目　录

第一章　成象测井方法简介 …… (1)
第一节　成象测井系统 …… (1)
一、成象测井技术发展背景 …… (1)
二、成象测井系统的技术组成和特点 …… (2)
三、成象测井技术的发展趋势 …… (4)
第二节　微电阻率扫描成象测井 …… (4)
一、井壁微电阻率扫描成象测井的测量原理和测量响应岩性分析 …… (5)
二、井壁微电阻率扫描成象测量的数据处理和成象 …… (7)
三、地质特征提取和地质应用 …… (8)
第三节　阵列感应成象测井 …… (8)
一、感应测井和阵列感应测井测量原理 …… (8)
二、阵列感应测井的数据处理 …… (9)
三、阵列感应测井解释 …… (10)
第四节　方位侧向成象测井 …… (12)
一、高分辨率方位侧向测井电极系 HALS …… (13)
二、方位侧向测井的应用 …… (15)
第五节　声波成象测井技术 …… (15)
一、多极子阵列声波成象测井 …… (16)
二、超声电视成象测井 …… (17)
第六节　随钻电阻率成象 …… (18)
一、钻头电阻率测量仪 RAB …… (18)
二、阵列电阻率补偿仪 ARC5 …… (19)
第二章　复杂储层评价方法 …… (22)
第一节　裂缝性储层识别与评价 …… (22)
一、四川裂缝性碳酸盐岩储层的成象测井解释 …… (22)
二、用成象测井技术识别天然裂缝和诱导裂缝 …… (26)
三、碳酸盐岩储层裂缝分布和连通性评价 …… (36)
四、用声波横波测井确定地层的裂缝强度和产能 …… (42)
五、成象测井在 SYU 油田裂缝性燧石与白云岩储层中的应用 …… (47)
第二节　薄储层评价 …… (52)
一、阿拉斯加北坡油田 A 砂岩的薄层模型 …… (52)
二、墨西哥湾深水环境下碎屑岩薄储层的评价 …… (59)
三、成象测井 EMI 定量分析薄层 …… (64)

第三节　成象测井的定量分析方法与应用 …… (68)
一、地层非均质的定量描述方法 …… (68)
二、砾岩地层的成象测井定量描述 …… (72)
三、裂缝性花岗岩的成象测井定量描述 …… (82)
第三章　成象测井的地质分析 …… (91)
第一节　沉积体系描述与建模中的应用 …… (91)
一、岩心与井眼成象测井的定位及刻度 …… (91)
二、用 Diamge 程序研究碳酸盐岩与砂岩 …… (95)
三、Fort Worth 盆地 B 气田电成象测井分析地层层序与岩相 …… (97)
四、用电成象测井分析沉积环境和特征 …… (106)
五、用层序地层学和叠积模式的测井分析来确定砂体和油藏单元的相互连通性 …… (111)
第二节　构造模式和油藏形态描述，提高油气采收率 …… (113)
一、用声波成象测井获得盐岩地层构造信息 …… (113)
二、油藏盖层与砂体几何形状及连通性分析 …… (117)
第四章　核磁共振测井 …… (123)
第一节　核磁共振测井发展概况 …… (123)
第二节　基本原理 …… (124)
一、原子核的磁性 …… (124)
二、单个自旋在外加磁场中的行为 …… (124)
三、自旋系统在外加磁场中的行为——宏观磁化矢量 …… (125)
四、系统在外加磁场中的行为——核磁共振现象 …… (125)
第三节　测量方法 …… (127)
一、自由感应衰减 …… (127)
二、反转恢复法 …… (128)
三、自旋回波法 …… (129)
第四节　物质的弛豫特征 …… (134)
一、NMR 弛豫机理 …… (134)
二、水、油、气弛豫特征 …… (137)
三、固体的弛豫 …… (140)
第五节　核磁共振测井仪 …… (143)
一、俄罗斯核磁共振测井仪 …… (144)
二、CMR 测井仪 …… (147)
三、MRIL 仪器 …… (153)
第五章　NMR 基础实验研究 …… (159)
第一节　孔隙度与渗透率 …… (159)
一、孔隙度测量 …… (159)
二、碳酸盐岩岩心的 NMR 实验 …… (159)
三、估算渗透率 …… (164)
第二节　饱和度、残余油饱和度的测量方法 …… (166)

一、NMR 测量残余油饱和度的方法 …… (166)
二、部分饱和岩石中的 NMR 自由流体指数的实验室观察 …… (168)
三、利用 NMR 研究一种新的砂岩束缚流体指数 …… (175)
第三节　孔隙结构与岩石胶结指数 …… (181)
一、碳酸盐岩的沉积结构、岩石物性关系的实验研究 …… (181)
二、孔洞白云岩的胶结指数 …… (189)
第四节　裂缝研究 …… (192)
一、NMR 波谱技术描述裂缝特征 …… (192)
二、用 NMR 成象法测量裂缝开度 …… (198)
第五节　富含铁质海绿石砂岩的 NMR 岩心测量 …… (200)
一、富含铁质储层岩石物理特征 …… (200)
二、含铁量对 NMR T_2 弛豫时间和束缚水饱和度的影响 …… (202)
三、铁质含量，T_2 截止时间及 NMR 束缚水饱和度的误差分析 …… (204)
四、NMR 岩心束缚水饱和度与测井饱和度比较 …… (205)
五、NMR 测井值同岩心测量值比较 …… (205)
六、铁含量对表面弛豫的影响 …… (207)
七、结　论 …… (207)
第六章　核磁共振测井的应用 …… (210)
第一节　储层参数解释模型 …… (210)
一、孔隙度解释模型 …… (210)
二、渗透率解释模型 …… (212)
三、饱和度解释模型 …… (212)
四、流体类型的识别 …… (214)
五、粘土含量的研究 …… (214)
第二节　储层参数解释实例 …… (214)
一、粘土和孔隙度的解释 …… (214)
二、解释渗透率 …… (219)
三、提高采收率，用 NMR 解释含油饱和度和原油粘度 …… (226)
第三节　核磁共振测井用于探测天然气层 …… (235)
一、幅度法 …… (236)
二、谱差分法 …… (236)
三、谱位移法 …… (239)
四、回波比法 …… (241)
第四节　碳酸盐岩、低电阻率油层、低孔低渗等储层评价 …… (242)
一、碳酸盐岩储层评价 …… (242)
二、低电阻率油层解释 …… (247)
三、低孔、低渗储层评价 …… (251)
第五节　核磁共振测井在鞍靼注水开发油田的应用 …… (257)
一、确定剩余油饱和度 …… (258)
二、划分水淹层 …… (262)

三、预测产能和打开地层的质量评价……(265)
第七章　测井解释油气饱和度岩石物理研究……(267)
第一节　确定油层含油气饱和度方法简介……(267)
一、岩心直接测定法……(267)
二、利用压汞毛管压力资料计算法……(268)
三、测井资料解释法……(269)
第二节　阿尔奇公式及其发展……(269)
一、阿尔奇公式……(269)
二、国内外研究现状……(270)
第三节　孔隙结构与岩石电学性质……(271)
一、孔隙结构……(271)
二、阿尔奇公式与孔隙结构……(272)
三、塔里木盆地储层岩石孔隙结构对岩石电学性质的控制作用……(273)
第四节　高温高压条件下的岩电实验研究……(274)
一、压力、温度对胶结指数 m 的影响 ……(274)
二、温度、压力对饱和度指数 n 的影响 ……(275)
第五节　润湿性与孔隙岩样电学性质……(275)
第六节　驱替方式及流体分布对岩电实验结果的影响……(277)
一、常规驱替流体分布 CT 扫描实验结果分析 ……(277)
二、气（油）水半渗透隔板驱替……(277)
三、不同驱替方式 I_r—S_w 实验结果 ……(279)
第七节　“岩心刻度测井”方法……(280)
一、可行性分析……(280)
二、测井曲线编辑、环境校正与标准化……(280)
三、感应测井的侵入校正……(281)
四、岩石物理研究与建立测井解释模型……(281)
五、测井计算储层参数与成果检验……(285)
第八节　泥浆滤液侵入油气层机理与感应测井响应研究……(287)
一、对泥浆滤液侵入油气层感应测井响应的定量分析与研究……(287)
二、塔里木油田对泥浆浸泡油气层感应测井响应的研究……(290)
三、考虑泥浆滤液侵入油气层时重力分异的影响……(293)
第九节　三维岩石物理研究……(294)
一、具有侵入的倾斜地层响应……(295)
二、六个侵入倾斜地层响应……(296)
三、水平井中的侵入……(297)
四、非圆形的侵入前缘……(298)
五、水平井中受浮力影响的侵入……(299)
六、各向异性模型……(300)
七、应用实例……(301)

第一章　成象测井方法简介

第一节　成象测井系统

一、成象测井技术发展背景

随着世界油气资源勘探程度提高，新发现油气藏在规模上趋于小型化。在储层物性及构造形态上趋于复杂化，应用目前的勘探技术和装备发现并评价这类油气藏，勘探成本增加，效益下降。因此早在80年代，地震就发展了三维地震成象技术和盆地模拟，钻井发展定向井、水平井钻井技术，而世界各大测井公司已将他们的研究集中于发展新的能更详细地描述油气藏非均质特征，进而提高对油气藏参数定量解释的新测井技术。

地质学家，测井分析家早就梦想带着照相机到井筒中去漫游，仔细审视地下地层结构、流体分布。为实现这个目标，测井工程技术人员已奋斗了70年。测井技术的发展也历经了四个阶段：模拟测井、数字测井和数控测井技术阶段。现在正处在成象测井技术阶段。

模拟测井阶段是测井装备配套，测井作业工艺趋于成熟时期，发展了电测井、感应测井、微电阻率测井、声测井、核测井、孔隙度测井系列。记录测量信息的地面装备和联系井下仪器与地而装备的测井电缆，实现配套和作业规范。同时阿尔奇通过实验测量认识到储层孔隙度、电阻率和含水饱和度之间的关系，奠定了测井解释的基础。

数字测井技术阶段，磁记录设备、井下仪器电子接口部件和专用计算单元引入测井地而仪器中，聚焦型深、中、浅三种电阻率测井，三种孔隙度测井形成配套。提出了孔隙度解释的体积模型，地面仪器计算能力达0.01Mips，测井信息记录量达200kb/1000ft，测井电缆数据传输率不足1kb/s，用户参与率不足10%。

70年代中期，斯仑贝谢公司的CSU系统投入商业应用，标志测井技术进人数控测井阶段，测井地面仪器由通用计算机系统、专用电子接口及专用测井软件构成。计算能力达0.3Mips，测井工程师通过键盘与系统部件及井下仪器实现交互。发展了配套的测井仪器刻度装置和现场测井质量的控制。测量信号井下数字化，在测井过程中实现地面对井下仪器的控制，电缆的数据传输率达100kb/s，每千英尺记录的测井信息量达160kb。现场快速直观解释、测井资料计算机处理和综合解释成为常规，人工参与率达30%。同时谱分析技术开始应用于岩性密度测井、自然伽马能谱测井及长源距声波测井的波形分析。测井仪器的工作温度和压力达204℃和100MPa。

测井技术经过多年发展有深厚技术积累。计算机信息技术（硬件和软件）、微电子技术、新材料制备技术、先进制造技术、系统集成技术等相关技术的先进成果应用于测井技术，加速了测井技术的发展。

应用新材料和先进制造技术能制造高机械稳定性、热稳定性和电稳定性的井下仪器阵列测量探头。超大规模集成、高性能微处理器和电子元器件应用于新一代下井仪器实现了对纳伏级微弱地层信号测量，能以20～24bit高精度对来自阵列探头大动态范围测量信号进行高

速模数转换，完成对信号的实时电子刻度和复杂过程控制，以 500kb/s 的数据传输率进行井下和地面之间的电缆数据通讯。

测井地面仪器采用工业标准的多机网络硬件和软件平台及智能接口。9～300Mips 的 CPU，大容量内存和外存配置，使地面仪器能运行实时多任务操作系统，完成对阵列测量信号实时软件聚焦和可视化的复杂处理，记录每千英尺 2300kb 的数据信息，井场和处理中心联为一体。多学科交互研究，综合评价，人工参与率达 90%，提高了测井时效和测井质量。

二、成象测井系统的技术组成和特点

早在 60 年代就开始发展井下声波电视和井下照相技术，然而直到 80 年代中期，斯仑贝谢公司研制的地层微电阻率扫描成象测井仪才以其 5mm 的空间分辨率获得同岩心照片一样清晰的井壁微电阻率图象，揭开了成象测井技术发展新的一幕。90 年代中期，斯仑贝谢公司、阿特拉斯公司、哈里伯顿公司先后将他们各自开发的成象测井系统投入商业服务，表 1－1 给出了三种成象测井系统的概况。

表 1－1　三种成象测井系统的技术组成概况

系统名	MAXIS－500	Eclips	Excell－2000
地面装备	三台以太网连接的 Micro Vax Ⅲ＋cpi3000 阵列处理器计算机测井系统； 实时多任务； 智能接口； 全冗余系统	三台以太网连接的 HP730 工作站计算机测井系统； 实时多任务； 智能接口； 全 CPU 冗余	两台 IBM RS6000 工作站计算机测井系统； 实时多任务； 智能接口； 全冗余系统
电缆遥测	500kb/s 传输速率可选 兼容 CTS	230kb/s	217.6kb/s 传输速率可选
井下仪器	地层微电阻率扫描 FMI 偶极横波声波 DSI 超声波成象 USI 阵列感应 AIT 地震成象仪 CSI 核孔隙度岩性仪 NPLT 模块式地层动态测试仪 MDT 方位电阻率成象 ARI 以及 CSU 系列下井仪	阵列声波 DAC 多极阵列声波 MAC 井周声波 CBIL 微电阻率扫描成象 Star Imager 数字垂直测井 DVRT 磁共振成象 MRIL 双相量感应 DPIL 六臂倾角 HDIP 高分辨率电阻率成象 通过转换接头 3516，可与其它非 WTS 仪器连接	微电阻率成象 EMI 阵列声波 六臂倾角 SEDT 高分辨率感应 HRI 声波扫描 CAST 自然伽马 NGRT 选择式地层测试器 SFT 使用 PIO 接口面板，支持其它非 DITS 传输仪器
解释工作站	ATLANTIS 系统：CHARISMA 数据库软件包 储层工程软件包 数据处理软件包 应用地质软件包 地球物理软件包 岩石物理软件包 生产工程软件包	EXPRESS	DPP

成象测井系统由成象测井地面仪器、电缆遥传、系列井下仪器和成象测井解释工作站四部分组成。

成象测井地面仪器是一个基于多机网络、智能接口、POSC数据规范、软件规范、图形规范、人机交互规范，具有丰富硬件资源和软件资源的开放式测井数据获取平台。运行实时多任务软件，使数据获取、仪器刻度、现场解释可以同时进行，提高了测井时效。远距离通讯使井场计算机和基地处理中心计算机资源联成一体，资源冗余及质量控制措施增加了可靠性，保证了获取数据的质量和处理成果的质量。

数控测井系统中电缆遥传采用BPSK调制方式，数据传输率达100kb/s。成象测井系统中电缆遥传采用了BPSK调制方式下发命令，传输率最高达40kb/s，上传数据采用QAM调制方式，数据传输率达500kb/s，同时兼容数控测井系统中的电缆遥传方式。

成象测井系统中目前配置的井下仪器有两大类，一类是成象测井仪器，另一类是高垂向分辨率的配套仪器。成象测井仪器有描述井壁地层属性的微电阻率扫描和井下声波电视成象测井仪，有描述地层径向电阻率剖面图象的阵列感应或者高分辨率感应测井仪，有描述井眼轴向电阻率分布图象的方位电阻率成象测井仪，还有精细描述井眼邻域地层构造的井眼地震成象测井仪。配套仪器有核孔隙度岩性测井仪，多极阵列声波测井仪，模块式动态地层测试器，这些仪器获取地下地层的非均质特征及测井环境的丰富信息。

井壁微电阻率扫描成象采用了阵列电扣（FMI采用192个电扣，EMI采用150个电扣，Star Imager采用144个电扣，WDS采用120个电扣）和2.5mm采样间距，得到空间分辨率5mm的沿井壁切片的高清晰度地层岩石及结构图象，在8in井眼中，图象覆盖率达50%～80%。真正成为地质家研究地下地层的显微镜。

斯仑贝谢公司的阵列感应成象测井仪采用多种工作频率，一个发射线圈，8组双线圈组成的接收线圈系阵列。同时测量8组接收线圈上3种频率的实分量和虚分量，记录28条原始曲线。应用软聚焦和分段准线性近似的处理方法，得到30cm、60cm、120cm三种垂向分辨率，25cm、50cm、75cm、150cm、225cm五种径向探测深度，测量范围为0.1～2000Ω·m的15条处理曲线，形成垂向分辨率匹配，沿深度、径向二维电阻率剖面分布图象。

方位电阻率成象测井仪在保持双侧向电极系结构的基础上，增加12个方位电极，采用三种工作频率实现三种测量模式，独立测量每种模式下的阵列电极电流和电压信号。应用软件聚焦处理方法，获取深、浅双侧向测量曲线和12条方位电阻率曲线，构成描述沿井轴和井周二维电性剖面图象。垂向分辨率20cm。

配套仪器有多极阵列声波波形测井，获得硬地层和软地层纵、横波速度，垂向分辨率15cm；核孔隙度岩性测井仪采用多能窗、阵列探头，垂向分辨率15cm。

成象测井解释工作站实现对来自井下和地面的多学科、多种类、多形态测量数据体进行管理、处理、分析和解释，将它们变为人们易于认识的、可利用的共享资源。它基于先进的计算机和网络技术、系统集成技术，基于规范的数据格式、交互风格、图形工具（POSC标准），由可结构的数据库，数据管理，系统服务和丰富的应用软件包（地质、地震、岩石物理、储层特征描述等）组成。成象解释工作站为储层评价带来了显著变化。一是可视化成象测井把从地下地层中获取的各种信息以地层岩石结构、矿物含量、地层孔隙、流体组分及其空间分布以图象的形式展示在分析者面前，使地层评价工程师集中精力认识储层特征，而不至于面对大量数据和曲线而茫然不知所措；二是人机交互性，充分利用专家知识和经验，提高对储层特征认识的准确性；三是地质、地震、测井、钻井、地面岩心测量多学科协同工作，综合评价，使从地质获得的储层盆地历

史信息、地震获得的储层构造几何信息与测井获得的储层物性相结合，构成对油藏历史的、空间的、物性等特征的生动描述；四是在评价储层参数方法方面，不再经验地把储层认为厚层是均质的，而是先描述储层的非均质特征，然后评价储层参数；五是测井分析家实现了从单井解释到多井综合评价的过渡。测井信息不再只是应用于评价储层参数，而且可以应用于研究储层精细结构和沉积环境，拓宽了测井信息的应用范围。

三、成象测井技术的发展趋势

成象测井技术处于迅速发展和不断完善阶段，发展趋势集中于四个方面：

(1) 不断发展复杂储层解释技术，提高定量解释精度；

(2) 根据油田勘探、开发需要，不断改进完善现有成象测井技术，研制、开发成象测井新方法和新仪器；

(3) 利用成象测井信息对油藏构造、储层结构和流体分布进行三维非均质描述；

(4) 适应大斜度井、水平井测井需求，继续研究、开发随钻测井成象技术。

第二节　微电阻率扫描成象测井

80年代电成象得到迅速发展。新的地层学地层倾角测井（SHDT）的结构允许采用更短的(9in)曲线相关对比窗长，检测更小的地质单元，提高了地层学解释和检测高倾角的倾斜地层和裂缝等非均质能力。

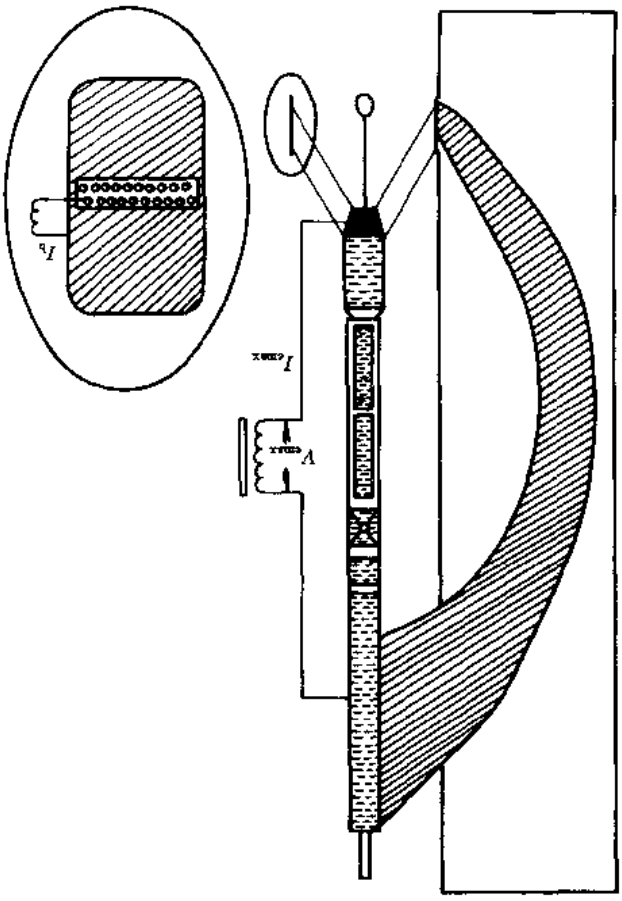


图1-1　微电阻率扫描成象测井测量原理图

80年代中期推出地层微电阻率扫描测井仪器（FMS），在它的初始结构FMS-A中采用两个SHDT极板和两个微电阻率成象极板，每个成象极板上分四排安置27个高分辨率（5mm）电扣，在8in井眼中图象覆盖率达20%，由这种仪器测量获得的高质量井壁地质图象使人们首次通过电缆测井技术得到储层真实复杂性的可视化认识，而且这种测量几乎不受井眼形状、泥浆密度及泥浆中的固体颗粒含量的影响。

井壁微电阻率扫描成象图象在地层评价和地质应用中的价值促进了该项技术的迅速发展，斯仑贝谢公司在研制出FMS-A型仪器后，用了不到3年时间，对FMS井壁微电阻率扫描成象测井仪器做了三次重大改进，研制出FMI全井眼微电阻率扫描成象测

井仪。哈里伯顿公司、西方阿特拉斯公司也先后研制成功了井壁微电阻率扫描成象测井仪器 EMI 和 Star Imager。图 1－1 给出了斯仑贝谢公司和哈里伯顿公司井壁微电阻率扫描成象仪器的特点和部分技术指标。

井壁微电阻率扫描成象测井和其它成象测井方法和仪器提供的丰富信息、先进处理方法，使井眼虚拟漫游成为现实，向建立全三维储层模型的目标接近了。

一、井壁微电阻率扫描成象测井的测量原理和测量响应定性分析

井壁微电阻率扫描成象测井仪的测量原理示意于图 1－2。和地层倾角测量相类似，由推靠器极板体发射一交变电流，使电流通过井内泥浆柱和地层构成的回路而回到仪器上部的回路电极。推靠器、极板体金属连接等电位起到使处于极板中部的阵列电扣流出的电流能垂直于极板外表面（即井壁）进入地层的聚焦作用。测量的阵列电扣上的电流强度反映出电扣正对着的地层邻域由于岩石结构或电化学上的非均质性引起的微电阻率的变化。

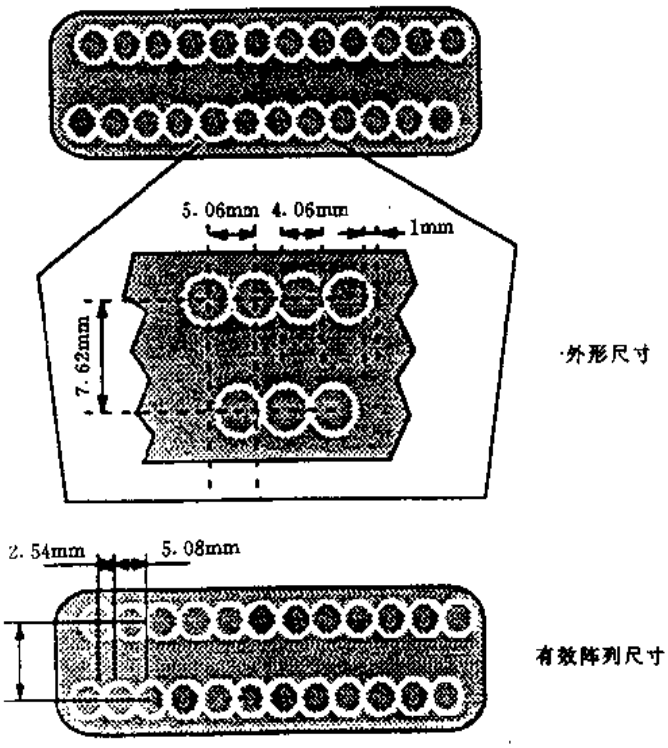


图 1－2　FMI　极板阵列电扣结构示意图

阵列电扣电流经适当处理可刻度为彩色或灰度等级图象，反映地层微电阻率的变化。

井壁微电阻率扫描成象仪器在均匀介质中测量时，发自极板体的电扣电流 I_b 和推靠臂及推靠器中心支架棒上的聚焦电流 I_f 构成的电流线总是相似的，而与介质的电阻率无关。极板上电流密度随极板上的位置而变化，处在极板中心部位的电流密度较小而均匀，面极板边缘部位的电流密度较大。在均匀介质中每个电扣电流和总电流的比值是确定的。在有井眼的情况下，井眼泥浆电阻率和地层电阻率的不同改变了聚焦电流和电扣测量电流的电流线分布。表 1－2 列出了图 1－2b 中所示极板和电扣结构在不同井眼直径条件下的电扣电流与聚焦电流之比和 R_t/R_m 关系。从表中可以看出，井眼愈大，R_t/R_m 越大，I_b/I_f 越小，测量愈困难。

1. 电扣几何形状、分辨率、采样率之间关系

基于阵列电扣电极的井壁微电阻率扫描成象测井仪器的分辨率是指将仪器测量的微电导率映射地层特征的能力。比仪器分辨率大的地层特征可用几个分辨率单位像素来表示，而比仪器分辨率小的地层特征只能表示成一个分辨率单位。

仪器的分辨率与极板电扣的几何结构密切相关。图 1－2b 示出了极板的阵列电扣电极结构。

(1) 电扣越小，分辨率愈高，井壁微电阻率扫描图象越清晰；

表 1-2 在不同井眼条件下 I_b/I_f 与 R_t/R_m 关系

I_b/I_f，1/2000 R_t / R_m D_b，in	1	10	100	1000
6	1	0.45	0.27	0.09
8	1	0.4	0.17	0.045
10	1	0.33	0.12	0.04
12	1	0.3	0.1	0.03

(2) 电扣越小，电扣电流 I_b 越小，$\frac{I_b}{I_f}$愈小，要求仪器灵敏度越高；

(3) 电扣越小，电扣井壁之间泥饼厚度对分辨率影响愈大，电扣厚度应和测井中多数泥饼厚度相匹配以保持较好的分辨率，又不致受泥饼及极板和井壁微小贴合不紧密影响太大；

(4) 电扣周边绝缘环带宽度对仪器测量信噪比有影响。绝缘环带愈宽，噪音愈低，信噪比愈大；

(5) 实验表明，分辨率是由电扣电极有效直径决定的。所谓有效直径是指从金属电扣中心延伸到两电扣电极之间绝缘环带中点的两倍。FMI、EMI、WDS 三种井壁微电阻率扫描成象测井仪的仪器分辨率周向为 0.2in、垂向为 0.2in (5.08mm)。

仪器的数据采样率是仪器所要求的分辨率的函数。信号处理原理（采样定理）要求在等效于仪器分辨率的间距内至少有两个采样点。换句话说，当井壁微电阻率成象的仪器分辨率要求是 0.2in 时，仪器的采样率每 0.1in 一个采样点。前面已讨论过，成象仪器分辨率是二维的，0.1in 的采样率即满足周向 0.2in 分辨率，又满足垂向 0.2in 分辨率的要求。FMI、EMI、WDS 三种井壁微电阻率成象仪器中分辨率、采样率及电扣几何形状之间有以下要求：

(1) 第二排电扣在第一排电扣下，如图 1-2b 所示。两排电扣中心距离是 1.5 倍电扣有效直径。

(2) 仪器采样数据是时间系列的。采样是和遥测总线频率同步的，每个电扣电极按 62.5Hz 的频率采样。仪器运动的速度用于将采样数据从时间维转换到深度维。速度越低，采样密度越高。对 FMI 最大测速为 1800ft/h，用这个速度测井等价于每 0.1in 采样一次数据。

2. 极板和井壁之间间隙对测量响应的影响

极板和井壁之间的间隙会降低仪器垂向分辨率，而且这种间隙对极板上中心电扣和位于边缘部分的电扣垂向分辨率的影响是不一样的，对边缘部分的电扣影响应更大些。

用图 1-2b 中所示结构的极板和阵列电扣，使极板和井壁之间间隙分别固定为 0，$\frac{1}{16}$，$\frac{1}{8}$，$\frac{1}{4}$in，让极板从 10Ω·m 地层跨过边界移动到 100Ω·m 地层，在电极运动过程中测量中心电扣电流在地层边界处的变化。试验表明：极板和井壁之间间隙为$\frac{1}{16}$in 时对仪器垂向分辨率几乎没有影响，$\frac{1}{8}$in 时分辨率降低不明显，间隙为$\frac{1}{4}$in 时，分辨率明显降低。

这种结果说明，在进行井壁微电阻率成象的数据处理和地层解释中应注意极板和井壁的贴合程度。

3. 侵入影响和探测深度

在均匀地层中，侵入对井壁微电阻率扫描成象测井测量响应中低频分量的影响类似于对浅侧

向（LLs）测量响应的影响，在 $R_t=100/R_m$，$R_{xo}/R_m=3$ 的无限厚地层中，LLs 和井壁微电阻率扫描成象测井的测量响应随侵入半径 r_{xo} 的变化表明，两种仪器探测深度很接近。

在薄互层中，侵入对井壁微电阻率扫描成象测井测量响应的影响较之厚层时大得多。在厚 6in 的地层中井壁微电阻率成象测井探测深度只有 5in。

二、井壁微电阻率扫描成象测量的数据处理和成象

井壁微电阻率扫描成象测井测量的是阵列电扣电流和仪器姿态几何信息。从这些测量信息中提取地层地质特征信息需要经过两个过程，第一个过程是将测量信息映射为井壁微电阻率图象的成象过程，第二个过程是从新得到的井壁微电阻率图象中提取地层地质特征。

由测量信息映射为井壁微电阻率图象需经过下列处理步骤：

（1）自动增益和 E_{max} 电流校正。

被测地层电阻率动态范围变化大，要使测量电扣电流的动态范围变化相应地大，需通过自动增益控制和改变供电电流强度而实现。

（2）失效电扣检测及补偿。

通过对每个电扣电流在选择的处理窗口段上的电流分布直方图分析，去掉那些电扣电流不随地层变化的电扣信息，利用有效相邻电扣相应测点处的测量值的插值对失效电扣测量进行填补。

（3）速度校正和电扣方位定位。

第一步应用三分量加速度计测量信息将阵列电扣电流时间域测量信息映射为深度域测量信息，即确定每个测点的深度。校正方法完全等同于地层倾角测井速度校正。第二步利用三分量磁通量测量信息和加速度测量信息确定每个电扣相对于磁北极的方位角。这个过程确定了每个电扣像素的空间坐标。

值得指出的是可以利用两排电扣之间的已知固定间距和测点之间固定时间间隔序列，通过两排电扣测量曲线相关对比确定具有最大相关系数时的间距除以两条曲线之间时间差确定仪器速度，达到两条曲线之间的时间差与两排电扣之间速度校正的同步。

两种速度校正方法均可使用，相互补充可达到更好的校正效果。

（4）均衡处理。

为避免由于电扣几何结构（电扣大小，电扣在极板上的位置）和每个电扣电流测量道的电子线路不一致而在图象上产生条带状色彩/灰度条纹，应对电扣电流做均衡处理。方法是选择均衡处理窗，在处理窗内要求所有有效电扣电流的平均值和均方差一致。

在求取电扣电流窗口平均值和均方差时应注意排除地层局部结构非均质的影响，尽可能去掉由于裂缝、溶洞、砾石颗粒存在而引起电扣电流异常增大或减少的情况的影响。

根据不同目的可选择不同窗长。为突出地层局部结构特征，窗长一般应选短一些，1m 即可。为表现大段地层的分类，窗长可选长一些，甚至整个井段。

（5）电扣电流像素色彩或灰度等级刻度。

像素色彩或灰度等级刻度是将电扣电流强度按一定关系刻度为像素的色彩或灰度等级。

电流强度映射为像素色彩或灰度的方法是可以选择的。可按电扣电流强度线性刻度，也可选择确定的刻度阈值。这里介绍一下色彩或灰度等级的等面积刻度方法。

色彩或灰度等级的等面积刻度方法的原则是在所选择的刻度窗口上，每种色彩或灰度等级的像素总数是相等的。

和图象均衡窗长处理类似，电扣电流像素色彩或灰度等级刻度窗长也是可以选择的。一种是

将大段或者全井段资料用一个窗口进行刻度。这种图象适用于区别大范围电阻率变化，进行岩性对比。另一种选择较短的窗长，对像素的色彩或灰度进行刻度以突出地层细节的变化。

井壁微电阻率图象上色彩或灰度只是反映岩性、孔隙度、流体的变化，不代表地层岩石的真实颜色或灰度。

(6) 图象显示。

将电扣电流经过色彩或灰度等级刻度按速度校正中给出的空间位置在图形终端显示图象或硬拷贝到相应的硬设备上。

三、地质特征提取和地质应用

井壁微电阻率图象代表沿井壁的地层电阻率非均质特征变化，电阻率的变化可能是因为岩性、孔隙结构和泥质含量变化所引起，冲洗带的流体性质、井壁不规则也存在某些影响。

如果不知道岩石类型，就难于从井壁微电阻率图象中提取有意义的信息。因此在开始进行有意义的地质特征提取之前，应对比岩心，充分掌握地下地层已知信息，综合分析其它测井资料，实现对井壁微电阻率图象的地质刻度，确定岩性、孔隙度和泥质含量变化对电导率的影响。

井壁微电阻率扫描图象的地质应用正在继续开发，目前主要的应用有：

(1) 裂缝识别和评价；(2) 进行高分辨率薄层评价；(3) 地层沉积环境分析；(4) 地层层内结构分析和地质构造解释；(5) 帮助岩心定位和描述。

第三节　阵列感应成象测井

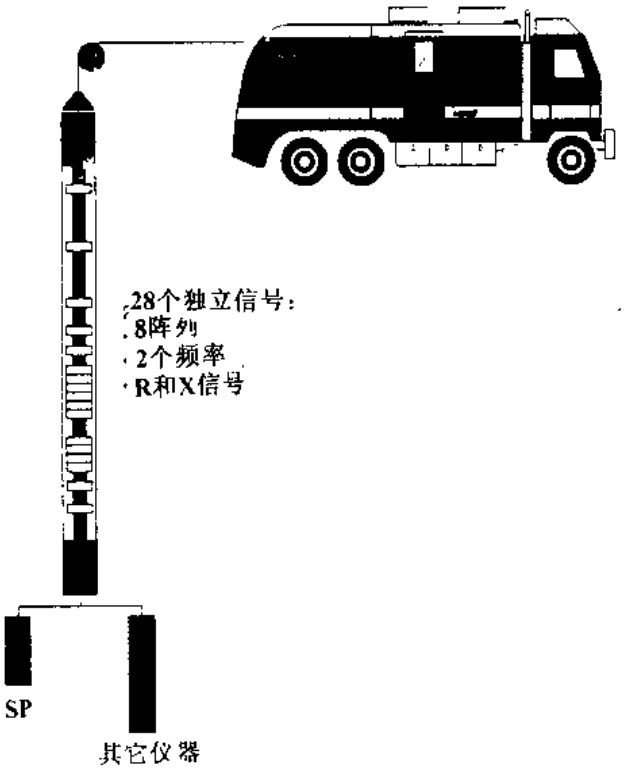


图 1－3　AIT 仪器结构示意图

早在 40 年代，道尔（H.Doll）就提出了感应测井几何因子理论，发明了第一支感应测井仪器。以后人们进一步研究了感应测井的传播理论，推出以 6FF40 为代表的多种类型的感应测井仪器，广泛应用于油气勘探与开发中。

随着计算机技术的发展，80 年代，BPB 公司推出早期的阵列感应测井仪器——数字感应测井仪；90 年代，斯仑贝谢公司研制出商业化的 ATF 阵列感应测井仪（图 1－3）。继斯仑贝谢公司之后，阿特拉斯公司于 1996 也推出自己的阵列感应测井仪器——多道全数字频谱感应测井系统。

一、感应测井和阵列感应测井测量原理

感应测井是利用电磁感应原理测量地层电导率，基本测量单元是双线

圈系，一个发射线圈和一个接收圈。常规感应测井采用复合线圈系结构，根据电磁场的叠加原理，采用多个基本测量单元进行组合，即多个发射线圈和多个接收线圈进行串联，产生具有直藕信号近似为零的多个测量信号矢量叠加，实现硬件聚焦的效果，从而测量具有一种或两种探测深度的地层电导率。

斯仑贝谢公司的AIT阵列感应测井仪器线圈系采用三线圈系结构（一个发射，两个接收基本单元）。它运用了两个双线圈系电磁场叠加原理，实现消除直藕信号影响的目的，线圈系由八组基本接收单元组成，共用一个发射线圈，使用三种频率（26.325kHz，52.65kHz，105.3kHz）同时工作，井下仪器测量多达28个原始实分量和虚分量信号，传输到地面经计算机处理，实现数字聚焦，得到三种纵向分辨率、五种探测深度的测井曲线（图1－4）。为了消除井眼环境影响，也开发出了相应软件，在数字聚焦处理前进行井眼环境校正。阿特拉斯公司的多道全数字频谱感应测井仪器由七个接收阵列组成，同样使用三线圈系为基本测量单元，采用八种频率工作，共测量112个原始实分量和虚分量信号。类似地，采用软件进行数字聚焦和环境校正，可获得三种纵向分辨率、六种探测深度的测井曲线。

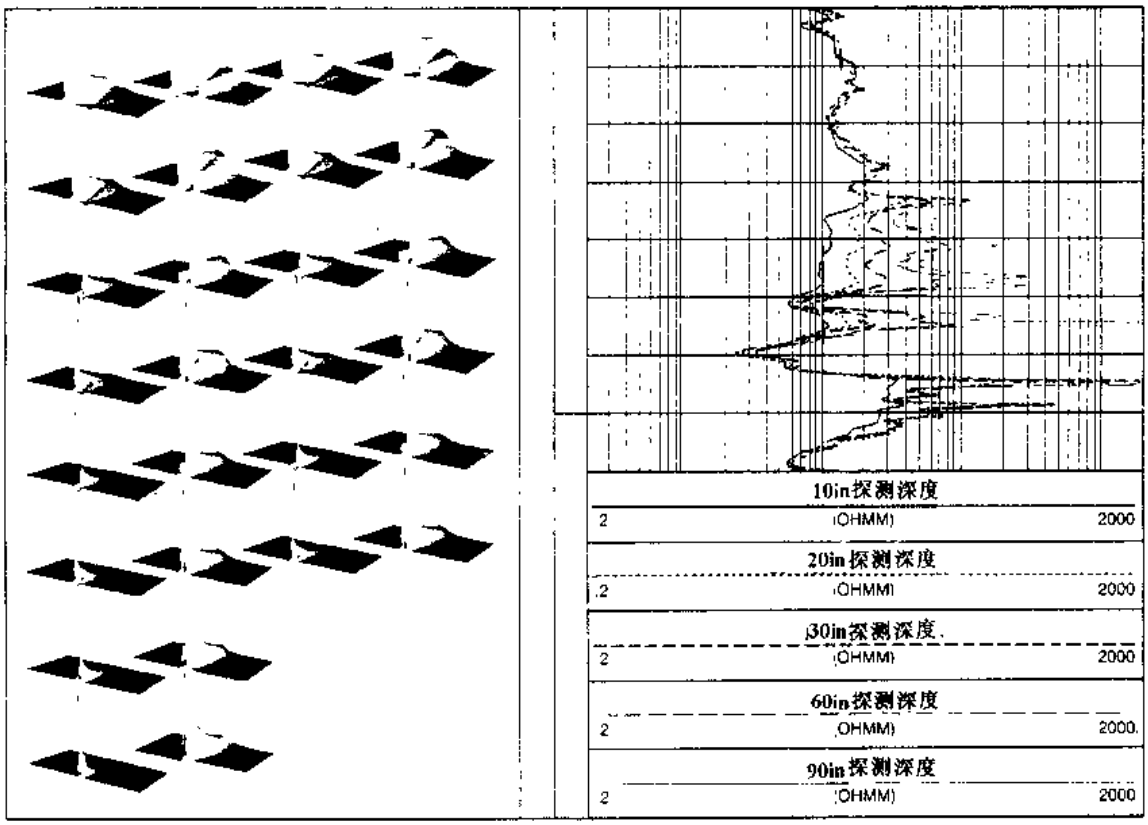


图1－4　阵列感应测量原始信号及数据处理结果

二、阵列感应测井的数据处理

1. 优化合成处理

根据阵列感应线圈单元响应理论可知，阵列感应测井每个阵列的原始读数是井下每一部分地

层电导率贡献的积分效果。即井下各部分地层电导率的加权求和。不同的线圈系，各部分地层电导率的权系数不同。线圈系的二维响应，反映了不同地层电导率加权系数的相对大小 。

阵列感应测井的数字聚焦，即合成处理是上述问题的逆问题，就是利用多个线圈阵列在不同井眼深度测量的原始读数进行加权求和，以得到所要求的测井曲线，它具有所要求的纵向分辨率和径向探测深度。由此可见，实现阵列感应的数字聚焦，就变成了寻找一组期望的滤波权系数。利用最小平方技术，可求出不同线圈系、不同地层电导率的滤波权系数。将滤波权系数代入加权求和公式中，最后得到具有不同纵向分辨率、不同径向探测深度的测井值。

2. 井眼环境校正

阵列感应由于采用三线圈系基本阵列单元测量，软件聚焦方法，其原始测量值受井眼环境影响比常规聚焦型感应仪器更严重，但由于阵列测量包含具有若干不同工作频率的多个阵列的丰富信息，也隐含有井眼特征的信息，根据这些信息，可以构成一种自适应的井眼环境校正。

反映井眼环境特征主要有下列四个参数：泥浆电导率 σ_m，井眼半径 r 及形状，仪器离井壁的距离 x 以及地层电导率 σ_t。为了进行井眼环境校正，对每个反映井眼环境特征的参数在很宽范围内进行阵列感应响应的大量正演模型计算，将这些计算结果拟合为接近的多项表达式，并得到一种快速计算每个原始测量值的井眼响应算法。在测井过程中，把从短源距阵列得到的测量数据与模型结果相适配，将井眼信号中的任何变量进行组合或改变以达到这一适配，由此形成一种自适应井眼校正方法。

3. 倾角校正

由于井眼偏斜和地层倾角都将对感应测井产生影响，而且感应仪器在这两种情况下的响应的影响是相同的，可以把它们当成视倾角影响校正。这要结合地层倾角仪所测得的地层方位曲线。具体方法是通过大量模型进行计算，以得到一套完整的视倾角校正算法。

4. 深度校正

在复杂井眼中，电缆测井很难保证井下仪器具有非常均匀的测井速度，或者电缆在测井过程中的伸长，造成地面记录的测井原始数据不能准确地进行深度对齐。作为阵列感应，使用记录的大量原始数据进行合成或反演，其结果将偏离真实地层电导率值。为解决这一问题，改进的阵列感应测井仪增加了加速度计测量，根据加速度计测量值进行深度校正，这就消除了由于深度不准而造成的计算曲线的误差。

三、阵列感应测井解释

1. 原状地层电阻率 R_t

常规感应测井响应是径向聚焦和纵向聚焦间的一种折衷结果，提高纵向分辨率就增大了对井眼附近地层的灵敏度，即放大了井眼不规则影响。

阵列感应测井曲线是通过对阵列测量原始信息进行井眼环境影响校正，然后进行优化合成，产生纵向分辨匹配、径向探测深度逐渐增大的五条计算曲线。

1）纵向分辨率

图 1－5 示了利用相同的测井原始曲线，经处理得到的三种纵向分辨率（1ft、2ft、4ft）的三组测井曲线，在这三组曲线中明显反映了三种不同的纵向分辨率。

2）探测深度

探测深度定义为径向积分响应函数值为 50%的位置。

常规感应采用硬件聚焦，其探测深度随地层电导率的变化而变化，在高电导率地层，探测深

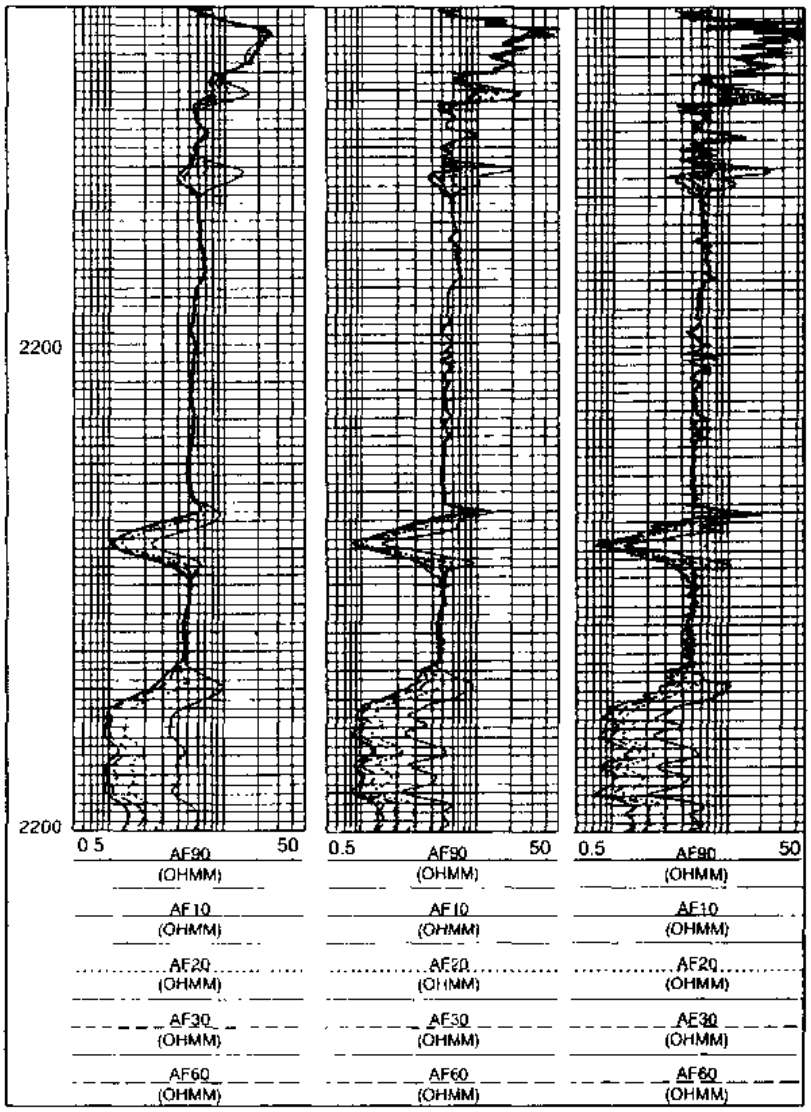


图 1-5　三种纵向分辨率测井曲线图

度降低。而阵列感应在很宽的地层电导率范围内，其探测深度基本不变。

3）径向反演

单条电阻率测井曲线不能代表在特定半径下地层的电阻率。当存在侵入时，通过多条电阻率测井曲线的反演可求出原状地层电阻率 R_t。在常规感应和侧向测井反演方法中，是在代表特定模拟条件的点之间进行插值，其模型采用“台阶剖面”三参数（R_{xo}、d_i、R_t）模型。阵列感应由于具有多种径向探测深度，可以采用更逼真的四参数（R_{xo}、r_1、r_2、R_t）模型，并利用四参数模型计算 R_{xo}、R_t。

2. 侵入描述

1）直观解释

对同一种纵向分辨率的一组测井曲线进行直观解释，在非渗透层，不同探测深度的曲线应重合。由于这几组不同探测深度的测井曲线都是使用相同的感应测量原理，这就明显优于常规感应

与微球组合测量的效果。感应和微球测井曲线对比时，地层的各向异性和仪器响应引起的差异会影响解释结果。

2）径向电阻率变化

用径向响应函数对一组纵向分辨率匹配的阵列感应测井曲线进行反褶积，可得到径向电阻率变化的详细描述。

使用无模型法，用颜色来表示电阻率的变化，可以得到从井眼地层的电阻率剖面。

3）径向侵入及径向饱和度

使用模型法来分析径向侵入及径向饱和度。它采用特定的模型将径向电导率参数化，通过反演计算出四参数 R_{xo}、R_t、侵入内半径 r_1、侵入外半径 r_2，根据四参数可生成饱和度图象。

只要径向上饱和度梯度不随深度变化，则饱和度图象就能较真实地描述侵入特性。

4）滤液体积分析

由于钻井泥浆、孔隙度、地层水和饱和度梯度的变化将会使井与井对比以及同一口井水层与油气层对比模糊不清，阵列感应还提供以体积的形式完成对侵入的定量分析。

首先建立一个滤液侵入剖面，在侵入半径 r_2 以外，其泥浆滤液饱和度为零，在井眼附近为 S_{xo}。假设在 r_1 与 r_2 之间，过渡带的侵入关系是线性的，这样得到的滤液饱和度剖面乘上孔隙度，便可得到滤液体积剖面。如果假设 $m \approx n$，则利用阿尔奇公式计算 S_{xo}。显然，S_{xo}是 R_{xo}和孔隙度的函数。在具体计算时，只需阵列感应数据和 R_{mf}，通过对深度积分就可得到单位深度的滤液体积。

在进行上述定量分析时，必须考虑以下几点限制条件：

当侵入带电阻率与原状电阻率间的反差小时，电阻率测井不能很好地反映侵入情况；

在解释中，要考虑 R_{mf}的明显变化对侵入界面和 V_{mf}的影响；

仪器响应是在井眼周围各个方位上的平均值，通常实际的井眼不是圆的，地层的侵入面在井眼的各个方位上很少均匀，这些都将产生不对称的侵入面；

井眼直径突变以及 R_t、R_{xo}反差很大时，会使地层界面处的解释参数产生假象。

第四节　方位侧向成象测井

侧向测井是盐水泥浆和硬岩石环境中的标准地层含水饱和度评价方法。1951 年，Doll 首先提出了侧向测井的原理[1]，21 年后，Suau 等人研制出双侧向测井仪[2]。自双侧向测井仪推出以来，虽然在仪器和解释技术上有了很大的进步，但在测量原理上一直没有大的改变。

1992 年，Davies 等人推出了新一代侧向测井仪[3]——方位电阻率成象测井仪 ARI❶。ARI 是一种阵列侧向型宏观电阻率成象测井仪器。它是由常规双侧向测井仪演变而来的，即在双侧向 A2 屏蔽电极的中部增加一个方位电极阵列，以测量井周 12 个方位的定向电阻率值，同时保留了深、浅侧向测量。其中方位电阻率测量的垂向分辨率为 20cm，方位分辨率 30°，探测深度与深侧向的相近。

为满足组合测井的需要，Smits 等人于 1995 年研制出了高分辨率方位侧向测井电极系 HALS[4]。HALS 是平台快车 PLATFORM EXPRESS* 组合仪器（还包括密度、RXO、中子和 GR 等测量）的一部分。同 ARI 相比较，HALS 中的方位电极阵列移到了 A0 主电极中部，而且整个

❶ 斯仑贝谢公司商标

电极系的长度（4.88m）是ARI电极系（10.15m）的一半。它们所依据的测量原理是相同的，但具体实施时，ARI采用硬件聚焦、有源测量方式；而HALS采用了软件聚焦、无源测量方式。利用软件聚焦方法的灵活性，HALS可以合成高分辨率深、浅方位电阻率测量，以及常规和高分辨率（垂向分辨率20cm）双侧向测量。

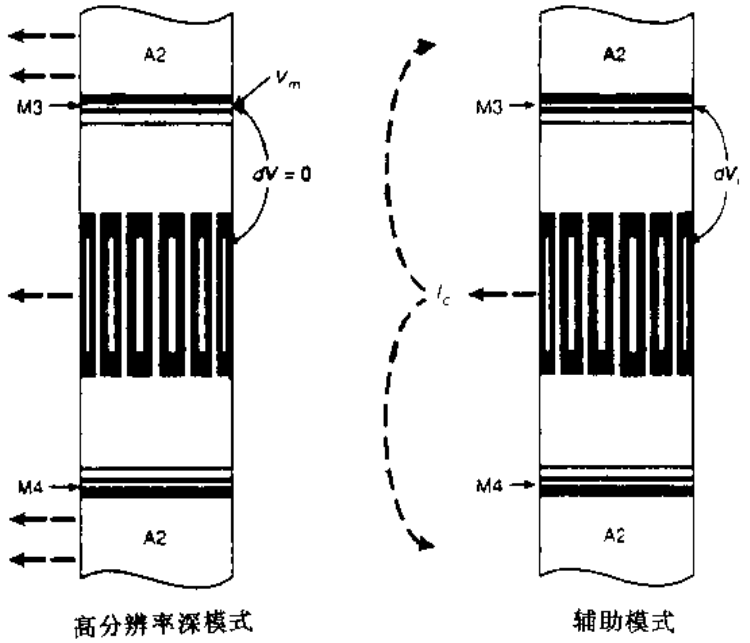


图1-6 HALS电极阵列和电流路径图

一、高分辨率方位侧向测井电极系HALS

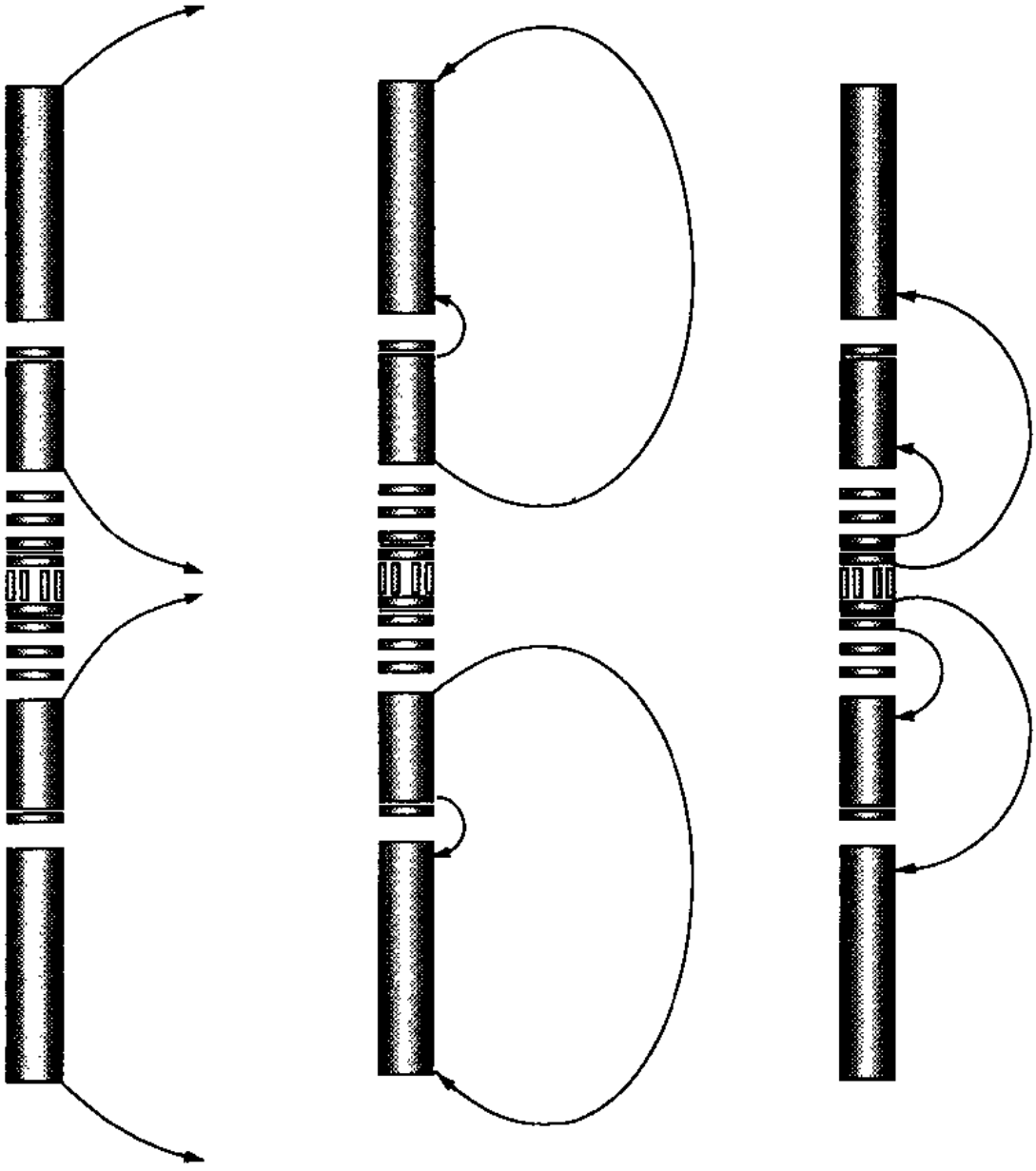
HALS电极系如图1-6所示。各电极的排列与双侧向相似，只是在电极系的中部安排了12个方位电极，以增加定向测量能力。A0电极被分为两部分。A0和A0'位于方位电极阵列的两头，而在它们各自的中间分别增加了一个监督电极A0*和A0*'。

1. 软件聚焦

常规侧向测井利用一个反馈回路调节屏蔽或探测电流，以使电极M1和M2维持等电位条件，从而使A0电极发射的电流聚焦进入地层。理论上，这种做法要求放大器增益无穷大，但实际上为了保证仪器的稳定性，这一增益是有限的。结果，监督电极并不是精确地处于等电位状态，因而引起测量误差。

HALS通过两次独立的非聚焦测量的叠加来计算聚焦探测电流。测量结果以某种方法相加，以消去监督电压，从而满足聚焦条件。因为聚焦条件是不折不扣地实现的，从而避免了反馈回路问题，改善了聚焦精度。而且这种方法增加了灵活性，因为可以替换不同的聚焦条件而不必修改硬件。

HALS计算聚焦的创造点在于它仅用三个独立的、不同工作频率的电流注入模式来重建深、浅测量。三种模式及其工作条件如图1-7所示。第一种模式中，电极A1和A2发射的电流穿透到较深的地层，然后返回地面。第二种模式中，电流流动较浅，因为它从A1电极发射，通过地层流到A2电极。模式三的电流从A0至A1电极，是最浅的模式。



模式 1

$I_1>0$
$I_0=0$
$V_a=0$

模式 2

$I_1=0$
$I_0=0$
$V_a>0$

模式 3

$I_1=0$
$I_0>0$
$V_a=0$

图 1-7　三种工作模式的电流线

2. 高分辨率测量

利用软件聚焦法的灵活性，通过改变监督条件，可以计算深、浅探测深度的高分辨率电阻率曲线。

这样，12 个方位电极的平均电位等于监督电极 M1 和 M1' 的平均电位。由于这些电极比标准聚焦的电极对 M1、M2 和 M1'、M2' 更接近于仪器（电极系）的中点，因此探测电流的有效束宽更窄，于是大大增加了垂向分辨率。

3. 方位电阻率

方位电阻率是从 12 个方位电压电极的测量值求得的。在高分辨率聚焦条件下，流向地层的探测电流会在泥浆柱中产生电压差，这一压差在方位电极与参考电极 A0* 和 A0*' 之间测量。对应于电极 k 的电压差 ΔU_{azk}除以 12 个电压差之和，给出以电极 k 的张开角流入地层的电流占总探测电流的比例。则视方位电阻率可表为：

$$R_a = k_{az} \times U_o \times \Sigma\ (\Delta U_{az1\cdots12})\ /\ (\Delta U_{azk} I_o)$$

可以代入高分辨率深或浅聚焦条件来计算方位电阻率。方位几何因子 k_{az}等于高分辨率深、浅电阻率测量的几何因子的十二分之一。

4. 辅助测量

辅助测量用于进行环境校正。通过测量探测电流在泥浆柱中引起的电压降，可以得到泥浆电阻率。这一电压降正比于泥浆阻抗，聚焦保证电流在泥浆柱中的流线基本上与地层无关。结果，在井眼直径大于 18cm 的情况下，测量实际上对井眼或地层电阻率不敏感。

5. 格罗林根效应校正

常规深侧向测量的主要误差源于返回地面电极的总电流引起的井下参考电极的电位扰动，即格罗林根效应影响。为了校正仪器响应，参考电位必须代表无穷远处的零电位。然而，由于 35Hz 深侧向信号在地层、套管、双侧向测井仪上面的组合仪器或钻杆（用于输送测井仪器）中的趋肤效应，这一电位有时是负值，结果导致测量的视电阻率值增大。

无格罗林根效应时，以总电流相位为基准的 90°相移电压一般为零；发生格罗林根效应时，90°相移电压很大。于是可利用这种现象判别格罗林根效应并对其影响进行校正。HALS 测量 90° 相移电压和深侧向总电流，利用相应的算法和图版对格罗林根效应进行校正。

有套管情况下发生格罗林根效应时，需要用加长的 A2 电极进行第二次测量。加长 A2 电极是在软件控制下使电极上部的绝缘短节短路来实现的，这样就改变了仪器几何因子和深侧向总电流与探测电流的比值（格罗林根效应与这些因数有关）。利用两次测量的格罗林根效应大小不同，可以得到校正的深侧向电阻率值。

二、方位侧向测井的应用

方位侧向测井可用于裂缝评价、薄层分析、地层非均质性评价、地层倾角计算，以及水平井评价等。

第五节　声波成象测井技术

声波测井按测量方式可分为两类：折射法与反射法。传统的声速和长源距声波测井即为折射法测量，井下超声电视测井则为反射法测量。

一、多极子阵列声波成象测井

1. 发展现状

最初的声波测井只记录首波到时或幅度，利用威利平均时间公式可由时差计算出地层孔隙度，利用声幅评价套管外水泥胶结质量。后来发展了记录纵、横波波形的长源距声波测井，能够在硬地层中获得纵、横波时差和衰减。在此基础上，进一步加大源距、增加接收器数目、减小接收间距，产生了阵列声波测井。由于声波换能器的响应频带进一步加宽，低频响应更好，在井下实现数字化，信号动态范围更大，因此记录的波形更完整，更有利于获得准确的纵波、横波、斯通利波的时差、幅度等参数。上述声波测井仪器所用的换能器都是径向均匀胀缩振动的，称之为单极子声源。当地层横波速度低于井内流体声速时，这种测量方式记录不到横波。为了适应疏松或软地层情况，又发展了定向激发和测量的多极子（目前主要是偶极子）横波测井技术，并将偶极子和单极子组合，扩大声波测井资料的应用范围。目前代表性的仪器主要有：斯仑贝谢的偶极子横波成象仪 DSI、阿特拉斯的多极子阵列声波测井仪 MAC、哈里伯顿的低频偶极子测井仪 LFD。

2. 测量原理

在井眼和地层中传播的声波主要由两类波组成：体波（纵波和横波）与导波（伪瑞利波和斯通利波），此外还有一些多次反射波。体波的主要特点是：沿地层中传播，幅度存在几何扩散，速度频散可忽略不计，有一系列共振频率。导波的主要特点是：沿井壁传播幅度最大，进入地层和井内流体迅速衰减，不存在几何扩散，相速度有频散。伪瑞利波有多阶模式，相速度在高频端趋近于井内流体声速，在低频端的截止频率处，相速度与地层横波速度相同；群速度频散相当大，在中高频段甚至低于斯通利波速度。伪瑞利波激发频率较高，能量集中在高频段。斯通利波速度始终低于井内流体声速，频散较小。低频斯通利波又称为管波，它与井壁的胀缩运动有关。斯通利波激发频率较低，通常低于 5kHz。

单极子声源可看作是点声源或柱状声源。当单极子声源向井眼四周发射的声脉冲由井内流体折射进入地层时，一部分能量以滑行纵波模式传播，一部分能量转换为滑行横波模式传播，其传播规律符合斯涅耳折射定律。在软地层中，横波速度小于井内流体声速，不能产生临界折射的滑行横波，难以传播到井内被接收器所探测。这是单极子方式的局限。

偶极子声源可看作是两个相距很近、强度相同、相位相反的点声源的组合。四极子声源的原理相类似。当偶极子声源在井内振动时，在井壁附近产生挠曲波。挠曲波是一种频散界面波，其传播速度随声波频率而变化，在低频（1.0kHz）时趋近横波速度，在高频时低于横波速度。偶极横波测井实际上是通过对挠曲波的测量来计算地层横波速度，因此为确保横波速度的测量精度，应尽量降低偶极子声源的发射频率。

为了适应各种地层情况，常将单极子与偶极子声波测井技术进行有效组合，可以更好地获得硬地层和软地层的纵波、横波和斯通利波等特征参数。

3. 数据处理方法

在阵列波测井波形资料处理中，一般先检测各分波的首波波至，然后采用时差—时间相关法（STC）计算它们的声波时差或速度，并分析声波幅度或能量衰减变化。

4. 应　用

阵列及多极子声波测井资料有多种用途：（1）纵、横波时差及速度比可用于分析地层岩性变化；（2）垂向分辨率较高的纵、横波声波时差数据可以更好地确定地层孔隙度；（3）岩石体积弹

性模量可以指示油、气层；(4) 利用低频斯通利波的能量衰减可以估算地层渗透率；(5) 声波幅度衰减、阵列时差变化以及反射斯通利波能很好地识别裂缝；(6) 计算岩石弹性力学性质，进行出砂分析、人工压裂设计等；(7) 利用交叉偶极横波资料可以判断裂缝方位、地层各向异性；(8) 刻度地面地震数据。

二、超声电视成象测井

1. 发展现状

超声电视成象测井采用旋转式超声换能器，对井眼四周进行扫描，并记录回波波形。岩石声阻抗的变化会引起回波幅度的变化，井径的变化会引起回波传播时间的变化。将测量的反射波幅度和传播时间按井眼内 360°方位显示成图象，就可对整个井壁进行高分辨率成象，由此可看出井下岩性及几何界面的变化（包括冲蚀带、裂缝和孔洞等）。

目前具有代表性的超声成象测井仪器有：斯仑贝谢的超声成象仪 USI 和超声井眼成象仪 UBI、阿特拉斯的井周声波成象测井仪 CBIL、哈里伯顿的井周声波扫描仪 CAST、国内华北油田的井下电视仪等。

与早期的 BHTV 相比，超声成象测井仪主要采用了以下措施来改善成象质量和分辨率：

(1) 通过改进超声换能器的布局，将换能器与泥浆直接接触，减小了信号的衰减；

(2) 普遍采用了聚焦型换能器，减小了信号在泥浆中的衰减对成象质量造成的不利影响；

(3) 通过采用低频换能器或大尺寸换能器，提高仪器在高密度泥浆中工作的能力；

(4) 通过增大垂向和横向采样点数，提高了仪器的成象分辨率。目前这些仪器的最大纵向分辨率在 10～30mm 之间，略低于微电阻率扫描成象测井仪。

2. 测量原理

超声成象测井的声源是圆片状压电陶瓷。可以将声源的声场看成是圆片上无限多个点声源产生声场叠加的结果。通常定义声压幅度值衰减为声轴方向声压幅度 70%（－3dB）的方向的角度。这一角度对应的波场宽度又称为三分贝射束宽度，这一参数反映了超声成象的空间分辨率。换能器设计的原则尽可能使更多的能量汇集在一块较小的面积内。发射信号的性质主要取决于换能器的直径和频率。影响超声波衰减和成象分辨率的主要因素有：

(1) 工作频率。

换能器的形状、频率以及与目的层的距离决定声束的光斑大小。尺寸越小，频率越高，则光斑越小。但是，尺寸越小，功率就越小；频率越高，声衰减就越大。泥浆引起的声衰减会降低信号分辨率，要求工作频率尽可能低；然而降低频率会对测量结果的空间分辨率产生不利影响。

(2) 井内泥浆。

由泥浆的固有吸收和固相颗粒（或气泡）散射衰减两部分组成。泥浆密度越大，声波衰减越大，探测灵敏度则下降。

(3) 测量距离。

(4) 目的层的表面结构。

不同类型岩石具有不同的表面结构。钻井过程造成的非自然表面结构。

(5) 目的层的倾角。

在仪器居中不好或井眼不规则时，图象中呈现出遮掩显著特征的垂直条纹。

(6) 岩石的波阻抗差异。

3. 图象处理方法

包括可供用户选择的数据显示、传播时间和反射波幅度剖面图的绘制，进行图象增强、计算地层倾角、确定裂缝方位以及进行频率分析等。图象增强是通过采用平衡滤波器来改善低振幅的黑暗部分，使用清晰滤波器突出近似水平或近似垂直的特征，从而使整个图象的明暗度得到有效调整，使得薄夹层显露出来。由频率分析可确定出某一井段上的层理面、裂缝、孔洞和冲蚀层段的数目。此外，可用所得到的地层方位玫瑰图来确定层理面或裂缝系统的主要方向。提高图象的垂向分辨率则受换能器性能、扫描旋转速度以及测井速度等因素的制约。

4. 应　用

井眼声波成象资料主要有以下几方面的用途：（1）360 度空间范围内的高分辨率井径测量，可分析井眼的几何形状，推算地层应力的方向。（2）确定地层厚度和倾角。（3）利用传播时间图和反射波幅度图可探测裂缝。（4）进行地层形态和构造分析。（5）对井壁取心进行定位。（6）通过测量套管内径和厚度变化来检查套管腐蚀和变形情况。（7）进行水泥胶结评价。

第六节　随钻电阻率成象

在 80 年代初期，随钻测井 LWD 只能测量简单的电阻率曲线和自然伽马曲线，主要用于地层对比。后来，更复杂的电阻率测量，密度测井仪和中子孔隙度测井仪依次加入 LWD 家族，随着大斜度井、水平井和小井眼多侧向延伸井的出现，也由于 LWD 测井质量不断提高和种类多样化快速发展，LWD 成为这些井储层评价的主要手段。目前，LWD 成象资料的应用不仅能进行岩石物性分析，而且也可用于地质导向和地质解释。这里对钻头电阻率仪 RAB 和阵列电阻率补偿仪 ARC5 作一简介。

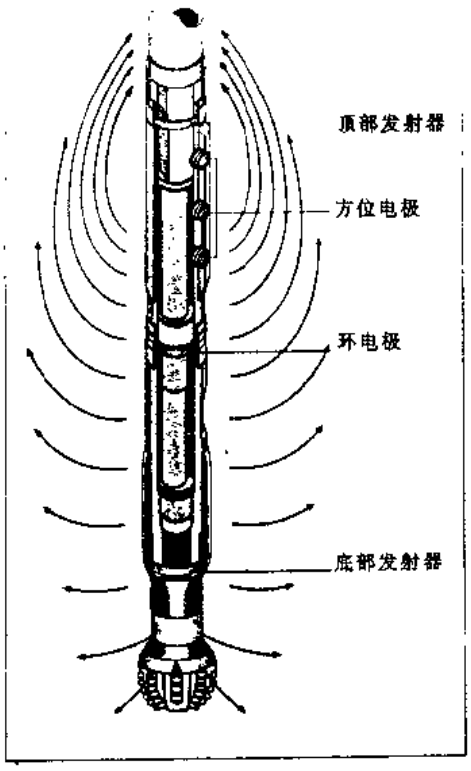


图 1－8　RAB 仪器示意图

一、钻头电阻率测量仪 RAB

钻头电阻率仪 RAB 测量 5 种电阻率值（钻头，环电极及三个电扣电极）和自然伽马、轴向和横向冲击波（地震波）。它以 6.75in（17.15cm）钻铤为基础，10ft（3m）长的仪器安装在钻头上方或与钻杆接箍成一行或作为平滑钻铤一部分。它有上、下两个发射器（图 1－8）。上发射器之下有三个直径为 1in（2.54cm）的电扣电极，沿轴向镶嵌在仪器的一侧。每个电扣监控径向电流进入地层，当钻柱旋进时，这些电扣扫描井壁，每个电扣每转一圈产生 56 个电阻率测量值。在三个电扣电极之下有一环形电极，可测量环电极电阻率。

1. 钻头电阻率

经由距仪器底部 1ft（30cm）的环形线圈发射器发射频率为 1500Hz 的交变电流，在钻铤下部感生一电压。电流通过钻铤流动，由钻头流出并进入地层，返回到远离钻铤的上部钻柱。知道电压并测得流过钻头

的轴向电流可以确定钻头处地层电阻率。对随底部钻具组合（BHA）性能而变化的仪器几何形状要进行校正。钻头电阻率测量的分辨率取决于发射器和钻头面（钻头电极的长度）之间的距离，当RAB仪器接于钻头顶部时，垂向分辨率大约是2ft（60cm）。由于钻头电阻率测量不是有源聚焦，其电流通路和探测体积受邻近层电阻率差异的影响，当井眼斜度增大时，钻头电极有效长度变短，在水平井它将等于井径。

钻头电阻率测量取决于钻头和地层间电通路是否良好。在水基泥浆中电通路总是很好的，一般在油基泥浆中也是充分的。钻头电阻率测量的应用是指示在套管鞋深度或取心点深度准确停止地质钻进。

2. 聚焦多探测深度电阻率

RAB仪器用电扣套环提供4种探测深度的聚焦电阻率测量。对一个8½in的钻头，环电极探测深度（由井壁进入地层）约9in，三个1in电扣的探测深度约1in、3in和5in（2.5，7.6和12.7cm）。电扣电阻率测量是方位性的，仪器在井眼中旋转时采集电阻率剖面。采样率要求以高于30转/分转速获得一个全剖面。

四个电阻率测量原理相同：来自上发射器的电流一方面沿钻铤向下流动，同时沿钻铤长度以90°离开钻铤面向外流入地层，回路是发射器之上的钻铤。RAB仪器在环形和电扣电极流出的电流量通过一个低阻抗线路进行测量。经钻铤向下流动的轴向电流能在环形电极和下发射器处测量。对下发射器可重复进行这些测量。

3. 圆柱形聚焦

在均匀地层中，RAB仪器上靠近电扣电极和环形电极的等位面是圆柱形的。然而在成层地层中情况则发生变化，电流将被挤入低阻层，电场受畸变。而在一些高阻层将有相反效应：电流躲避高阻层而取向较低阻通路。这种现象称为挤压和反挤压，在各地层界面产生特有的测量过冲，曲线形状似喇叭。对这种畸变进行测量和补偿的技术叫圆柱形聚焦技术（CFT），它能将测量电极前方的等位面恢复成圆柱形。它是用软件综合上发射器和下发射器产生的电流模式达到聚焦，使在环形监测电极有效地施加一个零轴向流动条件。这保证聚焦环形电极电流进入地层，而沿井眼没有电流流动。

4. 无缆遥测

RAB仪器采集的数据可以存储于永久存储器中，或经由大功率脉冲MWD遥测仪沿井身向上发送，数据通过井下遥测总线连接或无缆电磁连接传送到大功率脉冲仪。在后一种情况下，RAB仪器把数据发送到相距45m远的连接到大功率脉冲仪的接收器模块上。得到的数据送到井场工作站进行成象，用标准应用软件，如Struc View GeoFrame构造剖面软件进行解释。

RAB仪器有四个重要特征：

（1）环形发射器可产生轴向电流，是一种很适合于LWD电阻率测量的技术。

（2）圆柱形聚焦技术能对各个地层界面处电阻率读数特有的现象进行补偿，可以精确确定真电阻率 R_t，有很好的垂向分辨率。

（3）钻头处地层电阻率最先提供钻入（钻穿）储集层的指示，或提供到达套管鞋或取心点深度的指示，以便停止地质钻进。

（4）方位电极在旋转钻进中产生井壁图象，可用于地质解释。

二、阵列电阻率补偿仪ARC5

最新一代LWD电磁波传播电阻率测量仪是阵列电阻率补偿仪ARC5，它是一种4.75in小眼

型、多线圈距仪器，可工作于 5.75～6.75in 的小井眼中，工作频率为 2MHz，比电缆感应测井工作频率 10～100kHz 高得多，但其测量原理仍和电缆感应测井相似。该仪器安装在坚固的钻铤上，能承受钻井过程施加的猛烈振动。设计 ARC5 是为电缆式阵列感应成象仪开发解释方法，能作径向电阻率成象图。ARC5 的结构是 5 个发射器的阵列及一接收器对（图 1－9）。3 个在接收器上方，2 个在接收器下方，发射的电磁波可进行 5 个原始相位漂移和 5 个原始衰减测量。此外还可测量自然伽马曲线和横向冲击波传播。

井眼补偿（BHC）是通过一种 ARC5 专有的方法达到的。为进行一种补偿测量，标准的 BHC 法是综合来自围绕接收器阵列对称放置的两个发射器的数据。ARC5 仪省去了第二个发射器，而依靠三个彼此相隔、顺序排列发射器的线性综合来提供一种混合井眼补偿（MBHC）（图 1－9）。这个方法的优点是，通过省去 5 个发射器使仪器成本降低、长度减小。然后 5 个 MBHC 相位漂移和衰减测量被转换成 5 个经刻度的相位漂移电阻率和 5 个经刻度的衰减电阻率。

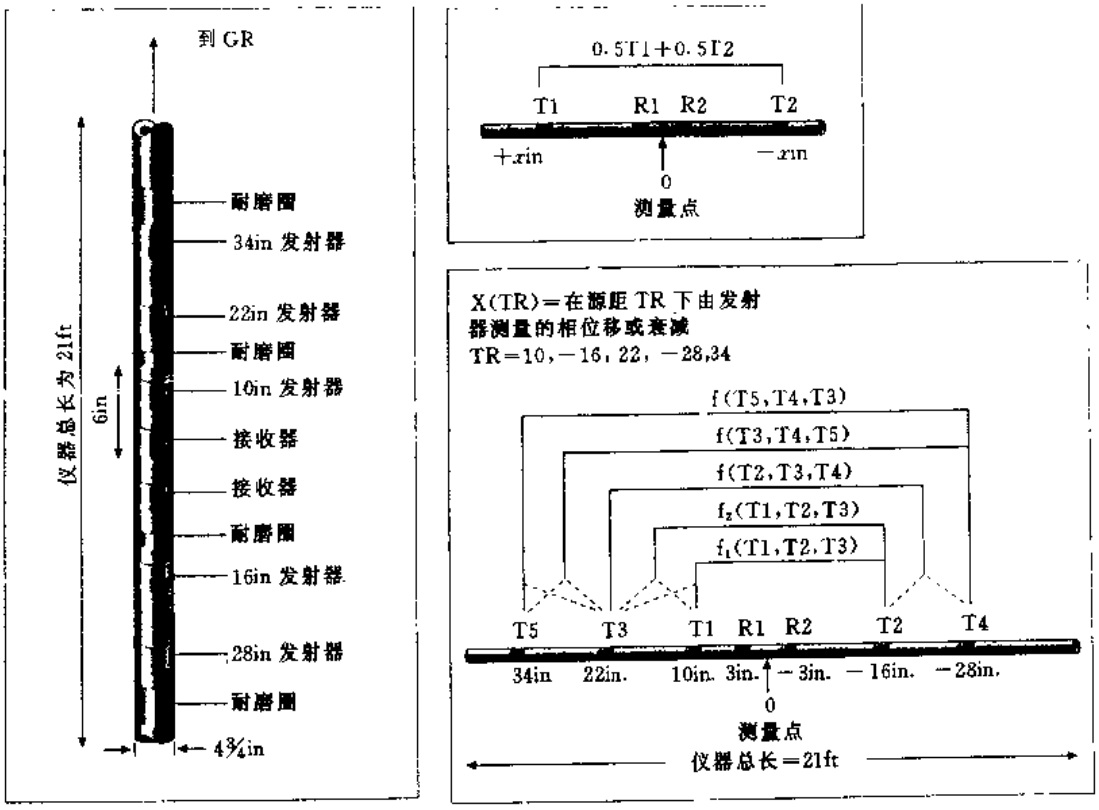


图 1－9　ARC5 仪器示意图

由于探测深度随发射器和接收器间距增大而增加，5 个相位漂移电阻率代表 5 个不同的探测深度，而几乎有相同的垂向分辨率。类似地 5 个衰减电阻率代表 5 个探测深度不同而更深的测量。从 ARC5 相位电阻率读数和方位电阻率成象仪 ARI 及微球形聚焦仪曲线比较看出：深 ARC5 相位电阻率曲线 PH_{34} 与 PH_{28} 和深侧向测井曲线符合良好，ARC5 浅探测曲线 PH_{10} 可和浅侧向曲线相对比，其读数比微球形聚焦曲线大得多。

目前，ARC5 仪器到地面仪器的通讯使用细长而可收回的 MWD 子系统 Slim 1。这实际上是一个闩锁到 ARC5 上的仪器。连接到 ARC5 后通过一种对 Slim 1 子系统的感应耦合传送数据，然后通过泥浆脉冲连续向地面采集系统发送。

感应仪器使用一种技巧来消除通过接收线圈组的一次磁场的磁通量，可以只测量次生磁场通量。这是通过正确设置线圈匝数和位置，使得在--种绝缘介质（如空气）中通过接收线圈的总磁通量为零来实现的。在一个低阻地层来自次生磁场的磁通量不正好抵消，所以感应测井仪成为只对涡流灵敏。如果同一手段试用到钻铤，那么对线圈放置和尺寸稳定性精确度会有相似要求。在苛刻的钻井条件下，钻铤对井壁产生的冲击力足以破坏线圈放置的精确位置。使用 2MHz 频率，因为是用一简单的线圈对测量相位漂移和衰减，这两个量随频率增加而迅速增大，此时精确的线圈放置已无关紧要。而两线圈接收器可能稍有压力、温度和冲击力影响，井眼补偿可完全消除这些影响。若再增高频率会进一步减小探测深度，而变成介电常数解释问题了。

ARCS 测量资料主要应用于改进 R_t 计算；改进渗透率指标计算；更好评价薄层；反演复杂的侵入剖面；更好解释侵入、电阻率各向异性、倾角同时出现的复杂问题；根据时间推移测量描述储层。

第二章　复杂储层评价方法

第一节　裂缝性储层识别与评价

一、四川裂缝性碳酸盐岩储层的成象测井解释

成象测井资料以其直观、清晰的特点展示出井壁二维空间的地质特征，给测井解释带来了极大的方便。但这并不意谓着解释人员可以不经过任何分析、研究，就可凭借成象测井图作出正确的解释，事实上，成象测井图仍然是一种间接的物理信息，与其它测井方法一样，也有诸多的因素影响着对地层定性和定量的解释结果。因此在目前逐步推行成象测井技术的同时，需要而且必须发展成象测井资料的解释技术。

在成象测井资料上所出现的形形色色的图象中，既有各种真实的地质事件特征，也有钻井施工在井壁上诱导出的诸多痕迹，还有一些成象测井方法本身造成的异常。因此必须根据测井解释的目的去仔细鉴别各种图象的特征，推断它形成的原因，最后方能作出准确的解释。

1. 真、假裂缝的鉴别

(1) 层界面与裂缝的鉴别。层界面常常是一组相互平行或接近平行的高电导率异常，且异常宽度窄而均匀。但裂缝由于总是与构造运动和溶蚀相伴生，因而高电导异常一般既不平行，又不规则。

(2) 缝合线与裂缝的鉴别。由于缝合线是压溶作用的结果，因而一般平行于层界面，但两侧有近垂直的细微的高电导异常，通常它们都不具渗透性；天然裂缝则没有这些特征。

(3) 断层面与裂缝的鉴别。断层面处总是有地层的错动，与裂缝很容易鉴别。

(4) 泥质条带与裂缝的鉴别。泥质条带的高电导异常一般平行于层面且较规则，仅当构造运动强烈而发生柔性变形才出现剧烈弯曲，但宽窄变化仍不会很大；而裂缝则不然，其中总常有溶蚀孔洞串在一起，使电导率异常宽窄变化较大（图 2－1)。

2. 天然裂缝与人工诱导裂缝的鉴别

要鉴别天然裂缝与人工诱导裂缝，必须搞清人工诱导裂缝产生的机理和相应的特征。在井下地层中常常遇到三种诱导裂缝，它们的形成机理和特征各不相同。

(1) 钻井过程中由于钻具振动形成的裂缝，它们十分微小且径向延伸很短，虽然在 FMI 图象上有高电导的异常，但在 ARI 图象上却没有异常，因此很容易识别它们（图 2－2)。

(2) 重泥浆与地应力不平衡性造成的压裂缝，他们虽径向延伸不远，但张开度和纵向延伸都可能较大，因而在 FMI 和 ARI 图象上都有异常，我们可以利用下面特征予以识别：

第一、它们总是以 180°或近于 180°之差对称地出现在井壁上；

第二、以一条高角度张性缝为主，在两侧有羽毛状的较细小的剪切裂缝（图 2－3)；

第三、在双侧向测井曲线上出现特有的“双轨”现象，即深、浅双侧向曲线表现为大段近平行、较规则的正差异异常，其电阻率数值较高。

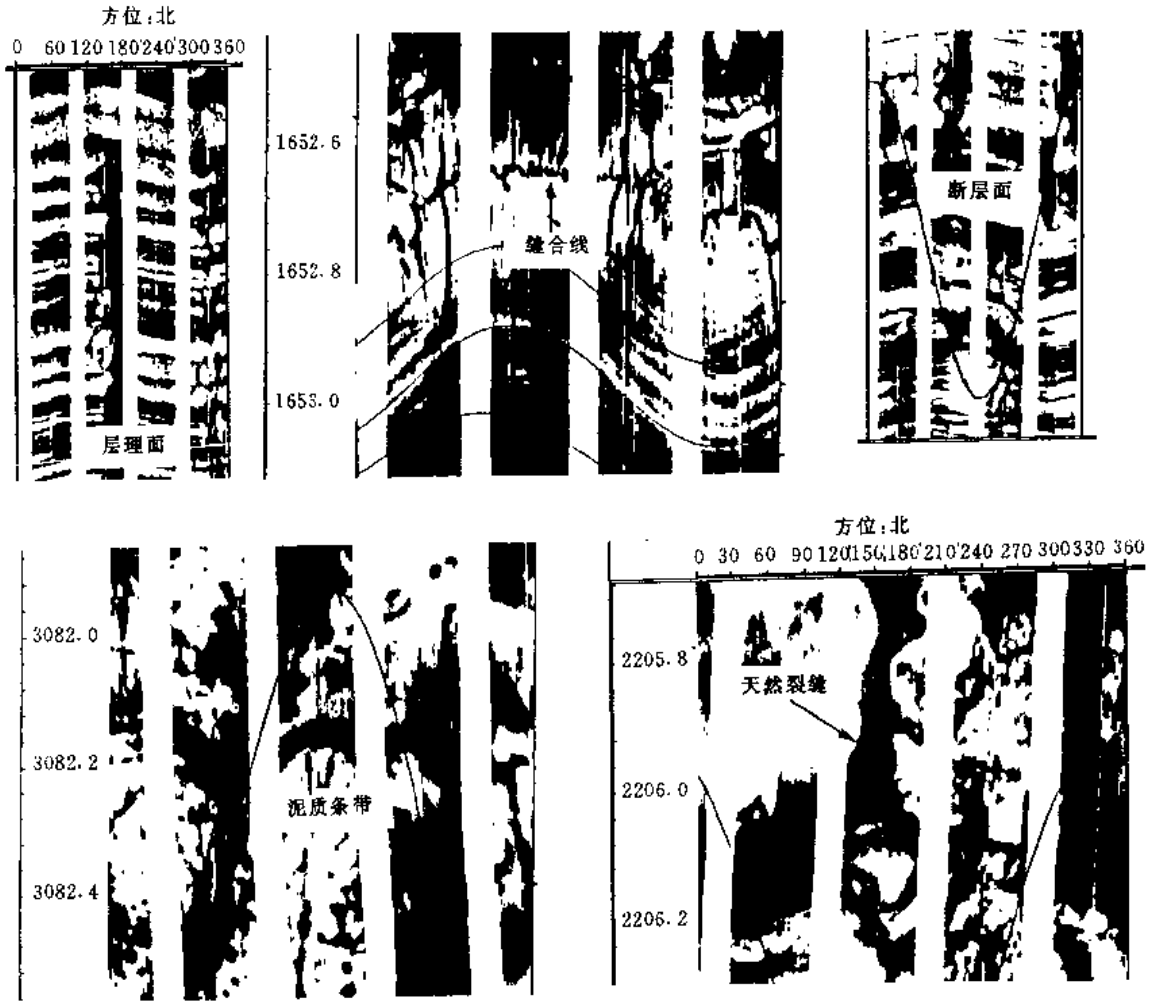


图 2－1　真假裂缝的鉴别（FMI）

此外，应注意应力压裂缝与井壁椭圆形崩落图象的差别，它们虽然都具垂直裂缝特征，但后者两侧无羽毛状细裂缝，且总是在最小水平主应力方向上，因而与压裂缝近似成 90°夹角关系。

诱导压裂缝不仅常出现于重泥浆钻进井段，有时在泥浆密度不大时也可见到，甚至与井壁崩落同时出现。该类现象多发生在脆性致密地层，这是由于此时水平应力得到较好的保存，一旦当该水平应力非平衡性很强时，就将同时发生井壁的压裂和崩落。

(3) 应力释放裂缝，在裂缝发育段，古构造应力多被释放，保存的应力很小，而且现代构造应力在充满流体的裂缝段也将剧烈衰减，因此裂缝段处的地应力一般较微弱，即使有较大的非平衡性，也难于造成岩石的破裂；但在致密地层却完全不同了，其间存在着巨大的地应力，一旦地层被钻开，提供了地应力释放的条件，则随着应力的释放，将产生一组与之相关的裂缝，这些裂缝既可在岩心中出现，也可在井壁上出现。当出现在井壁上时，它们的 FMI 图象特征通常是一组接近平行的高角度裂缝，其缝面十分规则（图 2－4），在常规测井解释中，则容易被误认为是低孔高角度裂缝性储层，但实际上却是无效裂缝；当应力释放裂缝出现在岩心中时，很容易给岩心描述带来错觉，必须注意识别，其方法是看裂缝中有无泥浆侵入的痕迹，无侵入者为应力释放裂

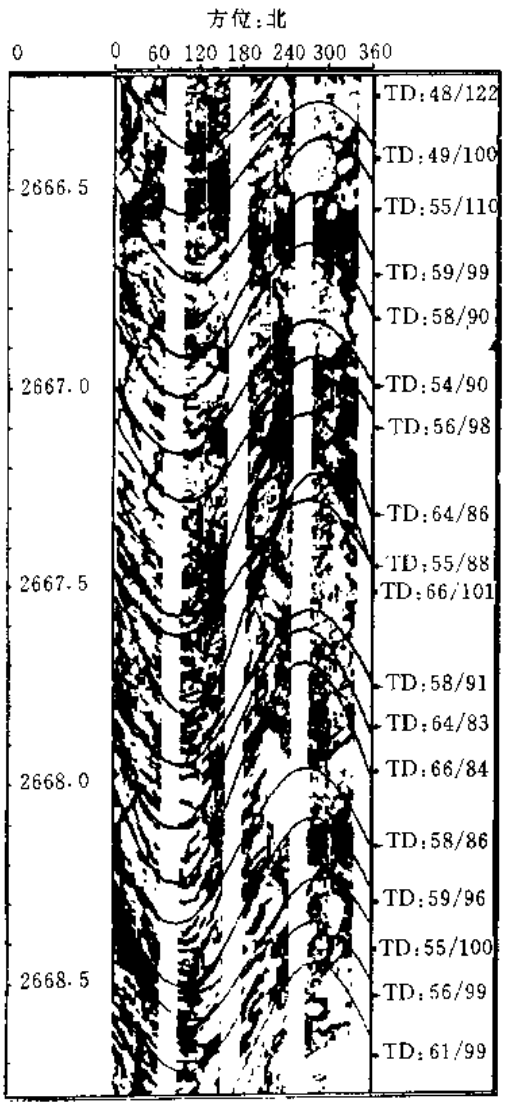


图 2-2 钻具振动诱导裂缝

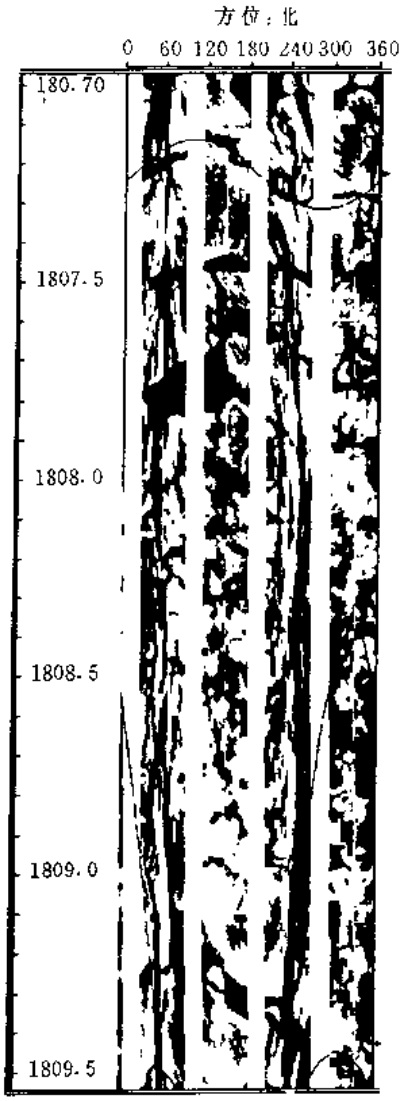


图 2-3 重泥浆与地应力不平衡形成诱导缝

缝。

总之，诱导裂缝与天然裂缝在形态上有以下三点主要差别：

第一、诱导裂缝是就地应力作用下及时产生的裂缝，因此只与就地应力有密切的关系，故排列整齐，规律性强；而天然裂缝常为多期构造运动形成，又遭地下水的溶蚀与沉淀作用的改造，因而分布极不规则。

第二、天然裂缝因常遭溶蚀和褶皱的作用，故裂缝面总不太规则，且缝宽有较大的变化，而诱导裂缝的缝面形状较规则且缝宽变化很小。

第三、诱导裂缝的径向延伸都不大，故深侧向测井电阻率下降不很明显。

根据这三点，较容易从成象测井图上将它们识别。

3. 三维空间的裂缝参数解释

由于裂缝型储层和裂缝—溶洞型储层都具有强烈的非均质性，其井壁上的特征很难代表井壁

以外储层的特征，因此必须在三维空间中来讨论成象测井资料的解释问题才有可能较全面地认识裂缝的性质。

1）裂缝径向延伸特征的判断

因 FMI 测井的径向探测深度极浅，不能评价裂缝的径向延伸情况，故必须结合探测深度较大的双侧向测井或 ARI 测井。具体作法是先用 FMI 图象搞清裂缝的产状及组合特征，进而消除这些特征对双侧向或 ARI 电阻率性质的影响，然后根据浅侧向、深侧向、ARI 电阻率的高低及其比值的大小近似估计裂缝的径向延伸状况。今后还可通过研究 FMI 与 ARI 图象之间的映射关系来判断裂缝的径向延伸程度。

2）裂缝渗透率的确定

裂缝的渗透率综合地反映了裂缝的张开度、径向延伸度、三维空间中的连通程度等，是评价裂缝储层有效性的最好指标。

目前评价裂缝渗透率的最好方法是用斯通利波传播特征，具体方法有三个：

根据斯通利波能量衰减程度判断裂缝渗透率的高低，渗透率越高，能量衰减越大。但应用中需注意泥饼的影响，因泥饼要阻止斯通利波能量的衰减，而且泥饼的厚薄及对井壁的覆盖特征又与裂缝性储层的空隙空间结构有密切的关系，所以泥饼使斯通利波的衰减变得十分复杂。

根据斯通利波波形干涉特征判断渗透率的高低。任何有效的裂缝都将在地层中产生一个声阻抗界面，从而造成斯通利波在裂缝面处的反射和干涉，但应注意与层界面、泥质条带等非裂缝性声阻抗界面的鉴别。

根据斯通利波传播速度判断渗透率的高低。由于斯通利波速度直接受到地层切变模量的影响，而切变模量又与地层渗透率有着密切的关系，因此可用来计算渗透率值。该法的优点是基本不受泥饼的影响。

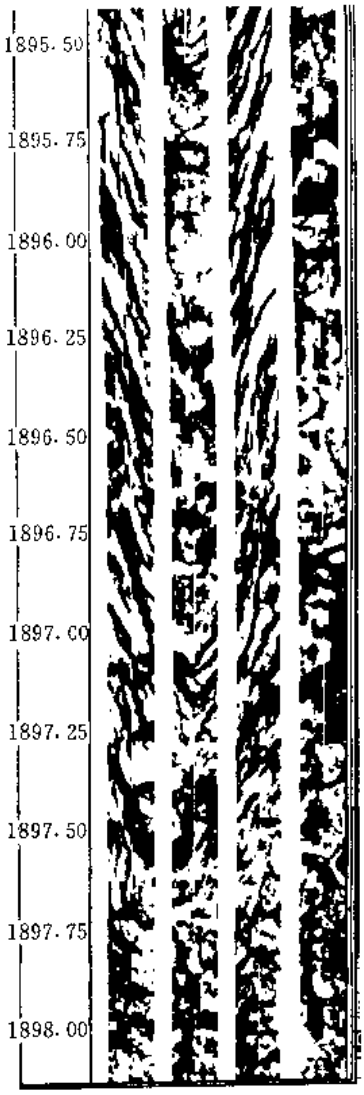


图 2－4　地应力释放裂缝

除此之外，用重复式地层测试器测得的压降和压力恢复曲线也可计算裂缝储层的渗透率，但常因裂缝处很难密封，而致密岩块处又基本测不到压力变化曲线使得无法计算渗透率。这时如采用具双封隔器的地层测试器 MDT 就可避免上述问题，计算出较为可靠的渗透率值。

4. 成象测井资料研究地层各向异性

1）两种不同类型的速度各向异性地层

通常，地下有两种类型的速度各向异性介质。一是垂向轴对称均匀介质中的各向异性，简称为 TIV 型介质。在这类介质中，最常见的有薄层理地层的各向异性和页岩层固有的各向异性两种。二是水平轴对称均匀介质中的各向异性，简称为 TIH 型介质，在这类介质中，最常见的也有两种，即单组系垂直裂缝性地层和明显非平衡水平地应力作用下的地层。因此研究地层的各向异性有助于确定区域地应力和裂缝的方向。

2）用成象测井资料研究速度各向异性地层的方法

由于上述两种各向异性介质对声波速度都有不同程度的影响：

在TIV型介质中，声波速度将受到地层层面与井轴夹角大小的影响，即波速随该夹角的减小而增大，当二者平行时速度达到最大值。

在TIH型介质中，对于单组系垂直裂缝性储层，与TIV型介质类似，波速随裂缝面与井轴夹角的减小而增大，当二者平行时达到速度最大值。对于地层在非平衡水平应力作用下的情况，由于岩石的波速随着岩石所承受的压力的增加而增加，因此当地层遇到的两个水平应力不等时，声波在不同方向上的速度就不等。

因此用偶极子横波成象测井DSI测得的横波与FMI图像结合起来对研究地层速度的各向异性有着重要的意义。

DSI所测快、慢横波的时差和能量差综合地反映了地层速度的各向异性，由上述可知，要想了解是何种因素造成的各向异性，进而设法利用或消除这种各向异性，那就必须考虑地应力的问题。至少以下几种情况是有意义的：

第一、在FMI图象上出现了明显的诱导压裂缝或井壁应力崩落的特征，包括致密岩层的应力崩落和泥岩层的应力崩落（两条井径均大于钻头直径的椭圆形崩落，因它是泥岩蚀变垮塌和应力非平衡性两个因素造成），但却无天然裂缝的痕迹；DSI又发生了横波的分裂，且快横波方向与最大水平主应力方向一致，即与诱导裂缝走向相同，与井壁应力崩落方向垂直。这时可以肯定速度各向异性是构造应力的非平衡性所致。而且可以推测在井壁附近的地层是致密的，因非平衡的构造应力作用于井壁时很少衰减，使之在井壁上出现很多应力诱导产生的现象。所以一般在这种井段都没有储集层发育。

第二、在FMI图象上只出现天然裂缝的特征，而DSI发生横波分裂，是单组系高角度裂缝所致，且快横波方向与天然裂缝走向一致；如不发生横波分裂，则是网状裂缝所致。因为一方面网状裂缝在裂缝发育段地应力遭到剧烈衰减，故对各向异性的贡献非常微弱，另一方面网状裂缝导致横波不规则的分裂，显示不出快、慢横波的差异。在实际井剖面中，凡在储层段，尤其在裂缝发育段几乎见不到井壁上的各种应力诱导产上的现象，显然这对上述结论是一个很好的证明。

第三、在FMI图象上没出现任何诱导压裂缝、天然裂缝、井壁应力崩落的特征，而在DSI资料中却发生快、慢横波的分裂，这预示着在井壁附近很可能存在有其走向平行于最大水平构造应力的高角度裂缝。因为这些裂缝可以使作用于井壁上的应力大大衰减，但却加剧了横波的分裂。这一现象对压裂酸化和水平井轨迹设计有重要的意义。

二、用成象测井技术识别天然裂缝和诱导裂缝

根据裂缝性基岩的相互关系，以孔隙度和渗透率这两个关键岩石物理参数作为指导，根据它们的作用特征可以把裂缝性储层描述为三个基本类型：

类型1：提供基本孔隙度和渗透率的裂缝；

类型2：提供基本渗透率的裂缝；

类型3：增加渗透率的裂缝。

裂缝分析技术因井眼成象分析面得到发展，这些技术有助于通过统计和定量描述被穿过的裂缝来评价裂缝。它可以最终对储层的不同区域分别建立理想化的裂缝基岩模型（图2－5）。一个精确的裂缝基岩模型有助于工程师改善裂缝性储层的性能。次生裂缝分析在生产井增产措施中提供了对水力压裂裂缝作业特点的了解，地层水平最大和最小应力方向影响裂缝性储层的生产。如

图2-6所示，由于应力矢量场在释放后试图闭合裂缝开度，所以当裂缝走向平行于最小水平应力方向时，在开采期间将导致渗透率下降。

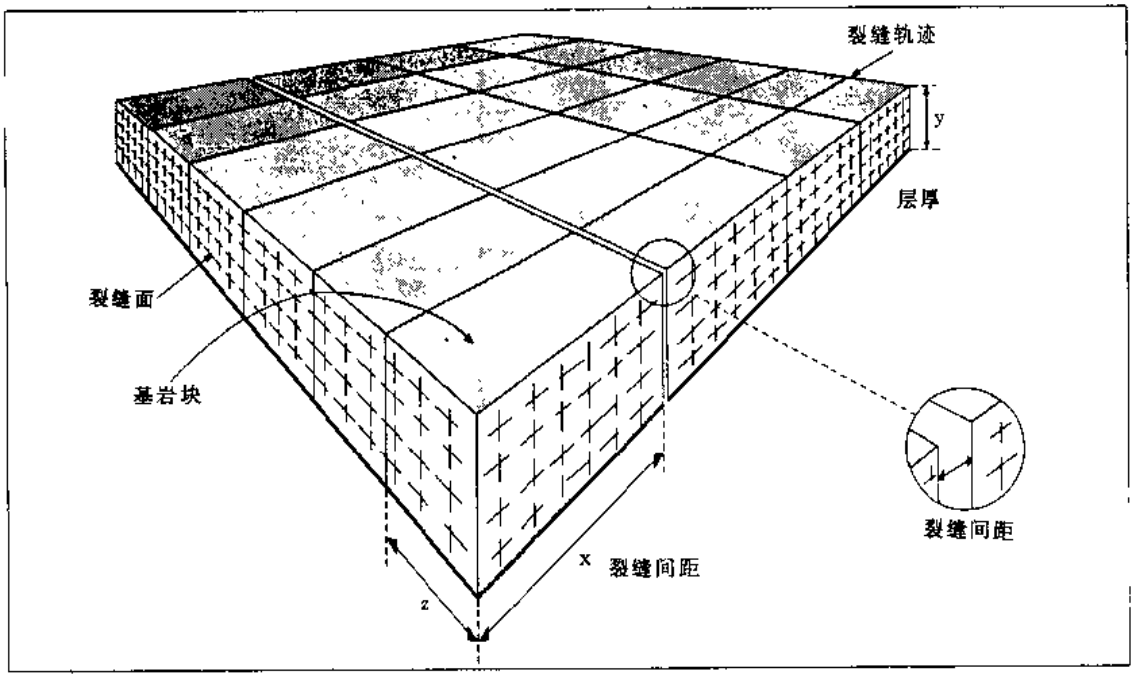


图2-5 从井眼成象测井导出的一些重要裂缝的裂缝基岩模型

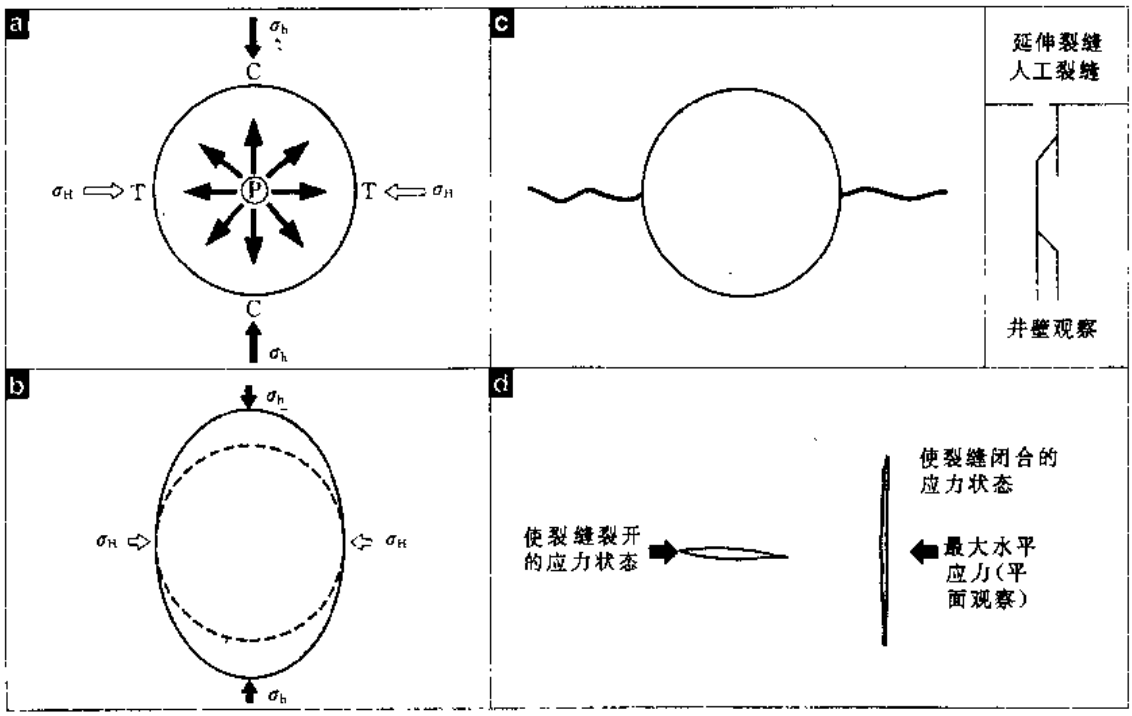


图2-6 井眼俯视图

(a) 最大挤压（C）和最小挤压（T）应力集中、地层应力（H）和h，以及孔隙压力p之间的关系；(b) 挤压应力诱生崩落；(c) 人工诱导裂缝；(d) 地层应力对垂直裂缝张度的影响

对于单个裂缝有如下重要特性：类型（天然的或次生的，张开的或矿化的）、大小（宽度、长度、开度、力学层厚度）、表面粗糙度/矿物充填、年代（成岩历史）。

对于裂缝组或系有如下重要特性：连通性、组数、间距或密度、分布（纵向或横向）。

这些属性会影响在储层规模上用于油藏模拟的岩石物理参数，诸如裂缝孔隙度和渗透率。

每当裂缝与井眼相交时，井眼成象分析有助于诸如类型、大小、方向和裂缝间距等特性的表征。成象分析还有助于其他特征的表征，如矿化作用、连通性及组数等。从统计意义上看，井眼成象分析仅仅代表了储层的一种偏置样品组，在储层规模上，对一个油藏模型提供预测特性的决定参数是裂缝系属性，这一点是不够了解的，现代技术仍缺乏了解相对的原始信息、构造条件、估算的最深埋藏深度、裂缝形成时间、成岩史等。

1. 钻井诱导裂缝的产生

井眼成象测井显示钻井诱导裂缝比以前的方法更占优势，诱导裂缝图象特征和它们的起因需要提供有证据的资料。

钻井诱导裂缝产生的原因与天然裂缝产生的原因相似，环境的应力场超过了岩石的破裂梯度，裂缝起源是应力、孔隙压力和岩石（岩性）作用的结果。钻井诱导裂缝明显的独特部分是局部应力场源包含了钻井过程，一些诱导裂缝的起因包括：

(1) 钻头过荷。为了减小钻井时间，司钻们常对钻头施以过荷，由于钻柱的重力作用，在钻头或取心钻头下可能产生裂缝。

(2) 静水压力（重泥浆重力）。裂缝受井眼环境影响而加宽，这些裂缝具有与人工压裂作业相似的特征，伴随着岩心筒上下跳动也可能引起裂缝。这些裂缝趋向于沿着井眼而在具有不同岩石力学特性（如杨氏模量或泊松比）在层界面处消失。

(3) 扭应力/钻头旋度。诱导的和天然的裂缝在这些情形下一般都会增强，当诱导裂缝以一锐角穿过井眼时将发生相当普遍的散裂，这是因为钻头在破碎面上具有刀口作用。

(4) 卸载。当上覆地层在钻头下突然被钻穿时将发生这种情况，地层应力将使岩石向钻开的空隙中推进或膨胀。

(5) 地层当前应力。当地层水平应力具有各向异性从而形成水平方向最大和最小的应力矢量场时，就会产生诱导裂缝，且这些裂缝的走向沿着当前最大水平应力方向。

(6) 岩石特性。在层界面处，岩石强度特征的突然中断或改变，裂缝常表现出不同的特征。

2. 钻井诱导裂缝的特征

在许多情况下，从天然裂缝中判断诱导裂缝是可能的，判断是以裂缝的几何形状、一些特征面标记及矿化作用的存在等为依据的。

在许多情况下，对裂缝结构的认识及恰当地解释提供了某个裂缝是天然的还是诱导的最可靠的判断方法。当存在断层擦痕面、非均匀裂缝枝、消失特征、缝合线及次生矿物时，裂缝就是天然裂缝。

次生裂缝在整个岩心分析中得到了完整的记载（Lorenz，1990，Kulander，1990）。随着大量井眼成象测井的实现，一些重要的裂缝面几何形状特征可以与井眼裂缝分析联系起来。

(1) 据统计，钻井诱导裂缝走向平行于最大应力方向，也就是如图 2－7a 中点 5 所示的延展裂缝。

(2) 钻井诱导裂缝有时与井眼崩落一起出现，它们的走向彼此相差 90°，如图 2－6 和图 2－9 所示。如果在图象上看不到穿过崩落带的崩落，诱导裂缝常常不连续且表现为断裂面向崩落带的轻微弯曲，如图 2－7a 点 2 所示。在这些不连续的、正弦断裂面间也能发现小的非均匀裂缝枝，

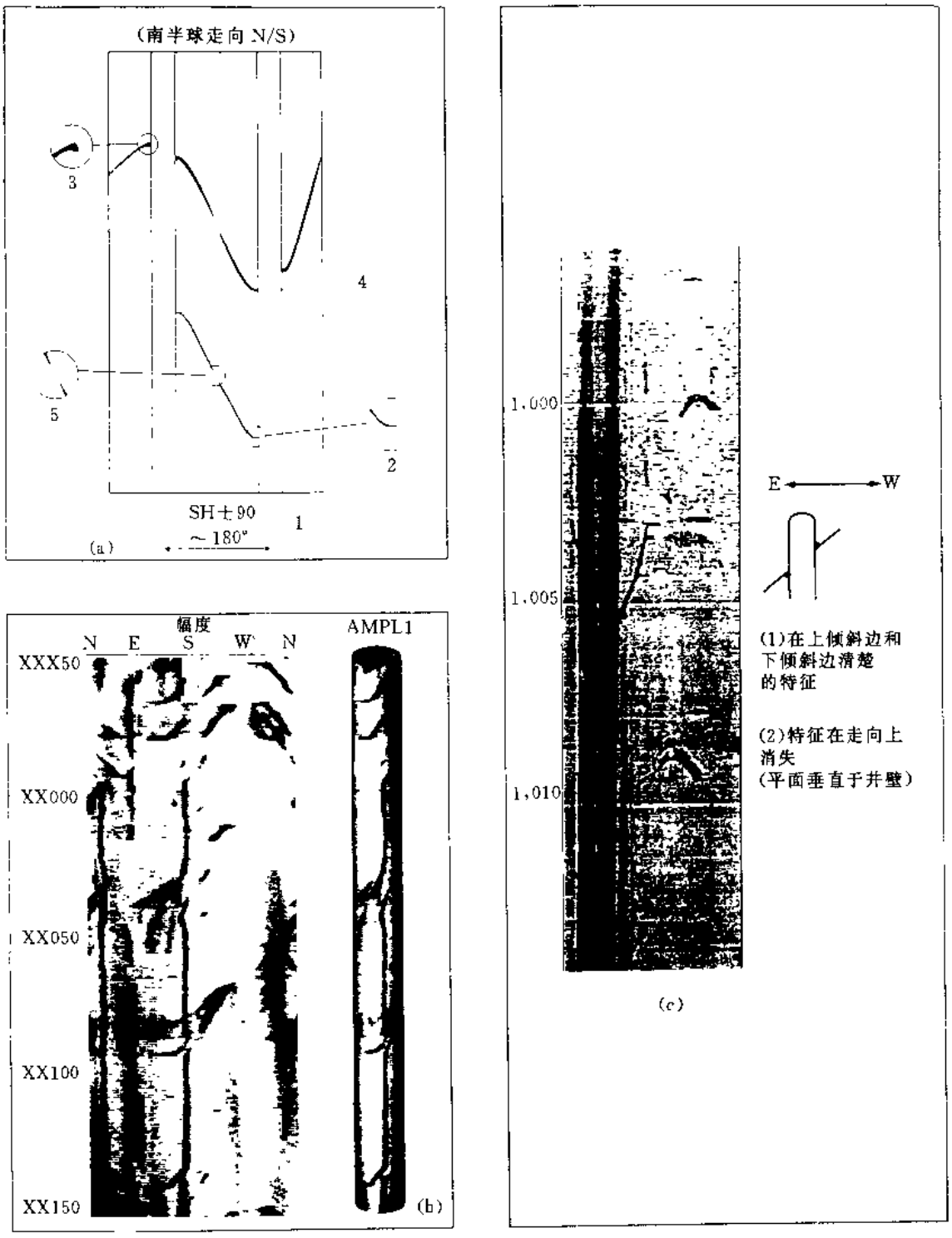


图 2-7

(a) 如何识别诱导裂缝； (b) 钻井诱导裂缝和人工裂缝； (c) 钻井增强的裂缝特征

如图 2－7a 中的点 4 所示。这个特征与一个高倾角的次生裂缝组或穿过一个水平层理的天然裂缝组特征很相似，如图 2－8 近垂直裂缝穿过水平泥岩层所示，这个正弦形状也向水平方向弯曲，在力学层上下形成一个小的非均匀裂缝枝。

(3) 由钻井增强的共同特征是刀刃状剥落。

刀刃状裂缝剥落是从井眼表面切下来的小碎片，与裂缝面形成一个锐角，也就是剥落发生在上倾角的上面和裂缝面倾角的下面，如图 2－7a 中的点 3 所示。受刀刃状剥落影响的井眼区域侧视柱形图如图 2－7b 所示。在井眼图象上，裂缝特征一般在上倾面和下倾面最清楚。

(4) 具有正弦特征裂缝常在裂缝走向上有最窄的开度，在成象测井曲线上以黑线表示，这是垂直于井壁的断裂面部分，如图 2－7a 点 5 所示。

(5) 钻井诱导裂缝常与人工压裂裂缝在一起，这是因为在钻井过程中使用的泥浆密度对于控制地层损害来说可能不是最佳的，但它对于加快钻井速度来说是最佳的。由过大的泥浆密度引起的人工压裂裂缝常沿着井壁而在层界面处消失，人工裂缝的长度可以从几英尺变化到几百英尺。这些人工裂缝的走向也可发生在如图 2－7b、2－7c 及图 2－9 所示的最大水平应力方向。人工裂缝可以沿着裂缝走向增大裂缝开度。在图 3－7b 和 2－7c 中，除了在被扰乱及与沿井眼垂直人工裂缝中心处外，诱导裂缝具有固定的正弦形状。在柱形图中，人造岩心图象给出了一个更好的裂缝特征的图象。诱导裂缝和人工裂缝都清楚地显示了这口井的地层最大水平应力方向在南北方向，诱导裂缝显示了最小水平应力方向在东西方向。人工裂缝常常沿着最大水平应力方向，但有些人工裂缝方向由于成岩或天然裂缝的存在而发生改变。

(6) 花瓣中心线裂缝常出现在岩心的诱导裂缝中，在成象测井和岩心上，他们以间距很密的延滞线、曲线及向下扩散的形式出现，具有相同走向。这些被标为花瓣中心线的裂缝（Kulander，1990），常常在岩心中消失。在井下声波电视（BHTV）测井曲线中，花瓣中心线或羽状裂缝具有典型的弓形特征（图 2－10），与天然裂缝的全周期正弦特征相反。这些岩心诱导裂缝也是沿着井眼平行于地层最大水平应力方向，在图象和岩心上利用岩心诱导裂缝可以指出岩心方向。

(7) 已经发现钻井诱导裂缝的两翼至少可以延伸 3 倍井眼直径。

(8) 由这些裂缝产生的渗透率比没有这些裂缝时的渗透率值大 2 个数量级。

虽然诱导裂缝对流体生产作用是短期的，但随着它的延伸与扩大，诱导裂缝将会起到正面作用。

3. 破裂和应力

大多数具有择优取向的裂缝是应力场各向异性的结果，因此，不可能不考虑地质环境的应力各向异性来分析裂缝。诱导裂缝有其初始的几何特征。例如，在钻井或取心钻头下诱发的裂缝沿着垂直于最小应力 σ_n 和平行于如图 2－11（Lorenz，1990）所示的轨迹的平面延伸和蔓延。这些轨迹指示了垂直于和含有 σ_n——最大和中等主应力平面的局部方位，它是由与地层应力场相交的钻头的重量（这种情况下是垂直井）所致。在图 2－11a 中，最小应力是水平的，对应于标准和走向位移应力。在图 2－11b，最小应力是垂直的，相当于某一深度下有效冲断层方式和在许多地区很接近地表下的应力状态。对常态和走向位移情况和最典型的盆地背景，诱导裂缝往往是凹面的形状和与应力场的轨迹相配的羽状形（图 2－11a）。

