下水中质于而言，$\boldsymbol{B}_0$ 应小于 7 000T(特斯拉)，而目前人工磁场只能做到 20T 上下，地磁场十分弱，大约为 0.5×10^{-4} T(高斯)。

由(2-32)式和(2-33)式可见，磁化率与温度成反比。

当对样品施加一磁场 $\boldsymbol{B}$ 时，样品将被磁化，达到一定的磁化强度 $\boldsymbol{M}$，假定无铁磁性，系统是在线性的各向同性的条件下，$\boldsymbol{B}$ 和 $\boldsymbol{M}$ 有以下关系：

$$\boldsymbol{M} = (\kappa_0/\mu_0)\boldsymbol{B} \tag{2-34}$$

常数 κ_0 是静磁化率，无量纲。

根据 SI 单位制，磁化率 κ_0 定义为磁化强度 $\boldsymbol{M}$ 和磁场 $\boldsymbol{H}$ 的比值，即

$$\kappa_0 = \boldsymbol{M}/\boldsymbol{H} \tag{2-35}$$

但 $\boldsymbol{B}$ 与 $\boldsymbol{H}$ 有以下关系：

$$\boldsymbol{B}=\mu_0(\boldsymbol{H}+\boldsymbol{M}) \tag{2-36}$$

因此，$\boldsymbol{M}/\boldsymbol{B}$ 和磁化率有以下关系：

$$\boldsymbol{M}=\frac{\kappa_0}{1+\kappa_0}\frac{\boldsymbol{B}}{\mu_0} \tag{2-37}$$

实际上，对顺磁系统来说，κ_0 值很小，一般数量级为 10^{-9}。在此情况下，分母$(1+\kappa_0)$用 1 代替不会带来明显的误差，因此，(2-34)式成立，即

$$\boldsymbol{M}=\left(\frac{\kappa_0}{\mu_0}\right)\boldsymbol{B} \tag{2-38}$$

由此可见，由于氢核只具有很微弱的磁矩，在磁场中呈现核子顺磁性，其值是很小的。

2. 水的核子顺磁性

关于水的磁性，已有详细的研究。水分子由一个氧原子和两个氢原子组成。氧原子有 8 个电子，其中两个 1s 电子、两个 2s 电子和 4 个 2p 电子，其中 2p 电子中的两个电子的自旋磁矩和轨道磁矩都成对地互相抵消了，2p 电子中的另外两个电子，分别与两个氢原子的两个电子(1s)结成两个共价键，它们的自旋磁矩和轨道磁矩也彼此成对地抵消了，因此，我们说水分子中的 10 个电子的磁矩彼此抵消了，从总体来说水分子没有固有磁矩。

由磁学理论可知，任何物质均有逆磁性，由于水分子的 10 个电子的总磁矩为零，因而其逆磁性比较明显地显现出来。根据理论计算和实验测定，水的磁化率为 $-4\pi\times0.720\ 0\times10^{-6}$SI (20℃时)。

现在，再来看一看氧原子核和氢原子核的磁性。按照前面叙述过的规律可知，氧原子核的磁矩等于零。只有两个氢原子核，即质子具有磁矩，在外磁场作用下，表现出逆磁性介质中核子的顺磁性。

水的核子顺磁磁化率，其值为 $4\pi\times3.214\ 0\times10^{-10}$SI (当 $T=300$K 时)。由于地磁场很弱，在地磁场磁化下，磁化强度也是很微弱的。

例如，在武汉，地磁场总强度约为 48 860nT，当温度 $T=300$ K 时，水的磁化强度 $\boldsymbol{M}=1.57\times10^{-7}$A/m，其方向沿着地磁场的方向。从宏观经典理论的观点来看，相当于在每一个立方米的水内，在垂直于地磁场总场方向上有一个面积为一平方米的线圈内流动着 0.157μA 的电流产生的磁矩。我们研究的 NMR 找水技术，就是利用水中氢核的这种微弱的顺磁性，来探测地下水存在与否及其赋存状态的。

(二)自旋—晶格弛豫

当真实的系统置于磁场中时，有两点值得注意。首先，平行于外磁场的磁化强度增长达到平衡的数值，而 $\boldsymbol{M}_z$ 保持恒定。其次，垂直于外磁场的磁化强度必然为零，但横向磁化强度以拉摩尔频率不断地旋转。

无论实际系统的起始状态如何，磁化强度将弛豫到沿 z 轴的平衡值，$\boldsymbol{M}_z$ 弛豫到 $\boldsymbol{M}_0$，而 $\boldsymbol{M}_x$、$\boldsymbol{M}_y$ 则弛豫到零(以某种拉摩尔频率)。上一节中没有考虑到弛豫，即没有考虑核自旋之间和核自旋与其环境(对固体来说，指晶格)之间的相互作用的结果。这些弛豫过程的性质是 NMR 关注的焦点，研究弛豫像研究共振一样，会给我们带来许多信息。

我们原先研究磁矩在磁场中的运动情况时，条件比较简单，即没有考虑磁矩与周围环境之间、磁矩与磁矩之间的作用。现在我们从实际观测结果看到，应该考虑两种不同的弛豫。一是平行于磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 的磁化强度朝着 $\boldsymbol{M}=(\kappa_0/\mu_0)\boldsymbol{B}_0$ 的形成过程是一个弛豫过程，这一过程与能量

交换有关。自旋具有的磁能密度$-\boldsymbol{M}\times\boldsymbol{B}$总能量应该守恒，由高能态向低能态过渡时，自旋将能量传递给周围环境，用NMR术语来说，这个周围环境称为晶格。因此，我们称这一弛豫为自旋—晶格弛豫，而且，由于牵涉到磁化强度的纵向分量变化，因此，又称为纵向弛豫，也称之为热弛豫。

另一种弛豫是在横截面内磁化强度衰减到零，此时不牵涉能量的改变。机理并不复杂，但对我们用处很大。由于其他自旋的作用，每个自旋经受的磁场与M_0略有差别，其进动频率就有差异，导致相位移动，使横向磁矩逐渐衰减到零，因此称为自旋—自旋弛豫或横向弛豫。

用比较简单的定量方法来考虑一下弛豫过程。先讨论纵向弛豫，仍以$I=1/2$情况为例，令自旋向上和自旋向下粒子数之差为n，则

$$n=N_{\uparrow}-N_{\downarrow} \tag{2-39}$$

另外，假定有两个几率P_+、P_-，分别代表单位时间内核子向上和向下跃迁的几率。我们可以设想，这两个几率是不相等的。因为在经过某一段时间以后达到平衡，则上、下能级之间的跃迁应该相等。由此得到以下的表示式：

$$P_-N_{\uparrow}=P_+N_{\downarrow} \tag{2-40}$$

或者取比值

$$\frac{N_{\uparrow}}{N_{\downarrow}}=\frac{P_+}{P_-}=1+\frac{\boldsymbol{B}_0\gamma h/(2\pi)}{kT}=1+\frac{2\mu\boldsymbol{B}_0}{kT} \tag{2-41}$$

根据单位时间的算法，往上的跃迁使n增加2，往下的跃迁使n减少2，因此

$$\frac{\mathrm{d}n}{\mathrm{d}t}=2N_{\downarrow}P_+-2N_{\uparrow}P_- \tag{2-42}$$

此外，由于P_+与P_-相差不大，可用一个平均值P代替，就有

$$\frac{\mathrm{d}n}{\mathrm{d}t}=-2P(N_{\uparrow}-N_{\downarrow})=-2P_n \tag{2-43}$$

解这一简单的微分方程，并注意到当$t=0$时，$n=0$，当$t\to\infty$时，$n=n_0$，可得

$$n=n_0(1-\mathrm{e}^{-t/T_1}) \tag{2-44}$$

两边乘以μ，得

$$\boldsymbol{M}=\boldsymbol{M}_0(1-\mathrm{e}^{-t/T_1}) \tag{2-45}$$

式中：n_0是平衡时粒子数之差，$T_1=1/2P$，T_1称为自旋—晶格弛豫时间（常数）或纵向弛豫时间（常数），反映弛豫过程进行的快慢，平均跃迁几率越大，能量传递速度越快，相应的弛豫时间也就越短。

图2-12是(2-45)式的图示，在外加稳定磁场$\boldsymbol{B}_0$和晶格的作用下，磁化强度$\boldsymbol{M}_0$（实际上是其z分量）随时间以指数形式增长，在时间相当长以后，越向其平衡值$\boldsymbol{M}_0$。

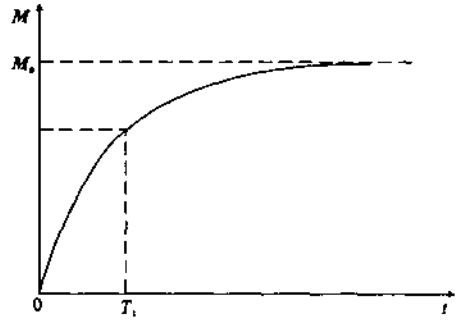


图2-12　磁化强度随时间的增长

在磁场中，与晶格相作用而引起能级之间的跃迁，T_1与跃迁几率成反比，即$T_1=1/(2P)$，因此，任何关于自旋—晶格弛豫理论，必须揭示这些跃迁的机理。N Bloembergen、E M Purcell和R V Pound研究了液体中核磁弛豫问题。液体的T_1值一般小于10s，对于

水来说

$$1/T_1 = 0.2\text{s}^{-1}$$

即 $T_1 = 5.0$s，而不含氧的水 T_1 的实测值为 3.6s。从美国 Berea 砂岩中抽出的水的 T_1 实测值为 3.9s。

（三）自旋—自旋弛豫

在 NMR 实验中，对样品施加一稳定的磁场 $\boldsymbol{B}_0$，则自旋将以拉摩尔频率（$\omega_0 = \gamma \boldsymbol{B}_0$）绕 $\boldsymbol{B}$ 作旋进运动，因此，如果一些自旋由于 $\pi/2$ 脉冲的作用开始处于某种相干的状态，它们似乎应该一齐同相地持续旋进下去。但实际上经过一定时间，旋进的磁化强度会衰减到零。

质子自旋处的磁场不同，其原因之一是每一个质子自旋有磁矩 $\boldsymbol{\mu}$，不仅受到磁场的作用，而且它本身也是一个磁场的源。因此，每个自旋除受到稳定磁场作用外，还会经受一些相邻自旋偶极场的作用（虽然比 $\boldsymbol{B}_0$ 小很多）。第 i 个自旋经受的磁场 $\boldsymbol{B}_i$ 可表示为：

$$\boldsymbol{B}_i = \boldsymbol{B}_0 + \boldsymbol{b}_i \tag{2-46}$$

式中偶极场 $\boldsymbol{b}_i$ 如下式所示：

$$\boldsymbol{b}_i = \frac{\mu_0}{4\pi} \sum \left[\frac{\boldsymbol{\mu}}{r_{ij}^3} - \frac{(\boldsymbol{\mu} \cdot r_{ij})}{r_{ij}^5} r_{ij} \right] \tag{2-47}$$

式中：j 表示系统中的其他偶极子；r_{ij} 为距离。

另外还有一个原因致使各自旋处的磁场不同，就是 $\boldsymbol{B}_0$ 本身的不均匀性，其大小在样品整个体积内有些变化。这也会引起横向弛豫。相邻自旋的偶极场和外部施加的不均匀的稳定场是不同的。偶极场代表被研究对象的某些本身固有的特性。在 NMR 中有一种所谓的自旋回波（Spin Echoes）技术，可区分二者。

可见，$\boldsymbol{B}_0$ 代表整个研究样品的平均磁场，而 $\boldsymbol{b}_i$ 则代表在第 i 个自旋位置上磁场与平均磁场的偏差。每个自旋以它自己的频率 $\omega_j = \gamma(\boldsymbol{B}_0 + \boldsymbol{b}_j)$ 进动，因此产生了一个进动频率的扩散（Spread）。正是由于这些单个进动频率的扩散引起了相消干涉，导致磁化强度的衰减。衡量衰减快慢的特征时间是频率扩散的倒数。横向磁化强度的衰减特征时间，或自旋—自旋弛豫时间用 T_2 表示为：

$$T_2 \approx 1/(\text{频率 } \gamma \boldsymbol{b}_j \text{ 的扩散}) \tag{2-48}$$

如何计算这个频率扩散？可用 b 的均方根值 $<b^2>^{1/2}$ 来度量扩散，自旋—自旋弛豫时间可表示为：

$$1/T_2 = \gamma <b^2>^{1/2} \tag{2-49}$$

在距离 r 处磁矩 $\boldsymbol{\mu}$ 的偶极子场可近似表示为：

$$\boldsymbol{b} \approx \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\boldsymbol{\mu}}{r^3} \tag{2-50}$$

在距离 2Å 处，磁场约为 2×10^{-4}T，$<b^2>^{1/2}$ 大约也是这个数量级，相应的 T_2 约为 20μs，这是典型固体的 T_2 值。例如氟化钙晶体 $T_2 = 20\mu$s。常温下甘油的 T_2 值约为 20ms，而冻结的甘油的 T_2 大约与固体的 T_2 值差不多，可见运动对 T_2 值有很大影响。

经过推导，可看到（2-49）式是不活动自旋系统的弛豫时间，而运动对弛豫的影响表现为：

$$1/T_2 = \gamma <b^2>^{1/2} \tau_c \tag{2-51}$$

式中：τ_c 是自相关时间。一个自旋经受的局部磁场 $\boldsymbol{b}_j$ 是时间的随机函数，τ_c 由这一随机函数的自相关函数确定。运动越激烈，τ_c 越小，因为作为 $\boldsymbol{\mu}$ 的携带体的分子快速运动时，分子很快

受到其他分子的碰撞而改变其位置，因此，能维持相关的时间很短，例如，常温下的水，相关时间 $\tau_c=2.7\times10^{-12}$s。

根据假定的机理或模型，运用量子力学的方法，可计算 T_1、T_2 与 τ_c 的关系。这里我们只写出结果：

$$\frac{1}{T_1}=\frac{3}{20}\left[\frac{g_N^4\mu_N^4}{(h/2\pi)^2r^6}\right]\left(\frac{2\tau_c}{1+\omega_0^2\tau_c^2}+\frac{8\tau_c}{1+4\omega_0^2\tau_c^2}\right) \tag{2-52}$$

$$\frac{1}{T_2}=\frac{3}{40}\left[\frac{g_N^4\mu_N^4}{(h/2\pi)^2r^6}\right]\left(6\tau_c+\frac{10\tau_c}{1+\omega_0^2\tau_c^2}+\frac{4\tau_c}{1+4\omega_0^2\tau_c^2}\right) \tag{2-53}$$

对子水分子来说，由于 $\omega_0\tau_c$ 很小，在以上两式中均可忽略，由此可看出 $T_1=T_2$，如果顾及水分子中由于扩散所产生的磁场，则 $1/T_1$ 表示式应增加一项

$$\frac{\pi}{5}\left[\frac{g_N^4\mu_N^4}{(h/2\pi)^2}\right]\frac{N}{Db}$$

式中：D 为扩散系数，取 1.85×10^{-5}；N 为自旋浓度，取 6.75×10^{22}；b 是不同分子自旋间的最近距离，取 1.74Å；r 是水中质子与质子间的距离，$r=1.58$Å，则：

$$\frac{1}{T_1}=\frac{3}{2}\left[\frac{g_N^4\mu_N^4}{(h/2\pi)^2r^6}\right]\tau_c+\frac{\pi}{5}\left[\frac{g_N^4\mu_N^4}{(h/2\pi)^2}\right]\frac{N}{Db} \tag{2-54}$$

由此式可得水的理论值 $T_1=4.4$s。

现在讨论顺磁性离子对弛豫的影响。因研究 NMR 而获得诺贝尔物理学奖的 F Bloch 和 E M Purcell 以及他们的同事很早就研究过水中顺磁性离子对弛豫的影响。他们指出，水中顺磁性离子使弛豫时间减小。顺磁性离子的磁矩，是以玻尔磁子为单位来计量的，而玻尔磁子比核磁矩要大 1 000 多倍。因此，起伏的局部磁场具有相应的较大的数值，使得弛豫时间大为缩短，与离子相互作用而引起的弛豫是“分子间的”弛豫。在分析这种弛豫时，应在表示“分子间的”弛豫、质子弛豫的公式中作适当的改变。应该用离子的有效磁矩 μ 代替质子的磁矩，得到以下的公式，这至少可以定性地说明影响弛豫时间的因素。

$$1/T_1=12\pi^2\gamma^2\eta N_{ion}\mu_{ion}^2/(5kT) \tag{2-55}$$

式中：N_{ion} 是 $1cm^3$ 体积内离子的数目；η 是粘滞系数。此处未考虑离子和水分子扩散系数的差别。

由(2-55)式可见，T_1 与离子浓度成反比，而且与离子的有效磁矩的平方 μ_{ion}^2 也成反比。

考虑在实际中遇到的情况，即赋存子多孔建造孔隙中的水，水分子中的质子除了近水分子中的质子有相互作用外，如果水中有顺磁性离子，则如上所述，还要受到这些离子的影响。此外，岩石界面上的局部磁场也会影响水中的质子。当质子接近界面时，质子将受到界而上的顺磁性(晶)格点的作用，使质子的进动相位遭到干扰。

三、交变磁场的作用

(一)Bloch 方程

1946 年，Bloch 提出了 NMR 理论中著名的 Bloch 方程。Bloch 方程是核磁共振的理论基础。处于外加磁场中的自旋系统，其行为可以用 Bloch 方程为基础的矢量模型来描述。

以上我们简要地讨论了弛豫现象，我们可以将弛豫项加入到磁化强度的进动方程中去，以反映实际的物理情景。

对于纵向弛豫，有 $dn/dt=-n/T_1$ (2-56)

对于横向弛豫，设单位体积内相位密集(同相)的核粒子数为 n，在 dt 时间内，由于自旋之间的相互作用，引起进动相位变化的粒子数为 dn，则

$$dn\propto ndt$$

令比例系数为 $1/T_2$，于是有

$$dn/dt=-n/T_2 \tag{2-57}$$

(2-57)式两边各乘以磁矩的横向分量，同时考虑自旋一晶格弛豫作用使纵向分量的变化，则综合两种弛豫作用即得：

$$\left.\begin{aligned}\frac{dM_x}{dt}&=-\frac{M_x}{T_2}\\ \frac{dM_y}{dt}&=-\frac{M_y}{T_2}\\ \frac{dM_z}{dt}&=-\frac{M_0-M_z}{T_1}\end{aligned}\right\} \tag{2-58}$$

(2-58)式是两种弛豫作用的表示式。M_0 是平衡时 M_z 的值，当 M_z 弛豫(恢复)到 M_0 时，M_x 和 M_y 则弛豫(衰减)到零。由这些方程式描述的弛豫，遵循指数定律。于是，Bloch 方程式可以写成以下形式：

$$\left.\begin{aligned}\frac{dM_x}{dt}&=\gamma(M_yB_z-M_zB_y)-\frac{M_x}{T_2}\\ \frac{dM_y}{dt}&=\gamma(M_zB_x-M_xB_z)-\frac{M_y}{T_2}\\ \frac{dM_z}{dt}&=\gamma(M_xB_y-M_yB_x)-\frac{M_z-M_0}{T_1}\end{aligned}\right\} \tag{2-59}$$

式中：γ 为磁旋比，不同核子有不同的 γ 值。

(二)在稳定磁场和交变磁场作用下 M 的运动

现在，我们来研究在稳定磁场和频率为拉摩尔进动频率的交变电磁场脉冲作用下，磁化强度的行为。

设稳定磁场 $B_0=kB_0$，按 Bloch 方程(2-59)式，有：

$$\left.\begin{aligned}\frac{dM_x}{dt}&=\gamma M_yB_0-\frac{M_x}{T_2}\\ \frac{dM_y}{dt}&=-\gamma M_xB_0-\frac{M_y}{T_2}\\ \frac{dM_z}{dt}&=-\frac{M_z-M_0}{T_1}\end{aligned}\right\} \tag{2-60}$$

由(2-60)式第三式得

$$M_z(t)=M_0(1-e^{-t/T_1}) \tag{2-61}$$

当 t 很大时(相对于 T_1 而言)

$$M_z(t)\to M_0$$

即磁化强度的 z 分量随时间 t 的增加趋向其平衡值 M_0。我们知道 $M_0=(\kappa_0/\mu_0)B$，若在稳定磁场作用之前 $t=0$ 时，$M_x(0)=M_y(0)=0$，则 $M_x(t)=M_y(t)=0$，可见，稳定磁场的作用是产

生一个纵向的磁化强度分量 $M_z=M_0$，而横向分量为零，表示磁化强度没有绕 B_0 作进动。

如前所述，当在垂直于恒定磁场方向上施加一个交变磁场脉冲，其频率为拉摩尔进动频率，脉冲宽度和幅度满足一定条件时，简言之，施加一个 $\pi/2$ 脉冲时，M_0 将倾倒 $\pi/2$ 角度位于 xy 平面内，即产生了磁化强度的横向分量，其大小为 M_0。假定 $\pi/2$ 脉冲作用之后，$t=0$ 时，$M_x(0)=0$，$M_y(0)=M_0$，则由(2-60)式可得：

$$\left.\begin{aligned} M_x(t)&=M_0 e^{-t/T_2}\sin\omega_0 t\\ M_y(t)&=M_0 e^{-t/T_2}\cos\omega_0 t\\ M_z(t)&=M_0(1-e^{-t/T_1}) \end{aligned}\right\} \tag{2-62}$$

磁化强度 M 的运动和演化过程可用图形表示，见图 2-13。在 $\pi/2$ 脉冲作用后，产生了横向分量，磁化强度矢量 M 绕稳定磁场 B_0 进动。由于弛豫作用，磁化强度横向分量按指数形式随时间衰减，衰减的特征时间为 T_2。磁化强度的纵向分量随时间而增长，趋向其平衡值 M_0，增长的特征时间为 T_1。磁化强度的这种行为称为自由进动衰减，如果放置一接收线圈，其轴线沿 y 轴方向，由于

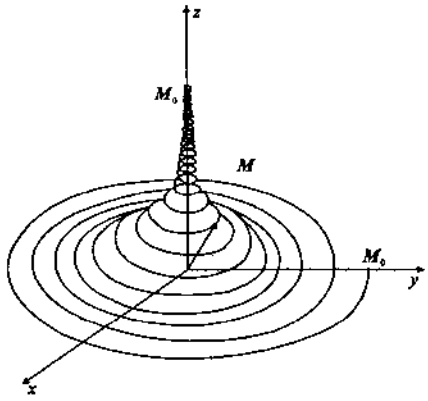


图 2-13　磁化强度的自由进动衰减

$$B_y=\mu_0 M_y=\mu_0 M_0 e^{-t/T_2}\cos\omega_0 t \tag{2-63}$$

被磁化的研究对象通过接收线圈的磁通量为：

$$\varphi=n_T B_y A \tag{2-64}$$

式中：n_T 为线圈匝数；A 为线圈面积。在线圈中产生的感应电动势为：

$$\begin{aligned}\varepsilon&=-\frac{d\varphi}{dt}=-\mu_0 n_T A\frac{dM_y}{dt}\\&=\mu_0 n_T A M_0\left(\omega_0 e^{-t/T_2}\sin\omega_0 t+\frac{1}{T_2}e^{-t/T_2}\cos\omega_0 t\right)\end{aligned} \tag{2-65}$$

式中括弧内余弦项和正弦项系数之比为 $1/(\omega_0 T_2)$，它远小于 1，因此，可忽略余弦项，得：

$$\varepsilon\approx\mu_0 n_T A M_0\omega_0 e^{-t/T_2}\sin\omega_0 t \tag{2-66}$$

由此得到随时间而周期变化的电动势，其圆频率 $\omega_0=\gamma B_0$，其幅度随时间按指数形式衰减，称为自由感应衰减(Free Induction Decay，缩写为 FID)信号。M_0 和 ω_0 都与 B_0 成正比，因此，信号幅度与 B_0^2 成正比，还与 γ 成正比。如果我们使用地磁场作稳定磁场，水是研究对象，则 γ 是固定的，B_0 也不由我们随意改变，在某一局部地区它是一个恒定值。要加大感应电动势，即要加大信号，只有增大 $n_T A$，即加大线圈匝数或/和加大线圈面积。B_0 在世界各地有很大的变化，因此，会影响 NMR 信号的幅度。

(三)磁场不均匀的影响

在研究目标范围内，由稳定磁场的不均匀性 ΔB_0 对 T_2 的影响很大。因为这时目标体中核磁矩围绕稳定磁场进动的角速度有差异，即有的进动快些而有些进动慢些，使原先集中的磁矩产生扇形分散，从面加速磁化强度横向分量衰减的过程。因此，考虑到稳定磁场的不均匀性，可以把表观横向弛豫时间 T_2^* 写成两部分的和，即

$$\frac{1}{T_2^*}=\frac{1}{T_2}+\frac{1}{T_2'} \tag{2-67}$$

式中：T_2 是在均匀磁场中的弛豫时间；T_2'是考虑到磁场的不均匀性 ΔB_0 的弛豫时间，即

$$\frac{1}{T_2'}=\frac{\gamma\Delta B_0}{\pi} \tag{2-68}$$

式中：γ 是核子的磁旋比，它是一个重要的常数，不同的核子，有不同的 γ 值(表 2-2)。

表 2-2 不同原子核的核磁共振性质

原子核	自旋量子数	同位素百分比(%)	$\gamma(\times10^7 radT^{-1}s^{-1})$	f(Hz)
^{1}H	1/2	100	26.751	2 129
^{7}Li	3/2	93	25.181	2 004
^{19}F	1/2	100	10.829	862
^{31}P	1/2	100	10.396	827
^{23}Na	3/2	100	8.579	683
^{11}B	3/2	80	8.158	649
^{27}Al	5/2	100	7.602	605
^{55}Mn	5/2	100	7.225	575
^{59}Co	7/2	100	7.097	565
^{63}Cu	3/2	69	7.076	563
^{65}Cu	3/2	31	7.036	560
^{45}Sc	7/2	100	6.970	555
^{51}V	7/2	100	6.702	533
^{69}Ga	3/2	60	6.620	527
^{71}Ga	3/2	40	6.498	517
^{79}Br	3/2	51	6.420	511
^{81}Br	3/2	49	6.347	505

注：γ 是磁旋比，f 是在 0.5×10^{-4}T 地磁场中的拉摩尔频率

第三节 地面核磁共振方法探测地下水的原理

地面核磁共振(SNMR)方法利用了不同物质原子核弛豫性质差异产生的 NMR 效应。即利用了水中氢核(质子)的弛豫特性差异，在地面上利用核磁共振找水仪，观测、研究在地层中水质子产生的核磁共振信号的变化规律，进而探测地下水的存在性及其赋存特征。该方法应用核磁感应系统(Nuclear Magnetic Induction System，缩写为 NUMIS)实现对地下水信息的探测。

核磁共振是一个基子原子核特性的物理现象，系指具有核子顺磁性的物质选择性地吸收电磁能量。从理论上讲，应用 NMR 技术的唯一条件是所研究物质的原子核磁矩不为零。水中氢核具有核子顺磁性，其磁矩不为零。氢核是地层中具有核子顺磁性物质中丰度最高、磁旋比最大的核子。在稳定地磁场的作用下，氢核象陀螺一样绕地磁场方向旋进(图 2-14)，其旋进频率(拉摩尔频率)与地磁场强度和原子核的磁旋比有关。

氢核在地磁场作用下，处在一定的能级上。如果以具有拉摩尔频率的交变磁场对地下水中的质子进行激发，则使原子核能级间产生跃迁，即产生核磁共振。

通常向铺在地面上的线圈（发射线圈）中供入频率为拉摩尔频率的交变电流（图 2－15），交变电流的包络线为矩形[图 2－16(a)]。在地中交变电流形成的交变磁场激发下，使地下水中氢核形成宏观磁矩。这一宏观磁矩在地磁场中产生旋进运动，其旋进频率为氢核所特有。在切断电流脉冲后，用同一线圈（接收线圈）拾取由不同激发脉冲矩激发产生的 NMR 信号，该信号的包络线呈指数规律衰减[图 2－16(b)]，信号强弱或衰减快慢直接与水中质子的数量有关，即 NMR 信号的幅值与所探测空间内自由水含量成正比，因此构成了一种直接探测地下水信息的技术，形成了地面核磁共振探测地下水方法。

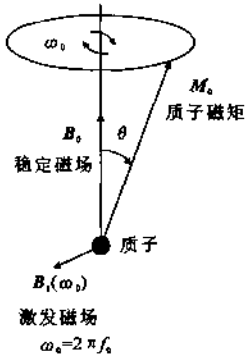


图 2－14　质子磁矩在磁场作用下的旋进运动

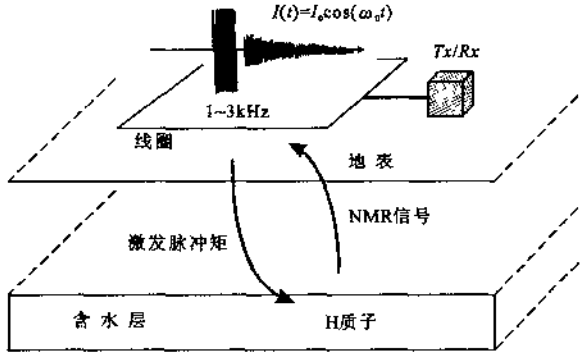


图 2－15　SNMR 方法探测地下水原理示意图

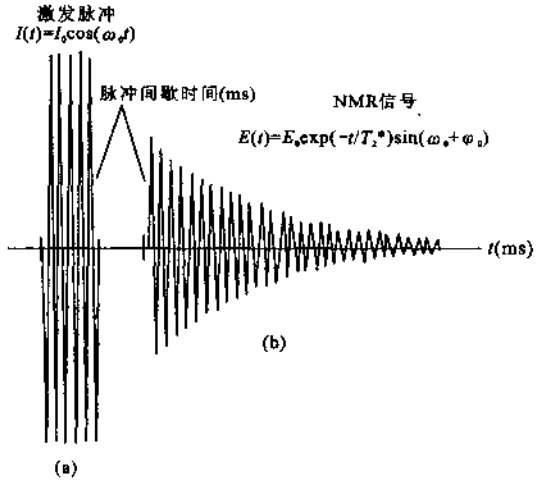


图 2－16　NMR 信号时序图

第四节 地面核磁共振方法测量参数和反演得到的水文地质参数

地面核磁共振方法测量参数和反演解释获得的水文地质参数见表 2－3。这些参数的变化直接反映出地下含水层的赋存状态和特征。

表 2－3 NUMIS 和 NUMIS^{Plus} 系统的实测、解释参数

SNMR 方法测量参数	SNMR 方法反演解释获得的参数
NMR 信号初始振幅 E_0(nV)	单位体积含水量(有效孔隙度)
NMR 信号横向弛豫时间常数 T_2^*(ms)	孔隙大小
NMR 信号纵向弛豫时间常数 T_1(ms)	渗透性参数
NMR 信号的初始相位 φ_0(°)	含水层的导电性(电阻率)

一、NMR 信号初始振幅 E_0

E_0 值的大小与含水层的含水量成正比。当激发电流脉冲终止后，接收天线接收到 NMR 信号 $E(t,q)$，则表明有地下水存在。$E(t,q)$包络线按指数规律衰减：

$$E(t,q)=E_0(q)\exp(-t/T_2^*)\sin(\omega_0 t+\varphi_0) \tag{2-69}$$

式中：T_2^* 是 NMR 信号的自旋—自旋弛豫时间(通常称为平均衰减时间)，单位为 ms，在均匀地磁场中 $T_2^*=T_2$。φ_0 是 NMR 信号的初始相位。假定大地呈水平层状，电阻率的垂向分布已知，则初始振幅 $E_0(q)$的表达式为：

$$E_0(q)=\int_0^L K[q,\rho(z),\alpha,z]n(z)\mathrm{d}z \tag{2-70}$$

式中：K 是积分核函数，K 与激发脉冲矩 q、岩层电阻率 ρ 及岩层埋深 z、地磁场倾角 α 有关。$n(z)$是含水量，$n(z)=V_F/V$，V_F、V 分别为探测体积内的自由水体积和探测体积。$0\leqslant n(z)\leqslant 1$，例如，在干燥岩石中 $n=0$，对于湖泊的整体水来说，$n=1$。$L=2D$，D 是天线直径，单位为 m。

由(2－70)式可以看出，含水层的含水量 $n(z)$直接影响到 E_0 值的大小，E_0 值与 $n(z)$呈正比。

在 SNMR 方法中，每个核磁共振点都有一条 NMR 信号 E_0 值随 q 值变化而形成的曲线，即核磁共振测深曲线，通常用 E_0-q 曲线(图 2－17)表示。对该曲线进行解释后就可得到该测深点探测范围内的水文地质参数：含水层的深度、厚度、单位体积含水量。

图 2－17 是 NUMIS 系统在含水层(其厚度 10m、单位体积含水量为 20%、埋藏深度为 h)上方，经过正演计算获得的 5 条 E_0-q 曲线，由图 2－17 可以看出，5 条 E_0-q 曲线特征分别是不同深度(20m、50m、80m、110m 和 140m)处存在含水层的响应。

二、NMR 信号平均衰减时间 T_2^*

每个激发脉冲矩 q 均可以得到一条 NMR 信号 E_0 随时间按指数规律变化的衰减曲线(E_0-t 曲线)，见图 2－18。由此曲线可以求出该 q 值探测深度内含水层的 T_2^*。T_2^* 值大小可以

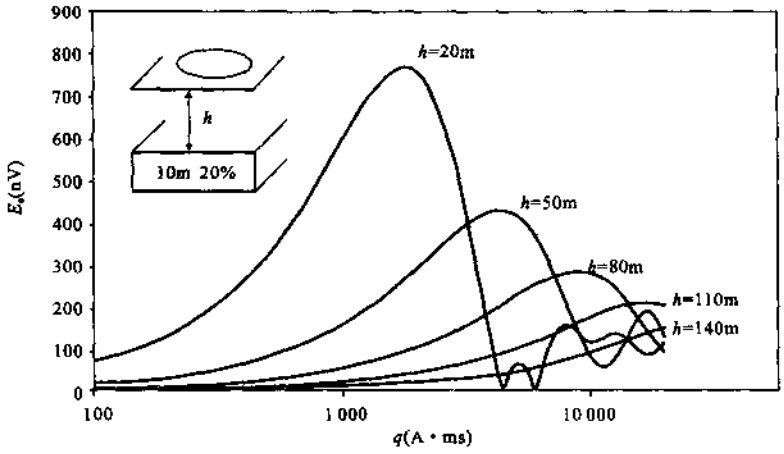


图 2-17　NMR 信号的 E_0-q 曲线

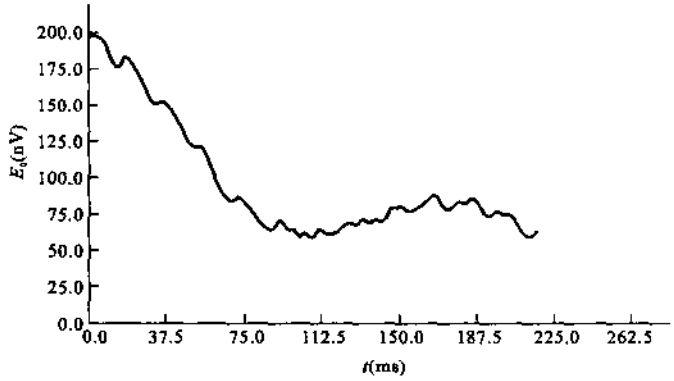


图 2-18　NMR 信号的 E_0-t 曲线

近似地给出含水层类型(平均孔隙度)的信息。T_2^* 的计算公式为：

$$T_2^* = \frac{\sum_{m=1}^{M} E_m^2}{\sum_{m=1}^{M} \frac{E_m^2}{T_m}} \tag{2-71}$$

式中：E_m、T_m($m=1,2,\cdots, M$)分别是某个激发脉冲矩 q，在 M 个时刻分别对应的 NMR 信号的振幅值、信号衰减时间。

国内外的研究、统计规律表明，自由水和束缚水的 T_2^* 值是不同的，自由水的 T_2^* 变化范围为 30ms$\leqslant T_2^* <$1 000ms，而束缚水的为 $T_2^* <$30ms。由于目前商品型的 NMR 找水仪的电流脉冲的间歇时间是 30ms，因此，NMR 找水仪接收不到束缚水的 NMR 信号。表 2-4 给出了不同类型含水层的 T_2^* 值。在探测范围内不存在局部磁性不均体时，$T_2^* = T_2$。

三、NMR信号纵向弛豫时间 T_1

T_2^* 和 T_1 的测量技术不同，NUMIS系统只能测出 T_2^*。T_2^* 是用1个激发脉冲矩的 E_0-t 曲线获得的衰减时间(图 2-19)，而 T_1 是在同一个记录点用脉冲序列测定的，即在使用 NUMIS^{Plus} 和 NUMIS^{Lite} 系统时，在一个记录点上，每次用两个激发脉冲 q_1 和 q_2 进行测量(图 2-20)，然后获得 T_1：

$$T_1=f(E_0,E_0',\Delta t)$$

$$T_2^*<\Delta t<T_1$$

式中：Δt 是两个激发脉冲 q_1 和 q_2 的间隔时间(见图 2-20)。

$$T_1\approx\frac{-\Delta t}{\lg\left(1-\frac{E_0'}{E_0}\right)} \tag{2-72}$$

理论研究和实践表明，$T_2^*<T_2<T_1$。

表 2-4 实测 T_2^* 值和含水层类型的近似关系

弛豫时间(ms)	含水层类型
30	砂质粘土层
30～60	粘土质砂、很细的砂层
60～120	细砂层
120～180	中砂层
180～300	粗砂和砾质砂层
300～600	砾石沉积
600～1 000	地面水体

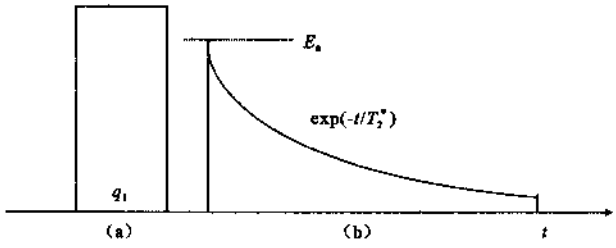


图 2-19 一个矩形脉冲激发时获得 T_2^* 的示意图

(a)矩形脉冲；(b)NMR 信号 E_0-t 曲线

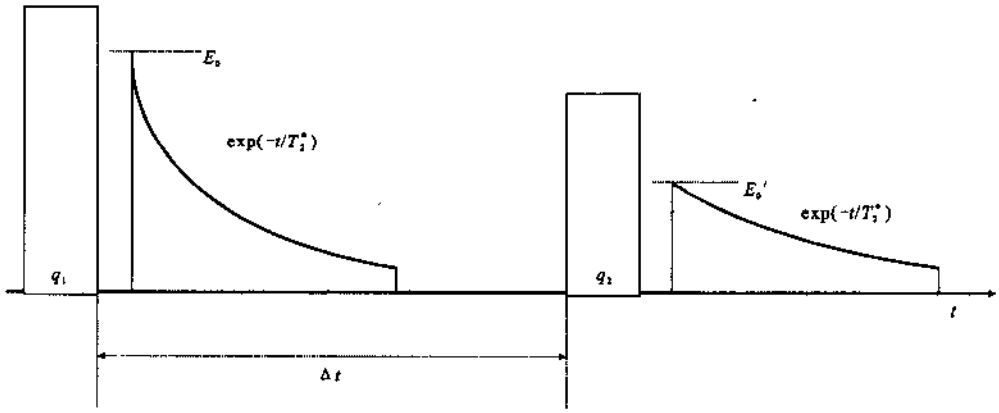


图 2-20 两个矩形脉冲激发时获得 T_1 的示意图

T_1 能很好地给出含水层孔隙度的信息，不受磁场不均匀性的影响，在新研制的NUMIS^{Plus}和 NUMIS^{Lite}中，都有测定 T_1 的功能。

四、NMR信号初始相位 φ_0

初始相位 φ_0 是二次场相对激发电流的相位移，单位为度。NMR 信号的初始相位反映地下岩石的导电性。

主要参考文献

陈文升编著．核磁共振地球物理仪器原理[M]．北京：地质出版社，1992

潘玉玲，张昌达等编著．地面核磁共振找水理论和方法[M]．武汉：中国地质大学出版社，2000

潘玉玲，贺颢，李振宇，李国安，姜焕忠．地面核磁共振找水方法在我国的应用效果[J]．地质通报，2003，22(2)：135～139

肖立志著．核磁共振成像测井与岩石核磁共振及其应用[M]．北京：科学出版社，1998

Jean BERNARD 提供．法国 IRIS 公司技术资料：NUMIS ^{Plus}．1999，12

第三章 地面核磁共振仪器

第一节 地面核磁共振仪器发展概况

SNMR 找水方法是近 20 年发展起来的直接找水的物探新方法，也称为核磁共振测深(Magnetic Resonance Sounding 缩写为 MRS)。新方法具有找水原理新颖、解释结果量化和直接找水的特点，已在我国取得了很好的应用成果。

一、前苏联科学家最早研制出核磁共振层析找水仪

从 1978 年起，前苏联科学院西伯利亚分院化学动力学和燃烧研究所(ICKC)以 Semenov A G 为首的一批科学家开始了利用核磁共振技术进行找水的全面研究。他们用了 3 年时间研制成了原型仪器，在其后十年间对仪器进行改进，开发出了世界上第一台在地磁场中测定 NMR 信号的仪器，称为核磁共振层析找水仪(Hydroscope)，该仪器作为新方法探测地下水的重要手段。目前，他们仍然利用本国研制的 Hydroscope(3B 型)进行探查地下水的工作，MRS 方法已作为常规的地球物理探测地下水方法，但尚未形成商品型 MRS 找水仪器。

二、法国成为研制 MRS 仪器的第二个国家

1994 年，法国地调局(BRGM)IRIS 公司购买了俄罗斯找水仪专利，并与 ICKC 合作，开始研究新型的 MRS 找水仪——核磁感应系统(Nuclear Magnetic Induction System，缩写为 NUMIS)，从此，法国成为研制 MRS 仪器的第二个国家，并于 1996 年春商品型 NUMIS 仪器问世。

1999 年 IRIS 公司将 NUMIS 系统(勘探深度为 100m)升级为 NUMIS^{Plus}(勘探深度为 150m)。

2003 年，为了适用于浅部(50m 以内)地下水勘查和解决浅部工程地质问题，IRIS 公司又推出轻便型 MRS 仪器——NUMIS^{Lite}。

目前，IRIS 公司研制的直接探测地下水的商品型仪器有 NUMIS^{Plus}和 NUMIS^{Lite}。

三、中国引进和成功地利用核磁共振找水仪器

1997 年底，中国地质大学(武汉)引进了法国 IRIS 公司研制的 NUMIS 系统，这是我国引进的第一套 NUMIS 系统。

1999 年，中国地质科学院水环所(保定)、新疆水利厅石油供水办公室(乌鲁木齐)各引进一套 NUMIS。

2001 年、2002 年引进 NUMIS^{Plus}的单位有水利部牧区水利科学研究所(2 套)、乌兰浩特水利局(1 套)。

我国地球物理工作者利用地面 MRS 方法已在湖北、福建、内蒙古、新疆等 14 省(区)的缺

水区找到了地下水，直接支援了工农业和国防建设，为探测地下水资源提供了新技术和新手段。

第二节　地面核磁共振系列仪器设备性能及原理

一、地面核磁感应系统的原理及其组成

前已述及，NUMIS、NUMIS^{Plus}和 NUMIS^{Lite}均是由 PC 机控制的当今世界上最先进的直接探测地下水的设备。它们都是法国 IRIS 公司的产品，其中最先推出的、现已不再生产的是 NUMIS，其探测深度为 100m，比较笨重，搬运很不方便。

1999 年 IRIS 公司将 NUMIS 升级为 NUMIS^{Plus}。NUMIS^{Plus}除了具有 NUMIS 全部功能外，是一套比 NUMIS 具有更大的发射功率（瞬时最大输出功率为 450A、4 000V）、更大深度（150m）、模块式的找水设备。该设备每个部分的重量都在 25kg 以内，便于一个人搬送。

现以 NUMIS^{Plus}为例，说明地面核磁共振仪器的工作原理及其组成，它们的工作站外貌及组成原理框图分别见图 3－1、图 3－2。



图 3－1　NUMIS^{Plus}工作站外貌

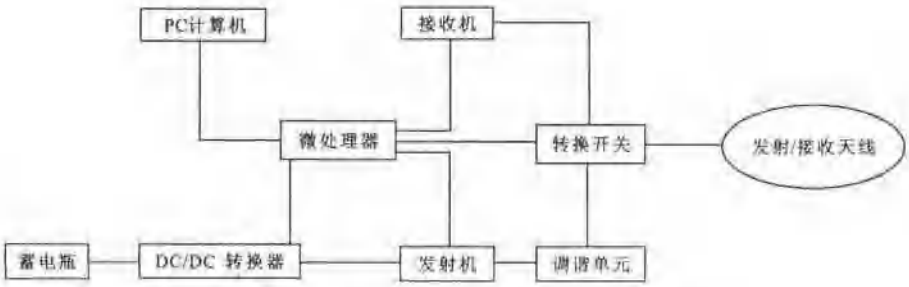


图 3－2　NUMIS^{Plus}组成原理框图

(一)电源转换单元—DC/DC 转换器和蓄电瓶

DC/DC 转换器将 2 个蓄电瓶(12×2V,每个大于 6A·h)提供的 24V 电压转换为 400V,供发送机的交变电流发生器使用。

在 NUMIS^{Plus}系统中利用了 2 个并联的转换器,其使用方法是:当探测深度为 150m 时,要求用 2 个 DC/DC 转换器来激发边长为 150m 的方形回线(回线总长度 600m);如果探测深度为 100m,则仅要求用 1 个 DC/DC 转换器来激发边长为 100m 的方形回线(回线总长度 400m)。

(二)天线

天线(又称回线或线圈,每卷导线长 100m,导线截面积为 10mm^2)作为发射/接收天线。

(三)转换开关

转换开关的作用是将外接天线在发射回路和接收回路之间进行转换。

(四)调谐单元

调谐单元是用电容量不同的电容器把发射天线的频率调谐到拉摩尔频率。

NUMIS^{Plus}系统备有 2 个调谐单元:当需要 9~30μF 以内电容量时,使用 1 个调谐单元;当需要 31~60μF 以内电容量时,使用 2 个调谐单元。就是说,在磁纬度较低地区(地磁场强度低于 31 000nT、使用边长 150m 方形天线时或地磁场强度低于 37 000nT、使用边长 100m 方形天线时)必须使用 2 个调谐单元;在中、高磁纬度地区,使用 1 个调谐单元。

(五)发射/接收单元

发射/接收单元是 NUMIS^{Plus}系统的核心。

在 PC 计算机的控制下,发射机将其产生的拉摩尔频率的电流脉冲供入天线,形成激发磁场;在发射脉冲间歇期间,接收机测量 NMR 信号,对其进行滤波、放大和数字转换模拟。接收机的灵敏度高,可以接收 nV 级的信号。

(六)微处理器

微处理器控制 NUMIS^{Plus}各个部分的协调工作,通过 RS—232 接口接收 PC 计算机送来的数据指令,并将所测得的数据传给 PC 计算机进一步处理并显示。

(七)PC 计算机

PC 计算机控制 NUMIS^{Plus}整个系统、记录原始数据,然后进行数据处理、显示和存储以及进行后续资料解释(一维反演)。

(八)NUMIS^{Plus}系统配备的主要收件

NUMIS^{Plus}系统的主要软件有:测试软件、数据采集控制软件、处理和解释软件。

在上述软件支持下,MRS 方法的测量参数和反演解释获得的水文地质参数见表 2-3。

二、地面核磁共振仪器组成部件和其他设备

以 NUMIS 为例(图 3-3),说明 MRS 仪器组成部件。

—— 发送机/接收(Tx/Rx)机(800×600×600 mm^3,重量 70kg);

——DC/DC 转换器(550×600×420 mm^3,重量 40kg);

——连接电缆：控制 DC/DC 线(1 条)、发送机电源线 (1 条)、RS—232 串口线(1 条)、PC 机电源线(1 条)、Tx/Rx 连接回线(1 条)、天线的接线盒(5 个)；

—— 回线电缆(用 4 个线架卷，每卷电缆长 75m，每卷重 35kg)；

——实验室测试天线(1 个)；

——汽车电瓶 2 个(每个大于 60A · h)，组成 24V 电压；

——笔记本式 PC 机(IBM 兼容机)；

——质子磁力仪 1 台。



图 3-3　NUMIS 中的 DC/DC 转换器和发射机/接收机单元

三、地面核磁共振仪器的主要技术指标

为了进一步了解国内外目前使用的 NUMIS、NUMIS^{Plus}和 NUMIS^{Lite}的性能，通过对比的方式，简要介绍 MRS 仪器的主要技术指标。

(一)NUMIS 和 NUMIS^{Plus}的技术指标

目前，我国已引进了 NUMIS 和 NUMIS^{Plus}各 3 套，可以从其技术指标变化，了解 MRS 仪器的升级变化情况。

NUMIS	NUMIS^{Plus}
DC/DC 变换器：	
——输入：2×12V(60A · h)，20A；	2×12V(60A · h)，20A；
——输出：±380V，1A；	±430V，0.5A；
——电容量：0.1F；	0.05F；
——DC/DC 变换器个数：1 个	2 个
发送机：	
——最大输出电流：典型值 250A(在最低频时达 300A)；	450A；
——频率范围：1 200～3 000Hz；	800～3 000Hz；
——最大输出电压：±3 000V；	±4 000V；

