泥质砂岩的物理性质及其测井应用

王伟男　童茂松　陈国华　姜亦忠　编著

石 油 工 业 出 版 社

内 容 提 要

本书是在大庆测井公司岩石物理实验室近年来的研究成果的基础上，全面系统地总结、研究了国内外最新的岩石物理实验研究成果，全书以岩石物理实验为依据，注重理论分析，从岩石的微观结构到宏观参数，比较深刻地介绍了人们所关心的一些岩石物理实验现象和规律，有些研究成果还是首次对外发表，这是第一本比较全面地介绍有关岩石物理实验研究方面知识的专著。

本书可作为测井方法研究和测井解释人员的工具书，也可以作为其他石油工程人员和大专院校师生的参考书。

图书在版编目（CIP）数据

泥质砂岩的物理性质及其测井应用/王伟男等编著.
北京：石油工业出版社，2004.8
ISBN 7-5021-4832-9

Ⅰ.泥…
Ⅱ.王…
Ⅲ.①粘土岩：砂岩-岩石物理性质
②粘土岩：砂岩-岩石物理性质-应用-油气测井-地质解释
Ⅳ.①P588.21 ②TE151

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2004）第 112627 号

出版发行：石油工业出版社
（北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011）
网 址：www.petropub.cn
总 机：（010）64262233 发行部：（010）64210392
经 销：全国新华书店
印 刷：石油工业出版社印刷厂印刷

2004 年 8 月第 1 版 2004 年 8 月第 1 次印刷
787×1092 毫米 开本：1/16 印张：12
字数：307 千字 印数：1—1300 册

书号：ISBN 7-5021-4832-9/TE·3391
定价：38.00 元
（如出现印装质量问题，我社发行部负责调换）
版权所有，翻印必究

序

测井领域的许多创新成果都是从岩石物理实验开始的，所以岩石物理实验是测井方法的基础。作为 CNPC 测井重点实验室的实验基地，大庆油田测井公司岩石物理实验室近年来为大庆油田的勘探、开发和测井解释做了大量的基础性研究工作，一些工作很有创新性。他们开展的对岩石激发极化弛豫时间谱的研究很有意义，把岩石的核磁弛豫特性和电弛豫特性对比进行研究，建立了岩石激发极化弛豫时间谱与孔隙结构、渗透率之间的关系，具有较高的理论和实际应用价值。

王伟男等同志编著的《泥质砂岩的物理性质及其测井应用》一书，结构严谨，逻辑性强，是国内第一本比较全面地介绍有关岩石物理实验研究方面知识的专著。全书以岩石物理实验为依据，注重理论分析，从岩石的微观结构到宏观参数，比较深刻地介绍了人们所关心的一些岩石物理实验现象和规律，有些研究成果还是首次对外发表。该书可以作为测井方法研究和测井解释人员的工具书，也可以作为其他石油工程人员和大专院校师生的参考书。

大庆油田测井公司在岩石物理实验方面做了大量的工作，有了新的认识，能写成书，这就十分有价值。希望各油田、高校以及其他科研单位从事岩石物理实验研究的科技工作者努力工作，也希望 CNPC 测井重点实验室进一步扩大在行业中的影响，共同推进我国岩石物理实验研究工作的开展。

CNPC 测井重点实验室学术委员会主任

陈大卫

2004 年 8 月 18 日

前　言

近年来，岩石物理实验研究越来越引起人们重视，CNPC 测井重点实验室的成立标志着我国岩石物理实验研究已经进入了一个新的发展时期。作为 CNPC 测井重点实验室的实验基地，大庆测井公司岩石物理实验室利用先进的引进设备，为大庆油田的勘探、开发和测井解释提供了大量的基础研究资料和数据。本书在大庆测井公司岩石物理实验室近年来研究成果的基础上，全面系统地总结、研究了国内外最新的研究成果，编著成书。每章从岩石物理性质介绍开始，介绍各种实验方法、基础理论、影响因素、实验关系、实验规律以及在测井解释中的应用等。

全书共九章，其中第一章、第二章、第四章和第五章由王伟男编著；第三章、第六章和第八章的第一、三、四节由童茂松编著；第七章、第九章和第八章的第二节由姜亦忠编著；全书最后由王伟男统稿、陈国华定稿。

大庆测井公司教授级高工杨荫祖同志对第三章、第四章、第五章、第六章、第八章和第九章作了审核；大庆测井公司副总工程师荆万学同志对第二章作了审核；大庆测井公司原总地质师付有升同志对第七章作了审核；中国石油天然气股份有限公司勘探与生产分公司副总工程师、CNPC 测井重点实验室学术委员会主任、教授级高级工程师陆大卫同志为本书写了序，并且对全书内容作了审定，在此表示感谢！

大庆测井公司经理石德勤、副经理陶宏根同志对本书的编著给予了大力的支持和帮助；中国石油集团测井有限公司总经理李剑浩同志在大庆测井公司任职期间，对岩石物理实验室工作给予了很多的支持和指导，在此表示感谢！

大庆测井公司俞军同志为本书整理了大量的实验资料；曹雅芳同志绘制了部分章节的图幅；张元中、丁柱、王艳、张继红、潘书民和汪光丽同志为本书提供了资料；耿昕、昌庆珍、井连江、杨芳、曹庆芳、王丽娟、张金莉、曹丽、张家举、范清华和王容等同志参加了本书所涉及的一些实验，在此表示谢意！

由于水平有限，书中难免出现纰漏或错误，敬请提出宝贵意见！

王伟男

2004 年 8 月 22 日于大庆

目　　录

第一章　绪　　论……（1）
　第一节　岩石物理实验研究的重要性……（1）
　第二节　岩石物理实验的研究方法……（1）
　　一、科学的思维方法……（1）
　　二、科学的实验方法……（2）
　第三节　岩石物理实验结果的应用……（3）
第二章　泥质砂岩的电阻率……（4）
　第一节　岩石的电阻率……（4）
　第二节　岩心电阻率的测量方法……（5）
　　一、测量原理……（5）
　　二、改变岩心含水饱和度的电阻率测量方法……（6）
　第三节　泥质砂岩电阻率的影响因素 ……（10）
　　一、岩石电阻率与含水饱和度的关系——阿尔奇公式 ……（10）
　　二、泥质含量对岩石电阻率的影响——W—S 模型 ……（12）
　　三、地层水矿化度对泥质砂岩电阻率的影响 ……（14）
　　四、温度和压力对泥质砂岩电阻率的影响 ……（16）
　　五、孔隙结构对泥质砂岩电性质的影响 ……（18）
　　六、润湿性对泥质砂岩电性质的影响 ……（21）
　　七、阿尔奇参数影响因素小结 ……（22）
　第四节　应用举例 ……（23）
　　一、岩石物理实验参数在确定储层含油饱和度方面应用 ……（23）
　　二、复杂储层的岩石物理性质 ……（24）
　　三、化学驱油地层的岩石物理性质 ……（25）
　参考文献 ……（28）
第三章　泥质砂岩的复电阻率特性 ……（31）
　第一节　泥质砂岩的复电阻率 ……（31）
　　一、岩石复电阻率定义 ……（31）
　　二、岩石复电阻率频散机理 ……（32）
　第二节　岩石复电阻率实验方法 ……（32）
　第三节　泥质砂岩复电阻率影响因素分析 ……（34）
　　一、复电阻率频谱 ……（34）
　　二、泥质砂岩复阻抗与渗透率的关系 ……（35）
　　三、饱和度对复电阻率频谱的影响 ……（36）
　第四节　复电阻率频谱参数反演技术研究 ……（39）
　　一、频率域激发极化模型 ……（39）

二、复电阻率模型参数反演 …… (40)
参考文献 …… (42)
第四章 泥质砂岩的介电常数 …… (44)
第一节 岩石的介电常数 …… (44)
一、物质的介电常数 …… (44)
二、岩石的介电常数 …… (45)
第二节 岩心介电常数的测量方法 …… (46)
一、电容法 …… (46)
二、同轴线测量法（散射参数法） …… (48)
第三节 泥质砂岩介电常数的影响因素 …… (49)
一、岩石介电常数与含水饱和度的关系 …… (49)
二、岩石介电常数与孔隙度的关系 …… (51)
三、岩石介电常数与地层水矿化度的关系 …… (52)
四、泥质含量及其分布状态对岩石介电常数的影响 …… (53)
五、温度对岩石介电常数的影响 …… (58)
六、岩石介电常数的频散特性 …… (59)
第四节 应用举例 …… (61)
一、电磁波测井应用范围探讨 …… (61)
二、电磁波测井用于识别水层 …… (62)
三、电磁波测井用于矿化度多变地区识别油层的实例 …… (62)
参考文献 …… (64)
第五章 泥质砂岩的扩散吸附电位 …… (66)
第一节 岩石的扩散吸附电位 …… (66)
一、地层的自然电位 …… (66)
二、岩石扩散吸附电位的形成机理 …… (66)
三、地层扩散吸附电位场的分布 …… (67)
第二节 岩心扩散吸附电位的测量方法 …… (69)
第三节 岩心扩散吸附电位的影响因素 …… (70)
一、岩性的影响 …… (70)
二、矿化度的影响 …… (73)
三、温度的影响 …… (73)
四、压力的影响 …… (73)
五、地层水化学成分的影响 …… (74)
第四节 用自然电位测井资料确定地层水电阻率 …… (74)
参考文献 …… (76)
第六章 泥质砂岩激发极化特性 …… (77)
第一节 泥质砂岩激发极化 …… (77)
第二节 泥质砂岩激发极化机理 …… (78)
一、薄膜极化 …… (78)
二、双电层形变极化 …… (78)

第三节　泥质砂岩激发极化实验 …… (79)
第四节　泥质砂岩极化率影响因素 …… (79)
一、供电电流的影响 …… (79)
二、矿化度的影响 …… (80)
三、孔隙度的影响 …… (80)
四、渗透率的影响 …… (80)
五、阳离子交换量的影响 …… (81)
六、含水饱和度的影响 …… (81)
第五节　泥质砂岩激发极化弛豫时间谱 …… (82)
一、激发极化弛豫时间谱 …… (82)
二、弛豫时间谱反演 …… (82)
三、弛豫时间谱影响因素分析 …… (84)
第六节　激发极化与复电阻率的等价性 …… (90)
一、极限情况下频散度与极化率等价性 …… (90)
二、激发极化衰减谱和复电阻率频谱的等价性 …… (90)
参考文献 …… (93)
第七章　泥质砂岩的核磁共振特性 …… (96)
第一节　核磁共振实验基础 …… (96)
一、核磁共振原理 …… (96)
二、物质的弛豫机制 …… (101)
三、油气水核磁共振弛豫特征 …… (104)
四、核磁共振 T_2 谱的拟合 …… (106)
第二节　泥质砂岩核磁共振基础实验研究 …… (108)
一、核磁共振特性参数的测量 …… (109)
二、核磁共振孔隙结构实验研究 …… (115)
三、截止值的确定方法 …… (121)
四、岩屑的核磁共振特性研究 …… (125)
五、束缚水的确定方法 …… (126)
六、核磁共振成像分析技术 …… (127)
第三节　岩石核磁共振特性的影响因素 …… (131)
一、矿化度对核磁共振弛豫谱影响的实验研究 …… (131)
二、粘土的影响 …… (132)
三、顺磁物质的影响 …… (134)
四、不同油品对核磁共振测量的影响 …… (136)
第四节　核磁共振在泥质砂岩储层的应用实例 …… (140)
一、储层参数求取 …… (140)
二、流体识别方法 …… (140)
三、划分有效厚度 …… (142)
四、利用核磁共振测井评价厚层内部的水淹特征 …… (142)
参考文献 …… (144)

第八章　泥质砂岩的声学特性……（146）
第一节　岩石声学特性……（146）
一、岩石的弹性力学参数……（146）
二、岩石的声学参数……（147）
第二节　岩石声学特性的实验……（148）
一、声波测量方法……（148）
二、岩石声波实验系统……（149）
三、高温高压实验系统……（149）
四、三轴向实验系统……（152）
第三节　泥质砂岩声学特性的影响因素……（153）
一、岩石的声速的影响因素……（153）
二、岩石含水饱和度对纵波、横波幅度的影响……（158）
三、岩石的声频散特性……（161）
四、实验室岩石的声频谱特性……（163）
第四节　岩石声电效应实验研究……（164）
一、模型井实验系统……（165）
二、转换电磁波的频率和相位特征……（165）
三、转换电磁波幅度与矿化度的关系……（166）
参考文献……（166）
第九章　自然伽马能谱……（169）
第一节　自然伽马能谱的地质基础……（169）
第二节　自然伽马能谱测量方法……（171）
一、测量仪器……（171）
二、标准源和岩样的制备……（172）
三、样品的测量……（172）
四、伽马谱的解析……（173）
第三节　岩样 Th、U、K 含量与岩性的关系 ……（176）
一、Th 含量与泥质含量的回归分析 ……（176）
二、Th 含量与 $(MgO+Al_2O_3)/SiO_2$ 的回归关系 ……（176）
三、Th 含量与阳离子交换容量（C_{Ec}）的回归分析……（177）
四、总计数率 N 与泥质含量的回归分析 ……（178）
五、利用 U、Th 交绘图判断岩性 ……（178）
六、自然伽马能谱与比表面的关系……（179）
第四节　自然伽马能谱测井应用实例……（179）
一、计算粘土矿物含量……（179）
二、识别高自然伽马储层和判别裂缝……（180）
三、沉积环境分析……（181）
参考文献……（182）

第一章　绪　　论

第一节　岩石物理实验研究的重要性

岩石物理实验是测井方法的基础。1942 年，美国石油工程师阿尔奇在岩石物理实验资料的基础上，首次把岩石的电阻率和地层的含油性建立起关系，总结出著名的阿尔奇公式。此后，测井资料才引起地质家的足够重视，不断发展成为测井学科。也是依据岩石物理实验的结果，魏克斯曼和史密斯在 1968 年发展了适用于泥质砂岩剖面的解释模型，W—S 模型，后来又被发展为双水模型。可以看出，每一次测井方法上的突破都必然是以岩石物理实验上的突破为前提的。任何一种测井方法的产生都是从岩石物理实验研究开始的，有些是通过岩心实验完成的，有些是通过刻度井实验完成的（天然或人工岩石），还有些是通过野外试验发现的。1956 年，Chevron 公司的 Brown 和 Fatt 通过对砂岩样品进行核磁共振实验，发现了岩石孔隙中流体的核磁共振弛豫与它自由流体时不同；1960 年，Brown 和 Gamson 设计了大地磁场的核磁共振测井仪器，并且进行了现场试验，以后发展了人工磁场的核磁共振测井仪器。电磁波传播测井方法（EPT）也是在进行大量的岩石物理实验之后才开始研制仪器的。测井方法、测井解释模型和测井仪器刻度等都需要通过岩石物理实验提供参数或图版。如阿尔奇公式的 a、b、m、n 参数需要通过岩石物理实验来确定；核磁共振测井的测前设计需要通过岩石物理实验提供设计参数；核测井仪器的刻度需要通过核刻度井来实现，等等。近年来，“岩心刻度测井”越来越引起人们的重视，用岩心测试数据来刻度测井数据，其目的是提高测井数据采集的质量、提高解释精度。

我国的石油测井技术起步较晚，在很长一段时间里，主要是以沿用国外的方法为主；这与岩石物理实验并没有引起人们的足够的重视不无关系，当然也不能否认早期的研究手段和实验条件限制了我国岩石物理实验技术的发展。20 世纪 80 年代以后，随着国际上石油测井技术的飞跃发展和我国测井技术的不断进步，岩石物理实验技术越来越引起人们的重视。大庆、江汉、胜利、南阳、新疆等油田和石油大学（北京）都相继开展了各具特色的岩石物理实验研究工作。后来组建的中国石油天然气集团公司测井重点实验室，以江汉测井研究所、石油大学（北京）和江汉石油学院为依托单位，以大庆油田、辽河油田和大港油田为实验基地，已经取得了一些创新性的研究成果；测井重点实验室每两年举行一次学术论文发布会，有力地推动了我国岩石物理实验技术的发展。大庆测井公司在 1999 年至 2000 年间，引进了 12 套国外最先进的岩石物理实验设备，其规模和配套程度在国内测井界都是空前的。

第二节　岩石物理实验的研究方法

这里需要讨论两种方法，科学的思维方法和科学的实验方法。

一、科学的思维方法

科学的思维方法就是要解决如何用岩石物理实验的手段来达到所预期的研究目的。可以采用正向思维方法，也可以采用逆向思维法。所谓正向思维法就是在大量的实验现象、关系和数据的基础上，去发现、总结、提炼出规律性的东西，形成理论，再用理论去指导实验，使其在实验过程中不断得到完善，进而为生产服务。正向思维方法需要有比较好的总结、归纳、观察和抽象能力。逆向思维方法就是首先构思出一种理论、模型或规律，然后用实验去验证它，最后形成完整的理论。逆向思维需要有良好形象思维能力和理论基础。在科学的历史上，这两方面成功的例子都有很多，科学上的发现一般都是通过正向思维得到的，而大多数发明则是逆向思维的结果。两种思维方式不是互相孤立的，逆向思维有时需要正向思维给予补充，正向思维有时也需要逆向思维来不断完善，两种思维方式灵活运用，才能实现科学上的进步。然而，无论哪一种思维方式，都离不开下面要谈到的科学的实验方法。

二、科学的实验方法

首先要有一个科学的实验方案设计。一个好的实验方案设计是实验成功的关键，它一般包括明确实验目的、确定实验内容、选择实验对象、设计实验方法，约束实验条件，配置实验设备，制定实验步骤等。

实验方案的设计一般是要经过反复论证的，一定要做到科学设计、合理设计。明确实验目的就是要明确为什么做实验，要解决什么问题，服务的对象是谁、他有什么要求，以及要达到什么目的等。只有明确了实验目的，才能避免盲目性，少走弯路。确定实验内容就是针对要解决的问题，确定所必需的实验项目和具体内容。实验内容确定之后，就要选择实验对象，例如选择实验区域、井位、关键井等；还要选择有代表性的层位和岩心。实验方法是实验方案设计的核心问题，也许解决一个问题可以通过多种实验方法，那么就需要选择最直接、最科学、最经济的方法来达到所需要的目的。实验设计中约束实验条件是必要的，比如根据需要约束实验的温度、压力、流体类型等；为了突出某一影响因素进行研究，也需要通过约束其他条件来实现，以避免各种影响因素共同作用而分辨不清其规律性。关于实验仪器和设备，不一定非要贵重的、精密的，关键是要匹配，要根据实际需要合理配置。制定实验步骤也是实验设计必须的内容，从某种意义上讲它是设计者对实验员的约束，有时错误的步骤会导致错误的结果。

有了科学的实验方案设计以后，就要认真组织实施，也就是进行实验。实验过程中应该抓住几个重要环节。一是根据实验设计要求做好实验准备工作，准备好实验需要的设备、材料、化学药品等。二是严格按设计的实验步骤进行操作，避免错误的步骤和错误的操作。三是严格控制实验条件，有些实验结果是在特定的条件下得到的，离开了某些特定条件，其结果就不能成立。四是要认真观察和分析实验过程中的现象，尤其要注意一些异常现象和异常数据，通过认真分析这些异常现象和数据，有可能会得到新的认识和发现。五是要注意实验结果的重现性，重要的结论、关键的岩心一定要做重复实验来验证其结果的可靠性。此外，实验过程中有时还会遇到需要更改实验设计的情况，必要时可以根据实验反馈的信息更改实验设计。

实验室的实验完成后，要写好总结报告，从某种意义上说，总结的过程也是一个认识提高的过程。在编写报告过程中要正确处理实验数据和分析实验结果，要认真地总结和分析，

要分清表象的和本质的东西，要区分偶然现象和必然规律。分析过程中，正确运用数学物理方法是必要的，统计分析是岩石物理实验资料分析中最重要的手段。尤其要认真分析那些异常现象和异常数据，要认真分析、反复分析，必要时做补充实验，不能主观臆断。

第三节　岩石物理实验结果的应用

岩石物理实验成果应用十分广泛，可以用于测井资料的解释，为测井解释提供基础参数和图版，提供各种实验关系、实验规律和解释模型，这是岩石物理实验最基本、也是最主要的研究内容。岩石物理实验参数还可以为测井工程提供设计参数，比如核磁测井需要实验室提供等待时间、截止值等参数。近年来岩心刻度测井发展很快，它是以岩石物理实验资料为依据来刻度测井资料，以及用岩心实验资料对测井解释结果进行验证和评价。再有，油田勘探和开发工程也都需要岩石物理实验提供参数，如为油田勘探提供储量参数以及为油田开发的压裂改造提供岩石力学参数等。油藏描述同样也需要岩石物理实验提供参数，包括其他一些地质研究也都需要岩石物理实验参数。

正确而合理地使用岩石物理实验成果，有时比实验研究本身还要困难。首先应该了解参数测量的基本原理、环境条件和实验方法等。了解了这些环节，就知道了实验数据的来龙去脉，使用起来胸中有数。具体地说，使用实验室提供的数据时，就应该了解实验数据是用什么方法、在什么条件下得来的，与测井数据有什么差别，精度是多少，是原始数据还是导出数据或是合成数据？与野外测井数据一样，一些岩石物理实验的原始数据也需要做相应的处理后才能使用。实验条件、环境、测量方法以及岩心的几何尺寸等都决定了岩心实验数据与野外测井数据会有所差别。长期以来，一些人对于岩石物理实验数据的使用有一个误区，总习惯于用实验室的原始数据与测井曲线值直接对比，其实只有少部分实验室的原始数据能够和测井曲线直接对得上，大多数都会有所差异。还有一些人，拿来实验室数据就直接使用，效果不好就怀疑实验数据有问题。由此看来，了解岩石物理实验的方法，正确使用岩石物理实验数据是非常重要的。

此外，实验室的仪器也不是万能的，有许多参数是不可能在实验室直接测得到的，因此期望实验室提供所有的参数也是不现实的。近年来，岩石物理实验技术已经取得了长足的进步，许多过去不可能实现的实验分析项目现在已经成为现实，尤其是计算机技术和层析成像技术用于岩心分析中，使岩石物理实验成果更加直观、适用，内容也更加丰富了。即使如此，有些参数还是不可能直接提供，还有一些测量参数的准确性和精度都有待提高。

利用岩石物理实验数据建立各种关系以及研究它们之间的规律是很重要的。实验数据有时会因为实验条件等因素的限制而不能直接使用，但是通过大量实验数据建立起来的统计关系和规律性往往能够正确地反映地质规律，因此具有真实性。正确使用岩石物理实验得出的关系和规律，是测井地层评价的重要内容。

多种方法结合，多种实验手段结合，多参数测试以及由微观结构到宏观参数的研究方法是当前岩石物理实验的一些突出特点。多种方法结合包括物理的、化学的、数学的、地质的以及理论的和实验的等多种方法；多种实验手段结合包括成像、变频、多轴向以及高温高压、人造岩心等，随着这些技术的不断成熟，必将推动岩石物理实验技术的发展。相信在CNPC测井重点实验室的带动下，我国的岩石物理实验技术一定会取得长足进步。

第二章　泥质砂岩的电阻率

第一节　岩石的电阻率

岩石电阻率是测井地层评价的重要参数之一，许多测井方法如侧向、感应、微球聚焦测井等给出的都是不同探测深度的岩石电阻率参数。岩石的电阻率定义如下：

$$R=r\cdot\frac{s}{l} \tag{2-1}$$

式中　R——岩石电阻率；

r——单位体积岩石的电阻；

s——岩石的横截面积；

l——岩石的长度。

岩石电阻率主要取决于岩性、岩石孔隙度、岩石孔隙中的流体饱和度、导电流体矿化度、泥质含量以及温度等。表 2－1 列出了一些矿物和岩石的电阻率值，可以看出，金属矿物的电阻率都很低，主要造岩矿物（如石英、长石、云母、方解石等）的电阻率都比较高，大部分火成岩的电阻率也都比较高（如花岗岩、玄武岩等），而沉积岩的电阻率则相对较低。

表 2－1　主要岩石和矿物的电阻率表

矿　物	电阻率（Ω·m）	矿　物	电阻率（Ω·m）
粘　土	$1\sim2\times10^{2}$	白云母	4×10^{11}
页　岩	$10\sim10^{2}$	长　石	4×10^{11}
泥质页岩	$5\sim10^{3}$	石　油	$10^{9}\sim10^{16}$
疏松砂岩	2～50	方解石	$5\times10^{3}\sim5\times10^{12}$
致密砂岩	$20\sim10^{3}$	烟　煤	$10\sim10^{4}$
含油气砂岩	$2\sim10^{3}$	无烟煤	0.0001～1
贝壳石灰岩	20～200	硬石膏	$10^{4}\sim10^{6}$
泥灰岩	5～500	无水石膏	10^{9}
石灰岩	600～6000	石　墨	$10^{-6}\sim3\times10^{-4}$
白云岩	50～6000	磁铁矿	$10^{-4}\sim6\times10^{-3}$
玄武岩	$600\sim10^{5}$	黄铁矿	10^{-4}
花岗岩	$600\sim10^{5}$	黄铜矿	10^{-3}
石　英	$10^{12}\sim10^{14}$		

资料来源于尚作源：《地球物理测井方法原理》，石油工业部勘探培训中心，1982 年。

岩石骨架可以认为是不导电的，纯砂岩地层的导电机理主要是离子导电，离子导电岩石的电阻率主要取决于孔隙中流体的导电能力。因为石油和天然气的电阻率值要比地层水的电阻率值大得多，因此，当岩石孔隙中含油气饱和度比较高时，地层的电阻率值就比较高，这

是电阻率测井方法评价地层含油饱和度的物理基础。对于泥质砂岩地层，因为有泥质的附加导电作用，其导电机理要复杂些，但离子导电仍然是主要因素。

电阻率测井之所以能成为应用最广泛、也是最重要的测井方法，主要依赖于建立在岩石物理实验基础上的阿尔奇（Archie）公式。阿尔奇公式比较好地建立了电阻率测井资料与地层含油气饱和度之间的关系，多年以来一直被人们所使用，成为具有划时代意义的理论公式。阿尔奇公式是在一定地质条件下建立起来的，有一定的适用范围；而且地层的电阻率值以及阿尔奇公式中的参数都会受到某些因素的影响，对这些问题的研究，已经成为当前岩石物理实验领域最活跃的内容。

第二节　岩心电阻率的测量方法

一、测量原理

测量原理示意图如图 2－1 所示。对岩心两端施以一定的电压，岩心中就有电流产生。在恒定电流供电的情况下，通过测量岩心两端的电位差，根据岩心的几何尺寸，就可以得到岩心的电阻率值。计算公式如下：

$$R=\frac{\pi d^2}{4l}\times\frac{V}{I} \qquad (2-2)$$

式中　d——岩心直径；

l——岩心长度；

I——通过岩心的电流强度；

V——岩心两端电位差。

测量可以采用两极法，也可以采用四极法。两极法测量时电极的排列已经在图 2－1 中示出了，电极 A 和 B 既是供电电极又是测量电极。两极法的缺点是测量精度受岩心与电极之间接触电阻的影响。为了减少接触电阻影响，测量电极一般采用导电性能好、而且容易贴紧岩心的软质金属材料，如铜或银等；还要用麂皮、滤纸等吸水材料放在岩心与电极之间作为耦合材料。四极法测量时电极的排列如图 2－2 所示，此时公式（2－2）中的 l 应该是 M、N 之间的距离。四极法测量能在很大程度上减小或消除接触电阻的影响，但是这种方法仅适

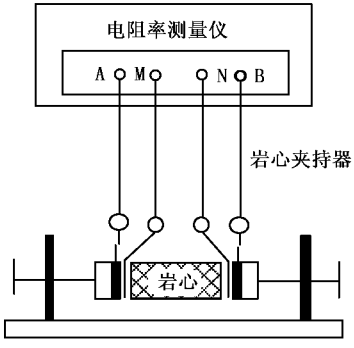


图 2－1　两极法测量岩心电阻率示意图

A、B—供电电极；M、N—测量电极

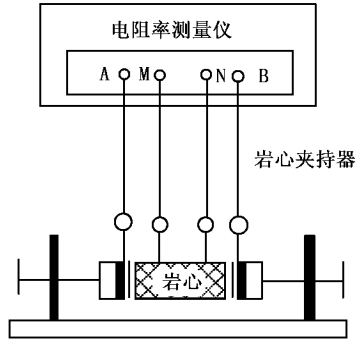


图 2－2　四极法测量岩心电阻率示意图

A、B—供电电极；M、N—测量电极

合在岩心完全饱和水的情况下使用，否则 M、N 电极之间的含水饱和度不易计量。

二、改变岩心含水饱和度的电阻率测量方法

1. 增饱和度法

增饱和度法是将处理好的岩心放入盐水中，依靠岩心自身的毛管力作用，将盐水吸入岩心孔隙中，在不同含水饱和度下进行岩心电阻率的测量。岩心的含水饱和度计量采用重力法：

$$S_w=\frac{(W_w-W_d)}{V_\phi D}\times 100\% \qquad (2-3)$$

式中 S_w——岩心含水饱和度；

W_w——含水岩心质量；

W_d——干岩心质量；

V_ϕ——岩心孔隙体积；

D——水的密度。

该方法是一种以水驱替气体的方法，属于气、水两相驱替法。用空气模拟油来计算油、水饱和度，这里需要假设油和气体的电阻率值都是无穷大。为了不使开始饱和时盐水增加得太快，在低饱和度时一般采用往岩心表面刷水的办法，使岩心的含水饱和度有控制地增加。在岩心的含水饱和度达到一定程度以后，仅仅依靠毛管力的作用是不可能使岩心的孔隙中充满水的，尤其是低孔渗岩心。这时就需要对岩心抽真空使其孔隙中的气体被排出，然后再施以一定的压力使盐水进入岩心孔隙中。具体做法是，将岩心置入装有盐水的压力容器中，容器留有接真空泵和压力泵的接口。首先对岩心进行抽真空处理（25mm 直径的标准岩心一般应抽真空 30min 以上），然后再增加驱替压力，直到岩心完全饱和为止。每次取出岩心称量和测量时，都需要将岩心表面的盐水处理好，既不能将岩心表面孔隙中的盐水吸出，又不能使岩心表面的盐水过多而形成电流的捷径，这实际上是很难控制的。岩心表面水的处理是该方法最难控制的因素，它一方面影响岩心饱和度的准确性，另外表面水容易形成导电通道，使测量的岩心电阻率值偏低，因此需要有相当的经验和细心才能控制好。

该方法的另一个影响因素是盐水在岩心中的分布状态。盐水在岩心中的分布状态对其电阻率的影响是很大的，为了减少这一影响，应该增加盐水在岩心中的稳定时间。岩心表面水处理好之后，将其放到夹持器中进行监测，直到其电阻率值稳定后再进行记录，此时岩心中的盐水已经分布均匀，达到了稳定的平衡状态，测量效果最好。

增水法操作简单，一次可以同时处理多块岩心，因此效率比较高。如果控制得好，用该方法测量不同饱和度下岩心电阻率的效果还是比较理想的。该方法是一种常温常压下的测量方法，不能模拟实际地层条件。美国岩心公司（CORELAB）的 CEF 型常温常压下岩心电阻率测量装置如图 2－3 所示。

2. 减饱和度法

减饱和度法是增饱和度法的逆过程，也属于气、水两相驱替法，含水饱和度的计量及电阻率的测量与增水法时一样。常见的减饱和度法有气驱法、离心法和半渗透隔板法。

1）气驱法

将处理好的岩心完全用盐水饱和，然后采用自然或人工脱水的办法来降低其盐水饱和

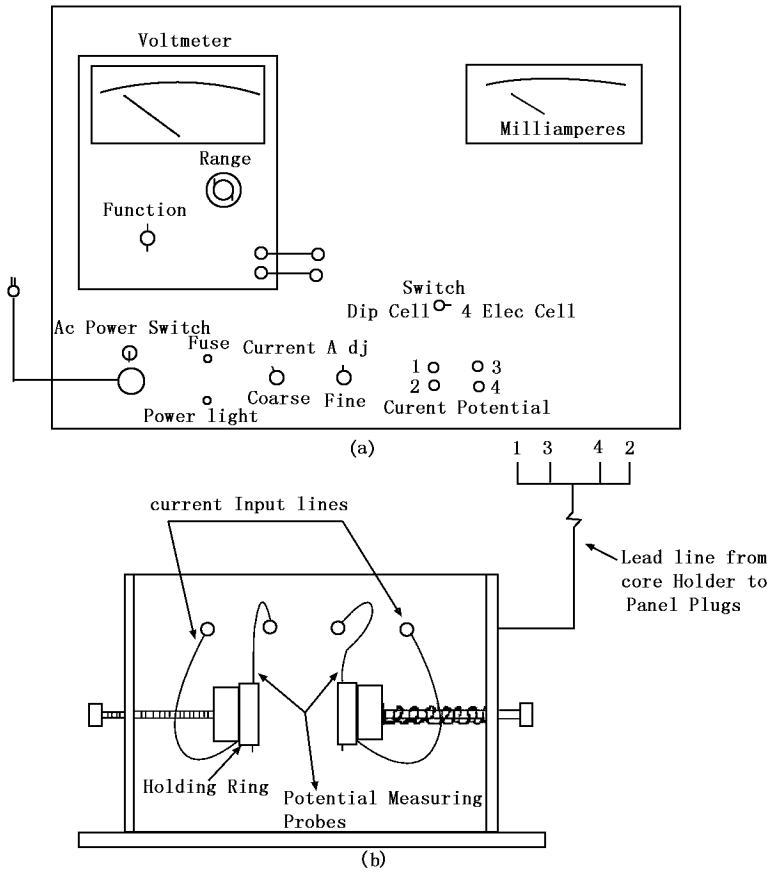


图 2－3　CORELAB CEF 型岩心电阻率测量仪

(1) CEF 型岩心电阻率测量仪；(2) CEF 岩心夹持器

度。自然脱水需要的时间长，一般不用；人工脱水一般采用气吹法或烘干法，但要控制好测量时岩心的温度。气驱法的优点是盐水在岩心中的分布比较均匀，而且不存在表面水的影响。缺点是岩心中的水分减少了，盐分却没有减少，因为脱水是靠岩心中的水分蒸发来实现的，相当于盐水的浓度增大了，因此会影响测量结果。与增饱和度法一样，该方法也不能模拟地层条件，只能在常温常压下进行测量。

2）离心法

离心法是人工降低岩心孔隙中盐水饱和度的另一种形式，其手段是通过离心力来进行驱替。具体做法是，将饱和好的岩心放入特制的离心管中，离心管的末端留有带刻度线的集水管，靠离心力驱替出的盐水被收集在刻度管中（图 2－4），依据体积法计算岩心的含水饱和度。计算公式如下：

$$S_w = \frac{V_w}{V_\phi} \times 100\% \qquad (2-4)$$

式中　V_w——刻度管中盐水的体积。

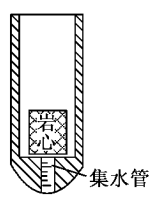


图 2－4　离心管示意图

使用离心法测量时，岩心的润湿性比较好，不存在表面水的影响。离心力能在一定程度上模拟地层的驱替压力，而且通

过调整离心机的转数可以改变驱替压力。不同驱替压力时的出水量反映岩心孔隙的毛管力，因此该方法可以用于研究不同毛管压力条件下的岩电关系。如果离心管设计合理，该方法也可以进行油、水两相驱替实验。该方法比前两种方法复杂，每次测量都需要把岩心取出来；而且用该方法进行测量时，岩心中的盐水分布不均匀，末端的盐水饱和度要大于顶端。该方法也不能模拟地层条件，只能在常温常压下进行测量。

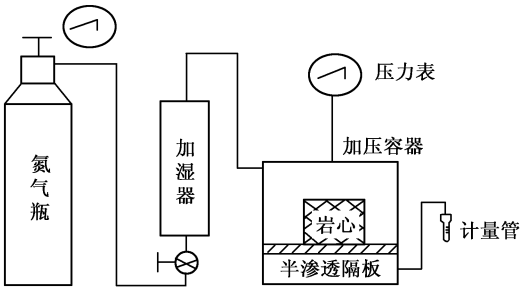


图 2－5　半渗透隔板法测量岩心电阻率装置

3）半渗透隔板法

半渗透隔板法也是一种人工降低盐水饱和度的方法。半渗透隔板是一种多孔板，孔隙致密、具有较大的毛管压力。半渗透隔板的孔隙表面经化学处理后，在一定压力下只能使润湿相流体（水）渗透，而非润湿相流体（油气）不能渗透，因此能消除常规法驱替时由于非润湿相流体的活塞式推进所产生的“末端效应”。由于采用的半渗透隔板，驱替相和润湿相的相互作用主要取决于岩心的毛管压力，因此这种驱替过程能较好地模拟油气藏的压力系统。半渗透隔板法的测量装置如图 2－5 所示[1]。岩心和半渗透隔板在装入压力容器前都要先抽真空饱和，驱替时通过调节压力阀来控制加湿氮气的驱替压力。在某一压力下，如果计量管中的盐水体积不再增多就可以认为两相流体的分布达到了平衡（这一过程一般需要几天时间），此时卸掉压力，取出岩心进行称重确定其含水饱和度、测量其电阻率值。然后再在把岩心放入压力容器内，增加压力进行下一个饱和度点的测量。不同含水饱和度下，两相流体分布达到平衡时的压力就是该状态下的毛管力，因此该方法也可以用来研究不同毛管力条件下的岩电关系。为了提高测量效率，一次可以同时处理多块岩性相近、孔渗差别不大的岩心。该方法同样不能模拟地层的温度和压力条件，也只能在常温常压下进行测量。

3. 油、水两相驱替法

油、水两相驱替法（也可以是气、水两相或油、气、水三相驱替）是将岩心装在一个橡胶筒中，橡胶筒的两端用与岩心直径相同的柱状电极封堵，外边用金属套箍住，使其密封，以防止压力泄漏。对橡胶筒外部施以液压，能够模拟地层的上覆压力，还能够使橡胶筒贴紧岩心，避免驱替时盐水从橡胶筒与岩心的接触面导通，见图 2－6。金属电极中心留有注液孔，通过它可以对岩心注入流体形成驱替压力。金属电极与岩心的接触面留有网状小沟槽，以便驱流体沿岩心端面均匀推进（图 2－7）。

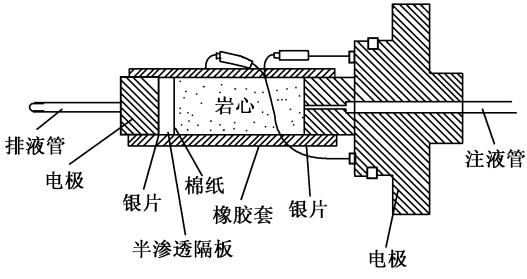


图 2－6　油、水两相驱替法岩心夹持器

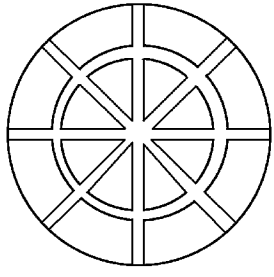


图 2－7　油水两相驱替法电极端面

流体饱和度计量采用体积法，驱替出的流体被收集到计量管中，根据计量管中的流体体积和岩心的孔隙体积即可得到岩心中某一种流体的饱和度。也可以采用其他方法计量岩心中的流体饱和度（如电容法）。油、水两相驱替只能采用两极法来测量岩心的电阻率，若采用四极法测量则无法得到测量电极之间的真实流体饱和度。在这种装置中，四极法仅适合用于100％含水岩心的测量。

大庆测井公司在1999年引进了美国岩心试验公司（CORETEST）的RPS－850－Z5型岩石电阻率、毛管压力和相对渗透率自动测量系统，其原理图如图2－8所示。它是美国岩心实验公司的最新产品，可以在模拟地层温度和压力条件下自动测量油、水两相条件下岩心

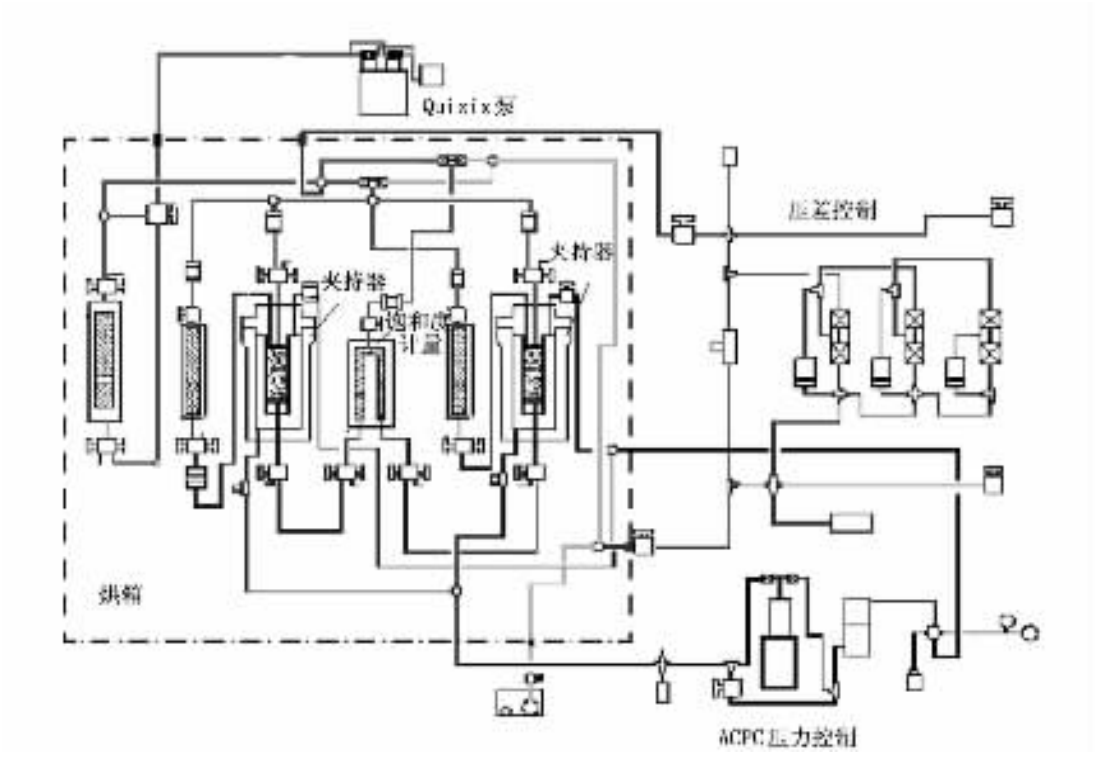


图2－8　美国岩心公司RPS－850－Z5型岩心电阻率驱替系统流程图

的电阻率、毛管压力和相对渗透率。为了便于饱和度计量，采用两极法测量岩心电阻率。岩心夹持器两端分别装有亲油和亲水的半渗透隔板，以利于不同润湿相的驱替和毛管压力的建立，也有利于消除“末端效应”的影响，从而提高测量分析结果的可靠性和精度。采用QUIZIX精密计量泵对岩心进行驱替，根据驱替到计量管内流体的体积，用电容法计算计量管内流体的含水率，从而得到岩心内部的流体饱和度。上覆压力是通过液压泵来建立的，温度的控制是通过恒温箱来完成的、岩心夹持器安装在恒温箱中；采用三个压力传感器测量毛管压力。该系统还可在两相或三相流条件下测量流体的非稳态相对渗透率。控制软件能够实施对温度和压力的自动控制，能够适时进行数据采集和处理，能够监测和诊断系统各部分的工作情况、实现全自动测量（图2－9）。该系统可以自动改变方向对岩心进行不同润湿相流体的驱替，测量时不需取出岩心。

系统的主要技术指标如下：

最大上覆压力：10000psi；

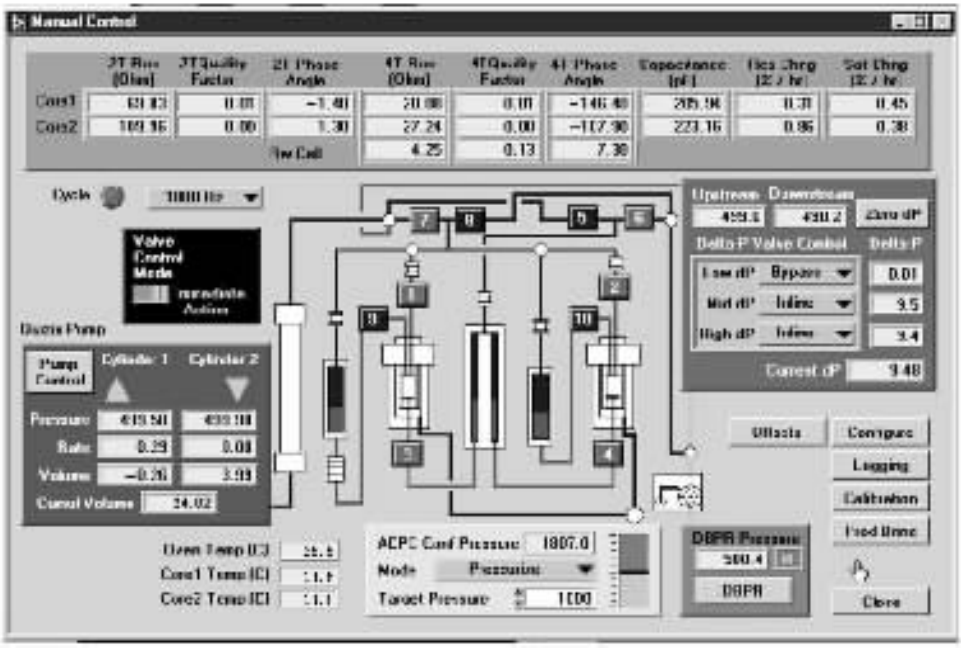


图 2－9　美国岩心公司 RPS－850－Z5 型岩心电阻率驱替系统控制界面

最大驱替压力：0～7500psi；

最高模拟温度：150℃；

测量频率：800～1200Hz；

系统测量精度：0.1%；

岩心长度：1～3in

岩心直径：1in **和** 1.5in。

该系统可以用于研究岩石在不同流体饱和度、不同润湿相条件下电阻率与毛管压力及相对渗透率之间的关系，研究岩石在不同束缚水饱和度和不同残余油饱和度条件下的电阻率变化规律，研究地层条件下阿尔奇参数的变化规律及其影响因素，以及研究岩石的微观孔隙结构变化对其电阻率的影响等。

该方法的测量周期长，一块岩心一般需要 3 天以上的驱替时间；如果测量毛管压力和相对渗透率，则需要的时间更长。大庆测井公司设计了两套岩心夹持器同时进行驱替，提高了驱替的效率。低孔渗岩心的驱替一直是岩心分析中的难题，没有更好的解决办法，RPS－850－Z5 测量系统对于渗透率小于 $0.1\times10^{-3}\mu m^2$ 的岩心几乎无能为力；对于这种特低孔渗的岩心，可以针对性地选择其他改变饱和度的测量方法。

第三节　泥质砂岩电阻率的影响因素

一、岩石电阻率与含水饱和度的关系——阿尔奇公式

在地层水矿化度一定时，随着含水饱和度的增加，地层的电阻率值降低。这是因为地层

水中含有大量的导电离子，当地层的含水饱和度增高时，地层的导电截面积增大了，导电通道就增多了，使地层的整体电阻率值降低，这是地层电阻率随含水饱和度变化的一般规律。图 2－10 给出了不同孔渗岩心的电阻率随含水饱和度变化的曲线，是油驱水情况下的测量结果。可见低孔渗岩心的电阻率与含水饱和度的关系要比高孔渗时要复杂，相关性也比较差。

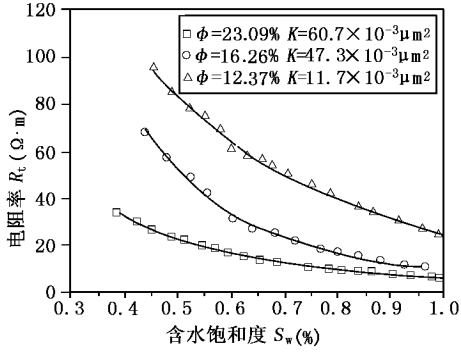


图 2－10　岩石电阻率与含水饱和度之间的关系

对于注水开发油田，一般注入水矿化度比较低，当油层水淹以后，地层电阻率随含水饱和度的变化情况要复杂一些，这将在后面的章节中讨论。

1942 年，美国石油工程师阿尔奇在岩石物理实验资料的基础上，建立了地层电阻率与含水饱和度之间的定量关系，提出了著名的阿尔奇公式：

$$F=\frac{R_0}{R_w}=\frac{a}{\phi^m} \tag{2-5}$$

$$I=\frac{R_t}{R_0}=\frac{b}{S_w^n} \tag{2-6}$$

式中　F——地层的电阻率因数，也称相对电阻率；

I——地层的电阻增大系数；

R_t——地层真电阻率；

R_0——地层 100％含水时的电阻率；

R_w——地层水电阻率；

m——地层胶结指数；

n——地层的饱和度指数；

a、b——常数。

公式中的 a、b、m、n 也称阿尔奇参数，与岩性有关，需要实验室来确定。实验室确定 a、b、m、n 的方法如下。

将式（2－5）两端取对数得到：

$$\lg F=\lg a-m\lg\phi \tag{2-7}$$

可见，$\lg F$ 与 $\lg\phi$ 之间的关系呈线性。在双对数坐标系中建立 $\lg F$ 与 $\lg\phi$ 之间的关系，则直线的斜率就是 $-m$，截距就是 $\lg a$。同理，将式（2－6）两端取对数得到：

$$\lg I=\lg b-n\lg S_w \tag{2-8}$$

在双对数坐标系中直线斜率是 $-n$，截距是 $\lg b$。

图 2－11、图 2－12 分别给出了大庆油田实际地层的 $F-\phi$ 和 $I-S_w$ 关系。

阿尔奇公式的建立是以纯砂岩地层为基础的，适用于地层较纯（含泥少）、孔隙分布均匀、地层水矿化度相对高以及离子导电是唯一的导电方式的条件下。在这种条件下，m 和 n 值都近似等于 2，a 和 b 值都近似等于 1。对于泥质砂岩地层，由于存在粘土的附加导电作

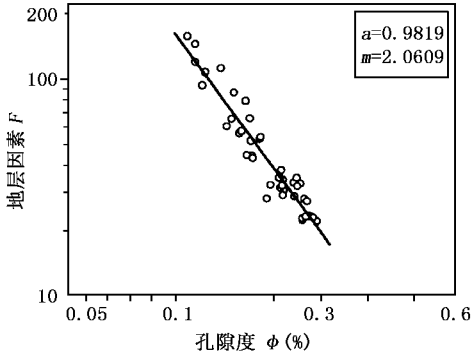


图 2－11　岩石地层因素与孔隙度关系

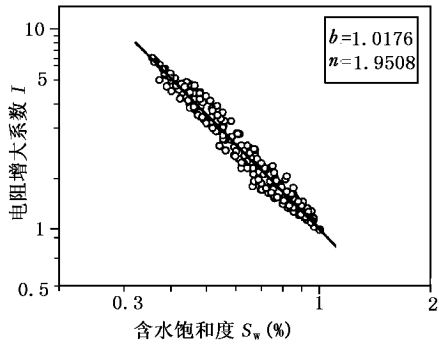


图 2－12　岩石电阻增大系数与含水饱和度关系

用，其导电机理较纯砂岩地层要复杂。一般情况下，很难找到不含粘土矿物的纯砂岩地层，即使是海相沉积的砂岩，也会有少量的粘土存在。人们在使用中发现，岩石含有少量粘土时（粘土含量少于 10%），阿尔奇公式仍然适用；对于某些粘土含量高于 10%的地层，如果岩性比较均匀、孔渗和地层水矿化度都比较高，阿尔奇公式也会有比较好的使用效果。

阿尔奇公式是电阻率测井资料定量解释地层含油饱和度的基础，半个多世纪以来一直被人们所使用，它的诞生推动了石油测井技术的发展，使测井得到了地质家们重视，并逐步发展成为一门学科。然而，阿尔奇公式也存在着明显的局限性。首先阿尔奇公式要求的条件限制了它在一些地质环境下使用，如碳酸盐岩储层和含泥质多的泥质砂岩储层等；其次，阿尔奇公式中 m、n 参数的物理意义并不十分明确，目前人们仍在探讨这个问题；另外，阿尔奇公式中的 R_0 值在实际地层中是难以确定的，等等。尽管如此，阿尔奇公式作为划时代的理论公式始终不失其意义，多年来人们一直没有停止过对它的研究，并且引申和发展了许多其他形式的饱和度解释模型。

二、泥质含量对岩石电阻率的影响——W－S 模型

对于泥质砂岩地层，由于存在泥质的附加导电作用，因此粘土类型、含量及其分布等都将对其导电性产生重要影响，导电机理要比单纯的孔隙水离子导电机理要复杂得多。图 2－13 是饱和水岩心的电阻率 R_0 与泥质含量 R_{sh} 之间的关系，图 2－14 是不同泥质含量岩心的电阻率随含水饱和度变化的关系，都可以看出，受泥质的附加导电作用影响，岩石的电阻率随泥质含量的增加而降低。

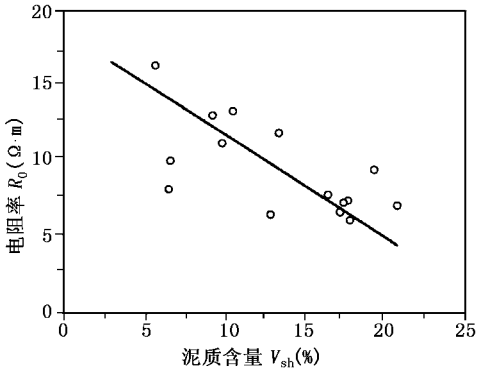


图 2－13　岩石 R_0 与 V_{sh} 之间的关系

不同含水饱和度时，粘土对泥质砂岩的电阻率值影响程度不同。当地层含水饱和度较高时，孔隙水的离子导电起主导作用，此时地层的电阻增大系数与含水饱和度的关系呈线性；当地层含水饱和度较低时，对于泥质含量较高的地层，粘土对其导电性的影响很大，此时地层的电阻增大系数与含水饱和度的关系会表现

为非线性（图 2－15），这种情况下，很可能导致低阻油层。

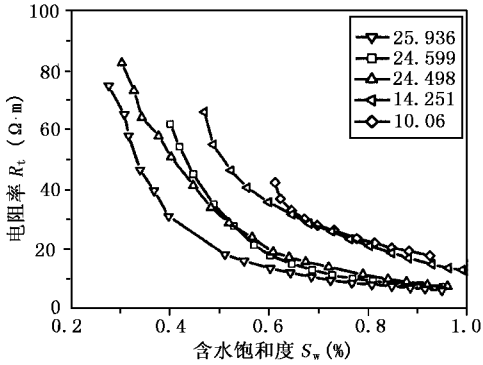


图 2－14　不同泥质含量下岩石 R_t 与 S_w 之间的关系

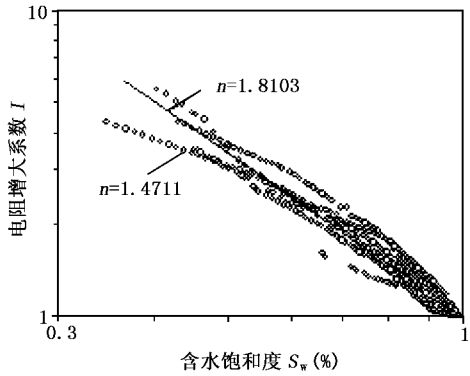


图 2－15　高含泥地层的 I—S_w 关系

为了校正泥质对岩石电阻率影响，可以采用两种方法。一是根据岩心实验资料，建立泥质含量与地层电阻率之间的关系图版，用图版来校正泥质对地层电阻率的影响，然后用阿尔奇公式来确定地层的含油饱和度。这种方法不仅需要知道地层的泥质含量，而且还要考虑对阿尔奇参数进行泥质影响的校正（泥质含量及分布影响岩石的孔隙结构），因此比较复杂。另一种方法是建立泥质砂岩地层的含油饱和度公式，这方面的公式有很多，Waxman—Smiths 模型就是其中的典型代表。

1968 年，Waxman 和 miths 在大量实验的基础上，建立了含油泥质砂岩地层的导电模型——W—S 模型[18]。他们认为粘土的导电是由粘土颗粒表面吸附的阳离子所造成的，这些阳离子可以和孔隙溶液中的其他阳离子交换位置，可交换的阳离子数量决定粘土对岩石导电性的贡献。因此他们把泥质砂岩地层电导率增高的原因归结为粘土的附加导电：

$$C_0=\frac{1}{F^*}\ (C_w+B\cdot Q_v) \tag{2-9}$$

根据这个理论，对于含油泥质砂岩有：

$$C_t=\frac{S_w^{n^*}}{F^*}\ (C_w+B\cdot\frac{Q_v}{S_w}) \tag{2-10}$$

式中　C_0——完全饱和水泥质砂岩的电导率；

C_t——含油泥质砂岩的电导率；

F^*——泥质砂岩的电阻率因数；

C_w——地层水电导率；

n^*——泥质砂岩的饱和度指数；

B——可交换阳离子的等效电导率；

Q_v——阳离子交换量。

和阿尔奇公式一样，Waxman 和 miths 也给出了泥质砂岩的电阻增大系数 I：

$$I=S_w^{-n^*}\left[\frac{C_w+B\cdot Q_v}{C_w+B\cdot Q_v/S_w}\right] \tag{2-11}$$

当 $Q_v=0$ 时，即地层不含粘土时，公式（2－9）、公式（2－11）与阿尔奇公式的形式相同。因此 W—S 模型是对阿尔奇公式的补充和发展。在实际应用中，W—S 模型遇到的突出问题就是 Q_v 和 B 值的确定问题，这些参数需要靠精确的实验室资料来确定，因此使 W—S 模型的应用受到了限制。

三、地层水矿化度对泥质砂岩电阻率的影响

1. 岩石电阻率随地层水矿化度的变化规律

岩石的导电能力主要与岩石孔隙流体中带电离子的浓度有关，即与地层水矿化度有关。地层水矿化度越高，岩心的电阻率值就越低；因为随着矿化度增高，岩石中可移动的导电离子数量就会增多，使岩石的电阻率值降低。地层水矿化度对岩石电阻率的影响与岩性有关，孔渗越高其影响程度就越大。对于泥质砂岩储层，由于有粘土的附加导电作用，影响因素会更加复杂。图 2－16 是不同孔渗的泥质砂岩岩心电阻率随地层水矿化度升高而降低的实例。

泥质砂岩电导率与饱和溶液电导率之间的关系已经被许多实验所证实了，在稀溶液范围内泥质砂岩的电导率随饱和溶液电导率的变化会表现出与一般浓度下不同的特征（图 2－17）。图 2－17 是大庆油田岩心实验的结果，图中，当饱和溶液浓度很低时，粘土中吸附阳离子的附加导电作用对岩石的电导率值影响很大，此时岩石的电导率随饱和溶液电导率的升高而迅速增加。当饱和溶液电导率增加到一定程度之后，孔隙溶液中自由离子的导电开始占据主导地位，岩石电导率随饱和溶液电导率的变化趋向平缓、最后二者呈现出线性关系。受岩性、溶液类型、离子吸附特性等因素的影响，不同实验给出的线性范围有所差别，图 2－17 中两块岩心的孔隙度分别是 10.3% 和 19.3%，开始出现线性关系的电导率约为 $0.25\mathrm{Sm}^{-1}$。

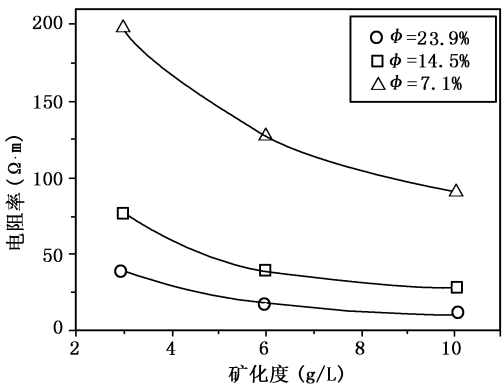


图 2－16　不同孔隙度岩石的电阻率与矿化度关系

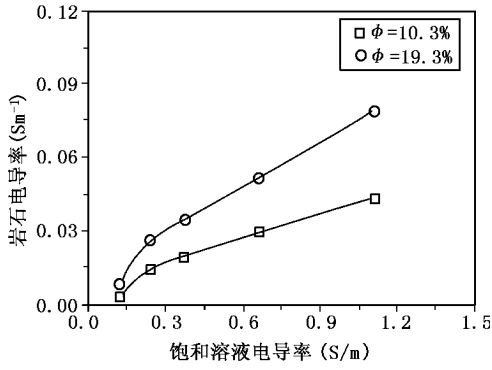


图 2－17　岩石电导率与饱和溶液电导率之间的关系

2. 地层水矿化度对阿尔奇参数的影响

根据阿尔奇公式：

$$F=\frac{R_0}{R_w}=\frac{a}{\phi^m}\qquad I=\frac{R_t}{R_0}=\frac{b}{S_w^n}$$

对于纯砂岩或含泥质很少的泥质砂岩地层，在一定低的矿化度范围内，矿化度变化对 F 和 I 值都无影响，m 和 n 值都不随矿化度变化。而当地层水矿化度较高时，岩石孔隙中导电

离子的移动能力会受到一定程度的限制，在 F 的表达式中，矿化度对 R_w 的影响要大于对 R_0 的影响，即 R_w 随矿化度增高而降低的程度较 R_0 大，因此 F 值随着矿化度增高会略有增高、m 值会略有增大；类似地，当地层水矿化度较高时，矿化度对 R_0 的影响要大于对 R_t 的影响，使 I 值随着矿化度增高略有增高、n 值略有增大。使 F 和 I 值开始出现增高趋势的矿化度界限由于岩性不同会有所不同。

对于泥质砂岩储层，由于受泥质的影响，m 和 n 值都随地层水矿化度变化。其表现为，随地层水矿化度的增高，m 和 n 值都增高。表 2－2 给出了 n 指数随地层水矿化度变化的实例。

表 2－2　n 指数随矿化度变化数据表

岩心号	孔隙度（%）	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	3000（mg/L）		6000（mg/L）		10000（mg/L）	
			b	n	b	n	b	n
5	7.1	0.03	0.84	2.09	0.65	2.58	0.62	2.92
10	10.3	20.6	0.87	1.29	0.77	1.77	0.82	1.84
13	19.3	32.7	0.89	1.56	0.97	1.81	0.9	1.94
16	23.9	175	0.88	1.44	0.98	1.68	0.93	1.95

3. 淡水驱替条件下岩石电阻率的变化规律

我国大多数油田采用注水开发的方式。油层注水以后，地层混合液电阻率将发生变化，对地层电阻率将产生影响。20 世纪 90 年代以来，国内一些油田关于水淹油层导电机理的研究十分活跃，也取得了一些令人瞩目的成果。水淹层的核心问题是确定其含水饱和度，知道了含水饱和度就知道了水淹状况以及水淹程度，以便开展射孔作业和确定剩余油开发方案。地层混合液电阻率是确定地层真电阻率、进而确定地层含水饱和度的关键，这实际也是一个地层水矿化度变化对地层电阻率影响的问题。淡水驱替过程中，岩石电阻率随流体饱和度变化呈“U”字型曲线的变化是近年来水淹层岩电关系实验的热点问题，许多岩电实验都重现了这一现象。

“U”字型曲线只能出现在注淡水的条件下。一般认为，出现“U”字型曲线的原因是：在开始用淡水驱替时，由于岩心中含水饱和度的增加，其电阻率值降低；随着淡水的注入量增加，岩心中的盐水不断地被稀释，此时，由于含水饱和度增加而使其电阻率降低的趋势逐渐地被由于盐水变淡而使其电阻率增高的趋势所掩盖了，到达一定的含水饱和度之后，岩心电阻率的变化开始平缓、然后上升，因此出现了“U”字型。而当地层原生水矿化度小于注入水矿化度时，即用高浓度的盐水驱替时，岩心中没有使其电阻率增加的因素，所以不会出现“U”字型现象。

即使满足淡水驱替的条件，也不是一定会出现“U”字型现象，“U”字型曲线的出现还与岩心的润湿程度有关。

图 2－18 是理论模拟的岩心电阻率随含水饱和度变化曲线，其假设条件是：淡水驱替；驱替过程中岩心的含水饱和度连续增大；随着原始地层水被驱出，岩心中水的电阻率值不断增高；岩心含泥质较少，孔隙度比较发育；岩心亲水润湿、残余油饱和度比较低。这种条件下岩石电阻率的变化满足下面的阿尔奇公式，可以取 $a=b=1$，$m=n=2$：

$$R_t = \frac{R_w}{(\phi S_w)^2} \qquad (2-12)$$

图 2－18 中可见，对于亲水岩心，岩心电阻率随含水饱和度的增加呈非线性衰减的趋势，而且岩心中的原始水与注入水的浓度比越大，曲线衰减得越快，但是不出现“U”字型现象。模拟地层水的最大矿化度达到了 20×10^4mg/L，注入淡水的矿化度选择为 800mg/L，这种条件下的模拟结果已经超出了国内所有注水开发油田的地层水与注入水的浓度比。或者可以说，在满足上述假设条件的情况下，在国内注水开发油田的亲水地层，一般不会出现“U”字型现象。

而亲油岩心的理论模拟结果就不一样了，亲油岩心的残余油饱和度一般比较高，在被驱出的流体中油的成分比较少，水的成分多，相当于淡水替换盐水。这种驱替条件下，岩心的含水饱和度变化缓慢，岩心电阻率由于水的电阻率增高而逐渐增大。图 2－19 给出了这种条件下的理论模拟结果，出现了“U”字型，而且原始水与注入水的浓度比越大，“U”字型的趋势就越明显。

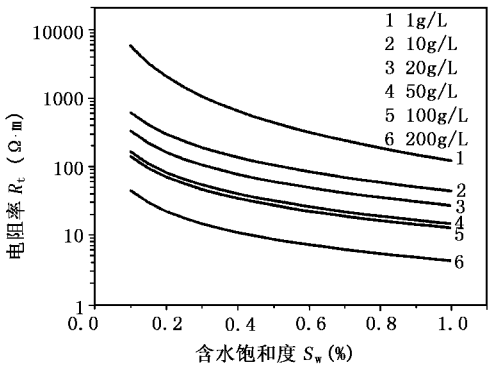


图 2－18　淡水驱 R_t—S_w 理论曲线（亲水岩心）

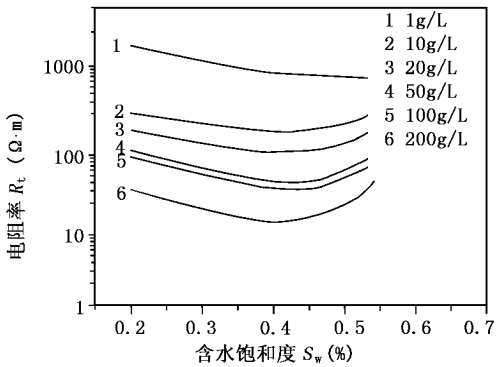


图 2－19　淡水驱 R_t—S_w 理论曲线（亲油岩心）

如上只是简单的理论模拟结果，实际地层的情况要复杂得多，比如驱替会改变岩心中的油水分布状态，使其电性质变化复杂等，因此上述理论模拟的结果有待于通过大量的实验来验证。

图 2－20 和图 2－21 是大庆油田两块不同岩心的淡水驱替结果，岩心是经过有机溶剂洗

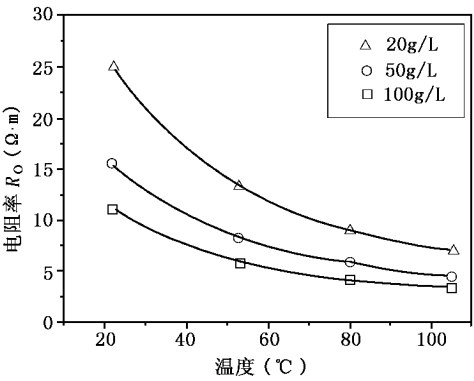


图 2－24　不同矿化度下岩心电阻率与温度的关系

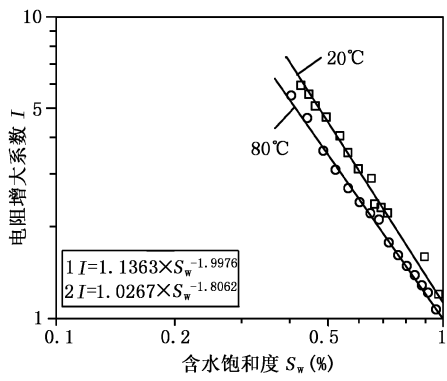


图 2－25　不同温度下 I—S_w 关系

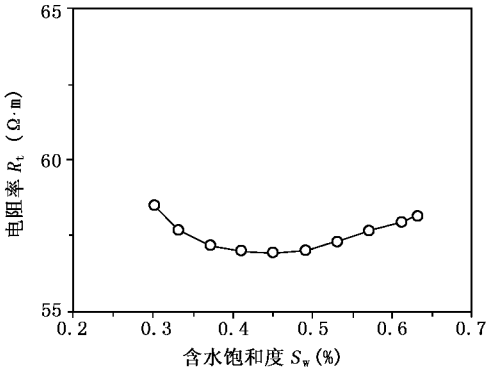


图 2－20　淡水驱岩心的 R_t—S_w 关系

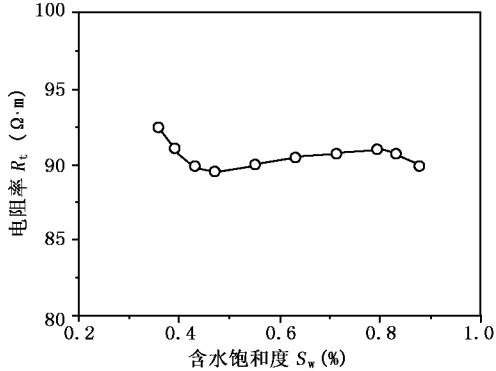


图 2－21　淡水驱岩心的 R_t—S_w 关系

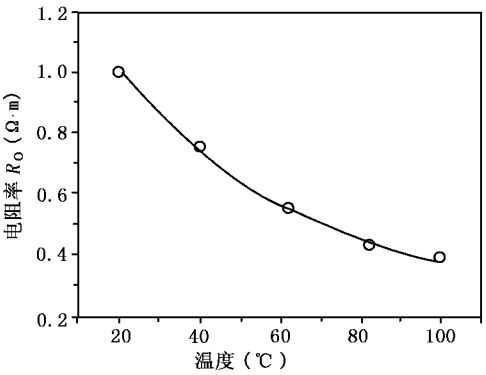


图 2－22　岩石电阻率与温度的关系

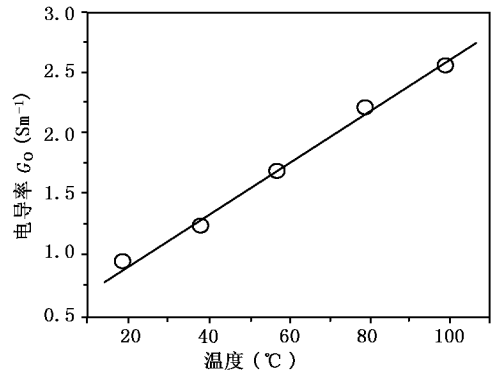


图 2－23　岩石电导率与温度的关系

温度对岩石电性质的影响在一定范围内与矿化度的影响关系一致，即温度升高使岩石孔隙中导电离子的运动加快，相当于流体中导电离子的数目增多、矿化度增高了，其结果都是使流体传导电流的能力增强了。图 2－24 是不同矿化度下岩石电阻率与温度关系的实验结果，随着岩石中导电流体矿化度的增高，温度对岩石电阻率的影响程度减弱，这是因为温度和矿化度增高到一定程度以后，都会使导电离子的运动受到限制。

温度对阿尔奇参数的影响与矿化度的影响有所不同。温度升高时，n 值会有所降低（图 2－25）。温度升高后，影响了岩石的润湿性，使岩石的亲水性增强了，从而导致 n 值降低。

温度对地层胶结指数 m 值的影响比较复杂，文献［1］总结了国外的一些研究结论：早期的研究认为随着温度的升高 m 值略有增加；Longeron 和 Mahmood 认为，温度对纯砂岩的 m 值没有明显的影响；Waxman 等人认为经泥质校正后，m 值不受温度变化影响。大庆测井公司 1985 年的研究结论是，对于泥质砂岩储层，在较低温度时，m 值随温度升高略有下降；当温度高于 60℃时，m 值不受温度的影响（图 2－26）。导致这种现象的原因可能是因为大庆油田内部的地层水矿化度比较低（图 2－26 的模拟地层水矿化度为 6000mg/L），因此泥质的影响显得比较突出。

2. 压力对岩石电阻率的影响

上覆压力对岩石电阻率的影响是因为孔隙度变化引起的。岩心取出地层以后，上覆压力被释放了，使其孔隙度值有所增加。图 2－27 给出了岩心孔隙度随上覆压力的变化曲线，随着上覆压力增加，岩心孔隙度非线性减小，其电阻率值也因此而增加（图 2－28），但其影

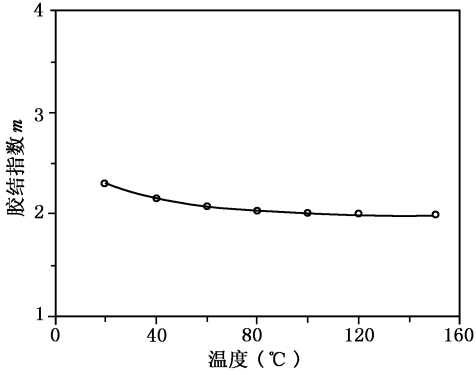


图 2－26　温度对 m 指数的影响

响程度远不如温度的影响大。从这个角度讲，在使用岩心分析资料给出的孔隙度时应该做地层压力条件下的校正（非线性校正）。

Mahmood 已经证实[1]，上覆压力对 m 值的影响很微弱，随着上覆压力的增加，m 值有微小的增加；并且认为，只有有效压力才会对胶结指数 m 值产生影响。Longeron 认为压力对饱和度指数 n 的影响与岩性有关，并且证实砂岩的 n 值随压力增加略有增加。

五、孔隙结构对泥质砂岩电性质的影响

岩石的孔隙结构是指岩石的微观孔隙构成，

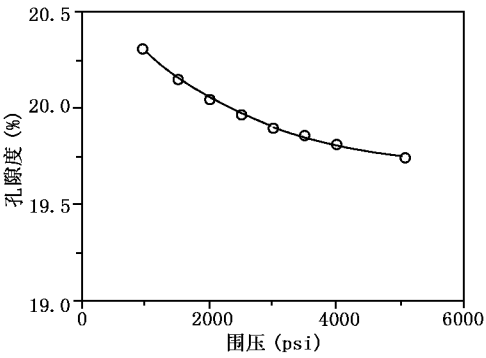


图 2－27　岩心孔隙度随压力变化曲线

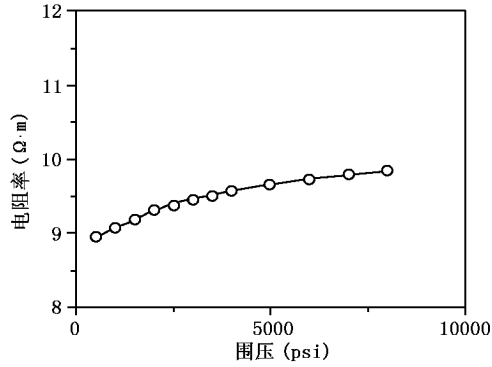


图 2－28　岩心电阻率随压力变化曲线

主要包括岩石孔隙的大小、分布、形态、连通性、孔喉比以及孔隙类型等。受岩石微观孔隙结构影响的宏观参数有岩石的孔隙度、渗透率、比表面、胶结指数等，这些参数又影响着岩石的电性质。

影响岩石微观孔隙结构的因素很多，主要有岩石的组成、颗粒尺寸、形状、磨圆程度、分选性、孔隙配位数、压实作用以及胶结程度、溶蚀作用等。岩石微观孔隙结构对岩石宏观参数的影响很复杂，许多情况下影响因素不是单一的。一般情况下，岩石孔隙度受压实作用、颗粒尺寸和分选性的影响：压实作用的增加使岩石孔隙度变小；小的颗粒尺寸对应小的孔隙半径和孔喉半径；分选差能使岩石孔隙度减小、使孔隙半径和喉道半径降低。渗透率一般与岩石颗粒尺寸呈正相关，随着颗粒尺寸增加岩石的渗透率增大。分选好、颗粒尺寸小的岩石一般有比较大的比表面。

一般情况下，泥质砂岩地层的分选性好，孔隙比较发育，孔隙连通性好。因为有一定量的粘土存在，增加了泥质砂岩地层孔隙结构的复杂性，使其束缚水含量增高、附加导电性增强，给电阻率测井评价带来了困难。

岩石微观孔隙结构对阿尔奇参数的影响也很复杂。一般情况下，岩石的平均孔隙半径与 n 值呈负相关，平均孔隙半径越大，n 值越低。图 2－29 是大庆油田岩心的平均孔隙半径与 n 值的关系，两块岩心的渗透率分别是 $451\times10^{-3}\mu m^2$ 和 $560\times10^{-3}\mu m^2$，孔隙连通性都较好，可以认为具有相当的孔隙配位数。而 1 号岩心的平均孔隙半径为 $2.421\mu m$（依据压汞资

料），n 值为 1.655；2 号岩心的平均孔隙半径为 2.104μm，比 1 号岩心的平均孔隙半径小，因此 n 值比 1 号岩心的大，为 2.012。

图 2－30 是岩石孔隙结构影响 n 值的另一个例子。两块岩心的分析数据见表 2－3，可以看出，两块岩心的孔、渗参数和泥质含量都差别不大，可以认为它们的平均孔隙半径和孔隙配位数差别不大。然而 1 号岩心的 n 指数为 1.9308，2 号岩心的 n 指数为 1.8215。差别很可能来自岩心的分选性，1 号岩心的标准偏差为 1.74，2 号岩心的标准偏差为 1.36，2 号岩心的分选性较 1 号岩心的好。分选性反应岩心的孔喉比，分选差的岩心一般具有比较大的孔喉比，因此岩心孔喉比大会导致 n 值增高。

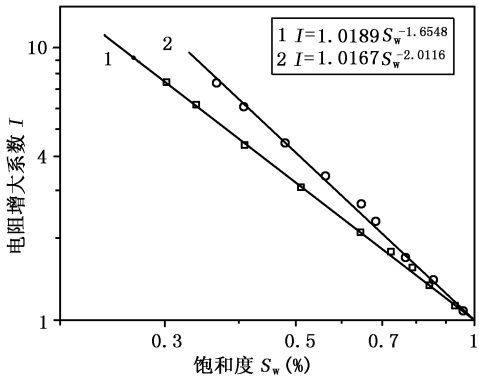


图 2－29　岩石平均孔隙半径对 n 值的影响

表 2－3　两块岩心的分析数据

岩心编号	孔隙度（%）	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	泥质含量（%）	粒度中值（mm）	标准偏差
1	28.94	615	9.2	0.12	1.74
2	29.64	563	6．98	0.13	1.36