现今的应力场在大多数情况下并不是井中所遇的天然裂缝的成因。然而，钻井诱导裂缝和崩落与现今的井下地层应力条件有很密切的关系。

井眼崩落是井眼破裂所引起的井眼扩大，当应力集中在井壁表面或井壁附近，超过岩石强度时发生。据统计，井眼崩落集中在最小水平应力方位上（图 2－6）。

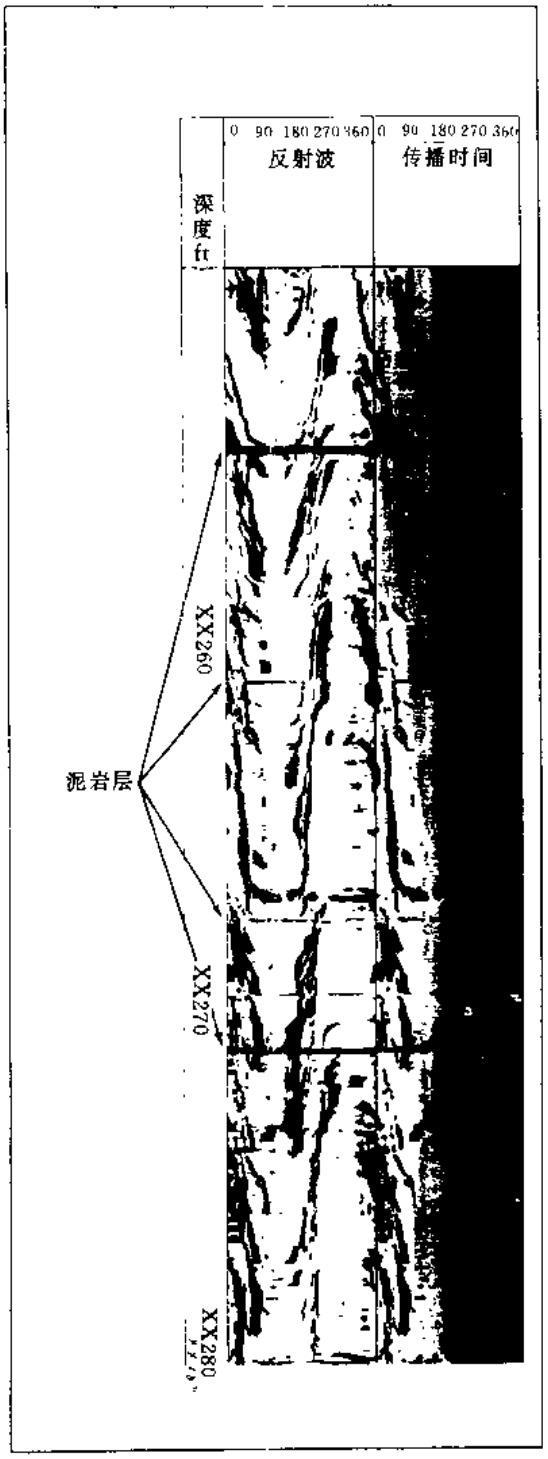


图 2-8 穿过水平泥岩层的碳酸盐岩中近似垂直的钻井诱导裂缝和人工裂缝

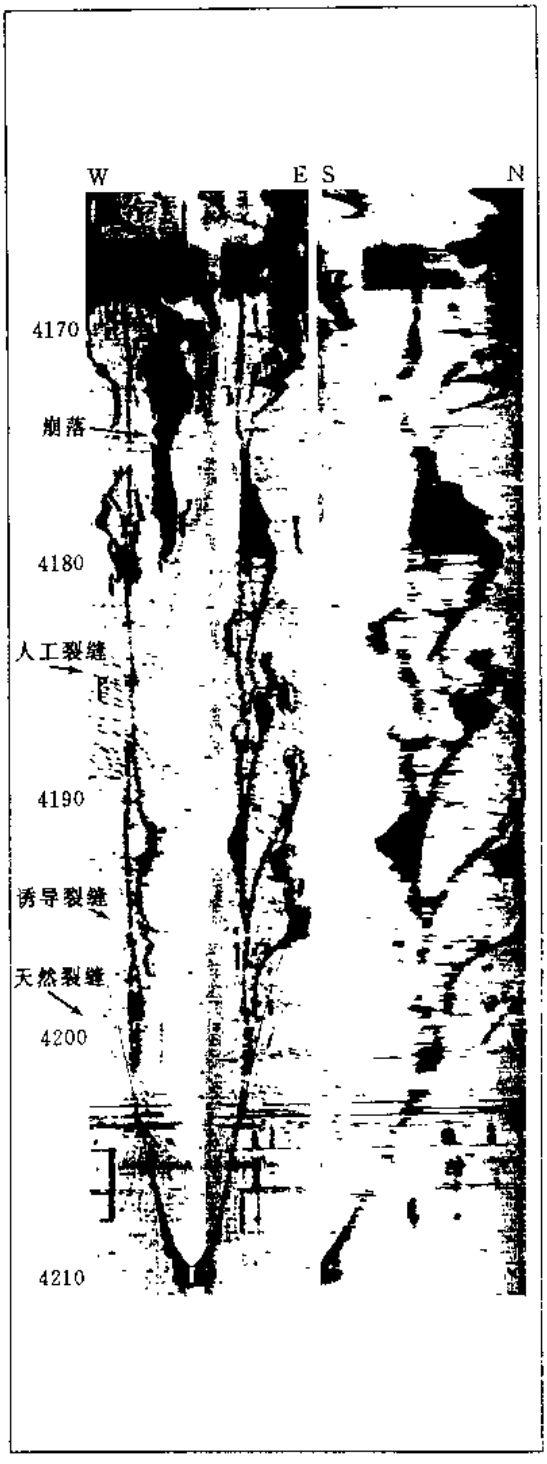


图 2-9 具有钻井诱导裂缝、崩落、人工裂缝和天然裂缝特征的成象测井实例

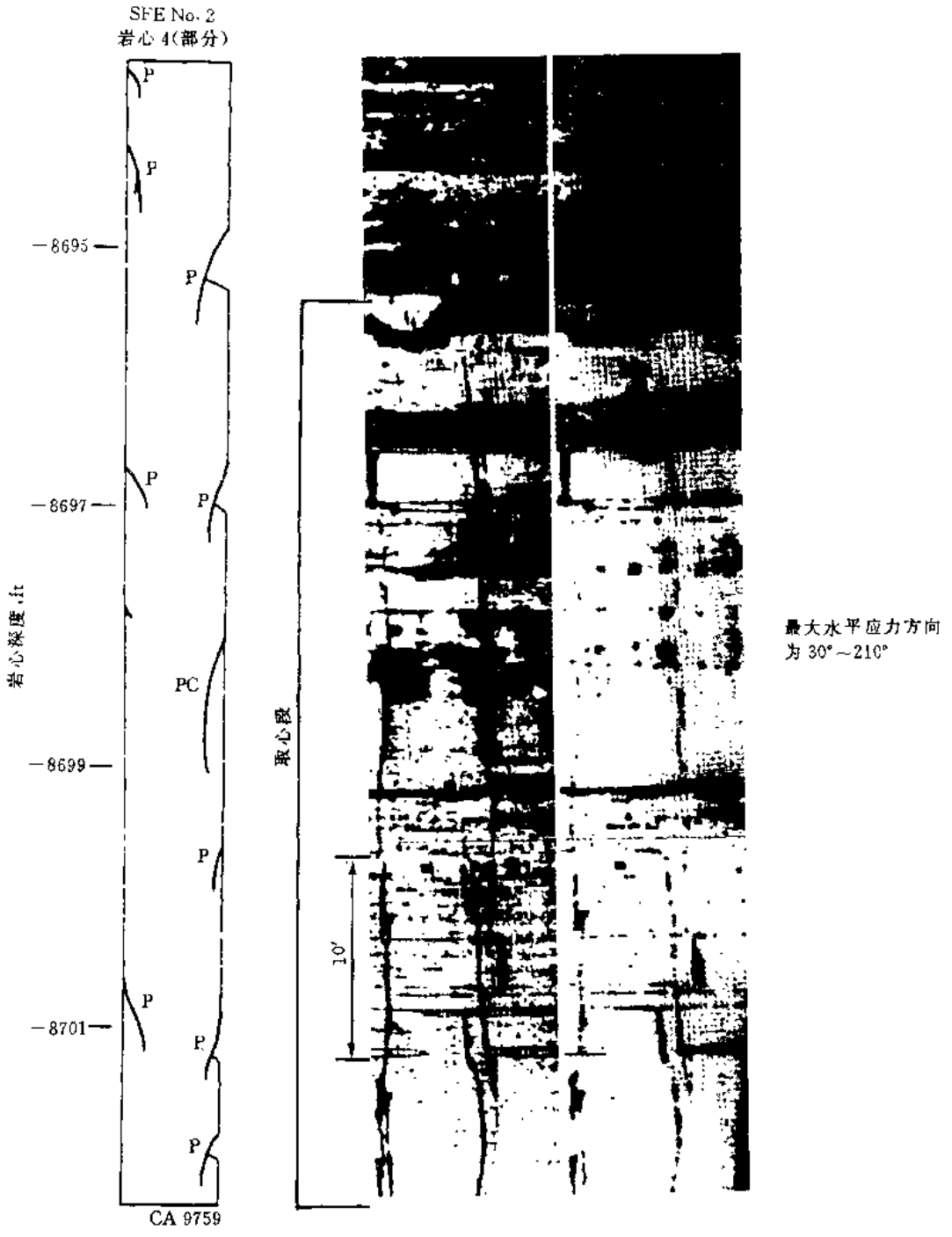


图 2－10　线性花瓣（P）和花瓣中心线（PC）裂缝示意图

井眼成象能识别诱导裂缝、人工裂缝和井眼崩落（图 2－9）。崩落和诱导裂缝能用于决定地层应力，成象测井上的诱导裂缝和崩落走向方向相差 90°（图 2－10），在大斜度井中两者的走向并不严格垂直。图 2－9 所示的诱导裂缝和人工裂缝终止于横穿井眼的呈正弦波状的天然裂缝，天然裂缝是岩心中存在的唯一裂缝。崩落的突然终止或旋转表示靠近断裂/裂缝应力释放的可能性或岩石强度的改变。应用地应力分析，若井附近有断层那么就能识别断层走向的方向。地应力的系统分析是确定主应力方位的有力工具，并用于评价构造冲断层的方位和幅度。

对一些岩性，很难识别出钻井诱导裂缝和天然裂缝。但是，为了获取在井眼干扰下的天然裂缝分布的可靠图，识别出钻井诱导裂缝是必要的，特别是如果古地应力方位不同于现今地应力方位的情况。在储层开发和生产阶段，储层内的地应力场资料可给出设计井眼方式的有价值信息。设计储层激励措施时，为了模拟单井的泄油区和油田的泄油方式，获取天然裂缝和地层应力方位的资料是重要的。

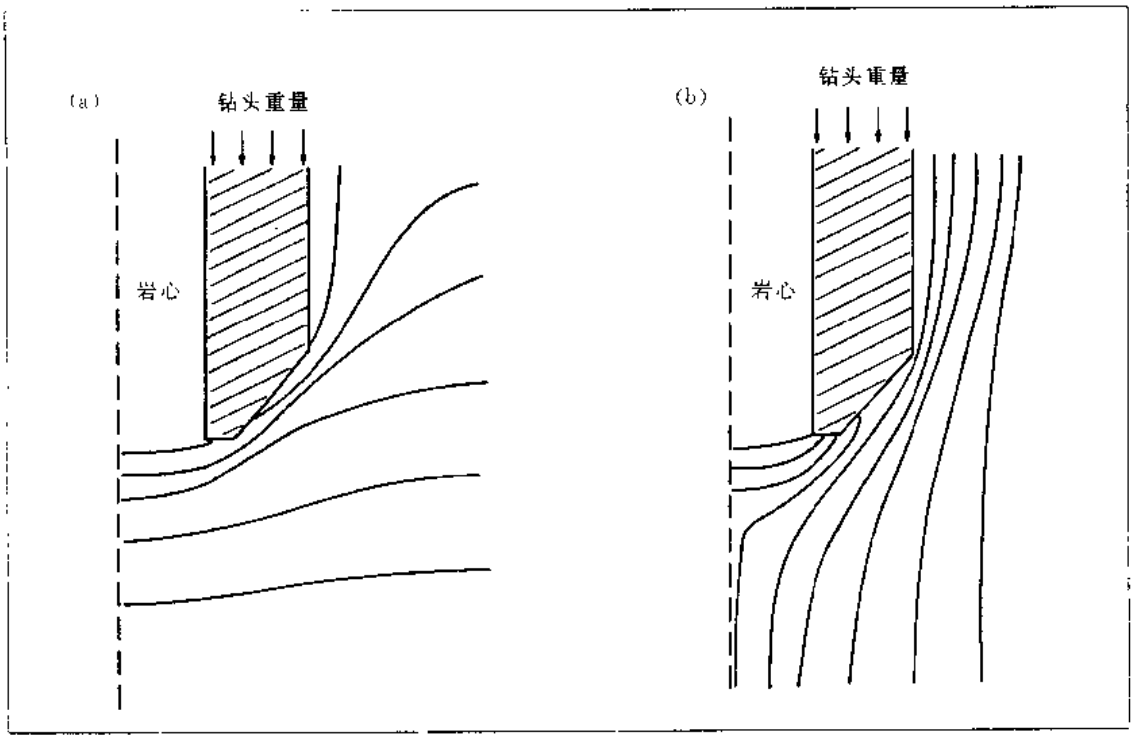


图 2－11　由于取心钻头重力影响所产生的应力场

(a)　一般的或走向滑动的应力场；　(b) 冲断层应力场

4. 大斜度井和水平井中的天然裂缝

水平井已成功用于开发与天然裂缝储层相连的大型水平渗透率各向异性的储层。井斜和方位对与井筒相交的统计裂缝有影响。两个因素在统计裂缝中引入了偏差：(1) 相对于井径的裂缝间距；(2) 相对于井斜和方位的裂缝方位。但是当裂缝和井轴间角度增大时，诸如水平井横穿垂直裂缝，可改善裂缝的统计性。在这些情况下“视裂缝间距”等效于“真裂缝间距”。

在大斜度井和水平井中与井眼相交的天然裂缝和垂直井中发现的特征完全不同。这种变化归为由钻井以不同角度观测的每个裂缝不同于垂直井中观察的裂缝这种事实。例如在水平井中，已钻遇的高角度裂缝并不向井眼延伸部分扩展。那么只有天然裂缝的小椭圆或圆形部分可以保存起来用于观察（图 2－12）。

水平井已广泛用于裂缝方向不定和各向异性相当高的盆地的开发。例如，得克萨斯的奥斯汀白垩地层，作业者成功地垂直钻过主要裂缝走向。奥斯汀白垩层的许多水平井遇到了“裂缝群”；即裂缝密度的分布是横向非均匀的。最近的研究（Sherwood，1992）已经发现岩石声波阻抗和裂缝密度间有密切的相关性。声波阻抗越高的岩石（更脆的岩石）说明裂缝密度越高（图 2－12）。

5. 评价裂缝储层的技术

石油工业已经对已知的裂缝性储层和压裂进行了广泛的研究。基于非井眼成象的裂缝性储层

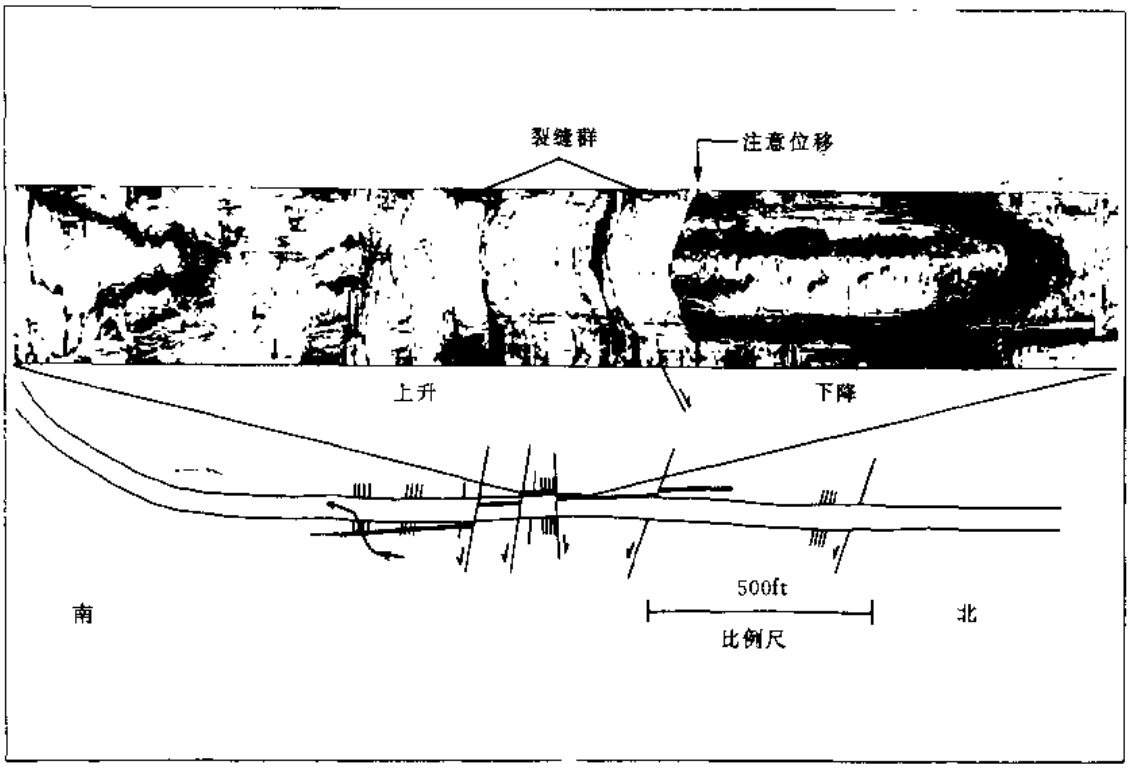


图 2－12　成象分析判别在水平井眼中断层的两个不同断块

评价技术如下：

(1) 钻井前，对裂缝分布敏感的地震测量是地震 S 波双折射。地震数据的分辨率对解决裂缝探测问题是不够精细的。

(2) 整个岩心提供了裂缝的直接信息和它与储层岩石相关的信息，但裂缝岩石（特别是张开缝的层段）的收获率很低且定位方法有时失败。注意：全岩心的矿化和擦痕面可以确定岩心的特征。但是，取心是昂贵的，并且预测要取心的实际裂缝段是困难的。其它问题是应力释放和钻井诱导裂缝都存在于岩心样品中。这两种类型裂缝的走向互相垂直。

(3) 常规的数控测井仪对含有裂缝的总孔隙度和电阻率变化很小的地层相对来说不敏感，使用常规的测井方法推测裂缝是基于更多的地区知识和经验。地层倾角、密度、自然伽马能谱、电阻率异常、声波波形和不规则井眼的指示是常用的一些方法。即使使用常规测井方法有较强的裂缝显示，要区别天然裂缝和诱导裂缝几乎是不可能的。

(4) 井下裂缝的方位是根据明显的井眼扩大确定的。这更多地是现代地应力的指示，天然裂缝与这种应力不一定相关。

(5) 已知产层间的对比基于估计的裂缝间距和开度宽度，如图 2－5 所示的裂缝基岩块模型。

(6) 非稳定井试井，压力脉冲和干扰试井揭示了裂缝和基岩对裂缝性储层的宏观流体流量的影响。产量测试，连同压力分析提供了泄油区内可能的裂缝存储能力的一些深入了解。干扰试井能进一步监视不同方位的不同裂缝的大小。

(7) 岩石露头向地质学家提供了一种直接观察岩石的手段，但在地面岩石所观察的特性通常不总与地下的岩石特性相关。

6. 成象测井识别天然和诱导裂缝的实例

1) 矿物充填裂缝

矿物裂缝能给出关于成岩作用过程可能较小地改变相关裂缝位置的有用信息，一些科学家注意到不同的充填矿物可能确定裂缝的年代。

矿物充填裂缝减少了纵向或垂向上的渗透率，建立了一个“薄的压实层”（kulcnder，1990），这些层带导致了孔隙度和渗透率的减小，认识它们对储层流体流动性质的影响程度是重要的。图2－13是孔隙度为18%的含油砂岩的成象资料，两条明亮的正弦波形是矿物充填裂缝。次生矿物充填的裂缝比周围砂岩有更强的反射，即充填矿物有较高的声波阻抗且代表较硬的岩石。这些闭合缝正如地面露头所示有不同的方位和平面角，闭合缝阻止砂岩层的横向泄油。作业者测试了储层，结果确认了该井有一个很有限的泄油区。

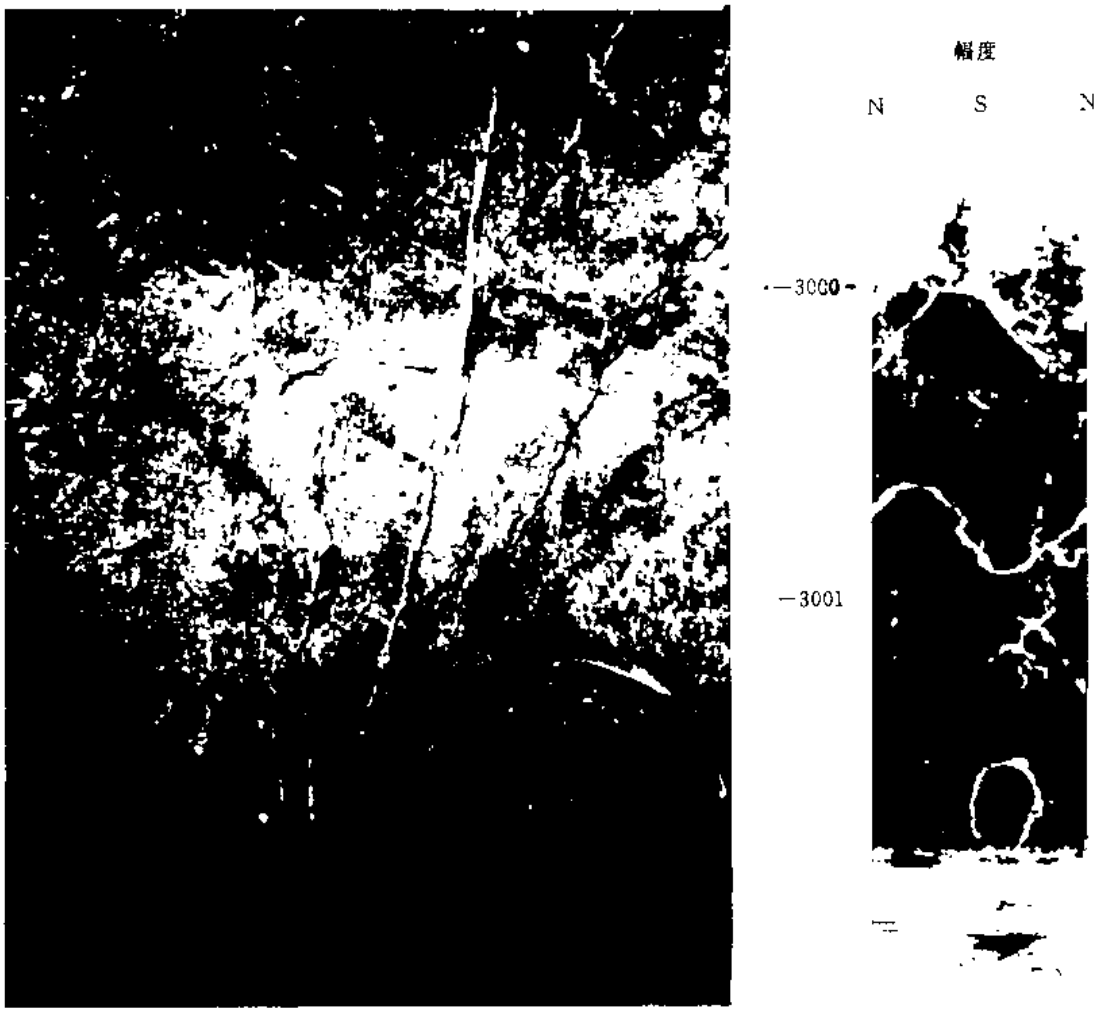


图2－13　在左边照片中显示的矿物充填裂缝与图象上显示的砂岩储层具有一样的岩性、一样的年代

2）水平井——具有断层的裂缝成象

利用钻杆传输测井系统在水平井环境中进行成象测井。在图1－12中，奥斯汀白垩层是水平井钻井的主要目标，类型1的裂缝性储层是在储层内裂缝提供了主要的孔隙度和渗透率。一口水平井从南到北穿过奥斯汀白垩层，遇到了东西走向的裂缝群，裂缝和断层的存在只是从井眼成象资料推导出的。出现在图象上的张开缝表示成一个较暗的正弦波，整个水平井成象显示了沿井眼的、与井眼相交的四个裂缝群，横向裂缝间距画在成象资料的下面。

注意：天然裂缝与断层不同，井壁内的水平泥岩薄层沿断层面被位移完全截断，图象右边较黑的水平带以“V”字形图形结束，它是一薄的泥岩层。“V”字形图形是由井横切泥岩和白垩层间的层界面所引起的，从“V”字形特征能计算出层界面的空间方位角。层界面倾角和方位的精度与井眼方位勘测提供的数据精度有关，诸如井眼方位和井斜。裂缝群存在于一个 10ft 的层段，张开缝和断层面有相同的方位，它使我们相信它们是东西走向的天然裂缝。在裂缝的上倾和下倾边剥落影响增强了裂缝的宽度。

3）无定向的天然裂缝

图 2－14 的成象资料显示了无特定方向的裂缝。这些裂缝表明自裂缝发育以来未曾有过水平应力各向异性，一些裂缝和缝合线有相似的特征，当较低等级的裂缝和较高等级开度较宽的裂缝相接时出现，这些天然裂缝的成因主要是由于构造非活动带的压实作用所致。

4）层界面增强的裂缝

突然的尖灭、方位改变、崩落的改变或诱导裂缝特征指示了接近断层/破裂带有残余应力或岩石强度改变的可能性。图 2－15 中的实例表明岩石强度的改变怎样产生不同的裂缝特征，上面的层带地层密度为 2.57g/cm^3，而下面的层带为 2.63g/cm^3，注意把方位的变化解释为岩石强度的改变。在下面层段的裂缝面倾角较小。在这个层，层厚 0.2in 的薄碳酸盐岩夹层和泥岩层能够被井眼成象测井所分辨。诱导裂缝不应误解为天然裂缝段；但是它们的存在增强了周围岩石和井眼的连通。

三、碳酸盐岩储层裂缝分布和连通性评价

1. 墨西哥裂缝性储层的测井实例

裂缝连通性评价的主要问题是区分天然裂缝和诱导裂缝（钻井引起的裂缝）。在碳酸盐岩中，诱导裂缝是由于钻井后井壁周围应力场减小而引起的，并沿着与卸载方向垂直的方向传播。钻井引起的诱导裂缝的延伸长度是地层应力和岩石强度的函数，因此，岩石的机械特性对诱导裂缝的分布起决定作用，灰质白云岩和白云质灰岩中的诱导裂缝通常比泥质灰岩多。

钻井引起的诱导裂缝有应力释放裂缝和张性裂缝两种，后者较前者延伸深度深。识别和区分这两种诱导裂缝不仅是为了确定哪种裂缝对产油有贡献，更重要的是评价井筒稳定性。与通常的井径相比，碳酸盐岩中天然裂缝的平均深度要大得多。然而，应力释放和张性裂缝对井眼周围应力再分布的影响更大，它对于计算一口井的破裂压力更重要。

这一实例综合应用井眼图象（FMI 和 ARI 图象）和从偶极子声波测井得到的机械特性，大大改善了对诱导裂缝的理解。

用电缆测井可以评价岩石力学性质、地层与泥浆压力、地应力等对各类裂缝的影响因素。综合全波声波测井资料及一些常规测井资料，如体积密度、伽马射线、中子和电阻率等，可以计算各种机械参数（杨氏模量、泊松比、体积模量和切变模量）。一旦确定了这些参数，就可以利用机械特性计算岩石的强度和应力特性。

井眼电成象仪器广泛地用于识别裂缝、孔洞等地质特征。微电阻率成象仪器 FMI/FMS 可提供很高的纵向分辨率，但其探测深度较浅。另一方面，方位电阻率成象仪器 ARI 产生中等纵向分辨率的图象，但其探测深度较深。

应力释放裂缝通常较浅，位于井眼周围的塑性形变层（R_p）内，仅能在微电阻率成象仪器 FMI 图象上见到。张性裂缝要深一些，常常超出塑性层（R_p）而进入弹性层（R_e），但由于其开度较小，也只能在 FMI 图象上识别出。天然裂缝则可以同时在微电阻率成象仪器 FMI 和方位电

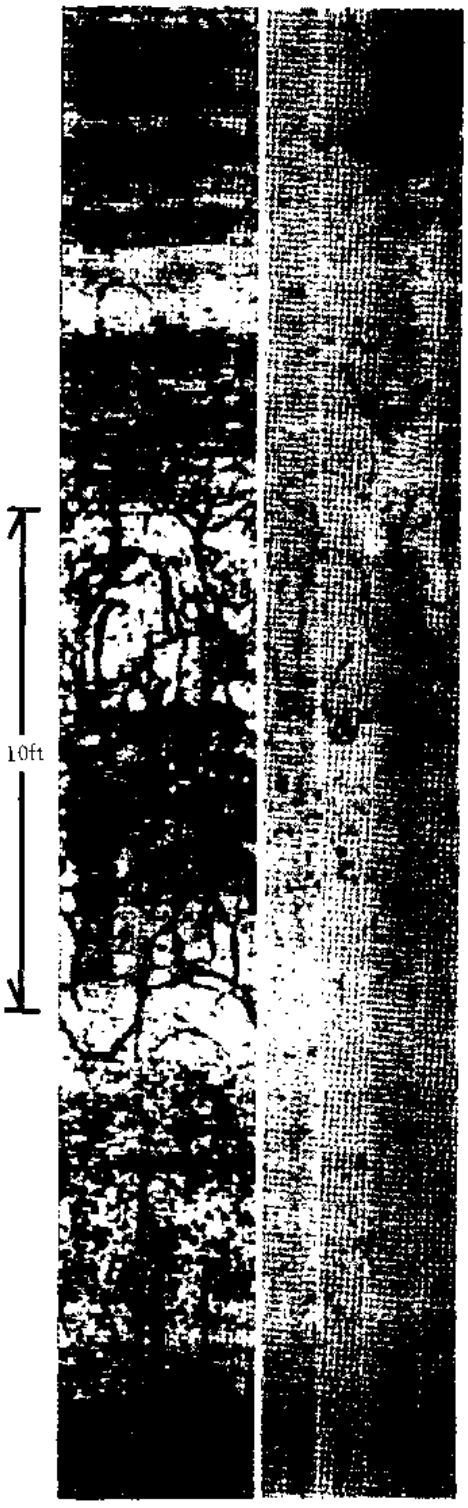


图2 14 没有特定方向的天然裂缝（压实）

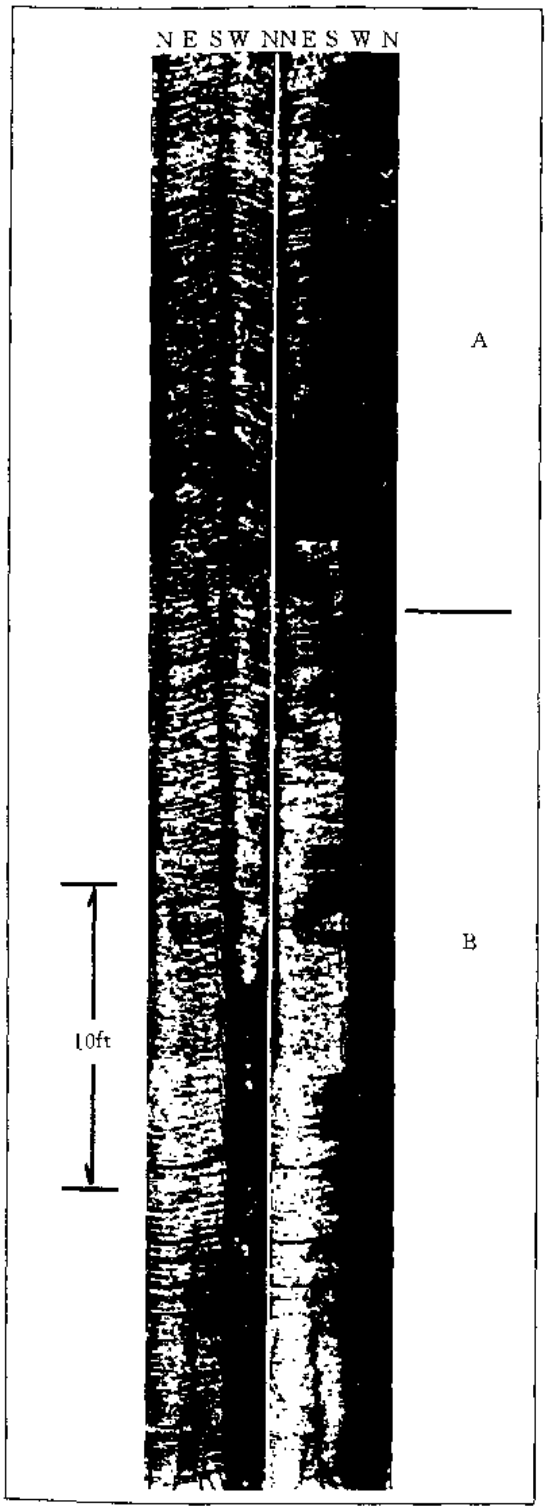


图 2－15 具有增强的地层界面的钻井诱导裂缝

阻率仪器 ARI 图象上识别出。

利用井眼成象和地层机械特性资料（由偶极子声波测井得到）对墨西哥陆地和海上的几口井进行了评价。

第一个实例来自墨西哥北部的一口井，其目的层是一个已发现含气层的背斜。用 ELAN^{TM}模型对附近一口井的岩石物理分析，剖面可描述为含白云质泥灰岩的砂泥岩和钙质骨架砂岩。在（图 2－16 中（X690～X710m）FMI 图象清楚地表明存在诱导裂缝，而在 ARI 的静态和动态图象上却没有迹象。在 X698m 处，FMI 和 ARI 图象上均可见到一条天然裂缝，呈正弦波图案（在裂

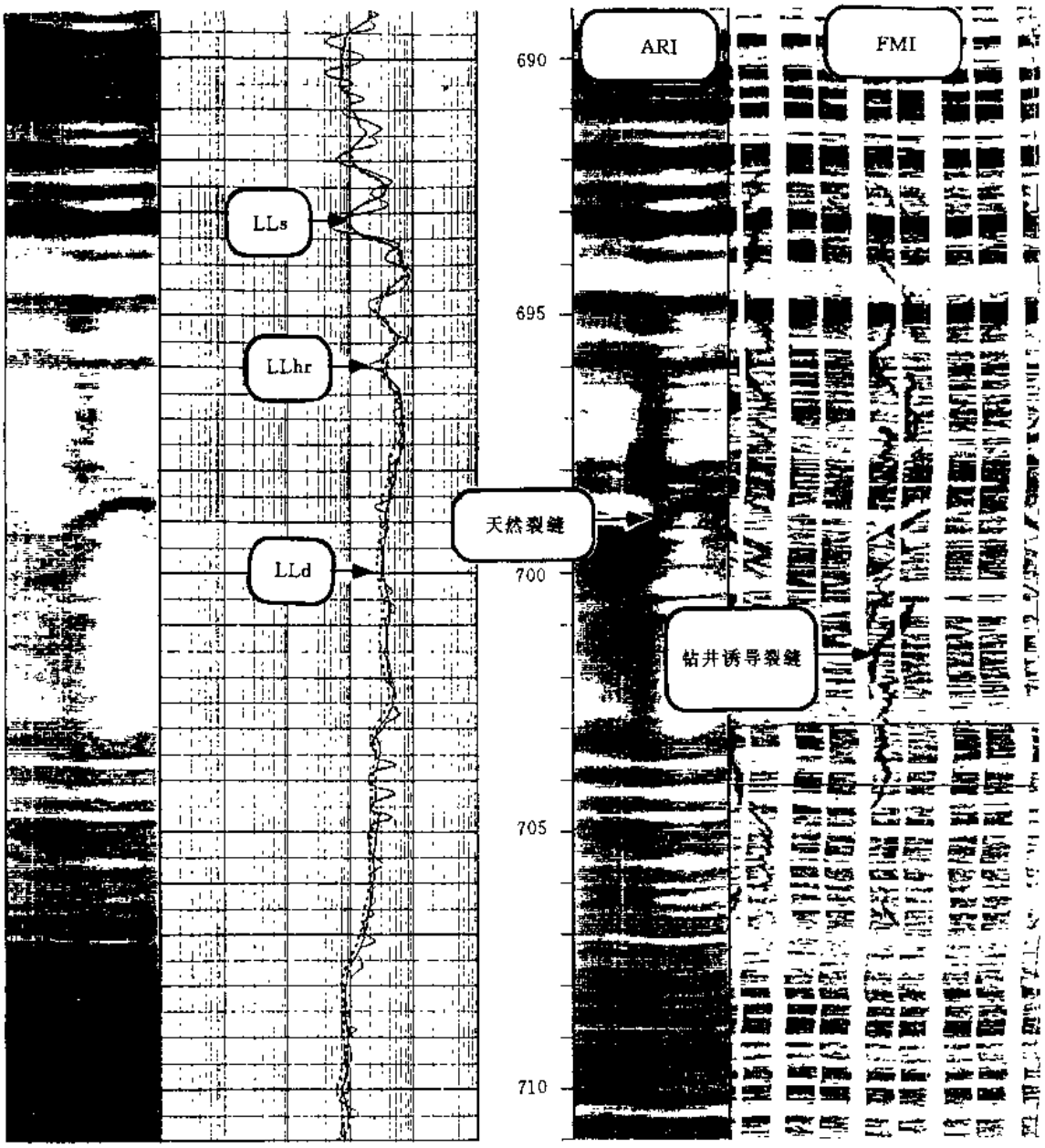


图 2－16　墨西哥北部地区的一口井实例

缝性沉积岩中通常见到)。这一剖面是用密度为 11 lb/gal 的水基泥浆钻开的。应力/强度剖面表明岩石压力从没有超过其张性破裂点，因而观察到的诱导裂缝是由应力释放产生的。

第二口井位于墨西哥南部，评价的剖面为复杂非均质砂质灰岩、粘土和白云质泥灰岩组成。图 2－17 显示了钻井诱导裂缝（X079～X084m）和 X084.5m 处的一条天然裂缝。LLd 和 LLs 曲线

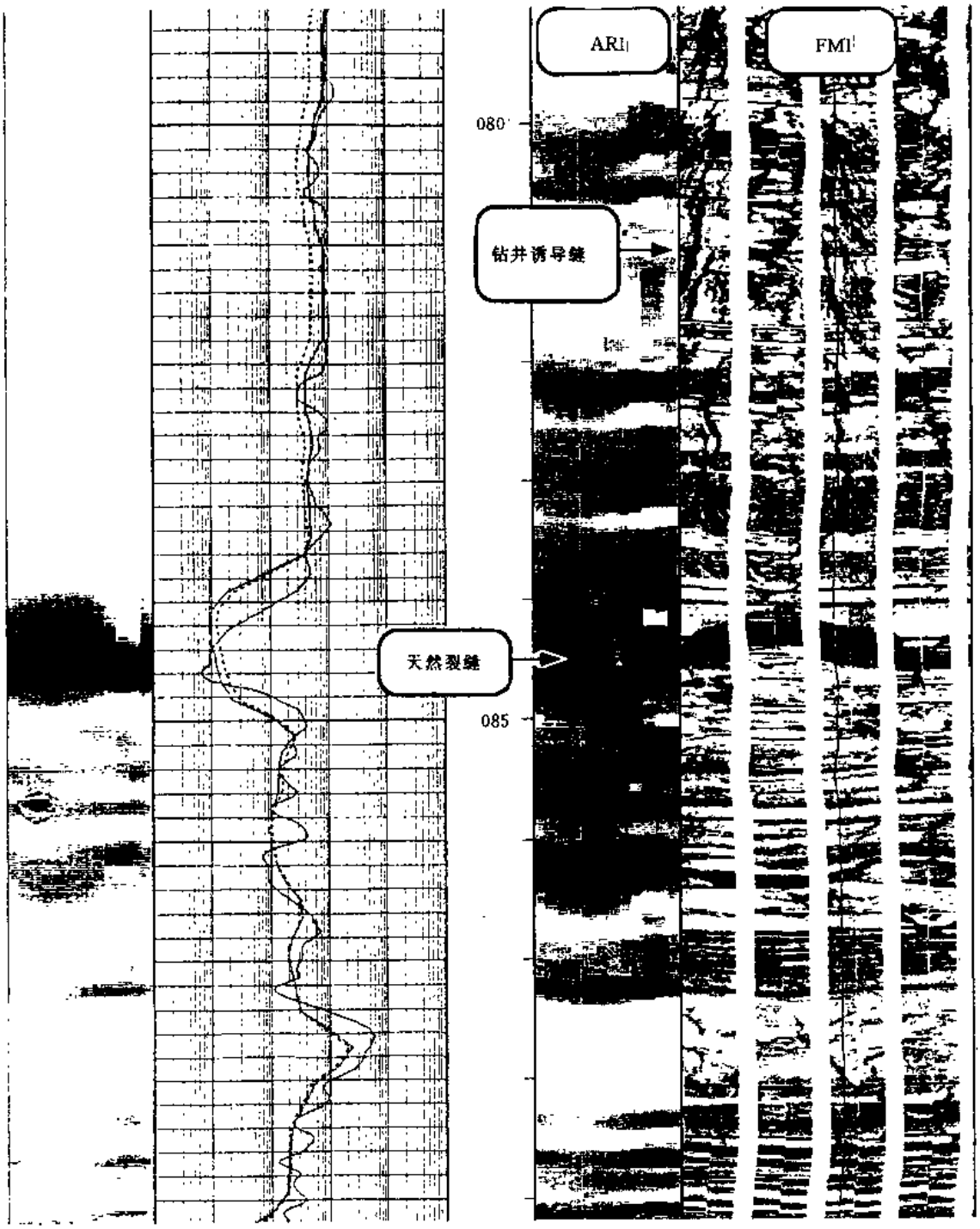


图 2－17　墨西哥南部地区的一口井实例

的分离表明裂缝充满钻井泥浆，但是岩石骨架几乎不渗透。钻井记录表明这一剖面是用密度为12lb/gal的水基泥浆钻的，首次出现井筒稳定性问题的迹象后，泥浆密度增加到14lb/gal，出现了泥浆循环漏失问题。岩石的强度和破裂压力已给出，这口井中，破裂压力与在不同深度的非渗透、非破裂地层中进行的漏失测试期间的压力响应有关。对比岩石破裂压力和岩石强度，弄清了岩石是由于张力而破裂的，因此观察到的裂缝是张性裂缝。

2. **裂缝储层中缝合线与裂缝的识别**

缝合线存在于任何沉积地层中，但在碳酸盐岩地层特别常见，在磨光的大理石面上能看见薄的、锯齿状“岩脉”。缝合线在岩石露头和岩心上是容易识别的，它在岩体之间作为一种不规则的不连续平面，也许是通过压力溶解作用机理在压实过程中形成的，或者是细粒状不溶解沉积物沿一些不规则缝富集而成。通常假定它们充当渗透性的薄阻挡层，但某些岩心测量结果证明：缝合线能形成渗透率，因此识别并评价它是否起渗透作用是油藏工程师的首要任务。

井眼成象技术已大大提高了对井下缝合线的识别能力。在FMI的图象上，它们通常以三种类型出现。第一类，一些缝合线呈现波浪状而稍显不规则面，由暗的因而是导电的物质（可以是粘土）所充填。第二类缝合线似乎具有亮颜色的伴生带，最可能是高阻的方解石。第三类缝合线清楚表明伴生着广泛的裂缝，由过量的上覆应力引起（图2－18）。

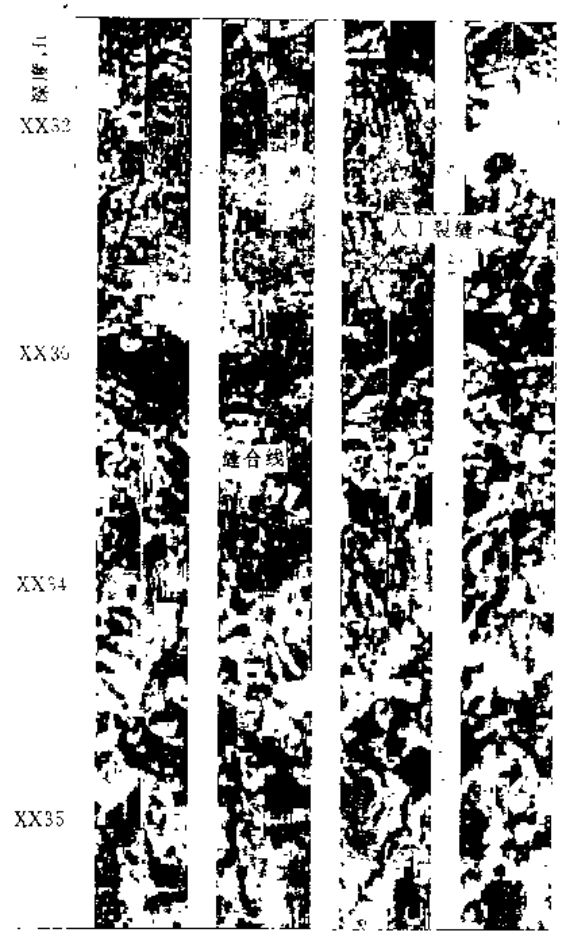
问题仍然是分清哪些缝合线形成渗透性薄阻挡层，哪些不形成阻挡层。由第三代电缆地层测试器（组件式地层动态测试器MDT）能够得到答案。与以前的电缆地层测试器不同，这种仪器允许在间隔达2.4m（8ft）的探头组之间测试，足够大的层段可跨过一条缝合线。最近在中东进行了这种测试，MDT测量指示以前假定是完全不渗透的缝合线，事实上可能部分对流体流动是导通的。

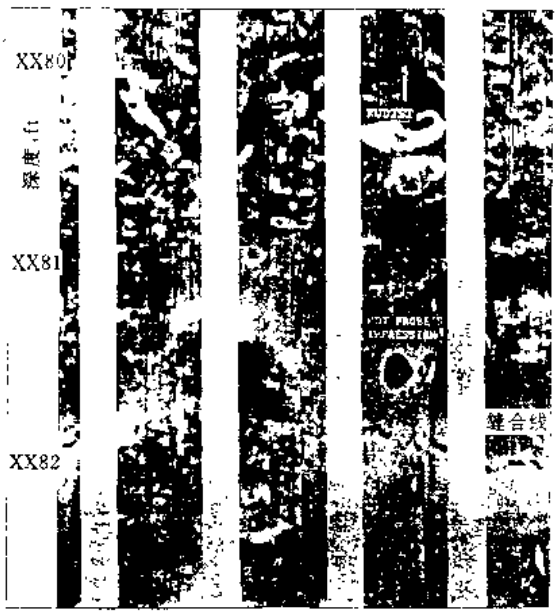
缝合线一般阻碍流体流动，裂缝几乎总是对流动给以改善。的确，一些储层特别是碳酸盐岩储层，只有依靠裂缝才能达到商业化开采的水平。成象测井出现之前，探测裂缝是困难的，而对裂缝特征进行表征描述几乎是不可能的。由于引用FMI和DSI两种测井仪，这种形势得到了明显的改善。在裂缝探测中，新近引用的方位电阻率成象仪ART也起了重要作用。

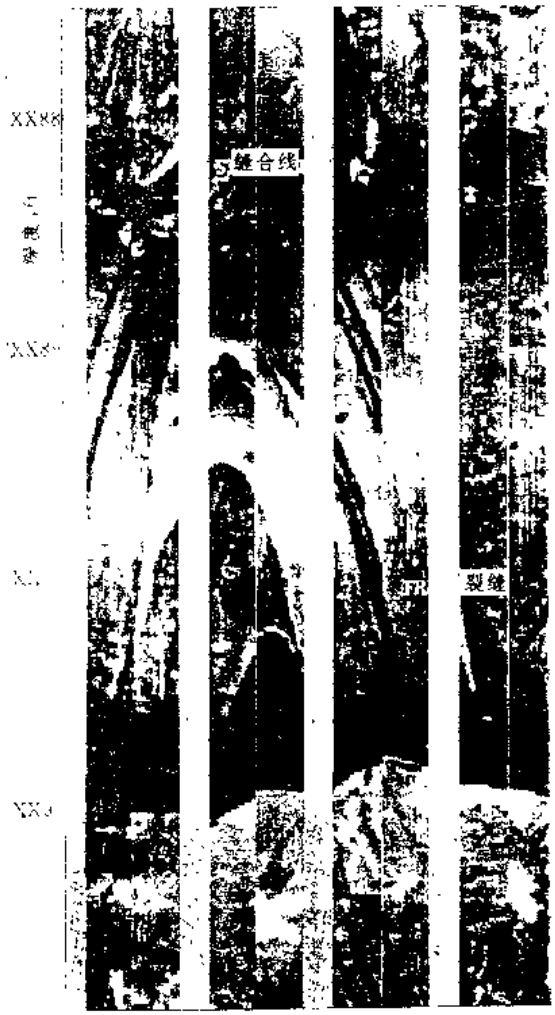
在FMI图象上，能够识别由侵入的高电导率水基泥浆充满的张开裂缝。它呈暗色通常是正弦波形。利用Frac View交互图象处理，解释人员能准确地定位裂缝，计算裂缝倾角和方位，评价在井眼的裂缝空间密度。增加对图象上裂缝附近电阻率分析也能得出关于裂缝开度的估算（图2－19）。

用FMI电阻率成象进行裂缝解释时应注意：首先，计算的裂缝开度受原始充填裂缝的流体的影响，在含水层段的裂缝看起来比含油气层段的裂缝张开的大一些。怀疑是侵入流体未能排出裂缝壁上所有油气，因此使电阻率成象技术观察的裂缝看起来比较细。在用水平井增加采油量的正在开发的衰竭碳酸盐岩油田中，已很好地利用这种现象识别可能形成水突进的裂缝。别外，FMI仪器是一种探测相对浅的测量仪，这限制了仪器对贡献于油藏动态产能的天然裂缝和不贡献于油藏动态产能的钻井诱导裂缝的区分能力。某些类型的钻井诱导裂缝是容易由其几何形状加以识别的，例如走向垂直于最小水平应力的垂直裂缝，它们在一长井段上贯穿于垂直井眼。然而，非垂直的钻井诱导裂缝是难于区分的，可能容易和天然裂缝相混淆，在大斜度井和水平井中裂缝识别仍然很困难。

方位电阻率测井ARI测井仪提供一种增大的探测深度，但其分辨率较低，因此探测出来的裂缝比较少。然而，ARI图象处理虽然不能清楚的确定裂缝深度和开度，却可提供这两个参数的某些线索。两个参数是原生的和相互关联，所以仪器对裂缝的响应使得一旦确定了其中之一，便可


XX32
XX33
XX34
XX35
人工裂缝
缝合线


XX80
XX81
XX82
缝合线


XX86
缝合线
裂缝

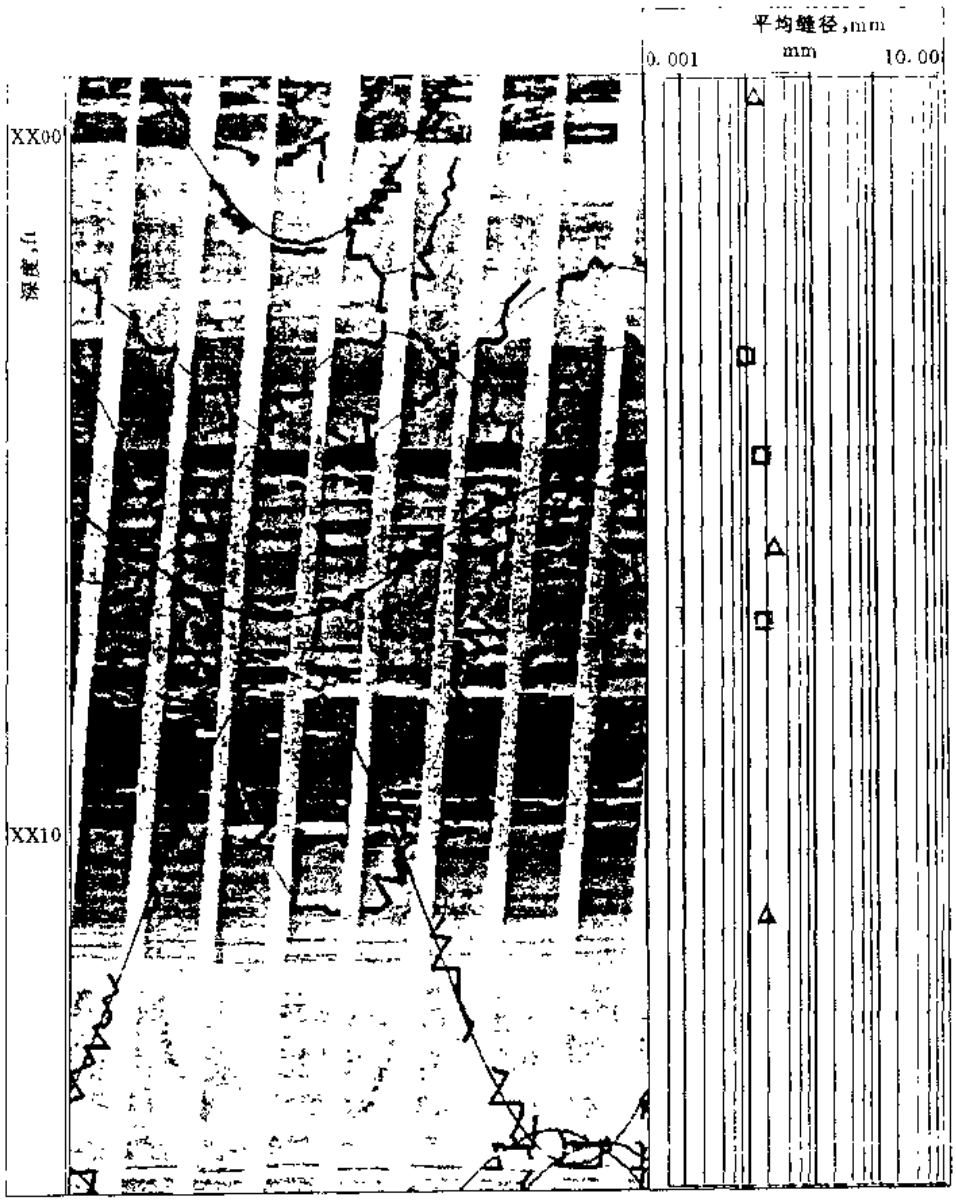


图 2－19

评价另一个参数。

偶极声波测井 DSI 仪器有更大的探测深度，可达到几米。用 DSI 通过应用斯通利波探测张开裂缝。然而沿井轴的分辨率有相当大的降低，降为 1.5m（4.9ft），把间隔相近的一些裂缝显示为单一裂缝。和 FMI 测量相似，斯通利波测量可以估算裂缝开度，可是这实际上代表几条相邻裂缝的累加开度。在英国一个废物处理场地的变质火山岩中，由这两种技术评价裂缝开度进行比较，发现符合很好。

四、用声波横波测井确定地层的裂缝强度和产能

加州 Monterey 地层含有少量原生孔隙，占主导地位的孔隙度－渗透率系统来自发育的裂缝，它是由于背斜构造中水平应力的作用，以及岩性的力学性质所致。常规的测井解释对此层间发育

裂缝的解释比较困难。通过692ft岩心的分析与研究，声波波形模式与裂缝强度之间有较好的相关性。靠纵波、横波速度随岩性变化时，横波幅度显示出比纵波幅度更大范围的变化，并与裂缝强度相对应。

1. 岩性

Monterey地层由页岩、泥岩、钠钙柱高岭石、燧石和白云岩组成，这些岩石通常是薄层状的，但可能是块状分布的，尤其是钠钙柱高岭石，正如在B－2井和本地区其它井的录井描述中看到的。Monterey地层的原始沉积为硅藻（硅质）和有孔虫的层，具有大量细粒陆源岩屑。成岩作用将原始薄层状沉积岩改造燧石、钠钙柱高岭石、硅质泥岩、页岩和白云岩。

裂缝的大小和产状受岩性影响。对B－2井岩心的检查表明，富有弹性的块状泥岩不象有些破裂角砾化燧石那样裂缝发育。泥岩中的裂缝通常是分离的，沿层边界延续。岩心中的其它岩性趋向于有较短的裂缝，在层边界处终止。

用自然伽马测井（无铀）、中子、密度测井和光电效应测井，由聚类分析程序得到的岩性测井图给出了四种主要岩性，泥岩、高岭石、燧石、白云岩。

2. 测井响应

声波波形清楚地显示出它对裂缝强度的响应最好，尤其是在一个很厚的储层中以宽带的角度看。由倾角测井计算的一致性和随机性倾角之间的变化也可以指示裂缝响应，如图2－20第5道的蝌蚪图所示。

中感应与深感应测井曲线之间的差异指示的侵入剖面能反映Montery地层裂缝带的渗透率。两条曲线差异越大，意味着渗透率越大，当两条曲线重合时，则表明是致密地层。当MSFL读数明显低于ILM，并且ILM和ILD之间存在侵入剖面时，MSFL能指示渗透率/裂缝。当MSFL读数比ILD低一个数量级时，裂缝尤其明显。MSFL上的尖峰也能指示裂缝存在，这可能是由MSFL极板对着一个大裂缝处读数时引起的。感应测井曲线差异的变化是裂缝强度的函数，并与后面介绍的声波波形幅度法对比得很好。

体积密度，特别是密度校正（DCOR）尖峰（图2－21第2道）已在其它地层中非常成功地解释为裂缝，但在Montery地层对裂缝的响应并不特别有用。

地层倾角仪能以两种方式指示裂缝。首先，对比四个极板上的电导率曲线能指示由一个或多个电极对着裂缝引起的读数异常（这项技术在本地区效果不好）。其次，计算倾角之后，如果倾角方位随机性较强，倾角变化较大，就表明存在裂缝而不是层面（例如图2－20第5道的7424～7705ft）。

在每口开发井中都进行了自然伽马能谱测井，测量钍、钾和铀对伽马射线的贡献。在Montery地层，探测铀富集带并不必然意味着裂缝带的存在。在这地层富集铀有机物的高浓度不能使自然伽马能谱测井作为裂缝指示器。介电测井（电磁波传播仪）没能对裂缝作有效的响应，在B－2井之后就从测井程序中取消了。核磁测井在理论上对流体可动性有响应，可以区分重油与轻油及水。然而其响应在Montery地层一般难以解释，在B－2井之后也不再使用了。

3. 声波波形

图2－21所示是发射器与接收器相距为10ft的记录的声波波形。只给出了记录长度为5ms波形中的2.0ms段。每英尺记录一次波形，以真幅度存储，以消除测井时增益变化的影响。但是，作图时对每一个波形进行幅度归一化，而不是对全井段的波形进行归一化。纵波、横波、斯通利波的波至检测是在最初的过零点进行的。在过去25年的文献里已认识到裂缝地层的存在会导致纵波、横波幅度变弱。这种定性探测裂缝的技术涉及到由变密度测井（VDL）或横波与纵波幅度

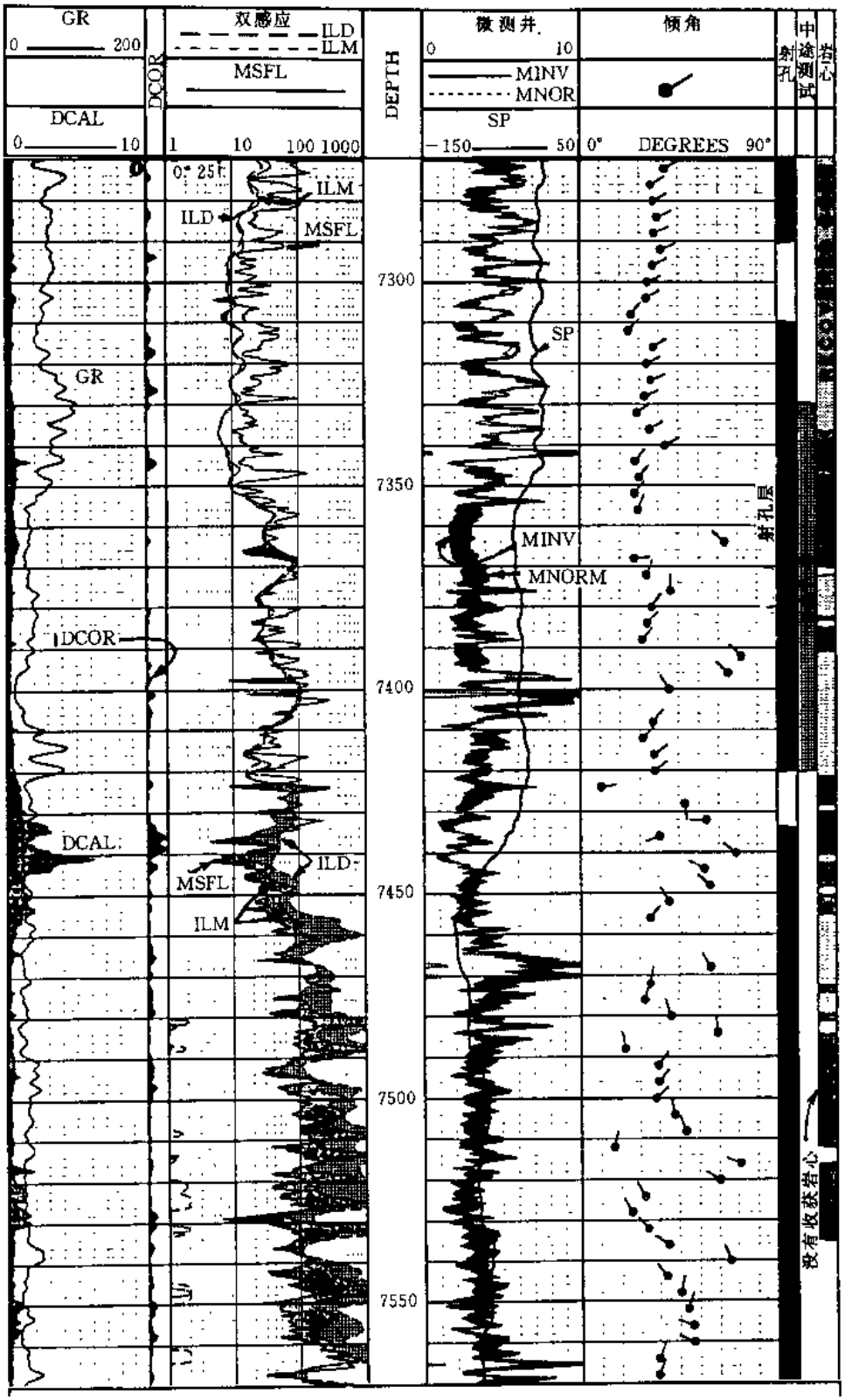


图 2－20　显示渗透率/裂缝的常规测井指示器裂缝测井图，位于倾角矢量图旁边

测井曲线识别裂缝带，目的是用于射孔层段选择。

声波全波上的纵波、横波和斯通利波其到达时间（速度）或幅度的变化都与裂缝带有不同程度的响应关系。速度变化主要受岩性影响，岩性又影响裂缝的大小和产状。幅度变化直接与裂缝数量有关。可以看到几种不同的波形模式，它们与 B－2 井取心段裂缝产状和强度的明显变化相对应。理论上，纵波主要受垂直裂缝影响，横波主要受水平裂缝影响。斯通利波（管波）沿井壁传播，与地层渗透率有关，在 Montery 地层它主要受裂缝影响。然而，在 Montery 地层这样复杂的裂缝系统中，这些波还会受到密度不同的两个地层边界的影响。横波更容易受到影响，因为它不在流体中传播。在 B－2 井中，裂缝带引起的横波幅度衰减通常比纵波或斯通利波幅度衰减更大。

图 2－21 所示的四种不同声波波形模式包括：纵、横波都不存在的模式 A，纵、横波波形幅度都很低的模式 B，纵波幅度较低、横波幅度中等的模式 C 和纵、横波幅度中等到高的模式 D。图 2－21 旁边对应每一种模式的裂缝间距由岩心测量得到，然后与横波幅度进行相关。比较这四种波形模式，显然横波幅度比纵波幅度波动更大。这种波动差异的主要原因是横波不能沿充填流体的裂缝传播。因为井眼条件较好，井径很少大于 8.5in 钻头尺寸，并且上述四个层位的岩性主要是快速地层（燧石、白云岩、高岭石），因此横波幅度直接与裂缝强度相关，而与井眼冲蚀和泥质影响无关。除了水泥胶结质量外还要求留有 15～25ft 的空白带，纵波和横波的幅度衰减程度是这一地区 B－2 井和所有其它井选择射孔段的主要依据。

4. 地层微电阻率扫描仪

地层微电阻率扫描仪（FMS）用于 Montery 地层的储层特征描述时效果不好，这是因为在裂缝发育的井段，仪器对井眼的统计覆盖率较差，缺乏可解释的图象。只有两个极板装有电极系（极板 3 和 4），使得对井眼的覆盖范围有限。

FMS 图象已成功地用于本地区的构造解释，帮助识别褶皱几何特征和断层形成的角砾层。FMS 图象在确定裂缝特征时遇到了一些严重限制，如矿物充填作用的程度，小裂缝的识别，以及裂缝与缝合线的区分。从 FMS 图象获得的有限裂缝趋势分析和岩层方位图岩心和倾角资料符合得很好。唯一的例外是在识别走向与岩层平行或亚平行的裂缝和确定裂缝数目时，尽管在岩心中统计的裂缝比在 FMS 图象中看到的多 18 倍，裂缝方位的总体模式是一样的。

5. 岩心

对 B－2 井 692ft 岩心的分析揭示了有关 Montery 地层岩性变化和裂缝系统的重要信息。岩心对应图图 2－21 的四种裂缝强度模式，旁边是 FMS 图像。图中标出了取心段。在 7337ft 以上几乎是 100%的岩心收获率，在声波波形测井图上纵波和横波幅度相应明显减弱。从 7337ft 到 7535ft，岩心收获率低，在此深度以下停止了取心工作。

岩心表明裂缝差别程度与不同波形模式井段有较好的相关性。高角砾化和破裂燧石里的裂缝具有 0.1～1.0cm 的裂缝间距。部分角砾化燧石的裂缝具有 1.0～4.0cm 的裂缝间距。较少角砾化燧石的裂缝具有 4～10cm 的裂缝间距。交互层高岭石、燧石和白云岩的裂缝具有 10～100cm 的裂缝间距。强烈裂缝带的岩心照片图实际上并不能代表所发生的角砾化作用和破裂作用的真实特性。许多岩心样品破碎得只好收集在塑料袋里，部分重新组装成沥青砂的样子。通常在以燧石为主的岩心段，裂缝是最强烈的。然而裂缝强度在燧石相里的明显变化表明裂缝强度还有其它控制因素，也许是主要因素，如构造位置、褶皱程度和断层。

DST 第 3 次作业的结果证明取心收获率为 50%的井段是最有生产能力的，并指出：（1）强烈裂缝带和多裂缝带，象在声波波形测井图和其它测井响应上看到的那样，是渗透性最好的；（2）

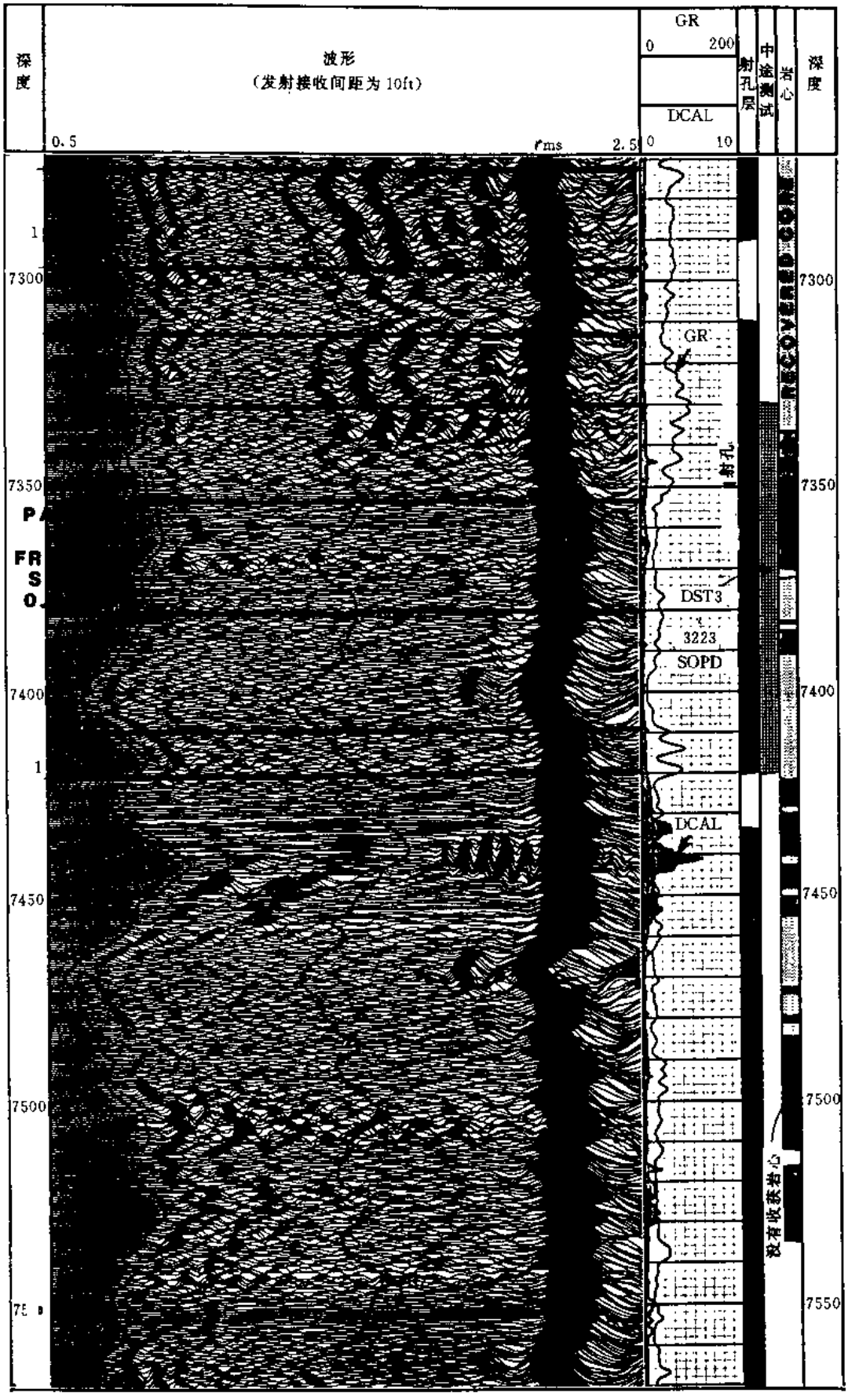


图 2－21　全波列声波波形显示出四种不同的波形模式

岩心本身实际上并不能代表储层的最好部分。因此，测井响应特别是声波波形测井图证明是这几口井和本地区其它井中描述裂缝程度最有用的方法。

6. 裂缝强度

为了定量描述整个测井井段裂缝强度的变化程度，有必要计算从横波波至（初始过零点）开始的 200μs 窗长范围的横波幅度，横波波至是通过手工拾取然后数字化的（图 2－22 的第 1 道）。对此时窗的绝对幅度值的平方根进行平均，如图 2－22 第 2 道所示（对纵波幅度也作了计算）。为了在一口井中更好地比较，在最低幅度（对 0.1～1.0cm 间距取为 0）和最高幅度（对 10～100cm 间距取 100）之间用外推法对横波幅度作了归一化，绘于图 2－22 的第 3 道，这与用自然伽马计算泥质体积相似。这种归一化的横波幅度也可以称为“裂缝强度指数”。由于这种同年代的一批声波仪器没有刻度，象示例中的密度仪一样，因此这项技术还能使各井之间更切实际地进行横波幅度（裂缝强度）的对比。

为了定义由波形图和岩心展示的四种裂缝模式，对归一化横波幅度曲线的每 25%点进行截断。这种划分尽管有些任意性，但能近似表示与岩心和四种波形模式相关性较好的四种裂缝强度等级。这种分类概括如下：

声波波形模式	归一化横波幅度	裂缝强度的主观描述	裂缝间距的定量
模式 A	0～25	（发育）强烈裂缝（角砾化/破裂化）	0.1～1.0cm 间距
模式 B	25～50	多裂缝（大量裂缝）	1.0～4cm 间距
模式 C	50～75	中等裂缝（几条可数裂缝）	4～10cm 间距
模式 D	75～100	轻微或无裂缝（很少见裂缝）	10～100cm 间距

7. 测试资料

在 B－2 井过套管进行了中途测试（DST），强烈缝占主导的层段（3 号）和多裂缝占主导的层（2 号）显示前一个层位结果更好，它们有相似厚度和相似的常规测井响应、含水饱和度和孔隙度值。尽管岩性测井显示了 3 号井段是燧石为主的，而 2 号井段是白云岩为主的。然而，图 2－21 中声波波形上出现的差异表明 3 号层段比 2 号层段的幅度衰减更多。这种特性在图 2－22 的第 3 道更明显，产能更好的 3 号层位的归一化横波幅度低于 25（强烈裂缝），而产能较差的 2 号层位的归一化横波幅度在 25～50 范围（多裂缝）。

8. 生产测井

在两口 Hermsa 平台井中（包括 B－2）和两口井 Hidalgo 平台井中获得了生产测井曲线。在 B－2 井中，生产测井是在流量分别控制为 2700BOPD 和 4340BOPD 的两个期间获得的，计算了每天每个层位流入的流体与每天整口井产生的总流体的比率，结果非常相似。

大多数流体来自裂缝间距为 0.1～1.0cm 的强烈裂缝。B－2 井射孔段的横波和纵波幅度衰减较小，没有流量的层位即裂缝间距在 4～10cm 的中等裂缝和 10～100cm 的轻微或无裂缝层位，除了入口 1 以及入口 2 的上部。一些在多裂缝和强裂缝井段射孔没有流量的层位（例如 2 号井段），可能是由于地层损害所致。这些层应该进行激励，并重新测井以验证生产能力。

五、成象测井在 SYU 油田裂缝性燧石与白云岩储层中的应用

SYU 油田位于美国加里福尼亚近海的圣巴巴拉海峡西部，EXXON 公司在此建立了三个平台，1993 年在 HARMONY 及 Heritage 平台上打井。

SYU 的主要储层是中新代的蒙特罗地层。此地层的原始沉积为中新统中后期深海厌氧环境下的沉积的硅藻土和有孔虫类薄层沉积物，随着后续沉积及成岩作用，厚层的蛋白石和灰岩沉积渐

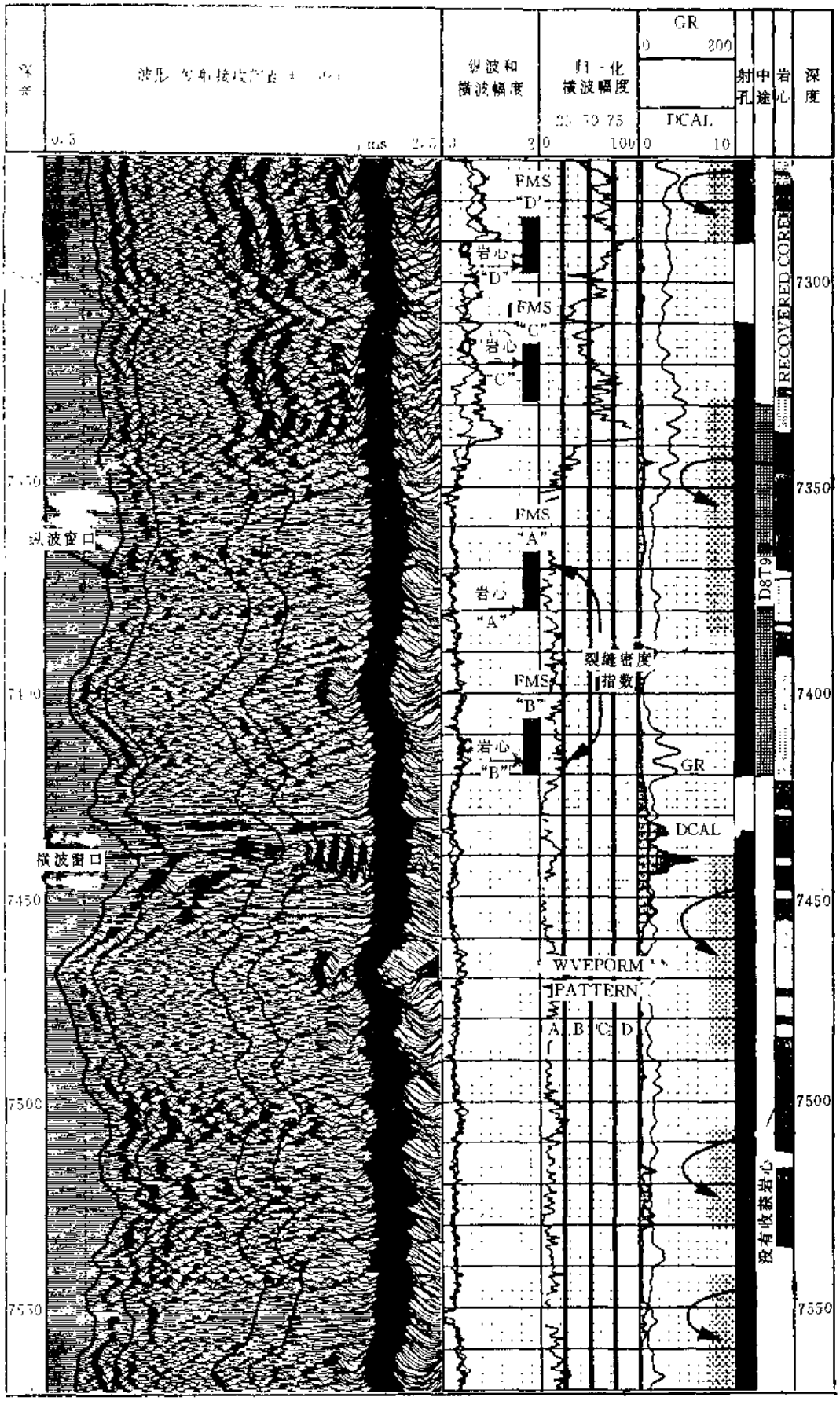


图 2 - 22　从 0.2ms 横波时窗得到的归一化横波幅度曲线（裂缝强度指数）

变为遂石、白云岩、石灰岩、高岭石沉积和硅质、泥质的薄层（见图 2－23)。中新统后期开始，转换海相的区域构造作用使本区形成了一系列东西走向的背斜，一条大断层及伴生的裂缝网络。储层中可采储量的大部分储存在裂缝中。裂缝的分布受岩性和构造位置控制，如图 2－23 中（在工作站上用岩心照片与成象测井综合解释)．大量裂缝产生在基岩孔隙度相对较低的燧石层中，而在孔隙度较高的高岭石地层中很少见裂缝。

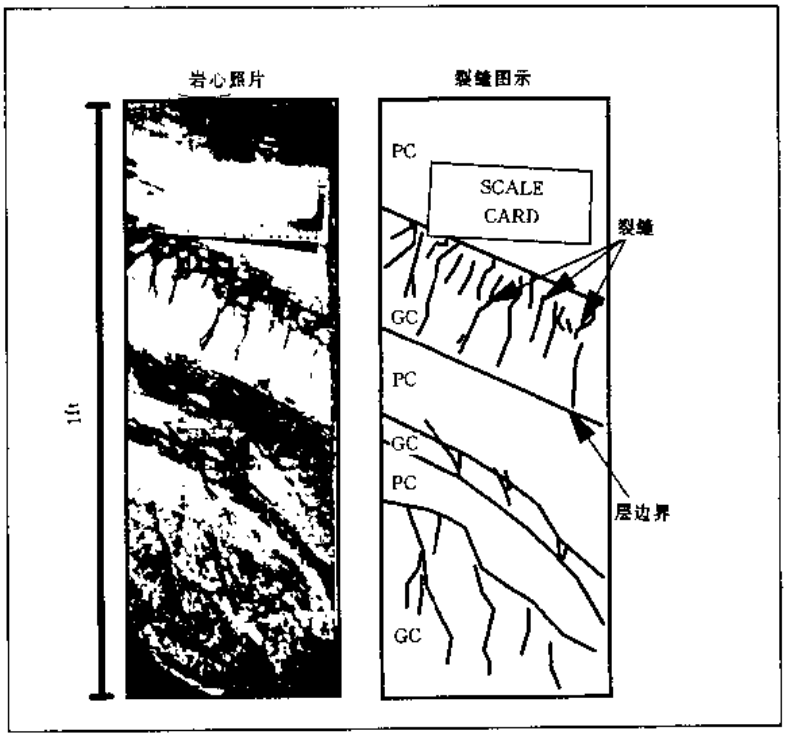


图 2－23　蒙特罗地层岩心照片（左）和裂缝图示（右)。低基质孔隙的“玻璃质”燧石（GC）地层具有发育的裂缝，而其围岩高岭石地层则无裂缝

蒙特罗地层评价的主要目标是精细描述储层的裂缝网系统，这对油田开发的各个阶段及最终储量估算都有作用。这里介绍了一种用井眼电成象描述地层天然裂缝的技术。

1. 方　法

在 Harmony 及 Heritage 平台，井眼电成象测井作为必测资料，应用特定图象资料分析程序，对裂缝密度、构造、走向等进行分析，评价方法如下：

（1）将未聚焦、未刻度的成象测井的电导率曲线进行深度校正，并用一条与之深度取齐的浅电阻率曲线进行刻度。“换算”后的电导率曲线在整个测井段成为静态规范化曲线。

（2）利用斯仑贝谢 Geoguest 研制的 FMS/FMI 图象分析软件，对“刻度过”的图象进行天然裂缝追索。Luthi 等人分别在 1990，1992 年描述过这种统计分析法，在追索中，假设对充分滤波平面上平行的无限延伸天然裂缝，用此软件可求出如视裂缝密度，裂缝延伸长度，裂缝视孔隙度等参数。图 2－24 示意性地表示了追索方法，并指出低孔隙度的燧石层和白云岩的裂缝明显是很发育的。

当裂缝张开度太小（小于 0.01mm）时，电成象测井可能探测不到。而且裂缝密度显然和构造位置关系密切，因此必须进行详细的构造分析。开发的一套裂缝分析软件，褶皱、断层及断层带可直接从成象测井得到解释，或间接的从成名象测井得到的地层倾角突然发生不连续处得到解

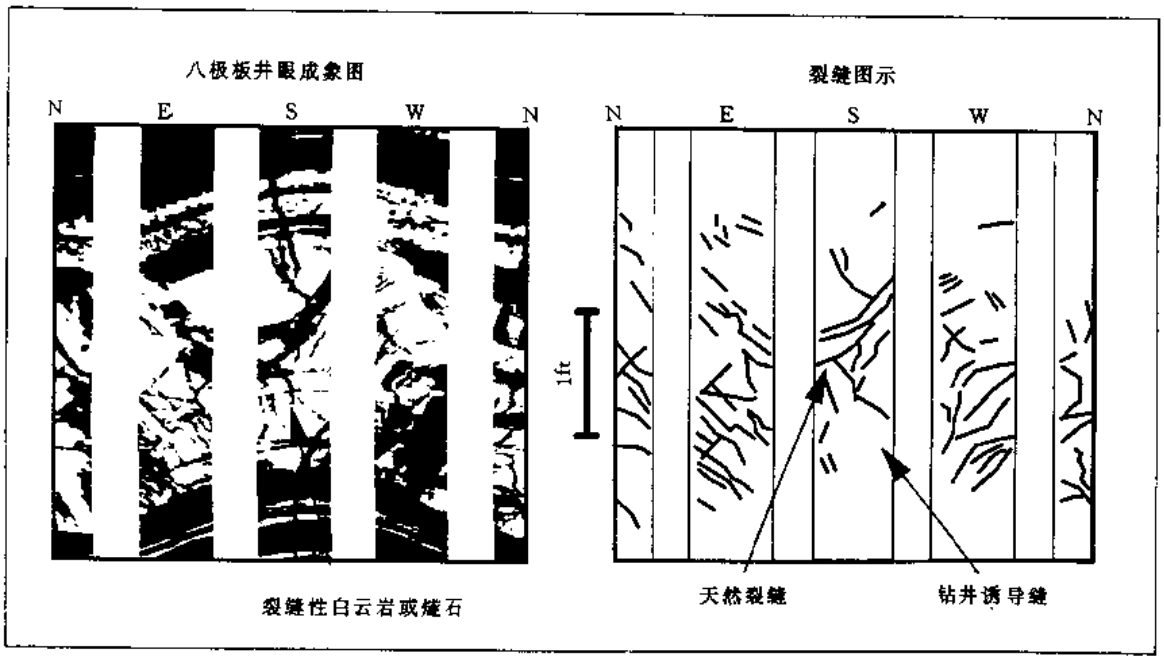


图 2－24　八极板井眼成象图（右）和裂缝图示（右），低基质孔隙度（白色）的白云岩或燧石层具有较发育的裂缝，其上下用岩是高基质孔隙度（暗色）的高岭石地层，它没有裂缝

释（如图 2－25）

用统计分析法分析裂缝方位，通常用于分析井眼可能的泄油面积（如图 2－26）。分析过程中构造倾角是否去除要看用户的应用要求。

2. 结　果

目前，能用于井眼成象和岩心对比分析裂缝的资料相对较少。本文只有一口井的双极板电成象资料可用。该井的井眼成象测井分析得到的累加裂缝密度和详细的岩心描述的累加裂缝数据与生产测井进行分析，吸液点是根据生产测井而解释的（图 2－27）。在上测、下测转子流量测量曲线间差异增大和在曲线陡度变化很大的地方，流体温度亦发生剧变，即由于地层内气体逸出导致流体温度迅速下降。

本例中，根据生产测井解释的产液剖面与岩心描述的累积裂缝密度及成象测井分析的裂缝密度，都具有很好的相关性。事实上，在图 2－24 分析的井段，成象测井分析的裂缝密度和生产测井的产液剖面特征相关性更好，这也说明只有充分张开的裂缝，有生产能力的裂缝构造解释能通过成象分析方法分析出来。

如图 2－25 所示，由成象测井解释的构造倾角数据优于地层倾角测井计算机解释成果，成象测井解释的倾角点子更集中，易于识别有效的构造特征。至今在 Hormony 和 Heritage 钻井的裂缝方位数据如图 2－26 所示，几乎是一致的具有北北东或南南西走向，支持椭圆泄油模式。这和附近某油田先期的井资料具有可对比性。因本区的裂缝方位和油田的主褶皱近似垂直，且与现代的最大压应力方向具有一致的趋势，本区大部分裂缝具张性节理。

3. 讨　论

除了成象测井对完井设计及井位规划的作用外，使用成象测井有可能提高油田开发中后期的效果。如日常的裂缝方位分析，可能对那些被忽略掉的储量提供信息。通过岩心的裂缝及岩相描述和成象测井分析的裂缝，岩相的对比可归位岩心，由成象测井得到的构造解释中可确定地层真

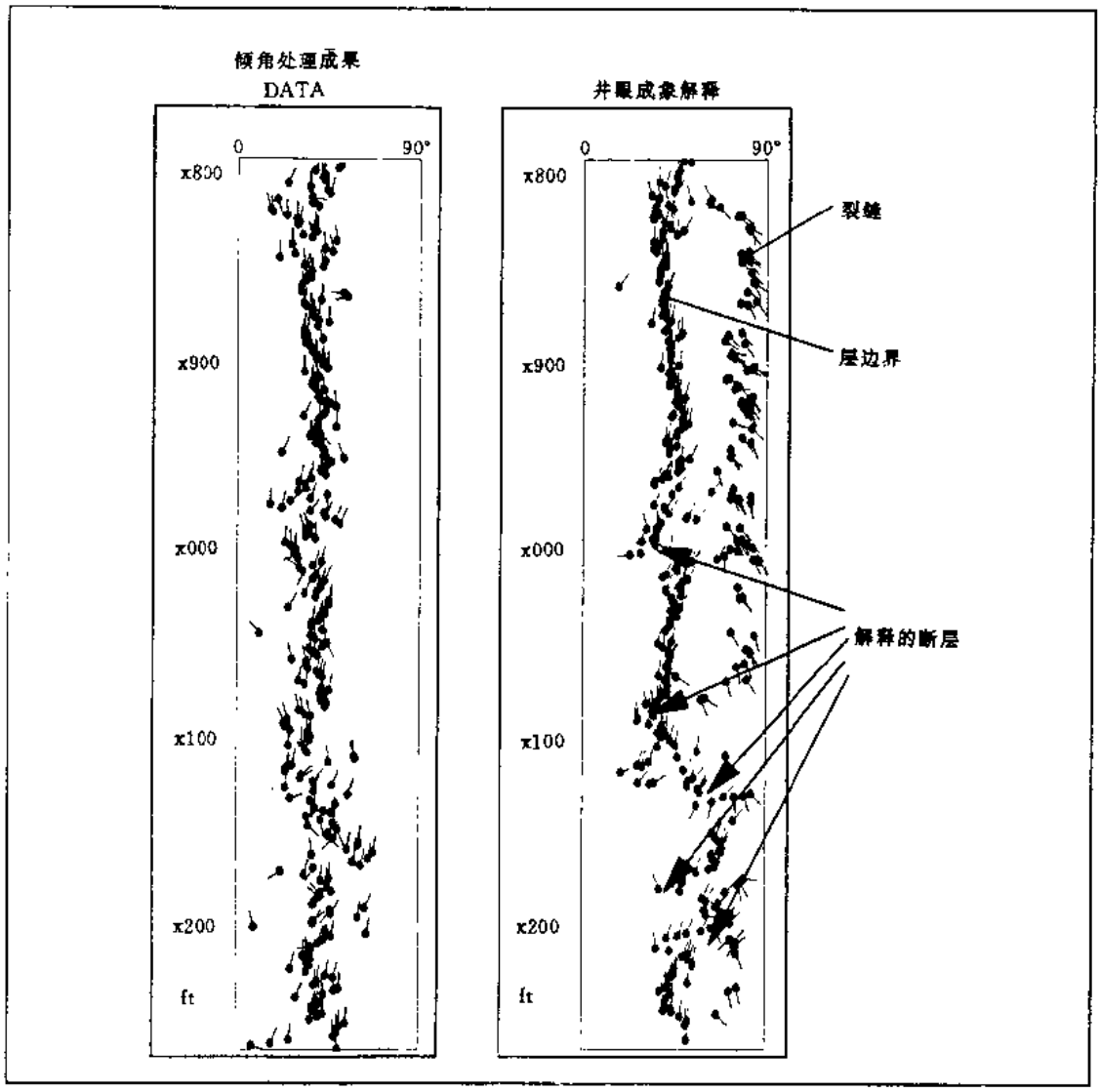


图 2－25　地层倾角测井处理成果和井眼成象倾角处理成果对比图（550ft）

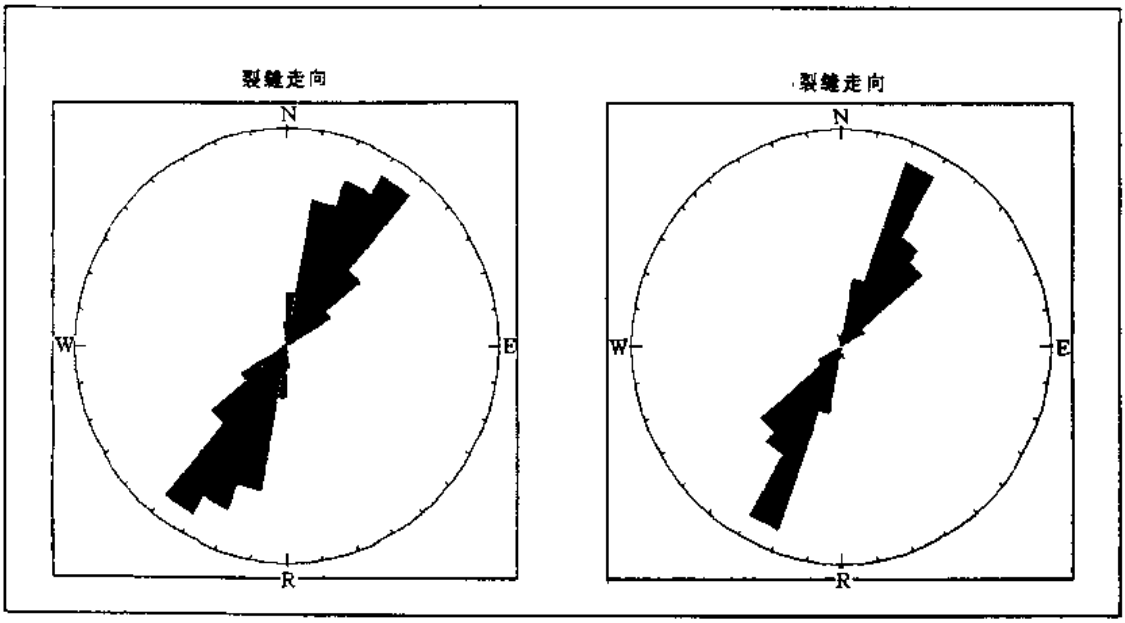


图 2－26　SYU 油田两个平台钻井裂缝走向图显示出一致的北—北北东到南—南南西走向

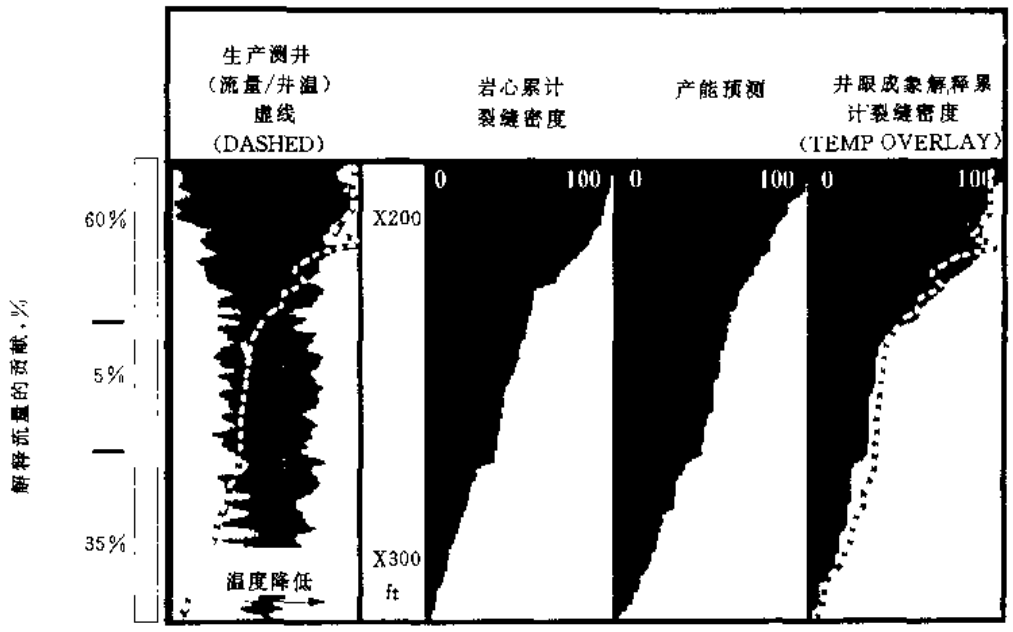


图 2-27 从生产测井（转子流量计）/井温（左 1 道）、岩心累积裂缝密度（左 2 道）、产能预测（左 3 道）及井眼成象累积裂缝密度（右 1 道）等解释流量贡献的对比

厚度进而改进储量评价。

近来，继续在 Harmony 和 Heritage 平台开发钻井为我们提供了进一步评价成象方法的机会。目前在一口新井连续取心 400ft，用于刻度八极板电成象测井的测量结果，并计划增加几处取心。

第二节 薄储层评价

一、阿拉斯加北坡油田 A 砂岩的薄层模型

Kuparuk 河油田是北美第二大油田，位于阿拉斯加北坡的 Prudhoe 湾西面。Kuparuk 砂岩层被区域不整合分成了上下两个单元，下部的 A 和 B 单元主要由海退砂/泥层序组成，对 A 砂岩比对上覆 B 砂岩的开发更多。上部的 C 和 D 砂岩单元矿物很复杂，代表了区域海进相。

油藏动态表明初期原始原油地质储量（OOIP）很低，特别是在注水开发中，油井出水晚，人工压裂动态比预期的更好，说明纯产层比现有储层模型预测的更多也更厚。在累积产油量和使用合理采收率的基础上，必须对地质储量（OOIP）进行不断的修正。

A 砂岩由大量的纯砂岩薄层组成，其间被泥岩相互分隔。全部岩心都显示出这些薄层很薄，大多数砂层厚度小于 2ft。A 砂岩层段中，较厚的砂岩层（高的净毛比）与较薄的泥岩层都集中在 A 层段的顶部，它具有可靠的测井特征，可用常规测井模型计算储层参数和产层厚度。在这些层序下面是较薄的纯砂岩（低的净毛比）和更厚的泥岩。这些更薄砂岩层具有极好的孔隙度和渗透率、岩心含油，很可能有产油能力。由于仪器的分辨率低，常规测井解释模型不能反映那些常见的、大量的但又很薄的砂岩层。

电成象测井解释的最新进展使得定量分辨小特征成为可能，它包括常规测井分辨不了的薄层状砂岩。

1. 沉积环境与储层性质

通常认为A砂岩层段的储层单元是由波状交错层（HCS）砂岩和风暴时期从临滨到近源海相沉降形成的有关沉积组成。常规测井趋于反映薄的产层与非产层的平均值，导致对已钻井中的产层评价偏低。

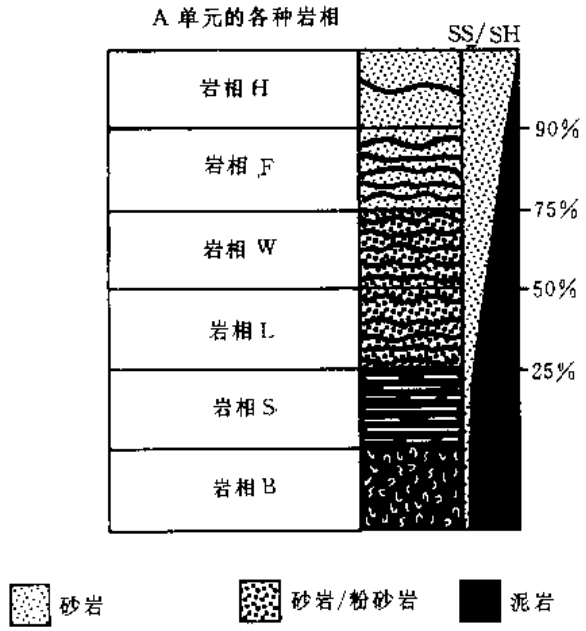


图 2－28　Kuparuk A 砂岩中的岩相分类

在风暴时期，甚至是在相对中等的动力条件下，物质很可能仍然悬浮着，没有沉积。随着风暴过后和静止的条件下，只有粘土大小的碎屑颗粒才能沉积。因此，风暴沉积的碎屑层序不大可能有以分散混合物存在的砂岩和泥岩，正如在岩心和露头中看到的一样，砂岩和泥岩是以相对不连续的层状交错形式存在的。

图 2－28 中的 Kuparuk A 岩相图是在砂/泥比和特征沉积构造的基础上建立的，它反映了这个储层中以风暴为主的层序内地层的非均质性。岩性 H（波状交错层理砂岩 0.5～4ft 厚，泥质可达 10%）和岩相 F（条状层理砂岩 0.2～0.75ft 厚，含泥质 10%～25%）是主要的生产层岩相，岩相 W（波状层理砂岩 0.1～0.3ft 厚，含泥质 25%～50%）也可能具有产层性质的岩石。详细的岩心描述和荧光显示薄到 0.1ft 的砂岩层都有非常好的含油性，这一砂岩厚度在岩相 W 中是常见的。岩相 W 中的薄砂岩层通常能满足岩相 H 和 F 中的产层下限标准，油基泥浆取心测量的含水饱和度小于 40%。

作为对 Kuparuk A 砂岩岩石物理重新评价的一部分，对岩心资料进行了详细分析，为储层的薄层进行 FMS 分析提供刻度。对有岩心和 FMS 资料的三口井 2Z－18、3H－09 和 3K－09 作了识别，这一部分薄产层研究的目的是确定作为砂岩厚度的函数的孔隙度分布。

从岩心照片看，为保证能精确地记录砂岩的位置，岩心柱塞的选取深度精确到了 0.05ft。取岩心柱塞的砂层层厚的记录精度为 0.05ft。层厚确定为从一个砂岩单元的侵蚀基面到第一个上覆泥岩盖层或侵蚀接触面的砂岩厚度。

对所有岩层（其中包括夹有页岩薄层的岩层）作了孔隙度与砂岩层厚的交会图（图 2－29）。对于厚度大于 0.1ft 的所

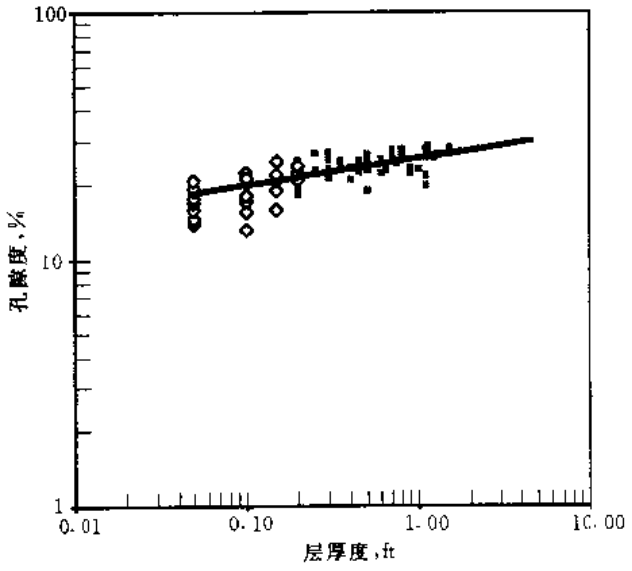


图 2－29　孔隙度与岩层厚度的交会图

有层，孔隙度显示出与层厚为弱的正相关。显然，不能只从依靠砂岩厚度的孔隙度截止值将砂岩层扣除。

这些数据表明砂岩层中孔隙度大于20%时，常规测井分辨不出来。储层特征的分布与单元的沉积模式是一致的。厚度小于0.5ft的薄层在岩相W中是常见的，岩相W被认为是潜在的产层。研究表明，尽管岩相W的厚度较大，但对产层有贡献的岩相W进行定量分析是困难的。从岩心数据知道，在Kuparuk A井段，岩相W中含20%～31%的砂质岩相。这可能意味着在解释油气层时大量的砂岩漏掉了，因为常规测井资料不能识别出岩相W中的砂岩层。

2. 结构分析概念

尽管已经认识到有薄砂层存在，但还没有一种能够识别薄砂层或考虑薄砂层贡献的方法。现在，电成象测井FMS能识别厚度远小于1cm的小特征。这种仪器经常用于识别薄层、裂缝、生物扰动和测井相的变化。尽管80年代中、后期在Kuparuk A砂岩中测了13口井FMS测井曲线，但直到1993年，处理和解释技术才能使这些高分辨率采样的数据得到全面应用。

最初在Kuparuk油田3K－09井中使用的是两个极板的FMS，把图象转换为与电导率相对应的测井相，结果与岩心描述具有显著的相关性。图2－30中的一系列实例演示了用于Kuparuk A砂岩的“结构分析技术”

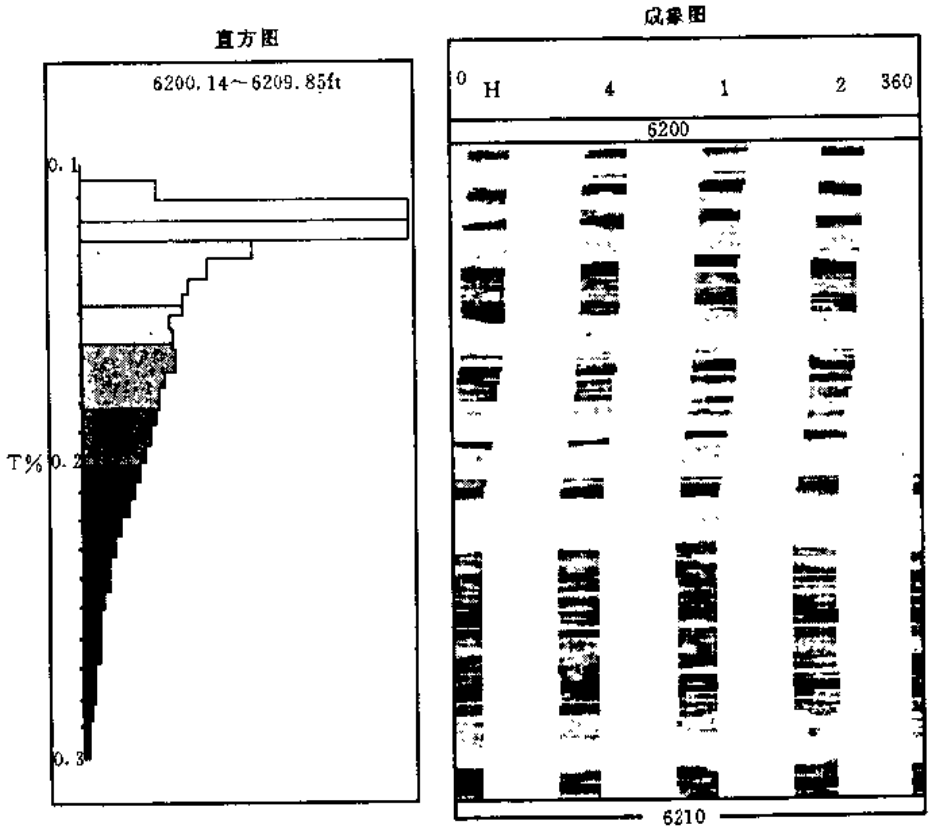


图2－30　一个“泥质”区的10ft FMS资料。浅颜色部分表示砂岩层厚小于1ft

这项技术的应用建立在大量的薄砂层基础之上，由于测井的分辨率低，使得常规测井模型无法包括薄砂层。岩心描述证明了结构分析技术的有效性，把结构分析技术应用在另外12口井中定量识别薄纯砂岩层。图2－31显示了常规测井模型（黑）计算的产层厚度与结构分析（白）计

算的砂岩体积的差异。这些计算结果使得砂岩层厚度比用常规测井分析方法平均增加了23%。从图2－31可以看出砂岩增加是很明显的，并且依赖于薄砂层的数量增加。

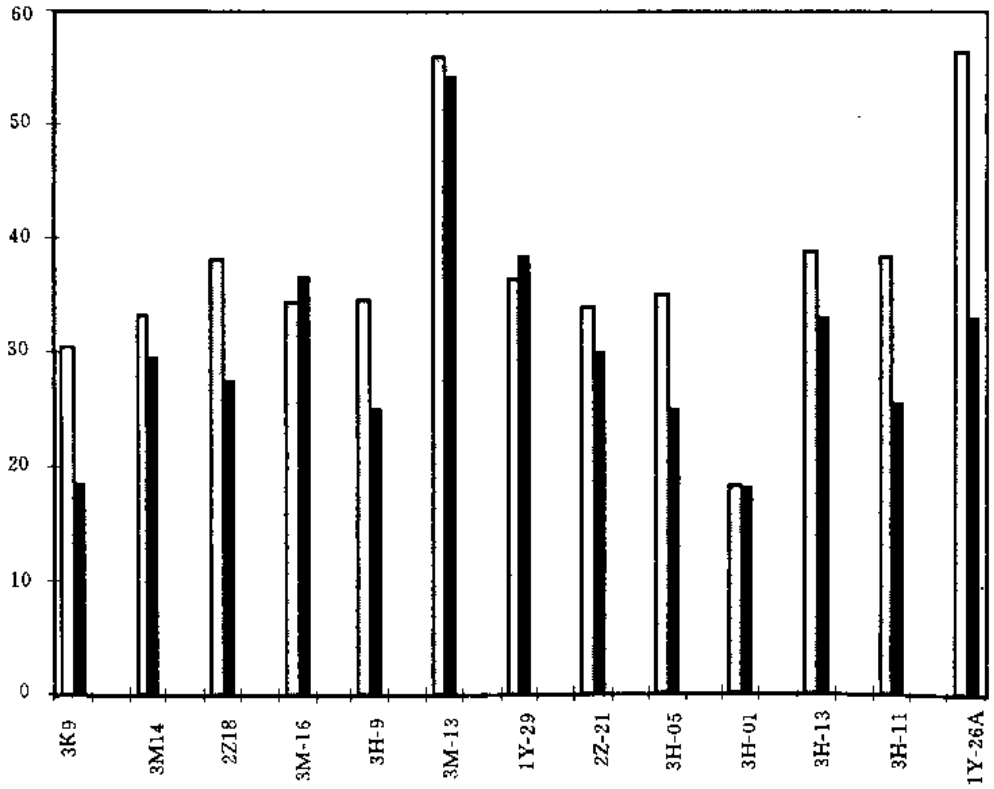


图2－31　常规分析与结构分析的砂岩厚度关系
灰色为结构分析得出的砂岩；黑色为常规分析的砂岩

3. 图象分析处理

在3K－09和2Z－18井中，岩心数据和图象资料一样有用。这为FMS计算的测井相提供了刻度点和验证依据。

取心井的渗透率与FMS计算的砂岩体积的交会图（图2－32）显示，砂岩体积大于60%时，渗透率有明显的增加。

按照沉积环境将储层划分为岩相。这些储层岩相包括波状交错层（相H）（含泥质0～10%）、条状层（相F）（含泥质10%～25%）和波状层（相W）（含泥质25%～50%）。由FMS和全部岩心确定的砂岩截止值与波状层岩相吻合得很好，并用作辨别储层岩石（砂＞60%）与非储层岩石的一个标志。

4. 与常规测井的结合

FMS分析提供了一个识别储层砂岩的关键。由常规测井模型识别产层的砂岩储层大多是可行的，而常规测井模型不能识别薄砂岩层。

结构分析数据为1ft 60个采样点，与常规测井数据1ft 2个采样点的低分辨率相比具有极高的分辨率（图2－33）。

自然伽马曲线的分辨率不能分辨出Kuparuk A砂岩中常见的薄砂层，然而对FMS产层标志滤波和重采样可以建立一个关系式，这对于用常规测井模型得到的粘土体积确定净毛比（有效厚度

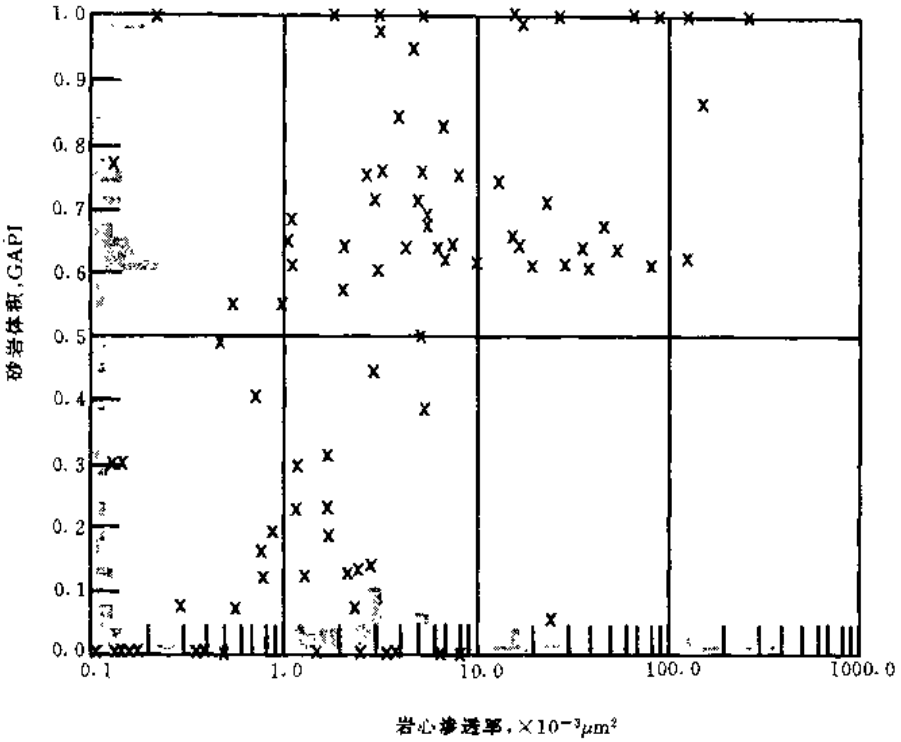


图 2－32　3K－09 井的岩心渗透率与 FMS 砂岩体积的关系曲线
注意 60%以上的砂岩渗透率增加

与总厚度之比）是非常有用的。当粘土含量很低时，用 FMS 确定的净毛比接近于 1；而当粘上含量很高时，净毛比接近于 0。

把 FMS 的产层标志用 2ft、3ft、4ft 和 5ft 矩形函数滤波器进行平均，并与自然伽马曲线建立关系，确定哪种滤波器的结果与 GR 拟合得最好。从这些图中看出，与自然伽马拟合效果最好的是用 4ft 滤波器得到的。图 2－34 为用 4ft 滤波器得到一个典型的数据拟合。

然后把这条新曲线与用常规 A 砂岩模型得到的粘土体积再绘制成交会图。在所有井中都获得了好的拟合（见图 2－35），只有 2 口井例外。11 口井的多井交会图显示二者的相关系数，R 值为 0.8。这个处理方法现在为用常规测井模型得到的粘土体积与用 FMS 结构分析得到的薄层的净毛比提供了一个结合的方法。

5. Ⅰ类与Ⅱ类产层

常规测井模型计算的粘土体积与 FMS 结构分析计算的平均产层标志之间的关系可把Ⅰ类和Ⅱ类产层联系起来，常规测井模型使用的粘土含量截止值为 28%。粘土含量小于 28%、孔隙度大于 15%的井段用作常规产层标志。

Ⅱ类产层要求粘土含量大于 28%但小于 40%，在粘土含量大于 40%（净毛比接近 18%）的数据中的不确定性可用来增加一个最大粘土含量截止值。这个最大截止值与地质资料和 FMS 资料吻合得很好，它们表明储层岩石 60%或更多是砂岩。Ⅱ类产层是独特的，即随着粘土体积增加净毛比降低（薄的纯砂岩较少）。粘土体积为 30%时净毛比约为 40%。这一关系为没有高分辨率图象资料时，定量解释薄层提供了有效方法。

结构分析技术和薄层与常规测井分析粘土含量之间的关系为解释薄层提供了一个方法。建立的关系式为：净毛比曲线＝1.005－2.226 V_{sh}。利用这个关系式，可以用Ⅱ类产层段的粘土含量计

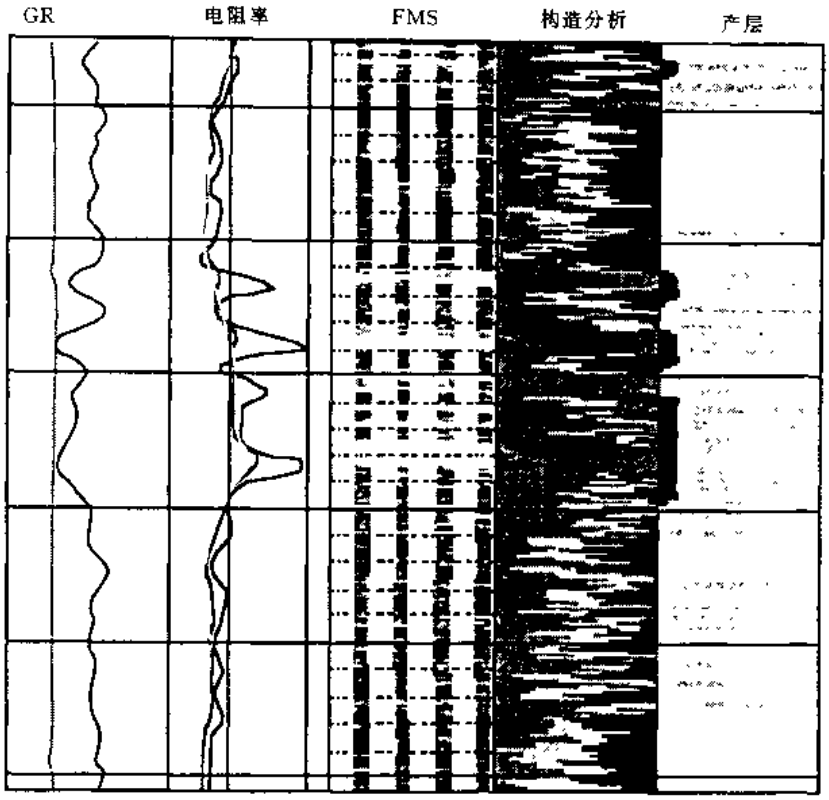


图 2－33　GR 和电阻率曲线显示于道 1 和 2。FMS 图象和发析见道 3 和 4。道 5 常规产层标志显示为黑色。砂岩＞60%时由结构分析得到的标志为灰色

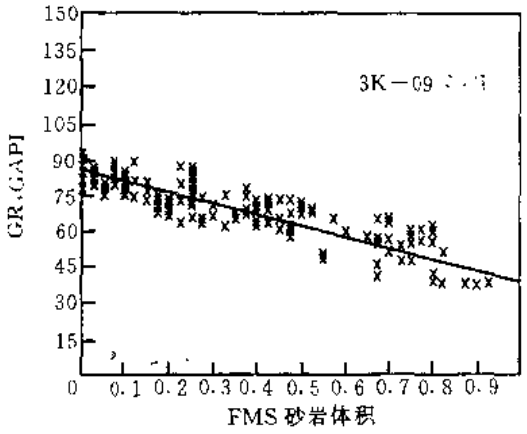


图 2－34　用 4ft 滤波器由 FMS 得到的砂岩体积与 GR 交会图

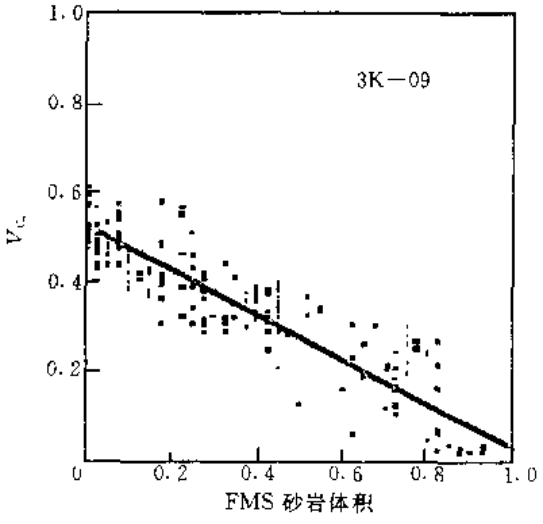


图 2－35　粘土体积与滤波后的 FMS 砂岩体积交会图

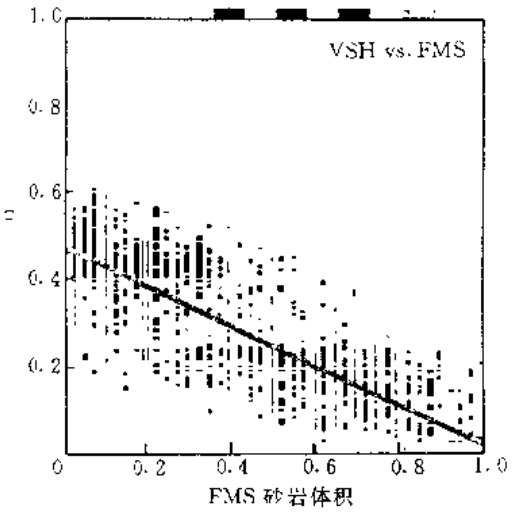


图2-36 11口井的FMS砂岩体积与粘土体积关系曲线
Z轴为Ⅰ类（灰色）和Ⅱ类（灰色）产层

算砂岩体积。

构造了一个新的标志以识别Ⅱ类产层和Ⅰ类产层，用常规测井模型计算产层时标志取作1，当孔隙度大于15%和28%＜V_{sh}＜40%时标志取作2。将这个新的产层类绘在Z轴上，V_{sh}绘在Y轴上，用FMS得到净毛比绘在X轴上（见图2-36）这张图清楚说明了Ⅰ类和Ⅱ类产层出现的地方。

对比常规测井模型与薄层模型还可以了解地质特性和新的薄层模型的潜力。图2-37显示了粘土含量、孔隙度、电阻率、Ⅰ类和Ⅱ类产层标志和FMS净毛比曲线，以及V_{sh}与净毛比曲线（由NG=1.005-2.226V_{sh}计算的）。尽管净毛比通常为20%～30%，因井不同，Ⅱ类产层贡献会很显著。

除了评价砂岩外，这项技术还应提供一

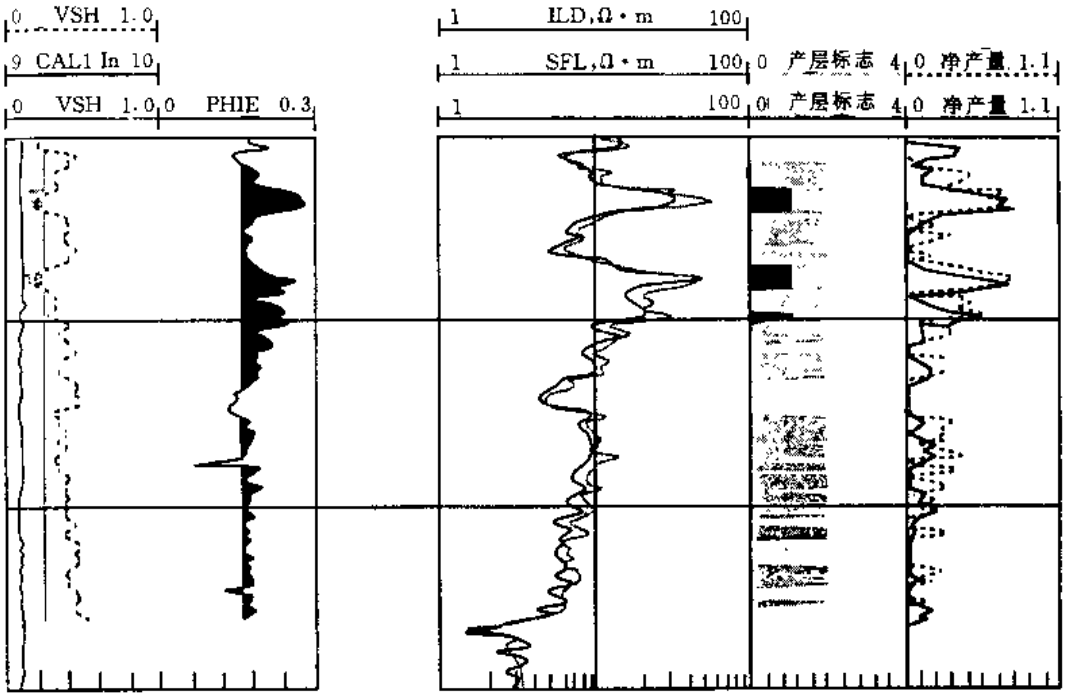


图2-37 3H-01井中Ⅰ类（黑色）和Ⅱ类（灰色）产层的分布，来源FMS的有效厚度与总厚度比（净毛比）与粘土体积显示于最后一道

个识别不符合常规测井模型截止值的高净毛比层段的方法，而该层段具有相当大的储集潜力。实施该项技术可以对现在和将来的井提供二次完井的机会。

应用上述方法在26口井中用1A极板确定了Ⅰ类和Ⅱ类产层标志，以及Ⅱ类产层段的净毛比。在每口井中用测量井曲线依据平均净毛比计算了Ⅱ类砂岩的纯厚度。把每口井的Ⅰ类和Ⅱ类