——激发脉冲持续时间：40ms(标准，可编程)；	40ms (标准，可编程)；
——脉冲矩：100～9 000A · ms(可编程)；	100～18 000A · ms(可编程)；
——最大脉冲能量：36kJ	
接收机：	
——带通滤波宽度：100Hz；	100Hz；
——信号范围：500～30 000nV；	500～30 000nV；
——可编程增益：10^4～10^6；	10^4～10^6；
——A/D 转换器：14 位；	14 位；
——采样频率：10kHz；	
——噪声水平：10(nV/$\sqrt{Hz}$)；	10(nV/$\sqrt{Hz}$)；
——"死区时间"：30ms	10～80ms(标准为 30ms)；
温度范围(没有考虑 PC 计算机)：	
——工作温度：－30℃～＋50℃；	－30℃～＋50℃；
——保存温度：－40℃～＋60℃	－40℃～＋60℃；
发射和接收(Tx/Rx)天线：	
——天线长度：300m(4 卷各 75m)；	600m(6 卷各 100m)；
——天线阻抗：0.2Ω，0.6mH；	1Ω，1.1mH；
——调谐单元：1 个；	2 个；
——调谐电容：18～60μF	9～30μF，31～60μF
PC 计算机：	
——控制整个系统：转换器、发送机、接收机；	转换器、发送机、接收机；
——数据处理：DFT、叠加；	DFT、叠加；
——数据解释：一维反演；	一维反演；
——数据存储：两种形式	两种形式

注：根据工作需要和电磁噪声干扰程度，选择天线类型。天线电缆可以敷设 1 圈或 2 圈或多圈，天线类型有圆形、方形、圆∞字形、方∞字形。例如：敷设直径为 100m 的 1 圈电缆圆形天线，其天线电缆总长度为 314m，电阻 $R=0.2\Omega$，电感＝0.6mH。表示为：圆形，直径＝100m，1 圈(314m 电缆，$R=0.2\Omega$，$L=0.6$mH)。其他类型依此类推：圆形，直径＝150m，1 圈(471m 电缆，$R=0.3\Omega$，$L=0.9$mH)、圆形，直径＝50m，2 圈(314m 电缆，$R=0.2\Omega$，$L=0.6$mH)、圆形，直径＝ 75m，2 圈(471m 电缆，$R=0.2\Omega$，$L=0.9$mH)、方形，边长＝75m，1 圈(300m 电缆，$R=0.2\Omega$，$L=0.6$mH)、方形，边长＝120m，1 圈(480m 电缆，$R=0.3\Omega$，$L=0.9$mH)、方形，边长＝37.5m，2 圈(300m 电缆，$R=0.2\Omega$，$L=0.6$mH)、方形，边长＝60m，2 圈(480m 电缆，$R=0.3\Omega$，$L=0.9$mH)；圆∞字形，直径＝50m，1 圈(314m 电缆，$R=0.2\Omega$，$L=0.6$mH)、圆∞字形，直径＝75m，1 圈(471m 电缆，$R=0.3\Omega$，$L=0.9$mH)、方∞字形，边长＝37.5m，1 圈(300m 电缆，$R=0.2\Omega$，$L=0.6$mH)、方∞字形，边长＝60m，1 圈(480m 电缆，$R=0.3\Omega$，$L=0.9$mH)。

(二)NUMIS^{Lite}与 NUMIS^{Plus}的技术指标对比

前已述及，NUMIS^{Plus}和 NUMIS^{Lite}均是由 PC 机控制的当今世界上最先进的直接探测地下水的设备，都是法国 IRIS 公司研制的商品型仪器。轻便型 NUMIS^{Lite}主要用于解决地下 50m 深度内的水文和工程地质问题。NUMIS^{Lite}的技术指标与 NUMIS^{Plus}相比有所变化，见表 3－1。

表 3-1　NUMIS^{Lite}和 NUMIS^{Plus}硬件某些技术指标对比

对比内容		NUMIS^{Plus}	NUMIS^{Lite}
DC/DC 单元	最大输出	±430V,0.5A	±110V,0.5A
	DC/DC 个数	2	1
	尺寸与重量	43×30×43cm^3,23.6kg	43×30×33cm^3
调谐单元	尺寸与重量	43×30×34cm^3,19.5kg	与 DC/DC 单元合并为一体,21kg
发射机/接收机主单元	尺寸与重量	43×30×43cm^3;23.7kg	43×30×30cm^3;19kg
	频率范围	0.8～3kHz	1.5～3kHz
	瞬间最大能量输出	4 000V,450A	1 000V,150A
	发射强度(脉冲矩范围)	100～18 000A · ms	100～6 000A · ms
天线	总长度与卷数	600m(100m×6 卷)	240m,60m×4 卷
	导线截面积	10mm^2	6mm^2
探测探度		150m	50m

由表 3-1 可以看出,NUMIS^{Lite}和 NUMIS^{Plus}主要组成单元的技术指标不同,这是由于两类仪器的探查深度、轻便程度不同,故在制造工艺、技术指标等方面有明显差异。在此必须指出,两种类型仪器的原理、仪器各单元的功能相同;获得的参数(实测的和反演的参数)也是相同的(表 2-3)。

由表 3-1 可见,NUMIS^{Lite}是一个体积小、重量轻的轻便型的找水设备,适用于浅部(50m 以内)地下水勘查和解决浅部工程地质的水环境问题。而 NUMIS^{Plus}是发射功率大、探查深度大(150m)的模块式的直接找水的设备。

第三节　地面核磁共振仪器的使用和维护

地面核磁共振仪器是一种高灵敏度、高功率、全部由 PC 计算机控制的核磁共振设备。计算机使得该系统操作尽可能地实现了自动化。但是,在用 MRS 方法进行工作时,无论是野外测量还是室内的资料处理和解释,都需要有熟练的操作员和地球物理技术人员,正确使用和维护仪器,这样,才能获得可靠的野外数据和切合实际的资料解释结果。

为了获得最佳质量的数据,必须由操作人员正确的选定激发频率、选择天线类型、选择有关的技术参数等。

一、选择激发频率

(一)测量地磁场强度

由核磁共振技术探测地下水的理论指出,地下水中氢质子的旋进频率取决于地球磁场的强度。因此,为保证氢质子被激发(产生共振),必须准确地测定工作区的地磁场强度。

地球的磁场是一个随空间和时间变化的磁场。通常用质子旋进磁力仪在工作区实地测量地磁场强度(某些情况下也可以从大比例尺地磁图上查取或用公式计算)。

在工作区测量地磁场强度时,必须注意地磁场强度随空间和时间变化情况,例如,如果工作区地磁场强度的水平梯度较大,可以在区内多测几个点并对测量结果取平均值。一个好的

激发频率的确定，要求磁场强度的测量误差小于 10nT(磁场强度变化 23.5nT 大约对应 1Hz 的激发频率变化)。此外，还必须注意地磁场强度的垂直梯度变化。如果垂直梯度较大，就会造成在地表和地下某一深度被激发氢质子的频率之间出现较大的差异。当遇到这种情况时，要采用仪器系统来执行扫描步骤，以确定出合适的激发频率。

除了注意地磁场强度在磁异常区空间上的变化外，还要注意其随时间的变化情况，例如，在磁暴发生期间，地磁场强度随时间将有很大变化。

在上述两种情况下，送入发射线框交变电流的频率与地下水实际感受的地磁场所对应的拉摩尔频率可能不相符，在激发磁场的频率偏离拉摩尔频率(称为失谐 detuning)的情况下，对接收到的 NMR 信号有影响。

(二)确定激发频率

使用 MRS 方法工作时，在进行全程测量之前，要通过试验来确定激发脉冲频率。其方法是：将测得的地磁场强度值 T(nT)输入计算机，以便仪器系统(以下简称系统)用换算出的频率 f(Hz)=0.042 58T(nT)作初值，发射相应激发频率的电流脉冲，进行 5 个脉冲矩的测量，所产生的 NMR 信号被记录下来。对系统所接收到的信号进行频率分析，并确定出包含在这个信号中的基准频率。如果在激发脉冲频率和所接收到的信号频率之间的差值小于 1Hz，测量就继续进行，而不改变激发频率。如果该差值大于 1Hz，则将所接收到的信号频率作为激发频率的新值，这种调整将反复进行，一直到获得稳定的频率值，即认为氢质子可被正确激发为止。

二、线圈形状的选择和敷设

根据工区内待探查含水层的深度和含水量以及工区电磁噪声干扰的强弱、方向，优化线圈形状和科学地敷设线圈。

(一)优化线圈形状

NUMIS、NUMIS^{Plus}、NUMIS^{Lite}系统分别配置有 300m、600m、240m 长的电缆，分别被绕在几个线架上。从勘探深度和铺线方便考虑，通常使用的线圈形状是直径一定(例如 100m 或 150m)的圈形天线或每边长一定(75 m 或 100m)的正方形天线，如图 3-4(a)、(b)所示。当工区电磁噪声干扰严重时，通常选用∞字形天线，如图 3-4(c)、(d)所示。理论和实践表明，∞字形天线能够起到压制电磁噪声干扰的作用，但是，降低了探测深度。

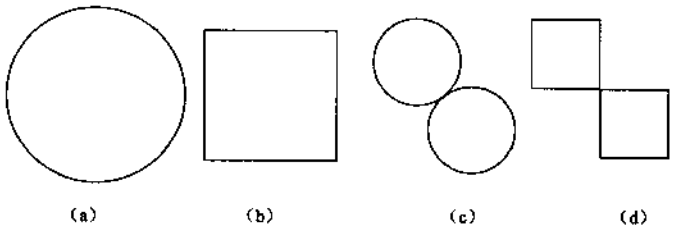


图 3-4 SNMR 方法的天线形状

(a)圆形；(b)方形；(c)圆∞字形；(d)方∞字形

（二）线圈的敷设

线圈敷设应根据工区具体情况而定。工区电磁干扰严重时，敷设∞字形线圈。同时要注意研究电磁干扰源类型和方向，经过多次试验和调整，确定线圈的位置和方向，使线圈长轴方向与电磁噪声干扰源的方向一致。

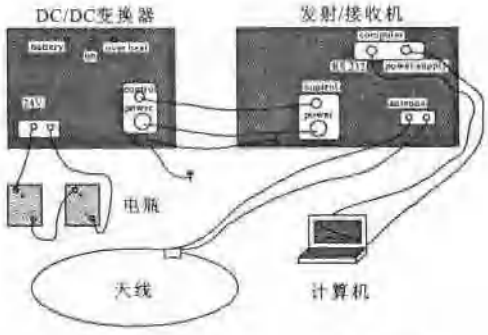


图 3-5　NUMIS 工作站各部件连线图

三、仪器各部分的连接

仪器各部分连接时，一定要注意仪器和人身安全，严格遵守仪器的操作规程，按下列顺序进行连接。图 3-5 是 NUMIS 工作站各部件的连线图，图 3-6 是 NUMIS^{Plus} 工作站各部件的连线图。

（1）连接接地线。为了避免所有电磁兼容问题，仪器系统的两个机械装配部分（DC/DC 单元和 Tx/Rx 单元）必须连接在一起，然后接地。如果仪器系统是安装在机动车上，必须先将

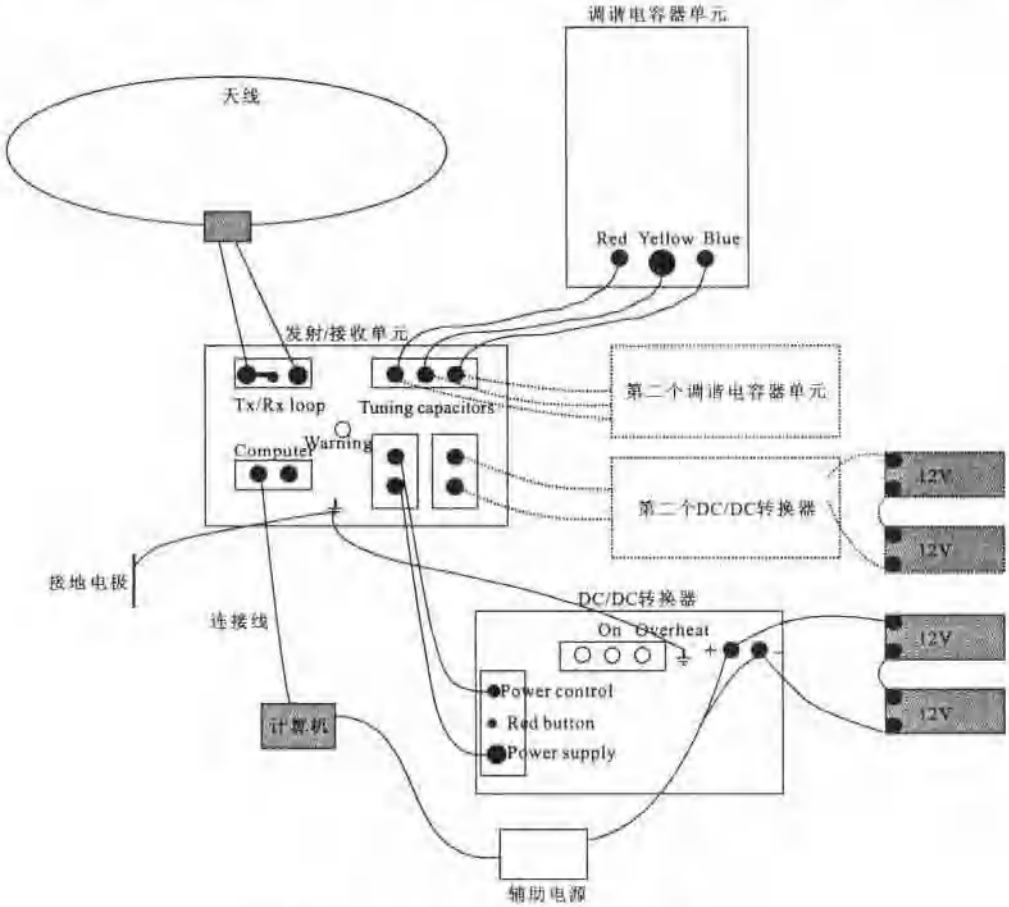


图 3-6　NUMIS^{Plus} 工作站各部件连线图

该系统连接到车上，再将车接地。然后，再按下列顺序连接各个电缆。

(2) 输电线。先连 DC/DC 单元一端，再连 Tx/Rx 单元一端。

(3) 控制线。

(4) 计算机 RS—232 线。

(5) 计算机电源线。

(6) 天线。

(7) 电瓶。

四、测量之前选择有关的技术参数

在开始测量之前，操作员应当根据仪器的测量程序要求，选择以下技术参数并输入 PC 计算机。

(一)天线的类型、尺寸和圈数

将敷设在地面上的天线类型(圆形、正方形、圆∞字形、方∞字形)、其特征尺寸(圆形天线的直径或正方形的边长或∞字形的每一部分的直径或边长)和圈数输入 PC 计算机。

(二)测量数值范围

测量数值范围是仪器接收机可以测量的最大值，这个范围可以在 500～60 000nV 之间设置。通常情况下，环境噪声会比 NMR 信号大，建议测量范围取 4 倍的环境噪声值或比信号大 1～2 倍(如果噪声可以忽略的话)。若在某测点上尚未得到环境噪声值的大小，可先采用 30 000nV作为测量范围，在测量到噪声和信号后再作修改。每次修改测量范围，全部测量过程必须重新开始。

(三)记录长度

记录长度相对于所期望的 NMR 信号的时间常数来确定。如果选择不当，不仅影响地质效果，而且降低工作效率。仪器的记录长度可在 240～1 040ms 之间调节，通常把 240ms 作为记录长度的标准值。

(四)脉冲持续时间

仪器的脉冲持续时间是程序控制的，可在 5～100ms 之间变化，脉冲间歇时间为 30ms，脉冲的持续时间最佳值是置成 40 ms。

(五)脉冲矩 q 的个数

进行 SNMR 方法找水测量时，脉冲矩 q 的个数应当根据在勘探深度范围内希望分层的多少和测量时间来确定。对于一个完整的核磁共振测深点来说，q 的个数通常选为 16。每个脉冲矩的值是由程序控制、在仪器配置的最小脉冲矩(q_{min})和最大脉冲矩(q_{max})之间自动选取的，即在 q_{min}～q_{max} 之间自动选取的。

(六)叠加次数

由于仪器接收机的一次叠加包括：电容器充电、噪声测量、电流测量、信号测量和数据传输到 PC 计算机，共需要 10s。因此，叠加次数的选择要兼顾测量质量和总的测量时间两个方面，叠加次数的多少取决于信噪比的大小。如果测量中出现某次叠加的噪声据幅大于给定的测量范围，这次叠加被认为是“坏叠加”(称为坏数)，它不参与平均值计算，该次叠加作废，不会影响

前后叠加的结果：对于每个脉冲矩的测量而言，只有噪声的振幅小于测量范围的"好叠加"(好数)次数达到了事先确定的叠加次数，才算完成一个脉冲矩的测量，这时程序便移到下一个脉冲矩的测量。

五、测量步骤

(一)启动数据采集程序 NUMIS. exe

前已述及，仪器配置有相应的数据采集软件，进行测量时，启动数据采集程序功能，即用 NUMIS. exe 程序控制数据采集、NMR 信号滤波及 NMR 信号的幅值、衰减时间、相位和频率的计算。该程序在 Windows 平台上运行。

(二)输入测量用的有关参数

根据数据采集程序要求，即根据计算机屏幕显示的数据采集输入参数界面(图 3-7)要求，通过人机对话方式，输入下列参数：拉摩尔频率或当地地磁场强度；测量数值范围和记录长度；天线类型、特征尺寸和圈数；脉冲矩的数目、每个脉冲矩的叠加次数；测量 T_1 还是 T_2；按规定给出储存野外数据的文件名。



图 3-7　NUMIS 系统数据采集程序输入参数界面

(三)数据采集

数据采集开始，先进行线圈阻抗测量(用提供的 80V DC 电压)，接着计算机显示脉冲配置对话框。在对话框中，每一个值都可以被修改、添加或删除。接着，采集过程将从最小的脉冲矩开始。

人机对话完成后，数据采集就开始了。程序以图形方式和数据显示方式控制和监测测量，即对于仪器操作员来说，所有重要参数都显示在 PC 计算机的屏幕上，数字示波仪用于监测信

号，可以从计算机显示屏上看到有关的图形曲线和数据（在 200ms 时间内显示信号的变化情况）（图 3－8），即

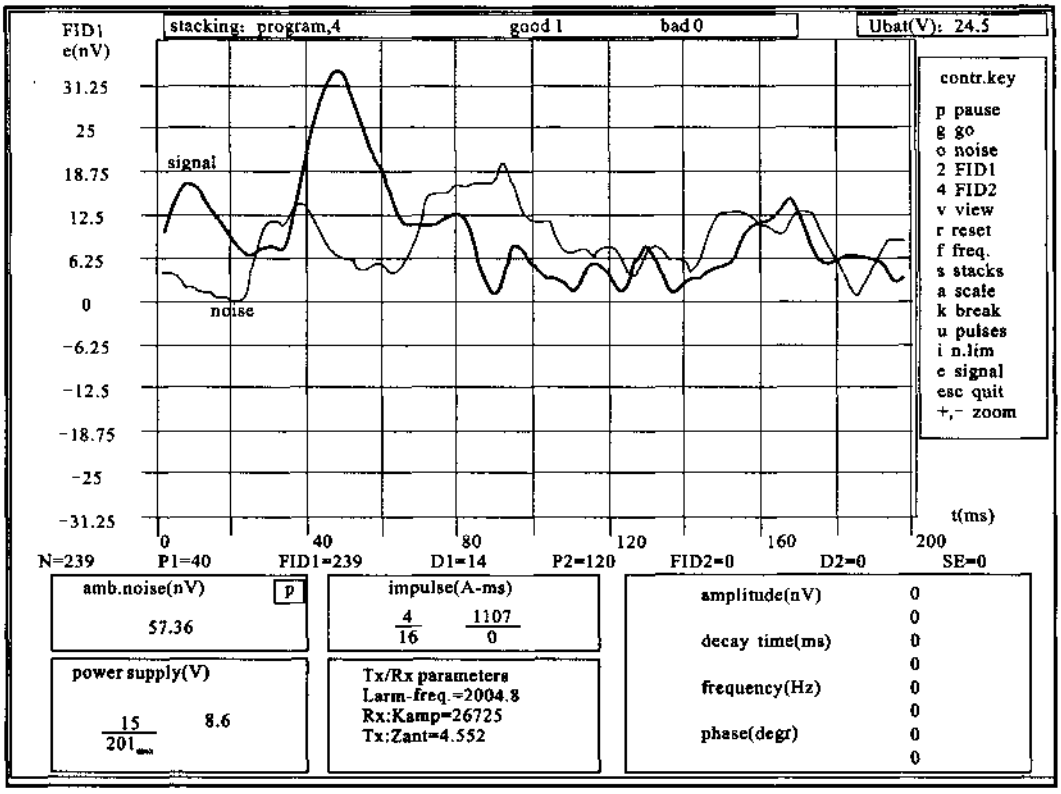


图 3－8　NUMIS 数据采集程序数据监控界面

从 NUMIS 数据采集程序数据监控界面上可以看到信号在不同脉冲矩、不同的叠加次数时有关曲线随时间的变化情况；同时，计算机监控界面上还显示出以下数据：

（1）不同脉冲矩时的环境噪声水平。

（2）不同脉冲矩时，DC/DC 转换器电源输出电压（DC/DC 设计电压、当前测量的电压、最大有效电压）。

（3）不同脉冲矩时，测量的电池电压。

（4）脉冲矩：选用的总脉冲矩数、当前脉冲矩数和当前脉冲矩参数值。

（5）Tx/Rx 的参数：拉摩尔频率（激发频率）、天线放大系数和天线阻抗。

（6）不同脉冲矩时，显示接收到的参数：信号的初始振幅（nV）、信号的平均衰减时间（ms）、信号的相位（度）、信号的频率（Hz）。

（7）不同脉冲矩时，叠加参数：设定的叠加次数、好数的次数、坏数的次数。

操作员根据上述计算机界面显示情况，判断仪器工作是否正常和数据采集质量是否满意，为此，可用计算机上的控制键的功能进行调整。

在采集过程中，所给出的图形是随每次叠加的结果而变化的。从叠加后的噪声和信号的

相位、初始振幅图形，可以看到噪声的影响。

在一个测量周期完成后，电容器要放电，以防止随后的误操作对设备的损坏，仪器产生持续大约 20s 的鸣叫声。

（四）文件储存

每一个核磁共振测深点的资料将被保存在两种文件中：

第一种文件带有“inp”扩展名，该类文件是合成文件，其记录的内容有天线类型及激发脉冲矩 q 的个数，q 值和每个 q 值时的信号振幅值 E、平均衰减时间 T_2^* 或 T_1^*、噪声的平均值、DC/DC 变换器的电压值、测量到的信号频率 f_0 以及信号的相位 φ_0。

第二种文件的数目与脉冲矩个数一样多，每个文件都有一个“#”的扩展名（# 是 1 或 2 或 3…）。这些文件包含从接收机输出的未加计算的原始数据，这些数据只能用软件来解释，当然也能用任何文本编辑器读出，万一在全部脉冲矩完成之前中断了测量过程，在当前脉冲矩（中断时脉冲矩）之前的所有脉冲矩的数据文件均已被存储。

六、SNMR 方法数据的预处理

SNMR 方法数据的预处理包括的内容有：零时外延、化为标准观测值、噪声滤波和保存原始数据，现简述如下。

（一）零时外延

目前，世界上的两种类型的地面核磁共振找水仪，在发射和接收之间均有间歇时间（死区），Hydroscope－3、NUMIS 系统的间歇时间分别是十几毫秒和 30ms。由于这种原因，地面核磁共振的找水装置不能直接测量到自由感应衰减信号（NMR 信号）的初始振幅 $E_0(q)$，因为 $E_0(q)$ 由于接收线路不可避免的“死区”面被“丢失”，即实际测量的不是 $E_0(q)$，面是激发脉冲终止后到测量开始时刻 $t(t>\tau_d)$（τ_d 为“死区”时间）的 NMR 信号 $E(t,q)$。

在信噪比良好的情况下，观测到的 NMR 信号呈指数规律衰减，依此可以确定含水层的平均衰减时间 T_2^* 和开始测量时刻的信号振幅 $E(\tau_p+\tau_d,q)=E(q)$（τ_p 为激发脉冲持续时间）。为了得到激发脉冲终止瞬间 $t=0$ 时刻的 NMR 信号 $E_0(q)$，必须对观测到的 NMR 信号衰减曲线进行零时外延。因为 $E_0(q)$ 值的大小，直接影响反演结果[$E_0(q)$ 值与含水量成正比关系]。

NUMIS 系统提供了零时外延（推）的处理程序，反演结果说明，外推后和未外推两种情况下得到的含水量是有差别的。

（二）化为标准观测值

在用微机求解反问题时，矩阵不是每次都重新计算，而是从外部存贮装置输入运算数据。这个矩阵对某组标准测点 q_l^c 对（2－70）式中的积分核 $K[q,\rho(z),\alpha,z]$ 进行初步计算，取该标准测点的 q_l^c 为等距的：

$$q_l^c=d\cdot l$$

式中：q_l^c 为标准点的脉冲矩，$l=1,2,\cdots,L_{max}$；l 为点号；d 为第一个标准点上设定的脉冲矩值。

实际脉冲矩 q_m 可能与标准测点 q_l^c 不一致，我们用下列方法将其转化为标准观测值：为了寻求 $E_l^0=E_0(q_l^c)$，对落入 $q_l^c+d/2$ 区间内的所有测量的 $E_m^0=E_0(q_m)$（q_m、E_m^0 分别为实际脉冲

矩及该脉冲矩的 NMR 信号初始振幅值)都进行线性回归。如果在此区间没有 $q_m<q_i^s$ 点($q_m>q_i^s$ 点)时,也可以利用离左(离右)最近点的 q_m。对于第一个标准点 $q_i^s=d$。

这种算法允许在脉冲矩 q_m 相同时,数据组中有几个测量数据存在。在此情况下实际上利用振幅 E_m^0 的平均值。如果测量均是在标准点 q_i^s 上进行的,则算法不会改变振幅 E_i^0。

(三)噪声滤波

大量的经过零时外延的 E_{0i}数据,必须进行预先滤波和圆滑处理,这样可以降低噪声(测量误差)水平,改善和提高反问题求解质量。

Hydroscope、NUMIS 找水仪使用了傅里叶滤波和多项式平滑方式滤波。而 NUMIS 系统提供了最平滑的一维解。通过人机对话的方式,根据实测信号曲线噪声水平,输入 5～40ms 之间任一滤波常数,PC 机自动滤波和圆滑。

(四)保存原始数据

根据 NUMIS 系统使用要求,用两个专用文件保存原始数据,原始数据可以以图表形式输出。

七、SNMR 方法数据反演解释

(一)吉洪诺夫正则化法的原理

地球物理反问题的不适定性包括解的存在性、唯一性和稳定性。正则化方法是用来解决解的稳定性问题。

在地面核磁共振探测地下水信息方法中,IRIS 公司随 NUMIS 设备提供了最平滑一维反演 Windows 软件,该软件对于一组实测的 NMR 信号数据自动确定了一个解。

$$E_0(q)=E\int_0^L K[q,\rho(z),\alpha,z]n(z)\mathrm{d}z \tag{3-1}$$

式中:$K[q,\rho(z),\alpha,z]=\omega_0 M_0\iint_{x,y}\beta_{1\perp}[z,\rho(z),\alpha]\sin\theta\mathrm{d}x\mathrm{d}y$,$n(z)$ 是含水量,$0\leqslant n(z)\leqslant 1$。$n(z)=V_F/V$,$V_F$、$V$ 分别为探测体积内的自由水体积和探测体积。(3-1) 式中的 $L=2D$,D 是天线直径,单位为 m。数值计算表明,远处质子产生的 NMR 信号很小,可忽略,故我们取计算 $K(q,z)$的积分限为 $x^2+y^2\leqslant(2D)^2$。

(3-1)式是求解 NMR 信号初始振幅的表达式。吉洪诺夫正则化法的实质在于,将(3-1)式按最小二乘法计算,对这样得到的泛函数加上一个稳定的泛函数,确定这样一个函数 $f(z)$,使下式

$$\Phi(f)=\int|K(q,z)f(z)\mathrm{d}z-E_0(q)|^2\mathrm{d}q+\eta\int|f^n(z)|^2\mathrm{d}z \tag{3-2}$$

具有最小值。含有所求函数 n 阶导数的稳定函数称为吉洪诺夫阶稳定函数,而正值 η 称为正则化参数。通常,在参数 η 为某个(几个)值时,可先求解 $f(z)$,然后按某个标准(如误差标准)选择 η 最优值。

含水量的垂向分布 $n(z)$是(3-1)式的一个解,$n(z)>0$ 的地层对应于含水层。该线性方程可用将其投影到一个有限维子空间的方法求解,并用一投影方程逼近。用矩阵符号,投影方程可写成:

$$An(z)=e_0 \tag{3-3}$$

式中：$e_0=(e_{01},e_{02},\cdots,e_{0i},\cdots,e_{0I})^T$，$e_{0i}=e_0(q_i)$是实测 NMR 信号数据组，$n=(n_1,n_2,\cdots,n_J)^T$，符号 T 表示转置。$n_j=n(z_{j+1}-z_j)$，n_j 是含水量，$A=[a_{ij}]$是一 $I\times J$ 矩形矩阵，其元素为

$$a_{i,j}=\int_{z_j}^{z_{j+1}}K(q_i,z)\mathrm{d}z$$

对(3－3)式两端乘以矩阵 A 的逆矩阵 A^{-1}，则有 $n(z)=A^{-1}\cdot e_0$。

显然，可以根据实际测量条件和测量的技术参数通过对矩阵 A 的计算进行反演解释。即对于使用 16 个脉冲矩的测深来说，将形成 16×16 矩阵。

(二)NUMIS 系统的反演解释过程

NUMIS、NUMIS^{Plus}用吉洪诺夫正则化的经典最小二乘反演方法，对于每个地面核磁共振测深点的一组 NMR 信号实测数据由计算机自动地确定一个解。垂向分层层数与激发脉冲矩的个数一样多，对于 100m 直径的圆天线，其典型值为 16 层(因为常采用 16 个脉冲矩进行工作)。这种反演算法可使由下述两项之和构成的损失函数最小：第一项是实测数据和理论曲线之间的剩余均方差，以此建立了平滑的约束；第二项是两相邻的含水层参数之间的均方差，以此建立了平滑的约束。

图 3－9 是 NUMIS 系统提供的反演解释时需要输入的矩阵、数据和滤波常数等的人机对话参数输入界面。

根据 SNMR 方法一维反演软件的要求，做好以下工作。

1. 确定和计算用于反演的矩阵

在资料反演之前，必须根据勘查区的测量条件和测量技术参数，计算形成一个矩阵，该矩阵涉及到勘探地区的以下参数：

(1)线圈的形状和大小。

(2)频率。

(3)当地地磁总场的倾角。

(4)要求探测的最大深度，该参数影响对深度的分辨率和计算时间，其取决于天线(线圈)的尺寸和探测目标的探度。

(5)大地的电阻率，其模型可以是均匀半空间或层状大地。大地电阻率将影响探测的深度。这是因为当大地导电时，激发场随深度变化衰减。如果大地电阻率估计不正确，那么，所计算出的深度就会含有 30%的误差。由 NUMIS 系统测量给出的初始相位，可以帮助了解大地导电性的情况。

NUMIS 配置的软件中提供了一些预先设置的矩阵文件。

若 NUMIS 软件中没有需要的矩阵，则要根据随 NUMIS 设备提供的计算矩阵的程序进行计算，为反演做好技术准备。

2. 准备数据文件

准备好用于反演的包括 NUMIS 实测数据的数据文件，根据数据文件调出实测数据或从软盘读入 PC 计算机。

3. 确定与反演有关的参数

在反演开始之前，确定与反演有关的参数并输入计算机，见图 3－9，其中有：信号长度、滤

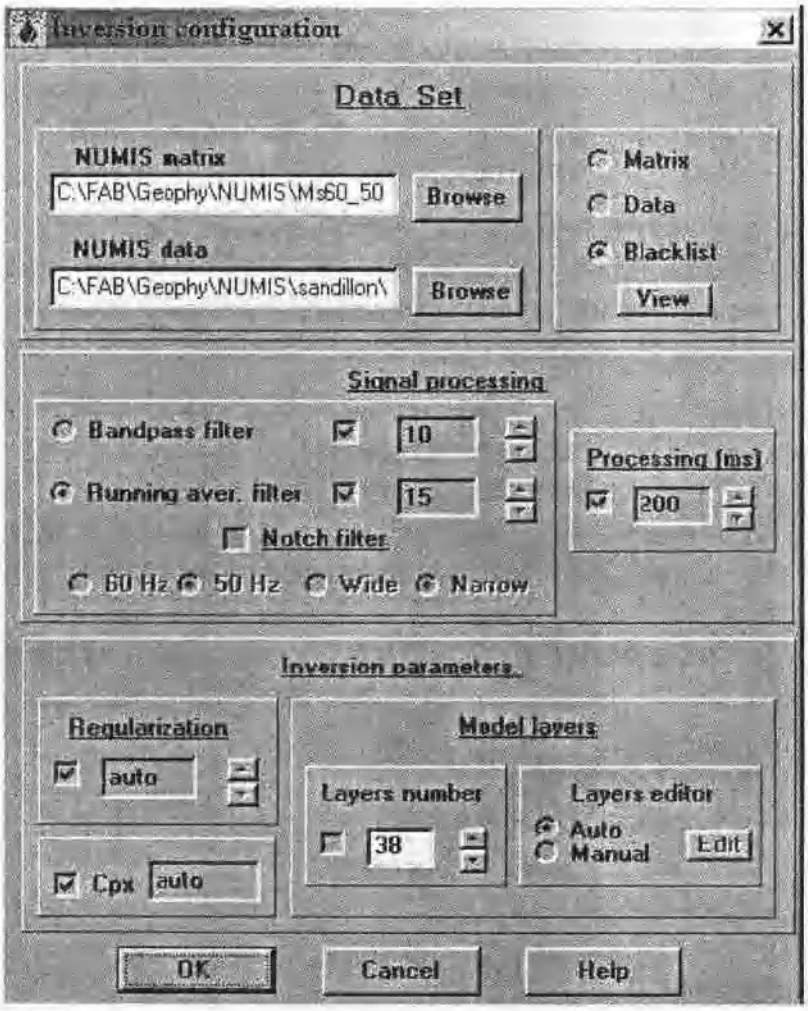


图 3-9 SNMR 方法反演时参数输入界面

波的时间常数(5～40ms)和正则化系数。

最后,形成 NUMIS 系统反演结果的文件。

(三)SNMR 方法的成果图

可根据工作需要绘制和提供有关图件。SNMR 方法的主要成果图有:

(1)直方图:含水量直方图、T_2^* 或 T_1^* 直方图(图 3-10)。

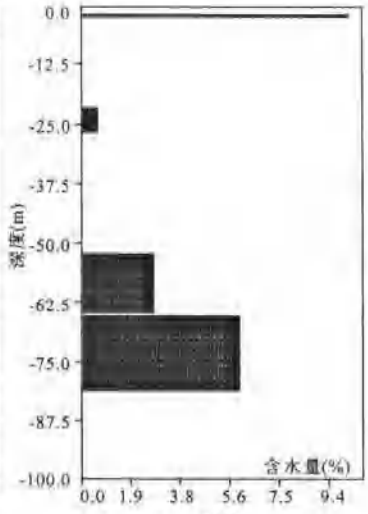
(2)二维断面图或二维成像:含水量二维断面图(图 3-11)或 T_2^* 或 T_1^* 二维成像(图 3-12)。

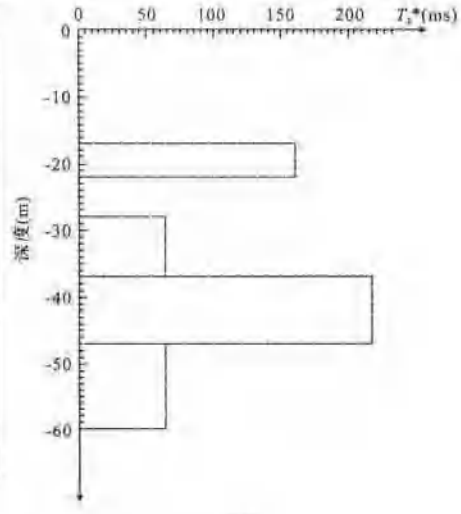
(3)导水系数平面等值线图(图 3-13)。

(4)三维成像等。

(5)资料综合解释图。

深度(m) 从	到	含水量(%)	衰减时间(ms)
0.0	1.0	0.00	100.0
1.0	2.0	0.00	100.0
2.0	3.0	10.16	542.7
3.0	4.0	0.00	100.0
4.0	5.0	0.00	100.0
5.0	6.0	0.00	100.0
6.0	7.0	0.00	100.0
7.0	8.0	0.00	100.0
8.0	9.0	0.00	100.0
9.0	10.0	0.00	100.0
10.0	11.2	0.00	100.0
11.2	14.0	0.00	100.0
14.0	17.4	0.00	100.0
17.4	21.7	0.00	100.0
21.7	27.0	0.68	1 000.0
27.0	33.7	0.00	100.0
33.7	41.9	0.00	100.0
41.9	52.2	0.00	1 000.0
52.2	65.1	2.78	466.4
65.1	81.1	6.03	180.1
81.1	100.0	0.04	30.0





(a)　(b)　(c)

图 3-10　SNMR 方法的一个测深点的反演成果图表

(a)数据表;(b)含水量直方图;(c)T_2^* 直方图

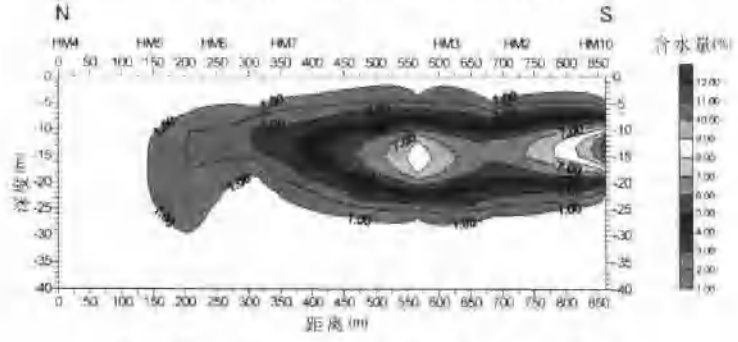


图 3-11　SNMR 方法的某剖面的含水量断面等值线图

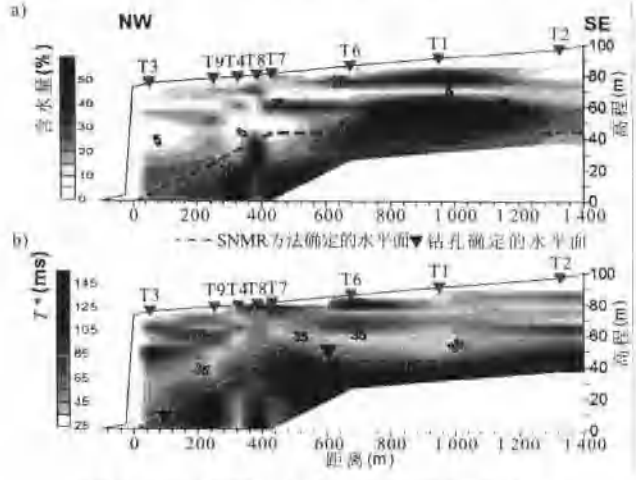


图 3-12　SNMR 方法的一条剖面的二维成像

(a)含水量二维成像;(b)T_2^* 二维成像

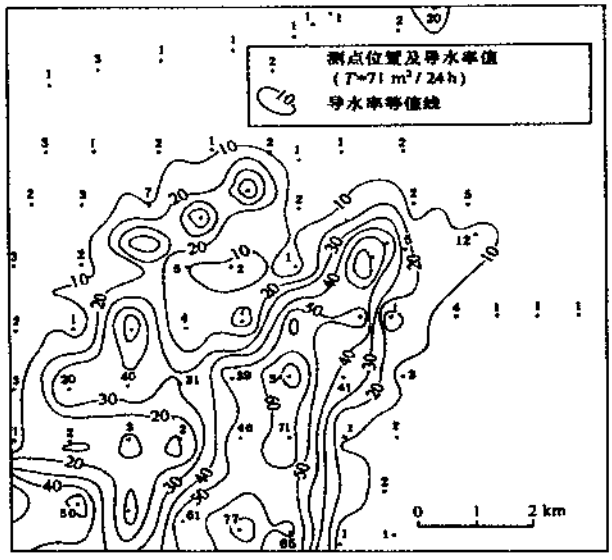


图 3-13 某地导水系数平面等值线图

八、地面核磁共振仪器的维护

掌握仪器维护技术，是正常开展 SNMR 方法工作的重要保证。

为了使该系统正常运行，必须对它进行正常、合理维护，才能获得高质量的观测结果。

(一)要配备训练有素的专业人员

对地面核磁共振仪器系统的故障检查要求有较高的该系统专业知识，使用 IRIS 公司设计的两个特殊软件来检查仪器的工作状态；同时，进行合理维护和正确操作，特别注意人身和仪器设备安全(大电流、高电压)。

(二)要保持良好的存放、工作环境

地面核磁共振仪器适应环境的能力比较强，但为了取得高质量的观测结果还应注意以下几点：避免机械震动；避免在高温高寒环境下工作；应存放在室温 20℃且湿度较小的房间内；避免在灰尘大的地方工作和保存；充电电池要独立保存。

(三)对仪器特殊部件的注意事项

1. 转换开关

发射/接收转换开关是地面核磁共振仪器的重点部件之一，注意在该开关的寿命(约2 000 h)内工作，否则，开关的可靠程度降低而难以获得可靠性数据。

2. 保险管

在地面核磁共振仪器的接收机输入端有一保险管，用以保护接收机免受高压的损坏。该器件为特制，绝不可用普通的保险管代替。

3. DC/DC 的格式化

地面核磁共振仪器在超过一个月没有工作，要运行 DC/DC 电容器的“格式化”程序，对大容量电容器(0.1 F)进行初步充电准备，否则在实际工作中有可能电容器工作不正常，难以开展工作。

主要参考文献

陈文升编著．核磁共振地球物理仪器原理[M]．北京：地质出版社，1992

潘玉玲，张昌达等编著．地面核磁共振找水理论和方法[M]．武汉：中国地质大学出版社，2000

万乐，潘玉玲．利用核磁共振方法探查岩溶水[J]．CT 理论与应用研究，1999，(3)：15～19

杨桂新，武毅，郭建强，朱庆俊．地面核磁共振技术勘查西北干旱浅层地下水效果浅析[J]．CT 理论与应用研究，2000，9(增刊)：53～55

IRIS INSTRUMENTS. Suaface Proton Magnetic Resonance system for water prospecting. NUMIS^{Plus} User's Guide[M]，2002，13

Jean BERNARD 提供．法国 IRIS 公司技术资料：NUMIS ^{plus}. 1999. 12

Legchenko A V，Baltassat J M，Beauce A，Makki M A and AL-Gaydi B A. Application of the surface proton magnetic resonance method for the detection of fractured granite aquifers. EEGS(European Section) Meeting[M]，Barcelona，1998，Sept，14～17

Puser A Y *et al*.. Software development for the NMR tomography of subsurface water bearing horizons. USSR Acad . Sci. ，1991

Roy J，Marques da Costs A，Lubczynsky M and Owuor C. Tests of the SGW-NMR technique within two aquifer characterization projects in the Iberian Peninsula. EEGS(European Section) Meeting[M]，Barcelona，1998，Sept，14～17

Semenov A G，Burshtein J F. Groundwater Survey Method and Apparatus. US Patent 3398355，1968

Schirov M *et al*.. A New Direct Noninvasive Groundwater Detection Technology for Australia[J]. Exploration Geophysics，1991，22(2) ：333～338

ПОРСКЛАН А А，ПЛЕТНЕВ А А. Использование ЯМР-томографа гидроскопа на примере гидрогеологичесских исследований и оценке ресурсов подземных вод национальиого парка Гразалема (Испания)，Сборник научных трудов МГГА[M]，Москва，1999，297～305

第四章 利用地面核磁共振方法研究滑坡中地下水特征与滑坡稳定性

第一节 概 述

我国是一个多山国家，滑坡分布极广，滑坡灾害十分严重。滑坡、崩塌和泥石流是三峡库区的主要外动力地质现象，也是地质灾害的主要类型。据已有资料统计(欧正东等，1997)，宜昌—江津间长江干流各县(市、区)移民区规模较大的滑坡、崩塌体有 1 153 处，变形体 299 处，总共约 1 500 处。其中 1 085 处滑坡体积约 $37.4\times10^8m^3$，沿岸 299 处变形体面积 $60.34km^2$。滑坡以云阳、万县市山区、巫山、奉节等县(区)的数量最多，危害程度也最大。据最新研究，在奉节、巫山等地还发育有岩溶形成的大型古滑坡(张加桂，1999、2000)。例如，在 1998 年 8 月的暴雨季节，发生了重庆马牛镇滑坡，马牛镇滑坡面积为 $2.5km^2$，土方量达 $1\times10^8m^3$，滑坡前有居民 161 户，滑坡造成直接经济损失几千万元。1998 年 6～8 月，在湖北省巴东县发生了白岩沟滑坡、铜盆溪岩崩、鲁家湾滑坡等；1999 年 8～9 月，在巫山旧城发生了沿江滑坡和地面变形，造成 3 000 多人受灾。

一、问题的提出

三峡库区长江自然水位为 70～100m，水库蓄水一期水位 145m，二期水位 175m。三峡水库正常蓄水位持续 4 个月，且每年在 145～175m 间周期性波动。由于水位的周期性变化，特别是较大幅度的提升和降低，必将引起地下水位的上升和波动，直接影响库区内的崩、滑体稳定性，直接关系库区建设和居民生命财产安全。

水库蓄水后有 101 个崩塌、滑坡体将受到库水的影响；江水位上下波动以及所引起的地下水位上下波动将是导致斜坡失稳破坏的直接原因之一；江水涨落引起的滑坡约占总数的 40%，而饱水型滑坡比贫水地段坡体变形破坏概率高 17%；孙广忠也提出："80%以上的滑坡与地下水活动有关"，因此，研究三峡库区蓄水期间地下水位的变化及对滑坡稳定性的影响是非常重要的。

当前国内外滑坡研究的重要特点之一便是研究方法、手段的不断创新和发展，已相继应用了模拟试验、数值模拟、数理统计、模糊数学、断裂力学、变分法、概率理论以及非线性理论。另外，人工智能神经网络法和可靠性理论也得到了应用。

在研究手段上由传统监测试验手段向先进、实测、综合手段方向发展，例如，采用"3S"(GPS、GIS、RS)先进监测系统及综合原位测试技术，对滑坡的宏观形成规律及微观形成过程进行全方位立体式综合监测与分析。

在研究方向上，人们越来越重视地下水和降雨对滑坡的影响作用。纵观滑坡稳定性分析的各种方法及工程治理设计，均需引入岩土体的各种力学参数，而这些参数，往往难以精确测定，在水的作用下变化更大。三峡水库蓄水后，由于地下水位的抬高，崩、滑体中的软弱层遇水

易软化、崩解；而当水库运行时，库水位的变动可以产生巨大的动水压力，而导致崩塌或滑坡。特别是对地下水位在滑动面附近的滑坡将影响更大。基于以上原因，研究影响滑坡的最重要因子——地下水，及其与滑坡变形的关系和定量表现具有十分重要的意义。岸坡滑坡中的地下水特别是水压分布研究一直是国内外研究热点，但进展不大，原因是理论研究与实际的脱节及预测手段不完善或关键数据难获取。目前滑坡地下水监测主要采取直接法，由于存在实施困难、岩土体物性参数难以测定和花费过大等问题，很难推广应用。

二、滑坡的地球物理特征与传统地球物理探测方法

有滑动面(带)存在是滑体物理——地质模型的重要特征。正是在这个带中，岩石自然结构发生了很大的变化，岩石固有的联系被破坏了，矿物成分改变了，孔隙水增加且矿化度提高了。这些变化，在所有岩石物理参数上都有反映，例如，矿化度升高主要是粘土矿物水化的结果，面岩石裂隙磨损和强烈的机械破坏加速了粘土的水化作用，使之局部岩石的电阻率降低，横波、纵波速度减小，吸收系数增高。其中滑动面(带)的物质泥板岩、片岩、粘土质砂岩等岩石的导电性提高很多，面高塑性岩石粘土的导电性提高不多，在后来的每次移动，都越来越大地改变滑而或滑带的性质和状态。