以上例子是根据大量的岩心分析资料总结出来的规律，只是定性分析的结果，岩心分析

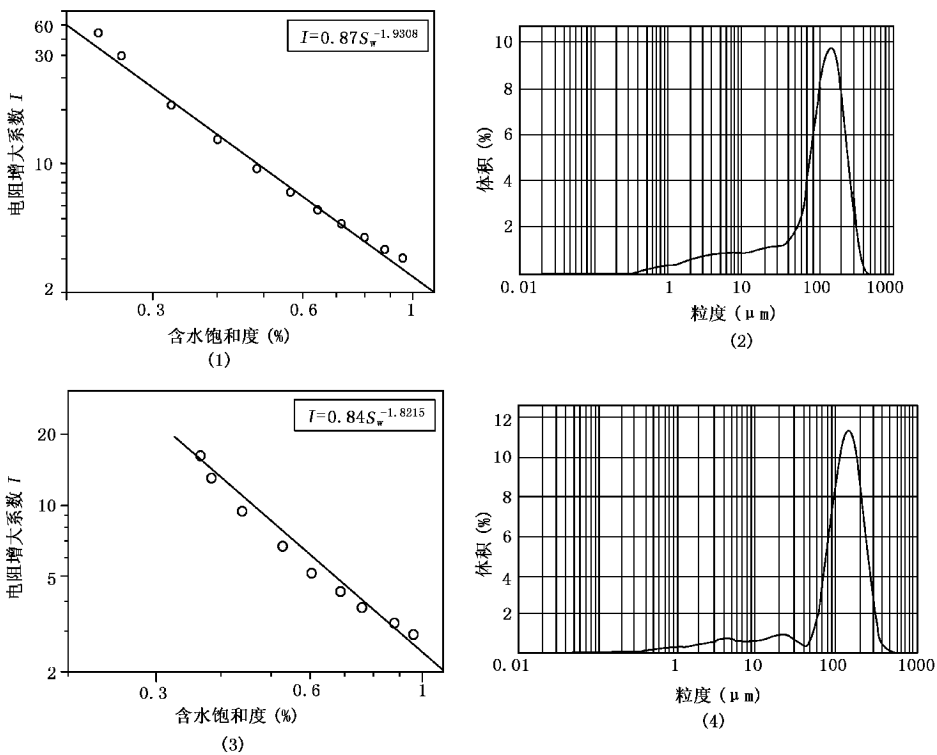


图 2－30　岩心孔喉半径比对 n 值的影响

的误差和其他一些影响因素会导致结果的复杂性。

岩石孔隙结构对 m 指数的影响也是复杂的。大庆油田海拉尔地区地层的孔隙结构很复杂，颗粒大小不均、分选性差，裂缝、溶洞发育，经常出现双重和三重孔隙结构。图 2－31 是海拉尔某区块的地层因素与孔隙度关系，相关性非常差。

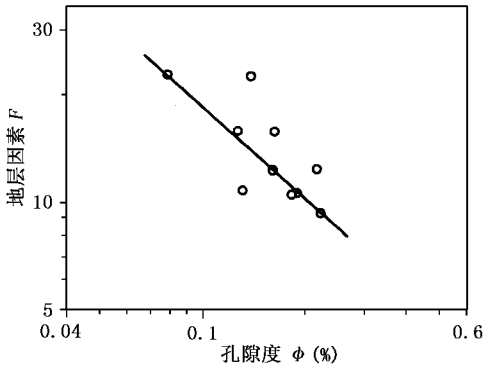


图 2－31　海拉尔某区块 $F-\phi$ 关系

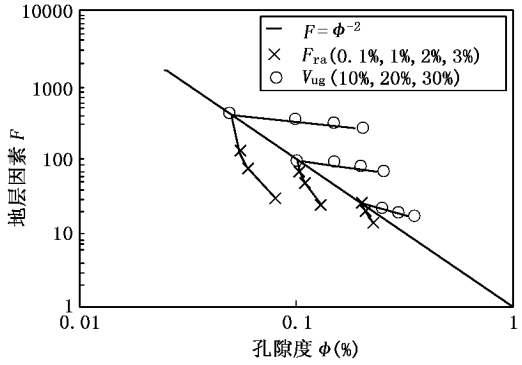


图 2－32　具有多重孔隙介质体系的 $F-\phi$ 关系

Rasmus 等人运用 Maxwell—Garnett 理论为我们分析此类问题提供了方法[1]，见图 2－32。图 2－32 是根据 Maxwell—Garnett 理论做出的三重孔隙介质的地层因素与孔隙度关系的理论图版，其中实线表示符合阿尔奇公式的粒间孔隙介质的地层因素与孔隙度关系，实线上部表示粒间—溶洞孔隙体系的地层因素与孔隙度关系，实线下部表示粒间—裂缝孔隙体系的地层因素与孔隙度关系。显然，含有溶洞孔隙地层的胶结指数较粒间孔隙地层的值大，而含有裂缝孔隙地层的胶结指数较粒间孔隙地层的值小。按 Rasmus 的分析方法，图 2－31 可以绘制成图 2－33 的形式，其中实线上部的数据点应该是溶洞所致，实线下部的数据点应该是裂缝的存在造成的。

如果这些关系成立，那么岩石物理实验结果可以用于确定地层孔隙结构的类型，海拉尔的实际地质情况证实了这种分析方法的正确性。然而，因为海拉尔的岩性太复杂，有时孔隙度较大的岩心其渗透率却很低，很少有岩心能够饱和到 R_0 的程度（孔隙 100％含水），所以图 2－33 的数据点太少，其结果的正确性也会有所折扣。

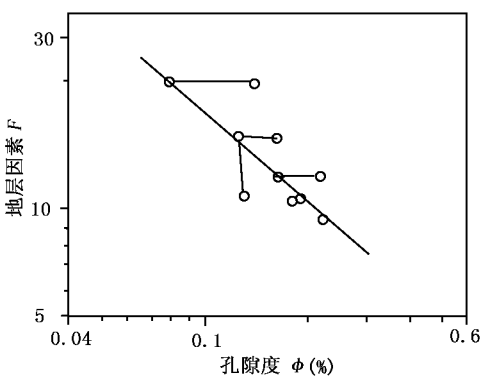


图 2－33　根据 Rasmus 理论作出的海拉尔某区块 $F-\phi$ 关系

六、润湿性对泥质砂岩电性质的影响

岩石的润湿性对其电阻率的影响很大。对于亲油分布在孔隙喉道中（如图 2－34（a）所示）。即使在含水饱和度很低时，有限量的水也会在岩石的颗粒表面形成水膜，构成导电通道，因此亲水岩石的电阻率值一般比较低。对于亲油岩石（油湿），不导电的油附着在岩石颗粒表面形成油膜，水主要分布在孔隙喉道中间（如图 2－34（b）所示）。当岩石的含水饱和度比较高时，亲油岩石孔隙喉道中的水是连续的，能够形成导电通道，此时岩石的电阻率值相对较低；

而当亲油岩石的含水饱和度比较低时，孔隙喉道中的水被油膜所隔断，以小水滴的状态分布在喉道中，不能形成连续的导电通道，对岩石的导电性没有贡献，此时岩石的电阻率值将会很高。对于亲油岩石，在低含水饱和度时，有时会因为水的导电通道被油隔断而导致其电阻率值迅速增高。

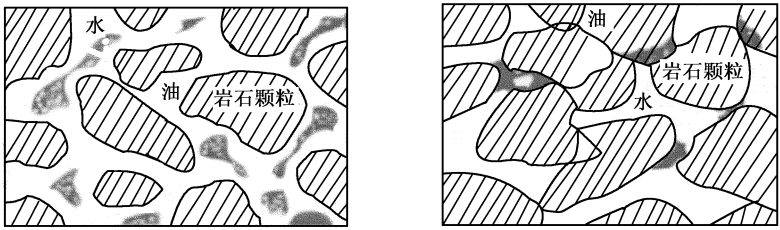


图 2－34　岩石润湿性示意图

（a）亲水润湿；（b）亲油润湿

在饱和度指数 n 的诸多影响因素中，最突出的影响因素就是岩石的润湿性。根据国外近年来的研究资料统计[14]，亲水岩石的 n 值一般在 1.5～2.3 范围内，亲油岩石的 n 值则在 2.4～10 范围内、甚至更高。实验用的岩心一般要用有机溶剂洗油，经洗油后的岩心一般表现为亲水或中性。文献［3］对比了 6 组分别经洗油和未洗油岩心的 n 值，其中每组的 2 块岩心都是在同一位置取得的，岩心的原始润湿状态都是亲油，其中经洗油后的岩心亲油性遭到了破坏，n 指数较未洗油岩心的值低，对比结果见表 2－4。

表 2－4　经洗油和未洗油岩心的 n 值对比

岩心号	未洗油岩心的 n 值	洗过油岩心的 n 值
1	2.37	2.03
2	2.68	2.29
3	2.48	2.07
4	2.71	1.91
5	2.82	2.44
6	2.21	1.91
平均	2.55	2.11

对于亲油岩石，经有机溶剂洗油后会表现为一定的亲水性，使原有的润湿性遭到破坏；如果用油藏流体在油藏条件下饱和岩心，并且滞留一段时间，岩心原有的润湿性会得到一定程度的恢复，这一过程称为“老化”。图 2－35 是岩心老化前后的实验结果[41]，饱和度指数 n 值由老化前的 1.69 变化到老化后的 2.12。

由于润湿性的原因，不同饱和度史得到的岩石饱和度指数有时会有所不同。对于亲油岩石，岩心经洗油后，用盐水饱和，再用低粘度油驱替至束缚水状态得到的 n 值，与用盐水再反驱至残余油状态得到的 n 值一般不同，见图 2－36。这个例子说明，在油田勘探、开发的不同时期岩石的 n 值是不同的，因此仅就一个 n 值用于油田勘探、开发的全过程会造成含油饱和度计算结果的误差或错误。对于亲油岩石，需要做老化实验来确定符合油藏实际情况的饱和度指数。而对于亲水岩石，不同饱和度史得到的 n 值差别不大；因此若油气藏本身就是亲水的，则常规实验得到的饱和度指数可以直接用于饱和度计算。

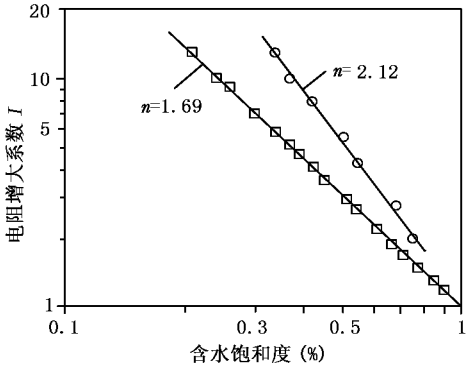


图 2－35　岩石润湿性对 n 指数的影响

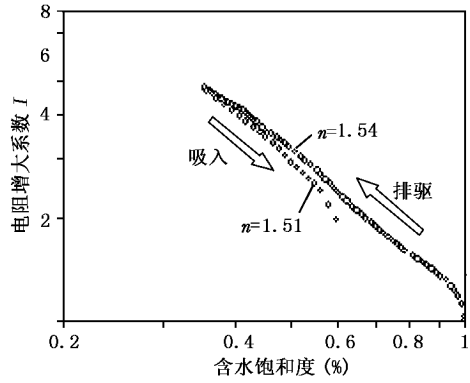


图 2－36　不同饱和度史的 n 指数对比

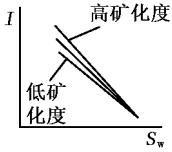
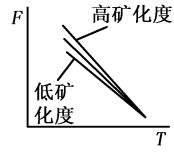
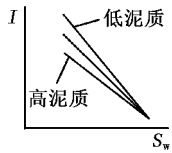
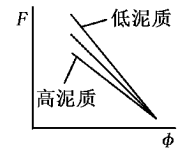
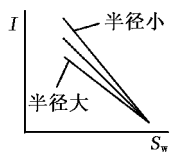
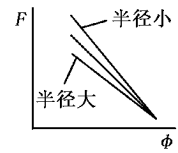
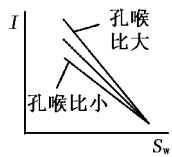
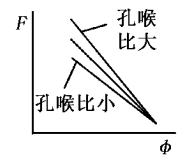
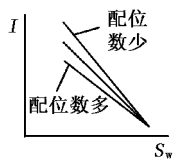
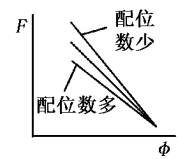
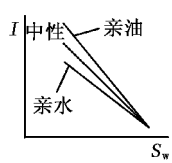
七、阿尔奇参数影响因素小结

阿尔奇参数的影响因素是复杂的，有些影响关系至今还没有达成统一的认识。许多情况下各种影响因素是同时存在的，因此需要具体情况做具体分析。表 2－5 对本书所提供的一些实验关系作了一下小结，都是单一影响因素下的实验结果，仅供参考。

表 2－5　阿尔奇参数影响因素

影响因素	饱和度指数 n		胶结指数 m		影响程度指数	
	趋势	示意图	趋势	示意图	n	m
温度	温度升高 n 指数降低	I 低温 高温 S_w	温度升高 m 指数增高	F 高温 低温 ϕ	★★	★
压力	压力升高 n 指数增高	I 高压 低压 S_w	压力升高 m 指数增高	F 高压 低压 T	★	★★

续表

影响因素	饱和度指数 n		胶结指数 m		影响程度指数	
	趋势	示意图	趋势	示意图	n	m
矿化度	矿化度升高 n 值增高		矿化度升高 m 值增高		★★	★
泥质含量	泥质含量增高 n 指数降低		泥质含量升高 m 指数降低		★★★	★★★
孔隙平均半径	孔隙半径增大 n 指数降低		孔隙半径增大 m 指数降低		★★★	★★★
孔喉半径比	孔喉比增大 n 值增高		孔喉比增大 m 值增高		★★	★★
孔隙配位数	配位数增加 n 值降低		配位数增加 m 值降低		★★★	★★★
润湿性	水湿性增强 n 值降低		不确定		★★★★	

第四节　应 用 举 例

岩电实验给出的结果可以用来建立解释模型、刻度测井资料、提供解释参数、研究孔隙结构、计算油田储量以及验证理论结果等。下面是几个岩石物理实验参数应用方面的例子。

一、岩石物理实验参数在确定储层含油饱和度方面应用

表 2—6 是大庆某探区葡萄花油层组的实验参数与试油资料的对比结果，可以看出，实验室提供的饱和度参数与试油结论相符，说明岩石物理实验提供的参数是可靠的。

表 2－6　实验参数与试油结果对比表

井号	层号	深　度（m）	R_t Ω·m	V_{sh}（%）	ϕ（%）	实验 S_w	试油结论
卫 102	5	1462.8～1465.8	15.2	5.0	26.0	49	油：26.74t
	6	1466.8～1468.0	18.4	5.0	23.9	48	
卫 28	7	1503.4～1505.4	27.7	5.5	23.0	38	油：62.3t
	8	1509.4～1513.6	20.9	3.5	26.5	38	
卫 112	4	1481.6～1487.6	18.8	14.9	22.5	40	油：25.10t
芳 331	11	1480.6～1485.6	25.0	0.0	26.9	31	油 35.26t，水 4.82m³
卫 112	7	1503.0～1512.4	18.4	2.8	22.6	54	油 47.63t，水 11.2m³
太 108	4	1184.0～1189.8	19.5	5.5	26.0	53	油 14.41t，水 34.64m³
	6	1198.6～1203.2	17.3	6.4	29.5	40	
太 127	8	1291.8～1295.6	20.5	2.9	27	43	油 2.53t，水 22.09m³
太 108	8	1210.8～1214.2	13.3	8.0	28.0	45	水：21.6m³
太 107	1	1169.8～1173.8	11.6	30.5	16.6	67	水：2.6m³
	9	1214.2～1217.0	11.2	4.4	25.4	57	水：30.6m³

大庆油田近年来都使用测井公司提供的饱和度参数计算储量，2002 年卫星地区葡萄花油层组的饱和度计算公式为[13]：

$$S_w = 1.95\sqrt{\frac{1.35\times 1.020\times 35}{\phi^{1.77}R_t}} \tag{2-13}$$

式中 R_t 由深侧向测井得到，并且做了环境因素校正。计算结果与密闭取心资料对比，饱和度的平均绝对误差为 3%，满足使用要求。

图 2－37 是大庆一口井的测井解释成果图，试油结果表明，实验室提供的饱和度解释结果比用理论参数给出的解释结果更具合理性（图中 SwSHIYAN 是实验参数的解释结果）。

图 2－38 是另一个实验参数与理论参数对比的例子，图中所标注的 4 个层位都不同程度地见到了工业油流，其中实验参数的解释结果（SwSHIYAN）与试油结果符合，而用理论参数（SwLILUN）计算的饱和度有 3 个层位被解释为水层或干层。由此可见，针对不同地质条件给出相应的岩石物理实验参数是十分必要的。

二、复杂储层的岩石物理性质

一些复杂的地质储层，由于受孔隙结构、胶结物类型、含量、分布以及地层水等因素的影响，使其电性质非常复杂，时常会出现低阻油层或高阻水层，造成解释错误。遇到这种情况，就需要岩石物理实验来分析问题和解决问题。20 世纪 80 年代末，大庆油田东部探区出现了高电阻水层。其表现为，地层的电阻率值高，相当或高于一般油层的电阻率值；自然电

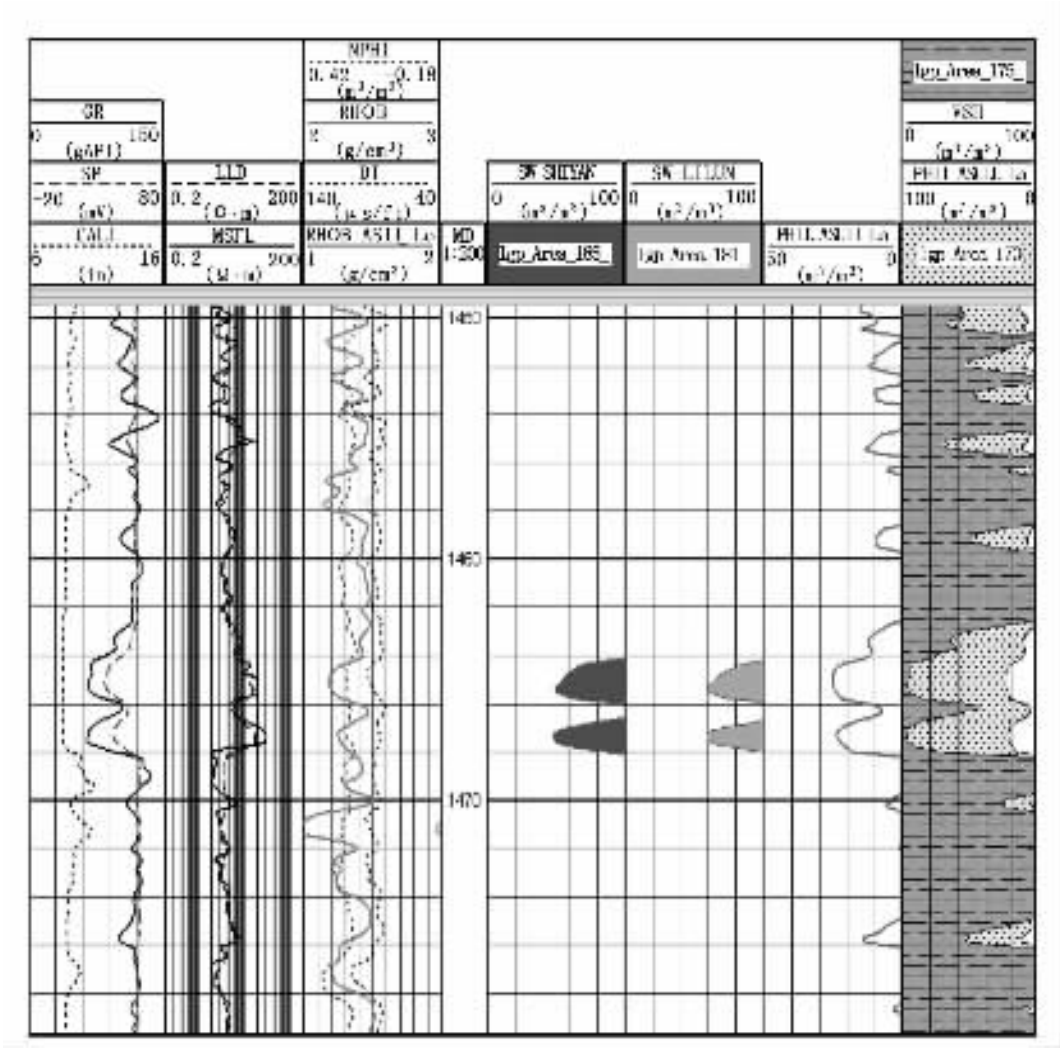


图 2－37　实验参数与理论参数解释结果对比

位测井曲线显示为较好的渗透层，其他测井资料也都有油层显示。这种情况下测井解释为油层，结果射孔后大量产水。由岩心分析资料得知该地区含浊沸石，浊沸石以胶结物的形式产出，其含量从百分之几到百分之十几，是一种典型的自生矿物。通过岩石物理实验认识到，该地区的浊沸石导电能力差，同样孔隙度和胶结物含量下，含浊沸石岩心的电导率明显低于不含浊沸石地层的电导率值（图 2－39）。而且含浊沸石岩心的扩散吸附电位系数普遍较小，平均 5.18mV，距纯泥岩的 59mV 相差很大，因此在以泥岩为基线的自然电位测井曲线上显示出较高的幅度值。通过岩石物理实验得出了结论：含浊沸石地层的电性质类似于纯砂岩地层[7]。这一实验成果为后来的含浊沸石地层测井解释提供了重要依据。

三、化学驱油地层的岩石物理性质

大庆油田注化学剂驱油已经多年，见到了明显的效果，目前化学驱的年产量已经超过千万吨。地层注入化学剂后，孔隙中的流体组分和矿化度将发生变化，尤其是三元复合驱油地层（注聚合物＋表面活性剂＋碱），由于注剂中含有 1.2%的碱，使地层混合液中导电离子

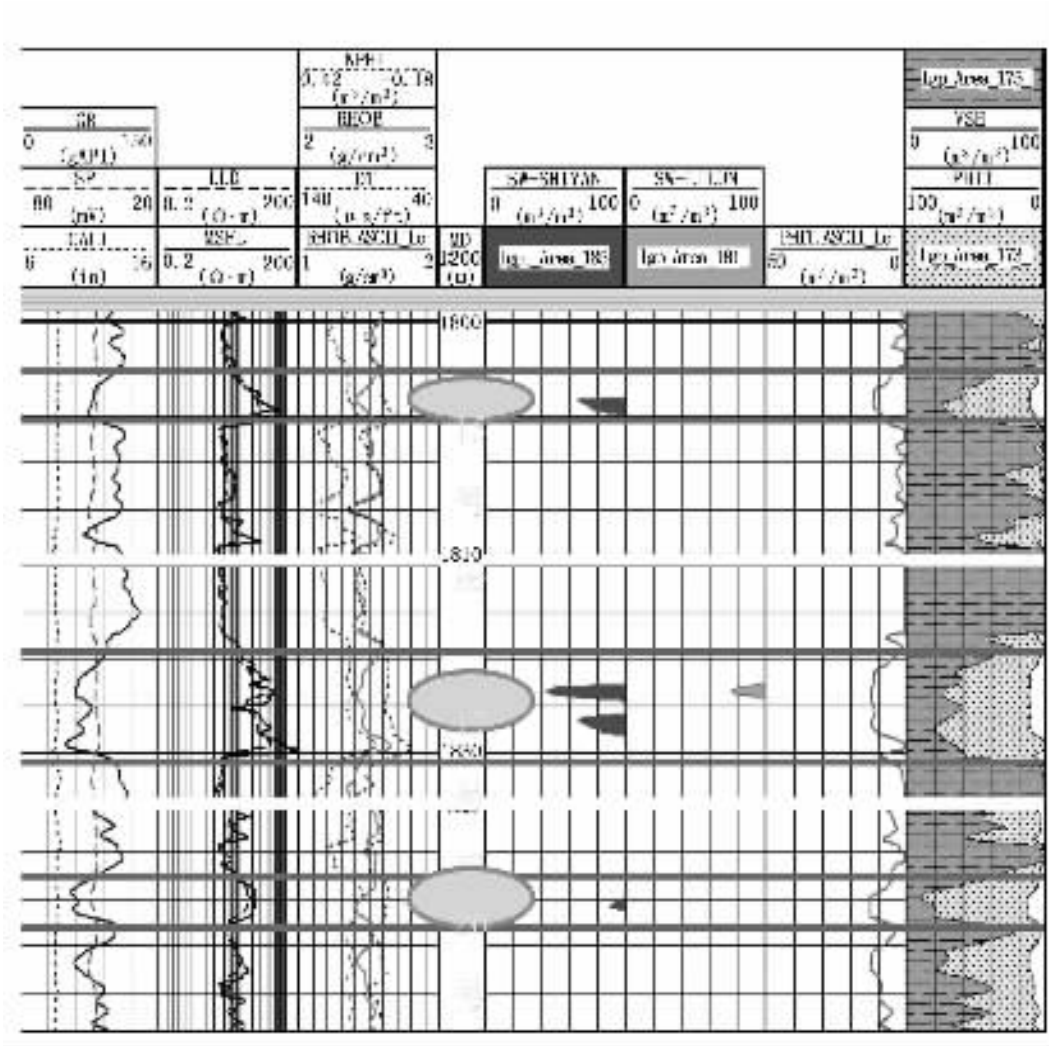


图 2－38　实验参数与理论参数解释结果对比

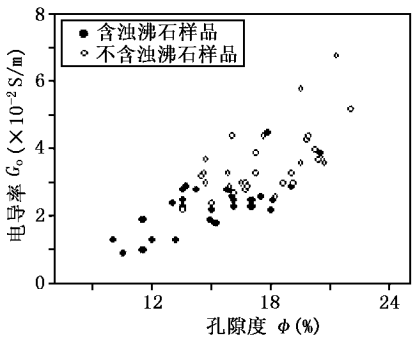


图 2－39　含浊沸石与不含浊沸石岩心电导率对比

浓度大幅度增高、地层的电阻率值大幅度下降。这些地区如果再打加密井，就需要研究电测井的系列选择和解释方法的适用性问题。大庆油田于 1997 年开展了这方面的岩石物理实验研究，得出的主要结论是[6]：

（1）三元复合驱油剂对地层混合液电阻率的影响大。三元复合驱油地层混合液电阻率的变化情况很复杂，由于驱油剂中含有大量的导电离子，导致注入初期地层混合液电阻率值大幅度下降；随着注入时间的推移，注入地层中的导电离子一部分被采出，一部分被吸附、交换。随着注剂不断被地层水稀释，地层混合液电阻率慢慢回升，需要几年的时间能恢复到注入前的程度，因此三元复合驱油地层的混合液电阻率是不断变化的。研究采用了三种含量的三元复合驱油剂来模拟混合液电阻率的变化情况，其中含 30％三元复合驱油剂的岩心的电阻

率值较不含驱油剂岩心的电阻率值平均降低 33.7%（表 2—7）。

表 2—7　不同三元复合溶液饱和岩心的 R_0 值

岩心号	无注剂 R_0 (Ω·m)	含 20%注剂 R_0 (Ω·m)	含 30%注剂 R_0 (Ω·m)	含 40%注剂 R_0 (Ω·m)
1	9.69	7.77	5.76	4.79
2	10.51	8.59	6.74	5.24
3	8.73	7.45	5.52	5.28
4	11.13	7.72	5.85	4.92
5	10.15	8.30	6.65	5.31
6	9.39	7.09	5.89	4.87
7	7.65	6.48	4.69	4.64
8	11.13	9.30	7.53	6.40
9	11.28	9.51	7.42	6.27
10	11.86	10.83	8.46	7.33
11	12.00	9.82	8.18	6.63
12	12.17	9.86	8.08	6.16
13	9.59	7.03	6.52	5.04
14	9.77	8.01	6.27	4.70
15	8.55	8.33	6.88	5.78
16	10.38	7.71	6.61	5.10
17	10.07	9.05	6.72	6.61
18	10.08	10.07	8.80	8.13

注：测量温度为 25℃。

而普通的聚合物驱油剂引起地层混合液电阻率的变化不大。

（2）地层注入化学剂后，没有引起流体性质的变化，各种离子间的相互作用和离子的特性吸附没有使岩电关系发生改变，混合流体电阻率的变化可以简单地以地层水矿化度升高来等效，图 2—40 和图 2—41 给出了不同含量的三元复合驱油剂溶液饱和岩心时的岩电关系。

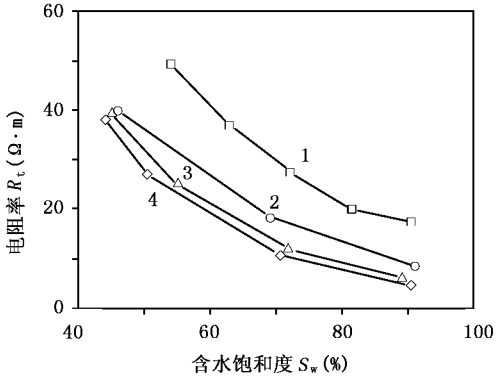


图 2—40　三元复合溶液饱和岩心时的 R_t—S_w 关系

1—5000mg/L 模拟地层水；
2—含 20%三元复合驱油剂的模拟地层混合液；
3—含 30%三元复合驱油剂的模拟地层混合液；
4—含 40%三元复合驱油剂的模拟地层混合液

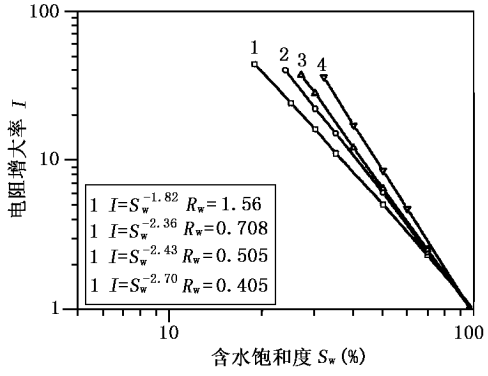


图 2—41　三元复合溶液饱和岩心时的 I—S_w 关系

1—5000mg/L 模拟地层水；
2—含 20%三元复合驱油剂的模拟地层混合液；
3—含 30%三元复合驱油剂的模拟地层混合液；
4—含 40%三元复合驱油剂的模拟地层混合液

（3）通过对化学剂驱油地层的电阻率、介电常数、扩散吸附电位和激发极化电位等电参数变化规律的研究，指出原有的电法测井系列和解释方法仍然适用于化学剂驱油地层，关键问题是确定地层混合流体的电阻率。

参 考 文 献

1 欧阳健，王贵文等．测井地质分析与油气层定量评价．北京：石油工业出版社，1999

2 荆万学．浅探阿尔奇公式的物理学原型．测井技术，1997，(4)

3 高楚桥等．润湿性对岩石电性的影响．地球物理学进展，1998，(1)

4 肖 丽等．泥质砂岩含水饱和度的求法．世界地质，2002，(1)

5 王伟男．模拟地层温度条件下含水岩心电阻率测量装置和方法研究．见：电测井在地质勘探中的应用．北京：石油工业出版社，1988

6 王伟男．三元复合驱油地层电性质变化规律研究．见：'99CNPC 测井重点实验室学术报告会论文集．西安：西安地图出版社，1999

7 曲贤才，王伟男等．含浊沸石地层电性质的实验研究．见：'94（西安）国际测井学术会议论文集．北京：石油工业出版社，1994

8 S. M. Mahmood. Laboratory Measurements of Electrical Resistivity at Reservoir Conditions. SPE. Formation Evaluation，1991，9

9 John C. Rasmus. A Summary of the Effects of Various Pore Geometries and Wettabilities on Measured and In－situ Values of Cementation and Saturation Exponents. The Log Analyst，March—April，1987

10 毛志强，高楚桥．孔隙结构与含油岩石电阻率性质理论模拟研究．石油勘探与开发，2000（2）

11 范宜仁，邓少贵等．淡水驱替过程中的岩石电阻率实验研究．测井技术，1998，22（3）

12 邓少贵，边瑞雪等．储层温度对阿尔奇公式参数的影响．测井技术，2000，24（2）

13 王薇等．岩电实验饱和度模型在探明储量中的应用．国外测井技术，2003，(1)

14 赵培华．油田开发水淹层测井技术．北京：石油工业出版社，2003

15 Teeuw，D.. Prediction of Formation Compaction from Laboratory Compressibility Data. SPE，1971

16 Waxman，M. W.，and E. C. Thomas. Electrical Conductivities in Oil － Bearing Shaly Sands －I. The Relation Between Hydrocarbon Saturation and Resistivity Index；Ⅱ. The Temperature Coefficient of Electrical Conductivity，. SPE Journal，1974，14：p213～225

17 Winsauer，W. O. etc，. Resistivity of Brine－Saturated Sands in Relation to Pore Geometry，Bulletin A. A. P. G.，Vol. 36. 1952，2：p253～277

18 Waxman M. H. and Smith L. J. M.. Electrical Conductivities in Oil－bearing Shaly Sands. Society of Petroleum Engineers Journal，1968，June，p107～122

19 Donaldson E. c. etc，. Relationship between the Archie Saturation Exponent and Wettability. Pres. at 62nd Ann. Tech. Conf，Dallas，Sept. 1987，p27～30

20 Longeron，D. G. Laboratory Measurements of Capillary and Electrical Properties of rock Samples at Reservoir Conditions：Effect of Some Paraneters，1990，SCA－9023，

Presented at the1990 . Soc. of Core Analysts Ann. Tech. Conf. 1990
21 Sondena, E., et al. A Comparison between Capillary Pressure Data and Saturation Exponent Obtained at Ambient Conditions and at Reservoir Conditions. SPE Formation Evaluation, 1992, 3
22 Mao Zhiqiang, zhang Chengguang, et al. The Effects of Pore Structure on Electrical Properties of Core Samples from Various Sandstone Reservoirs in Tarim Basin. SPWLA 36th Ann. Logging Symposium, 1995, June, 23～26
23 Grattoni, C. A. and Dawe R. A.. Influence of Fluid Distribution upon Electrical Resistivity of Partially Saturated Media. SPWLA 36th Annual Logging Symposium, 1995, June, 26～29
24 **谢然红，冯启宁等. 低电阻率油气层物理参数变化机理研究. 地球物理学报**，2002 (1)
25 Givens, W. W. and Schmidt, E. J. **低阻砂岩的通用电导模型. 测井分析家协会第二十九届年会论文集，北京：石油工业出版社**，1991
26 H. N. Greder, D. P. Marion and F. m. Pellerin. Petrophysical Log on Cores: A New Tool for Core－Log Calibration and Reservoir Characterization. SPWLA 35th Symposium, 1994
27 C. Skelt, B. Harrison. An Integrated Approach to Saturation Height Analysis. SPWLA 35th Symposium, 1995
28 Shinichi Sakurai. **中国南海的一个大型气田崖** 13－1 **气田的岩石物理评价. 见**：'94 **（西安）国际测井学术会议论文集，北京：石油工业出版社**，1994
29 D. P. Tobola, S. A. Holdtch, Determination of Reservoir Permeability From Repeated Induction Logging, SPE, 1991, March
30 C. Y. Yao and S. A. Holitch. Reservoir Permeability Estimation From Time－Lapse log Data. SPE Formation Evaluation, 1996, June
31 Dussan V. Barbara Anderson and Francois Auzerais, Estimating Vertical Permeability From Resistivity Logs. SPWLA 35th Symposium, 1994
32 Archie, G. R. The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Relation Characteristics Trans. A. I. M. E., 1942, 146: p54～62
33 Barbara Anderson, Thomas Barber, Vladimir Druskin, Ping lee and Elizabeth Dussan V. The Response of Multiarray Induction Tools in Highly Dipping Formation with Invasion and in Arbitray 3D Geometries. SPWLA 37th Symposium, 1996
34 J. M. V. A. Koelman and M. van der Horst, A. T. Lomas, A. Koelemij and J. H. M. Bonnie, Interpret－ ation of Resisttivity Logs in Horizontal wells an Application to Complex Reservoirs from Oman SPWLA 37th Symposium, 1996
35 J. D. Klein and P. R. Martin, D. F. Allen. The Petrophysics of Electrically Anisotropic Reservoirs. SPWLA 36th Symposium, 1995
36 Brown, A. A. Cation Exchange Models. SPWLA Reprint Volume, Shaley Sand, 1993
37 Clavier, C., G. Coates, and J. Mumanoir. The Theoretical and Experimental Bases for the "Dual Water" Model for the Interpretation of Shaly Sand. 52nd Annual Fall

Technical Conference and Exhibition of Petroleum Engineers of AIME, Denver, SPE Paper 6859, 1977, October, 9～12

38 Hill, H. J., and J. D. Milburn. Effect of Clay and Water Salinity on Electrochemical Behavior of Reservoir Rocks. Petroleum Transactions, AIME, vol. 207, p65～72, 1950

39 Hill, H. J., O. J. Shirley, and G. E. Klein. Boundwater in Shaly Sands — Its Relation to Qv and Other Formation Properties edited by M. H. Waxman and E. C. Thomas. The Log Analyst, 1979, 3

40 Patchett, J. G. An Investigation of Shale Conductivity. SPWLA Symposium, Paper U., 1975

第三章　泥质砂岩的复电阻率特性

第一节　泥质砂岩的复电阻率

在一定的频率范围内，岩石的电阻率存在着明显的频散现象，这种频散特性与岩石的物理性质密切相关，这也是我们复电阻率测井的理论基础，因为复电阻率测井正是利用这种频散特性来表征储集层的物理性质。同时我们还发现，在不同的频率范围内，频散特性是有差别的，与地层之间的关系密切程度也存在差别。而且测量方式不同，得到的结果有差别，包含的信息也不尽相同。这些文献中也提出了一些利用频散特性来表征岩石的物理性质。

一、岩石复电阻率定义

从微观结构上看，岩石是一种复杂的非均匀介质。它的电性参数是依照均匀介质的概念给出的。岩石介质的复电阻率概念与复电导率、介电常数概念密切相关。它们是介质电学特性不同方式的描述，反映相同的内在本质。

在正弦谐振外加电场作用下，介质中总的电流密度可以表示为：

$$J=(\sigma+i\omega\varepsilon)E=\sigma^{*}E \tag{3-1}$$

式中　J——电流密度；

σ——电导率；

ε——介电常数；

σ^{*}——复电导率；

ω——电场的角频率；

E——外电场场强。

$i=\sqrt{-1}$。

可以将电导率 σ^{*} 分成两部分：

$$\sigma^{*}(\omega)=\sigma'(\omega)+i\sigma''(\omega) \tag{3-2}$$

式中　$\sigma'(\omega)$——复电导率的实部；

$\sigma''(\omega)$——复电导率的虚部。

岩石的复电阻率 ρ^{*} 为复电导率的倒数：

$$\rho^{*}(\omega)=1/\sigma^{*}(\omega)=\rho'(\omega)+i\rho''(\omega) \tag{3-3}$$

式中　$\rho'(\omega)$——复电阻率的实部；

$\rho''(\omega)$——复电阻率的虚部。

式（3－3）便是介质复电阻率的概念。一般也用 R 来表示岩石的实部电阻或电阻率；用 C 来表示电导率。

在实验室中，当频率较低时，人们通过测量岩石样品的阻抗，然后将其转换成复电阻

率。如果样品是规则的，则阻抗的实部和虚部只与复电阻率的实部与虚部相差一个系数。具体地，电阻抗由下式给出：

$$Z=V/I=R+iX \tag{3-4}$$

式中 Z——岩样的电阻抗；

V——岩样两端的电压；

I——流过岩样的电流。

R——阻抗的实部；

X——阻抗的虚部。

V 和 I 为同时考虑了幅度和相位的复数；R 和 X 也称作岩样的电阻和电抗。一般地，根据 Z 来计算岩石的复电阻率，其实就是通常所称的电阻率。

二、岩石复电阻率频散机理

当岩石处于电场中，其内部会出现极化现象。介质的极化现象，通常也认为有四种：电子极化、离子（原于）极化、偶极子取向极化和界面极化。电子极化、离子极化和取向极化是一般电介质的三种极化机制。后一种极化，又称电极或薄膜极化，出现在一些固体和液体（亦可在液体一液体）的接触面上。含铁的氧化物和硫化物，在湿润的孔隙和含水岩石中，会产生很明显的界面极化。粘土矿物在润湿岩石或含水岩石中也会产生明显的界面极化：虽然含盐水岩石存在有其他极化机制，但界面极化是岩石低频介电频散的主要原因。当介质处于一交变电场中，则会产生传导电流和位移电流。在均质中，传导电流定义为自由电荷的定向运动或迁移形成的电流，它的大小和载荷粒子的数量、荷电量以及迁移速度成比例，相位与外电场相同。位移电流则和极化机制有关，它是指随时间的变化极化电荷发生的变化，相位与外电场相差 90 度。极化电荷并不能穿越介质迁移或自由流动。在岩石中，由于导电和极化交互作用，总电流的实部和虚部并不是纯粹的如均质中的传导电流和位移电流。

第二节　岩石复电阻率实验方法

岩心复电阻率测量指的是对岩心扫频供电，按照一定规律选取频率，通常在某一频段进行对数平均选取测试频率，频段取决于实验的要求。传统的复电阻率实验系统如图 3－1 所示，包括驱替泵、围压泵、夹持器、阻抗分析仪，微机以及计量系统。

岩石复电阻率测量方法与常规的电阻率测量相似。不同之处是同时测得岩石样品电阻抗的实部和虚部，而且测量频段较宽。实验使用的仪器主要是阻抗分析仪。岩样的电阻抗测量采用二电极法，宽频带扫频测量，在测量频率范围内按对数间隔采点。岩样的夹持器是为三轴向夹持器，适合于柱状岩样，可在高压、驱替状态下测量的装置。柱状岩样一般加工成直径 2.5cm，长 2.5～5.0cm 左右的圆柱体。

传统的实验系统的缺点主要表现在：实验系统围压、驱替压力的稳定性，以及油水计量的精度，同时还存在实验劳动强度大等因素，针对以上所讨论的复电阻率测量误差，大庆测井公司研发中心设计了高精度实验系统，并且实现了计算机全自动控制，大大节约了人力和物力，并且消除了人为的误差，实验系统如图 3－2 所示，包括 5 个部分：

（1）岩心夹持器内分岩心室和围压室，以及供电电极、测量电极、向岩心中注油和注水

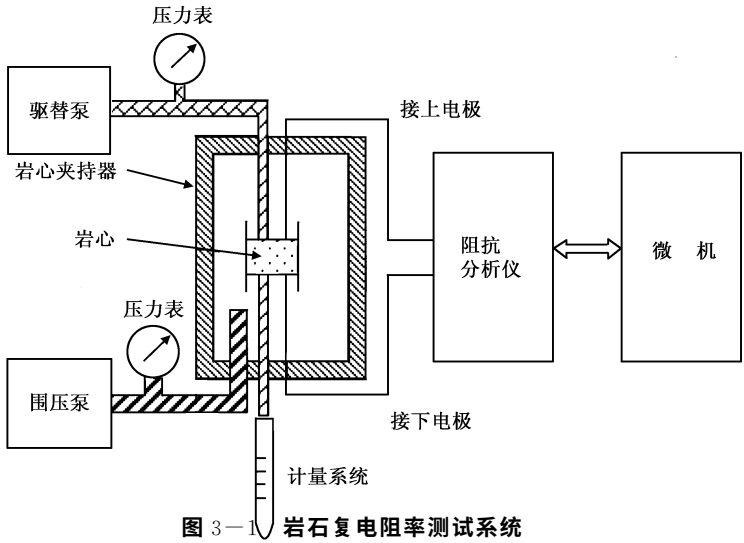


图 3－1 岩石复电阻率测试系统

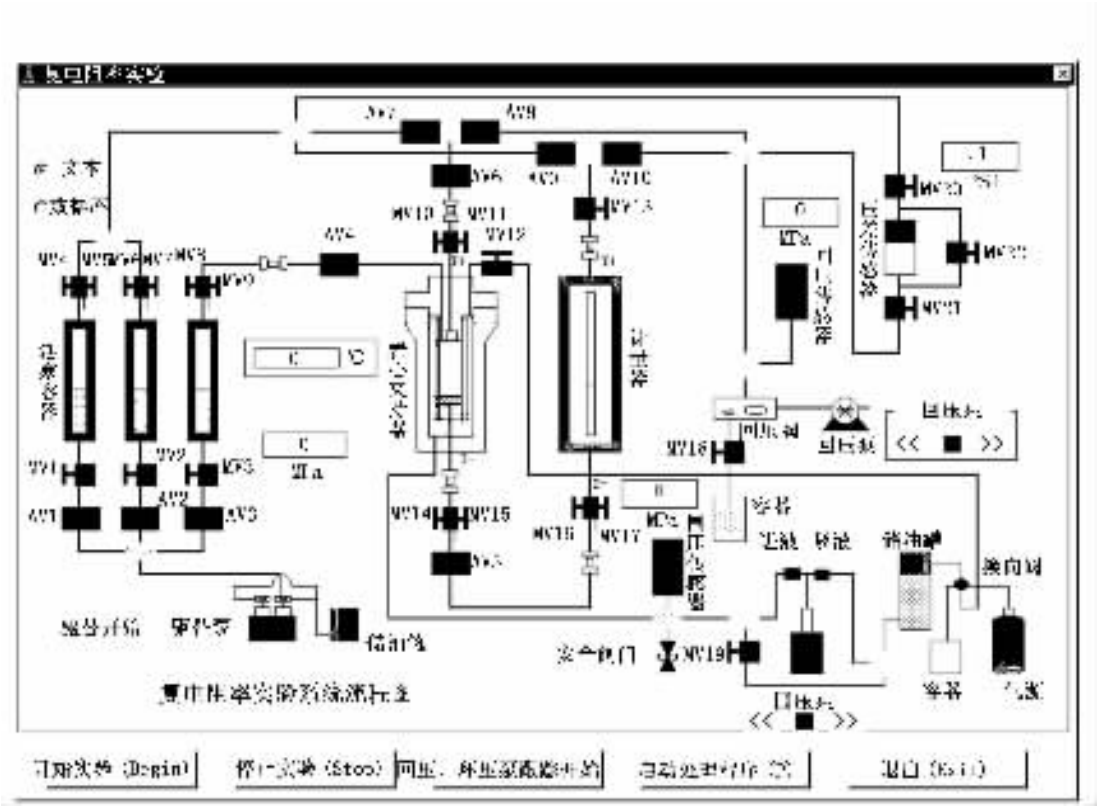


图 3－2 实验系统操作主界面

的管路组成，围压和驱替压力泵采用步进电机控制。

（2）油水驱替系统采用 1 台微量泵，通过岩心夹持器，分别向岩心中注油或注水，改变岩心的含油饱和度。

（3）油水计量系统采用电容法，计算岩心中的产液量和产油量，以便计算岩心中含油饱

和度的变化情况。

（4）复电阻率测量采用 4194A 阻抗分析仪。实验采用恒压差驱替。

第三节　泥质砂岩复电阻率影响因素分析

岩石的电阻率的频散现象是复电阻率测井的理论基础，影响频散的因素则影响复电阻率应用效果，因此必须讨论岩石复电阻率的影响因素。石油大学（北京）在这方面进行相当多的实验研究，取得了相应的实验结果，对于目前国内复电阻率测井技术的进展起到了促进作用。国内还有华北油田、新疆测井公司、胜利测井公司等单位也进行了研究，都力图在复电阻率测井技术的基础理论、实验研究以及仪器研发方面取得突破，将这项技术推向市场。以下讨论泥质砂岩的复电阻率影响因素。

一、复电阻率频谱

如图 3－3 所示为岩石阻抗实部 R 和虚部 X 幅度随频率变化的典型曲线。如果将 R 和 X 分别乘以一个仪器系数（岩样的面积/长度），那么就可将它们化为两个方向的复电阻率。

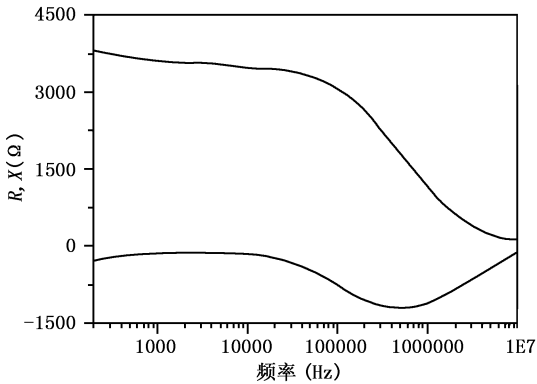


图 3－3　古 150－69 岩心的复阻抗谱

从图 3－3 可看出，阻抗实部 R 随着频率不同。在频率较小时，R 随着频率的增大变化较小，在图中可观察到从 10^2 Hz 至约 10^5 Hz 有一近直线段。接着 R 随着频率的增大而急剧下降，然后 R 趋于平缓。

从图 3－3 可看出，当频率较低时，阻抗虚部 X 的幅度随着频率的增大而减小，而后随着频率的增大而快速增大，至极大值后迅速下降，然后趋于一个很小的稳定值。阻抗虚部 X 取得极大值所对应的频率称为界面极化频率，阻抗虚部 X 取得极小值所对应的频率称为低端临界频率。

一开始，外加电场的频率较低，岩石内界面上的电荷聚集与释放比较充分，界面极化比较稳固，电荷的运动基本上跟得上外电场的变化，位移电流与传导电流相差 90°，此时位移电流对传导电流无贡献，因此实部和虚部显示较为平坦。随着频率的增加，岩石内界面上的电荷聚集与释放不再充分，有部分电荷的运动逐渐跟不上外加电场的变化，出现了极化过程的惯性，这导致了电流分量的出现，它逐渐偏离位移电流，部分叠加到了传导电流上。这一效应随着频率的增大而增大，也就是说，随着频率的增加，传导电流增加，电流的改变量也增大，于是电导增大，阻抗实部下降，虚部增大。

频率继续增加，外加电场的变化越来越快，越来越多的电荷跟不上外加电场的变化，因此偏离位移电流的附加电流效应加剧，叠加到传导电流上的分量也越来越大。当附加电流偏离位移电流 45°时，全电流（包括传导电流和位移电流）的增加量达到最大值，此时电导率快速增大，电阻下降最快，电抗则达到峰值，此时的频率称之为界面极化频率。随着频率的进一步增加，附加电流效应继续存在，叠加到传导电流上的分量继续增大，电导率上升，电阻继续下降，但是由于传导电流增加的趋势变缓，同时由于全电流的改变量随着频率的增大

而减小，因此阻抗虚部减小。

当频率继续增加，因极化过程引起的附加电流几乎偏离位移电流 90°，而与传导电流重合，这样传导电流逐渐开始出现“饱和”趋势，电导率也趋于最大值，此时全电流变化最缓慢，于是阻抗实部和虚部趋向测量频段的最小值。

可以采用等效网络模型对这种复电阻率频散模型进行模拟，如图 3－4 所示，其中并联电阻 R_s 和电容 C_s 代表直通孔隙和骨架的电阻和电容，串联电阻 R_p 和电容 C_p 代表所有被阻塞通道的孔隙和骨架的电阻和电容。

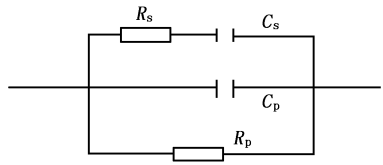


图 3－4　简化的孔隙岩样的等效电路

计算得到的曲线如图 3－5 所示。由图 3－5 可见，计算曲线与实际测量曲线具有一定的相似性，但是还是存在一定的差异，这可能是模型过于简单。

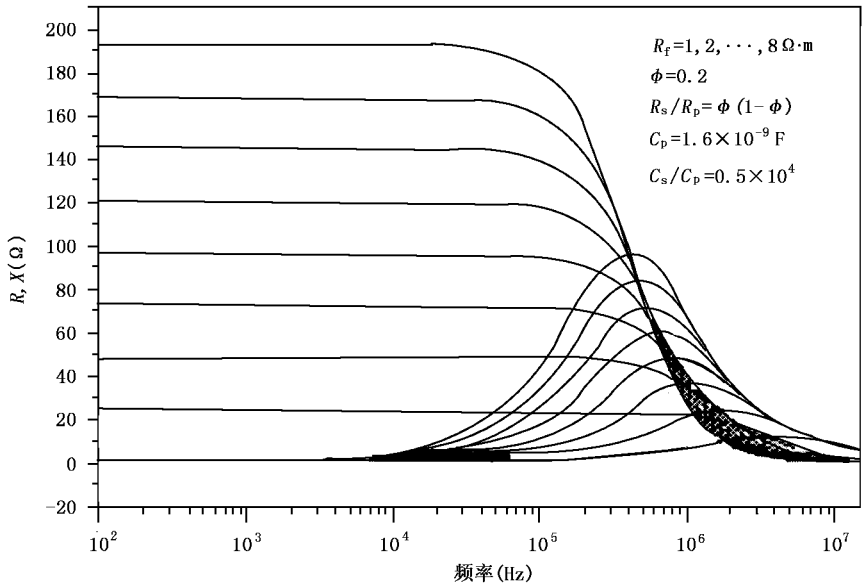


图 3－5　岩石电阻抗实部和虚部的网络模型的一个模拟结果

二、泥质砂岩复阻抗与渗透率的关系

复电阻抗测量是一非侵入型技术，可以采用复阻抗的实部和虚部来评价岩石物理性质，如比表面积和渗透率。

在变化的交变电场中，一种岩石的复电特性起因于它的电导和介电响应，前者与自由电荷的移动有关，而后者与孔隙—颗粒介面上的极化现象相关联。频率关系的起因可以与粘土颗粒的几何影响或流体一颗粒和或流体一流体界面上的电化学现象相关。基质和充填孔隙空间流体之间的界面区是特别令人关注的，这是由于存在双电层的缘故。双电层概念（无论什么时候，只要有界面就总是存在）构成理解岩石（尤其是泥质砂岩）电性质的理论基础。因振荡电场扰动双电层通常被看作是形成岩石与频率关系的主要机理。因此，这种界面极化可以在复电阻率资料和孔隙特征之间提供一种连接，如孔隙的几何形状和比表面积之间。而这两者又可以通过一个 Kozeny－Sharman 型关系与岩石渗透率联系起来。岩石地层的渗透率

与岩石的孔隙度是有一定联系的。不过，二者之间的关系并不是简单的，而是受其他的因素的影响，如岩石的骨架颗粒等的影响很大。就岩石的孔隙度与渗透率的关系，有 Kozeny 方程：

$$K_r = c\frac{\phi^3}{S_0^2} \tag{3-5}$$

式中 K_r——岩石的渗透率；

S_0——岩石的比表面；

C——经验参数。

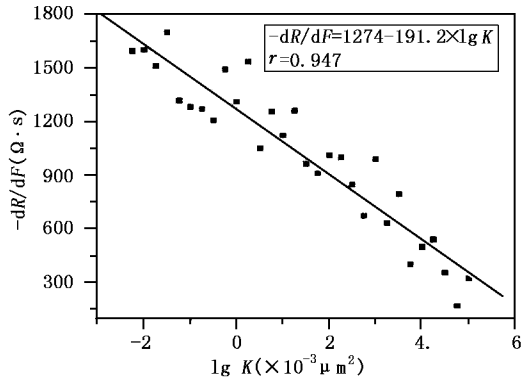


图 3－6　界面极化频率附近电阻抗实部的斜率与岩石渗透率的关系

岩石的渗透率是与岩石的比表面积平方成反比的，并是岩石的孔隙度的幂函数。由于岩石的孔隙连通性和比表面会影响岩石复电阻率，所以根据岩石复电阻率的特性在某些情况下可以预测岩石的渗透率，尤其是根据全频段的扫频复电阻率测量的大量信息，人们有可能获得评估岩石渗透率较准确的方法。由于岩石电阻抗随频率变化的幅度不仅取决于岩石的孔隙结构，如渗透率外，还与岩石孔隙中的流体导电性有关。依照一固定频率区间的阻抗坡度来确定岩石的渗透率是有很大的局限性的。因此我们采用的频率区间不是恒定的，而是依不同岩样而不同，以实部来代替阻抗的模，因为二者的变化趋势相同，频率区间选为界面极化频率的前后 30～50 点的间隔。结果如图 3－6 所示。从图 3－6 中可以看出实部斜率与渗透率的对数呈现良好的线性关系。随着渗透率的增加，实部斜率逐渐减小。

三、饱和度对复电阻率频谱的影响

图 3－7 是岩样的复阻抗实部和虚部随含水饱和度的变化曲线。由图可见，随着含水饱和度的降低，电阻抗实部和虚部均增加。

从实验的结果可清楚地观察到：每一个岩样的界面极化频率均随着含水饱和度的减小而向低频方向移动，峰的宽度和高度也随之增大。图 3－7 还可以看出，岩样的界面极化频率随含水饱和度的降低而降低，可以根据岩石网络模型的等效电路（如图 3－4 所示）来分析。由该等效电路模型可以得出界面极化频率：

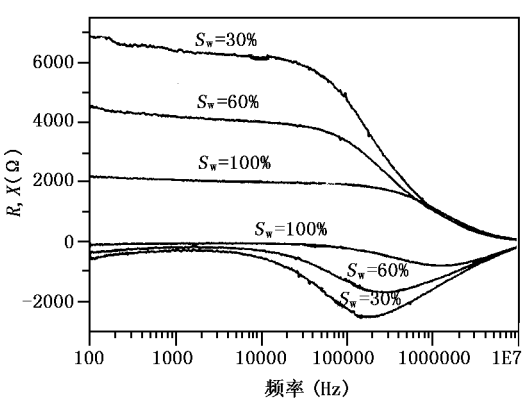


图 3－7　岩心在不同饱和度下的复电阻率频谱

$$\omega_I = \frac{C_s + C_p}{R_s C_s C_p}\sqrt{\frac{2C_s - 6C_p}{2(C_s + C_p)}} \approx \frac{C_s + C_p}{R_s C_s C_p} \approx \frac{1}{R_s C_p} \tag{3-6}$$

当 $C_p \ll C_s$ 时，岩石的界面极化频率 ω_I 由式（3－6）确定。当含水饱和度增大时，岩石

孔隙被阻塞流体的串联电阻 R_s 减少，并联电容 C_p 变化较小，所以，如果将岩石的电学响应当作一电学系统的响应，则岩石电学系统的谐振频率也就随之增大。可以推论：岩石孔隙流体导电性的增强，无论是地层水矿化度的增大还是含水饱和度的升高，对岩石界面极化频率的影响是一致的，即均会使界面极化频率增大。由此可以得出，岩石的阻抗虚部随频率的变化曲线，在很大的程度上取决于岩石地层水的含量及其导电性，它不仅仅是幅度上有差别，在形态上也有差别，即岩石的电频谱会随着岩石的导电性发生很大的变化。应该指出的是，如果岩石的含水饱和度太小，则岩石的电阻会很大，岩石的界面极化频率 ω_I 可能小于测量的起始频率，从而观测不到 X 的峰值。由于当含水饱和度相同时岩石的界面极化频率各不相同，所以这里也依照 Archie 公式，考察岩石界面极化频率的增大系数 IFI：

$$\mathrm{IFI}=\frac{F_I(S_w)}{F_I(1)}=cS_w^o \tag{3-7}$$

式中 S_w——岩石的含水饱和度；

c、o——拟合系数；

IFI——含水饱和度为 S_w 与含水饱和度为 100% 时的界面极化频率之比，这里称它为频率增大系数；

$F_I(S_w)$——含水饱和度为 S_w 时岩石的界面极化频率，而 $F_I(1)$ 则是含水饱和度为 1 时的岩石界面极化频率。

图 3－8 是某岩心的界面频率增大系数与饱和度的关系，由图可以看出，IFI 随含水饱和度的增加而线性增加。但是影响公式（3－6）中系数 c，o 的因素很多，而各种因素的作用又交叉在一起，使我们难以发现哪一种因素或物性参数与这两个系数的明显关系。但对本实验所用的岩样及测量结果，系数 c、o 的取值范围较小。其中系数 c 的值接近于 1，而 o 的值则在 0.6 至 1.7 之间。系数 o 的值越大，表明界面极化频率对含水饱和度的反映灵敏度越高，即对相同的含水饱和度变化，系数 o 的值越大，界面极化频率的变化也越大。这对应用界面极化频率来求含水饱和度是有利的。相当一部分岩样的实验结果表明，系数 o 的值与岩石的比表面成反比，即比表面越大，系数 o 越小。

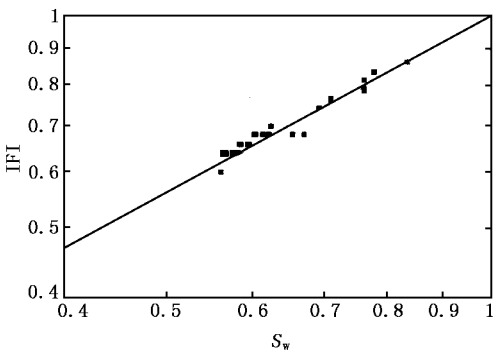


图 3－8　界面频率增大系数与饱和度的关系

与应用 Archie 公式一样，应用界面极化频率还不能直接从一次扫频测量中计算出岩石的含水饱和度，须有有关地层的某些先验知识才行。这些先验知识的获取也和应用 Archie 公式一样，可通过岩样的实验求取 c、o 系数，或者寻找相同岩性的地层的界面极化频率测量值。

根据上面的定义，界面极化频率所对应的阻抗虚部 X 的幅度为其极大值，在所观测的频率段范围内也通常是最大幅度值，记为 X_{max}。而界面极化频率所对应的阻抗实部 R 则是实部变化最剧烈的点，记为 R_{max}。R_{max} 不是 R 的最大值。在所有的实验中，均可以很明显地观察到虚部 X 幅度极大值 X_{max} 随驱替过程含水饱和度的减小而增大，实部的 R_{max} 也有很相似的变化规律，随含水饱和度的增大而下降。图 3－9 为岩样的阻抗虚部 X_{max} 随含水饱和度变化的曲线。在图中同时还给出了频率为 20kHz 时岩石电阻抗实部（记为 R_{20kHz}）与含水饱

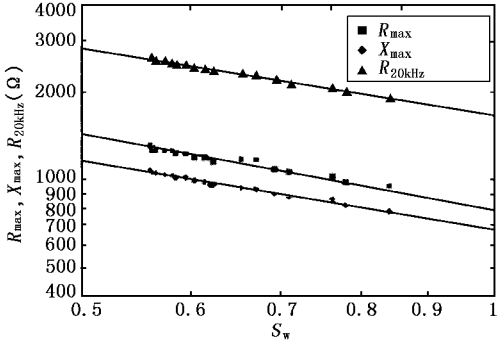


图 3－9　岩样界面极化频率下岩石电阻抗实部、虚部及 20kHz 时电阻率与含水饱和度的关系

和度的关系曲线。很明显，界面极化频率处电阻抗实部和虚部与含水饱和度的关系十分类似于 20kHz 时的情况。图 3－9 还表明在某些情况下阻抗虚部 X_{max} 和实部 R_{max} 对含水饱和度要比 20kHz 时的灵敏，因前两者随含水饱和度变化的幅度要大于后者。

另一个利用复电阻率来表征饱和度的是频散特性，按照文献的定义，复电阻率频散有如下三种形式：

$$\Delta R = R_D - R_G \qquad (3-8)$$

$$r = R_D / R_G \qquad (3-9)$$

$$PFE = \frac{R_D - R_G}{R_D} \times 100\% \qquad (3-10)$$

式中　R_D——低频下的电阻率。

R_G——高频下的电阻率；

ΔR——两个频率下电阻率差值；

r——两个频率下电阻率比值；

PFE——频散度。

式（3－8）、式（3－9）和式（3－10）分别是传统的复电阻率频散定义，即差值、比值和差比，然而笔者认为真正能够表征频散的是频散度，即式（3－10），因为这种表达方式表征的是复电阻率在不同频率下的值的相对变化，能够弱化某些因素的影响，复电阻率用于物探正是利用这个参数。

绝大多数文献认为上述三个参数的变化是一致的，即随着含水饱和度的增加而降低，从而成为复电阻率测井解释的基础，然而这种特性并不是普遍规律。

岩心孔隙度和渗透率分别为 30.2%和 $2030\times10^{-3}\mu m^2$，饱和 8500mg/L 的 $NaHCO_3$ 水型溶液，测量五种频率下的复电阻率模：50Hz、200Hz、800Hz、5000Hz 和 10000Hz，温度 85℃，复电阻率采用两极法测量，得到模和相角。

图 3－10 为岩心的复电阻率差值与含水饱和度 S_w 之间的关系。由图可见，随着含水饱和度的增加，差值减小，满足单指数衰减，这是显然的，因为两个频率下的复电阻率模满足 Archie 公式，则二者之差同样满足该公式。

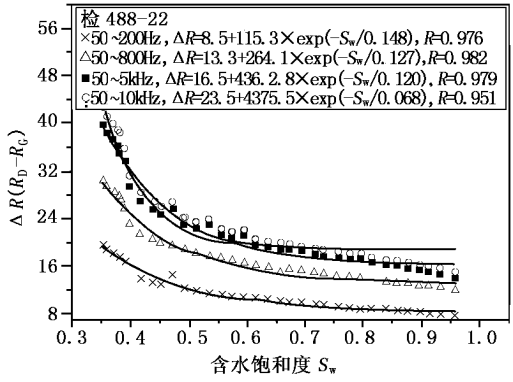


图 3－10　岩心的复电阻率差值与含水饱和度 S_w 之间的关系

如图 3－11 为岩心的复电阻率比值与含水饱和度之间的关系。由图可见，随着含水饱和度的增加，比值增加。

如图 3－12 为两块岩心的复电阻率频散度与含水饱和度之间的关系。以 50Hz 为低

频，其他频率为高频，可以得到四条频散度与饱和度的关系曲线。由图可见，随着含水饱和度的增加，频散度增加，而且变化曲线的线性关系非常好，相关系数均达到 0.98 以上。

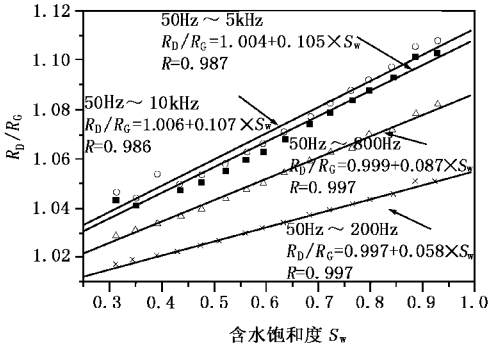


图 3－11　不同频率下的复电阻率比值与含水饱和度之间的关系

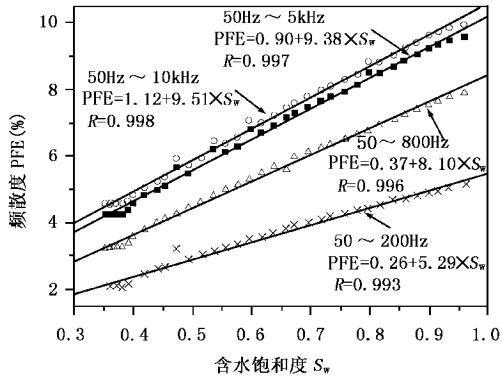


图 3－12　不同频率对的频散度与含水饱和度之间的关系

这是因为频散度不仅受到含水饱和的影响，而且受到岩性、泥质含量、矿化度以及孔隙度和渗透率的影响，虽然频散度能够弱化这些因素的影响，但是不能完全消除，因此不能单一利用频散度进行饱和度解释，这也许就是目前复电阻率测井应用不太成功的原因之一。因此必须对复电阻率测井进行基础理论研究和解释方法的进一步深入研究，尤其是对频散度解释模型进行修正，以便得到普遍的规律。同时研究者还应该开发复电阻率的新的解释参数和解释模型，以便开发出新型的复电阻率测井仪器。目前国内外对复电阻率的争议是正常的，因为这还是一个新型的测井方法，需要不断完善和改进。而且业内人士不能期望一种测井仪器能够解决所有的问题，因为所有的测井方法都不是万能的，都存在这样或那样的局限性，这就是需要各种测井方法配合使用，才能得到较好的效果。

第四节　复电阻率频谱参数反演技术研究

传统的复电阻率测井利用特定频率的参数，信息量非常有限，而且受到的影响因素比较复杂，因此利用宽频带的复电阻率频谱特性成为发展趋势，其主要思路是对复电阻率频谱进行分析，重要的是等效电路网络，因此产生了非常多的模型，这些模型各有优缺点，研究认为，Dias 模型适合于研究含水泥质砂岩的复电阻率频谱，其模型参数与地层参数之间有较好的关系，因此模型参数的准确反演是非常重要的。

一、频率域激发极化模型

根据文献综述，我们得到频率域激发极化模型很多，但是真正能够描述宽频带复电阻率的主要是 cole－cole 模型、复 cole－cole 模型以及 Dias 模型。

对于 cole－cole 模型：

$$\rho(\omega)=\rho_0\left[1-m\left(1-\frac{1}{1+(i\omega\tau)^c}\right)\right] \tag{3-11}$$

式中 ω——角频率；

ρ_0——零频率时的电阻率；

$\rho(\omega)$——角频率为 ω 时的电阻率；

m——极化率，其值在 0 与 1 之间；

c——频率相关系数，其值也在 0 与 1 之间；

τ——时间常数。

该模型是 Cole，K. S. 和 Cole，R. H. 在 1941 年为解释电介质的介电频散现象而提出来的。目前，此基础上衍生出了多种模型，以拟合不同极化机制的岩石复电阻率频散数据。复柯尔—柯尔（cole—cole）模型是被广泛采用的模型，已见报道的是两阶模型，即方程中 $N=2$。但是，这种模型没有明确赋予模型参数的实际物理意义，只是为了能够对观测数据给出更为精确地拟合。同时，即使在二阶的情况下，原本具有比较简单明确的物理意义的极化率也变成了两个，这两种极化率分别对应着何种极化机制很难进行验证。

$$\rho(\omega)=\rho_0\prod_{k=1}^{N}\left[1-m_k\left(1-\frac{1}{1+(i\omega\tau_k)^{c_k}}\right)\right] \tag{3-12}$$

对于 Dias 模型：

$$\rho(\omega)=\rho_0\left[1-m\left(1-\frac{1}{1+i\omega\tau'\left(1+\frac{1}{u}\right)}\right)\right] \tag{3-13}$$

其中

$$u=i\omega\tau+(i\omega\tau'')^{1/2}$$

式中 m——某种极化类型的极化率，且 $m=\frac{\sigma_{\omega\to\infty}-\sigma_{\omega\to 0}}{\sigma_{\omega\to\infty}}$；

τ、τ'、τ''——不同的弛豫机制，代表不同极化单元的平均尺度；

η——电化学参数，反映在单元中极化（感应）电流和扩散电流的相对大小且 $\eta=\frac{\sqrt{\tau''}}{\tau}$；

δ——极化体积百分比，表示孔隙中受极化源影响的部分，只反映极化电流且 $\delta=\frac{1}{1+\frac{\tau'}{\tau}(1-m)}$。

二、复电阻率模型参数反演

大多数的文献对频率域激发极化数据进行反演主要是利用 cole－cole 模型，得到的参数用于描述地下矿物的成分，圈定油气藏或者判断地层渗透性，反演的方法主要是最小二乘法。本文选择 cole－cole 模型、复 cole－cole 模型和 Dias 模型进行反演，找出最佳的模型。从测量的复电阻率结果来反演模型参数属于非线性反演，对于观测数据的非线性拟合，目前广为采用的是基于蒙特卡罗法的模拟退火方法和阻尼最小二乘法 。

地球物理反演问题大多是非线性的，以线性化叠加处理非线性问题在实际应用中遇到了前所未有的困难。进入 20 世纪 90 年代，非线性理论的研究成为自然科学各个领域的前沿，模拟退火技术就是在这一时期发展起来的。模拟退火算法来源于固体退火原理，将固体加温至充分高，再让其徐徐冷却，加温时，固体内部粒子随温升变为无序状，内能增大，而徐徐

冷却时粒子渐趋有序，在每个温度都达到平衡态，最后在常温时达到基态，内能减为最小。根据 Metropolis 准则，粒子在温度 T 时趋于平衡的概率为 $e^{-\Delta E/(kT)}$，其中 E 为温度 T 时的内能，ΔE 为其改变量，k 为 Boltzmann 常数。用固体退火模拟组合优化问题，将内能 E 模拟为目标函数值 f，温度 T 演化成控制参数 t，即得到解组合优化问题的模拟退火算法：由初始解 i 和控制参数初值 t 开始，对当前解重复“产生新解→计算目标函数差→接受或舍弃”的迭代，并逐步衰减 t 值，算法终止时的当前解即为所得近似最优解，这是基于蒙特卡罗迭代求解法的一种启发式随机搜索过程。退火过程由冷却进度表控制，包括控制参数的初值 t 及其衰减因子 Δt、每个 t 值时的迭代次数 L 和。

阻尼最小二乘法和模拟退火方法有各自的优缺点。阻尼最小二乘法收敛速度快，因反演结果依赖于待求参数的初值而易于陷入局部极值；模拟退火方法虽然可以达到全局最小，但计算量太大，尤其是解的个数太多和解空间范围太大时，该方法很难收敛，得不到最优解。

为此，本文提出了修正的模拟退火方法和阻尼最小二乘联合反演方法，编制了相应的反演程序。修正的模拟退火法是对标准的热浴模拟退火法的改进，以便使系统遍历所有可能的状态，从而获得全局最优解。

修正的模拟退火最小二乘联合反演方法的具体求解过程如下：

假设待反演参数为 N，每个参数有 m_i 个可以选择的值，则系统的总状态 $M=m_1\times m_2\times\cdots\times m_N$，则系统的最低能量：

$$E_{\min}=\min\ (E_1,\ E_2,\ E_3,\ \cdots,\ E_M) \tag{3-14}$$

根据上式可以得到系统初步达到最低能量所对应的参数值，把此时的参数值作为阻尼最小二乘反演的初值，经过迭代求取更为精确的全局最优解。然后，利用标准模拟退火法讨论了多解性问题。在本文中主要考虑岩石复电阻率频散模型中时间常数参数的多解性，原因是该类参数较其他参数小几个数量级，同时，对于狄雅斯模型而言，直流电阻率和极化率可由测量直接准确得到。分析方法是利用模拟退火方法找到拟合误差在一定范围内各个参数解的范围。

图 3－13、图 3－14 和图 3－15 分别给出了复柯尔—柯尔模型在 $N=1$ 和 $N=2$ 以及狄雅斯模型对同一组岩心观测数据的拟合结果。Dias 模型的拟合结果是复电阻率模值的拟合误差为 0.75%。复柯尔—柯尔模型的拟合结果为模值拟合平均误差为 4.5%。柯尔—柯尔模型的拟合结果是模值拟合平均误差为 7.5%。

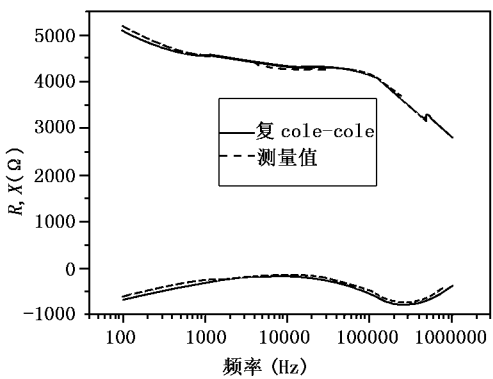


图 3－13　复 cole－cole 模型反演与测量结果比较

上面的结果可以看出，柯尔—柯尔模型的拟合精度则较低，狄雅斯模型与复柯尔—柯尔模型在 $N=2$ 时对测量数据拟合精度相近。但是，复柯尔—柯尔模型仅从数据拟合的角度出发，使模型参数达到了 7 个，同时，参数中还有两个没有物理意义的频率相关常数，这就使得建立模型参数与岩石复电阻率极化影响因素（岩石的孔隙度、渗透率以及流体的饱和度等）的关系变得异常困难。狄雅斯模型有 5 个参数，每个参数都具有特定的或从中可以导出

具有特定物理意义，很容易建立起模型参数与影响岩石极化的各种因素之间的关系。只要能够找到准确求取模型中参数的方法，那么就可能充分利用岩石复电阻率频谱信息求取岩石物理参数提供新的手段。

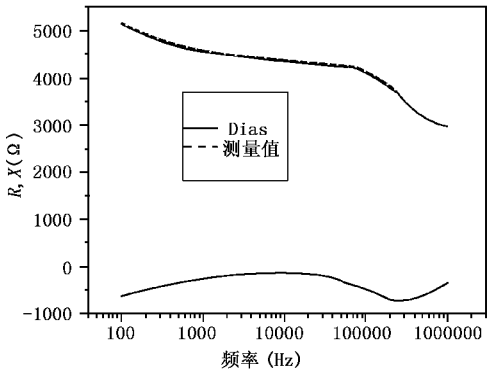


图 3－14　Dias 模型反演与测量结果比较

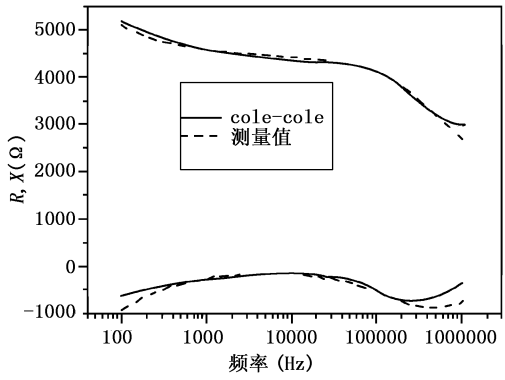


图 3－15　cole－cole 模型反演与测量结果比较

参　考　文　献

1　Carlos A. Dias，Developments in a model to describe low－frequency electrical polarization of rocks，Geophysics，2000，65 (2)：437～451

2　马在田. 计算地球物理学概论. 同济大学出版社，上海：1997

3　杨文采. 地球物理反演的理论与方法. 北京：地质出版社，1997

4　刘崧. 谱激电法. 武汉：中国地质大学出版社，1998

5　高杰，冯启宁，陈序三，赵文杰. 复电阻率测井方法和应用研究. 见：第十二届测井年会论文集. 北京：石油工业出版社，2001

6　柯式镇，刘迪军，冯启宁. 线圈法岩心复电阻率扫频测量系统研究. 石油大学学报：自然科学版，2003，27 (4)：40～43

7　苏庆新，柯式镇，冯启宁，尚作源，100Hz～10MHz 频段含油水两相岩石电阻抗的研究，地球物理学进展，1999，4 (1)：93～103

8　苏庆新. 低频下岩石电学模型和介电频散的关系. 测井技术，1999，23 (2)：127～132

9　Qingxin Su，Qining Feng，Zuoyuan Shang，Electrical impedance variation with water saturation in rock，Geophysics，2000，65 (1)：68～75

10　柯式镇，刘迪军，冯启宁. 线圈法岩心复电阻率扫频测量系统研究. 勘探地球物理进展，2003，26 (4)：309～312

11　刘迪军，柯式镇 等. 岩石电阻率测量中导线引起的误差分析及校正方法. 测井技术，2001，25 (6)：405～407

12　李海全. 根据复电阻率资料估算储层岩石渗透率. 测井技术信息，1997，10 (1)：10～14

13　安珊，李能根. 含水岩石复电阻率的实验研究. 测井技术，1998，22 (5)：315～317

14　许少华，张守谦，韩有信. 泥质砂岩复电阻率的测量研究. 大庆石油学院学报，1994，18 (4)：6～10

15 陈序三，赵文杰，朱留方．复电阻率测井方法及其应用．测井技术，2001（25）：327～331
16 陆启行．复电阻率测井使用柯尔—柯尔模型拟合中若干问题的探讨．物化探计算技术，1985，7（1）：45～49
17 骆艳．复电阻率测量合孔隙度的分形性．四川石油普查，1994（1）：74～84
18 姜恩承，令狐松．频率域复电阻率数学模型研究．测井技术，2002，26（2）：98～100
19 柯式镇，何亿成等．复电阻率测井响应的数值模拟．测井技术，2002，26（6）：446～448
20 昌彦君，罗延钟等．时间谱电阻率法中的剩余电磁效应研究．吉林大学学报：地球科学版，2003，33（1）：92～95
21 阮百尧，罗润林．一种新的复电阻率频谱参数的递推反演方法．物探化探计算技术，2003，25（4）：298～301
22 黄桂丹 Sakur.，K．复电阻率测量的有效性和质量研究．物探化探译丛，1998（4）：33～36