产层的纯厚度绘制成直方图。Ⅱ类纯砂岩是Ⅱ类产层厚度数与有效厚度与总厚度比平均值的乘积。结果表明，在考虑薄产层后用1A极板的OOIP平均增加了20%。

二、墨西哥湾深水环境下碎屑岩薄储层的评价

这里介绍墨西哥海湾深水沉积环境下薄互储层中岩心成象和井眼成象资料的综合解释，本井钻在地震波幅异常显示为含烃砂岩的构造圈闭中。储层段上序列是一层海底堤状沉积扇环境下的泥屑灰岩，平行层或水流波痕薄砂岩互层。储层平均厚度0.25~3in，储层底部由两段河流相沉积的厚层粗砂岩组成（如图2-38）。

薄层岩相的测井评价是一个难题，除了识别薄层外，颗粒大小和分选性都变化很大。薄层中的粘土矿物既有分散状，也有离散层状的，环境影响诸如高温、轻烃、取心过程中软沉积物的变形影响等均使得薄层的评价复杂。

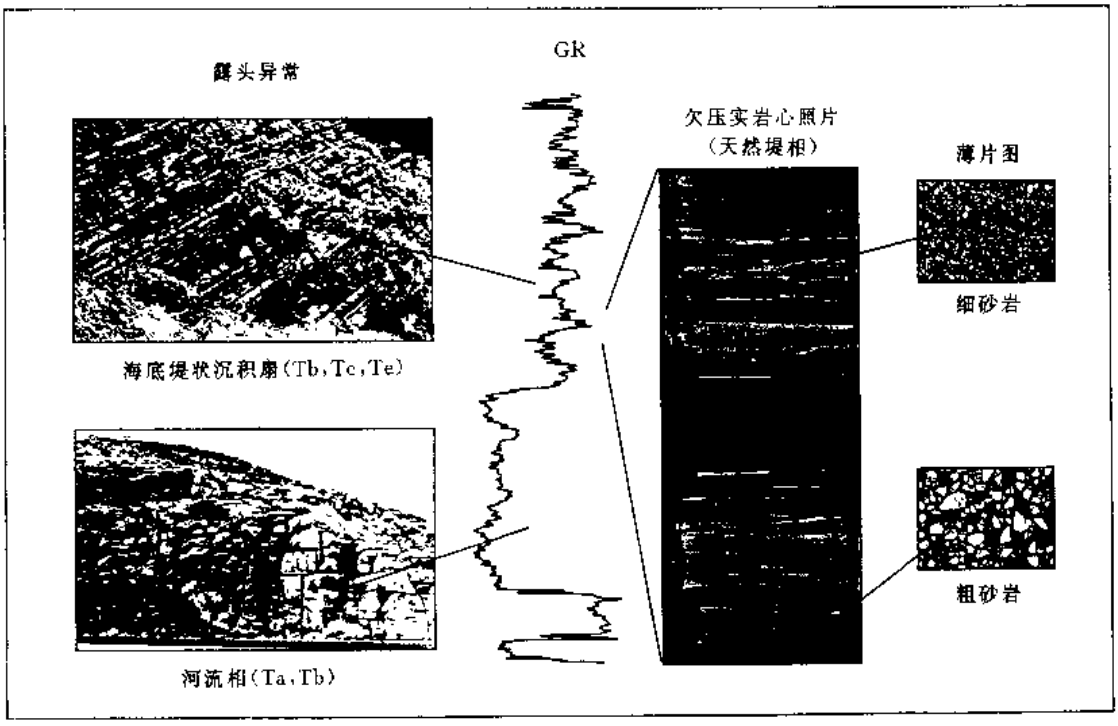


图2-38　墨西哥湾河流相和海底堤状沉积扇储层——厚层粗砂岩层和砂泥岩薄互层对比分析图

1. 目　标

深水环境碎屑岩评价的目标是：

(1) 建立一个由常规测井、岩心、成象测井数据组成的数据库；

(2) 建立一套工作方法，利用高分辨率测井分析模型评价本井下部厚层段中储层和油气体积及孔隙度、纯砂岩厚度、油气饱和度；

(3) 综合岩心和井眼成象数据评价上部薄层段的含油气砂岩净厚度。

2. 数据库

数据库包括标准采样率的自然伽马、井径、补偿中子、补偿密度、感应电阻率及补偿声波，还有高分辨率系列（10个样/ft）的测井曲线有自然伽马能谱、补偿中子、补偿密度。有希望的层段可全井径取心作常规和特殊分析数据，岩心描述，岩心彩色紫外光照片，应力条件下孔隙度、

渗透率测量，压缩系数测量、电性参数、毛细管压力测量、X射线衍射，电扫描显微镜，薄片、岩相分析，激光粒度分析及岩心实验室矿物测量数据，井壁取心也可作矿物测定分析。

此外数据库中还包括随钻自然伽马和电阻率测井，四臂井眼成象、斯仑贝谢聚焦电阻率测井及岩心实验室扫描成象测量数据

3. 处理方法

(1) 第一阶段，利用标准和高采样率的两套测井数据进行常规裸眼井测井分析，分析前须作环境校正。因原油密度为0.77g/cm^3，而泥浆密度为1.14g/cm^3，两者差别太大，故对中子、密度测井在含油气层进行油气影响校正。

粘土含量 V_{cl}，粉砂含量 V_{si}、总孔隙度 ϕ_t 有效孔隙度 ϕ_e 均由 Coates1982 年提出的中子密度交会法求出。泥浆滤液密度根据泥浆矿化度采用 1977 年 Potter 和 Brown 的计算表查出。中子测井进行矿化度校正后，泥浆滤液的中子孔隙度视为100%，石英密度为2.65g/cm^3，砂岩骨架中子孔隙度为零，湿粘土点可由厚泥岩层的值决定，干粘土的密度为2.68g/cm^3，它是从邻近泥岩段的井壁取心用矿物测量数据计算取得，选取干粘土的中子孔隙度，使干粘土、湿粘土及流体点在一条直线上即可。

利用双水模型求出有效含水饱和度 S_{we}，总含水饱和度 S_{wt}，井眼状况不好时，用自然伽马测井计算泥质含量 V_{sh}，声波孔隙度替代密度孔隙度。由岩心电性测量确定孔隙度指数 m 为 1.7，饱和度指数 n 为 2.0，地层水及束缚水电阻率分别由砂岩水层和泥岩地层的视地层水电阻率 R_{wa} 来确定。因无微电阻率测井曲线，故冲洗带含水饱和 S_{xo}设为 80%。

(2) 第二阶段，岩心实验室成象测量软件用于分析岩心紫外光照片。通过建立荧光门限值划分泥岩，砂岩。砂岩具有高荧光显示，泥岩则为低荧光显示。到目前为止，这种统计分析方法是判断砂泥岩的最好途径。

接着，将裸眼井测井分析结果和成象测井极板平均电导率曲线进行深度对齐，通过交会图法确定的回归将各钮扣电极电导率值“刻度”成浅感应测井电导率。利用刻度好的电导率数据，用 Z&S Recall/Incline Ⅱ 软件处理得到静态处理图象。

用 Z&S Recall/Incline 软件的门限值直方图，确定与取心段岩心成象测量求得的纯砂岩厚度相匹配的砂岩的感应电导率“截止值（图 2－36a)”，并将截止值推广应用于末取心段（图 2－36b)，岩心段的数字化成象图如图 2－36a。

4. 基子成象测井的成果

图 2－37 为同一井段的常规标准采样率（2 个样/ft）与高分辨率（10 个样/ft）测井数组对比，包括自然伽马，井径（最左道)，砂，粉砂及粘土含量（右起第三道)，有效孔隙度及总孔隙度（右起第二道)，有效含水饱和度及总含水饱和度（最右道)，孔隙度道的砂岩标志表明有效孔隙度大于 14%，自然伽马值小于 75API，饱和度栏的产能指数表明有效含水饱和度小于 75%。

标准采样率测井分析和岩心描述对比表明，厚砂层相关性很好，但上部薄互层段则不然（图 2－40a)，高采样密度测井可更好地反应薄层测井特征，孔隙度计算可得到改善，见图 2－40b。然而，和岩心相比，即使使用高采样密度测井方法，对纯砂岩厚度的估计仍远不足本研究井上部的薄层段，标准和高采样密度测井对纯砂岩的估计的净毛比分别为 20%和 26%。

基于井眼成象、岩心成象解释和高分辨率测井对比分析如图 2－41，最右道显示“刻度”后的极板平均电导率并用岩心刻度后的电导率截止值成图，即砂岩的电导率小于门限截止值的砂岩(阴影层段)。用这种方法估计的上部砂泥岩薄互层砂岩净毛比为 44%，如图 2－39 所示，整个研究井段不论厚层或薄层，成象测井估计的净毛比较常规测井分析大 20%至 30%。

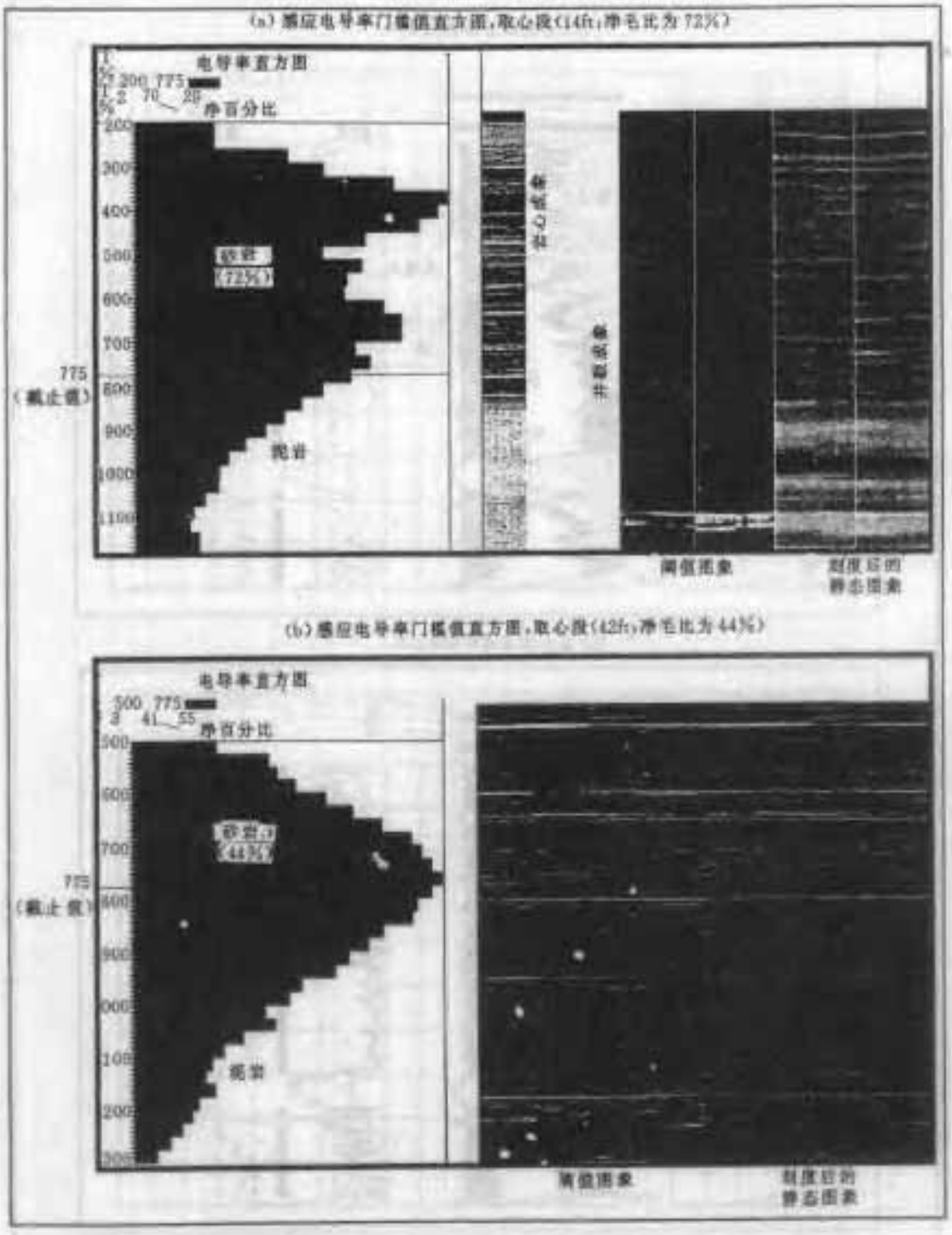


图 2－39　比较岩心数字成象和取心段砂岩净厚度确定砂岩感应电导率截止值，并把它外推"刻度"整个薄互层段的井壁成象测井

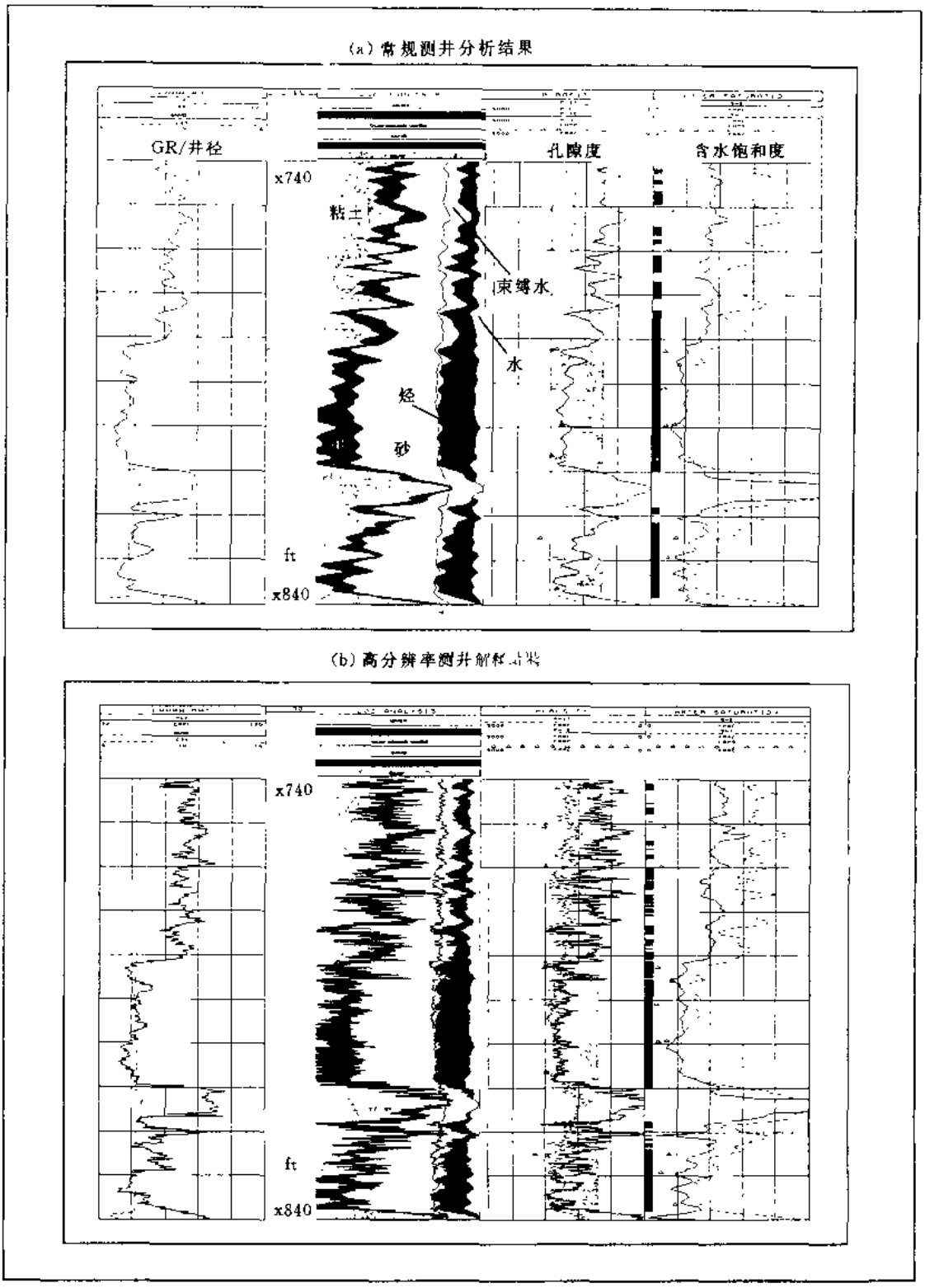


图 2－40　墨西哥湾某井标准测井

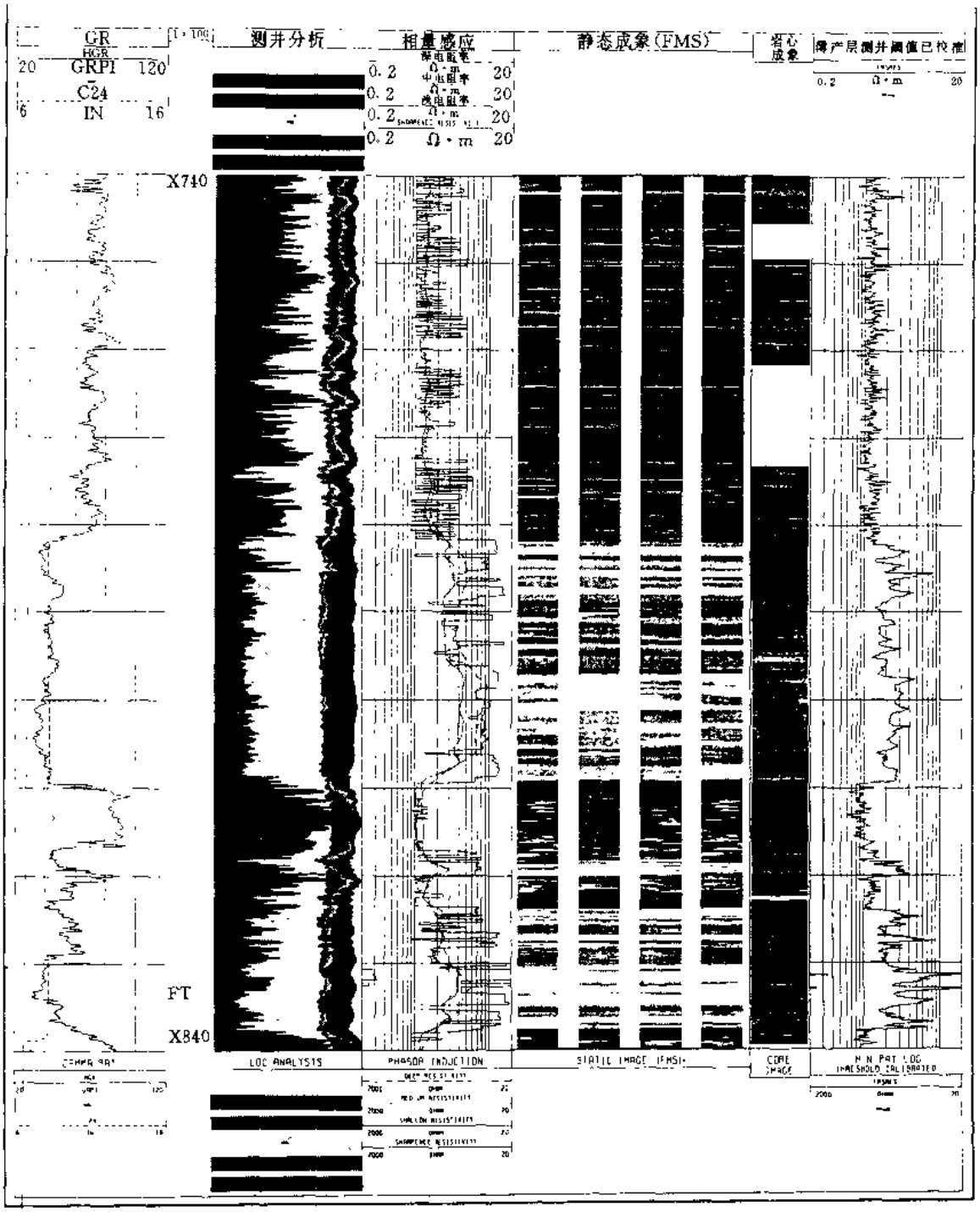


图 2－41　高分辨率测井、感应测井（高分辨处理）、井眼成象极板电阻率“刻度”和岩心成象电导率截止值匹配组合图

5. 讨　论

成象测井在薄层碎屑岩储层评价中使储层体积明显增加，显示了成象测井定量应用的前景，但求取储层中油气体积仍是一个问题，主要原因是仪器分辨率的限制和不一致性。

本例中薄互储层的净储存体积在换算成孔隙体积过程时以取心段的岩心孔隙度为准，且假设各薄层孔隙度不变，用薄层岩心和可用的毛管压力数据求取平均渗透率和油气体积，本方法优于使用常规分辨率感应测井资料。本段电阻率幅度的变化如图 2－38。和常规测井分析相比，由于使用成象测井方法，使诸层净厚度增加，估计的储量约增加了 10%。

三、成象测井 EMI 定量分析薄层

成象测井 EMI（哈里伯顿）通过测量极板上钮扣电极上的电流变化产生井壁附近地层的图象。微电阻率成象测井能精确地测量由每个极板中钮扣电极扣发射的电流。它能获得六臂高分辨率且聚焦很好的定量电阻率测量值，还具有超高的垂向分辨率，具有可与 SG 或 DFL 测量相比的探测深度。

1. 计算机模拟

为更好地描述每个极板的中央钮扣电极电阻率测量结果，进行一套复合物理情况 EMI 的三维计算机模拟。在这个模型中，中央钮扣被其余钮扣及与钮扣阵列等电极的金属面包围。另外，在极板上下 20in 长的极板段与提供附加聚焦的极板保持相同的电势，电流回路位于从纽扣阵列沿井向上几英尺远处。这种结构显然可产生用于减小由泥饼及不规划井眼引起的环境影响的无源聚焦。在一级近似中，EMI 中央纽扣的响应很小，与屏蔽测井（SGL）的响应很相似。

2. 井眼影响与泥饼影响

模拟的第一步是寻找极板的线性响应和考虑井眼流体及井壁表面泥饼存在的影响。用三维有限元方法来模拟一个六臂地层倾角测井仪，以便定量分析该仪器的电性直径。EMI 井眼校正展示了当 $R_a/R_m<10$ 时的一种非线性特性，对最重要的应用而言，这种结果是相当令人满意的。

对于钮扣极板型电阻率测井仪，必须考查它对泥饼的灵敏度，应该注意，对于厚度小于或等于 0.25ft 的泥饼，EMI 测量对于泥饼的存在是极不灵敏的。而对于 0.5ft 或更厚的泥饼，其影响很明显。对 EMI 仪器计算得出的泥饼效应明显小于其它微电阻率型极板仪器。

3. 侵入影响

在有侵入的地层，聚焦电极仪器通常通过假几何因子 J 来表达其响应特征。聚焦电极仪器的响应，象屏蔽仪、侧向测井仪、数字聚焦仪、球型聚焦仪和某些螺旋管型驱动仪等的响应可通过下面的方程来近似表示：

$$R_a = J \cdot R_{xo} + (1-J) \cdot R_t$$

假几何因子可从一个三维有限元模拟系列获得，在该模型中，探测器被具有逐渐加深的侵入带的地层包围。

4. 定量电阻率测量的探测深度

对一个聚焦电极仪而言，探测深度通常由假几何因子曲线上 $J=0.5$ 的点来确定。据此标准，EMI 与短屏蔽测井仪（SGL）的探测直径均为 26in。对于一个 8in 的井眼面言，相对于井壁的探测深度大约 9in，像 LLS、SFL－E、SG 及 DFL 仪都具有相似的探测直径。

上述讨论的探测深度不能与在经典的地层倾角处理算法中的电半径相混淆。对 EMI 仪和六臂测地层倾角仪来说，电半径超过极板面约 0.9in，该值可用于产生一个有效的井径读数，该读数适合用在倾角处理算法中。不幸的是用于常规地层倾角仪处理算法中的电半径增量与由假几何因

子曲线上 $J=0.5$ 的点定义的探测深度用探测深度这个术语可交换表示。

5. 电成象电阻率对标准电阻率测井的归一化

从成象仪的钮扣电极获得的定量电阻率曲线需要对一种标准电阻率测量（如 SG，LLS 或 DFL）归一化。它基于（1）与电子线路的非线性相关的剩余误差；（2）测量的趋肤效应；（3）中央钮扣插入电阻器的扰动。由于 EMI 钮扣电极电阻率测量受侵入带的影响与 LLS 或 DFL 相似，LLS 和 DFL 两者之一可作为归一化基础。

归一化处理首先将 EMI 定量电阻率测量值调整到与 DFL 或 LLS 相同的垂向分辨率，这通过对钮扣电极的原始电导率测量值进行平均滤波来完成。然后将滤波后的 EMI 电导率值与 DFL 或 LLS 电导率数据作交会图处理。根据对交会点的最小二乘法最佳拟合，可以算出一个归一化系数，以后该系数可运用于原始 EMI 定量电阻率曲线，该曲线仍然保持其高垂向分辨率。

6. 结合 EMI 定量电阻率与标准测井改善岩石物理分析

微电阻率成象数据与标准测井数据的综合扩充，测井分辨能力，可以评价地层中很薄的储层，根据微电导率的变化可以很清楚地描绘所有薄层。

这是一个典型的墨西哥湾泥质砂岩地层的测井结果，这套标准的测井数据包括密度、中子、自然伽马及感应。每一种均具有约 2ft 或以上的分层能力。这套泥质砂岩层序有潜在的油气产能。很明显，EMI 定量电阻率曲线比 HDRS、HMRS 和 DFL 曲线显示出更高的薄层分辨率。

首先进行标准测井的泥质砂岩分析，进行岩性、孔隙度、含水饱和度和纯产层计算，结果如图 2－42 所示。这些结果与 EMI 图象的直观比较显示出在薄层边界可能不一致。其次油气饱和度、纯产层厚度估算也有疑问，特别是在 A 层段。

通过 LARA 程序，将高分辨率 EMI 电阻率曲线与标准电阻率曲线及孔隙度曲线综合起来进行更精细的分析，图 2－43 显示的分析结果包括岩性、孔隙度、含水饱和度及纯产层有效厚度评价。可以看出基于 EMI 结果的地层评价有明显提高，特别是薄层边界位置现在和 EMI 图象相一致，对油气饱和度及纯产层评价的水平更高了。

在 A 层段，基于标准测井分析和基于 EMI 数据分析的比较表明，后者具有高得多的纯产层厚度。标准测井分析显示为约 3ft 的纯产油层，而 EMI 分析约为 9ft 厚的纯产油层。该层在 X343 到 X389 之间射孔，由于储层很薄，采用了高射孔密度射孔枪。该层后来测试表明，平均生产天然气 $3.0\times10^6 ft^3/d$。

EMI 图象中 B 层比 A 层薄层少得多。可以看出，基于标准测井分析与基于 EMI 分析结果相似。在 X448～X460ft 间的井段被射孔和测试，生产了 900bbl 的含气水。该层在初期油管传送射孔取样，当时井底取样器填满了约 $30ft^3$ 天然气和 $60ft^3$ 地层水。

在 C 层，标准测井分析指示在 X515ft 处有一气水界面。而基于 EMI 分析指示该气水界面在 X513ft 处。在 X510ft 和 X516ft 之间射孔与测试，初始生产能力为约 $5x10^6 ft^3/d$ 的气和 200bbl/d 的水，该层在完全出水之前生产了两天。

对 A 层与 C 层来说，基于 EMI 分析结果比基于标准测井分析结果与实际生产资料更一致。而在 B 层由于块状砂层，两种分析几乎提供了一致的结果。如果只根据标准测井进行试井决策，层 A 可能被漏掉。

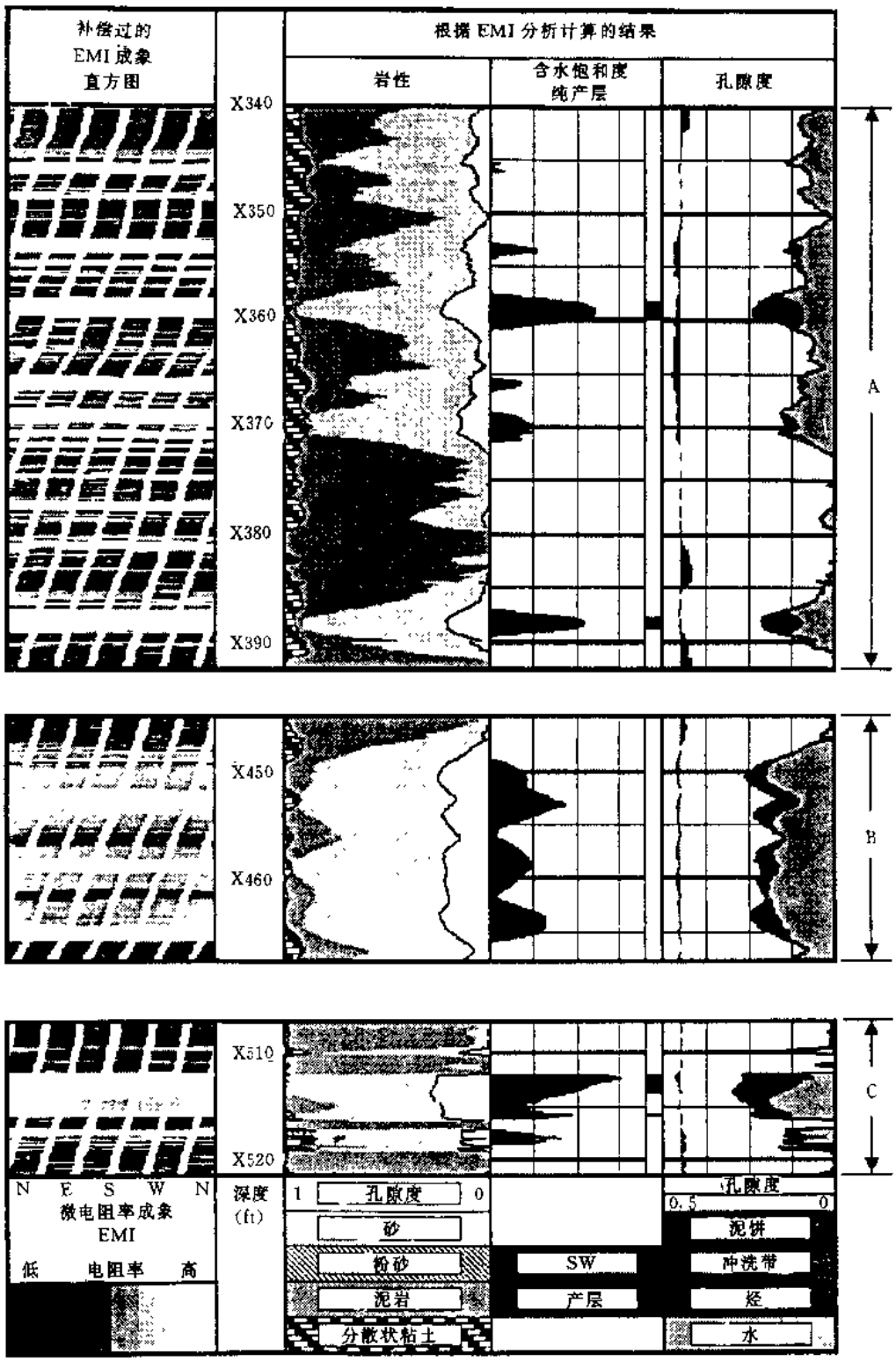


图2－42 根据标准测井对泥质砂岩分析确定的薄层边界与EMI确定的边界可能不一致

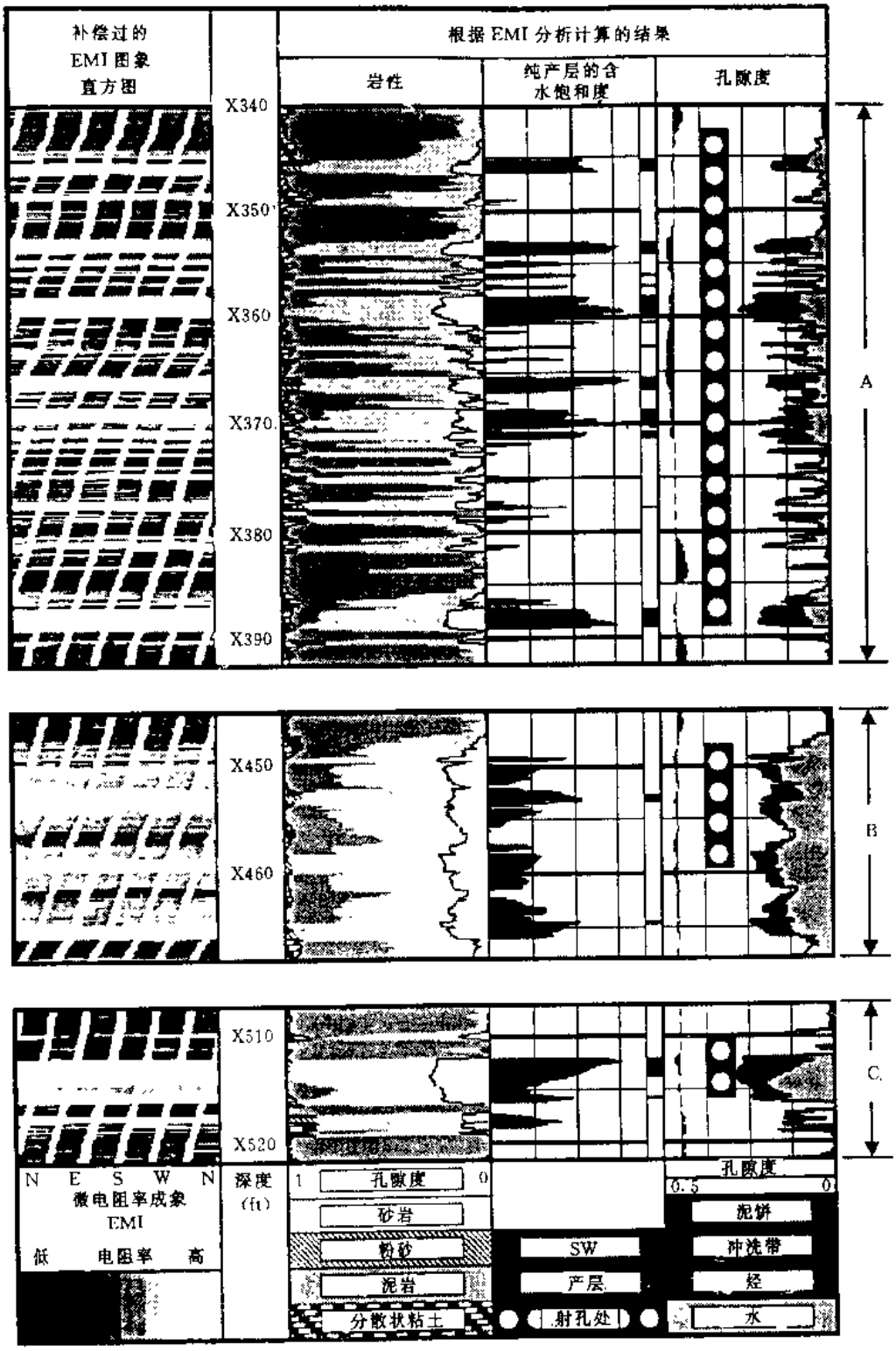


图 2－43　把 EMI 与标准测井结合起来对泥质砂岩分析，它解释的层界面与 EMI 的图象指示一致

第三节　成象测井的定量分析方法与应用

一、地层非均质的定量描述方法

描述碳酸盐岩储层的内部几何结构是特别重要的，因为孔隙度非均质性影响流体流动和采收率。井眼成象测井看来是测量储层“结构”的手段，重点已由空间量度转到拓扑结构如连通性分析。

目前微电阻率扫描成象仪有0.2in（5.08mm）直径的钮扣电极和0.1in（2.54mm）的采样率。FMI或FMS图象能识别厘米到分米级别的目标。因为采集系统的点扩散功能，图象中的孔洞为晕圈所包围，使它看起来比实际大且有模糊的形状。比电极直径更小的连通缝在图象中被突出，看起来比实际宽度大．裂缝宽度的决定已由Luthi和Souhaite（1990）所讨论。

比电极小的溶洞似乎是被夸大了，且图象对比度很小。实际上，电导率异常达几厘米的图象可能是由一群孔洞靠得太近以致无法由成象仪的分辨率分开所致。仪器响应的数值模拟表明，比电扣直径大的溶洞，在灰度图中的弯曲线处在实物物理边界，即使存在轻微的极板与井壁间隙。随着间隙的增大模糊增加，但弯曲线仍在同一位置。数值模拟也显示了电导率差异和孔洞深度间的关系式。因而在孔洞和背景间没有固定的差异，这排除了使用简单门限值来描述孔洞的可能性。

1. 应用数学形态学变换分析图象

通过一系列图象变换（滤波器）来分析图象。常使用图象变换为图象（图象处理）和图象变换为数据（图象分析）两种方法。

首先，从图象中提取单个地质体，其次，用与大小尺寸（面积、周长）、形状和连通性相关的属性来描述物体，最后，通过与标准（例如孔隙度）测井、试井数据和生产测井数据比较来分析和汇总信息。

1）*在灰度图中提取等值线*

为了在灰度图中提取不同的地质体，把图象分成若干个区．一个区域代表背景，其它区相应于各个目标体，这些区有闭合的等值线。对图象分割最简单的方法是使用门限值法，常用灰度刻度图表示图景。图2－44表示一孔洞性碳酸盐岩的电成象图景。象山丘状的暗带（高电导率）对应于孔洞。如果被提取出来的目标体有不同的刻度级别范围，为了把目标体分离出来，必须给定一个门限值，将高于或低于门限值的点界定出来，门限值确定是关键。因为它支配了等值图和目标体尺寸，这种方法有时失败，有时将目标体描述过大。因此第二种方法是识别各目标体与背景值边界处出现的刻度级别变化，通过应用求导算子能探测这种变化，图2－45给出了由图2－44求导的图象图景梯度。原始图象的更高差异线对应于梯度图象的脊背线，认为有凹凸变化。

2）*二元和灰度图数学形态学*

从灰度图象中清楚提取目标体的方法是数学形态学，它是简化图象数据而保留主要形状特征的图象变换法，综合各种非线性变换，得到更高阶变换。分水线提取是一种灰度形态学转换。它要和其它灰度形态学工具结合，解决灰度分割问题，图景比喻是特别有用的。

3）*形态学分割*

分水线转换是一种有效的形态学分割工具，它是一种非参数性普遍算法。为了回答分割问题，在梯度图象中使用了分水线转换。但是发现了太多的等值线，其中大多数是不相关的，在图

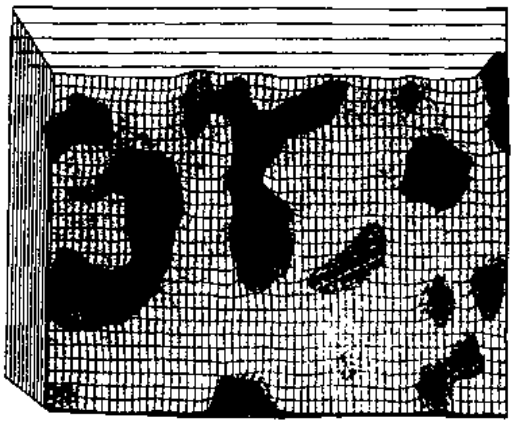


图 2－44　电成象景观剖视：山丘状的阴暗带（高电导率）指示孔洞

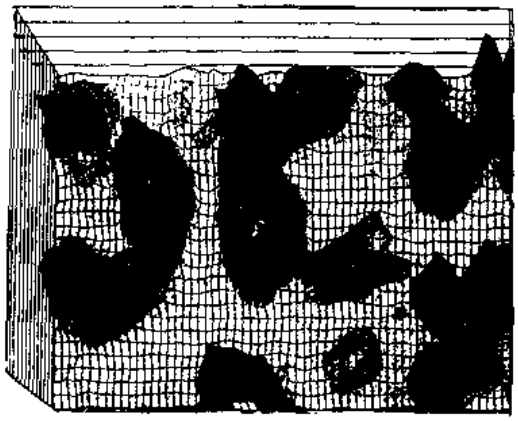


图 2－45　梯度图象景观剖视：图象上脊背线对应原图上较高的差异线

2－46 中可见过多的分割。为克服此问题，Meyer 和 Beucher（1990）提出了一种叫标准层控制分割的策略，这种策略使它易于使用外部资料。在这种方法里，标准层是一个包括在区域里相连象素的装置。首先对被分割的每个区域自动提取标准层。目标标准层必须可靠地指示目标体的位置，背景标准层必须包围目标体。目标和背景标准层不能重叠。然后使用形态学重建方法修改梯度图象。该操作在梯度图象的目标标准层和背景标准层间填满低处，仅留下最强的梯度峰值线。最后，在形态重建梯度图象上完成标准分水线的提取，在每个标准层产生一个闭合的等值线。

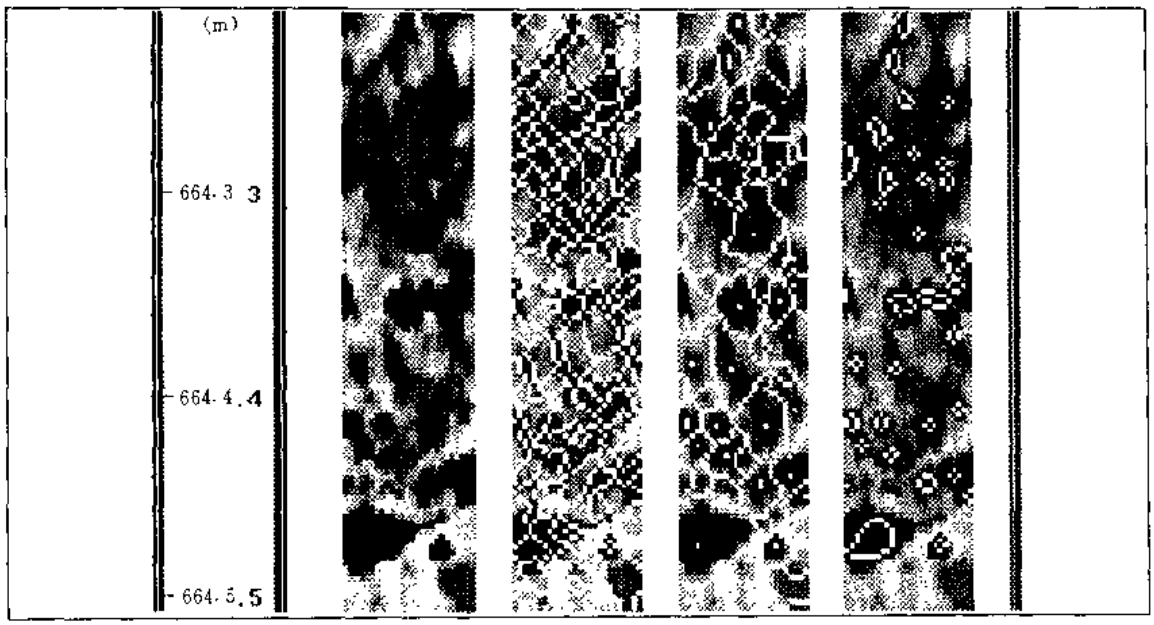


图 2－46　提取孔洞

(a) 原始图象；(b) 未标记获取的过多分割；(c) 孔洞和背景标记；(d) 有标记控制分割的孔洞等值线提取

2. 井眼成象测井分析

1）标示和绘制目标体

要提取各类地质体（孔洞、结构、透镜体、裂缝等）须连续执行以下六步处理：

(1) 如需要，应用前置滤波器从图象中过滤掉噪声；

(2) 决定目标体标准层图象；

(3) 决定背景标准层图象；

(4) 计算图象梯度模量；

(5) 从目标和背景标准层重建图象梯度模量；

(6) 提取梯度分水线，找出各个目标体背景区界面。

对每类地质体给定不同的前置滤波器、目标和背景标示方法，例如低阻斑块（如充满导电泥浆的孔洞），目标标准层是图象值局部极大（象山丘），高于自适应门限值，背景标准层是图象河谷底线网。高阻斑块的图象显示则相反。

2）计算目标体特性

描述井壁“二维井周”图上的每个目标体，要计算它的属性。诸如它在图象里的面积百分比、视尺寸、对比度和视方位，用低阻和高阻通道表示连通性（图 2－47），低阻通道用于追踪孔洞或裂缝间连通性通道，定义为图象中分水线线络弧，其极小值（凹谷值）高于自适应门限值，高阻通道是图象河谷底线网络弧，其极大值（凹谷值）低于自适应门限值。

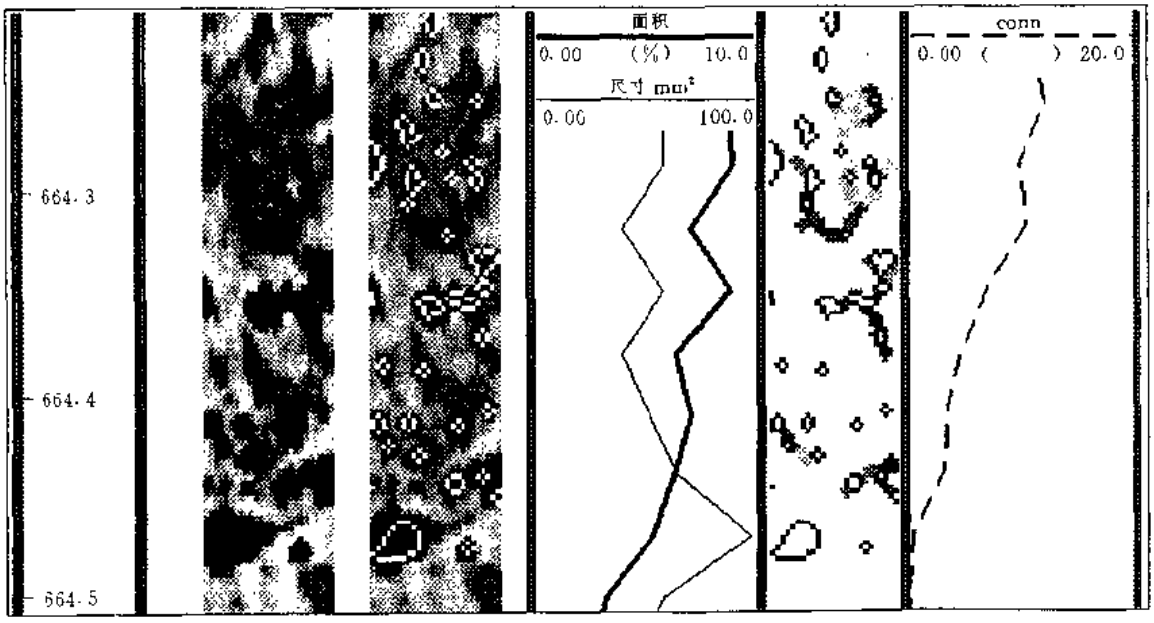


图 2－47 特征计算

(a) 原始图象；(b) 孔洞等值线图；(c) 孔洞面积百分数和孔洞中值大小（用一个 0.5ft 的滑动窗口处理）；(d) 孔洞等值线（黑色和导电通道）；(e) 孔洞连通性曲线

某些特征可直接用于求导三维特征，如面积百分数可转换成体积。另外，象方位特征通过几何变换可转换成三维。

3）计算属性的统计和汇总

为了对分带以压缩比例显示结果并与标准测井进行对比，应用滑动窗滤波器输出以适应常规

测井，诸如孔洞（或结核）百分数、孔洞中值大小（见图 2－47c）、孔洞连通性指数（图 2－47e），层界面数或井壁累加视裂缝长度/井的每单位长度。

4）通过与岩样比较确定方法的有效性

为了研究该方法固有限制和确定应用范围，用实际岩样做了三种不同的测量对比。

（1）钻孔的岩石块。

岩石检验测试见图 2－48 左。该试验用于检查方法对大于或等于电扣电极直径的井口孔洞图象恢复到实际等值线的能力。钻了 22 个洞（6 个直径为 20mm，7 个直径为 10mm，9 个直径为 5.5mm），深度范围为 5.5～28mm。实验室获得该岩块的电扫描图象见图 2－48 右，注意可直接看到模糊效应。深度较浅的洞显得较小且对比度较差。应用标准层控制分割技术，其结果见图 2－50b，发现实际和估算的大小有极好的相关性，虽然丢失了一个浅且小的洞　此试验中孔洞直径大于 5mm。

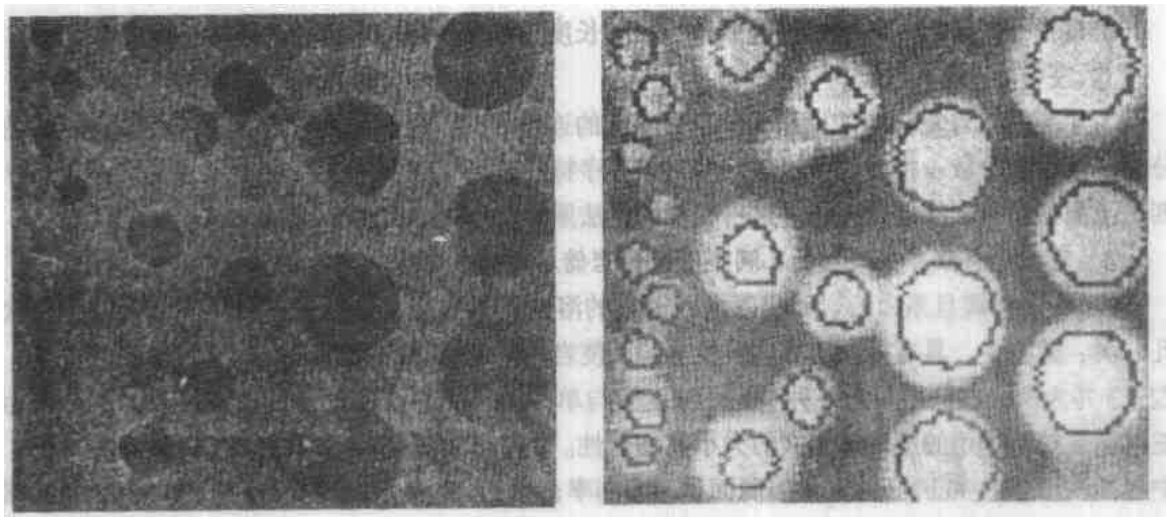


图 2－48　（左）　个岩块的光学扫描图；（右）电扫描图

（2）井壁取心洞

井下条件图象分析表明圆柱孔洞的直径与实际岩心钻头直径大体相同。岩心钻头直径为 35mm。

（3）孔洞性碳酸盐岩岩心。

取一块加拿大孔洞性碳酸盐岩岩心，作为码尺，其孔洞面积从小于 $1mm^2$ 到大于 $100mm^2$，直径有一半小于 FMI 电极直径，形状很不规则。岩心图象象素 624×481，FMI 一个电极面积约为 $20mm^2$，实际象素大小比 FMI 图象小 170 倍，在 560×234 长方象素图内分析即使分辨率和采样率不充分，如果能正确选择基于对比度的孔洞标准层，也能估算出总孔洞面积百分数（例如孔洞孔隙度）。与头两次试验相反，确定单个孔洞大小的准确性差，即使孔洞较大也不例外。准确性差是因为孔洞在参考的二维图象里形状很不规则，并可能很接近其它一些孔洞。然而，分布曲线并不太失真，这意味着滑动窗统计方法（诸如中值孔洞大小与深度的关系）能被解释，只要大多数孔洞大于 FMI 象素尺寸。如实际中值孔洞尺寸稍大一些，那么中值孔洞大小图的准确性应该更好。因为中值孔洞大小等于 FMI 电扣尺寸，这种情况是一种边缘。

总之，其结果与图象孔隙、统计方法、取样密度、FMI 象素尺寸有关。

注意，初始模糊，而用分割技术后得到精确的等值线

3. 斯仑贝谢成象测井分析程序与应用

斯仑贝谢公司开发了两个定量分析程序。

1）FRAKVIEW 程序

该程序是在对 FMI 图象进行直观定性解释的基础上，由人工拾取裂缝，然后由计算机对拾取的裂缝计算张开度、长度和密度等参数。计算的基本原理是用有限元法得出裂缝处电导率异常与电极距裂缝的垂直距离之间的关系曲线，该曲线的积分面积 A 主要决定于裂缝的张开度 W 和井壁附近侵入带的电阻率 R_{xo}，与裂缝的倾角和电极与井壁之间的距离关系很小。因此，可推出用 A 和 R_{xo} 计算 W 的公式：

$$W = C \cdot A \cdot R_m^b \cdot R_{xo}^{1-b}$$

式中 $C = 0.004801 \mu m^{-1}$；

$b = 0.863$。与器结构有关的常数。

裂缝密度是单位井段中的裂缝条数，裂缝长度是单位井段中所拾取的裂缝长度之总和。

2）SPOT 程序

它主要用来计算洞缝的面积及其在井壁上的连通情况，进而计算它们与井壁相截割面积的百分比、大小及个数、视方位、连通性等，该程序特别适用于以洞穴为主的储层评价。图 2－49 是四川溶洞型白云岩储层处理图。这一程序的方法原理上节中已简要介绍。

3）定量分析程序在四川的孔洞型碳酸盐岩储层评价中应用

ZY 古圈闭震旦系白云岩储层以大而密集的溶蚀孔洞为基本特征，它的孔隙空间结构以次生孔、洞、缝为主，具有极强的非均质性，从而使岩块的基质孔隙度无法准确反映储层的好坏。以 Z2、3 井为例，在储层段的各种平均孔隙度值与单井的产能并没有很好的对应关系，故可认为真正起储层控制作用的应该是洞穴的大小及连通性。图 2－50 是 Z2、3 井的 SPOT 处理成果图，其中包括利用 ARI 和 FMI 计算的溶洞面积和面洞率；图 2－51 是溶洞的大小和出现的次数及其累计频率关系曲线。从图 2－50 可知，ARI 和 FMI 的处理结果在 Z3 井 3850～3854m 解释为好储层，并获高产，说明该段的溶洞是有效的，而在 3820～3823m，FMI 和 ARI 计算的结果差异较大，据井径和 FMI 成象图，这是由于井眼垮塌造成的，说明该段的溶洞是无效的，由图可知，Z2、3 井在储层段的溶洞大小分别为 200～1000mm^2 和 600～3000mm^2；平均面洞率分别为 4.5%，11.5%。即 Z3 井溶洞的面积和平均面洞率都大大高于 Z2 井；再由图 2－51 可知，Z3 井大洞出现的次数也高于 Z2 井，其累计频率曲线反映出 Z2 井溶洞面积在 1400mm^2 出现饱和（该层未获产能），而 Z3 井在 2300mm^2 才出现饱和。综合分析，Z2 井具有溶洞较小的特点，Z3 井具有溶洞大小分布不均，大洞较发育的特点。由此可见，溶洞的大小及面洞率与单井的储层好坏有较好的相关性。

二、砾岩地层的成象测井定量描述

加里福尼亚地区的 Midway－Aunset 油田的开发设计，为优化开发曾建立储层模型并广泛作图，用注蒸汽技术尽可能地使重油流动。由直径 4in 常规岩心提供的证据表明，该地区含有大鹅卵石，它影响生产能力和储层计算。在岩心中还有薄泥质透镜体会构成渗透率隔层。常规测井不能分辨大鹅卵石和识别泥质透镜体。因此采用成象测井以确定大鹅卵石的位置，计算大鹅卵石的体积，更好地辨别渗透率隔层（图 2－52）。

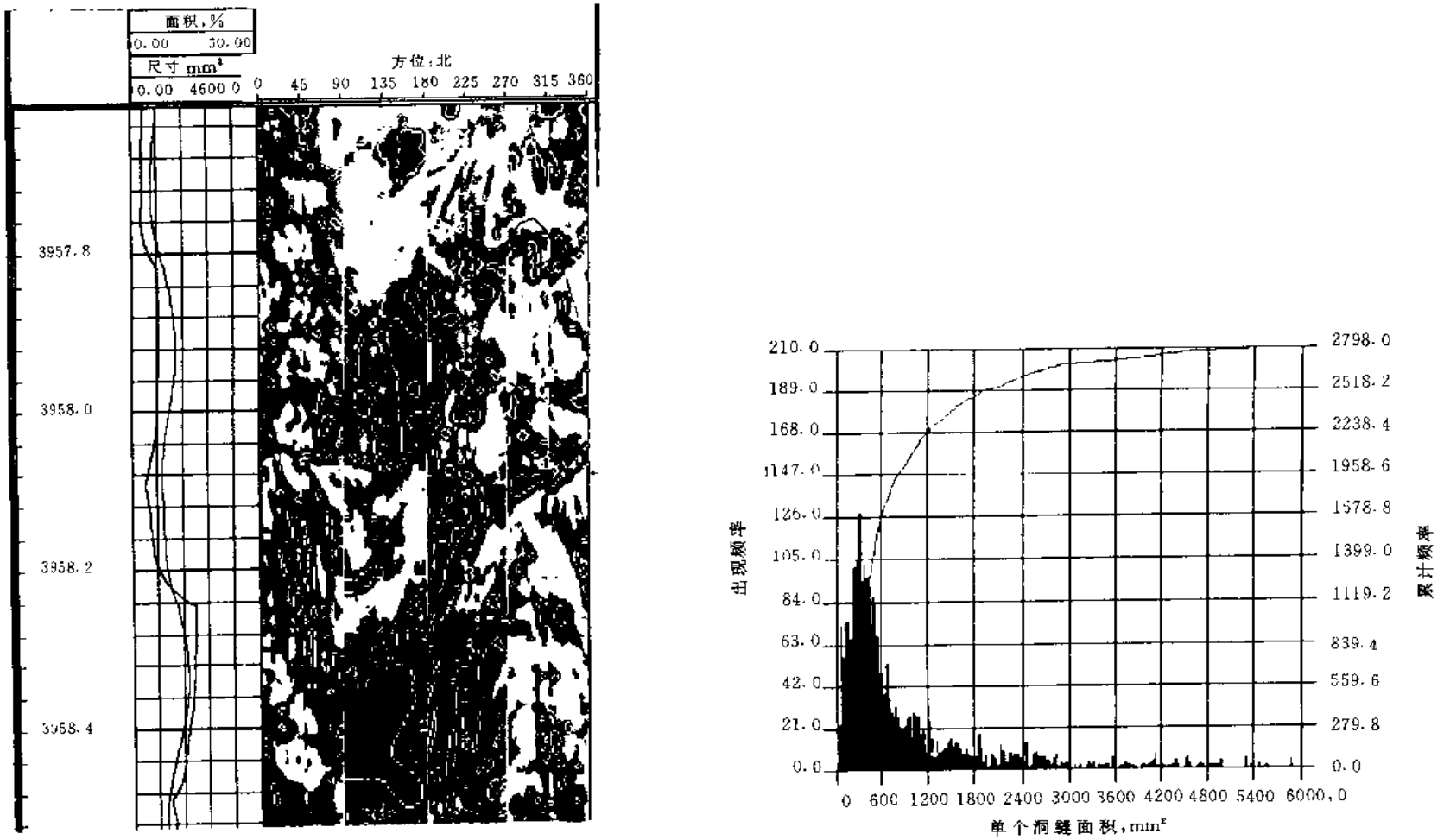


图 2-49　四川溶洞型白云岩储层 SPOT 处理结果

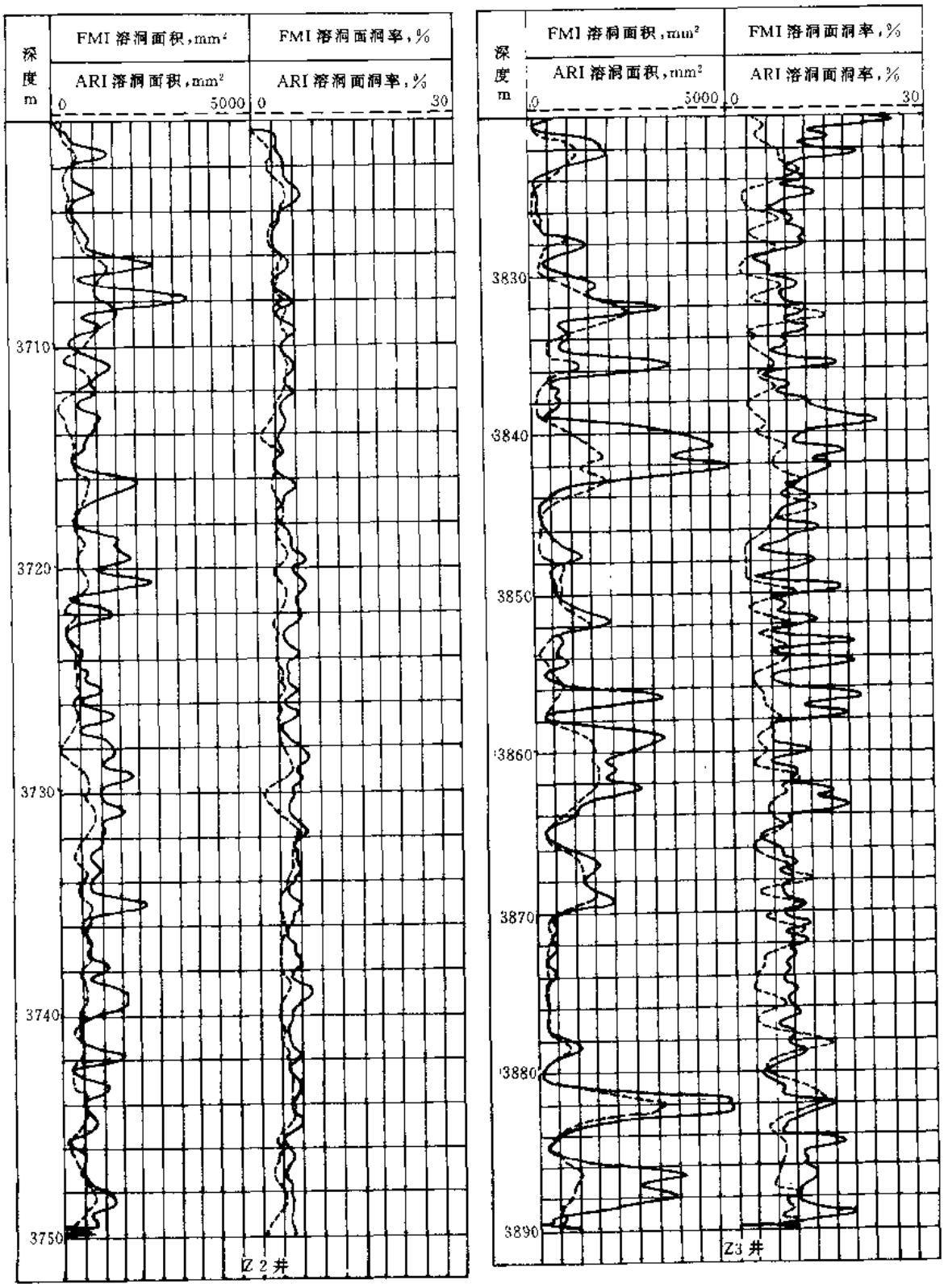


图 2-50　Z2、Z3 井 SPOT 处理成果图（引自贺洪举）

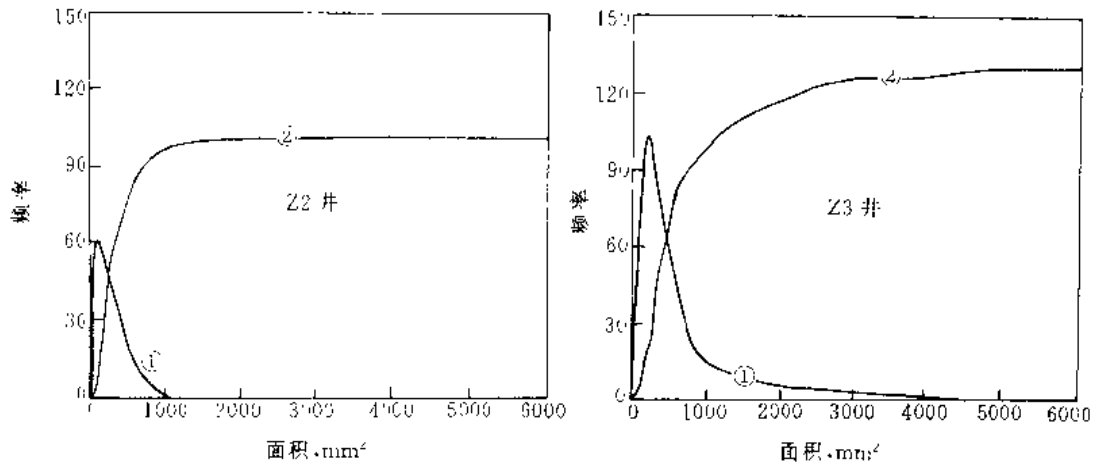


图 2－51　成象测井定量分析溶洞大小（面积）与出现的次数及其累计频率的关系图（引自贺洪举，1997）
①溶洞大小与出现次数的关系曲线；②溶洞大小的累计频率曲线

1. 方法研究

用 Image Examiner 工作站对图象进行分析。首先观察电导率幅度和频率的直方图，判断电导率的差异及是否合理。由于电导率谱缺少足够的分辨率，这种方法并不令人满意。可以给出混合大鹅卵石砂岩骨架岩相环境的直方图。

电性图象数据可以用图象或阵列曲线的形式显示在屏幕上。当曲线与图象并排显示时，图形就变得非常明显，曲线数据清楚地与岩相变化对应。图 2－53 给出了 16 条电导率曲线，向右表示电导率值增加，可以看到靠近图象顶部的大鹅卵石，表明为电导率值向左减小。在某些低阻带（泥岩碎屑），曲线向右边增大。在这种环境下，曲线数据有足够的动态范围，至少能区分若干数量的岩相。比起图象显示本身，曲线数据能提供更好的方法来探测并量化岩石结构中细小尺寸的变化。

从 FMS 可以得到每个取样深度的 64 条数字化曲线，这么多的曲线可能会使用户不知如何选择岩相分类的边界点。为了简化数据处理，提供有意义统计，用程序去计算 4 块极板的每一个极板测量的最小、最大和平均电导率值。这个程序使用户监视已处理的 12 条曲线而不是 64 条数字曲线，考察每一块极板电导率值的有效范围。图 2－54 给出已处理曲线的例子以及相应的图像。其最小值曲线用实线表示，刻度为 0～1，电导率向右表示增加。最大值曲线用点线表示，刻度为 1～0，电导率向右表示下降。平均值曲线用虚线表示，刻度为 0～2，电导率向右表示增加。

这种方法具有足够的统计分辨率来区分有限数量的离散岩相。大多数环境是由 5 种或更少几种岩相构成。Midway－Sunset 油田是一个冲击扇沉积环境，它的砂岩到粉砂岩骨架中含有大量的大鹅卵石。按照电导率增加的排序，选择 4 种基本的岩相类型进行区分，它们是大鹅卵石、砂岩、粉砂岩、其它非储集层岩石。对于这种环境，用电导率曲线可以提供足够精度的信息来区分岩相。

2. 门限值选择技术

图 2－55 给出了 4 极板 FMS 的图象实例，左边显示了导出的电导率曲线的统计相关性。把图象和统计数据组合起来，使操作者容易选定所需岩相的边界点值。图 2－53 中，横坐标是电导率，纵坐标是频率。需要用三种门限值或边界点值来把地层区分为大鹅卵石、砂岩、粉砂岩和其

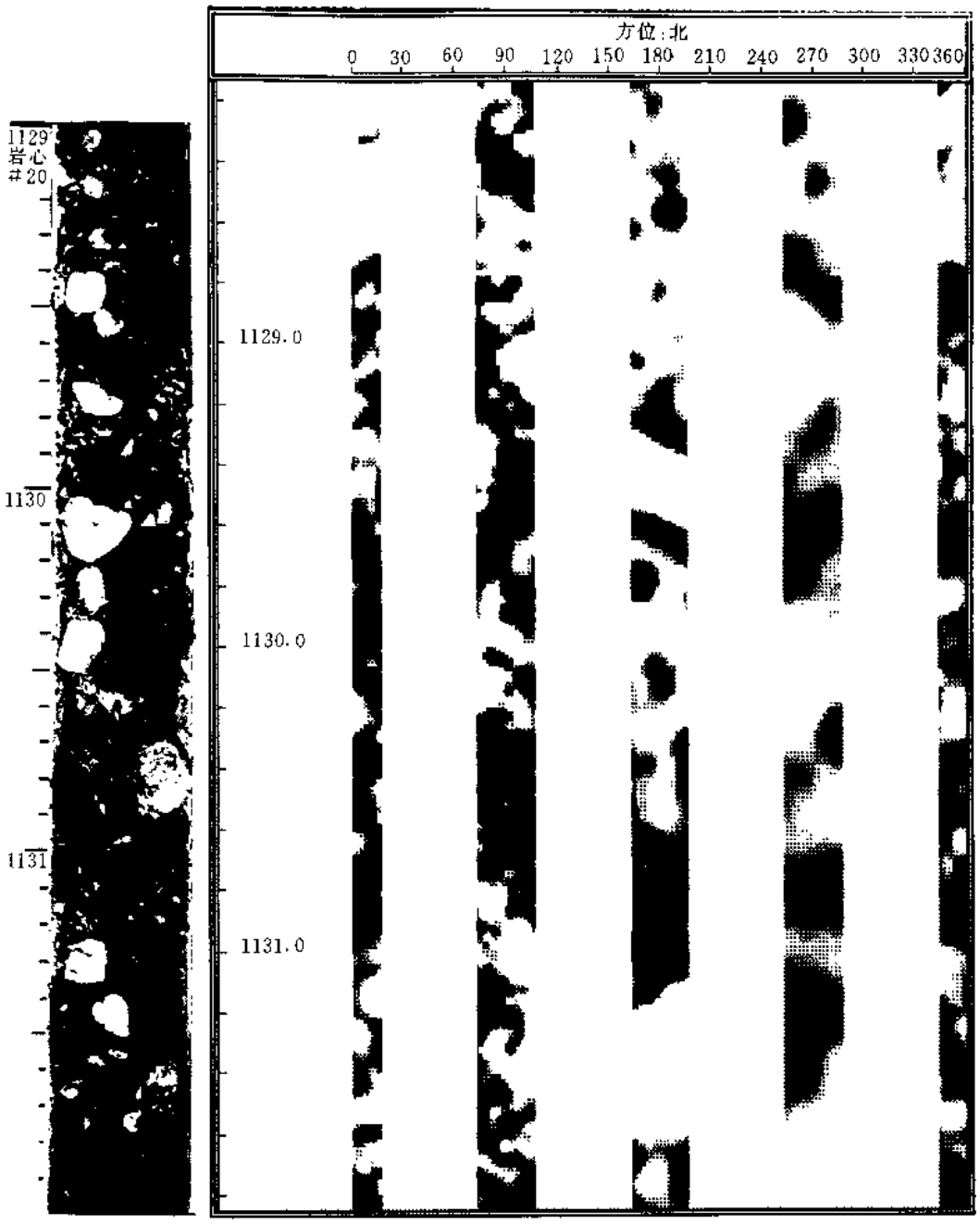


图 2-52 岩心的鹅卵石与成象测井显示一致

它非储集层岩石。

要把4种岩相分开，需要把每一种岩相分离，并选定每种岩相的边界点值。根据大鹅卵石的图形形状及白色图象，易于区分大鹅卵石。大鹅卵石电导率和砂岩骨架电导率之间，通常存在明显的差异，而看不到逐渐过渡。应用计算出来的最小、最大、平均值曲线，一般很容易选定大鹅卵石电导率的门限值。对于非储集层岩石的门限值选在电导率增加而图象变黑的地方。比起大鹅卵石电导率的门限值选择，它很直接了当，从井顶到井底，它很少变化。但对于纯砂岩和粉砂岩

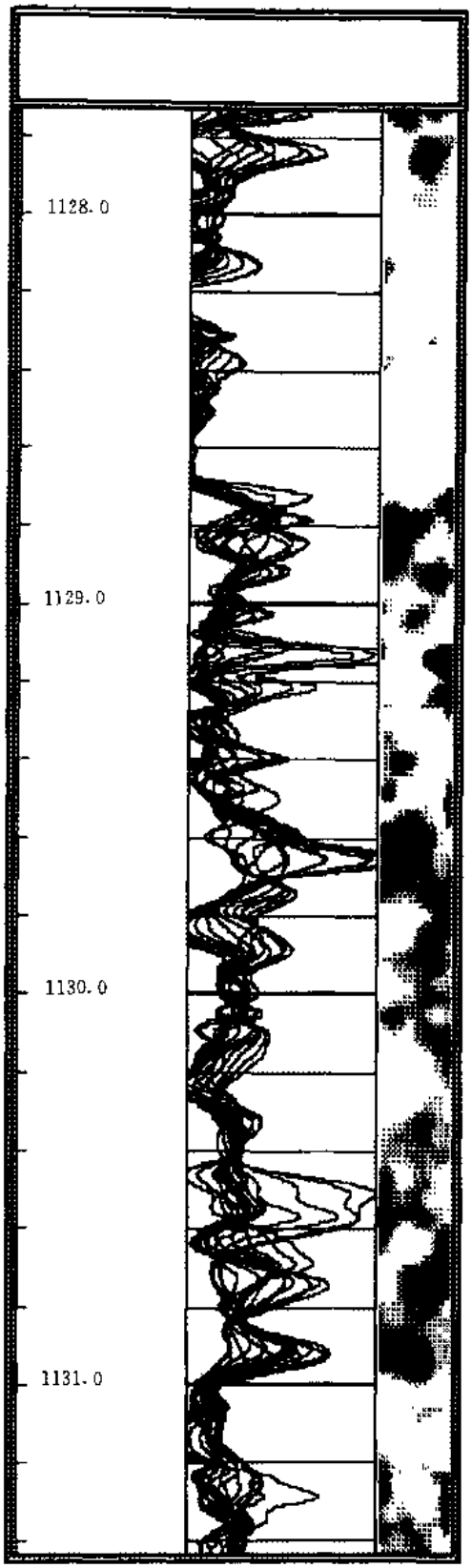


图 2－53　用于成象测井的 16 条电导率曲线证明有足够的动态范围来区分岩相的变化

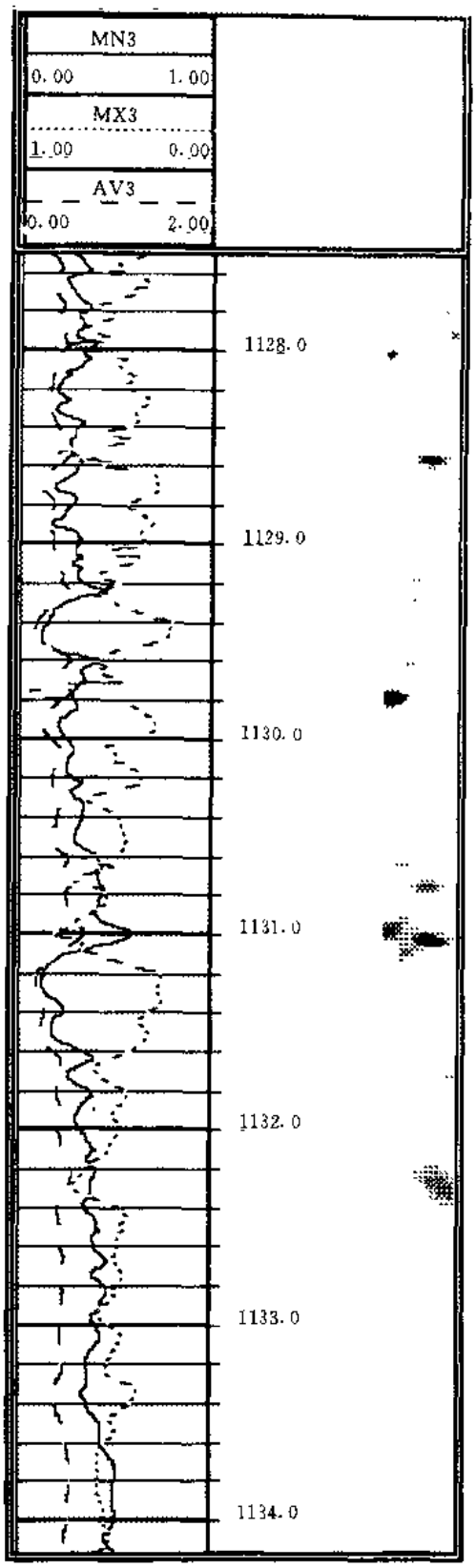


图 2－54　处理后的曲线（最小 MN、最大 MX 和平均 AV）允许用户用统计方法选择有效电导率门限值

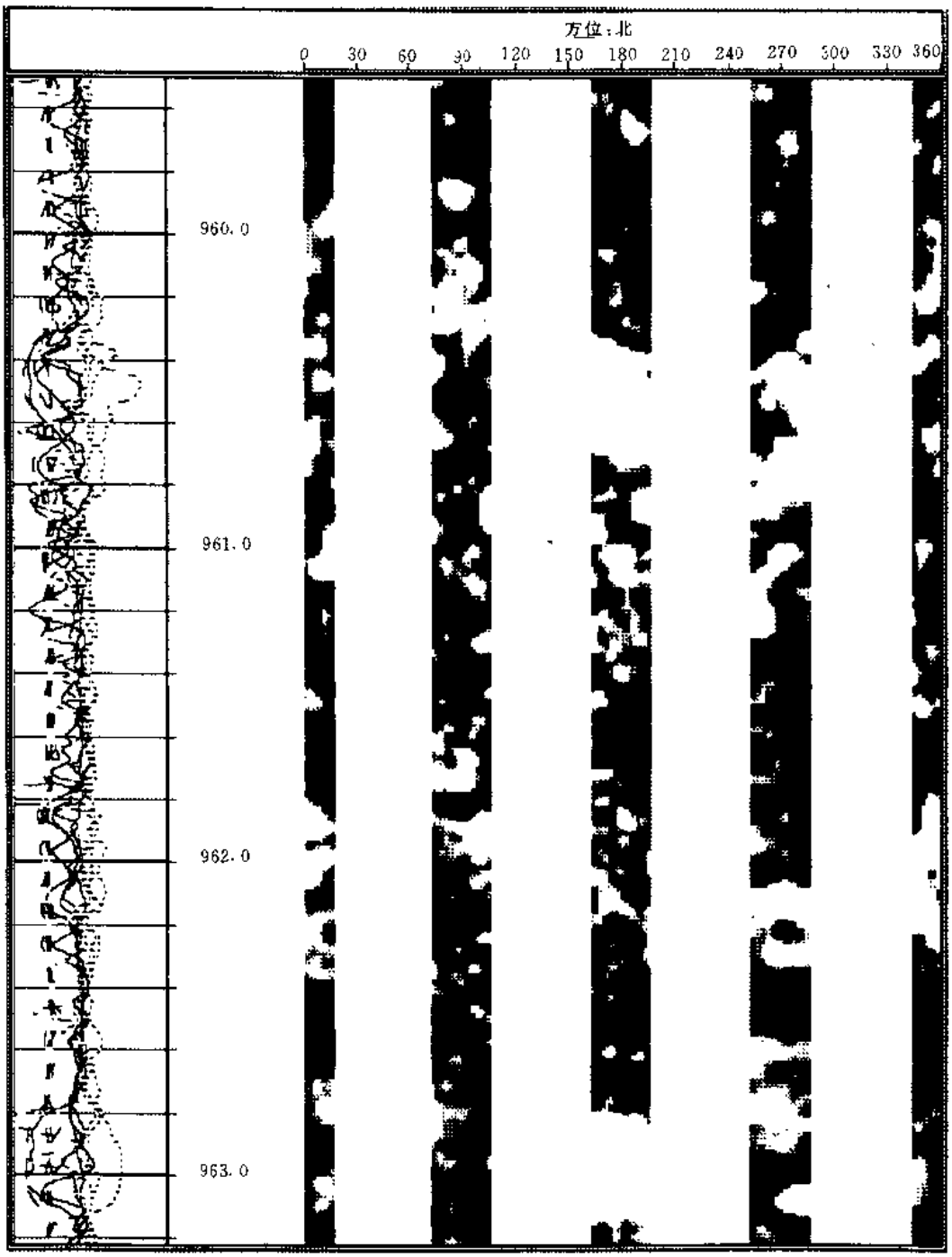


图 2－55　大鹅卵石和砂岩骨架显示在增强图象上，最左边是处理后的曲线

的门限值，就有点任意性了。这种选择不好定义，但可选在图象电导率刚开始显示出过渡的地方。不同井之间这种过渡是一致的，由于对所有的井均采用相同选择方法，计算出来的岩相可以互相比较。

为了对不同程度的剩余烃、泥质电导率的变化、蒸汽驱油引起温度变化，以及原生水电导率

变化等进行校正，需要进行分带。常规的测井目的在于获取合适的点来定位层段，在较小的动态环境里需要分带数较少。区分大鹅卵石的能力受环境改变的影响不严重，但要把纯砂岩和粉砂岩岩相分开，则是非常困难的，因为蒸汽驱油或者烃的冲洗程度导致温度升高，使纯砂岩的电导率升高。在这种情况下，通常由于冲洗或温度增加会把纯砂岩分类成粉砂岩。大多数未开发的地层都不受这种人工环境影响，它们可以直接归类。

一旦电导率门限值确定后，就可以统计各深度点在 64 个钮扣电极中，归入每类的各有多少，然后把归入每类的钮扣数除以钮扣总数（64），就得到了每一个岩相的百分数。用一个计算程序执行这种功能，输出如图 2－56 所示，称为结构分析图。这种结构分析图与图象比较，就可以证实大鹅卵石及其它岩相的存在。如果需要调整体积值，就需要重新确定门限值并计算。把结构分析和图象比较，就很容易确定大鹅卵石体积的精度。如果大鹅卵石覆盖了一个极板，但是没有覆盖其它极板，则结构分析图上只取 25%。同一深度上覆盖了两个极板的大鹅卵石表示在结构分析图上体积近似取 50%。从图 2－57 的例子可以看到，如何用图象数据来刻度结构分析图。这种图象能同由结构分析图计算出来的大鹅卵石体积相比较。

这种计算的另一种有用的输出就是在图 2－56、图 2－58 中第一道显示的变化曲线。这种曲线由各极板上最大与最小电导率简单地相减得到，它能很好地表示地层的均匀性。不含大鹅卵石的纯砂岩显示出的变化很小。而纯砂岩和非储层岩石表现出变化增加。这种输出有助于识别纯砂岩，它的电导率由于温度漂移和碳氢化合物的冲洗而改变。此外，由于这种曲线通常带伽马曲线，它也是一种很有用的相关指示。在 Midway－Aunset 油田，由于蒸汽驱油和丰富的长石，自然伽马曲线不能很好地指示泥岩。

作为最终的结构分析的一部分，一英尺一英尺地列出了各深度点每种岩相的数据（一英尺窗长取平均值），与解释结果一起放在图上，并给出岩相体积集总。结构分析图成为大量的 FMS 图像的定量总结。

3. 与全岩心对比成象测井的分析结果

在测了 FMS 资料的两口井取得全直径岩心，Globe14－500 井连续取心深度从 769ft 到 1343ft，Anderson Goodwin TO－711 井连续取心深度从 650ft 到 1150ft。两口井中岩心收获率近 100%。对岩心作了描述和点计数，以便估计大鹅卵石的位置和数量。除了常规点计数外，也作了岩心照片，描述并输入计算机，以便证实大鹅卵石的富集程度。没有用岩心来估计砂岩、粉砂岩、其它非储集层岩石的体积，但用岩心描述来证实它们的存在。岩心研究工作与图象分析各自独立进行，但最后阶段在结构分析以后进行了比较。

这两口井相距大约一英里，可能代表冲击扇环境中几乎不同的单元。Globe14－500 井的大鹅卵石明显比 Anderson Goodwin TO－711 井少。Globe 井被解释为海相陆棚沉积；而 Anderson Goodwin 沉积在砂质扇形三角洲系统，混合中砾砂岩和砾石占主要成分。

在 Globe14－500 井描述了总长 574ft 的岩心，在两个主要的层段发现了大鹅卵石，但它们的存在并不重要。在 Golbe 井中，大鹅卵石的点计数达 3.9ft，仅为取心段的 0.7%。结构分析计算的大鹅卵石为 6.6ft，比 3.9ft 大得多。但是大鹅卵石的比例仍然只有总岩心的 1%。两种方法都对这种小体积敏感，FMS 不能测量到与岩心相同的岩石，因为岩心已被取出井眼。

Anderson Goodwin TO－711 井明显含有更多的大鹅卵石，其岩心的点计数在 500ft 总长岩心中为 6.2%。在同一层段结构分析计算的大鹅卵石体积为 5.6%。这两个结果很一致，它鼓励把这种技术用于油田的其它 8 口井，这些井有 FMS 资料，但没有取心。

除了大鹅卵石体积计算外，结构分析也能分开其它三种岩相。这种类型的分析对于确定渗透

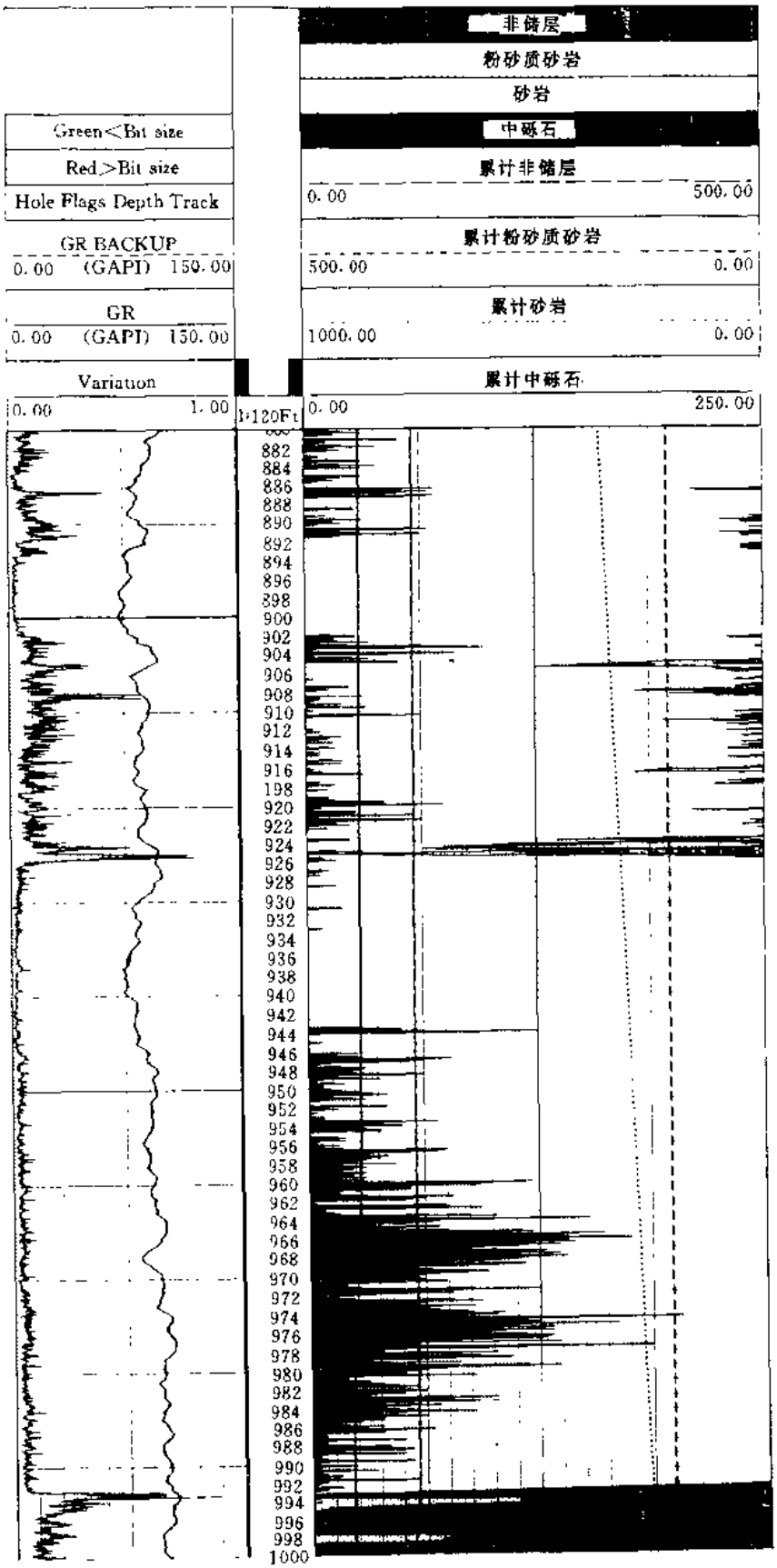


图 2-56　结构分析显示出了各岩相的百分比和每一岩相体积的连续累计值

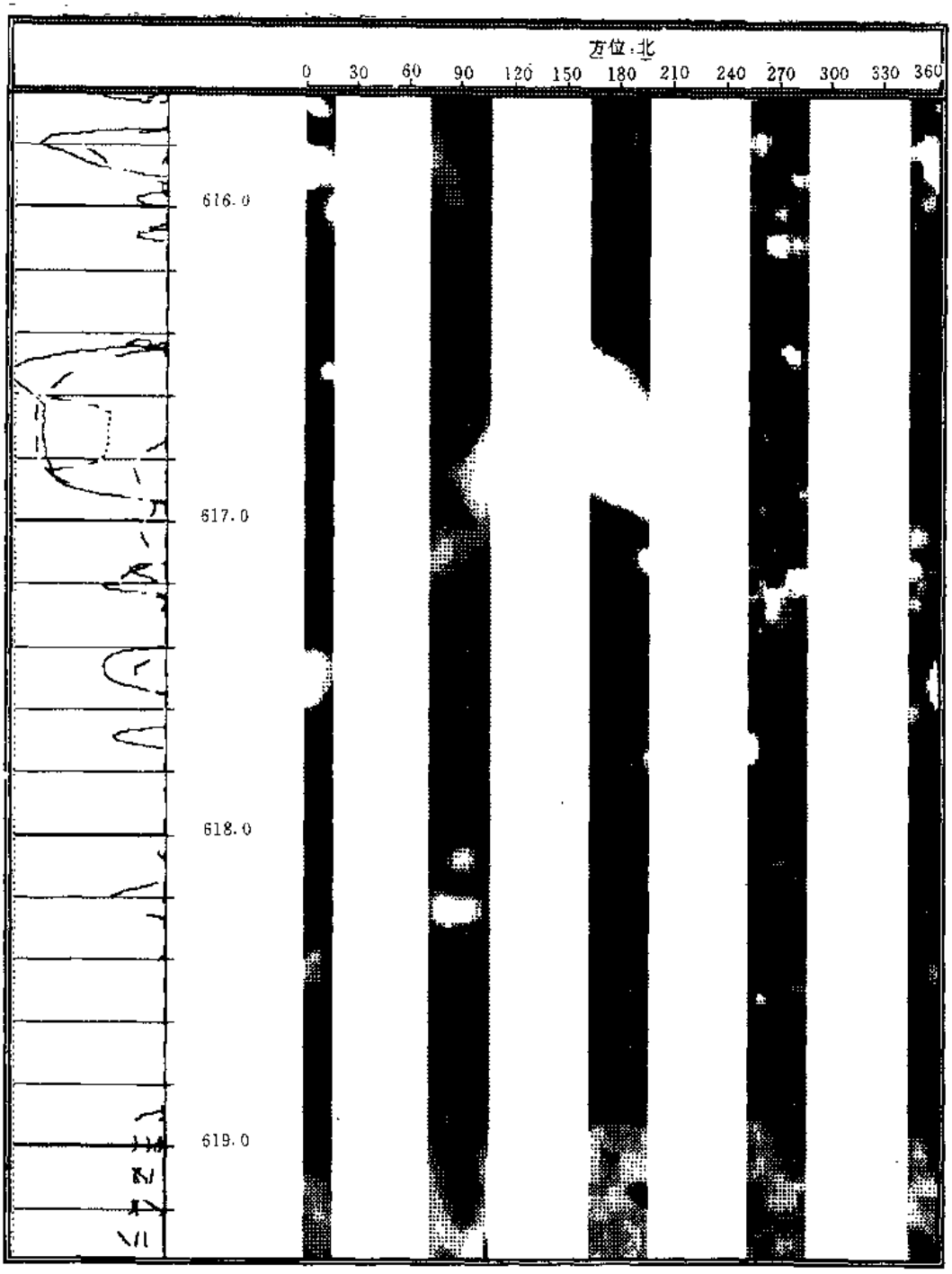


图 2-57　图象中 616.6ft 处看到鹅卵石约相应于结构分析图上鹅卵石体积的 25%

率阻隔层的位置、描述沉积环境、定量描述岩相分布，并把信息组合进现场绘图程序中去很有用。两口取心井中看到的阻隔层与结构分析计算结果的相关性很好。

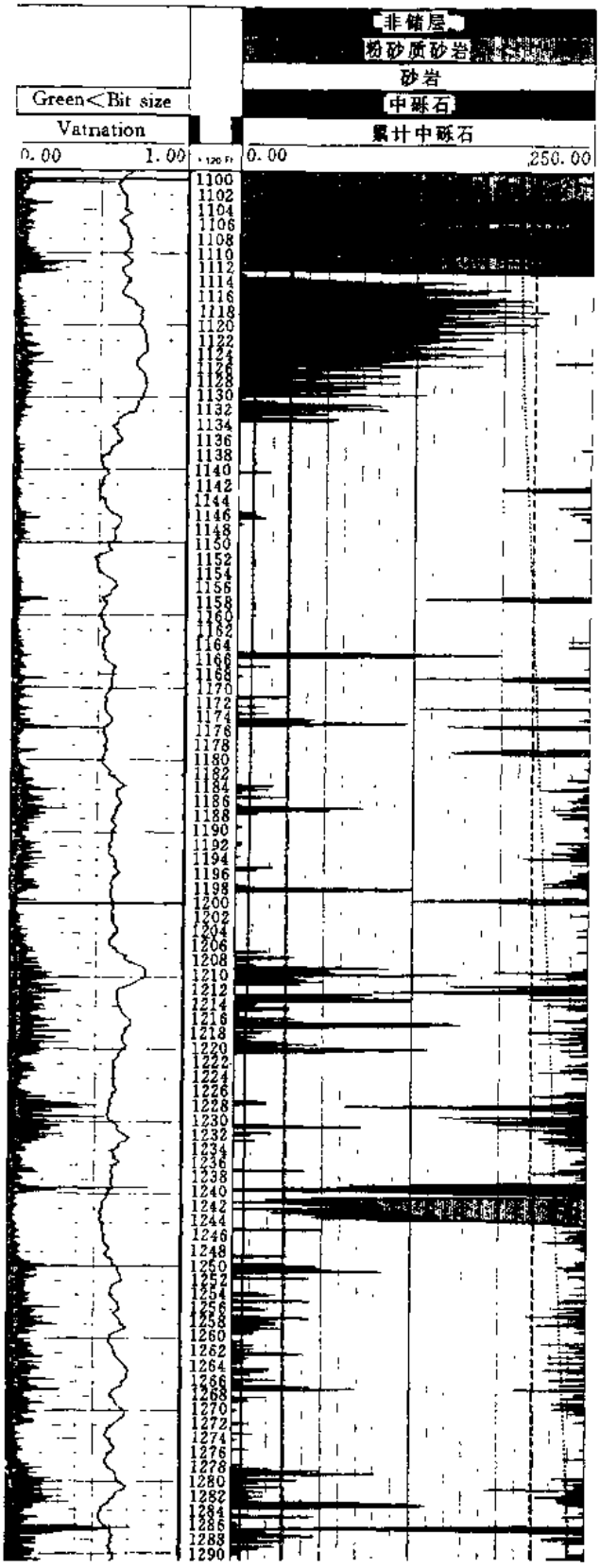


图 2－58　计算鹅卵石体积的 FMS 结构分析图可与图 2－54 等的 FMS 成象测井图比较

三、裂缝性花岗岩的成象测井定量描述

1. 裂缝开度

埃及苏伊世湾裂缝性花岗岩储层显示出了一个特别有意义的裂缝开度随深度变化关系。这些裂缝数据指示了每 1000ft 层段中有 4000 条裂缝，在挑选这些裂缝数据时，用手工方式选择裂缝，用开发的程序计算每个裂缝的平均开度和平均水力（人工）压裂裂缝开度。然后用一种平均技术按固定采样率计算裂缝密度和裂缝孔隙度。在给定油田，按这种方法分析了几口井，每口井平均开度的变化被生产结果得到了证实。生产表明，裂缝密度和裂缝开度对初产量是最重要的指标。

用 Fracview 程序计算的开度数据指示在裂缝性储层的整个剖面上，平均开度数值从 1μm 到大于 1mm。标准的开度范围在 60～120μm，在不同井中，开度范围差别很大。在短的层段上开度变化很大是常见的，大的开度--般与角砾岩上部花岗岩中的淋滤裂缝有关。

在 Turkiye 的碳酸盐岩中，开度值有相同的范围，但指示较长层段的开度较低。这是由于裂缝主要是由构造褶皱引起的，而不是由叠加的构造和侵蚀的系列事件引起的。碳酸盐岩中大的开度一般与淋滤的不整合有关，与断层附近裂缝的发育有关。

2. 裂缝密度

如果我们研究任意一组裂缝的密度模式，我们会看到这些模式随深度而变化（如在斜井中开度真实的三维变化关系）。每组裂缝（方位不同）的密度模式随深度的变化不相吻合，这可能是由于整个储层中存在随机频率的影响。在裂缝性花岗岩的大部分研究实例中，该层段中裂缝方向在两个主要方向（Sueg 和 Aqaba）之间周期性快速变化。这种现象在碎屑岩层序的张性裂缝中已为人所知（Standen，1994），但似乎也存在于均质花岗岩中，这些岩石经受了剪切破裂作用。由于

裂缝密度与穿过井眼的裂缝数量有关，并且，即使对井斜作了校正，密度的变化也可能简单地反映在不同深度上，不同方向裂缝带与井眼相交的状况。出现单一方向的裂缝群时，井眼轨迹是观测绝对裂缝密度的非常重要的因素。

在 Mardin 组的碳酸盐岩剖面，由于不同层的抗张强度影响了由构造形变引起的岩石破裂程度，裂缝密度的变化与不同断块和不同地层有关。有一点需指出的是，在该层序中裂缝密度与地层分层的程度（分层密度）没有任何关系，这与以前露头上作过的破裂研究相矛盾。即使存在关系，也是一种反相关关系（如图 2－59）。

裂缝密度也受仪器分辨率和解释员分析程度的限制。这口井中测井曲线上显示的裂缝密度应被当作裂缝数的下限。同样，裂缝孔隙度是任一层中孔隙度的下限。

3. 裂缝开度与密度的关系

裂缝开度与裂缝密度有两种关系——相关和反相关（如图 2－60）。开度与密度的反相关关系可以从地质学上进行解释，即一旦裂缝形成，岩石应力就被释放出来，与初始裂缝从一定距离内的岩石会进一步破裂。在其它情况下，随着应力的变化裂缝在某一特殊点向几个节理扩展。第一条裂缝区内较大的应力将随岩石的角砾化作用在裂缝上发生简单运动使裂缝扩宽。在多条裂缝存在的位置，任何应力运动都被裂缝扩宽。在多条裂缝存在的位置，任何应力运动都被裂缝吸收，裂缝开度没有大的增加。按这种方式，可以预计到，一个大裂缝或几个小裂缝导致了开度与密度之间的反相关关系。

如果两个或多个裂缝紧密排列，就会将其解释为大开度裂缝引起的一个电导率异常。计算的总开度和孔隙度可能是正确的，但裂缝的空间密度或间距会无法计算。因此，计算的裂缝密度可能偏低但密度的变化还是可用于与其它数据进行比较。从这一点看，大的导电裂缝实际上是对低于仪器分辨率多个裂缝的测量结果这一事实，将会使解释员得到开度与密度的反相关关系。这些反相关关系应出现于裂缝开度大的层段。

开度与裂缝密度的正相关关系出现于角砾岩化作用的层或裂缝数量非常少的层。一般来说，裂缝密度低和视开度低的层是非裂缝性岩石层段以一组裂缝或节理为主的层段。

高密度和大开度的相关关系指示多裂缝组内的剪切作用带和移动的层，或简单地指示出不同裂缝组内的存在。这可能是苏伊世湾的情形，Sueg 和 Aqaba 方向的原始剪切裂缝已证明是垂直的，该裂缝终止在张性断裂处。在这些情形下，高的裂缝密度是几组裂缝在不同时间重叠的结果。

在碳酸盐岩中，大开度和相应的大裂缝数量与不整合事件有关，或与断层附近的剪切带有关。在离这些带较远的地方，统计的裂缝数量下降，裂缝的密度与开度之间都存在相关关系。

4. 裂缝孔隙度

Cheng 等人 1990 年的研究是，裂缝孔隙度是在考虑了井径和所用成象仪的井眼覆盖率后，在一个平均窗长（通常取 1ft）内由每个裂缝事件的平均开度来计算的。这种方式计算的孔隙度实质上是井壁上裂缝数量和大小的面积量度，外推到体积值。裂缝孔隙度很少大于 1%，通常的值在百分之零点几。在计算裂缝孔隙度的所有测量中，裂缝开度（即裂缝孔隙度）是最重要的。

即使在花岗岩中，由于晶间和淋滤孔隙度的存在，裂缝孔隙度总是小于测井孔隙度。也由于用来分析裂缝孔隙度的程序的特征，为计算正确的裂缝孔隙度值，解释员要挑选出所有裂缝。在考虑了淋滤孔隙度和给定的有限的岩心收获率及分析方法后，苏伊世湾花岗岩岩心的裂缝孔隙度与 Xenon 测量的孔隙度的比较，显示出一种相当好的匹配关系。

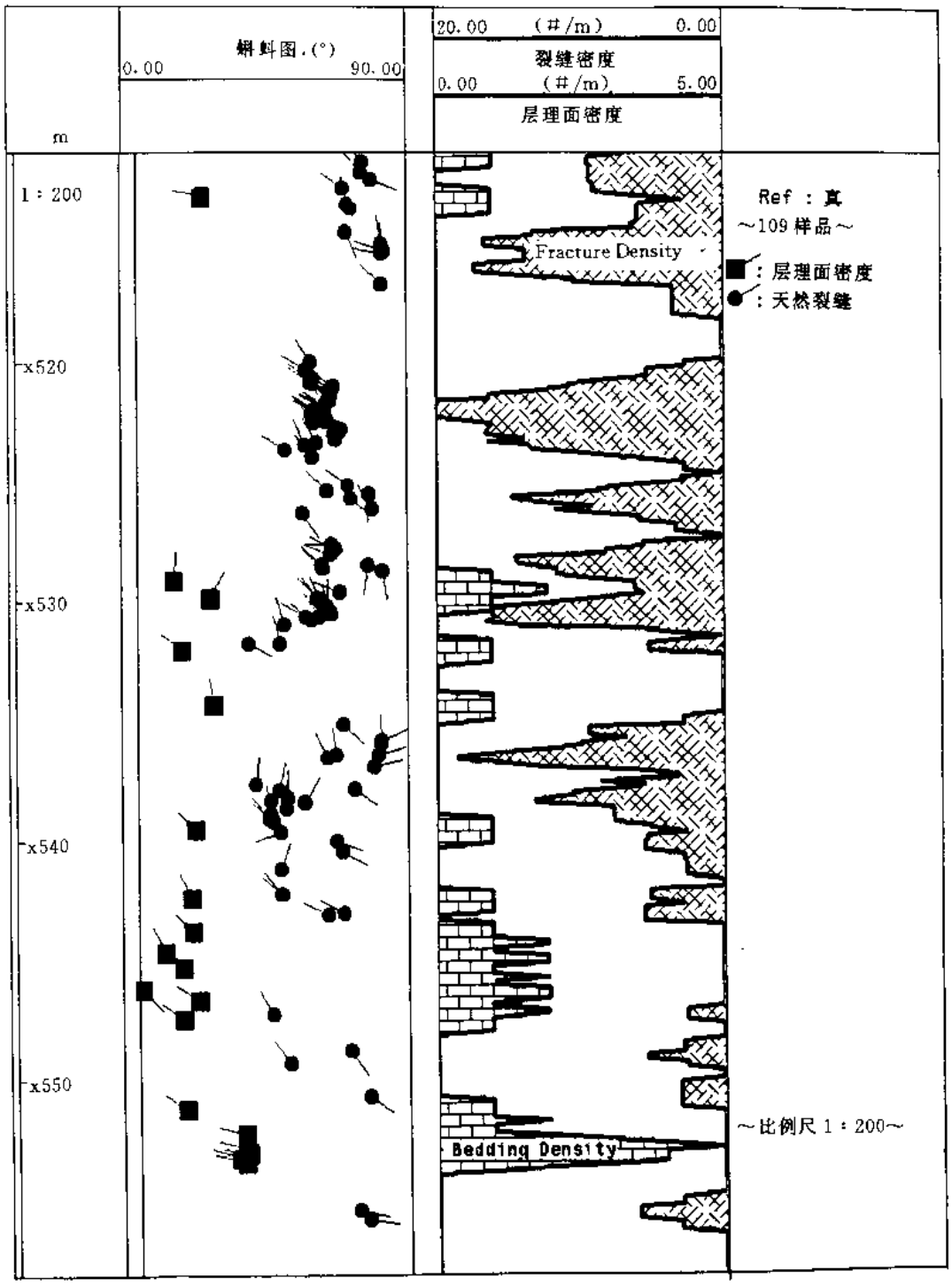


图 2－59　碳酸盐岩裂缝密度与地层分层的程度（分层密度）存在反相关关系

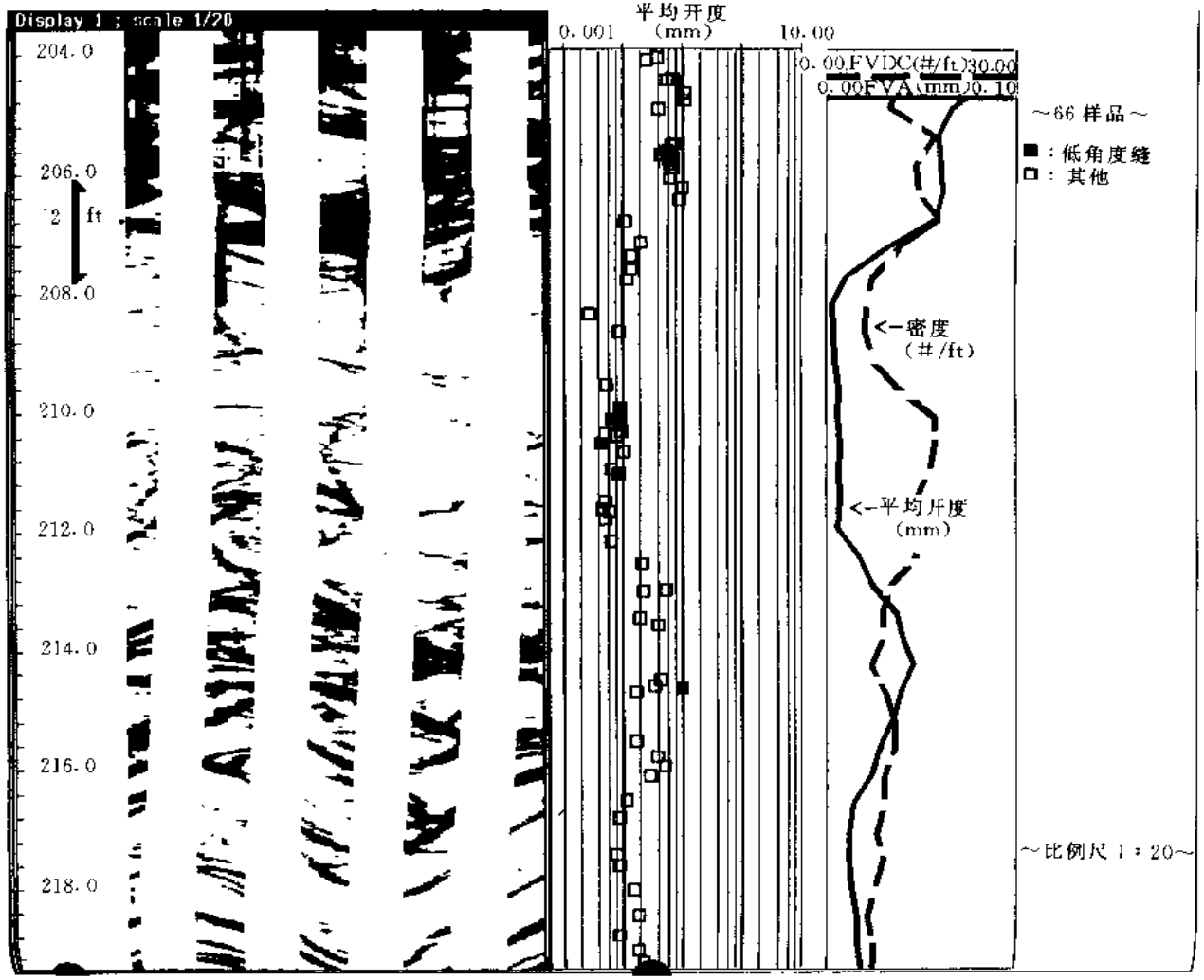


图 2－60　裂缝开度与裂缝密度的两种关系——相关和反相关

5. 裂缝方位

在花岗岩储层中，方位与开度之间没有找到相一致的相关关系。在某些情况下，岩石中存在强的主应力，在井眼中可观察到裂缝优先张开的方向平行于主应力方向，在这些层中常常伴生有钻井诱导裂缝。在一种情况下，花岗岩储层的一段裸眼完井层段记录的流量计数据与从累积裂缝孔隙度得到的视流量剖面相关。但这种关系只在加上钻井诱导裂缝孔隙度后才存在。这指示了钻井诱导裂缝对流量的贡献。在花岗岩储层，裂缝方位对产量变化的影响也已引起注意。一般而言，人们注意到，一组高角度裂缝存在时，垂向渗透率较高。裂缝是多个方位混合时，如花岗岩块的边缘处，产油量较高。

在碳酸盐岩层序中的不整合接触面，常可看到裂缝有不同方向，且倾角较低。因此，对油藏工程来讲，在确定垂向渗透率时，考虑裂缝倾角和走向的作用裂缝密度更重要。

6. 油气对裂缝开度计算的影响

在苏伊世湾花岗岩基底储层的裂缝孔隙度的早期解释中，人们注意到一种对计算裂缝数据有影响的因素。在油气层段，计算的开度比水层低一个数量级（图 2－61）。开度计算的理论检验表明：计算的开度与充满水的裂缝电导率成正比，受围岩电导率的影响很小。泥浆电阻率（R_m）是 Fracview 程序的关键输入参数，实际上开度与裂缝内流体的电导率成正比。有理由认为，在含油气层段，侵入后有部分油留在裂缝中，结果，这种裂缝中导电的泥浆量低于水层中的量。在连续刻度的成象测井图上，可看到的裂缝轨迹是从水层的暗黑的图象变到油气层的较亮图象。图 2－61 显示出花岗岩层中裂缝开度从水层到油层的变化。

为校正油气对计算的影响，有必要对油层和水层计算的平均刻度的方位进行统计分析。分析发现，油层中裂缝开度比水层中小 7～11 倍。假设这两种层的裂缝大小相同，这就应在计算输入中将 R_m 增大 7～11 倍进行校正。实际上，在油层计算裂缝开度使用视泥浆电阻率 R_{ma}是必要的有意义的是，注意到在油气层中用标准的测井分析方法计算时，R_{ma}接近 R_m 与含水饱和度的比值。由于开度实际上是裂缝内的含水量，可认为与裂缝电导率成正比，因此，含水饱和度减小，视开度就相应地减小。对 R_m 的校正可由下式计算

$$R_{ma} = R_m / S_w$$

在 Tarkiye 的实例中曾看到相同的影响（如图 2－62），在这里，分析已提供了数口井中油水界面处一种独立检验。但在某些情况下，在碳酸盐岩层看到低的裂缝密度和较宽的裂缝开度范围及裂缝类型多，面掩盖了油气对计算裂缝开度的影响。

两个有意义的实例表明本项技术在完井决策中的潜在作用。在一个枯竭油田有两口水平井（图 2－63），该油田从岩溶性不整合面产油。通过水平钻井，平行于不整合层并在其下钻井，开采出了剩余的油，含水量很少。在一号井，显示在裂缝开度大的几个层和低视开度裂缝的长的层段在一起。由于这一开度值的范围比预计的大，开度较大的层很可能指示裂缝中高的含水饱和度，表明是在储层开采期间被水淹的层。在二号井，只在不整合面附近见到高裂缝开度带。该井穿过了石灰岩储层。这两口井均用割缝衬管完井，因此井中的所有裂缝都有最大生产机会。一号井中，开度大的层以含水量 50%开采，可能是充水裂缝引起的。二号井不产水，表明所有裂缝都处于低含水饱和度状态。

7. 储层参数

沉积岩中裂缝分布的其它特征之一是关于裂缝性和非裂缝性岩层的“视分层”。以前的露头研究已揭示薄层或分层与裂缝密度之间的一种关系，但现场资料中没能看到这样的关系。事实上，在多数情况下，岩石越是成层，观察到的天然裂缝越少，呈现一种反相关关系（如图 2－

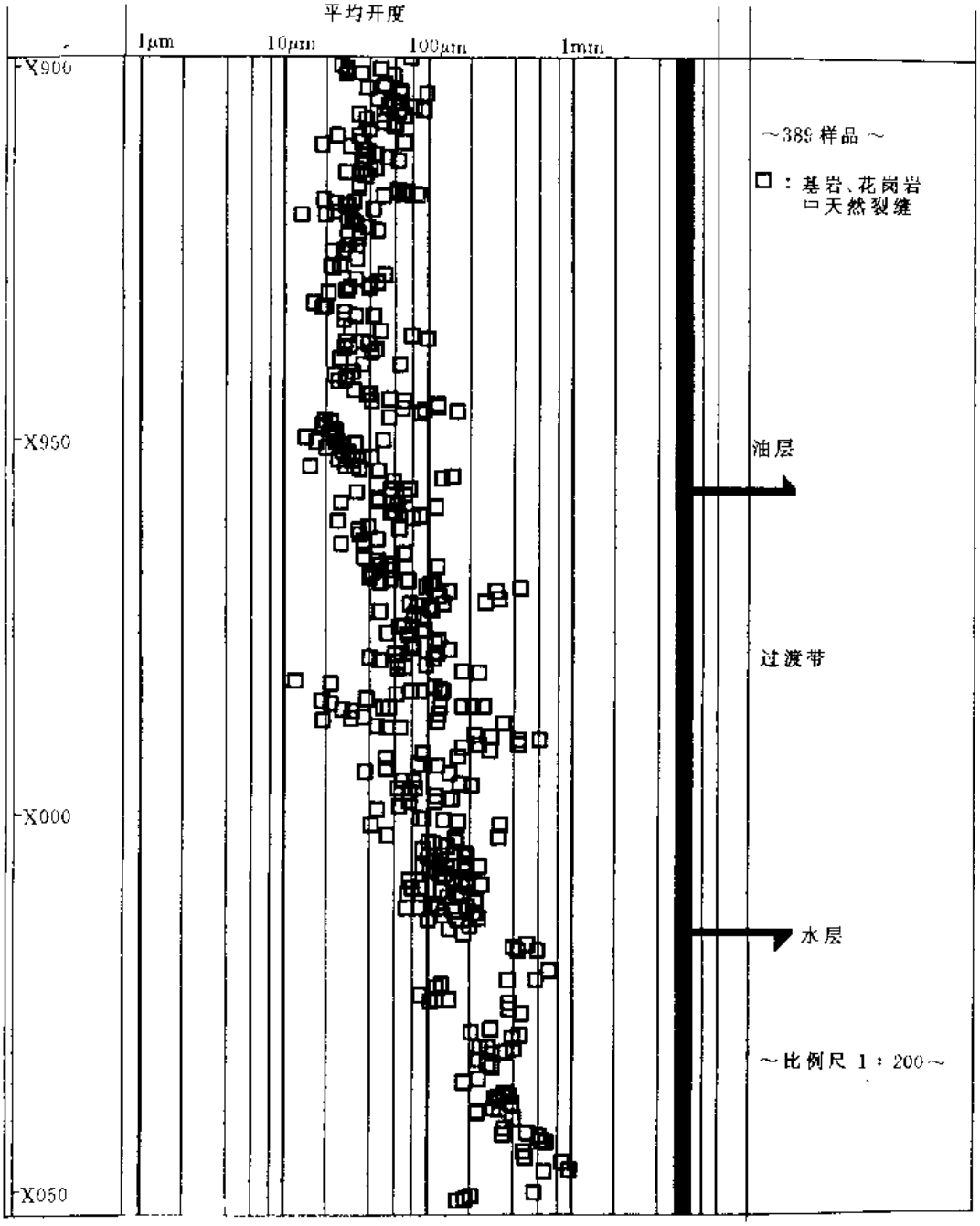


图 2－61　用 FMS 计算的裂缝开度在油层段比水层低一个数量级，
在水层段与裂缝中流体电导率成正比

59)。

从油藏工程的角度看，Fracview 数据不仅能用于识别裂缝性地层，还能用于识别块状层的大小。这对油藏模拟是必要的。成层的层段有较小的块尺寸，即使形成裂缝时，垂向渗透率也可能较小。理由是，在大多数情况下，裂缝在泥岩边界终止了，因而不与另一层的裂缝相连通。在裂缝性层段，裂缝段的长度或裂缝密度的最小值可被用作块状层尺寸的一级近似量度。水平渗透率应比垂向渗透率大得多，最大的水平渗透率出现在主裂缝组的走向方向上。这一方向一般与主应