滑坡体具有代表性的特点之一是所有物理参数的非各向同性，这种现象的基础是裂隙性，在年轻的活动滑坡中非各向同性现象尤其明显。通常，滑坡的产生和发展与地下水活动及降雨、地表水下渗等关系极为密切。水对滑坡的作用主要表现为增加滑坡体的容重，降低滑坡体中滑动带的抗剪强度等。由于水的作用，使滑坡体内的岩石物性均与未被破坏的岩石物性明显不同，例如导电性、导磁性、介电性、电化学活动性、弛豫性、放射性、速度等物性参数存在着明显的差异，出现了非各向同性现象。

基于滑坡体中物理性质的变化或差异，地球物理方法能在滑坡的探查中发挥作用。目前，国内外对滑坡地质调查的传统地球物理方法主要有：电阻率法、自然电场法、甚低频法、浅层地震方法、地质雷达法、天然声辐射、电磁辐射测量法、射气测量法和无线电波透视法等。利用地球物理方法可以研究产生滑坡的地质和水文地质环境、大致圈定滑坡体的范围、确定滑动面的深度及查明滑坡区地下水的活动等。

三、利用 SNMR 方法研究滑坡的意义

上已述及，传统地球物理方法各自从不同的地球物理参数反映出滑坡的物理性质变化，但是，传统地球物理方法都不能直接探测与滑坡关系密切的地下水的分布与变化。SNMR 方法是直接探测地下水的地球物理新方法，该方法可以直接、定量地给出研究区段地下水的赋存状态。

通过对 SNMR 方法与滑坡的研究，探索其应用在滑坡探查的方法与技术，例如，利用 SNMR 方法的实测数据、反演结果和计算，可以获得岩土体重要的水文地质参数，如含水量、孔隙率、渗透率、渗透系数、导水系数和含水层的深度、厚度等；通过获得的地下含水层的深度、厚度、单位体积含水量大小、渗透性的变化等信息，可以判断滑坡面的存在性及空间分布；根据 SNMR 方法的解释结果及其有关数据，建立滑坡的地质模型，为滑坡的稳定性分析和评价提供实测数据；通过对滑坡体的不同季节的监测和研究，得到滑坡体地下水随时间变化的特征，对滑坡稳定性进行预测提供有效数据。

利用 SNMR 方法研究滑坡地下水变化特征及其稳定性，是一种全新的思路，在国内外尚未见报道和文献，只有中国地质大学(武汉)NMR 科研组发表的几篇文章。

以三峡库区典型滑坡为例，研究滑坡中地下水特征与稳定性，对地下水波动下的斜坡岩土体稳定性问题研究与应用具有十分重要的意义。

在国家自然科学基金项目资助下，从 2001 年开始，我们首次利用 SNMR 方法对滑坡问题进行研究，并在湖北省巴东县赵树岭滑坡进行了试验、监测，取得了初步成果。同时也表明了该方法在研究滑坡中地下水特征与滑坡稳定性是可行性的，为滑坡监测提供了一种新技术和新手段。

第二节 利用地面核磁共振方法研究滑坡中地下水特征与滑坡稳定性的可行性

一、滑坡稳定性与地下水的关系

前已述及，滑坡的发生发展与地下水的活动有着密切的关系。特别是一些大型滑坡，地下水非常丰富，是构成滑坡活动的重要影响因素。

(一)水文地质特征

滑坡区普遍存在地下水。滑坡发生前后的水文地质条件会相应产生不同程度和不同性质的变化。滑坡发生后，滑移体上部的张性裂隙系统可以直接接受大气降水的补给，滑动带土则形成相对不透水的隔水层，滑体内部的地下水常富集于中下部，斜坡含水层的原始地下水赋存条件常被破坏，在滑坡区内形成复杂的单独含水体。由于滑坡前缘舌部存在反倾段，在滑动带前缘常有成排的泉水出现或形成带状湿地。

滑坡区的地下水有上层滞水、潜水和孔隙水等几种主要类型。

滑坡地下水的补给来源主要是大气降水和地表水入渗以及滑体外地下水补给等。大气降水与滑坡的关系十分密切，很多滑坡都是在暴雨之后形成的。断裂在基岩中形成地下水的网络通道。正断层一般破碎带较宽，透水良好，可沟通错动范围内各层地下水；而逆新层一般不含水，有时尚起一定的隔水作用。

滑坡中地下水的排泄条件往往影响滑坡的稳定性。在地下水排泄条件不良时，会在滑动带附近积蓄动水压力，从而破坏滑坡的稳定。当地下水排泄不畅时，地下水多在斜坡前缘出露，不利于滑坡稳定。沿着滑坡裂隙发育的冲沟，往往有利于地下水的排泄。在冲沟发育地段滑坡的整体稳定性较好，而在冲构不发育地段一般稳定性较差。

(二)滑坡的形成与地下水的关系

地下水在斜坡中的活动与滑坡的形成有密切的关系。地下水在硬质岩地层中沿软弱破碎带或薄风化层活动时，岩层可能沿该软弱面(带)产生滑动。粘性土层一般上部较松散，下部较致密，当水下渗后沿其上下部分界而活动时，常使上部土层沿此软弱面而滑动。风化岩层干燥时呈散粒碎屑状，受水潮湿后易形成表而溜滑。坡积粘土中的地下水常沿粘土与下伏基岩的分界而活动，常沿基岩顶面形成滑坡。在滑坡区内往往是下卧层而受水软化，具隔水作用，形成滑动面。滑动层则由于其松散性而容易吸收地下水。在下卧层和滑动层之间常具备供水条

件。如下卧层顶面为地下洼槽时易于聚水。地下水量的增加，使土体的含水量增大，从而使强度降低。而地下水流速加大，在含有易溶矿物或粉细砂层的地层中，会产生潜蚀作用而降低强度。

地下水位和河、湖、水库水位的升降会相应地改变原有的静动水压力。水位上升时，会增加下滑力和水对土的浮力，降低抗剪强度。水位骤降时，会产生岸边动水压力。这些都是助长滑动的因素。地下水与周围岩土体产生长期的水化学作用，会不断改变周围岩土体的性质和强度。在一定的水化学条件下，含水地层中的某些易分解矿物不断转变为相应的次生粘土矿物，如高岭石、水云母、蒙脱石、绿泥石、褐铁矿等。这些新的次生矿物本身都易于吸水膨胀且强度较低。地下水中盐含量的降低与钠离子含量的升高，导致岩土抗剪强度的大幅度降低，成为形成滑坡的有利条件。

二、SNMR 方法研究滑坡的特殊性与特殊要求

利用 SNMR 方法研究滑坡中地下水分布特征，与探查地下水或研究水文地质问题相比，有其特殊性和特殊要求。例如，地形较为复杂，通视条件差；电磁噪声干扰大；分层多而细；不同时间多次、不同季节在同一滑坡上进行多次监测等等。这些条件和特殊要求是研究人员必须研究的重点内容之一。

（一）地形复杂

滑坡有其明显的边界和地形特征。滑坡地区常形成一种特殊的滑坡地形，即在较平整的斜面上出现低于原始坡面的环谷状，后缘顶部有圈椅状陡崖的滑坡后壁；洼地中往往坡状起伏，裂隙、错台等普遍分布；前部则有稍为隆起且缓坡向前延伸的滑坡舌。它可使河流阶地变位，阶面突陷、错断，甚至将河流推向弯曲、通向对岸。滑坡体的两侧常形成冲沟，它们呈现“双沟同源”现象。此外，滑坡体上还会出现醉汉林、马刀树；常有地下水大片出露而成为沼泽、池塘。因此，在利用 SNMR 方法研究滑坡问题时会经常遇到地形较为复杂、通视条件差、施工难度大等困难。

（二）电磁噪声干扰大

由于 SNMR 方法接收纳伏级的信号，信号非常微弱。当线面周围有电磁场干扰时，对观测结果有影响。电磁干扰源主要有高压输电线、变电站、变压器、电气化火车、汽车、电车、工厂、民用电等。在滑坡监测中，观测点是不能偏移太多，特别是在城市附近，上述干扰更加严重。

（三）分层多而细

在探测水资源时，往往不需要对地下含水层划分很细，判断地下水的存在性是主要目的；而在利用 SNMR 方法研究滑坡中地下水分布特征时，为了能够研究滑坡体地下水的空间分布特征，常常需要对地下含水层划分很细，特别是在滑坡面附近。

（四）多次监测

在探测水资源时，只需要对观测点进行一次数据采集；而在利用 SNMR 方法研究滑坡中地下水分布特征时，为了能够研究滑坡体中地下水的时间分布特征，在一个滑坡体上，在不同年份、季节进行多次数据采集。由于每次观测都要重新布设天线，特别是当干扰大的条件下，要调整天线的形状和方位，以提高信噪比，而使得不同时间观测的点位不可能完全一样。

三、SNMR 方法研究滑坡中地下水时间和空间分布特征的可行性

(一)SNMR 方法研究滑坡中地下水空间分布特征的可行性分析

(1)在滑坡面附近,岩土的力学性质发生变化,其含水性要比完整岩石增高,渗透率大大增强。通过 SNMR 方法直接得到地下含水层含水体积百分比,并与岩层含水性正常平均值的对比,可以判断滑坡面的存在性。

(2)SNMR 方法直接反演得到单位体积含水量随深度变化的直方图,能准确判断滑坡面有几个和每个滑坡面的深度。

(3)通过计算获得地下各岩层的渗透系数,从面得到渗透系数随深度变化曲线图。

这样,通过 SNMR 方法的无损监测,可以得到滑坡面的空间分布和滑坡地下水的空间分布特征,大大减少了钻探工作量。

根据上述分析,利用 SNMR 方法进行滑坡探查(监测),能够对滑坡中地下水空间分布特征进行对比分析和研究。

(二)SNMR 方法研究滑坡中地下水时间分布特征的可行性分析

(1)利用 SNMR 方法进行滑坡探查,每一次数据采集可以得到滑坡地下水的空间分布特征,通过对一年内在汛期和枯水期对滑坡进行两次监测,可以得到一年里汛期和枯水期的季节变化特征。

(2)通过对一个滑坡的多年不同时期的监测,可以得到多年里滑坡中地下水的随时间变化的特征。

根据上述分析,利用 SNMR 方法进行滑坡探查,能够在不同年份、不同季节对滑坡地区地下水时间分布特征进行对比分析和研究。

四、求取与滑坡稳定性分析有关的参数

图 4-1 形象地给出了从 SNMR 方法的一个测深点数据转化为地下水信息的过程。通过 SNMR 方法观测和反演能直接得到地下各含水层的深度、厚度、单位体积含水量;经过计算可得到渗透系数等参数。现将利用 SNMR 方法数据资料可以求取与滑坡稳定性分析有关的参数归纳如下:

1. 地下含水层的深度和厚度

在 SNMR 方法进行数据采集时,选择了脉冲矩个数,每个脉冲矩对应一个深度。脉冲矩从小到大的变化,反映出从地面向下,即由浅入深岩土层含水性的变化特征。通过 NMR 信号反演可以直接得到地下各含水层的深度和厚度。

2. 各含水层的单位体积含水量

SNMR 方法的原理指出,NMR 信号初始探幅的大小与含水层的含水量成正比,通过 NMR 信号反演可以直接得到地下各含水层的单位体积含水量。

3. NMR 信号的衰减时间

NMR 信号的衰减时间又称为弛豫时间,它与岩土体平均孔隙度有密切关系。即弛豫特性的表征参数是 NMR 信号的纵向弛豫时间常数 T_1 和横向弛豫时间常数 T_2,或平均衰减时间常数 T_2^* 或 T_1^*。弛豫时间常数长、短取决于岩土体孔隙的大小和孔壁表面的性质。参加旋

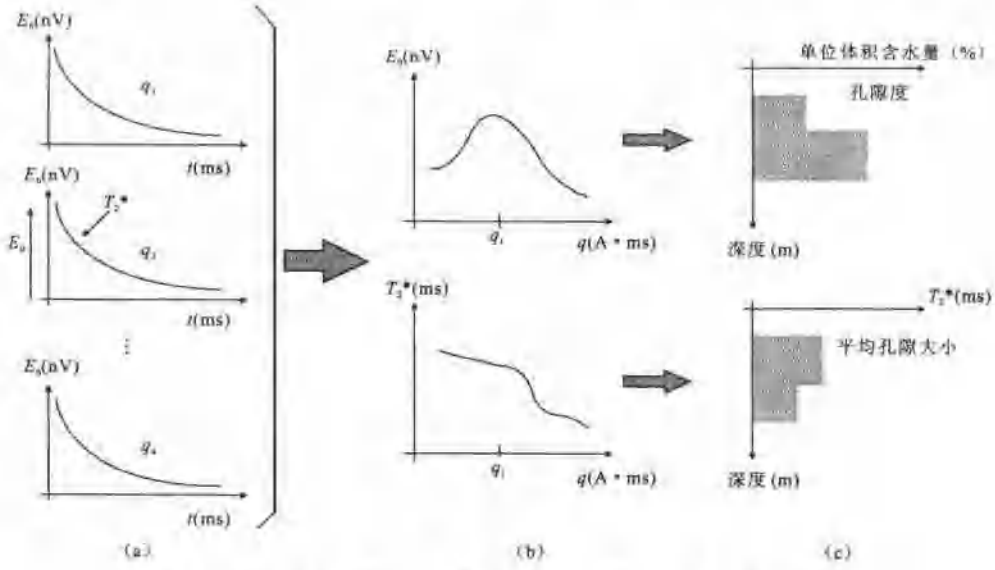


图 4－1　由 SNMR 方法的一个测深点的数据转换为地下水信息示意图

(a)多个激发脉冲矩 q_i 的 E_0-t 衰减曲线；(b)E_0-q、T_2^*-q 测深曲线；

(c)反演解释结果——含水量直方图和 T_2^* 直方图

进运动的质子所处的物理、化学环境是各不相同的。弛豫的速率取决于质子与孔隙表面碰撞的频繁程度。在小孔隙中，碰撞频繁，弛豫时间短；在大的孔隙中，碰撞不那么频繁，弛豫时间较长。

4. 地下岩石的导电性

NMR 信号初始相位是天线中激发电流与测量到的衰减电压之间的相位差。NMR 信号的初始相位反映地下岩石的导电性。地下岩石的导电性估算对滑坡面的识别提供参考依据。

5. 求取岩层孔隙率

利用 NMR 信号得到的弛豫时间，可计算出地下岩层的孔隙率，孔隙率的计算公式如下：

$$n=\frac{V_S}{V}=\frac{\rho S T_S}{V} \tag{4-1}$$

式中：n 为孔隙率；V 为土体体积；V_S 为孔隙体积；S 为孔隙面积；T_S 为孔隙的弛豫时间；ρ 为界面邻近层水距界面某一距离 h 与其该层水的弛豫时间常数之比。

6. 渗透率的估计

根据 SNMR 方法获得的数据，用试配法得到以下的数值模型：

$$k=2.2\Phi(T_2^*)^2 \tag{4-2}$$

式中：k 是渗透率，以毫达西（$\times 10^{-3}\mu m^2$）表示；Φ 是有效孔隙度，以百分比表示；T_2 是横向弛豫时间，以毫秒(ms)表示。

7. 水的渗透系数

水的渗透系数 k_w 是岩土中可用于水流动空间的一种度量。它取决于流体的性质和孔隙介质的性质。利用前面估计出的渗透率，可以求取水的渗透系数 k_w。

$$k_w=\frac{\rho_w g}{\mu_w}k \tag{4-3}$$

式中：$\bar{u}_w$ 为水的绝对粘度，ρ_w 为水的密度，g 为重力加速度，k 是渗透率。

8. 平均孔隙水压力

$$\bar{u}_w=\frac{\Delta h\rho_w g(Q-1)}{2k_w At} \tag{4-4}$$

式中：$\bar{u}_w$ 为平均孔隙水压力，Δh 为测试段长度，Q 为在时间 t 内流过断面 A 的总水量。

9. 导水系数

导水系数表示含水层全部厚度导水能力的参数，通常可定义为水力坡度为 1 时，地下水通过单位含水层垂直断面的流量。导水系数 T 按下式计算：

$$T=k_w\Delta h \tag{4-5}$$

式中：k_w 为渗透系数，单位为 m/s，Δh 为含水层厚度，单位为 m，则导水系数 T 的单位通常用 $m^2/24h$ 表示。

利用 SNMR 方法测试数据求取的水文地质参数，是根据脉冲矩数求取某一段地层的平均值。因此，根据水的渗透系数，利用稳态方法，可以反推出地层中某一段的平均孔隙水压力。

五、基于 SNMR 方法数据建立滑坡模型的可行性

综合前面几节的分析和讨论，我们知道，地下水在斜坡中的活动与滑坡的形成有密切关系，地下水在硬质岩地层中沿软弱破碎带或薄风化层活动时，岩层可能沿该软弱面(带)产生滑动。通过 SNMR 方法观测和反演能直接得到各含水层的深度、厚度和单位体积含水量，经过计算可得到渗透系数等参数，这些参数适宜于对滑坡进行稳定性分析。利用 SNMR 方法研究和解决水文地质问题时，例如在探测裂隙水、孔隙水和潜水面等方面取得了很好的效果，同时为研究滑坡问题积累了一些经验。利用 SNMR 方法进行滑坡探测，通过对滑坡中地下水的空间分布特征、时间分布特征可行性研究成果，能够为进一步建立滑坡地质模型、稳定性评价和预测提供实测数据，为滑坡稳定性分析提供重要的参数。因此，利用 SNMR 方法实测数据建立滑坡稳定性分析模型是可行的。

六、基于 SNMR 方法的地球物理方法探测滑坡的工作模式探讨

勘测滑坡学是滑坡学的基本分支之一。地球物理方法是一种重要的滑坡勘测方法。为了正确地采用地球物理方法勘查滑坡，必须建立滑坡体的物理—地质模型。即在研究滑坡时，要注意研究滑坡的基本特征：弄清滑坡构造的详细情况，划分出滑动带；研究滑体含水度、确定构成滑坡土体的水理、物理性质及其应力状态；获取滑坡移动速度和方向。正是由这些特征确定了滑体的物理—地质模型。

(一)地球物理方法在滑坡勘测中的主要作用

1. 用电阻率法划分出可能出现滑坡的地质体

影响滑坡产生的地质环境主要是由基岩及其上覆岩层的产状、状态及其性质决定的。可能出现滑坡的地质体与其导电性变化特征是：按地质工程指标划分，在斜坡范围内出现滑坡危险的地质体主要是高塑性系数的粘土质岩石，这类岩石的电阻率不大于几十欧姆·米。可用电剖面法详细填图，圈定这类岩石的范围。然后，用电测深法来确定被划分出来的塑性岩石的顶、底板位置，进而估算挤压滑坡产生的可能性。

粘土的挤压可能性同时也取决于塑性和厚度，那么，自然可以预计，这种特性直接取决于

低阻层的纵向电导 $S=h/\rho$(式中 h、ρ 分别为低阻层的厚度和电阻率),随着塑性层之电阻率降低,纵向电导增大;随着层厚增大,纵向电导也增大,这样,可以从粘土层纵向电导图中获得挤压层的有用信息,也可用这一参数来划分有滑坡危险的斜坡。

2. 用地球物理方法研究可能形成滑坡的水文地质环境

地下水的埋深及其运动特征对所有类型的滑坡都有较大影响,地球物理勘探的任务是研究滑坡形成的重要因素——地下水的作用,即确定地下水的埋深、产状和划分稳定的、不稳定的隔水层以及评价地下水流量。

应用地球物理勘查方法研究可能产生滑坡的水环境:可用来确定和监测地下水水位及其随时间的变化。一般可采用传统的方法,如电测深法、地震折射波法、甚低频法、自然电场法和直接找水的地面核磁共振方法等。

在一些滑坡地质断面上,由于粘土层的存在限制了用电法探测地下水的深度,因此,往往使用地震折射波法。饱水与非饱水岩石的纵波波速之比往往与岩性、孔隙度有关,但通常大于1.4。通过周期性地震方法测量,可以了解最大和最小降雨量期间的水位变化,将不同时间绘制的地下水位等值线图进行对比,可以评价地下水位变化的动力学特征。

滑坡的发生与降雨或地表水的渗透有关,因此,渗透性高的地层容易产生滑坡。在这些地方有可能形成自电异常,其幅值可达几十毫伏。季节性过干、过湿的地区也容易产生滑坡,这种地段的范围可通过电阻率法和自然电位法来确定,主要表现在电阻率、电位值的变化。在若干年内,如果自电正异常区不断扩大,则说明岩石变松的范围扩大,有可能产生滑坡。

3. 用地球物理方法确定滑坡体的边界范围及滑面深度

滑体边界或单个滑块间界线及滑面深度的确定是研究滑体地质结构的两个基本问题。

(1)滑坡体的外部边界及各个滑块间界线的确定。原则上可以用面积或剖面地球物理测量进行地质填图,以确定滑坡体的范围。结合工区具体的地质和地球物理条件,选择行之有效的地球物理方法确定滑坡体的界线。例如:用航空摄影判别滑坡,年轻滑坡可根据其本身特征与周围斜坡区进行对比,在可见光频谱内,它们有斑点状和带状结构;用遥感技术观测(温度,无线电测量),提供有关滑体的补充信息。用射气测量来研究滑坡,通常,在滑坡范围内,放射性场明显增高,出现了一系列的狭窄的局部异常,这些异常主要垂直于斜坡分布。根据放射性场特征及其他特殊性质,不仅可以判断滑坡平面位置而且还能判定斜坡上滑坡的状态。

(2)滑面深度的确定。由滑坡体的物理—地质模型分析,我们可以得出这样的认识:当滑体沿着粘土与弱风化坚硬岩石间的滑面发生滑移时,对于使用地球物理方法确定滑面深度最为有利,但当滑床是由坚硬、半坚硬、塑性岩石交替组成时,用地球物理方法解决问题就比较复杂。电法、地震勘探资料解释的可靠性,很大程度上取决于斜坡形态、滑坡范围及所研究滑面的深度。成功地应用电法、地震研究构造滑坡的例子很多,由于滑坡体内外的电阻率和地震波波速变化明显,故可借助电阻率测量和地震测量来圈定滑坡体的大致分布范围并确定出滑动面的深度。

除上述方法可以圈定滑体边界外,美国利用重力勘探圈定滑体范围,根据岩土密度、电阻率差异确定边界;捷克斯洛伐克用放射性、伽玛测井推断滑动面的位置和形状;日本用高密度电法勘测滑坡,并利用综合参数圈定滑坡。

(二)基于 SNMR 方法的地球物理方法滑坡探测工作模式

在上述讨论的基础上,根据滑坡探测的阶段、目的和要求,考虑每一种地球物理方法的应

用物理前提条件和特点，建立起地球物理方法探测滑坡的工作模式(图 4－2)。

该工作模式有以下特点：

(1)根据滑坡探测的目的和要求合理选择地球物理方法。

(2)传统地球物理方法与地球物理新方法新技术相结合。

(3)同时考虑地球物理参数、水文地质和工程地质参数等，提高探测效果。

(4)几种方法相结合，克服资料解释中的多解性问题。

(5)充分发挥地面核磁共振方法的优势，研究与滑坡稳定性密切相关的因子——地下水。

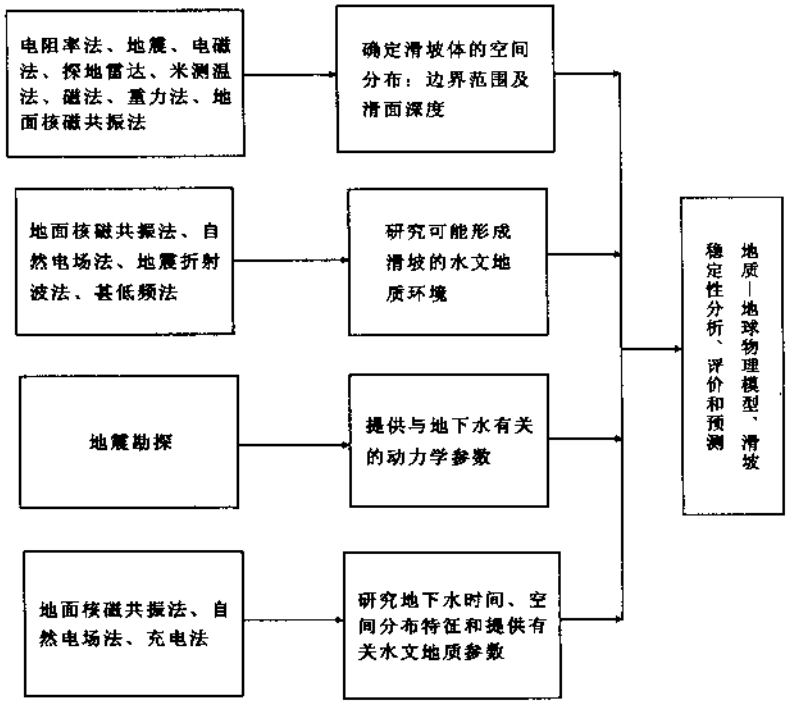


图 4－2 基于 SNMR 方法的滑坡探测地球物理方法工作模式

第三节 研究滑坡的地面核磁共振方法的有关技术探讨

一、概述

SNMR 方法是一种新方法，应用该方法时，对各种参数选取和运用的要求比较严格。将其应用到研究滑坡中地下水特征时，就要更加准确地理解和掌握每一种参数的物理含义，掌握每一步骤的目的和可能遇到的特殊问题。从数据采集到数据的反演，从参数的选择到研究信号的变化规律，从地磁场测定到矩阵计算，都必须结合滑坡特征、地质条件和环境以及 SNMR 方法本身的特点进行研究和实践。

本节根据 SNMR 方法研究滑坡问题的特殊性与特殊要求，探讨了 SNMR 方法研究滑坡

中地下水特征与滑坡稳定性关系的方法技术。

二、研究滑坡的 SNMR 方法的有关技术

NUMIS 系统是一种高灵敏度、高功率、全部由 PC 计算机控制的核磁共振设备。计算机使该系统操作尽可能地实现了自动化。但是，在野外进行滑坡监测时，为了获得高质量的数据，还必须很好地确定激发频率、选择天线类型、选择测量参数等。

现以对三峡库区巴东赵树岭滑坡监测为例，进一步说明研究滑坡的 SNMR 方法的方法技术。

(一)激发频率的选择方法

地磁场的测量和激发频率的确定原则和方法详见第三章第三节之一。

(二)线圈形状的选择和敷设方法

线圈形状选择和敷设方法详见第三章第三节。

实际工作中，根据工区内待探查含水层的深度和含水量以及工区电磁干扰的强弱、方向，优化线圈形状和科学地数设线圈。

三峡库区巴东赵树岭滑坡位于巴东新城区，周围有高压输电线、变电站、变压器和民用电等电磁干扰。为了压制干扰，我们采取并敷设了能够降低噪声水平的∞字形线圈(图 3－4)。根据电磁干扰源类型和方向，经过多次试验和调整，确定了线圈的长轴方向。

(三)测量参数的选择方法

在开始测量之前，根据研究区的具体条件选择以下参数并输入 PC 计算机。

测量参数的选择原则和方法详见第三章第三节。

1. 测量范围

先采用 30 000nV 作为测量范围，随后再作修改。

2. 记录长度

记录长度相对于所期望的 NMR 信号的时间常数来确定。如果选择不当，不仅影响地质效果，而且降低工作效率。NUMIS 系统的记录长度可在 240～1 040ms 之间调节，我们在三峡库区巴东赵树岭滑坡把 250ms 作为记录长度的标准值。

3. 脉冲持续时间

对于用平均衰减时间 T_2^* 确定标准的 NMR 测量来说，脉冲的持续时间置成 40ms 是最佳值。我们在三峡库区巴东赵树岭滑坡用 40ms 作为脉冲的持续时间。

4. 脉冲矩的个数

在利用 SNMR 方法研究滑坡地下水分布特征时，为了能够研究滑坡体地下水的空间分布特征，常常需要对地下含水层划分很细，特别是在滑坡而附近。在三峡库区巴东赵树岭滑坡工作时，脉冲矩个数选为 16 个和 20 个，同一个点上进行两次数据采集。

5. 叠加次数

为了操高采集的 NMR 信号的质量，在三峡库区巴东赵树岭滑坡工作时选择了 256 次叠加。

三、测区的干扰类型及特征

三峡库区巴东赵树岭滑坡周围干扰较大。为了更好地研究 SNMR 方法抗干扰问题，根据

测量误差的性质，对 SNMR 方法干扰分为三类：随机误差产生的干扰、突然大振幅误差产生的干扰和系统误差产生的干扰。下面对这三种干扰及其特征进行简要分析。

（一）随机误差产生的干扰及其特征

在相同条件下，对同一探测对象进行多次测量时，由于受到大量且微小的随机因素的影响而产生大小和符号没有一定规律并无法估计的测量误差，由这种误差产生的干扰称为随机干扰。由于受到周围电磁噪声、天然磁性体的影响，在 SNMR 方法测量中存在大量的随机干扰。

随机干扰产生于一系列随机因素的影响，而随机因素又是无法加以严格控制的，因此，在任何一次测量中，随机干扰的存在是不可避免的。就个体来讲，随机干扰是无规律的，其无法通过实验的方法来消除。但是，只要在等精度条件下进行测量，而且测量次数足够多，则从整体的角度看，随机干扰遵从一定的统计规律，利用概率统计的方法，可以从理论上来估计随机干扰对测量结果的影响。

对大量的测定值进行统计分析表明，大多数的随机误差都服从正态分布，且都遵从以下四条性质。

（1）有界性：在一定的测量条件下，测量的随机误差总是在一定的、相当窄的范围内变动，绝对值很大的误差出现的概率接近于零。也就是说，随机误差的绝对值实际上不会超过一定的界限。

（2）单峰性：随机误差还具有分布上的单峰性。也就是说，绝对值小的误差出现的概率大，绝对值大的误差出现的概率小，绝对值为零的误差出现的概率比任何其他数值的误差出现的概率都大。

（3）对称性：绝对值相等而符号相反的随机误差出现的概率是相同的，这就是所谓随机误差分布的对称性。

（4）抵偿性：在等精度测量条件下，当测量次数趋于无限大时，所有随机误差的算术平均值趋于零，即

$$\lim_{n\to\infty}\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\delta_i = 0 \tag{4-6}$$

（二）突然大振幅干扰

在 SNMR 方法数据采集过程中，由于外界电磁场环境的突然变化而引起的数值大且不满足随机误差条件的干扰，笔者将其叫做突然大振幅干扰。因为突然大振幅干扰产生的数值往往大大超出在同样测量条件下所得到的其他数值，是对测量结果的严重歪曲，因此，突然大振幅干扰一旦发现，这类数据一定要予以剔除，否则，测量结果是不可信赖的，也是毫无价值的。

（三）系统误差产生的干扰及其特征

在相同测量条件下对同一被测量的对象进行多次测量时，误差的大小和符号或者保持恒定或者按一定规律变化，这类测量误差称为系统误差。

系统误差就个体而言是具有规律性的，产生的原因往往是可知的或者是可以掌握的。因此，系统误差在技术上完全可以通过实验的方法予以消除或通过引入修正值的方法加以更正。

系统误差与随机误差既有区别又有联系，二者之间并无绝对的界限，在一定的条件下可以相互转化。也就是说，对某一具体的测量误差，在某一条件下为系统误差，而在另一条件下又为随机误差，反之亦然。过去认为随机误差的，随着对误差认识水平的提高，有可能被分离出

来作为系统误差来处理；而有一些变化规律复杂、难以消除，同时又没有必要花费大量的代价去消除的系统误差，往往也可以当作随机误差来处理。

在 SNMR 方法测量过程中，这三种干扰同时存在，突然大振幅干扰应直接予以剔除，而对于随机干扰处理是我们研究的重点。

四、压制电磁噪声干扰的方法研究

事实上，研究抗电磁噪声干扰问题，无论是医学核磁共振还是地学中的 SNMR 方法，均是世界学者关心的重点研究课题之一。目前使用的 NUMIS 系统的接收机灵敏度很高，可以检测到纳伏级的电磁信号，随之而来的问题是测量仪器抗电磁噪声干扰的能力较差。为了采集到高质量的 NMR 信号，并利用采集到的信号进行反演和计算与滑坡稳定性有关的参数，必须研究压制电磁噪声干扰的方法和技术。我们从以下几个方面压制和克服电磁噪声干扰问题。

（一）数据采集中压制电磁噪声干扰的方法

1. 避离干扰源

必须了解工区及其附近可能的电磁噪声源的分布情况。野外工作开始之前，进行现场踏勘，了解三峡库区巴东赵树岭滑坡工区地形、地貌、交通条件和电磁噪声干扰情况以及线圈铺设条件等；在工作时，尽量避开电磁噪声源。

2. 合理选择和敷设线圈

根据三峡库区巴东赵树岭滑坡工区内待探查含水层的深度和含水量以及工区的地球物理环境——电磁噪声干扰源的强弱、方向，优化线圈形状和科学地敷设线圈。

使用∞字形线圈可以降低噪声水平。如图 4－3 所示，边长为 L、信号为 S、噪声为 N 的大方（正方形）的线圈，其探测深度为 L，信噪比为 S/N。将其敷设为边长为 $L/2$ 的方∞字形线圈（图 4－3）后，其噪声 n_1、n_2 的方向相同，合成噪声为：

$$\epsilon = n_1 - n_2 = N/10$$

这样，噪声减小了。

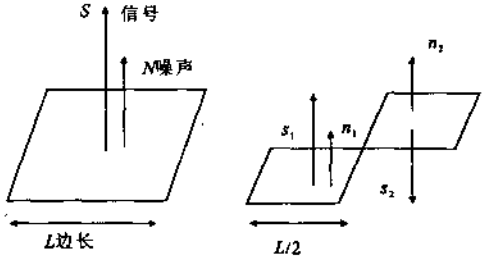


图 4－3　方∞字形线圈压制噪声干扰原理示意图

而方∞字形线圈的接收到信号分别为 s_1、s_2，s_1、s_2 大小相同、方向相反。

合成信号为：

$$s_1 - (-s_2) = 2s = S/2$$

其信噪比：$(S/2)/(N/10) \geqslant 5 \times S/N$，合成后信噪比提高了。

显然，使用边长为 $L/2$ 的方∞字形线圈与边长为 L 的正方形线圈相比，其噪声通常可以降低 1/10 左右。而信噪比提高了，但是，探测深度降低为 $L/2$。

如果采用∞字形线圈以后，噪声依然比所期望的值大时，则可优化线圈形状，改变两个小正方形或小圆形的面积（往噪声减小的方向改动），可以明显地降低噪声水平，直到合成噪声 $\epsilon < 10\%$ 初始噪声。

使用∞字形线圈的缺点是探测深度被限制在 50～60m 左右。由于采用边长为 75m 的方形线圈与边长为 37.5m 的∞字形线圈激发场的结构不同，因此，所探测的体积也不相同。三

峡库区巴东赵树岭滑坡滑动面在 50m 深度范围之内，因此，我们选择∞字形线圈工作可以达到探测深度。

线圈敷设应根据工区电磁噪声干扰等情况而定。在三峡库区巴东赵树岭滑坡应用∞字形线圈工作，根据电磁噪声干扰源类型（点源或线源）和方位（图 4－4、图 4－5），经过多次反复调整、试验，最终确定了线圈的长轴方向。

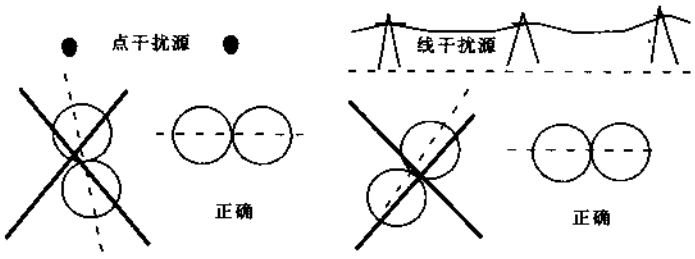


图 4－4 SNMR 方法∞字形天线的长轴方向与电磁噪声干扰源方位相对关系示意图

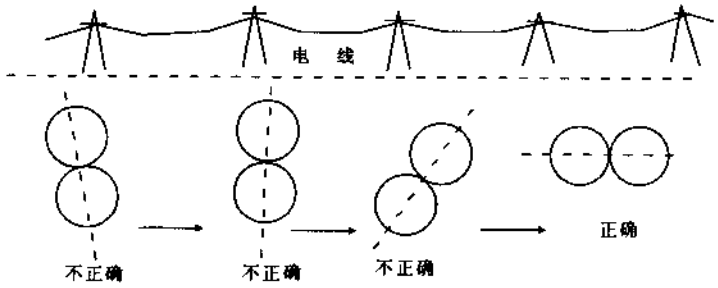


图 4－5 SNMR 方法∞字形天线的长轴方向与电磁噪声干扰源方位相对关系示意图

3. 准确确定激发频率

详见第三章第三节部分。

4. 选择较窄的频带宽度

采集数据时选择合适的频带宽度可以提高 NMR 信号的信噪比。将频带宽度降低 n 倍，则信噪比将提高到原来的$\sqrt{n}$倍。另外，在反演时也涉及到频带宽度的选择。

5. 选择较大的叠加次数

根据随机误差的抵偿性，增加叠加次数可以提高信噪比。当叠加次数为 n 时，则信噪比将提高到原来的$\sqrt{n}$倍。但是，n 很大以后，再增加叠加次数，对信噪比的提高很不明显，并且，太大的叠加次数，使一个观测点的数据采集时间增加，甚至导致难以完成测量。我们选择了较大的叠加次数 256 次，在数据采集过程中，对于突然来的突然大振幅干扰仪器能自动将其舍弃，因此，实际的叠加次数大于 256 次。

（二）合并文件及突然大振幅干扰的处理方法

SNMR 方法数据文件合并主要有以下两个目的：

第一，为了获得尽量详细的滑坡体的有关参数，在一个滑坡上同一个点上，进行两次观测，

每次观测选择 20 个脉冲矩(一个脉冲矩分一层)。这样,就有较为详细的探测资料,解决了研究滑坡问题分层细的问题。

第二,把两次观测中有突然大振幅干扰脉冲矩剔除,将其余的数据合并成一个文件进行反演。这样可以在一定程度上克服突然大振幅干扰问题。

NMR 信号反演的目的是将观测到的地球物理数据,转换成地下各含水层的深度、厚度、含水量和平均孔隙度等地质参数。为了进一步压制干扰,反演参数选择时采用较窄的滤波带宽和合适的滤波系数。根据当地的地电条件和地磁场参数等计算出反演用矩阵。对上述合并成的文件进行反演,就能够得到有关的参数。

只要测量中存在突然大振幅误差,就无法用测量的客观条件来解释其合理性。换句话说,突然大振幅误差严重歪曲测量事实真相,因此应予以剔除。含有突然大振幅误差的测量值称为坏值或"异常"数据。

SNMR 方法采集和反演过程中均存在突然大振幅干扰的消除问题。采集时遇到的突然大振幅干扰,仪器会根据测量范围自动删除,将其视为坏叠加。反演时将明显的突然大振幅干扰应直接予以剔除,提高反演质量。

(三)频谱分析方法

频谱分析是一种十分有用和有效的现代数字信号分析和处理方法,在通讯、雷达、地震预报、地球物理等许多学科领域取得了很好的应用效果。为了对 SNMR 方法数据干扰成分有深入的了解,并准确确定工作频率,我们对 SNMR 方法的信号进行了频谱分析。将滤波时间常数分别设为 5ms 和 50ms,对 SNMR 方法的信号进行谱分析,其结果见图 4-6、图 4-7。

由图 4-6、图 4-7 可以看出:

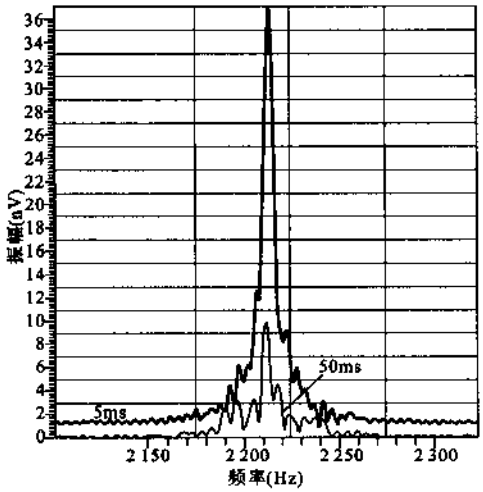


图 4-6　NMR 信号频谱图(滤波时间常数为 5ms)
(研究生王鹏提供,2006)

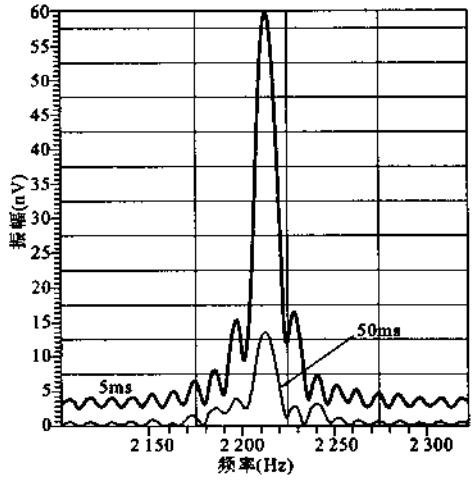


图 4-7　NMR 信号频谱图(滤波时间常数为 50ms)
(研究生王鹏提供,2006)

NMR 信号主要集中在当地拉摩尔频率附近;增大滤波时间常数可对信号进行圆滑处理,更加清楚地反映拉摩尔频率所在数值。

通过对 NMR 信号的频谱分析，可以了解信号的大小、信噪比大小、信号频率分布、噪声频率分布范围等有用信息。这些信息，对野外选定拉摩尔频率、估计判断电磁噪声干扰源的类型和时间分布特征，数据采集参数的合理选取、反演参数的确定和 NMR 信号处理等具有重要的借鉴作用。

（四）反演时滤波时间常数和正则化系数的选择方法研究

应用 NUMIS 系统专用的反演软件，可以很快获得对应于一组实测数据的解（单位体积含水量和衰减时间常数随深度的变化）。SNMR 方法找水理论指出，在地表所测到的 NMR 信号与地下各层的含水量之间呈线性关系，反演过程大约花费 10s。在利用该软件对 SNMR 方法实测数据进行反演时，为了进一步压制干扰，必须非常重视滤波时间常数和正则化因子的选取。

1. 滤波时间常数

原始数据被处理后可以重新计算其信号振幅和时间常数。根据测量期间的噪声水平，可对原始资料进行滤波处理，从而获得含水量随深度变化的较平滑的解。在滑坡探测中，反演时通常选择 50ms 作为滤波时间常数。

2. 正则化系数

正则化方法主要用来解决解的不稳定问题。当实测数据的噪声比较大时，正则化方法使得相邻两层中的含水量的差别最小化（也即是对解进行了平滑）。根据采集到的信号情况，通常选择比较大的正则化系数。在滑坡探测中，反演时选用 100 作为正则化系数。

（五）小波分析去噪

自 20 世纪 80 年代初由法国地球物理学家 Morlet 提出小波分析以来，小波分析不仅在理论和方法上取得了突破性进展（框架和滤波器组两大理论即是典型代表），而且在信号与图形分析、地球物理信号处理、计算机视觉与编码、语音合成与分析等领域获得了广泛应用。但在处理核磁共振数据方面，尚未见有人用小波分析去噪尝试的报导。

小波分析与经典的傅立叶分析相比，有其独有的特点，凡是能进行傅立叶分析的信号原则上可以用小坡分析进行处理。因此，通过用小波分析处理核磁共振信号，对其进行去噪处理，从而提高信噪比。

实践表明，用小波分析对核磁共振数据进行了去噪处理并做了反演，结果令人满意，信噪比有较大提高，拟合误差有所下降。

五、SNMR 方法研究滑坡的反演方法

与探查地下水的其他地球物理方法相比，SNMR 方法的主要优点是有直接测量由水中氢核产生的 NMR 信号的能力。通过改变激发脉冲矩就可完成一系列对应不同深度的测量，然后，对采集的 NMR 信号进行数据处理和反演解释，不打钻就可以揭示地下水的赋存状态（含水层数，各含水层的深度、厚度和含量）和提供含水层的平均孔隙度的信息。

但是，在实际应用 SNMR 方法探测地下水信息时，其主要问题之一是 NMR 信号很弱，易受电磁噪声干扰，因而在实际工作中存在信噪比小的问题。虽然在野外测量时，采取一系列的压制干扰的技术措施，但是在采集 NMR 信号时，还是受到野外测量误差的影响。这些误差是由外来的电磁噪声干扰，如大气放电、磁暴和流过地下的各种电流引起的。人文噪声如电力

线、电机、电气机车等也可引起较大的测量误差，此外，大地的电阻率过低（$\rho<10\Omega\cdot m$）（工作频率为 1.5～2.8kHz）不仅会使 NMR 信号减弱，而且还影响反演结果。

下面讨论 SNMR 方法信号的预处理和反演解释方法以及提高该方法解释可靠性的途径。

（一）SNMR 方法数据的预处理

关于 SNMR 方法数据的预处理的有关内容见第三章第三节之六。

（二）信号的反演方法和注意的问题

1. 反演方法

NMR 信号反演的目的是将观测到的地球物理数据，转换成地下各含水层的深度、厚度、含水量和平均孔隙度等水文地质参数。

NMR 信号的反演中也存在地球物理反演的不适定问题。例如，NMR 信号相对激发电流而言是非线性的，而 NMR 信号相对含水量 $n(z)$ 来说是呈线性的。若不考虑上述问题，当反演有噪声的数据时，通常的反演算法可能不稳定，导致解的偏差或出现振荡。

在地面核磁共振资料反演解释中，也曾使用了：①近似法；②代数法；③迭代法；④正则化法。目前，SNMR 方法反演解释尚处于一维反演阶段，比较广泛使用的是吉洪诺夫正则化法。

吉洪诺夫正则化法的原理和反演过程见第三章第三节之七。

2. 注意的问题

利用 SNMR 方法研究滑坡中地下水特征时，为了提高 SNMR 方法解释水平，值得注意以下几个问题：

（1）重视 SNMR 方法正演数字模拟工作，以正演结果指导反演解释。

SNMR 方法的一维正演，主要研究方法涉及到的与三种磁场（地磁场、激发磁场、质子弛豫场）有关的因素对 NMR 找水信号的影响特点。即研究岩石导电性、地磁场强度、地磁场倾角、含水岩石类型和含水层赋存状态、电磁噪声等自然因素变化和人为技术因素变化诸如天线形状和大小、激发脉冲矩大小和个数等对 NMR 信号影响的特点。通过正演数字模拟工作，对在均匀半空间和层状大地中含水层的 NMR 信号异常形态有了充分认识，以此研究成果指导反演解释，不断完善了 SNMR 方法的解释方法。

（2）对野外采集的数据进行联合反演。对各种探测地下水方法进行找水信息综合分析，以提高 SNMR 方法资料解释的可靠性。

（3）运用 SNMR 方法直接探测地下水的同时，注重直接、间接探测地下水的地球物理方法对比研究，做到各种方法扬长避短，建立起合理的地球物理方法工作程序，以提高地球物理方法探测地下水的资料解释水平。

（4）充分利用水文地质、工程地质和钻井数据，进行对比研究，进一步提高 SNMR 方法资料解释的可信度。

（5）按照研究区的地球磁场、天线类型、地层特点、地电条件等计算合适的反演用矩阵。

六、高密度电阻率法及其在滑坡研究中的作用

（一）高密度电阻率法原理和特点

高密度电阻率法是传统电阻率法的变种方法。高密度电阻率法的基本原理与传统的电阻率法完全相同，该方法仍然是以岩土体导电性差异为物质基础，研究在人工电场的作用下地中

传导电流的分布规律，进而解决有关的地质问题。它可以同时完成电剖面和电测深两种形式的测量。

由于高密度电阻率法可以实现数据的快速采集和微机处理，并且能有效地进行多种电极排列方式的参数测定，改变了传统电阻率法的工作模式，提高了工作效率，获得较丰富的地电断面信息，使电阻率法的自动化和智能化程度大大向前迈进了一步，从而更适合于场地环境调查的需求。

近年来，该方法先后在重大场地的工程地质调查、坝基及桥墩选址、采空区及地裂缝探测等众多工程勘察领域取得了明显的地质效果和显著的社会、经济效益。

从 20 世纪 80 年代起国内外相继研制和开发了高密度电阻率法，高密度电阻率法的基本原理与传统的电阻率法完全相同，所不同的是高密度电阻率法在观测中设置了较高密度的测点，即点距比较小，这是实现高分辨率的主要措施之一。例如，在研究山体滑坡和地裂缝时，现场测量的点距密到 0.5～1m。在测量方法和仪器上采取了一些有效设计，使得数据采集系统有较高的精度和较强的抗干扰能力，从而获得较为丰富的地质信息，它可以同时完成纵、横二维的勘察过程。在资料解释过程中，可采用多参数综合解释，因此，该方法集锦了常规电阻率法的优点，弥补了常规电阻率法观测和解释中之不足。因此，相对于传统电阻率法面言，它具有以下特点：