第四章　泥质砂岩的介电常数

第一节　岩石的介电常数

一、物质的介电常数

介电测井是根据油和水在介电常数上的差异来识别油水层、确定储集层含油饱和度的。由于几十兆赫以上频率的介电测井仪器是通过测定地层的电磁波传播特性来确定其介电常数的，因此又称为电磁波传播测井。

在外电场作用下，电介质中的原子、离子和电子将发生位移或极性分子定向排列而产生偶极矩，这种现象称为极化。用极化矢量 $\overline{p}$ 对极化作定量描述[1]：

$$\overline{p}=\alpha\overline{E} \tag{4-1}$$

式中　α——介质的极化率；

$\overline{E}$——电场强度。

物质的极化能力（或介电性质）一般用介电常数表示：

$$\varepsilon=1+4\pi\alpha \tag{4-2}$$

如果真空介电常数用 ε_0 表示，则：

$$\varepsilon=\varepsilon_r\varepsilon_0 \tag{4-3}$$

式中　ε——物质的介电常数；

ε_0——介质为真空时的介电常数，其数值为 8.85×10^{-12} F/m；

ε_r——相对介电常数，它是物质的介电常数相对于真空介电常数的比值。

一般在工程中所用的介电常数都是指相对介电常数，本书也是如此。根据文献［2］的定义，介电常数是“表征电介质在电场中存储静电能的相对能力的物理量”，因此介电常数也称电容率；这里所定义的“能力”也可以理解为电介质的极化能力。

电介质的极化大致可以分为三类：位移极化、转向极化和体积极化。

位移极化一般包括电子极化、离子极化和原子极化。在外电场的作用下，这些粒子将产生电荷位移，使电介质中原来的静电平衡破坏了，产生了偶极矩。电子位移极化与电子相对于原子核的位移有关，一般由这种类型的极化产生的介电常数不大，位移时间约 10^{-15} s，在固体、液体和气体中都能观测到这种极化。离子位移极化是指电介质中正负离子的相对位移，这种类型的极化出现在离子晶格的电介质中，位移时间约为 $10^{-12}\sim10^{-13}$ s。离子位移极化产生的介电常数一般为 4～15，个别晶体，如钛酸钡的介电常数能高达 300。原子位移极化是指价电子相对于原子核的位移，一般出现在价晶体的物质中，这种位移极化产生的介电常数值与离子位移极化相当。与前两种极化一样，原子位移极化的速度也是很快的。

转向极化与电介质中的极性分子有关，是极性分子的特征极化。这类极化产生的介电常数在数值上要明显高于位移极化，如水在20℃时的介电常数值约为80。由于热运动阻碍分子的转向，因此转向极化受温度影响，一般随温度升高而减小。

结构极化也称体积极化，主要发生在非均匀物质中，结构极化是由于积累在固体表面上离子运移的结果，因此这类极化是非常缓慢的。岩石在低于射频段时都有这类极化产生，频率在几十至几百赫兹时它起主要作用。

介电常数的复数形式为：

$$\varepsilon_r = \varepsilon' + i\varepsilon'' \tag{4-4}$$

因为 $\varepsilon'' = \sigma/\omega$，因此有：

$$\varepsilon_r = \varepsilon' + i\ (\sigma/\omega) \tag{4-5}$$

式中 ε'、ε''——介电常数的实部和虚部；

σ——介质的电导率；

ω——电场的角频率。

由此可见，介电常数在交变电场中是随测量频率变化的。在这里，电导率对介电常数的影响也称为介电损耗。

二、岩石的介电常数

岩石是由不同成分的岩石骨架、固体充填物和不同的流体组成的混合物，它的介电常数取决于其混合物质的成分、含量和分布状态。一般情况下，岩石骨架的介电常数取决于造岩矿物的介电常数，一些矿物的介电常数见表4-1[1]。

表4-1 一些矿物的介电常数

矿 物	相对介电常数	矿 物	相对介电常数
石 英	4.0～5.0	硬石膏	5.7～6.3
钾长石	4.5～6.0	岩 盐	5.6～6.4
白云母	6.2～8.0	钾 盐	4.7～4.8
黑云母	4.8～6.0	褐铁矿	10.0～11.0
滑 石	4.5～6.0	磷灰矿	7.4～10.5
方解石	7.5～8.0	方铅矿	18.0
白云石	6.8～10.0	闪锌矿	7.8～8.3
菱铁矿	7.0～7.5	金红石	90.0～170.0
石 膏	4.2	石 油	2.0～3.0

由表4-1可以看出，除个别矿物外，一般矿物的介电常数通常都不大，主要造岩矿物的介电常数一般在4～7范围以内。

岩石孔隙中流体的介电常数差别则很大。石油的介电常数一般不大于4，气体的介电常数是1，而水的介电常数在20℃时约80，比岩石骨架和油、气的介电常数要大得多，而且受矿化度影响小，这是利用介电常数测井资料识别油水层的有利因素。水是极性分子，其介电常数随温度变化较大，因此岩石的介电常数受温度影响；虽然水的介电常数随温度变化，但不会影响到它相对于岩石骨架和油、气在介电常数数值上的优势，也就是说，温度的变化

不会影响到电磁波测井在识别油水层方面的优势，而且温度的影响是可以校正的。

岩石的介电常数随测量频率的变化而变化。不同频率下岩石的极化机理不同，表现为不同频率下岩石的介电常数不同，这一现象称为频散特性。对岩石的频散特性进行研究、掌握其规律，就可以变为有利因素，为人们所利用。

然而，粘土对岩石介电常数的影响是不容忽视的。在含水条件下，粘土的介电常数可高达几十甚至上百，严重影响到介电测井在识别油水层方面的优势，甚至导致解释错误。粘土含量本身就是个不易确定的因素，因此不易校正；此外岩石中粘土的分布状态对其介电常数的影响也很大，这些都是人们所始料不及的。这可能就是电磁波测井多年来一直未能在地质评价中见到显著效果的原因，本章第三节中将专门讨论这一问题。

第二节　岩石介电常数的测量方法

测量岩石介电常数的方法有多种，不同频率下有不同的测量方法。在 10kHz～200MHz 频段内，可以采用电容法；在 1MHz～1100MHz 频段内可以采用同轴线测量法；在 100MHz～2GHz 频段内可以采用反射法、传输法和谐振腔法等。这里仅就电容法和同轴线法进行简单介绍，这两种方法也是目前国际上普遍使用的方法。

一、电容法

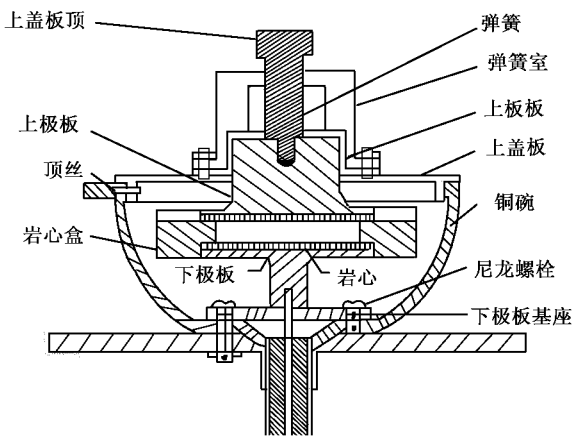


图 4－1　平行板电容法岩心夹持器

大庆油田 1974 年就开始用电容法测量岩心的介电常数。具体做法是：将岩心做成直径 25mm 高 3mm 的扁圆柱型，作为介质置入电容器中；电容器由有机玻璃做外壳，两面的平行极板采用导电性能好、相对柔软的黄铜箔。测量该电容器的电容，即可确定岩心的介电常数。测量仪器可以采用高频阻抗电桥或 Q 表。这种方法测量岩心介电常数时，内部电场的漏失和外部电磁场的干扰对测量结果影响较大，而且电极极板与岩心之间的接触电阻会给测量结果带来误差，因此目前国内外普遍使用的是有屏蔽室的平行板电容法。该方法是美国休斯敦大学沈良矶教授 1986 年研究并使用的[3]、[5]，岩心夹持器如图 4－1 所示。岩心夹持器被装在屏蔽室内，电容器的上、下极板均为黄铜质；上极板通过屏蔽室接同轴线的外导体，下极板接同轴线的内导体，这种设计可以避免内部有用电磁场的漏失和外来电磁场的干扰。通过测量平行板电容器的电抗，即可求出岩心的介电常数和电导率。岩心的直径为 38mm、厚度为 6mm。

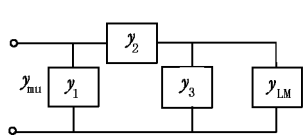


图 4－2　平行板电容法岩心夹持器等效电路

屏蔽室可以等效成 π 型网络（图 4－2），以已知阻抗的空气、有机玻璃和黄铜作为标准刻度件，计算其等效阻抗 y_1、y_2、y_3。

设 y_{ma}、y_{mb}、y_{mp}分别对应空气、黄铜和有机玻璃的测量值（导纳），由图 4－2 得到：

$$y_{ma}=y_1+\frac{y_2y_3+y_2+y_a}{y_2+y_3+y_a} \tag{4-6}$$

$$y_{mb}=y_1+y_2 \tag{4-7}$$

$$y_{mp}=y_1+\frac{y_2y_3+y_2y_p}{y_2+y_3+y_p} \tag{4-8}$$

式中 y_a、y_p——分别是空气、有机玻璃的导纳。

由式（4－6）～式（4－8）解得：

$$y_2=\left[\frac{y_{mp}-y_{ma}}{y_p-y_a}\ (y_{23}+y_p)\ (y_{23}+y_a)\right]^{\frac{1}{2}} \tag{4-9}$$

$$y_3=y_{23}-y_2 \tag{4-10}$$

$$y_1=y_{mb}-y_2 \tag{4-11}$$

其中

$$y_{23}=\frac{y_a\ (y_{ma}-y_{mb})\ -y_p\ (y_{mp}-y_{mb})}{y_{mp}-y_{ma}} \tag{4-12}$$

则被测岩心的导纳为：

$$y_{lu}=\frac{y_{23}-\ (y_2+y_3)\ (y_{mu}-y_1)}{y_{mu}-y_1-y_2} \tag{4-13}$$

在频率较低时，由于岩心的直径和厚度比大于 5，可以认为平行极板间的电场是径向均匀的，相当于静电场（似稳场理论的零阶场），因此，岩心的介电常数和电导率可以由下面的静电场公式确定：

$$y=\frac{A}{d}\ (\sigma+i\omega\varepsilon) \tag{4-14}$$

式中 A——岩心的横截面积；

d——岩心的厚度。

将测得的 y_{lu}值代入，即可求出岩心的介电常数 ε 和电导率 σ。

当频率较高时，高频趋肤效应明显，平行极板间的电磁场径向不均匀，似稳场理论的高阶场不可忽略，因此岩心的介电常数和电导率可以由下面的公式确定：

$$y=\frac{A}{d}\ (\sigma+i\omega\varepsilon)\ \frac{2J_1\ (k_a)}{k_aJ_0\ (k_a)} \tag{4-15}$$

其中 $$k_a=\ (\omega^2\mu\varepsilon-i\omega\mu\sigma)^{\frac{1}{2}}$$

式中 J_0、J_1——零阶和一阶贝塞尔函数；

μ——岩心磁导率。

平行板电容法对岩心加工的精度要求不太高，测试方法相对简单，因此目前得到比较普遍的使用。若频率较高，电磁波的波长与屏蔽室的直径相近，屏蔽室不能等效为 π 型网络。若以波长大于屏蔽室直径 10 倍为下限（屏蔽室直径为 11.68cm），则该方法测量的频率上限

应该是 250MHz；若频率较低，将会产生电极极化的影响，因此一般认为，该方法使用的频率范围是 20～200MHz。

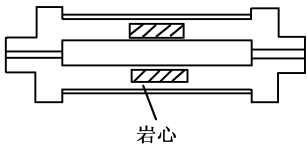


图 4－3　同轴线夹持器

二、同轴线测量法（散射参数法）

利用同轴线法测量岩心的介电常数需要把岩心加工成空心圆柱形，置入同轴线夹持器中进行测量（图 4－3）。测量过程中，沿同轴线传播的电磁波遇到岩心时，波的能量一部分被传输、一部分被反射、还有一部分被吸收。记录反射波和传输波的相位和幅度（散射参数，也称 S 参数），即可求出岩心的介电常数和电导率。

同轴线夹持器的内、外导体均为铜质，为了与岩心接触良好并且具有良好的导电性，同轴线内、外导体的表面上镀有一层银膜。利用网络分析仪测量其 S 参数，测量原理见图 4－4。

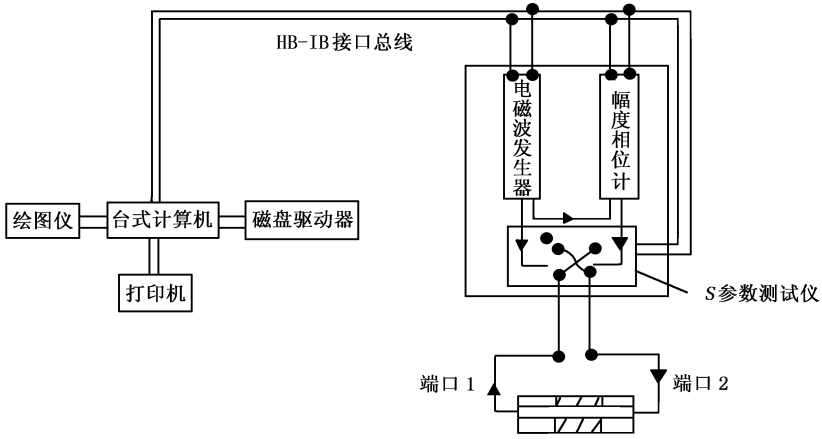


图 4－4　网络分析仪测量原理框图

可以将同轴线夹持器中的岩样视为二端口的网络（图 4－5）。

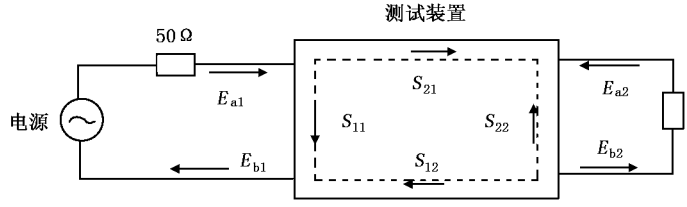


图 4－5　同轴线夹持器等效网络

测量时，一个端口接信号源，另一个端口接负载，网络分析仪可以自动切换端口给出两个方向的 S 参数。通过 S 参数可以确定岩心在一个方向上的传输和反射系数：

$$\Gamma = x \pm \sqrt{x^2 - 1} \tag{4-16}$$

其中

$$x = \frac{S_{11}^2 - S_{21}^2 + 1}{2S_{11}} \tag{4-17}$$

$$p=\frac{S_{11}+S_{21}-\Gamma}{1-(S_{11}+S_{21})\Gamma} \tag{4-18}$$

则岩心的介电常数的实部和虚部可确定为：

$$\varepsilon'=\frac{\lambda_0}{2\pi}I_m\left[\left(\frac{1-\Gamma}{1+\Gamma}\right)\frac{1}{l}\ln\left(\frac{1}{p}\right)\right] \tag{4-19}$$

$$\varepsilon''=\frac{\lambda_0}{2\pi}R_e\left[\left(\frac{1-\Gamma}{1+\Gamma}\right)\frac{1}{l}\ln\left(\frac{1}{p}\right)\right] \tag{4-20}$$

式中 Γ——电磁波通过岩心时的反射系数；

p——电磁波通过岩心时的传输系数；

l——岩心长度；

λ_0——电磁波波长；

S_{11}、S_{21}—— 一个方向的 S 参数。

同轴线测量法适用的频率范围是 1～1100MHz，主要误差来源于岩心与同轴线金属壁之间的间隙，电磁波在此间隙中传播时会产生衰减而影响测量结果，因此该方法对岩心的加工精度要求是很高的。研究表明，间隙小于 0.02mm 时对测量结果的影响可以忽略。

第三节　泥质砂岩介电常数的影响因素

一、岩石介电常数与含水饱和度的关系

由于水的介电常数比油、气和岩石骨架的介电常数大得多，因此岩石的介电常数对含水饱和度最敏感。随着样品中含水饱和度 S_w 的增加，岩石介电常数增大。高孔渗岩心的介电常数随 S_w 的增加增大很快，而且在 S_w 小于 70%范围内几乎呈线性关系；当 S_w 大于 70%时，岩心介电常数随 S_w 的变化曲线比线性曲线略低（图 4－6）。这种现象可以理解为，当岩石孔隙几乎被水充满时，孔隙壁起到了限制水分子极化的作用，使其极化能力不如自由水。低孔渗岩心的孔隙空间小，其介电常数随 S_w 的变化缓慢，而且线性关系也比高孔渗岩心差。从这个角度讲，介电测井在高孔渗地质条件下的应用效果要比低孔渗时好。

受孔隙度的影响，一个区块的岩石介电常数与含水饱和度的统计关系常常是很分散的，不含水时岩心的介电常数相差不大，随着含水饱和度的增加，不同孔隙度岩心的介电常数差别越来越大（图 4－7）。因此，人们常常用岩心的含水率（$\phi\cdot S_w$）来与介电常数建立关系，效果要好些（图 4－8）。

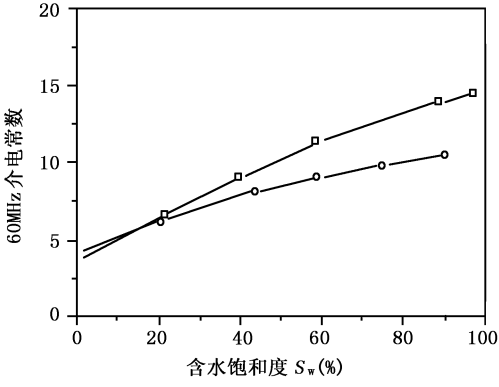


图 4－6　岩心含水饱和度与介电常数关系

岩心介电常数与含水饱和度的关系是电磁波测井确定储层含水饱和度的基础，有许多建立在理论和实验基础上的定量解释模型，其中使用比较广泛的有：

1. L—R 公式

L—R 公式是建立在混合体积模型基础上

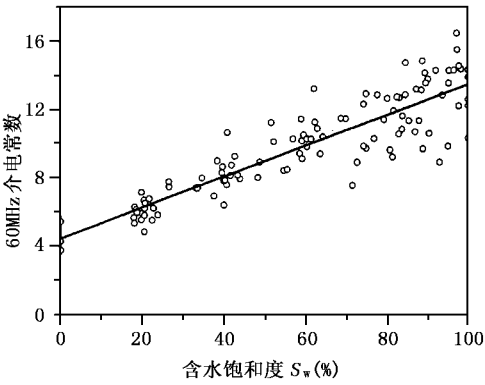


图 4－7　岩心介电常数与含水饱和度关系

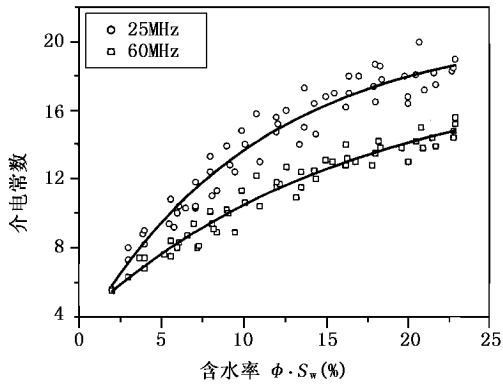


图 4－8　岩心介电常数与含水率关系

的。岩石可以看作是由岩石骨架、孔隙流体（油、气、水）组成的混合物，L—R 公式表述如下：

$$\varepsilon_r^c = (1-\phi)\,\varepsilon_m^c + \phi \cdot S_w \cdot \varepsilon_w^c + \phi\,(1-S_w)\,\varepsilon_h^c \tag{4-21}$$

当 $c=\frac{1}{2}$ 时，L—R 公式又称为 CRIM 公式：

$$\sqrt{\varepsilon_r} = (1-\phi)\,\sqrt{\varepsilon_m} + \phi \cdot S_w \cdot \sqrt{\varepsilon_w} + \phi\,(1-S_w)\,\sqrt{\varepsilon_h} \tag{4-22}$$

如果考虑泥质的影响，L—R 公式可以拓展为：

$$\varepsilon_r^c = (1-\phi-V_{sh})\,\varepsilon_m^c + \phi \cdot S_w \cdot \varepsilon_w^c + \phi\,(1-S_w)\,\varepsilon_h^c + V_{sh} \cdot \varepsilon_{sh}^c \tag{4-23}$$

式中　ε_m——岩石骨架介电常数；

ε_w——孔隙水介电常数；

ε_h——油、气介电常数；

ε_{sh}——泥质介电常数；

V_{sh}——泥质含量；

ϕ——岩心孔隙度；

S_w——岩心含水饱和度；

c——胶结指数，其值介于 0 和 1 之间。

L—R 公式是在超高频条件下导出的，后来又被拓展到甚高频段使用。该公式的物理意义是很明确的，解释含水饱和度的效果也比较好。其中参数 c 需要通过岩石物理实验来确定。当电磁波测井的频率相对较低时，介电常数的虚部不可忽略，上述各式中的介电常数应该用复数形式。

2. TPO 公式

TPO 公式有与 L—R 公式相似的物理意义，它也是建立在混合体积模型基础上的。它把电磁波在岩石中的传播时间看作是组成岩石各组分的电磁波传播时间的线形组合：

$$t_{po} = (1-\phi)\,t_{pm} + \phi \cdot S_w \cdot t_{pw} + \phi\,(1-S_w)\,t_{ph} \tag{4-24}$$

式中　t_{po}——电磁波在岩石中的传播时间；

t_{pm}——电磁波在岩石骨架中的传播时间；

t_{pw}——电磁波在孔隙水中的传播时间；

t_{ph}——电磁波在油、气中的传播时间。

TPO 公式适合于在超高频条件下使用。

二、岩石介电常数与孔隙度的关系

当岩石孔隙中充满单一性质的流体时，根据体积公式，岩石的介电常数整体表现为：

$$\varepsilon_r = (1-\phi)\,\varepsilon_m + \phi \cdot \varepsilon_l$$
$$= \varepsilon_m + (\varepsilon_l - \varepsilon_m)\,\phi \qquad (4-25)$$

式中 ε_l——岩石孔隙中流体的介电常数。

由公式（4－25）得出：当孔隙流体的介电常数大于骨架的介电常数时，即当 $\varepsilon_l > \varepsilon_m$ 时，岩石介电常数随孔隙度增加而增大；反之，当孔隙流体的介电常数小于骨架的介电常数时，即当 $\varepsilon_l > \varepsilon_m$ 时，岩石介电常数随孔隙度增加而减小。

干岩心的孔隙中充满着空气，空气的介电常数等于 1，略小于岩石骨架的介电常数，因此干岩心的介电常数随孔隙度的增加略有降低（图 4－9、图 4－10）。水的介电常数远大于岩石骨架的介电常数，因此 100％含水岩心的介电常数随孔隙度的增加而明显增加（图 4－11，图 4－12）。

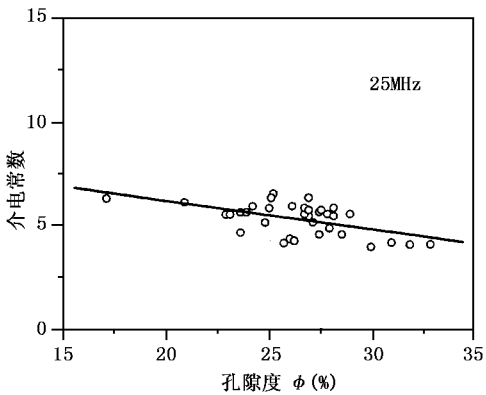


图 4－9　干岩心介电常数与孔隙度关系

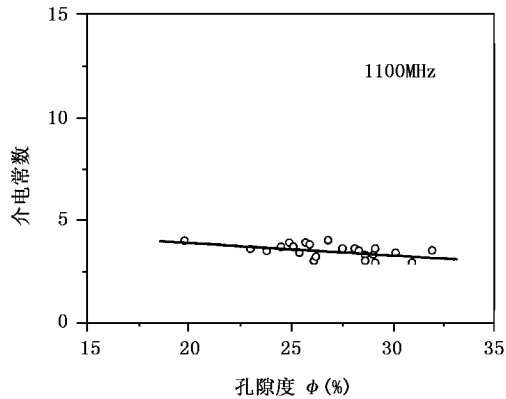


图 4－10　干岩心介电常数与孔隙度关系

孔隙度对岩石介电常数的影响是复杂的，即使相同孔隙度、相同岩性、充满同种流体的岩石，因为孔隙结构不同，其介电常数也可能有很大差别，图 4－9 和图 4－11 的数据点分散说明了这一现象。此外，受频散影响，不同频率下岩石介电常数受孔隙度的影响程度也不同。

根据体积模型，可以建立岩石介电常数与含水孔隙度之间的关系（佟文琪等，“岩矿石电磁频散规律的实验研究”，长春地质学院，1994）：

$$\varepsilon_r = \varepsilon_m^c + \phi_t\,(\varepsilon_h^c - \varepsilon_m^c) + \phi_w\,(\varepsilon_w^c - \varepsilon_h^c) \qquad (4-26)$$

从而有：

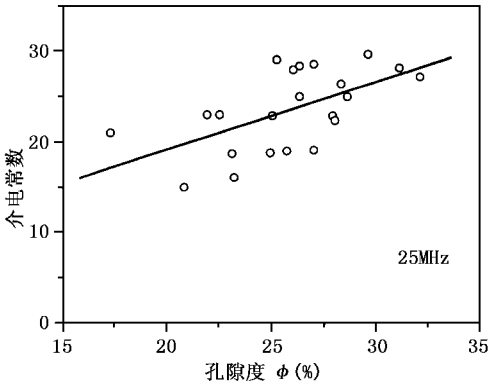


图 4－11　含水岩心介电常数与孔隙度关系

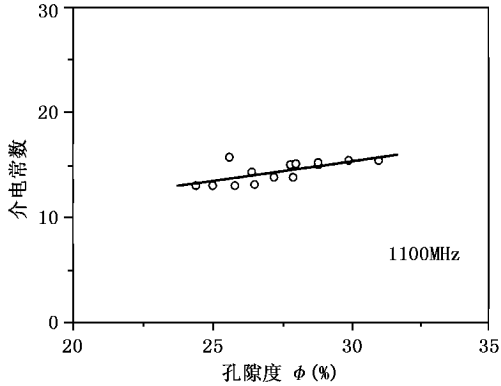


图 4－12　含水岩心介电常数与孔隙度关系

$$\phi_w=\frac{\varepsilon_r-\varepsilon_m^c-\phi_t\ (\varepsilon_h^c-\varepsilon_m^c)}{\varepsilon_w^c-\varepsilon_h^c} \tag{4-27}$$

其中实部：

$$R_e\varepsilon_r=\varepsilon_m^c+\phi_t\ (\varepsilon_h^c-\varepsilon_m^c)\ +\phi_w\ (R_e\varepsilon_w^c-\varepsilon_h^c) \tag{4-28}$$

$$\phi_w=\frac{R_e\varepsilon_r-\varepsilon_m^c-\phi_t\ (\varepsilon_h^c-\varepsilon_m^c)}{R_e\varepsilon_w^c-\varepsilon_m^c} \tag{4-29}$$

虚部：

$$I_m\varepsilon_r=-\phi_w\ (I_m\varepsilon_w^c+\varepsilon_h^c) \tag{4-30}$$

$$\phi_w=-\frac{I_m\varepsilon_r}{I_m\varepsilon_w^c+\varepsilon_h^c} \tag{4-31}$$

式中　$R_E\varepsilon_r$、$I_m\varepsilon_r$——**岩石介电常数的实部和虚部；**

$R_e\varepsilon_w$、$I_m\varepsilon_w$——**地层水介电常数的实部和虚部；**

ϕ_w——**岩心含水孔隙度；**

ϕ_t——**岩心总孔隙度。**

C **值的物理意义与式**（4－21）**相同，也需要通过岩石物理实验来确定。**

三、岩石介电常数与地层水矿化度的关系

首先，给出水的介电常数随矿化度的变化曲线（图 4－13），**实验是在** 25MHz **频率下做的，模拟地层水为** $NaHCO_3$ **型。其中，纯水（蒸馏水）介电常数的测试值为** 79.7，**随着矿化度增高，水的介电常数缓慢降低。水是极性分子，纯水的极化能力是很强的，当加入一定量的盐分以后，溶液中的盐离子牵制了水分子的极化，因此整体上表现为极化能力减弱。**

岩心介电常数随地层水矿化度的变化则是另一种情况，图 4－14 **给出了泥质砂岩岩心介电常数与矿化度的关系，随着地层水矿化度的升高，岩心介电常数缓慢增大。对于泥质砂岩地层，泥质颗粒表面形成的负离子会吸附孔隙溶液中的正离子而形成偶电层（双电层）。这无数个小偶电层在电场作用下相当于无数个小电容器在充放电，它们对岩石介电常数的贡献相当于无数个小偶极子在做转向极化。当地层水矿化度升高时，岩石孔隙溶液中的阳离子数量增多，被吸附在泥质颗粒表面形成偶电层的数量就多，对岩心介电常数的贡献也就大。但**

是由于水的介电常数随矿化度的升高而缓慢降低，因此抵消了一部分影响，使得泥质砂岩的介电常数随地层水矿化度升高而增大的幅度不大。

实验证明，在一定范围内，电磁波测井受地层水矿化度的影响不大，这是电磁波测井优势于电阻率测井之处。

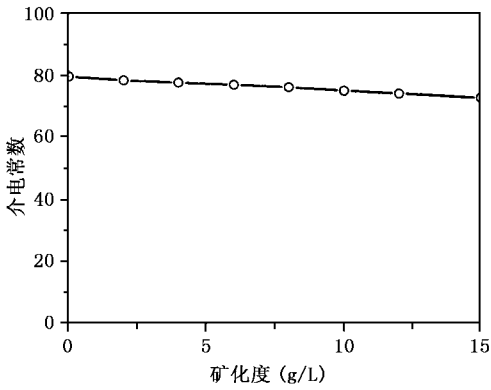


图 4－13　水的介电常数随矿化度变化曲线

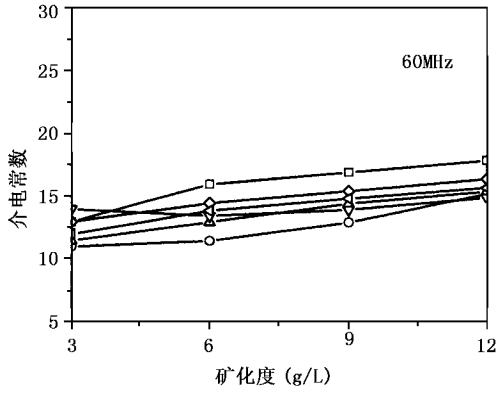


图 4－14　岩心介电常数与矿化度关系

四、泥质含量及其分布状态对岩石介电常数的影响

1. 泥质含量对岩石介电常数的影响

泥质的颗粒很小，一般小于 0.01mm，有较大的比表面和和较强的吸附能力。泥质中含有束缚水，有些粘土矿物的晶格中还含有结晶水，因此泥质的介电常数一般都比较大。表 4－2 给出了几种粘土矿物分别在不含孔隙水和 100％含孔隙水时的介电常数，测量频率为 60MHz。可以看出，粘土矿物在 100％含孔隙水时的介电常数还是比较大的。

表 4－2　几种粘土矿物的介电常数

矿物名称	不含孔隙水	100％含孔隙水
蒙脱石	11.0	63.53
高岭石	9.5	40.24
水云母	7.0	25.84
红色泥岩	8.13	33.29
灰黑色泥岩	7.08	24.71
灰绿色泥岩	6.39	22.29

图 4－15 给出了大庆油田 56 块岩心的介电常数随泥质含量变化的关系，测量频率为 60MHz。可见，其统计规律是泥质砂岩岩心的介电常数随泥质含量的增加而增大。一方面是由于泥质中含有大量的束缚水和结晶水，使其介电常数增大；另一方面是因为泥质颗粒表面具有吸附孔隙溶液中阳离子的能力，形成偶电层，使其极化能力增强，因此泥质砂岩地层的介电常数随其泥质含量的增加而增大，而且不同含水饱和度时泥质含量对岩心介电常数的影响程度不同。

泥质含量对岩心介电常数的影响可以通过式（4－23）式进行校正，也可以根据实验资

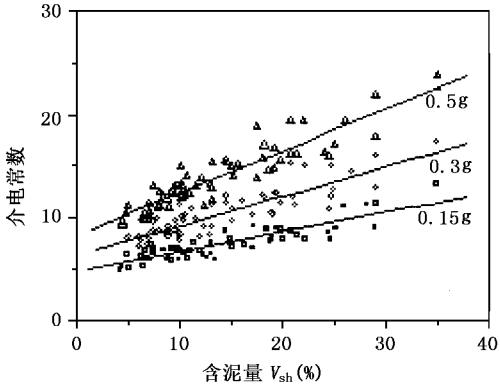


图 4－15　含水岩石介电常数与含泥量关系曲线

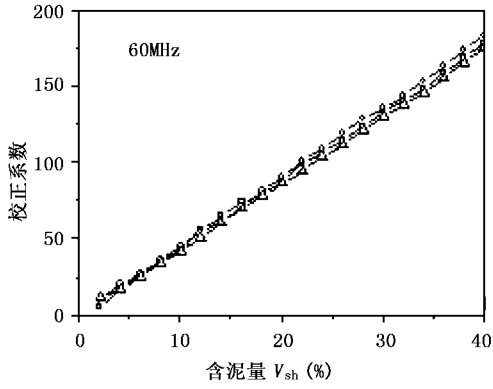


图 4－16　泥质校正系数与含泥量的关系

料进行图版校正。图 4－16 是大庆油田的实验结果，其中岩心介电常数的校正系数定义为：

$$\delta_\varepsilon = \frac{\varepsilon_{sh} - \varepsilon_p}{\varepsilon_p} \tag{4-32}$$

式中　δ_ε——岩心介电常数的泥质校正系数，它表示有泥质存在时岩心的介电常数相对于纯地层介电常数的变化率；

ε_p——纯砂岩地层的介电常数。

从图 4－16 可以看出，含水饱和度对岩心介电常数与泥质含量关系的影响几乎被消除了，因此可以依据图 4－16 对泥质含量的影响进行校正。

2. 泥质分布状态对岩石介电常数的影响

1）人工样品的实验结果

泥质分布状态对岩石介电常数的影响一直是人们所关注的问题，但很少见到这方面的研究资料。问题可能来自两个方面，一是岩石中泥质的分布状态很难搞清楚，尤其目前用测井方法还不能确定其分布状态；二是岩石介电常数的影响因素很多，难以把它们单独抽出来进行研究。作者曾经用人工样品研究了泥质分布状态对岩石介电常数的影响[7]。其方法是，将纯砂岩和纯泥岩分别研磨成颗粒状，按一定比例、以不同方式进行混合制成人工样品，然后置入岩心夹持器中压实，再进行测试分析。实验中采用 30％的泥岩颗粒和 70％的砂岩颗粒，制成四种不同混合方式的人工样品，见图 4－17。

均匀混合是指将砂岩颗粒和泥岩颗粒混合在一起，搅拌均匀制成样品，其泥质类型类似于分散泥质；串联混合是指将砂岩颗粒和泥岩颗粒沿电场方向呈串联关系混合制成样品，类似于层状泥质；并联混合是指将砂岩颗粒和泥岩颗粒沿电场方向呈并联关系混合制成样品，类似于结构泥质。灰黑色的泥岩样品取自大庆西部探区，主要矿物成分有高岭石、伊利石、蒙脱石和少量的绿泥石。在 25 MHz 和 60 MHz 两个频率下测试了泥岩样品的介电常数和电阻率值，结果见表 4－3。

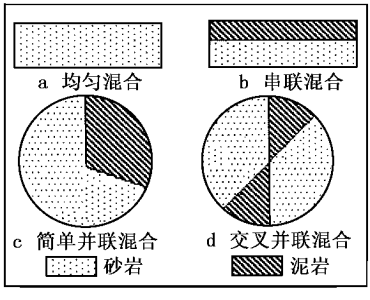


图 4－17　人工样品混合示意图

表 4－3　不同频率下泥岩样品的介电常数和电阻率值

	介电常数		电阻率（Ω·m）
	不含孔隙水	100%含孔隙水	100%含孔隙水
	7.16	47.64	2.96
	7.08	37.82	2.73

在25 MHz频率下，四种分布状态下样品的介电常数与含水量的关系见图4－18。图4－18反映出，样品不含水时，只有位移极化产生，因此四种分布状态下样品的介电常数值很接近，说明干岩心的介电常数几乎不受泥质分布状态的影响。样品含水后，泥质颗粒表面的偶极子极化（偶电层极化）和水分子的转向极化相继出现，四种分布状态下的介电常数开始出现差别，其中简单并联混合时样品的介电常数最大、串联混合时样品的介电常数最小。这种差别是因为泥质的分布状态不同，偶极子极化对样品介电常数的贡献不同所致。随着含水量的增加其差别逐渐增大；大约在样品含水饱和度达70%时，四种分布状态下的介电常数差别最大。当含水量增加到一定程度以后，由于水分子的转向极化表现突出，占据主导地位，一定程度上掩蔽了泥质分布状态的影响，四种分布状态下样品的介电常数差别又开始缩小了。这一现象说明，电磁波测井用于解决高含水期的水淹层问题时受泥质分布的影响小，效果会更好。

图4－19是四种分布状态下样品的电阻率与含水量的关系，测量频率为25MHz（每一种分布状态下的介电常数和电阻率值是在同一样品中同时记录得到的）。可见，泥质分布状态对岩石电阻率的影响不大，说明岩石的介电性质较其导电性质复杂；同时还说明，在泥质含量较高的地区，电磁波测井的效果有可能不如电阻率测井。

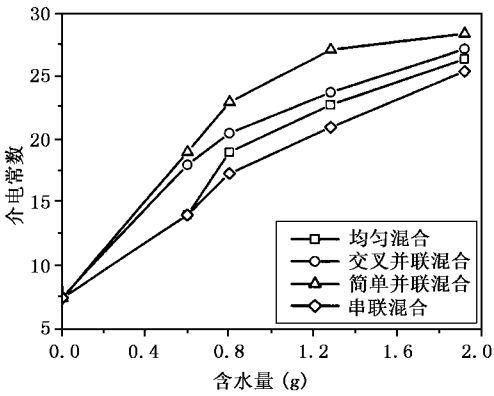


图4－18　人工样品介电常数与泥质分布状态和含水量关系

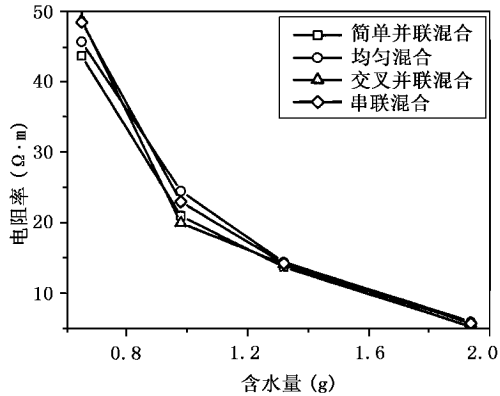


图4－19　人工样品电阻率与含水量关系

由图4－18和图4－19还可以看出，串联混合时样品的电阻率值最大、介电常数值最小，即电阻最大、电容最小；而在并联混合时样品的介电常数值最大、电阻率值最小，即电容最大、电阻最小，这一现象符合电学的一般规律。

样品中水的分布状态对其介电常数和电阻率的影响与泥质分布状态的影响有所不同。在25MHz频率下，将均匀混合的人工样品中加入一定量的水，随着时间推移，同时记录其介电常数和电阻率值随着水的分布状态的变化情况（图4－20）。可以看出，在刚加入水的一

段时间内，样品的电阻率值下降很快，这是因为此时样品中的水处于不稳定的状态，在不断扩散；当水的分布达到稳定状态之后，样品的润湿程度最好，其电阻率也达到了稳定的最小值。而图中水的分布状态对样品介电常数的影响却很小。

2）天然样品的实验结果

天然样品的情况比较复杂，除孔隙度、渗透率、泥质含量、岩性等影响因素外，天然样品的介电性质还受其孔隙结构和物质的分布状态影响，因此很难选到可以用来做对比实验的天然样品。经过筛选，在大庆油田西部探区选取了部分岩心进行测试对比分析，结果仅供参考。测量采用平行板电容法，测量频率 60MHz。

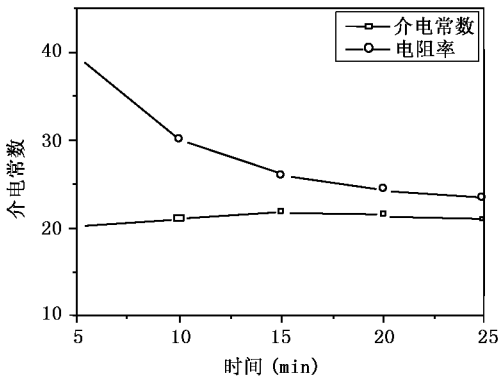


图 4－20　人工样品水分布状态与介电常数和电阻率关系

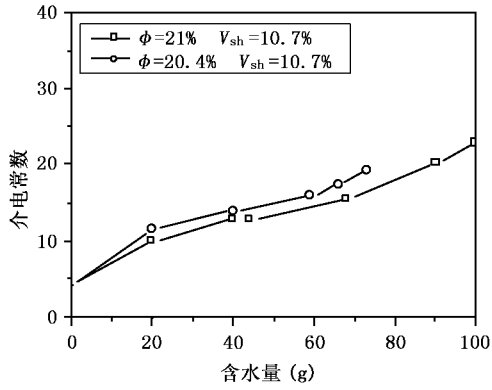


图 4－21　泥质分布状态相同的岩心介电常数比较

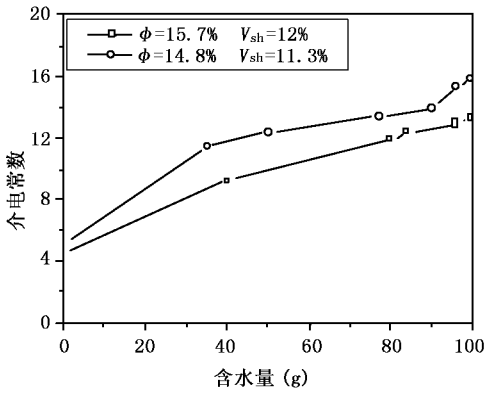


图 4－22　泥质分布状态不同的岩心介电常数比较

对于相同岩性的地层，其介电性质也大致相同。图 4－21 是两块岩性相同、孔隙度相近、泥质含量相同的样品的介电常数随含水量的变化曲线，因其岩性和泥质分布状态都相同，因此在相同饱和度下的介电常数值差别较小（表 4－4）。

而对于不同岩性的地层，其介电性质就会有较大的差别。图 4－22 中的两块样品孔隙度和泥质含量都相近，但岩性和泥质分布状态不同（见表 4－5），其介电常数的测量结果差别比较大。其中 1 号样品的孔隙度和泥质含量虽然较 2 号样品略小，但因泥质局部富集，使其极化特性在泥质富集区表现突出、介电常数值较相同饱和度下 2 号样品的大。这些结果与人工样品的实验结果是一致的，说明岩石的介电常数受其泥质分布状态的影响比较大。

表 4－4　相同岩性岩心的资料

岩样编号	孔隙度（%）	泥质含量（%）	岩性定名
1	21.05	10.70	含泥粉砂质细砂岩

2	20.35	10.70	含泥粉砂质细砂岩

表 4－5　不同岩性岩心的资料

岩样编号	孔隙度（%）	泥质含量（%）	显微镜下	岩性定名
1	14.75	11.30	泥质局部富集	含泥和细粉砂粗粉砂岩
2	15.70	12.0	泥质团块状分布	含泥细砂质粉砂岩

图 4－23、图 4－24 和图 4－25 是不同泥质含量的天然样品介电常数与含水率的关系，与人工样品（图 4－18）的实验结果有类似的规律，也反映出了泥质含量和泥质的分布状态对其介电常数的影响关系。

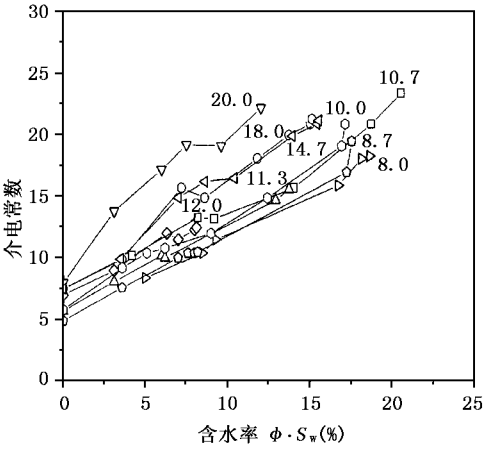


图 4－23　岩心介电常数与泥质含量和含水率关系（大庆西部探区高台子油层组）

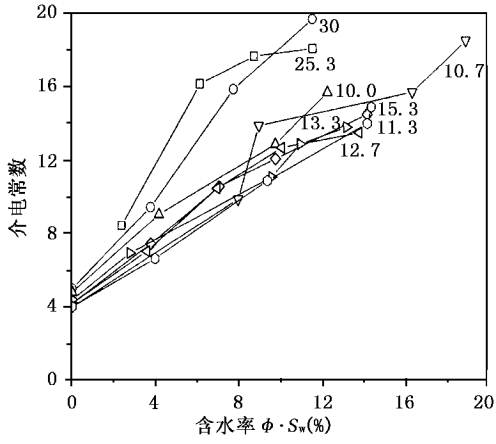


图 4－24　岩心介电常数与泥质含量和含水率关系（大庆西部探区葡萄花油层组）

为了研究岩心中水的分布状态对其介电常数和电阻率的影响，采用了不同驱替方式同时进行岩心介电常数和电阻率的测量，同样是以空气模拟油来进行实验研究。

图 4－26 是水驱气和气驱水两种状态下岩心的介电常数与含水饱和度的关系。可见，在相同饱和度下，两种状态下的介电常数值相差不大，说明水的分布状态对岩心介电常数影响不大。而水的分布状态对岩心电阻率的影响却较大（图 4－27）。这一结果与人工样品（图 4－20）的结论是一致的，这些都说明电磁波测井受岩石中油、水分布状态的影响较小，在这方面，电磁波测井要优于电阻率测井。

3）对实验现象的分析

综上所述，样品中泥质的分布状态对介电常数的影响较大，对电阻率的影响较小；而样品中水的分布状态对电阻率的影响较大，对介电常数的影响较小。

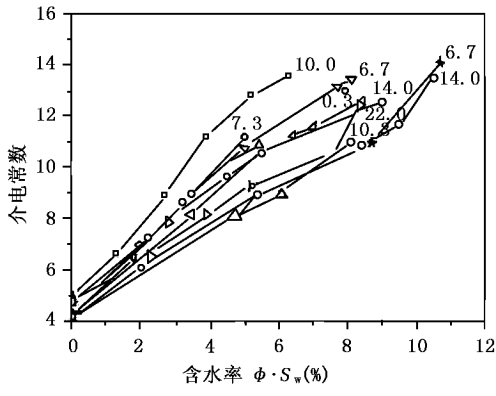


图 4－25　岩心介电常数与泥质含量和含水率关系

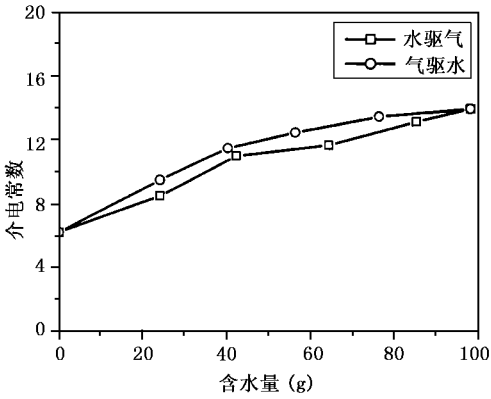


图 4－26　不同驱替条件下岩心的介电常数比较

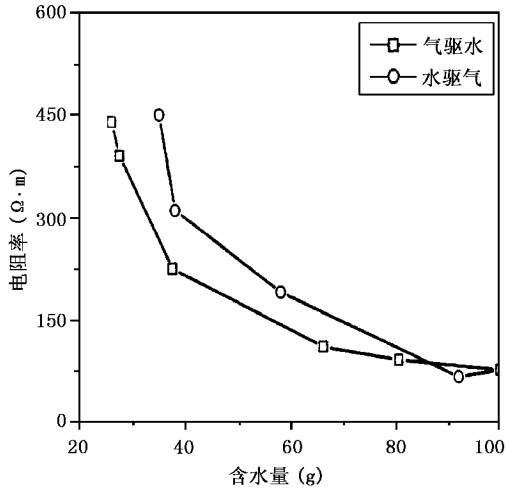


图 4－27　不同驱替条件下岩心的电阻率比较

对于泥质分布状态的影响，可以作如下分析：在几十兆赫频率下，泥质砂岩的介电常数与岩石颗粒表面偶电层的偶极子极化特性有关，因此受所含泥质的分布状态影响较大。在含水泥质砂岩中，泥质颗粒表面由于吸附孔隙溶液中的阳离子而形成偶电层，在电场作用下，偶电层将产生转向极化（类似于电容器充电），其极化强度与偶极子在电场中的方向有关，与电场方向呈 180°角的偶极子（与电场方向相反）产生的极化最大，与电场方向呈 0°角（平行电场方向）的偶极子产生的极化最小（图 4－28）。偶极子与电场方向的夹角受泥质分布状态的影响，因此岩石的介电常数受其泥质分布状态的影响就比较大；而且泥质在含水状态下的介电常数一般都比较大，有时甚至比水大，因此其分布状态对介电常数影响就显得比较突出。

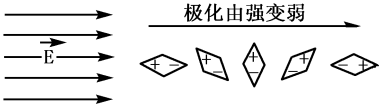


图 4－28　偶极子在电场中极化能力示意图

关于油、水分布状态对岩石介电常数的影响，可以作如下解释：油和水的介电常数差别较大，岩石孔隙中油、水两相条件下的介电常数主要取决于岩石的含水量，因此其介电常数受油、水分布状态的影响就比较小。

五、温度对岩石介电常数的影响

1. 温度对水的介电常数的影响

水是极性分子，其介电常数随温度变化较大，表 4－6 给出了不同温度下水的介电常数值。由于测量装置和温度控制等方面的原因，不同实验室给出的数值可能会略有差别。

由表 4－6 可以看出，水的介电常数随温度的升高而下降。这是因为温度升高时，水分子的热运动加剧了；由于分子之间的相互牵制，阻碍了水分子的转向极化运动，使其介电常数降低。但温度不会影响到水的介电常数比岩石骨架和油、气的介电常数大得多的优势，也就是说，温度的变化不会影响到电磁波测井在识别油层、水层方面的优势，而且温度的影响是可以校正的。

表 4－6　水的介电常数随温度的变化关系

温度（℃）	20	30	40	50	60	80	100
介电常数	80	76.9	73.2	70.3	67.9	64.3	60.8

2. 温度对岩石介电常数的影响

干岩心的介电常数随温度的升高略有增加（图 4－29）。干岩心中一般只有电子、原子和离子的位移极化，因此其介电常数较小，而且受温度影响也较小。

含水岩心的介电常数受温度的影响较大（图 4－30）。由于岩石骨架和油气的介电常数随温度的变化不大，含水岩心的介电常数随温度的变化关系主要取决于水的影响，因此含水岩心的介电常数随温度的升高而降低。

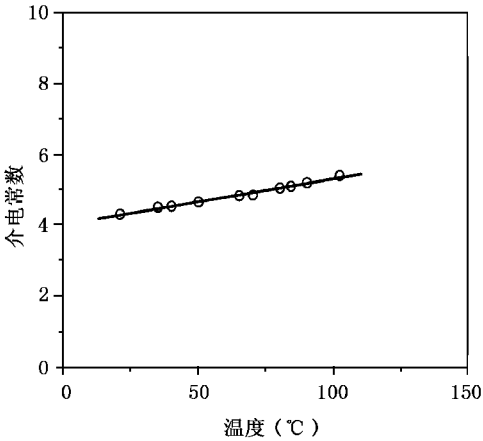


图 4－29　干岩心介电常数与温度关系曲线

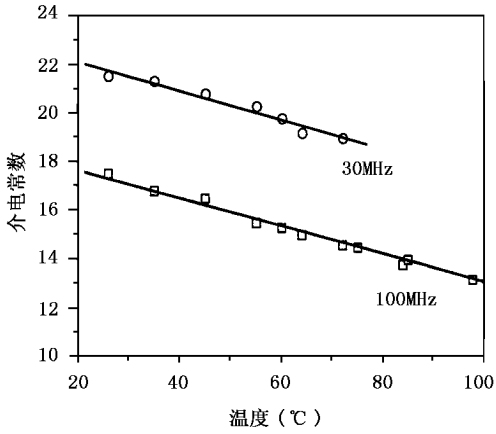


图 4－30　饱和蒸馏水岩石介电常数与温度关系曲线

从图 4－30 可以看出，岩心介电常数随温度的变化近似于线性关系，可以根据这种关系做出每个地区的岩心介电常数与温度的关系图版，从而校正温度对含水岩石介电常数的影响。

六、岩石介电常数的频散特性

介电常数是表征电介质在外电场作用下极化能力的宏观物理量，岩石介电常数的频散特性指的是岩石介电常数随测量频率变化而变化的性质。图 4－31、图 4－32 给出了不同岩性的岩心介电常数的频散特性曲线，从中可以得出如下一些规律。

（1）干岩心几乎不存在频散现象。对于干岩心，一般只存在电子、原子和离子的位移极化，由于这些极化都是在瞬间快速完成的，因此在我们所研究的频率范围内，观测不到频散现象。但是图中干岩心的介电常数还是有一定程度的频散，这可能有以下原因：一是岩心中可能含有某些少量的极性物质，导致频散出现；二是岩心没有完全被烘干，或者是空气中的水分吸附到岩心中，这些都会够导致频散现象的发生。

（2）对于含水岩心，随着测量频率增高，介电常数下降，而且在不同频段内的频散程度不一样：1kHz～100kHz 频段内频散剧烈，岩心介电常数随频率升高迅速下降；100kHz～10MHz 之间频散减弱，曲线较平缓；10MHz～60MHz 之间又出现了较大程度的频散，

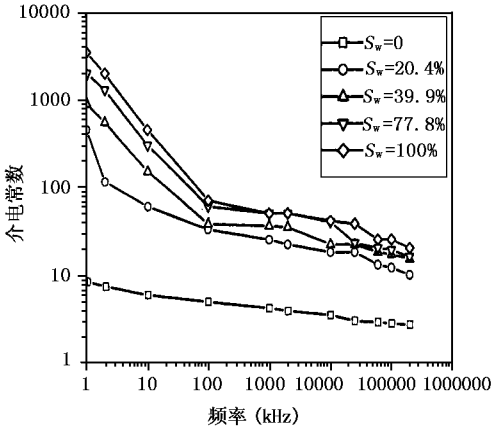


图 4－31　岩心介电常数的频散特性
（孔隙度＝21.1%）

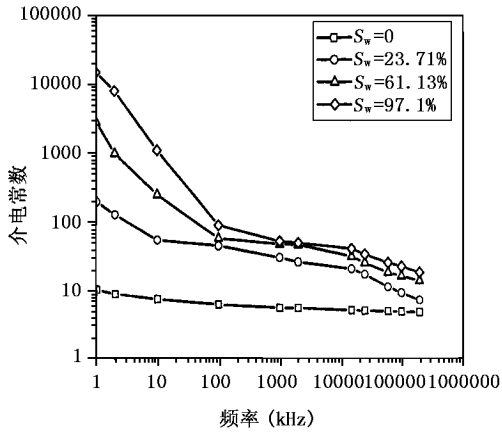


图 4－32　岩心介电常数的频散特性
（孔隙度＝17.5%）

60MHz 之后频散现象又开始减弱。而且不同含水饱和度时岩心的频散程度不一样，含水饱和度越高，其频散程度越大。

德拜公式给出了介质介电常数与测量频率之间的定量关系[1]：

$$\varepsilon_i=\varepsilon_\infty+\frac{\varepsilon_0-\varepsilon_\infty}{1+i\omega\tau} \tag{4-33}$$

其中实部：

$$\varepsilon'=\varepsilon_\infty+\frac{\varepsilon_0-\varepsilon_\infty}{1+\omega^2\tau^2} \tag{4-34}$$

虚部：

$$\varepsilon''=\frac{(\varepsilon_0-\varepsilon_\infty)\ \omega\tau}{1+\omega^2\tau^2} \tag{4-35}$$

式中　ε_0——$\omega=0$ 时介质的介电常数；

ε_∞——$\omega=\infty$时介质的介电常数；

τ——极化弛豫时间。

在测量过程中，ω 的变化是连续的，因此曲线上出现的突变是由于 τ 的突变所引起的。不同频段的极化机理不同，极化程度也不同。在低于 100kHz 的频段内，由于表面极化的作用（也称结构极化或体积极化），溶液中大量离子聚集在岩石颗粒表面，在外电场作用下，这些离子将发生运移、产生极化，此时岩心的介电常数出现高值，而且随着测量频率的升高岩心介电常数值迅速下降；100kHz 以后，由于频率的增高，使得岩心表面的电荷积累跟不上电场的变化，表面极化逐渐消失，偶极子极化开始占主导地位，频散现象减弱；60MHz 以后，表面极化完全消失，曲线变化平缓。图 4－34 是介质介电常数随测量频率变化的理论曲线[1]，其规律与实验结果是一致的。

（3）不同岩性的样品频散程度不同。对于高、中孔隙度样品（图 4－31、图 4－32），由于孔隙中可容纳的流体量多，一般介电常数比较大，频散程度也大，不同极化类型变化的界限也比较明显；而低孔隙度样品（图 4－33）的介电常数比较小，频散程度也比较小，不同

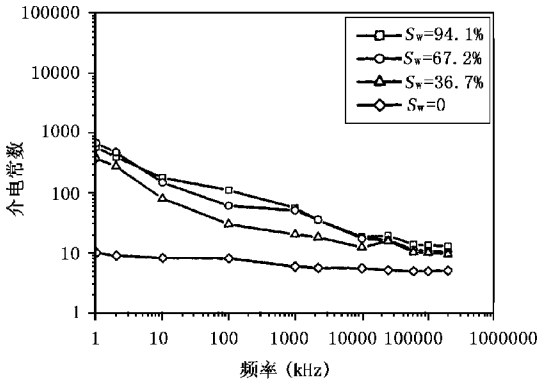


图 4－33　岩心介电常数的频散特性
（孔隙度＝6.5％）

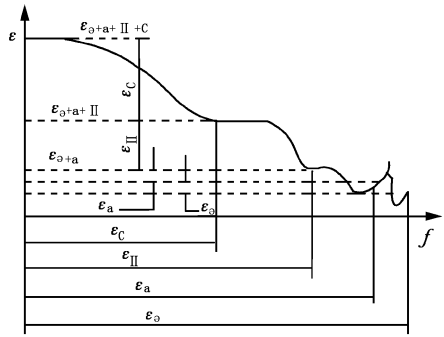


图 4－34　介电常数频散特性
的理论曲线

极化类型变化的界限不明显。不同孔渗的样品表现在频散上的差异可以作为多频电磁波测井划分岩性的一个依据。

此外，由于频散的原因，岩心介电常数的一些影响因素在高频时都减弱了，或者说，低频时岩石的介电性质较高频时复杂，这种现象在前面各节中都出现了。因此，电磁波测井在其探测深度允许的情况下应尽可能提高其测量频率。

第四节　应 用 举 例

一、电磁波测井应用范围探讨

电磁波测井由于受地层水矿化度影响小而受到人们的普遍重视，但是电磁波测井在油田的应用却一直未能取得预期的效果。其原因主要来自两个方面：一是电磁波测井受岩性影响大、尤其是受泥质分布状态的影响大，而且无法校正，这就使得利用介电常数确定储层含水饱和度具有多解性；二是迄今为止还没有一个令人满意的、像电阻率测井中阿尔奇公式那样的饱和度解释模型。然而，每一种测井方法都有其局限性，如果抓住问题的实质，发挥其特点，电磁波测井将会有广阔的发展前景。根据岩石物理实验结果，电磁波测井方法的应用应该注意如下几个方面的问题。

（1）电磁波测井应该用于高含水地层，如解决水淹层问题，或者用来找水。地层中含水多时，其介电常数主要受含水饱和度影响，其他因素的影响相对较小。

（2）电磁波测井应该用于岩性好、泥质含量较少的地层，这样可以减小泥质含量和泥质分布状态对介电常数的影响。

（3）电磁波测井受地层水矿化度影响比较小，因此电磁波测井在地层水矿化度未知或地层水矿化度变化复杂的地区使用，能够弥补电阻率测井的一些不足。

（4）在测量频率方面，应选择 60MHz 以上的电磁波测井方法。因为频率越高，岩石介电常数受各种因素的影响越小、越有利于用电磁波测井方法确定含水饱和度。

二、电磁波测井用于识别水层

根据岩石物理实验结果，电磁波测井用于高含水地层条件下受泥质分布的影响较小，效果较好。表 4－7 列出了 2000 年 60MHz 相位介电测井方法在大庆油田西部探区部分井、部分层位的解释结果，也是电磁波测井相对于电阻率测井的一些成功例子。可以看出，电磁波测井对水层的反应敏感，试油结果是水层的都解释对了，试油结果是含水油层或含油水层的都解释为油水同层，也可以认为是对了，这就说明电磁波测井适用于含水多的地层。此外，大庆西部探区地层水矿化度变化范围大，而且除葡萄花油层组外，其他油层组含泥都不是太高，这些条件都有利于发挥电磁波测井的优势。

表 4－7　2000 年 60MHz 相位介电解释成果

井号	层号	日产油（t）	日产水（t）	试油结论	综合解释结果	60MHz 结果
英 27	20	0.37		水层	差油层	水层
古 136	52			干层	差油层	干层
古 149	51 52	2.88	8.46	含水工业油层	油层 差油层	油水同层 差油层
古 153	48 49	6.0	4.44	含水工业油层	油层 油层	油层 油水同层
古 141	61	0.025		低产油层	油水同层	油层
古 141	61 63	6.3		工业油层	油水同层 水层	油层 差油层
古 140	55	5.344	1.97	含水工业油层	油层	油水同层
古 844	56		4.51	水层	油水同层	水层
敖 151	44 46 47	0.06	0.78	低产油水层	差油层 差油层 差油层	油水同层 油水同层 油水同层

三、电磁波测井用于矿化度多变地区识别油层的实例

岩石介电常数受地层水矿化度影响小，因此在矿化度多变地区识别油水层具有优势，图 4－35 是电磁波测井在地层水矿化度变化复杂地区应用的实例。图中地层水矿化度的显示（P_{ppm}）是实际地层水的实验室分析的结果，右边的三条含水饱和度曲线中一条是岩心分析的含水饱和度（实线），一条是用侧向电阻率计算的含水饱和度（RLLD），另一条就是电磁波测井的含水饱和度（DPT，25MHz 电磁波测井）。左边第一栏的三条曲线是不同深度的电阻率曲线；第二栏的两条曲线是 DPT 的相位差（$\Delta\Phi_c$）和幅度比（ΔH）曲线；第三栏是自然伽马和自然电位。可以看出，图 4－35 的 3 号层地层水矿化度变化很大，从 3000 多 mg/L 变化到 14000mg/L，此时电阻率测井方法因受地层水矿化度影响大，所确定的含水饱和度与岩心分析结果相差很大；而 DPT 方法由于受地层水矿化度影响小，确定的含水饱和度结

果接近岩心分析的结果。1 号层也有类似的显示。

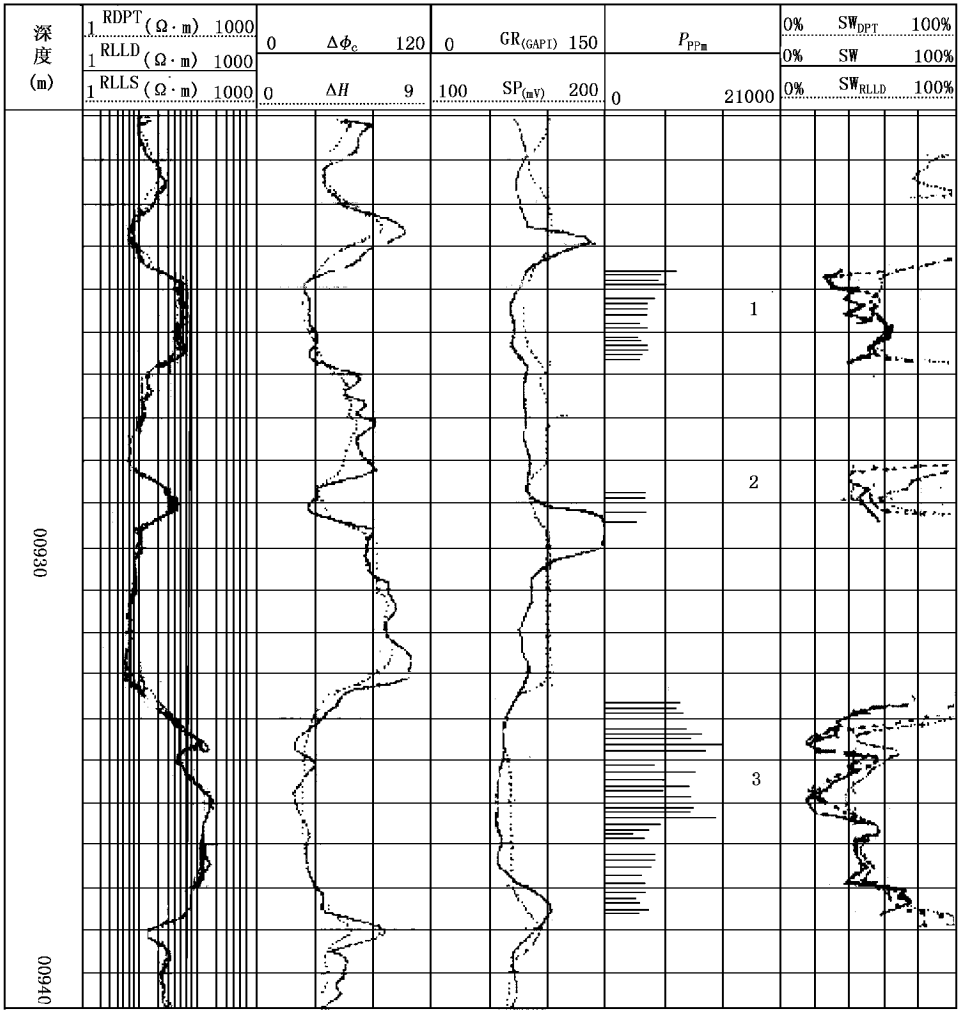


图 4－35　电滋波测井在地层水矿化度变化复杂地区应用的实例

图 4－36 是 60MHz 电磁波测井与 2MHz 相位电阻率测井组合识别油水层的实例。该地区地层水矿化度变化复杂，不利于电阻率测井。电磁波测井解释 48 号层为油层、49 号层为水层，两层合试油结果为油水同层，日产油 6t、水 4.44m³；而对 54 号层解释为差油层，日产油 0.19t。这些结论都与试油结果相符，说明电磁波测井在地层水矿化度变化复杂地区应用效果较好。

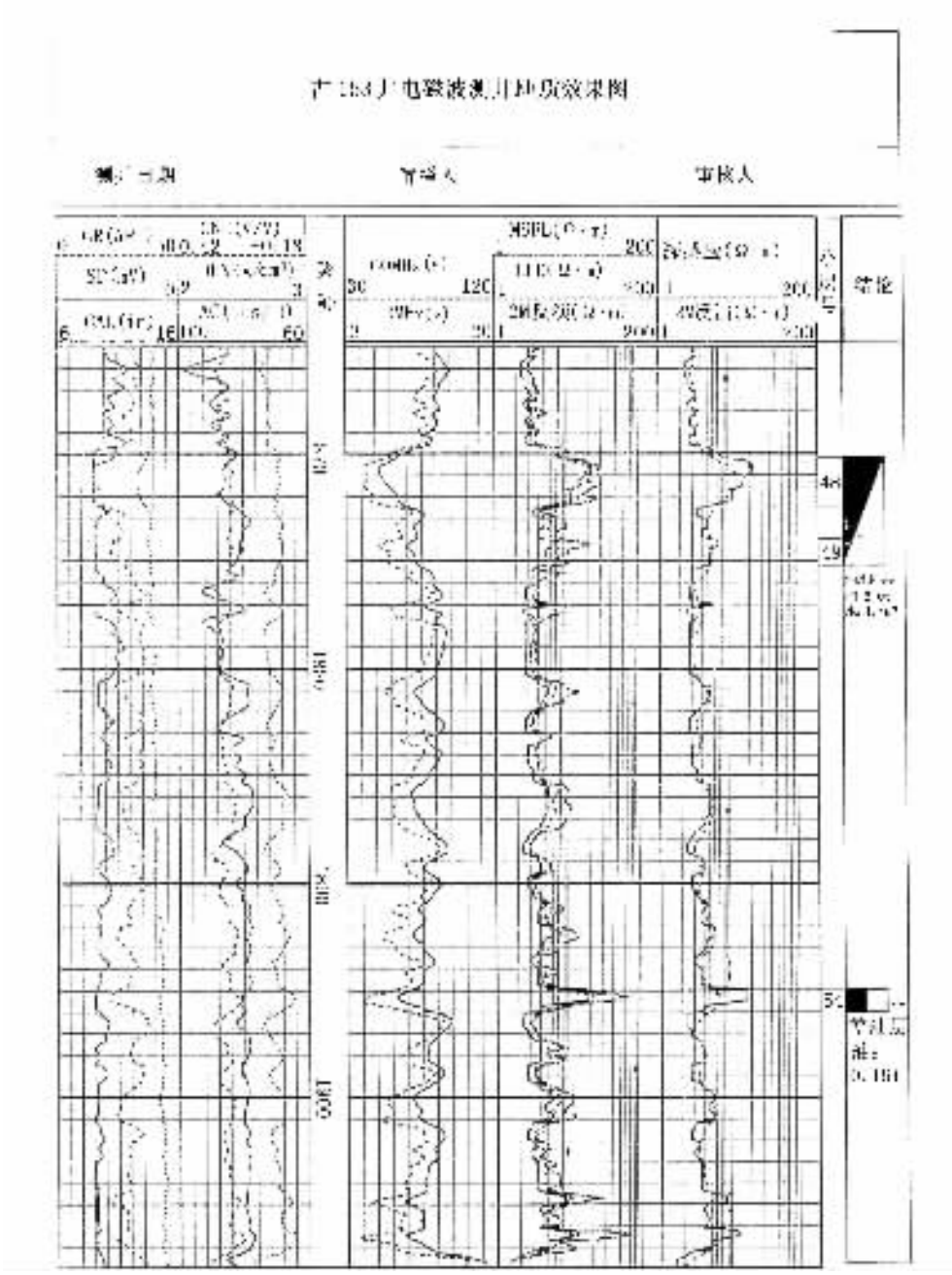


图 4－36　60MHz 电磁波测井与 2MHz 相位电阻率测井组合识别油水层实例

参　考　文　献

1　Д. C. **达耶夫著，耿秀文等译. 高频电磁波测井方法. 北京：石油工业出版社，**1981

2　**王箴. 化工辞典（第二版）. 北京：化学工业出版社，**1979

3　Liang C. Shen. A parallel － Disk Sample Holder for Dielectric Permittivity in 20－200MHz Range. SPWLA，Twenty－Eighth Annual Logging Symposium，1987，June

29—July 2
4 Liang C. Shen: A Laboratory Technique For Measuring Dielectric Properties of Core Samples at Ultrahigh Frequencies. SPE 12552
5 **施咸迪，沈良矶. 甚高频率时岩石介电常数的测量. 地球物理学报**，1989 (1)
6 **赵淑芳等. 岩石介电常数与各影响因素的关系. 测井技术**，1982 (4)
7 **王伟男等**. Experimental Investigation of Dielectric Constant for Low Porosity and Permeability. SPE 30871
8 **王伟男等. 低孔渗地层岩石介电常数实验研究 . 见：大庆科技论文精选（续）. 北京：石油工业出版社**，1999
9 **王伟男等. 泥质分布状态对岩石介电常数影响的实验研究. 大庆石油学院学报（增刊)**，1999
10 **王伟男等. 大庆油田岩石介电常数实验研究. 测井技术信息**，1992 (5)
11 T. D. Lawrence, J. Fernandez. Simplified Dielectric Log Interpretation in Variable Salinities Using Resistivity Versus Phase Angle Crossplots. SPWLA 28th Annual logging symposium, 1987, 6: 29
12 L. C. Shen, W. C. Sarre, J. M. Price, K. Athavalc. Dielectric Properties of Reservoir Rocks at Ultra—high Frequenencies. Geophysics, 1985, 50 (4)
13 Frank S. C Huang and liang C. shen. Analysis of error due to presence of gaps in the measurement of rock samples in a coaxial line. GEOPHYSICS FEBRUARY 1983, 48 (2)
14 L. C. Shen, W. C. Savre. Dielectric Properties of Reservoir Rocks at Ultrahigh—frequencies. Geophysics, 1985, 50 (4)
15 Colek. s ColeR. H. Dispersion and absorption in dielectrics. **物理学杂志**, 1991
16 W. A Wensink. Dielectric properties of Wet Soils in the Frequency Range 1—3000MHz Geophysical Prospecting, 1993, 41: 671～696
17 R. J. Gilmore. Enhanced Saturation Determination Using the EPT—Gendfire Antenna Array. SPWLA 28th Annual logging Symposium, 1987, 6: 29
18 M. Blenkinsop, P. Baker, C. Clavier, W. Kengon, S. desligneris. Deep Electromagneatic Propagation Tool Interpretation. SPWLA 27th Annual logging symposium, 1986, 6: 9
19 Sowvick Saha and George, B. Asquith. A New Approack to Estimating Sw in Carbonate Reservoirs. The log analyst, 1993, 5

第五章　泥质砂岩的扩散吸附电位

第一节　岩石的扩散吸附电位

一、地层的自然电位

自然电位测井是最早用于地层评价的测井方法之一，至今仍是划分岩性、评价储集层、确定地层水矿化度的重要手段，是完井测井的必测项目。自然电位测井方法采用地面参考电极，通过大地形成回路，记录井下连续移动的测量电极相对于地面参考电极之间的电位变化。井剖面中测量的自然电位一般包含三种成分，扩散吸附电位、氧化还原电位和过滤电位。扩散吸附电位是泥质砂岩储层剖面最重要的岩石物理参数之一，是构成地层自然电位的主要因素，也是人们最关心的地层参数；它有比较明确的物理模型和严格的数学表达式，含有岩性、地层水矿化度、泥质含量等多种地质信息，一般在几毫伏到几十毫伏，自然电位测井解释都是围绕这一参数开展的。氧化还原电位一般是因为地层中含有金属矿物所致，这类电位一般比较高。过滤电位是因为地层中压力不平衡造成的，多数情况下是因为泥浆柱压力过大形成的。在石油地球物理测井中，自然电位测井主要是根据地层的扩散吸附电位信息进行储层评价，而氧化还原电位和过滤电位都是人们不希望出现的影响因素。

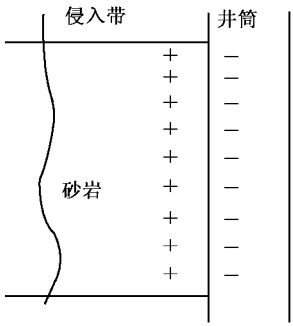


图 5－1　扩散吸附电位分布示意图

二、岩石扩散吸附电位的形成机理

钻井过程中，将会有泥浆侵入渗透性的地层，形成泥浆侵入带。对于不含泥质的纯砂岩地层，将形成由于离子扩散作用产生的电动势垒，形成扩散电动势（图 5－1）。此势垒的产生是由于地层水的离子浓度与泥浆滤液的离子浓度不同所致。一般地质条件下，地层水的离子浓度要高于泥浆滤液的离子浓度，以 NaCl 型地层水为例，扩散过程中由于 Cl^- 移动比 Na^+ 快，因此在地层中就会出现过剩的 Na^+，而在地层剖面上则会出现过剩的 Cl^-，形成电动势垒；此势垒的形成阻碍了离子的进一步扩散，使之达到动平衡，产生扩散电动势。

Nernst 公式可作为纯砂岩地层扩散电动势的计算公式：

$$E_d = K_d \cdot \lg \frac{C_w}{C_m} \qquad (5-1)$$

式中　E_d——纯砂岩地层的扩散电位；

K_d——纯砂岩地层的扩散电位系数，对于 NaCl 溶液，其值等于－11.6mV；

C_w——地层水矿化度；

C_m——泥浆滤液矿化度。

对于泥质砂岩地层，因为有粘土成分存在，除扩散电位外，粘土颗粒表面还会选择性地吸附孔隙溶液中的阳离子，形成扩散吸附电位：

$$E_{da}=K_{da}\cdot\lg\frac{C_w}{C_m} \qquad (5-2)$$

式中 E_{da}——泥质砂岩地层的扩散吸附电位；

K_{da}——泥质砂岩地层的扩散吸附电位系数。

K_{da}不是常数，而是与岩性有关的变量。对于纯泥岩地层，其扩散吸附电位系数是个常数，等于 59mV，泥质砂岩地层的扩散吸附电位系数介于纯砂岩地层的 -11.6mV 和纯泥岩地层的 59mV 之间，地层的泥质含量越高、渗透性越差，其扩散吸附电位系数就越大，这是自然电位测井方法识别岩性剖面的基础。如果能比较可靠地求出地层的扩散吸附电位系数 K_{da}值，那么用公式（5－2）确定地层水矿化度的精度还是很高的。

三、地层扩散吸附电位场的分布

1. 地层扩散吸附电位场的分布模型

图 5－1 是传统的地层扩散吸附电位场的分布模型，认为地层的扩散吸附电位场分布在井剖面上，它不能全面地反映地层扩散吸附电位场的复杂分布。作者根据现代电化学理论提出了一个新的地层扩散吸附电位场的场源分布模型（图 5－2）。新模型认为，地层的扩散吸附电位场分布在整个泥浆侵入带中，沿泥浆侵入方向形成电位梯度，越接近井剖面电位越高，在侵入带末端电位消失。事实上，侵入带的任意剖面都可以看成是电化学中的半渗透膜，都能产生电位，在井中测量的扩散吸附电位是由于侵入带中各剖面的扩散吸附电位综合作用的结果。当地层是均匀的、各向同性的，可以用图 5－1 来等效地层的扩散吸附电场分布；当地层是各向异性时，每一个侵入剖面的 K_{da}值都不一样，此时应该用图 5－2 来描述地层的扩散吸附电场分布。