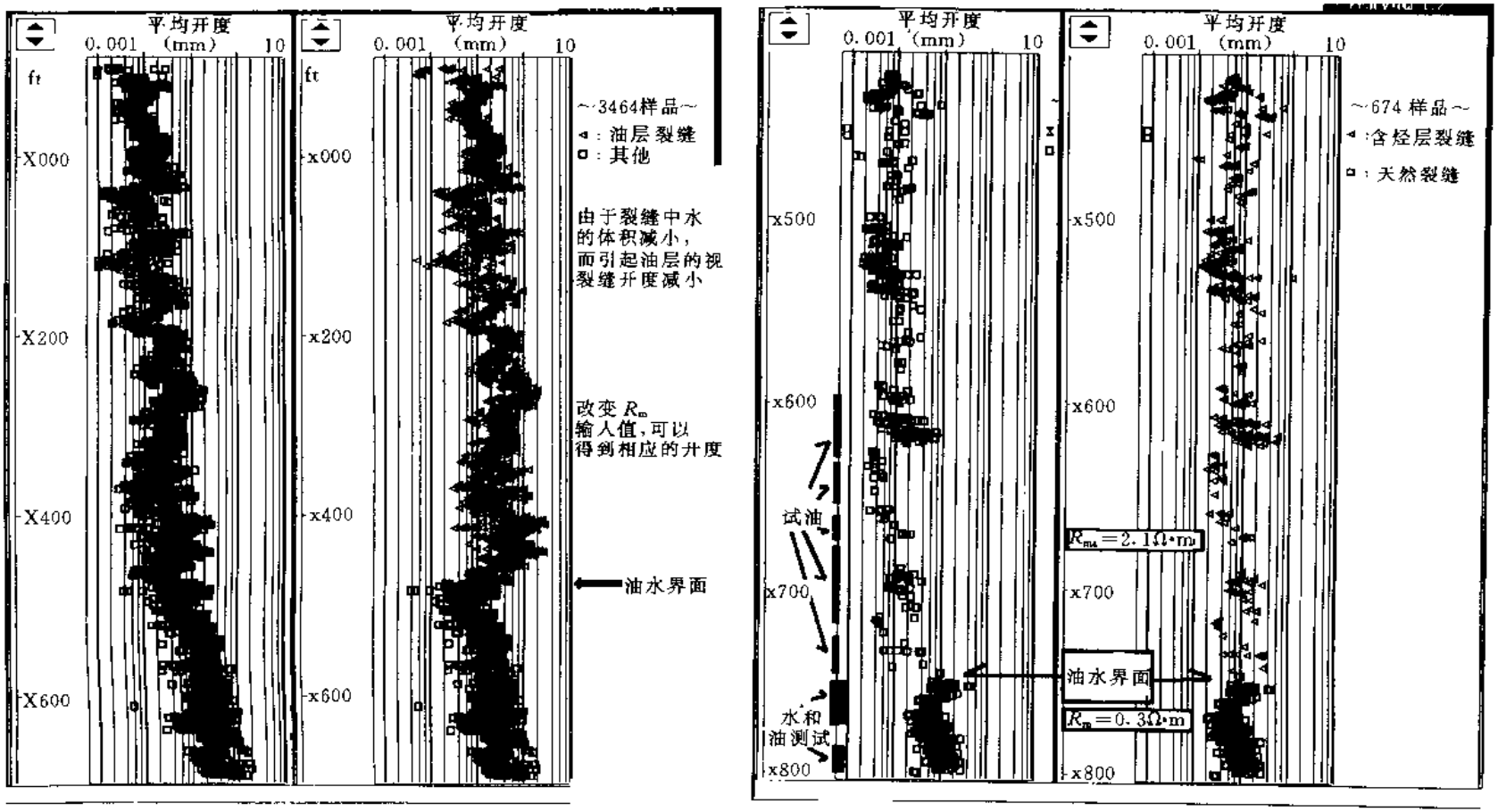
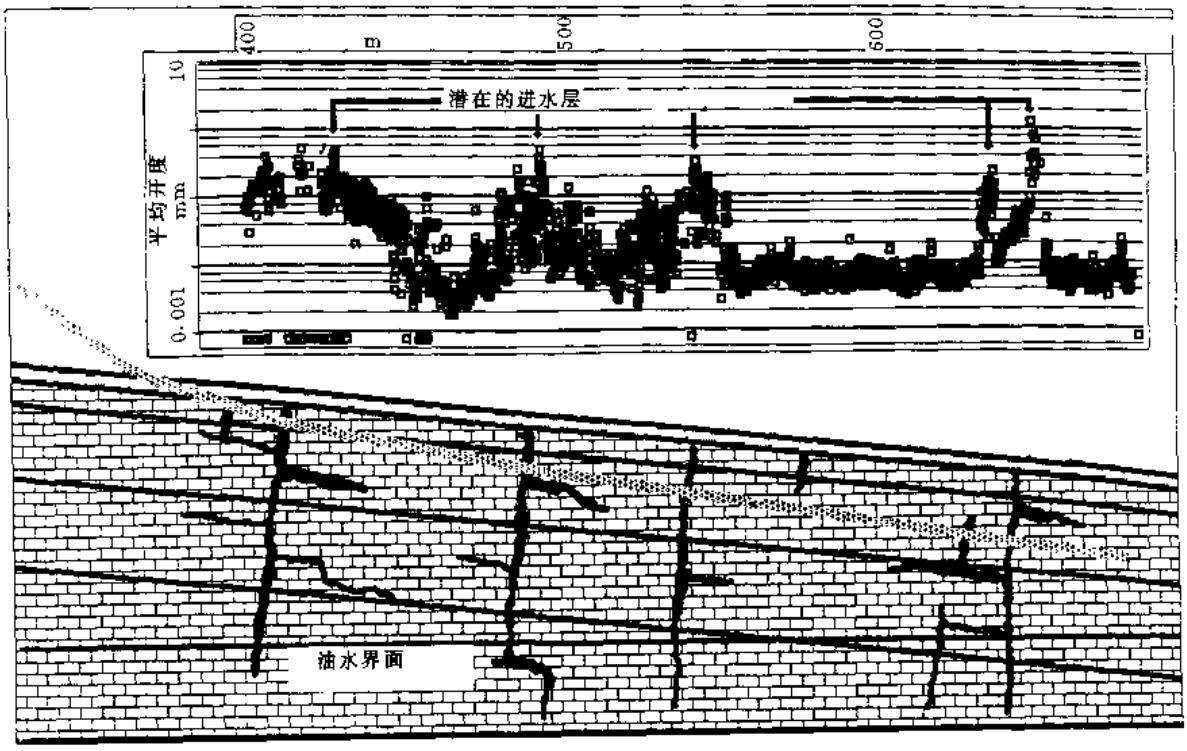


图 2－62　油层的裂缝开度减小，这是因为裂缝中水量减少所致（左道），对 R_m 校正后得到裂缝开度（右道）



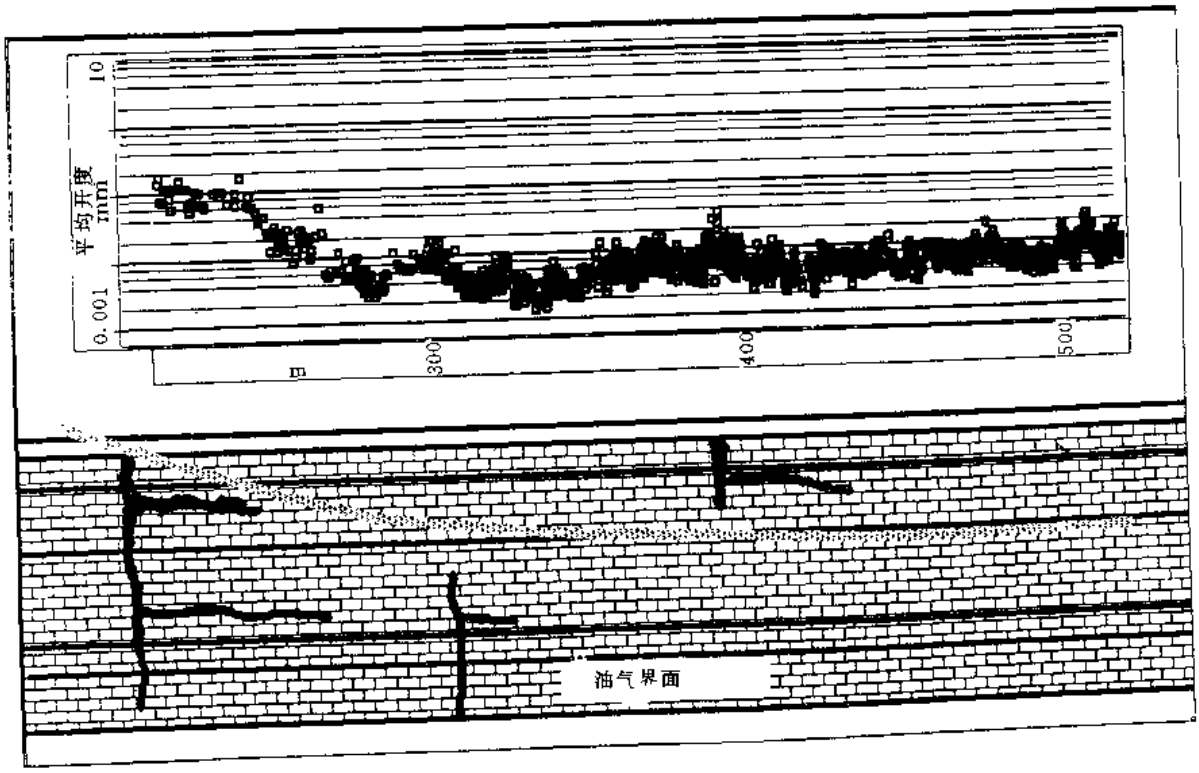


图 2·63　不整合面下钻遇裂缝的水平井（A—1 号井、B—2 号井）

力方向近似平行，这些层中的裂缝是由岩石的就地应力和钻井过程引起的。

在裂缝性花岗岩储层，由于没有发现成层现象，因而裂缝开度周期可用于估算块状层尺寸。在这些岩石中，由于发现了多次破裂作用，裂缝密度变化往往较小。在某些情况下，裂缝方位可能是潜在产能的最好指示。存在简单的裂缝组时，可假设在裂缝走向方向和裂缝组倾向方向相对渗透率大。多组裂缝存在时，从采油角度看，储层应表现为更象粒间骨架。无论如何，在裂缝性花岗岩中，裂缝孔隙度之和正如流量计记录的该井初始剖面测量表明那样是一种有效指示。但后续生产情况可能与在花岗岩中连通性好的裂缝更有关，也与发生了角砾化作用的层更有关。

第三章　成象测井的地质分析

第一节　沉积体系描述与建模中的应用

一、岩心与井眼成象测井的定位及刻度

随着80年代中期引入电法成象后，井眼成象得到了广泛应用，岩心刻度测井一直是地质学家和岩石物理学家所关注的。

1. 程序概念

Diamage（Elf Aquitaine商标）是一个在交互式工作站上，将井眼成象与岩心图象和测井数据进行综合分析的软件程序。这一程序能得到一个把所有资料变成同一比例的详细合成文件，利用所有这些数据（全井周岩心图象，数字化岩心照片，电学或声学的井眼图象，油气物性和沉积相分析等等）以一种很细的比例准确地确定储集层垂向上的变化。通过所有可用数据，得到了一个储集层的详细地层模型，这个模型改进了对沉积学、岩石物性测量和成岩过程之间相互关系的理解。这个软件已从最初的Elf Aquitaine代码编译为基于X－Windows和Motif的SUN Sparc工作站上的程序。因此，它是适应于最初的Image Examiner（斯仑贝谢商标）概念的产品，由于增加了以全彩色或合成图象展示全井周岩心图象或岩心照片的能力，它可以广泛应用于井眼图象的显示和分析工作。在X－Windows环境中的开发确保了这一软件能与新的进行地质分析的Unix软件系统相兼容。

2. 岩心图象

Diamage程序可以采用两种图象格式来输入岩心数据。由Autocar（S.E.S.O. 商标）系统得到的数字图象可以全井周岩心图象直接放入Diamage中，标准岩心照片可以通过扫描以光栅图象方式进入，如图3－1所示。

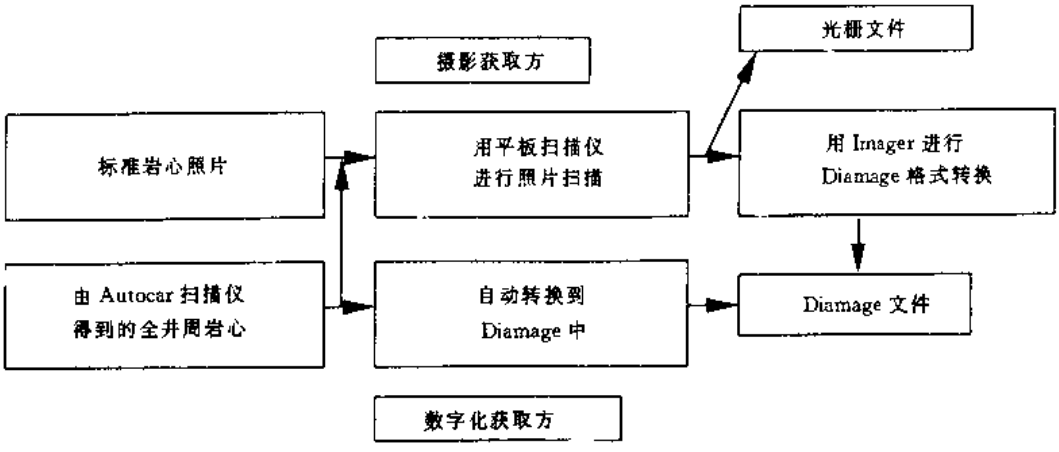


图3－1　图象获取流程

用 Autocar 设备可得到的圆柱状岩心外表面的彩色图象记录（图 3－2）。整岩心放置在一个台子上，在旋转时自动喷水照亮以保证更好的色彩对比度和摄影（扫描）效果，数字化和摄影图象立即被该设备所获得。为 Diamage 提供的结果图象是展开的方位图象，一旦确立了作为参考的北方向，它就能用于计算岩心的特征倾角。商业上可得到的另外几个系统也提供全井周岩心图象的数字化记录。对于长 1m 的岩心，最大的直径可以达到 110mm（4in）。比这直径小一些的岩心通过在胶片上的叠加被完全扫描。在装入和分析过程中，因过量旋转而产生的多余图象在 Diamage 的软件中被切除。

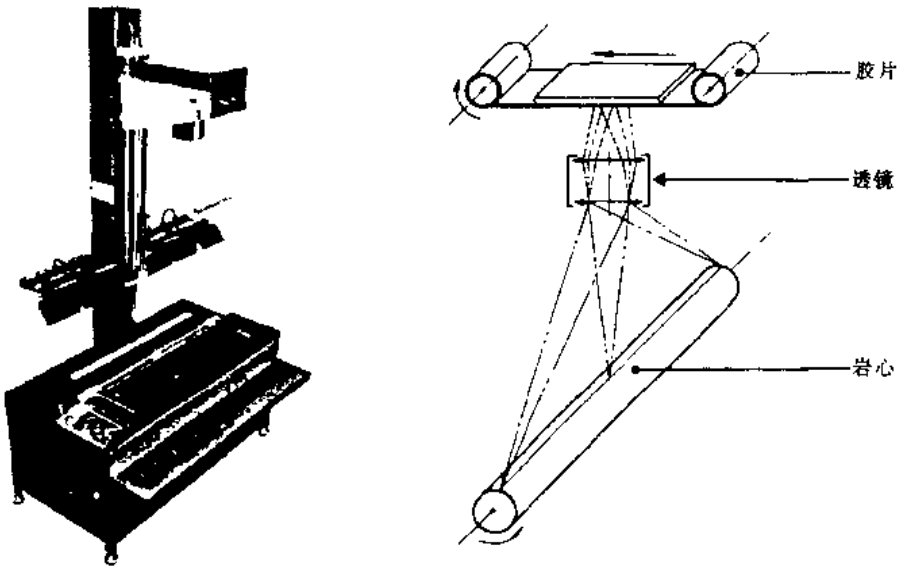


图 3－2　Autocar 设备原理和照相

对于标准的切片岩心，岩心照片可以通过高分辨率平板式彩色照片扫描仪得到。TIFF 格式的图象通常使用 Diamage 中的 Imager 模块或 Core Loader 程序转换为 X－Windows 的光栅文件格式。一旦处于 Diamage 中，岩心照片就能合成为连续的岩心剖面进行深度匹配，然而，这些图象不能用于定量的倾角测量，因为它们没有经过象 Autocar 系统得到的全井周岩心图象那样的方位定向。

3. 数字化岩心图象的磁盘需求

标准的井眼图象通常以 8～10 位的字节存储，与标准的测井数据相比要占用大量的磁盘空间。岩心图象与相同长度的井眼图象相比要占用更大的磁盘空间，但在系统中可以被压缩存储。当对数字化岩心图象进行归档时，文件大小很大程度上取决于原始分辨率和可以用来保存档案的图象压缩技术。可用图 3－3 表示在不同分辨率和岩心直径时长 1m 岩心的数字化文件大小。它假定每个象素采用 24 位编码（16×10^6 种颜色）。为了保存图象在一个可管理的尺度，可以采用多种图象压缩技术。有两种主要的压缩方式，一种是“无损”压缩，数据在压缩－解压缩前后保持不变。通常使用的无损压缩方法，如 LZW 在图象无变形的情况下得到的图象压缩比为 2:1。“有损”压缩允许图象在压缩－解压缩前后有一些损失，压缩程序如 JPEG 通常达到的压缩比为 10:2 到 20:1。最近用 10:1 的压缩对一系列岩心图象进行的测试表明，在 1:1 比例下得到的图象没有明显的损失。对 1:10 的解压缩之后，损失大约在图象放大因子为 6 倍时开始被观察到。因此，这一操作必须考虑一个在岩心图象的存储空间和每个应用中图象的分辨率之间的平衡。

4. 系统操作

Diamage 软件允许解释人员在不同垂向和横向比例下，方便地卷动上提和下放测量的图象。

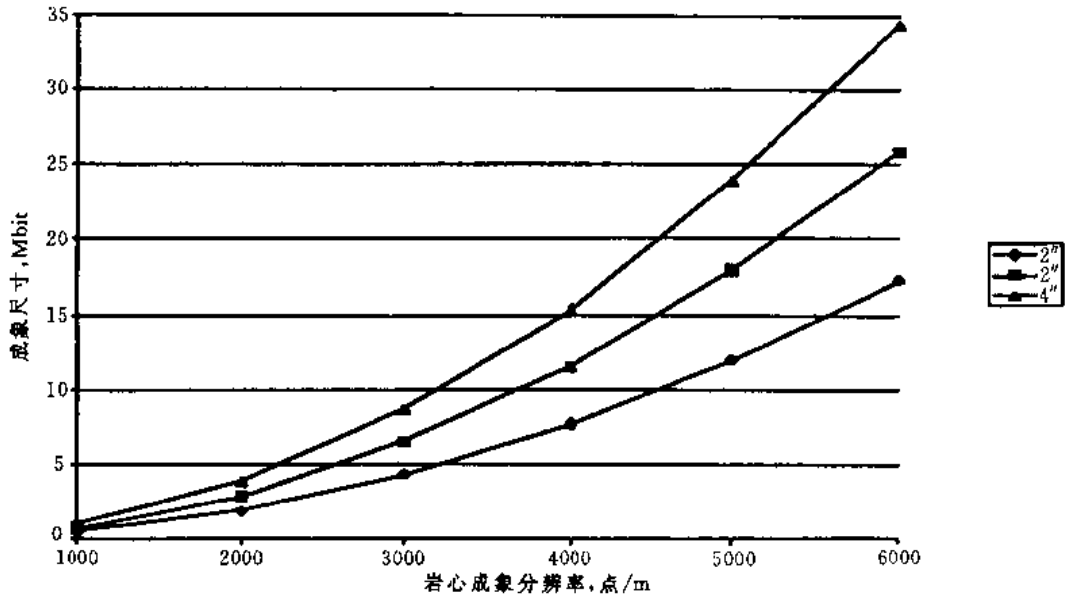


图 3－3　对不同岩心尺寸的 1m 岩心成象的尺寸

提供给用户的图形接口是由几种显示窗口组成的。每个显示都由一个或多个共享相同垂向比例的道组成。两个或更多的显示（可能包括不同的垂向比例）可以同步卷动。显示中的每个道通过三种可能的道类型来包含关于一个或多个目标的图示表述，如图象、测井曲线、倾角或注解。图 3－4 给出了一个 Diamage 显示的例子。

一种类型是包含一个或多个与深度有关的未定向的图示目标的单一道。其中包括有多种显示选项的测井曲线，倾角的矢量图数据，岩相柱状分析，文本注解，类似 SEM 照片的深度参考图象，以及用井径数据得到的井眼剖面的井椭圆度图象。

另外一种道类型是定向了的图象道，它用于以柱面方式显示由象 Autocar 系统得到的展开岩心图象一样的井眼图象。岩心的方位由 Autocar 图象的起始位置来确定，在解释过程中，用井眼成象对每一段重定方位。作为确定岩心图象特征方位的一个手段，任何来源的倾角数据可以以岩心的输入直径做参考，用明显的倾角正弦曲线叠加于全井周岩心图象上。标准的测井曲线同样可以在这一道上显示，并且为了相关信息而与道宽度成比例。

第三种类型的道采用方位图模式，如柱状图象一样也是定了方向的，但它被设计为显示井眼图象数据。虽然显示是圆柱面状的，相应于钻头尺寸的直径，在这些图象中的倾角计算考虑了井径的变化和井眼的斜度。实际上，在屏幕上显示的图象是通过将井眼图象投影在圆柱表面计算出的（图 3－5）。正如已定了方向的道那样，倾角数据以及测井曲线同样能为相关和分析而叠加在这一道上。

5. 图象增加和色彩调色板

为相关处理，静态均衡化的图象是优先推荐的，但对于分析来说，归一化图象也能进行显示。虽然数字化图象的实时增强对于井眼成象来说是可能的，并且自然色彩显示亮化了岩心照片，但始终需要用伪色彩谱对图象进行特征增强。Diamage 的一个特殊方面是能够使用一个由用户定义的颜色谱来增强标准的灰度图象。这是通过为所显示的每个道中的每个图象附加一个色彩调色板来实现的。对于不同的比例格式，有四个色彩调色板能够应用于所显示的不同图象，以用

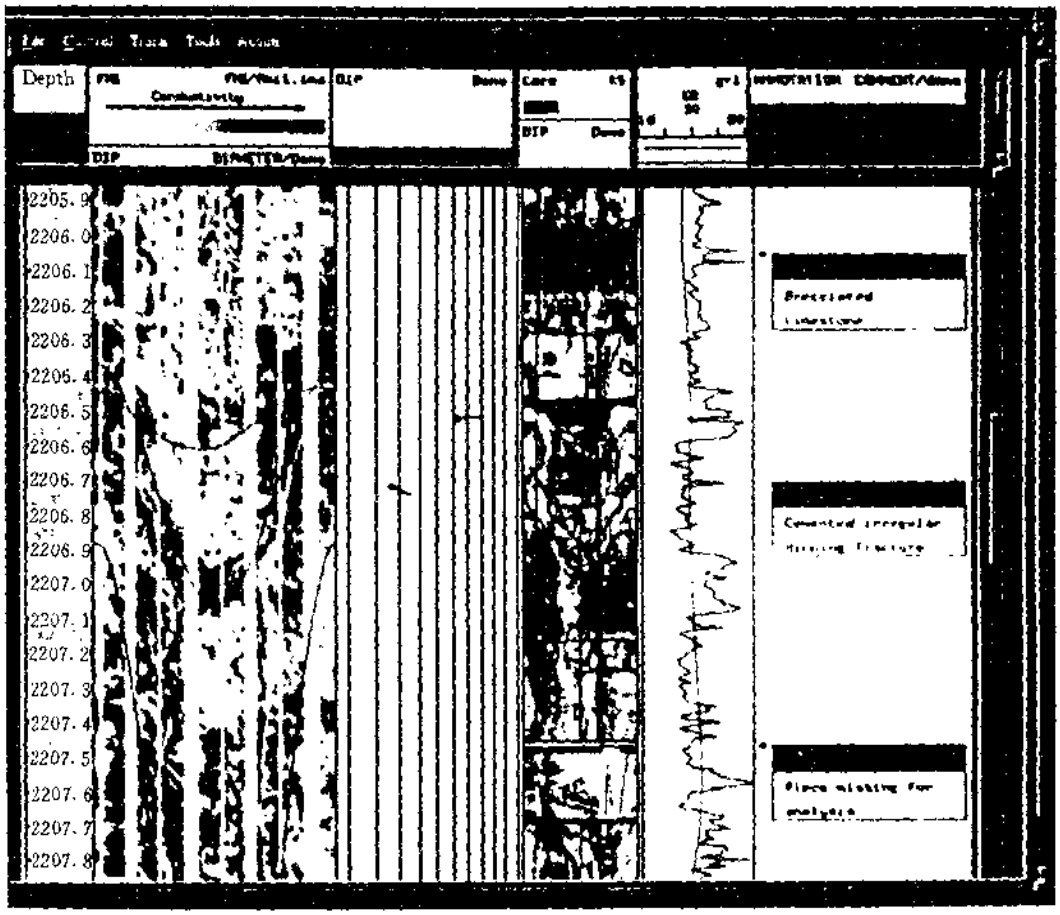


图 3-4　典型的 Diamage 显示

于增强每个图象的最大数据分辨率和相关特征，尽管随系统提供了标准的色彩调色板，用户依然可以为给定的应用自由地设计他们自己的色彩调色板。

6. 深度匹配特征的定向

在岩心与图象和测井曲线相关联时，一个最大的问题是岩心与其它数据之间的深度匹配。通常岩心上只有一到两个特征可以与图象数据相关联，对岩心和反映电阻率的电法图象而言，这在很大程度上依赖于特征对色彩的响应灵敏度。Diamage 为特征的深度相关提供了岩心的分割图象，然后岩心与图象深度取齐，在方位图上的全井周岩心图象可以旋转到与井眼图象上

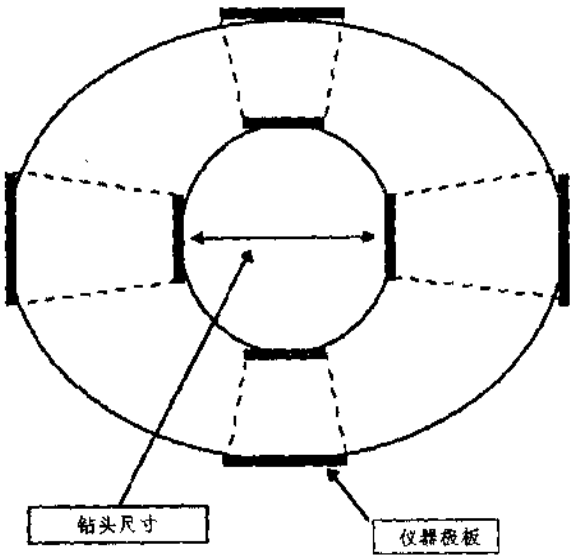


图 3-5　图柱轨迹原理

特征相同的方向，不管是人工还是自动旋转，这都是采用井眼和岩心图象的特征倾角相匹配来实现的。

随着岩心和图象深度更好的匹配，岩心数据与测井数据的相关和未取心段的确定是很容易做到的。在某些情况下，在未取心地区，用井眼图象解释岩相被证明是有生命力的。对于切割的岩心图象，从井眼图象中得到的附加倾角数据增强了对岩心观察到的序列中的层理的几何描述。

7. 结果储存

原始数据和所有的结果可以在任何一种数据存储介质上存储和检索。这些系统最大的合理性在于采用了数据库管理系统的读/写存储介质来归档对应于井位的数据组。对这种系统的描述在概念方面作了大量工作来避免冗长存储和在目录中检索每口井的岩心照片和测井数据。实际上所有的数据都是数字化的，以消除由于印刷和照片随时间变化褪色而损失的数据。

二、用 Diamge 程序研究碳酸盐岩与砂岩

1. 碳酸盐岩研究实例

1）储层描述

第一个研究实例涉及若干典型的碳酸盐岩储层，这里大量的成岩变化影响了储集单元的原生孔隙度和渗透率。储层的沉积环境是一个包括厚壳蛤类层、局部浅滩和泻湖系的内陆架。主要的产油层是非常不均质的，这是因为沉积旋回向上变浅的顶部由白垩质构成，底部的泥岩比上部富积了更多的生物碎屑和厚壳蛤类，渗流溶解淋滤出现于每个沉积旋回的末期。渗透隔层对应于缝合线带或在每个序列底部的胶结。晚时的强烈陆相风化作用影响了整个序列，以帮助储层中次生孔隙度和渗透率的发育，但是，也同样帮助了渗透率隔层的胶结。储层的盖层是很少或没有相同沉积过程或陆相变异的层带。这些多孔层段沉积后的陆相风化作用以大量溶解网络和结核碎裂为特征，靠近储层底部强度减弱。成岩作用时间的确定基于对薄片的结构分析，地球化学分析（同位素）和对岩心的微相分析。

储层段饱和度的变化以及孔隙度、饱和度和相之间相互关系的理解在油田的开发设计中是需要的。在第一步从岩心和油田历史中分析碳酸盐岩储层相之后，通过特殊的岩石物性特征确定储层中已存在的交互层。现在的孔隙度和流体含量与渗流溶解和陆相风化的成岩作用、后成的石灰岩、以及孔隙结构相联系。这在孔隙度、饱和度和渗透率单方面引起异常，对于采用任何一个评价技术进行解释都是困难的。

2）岩心和岩心照片分析

高孔隙度（大于 30%）是最好的储集相，不幸的是它们的渗透率不能通过静态方法来准确地确定，但是试井的解释结果可给出，对于最好的层段渗透率在 $1\mu m^2$ 范围内。

在含油带，照片显示为暗色和棕色的区域，它与白色的胶结或无风化的相不同。在含水带，由于缺少差异度，从岩心照片进行相识别是很困难的。很少有构造运动（如裂缝）指示，甚至沉积结构都不常见。岩心上的紊乱区是由被强烈钙化的一种大溶解网络及碎屑结构所指示。小的孔洞（小于 1mm）位于沉积序列的顶部。对于这一研究，在 Diamage 中对标准岩心照片进行了数字化。对于分析来说，全井周岩心照片没有得到，实际上也是不需要的。

围绕水淹表面的致密区是偶尔有缝合线的非常薄（10cm）浅色相，未风化的白垩质灰岩和富含有机质灰岩在厚度上是 1～2m 的块状地层。在含油带，灰色到白色的相归因于有高含水饱和度的未风化的白垩质灰岩。

3）FMS图象分析

对于所有的研究，使用静态均衡化的地层微电阻率扫描（FMS）图象以保护整个图象数据的电阻率特征，便于与岩心比较。动态的归一化图象同样用于确定小孔洞以及更好的描述孔隙度。主要的产油层是非均质的，图象的差异显示出流体饱和度的变化大于孔隙度。对应于多孔饱和含油灰岩的含油区通常表面为浅色相（高电阻）。在这些带中，暗色相（高电导）是与致密的（泥质灰岩）或高含水相联系的，是微孔隙和低含油饱和度的未风化灰岩。图象上的含水带如同期望的那样颜色更暗，有时包含对应于含有缝合线的致密灰岩的亮色相。中等导电性对应于生物富集灰岩和泥质灰岩。在含油和含水带，成岩特征不能识别位于沉积序列顶部的小孔洞。

4）测井和测井相分析

决定于孔隙度和饱和度变化的电阻率是非常容易变化的。这种序列在多孔带和块状的未风化灰岩中一般是低放射性的，有时有机物富集灰岩中含放射性，并且可能包含一些与缝合线有关的铀元素。含油带的孔隙度为20%～35%，在岩石中可能减小到5%。光电效应指数是恒定的，因为块状方解石在骨架或胶结物中不含白云岩，甚至在泥状灰岩中粘土也很少。在沉积序列的顶部，与灰岩孔隙度相联系的最大声波时差值大约为90μs/ft。最低的声波传播时间对应于致密段（50～60μs/ft），居中的传输时间与含有微孔隙的未风化的地层有关。

在盖层岩石中，各种泥岩很难分辨出来。可能因为有机物质的存在，它们与灰岩骨架之间的电导率差异很小。与储层隔层有关的孔隙度范围很大（5%～25%），这是由于存在胶结灰岩（5%～20%）和含有微孔隙的未风化灰岩（15%～20%）和生物富集灰岩（20%～25%）。测量出的渗透率从$0.01\times10^{-3}\mu m^2$到$200\times10^{-3}\mu m^2$，然而，垂向渗透率明显低。

5）沉积学和成岩相分析

对岩心、FMS图象和测井曲线的研究，以及全油田范围的沉积学和成岩作用比较研究证明，最好的储集特性依次决定于以下因素。首先是每个向上变浅旋回顶部的以厚壳蛤类和生物碎屑相形式出现的原始沉积孔隙度。第二个因素与原生孔隙度密度相关，早期成岩作用在这里提高了每个序列顶部的原生孔隙度和渗透率。一些孔隙度斑被认为出现在海侵旋回的底部，某些渗透性隔层可能与胶结有关，这些胶结与地下水和稀释雨水运移有关。第三个因素与后期成岩作用有关，这些成岩作用与在储集层顶部形成有良好渗透性网络的大孔洞和溶洞的陆相风化作用有关。

2. 砂岩研究实例

1）储层描述

Lille－Frigg油田位于Viking地堑的东部边缘。其构造由一狭长的南北向的细长地垒组成，在Brent组砂岩中有凝析气圈闭。这个油田在东部由一个大的南北走向、向东倾斜落差在1000m左右的断层所限。在这个层段中的Brent组砂岩包括Bathonian（巴通）年代的河口坝沉积和滨海相沉积。河口坝砂岩中的孔隙度和渗透率非常好，孔隙度约在25%～30%，渗透率大约在1～$10\mu m^2$。滨海相沉积中的孔隙度依然很高（几乎总是高于20%），但其渗透率约降为$100\times10^{-3}\mu m^2$。

2）研究性质

这个气田的第一生产井遇到了一个意外的切断储层上面部分的断层。在对岩心和井眼图象分析之后，进行侧钻的井取得了成功，井遇到了完整的层段。与Autocar照片相匹配的地层微电阻率扫描成象（FMI）图被用于在原始井中确定断层和裂缝的几何形态，以及在侧钻井中确定有益于建立油田地质模型的沉积体的几何形态。

3）裂缝和断层分析

在原始井中对切断储层上面部分的断层采用了 FMI 图象进行检测和几何形态描述。在经过静态归一化的图象中，其范围在低阻的 Heather 组页岩和高电阻的含气 Brent 组砂岩之间，向东有 55°的倾斜，因此被解释为南北走向的正断层，向东有部分下落。

取到一块岩心刚好在断层交点以下的 Brent 组砂岩中。可以观察到强烈的破碎，并且为了确定裂缝网络的几何形态，还进行了 FMI/Autocar 的综合研究。从岩心中观察到的裂缝显示和 N－S 走向方位主断层是一致的。它们主要是胶结和偶尔显示出反向的向西的倾斜（图 3－6）。在静态归一化的图象中，整个井段显示亮色，原因是由于围岩因高油气饱和度而具有的极高电阻率。可见到动态归一化的 FMI 图象上的裂缝，尽管已经被硅化了，有时还是显示出比骨架更高的电导率。这可能是由于有轻微的粘土含于胶结物中，或者是由于归一化处理过程的原因。正常情况下，相交在主断层的微断层同样是明显的（图 3－7），并且证实了断层构造的分析。

4）沉积学分析

在侧钻井中，取到了储集层的连续岩心样品。为了提取出沉积倾角，确定沉积的古迁移方向和古海岸线的方位，进行了 FMI/岩心的综合研究。层理的几何形态令人关注，在 Diamage 中的方位确定之后（图 3－6 和图 3－7），从井眼图象和全井周岩心图象中可以得到可靠和详细的沉积倾角。伴随各截断面和侵蚀面的储层砂岩显示出大量交错层理。对岩心上沉积特征的典型描述通过它们的方位描述而得到了加强，这有助于相的分析。岩心照片的分析对层理面（例如：地层界面、内部分层、侵蚀面等）类型识别是非常有帮助的。相对于沉积特征以蝌蚪颜色编码，给出了所有观察到的沉积面的箭头图。在一个非常合适的比例下，岩心上可识别出向上倾角减小的特征。这些由 FMI 图象或岩心图象来观察是困难的。由岩心所确定的波状地层组被解释为低到中等滨海沉积。对构造倾角进行倾角移动后，箭头图证明可能是由向西的前积作用所控制的滨海相环境沉积，并指示出一个在西部海相沉积的南－北走向的海岸线。

三、Fort Worth 盆地 B 气田电成象测井分析地层层序与岩相

结合岩心分析资料和岩心刻度电缆电阻率成象测井能标记出 Bend Conglomerate 地区主要的储集层，最终建立精细规模层序地层学构架。

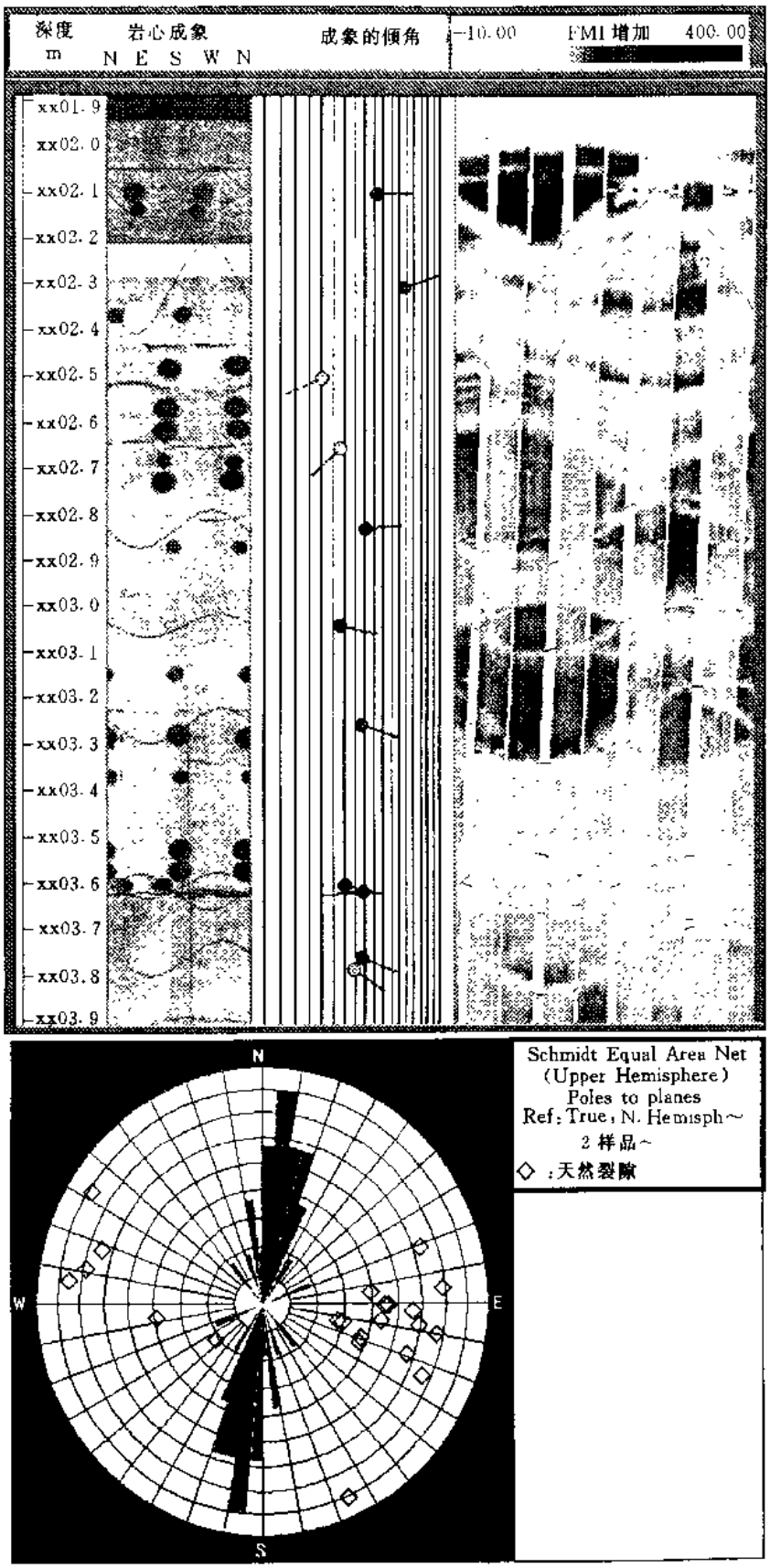
1. BOONSVILL－ATOKA 层序和岩相

层序地层学是一种按等时代或按年代地层划分含有主要地下储层带或区间的岩石单元的手段（Van Wagoner 等，1990；Goss，1988；Gardner，1955）。关键的年代地层面的识别与对比在储层特征描述中是重要的，因为这些面通常界定了在沉积区域内出现的储层流动单元的界面（Brown 和 Fisher，1977），这样的沉积系统是在一个已知的基准旋回的不同阶段沉积的（Cross，1988；Gardner，1995）。岩相或沉积相是指组成沉积系统区域内岩块中岩石单元。

1）主要界面和成因层序

在 Boonsville Bend Conglomerate 储层带要识别、对比和定义的三类主要界面是：海泛面（FS），最大海泛面（MFS）和侵蚀面（ES）。海泛面的广泛存在为向上加深的岩相迁移的发生提供证据，在原始的不含化石的洪积平源泥岩和上覆的富含化石的海相页岩交界面就是这种情况的例证。冲沟侵蚀面是海泛面的一种类型，这种面是因激浪区海侵通道向下伏的陆相区侵蚀的证据。在 Bend conglomerate 岩心中出现的几个冲沟侵蚀类海泛面（3－9）表明这一面在 Aroka 韵律层是普遍存在和典型的组成部分。

最大海泛面是广泛存在的，是与推测的在地层层序中遇到的最深水相有关的向上加深的一些



NEWS

图 3-6 FMI 图和全井周岩心图象显示高电阻（胶结的）砂岩中的裂缝与层理。整个成象测井层段中的裂缝和倾角绘出其直方图与施密特图

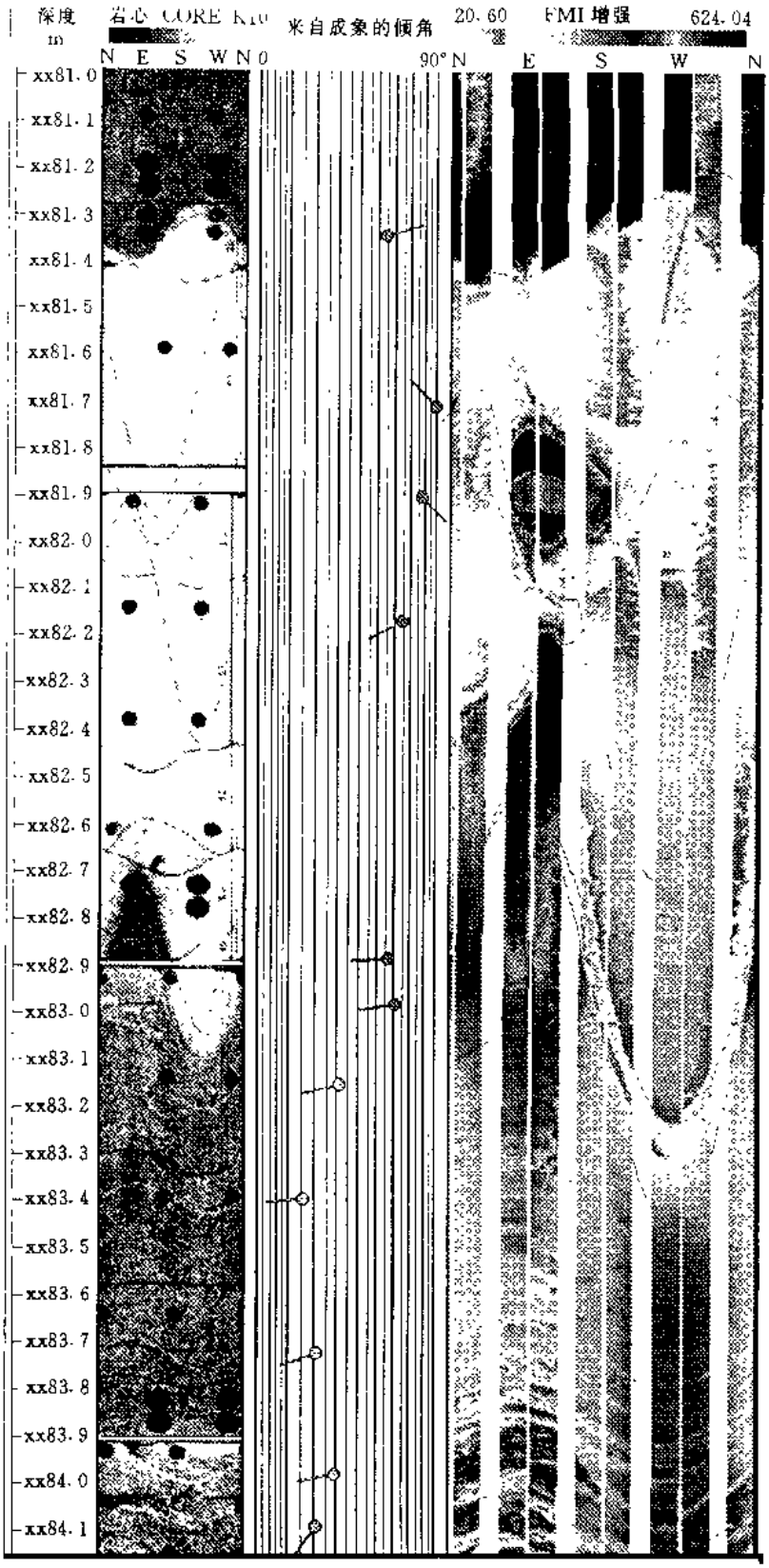


图 3-7　全井周岩心图象与采用调色板加强的 FMI 静态图象之间的比较

图象显示出砂岩中作随产生的两个反向做断层

面。MFS通常表面为薄的致密段，典型的是黑色的富含有机质的页岩。这些页岩具有低差异化石组合、代表深水沉积补偿条件（Van Wagoner 等 1990）。Boonsville“最大海泛”页岩是生物扰动较轻、含稀少化石的黑色页岩，这些页岩分布在向上变粗的岩相底部（图 3－8）。最大海泛面界定了向上变粗的岩相顺序，也可称之为成因地层层序或成因层序（Galloway，1989；Gardner，1995）。用另一术语来讲最大海泛面与旋回或韵律层相似（Wanless 和 Weller，1932；Modre 等，1944）。在 Boonsville—Atoka 研究区大约 100ft 厚的地层中至少有十二套成因层序（图 3－8）。

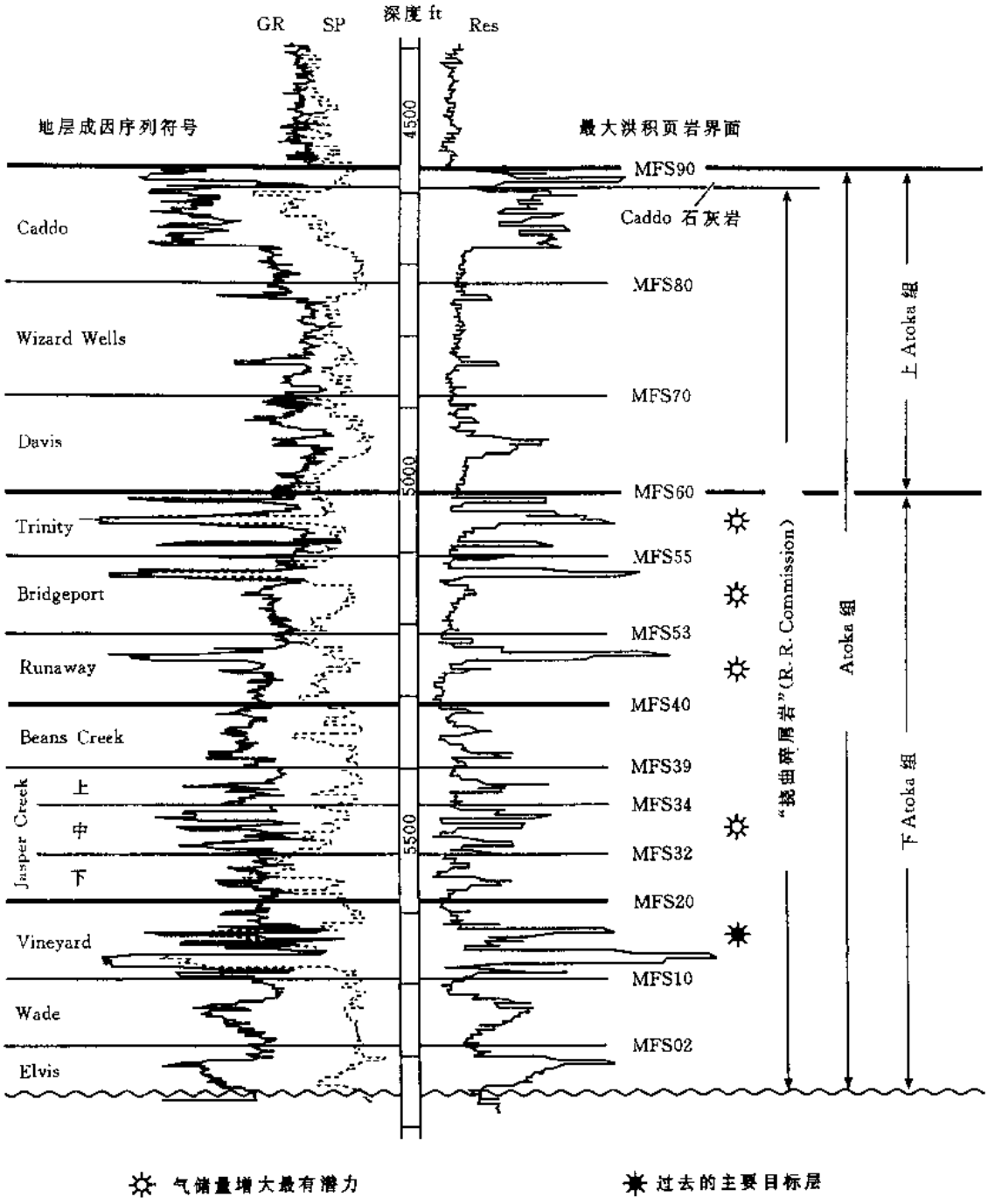


图 3－8　Boonsville 目标区的典型测井曲线

根据地层成因序列划分的主要储集层，它是非渗透、最大洪泛页岩界面往上变粗的单元

2）Boonsville 沉积相

从 Boonsville 研究区 4 口井共 358ft 的岩心中识别出了十三种沉积相（图 3－10）。岩心中不存在或不易识别的两种常见的沉积相从 3 口井的 FMS/FMI 成象资料的分析中识别出来。

图 3－9 和图 3－15 左边所示显示了在 Boonsville－Atoka 地层典型的垂向岩相顺序。这一岩相顺序代表了在相对基准面的一个旋回期间沉积的成因层系。岩相 A 到 D 表示高水位体系域(HST)，主要是由在最大海泛面和基准面下降条件下向深水陆架推进的海岸碎屑沉积物组成的。岩相 E 至 H 构成低水位体系域（LST)。侵蚀面是在最大低水位后陆相暴露过程中形成的，接着在 ES 之上河流作用造成的三角洲砂岩堆积形成了优质储层沉积（E 和 E2)。在低水位后期（G，G2 和 H)，低能量的河口及沼泽沉积在海泛前掩盖了储层砂岩。岩相 I、J 和 K 是典型的海侵体系域（TST)，一般在冲沟侵蚀 FS 之上。Boonsville－Atoka TST 沉积一般较薄，潜穴或生物扰动广泛存在，碳含量较高，说明沉积出现于在最大海泛之前的较浅的海水搅动过程中。岩相 B 通常在最大海泛薄泥岩上、下都能形成，是 TST 和 HST 的典型组成部分。

2.BOONSVILLE 地层的 FMS/FMI 成象测井解释

在 Bend conglomerate 地区 Boonsville 研究区的 3 口井中测得了总计 1316ft 的高分辨率电阻率成象资料在 Billie Yates18D 井 555ft 的整个下 Atoka 层位测了 FMI（图 3－8)。Billie Yates17D 井(644ft）主要的 Atoka 储层段也测了 FMI。在 Yates33 井的 Caddo 层位（67ft）及 Jasper Creek 层位(50ft）测了 FMS。

1）主要界面

Vineyard 层序海侵冲沟侵蚀海泛面（FS）如图 3－12c 所示。在岩相 H 泥岩之上覆盖了一高阻钙质细砂岩薄层（岩相 C)，潜穴导致在相对激烈变化的砂岩之下为砂泥混合层（用 FS 标识)，这一混合层已风化并且产生与下伏泥岩层相关的倾斜（这一情况下向北倾)。FS 之下许多的、分散的、高阻（亮）斑点可能是化石，如棘皮类、腕足动物门、苔鲜植物及藻类残片在相似岩心岩相中是常见的。解释的薄砂层是由在沼泽和河口环境基础上海滨面和陆架环境的海侵滞后残留粗屑沉积。FS 是 LST 及 TST 之间界面。

MFS 出现于泥岩岩相 A 的底部，在 Atoka 层段代表最深的海相沉积。图 3－9a 静态图象的下部表示低阻，富含有机质暗灰至黑色泥岩（岩相 A)。在岩心中这一岩相是裂开的，因其电阻率很低，FMI 仪器很难探测它的纹理。纹理可能是由岩心暴露于淡水钻井泥浆时粘土膨胀或沿纹理的球形风化引起围压下降面形成的，注意，潜穴斑点的急骤增加及覆盖在岩相 B 上的化石小片代表了较浅的海陆架水体中的氧化环境（图 3－9a 静态图象的上半部)。

当高能河流作用或三角洲河谷充填所成的 LST 砂岩向下切入 HST 海相泥岩时，侵蚀面（ES)表现为大的岩相错断（图 3－11c)。Bend Conglomerate 侵蚀表面通常是不规则的，而且不是平面状、其角度与 HST 岩相中的薄层面方向通常不一致。ES 一般比较复杂，在邻近没有经过深切谷地区是较难识别的。

2）岩　性

泥岩和粘土导电性较强，在静态成象图上用黑颜色表示（图 3－9a、3－9c）纯净的致密石灰岩电阻很高，在静态成象图上表现为淡颜色或白色（图 3－12b)。通常，在动态增强图象上页岩互层提供了大量的电阻率差异信息（图 3－12d)。相对地，砂岩电阻率介于前两者之间，在图象上表现为较淡的颜色（图 3－10)。

在互层岩性有显著电阻率差异时，FMS 和 FMI 图象上小特征的分辨率很好。例如，用岩心的可视检查法对岩相 B2 的纹理进行分析很难，而粉砂质层理（白）和粘土质层理（暗）电阻率

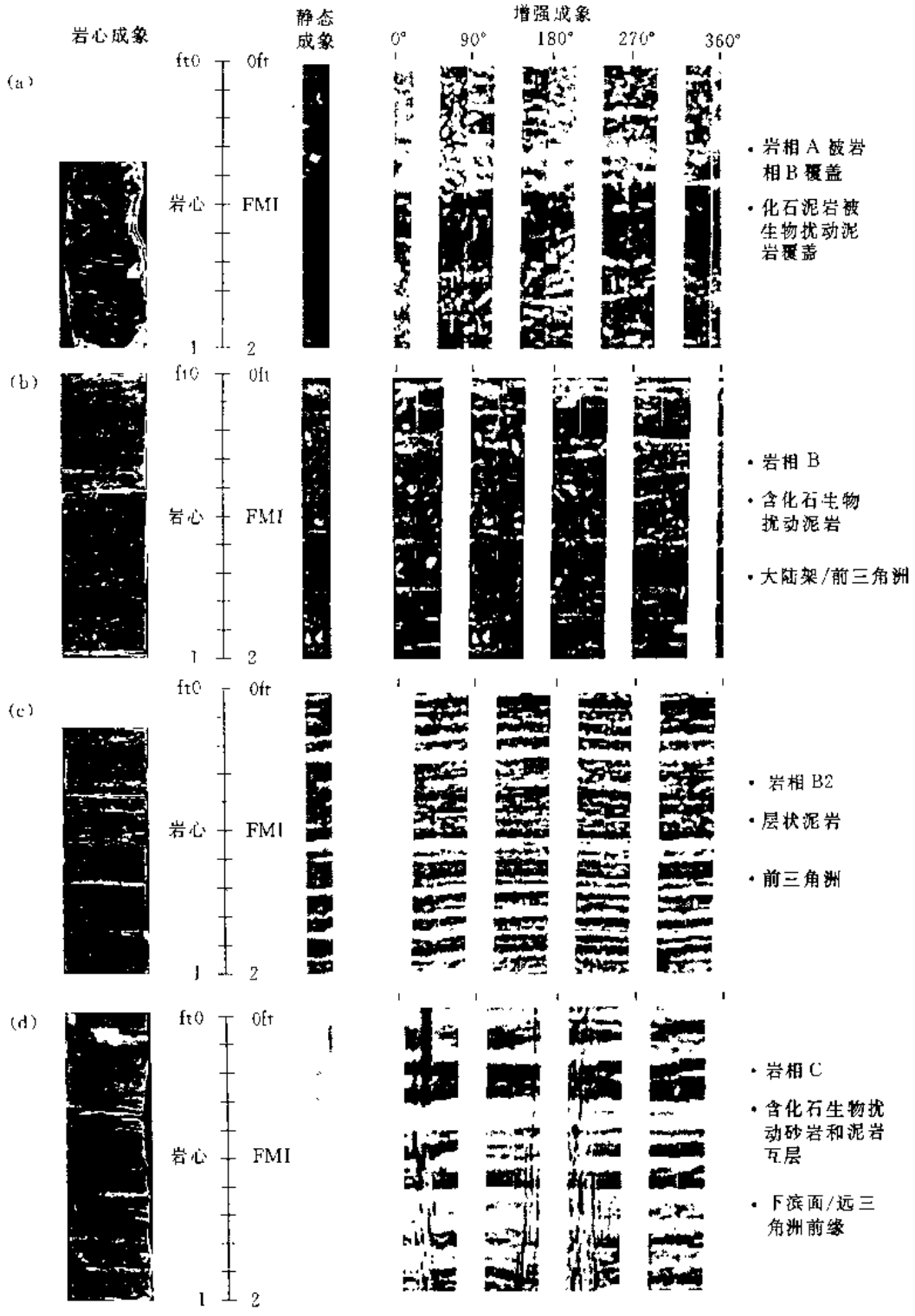


图3 9 (a) 相A和B; (b) 相B; (c) 相B2; (d) 相C

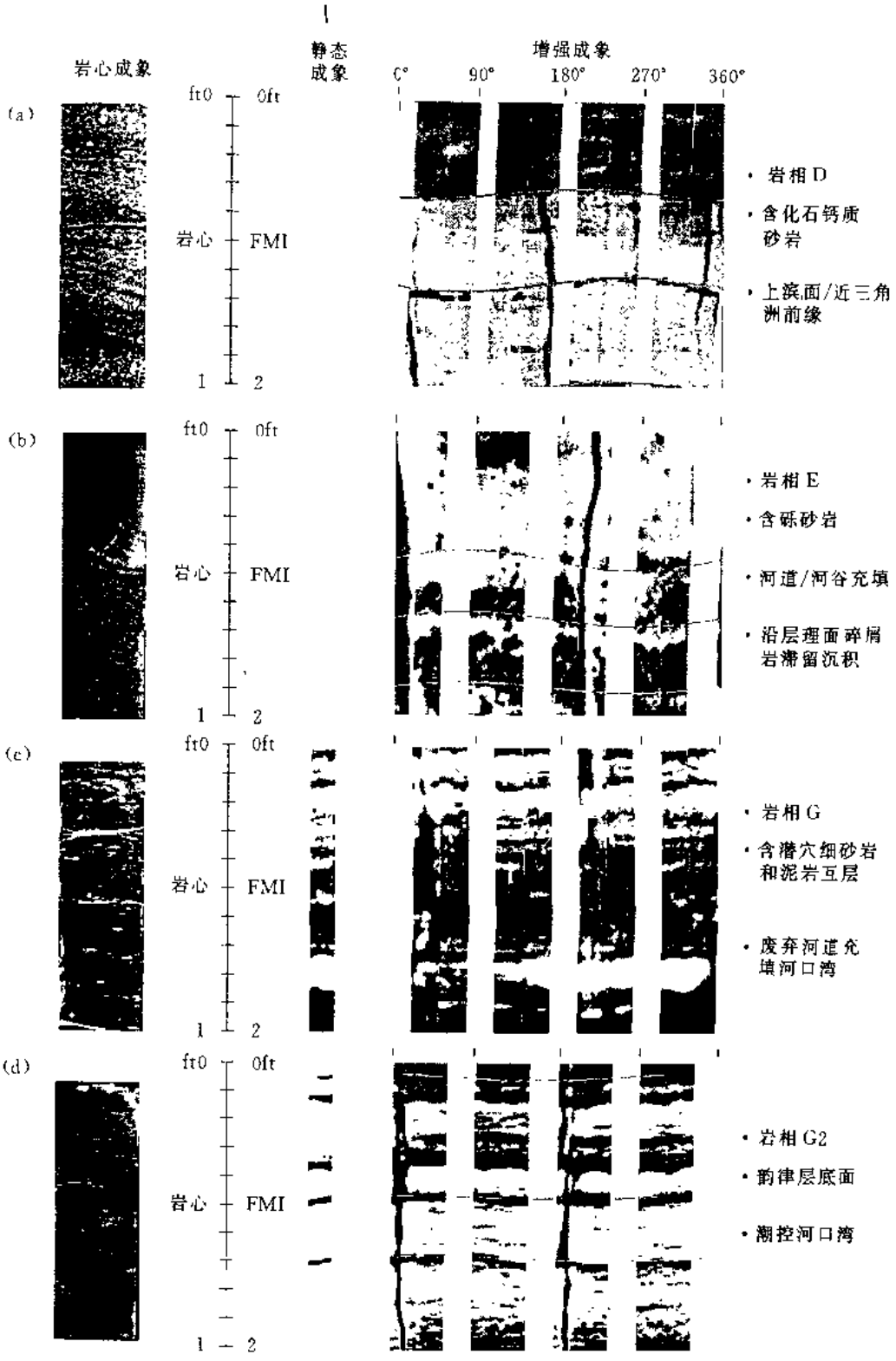


图 3－10　(a) 相 D;　(b) 相 E;　(c) 相 G;　(d) 相 G2

差异大，在成象图上易识别出来。事实上，FMI 成象显示出很多 Boonsville 成因层序的 HST 是岩相 B2 主要组成部分。我们将这一岩相解释为三角洲前缘陆架环境，这一环境下，泥岩以相对较大的速率沉积，产生潜穴的机会减少。沉积结构和层理的详细特征在砂岩/页岩互层段及灰岩/泥岩互层段，在相 C（图 3－9d），G 和 G2（图 3－10c，d）及 K2（图 3－12d）可清楚地观看到。

因为缺乏岩心资料，要对岩性进行准确解释还需结合常规测井资料，尤其是 PEF、密度、声波和中子曲线。见图 8d 岩相 H，若不结合 PEF，密度、声波和中子曲线，这一较薄的高阻煤层很可能会与灰岩（岩相 K）混淆，显然，这是两种明显不同的岩相。

3）*砂岩储层*

Boonsville－Atoka 储层砂岩的孔渗结构通常受石英次生加大和碳酸盐胶结程度控制。渗透率同时受粘土隔层和（或）泥质内碎屑控制（图 3－13a），这些用电阻率成象测井很容易识别。

由 FMS 资料确定的河流深切谷充填储层经取心及测井表明，成象技术能预测成岩胶结的程度及储层渗透率，尽管这一预测是定性的。图 3－11 中 a、b、c 所示为 Midlle Jasper creek（图 3－9）不同层段 20ft 厚的砂岩储层的成象图。因为图中的 FMS 成象资料的垂向数据道为 FMI 的两倍，在 Midlle Jasper Creek 砂层测了两次 FMS，两次所测数据以数字化连接方式输入工作站，使井眼成象图上的成象资料加倍了。

图 3－11c 代表胶结致密的砾状砂岩不规则地叠加于 ES 之上的情况，此时侵蚀面（ES）截断了海相泥岩（在静态图角上用黑色表示）。从岩心柱塞测得的孔隙度和渗透率分别为 3%和 $0.01\times10^{-3}\mu m^2$，薄片研究表明这一层的碳酸盐胶结物完全附着于孔隙中。砂岩在成象图上显示为高阻及较淡的颜色，反映出渗透率较低，有大量碳酸盐胶结物。这种图象中较明亮的区可能是因交错层理的胶结物不同而引起渗率相对较高的结果。

相反，在 Middle Jasper Creek 砂岩渗透性地层的图象较黑，这表明胶结物较少，孔隙连通性好（图 3－11a、b）。图 3－11a 是具有交错层的砾状砂岩，其渗透率及孔隙度（主要是粒间孔）分别为 $358\times10^{-3}\mu m^2$ 和 12.2%。图中斑点状是由硬的高阻石英及燧石碎屑引的，这些矿物相对于石英砂岩骨架是突出的。图 3－11b 的斑点状结构是砾石与碎屑溶解形成的大的张开孔隙共同作用的结果。这种斑点以既黑又圆的暗区显示出来。图 3－11b 岩心照片的顶部岩心塞测得渗透率为 $358\times10^{-3}\mu m^2$，孔隙度度为 15.1%，在再深一英尺貌似“孔洞型”岩石处测得的渗透率为 285md（孔隙度为 16.4%）。这么高的渗透率表明大尺度孔洞型次生孔隙度具有很好的连通性。在 Middle Jasper Creek 砂岩中测出这么高的渗透率是不常见的，Bend Cong lomerate 储层渗透率值通常为 $1\sim10\times10^{-3}\mu m^2$。

4）*物理沉积构造（机械沉积构造）*

在 Boonsville－Atoka 地层，交错层、各种类型波痕层理，扭曲层理和水平纹理等形式是常见的物理沉积构造。所有这些构造随着电阻率成象测井分辨率的提高都能测出来。

（1）交错层理及沉积物运移方向——在 FMI 及 FMS 图象上比岩心更易辨别出交错层理，特别是在砂岩层段（图 3－11c）。从图象可得出定量的沉积物运移方向和层理空间方位角。由所包括储层砂岩的 3 口井的 FMS 和 FMI 资料可解释出地层边界及交错层前积层倾角（图 3－10a、图 3－11a～c）。由 B. Yates 18D 井中 Lower Atoka 层和 B. Yates 17D 井 Atoka 层 148 个交错层理倾角统计矢量平均得出：研究区内 Bend Conglomerate 砂岩沉积物运移方向为东南向。这说明大多数 Boonsville 层系发源于北部，即起源于 Wichita 山脉的 Muenster 和 Red－Rvier－Electra 子系。岩相分析证实了这一点。在 Atoka 层段砂岩中，长石和火成变质岩百分比向上增加反映了 Wichita 山脉花岗岩的蚀脊风化。东南向的沉积运移表明大部分 Bend Cong lomerate 砂岩是 LST 河道充填沉积体

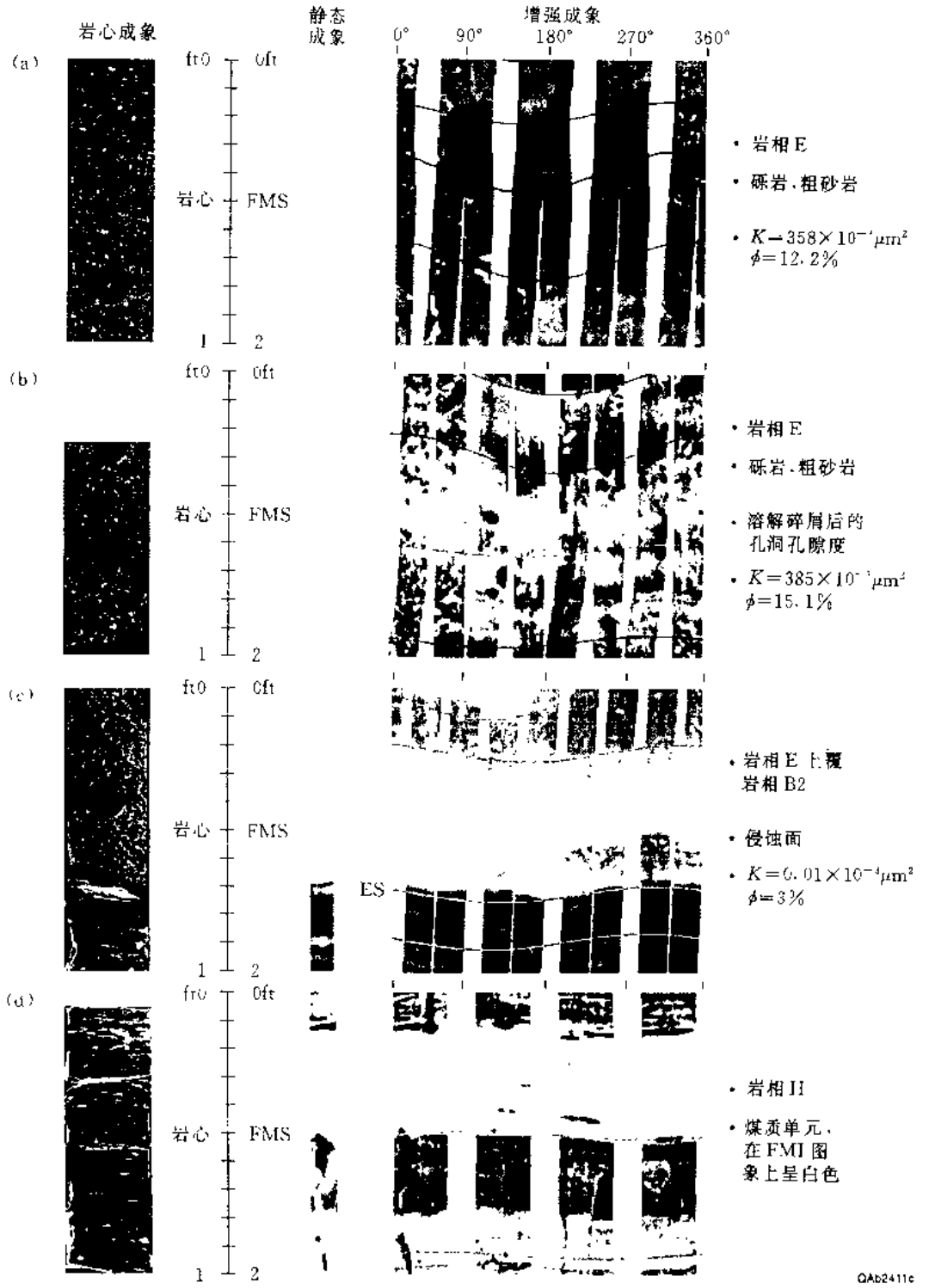


图3-11　(a) 相E;　(b) 相E;　(c) 相E;　(d) 相H

系。

(2) 波痕层理及其它结构——当波纹的幅度大于0.5in时，波痕层理是容易探测到的，特别是当这种层理是条带状层理、透镜状层理及波状层理时更易探测。透镜状层理普遍存在于岩相G、G2（图3－10c、3－13b）、C（图3－9d）中，有时存在于B2中（图3－11c，ES之下的海相泥岩）。波状层理普遍存在于岩相G、G2（图3－10d、图3－13b、c和图3－9d）中，图3－12d的泥质灰岩中也似乎含有波状层理。小尺度波痕层理及砂岩中很薄的泥质条带状层理也能从细微的类似透镜状平行于层理的电阻率差异中推论出来（图3－12b，图3－9d）。

观察到的其它沉积结构包括水平纹理，丘状层理C代表海相近岸环境的岩相C和D（图3－10a），同时在Wizard井HST沉积中观察到一些扭曲状层理的例子（图3－13c），也可能由位于远三角洲前缘沉积环境的岩相C和D的砂岩组成。

5）化石和生物成因构造

泥岩中浅色和黑斑点是由于钙质和高阻砂质潜穴（图3－9a、b，图3－10c，图3－12a）或化石（图3－9b）充填，化石碎片是高阻，其大多数很小，由FMS和FMI仪器很难测出来。分散的化石碎片在黑的高电阻背景中以亮斑点或斑点显示（图3－9a、b）；而潜穴显示为连续的。曲线或直线特征的中等色度（以黑色为背景）。灰岩富含化石，但化石与钙质骨架相比，其电阻率差异不大，这样就不容易将它分辨出来（图3－12b）。在Boonsville－Atoka碳酸盐岩中的生物扰动和潜穴是可见的，其中掺合了少数泥质潜穴。

6）断层和裂缝

许多FMS和FMI测井的目的只是为了得到地下储集层的裂缝信息。在图3－9到图3－12的成象图中，钻井诱导的裂缝是普遍存在的。这些裂缝为接近垂直的黑色“裂缝”，走向近180°，证明其存在着东—西向的最大主压应力场。这种普遍存在的裂缝是张开的，被高电导的钻井液所充填。从成象测井很容易确定断层。图3－13d中有一较小的向东倾斜的正断层，其位移大约1ft。由Boonsville成象数据只观测到一些天然裂缝存在。

四、用电成象测井分析沉积环境和特征

1．电成象测井处理

数据处理是将地层电流强度测量转换成不同强度图象，主要有六步：

(1) 速度校正；

(2) 微电阻率曲线的电压校正；

(3) 横跨所有电扣的信号水平均衡化；

(4) 电流强度转换成可变强度的图象；

(5) 图象显示；

(6) 图象增强。

地层微电阻率扫描成象解释目标是：描述地层特性帮助解释沉积环境，决定渗透率通道和隔层存在，帮助计算有效厚度，进行射孔和压裂设计，帮助确定下一口井的井位。

有三种地层微电阻率扫描成象解释：成象自解释；在其它测井和地区资料的帮助下的成象解释；岩心刻度后的成象解释。实际上，在岩性相当清楚后才能解释地层微电阻率扫描成象，因此附加资料对增强成象解释的可靠程度是必要的。例如碳酸盐岩的地区资料常可指明黑斑块是否是由于孔洞或泥质碎屑所致。

解释惯例也是地区性变化。例如，在北海大多数井取心，就使几乎所有地层微电阻率扫描成

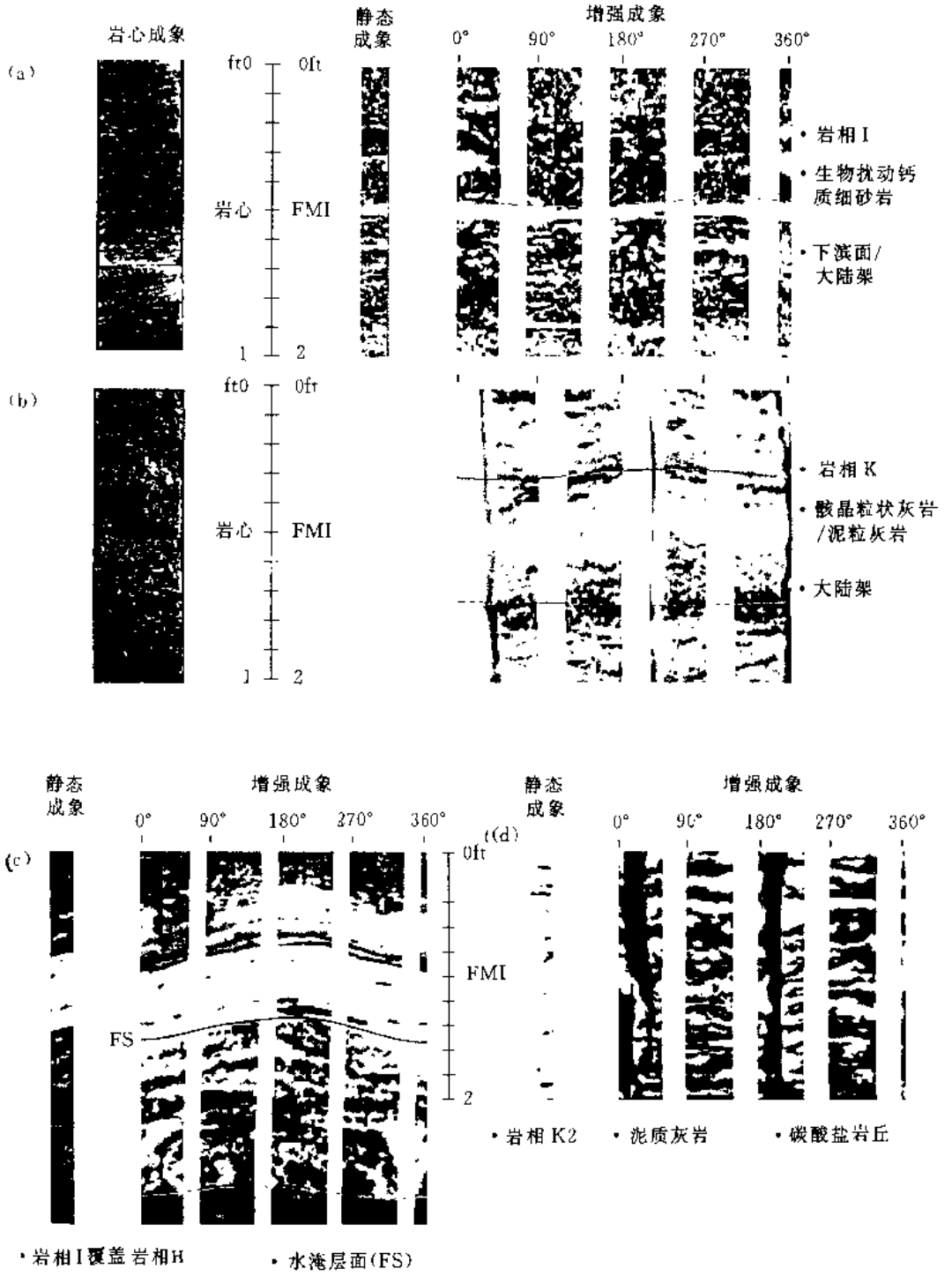


图 3 12 (a) 相 I; (b) 相 K; (c) 相 I 覆盖相 H; (d) 相 K 2

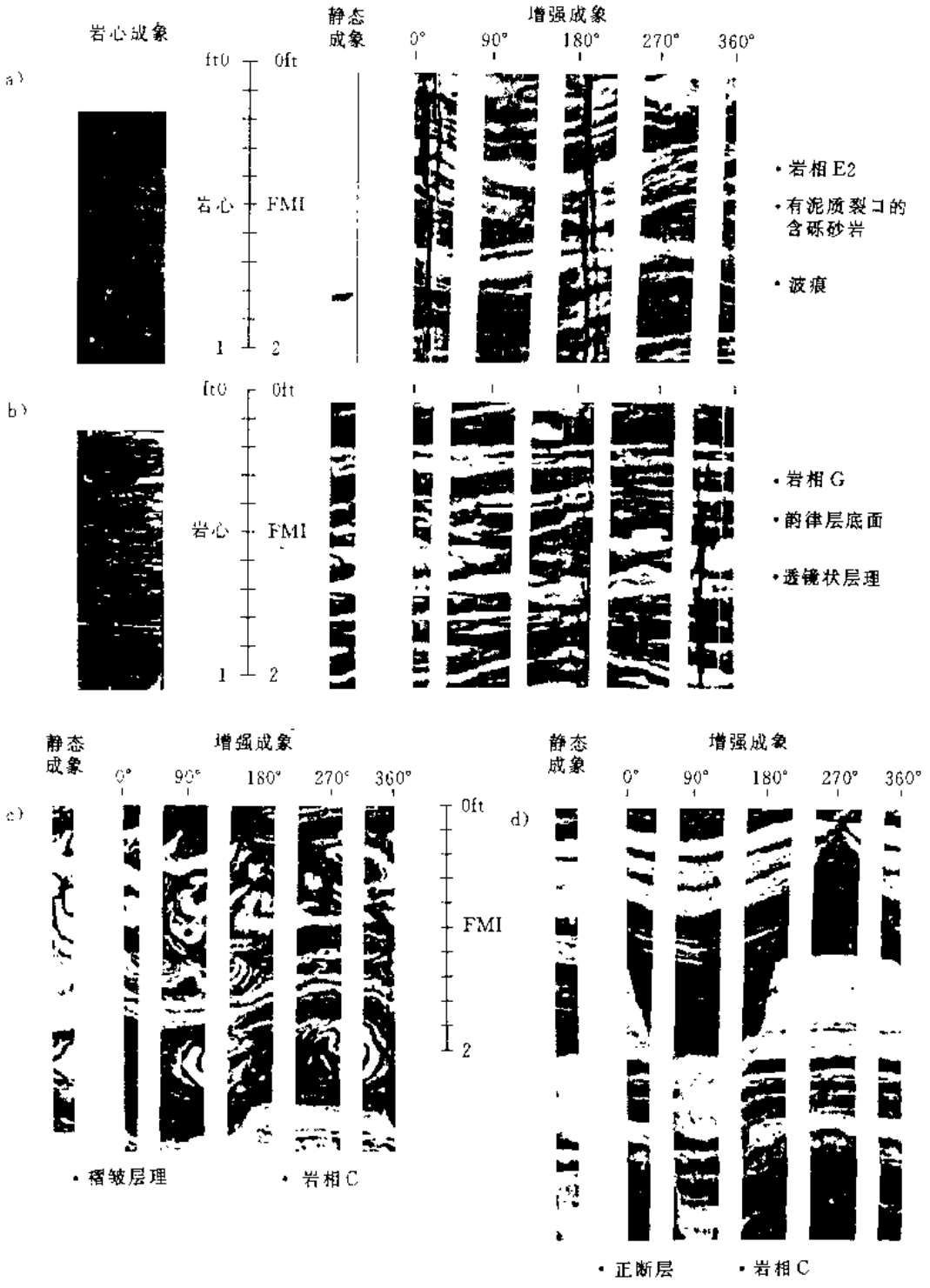


图 3-13 a) 相 E2； b) 相 G； c) 相 C，奇变层理； d) 相 C，正断层

象都综合岩心资料一起分析。在加利福尼亚的 Monterey，岩心收获率太低，则综合其它裸眼井测井来解释地层微电阻率扫描成象，钻井岩屑代替了岩心。在大多数井，成象测井减少了取心，但并不能取消对岩心的需要。

2. 用岩心数据刻度后的成象解释

地层微电阻率扫描成象的岩心刻度在许多非均质地层中是需要的，因为在裸眼井测井中非均质地层的斑块没有不言而喻的模式和没有可作结论性的标记。例如导电的生物扰动可能显示为自然伽马曲线的增加。但虫孔可能被方解石充填（低中子孔隙度，2.71g/cm^3 的密度）或煤充填（高中子孔隙度、密度小于 2g/cm^3）。一旦识别出生物扰动虫孔，虫孔的方位，可表示沉积环境的某些信息。垂向虫孔指示一个高能、浅水环境，在此环境中动物垂直“钻进”以逃避冲刷流。水平虫孔指示一个低能、深水环境。

化石常常是沉积环境的关键指示器，不仅通过其物种，而且可由分类、分布和方位来指示。一旦在岩心上识别出来，那么它们在地层微电阻率扫描成象上也能识别，这有助于扩大到邻井帮助解释。

缝合线是锯齿形的，存在于碳酸盐岩中，有时也在砂岩中出现。它们含有岩石的不溶解成分（粘土、碳和铁氧化物）常常是致密带中平行于层面的构造，充当垂向渗透率阻隔层。众所周知它们是成岩过程的通道和次生孔隙度发育的场所。一旦在岩心上识别出它们，可在图象上找到相关信息，成为预测垂向渗透率阻隔层的强有力的工具。

3. 北海实例

电成测井象的解释方法已由斯仑贝谢和位于苏格兰阿伯丁的 Occidental 石油公司的科学家从 FMS 成象—岩心综合研究中建立起来。除了在所有阶段都要进行测井质量监控外，此方法分六步进行：

(1) 使用裸眼井测井划分主要的沉积单元。

(2) 检查倾角矢量图，识别构造特征和主要的沉积间断。根据地区资料和地震数据限制可能的范围。

(3) 识别含烃带和致密胶结带。

(4) 详细描述岩心。通过比较岩心和 FMS 井壁成象的沉积特征来评价薄层的横向变化和井眼的其它特性。图象也给出可视化小断层和滑塌构造的较好视图，而这些在倾角测井上是模糊的或不存在，而且可能因太大以致不能单独地从岩心中看出。

(5) 使用地区沉积资料，对可能的解释建立约束。从传统的测井资料建立沉积单元或单独的岩相，限制了有希望的沉积特征。

(6) 为了对特定的特征给定“置信度”，利用岩心相关性对 FMS 图象作质量分级。置信度分为 1，2 和 3 级：1 级特征能够独立地从 FMS 成象中识别和解释。2 级特征能从 FMS 成象中识别，但并不是唯一的解释；3 级特征的解释是模糊的，需要和岩心一起解释。当把解释扩展到未取心的层段时，置信度分级有助于油藏工程师和地质家权衡成象的重要性。对一个给定的层预期分级的资料也有助于该井下一步工作程序确定。成象的质量越高强调取心的需要就越低。对 1 级和 2 级图象解释来说岩心不是必需的，而 3 级则是必需的，FMS 成象应被认为是对岩心解释的一个补充。

4. 墨西哥海湾实例研究：从德克萨斯南部的一口初探井判断出海侵层序

初探井测井解释的基本问题是此井钻遇了什么沉积环境（图 3-14）。地区资料表明此井可能处在海退或海侵层序或三角洲，所以斯仑贝谢的解释员 Tom Fett 至少有一个地区拿不准。下面是

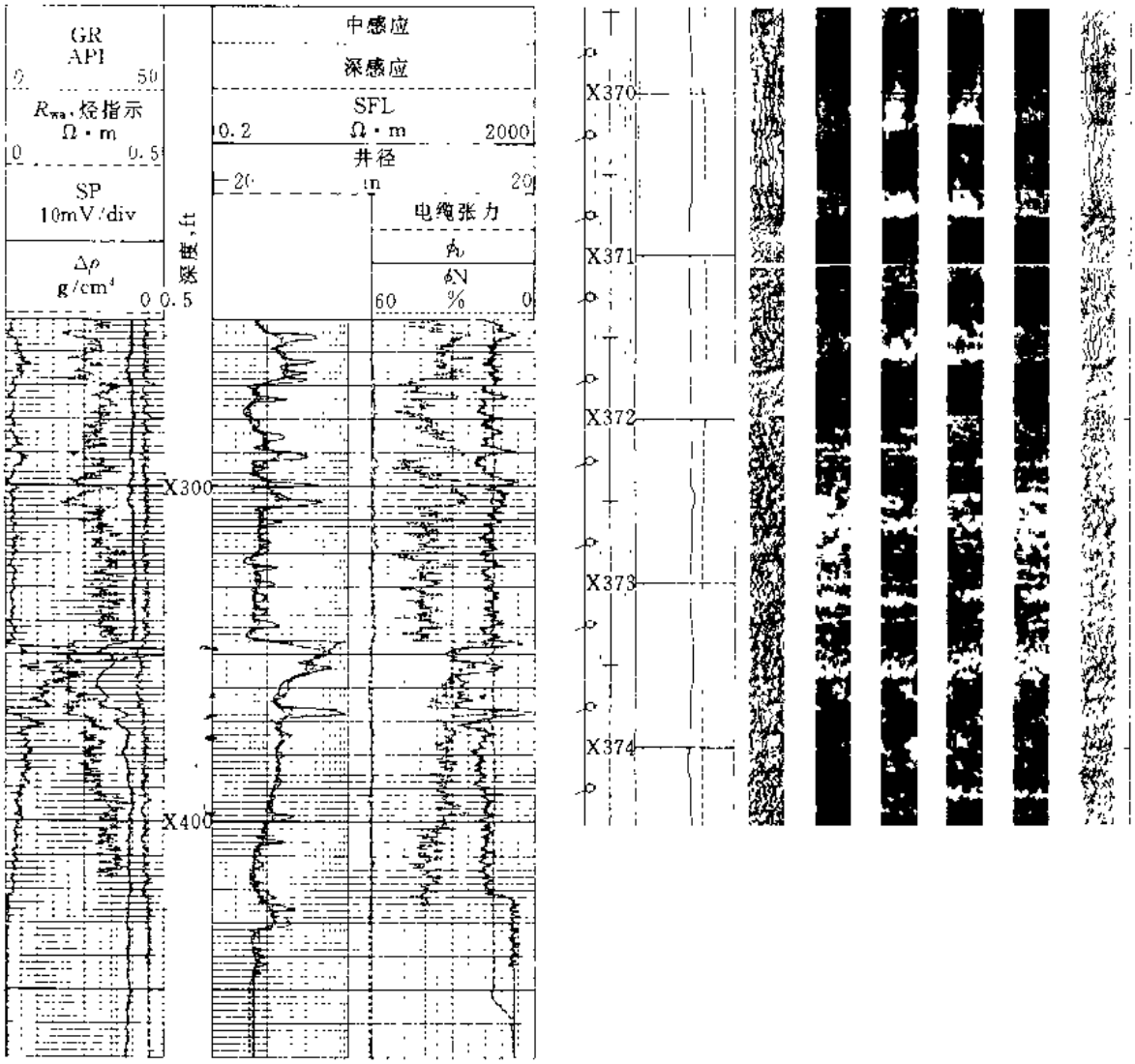


图 3－14　墨西哥海湾实例研究：一个海侵层序

他怎样处理测井和岩心的关系。

从层段的底部开始，从 7396ft 到大约 7372ft，测井显示了一个斑块状，低阻、圆形的非均质泥岩，表明是生物钻孔。在 7371ft，自然伽马和自然电位左偏，表明泥质的下降。图象显示了一个相应的极薄砂岩层，一个在 7371.5ft，另一个在 7370ft。对极薄砂岩层，在图象上在斑块往上逐渐减小。在 7367ft，图象上出现高阻（变白）特征，而密度测井出现低值。这可能是一个大鹅卵石，是一个滞留沉积，表明沉积能量的增加。7366ft 以上的图象表示一个非虫孔砂岩，可能是交错层，也可能是沉积能量的增加。在 7363ft，一个泥岩脉侵入砂岩，但随后的 12～15ft 基本上是泥质、粉砂质砂岩。这一点可由 7347～7348ft 的井壁取心（岩心洞在静态归一化图象上可见）的高渗透率得到证实。

在 7345ft 岩性再改变，这里黑暗均匀图象表明一海相泥岩（陆上和近海泥岩往往是灰色和杂色；深水泥岩常常是暗黑色和几乎无特征）。在 7341.5ft 的井壁取心分析证实了这一点——一套

粗大的低渗透率粉砂质泥岩（图象上可见这个岩心洞）。

这是最基本的解释—主要是描述在测井和图象上所见的。这种解释能扩展到解释沉积环境。可能的情况是富集生物扰动的泻湖沉积，随着粉砂质、泥质砂岩注入，阻塞了淤泥中有机生物体。后来有粉砂质、泥质的砂脉间歇地注入。最后，海洋侵占陆地，把砂埋在深海沉积泥岩里。

五、用层序地层学和叠积模式的测井分析来确定砂体和油藏单元的相互连通性

1. 区域地质模式

实际上，在 Peciko－Tunu 地区，砂体－砂体间的连通性对比是一个需要解决的大问题，这是因为各种流体异常的存在已指明了单砂体有限的横向延伸性。早期的地层对比方法仅集中在讨论横向大范围延伸的泥岩标准层，这种泥岩标准层只着重于厚度 10～30m 的岩层。这些泥岩标准层对实际的储层砂体横向内部连通性——这个关键问题没有提供直接答案。并且由于测井曲线的相似性，泥岩的对比也会成问题。

大约在 Tunu 油田开发方案刚确定时，就提供出了一个区域综合分析方案，其目的是利用层序地层学更好地了解三角洲斜坡沉积相的分布。面临的困难是在这种快速沉积盆地中沉积单元具有惊人的相似性。在仅有少量的微古生物信息可用的情况下，如何区分开不同沉积单元，地震数据能鉴别反射面事件，要谨慎使用。它们可用来识别层序边界以及最大洪泛面；关键井可用来寻找确定地质年代及鉴别环境的生物群。在对地震数据刻度后能确定大规模叠积模式并圈定区域中有效的沉积层序（图 3－15）。

这种区域对比框架证实对模型的外推是很有必要的。Peciko－1 井钻于 1991 年，是实际的发现井，虽然在 1982 年的早期钻探已发现含气区域的边缘，在所有井中由测井得到的系统油藏压力剖面可表示气田评价特征。

2. 用区域地质解释及油田压力状态相关性来导出油藏模型

高精度的测量可用来识别油田内部有限数量的均匀气相压力梯度（图 3－16）。Piecko 油田位于稍远的远端部分，被解释为横向水压力连通的证据（在大大超过 Tunu 油田先前所用的假设距离）。实际上，含水砂岩中收集的压力测量的数据已证实了原始的圈闭模型，它对流体异常问题提供了一个合理的答案。尽管存在着高度多变的相带，在第三小段 Fort worth 盆地部分提到的详细的沉积学研究已证实了砂体通过砂体单元间特有的合并及交叉接通作用有广泛的连通性。

最新确定的各个水压单元在垂向上被泥岩标准层所分开，可以解释为洪积事件，它成为一个有效的盖层。在最佳盖层及重要洪积事件间可以观察到一个合适的关系，但和 Tunu 油田相似，泥岩阻隔层的测井相不易鉴别。

来自于 Peciko 油田的压力数据提供的控制及由区域对比框架所提供的导向标准层间用叠积模式可以建立一个可采层模型。图 3－16 说明了向上变粗/变厚及向上变细/变薄模型的识别如何有助于确定作为层序地层学及主要标准层（层序边界和洪积事件）分析基础的系统方案。即使在 Tunu 油田大量的、精确的压力测量资料得不到，Tunu 油田区域标准层的成功对比使叠加模式及相关储层连通性的解释可以得到改进，并且用来确定潜在的水压单元（就像在 Peiko 油田所做的一样）。

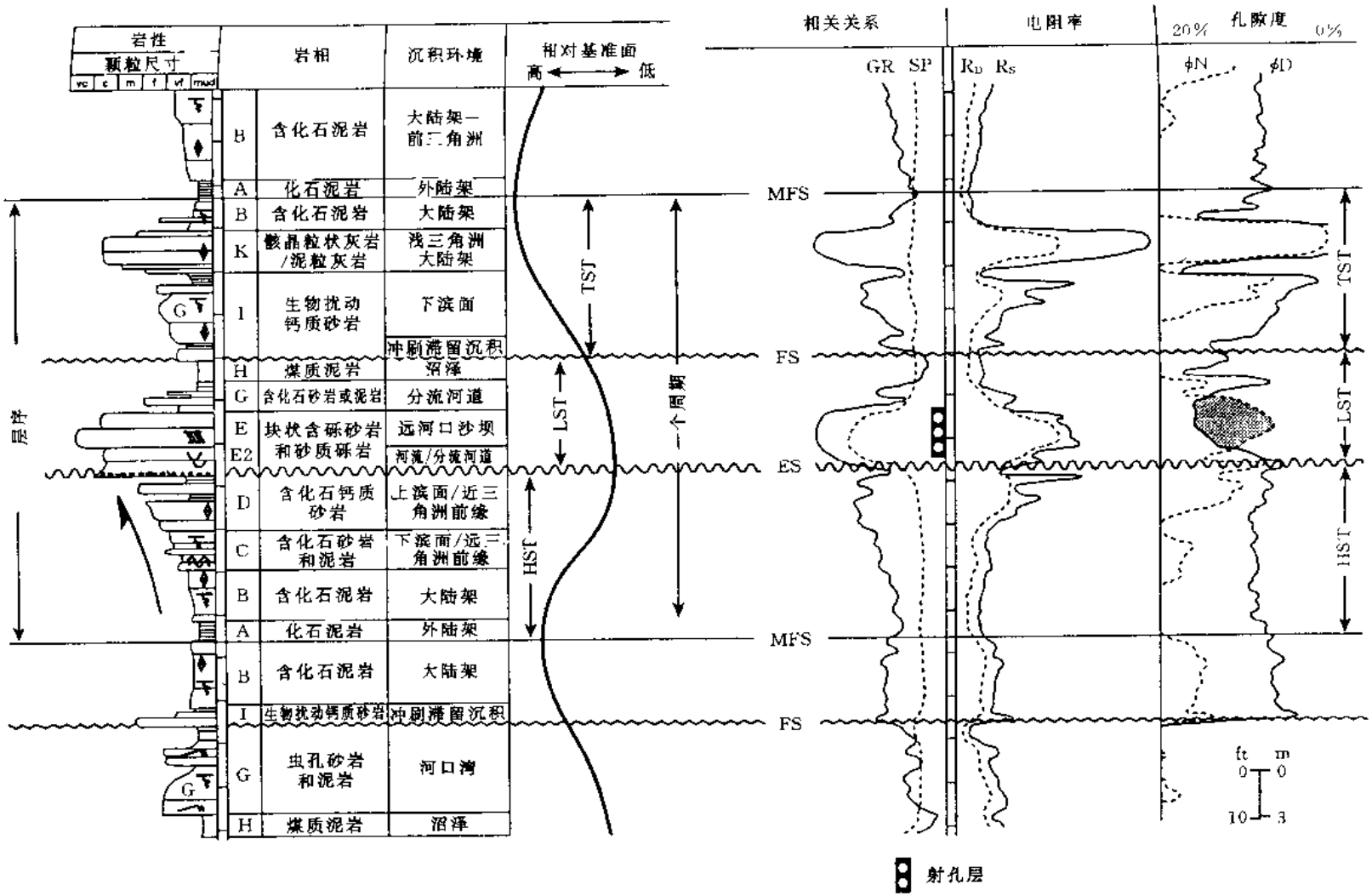


图 3－15　综合由岩心建立的 Boonsville－Atoka 地层原生序列(左图)和典型的测井响应,(右图)的综合图

FS—海泛面,MFS—最大海泛面,ES—侵蚀面,HST—高水位体系,LST—低水位体系,TST—海侵体系

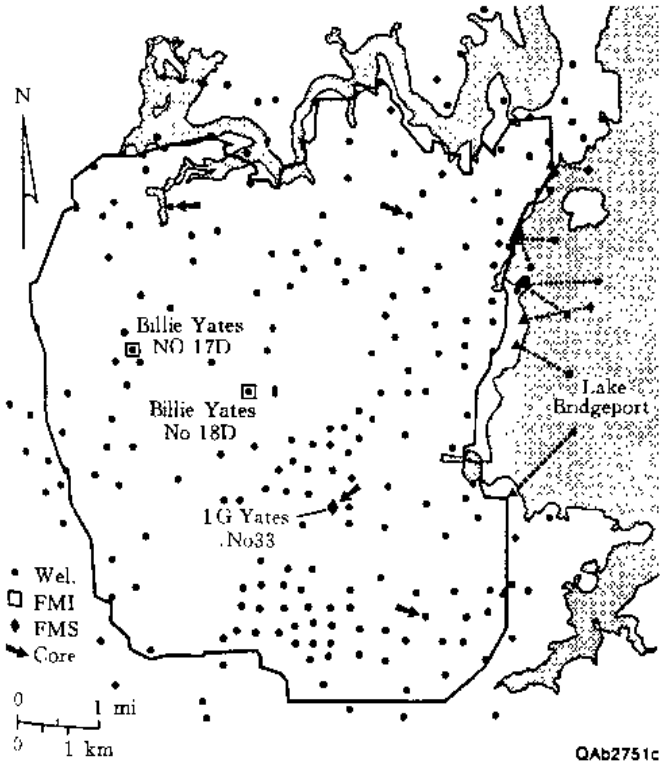


图 3－16　用于 Boonsville 目标区块地质评价的井，
边界线代表三维地震测量的范围

第二节　构造模式和油藏形态描述，提高油气采收率

一、用声波成象测井获得盐岩地层构造信息

1. 地质背景

在德国西北部 Zechstein 盆地的西部钻了一口洞穴性井。这一地区 Stassfurt 岩盐的平均厚度为 150m。在盐类构造作用形成的盐刺穿构造中，其厚度可见达到 2000m，这就是储气洞穴的理想场所。

根据地震结果以及从邻近井得到的资料，研究井的位置选在 Stassfurt 岩盐 Na_2 的盐刺穿构造的中心上。根据地震数据估算，盐刺穿构造地层的厚度约为 1700m，从其顶部开始取到了 533m 的定向岩心。从岩心的观察可以发现，在这口井中存在强烈的盐层作用，密集“细小”的褶皱（1～10cm 小规模褶皱）由薄层状硬石膏组成。现在这些发现已经形成了盐内部结构解释的基础。

盐外壳的上覆岩层是由中生代、新生代岩石组成的。在盐刺穿构造的中心部位，原始沉积的三叠系地层序列已被全部侵蚀，仅在侧翼还基本保存。上覆白垩系和下第三系地层序列由于盐底辟作用而被偏移，并部分被侵蚀。

2. 方　法

（1）数据采集。全井周井眼成象测井仪使用的是以脉冲回波方式工作的旋转式换能器，可以

对井壁进行全周扫描。岩石矿物学、结构和物理性质的变化引起了岩石声阻抗的变化，这些变化导致了对岩石的接收回波幅度的变化。一般来说，幅度图象中明亮区对应的是声阻抗高的强反射地层，而图象中暗的区域对应的是声阻抗低的弱反射地层。极限值间的所有值都按灰度分布，其变化与接收信号的幅度成正比。CBIL可以测量脉冲回波的双程传播时间，它是井眼几何形状如冲蚀状况、开口裂缝、洞穴等的函数。用单独的探测器测量声波在泥浆中的旅行时间，以便计算声波的传播路程。显示出幅度和传播时间图，它们给出的是井眼360°的图象，代表岩性和地层结构的变化以及几何形状的变化。

纵向成象分辨率是聚焦波束斑点大小、换能器的旋转速率及测速的函数。换能器以6转/s的速度工作时，每转采集250个幅度和传播时间的数字化样，每秒钟共采样1500个。测井速度的变化范围是1.5~3m/min。

和岩心对比表明，间隔厚度约1cm的单一沉积层能分辨出来。这种间隔距离对应于扫描距离为2.95in（7.5cm）的换能器的3dB的波速宽度。声阻抗的明显差异使约0.15mm的特征（主要是探测裂缝及矿物学突变）能被探测到。

一旦得到了幅度图象，地质学家利用类似于岩心描述和分析的方法及依据，就可以判断和确定地质特征。

（2）用岩心资料刻度。通过测量薄层硬石膏和杂卤石的方位（倾角和走向），可以从533m的定向岩心中获得142组倾角数据。形成这些夹层的原因是Zechstein盆地内环境短暂的、局部的变化，它们代表内部盐层的沉积序列。更进一步地说，所有的岩心都以反射照片资料保存。从岩心和CBIL成象数据对比可以得到CBIL图象解释的刻度。

3. 结　果

（1）成象数据和岩心数据的对比。CBIL图象（如声波成象）数据已同岩心数据对比，一般它对地质特性的分辨率通常很高（如图3－17）。代表盐层内部结构的硬石膏层在图象上很容易分辨，图象中暗色区域就是硬石膏层。通常图象中的明亮区域代表硬石膏层，因为硬石膏的反射系数比岩盐的高。出现暗色区域可能是硬石膏层和井眼流体（盐水饱和泥浆）相互作用使硬石膏层内产生了凹凸不规则形状，或是岩盐层和硬石膏层的表面结构存在差异，也可能是岩盐中存在杂质（如图3－17a　3－17c）。因此，与构造模型无关的硬石膏中的密集的细小褶皱或透镜体在CBIL图象中能清楚地分辨，在确定层理倾斜方位和层理的倾角时应排除（如图3－17b）。

此外，与内部矿物成分有关的岩性变化可以从CBIL声波图象上反应出来。这些变化可以通过井眼不规则（图3－17c）的相关变化间接反应出来，对应在CBIL图象上就是颜色的变化。

图象上声阻抗差异很大的位置指示为再结晶的边界，这可归因于成岩特征，在盐层内部结构的解释中也未作考虑。从岩心上尤其是肉眼可见的明亮区在图象上的反差很大，呈很明显的斜线（如图3－17d）。只有用不同的声学特性确定的各种构造性质与岩心数据对比，才能清楚地了解构造的定位和与结构性质有关的构造成因分类。这种刻度是CBIL成象数据进一步分析的基础。即使CBIL图象上的某些结构数据不能被确切地解释（可能是模糊的外貌或覆盖井眼不完全），并在以后的分析中被忽略，在440m被测井段中依然能从井眼图象获得658组层理数据。从统计学的角度来看，这些数据足够用来分析盐层内部结构的方位和倾斜走向。

（2）盐层内部结构的解释。为了达到比较的目的，相互独立地解释了142组岩心数据和658组井眼成象获得的数据。在盐层内，地层倾斜通常很陡。从岩心和成象数据上得到的平均倾角均为80°，地层倾向以西北方向为主，东南方向为次（如图3－18）。西北倾斜的走向局部被间距紧密的细小褶皱所叠加，两组数据都反应了这种情况。

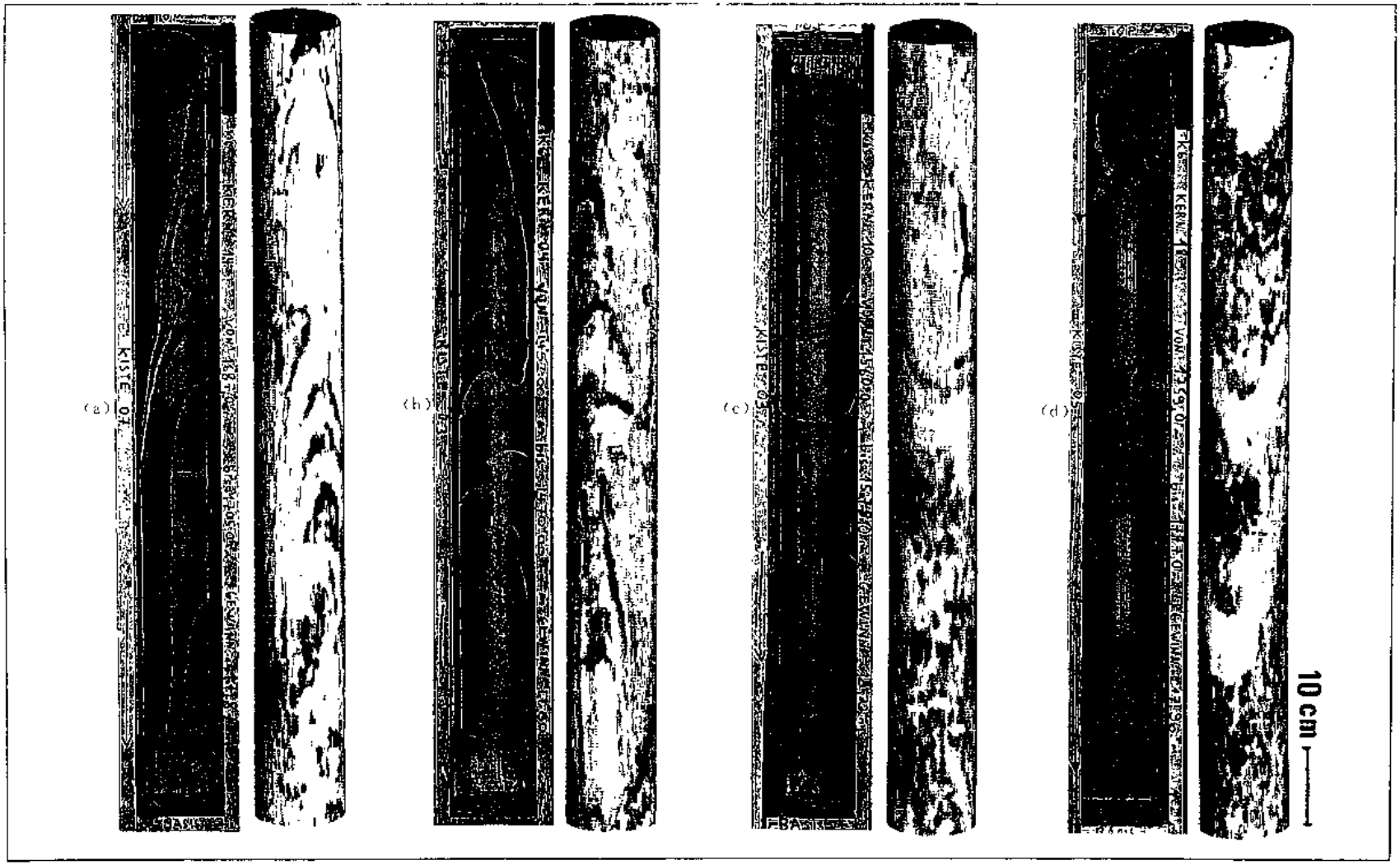


图 3－17　岩心成象(左)和 CBIL 图象(右)的比较

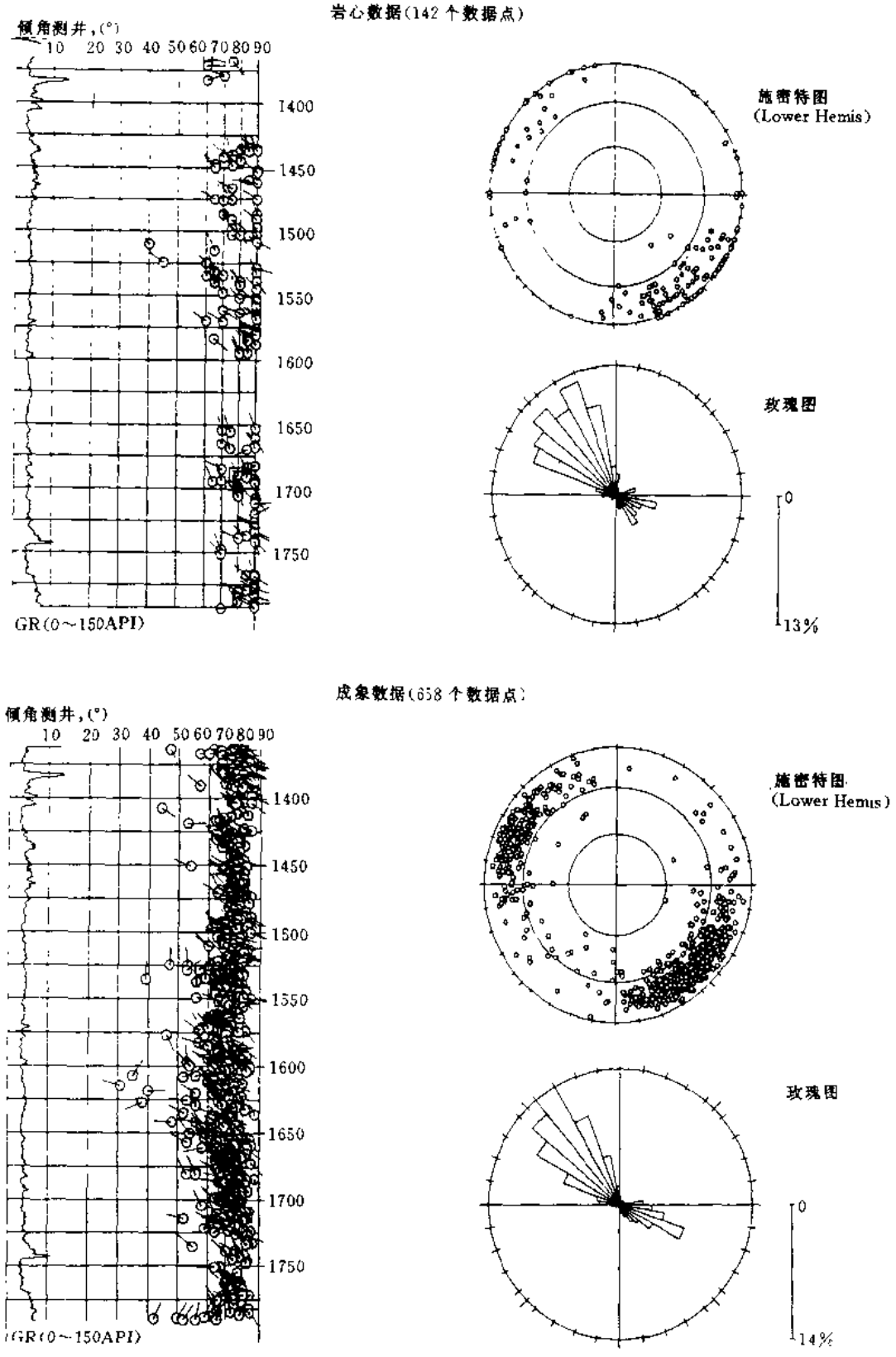


图 3-18 从岩心得到的倾角矢量数据与 CBIL 成象得到的矢量数据的比较

在被观测的盐层上部，地层倾角的方向由西北向东南有明显的变化，这从岩心和成象数据上都能得到证实；并且两组倾角数据的变化发生在相同层段内，如1382.2m。这些发现能指示褶皱转向，但是，裸眼井数据不能给出相伴的反向沉积序列。估计可能是地层上部的东南走向代表了一剪切的盐层断块（如图3－19）。

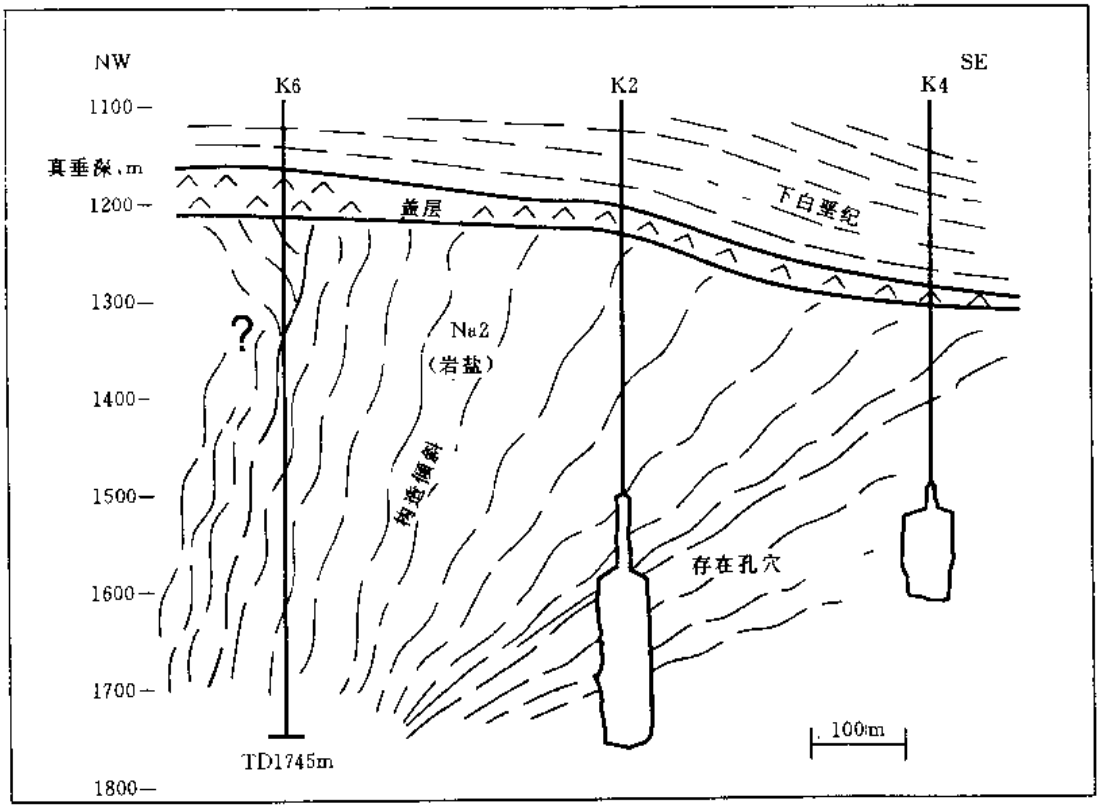


图3－19　解释要点——用于解释盐层内部构造的盐丘的地质剖面图

(3) 时间和成本。盐层内部结构既可由定向取心，也可由声波成象测井来确定。但是，同盐层中连续的取心收获率相比，CBIL成象测井能节省成本约达70%。这种成本的节省来源于减少了钻井所需的时间，取心相当于两次钻井的时间。

二、油藏盖层与砂体几何形状及连通性分析

测井分析家通常把主要精力用于改进岩石物理参数的确定，下面主要阐明测井地质解释怎样定性的得到更多有关油藏及盖层的信息，并因此用来优化油田管理，然后是将要显示这种方法怎样和其它技术结合应用。

1. 测井相分析在确定单砂体几何形状中的应用

1) 解释模型

以测井解释模型解释沉积环境是从三角洲沉积中河道和河口砂坝的特殊响应的识别开始的，前者一般具有一个明显基底，柱状或向上变细的模式（泥质指示器恒定，或在整个5～15m递增）；在河口坝的进积特征主要是向上变粗（泥质指示器，象GR曲线，在几米或十几米向上减少）。

当对岩心作刻度时，这种解释能很好推进。至今它仍是确定河道填充或河口坝进积在内的各

种沉积的沉积机理类型的唯一途径。

明显基底柱状模式（图3－20a），对应于分流河道填充为主的砂质河流，它具有以下的几个沉积特征：侵蚀基底、煤卵石、槽状交错层以及爬升波痕，这一切指示着牵引流的存在，河道填充经常上覆有薄的堤状斜坡沉积和一个煤层，煤层代表着在沼泽里大量有机质积累的结果。

在其它实例中图（3－20b），一个明显基底、柱状剖面向上变细，中到细粒级砂岩，伴有槽状和双向板状水平交错层或者伴有指示着潮汐流的粘土披覆和波纹叠层，代表着一个混合的河流潮流分流河道。

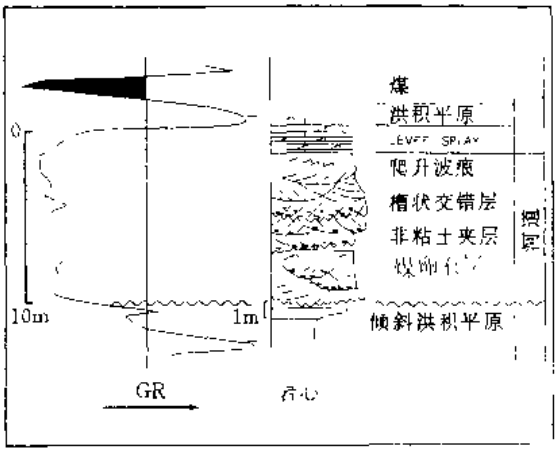


图3－20a 测井表示的河流为主分流河道

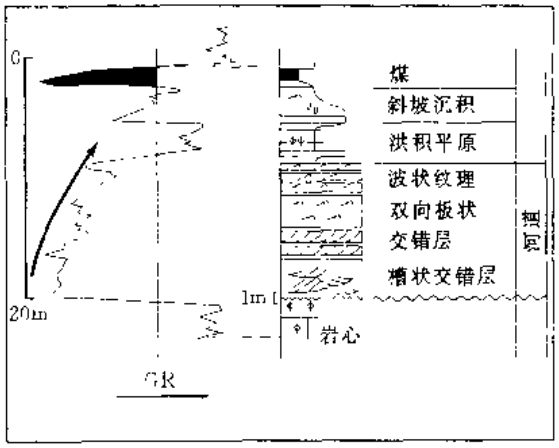


图3－20b 测井表示的河流三角洲分流河道

向上变粗的GR模式可能对应着几种不同的沉积环境，集中讨论三角洲平原到三角洲前缘沉积，向上变粗的模式可能和河控、潮控或者浪控三角洲里的三角洲前缘沉积有关，岩心将显示的主要沉积特征如下：

（1）河控三角洲在前三角洲生物扰动泥岩上面，细到中等粒级砂岩，伴有波痕和单向交错层理。

（2）潮控三角洲前缘上覆有前三角洲生物扰动泥岩，波状或含有双向交错层细到中等粒级的砂岩，伴有粘土披覆，这一切指示着双向潮流。

（3）浪控三角洲前缘沉积物以前三角洲生物扰动泥岩开始，上覆有细砂岩透镜状和波状交错层理（指示着浪底附近的波浪作用），这些沉积物被向上变粗、细到中等粒级，伴有波痕，滩槽交错层理（指示着强烈的波浪作用）的砂岩所覆盖，在向上变粗的单元顶部，能看到中等粒级分选好，伴有平行低角度薄层的砂岩，它指示着浅滩地区的砂岩沉积。

2）Mahakam三角洲的应用

Tunu和Peciko油田位于Lower Kutei盆地里（印度尼西亚）的Mahakam三角洲的远滨部分，这个盆地在整个新第三纪的楔形海退过程中三角洲沉积物达8000m以上。这两个油田地层沉积非常类似，均沉积有一个非常厚的晚中新统油层段（厚1500m以上）。该层段是由三角洲前缘沉积物多次叠积而成的，典型特征是伴有薄砂坝（平均厚1～3m），没有河道填充沉积，并且砂/泥比很小（0.1～0.2）。

Tunu油田发现于1982年，1990年该油田一个试验区5口井达到生产，开发早期至少打了三十口评价井，并花费了五年时间。长时间的犹豫不定使我们对早期确定的油藏特征提出了怀疑。

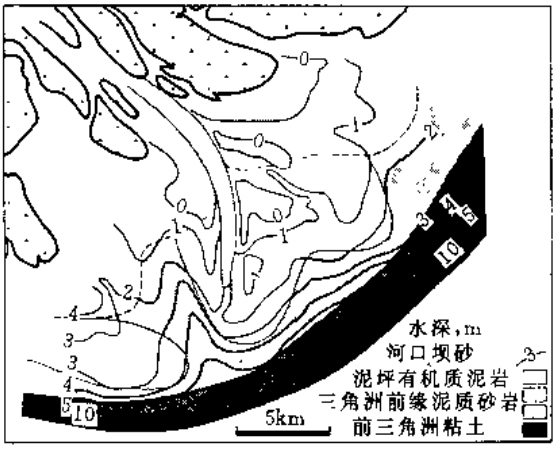


图 3－21　Mahakam 三角洲的河口坝形状
(G.P.ALLEN 等，1994)

第一步，开始了两种类型的研究，首先是一些经挑选的单砂体测井模式经岩心数据刻度并和沉积环境相关联，就象上面所描述的那样。其次，由于现代三角洲和 Miocene 三角洲很相似（已由地下的沉积研究及近来的三维地震所证实），基于大量的浅取心资料，可以下决心研究当前沉积环境和砂体形状。作为一个例子，建立了在潮流和河流控制的 Mahakam 三角洲沉积的河口坝有一个接近 10km 的走向延伸（图 3－21）。

一旦测井模型和沉积环境相关性建立并且建立了河口坝的几何模型，就有可能采用 GR 测井模式来产生古地理图。图 3－22 表示了在中新世 Makakam 三角洲中心地区的一个三角洲进积的 GR 测井信息。明显基底、柱状 GR 曲线指示着河道分流的位置，GR 测井向上变粗模式对应着河口坝砂体，另外在砂坝的远端部分，砂体和泥岩交互存在，在前三角洲，高 GR 值指示着砂质泥岩，均匀纯砂岩图加上 GR 测井模式确定了河口坝砂体的几何形状。

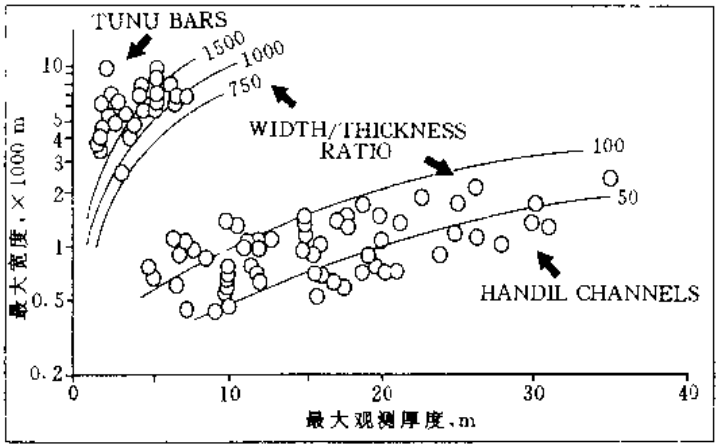


图 3－22　Mahakam 三角洲储层的宽度与厚度关系

由于 Tunu 和 Peciko 油田中大部分被发现的储层均是这样的分流河口坝（并带有较厚的河道沉积，模型主要用来描述单砂体的几何形状。这些砂坝很薄，呈现出低渗透率及低孔隙度值（一般孔隙度小于 15%，渗透率小于 $100\times10^{-3}\mu m^2$），并且比三角洲内部向陆地一侧发现的河道分布范围大得多（图 3－22）。