(1)电极布设是一次完成的，这不仅减少了因电极设置面引起的故障和干扰，面且为野外数据的快速和自动测量奠定了基础。

(2)能有效地进行多种电极排列方式的扫描测量，因而可以获得较丰富的关于地电断面结构特征的地质信息。

(3)野外数据采集实现了自动化或半自动化，不仅采集速度快，面且避免了由于手工操作所出现的错误。

(4)可以对资料进行预处理并显示剖面曲线形态，脱机处理后还可自动绘制和打印各种成果图件。

(5)成本低、效率高，信息丰富，解释方便，勘探能力显著提高。

(二)高密度电阻率法的电极系及其视参数

1. 三电位电极系

高密度电阻率法的电极排列原则上可以采用二极方式，即当依次对某一电极供电时，同时利用其余全部电极依次进行电位测量，然后将测量结果按需要转换成相应的电极排列方式。这虽然是一种很好的设计方案，但由于必须增设两个无穷远极，给实际工作带来很大不便，其次，当测量电极逐渐远离供电电极时，电位测量幅度变化较大，需经常改变电源，不利于自动测量方式的实现。因此，通常在方法设计中采用了三电位电极系。

三电位电极系是将温纳四极($AM=MN=NB$ 的四极对称装置)、偶极及微分装置按一定方式组合后所构成的一种统一测量系统。该系统在实际测量时，只须利用电极转换开关，便可将每四个相邻电极进行一次组合，从而在一个测点便可获得多种电极排列的测量参数。三电位系统的电极排列方式如图 4－8 所示，当点距设为 x 时，二电位系统的电极距为 $a=n\cdot x(n=1,2,3,\cdots,15)$，$n$ 为隔离系数。为了方便，我们将上述三种电极排列方式依次称为：α 排列、β 排列及 γ 排列。显然，这里对某一测点的四个电极按规定作了三次组合。

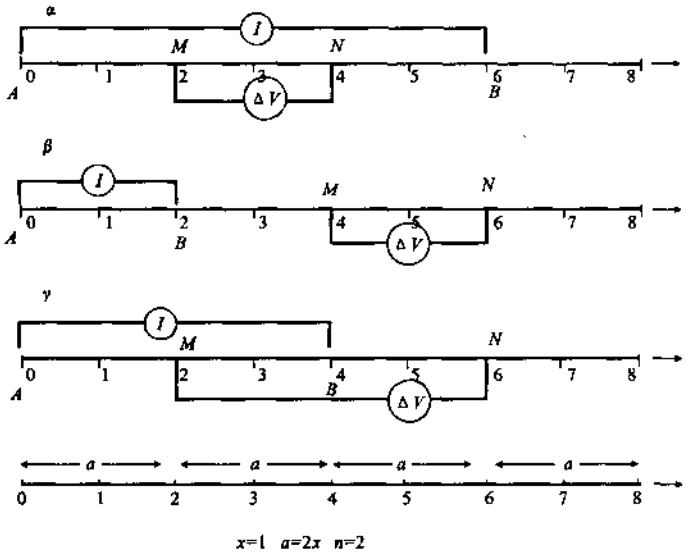


图 4－8　三电位电极系示意图

点距 $x=1$m；极距 $a=2x$；隔离系数 $n=2$

2. 视电阻率及其比值参数

根据上述三电位电极系概念和视电阻率的计算公式，三种排列的视电阻率参数及其计算公式依次为：

$$\rho_s^{\alpha}=2\pi a\frac{\Delta U^{\alpha}}{I}$$

$$\rho_s^{\beta}=6\pi a\frac{\Delta U^{\beta}}{I} \tag{4-7}$$

$$\rho_s^{\gamma}=3\pi a\frac{\Delta U^{\gamma}}{I}$$

式中：a 为三电位电根系的电极距。正如上述，当点距为 x 时，$a=n\cdot x(n=1,2,3,\cdots,15)$。

根据三种电极排列的电场分布，可以得出 ρ_s^{α}、ρ_s^{β} 和 ρ_s^{γ} 三者之间的视电阻率关系式：

$$\rho_s^{\alpha}=\frac{1}{3}\rho_s^{\beta}+\frac{2}{3}\rho_s^{\gamma}$$

$$\rho_s^{\beta}=3\rho_s^{\alpha}-2\rho_s^{\gamma} \tag{4-8}$$

$$\rho_s^{\gamma}=\frac{1}{2}(3\rho_s^{\alpha}-\rho_s^{\beta})$$

由(4－8)式可见，当已知其中任意两种排列的视参数时，通过上述关系便可计算第三种排列的视参数。

在高密度电阻率法工作中，由于一条剖面地表测点总数是固定的，因此，当极距扩大时，反映不同勘探深度的测点数将依次减少。通常，把三电位电极系的测量结果置于测点下方深度为 a 的点位上，于是，整条剖面的测量结果便可以表示成一种倒三角形的二维断面的电性分布，见图 4－9。

对于温纳四极排列，也可增设无穷远极，从而增加联合三根测深的测量方式，相应的视电

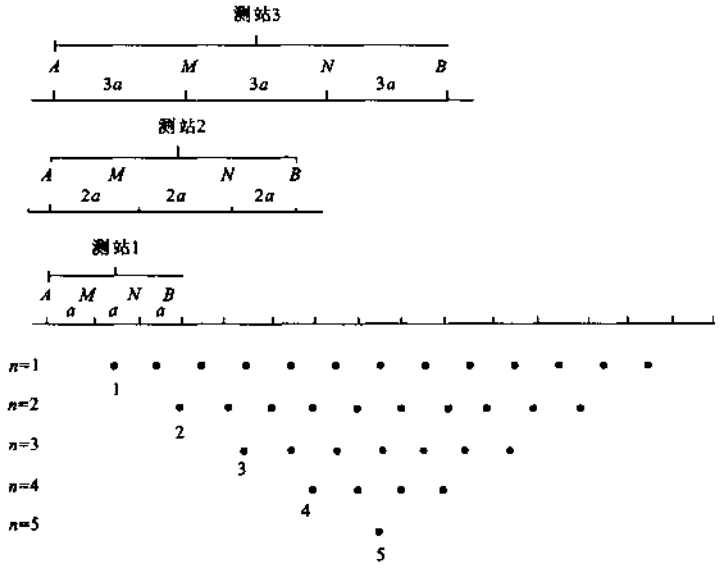


图 4-9 高密度电阻率法测点分布示意图

阻率参数的计算公式为：

$$\rho_s^A = 4\pi a \frac{\Delta U^A}{I}$$
$$\rho_s^B = 4\pi a \frac{\Delta U^B}{I} \tag{4-9}$$

联合三极测深的测量结果，既可用视电阻率参数进行图示，也可用比值参数进行图示。

高密度电阻率法的野外观测结果除了可以绘制相应电极排列的视电阻率断面图外，根据需要还可以绘制两种比值参数图。其中一类比值参数是以联合三极测深的观测结果为基础，其表达式可以写成：

$$\lambda(i,i+1) = \frac{\rho_s^A(i)/\rho_s^B(i)}{\rho_s^A(i+1)/\rho_s^B(i+1)} \tag{4-10}$$

式中：$\rho_s(i)$及 $\rho_s(i,i+1)$分别表示剖面上相邻两点的视电阻率值。把计算结果示于第 i 点与$(i+1)$点之间。

令 $F^A(i) = \rho_s^A(i)/\rho_s^B(i)$，$F^A(i+1) = \rho_s^A(i+1)/\rho_s^B(i+1)$

则 $\lg\lambda(i,i+1) = \lg F^A(i) - \lg F^A(i+1)$ (4-11)

比值参数 λ 在反映地电结构能力方面所作的模拟实验表明，视电阻率断面图只反映了基底的起伏变化，而 λ 比值断面图却同时反映了起伏基岩中的低阻构造。$\lg\lambda$ 描述了歧离带曲线沿剖面水平方向的变化率。

另一类比值参数是直接利用三电位电极系的测量结果并将其加以组合而构成的，考虑到三电位电极系中三种视参数的分布规律，选择并设计以偶极和微分两种电极排列的测量结果为基础的一类比值参数 T_s，T_s 的计算公式如下：

$$T_s = \rho_s^\beta(i)/\rho_s^\gamma(i) \tag{4-12}$$

式中：$\rho_s^\beta(i)$和 $\rho_s^\gamma(i)$分别为 β 和 γ 电极排列的视电阻率值。由于这两种电极排列在同一地电体

上，所获视参数总是具有相反的变化规律，因此，用该参数所绘的比值断面图在反映地电结构的分布形态方面，比相应排列的视电阻率断面图更加清晰和明确。

（三）高密度电法在滑坡研究中作用

1. 提供大地的导电性参数

用 SNMR 方法进行反演时，必须预先计算一个切合实际的矩阵。计算矩阵时需要输入工区大地的导电性参数，包括地下各电性层的个数和每个电性层的电阻率大小等。如果大地电阻率估计不正确，那么所计算出的深度就会含有误差。这些参数的取得需要测定大地电阻率及其垂向分布。高密度电阻率法可以获得较丰富的地电断面信息，能够提供矩阵计算的导电性参数。

2. 克服 SNMR 方法反演问题的非唯一性问题

众所周知，地球物理方法反演存在多解性问题，SNMR 方法也不例外。克服多解性的方法之一是利用综合方法、综合参数进行综合分析。例如，SNMR 方法易受电磁噪声干扰，甚至产生假异常，而高密度电阻率法主要受地质因素干扰面产生假异常，这两种方法产生假异常的原因不同。实践表明，只要经过资料的对比分析，即在大致的深度上，两种方法都有异常显示，SNMR 方法的异常通常不是由电磁噪声干扰引起的，面是地下水的响应。这样，就克服了 SNMR 方法反演问题的非唯一性问题。

高密度电阻率法除了为 SNMR 方法反演计算时提供电阻率参数外，在强电磁噪声干扰区，信噪比较低时，还配合 SNMR 方法进行资料的综合分析，所以，高密度电法在滑坡研究中发挥了应有的作用。

第四节　地面核磁共振方法研究赵树岭滑坡中地下水分布特征

一、概　述

为了利用 SNMR 方法研究三峡库区巴东赵树岭滑坡中地下水分布特征，为该滑坡的稳定性分析提供有效数据，在国家自然科学基金项目“利用 NMR 研究三峡库区典型滑坡地下水特征与稳定性”资助下，自 2001 年到 2003 年连续对三峡库区典型性滑坡——赵树岭滑坡进行了野外调查工作以及野外 SNMR 方法长期监测工作，同时进行了孔隙水压力测试和钻孔倾斜仪监测工作，并采取滑带土试样进行了微观结构分析（SEM、XRD）及其他室内试验工作。

孔隙水压力测试、钻孔倾斜仪监测工作、采取滑带土试样进行 SEM、XRD 分析及其他室内试验工作也是滑坡稳定性研究的重要内容之一，但本书未编入，可参阅有关文献。

本节给出了赵树岭滑坡地面核磁共振数据的反演结果——含水量直方图；为了能与地面核磁共振结果一起进行综合解释，还给出了高密度电法的二维断面图；为了能验证地面核磁共振实测结果的正确性，给出了赵树岭滑坡的钻孔柱状图。在以上资料和数据的基础上，讨论基于 SNMR 数据的赵树岭滑坡地下水分布特征及其与其他方法对比研究结果，证明了地面核磁共振方法的应用效果。图 4－10 为 SNMR 方法工作现场。



图 4-10 SNMR 方法野外工作现场

二、赵树岭滑坡 SNMR 方法工作成果

上已述及，从 2001 年到 2003 年，中国地质大学(武汉)利用 SNMR 方法对赵树岭滑坡共进行了 6 次监测。对 SNMR 方法实测数据，利用上述的 SNMR 方法的数据处理和反演方法对 6 次实测数据进行数据处理和反演，获得该滑坡监测中诸多成果图中的一种成果图——核磁共振测深点的含水量直方图[横坐标为单位体积含水量(%)，纵坐标为深度(m)]，由该图可以直观地看出地下含水层(或隔水层)的个数、各含水层的深度、厚度、含水量；同时，由色标可以看出各含水层的平均衰减时间 T_2^* 值的大小，即各含水层的颗粒大小的变化情况。

图 4-11～图 4-16 是赵树岭滑坡 SNMR 方法 3 年 6 次监测的成果图。监测时工区监测点共同的技术参数和监测数据的处理方法技术是：

(1)地磁场强度：49 286.38 nT。

(2)地磁场倾角：46°。

(3)天线类型：方∞字形。

(4)每次观测(监测)，对一个核磁共振测深点的上观测数据进行反演时，用同一监测时间内、同一测深点上两次观测数据合成而生成一个 30 个脉冲矩的标准 NUMIS 反演格式文件。

(5)反演滤波窗口为 198.1 ms。

(6)滤波时间常数为 50.00 ms。

(7)正则化因子为 100。

(一)2001 年 3 月 SNMR 方法的监测结果

在赵树岭滑坡监测工区，2001 年 3 月观测时，工区的信噪比为 3.17。

SNMR 方法数据反演时，矩阵用 Bdbf. mrm。2001 年 3 月 SNMR 方法监测的成果图见图

4－11。

(二)2001 年 8 月 SNMR 方法的监测结果

在赵树岭滑坡监测工区，2001 年 8 月观测时，工区的信噪比为 3.1。

SNMR 方法数据反演时，矩阵用 zsl. mrm；反演后获得的成果图见图 4－12。

(三)2002 年 3 月 SNMR 方法的监测结果

在赵树岭滑坡监测工区，2002 年 3 月观测时，工区的信噪比为 3.88。

SNMR 方法数据反演时，矩阵用 zsl. mrm；反演后获得的成果图见图 4－13。

(四)2002 年 8 月 SNMR 方法的监测结果

在赵树岭滑坡监测工区，2002 年 8 月观测时，工区的信噪比为 4.28。

SNMR 方法数据反演时，矩阵用 zsl. mrm；反演后获得的成果图见图 4－14。

(五)2003 年 3 月 SNMR 方法的监测结果

在赵树岭滑坡监测工区，2003 年 3 月观测时，工区的信噪比为 2.76。

SNMR 方法数据反演时，矩阵用 zsl. mrm；反演后获得的成果图见图 4－15。

(六)2003 年 8 月 SNMR 方法的监测结果

在赵树岭滑坡监测工区，2003 年 8 月观测时，工区的信噪比为 2.19。

SNMR 方法数据反演时，矩阵用 zsl. mrm；反演后获得的成果图见图 4－16。

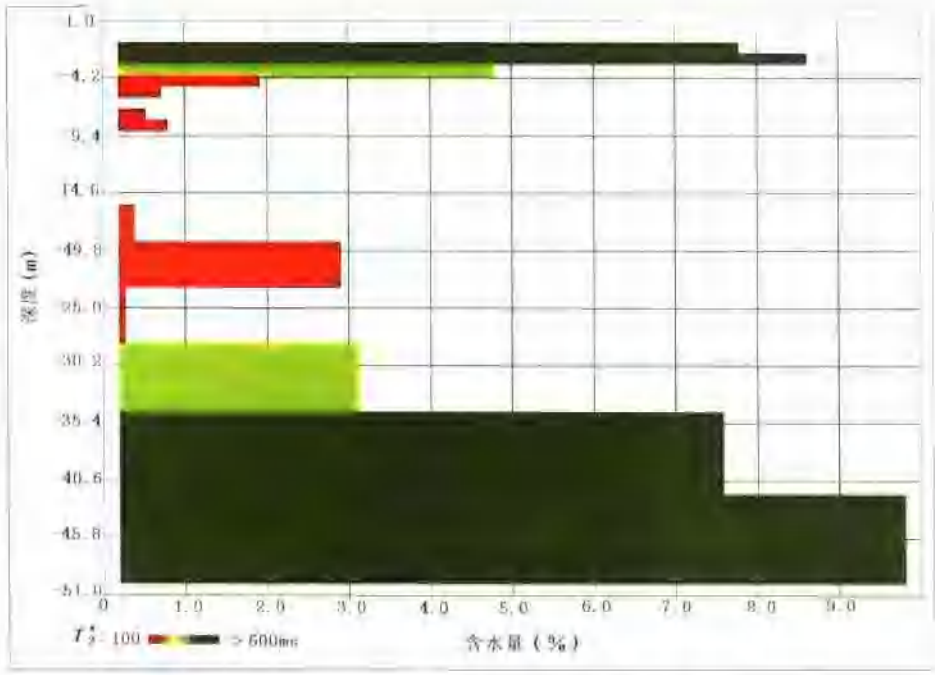


图 4－11　赵树岭滑坡 2001 年 3 月监测时的 SNMR 方法成果图

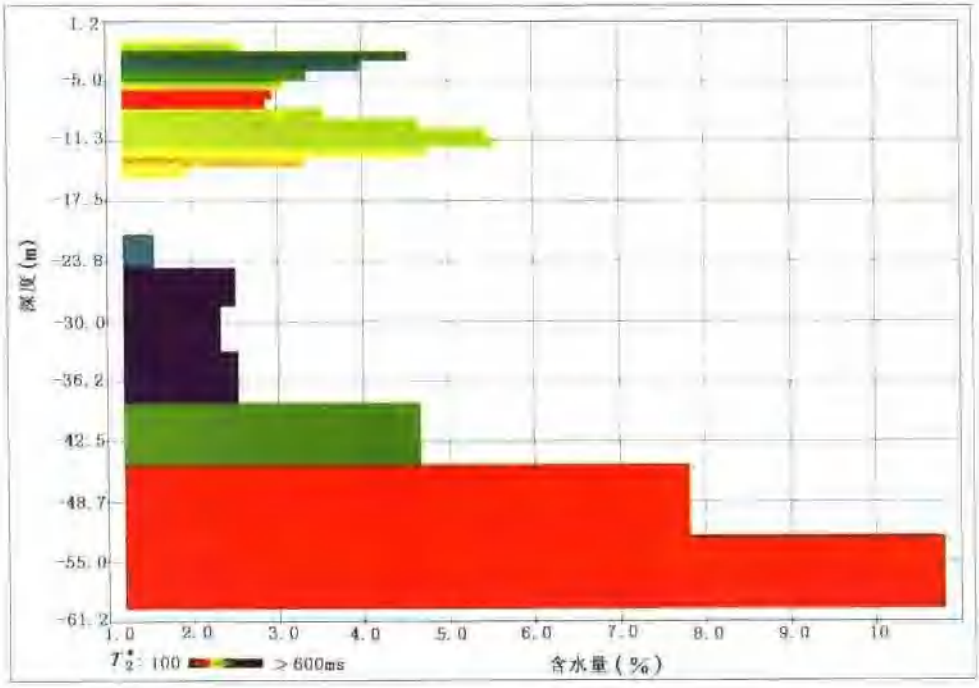


图 4-12 赵树岭滑坡 2001 年 8 月监测时的 SNMR 方法成果图

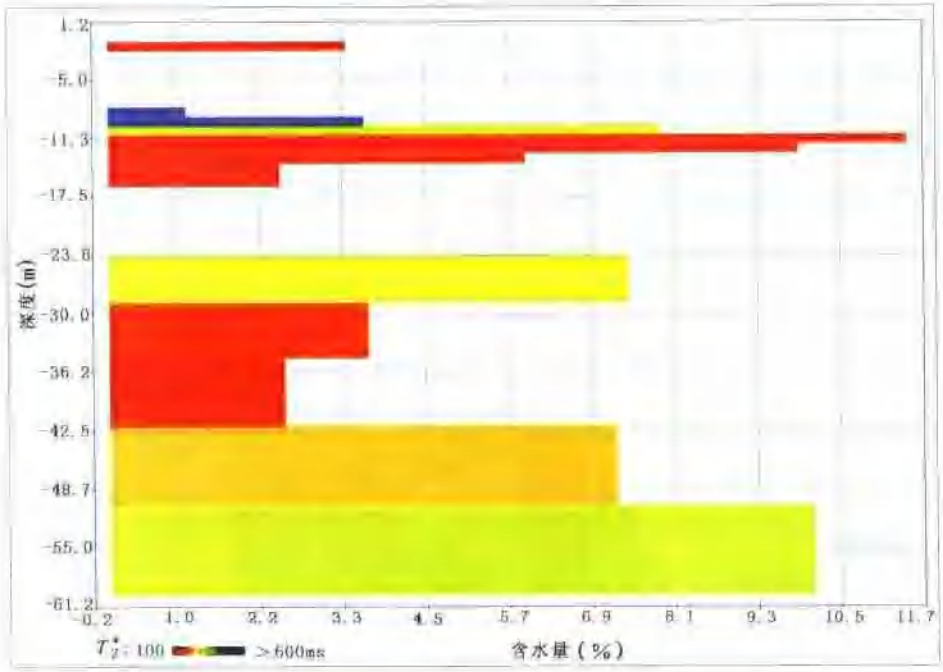


图 4-13 赵树岭滑坡 2002 年 3 月监测时的 SNMR 方法成果图

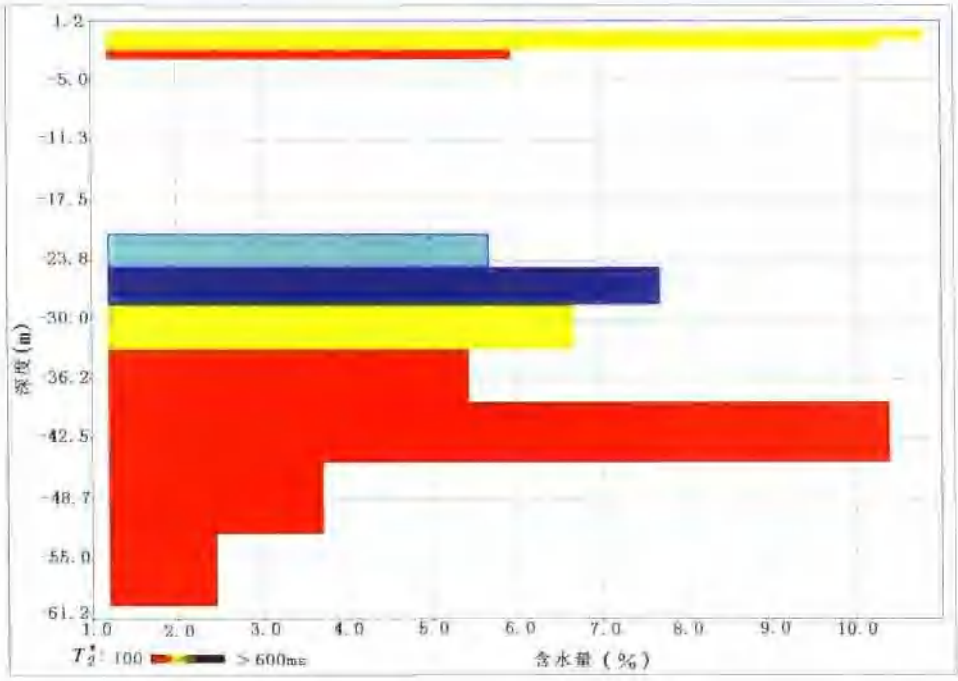
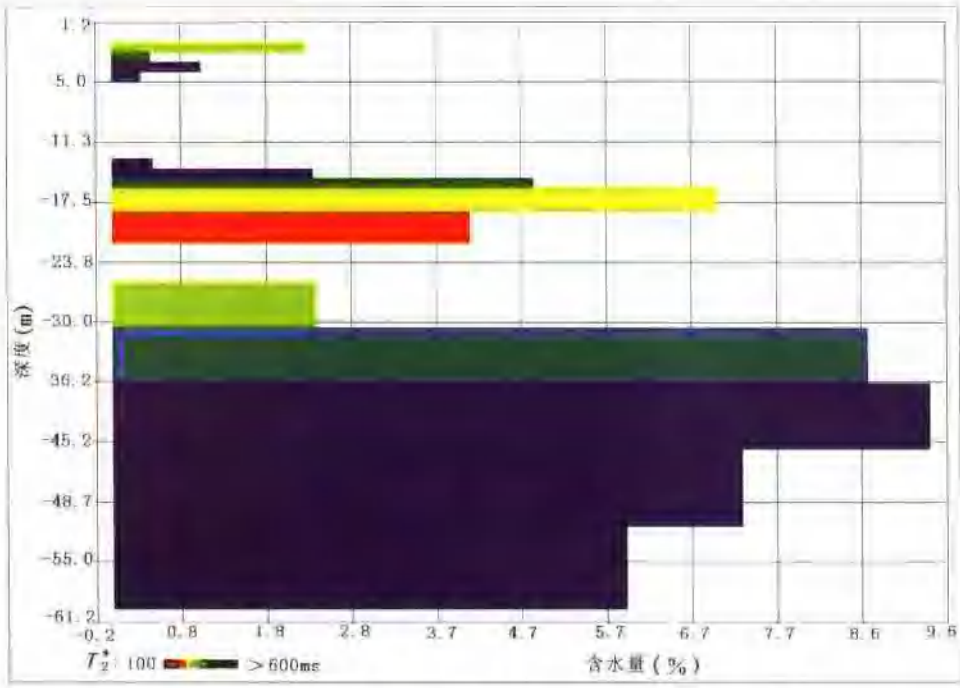


图 4－14　赵树岭滑坡 2002 年 8 月监测时的 SNMR 方法成果图



4－15　赵树岭滑坡 2003 年 3 月监测时的 SNMR 方法成果图

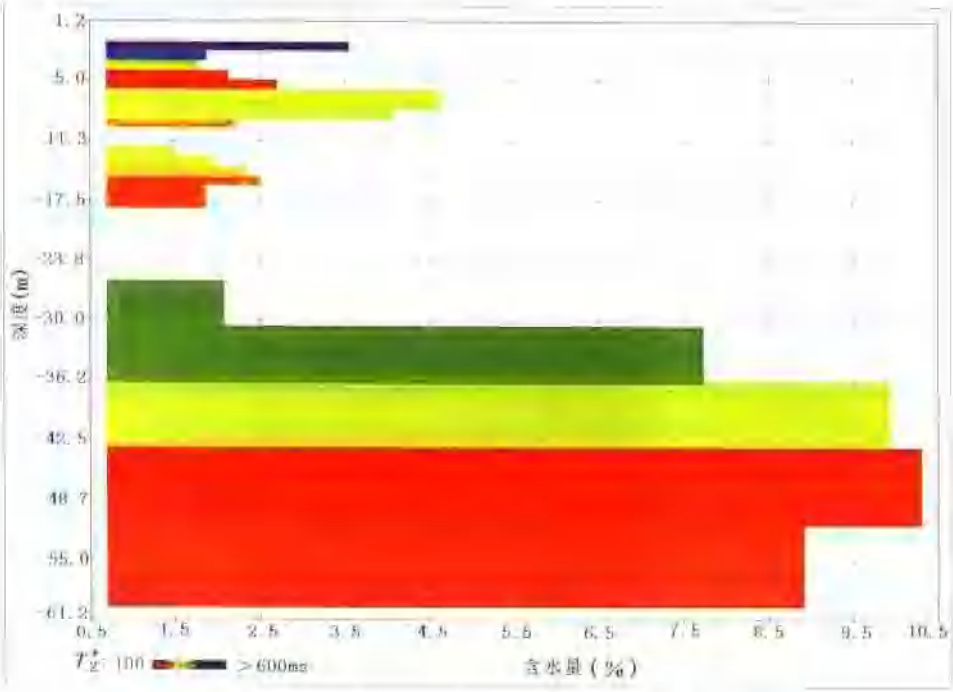


图 4-16 赵树岭滑坡 2003 年 8 月监测时的 SNMR 成果图

三、赵树岭滑坡中地下水空间分布特征

(一)赵树岭滑坡高密度电阻率法测量结果

为了进一步了解三峡库区巴东赵树岭滑坡的空间分布，同时可以与 SNMR 方法的数据进行对比，为 SNMR 方法反演时提供矩阵计算所需要的地电断面参数，在赵树岭滑坡工区布置了两条高密度电阻率法剖面。为了能够与核磁共振结果进行对比，两条高密度电法剖面位于 SNMR 方法线圈所控制范围，两条剖面相距 50m；为了能够减少地形变化产生的影响，剖面方位与等高线基本平行布置。剖面长度为 300m，只截取与核磁共振控制范围一致的部分。其中 1-1 剖面位于海拔高度较低的地方，2-2 剖面位于海拔高度较高的地方(图 4-17)。我们可以看出：两条剖面的电阻率变化规律基本相似，但是，异常的大小有一些差别。野外数据采集完成后，对数据进行了必要的处理，最后对数据进行了反演，其反演结果如图 4-18、图 4-19 所示。

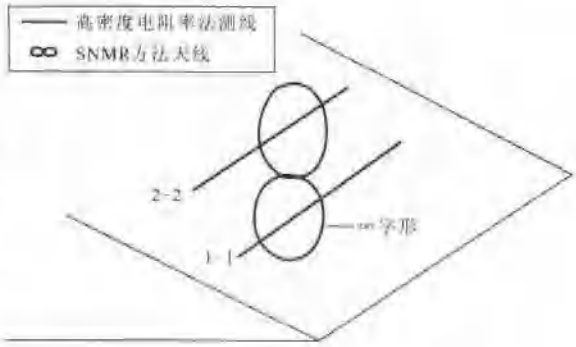


图 4-17 赵树岭滑坡高密度电阻率法与 SNMR 方法天线布设示意图

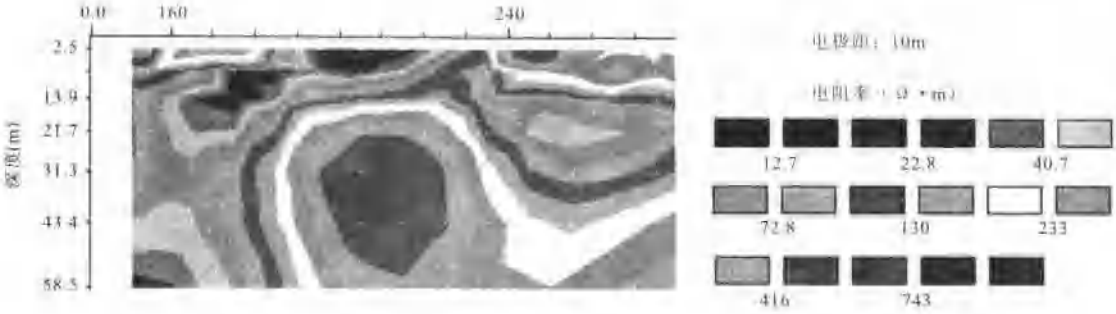


图 4－18　赵树岭滑坡 1－1 剖面高密度电阻率法二维反演结果

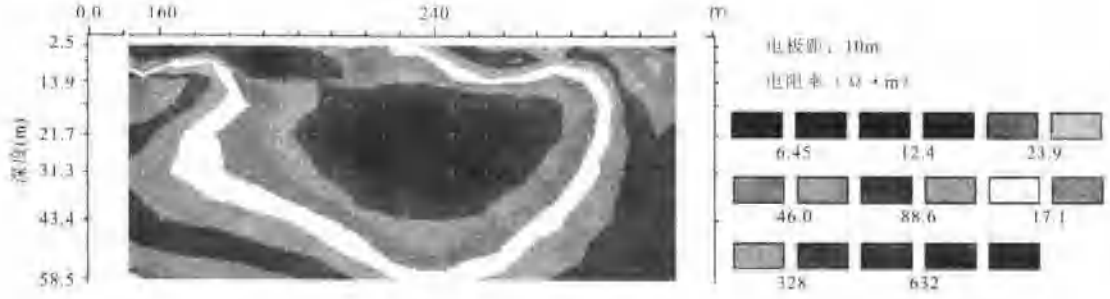


图 4－19　赵树岭滑坡 2－2 剖面高密度电阻率法二维反演结果

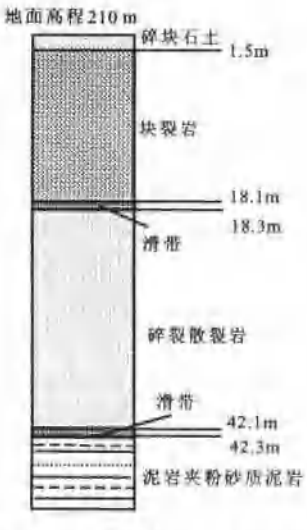


图 4－20　赵树岭滑坡钻孔柱状图

（二）赵树岭滑坡钻孔资料

图 4－20 是赵树岭滑坡钻孔柱状图。

（三）SNMR 方法成果与高密度电阻率法、钻孔资料的对比分析

1. 赵树岭滑坡 SNMR 方法成果的简要分析

由 SNMR 方法反演结果（图 4－11～图 4－16）可以看出：①在浅地表有一含水层，此含水层不是滑坡研究的主要对象；②在地下 18m 深度附近有一含水层，含水量较大；③在地下 40m 深度附近有一主要含水层，含水量大；④经计算分析，18m 深度附近的含水层渗透率较大，40m 附近的含水层渗透率大（图 4－21），这两个主要含层水之间的岩层含水量低，为相对隔水层。

由此可见，在地下 18m、40m 深度附近渗透率大，富水性强，推断在 18m、40m 深度附近可能各有一个滑动面存在。

2. SNMR 方法结果与钻孔资料对比

钻孔资料（图 4－20）表明，在地下 18m 处有一滑动面，42m 处有一滑动面。与赵树岭滑坡纵向渗透率变化较大部位——18m、40m 基本相应（图 4－21）。

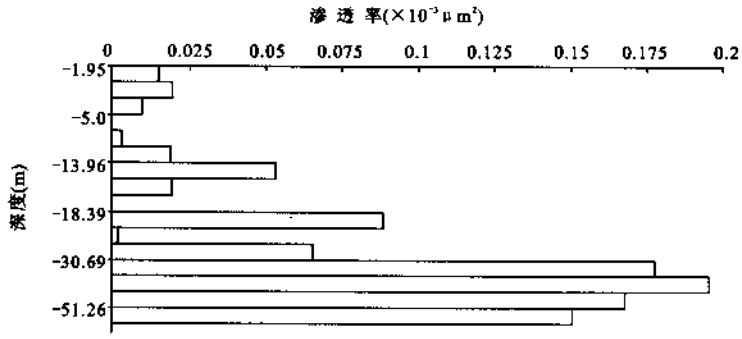


图 4－21 赵树岭滑坡纵向渗透率变化图

3. SNMR 方法与高密度电阻率法结果、钻孔资料的对比分析

根据赵树岭滑坡 SNMR 方法结果、高密度电阻率法结果和钻孔柱状资料，可以看出：

(1)在 0～20m 深度范围内，电阻率为相对低阻，有局部高阻异常，与钻孔柱状图中块裂岩相对应；在该深度范围内，SNMR 方法提供的含水量和渗透率有一定变化。

(2)在 20～40m 深度范围内，电阻率为相对高阻，与钻孔柱状图中破碎散裂岩大致相对应，在该深度范围内，SNMR 方法提供的含水量和渗透率从小到大变化。

(3)大于 40m，电阻率为相对低阻，与钻孔柱状图中泥质夹砂质泥岩大致相对应。

高密度电阻率法结果显示，在与等高线大致平行的方向，电阻率有一定变化，出现局部高阻异常，反映地下岩体的横向不均匀。

两条平行的电阻率法剖面，有规律相近之处，但也有一些不同，反映滑坡面在不同高度和方向变化不是十分规则。

通过以上分析可见，SNMR 方法获得了赵树岭滑坡地下水分布及季节性变化有用实测数据，为建立符合实际的滑坡模型及进一步稳定性分析评价提供了依据。

四、赵树岭滑坡中地下水随时间变化的特征

为了利用 SNMR 方法获取赵树岭滑坡中地下水分布及季节性变化信息，进行了 6 次数据采集，在汛期和枯水期各 3 次。图 4－22 是 6 次监测中地下水含水量随时间变化的直方图。

根据图 4－11～图 4－16SNMR 方法的反演成果提供的资料，可以获得很多信息，其中也包括了赵树岭滑坡中地下水随时间变化的信息，例如，赵树岭滑坡中地下 40m 处含水量随时间变化情况(图 4－22)。根据上述资料可以得到以下认识和结果。

(1)浅地表含水层的含水量随季节变化大。

(2) 不同年份的汛期与汛期 SNMR 方法结果对比分析表明：18m 附近含水层含水量有一些变化，含水层的深度也有一些变化。其原因是由于每次采集数据时，为了压制干扰而调整 SNMR 天线的方位，使得天线的位置不尽相同所致；40m 处含水层含水量也有一些变化，但变化也不大，含水层的深度也基本不变。

(3)不同年份的枯水期，SNMR 方法 3 次监测结果对比表明，枯水期含水层的含水量变化与汛水期有相似的规律。

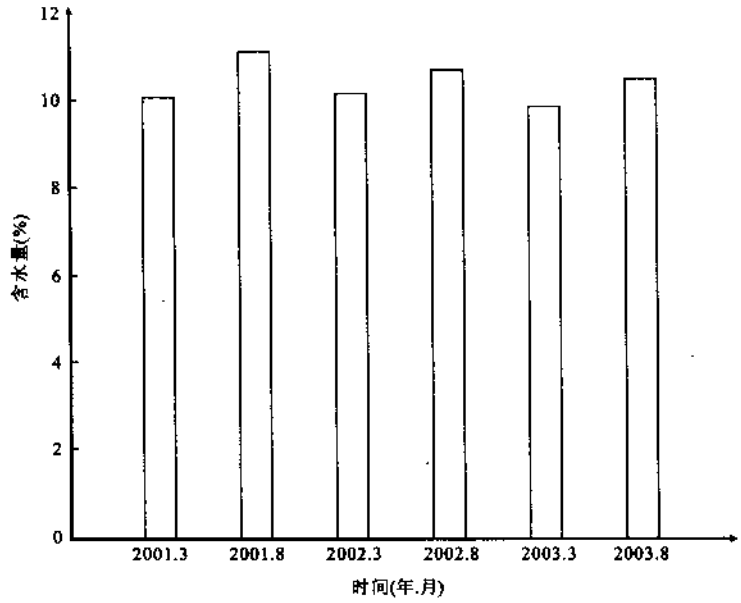


图 4－22　赵树岭滑坡地下 40m 处含水量随时间变化图

(4)汛期和枯水期结果对比分析有以下规律：SNMR 方法成果显示的 40m 附近滑动面在汛期和枯水期的深度基本不变；而 18m 附近滑动面在汛期和枯水期的深度有一些变化；此外，SNMR 方法成果还表明：18m 和 40m 两个滑动面附近，在汛期和枯水期的含水量有一定的变化，汛期的含水量大于枯水期的含水量。

第五节　地面核磁共振方法研究赵树岭滑坡的稳定性

一、引　言

赵树岭滑坡位于三峡工程库区巴东县云沱，其稳定性直接关系到新县城沿江大道安全，对新县城土地利用意义重大。赵树岭地区位于三峡中段巫峡与西陵峡间的过渡地带，属峡谷区相对宽谷段。地形剖面呈缓坡平台与斜坡相间的折线形，地形下后部及前缘江边较陡。中部见上、下李家坡和饿肚子坡等 3 个坡度平缓的缓坡平台，平均坡度 10°～15°，缓坡平台之间为陡坡，其坡度大于 35°，局部更大。区内冲沟两侧沟壁也很陡，局部坡度可达 50°以上，是近期斜坡变形及潜在不稳定部位。

赵树岭及邻近地区岩体褶皱轴线近东西向，与斜坡走向一致，斜坡以顺向坡为主，与区内黄土坡地区甚至区外巫峡、奉节地区十分相似。区内基岩岩性主要为三叠系巴东组泥质灰岩、泥灰岩及粉砂质泥岩、粉砂岩，是三峡地区典型的易滑地层。

赵树岭滑坡总体上为一巨型勺状滑坡，是经多次局部滑移和弯曲倾倒滑移形成的综合滑体。滑体平面上呈不太规则的长方形，中前部大致等宽，滑体东西宽约 550m，南北长 900～950m，面积约 $50\times10^4m^2$。滑体表面总体呈阶梯状，其中可见 2 级缓坡平台。高程 150m 以下至长江边为陡坡，坡度 35°～50°；高程 170～200m 间为第 1 级缓坡平台，380～400m 间为第 2

级缓坡平台，高程 200～380m 间坡度较陡，400m 以上为滑坡后缘陡坡。

赵树岭地区物质结构也是由表层崩滑体层向完整基岩逐渐过渡，滑坡区物质总体可分为两大层，即表层崩滑体层和基岩。表层崩滑体层主要由岩体经滑移形成的块裂、碎裂岩、含泥碎块石及碎块石组成，主要来源于巴东组第三段。基岩则以巴东组第二段紫红色粉砂质泥岩、泥质粉砂岩为主。滑移块裂、碎裂岩主要分布在中部高程 225～350m 部位，岩体呈层状结构。层序基本正常，岩性为灰、灰黄色泥质灰岩，泥灰岩含泥碎块土分布于下李家坡等地，其成因主要为残坡积层。碎块石分布范围较广，特别是在陡坡前缘分布较多，成因上主要为不同时期崩坡积层或崩滑堆积层、崩滑体层，最大厚度 50～65m。滑坡区出露的巴东组第二段地层中可见多层软弱破碎带，这些破碎带具有不顺层、不连续、厚度变化大等特点，且各层软弱破碎带也互不平行，各具特点。

二、基于地面核磁共振方法的滑坡稳定性分析

（一）赵树岭滑坡考虑渗流作用刚体极限平衡分析

根据上一节分析，将研究赵树岭滑坡的成果归纳如下：

(1)赵树岭滑坡有两层水力联系较差的含水单元。两层水力联系较差的含水单元是：第一层埋深在 19.1～23.2m 之间，渗透系数为 0.184 8m/d，其渗透性较差；第二层埋深为 41.9～50.0m，渗透系数为 18.011 0m/d，渗透性较上层好。

(2)两层含水层之间的地层含水量低，为相对隔水层。

(3) 赵树岭滑坡的滑坡体存在两个滑动面，在地面高程为 210m 时，浅层滑面埋深约在 18.1m，深层滑面埋深约在 42.1m。

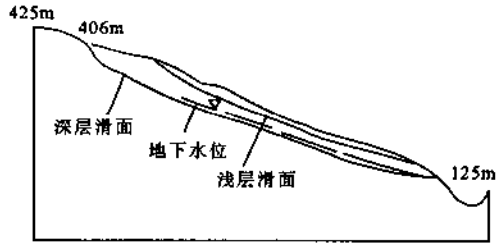


图 4－23 赵树岭滑坡模型示意图

(4)滑坡物质结构主要有两层：上部为块裂岩，厚约 17m；下部为散裂岩，厚约 25m；滑床为透水差的泥岩夹粉砂质泥岩。

对比赵树岭滑坡对应位置钻孔柱状图（图 4－20），可以看出，SNMR 方法测试分析结果与钻孔揭露情况一致。因此，可依据 SNMR 方法测量分析结果建立滑坡地质模型。由上述结果建立如图 4－23 所示的赵树岭滑坡模型。

根据图 4－24 可建立考虑渗透力作用的滑坡稳定性系数(F)计算公式为：

$$F=\frac{\sum_{i=1}^{n}[(N_{1i}\mathrm{tg}\varphi_{1i}+N_{2i}\mathrm{tg}\varphi_{2i}+N_{3i}\mathrm{tg}\varphi_{1i})+C_i\cdot L_i]\cos\alpha_i}{\sum_{i=1}^{n}(T_{1i}+T_{2i}+T_{3i}+J)\cdot\cos\alpha_i} \tag{4-13}$$

式中：N、T 分别为滑体条块重力的垂直和平行滑面分量；J 为渗透力；C、φ 分别为滑面内聚力和摩核角；L 为滑面长度。SNMR 方法测量为赵树岭滑坡考虑渗流作用刚体极限平衡分析提供了可靠资料。计算所选参数为：

巴东组软岩：重度 $\gamma=18.7\mathrm{kN/m^3}$，$\varphi=18°$；巴东组硬岩：重度 $\gamma=19.5\mathrm{kN/m^3}$，$\varphi=25°$；深层滑带土 $\varphi=22°$，$c=35\mathrm{kPa}$；浅层滑带土 $\varphi=13°$，$c=15\mathrm{kPa}$，$K=18.1\mathrm{m/d}$。

根据(4－13)式所得滑坡稳定性计算结果与一般推力法对比结果见表 4－1。

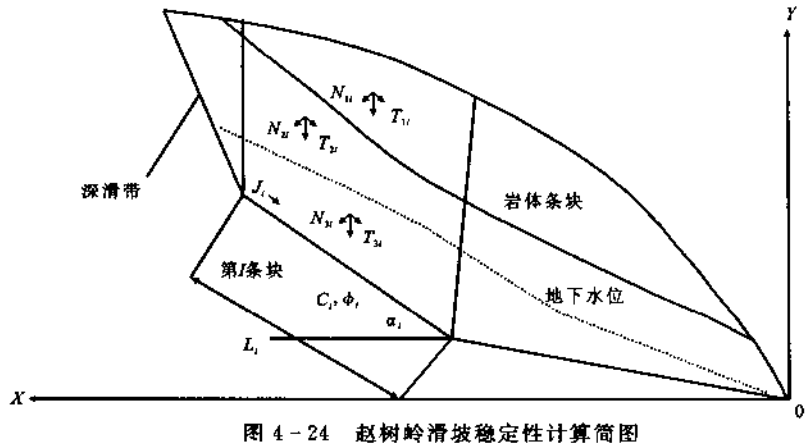


图 4－24　赵树岭滑坡稳定性计算简图

表 4－1　传统模型与基于 SNMR 方法的模型的计算成果表

模型	浅层滑坡稳定性系数	深层滑坡稳定性系数
传统模型	1.23	1.80
NMR 模型	1.21	1.35

由表 4－1 可见，对于浅层滑坡，其稳定性一致，深层滑坡稳定性 NMR 模型的计算成果较传统模型低，原因在于考虑了水的作用。可见，对深层滑移由于渗流的作用，滑 体稳定性系数下降较大，以 SNMR 方法测量为基础，考虑渗流作用的刚体极限平衡分析可以更准确地分析赵树岭滑坡的稳定性。

（二）赵树岭滑坡考虑渗流作用弹塑性有限元分析

通过 SNMR 方法测量所提供的资料，可以用于赵树岭滑坡按地下水实际分布状况和考虑渗流作用而进行的弹塑性有限元分析。本次有限元计算采用 ANSYS 分析系统。ANSYS 是一种通用的大型有限元分析计算软件，从 1971 年发行至今已有 30 多年的历史，具有较强的计算能力、人机交互界面和前后处理功能，被广泛地应用于土木、水利、机械、电子、航空等不同领域，取得了良好的效果。

根据赵树岭滑坡的具体工程地质条件，选择滑坡主轴线为计算剖面，选取的计算边界从长江中心到斜坡后缘，长度为 2 540m，最高高程取 800m，最低高程取－100m。按左右边界水平方向上固定、竖直方向上可以自由移动，底边界竖直方向上固定、水平方向上可以自由移动，地表边界为自由边界。

计算方案包括：水位为 90m，地震烈度 7 度；水位为 145m，地震烈度 7 度；水位为 175m，地震烈度 7 度；水位由 175m 向 145m 下降，地震烈度 7 度。

计算中所涉及的岩土体有以下几种类型：T_2j 泥质灰岩；T_2b^1 泥质灰岩及灰岩；T_2b^2 粉砂质泥岩；T_2b^3 泥质灰岩及灰岩；T_2b^3 灰岩破碎层（滑体）；滑带土；Q^{el+dl} 残坡积物。根据室内试验结果、工程地质类比等综合研究确定出表 4－2 所示的计算用岩土力学参数。

表 4-2 计算用岩土力学参数

岩性	弹性模量 (MPa)	泊松比	内聚力 (MPa)	内摩擦角 (°)	残余内聚力 (MPa)	残余内摩擦角 (°)	天然密度 (kg/m³)
滑带	80	0.4	0.02	20	0.015	18	2 000
残坡积	150	0.38	0.08	25	0.032	21	2 100
滑体	3 000	0.3	0.19	24	0.17	20	2 500
泥岩	2 000	0.35	0.2	23	0.15	20	2 300
泥灰岩	4 000	0.2	0.36	32	0.28	25	2 550
灰岩	4 500	0.18	0.4	35	0.32	30	2 580

ANSYS 三维数值模拟成果见图 4-25～图 4-27。

1. 135m 水位

135m 水位模拟成果见图 4-25。

2. 145m 水位

145m 水位模拟成果见图 4-26。

3. 175m 水位

175m 水位模拟成果见图 4-27。

4. 成果分析

(1)应力分析。第一主应力等值线分布图从地表向下数值基本上按递减的规律,越靠近地表的等值线越曲折,同时可以从应力图中看到同一等值线在滑坡前缘较后缘深度要大,最大第一主应力主要分布在地表低洼地带,而第二、三主应力分布等值线图与地表表而近似平行,且它们的值基本上从地表向下依次渐减。其中第二主应力地表突起部分比其他地表部分的应力要大。