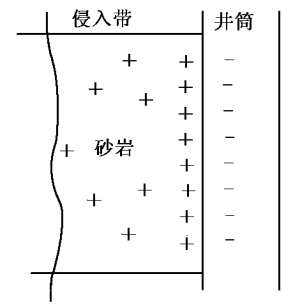


图 5－2 新的扩散吸附电位分布模型

岩心中的扩散吸附电位场分布也是如此，当岩心两端溶液的离子浓度不同时，就会在岩心中产生扩散吸附电位。当岩心内部的扩散吸附作用达平衡时，岩心的扩散吸附电位系数是一个固定的值。岩心的任意剖面上离子浓度都不同，每一个剖面都相当于一个半渗透膜，岩心的扩散吸附电位也是这些半渗透膜的电位综合作用的结果。从这个意义上讲，把扩散吸附电位称作薄膜电位是合理的。

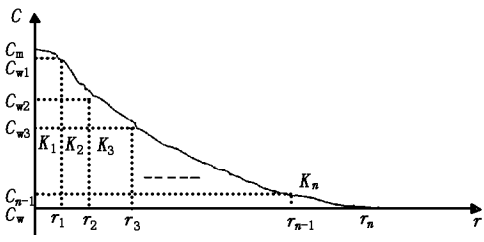


图 5－3 沿径向分布的矿化度和扩散吸附电位系数

2. 新模型的数学物理意义

侵入带中扩散吸附电位系数和矿化度分布如图 5－3 所示。

根据静电场理论，沿泥浆侵入方向的电位梯度为：

$$du(r)=K(r)\frac{dc(r)}{c(r)} \qquad (5-3)$$

对式（5－3）两端积分得到：

$$\int_0^{r_n} \mathrm{d}u(r) = \int_0^{r_n} K(r)\,\frac{\mathrm{d}c(r)}{c(r)} \tag{5-4}$$

（1）当地层径向非均质时，可以假设在某一非常小的局部区域扩散吸附电位系数不变，即假设扩散吸附电位系数如下：

$$K=\begin{cases} K_1 & 0<r\leqslant r_1 \\ K_2 & r_1<r\leqslant r_2 \\ K_3 & r_2<r\leqslant r_3 \\ \Lambda & \\ K_n & r_{n-1}<r\leqslant r_n \end{cases} \tag{5-5}$$

假设地层矿化度分布如下：

$$\text{各剖面上矿化度 } C \text{ 为}\begin{cases} \text{当 } r=0 \text{ 时，} C\ (r) = C_m \\ \text{当 } r=r_1 \text{ 时，} C\ (r) = C_{\mathrm{w}1} \\ \text{当 } r=r_2 \text{ 时，} C\ (r) = C_{\mathrm{w}2} \\ \Lambda \\ \text{当 } r=r_n \text{ 时，} C\ (r) = C_{\mathrm{w}n}=C_{\mathrm{w}} \end{cases} \tag{5-6}$$

由式（5-4）得到：

$$\begin{aligned} u_{rn}-u_0 &= \int_0^{r_n} K(r)\,\frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} \\ &= \int_0^{r_1} K_1\,\frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} + \int_{r_1}^{r_2} K_2\,\frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} + \int_{r_2}^{r_3} K_3\,\frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} + A + \int_{r_{n-1}}^{r_n} K_n\,\frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} \\ &= K_1\int_0^{r_1} \frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} + K_2\int_{r_1}^{r_2} \frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} + K_3\int_{r_2}^{r_3} \frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} + A + K_n\int_{r_{n-1}}^{r_n} \frac{\mathrm{d}C(r)}{C(r)} \\ &= K_1\lg\frac{C_{\mathrm{w}1}}{C_m} + K_2\lg\frac{C_{\mathrm{w}2}}{C_{\mathrm{w}1}} + K_3\lg\frac{C_{\mathrm{w}3}}{C_{\mathrm{w}2}} + A + K_n\lg\frac{C_{\mathrm{w}n}}{C_{\mathrm{w}_{n-1}}} \\ &= K_1\lg\frac{C_{\mathrm{w}1}}{C_m} + K_2\lg\frac{C_{\mathrm{w}2}}{C_{\mathrm{w}1}} + K_3\lg\frac{C_{\mathrm{w}3}}{C_{\mathrm{w}2}} + A + K_n\lg\frac{C_{\mathrm{w}}}{C_{\mathrm{w}_{n-1}}} \end{aligned}$$

所以有

$$u\ (r) - u\ (0) = K_1\lg\frac{C_{\mathrm{w}1}}{C_m} + K_2\lg\frac{C_{\mathrm{w}2}}{C_{\mathrm{w}1}} + K_3\lg\frac{C_{\mathrm{w}3}}{C_{\mathrm{w}2}} + A + K_n\lg\frac{C_{\mathrm{w}}}{C_{\mathrm{w}_{n-1}}} \tag{5-7}$$

式中 $u\ (r)$、$u\ (0)$——分别是侵入带末端和地层剖面上的电位。

根据新理论模型，侵入带半径 r_n 处的 $u\ (r) = 0$，因此：

$$u\ (0) = -\left[k_1\lg\frac{C_{\mathrm{w}1}}{C_m} + K_2\lg\frac{C_{\mathrm{w}2}}{C_{\mathrm{w}1}} + \mathrm{K}_3\lg\frac{C_{\mathrm{w}3}}{C_{\mathrm{w}2}} + A + K_n\lg\frac{C_{\mathrm{w}}}{C_{\mathrm{w}_{n-1}}}\right] \tag{5-8}$$

（2）当地层径向均质时，侵入带各剖面的扩散系数相等，即：

$$K_1 = K_2 = K_3 = AK_n = K \tag{5-9}$$

则式（5－8）变为：

$$u\ (0)\ =-K\lg\frac{C_{\mathrm{w}}}{C_m} \tag{5-10}$$

式（5－10）就是著名的 Nernst 公式。由此可见，新模型对于研究径向非均质地层有重要意义。

3. 新模型在实际应用中的意义

新模型能比较客观地反映裸眼井中自然电场的分布，根据这一理论模型，可以得出如下几个结论：

（1）在不考虑氧化还原电位和过滤电位的条件下，自然电位测井的探测深度就是泥浆侵入深度。地层中的扩散吸附电位，是因为侵入带中的离子迁移速度不同而产生局部离子富集、形成离子势垒所致，离子迁移都是发生在泥浆侵入带中的，在侵入带以外的地层中没有电位产生，因此自然电位测井的探测深度就是泥浆侵入深度。

（2）根据新的理论模型，可以进一步建立裸眼井中扩散吸附电位与泥浆侵入深度之间的关系。令式（5－3）中 $\mathrm{d}u\ (r)\ =0$，即 $\mathrm{d}C\ (r)\ =0$，即可求出侵入带半径 r_{n}。这需要建立描述侵入带中离子浓度分布的数学物理模型，D. Jiao 和 Muloul M. sharmn 通过岩心实验建立了类似的模型[10]。

（3）根据地层扩散吸附电位与泥浆侵入深度之间的关系可以进一步研究地层的渗透率。

第二节　岩心扩散吸附电位的测量方法

实验室测量岩心的扩散吸附电位一般用电化学方法，采用电极电位稳定的电化学电极（甘汞电极或银—氯化银电极）、用高输入阻抗的电压表进行测量。大庆测井公司的测量装置如图 5－4 所示。

测量电极一方面要求性能稳定、精度高，另外要求两个测量电极要有很好的一致性，即要求两个测量电极间的电位差很小，否则会影响测量结果。岩心两端溶液室的体积要足够大（500mL 即可），而且要及时更新溶液室中的盐水，使之保持原始的浓度。岩心两端盐水的

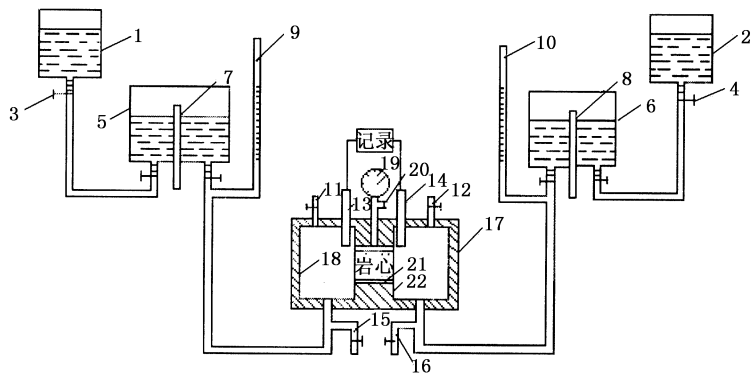


图 5－4　岩心扩散吸附电位测量装置

1、2—高位水槽；3、4—进水阀门；5、6—缓冲瓶；7、8—漏液管；9、10—液面指示管；11、12—排气孔；13、14—电极；15、16—排液孔；17、18—溶液室；19—气压表；20—充气孔；21—充气胶囊；22—岩心盒

浓度比为 10∶1 时所测得的扩散吸附电位即为岩心的扩散吸附电位系数。岩心装入夹持器前要用模拟地层水（高浓度盐水）饱和，当记录仪表的电位值稳定不变时，即可认为岩心内部的扩散吸附作用达到了平衡，可以进行记录。

国外介绍的岩心薄膜电位测量装置见图 5－5（杨春胜译："根据对泥质砂岩薄膜电位的测量确定 Q_v"，泥质砂岩评价，中国石油天然气总公司情报研究所，1989 年 4 月），与图 5－4 介绍的测量装置原理大致相同。国外的测量装置比较注重压力的影响，比如将岩心室竖置，以重力模拟泥浆柱压力和控制液面高度等。大庆测井公司曾经试验过将岩心室竖置的测量方法，与平置时的测量结果无明显差别。

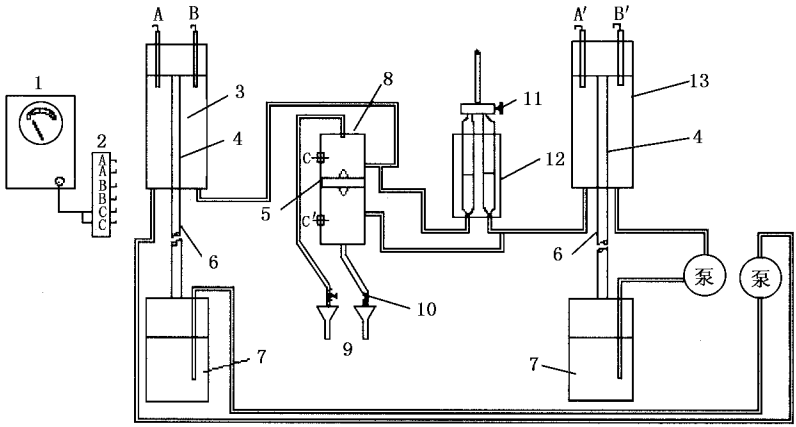


图 5－5　国外的岩心扩散吸附电位测量装置

1—电位计；2—电极开关；3—淡盐水室；4—溢流管；5—只有一个岩屑的薄膜；6—溶液室可升可降；7—备用室；8—小室体；9—排泄物；10—控制流量管塞；11—三向开关；12—等压关装置；13—浓盐水室；14—AA′为甘汞纤维漏电电极；15—BB′为甘汞陶瓷漏电电极；16—CC′为 Ag—AgCl 电极）

第三节　岩心扩散吸附电位的影响因素

一、岩性的影响

不同岩性的地层有不同的扩散吸附电位系数，纯砂岩地层的扩散电位系数最小，等于－11.6mV，纯泥岩地层的扩散吸附电位系数最大，等于 59mV，其他岩性地层的扩散吸附电位系数介于－11.6mV 和 59mV 之间。一般情况下，孔渗好、泥质含量低的地层扩散吸附电位系数小，反之，孔渗差、泥质含量高的地层扩散吸附电位系数大。

Smits 在 1968 年建立了泥质砂岩地层薄膜电位与阳离子交换量之间的关系[5]，其中阳离子交换量反应岩性：

$$E_m^* = \int_{m_1}^{m_2} \frac{C_w + B_e Q_v / t_{Na}^{hf}}{C_w + B_e Q} \cdot \frac{dE_t^*}{dm} \cdot dm \qquad (5-11)$$

式中　E_m^*——泥质砂岩的薄膜电位；

E_t^* ——液接电位；

C_w——盐水电导率；

B_e——粘土平衡离子的当量电导；

Q_v——粘土的阳离子交换量；

t_{Na}^{hf}——Na^+ 离子的 Hittorf 迁移数；

m——摩尔浓度。

图 5－6、图 5－7 是岩心的扩散吸附电位系数与渗透率之间的关系，可见岩心的扩散吸附电位系数随渗透率的增加而减小，而且不同孔渗的样品的影响程度不一样。

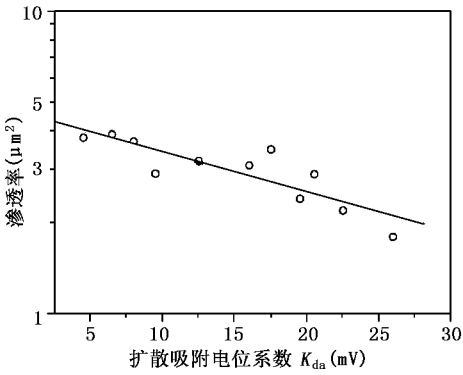


图 5－6　岩心扩散吸附电位系数与渗透率关系（高孔渗样品）

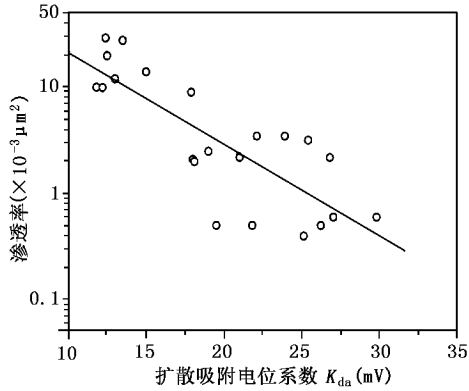


图 5－7　岩心扩散吸附电位系数与渗透率关系（低孔渗样品）

火成岩地层的孔渗一般都很小，因此扩散吸附电位系数平均比较大（表 5－1）。

含浊沸石地层的扩散吸附电位系数与一般泥质砂岩地层有较大的差别，含浊沸石地层的孔渗发育中等，胶结物含量也不低，但扩散吸附电位系数却普遍很小，平均 5.18mV（表 5－2），比孔渗和胶结物含量都相当的不含浊沸石地层的扩散吸附电位系数平均要小许多（表 5－3）。

表 5－1　火成岩岩心孔渗参数、扩散吸附电位系数表

岩心号	孔隙度（%）	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	K_{da}（mV）	岩性定名
1	2.77	0.008	37.6	凝灰岩
3	1.20	0.020	39.6	凝灰岩
9	7.67	0.020	36.0	凝灰岩
10	＜0.1	＜0.001	39.8	安山岩
11	6.25	0.003	32.2	凝灰岩
12	4.02	0.004	36.5	凝灰岩
16	3.44	0.003	27.2	流纹岩
17	4.33	0.002	2.0	流纹岩
20	2.42	0.002	21.5	流纹岩

续表

岩心号	孔隙度（%）	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	K_{da}（mV）	岩性定名
23	7.44	0.024	17.4	流纹岩
24	5.88	0.005	7.3	流纹岩
46	3.67	0.003	19.6	安山岩
47	5.52	0.021	38.8	安山岩
54	7.04	0.013	14.1	凝灰岩
55	7.86	0.021	14.6	凝灰岩
59	8.11	0.031	12.8	凝灰岩
60	1	＜0.001	19.8	安山岩
62	2.99	0.057	31.5	安山岩

表 5－2　含浊沸石地层的扩散吸附电位系数

岩心编号	K_{da}（mV）	岩心编号	K_{da}（mV）	岩心编号	K_{da}（mV）
1	4.24	13	10.00	25	2.10
2	7.05	14	8.98	26	6.70
3	12.76	15	6.53	27	9.46
4	8.62	16	5.80	28	8.20
5	2.37	17	5.11	29	8.12
6	11.33	18	8.85	30	9.83
7	7.61	19	2.29	31	4.37
8	10.92	20	7.00	32	2.36
9	－1.60	21	4.27	33	－2.85
10	－1.15	22	5.08	34	－3.45
11	－1.00	23	11.44	35	－0.60
12	2.82	24	1.86	36	1.20

表 5－3　不含浊沸石地层的扩散吸附电位系数

岩心编号	K_{da}（mV）	岩心编号	K_{da}（mV）	岩心编号	K_{da}（mV）
1	14.40	11	18.20	21	12.35
2	13.40	12	24.24	22	25.06
3	21.90	13	18.50	23	19.34
4	13.28	14	11.96	24	12.74
5	22.60	15	12.54	25	27.00
6	42.68	16	21.27	26	18.07
7	23.04	17	21.62	27	11.82
8	26.80	18	15.81	28	15.82
9	25.60	19	19.71	29	15.80
10	28.13	20	26.21	30	23.11

二、矿化度的影响

Nernst 公式比较好地给出了地层的扩散吸附电位与矿化度之间的关系，随着地层水矿化度的升高，地层的扩散吸附电位增大。表 5－4 给出了岩心在饱和不同矿化度盐水时的扩散吸附电位的变化情况，其中低浓度端盐水的矿化度是 1000mg/L。可见，随着饱和盐水矿化度的增高，岩心扩散吸附电位增大。

表 5－4　岩心在饱和不同矿化度盐水时的扩散吸附电位的变化

岩心编号	5000mg/L E_{da}（mV）	12000mg/L E_{da}（mV）
1	12.2	19.2
2	17.1	24.9
3	14.6	22.8
4	10.2	15.9
5	7.3	11.6
6	9.7	15.2

图 5－8 是岩心扩散吸附电位随岩心两端溶液浓度比增大而增大的实例，图中不同序号代表不同岩性的岩心。

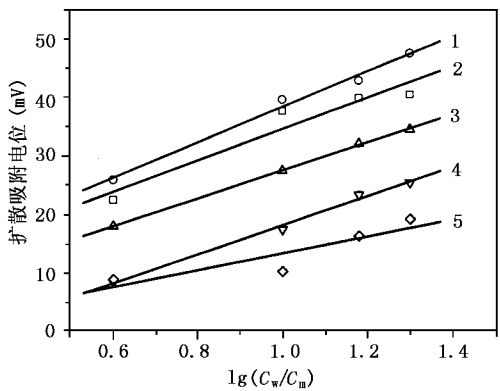


图 5－8　岩心扩散吸附电位与矿化度的关系

1、2—凝灰岩；3、4—流纹岩；5—安山岩

三、温度的影响

温度主要影响扩散吸附电位系数。温度的影响可以根据 Nernst 公式进行校正。当地层的温度为 t℃时，它的扩散吸附电位系数可以按下式进行校正：

$$K_{da}=K_{da18}\frac{273+t}{291} \qquad (5-12)$$

式中　K_{da18}——18℃时的扩散吸附电位系数。

四、压力的影响

钻井过程中，在泥浆柱与地层的压力差作用下，钻井液会向地层中渗透，其结果将在压力高的一端有较多的负离子聚集，形成过滤电位。根据 Helmholz 理论，过滤电位的表达式如下：

$$E_{\phi}=\frac{R_m\varepsilon\xi}{4\pi\mu}\Delta p \qquad (5-13)$$

式中　E_{ϕ}——地层的过滤电位；

R_m——泥浆滤液电阻率；

ε——泥浆滤液介电常数；

μ——泥浆滤液粘度；

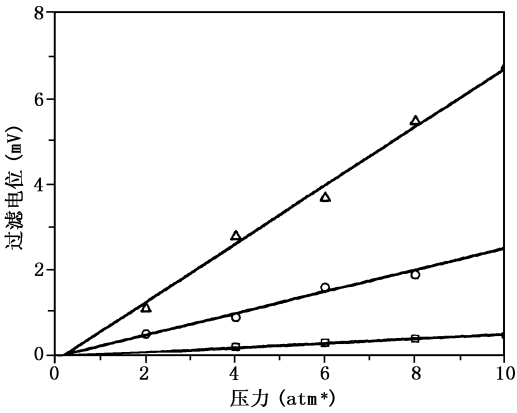


图 5－9　过滤电位与地层压力差的关系

＊—1atm=101325Pa；△—$3.2\times10^{-3}\mu m^2$；○—$0.52\times10^{-3}\mu m^2$；□—$0.04\times10^{-3}\mu m^2$

ξ——与岩石物理性质有关的参数；

Δp——泥浆柱与地层之间的压力差。

由于泥浆柱与地层之间的压力差一般不大，而且泥饼的形成会阻碍过滤电位的进一步增大，因此，一般情况下可以不考虑过滤电位的影响。

过滤电位还与地层的渗透性有关，图 5－9 给出了不同渗透率的岩心的过滤电位与岩心两端溶液压力差的关系，可见，对于低渗透性的地层，几乎不可能形成过滤电位。

五、地层水化学成分的影响

由于不同类型的地层水所含离子的成分不同、类型不同、化合价不同以及扩散吸附特性不同，因此导致扩散吸附电位系数也会有所不同。文献［1］给出了纯砂岩中，几种盐溶液的扩散作用产生的扩散电位系数 K_d 值，可见差别还是比较大的（表 5－5）。

表 5－5　几种盐溶液的扩散作用产生的扩散电位系数

溶质	NaCl	$NaHCO_3$	$CaCl_2$	$MgCl_2$	Na_2SO_4	KCl
K_d（mV）	－11.6	2.2	－19.7	－22.5	5	－0.4

第四节　用自然电位测井资料确定地层水电阻率

地层水电阻率是电阻率测井解释中非常重要的一个参数，自然电位测井解释很重要的一项内容就是确定地层水电阻率。自然电位测井的理论基础是 Nernst 公式，它是一个有严格理论基础的理论公式，用在自然电位测井上的正确性和精度已经被许多实验所证实了。在稀溶液范围内（一般油田的地层水矿化度都能够满足电化学中的稀溶液范围），Nernst 公式可以写成如下形式：

$$E_{da}=K_{da}\cdot\lg\frac{R_m}{R_w} \tag{5-14}$$

式中　R_w——地层水电阻率；

R_m——泥浆滤液电阻率。

式（5－14）中有两个变量，一个是扩散吸附电位系数 K_{da}，另一个就是地层水电阻率 R_w。从数学角度看，一个方程中有两个变量是无唯一解的，因此还必须建立另外一个与 K_{da} 或 R_w 有关的方程。遗憾的是找不到一个与 K_{da} 或 R_w 有关的、像 Nernst 公式那样有严格理论基础的公式，一些经验公式或统计关系式都达不到理想的效果。近年来，国内一些油田尝试用自然电位和激发极化测井资料联立求解地层水电阻率 R_w，或用自然电位和自然伽马测井资料联立求解 R_w，这些思路都是好的，也收到了一些比较好的地质效果。然而，受地质条件限制，一个地区的解释方法不可能完全适用于其他地区，因此需要根据本地区的地质特

点建立相应的解释方法。大庆油田在岩石物理实验基础上，建立了地层扩散吸附电位系数K_{da}与自然伽马测井资料之间的关系，由此来确定地层水电阻率效果较好。K_{da}与地层自然伽马之间的关系为：

$$K_{da}=70.16\ (1-\Delta GR)\ \frac{273-t}{291} \tag{5-15}$$

其中

$$\Delta GR=\frac{GR-GR_{min}}{GR_{max}-GR_{min}} \tag{5-16}$$

式中 GR——地层的自然伽马值；

GR_{min}——地层的自然伽马最小值；

GR_{max}——地层的自然伽马最大值。

由此确定的K_{da}值与实验室测量的K_{da}值比较结果见表5-6。

表5-6 测井资料计算的K_{da}值与实验室测量的K_{da}值对比结果

岩心编号	实验K_{da}值（mV）	计算K_{da}值（mV）	岩心编号	实验K_{da}值（mV）	计算K_{da}值（mV）
S5-28	21.90	23.67	S9-3	21.62	23.40
S5-36	22.60	24.10	S9-9	19.71	22.82
S5-59	42.68	34.82	S9-14	26.21	21.20
S5-73	28.13	29.15	S9-27	25.06	23.78
S7-7	24.24	27.95	S18-17	27.00	25.29

表5-6中，由式5-15确定的K_{da}值与实验室测量的K_{da}值之间的平均相对误差是10.63%，效果比较好。

求出地层的K_{da}值后，就可以根据Nernst公式计算出地层水电阻率。表5-7是用该方法确定的地层水电阻率R_w值与试水资料给出的分析值的对比结果，其中水分析R_w值是根据试水资料给出的矿化度转换的电阻率值。

表5-7 测井资料计算的R_w值与试水资料分析的R_w值对比结果

井号	地层深度（m）	计算R_w（Ω·m）	水分析R_w（Ω·m）	相对误差
卫211	1441.0～1444.0	0.52	0.49	6.1%
大23	1298.8～1302.4	0.455	0.52	12.5%
高17	1195.8～1198.8	0.44	0.52	15.3%
塔251	1370.8～1372.6	0.56	0.52	7.6%
古563	1498.4～1501.6	0.54	0.51	5.8%
古432	1522.0～1528.0	0.61	0.68	10.2%
塔182	1292.0～1293.0	0.62	0.68	8.8%

表5-7对比结果的平均相对误差是9.47%，结果令人满意。

参 考 文 献

1 张庚骥等. 电法测井. 北京：石油工业出版社，1984

2 查全性. 电极过程动力学导论. 北京：科学出版社，1992
3 王伟男等. 三元复合驱油地层电性质变化规律研究. 见：'99 CNPC 测井重点实验室学术报告会论文集，西安：西安地图出版社，1999
4 曲贤才，王伟男等. 含浊沸石地层电性质的实验研究. 见：'94（西安）国际测井学术会议论文集，北京：石油工业出版社，1994
5 Smits. L. J. M. SP Log Interpretation in Shaly Sands. Soc. Pet. Eng. J. 1968, June, 123～136
6 M. R. Taherian. LABORATORY STUDY OF THE SPONTANEOUS POTENTIAL: EXPERIMENTAL AND MODELING RESULTS. SPWLA 33rd Annual Logging Symposium, 1992, June, 14～17
7 J. R. Tabanou. SP DECONVOLUTION AND QUANTITATIVE INTERPRETATION IN SHALY SANDS. THE LOG ANALYST, SEPTEMBER TO OCTOBER, 1988
8 W. J. Maciejewski. METHOD AND APPARATUS FOR DETERMINING THE SPONTANEOUS EARTH POTENTIAL LOG FROM DOWNHOLE GRADIENT MEASUREMENTS. U. S. 4523148, c. 1985
9 Bassiouni, Z. A. DEVELOPMENT AND FIELD APPLICATIONS OF SHALY SAND PETRO－PHYSICAL MODELS PART Ⅱ: SPONTANEOUS POTENTIAL. SPE 20387, 1990
10 刘向君译. 侵入带电阻率剖面的实验研究. 国外测井技术，1992 (5)

第六章　泥质砂岩激发极化特性

第一节　泥质砂岩激发极化

岩石的激发极化特性属于电化学范畴，凡是影响岩石电化学特性的因素均能影响岩石激发极化特性，例如岩石的矿物成分、含量、结构；孔隙流体的组成以及水中盐的类型和浓度等，这就表明能够利用激发极化测井来确定所需要的地层参数，传统的激发极化希望利用极化率来确定地层水矿化度以及泥质含量这两个参数，但是极化率影响因素非常复杂，导致测井效果不明显，而最新的研究结果表明激发极化衰减谱与泥质砂岩的孔隙结构和渗透率有非常密切的关系，这样就拓展了激发极化的应用领域，进而提高目前电法测井求取地层出油率的精度。

激发极化是由于介质受到外电场激发而产生的一种电化学现象，这种电化学现象在大地或岩石中以电压滞后的形式被观察到。当向岩石施加恒定电流时，岩石两端的电位差在开始的瞬间迅速上升到某定值后，随着时间缓慢上升，并渐趋于一个稳定值。在断开电流后，岩石两端的电位差在瞬间迅速下降到某定值后随时间缓慢衰减，并在相当长时间后衰减到激发前的初始状态。由于介质的极化效应的建立有一过程，因此在通电的瞬间，可以忽略激发极化效应对测量结果的影响，此时所测的电位差仅与介质的电化学特性和导电性有关，而与激发极化场的特性无关，这时岩石的电场相当于电阻率测井中的稳定场，被称为一次场。供电延续一定时间后，岩石两端的电位差即包括了一次电场电位差，又包括了由介质激发极化特性产生的二次场电位差，这时岩石中的电场称为极化场。

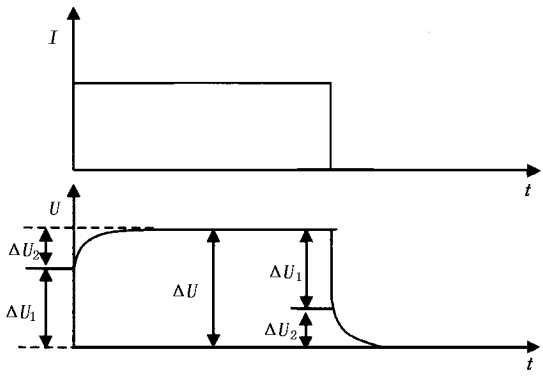


图 6－1　时间域激发极化供电和测量结果

图 6－1 是典型的供电电流曲线和测量电压曲线。图中 ΔU_1（t）、ΔU_2（t）和 ΔU（t）分别为一次场、二次场和总场电位差。传统的激发极化测井利用瞬间极化率。岩石的极化特性一般用极化率 η（t）表示，定义如下：

$$\eta(t) = [\Delta U_2(t) / \Delta U] \times 100\% \tag{6-1}$$

式中　ΔU_2（t）——断电后 t 时刻由于激发极化产生的二次电位差；

ΔU——供电长时间的激发极化电位和一次场电位之和。

根据上面的定义，极化率与测量的衰减时间 t 有关。为了简单起见，可将极化率 η（t）定义为长时间供电和测量延迟时间为 0 时的极化率，这就是瞬间极化率，即 η（0）

$$\eta(0) = [\Delta U_2(0) / \Delta U] \times 100\% \tag{6-2}$$

第二节　泥质砂岩激发极化机理

一般孔隙岩石多属于孔隙流体离子导体，目前人们在研究中主要认识到两类激发极化机制。

一、薄膜极化

岩石颗粒间的孔隙很小，截面直径与岩石颗粒—溶液界面分散区厚度差不多，则整个孔隙皆处于双电层分散区内，其中包含过剩的阳离子，它吸引阴离子而排斥阳离子，因此在外电场的作用下，阳离子的迁移率比较大，阴离子的迁移率比较小。

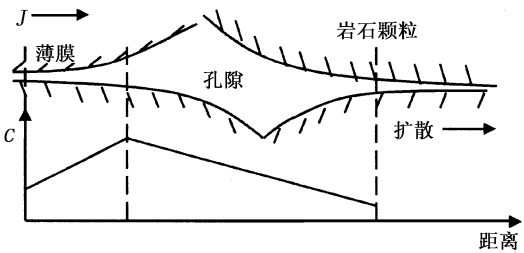


图 6—2　薄膜极化原理

当电流流经宽窄不同的孔隙时，由于窄孔隙中阳离子的迁移率大于阴离子迁移率，而宽孔隙中阳离子的迁移率小于阴离子迁移率，因此在窄孔隙中电流载流子主要由阳离子负担，电流将大量的阳离子带走，从而在电流的流出端阳离子堆积，而在其流入端阳离子不足；与此同时，在宽孔隙中出现相反的情况，阴离子迁移率大于窄孔隙的迁移率，因而在阳离子堆积和不足的地方，同样造成阴离子的堆积和不足，这样就形成了离子浓度的变化；所形成的离子浓度梯度将阻碍离子运动，直至达到离子运动平衡为止。当外电场撤离后，由于扩散运动，离子浓度梯度逐渐消失，恢复到原来的状态，同时形成扩散电位。（如图 6—2 所示）。

二、双电层形变极化

在外电流作用下，岩石颗粒表面双电层分散区中的阳离子发生移动，形成双电层形变，双电层内层离子重新分布，异于原始的双电层内层离子分布状态；外电流去掉后，堆积离子恢复到平衡状态放电，从而得到激发极化电场（如图 6—3 所示），其双电层形变激发极化形成的速度和放电的快慢，取决于离子沿表面移动的速率和路径长度。

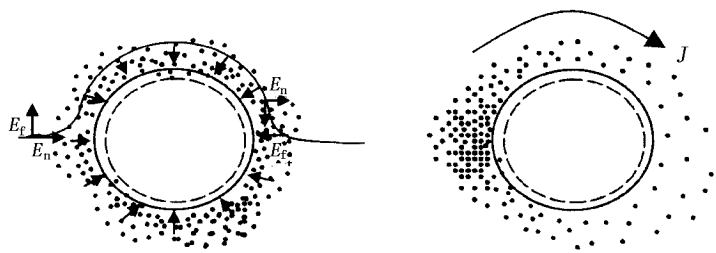


图 6—3　双电层形变极化原理

总之，激发极化理论建立在双电层基础之上，即处于溶液中的岩石颗粒（尤其是粘土颗粒，因其颗粒细，比表面积大）因为带有多余的负离子而吸引溶液中的阳离子，在其周围形成双电层。当在岩石的两端施加一恒定外电场后，则会使得双电层发生形变或局部浓度的变

化，即产生极化电场。当外电场去掉后，由于扩散作用，极化电场逐渐消失并且使离子恢复到原来的状态，同时形成扩散电位，即二次场衰减电位，这就是激发极化电位。

第三节　泥质砂岩激发极化实验

激发极化数据采集系统如图 6－4 所示，主要由岩心夹持器、供电系统、数据采集系统组成。测量整条衰减曲线，关键是恒流源精度、控制部分的漏电流和开关速度、数据采集部分的采集精度以及数据传输速度，笔者设计了高速高精度的实验系统，测量电极为 Ag/AgCl 电极，通过一个玻璃管与溶液接触，并且远离待侧岩心，两个测量电极完全对称。供电电极为铅电极。

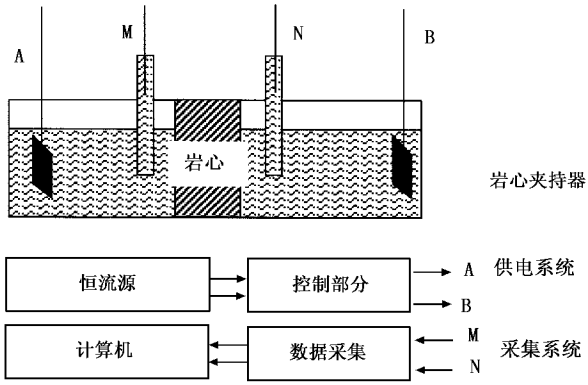


图 6－4　系统构成图

第四节　泥质砂岩极化率影响因素

由于极化率的影响因素的复杂性，导致传统的激发极化的效果不明显，影响了激发极化测井的普及性。下面就分析极化率的影响因素，以便更好地利用极化率，主要分析了供电电流、矿化度、孔隙度、渗透率、泥质含量以及饱和度等参数对极化率的影响。

一、供电电流的影响

实验表明，在一定的范围内，充电电流密度对极化电位的影响呈线性关系，结果如表 6－1 所示。

表 6－1　饱和 5000mg/L 矿化度水溶液的岩心在不同供电电流下的极化率

供电电流（mA）	1 号岩心	2 号岩心	3 号岩心	4 号岩心	5 号岩心
1	3.482%	7.13%	2.765%	4.388%	6.954%
2	3.490%	7.13%	2.795%	4.357%	6.985%
3	3.484%	7.13%	2.755%	4.398%	6.991%

这是因为一次场电位与供电电流的关系同样为线性，其系数即为饱含水岩石的电阻。也就是说一次场和二次场（激发极化电位）均与供电电流大小呈线性关系，方向与电流方向相同，所以断电瞬间极化率与供电电流大小和方向无关。该关系只是在电流较小的情况下成立，一旦电流过大，则二次场电位与电流的关系偏离线性关系，导致断电瞬间极化率与供电电流大相关。在测量过程中，为了减小电位的测量误差，应尽可能选择较大的电流测量。

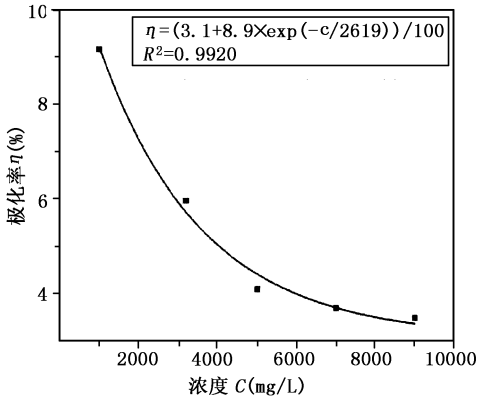


图 6－5　岩心的极化率与矿化度的关系曲线

500mg/L，如图 6－5 所示为所测定的岩心的断电瞬间极化率和饱和溶液的关系，矿化度分别为 1000mg/L、3000mg/L、5000mg/L、7000mg/L、9000mg/L，由图可看出，在研究的浓度变化范围内，极化率和饱和溶液浓度满足单指数衰减关系。

三、孔隙度的影响

极化率和孔隙度之间不是简单的定量关系，只能观察大致的趋势，如图 6－6 所示，随着孔隙度的降低，极化率增加，这是因为，孔隙度降低导致孔隙半径减小，从而导致参与极化的双电层增加，则极化率增加。

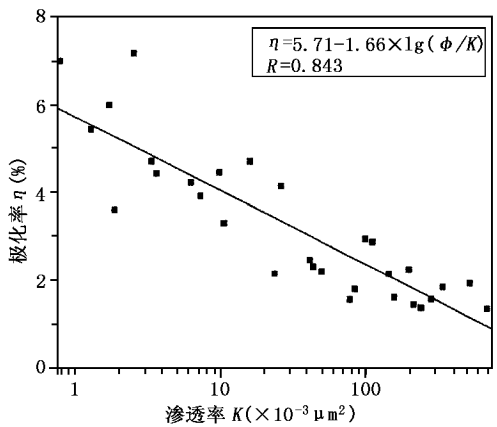


图 6－7　极化率和岩心渗透率之间的关系

二、矿化度的影响

理论研究表明，当矿化度变化时，极化率与矿化度之间存在双解关系，在矿化度较低的情况下，极化率随着矿化度的增加而增加。在纯水的极端情况下，没有可动离子，因而在薄膜的两侧不会产生离子浓度差，极化率也为零。当矿化度稍微增加时，可动离子数目增加，双电层效应明显，浓度差增大，极化率也增大。但是当矿化度增加到一定程度后，双电层厚度减小，导致极化率减小。在矿化度进一步升高，则双电层破裂，极化率为零。

我国各油田的地层水矿化度普遍大于

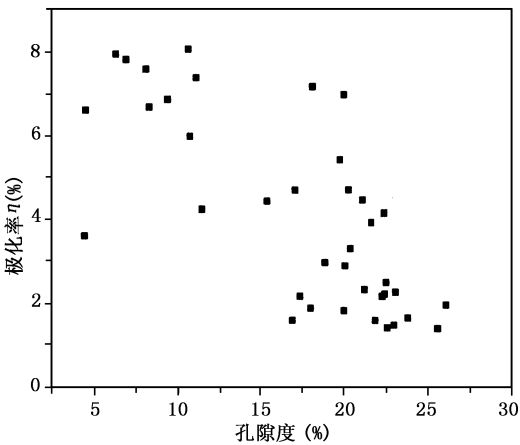


图 6－6　极化率和岩心孔隙度之间的关系

四、渗透率的影响

一般情况下，岩石渗透率由孔道尺寸和曲折度确定，孔隙尺寸和曲折度与岩石的比表面有关，因此岩石的渗透率与极化率应该有一定的关系。图 6－7 为饱和 9000mg/L $NaHCO_3$ 水型溶液的 38 块岩心的极化率与渗透率之间的关系。从图中可以看出极化率随着渗透率的增大而近似地线性减小，这是由于颗粒变细时，比表面积显著地增大，渗透率就随粒度的减小而减小，极化率则相反，这使得渗透率与极化率呈反相关系。

五、阳离子交换量的影响

理论研究表明阳离子交换量与双电层相关，因此直接影响极化率，在阳离子交换量的全部变化范围内，极化率与阳离子交换量之间存在双解关系，在阳离子交换量较低的情况下，极化率随着阳离子交换量的增加而增加。在阳离子交换量为零的极端情况下，即纯砂岩，没有粘土就难以形成双电层，因而也就难以产生激发极化，极化率近为零。当阳离子交换量增加时，双电层数目增加，导致极化率增加；当阳离子交换量增加到一定程度后，双电层数目达到极限，则阳离子交换量进一步增加，选择带数目减小，反而导致极化率减小。在阳离子交换量进一步增加到极限，则选择透过模过多，导致不能产生选择，极化率为零。

六、含水饱和度的影响

理论和实验研究表明含水饱和度影响极化率，在饱和度的全部变化范围内，极化率与含水饱和度呈现双解关系，结果如图 6—8 所示。

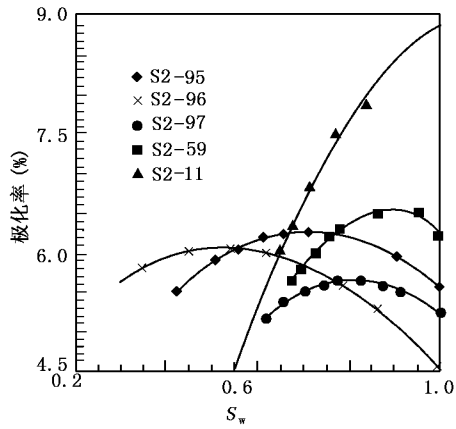


图 6—8　岩石极化率随含水饱和度变化曲线图

岩心极化率随着含水饱和度的降低，先是增高，当含水饱和度降低到一定的程度后，出现极化率的最大值，而后极化率随含水饱和度的继续降低而降低。对不同渗透率的岩心来说，其极化率最大值出现的位置不同。渗透率越大的岩心，其最大值位置越向左移。反之、渗透率较小时、极化率最大值向右移，当岩石的渗透率很低时，则不会出现极化率的最大值，而是随着含水饱和度的降低，极化率始终降低。

出现上述现象的原因，主要是由于岩石骨架—水形成的双电层有一分散区，即占据一定的孔隙空间，对于那些渗透率很小的岩心来说，所有的孔隙空间都处于双电层的分散区之内，当用油驱替水时，则破坏了岩石骨架—水形成的双电层，从而导致了极化率的不断降低。而对于渗透率较大的岩心来说，在岩石骨架—水形成的双电层分散区外仍有剩余的孔隙，当用油驱替水时，油首先占据这部分剩余孔隙，此时不但原有的双电层依然存在，而且在油—水界面还形成了附加的双电层，从而导致岩心极化率随含水饱和度的降低而增加，当含水饱和度降低到一定程度，油—水界面形成的双电层分散区达到岩石骨架—水形成的双电层边界时，岩心的极化率达到最大值，随着饱和的进一步降低，则两部分双电层重叠，岩心的极化率降低。另外极化率出现最大值的含水饱和度还受到地层水中溶质成分以及矿化度的影响。

以上结果表明完全饱和水的岩心的极化率的影响因素非常复杂，既有矿化度的影响，也有孔隙度和渗透率的影响，同时还受到泥质含量、供电电流（当供电电流很大时）、供电时间以及孔隙结构、含水饱和度、温度、电解质成分等等的影响，要想利用激发极化测井技术来求取地层水矿化度，还需要其他的手段，包括激发极化谱分析技术以及自然电位测井信息。

第五节　泥质砂岩激发极化弛豫时间谱

由于瞬间极化率影响因素非常复杂，难以准确应用极化率求取地层水矿化度和泥质含量，因此必须开发激发极化其他的信息。激发极化衰减谱含有丰富的地层信息，能够利用岩石激发极化衰减谱来求取地层孔隙结构以及渗透率，因此开发激发极化谱的测井技术具有非常好的应用前景。

一、激发极化弛豫时间谱

理论分析表明，单个孔隙中的激发极化二次场电位的衰减满足单指数衰减规律，但是岩石内部是由一系列大小不等的孔隙群体组成的，所以在岩石激发极化二次场电位 $V(t)$ 是一系列单个孔隙极化电位的叠加，二次场 $V(t)$ 按照 $t=0$ 时的二次场 $V(0)$ 归一化，然后进行多指数拟合，即：

$$\frac{V(t)}{V(0)}=\sum_{i=1}^{N}S_i\exp(-t/T_i) \tag{6-3}$$

式中　T_i——时间常数；

S_i——时间常数为 T_i 的孔隙体积百分比。

对 S_i 和 T_i 作图即可得到弛豫时间谱。

理论和实验研究表明时间常数 T_i 和孔径之间有如下的关系：

$$R_i=(D\cdot T_i)^{1/2} \tag{6-4}$$

式中　R_i——第 i 个孔的半径；

D——溶质的扩散系数。

每一个时间常数代表一种孔径，而前面的系数代表这种孔径的百分含量，对 S_i 和 R_i 作图即可得到孔径分布曲线。

二、弛豫时间谱反演

将方程（6－3）离散得到线性方程组：

$$Ax=y \tag{6-5}$$

式中　A——$M\times N$ 矩阵，且 $A_{ij}=\exp(-t_i/T_j)$，

$x_i=S(T_i)$——弛豫时间谱的离散形式，长度为 N。

y——长 M 的数据向量，$y_i=M(t_i)$；

T_j——预先指定的弛豫时间分布。

T 的典型的取法为在（$T_{\min}$，$T_{\max}$）区间按照对数规律均匀地选取。在数据噪音为 0 均值 Gauss 分布假设条件下，可求得式（6－5）最小二乘意义下的解。

对于离散方程组（6－5），若数据没有噪音，能求出一个精确模型使等式成立。由于噪音的存在，只能求得如下最小二乘意义上的解 x：

$$\min：\ \|y-Ax\|^2$$

$$\text{s. t.}$$

$$x_i \geqslant 0 \qquad (6-6)$$

对式（6－6）的求解可直接利用 MS Visual Fortran 6.0 标准数学库中的函数 BCNLS。对由理论谱计算得到的衰减谱（见图 6－9（a）），用 BCNLS 作离散化反演求得的离散弛豫时间谱见图 6－9（b）。从图 6－9（b）可见采用一般非负最小二乘方法求出的解振荡厉害，与孔隙大小连续分布的实际情况以及连续反演结果不相符合。

克服这种假异常的方法是对解进行约束，采用正则化反演方法，求如下的优化问题：

$$\begin{aligned} &\min：\ \| y-Ax \|^2+\alpha^2 \| Wx \|^2 \\ &\text{s. t.} \\ &x_i \geqslant 0 \end{aligned} \qquad (6-7)$$

式中 α^2——称为正则化因子；

W——体积为 $K \times N$ 的模型约束条件矩阵。

正则化优化问题式（6－7）的解满足如下形式方程组：

$$(A^TA+\alpha^2W^TW)\ x=A^Ty$$

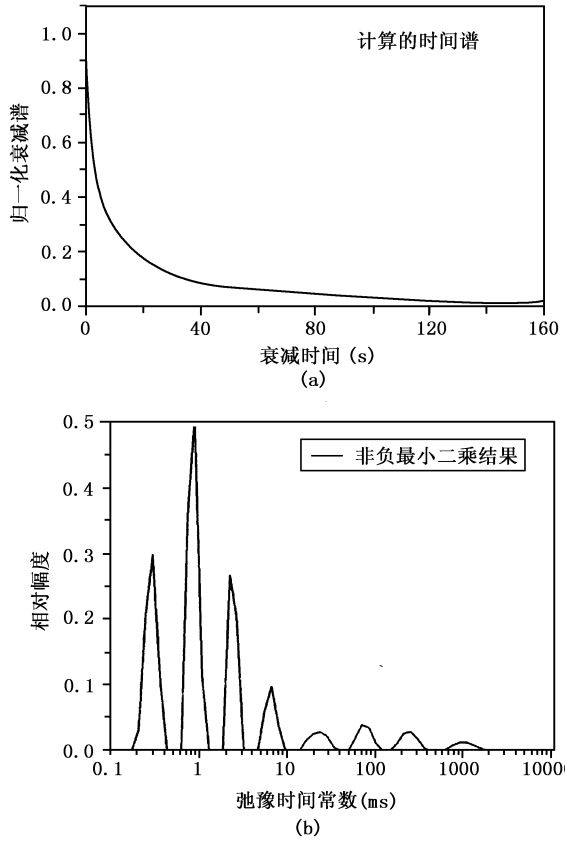


图 6－9　理论曲线和计算曲线

（a）理论衰减谱；（b）非负最小二乘反演的弛豫时间谱

s. t.

$$x_i \geqslant 0 \qquad (6-8)$$

本文结合奇异值分解 SVD 技术进行了激发极化弛豫时间谱反演，为了直接应用奇异值分解对基于模型约束的正则化反演方程（6－8）进行求解，可以将模型约束项用方程组形式表示并作为附加限制条件合并到原始数据方程组中，得到新的方程组，即：

$$\begin{aligned} &\min：\ \| y-Ax \|^2+\alpha^2 \| Wx \|^2 \\ &\text{s. t.} \\ &x_i \geqslant 0,\ i=1,\ 2,\ \cdots,\ M \end{aligned} \quad \Leftrightarrow \quad \begin{bmatrix} A \\ \cdots \\ \alpha^2 W \end{bmatrix} x = \begin{bmatrix} y \\ \cdots \\ 0 \end{bmatrix} \qquad (6-9)$$

从而对正则化反演又可利用 SVD 分解进行线性方程组求解。

采用奇异值分解求正则化优化反演式（6－9）的关键是非负约束的实现。这里采用 Prammer 提出的一种方法，通过引入投影算子，借助迭代消去负解。具体做法是：

（1）计算试验解 $x=A+y$；

（2）若所有的解分量 $x_i \geqslant 0$，则接受 x 为线性方程组的解，否则，找出最负的解分量 $x_j=\min\limits_{1 \leqslant i < M}(x_i)$，删除矩阵 A 与 x_j 对应的列形成新的矩阵 A'，同时置 $x_j=0$，并将其从原解向量中删除，得到长度减少 1 的新向量 x'；

(3) $A \Rightarrow A'$转步骤(1)。

通过上述过程能够得到原线性方程组的一组非负解。

三、弛豫时间谱影响因素分析

图6－10(a)和图6－10(b)分别是测量得到的典型的激发极化衰减谱和反演得到的弛豫时间谱，岩心饱和1000mg/L NaCl溶液，测量120s衰减曲线。

由图6－10(a)可见，测量的激发极化衰减曲线非常光滑，表明信噪比很高。由图6－10(b)可以看出，反演得到的岩石激发极化弛豫时间谱光滑，呈现多峰形式，其他岩心的分析结果相同。

由于激发极化受到的影响因素非常多，导致传统的激发极化测井还不能成为常规的测井方法。为了更好地应用弛豫时间谱，因此需要研究其影响因素，主要是谱处理参数，溶质类型以及矿化度、饱和度；孔隙结构、渗透率等。

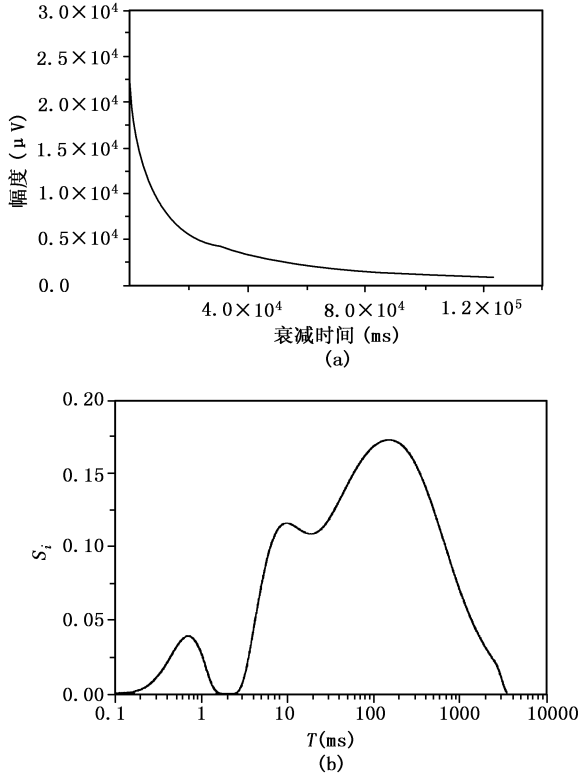


图6－10　岩心的激发极化谱

(a)激发极化衰减谱；(b)反演得到的弛豫时间谱

1. 不同溶质的弛豫时间谱

为了更好地利用激发极化谱测井技术，影响因素的研究是非常必要的。测量饱和10000mg/LNaCl和10000mg/L KCl的岩心的激发极化衰减曲线，经过反演得到相应的弛豫时间谱，结果如图6－11(a)和图6－11(b)所示。

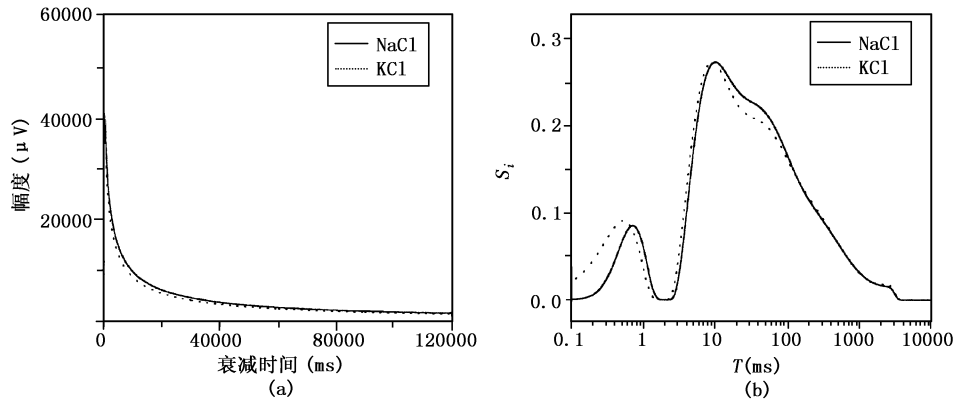


图6－11　岩心不同溶质的激发极化谱

(a)激发极化衰减谱；(b)反演得到的弛豫时间谱

由图 6－11（a）的激发极化二次场衰减谱可以看出，饱和 KCl 溶液时衰减较快，这是因为扩散系数增大，恢复平衡的速度增加。由图 6－11（b）同样也可以看出，不同溶质的弛豫时间谱形状和相对幅度几乎完全相同，这是因为弛豫时间谱体现了岩石的孔径分布，而与饱和溶液的类型无关。但是饱和 1000mg/L KCl 溶液的弛豫时间谱稍微向左移动，这是因为 KCl 的扩散系数为 $1.98\times10^{-5}\,cm^2/s$，而 NaCl 的扩散系数为 $1.5\times10^{-5}\,cm^2/s$，也就是说 KCl 扩散速度较快，导致弛豫时间谱向左移动，在弛豫时间小的时候移动较大，这是由于图中的横轴弛豫时间采用的是对数刻度。从这个现象可以看出，弛豫时间与扩散系数密切相关。

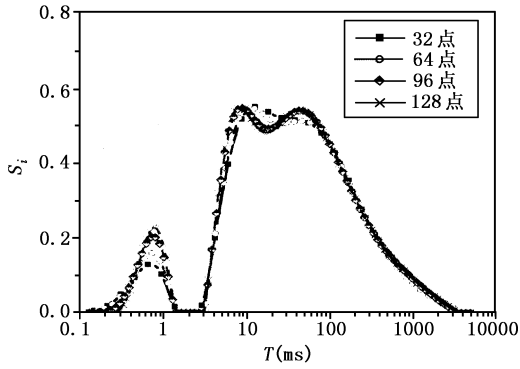


图 6－12　不同分布点数的弛豫时间谱

2. 谱处理参数的影响

谱处理参数主要分析了分布点数目和 T_{max} 对弛豫时间谱的影响。分布点数目对谱光滑程度有影响。结果如图 6－12 所示。

随着分布点数目的增加，曲线变得更加光滑，而且峰形更加明显。分布点数目不影响谱的峰位置。

我们分析了不同的 T_{max} 值的弛豫时间谱，如图 6－13 所示。

分析表明岩石的激发极化衰减长弛豫组分非常少。T_{max} 的选取对于弛豫时间谱来说影响非常小，可以忽略不计。

3. 供电电流

供电电流大小对于测井仪器的设计是非常重要的，供电电流对弛豫时间谱的影响如图 6－14 所示。经过分析可知供电电流的大小对激发极化衰减谱的弛豫时间谱的影响非常小，三条曲线几乎重合。

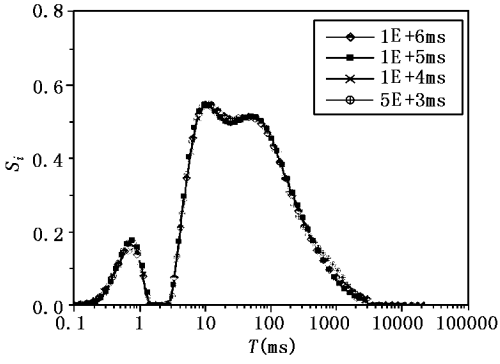


图 6－13　不同 T_{max} 的弛豫时间谱

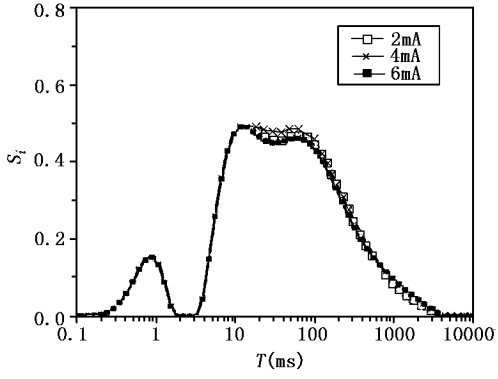


图 6－14　不同供电电流大小的弛豫时间谱

所谓供电方向是指对同一块岩心供正反直流（恒流），测量衰减谱。图 6－15 表明了供电方向对弛豫时间谱的影响很小，两条弛豫时间谱重合。

4. 供电和断电时间

在实际的测井过程中，时间是一个非常重要的因素，分析供电时间和断电时间对激发极

化弛豫时间谱的影响程度，依此来确定测井时间。

图 6－16 表明了不同供电时间的弛豫时间谱，由图可见，随着供电时间的延长，弛豫时间谱逐渐展宽，峰由双峰到三峰。第一个峰和第二个峰，所有供电时间的弛豫时间谱完全重合。对于第三个峰，出现了差异，当供电延长，出现第三个峰。这主要是因为随着供电时间的延长，极化逐渐充分，尤其是大孔隙，使得弛豫时间谱展宽。

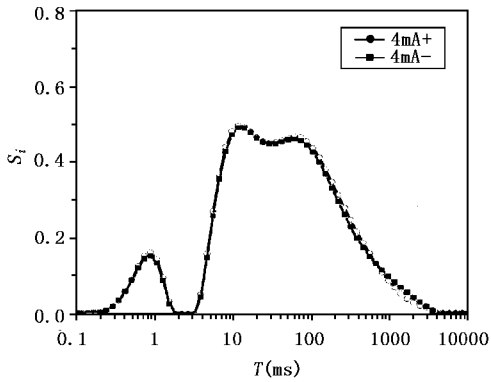


图 6－15　不同供电电流方向的弛豫时间谱

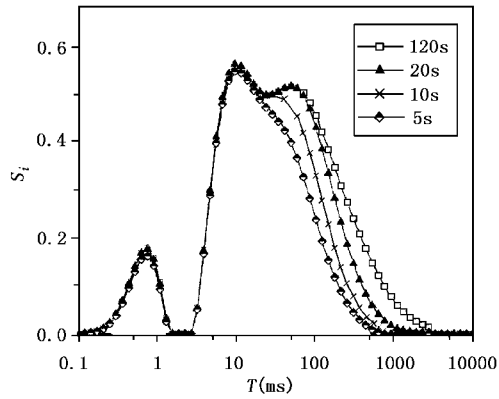


图 6－16　不同供电时间的弛豫时间谱

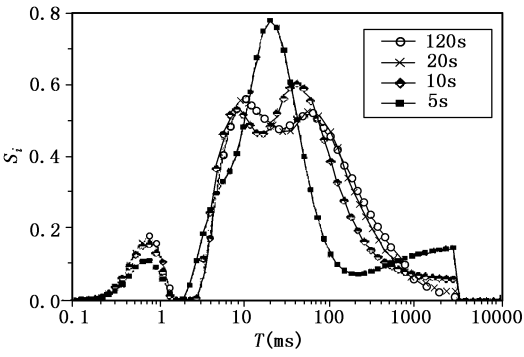


图 6－17　不同断电时间的弛豫时间谱

不同断电时间的弛豫时间谱如图 6－17 所示。随着断电时间的延长，弛豫时间谱逐渐展宽，峰由双峰到三峰。第一个峰几乎重合。随着断电时间的延长，恢复平衡逐渐充分，尤其是大孔隙，使得弛豫时间谱展宽。

5. 矿化度

矿化度对弛豫时间谱的影响的结果如图 6－18 所示。由图 6－18 可见矿化度对弛豫时间谱的影响非常小，两种矿化度的弛豫时间谱几乎完全重合。矿化度只是影响激发极化衰减二次场的幅度。而弛豫时间谱反映的是岩石孔隙的分布状况，并且与溶质的扩散系数相关，因此矿化度对于弛豫时间谱的影响可以忽略。

这是因为每一种孔径，离子极化后恢复平衡状态，需要迁移一段距离，这段距离即为孔径，对于固定的离子（即扩散系数固定），迁移时间取决于迁移距离，即孔径，较大的弛豫时间对应着较大的孔径。指数项的系数为对二次场的贡献，取决于离子的数目，对于固定矿化度的溶液来说，取决于溶液的体积，也就是孔的体积百分比。

综合以上分析可知，弛豫时间谱反映了

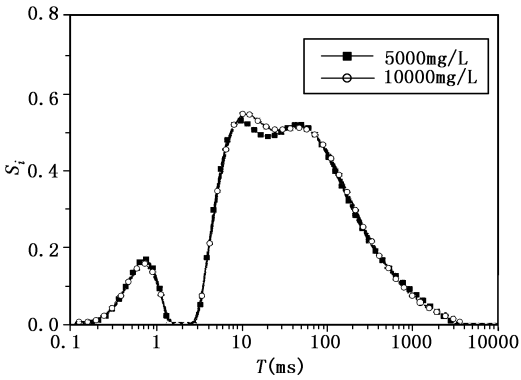


图 6－18　不同矿化度的弛豫时间谱

岩心本身的特性。更进一步的实验和理论分析工作正在进行。

6. 饱和度

饱和度对弛豫时间谱的影响如图 6－19 所示。

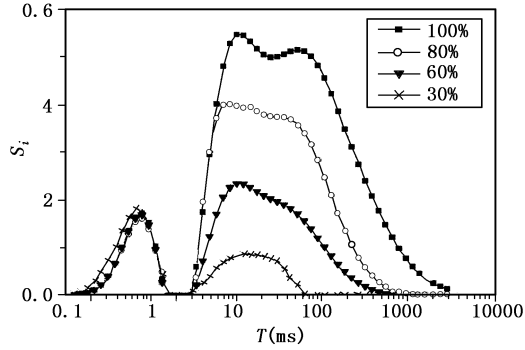


图 6－19　不同饱和度的弛豫时间谱

如图所示，随着含水饱和度的减少，含油增加，较大弛豫时间的谱向左移，这意味着随着含油饱和度的增加，激发极化衰减谱的衰减速率加快，导致长弛豫组分减少，对弛豫相对增加，这主要是因为在驱替过程中，油首先占据大孔隙，而占据大孔隙的油不含有导电离子，从而不能产生激发极化现象，也就对弛豫时间谱没有贡献。

7. 激发极化弛豫谱与核磁共振 T_2 谱对比分析

核磁共振测井通过探测孔隙内流体的弛豫特征，能够提供储层物性参数、孔隙类型、孔径大小和分布等信息。则与激发极化弛豫时间谱具有相似性，结果如图 6－20 所示。

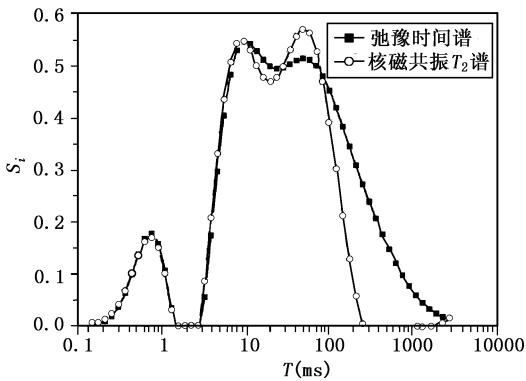


图 6－20　激发极化弛豫时间谱与核磁共振 T_2 谱

由图可见，激发极化弛豫时间谱与核磁共振 T_2 谱具有较好的相似性，两谱均具有三个峰，峰的数目和峰的位置重合很好。T_2 谱是常规核磁共振测井分析的基础，反映了地层的孔隙度、渗透率和孔隙结构分布特性。由激发极化弛豫时间谱与核磁共振 T_2 谱的相似性，可以利用激发极化弛豫时间谱来分析地层的这些参数。

8. 采用激发极化弛豫谱确定渗透率

孔隙结构则是影响储层渗流特性的微观因素。一般认为孔隙结构是多孔介质中孔隙和喉道的几何形状、大小、分布及其相互连接之间的综合关系，主要通过孔喉半径均值和孔喉半径分布来描述。

渗透率与孔径分布密切相关。最简单的近似为：

$$K \propto [R^2] \tag{6－10}$$

式中　K——渗透率；

$[R^2]$ ——孔径平方的平均值。

激发极化弛豫时间谱也与孔径分布和孔隙度这两个因素相关，因此可以由弛豫时间谱求取渗透率。激发极化弛豫时间和孔隙大小的关系：$T \propto R^2$，可以看出该公式是联系传统渗透率和激发极化测井渗透率的一条重要纽带。

由 Archie 公式 $F=a/\phi^m=R_w/R_o$，可望发展一种带有地层因子的渗透率公式，ϕ 为孔隙度，m 为胶结指数，a 为比例系数，m 和 a 为区域性常数，需要岩心分析确定，R_w 和 R_o 分别为矿化水和饱和该矿化水的岩石的电阻率。由于地层因子能够在一定程度上反映出孔隙的连通性，因此引入准确的 F 值应该能够得到较好的渗透率估计。经过一系列的分析，渗透

率 K 与 T/F（或者 $T^{1/2}/F$）应该有比较好的相关性，因此可以建立如下两个模型。

$$K=c\times\ (T_g/F)^b \tag{6-11}$$

$$K=c\times\ (T_g^{1/2}/F)^b \tag{6-12}$$

两边取对数得到：

$$\lg K=b\blacksquare\lg\ (T_g/F)\ +d \tag{6-13}$$

$$\lg K=b\blacksquare\lg\ (T_g^{1/2}/F)\ +d \tag{6-14}$$

式中 d（$=\lg c$）、b——常数；

F——Archie 公式中的地层因素；

T_g——激发极化弛豫时间的几何平均值，如下式所示。

$$T_g=\sqrt[\sum_{i=1}^{N}S_i]{\prod_{i=1}^{N}T_i^{S_i}} \tag{6-15}$$

式中 N——反演指数的数目。

与加权平均值概念相似，T_g 的含义是，它给出了岩心内部不同 T 弛豫时间的平均值，一定大小的孔隙具有一定大小的弛豫时间 T，孔隙半径与 T 的二分之一次方具有正比关系，因此从油层物理角度看，它给出了岩心孔隙半径平方的平均值，而 $T_g^{1/2}$ 代表了孔隙半径的平均值。

由常规分析得到的孔隙度、渗透率以及地层因素，经过拟合以后即可得到模型中的两个常数。所用岩心的参数如表 6－2 所示。

表 6－2 岩心参数表

岩样号	孔隙度（%）	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	地层因素 F
1	19.0	3.47	38.3
2	20.2	35.5	37.1
3	9.2	0.15	123
4	22.6	12.5	21
5	21.0	24.4	21.3
6	14.8	0.61	45.3
7	8.7	0.41	180
8	15.4	1.43	36.4
9	12.7	0.8	70.3
10	10.9	0.42	105
11	16.6	3.29	43.3
12	21.9	37.2	22.7
13	11.8	0.56	101

由岩石激发极化弛豫时间谱分析可以得到的岩石的弛豫时间几何平均值 T_g，结果如表 6－3 所示。

表 6－3　岩石的弛豫时间几何平均值 T_g

岩样号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
T_g（ms）	28.0	65.8	65.1	25.3	37.6	25.2	69.1	23.7	35.3	40.0	39.1	30.6	70.5

对 $\lg K$ 和 $\lg\ (T_g^{1/2}/F)$ 作图，如图 6－21 所示。由图可见，$\lg K$ 和 $\lg\ (T_g^{1/2}/F)$ 呈现良好的线性关系，相关系数为 0.9305，符合我们的预计，这表明利用激发极化弛豫时间谱能够有效地求取渗透率，但是前提是 F、a 和 b 值都已知，F 可以从饱和矿化水的岩心的电阻率和矿化水电阻率比值求得，a 和 b 可以结合激发极化弛豫时间谱和岩心资料拟合得到，从而可以利用激发极化弛豫时间谱结合孔隙度测井资料和岩心分析资料，实时地确定渗透率，也就是说，利用激发极化谱测井可以得到渗透率随深度的变化曲线。

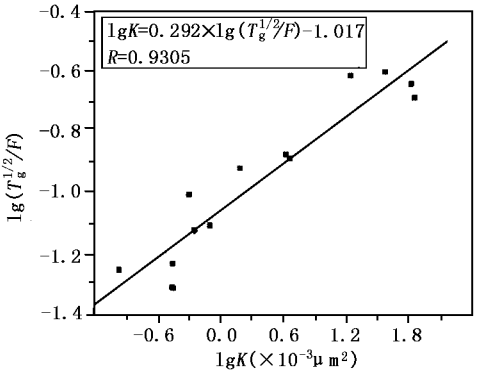


图 6－21　$\lg K$ 和 $\lg\ (T_g^{1/2}/F)$ 之间的关系

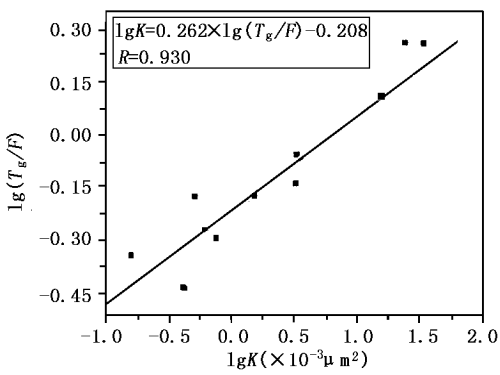


图 6－22　$\lg K$ 和 $\lg\ (T_g/F)$ 之间的关系

对 $\lg K$ 和 $\lg\ (T_g/F)$ 作图，如图 6－22 所示。由图可见，$\lg K$ 和 $\lg\ (T_g/F)$ 同样呈现良好的线性关系，相关系数为 0.930，符合我们的预计。结合上面的分析结果认为激发极化弛豫时间谱在求取地层渗透率方面具有非常重要的应用前景，这是一项突破性的工作，它突破了传统的激发极化测井模型，利用电弛豫求取渗透率，是一个创新，应该说这种思路得益于核磁共振测井技术。

同样可以应用算术平均值来评价渗透率，结果如图 6－25 和图 6－26 所示。$\lg K$ 和 $\lg\ (T_a^{1/2}/F)$ 以及 $\lg K$ 和 $\lg(T_a/F)$ 同样呈现良好的线性关系，相关系数分别为 0.9457 和 0.9467。

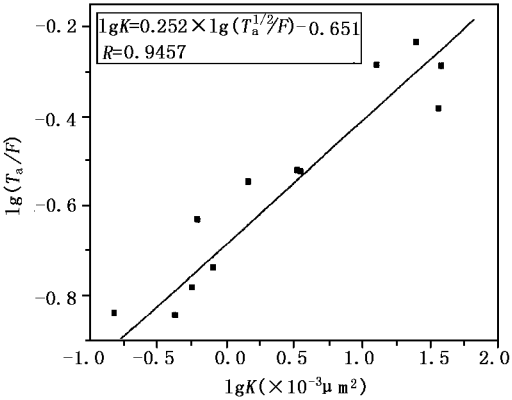


图 6－23　$\lg K$ 和 $\lg\ (T_a^{1/2}/F)$ 之间的关系

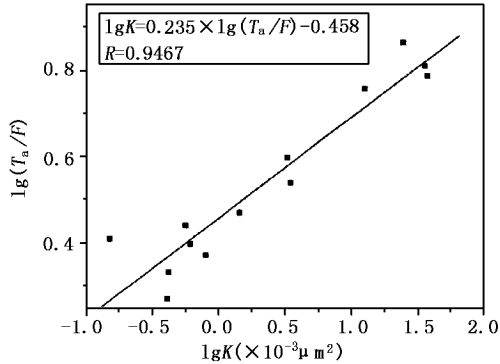


图 6－24　$\lg K$ 和 $\lg\ (T_a/F)$ 之间的关系

第六节　激发极化与复电阻率的等价性

本章所涉及的激发极化指的是时间域激发极化，而前面介绍的复电阻率测井技术则是频率域激发极化，二者的本质相同，因此受到的影响因素相同，二者存在相关性。极限情况下的瞬间极化率（供电时间无限长）与频散度（高频和低频分别为无穷大和0），而且能够根据衰减曲线来求取复电阻率频谱，反之亦然。

一、极限情况下频散度与极化率等价性

就极限情况而论，频率 $f\to\infty$ 时的电位差 $\Delta U(f)\mid_{f\to\infty}$ 与供电时间 $T\to 0$ 时的电位差 $\Delta U(T)\mid_{T\to 0}$ 相等，而频率 $f\to 0$ 时的电位差 $\Delta U(f)\mid_{f\to 0}$ 与供电时间 $T\to\infty$ 时的电位差 $\Delta U(T)\mid_{T\to\infty}$ 相等。因此根据前面的讨论以及极化率和频散度的定义，供电时间无限长 $T\to\infty$ 是的瞬间极化率 η^0 与极限频散度（即高频无限大，低频为0）PFE^0 相等，该结果表明在极端情况下，频率域激发极化参数（频散度）和时间域激发极化参数（极化率）是等价的。在实际工作中，由于技术上的原因和物理上的原因（地磁耦合问题），频率域激发极化测量不可能采用上述极限频率或无限宽的频段测量频谱，时间域激发极化测量不可能采用无延时的测量体系来测量长时间的衰减电位，实测的频散度和极化率之间也没有简单的对应关系。

二、激发极化衰减谱和复电阻率频谱的等价性

由于激发极化和复电阻率同时属于电化学范畴，因此二者是存在联系的，因而理论上激发极化衰减谱和复电阻率频谱是可以互相转换的。

1. 由复电阻率谱求解激发极化衰减谱

对于时间域激发极化，我们供入地层中的电流是正阶跃电流 $I(t)$，其中：

$$I(t)=1 \qquad T>0 \tag{6-16}$$

$$I(t)=0 \qquad T<0$$

测量输出—电位差 $\Delta U(T)$ 和输入—电流 $I(T)$ 之间的关系为：

$$\Delta U(T)=A(T)\,I(T) \tag{6-17}$$

式中　$A(T)$ ——时间域的阻抗。

在对于复电阻率（频率域激发极化），测量输出—复电位差 $\Delta U(\omega)$ 和输入—交变电流 $I(\omega)$ 之间的关系为：

$$\Delta U(\omega)=Z(\omega)\,I(\omega) \tag{6-18}$$

式中　$Z(\omega)$ ——系统的传输函数，即复阻抗。

时间域响应和频率域响应之间是通过拉氏变换和反拉氏变换联系的：

$$\Delta U(\omega)=\mathcal{L}\{\Delta U(T)\}=\int_0^{\infty}\Delta U(T)\mathrm{e}^{-j\omega T}\,\mathrm{d}T \tag{6-19}$$

$$\Delta U(T)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\Delta U(\omega)\mathrm{e}^{-j\omega T}\,\mathrm{d}\omega \tag{6-20}$$

其中 $j=\sqrt{-1}$

电流之间也是通过拉氏变换联系的，故有：

$$I(\omega)=\mathcal{L}\{I(T)\}$$

因为单位阶跃函数的拉氏变换是 $1/j\omega$，故根据式（6－18）和式（6－19），时间域阻抗和复阻抗之间的关系为：

$$\frac{Z(\omega)}{j\omega}=\int_0^{\infty}A(T)\mathrm{e}^{-j\omega T}\mathrm{d}T \tag{6-21}$$

其反拉氏变换为：

$$A(T)=\mathcal{L}^{-1}\left\{\frac{Z(\omega)}{j\omega}\right\}=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{Z(\omega)}{j\omega}\mathrm{e}^{-j\omega T}\mathrm{d}\omega \tag{6-22}$$

由此不难得到频率域和时间域视电阻率函数之间的关系：

$$\rho(\omega)=j\omega\int_0^{\infty}\rho(T)\mathrm{e}^{-j\omega T}\mathrm{d}T \tag{6-23}$$

$$\rho(T)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{\rho(\omega)}{\omega}\mathrm{e}^{j\omega T}\mathrm{d}\omega \tag{6-24}$$

因此，根据供长直流脉冲时的时间响应（充电曲线，与衰减曲线呈镜像对称关系）可以求得频率响应（频谱），或者反过来，根据广频谱的频率响应，可以求得时间响应。由于供长直流脉冲时电场的响应和断电后的交变电流时的频谱之间也是同样可以互相转换的，就此意义讲，激发极化响应的时间域测量和频率域测量是等价的，提供的信息相同，由以上分析可知，能够从频率域激发极化参数求取时间域衰减曲线。在较低的频率下（小于 10kHz），地层的复阻抗响应近似满足 cole－cole 模型，即：

$$Z(\omega)=Z(0)\left\{1-m\left[1-\frac{1}{1+(j\omega\tau)^{c}}\right]\right\} \tag{6-25}$$

则供长直流脉冲时的二次电位差衰减的表达式为：

$$\Delta U_2(t)=\Delta U_2(0)\sum_{n=0}^{\infty}\frac{(-1)^n}{\Gamma(1+nc)}\left(\frac{T}{\tau}\right)^{nc}\qquad(0<T/\tau\leqslant 2\pi) \tag{6-26}$$

$$\Delta U_2(t)=\Delta U_2(0)\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(-1)^{n+1}}{\Gamma(1-nc)}\left(\frac{\tau}{T}\right)^{nc}\qquad(T/\tau>2\pi) \tag{6-27}$$

由式（6－26）和式（6－27）可知，二次场衰减的快慢只与 τ 和 c 有关，当 c 值一定时，二次场的衰减速度随 τ 的增大而减小；当 τ 值一定时，二次场的衰减速度随 c 的增大而减小；当 $c=1$，也就是粒径分布均匀时（此时孔径唯一），二次场衰减满足单指数规律，即：

$$\Delta U_2(t)=\Delta U_2(0)\cdot\exp(-t/\tau) \tag{6-28}$$

这正好与第二章的分析吻合，更进一步证明了我们以前的分析的准确性。

由以上分析可知，能够从频率域激发极化参数求取时间域衰减曲线。然而式（6－26）中的级数在 $T/\tau>10$（或 $t/\tau>10$）和 c 值小于 1 时收敛很慢，并且与式（6－27）中的所有