2. Hidra 综合测井解释及岩心研究进行盖层相关性研究

1）Hidra 实例的初始评价

另一个研究实例主要说明当能用岩心进行适当刻度时，测井相分析在扩展应用时存在的限制。

本例来自阿根廷南部的 Austrl 盆地，被研究的 Hidn 油田发现于 1983 年。该油田的储层是下白垩系 Springhill 地层河成砂岩，它们覆盖在一个由火山岩及变质岩组成的基岩上，并且接着又被既可以作为源岩，最终作为整个区域性盖层的海相泥岩所覆盖。

油田发现之后不久就钻了三口评价井，这些井部分进行了取心。岩心研究的重点开始放在储

层的沉积学方面，而不是层内之间的泥质段上。取心资料显示出储层是河道砂夹有泥岩层。

因此，油田的储层看起来是河道沉积的复杂叠积。储层的连续性可以由总砂/泥岩比来估计，它使用的是经验的方法：当砂/泥比大于50%时，储层考虑为单个流动单元，图3－23a显示了根据初始模型得出的一组相关层。

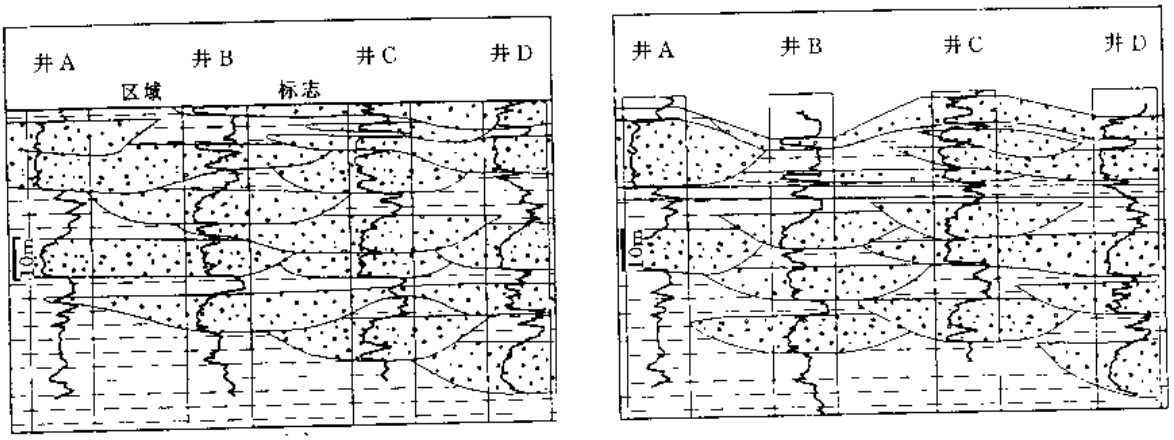


图3－23　a. 基于随机分流河道模型的储层关系，储层上部40m是一个独立的流动单元
b. 考虑湖相层段特点，经修正后的相关关系，油藏中有两个主要的流动单元（已由生产资料证实）

一旦把这个模型应用到生产中，就有必要改进它。又重新对取心资料进行了研究，从第一口发现井又增取一些岩心资料。第二次更详细的研究主要放在渗透率阻挡层，以确定它们的横向连通性及油田内的流通单元，作了测井响应的细致完整的刻度，而且对所有取心及未取心的井均建立了一个通用的对比方案。

2）修正的解释

岩心研究显示出两种类型的泥岩示于图3－24。最主要的一种是洪积平原泥岩，它在多次洪水泛滥期间沉积于河道（图3－24a），泥岩和逐渐变薄的砂岩或粉砂岩相互交替，通常其厚度比测井仪垂向分辨率要小。这些非储层层段给河道系统限定一个规则。相应的测井响应变化。有的规则有规律，有的则无规律，测井响应无规律的情况是泥质指示剂向上增加或减小，从测井曲线观测的泥质含量可以反映出薄砂/粉砂层的的变化频率，并且泥质含量还和井位之间间距及迁移河道的距离有关（越接近河道，砂/粉含量越高）。“向上变细”（GR向上减小）或“向上变粗”系统储层反映了河道随时间的迁移，这一切均是相对离开或朝向观察点而言的。

另一类泥岩则不常见，由岩心岩相特征指示着它产生在水下几米的沉积，这样的地层在一口井中被取心，显示了图3－24b的明显特征。

岩性是泥质和粉砂的混合物，而不含大粒级的沉积物，这可解释成反映这样的一个事实，即沉积物经过一个“筛析”过程，它筛去了所有的大颗粒。岩心中能经常看到的浪痕，指示着在一个永久性水体中沉积。

井段始于泥质相向上变纯，可以解释为反映了由于小型三角洲进积出现了一个永久性水体的充填沉积。层段上覆有一个煤层，解释为废弃相，从煤层底部向下延伸并且向下变小，测井曲线显示了向上变粗的特征和在顶部的薄煤层。

泥岩段的一个鉴别特征就是它们的颜色：洪积平原泥岩是浅绿色，而湖成泥岩则是褐色的，

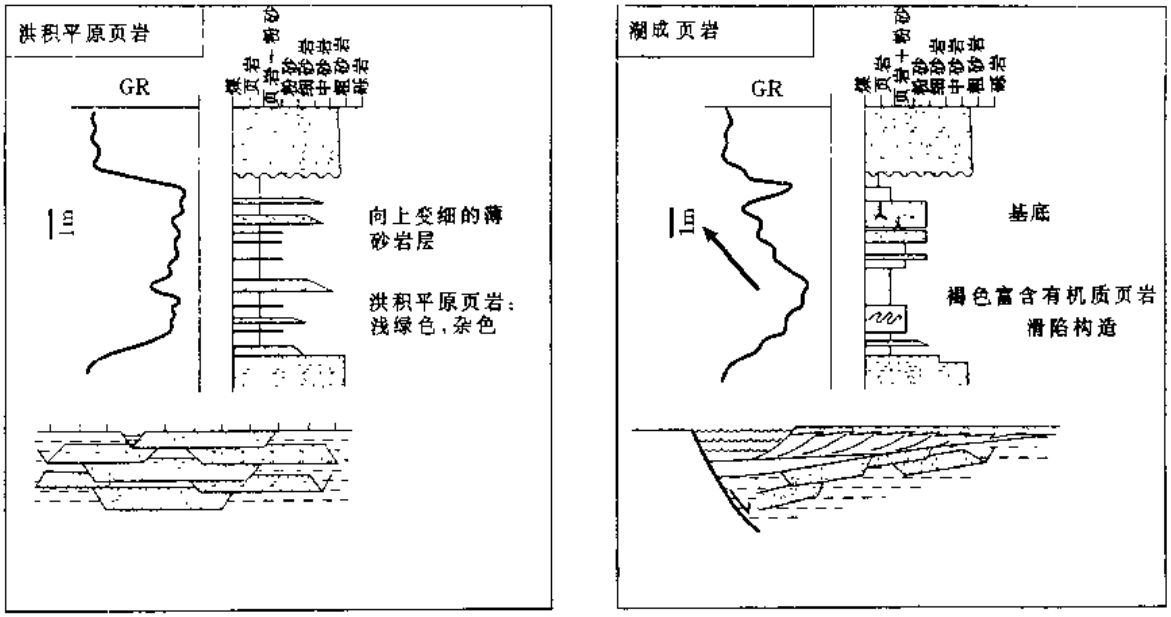


图 3－24　两种类型的泥岩段和相应的储层结构

这可以从非取心井中的岩屑看到。

由对岩心刻度使人们相信：在有限的5m厚地层上反映出的“向上变纯”的测井特征在地质上非常有意义。被观察的岩相包括非常细的岩相在内的所有能看到的相和一个在进积三角洲底部的滑塌构造的存在，暗示着成湖的事件可能是一个小型构造事件。它来自一个沉积脉冲。

许多其它的井也显示了可相关的向上变粗的层段，并且也有几个层段顶部有煤存在，而其厚度已足够厚而能被探测。因此，这种类型的互层泥岩可合理地解释为可形成广泛的渗透率阻挡层，而前一种泥岩透镜体则是以一种不可预测的方式存在。

所有可用的岩心和测井资料均被筛分以重新检查序列中存在的泥岩类型，偶尔也用岩屑的颜色来判断。最后的储层模型分割初始识别的储层层段为两个主要的单元，它们之间为湖成泥岩所分隔。每个单元中砂岩厚度的变化解释为反映沉积期间河道的随机偏移（从测井数据中是不可预测的），这些层段中储层连通性主要由砂/泥比所控制。在湖成泥岩的砂/泥比约为60%，在上面则约80%～90%，因此，油藏看来由两个明显不同的流动单元组成，它们被湖成泥岩所分隔，图3－23b显示了和图3－23a相同井序列中修正后的砂体间的相关关系。

3）评论

从这个例子来看，仅靠测井相建立模型是明显不够的。在一个河流沉积中泥岩/粉砂的一个向上变粗的特征不仅与相对参考点的河道迁移有关，而且也和小型湖泊中三角洲的进积有关，并且有向上变粗的测井特征的层段在洪积平原泥岩中也能观察到。

仅用可得到的岩心研究也不能完全作出决定：因为不是所有的井均取心，并且小型湖泊中也可能是由没有广泛分布的废弃曲流河发展而来的。这里，测井相是经过岩心刻度的。假如不能得到特殊的岩心描述，测井响应本身就没有明显证据能为人所接受。同时，解释必须和沉积岩模型吻合得很好。

参考文献

[1] Doll, H.G. "The Laterolog: A New Resistivity Logging Method with Electrodes Using an Automatic Focussing System," Petroleum Transactions, AIME, 192 (1951) 305－316

[2] Suau, J., et al. "The Dual Laterolog－Rxo Tool," SPE 4018, 1972

[3] Davies, D., et al. "Azimuthal Resistivity Imaging: A New Generation Laterolog," SPE Formation Evaluation, (Sept.1994) 165－174

[4] Smits, J.W., et al. "High Resolution from a New Laterolog with Azimuthal Imaging," SPE 30584, 1995

第四章　核磁共振测井

第一节　核磁共振测井发展概况

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。从此开创了一门新的学科——核磁共振波谱学。至1991年，先后共有十二位获得诺贝尔奖金的科学家在核磁共振的研究和应用中作出了卓越的贡献。经过了近50年的探索和发展，核磁共振已广泛应用于化学、石油、地学、食品和医学等工业领域。

基于地磁场的核磁共振可发展一种在井下进行油气观测和评价的方法，在50年代初期，Russell Varian向石油公司建议探讨开发核磁测井的可能性。R.Brown和B.Gamson十60年代初期开发出了实验仪器样机，但由于固液界面效应的影响，核磁测井产生的信号太弱，磁极幅射比电极辐射能量小，同时原子核核磁矩本身产生的是弱信号，岩号孔隙中油与水的弛豫时间差异相当小，束缚水的核磁弛豫时间非常快，以致于无法接收到信号，使孔隙度和饱和度都难求准。而且，井内泥浆的影响很大，井内流体产生的极化效应大大妨碍了地层流体介质的磁化，使得井内本身信号严重干扰了测量。因此，必须对泥浆加顺磁物质消除井眼信号，使钻井施工作业变得复杂和麻烦，石油公司难以接受。直到1978年，为解决核磁测井中存在的问题，提出了内部建场，外部接收的方案。美国Los Alamos国家实验室项目主任Jasper Jackson博士提出了即不用地磁场，而是在井中放置一个磁体（梯度场），在井眼周围地层中产生均匀磁场，使过去接收极化后在电磁场中的自然衰变信号变为接收外部地层核磁共振信号，并且发射频率等于该均匀极化区域氢核的核磁共振频率，最后接收氢核在退激过程中的衰减信号（横向弛豫时间T_2），并建立有利于核磁共振的条件，从而达到消除泥浆影响的目的。

1983年，Melvin Miller博士在美国在宾西法尼亚创办了一家专门从事研究设计、制造和现场服务的公司，即NUMAR公司。他们综合INSIDE—OUT概念，利用梯度磁场和自旋回波方法，设计开发了全新的磁共振成象测井（MRLL），并于1991年7月正式投入油田商业服务。斯仑贝谢公司于1995年把以贴井壁磁体为核心的核磁测井（CMR）推向商业服务。

前苏联于60年代初期开始核磁测井仪器研制，仪器以大地地磁场为主，1972年投入生产使用，90年代制造的ЯМК923型是目前油田普遍使用的仪器。

我国开展核磁共振波谱技术的实验室研究始于50年代中期。1962年北京石油地质研究院就建立了核磁共振谱波研究室，在对石油、化工、地学等方面，对化工产品的化学结构、化学位移及地学中的粘土、孔隙、油、气、水的识别作了实验性的工作。

1985年中科院物理所成立核磁共振波谱国家实验室，为促进核磁共振在化学、医学、生物学、石油、化工、地学等方面的应用和发展做出了高水平的研究。

目前，我国中油测井股份有限公司，华北油田测井公司等单位已相继引进了NUMAR公司的核磁测井仪器，可以提供测井和解释服务。

90年代核磁测井在以下四个方面取得了明显的进展：(1) 缩小回波间隔，增加对粘土孔隙度的测量，成为全孔隙度核磁测井仪；(2) 生产出随钻核磁测井，可以及时获取井下地层原始数据；(3) 增加发射双频或多频共振频率，为真正的径向核磁成象测井创造了条件；(4) 提高了仪器的纵向分辨率，信噪比和测井速度。

核磁测井经过50年的发展，可以提供十分丰富的地层信息，能够定量确定有效孔隙度、自由流体孔隙度、束缚水孔隙度、孔径分布以及渗透率等参数。测量结果不受泥浆、泥饼及侵入的影响。核磁测井的应用范围也在不断扩大，在油田注水开发的过程中，可用于确定油层水淹程度、驱替效率、剩余油饱和度、产层性质、可采储量及采收率等。在复杂岩性碳酸盐岩、火成岩储层、在低孔、低渗、低电阻储层中，寻找气层，区分油、气界面。在裂缝性油藏的综合评价，提供强有力的信息。

第二节 基本原理

一、原子核的磁性

核磁共振是磁场中的原子核对电磁波的一种响应，原子核由质子和中子组成，质子带正电，中子不带电。质子与中子统称为核子。所有含奇数核子以及含偶数个核子但原子序数为奇数的原子核，都具有内秉角动量（或叫“自旋”）。这样的核，自身不停地旋转，犹如一个旋转的陀螺。由于原子核带有电荷，它们的自旋将产生磁场，象一根磁棒，该磁场的强度和方向可以用核磁矩矢量来表示，即：

$$\mu = \gamma p \tag{4-1}$$

式中 μ——磁矩；

p——自旋角动量；

γ——比例因子，被称做旋磁比，是磁性核的一个重要性质，每一个核都有一个特定的值，由实验测定。γ 可以为正，亦可以为负，所以核磁矩的方向可能与核自旋角动量的方向相同或相反。

当没有外加磁场时，单个核磁矩随机取向，因此，包含大量等同核的系统在宏观上没有磁性。

二、单个自旋在外加磁场中的行为

当核磁矩处于外加静磁场中时，它将受到一个力矩的作用，从而会象倾倒的陀螺绕重力场进行一样，绕外加磁场的方向进动，如图4－1所示，进动频率 ω_0 又叫Larmor频率，是磁场强度与核旋磁比的乘积，即：

$$\omega_0 = \gamma B_0 \tag{4-2}$$

式中，B_0 为外加磁场的强度。对于氢核，$\gamma = 2.6751987 \times 10^8$ A·m^2/ (J·s)，在 2.5×10^{-2} T的磁场中，其进动频率是1.065MHz。由于不同的核，γ 值不一样，因此，在相同的外加磁场强度中，不同原子核的进动频率亦不相同。

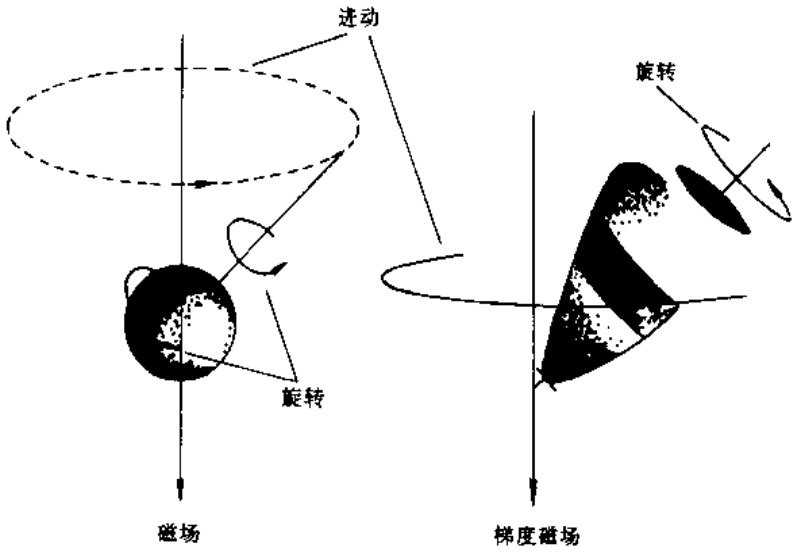


图 4－1　旋进质子示意图

氢核质子的行为就象旋转的条形磁铁。一旦受到干扰，

它们围绕静止磁场（左）旋进，其方式与陀螺在地球重力场中的旋转一样（右）

三、自旋系统在外加磁场中的行为——宏观磁化矢量

在外加磁场中，整个自旋系统被磁化，宏观上将产生一个净的磁矩矢量和。单位体积内核磁矩的和，叫做宏观磁化量（M），即：

$$M = \sum \mu_i \tag{4-3}$$

这个非零宏观磁化量与外加磁场 B_0 平行。用量子力学的观点来说，M 来自于平行磁矩的布居数稍多于反平行磁矩。

四、系统在外加磁场中的行为——核磁共振现象

1．核磁共振

对于被磁化后的自旋系统，再施加一个与静磁场垂直、以进动频率 ω_0 振荡的交变磁场 B_1。从量子力学的角度说，此时交变场的能量等于质子两个能级的能量差，会发生共振吸收现象，即处于低能态的核磁矩吸收交变电磁场提供的能量，跃迁到高能态，磁化强度相对于外磁场发生偏转，这种现象被称为核磁共振，

交变电磁场既可以连续地施加，也可以以短脉冲的形式施加。现代核磁共振仪大多采用脉冲方法。它具有许多优越性，特别在提高信噪比方面。由于谱仪的工作频率（决定于静磁场的强度）大多在射频段，故把这样的脉冲电磁波叫做射频脉冲。

加上 B_1 后与 B_0 平行的磁化矢量 M 将被扳倒，磁化矢量被扳倒的角度与加给自旋的能量成正比，因此，取决于射频场的强度和长度（即连续施加的时间）。90°脉冲是指把磁化矢量扳转 90°的脉冲，从纵轴（B_0）方向扳转到水平面，并与 B_0 及 B_1 都垂直。180°脉冲则引起磁化矢量的反转（见图 4－2）。

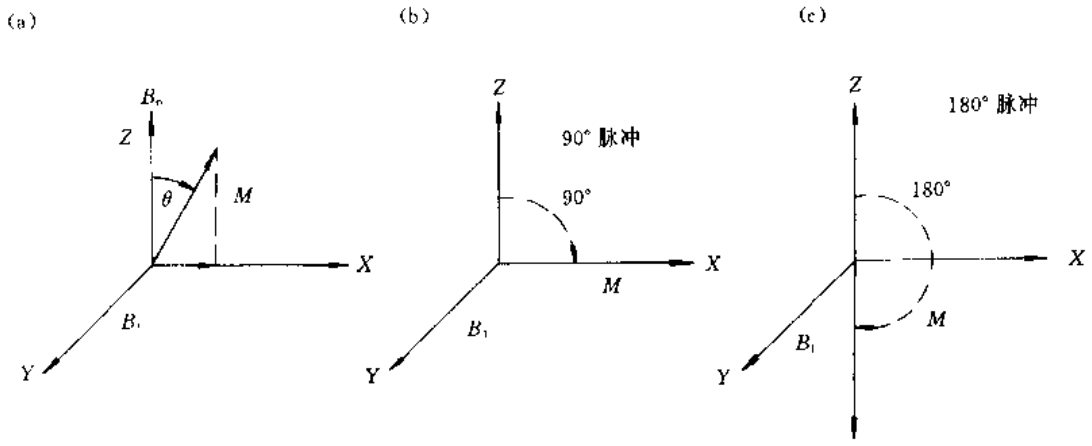


图 4－2　磁化矢量的扳转示意图

2．弛豫

在射频脉冲施加以前，自旋系统处于平衡状态，磁化矢量与静磁场方向相同；射频脉冲作用期间，磁化矢量偏离静磁场方向；射频脉冲作用完后，磁化矢量又将通过自由进动，朝 $\boldsymbol{B}_0$ 方向恢复，使核自旋从非平衡态分布恢复到平衡状态分布。恢复到平衡态的过程叫做弛豫，它包含两种不同的机理：

非平衡态磁化矢量的水平分量 $M_{X,Y}$ 衰减至零的过程称为横向弛豫过程，弛豫速率用 $\frac{1}{T_2}$ 来表示，T_2 叫做横向弛豫时间。横向弛豫过程中，自旋体系的内部相互作用，使磁化矢量进动相位从有序分布趋向无规分布。从此，自旋与晶格或环境之间不交换能量，自旋体系的总能量没有变化，所以，从微观机制上考虑，又把这个弛豫过程叫做自旋—自旋弛豫。

磁化矢量的纵向分量 M_z 恢复到初始磁化强度 M_0 的过程，称为纵向弛豫过程，弛豫速

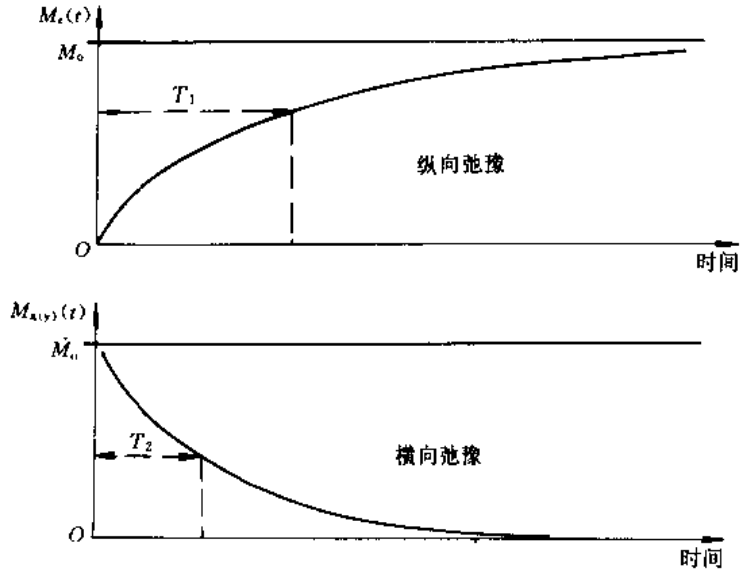


图 4－3　弛豫曲线示意图

率用$\frac{1}{T_1}$来表示，T_1叫做纵向弛豫时间。在纵向弛豫过程中，磁能级上的粒子数要发生变化，自旋体系的能量也要发生变化，自旋与晶格或环境之间交换能量，把共振时吸收的能量释放出来，因此，在微观机制上，把它称做自旋—晶格弛豫。可以看出，弛豫过程是磁化矢量在坐标系中绕Z轴进动。M_x，M_y以$\frac{1}{T_2}$的速率呈指数衰减，同时，M_z以$\frac{1}{T_1}$的速率按指数恢复到Z方向的初值，如图4－3。

第三节　测量方法

在核磁测井中测量核磁弛豫的方法主要有自由感应衰减、自旋回波，反转恢复法等。自由感应衰减法在井下测量简便易行，自旋回波法可以消除由于扩散而对测量结果带来的误差，使结果更为准确可靠，并且提高了信噪比。

一、自由感应衰减

自由感应衰减的核心是利用某种方法使与静磁场$\boldsymbol{B}_0$平行的核磁化强度$\boldsymbol{M}_0$扳转90°，以激发自由进动信号，例如，射频脉冲法和预极化法。

射频脉冲法是用一个90°射频脉冲，使原来沿静磁场方向的磁化矢量反转90°，然后进行观测，得到的信号即是自由感应衰减信号，或称FID信号。

预极化方法的基本思想是：在稳定磁场$\boldsymbol{B}_0$的垂直方向上加一较强的预极化磁场$\boldsymbol{B}_p$，由于极化磁场很强，最初沿稳定磁场建立起来的平衡态静磁化强度$\boldsymbol{M}_0$会发生偏转而沿总场的方向取向，在极化场的作用下，以纵向弛豫时间T_1确定的速率产生新的磁化强度$\boldsymbol{M}_p$：

$$\boldsymbol{M}_p = \boldsymbol{M}_{p0}\left[1-\exp\left(-\frac{t_p}{T_1}\right)\right] \tag{4-4}$$

式中，$\boldsymbol{M}_{p0}$为极化场中磁化矢量新的平衡值，且$\boldsymbol{M}_{p0} \gg \boldsymbol{M}_0$。

如果极化场足够强，经过足够长的极化时间$t_1 > 5T_1$，样品达到完全极化。因为$\boldsymbol{B}_p > \boldsymbol{B}_0$，所以$\boldsymbol{M}_1$近似与原方向$\boldsymbol{B}_0$垂直，当完全极化后，会在与$\boldsymbol{B}_0$垂直的方向有一较大的磁化强度。这时突然撤去预极化磁场$\boldsymbol{B}_p$，因时间很短，磁化强度的数值和方向都来不及变化，以后这个磁化强度便在稳定磁场$\boldsymbol{B}_0$的作用下围绕$\boldsymbol{B}_0$进动，角速度为进动频率$\omega_0 = \gamma B_0$。由于弛豫，在磁化强度进动的同时，纵向分量逐渐恢复平衡态的$\boldsymbol{M}_0$，而横向分量将按有效横向弛豫时间T_2^*确定的速率衰减：

$$\boldsymbol{M}_{p\perp} = \boldsymbol{M}_{p'}\exp\left(-\frac{t}{T_2^*}\right) \tag{4-5}$$

式中：$\boldsymbol{M}_{p'}$为极化场断开是垢磁化矢量强度，T_2^*与真实T_2的关系为：

$$\frac{1}{T_2^*} = \frac{1}{T_2} + \gamma\frac{\Delta \boldsymbol{B}_0}{2} \tag{4-6}$$

$\Delta \boldsymbol{B}_0$为静磁场的梯度，反映了$\boldsymbol{B}_0$的不均匀性。

这时在垂直于$\boldsymbol{B}_0$方向上探测，在接收线圈中可以观测到一个频率为ω_0，幅度按式（4－5）变化的自由进动信号（即自由感应衰减FID）。利用其幅度变化可以求出物质的T_2。预极化方法中，自由进动信号的激发和观测过程如图4－4所示，图4－4a是预极化磁场强

度随时间的变化过程，图 4－4b 是核磁化强度随时间的变化；图 4－4c 是接收线圈中感应的自由进动信号电动势。

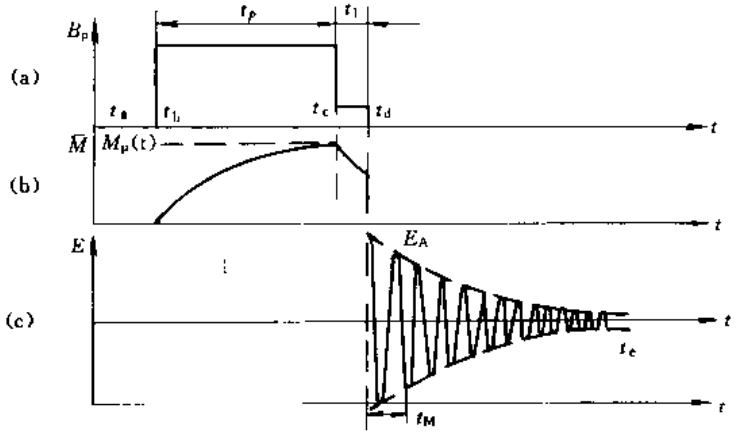


图 4－4　预极化方法中自由进动信号的激发与观测

在井下，地磁场可以作为均匀的稳定磁场，用轴线与其垂直的一个大线圈通过电流以产生极化场 $\boldsymbol{B}_p$，要使得 $\boldsymbol{B}_p$ 足够大，电流要求很大。极化和接收共用一个线圈。在极化电流关断后延迟一段时间进行测量。实际上，由于磁场非均匀的影响，衰减常数变为 T_2^*（$T_2^* < T_2$），所以信号的衰减加快。

由于地磁场很弱，故自由感应衰减信号很小，只是微伏数量级，经电缆传输后，信噪比大为降低，难以检测，井眼环境和地磁场的非均匀性都对信号产生严重的影响，压制了有用信号。另外，该技术要求有较长的极化时间，测井时速度非常慢。电流大，线圈自感也大，要迅速关断电流较困难，通常是在关断开关后延迟一段时间再测量，这虽然能够压制一部分干扰，但也丢掉了许多有用信息。为了消除井眼影响，有时需往泥浆中掺杂顺磁物质，增加了测井的成本。早期的仪器如 Brown 的 NML 仪和斯仑贝谢公司的 NMT 系列核磁测井仪就是采用这种方案。

二、反转恢复法

反转恢复法用来测量纵向弛豫时间 T_1，测量原理见图 4－5。初始磁化矢量 $\boldsymbol{B}_0$ 沿静磁场方向（见图 4－5a），施加一个与 $\boldsymbol{M}_0$ 完全反向的 180°脉冲使 $\boldsymbol{B}_0$ 反转（见图 4－5b，经过 τ 延迟，Z 方向的纵向磁化矢量受纵向弛豫作用逐步恢复（见图 4－5c），再施加一 90°脉冲将 Z 方向剩余的纵向磁化矢量扳转到 X 轴（或 Y 轴），进行检测，测出 FID（见图 4－5d）。经过一段延迟 PD，使磁化矢量完全恢复正常，再开始下一个测量。

整个脉冲序列的工作过程如图 4－6 所示，其中图 4－6a 为发射器发射的射频脉冲，它由 n 个（180°－τ－90°－PD）脉冲对组成。图 4－6b 为整个脉冲序列作用期间纵向磁化矢量大小的变化过程，图 4－6c 为每次测量得到的 FID 波形幅度，图 4－6d 则以三维的形式（两个时间轴）给出了纵向磁化矢量大小随恢复时间、以及每次检测时横向磁化矢量大小（FID）随机采样时间的变化情况。测量得到的一串 FID 信号，其幅度按 $\frac{1}{T_1}$ 的速率恢复，根

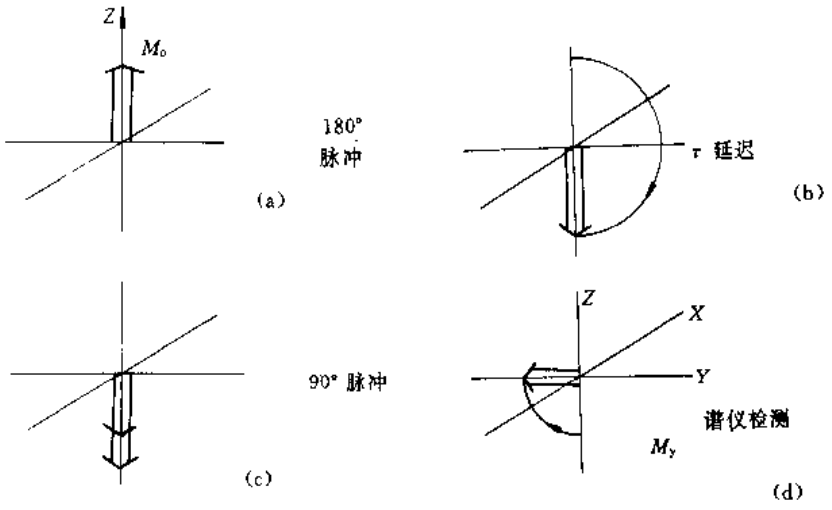


图 4－5　反转恢复法原理示意图

据下式即可以确定 T_1：

$$M_z(t) = M_0\left[1-2\exp\left(-\frac{t}{T_1}\right)\right] \tag{4-7}$$

或

$$\ln[M_z(0) - M_z(\tau)] = \ln[2M_z(0)] - \frac{\tau}{T_1} \tag{4-8}$$

式中 $M_z(t)$ 是测得的信号幅度，M_0 是平衡时的磁化量大小，对磁化矢量做一系列不同的 τ（t_1、t_2、t_3……）值的观测，得到一组 $M_z(\tau)$ 值，取一个很长的 τ（通常 $>5T_1$），用于确定 $M_z(0)$。对于单指数弛豫，$\ln[M_z(0) - M_z(\tau)]$ 与 τ 的关系是一条直线，其斜率等于 $-\frac{1}{T_1}$，由此可以定出 T_1。

三、自旋回波法

自旋回波法的基本原理是，首先发射一个 90°脉冲，接着再发射一个或一串（180°脉冲，由此构成一次测量序列，在一个测量序列中，开始质子线性排列，其后依次为自旋扳倒、进动、重复以失相及重聚。

横向弛豫和纵向弛豫限制了一个测量的时间。所有这些过程完成之后（约几秒）可以进行重复测量。

1．质子线性排列

施加一个大的恒定磁场 B_0，氢质子按线性排列。线性排列约需几秒钟，质子将保持线性排列，直到被干扰。最新的测井仪使用加长的永久磁铁，在测量范围内场强约 5.5×10^{-2} T，约比地磁场大 1000 倍。在整个测量周期中，该磁场施加于地层（见图 4－7）。

2．自旋扳倒

第二步是通过发射一个与 B_0 垂直的振荡磁场 B_1 扳倒线性排列的质子。对于有效的自旋扳倒要求的 B_1 频率为：

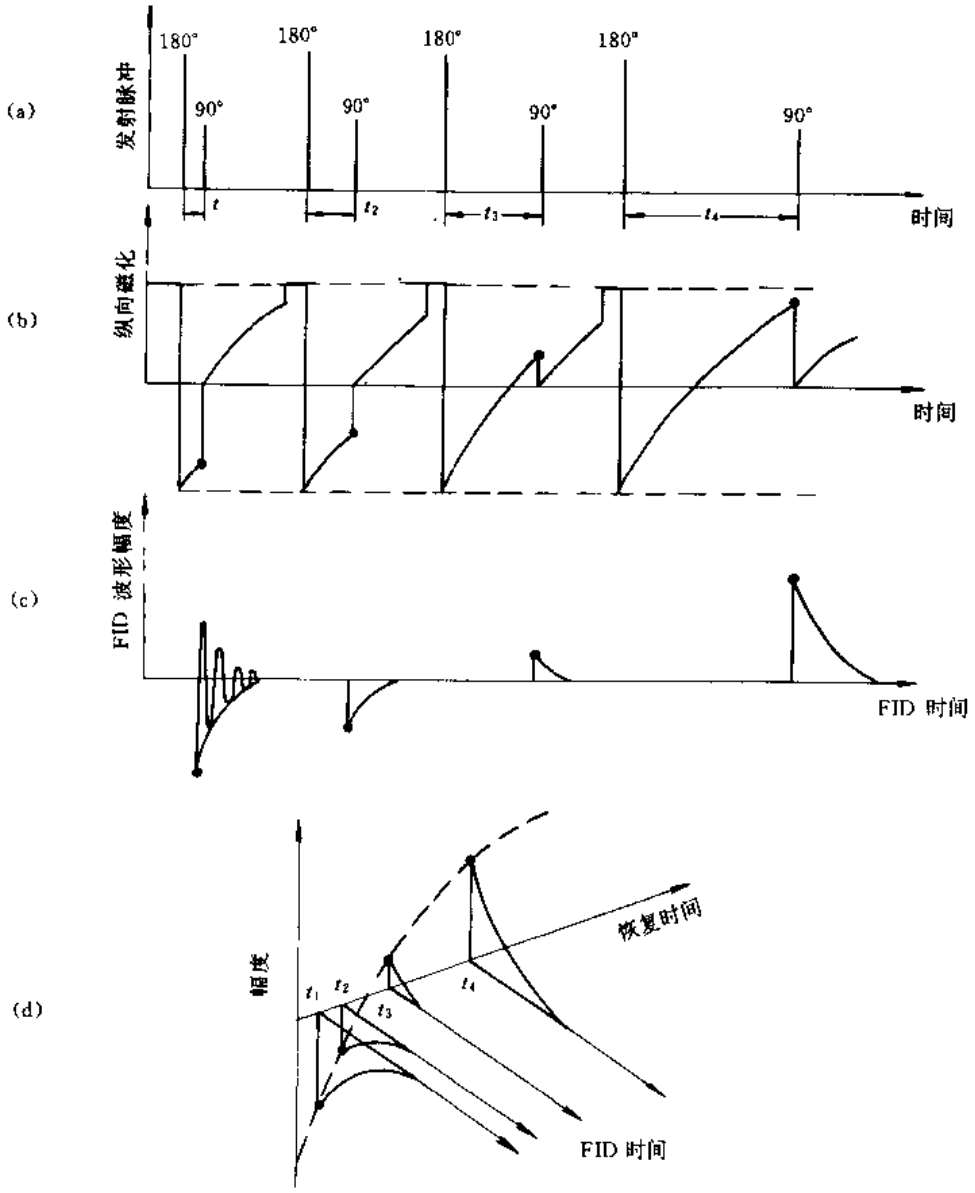


图 4－6　反转恢复脉冲序列工作过程

$$f = \gamma B_0 \tag{4-9}$$

在 5.5×10^{-2}T 场中氢核的进动频率约 2.3MHz。

自旋被扳倒的角度取决于 B_1 的强度和施加的时间。例如，在大部分测井中使用的为了将自旋扳倒 90°，需要 4×10^{-4}T 的 B_1 场施加 16μs（图 4－8）。

3. 进动与失相

当质子从 B_0 方向被扳倒 90°，它们在垂直于 B_0 的平面上进动。它们象重力场中的陀螺一样运动。

开始，所有质子同步进动。此时，他们以进动频率产生一小磁场，被天线检测并构成基

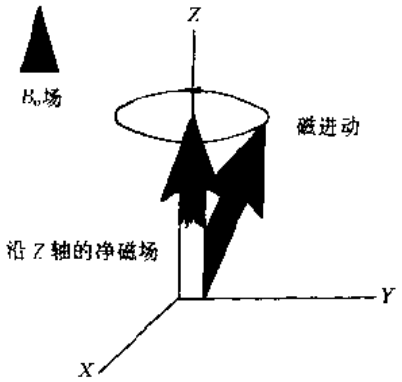


图 4－7　质子线性排列

NMR 测量中第一步为用强永久磁铁使自旋质子线性排列。质子绕平行于 B_0 方向的轴进动，净磁强度 M_0 为所有进动质子之和。在测井时，施加的 B_0 垂直于井轴

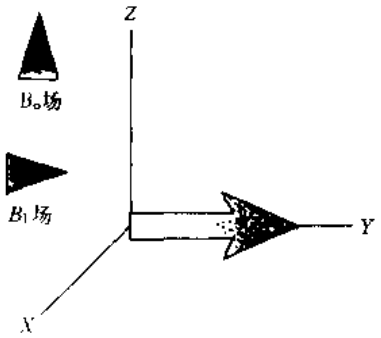


图 4－8　自旋扳倒，线性排列的质子被以共振频率或进动频率振荡的一个磁脉冲扳倒 90°

本的 NMR 测量。但是，磁场 B_0 并不完全均匀，致使质子以稍有差异的频率进动。渐渐地，它们失去同步—失相—造成天线信号衰减（见图 4－9）。

衰减信号称为自由感应衰减（FID），衰减时间 T_2^*，星号指示衰减不是地层的特性。对于测井仪，T_2^* 与扳倒脉冲的宽度差不多（几十毫秒）。

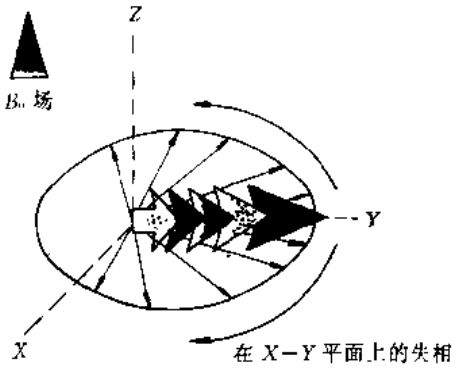


图 4－9　横向衰减

当质子绕静态场进动，渐渐地它们失去同步。这造成横向平面的磁场衰减。失相是静态场的不均匀和分子内部作用造成的

4．重　聚

自旋回波使 B_0 非均匀造成的失相反转。用一次比赛模拟一次 90°扳倒脉冲。运动员同时起跑，几圈之后，由于速度稍有不同，他们沿跑道分散开。现在，发令者发出另一个 180°脉冲信号，运动员向后转，沿相反方向赛跑。速度最快的运动员相对于起跑点跑过最大距离。若条件不变（这不可能），所有运动员同时跑回起跑点，见图 4－10。

类似地，90°脉冲加在 X 轴上，使 M_0 转到 Y 轴上，脉冲过后，质子将绕着稳定场旋转，由于磁场非均匀性的影响，速度有快有慢，因此相位会逐渐分散，在 τ 时刻，在 Y 轴上加上一个 180°极化脉冲，已经分散开的质子围绕＋Y 轴旋转 180°转到 XY 平面的另一个象限中，这时质于仍然向原来方向旋转，但旋转快的和旋转慢的分量的前后顺序已经颠倒，因此在时刻 2τ，它们在 Y 轴上又重新集中起来，质子重聚，在天线中产生一个信号—自旋回波，这个回波的幅度是由 2τ 时的 M_y 所决定的。在第一个回波之后，核质子在非均匀磁场的作用下，又重新分散开来，自旋回波很快又衰减，在 3τ 时再加上一个 180°脉冲，同理在 4τ 又得到一个自旋回波信号。因此，如果 90°脉冲过后，在 1τ、3τ、5τ……加上 180°脉冲，那么 2τ、4τ、6τ……时就得到一个自旋回波串。一个 90°脉冲后跟着一长串 180°脉冲，被称为 CPMG 序列。180°脉冲与 90°脉冲强度相同，但持续时间为 90°脉冲的两倍。施加一串 180°脉冲之间

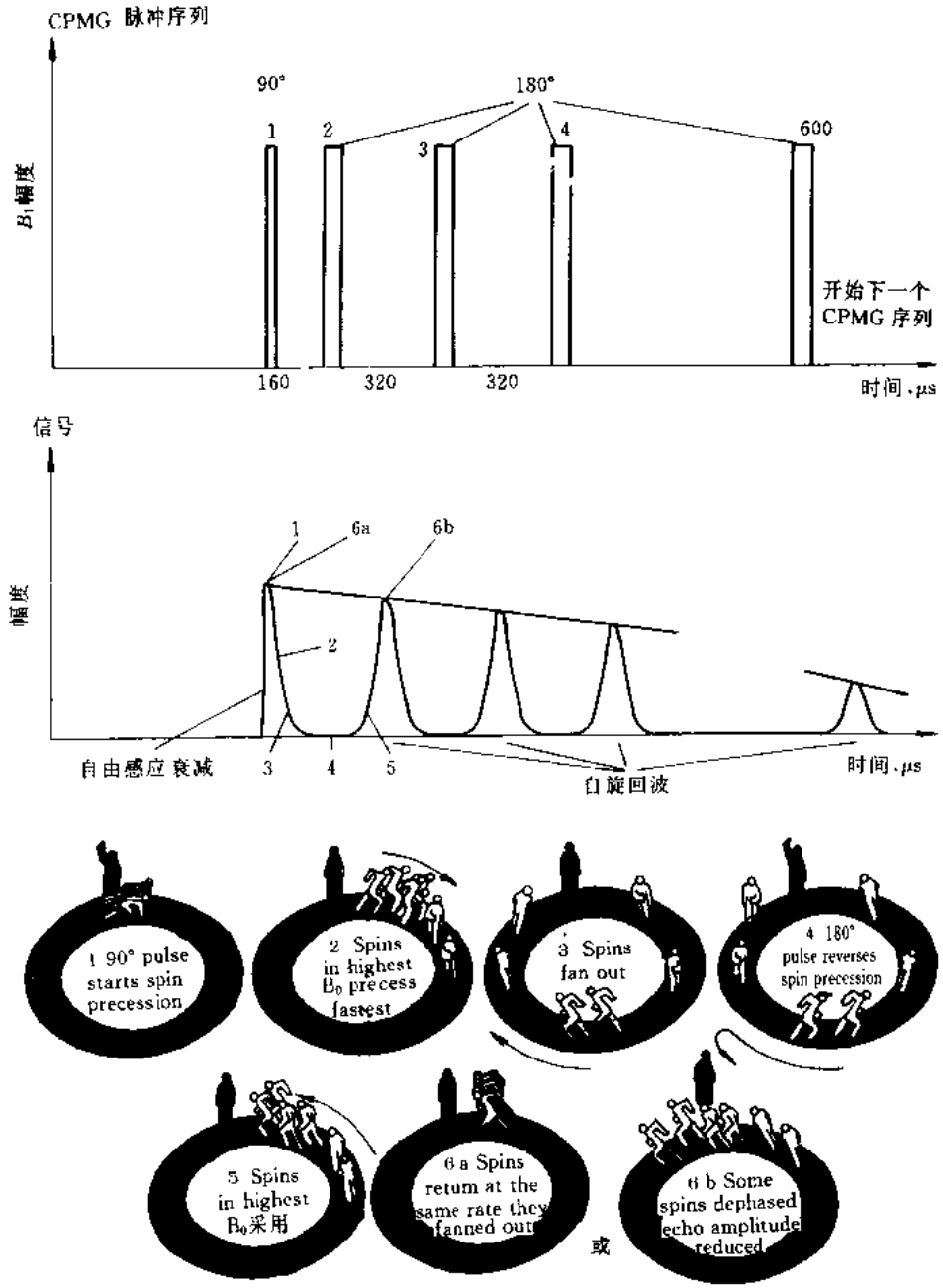


图 4－10　CPMG脉冲序列测量的原理

的间距 2τ 称为回波间距 T_E。

CPMG脉冲序列：$(90°)_x$—τ—$(180°)_y$—τ—自旋回波—τ—$(180°)_y$—τ—自旋回波—τ—$(180°)_y$……测得的回波串，回波的幅度为：

$$A\ (2n\tau) = A_0 e^{-2n\tau/T_2} e^{-D(\gamma G\tau)^2 2n\tau/3} G \qquad (4-10)$$

式中　2τ——回波间距；

$A\ (2n\tau)$ ——第 n 个回波的幅度；

D——扩散系数；

G——非均匀场的磁场梯度；

T_2——横向弛豫时间。

假设180°脉冲宽度不精确，则第一个180°脉冲过后核磁矩只能旋转（180°－θ）角，那么2τ时刻它们就不能在y轴上完全集中，所以第一个回波的幅度比真正的数值要小一些。在第一个回波之后，各个磁矩在XY平面之上又分散开来，在3τ时刻，再加上第二个180°脉冲，使其转过（180°－θ），4τ时刻它们将在＋Y轴上集中起来，又形成一个回波，这个回波的幅度未受到脉冲宽度不精确的影响。180°脉冲的不完备性将给奇数次回波带来误差，所以只观测偶数次回波。

5．横向弛豫

CPMG脉冲序列补偿了B_0场不均匀造成的失相。但分子进动也造成了失相，且为不可逆。这些进动与岩石物理特性有关，如可动流体孔隙度、孔隙尺寸分布及渗透率。

通过在CPMG回波串中测量自旋回波的衰减幅度检测不可逆失相，见图4－11。因为失相发生于垂直于静磁场B_0的横向平面上，故特性的回波幅度衰减时间称为横向弛豫时间T_2^*。

由式4－10可见，CPMG脉冲序列测得的特性T_2^*为：

$$\frac{1}{T_2^*}=\frac{1}{T_2}+\frac{D\left((\gamma G\tau)^2\right.}{3} \tag{4-11}$$

通过改变τ的值，利用两组或多组CPMG回波串，可以同时测出横向弛豫时间T_2和扩散系数D。

6．纵向弛豫

经过几倍于T_2的一段时间之后，质子完全失去了同步，不可能再重聚。CPMG脉冲序列结束后，质子回到了与B_0平行的平衡向，见图4－12。该过程具有不同的时间常数—纵向弛豫时间T_1。质子恢复到其在恒定B_0场中的平衡位置后，开始下一次自旋扳倒测量。

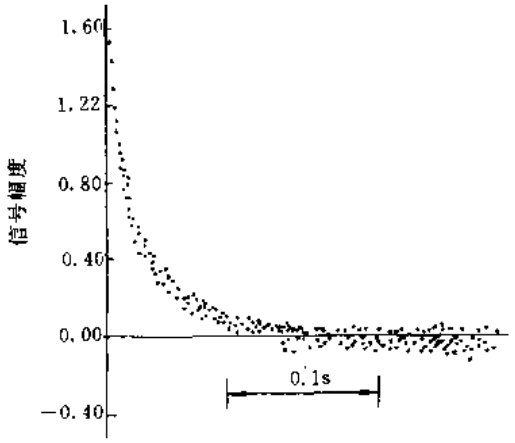


图4－11　典型的岩石自旋回波幅度衰减
每个点代表一个自旋回波的幅度。
在此例中，记录时间小于0.3s

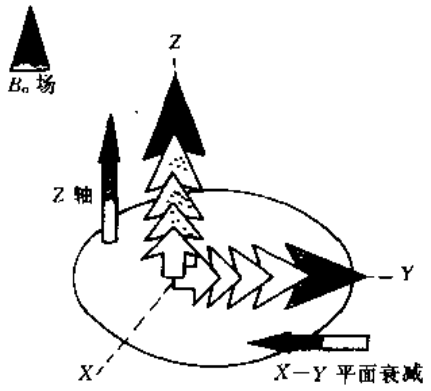


图4－12　纵向弛豫T_1
当CPMG脉冲序列结束后，质子渐渐
弛豫恢复到静磁场方向

T_1 和 T_2 均是由于分子进动引起的。对于饱和水的岩石，实验室测量发现 T_1 常常等于 $1.5T_2$，但当岩样中存在油和气时，这一关系将发生变化。

由上述分析可知：CPMG 多脉冲序列法克服了扩散、磁场不均匀的影响及脉冲不精确产生的误差，是一种较好的测量方案，因此在实验室和井下核磁共振测量中得到广泛的应用。最新式的核磁测井仪器 MRIC—C 和 CMR 都使用了该技术。

第四节　物质的弛豫特征

自然界元素的同位素中将近一半能够产生核磁共振。核磁共振信号强弱取决于核的数量、核角动量和磁矩以及它所处的环境。由于地层所含的元素中，氢核的磁旋比最大，且有较高的丰度，所以检测氢核的核磁共振信号比较容易。

物质的核磁性质有多种，如原子核的磁旋比、横向和纵向弛豫时间。核磁测井测量了地层中含氢流体中质子的纵向弛豫特征 T_1 和横向弛豫特征 T_2，同时还能提供流体的扩散系数 D 等信息，由于地层氢的核磁性质是由流体本身的性质及其与固相相互作用来决定的，所以研究岩石的核磁共振时，需知道岩石中流体的核磁性质。

一、NMR 弛豫机理

存在三种影响 T_1 或 T_2 弛豫时间的 NMR 弛豫机理：即颗粒表面弛豫、梯度场中分子扩散引起的弛豫和体积流体进动引起的弛豫。

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。当分子碰到颗粒表面，可能发生两种现象。首先，氢质子将核自旋能源传递减给颗粒表面，使之与静磁场 B_0 重新线性排列（这对纵向弛豫 T_1 有贡献）。其次，质子可能不可逆地失相（对横向弛豫 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。如图 4－13a 示出在孔隙中两个分子的运动路径，有一个自旋被弛豫前发生了几次碰撞。研究人员指出，在大部分岩石中，颗粒表面弛豫对 T_1 和 T_2 的影响最大。

在弛豫质子自旋方面，不是所有面都具有相同能力。顺磁离子如铁、锰、镍和铬等为特别有效的弛豫物质，只要它们存在就能够控制弛豫速度。砂岩通常含 1% 的铁，这使流体质子有效预见豫。碳酸盐岩的流体弛豫速率低于砂岩。在弛豫孔隙水方面砂岩比碳酸盐岩的有效率高三倍。

在表面弛豫中，孔隙大小也起了重要作用。弛豫速度与质子碰撞表面的频率有关，也就与表面体积比（S/V）有关，见图 4－13。在大孔隙中，碰撞发生次数少，其 S/V 小，因此弛豫相对长。同样的，小孔隙的 S/V 大，弛豫时间短。

对于单个孔隙，核自旋激励按指数衰减，在 T_2 实验中，作为时间的函数，信号幅度随特性时间常数 $[\rho_2 S/V)]^{-1}$ 衰减，于是：

$$1/T_2 = \rho_2 S/V \tag{4-12}$$

同样

$$1/T_1 = \rho_1 S/V \tag{4-13}$$

实验研究表明，表面弛豫机制与温度和压力无关。当岩石中流体弛豫主要为颗粒表面弛

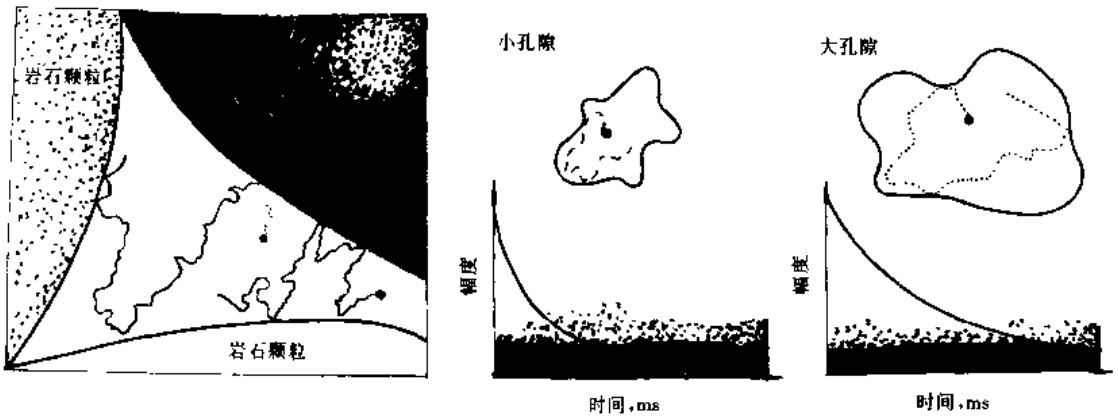


图 4－13　颗粒表面弛豫

a. 进动质子在孔隙空间来回运动与其它质子颗粒表面发生碰撞实线代表未弛豫自旋；点线代表弛豫自旋。b. 实验表明，当与颗粒表面碰撞的概率高时（小孔隙中），弛豫较快；c. 当与颗粒表面碰撞的概率低（大孔隙）时，弛豫较慢

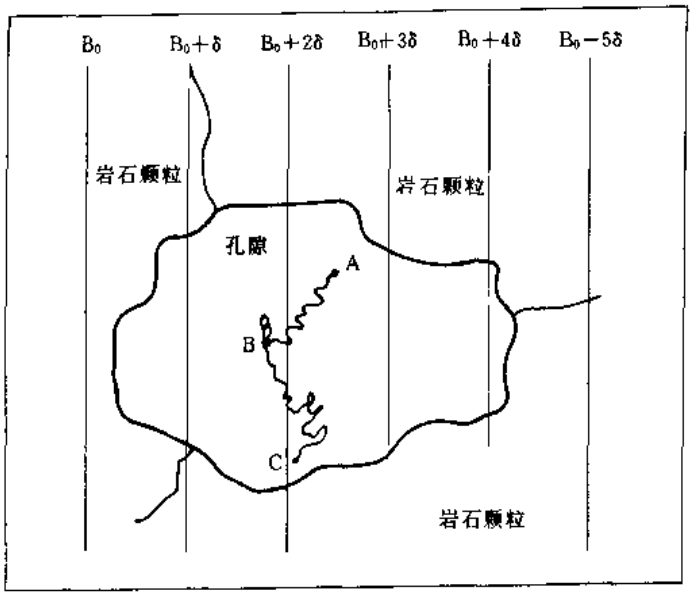


图 4－14　在梯度磁场中的分子扩散

豫，弛豫时间比（T_1/T_2）在 1 至 2.5 之间，通常为 1.6。

岩石包括一系列不同尺寸的孔隙，每个孔隙具有自己的 S/V。因而会有多个弛豫组分，总激励为来自不同孔隙信号之和，所以实测的 T_2 不是一个单值，而是 T_2 分布函数。所有孔隙体积之和等于岩石的流体体积——孔隙度。总信号正比于孔隙度，总衰减为反映孔隙尺寸分布的单个衰减之和。孔隙度和孔隙尺寸分布的测量是 NMR 解释的重要参数。

2. 扩散弛豫

在梯度场中分子扩散造成的弛豫为扩散弛豫。

当静磁场中存在梯度时，分子运动能造成失相，导致 T_2 弛豫。T_1 弛豫不受影响。当不存在梯度场时，分子扩散不会造成 NMR 弛豫。

图 4－14 中，开始 CPMG 脉冲序列，在 90°脉冲期间一个分子位于 A 点。被扳倒到横向平面上之后，自旋开始以频率 $\omega_o(A)$ 进动，$\omega_o(A)$ 为局域进动频率。但是，当它扩散时遇到缓慢变化的 B_o，其进动频率慢慢改变。在 T_E 时它到达 C 点，此时发生自旋回波。如果点 A 和 B 间其进动快于点 B 和 C 间，在 T_E 时，其相位不能完全恢复。同时，其它分子沿其它方向运动，每个分子都有自己的进动过程。因此，T_E 时的自旋重聚不完全。因分子运动是随机的，失相不可改变，故构成真 T_2。由此扩散产生的 T_2 表示如下：

$$\frac{1}{T_{2D}}=\frac{(\gamma G T_E)^2 D}{12} \tag{4-14}$$

NMR 测井仪能产生明显的磁场梯度。例如，NUMAR MRIL—C 在整个采样区域内可产生近 17×10^{-4}T/cm 的均匀梯度场。斯仑贝谢的 CMR 仪的梯度场在采样区域内是变化的，梯度为 20×10^{-4}T/cm 时仪器对扩散响应达峰值。

造成磁场梯度的另一个原因是颗粒物质与孔隙流体间的磁化率不同。岩石通常含 1% 的顺磁离子，颗粒磁化率典型值为 $\chi_g=+10^{-5}$cgs/cm^3。水和油为弱抗磁物，水的磁化率为 $x_w=-0.72\times10^{-6}$cgs/cm^3。岩石中 B_o 的范围是：

$$\Delta B_o=\Delta\chi B_o \tag{4-15}$$

其中 $\Delta\chi=\chi_g-\chi_w$ 为磁化率差。若 $B_o=500\times10^{-4}$T，对典型的充满流体岩石，ΔB_o 约为 0.005。内部磁场梯度也与磁场变化的距离 R 有关：

$$G=\frac{\Delta B_o}{R} \tag{4-16}$$

R 明显受控于孔隙几何形状，对孔隙几何形状知之甚少。所以很难估算内部梯度。岩石复杂的微观几何形状也对扩散本身有影响。故对于岩石，式 4－14 变得复杂但仍以不完全了解的方式变化。

CMPG 法是已知的减小梯度场扩散影响的最好脉冲序列。使 CPMG 回波间隔达到极小可减小扩散对 T_2 弛豫的影响，使之到可忽略程序。对于间隔较近的脉冲，T_2 主要为表面或体积弛豫。当采用大回波间隔，或者当扩散系数很高如气体或高温下的水和轻烃，扩散影响十分显著。

3. 体积弛豫

即使颗粒表面和内磁场梯度不存在，在体积流体中也会发生弛豫。

对于水和烃，体积流体中的弛豫主要是邻近自旋随机运动产生的局部磁场波动造成的。相邻原子核的局域磁场相当强，但快速的分子运动（多数为分子旋转）使该影响趋于平衡。通常，体积弛豫可以忽略。但当一种流体被阻止进入与固体表面接触，体积弛豫就十分重要了。在水湿润性岩石中，水的弛豫主要是与颗粒表面碰撞造成的，因孔隙中心的小滴油或气则无法接近岩石表面，因此仅被体积过程弛豫。当水存在于很大孔隙中，仅有少量水可接触表面（如碳酸盐岩中的孔洞），此时体积弛豫明显。

对于粘滞流体，即使它们构成湿润相，其体积弛豫也十分重要。在这种流体中，旋转是

无效的，弛豫时间相对短。短的弛豫时间和扩散到颗粒表面能力的减弱使体积弛豫变得显著。所以，提高流体粘度缩短了体积弛豫时间。

当孔隙流体含有高密度顺磁离子氯、锰、铁、镍时，孔隙流体的体积弛豫也十分明显。例如，木质磺盐酸铬泥浆滤液中的铬离子减少了弛豫时间，因为电子自旋周围的局域场太强。

悬浮液中的细微粒子（在整个泥浆侵入带中都存在）也减少了流体体积弛豫时间，因为存在大量的流体分子可遇到的“悬浮”固体表面。

体积弛豫仅是一种流体特性，不受它所驻留地层的特性（如矿物或微观或几何形状）的影响。通常它受温度影响较大。在水湿润岩石中的油、孔洞中的水和溶液中存在大量顺磁离子如铁、铬或锰的情况下，这一点十分重要。当体积弛豫明显时，$T_1 = T_2$。

4. 弛豫过程小节

上述的弛豫过程并行作用，也就是说，它们的速率相加。对于横向弛豫：

$$\frac{1}{T_2} = \frac{1}{T_{2B}} + \frac{1}{T_{2S}} + \frac{1}{T_{2D}} \tag{4-17}$$

式中 $\frac{1}{T_{2B}}$——体积贡献；

$\frac{1}{T_{2S}}$——表面贡献；

$\frac{1}{T_{2D}}$——梯度场扩散贡献。

对于纵向弛豫，相应的等式为：

$$\frac{1}{T_1} = \frac{1}{T_{1B}} + \frac{1}{T_{1S}} \tag{4-18}$$

注意扩散对 T_1 无影响，因为该过程仅是一个失相机制。

二、水、油、气弛豫特征

1. 水的弛豫特征

在水润湿的碎屑岩中，水的弛豫时间为颗粒表面的弛豫所控制。弛豫速度与充满水的孔隙空间的比面和颗粒矿物成分有关。在下列环境下，水的弛豫时间受控于体积和扩散弛豫，仅知地层温度即可预测其值。这些环境是（1）孔洞孔隙，孔隙比面很小；（2）严重油湿岩石；（3）含有高浓度顺磁离子如铁、铬的原生水或滤液。

为了评估扩散弛豫的重要性，必须知道水的扩散系数 D。D 基本上与压力无关，但受温度影响较大，如图 4－15a 所示。

对于不受固体表面弛豫影响的水面言，NMR 弛豫速度为：

$$\frac{1}{T_1} = \frac{1}{T_{1B}} \tag{4-19}$$

$$\frac{1}{T_2} = \frac{1}{T_{2B}} + \frac{1}{T_{2D}} \tag{4-20}$$

在体液中（也就是没有扩散限制），$\frac{1}{T_{2D}}$由式（4－14）得出。在岩石中，特别是细粒岩石，颗粒是扩散的明显屏障，有效扩散系数小于 D，这使 $1/T_{2D}$接近 $1/T_{2B}$。另一方面，大

于已知仪器梯度的内部梯度使 $1/T_{2D}$增加。在缺乏更好资料情况下，使用纯流体 D 值和仪器 G 值可估算 $1/T_2$ 的合理近似值。假定仪器磁场梯度为 20×10^{-4}T/cm，体积水扩散，T_2 曲线示于图 4－15b。T_1 也示于此图，因 T_1 即与扩散系数无关也与磁场梯度无关，故它总为标准值。用其它仪器梯度值和回波间隔通过式（4－14）重新计算的 T_2 曲线与图中曲线相似。

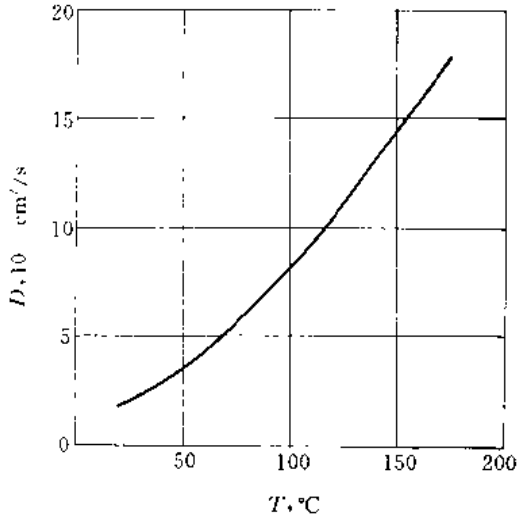


图 4－15a　水的扩散系数与温度的关系

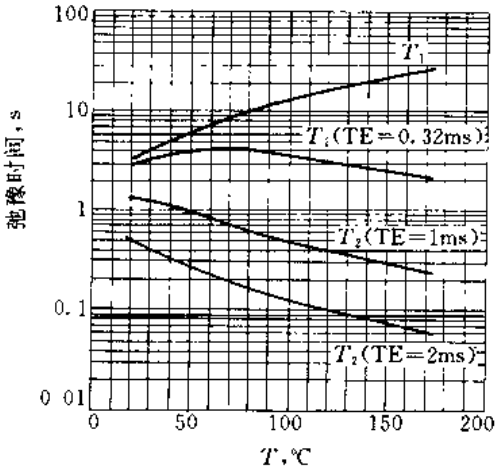


图 4－15b　水的体积和扩散弛豫
（仪器磁场梯度＝20×10^{-4}T/cm）

泥浆滤液含有增加体积弛豫速度的顺磁离子。木质磺酸含铁或铬在这方面有特别的效果。图 4－16a 和图 4－16b 为几十年前收集数据的再版。现代泥浆的差异仍为未知。注意到高温一般减弱泥浆滤液中增加物的影响。

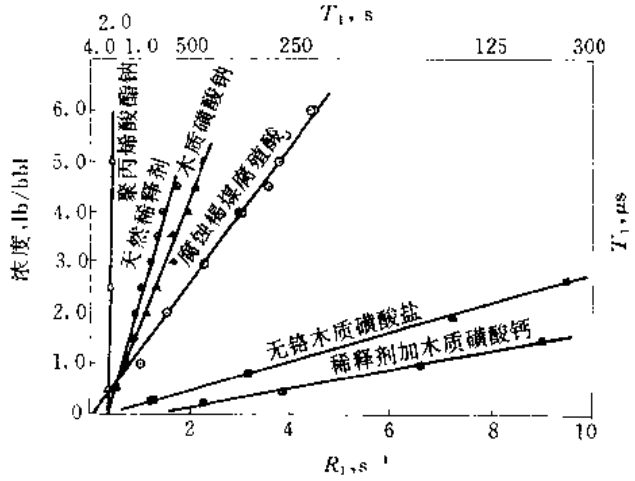


图 4－16a　T_1 与加入钻井泥浆中的稀释剂的关系

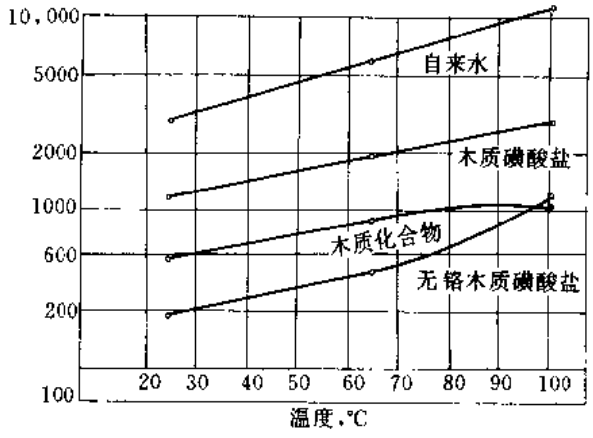


图 4－16b　作为不同钻井增加剂的
函数 T_1 与温度关系

在某些情况下，故意在泥浆中加入顺磁锰离子以减小水基泥浆的 T_2。如果锰浓度足够高，水相的 T_2 减小至仪器死时间之下，所有的水信号将消失。因为在烃中锰不会衰弱，它们的弛豫时间不受影响，所以 NMR 孔隙度中仅剩下油或气的信号。该技术已成功用于估算残余油饱和度。类似地，孔洞地层中加入中等数量的锰能减小孔洞中水的 T_1，这使得能用短的等待时间估算总孔隙度，从而提高了测井速度。

通常，锰必须用乙烯二胺四乙酸盐（EDTA）处理以阻止它与粘土矿物发生离子交换。当井未穿过泥质地层时，可用相对不太贵的氯化锰替代。锰溶液的弛豫特性示于图 4－17a 和图 4－17b。当预测锰减小水相 T_2 时，记住泥浆滤液被 NMR 仪探测域内原生水稀释，这一点十分重要。

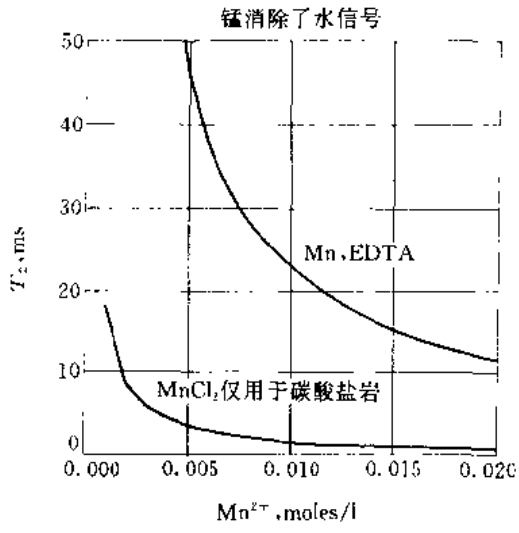


图 4－17a　锰溶液的弛豫特性

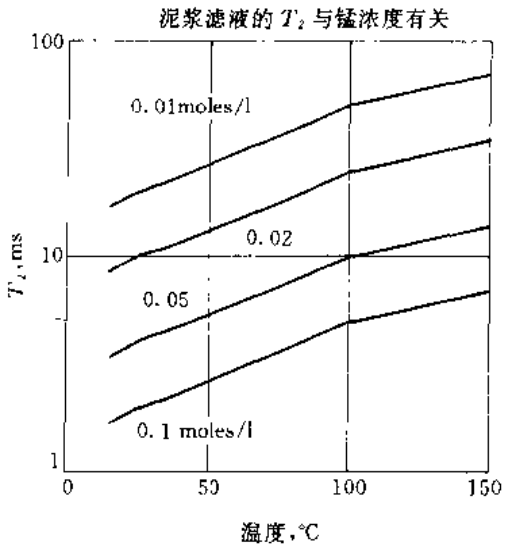


图 4－17b　Mn—EDTA 弛豫特性与温度的关系

2．油的弛豫特征

在水润湿岩石中，油的 NMR 弛豫时间不受地层特性的影响，仅为油组分和地层温度的函数。这大大简化了测井解释的任务，人们可以有部分把握地预测油信号在 T_2 弛豫时间分布上出现的位置。

预测油的 NMR 特性的第一步是确定井下油的粘度。已知粘度后，根据图 4－18 确定 T_1 和 T_2。T_2 曲线假定仪器梯度为 20×10^{-4}T/cm。如果仪器磁场梯度低于此值，T_2 曲线向 T_1 曲线移近。较高的仪器梯度或高的内部梯度增加了曲线间的距离（根据式 4－14）。

在预测原油 T_2 时，一定要记住原油不是单一的弛豫时间，而具有一具弛豫时间分布。图 4－19 示出了几种原油的 T_2 分布，是在均匀磁场中（$G=0$）作为体积液体测量的。与具有窄 T_2 分布的成品油对比，原油的 T_2 分布跨度大，原因是原油为不同类型烃的混合物。典型的分布由一个源于最具流动性氢核的较长 T_2 峰和一个来自运动受限制氢核的较短弛豫时间的尾组成。定量确定烃量需要将原油 T_2 分布与观察到总的 T_2 分布重叠，在一个尺寸变化大的孔隙系统中，总 T_2 分布包括水的宽弛豫时间分布。

在许多油基钻井泥浆（OBM）中，基础油为用一个窄沸点范围蒸馏得到的精制烃。这

使 OBM 滤液的 T_2 分布窄。

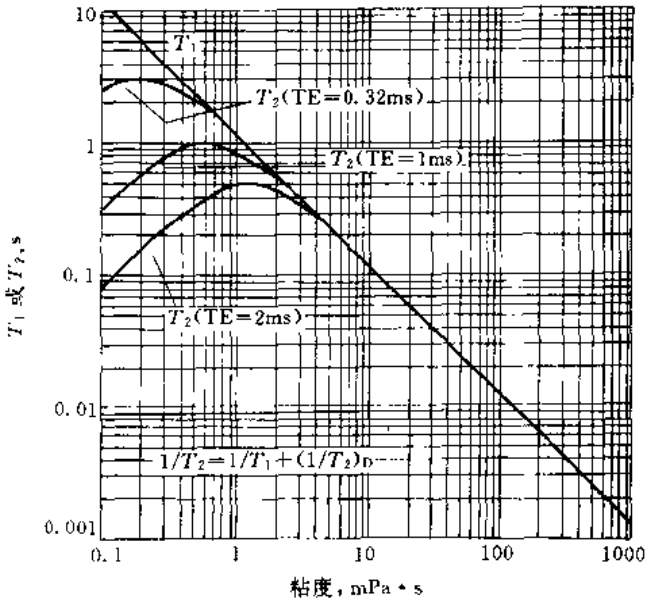


图 4－18　原油弛豫时间、体积和扩散弛豫

3. 气体弛豫特征

甲烷的 T_1 为其成分、温度和压力的函数，如图 4－20 所示，弛豫为体积弛豫，但不同于液体的自旋—自旋弛豫，象甲烷一样的简单气体主要弛豫为自旋—轨道相互作用所致。

气体 T_2 完全受控于扩散弛豫，所以 T_1 和 T_2 彼此无关。甲烷的扩散系数很高，如图 4－21 所示，将图 4－21 的结果代入等式 4－14，得出图 4－22 所示的甲烷 T_2 值，图中假设仪器梯度为 20×10^{-4}T/cm。

在静态条件下，气体很少作为连续相存在。在中等水饱和状态下，水阻塞孔隙喉道，气体作为孤立的气泡存在于孔隙中间。因气的扩散系数很高，在梯度场中扩散影响可被消除。如果在 T_E 期间，一个气体分子在气泡上来回移动，扩散弛豫变为无效，T_2 接近 T_1。对于尺寸小于 5μm 的气泡，气体 T_2 很长，且与 T_E 无关。

4. 结　　论

对于在润湿岩石中的水，常常以表面弛豫机制为主。当在泥浆滤液中含铁、锰、铬、镍或其它顺磁离子时，必须作体积弛豫校正。孔洞中的水以体积速率弛豫，受扩散弛豫影响。同样，水湿润岩石中的油也以体积速度弛豫，受扩散影响，气体的 T_1 受控于体积弛豫，而 T_2 受控于扩散弛豫（表 4－1）。

表 4－1　弛豫机制

		T_1	T_2	T_1/T_2
矿物氢		10100s	10～100μs	约 10^6
水	碎　屑	表面弛豫为主	表面弛豫为主	$T_1/T_2=\xi$（ξ约为 1.5）
	孔　洞	体积的弛豫*	体积/扩散弛豫*	$T_1\geqslant T_2$
油	中至重油	体积弛豫*	体积弛豫	$T_1=T_2$
	轻　油	体积弛豫*	体积/扩散弛豫*	$T_1\geqslant T_2$
气		体积弛豫*	扩散弛豫*	$T_1>>T_2$

三、固体的弛豫

NMR 测井仪对地层中氢核有响应。部分骨架组分，特别是粘土和含结晶水的矿物如石膏富含氢。

虽然固体中的氢核影响中子测井，但他们对 NMR 测井无影响，原因是固体中氢核的弛

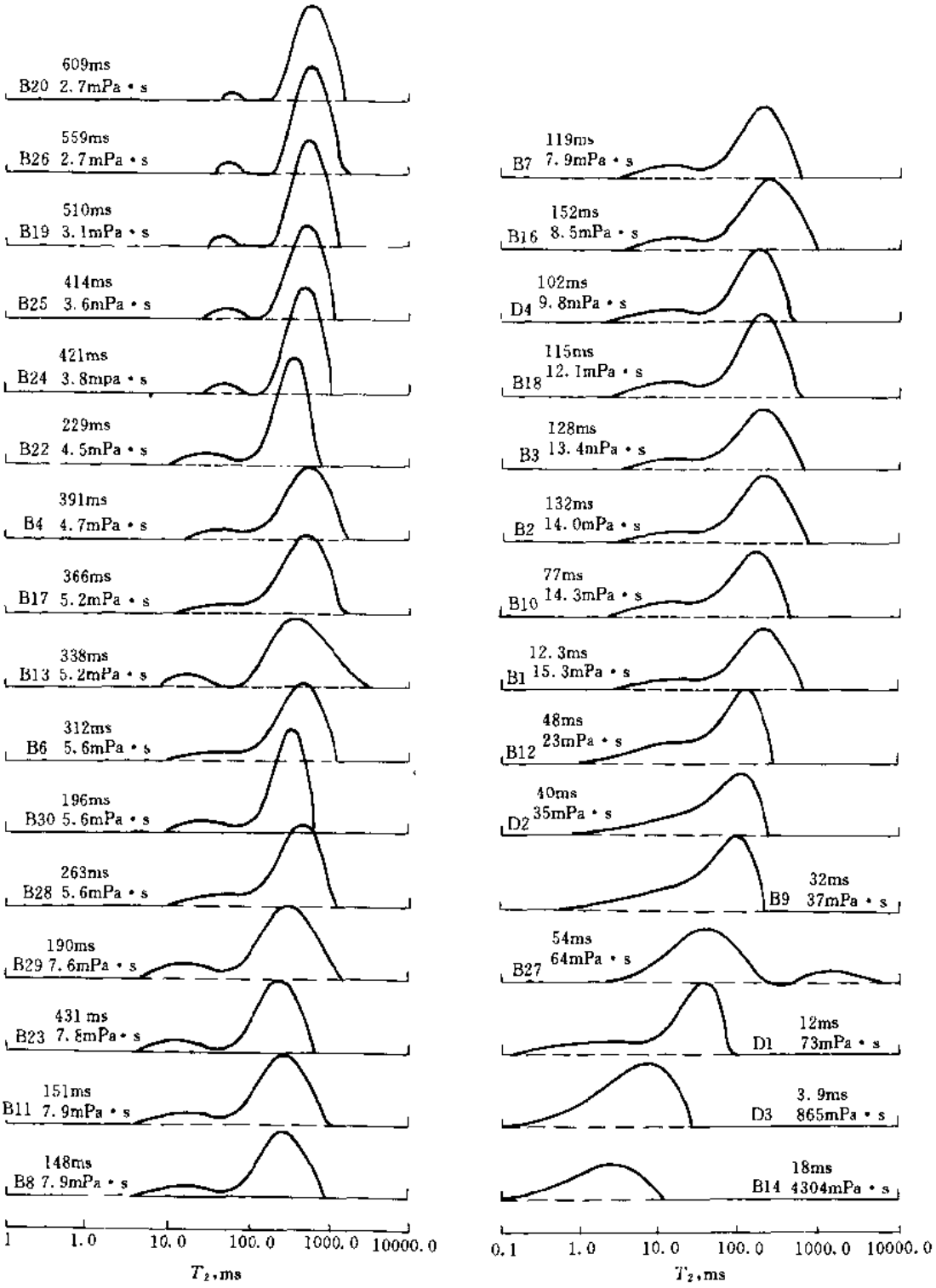


图 4－19　取自 Belridge 油田体积样的 T_2 分布

从左上到右下：油粘度增加。每个样品的样品号，T_2 对数均值（T_{2lg}）和测量粘度示于图中

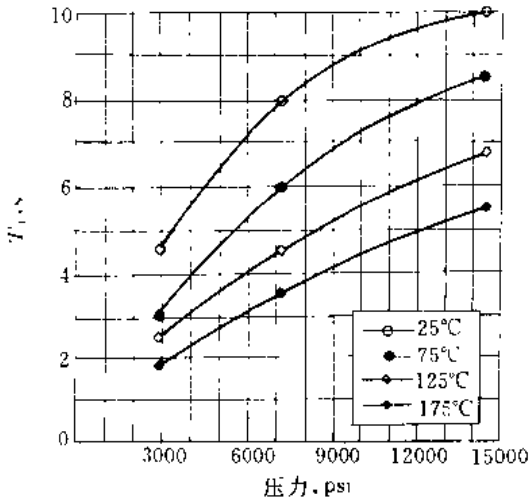


图 4－20　甲烷气的 T_1 与温度和压力的关系

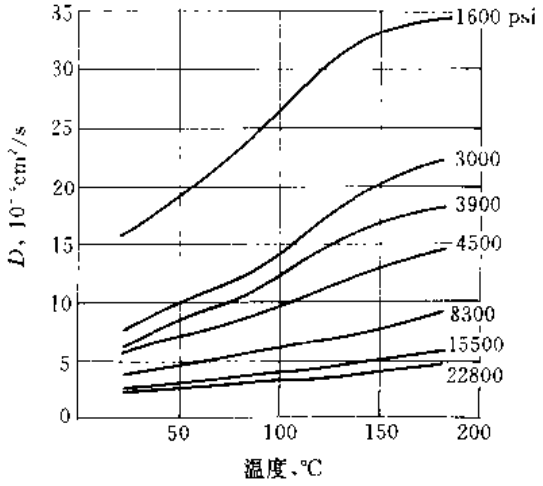


图 4－21　甲烷扩散系数

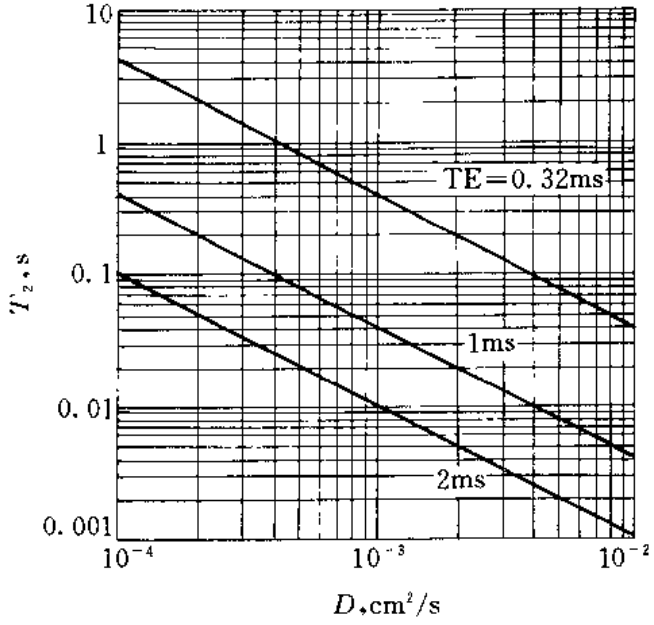


图 4－22　未限制扩散的甲烷 T_2（仪器梯度 $=20\times10^{-4}$T/cm）

豫速率很慢，使之下被井下测井仪检测，通常，T_1 很长，约几十秒或几百秒，使之不被移动测井仪极化。此外，其 T_2 值很短，约为 10μs，所以来自固体中的信号因在接收死时间内而被丢失（所有 NMR 测井仪的死时间约为几百毫秒）。因此，NMR 仪对骨架影响极不敏感。这是核磁共振测井的重要优越性之一，它使得测量结果不受岩性影响，从而使核磁测井资料解释大大简化。

第五节　核磁共振测井仪

当前，世界上能够提供核磁共振测井服务的主要有3家，即俄罗斯、斯仑贝谢和Numar。当代核磁共振测井可分为三种类型：

（1）大地磁场型（ЯМК型）：以俄罗斯生产和制造为主，目前已广泛应用于俄罗斯、鞑靼、秋明、哈萨克斯坦等地区，年测井近1000口井。

（2）脉冲强磁场贴井壁型：斯仑贝谢公司研制并投入生产使用。

（3）成象测井型：美国Numar公司研制并投入生产使用。

这三种核磁测井仪器的基本特点见表4－2。

表4－2　三种核磁测井仪器的基本特点对比

	俄罗斯 ЯМК型	斯仑贝谢 CMR型	Numar	
			B　型	C　型
测量原理	预极化—自由进动测量	永磁局部均匀磁场—脉冲方法	偶极梯度场—脉冲方法	
观测方式	预极化—FID	自旋回波	自旋回波	
磁场强度	$300/0.5\times10^{-4}$T	500×10^{-4}T	250×10^{-4}T -25×10^{-1}T/cm	$168\sim170\times10^{-4}$T -17×10^{-4}T/cm
输出数据	U_1、U_2、U_3	一个回波串	一个或两个回波串	
提供信息	自由流体指数（FFI）	FFI、束缚水、孔径	FFI、渗透率、扩散系数、束缚水、孔径	
最大测速	300m/h	82m/h（砂岩） 91m/h（灰岩）	146m/h	550m/h
探测深度	150cm （从井轴起）	2.5cm （从井壁起）	17.5cm （从井轴起）	19.7—21.6cm （从井轴起）
纵向分辨率	30cm	25cm（慢测） 15cm（点测）	61cm	＜50cm
仪器长度	2.5m	4.3m	11m	14m
仪器重量	132lb	300lb	995lb 1400/1300	1400lb（6in） 1300（4.5）
泥　浆	$G\geqslant1.2\sim1.25$ g/cm^3	不限制	$R_m<0.05\Omega\cdot$m	$R_m<0.02\Omega\cdot$m
共振频率	2300 ± 300Hz	2MHz	1MHz	650～750kHz 双频相差15kHz
信噪比	＜5	＜1	70:1	240:1
回波间隔	—	0.320ms	2.40/4ms	1.20/2ms
耐温特性	120℃	175℃	150℃	155℃
仪器外径	13cm	17/13.5cm	15.2/11.4cm	
耐压特性	60MPa	137.9MPa	137.9MPa	
组合特性	—	可组合	可组合	

一、俄罗斯核磁共振测井仪

在前苏联从60年代起，许多科研院所就开始了这项技术的研究工作，经过几十年的发展，现在已拥有了一套完善的测井方法和先进的仪器设备，主要仪器有：АЯМК—1型、АЯМК—3型、АОМС—1型及ЯК—923型核磁共振测井仪。

俄罗斯的核磁共振测井仪静磁场采用的是地磁场，线圈系用来发射极化电流和接收自由感应衰减信号，测量过程中采用同步时钟脉冲控制整个测量过程，一个测量周期包括延迟时间、激化时间、剩余电流极化时间、延迟时间、测量时间。

现以ЯК—923型核磁测井仪为例介绍俄罗斯核磁测井仪。

1.ЯК—923型仪器工作原理

ЯК—923型核磁测井仪采用的观测方式是预极化—地球场自由进动法，通过采集自由感应衰减的脉冲信号来获取地层流体信息。以大地磁场作为稳定磁场，但是，它存在不均匀性与受温度不同的影响。其稳定的极化磁场（强度约为地磁场的几千倍）作用时间达2.5～3s，这样长的极化时间可以保证测量的灵敏度。

为了在井眼中激发和记录自由进动信号，ЯК—923测井仪利用了图4－23所示的仪器结构。线圈1为矩形线圈，用来在井眼中激发和测量自由进动信号。测量开始前被研究介质中仅作用有地磁场$\overline{H}_3$，核磁化强度$\overline{M}_3$与之重合。测量开始后流过线圈的电流在井眼周围介质中形成一个稳定极化场H_n，其方向与地磁场垂直，在极化作用期间，介质的核磁化强度达到一定数值（图4－24B)。经过时间t_n后，地面装置借助于残余电流继电器把极化电流降低到I_∞值，称为残余电流。

经过T_∞时间后，残余电流断开，引起氢原子核进动，在线圈中感应出约为2000Hz，按指数规律衰减的感应电动势（图4－24c)。

$$U = U_0 \cdot e^{-t/T_2} \tag{4-21}$$

式中 U_0——自由进动信号初始振幅；

T_2——横向弛豫时间。

由于断开残余电流，在线圈中产生一个转换过程，所以进动信号的测量是在进动开始以后经过某一时间才开始的。在此期间束缚水及粘度大的流体产生的信号会衰减掉。

线圈中感应出的自由进动信号要经过井下和地面仪器放大器的放大。由于线路的谐振作用，自由进动信号的形状会发生畸变，其初始值仅能根据整个信号的分析来确定，利用检波器对信号整流后得到放大信号的包络线。该测量装置可在固定时刻t_1、t_2、t_3测量整流信号的电压U_1、U_2、U_3。选出其中的二者，便可确定自由进动信号的初始振幅值U_0，利用下述公式：

$$U_0 = U_1^{\alpha} / U_2^{\beta} \tag{4-22}$$

式中，$\alpha = t_2/(t_2 - t_1)$；$\beta = t_1/(t_2 - t_1)$

除了确定U_0外，还可确定纵向弛豫时间T_1。连续有规律的改变极化时间t_n，重复测量自由进动信号初始振幅U_{0i}，分析U_{0i}与t_n之间关系可以确定T_1。或者是固定极化时间，改变残余电流作用时间，分析自由进动信号初始振幅和t_∞关系，也能够确定T_1。

2.测井数据处理

1）曲线质量检查及误差评估

检查曲线的质量包括估计仪器固有噪声电平和测量时产生的干扰电平。噪声电平可根据

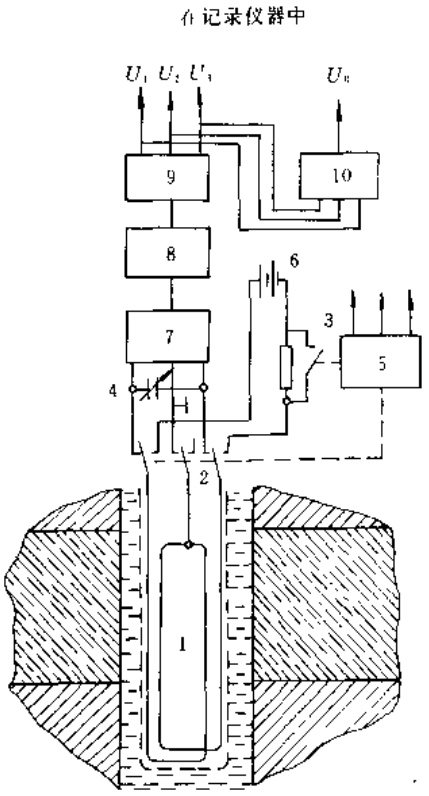


图 4－23　在钻孔中激发和记录自由进动信号的仪器方框图

1—线圈；2—线圈转换装置；3—残余电流继电器；4—电容器；5—控制装置；6—电源；7—自由进动信号放大器；8—包络线检波器；9—测量装置；10—计算装置

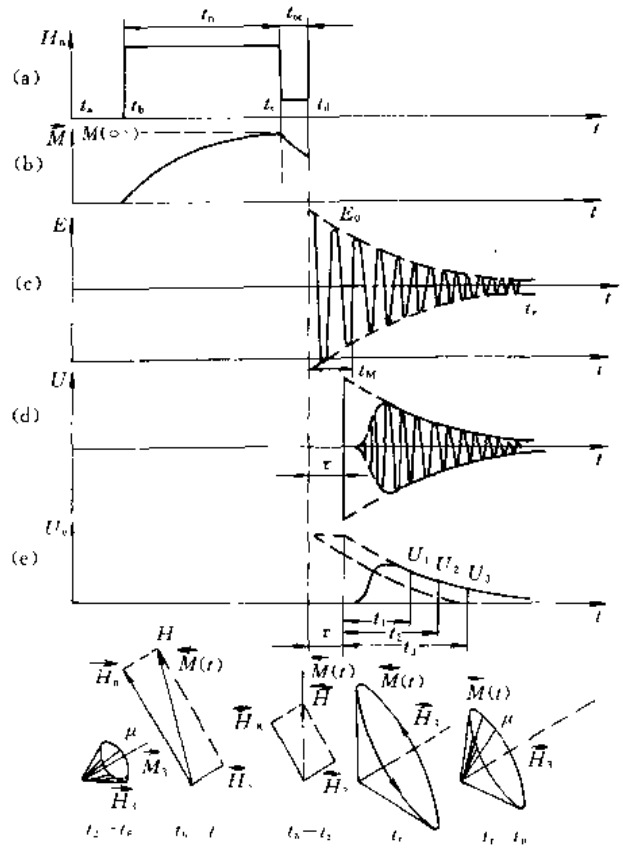


图 4－24　自由进动信号激发过程和记录的示意图

(a) —极化电流和残余电流造成的极化场强度 H_n 随时间的变化；(b) —核磁化强度$\bar{M}$随时间的变化；(c) —在线圈中感应的自由进动信号电动势；(d) —放大的自由进动信号形状；(e) —自由进动信号的检波包络线；(f) —核磁化强度在相应时刻的位置

切断极化电流时记录到的曲线偏离零点的平均值来估计。干扰电平可根据仪器在正常工作状态下对应明显的非储集层所记录的曲线偏移值来确定。

将主曲线与重复曲线对比，可评价信号幅度较大时的测量误差。误差估计公式如下：

$$\delta_{cp}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}2\cdot\frac{\left|\left[U'_{1i}-U''_{1i}\right]\right|}{\left[U'_{1i}+U''_{1i}\right]} \tag{4-23}$$

$$\sigma_{\delta}=\left\{\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{n}\left[\delta_{cp}^{2}-4\times\left(\frac{U'_{1i}-U''_{1i}}{U'_{1i}+U''_{1i}}\right)^{2}\right\}\right]^{1/2} \tag{4-24}$$

式中　U'_{1i}和U''_{1i}——分别为同一深度的两条曲线的 U_1 值；

δ_{cp}和σ_{δ}——自由进动信号相对误差的平均值和均方误差；

n——对比测量的次数。

通过比较 σ_{δ} 和δ_{cp}确定曲线是否适于作定量解释。

2）温度环境校正

温度的变化对核磁测井有影响，随着温度增加核磁化率减小，测量电路参数会发生变化。核磁化率的温度校正系数公式为：

$$\xi t_{n3}=\frac{1}{2B+t_{n3}} \tag{4-25}$$

式中，t_{n3}为地层冲洗带温度。如果地温梯度确定的地层温度高于井中泥浆 80℃，那么 $t_{n3}=Ct_n+(1-C)t_p$。式中 C 为系数。

泥浆中所含的自由水或油贡献给测量的信号，使自由流体指数增高。井眼的贡献等于井眼几何因子与泥浆自由流体指数的乘积。

经过井眼校正的自由进动信号初始振幅按下式确定：

$$U_{0n}=U_0-N_pG_c\xi \tag{4-26}$$

式中 ξ——考虑井眼中各种影响因素的校正值；

N_p——泥浆自由流体指数；

G_c——井眼几何因子。

自由流体指数的确定公式为：

$$N=[N_K-N_pG_c]\cdot 1/G_n \tag{4-27}$$

当泥浆所产生的信号超过 5%～10%情况下，不适宜进行测量，故在此情况下，不能进行定量解释。

3. 输出参数

1）确定自由流体指数

核磁测井时，为了表征自由进动信号振幅，利用了自由流体指数（N）。它是核磁测井观测到的自由进动信号初始振幅与等于岩石标本体积的自由体积纯水的自由进行信号初始振幅的比值。按下面的公式将自由进动初始振幅刻度为自由流体指数：

$$N=\frac{U_{0n}}{U_{0s}}\cdot\frac{\xi_s}{\xi_n} \tag{4-28}$$

式中 U_{0n}和 U_{0s}——地层和刻度器中自由进动信号的初始振幅；

ξ_s 和 ξ_n ——刻度器中和所研究地层的校正值。

2）确定纵向弛豫时间 T_1

方法之一是依次改变极化时间 t_n，测量一系列振幅 $U(t_n)$，根据测量结果计算纵向弛豫特征的函数值：

$$F(t_n)=\frac{U(t_n)-U(\infty)}{U(0)-U(\infty)} \tag{4-29}$$

式中 $U(t_n)$——极化时间为 t_n 时的自由进动信号振幅；

$U(\infty)$——$t_n\to\infty$时的自由进动信号振幅。

方法之二是固定极化时间，而逐次改变残余电流作用时间 t_∞，测量一系列振幅 $U(t_\infty)$，根据测量结果计算纵向弛豫特征的函数值：

$$F(t_\infty)=\frac{U(t_\infty)-U(\infty)}{U(0)-U(\infty)} \tag{4-30}$$

式中 $U(t_\infty)$——残余电作用期间（t_∞）的自由进动信号振幅。

当 $t_{\infty}\to\infty$时，计算 U（∞）的公式：

$$U(\infty)=U(0)\frac{I_{\infty}}{I_{n}} \tag{4-31}$$

式中 I_{∞}——残余电流强度；

I_{n}——极化电流强度。

把对应于实际测量值 t_{n} 的函数 $F(t_{n})$ 值画在纵坐标轴为对数刻度、横轴为线性刻度的坐标纸上。根据所画的点构成直线形式的回归方程，那么对应于函数值 0.36 的横坐标值则为 T_{1}。同样也可根据一组 t_{∞}、$F(t_{\infty})$ 坐标值确定 T_{1}。

二、CMR 测井仪

CMR 为斯仑贝谢公司的测井仪。它不用地磁场，而是采用磁性很强永久磁铁产生静磁场，磁体放入井中，在井眼之外的地层中建立一个比地磁场强度大 1000 倍的均匀磁场区域，天线发射 CPMG 脉冲序列信号并接收地层的回波信号。CMR 原始数据由一系列自旋回波幅度组成，经处理得到 T_{2} 弛豫时间分布。T_{2} 分布为主要的测井输出，由此可导出 CMR 孔隙度、束缚流体孔隙度、自由流体孔隙度和渗透率。

CMR仪为小型滑板仪，连接长度 14.2ft，重 327lb，额定温度 350℉，额定压力 20000Pa，其结构及横截面图见图 4－25。

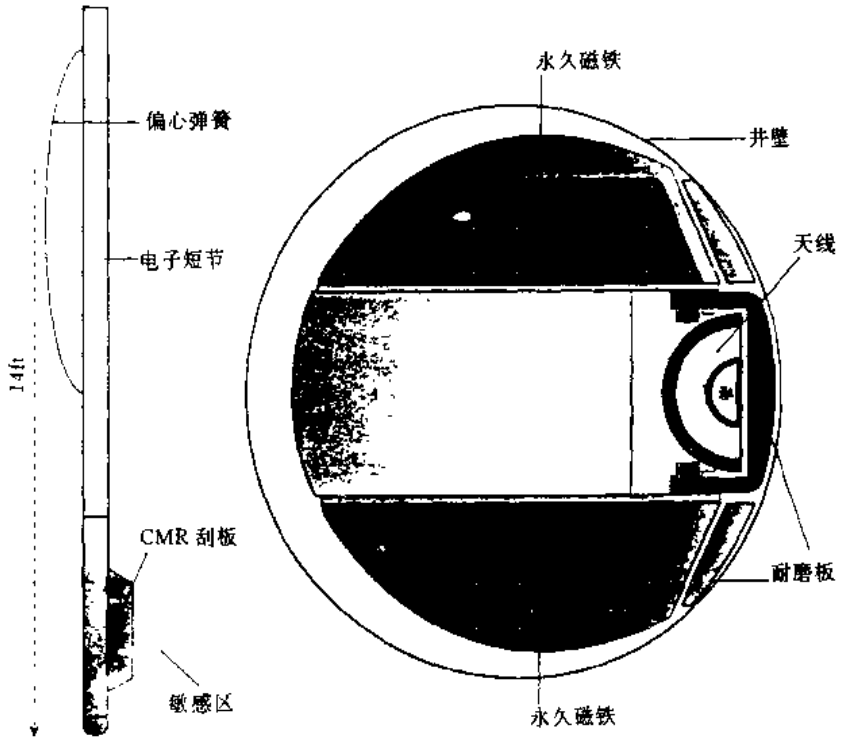


图 4－25 实验型脉冲 NMR 仪器。（左）探头的正视图；
（右）截面图，说明敏感带位于上半部分，静磁场和射频磁场的场线在下半部分

CMR 必须用弓型弹簧、在线偏心器或动力井径仪进行偏心测量。探测器最大宽度 5.3in，带有滑套弓型弹簧的最大总直径为 6.6in。

对于一般的井眼条件，推荐的最小井径为6.25in。当井眼条件很好，CMR可在5.785in以下的井眼中进行测井。

1.CPMG脉冲序列参数的选择

井下NMR测量为周期性的，而不是连续的。测量周期由等待时间和自旋回波采集时间段组成。采集时间比等待时间短许多。在等待时间段，氢核重新回到仪器磁场方向。等待时间根据孔隙流体的T_1而定。在采集时间段，仪器的发射线圈快速发出自旋回波。隔一定的时间段（回波间隔）收集回波。

等待时间、采集的回波数和回波间隔被称为脉冲序列参数。这些参数决定了NMR的测量，必须在测井前加以说明。参数的优化选择与岩性和流体类型有关，并与CMR仪是连续测量还是点测有关：

1）测量周期

为校正电子线路的偏置，自旋回波序列成对采集，称为相位交替对。

采集一个相位交替对的总周期时间为：

$$\text{周期时间}=2\times[T_W+(N_E\times T_E)] \tag{4-32}$$

式中 T_W——等待时间，s；

N_E——回波数；

T_E——回波间隔，s。

周期时间长可提高CMR测井的精度，但是，对于环境变化大的井，长周期导致低测速和长的点测停留时间。

2）测速

在连续测井中，调节仪器测速确保在井下每个采样率段（通常为6in）中完成一次新的测量周期。最大测井速度为：

$$\text{最大测速（ft/h）}=[\text{采样率（in）}/\text{周期时间（s）}]\times 300 \tag{4-33}$$

图4-26为最大测速与等待时间和采集回波数的关系。大多数CMR测井速度在150～600ft/h之间。在束缚流体测井模式下测速可达800ft/h以上。

3）脉冲参数选择的约束条件

（1）回波间隔。

为提高对快速衰减组分（即小孔隙及高粘度油）测量的敏感性，CMR测井通常采用最小回波间隔（0.28ms）。随着硬件的改进，期望最小回波间隔随之减小。

为增强扩散弛豫，须增长回波间隔。这适用于不含大量微孔隙的纯净地层。为保持对小孔隙的敏感性，回波间隔很少超过1ms。

（2）回波数。

采集的回波灵敏为：200，300，600，1200，1800，3000，5000和8000。回波间隔0.28ms时对应的采集时间分别为：0.056，0.084，0.17，0.34，0.50，0.84，1.40和2.24s。在连续测井时采集的最多回波数常为1800。计算机模拟和现场经验表明：再增加回波数对CMR孔隙测井造成的变化可忽略。

在点测时，推荐最少的回波数为3000，以保证提供详细准确的T_2分布。

（3）等待时间。

理想情况下等待时间应足够长，以使氢核完全极化。因为不完全极化的氢对自旋回波幅

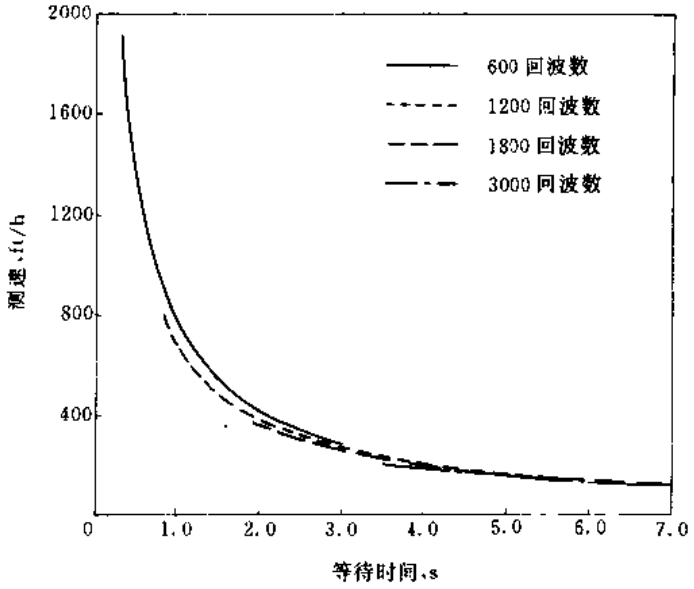


图 4－26　最大测速与等待时间和采集回波数的关系

最大测速允许在每个 6 英寸采样段中完成一个测量周期。对于 9 英寸采样率，最大测速提高 50%。对于 3 英寸采样率，最大测速减少二倍

度的贡献不完全。实际上，等待时间受制于井场效率的要求，对不完全极化要进行校正。通常，等待时间比孔隙流体的平均 T_1 长三倍。

(4) 最小等待时间。

由于发射线圈频宽比的限制，最小等待时间约为采集时间的两倍。实际上，这不成为一种限制，因为等待时间和采集时间均由孔隙流体的弛豫时间（T_1 和 T_2）。具有长 T_2 的孔隙流体也有长 T_1，因此需要长的等待时间。

4）参数选择

脉冲序列参数选择着先基于预工作计划和现场测量进行。

预工作计划包括估算孔隙水和侵入带烃（原有烃或油基泥浆）的平均弛豫时间（平均 T_1）。对于一般的仪器操作，等待时间近似为这两种 T_1 中较大值的四倍。

在估算孔隙流体弛豫时间时，通常假设岩石为水湿润性。在此情况下，烃以体积速率弛豫，油的体积弛豫根据储层条件下的粘度估算。气体的体积弛豫与储层温度和压力有关。T_1 和 T_2 与流体粘度的关系曲线见图 4－18。

脉冲序列有检查常常通过在产层段的一次长等待时间测井后再用短等待时间重复测井实现。产生精确 CMR 孔隙度和小的极化校正（例如小于 2pu）的最小等待时间用于主要测井。

在一个地区或地层几次 CMR 测井之后，常可确定出最优序列。该序列便可用于后续 CMR 测井。

下面介绍已成功用于现场测试的几种预定义脉冲序列：

(1) 具有中至高粘度油（大于 4mPa·s）的储层。

中高粘度油的 T_1 值相对短，CMR 脉冲序列主要根据孔隙水的 T_1 选择。

孔隙水的 T_1 由有面弛豫而定，它随着孔隙尺寸和岩性不同而变化。碳酸盐岩的表面弛豫比砂岩弱，需要较长的等待时间。当岩石具有很大孔隙时（例如孔洞性碳酸盐岩），弛豫时间接近体积水的值（为已知的温度函数）。但是，CMR 仪探测侵入带，其中原生水被钻井泥浆滤液驱替，由于滤液中存在溶解的顺磁离子，因此减小了体积泥浆滤液的 T_1。

实际上，孔隙水的 T_1 值是很难准确定的，因此脉冲序列根据适用于大部分井下环境的最小周期时间面定。根据经验，推荐用于连续测井的脉冲序列见表 4－3。表 4－3 中第二列为油的粘度阈值，超过阈值需要较长的等待时间。如果储层含有特别大孔隙（例如，高渗透率、未固结砂岩和孔洞碳酸盐岩），也需要较长等待时间。

表 4－3　常规连续测井

岩　性	粘度，mPa·s	等待时间，s	回波数	测速，ft/h
砂　岩	4	1.3	600	600
碳酸盐岩	2	2.6	1200	300

（2）具有低粘度油（小于 4mPa·s）储层。

当储层含轻油或当用油基泥浆钻井时，CMR 脉冲序列根据油的 T_1 确定。需要长的等待时间和慢的测速。表 4－4 为 MAXIS 测井软件中预定义的脉冲参数。若已知储层条件的油粘度，该序列的等待时间须修正。这时，由图 4－18 估算平均 T_1，面等待时间设定为 $3T_1$。当井眼条件允许较高测速，推荐使用 9in 采样率，测速提高 1.5 倍。

表 4－4　常规连续测井

孔隙流体	等待时间，s	回波数	测速，ft/h
轻油及油基泥浆滤液	4	1200	200

（3）含气储层。

在潜在含气层中，CMR 测井的主要应用是识别传统测井曲线（例如中—密度）未示出的气层。CMR 孔隙度低估了气层的孔隙度，原因如下：气体氢指数明显小于 1；在较宽的温度和压力范围内，气体具有长 T_1（大于 3s），因此在连续测井中不能完全极化；由于扩散影响，气体 T_2 较短（约 400μs）。因此高的 T_1/T_2 比使极化校正失效。

气体信号幅度值为：

$$\text{气体信号幅值（pu）} = \text{HI} \times T_{1\text{effect}} \times V_g \tag{4-34}$$

式中　HI——气体氢指数；

V_g——侵入域的气体体积，pu；

$T_{1\text{effect}}$——等待时间中极化气体的部分影响，即 $1-\exp(-T_w/T_{1g})$（T_{1g}为气体的 T_1；T_w 为等待时间）。

许多环境中，气体信号太小而不能被检测到。这发生于浅地层（气体氢指数太小）和低至中孔隙地层（含少量残余气体积）中。在这些地层中，最有效的方法是用相对短的等待时间测井，只要有足够时间使水极化即可（例如，砂岩或碳酸盐岩序列）。这使气信号幅度变

为最小，CMR 孔隙度的减小可能是由于气体造成的。

在深层高孔隙地层中，气信号可能大于 3 或 4pu。在这些地层中，单独的 CMR 测井通过改变等待时间和回波间隔就可识别出气层。

①用不同等待时间识别气体。

用这种方法通过改变等待时间而改变 T_1 分布。第一次测井用使水充分极化的一种等待时间（例如砂岩或碳酸盐岩序列）。第二次测井用一种较长的等待时间，以增高气信号的幅值。于是通过第二次测井得出的 CMR 孔隙度的增量可识别出气体。第二次测井的等待时间应选择能得到至少 4pu 的额外气信号。额外气信号计算如下：

$$\text{额外气信号} = [\exp(-T_{1w}/T_{1g}) - \exp(-T_{2w}/T_{1g})] \times \text{HI} \times V_g \qquad (4-35)$$

式中 T_{1w}——第一次测井的等待时间；

T_{2w}——第二次测井的等待时间；

T_{1g}——气体的 T_1。

②用不同回波间隔识别气体。

在良好的环境下，通过处理不同回波间隔的两次测井采集的自旋回波序列可以计算出孔隙流体的扩散系数（Flaum 等，1996）。于是通过其与油和水相关的高扩散系数可识别气体。4pu 的最小气信号是希望值，所需的等待时间由等式（4－34）计算。通常需要 4 或 5s 的最小值。两次测井都用相同的等待时间。表 4－5 中的脉冲序列已成功用于几种高孔隙砂岩中计算扩散系数。

表 4－5 不同回波间隔测井

测 井	等待时间，s	回波数	回波间隔，μs	测速，ft/h
第一次	4.5	1800	0.28	170
第二次	4.5	600	1.00	170

（4）束缚流体。

束缚流体具有低 T_1，通常在砂岩和碳酸盐岩中分别小于 50ms 和 150ms。因此，束缚流体测井曲线用短等待时间、高测速的测量得出。束缚流体测井的推荐参数见表 4－6。

表 4－6 束缚流体测井

岩 性	等待时间，s	回波数	测速，ft/h
砂 岩	0.30	600	1800
碳酸盐岩	0.45	600	1500

5）点测参数选择

进行点测是为提高 CMR 孔隙度测井精度并获取详细的 T_2 分布。测量原理与连续测井相同，但点测没有周期时间的限制。一般使用较长的等待时间，收集更多的回波数以便与连续测井进行比较。表 4－7 给出预定义的砂岩，碳酸盐和轻质油/油基泥浆的脉冲序列。

表 4-7 点测脉冲序列

岩性/流体类型	等待时间，s	回波数
砂 岩	4	3000
碳酸盐岩	6	5000
轻质油和油基泥浆	8	8000

2. 信号处理

在 CMR 仪器研制的同时，必须设计一种经济完整的数据采集和信号处理方法，用于分析在 CPMG 脉冲序列期间采集到的成百上千的自旋回波幅值。信号处理主要是计算 T_2 分布曲线。

在仪器研制的早期就意识到现有的反演方法不适于 CMR 测井数据的实时处理。特别是实时计算连续 T_2 分布需多台计算机完成大量采集数据的计算。由于成百上千的自旋幅值组成的一个自旋回波序列仅包含几个线性相关的参数，而 NMR 测量的核心参数近似于线性，所以自旋回波数据有冗余量，它可被压缩成几个数值而不丢失信息。用现场的计算设备可实时地利用采集的压缩数据计算 T_2 分布。

数据压缩算法必须适应性强且可与实时数据采集和处理环境兼容。井下数据压缩使用仪器电子盒内的数字信号处理芯片，这需要一个快速的压缩算法。井下数据压缩减少了对遥测能力的需求及磁盘和磁带的存贮量。未压缩数据也能传输到井下井存贮在磁盘中，用于后期处理。一种新的反演和相关数据压缩算法——窗处理算法（wp）已开发出来。

通过确定在预选 T_2 值处的信号幅度计算出 T_2 分布。再由幅度拟合出一条曲线以显示出一连续函数。预选的 T_2 值等间隔位于 T_{2min}和 T_{2max}之间的对数坐标上。预选 T_2 值的数目为分布中的组份数。

T_2 的计算和测井曲线输出首先选择一组处理参数：多指弛豫模型中的组分数目；计算的 T_2 分布中的 T_2 最大值 T_{2max}和最小值 T_{2min}；自由流体截止值；输入的 T_1/T_2；泥浆滤液的弛豫时间。输入上述参数用于计算 T_2 分布、自由流体和束缚流体孔隙度的相对数量、平均弛豫时间。

（1）组分数。

现场数据的模拟和处理指出，若使用一上至少 10 组分模型，组分数对 CMR 测井输出的影响可以忽略。若要得到平滑 T_2 分布则必须增加更多的组分。通常，连续测井用一个 30 组分模型，点测使用 50 组分模型。

（2）T_{2min}。

根据测量对短弛豫时间固有的敏感性确定最小 T_2 值，这与测量的回波间隔有关。当使用缺省回波间隔 0.28μs，T_{2min}为 0.5μs。

（3）T_{2max}。

T_{2amx}值的选择在 T_2 分布中的最长弛豫时间与测量可分辨的最长弛豫时间之间取折衷。后者根据采集时间（即采集的回波数和回波间隔）确定。模拟显示在合理的取值范围内 CMR 测井输出对 T_{2max}值不敏感。对采集 600～1800 个回波的连续测井，T_{2max}取 3000μs。对于点测，一般采集 3000～8000 个回波，T_{2max}定为 5000μs。

(4) T_1/T_2 比。

极化校正时需输入 T_1/T_2。当储层含粘滞油时，推荐 T_1/T_2 定为 2。当存在轻质油，T_1/T_2 增至 3。

3. 刻度和校正

在车间中用含氯化镍稀释液的一种混合物完成精确刻度。溶液的信号幅度代表标准的 100pu。

在测量周期的等待时间中完成电子刻度。在此期间，一个小信号被送入位于天线上的一个测试线圈中。信号由天线采集并被处理。然后信号幅值被用于系统增益中由操作频率、温度和周期介质电导率产生的变化进行校正。

信号幅度必须作温度校正、磁场强度校正（磁场强度随温度和附在磁体上金属碎屑量而变化）、流体氢指数校正（当地层水或泥浆滤液矿化度较高时，该校正十分重要）。

此外，CMR 测井须对氢核不完全极化进行校正。

4. 测井质量控制

测井质量控制包括：仪器定位、采样率和测速、叠加与精度、仪器调谐、泥浆滤液弛豫时间等。

三、MRIL 仪器

1. 仪器说明

C 型双频 MRIL 是一种心轴型仪器，它由三部分构成：探头（长 8in、直径为 4.5in 或 6.0in）；长 13ft、直径 3.626in 的电子线路短节和长 10ft、直径为 3.626in 的储能短节（见图 4－27）。C 型仪器的电子线路和蓄能盒通过电缆连接，可连入主要电缆服务公司的仪器串中。

仪器的探头由一个永久磁铁，一个调谐射频（RF）天线和一个测量射频磁场幅度的传感器组成。静磁场呈圆柱形轴对称，磁力线指向地层，磁场幅度与径向距离的平方成反比，调整 RF 磁场形状，使其符合静磁场空间分布，且使 RF 磁场与静磁场相互垂直，这种结构形成一个圆柱形共振区域，其长度为 43in（或 24in，这取决于 RF 天线的张角）、额定厚度为 0.04in。有两种探头可供选择，直径为 6in 的标准探头，用于直径 7.785～12.25in 的井眼；直径为 4.5in 的小井眼探头，用于直径 6.0～8.5in 的井眼。C 型仪通常的操作频带为 650～750kHz，共振区域半径 7.75～8.5in（对于标准探头）。

C 型仪器为数字化仪器，原始回波按载波被数字化处理，所有的后续滤波和检测均在数字域实现。

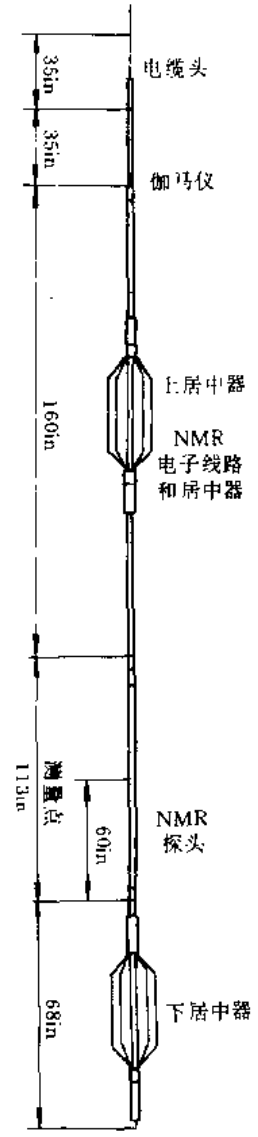


图 4－27　MRIL 仪器框图

2. 仪器特点

1）多频工作

C 型仪器具有灵活的变频特性，可从一个频率跳变到另一个频率，对于 17×10^{-4}T/cm 的额定磁场梯度，一个 15kHz 的频率跳跃对应于共振区域半径 0.09in 的变化，该设计也支持在两种频率下

同时测量，双频测量的几何图见图 4－28。

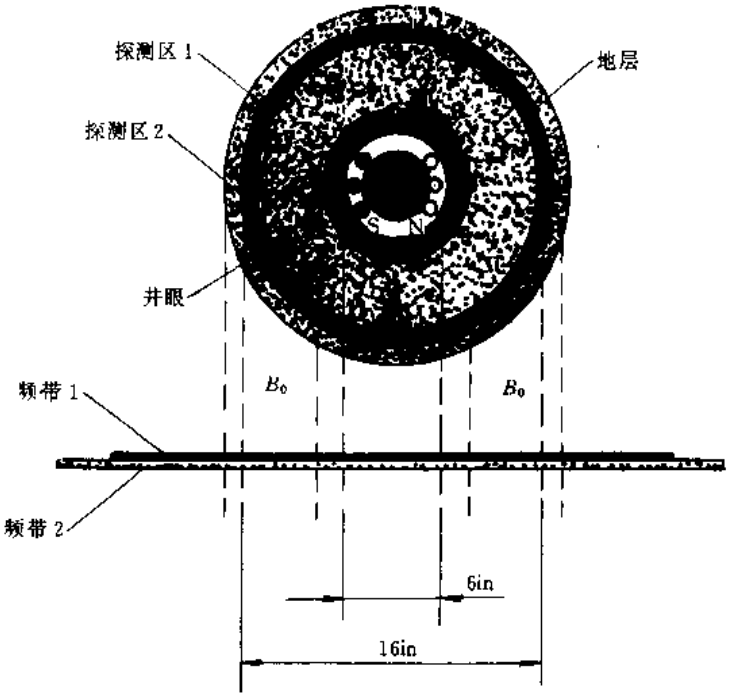


图 4－28　MRIL 的两个探测区域，每个频带宽 6kHz，探测区域厚 0.04in，
两个频率偏移 15kHz，形成两个同心环，中心相距 0.09in

2）测低阻井

低阻井相当于一种对射频天线的负载，负载常用天线因子 Q 表示。在直径 8.5in 的井眼中，$R_m>10\Omega\cdot m$ 的淡水泥浆井眼中天线 Q 值为 100，而在 $R_m=0.02\Omega m$ 的井眼中，Q 值变为 7，低 Q 值对 MRIL 信号质量有不良影响。