随着水位抬升在滑坡前缘应力集中现象明显,范围明显扩大。

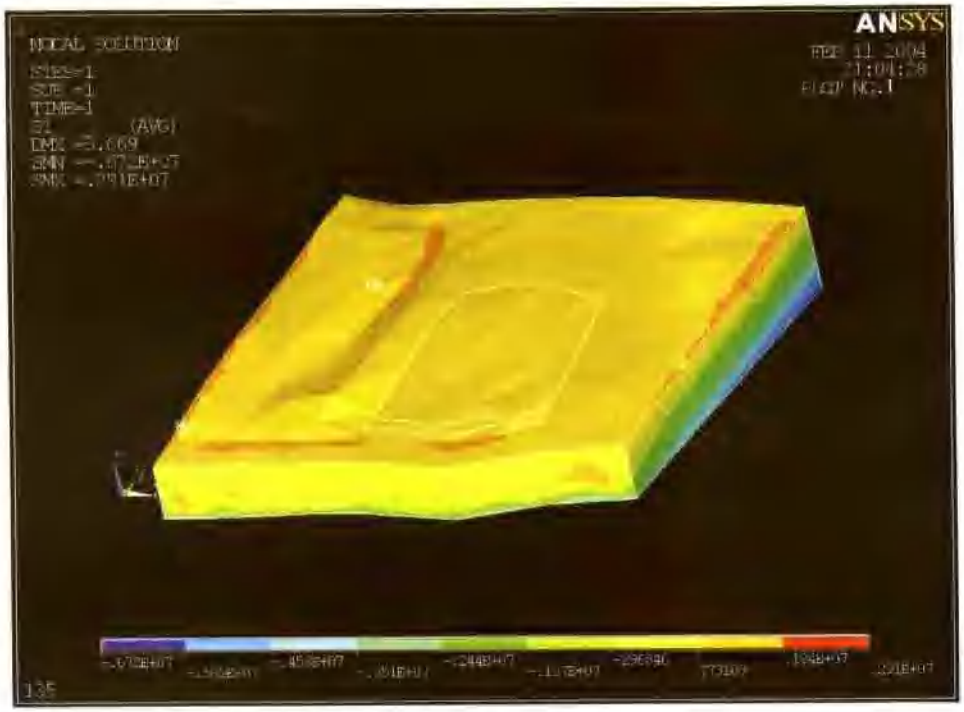
(2)应变分析。第一主应变:滑坡前缘应变比较大,中部和后缘基岩应变很小,同时低洼处应变比周围要大。第二主应变:地表突起部分比地表其他部分要大。第三主应变:其等值线分布基本上与地表平行。变形破坏主要在滑坡前缘,而且在 175m 水位时,破坏范围迅速增大。

(3)位移分析。135m、145m 及 175m 水位时,滑坡滑而各点的位移曲线见图 4-28～图 4-32,其中图 4-28～图 4-31 分别为不同水位、不同路径时,滑坡轴线的位移曲线;图 4-32 为不同水位时,滑坡前缘沿轴线的位移曲线。

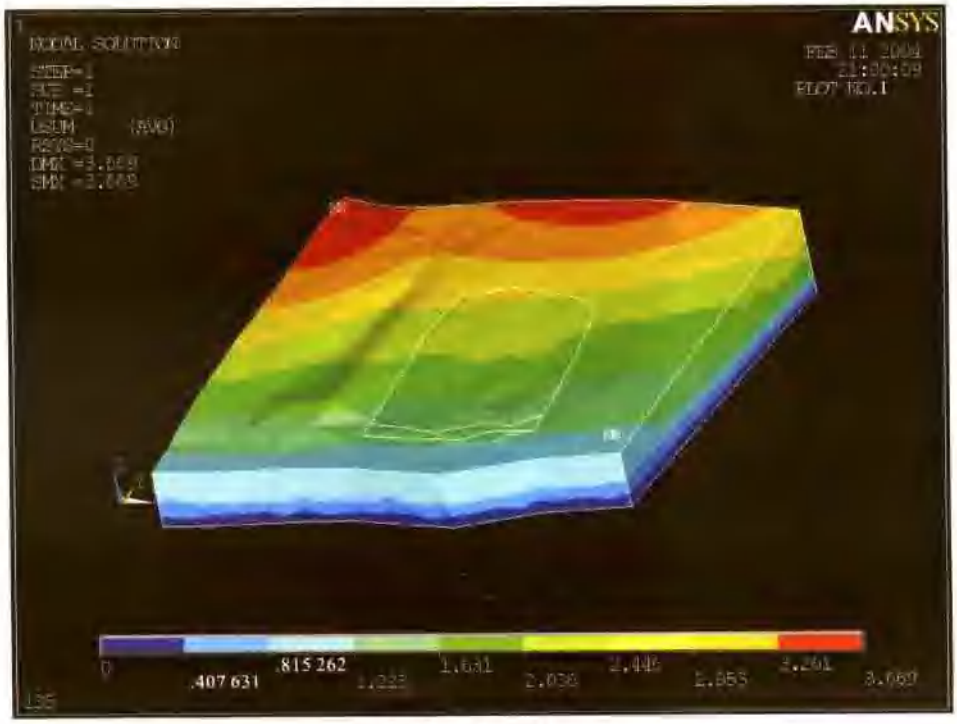
从模型模拟结果来看,滑坡前缘突出部分位移最大。从 135m 和 175m 水位各处位移比较来看,135m 水位相应各点位移都要比 175m 水位各点位移要大,其原因是:175m 水位时,滑坡前缘位于水位以下一定深度,因而滑坡前缘表而存在水压力,从而在一定程度上减少滑坡向前移动。而 145m 水位时滑坡位移最大,说明地下水对滑坡作用以渗透作用为主,而滑坡表而水压力其次。

三、赵树岭滑坡的稳定性预测

在有限元分析的基础上,对赵树岭滑坡的稳定性进行了预测。图 4-33 为各种工况下斜坡稳定性系数等值线图。

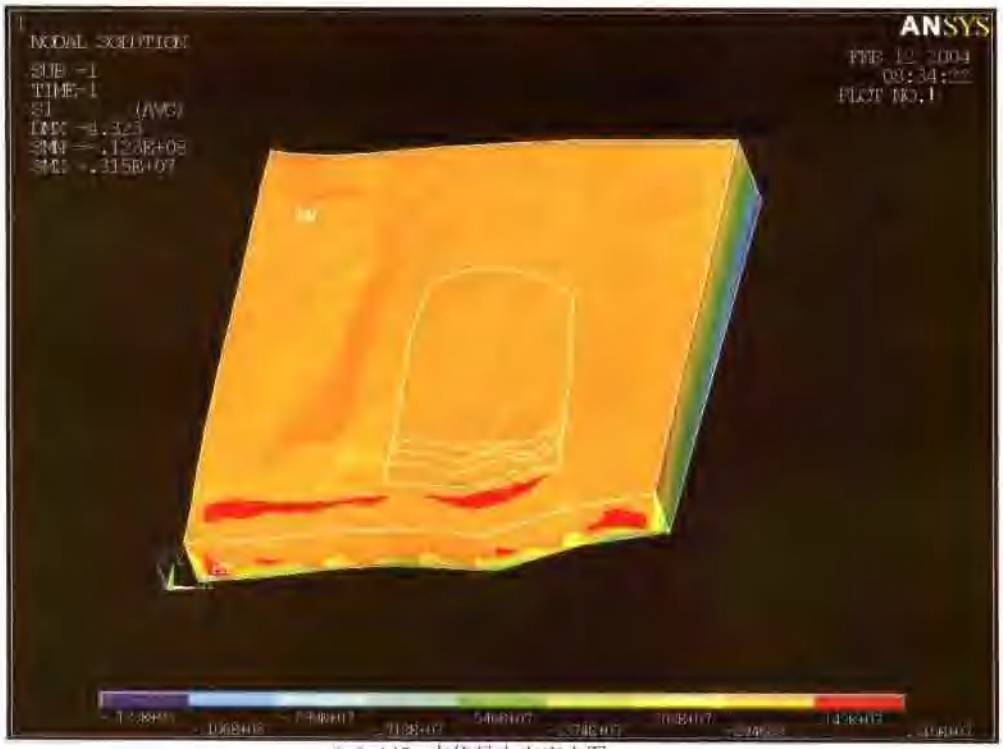


(a) 135m水位最大主应力图

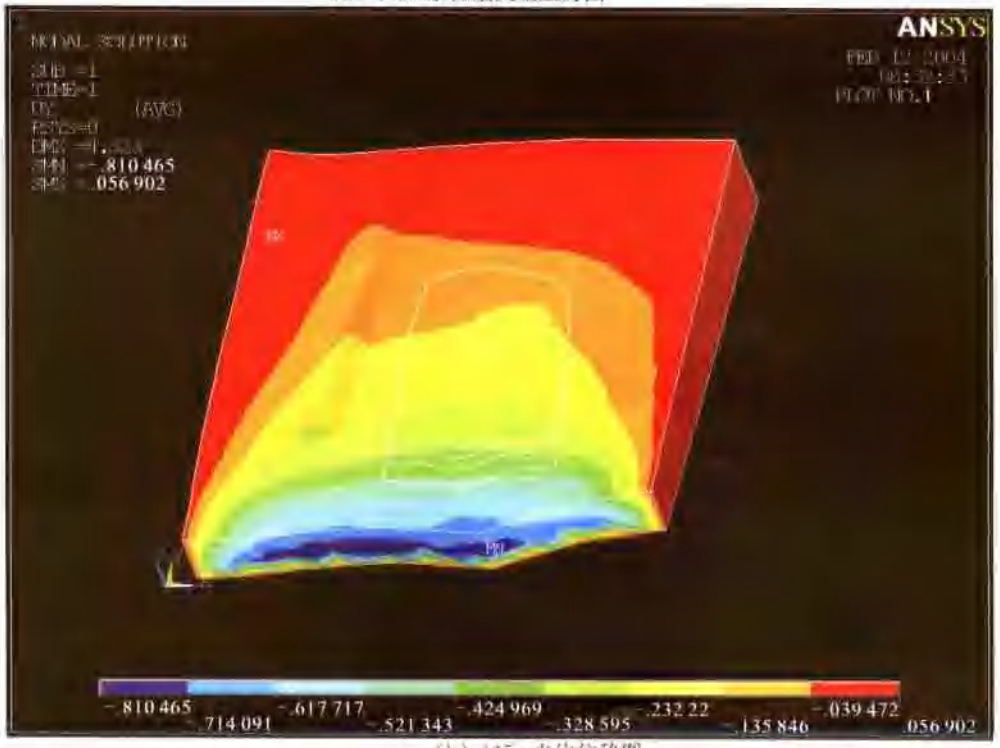


(b) 135m水位位移图

图 4-25　135m 水位模拟成果

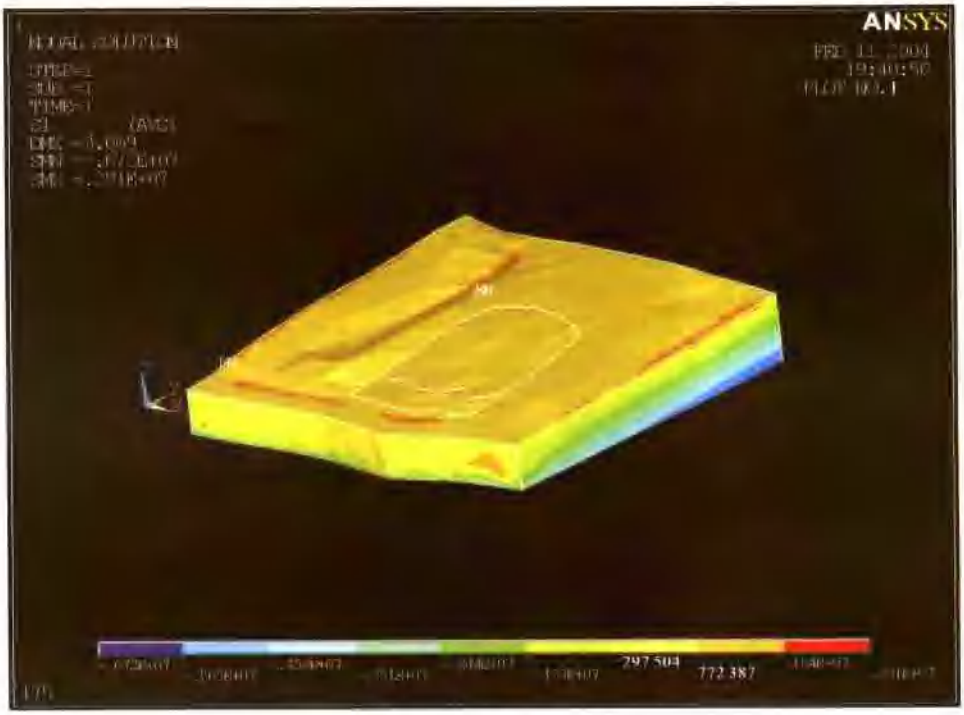


(a) 145m 水位最大主应力图

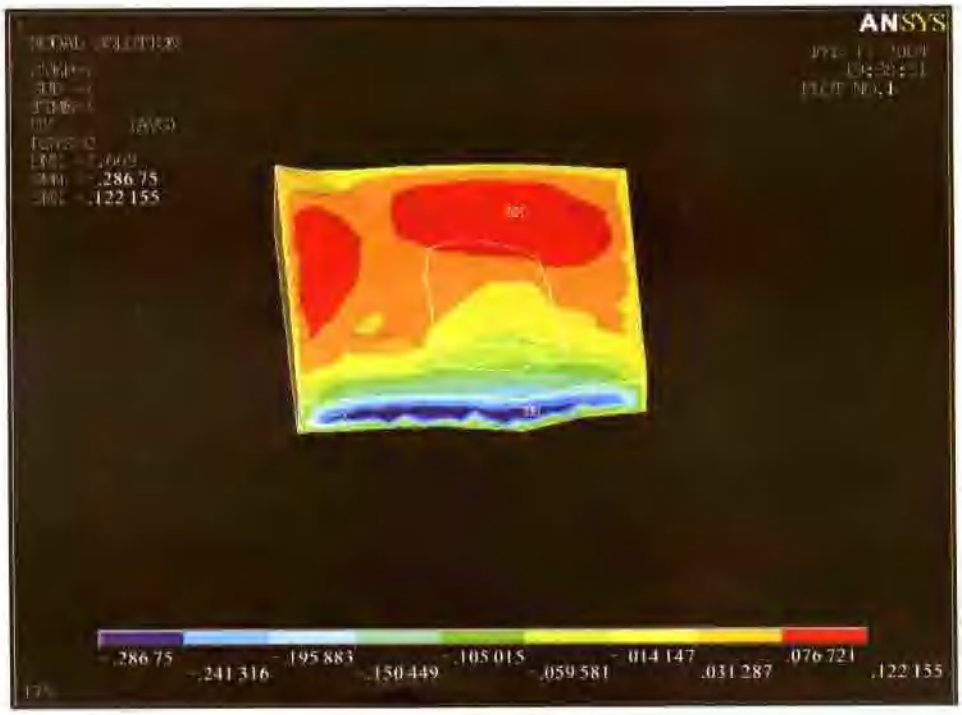


(b) 145m 水位位移图

图 4-26　145m 水位模拟成果

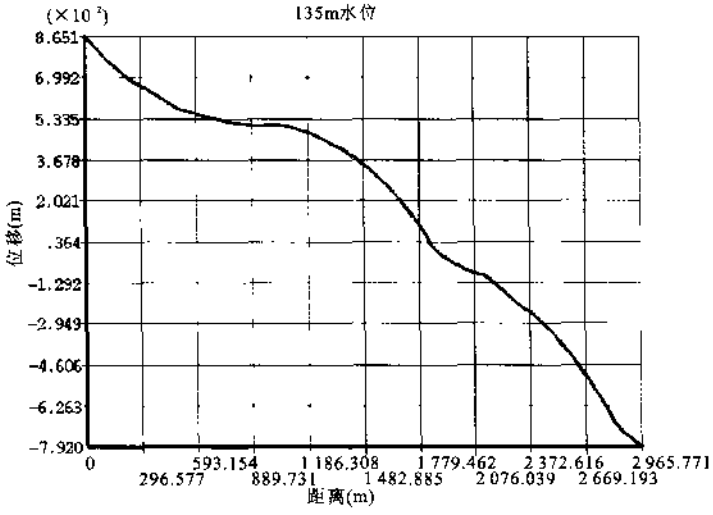


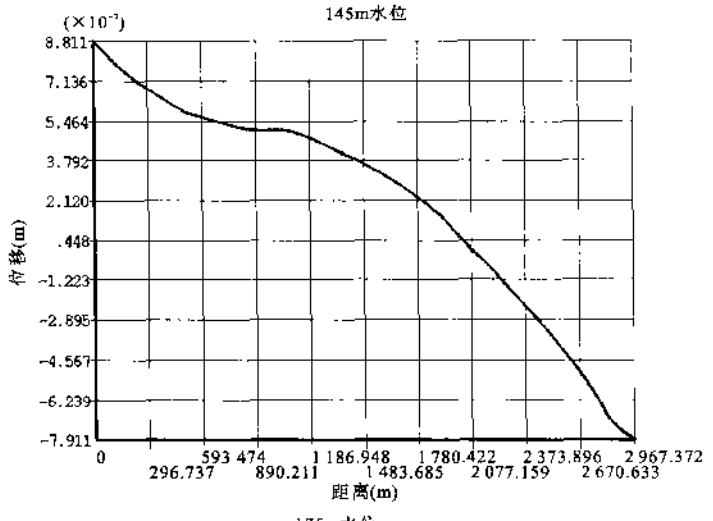
(a) 175m 水位最大主应力图



(b) 175m水位位移图

图 4－27　175m 水位模拟成果





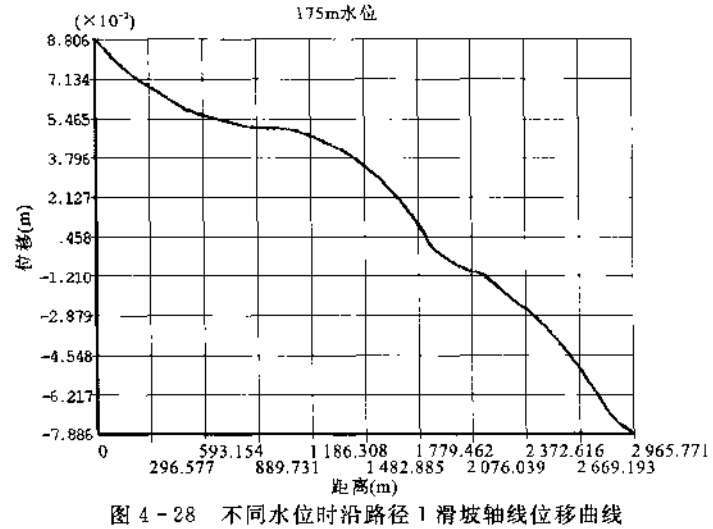
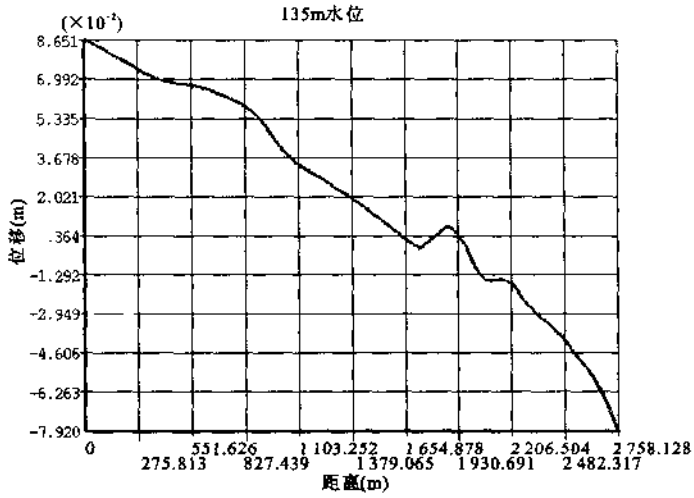
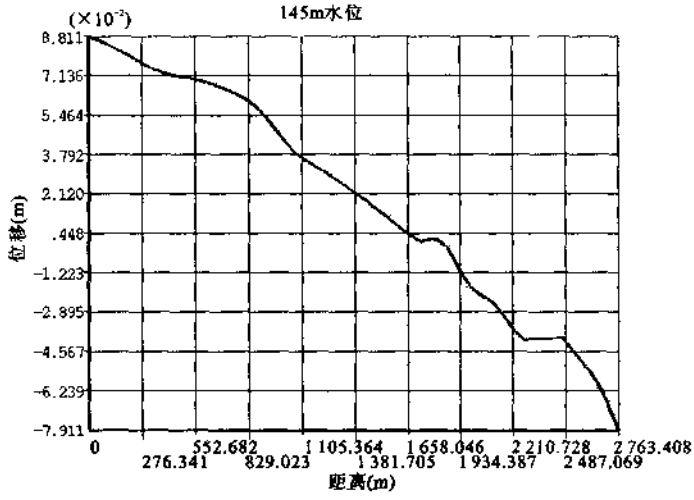


图 4－28　不同水位时沿路径 1 滑坡轴线位移曲线





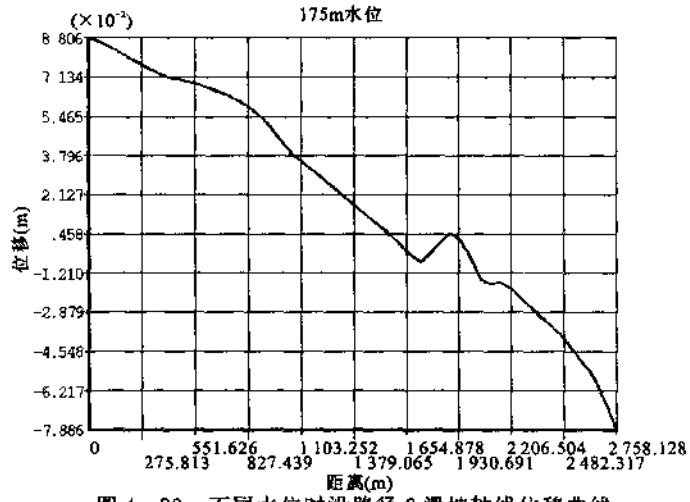
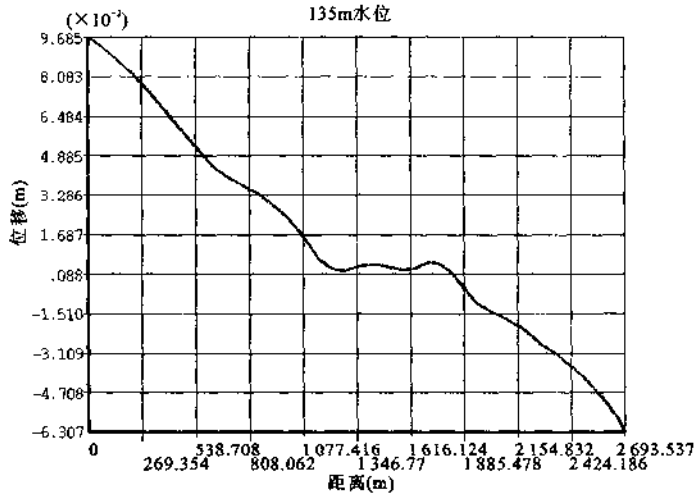
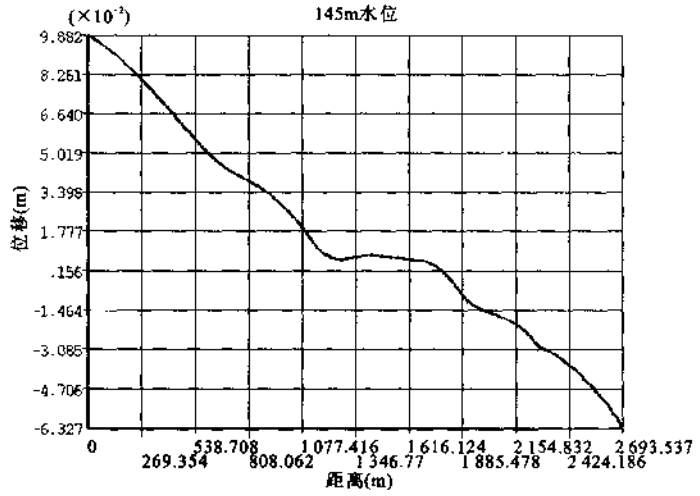


图 4－29　不同水位时沿路径 2 滑坡轴线位移曲线





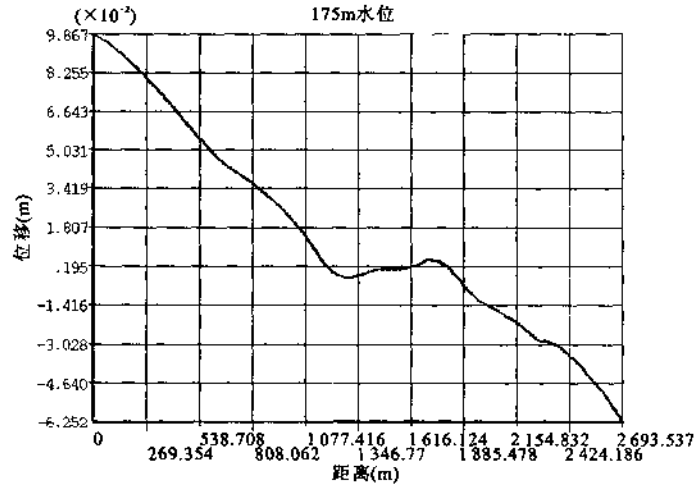
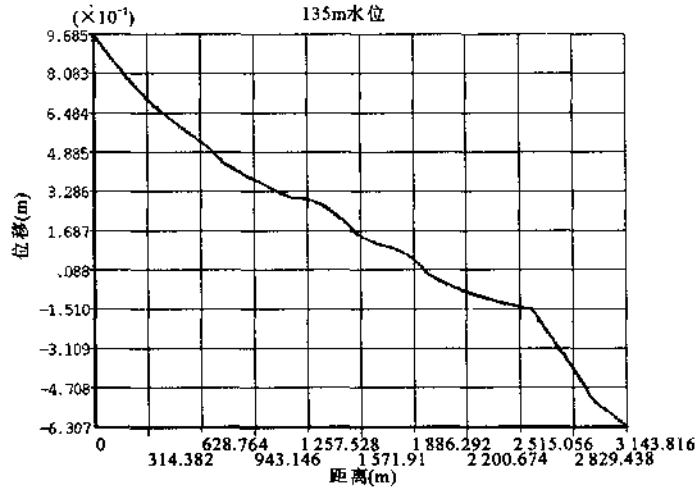
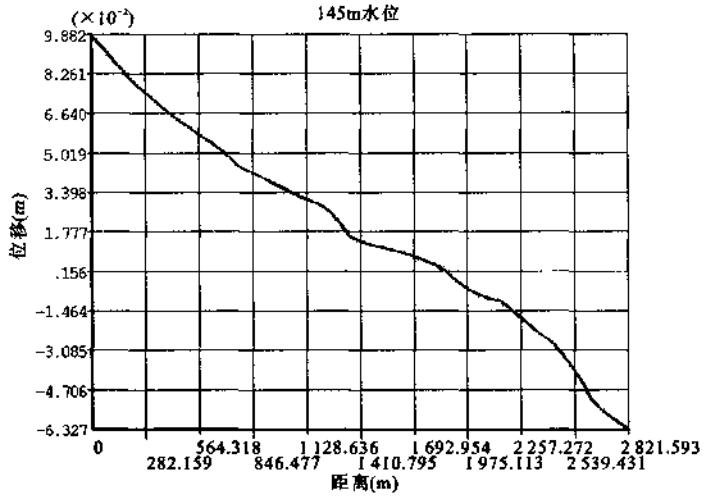


图 4－30　不同水位时沿路径 3 滑坡轴线位移曲线





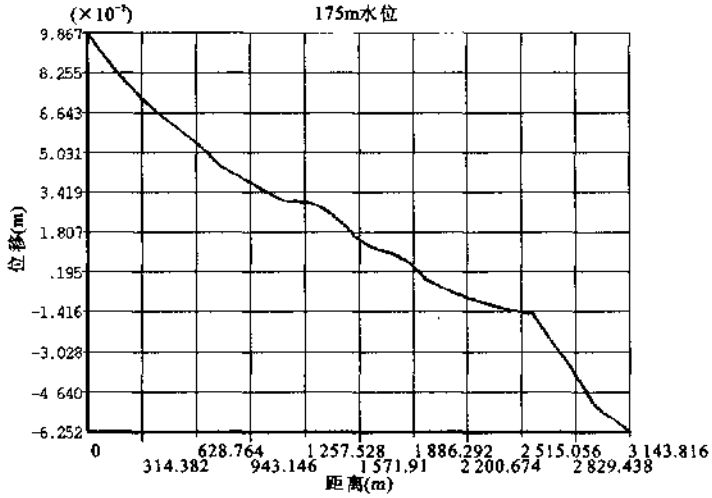
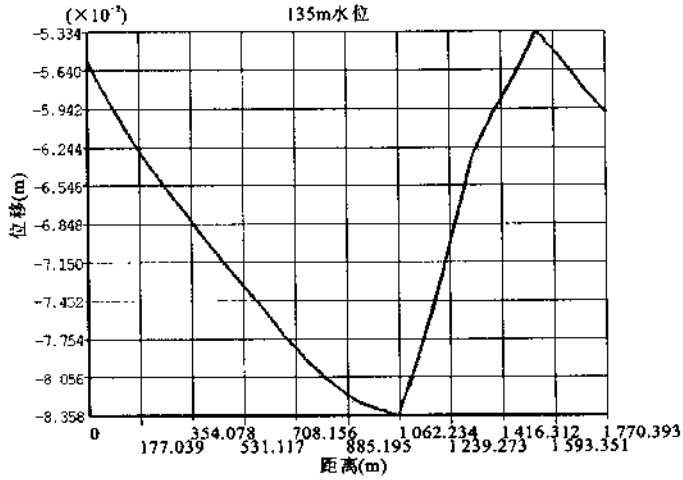
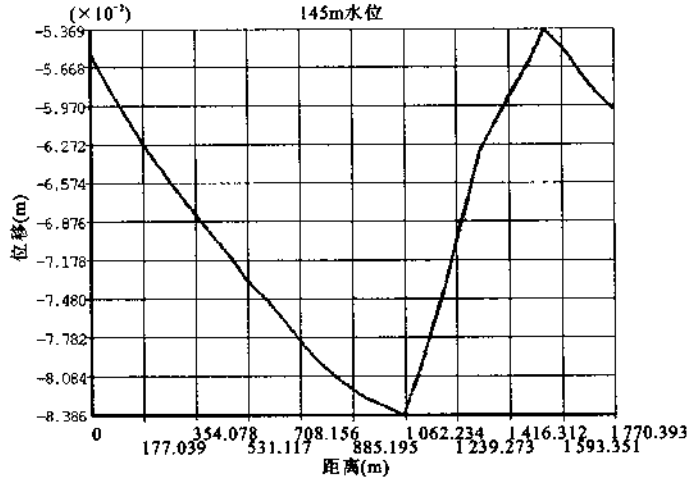


图 4－31　不同水位时沿路径 4 滑坡轴线位移曲线





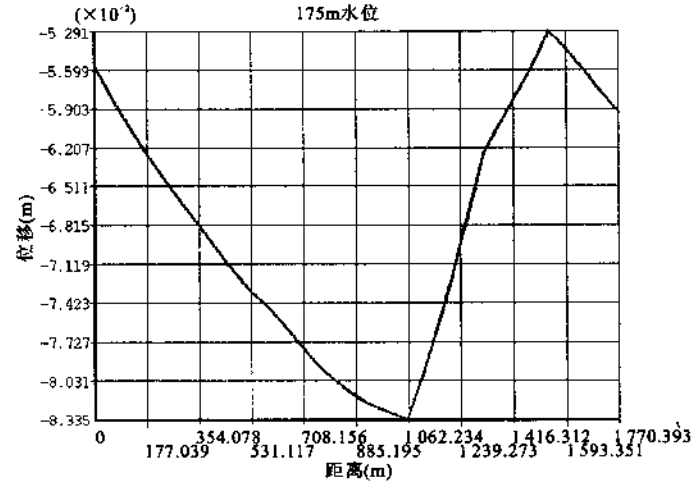


图 4－32　不同水位时滑坡前缘沿轴线位移曲线

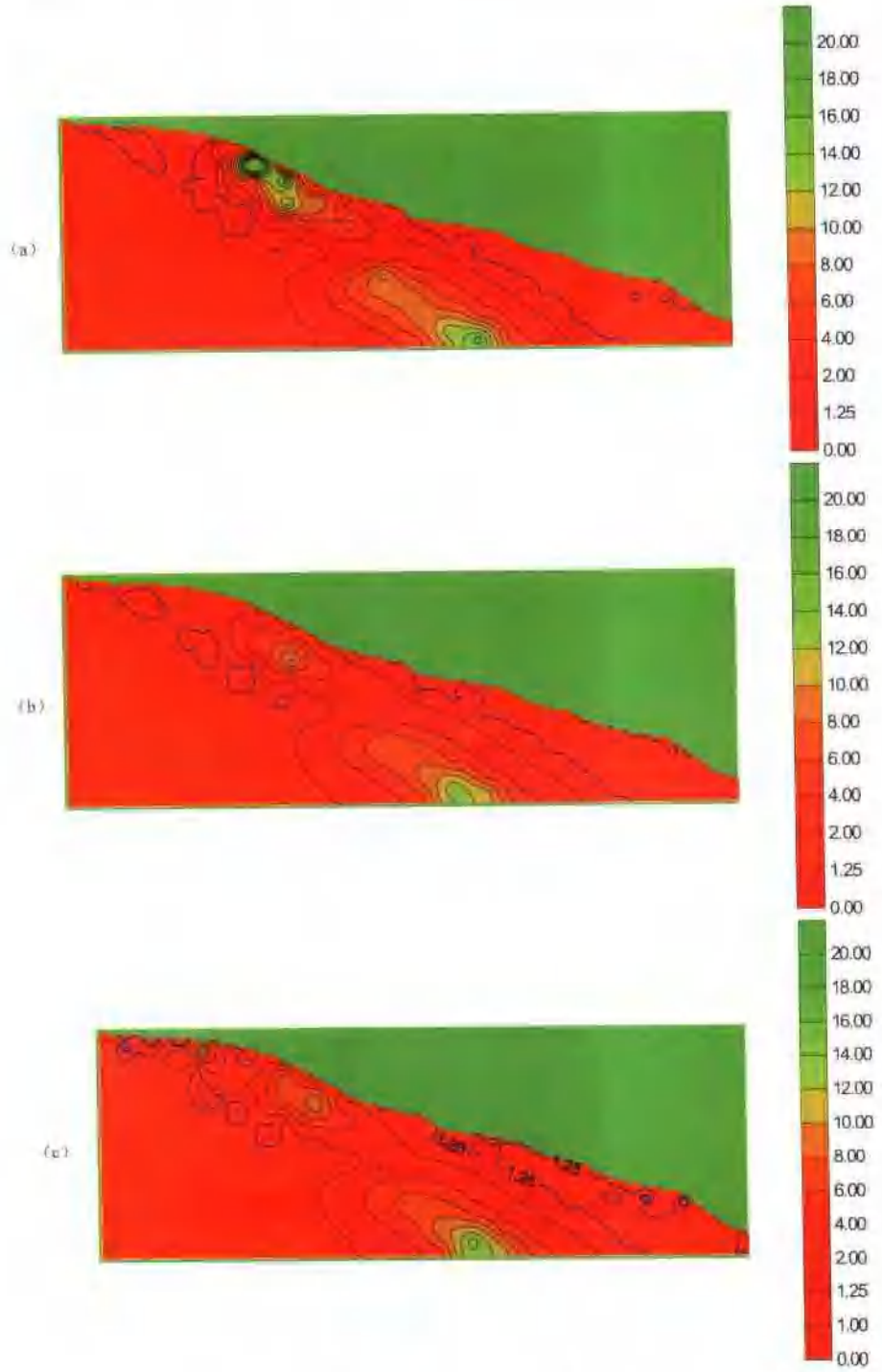


图 4-33　各种工况下斜坡稳定性系数等值线图

(a)地震烈度 7 度，水位 90m；(b)地震烈度 7 度，水位 145m；

(c)地震烈度 7 度，水位 175m 向 145m 下降

由图 4 - 33 可以看出：

(1)在多数情况下，图 4 - 33 右侧的赵树岭滑坡处的低稳定性系数带已经形成整体，贯穿了斜坡后缘与前缘，且稳定性系数在多数情况下基本上不超过 1.25，局部已经小于 1.0，因此，稳定性较差，没有足够的安全储备。尤其是低水位时发生地震的情况下，稳定性更差，稳定性系数小于 1.25 的范围更大。

(2)随长江水位升高，稳定性系数小于 1.25 的范围有所变小，表明了库水对斜坡的顶托作用，但在降水时，稳定性变差。

(3)若考虑地震作用，高水位时地震对斜坡稳定性的影响比低水位时的要小，表明库水的顶托作用对水平地震力有抑制作用。

(4)以 SNMR 方法观测为基础，考虑渗流作用的数值模拟可以更准确地分析赵树岭滑坡的稳定性。

四、利用 SNMR 方法对滑坡稳定性研究工作的几点认识

在国家自然科学基金资助下，中国地质大学(武汉)首次利用 SNMR 新方法新技术对巴东赵树岭滑坡中地下水特征与滑坡稳定性问题进行了研究，研究成果表明，该方法是有效、可行的，并得到如下成果和几点认识。

1. 判断滑坡面的存在性

SNMR 方法能够获得地下含水层的深度、厚度、含水量大小、渗透性的变化等信息，通过这些信息能够较准确地判断滑坡面的存在性。

2. 滑坡中地下水的空间分布特征

通过 SNMR 方法的观测、反演和计算获得了赵树岭滑坡中地下水空间分布特征，其结果与钻孔资料吻合的很好。

3. 滑坡中地下水随时间变化的特征

通过对滑坡体的不同季节的监测，得到了赵树岭滑坡中地下水随时间变化的特征，为滑坡预测提供了有效的数据。

4. 实现了基于 SNMR 方法的赵树岭滑坡二维和三维建模与分析

根据 SNMR 方法观测结果，可获取其他地质勘探方法难以获取的岩土体重要的随深度变化的水文地质参数资料，包括岩土体单位体积含水量、孔隙率、渗透率；进而导出渗透系数、平均孔隙水压力计算公式；实现了基于 SNMR 方法的三峡库区巴东赵树岭滑坡二维和三维建模与分析，为滑坡稳定性评价提供了依据。

5. SNMR 方法有突出的优点

在滑坡探测中，与其他地球物理探测方法相比，SNMR 方法具有方法理论先进、直接获取与地下水有关的信息的优点；与钻探方法相比，SNMR 方法是一种无损探测方法，并且具有快速、准确和经济的优点。

6. 运用了多学科的知识，扩大了 SNMR 方法的应用领域

将 SNMR 方法应用到研究滑坡中地下水特征时，从数据采集到数据的反演，从参数的选择到研究信号的变化规律，从地磁场测定到矩阵计算等各项工作，都必须结合滑坡特征、地质条件和地球物理环境以及 SNMR 方法本身的特点进行探讨；在滑坡探测研究过程中，运用了多学科的知识，探讨了压制对 SNMR 方法电磁噪声干扰的方法，进一步完善了 SNMR 方法资

料解释方法和理论；同时，利用 SNMR 方法所测定的滑坡体中的地下水特征，对赵树岭滑坡刚体极限平衡分析和有限元数值模拟表明，地下水特征对滑坡稳定性影响很大。实践证明，利用 SNMR 方法可以更准确和有效地进行滑坡稳定性研究，扩大了 SNMR 方法的应用领域。

7. 必须探索地球物理方法与水文地质、工程地质紧密结合的途径和技术

基于 SNMR 方法进行滑坡监测等工作中，必须探索地球物理方法与水文地质、工程地质紧密结合的途径和技术，多方法、多参数、实测参数综合对比分析研究是提高资料解释水平的必要手段，建立了基于 SNMR 方法的滑坡探测地球物理工作模式。

8. 加强科研工作，不断提高自主研究开发能力

虽然，利用 SNMR 方法对滑坡问题进行了探索研究，取得有益的成效。但是，还有不少问题需要解决和探讨，因此，尚需在以下方面开展研究工作。

(1)进一步加强理论研究，探讨 SNMR 方法的二维、三维反演理论和方法，得到更加符合滑坡实际的结果。

(2)SNMR 方法研究滑坡时，由于 NMR 信号非常小(纳伏级)，易受到电磁噪声干扰，为了提高实测结果的可靠性，必须加强压制干扰的方法技术研究工作。

(3)加强对各种类型滑坡的 SNMR 方法实测和研究，完善方法技术，建立 SNMR 方法研究滑坡问题的标准工作程序，提高应用效果。

(4)目前使用的核磁共振找水仪器并非是专用于滑坡研究的仪器，仪器的某些技术指标和轻便程度尚不能满足滑坡监测的需要。急需加快国产仪器的研制工作，提升地质装备水平，为滑坡监测提供新技术和新手段。

(5)加强 SNMR 方法观测数据与水文地质参数之间关系的研究工作，为滑坡地质模型的建立及其稳定性评价、预测提供更精确的数据。

滑坡灾害在我国多有发生，越来越引起政府部门的关注，同时也是科学工作者长期探求和解决的科学课题。中国地质大学(武汉)在国际上首次利用 SNMR 方法对滑坡问题进行研究，更具有探索性而又非常有意义。

根据国务院关于落实科学发展观加强环境保护决定的精神，必须把环境保护据在更加重要的战略位置。增强地质科技创新能力，实施地壳探测工程，提高地球认知、资源勘查和灾害预警水平。为此，地质工作者更要努力工作，为建立和谐的社会而奋斗。

主要参考文献

陈文升编著．核磁共振地球物理仪器原理[M]．北京：地质出版社，1992

陈仲颐等．土力学[M]．北京：清华大学出版社，1994

陈容主编．分形与混沌在地球科学中的应用[M]．北京：学术期刊出版社，1990

黄润秋，许强．工程地质广义系统科学分析原理及应用[M]．北京：地质出版社，1997

李智毅，杨裕云主编．工程地质学概论[M]．武汉：中国地质大学出版社，1994

刘佑荣，唐辉明编著．岩体力学[M]．武汉：中国地质大学出版社，1998

孟高头编著．土体原位测试机理方法及其工程应用[M]．北京：地质出版社，1997

潘玉玲，张昌达等编著．地面核磁共振找水理论和方法[M]．武汉：中国地质大学出版社，2000

潘玉玲，贺颢，李振宇，李国安，姜焕忠．地面核磁共振找水方法在我国的应用效果[J]．地质通报，2003，22(2)：135～139

孙广忠著．地质工程理论与实践.北京：地震出版社，1996

唐辉明，马淑芝，刘佑荣等．三峡工程库区巴东县赵树岭滑坡稳定性与防治对策[J]．地球科学 ——中国地质大学学报，2002，27(5)：621～625

唐辉明，晏同珍著．岩体断裂力学理论与工程应用[M]．武汉：中国地质大学出版社，1992

唐大雄，刘佑荣等编．工程岩土学[M]．北京：地质出版社，1998

唐辉明，晏鄂川，胡新丽编著[M]．工程地质数值模拟的理论与方法．武汉：中国地质大学出版社，2001

陶振宇，潘别桐．岩石力学原理与方法[M]．武汉：中国地质大学出版社，1990

万乐，潘玉玲．利用核磁共振方法探查岩溶水[J]．CT 理论与应用研究，1999，(3)：15～19

王尚庆等著．长江三峡滑坡监测预报[M]．北京：地质出版社，1999

吴明远等编．工程水文学[M]．北京：水利电力出版社，1986

肖立志著．核磁共振成像测井与岩石核磁共振及其应用[M]．北京：科学出版社，1998

徐光黎，潘别桐，唐辉明等著．岩体结构模型与应用[M]．武汉：中国地质大学出版社，1993

姚天任，孙洪．现代数字信号处理[M]．武汉：华中理工大学出版社，1999

晏同珍，杨顺安，方云著．滑坡学[M]．武汉：中国地质大学出版社，2000

晏同珍著．水文工程地质与环境保护[M]．武汉：中国地质大学出版社，1994

晏同珍主编．滑坡统计预测方法．滑坡文集[M]．北京：中国铁道出版社，1988

杨桂新，武毅，郭建强，朱庆俊．地面核磁共振技术勘查西北干旱浅层地下水效果浅析[J]．CT 理论与应用研究，2000，9(增刊)：53～55

张倬元等编著．工程地质分析原理．北京：地质出版社，1993

A A Portselan and V V Treshchenkov. Application of the NMR-tomography technique for groundwater investigations in Equatorial Africa: a case-history in Guinea[J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

A. Guillen and A. Legchenko. Application of linear programming techniques to the inversion of proton magnetic resonance measurements for water prospecting from the surface [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

A Guillen and A Legchenko. Inversion of surface nuclear magnetic resonance data by an adapted Monte Carlo method applied to water resource characterization [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

A Legchenko and P Valla. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

A Legchenko, J M Baltassat, A. Beauce and I Bernard. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

Jean BERNARD 提供．法国 IRIS 公司技术资料：NUMIS ^{Plus}，1999，12

J M Vouillamoz, M Descloitres, J Bernard, P Fourcassier and L Romagny. Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation. A case study in Cambodia [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

J. Plata and F. Rubio. MRS experiments in a noisy area of a detrital aquifer in the south of Spain [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

Kwang-Hoon Chi, Kiwon Lee. No-Wook park, Landslide Stability Analysis and Prediction Modeling with Landslide Occurrences no KOMPSAT EOC Imagery [J]. Korean Journal of Remote Rensing, 2002, 18 (1)：1～12

Legchenko A V ,Baltassat J M ,Beauce A , Makki M A and AL-Gaydi B A. Application of the surface proton magnetic resonance method for the detection of fractured granite aquifers. EEGS(European Section) Meeting[M]，Barcelona, 1998：14～17

M A Meju, P Denton and P Fenning. Surface NMR sounding and inversion to detect groundwater in key aqui-

fers in England: comparisons with VES-TEM methods [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

M. Hertrich and U Yaramanci. Joint inversion of Surface Nuclear Magnetic Resonance and Vertical Electrical Sounding [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

O. Mohnke and U Yaramanci. Smooth and block inversion of surface NMR amplitudes and decay times using simulated annealing [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

P. B. Weichman, D R Lun, M H Ritzwoller and E M Lavely. Study of surface nuclear magnetic resonance inverse problems [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

P. Valla and A. Legchenko, One-dimensional modelling for proton magnetic resonance sounding measurements over an electrically conductive medium [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

R Supper, B Jochum, G Hübl, A Römer and R Arndt. SNMR test measurements in Austria [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

Roy J , Marques da Costs A , Lubczynsky M and Owuor C. Tests of the SGW-NMR technique within two aquifer characterization projects in the Iberian Peninsula. EEGS(European Section) Meeting[M], Barcelona, 1998, Sept 14～17

Schirov M *et al*.. A New Direct Noninvasive Groundwater Detection Technology for Australia [J]. Exploration Geophysics,1991,22(2):333～338

Siqing Qin, Jiu Jimmy Jiao, Sijing Wang. A nonlinear dynamical model of landslide evolution [J]. Geomorphology, 2002,42. 77～85

U. Yaramanci, G Lange and M Hertrich. Aquifer characterisation using Surface NMR jointly with other geophysical techniques at the Nauen/Berlin test site [J]. Journal of Applied Geophysics 50(2002)v

第五章 地面核磁共振方法在水文地质工作中的应用

目前，世界上拥有 NMR 找水仪并成功地应用于地下水勘查的国家有俄罗斯、法国、中国、德国、毛里塔尼亚和伊朗。首先通过实例说明 SNMR 方法在我国地下水资源探测中的应用效果，然后说明在国外的应用概况。

第一节 地面核磁共振方法野外施工前的准备

SNMR 方法在进行 NMR 信号采集以前的准备工作主要有：收集与工作有关的资料和做好仪器的准备工作。

1. 收集地质和地球物理资料

根据工作目的收集和分析工作地区及邻区的地质、水文地质和地球物理资料，为合理布置野外工作和正确进行反演解释提供依据。

(1)了解区域地磁场的变化和局部磁性地质体的分布情况。

应用 SNMR 方法进行区域性水文地质调查时，应了解区域地磁场的变化和局部磁性地质体的分布情况。因为在 SNMR 方法中，把地磁场当作稳定磁场，即假定所探测的范围内无局部磁性体存在，地磁场是均匀的。在这种情况下，NMR 信号的初始振幅 E_0 值的大小直接反映地下水是否存在，而 E_0 值的大小与地磁场强度的平方成正比，即 $E_0 \propto B_0^2$。显然，对于同一深度的含水层来说，在高纬度地区含水层的 E_0 值大，而在低纬度工作区也能发现含水层，只不过 E_0 值偏低而已。

了解工作区磁性地质体，特别是火成岩体(脉)及磁性矿体的分布情况，我国南方发育的红层也有一定的磁性，工作时应予注意。因为磁性地质体是 SNMR 方法的干扰体，它们的存在往往使该找水方法难以开展工作。在火成岩地区用 SNMR 方法找水，必须进行综合方法研究，用多参数进行解释，方能获得好的地质效果。

(2)了解工作区内主要岩石的电阻率变化情况。低阻岩石的存在往往使激发磁场变得复杂，同时使 SNMR 方法的探测深度降低，因此，岩石电阻率变化关系到 SNMR 方法资料解释的准确性。

(3)了解出水井位及其周围情况。

了解民用井的分布、水质和水位及供水变化的情况。

(4)了解工作区的地球物理环境——电磁干扰源的分布情况。

实际工作中常见的电磁噪声源有的呈线型噪声，例如：高压输电线、民用电线等，有的呈点型噪声，如局部铁矿体、火成岩体和有一定规模的铁磁性物体(如钻机、变电站、抽水泵等)。对于指定的工作地区来说，采取必要的技术措施，不仅可以提高 NMR 信号的测量质量，而且可以缩短测量时间，提高工作效率。