小 T（或 t）值所得到的结果都有较大差别。这种不匹配在 c 值小时更为严重，使用起来非常不方便。如果在一个大的时间间隔上用数值计算传递函数的傅立叶变换，就需要大于 10^5 个元的快速傅立叶变换阵列，就会超出许多计算机系统的能力。在第三章，我们已经说明，对于离子极化为主的含水岩石的复电阻率频谱更精确地满足 Dias 模型，因此本文采用新型的线性滤波技术进行计算，正演模型采用 Dias 模型。一些地球物理勘探与测井的解释需要对积分方程进行数值分析，数字线性滤波器可以广泛地应用于这个领域。由于线性系统的阶跃响应是它的频率域响应的线性变换，因此存在由频率域响应变换到时间域阶跃响应的线性滤波器，离散线性滤波器只能用于频率域响应的有限采样点。Guptansarma 研制了一种计算的数字线性滤波算法，设计了给定采样点的高精度滤波器，计算由复电阻率频谱到激发极化衰减谱。为了计算传递函数 $Z(\omega)$ 在 t 时刻的衰减电位响应 $\Delta U_2(t)$，首先要确定 r 为 1～21 的频率：

$$\omega_r = 10^{(a_r - \lg 10^t)} \tag{6-29}$$

然后计算对应频率下的传递函数实部 $Re[Z(\omega_r)]$，求取二次场衰减电位如下：

$$\Delta U_2(t) = \Delta U - \sum_{r=1}^{21} \Phi_r Re[Z(\omega_r)] \tag{6-30}$$

对完全饱和水的岩心进行时间域激发极化采样，得到归一化衰减曲线，即：

$$y = \frac{U_2(t=t) - U_2(t=\infty)}{U_2(t=0) - U_2(t=\infty)} \tag{6-31}$$

式中 $U_2(t=0)$ ——断电瞬间的二次场电位；

$U_2(t=\infty)$ ——衰减达到平衡时的二次场电位；

$U_2(t=t)$ ——测量的二次场电位。

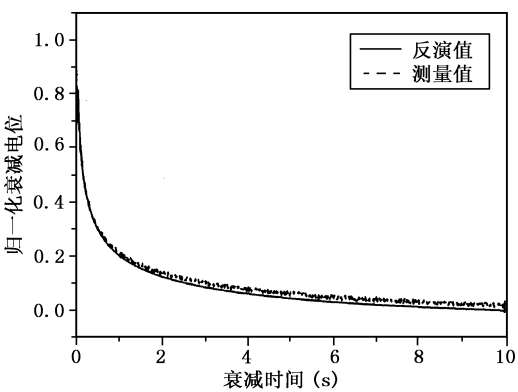


图 6－25　岩心的激发极化衰减谱的测量值与计算值

该归一化过程约去了 r_0 和 m 值，归一化激发极化衰减谱形态表明了时间域激发极化二次场的衰减速度。同时测量岩心的频率域激发极化谱，频率范围 10Hz 至 100kHz。得到 a_r 和滤波系数 Φ_r。

测量岩心的频率域激发极化阻抗谱和时间域激发极化衰减谱采样将每一点的复电阻率实部和相应的频率代入式（6－29）求取相应的归一化衰减谱。结果如图 6－25 所示。

由图可见，计算的衰减谱和测量的衰减谱非常接近，表明频率域激发极化和时间域激发极化是统一的。可以利用频率域复电阻率谱得到时间域归一化衰减谱。

2. 由激发极化衰减谱反演复电阻率谱参数

由时间域激发极化衰减谱反演频率域复电阻率谱参数具有非常诱人的前景：二次场衰减曲线可以在单次测量中完成而不像频率域激发极化那样要在一个广频范围内一个个频率点进行测量，从而可以大大地提高生产效率，降低成本，能够获得频率域激发极化模型参数，能

够有效地去除电磁耦合。已经证明，在较宽的频带范围内，含水岩石的复阻抗谱满足 Dias 模型，我们采用 dias 模型进行反演，取得了较好的效果（图 6－26）。

频率域和时间域激发极化的机理相同，同样可以由时间域激发极化衰减曲线反演频率域 dias 参数，归一化激发极化衰减曲线的形态可以反演 τ_1、τ_2 和 τ，而衰减谱的幅度信息可以得到 r_0 和 m 值，因此可以从激发极化衰减谱反演 dias 参数，其步骤为：

（1）利用激发极化衰减曲线求取 r_0 和 m 值；

（2）利用激发极化衰减曲线的形态可以反演 τ_1、τ_2 和 τ。该反演过程为非线性反演，利用模拟退火进行反演。这样就把时间域激发极化曲线的作用扩展了，不仅可以得到极化率和电阻率值，而且可以得到 dias 参数 τ_1、τ_2 和 τ，同时还可以把激发极化衰减谱进行多指数反演，得到孔隙度和渗透率信息，因此我们通过在井下测量激发极化衰减谱，得到地层水电阻率、地层电阻率、阳离子交换量、孔隙度和渗透率值，还可以利用频率域激发极化参数得到有关水淹级别的信息。我们利用上面的两块岩心的归一化衰减曲线来反演 Dias 参数 τ_1、τ_2 和 τ，并且通过反演的参数进行计算得到频率域复电阻率谱与测量谱吻合得非常好，这说明反演是成功的。

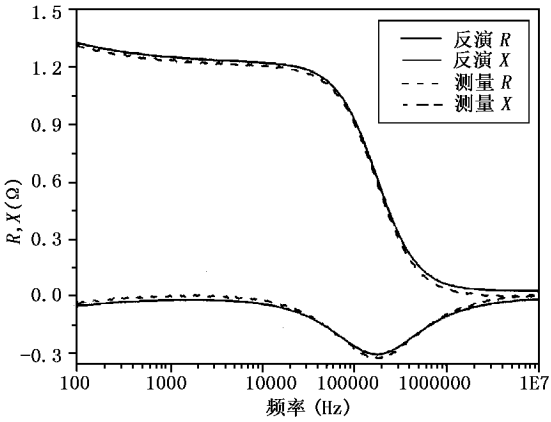


图 6－26　岩心的频率域激发极化复电阻率谱的测量值与计算值

参　考　文　献

1　Dakhnov, V. N., Latishova, M. G., and Ryapolov, V. A., Well logging by means of induced polarization (electrolytic logging): Log Analyst, 1967, 8 (3): 3～18

2　Vinegar, H. J., and Waxman, M. H., Induced polarization of shaly sands: Society of Professional Well Log Analysts Annual Logging Symposium, 25th, New Orleans, La., 1984, Transactions, LLL1－LLL28; Geophysics, 1984, 49 (8): 1267～1287

3　Danknov. V. N., Latishova M. G. and Ryapolov V. A., Investigation of wells by the induced polarization method (electrolytic well logging): Sb Promislovaya Geofizifa, Vnetoneft; trans., G. V. Keller: The log Analyst, November－December, 1952: 46～82

4　Vinegar H. J and Waxman M. H., Induced polarization in shaly sands, Geophysics, 1984, 49: 1267～1287

5　Vinegar H. J, Waxman M. H., Best M. H. and Reddy I. K., Induced polarization logging－tool development, borehole departure curves and field test results: Soc. Prof. Well Log Analysts 26th Ann. Logging Symp., Dallas, 1985, paper AAA

6　《测井学》编写组. 测井学. 北京：石油工业出版社，1999

7　曾花秀，陶百江，何三字. 岩石激发极化 IP 和自然电位 SP 自动测量系统. 测井技术，

1993，17（5）：369～374
8 罗景美，刘兵开，马志娟．岩石激发极化电位的实验研究．测井与射孔，2000，3：36～39
9 姜恩承，王敬农，孙宝佃，曾花秀．电化学测井理论研究及其应用的新进展（下）．测井技术，1999，23（5）：327～333
10 范宜仁，刘兵开，赵文杰．岩石激发极化电位的实验研究．测井技术，1997，21（4）：241～246
11 David P. Lesmes and Kevin M. Frye，Influence of pore fluid chemistry on the complex conductivity and induced polarization response of Berea sandstones，J. Geophysics Research，2001，106（B3）：4079～4090
12 Ali A. Garrouch and Mukul M. Sharman，The influence of clay content，salinity，stress and wettability on the dielectric properties of brine－saturated rocks：10Hz to 10MHz，Geophysics，1994，59（6）：909～917
13 陈序三，赵文杰，朱留方．复电阻率测井方法及其应用．测井技术，2001（25）：327～331
14 陆启行．复电阻率测井使用柯尔—柯尔模型拟合中若干问题的探讨．物化探计算技术，1985，7（1）：45～49
15 骆艳．复电阻率测量合孔隙度的分形性．四川石油普查，1994（1）：74～84
16 姜恩承 令狐松．频率域复电阻率数学模型研究．测井技术，2002，26（2）：98～100
17 柯式镇，何亿成等．复电阻率测井响应的数值模拟．测井技术，2002，26（6）：446～448
18 昌彦君，罗延钟等．时间谱电阻率法中的剩余电磁效应研究．吉林大学学报（地球科学版）2003，33（1）：92～95
19 阮百尧，罗润林．一种新的复电阻率频谱参数的递推反演方法．物探化探计算技术，2003，25（4）：298～301
20 黄桂丹，Sakur.，K. 复电阻率测量的有效性和质量研究．物探化探译丛，1998（4）：33～36
21 吴长祥，雍凤军．复电阻率法在油田勘探中的应用．石油物探，1996，35（4）：111～118
22 Jost，W.. Diffusion；Academic Press Inc.. 1952，444
23 王为民，李培，叶朝辉．核磁共振弛豫信号的多指数反演．中国科学（A辑），2001，31（8）：730～736
24 Prammer，MG.，NMR pore size distributions and permeability at the well site，1994，SPE 28368
25 Li，Y. and Oldenburg，D. W.，3－D inversion of induced polarization data：Geophysics，Soc. of Expl. Geophys.，2000，65：1931～1945
26 Wynn，J. C.，Induced polarization used in titanium exploration in onshore and offshore environments，56th Ann. Internat. Mtg.：Soc. of Expl. Geophys.，1986，Session：MIN1. 1
27 Parra，J. O.，Effects of pipelines on induced polarization and complex resistivity sur-

veys, 53rd Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys., 1983, Session: E3. 6
28 Oehler, D. Z. and Sternberg, B. K., Induced polarization for hydrocarbon exploration: Geochemical/geological interpretation, 52nd Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys., 1982, Session: NS. 6

第七章　泥质砂岩的核磁共振特性

第一节　核磁共振实验基础

1945 年斯坦福大学的 Bloch 教授和哈佛大学的 Purcell 教授领导的两个小组相继发现了核磁共振（NMR）现象。从此，开创了一个新的学科——核磁波谱学。经过 50 年的探索和发展，核磁共振已经广泛应用在化学、石油、地质、食品和医学等领域。20 世纪 50 年代初期，开始探讨核磁测井的可行性，R. Brown 和 B. Gamson 在 20 世纪 60 年代初期开发出实验仪器样机，由于固液界面的影响，核磁测井的信号很弱，因此孔隙度和饱和度很难测准。直到 1978 年，美国 Los Alamos 国家实验室的 Jasper Jackson 博士提出了 inside－outside 理论，即在井中放置一块磁体，在井周产生均匀磁场，通过测量氢核退激过程中的衰减信号，也就是我们现在测量的横向弛豫时间 T_2。

1983 年，Melvin Miller 博士创办了 NUMAR 公司，1991 年 7 月正式开始油田测井服务。斯伦贝谢公司 1995 年才研制出贴井壁核磁仪器，开始在世界各油田进行测井服务。

随着核磁共振技术在世界各油田的应用，大庆测井公司在 2000 年引进了核磁测井仪和核磁共振岩心分析仪，开始在油田内外开始进行测井和测试服务，并取得了地质效果，但在砂泥岩地层方面出现了很多无法解决的问题，包括截止值变化范围大、参数计算的精度降低等。为解决这个问题，实验室相继开展了西部探区、海拉尔、英台等地区的核磁共振特性的实验研究工作，为核磁共振测井解释和应用提供了大量的实验室分析数据，并在测井解释中得到了成功的应用，为核磁共振测井技术的发展做出了贡献。

一、核磁共振原理

1. 原子核的磁性

原子核由质子和中子组成，所有含有奇数核子的原子核都具有角动量，像陀螺一样不停地旋转，由于原子核带电，因此核自旋产生核磁矩，在没有外加磁场的情况下，核自旋磁矩的取向是随机的。可以用核磁矩矢量表示为：

$$\boldsymbol{\mu}=\gamma \boldsymbol{p} \tag{7-1}$$

式中　$\boldsymbol{\mu}$——磁矩；

$\boldsymbol{p}$——自旋角动量；

γ——旋磁比。

2. 原子核在静磁场中的行为

当核磁矩处于外加静磁场时，它受到力矩的作用，沿着外加磁场的方向进动，进动频率为 ω_0（见图 7－1）：

$$\boldsymbol{\omega}_0=\gamma \boldsymbol{B}_0 \tag{7-2}$$

式中 B_0——外加磁场的强度。

不同的核具有不同的旋磁比 γ，因此，相同的磁场强度的下，不同的核具有不同的进动频率。

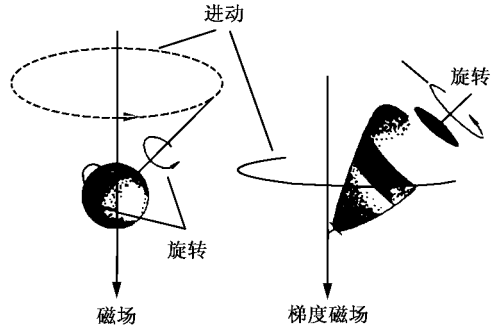


图 7－1 旋进质子示意图

3 宏观磁化矢量

在外加磁场中，整个自旋系统被磁化，宏观上产生一个净的磁化矢量和，单位体积内核磁矩：

$$\boldsymbol{M}=\sum\boldsymbol{\mu}_i \qquad (7-3)$$

式中 $\boldsymbol{\mu}_i$——单个核的磁化矢量。

4. 核磁共振现象

对于被磁化的自旋系统，再施加一个与静磁场垂直的交变磁场 B_1，从量子力学的角度看，此时的交变场能量等于两个质子能级的能量差，会产生共振吸收现象，即处于低能级的核磁矩吸收交变磁场的能量跃迁到高能态，磁化强度相对于外磁场发生了偏转，这种现象称为核磁共振现象。

在静磁场、射频磁场、纵向弛豫和横向弛豫共同作用下，原子核系统磁化强度随时间变化，其规律可用 Bloch 方程来描述，即：

$$\frac{\mathrm{d}M_x}{\mathrm{d}t}=\gamma\ (M_yB_z-M_zB_y)\ -\frac{M_x}{T_2} \qquad (7-4)$$

$$\frac{\mathrm{d}M_y}{\mathrm{d}t}=\gamma\ (M_zB_x-M_xB_z)\ -\frac{M_y}{T_2} \qquad (7-5)$$

$$\frac{\mathrm{d}M_z}{\mathrm{d}t}=\gamma\ (M_xB_y-M_yB_x)\ -\frac{M_z-\boldsymbol{M}_0}{T_1} \qquad (7-6)$$

$$\boldsymbol{B}=\boldsymbol{B}_0+\boldsymbol{B}_1 \qquad (7-7)$$

式中 $\boldsymbol{B}$——总磁场强度；

$\boldsymbol{B}_0$——静磁场的强度；

$\boldsymbol{B}_1$——射频磁场的强度；

M_x、M_y、M_z——宏观磁化矢量在 x、y、z 方向上的分量；

B_x、B_y、B_z——磁场强度 $\boldsymbol{B}$ 在 x、y、z 方向上的分量；

$\boldsymbol{M}_0$——原子核在静磁场中产生的初始磁化矢量；

T_1——纵向弛豫时间；

T_2——横向弛豫时间。

式（7－4）和式（7－5）描述的按指数规律衰减到零的横向磁化强度的弛豫过程。而式（7－6）指出纵向磁化强度随时间按指数规律以时间常数 T_1 趋于平衡状态磁化强度 $\boldsymbol{M}_0$。

交变磁场通常以脉冲的方式施加，由于谱仪的工作频率在射频段，因此又称为射频脉冲。加上外磁场 $\boldsymbol{B}_1$ 后，磁化矢量会被扳倒，磁化矢量扳倒的角度与射频脉冲的宽度成正比。90°脉冲就是将磁化矢量扳倒 90°的脉冲，180°脉冲就是将磁化矢量反转的脉冲（见图 7－2）。

射频脉冲作用前，自旋系统处于平衡状态，磁化矢量与静磁场方向相同，射频脉冲作用

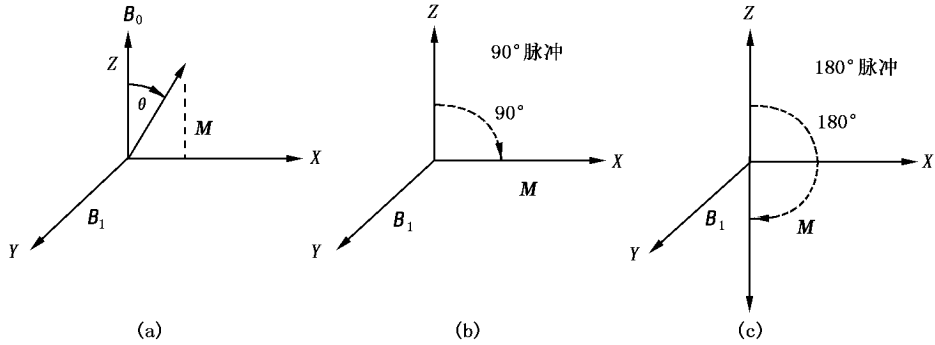


图 7－2　磁化矢量扳转示意图

期间，磁化矢量偏离静磁场方向，作用完后，磁化矢量通过自由进动，朝静磁场方向恢复，使核自旋从非平衡态恢复到平衡态，这个恢复的过程叫弛豫。

磁化矢量水平分量 M_x，M_y 衰减到零的过程称为横向弛豫过程，弛豫时间用 T_2 表示。磁化矢量纵向分量 M_z 恢复到初始磁化强度 M_0 的过程称为纵向弛豫过程。弛豫时间用 T_1 表示（见图 7－3）。

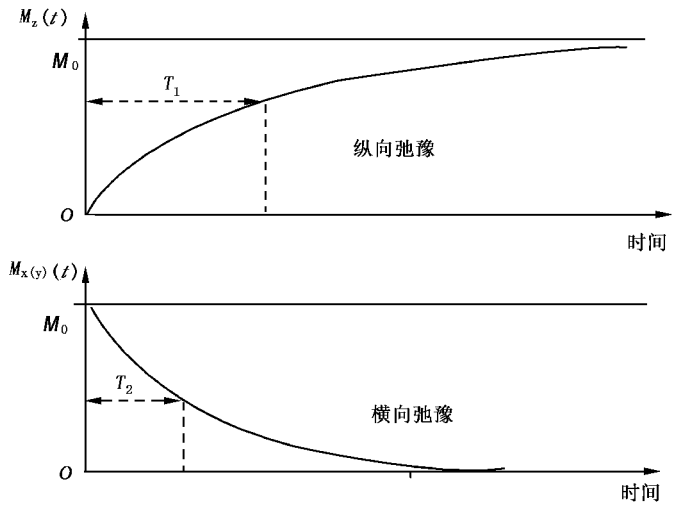


图 7－3　弛豫曲线示意图

5. 测量方法

1）自由感应衰减的测量

自由感应衰减的核心是利用某种方法使与静磁场 B_0 平行的磁化矢量 M_0 扳转 90°，激发自由进动信号，然后测量自由感应衰减信号。通常采用射频脉冲法和预极化法。

射频脉冲法是用一个 90°射频脉冲，使原来的磁化矢量旋转 90°，然后进行测量，得到的按照指数衰减的信号，称为 FID 信号（见图 7－4）。

预极化方法（见图 7－5）是在静磁场 B_0 的垂直方向加上一个较强的预极化磁场 B_p，由于极化磁场很强，最初沿静磁场方向的磁化矢量 M_0 会发生偏转，沿着 B_p 方向取向，在磁化场作用下，产生新的磁化强度 M_p：

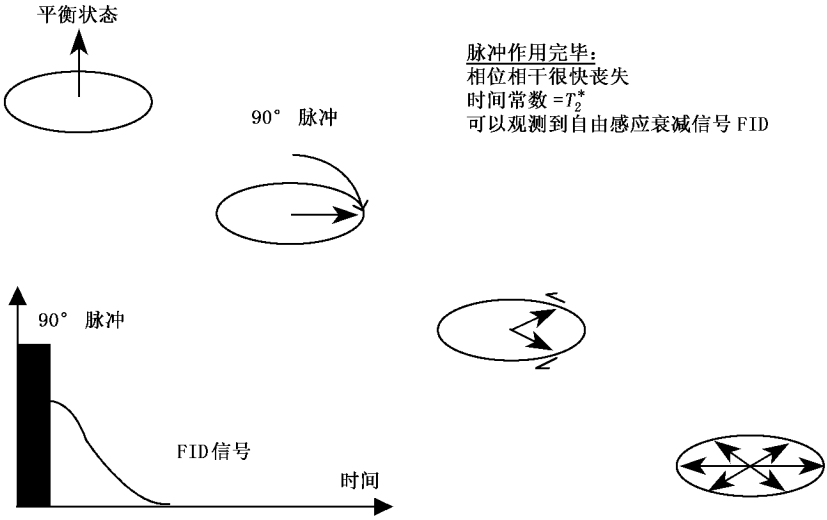


图 7－4　自由感应衰减信号的观测

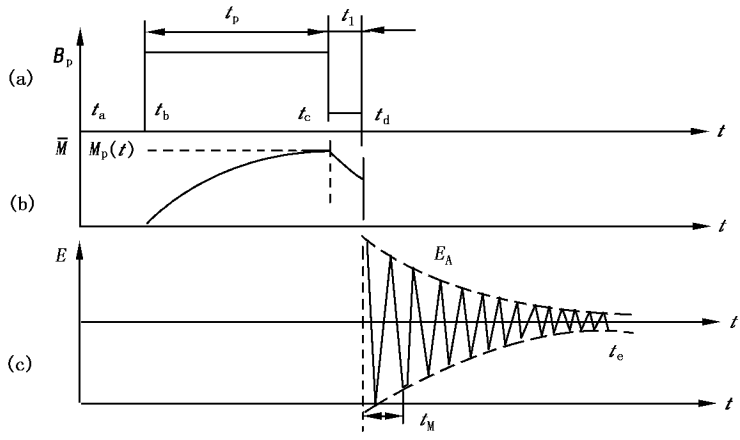


图 7－5　预极化方法中自由进动信号的激发与观测

$$M_p = \boldsymbol{M}_{p0}\left[1-\exp\left(\frac{-t_p}{T_1}\right)\right] \tag{7-8}$$

式中　$\boldsymbol{M}_{p0}$——**极化场中磁化矢量的平衡值**；

t_p——**极化时间**。

如果极化时间足够长，样品达到完全极化，所以 $\boldsymbol{M}_p$ **近似与** $\boldsymbol{B}_p$ **垂直，这时突然撤去极化磁场，这时磁化矢量在静磁场** $\boldsymbol{B}_0$ **的作用下进动，进动频率为** $\boldsymbol{\omega}_0 = \gamma \boldsymbol{B}_0$。**纵向分量恢复到平衡态的** $\boldsymbol{M}_0$，**横向分量按照弛豫时间** T_2 **衰减**：

$$M_{p\perp} = \boldsymbol{M}_{p0}\left[\exp\left(\frac{-t}{T_2}\right)\right] \tag{7-9}$$

式中　$M_{p\perp}$——**磁化矢量** $\boldsymbol{M}_p$ **的横向分量**。

2）反转恢复法

反转恢复法（图 7－6）是用来测量 T_1 弛豫时间的主要方法，初始磁化矢量的强度是 $\boldsymbol{M}_0$，施加一个 180°脉冲，使磁化矢量反转，经过 τ 延迟，再施加一个 90°脉冲，进行观测，得到一个 FID 信号，等待磁化矢量完全恢复，再开始下一个测量。纵向磁化矢量可以用下式表示：

$$M_z=\boldsymbol{M}_0\left[1-2\exp\left(\frac{-\tau}{T_1}\right)\right] \tag{7－10}$$

取对数为：

$$\ln\left[M_z\ (0)\ -M_z\ (\tau)\right]=\ln\left[2M_z\ (0)\right]-\frac{\tau}{T_1} \tag{7－11}$$

通过变换不同的 τ，得到了 M_z（τ）与 T_1 的关系，并计算出 T_1 值。

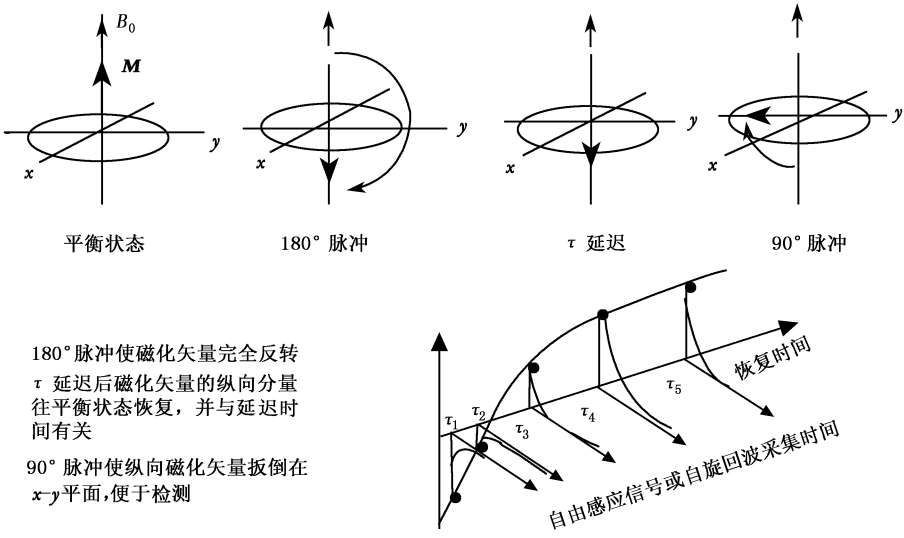


图 7－6　反转恢复法测量弛豫时间 T_1 示意图

3）自旋回波法

自旋回波法（CPMG）基本原理是发射一个 90°脉冲，再发射一串 180°脉冲，测得一串回波信号，回波信号的包络线就是弛豫信号（图 7－7）。

首先，磁化矢量沿着静磁场方向排列，通过施加一个 90°脉冲，将磁化矢量扳倒到与 $\boldsymbol{B}_0$ 垂直的方向，这时磁化矢量开始进动，由于磁场的不均匀性，在进动过程中磁化矢量开始失相，造成天线信号衰减。失相后的磁化矢量通过施加一个 180°脉冲，使失相的磁化矢量能够重聚，这时就产生了一个自旋回波，同样再反复施加 180°脉冲，使磁化矢量不停地失相和重聚，得到一串回波信号，这串回波信号的包络线就是横向弛豫时间的衰减曲线。

根据自旋回波的特性，我们可以得到测量的横向弛豫时间为：

$$\frac{1}{T_2^*}=\frac{1}{T_2}+\frac{D\ (\gamma G\tau)^2}{3} \tag{7－12}$$

式中　T_2^* ——我们所能测量到的横向弛豫时间，称作视横向弛豫时间；

T_2——物质本身固有的横向弛豫时间；

D——扩散系数；

G——磁场梯度；

τ——回波时间。

CPMG 方法克服了扩散、磁场不均匀和脉冲不精确的影响，是目前最好的测量方法，因此实验室和测井都采用该方法。

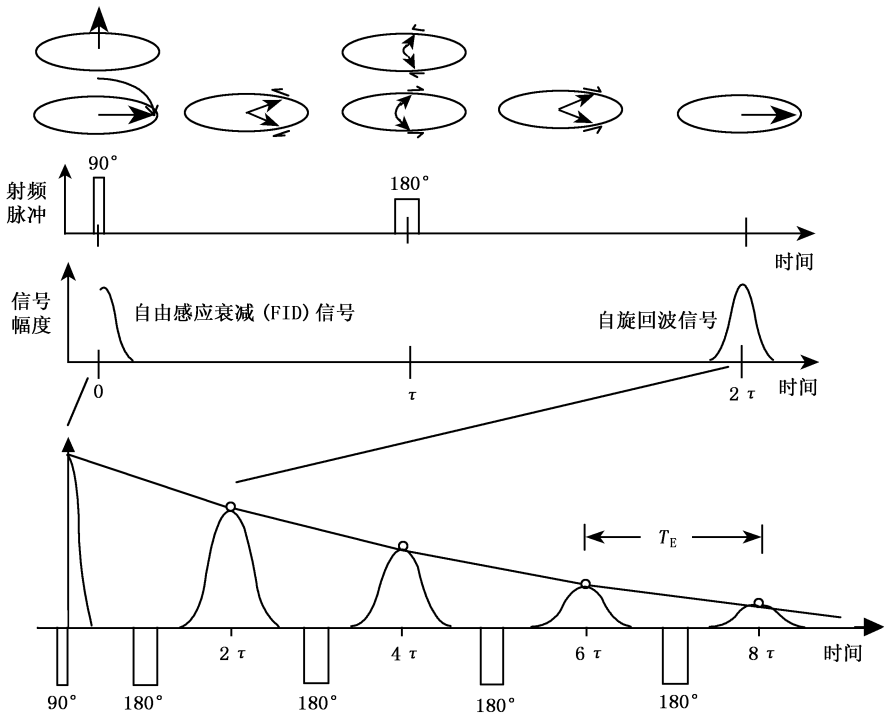


图 7—7　自旋回波法测量示意图

二、物质的弛豫机制

自然界很多元素都可以产生核磁共振现象，由于地层所含的元素中，氢核具有最大的旋磁比，且含有较高的丰度，所以都用来检测氢核的信号。由于水和油都含有较高的氢核，因此核磁共振测井就将氢核作为研究对象，通过探测氢核的弛豫特征，获得岩石中流体的弛豫性质。核磁共振弛豫机制可以分为颗粒表面弛豫、分子扩散弛豫和体积弛豫。

1. 颗粒表面弛豫

流体分子在孔隙空间内不停地运动和扩散，在 NMR 测量期间，扩散使分子有充分机会与颗粒表面碰撞，每次碰撞都提供了自旋弛豫的机会。当分子发生碰撞时，可以发生两种情况：

（1）氢核将自旋能量传递给了颗粒表面，使之沿静磁场方向重新排列（影响弛豫时间 T_1）；

（2）质子不可逆地失相（对横向时间 T_2 有贡献）。这些现象不是每次碰撞都发生，仅有发生的一种可能性，因此碰撞的几率越大，发生颗粒表面弛豫的几率越大。研究发现：大

部分岩石中，颗粒表面弛豫是影响 T_1 和 T_2 的主要因素。

在颗粒表面弛豫中，孔隙大小决定了弛豫的速率（图 7－8）。弛豫速度与碰撞表面的频率有关，也就是与表面体积比 S/V 有关。大孔隙中，碰撞发生的次数少，因此弛豫时间比较长，小孔隙中碰撞次数增加，弛豫时间就变短。因此弛豫时间与岩石的表面体积比成正比：

$$\frac{1}{T_2}=\rho_2 S/V \tag{7-13}$$

$$\frac{1}{T_1}=\rho_1 S/V \tag{7-14}$$

式中 ρ_1——纵向表面弛豫率；

ρ_2——横向表面弛豫率；

S/V——表面积与体积的比值。

实验研究表明：颗粒表面弛豫与温度和压力无关。当岩石中流体弛豫主要为颗粒表面弛豫时，弛豫时间比（T_1/T_2）在 1～2.5 之间，通常 1.6。

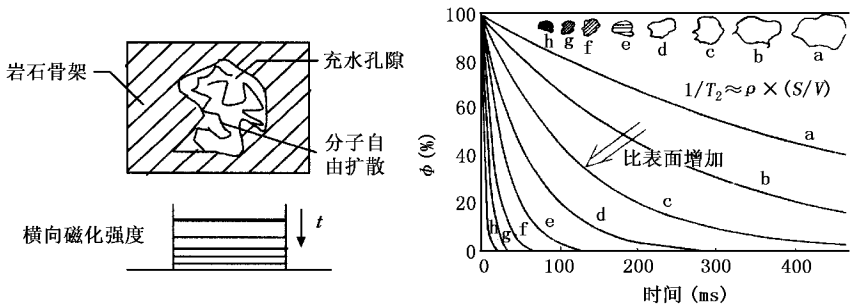


图 7－8　颗粒表面弛豫示意图

（a）孔隙流体表面弛豫机制；（b）孔隙大小对弛豫影响示意图

2. 体积弛豫

对于水和烃，体积弛豫主要是因为相邻自旋核随机运动产生的局部磁场波动造成的。相邻原子核的局部磁场非常强，但快速的分子运动使该影响趋于平衡，图 7－9 显示了原油的体积弛豫谱，从谱图可以看出，原油弛豫谱是由表征原油特性的弛豫峰和一个小的拖尾组成，弛豫峰的位置由原油的粘度所决定。当一种流体被阻止与颗粒表面接触时，体积弛豫就非常重要了，例如在水润湿性岩心中，油或气无法接近颗粒表面，因此只能进行体积弛豫，再如，碳酸盐中的孔洞内部体积水的弛豫就是体积弛豫。

对于粘滞液体，也表现为体积弛豫，这种流体，核的自旋是无效的，弛豫时间相对较短，短的弛豫时间和运动到颗粒表面能力的减弱使体积弛豫非常显著。体积弛豫是流体的特性决定的，不受地层特性的影响，当体积弛豫明显时，$T_1=T_2$。

3. 扩散弛豫

在梯度场中分子扩散造成的弛豫叫扩散弛豫（图 7－10）。在梯度场中，分子运动造成失相，影响 T_2 弛豫，不影响 T_1 弛豫。梯度场产生的原因主要是磁场不均匀或颗粒物质和孔隙流体间的磁化率不同。假设在 A 点有一个磁化矢量，由于分子的运动，分子在极化时

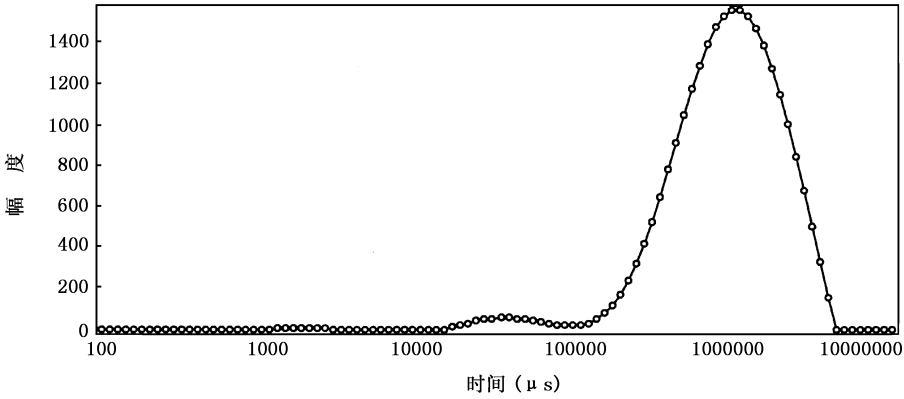


图 7－9　原油的体积弛豫谱

从 A 点运动到了 B 点，测量时又运动到了 C 点，由于磁场的不均匀性，因此磁化矢量在不同时间内不在同一磁场强度下，因此不可避免造成失相，其相位不可恢复，造成了扩散弛豫。磁场的梯度与磁场的距离有关，但是距离明显受控于孔隙几何形状，对于孔隙几何形状我们无法确定，因此无法估算内部梯度。

CPMG 方法是减少梯度场扩散影响的最好的脉冲序列，可以减小扩散的影响，对于回波时间较小的脉冲序列，可以忽略扩散的影响，对于间隔较大的脉冲序列，或扩散系数较高的气体，扩散影响就非常显著。

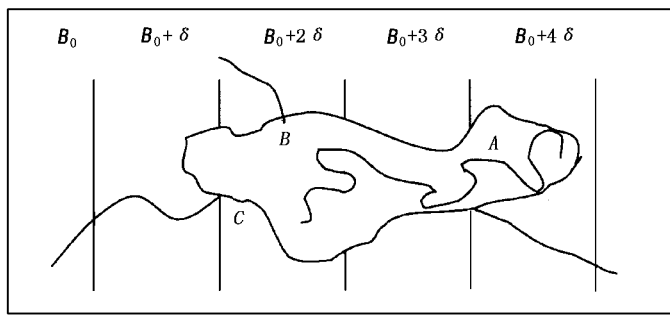


图 7－10　扩散弛豫示意图

综上所述，纵向弛豫时间可以表示为：

$$\frac{1}{T_1}=\frac{1}{T_{1B}}+\frac{1}{T_{1S}} \tag{7-15}$$

横向弛豫时间可以表示为：

$$\frac{1}{T_2}=\frac{1}{T_{2B}}+\frac{1}{T_{2S}}+\frac{1}{T_{2D}} \tag{7-16}$$

式中　T_{1B}、T_{2B}——体积弛豫；

T_{1S}、T_{2S}——颗粒表面弛豫；

T_{2D}——扩散弛豫。

三、油气水核磁共振弛豫特征

1. 水的弛豫特征

水在自由态表现的特征为体积弛豫和扩散弛豫，通常为 2～3s（图 7－11），扩散弛豫与温度有关，扩散系数随温度的增加而增大。对于短回波时间扩散弛豫的影响较小，长回波时间影响较大，因此自由态的水 T_2 弛豫不但受温度影响，而且与回波时间有关。

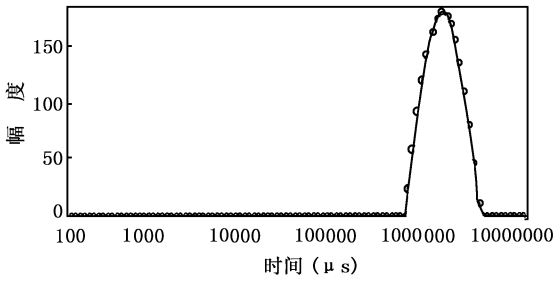
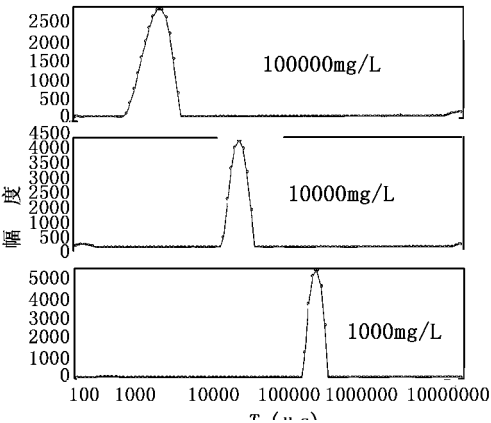


图 7－11　自由态的水的弛豫谱

通过添加顺磁离子的办法可以减小自由态水的弛豫时间，我们实验采用的是硫酸铜，不同浓度的溶液弛豫时间不同（图 7－12），弛豫谱峰值与硫酸铜溶液浓度成对数线性关系（图 7－13）。添加顺磁物质后的水溶液表现出的特征为体积弛豫，与颗粒表面弛豫无关。

在岩石孔隙中的水的弛豫特征为颗粒表面弛豫，弛豫时间受到孔隙大小的影响，通常岩石的孔隙分布是不同的，因此水的弛豫就不能用一个弛豫时间表示出来，而是一个连续的分布曲线，这个分布就是我们所说的 T_2 谱分布，通常为 0.1～1000ms 之间（图 7－14）。



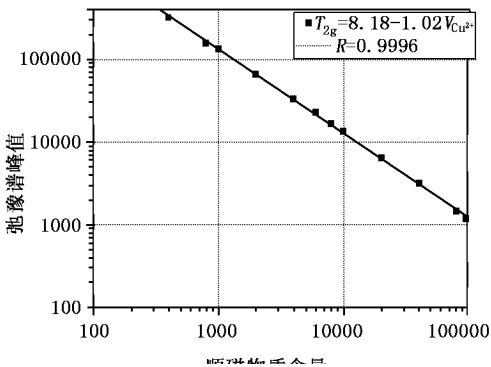
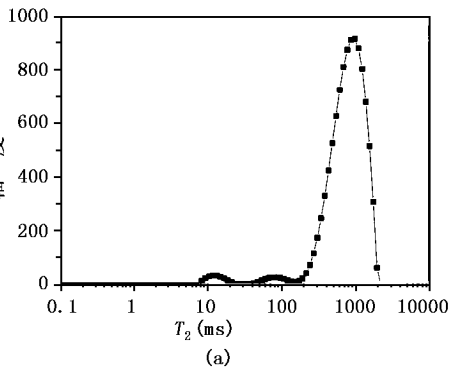


图 [illegible] 系

2 [illegible]

自 [illegible] 分决定了粘度 [illegible] 数弛豫不再占 [illegible] 15 所示，这 [illegible] 有一定的分布



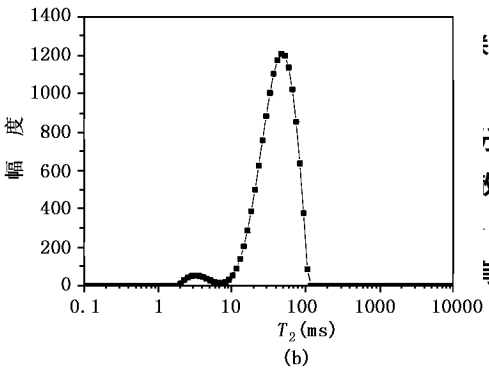


图 7－16　原油的弛豫谱

（a）粘度较大的原油；（b）粘度较小的原油

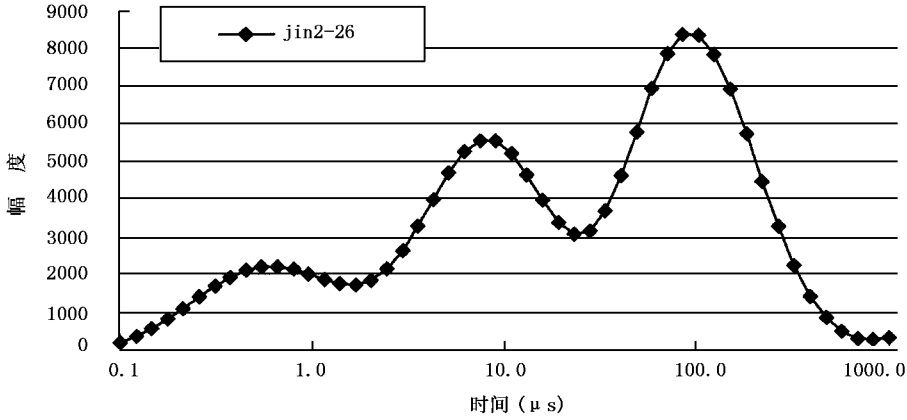


图 7－14　岩石孔隙内部水的弛豫谱

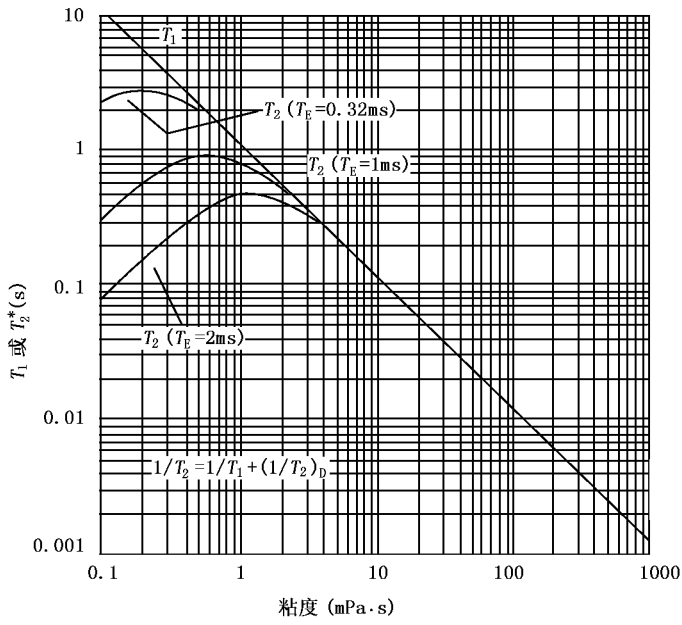


图 7－15　原油粘度与弛豫时间的关系图

对于岩石中油的弛豫分布分两种情况，在水润湿岩石中，油的弛豫以体积弛豫为主，表现出的特性与自由态的油一致。对于油润湿的岩心，以颗粒表面弛豫为主，受到岩石孔径的影响。

3. 气体弛豫特征

甲烷的 T_1 与成分、温度和压力有关，随着温度的升高，弛豫时间缩短，随着压力的增加，弛豫时间增长，弛豫特征以体积弛豫为主，见图 7－17。静态情况下，气体很少作为连续相存在，气体只能作为气泡存在于孔隙中，由于扩散系数很大，因此在梯度场中扩散影响可被消除，对于小于 $5\mu m$ 的气泡，气体的 T_2 很长，而且与回波时间无关。

4. 固体弛豫

作为岩石骨架的固体物质，特别是含结晶水的矿物，由于弛豫时间很短，通常为 $10\mu s$ 左右，不能被仪器探测到，因此可以不考虑。这也是核磁测井的优势，测量结果不受岩性的影响，从而使测井解释大大简化。

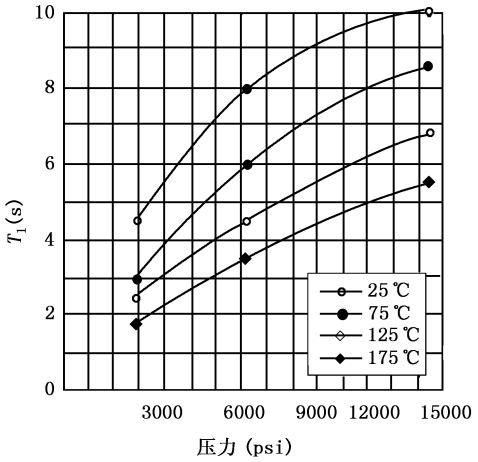


图 7－17　甲烷的 T_1 与温度压力的关系

四、核磁共振 T_2 谱的拟合

岩石核磁共振信号有两个参数可用来描述核（孔隙）弛豫特征：纵向弛豫时间 T_1 和横向弛豫时间 T_2。由于 T_1 的测量时间很长，所以在岩石核磁共振中一般进行 T_2 测量。根据核磁共振理论分析，单个孔隙中的磁化强度信号的衰减满足单指数衰减规律，但由于岩石内部是由一系列大小不等的孔隙群体组成的，所以在岩石核磁共振中测得的总磁化强度信号 $y(t)$ 是一系列单个孔隙磁化强度信号的叠加，同时在实际测量过程中，不可避免地产生随机噪声，因此 $y(t)$ 可描述为：

$$y(t) = \sum_i f_i \cdot \exp\left[-\frac{t}{T_{2i}} + \varepsilon(t)\right] \qquad t = n \cdot \tau \tag{7-17}$$

式中　f_i——第 i 类孔隙在总孔隙中所占的份额；

T_{2i}——第 i 类孔隙的 T_2 弛豫时间；

τ——回波时间；

$\varepsilon(t)$——随机噪声。

多指数反演算法求解方程（7－17），实际上是解第一类 Fredholm 积分方程，这是一个非适定问题，奇异值分解算法（以下称 SVD（singular value decompisition）算法）可用来求解大多数的线性最小二乘法问题。

SVD 算法基于如下分解定理：对任意的矩阵 $\boldsymbol{A}_{m\times n}$，当其行数 m 大于等于列数 n 时，可以分解为正交矩阵 $\boldsymbol{U}_{m\times n}$，非负对角矩阵 $\boldsymbol{W}_{n\times n}$ 以及正交矩阵 $\boldsymbol{V}_{n\times n}$ 的转置的乘积，即：

$$\boldsymbol{A}_{\mathrm{mxn}} = \boldsymbol{U}_{\mathrm{mxn}} \cdot \left[\mathrm{diag}\ (w_j)\right]_{\mathrm{mxn}} \cdot \boldsymbol{V}^T_{\mathrm{mxn}} \tag{7-18}$$

其中 $w_j \geqslant 0$ $(1 \leqslant j \leqslant n)$；$U$，$V$ 为正交矩阵，即满足：

$$\sum_{i=1}^{m} \mu_{ij}\mu_{ik} = \delta_{jk} \qquad \sum_{i=1}^{n} \mu_{ij}\mu_{ik} = \delta_{jk} \qquad (i \leqslant j, k \leqslant n) \tag{7-19}$$

当 $m < n$ 时，SVD 也可以执行，在这种情况下，奇异值 $w_{\mathrm{j}} = 0$ $(m+1 \leqslant j \leqslant n)$，并且 U 中相应的列都是零，这时式（7－19）仅对 j，$k \leqslant m$ 时成立。故不管矩阵 $\boldsymbol{A}$ 是否是奇异，式（7－18）的分解总可以进行，而且这个分解几乎是唯一的。也就是说，其分解形式唯一到：对矩阵 $\boldsymbol{U}$ 的列、$\boldsymbol{W}$ 的元素和 $\boldsymbol{V}$ 的列能做相同的置换，或者矩阵 $\boldsymbol{U}$ 和 $\boldsymbol{V}$ 的任意列的线性组合，在 $\boldsymbol{W}$ 中对应的元素仍恰好完全相同。

SVD 分解明确地构造了矩阵零空间和值域的正交标准化基。特别地，对 $\boldsymbol{U}$ 的列，若与其标号相同的元素 w_{j} 为非零元，则其列为值域的一个正交标准化的基础矢量；对 $\boldsymbol{V}$ 的列，若与其标号相同的 w_{j} 为零，则其列为零空间的一个正交标准化基。对于如下的多指数衰减 T_2 模型，有：

$$y = \boldsymbol{M} \cdot f \tag{7-20}$$

式中 $y=(y_1, y_2, \cdots, y_n)^T$——测量的自旋回波衰减信号；

$\boldsymbol{M}=[m_{ij}]_{n\times m}=[\exp(-t_i/T_{2j})]_{n\times m}$；

$f=(f_1, f_2, \cdots, f_m)^T$——弛豫时间 T_{2j} 对应的各点的幅度值；

T_{2j} $(j=1, 2, \cdots, m)$——预先指定的 T_2 时间分布系列。

典型的取法为在 $(T_{2\min}, T_{2\max})$ 区间内对数均匀地选取 m 个点，我们称为弛豫时间布点，也可采用 2 的幂指数布点、线性均匀布点等方式。矩阵条件数的定义为矩阵的最大特征值与最小特征值的比值。若矩阵的条件数为无穷大，则该矩阵奇异；若矩阵的条件数太大，即其倒数超出了机器的浮点精度，则称该矩阵为病态的矩阵。若直接采用 Gauss 分解求上式，几乎是不可能的，原因是矩阵 $\boldsymbol{M}$ 的条件数相当大，例如：若回波间隔 $\tau=1.2\times10^{-3}$ s，T_2 在 $0.1\times10^{-3}\sim10000\times10^{-3}$ s 内对数均匀地取 50 个点，则矩阵 $\boldsymbol{M}$ 的条件数可达 10^{16} 数量级，很明显，矩阵 $\boldsymbol{M}$ 是高度病态的。采用 SVD 分解法来求解上式，系数矩阵 $\boldsymbol{M}_{n\times m}=\boldsymbol{U}_{n\times m}\cdot[\mathrm{diag}(w_j)]_{m\times m}\cdot\boldsymbol{V}^T_{m\times m}$，这里 $\boldsymbol{U}$，$\boldsymbol{V}$ 为正交矩阵，$\mathrm{diag}(w_j)$ 为对角矩阵，其对角元递减排列，则我们就可以很容易地求得最小二乘意义下的解为：

$$f=V\cdot\left[\mathrm{diag}\left[\frac{1}{w_1}, \frac{1}{w_2}, \cdots\cdots, \frac{\mathrm{SNR}}{w_j}, 0, 0, \cdots, 0\right]\right]\blacksquare\cdot(U^T\cdot y) \qquad (7-21)$$

式中 SNR——信噪比。这里给出了矩阵条件数小于等于 SNR 的限制，避免了解的不稳定性。

若对上述算法不加任何限制条件，则求解出的 T_2 谱的幅度 f 中很可能存在小于零的分量，这在物理意义上来说是不合逻辑的。故在求解模型中，还必须加上非负性限制条件，即 $f_j\geqslant0$ $(j=1, 2, \cdots, m)$。SVD 算法采用迭代法逐渐消去负的组分，即在我们求出的 f 中，找出具有最大负数的组分，假定为第 k 项，说明第 k 项最不合理，应该在原始模型中去除该组分，令与 f_k 有关的所有系数为零，消去第 k 项，然后重新进行反演计算，直到满足所有的 $f_j\geqslant0$ $(j=1, 2, \cdots, m)$ 为止。这种方法的缺点是会破坏 T_2 分布的连续性，造成 T_2 谱的畸形。

SVD 算法计算处理相当费时，尤其是 T_2 布点数较多时就更为明显。我们的计算结果表明当原始数据的信噪比大于 80 时，SVD 算法可以给出好的结果。图 7－18 是构造的 T_2 谱及 4 种 T_2 布点数反演结果的对比，为了便于对比分析，我们构造了一个具有双峰结构的典型石油岩心 T_2 谱（图 7－18），假定回波间隔时间 $\tau=1.2\times10^{-3}$ s，回波数 $N_E=1024$，可构造出无噪声的回波衰减信号。在 4 种不同 T_2 对数均匀布点数（100、40、15 和 8）条件下，用 SVD 法进行反演计算，图 7－18 给出了反演结果的对比。从图中可以看出，T_2 布点数设为 100 和 40 时所得的结果差异较小，而 T_2 布点数为 15 和 8 的谱分辨率明显变差。因此为保证 T_2 分布的真实性，在反演过程中应保持一定的 T_2 点数和覆盖范围。我们的研究结果表明，T_2 布点数为 30～50 较为合适，布点区间应跨越 3 个数量级。为了研究噪声的影响，在上述构造的无噪声回波衰减信号中，逐点加上随机 gauss 白噪声，构造出不同信噪比的回波串。分别对 SNR＝∞，100、50、30、20、10 的 6 个回波串（其中 SNR＝∞为无噪声的回波串）进行反演，反演中均采用对数均匀布点，布点区间为 $0.1\times10^{-3}\sim10000\times10^{-3}$ s，布点数为 50。通过反演共获得 6 个不同的 T_2 谱。图 7－19 给出了 SVD 反演的 6 个 T_2 谱的对比。信噪比≥50 的 3 条 T_2 谱线具有双峰结构，与真实 T_2 谱线非常接近；SNR 为 30、20 的 2 条 T_2 谱线只具有单峰结构，其单峰仍能较好地反映出真实谱的大峰结构；而 SNR 为 10 的 T_2 谱线与真实谱线相差较远，且存在不连续的现象。

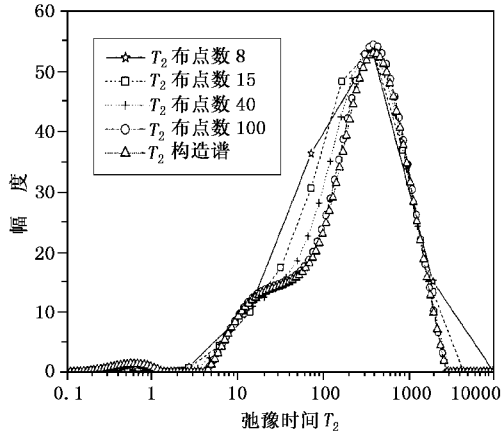


图 7－18　不同布点数拟合的 T_2 谱的对比

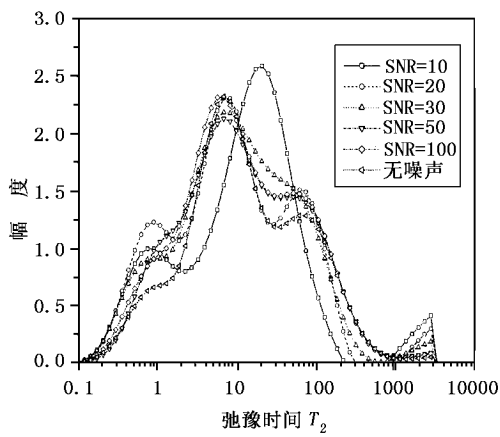


图 7－19　不同信噪比情况下 SVD 反演结果对比

从以上的分析我们可以看出，SVD 算法适合于信噪比较高（SNR≥80）的数据的反演，当数据信噪比较低时，反演结果的分辨率较低。同时，T_2 谱反演的最佳 T_2 布点数为 30～50，布点区间可以跨越 3 个数量级。

第二节　泥质砂岩核磁共振基础实验研究

目前多数实验室都采用英国共振仪器公司生产的 MARAN－2M 型岩心分析仪，包括改进型和提高型，也有的实验室采用的是渗流所生产的核磁录井仪，但都是采用永磁体作为均匀磁场，样品放在探头的中间。大庆测井公司在 2000 年引进了两套核磁共振岩心分析仪，分别为 MARAN－2M 型和 MARAN－7M 型，本书的实验就是采用这两种型号的仪器完成的。

MARAN－2M 型岩心分析仪共振频率为 2MHz，测量方式有 FID、CPMG、扩散系数、T_1 等脉冲序列，测量探头有 1in 和 2in 两种，最小回波间隔为 150μs，等待时间为 20ms～20s，回波个数最多 100000 个。

MARAN－7M 型岩心低场核磁共振成像仪共振频率为 7MHz，不但可以测量全直径岩心 T_2 谱，而且可以对岩心进行三维成像。岩心核磁共振图像可以用来直观研究岩心的孔隙分布、不同流体分布、裂缝走向、污染程度等。磁场强度为 1645×10^{-4}T，磁场均匀度好于 300×10^{-6}，最大图像分辨率：256×256，最大岩心尺寸为 4in。

一、核磁共振特性参数的测量

核磁共振测试设备通过测量岩心内部流体的弛豫谱，与地质参数建立关系，根据强度对比可以计算岩石的孔隙度，根据 T_2 谱的分布可以建立渗透率解释模型和确定束缚水饱和度、截止值等参数，还可以进行孔隙结构评价、岩心饱和度分析等方面的测试分析工作。

1. 孔隙度的测量

NMR 定量分析基础是被测样品的 NMR 信号强度与样品含氢核的数目成正比。通过建立一系列不同孔隙度的标准样品，建立起定量分析标定曲线，公式如下：

$$\phi = a + bX_w \qquad (7-22)$$

式中 a、b——通过标样刻度出的系数；

X_w——被测样品的 NMR 强度。

标准样品的制作有两种方法，第一、用重水和水按比例配制；第二、用四氯化碳和煤油按比例配制。

将岩心洗油洗盐饱和水，测量前处理净表面水，将岩心用四氟罐装好，防止测量过程中液体蒸发，然后放入测量仪中，测量其核磁共振强度信号，应用公式既可以算出孔隙度。

岩石的孔隙度按照不同的特性可以划分为粘土束缚水孔隙度、毛管束缚水孔隙度、基质孔隙度和裂缝孔隙度等（图 7－20）。

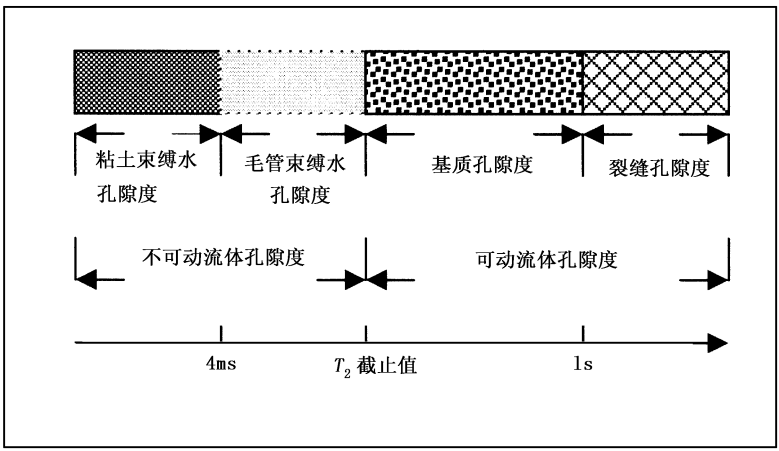


图 7－20　岩石孔隙度组成示意图

对于泥质砂岩，短回波间隔测量的孔隙度与岩心的浮力孔隙度一致，随着回波间隔的增加，测量的孔隙度值减小，见图 7－21。

实验研究表明，对于泥质砂岩通常含有较多的泥质，由于泥质的吸附作用，表面束缚水增加，因此颗粒表面弛豫时间非常短，通常为 4ms 左右，由于长回波间隔的死时间比较大，因此无法探测到这部分信号，造成了短弛豫信号的丢失，所以测量的孔隙度要小于称重孔隙度。见图 7－22。

另外，由于泥质多伴生一些顺磁物质，通常为 1%～5%，顺磁物质也会造成弛豫时间的缩短，也会加剧弛豫时间的衰减，使探测的信号减小，影响孔隙度的测量。

核磁共振技术不但可以测量孔隙度，而且可以根据不同的弛豫特性划分可动流体孔隙度、束缚水孔隙度、裂缝孔隙度、粘土束缚水孔隙度等（图 7－20）。

在 T_2 谱上划出 T_2 截止值点，向上画一条垂线，将 T_2 谱划分成两个区域，截止值左边的面积叫做束缚水部分，右边的面积叫做可动流体部分。T_2 截止值左面的面积叫做可动流体孔隙度，左面部分的面积叫做不可动流体孔隙度，不可动流体包括毛管束缚水和粘土束缚水量部分。

核磁测量的回波时间决定了测量结果，短回波可以探测到粘土束缚水，当测量的回波时间小于 0.3ms 时，T_2 谱分布上包含了粘土束缚水的信息。通过对粘土束缚水的测量，多数粘土束缚水的弛豫时间在 4ms 以下，只有高岭土的弛豫时间较大，（见表 7－1），因此，通

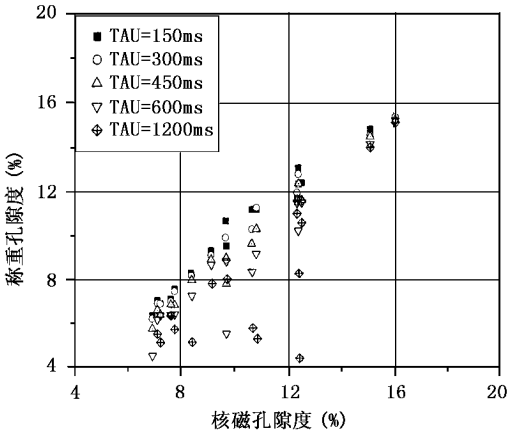


图 7－21　核磁孔隙度与称重孔隙度对比图
（不同回波间隔）

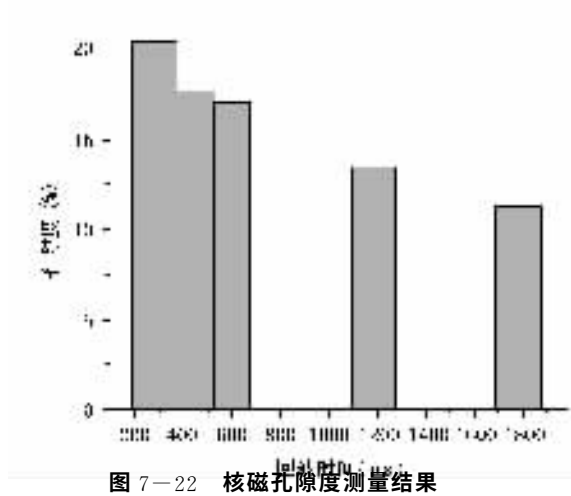


图 7－22　核磁孔隙度测量结果
（不同回波间隔）

常我们选取 4ms 以下为粘土束缚水，这部分的孔隙度叫做粘土束缚水孔隙度，当岩石含有大量的高岭石时，需要进行调整，以获得更准确的粘土束缚水信息。

表 7－1　不同粘土的弛豫时间

粘土类型	T_2	T_1
伊利石	1～2ms	—
高岭土	8～16	30ms
绿泥石	约 5ms	—
蒙脱石	0.3～1ms	1.5ms

裂缝孔隙度在常规的岩心分析中只能通过成像的方法才能计算出来，而且只能通过模型进行估算。核磁共振分析技术跟据不同的弛豫时间可以有效区分基质孔隙度和裂缝孔隙度，见图 7－23。我们知道岩石中水的弛豫以颗粒表面弛豫为主，如果存在孔洞或裂缝，内部的流体以体积弛豫为主，颗粒表面弛豫一般分布在 0.1～1000ms 之间，而体积弛豫在 1～3s 之间，因此在 T_2 谱上很容易区分裂缝孔隙度和基质孔隙度。通常当孔隙直径达到 100μm 时，T_2 弛豫时间大于 1s，利用这一特性可以定量计算裂缝孔隙度。但当岩石存在很大的孔隙时，弛豫时间也可能大于 1s，这就需要在实际应用中根据具体情况进行合理区分。

2. 渗透率解释模型的建立

渗透率是衡量储层渗流特性的主要宏观定量参数之一，而孔隙结构则是影响储层渗流特性的微观因素。一般认为孔隙结构是多孔介质中孔隙和喉道的几何形状、大小、分布及其相互连接之间的综合关系，主要通过孔喉半径均值和孔喉半径分布来描述。根据毛管渗流定律和达西定律，渗透率可以表达为：

$$K=\frac{\phi \cdot r^2}{8\tau^2} \tag{7－23}$$

同时，也可以通过岩石的比表面来描述岩石的渗透率：

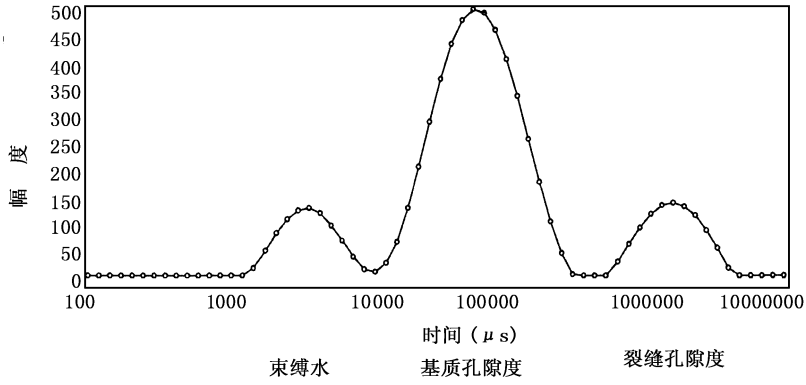


图 7－23　含裂缝岩石样品的 T_2 弛豫谱

$$K=\frac{\phi^2}{2\tau^2\ (S/V)^2} \tag{7-24}$$

式中　K——**岩石渗透率**；

r——**孔喉半径**；

ϕ——**岩石孔隙度**；

τ——**弯曲因子**；

S/V——**岩石比表面**。

因此，岩石的渗透率不仅与岩石的孔隙度有关，主要还取决于岩石的孔隙结构。式（7－24）**中比表面**（S/V）**是反映孔隙结构复杂程度最直观最易理解的参数。岩石的比表面越大，实质是岩石的孔隙半径越小，则岩石的渗透率也越低。**

核磁共振渗透率解释模型的基础是岩石的颗粒表面弛豫，前面已经介绍过横向弛豫时间与岩心的比表面成正比：

$$\frac{1}{T_2}=\rho_2 S/V \tag{7-25}$$

渗透率也与比表面成反比，因此渗透率与 T_2 弛豫时间具有良好的对应关系，通常我们用 T_2 几何平均值表示岩石的 T_2 平均时间。

通常核磁共振方法计算渗透率主要建立以下三个渗透率分析模型：

1）Coates **模型**

利用饱和水岩心的核磁孔隙度（ϕ_N）、**束缚水体积**（BVM）、**可动水体积**（BVI）**计算渗透率。**

$$K_1=\left(\frac{\phi_N}{C_1}\right)^4\left(\frac{\mathrm{BVM}}{\mathrm{BVI}}\right)^2 \tag{7-26}$$

2）SDR **模型**

利用饱和水岩石的核磁孔隙度（ϕ_N）、T_2 **几何平均值**（T_{2g}）**计算渗透率。**

$$K_2=C_2\left(\frac{\phi_N}{100}\right)^4 T_{2g}^2 \tag{7-27}$$

3）SDR－reg 模型

利用饱和水岩样的核磁孔隙度（ϕ_N）、T_2 几何平均值（T_{2g}）计算渗透率。

$$K_3 = C_3 \left(\frac{\phi_N}{100}\right)^m T_{2g}^n \tag{7-28}$$

式（7－26）、式（7－27）、式（7－28）中 C_1、C_2、C_3、m、n 均为常数。

三种模型计算结果的对比图见图 7－24 和图 7－25，从图中我们可以看出：Coates 模型是利用核磁截止值确定的可动水和束缚水的比例计算渗透率，该模型适用于岩性较纯的砂岩地层，由于截止值相对变化不大，因此计算的束缚水和可动水精度比较高，这样计算的渗透率结果也比较好。SDR 模型是利用 T_2 几何平均值与渗透率建立关系，然后建立地区解释模型，利用测量的核磁共振 T_2 谱计算渗透率，该模型适用于纯砂岩地层和泥质影响不严重的地层。SDR－reg 模型时 SDR 模型的改进模型，把指数转变为可变化量，通过统计回归计算出相应的系数，用于渗透率解释，该模型适用于泥质砂岩地层。

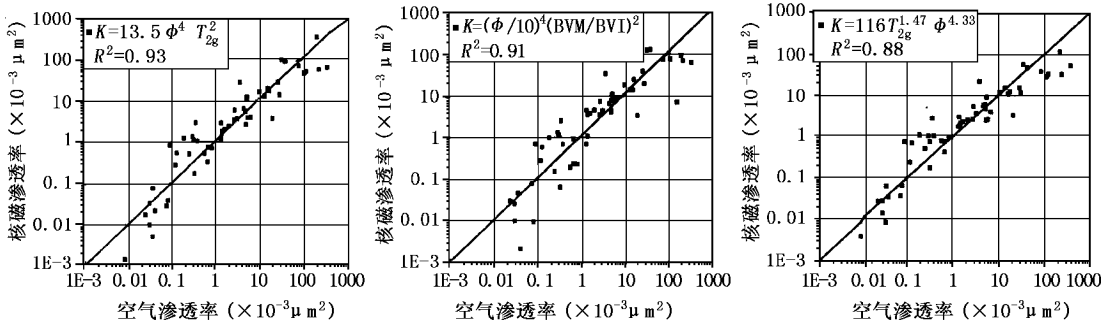


图 7－24　含泥较少的岩心样品三种模型的对比

核磁共振 T_2 谱反映了岩石内部孔隙大小的分布，在纯净的砂岩中，由于孔径和孔喉成正比，因此可以通过简单的关系建立起渗透率的解释模型，但对于泥质砂岩，由于孔径与孔喉的比例变化较大，因此通常采用建立经验关系式的方法确定渗透率模型系数。

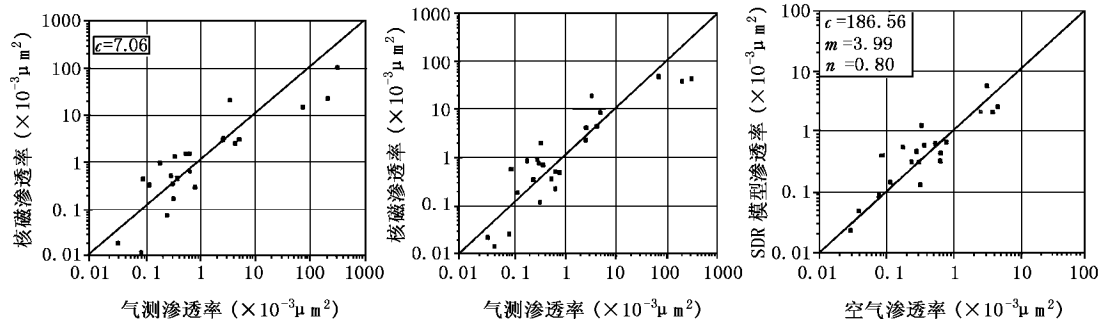


图 7－25　含泥较重的岩心样品三种模型的对比

从核磁共振的弛豫机制我们可以看出，核磁弛豫谱反映的是孔隙的尺寸大小，而与渗透率无关，但从岩石特性可以知道，对于孔隙较大的岩石，相应的孔喉也较大，这样就可以利用这一特性求取渗透率，但必须满足孔径和孔喉具有一定的关系。对于泥质砂岩，由于泥质

对孔径影响较小，但对孔喉影响较大，这样径喉比就会随着地区不同而变化，只有通过岩心实验才可以建立地区性的经验解释模型。

3. 核磁共振测量饱和度的方法

核磁共振可以测量岩石的含油饱和度，主要利用了油水不同的核磁共振特性，通常的差谱和移谱虽然可以有效区分油水，但计算的饱和度误差较大。实验室应用核磁共振分析技术测量饱和度的基础是通过是采用不同的实验方法，有效区分油水信号，根据油水信号的强度计算出饱和度。目前主要有三种方法：直接测量法、添加顺磁离子法和冷冻法。

1）直接测量法

利用油水不同的弛豫时间，可以在弛豫谱上直接划分油水的体积，见图 7－26，左边的是水峰，右边的是油峰。直接测量法具有很严格的使用条件：

第一，油的弛豫时间已知，根据油的弛豫特性我们知道，在亲水岩石中，油在岩石孔隙内的弛豫特性表现为单指数衰减，因此在弛豫谱中可以很容易区分出来。

第二，岩石中油的弛豫时间与水的弛豫时间差异很大，可以直接在谱中区分出来。

第三，岩石内部流体分布为饱和油束缚水状态，由于油主要分布在岩石的大孔隙中，因此全部为可动流体，这样就可以把截止值作为分界点，直接从弛豫谱中读取饱和度。

如果大孔隙中有水存在，而且弛豫时间分布在 100～1000ms，与油的弛豫时间重叠，这样就无法在弛豫谱中直接区分，需要采用其他方法。直接测量法主要用于具有明显差别的油水信号，通过在弛豫谱上直接读取油水信号，用油峰的面积比上总面积计算饱和度。

2）添加顺磁离子法

对于油水弛豫时间差异较小的岩心，通过添加顺磁离子，将水的信号降低到 10ms 以下，这样在长弛豫区间就只剩下了油的信号，通过两次测量就可以将油水信号分开。见图 7－27。

测量方法为：先测量一个含油水的信号，然后添加顺磁离子，浸泡 12～24h，然后测量浸泡后的岩心弛豫谱，这样，水的信号全部降在了 10ms 以下，计算出油的强度，通过与浸泡前的岩心对比可以计算出饱和度。

该方法也具有其局限性，首先，岩石样品不会与顺磁离子溶液发生反应，其次岩石的渗透

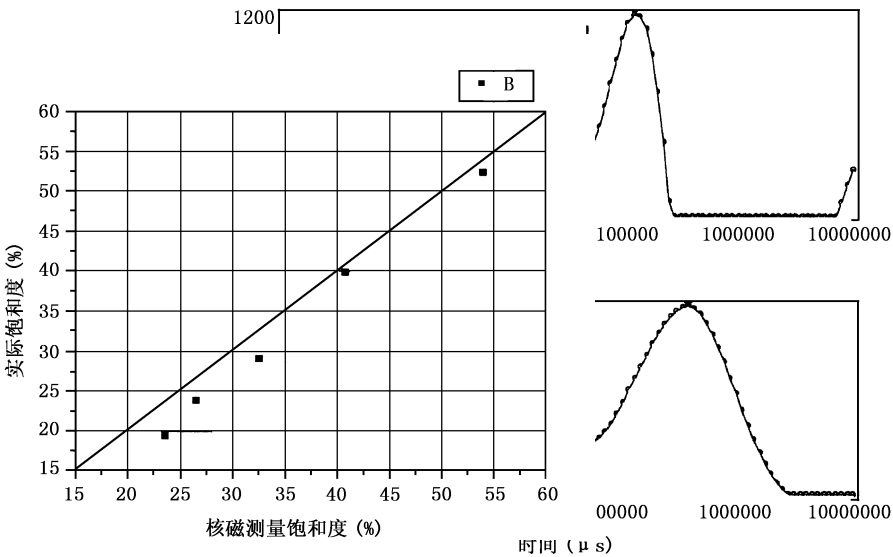


图 7－28　核磁计算饱和度与实际饱和度正交图

图 7－26　饱和油束缚水状态下 2 块岩心的弛豫谱

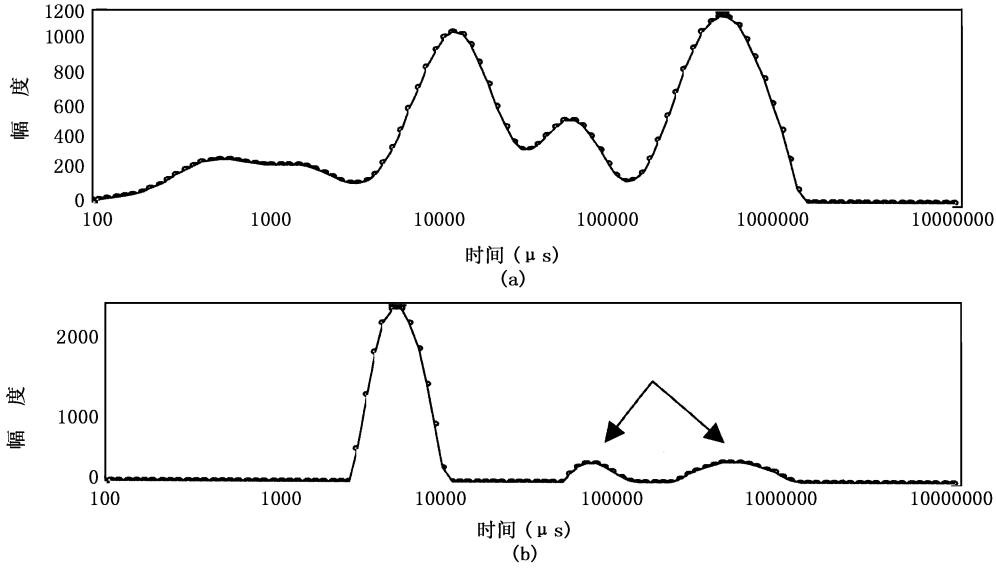


图 7－27　添加顺磁离子前后的弛豫谱

（a）添加顺磁离子前的弛豫谱；（b）添加顺磁离子后的弛预谱

性较好，能够使顺磁离子通过离子运移自由渗透到岩石孔隙中的水，从而降低水的弛豫时间。再三，油的弛豫时间必须在 10ms 以上，这样才能够有效区分。

应用该方法已经获得非常好的效果，并且具有很高的精度，见图 7－28 和表 7－2。

表 7－2　饱和度数据表

实际饱和度（%）	核磁测量饱和度（%）
26.47	23.90
32.48	29.17
53.95	52.51
23.5	19.44
40.73	39.92

3）冷冻法

我们知道，水的温度在低温环境下会凝固成冰，变成固体后弛豫时间会变得很短，很难被仪器测量到，而油的凝固点非常低，在－15℃左右，会表现出很短的弛豫，但信号还是能够测量到，并且没有损耗。利用这一特性，可以有效地将油水信号分开。