3）信噪比（SWR）高

测量频率为 725kHz 时，在淡水泥浆井眼环境下，仪器的单回波 SWR 为 70∶1，计算结果经多次回波提高了信噪比，其 FFI 的信噪比为 240∶1。

4）调幅与调相功能

C 型仪对每个回波提供完全幅度和相位调制。

5）测速快

测速取决于 MRIL 输出的单次实验信噪比、期望的测井精度纵向张角及地下 T_1 能允许的测量周期时间 T_c。在单一共振体内，要使恢复达到 95％以上，恢复时间 TR 必须满足：

$$T_R\geqslant 3T_1 \tag{4-36}$$

由于多频工作的结果，周期时间稍长于标准化所用频率数的 T_2。在双频工作情况下，$T_C=T_R/2$。在 $T_1=500ms$、1000ms 和 2000ms 的条件下，地层极化完全恢复对应在周期时间为 750，1500，3000ms，依测井环境不同．C 型仪测速约为 B 型的 4.4～14.4 倍。

6）垂向分辨率高

通过减小射频天线的纵向张角可得到更高的分辨率，目前探头设计张角为 43in，C 型仪

可兼容更小的张角（24in）。

3. 脉冲参数选择

MRIL 采用 CPMG 脉冲序列完成对 T_2 的测量。其 CPMG 脉冲参数选择方式基本上与 CMR 的脉冲参数选择方式相同。

C 型仪的回波间隔时间约为 1ms。每个深度测量点上，记录的回波串为：在淡水泥浆井眼中约为 1200 个回波，在咸水泥浆井眼中，约 300～500 个回波。

4. MRIL 的垂向分辨率和信噪比

NMR 仪的垂向分辨率受控于永久磁场及射频磁场的形状，即决定于磁体物理尺寸及射频天线。理论上，MRIL 仪的探测体积为一圆环（见图 4－29），圆环大小受射频天线的张角影响。

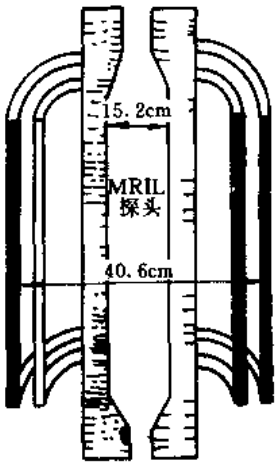


图 4－29　双频 MRIL 探头及探测区域剖面图

MRIL 数据的垂向分辨率和信噪比不仅受控于 NMR 的物理特性和传感器的设计，而且与数据采集及处理过程有关。C 型仪的操作模式为双频双相交替方式。脉冲序列依次为：频率 2，原相位；频率 1，原相位；频率 1，反相位；频率 2，反相位。相位交替改变了 NMR 回波的符号，而干扰信号的相位不变。通过改变所有反向回波的符号并将所有测量求和，相干干扰被消除。根据井眼环境，在用 MAP Ⅱ 完成回波数据转换之前，也许要进行附加的求均值以提高信噪比特性。在井场或后处理软件中应用滤波技术进行后续的 MAP Ⅱ 处理。

使用时序分析法通过比较某一特定层段中两次或多次测井数据可以定量评估垂向分辨率和信噪比。在 3、10 和 30ft/min 测速下分别进行重复测井得到三对测井曲线，用时序分析计算出相关系数和信噪比与空间频率的关系，平均低频信噪比特征见表 4－8。

表 4－8

43in 张角的信噪比			
测速，ft/min	3	10	30
总孔隙度（MPHI），%	46.9	38.1	34.4
束缚流体孔隙度（MBVI），%	36.7	27.5	22.0
可动流体孔隙度（MBVM），%	46.7	44.3	40.1
垂向分辨率			
测速，ft/min	3	10	30
总孔隙度（MPHI），%	3.5	4.1	4.7
束缚流体孔隙度（MBVI），%	3.1	3.5	3.9
可动流体孔隙度（MBVM），%	3.3	3.7	4.4

对用新的 24in 张角的 MRIL 仪采集数据进行时序分析现场曲线指出 24in 的数据显示出明显的层界，并可分辨出薄层。其时序分析结果见表 4－9，与表 4－8 中 43in 张角的结果比较可见，24in 张角的垂向分辨率提高。低频信噪比二者无差别。根据简单的几何推理，我们预计 24in 张角的信噪比应降 2.5dB，且信噪比的这种降低与测速无关。测试井的时序分析指出，信噪比降低小于 5dB。

表 4－9

24in 张角的信噪比			
测速，ft/min	3	10	30
总孔隙度（MPHI），%	48.7	39.3	34.0
束缚流体孔隙度（MBVI），%	36.2	25.8	16.2
可动流体孔隙度（MBVM），%	47.9	42.0	34.0
垂向分辨率			
测速，ft/h	3	10	30
总孔隙度（MPHI），%	2.5	2.7	3.8
束缚流体孔隙度（MBVI），%	2.4	2.7	3.7
可动流体孔隙度（MBVM），%	2.1	2.3	3.1

5．仪器的刻度和环境影响

C 型 MRIL 用 100％的标准水进行刻度，水装于一个高 1m、长 2m、宽 1m 的屏蔽容器内（在调幅频带内操作）。改变井眼负荷的方法是加入井眼流体或在射频天线上加电阻。在存在井眼负载时，将回波幅度与已知的标准水的简单指数衰减比较进行刻度。仪器还需进行二次刻度。此外，在井场，测井前和测井后还要用标准探头对电子线路进行校对，仪器所有参数都要记录并与标准值比较。

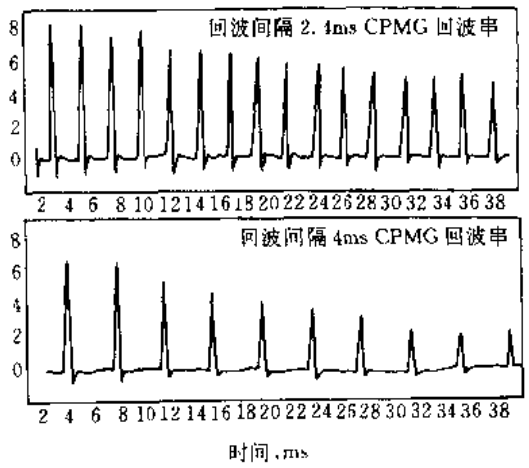


图 4－30　MRIL 测得的回波串

NMR 回波幅度随地层温度升高而降低，地层温度与刻度温度之比用于回波输出的校正。MRIL 输出对烃密度敏感，故需进入温度压力对液态烃密度影响的校正；天然气可减小 MRIL 孔隙度，但不可校正。

6．信号处理和输出

MRIL 测得的原始数据是所接收到的回波串，如图 4－30。它是求各种参数和各种应用的基础。

目前 C 型仪用的信号处理方法是从原始回波串中提取 T_2 分布谱（如图 4－31）。

对于一个孔隙系统，可能会存在着多个弛豫组分 T_{2i}，每个回波都是多种弛豫组分的总体效应。通常，回波串的衰减速率表现

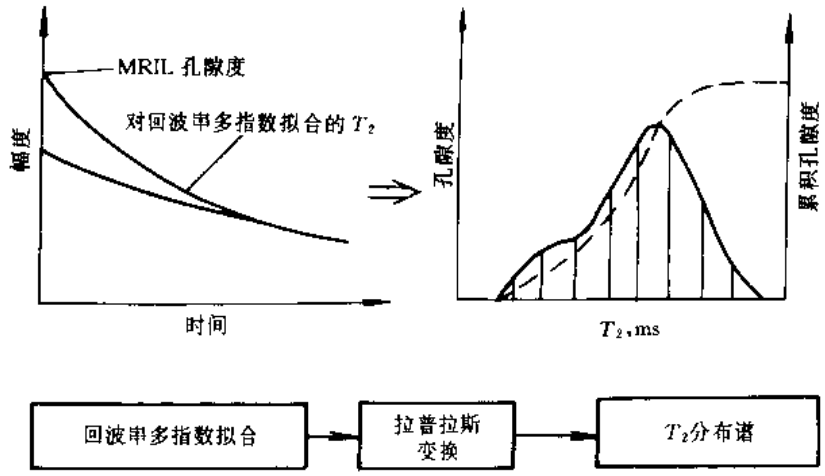


图 4－31　自旋—回波串的多指数拟合及 T_2 分布谱

出双指数或多指数特征，所以可以将回波幅度看成是多指数分量之和：

$$A\ (t)\ =\sum_{i-1}^{n}a_i\mathrm{e}^{-t/T_{2i}} \tag{4-37}$$

式中　a_i——横向弛豫时间

T_{2i}——特征弛豫的组分所占的比例；

n——所划分的 T_{2i}个数，通常 N 取 8。

由一组固定 T_2 弛豫（4，8，16，32，64，128，256 和 512ms）作出基本函数拟合回波串。这样一组 NMR 测量信号（回波）$A_j\ (t)$（设有 m 个，$m>n$）可以得到一组超定方程组，该方程组的最小二乘解求得一组与固定划分的 T_{2i}对应的a_i，经内插和平滑后得到 T_2 分布谱。每个圈定的 T_2 对应一部分孔隙，各 T_2 分量 a_i 求和$(\sum_{i=1}^{n}a_i)$经过刻度得到ϕ_{NMR}；FFI 为 T_2 大于或等于 32ms 对应的孔隙之和，由 T_2 大于截止值的各项 a_i 之和经过刻度（归一化）得到 ϕ_{FFI}；BVI 为 4、8 和 16ms 的 T_2 值对应的部分孔隙之和，由 T_2 小于截止值的各项 a_i 之和经过刻度（归一化）得到 ϕ_{BVI}。

通过合理地设置 MRIL 的测量参数 TR、TE，测量两组或多组回波串，得到不同的 T_2 分布谱，对它们进行谱差分或谱位移处理，可以定性地识别储层中流体的类型。

目前测井软件有三种工作模式，即 T_2 标准测井、TR 测井、TE 测井。T_2 标准测井是目前运用比较成熟的一种模式，可测得 T_2 分布、有效孔隙度 MPHI、毛管束缚水孔隙体积 MBVI、渗透率 MPERM 等曲线；TR 测井是利用油、气、水的纵向弛豫时间 T_1 的特性来区分油气水的测井模式，通过两个长短不同的等待时间差分谱来指示油气的存在；TE 测井利用天然气的扩散特性，通过改变回波时间间隔 TE，通过观察气在 T_2 分布的位移来识别气层。

参 考 文 献

[1] R. N. Chandler et al. "Improved Log Quality With a Dual—Frequency Pulsed NMR Tool" .SPE 28365

[2] R. L. Kleinberg et al. "NMR Properties of Reservoir Fluids" .The Log Analyst11—12, 1996.
[3] D. T. Georgi, et al. "Vertical Resolution and Signal—to—Noise Characteristics of Nuclear Magnetic Resonance Imaging Logs" .SPWLA 36th 1995.7
[4] Bill kengon et al. "Nuclear Magnetic Resonance Imaging—Technology for the 21st Century" .Formation Evaluation Antumn 1995.
[5] R. Freedman et al "Processing of Data From an NMR Logging Tool" .SPE 30560
[6] C. E. Morriss et al. "Operating Guide for the Combinable Magnetic Resonance Tool" .The Log Analyst 11—12, 1996
[7] 肖立志．核磁共振成象测井．测井技术，1995 年第 4 期

第五章　NMR 基础实验研究

第一节　孔隙度与渗透率

一、孔隙度测量[1]

1.NMR 波谱法

NMR 定量分析的理论依据是被测样品的 NMR 信号强度与样品中共振核的数目成正比。在实验条件固定的情况下，本实验中采用水与重水配制出一系列标准样品，测其^{1}H—NMR 信号强度。由于重水中几乎没有^{1}H，没有 NMR 信号，因此每个标样中水与重水的不同百分比，即相当于不同的孔隙度，可以得到下列关系式：

$$A_W = 1.23 + 1.410X_W \tag{5-1}$$

式中　A_W——水的^{1}H－NMR 信号强度；

X_W——样品中的含水率。

然后将岩心饱和水，测其^{1}H—NMR 信号强度 A_W，由式（5－1）即可算出岩心中的含水率 X_W，即岩心孔隙度。

2.T_2 初始幅度法

采用纯水作为标样，测定其 T_2 衰减曲线如图 5－1 所示，得到初始幅度 I_o，然后将天然岩心饱和水，在相同的条件下测定岩心中水的 T_2 衰减曲线，得到初始幅度 I_o'，则

$$\phi_e = \frac{I_o'}{I_o} \tag{5-2}$$

为该岩心的有效孔隙度。

3. 质子密度成象法

本实验用煤油与 CCl_4 配制一系列标样，由于 CCl_4 中不含^{1}H，因此对煤油做质子密度成象时，CCl_4 没有信号。用与波谱法相似的方式即可测出岩心饱和煤油时的有效孔隙度。

二、碳酸盐岩岩心的 NMR 实验[2]

NMR 测量使用 2MHz 实验频谱仪，岩心样品为 1in 直径×1.5in 长度。NMR 测量时温度为 25℃。实验装置的工作频率和脉冲序列类似于测井仪器。实验室测量时，使用 10s 等待时间以使氢核完全极化。随即使用 400ms 回波间隔的 CPMG 序列测量 4095 个自旋回波幅度。与测井仪类似，自旋回波序列以 PAPs 格式记录。

1. 孔隙度

图 5－2 是 NMR 孔隙度与常规称重法孔隙度的比较，两者一致性很好，只是 NMR 孔隙度平均要高出 1.4pu，这被认为是由于岩心中有少量的重烃未分离出来造成的。岩心样品在 110℃时真空干燥后，NMR 测量仍显示出同样的残余信号量。

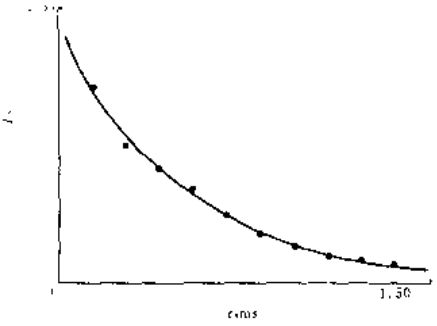


图 5－1　T_2 衰减曲线

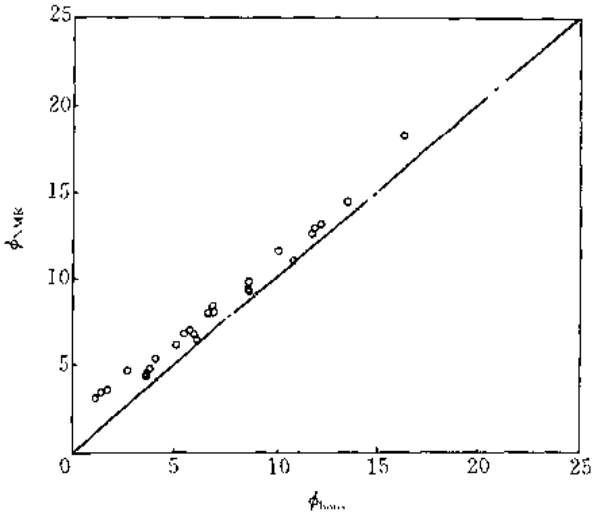


图 5－2　NMR 孔隙度与常规称重法孔隙度对比图

2. 可采流体孔隙度

从 T_2 分布中得到 T_2 截止值，能较好地估计这类碳酸盐岩岩性中可用离心法分离出的水。砂岩中的研究显示测井曲线上 T_2 的截止值为 33ms，与实验室中测量出的离心水量符合得相当好。

图 5－3 是 27 块柱状岩心 3 天离心过程前后的 T_2 分布，离心时旋转速度相当于 100psi 空气/盐水等效的毛管压力。正如所显示的，最大的孔隙（主要是孔洞）已被离心作用排干。为了达到此效果，样品离心处理达 3 天，图 5－4 是三个样品内最大孔隙排干过程的实时跟踪研究结果，这表明这些致密岩石完全排干需要很长的旋转时间。

图 5－5 是 NMR 自由流体孔隙度与 Clearfork 样品离心分离出的水的结果比较。NMR 实验测量结果分析显示这些碳酸盐岩样品的最佳 T_2 截止值是 92ms，比砂岩 T_2 截止值大约要长 3 倍。图 5－6 显示了估算可分离水体积的误差，这个误差为 T_2 截止值函数。

3. 孔洞孔隙度

除了粒间和裂缝孔隙度外，碳酸盐岩经常包含孔洞孔隙。孔洞是由成岩作用在骨架内形成的洞穴，主要是由溶解作用使孔隙直径扩大到 100μm 形成的大溶洞。孔洞孔隙最明显的特征是相对于平均粒间孔隙，孔隙的几何特性增大。孔洞通常可以由 T_2 分布的长值端的第二个峰探测出，当孔隙直径大于 100μm 时，T_2 值约大于 1s。但如果粒间孔隙的孔隙尺寸大，粒间孔隙与孔洞可能没有完全分开，这样就会产生 T_2 的单峰分布。

表 5－1 对 6 块样品（12a、19、22、38、41）进行了比较，孔隙度变化范围为 8.6～10.9pu，渗透率变化了 65 倍，从样品 12a 的 $0.2\times10^{-3}\mu m^2$ 到样品 39 的 $13\times10^{-3}\mu m^2$。孔隙度与渗透率间相关性差大概是由于存在着很大的不相连的孔洞。那么减小了的孔隙体积可以近似地从只包括低于某个 T_2 截止值的那些孔隙的 T_2 分布中求取。

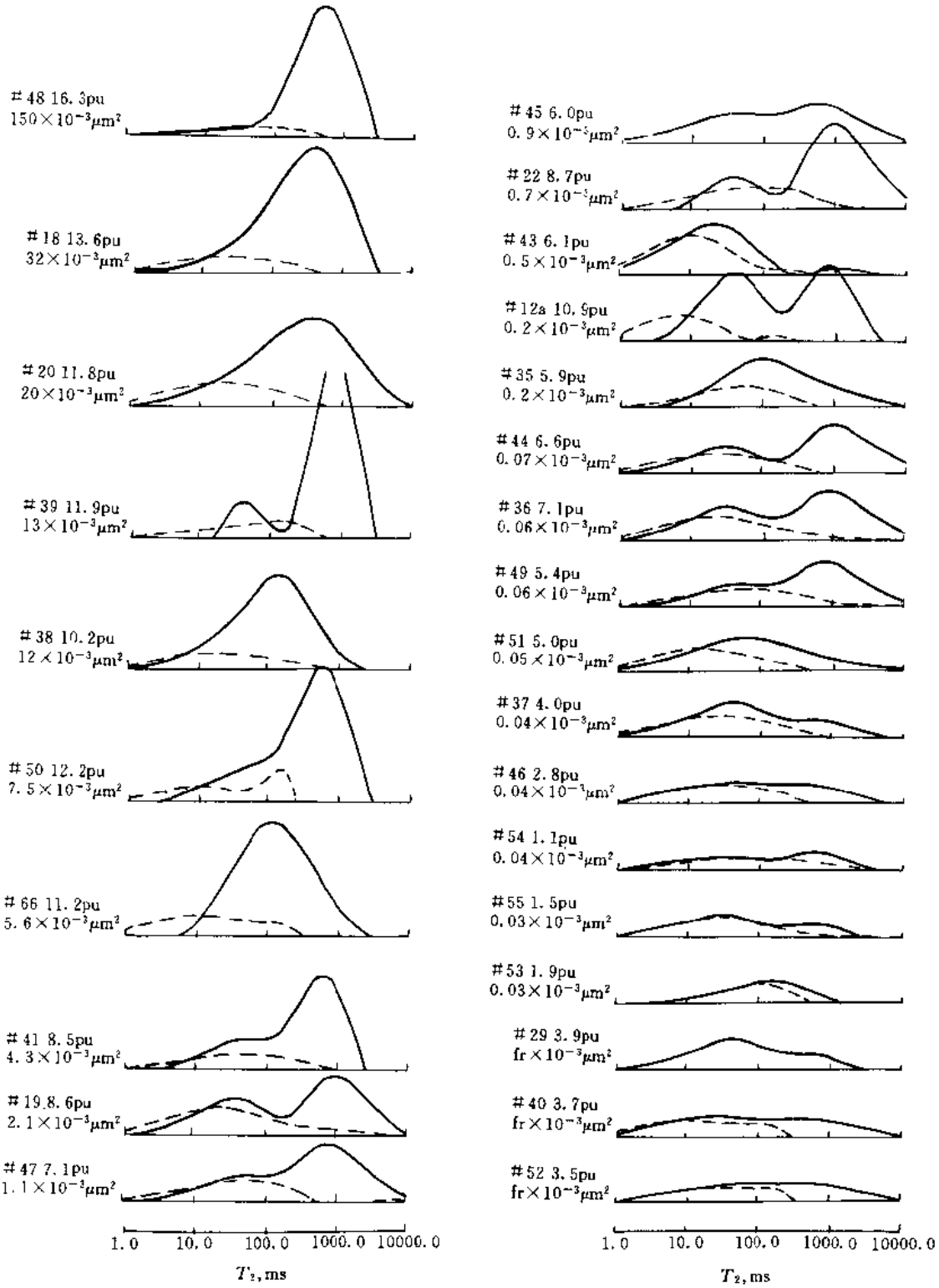


图 5－3　27 块饱和水的样品在 100psi 空气－盐水毛管压力下离心处理前（实线）和后（虚线）的 T_2 分布岩样号、孔隙度和渗透率标明在分布曲线的左边，样品按渗透率从左上端到右下端递减顺序排列

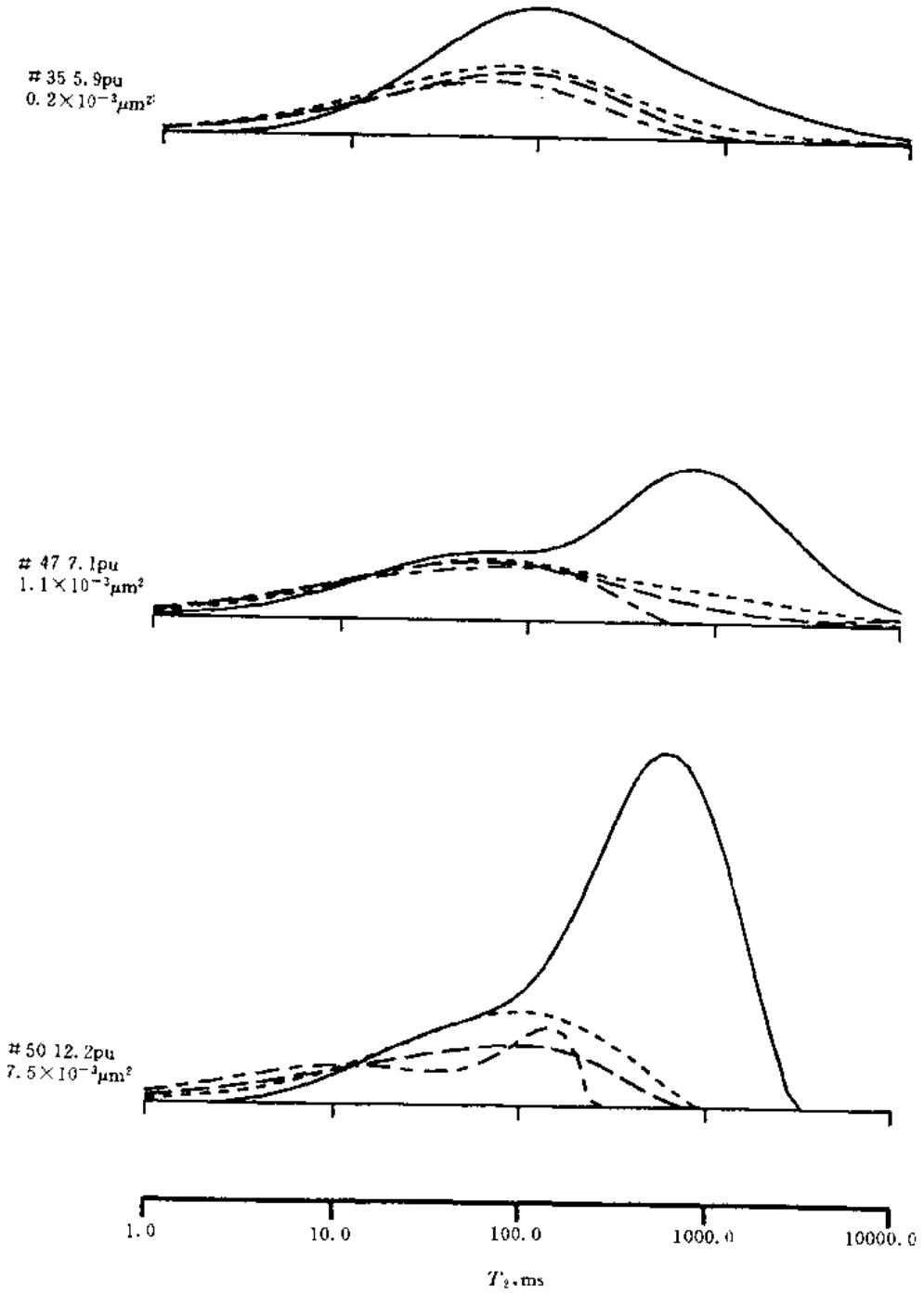


图 5－4　样品 35、47 和 50 经离心作业后排水的 NMR 耗时跟踪研究。饱和水（实线），在 1.5h（短虚线）、6h（长虚线）和 3d（短长虚线）时间离心处理后样品的 T_2 分布

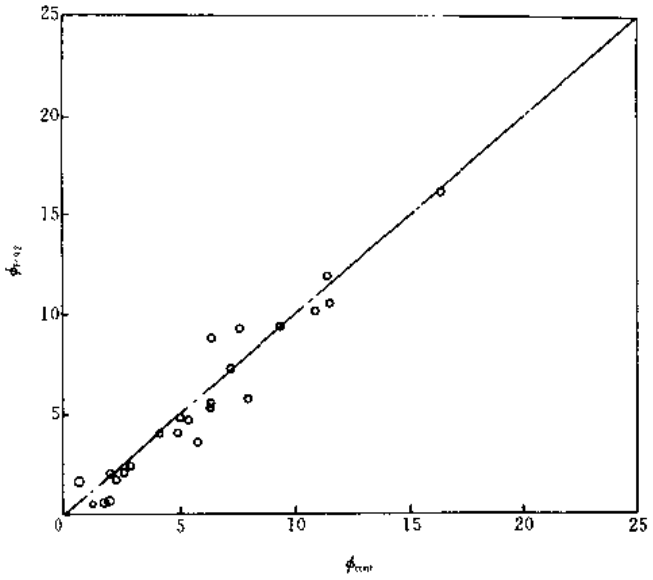


图 5－5　使用 92ms 的截止值时的自由流体孔隙度和离心法可分离水的体积之间的对比图

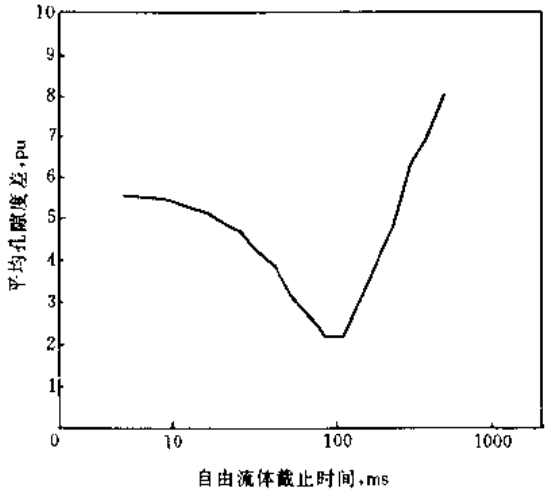


图 5－6　估算的可分离水的误差与用于计算自由流体孔隙度的 T_2 截止值的交会图

T_2 截止值为 92ms 时误差最小。数据组来源于 Clearfork 和两个国际油田的 70 个碳酸盐岩样品

表 5－1　实验室测量结果总结

样品	深度，ft	ϕ_{bwar}，%	ϕ_{mcir}，%	ϕ_{cent}，%	$\phi_{f(92)}$，%	$T_{2,log}$，ms	K_{air}，$\times 10^{-3}\mu m^2$	M	M_{NMR}
12	7265	10.9	11.0	5.5	6.4	156.5	0.240	2.11	2.02
18	7259	13.6	14.4	12.0	11.5	235.9	32.000		
19	7258	8.6	9.3	3.7	5.9	219.7	2.100	2.10	2.07
20	7255	11.8	12.6	9.4	9.3	220.6	20.000	2.00	1.98
22	7257	8.7	9.9	5.7	7.9	527.6	0.690	2.19	2.17
29	7248	3.9	4.6	n.a	1.9	61.9	裂缝		
35	7242	5.9	6.9	4.0	143.8	0.230	0.23		
36	7241	7.1	8.0	4.8	5.1	220.4	0.063	2.05	2.05
37	7240	4.0	5.3	1.8	2.3	71.9	0.040		
38	7239	10.2	11.5	8.8	6.5	91.4	12.000		
39	7238	11.9	12.9	10.7	11.4	534.2	13.000	2.02	2.04
40	7237	3.7	4.6	2.0	2.0	62.1	裂缝		
41	7236	8.5	9.5	7.2	251.5	4.300	4.300		
43	7234	6.1	6.5	1.7	0.6	15.7	0.480	1.73	1.92
44	7233	6.6	7.8	4.9	5.3	210.8	0.069	2.09	2.10
45	7232	6.0	7.2	n.a	4.4	137.2	0.890	1.95	2.00
46	7231	2.8	4.7	1.7	2.3	76.8	0.038		

续表

样品	深度，ft	ϕ_{bwir}，%	ϕ_{mobr}，%	ϕ_{rest}，%	$\phi_{3(92)}$，%	$T_{2,log}$，ms	K_{air}，$\times10^{-3}\mu m^2$	M	M_{NMR}
47	7230	7.1	8.6	5.3	6.4	314.9	1.100	2.13	2.07
48	7229	16.3	18.2	16.0	16.3	346.1	150.000	2.03	1.99
49	7228	5.4	6.6	4.1	5.0	328.0	0.064		
50	7227	12.2	13.1	10.0	10.9	304.8	7.500	1.93	1.97
51	7226	5.0	6.0	2.5	2.8	75.1	0.045		
52	7225	3.5	4.3	2.1	2.6	145.5	裂缝		
53	7224	1.9	3.6	0.7	2.0	84.9	0.027		
54	7223	1.1	3.1	0.6	1.8	119.3	0.041		
55	7222	1.5	3.5	0.6	1.3	50.5	0.026		
66	7211	11.2	12.4	9.3	7.6	122.9	5.600	1.95	1.92

三、估算渗透率[2,3]

1. 砂岩

在砂岩中，NMR 能良好地估算渗透率，以下是渗透率的计算式：

$$K = c\phi^4 T_2^2 \text{ 或 } K = c\frac{T_2^2}{F^2} \tag{5-3}$$

$$\frac{1}{T_2} = \rho\frac{S}{V} \tag{5-4}$$

式中，优选各幂指数以匹配测得的渗透率，c 是倍增系数，F 是地层因素，T_2 的幂指数 2 与单因次分析一致，当 T_2 能转换成长度单位（方程 5-4），渗透率有长度平方的因次，ϕ^4 或 $1/F^2$ 解释成用于调节孔隙大小到孔喉大小的因子。

表 5-2 是渗透率的计算公式和计算误差的对比表，通过对比表 5-2 中的公式 1、2 或 3 和 6 及 RMS 误差可看得很清楚，因为用于油藏模拟的渗透率通常是根据孔隙度测井值来计算的，所以通过 NMR 的改进是重要的。

注意由 T_2 计算渗透率的 3 个计算式（表 5-2 中的 1、2 和 3），尽管它们的 RMS 误差相近，但其特征很不相同。利用计算式 3，最大渗透率岩样因其 T_2 值最大，能简单地与低渗透率岩样区分开，并与具有大 T_2 值的粒状灰岩简单地联系起来。计算式 3 或许比计算式 1 或 2 更实用，因为当岩样渗透率达到几个毫立方微米限度时，该计算效果要好。

对这些岩样，当 ϕ 是以小数表示的孔隙度，T_2 为毫秒时，渗透率计算式中乘积项 $\phi^4 T_2^2$ 的倍增系数为 0.13（表 5-2），对于砂岩该乘积项的倍增系数大约为 4。此处的低倍增系数值可能是由于相对于砂岩，碳酸盐岩的表面弛豫率低，也可能是由于孔喉/孔体尺寸的比值小造成的。

这里有一个重要结论，相对于简单的物理预测值，NMR T_2 的范围要小，在计算渗透率或注汞压力中值时所用 T_2 的幂，要比因次分析的大（对表 5-2 中的计算式 1、2、3 和 6）。另一方面，用于计算渗透率的注汞压力的幂指数在因次上是正确的（计算式 8），因为只有 T_2 存在因次不一致的幂指数，应当特别注意它。

表 5－2　计算公式和计算误差的对比

计　算　公　式		RMS 误差	理想指数	
由 T_2 计算	1	$k=0.13\times\phi^4T_2^2$	x/3.7	
	2	$k=0.0073\ (\phi^2T_2)^{3.3}$	x/3.3	T_2^2
	3	$k=1.3\times10^{-9}T_2^{4.5}$	x/3.5	T_2^2
	4	$S_{uncent25}=3.2-1.12\lg T_2$	±.09	
	5	$p_{Hg}=1.6\times10^6T_2^{-1.9}$	x/1.9	T_2^{-1}
由孔隙度计算	6	$k=2.7\times10^5\phi^{6.9}$	x/6.0	
	7	$S_{uncent25}=110-2\phi$	±18	
由汞压力中值计算	8	$k=2\times10^5p_{Hg}^{-2.1}$	x/1.8	p_{Hg}^{-2}

注：符号 x/表示估算中的平均误差因子。

$S_{uncent25}$是束缚水饱和度，即 $W_{uncent25}/\phi$。

“理想指数”是根据简单的因次分析推得计算式形式。

斜体常数（估算式 1 的指数 4 和 2）是固定的，其他非斜体常数是经过最小平方拟合后结果。

另外使 T_2 动态范围减小可能存在三种因素，第一个是溶孔或孔洞的存在，第二是在方程（5－4）中水的体积延迟不能忽略。第三个是岩样中粒级大小的组分没有光滑的表面。

2. 碳酸盐岩

在含粒间孔隙的砂岩研究中使用下式来估算渗透率：

$$K\sim\phi^4T_{2\log}^2 \tag{5-5}$$

$T_{2\log}$为 T_2 对数平均值。在碳酸盐岩中，对粒间孔隙部分也希望有类似式（5－5）的表达式。对于这些样品，粒间孔隙体积可近似地由小于某一截止值的 T_2 而得到。也就是说，孔隙体积和 T_2 的对数平均值都是从 T_2 分布于某一截止值部分估算。计算取不同截止值时估算渗透率的误差，计算结果如图 5－7 所示。T_2 截止值为 750ms 时，方程（5－5）的拟合效果最好。

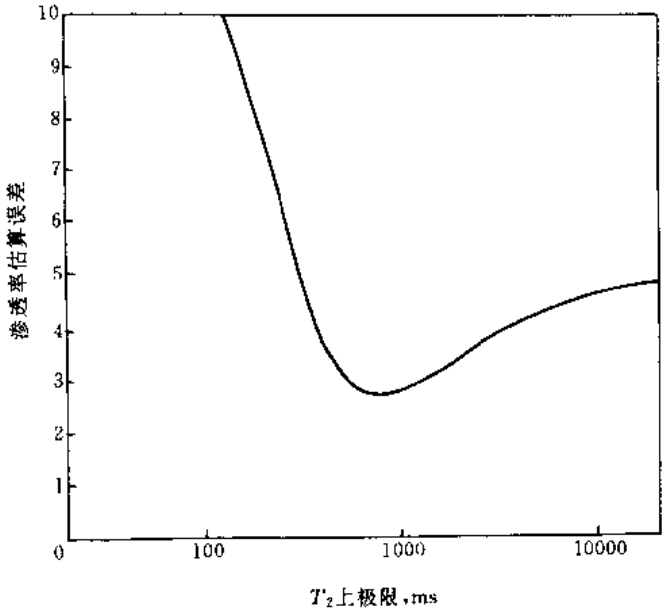


图 5－7　用方程（5－5）计算渗透率的标准偏差与 T_2 上极限的交会图

最低的标准偏差（即为 2.6）出现在截止值为 750ms 时。即，方程（5－5）中的孔隙度、T_2 对数平均值是由在 $T_2<750$ms 的 T_2 分布部分计算的

第二节　饱和度、残余油饱和度的测量方法

一、NMR 测量残余油饱和度的方法[4]

一种使用脉冲式核磁共振测井确定残余油饱和度的新技术已经开发出来。这一技术具有 Mn－EDTA 注－测技术的精度，又减少了 Mn－EDTA 技术的成本和施工中的问题，与其它测井方法不同的是，测量信号只来自于孔隙中流体。因此，被认为是在裸眼井中确定残余油饱和度的最精确的方法。

1. 核磁 Mn－EDTA 注－测技术

在盐水中添加一种顺磁性离子消除水的信号，即将水的弛豫时间缩短到仪器延迟时间之下，从而探测到的只是油。

它最突出优点是能直接测量总的油，气和孔洞空间不被错误地当作残余油。而其它技术从水的测量推导出含油饱和度，可能将气和孔洞空间错误地当作残余油来测。如果探测不到气，水的信号又被有效抑制，那么测量的信号就只来自油。

新一代脉冲式 NMR 测井仪大大地简化了 NMR 注－测技术，既消除了钻井泥浆中注磁性添加剂的需要，又将仪器延迟时间从 30ms 减至大约 1ms。

2. 顺磁性添加剂的选择

溶解在水中的顺磁性离子通过质子的核磁运动和离子的电磁运动之间的线性偶极－偶极弛豫，缩短水质子的弛豫时间。Bloembergen、Purcell 和 Pound 的理论预测到，对于顺磁性离子溶液，质子弛豫时间的倒数与离子浓度 N_{ion} 乘上离子的有效磁矩 μ 成正比：

$$1/(T_{1,2}) = 16/15[(\pi^2\gamma^2 N_{ion}\mu^2\eta)/kT] \qquad (5-6)$$

式中　γ——质子磁转比；

η——粘度；

k——波尔兹曼常数；

T——绝对温度。

已观测到，T_2 与 T_1 几乎相等，都依赖离子浓度，与其有相同的反比关系。

除了偶极－偶极弛豫外，Mn^{++} 和 Gd^{++} 离子通过与附近水分子中的质子之间的自旋交换作用，也使水中的质子弛豫。对于 Mn^{++} 的自旋交换作用比偶极－偶极相互作用大约强 7 倍，但需要 Mn^{++} 离子与水分子直接接触。因为自旋交换作用不依赖于水分子的直线运动，它比 η/kT 对温度的依赖性要弱（式 5－6 所示）。

锰离子一般被选作钻井液的添加剂，这是由于它具有强的磁运动，好的可溶性，且易得到。然而，用 EDTA 螯合时，注添加剂的费用较大。图 5－8 比较了在 80℉温度下，$MnCl_2$ 和 Mn－EDTA 盐水的弛豫性，图 5－8 清楚地显示出使用非合物 $MnCl_2$ 或 $MnSO_4$ 的经济优势。在相同摩尔浓度时，$MnCl_2$ 的弛豫时间比 Mn－EDTA 高一个数量级，这是由于 EDTA 分子的醋酸根离子团阻止了水分子与 Mn^{++} 离子的直接水合，从而压制了自旋交换作用。80℉温度下添加 $MnCl_2$ 盐水，拉莫尔频率为 1MHz 时，$T_2 = 1.8\times10^{-5}s/N_{ion}$。在相同测量条件下，对于 Mn－EDTA 盐水，$T_2 = 0.2\times10^{-5}s/N_{ion}$。

图 5－9 展示了两种浓度 $MnCl_2$ 盐水的 T_2 对温度的微弱依赖关系。这种温度依赖性比

Mn－EDTA 的情形明显弱些。使用 $MnCl_2$ 时，Mn^{++} 的浓度越低，对温度的依赖关系越弱，这时可以不使用 EDTA，所有这些因素综合在一起便减小了这种添加剂的实际费用。

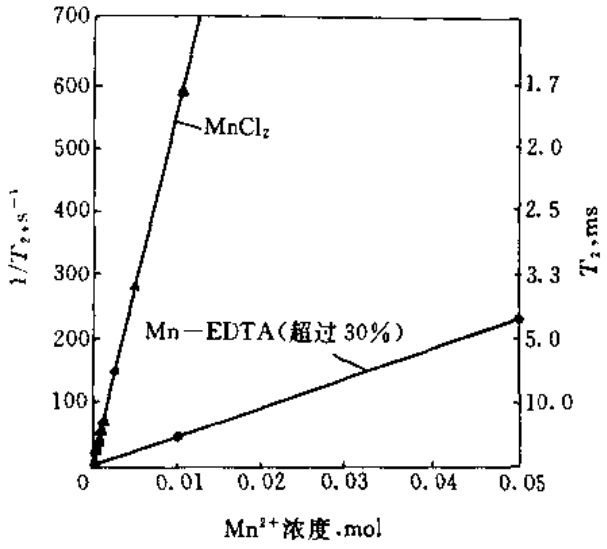


图 5－8　$MnCl_2$ 和 Mn－EDTA 盐水的 T_2
温度＝80°F，拉莫尔频率＝1MHz

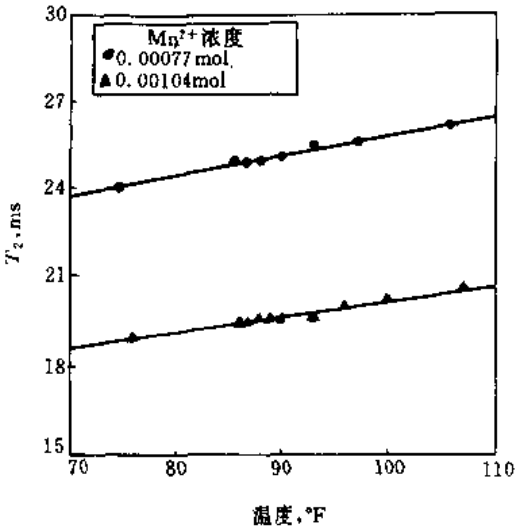


图 5－9　$MnCl_2$ 盐水温度与 T_2 的关系

用 $MnCl_2$ 作添加剂的困难之一是 Mn^{++} 可能水解，生成氢氧化物沉淀，减小了溶液中保留的 Mn^{++} 的浓度。离子浓度与溶液 pH 值的相互关系可从表征水解反应的平衡常数推算出来。化学分子式为 $Mn(OH)_2$ 的金属氢氧化物的水解反应大致为：

$$pM = \log (K_w^2/K_{sp}) + 2pH \qquad (5-7)$$

式中　pM—金属离子浓度的负对数；

K_{sp}——$Mn(OH)_2$ 的浓度积 (1.3×10^{-13})；

K_w——水的电离常数（一般为 10^{-14}）。

将横向弛豫 T_2 减至 2s 需用 Mn^{++} 的浓度为 10^{-3}，图 5－10 示出了此时的平衡 pH 值约为 9。这一般不成问题，因为地层中矿化度高且存在成酸性物质如 H_2S 和 CO_2，使地层水一般有较强的酸性（典型 pH 值为 5～8）。但必须考虑到泥浆系统的 pH 值低于 9。如果钻井泥浆的 pH 值大于 9，则必须添加 pH 缓冲剂如碳酸氢盐（pH＝8.5），这取决于钻井泥浆系统的酸碱性。也注意不要在淡水泥浆中添加 $MnCl_2$，因为淡水泥浆用粘土来控制粘度，如在其中加 $MnCl_2$，就有可能使粘土形成絮凝状。

螯合剂如 EDTA 能将 Mn^{++} 和 H^+ 从溶液中去除，防止了 $Mn(OH)_2$ 沉淀物的形成，图 5－10 表明这样抬高了溶液的平衡 pH 值和离子浓度。螯合作用也阻止了如钻井泥浆或储层中粘土等物质带电表面的离子交换。由于二价的 Mn^{++} 优先与粘土表面的 Na^+ 交换，因面离子交换平衡可能减小溶液中总的 Mn^{++} 浓度。在高矿化度和高的多价离子浓度的盐水中，Mn^{++} 离子的减少将被减弱。作为一般规律，在泥质砂岩或膨润土钻井泥浆中，应该用 EDTA 螯合 Mn^{++} 添加剂，但在阳离子交换能力低的情形下，如西德克萨斯碳酸盐岩储层，简单的 $MnCl_2$ 添加剂就能成功的应用。

3．评价方法

在“注添加剂”井中，Mn^{++}的注入有效地缩短了水相的横向弛豫时间 T_2，从而清晰地分开了油和水的信号。一般情况下，T_2 的最小特征幅度集中在某一值上，由MRIL计算残余油饱和度的 T_2 的截止值。大于此截止值的 T_2 值提供了一种度量该信号中油的相对贡献量的方法，含水孔隙度由小于此截止值的信号计算出。由于将水的 T_2 信号只作了转换，而并没有“消除”这部分信号，因而总的 T_2 分布仍反映总的含流体孔隙度，含油饱和度可从油信号与总信号的比值简单计算出来。计算结果是离井壁大约3in处的含油饱和度。如果泥浆滤液的冲洗效果和水淹效果相同，计算值就代表了水淹层残余油饱和度。

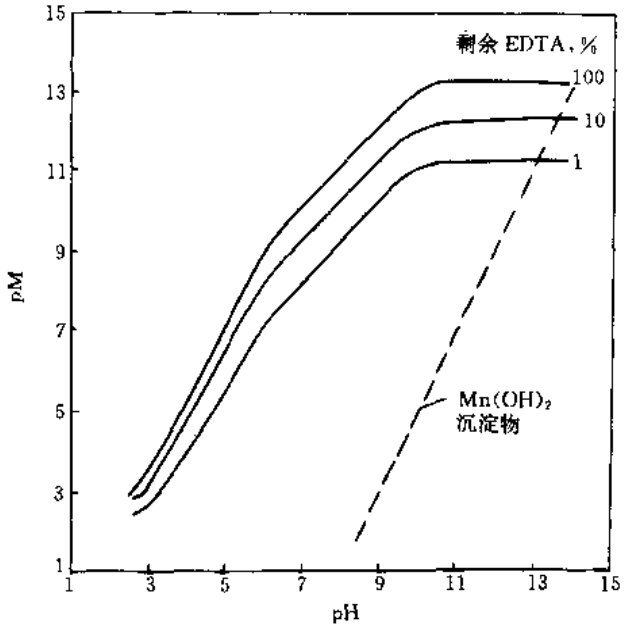


图 5－10　Mn－EDTA 平衡 pH 图

4. 岩心分析

岩心分析测量在直径为1.5in、长3.0in的水平岩心塞上进行，取心频率为每英尺2个岩心。最好用全径岩心分析法，因为：(1) 骨架性质是主要研究内容，以描述该储层的流动和水淹响应特征；(2) 该储层裂缝不很多；(3) 岩心中不存在大规模溶洞（大于100μs）；(4) 在低渗透性岩石中，彻底清洗全径岩心可能要花数月。

在400psi静围压下，用稳态法测量岩心的空气渗透率，并作克林肯伯格校正。孔隙度和颗粒密度使用氦气由波义尔定律确定（直接测量颗粒密度，总体积用阿基米德原理确定），流体饱和度用修改的Dean Stark方法测量（先用Dean Stark蒸馏法测水含量，接着用 CO_2/甲苯析取法确定油气含量）。岩心中没有石膏。岩样分析在200℉下进行，180℉下进行干燥，以达到重量平衡。

将测量的含油饱和度校正到井下条件，以直接同测井资料进行对比。在“注添加剂”井，油的“收缩”校正因素（B_o）用1.17。

5. 结论

(1) 在钻井泥浆中添加 $MnCl_2$ 是一简单的施工程序，按此程序，可用新一代脉冲式NMR测井仪精确确定 S_{orw}。在许多老的水淹区，常规电阻率测井解释已无能为力，而NMR提供了真实可信的结果。由于该测量深入地层3in，因而测出的饱和度被认为是冲洗带饱和度，反映了水淹层残余油饱和度。

(2) 该方法需要成功地注入 Mn^{++} 离子。对于渗透率非常低的层或处于或接近平衡压力条件的层都可不注较多的添加剂；这种注添加剂的方法应在足够高的正压下应用，以保证侵入的完成。

二、部分饱和岩石中的NMR自由流体指数的实验室观察[5]

在水饱和岩石中，T_1 分布曲线反应了孔隙尺寸分布，长的 T_1 分量对应大的孔隙。当

孔隙中空气替代了水，T_1 分布曲线的形状和毛细管排液的机理相一致，即长 T_1 分量的消失首先对应于大孔隙的排水。

1．在一定气、水和油、水饱和度范围内砂岩的实验室测量

1）测量和数据处理过程

NMR 测量在 IBM/Bruker PC－10 装置中进行，在质子拉莫尔频率（10MHz）下运行，在相等对数间隙从 35μs 到 20s 的 35 个恢复时间用来采集纵向弛豫波形。当系统被仔细调谐到共振后由计算机控制实验，90°和 180°的脉冲长度由手动控制，为减小 T_2 对测量的影响，只有自由感应衰减（FID）波形的初始幅度才被用来确定纵向弛豫波形。

纵向弛豫测量 M_L（t）转换成 T_1 分布曲线，也就是表达为单指数的和的形式：

$$M_L(t) = \sum_{i=1}^{35} A_i \exp(-t/T_{1i}) \tag{5-8}$$

式中，t 是恢复时间，一系列 T_{1i} 可以随机地选用。选用 35 个数值上等于恢复时间的值。A_i 由迭代拟合，它包括一个规则界限。T_1 分布曲线画出了纵坐标是 A_i，横坐标是 T_{1i} 的曲线图。图 5－11a 展示了弛豫曲线，图 5－11b 展示了同一块样品在不同气、水饱和度下的由弛豫曲线得来得 T_1 分布曲线。将水饱和样品放在如图 5－12 所示的装置中离心，得到部分饱和。长 3.75cm，直径 2cm 的柱样放在离心管中由一些玻璃珠支撑着。柱样离心 30min 翻转，再离心 1h。饱和度由称重法决定。用一个没有氢 NMR 信号的特富龙样品夹持器将样品固定性，进行 NMR 谱测量。在测量后检测蒸发掉的水分的重量损失，损失不明显。为了得到低的水饱和度，这个过程在高速离心作用下重复多次。

离心法是一种简单而可重复的得到部分饱和的办法（图 5－11 显示了两块样品饱和及离心的结果）。可离心水是指在一定离心速度下通过离心作用脱掉的水量，这是因为脱水量取决于离心速度。可离心脱掉的水还有一个重要的性质，非常接近于储层条件下人们所关心的性质，即可产出流体及补偿的残余水。

离心作用使样品饱和度从顶部到底部递增，对应的毛细管压力从顶到底递减（样品顶部是靠近离心轴的一端，如图 5－12 所示）。

2）解释气、水结果的物理模型

图 5－11 是 4 块砂岩在几种饱和度下的 T_1 分布曲线。在图 5－11 观察到一个关键的特征：随着饱和度的减小，长 T_1 分量消失了。短 T_1 分量基本上保持不变，虽然从图 5－11d 中可见短 T_1 的强度有变化的趋势。随着水饱和度的降低擦子持续地向短 T_1 分量擦去，总的效果就好象一个擦子擦掉了长 T_1 分量。

3）非润湿性流体的煤油

通过将水饱和样品放在煤油中离心处理，形成几块部分饱和煤油的样品。结果（图 5－14）与气、水饱和（图 5－11）的结果很相似。当增加离心速度，NMR 信号中的长 T_1 分量消失了，就象气、水混合的情况。一个分立的煤油信号出现了并且有 1000ms 的 T_1 值。就象图 5－14 中所见的，该值与体积煤油的 T_1 值很接近，明显比同一岩样完全干燥后用煤油饱和的 T_1 长。

在部分饱和样品中的煤油表现出它的体积 T_1 值（而不是变短的值），因为它不与固体表面接触，煤油只和覆盖在岩石表面的水相接触。由于煤油和水没有亲和性，煤油分子不能扩散到岩石表面，因而不能象用煤油饱和的岩石中那么快地弛豫，而在用煤油饱和的岩石中，煤油与岩石颗粒表面直接接触。煤油质子在煤油－水接触表面因为交叉弛豫（纵向磁化从煤

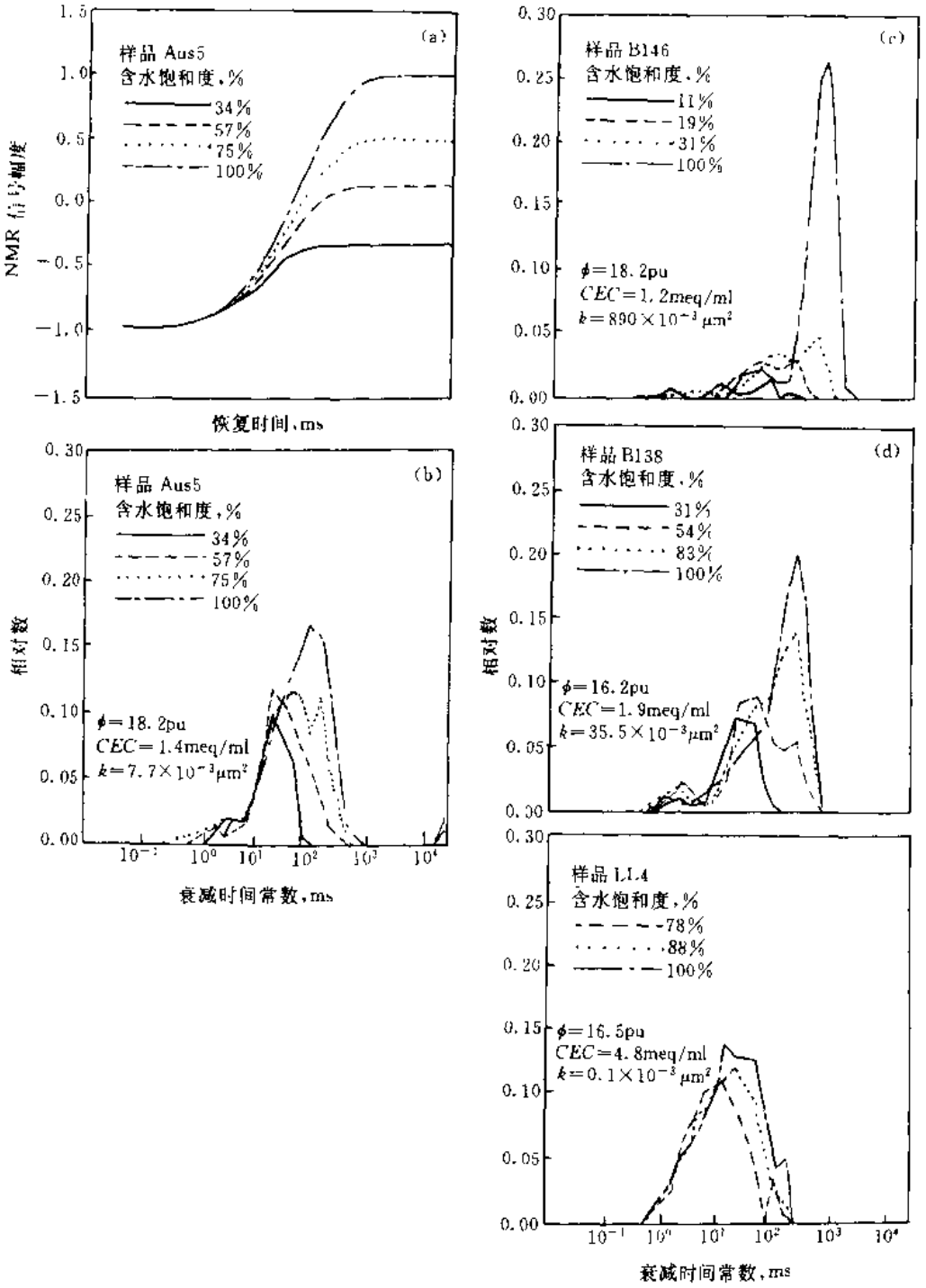


图 5-11　b、c、d、e提供了四个油田不同气、水饱和度，包括完全水饱和的砂岩样品的 T_1 分布曲线（b~d）。砂岩在进行真空盐水饱和之前经过了清洗，在分布曲线末尾幅度的小增加是人为的，它从原始数据的基线漂移误差开始上升，(a) 中的纵向弛豫曲线对应于 (b) 中所示样品 Aus5 的 T_1 分布曲线。信号幅度值向下变化到通常的原始位置 -1，这样在短恢复时间内曲线相似性很明显

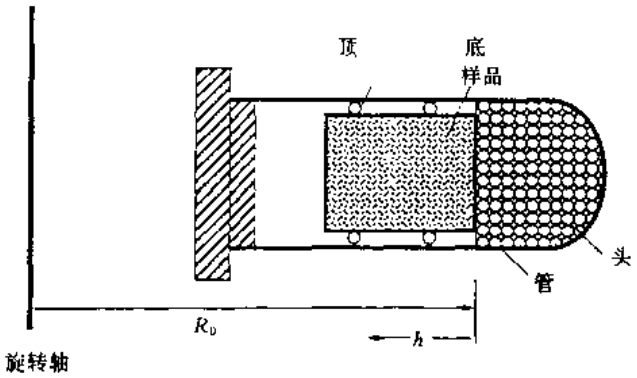


图 5－12　离心装置结构图

样品由玻璃珠支撑着，玻璃珠形成孔隙带收集由样品脱出的盐水

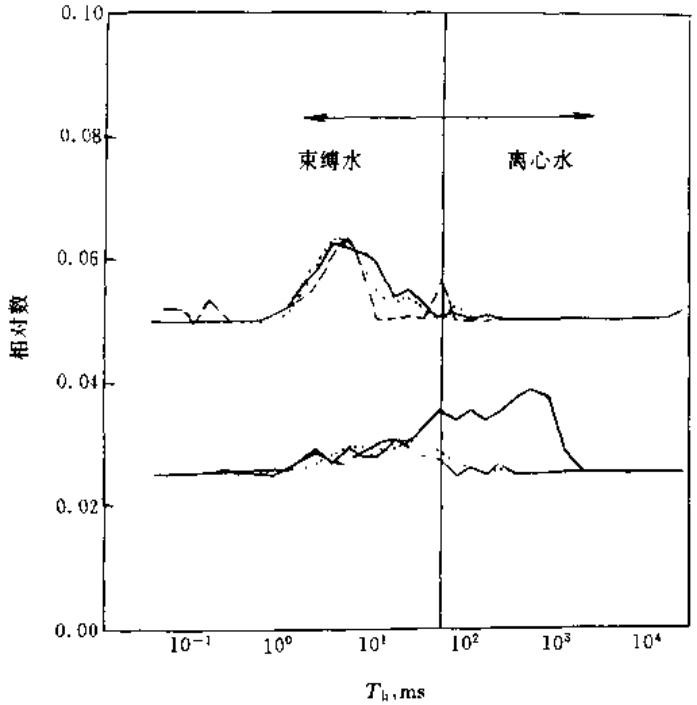


图 5－13　用从实验室 NMR 测量的“长 T_1 孔隙度”参数估算可离心水

这种计算方法就是将 T_1 分布中超过 46ms 的分量相加，也就是实垂线的右边。这样一来，由于图上方曲线的样品的孔隙体积具有小于临界值 46ms 的 T_1 值，估算出它在离心过程中失去较少的水，相反，下方的样品估算失去较多的水。在这两个样品的曲线中，实线是水饱和样品，点线是离心的结果，短线是再饱和、再离心的结果

油质子到水中质子的转变）会失去磁化，但这种机理证明并不很清楚。

基于相同的原因，任何亲水岩石中的烃类可能也会显示它的体积 T_1 信号，它与粘度关系密切，并且可能是多次幂的关系。参考图 5－15，运用下面观点可预期部分饱和岩石完整的 NMR 信号：

（1）水提供了基于孔隙尺寸分布和水饱和度的信号；

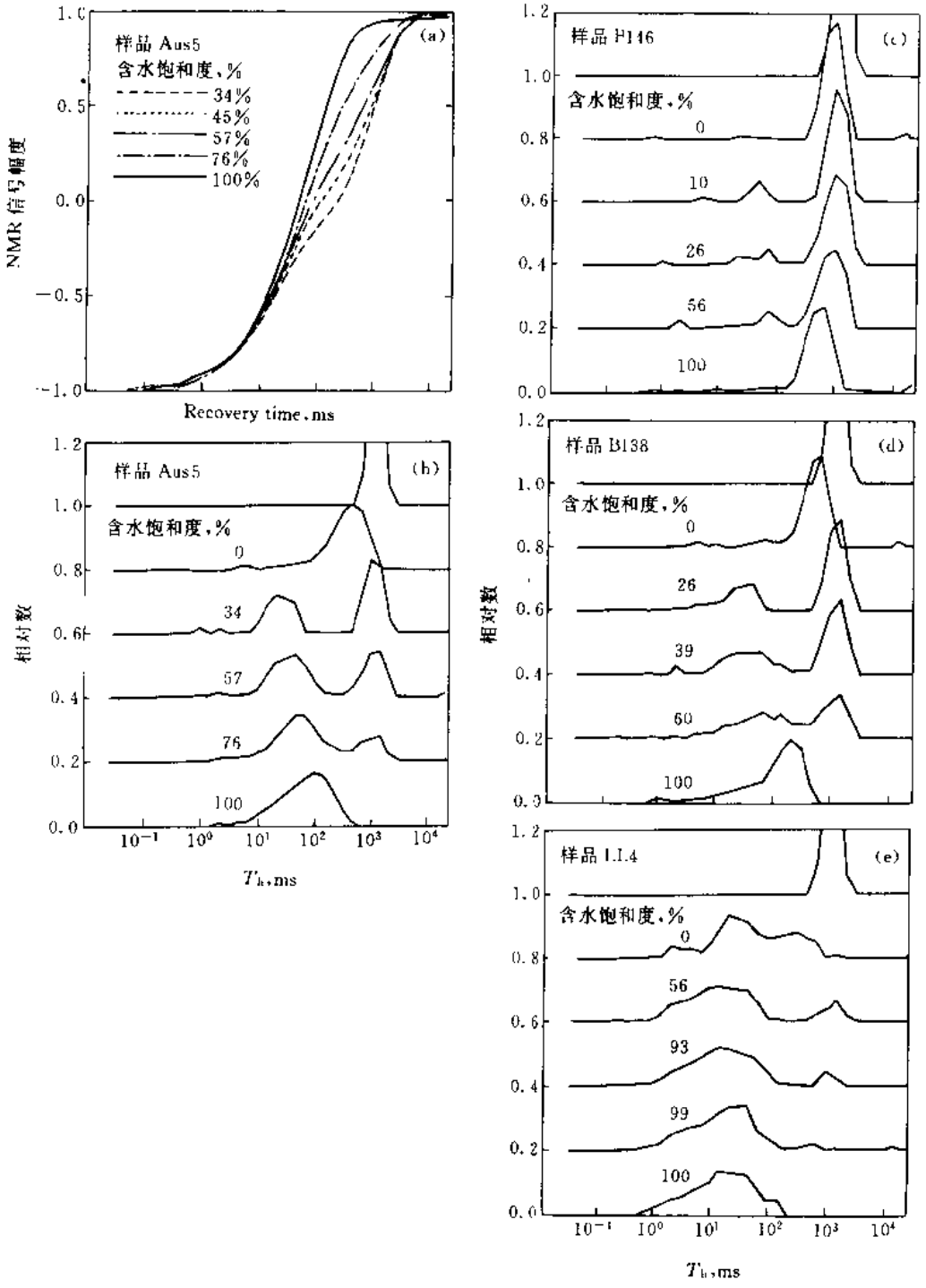


图 5－14　b、c、d、e是图 5－11 中用过的相同四块砂岩样品的从 0%到 100%的不同煤油/水饱和的 T_1 分布曲线。最上部的曲线是体积煤油的，紧靠着下面的是 0%水饱和的（这里的样品是经烘箱干燥后用煤油真空加压饱和置备的）。(a) 是对应图 (b) 所示样品 Aus5 的 T_1 分布曲线的部分饱和时的纵向弛豫

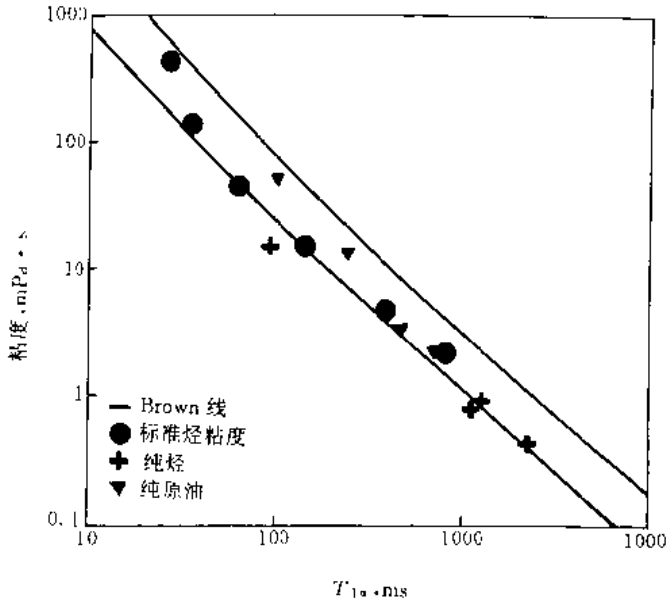


图 5－15　测量的几种液体烃类的粘度与平均（1/e）T_1 的关系曲线

直线是从 Brown 的早期烃类 T_1 研究中得到的，指出了它的结果的近似范围

（2）油提供的信号与油是整体时的相同，随饱和度增加而加强。

通过对用煤油或别的烃类饱和的岩石进行另外实验室测量，希望得到亲油岩石的 NMR 反应。简单地说，这些实验说明岩石将烃类的 T_1 变短，从它整体时的总量到表面弛豫时大约为水的值的 1/3。因而，在亲油的部分饱和岩石中，油可能具有反应孔隙尺寸的 T_1 分布，并且具有明显低于水的表面弛豫。水可能表现它的体积 T_1 值。

2.FFI 解释原理

图 5－16 展示了 FFI 解释的原理，下面在实验室测量范围内作讨论。这些解释原理应用在亲水性储集层。如果岩石没有实验室研究的样品那样好的亲水性，那么它的可离心水与 FFI 不同。另外，如果岩石是亲油的，则应用不同的解释原理。

（1）除非很稠密，油类表现为 FFI 的一部分。

（2）储集层中不可动流体孔隙度是总孔隙度和 FFI 的差（图 5－16a）。

这一差值称做束缚水。束缚水（不可用离心法脱去水）包括粘土束缚水和毛细管束缚水。

尽管每一个样品的 FFI 和 ϕ 都不同。通过比较完全饱和样品和已离心样品的 NMR 分布以确定可产出率。

（3）在生产无水油的储层（过渡带以上），FFI 相当于非侵入带的含油量（图 5－16b）。

（4）在水淹的过滤带，FFI 大于非侵入带的油（图 5－16c）。

（5）在不含水的产气储层，FFI 给出了移动的气量（图 5－16d）

FFI 测量侵入地层并替换了气的滤液，因为 NML 探测得很浅。然而，保留在 NML 探测带的不可移动的气通常对 FFI 产生较小的影响，这是由于它含有较低的氢密度，就象中子孔隙度测井所描述的在含气带有较低的孔隙度那样。

（6）渗透率随着 FFI 增加而增加，随束缚水增加而减小。

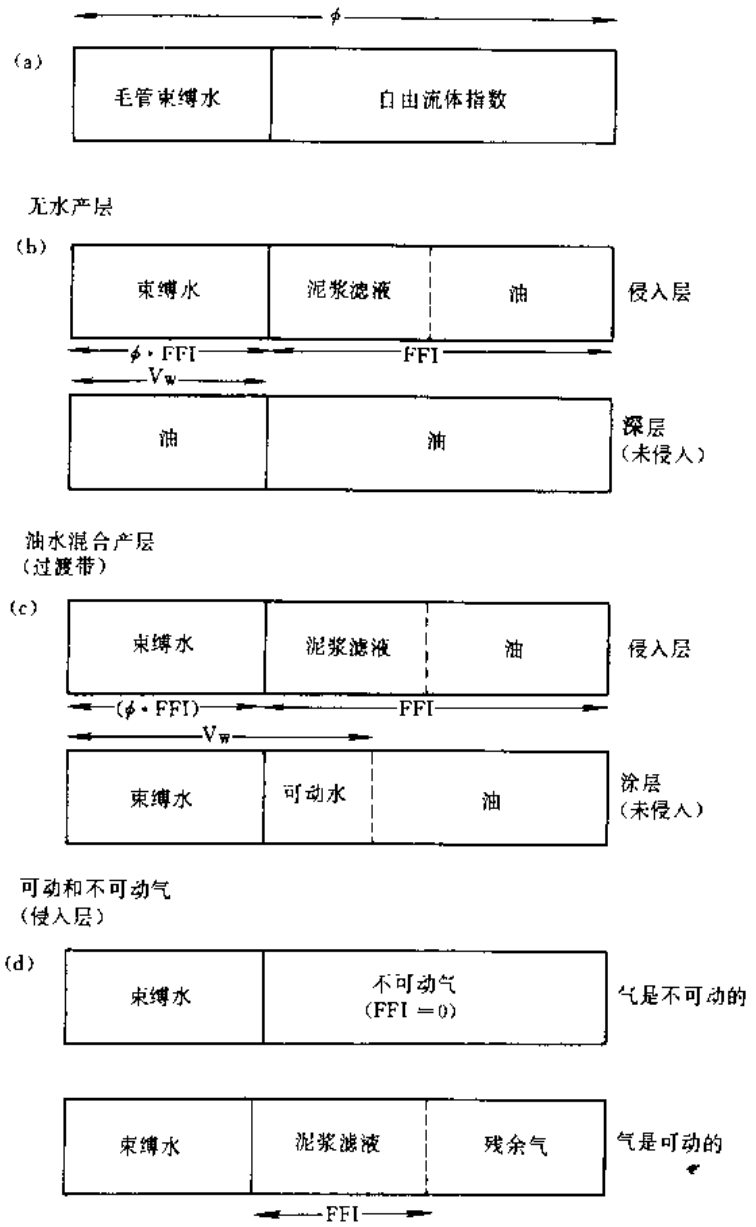


图 5-16　与 FFI 有关的解释原理，ϕ 是孔隙度，V_w 是非侵入带的水量

(7) 特殊岩石在解释参数上需要变化。

如果 NMR 表面弛豫明显不同于上面所研究的岩石，或孔隙尺寸与孔喉尺寸的比率很特别；那么从物理规律上讲，很清楚 NMR 的弛豫时间（T_1 阈值）必须改变。

3. 结　论

(1) 在完全盐水饱和的演示中，T_1 分布接近于孔隙尺寸分布。在部分饱和时，毛细管作用排液的机理使非润湿相进入最大的孔喉/孔隙，同时小的孔隙（喉）仍保持饱和。

(2) 非润湿相的 NMR 信号给出了体积 T_1 值，这是由于岩石表面保持水润湿，非润湿相不能接触到它。另一方面，煤油饱和的样品由于煤油接触到岩石表面，它具有比体积值变

短的 T_1。

(3) 使用 FFI 的简单解释模型，并了解到束缚水是孔隙度和 FFI 的差，它是一个关键量。在不含水的油区带，FFI 将等于油量，在产水和油的地带，油量将少于 FFI。由于滤液替代了可移动气体，所以可移动气体等于 FFI；由于较低的氢含量，不可移动气体具有低的 FFI。

三、利用 NMR 研究一种新的砂岩束缚流体指数[6]

本小节描述了孔隙度 ϕ、束缚水饱和度 S_{wi}、地层电阻率因素 F 和几何平均纵向弛豫时间 T_{1g}之间的新型关系，并从 12 个油气层中取得的 57 块纯砂岩样品的平衡磁化强度和纵向弛豫时间（T_1）进行了测量。NMR 测量的孔隙度 ϕ_{NMR}与常规测量的孔隙度 ϕ 非常一致。束缚流体指数（UFFI）定义为孔隙度与束缚水饱和度之乘积，

研究表明在完全饱和样品中，只用 NMR 测量就能对不同组合的纯砂岩精确地估算束缚流体指数。

用 NMR 弛豫时间研究砂岩束缚水饱和度可按 Timur 提出的方法进行。Timur 指出 $T_1 \leqslant 12$ms 的弛豫曲线部分，与砂岩样品离心之后的仍保留的水有关，该部分曲线可分解成三个指数。最近几年，通过使用连续的弛豫时间分布进一步发展了这一想法，提出了从弛豫时间小于适当的截止时间的部分信号中估算 S_{wi}的方法。不同的研究方法有不同的截止时间，范围从小于 12ms 到大于 100ms。此外，FFI（自由流体指数）的原始定义相当于 $T_2 \geqslant 25$ms，通常 T_1 稍大于 T_2。这说明截止时间不是一个稳定的常数。正确确定 T_1 分布截止值有可能提供 S_{wi}的初始估算值。所以，Timur 方法仍将作为讨论重点，但 NMR 弛豫时间必须与其他信息结合起来，以便从全饱和水的砂岩样品中得到好的 S_{wi}估算值。

实际上，由饱和水的孔隙性岩石得到的 T_1 弛豫时间分布反映孔隙空间形状，尤其是孔隙大小分布。这样，基本思路非常简单：如果长的 T_1 成分对应于大的孔隙，短的 T_1 成分对应于小的孔隙，则有希望预测全饱和孔隙性介质的 S_{wi}值。另一方面，对全饱和孔隙性样品和部分饱和孔隙性样品的 T_1 分布曲线分析，有助于阐明问题的机理，这种机理受表面和扩散效应的控制。在不同的水－空气饱和度时，分析砂岩样品的纵向弛豫时间分布有助于给出驱替过程中孔隙空间的水分布变化的较清晰图象：大多数水离开大孔隙，随着相邻孔隙逐渐变空，由于扩散作用，弛豫核的混合作用逐渐变小。然而，我们仍然发现一些在与小喉道相连的大孔隙中的水的信号，假定随着固体骨架复杂性的增加，气（或油）绕过存在于孔隙或孔隙簇中水的可能性增加。换句话说，留下的水量取决于孔隙和孔隙喉道大小，以及它们的分布。特别是在具有非常细微孔隙和高 S_{wi}的孔隙性介质中，有一些内部区域含有少量不排水大孔隙，它产生一个长弛豫时间的“尾巴”，导致长的截止时间。

因此建议将 NMR 弛豫与地层因素 F 综合起来，以便加上孔隙空间结构和连通性的信息。用一组 32 个全饱和砂岩样品，以幂函数形式表示：

$$S_{wi} \propto (F/T_{1s})^{0.5} \tag{5-9}$$

S_{wi}估算值和测量值之间的统计误差在实验误差范围内。这里 T_{1s}是“平均”时间 T_1 的指数展开形式。按阿尔奇定律用孔隙度替代地层因素：

$$S_{wi} = S_{wi}(\phi、T_1) \tag{5-10}$$

只有只测量 NMR 就能估算 S_{wi}的优点。

1. 实　验

从不同地质年代油气田选择固结好的纯砂岩样品。在不包含大量泥质的情况下，仔细挑选使渗透率范围大（5 个数量级）。直径 2.2cm、长 2.2cm 的柱状岩心作两次 Soxlhet 抽提，用甲苯去除剩余油，用甲醇和水的混合液去除可能存在的可溶解盐。然后，在低于 85℃温度的真空恒温箱中进行干燥。

用盐水饱和法测定孔隙度。为了确定 100%水饱和，柱状岩心置于饱和器中达 2h。用 CO_2 抑制真空并保持 2h。该操作过程重复两次，最后保持 0.1μm 汞柱真空达 10h，过滤的（0.45μm）盐水（矿化度 5g/l，NaCl）注入饱和容器中，加压到 15MPa 并保持一夜。按干燥、饱和、水中称重三种情况计算孔隙度。

用四电极法测定地层电阻率因素。为了控制样品中存在的泥质，用不同矿化度（20、50、100、200g/l NaCl）进行电阻率测量，并用 Waxman－Smits 方程校正泥质含量。

对全饱和盐水的岩心以 20MHz 频率进行 NMR 测量，岩心用滤纸适当干燥后放进管子中，在测量过程中谨防蒸发。样品的温度与电极的温度平衡之后（41℃）开始测量。通过部分自制频谱仪、Stelar（意大利制造）装备的 Varian 可变场电磁体装置进行弛豫测量，该装置带有 NMR 资料处理工作站、可变场频自动跟踪和电极温度控制器。IR 曲线取得 126 个 t 值，以几何级数选择。自由感应衰减（FID）信号需要在 90°脉冲之后 15μs 开始。合适的弛豫衰减可在每个 90°脉冲之后到达磁化平衡（对每个岩样的特定初始 IR 序列都作验证）。全部实验曲线用计算机程序分析，使用非线性迭代拟合程序对函数求极小值。曲线拟合成展开的多项指数和弛豫时间的连续分布形式。实验过程和资料处理方法是在整体浸水的样品中测试，同时 T_1 值覆盖了天然孔隙性介质的范围。在各种测试情况下，精确地得到了单指数弛豫。

为了研究 S_{wi}、ϕ、F 和 T_1 之间的相互关系，寻找了使拟合的对数均方误差最小的自由参数值：

$$e=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}[\ln P_m(i)-\ln P_e(i)]^2 \tag{5-11}$$

式中　N——样品数；

$P_m(i)$ 和 $P_e(i)$ ——分别是样品 i 的测量值和估算值。

2. 结果与讨论

表 5－3 总结了 57 块砂岩样品的测量结果。首先，研究了从连续分布（截止值法）估算 S_{wi}的可能性。利用 $\int_0^{T_{1cut}} S(T_1)\,dT_1 = S_{wi}$计算了每块样品的 T_{1cut}，这里 $\int_0^{\infty} S(T_1)\,dT_1 = 100\%$。图 5－17a、b 表示具有相同 S_{wi}值的两块样品（样品 29，$S_{wi}=16.1$，$T_{1cut}=106$ms；样品 30，$S_{wi}=16.3$，$T_{1cut}=28$ms），截止时间相差很大。图 5－18 表示 T_{1cut}对测量 S_{wi}值的离散图。T_{1cut}明显不是常数。在高 S_{wi}的样品中，大孔隙（具有长的 T_1）中流体的影响在图的右上部分是明显的。左上部分存在扩散影响。在复杂的孔隙介质中，十分小的孔隙和大孔隙之间不可能有很多的扩散。然而，在 S_{wi}很小的介质中，束缚水留在尖角区或液相环中，在全饱和状态中这些水分子只须短距离扩散，就可以与大孔隙中长弛豫时间的水分子混合。这就抑制了短时间方向 T_1 分布尾部，又一次产生令人误解的高 T_{1cut}值。因而，我们认为在低 S_{wi}和高 S_{wi}两种情况都存在一些异常大的 T_{1cut}值，如图 5－18 清楚地显示那样。

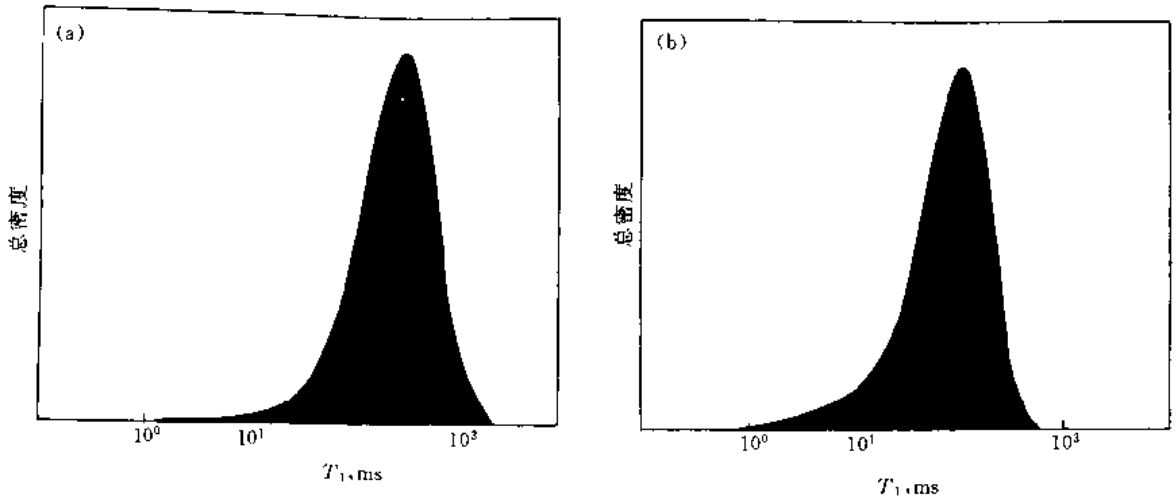


图 5－17　用连续分布分析得出的 T_1 总体密度

（用对数时间刻度计算并以单位面积归一化）

（a）样品 29　$S_{wi}=16.1\%$，$T_{1cut}=106ms$；（b）样品 30　$S_{wi}=16.3\%$，$T_{1cut}=28ms$

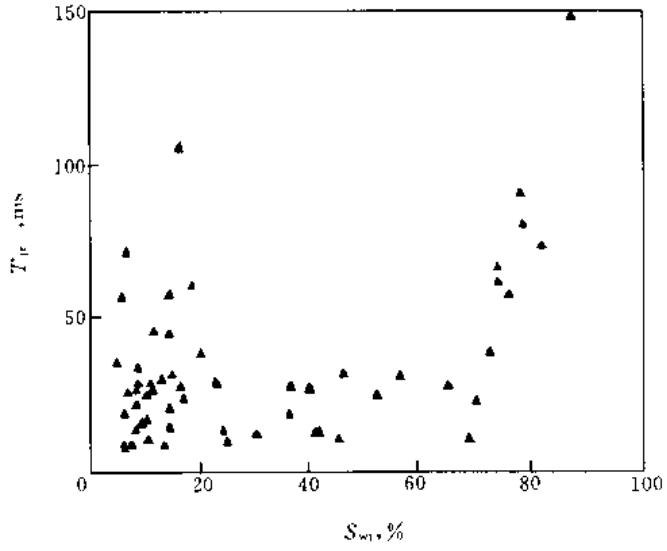


图 5－18　T_{1cut}值与 S_{wi}测量值的离散图

表 5－3　测量的砂岩特性及 NMR S_{wi}估算值

样品	$(S_{wi})_m$ %	F	ϕ %	ϕ_{NMR} %	T_{1s} ms	T_{1g} ms	$(S_w)_e$ %
1	4.8	34	18.7	19.5	559	421	5.2
2	5.6	36	13.0	13.2	262	237	8.7
3	6.0	55	13.2	13.4	462	295	7.5
4	6.2	35	16.7	16.2	276	221	8.5
5	6.3	25	17.0	17.3	197	147	11.0
6	6.5		17.0	17.7	483	426	5.4
7	6.7	35	14.8	14.4	200	174	10.4
8	7.3	57	13.0	13.1	426	261	8.2
9	7.5	55	12.8	12.9	392	246	8.6
10	8.2	43	15.2	15.2	229	174	10.2
11	8.4	22	298	30.3	227	186	7.8
12	8.4	26	28.0	28.5	216	182	8.1
13	8.6	31	26.0	27.4	103	94	12.7
14	8.6	41	22.3	21.2	284	224	7.7
15	9.2	61	11.4	11.5	373	244	9.0
16	10.1	31	21.3	20.4	255	189	8.8
17	10.2	31	18.0	17.5	170	124	12.2
18	10.3	36	15.7	17.0	200	153	10.7
19	10.8	23	25.8	26.6	133	121	10.8
20	11.2	31	24.3	25.3	84	76	15.0
21	11.4	54	12.8	12.8	186	156	11.2
22	12.8	28	24.6	26.0	92	85	13.8
23	13.4	62	11.4	11.7	162	115	14.7
24	14.1	66	10.3	9.9	152	137	13.8
25	14.1	33	15.3	16.0	147	115	13.3
26	14.3	36	14.8	15.4	115	90	15.8
27	14.3	56	11.0	10.6	168	130	14.0
28	14.8	–	10.8	11.0	150	125	14.2
29	16.1	74	11.6	11.0	185	169	11.6
30	16.3	36	22.5	23.8	75	67	16.6
31	16.8	47	18.0	18.5	102	88	15.1
32	18.3	75	10.7	9.7	131	121	15.1
33	20.0	57	19.0	18.8	167	124	12.0
34	23.0	53	17.6	18.0	124	92	14.8
35	24.4	50	16.7	17.9	54	44	24.2
36	25.1	51	14.2	14.4	55	53	23.0
37	30.4	–	9.6	10.3	38	31	36.8
38	36.4	118	9.9	9.9	37	33	35.8
39	36.7	114	7.4	7.7	39	36	36.7
40	40.3	124	9.1	8.3	44	40	33.4
41	41.1	47	13.8	14.1	20	25	38.3
42	41.9	50	13.5	13.8	19	25	38.5
43	45.4	51	13.0	14.0	11	19	46.0

续表

样品	$(S_{wi})_m$ %	F	ϕ %	ϕ_{NMR} %	T_{1s} ms	T_{1g} ms	$(S_{wi})_e$ %
44	46.4	120	9.4	8.1	38	36	36.1
45	52.6	77	5.2	5.3	22	26	51.6
46	57.0	127	7.3	8.2	24	26	44.6
47	65.4	134	2.8	3.0	6	19	79.7
48	69.4	106	3.6	3.8	4	12	91.6
49	70.5	113	3.0	3.1	4	13	96.0
50	72.8	82	4.3	4.4	12	18	70.2
51	74.2	236	4.5	3.5	19	22	66.2
52	74.3	235	4.9	4.4	26	27	53.6
53	76.2	119	4.4	4.8	12	18	68.2
54	76.4	245	4.9	4.2	28	29	51.9
55	78.7	244	4.5	3.4	22	24	63.1
56	82.0	120	4.4	4.5	12	17	72.4
57	87.0	250	3.3	2.8	8	19	81.6

对低渗透性泥质砂岩，一般截止时间大约为 50ms。对纯砂岩岩样，渗透率覆盖范围大，最佳拟合给出的 T_{1cut}值是 35ms。S_{wi}估算的对数误差因子 $\delta=\exp\sqrt{c}$是 1.6。同样地，只用 ϕ 拟合，给出 $\delta=1.7$，如果岩样不是限定为纯砂岩，那么这种拟合不是很好的。然而，纯砂岩的截止时间为 35ms，接近于上述泥质砂岩的截止时间 50ms。对于泥质含量变化大的砂岩，希望 S_{wi}与 T_1、F 或S_{wi}与 T_1、ϕ之间存在良好的关系。

通过综合表 5－3 中 NMR 弛豫及 F 测量数据，可以得到：

$$(S_{wi})_e=19.0F^{0.51}T_{1s}^{-0.47} \tag{5-12}$$

由于中等宽度分布的 T_{1s}和 T_{1g}都具有这样的特性，长的或短的弛豫时间都不突出。可是，在比弛豫时间短得多的时间内宽分布没有足够的点，最好的指数展开拟合给出不切实际的短时间，并外推到不切实际的大的磁化作用。利用 T_{1g}，方程（5－12）变成：

$$(S_{wi})_e=61.6F^{0.44}T_{1g}^{-0.68} \tag{5-13}$$

且 $\delta=1$，18。值得注意的是用 T_{1g}代替 T_{1s}，可防止现有数据的所有样品的 $(S_{wi})_e$ 不超过 100%。

因为地层因素与砂岩中的孔隙度有关，以孔隙度代替 F，得到幂函数拟合：

$$(S_{wi})_e=959T_{1g}^{0.70}\phi^{-0.35} \tag{5-14}$$

且 $\delta=1.25$。接下来是检验样品磁化强度与孔隙度之间的关系。为此目的，从各样品的 FID 中确定单位体积等效磁化强度，并与常规孔隙度测量值比较。为了刻度，使用了 125 块样品（包括表 5－3 中的全部样品），建立了非常好的线性关系。由 NMR 定义的孔隙度值（ϕ_{NMR}）与孔隙度 ϕ 为线性相关（图 5－19），它们非常接近一比一，拟合相当好，从而有可能只测量 NMR 就可确定 S_{wi}：

$$(S_{wi})_e=790T_{1g}^{-2/3}\phi_{NMR}^{-1/3} \tag{5-15}$$

且 $\delta=1.24$。估算 S_{wi}值与测量 S_{wi}值离散图见图 5－20。通过比较方程（5－15）和方程（5－14），我们注意到 T_{1g}具有相同指数。它表明对于现有样品，砂岩的地层因素和孔隙

度是相关的。另一方面，在弛豫时间之外引入地层因素和孔隙度的幂函数进一步证实了这一点。孔隙度的指数接近零（0.07），误差因子（$\delta=1.18$）不好于单独从 T_{1g} 和 F 确定的系数。这又表明孔隙度的效果仅仅在于它与 F 的关系；孔隙和孔道大小较大地增、减，不影响孔隙度但极大地影响束缚水饱和度。

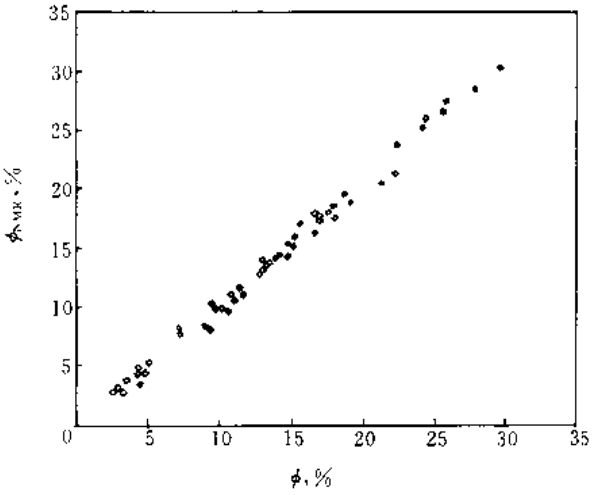


图 5－19　估算孔隙度与测量孔隙度交会图

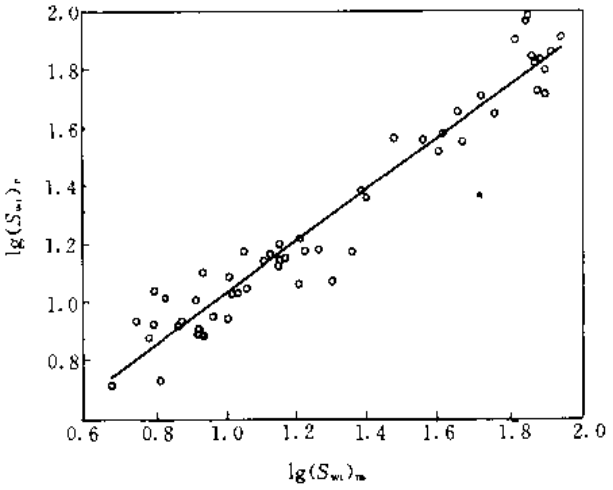


图 5－20　从方程 5－15 得到的估算 S_{wi} 值与测量 S_{wi} 值离散图

注意方程（5－14）中使用 T_{1g}，使表 5－4 中的全部样品的 $(S_{wi})_e$ 不超过 100%。另一方面，这不是总能达到的（样品 48 和 49 在方程（5－15）中仍超过 100%），所以，可以用 $-\ln(1-S_{wi}/100)$ 代替幂函数中的 S_{wi}。此时表达式对于极小的孔隙度和（或）弛豫时间值使 $(S_{wi})_e$ 不超过 100%。在这种情况下，导致估算 S_{wi} 的误差因子为 $\delta=1.23$，即拟合精度与其他方法是相同的。

最后，方程（5－15）可定义一个束缚流体指数（UFFI）：

$$UFFI=\phi_{NMR}S_{wi}=1.69\ (\phi_{NMR}/T_{1g})^{2/3} \qquad (5-16)$$

如果 S_{wi} 和 ϕ 是按百分数表示的，那么表达式表示单位岩石体积不产出流体体积。图 5－21 表示方程（5－16），它可以通过方程（5－15）乘 ϕ_{NMR} 或通过幂函数最佳拟合计算得到。误差因子为 $\delta=1.24$。由 ϕ 代替方程（5－16）第一项中的 ϕ_{NMR} 没有发现大的差异。

上述关系的精确性表明在完全饱和样品中测量就已足够，没有必要使用驱替过程。此外，UFFI、F、ϕ_{NMR} 和 T_2 之间非常可能存在类似的关系，它们可以由常规测井和核磁测井结合来确定。

最后，注意到 S_{wi} 依赖于 T_1 和 F（或 T_1 和 ϕ^m）相结合的幂函数。这说明渗透率也是依赖于孔隙和孔道直径及连通性的另一个特征，同样也依赖于相同变量的幂函数。在这类估算中利用孔隙度主要取决于它与 F 的关系，渗透率估算式是有效的，该估算式表示为 T_1 和 F 的函数。

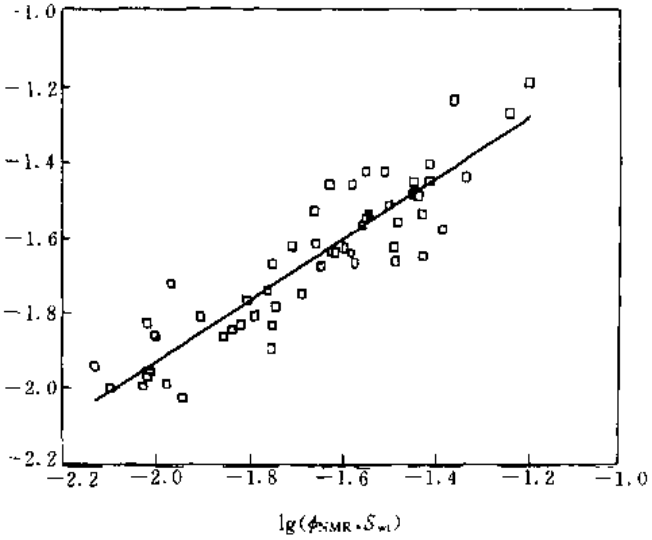


图 5－21　由方程 5－16 确定的束缚流体指数与乘积 $\phi_{NMR}S_{wi}$的离散图

第三节　孔隙结构与岩石胶结指数

一、碳酸盐岩的沉积结构、岩石物性关系的实验研究[3]

1.NMR 在多孔介质中的测量

NMR 横向弛豫时间 T_2 对孔隙尺寸的灵敏性，使用方程（4－12）来描述：

$$\frac{1}{T_2}-\rho\frac{S}{V}$$

连续性 NMR 测井提供三个参数，三个测量参数都是从氢核的有效磁化弛豫曲线中求出的。测量的弛豫曲线可表示为弛豫时间常数的谱线，用此思想来解释三个参数是最方便的（图 5－22）。使用方程（4－12）并假定每个孔隙的磁化误差与其它所有孔隙无关，则以上弛豫时间谱对应于岩石孔隙大小的分布。NMR 测井参数是：

（1）NMR 孔隙度 ϕ_{NMR}。它对应于弛豫时间谱线下的面积，等效于测得弛豫曲线零时间处的幅度，Φ_{NMR}是与岩性无关的孔隙度的量度。

（2）弛豫时间 T_2 的对数平均。

（3）T_2 的频谱百分率 ϕ_{cb}。它有比截止值 T_{2c}短的弛豫时间，按照方程（4－12），它是小孔隙的孔隙度，这就是毛细管束缚流体体积的估算值。

T_2 的频谱的百分率 ϕ_{ff}，它有比 T_{2c}长的弛豫时间，是自由流体体积的估算值，并且 ϕ_{cb}与 ϕ_{ff}的和为 ϕ_{NMR}。

此外所说的 NMR 测量是实验测量，然而，测得 NMR 参数（如毛细管束缚水的估算值和渗透率）的验证与测井仪所用的方法相同，这将可以清楚地评定 NMR 测井是否对地层评价有帮助。

以下主要讨论的问题是：怎样将 NMR 与感兴趣的控制产能的特性结合到一起？

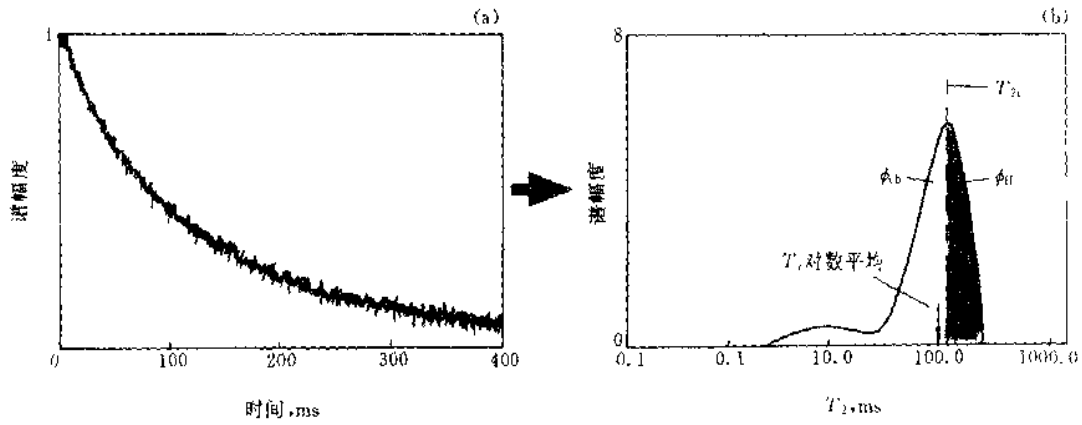


图 5－22　NMR 数量示意图

(a) 弛豫曲线；(b) 在弛豫时间谱线以及由 NMR 测井求得参数 ϕ_{cb}；ϕ_H和 T_2 平均，T_{2c}是为求得好的毛细管束缚水和自由流体体积值必须正确选择的截止值

有两个参数影响到这一结合，第一个是方程（4－12）中出现的表面弛豫率 ρ，它使弛豫时间 T_2 与孔隙大小相关，大家都同意表面弛豫率在碳酸盐岩中要比在砂岩中的小。第二个参数是孔体尺寸与孔隙喉道大小的比值，孔隙喉道主导流动特性，而孔隙体（开放的）主导 NMR。NMR 只带有少量的孔隙间连通信息，由于最初的沉积颗粒几何形状变化较小，以上比值在砂岩中相对好预测些，可是它在碳酸盐岩中变化范围很宽，因为碳酸盐岩比砂岩更易溶解，有更多种类的孔隙几何形状。

孔洞使孔体尺寸与孔喉尺寸的比值增加，因而在解释 NMR 测量时特别重要，按照方程（4－12）开放的孔隙尺寸的增加使 NMR 弛豫时间增加，这样大的孔洞在 NMR 表现为长的弛豫时间（孔隙度加权）。因而 NMR 不能将具有大孔洞或溶蚀孔隙的岩石和具有大的粒间孔隙的粒状灰岩区分。因连接孔洞的喉道小，孔洞岩石的渗透率通常比粒状灰岩的要小，此时 NMR 就没有优势。

很明显，要区分孔洞和大的粒间孔隙，或者是要根据孔体尺寸计算孔喉的大小必需有附加的信息。与粒间孔隙相比，孔洞对声波速度的影响较小，可用于直接指示孔洞孔隙度。

无论怎样，尽可能使用“地区经验”，孔洞是否只在几个岩相中起作用？这些岩相能用一些测井标志确定吗？例如，用测井曲线标志确定岩相的简单例子经常在一些油田中遇到，如用高孔隙度可以从泥岩相中区分粒状灰岩岩相。利用对孔体大小灵敏的 NMR 测井有可能更精确地识别岩相。

当然，测井标志与岩相之间的相互关系并非是单一的，一种测井标志可能表示几种生产（流动）特性不同的岩相。

2. 实验结果分析

测量的岩样来自 Mubarraz 油田两个不同构造部分的三口井中，这里讨论 CD4 和 CD7 井的岩样测量，因为它们的测量结果变化较大。

图 5－23 中 CD4－CD7 数据的主要特征是：

（1）通过物理测量和微观图象的综合，说明岩样的微观几何特征；

（2）对比 NMR 和毛细管束缚水体积；

（3）对比 NMR 和渗透率；

（4）对比 NMR 和压汞参数；

（5）胶结指数及其与方解石/白云石比值和 T_2 的关系；

（6）NMR 和沉积结构（粒状灰岩……泥岩）。

在图 5－23 中，岩样是按注汞压力中值增加的次序排列的，注汞压力中值是指注入岩样的汞体积最终能注入汞的体积一半时的压力。在第 2 栏它是点线。这样粒状灰岩出现在图 5－23 的顶部，球粒状灰岩/泥岩在底部。这样岩样近似按结构或微观开状排列的。

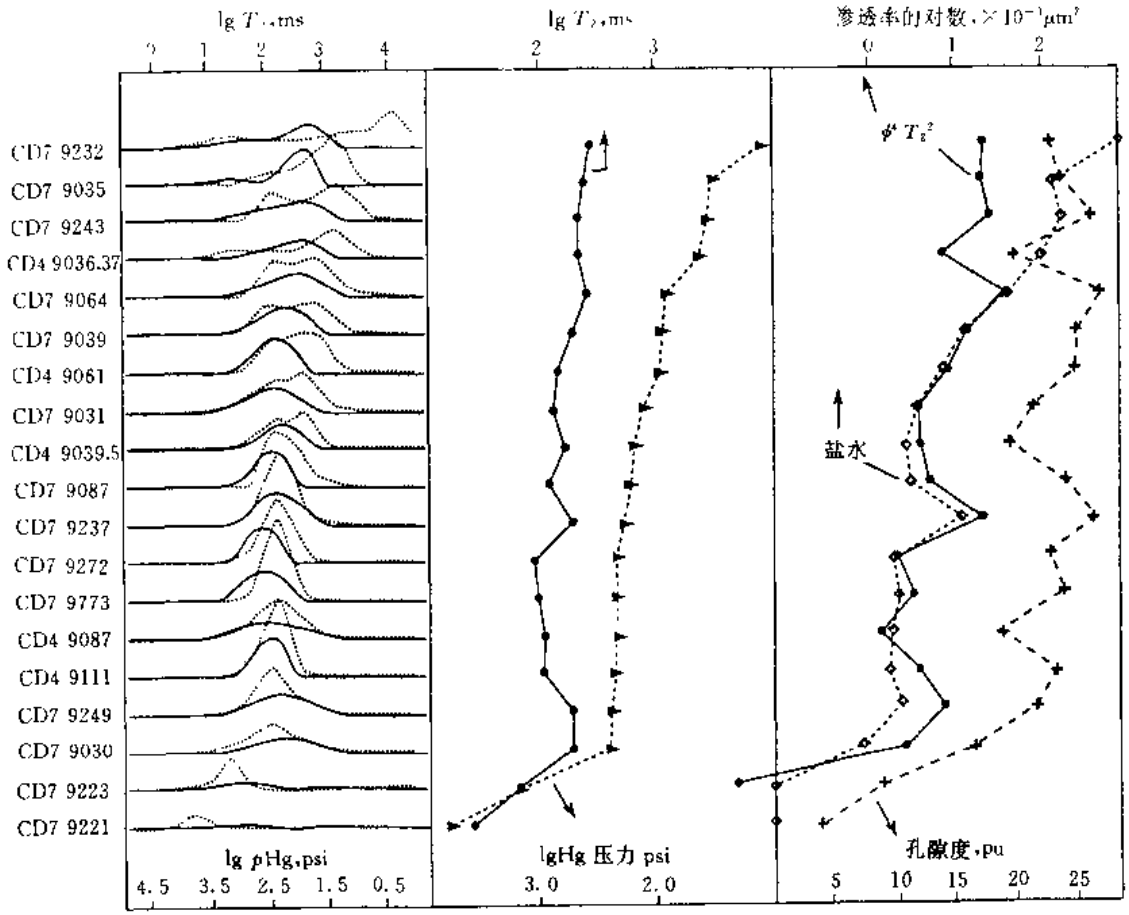


图 5－23　Mubarraz CD4 和 CD7 井中岩样的实验测量结果的显示，岩样是按注汞压力中值（第 2 栏的点线）排列，最小压力排在最上面

在第 1 栏，压汞曲线（点线）显示成微分曲线，低的压汞压力在右边，这样右边的喉道大，左边的喉道小。NMR 弛豫时间 T_2 的频谱绘制成实线。NMR 和压汞曲线的形状相似，这是因为两者反映的都是孔隙大小分布，差别主要是由于 NMR T_2 探测孔隙的大小，而压汞反映孔喉的大小，也可能是由于非均匀性的影响，因为 NMR 岩样在物理上不同于压汞岩样。

在第 2 栏是对数平均值，正如预计的，NMR T_2 总体上随压汞压力的增加而减小，但

减小不是按比例的，存在许多波动，造成这些波动的部分原因是存在溶蚀性孔隙。

第3栏是测得的水渗透率，估算的渗透率（$\phi^4 T_2^2$）以及孔隙度。

第4栏显示两个毛细管束缚水，一个是在25psi的毛细管压力下用离心法确定的；一个是由NMR测量值计算的。同时显示了在100psi汞压下由压汞算得的润湿性体积。

第5栏显示了用氮BET法测得的比表面积，粒状灰岩岩样（图5－23顶部）的表面积几乎与图5－23底部的泥粒状灰岩的一样大，说明在粒状灰岩中有微孔隙存在。

第6栏显示胶结指数 m 和测得MgO含量之间的相关性，MgO主要反映白云岩/方解石的比值。

3．岩石微结构测量结果

图5－23的压汞部分反映了这些结构变化，压汞压力从10psi（粒状灰岩的粒间孔隙）升到大约5000psi（两块8个和4个单位的低孔隙度岩样），几乎每块岩样都有大约200psi的注汞特征值，这对应于微灰晶体间的孔喉。

200psi注汞压力特征值与微灰晶体的孔喉之间的一致性与模拟结果相同。该模型假定球粒状灰岩由4μm的似球状颗粒聚集而成，此处颗粒是微灰晶体。表5－4表明由模型算得的特性值与测量值相当一致，例如岩样CD79087。这说明模型是有效的，它将为更复杂的微结构模型提供一个有用的起点。

表5－4　球粒状灰岩测量特性与模型计算值的对比

岩石物性	测量值	模型计算值	假　设
压汞压力，psi	220	200	层间压实参数 S/r
表面积（氮BET法），m^2/g	0.3～0.5	0.44	似球形颗粒
微观图上微晶灰岩颗粒直径，μm	2～5	4	
渗透率，$\times 10^{-3}\mu m^2$	1～2	2	压实类型（以面压实的立方体、以整体压实的立方体、简单立方体）
胶结指数	1.7～2.0	1.5	

颗粒是由4μm直径似球状的小颗粒压实而成

从表中看到球粒状灰岩的测量结果与模型计算结果是一致的。根据定义，球粒灰岩是泥岩支撑的并有大于10%的粒级大小的颗粒，注意表5－4的模型没有反映出粒级大小的颗粒的存在。

如果忽略粒间微孔隙内的流动，表5－4中计算粒状灰岩渗透率能够重刻度，200mm直径颗粒（形成方法同表5－4）的渗透率将比4μm直径颗粒的大50倍，大约$5\mu m^2$。在这种样品上测得的最大渗透率是$760\times10^{-3}\mu m^2$，差别可能是由于粒间空隙中存在微灰颗粒或微灰晶体，或者是由于一些球形颗粒被压碎了。

4．NMR与毛细管束缚水体积对比

NMR测井可帮助指明高含水饱和度区域将来是主产油还是主产水。实际上，NMR测井是用来指示“毛细管束缚”水含量 ϕ_{cb}，它可用于与电阻率测井解释的 V_w 的对比。如果 V_w 不大于 ϕ_{cb}，则所有的水是在非常小的孔隙中，其相对渗透率低，并将没有大量液体流动，然而，如果 V_w 比 ϕ_{cb} 大很多，那么有些水在大孔隙中并有较高的相对渗透率。

按照方程（5－20），应用的关键是NMR弛豫对水占据的孔隙大小分布的灵敏性。灵敏性总的测试是对比在一定毛细管压力下岩样中剩余的水量和岩样全饱和时由NMR弛豫推算含水体积ϕ_{cb}。正如引言中提到的，推算值ϕ_{cb}是弛豫时间T_2小于临界时间T_{2c}的那部分频谱（图5－24）。推算是否正确取决于T_{2c}值的正确选取。

推算ϕ_{cb}的物理原理是简单的，即非润湿相液体只进入那些大于临界大小的喉道。对于给定的毛管压力p_c，界面张力γ和接触角θ，临界喉道半径r_{tc}是由Young－Laplace方程确定：

$$r_{tc}=\frac{2\gamma\cos\theta}{p_c} \tag{5-17}$$

那么具有临界喉道的孔隙体半径r_{bc}确定了截止值T_{2c}，假定是球形孔隙体，则：

$$\frac{S}{V}=\frac{3}{\gamma_{bc}} \tag{5-18}$$

由方程（4－12）得：

$$T_{2c}=\frac{r_{bc}}{3\rho} \tag{5-19}$$

将方程（5－17）代入方程（5－19）得：

$$T_{2c}=\frac{r_{bc}}{3\rho}=\frac{1}{3\rho}\frac{r_{bc}}{r_{tc}}\frac{2\gamma\cos\theta}{p_c} \tag{5-20}$$

此代数转换式表明T_{2c}依赖于毛管压力，孔喉大小对孔体大小的比值以及表面弛豫率ρ_c。

实验测定的值T_{2c}为190ms，对岩样加一个25psi的毛细管压力（通过对饱和水岩样离心脱水）使其部分饱和，然后选择T_{2c}值，使由NMR估算的离心脱水水量W_{cent25}的平均误差e最小。

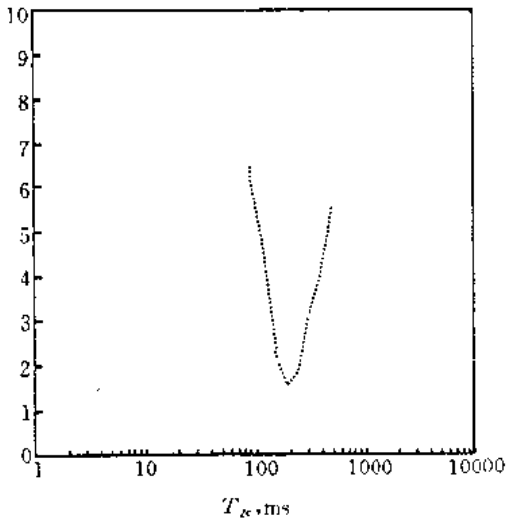


图5－24　e与T_{2c}之间的关系图

图5－24显示了截止值T_{2c}的变化对用NMR弛豫估算离心可脱水量的误差的影响，在岩样上部气/水交界面处的毛细管压力是25psi，当T_{2c}值等于190ms时，得到的平均误差最小。

图5－25比较了全饱和水岩样和离心后部分脱水的相同岩样的NMR T_2值弛豫谱。空气（无氢）没有NMR信号，因而，按最简单的近似，离心脱水后岩样的频谱比全饱和水时的频谱要明显减小。实际上，由于限定信噪比，不均匀的饱和度剖面和r_{tc}/r_{bc}值的变化，谱曲线总是圆滑的。图5－25表明岩样的截止值在190ms左右。

选择25psi的毛细管压力（在岩样顶部）使微灰晶体的微孔隙有多半被水填充。图5－22表明在200psi时大约一半微孔隙被汞蒸气（润湿相）所占据，在167psi时汞占据一半多的孔隙。

可是，已发现当按汞计算湿润相饱和度时，它与使用100psi（而不是167psi）汞压时的气/水离心测量的结果一致性很好。这种差别或许是由于润湿性影响造成的。

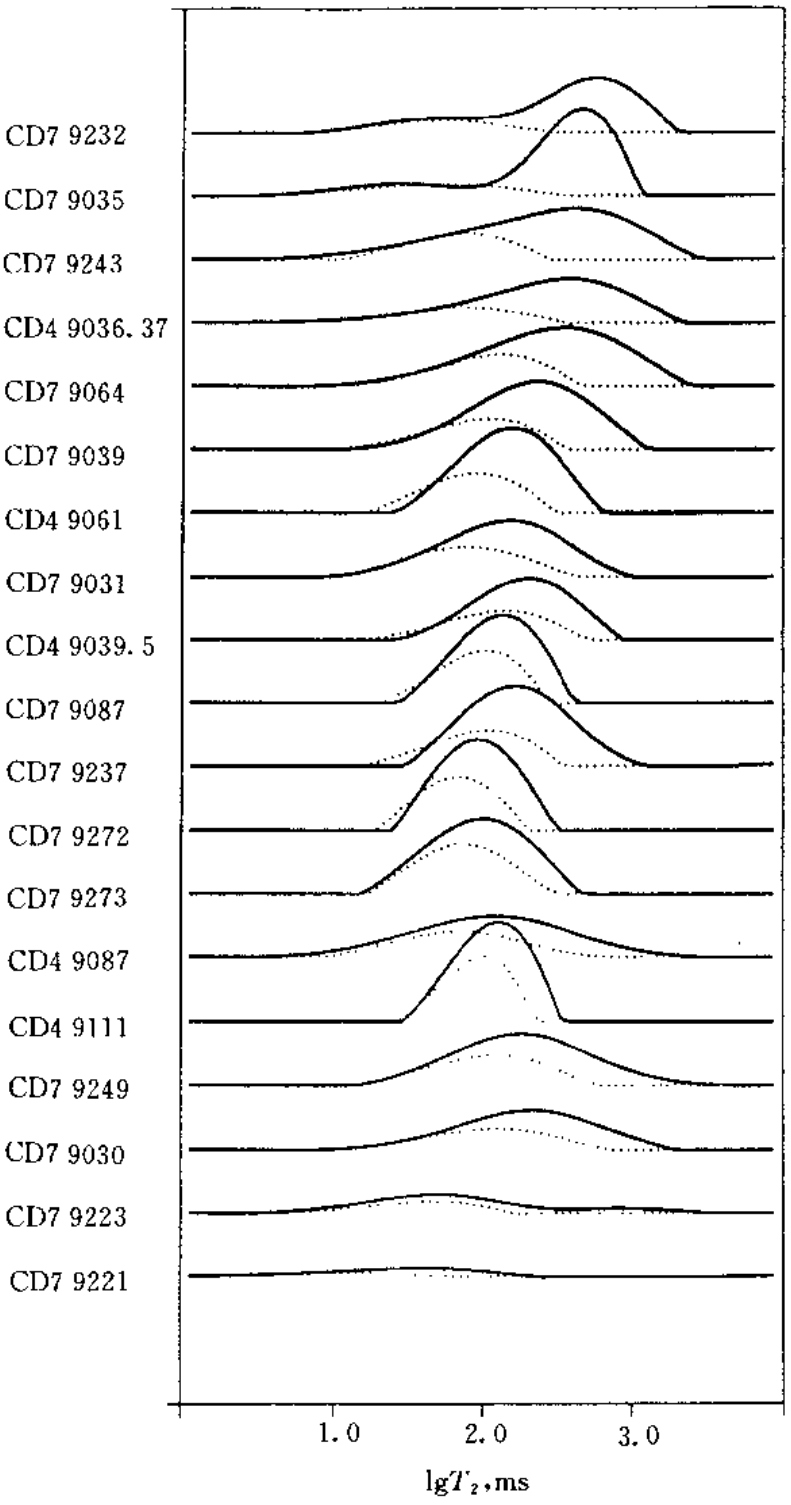


图 5－25　完全饱和水时 CD4－CD7 的 NMR 的弛豫谱（实线）和在 25psi 压力条件离心后的谱（点线），曲线下的面积正比于岩样中水的体积

请注意离心过程沿岩样长度轴将产生不均匀饱和度剖面，分析中忽略了此饱和度的不均匀性。

以上求得的 T_{2c}值为 190ms，而研究中用 100psi 气/水毛管压力对来自德克萨斯的碳酸盐岩样做离心处理得到的值为 100ms。因为毛细管压力减小，按照方程（5－20），T_{2c}值应该增加，可是毛细管压减小到了四分之一而得到的 T_{2c}值，只增加了 1.9 倍，比起也用 100psi 毛细管压力测得砂岩的截止值（35ms），上面的两个截止值都要长得多。如方程（5－20）所示，在碳酸盐岩中测得 T_{2c}值较长是与碳酸盐岩表面弛豫率值较低相一致。

190ms 的截止值用于 NMR 计算毛管束缚水和自由流体（表示为 ϕ_{cb190}和 ϕ_{ff190}），它们关系如表 5－5b 所示。

表 5－5a　按照方程（5－19）用界面张力比值重刻度毛管压力，假定接触角对三对流体是不变的

流　体　对	毛管压力，psi	交界面张力，dynes/cm
汞/汞蒸气	167	480
空气/水	25	72
油/水	9	26

表 5－5b　对 CD4－CD7 井岩样，用离心法可脱掉的水与 NMR 推算的毛细管束缚流体 ϕ_{cb190}，自由流体 ϕ_{ff190}的对比

	$W_{uncent25}$	ϕ_{cb190}	W_{cent25}	ϕ_{ff190}	$\log k$	ϕT_2	$\log T_2$	ϕ
$W_{uncent25}$	1	0.91	−0.77	−0.76	0.74	−0.63	−0.80	0.13
ϕ_{cb190}	0.91	1	−0.66	−0.83	0.61	−0.68	−0.88	0.14
W_{cent25}	−0.77	−0.66	1	0.89	0.92	0.90	0.81	0.52
ϕ_{ff190}	−0.76	−0.83	0.89	1	0.81	0.95	0.95	0.43
$\log k$	−0.74	−0.61	0.92	0.81	1	0.85	0.78	0.46
ϕT_2	−0.63	−0.68	0.90	0.95	0.85	1	0.92	0.59
$\log T_2$	−0.80	−0.88	0.81	0.95	0.78	0.92	1	0.27
ϕ	0.13	0.14	0.52	0.43	0.46	0.59	0.27	1

注：（1）$W_{uncent25}$是在 25psi 空气/水的毛管压力条件下，离心处理后仍保留在岩样中的那部分水的体积。

（2）W_{cent25}是在 25psi 空气/水的毛管压力条件下，离心处理后从岩样中去掉的那部分水的体积。

（3）ϕ_{cb190}是当弛豫时间常数 T_2 为 190ms 或更小时的那部分弛豫时间谱。

ϕ_{ff190}是当弛豫时间常数 T_2 大于 190ms 的那部分弛豫时间谱。

（4）黑框线中的相关系数是特别有物理意义的，框外的相关系数取决于孔隙度与其他变量之间的关系，这些关系随着岩样组的不同变化范围很大。

表 5－5c　由 ϕ_{cb190}和 ϕ_{ff190}求通过离心法可脱掉水和不可脱掉水的最佳推算式

推　算　式	RMS 误差
$W_{uncent25}=4.6+0.81\phi_{cb190}$	1.8pu
$W_{cent25}=0.9+0.78\phi_{ff190}$	2.1pu
$W_{cent25}=-10+0.82\phi$	4.1pu

表 5－5b 说明毛管束缚流体体积和自由流体体积能估算得很好，RMS 误差近似为 2pu。

在高含水饱和度地区应用，必须选择一个毛管压力，使水的相对渗透率足够地低以防止水的大量流动，相对渗透率的实验测量是解答此问题的一种方法。油田生产经验也可以回答此问题。通过方程（5－17）和表 5－5a，实验室离心法使用的 25psi 的空气/水毛管压力重置为 9psi。如果油水比重相差 0.3，9psi 是自由水面 60ft 上的毛管压力。如果油田经验显示自由水面之上 60ft 岩石中流动水不多，则选择 25psi 作为实验测量的毛管压力将是有效的。

5.NMR 与压汞实验比较

压汞反映的是孔喉大小的分布，而 NMR 反映的是张开孔隙大小的分布。可以对比压汞曲线和 NMR 的形状（图 5－22 第 1 栏），也可以对比它们的相对平均值（图 5－22 第 2 栏），两种对比必须考虑孔喉和张开孔隙的差别。

定性对比它们的曲线形状，有许多类似情况，具有双峰压汞曲线的岩样有双峰 NMR 曲线，而单峰压汞曲线对应单峰 NMR 曲线，如果孔喉与张开孔隙的比值没有急剧变化，以上现象也是所预期的。

在图 5－22 第 2 栏，注汞压力中值和 T_2 的对数平均值之间存在一些波动，部分原因可能是孔洞，或孔喉与张开孔隙比值的变化。也可能是柱塞状岩样的不均匀性。从物理上讲，压汞测量的岩样与 NMR 以及其它非破坏性岩石物理测量是不同的。

6.NMR 与岩石沉积结构的影响分析

从前面的讨论可以看到，CD4－CD7 岩样可以分成两组：NMR 弛豫时间 T_2 大于 225ms，相应为渗透率较高的粒状灰岩/泥粒灰岩和 T_2 小于 225ms，相应为渗透率较低的泥粒灰岩/球粒状灰岩。在泥粒灰岩/球粒状灰岩一组，没有明显的区别，可能是因为溶孔使 NMR 的 T_2 变长的影响（就如图 5－22 第 2 栏中平均 T_2 对数与注汞压力中值对比中所看到的）。

溶孔的影响是成岩影响的一个例子，而成岩影响与沉积结构相关，当成岩变化最小时，将获得沉积结构最佳识别。

7.结　论

（1）对这些样品，实验测量显示 NMR 能够从低渗透结构中区分粒状灰岩，粒状灰岩的 NMR 弛豫时间 T_2 大于 225ms。

（2）对球粒状灰岩（由注汞压力中值定义，渗透率为 $1\sim2\times10^{-3}\mu m^2$），NMR 弛豫时间大约在 100～200ms 之间变化。弛豫时间变化范围如此之宽与溶孔孔隙度的变化有关，包括在成岩过程中已被白云岩菱形体填充的溶孔影响。