2. 仪器设备的准备

在进行 SNMR 方法找水工作之前，必须备齐 NUMIS 工作站全套设备和相应的软件，同

时保持仪器处于正常工作状态。

如果 DC/DC 变换器超过一个月未使用，它的电容器必须用一个所谓“格式化”的特殊程序进行格式化，以保证 DC/DC 变换器正常运行。

第二节　基于地面核磁共振方法的地下水探测工作模式

一、建立工作模式的原则

地球物理工作者在理论研究和生产实践工作中，利用直接找水的 SNMR 方法和传统的物探找水方法的特点，研究和总结找水工作经验，建立了一套基于 SNMR 方法的探查地下水的工作模式，实践已证明了工作模式的有效性、正确性。

建立工作模式必须考虑以下几个原则。

（一）依据工作任务的需要，紧密结合水文地质资料

根据工作任务的需要，收集和分析工区和邻区的地质、水文地质资料，尽可能了解地下水的类型和深度，为找水方法选择提供依据。

（二）调查和分析地球物理环境—电磁噪声情况

调查工区电磁噪声源的分布特点和变化规律，为选择物探工作方法和工作方式提供依据。

（三）物探方法的优选原则

每种地球物理勘查方法的原理、应用条件和解决问题的能力是不相同的，每种方法都有其物性前提，方法的原理决定了方法的适用性和解决问题的局限性，而解决地质问题的能力与方法的原理、特点有密切的关系。在满足方法应用条件的前提下，如何最大限度地发挥物探方法的效能，必须在应用的物探方法中，探索和总结规律，建立起科学的工作模式，这种模式能够做到方法的优势互补，可靠地、高效率地解决有关的地质问题。

1. 把握地球物理勘查方法的特点

与传统的物探找水方法相比，SNMR 方法的优点是：

(1)直接找水是 SNMR 方法的突出优点，这是由方法原理决定的。在该方法的探测深度范围内，地层中有自由水(地下水)存在，就有 NMR 信号响应。反之，就没有响应。

(2)SNMR 方法反演解释具有量化的特点，信息量丰富。对原始资料解释后，不打钻就可得到相应的水文地质和工程地质有用的参数：含水层的深度、厚度、单位体积含水量和含水层平均孔隙度、含水层的导电性信息。

(3)由于 SNMR 方法是在激发脉冲终止后观测 NMR 信号，故受地形影响小，地形不产生假异常。

(4)有较高的垂向分辨率，可以根据探测工作需要或研究工作程度，选择 SNMR 方法使用的激发脉冲矩个数。因为在反演解释时，n 个激发脉冲矩将地下划分为 n 层，这样，就提高了垂向分辨率。

(5)经济、快速。完成一个核磁共振测深点的费用仅为一个水文地质勘探钻孔费用的 1/10，可以快速提供出水井位及划定找水远景区。

SNMR 方法的主要缺点是：

(1)由于接收的地下水的核磁共振信号很弱,所以,仪器灵敏度很高,可接受纳伏级信号,易受电磁噪声干扰,仪器抗电磁噪声干扰能力较低。

(2)勘探深度偏浅。SNMR 方法的仪器——核磁感应系统中 NUMIS 的探测深度为 100m,NUMIS^{Plus}为 150m,尚不能解决大于 150m 深度的地下水的探测问题。

此外,SNMR 方法属于体积勘探。

一个核磁共振测深点的概念是一个与仪器天线(线圈)直径 D 大小有关的圆柱体(其横截面积的直径为 $2D$,深度为 D 的圆柱体)。即一个核磁共振测深点探测到的 NMR 信号是在地下圆柱体范围内地下水的反映。

由于地下水的类型不同,当要精确地划定最佳出水井位时,还要进行综合研究工作。

2. 选择具有优势互补的方法

理论研究和实践表明,为了克服 SNMR 方法的缺点,可选定电阻率类(TEM、CSAMT、MT、EH-4、VES)方法,所谓电阻率类方法是指这些方法在反演解释后,都能获得反映探测目标体电性结构的电阻率参数。其中电阻率垂向电测深(Vertical Electric Sounding 缩写为 VES)方法是找水领域中应用最为广泛的传统物探方法。实践表明,这两种找水方法合理配合体现了方法的优势互补。同样,其他电阻率类方法也可与 SNMR 方法配合解决许多问题。现以 VES 方法为例,不乏一般性。

VES 方法研究地表下电性不均匀体的电性结构,它是我国找水工作中应用最为广泛的间接找水方法,其优势是:

(1)方法技术成熟,是广大物探工作者比较熟悉的方法,资料反演解释后可以得到研究地区地下的电性参数(电阻率)变化的概念。

(2)受电磁噪声干扰较小。

(3)勘探深度通常由供电极距 $AB/2$ 控制,$AB/2$ 变大,则勘探深度增大,可以满足一般找水任务要求,但劳动强度大。

VES 的不足是:

(1)反演的多解性:例如,对低阻异常的解释问题,是含水层还是低阻岩体难以区分。通常在灰岩地区找水,若层状灰岩中夹杂一层炭质页岩或溶洞被泥质充填,亦可形成低阻异常,可能造成视低阻异常为地下水的错误解释。

(2)电测深方法在所探测地区,尚不能得到如 SNMR 方法所提供的某些水文地质参数。

3. SNMR 方法与传统方法的优势互补

理论研究和找水实践表明,SNMR 和 VES、TEM 等方法有效结合,能够做到方法的优势互补,提高了找水工作的社会和经济效益,中国地质大学(武汉)核磁共振科研组以 SNMR 方法为先导,并与传统方法相结合,在探查地下水的工作中,最终成井率超过 90%,为我国现代化建设做出了贡献。

(1)用 SNMR 方法识别 VES 方法异常性质并提供含水层的某些参数。

在 VES 方法出现异常的区段,布设 SNMR 方法。当有地下水存在时,SNMR 方法就有 NMR 信号反映,依此识别 VES 方法的异常性质。并根据 SNMR 方法反演结果,给出地下有几个含水层、各含水层的埋藏深度、厚度、单位体积含水量和孔隙度大小等参数。

(2)VES 方法为 SNMR 方法提供反演解释时需要的地表下岩层的电性参数和区分水质。

(3)通过对 VES 方法和 SNMR 方法解释结果的对比研究,排除 SNMR 方法电磁干扰产

生的假异常。

国内外找水实践已表明，在地下大体相同的深度上，SNMR 方法解释结果和 VES 方法解释结果都存在异常的情况下，确定的含水层都打到了水。

(4)在 SNMR 方法已确定有地下水的范围内，根据 VES 方法异常特征点的位置，确定出水井位。同时，根据 SNMR 方法的定量解释结果，建议出水钻井深度并指导打钻工艺。

(四)低耗、高效原则

在保证地质效果的前提下，兼顾上述原则，选用最少的方法并能高质量地解决问题。

二、基于 SNMR 方法的地下水探测工作模式

根据上述原则，结合近几年的找水工作实践和对地球物理方法、水文地质方法特点的理解，得到了如图 5－1 所示的基于 SNMR 方法的地下水探测工作模式。一般情况下，该模式分为两种情况：有限区域找水和大范围(区域性)的地下水资源调查评价。

1. 在有限区域找水

当可供探测区域较小时，例如，新建工厂、小型新开发区等，可以直接先进行 SNMR 方法探测，探测工区的地下水含量，如果地下水的含量前景可观，在圈定含水异常区后再布置 TEM 方法，然后结合视电阻率异常的特征选定出水井位。

2. 大范围(区域性)地下水资源调查评价

由于地下水资源调查评价的探测区域较大，考虑工作效率和仪器设备配置问题，或者先对整个工区进行 TEM 等方法(比 SNMR 方法工作效率更高)，快速圈定储水构造——视电阻率低阻异常区域，然后，在视电阻率低阻异常区域开展 SNMR 方法，用 SNMR 方法区分低阻异常的性质，即用 SNMR 方法区分储水构造内是否有水，有自由水存在，就有 NMR 信号响应；或者先进行 SNMR 方法，圈定找水远景区，然后在圈定的找水远景区内，开展电阻率类的方法探查，圈定储水构造范围和区分水质。

在 SNMR 方法测深点控制的范围内有水存在时，结合视电阻率异常的特征选定出水井位。

第三节　我国应用地面核磁共振方法探测地下水的实例

1997 年年底，中国地质大学(武汉)引进了中国第一套 NUMIS，率先在中国利用 SNMR 方法成功地在湖北、湖南、河北、福建、内蒙古、新疆等 12 省区开展了找水实践。

中国地质科学院水环所为探索适合西北干旱地区找水的新技术、新方法，自 1999 年春引进 NUMIS 系统以来，在西北干旱地区做了许多试验研究工作，取得了一定成果。

新疆水利厅石油供水办公室利用 NUMIS 系统在新疆开展了地下淡水资源的勘查工作。

水利部内蒙牧区水利科学研究所，利用 2001 年引进的 NUMIS^{Plus} 在内蒙古开展了找水工作，成效显著。

乌兰浩特水利局于 2002 年底引进了 NUMIS^{Plus}。

我国地球物理和地质工作者利用上述仪器，在下列情况下开展工作：有些是前人认为是“无水区”或在常规物探找水方法难以奏效的地方圈定淡水区；或探查应急水源地；区分视电阻率异常性质和是否布设出水钻孔等方面开展工作。

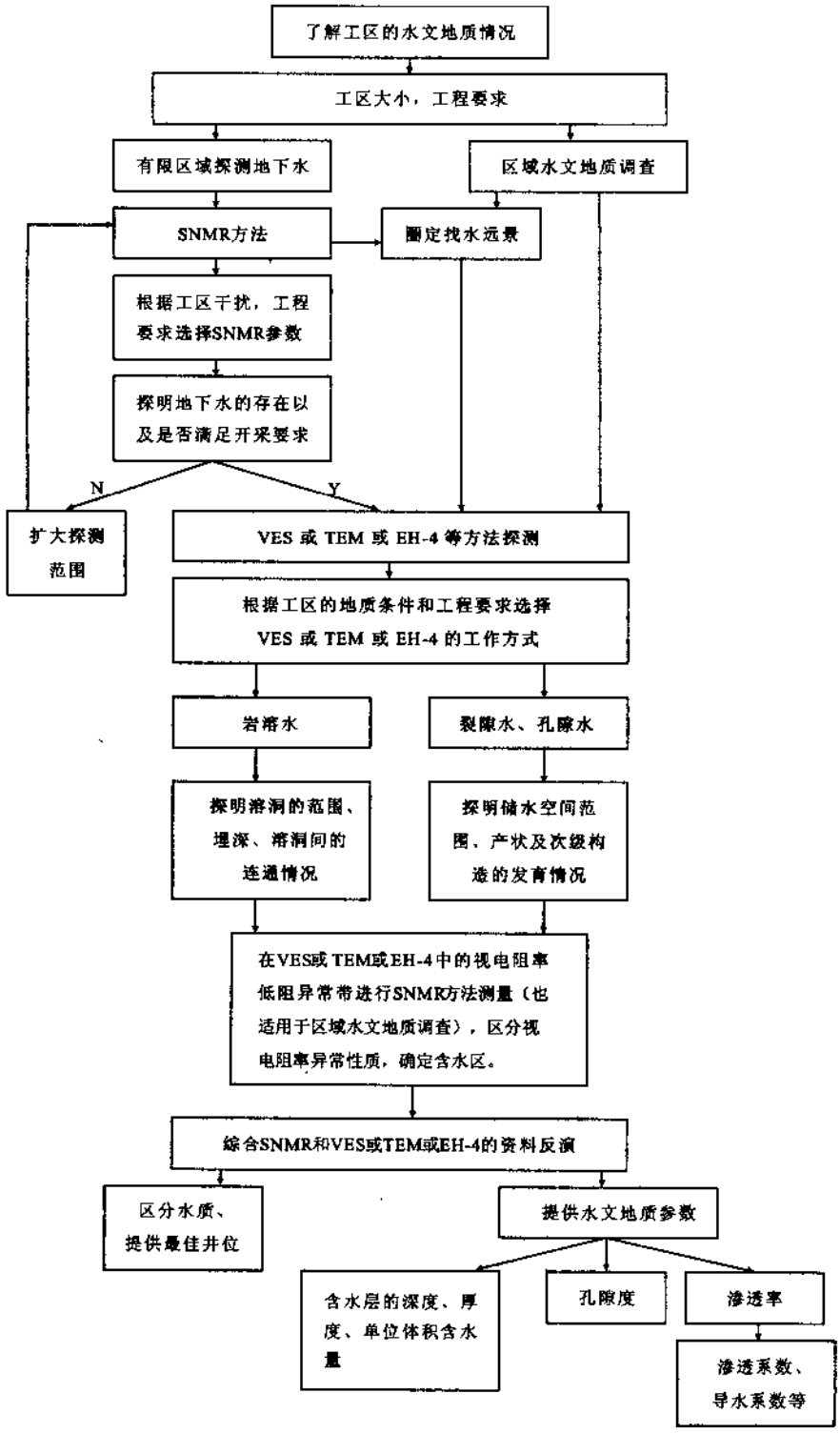


图 5－1　基于 SNMR 方法的地下水探测工作模式框图

一、找到了优质的岩溶水

我国南方和北方分布着大片的岩溶地貌，南方以贵州为中心的桂、滇、川、湘、鄂、粤、赣、渝9省(区，市)相邻地区的联片裸露的碳酸盐岩山区，称为岩溶石山地区。传统的物探找水方法在上述地区探测岩溶水时遇到许多困难，SNMR方法为解决这些困难提供了一种新的技术手段。

湖北永安工区前人认为是无水区。工区大部分为耕植农田，被第四系粘土所覆盖。

1998年5月，永安工区已是农牧开发区，在该开发区的电、路已通，就是无水的情况下，中国地质大学(武汉)在指定区段开展了地下水的勘查工作。

以SNMR方法为主(进行了12个NMR测深点)，辅以电阻率法，探查到了优质的岩溶水。图5-2是其中一个NMR测深点(XJJ-3测深点的工作技术参数见表5-1)的解释结果与钻孔资料对比图。

表5-1　XJJ-3测深点的技术参数

天线类型	大方天线(75m×75m)	记录长度	250ms
发射频率	2 090Hz	噪声水平	900～2 020nV
脉冲矩个数	16	叠加次数	128

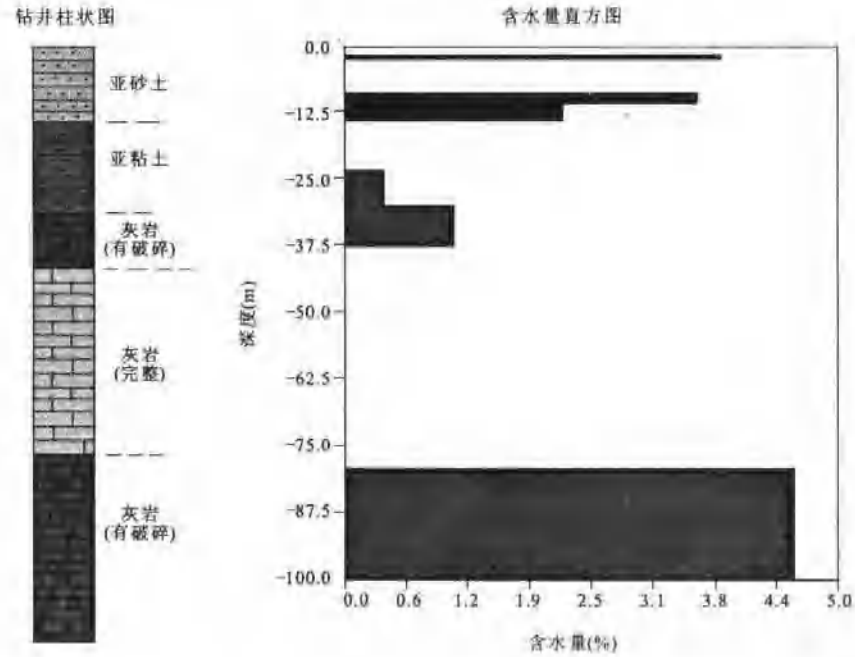


图5-2　永安工区SNMR方法的XJJ-3测深点资料解释结果与钻孔资料对比图

由图 5－2 的 SNMR 方法的含水量直方图可见，工区有两个主要含水层，第一个含水层位于 23～42m 深处，含水层 NMR 信号的平均衰减时间常数 T_2^* ＝110ms；第二个含水层位于 75～100m 以下，其 T_2^* ＝230ms。这两个含水层的 T_2^* 值变化表明，深处含水层的平均孔隙度变大，意味着含水岩石更加破碎，第二个含水层的含水量变大（单位体积含水量大于 4.4%）。

实际钻探（终孔深度 130m）证实了 SNMR 方法解释的正确性。如图 5－2 钻孔柱状图所示，本区基岩为灰岩，主要含水层为破碎灰岩层，特别是深部灰岩溶洞、裂隙发育，富水性强。含水体属碳酸盐岩类岩层，水质很好。三口井日出水量在 5 000t 以上，从此结束了当地居民祖祖辈辈吃浑水的日子，为农牧业和工业生产以及旅游业提供了充足的水源。同时，也积累了用 SNMR 方法探查岩溶水的经验。

二、在风化的花岗岩中找到了地下水

中国地质大学（武汉）与中国人民解放军北京军区给水工程团合作，在常规物探找水方法难以奏效的河北省花岗岩发育的康保地区探测到地下水。

工区地表可见亚砂土、亚粘土和碎石。

在采集 NMR 信号时，使用大方天线（75m×75m），激发脉冲矩的个数为 16 个，噪声水平＜1 500nV，记录长度为 240ms。

SNMR 方法探测结果表明（图 5－3），NMR 信号的 E_0 值大，E_0-q 曲线和 E_0-t 曲线均具有明显的含水特征：实测信号（小方块）与计算信号（实线）拟合较好，见图 5－3(a)；由图 5－3(b)可见，E_0-t 曲线呈指数规律衰减。

图 5－3(c)、(d)为 SNMR 方法反演解释结果，(e)为根据 SNMR 方法反演资料旅钻的岩性柱状图。对比图 5－3(c)、(d)、(e)可见，SNMR 方法解释资料与钻孔资料符合甚好：该工区有 3 个含水层，分别位于 7.5～10m、13～24m、32～43m。其中第一含水层的 NMR 信号的衰减时间 T_2^* ＝64ms，与钻孔钻到的 2.5m 厚含水砂层相对应，第二含水层（层厚 11m）含水量 6%左右。该含水层上、下部的 NMR 信号的衰减时间分别为 267ms 和 128ms，说明上、下部岩石颗粒不同，上部 T_2^* 值大，表明含水层颗粒大，平均孔隙度也大。第二含水层与岩性柱状图的 11m 厚砂层相对应。第三含水层（32～43m）含水量为 3%左右，T_2^* 值为 76ms，与风化花岗岩层相对应。

已经钻探证实，在风化的花岗岩中找到了地下水，日出水量达 84t，解决了康保农场解放军官兵饮用水的水源问题。

三、为长江三峡水电站输送电网的一些变电站解决水源地

图 5－4 是用 SNMR 方法为三峡水电站的变电站探测水源地中的一个水源地的一个测深点的反演结果——湖北孝感工区的成果图。

孝感工区是在 300m×300m 范围内探测水源地，中国地质大学（武汉）使用 SNMR 方法和 VES 方法（其中完成 SNMR 方法的测深点 3 个，VES 测深点 6 个）成功找到地下水，满足工程要求。

SNMR 方法采用了如下技术参数进行工作：大方形天线（75m×75m）、记录长度 250ms、信号采集叠加次数 128 次，3 个测深点脉冲矩个数分别为 21、18、16。

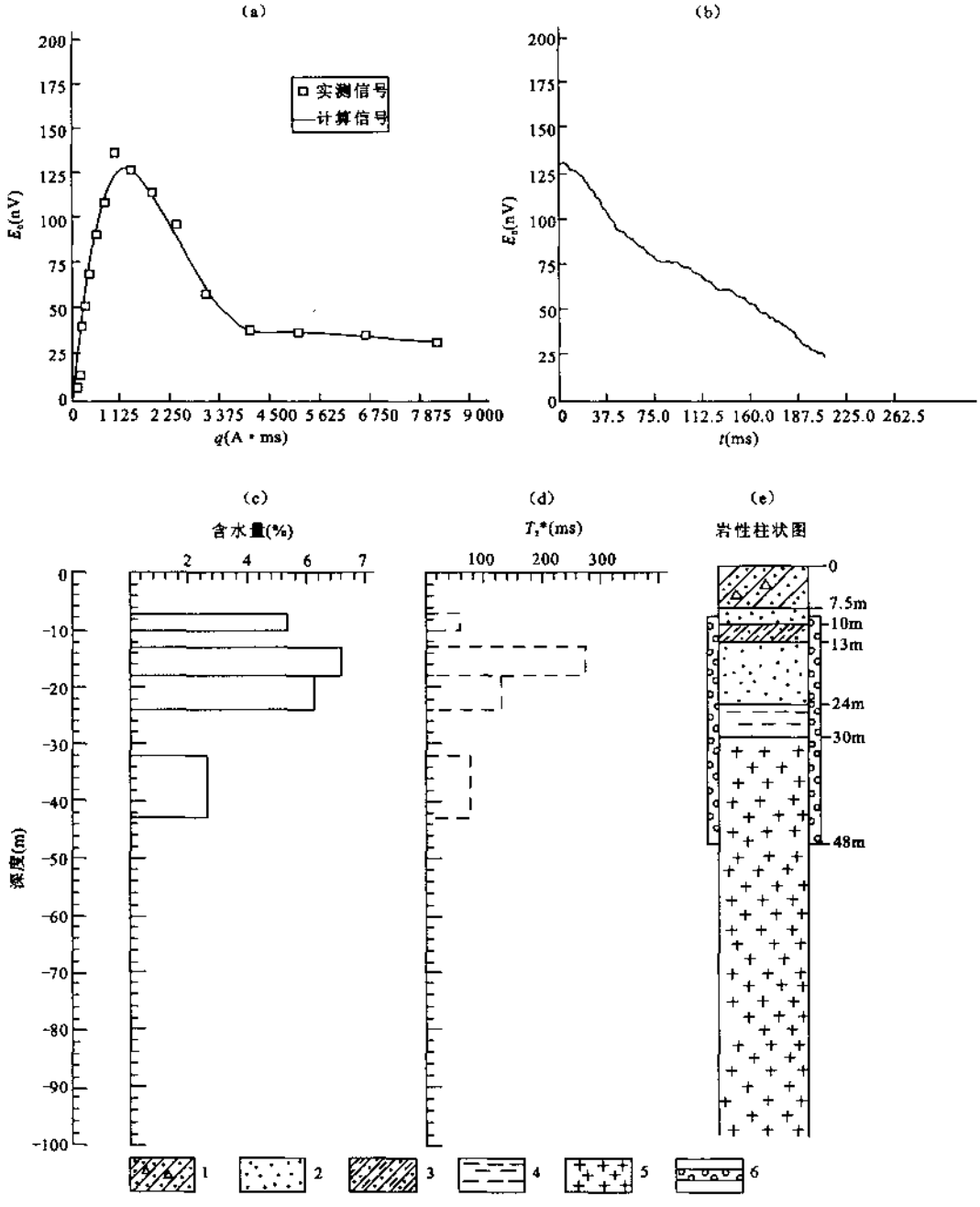


图 5-3　河北康保工区 SNMR 方法解释结果与钻孔资料对比图

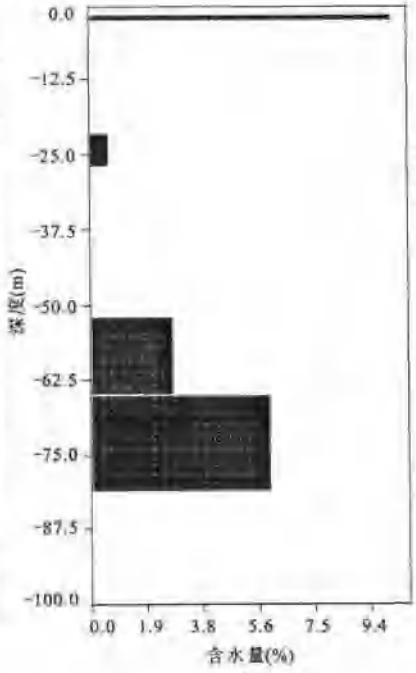
1. 亚砂土、亚粘土和碎石；2. 砂层；3. 粘质砂土；4. 粘土；5. 风化花岗岩；6. 下花管部位

(a)NMR 信号 E_0-q 曲线；(b)NMR 信号 E_0-t 曲线；(c)含水量直方图；(d)T_2^* 直方图；(e)钻孔岩性柱状图

地面核磁共振方法反演解释结果

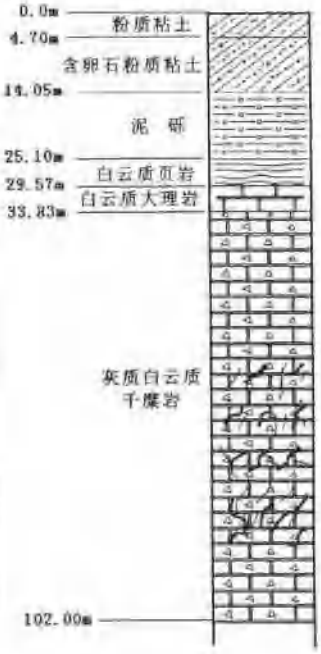
深度(m) 从	深度(m) 到	含水量(%)	衰减时间(ms)
0.0	1.0	0.00	100.0
1.0	2.0	0.00	100.0
2.0	3.0	10.16	542.7
3.0	4.0	0.00	100.0
4.0	5.0	0.00	100.0
5.0	6.0	0.00	100.0
6.0	7.0	0.00	100.0
7.0	8.0	0.00	100.0
8.0	9.0	0.00	100.0
9.0	10.0	0.00	100.0
10.0	11.2	0.00	100.0
11.2	14.0	0.00	100.0
14.0	17.4	0.00	100.0
17.4	21.7	0.00	100.0
21.7	27.0	0.68	1 000.0
27.0	33.7	0.00	100.0
33.7	41.9	0.00	100.0
41.9	52.2	0.00	1 000.0
52.2	65.1	2.78	466.4
65.1	81.1	6.03	180.1
81.1	100.0	0.04	30.0

(a)



(b)

钻井地质剖面



(c)

图 5-4 湖北孝感工区 SNMR 方法解释结果与钻孔资料对比图

(a)SNMR 方法 XG-1 点反演后的数据表;(b)XG-1 点含水量直方图;(c)岩性柱状图

由 SNMR 方法的 XG-1 点资料反演后的数据见图 5-4(a),以此数据绘制的该测深点的含水量直方图[图 5-4(b)]表明,XG-1 测深点地下有两个毗邻的含水层,第一含水层位于 52～65m 深处,单位体积含水量 2.8%,第二含水层位于 65～81m 处,单位体积含水量 6%。

为确定出水井位,且考虑到本工区电磁噪声变化(2 000～12 000nV)对 SNMR 方法数据的影响,投入了 VES 方法,在 XG-1 测点控制范围内布设一条 VES 剖面(Ⅰ剖面),其 ρ_s 断面等值线图如图 5-5 所示。

由图 5-5 可见,供电极距 $AB/2$ 在 80～160m 时,从点号 55 开始,ρ_s 等值线呈下凹状,当 $AB/2>160$m 时,ρ_s 等值线不连续、陡立,说明地下电性发生变化。此处的电性不连续与 SNMR 方法解释结果较吻合。故根据 SNMR 方法的定量解释结果,结合 ρ_s 异常特点,建议在Ⅰ剖面 55～60 点号偏南处施钻,钻孔深度为 90m。实际钻进的终孔深度 102m,如图 5-4(c)所示。

由图 5-4(b)、(c)对比发现,SNMR 方法解释结果与钻孔岩性资料符合甚好:在灰质白云质千糜岩为基岩的 60～90m 深度段,基岩裂隙发育,透水性好;90～100m 为致密基岩。抽水试验持续 76h,出水量为 348m³/24h,已满足该变电站的用水需要。

此外,为湖南省红层发育的长沙、益阳地区变电站,勘查到了红层裂隙水,日出水量为 80 多吨。上述解释结果与钻探结果完全一致,为三峡水电站输送电网的某些变电站提供了生产、

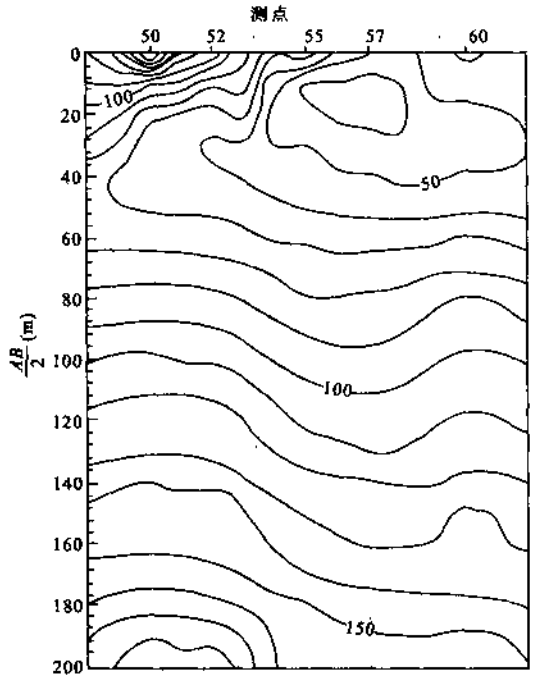


图 5-5　Ⅰ剖面 VES 方法 ρ_s 断面等值线图

生活以及消防用水。

四、为开发利用地下热水资源提供后备基地

在 2000 年初，应福建省安溪县地热开发公司要求，用 SNMR 等找水方法为安溪县上汤和榜寨工区提供地下热水资源后备基地。找到了水温 79℃的地下热水，一口井日出水量大于 1 000t，为该县地热公司开发利用地下热水资源提供了后备基地。

安溪县位于福建省东南部，东接泉州，南临厦门，交通十分方便，经济较为发达。上汤和榜寨工区位于安溪县境内的龙门镇，在南北走向的龙门溪（蓝溪）内出露有温泉，并早已为当地居民广为利用。榜寨温泉已由安溪县地热公司进行开发利用，为安溪县居民的生活带来了很大的便利。

工区基本上被第四系所覆盖，溪中有少量花岗岩零星出露，系由于河水冲刷剥蚀河床所致。上汤测区没有物探工作资料。榜寨测区虽进行过地质、物探、钻探等工作，但所做的物探工作的深度还不足以直接反映深部的情况；井中测温反映有高热存在，但含水情况不理想；磁测工作由于精度及干扰原因，未获得理想效果。

本次工作采用了 SNMR 方法、电阻率测深、浅层米测温法、高精度磁测等方法。

SNMR 方法工作在上汤和榜寨分别完成了两个测点的测量工作。由于电磁干扰大（1 000～30 000nV），为压制干扰，所完成的 4 个核磁共振测点均采用的是方∞字形线圈（37.5m×37.5m×2）、19 个脉冲矩进行测量；并对测量信号进行 256 次叠加，以提高信噪比。由于采用∞字形线圈进行工作，测量结果主要反映 50m 左右深度以上的地下含水情况。

图 5－6 是上汤工区 SNMR 方法的 AX01 号测深点和电阻率测深测量的解释结果。

由图 5－6 可见，SNMR 方法虽然受到较大电磁噪声的影响，但 E_0-q 曲线[图 5－6(a)]和 E_0-t 曲线[图 5－6(b)]形态和量值来看，含水特征明显，结果可靠性好。由图 5－6(c)可见，此处地下含水情况很好，主要含水层的深度在 30～45m，含水量大，属于大孔隙含水。

由图 5－4(d)可见，在 80～100 号测点附近，从 $AB/2$ 大于 20m 开始，ρ_s 等值线陡立，高、低阻分离，出现电性不连续的情况。推断在 $AB/2=20\sim120$m 探测的深度范围内可能有断裂存在。

结合电阻率测深、浅层米测温、高精度磁测等方法的资料解释结果，确定了钻孔位置。经钻探验证找到了水温 79℃的地下热水，日出水量大于 1 000t，为该县地热公司开发利用地下热水资源提供了后备基地。

五、在干旱地区探查地下水

(一)在宁夏、陕西探查裂隙水

据中国地质科学院水环所有关文章报导，为探索适合西北干旱地区找水的新技术、新方法，自他们引进 NUMIS 系统以来，在西北干旱地区做了大量工作，取得了一定成果。例如，在宁夏海原县徐套地区，在第四系砂砾石层中用 SNMR 方法找到了地下水。又如，在陕西省绥德县找到了浅层构造裂隙水；在清涧县清涧河一级阶地前缘找到了风化裂隙水。所取结果与已知钻孔资料非常一致。

(二)在内蒙古为牧民探查水源地

自 2001 年春天，水利部牧区水利科学研究所引进 NUMIS^{Plus} 以来，已在内蒙古牧区完成了几百个 NMR 测深点，其中有 300km^2 探查水源地。另外，为牧民解决防氟改水、应急用水问题，已有几十口井出水。

图 5－7 是水利部牧区水利科学研究所于 2002 年 5 月 20 日在内蒙古牧区某地利用 NUMIS^{Plus} 的一个测深点的资料解释结果(发射/接收天线为边长 100m 的大方形)。工区地处沙漠区，电磁噪声[图 5－7(a)中绿色圆点所示]干扰小，小于 100nV。由图 5－7(a)可见，NMR 信号的初始振幅随激发脉冲矩变化的 E_0-q 曲线具有含水特征，其实测值(图中黑色小方块所示)的最大值接近 800nV。实测曲线与计算曲线(红线所示)拟合较好。由图 5－7(b)含水量直方图可见，地下 12m 以下均有含水显示，含水层衰减时间在 30～300ms(见衰减时间色标)变化，其中 20～40m 深度段含水层颗粒较大，含水体属粗砂或砾质砂类岩层。自该层向下含水层颗粒逐渐变小，含水体为中细砂或粘土质砂。

由于本工区干扰小，信噪比高，水量丰富，接收到的 NMR 信号频率变化稳定，因此，观测质量可靠，上述结果已被用户采用。

综上所述，SNMR 方法已经在我国 14 个省(区)取得了明显的地质效果，在地下水资源的勘查中起到了很大的作用。

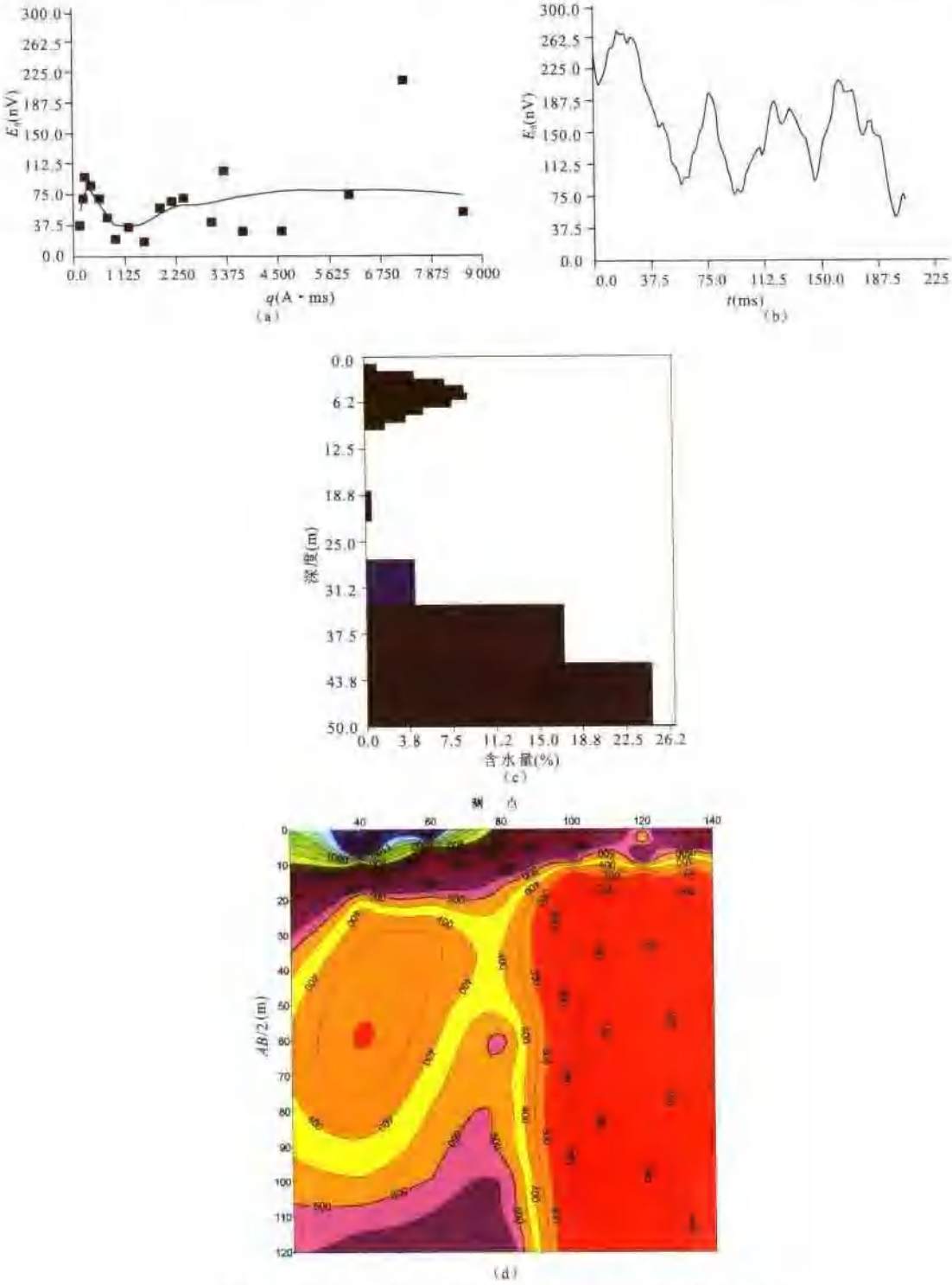
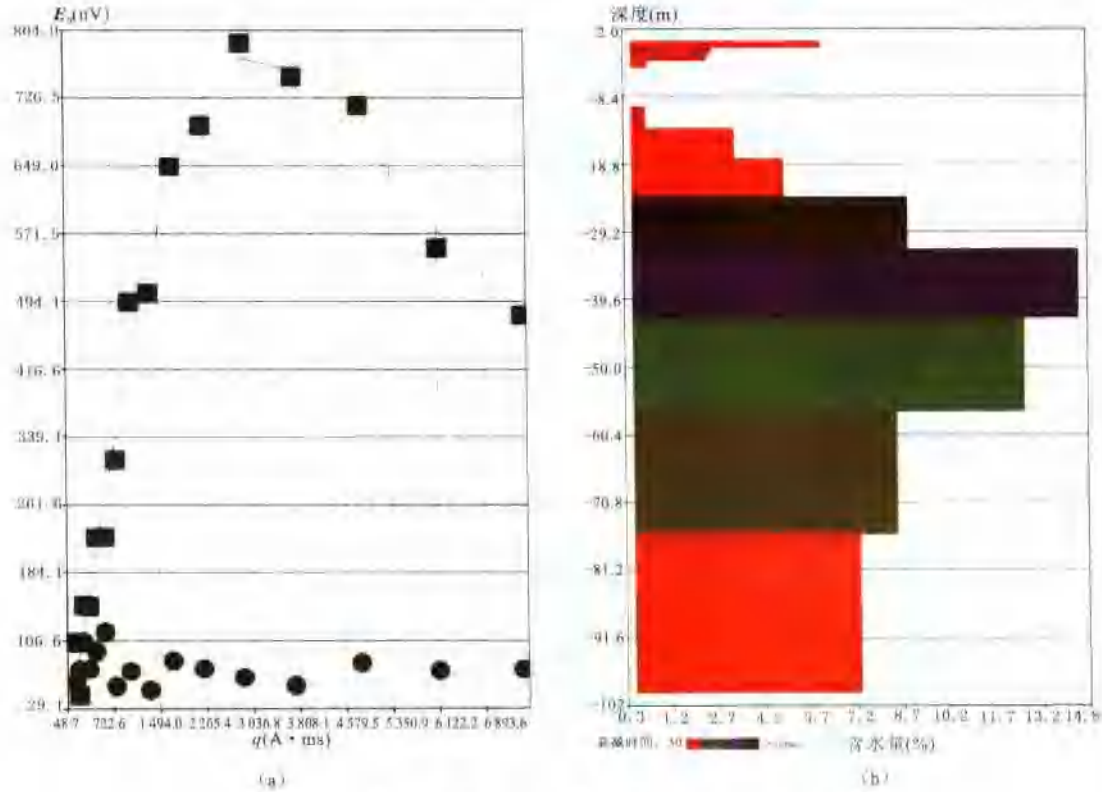


图 5-6　安溪县上汤工区 SNMR 方法和电阻率测深综合解释图

(a)SNMR 方法 AX01 号测深点的 E_0-q 曲线；(b)SNMR 方法 AX01 号测深点的 E_0-t 曲线；(c)SNMR 方法 AX01 号测深点的含水量直方图；(d)安溪县上汤工区电测深 ρ_s 断面等值线图



(a) (b)

图 5-7 内蒙古牧区某地 NUMIS^{plus}一个测深点的资料解释结果

(a) NMR 信号的 E_0-q 曲线;(b)一个测深点的含水量直方图

(由水利部牧区水利科学研究所李海生提供)

第四节 区域性水文地质调查工作模式和应用效果

我国供水水文地质勘察规范指出:供水水文地质勘察工作划分为地下水普查、详查、勘探和开采 4 个阶段。不同勘察阶段工作的成果,应满足相应设计阶段的要求(在区域水文地质调查不够,相关资料缺乏的地区进行勘察时,可根据需要开展地下水调查工作)。

在普查阶段,供水水文地质勘察阶段的任务和深度,应符合下列要求:

概略评价区域或需水地区的水文地质条件,提出有无满足设计所需地下水水量可能性的资料。推断的可能富水地段的地下水允许开采量应满足 D 级的精度要求,为设计前期的城镇规划、建设项目的总体设计或厂址选择提供依据。

区域性水文地质调查时,首先投入小比例尺的 SNMR(或 TEM)方法,查明调查区域是否存在地下水,圈定地下水远景区段。然后,根据普查阶段供水水文地质勘察阶段的任务和深度要求,在圈定地下水远景区段开展相应的工作。

一、地下淡水普查的地球物理方法工作模式概述

实际工作表明，探查 100～150m 内的含水层，SNMR 方法分层能力最强，且可快速进行定量解释，提供水文地质参数、指导打钻工艺；此外，用 SNMR 方法区分视电阻率异常性质。

在抗电磁干扰方面，VES 较其他交流电法优越；TEM 测深分辨能力强、勘探深度大；EH－4 具有混合场的特点、信息量丰富。

为了快速、经济、高质量地进行地下淡水普查，建立了地下淡水普查的地球物理方法工作模式：

(1)当含水层深度小于 150m 时，选择 SNMR 与 TEM 方法或 NMR 与 VES 或 EH－4 与 VES 的工作模式。

(2)当含水层深度大于 150m 时，选择 TEM 测深与 VES 或 EH－4 与 VES 或 TEM 与 EH－4 的工作模式。

在上述模式系列中兼顾了直接、间接找水方法特点，同时保证方法优势互补，提高了探测地下水的地质效果。

二、基于物探方法的工作模式普查地下淡水资源

现以在我国西北某油田(以下称油田)应用物探方法工作模式普查地下淡水资源为例，进一步说明建立物探方法工作模式的原则和应用效果。

(一)建立物探方法工作模式的原则

1. 工作任务明确和了解水文地质条件

在我国西北某油田(以下称油田)的工作任务是在指定工区内，应用地球物理方法普查地下淡水资源，即应用地球物理方法须解决以下几个重要问题：该工区是否有地下淡水？淡水位于何处(包括在平面上的分布和埋藏深度变化)？水量有多大？水质又如何？寻找地下淡水资深用哪些地球物理方法？

油田地表被第四纪地层覆盖。研究表明，由于本区第四系地层单一、稳定，在粉细砂夹薄层亚砂土、亚粘土互层中探测到有低矿化度的含淡水岩体，所以，影响含水岩体电阻率变化的主要因素是地下水矿化度的高低。在其他条件不变的情况下，矿化度高则含水岩体的电阻率低，矿化度低则含水岩体的电阻率高。

前人工作的资料表明：工区地表干燥砂层电阻率高，含咸水地层电阻率低(0.55～2Ω·m)，含淡水地层电阻率为十几到几十欧姆·米。

从已知井旁测深资料解释统计得出：高矿化度 M(M>3g/L)含水岩体的电阻率 ρ<10Ω·m；弱矿化度(M=2～3g/L)的含水岩体的 ρ=10～15Ω·m；低矿化度(M<2g/L)含水岩体的 $\rho\geqslant$15Ω·m。

本工区的电磁噪声干扰小而稳定。

根据本工区及邻区的水文地质和地球物理特征和工作任务，结合目前现有的地球物理找水方法的特点，选择了四种地球物理方法进行地下淡水普查，圆满地完成了设计书规定的任务，应用和检验了物探方法找水工作模式的效果。

根据研究区的地质和地球物理条件，投入了瞬变电磁测深(使用 TEM－67 仪器)、地面核磁共振测深(使用 NUMIS 系统)、混合场源的频率测深(使用 EH－4 电导率成像系统)和

传统的电阻率测深法(VES)。测区面积800多平方千米,共完成测线230多千米、物理点230个。

2. 把握了地球物理方法的特点

(1)时间域电磁测深—TEM-67,又称瞬变电磁测深。国内外的实践表明,该方法已成功地用于探查地下水,特别是在确定地下含水层的成、淡水分布范围方面,效果明显。

瞬变电磁法与频率域电磁法相比,其总特点是具有时空的可分性:瞬变电磁法是在脉冲间歇期间观测纯二次场,不受一次场的干扰,即时间上的可分性;而脉冲是多频率的合成,不同延时观测的主要频率成分不同,相应时间的场在地层中的传播速度不同,则探查的深度也就不同,这称之为空间的可分性。瞬变电磁法就是基于这两个可分性,使该方法有如下的具体特点:①通过加大功率灵敏度的方式,即可以通过多次脉冲激发、场的重复测量叠加等技术提高信噪比,加大勘探深度;②一般只测磁场分量,受浅地表层电性不均匀影响小。在高阻围岩地区不会产生地形起伏影响的假异常;在低阻围岩区,由于是多道观测,早期道的地形影响也较易分辨;③可以采用同点组合(同一回线、重叠回线、内一回线)进行观测,则与探测目标耦合最紧,取得的异常响应强,形态简单,分层能力强;④线圈点位、方位或收发距要求相对不严格,测地工作简单,工作效率高;有穿透低阻盖层的能力,探测深度大;剖面测量与测深工作同时完成,可提供更多信息,减少了多解性。

(2)频率域电磁测深—EH-4电导率成像系统。EH-4电导率成像法是一种混合场源的新的地球物理方法,是一种属于频率域电磁测深范围的新技术,其主要特点是:巧妙地把天然场与人工场结合在一起,进行单点频率测深。使用可控源补充天然场信号较弱的高频段信号,这样既保证了较浅部到深部的勘探范围,又加快了勘探过程,提高了工作效率;它采用两个正交直立的线圈作为发射源,装置轻便;它采用在空间上的密集采样以及频率上的密集采样,每个测点采集频率从10Hz~100KHz,共有56个频率;对弱信号最多可做256次叠加,提供的地质信息很丰富,有较高的分辨率。它可以在野外对测量数据进行实时处理,以确保观测质量。它还可以在现场给出连续剖面的拟二维反演结果,比较形象直观。

(3)直流电阻率测深(VES)。直流电测深法是一种传统的地球物理方法,属几何测深。其主要优点是理论完善,方法技术成熟,相对交流电法其抗电磁干扰能力较强,资料可靠性强,可根据工作需要,加大供电极距,达到预期的探查深度。但是,方法的劳动强度大,特别在大极距时,工作效率较低。此外,在沙漠地区,电极接地困难。

(4)地面核磁共振(SNMR)找水方法。前已述及,与前述的几种方法不同,SNMR找水方法(又称核磁共振测深)是目前世界上唯一直接找水的方法,该方法可用于快速圈定找水远景区;在其探查深度范围内,对地下含水层的赋存状态和水文地质参数进行定量解释;确定出水井井位;还可以用来区分电阻率法的异常性质,即区分岩性变化引起的视电阻率假异常。

3. 坚持从已知到未知、由点到面的原则,先试验后开展未知区的地球物理方法普查

在野外工作中,选定在工区60线和已知淡水井(LS23、TK307、S66)、劣质水井(TK412)处进行上述方法的试验研究。综合分析了淡水、劣质水的地球物理异常特征,为开展普查时的工作方式、工作频率、电极距大小等的技术参数选择以及资料解释工作提供了技术依振。