测量方法：先将含油水的岩心在常温下测量弛豫谱，然后将岩心放入零下 20℃左右的冰箱中冷冻 6～12h，然后测量冷冻后的岩心，这时的岩心只剩下油的信号，可以计算出油的强度，通过对比冷冻前的岩心信号强度，计算出含油饱和度。

图 7－29 中显示的是原油和水的混合物在不同温度下的弛豫谱，左侧的是原油的弛豫峰，右侧是水的弛豫峰，随着温度的降低，水的弛豫峰逐步减小，而油的峰向短弛豫偏移，当温度降低到－20℃时，水的信号全部消失了。这时我们测出的信号全部来自油的信号，通过与常温下测量的混合信号的的对比，计算出含油饱和度。

冷冻法方便可行，而且不会破坏岩心样品，具很好的应用价值。使用的条件是油的信号在低温环境下不会减小和消失。

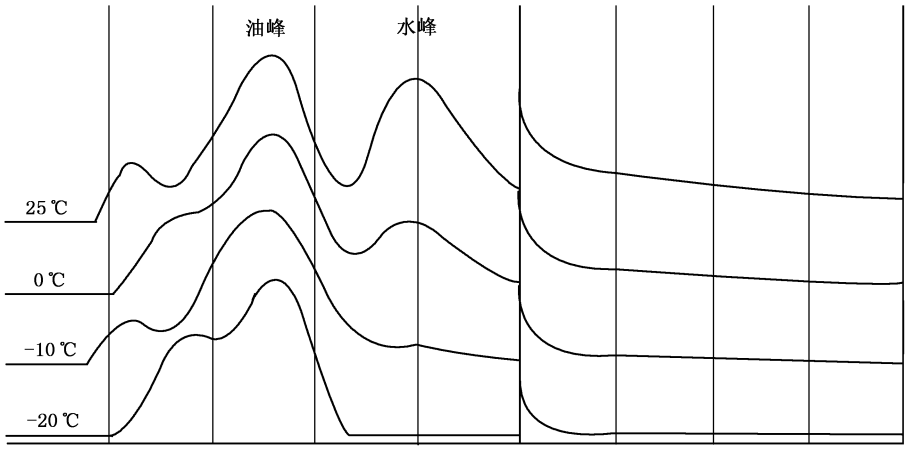


图 7－29　油水混合物弛豫谱随温度的变化图

二、核磁共振孔隙结构实验研究

目前对于岩石孔隙结构的研究只是局限在实验室，通常采用压汞法。压汞毛管压力曲线的形态受岩石喉道的控制，由其可以计算岩石的孔吼半径分布以及孔喉半径平均值等孔隙结构参数，但由于压汞法采用有毒物质作为介质，测量周期长和破坏岩样等因素，因此不适合大规模测量。

岩石在完全饱和水的情况下，孔隙内水的弛豫特性受到岩石孔隙结构的影响，表现出不同的弛豫特性，核磁测量的信号是由不同大小孔隙内水的信号的叠加，经过复杂的数学拟合得到核磁共振 T_2 谱，因此 T_2 谱的分布反映了孔隙大小的分布，大孔隙内的组分对应长的 T_2 值，小孔隙组分对应短的 T_2 值。既然 T_2 分布谱和压汞曲线都反映了岩石的孔隙结构特征，那么两者之间必然存在密切的关系，如果应用压汞或毛管压力曲线刻度核磁资料，建立定量转换关系，就可以应用核磁资料对孔隙结构进行评价。

1. 孔隙半径与 T_2 谱的关系

由于流体分布在不同大小的孔隙中，孔隙内分子与孔隙内表面碰撞的几率不同，因此受表面弛豫的影响不同，与孔隙的比表面积有关。

因此，岩石的横向弛豫时间 T_2 表示为：

$$1/T_2=1/T_{2b}+\rho\ (S/V) \tag{7-29}$$

式中　T_{2b}——流体的自由弛豫时间，ms；

S——孔隙表面积；

V——孔隙体积；

ρ——岩石横向表面弛豫率，是表征岩石性质的参数。

T_{2b}的数值通常在 3000ms 以上，既 $T_{2b}\gg T_2$，因此可以忽略。于是

$$1/T_2\approx\rho\ (S/V) \tag{7-30}$$

式中 S/V 是岩石的比面，如果假设孔隙半径与喉道半径成正比，那么式可以改为：

$$1/T_2 \approx \rho\ (F_s/r_c) \tag{7-31}$$

式中 F_s——孔隙形状因子，由岩石的孔隙形状决定；

r_c——孔隙半径。

从式中我们可以看出，孔隙半径 r_c 与 T_2 弛豫时间成正比。

岩心实验表明，压汞孔径分布与 T_2 谱分布的形态和相对幅度基本一致，见图 7－30，只是在局部位置存在偏差。其中 3 号岩心比较特殊，相差比较大，但形状非常相似，从电镜图像（图 7－31）3 号样品中可以看出，岩石孔隙多为次生孔隙发育，孔隙的连通性差，孔径和孔喉缺乏规律，因此无法满足公式（7－30）的假设。同样来自同一口井的 2 号岩心，图 7－31 中 2 号样品显示原生孔隙和次生孔隙共同发育，原生孔隙主导孔隙的连通性，能够满足公式（7－31）的假设，因此 T_2 谱与孔径分布对应关系明显。从以上的分析对比我们可以看出，对于原生孔隙为主的岩心，由于孔隙之间具有连通性，孔径和孔喉具有一定的规律，能够满足公式（7－31）的假设，因此 T_2 谱与孔径分布具有正比关系。

为了建立孔隙半径与 T_2 弛豫时间的定量转换关系式，先对核磁 T_2 谱进行归一化，在双对数坐标系内建立 T_2 谱与孔隙半径分布的对应分布图，然后求取两个谱图的相关系数。从公式（7－31）中知 T_2 和 r_c 是成正比关系，因为压汞孔径分布数据点是按照对数选取的，为了减少大孔径数据点的分布权重，我们在双对数坐标下建立了 T_2 和 r_c 的线性关系式。关系式如下：

$$r_c = \rho \cdot T_2 \tag{7-32}$$

式中 ρ——岩石横向表面弛豫率。

分别对 14 块岩心按照公式（7－31）进行统计，得到了每块岩心的表面弛豫率。数据结果见表 7－3。从岩心的统计结果看，表面弛豫率最小的是 5，最大到 60，每块岩心的参数都不一样。

表 7－3　实验用岩心基本参数数据表

岩心号	孔隙度（%）	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	顺磁物质含量（%）	粘土含量（%）	粒度中值（μm）	比表面积（mm^2/mm^3）	核磁几何平均值（ms）	压汞孔隙半径均值（μm）	表面弛豫率（μm/s）
1	10.80	0.35	0.70	8.01	217.07	0.39	29.23	0.54	7
2	10.53	0.98	1.24	12.67	32.37	0.20	43.20	0.74	6
3	6.70	0.20	0.95	5.41	155.58	0.10	12.19	0.10	8
4	23.11	255.00	4.97	7.84	172.22	0.43	40.86	6.51	60
5	17.88	191.00	0.20	2.68	242.76	0.06	200.96	7.35	12
6	16.32	25.10	0.20	3.23	217.48	0.07	175.45	2.58	5
7	11.60	12.50	0.40	2.39	238.22	0.05	136.91	2.44	5.5
8	13.43	6.69	0.40	7.29	259.16	0.36	48.77	1.83	13
9	12.69	2.73	0.45	10.86	107.68	—	40.28	1.20	15
10	17.44	8.91	0.52	12.05	203.68	0.55	86.71	1.45	8

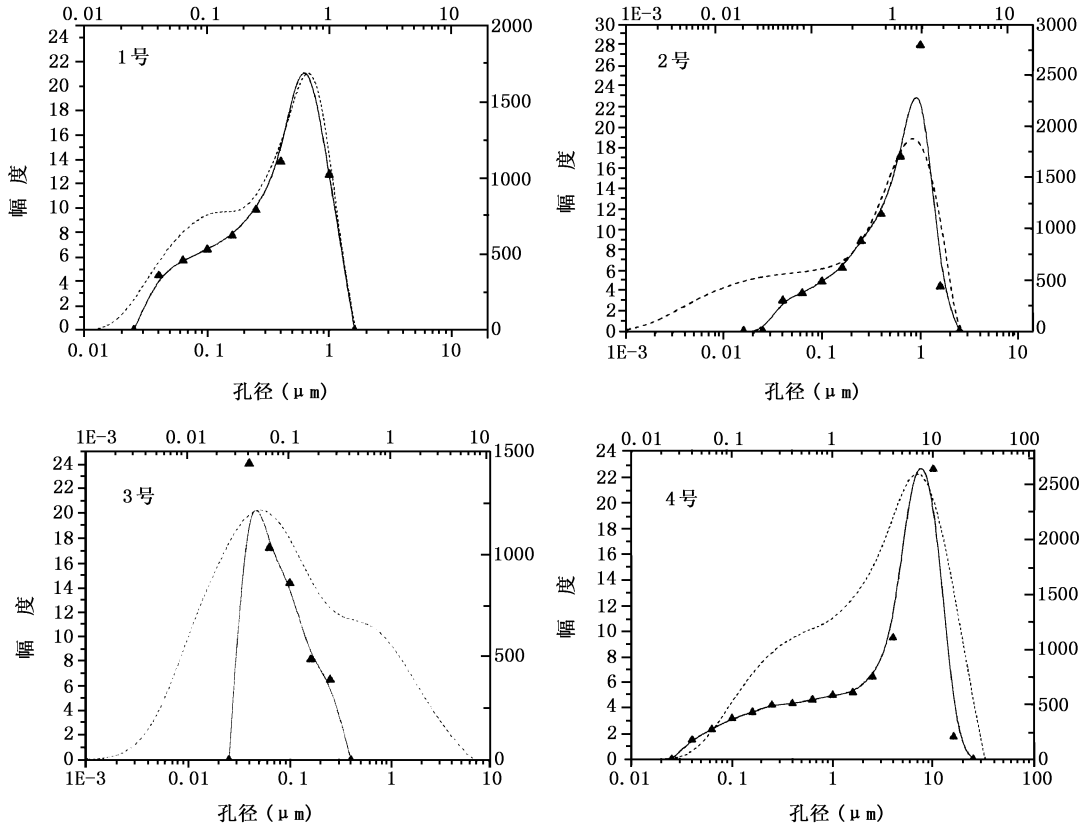


图 7－30　核磁共振 T_2 谱与压汞孔径分布的对比图

实线为压汞孔径分布曲线，虚线是核磁共振 T_2 谱分布，T_2 弛豫时间已转换为 μm

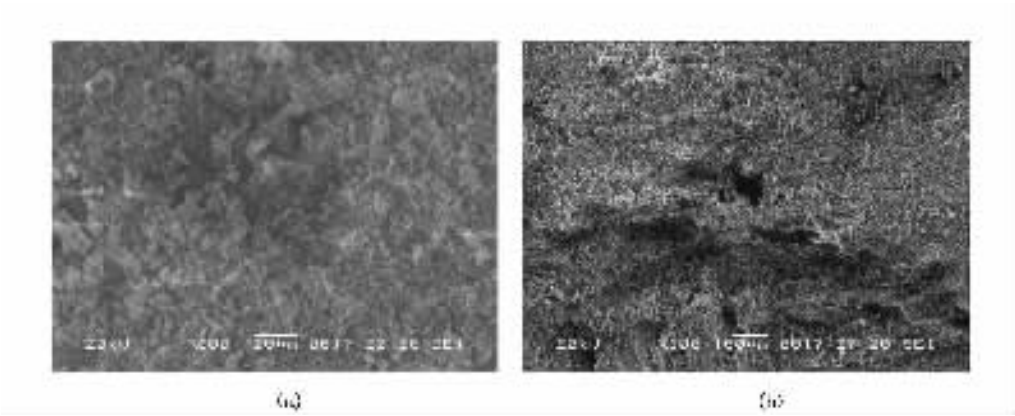


图 7－31　样品扫描电镜图片

（a）3 号样品扫描电镜图片；（b）2 号样品岩心扫描电镜图片

11	17.01	12.90	0.92	5.51	112.12	0.10	84.76	1.82	10
12	22.96	121.00	1.99	8.33	134.75	0.46	43.26	3.69	30
13	15.63	5.36	2.06	9.65	180.86	0.48	53.38	1.22	7

14	22.18	87.00	2.22	8.65	124.41	0.49	42.27	3.89	33

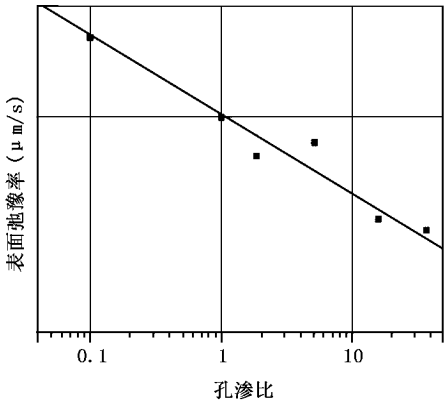


图 7－32　岩心表面弛豫率与孔渗比的关系

我们从核磁共振的测量原理中可以发现，核磁共振 T_2 弛豫时间的长短主要决定于岩石孔隙的大小，因此核磁共振 T_2 谱反映的是岩石孔隙的大小，而压汞实验反映的是孔吼的大小，两种测量方法反映孔隙结构的方式是不一样的，这就回到了公式（2－3）提出的假设，孔径和孔吼的比例决定了转换系数的大小，宏观上可以用孔渗比表示。从测试样品中，我们对顺磁物质含量小于1%的岩心进行统计，除个别点偏差比较大外，其中 6 块岩心数据具有很好的对数线性关系，相关系数达到 0.97，见图 7－32。因此我们可以认为，表面弛豫率的大小与岩石的孔径和孔吼比具有很好的对数线性关系，也就是与岩石的孔渗比具有对数线性关系。

为了验证转换系数与孔渗比的关系，我们开展了纯砂岩孔隙结构的研究。使用了不同孔隙度的标准砂岩样品开展实验，岩心数据见表 7－4。对 9 块样品分别进行了核磁共振和压汞实验，从实验结果看，纯砂岩颗粒均匀，孔径分布和 T_2 谱分布为单一的峰，而且对应的结果也非常好，见图 7－33。通过对表面弛豫率与孔渗比的关系对比，我们可以发现两者具有很好的对数线性关系，见图 7－34。从而进一步证明了转换系数与孔渗比的对应关系。这种关系的建立，使我们能够应用常规测试资料确定转换系数，使核磁共振技术评价孔隙结构的方法能够投入到实际应用中。

表 7－4　纯砂岩参数表

岩心号	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	孔隙度（%）	压汞平均孔径（μm）	表面弛豫率（μm/s）
B5（2）	56.15	27.98	2.14	13
B4（3）	18.03	14		
B1（4）	70.75	19		
13（4）	189.53	2		
B9（3）	1716.35	24		
B3（3）	0.97	7.		
B2（4）	28.45	14		
B10（3）	1025	2		
2－2（3）	171.13	24		

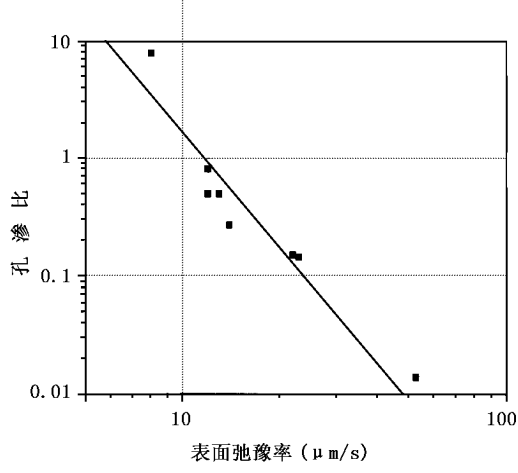


图 7－34　纯砂岩岩心表面弛豫率与孔渗比关系图

2. 核磁共振 T_2 谱与毛管压力曲线的转换

从物理学原理可知，毛管压力和毛管孔径之间的关系为：

$$p_c=\frac{2\sigma\cos\theta}{r_c} \qquad (7-33)$$

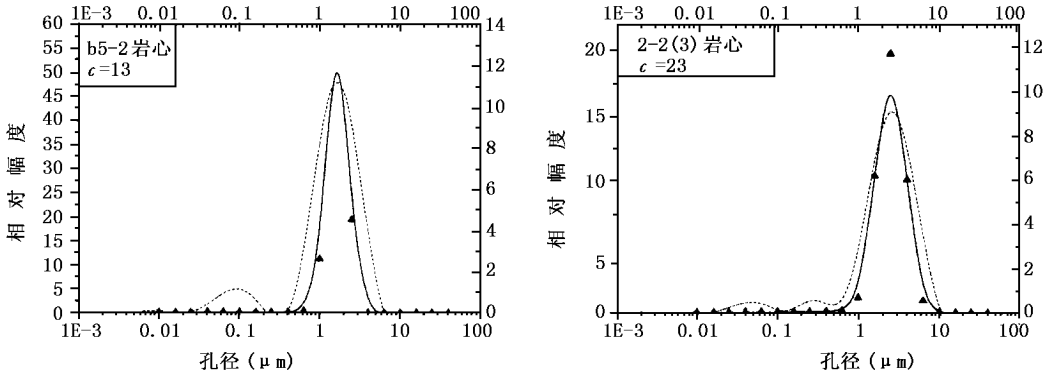


图 7－33　纯砂岩核磁共振 T_2 谱与压汞孔径分布的对比示例图

实线是压汞孔径分布曲线，虚线是核磁共振 T_2 谱分布曲线，已经将 T_2 弛豫时间转换为 μm

式中　p_c——毛管压力；

σ——流体液面张力；

θ——润湿接触角；

r_c——毛管半径，μm。

对于汞来说，$\sigma=49.44\text{N/cm}^2$，$\theta=140°$，代入公式（7－32）得到：

$$p_c=\frac{0.735}{r_c} \tag{7-34}$$

从公式（2－4）我们知道孔径与 T_2 弛豫时间成正比，代入公式（7－33）可以得到：

$$p_c=C_1 \cdot T_2^{-1} \tag{7-35}$$

从公式（7－35）我们可以看出，毛管压力与 T_2 的倒数成正比。

为了建立毛管压力与 T_2 弛豫时间的关系，我们在双对数坐标下绘制毛管压力曲线和 T_2 累计分布曲线，求[illegible]换系数 C_1。应用转换系数，在已知[illegible]绘制了岩心的伪毛管压力曲线和压汞[illegible]号岩心外，其余两条曲线对应很好。

为了验证数据[illegible]公式（7－35）可以得到：

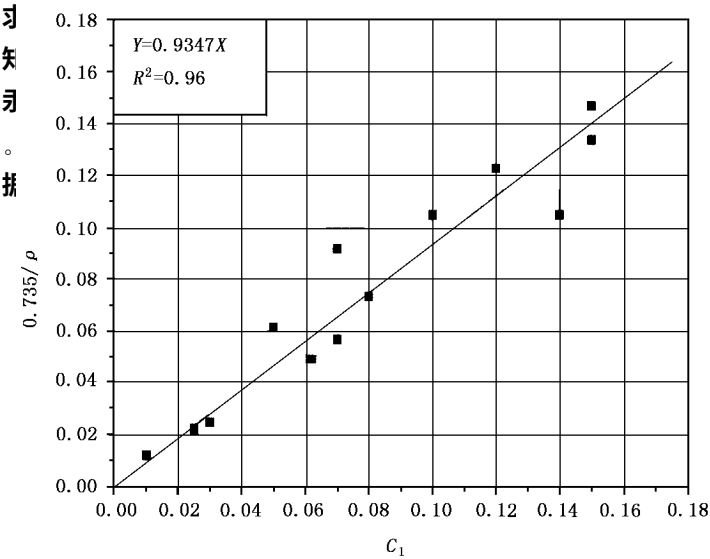


图 7－36　孔径转换系数与毛管压力转换系数关系图

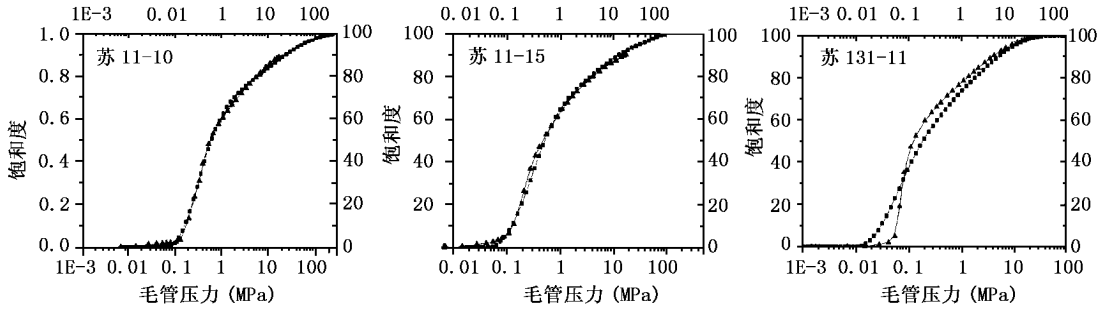


图 7－35　毛管压力曲线与核磁累计曲线对比图

实线为毛管压力曲线，虚线为核磁累计曲线

$$C_1 = 0.735/\rho \tag{7-36}$$

应用孔径和 T_2 表面弛豫率 ρ 可以推出系数 C_1，与实际曲线拟合的系数相比，具有很好的一致性，见图 7－36。从图中可以看出，两者的相关系数达到 0.96，证明曲线拟合求取转换系数的方法是合理的。

毛管压力曲线可以计算孔径分布和确定排驱压力，对于开展油藏描述具有很大的意义。从核磁计算的伪毛管压力曲线上我们可以读出岩石的排驱压力，我们选择的标准是饱和度为 5％时的毛管压力。核磁排驱压力与压汞排驱压力交会图见图 7－38。从图中我们可以看出，除个别点外，两者符合的很好，相关系数达到 0.99，证明应用核磁计算的排驱压力是真实有效的。

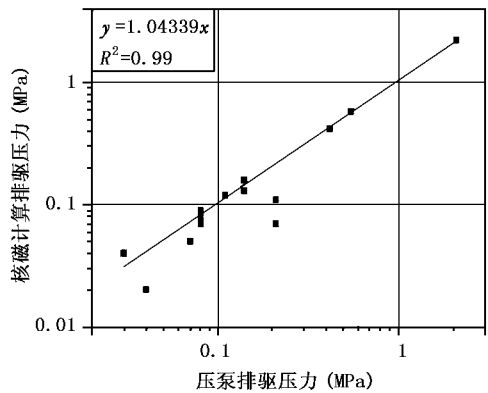


图 7－37　压汞排驱压力与核磁计算的排驱压力对比图

我们可以得出以下结论：

核磁 T_2 谱与压汞孔径分布和毛管压力具有很好的对应关系，应用转换模型可以通过核磁 T_2 谱建立孔径分布曲线和毛管压力曲线，能够对岩石进行孔隙结构评价。

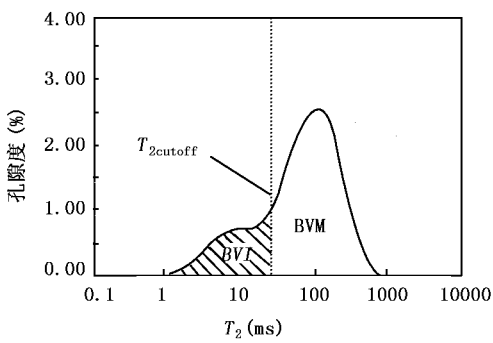


图 7－38　$T_{2cutoff}$ 示意图

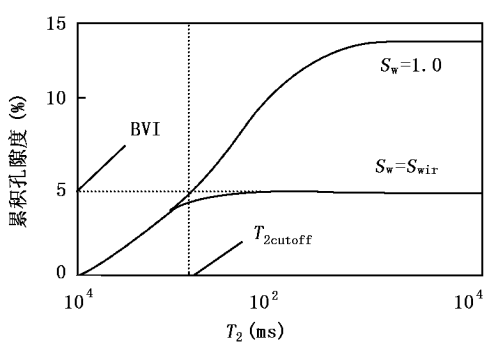


图 7－39　传统方法确定截止值示意图

三、截止值的确定方法

1. 传统 NMR 实验确定 $T_{2cutoff}$ 方法

传统方法认为 $T_{2cutoff}$ 大约在 T_2 谱两峰的交会点附近，右峰（大于 $T_{2cutoff}$）为可动峰，下包面积为可动流体体积 BVM；左峰（小于 $T_{2cutoff}$）为不可动峰，下包面积为束缚流体体积 BVI，如图 7－38 所示。据上述观点，可以通过岩心 NMR 实验来确定 $T_{2cutoff}$。传统 NMR 实验方法（以下简称传统方法）确定 $T_{2cutoff}$ 的过程是：首先在岩心全饱和（离心前 $S_w=1.0$）状态下，进行 NMR 测量，得到一个 T_2 分布以及累积孔隙度曲线；然后对岩心进行脱水处理，在束缚流体（离心后 $S_w=S_{wir}$）状态下，再测量一个 T_2 分布，得到累积孔隙度曲线和束缚水孔隙体积值（BVI）。依据这些数据，做出累积孔隙度图，并根据 BVI 做一条与时间轴平行的直线，该直线与全饱和状态的累积孔隙度曲线有一交点，那么该交点所对应的弛豫时间即为该岩心样品的 $T_{2cutoff}$（见图 7－39）。

在开展岩心样品的核磁实验测量的同时，还进行了常规的孔隙度、渗透率和离心束缚水饱和度的测量。在获得岩心离心前后的核磁测量数据及 T_2 谱后，通过上文介绍的传统方法得到每块岩样的 $T_{2cutoff}$（见表 7－5）。由这些数据可看出，不同岩心样品之间的 $T_{2cutoff}$ 有很大差异。通过对 22 块岩心离心前后 T_2 分布谱的观察，发现部分岩心样品离心后的 T_2 分布谱特征与离心前相比其相位、幅度、幅宽等都发生了变化，如图 7－40 中所示。

表 7－5　截止值数据表

岩心号	孔隙度（%）	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	几何平均值（ms）	算术平均值（ms）	束缚水（%）	截止值（ms）
1	20.58	3.84	33.7	74.46	41.59	20.41
2	15.81	0.57	7.84	89.5	84.76	17.29
3	15.63	0.36	19.03	107.4	60.03	21.97
4	11.99	0.09	17.07	123.99	62.78	21.97
5	25.68	369	32.39	79.46	44.95	15.72
6	12.75	0.68	14.25	117.26	62.46	20.41
7	14.12	2.76	24.93	136.01	50.72	20.41
8	6.28	0.03	12.3	80.66	70.61	23.54
9	9.44	0.12	16.01	75.15	62.06	21.97
10	19.09	238.2	55.15	146.3	29.96	26.66
11	11.73	0.25	13.97	60.57	77.34	20.41
12	17.27	2.86	22.2	112.78	51.79	23.54
13	17.33	4.68	22.77	108.5	53.36	21.97
14	16.93	5.53	33.09	122.02	46.12	21.97
15	9.76	0.33	11.83	63.35	78.54	17.29
16	18.99	82.92	62.41	127.3	29.03	25.1
17	12.87	0.67	9.35	103.7	76.97	20.41
18	13.56	0.39	15.01	111.14	68.52	20.41
19	15.31	0.83	9.66	93.04	82.66	21.97

20	12.87	0.19	18.21	119.75	61.84	20.41
21	10.22	0.32	27.34	73.16	48.94	23.54
22	11.8	0.3	22.51	137.68	54.43	25.1

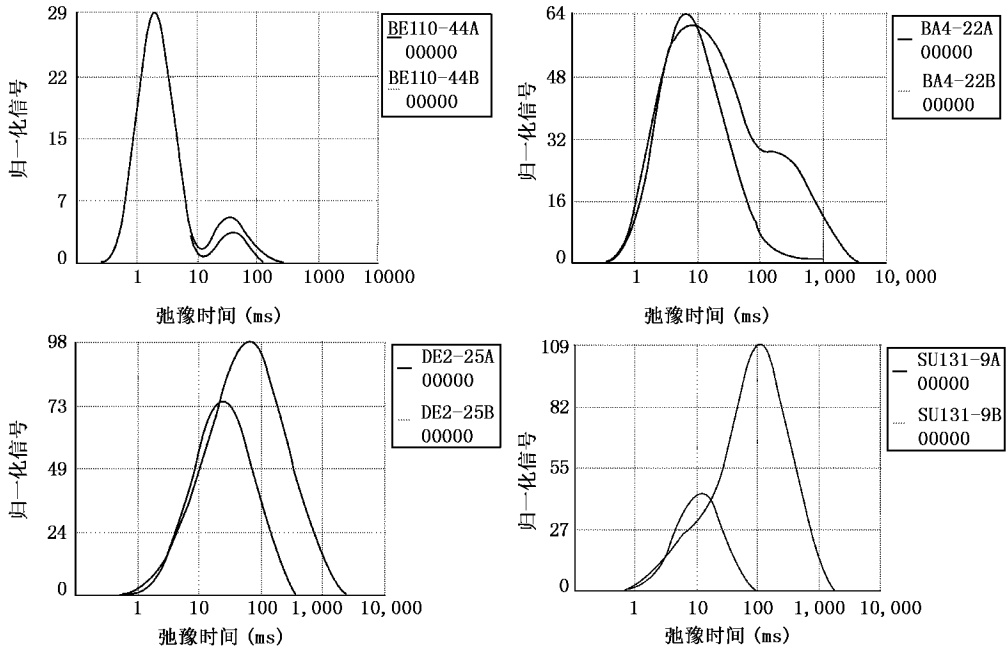


图 7－40　离心前后弛豫谱对比图

传统方法确定 $T_{2cutoff}$ 存在的不足正如图 7－39 所示，理论上离心前后由 $T_{2cutoff}$ 分布谱确定的累积孔隙度曲线，开始阶段 2 条曲线基本上是重合的，为束缚水状态；当趋向于可动水状态时，2 条曲线稍有分离，且离心后的曲线低于离心前的；当完全达到可动水状态时，离心后的累积孔隙度曲线与离心前累积曲线明显分离，且与时间轴平行。但实际的实验结果是：部分样品由于离心后的 T_2 分布谱在形态特征上与离心前 T_2 分布谱不可动峰有较大变化，致使累积孔隙度曲线图上在开始阶段（束缚水状态）2 条累积孔隙度曲线就有分离（离心后累积曲线或前移或后移，如图 7－41 所示），也就是说，由离心后的 T_2 分布谱计算的

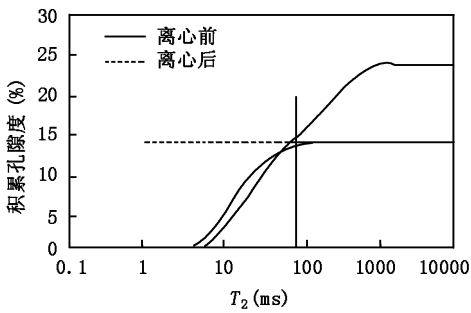


图 7－41　离心前后孔隙度累计曲线的对比

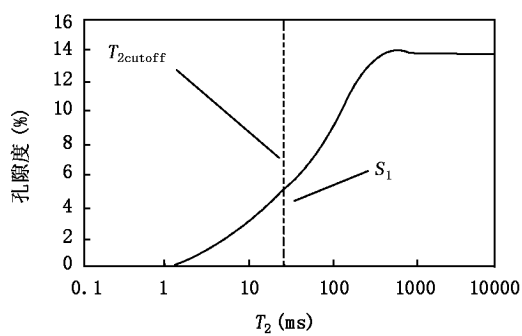


图 7－42　离心束缚水法确定截止值方法

束缚流体孔隙体积与实验的束缚孔隙体积存在较大误差，从而导致由传统方法确定的 $T_{2\text{cutoff}}$ 不在 T_2 分布谱两峰交会点附近。

2. 离心束缚水法确定截止值的方法

影响 T_2 分布谱幅变的因素很多，但弛豫机理可能是主要因素。利用离心束缚水饱和度和全饱和状态下的 NMR 实验数据可以确定样品的 $T_{2\text{cutoff}}$ 值。具体做法是：对离心前的 T_2 分布谱进行积分得到总的积分值，再将时间轴划分为若干 T_2 时间单元，逐个对小于该时间单元的 T_2 谱进行积分，并计算该积分值与总积分值的比值。当这一比值与离心束缚水饱和度（小数）的差值小于某一允许的误差范围时，则认为此时对应的 T_2 弛豫时间即为岩心样品的 $T_{2\text{cutoff}}$，将这种确定 $T_{2\text{cutoff}}$ 的方法称为离心束缚水法，具体见式 7－36 和图 7－42。

$$S_i = \left(\int_{T_{2\min}}^{T_{2i}} m_i \mathrm{d}T_2\right) \Big/ \left(\int_{T_{2\min}}^{T_{2\max}} m_i \mathrm{d}T_2\right)$$
$$| S_i - S_{\text{wir}} | \leqslant \varepsilon \tag{7－36}$$

式中 S_{wir}——离心束缚水饱和度；

S_i——样品第 i 个 T_2 分量对应的含水饱和度；

m_i——样品第 i 个 T_2 分量的核磁共振 T_2 谱幅度；

T_{2i}——样品第 i 个 T_2 分量；

$T_{2\max}$、$T_{2\min}$——样品 T_2 分量的起、始值；

ε——允许的误差限，%。

离心束缚水法确定的截止值更接近实际结果，该方法避免了传统离心法在束缚水部分差异带来的误差，见图 7－43，同时兼顾了大孔隙部分的残余的束缚水，这部分水的滞留是由于岩石表面吸附作用造成的。利用离心束缚水法确定 $T_{2\text{cutoff}}$ 是切实可行的，但这种方法对使用离心机确定的束缚水饱和度的准确性要求较高。离心力太小，岩石达不到束缚水状态，实验的 S_{wir} 偏大则求取的 $T_{2\text{cutoff}}$ 值会过大；反之，离心力太大，超过地层油柱高度的压力，会使岩石进入过束缚状态，实验的 S_{wir} 偏小则求取的 $T_{2\text{cutoff}}$ 值会过小。

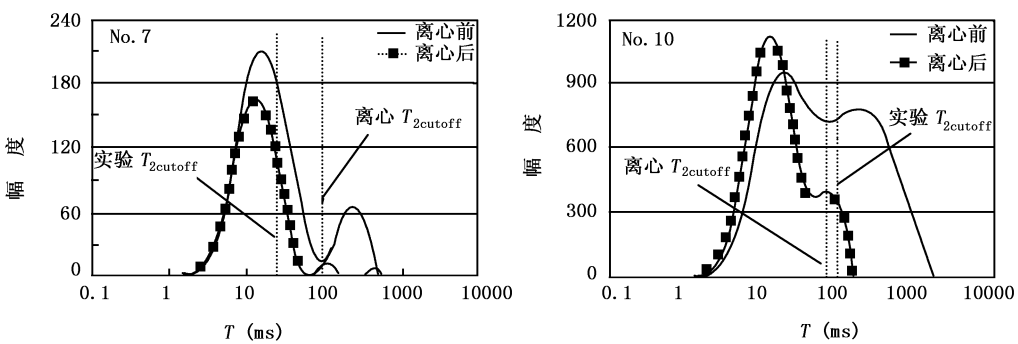


图 7－43　离心束缚水方法与传统方法的对比图

$T_{2\text{cutoff}}$ 与岩石的孔隙结构有关，同时受到粘土和顺磁物质的影响，海相沉积砂岩得截止值为 33ms，但对于陆相沉积的泥质砂岩的 T_2 分布与岩石的泥质含量和孔隙结构类型相关，主要集中在 20～40ms 之间，岩性的不同具有不同的截止值，主要分布见图 7－44，含泥越重，孔隙结构越复杂，截止值越小。

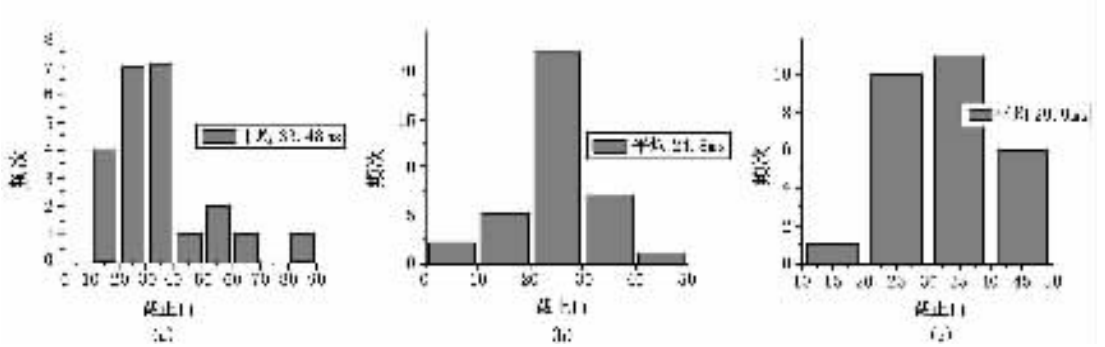


图 7－44　泥质砂岩截止值分布图

（a）低孔低渗样品；（b）孔隙结构复杂样品；（c）高孔高渗样品

四、岩屑的核磁共振特性研究

岩石的微观孔隙结构及岩石的矿物组成决定，而与岩石的形状大小无关。一块岩石打碎后，岩石的微观孔隙结构、矿物组成并没有改变，理论上讲，打碎前后核磁共振测量结果应该是相同的。图 7－45 给出了一块岩心及其三种不同大小岩屑的核磁共振 T_2 弛豫时间谱。从图中可以看出，四种情况下核磁共振 T_2 谱形状基本一致，由前面原理可知，核磁共振孔隙度、渗透率及可动流体等油层物理参数都是通过 T_2 弛豫时间谱计算获得的，显然四种情况下核磁测量结果是基本相同的。表 7－6 给出了 6 块岩心与及打碎后的岩屑的单位体积 T_2 信号幅度和及 T_2 几何平均值。从表 7－6 可以看出，岩心与岩屑之间的核磁测量单位体积 T_2 信号幅度和及 T_2 几何平均值的差别较小，说明核磁共振测量结果不受样品颗粒形状大小的影响，核磁共振技术可以应用于岩屑分析。

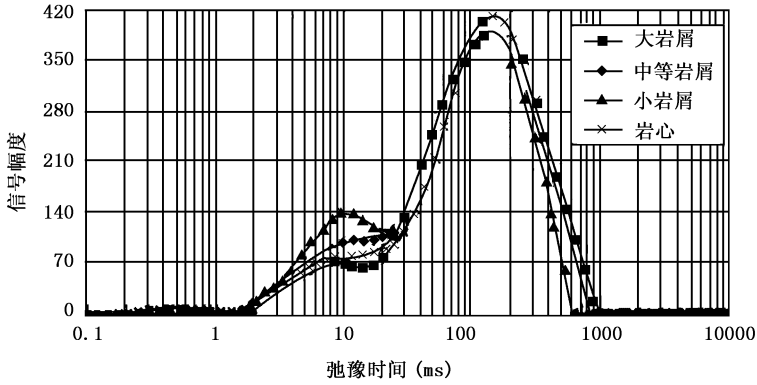


图 7－45　一块岩心不同大小岩屑的弛豫谱比较

表 7－6　岩屑与相应岩心的核磁共振测量结果对比表

岩心号	孔隙度（%）	渗透率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	单位体积信号幅度			T_2 几何平均值		
			岩心	岩屑	相对误差	岩心	岩屑	相对误差
1	4.13	0.0035	379.79	362.72	4.49	3.1	3.32	－7.1
2	11.55	0.29	955.24	918.13	3.88	6.55	6.11	6.72

3	14.59	1.64	1200.34	1143.41	4.47	13.19	12.57	4.7
4	16.45	2.54	1332.70	1271.46	4.6	8.39	7.78	7.27
5	15.84	6.87	1207.28	1190.86	1.36	18.74	17.89	4.54
6	18.07	134.18	1445.91	1307.36	5.23	78.97	81.94	−3.76

泥浆浸泡对岩屑核磁共振测量结果影响现场岩屑是由钻井泥浆从井底携带返回到地面上，此过程中必须考虑钻井泥浆侵入对现场核磁共振岩屑分析结果的影响。实验中将岩屑加压浸泡在泥浆中来模拟现场岩屑由井底返回地面的过程，通过对比泥浆浸泡前后岩屑核磁共振 T_2 弛豫谱分析泥浆浸泡对岩屑核磁共振测量结果的影响。图 7−46 给出了两块岩屑（依次对应表 7−7 中的 1、2 号样）泥浆浸泡前后核磁共振 T_2 测量结果，从图 7−46 可以看出，岩屑浸泡过程中有少量泥浆滤液侵入，T_2 谱上表现为浸泡前后岩屑 T_2 弛豫时间谱发生了微小变化。为确定泥浆滤液侵入对核磁测量结果的影响，需要对比泥浆浸泡前后核磁测量 T_2 幅度和及 T_2 几何平均值，由核磁共振原理可知，样品的核磁共振孔隙度测量结果由前者决定，而样品核磁渗透率及可动流体百分数直接与后者相关。泥浆浸泡前后岩屑核磁测量结果在表 7−7 中给出。由表 7−7 可以看出，泥浆浸泡前后岩屑 T_2 幅度和及 T_2 几何平均值变化很小，而由此带来的核磁共振测量误差将同样很小，可以忽略。

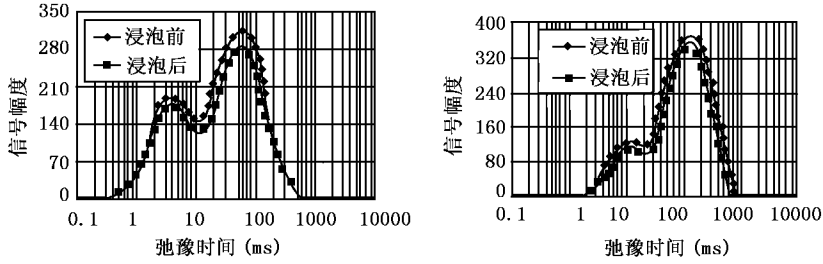


图 7−46　两块岩心泥浆浸泡前后的弛豫谱

通过以上的分析我们可以认为，核磁共振技术直接探测岩石中含氢（^{1}H）流体的分布，测量结果与样品的形状无关，不同大小的岩石样品可以获得相同的核磁共振 T_2 弛豫时间谱，核磁共振技术可应用于岩屑分析。由于钻井泥浆对岩屑核磁共振测量结果的影响很小，现场岩屑核磁共振分析是可行的，并且可以在正确刻度的基础上，采用核磁共振岩屑分析技

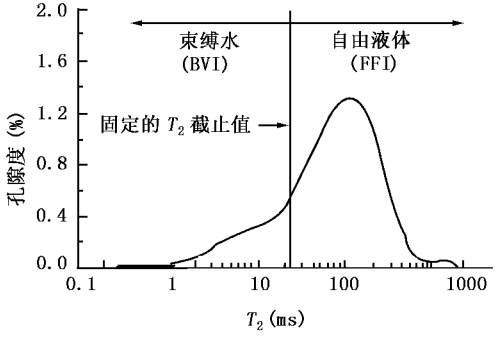


图 7−47　由 T_2 上的截止值区分束缚水和可动流体

度。

浸泡前后数据表

积信号幅度		T_2 几何平均值		
泡后	相对误差	浸泡前	浸泡后	相对误差
.18	0.55	21.65	23.09	−6.65
.55	−5.73	74.12	77.84	−5.02

五、束缚水的确定方法

NMR 确定束缚水的常用方法是所谓的截

止值方法，即在 T_2 分布上确定一个截止值 $T_{2\text{cutoff}}$，大于 $T_{2\text{cutoff}}$ 的 T_2 分布所对应的面积为自由流体孔隙体积（用自由流体指数 FFI 或 MBVM 表示）；小于 $T_{2\text{coutoff}}$ 的 T_2 分布所对应的面积为束缚水孔隙体积（用 MBVI 表示）（如图 7－47 所示）。

实践表明，在一些油田存在比较固定的 $T_{2\text{cutoff}}$ 值，例如，对于碎屑岩地层 $T_{2\text{cutoff}}=33\text{ms}$，而碳酸盐岩地层 $T_{2\text{cutoff}}=92\text{ms}$。但是，在更广泛的范围里，$T_{2\text{cutoff}}$ 不是一个定值，而是因地层情况及岩性的不同而变化。实际上，每个岩样的 $T_{2\text{cutoff}}$ 值都是不同的，为了能够继续使用这种标准方法，常常是对同一批岩样的 $T_{2\text{cutoff}}$ 值取一个平均，作为区域性 NMR 测井资料解释的基本模型。确定 $T_{2\text{cutoff}}$ 时，束缚水状态的选取，即脱水压力（离心机的转速或脱水罐的压力）的确定非常重要，对 $T_{2\text{cutoff}}$ 值具有直接的控制作用。压力太小，自由流体没有完全脱出，求取的 $T_{2\text{cutoff}}$ 值会过大；压力过大，把一部分毛管束缚水也脱出来了，求取的 $T_{2\text{cutoff}}$ 值就会过小。此外，截止值模型的物理模型也过于简单。在物理上很难找到一个证据，说存在一个弛豫时间门槛，高于这个门槛的弛豫时间所对应的孔隙流体能够自由产出，低于这个门槛的弛豫时间所对应的孔隙流体就完全束缚。实际情况往往是无论大孔，还是小孔，其里面都有一部分束缚流体，只是大孔中束缚流体的比例小一点，而小孔中束缚流体的比例大一点而已。例如，束缚水状态下的 T_2 分布在短弛豫时间区孔隙体积明显增大，显然这不是由于脱水后小孔的体积增多了，而是脱水后吸附在大孔表面的束缚水对短弛豫时间区域产生贡献。因此，在建立束缚水模型时，应该考虑这部分束缚水的存在。

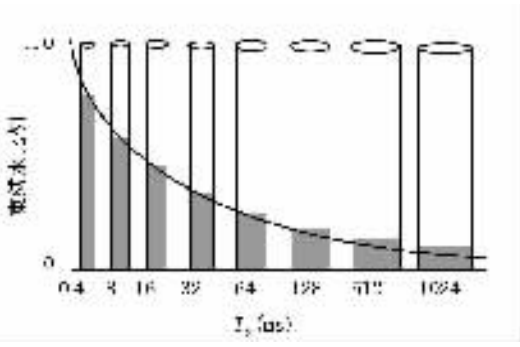


图 7－48　SBVI 算法计算束缚水

基于这样的想法，发展了一种所谓的 SBVI（SpectraBVI）方法，即弛豫时间的每一项都包含了束缚水的贡献，只是弛豫时间的大小不同，其对应的孔隙中包含的束缚水的数量也不一样（如图 7－48 所示）。SBVI 方法的关键就是要确定每个弛豫时间项中束缚水所占的比例，为此对束缚水状态下的岩样做 NMR 测量时，采用几何平均表征 T_2 分布，按岩心分析束缚水饱和度的倒数 $1/S_{\text{wi}}$ 与 T_2 几何平均值作图，用线性方程对数据点进行拟合，得到该直线的斜率。在图 7－49 中，拟合方程为 $y=ax+b$，然后对同一组数据按照 S_{wi} 与 T_2 几何平均值的方式作图，依据 $S_{\text{wi}}=1/(aT_2+b)$ 的方程形式，确定各个 T_2 项的束缚水系数。这样确定的 SBVI 束缚水模型，在物理背景上有更加清晰的图像，但是，由于系数项数较多，迄今尚没有发现一组通用的系数，任何一项的误差都会影响解释结果，给实际应用带来困难。因此需要根据油田的地质情况，开展相应的岩心分析工作，建立符合该地区的束缚水模型，为 NMR 测井解释提供实验参数。

六、核磁共振成像分析技术

核磁共振成像技术已经在医学领域得到了成功应用，而且在食品、材料、油品方面也得到了应用和发展。岩石核磁共振成像技术主要通过探测孔隙流体中的氢核的共振现象，确定岩石中氢核的分布，通过亮暗的程度表示含氢核的多少，也就是孔隙流体的分布情况，同时根据油水的弛豫特性不同，确定油水在孔隙中的分布情况。同时也可以开展孔隙分布、岩石裂缝分布、驱替过程研究等方面的研究工作。

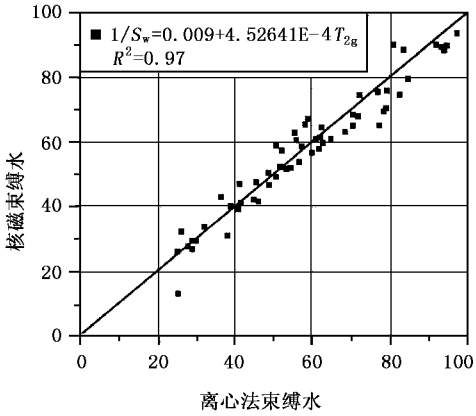


图 7－49　束缚水饱和度与 T_2 几何平均值的关系

核磁共振成像采用的是三维线性梯度场，通过对梯度场不同的线性组合，可以对样品进行不同角度的切片成像。脉冲序列见图 7－50。首先发射一个 90 脉冲，对样品进行激发，同时在 y 方向上施加选片梯度，接着在 z 方向施加一个线性梯度场，对磁化矢量在 z 方向上进行位相编码，然后发射 180 脉冲，对选定的磁化矢量进行重聚，实现 y 轴的定位，在 x 轴方向施加一个读梯度，对测量的信号进行频率编码，以确定 x 轴方向，这样得到的回波信号来自于样品 y 轴选定的一个切片，回波信号经过傅立叶变换，就得到了样品的分布图像。

为了开展岩石样品成像研究工作，先用标样对设备参数进行校准和标定，标样为标准圆柱体，内部用不同厚度的有机玻璃片将整个空间分成不同体积的空间，空间内用短弛豫的成像液填充，调整好设备参数后，对标样进行成像，图 7－51 显示标样形状和不同方向的切片图像。从图像中我们可以看出，横行切片图像为标准圆形，图像亮暗均匀，中心为四氟连接杆，发黑部分为气泡；纵向切片图像显示 8 个不同宽度填充空间，中间为四氟连接杆，图像能够分辨出标样的最小间距为 0.59mm，而且对螺纹分辨非常清晰。

为了建立不同孔隙岩石的图像特征，我们制造了 6 个标准样品，模拟不同孔径情况下的岩石结构，用标准成像溶液进行饱和，放入成像支架中进行成像分析，上部为标定溶液。测试结果见图 7－52，从图中我们可以看出，不同孔隙显示的亮度不一样，通过与标定溶液进行对比，可以计算出不同样品的孔隙度。

核磁共振成像技术可以进行裂缝识别，尤其对于岩石内部的裂缝，这是其他方法无法识别的，我们选取了一块火成岩样品，裂缝宽度为 0.6mm，成像显示裂缝清晰，在 3/4 处裂缝错断，见图 7－53。

核磁共振成像技术可以进行孔隙结构识别，尤其对于非均质岩心，可以进行局部的孔隙

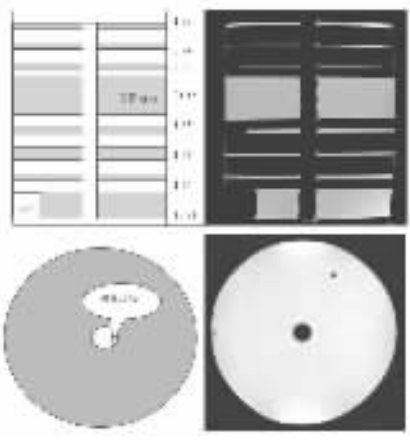


图 7－51　标样核磁成像图

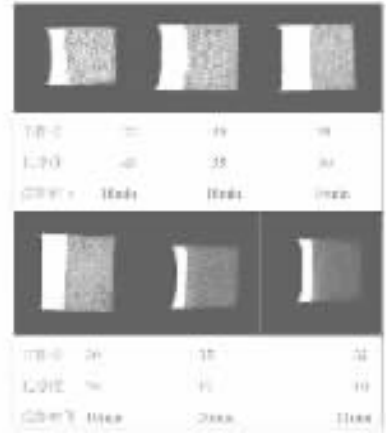


图 7－52　不同孔径标样核磁共振图像

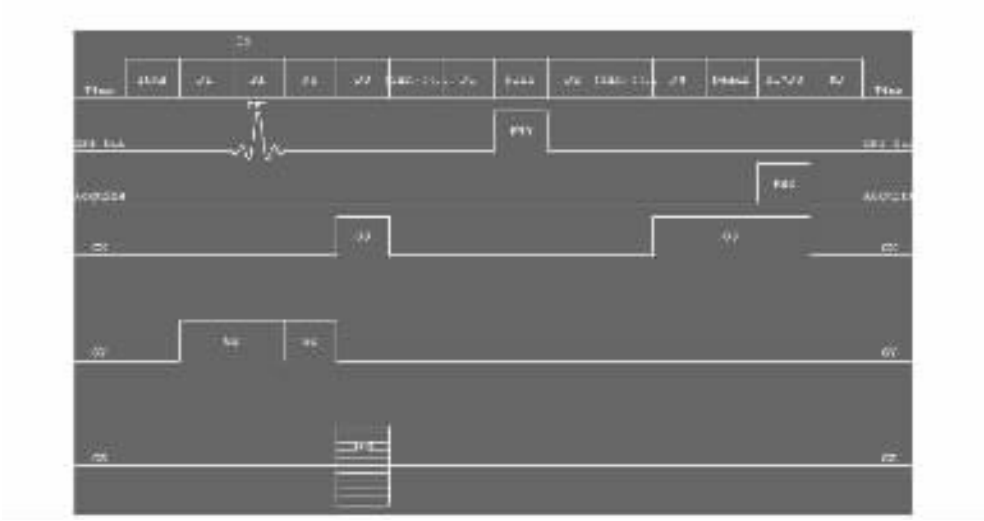


图 7－50　核磁成像脉冲序列示意图

结构描述。我们开展实验使用的是用两种孔隙结构组成的岩心，测量结果见图 7－54，图中显示的上部为标定溶液，下部为不同孔隙结构的岩心，图中不同孔隙岩心的界面非常明显，可以很容易看出孔隙大小的差异。

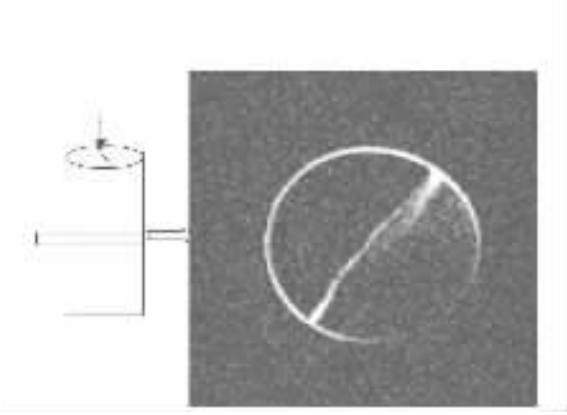


图 7－53　裂缝样品的核磁共振图像

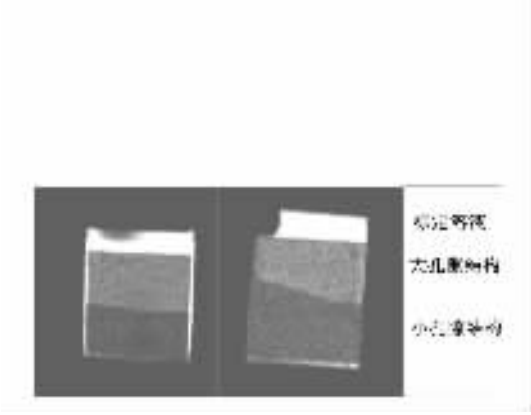


图 7－54　不同孔隙结构样品的核磁共振图像

我们对实际岩心也进行了成像分析，选取了 5 块岩心，分别饱和水和油进行了测试，从图 7－55 中可以看出，含水岩心图像亮度均匀，岩石的均质性非常好，亮度大小反映了孔隙的大小。含油岩心外圈亮环为油渗出造成的信号，内部成像的亮度也反映出岩石的均质性，但与含水岩心对比效果比较差，我们建议在进行成像分析时，最好用成像溶液对岩心进行饱和。另外在计算岩心孔隙度方面也取得了非常好的效果，实验结果见图 7－56，左边为测量孔隙度，右边为称重孔隙度，平均误差小于 0.7 个孔隙度。

MARAN－7M 型核磁共振成像分析仪可以测量全直径的岩心，我们制造了一个纯砂岩全直径岩心，内部随机制造了一些结构，然后饱和成像溶液，对岩心进行了纵横向切片成像，测量结果见图 7－57。从横向切片图中我们可以看出，孔隙分布非常不均匀，图像下部亮度明显比上部亮，均匀度也非常好，上部亮暗不均，而且有很多位置没有孔隙。从纵向切

片图中可以看出，下部孔隙度较大，从下往上逐渐递减，岩心中心位置有一个明显的无孔隙的结构。从这个实验我们可以看出，对于孔隙分布不均匀的全直径岩心，可以通过核磁共振成像确定孔隙的分布情况，而且可以看出内部结构，这是核磁共振成像技术特有的优势。

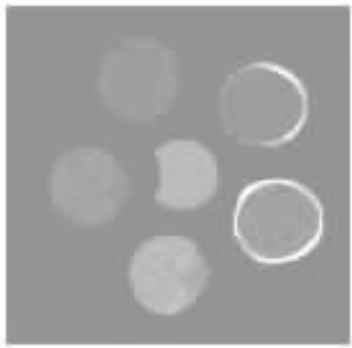


图 7－55　岩心的核磁共振图像

利用油水核磁共振特性的不同，可以测量油水在岩石中的分布情况，我们利用 1in 直径的长岩心，开展了油驱水的实验，驱替后的岩心含油饱和度为 50%，然后应用核磁共振对岩心进行成像，通过选择不同的回波时间测量了三个图像，见图 7－58。从图中我们可以看出，回波时间 6ms 和 12ms 的图像，虽然油水分布情况也可以看出来，但油水的边界不清晰；回波时间 10ms 的图像对于油水的边界具有很好的分辨。

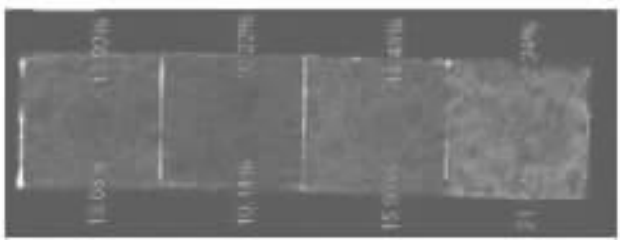


图 7－56　核磁共振图像计算的孔隙度

通过应用核磁共振成像设备开展的实验测试，我们可以看出，在岩石物理实验中，应用核磁共振成像技术分析岩心具有其特殊的优势，它可以在不破坏岩心的情况下，测量岩石内部的孔隙分布、内部结构和油水分布等，而且可以进行裂缝识别和非均质岩心结构评价等。

核磁共振成像分析技术作为岩石物理实验分析检测的手段，可以在裂缝识别、孔隙分布、岩石内部流体分布、油水分布等方面开展实验和研究，而且能够定量给出不同区域的孔隙度，为驱替实验研究提供了先进的检测手段，必将成为油田勘探开发的主要岩石物理实验分析手段。

第三节　岩石核磁共振特性的影响因素

横向弛豫时间常数 T_2、含氢指数 I_H 与扩散系数 D 是核磁共振 NMR 测井技术中重要的参数，对它们进行实验研究是进行 NMR 测井测前设计、数据处理解释和形成新的测井技术的物理基础，研究发现影响流体 NMR 特性的因素很多，如温度、矿化度、压力、粘土、顺磁物质等。由于储层不同，各种地层条件不同，测到的核磁共振性质就可能不同。

一、矿化度对核磁共振弛豫谱影响的实验研究

实验主要材料为分成不同粒径的砂和 3 种溶质不同矿化度的水溶液，砂样是河沙，其主

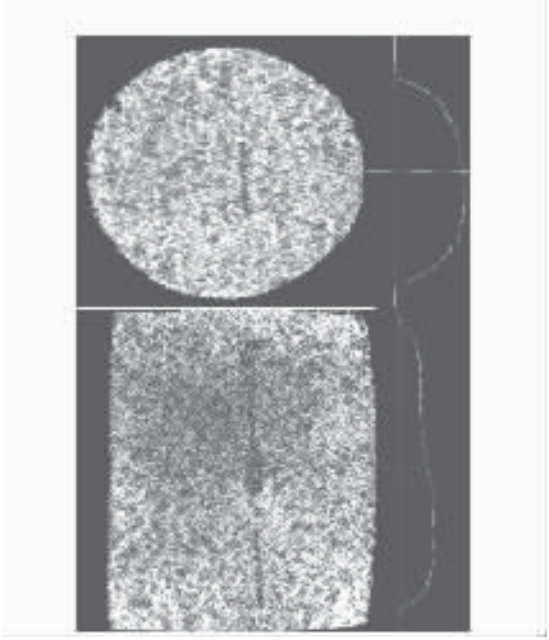


图 7－57　全直径岩心的核磁共振图像

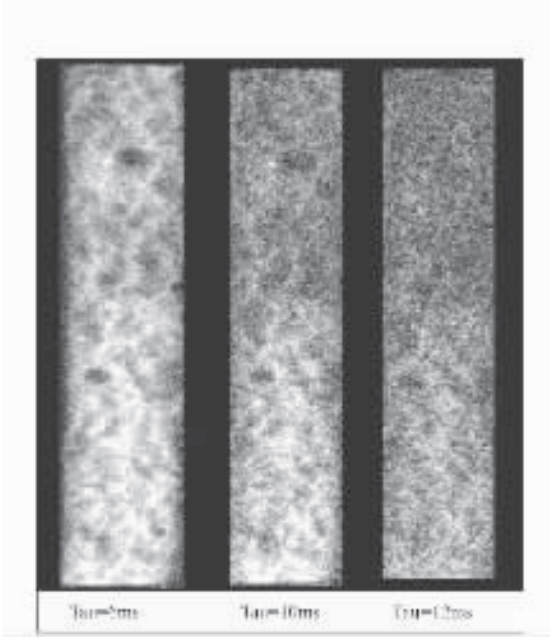


图 7－58　含油岩心核磁共振图像（不同回波时间）

要成分为石英，用不同孔径的筛子将其分为粒径大小不同的 5 组，具体的粒度分布见表 7－8。

表 7－8　粒径与样品编号

编号	FI1	FI2	FI3	FI4	FI5
粒径（μm）	2～2.2	1～2	0.5～1	0.25～0.5	0.1～0.25

实验对不同矿化度 3 种溶质的水溶液进行，溶质分别是 NaCl、KCl 和 $CaCl_2$，相应每种溶质的矿化度分别为 1.25%、2.5%、4.7%、9.1%、16.1%。

图 7－59 给出了观测到的水样单指数横向弛豫时间 T_2 与矿化度的变化关系，从图中可见，不同矿化类型与矿化度对 T_2 的影响是不同的，对于 NaCl、KCl 随矿化度的增加而变大，而 $CaCl_2$ 的情况则不同，矿化度增加，T_2 减小。

扩散系数 D 随矿化度的变化情况见图 7－60，图中扩散系数 D 的单位是 10^{-5}cm/s，无论 NaCl、KCl 还是 $CaCl_2$ 溶液，扩散系数 D 均随矿化度的增加而减小。但对 NaCl、KCl，扩散系数 D 基本不受较大溶液矿化度的影响，而 $CaCl_2$ 溶液的扩散系数始终受矿化度的影响。

矿化度对含氢指数 I_H 的影响见图 7－61，由图可见，矿化度较小时含氢指数变化不大，随矿化度的增加，NaCl、KCl 水型的矿化度对含氢指数的影响较大，而对于 $CaCl_2$ 溶液，含氢指数受矿化度的影响不大。

不同粒径砂样中流体的扩散系数 D 的变化关系研究更有意义，在有限孔隙空间中，流体分子的扩散会表现为受限扩散，即扩散系数 D 随颗粒大小的减小而减小，图 7－62 示意出表 7－8 中不同粒径砂样被不同矿化度 NaCl 溶液饱和后测量得到的扩散系数变化规律，

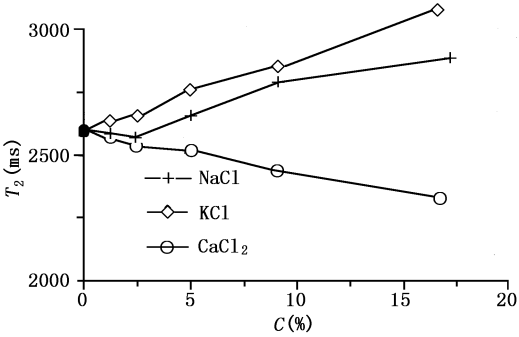


图 7－59　T_2 与矿化度的关系

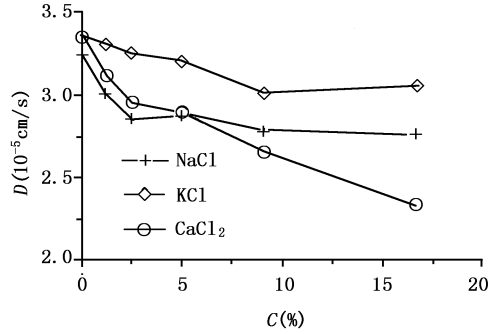


图 7－60　扩散系数与矿化度的关系

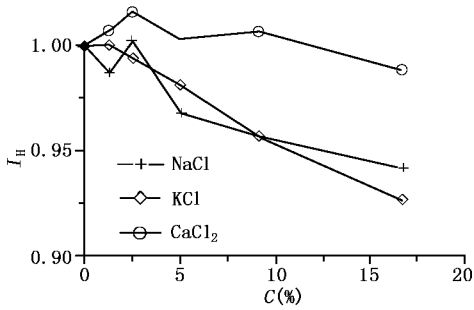


图 7－61　含氢指数与矿化度的关系

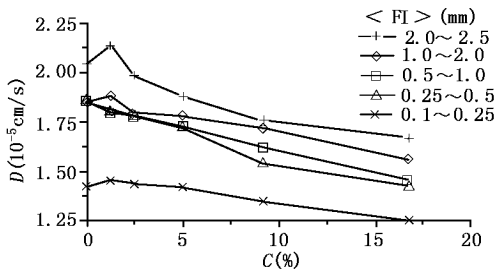


图 7－62　不同粒径的砂样中扩散系数与矿化度的关系

矿化度对不同粒径的砂样中 NaCl 溶液的扩散系数 D 影响不同，总体上扩散系数随矿化度变大而减小，但不同粒径减小速度不同，粒径越大，砂样孔隙越大，扩散系数随矿化度增加减小越快，对于最小的粒径，扩散系数受矿化度的影响也最小，其次，对同一矿化度，较大粒径 FI1～FI4 砂样中，扩散系数变化相对较小，但对于最小粒径 FI5 扩散系数明显变小，可能受矿化度和受限扩散两方面的影响。不同粒径砂样被不同矿化度的 NaCl 溶液饱和后的 T_2 分布见图 7－63，从图中可见，随粒径的减小 T_2 谱向左移动，但对比矿化度变化发现 T_2 谱受矿化度的影响较小，更主要受粒径大小影响。

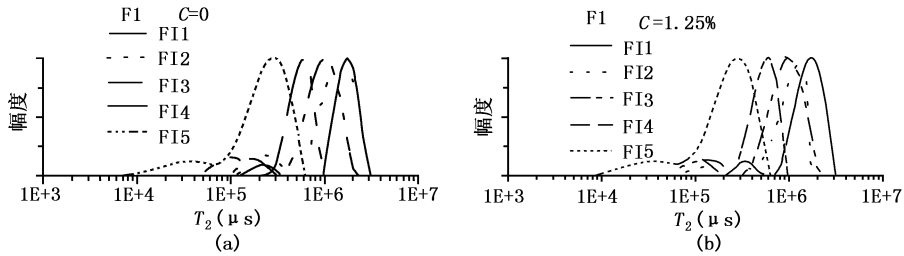


图 7－63　不同粒径砂样的弛豫谱

(a) 无矿化度；(b) 矿化度为 1.25%

实验表明，不仅矿化度影响 T_1 和 T_2，矿化类型的影响也很重要，比较发现，对 T_2 而

言，1 价 Na^+ 与 K^+ 和 2 价 Ca^{2+} 与 Mn^{2+} 对其具有相反的作用，Na^+ 与 K^+ 阻止弛豫而 Ca^{2+} 与 Mn^{2+} 加速弛豫，同时 I_H 和 D 随矿化度的增加而减小。

二、粘土的影响

粘土通常作为颗粒的胶结物吸附在岩石颗粒表面，颗粒粒径通常小于 10μm，粘土的存在不但增加了颗粒表面的表面积，而且会吸附很多的表面水，核磁测量的这部分信号通常分布在 4ms 以下，这部分叫做粘土束缚水。核磁测量的回波时间决定了测量结果，短回波可以探测到粘土束缚水，当测量的回波时间小于 0.3ms 时，T_2 谱分布上包含了粘土束缚水的完整信息。当回波时间增加时，这部分信号就会探测不全或探测不到，影响了测量的结果。

因此在计算时就会使计算的孔隙度偏低和渗透率偏高。

为了考察粘土对核磁测量结果的影响，我们选择泥质含量较多的一批岩样，用 6 种不同回波时间进行核磁共振测量，考查核磁共振测量粘土束缚水的响应。6 种回波时间分别是 0.15ms、0.3ms、0.6ms、0.9ms、1.2ms 和 2.4ms。随着回波时间变短，短弛豫组分增加，即粘土束缚水信号增加（见图 7－64）。图 7－65 是一个样品不同回波时间核磁孔隙度与常规孔隙度图。回波时间为 0.15ms 的核磁孔隙度与常规孔隙度十分接近，回波时间为 0.3ms 的核磁孔隙度较粘土束缚水孔隙度略低，说明回波时间小于 0.3ms 时，核磁共振可基本反映粘土束缚水孔隙度；而回波时间为 0.6ms 的粘土束缚水孔隙度较回波时间为 0.15ms 的低 44.7%，回波时间大于 0.6ms 时较粘土束缚水孔隙度更低。因此，应用核磁共振测井测量地层总孔隙度要求回波时间小于 0.3ms，不然就需做校正才能应用。

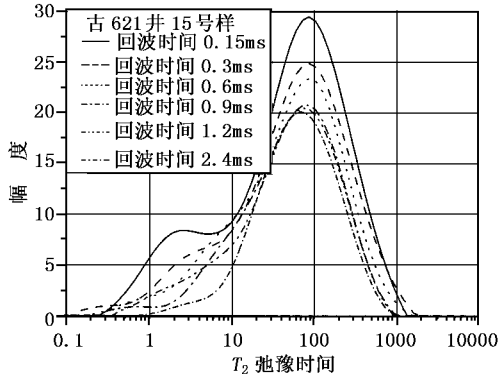


图 7－64　样品的弛豫谱

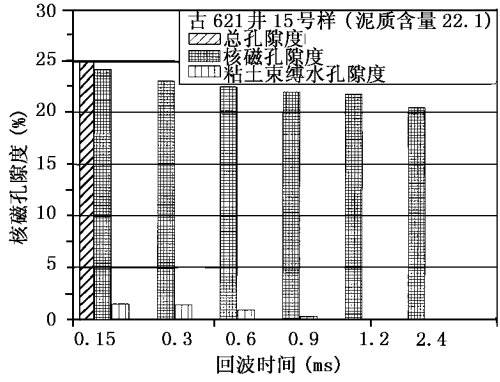


图 7－65　不同回波时间测量孔隙度对比图

测井通常采用的回波时间为 0.6ms，因此粘土含量越高，在测量结果上误差越大。我们对同一块岩心分别采用不同的回波间隔进行了测试，从测量的结果看，采用 0.15ms 回波时间测量的孔隙度与常规测量的孔隙度相当，基本反映了岩石的总孔隙度；采用 0.45ms、0.6ms、1.2ms 的回波间隔测量的孔隙度明显小于总孔隙度，见图 7－66。因为较长的回波间隔探测不到短弛豫的组分，因此测量的孔隙度表征的是岩石有效孔隙度，与总孔隙度的差值与岩性、粘土含量和顺磁物质含量有关。

基于上述的影响因素，我们通过实验室分析的结果，建立了不同回波时间的孔隙度差与粘土含量的关系。关系式如下式：

$$(\phi_{0.15ms}-\phi_x) = a \cdot V_{sh} + b \qquad (7-37)$$

式中 V_{sh}——泥质含量；

a、b——拟和常数；

$\phi_{0.15ms}$、ϕ_x——回波时间 0.15ms 与 TAU（x）时测量的孔隙度。

利用（7－37）式可以对孔隙度测量结果进行校正，校正结果对比图见图 7－67（a）、7－67（b）、7－67（c），对于 0.45ms、0.6ms 的回波间隔，孔隙度平均误差小于 1pu，这说明该校正模型是有效的。对于 1.2ms 回波间隔的测量结果，虽然进行了校正，但误差仍然较大，不适合进行孔隙度测量。

从以上的分析我们认为，采用粘土含量对长回波间隔测量的孔隙度进行校正的方法是可行的，实际测井过程中，可以应用长回波间隔的测井信息求取地层的总孔隙度。

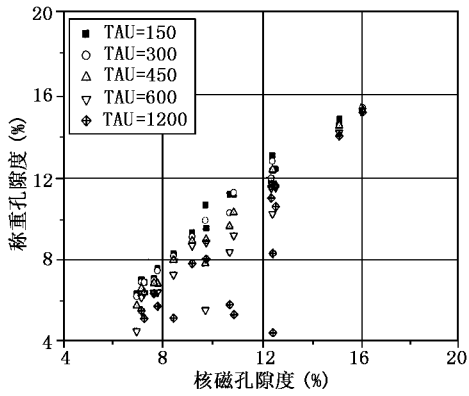


图 7－66　核磁孔隙度与常规孔隙度对比图

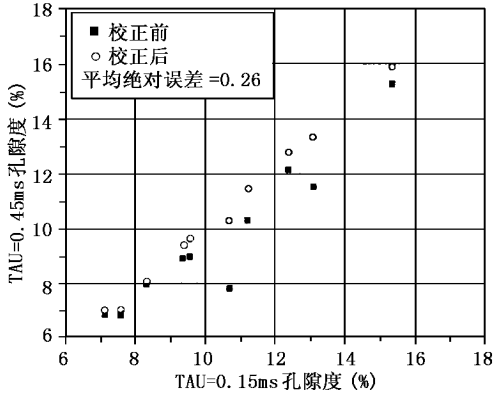


图 7－67（a）　0.45ms 测量的孔隙度的粘土校正图

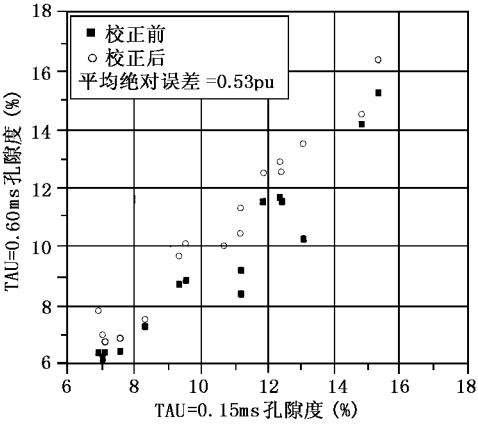


图 7－67(b)　0.6ms 测量的孔隙度的粘土校正图

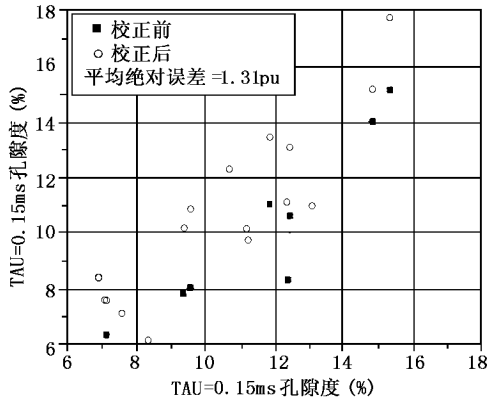


图 7－67(c)　1.2ms 测量的孔隙度的粘土校正图

三、顺磁物质的影响

顺磁物质通常是指具有铁磁性特性的物质，在磁场中会极化，产生附加的磁场，尤其在均匀场中会产生局部的不均匀磁场。岩石中通常含有 Fe^{2+}、Cu^{2+}、Mn^{2+} 等元素，这些物质的存在会造成磁场的不均匀，使测量的 T_2 弛豫时间向短弛豫偏移。弛豫机理为：

当氢核接近顺磁性离子时产生的弛豫，顺磁性物质如铁或锰附在岩石颗粒的表面，流体

分子向表面扩散，在那里弛豫，而后散开。对于单一孔隙中的水，弛豫时间常数为：

$$T_{2s}=(1/\rho_2)(S/V) \tag{7-38}$$

式中 S/V——孔隙表面积和体积之比；

ρ_2——横向表面弛豫率。

当岩石含有顺磁物质时，表面弛豫率增大，因此造成弛豫时间缩短。同样对于采用CPMG脉冲序列测量时，由扩散引起的弛豫时间常数为：

$$T_{2D}=3/\gamma^2G^2D\tau^2 \tag{7-39}$$

式中 γ——氢核的旋磁比；

D——扩散系数；

τ——CPMG脉冲间隔。

由于顺磁物质造成局部不均匀梯度场，使磁场梯度增加，扩散弛豫减小，也造成弛豫时间缩短。

1. 不同浓度的 $CuSO_4$ 溶液的弛豫特征

为了检测 Cu^{2+} 离子对弛豫时间的影响，配置了不同浓度的溶液，进行核磁共振测量，弛豫谱测量结果见图7-68，从图中可以看出，随着 Cu^{2+} 浓度的增加，弛豫谱向短弛豫方向偏移，而且随着浓度的增加偏移加快。当浓度超过100000mg/L时，弛豫信号全部衰减到4ms以下。同时，T_2 几何平均值与 $CuSO_4$ 浓度具有很好的线性关系（图7-69），相关系数达到0.99。

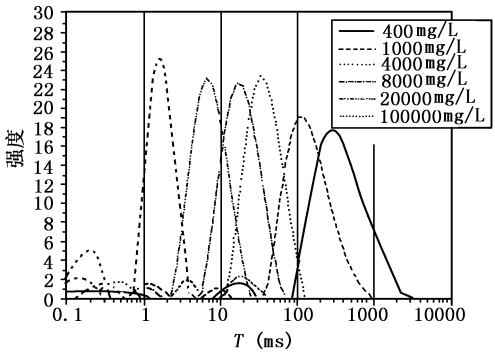


图 8-68 不同浓度硫酸铜溶液的弛豫谱

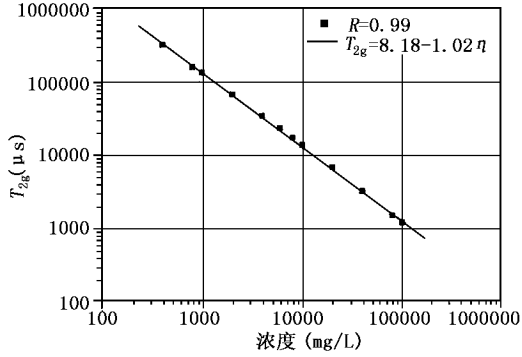


图 8-69 硫酸铜浓度与弛豫时间的关系图

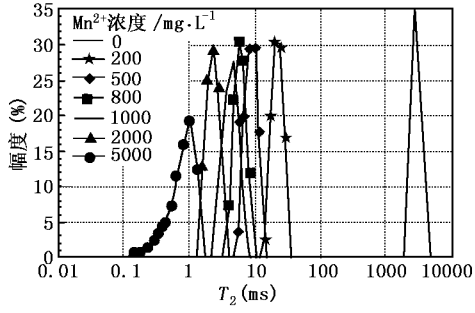


图 8-70 不同浓度 Mn^{2+} 溶液的弛豫谱

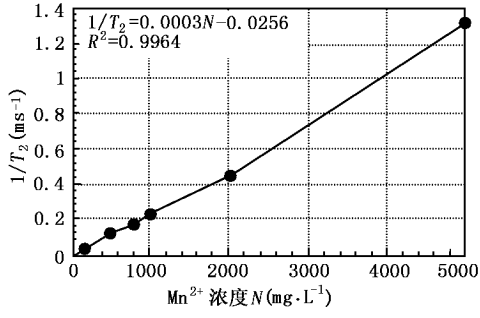


图 8-71 Mn^{2+} 浓度与弛豫时间的关系

2. Mn^{2+} 离子对弛豫时间的影响

Mn^{2+} 离子也是顺磁离子，对弛豫谱的影响与 Cu^{2+} 相似，图 7－70 反映了不同浓度的 Mn^{2+} 离子水溶液的 T_2 弛豫时间谱，从图中可以看出，随着 Mn^{2+} 离子浓度的增加，使水的弛豫衰减加快。信号幅度降低，T_2 弛豫谱向弛豫时间短的方向移动。这表明，Mn^{2+} 浓度越大，会使越来越多的水相氢质子弛豫时间缩短，使仪器探测到的核磁共振信号越来越少。离子浓度与 T_2 几何平均值的倒数具有很好的线性关系（图 7－71）。