（3）NMR 的 T_2 弛豫测量能用来计算毛细管束缚水体积，误差在 ±2 单位。在 25psi 的实验毛管压力（离心法脱水）条件下，截止值 T_{2c} 的最佳值是 190ms。25psi 实验室值相当于油藏自由水面上大约 60ft 的高度。190ms 的 T_{2c} 比研究中有关的碳酸盐岩的截止值要长，较低的值与这里使用的毛管压力较低值相一致，但如果预先知道各毛管压力的比值，可以不一致。

（4）用 NMR T_2 能计算渗透率，且比只用孔隙度时计算的平均误差要小得多。对最高渗透率岩样，仅用 T_2 比研究所用的计算式 $\phi^4T_2^2$ 计算的结果要好，在 $\phi^4T_2^2$ 计算式中所乘的系数要比研究中有关砂岩的小很多，直接原因是碳酸盐岩的表面弛豫率较低以及孔喉与孔隙尺寸的比值较小。

（5）T_2 的动态范围要比简化模型所预测的小，这可能是由于溶孔中总的流体的 T_2 弛

豫和粒级颗粒的综合特性及其产生的有效外表面积值高的结果。

(6) 胶结指数、镁含量（白云岩）和NMR弛豫时间 T_2 之间的存在相关关系。胶结指数的变化足够大，足以引起饱和度计算的误差，在25个孔隙度单位时比例因子为1.3。根据矿物学（方解石与白云岩之比）估算胶结指数，将有0.08的RMS误差，而根据NMR弛豫时间估算胶结指数，将有0.12的RMS误差，这与用1.93作为胶结指数的平均值得到的0.15RMS误差相当。对这种关系的可能解释是张性溶孔的变化，在发生过白云岩化作用的样品中出于白云岩菱形体的生长占据溶蚀孔隙，从而使张开的溶孔量较小。

胶结指数的高、低值之比和弛豫时间的 T_2 短、长之比对应于溶孔被白云岩填充少、多之比。

二、孔洞白云岩的胶结指数[3]

1. 胶结指数 m

受孔洞孔隙度制约的岩石物理参数是阿尔奇关系中的胶结指数 m：

$$F = \phi^{-m} \tag{5-21}$$

由于孔洞孔隙度对电流流动的贡献很小。因而希望 m 能随孔洞孔隙的相对含量的增加而增加，以前的研究（孔隙组合模型PCM）建立了 m，粒间孔隙度和总孔隙度间的关系式：

$$\left(\frac{1}{\phi}\right)^m = \left(\frac{1}{\phi_{int}}\right)^{1.91}\left(\frac{\phi}{\phi_{int}}\right)^{1.16} \tag{5-22}$$

电阻率测量是在25℃时对一组13块饱和盐水的柱状岩心进行的。共进行了三种矿化度的测量，通过原点作直线拟合测量地层电阻率因素。图5-26显示出由电阻率得出的 m 与由孔隙组合模型（PCM）得到的 m 之间有良好的关系，PCM使用孔洞孔隙度的分量，该分量的计算对单峰 T_2 分布的样品采用1s的 T_2 截止，对双峰 T_2 分布的样品采用642ms的截止值。m 值的变化范围从1.74到2.21，通常对这种储层假定为 $m=2$。在特殊情况下，样品没有可见孔洞且没有长 T_2 部分时，其 m 值最低，而有最多可见孔洞的样品（22#）m 值最高。样品43中反常的低 m 值是由于存在长裂缝。

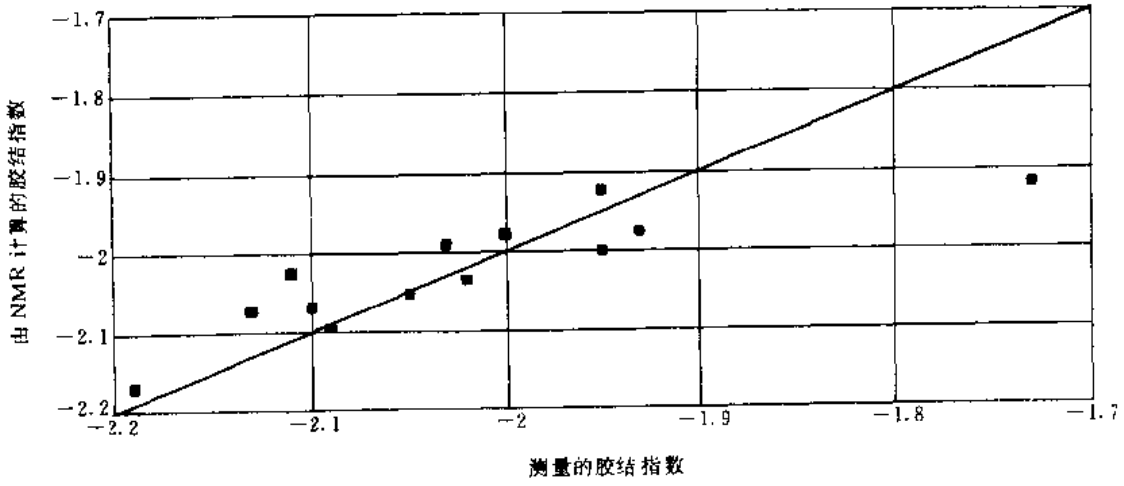


图5-26 13块样品测量的胶结指数与使用孔隙组合模型由 T_2 分布计算出的 m 的关系

2. 胶结指数 m 的变化对 NMR 的影响

从碳酸盐岩全饱和水岩样的实验测量表明，胶结指数在 1.7 和 2.1 之间变化，胶结指数的定义为：

$$m=\frac{\log\frac{R_w}{R_0}}{\log\phi} \tag{5-23}$$

即 m 满足方程：

$$R_0=\frac{R_w}{\phi^m} \tag{5-24}$$

式中 R_0——饱和水岩样的电阻率；

R_w——水的电阻率；

ϕ——孔隙度，用胶结指数作为给定孔隙度对岩石电导率贡献大小的指示。

胶结指数的不同对深电阻率测井的含水饱和度的解释影响很大。在 25 个单位孔隙度时，胶结指数在 1.7～2.1 的范围内变化，由方程（5－24）相应的电阻率的变化范围为：

$$\frac{\left(\frac{1}{4}\right)^{1.7}}{\left(\frac{1}{4}\right)^{2.1}}=4^{2.1-1.7}=1.74$$

按照阿尔奇方程：

$$R_t=\frac{R_w}{S_w^n\phi^m} \tag{5-25}$$

假如此电阻率范围被不正确地解释成含水饱和度 S_w 的范围，则当饱和度指数 $n=2.0$ 时（R_t 是深地层电阻率），解释的水饱和度变化范围为 1.31∶1 或 30%，是相当大的。

因此，如果能从测井资料中确定胶结指数的变化将是很有用的，现有的方法是用 R_{xo} 和 EPT 结合求出正确结果。

这些岩样的胶结指数其实与其它几个岩石特性有密切的关系，如表 5－6。当然这些关系并不是对所有碳酸盐岩都实用。为了解为什么和什么时候这些关系是正确的，必须弄清微观图和简单物理模型。

（1）溶孔占比较大的体积与胶结指数高的联系似乎是可靠的，后面几段将解释此关系及其计算模型。

（2）在白云岩菱形体中镁（Mg）通常含量高，在断裂剖面和抛光剖面的 SEM 微观图中都能看到菱形体，通过能量频散探测器，做 X 射线探测认为菱形体是白云岩，在抛光剖面的 SET 微观图中，由于灰度级要比方解石黑，因而能识别白云岩。

（3）在光学薄片，经常看到单晶成矿填充于溶孔，推测为白云岩。

这样表 5－6 中各相关关系的一种可能解释显示在表 5－7，在早期岩石是钙质球粒状灰岩，由泥岩大小的微晶灰岩颗粒和少量化石组成，在后期（2）化石被溶解，溶孔成为这些岩样的普遍特征。在许多情况下，溶孔明显呈化石的形状。溶孔使胶结指数增高到大约为 2，使 NMR 弛豫时间加长。在后来的成岩过程（3）中，白云岩开始生长并吸附在溶孔中，这个过程 T_2 减小，胶结指数也减小，大多数岩石不是经过过程（2）就是经过过程（3），它们表现了表 5－6 所示的相互关系。并认为表 5－7 的过程主要是用在球粒状灰岩，面不是粒状灰岩。

这种情况定性说似乎可信，但没有定量验证。

首先，不存在根据岩样的二维剖面计算胶结指数的算式。胶结指数取决于三维孔隙空间的曲折度和连通性。连通性在二维剖面是相当模糊的，在一个剖面上最明显的特性是孔隙或颗粒的大小，它们与导电率无关，对胶结指数计算没作用。

表 5－6a　CD4－CD7 岩样胶结指数与其它岩性的关系

m 取低值（1.7~1.9）	m 取高值（2.0~2.1）
球粒状灰岩	粒状灰岩
白云化岩样	方解石岩样
NMR 弛豫时间 T_2 短	NMR 弛豫时间 T_2 长

表 5－6b　胶结指数 m 与其它岩性的相互关系

	m	MgO	$\log T_2$	$\log K$	ϕ
m	1	－0.87	0.71	0.42	－0.08
MgO	－0.87	1	－0.77	－0.51	－0.17
$\log T_2$	0.71	－0.77	1	0.80	－0.27
$\log K$	0.42	－0.51	0.80	1	0.45
ϕ	－0.08	－0.17	0.27	0.45	1

表 5－6c　胶结指数的最佳线性算式

算　式	RMS 误差
$m=1.86-0.1\mathrm{MgO}$	±0.08
$m=0.38+0.71\log T_2$	±0.12

表 5－7　球粒灰岩成岩过程的可能事件及其对胶结指数 m，NMR 弛豫时间 T_2 和 Mg 含量的影响

成岩阶段	模拟成	影响		
		胶结指数 m	T_2	MgO
(1) 基本情况：方解石球状灰岩	－	－	－	－
(2) 形成溶孔	球状孔隙增加	增加	增加	－
(3) 白云岩菱形体生长：				
…在溶孔中	固体填充球状孔隙	减小	减小	增加
…在随机位置	游离状态的固体球粒增加	轻微减小	轻微减小	增加

因此，利用模型，提取微结构的最主要特征并简化到能计算胶结指数，从而能估算岩样的胶结指数。一种简单模型是将溶孔看成是球形孔隙，电学特性容易计算，并得到高的胶结指数值。

该模型的电导率方程是：

$$\sigma = \sigma_h \left[\frac{1 + 2V_i\left(\frac{\sigma_i - \sigma_h}{\sigma_i + \sigma_h}\right)}{1 - V_i\left(\frac{\sigma_i - \sigma_h}{\sigma_i + \sigma_h}\right)} \right] \tag{5-26}$$

式中 σ——整个介质的电导率；

σ_h——基岩主体的电导率；

σ_i——球状夹杂介质的电导率；

V_i——球状夹杂介质的体积比。

第四节 裂 缝 研 究

一、NMR 波谱技术描述裂缝特征[7]

对许多低渗透性油藏，裂缝对石油的经济开发是必需的。由于可以为油藏产能评估和压裂处理或其它改进采收率方法的监控提供有价值的信息，对用测井技术描述裂缝给予了很高的期望。

在实验测量中，用 NMR 成象技术描述裂缝并研究裂缝体系中的流体是有效的，但是，由于硬件和测量时间的限制，难以在 NMR 测井中实现这些技术。对于 NMR 测井应用，用波谱技术解释裂缝更适用。

1. 背景和理论

1）线形分析

在 NMR 中，磁场的局部变化能导致不均匀的线形变宽。在孔隙介质中，由于固－液界面磁化率的差异，以及岩石组分的不均匀可能产生这种现象。在线形变宽可能限制一些分析的同时，线形也包含孔隙结构信息。线形的分析或许可用来描述孔隙介质，特别当岩石组分不均匀性的影响不是太严重时，用于碳酸岩和相对纯的砂岩中描述孔隙介质。在此，我们研究线形分析在裂缝体系中的应用。由于裂缝和基岩是不同的流体环境，选择这类裂缝体系或许是特别理想的。

由于相应于裂缝和孔隙性基岩的共振频率有不同程度的位移，孔隙介质中裂缝的存在能产生较大的线形变宽。特别是，对应于裂缝的谱都是较窄的。相对体积流体共振频率的位移比孔隙性基岩部分的谱要小，这样，综合两部分信号，观察到的谱能表示为：

$$M(w) = \sum_{i=1}^{2} M_{oi} f_i (w - w_{oi}) \tag{5-27}$$

式中 f_i——裂缝或者孔隙性基岩中的流体；

M_{oi}——幅度峰值；

w_{oi}——峰值在谱中位置；

$f_i(w - w_{oi})$——线形函数。

裂缝和孔隙性基岩间线形位移可定义为：

$$\Delta w = w_{01} - w_{02} \tag{5-28}$$

对应于谱的每一部分的线形可近似地表示为 Lorentzian 线形：

$$f_i\ (w)\ = \frac{1/\delta w_i}{1-\ (w-w_{oi})^2/\ (\delta w_i)^2} \tag{5-29}$$

式中，δw_i 相当于 $1/T_2^*$。

或者表示为 Gaussiar 线形：

$$f_i\ (w)\ = \exp\left[-\frac{(w-w_{oi})^2}{2\sigma_i^2}\right] \tag{5-30}$$

式中，σ_i 为谱线的方差。

两部分的谱线通常是重叠的，特别是由于来自孔隙性基岩区域的信号，其线形显著变宽。利用非线性回归，谱中来自这两个区域的任何一个的贡献都可以估算出来。在该项研究中，我们提出了以下模型来表示测量响应：

$$M\ (w_j)\ = \sum_{i-1}^{2} M_{oi} f_i\ (w_j - w_{oi})\ + \alpha + bw_j \tag{5-31}$$

线形函数用方程（5-31）或者方程（5-30）表示：a、b 分别是第 0 次（常量）和第 1 次（线性量）基线修正值。通过最小二乘法可以估算模型中的各参数：

$$R\mathrm{ss} = \sum_{j=1}^{m} [M\ (w_j)\ - M^{\mathrm{obs}}\ (w_j)]^2 \tag{5-32}$$

式中，$M^{\mathrm{obs}}\ (w_j)$ 是测量值。在研究中，Lorentzian 线形模型比 Gaussuan 线形模型提供了更好的拟合。在 Lorentzian 线形模型中，使用了 8 个拟合参数（a、b、M_{01}、M_{02}、w_{01}、w_{02}、δw_1、δw_2）。

2）识别裂缝

在各种弛豫测量技术中，测量到的 T_2 对识别裂缝可能是最有效的。已证明利用裂缝和孔隙性骨架内流体的弛豫时间差异来识别裂缝和孔隙性骨架。

在快速扩散近似中，弛豫时间与比表面积之间的关系可以表示为：

$$\frac{1}{T_i} = \frac{1}{T_{ib}} + \frac{\lambda}{T_{is}} \cdot \frac{S_p}{V_p} \tag{5-33}$$

式中 $i=1$，2，分别表示纵向或横向弛豫，测得的磁化衰减代表各种孔隙流体的弛豫回旋。裂缝中流体的弛豫率正比于裂缝的宽度 w，即：

$$\frac{V}{S} = w \tag{5-34}$$

甚至在宽裂缝快速扩散近似是无效的情况下，很期望一个类似的趋势，随着裂缝宽度增加，裂缝中流体的弛豫时间接近于体积流体的弛豫时间。

因为在孔隙性基岩中的 V/S 值与裂缝的不同，所以探测裂缝的能力决定于裂缝的 V/S 比值。

孔隙性基岩的弛豫衰减要比裂缝快得多，对应不同的 TE 值观察到的线形不同。这样不同的 TE 值测量可用来探测裂缝性介质。

用于 T_2 加权波谱的磁化强度表示为：

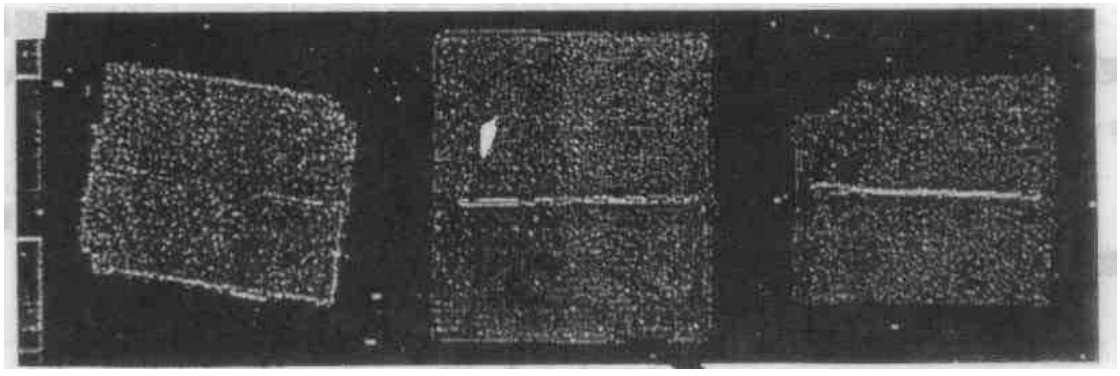
$$M(w, \mathrm{TE}) = \sum_{k_f}^{N_f} M_{0k_f} \exp(-\mathrm{TE}/T_{2k_f})\, f_f(w_{0f}) + \sum_{k_m}^{N_m} M_{0k_m} \exp(-\mathrm{TE}/T_{2k_m})\, f_m(w_{0m}) \tag{5-35}$$

式中，第一项来自裂缝中流体的贡献，第二项来自于孔隙性基岩。对裂缝中的流体，如果是宽度一致的单一裂缝，则 $N_f = 1$ 近似有效，但如果是具有不同宽度的许多裂缝或者宽度变化大的单一裂缝，则 N_f 值要大于 1。如果 TE 值足够地大，使得 $\exp(-\mathrm{TE}/T_{2k_f}) \approx 0$，但不是大到使 $\exp(-\mathrm{TE}/T_{2k_f})$ 完全衰减，则观测到的线形只代表裂缝中的流体。通过对比在 T 长时和 TE = 0 时的线形，就能区分来自裂缝和基岩不同区域的贡献，甚至对在 TE 短时两部分波谱曲线重合的情形也适用。

2. 结果和讨论

1）用弛豫加权数据分析线形

第一组实验是用在同一块岩石上取下的 4 块 Leuters 石炭岩岩心做的，岩心用水饱和。3 块岩心中有人工裂缝，每块的裂缝宽度不同，第 4 块岩心无裂缝。如图 5－27 所示，用二维的自旋密度图象来检验 3 块裂缝岩心的裂缝宽度。从这些图象中，裂缝的宽度可近似地算出，分别为 $w = 0.2$mm、0.35mm 和 0.75mm。尽管由于裂缝平面梯度的细微校直总理和线宽的限制，存在小量的不确定性，然而实际的裂缝宽度可望与这些值无明显差别。



(a)　(b)　(c)

图 5－27　岩样的二维图象

图 5－28 是从 4 块岩样测到的线形，每个图中有多条谱线表示 TE 从 0.1－200ms 范围内不同回波时间的数据。图中从底部到顶部是相应回波时间 TE 增加的实验谱线。每个图中谱线的强度是按照每个图谱线的最大强度重新刻度，为的是使裂缝流体相对较慢的衰减信号（相应数据的 TE 时间长）能够识别。作为对比，未做刻度的谱线如图 5－29。

2）T_2 分析

对每块饱和水岩样，用最小 TE 值（0.1ms）时测得的磁化衰减来估算 T_2 分布，该分布函数图示在图 5－30 的第 1 个图上。在第 2 个图上，绘制了该函数的一个转换形式，其曲线的增量部分正比于与弛豫时间相联的孔隙体积。在大约 10^{-2}s 以下，弛豫分布是相似的，表示在孔隙性基岩区域是相近的孔隙结构，在较大弛豫时间处可看到分布曲线有很大的不

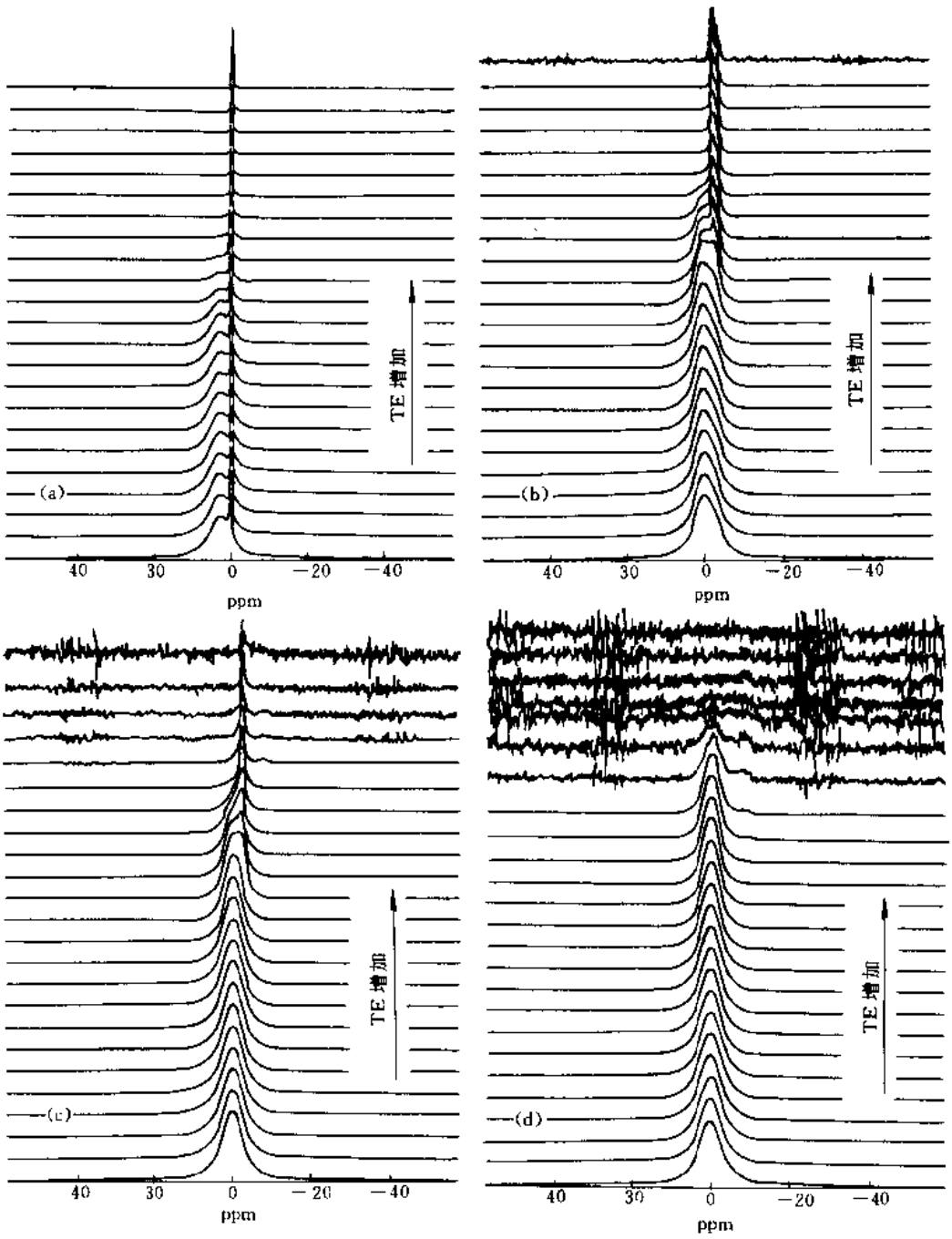


图 5－28　线形（幅度重刻度）、水饱和的 Leuters 石灰岩样品的回波时间函数

同，其中有一个小峰，很明显表示裂缝中的流体。

相应最大弛豫时间的峰的位置与裂缝的宽度一致，裂缝越宽，相应的 T_2 值越大，第二个最大 T_2 的峰值也可能是代表少量的大孔隙。油饱和岩样显示了类似趋势，如图 5－31 所示。相应于最大 T_2 的各峰值的几个弛豫时间对裂缝宽度的相关性类似，尽管在这些岩样中 T_2 的差异要比水饱和情况时的小一些。该结果是相当可靠的，事实上油饱和体系的表面弛豫速率要比水饱和时的低。这样方程（5－35）的第 2 项将趋于次要位置。

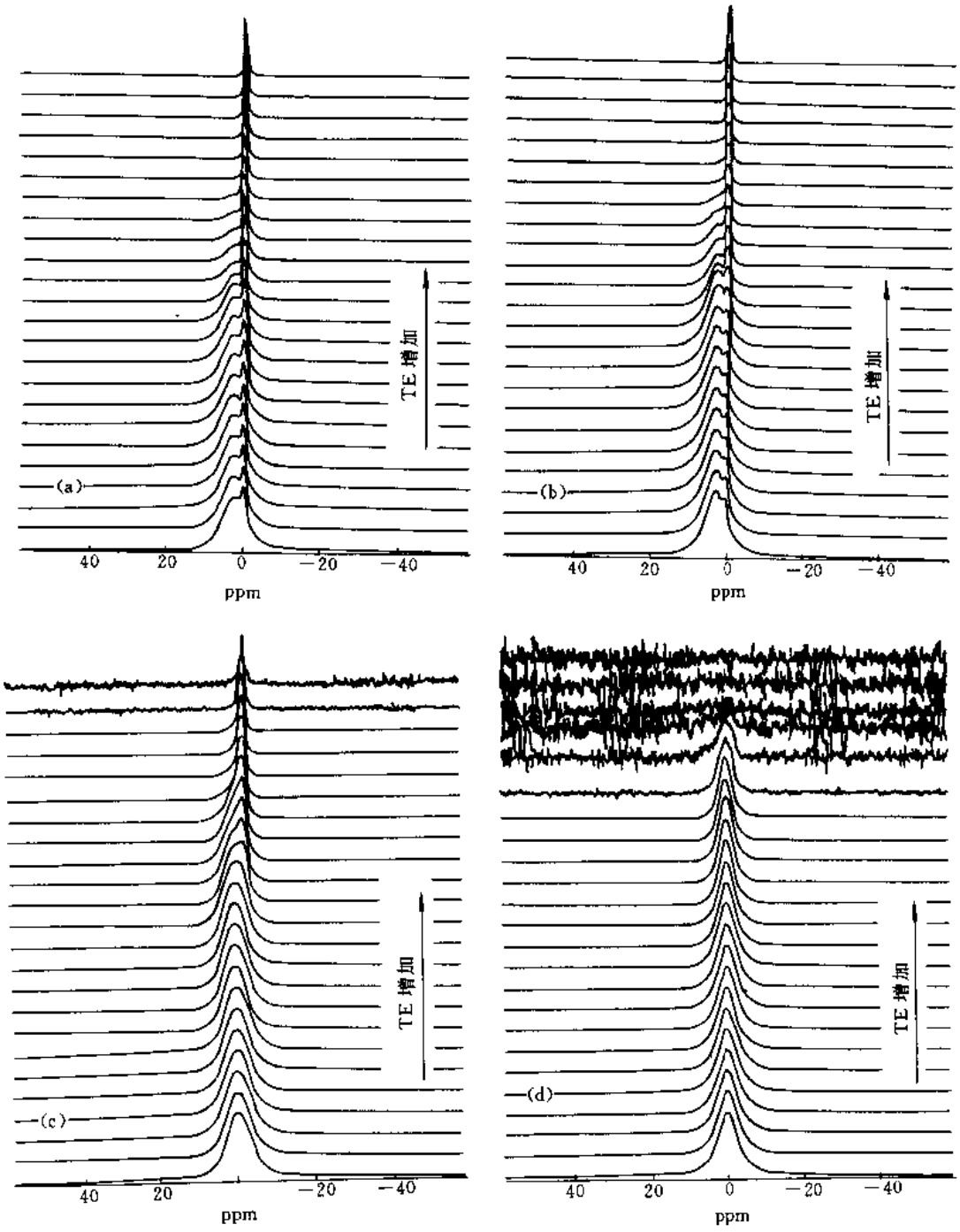


图 5－29　线形（幅度重刻度）、水饱和的 Leuters 石灰岩样品的回波时间函数

3）讨　论

用 Hahn 自旋回波序列测量 T_2 的缺点是磁化衰减可能受内部梯度场扩散的影响，影响程度正比于：

$$\exp\left[-D\left(r\frac{\partial H}{\partial z}\right)\frac{\mathrm{TE}^3}{12}\right] \tag{5-36}$$

很明显该单项式受长 TE 的影响较大。检验图 5－30 和图 5－31 中最长弛豫时间峰值的

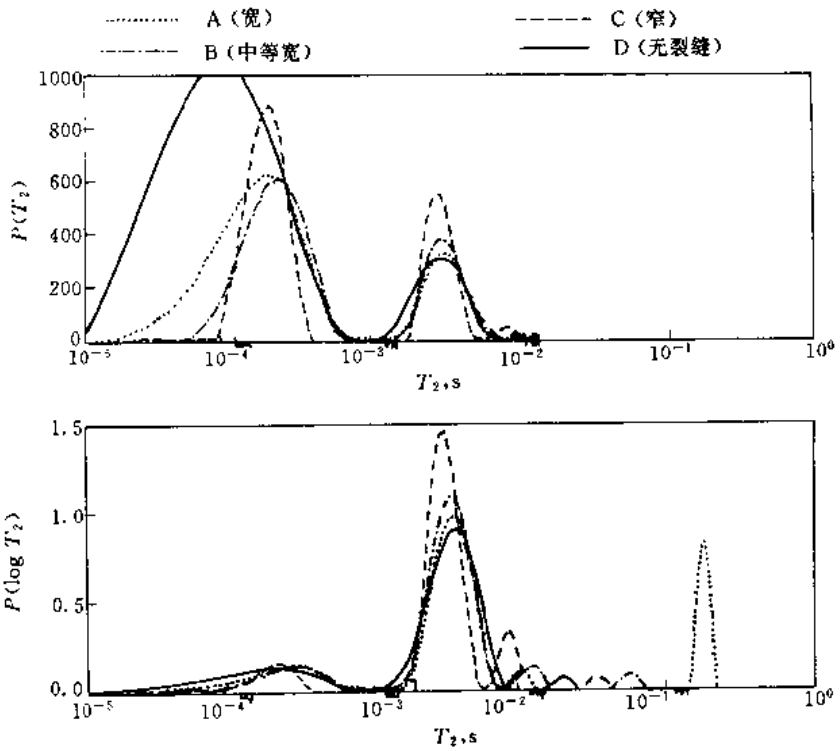


图 5－30　水饱和岩样 T_2 的分布

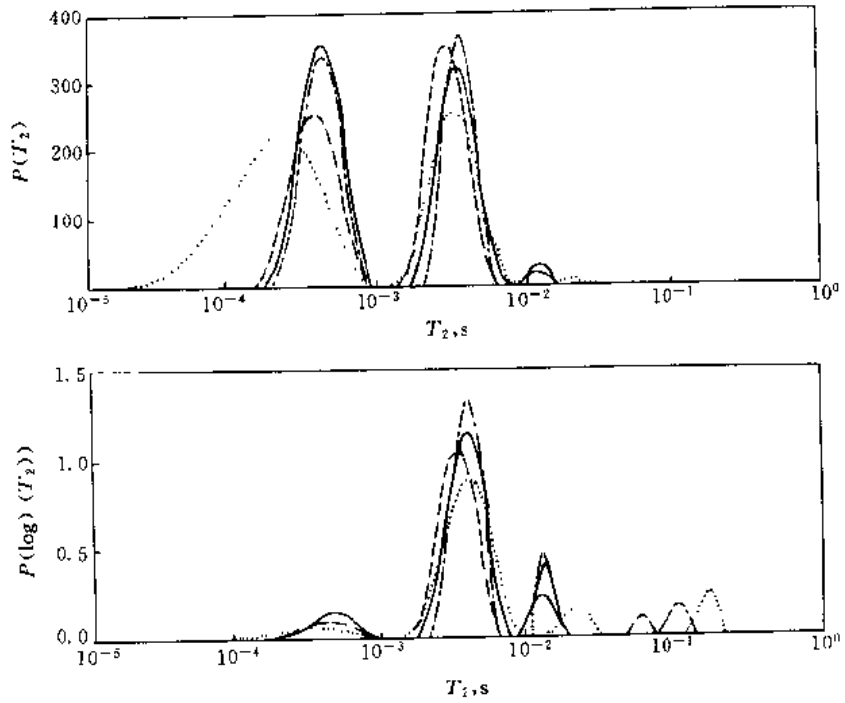


图 5－31　油饱和岩样 T_2 的分布

强度，可发现对不同裂缝岩样，相对于 T_2 最大时各峰值的流体数量没有特别大的差别。

另一方面，线形分析能用于非常短 TE 时的数据，此时弛豫和扩散效应都可忽略。线形分析方法的缺点是它要求相对均匀的静态磁场，这对实验室分析不是大问题，但对测井仪器则不适用，因为测井仪器是在非均匀的静磁场中作业。然而将来硬件的改进一定能使该技术可行。

线形分析在线形非常宽的体系中的应用需要进一步评价，但综合线形分析和 T_2 加权技术能为宽线形体系中裂缝的探测提供可靠的测量。T_2 的分布分析有可能与线形无关，可是，受不同区域中流体弛豫时间差异和裂缝中的流体量的影响，其灵敏度受到影响。

二、用 NMR 成象法测量裂缝开度[8]

1. NMR 开度测量

图 5－32 示出了使用流体饱和的轴向裂缝岩心与密度参考岩样的 NMR 裂缝开度确定方法。完全了二维 NMR 测量，图象面平行于平均裂缝面，给出了裂缝的俯视空间分布图（图 5－32）。该图中，象素密度 $I(x, y)$ 定义如下：

$$I(x,y)=\int_{\Delta z} C\rho(x,y,z)A_p\mathrm{d}z = I_o A_p \int_{\Delta z}\phi(x,y,z)\mathrm{d}z \tag{5-37}$$

式中 C——常数；

$\rho(x,y,z)$——氢核自旋密度的三维分布；

I_o——单位流体体积的密度，

$\phi(x,y,z)$——孔隙度的空间分布；

A_p——象素面积；

Δz——图象切片的厚度。

密度参考岩样为含有饱和流体的容器，它们与图象切片相交。测量的参考岩样的密度对应于切片厚度。参考岩样上象素的密度为：

$$I_r = I_o A_p \Delta z \tag{5-38}$$

式(5－38)提供了将 NMR 密度转换成开度值的系数($I_o A_o$)。

在 $x-y$ 平面上，裂缝的象素密度为：

$$I(x,y)=I_o A_p[\phi_m \Delta z + (1-\phi_m)b(x,y)] \tag{5-39}$$

式中 $b(x,y)$——裂缝的空间开度；

ϕ_m——基质孔隙度。

图像切片厚度必须大于开度值(图 5－32)。若介质是非孔隙性的，或设法消除骨架流体信号，式(5－39)简化为：

$$I(x,y)=I_o A_p b(x,y) \tag{5-40}$$

2. 实　验

1) 岩样制备

制备了一系列成象岩样（包括成象仿真岩样和机加工裂缝岩心）供成象测量使用，所有岩样均为圆柱状的，有顺轴裂缝。用一充有流体的密度参考样品（装聚丙烯样品的小瓶和封堵岩样的端盖）提供将 NMR 密度转换为开度值的刻度系数，样品用适当的流体饱和，每一

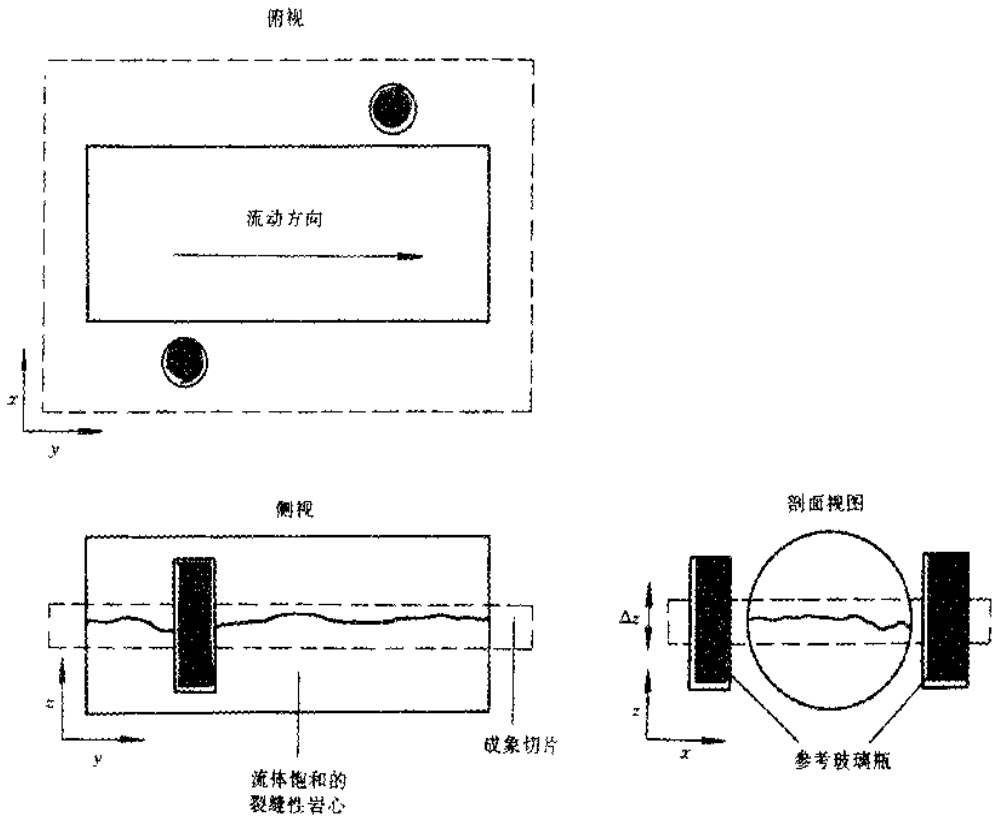


图 5－32　NMRI 开度测量方法图示

样品与成象仪的静磁场平行，其裂缝呈水平向。表 5－9 给出了每一仿真样品的尺寸、岩块间隙、图案深度。裂缝性岩样有孔隙性石灰岩和非孔隙性花岗岩，裂缝是轴向的由刀片装置径向压缩产生的。岩样尺寸见表 5－10。

2）NMR 实验

NMR 实验是由工作频率为 85.492MHz（氢核共振频率）的 SIS85/310 成象仪完成的，用一 5in 直径的“鞍形”线圈来激发与接收信号，进行了二维 NMR 测量，图象平面平行于裂缝面，这可得到俯视的裂缝空间分布图象。对图象密度进行了刻度，以便给出裂缝开度图象。图象切片的宽度为 10 次测量的平均值。

3）水力裂缝开度测量

对乔治亚花岗岩与聚丙烯“平行板”仿真样品确定了平均裂缝开度。此外，还进行了流量与压降测量。在裂缝截面近似为平滑的情况下，用压降与流量计算水力裂缝开度 b' 的关系式为：

$$b'=2\left(\frac{2Q\mu l}{2\Delta pw}\right)^{1/3} \tag{5-41}$$

式中　b'—水力裂缝开度；

w——裂缝宽度（假设等于岩心直径）；

Δp——流量为 Q 时岩心两端的压降；

μ——流动液的粘度；

L——裂缝岩心的长度（假设裂缝长度近似等于岩心长度）。

4）非混相驱实验

在乔治亚裂缝花岗岩岩样中建立起 n－癸烷和1%氧化钢的稳态1:1非混相流，然后使流动停止，用NMR技术分辨裂缝中的油与水。

3. 结果与讨论

几个岩石与模拟岩样的成象结果示于表5－8和表5－9。

表5－8 仿真岩样尺寸及开度测量结果

岩　样	尺寸（直径×长度） cm	标称间隙 μm	标称平均图案深度 μm	NMRI图案间隙（标准偏差） μm	NMRI图案深度（标准偏差） μm	NMRI精度 μm	NMRI标称间隙百分比（图案） %	水力裂缝开度 μm
聚丙烯平行板仿真样品	3.8×14.2	470	无资料	482 (7.7)	无资料	10	2.5	525
聚丙烯“PE”仿真样品	5.1×8.3	380	380	346 (16)	401	31	8.9% (5.5)	无资料
乔治亚花岗岩仿真岩样	6.0×6.0	无资料	462	270	361	无资料	(21.9)	305
石灰岩开度仿真岩样	5.0×8.3	432	355	454 (36)	380 (21)	43	5.1 (7.0)	无资料

表5－9 裂缝性岩样的尺寸与开度测量值

岩　样	尺　寸（直径×长度） cm	NMR开度均值（标准偏差） μm	NMR精度 μm	水力裂缝开度 μm
石灰岩	5.1×6.9	265 (51)	27	无资料
乔治亚花岗岩	5.8×15.7	192 (114)	无资料	225

聚丙烯平行板仿真样品的俯视NMR图象给出的平均NMR开度值为482μm。该值介于测量的水力裂缝开度（528μm）与标称值（470μm）之间。NMR确定的开度值在横向上变化1.6%，即8μm。向岩样两端，开度值减少9%，即42μm。侧视NMR图象显示，在应力下聚丙烯样品略有弯曲，开度值是从图象中部Y方向上6.5cm长的一部分确定的，这部分上NMR密度几乎是均匀的。

第五节　富含铁质海绿石砂岩的NMR岩心测量[9]

一、富含铁质储层岩石物理特征

在这种矿物成分复杂的砂岩储集层，当孔隙度和渗透率之间关系不密切时，要预测地层的生产能力是困难的。预测生产能力的技术很重要，它可判断开采一个储层系列的石油是否有经济效益。

图5－33b中用15块岩心柱塞的NMR测量值表示这两个储层的岩相。表5－10对每一

块岩心柱塞的岩心分析给出了这种含油砂岩孔隙度和渗透率的不定性。由于有更高密度的矿物成分，如海绿石为 2.85g/cm^3，白云石为 2.85g/cm^3，黄铁矿为 4.99g/cm^3，所以大多数样品的平均颗粒密度大于石英（2.65g/cm^3）。

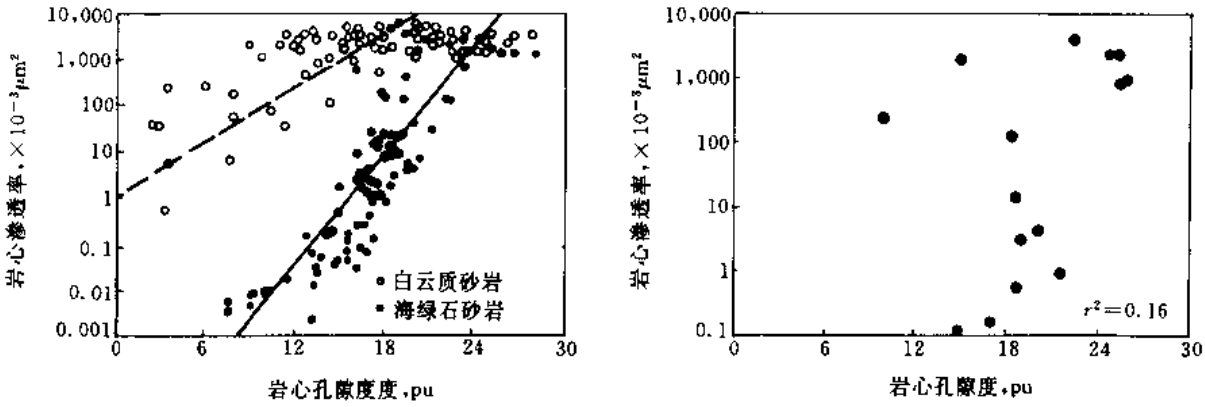


图 5－33　NMR 测得岩心柱塞的孔隙度和渗透率

测量离心气体/盐水排泄毛细管压力，使用了 222×254mm 岩心柱塞。样品在某一离心速度下旋转时，此速度对应于 30m 油柱的 50psi 气/盐水毛细管压力。在这种压力下得到的含水饱和度定义为与该层的束缚水饱和度相等。巧合的是这个压力值与 Timur（1969 年）定义可产液孔隙度时所用压力值相同。

可用最大毛细管压力确定的该储集层的束缚水饱和度的公式见方程 5－42，它确定含可动流体（碳氢化合物和原生水）的孔隙体积

$$\phi_p = \phi_t\ (1 - S_{wi}) \tag{5-42}$$

表 5－10 介绍了离心束缚水饱和度范围从 0.12 到 0.78。图 5－34 说明了束缚水饱和度与渗透率紧密相关（r^2=0.96），因而可用它来估计储层渗透率。

图 5－35 说明样品中铁质增加使渗透率减少。当含铁量超过 4%时，含铁量高的矿物成

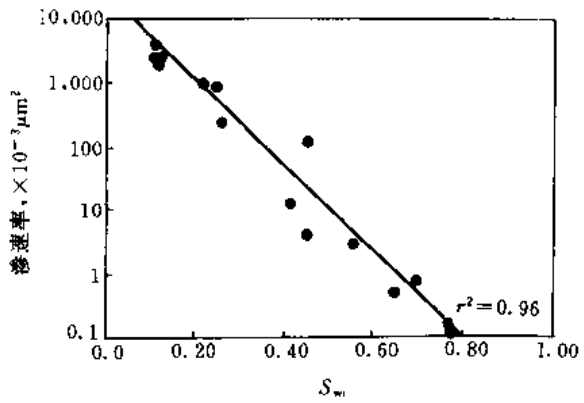


图 5－34　空气/盐水毛管压力测得的 S_{wi} 与渗透率相关性很好

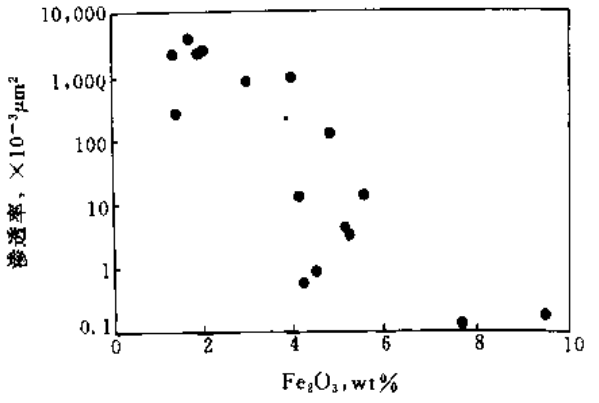


图 5－35　含铁量增加使岩石质量（渗透率）下降

分大多是菱铁矿、海绿石和绿泥石。绿泥石是一种成岩作用的孔隙充填粘土，它直接影响流体流过孔隙系统。海绿石是一种碎屑骨架颗粒，它对渗透率的影响不如绿泥石严重，但它在沉积挤压作用下是易变的，会降低粒间孔隙空间。

表 5－10　NMR 分析岩心柱塞得到的岩石物理参数

井号	岩心号	AMB 渗透率	浮力 AMB 孔隙度	NMR0.5ms 孔隙度	空气/盐水 S_{wi}	$T_2=10$ms NMR S_{wi}	$T_2=20$ms NMR S_{wi}	$T_2=30$ms NMR S_{wi}	$T_2=40$ms NMR S_{wi}
		($\times10^{-3}\mu m^2$)	p.u.	p.u.					
井2	1	134.00	23.6	23.3	0.48	0.39	0.45	0.50	0.55
	2	3.40	23.1	22.9	0.56	0.53	0.62	0.71	0.78
	3	2540.00	29.0	27.7	0.12	0.07	0.09	0.12	0.14
	4	0.90	25.9	25.6	0.70	0.66	0.74	0.81	0.85
	5	0.56	22.4	22.1	0.65	0.56	0.66	0.74	0.80
	6	0.12	18.9	18.7	0.78	0.73	0.83	0.91	0.97
	7	905.00	30.8	30.5	0.25	0.16	0.20	0.24	0.27
	8	1024.00	31.1	30.7	0.23	0.18	0.22	0.23	0.28
	9	0.17	23.1	22.8	0.77	0.78	0.89	0.96	0.99
	10	4.54	26.8	26.6	0.46	0.36	0.45	0.54	0.62
	11	14.80	23.6	23.4	0.42	0.42	0.60	0.74	0.32
	12	4235.00	25.4	26.1	0.12	0.07	0.10	0.13	0.14
	13	2413.00	30.0	29.6	0.13	0.08	0.10	0.12	0.14
	14	2231.00	20.5	20.3	0.12	0.09	0.10	0.12	0.13
	15	262.00	9.2	9.1	0.27	0.21	0.25	0.27	0.28
井3	13	1.97	22.1	23.1	n.m.	0.64	0.75	0.80	0.93
	14	0.04	18.5	19.4	n.m.	0.82	0.91	0.95	0.97
	17	0.41	20.7	21.9	n.m.	0.73	0.83	0.86	0.89
	22	0.02	21.5	21.1	n.m.	0.84	0.89	0.91	0.94
	25	0.04	21.2	20.9	n.m.	0.84	0.92	0.93	0.94
	28	0.02	20.3	21.4	n.m.	0.88	0.93	0.94	0.95
	34	0.01	17.5	18.7	n.m.	0.87	0.9	0.95	0.95

注：孔隙度为样品校正 NMR 重新刻度孔隙度

二、含铁量对 NMR T_2 弛豫时间和束缚水饱和度的影响

图 5－33 给出了 15 个岩心柱塞的孔隙度和渗透率值，对它们进行了 NMRT_2 弛豫测量。工作用 1000kHz 的实验室 NUMALOG CORESPEC 波谱仪，它记录横向磁化场中氢质子的 CPMG 回波脉冲序列，可得 T_2。采集数据时的外加磁场是均匀的，其回波间隙是 0.5ms，重复时间可从 1s 到 20s，测量随时间变化的幅度。具有多种孔隙尺寸的砂岩产生的 T_2 弛豫衰减曲线，是对应于不同尺寸孔隙的各项指数和，见方程（5－43）：

$$A\ (t)\ =A_i e^{(-t/T_{2i})} \tag{5-43}$$

其中，A_i 与弛豫时间为 T_{2i}时的氢核总数成正比例。15 块岩心柱塞中有 5 块岩心柱塞

的 T_2 幅度谱列于图 5－36，代表渗透率范围从 $3.4\times10^{-3}\mu m^2$ 到 $4235\times10^{-3}\mu m^2$。当渗透率增加时，T_{2g}相应地从低渗透率时的 4.3ms，增加到高渗透率时的 90ms。NMR 孔隙度由幅度谱积分。

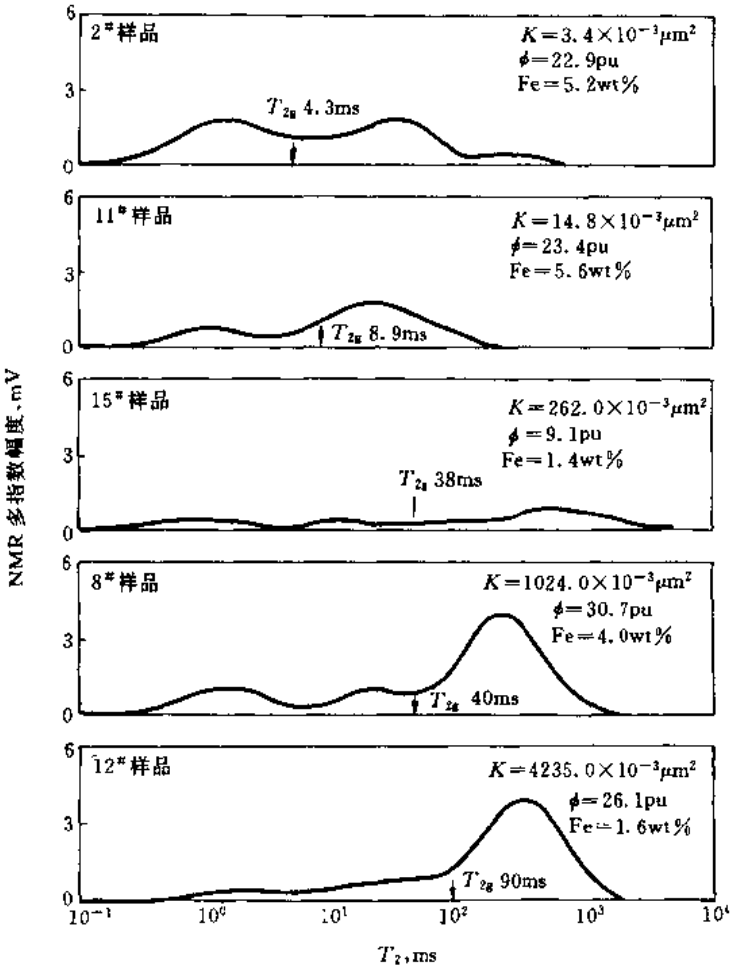


图 5－36　NMR 用均匀场 0.5ms 回波间隔测量 15 块样品，
孔隙填充白云质胶结物占重量的 22%

$$\phi_{NMR}=K\sum A_i \tag{5-44}$$

铁质矿物含量的影响在表面弛豫强度（ρ）反应出来，ρ 把 T_2 弛豫时间同孔隙表面面积与孔隙体积联系起来了（见方程 4－12）。

如果表面弛豫强度不恒定，则 T_{2g}就不仅仅反映孔隙表面积与其体积之比的特性（即可动与不可动流体之关系）。通过把弛豫分布推向更短的时间域，表面弛豫增加直接影响 T_{2g}。虽然划分可产出流体和体积束缚流体（BVI）的 T_2 截止时间可改变，但 T_2 幅度分布的积分仍然能反映孔隙度。在应用 T_2 分布时，T_2 截止时间近似为 30ms，可反映由离心毛细管压力测得的束缚水饱和度。

NMR 束缚水饱和度是由选择 T_2 截止时间为 10，20，30，40ms 时的 T_2 分布曲线计算

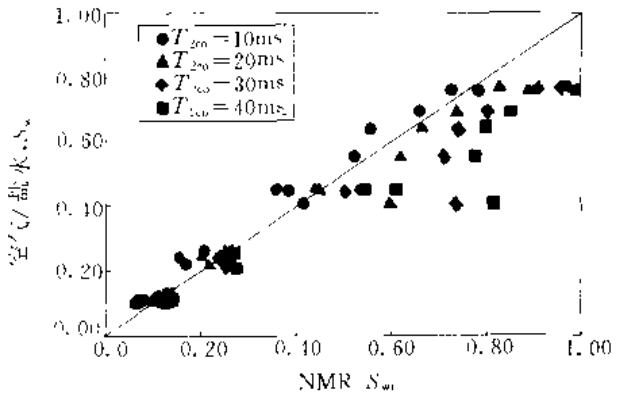


图 5－37　NMR 的 S_{wi} 与空气/盐水 S_{wi} 在 T_2 截止时间为 20ms、30ms 时匹配很好，当样品渗透率低含铁量高时，饱和度误差增大

出来的（见表 5－10）。低于 T_2 截止时间时曲线下面积与曲线下总面积之比，就作为 NMR 测得的束缚水饱和度。图 5－37 显示了各个 T_2 截止时间时的 NMR 束缚水饱和度和 50psi 空气/盐水毛细管压力含水饱和度。很明显，低渗透率样本中高束缚水饱和度（0.40 以上）孔隙体积在 10～40ms 内其孔隙体积占有相当大的比例。当 T_2 截止时间改变时，可以看到 S_{wi} 变化也大。渗透率高的样品在 10～40ms 范围内，几乎没有小孔隙，其主要孔隙在更高的 T_2 时间上。

三、铁质含量，T_2 截止时间及 NMR 束缚水饱和度的误差分析

图 5－38 到图 5－40 说明了在 T_2 截止时间分别为 30，20，10ms 时，作为铁质成分的函数、NMR S_{wi} 和空气/盐水 S_{wi} 之间的差别。图 5－38 说明当 T_2 截止时间为 30ms 时，铁质含量少于 4% 的样品，NMR S_{wi} 误差是 0.01；含铁量高的样品，NMR S_{wi} 的误差多达 0.19。这些数据确定了使用标准的 30ms T_2 截止时间时，这种海绿石砂岩 NMR S_{wi} 的上限。

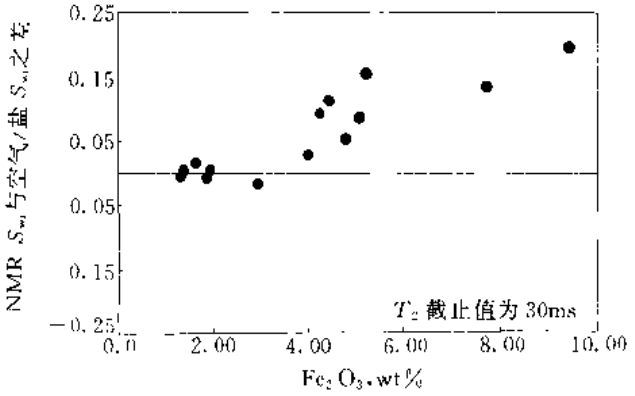


图 5－38　含铁量超过 4% 时，NMR 的 S_{wi} 误差增加到 0.15

铁质含量使 NMR 表面弛豫增加，而增加了的表面弛豫又把 T_2 分布推向更短时间。因此要保持把 NMR S_{wi} 校正到空气/盐水 S_{wi}，T_2 截止时间应移向更短时间。图 5－39 表达了含铁量小于 4% 的样品，在 20ms 的 T_2 截止时间时，NMR S_{wi} 误差是 －0.03。更高含铁量的多数样品，其误差小于 0.05。

图 5－40 中，当把 T_2 截止时间降到 10ms 时，多数样品都低估了空气/盐水的 S_{wi}，其误差范围从 －0.03 到 －0.10。对于含铁量超过 6% 储层岩石，用 10ms 的 T_2 截止时间是合理的。

考察这些数据后，我们可以提出富铁海绿石含量不同时，砂岩采用 T_2 截止时间的一般规则：

Fe（wt%）	T_2 截止时间（ms）
0～4	30
4～6	20
>6	10

四、NMR 岩心束缚水饱和度与测井饱和度比较

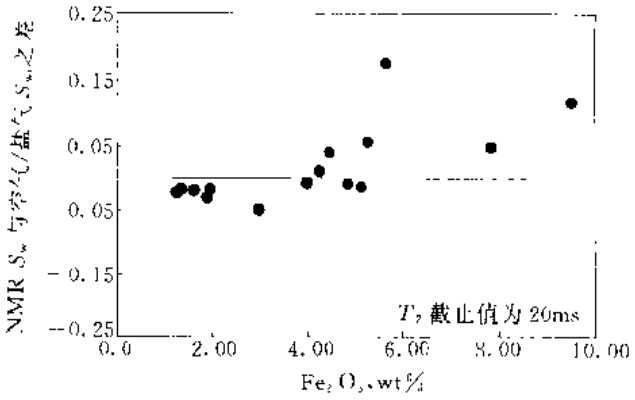


图 5－39　含铁量小于 4%时，NMR 的 S_{wi}误差为－0.03

根据含铁量及其对 NMR T_2 截止时间影响的评价，并认识到这种富含铁岩石中束缚水饱和度高达 0.19。在井 2 中有用标准 30ms 的 T_2 截止时间和重新分析束缚水饱和度和渗透率。图 5－41 的第 2 道把测井得到的总含水饱和度，毛细管压力空气/盐水的 S_{wi}及 NMR 的 S_{wi}进行了比较，可以看到在 2840m 以下的低泥质含量的白云质砂岩中，三者吻合。在 2840m 以上的海绿石储层中，NMR 的 S_{wi}过高估计了渗透率值，它是从图 5－41 的束缚水饱和度与渗透率关系式推导出来。该关系式为方程（5－45）：

$$K_{NMR} = B\beta \qquad (5-45)$$

其中，B 为 0.15，t 为 2.5，它们是经验常数。把 NMR 的参数 β 定义为

$$\beta = S_{wi}^{-2} \qquad (5-46)$$

由图 5－41 中第 4 道可见，岩心柱塞渗透率同 NMR 渗透率估计值相比很好。

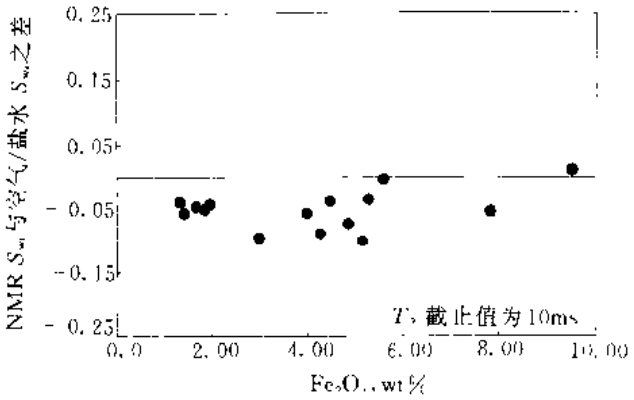


图 5－40　NMR 的 S_{wi} 误差上升到 0.1

五、NMR 测井值同岩心测量值比较

由于在矿物成分复杂的砂岩中，成功地用 NMR T_2 弛豫时间测量束缚水饱和度并估算渗透率值，因此井 3 要用 NMR 测井仪测量。这是第一支新一代脉冲式 NMR 测井仪在澳大利亚使用。整个储集层都进行常规取心，并用 NMR 对岩心柱塞进行测量，以便验证 NMR 测井值的精确度，在图 5－42 随岩心柱塞的测量值给出了 NMR 测井值。

岩心中的油显示这种砂岩是含油的，已知油田普通油水界面应当在 2859m。计算得到的孔隙度同井 1 相似，但是算出的含水饱和度是 0.8。由于储层性质不确定，原计划实行生产测试以测试海绿石砂岩生产能力。因此，如果 NMR 测井确实能定量表示可产孔隙度与渗透率，则就可以有效地节约昂贵的成本。

讨论之后，难题集中到质量勉强合格、数据重复性差的 NMR 测井作业。虽然 NMR 测井质量不佳，但是其测井数据仍可用来与岩心的 NMR 测量值比较。即使 NMR 测井仪在 12.25in 井眼测井，其 530kHz 的低工作频率仍可测量到 2860m 下面严重冲刷的井段，测井

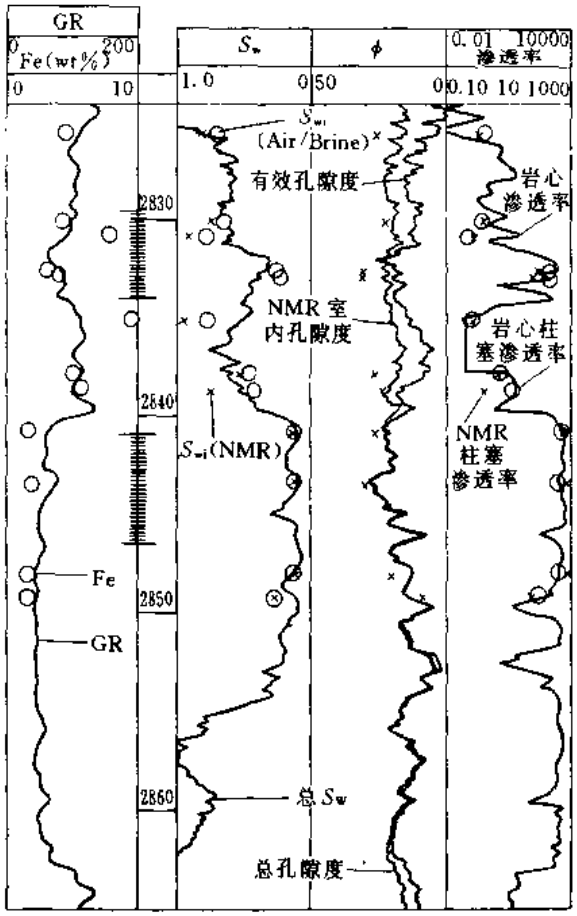


图 5－41　井 2 中海绿石砂岩下有一高渗透率白云质储层

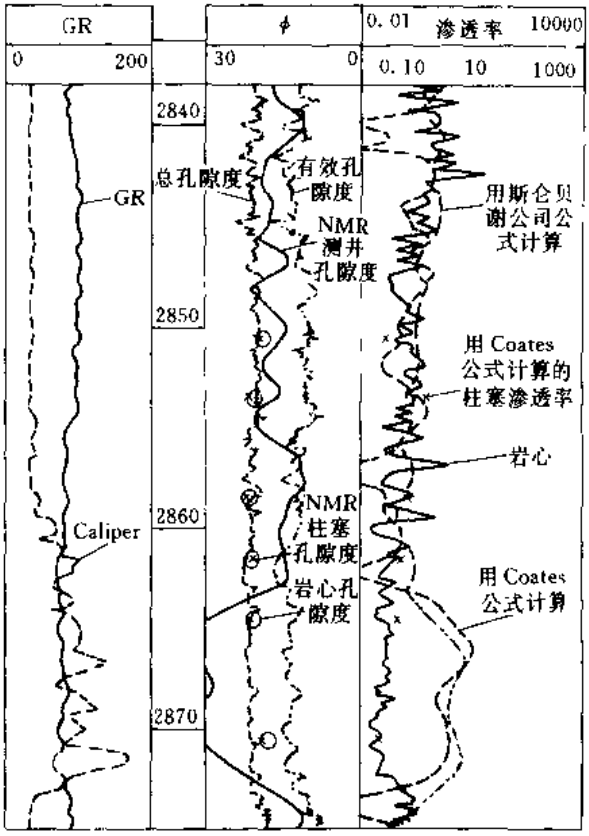


图 5－42　NMR 岩心柱塞孔隙度同岩心孔隙度，及正演模型的测井总孔隙度之间的比较，NMR 渗透率与岩心渗透率相一致

记录的是泥浆读数，此时的高 NMR 孔隙度和渗透率值都是无效的。

与井 2 的岩心柱塞一样，十个岩心柱塞也用相同的 NMR 波谱仪测量。其 T_2 试验重复 3 次，所用回波间隔和磁场数据为 0.5ms、均匀场，0.5ms、梯度场及 2.0ms、梯度场。这三种试验的目的在于测量出岩心柱塞中的最大孔隙度，它使用了最短的 0.5ms 的回波间隔，而测井仪的重复操作是按 2.0ms 的回波间隔，在梯度场中进行的。通过对粘土微孔隙测快速 T_2 弛豫时间分量，0.5msNMR 孔隙度应能与岩心孔隙度一致，而 2.0ms 的孔隙度数据应当小于总孔隙度（减去 9 粘土微孔隙）。0.5ms 均匀场 NMR 岩心测量值见表 5－11。

图 5－42 示出了 NMR 测井值与岩心数据。由正演模型得到的总孔隙度和 NMR 岩心孔隙度，与 2 道中的岩心孔隙度相比是吻合的。NMR 测井孔隙度在正演模型的测井总孔隙度与有效孔隙度之间变化。在 NMR 测井回波间隔为 2ms 的情形下，粘土部分微孔隙不会被测到，因而测井值将与有效孔隙度相近，如同 2856～2862m 井段那样。然而在 2862m 以上，测井值逼近正演模型总孔隙度。采用方程（5－47）的 Coates 关系式和方程（5－48）的斯仑贝谢关系式可估算出渗透率：

$$K_{ce} = (\phi_{NMR}/10)^4 (FFI/BVI)^2 \qquad (5-47)$$

$$K_{se}=4.6\ (\phi_{NMR}/100)^4\ (T_{2g})^2 \qquad (5-48)$$

图中第3道显示由NMR测井及岩心NMR测量推算出来的渗透率及岩心测量渗透率之间吻合极好。这个储集层的渗透率在$1\times10^{-3}\mu m^2$以下，比起生产测试中日产1500桶油的井1测量渗透率小一个数量级。根据这些数据及井场岩心柱塞的渗透率与地层测试压力资料，决定放弃在这口井中进行生产测试。

图5－43中给出了正演模型测井总的和有效孔隙度、岩心孔隙度、NMR测井孔隙度和NMR岩心孔隙度的储层平均值。其中岩心孔隙度和NMR岩心孔隙度是在地面环境大气压下测量的。我们预计覆盖岩层的封密压力下测量值要比大气压下测量值低5%左右，并且与测井总孔隙度吻合得更好。

六、铁含量对表面弛豫的影响

高压（60000psi）水银注入毛细管压力测量值（MICP）为计算NMR表面弛豫提供了需要的表面积对体积比值。方程（4－12）说明了由NMR T_2弛豫得出的表面弛豫（μm/s）与岩心样品的表面积对体积比值之间的关系。表5－11给出了井2和井3中对岩心柱塞的上述测量结果。

从图5－44中可以看到，NMR表面弛豫强度是砂岩含铁量的函数，它从低含铁量砂岩的1.0μm/s变化到高含铁量达14%的海绿石的3.9μm/s。事实上表面弛豫强度的分散分布是与控制弛豫的表面含铁浓度相一致的，而与体积含铁浓度无关。当岩石铁含量增加时，就可以观察到表面弛豫强度增加的明显趋势。表面弛豫强度增加到4倍，T_{2g}就降到它原来的1/4。这种变化，在使用Coates或Schlumberger关系式计算时，会减少渗透率，因为关系式分别与BVI及T_{2g}有关。但是图5－44说明NMR的渗透率与岩心渗透率匹配很好。

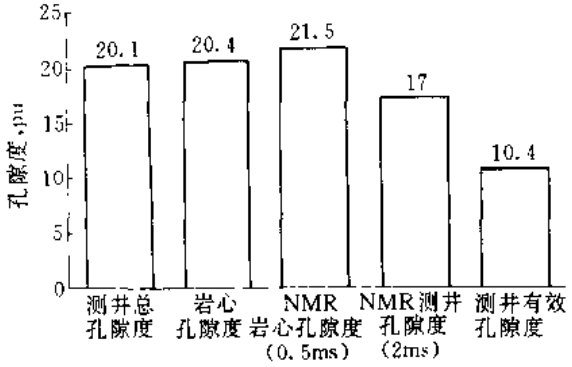


图5－43　NMR测井孔隙度值高于有效测井孔隙度

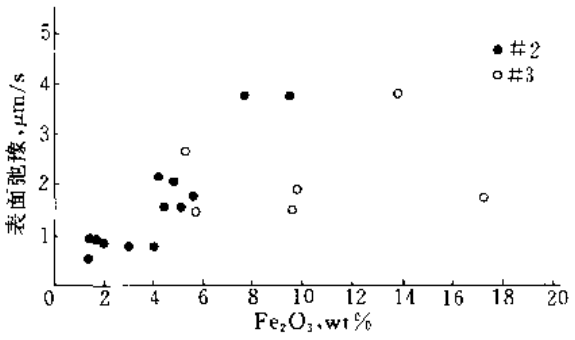


图5－44　铁含量增加使表面弛豫增加

七、结　论

NMR表面弛豫强度测量值的变化范围，从低含铁量砂岩时的1μm/s，到高含铁量达14%的海绿石砂岩时的3.9μm/s。表面弛豫强度不恒定会减小NMR T_{2g}弛豫时间，对低含铁量样品会减少到1/4。为了从可产流体中正确地区别出束缚流体，降低T_2截止时间是需要的。如果不考虑这个因素，T_2弛豫时间减少了，也就使计算的束缚水饱和度增加了，而计算的束缚水饱和度是与排泄毛细管压力含水饱和度测量值相比的。当含铁量大于4%时，

就要把 T_2 截止时间从 30ms 调整到 20ms，这样才能与毛细管压力水饱和度相匹配。高含铁量的另一个不利影响是使渗透率估算偏低，它们是用依赖于 T_2 截止时间的 Coates 或依赖于 T_{2g} 的斯仑贝谢关系式计算的。

在这些砂岩中，主要的含铁矿物是海绿石，绿泥石，菱铁矿和黄铁矿。在高含铁量的海绿石砂岩中，与空气/盐水 S_{wi} 相比，用 30ms 的 T_2 截止时间测量的 NMR 含水饱和度误差值要高 0.19，而当含铁量下降时，误差逼近零。然而，总的来看对岩心用 NMR 测得的孔隙度、束缚水饱和度、渗透率都同岩心分析得到的孔隙度、束缚水饱和度及渗透率符合得很好。

如果岩心刻度资料有效，则用 NMR 测出储集层岩石表面积与体积之比，就可以很好地估算渗透率。同时，Coates 或斯仑贝谢关系式都可以很好地用于 NMR 测量岩心渗透率，这时估计生产能力，减小昂贵的生产测试或取心都是可行的。

表 5－11　表面弛豫和铁质含量

井号	岩心号	Fe_2O_3 XRF wt%	表面积/体积 MICP 1/μm	T_2 Geom ms	表面弛豫 μm/s
井2	1	4.8	64.6	7.2	2.1
	2	5.3	83.3	4.3	2.8
	3	2.0	9.4	115.0	0.9
	4	4.5	110.0	5.8	1.6
	5	4.3	75.1	6.1	2.2
	6	7.8	96.6	2.7	3.8
	7	3.0	28.1	46.5	0.8
	8	4.0	29.9	40.4	0.8
	9	9.5	109.4	2.4	3.8
	10	5.1	65.9	9.7	1.8
	11	5.6	61.9	8.9	1.8
	12	1.7	10.7	90.5	1.0
	13	1.9	10.4	98.0	1.0
	14	1.3	15.0	111.0	0.6
	15	1.4	26.4	38.4	1.0
井3	2	5.8	108.60	6.3	1.5
	5	17.3	174.24	3.4	1.7
	12	9.7	132.64	5.0	1.5
	25	9.8	157.31	3.3	1.9
	34	13.8	149.94	1.7	3.9

参 考 文 献

[1] 沈平平等．用核磁共振技术测定岩石孔隙度和流体饱和度方法及应用研究．'96水驱油田开发测井国际学术讨论会论文集，北京：石油工业出版社，1996

[2] Dahai Chang et al. "Effective Porosity, Producible Fluid and Permeability in Carbonates From NMR Logging" .SPWLA 35th, 1994

[3] W. E Kenyou et al. "A laboratory study of nuclear magnetic rosonance relaxation and its relation depositional texture and petrophysical properties". SPE 29886

[4] John P. Horkowitz et al. "Residual Oil Saturation Measurements in Carbonates With Pulsed NMR Logs". SPWLA 36th, 1995

[5] C. Straley et al "NMR in partially saturated rocks Laboratory Insights on Free Fluid Index and Comparison with borehole Logs". The Log Analyst, 1995. 1－2

[6] G. C. Borgia, SPE, U. Of Bologna. "A New Un－Free Fluid Index in Sandstones Through NMR Studies". SPE 28366

[7] C. T. Philip Chang et al. "INVESTIGATING THE UTILITY OF NMR SPECTROSCOPIC TECHNIQUES FOR FRACTURE CHARACTERIZATION". SPWLA 37th, 1996

[8] Arun T. A. Kumar et al. "Measurement of Aperture and Multiphase Flow in Fractures Using NMR Lmaging". SPE 30558

[9] WM . SCOTTDODGE SR et al . " CORE AND LOG NMR MEASUREMENTS OF AN IRON-RICH< GLAUCONITIC SANDSTONE RESERVOIR". SPWLA 36th, 1995

第六章　核磁共振测井的应用

第一节　储层参数解释模型

核磁测井测量的主要是地层孔隙介质中氢核对仪器的贡献，它不受岩性的影响，在解释孔隙度、渗透率等储层参数时，具有其他测井方法无法比拟的优势。特别是最近几年，随着核磁测井仪取得的进展，它已经投入商业应用，成为测井地层评价的有力工具。

一、孔隙度解释模型

核磁测井与其他测井方法在孔隙度解释中的不同之处就是核磁测井能解释束缚水流体和可动流体孔隙度，其解释模型如图 6－1 所示。

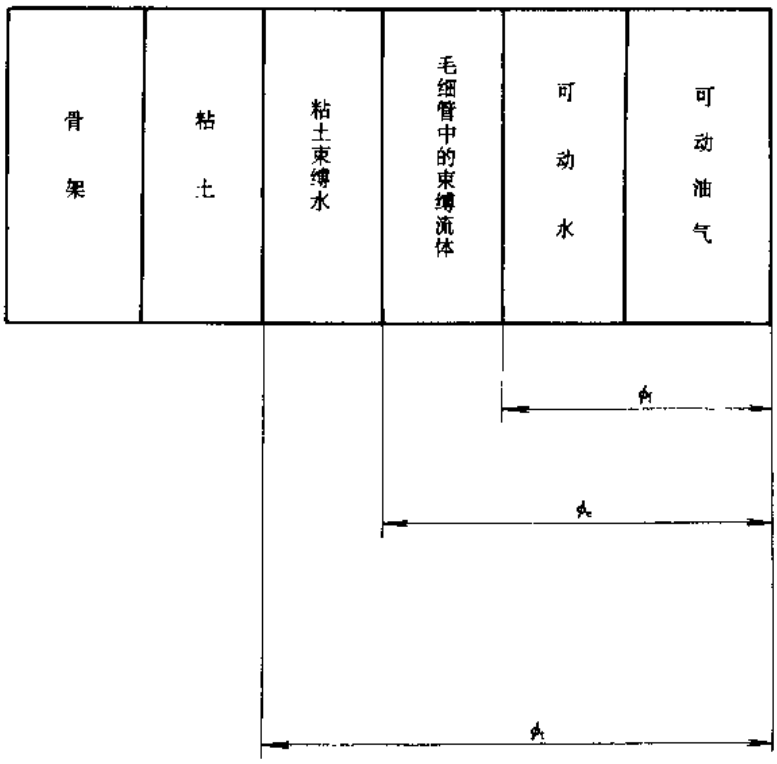


图 6－1　NMR 测井孔隙度解释模型

核磁共振测井的原始数据是所接收到的回波串（如图 6－2）。它是求各种参数和各种应用的基础，早期的数据处理确定核磁共振孔隙度 ϕ_e，自由流体孔隙度 ϕ_f 和束缚流体孔隙度 ϕ_b 的方法是：①对回波串的包络线做两指数、三指数或者单指数扩展拟合后外推至零时间得到地层核磁共振自旋回波总信号 A_{ONMR}，经刻度后成为核磁共振测进孔隙度 ϕ_e。对于目

前我国进口的 MRIL—C 型仪器，和在我国服务的 CMR 型仪器，由于仪器性能所限不能反映粘土束缚水的信号（弛豫速率太快），所以测到的 ϕ_e 为毛细管束缚水和自由流体所占的孔隙度。不过 MRIL—C/PT 型全孔隙度测井仪器，通过提高采样率和重新设计采集程序（以提高信噪比），可以测到短达 0.5ms 的横向弛豫成分，基本上包含粘土束缚水的信号。该型仪器可以同时提供总孔隙度 ϕ_t 和 ϕ_e；②对大于一定门槛时间（通常 6～30ms 范围）的所有回波包络线做单指数拟合后外推至零时间得到自由流体指数（可动流体孔隙度）；③孔隙度也可以由反演提取的 T_2 分布来评价。研究表明，对于饱和水的岩石，短 T_2 部分对应着岩石的小孔隙或微孔隙，而长 T_2 部分是岩石较大孔隙度的反映，这是因为小孔隙或微孔隙中的自由流动的液体甚少，绝大部分是束缚水或滞水，孔隙壁对流体的强烈的相互作用，使其中流体的 T_2 大为降低，而大孔隙中流体却保持了与自由状态相相近的性质，对应着长的 T_2 值。并且还发现，当空气取代孔隙中的水时，T_2 分布曲线的变化情况与毛细管压力曲线的改变方式极其相似，随着大孔隙中的水被排出，T_2 分布中的长 T_2 组分首先消失。基于此，全部 T_2 分布的积分面积可以视为核磁共振孔隙度 ϕ_{NMR}（ϕ_e）：

$$\phi_{NMR} = \int_{T_{min}}^{T_{max}} S(T_2)\mathrm{d}T_2 \tag{6-1}$$

通过选择一个合适的截止值 T_R，可以区分开反映小孔隙或微孔隙水的快速弛豫组分与反映可动孔隙中水的慢速弛豫组分，使得大于 T_R 的组分下面包围的面积与可产出的水相当（Straley，1991，Morriss，1993）。对于砂岩，这一截止值大约为 33ms（见图 6－3），当岩性变化时或表面弛豫改变时，这一截止值可能要相应地改变。因此自由流体指数可以表示为：

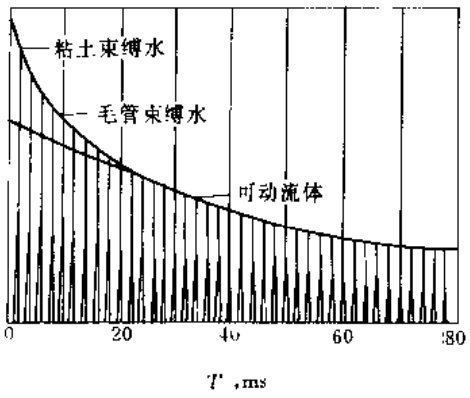


图 6－2　MRIL—C 测得的一个理想回波列

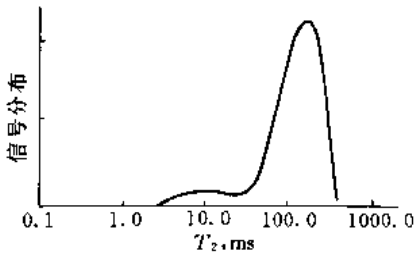


图 6－3　CMR 仪器输出的 T_2 分布曲线

$$\mathrm{FFI} = \phi_f = \int_{T_R}^{T_{max}} S(T_2)\mathrm{d}T_2 \tag{6-2}$$

可以看出，由 T_2 分布求孔隙度的原理在本质上与用原始回波串求孔隙度的原理是一致的。

毛细管束缚孔隙度 ϕ_b 可以通过上面求得的 ϕ_{NMR} 和 FFI 相减来求得，或者直接对 T_2 分布中小于 T_R 的组分进行积分得到：

$$\phi_{cap} = \int_{T_{min}}^{T_R} S(T_2)\mathrm{d}T_2 \tag{6-3}$$

因此可以看出，核磁测井可以很容易地求出不受骨架岩性影响的有效孔隙度 ϕ_e，可动流体孔隙度 ϕ_F，毛细管束缚水孔隙度 ϕ_b 等。

二、渗透率解释模型

用常规测井方法确定地层渗透率误差较大，一般最大相对误差可达50%。而用NMR测井求地层渗透率与它相比误差小一个数量级，这就提高了用测井资料解释渗透率的精度。目前由NMR参数或由NMR参数与其它参数结合，建立的求取渗透率的关系式多达几十种，但归纳起来可分为三类：

(1) 由 T_2 和 ϕ_{NMR} (ϕ_e) 建立渗透率模型（斯仑贝谢）：

$$K = C \cdot (\phi_{NMR})^{a_1} (T_{2,log})^{a_2} \tag{6-4}$$

式中 $T_{2\cdot log}$——T_2 的对数平均值。

对砂岩地层，通常取 $a_1=4$，$a_2=2$。

(2) 由NMR测得的束缚水和可动流体参数组合 ϕ_{NMR}、ϕ_{FFI} (ϕ_f)、ϕ_{BVI} (ϕ_b) 与渗透率 K 建立的关系式（Coatas模型）：

如

$$K = C \cdot \phi_{NMR}^{b_1} \left[\frac{FFI}{BVI}\right]^{b_2} \tag{6-5}$$

对于砂岩地层，通常取 $b_1=4$，$b_2=2$。

以上两类求 K 的关系式中，系数 C 受岩石表面弛豫能力 ρ 等的影响，因此对应不同地区，不同层段，系数 C 不一样，需要做岩心实验分析以确定 C，以上两类公式的区别在于第一类，对烃影响敏感，对含烃地区不适用，第二类受烃影响小。

(3) 由NMR的视扩散系数 D 所求的 S/V 组合 F 与渗透率 K 建立关系式：

$$K = C \cdot (1/F) \cdot (S/V)^{-2} \tag{6-6}$$

由于视扩散系数 D 与 S/V 有很好的相关性而与岩石表面弛豫能力以及泥浆滤液中 F 的影响无关，因此用 D 研究 S/V 优于用 T_2。这个 S/V 再结合 F 求 K，有它的优点，但是参数 F 不易得到，又必须先确定 D 与 S/V 的关系式，其缺点是应用不方便。

三、饱和度解释模型

自旋回波串的初始幅度以及 T_2 分布的面积与孔隙中流体的数量成正比，当然，它们还受到其它因素的影响。在弛豫分布中，T_2 的幅度与该组分的体积有关。

对于饱和水的情况，通过上面求得的各种孔隙度，可以进一步求得毛细管束缚水饱和度、自由流体饱和度：

$$S_{cap} = \frac{\int_{T_{min}}^{T_R} S(T_2)\mathrm{d}T_2}{\int_{T_{min}}^{T_{max}} S(T_2)\mathrm{d}T_2} \tag{6-7}$$

$$S_{wf}=\frac{\int_{T_R}^{T_{max}}S(T_2)dT_2}{\int_{T_{min}}^{T_{max}}S(T_2)dT_2} \tag{6-8}$$

与其它孔隙度测井相结合，可以得到粘土束缚水饱和度 S_{wb}及残余水饱和度 S_{wirr}。

当两相流体油和水并存于孔隙中时，T_2 会表现出与单一流体不同的特征。假若孔隙壁是水润湿性，油的弛豫与其自由体积的弛豫值相同，而水则表现出表面弛豫值。一般情况下，自由体积与水轻质油的 T_2 值相当，所以当地层中含有水和非润湿相的轻质油时，测量的 T_2 分布将表现出双峰模式，低 T_2 峰对应着水，高 T_2 峰对应着轻质油。在较好的情况下，通过选择一个合适的门槛值 T_n，就可以将油水信号区分开(Straley，1991，Morriss，1993)。T_n 可以通过实验室 NMR 岩心分析来确定，不同的地区可能有不同的门槛值。油水峰下包围的面积分别为含油和含水的体积 V_o、V_w，总的面积反映孔隙中总的流体的数量。在仪器的探测范围冲洗带内，V_o 对应着残余油的体积。含水和含油饱和度表达式为：

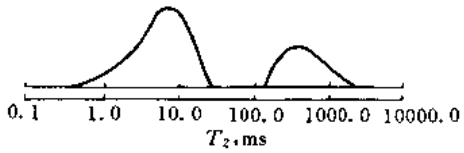


图 6-4　部分饱和的岩石 T_2 分布示意图
(引自 Morriss)

$$S_w=\frac{\int_{T_{min}}^{T_O}S(T_2)dT_2}{\int_{T_{min}}^{T_{max}}S(T_2)dT_2} \tag{6-9}$$

$$S_o=1-S_w=\frac{\int_{T_O}^{T_{max}}S(T_2)dT_2}{\int_{T_{min}}^{T_{max}}S(T_2)dT_2} \tag{6-10}$$

实际上，油峰对应的长 T_2 组分不一定完全是由非润湿性的油造成的，也可能含有部分水的贡献，所以根据上述公式求出的含油含水饱和度有时并不完全符合实际情况，这时要通过实验室 NMR 分析，确定出油峰下面含水的可能比例及水峰下面油的贡献，建立起含油体积与其它量之间的相关公式，在此基础上评价含油饱和度。式（6-11）是 Morriss（1994）在 Belridge 油田建立的含油体积与可动水之间的关系：

$$V_o=1.7\phi_F-3 \tag{6-11}$$

而在油润湿性的岩石中，当部分饱和时，轻质油的 T_2 将表现出表面弛豫值，而水则表现出固有弛豫值。

当油的粘度较高，即重油时，由于重油的 T_1 和 T_2 都较小，所以在水润湿性的流体中，油水峰的距离将变小，对区分油水信号及估计含水饱和度和残余油饱和度带来困难。为此提出了一种解决的办法（Horkowetz，1995），即往井眼泥浆中掺杂含有 Mn^{2+} 的顺磁离子溶液，掺杂不是象以前那样进行测量—注入—测量，而是在钻开目的层以前往泥浆中加入，由于 Mn^{2+} 的扩散作用，它进入到冲洗带泥浆滤液中。由于顺磁离子的存在，水的弛豫会大大缩短，而顺磁离子不能扩散到油中，所以它仍然保持其固有的弛豫值，油水信号会产生分

离。由于信号只是位置的改变，所以 T_2 分布的面积仍然是孔隙中总的流体饱和度的反映，这时可用与式（6－9）、（6－10）相同的公式求得冲洗带的含水饱和度和残余油饱和度。但是这时的 T_2 分布已不再反映岩石的孔隙尺寸和分布。

需要指出的是，当岩石中含有较大的晶洞孔隙，而连通孔隙与晶洞孔隙尺寸差别较大时，孔隙系统变得较为复杂，T_2 分布也可能呈双峰或多峰分布（Dahai Chang，1994），要区分是由于不同性质的流体还是由于不同的孔隙系统引起的这种变化，需要借助于实验室内的岩心分析加以鉴别。

四、流体类型的识别

常规测井判别油气层的主要手段是电阻率测井，是通过油气层与水层的电阻率差异来识别的，对于低阻油层、水淹层等储层，用电阻率测井识别有困难，而 NMR 测井从另外一个角度，根据油气与水的纵向弛豫时间差别和气与油水扩散系数的差别，来识别油、气、水层。

油和天然气的 T_2 差异很大，但 T_1 很接近。盐水和油具有相近的扩散系数 D_o 和 T_2 值，但 T_1 值差异很大。核磁测井就是依此来识别流体类型的。

五、粘土含量的研究

地层总孔隙度与核磁测井孔隙度（有效孔隙度）的差为粘土束缚水孔隙度，利用它可以研究粘土含量。

随着实验研究进一步广泛和深入，数据处理方法的进步和仪器的发展，在传统测井方法的基础上，充分结合核磁测井这种有潜力的测井方法，测井解释储层参数的精度将有很大的提高。

第二节　储层参数解释实例

一、粘土和孔隙度的解释[1,2]

实验室数据和现场测试资料同时说明在 1ms 范围内的粘土束缚水 T_2 弛豫时间与粘土矿物和含水量有关。新的 MRIL 测井仪器可量化粘土束缚水信号，该组分加上“标准”MRIL 响应可给出与岩性无关的总孔隙度，这有助于复杂地层评价。

现场实例指出，MRIL 提出了一种比中子、密度或密度/中子组合更好的孔隙度测量法，尤其在没有岩心资料情况下。

由于核磁测井不受复杂岩性骨架的影响，因此，它比常规孔隙度测井有独特之处。

1. 阿莫科公司试验井

在 Catoosa 油田的阿莫科石油公司试验井中完成了 MRIL—C/PT 型仪器的现场测试。该井包括泥岩、砂泥岩、白云岩和石灰岩层序。在 100ft 泥岩段的测井曲线显示：MRIL 有效孔隙度（ϕ_{MRE}）曲线值近乎为 0；MRIL 总孔隙度（ϕ_{MRT}）与密度曲线吻合。在岩性突变带，测试结果显示 ϕ_{MRT} 曲线与用不同骨架密度计算的密度曲线极好地吻合，说明 ϕ_{MRT} 不受岩性影响。图 6－5 显示了一段测井结果。右起 1 道为自然伽马曲线（0～150API 单位），3 道包括用岩砂骨架（$\rho_{ma}=2.65g/cm^3$）计算的密度孔隙度曲线（虚线）、MRIL 有效孔隙度

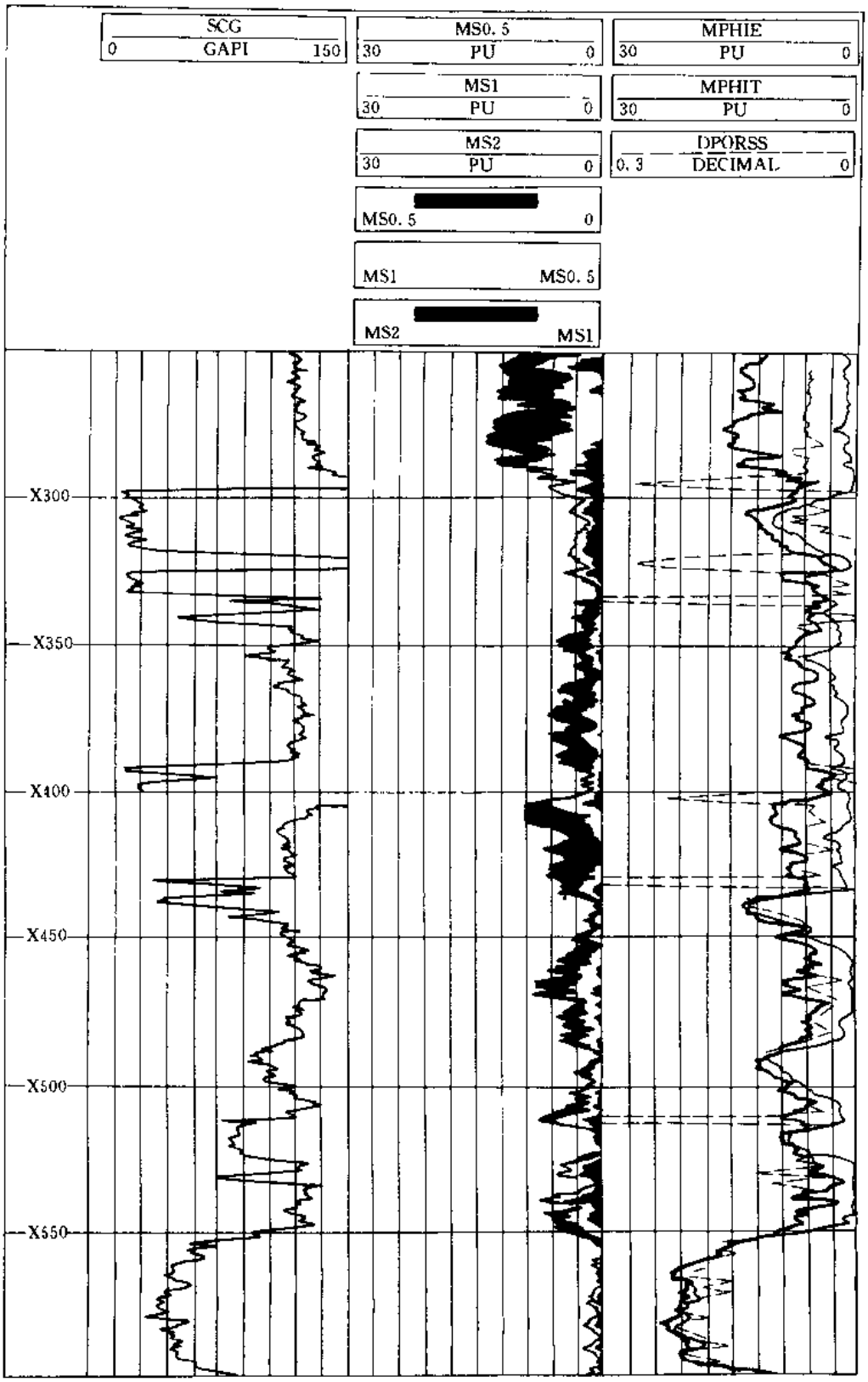


图 6－5　阿莫科公司测试井 350ft 层段总孔隙度、有效孔隙度、密孔隙度成果图

(细实线) 和 MRIL 总孔隙度 (粗实线)；2 道为 ϕ_{MRT}与 ϕ_{MRE}差值分成的三个 T_2 弛豫组分：2ms (左)、1ms (中) 和 0.5ms (右)。在砂岩段 (X340～390 和 X418～595) 密度曲线与 ϕ_{MRT}一致。在十分纯净层段 (X555～595)，没有粘土束缚水指示，密度孔隙度、ϕ_{MRE}与 ϕ_{MRT}完全一致。在泥岩段，粘土束缚水 T_2 为 1～2ms，密度孔隙度和 ϕ_{MRT}仍一致，而 ϕ_{MRE}大幅度降低，有些地方为零。在底部泥岩段 (X281 之上)，密度孔隙与 ϕ_{MRT}差异指示骨架密度大于 2.65g/cm^3，存在岩性变化，重新计算得到 ρ_{ma}接近 2.80g/cm^3。

2. 复杂岩性地层

图 6－6 为西得克萨斯特立华地层测量的密度孔隙度 (DPHI) 和 CMR 孔隙度 (CMRP) 比较。特立华层为具有碎屑胶结和泥质的砂岩地层。大部分层段 DPHI 与 CMRP 吻合得较好，但在泥质含量高的层段 CMRP 低于 DPHI。由于 ϕ_{NMR}对泥质孔隙度不敏感，粘土束缚水弛豫时间通常小于 3ms，超出的 CMR 测井仪的分辨率。

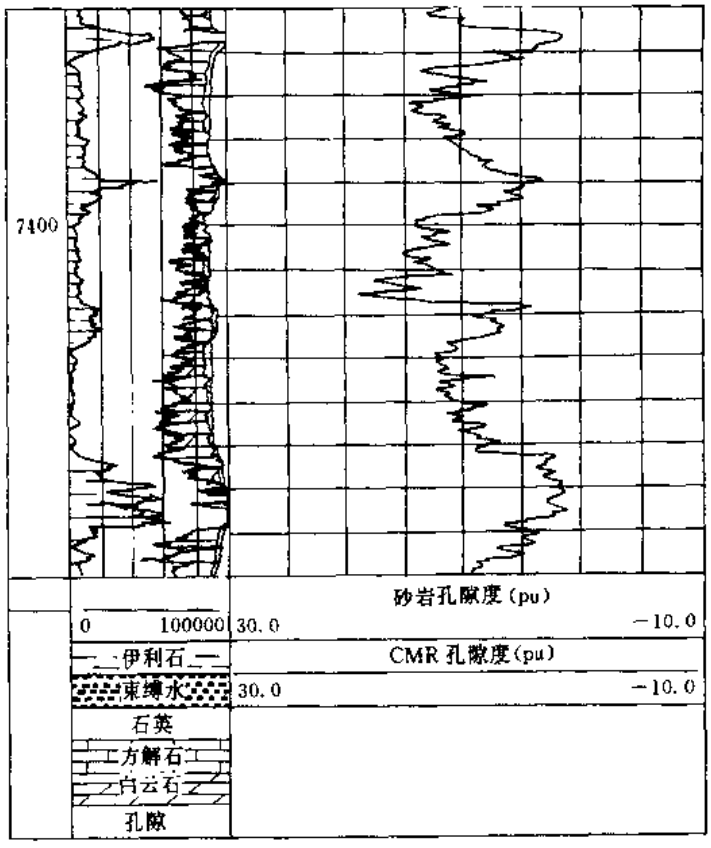


图 6－6　在特立华地层中，核磁孔隙度 ϕ_{NMR}与密度孔隙度的对比图

图 6－7 为峡谷白云岩 (复杂的碳酸盐地层)。点线代表根据石灰岩骨架计算的 DPHI 曲线，虚线代表根据白云岩骨架计算的 DPHI 曲线。注意到当岩性由石灰岩变为白云岩时，CMRP 与不同的 DPHI 吻合，在下层区域，CMRP 与石灰岩 DPHI 重合，在 7932ft 附近岩性变为白云岩，CMRP 与白云岩 DPHI 曲线接近。通过比较 CMRP 曲线与白云岩 DPHI 和石灰岩 DPHI 曲线的相对关系，可以确定岩性。该方法可用于提高放射性白云岩的评估精度 (易于被错认为泥岩)。

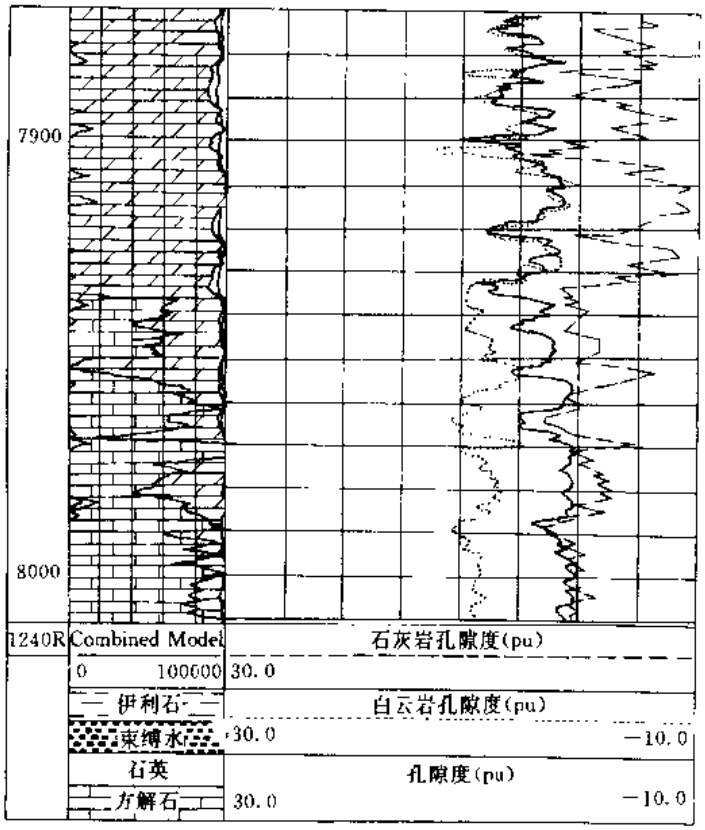


图 6－7　CMRP 与白云岩 DPHI 和石灰岩 DPHI 比较

3．与岩心分析孔隙度对比

图 6－8 为 CMRP 与岩心孔隙度的对比。岩心取自阿尔贝塔的砂岩地层，注意到在高孔隙度层段和致密薄夹层中，二者极为吻合。许多孔隙度仪测量结果很难与高分辨率的取心岩样的孔隙度吻合，但在本例中核磁测井孔隙度 CMRP 与岩心孔隙度吻合极好。

4．正确分析泥质含量

图 6－9 为一复杂碳酸盐岩层核磁测井分析。在 6528～6573ft 层段，密度（DPHI）和中子（NPHI）孔隙度指示为 10pu，自然伽马读数很低，电阻率曲线为（100～2000Ω·m）。用常规方法计算含水饱和度指出该层为潜在产层，含水饱和度小于 20%。有经验的测井分析家对此持观察态度，在这种复杂碳酸盐岩中，看似良好产层常常无产量。核磁孔隙度（CMRP）曲线显示该层确为非产层，有效孔隙度低于 2pu，低的 CMRP 指出 DPHI 和 NPHI 对泥质和/或微孔隙有过多的响应。

Spraberry 地层的一个砂岩层。由于长石和有机物的存在使自然伽马读数很高，多数纯净砂岩层的值为 20～40API。用自然伽马计算泥质含量（VSH）导致了泥质含量的过校正，由此造成有效孔隙度（仅为 10～11pu）和含水饱和度（平均 75%）不准确，用 ϕ_t 和 CMRP 对比法确定的泥质含量大大降低，再计算有效孔隙度为 18pu，含水饱和度为 50%。

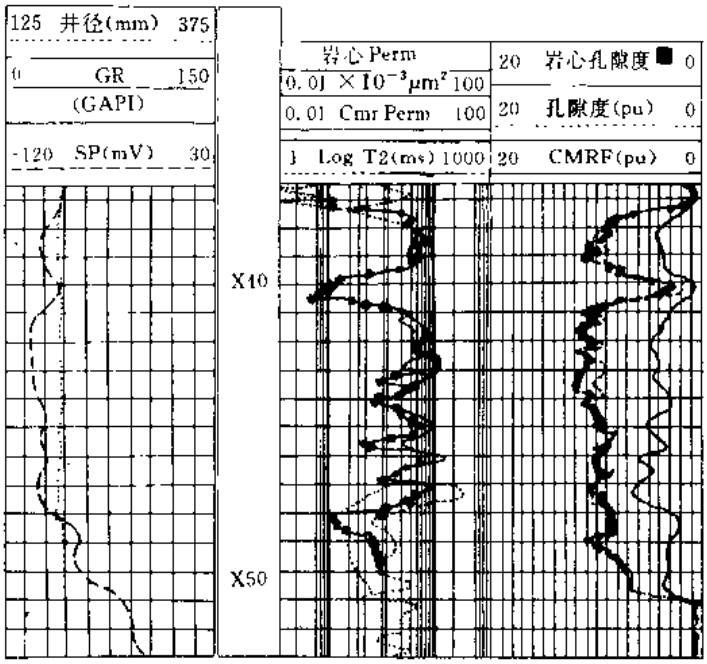


图 6－8　岩心孔隙度与 CMRP 对比图

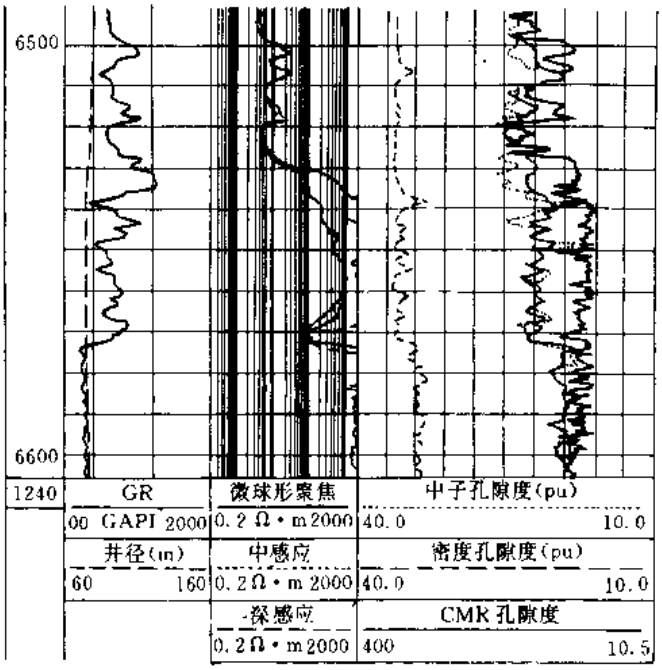


图 6－9　CMRP 对复杂碳酸盐的评估

二、解释渗透率[3,4]

1. Uinta 盆地

犹他州东北部的 Uinta 盆地很久以来一直被认为含有可观的油气资源。盆地中的第三系绿河组地层是产油层，已生产了约 2 亿桶原油。这一地层起因于河成湖，在大范围的湖相沉积中有多层砂岩透镜体。

在 Monument Butte 油田（图 6－10），绿河组下部生产层及其周围沉积地层为交互的泥岩、砂泥岩和石灰岩。层段最下部是一个沿不稳定湖底坡面的沉积环境。在盆地的整个南部，推测浊流沉积的地层是重要的储集层。

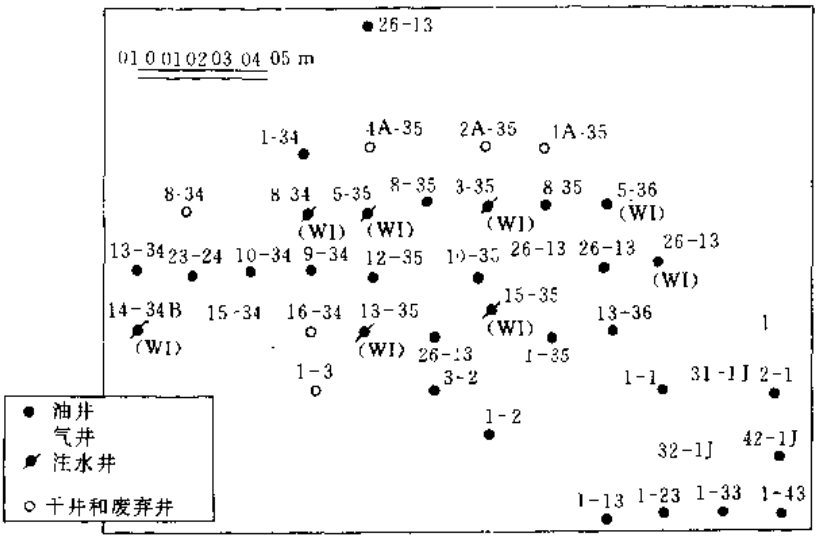


图 6－10　Monument Butte 油田

油田中 5～25ft 厚砂层组渗透率受不同粘土和泥质含量的严重影响。孔隙度范围为 12%～15%。电阻率值一般为 10～100Ω·m。

4500～6500ft 的剖面是产油层。初产量平均约 100bbl/d，常常是几个采取增产措施的砂岩透镜体联合产出的。

由于粘土和泥质含量影响，渗透率有很大的变化，但一般较低。因此，通常采用水力压裂来增产。不幸的是，尽管采取了水力压裂，产量还是很快下降了。

另一个问题是在这些生产层内，变化不定的粘土矿物，大大改变了储层性质。这样难以确定潜在的产油层，更不用说评价它们了。

2. 渗透率解释方程

$$M_{perm}=[(MPHI/10)^2\times(MFFI/MBVI)]^2 \tag{6-12}$$

$$MPHI=MFFI+MBVI$$

式中　M_{perm}——测量渗透率，$\times10^{-3}\mu m^2$；

MPHI——测量的地层有效孔隙度，%；

MBVI——测量的原生束缚水含量，%；

MFFI——测量的自由流体，%。

从上式可看出，渗透率是表面积（如颗粒尺寸，与 MRIL 的束缚水测量值有关）的函数，也是孔隙体积（与仪器的孔隙度测量有关）的函数。这样，测量颗粒尺寸和孔隙流体就可确定渗透率。

幸运的是，MRIL 测井仪能测量这些参数。表面积与孔隙体积的关系，以及与渗透率的联系是根据 Coates 的研究工作得出的。

3. 核磁测井解释

1）MRIL 测井曲线

MRIL 输出两种测井图：现场测井曲线（图 6－11）和综合处理曲线（图 6－12）。处理

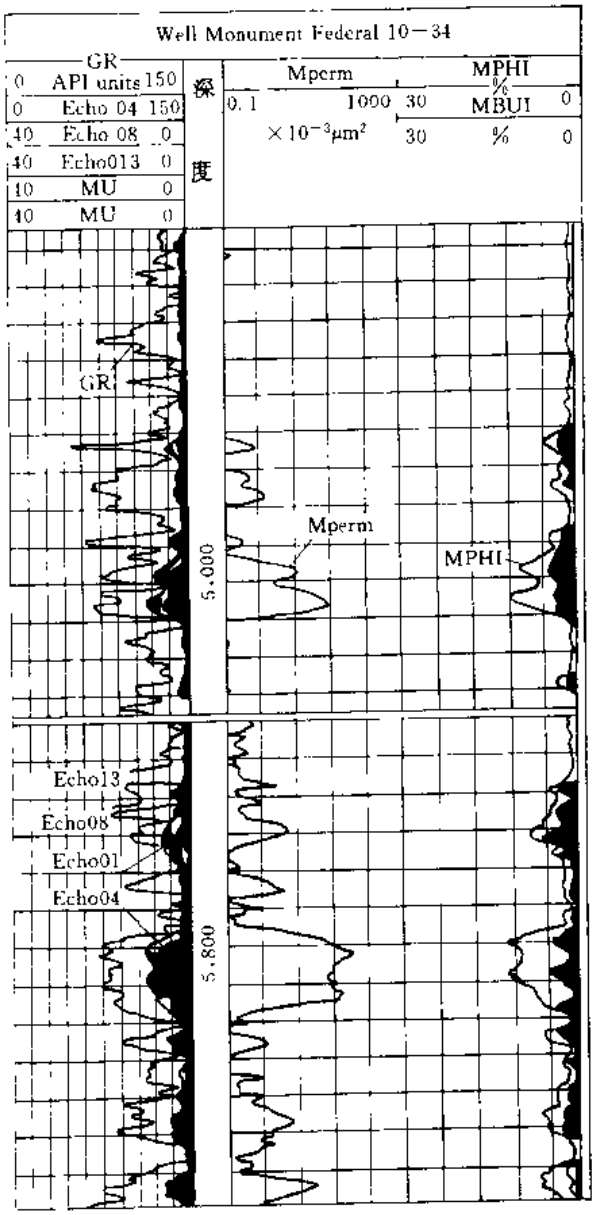


图 6－11　MRIL 现场测井曲线

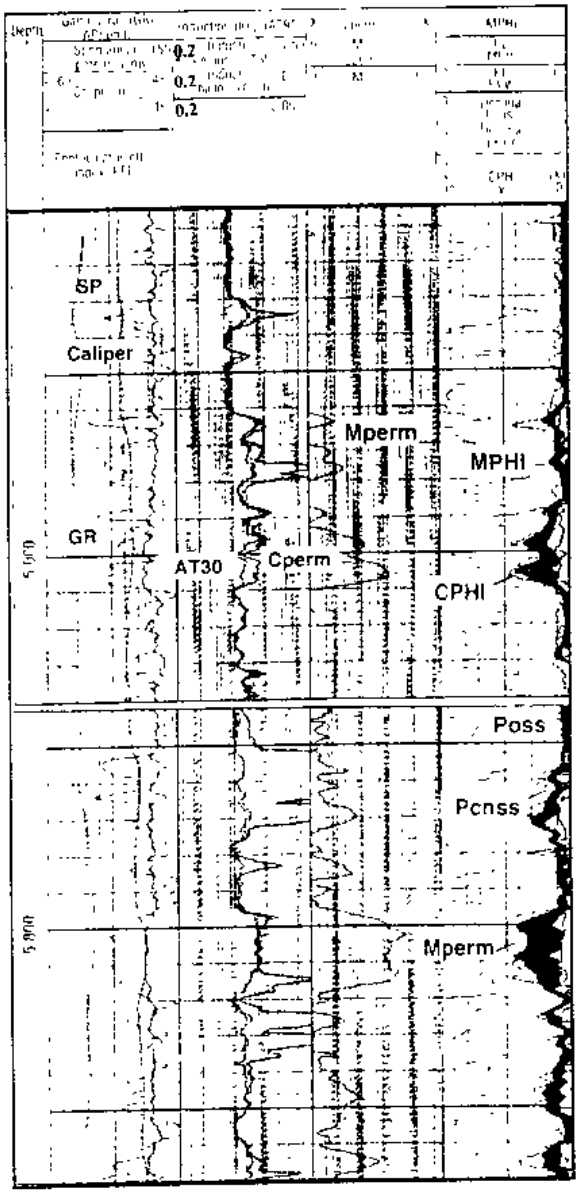


图 6－12　MRIL 处理曲线

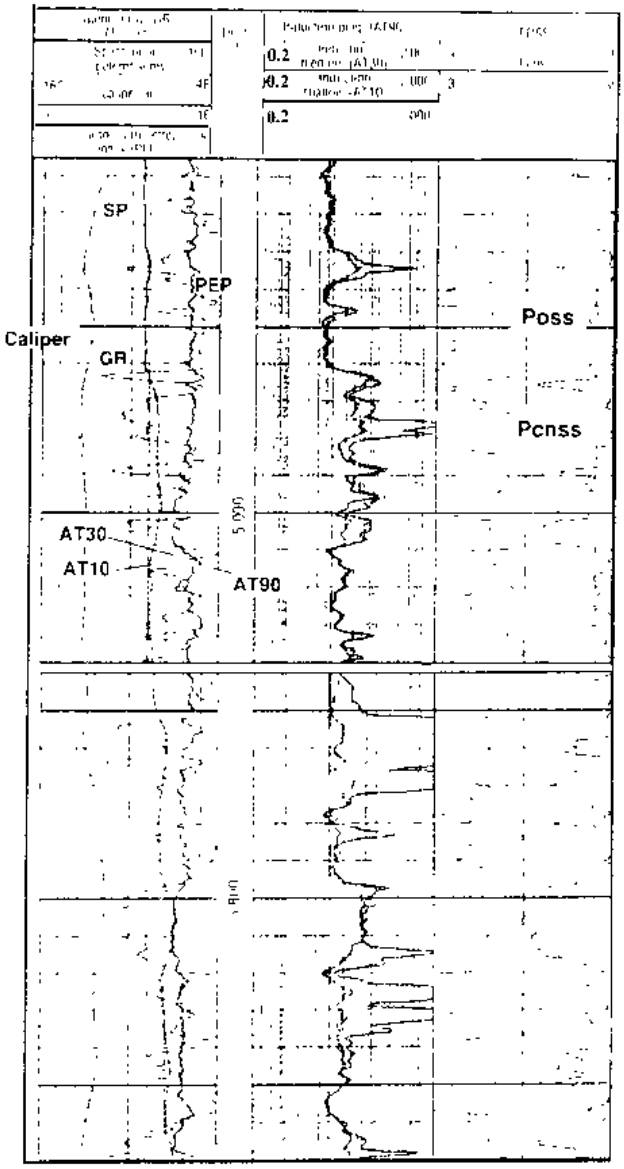


图 6－13　三组合测井曲线

曲线综合了三组综合测井仪资料（图 6－13）。

现场测井曲线（图 6－11）提供了几种新的重要信息。伽马测井仪是 MRIL 仪器串的一部分，其测量用于对比和深度控制，记录在第一道。第一道中还有与测量信号幅度有关的“回波”曲线。高值（曲线左移）指示较细的孔隙/颗粒尺寸或沉积能量下降。

第 2 道显示测量的地层渗透率。在各种测井仪器中，这条曲线是独特的。另外两条 MRIL 特有曲线示于第 3 道。这些曲线显示下列测量值：

（1）束缚水；

（2）自由流体；

（3）有效（不含粘土或粘土束缚水）孔隙度——两条曲线之和。

图 6－12 是处理曲线，包括中子和密度曲线（三组合测井仪曲线）、电阻率，常常还有 SP、井径及其它曲线。处理曲线中还有体积水 BVW 曲线（曲线上标注为 Cbvwe）和另一种体积流体曲线 MBVI。

Cbvwe 是由常规测井曲线和 MRIL 测井数据处理得到的。MBVI 是 MRIL 基本测量曲线。

BVW 大于 BVI 时，地层中不仅仅含有束缚水，而且该地层可产出水。若 BVI 等于或大于 BVW，则地层会产出油气，极少产水或没有水。

在 MRIL 处理曲线图中，水和油气用不同灰度的阴影表示。井壁取心位置已用 X 标注。

2）5000ft 处的目的层

在三组合测井曲线图上，一个目的层位于约 5000ft 处。第 2 道（图 6－13）的电阻率曲线显示较小的幅度差—渗透率的粗略指示。中子和密度曲线的幅度差约 4%。这一曲线幅度差是粘土含量或岩性的一般指示。

中子和密度曲线显示出孔隙度为 15%。如果只基于标准的三种组合测井，此段被列为该油田最好的。

三组合测井探测到了渗透率，中子和密度曲线幅度差指示的低粘土含量表明地层含少量粘土束缚水。但是MRIL现场测井曲线（图6－11）和处理曲线（图6－12）这在这一层段却给出了不太乐观的评价。它们显示出两个砂层组。下层的孔隙度为15%，与中子和密度值相同；而上层的孔隙度仅11%，比中子—密度测井仪测量的低2%。

这可能是由于上层的粘土含量高。上层也显示出较高的束缚水含量（约4.5%），而下层则为3%。这似乎是一个向上变细层序，其有效孔隙度低。估算的平均渗透率为上层0.1$\times10^{-3}\mu m^2$，下层$5\times10^{-3}\mu m^2$。自由流体为油气。

在所评价层段，MRIL展示了一幅更清晰的图象，对建立沉积模型更有用。

在这一地层剖面，岩心渗透率在这段变化很大（表6－1）。一块岩心（5006ft）的渗透率几乎为$3\times10^{-3}\mu m^2$，而测量的其它两块岩心（4990和5006ft）则低于$1\times10^{-3}\mu m^2$。MRIL测量渗透率的范围为$0\sim20\times10^{-3}\mu m^2$。

岩心孔隙度从4990ft处的6.3%变化为5006ft处的13.5%。同一层段MRIL指示的有效孔隙度为0～11%。

表6－1　Monument Federal 9—34井MRIL和岩心分析结果

深　度 ft	岩心渗透率 $\times10^{-3}\mu m^2$	岩心孔隙度 %	MRIL渗透率 $\times10^{-3}\mu m^2$	MRIL孔隙度 %
4990	0.04	6.3	0.0	0
5004	0.45	11.0	10	7
5006	2.7	13.5	20	11
5857	0.15	10.6	2	6
5858	0.17	10.0	5	7
5862	5.0	14.0	13	7

3）5860ft处的目的层

对另一个5860ft的目的层（图6－12），常规三组合测井指示其储层特性差于5000ft目的层。中子和密度曲线幅度差较大，约为7%，而5000ft目的层为2%。表明这一层段的粘土和束缚水含量更高。

孔隙度为10%～12%，稍低于5000ft处目的层。中子和密度曲线幅度差较大，以及电阻率曲线（无侵入）缺少幅度差，表明这一层段的渗透率低于5000ft层段的值。从井壁取心得到的岩心渗透率值支持这一层段为致密层的观点。两块岩心（5857和5858ft）的渗透率都低于$1\times10^{-3}\mu m^2$，另一块5862ft处的渗透率为$5\times10^{-3}\mu m^2$。头两块岩心结果，以及电阻率曲线无幅度差，一般会导致放弃这一层段。

与上部5000ft层段相似，MRIL测井曲线提供了更准确的分析（图6－11和图6－12）。第4道的曲线表明取心处的有效孔隙度较高（6%～7%），渗透率也较高，平均为$2\sim13\times10^{-3}\mu m^2$。

MRIL确定的低束缚水含量更增加了对这一层段的信心。低束缚水含量意味着更多的剩余孔隙可以由自由流体充满。这些自由流体是油气，正如处理成果图所指示的。

有效孔隙度高于 5000ft 层段。除了取心处的高孔隙度/低渗透率层外，这一层段具有较低的总孔隙度，但却具有高得多的有效孔隙度和较高的的渗透率。结论是这一层段优于 5000ft 处的层段。

MRIL 增强了对这一层段的信心，因为其具有相当好的储层性质和渗透性，以及较高的有效孔隙度。MRIL 使这一层段引起了 Lomax 公司的注意，而不是将其排除出产油和潜在二次采油层之列。