与此同时,也分析和借鉴了前人在邻区和新疆地区地球物理找水的工作成果,例如,在邻

区曾利用频率电磁测深(EH－4)、传统的垂向电测深(VES)在探查第四纪地下水工作中取得明显成效；又如，在新疆也利用过适应沙漠地区工作、快速普查的时间域电磁测深(TEM－67)和直接找水的地面核磁共振测深方法。上述方法在探查深部、浅部地下水工作中获得了明显的地质效果。

4. 以高新技术找水方法为先导，把找水新技术、新方法与传统的找水方法相结合的原则

在研究区内，分区、段应用了目前最先进的地球物理探测仪器设备 TEM－67、EH－4、NUMIS，与传统的 VES 方法相结合，大大提高了地球物理方法找水的技术水平和应用效果。

(二)取得的主要成果

从油田工区已取得的主要成果中，证实了地球物理方法工作模式的应用效果。其主要成果有：

(1)用资料统计对比方法，确定并证实了研究区含水岩组电阻率变化与地下水矿化度的关系。

从实测和已知井旁测深等资料统计对比得出：高矿化度($M>3g/L$)含水岩组的电阻率 $\rho<10\Omega\cdot m$；弱矿化度($M=2\sim3g/L$)的含水岩组的 $\rho=10\sim15\Omega\cdot m$；低矿化度($M<2g/L$)含水岩组的 $\rho\geqslant15\Omega\cdot m$。

以上统计结果为圈定某油田地下淡水详查远景区打下了基础。

(2)采用不同场源形式的四种地球物理找水方法，对地下的含水岩组均有明显反映。

在同一地电条件下，几种方法的地球物理场异常特征(异常形态和地球物理参数量值大小)具有可比性，保证了对该研究区普查地下淡水资源地球物理资料解释的可靠性。

由本研究区东西向、南北向剖面的电性结构平面分布图，可以显示出整个研究区的电阻率在平面上和断面上的分布特征。

图 5－8 是其中的一个成果图。图 5－8(a)是南北方向的 30 线的 EH－4 电阻率断面等值线图，图 5－8(b)是该测线 VES 电性结构图，图 5－8(c)是 30 线 106 点(106/30)上的 SNMR 方法含水量直方图。对比 30 线各方法定量解释结果表明，电阻率为 10～30Ω·m 的电性层(厚度达 200m)恰与 SNMR 方法各测深点含水异常显示相对应。各含水层的顶板埋深在 10～100m。

这样，就确定了研究区的电阻率分布特征与不同矿化度含水岩组的赋存地段的关系；并结合直接找水的 SNMR 方法结果，将直接、间接的地球物理找水方法相结合，确定了该电性层为含淡水岩组，以此圈定出油田地下淡水远景区。

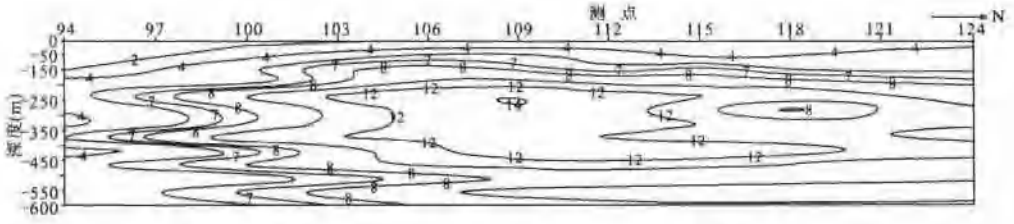
(3)圈定出不同级别地下淡水远景区。

根据圈定地下淡水远景区的原则，在油田共圈定地下淡水远景区 4 个。其中Ⅰ区是重点详查区，其主要特点是地下 100m 左右为电性层变化稳定、电阻率相对高值区，推断存在厚度大于 200m 的含水岩组。该含水岩组为渭干河冲积扇扇前作用影响区，稳定的高阻层是在该冲积扇中赋存低矿化度地下水的反映。

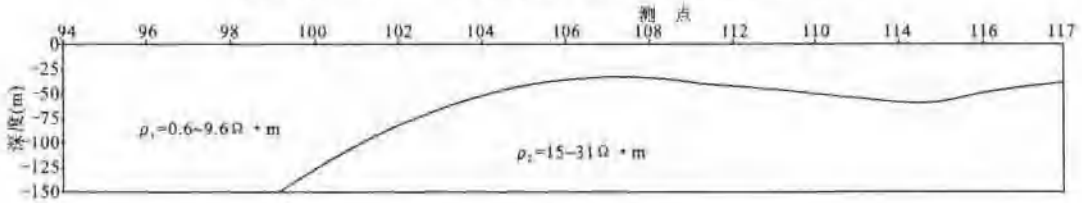
Ⅰ区的含水层的水质在垂向上的变化情况是深层水的水质好于浅层。

在本研究区工作结束后，在Ⅰ区 30 线以西已完钻 3 口水井，已查明含水层厚度 200 多米，是优质地下水。此结果证实了解释推断的正确性。

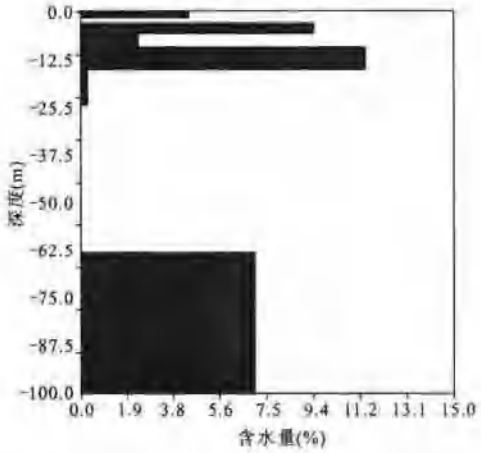
(4)建立了地下淡水普查的地球物理方法工作模式，也为详查提供了技术手段。



(a)油田 30 线 EH－4 电阻率断面等值线图(电阻率单位:Ω·m)



(b)油田 30 线 VES 电性结构图



(c) 106/30 的 SNMR 方法含水量直方图

图 5－8 油田工区 30 线综合解释图

第五节 国外应用地面核磁共振方法探测地下水

国外在探查地下水工作中,利用 NUMIS 和 NUMIS^{Plus}在干旱缺水区、沙漠区、解决应急水源地问题和水文地质填图以及评价其他物探找水方法异常性质方面均得到了应用。

一、俄罗斯已将 SNMR 方法作为常规的物探找水方法

仅举几例说明 SNMR 方法的应用效果。

(一)在哈萨克斯坦缺水区探查地下水

早在20世纪80年代中期,前苏联科学家们用自制的NMR找水仪Hydroscope,在哈萨克斯坦缺水区进行地下水探查工作,用一台找水仪在3周时间内调查了100km²的干旱区。探查了一条淡水抽取带,指明了最有远景的钻孔位置,同时提供了导水系数(图5-9)等水文地质信息,后被找水实践证实是正确的。

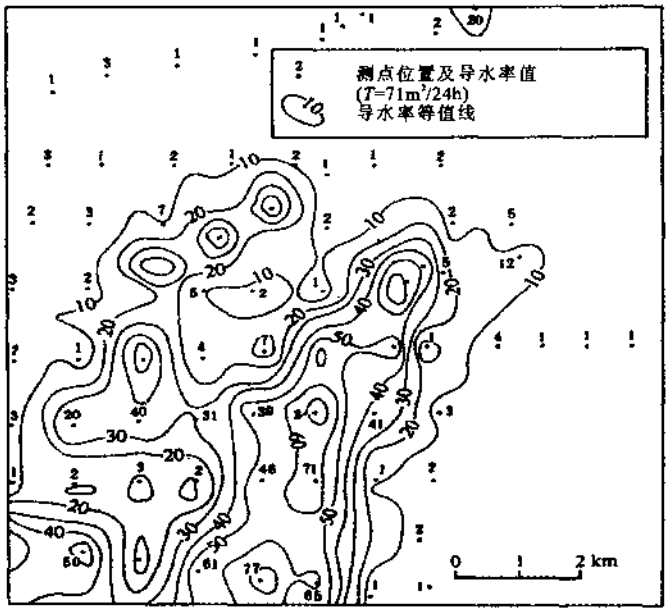


图5-9　哈萨克斯坦缺水区导水系数平面等值线图

(二)在西班牙国家公园的水文地质填图和地下水资源评价

1996年,西班牙国家环境工作部决定,用SNMR方法对西班牙国家公园——格拉列玛公园进行水文地质填图和地下水资源评价。

具体任务是:①确定200m以内含水层赋存状态和含水构造;②定量评价含水层的渗透特性,预计开采指标及含水层在平面、断面上的分布状况;③划分出详查工作和水源地远景区;④评价不同含水层之间、地表水和地下水之间的水平、垂向水交换等情况;⑤对预测水源地的评价。

俄罗斯水文地质层析成像公司,利用Hydroseope找水仪,很好地完成了上述工作任务。

本实例的工作区位于西班牙两条大河之间的盆地内,地表是强烈切割的山系地貌,包括了格拉列玛和利巴尔岩体。区内平均绝对标高960m。在550km²的工作面积内,布设SNMR方法观测点80个,实际完成的SNMR方法观测点密度为0.15个/km²。

对SNMR方法观测点可以理解为一圆柱体,圆柱横截面直径为$2D$(D为实际使用的圆天线的直径),圆柱高为D,但探测深度大于D。工作时,他们使用的天线直径为150～180m,实际探测深度可达200m左右。

工区内仅布设 8 个钻孔，主要用 SNMR 方法完成上述工作任务，辅以水文地质测绘和同位素测量。

他们评估了地下水资源。复杂水文地质构造的格拉列玛——利巴尔范围内的日出水量约 $430.4\times10^3m^3/24h$，主要含水层的含水类型为侏罗系喀斯特裂隙水，矿化度仅 0.6g/L，为优质的地下水。他们的工作成果已被用户采用。

（三）为制造巧克力公司找到了优质的地下水

20 世纪 90 年代，俄罗斯水文地质层析公司广泛开展找水工作。他们曾在莫斯科附近为美国制造巧克力公司找到了优质地下水。

（四）在我国新疆地区俄罗斯 NMR 找水专家进行试验和找水

俄罗斯 NMR 找水专家在我国新疆地区也进行过 SNMR 方法试验和探查地下水工作，取得了明显的地质效果。

二、法国使用系列核磁共振找水仪器振查地下水

法国 IRIS 公司利用研制并销售系列核磁共振找水仪器的优势，在许多国家进行了找水工作。在此仅列举几例说明之。

（一）在美国南加利福尼亚沙漠区探查到砂岩裂隙水

据法国 IRIS 公司的技术资料，为了评价 NUMIS 系统探测深部含水层效果，在南加利福尼亚沙漠进行了一次野外试验。试验果集的原始数据和反演解释结果表明，在较大脉冲矩时（对应于深部地层），NMR 信号增大。确信在约 100m 深处有地下水存在。破碎砂岩含水层的含水量约为 20%，NMR 信号的衰减时间短（40ms），表示含水岩石颗粒为细到中等大小。这些结果与其他已知地质资料符合良好。

（二）美国、法国合作探查地下水

图 5－10 是美国地质调查局环境保护部与法国地质调查局合作项目——在美国某地 V 区，利用 NUMIS^{Plus}探查地下水的反演解释结果。

图 5－10(c)的两条 E_0-q 曲线均显示出 V 区浅部的含水特征，E_0-q 曲线分别出现极大值 E_{max1}、E_{max2}，$E_{max1}=1\ 470.8nV$，$E_{max2}=645.9nV$。

图 5－10(a)显示出在地下约 7m、8～30m 深度段含水量分别为 38%、52%，并且含水层的孔隙较大，T_1^* 值在 300～600ms 变化。

图 5－10(b)显示出含水层的渗透性，相对渗透系数出现的两次极大值，其深度恰与两个主要含水层深度段相对应。而当深度大于 39.6m 后，相对渗透系数已很小了，此深度段的 T_1^* 值大约在 100ms 左右。

（三）在沙特阿拉伯应用 SNMR 方法探测破碎花岗岩中的含水层

本例是在沙特阿拉伯执行找水计划的结果。被研究的含水层主要由沉积变质岩（黑色板岩）、花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩组成。在 1996 年 4 月进行的水文地质调查重点指出了两处供水远景区。为了探测这两个地区的破碎带，法国地质调查局（BRGM）用水平线圈电磁法（HLEM）进行了工作。由于 HLEM 异常并不能提供破碎带是否含水的信息，因此，对观测到的异常都要打钻验证。

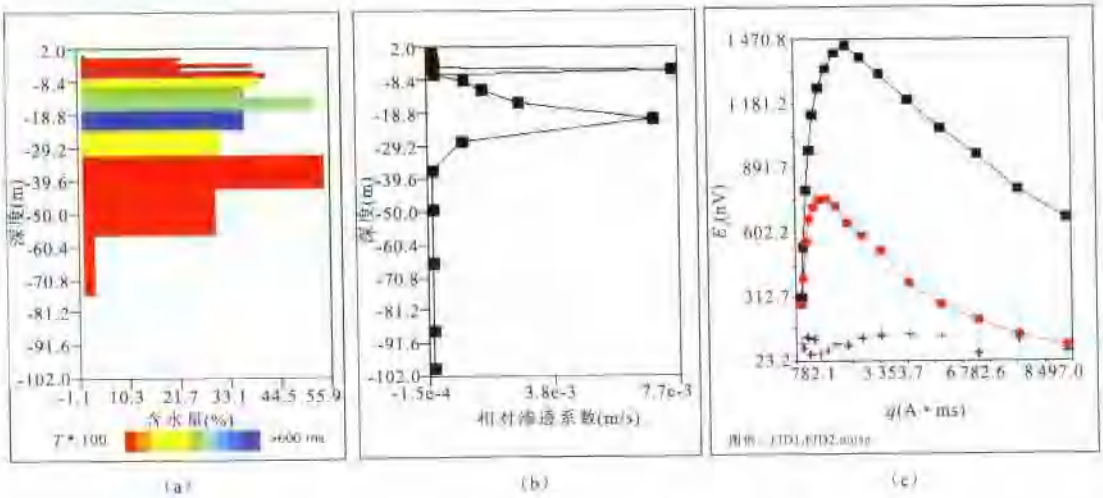


图 5-10　美国某地 V 区 SNMR 方法的反演结果

(J Bernard 提供,2003)

(a)含水量直方图;(b)相对渗透系数随深度变化图;(c)$E-q$ 曲线

1997 年 4 月用 NUMIS 仪器总共做了 17 个 NMR 测深点(均使用了直径为 100m 的圆形天线)。其中 8 个点位于现有钻孔附近,这些钻孔的供水量为 0～22 m^3/h。其目的是标定 NMR 信号响应。其他测点则沿剖面进行,NUMIS 测量资料的解释结果,达到了研究含水破碎带沿水平方向延伸和沿垂直方向延深情况的目的。

(四)SNMR 方法在葡萄牙试验和应用

1996 年春,法国 IRIS 公司推出的商品型 NUMIS 系统,引起了葡萄牙、西班牙等国家地矿机构的兴趣,这种兴趣基于这一非破坏性技术在地下水探测和量化方面的潜能。这为地下水资源的管理(在利用地下水之前,必须了解水资源的总量及其分布情况)提供了重要手段。

SNMR 找水方法试验是由葡萄牙地质矿产研究所进行的,该试验属于摩拉—费卡荷含水层系统的区域地下水研究项目。

SNMR 方法试验仅在主含水层上,接着要上钻的地点布设,钻探的目的是研究深部含水层并建立监控网。

SNMR 方法在 4 个地点进行,由于受时间和噪声所限,只在两个 NMR 测深点获得合格数据,并在这两个点上打了钻孔,还做了一系列 VES。SNMR 方法与其他来源的信息是相符的,特别是第一次圈定了第三系含水地层,为了解本区水文地质带来新的信息,SNMR 找水方法试验将继续下去。

(五)西班牙把 NMR 技术看作是对地下水量化项目做出贡献很有潜力的一种技术

在西班牙,SNMR 方法试验工作作为萨拉曼卡(Salamanca)以西里约托梅斯(Rio Tormes)流域内硬岩地区区域地下水量化项目的一部分而列入计划。这个项目是西班牙地矿部门的水资源调查处主持的。试验地区位于花岗岩区。在本区已进行了几年的系统调查,包括自动记录降水量、蒸发量、地表湿度、地表和地下水位等。本区已完成水文地质填图,除了在某些地点打了浅钻外,还做了一些电磁法和 VES。对上述方法的对比分析可以看到,用 NMR

技术对用于地下水资源评估或地下水模拟项目中的可提取地下水和有效孔隙度进行量化是可能的，并且有可能制定出一套有关岩石(包括硬岩)渗透率的定额。运用任何技术，工作特点或局限性是存在的，在运用 NMR 技术时对其必须给予注意。

在正式做出关于在地下水量化项目中应用 NMR 技术的适用性评估之前，需做更多的试验，但是，前景是非常令人鼓舞的。正如 Goldman 等(1984)指出的那样，严重的局限性与抑制干扰有关。西班牙地矿部门已把地面 NMR 找水技术看作是对地下水量化项目做出贡献很有潜力的一种技术。

(六)NUMIS^{Plus}在澳大利亚应用效果良好

2002 年 7 月，法国 IRIS 公司的专家们，利用 NUMIS^{Plus}在一个矿山附近寻找并找到了地下水，满足了该矿山建立矿石处理工厂用水的需要。

(七)使用 NUMIS^{Plus}在沙漠发育的毛里塔尼亚探查地下水

图 5-11 是使用 NUMIS^{Plus}在沙漠发育的毛里塔尼亚探查地下水的一个 NMR 测深反演结果。

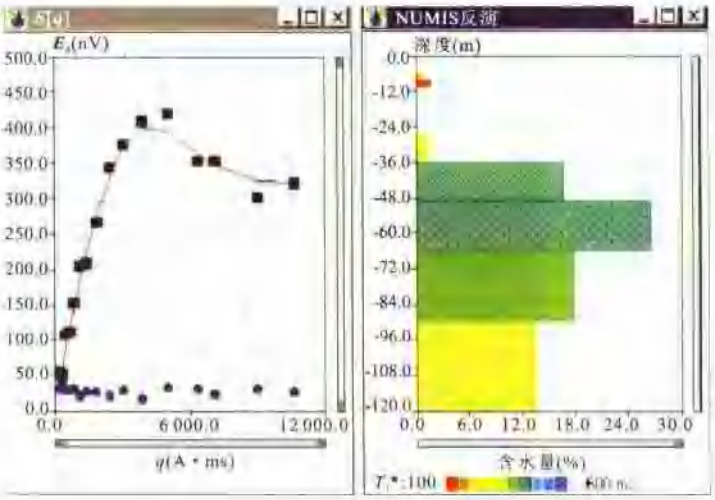


图 5-11 NUMIS^{Plus}在毛里塔尼亚脑阿克乔特市的应用情况

(J Bernard 提供，2004)

(a)E_0-q 曲线；(b)含水量直方图

利用 SNMR 方法进行工作时，选用方型天线(100m×100m)，工作频率：1 440Hz。

由图 5-11(a)可见，E_0-q 曲线具有明显的含水特征，E_{0max}=420nV。由此可见，含水层水量丰富。由含水量直方图[图 5-11(b)]可见，地下 36～120m 深处均有含水显示，T_2^* 值显示上部含水层颗粒较大，为中粗砂，其单位体积含水量为 13%～26%；T_2^* 值显示下部含水层颗粒较小，为细砂。

由于工区地处沙漠区，干扰小，电磁噪声小(小于 50nV)而平稳，因此，测量结果可信度高。上述结果已被钻探结果证实。

主要参考文献

李振宇，张兵等．地面核磁共振方法的效果研究[J]．地球科学，2001，26(增刊)：34～36

李振宇，李俊丽等．地面核磁共振方法找水综述[J]．勘探地球物理进展，2002，25(6)：55～58

李振宇，潘玉玲，张兵等．利用核磁共振方法研究水文地质问题及应用实例[J]．水文地质工程地质，2003，30(4)：50～54

李振宇，程业勋等．用高新技术在我国西北地区探查地下水资源[M]．中国西部地区科技经济与社会发展论坛专辑(六)．成都：四川科技出版社，2003

李振宇，高秀花，潘玉玲．核磁共振测深方法的新进展——参加第二届核磁共振测深(MRS)国际学术研讨会记事[J]．CT 理论与应用研究，2004，13(2)：6～11

潘玉玲，张昌达等编著．地面核磁共振找水理论和方法[M]．武汉：中国地质大学出版社，2000

潘玉玲，李振宇，张兵等．应用地面核磁共振法找水[J]．地球学报，2002，23(增刊)：95～98

万乐，潘玉玲．利用核磁共振方法探查岩溶水[J]．CT 理论与应用研究，1999，8(3)：15～19

杨桂新，武毅，郭建强，朱庆俊．地面核磁共振技术勘查西北干旱浅层地下水效果浅析[J]．CT 理论与应用研究，2000，9(增刊)：53～55

Legchenko A V，Baltassat J M，Beauce A，Makki M A and AL-Gaydi B A. Application of the surface proton magnetic resonance method for the detection of fractured granite aquifers[M]. EEGS(European Section) Meeting，Barcelona，1998，Sept 14～17

Li Zhenyu，Pan Yuling. Application of SNMR Method in Engineering Geology[M]. The 2nd International Workshop on the Magnetic Resonance Sounding method applied to non-invasive groundwater investigations. 2003，Orleans(France)

Roy J，Marques da Costs A，Lubczynsky M and Owuor C. Tests of the SGW-NMR technique within two aquifer characterization projects in the Iberian Peninsula[M]. EEGS(European Section) Meeting，Barcelona，1998，Sept 14～17

Schirov M *et al*.. A New Direct Noninvasive Groundwater Detection Technology for Australia[J]. Exploration Geophysics，1991，22(2)：333～338

ПОРСКЛАН А А，ПЛЕТНЕВ А А. Использование ЯМР-томографа гидроскопа на примере гидрогеологичесскиx исследований и оценке ресурсов подземных вод национального парка Гразалема (Испания)[M]．Сборник научных трудов МГГА，1999，Москва，297～305

第六章 地面核磁共振方法在考古工作中的应用

第一节 概 述

前已述及，SNMR 方法是近二十几年来新兴起的物探新方法。中国地质大学(武汉)率先将新方法用于秦始皇陵的考古工作，并取得了重要的成果，为探查秦始皇陵地宫的完好性提供了依据。本章以综合物探方法对秦始皇陵的考古探查成果为例，说明 SNMR 方法在考古工作中的作用和无损探查中的贡献。

一、秦始皇陵以往考古工作概况及其文物遗址考古现状

(一)物探、化探方法在考古工作中的应用简史

在国外，20 世纪 40 年代末，地球物理方法已应用于考古调查和研究。在 1946—1947 年，Atkinson 和 lundberg 利用电阻率测量分别在英国和墨西哥寻找古人类遗址及遗物，这一活动标志着考古地球物理的开端。目前，各种地球物理和某些地球化学方法已在遗址、古墓、地下及水下文物的勘查和遗存的年代测定等方面获得较广泛应用，取得了丰硕的成果。1986 年《Geophysics》、1999 年《Journal of Applied Geophysics》分别出版了地球物理考古专集，比较全面地反映了这方面的情况，考古地球物理学逐步形成。

众所周知，我国是世界闻名古国，古文物众多，考古及文物保护任务繁重。考古地球物理在我国的发展与考古和文物保护任务密切相关。20 世纪 50 年代定陵的勘查曾为物探方法在考古方面的应用提供了机会，但那次试验没有得到理想的效果。1982 年，在安徽亳县曹四孤堆的古墓及开封宋代东京外城城墙遗址上，曾进行过电法勘查和在秦始皇陵进行的汞气测量，均取得了较好的成果，为地球物理、地球化学在我国考古领域的应用注入了活力。

蒋宏耀先生等出版了专著《考古地球物理学》。此后，地球物理与地球化学工作者在不同的地方和针对不同的目标物，开展了多项地球物理考古工作。

秦始皇陵区曾作过少量物探、化探工作，例如，1981 年，原地质矿产部物探和化探研究所在封土堆上开展过土壤汞量测量，发现了明显的汞异常。

1987 年，原西安地质学院先后在封土堆上开展了 1∶1 000 磁法和电法(中间梯度法为主，两个电测深点)面积测量。磁法的异常明显，电法异常低弱，没有绘制视电阻率平面图，只给出了多剖面相关系数平面图。两者异常范围和形态差异较大，没有分析差异大的原因，只进行了初步的综合解释，认为封土堆中部的磁、电异常均由地宫建筑物引起，但未对上述推断进行验证。

2002—2003 年，中国地质调查局用综合物探方法对秦始皇陵的考古探查工作，取得了 13 项世界瞩目的成果，证实了上述土壤汞量测量和磁法测量的数据是可靠的，但对 1987 年磁异常起因的推断不正确。

(二)秦始皇陵以往考古记事

有籍可查,明代学者都穆最早考察了秦始皇帝陵,记录了陵园内外城和各门址的尺寸,著文《骊山记》。

1906 年,日本学者足立喜六测量了陵墓封土的高度、周边尺寸。

1917 年,法国学者维克托·萨加伦考察秦陵封土。

1962 年,陕西省文物管理委员会组织人员考察秦始皇陵园,测绘出第一张陵园平面图。

1974 年 3 月,陵园东侧发现兵马俑一号坑,被称为世界第八大奇迹。

1976 年 2 月,陵园内发现错金银乐府钟。

1976 年 5 月,陵东发现兵马俑二号坑。

1976 年 6 月,陵东发现兵马俑三号坑。

1976 年 10 月,陵东发现马厩坑、陪葬墓等遗址。

1977 年 3 月,陵北发现 2、3、4 号建筑遗址。

1977 年 7 月—1978 年 3 月,陵西发现珍禽异兽坑。

1979 年 12 月,陵西发现修陵人墓地。

1980 年 12 月,陵西发现铜车马遗址坑。

1981 年 11 月,陵西发现食官遗址。

1981—1982 年,探测出秦皇陵封土中含有高浓度的水银。

1998 年以来,在封土堆的附近又发现面积约 13 000m^2 的石质铠甲坑、百戏俑坑、含青铜水禽陪葬坑和其他 10 余处大型陪葬坑,出土大量石质铠甲和石质头盔、青铜水禽、通体纹饰、重达 212kg 的秦者铜大鼎以及造型奇特与兵马俑形状迥然不同的彩绘百戏陶俑。

1999 年以来,秦始皇陵园的文物保护工作受到党和国家最高领导同志的重视。

(三)秦始皇陵文物遗址考古现状

已知陵园文物遗址分布区东起戏水河,西至临潼城区,南到骊山,北达新丰塬下。

在文物考古工作中,秦始皇陵区文物分布面积达 60km^2。至今为止,考古工作队已完成文物通址普探面积近 $100\times10^4m^2$,发掘文物遗址面积近 $1\times10^4m^2$。在对遗址保护、秦俑保护与修复、秦俑彩绘保护、铜车马修复等方面取得了一系列重要科技成果,达到了国际、国内先进水平。

40 多年的考古工作对秦始皇陵园的规模、布局、遗迹遗物的分布及地下内涵有了一定的认识。秦始皇陵园由封土、内外城、陪葬坑、陪葬墓、寝殿、便殿、食官遗址、园寺吏舍遗址、防洪渠遗址、鱼池建筑遗址、石料工场通址、陶窑遗址、窝棚遗址和丽邑遗址等组成。

秦始皇陵园整体布局以封土为中心,封土以下为地宫;封土四周内、外两重城垣所圈定的地域是文物遗存的核心区域,其中发现大量的陪葬坑、建筑遗址以及总长达 1 303m 深层阻排水系统;外城以外虽未进行全面的考古勘探,但截止目前在东起戏水河,西至临潼城区,南到骊山分水线,北达新丰塬下,总面积达 60km^2 的范围内,已发现各种陪葬坑 104 座(4 座兵马俑坑)、各类墓葬 9 处 440 余座以及包括防洪渠、鱼池、石料工场、陶窑、窝棚和丽邑在内的各类 6 处。

考古勘探资料表明,秦始皇陵经 2200 余年的自然变迁和人为扰动,虽遭受到一定程度的破坏,但内、外城垣基础至今保存较为完好,封土本身未见大规模破坏迹象,预计地上、地下仍

遗留和埋藏着极为丰富的珍贵文物。

秦始皇帝陵经过长达2200余年自然与人为的侵蚀破坏，陵园地面建筑荡然无存，到解放前夕，秦始皇帝陵已经破败不堪。新中国成立后，地方政府和人民群众曾对秦始皇帝陵作过多次保护修整，规划了保护范围，树立了保护标志，建立了文保管理机构，修筑了封土保护围墙，进行了园区绿化，使秦始皇陵园文物保护工作进入一个新的时期，文物保护工作取得很大成绩。但由于历史的原因，陵园内仍布满村庄及单位。

根据多年来考古工作资料，秦始皇帝陵外城以内部分建筑遗址埋藏较浅，有的仅距地表30～40cm；许多遗迹就分布在民宅、企事业单位院落之下。遗址上修房建厂、农田耕作、凿井修渠、水利灌溉等生产、生活活动直接破坏了地下文物和地面建筑遗存，对文物遗址保护造成极大危害，严重影响了陵园的历史环境和景观，影响了国家的声誉和形象，如不从根本上得到彻底解决，势必将会对秦始皇帝陵这一人类珍贵文化遗产造成难以补救的损失。

二、秦始皇陵考古与勘查的意义

秦始皇陵考古是中国现代考古史乃至世界考古史的重大事件和重大成就。40年来，兵马俑、铜车马、石铠甲、百戏俑等多次重大的考古发现轰动全国、震惊世界。秦始皇陵的考古调查、发掘和研究成果，补充和改写了中国历史，为中国考古学、中国古代帝陵制度、中国科技史、中国艺术史等学科的研究提供了许多重要的实物资料。

（一）秦始皇陵地下文物丰富

秦始皇陵是中国历史上最大的陵墓之一，始建于公元前247年，历时38年，动用劳役72万人，移动土方超过$500\times10^4m^3$。陵区占地$60km^2$，包括封土、内外城垣、陪葬墓、陪葬坑、房屋建筑等大量陵园设施，其布局、规模及其所反映的陵墓制度在历代帝王陵墓中都独树一帜，呈现出千古一帝、唯我独尊的宏大气势。秦始皇陵建造时间之久，规模之大，结构之复杂，从葬之丰富，均为世界历史所罕见。秦始皇陵同时又是我国历史上第一个皇帝陵园。

秦始皇帝陵区地上地下文物遗存根其丰富，文物遗址种类繁多。现已发现的各类文物多达数万件，目前，已经完成的发掘和研究成果补充和改写了秦人的政治史、军事史、经济史和科技文化史，极大地丰富了人们对秦代的认识，填补了中国历史的多处空白。它是一部存在于真实环境之中的大型的、直观的、生动的、全面的和不可替代的秦代历史文献和实物资料。

在联合国教科文组织收入《世界遗产目录》的630项世界遗产中，秦始皇帝陵为其中之一。1999年由英国剑桥大学克里斯·斯卡尔博士等16位国际著名历史及考古学家编著的《世界古代70大奇迹：伟大建筑及其建造过程》一书中，秦始皇帝陵被收录为世界古代70大奇迹之一及世界古代10大著名陵墓之一。秦始皇帝陵以其规模之宏伟，埋葬之丰富，地宫之奥秘，陪葬品之精美绝伦，不仅在中国帝王陵墓中独树一帜，而且在世界范围的王陵中也鲜有能与之相匹敌者。

秦兵马俑发现以来，这里的文物考古发现屡屡成为全世界关注的焦点。秦俑被人们誉为“世界第八大奇迹”，使秦兵马俑博物馆成为享誉世界的重要旅游目的地。

考古调查、勘探和研究表明，秦始皇陵园内外的地上地下文物，体现了2200年前中华民族的伟大智慧和创造力，是一座无与伦比的地下文物宝库。科学保护、合理建设与利用这一重要的民族文化资源，功在当代，利在千秋。

(二)改进和研究对古墓等地下文物的勘查方法技术

我国是世界上少数几个文明古国之一,除秦始皇陵外,地下埋藏文物众多,尚未探查、尚未查清的古墓等地下文物不计其数,不只是数额巨大的财富,也具有很高的科学价值。要利用好这笔遗产,首先应查清这笔遗产,由此可见我国今后很长的一段时间内,考古的任务将是很重的。

文物保护工作的前提则是详细了解地下文物的分布状况,沿用传统的工具显然已经不适应当前工作的需求。采用新方法、新技术和新方法新技术与传统方法相结合的方式,可以加快探测速度。引进物探与遥感技术为文物工作服务,以简捷有效的方法尽快对秦陵进行全面文物普查,成为时代的必然。物探、化探在考古勘查中无疑是先进的方法技术,完善先进技术必定能改善考古调查工作,提高调查质量,加快调查速度,降低调查成本。

物探用于考古,经验虽然不够丰富,但可以借鉴工程勘查和资源调查中物探方法技术的经验、教训。反之,考古物探所取得的技术进步成果,其意义不限于考古领域,完全可以推广到工程勘查、环境调查和资源调查工作中。

三、综合物探方法工作布置与工作方法

(一)考古工作对物探方法的特殊要求

考古工作对物探方法的特殊要求之一是:要保持古文物的完好性。物探方法属于无损探测技术,具有快速、相对廉价的特点,能够做到保持古文物的完好性,是考古前期调查的理想方法。

由于古文物的规模大、小不同,深、浅不一,要求随目标物的情况调整技术方法。物探方法种类多,技术全面,方法灵活,可以做到及时调整技术方法。

正因为上述原因,在考古工作中越来越多地使用物探和化探方法。目前多半采用廉价的磁法、电法、放射性和测汞等方法,较少采用精度高、费用也高的弹性波等方法。近年来,新兴的探地雷达方法和地面核磁共振方法也开始用于考古工作。

(二)物探方法的工作任务

在秦始皇陵工区的工作任务之一是查明地宫存在与否及其完好性。

2003 年前,秦始皇帝陵地宫位置存在认识分歧,尚未获得实据。物探方法的首要任务是提供封土堆下地宫存在与否及其完好性的地球物理依据。

工作任务之二是进行秦始皇陵考古的物探方法有效性试验及方法优选工作。

秦始皇陵是一处庞大的建筑群,除地宫外还有陪葬坑、陪葬墓、地面建筑遗存及相关地下文物。人们推测目前还有大量的陪葬坑、陪葬墓、地面建筑遗存等尚未发现,因面也要在已经发现的陪葬坑、陪葬墓、地面建筑遗存等地下文物上进行物探方法有效性试验,优选有效、快速、轻便、相对廉价的方法技术,为今后探测地下文物提供方法选择依据。

(三)物探方法的工作布置

2002 年 11 月—2003 年 12 月 27 日,物探方法的秦始皇陵考古调查共布置了 23 条剖面(图 6-1),其中 8 条路经封土堆,4 条位于外城墙之外(不在图 6-1 范围内),还在封土堆上重新进行了磁法面积测量。

敷设各条剖面的目的是:

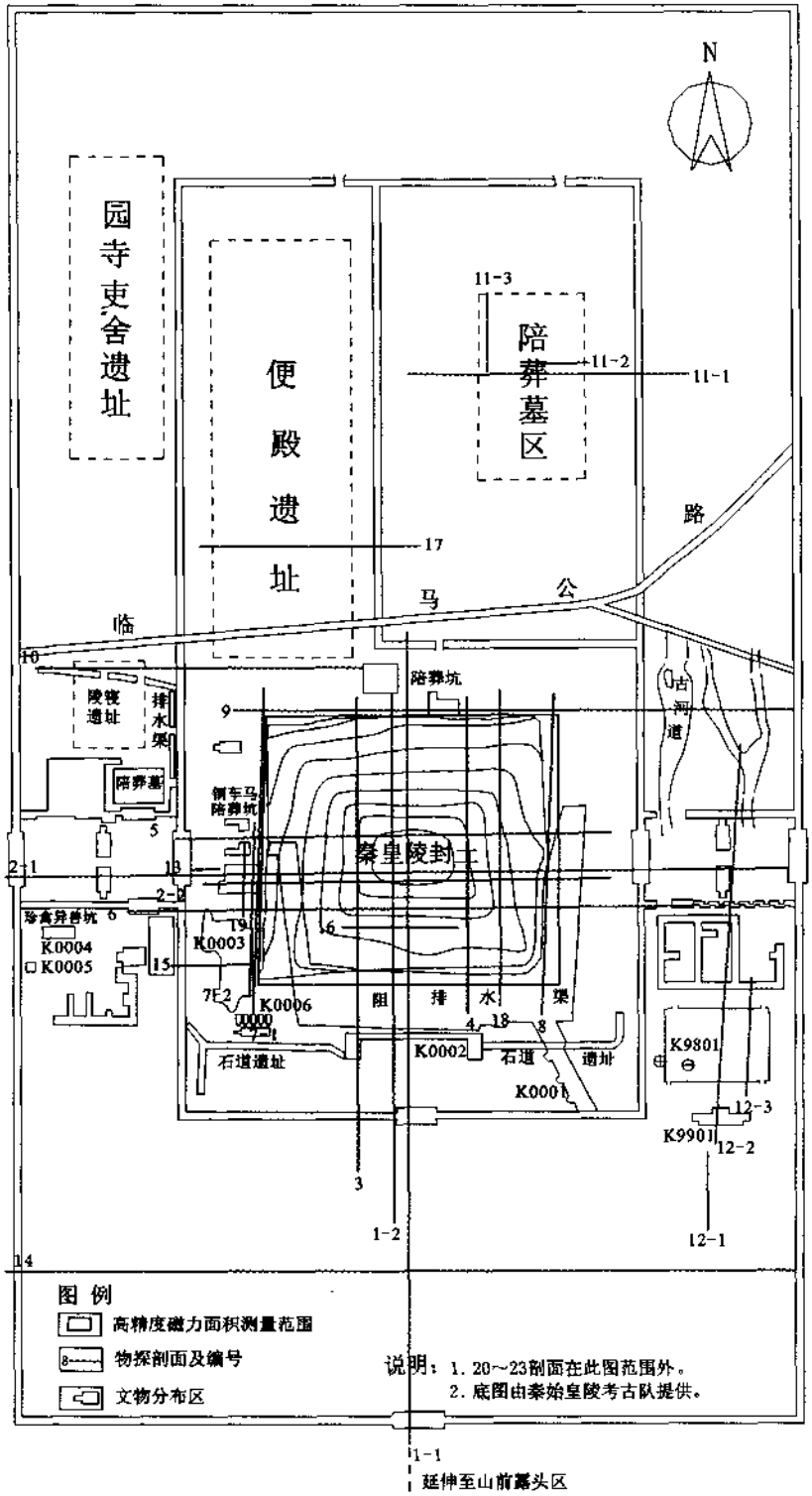


图 6-1 物探方法的工作布置

(1)1、2、3、4、5、6 号剖面穿越封土堆，探测地宫并兼顾其他文物。

(2)7、8、9 和 18 号剖面探测墓道。

(3)10 和 17 号剖面探测地面建筑遗址。

(4)11、20、21、22、23 号剖面探测陪葬墓。

(5)12、15 和 19 号剖面探测陪葬坑。

(6)13 号剖面探测地下排水管。

(7)14 号剖面探测"泥石流层"和南向墓道。

(8)16 号剖面探测碎石层(考古队事先已发现)。

为达到上述目的，在相应的剖面上投入了高精度磁法、高精度重力、高密度电法、浅层地震勘探、高分辨率瞬变电磁法、探地雷达和地面核磁共振方法等地球物理探测方法。

在封土堆上，试验了 18 种(含亚类)物探方法——磁法(地面磁法和井中磁法)、重力、电法(对称四极电阻率测深法、直流激发极化法、低顾三极电阻率测深法、相位激发极化法、瞬变电磁法、可控源音频大地电磁法、音频大地电磁法、高密度电法、探地雷达法)、弹性波法(反射波法、自激自收法)、放射性法(累积和瞬态测氡法)、地温法、地面核磁共振法和两种(亚类)化探方法——土壤汞量测量和壤中气汞量测量。

第二节　秦始皇陵工区概况和地面核磁共振方法的工作布置

一、工区概况

(一)工区交通位置

秦始皇陵坐落在骊山北麓的斜坡地上，西距临潼县城 5km、西安市约 35km，临马公路穿过陵园区。地理坐标约为东经 109°11′～109°21′，北纬 34°21′～34°27′。

(二)工区地形、地貌和人文环境

陵园的地面原有建筑早已荡然无存，但陵丘却高耸如小山包(图 6－2)。封土堆顶部有砖质平台，台上有铁质售货亭和饮水亭，北坡筑有登陵砖质台阶小路。封土堆上遍种石榴树。

陵园内其他部位也布满了绿地和花坛。陵园内道路旁有许多铁质垃圾桶、小喇叭。园内地下水管主要为塑料管，也有部分铁质管，水笼头都是铁质的，部分建筑物和碑石有磁性。

陵园建有围墙，墙外是大片农田或石榴树园，还不均匀地分布着许多村庄、工厂等建筑物。

测区自然地形南高北低，东高西低，起伏坡度不大。封土堆的人造地形相对探测目标物可谓起伏巨大。封土堆顶至北、西、南、东四个边沿的落差分别为 47m、42m、30m、36m(图 6－3)。封土堆的范围也比目标物大许多。

(三)工区地质环境

秦始皇陵坐落在秦岭之北的断陷盆地中，其南不远处的骊山上分布着太古界太华群之片麻岩、片岩、石英岩及中生代燕山早期花岗岩体等。太古界大部分岩石具有较强磁性，在航磁异常图上有明显的磁异常与之对应。依据航空磁测资料推断的基底埋深图上，陵区所在位置的太古界基底埋深大于 1 000m。

封土堆处于山前洪积扇上，出露地层为第四系全新统，总厚度在 400m 以上。封土堆之



图 6-2 秦皇陵封土堆地貌照片

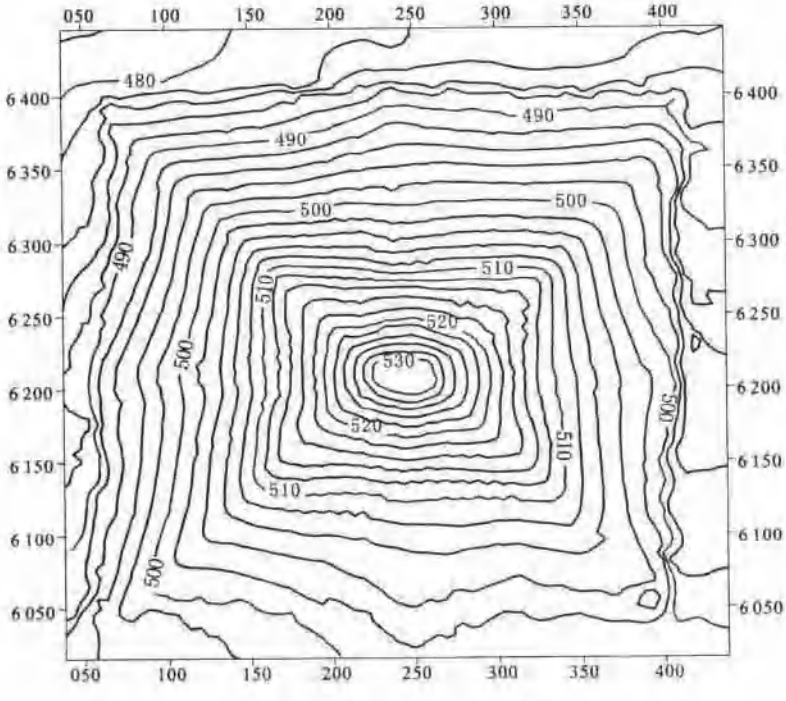


图 6-3 秦皇陵封土堆地形图

南，表土中含砾石成分较多，地表起伏大，陡坎多，其北表土中少见砾石。

在陵区松散沉积层中，广泛分布着一层地下水（孔隙潜水），水位东南高，北西低。据1970—1986年实测水位资料，封土堆附近的地下水位在475～462m海拔高程之间变化（现地

表以下 20 多米)。但据陵区南部水井调查和在 1 剖面 66 点布置的一口参数井资料,现今地下水位降至地表以下 50 多米处。

(四)工区气候

秦始皇陵所处地域的气候属东亚暖温带大陆性季风气候,因受局部地形主导因素强烈影响,气候较周围地区温和湿润,具有四季冷暖、干湿分明的气候特点。

全年平均气温 13.1℃,1 月平均气温 0.2℃,7 月平均气温 24.6℃,年极端低温－17℃,年极端高温 41.9℃;年平均日照 2 154.7h,全年无霜期 219 天;年平均降水 553.3mm,年平均蒸发量在 1 170mm。

调查资料表明,对陵区文物形成普遍破坏作用的主要自然灾害是洪水。秦始皇帝陵坐落在山前洪积扇上,洪水侵扰是其面对的主要灾害。考古勘探资料表明,在秦始皇陵建设之初,修建者就考虑了防洪问题,在陵园南边靠骊山一侧专门修建了防洪大堤。

由于种种原因,近两千年之前这一地区洪水发生的次数和严重程度愈演愈烈,防洪大堤遭到破坏。经过长时间冲积,陵园内外城的南部地面上覆盖着数米厚的石块和沙石,秦兵马俑陪葬坑上部也覆盖了一层厚厚的沙石。秦始皇陵的历史面貌和历史景观发生了极大的改变。沙石的覆盖也影响和制约了考古勘探的进行。

二、秦始皇陵工区 SNMR 方法工作布置

(一)SNMR 方法的工作任务

利用 SNMR 方法进行考古,乃是 2003 年 NMR 技术应用的新进展。用综合地球物理方法(含 SNMR 方法)对地下古墓、古建筑物等的无损探测,必须回答以下问题:

地下何处存在古墓、古建筑物?