3. Fe^{2+} 离子对弛豫时间的影响

Fe^{2+} 同样具有顺磁物质的特性，对水的影响与 Cu、Mn 离子一样，测量结果见图 7－72。从图中我们可以看出，随着浓度的增加，弛豫时间变短。同时，T_2 几何平均值与 Fe^{2+} 浓度具有很好的线性关系（图 7－73）。

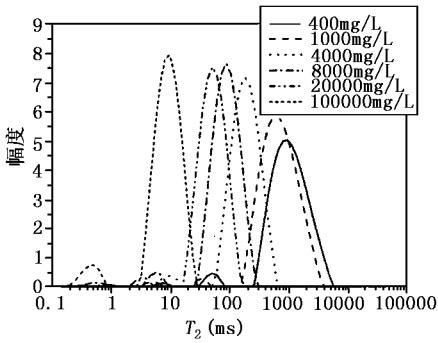


图 7－72　铁离子对弛豫时间的影响

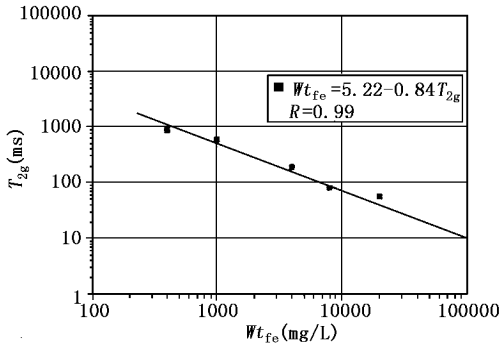


图 7－73　Fe^{2+} 浓度与弛豫时间的关系

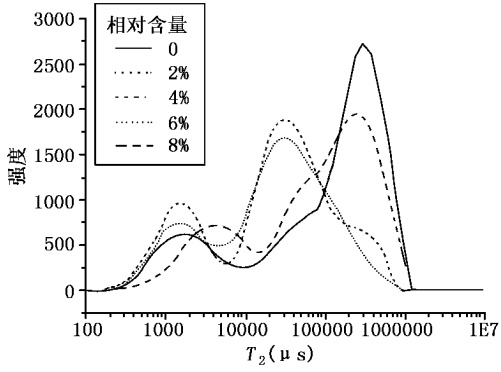


图 7－74　不同浓度 Fe^{2+} 溶液饱和岩心的弛豫谱

通过应用不同浓度 Fe^{2+} 溶液饱和岩心，测量核磁共振 T_2 谱，测量结果见图 7－74，从图中可以看出，大孔隙的水信号向短弛豫方向偏移，而且随着浓度增加偏移越明显，而且 T_2 几何平均值与浓度成幂指数形式下降（图 7－75）。

顺磁物质对核磁共振测量的影响是明显的，岩心含有 1%～9%的 Fe^{2+} 离子，因此在测量结果上势必会受到影响。在开展核磁共振测量前应对岩石的顺磁物质进行测量，确定顺磁物质含量，对测量结果进行校正。图 7－76 显示了应用顺磁物质和粘土对孔隙度进

行的校正结果，从图中可以看出，原先偏离对角线的数据点经过校正后，全部集中在对角线上，说明校正的结果是非常明显的。

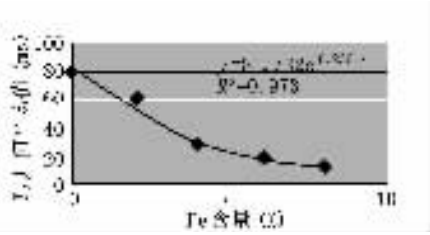


图 7－75　T_2 几何平均值与 Fe^{2+} 浓度的关系

四、不同油品对核磁共振测量的影响

1. 岩心饱和油和饱和水对 T_2 谱的影响

为了研究岩心饱和油对弛豫时间的影响大小，我们选取了 12 块岩心，按照孔隙度的大小分成 3 组。先用矿化水饱和，测量核磁共振 T_2 谱。同时选取不同弛豫时间的 3 组油，油的弛豫谱见图 7－77，用不同组分的油代替不同粘度的原油。

从谱分布图中我们可以看出，菜油的成分多，谱分布较宽，弛豫时间峰值为 107ms，柴油和硅油为精炼油，成分较单一，分布峰窄，弛豫时间峰值分别为 319ms 和 559ms。

用三种不同弛豫时间的油饱和岩心，与饱和水时的情况进行对比。

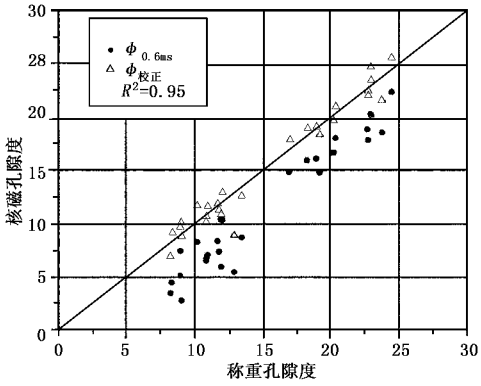


图 7－76　粘土和顺磁物质对孔隙度的校正

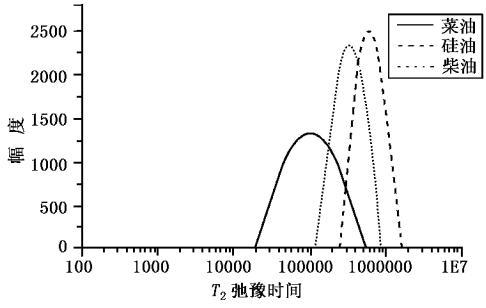


图 7－77　不同组份的油的弛豫谱

1）菜油的影响

菜油弛豫谱峰值为 107ms，代表短弛豫时间的油。用菜油和矿化水分别饱和岩心，测量核磁共振 T_2 谱，对比图见图 7－78。

从图中我们可以看出，饱和菜油和水的差别非常大，油的分布峰在 10～400ms 之间，与自由态的油的分布位置 20～600ms 相近，说明受孔隙结构的影响比水小。按照砂岩 T_2 截止值 33ms 计算，可动流体体积见表 7－9，可动流体的计算出现了很大的偏差，因此，岩心饱和不同流体时，截止值是不同的。

表 7－9　饱和菜油和水计算可动流体数据表

岩心号	水饱和计算的可动流体（%）	油饱和计算的可动流体（%）
鱼 5－69	42.9	59.5
鱼 5－229	48.3	71.5
古 17－142	36.3	66.7

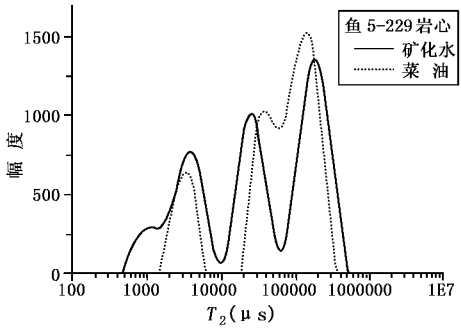


图 7－78（a）　鱼 5－69 岩心对比图

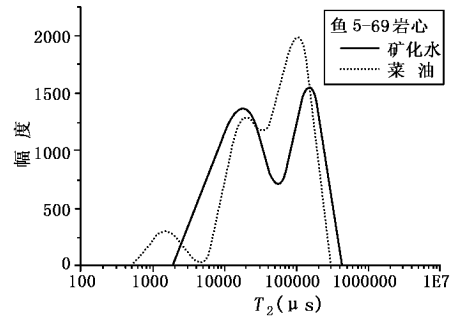


图 7－78（b）　鱼 5－229 岩心对比图

2）硅油的影响

硅油的 T_2 分布谱峰值为 319ms，代表中等弛豫时间的油。分别用硅油和水饱和岩心，测量饱和水和饱和油情况下的核磁共振 T_2 谱进行对比。测量结果见图 7－79。

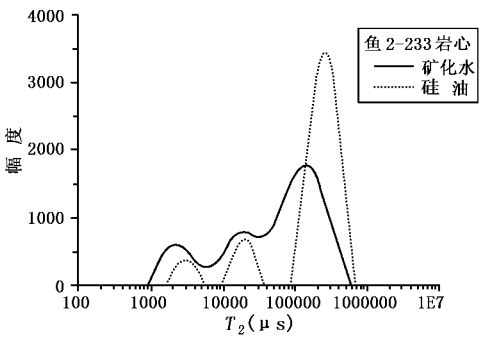


图 7－79（a）　鱼 2－233 岩心对比图

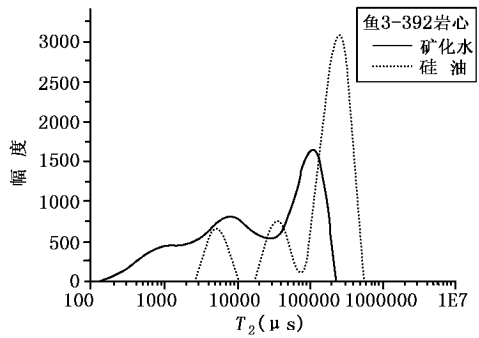


图 7－79（b）　鱼 3－392 岩心对比图

从图中我们可以看出，饱和硅油和饱和水的 T_2 谱差别非常大，根本无法进行对比。硅油主要分布在 90～700ms 之间，与自由态的分布 105～900ms 相差很小，受孔隙结构的影响比水小。

3）柴油的影响

柴油是原油的精炼油，粘度小于菜油和硅油，弛豫谱特征峰值为 559ms，分布范围为 250～2000ms。分别用柴油和矿化水饱和岩心，测量结果见图 7－70。

从图中我们可以看出，饱和柴油的岩心 T_2 谱分布与饱和水的 T_2 谱分布的形状非常相似，只是弛豫时间比较长。从谱的形状来看，对于岩心饱和柴油和饱和水，都受到孔隙结构的影响，谱的形状与孔径的分布有关，但由于柴油的粘度比水大，其分子运动受限，因此与颗粒表面碰撞的几率比水小，因此表现的颗粒表面弛豫时间比水长。对于饱和柴油的岩心，如果按照饱和水的截止值进行解释，就会过高估算可动流体饱和度，平均偏高 19.7%，使计算的渗透率过高。在已知岩心内部流体性质的情况下，通过校正截止值，可以对可动流体饱和度进行校正。可动流体饱和度对比数据见表 7－10。

表 7－10　饱和柴油和饱和水的可动流体饱和度数据表

岩心号	水饱和样品时测量的可动流体的截止值（ms）	水饱和样品时测量的可动流体体积（%）	油饱和计算可动流体（利用水饱和截止值）（%）	油饱和测量的截止值（ms）	油饱和测量的可动流体（%）
古 17－147	21	46	67	67	46.5
鱼 3－312	30	41.7	73.6	75	41.3
鱼 2－232	33	61.4	71.4	85	61.2
鱼 2－218	33	49.7	63.4	75	50.1
鱼 2－308	33	16.8	42.4	107	16
古 17－153	30	62.1	77.9	107	62.4

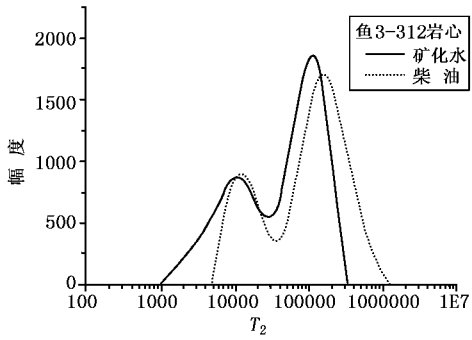


图 7－80（a）　鱼 3－312 岩心对比图

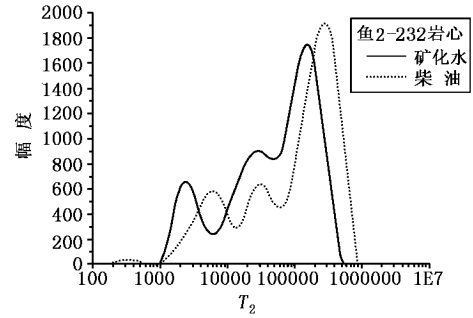


图 7－80（b）　鱼 2－232 岩心对比图

2. 原油对 T_2 谱的影响

霍 1 井原油属于轻质油，弛豫时间为 300ms，用霍 1 井原油饱和不同孔渗的岩心，测量核磁共振 T_2 谱，三块岩心的对比结果见图 7－81。

从图中我们可以看出，不同的岩心饱和原油，表现的弛豫谱峰的位置相同，说明原油在孔隙内具有相同的特性，与岩心的物性无关。

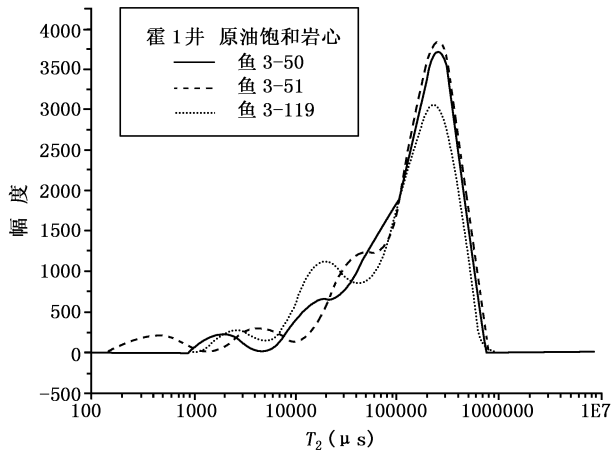


图 7－81　岩心饱和霍 1 井原油的 T_2 谱图

3. 水润湿性岩心饱和柴油的情况

我们用柴油驱替水，使岩心处于束缚水和可动油状态，测量岩心的核磁共振 T_2 谱，测量结果见图 7－82。从图中我们可以看出，油和水的分布非常明显，图中填充的部分是束缚水，未填充的部分是柴油，含油饱和度分别为 59％和 52％。对于水润湿性岩心，用油驱替时，油首先进入岩心的大孔隙，随着压力的增大，油逐步进入中等孔隙，直到岩心的可动水被油驱替完全。由于岩心的表面被水润湿，油分布在孔隙的内部，与孔隙表面接触的几率非常小，因此，表现的特征与自由态的油的特征相近。我

们可以利用这一特征，在纯油地层确定原油的弛豫时间和计算含油饱和度。

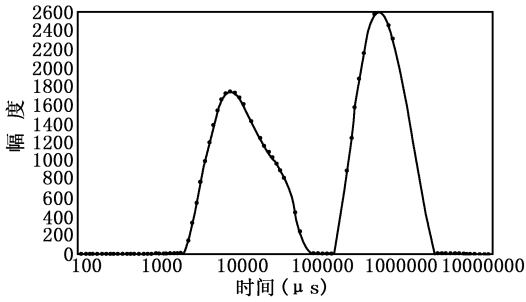


图 7－82（a）德 2－24 岩心核磁共振 T_2 谱

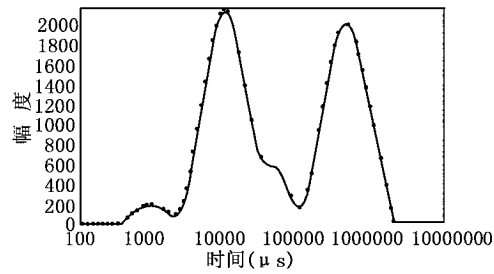


图 7－82（b）德 2－22 岩心核磁共振 T_2 谱

从以上的分析我们可以看出，对于粘度较高的油，由于粘度比较大，分子运动受到限制，因此与岩石颗粒表面的碰撞几率低，因此油的弛豫受孔隙结构的影响比较小，表现出的特征与自由态的油的特征一样。应用这一特性，我们可以在已知原油核磁共振 T_2 谱分布的情况下，预测岩石内油的 T_2 峰值出现的位置，对确定饱和度和计算可动流体具有指导意义。对于像柴油这样的低粘度油，弛豫特征与水相似，受到孔隙结构的影响比较大，但由于粘度比水大，因此弛豫时间比水长，可根据岩心的实验结果，进行可动流体饱和度的校正。特别是在测井过程中使用油基泥浆，那么测量核磁共振时，应根据泥浆的油成分，对测量的结果进行修正，保证测井解释的准确性。

第四节　核磁共振在泥质砂岩储层的应用实例

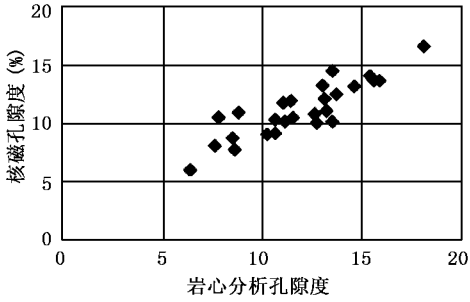
核磁共振测井解释的基础是岩心实验分析，通过开展区块性的核磁共振实验研究，建立区域的测井解释模型，为测井解释提供经验参数和实验成果，提高测井解释的符合率。本文只列举了部分核磁共振测井技术在砂泥岩的应用结果。

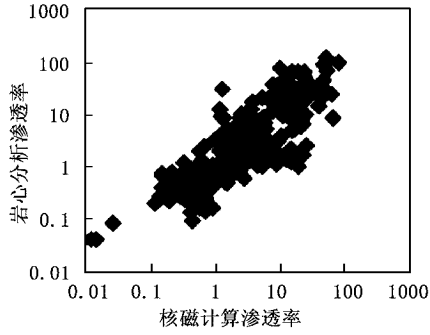
一、储层参数求取

由于海拉尔地区地质情况复杂，骨架参数难以确定，影响了常规测井资料求取孔隙度的精度，用核磁共振测井可以提供不受岩性影响的孔隙度。统计了贝 28、苏 20、乌 20、乌 21 井核磁的孔隙度与岩心分析孔隙度共 23 个层 313 个数据点，平均绝对误差 1.33，见图 7－83。

应用测井资料更加准确的计算储层渗透率参数一直是测井界的难题。由于核磁共振测井能够反映出储层的孔隙结构，从而可以提供更为精确的储层渗透率参数。目前 P 型核磁共振采用 Coates 模型计算渗透率。

在定量解释和计算渗透率的过程中，束缚水体积（BVI）的准确性起着关键作用，目前普遍采用 T_2 截止值的方法确定束缚水体积。在实验研究工作的基础上，对海拉尔所测的井采用了分层确定 T_2 截止值的方法计算渗透率，从核磁计算的渗透率与岩心分析的渗透率对比图（图 7－84）可以看到，核磁计算的渗透率与岩心渗透率吻合的较好，在一个数量级范围内，提高了渗透率的精度。





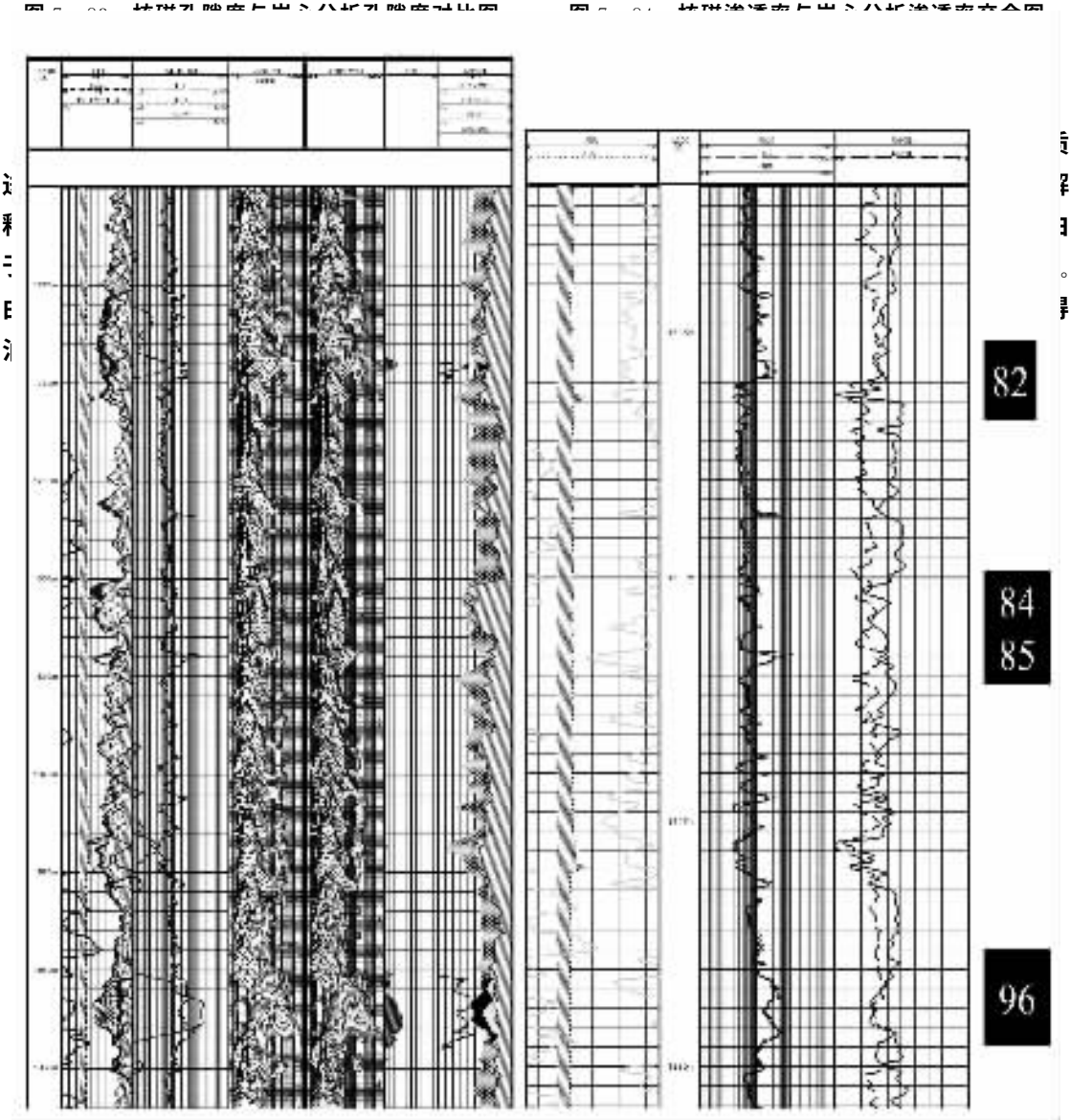


图 7—85　德 103—226 井测井解释成果图

德 103－226 井（见图 7－85）当时按常规测井资料将 82 号和 96 号层解释为差油层，84 号、85 号层解释为水层，常规测井曲线分析 84 号、85 号层物性与 96 号层物性相差不多，只是电阻率比 96 号层明显降低，含水特征明显。上面的 82 号层，常规解释为差油层。通过常规的测井解释，出现了上下油中间水的情况，使解释变得较为复杂。但从核磁共振的 T_2 谱上分析，84 号、85 号层与 96 号层相比，虽然孔隙度基本相当，但 84 号、85 号层以短弛豫时间（4～32ms）为主，储层都是束缚水，渗透率在 $0.02\times10^{-3}\mu m^2$ 以下，通过核磁将该层解释为干层，此解释结果符合地区油水分布规律。

德 103－226 井 59 号层，该层深侧向电阻率 30Ω·m，有效孔隙度 18pu，按常规测井曲线应将该层解释油层，但核磁共振的长回波间隔弛豫谱前移速度较快，谱峰的位置在 100ms 以内，为明显的水层特征，见图 7－86。2003 年 10 月对该层试油，日产水 $0.545m^3$。验证了核磁解释结果的正确性。

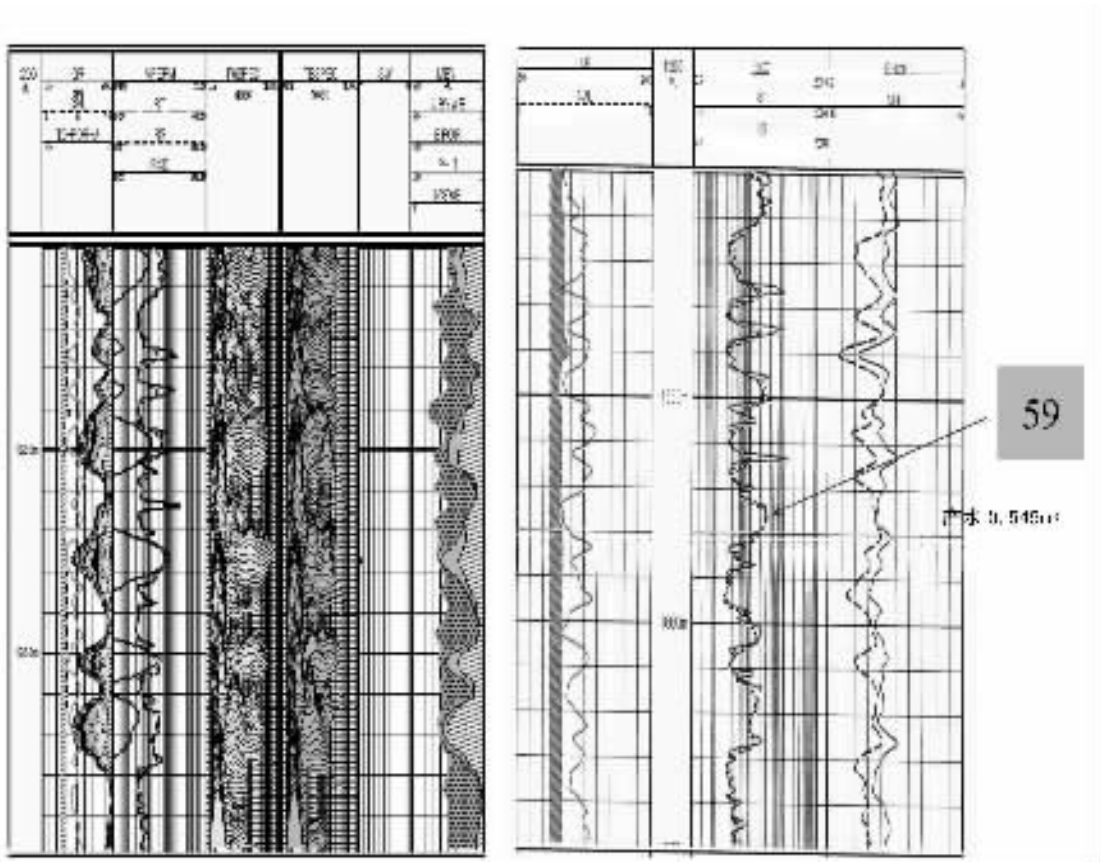


图 7－86　德 103－226 井 59 号层测井解释成果图

三、划分有效厚度

由于海拉尔地区特殊的地质特点，储层划分一直是常规测井资料的一个难题，应用核磁共振测井提供的孔径分布、渗透率的信息，可以进行储层的划分，现已见到较好的效果。

图 7－87 是乌 20 井的常规测井曲线与核磁的处理成果图，常规测井曲线在 2050.0～2100.0m 的井段显示的是一个层，但从核磁提供的渗透率曲线可以看出，在 2076.0m 处，

储层主要以束缚水为主，核磁的渗透率在 $0.02\times10^{-3}\mu m^2$ 左右，通过核磁提供的渗透率的信息将该层分为上下两个层，达到了正确划分储层，不漏失储层。

四、利用核磁共振测井评价厚层内部的水淹特征

在油田开发中，由于水驱控制程度高，经过长期注水容易形成水淹，厚油层内部含水饱和度存在较大差异。P 型核磁共振测井可提供不依赖地层水矿化度的冲洗带的含水饱和度，通过核磁共振测井可以评价厚油层内部的水淹程度，使水淹状况的判断达到了定性解释。北 1－330－检 49 井是 2001 年所测的井，见图 7－88。这里我们进行了岩心分析的目前含水饱和度与核磁计算的含水饱和度的对比，从图中可见其上部、下部的电阻率都在 30Ω·m，而且由电阻率计算的含水饱和度，没有反映出底部水淹的状况，但完全应用核磁测井资料计算的含水饱和度，很好地反映了底部水淹的状况，而且与岩心分析的饱和度对应的较好。

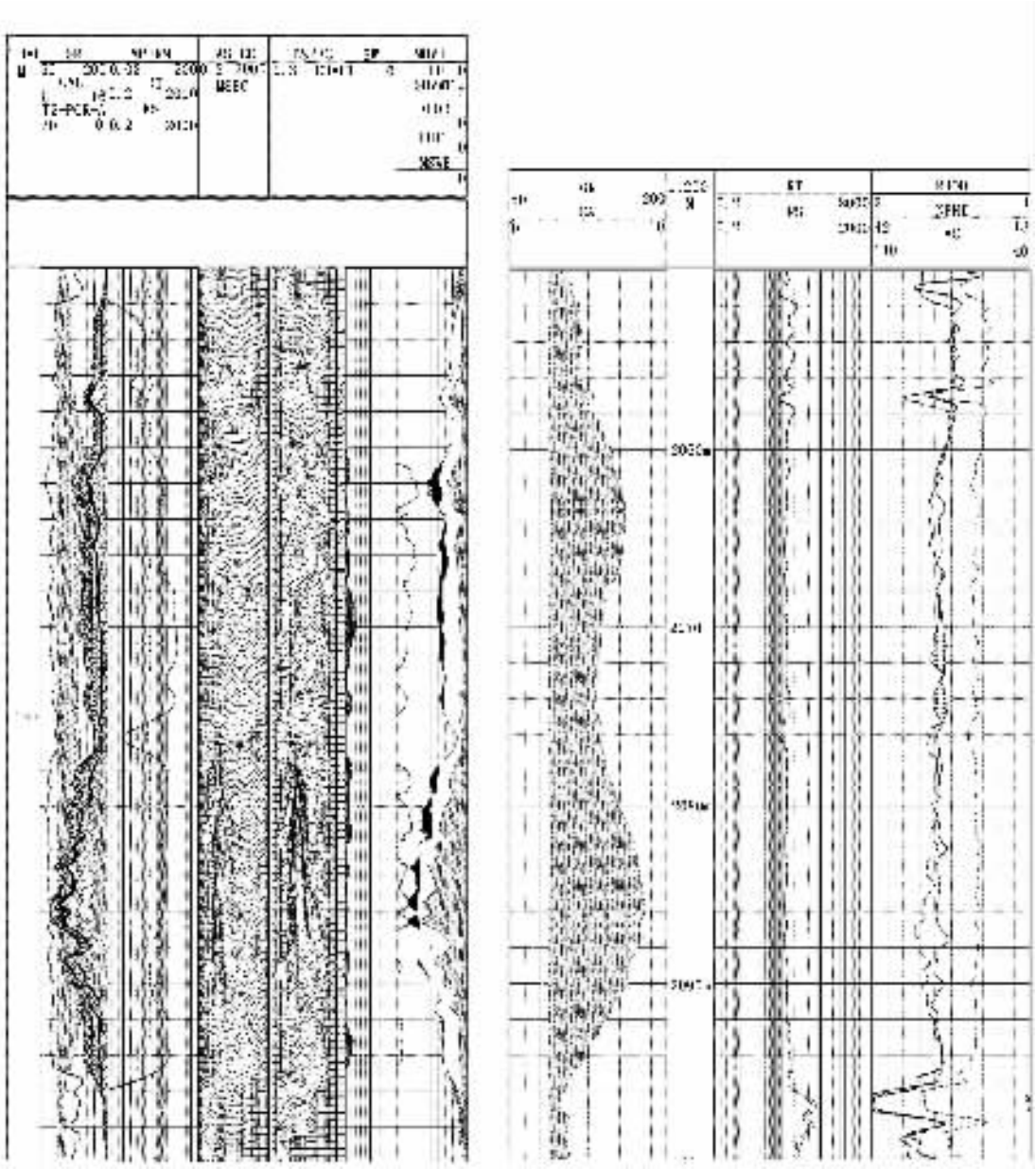


图 7－87　乌 20 井的常规测井曲线与核磁的处理成果图

参　考　文　献

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

2　**石油情报协作组．测井新技术应用．北京：石油工业出版社，**1998

3　R. L. Kleinberg et al. “NMR Properties of Reservoir Fluids”. The Log Analyst11～12，1996

4　**阙洪培．束缚流体体积确定方法及其应用条件．西南石油学院学报，**2002，124（2）

5　**周灿灿．用岩心** NMR **和常规束缚水的测量改进对** $T_{2\text{cutoff}}$ **的确定．测井技术，**2001，25

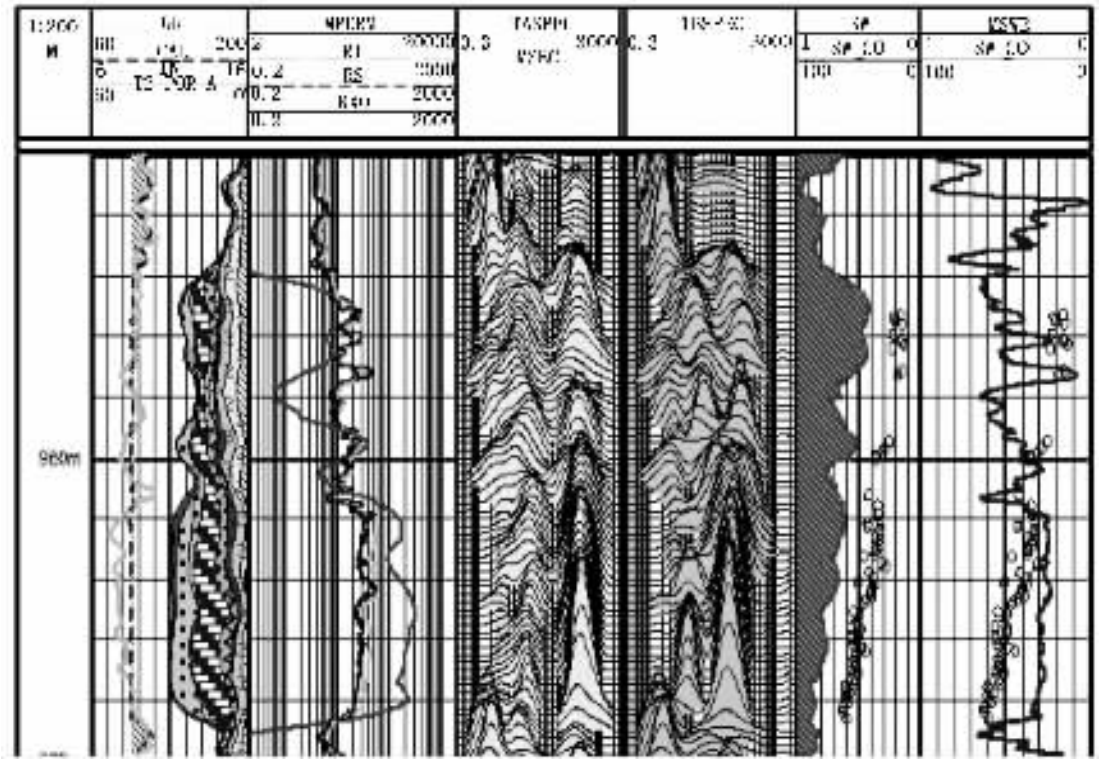


图 7—88　北 1—330—检 49 井解释成果图

(2)

6　**王为民．低磁场条件下天然气核磁共振特性的实验研究．波谱学杂志** 2001，18（3）

7　**孙建孟．核磁共振测井 $T_{2cutoff}$ 确定方法探讨．测井技术**，2001，25（3）

8　**王为民．核磁共振弛豫信号的多指数反演．中国科学**，2001，31（8）

9　**高效曾．核磁共振孔隙度和岩性有关．测井技术**，1998，22（4）

10　**王忠东．核磁共振岩心基础实验分析．测井技术**，2001，25（3）

11　**翁爱华．矿化度对流体核磁共振性质影响的实验研究．测井技术**，2001，25（6）

12　**运华云．利用 T_2 分布进行岩石孔隙结构研究．测井技术**，2002，26（1）

13　**谷长春．现场岩屑核磁共振分析技术的实验研究．波谱学杂志**，2002，19（3）

14　**彭石林．顺磁物质对核磁弛豫特性影响的实验研究．石油物探**，2002，41（3）

15　**查传钰．用核磁测井资料评价岩石孔径分布．江汉石油学院学报** 1998，20（2）

16　**高　敏．用核磁共振测井资料评价储层的孔隙结构．测井技术**，2000，24（3）

17　**岳文正．用核磁共振及岩石物理实验求地层束缚水饱和度及平均孔隙半径．测井技术**，2002，26（1）

第八章　泥质砂岩的声学特性

第一节　岩石声学特性

地球物理勘探和测井研究的对象是地壳中各种不同地质年代、由不同矿物成分组成、结构各异的岩石，显然，地下岩石并非理想弹性体，将其看成弹性介质是一种近似。

一、岩石的弹性力学参数

在弹性力学中，用弹性体的杨氏模量 E、切变模量 G、泊松比 μ 和体变模量 K 以及密度 ρ 来表述弹性体的性质。这些参数是对均匀、完全弹性的介质定义的。对岩石这类非均匀、非完全弹性的地质体，上述参数仍然沿用。但是，需要说明，这些参数是在某些限制条件下，将岩石视为近似均匀及弹性的介质而得到的宏观近似值，它们与岩石的孔隙度、骨架的矿物成分、孔隙流体的性质等因素有相当复杂的关系，以下将分别给出有关参数的定义。

1. 杨氏模量（纵向弹性模量）*E*

设外力 F 作用于长度 L、横截面积 S 的均匀弹性体的两侧时，弹性体长度发生 ΔL 的变化，根据胡克定律有：

$$\frac{\Delta L}{L}=\beta\frac{F}{S}=\frac{1}{E}\cdot\frac{F}{S}\quad\text{或}\quad E=\frac{F/S}{\Delta L/L}\tag{8-1}$$

式中　F——外力，N；

L——长度，m；

S——横截面积，m^2；

β——比例系数；

$E=1/\alpha$——岩石的杨氏模量，Pa。

可见杨氏模量定义为岩石在发生拉伸（或压缩）形变时，拉伸（或压缩）应力与同方向上相对伸长（或缩短），即沿外加应力方向的线应变的比值。

2. 切变模量 *G*

设弹性体在切力 F_t 作用下发生切变（形状改变），当切变角 θ 很小，根据胡克定律有：

$$\theta=n\cdot\frac{F_t}{S}=\frac{1}{G}\cdot\frac{F_t}{S}\quad\text{或}\quad G=\frac{F_t/S}{\theta}\tag{8-2}$$

式中　F_t——切力，N；

S——切力 F_t 所作用的表面积，m^2；

n——切变系数；

$G=1/n$——切变模量，Pa。

可见切变模量定义为岩石发生剪切形变时，剪切应力与剪切应变之比。

3. 泊松比（横向压缩系数）μ

岩石的泊松比定义为岩石受某一方向的法向应力（拉伸或压缩）时，在与外加应力垂直的方向上发生的横向线应变（$\Delta d/d$）与外加应力方向上纵向线应变（$\Delta L/L$）的比值：

$$\mu=-\frac{\Delta d/d}{\Delta L/L} \tag{8-3}$$

负号的意义是，纵向线应变为正值（伸长）时，横向线应变则为负值（缩短或变薄），负号使泊松比 μ 始终为正值。显然，岩石及矿物的泊松比都小于 0.5，泊松比值最低的是某类粉砂岩，$\mu=0.05\sim0.06$；泊松比最大的是软泥，$\mu=0.45$ 或更大。

4. 体变模量 K

岩石的体变模量定义为岩石受均匀静压力作用时，所加静压力 p 与体应变为 $\Delta V_1/V_1$ 的比值：

$$K=\frac{-p}{\Delta V_1/V_1} \tag{8-4}$$

式中 V_1——体积，m^3；

ΔV_1——体应变，m^3；

p——静压力，Pa。

公式中的负号表示静压力增加时，体应变为负值（即体积缩小）。

5. 密度 ρ

岩石的密度定义为单位体积岩石的质量。由于岩石由固相骨架和孔隙流体组成，分别定义骨架的密度 ρ_{ma} 和孔隙流体的密度 ρ_f，若孔隙中只存在一种密度为 ρ_f 的流体，岩石的密度 ρ 可表示为：

$$\rho=(1-\phi)\rho_{ma}+\phi\rho_f \tag{8-5}$$

式中 ρ——岩石的密度，g/cm^3；

ρ_{ma}——骨架的密度，g/cm^3；

ρ_f——孔隙流体的密度，g/cm^3；

ϕ——岩石的孔隙度，%。

如果孔隙中存在油、气两种流体，且含油饱和度为 S_o，含气饱和度为 S_g，则岩石的密度为：

$$\rho=(1-\phi)\rho_{ma}+\phi S_o\rho_o+\phi S_g\rho_g \tag{8-6}$$

式中 ρ_o——孔隙中油的密度，g/cm^2；

ρ_g——孔隙中气的密度，g/cm^2。

二、岩石的声学参数

1. 纵波速度 v_p 和横波速度 v_s

纵波可以通过岩石传播是毫无疑问的。在实验室及理论推演上也承认横波能在有孔隙、且孔隙中有流体的岩石中传播。地球上的矿物及岩石中，纵波速度最低的是某些砂岩（$v_p=0.2km/s$），纵波速度最大的是纯橄榄石（$v_p=8.77km/s$）。横波速度低于纵波速度。v_p、v_s 与弹性力学参数的关系可由以下两式表述：

$$v_p=\sqrt{\frac{E}{\rho}\cdot\frac{1-\mu}{(1+\mu)(1-2\mu)}} \tag{8-7}$$

$$v_s=\sqrt{\frac{E}{\rho}\cdot\frac{1}{2(1+\mu)}} \tag{8-8}$$

定义 v_p 与 v_s 之间的关系为：

$$\frac{v_p}{v_s}=\sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}} \tag{8-9}$$

2. 纵波时差 ΔT_p 和横波时差 ΔT_s

声学中将声速的倒数称为慢度，在声速测井中习惯将声速的倒数称为时差，即：

$$\Delta T_p=1/v_p \tag{8-10}$$

$$\Delta T_s=1/v_s \tag{8-11}$$

3. 声阻抗 Z

定义岩石的速度 v 与密度 ρ 的乘积为岩石的声阻抗，即：

$$Z=\rho\cdot v \tag{8-12}$$

两种介质的声阻抗之比称为声耦合率。介质Ⅰ和介质Ⅱ的声阻抗相差越大，则二者的声耦合越差，声波能量就越不容易从介质Ⅰ中透到Ⅱ中去。反之亦然。

4. 声衰减系数 α

声波在岩石中传播时，随着传播距离的增大，其能量会逐渐衰减。假定某平面波从 A 点传播到 B 点，传播距离为 d_1，声压从 P_0 变化至 P，相对变化为 $\mathrm{d}p/p$，则 $\mathrm{d}p/p$ 与传播的距离 d_1 成正比：

$$\mathrm{d}p/p=\alpha\cdot d_1 \tag{8-13}$$

式中 α——岩石对声波的衰减（吸收）系数。

第二节 岩石声学特性的实验

一、声波测量方法

岩石声波检测技术的研究及应用，是指使用频率为几百赫兹至二兆赫左右的声波及超声波检测技术，解决各类地质课题的研究及应用工作。

岩石声波检测的全过程，可用图 8－1 说明．它包括下述几个基本环节：

（1）声波发射系统。根据测试对象，可分别采用不同的压电换能器发射声波，用于岩体表面、孔间、井间及岩石测试。

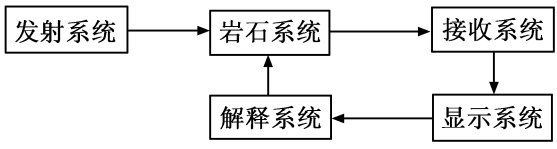


图 8－1 声波检测过程

（2）声波在岩石内传播，受岩体结构及物理力学性质的影响，使声速、波幅、波形发生变化，从而使声学参量携带了地质信息。

（3）接收系统。包括压电换能器、

接收放大器，将传播至接收点的声波讯号放大。

（4）显示系统。将接收信号进行波形、传播时间的显示和记录等。

（5）声波参量（声速、波幅、衰减系数、频谱等）经解释后，可获得岩体或岩石的结构特征、物理性质、力学参数的定性及定量解释。

声波实验也可以根据不同的要求分成多种测量方式，但都反映的是岩石的声学特性。目前对于岩石声学的研究按照以下几种划分：

按照频率划分：不同的测量物体采用不同的测量频率，对于测井来讲通常采用低频20kHz左右，而对于实验分析，由于岩心大小的不同，通常选用200kHz以上的频率，这样做的目的是要实验样品相对声源满足无限大的条件，避免边界效应和界面反射对测量结果的影响。

按照不同的测量方向划分：声波具有固定的传播方向，而且具有很好的方向性，因此在研究各项异性的岩石样品时就非常有意义，因此实验设备也可以设计成不同轴向的夹持器，分为单轴、双轴和三轴。

按照声波的特性还可分为横波测量和纵波测量。

为了确定岩石超声波范围的弹性振动传播速度，通常采用三种方法：共振法、脉冲法和超声波的干涉测量法。但目前实验室测量岩石的声速主要以脉冲法为主，所谓脉冲法就是向样品的末端简单地施加脉冲，然后测量到达样品另一端的脉冲所经历的时间。在这种测量中所包含的短距离传播引起的结果其精度远不如利用其他测量方法得到的精度。然而，对于大多数岩石来说、使用多路传播或相位比较法所获得的精度的提高程度，一般都高于信号强度损耗偏移和这种偏移对确定初始精度的影响。另外，不均匀性，例如裂纹和孔洞的存在，使得特别精确的测量也没有保证。但在致密岩石中测量通常有较高的精度。

脉冲法通过测量声波在通过岩心后的相位差作为传播时间t_p，岩心长度l是已知的，这样应用公式计算出速度：

$$v_p = l/t_p \tag{8-14}$$

图8-2中显示的就是脉冲法测量到的声波波形图。

二、岩石声波实验系统

岩石声波测量通常有常温常压测量和高温高压测量。图8-3所示为常温常压实验系统。常温实验系统是将发射探头和接收探头固定在岩石样品两端，表面用耦合剂耦合，通过在发射端发射脉冲，测量接收端的波形，通过对比发射和接收的波形相位差，计算出声波在岩石中的传播速度。该方法简便易行，而且可以更换不同频率的探头。缺点是没有温度和加压系统，不能够模拟地层下岩石的原始状态。

典型的测量结果见图8-4所示。

传播速度为$v_p = l/t_p$，t_p为声波传播时间，l为样品长度，横波测量与纵波测量相同。

三、高温高压实验系统

高温高压实验系统具有加温和加压功能，能够模拟地层环境下的温度和压力，该系统测量的结果更符合地层条件下的真实情况，该系统具有代表性的实验设备是美国NER公司生产的AUTOLAB1000型岩石声波测量系统。下面对这个系统进行简要介绍。

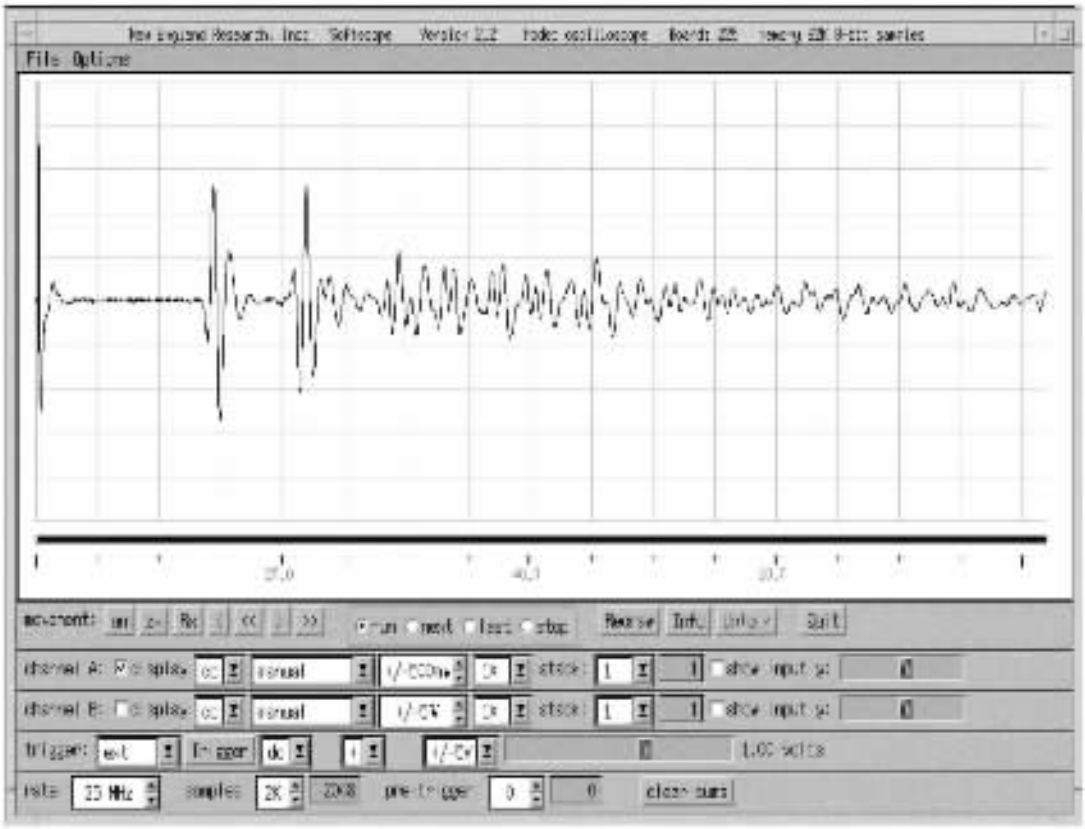


图 8－2　脉冲法测量到的声波波形图

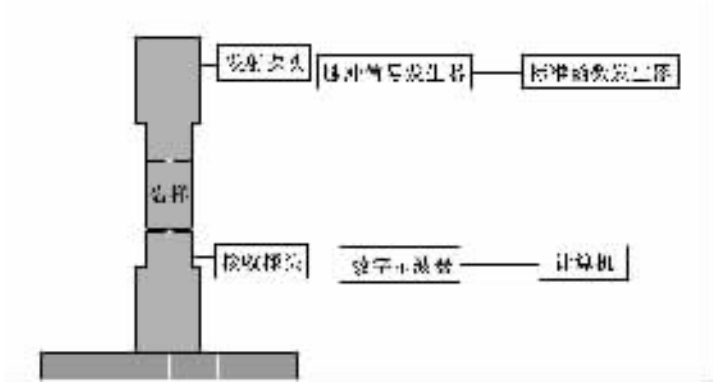


图 8－3　常温常压实验系统

AUTOLAB1000 多功能岩石声波参数自动测量系统是美国新英格兰公司（NEWENGLAND）的最新产品，可以模拟地层的温度和压力，自动测量岩石的单轴向动、静态声波和力学参数。通过测定岩石的纵、横波速度和应力变化，可以确定岩石的动、静态弹性参数和压缩系数，研究压力和温度的变化对岩石动、静态弹性参数的影响，研究岩石孔隙体积变化与渗透率变化的关系等。

仪器主要技术指标：

上覆压力：15000psi(**约** 103.5MPa)；

孔隙压力：10000psi（**约** 69MPa)；

最高温度：125℃；

岩心直径：1in **和** 1.5in；

岩心长度：1～3in；

中心频率：**横波** 200kHz，**纵波** 700kHz；

压力传感器精度：0.25%；

测量精度：0.3%。

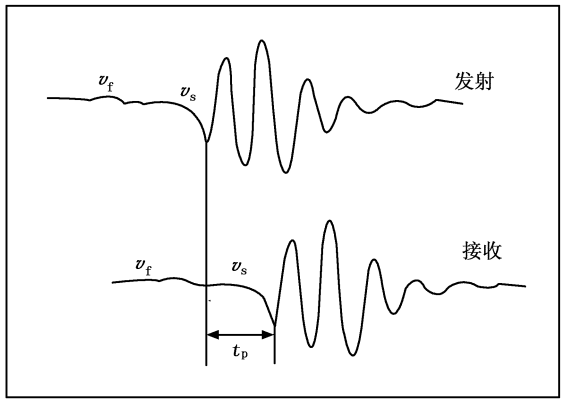


图 8－4　**典型的测量结果**

图 8－5 **所示为高温高压声波测量原理图。先将测量的样品用胶套套好，然后在测量探头和接收探头与岩心的接触面上涂抹耦合剂，然后将探头从两端分别插入胶套内，与岩心紧密接触，在胶套外部用铁箍固定，把固定好的样品放入测量室内，将孔压连接管接好。将仪器升温到需要的温度，然后慢慢将围压增加到设定的压力，最后将孔压加到设定的压力，这样就完成了仪器设置，这时开始测量岩石的纵、横波速度，测量结果图见图** 8－6，**图中上面的波形是纵波测量结果，下面的两个波形式横波的测量结果。通过在波形中提取首波，就可以计算出声波的传播时间** t_p、t_{s1} **和** t_{s2}。**从而计算出岩石的波速。**

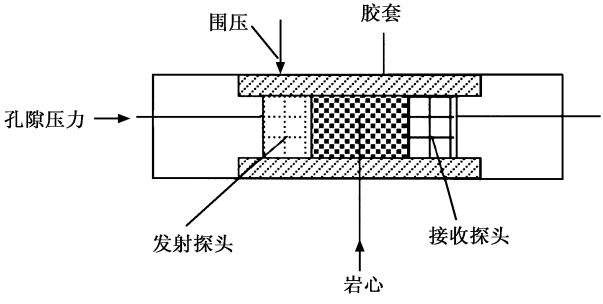


图 8－5　**高压声波测量原理图**

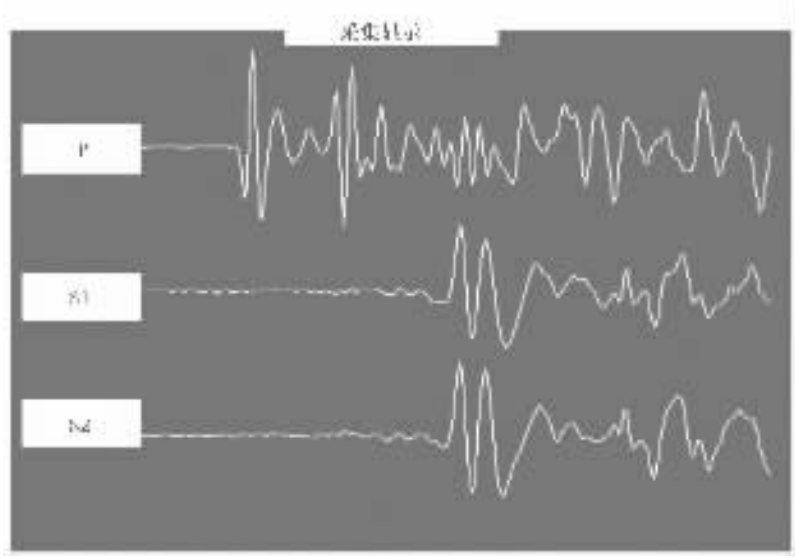


图 8－6　**典型的** AUTOLAB1000 **多功能岩石声波参数自动测量结果**

四、三轴向实验系统

三轴向实验系统就是在岩心的不同轴向上分别施加不同的压力，可以同时测量不同轴向上岩石的声波和力学参数，测量的原理与单轴向测量原理相同。三轴加压及测试系统是在三轴加压装置中，在试件各端面的传力柱间，对称地按设三对承压式（P 波）换能器，测定岩石三个主应力方向的波速，形变是通过按置于实验装置中的三个方向上贴放不同方向的形变传感器测量。

图 8—7 为三轴向测量系统示意图，图中只显示出了水平两向的加压示意 S 图，在纵向上也有一组传感器和加压装置。

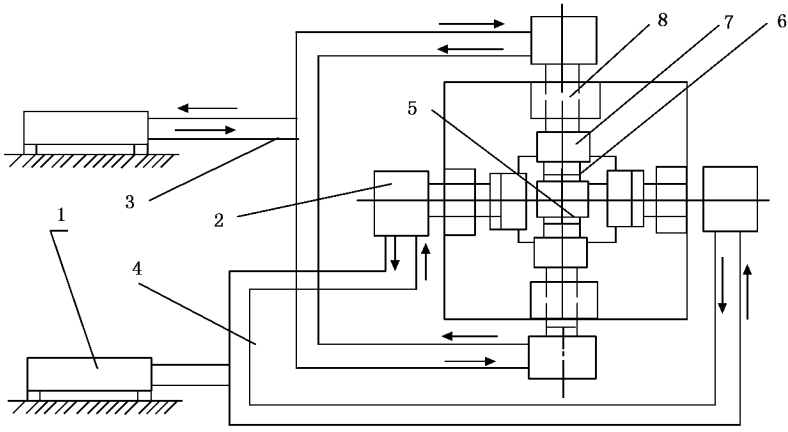


图 8—7　三轴向实验系统

1—油泵；2—浊压千斤顶；3—进油管；4—回油管；
5—岩样；6—声波换能器；7—球铰；8—定向座

实验采用分级加载方式，在加载的过程中，测定 P 波速度和岩石的变形，以便同时获得声速与应力和应力与应变的关系。三轴向加压实验主要分三步：

（1）在三个主应力方向上均匀加载到最小主应力 σ_2 所需荷载。

（2）使最小主应力 σ_3 方向的荷载保持恒定，继续增加其余两个主应力方向的荷载至中间主应力 σ_2 所需的荷载；

（3）使最小主应力 σ_3 及中间主应力 σ_2 方向的荷载保持恒定，再继续增加最大主应力 σ_1 方向上的荷载至岩石样品产生宏观断裂破坏。

在加压过程中，测量不同压力下的各轴向上的 P 波速度和岩石的变形。三轴向典型仪器是 AUTOLAB2000 型和 TerraTeK 岩石三轴应力测试系统。

可以模拟井下地层环境，对岩样进行力学及声学测试，求取各项力学参数；具有国际先进水平。可开展单轴抗压强度实验、三轴抗压强度实验、断裂韧性、疲劳实验、压缩实验、热膨胀、分段实验等。

性能指标：

最大承载能力：270T；

最高温度：200℃

最高围压：140MPa；

最大孔隙压力：100MPa。

第三节　泥质砂岩声学特性的影响因素

岩石弹性是一种与岩石的内部结构有关的基本物理性质。在表征岩石弹性的参数中，弹性波的速度是地震勘探中最重要的一个参数。理论研究和大量实际资料证明，弹性波在岩石中的传播与岩石的孔隙度、孔隙形状、岩石和矿物组分、渗透率、密度及岩石颗粒的胶结程度有关，也与孔隙流体、饱和程度、环境温度、压力以及其本身的频率有关。在野外要测定岩石的弹性参数和把它们的影响分离开来是十分困难的。在实验室可以在控制诸如温度、压力、孔隙流体类型和流体含量等环境因素条件下测量岩石的纵、横波速度。实际工作中，获得地层的纵、横波速度后，就可以求出地层的泊松比、压缩模量、剪切模量和杨氏模量等，利用这些参数有可能确定孔隙度，识别裂隙、流体性质和岩性等，也可能用于地层破裂压力的预测。因此，研究岩石的纵、横波速度以及它们随各种影响因素变化的规律是很有意义并且也很重要的工作。目前，国外有许多专业人员在这方面做了大量的工作，取得了一些有价值的成果。国内也做了许多研究工作。这些研究对地震亮点解释、AVO、多波勘探等技术的发展起了重要的指导作用。表 8－1 所示为一些岩石和矿物的声速、密度和纵横波速度比。

表 8－1　岩石和矿物的声波速度、密度和纵横波速度比

岩石、矿物成分	纵波速度 v_p (km/s)	横波速度 v_s (km/s)	密度 (g/cm³)	纵横波速度比 v_p/v_s
氯化钠	4.59	2.66	2.16	1.72
石　膏	5.63	3.11	3.00	1.81
钾长石	5.59	3.06	2.56	1.81
钠长石	5.94	3.27	2.62	1.82
钙长石	7.05	3.73	2.73	1.89
石　英	6.06	4.11	2.65	1.47
方解石	6.65	3.45	2.71	1.93
白云石	7.37	3.99	2.87	1.85
菱铁矿	6.96	3.58	3.96	1.94
黄铁矿	8.42	5.44	5.02	1.54
石榴石	8.46	4.74	4.23	1.78

一、岩石的声速的影响因素

声波速度测井是测量井下岩层的声波传播速度（或时差），以确定井剖面地层的岩性、估算储层孔隙度、判断气层等，是主要的测井方法之一。

1. 岩石声速与孔隙度、泥质含量和渗透率的关系

岩石的密度是决定地层声波速度的重要因素，而岩石密度和岩石孔隙度又有密切关系，所以声波时差（或声速）可以确定地层的孔隙度。假设地层为固结压实的纯砂岩，胶结均匀，粒间孔隙分布均匀。考虑到物理性质的不同，可将岩石分为骨架（岩石颗粒）和孔隙流

体两部分，并且设该岩石立方体岩样的边长为 L，孔隙部分的高为 $L\phi$，则骨架部分高 L_{ma} 为 $L-L\phi$ 如图 8－8 所示[8]：

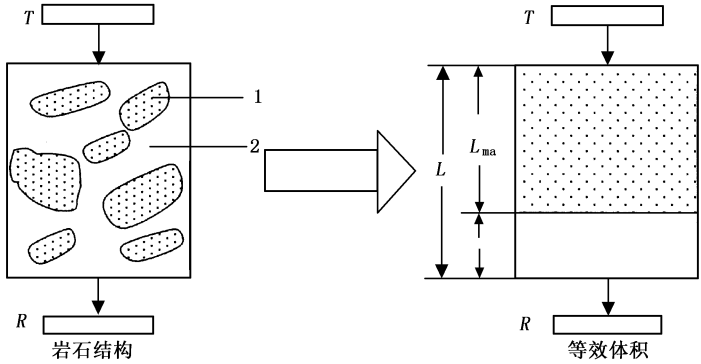


图 8－8　均匀地层中用 Δt 求 ϕ 的示意图

1—骨架；2—孔隙体积

实验证明，声波由岩样的一端进入，从另一端穿出所用的时间，等于声波通过岩石颗粒和流体的时间之和，即：

$$\frac{L}{v}=\frac{L\phi}{v_f}+\frac{L-L\phi}{v_{ma}} \tag{8-15}$$

式中　v——岩石的声波速度；

v_f——流体的声波速度；

v_{ma}——岩石骨架的声波速度；

L——岩心长度；

ϕ——孔隙度。

因为速度的倒数为间隔传播时间，所以有：

$$\Delta t \cdot L=\Delta t_f \cdot L\phi+\Delta t_{ma} \cdot (L-L\phi) \tag{8-16}$$

$$\Delta t=\frac{L\phi}{L}\Delta t_f+\frac{L-L\phi}{L}\Delta t_{ma} \tag{8-17}$$

由于 $\frac{L\phi}{L}=\frac{L\phi \cdot L^2}{L \cdot L^2}=\phi$，$\frac{L-L\phi}{L}=1-\phi$，所以上式变为：

$$\Delta t=\phi \cdot \Delta t_f+(1-\phi)\Delta t_{ma} \tag{8-18}$$

整理后得：

$$\phi=\frac{\Delta t-\Delta t_{ma}}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}} \tag{8-19}$$

式中　Δt_{ma}——岩石骨架的声波时差；

Δt_f——孔隙中流体的声波时差。

上式称为平均时间公式或威利公式。该式表明岩石孔隙度 ϕ 是岩石声波时差、岩石骨架声波时差和孔隙流体的声波时差的综合函数，显然只要能确定式中各种声波时差的具体数值，就可以利用上式求出孔隙度。

当岩性确定时，Δt_{ma}和 Δt_f 为常量，于是式（8－19）可以改写为如下形式：

$$\phi = a\Delta t + b \tag{8-20}$$

式中 a、b——与岩性有关的常数。

式（8－20）说明，在固结的纯地层中，若小的粒间孔隙分布均匀，则孔隙度和声波时差之间存在线性关系，也就是孔隙度和声速之间存在线性关系。

然而这种线性关系只是在一定的孔隙度范围内成立。理论和实验表明，如果在低孔隙度地层中，孔隙或多或少是不连通的随机分布的，岩石骨架构成了连续相，这在逻辑上是合理的，最快的首波在这个连续相中传播，绕过了孔隙，因此在孔隙度未达到某一值（5%～10%）以前，传播时间与岩石骨架的声速不会有很大的不同，这也就是声波测井不能探测孔洞型次生孔隙的原因。相反，如果颗粒在流体中呈现悬浮状，如压实程度很低的泥岩序列和高孔隙度（高于 48%～50%）地表沙子的情况，连续相是流体，则测量的是流体中的声波时差。因此在声波时差与孔隙度呈现非线性的孔隙度范围内，必须进行相应的校正。

泥质砂岩泥质的声波速度低于砂岩，因此砂岩含泥质时，将使得声波时差增大，用平均时间公式计算的孔隙度也偏大，所以需要泥质校正。

众所周知，砂岩的声速不只是与孔隙度有关，还受岩性、压实程度、胶结程度、孔隙形状、孔隙流体性质、有效压力、孔隙压力及温度诸因素的制约，威利时间平均公式的不足是显而易见的。最明显的表现是，用它来估算泥质砂岩和泥岩的孔隙度时，估算值都偏高，而泥质砂岩和泥岩是沉积盆地的主要组成部分之一，同储层关系相当密切。与威利时间平均公式类似但较新的另一经验公式是 Raymer 公式：

$$v_p = v_{ma}\ (1-\phi)^2 + v_f\phi \tag{8-21}$$

式中 v_p——饱和岩石的声速，km/s；

v_{ma}——岩石骨架的声速，km/s；

v_f——孔隙流体的声速，km/s。

式（8－21）不能直接应用于泥质砂岩或泥岩。Dehua Han 等在测量 80 个孔隙度和泥质含量各异的砂岩岩样（20%＜ϕ＜30%；0＜v_{sh}＜50%＝的纵横波速度之后，利用多元回归技术，得到了纵、横波速度 v_p、v_s 与孔隙度 ϕ、泥质含量 v_{sh}的拟合关系式：

$$v_p = 5.59 - 6.93\phi - 2.18v_{sh}，\text{相关系数 } r = 0.985 \tag{8-22}$$

$$v_s = 3.35 - 4.91\phi - 1.89v_{sh}，\text{相关系数 } r = 0.959 \tag{8-23}$$

式（8－22）、式（8－23）的测量条件是，有效压力为 40MPa，孔隙压力为 1MPa，换能器频率分别为 1MHz（纵波）和 0.6MHz（横波）。上两式考虑了泥质含量对声速的影响。可以看出，这种影响是不容忽视的，就 v_p 来说，泥质含量的影响是孔隙度影响的 5/16 倍，对于 v_s 则为 5/13 倍。

史鳟等人也研究了泥质含量和孔隙度对声波速度的影响，选择两口井的实际岩心进行分析，结果表明，采用有效压力 41.34MPa（模拟地层压力条件）下岩样的速度和孔隙度及泥质含量数据进行了拟合。也得到了类似的结果，岩石的纵、横波速度是和孔隙度及泥质含量线性相关的，其纵、横波速度都随着孔隙度和泥质含量的增加而减小。孔隙度和泥质含量起着降低波速的作用，泥质含量对速度的影响比较复杂，他们认为至少有两个方面，一是减小岩石骨架的弹性模量，一是产生孔隙纵横比大小不同的微小孔隙，这两种作用都会降低岩石

的速度。

Therderos Klimentos 在测量 40 个含水砂岩的纵波速度之后，也得到了类似的经验拟合关系式，所不同的是，在测量和拟合过程中，考虑了第三个因素渗透率。拟合公式如下：

$$v_p = 5.56 - 6.11\phi - 3.53V_{sh} + 0.0007K，\text{相关系数 } R = 0.96 \qquad (8-24)$$

式中 K——渗透率。

由式（8－24）可以看出，与 ϕ 和 V_{sh} 的回归系数比较起来，K 的回归系数小 3～4 个数量级。也就是说，对比之下，渗透率对声速的影响非常微弱，由此可以想像，如果反过来用声速测井信息推算渗透率，会相当困难甚至是不可能的。当砂岩的孔隙度低于 30％时，少量的泥质含量（1％或更少）也会使砂岩的纵、横波速度降低很多。砂岩中的泥质含量不仅本身会降低砂岩的纵、横波速度，而且会导致孔隙流体对砂岩波速的影响，一般情况下，增加砂岩的含水饱和度会增加纵、横波速，但是当存在泥质时，增加含水饱和度，纵、横波速度不一定会增加，甚至会降低，其原因是分布于颗粒胶结边界上的泥质溶于水，当增加含水饱和度时，实际上就增加了砂岩的孔隙度，结果使得波速降低。

2. 孔隙流体含量和性质对波速的影响

孔隙流体通过两个方面来影响岩石中波的传播速度：

（1）根据 Biot 理论，当岩石孔隙中所饱和的流体的压缩系数变化时，会引起岩石的等效模量发生变化而使岩石发生力学的“硬化”，从而影响岩石的弹性波速度；

（2）颗粒表面因流体的润滑作用而出现的物理化学“软化”作用。

相同的岩石，当孔隙流体含量和性质不同时，岩石的纵、横波速度就会不同，通过实验证明，砂岩的纵波速度与孔隙流体饱和度一般成幂函数关系。

$$v_p = a \times S_w^b \qquad (8-25)$$

式中 a 和 b 为常数，且 $a>0$，$0<b<1$。

1976 年 A. R. Gregory 在个别岩样的实验中发现，纵、横波速度并非随着含水饱和度的增加而单调增加，出现这种情况的原因是含水饱和度较小时，水在孔隙内并非均匀分布，或者根本未分布在岩石孔隙内，而是与岩样矿物颗粒或者胶结物发生作用，结果降低了岩石的强度，增加了岩石的压缩系数，使得岩石声速随含水饱和度的增加而降低。

孔隙流体的性质对岩石波速的影响比较复杂，S. N. Domenico 通过对含饱和盐水的岩心进行实验，结果表明通常砂岩的纵波速度随含盐量的增加而减少，但是当盐溶液的饱和度在 90％左右时，岩石的纵横波速度最低。当岩石孔隙全部充满盐水时纵波速度又趋于最大，横波速度一般随含盐量的增加而减少，其原因是由于在含盐溶液和气的储集层中，纵波的反射系数同含盐溶液的百分比成线性增加，最大的反射系数发生在盐溶液的饱和度在 90％左右。当岩石完全被溶液饱和时，反射系数趋于零。横波的反射系数比纵波的反射系数低，并且随含盐量的增加而线性地增加。

对于孔隙度相同的储层，当其孔隙空间所含流体性质不同时，储层岩石的声速也有不同的数值。研究结果表明，孔隙度相同的砂岩，含水时的声速高于含油时的声速。而且，砂岩的孔隙越大、砂岩骨架的声速越高，孔隙度相同的含水砂岩和含油砂岩的声速差异越明显。但是需要说明的是，即使对孔隙度为 20％～30％的纯砂岩，完全含水时的声速仅比完全含油时的声速大 7％～15％。若再考虑到在实际情况下，含油砂岩储层的孔隙中不可能全部含油（即含油饱和度不可能为 100％）。这样，仅根据声速的差异判断砂岩储层是含油还是含

水，还相当困难。对于碳酸盐岩储层，由于孔隙度的绝对值小（一般在12%以下），根据声速的差别区分含油层和含水层，在目前的测量条件下几乎是不可能的。

岩浆岩、变质岩及沉积岩含气时的纵波速度比完全含水时低。如果砂岩储集层含气，则其纵波速度与100%含水砂岩相比，有明显的降低。资料表明，对孔隙度为25%～30%的纯砂岩，孔隙中含气时的纵波速度比孔隙中完全含水时的纵波速度约低40%。因此，根据声速测井结果判断含气层是可能的。

此外对于同一含水饱和度，岩心在吸水和排水过程中的所测得的纵波速度并不相同，如图8－9所示，当S_w小于70%时，吸水过程中的纵波速度高于排水过程中的纵波速度，当S_w大于70%时则相反，造成这一现象的原因在于水和空气在岩石孔隙、孔喉中的分布的变化，从图中可以看出，即使在完全含水（$S_w=100\%$）和完全含气（$S_w=0\%$）两个极端情况下，含水饱和度稍有变化，纵波速度变化相当明显。

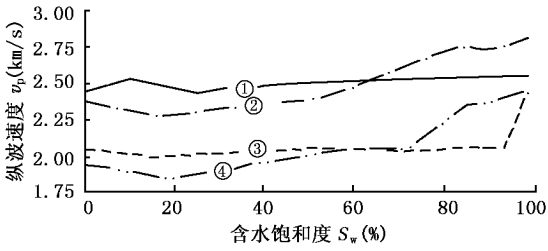


图8－9　人工岩心吸水和排水过程中纵波速度与含水饱和度的关系

①$\phi=21.7\%$ 吸水；②$\phi=21.7\%$ 脱水；③$\phi=26.8\%$ 吸水；④$\phi=26.8\%$ 脱水

石油大学（北京）的李艳华和楚泽涵采用实际测井资料的结果，分析饱和度对声波速度的影响，资料来源于测井解释结果。孔隙度值由补偿中子、密度和声速做三孔隙度交会得到。含水饱和度由电阻率资料求出。泥质含量由自然伽马求出。这些结果本身就是在一定的模型下得到。模型本身不完善的影响已加在这些结果上，这就是与实验室中测量的明显不同，不考虑具体数值，测井解释结果应与实验室测量结果表现出相同的规律。首先考虑了孔隙度和泥质含量对声波速度的影响，得到的结果与前面的讨论类似，综合考虑孔隙度、泥质含量和含水饱和度对纵波速度的影响，对砂泥岩和白云岩分别进行拟合，得到如下结果。

对于砂泥岩：

$$v_p=6.06-1.42\phi-0.28V_{sh}-0.026S_w，\text{相关系数}\ R=0.80 \tag{8-26}$$

对于白云岩：

$$v_p=6.58-0.97\phi-0.10V_{sh}-0.01S_w，\text{相关系数}\ R=0.74 \tag{8-27}$$

考虑含水饱和度影响后，孔隙度、泥质含量对声速的影响规律并未改变，含水饱和度在两种岩性中对声速的影响都只为泥质含量的1/10，说明孔隙度和泥质含量对纵波速度的影响要远大于含水饱和度的影响，在线性拟合中应对孔隙度和泥质含量加以适当的权重，但因无法给出权重值，仅以同权重对待拟合后，含水饱和度前的系数说明其影响仅为泥质含量的1/10，其符号的正负可认为是在拟合误差范围内对纵波速度的影响。

通过对实测测井解释资料的分析，在纵波速度与孔隙度、泥质含量和含水饱和度的关系中，孔隙度和泥质含量的影响要远远大于含水饱和度的影响，但纵波速度不仅取决于体密度和刚性模量，还取决于体积模量。而体积模量不仅由岩石基质决定，还受到孔隙充填介质的影响。因此，低孔低渗岩石含气时，纵波速度与含水饱和度的关系应考虑岩性区别对待。另外，由横波速度求得的孔隙度精度要低于纵波求出的，由横波求出的孔隙度应慎重使用。

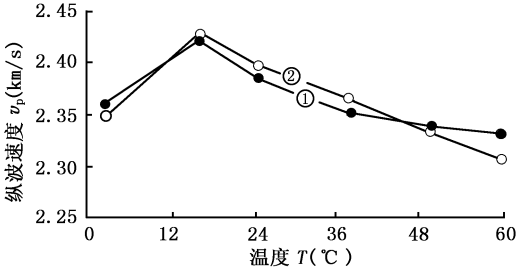


图 8－10　温度对声波速度的影响

3. 温度对岩石波速的影响

对于某些岩石，由于惯例是忽略了温度效应的误差。Mobarek 在对沉积岩的研究表明，温度和压力分别在 200℃和 10000psi 以下，无论是纵波速度还是横波速度都随温度的升高而减少。地下岩石由骨架和孔隙流体组成，孔隙流体主要为碳氢化合物和水。温度不但对固体骨架，尤其是对孔隙中的碳氢化合物和水有着强烈的影响。温度对孔隙流体声速的影响，势必影响整个岩石的声速。另外，温度的变化影响了岩石的差异膨胀，进而引起热应力，破坏了岩石的结构，并且岩石中的某些矿物在高温下可能发生相变。图 8－10 是两块人工岩心完全饱和水后，纵波速度随温度变化的曲线，由图可见，温度从室温（16.5℃）升高到 60℃，两块岩心的纵波速度均近于线性下降，并分别下降 4.2%和 5.3%。

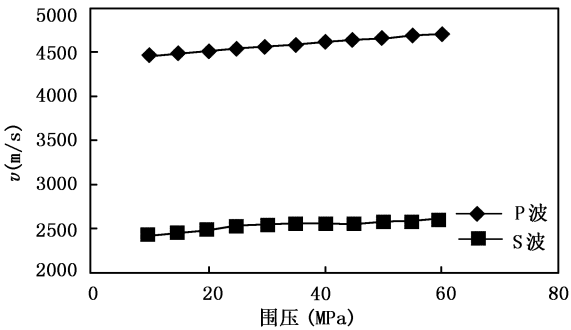


图 8－11　声波速度随围压的变化曲线

4. 围压对速度和弹性参数的影响

图 8－11 和图 8－12 分别为声波速度和岩石弹性力学参数随围压的变化曲线。纵波速度随围压的增大而增大。体积压缩模量、剪切模量、杨氏模量随围压增大而增大。

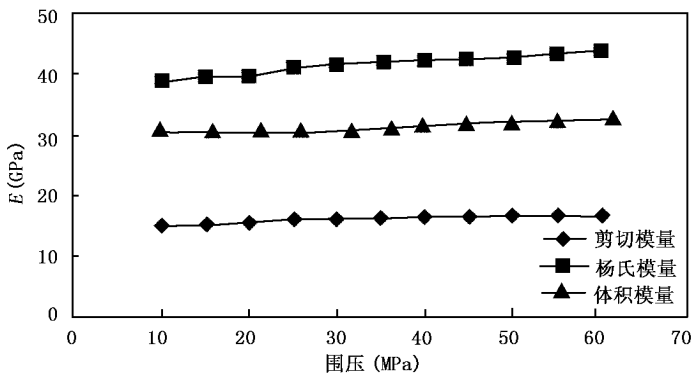


图 8－12　岩石弹性力学参数随围压的变化曲线

二、岩石含水饱和度对纵波、横波幅度的影响[2]