古墓、古建筑物赋存状态如何?它是否完整未受损坏,例如,是否遭受地下水的侵害、地下水的分布情况、如何治理和保护等。

上述问题中有的则涉及到目标物的水环境问题,因此,研究地下水的活动情况是考古工作的重要内容。SNMR 方法在研究水环境方面的问题是可以发挥作用的。

SNMR 方法的工作任务是:了解秦始皇陵封土堆之下是否含水、含水层分布情况。其目的是了解秦始皇陵地宫是否进水、防渗墙是否在起作用;同时,分辨电阻率类方法的异常性质,为综合解释提供信息。

(二)SNMR 方法测深点布设和线圈类型选择

对秦始皇陵考古工作,使用了法国 IRIS 公司研制的核磁感应系统 NUMIS,该系统的回线总长度为 300m。探测深度为 100m 左右。

在 SNMR 方法探查工作中,根据工作需要,共布置 5 个测深点(编号分别为秦始皇陵 1～5,即 qhl－1、qhl－2、qhl－3、qhl－4 和 qhl－5)。5 个测深点穿越了秦始皇陵考古工区的 1～6 条剖面。其中 4 个测深点位于封土堆上,即 qhl－1 点线圈位于秦始皇陵封土堆顶部的中心部位(线圈平面海拔高度为 520m);qhl－2 点位于秦始皇陵封土堆顶部中心向西 75m(线圈平面海拔高度为 512m);qhl－3 位于秦始皇陵封土堆顶部中心向南 75m(线圈平面海拔高度为 512m);qhl－4 位于秦始皇陵封土堆顶部中心向东 75m(线圈平面海拔高度为 513m)。

秦始皇陵封土堆上的 4 个测深点的线圈类型均为大方(边长 75m×75m)。而 qhl－5 位于

秦始皇陵围墙外 6 号陪葬坑以东 70m，线圈类型为圆∞字形。

5 个测深点位置分布见图 6－4。

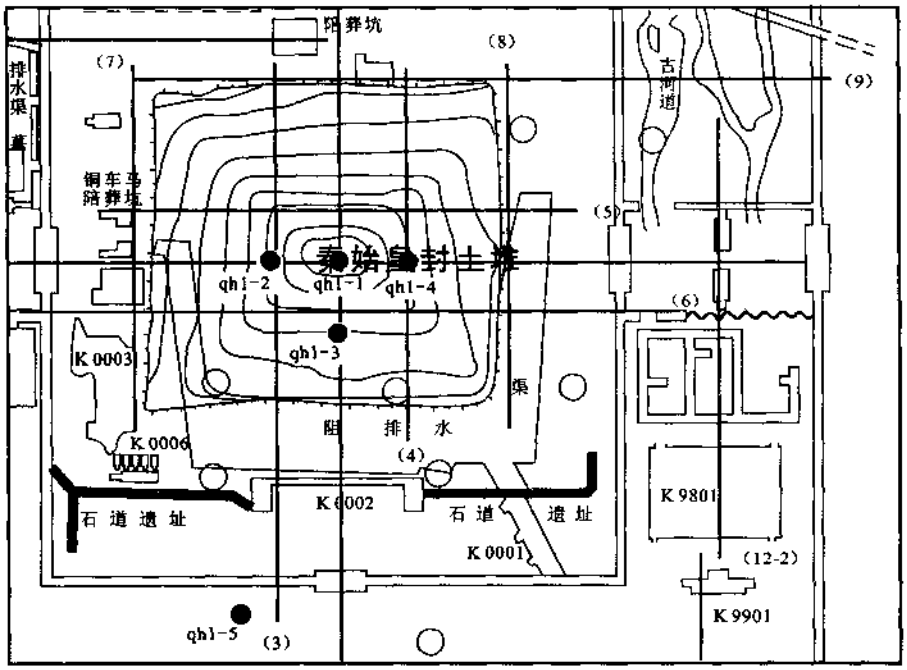


图 6－4 SNMR 方法 5 个测深点位置分布图

(三)与数据采集有关的技术参数

在秦始皇陵考古工区，使用 NUMIS 系统进行数据采集。

(1)工区的地磁场倾角 52°；地磁场强度 B_0＝51 978 nT。

(2)NUMIS 系统选用的激发电流脉冲频率：f(Hz)＝0.042 58×B_0＝2 213Hz。

(3)选用 16 个激发脉冲矩进行测量。

(4)记录长度为 240ms。

(5)每个激发脉冲矩测量时的叠加次数为 256 次。

(6)每个激发脉冲矩接收到的信号频率与激发电流脉冲频率之间的频率差值 $\Delta f \leqslant 1$Hz。

(7)每个测深点的放大因子均大于 10 000。

上述技术参数表明，SNMR 方法采用的技术参数合理，观测质量可靠，为资料的反演解释提供了可靠的依据。

第三节 地面核磁共振方法的资料反演解释与探测成果

SNMR 方法的资料反演解释的目的是将观测到的地球物理数据，转换成地下各含水层的深度、厚度、含水量和平均孔隙度等水文地质参数。

一、SNMR 方法资料的预处理

(一)SNMR 方法的观测参数

在使用 NUMIS 系统工作时，观测的参数有：NMR 信号初始振幅 E_0，E_0 值的大小与含水层的含水量成正比；NMR 信号平均衰减时间常数 T_2^*，T_2^* 值的大小与含水层的孔隙大小有关，孔隙大 T_2^* 值大，孔隙小 T_2^* 值则小；NMR 信号初始相位 φ_0，φ_0 值的大小反映大地导电性的变化。

对上述原始观测资料进行解释后，就可得到相应的水文地质和工程地质有用的参数：含水层的深度、厚度、含水量和含水层类型(平均孔隙度和含水层的导电性)。

(二)对 NMR 信号的预处理

对上述原始观测资料进行反演解释前，必须对 NMR 信号进行预处理，以达到压制干扰、突出有用异常的目的。

NMR 信号预处理包括(详见第三章有关内容)以下几点。

1. 零时外延

NMR 找水仪实际测量的不是 $E_0(q)$，而是激发脉冲终止到测量开始时刻 t 的自由感应衰减信号 $E(q,t)$。为了得到激发脉冲终止瞬间($t=0$)时刻的 $E_0(q)$，必须进行零时外延。NUMIS 系统提供了零时外延的处理程序。

2. 化为标准观测值

化为标准观测值是将实际观测的各激发脉冲矩的 $E(q,t)$ 值化为等间距的激发脉冲矩点上的值的过程，以便满足反演解释的需要。

3. 噪声滤波

利用了傅立叶滤波、多项式圆滑滤波，以降低噪声水平，改善和提高了反演求解的质量。

二、SNMR 方法资料反演解释方法

目前，SNMR 方法资料解释处于一维反演解释水平上，其反演方法使用的是吉洪诺夫正则化方法(详见第三章有关内容)。

必须指出的是，资料解释时，要注意应用于考古研究时对 SNMR 方法的特殊要求。与用于解决一般水文地质问题时相比，用于考古问题研究时的研究目标、目的和要求均不同。因此，要注意 SNMR 方法用于解决考古问题时的方法技术特点，总的要求是精细设计、精细施工和精细解释，以保证获得符合实际的探查效果。

三、SNMR 方法的主要探测成果

SNMR 方法反演解释后，主要成果图之一是含水量随深度变化的直方图(图 6-5、图 6-6、图 6-7)，依此图能判断地下含水层的个数、各含水层的深度、厚度和单位体积含水量。通过 SNMR 方法的几个测点的观测，便可以得到含水层的空间分布(图 6-8)。

综合分析 SNMR 方法资料的反演解释结果，得到以下成果。

(一)封土堆下有两个弱含水层和一个无水区段

由 SNMR 方法资料的反演解释提供的定量解释成果——每个测深点的含水量直方图可

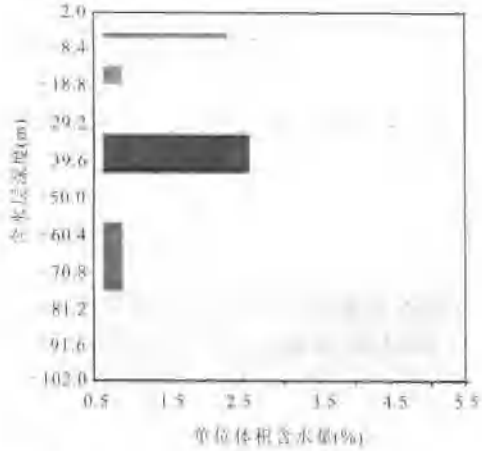


图 6-5 SNMR 方法 qhl-1 测深点含水量直方图

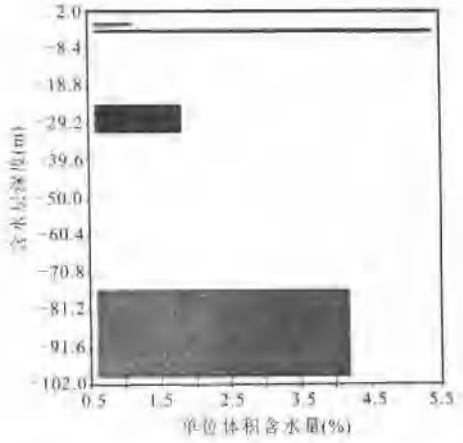


图 6-6 SNMR 方法 qhl-2 测深点含水量直方图

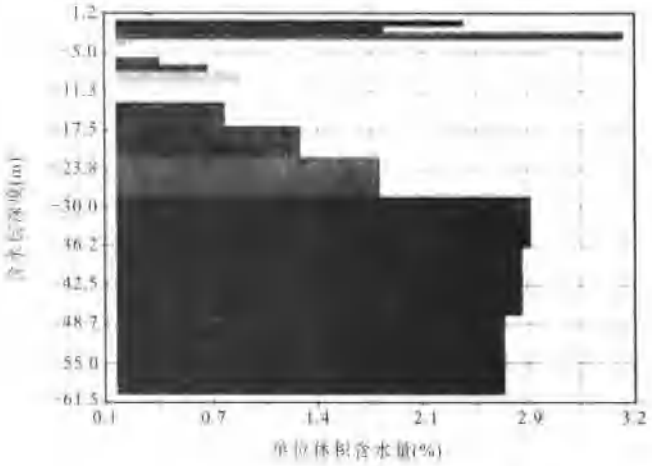


图 6-7 SNMR 方法 qhl-5 测深点含水量直方图

以看出，封土堆下的第一个弱含水层在 3 个测深点上均有反映：由图 6-5、图 6-6 可见，qhl-1 测深点在地下 32～42m 深度(海拔高度为 488～478m)、qhl-2 和 qhl-4 测深点在地下 24～32m 深度(海拔高度为 488～480m)都有一弱含水层，含水层的厚度约 10m。第二个弱含水层在 qhl-1～qhl-4 测深点上都有反映，其深度在地下 75m 左右(海拔高度为 440m)。

综合分析 NMR 信号的特征表明，封土堆下含水特征并不十分明显，弱含水层的单位体积含水量仅为 2%～5%。

在封土堆的地下 42～81m 深度(海拔高度为 440～480m)段是无水显示区段。地下存在无水区段(图 6-8)，说明地宫内没有进水或说明秦始皇陵地宫防水墙没有渗漏或倒塌痕迹。

(二)地宫外的排水渠依然在起作用

qhl-5 测点在封土堆侧面的排水渠南边，该点的解释结果与封土堆上 SNMR 方法的 4 个

测点的解释结果完全不同，即在相同海拔高度之间(海拔高度 440～480m)封土堆上的 4 个测点的解释结果是无水区，而 qhl－5 测点的解释结果却为含水区(图 6－7)。解释结果一是为验证司马迁《史记》中记载的修建秦始皇陵地宫时"穿三泉"提供了证据；二是 SNMR 方法的观测结果直接证明地宫外的排水渠依然在起作用，因此，进一步证明地宫中没有进水。

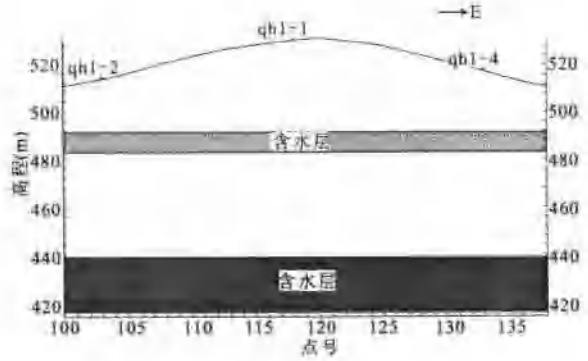


图 6－8　封土堆下方含水层的分布

(三)佐证自然电场法的异常推断——阻排水渠依然起着阻水作用

秦始皇陵考古队已经基本掌握了秦始皇陵封土堆南半侧的阻排水渠情况。先使用了自然电场法，通过测量地下水流的大小和方向，间接了解了阻排水渠目前的阻水效果。

自然电场法环行测量可以用于了解地下水的流向。地球物理与地球化学勘查研究所的物探工作者在阻排水渠两侧布置了 8 个环形自然电位测量点。综观以上 8 个点的测量结果(图 6－9)可以看出，陵南东侧水流受阻排水渠阻挡，水流改向偏东，至陵东，水流方向受阻排水渠制约，又改为南北向。靠近东阻排水渠的 6 号点电位极形图长轴最长，这些都说明阻排水渠至今仍有阻水效果。

从自然电场法电位差的量值变化上看，位于南阻排水渠两侧的 1、2、7、8 四个环形自然电位测量点，电位差均小于 5mV，说明在南阻排水渠两侧水流很弱。3 号点位于陵南偏东，距离南阻排水渠约 100m，电位极形图长轴为北东方向，电位差已近 8mV。6 号点位于东阻排水渠东侧，电位极形图长轴与阻排水渠走向一致，电位差最大，近 15mV，表明此处水流相对最强。4 号点位于陵东古河道上，电位极形图长轴与古河道一致，电位差超过 8mV。5 号点位于东阻排水渠北端以北，其电位极形图特点也表明此处没有明显水流。

上述情况表明，阻排水渠至今阻水效果良好，可以间接证明目前墓室尚未进水。

(四)判别高密度电阻率法高阻异常性质

1～2 剖面上高密度电阻率法二维自动反演电阻率断面图如图 6－10 所示。由图可见，在 440～480m 海拔高度之间，位于 149～159 测点的封土堆下方，有一局部的封闭高阻异常，引起异常的原因，尚待查明。

在完成高密度电阻率法测量之后，在 1～2 剖面封土堆上方投入了 SNMR 方法。根据上述 SNMR 方法测深点 qhl－1、qhl－2 和 qhl－4 的解释结果，形成封土堆下方含水层的二维空间分布图(图 6－8)。解释结果表明，高密度电阻率法局部的封闭高阻异常部位恰好与 SNMR

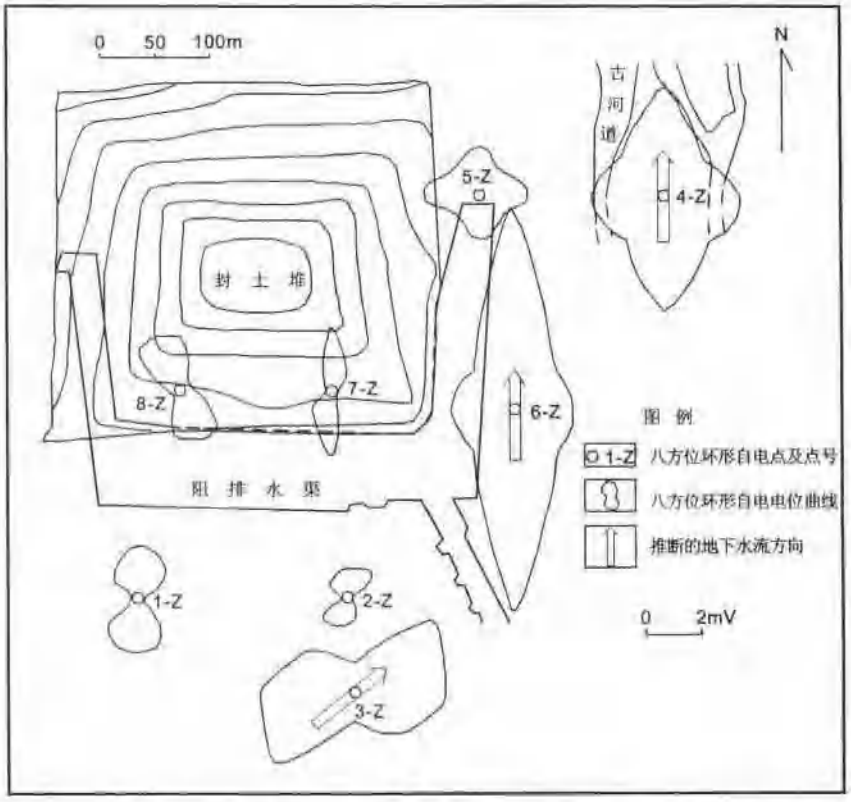


图 6-9 环形自然电位测量成果图

(底图由秦始皇陵考古队提供,成果图由地球物理地球化学勘查研究所提供,2004)

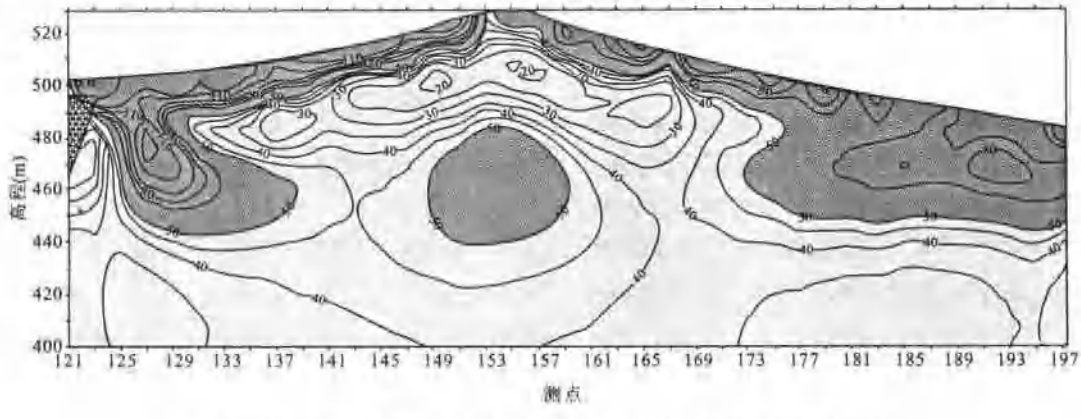


图 6-10 1—2 剖面上高密度电阻率法二维自动反演电阻率断面图

(雷达博士提供,2004)

方法的无水区相对应，该高阻异常应是无水区的反映。这样，用 SNMR 方法查明了高阻异常的性质，对进一步确定地宫就在封土堆下，并且没有进水的结论又提供了新的依据。

第四节　物探方法在秦始皇陵考古探查工作中的作用

一、SNMR 方法的作用

SNMR 方法首次用于秦始皇陵的考古工作，在确定地宫就在封土堆下、并且没有进水和排水渠依然在起作用方面，显示出了该方法的特点和作用，因此，SNMR 方法为考古无损探查提供了新技术和新手段。

利用 SNMR 方法直接找水的特点，在区分电阻率异常性质、佐证自然电场法异常方面，取得了良好的效果。电阻率方法与该方法相结合，可以使考古无损探查取得更好的考古效果。

二、对物探方法在秦始皇陵地宫探测成果的新认识

根据 2002—2003 年地宫探测的成果，在秦始皇陵考古探查工作中有以下 13 个方面的新认识。

（一）确定了地宫的初始开挖范围

依据剩余重力异常确定地宫的初始挖掘范围。

在 3 剖面 65 点布设的参数孔中，在 42 多米的深度上，洛阳铲提取到一块“阴阳土”，证实了地宫挖掘的西边界就在次级重力高附近。

在上述推断地宫开挖范围处，弹性波法的观测结果与外围有所不同，应是重力观测结果的一种佐证。

（二）发现了地宫墓室的具体位置

电测深法观测结果表明，封土堆中部下方，经地形改正后的电测深法资料显示出高阻异常，因此，推断椭圆形高阻异常应由主体尚未坍塌的墓室引起。

其他方法未发现由墓室引起的明显异常。但其观测结果与存在墓室不相矛盾。

（三）推断墓室主体尚未坍塌

推断墓室主体尚未坍塌的物探方法的依据是：在推断墓室上方，电阻率法探测结果显示高阻异常（空洞中空气的电阻率远大于土层的电阻率）；放射性氡气测量结果在上述推断墓室部位对应计数率低值段（裂隙不发育地段）。

（四）推断墓室中尚未进水

推断墓室中尚未进水的依据是：在封土堆上方，直接找水的 SNMR 方法测量结果表明，在海拔 480～440m 深度段为无水区段（与电阻率法高阻异常相应）。

自然电位法测量结果间接推断墓室尚未进水，即在排水渠内、外的电位极形图长轴特征明显不同。

（五）再次验证了地宫中存放着大量水银

本次复核了前人土壤汞测量结果，并进行了壤中气汞量测量，还测试了土壤汞的热释谱。

汞异常的范围基本上围限在上述重力异常推断的地宫开挖范围之内，也即只在地宫的范围内观测到明显的汞异常，这对推断汞异常来自地宫增添了依据。

(六)发现了封土堆中的细夯土围墙——地宫宫墙

本次测量得到的磁异常图与前人 1987 年的磁测结果基本一致。

经过不断深入、多次反复地推断解释和磁性测定后，发现封土有明显磁性，且粗夯土与细夯土的磁性也有一定差异。经验证证实，磁异常中心与封土堆中的细夯土围墙顶部范围近乎一致，因而异常主体由封土堆中的细夯土围墙引起。细夯土围墙的约一半高出原始地表，细夯土围墙内、外及上部为粗夯土，秦始皇陵考古队称细夯土围墙为地宫宫墙。

(七)发现了地宫的西向墓道

在已知墓道上方观测到微弱低阻异常；在 8 剖面已知东向墓道的西延方向，大定源瞬变电磁法测到了该墓道西延段的异常——西向墓道。

(八)地宫可能建有石质宫墙

重力测量中，反映地宫的重力剩余异常都呈异常中心低、两侧高形态(除 2－1 剖面外)，从异常中心两侧的高值次级异常中，去除封土堆中细夯土墙的影响后，仍有剩余异常。推断剩余异常由地宫石质宫墙引起，因为石头比夯土的密度高许多。石质宫墙上部为细夯土墙。石质宫墙位于地宫开挖范围的边部。

弹性波法在与上述重力次级异常对应的部位，有绕射点出现，绕射点深度与推断石质宫墙顶高相近。土层中的石质墙体能产生绕射波。

大定源瞬变电磁法三分量测量的 x 分量在上述重力次级异常对应部位有高阻异常出现。若地宫中存在石质宫墙，相对于土层为高阻体的宫墙上方应观测到高阻异常。

依据上述三点，推断地宫周边可能建有石质宫墙。

经一个洛阳铲孔验证，在预计深度未钻遇石质宫墙，推断尚没有得到证实。

(九)关于地宫大小、形状和埋藏深度的定量推断

1. 地宫位置

位于封土堆中部，近矩形状分布的磁异常和次级重力高异常的下方。

2. 地宫形状

由于目前只有磁法开展了面积测量，因而主要依据磁异常的形状推断地宫的平面投影形状，断面形状的推断则主要依据重力反演结果。

封土堆中细夯土围墙范围的磁异常，其平面展布大致呈矩形状，因面认为地宫主体的平面投影应为矩形状。重力的反演结果显示，在垂向上，地宫上大下小。

3. 地宫的大小、尺寸

依据重力定量反演的地宫开挖范围、石质宫墙结果，同时依据电法定量反演的墓室和磁法定量计算的细夯土围墙结果，对地宫的大小、尺寸描述如下：

(1)墓室范围(可能含石质墓道)东西长约 80m，南北宽约 50m，高约 15m，顶深约 475m(海拔高程)。

(2)石质宫墙范围东西长约 145m，南北宽约 125m，高约 14m，宽约 8m，顶深约 469m(海拔高程)。

(3)细夯土围墙东西长约 145m，南北宽约 125m，顶宽约 15m，高约 30 余米。

(4)地宫开挖范围东西长约 170m,南北宽约 145m,深约 30m。

必须说明,实际目标物都是三维的,而我们本次工作除磁法外都只进行了剖面测量,由于没有面积性测量资料,大多只进行了二维定量反演,有的方法虽然利用剖面资料进行了三维定量反演,属于勉为其难,不能达到真正的三维效果;磁法虽然进行了面积性测量,但遇到不少干扰(特别是在关键的封土堆顶部),精度受到损失。因而上述定量反演数据的精度受到影响,误差可能较大。

(十)推断墓室中可能存有金属制品

本次测量,相位激发极化法在上述推断地宫墓室的部位和深度测到了弱相位异常。相位异常反映物体的极化率变化,极化率变化通常由地下埋藏的金属制品、金属硫化物矿体和石墨等电子导电物体引起。封土堆下方几十米处不可能存在金属硫化物矿体和石墨物体,因此,推断地宫内放置有金属制品。

由于水银属于金属,也是电子导体,因而引起相位异常的物体是地宫中的水银,还是另类金属制品,或两者都有贡献,目前尚无法区分。

直流激发极化法没有在相应部位发现明显异常,是两种方法的灵敏度不同,还是相位激发极化法的测量结果不可靠,有待研究。

(十一)推断阻排水渠依然起着阻水作用

秦始皇陵考古队已经基本掌握了封土堆南半侧的阻排水渠情况。使用自然电场法,通过测量地下水流的大小和方向,间接了解了阻排水渠目前的阻水效果。

SNMR 方法在阻排水渠内(封土堆上)、外测深点的异常特征不同,直接说明阻排水渠目前依然起着阻水作用。

(十二)阻排水渠与隍壕之间有一砂砾石堆积带

南北向穿过封土堆的三条剖面,在封土堆南沿附近——4 剖面 8 点左右、1－2 剖面 127 点左右和 3 剖面 48 点左右都测量到高阻异常。

经洛阳铲验证,见到含砂砾石很多的土层。

(十三)关于"旁行三百丈"

为了研究秦始皇陵下方沉积盆地的基底深度,向南延长了 1－1 剖面。在封土堆之南 700 多米的地方,发现了一处局部重力异常。异常强度约 600μGal,经复测异常存在。这一局部重力高异常位于村庄中,其下必有密度大的物质——多半是浅处存在砂砾石。由此联想到"旁行三百丈"的记载。若该异常处之下 20～30m 深处存在厚的大砂砾石层,无法下挖,有可能是记载中秦始皇陵初挖之处。由此向北"旁行"约三百丈(约等于 700m)至现今封土堆处重新开挖。只有向北移位是合理的,因为向南靠近山根砂砾石会更多、更厚、粒径更大,向东、西两侧则与重力局部异常处类似。

希望今后对此开展适当工作,证实或否定上述推断。

通过上述工作,可以有把握地说,封土堆下是否存在地宫的问题已经基本解决了。

综上述,在 2002—2003 年对秦始皇陵地宫探查中,在野外数据采集时充分利用了物探方法的新仪器、新方法;在室内资料处理和解释过程中,利用二维和三维解释方法,得到了丰富的信息,取到了多参数相互佐证的效果。

总之,因为在秦始皇陵地宫探查过程中做到了精细设计、精细施工和精细解释,所以,获得

的成果世人震惊，同时填补了秦始皇陵地宫探查的空白，也为用物探方法进行考古积累了宝贵的经验。

主要参考文献

李振宇，潘玉玲，张兵等. 利用核磁共振方法研究水文地质问题及应用实例[J]. 水文地质和工程地质，2003，30(4)：50～54

刘士毅主编. 秦始皇陵地宫地球物理探测成果与技术[M]. 北京：地质出版社，2005

潘玉玲，张昌达等编著. 地面核磁共振找水理论和方法[M]. 武汉：中国地质大学出版社，2000

潘玉玲，李振宇，张兵，顾涛. 核磁共振技术在秦始皇陵考古中的应用效果. 工程地球物理学报[J]，2004，1(4)：299～303

潘玉玲，贺颢，李振宇，李国安，娄焕忠. 地面核磁共振找水方法在我国的应用效果. 地质通报，[J] 2003，22(2)：135～139

第七章　地面核磁共振方法在堤坝安全检测和环境污染监测中的应用

第一节　地面核磁共振方法在堤坝安全检测中的应用

近 10 年来，中国地质大学（武汉）对 SNMR 方法的理论研究和实践表明，在地下水资源探测（探查深度 50～150m）、滑坡稳定性监测和秦皇陵考古等方面显示出 SNMR 方法的特色鲜明，效果显著，为水文地质和工程地质工作量化提供了崭新的技术手段。

SNMR 方法尚有应用潜力，例如，在与水环境有关的堤坝安全、地下水污染等环境监测和治理方面，该方法也能发挥作用。

一、我国堤坝现状

我国是世界筑坝大国，现有堤坝约 87 万座，其中 20 世纪 50 年代末至 70 年代修建的大坝约 8 万座。由于历史原因，相当一部分大坝是边勘测、边设计、边施工的，加之管理不善，不少大坝成为病险之坝，少数大坝甚至溃坝失事。据不完全统计，在 3 100 多座大中型水库大坝中，病险大坝约占 20%，小型水库大坝中约有 40%也是病险的。

我国 90%为土坝，大江大河的干堤绝大部分是经历代加高培厚面成，堤身和堤基填筑材料复杂，堤坝隐患较多，急待检测和治理。

目前，堤坝隐患探测的地球物理方法主要有反射纵波、反射横波、瞬态面波、电测深、中间梯度法、瞬变电磁法、探地雷达、高密度电阻率法、可控源声频大地电磁法等。

众所周知，大部分堤坝隐患与水的作用是密不可分的，上述各种地球物理方法只能间接获取地下水信息，而 SNMR 方法是目前可以直接探测地下水的方法，应作为一种新的技术手段，在堤坝安全检测工作中发挥作用。

二、SNMR 方法检测堤坝隐患的可行性

前已述及，SNMR 方法可以提供与地下水活动有关的参数，在该方法的探测深度范围内，有自由水存在就有 NMR 响应。NMR 响应的特征参数经过反演解释后，可以提供的主要参数有地下各含水层的深度和厚度、单位体积含水量、岩土体平均孔隙度和估算渗透率（渗透系数、导水系数）以及大地的导电性等。

通过这些参数，结合钻孔资料和其他地球物理资料，可以对堤坝质量和可能存在的隐患进行评价和预报。因此，利用 SNMR 方法研究和探测堤坝隐患具有很好的物质基础和理论前提。通过进一步的研究和实践，将该方法应用于堤坝隐患探测是有发展前景的。

三、应用实例

现用实例说明 SNMR 方法在检测堤坝中的效果。

(一)SNMR 方法在大连海滨地下挡水坝勘查中的应用试验

20 世纪 90 年代初期，俄罗斯新西伯利亚科学分院化学动力学和燃烧研究所的专家，驱车到大连，利用他们研制的第一代核磁共振层析找水仪(Hydroscope)，在大连北部海滨和东北部海滨两个地段进行了试验，评价了试验地段沉积岩的富水状态和地质构造情况。

在北部海滨，在宽为 2.5km 的河谷布设一条 SNMR 方法观测剖面，剖面上敷设 5 个测深点。反演解释结果得出：在距地面 60m 以内深度段内喀斯特发育最强烈，水的矿化度由河谷边缘的 0.5g/L 向中心部分逐渐增加到 2～2.5g/L。

东北部海滨地段，在宽约 1 km 的盆地形河谷上，布设两条 SNMR 方法观测剖面，共敷设 7 个测深点。反演解释结果得出：在松散沉积层中，3～5m 深度段是上部最富水部位，渗透系数可达 35m/24h，导水系数为 20～45m^2/24h。

深部含水情况是：在 7、6、9、10 点所在剖面的 10、9 和 6 号测深点分别在 54～74m、62～74 m 和 62～138m 的深度段内，具有很高的富水性。在 11、12、13 号测点所在剖面上，只有 11 号点富水，8 m 厚的含水层的导水系数值为 125 m^2/24 h。

通过对东北部海滨地段两条剖面 SNMR 方法反演结果分析，推测在深部平行于 6 号和 11 号点连线的方向上存在一条断裂带，因此，在地下挡水坝的勘查工作中认为：要注意松散沉积层上部深达 5m 的高透水性；注意分布在河谷的断裂带。

上述结果表明，SNMR 方法可用于评价与水环境有关的堤坝、地基选址、堤坝的稳定性监测工作，发挥了该方法资料解释量化的优点，扩大了新方法的应用领域。

(二)轻便型 NUMIS^{Lite}在法国 Pyla 沙丘的试验结果

Pyla 沙丘位于法国西南部的大西洋海滩上，沙丘主要由砂组成。SNMR 方法的测深点 A、B、C 位于不同的水平面上，用 GPS 接收仪准确测定各测点的海拔高程(图 7-1)。

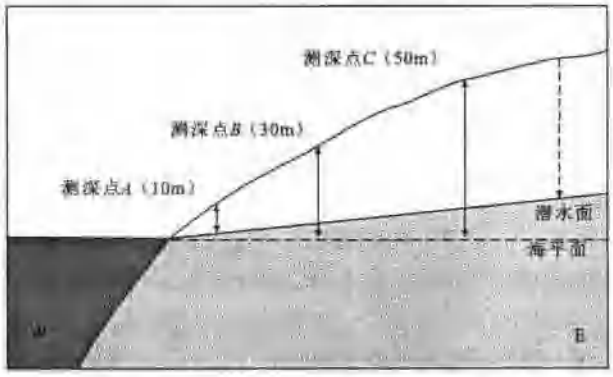


图 7-1 Pyla 沙丘上 SNMR 方法的测深点位置分布图

用 SNMR 方法测量时，利用的激发电流脉冲频率(拉摩尔频率)f_0=1 963Hz。在 A、B、C 测点处，共完成 5 个测深点，其中 A、B、C 三个点均进行了边长为 60m 的方形回线测深。在 B

点还进行了边长为 30m 的方∞字形和边长为 30m 的双圈方形回线测深。

上述工作的目的是检验 NUMIS[Lite]仪器的性能和仪器软件的解释水平。

现以 B 点的 3 个测深点实测结果为例说明试验效果。

1. 不同形状回线对电磁噪声压制的情况

边长为 60m 的方形回线、边长为 30m 的双圈方形回线、边长为 30m 的方∞字回线测量到的电磁噪声分别为 1 000nV、400nV 和 200nV。显然，方∞字回线的电磁噪声是边长为 60m 方形回线电磁噪声的 20%～10%。因此，在保证探测深度的前提下，优化线圈形状，能够压制电磁噪声，提高信噪比。优化线圈形状是保证地质效果的重要技术措施。

2. 三个测深点实测资料的解释结果

对 SNMR 方法的资料经叠加处理后，电磁噪声降低到±20nV。NMR 信号幅度为几百纳伏[图 7－2(a)]。

在设定沙丘电阻率为 100Ω·m 的情况下，B 点的三种形状回线探测时资料解释结果是一致的：潜水面深度均为 25m(海拔高度为 30m)，与实际情况是一致的[图 7－2(b)、(c)、(d)]。

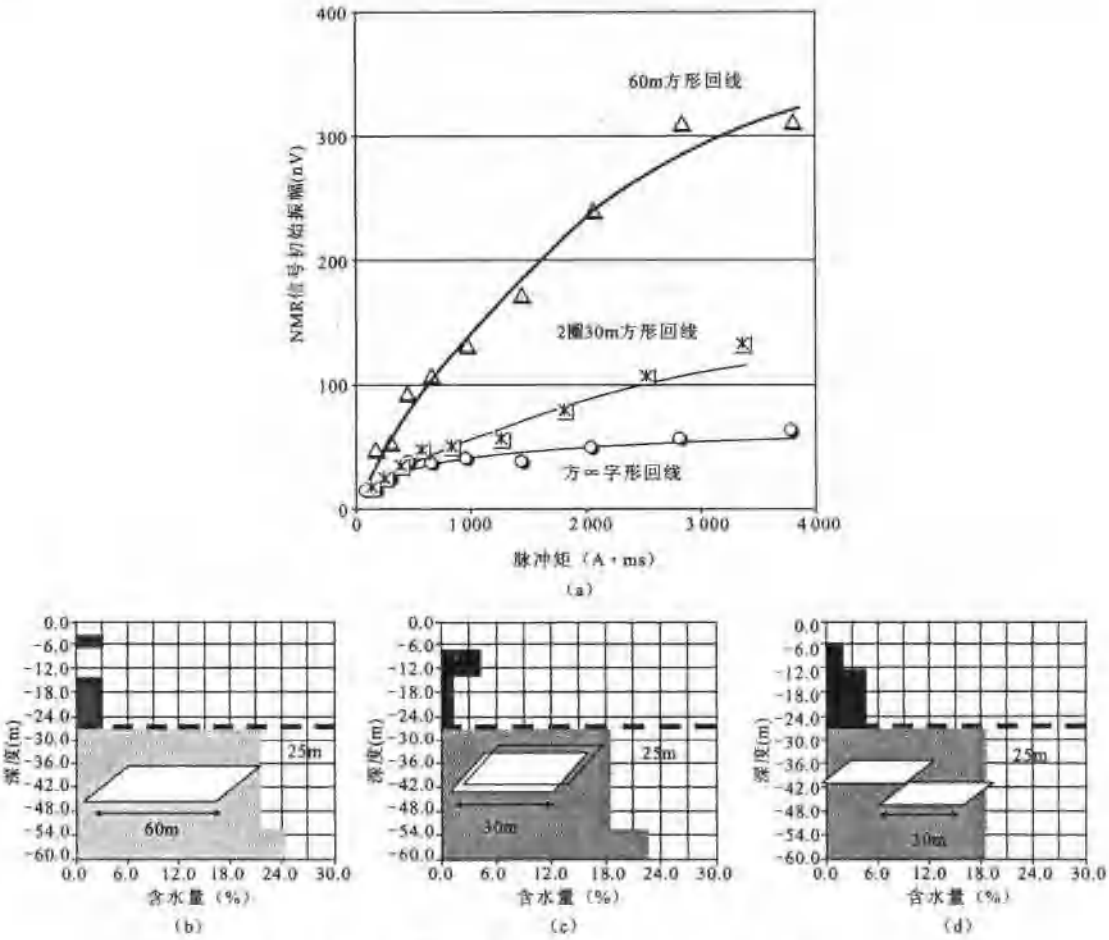


图 7－2　B 点的三种形状回线 SNMR 方法资料解释结果

此外，在 B 点资料解释结果得到砂层的单位体积含水量为 20%，使用两个激发脉冲矩测量方式，获得了纵向衰减时间常数 T_1（T_1=300ms，由 T_1 得到了含水层的渗透系数为 2×10^{-4}m/s）和横向衰减时间常数 T_2^*（T_2^*=200ms），解释结果符合实际情况。

试验结果表明，新型轻便核磁共振仪器性能稳定，可以用来探查堤坝中的地下水的活动情况。

上述结果是在该试验场地电磁噪声干扰较小、无磁性干扰体存在、地下水量较多的有利条件下得到的。

该试验结果表明，轻便新型核磁共振找水仪，为研究浅层水环境变化引起的水文地质和工程地质问题提供了新手段。

第二节 地面核磁共振方法在地下水污染监测中的应用

近年来，我国城市地下水污染状况日趋严重，从我国 118 个大中城市的地下水监测资料分析表明，我国城市地下水已普遍受到污染。其中地下水受到较重污染的城市占 64%，轻污染的城市占 33%。因污染给我国水资源每年造成的经济损失约 377 亿元，其中地下水污染占 1/2左右。

地下水污染的主要原因是各种污染源向地下渗漏引起的，其渗漏污染大户有垃圾填埋场、石油加油站及各类输（储）油管（罐）和各种农业污水沟塘等。

近年来，国家环保总局对全国垃圾填埋设施进行了调查和监测，结果表明，共调查各类垃圾处理场 345 座，监测 107 座，垃圾填埋场普遍发生渗漏。

加油站渗漏污染日趋严重，已成为世界性的问题。世界各地的加油站，其地下储油罐、输油管密布在城镇路网之间。长期的锈蚀作用，逐渐使钢管出现破损。泄漏事故在北京、沈阳、西安、成都等地均时有发生，如北京呼家楼加油站和六里屯加油站近年来均发生过严重漏油事故，曾一度迫使附近的自来水厂停止运行。

在城市地下水污染状况日趋严重的情况下，应采用新方法和新技术加强对地下水污染的检测（监测）工作。SNMR 方法直接探查地下水并检测地下水污染是 NMR 技术应用的新领域，是最近出现的直接测定物质成分进行无振探测的地球物理新方法。

一、SNMR 方法探查地下水污染的理论依据

SNMR 方法具有直接找水，解释结果具有量化的特点，不打钻便可以提供含水层的特性信息，如单位体积含水量（有效孔隙度）、渗透率和导水系数或直接测定物质成分等，为探测地下水及其污染程度提供了新参数。以其直接找水的特点判断其他物探方法异常性质，以其提供的地下水的核磁共振响应参数（例如，横向弛豫时间 T_2、纵向弛豫时间 T_1 参数或平均表减时间常数 T_2^* 或 T_1^*），获取与质子所处的物理和化学环境有关的信息，判断地下水的污染程度，因此，SNMR 方法在地下水污染的监测工作中应该大有作为。

二、应用实例

（一）利用 SNMR 方法探测含水层被烃类污染情况

SNMR 方法利用了不同物质原子核弛豫特性差异产生的 NMR 效应，观测、研究在地层

中水质子产生的核磁共振信号的变化规律，进而查明探测目标及其周围地下水的分布情况。在中国，SNMR 方法探查地下水已取得了明显的成效，并积累了经验。而用该方法探查诸如烃类物质中含有质子的液体，国内外研究得甚少。

俄罗斯科学院的专家们已率先在这方面进行了试验研究，并证实该方法可以检测烃类物质对地下水的污染情况。俄罗斯的 Shushakov O A 等用核磁共振找水仪（Гидроскп－3）进行了探测烃类（汽油）污染的试验工作。俄罗斯的 Гидроскп－3 的脉冲宽度为 40ms，间歇时间为几毫秒。该仪器能够测定 T_1 和 T_2 及 T_2^*，这些参数对于研究多孔介质孔隙的微结构、逆磁性和顺磁性以及烃类污染是非常重要的。

探测汽油污染的试验选在两个场地上：第一个场地是在西伯利亚阿巴坎（Abakan）地区叶尼塞河河岸的一座加油站附近，即在 52 号钻孔附近（已发现储油罐漏油的加油站）；第二个场地是在远离污染源——距加油站 150m 的河漫滩上。

在第一个场地（有地下水、污染源——汽油）进行 SNMR 方法测量时，使用 4 个激发脉冲矩：3 273A·ms、4 635A·ms、5 110A·ms 和 5 577A·ms 进行激发。其中用小脉冲矩3 273 A·ms 激发时，E_0-t 曲线很快衰减，其余大脉冲矩的各 E_0-t 曲线却衰减很慢，这样，从 NMR 信号记录得到两个弛豫时间常数 T_2^*，其中一个 T_2^* 为 8～10ms，另一个 T_2^* 为 90ms。

在第二个场地，SNMR 方法用 5 个激发脉冲矩进行测量，分别为 3 734A·ms、4 204A·ms、4 638A·ms、5 129A·ms 和 7 378A·ms。测量结果表明，5 个激发脉冲矩的 E_0-t 曲线均很快衰减，故从 NMR 信号记录只得到一个弛豫时间常数 $T_2^*=20$ms，其是浅部地下水的 NMR 响应。

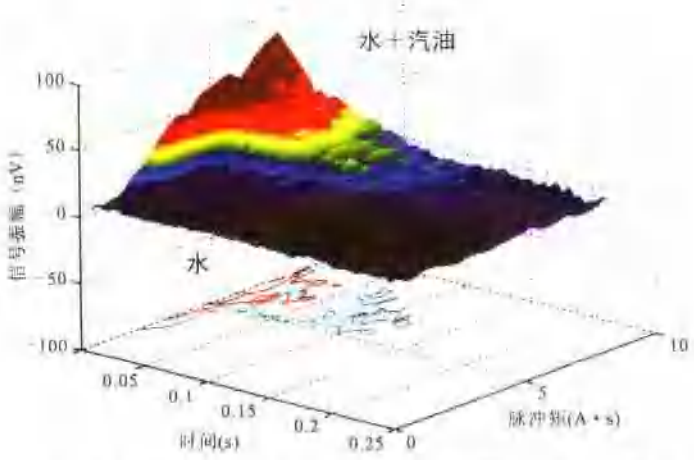


图 7－3　52 号钻孔附近 NMR 信号振幅与时间、脉冲矩关系 3D 图像

图 7－3 是来自第一个场地 SNMR 方法试验结果，即是 52 号钻孔附近 NMR 信号振幅与时间、脉冲矩关系的 3D 图像，由图 7－3 明显可见汽油污染了地下水的情形，汽油位于地下水的上方，其 $T_2^*=90$ms，而短的时间常数（8～10ms）则是地下水的响应。

上述解释结果已被钻孔和 NMR 测井资料所证实。52 号钻孔资料指出，该场地的地下水中溶解的烃类含量为 7.15mg /L。

试验表明，利用 SNMR 方法检测烃类物质中含有质子的液体对地下水污染是有效的，它是一种无损探测的地球物理新方法。

(二)SNMR 方法为评价地下水污染程度提供定量参数

物探方法越来越多地用于研究废料处理场地的地质背景，就地下水污染而言，透水性是评价处理场地岩层最重要的参数之一，因为在很大程度上它控制地下水的流动和污染渗滤液的范围。

SNMR 方法的反演结果可以提供估算地下岩层的渗透率(以此估算渗透系数、导水系数)。

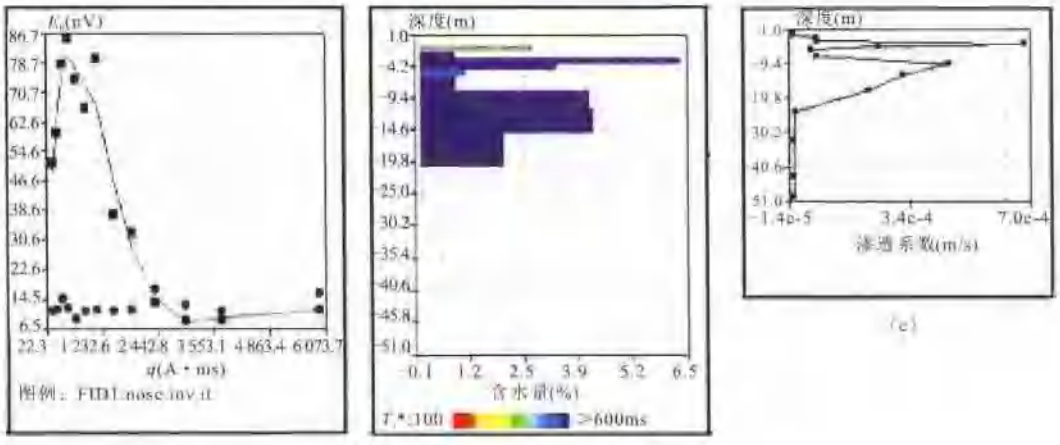
地层的渗透率是水文地质学家和油藏工程师最关心的岩石物理学特性。张昌达教授用试配法得到的数值模型是：

$$k=C\varphi(T_2^*)^2=2.2\times\varphi\times(T_2^*)^2 \qquad (7-1)$$

式中：k 是渗透率，以毫达西($\times10^{-3}\mu m^2$)为单位，C 是一个常数，取 C=2.2，φ 是有效孔隙度，以百分率表示，T_2^* 是横向弛豫时间，以毫秒(ms)为单位。

SNMR 方法找水提供了(7-1)式中的 T_2^*、有效孔隙度 φ 以及各含水层的深度和厚度等参数，从而可以得到废料处理场地的岩层的透水性的信息，为评价地下水污染程度提供定量依据。

图 7-4 是乌兰浩特市附近某工区 SNMR 方法一个测深点的反演解释成果。图 7-4(a)显示出浅部含水特征，图 7-4(b)说明含水层的含水量变化(T_2^* 值接近 600ms，为大孔隙含水)，图 7-4(c)指出了该含水层段的透水性——渗透系数高值部位恰与含水层部位相应。



(a) (b) (c)

图 7-4 乌兰浩特市附近某工区 SNMR 方法一个测深点的反演解释成果图

(J Bernard 提供，2002)

(a)E_0-q 曲线图；(b)含水量直方图；(c)渗透系数随深度变化曲线

三、SNMR 方法在地下水污染探测工作中的应用前景

（一）加油站和石油管道漏油检测

原油或成品油的渗漏和加油站和石油管道漏油对地下水造成污染，可以利用 SNMR 方法检测烃类物质中含有质子的液体污染情况。

原油或成品油本身属高阻体，但在实际情况下受污染的地下包气带含水层内的电阻率呈非常明显的低电阻率特征。固体溶解物浓集在潜水面附近，是受油污染的地方观测到电阻率降低的主要原因。

利用 SNMR 方法可以区分其他物探方法观测的低阻异常的性质，正如上述，T_2^* 或 T_1^* 的大小可以区分是油还是水或油加水，同时可以估算岩层的渗透性，并圈定地下水的污染范围。

（二）固体废料污染的监测和废料场选址及场地评价

许多原有的固体废料处理场地，由于停止使用面就地掩埋。现在从环境调查和治理的角度考虑，需要了解其确切范围和污染状况。地球物理工作的诸多任务中的重要任务之一就是评价地下水的状况，SNMR 方法可以提供定量信息。

此外，废料场的选址主要考虑废料的渗滤液是否会对周围环境产生污染问题，例如，废料的渗滤液是否会污染地下水，所以，要了解废料场和含水层之间是否存在水力通道以防止污染液体的运移。同样，SNMR 方法可以发挥作用。

（三）区分电阻率异常，圈定生活垃圾场范围

电阻率法测量结果表明，通常垃圾堆引起低阻异常，但低阻异常未必全由垃圾引起，也可能受地质因素（如粘土层）的影响。若是垃圾渗滤液引起的低阻异常，由于渗滤液是一种被污染的水体，则根据 SNMR 方法直接找水的特点，垃圾渗滤液有 NMR 异常响应。这样，可用 SNMR 方法区分低阻异常性质并圈定生活垃圾渗滤液的深度和范围。

第三节　关于应用地面核磁共振方法的建议

1. 加强应用理论研究，提升应用软件研制水平

目前，SNMR 方法的资料解释处于一维阶段，尚不能真实反映地下水状态及其污染的情况。面此，加快引用成熟的 NMR 成像技术，学习和借鉴医学和 NMR 测井的层析成像技术和经验，提高 SNMR 方法的资料解释水平及其成果的可视化程度，以期提供更多的水文地质信息。

2. 加速国产化仪器的研制，提升地质装备水平

我国已引进了 6 套法国 IRIS 公司研制的地面核磁共振找水仪器，一是目前仪器的技术指标尚不能完全满足地质工程和环境质量检测的要求；二是引进的仪器价格昂贵，建议研制新仪器、开发新功能和进一步降低仪器成本，提升地质装备水平，为解决有关的地质工程问题和环境检测、治理提供新技术和新手段。

3. 扩大 SNMR 方法应用领域的研究与实践

继续扩大 SNMR 方法应用领域，例如，堤坝安全、高速公路检测和考古研究、环境质量检测或监测（地下水污染）等方面，通过研究与实践，逐步形成特色突出、效果明显的 SNMR 方法

的地质工程体系，全面提升地质工程技术水平，直接为国民经济服务。

4. 保持 SNMR 方法研究人员的相对稳定，不断提高研究人员的技术水平

SNMR 方法是目前唯一的直接探查地下水的新方法，新方法和新仪器涉及许多新理论和新技术，同时，新方法本身尚有改进和完善之处，为此，应用和改进 SNMR 方法要求提高专业人员的业务水平，在应用中创新，出成果，出人才。

主要参考文献

程业勋，杨进主编．环境地球物理学概论[M]．北京：地质出版社，2005

潘玉玲，张昌达等．地面核磁共振找水理论和方法[M]．武汉：中国地质大学出版社，2000

潘玉玲，贺颢，李振宇等．地面核磁共振找水方法在中国的应用效果[J]．地质通报，2003，22(2)：135～139

F Vermeerch，B Texier，J Bernard. Comparison of various loop geometries in magnetic resonance sounding on the Pyla sand dune(France)[M]. Proceedin EEGS of MRS the 2nd international workshop on the Magnetic Resonance Sounding method applied to non-invasive groundwater investigations France，Orleans：2003，117～120

Legchenko A，Baltassat J M，Beauce A，Bernard J. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists[J]. Journal of Applied Geophysics，2002，50(1)：21～46

O A Shushakov，V M Fomenko，V I Yashechuk. Hydrocarbon contamination of aquifers by SNMR detection [M]. MRS 2-nd International Workshop Proceedin EEGS. 2003，113～115