目前，声波测井信息的应用很大程度上仍限于纵、横波速度，幅度或衰减信息的应用很少。应用幅度或衰减信息作地质解释的困难是多方面的，例如，纵波幅度对孔隙度等储层参数的改变很不敏感，超声换能器与地层间耦合情况的变化及其不确定性，以及声波在岩石中衰减机理的复杂性等因素都阻碍了幅度或衰减信息的应用。对岩石中声波的衰减机理做出可

信的物理解释，是利用声波测井幅度信息的前提，也是地震勘探务必解决的首要问题之一。迄今，文献中已提出的岩石声衰减机制主要有以下几种：岩石固体颗粒间的相对滑动、孔隙流体的流动和粘滞性、热弹性效应、岩石骨架颗粒本身的非完全弹性散射、反射等等。以上各种机制并不相互独立，不能期望一种机制能在所有条件（频率、温度等）下描述声波在所有岩石中的衰减，甚至在理想情况下，亦很难在所提出的机制中做出选择。

1. 固体颗粒间的相对滑动

岩石骨架是由矿物颗粒及其胶结物组成的，声波在岩石中传播时所产生的扰动，势必引起骨架颗粒间的相对滑动，滑动时的摩擦阻力将一定的波动形式的力学能量不断转换成其他种类的能量。在绝大多数情况转换为热能，从而导致声波本身的幅度降低，能量减小，即声衰减。

实验表明，声波在单晶体中衰减比在多晶集合体中的衰减小一个数量级。例如，方解石的品质因子 Q 为 1900，而石灰岩的品质因子约为 200，这证明了上述衰减的存在。另外，有文献通过对月球岩石样品的测量发现，粒状介质在完全干燥和真空状态下，有着非常高的品质因子。这是由于在完全缺水和大气时，颗粒间的库仑力非常大、摩擦系数特别高，颗粒界面处几乎没有相对滑动。实验中，当有一小滴水蒸气进入盛样品的器皿时，样品的品质因子立即急剧降低。以上事实从另一个侧面说明，岩石骨架颗粒间的相对滑动对于声波的衰减有重要贡献。这种衰减与颗粒界面、孔隙和裂缝的特征关系密切。一般认为，干燥岩石（其衰减主要由骨架颗粒间的相对滑动引起）的衰减系数 α 与声波频率的一次方成正比；压力对此摩擦衰减的影响非常明显，随着有效压力（围压和孔隙压力之差）升高，衰减系数降低，且衰减系数降低的速率逐渐减小，直至有效压力高到一定程度时，衰减系数不再随有效压力的变化而变化。

2. 孔隙或裂缝中液体的影响

液体进人孔隙和裂缝后，首先会起类似润滑剂的作用，使得骨架颗粒在孔隙和裂缝处的滑动更为容易；其次，一些骨架物质还会同孔隙中的液体发生物理、化学反应。例如，当岩石中含有泥质时，由于泥质的主要成分是高岭石、伊利石和蒙脱石，这些矿物都是亲水的，遇水膨胀，特别是蒙脱石，吸水性极强，吸水后体积急剧增大。

孔隙和裂缝中液体的流动和粘滞性所引起的衰减是极其复杂的。一方面，粘滞衰减与声波频率的关系不仅受到孔隙和裂缝形态的控制，还同流体的粘度有关；另一方面，在不同频率段内，孔隙和裂缝中流体流动的方式也不一样。在超声频率范围内，以惯性流动为主，频率较低时，声波在岩石中的传播主要诱发一种所谓的“迸射流”。

孔隙流体流动时所受到的粘滞阻力跟声波的频率有关，低于某一频率（临界频率）时，它主要取决于流体和孔隙的特征。通常认为，它为流体粘度和渗透率之比，此时称流体的流动为泊萧流。对于较高频率，流体流动更为剧烈，粘滞层厚度远小于孔径，流体粘滞性的影响仅仅限于孔隙和孔隙附近薄薄的一层。低于临界频率、泊萧流有效时，纵波的衰减系数 α_p 与声波频率的平方成正比；高于临界频率时，α_p 与声波频率的 1/2 次方成正比。

声波在岩石中传播，还可能改变相邻孔隙或裂缝的相对体积，从而使流体在相邻的孔隙或裂缝中流动，这种迸射式的流动，往往是从小纵横比的裂缝流向大纵横比的孔隙，其影响在超声频段很小。数值计算表明，当波长为 10～5cm 时影响较大。

正如流体往往会使固体间的相对滑动更为容易一样，液体中气泡的存在能使液体在较小的压力梯度下产生流动，导致额外的能量损失。另外，气泡本身的移动和逸出也是造成能量

损失的原因。据此可以推测，部分饱和岩石的衰减会比完全饱和岩石的衰减大。

3. 热弹性效应及骨架颗粒的非弹性

热传导是引起岩石中声波衰减的另一原因。声波在岩石中的传播过程是绝热过程，即当岩石中有声波传播时，压缩部分体积变小、温度升高；膨胀部分体积扩大、温度降低。对于理想介质，温度变化与体积变化刚好反相，而且温度和体积的这种变化关系是可逆的，即不会在压缩区和膨胀区之间产生热能转移。在岩石类非理想弹性介质中，温度或体积的变化总要滞后一段时间，在声学中称这一现象为力学弛豫或滞弹弛豫。另外，不可避免地有不可逆的热交换，其最终结果是将介质中传播的声能转变成热能。介质热弹性效应引起的吸收系数与声波角频率的平方成正比。有些文献认为，该效应产生的能量损失相对于其他效应产生的能量损失来说是较小的。例如，在 Blot 理论中就忽略了热弹性效应的影响。

声波在单晶体中的衰减比在同类多晶集合体中的衰减小一个数量级。也就是说，颗粒本身非弹性所造成的声衰减大约是颗粒间摩擦所造成的声衰减的十分之一。

4. 反射、散射引起的能量损耗

岩石中颗粒、孔隙和裂缝可以造成声波的散射衰减。声波散射后，有一部分声波能量的传播方向发生改变，使原传播方向上的能量减小。衰减的程度与岩石成分、胶结状态、颗粒粒度及孔隙度等因素有关。按衰减系数与频率的依赖关系，可将散射分为三种类型：漫散射、中间散射和瑞利散射。

当 $\lambda/D<1$ 时（λ 为声波波长，D 为散射体的平均直径）为漫散射，散射衰减系数与频率无关；当 $1<\lambda/D<2\pi$ 时为中间散射，散射衰减系数与声波频率的平方成正比；当 $2\pi<\lambda/D$，即波长远大于散射体的平均直径时为瑞利散射，散射衰减系数与声波频率的 4 次方成正比。当声波频率不太高时，散射衰减可以认为主要是由瑞利散射造成。

散射对于声波传播的影响是几何方面的。与此相类似，还有反射现象。当声波波长较小和反射系数较大时，反射衰减相对明显，但与别的衰减机制比较起来，一般忽略不计。

从上面的分析可知，产生声衰减的原因非常复杂，而且各种机制又互有联系，因此可以通过实验来研究声衰减和各种影响因素的关系，特别是含水饱和度的关系，以便进一步利用声波幅度来提供有用的信息。

张银海和李长文对白云岩和砂岩岩心进行分析，采用 10％NaCl 盐水饱和，测量岩心孔隙含水情况下，声波纵波幅度与含水饱和度的关系。结果表明四块岩心在同一饱和度下，其幅度有一定差异，这主要是岩心的岩性和物性差异所致。虽然岩心的幅度不同，但是可以看出其随含水饱和度的变化规律是一致的，即纵波首波在干燥岩石和完全含水的岩石内的幅度最小，而在局部水饱和非常敏感，为了更好地对四块岩心的曲线进行比较，把四条曲线归一化，如图 8－13 所示，可以看出四块岩心的幅度衰减都在含水饱和度在 40％～70％范围内，且四块岩心在同一饱和度下的幅度差异程度不大，

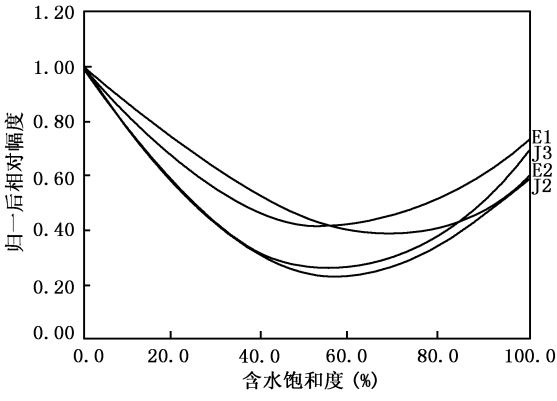


图 8－13　归一后相对幅度与含水饱和度的关系

E1、E2—白云岩；J3、J2—砂岩

即幅度受岩石孔隙度、渗透率、泥质含量等参数的影响相对于饱和流体的影响要小得多。

三、岩石的声频散特性

岩石是各种流体（油、气、水）的载体，它在不同压力、温度下表现的物性差异是地震勘探和测井解释的物理基础。在实验室中对岩石声学性质的研究主要集中在 100kHz～2MHz 的超声频段范围内，而地震勘探所采用的频率通常小于 100Hz，天然地震的频率小于 10Hz，声波测井的工作频段为 1～20kHz。在实验室中因“尺度”效应和边界条件的影响，使得在实验中无法任意降低弹性波的频率；同时由于高频波的强烈衰减也使之无法用于现场大尺度的地震勘探。流体饱和岩石是一种频散介质，弹性波的传播与频率有着内在的相关性。

楚泽涵等对泥质砂岩声频散性进行了考察，对孔隙度范围为 22%～33%，泥质含量为 4%～38%的砂泥岩样品，在盐水饱和的情况下，分别用 150kHz～1MHz 范围内的 5 种频率纵波探头进行声速测量，发现纵波声速随发射探头频率的升高而升高，升高变化约为 2%～10%，即泥质砂岩存在声频散现象，在该频率范围内定义频散度为：

为方便讨论和分析，在岩石纵波速度 v_p 与声波信号频率 f 间关系未被认定的前提下，记为 $v_p(f)$，定义频散度 D_p 表示纵波速度随频率的变化。

$$D_p=\frac{v_{pmax}(f)-v_{pmax}(f)}{v_{pmin}(f)}\times 100\% \tag{8-28}$$

式中 D_p——不同频率下声波速度的改变程度，称为频散度；

$v_{pmax}(f)$——不同频率下纵波速度最大值，m/s；

$v_{pmin}(f)$——不同频率下纵波速度最小值，m/s。

频散度 D_p 与孔隙度和泥质含量的关系如下：

$$D_p=0.99\phi+0.33V_{sh}-28.12 \quad \text{相关系数 } r=0.87 \tag{8-29}$$

即孔隙度是引起岩石声频散的主要原因，泥质含量次之，约是孔隙度的 1/3，孔隙度越大，或泥质含量越高，则声频散严重，相反声频散较轻，该式与前面讨论的纵波速度与孔隙度、泥质含量和含水饱和度的各相关式中所表现出的孔隙度对声速的影响最大，泥质含量次之规律应有某种内在联系。

张元中等对岩石声频散现象进行了研究，图 8－14 为疏松砂岩测量结果，干燥状态下，频散度最小为 6.59%，最大为 13.1%[illegible]的状态下，频散度最小为 8.8%，最大[illegible]更为明显。图 8－15 为致密砂岩测量[illegible]18.8%；饱和水状态下，频散度最小[illegible]疏松砂岩相同。

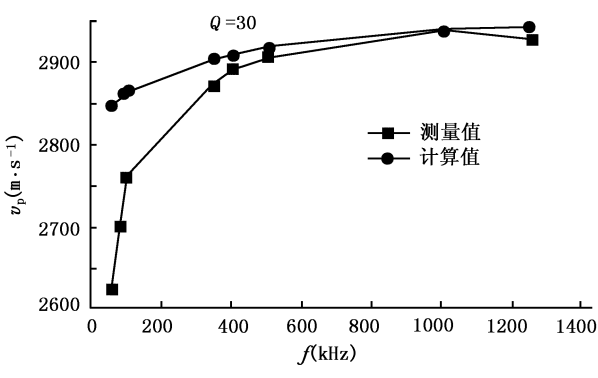


图 8－16　泥质砂岩声波速度随频率的变化

由图 8－14 和图 8－15 可知，在[illegible]所测量的频率范围内（51kHz～1MHz），砂岩岩心在干燥状态下出现[illegible]了明显的频散现象，不能忽略，饱和水状态下的频散现象更为明显。岩石声频散主要受到两种作用的影响，一

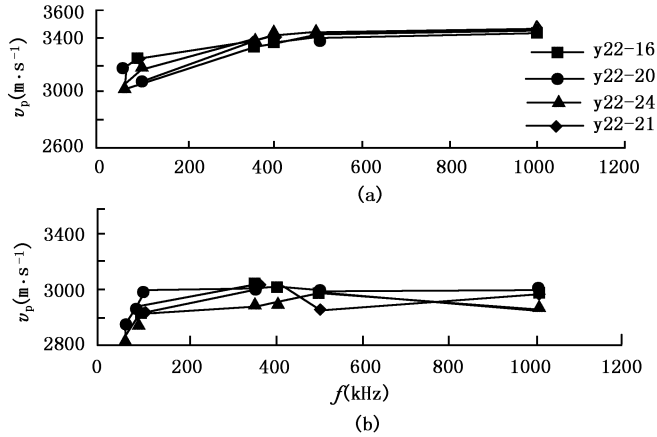


图 8－14　疏松砂岩速度随频率的变化

（a）饱和水；（b）干燥状态；图中标注为岩心号

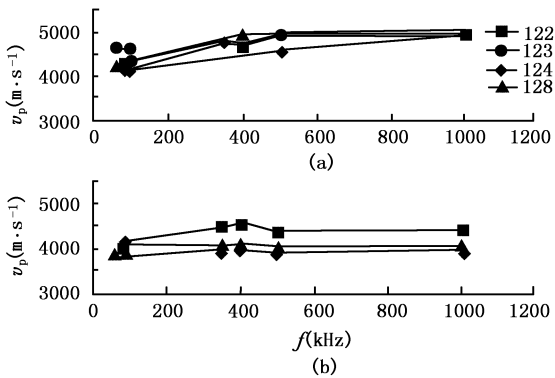


图 8－15　致密砂岩速度随频率的变化

（a）饱和水；（b）干燥状态；图中标注为岩心号

是散射作用引起的频散，称为散射频散；二是岩石的非弹性引起的频散，由岩石本身的固有性质引起，称为粘滞吸收引起的频散；岩石声频散现象包含了两种作用的综合效应，刘祝萍等在频率 240kHz～1.5MHz 的范围中研究了天然岩样和人工岩样的频散现象，认为在此频率范围内岩样纵波的频散可以忽略；而张元中等人的结果表明，将实验所用的探头频率的下限延拓到 51kHz，即观察到明显的频散现象。当测量的频率降低后，波长变大，散射作用明显，岩石样品在干燥状态下的频散现象主要受到散射作用的影响。岩石声频散对频率有显著的依赖关系，图 8－14 与图 8－15 中，声频散主要出现在 51～400kHz 的频率范围中。

从图 8－14 和图 8－15 可见，岩心的纵波速度随着频率增高而增大。岩心在干燥与饱和水两种状态下相比较，饱和水状态时岩心的频散更明显，这主要是由于孔隙中的流体增加了岩石对声波粘滞吸收衰减，粘滞吸收更为明显，因此饱和水状态下孔隙中流体的存在是影响岩石频散度的一个重要因素。

由图 8－16 可知，岩心的纵波速度随频率的增大而增大，在实验的频率范围内，由 2622m/s 上升到 2939m/s，频散度为 12.09%，有明显的频散现象，26 块岩心的频散度如直方图 8－17 所示，各块岩心的频散度集中在 13%附近，由图 8－16 和图 8－17 可知，在实验所用频率范围内，泥岩存在着明显的频散现象。根据对砂岩频散的讨论可知，泥岩中频散现象的出现，也是散射效应与粘滞吸收效应共同作用的结果。泥岩出现频散现象，主要是将测量频率延拓以后，散射作用明显，与砂岩的分析结果一致，泥岩频散主要出现在 51～

400kHz 的频率范围内；与砂岩相比，泥岩的非弹性效应更为显著，在干燥状态下，泥岩比砂岩的频散现象明显。

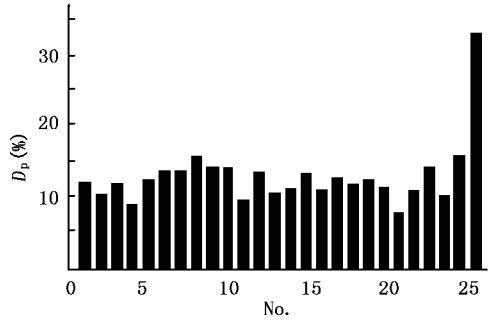


图 8－17　岩心频散度直方图

四、实验室岩石的声频谱特性[25]

实验室的声波检测技术是通过检测声波信号在岩体或岩石内传播过程中的声速、波幅、波形及频谱等多种声学参数的变化，间接地了解岩石介质的物理力学特性。“通常的声学超声测试一般是对岩心时域波形的发析，从而得到岩心的声速、声幅等物理参数”实际上通过时域波形的频谱变换，将岩心传播的时域波形转化为频域的波谱，得到的超声频谱特性中包含了岩心的节理、层理、夹层、微裂隙分布、孔隙度、结晶颗粒大小及孔隙中饱和流体特性等丰富的信息。

李宁等人通过对岩心的纵波首波速度、幅度、主频与含气饱和度关系的实验，纵波的首波速度、幅度和衰减在含气饱和度从 0 至 1 变化时，都按先衰减后增加的规律变化。

李长文等人研究了岩石声波主频的变化与岩石含水饱和度的关系，他选用的岩石孔隙度为 19％、21％和 24％，测量的声波换能器的主频为 1MHz，发现当岩石较为干燥或完全饱和时，声波吸收衰减较小，纵波主频相对较高，约在 0.45MHz 附近；当岩石为部分饱和时，声波吸收衰减增大，纵波主频显著降低到 0.20MHz 左右，同时频谱带宽有所变窄。

薛梅、张元中等人通过对岩石声衰减的实验研究，发现：

（1）岩石的主频偏移值和声衰减系数与探头频率、声波速度等声学参数的关系曲线变化规律相同，而且二者之间有增函数的对应关系，因此可用主频偏移来表征声衰减；

（2）随着探头频率的增大，由于岩石对高频的吸收明显，使岩石的声衰减系数显著增大，岩石的主频偏移值也显著增大，不同岩性的主频偏移值与纵波频率的线性拟合曲线的斜率差异较大，可以用其识别岩性。

（3）在一般情况下，对于相同岩性，随着岩石声速的增大，声波主频偏移线性降低，声衰减系数也降低。

Tutuncu 等人在实验室研究孔隙度、泥质含量、应力、岩石颗粒接触的几何形态对致密含气砂岩纵、横波速度及衰减的影响时，发现泥质含量可明显改变在岩样中传播的声波信号的能量谱和声波速度。随着泥质含量的增加，发现除了含气砂岩纵、横波速度的减小和衰减系数的增加以外，纵、横波的幅度谱也逐渐向低频方向移动，说明泥质含量引起的衰减在高频时更大。

李铭、卢颖忠等人对大庆油田的低孔低渗岩心（孔隙度分布范围为 1.5％～5.5％，渗透率变化范围为 $0.01\times10^{-3}\sim0.39\times10^{-3}\,\mu m^2$）和高孔高渗岩心（孔隙度为 16.8％～36.81％，渗透率为 $5.7\times10^{-3}\sim5068\times10^{-3}\,\mu m^2$）在干燥和饱和水状态下进行了声学参数测试。实验所用的声学探头为 0.5MHz 纵波探头和 0.5 MHz 横波探头及 1MHz 纵波探头。实验除了发现岩心纵、横波速度和幅度的改变以外，在低孔低渗岩心中，发现岩心的频谱特征有下列改变：

（1）岩心从饱和气变成饱和水时，孔隙度较大的不等粒砂岩纵波频漂增加，其变化为

0.05～0.2 MHz，平均变化为 0.085 MHz。频率变化的原因在于，不等粒砂岩（孔隙度为 3.3%～5.5%、密度为 2.53～2.57g/cm³）饱和水后纵波通过时幅度衰减大、频漂也大。孔隙度更小（1.5%～2.7%）、岩石更致密（2.61～2.68g/cm³）的岩屑细砂岩的纵波频漂基本不发生变化。

（2）岩样从饱和气变成饱和水时，其中孔隙度较大的不等粒砂岩横波频漂增加，频漂变化从 0.1～0.4MHz，平均变化为 0.19MHz。在 10 块不等粒砂岩岩心中，有 9 块不等粒砂岩样均发生了频漂变化，变化率范围 14%～800%。可见不等粒砂岩横波频漂变化非常明显。而孔隙度较小的岩屑细砂岩的横波频漂基本上不发生变化。

在高孔高渗岩心中则发现：

（1）饱和水砂岩岩心的主频漂移随孔隙度的增大而增大（当用 0.5MHz 纵波换能器测量时，主频漂移从 0.2MHz 增大到 0.46MHz；当用 1MHz 纵波换能器测量时，主频漂移从 0.6MHz 增大到 0.98MHz，两者近似成线性关系。

（2）饱和气的砂岩岩心与饱和水的砂岩岩心的主频值较探头主频均降低，饱和水的砂岩岩心与饱和气的砂岩岩心相比，纵、横波频漂均变大！其中用 0.5MHz 纵波换能器测量时，从饱和气变为饱和水，这些砂岩岩心纵波频漂增加，其变化为 0.1～0.32MHz，平均变化为 0.15MHz，变化率为 20%～64%；而用 1MHz 纵波换能器测量时，其变化为 0.0～0.6MHz，平均变化为 0.292MHz，变化率为 0～50%；用 0.5MHz 横波换能器测量时，这些砂岩岩心横波频漂增加，其变化为 0.1～0.35MHz，平均变化为 0.21MHz，变化率为 20%～70%；相对于孔隙度为 5%以下、渗透率为 $1\times10^{-3}\mu m^2$ 以下的低孔低渗的砂岩，纵、横波主频的偏移均明显增加。

第四节　岩石声电效应实验研究

声波在流体饱和的岩石中传播，引起孔隙流体中离子运动而激发电磁波的现象，称为岩石的声电效应，其本质是机械能转换为电能，是岩石中的一种能量转换现象，在岩石中由声波激发的电磁波称为转换电磁波。声电效应能实现各种不同物理场的转换，在实际应用中能识别流体性质，例如为储集层中油水的识别提供一种新的方法，因而受到关注；这种方法多年来在应用中未能成为一种有成效的方法和技术，主要原因是天然岩石声电效应转换效率极低，即机械能转换为电能的效率低，在原始信号采集上为微弱信号采集，数据采集与处理较为困难。目前，随着微弱信号采集技术的进步，使得在岩石中采集微弱转换电磁波信号成为可能，因此岩石中声电效应的研究受到重视，成为当前国内外应用地球物理研究领域中的前沿方向。

声电效应应用技术的发展趋势主要表现在以下两个方面：第一，研究目标更多的从地震勘探转向井筒中应用的研究，地震勘探面对的地质体复杂，转换电磁波信号微弱，数据采集困难，在地震勘探中该技术难于实现；相对而言，测井技术所面对的井筒内部地质体相对简单，在井筒测量技术上容易实现；第二，应用更多的与测井技术联系在一起，显著优点表现在，能够将电法测井与声波测井结合起来，与现有的测井技术相比，在划分油水层、确定渗透带、研究渗透率与孔隙结构、对井周围裂缝带的探测等问题上，都具有明显的优势。

一、模型井实验系统

在测井方法的前期理论研究阶段和仪器研制过程中，为了验证原理和仪器设计思想是否

正确，通常利用模型井实验来进行研究，其主要理由是模型井实验样品尺寸能够近似模拟测井仪器在井下工作时的实际地层环境，在数据采集方式上能够模拟测井仪器在井下的工作方式，实验结果能够为测井仪器的研制提供基础数据。张元中对模型井声电效应进行了实验研究，所用的模型井为一定粒径的石英砂、粘土和水泥按一定比例人工堆积而成的半空间卧式模型。改变模型井中的含盐量来控制水的矿化度。实验观测系统示意图如 8－18 所示。

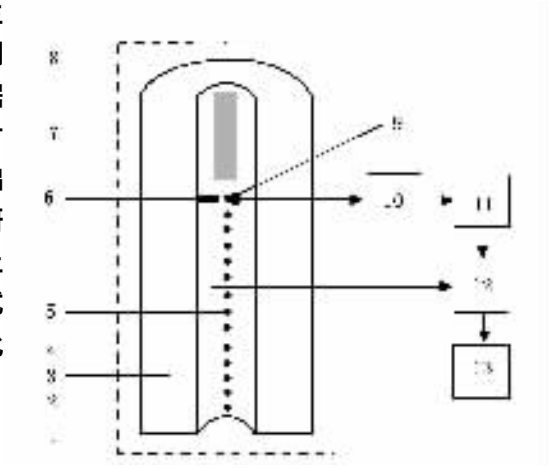


图 8－18　模型井测量系统示意图

1—水槽；2—水；3—模型井；4—井孔；5—数据记录点；6—水听器；7—大功率声源；8—发射电路；9—电极；10—前置放大器；11—滤波器；12—示波器；13—计算机

二、转换电磁波的频率和相位特征

利用频谱分析法来分析声波和电磁波的频率和相位特征，对记录的波形进行快速傅立叶变换（FFT），分别做出电场信号和声波的频率谱和相位谱。结果如图 8－19 所示。对多次的测量结果分析后发现，电场信号的频率谱上存在明显的对称双主频峰，而在相同的情况下，声波频率谱上却只有一个明显的主频峰。

根据以上声波波形与电磁波波形的频谱对比可知，电磁波的频谱主峰位于声源频率附近，即转换电磁波的频率与声源的频率较为接近，呈现双峰态特征，有两个明显的主频，在

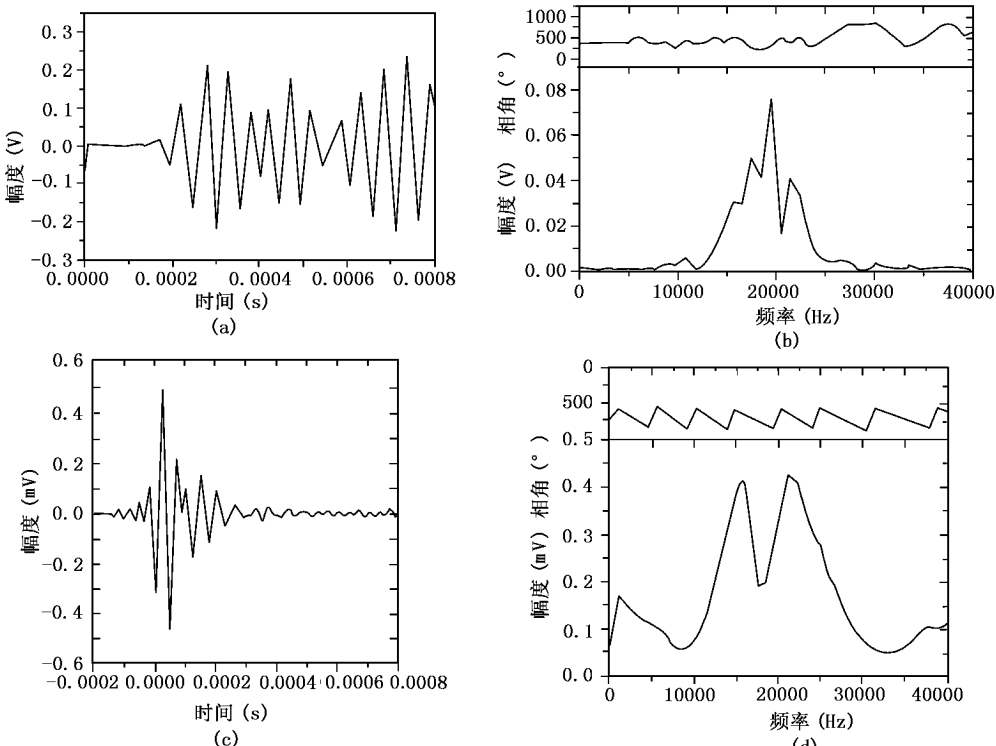


图 8－19　模型井数据记录点声波和电磁波波形和频谱

（a）声波波形；（b）声波频谱；（c）电磁波波形；（d）电磁波频谱

声源频率左右对称分布。在相位谱上，声波信号处在正相位谱，变化不大；而电磁波信号总是处在负相位上，剧烈变化，呈现锯齿形的特征，反映了转换电磁波与声波之间在声波传播运动过程中相位上的差别。从声波和电磁波的波形、频率和相位对比中可以看出，声波和转换电场信号之间存在紧密的联系。

三、转换电磁波幅度与矿化度的关系

声波在模型井传播时，声电转换的强弱除了与声源强度和孔隙流体中的可动离子的数量有关外，还与流体在孔隙空间中的流动能力有关。孔渗较大的岩石，流体在孔隙空间中的流动能力强，转换电磁波幅度高。图 8－20 所示为电磁波幅度与饱和水电阻率的关系。

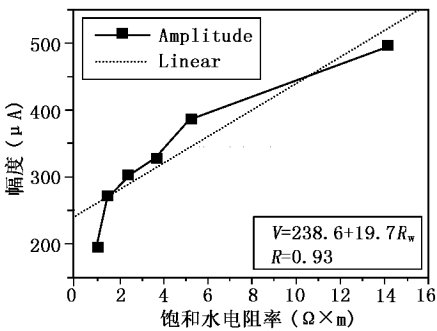


图 8－20　数据记录点电磁波幅度与饱和水电阻率关系

从图中可以看出转换电磁波幅度随溶液电阻率的增加而增加，即随着矿化度升高而降低。利用线性方程来对转换电磁波幅度与饱和水电阻率之间关系进行拟合，表明转换电磁波幅度和溶液电阻率之间存在较好的线性相关关系。因此，在声电效应测井方法研究中，可以利用测量地层转换电磁波幅度来求取地层水电阻率或地层水矿化度。决定岩石中声电转换效应强弱的一个重要因素是双电层的扩散层与溶液界面之间的 ξ（zeta）电势，该电势决定孔隙流体相对于固体骨架的运动能力。孔隙流体矿化度增加使溶液电阻率降低，减小了 ξ（zeta）电势，声电转换效应减弱，转换电磁波的幅度减小。

参　考　文　献

1　楚泽涵．声波测井原理．北京：石油工业出版社，1987

2　《测井学》编写组．测井学．北京：石油工业出版社，1999

3　赵培华．油田开发水淹层测井技术．北京：石油工业出版社，2003

4　原海涵．石油地球物理测井（第二版）．北京：石油工业出版社，1994

5　陈一鸣．测井方法与资料应用．湖北：江汉石油学院，1992

6　史鳟，杨东全．岩石波速和孔隙度．泥质含量之间的关系研究，北京大学学报（自然科学版）2001，31（3）：379～384

7　刘福林，宋存．测井方法原理．北京：石油工业出版社，1993

8　Wyllie M. R.，Gregory A. R.，Gardner L. W.. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics，1956（2）：41～70

9　Therderos Klimentos. The effects of porosity－permeability－clay content on the velocity of compressional waves. Geophysis，1991，56（12）：1930～1939

10　李艳华，楚泽涵．含气层纵波声速与孔隙度．泥质含量和含水饱和度的关系，测井技术，2000，24（3）：183～187

11　楚泽涵，陈文艳，谢新贵等．声波频谱测井探测深度的理论及实验考察．测井技术，1996，20（6）：411～421

12　李长文，余春昊，张银海，胡学红．岩石声波主频漂移现象及其应用探讨．测井技术，

1999，23（4）：253～257
13 **张银海，李长文．纵波特性与岩石含水饱和度关系的实验研究．测井技术**，1995（1）：6～10
14 Azra N. Tutuncu，Augusto L. Podio. An experimental investigation of factors influencing compression and shear－wave velocities and attenuations in tight gas sandstones. Geophysics，1994，59：77～86
15 **李长文，余春昊，李鹤升，王文先．阵列声波测井资料的分波处理与应用分析．测井技术**，1997，21（1）：1～8
16 **李宁，翁文波，谭廷栋．含气饱和度对纵波首波速度、幅度、主频影响的实验研究．地球物理学报**，1998，31（5）：588～593
17 **张元中，楚泽涵，李铭，罗曼．岩石声频散的实验研究及声波速度的外推．地球物理学报**，2001，44（1）：103～111
18 **李铭，李艳华，楚泽涵．声频谱测井方法研究进展．地球物理学进展**，2003，18（2）：229～233
19 **刘祝萍，吴小薇，楚泽涵．岩石声学参数的实验测量及研究．地球物理学报**，1994，37（5）：87～92
20 Winkler K. W.. Estimates of velocity dispersion between seismic and ultrasonic frequencies. Geophysics，1986，51（1）：183～189
21 Winkler K. W.. Dispersion analysis of velocity and attenuation in Berea sandstone. J. Geophys. Res.，1995，90（B10）：6793～6800
22 Grogory A. R.. Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks. Geophysics，1976，41：895～921
23 Gist G. A.. Fluid effects on velocity and attenuation in sandstones. J. Acoust. Soc. Am.，1994，96（2）：1158～1173
24 Zhijing Wang，Nur A.. Dispersion analysis of acoustic in rocks. J. Acoust. Soc. Am.，1990，87（6）：2384～2395
25 Domenico，S. N. Effect of brine－gas mixtures on velocity in a unconsolidated sand reser－voir. Geophysics，1976，41：882～894
26 Domenico，SN. Elastic properties of unconsolidated porous sand reservoir. Geophysics，1977，42：1339～1368
27 Mavko G.，Jizba D.. Estimating grain－scale fluid effects on velocity dispersion in rocks. Geophysics，1991，56（12）：1940～1949
28 Andersion R. A.. Fluid and frequency effects on sonic velocity. SPWLA 25th Annual Logging Symposium，1984，1～14
29 Zhenya Zhu，Haartsen M W. Toks■z M N. Experimental studies of electrokinetic conversions in fluid－saturated borehole models. Geophysics，1999，64（5）：1349～1356
30 Zhenya Zhu，Haartsen M W. Toks？z M N. Experimental studies of seismoelectric conversions in fluid－saturated porous media. J. Geophy. Res.，2000，105（B12）：28055～28064.
31 **胡恒山，王克协．井孔周围轴对称声电耦合波：Ⅰ理论．测井技术**，1999，23（6）：

428～432

32 **胡恒山，王克协. 井孔周围轴对称声电耦合波：Ⅱ声电效应测井数但模拟. 测井技术，**2000，24（1）：3～31

33 Biot M N.. Theory of propagation of elastic waves in a fluid－saturated porous solid. J. Acoust. Soc. Am.，1956，28（2）：168～191

34 David P. Yale. Recent advances in rock physics. Geophysics，1985，50（2）：2480～2491

第九章　自然伽马能谱

自然伽马测井是一种较早的放射性测井方法，早在20世纪30年代就有人开始研究。20世纪70年代以来，国外在自然伽马测井的基础上，研究成功了自然伽马能谱测井新方法。由于这种新的测井方法在一些地区见到了明显的地质效果，因而得到了迅速发展。

国内是从20世纪80年代开始研究这种方法的，比较早的是江汉油田。最近几年来，一些单位陆续开始了室内和现场研究工作，有的在这项工作中开始使用了高分辨率的高纯锗探测器。大庆油田地球物理研究所，从1982年开始岩心自然伽马能谱研究，获得了比较好的研究成果。

第一节　自然伽马能谱的地质基础

普通的自然伽马只能记录伽马射线的总计数率，分不清射线来自那种元素。当能谱分析技术成熟后，发展起来的自然伽马能谱测井，则依靠谱的分析，能够分辨地层中U、Th，和K的含量。由于油气勘探中所遇到的粘土岩（泥岩和页岩）、碎屑岩和化学岩中，U、Th，和K的分布与岩性、有机物含量及地层水（油田水）的活动有密切关系，所以自然伽马测井有其独到的用途。

粘土岩中粘土矿物的含量大于50%，粘土矿物中U、Th和K的含量列于表9－1。一般说来，普通粘土岩中钾和钍含量高，而铀的含量较低（相对于钾和钍）。据Belk－nap，w·B等人由200块不同种类的粘土岩取得的分析数据，粘土岩中放射性元素的平均含量约为：钾2%，铀6×10^{-6}，钍12×10^{-6}。但必须注意，在还原环境时，尤其当粘主岩中含有机物和硫化物时，粘±颗粒对铀离子的吸附力增强，粘土的铀含量明显增高。黑色海相页岩铀含量甚至可高达100×10^{-6}。

表9－1　几种岩石和矿物中的U、Th、K含量

岩　矿	K（%）	U（$\times10^{-6}$）	Th（$\times10^{-6}$）
碳酸盐岩	0～2.0	0.1～9.0	0.1～7.0
膨润土（班脱岩）	＜0.5	1～20	6～50
蒙脱石	0.16	2～5	14～24
高岭石	0.42	1.5～3	6～19
伊利石	4.5	1.5	
黑云母	6.7～8.3		＜0.01
白云母	7.9～9.8		＜0.01
正长石	11.8～14.0		＜0.01
花岗岩	2.75～4.26	3.6～4.7	19～20
油页岩	＜4.0	0～500	1～30
砂岩	0.7～3.8	0.2～0.6	0.7～2.0
页岩	1.6～4.2	1.5～5.5	8～18

纯的砂岩和碳酸盐岩放射性元素含量很低，但有些地层也可能具有很高的放射性，主要是由于渗透性地层中 U 含量的增高与地层水的活动有密切关系。当含四价铀的原生铀矿物出露于地表时，逐渐氧化，从四价铀 U^{4+} 变为六价铀 U^{6+}，并以铀酰络离子 $(UO_2)^{2+}$ 形式存在，铀酰易溶于水，化学性质十分活泼，它的一部分在矿床氧化带与其他物质形成各种次生铀矿物。而大部分的铀以 $(UO_2)^{2+}$ 的各种易溶化合物（主要是碱性碳酸盐络合物）或悬浮体方式，被地表水带入盆地，在有机质的还原作用下，以及有机质，粘土、磷酸盐的吸附作用下沉淀下来。还有一部分 $(UO_2)^{2+}$ 被地下水沿含水层或构造破碎带迁移到深部，在还原条件下六价铀转变为四价铀，并沉淀下来，形成沥青铀矿，在某些地层中富集，甚至形成铀矿床。有些储集层还由于岩石骨架中含有放射性重矿物而显示为高放射性地层。有些储集层由于 U 的影响，变成了高放射性的地层，用普通的自然伽马测井是无法识别的，而用自然伽马能谱测井却往往能成功地将其和泥岩区别开。

岩石的自然伽马射线主要是由铀系和钍系中的放射性核素及钾 ^{40}K 产生的。铀系和钍系中发射伽马射线的主要核素见表 9－2 和表 9－3。由表可见，这两个放射系中每种核素发射的伽马射线的能量和强度均不相同，有些核素还能发射多种能量的伽马射线，因而伽马射线的能量分布是复杂的。^{40}K 只能放射一种能量的伽马射线，由 ^{40}K 产生的伽马射线能量都是 1.46MeV。铀系和钍系在放射性平衡状态下，系内核素的原子核数的比例关系是确定的，因此不同能量的伽马射线的相对强度也是确定的。所以我们可以选定铀系中某种核素的伽马射线能量来识别铀，用钍系的某种核素的伽马射线能量识别钍。这种选定的某种核素称为特征核素，它放射的伽马射线能量称为特征能量。在自然伽马能谱测井中，通常选用铀系中 ^{214}Bi 发射的 1.76MeV 的伽马射线来识别铀，选用钍系中由 ^{208}Tl 发射的 2.62MeV 的伽马射线来识别钍，用 1.46MeV 的伽马射线识别钾。如果通过标定把岩石中铀、钍、钾的含量与三种能量的伽玛射线强度的关系确定下来，就可以通过伽马能谱的测定分析得到铀、钍、钾的含量。

表 9－2　U－238 放射系中发射伽马射线的重要核素

核　素	伽马光子能量（keV）	强　度	核　素	伽马光子能量（keV）	强　度
^{210}Pb	46.52	4.1E＋00	^{214}Bi	1120.40	1.50E＋01
^{214}Pb	53.23	2.20E＋00	^{214}Bi	1155.30	1.70E＋00
^{214}Th	63.30	5.69E＋00	^{214}Bi	1238.20	6.10E＋00
^{234}Th	92.30	3.15E＋00	^{214}Bi	1281.00	1.50E＋00
^{234}Th	92.80	3.55E＋00	^{214}Bi	1377.70	4.30E＋00
^{235}U	185.72	2.52E＋00	^{214}Bi	1401.60	1.50E＋00
^{266}Ra	186.00	3.90E＋00	^{214}Bi	1408.00	2.60E＋00
^{214}Pb	241.92	7.60E＋00	^{214}Bi	1509.30	2.20E＋00
^{214}Pb	295.22	1.89E＋01	^{214}Bi	1661.40	1.16E＋00
^{214}Pb	351.99	3.63E＋01	^{214}Bi	1729.80	3.20E＋00
^{214}Bi	609.37	4.28E＋01	^{214}Bi	1764.60	1.67E＋01
^{214}Bi	665.60	1.40E＋00	^{214}Bi	1847.60	2.30E＋00
^{214}Bi	768.40	4.80E＋00	^{214}Bi	2118.70	1.30E＋00
^{214}Bi	806.20	1.10E＋00	^{214}Bi	2204.30	5.30E＋00
^{214}Bi	934.00	3.10E＋00	^{214}Bi	2448.00	1.65E＋00

表 9－3　Th－232 放射系中发射伽马射线的重要核素

核　素	伽马光子能量（keV）	强　度	核　素	伽马光子能量（keV）	强　度
^{212}Bi	39.87	1.10E＋00	^{212}Bi	722.27	6.66E＋00
^{228}Th	84.40	1.60E＋01	^{228}Ac	755.20	1.14E＋00
^{228}Ac	99.50	1.41E＋00	^{228}Ac	772.10	1.68E＋00
^{228}Ac	129.10	3.03E＋00	^{212}Bi	785.46	1.11E＋00
^{228}Ac	154.20	1.02E＋00	^{228}Ac	794.80	5.01E＋00
^{228}Ac	209.40	4.71E＋00	^{228}Ac	835.60	1.88E＋00
^{212}Pb	238.63	4.46E＋01	^{228}Ac	840.20	1.02E＋00
^{224}Ra	240.98	3.70E＋00	^{208}Tl	860.47	4.32E＋00
^{228}Ac	270.30	3.90E＋00	^{228}Ac	911.10	3.00E＋01
^{208}Tl	277.36	2.34E＋00	^{228}Ac	964.60	5.64E＋00
^{212}Pb	300.11	3.42E＋00	^{228}Ac	968.90	1.81E＋01
^{228}Ac	328.00	3.48E＋00	^{228}Ac	1459.20	1.09E＋00
^{228}Ac	338.40	1.24E＋01	^{228}Ac	1495.80	1.09E＋00
^{228}Ac	409.40	2.31E＋00	^{228}Ac	1587.90	3.84E＋00
^{228}Ac	463.00	4.80E＋00	^{212}Bi	1620.62	1.51E＋00
^{208}Tl	510.72	8.10E＋00	^{228}Ac	1630.40	2.02E＋00
^{228}Ac	562.30	1.02E＋00	^{208}Tl	2614.47	3.60E＋01
^{208}Tl	583.14	3.10E＋01			

第二节　自然伽马能谱测量方法

一、测量仪器

目前实验室用的伽马谱仪主要有 NaI（T1）谱仪和高纯锗谱仪两大类，两种谱仪的第一部分都是把伽马射线转变为与入射射线能量成正比的电脉冲，并经加工使这些脉冲便于传输和进行幅度分析。第二部分是多道脉冲幅度分析器。第三部分可根据不同的需要采用不同的输出设备。多道脉冲幅度分析器能将幅度不同的每个脉冲都按幅度分类，并分别在相应的各道中分别记录下来（图 9－1）。

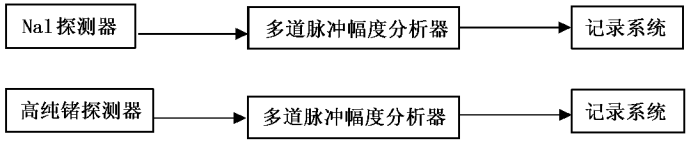


图 9－1　自然伽马能谱测量系统框图

测量线路的方框图如图 9－2 所示。探测器尺寸为：

主探测器：ϕ3in ×3in 低 K 的 NaI（T1 激活）晶体；

符合探测器：ϕ3in×3in 低 K 的 NaI（T1 激活）晶体；

环型探测器：ϕ200in×300inNaI（T1 激活）晶体。

其中环型探测器配有六只光电倍增管，用以收集环型晶体产生的光电信号。一般岩心的天然放射性很弱，如果不加屏蔽在室内测量，将会受到空间宇宙射线及其他 γ 射线的干扰，降低测量精度。本套设备中，除了铅屏蔽室以外，还把环型晶体和符合探头用作反符合测量，这不仅进一步降低了由外界透射进铅室内的 γ 射线本底，而且也起到了抑制岩样本身发射的 γ 射线康普顿散射本底的作用，相对提高了高能量 γ 射线的计数率。因而本套设备有较好的测量性能。

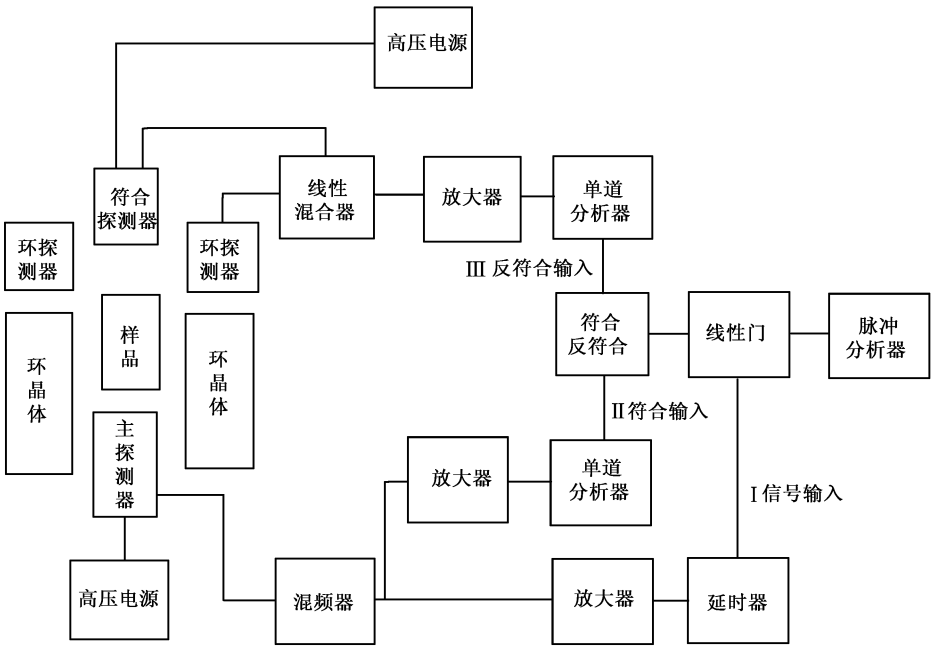


图 9－2　测量线路的方框图

二、标准源和岩样的制备

根据大庆地区岩心的放射性强度，我们把所有的标准源都做成 300g。先将无放射性石英砂粉碎到 l00～200 目，烘干后和标准 U、Th、K 源粉混合均匀，密封在特制的塑料盒中。我们做了四个常用的标准源，其中，钍标准源中钍含量为 17.39×10^{-6}；铀标准源中铀含量为 12.00×10^{-6}；钾标准源中钾含量为 2.55%，混合标准源中钍含量为 10.26×10^{-6}，铀含量为 8.47×10^{-6}，钾含量为 2.68%。测量岩样的制备方法类似，待达到射线平衡后再进行测量。为了使测量结果的统计误差较小，我们规定了较长的测量时间，每张谱测时间为 10000s。

三、样品的测量

选取需要测量的岩石样品 400～500g，先用工具将岩心打碎，放入球磨机中，将岩心粉碎成 100～200 目的颗粒，称取 300g 放入样品盒中待测，要求每种岩心的样品重量要和标准

源的一致。

将样品放入铅屏蔽的样品室中，打开仪器开始测量，电路原理图见图 9－2，主探测器和环形探测器探测样品，而符合探测器测量外部射线。当符合探测器和主探测器同时测量到一个射线时，说明这个射线不是来自样品，这样反符合门关闭，环形探测器的测量结果不进入分析器中。当主探测器测量到一个射线，而符合探测器没有测量到，说明该射线来自样品，这是反符合门打开，使环形探测器测量的信号进入脉冲分析器进行分析。由于岩石样品的射线很少，因此需要长时间进行测量，通常每张谱的测量时间为 10000s。图 9－3 显示了某个样品的自然伽马能谱，图中 U 、Th、K 峰显示清晰，通过解谱可以求出每种元素的含量。

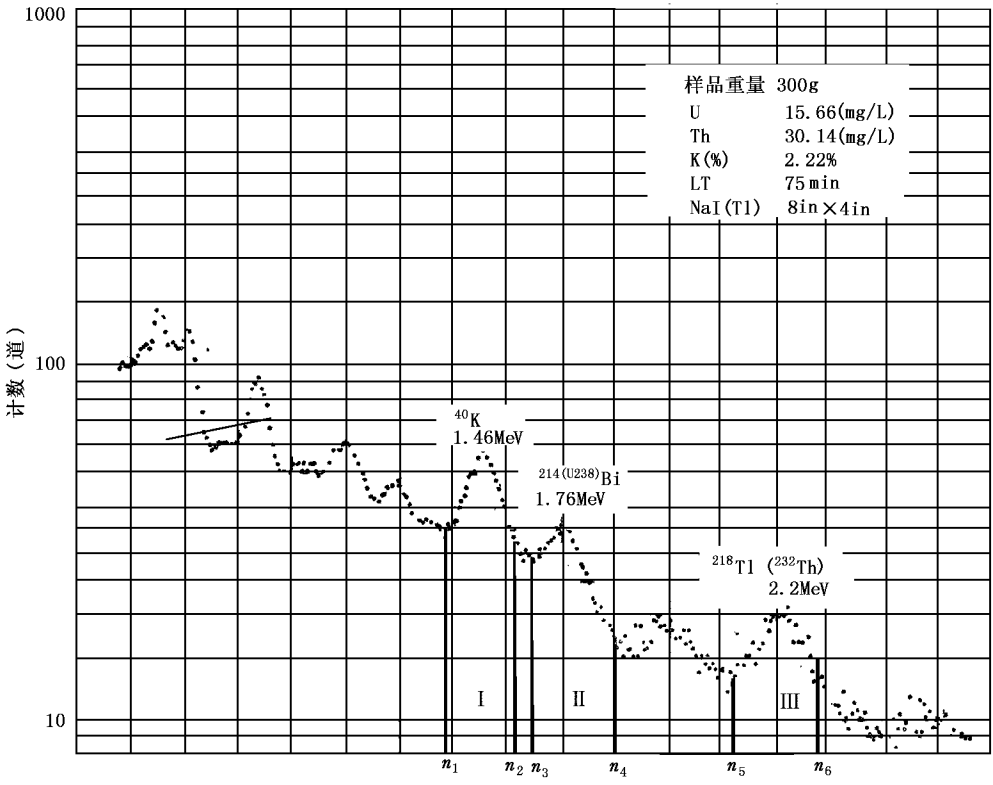


图 9－3　岩石样品的能谱图

四、伽马谱的解析

岩石和地层中含有多种放射性核素，多种能量的伽马射线混在一起形成自然伽马能谱，谱形是相当复杂的。对这种复杂的伽马谱须进行解析才能得到各种射线的能量和强度，进而确定各种核素的含量。对复杂谱的解析叫解谱。

解谱有几种不同的方法，自然伽马能谱测井中采用的主要是剥谱法和逆矩阵法两种。这两种方法都需要建立铀系、钍系和钾的标准伽马谱做为解谱的依据，并假定自然伽马能谱是在相同条件下用这三个标准谱按各自的强度关系线性叠加而成。

1. 剥谱法

剥谱法的基本思想是从混合谱中先找出一种容易识别的核素，把它的谱形求出并从混合谱中扣除，然后从剩余谱中再找出第二种核素并做同样处理，最后求出所有的核素为止。通常从能量最高的特征峰开始对混合谱进行层层剥析，所以称为剥谱。

现在重新讨论图 9－3 所示的岩石谱。我们感兴趣的只是相应于 1.46MeV、1.76MeV 和 2.62MeV 三个特征道域中的计数率与铀、钍、钾在地层中含量之间的关系，所以可暂不考虑这些道域之外的各道计数。用 n_1、n_2、n_3 分别表示特征道域Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ中的计数率。n_1 是由 1.46MeV 的光子和高于这一能量经康普顿散射降到这个能量域中的光子造成的，前者是 ^{40}K 的贡献而后者是铀系和钍系造成的影响，若用 n_{11}、n_{12}和 n_{13}分别表示这三部分计数率则有：

$$n_1 = n_{11} + n_{12} + n_{13} \tag{9-1}$$

显然只有 n_{11}与钾含量有关，而 n_{12}和 n_{13}是应从 n_1 中扣除的。同样 n_2 也可分解为两部分，即：

$$n_2 = n_{22} + n_{23} \tag{9-2}$$

式中 n_{22}是由铀系中的 ^{214}Bi 发射的能量为 1.76MeV 的伽马光子造成的，而 n_{23}是由高于这一能量的钍系光子经康普顿散射造成的计数，而铀系发射的高能光子的影响可以忽略。而计数 n_3 可认为只和钍系的 ^{208}Tl 有关，用它可直接求出钍含量及钍对 n_1 和 n_2 造成的影响。

设用标准含钍样品测得的钍系标准谱中，上述三个特征道域中的计数率分别为 n_{130}、n_{230}和 n_{330}，那么由前面的假设则有：

$$n_{13}/n_{130} = n_{23}/n_{230} = n_3/n_{330} \tag{9-3}$$

所以

$$n_{13} = n_3\ (n_{130}/n_{330}) = a_{13}n_3 \tag{9-4}$$

$$n_{23} = n_3\ (n_{230}/n_{330}) = a_{23}n_3 \tag{9-5}$$

剥谱的第一步就是由测出的 n_3 乘上已经由实验确定的系数 a_{13}和 a_{23}，分别从计数率 n 和 n_2 中扣除，从而消除了钍系对前两个道域计数的影响。

由式（9－1）和式（9－4）得：

$$n_{11} = n_1 - n_{12} - a_{13}n_3 \tag{9-6}$$

而由式（9－2）和式（9－5）得：

$$n_{22} = n_2 - a_{23}n_3 \tag{9-7}$$

式中 n_{22}只与铀系中的 ^{214}Bi 有关。

用同样的办法，根据铀系的标准谱可求出系数 a_{12}，使：

$$n_{12} = a_{12}n_{22} = a_{12}\ (n_2 - a_{23}n_3) \tag{9-8}$$

由式（9－6）和式（9－8）得：

$$n_{11} = n_1 - a_{12}\ (n_2 - a_{23}n_3) - a_{13}n_3 \tag{9-9}$$

如果将仪器用铀、钍、钾含量为已知的标准源进行刻度，求出它们的浓度与净计数率的

比值 K_U、K_{Th}和 K_K，则可用铀、钍、钾的含量来表示测量结果，此时有：

$$U=K_u n_{22}=K_U\ (n_2-a_{23}n_3) \qquad (\times 10^{-6}) \tag{9-10}$$

$$Th=K_{Th}n_3 \qquad (\times 10^{-6}) \tag{9-11}$$

$$K=K_K n_{11}=K_K\ [n_l-a_{12}\ (n_2-a_{23}n_3)\ -a_{13}n_3]\% \tag{9-12}$$

式中 U、Th、K 分别表示岩石中铀、钍和钾的含量，铀、钍以 $\times 10^{-6}$ 为单位，钾用百分数表示。K_U、K_{Th}和 K_K 分别表示每一单位有效计数率对应的铀、钍、钾含量，其数值与式中各量的单位有关。

剥谱就是要完成上述运算，输入量为 n_1、n_2 和 n_3 三个变量，与预置的一组常数结合进行线性叠加，输出为一组特征道域中的有效计数率，或直接换算成铀、钍、钾在岩石中的含量。

2. 逆矩阵法

设岩石样品或地层中含有 n 种放射性核素，其种类是已知的，但其在样品或地层中的含量 x_j（$j=1$，2，…，n）未知，要通过解谱来确定。通过实验对每一种核素建立标准谱，并选定该核素的特征道域，特征道域应选在能表征该种核素且容易与其他核素相区别的全能峰上。这样在混合谱上就要为 n 个核素选定 n 个特征道域。第 i 道域（$i=l$，2，…，n）的总计数率 N_i 是由所有核素在该道域造成的计数率之和，若用 N_{ij} 表示由第 j 种核素在第 i 道域造成的计数率，则有：

$$N_i=\sum_{i=1}^{n}N_{ij} \tag{9-13}$$

若地层中每单位含量的第 j 种放射性核素在第 i 道域造成的计数率为 a_{ij}，那么有：

$$N_{ij}=a_{ii}x_j \tag{9-14}$$

上式变为：

$$N_i=\sum_{j=1}^{n}a_{ij}x_j \tag{9-15}$$

式中 a_{ij}——仪器对第 j 种核素在第 i 道域的响应系数。

现在我们得到了一个包含 n 个未知数 x_j 的 n 个方程式组成的方程组，解这个方程组就可得到每一种核素在地层中的含量。为解此方程组把它改写为矩阵形式：

$$\boldsymbol{AX=N} \tag{9-16}$$

$\boldsymbol{A}$ 是 a_{ij} 组成的矩阵，称为谱仪的响应矩阵，$\boldsymbol{X}$ 为未知量 x_j 组成的列矩阵，$\boldsymbol{N}$ 为每个特征道域的计数率 N_i 组成的列矩阵。方程组的解为：

$$\boldsymbol{X=A^{-1}\ \ N} \tag{9-17}$$

式中 $\boldsymbol{A^{-1}}$——是 $\boldsymbol{A}$ 的逆矩阵。

而第 j 种核素的含量：

$$x_j=\sum_{j=1}^{n}a_{ij}N_j \tag{9-18}$$

式中 a_{ij}——逆矩阵 $\boldsymbol{A}^{-1}$ 中第 j 行第 i 列元素。

现在再来研究图 9－3 所示的混合谱。如果只需要知道钾、铀和钍的含量，那么只选用图中所标明的三个特征道域通常就能满足需要。这时式（9－15）是由三个方程组成的联立方程组，即：

$$\begin{aligned} N_1 &= -a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3 \\ N_2 &= a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + a_{23}x_3 \\ N_3 &= a_{31}x_1 + a_{32}x_2 + a_{33}x_3 \end{aligned} \tag{9－19}$$

式中 x_1、x_2、x_3——分别代表钾、铀和钍的含量。

对照式（9－17）和式（9－18），则可知式（9－19）的解为：

$$K = \sum_{j=1}^{3} a_{1j}^{-1} N_j \tag{9－20}$$

$$U = \sum_{j=1}^{3} a_{2j}^{-1} N_j \tag{9－21}$$

$$Th = \sum_{j=1}^{3} a_{3j}^{-1} N_j \tag{9－22}$$

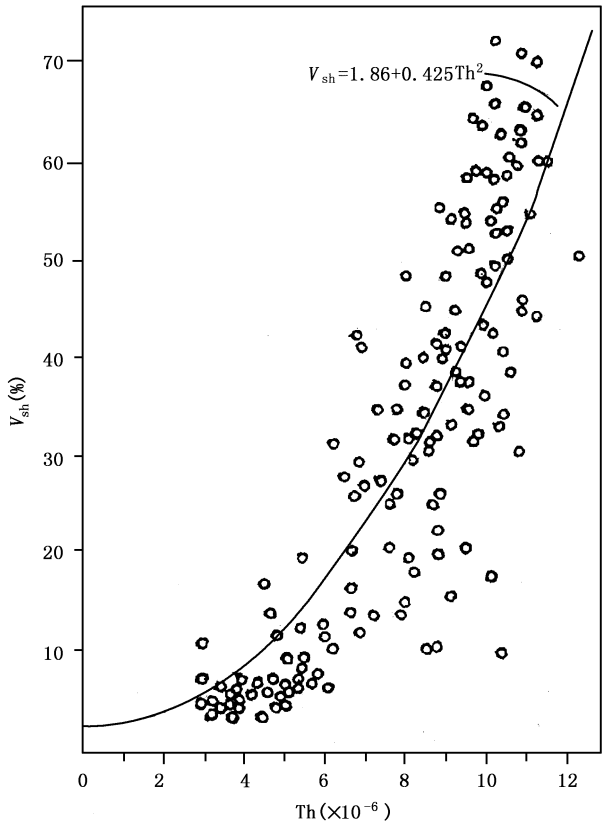


图 9－4　Th 含量与泥质含量关系图

如果有三个钾、铀、钍含量均不同、但经过精确测定的标准源，那么用自然伽马能谱仪器对这些标准源进行能谱测定时，就可在三个特征道域中得到 9 个不同的计数率，与三组不同的 K、U、Th 值组成 9 个方程，解这组方程就可求出式（9－19）中的各个系数，进而得到式（9－20）、式（9－21）和式（9－22）中的各个系数。若岩石样品中组成核素的种类相同，能谱测仪器的测量条件也相同，那么仪器的响应系数不变，相应的逆矩阵也不变。每次测量时只要把各个特征道域的计数率测出来就可得到钾、铀、钍的含量。

为了考虑能量大于 2.62MeV 和能量小于 1.46MeV 的伽马光子对测量结果的影响，也可在混合谱上选用 5 个道域，即除原来的三个特征道域外，再在高能和低能谱段上各选用一个道域。这时联立方程中将包括 5 个方程，解的精度有可能提高。

第三节　岩样 Th、U、K 含量与岩性的关系

一、Th 含量与泥质含量的回归分析

泥质含量 V_{sh}（重量百分含量）与 Th 含量的分布关系如图 9－4 所示。我们对 175 块岩 Th、V_{sh}含量进行回归分析，结果表明，泥质含量 V_{sh}与钍含量 Th 的相关式为：

$$V_{sh}=1.86+0.425\mathrm{Th}^2 \qquad (R=0.826) \qquad (9-23)$$

二、Th 含量与（$MgO+Al_2O_3$）／SiO_2回的

在大庆地区泥质中的粘土成分是蒙脱石、伊利石、高岭石、绿泥石及其混合物，它们都是硅铝酸盐或硅铝镁酸盐。大庆地区砂岩为长石质砂岩，硅铝镁酸盐的增加意味着石英成分的下降。因此，比值 $\eta=(MgO+Al_2O_3)/SiO_2$ 基本上可以反映泥质含量的多少。基于这种考虑，我们做了 Th 和 η 的关系图（图 9－5），并用 162 块岩样的数据进行了回归分析，结果如下：

$$\eta=0.0836+0.0207\mathrm{Th} \qquad (9-24)$$

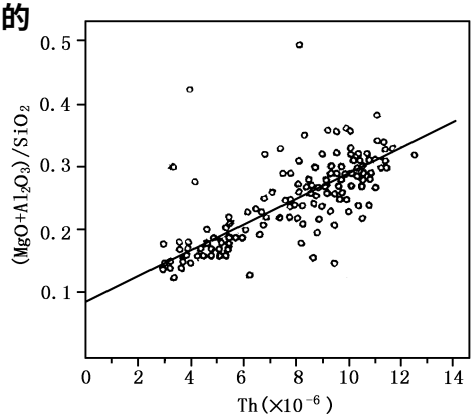


图 9－5　Th 含量与（$MgO+Al_2O_3$）／SiO_2 的回归关系图

三、Th 含量与阳离子交换容量（C_{Ec}）的回归分析

泥质的颗粒细微，吸附性强。不同类型的岩石泥质含量不同．因此对阳离子有不同的吸附能力。这样 Th、CEC 均与 V_{sh}有关，所以前二者也应当有某种联系。经过回归分析，得到如下结果：

$$C_{EC}=5.72+3.37\mathrm{Th} \qquad (9-25)$$

该结果是由 128 个岩样的数据得到的。C_{EC}与 Th 含量的关系如图 9－6 所示。

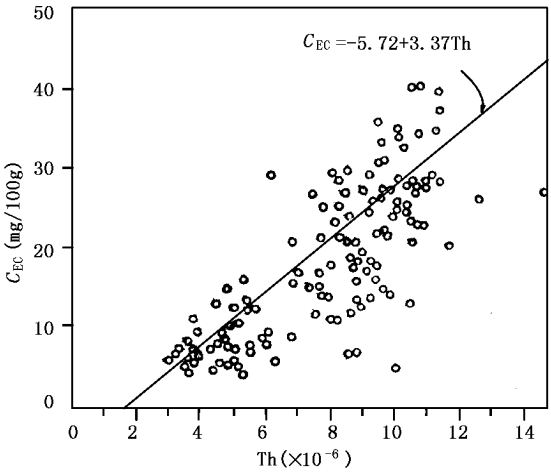


图 9－6　Th 含量与阳离子交换容量（C_{Ec}）的回归分析图

四、总计数率 N 与泥质含量的回归分析

总计数率就是我们所说的自然伽马计数，该参数与粘土含量有很好的对应关系，但由于在氧化条件下，铀以六价氧化物离子 U^{6+} 的形式存在。该氧化物离子溶解于水，可随着地下水流动而迁移。此类氧化物离子在随水运动的过程中，破坏了地层原来放射性元素的平衡分布，可形成某些含铀较高的层，此时铀便成为一种干扰元素，使得自然 γ 射线的总计数率与泥质含量无明显关系。考虑到这种因素，我们在回归分析去除了与泥质含量无明显关系的样品。

用 152 个岩样数据进行了回归分析，得到的计算公式和相关系数如下：

$$V_{sh}=-40.52+10.43N \qquad (9-26)$$

五、利用 U、Th 交绘图判断岩性

一般情况下，Th 值是一个判断岩性较好的参数，砂岩、粉砂岩、泥岩等可以分得很清楚。但是，还不够全面，特别对一些高含铀层不能很好说明。我们利用 U、Th 交绘图（图 9－7）较好地解决了这个问题。从图 9－7 可以看出，整个图大致可分为五部分。我们把这五部分的分析情况综合在表 9－4。

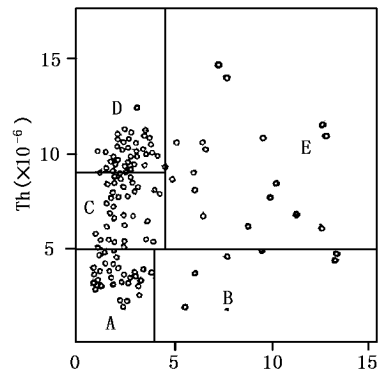


图 9－7　总计数率 N 与泥质含量的回归分析图

表 9－4　U、Th 交绘数据表

序号	Th、U 变化范围（$\times10^{-6}$）	岩　性　说　明
A	Th≤5，U≤4	一般油砂岩
B	Th≤5，U≥4	油砂岩附近有钙层（或含钙）
C	5≤Th≤9，U≤4.5	粉砂岩、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩、少数钙质粉砂岩、钙质介形虫
D	Th≥9，U≤4.5	泥岩
E	Th≥5，U≥4.5	钙质粉砂岩、钙质介形虫、少数各种粉砂岩、个别泥岩

六、自然伽马能谱与比表面的关系

利用岩心分析资料并同时测过自然伽马能谱的资料进行分析，这些数据取自不同区块、

不同深度的砂岩地层。对有详细粒度分析资料的地层，可把粒度分成不同的级别，而用这些级别的不同粒度中值来求取比表面 B，然后根据自然伽马能谱测井得到的钍值，导出钍含量与比表面的关系。为此作出比表面与铀、钍和钾含量关系图。铀、钍和钾的数据由测井资料得到。对所作的关系图进行分析发现，比表面 B 和铀、钾关系比较零散，基本上不具相关性；而与钍有较好的相关性，相关系数为 0.755（图 9－8）。比表面与钍含量有良好关系是因为，钍含量主要反映当时沉积时地层含粘土矿物情况，也就间接地指示了沉积物孔喉情况，因此，钍含量和比表面存在一定关系是必然的。

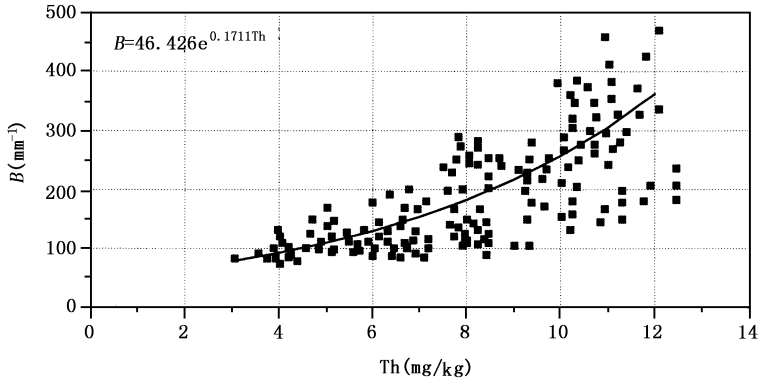


图 9－8　比表面与钍含量关系图

第四节　自然伽马能谱测井应用实例

一、计算粘土矿物含量

地层中常因伊利石、蒙脱石、高岭石、绿泥石等粘土矿物含量的不同影响着地层电阻率值、有效孔隙度、渗透率及束缚水饱和度，使得测井解释的准确度受到影响。因此，求准地层粘土矿物含量对测井评价来讲是很关键的。应用岩心分析资料建立不同矿物与铀钍钾含量的关系，应用到测井解释中，就可以直接计算出矿物含量。表 9－5 列出了计算结果与岩心分析资料的对比，两者符合的非常好。

表 9－5　粘土矿物含量计算数据表

井名	深度（m）	岩心（屑）分析值（%）			计算值（%）			绝对误差（%）			相对误差（%）		
		$V_{1/s}$	V_1	V_{K+C}	$V_{1/s}$	V_1	V_{K+C}	$V_{1/s}$	V_1	V_{K+C}	$V_{1/s}$	V_1	V_{K+C}
BS35	4555	59	31	10	57	30	13	2	1	－3	3.39	3.23	3.00
	4625	56	33	11	60	30	10	－4	3	1	7.14	9.09	9.09
	4705	57	35	8	61	31	8	－4	4	0	7.02	11.43	0
	4825	42	46	12	49	40	11	－7	6	1	16.67	13.04	8.33

续表

井名	深度（m）	岩心（屑）分析值（%）			计算值（%）			绝对误差（%）			相对误差（%）		
		$V_{l/s}$	V_l	V_{K+C}	$V_{l/s}$	V_l	V_{K+C}	$V_{l/s}$	V_l	V_{K+C}	$V_{l/s}$	V_l	V_{K+C}
ZC1	2711	31	20	49	30	20	50	1	0	−1	3.23	0	2.04
	2714	37	14	49	34	17	49	3	−3	0	8.1	21.42	0
	2716	38	26	36	40	23	37	−2	3	−1	5.26	11.54	2.78
	2719.1	24	14	62	24	13	63	0	1	−1	0	7.14	1.61
	2719.8	28	17	55	27	16	57	1	1	−2	3.57	5.88	3.64
	2720.9	35	17	48	29	19	52	6	−2	−4	17.14	11.76	8.33
	2721.1	37	16	47	33	17	50	4	−1	−3	10.81	6.25	6.38

二、识别高自然伽马储层和判别裂缝

根据自然伽马能谱测井资料中的铀曲线和无铀伽马曲线可很好地识别高自然伽马储层和裂缝。图 9−9 是 CC1 井测井曲线图，这是一段灰岩，在铀值高钍钾低的地方均显示为裂缝，U、TH、K 值较高的地方为泥夹层，与该井段的裂缝识别图中指示裂缝的位置对应较好，该井段进行裸眼井测试，日产水 1.109m^3，证实该段地层裂缝相当发育。

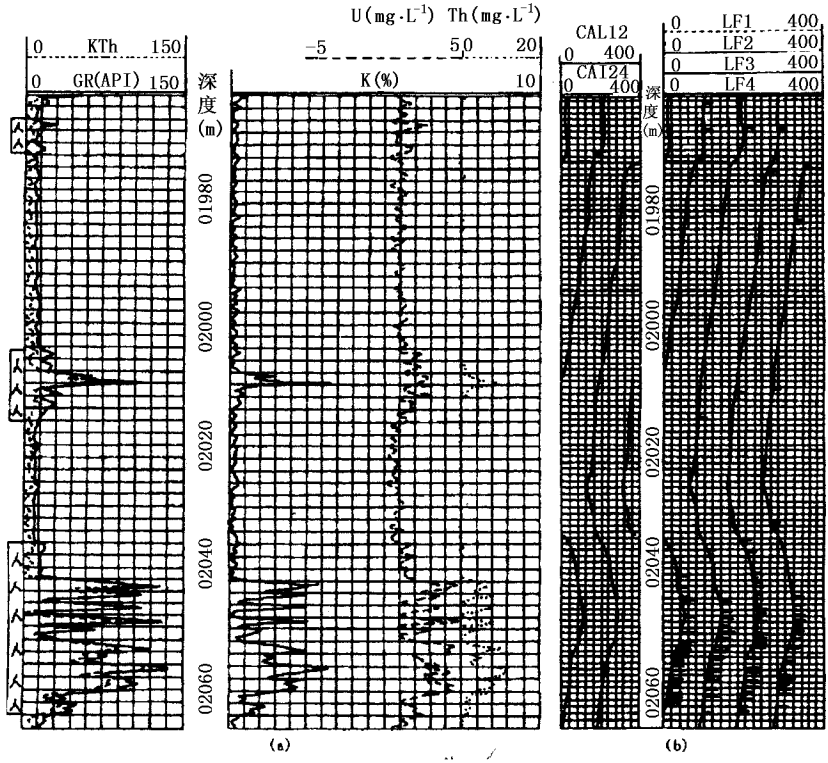


图 9−9　CC1 井测井解释成果图

（a）自然伽马能谱成果图；（b）裂缝识别图

三、沉积环境分析

泥岩地层中铀含量及 U/Th 值可直接反映地层沉积属氧化或还原环境，由此可判断地层为陆相或海相沉积。泥岩电阻率可反映地层沉积水体的矿化度，水体的矿化度可反映地层的沉积环境，因此可利用测井资料分析沉积环境。

U/Th 值作为沉积环境的指示具有如下规律：

U/Th＜2，海相沉积，属还原环境；

U/Th＞7，陆相沉积，属氧化环境；

2＜U/Th＜7，还原到氧化过渡阶段。

根据研究，张东地区不同沉积环境的泥岩电阻率与其埋藏深度有如下关系：

河流环境：$R_{sh,c}=2.39\times A$

淡水湖泊环境（湖水矿化度 500～800mg/L）：$R_{sh,L}=1.85\times A$

正常海相（海水矿化度 3800mg/L）：$R_{sh,s}=0.833\times A$

式中 A 是与深度有关的参数，$R_{sh,c}$、$R_{sh,L}$、$R_{sh,s}$ 分别为河流、淡水湖泊、正常海相泥岩电阻率。其中 $R_{sh,L}$、$R_{sh,s}$ 可以作为淡水水体与半咸水水体及咸水水体的分界值。

由于铀的沉积与水体有关，当水体深浅、水动力强弱不同时，铀的含量就不同，而钍只与泥质含量有关，因此，利用 U 曲线与 U/Th 曲线重叠可判断沉积时水体的深浅及水动力的强弱，表 9－6 为沉积环境判别表，应用该表可对地层的环境进行判别，图 9－10 为沉积环境分析图，利用自然伽马能谱测井资料对张东地区进行沉积环境分析，其结果与地质学家分析结果基本吻合。

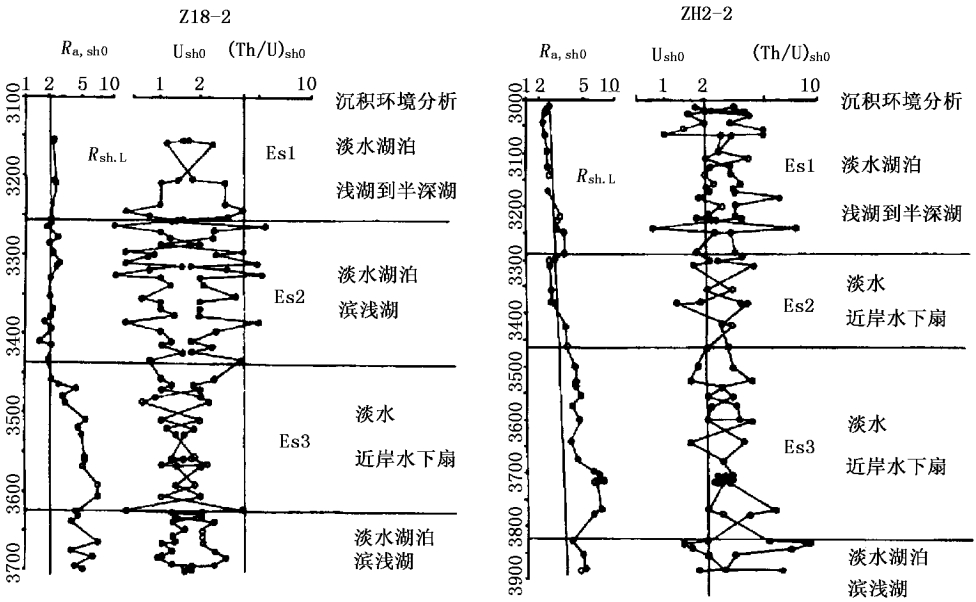


图 9－10　沉积环境判别结果图

表 9—6　沉积环境判别表

	沉积环境	U_{sh}（mg·L^{-1}）	$(Th/U)_{sh}$	R_{sh}
陆相	河流相	＜4	＞7	$\geqslant R_{sh,c}$
	滨湖—分流河道	＜4	＞2	$R_{sh,L}-R_{sh,c}$
	淡水湖泊	＜4	＞2	$\approx R_{sh,L}$
	半咸水湖泊	＜4	＞2	$R_{sh,s}-R_{sh,L}$
	咸水湖泊	＜4	＞2	$\leqslant R_{sh,s}$
海相	滨海	10～20	0.5～2	$\gg R_{sh,s}$
	浅海	20～40	0.3～0.5	$R_{sh,s}-R_{sh,L}$
	正常海	20～28	＜0.3～0.35	$\approx R_{sh,s}$

参　考　文　献

1　**核素图表编制组. 核素常用数据表. 北京：原子能出版社**，1977

2　**黄隆基. 放射性测井原理. 北京：石油工业出版社**，1985

3　Wiley R. and Z ittel R. J.. NaturaI gam ma ray data 0f various sandstones · SPWLA Twenty Third Annual Logging Symposium. 1982，7

4　**胡玉堂. 应用自然伽马能谱求取砂岩渗透率的方法. 江汉石油学院学报**，2003（3）：25

5　**赵发展. 自然伽马能谱测井确定粘土矿物类型及分布的应用研究. 同位素**，2002，15 **增刊**

6　**柴细元. 自然伽马能谱测井资料在张东地区的应用. 测井技术**，2000，24（2）：118～124

7　**王连升. 大庆油田自然伽马放射性与岩性的关系. 大庆石油地质与开发**，1986，5（3）：75～82