表 6－1 给出岩心渗透率分别为 $0.15\times10^{-3}\mu m^2$（5857ft）、$0.17\times10^{-3}\mu m^2$（5858ft）和 $5.0\times10^{-3}\mu m^2$（5862ft），而 MRIL 在相同深度给出的渗透率分别为 2，5 和 $13\times10^{-3}\mu m^2$。这些深度处的岩心孔隙度分别为 10.6%、10.0%和 14.0%，而 MRIL 指示的有效孔隙度约为这些值的一半。

4）完　井

根据 MRIL 解释结果，在 5860ft 层段进行了水力压裂作业。压裂效果比这一油田其它多数尝试都好，这就证实了 MRIL 的评价作用。这口井的初始抽汲产量为 100bbl/d。

5000ft 目的层以相似的方式完井。这口井的总产量约 246bbl/d，表明上部层段产量约 140bbl/d。

要是不进行 MRIL 测井，下部层段也许不会进行试油或完井。没有 MRIL，一个高质量产层和适于将来注水的渗透层就会漏掉了。

之后，又钻了第二口井 Monument Federal 9—34 井，并用 MRIL 进行了评价。这口井的初产量超过了前述的 10—34 井。

由于这一项目的部分资金由 DOE 提供，由此得到的许多资料可向公众提供。

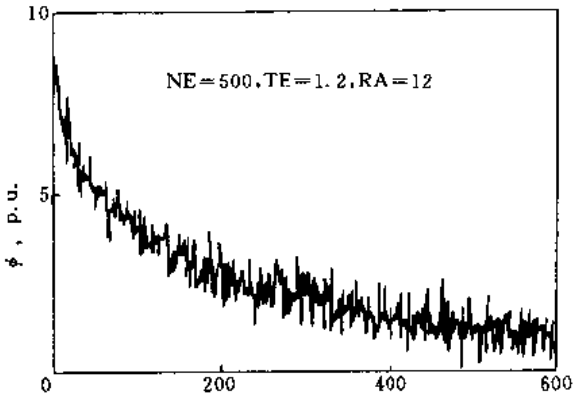


图 6－14　NMR 测井仪的曲型采集数据

4. T_2 谱现场快速算法及渗透率解释

1）T_2 谱的反演过程

最新商用 NMR 仪在连续测井时采集的数据如图 6－14（回波间职 1.2ms，回波数目 500，12 次平均采样）。衰减为多指数函数。最佳模型为连续 T_2 分布之和：

$$y(t)=\int_{T_2=0}^{T_2b}P(T_2)\exp\left|-\frac{t}{T_2}\right|\mathrm{d}(T_2)+\varepsilon(t) \tag{6-13}$$

从采集数据 $y(t)$ 中（存在噪音 $\varepsilon(t)$ 提取出弛豫谱 $P(T_2)$ 的困难是平均函数 $\exp(-t/T_2)$，这使得方程不适应。造成许多可选函数 $P(T_2)$ 在实验误差 ε 内满足方程（6－13）。故需要特殊方法得到最可能的基本谱。

从方程（6－13）可看出具有非负值约束的平方极小化问题（LS）：

$$\phi\equiv\|Ax-y\|^2\rightarrow\min,\quad A_{ij}\equiv\exp\{-t_i/T_2\} \tag{6-14a}$$

约束条件 $$x_i \geqslant 0 \tag{6-14b}$$

矩阵 A 包括一组测试函数，它涵盖全部的 T_2 空间。每个幅值 x_i 将被确定。

早已认识到从 NMR 回波串中可得到不超过 2～5 个独立参数。例如，可能建立一个包含 3.6 个自由参数的弛豫分布。一个谱的分辨率可被平滑地自动调整到与时域信噪比匹配。

在一特定模型中，确定固有的独立参数个数关键是使模型矩阵 A 正交。A 的奇异值分解（SVD）可写成：

$$U^{\mathrm{T}}AV = \mathrm{diag}\ (S_1,\ S_2 \cdots\cdots,\ S_m) \tag{6-15}$$

矩阵 A 的奇异值比 S_1/S_1，$S_1/S_2 \cdots\cdots S_1/S_m$ 示于图 6－15。横坐标代表一个特定子模型中的独立参数个数，对应的纵坐标值等于使用该模型必需的信噪比。整数数值点间平滑内差指示独立参数不限于整数值。

由于信噪比从测井仪中得到，自由参数必须通过奇异值递减函数调整。我们选择在某一最小 SNR 上使系统误差和标准的偏差达到极小的递减函数：

$$X = V^{*}\mathrm{diag}\left(\frac{1}{S_1},\ \frac{1}{S_2} \cdots\cdots,\ \frac{\mathrm{SNR}}{S_1},\ 0,\ \cdots\right)^{*}\ (U^{\mathrm{T}}y) \tag{6-16}$$

SNR 为从采集数据中估算的信噪比，非负值约束式（6－14b）通过式（6－15）、式（6－16）迭代求解而满足。当满足约束条件时，非适宜 T_2 组分从模型矩阵 A 中被消除。根据图 6－14 的数据计算的弛豫谱解示于图 6－16。

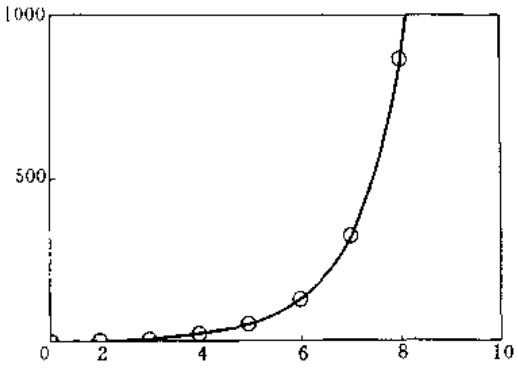


图 6－15　模型矩阵 A 的奇异值比

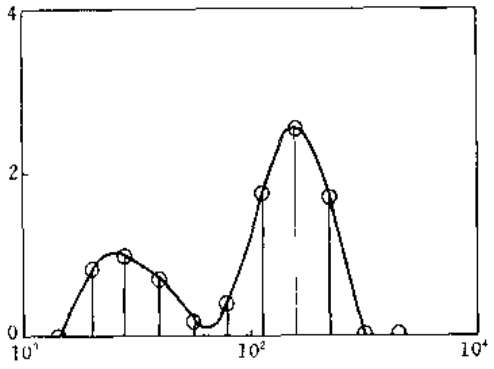


图 6－16　计算的弛豫谱

一种实时算法处理速度必须跟上各种环境下来自测井仪的数据流。该算法具有快速的计算能力、占据最小的存贮量，可估算即时信噪比及相对误差等，满足了实时处理需要。

2）渗透率估算

在单相流系统和高体积 T_2 值情况下，T_2 谱可被看成一种定性的孔径分布，通过 T_2 谱积分可计算出渗透率。对于连续 T_2 分布，由 Kenyen 模型可计算渗透率：

$$K^{1/2} \sim \int_0^{T_{2b}} P(T_2)^2 T_2 \mathrm{d}(T_2) \tag{6-17}$$

该模型的主要缺陷是对烃太敏感。部分烃饱和使水相 T_2 分布向低值偏移，而油的体积分布被叠加到谱上面，解决方式是引入 FFI/BVI 渗透率模型：

$$K^{1/2} \sim \phi_{\mathrm{NMR}}^2 \left(\frac{\mathrm{FFI}}{\mathrm{BVI}}\right) \tag{6-18}$$

$$\phi_{\mathrm{MRI}} = \int_0^{T_{2b}} P(T_2) \mathrm{d}(T_2) \tag{6-19}$$

FFI/BVI 为自由流体与束缚流体体积之比，该模型指示存在一个 T_2 截止值，截止值之下的水为束缚状态。实验室结果及现场经验指出截止值在 25～30ms 之间。

对于大部分砂岩，在水润湿的单相流条件下，式（6－17）和式（6－18）、（6－19）计算结果是一致的。二者之间明显偏差指示存在多相流，如油气和水共存。

3）测试结果

在 1994 年 2 月之前，该算法结果被大量测试证实。图 6－17 为在得克萨斯壳牌公司测试井中的测井结果。该井为浅的淡水自喷井，1070ft 以上层段为泥岩夹层，很少砂岩。1070～1190ft 段为低中孔隙砂岩，内含层状泥质。1190～1245ft 为纯砂岩。左边为新的渗透率模

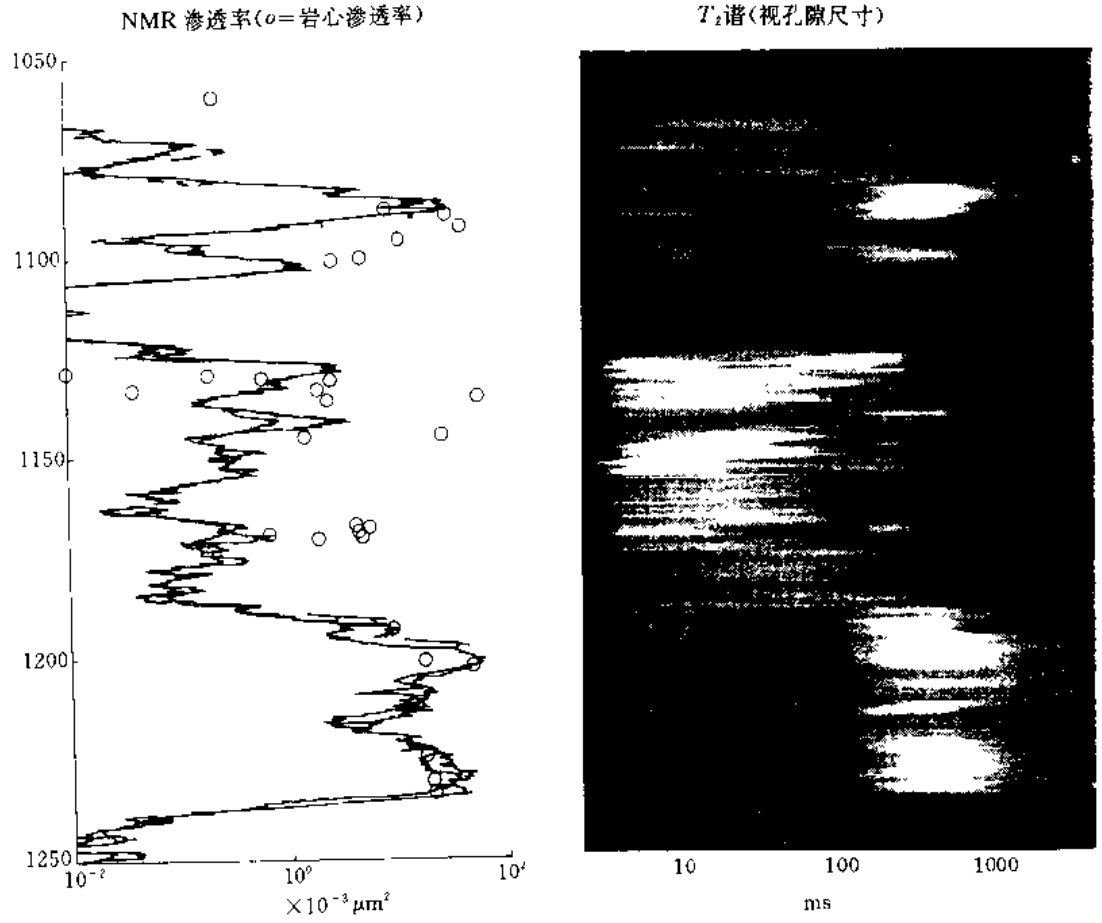


图 6－17　在测试井中估算的渗透率和定性的 NMR 孔径分布

型（虚线）与FFI/BVI模型（实线）结果的比较。圆圈指示30个岩样的位置及盐水渗透率。在该淡水井中，二者估算结果一致，也与基于 T_2 几何均值估算结果相同。右边为用灰度幅值编码图作出的 T_2 谱。密度轴用正比于谱密度的亮度自动刻度。由于回波采样时间1.2ms，总回波时间600ms。因此谱中心段比左右边缘更准确。

三、提高采收率，用NMR解释含油饱和度和原油粘度[5,6]

利用油和水分子自扩散差异，在梯度磁场中以不同的回波间隔至少进行两次 T_2 衰减测量，该方法在含有重油的井中得到了成功的应用。

1. 壳牌公司在阿曼南部的应用实例

1）NMR测井曲线

用MRIL—B仪在A井中砂岩层的含油和含水层段进行了测井。在油层还取得了一小段岩心。得到了 T_2（2ms）和 T_{2D}（4和6ms）的测井资料。所有测井资料都有足够的等待时间以保证所有流体分量得到充分极化。该井采用8.5in钻头进行钻井，在进行测井之前利用水基泥浆进行循环（$R_m=0.89\Omega\cdot m$，井底温度为54℃）。

图6－18所示为A井中一系列标准测井资料。在进行MRIL测井时，储层中该部分的含水饱和度存在不确定性。裸眼井测井资料的常规解释表明该层为高孔隙度纯砂岩，但含水饱和度远大于60%，尽管如此，在400m水平侧钻井中日产无水原油15m^3，从而发现在钻遇层段中有更好质量的储量。

对MRIL T_2 测量的标准解释得出了NMR孔隙度（MPHI）和束缚水体积（BVI）。这些结果也示于图6－18中。给人们第一个错误的印象是它们证实含油饱和度低。在油水界面以下（约在X70m处）的BVI低（即储层潜力较好），油层中的BVI却急剧增大。BVI大约为0.6MPHI，即意味着含水饱和度不可能低于60%。这与常规解释结果是一致的。

然而，仍有一些情况未给出解释。为什么这种影响与这种流体类型同时发生，束缚水为什么如此大，而在其它岩性测井资料上却无任何明显影响。另外，油水界面上下岩屑和井壁取心样品在光学显微镜下的观察也未见任何差异。最后，虽然在水层MPHI与密度孔隙度相一致，但在油层却有差异。

在实验室内对原油的NMR响应进行的测量发现上述解释结果是错误的。测量结果表明，原油的弛豫时间很短，因此将原油信号解释为束缚水而不是自由流体。这就意味着对于这种原油而言，自由流体指数的概念不适用。

2）与其它测井资料和岩心的对比

扩散处理的结果由5个水体积和一个油体积组成，结果示于图6－19。在水层（X70～X100m），发现大部分流体在 V_{w3} 和 V_{w4}（即 $T_2=30$ms和95ms）。在 V_{w5} 中发现有很少的流体（即大孔隙尺寸内）。在最小孔隙中发现有一小部分水（V_{w1}，V_{w2} 几乎为零。在油水界面X70m）之上，计算出的流体分布发生了变化。虽然 V_{w5} 和 V_{w1} 保持不变，但在 V_{w4} 和 V_{w3} 中原油几乎完全替换了自由水。有趣的是 V_{w2} 增加了，这被解释为由于孔隙中油周围的薄水层引起的，这种水层的有效表面积比相同孔隙中完全充满水时的值要大得多。因此，根据有关计算，孔隙中的剩余水的弛豫时间要短一些。

图6－18第6道将NMR孔隙度与密度孔隙度进行了比较。在油水界面（X70m）以下以及在油层顶部，NMR孔隙度和密度孔隙度之间的一致性相当好。良好一致的对比关系进一步证实了所用模型的可靠性。

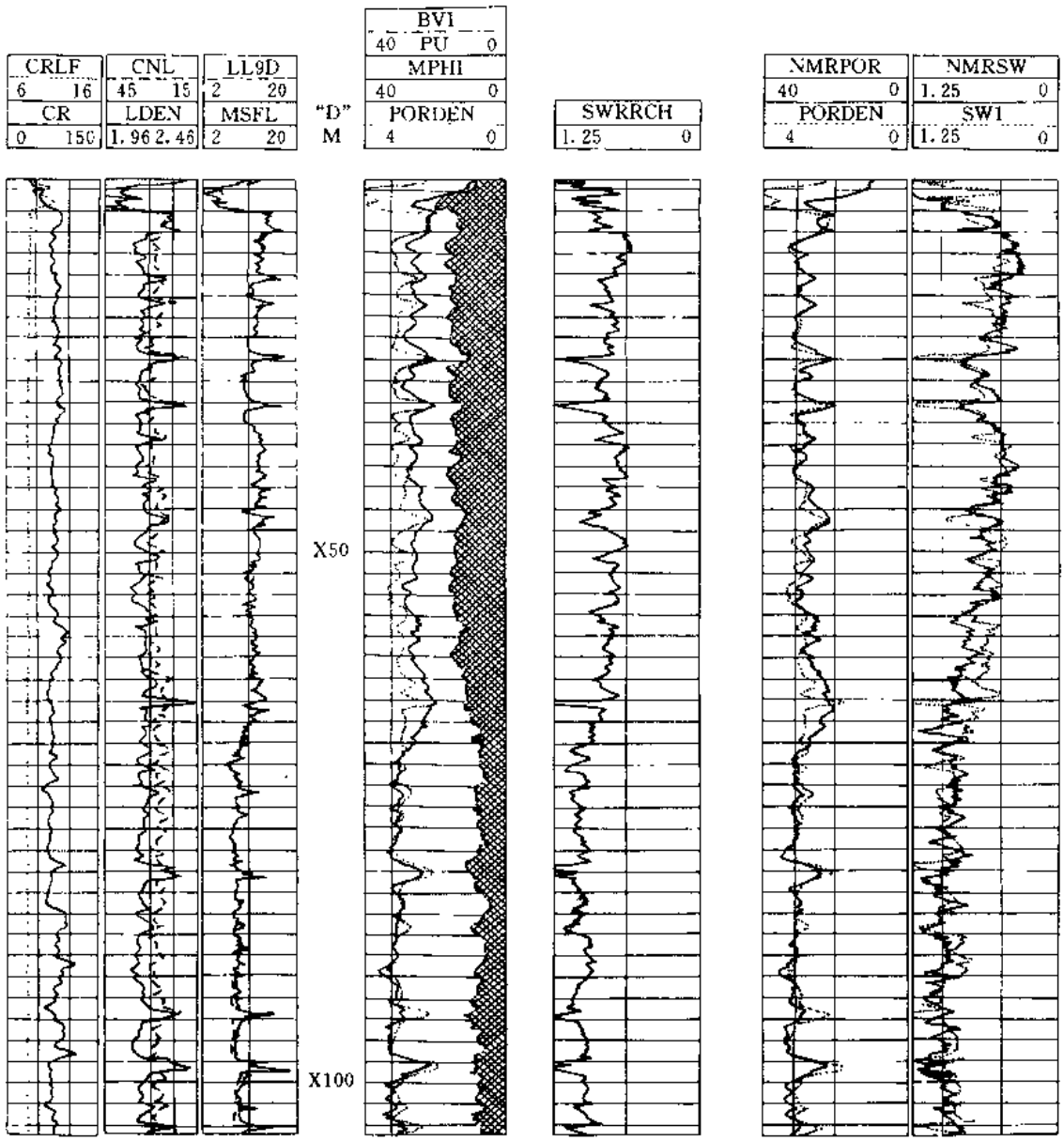


图 6－18　A 井：利用扩散 NMR 解决评价问题

只有在油水界面之上的层段（X60～X70m），NMR 孔隙度太低。估计造成这一差异的原因是与过低估计了同一层中的含油饱和度有关。

图 6－18 中第 7 道给出了 NMR 含水饱和度。在油水界面之下平均为 1。在油水界面之上，NMR 计算出的含水饱和度在顶部（X20m）逐渐降至 $S_w=0.4$ 左右。

油层中根据常规测井资料利用阿尔奇公式得出的含水饱和度过于悲观，但 NMR 测井表明岩性发生很大变化似乎证实了上述结果。然而，由于重油和束缚水具有类似的 NMR 特性，因此，自由流体指数的概念在此不适用。NMR 孔隙度（NMRPOR）与密度孔隙度和岩心资料吻合得很好。NMR 饱和度（NMRSW）与岩心资料对比得很好，且与测井的饱和度有较好的一致性。

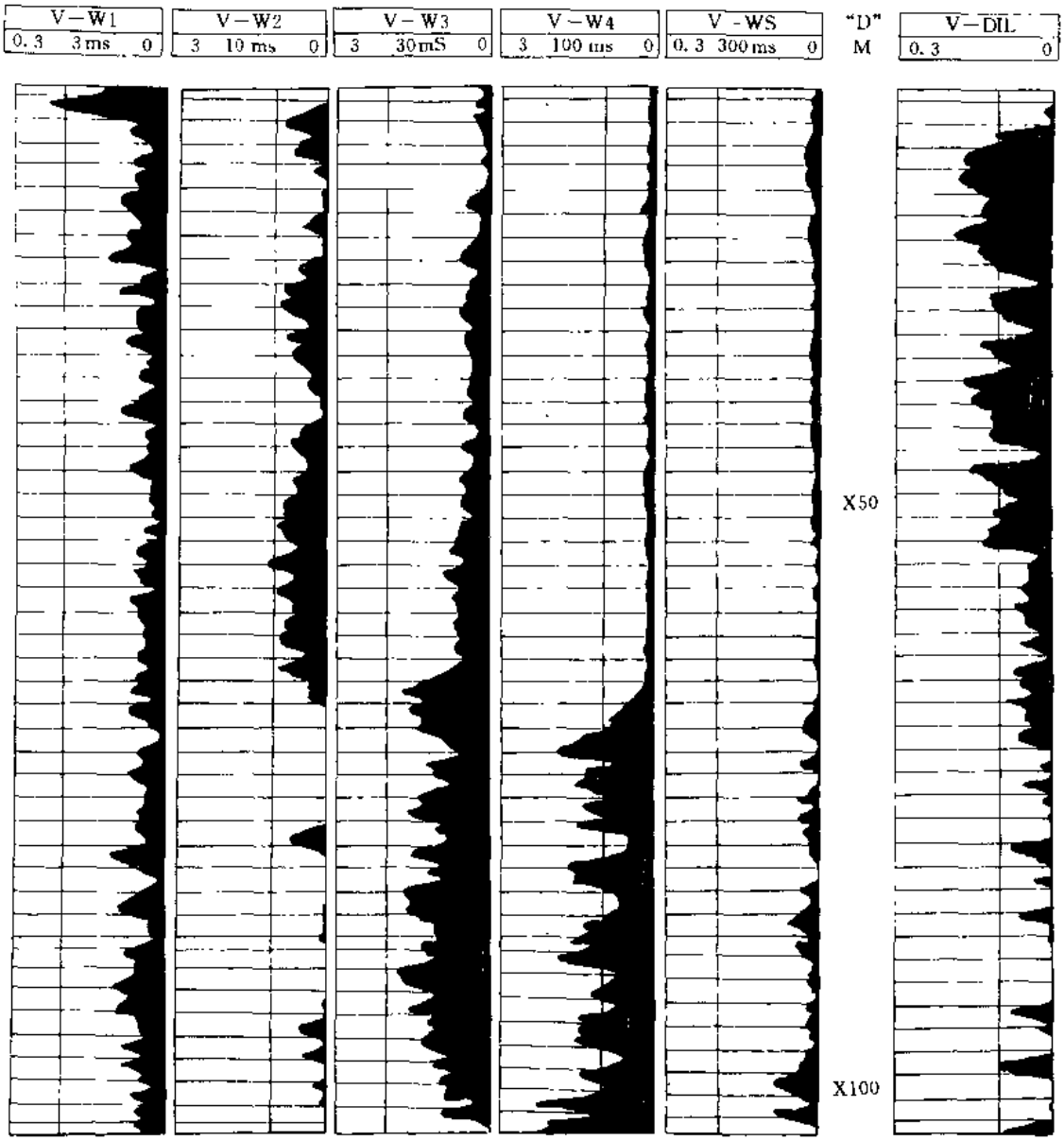


图 6－19 A 井：根据扩散 NMR 得出的水分布和含油饱和度

2. 解释硅藻岩含油饱和度和原油粘度

1）*硅藻岩地层和常规测井解释*

在加利福尼亚 Belridge 油田，硅藻岩地层有超过 10 亿桶的石油储量，其中只有 15% 已被开采。如此低的采收率说明了硅藻岩储层的复杂性。硅藻岩的构造和成岩历史导致了岩性、含油饱和度和原油密度的变化。

硅藻岩地层是由非常厚的（大于 1000ft）高孔隙度、低渗透率的硅藻土组成（孔隙度在 40～65pu，渗透率小于 $1\times10^{-3}\mu m^2$）。硅藻岩是一类岩石的总称，主要由硅藻骸，一种形成硅壳的单细胞植物组成。季节性硅藻沉积被混浊流体或粉尘落物沉积周期性中断，这就构成了沉积环境。因此，硅藻岩的矿物成分不仅包括主要的生物性硅土，而且还包括碎屑石英、

长石、粘土、重金属和碳酸盐岩。

随着温度和压力的变化，Opal—A 型（水合的 X—射线非晶体硅）硅藻岩经过成岩变化变到 Opal—CT（X—射线晶体硅），或被称作褐色泥岩的瓷土。这种成岩变化一般发生在数十英尺厚的垂直过渡带，并导致了孔隙度和渗透率的明显减小（孔隙度小于 45pu，渗透率小于 $0.01\times10^{-3}\mu m^2$）。图 6－20 显示了该地层的上部。

地层中的烃是含少量原生气的亚临界状态的原油。原油的重度从 10°变至 35°API，较粘的油一般出现在硅藻岩上部。据估计，在硅藻岩中几乎⅓的油重度低于 16°API。油的重度是一项重要参数，因为它影响了初始和水淹后的响应。为了进一步加强石油开采工程，它也确定开采目的层。

传统的测井分析采用了由岩心数据支持的密度和深电阻率测井曲线。孔隙度直接由密度测井曲线计算，这时假设含气饱和度不变（为 7%）。用考虑了硅藻岩的粘土电导率的 Waxman—Smits 方程来计算含油饱和度。这种测井估算模型已经在许多现场用岩心孔隙度和含油饱和度验证了。这口井中，在 4 个井段中获得了长 600ft 直径为 4in 的全直径岩心，它跨越了硅藻岩、过渡层和褐色泥岩。为了使流体流失和润湿性变化最小，在运输和储存过程中岩心一般被保存在封闭和冷冻的容器中。

由测井得出的孔隙度和含油体积与岩心值一起显示在图 6－20 中。图 6－20 中的岩心孔隙度和含油体积已进行了压实校正。用甲苯对岩样进行 Dean Stark 提取，由此确定出含油体积。因为硅藻岩的致密性（这个过程一般需要几个月时间）。足以阻止钻井液对 4in 岩心内部的严重冲洗，所以由 Dean Stark 法确定的含油体积足以代表原生地层的含油体积。

硅藻岩中油的粘度一般是由原油样品来确定，此样品是用挤压作用从井壁柱塞中被慢慢挤出的。因为 Dean Stark 法和脱油分析需要大量的经费和时间，所以用 NMR 测井和 NMR 岩心分析确定油的粘度和饱和度是替代的方法。

2）CMR 测井

图 6－21 显示了两段 CMR 测井、Dean Stark 法孔隙度及密度测井的总孔隙度。实验仪器的探测深度大约是 1in。将 CMR 孔隙度与其它孔隙度测量相比较，显示出在被测体积中的原生气完全被冲洗。

图 6－21 中显示的 CMR 测井，采用的脉冲序列是一个 1.3s 的等待时间（考虑到氢核的极化），接着获得的具有 320μs 回波间隔的 600 个自旋回波。自旋回波序列成对被收集，被称作“相位交错对”（PAP）。因此，1 个 PAP 总的探测时间是 3s。CMR 测井是以 600ft/h 的速度进行测井，这样每 6in 出现一个新的测量值。

用灰度随信号幅度而增加的彩色图，在道 1 上显示出 T_2 的分布。长井段的地层展示的是具有明显双峰的 T_2 分布，峰值在 10ms 和 150ms 上。为了提供测井 T_2 分布的定量分析，开始在岩心样品和原油样品上进行了实验室核磁共振 NMR 测量的研究。

3）油的核磁共振响应

31 块 Belridge 油田的体积油样品的 T_2 分布按粘度增加的次序显示在图 6－22 中，与窄分布的精炼油相比（主要是单 T_2 值），由于每个样品中油气是混合的，这些原油的 T_2 分布宽出几十倍。此分布由一些最容易移动的氢核产生的较长的 T_2 峰与受约束的一些氢核产生的较短的弛豫时间的尾部组成。随着油气链长度的增加，粘度增加，而弛豫时间变短。化学位移谱确定了油的粘度越大，油类型的范围越宽。

图 6－23 给出了从 T_2 分布中计算的 T_2 对数平均值（$T_{2,log}$），与来自 Belridge 油田和世

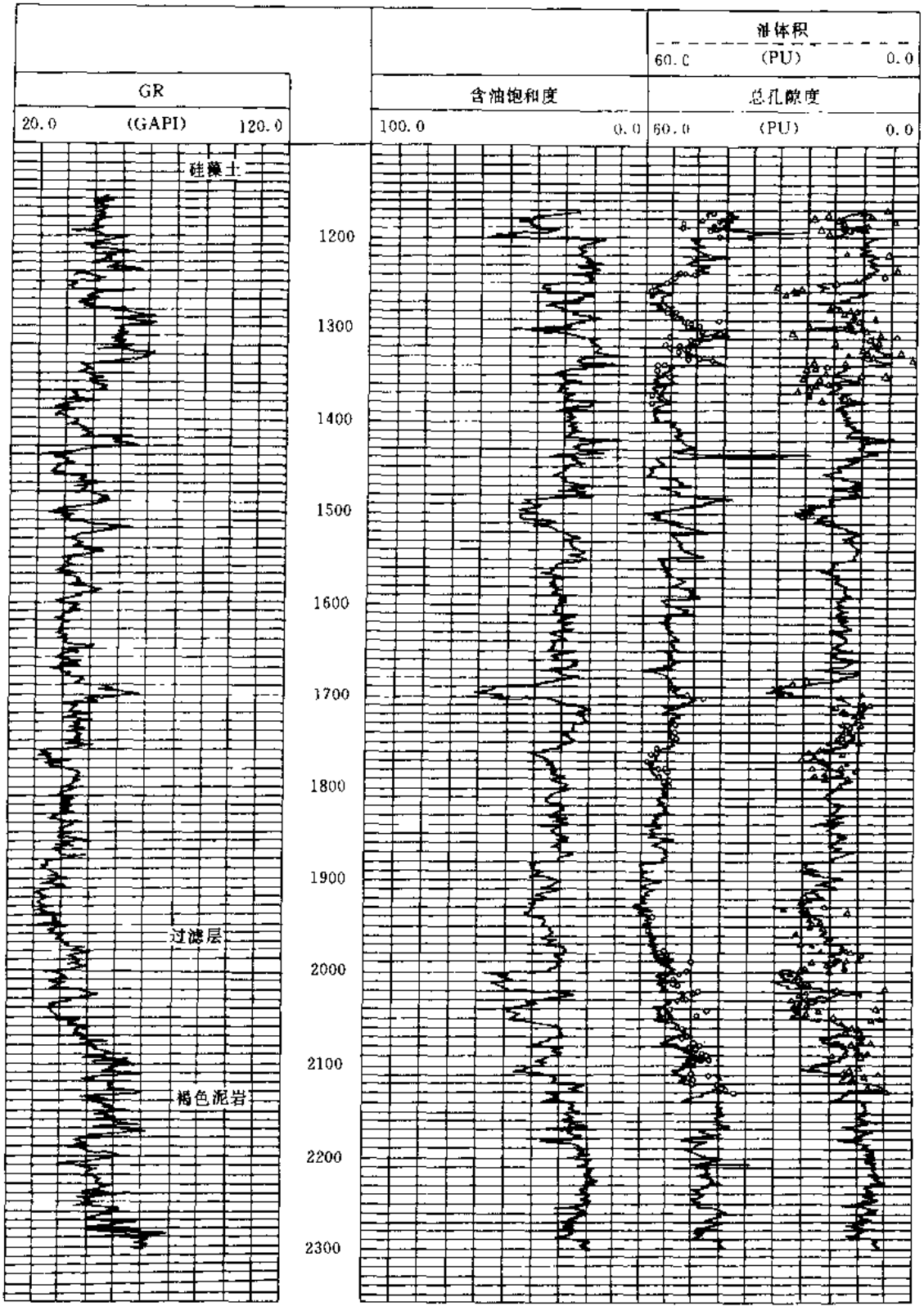


图 6－20　Dean Stark 孔隙度（圆）和油体积（三角）与
裸眼井测井值比较，地层顶部被显示在道 1 中

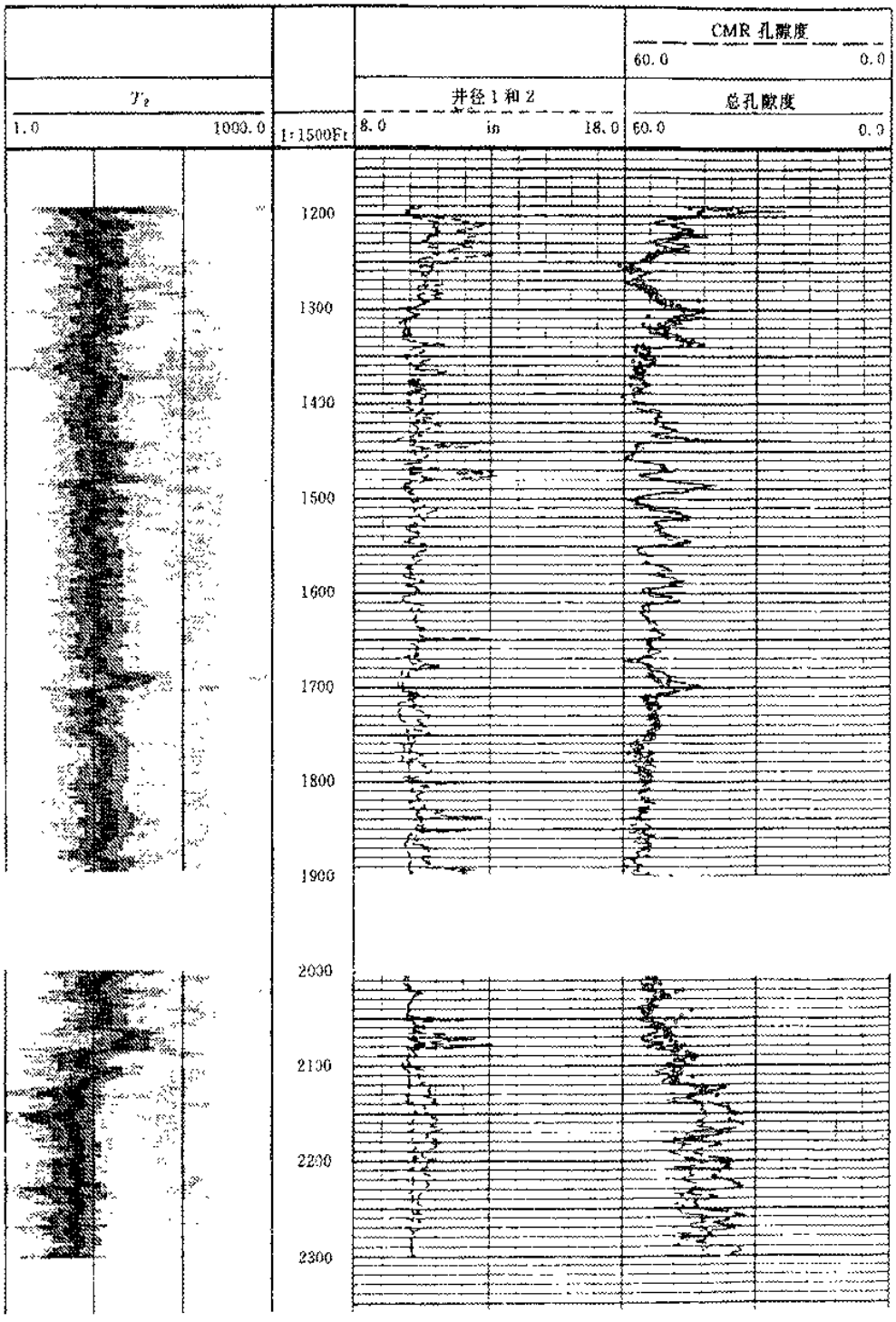


图 6－21　穿过硅藻岩、过渡层和褐色泥岩的两个区间的 CMR 测井记录
CMR 孔隙度、总孔隙度（密度测井所获得）和 Dean Stark 孔隙度（圆）在道 3 中被比较，
道 1 中的灰度指示了 T_2 分布的幅度。

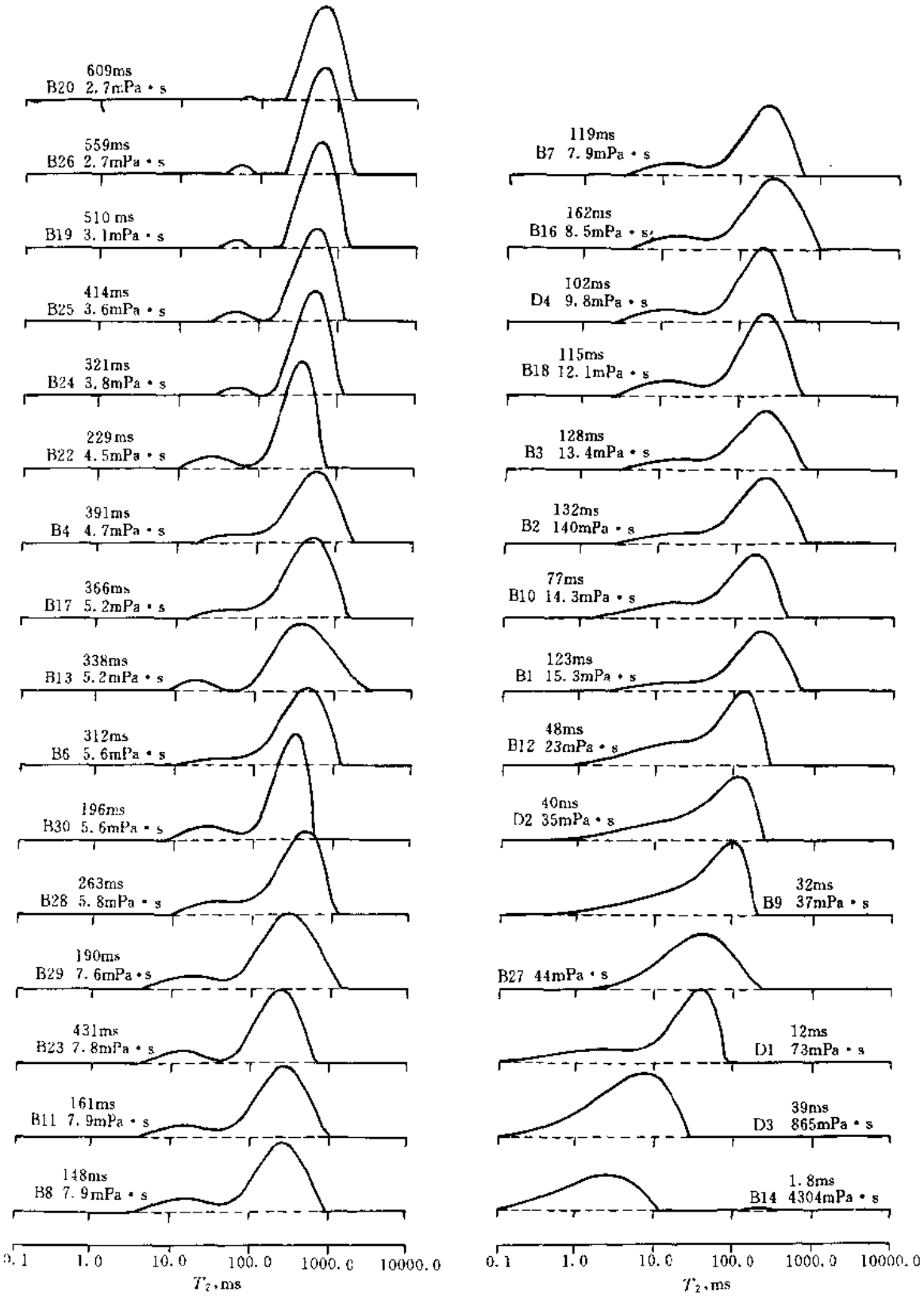


图 6·22 从左上到右下，按粘度增加的次序绘制了 Belridge 油田整体油样品的 T_2 分布图

界各地另外的 35 块样品的粘度（η）及标准粘度之间关系的交会图。通过这些数据点，略去四个最粘样品，得到最佳拟合曲线：

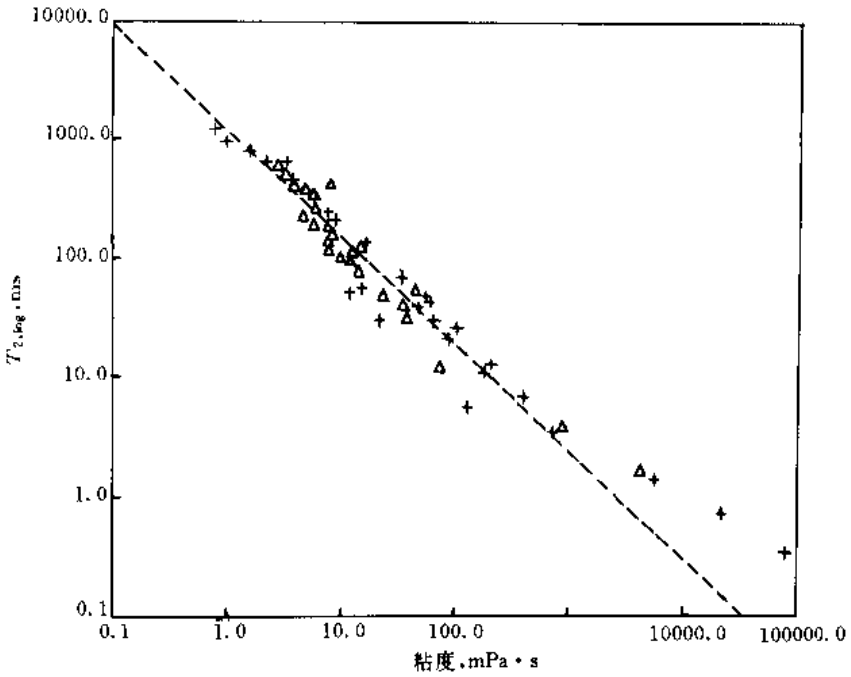


图 6－23　T_2 对数平均值（$T_{2,log}$）与整体油样品粘度的关系

其样品来自 Belridge 油田。（三角）。世界油田样品和油粘度标准样品（加号）。忽略了四个最粘的样品，用乘方幂定理（即（$T_{2,log}=120/\eta^{0.9}$）对所给的数据进行最好的拟合

$$T_{2,log}=\frac{1200}{\eta^{0.9}} \tag{6-20}$$

四个最粘样品背离此关系，是由于实验室波谱仪测量非常短的 T_2 值时产生了试验偏差。原油粘度与 T_1 的关系类似于图 6－23 中的曲线，这早在 1961 年由 Brown 发表。

图 6－24 中给出从岩心挤压出的九个体积油样品的 T_2 分布与测量的 API 重度。

此井中的这些样品已经显示了 Belridge 油田的趋势：经过一个过渡层，在硅藻岩顶部的油比较粘重。在硅藻岩层下部大约 1350ft 处，属于轻质原油，大约为 27°API。在 1350ft 上部大约 1257ft 处油变得更粘，重度接近 16°API。

4）CMR 测井与实验室 NMR 的比较

图 6－21 中显示的测井 T_2 分布与在岩心样品上获得的自然状态下的分布极为一致。测井曲线宽的双峰 T_2 分布是由水产生的短 T_2 部分和更长的原油 T_2 部分形成的。

CMR 孔隙度从 55pu 减到 40pu，且水的 T_2 峰从 10ms 缩短到 6ms，这清晰地标记出向褐泥岩的转化，T_2 的减小反映了褐泥岩较小的孔隙尺寸。如果按照早期的研究，对于砂岩，渗透率与 $\phi^4(T_{2,log})^2$ 成正比，褐泥岩的骨架渗透率至少要比硅藻岩的低一个数量级。这与岩心分析的结果一致。

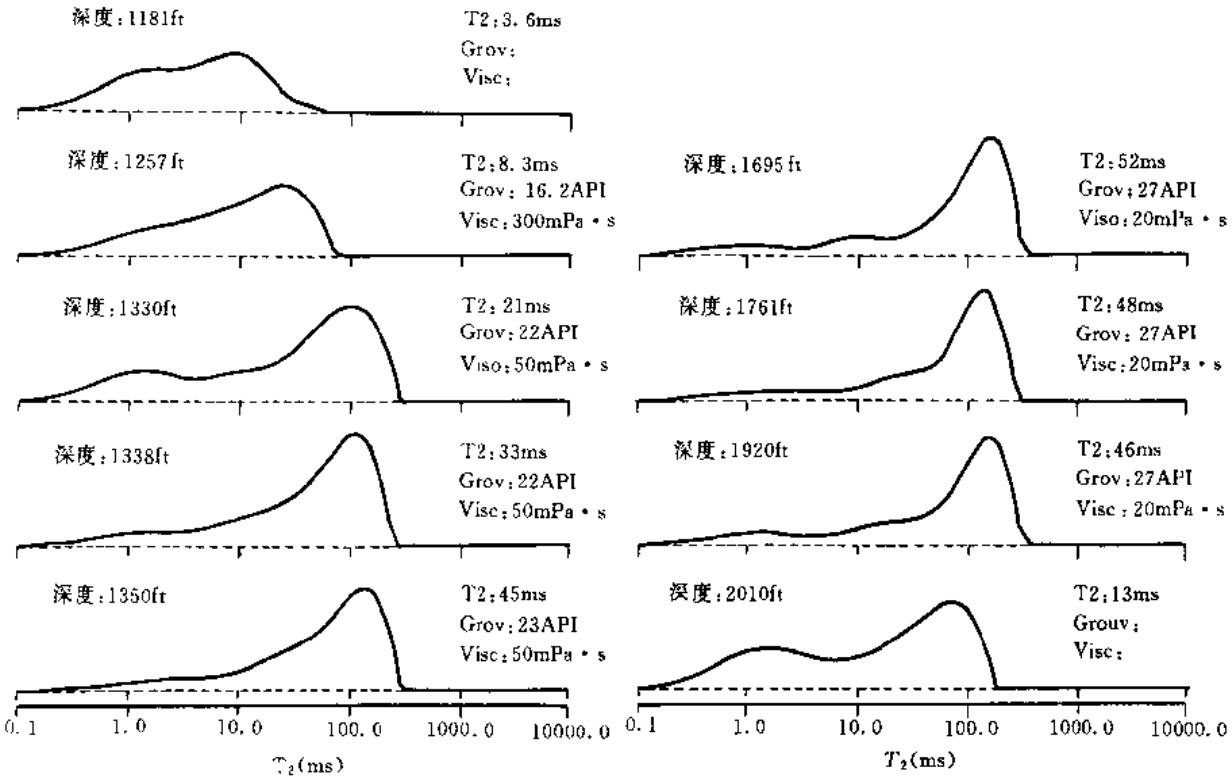


图 6－24　从岩石柱塞周边挤压的整体油样品的 T_2 分布

大部分的硅藻岩层段从 1350ft 到 1880ft，在大约 150ms 处有第二个峰，被解释有 27° API 重度油的 NMR 信号。NMR 测井显示的油的粘度在 530ft 层段是一个常数。在过渡带，第二峰缩短到大约 50ms 反映了中等粘度的油。在 1350ft 以上，原油的 T_2 变短并最终在 1250ft 处与水峰合并，这是由于油的重度减少到 16°API 引起的。

图 6－25 中显示的是：在 1650～1850ft 区间内，从测井 T_2 分布用方程

$$V_{NMR}\approx 1.7\phi_{f(33)}-3 \tag{6-21}$$

式中　V_{NMR}——原油体积；

$\phi_{f(33)}$——T_2 大于 33ms 的孔隙体积。

计算的含油量，含油量稍低于岩心和常规测井估算值，这可能是由于在井眼周围少量的油被冲洗引起的。

5）解释效果

（1）CMR 测井对 Beleidge 油田油的粘度、孔隙度和含油饱和度提供了准确的评价，对评价轻油和重油储量将非常有用。

（2）实验室和井下测量的一致性，使得岩石物理关系能在实验室建立，并应用于 NMR 现场测井解释。

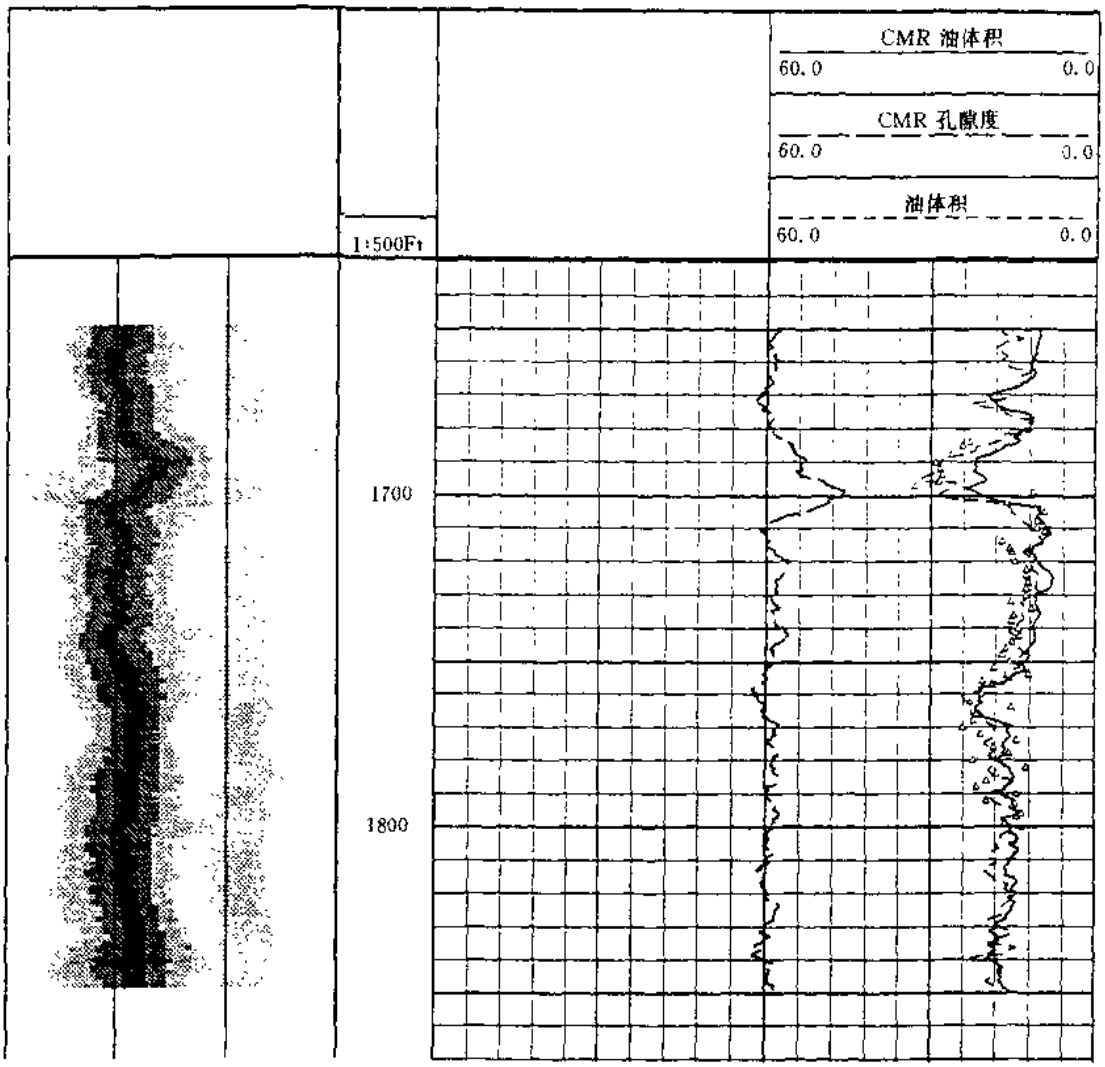


图 6－25　从 1650 到 1850ft 的 CMR 测井部分。根据 CMR 的 T_2 分布估算的油体积（实线）与裸眼井段的值（虚线）和 Dean Staek 的值（三角）比较

第三节　核磁共振测井用于探测天然气层[7,8]

以往人们认为核磁共振测井仪器不能探测气层，而最近的研究与应用表明，若能适当选择脉冲序列且测井仪有足够探测深度时，NMR 测井仪器可探测天然气层。以梯度方法为原理的测井仪器（如 MRIL—C 仪器）可用来准确识别储层中的气相。

典型储层条件下气的 NMR 特性与水和油的 NMR 特性差异很大，据此可定量识别出储层中的气相。以此为原理的一种 NMR 解释新方法（被称作谱差分法（DSM））在墨西哥湾地区得到了成功应用。该方法使用适当选取的 NMR 脉冲序列，且无须使用电阻率或其它孔隙度测井资料。DSM 方法可在含有气或油的储层中使用。另一种以天然气扩散特征为原理的方法是谱位移（SSM）法。利用谱差分法和谱位移法计算出的油气饱和度与常规方法的结

果有很好的一致性。这些方法与矿物无关，对粘土束缚水不敏感，是在泥质砂岩中一种理想的应用方法。而在气体信号小，等待时间短、测速高时，可应用幅度法，该方法适用于纯净砂岩。回波比法类似于谱位移法，但与谱位移法相比，不仅能更可靠检测气体，还能指示气体的运移和连通性。

一、幅 度 法

NMR 测井对地层质子密度敏感，也就是对地层氢指数敏感。因此可用类似于中子测井的方法探测气体。幅度法用于评估地层气体体积，通过量化视地层氢指数的减少确定气体体积。造成含气层中 NMR 信号降低的本质原因是（由于等待时间不够造成）有效孔隙度与 NMR 孔隙度不同。计算气体体积等式如下：

$$V_{GAS\ NMR} = (\phi_T - V_{BW} - \phi_{NMR}) / (1 - HI \cdot C_{TOE}) \tag{6-22}$$

式中 ϕ_T——地层总孔隙度；

ϕ_{NMR}——核磁测井孔隙度；

V_{BW}——粘土束缚水体积；

HI——含氢指数；

C_{TOE}——等待阶段重新线性排列的质子数量。

$$HI = (\rho n_H / MW) / (\rho_w n_{H-w} / MW_w) \tag{6-23}$$

式中 ρ——地层密度，g/cm^3；

MW——分子量，g/mole；

n_H——一个分子中含氢的数量。

$$C_{TOE} = 1 - e^{-W/T_1} \tag{6-24}$$

式中 W——等待时间；

T_1——纵向弛豫时间。

当气体信号小，该方法最有效，这说明当等待时间短，测速高时，可使用该方法。幅度法适用于纯净砂岩层。在泥质砂岩中，幅度法可提供附加信息。中子测井在气层中读数低，在泥岩中读数高，而 NMR 在气层和泥岩层中读数均低，所以在泥质含气砂岩中，NMR 为可靠的解释提供了第三种孔隙度测量。

该方法已成功用于北海泥质砂岩气层中，图 6－26 是 A 井解释成果图，左起第一道是有效孔隙度（$\phi_E = \phi_T - V_{BW}$）、常规解释的含气孔隙度和由幅度法解释的含气孔隙度，第二道有中子曲线、密度曲线、有效孔隙度、NMR 孔隙度、在低中子孔隙度的井段明显可以看到气的存在，而 X222m 以上，X252m 以下，$\phi_{NMR} = \phi_E$。因此，没有气的存在，在 X222～X252m 井段，V_{XGA}（由 ELAN 计算的气体体积）大于 $V_{GAS-NMR}$，这说明 NMR 的探测范围没有超过冲洗带。

二、谱 差 分 法

下面的表格给出了盐水、油和气的 NMR 特性数据。从表中数据可以看出，尽管油和天然气的 T_2 差异很大，但 T_1 很接近。同时还可以看出盐水和油具有相近的 D 和 T_2 值，但它们的 T_1 值很不相同。可根据上述观察结果选取适当的脉冲序列以处理储层流体 NMR 特

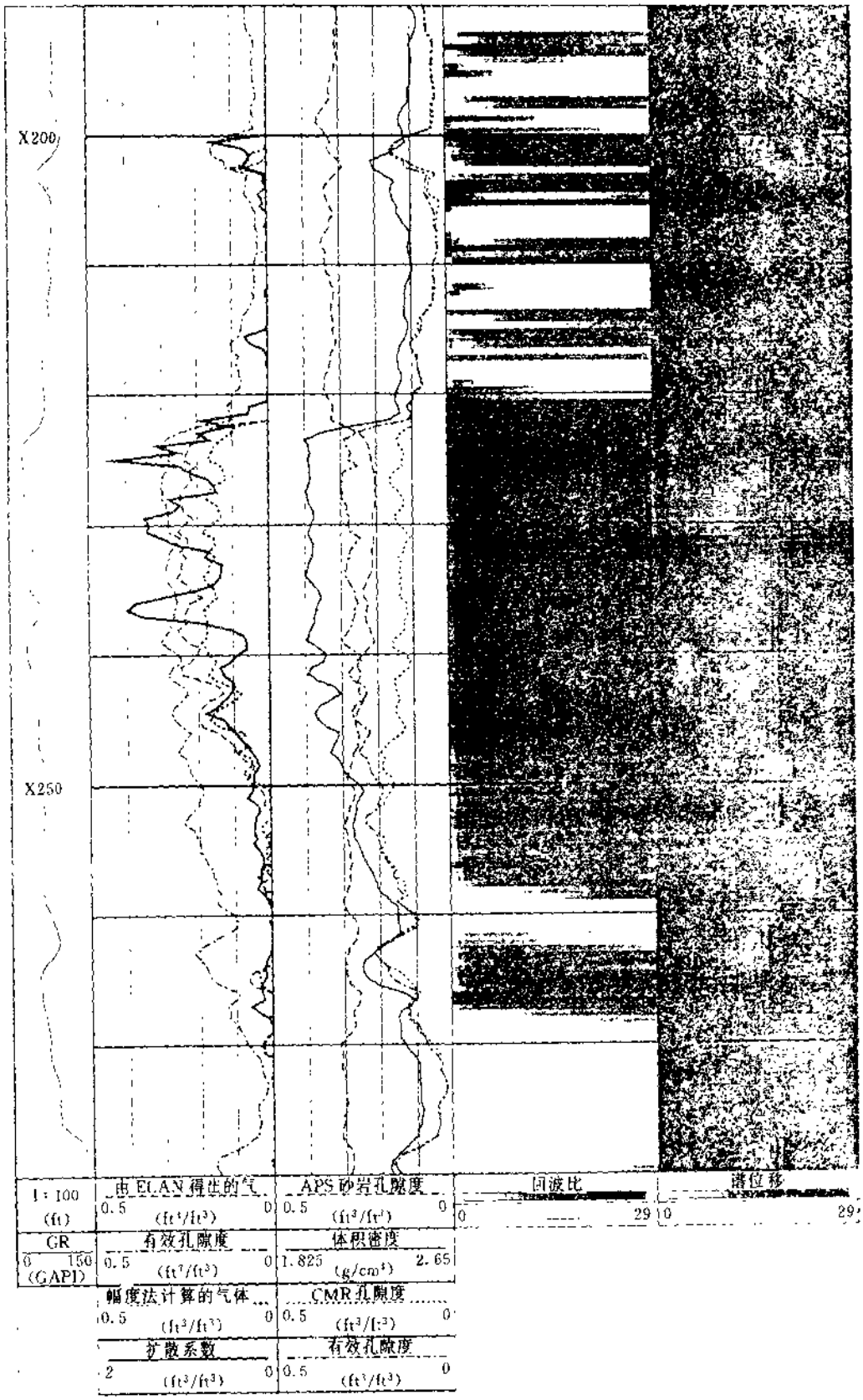


图 6－26　由幅度法和回波比法识别气层

性相近或有差异的情况。谱差分法就是利用这一特性进行天然气识别的。

图 6－27 说明了该方法在含有盐水，轻质油和气（使用的是表 6－2 中给出的 NMR 流体特性）的砂岩储层的应用。在谱差分方法中，进行两次测井，其等待时间分别为 T_L 和 T_s，并保证 $T_L \geqslant R_{1g}$以及 $T_{1g} \geqslant T_s \geqslant 3T_{1w,max}$，例如，$T_L$ 为 8s，T_s 为 1.5s。由于盐水和烃的 T_1 差异很大，当这两个谱相减时，水的信号消失。因此，谱差分只包含烃的信号。此外，两个谱相减还消除了粘土束缚水的影响，从而使该方法在泥质砂岩中更为有效。

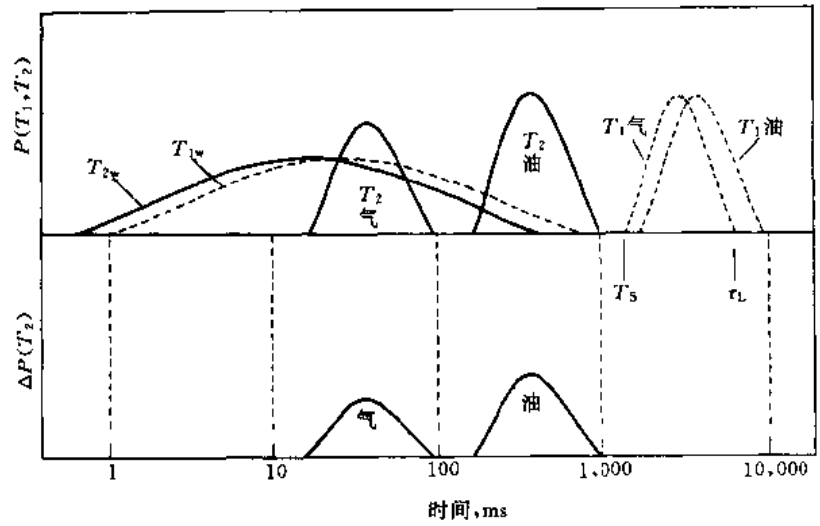


图 6－27　典型的墨西哥湾砂岩储层中谱差分法（DSM）示意图

表 6－2　储层流体 NMR 特性的比较

	T_1 ms	T_2 ms	HI	D $\times 10^{-5}cm^3/s$	DT_1 cm^3
盐 水	1～500	0.67～200	1	7.7	0.0077～4.0
油	5000	460	1	7.9	40
气	4400	40	0.38	100	400

谱差分法（DSM）都是在单次测井过程中运用两点部分恢复序列，利用地层水和油气间的 T_1 反差以确定产层，利用气液间的扩散反差以确定油气类型。

用谱差分法需满足下列条件：

（1）地层水和油气间必须有足够大的 T_1 反差。这个条件要求地层是亲水的，而油为轻质油。

（2）油气之间必须有足够大的 T_2 反差。MRIL 测井仪 18×10^{-4}T/cm 的磁场梯度可使扩散快的气体信号很快衰减掉。

（3）地层水须完全极化。

图 6－28 是该方法在一气藏中应用的实例。T_2 谱是 T_2 灰度直方图随深度的变化。左起第四道中的谱对应于 $T_L=6$s，第五道中的谱对应于 $T_s=3$s。因为储层处于束缚水状态（$T_{2w,max} \leqslant 32$ms），第四、第五道中的大部分信号都集中在短段内，气的 T_2 值约为 42ms。

注意，由于气的影响，谱差上能量集中在 32ms 和 64ms 段附近。此外，还可看到气层之下泥质层中谱差上不存在盐水信号。该井采用油基泥浆钻井，但谱差上 512ms 段内无任何信号，表明侵入影响不大。

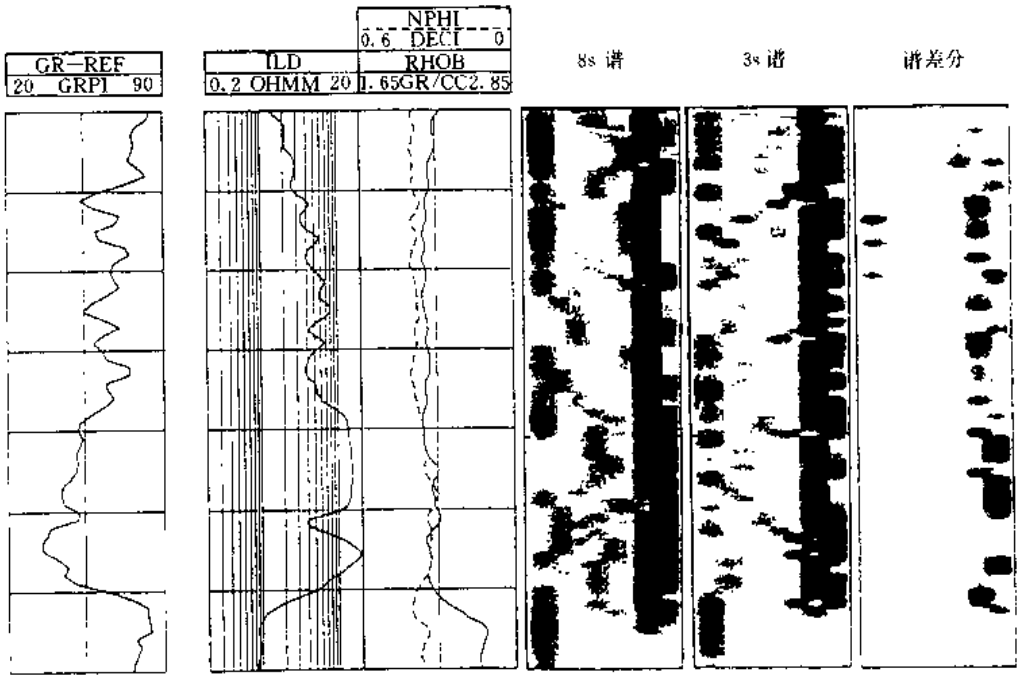


图 6－28　厚 40ft 含气层的裸眼井测井资料和 T_2 谱

三、谱位移法

谱位移法就是利用静态梯度场测量扩散对横向弛豫时间 T_2 的影响，可使脉冲核磁测井仪探测出地层中的气体。其原理就是用不同回波间隔进行二次测量，得到两组 T_2 分布。计算“长回波间隔”和“短回波间隔”分布谱间的差值，消除水和油信号（其扩散很小），剩余信号则为气信号（气体扩散快造成二次测量差异）。

图 6－29 和图 6－30 说明了谱位移法在束缚水条件下天然气储层中的应用，其束缚水孔隙度 $\phi_{cop}=10$pu，天然气孔隙度 $\phi_g=20$pu，盐水信号分布在 8～16ms 之间，气信号集中于 40ms 处。谱位移法需采集两个 CPMG 序列，两者的等待时间 T_L 均为相同，但 t_{cp}不一样。等待时间的选取要满足 $T_L>T_{1g}$。例如，$T_L=8$s，第一次测量时 $t_{cp}=0.6$ms，第二次测量时 $T_{cp}=2.4$ms。图 6－29 所示为两次测量合成的 NMR 衰减曲线。实线是短回波时间的情况。可以看出，由于天然气扩散的影响，在 $t_{cp}=2.4$ms 的情况下（虚线）NMR 信号衰减要快得多。

图 6－30 所示为相应的 T_2 谱，实线对应于短回波时间测量的 T_2 谱，其中 40ms 峰值属于气相。位于约 12ms 处第二个较宽的峰是盐水引起的。注意，在较长回波时间测量中，t_{cp} 的增加使气谱“移动”不能探测到，在谱中只剩下盐水信号。

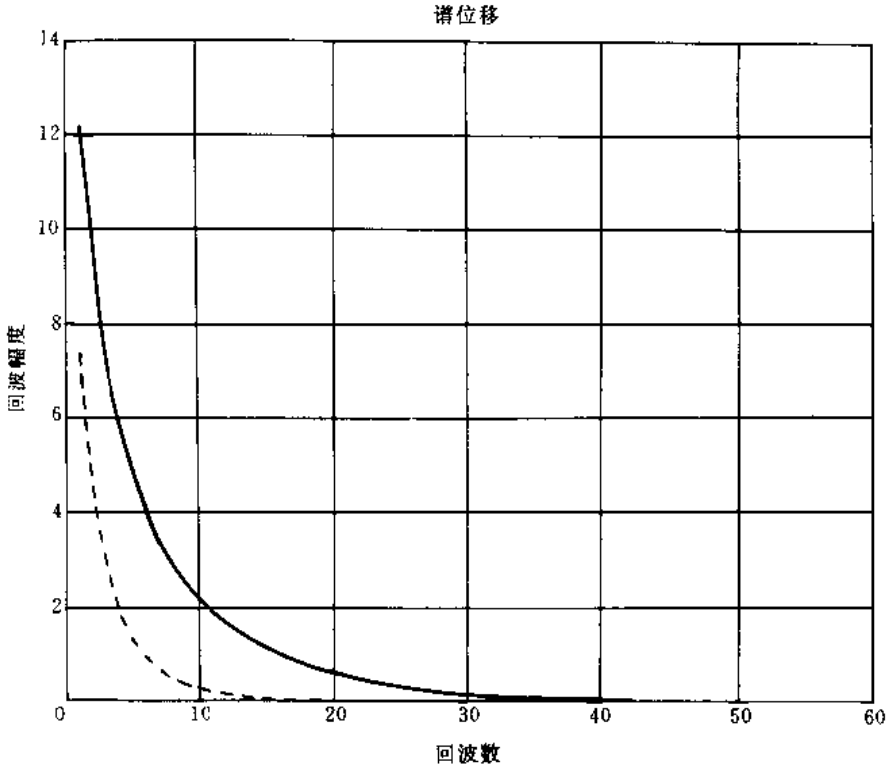


图 6－29　合成 T_2 衰减曲线说明谱位移法在处于束缚水饱和度状态下含气层中的应用

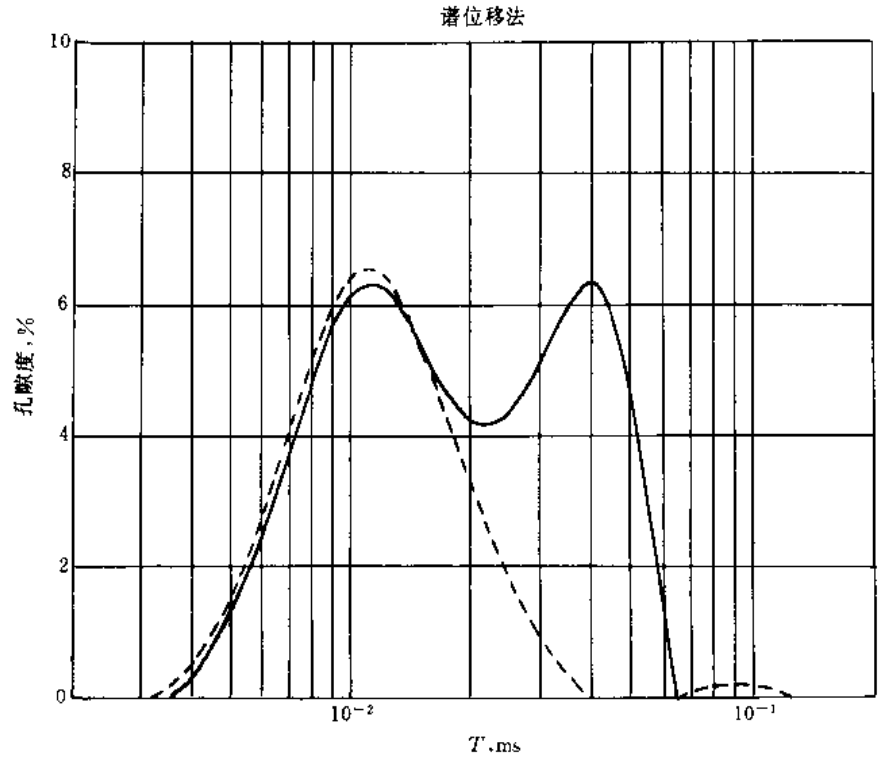


图 6－30　根据前图合成回波波列反演得到的 T_2 谱

四、回 波 比 法

该方法通过比较二次测井数据（具有不同回波间隔）计算视扩散系数 D。与谱位移法和谱差分法相比，该方法不仅能更可靠检测气体，还能指示气体的运移性和连通性。

当磁场梯度 G 与自由扩散弛豫时间 T_{2B}无关时，观测的回波幅度可表示为：

$$A(t,T_E,D)=A_0\int_0^{\infty}B(T_{2B})\exp(-t/T_{2B})\mathrm{d}T_{2B}\int J(G)\exp(-t/T_{2D})\mathrm{d}G \tag{6-25}$$

$$T_{2D}=12/(G^2\gamma^2T_E^2D) \tag{6-26}$$

式中 A_0——零时幅度值；

T_E——回波间隔；

$J(G)$——磁场梯度分布；

$B(T_{2B})$——T_{2B}分布；

γ——质子旋磁比。

通过测量已知 T_{2B}的流体样品如确定式（6－25）中的第二项积分（测量样品的回幅幅度除以第一项积分）。然后将时间 t 转换为时间 τ

$$\tau=(T_E/T_{ER})^2(D/D_w)t \tag{6-27}$$

式中 D_w——水的扩散系数；

T_{ER}——水瓶测量的回波间隔。

将水瓶测量值转换为评估磁场梯度积分的一般性方程。

$$F(\tau)=\int J(G)\exp(-t/T_{2DW})\mathrm{d}G \tag{6-28}$$

其中 T_{2DW}由式（6－26）计算。该式用于预测任何 D 值条件下不同 T_E 的回波幅度（为时间的函数）比：

$$A(t,T_{E短})/A(t,T_{E长})=F(\tau_{短})/F(\tau_{长}) \tag{6-29}$$

图 6－31 为 $T_{E短}=0.32\mu s$，$T_{E长}=1.0\mu s$ 时一系列幅度的模拟值。

至此所剩的工作只是找出从测量的回波比中求解 D 的便捷算法。根据与时间分布相关的波幅比分布的第一时刻的扩散系数 D，可得出下面的方程：

$$M(D)=\sum_t t[F(\tau_{短})/F(\tau_{长})-1] \tag{6-30}$$

根据经验，我们可知：

$$D=aM^2+bM \tag{6-31}$$

由图 6－31 的模拟比计算出的扩散系数见图 6－32。参数 a 和 b 根据回波间隔为 T_{ER}时测量的水瓶数据求解。

由此确定的 D 不受不完全极化的影响，也不需要弛豫时间、扩散系数或氢指数的先验值。

回波比法已成功用于两口井，图 6－26 为其中一口井测井结果。

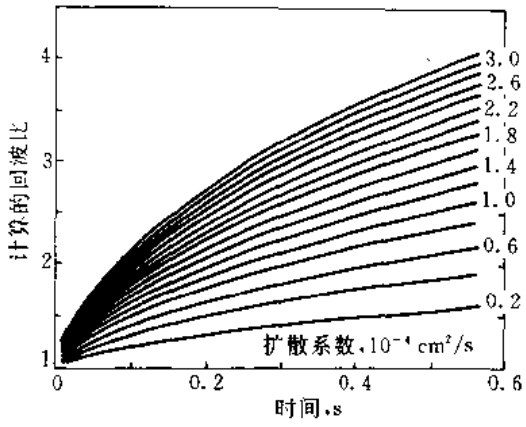


图 6－31　不同回波间隔的回波比与扩散系数的关系模型

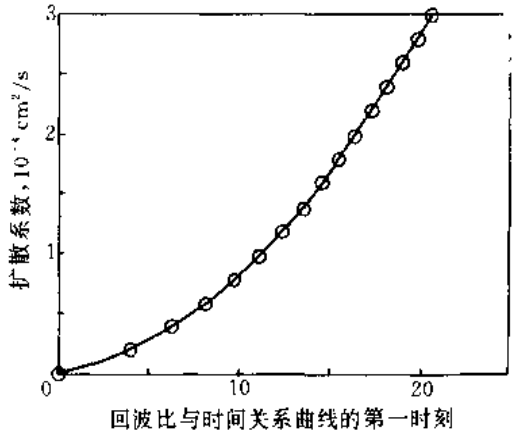


图 6－32　由与时间相关的回波比曲线的第一时刻扩散系数的二次拟合曲线

应用幅度法成功确定了气体体积，见图中第一道，该道中也示出了计算的扩散系数。

第一道 VDL 为回波比图，第二道 VDL 为谱位移图。在谱位移图中气体由亮点和暗点指示，分别对应于 T_2 正差和负差曲线。该图证实在某些层段存在气体，但指示的气层在实际气层之上或之下。回波比图则清晰显示了气信号，仅在气层处回波比随时间单调增加。

在气层计算的扩散系数 D 增加。但气层的 D 仅约 1.5×10^{-4}cm²/s，大大低于井下气的 D 值（约 6×10^{-4}cm²/s）。这被解释为含气孔隙的连通性差，降低了该层气的视扩散系数。部分 D 值降低可能由于孔隙中油和水的存在造成的。通过比较气层和油层可消除气识别的不确定。此外，由图可见随着深度增加，气体连通性（或运移性）降低，这与自然伽马和感应测井曲线中所见的粗糙度增加趋势一致。

第四节　碳酸盐岩、低电阻率油层、低孔低渗等储层评价

一、碳酸盐岩储层评价[9,10]

根据测井资料评价碳酸盐岩地层的产能一直是一项非常困难的事情。碳酸盐岩中孔隙大小分布变化很大，从微晶孔隙到溶洞孔隙，这些对产能、渗透率和根据电阻率测井评价出的油气饱和度都有较大影响。在复杂碳酸盐岩中更难以根据常规电缆测井资料获得准确的孔隙度。而作为制定三次采油方案所必需的残余油饱和度的解释，一般常规测井更是难以做出准确的解释，由于核磁测井能较准确提供与岩性无关的孔隙度测量，并能解释可采流体（自由流体）、渗透率、残余油饱和度与其他测井资料结合确定油水界面。因此，核磁测井在复杂岩性油田的勘探与开发中有着很好的应用前景。

1．评价碳酸盐岩储层有效孔隙度、可动流体和渗透率

图 6－33、图 6－34 是核磁测井在碳酸盐岩地层中解释有效孔隙度、可动流体和渗透率的解释实例。

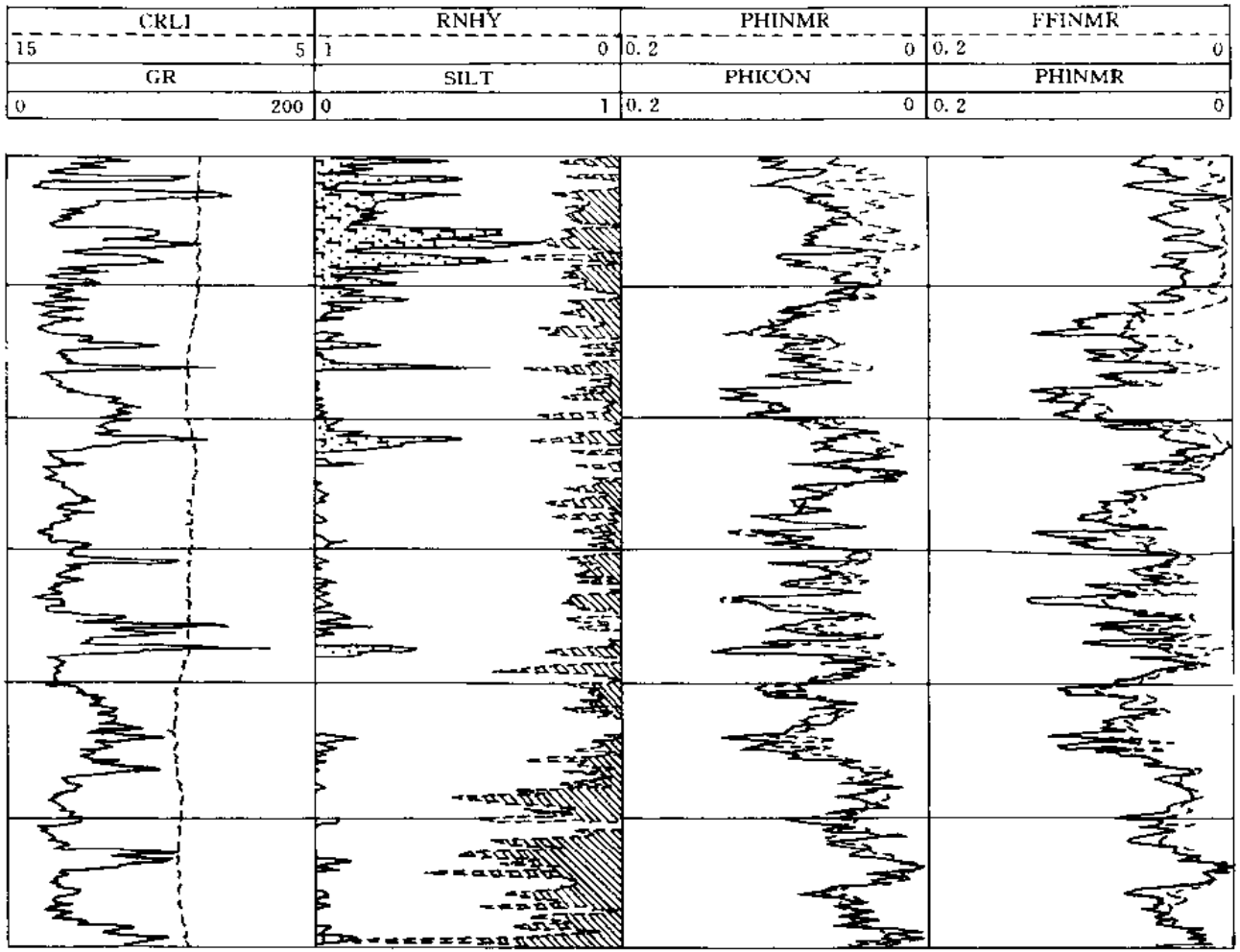


图 6－33　Glorieta 地层(5900～6200ft)CMR 测井资料与常规孔隙度测井资料的比较说明岩性的变化情况

除粉砂层外，NMR 孔隙度与常规孔隙度解释结果是一致的。在粉砂层中，NMR 孔隙度似乎全是由束缚流体构成

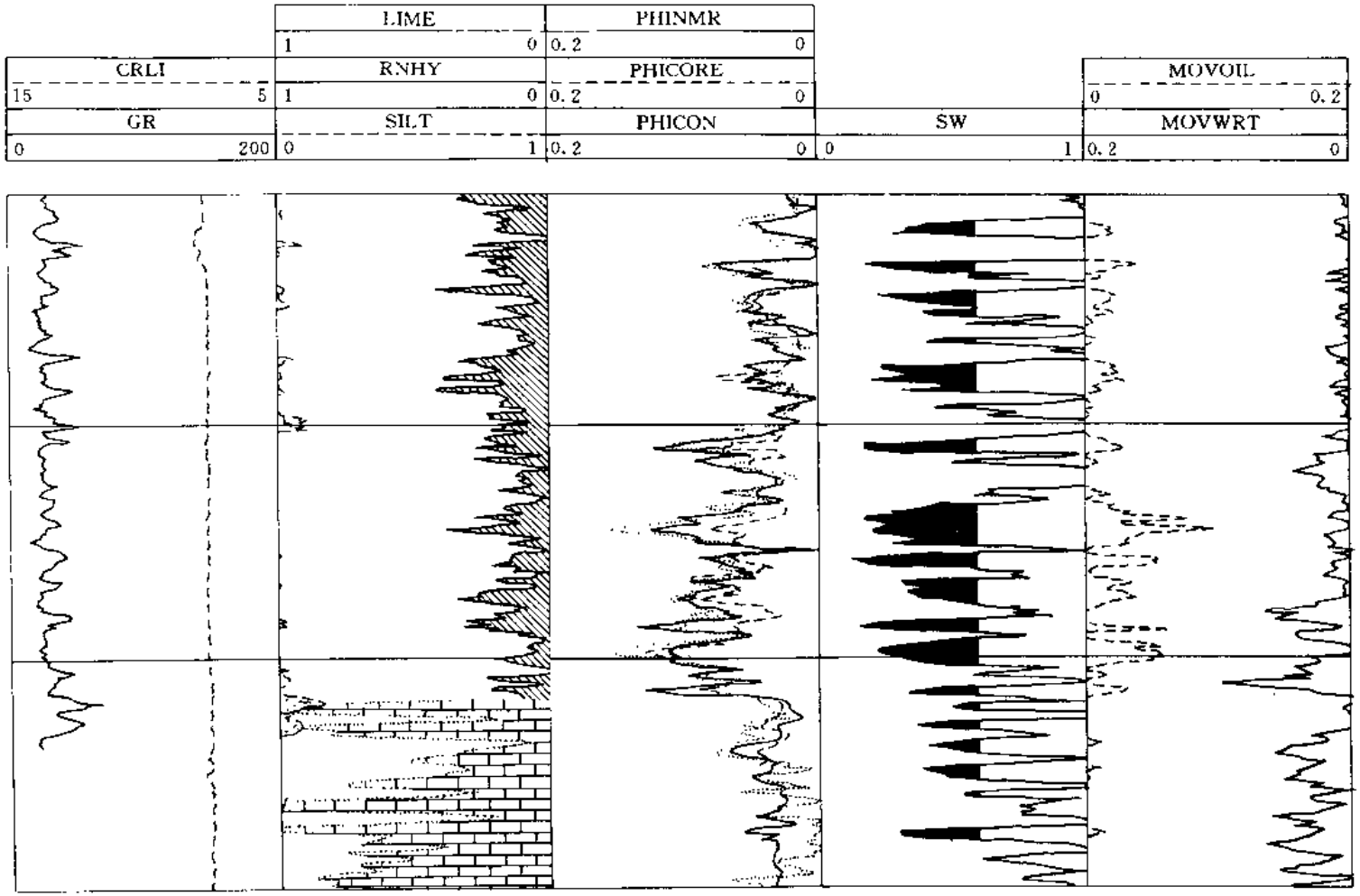


图 6－34　Clearfork 层(7150～7300ft)CMR 测井和常规测井资料的比较说明可动油和可动水的变化
根据 CMR 测井资料,认为油水界面在 7240ft 处

图 6－33 和图 6－34 分别给出靠近 Glorieta 层顶部和 Claearfork 储层下部层段的测井资料及解释结果。该测井解释结果是根据开发中的一种岩心标定的评价方法得到的。该评价方法利用 NGT（自然伽马能谱测井）/岩性密度测井/DLL（双侧向）等测井资料来求取岩性、孔隙度和含水饱和度。

从图 6－33 和图 6－34 的第二道可以看出，在 Glorieta 和 Claerfork 地层岩性的变化相当大。在图 6－33 中，顶部层段（5900～5960ft）存在大量的粉砂。从 6140～6200ft 可观察到有一定量的硬石膏（20%～40%）。图 6－34 中白云岩为主要岩性，并有少量的硬石膏。然而，在 7260ft 以下既有石灰岩又有白云岩。该井及邻井中的岩心资料证实了岩性解释结果。

图 6－34 中的第三道给出了三种不同的孔隙度曲线：ϕ_{NMR}是 CMR 孔隙度；ϕ_{CON}是基于常规测井评价方法得出的孔隙度；ϕ_{core}是岩心分析孔隙度。图 6－33 中第三道显示的是类似的数据。考虑到储层的非均质性，尽管白云岩、硬石膏和石灰岩含量变化很大，但这些孔隙度资料之间的一致性还是不错的。因此，可以说 CMR 测井可提供碳酸盐岩储层准确的与岩性无关的孔隙度资料。

根据 CMR 自由流体孔隙度（ϕ_F）测量结果可以评价渗透层的情况，图 6－33 中第四道表明，渗透层均有较大的 ϕ_F（可动流体孔隙度）。本例中，它们对应于孔隙度在 3～4pu 以上的非粉砂层，这与本油田中的孔隙度—渗透率关系是一致的。然而，在粉砂质层中 ϕ_F 较低。这表明它们是非渗透层，且有效孔隙度很小。此外，当 ϕ_F 很小且常规孔隙度资料表示视孔隙度高时，则指示是粉砂层。

该油田内的钻井和开采经验表明，图 6－34 所示的油水界面约在 7250ft 处。已观察到该油水界面在横向上的变化。然而，以前根据常规电缆测井未能探测到该井中的油水界面。根据自由流体孔隙度计算出了可动水体积（MOVWAT）。由第五道可以看出，CMR 测井表明在 7240ft 之下可动水体积不断增加。根据 EPT（电磁波测井）测井评价了残余油饱和度（假定 EPT 测井测量的是冲洗带的情况）。与由深电阻率测得的地下原油饱和度进行比较可得出可动油体积，如第五道所示。综合分析可动水体积和可动油体积可清楚地看出 7240ft 之下的层段将可能产大量的水。这与油田的经验是一致的，且由该井中的生产数据所证实。此外，CMR 解释结果还表明，油水界面和从白云岩/硬石膏到白云岩/石灰岩骨架岩性的转换之间可能有一定的对应关系。

2．碳酸盐岩地层的残余油饱和度的解释

为制定和实施三次采油方案，必须精确解释储层残余油饱和度。这里残余油饱和度（S_{or}）定义为不可动含油饱和度，即储层条件下油的相对渗透率变为零时的含油饱和度。

核磁 $MnCl_2$ 注测技术被认为是在裸眼中确定残余油饱和度的最好方法。核磁测井与一般常规测井不同，其信号来自孔隙中的流体，而与岩性无关。在注测技术中，盐水中添加了一种顺磁性离子，以加快水的弛豫，使盐水信号和油信号分开，从而得出油的饱和度，而当核磁测井探测半径足够大时，测出的含油饱和度即为水淹区的剩余油饱和度。

图 6－35 所示为岩心分析、常规裸眼井测井以及 MRIL 测井所得的孔隙度和含油饱和度的对比情况。第一道是总自然伽马测井（SGR）和“无铀”测量结果（CGR），阴影为铀的贡献。第二道为密度—中子交会孔隙度（PXND）和根据岩塞测量的孔隙度（PORO）。岩心孔隙度是按 1.5ft 的滚动平均值显示的。总的来讲两者的一致性较好，证实了测井和岩心资料是匹配的。

第三道显示了 PXND 和根据 MRIL—C 仪器求出的孔隙度（MPHI）。本例中 PXND 是

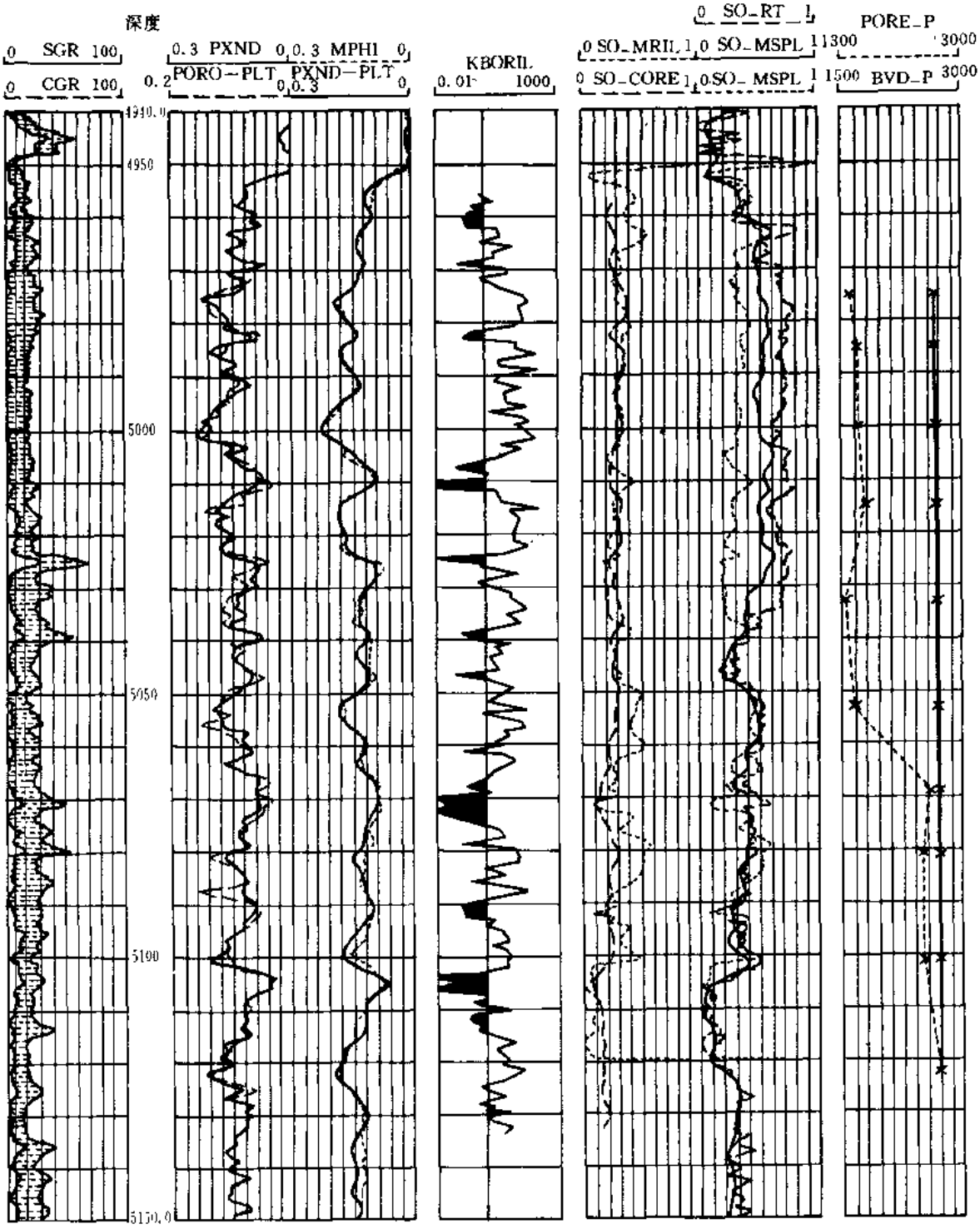


图 6－35　岩心、常规测井以及 MRIL 测井得出的孔隙度和
含油饱和度资料的比较（该井中加入了顺磁物质）

用5ft的滚动平均来显示的，以便与MRIL—C仪器的分辨率相匹与。总的来看，MPHI与PXND的一致性相当好。在几处MPHI的值略低于PXND，相应的岩心上观察到有泥岩夹层和粉砂等的存在。PXND提供的是总孔隙度，而MPHI是流体充填的孔隙度，因此MPHI反映的是这些层的有效孔隙度。

第五道所示为岩心测量的残余油饱和度与MRIL—C仪器得出的残余油饱和度的比较。因为根据MRIL计算含油饱和度时选用了约90ms的T_2截止值，因此，必须对据此求出的残余油饱和度做低于90ms弛豫时间原油成分的校正（见图6－36）。根据实验室在108°F时对采出油的T_2测量结果，决定使MRIL测井估算的含油饱和度增加18%以使其与井下情况相一致。

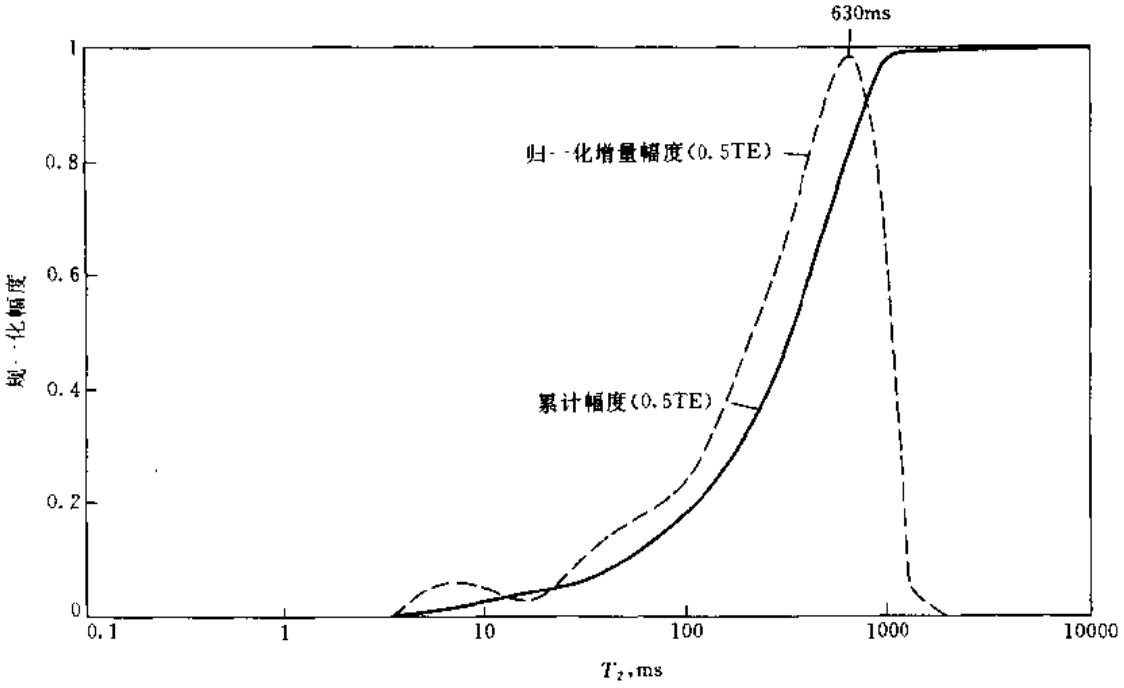


图6－36　108°时原油体积T_2与归一化幅度的关系（进动频率＝1MHz）。
幅度峰值集中在630ms处。

第四道是未经平均处理的岩心渗透率。在$1\times10^{-3}\mu m^2$处画一阴影线，有阴影的层段指示为致密层或是垂向渗透率遮挡层。第七道是测得的地层压力和静水压力，清楚地表明在5055ft之下地层压力有较大的增加。

在4960～5050ft层段，压差最大（900～1100psi），岩心分析含油饱和度和MRIL测井含油饱和度一致相当好。在5050～5100ft，MRIL测井估算的含油饱和度比岩心分析含油饱和度高10～30个饱和度单位。该层的压差小于250psi，储层压力接近2500psi。在5100～5120ft，MRIL和岩心得出的含油饱和度一致性相当好，此时的含油饱和度相当低（约10%）。在5120ft之下，储层压力在静水压力之上，在MRIL—C仪器测井时可探测到可动水。

二、低电阻率油层解释[11]

低阻油层一直是常规测井资料评价和识别的难点，长期以来，人们一直认为地层总含水

量——自由流动水或毛管束缚水是电阻率测量中的控制因素，以前没有一种测井方法能将自由水和束缚水区分开来。为使测井结果与实际生产测试相吻合，将自由水和束缚水分开是必须的。核磁测井的应用解决了这个常规测井无法解决的难题。

Penzoil 石油公司在其所属墨西哥海湾的一口井中，利用核磁共振测井仪对 GA—2 低阻薄互层储集层进行评价，获得了较好的效果。

1．常规测井资料

图 6－37 为测有磁共振成象测井曲线的一测量井段，图中给出的是常规三组合测井曲线。GA—2 储集层砂岩的顶部位于 4520ft 处，底部在 4650ft。这个储层的油气产量高于最初的储量估算。

从这段测井曲线上可明显看出有三个高电阻率、高孔隙度地层，这三个地层都参与油气储量计算。这三个地层之间还有两个低电阻率层，不计入原始储量计算。现在问题是这几个较低电阻率的层段是含油气层？产水层？或非储集层？对这个问题的答复将影响着储量估算和完井设计。

另一个目的层在 5192～5241ft 井段。从常规测井曲线资料来看，在 5192～5216ft 为一段砂岩/泥岩层段，这段砂/泥岩位于 5216～5241ft 纯砂岩层之上。从电阻率资料与密度孔隙度资料的交会分析表明每个砂岩薄互层可能是产油层，而下部较厚的纯砂岩似乎是油水过渡层。在没有这一层段地层束缚水含量数据情况下，难以对这段地层的解释结果正确与否下结论。

2．MRIL 现场测井曲线

图 6－38 给出了核磁共振成象现场测井图。对这一段测井资料的分析表明在油气储量估算中，储量可以增加 27%。事实上，在实际油/水界面（4612ft）之上的所有产液层段都可产油气。4612ft 以上的低电阻率读值是由于束缚水含量增高产生的，并不是可动水。

从核磁共振成象测井曲线还可证实，5192～5216ft 段的砂/泥岩薄互层仅含有可动油气。MRIL 测井曲线对 5216～5241ft 段较纯的地层也给出了明确的好结果。这段地层无可动水，这段地层中所有可产自由流体的部位均为油气。已经对这段地层进行了测试，21/64in 油嘴，日产油 800bbl，含水率为零。

由于核磁共振成象测井是一项新的测井服务项目，对其现场测井曲线作一简要介绍是有必要的，从而可以了解这项测井服务项目是如何对常规三组合测井解释结论进行修正，并得出上述所提出的结论。

图 6－38 中最右边的第三道是记录的 MPHI 和 MBVI 显示结果。这是两条孔隙度曲线，其刻度值与常规孔隙度测量相同，左边 60%，右边 0%。MPHI 是除粘土束缚水孔隙度之外的地层孔隙度值，通常称之为有效孔隙度。这条曲线在数值上与经过粘土含量影响校正后的常规孔隙度测井曲线计算出的孔隙度相似。

MBVI 则是一个全新的电缆测井测量参数，它记录了地层段的骨架束缚水含量。低电阻率地层可以成为产油气层的唯一情况是地层含有大量的束缚水，而且仍有可供油气移动的自由流体空间。

MBVI 增高的层段表明该层虽然电阻率读值低，仍然可以产油气。实际可以产出的流体的总量简单地为 MPHI 孔隙度读值和 MBVI 孔隙度读值的差值。这个数值称为自由流体指数。

存在着两种形式的束缚水。一种是粘土束缚水，它是地层中粘土含量的简单函数。通常

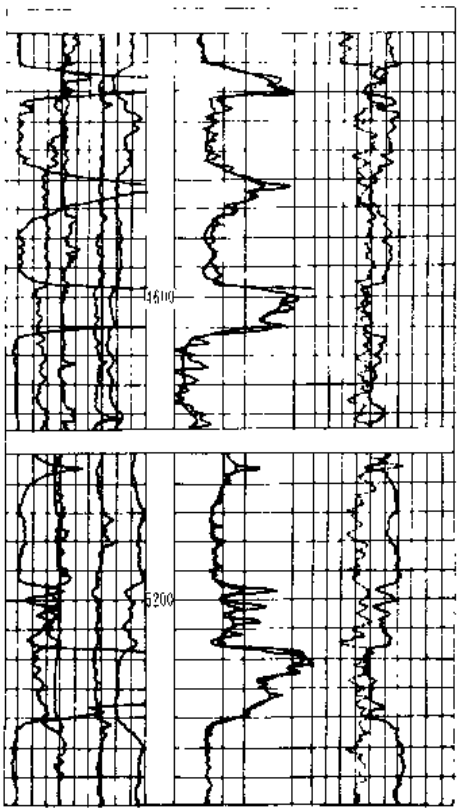


图 6－37　测有核磁共振测井的井段

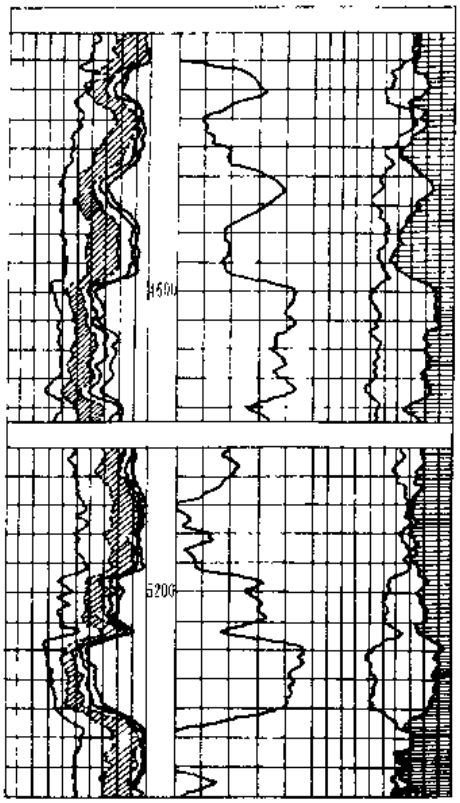


图 6－38　核磁共振成象测井曲线图

在常规测井资料分析中可以获得这种粘土束缚水的估计值。

第二种束缚水来源是由岩石骨架（在此是砂岩颗粒）所保持的表面张力水。直到核磁共振成象测井曲线的引入，以前从电缆测井测量资料中无法对这部分骨架中束缚水含量进行估算。

当有了束缚水准确解释的手段后，低电阻率产层则引人注目，其 MBVI 读值很高。观察一下 4572～4596ft 低电阻率层段的 MBVI 响应形状，可以看出地层电阻率值的降低并不是由于可产水增加引起的，相反，仅由骨架束缚水含量增高所致。

这段地层出现该情况的原因是地层由很细的砂岩组成，其所含的表面张力大于上下高电阻率相邻地层。在 4532～4555ft 的低电阻率层段则是由骨架束缚水和粘土束缚水的组合影响产生的，这个结论可由核磁孔隙度和密度/中子孔隙度的明显差异反映出来。

3．储量计算

经由核磁共振成象测井资料证实在 4612ft 油/水界面之上的整个地层段处于束缚水条件状态，可以确定油气储量就等于整个层段的自由流体产量。如前面所述，该井中电阻率等于或小于 1Ω·m 的油层段累计使储量增加 27％。

同样，在分析 5216～5240ft 段纯砂岩从顶部到底部的 MBVI 曲线增大后，可以得出结论：电阻率的降低是由骨架束缚水含量增加产生的，而不是由可动水含量变化产生的。这个地层无可动水，完全处于束缚水条件。存在的自由流体全部为油气。束缚水饱和度从上到下增大是由于该地层砂岩粒度从上到下由粗变细的缘故。

图 6－38 中的第二道给出了根据核磁共振测井资料计算出的渗透率曲线，该渗透率代表岩石固有渗透率。

图 6－38 中左边的第一道给出自然伽马曲线和 4 条 MTIL 原始测量结果。这 4 条原始 MRIL 曲线表明了各个地层中的氢质子的磁极矩在被射频信号“翻转”后恢复到永久磁体磁场一致方向的快慢程度。

核磁共振成象测井现场标准曲线将不同原始测量结果进行颜色编码，可提供储集层孔隙度和岩石颗粒尺寸分布的定性描述。随着自旋 1/自旋 13 曲线比值增大，岩石颗粒和孔隙空间变小，这表明地层渗透率较低、束缚水含量高。反之，如果自旋 1/自旋 13 曲线比值降低，岩石颗粒和孔隙空间变得较大，说明地层渗透率高，束缚水含量低。

同样，在 4520～4612ft 井段，地层由三个粗粒砂岩和两个细粒砂岩小层组成。在 5216～5240ft 段的纯砂岩层段中，自旋 1/自旋 13 比值从上到下数值增大，清楚反映了砂岩粒径从上到下由粗变细。

4．组合测井曲线

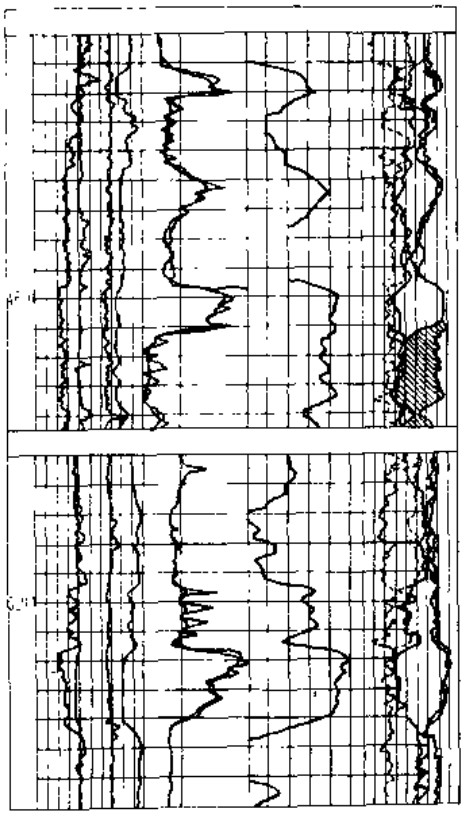


图 6－39　核磁共振成象与常规测井曲线组合图

图 6－39 给出了核磁共振成象测井曲线与常规测井资料的组合图。图上还标出了井壁取心分析得到的孔隙度和渗透率数据点。在第三道中还增加了一条 BVW 曲线。这条 BVW 曲线代表着由电阻率资料求出的总的骨架水（可动水和束缚水两部分）。由这些资料可以对储集层进行非常详细的描述。

例如：该储集层能生产什么（干层、产水或产油）？答案是没有自由可动流体的地层什么也产不了。具有自由流体而且 BVW 大于 MBVI 的储集层将产水。具有自由流体且 BVW 等于 MBVI 的储集层将会产油，而不会出水。这样的储集层包括 4524～4612ft 和 5150～5245ft 井段。

第二个问题是哪一个储集层是主力产油层？答案是在束缚水条件下最佳的储层是 5195～5245ft 井段，第二位储层是 4532～4612ft 井段，第三位则位于 5150～5170ft 井段。

第三个问题是哪个储层段的油气产量最高？答案是无可动水的储层根据渗透率划分，5195～5245ft 井段最佳，4532～4612ft 井段次之，5150～5170ft 井段又差一些。

由于增加了自由流体参数曲线、骨架束缚水参数和渗透率参数，测井曲线评价才可能与生产测试结果相符合。

还有一点需指出，这口井上部地层的原始油/水界面比目前的油水界面（4612ft）低 30ft。从图 6－39 可以看出这一段几乎无剩余油，也意味着这部分地层的采出程度已非常高。

5. 应用前景

Pennzoil公司已经开始应用核磁共振成象测井评价东德克萨斯州的 Travis Peak 地层和 Cotton Valley 地层。如果不使用 MRIL 分析而仅从常规测井曲线对这些地层评价是很困难的。就 Travis Peak 储层而言，在许多情况下产油砂岩和产水砂岩在电阻率测井曲线和孔隙度测井曲线上的响应完全相同。其原因在于这些不同的砂岩都有相同的含水饱和度，但其束缚水饱和度却不相同。

低阻储层确定产油气而不出水的关键是要确定其束缚水含量。而目前只有核磁测井能准确提供任何类型地层束缚水体积这一关键解释参数，因此核磁测井在低阻储层有着广泛的的应用前景。

三、低孔、低渗储层评价[12]

一般低孔、低渗储层是指孔隙度小于 10%，渗透率小于 $1\times10^{-3}\mu m^2$ 的砂泥岩储层，在这类储层中用常规测井资料进行储层评价遇到了一定的困难，特别是对渗透率的评价以及油(气）水界面的确定。核磁测井在这类储层的应用，极大地改善了储层评价的精度。

英国大陆架的北海南部区块是一个完全产气的地区，主要由沉积沙丘相组成。胶结物与颗粒涂衬的绿泥石和少量的伊利石一起形成了低孔、低渗储层。影响天然气运移的主要因素是储层渗透率。气—水界面的未知，难以做到准确的储量估算。因此核磁测井的应用对改善渗透率的评价及帮助识别气水界面显得格外重要。

1. 测井结果

图 6－40 中给出了井 B 的标准测井曲线与常规岩心分析结果。常规的岩心分析证实了含气井段的渗透率很少达到 $1\times10^{-3}\mu m^2$，并且孔隙度一般小于 10%。

图 6－41 给出了 MRIL 测井结果与常规密度测井及岩心分析结果的比较。1 道是用灰度成象显示的回波串衰减，其幅度越高显示越黑。在 3 道中比较了密度测井孔隙度和MRIL孔隙度，从中可以看出 MRIL 孔隙度明显低于密度孔隙度。这可能是因为密度测井所得的总孔隙度与 MRIL 测井获得的有效孔隙度所产生的。而且用伽马测井定义的粘土含量，在低孔隙度（小于 9%）没有相应的增加值时，这种差异更大。

还有，在井的上部（在 X050ft 以上的深度），MRIL 测井明显低估了渗透率。然而，在这个深度以下的 MRIL 测井渗透率与岩心渗透率是一致的。

从常规测井中可以看出，在 973～992ft 段明显是含气段。然而，MRIL 测井在此层段之上指示出非常低的束缚水饱和度和相当高的可动水。MRIL 测井层段具有低孔隙度、低渗透率，显然 MRIL 测井低估了束缚水的体积。

2. 气—水界面

在钻井过程中进入赤底统地层时记录到气显示，井在井的上部取心时也记录到气显示。然而，由泥浆录井曲线记录到的气显示在 895ft 处中断，即泥浆录井曲线指示气层底面的 895ft 深度处。在 972～992ft 层段，电缆测井资料原始快速直观的解释明显指示出含气层段。在这一深度之下计算的含气饱和度被认为是不可靠的，所以在 992ft 的气体中断面被认为是气—水界面判断的最佳位置。

MRIL 测井有助于识别气—水界面。只有在孔隙度大于 9% 的那些层段，MRIL 测井和常规测井曲线在孔隙度上出现一致，被认为用在判断气—水界面上给出了最好的数据。图 6－41 的道 4 上显示了这些数据，把密度测井孔隙度与 MRIL 测井的束缚水体积和常规测井

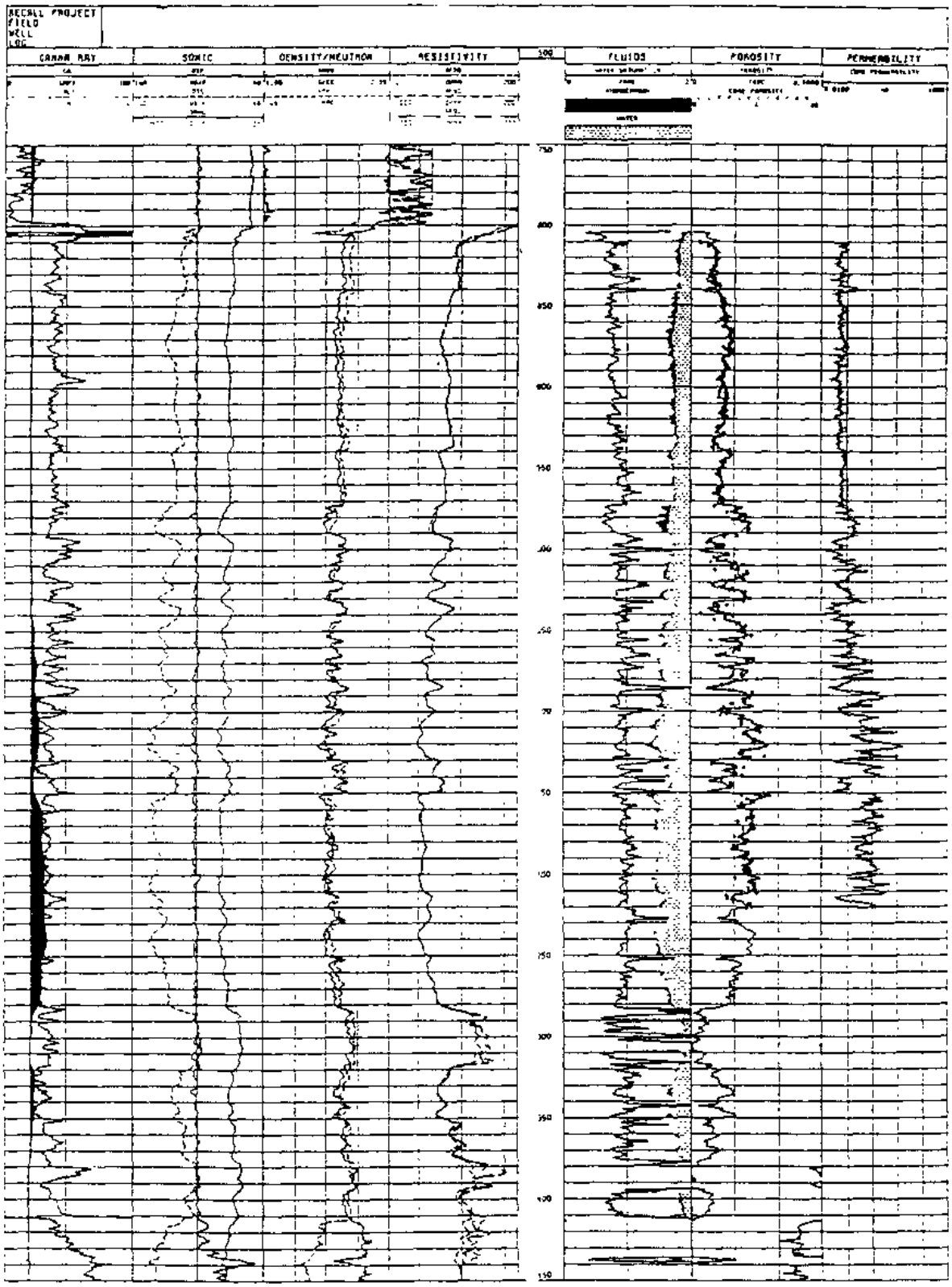


图 6－40　B 井中的原始曲线和解释曲线

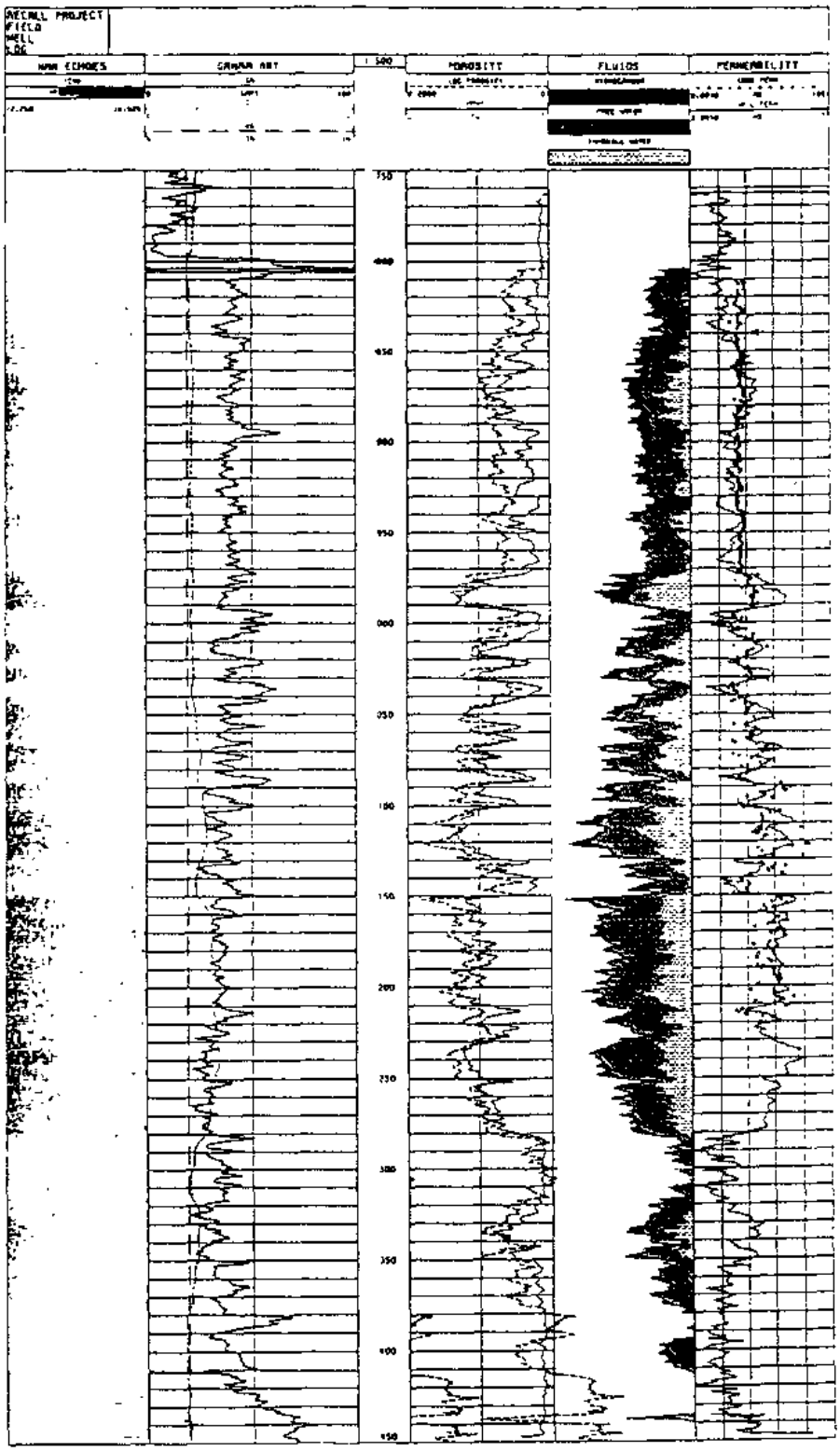


图 6－41　B 井中 MRIL 测井结果

解释的体积水进行了比较。实线代表由密度和电阻率测井曲线上计算的油—气体积。虚线是MRIL测井获得的束缚水体积。因此，在这两部分之间的阴影部分代表了自由水或者说是可动水。在X052ft的下面，测井曲线显示有大量的自由水和小的（或许是假的）含气饱和度。在此深度之上，自由水体积减小并接近束缚水体积，指出可产流体是气体。因此识别的气—水界面在050ft处。

完成包括电性参数在内的特定岩心分析，电阻率测井曲线的精细解释给出的结果如图6－40所示。仅考虑孔隙度大于10%的层段可改善资料的解释。图6－42是在孔隙度大于10%的层段上计算的含水饱和度与深度的关系，图中数据点又以2%的孔隙度间隔细分。将10%到12%孔隙度样品的饱和度深度轮廓线画在图6－42中，进一步证实了X052ft深度作为气—水界面的正确性。

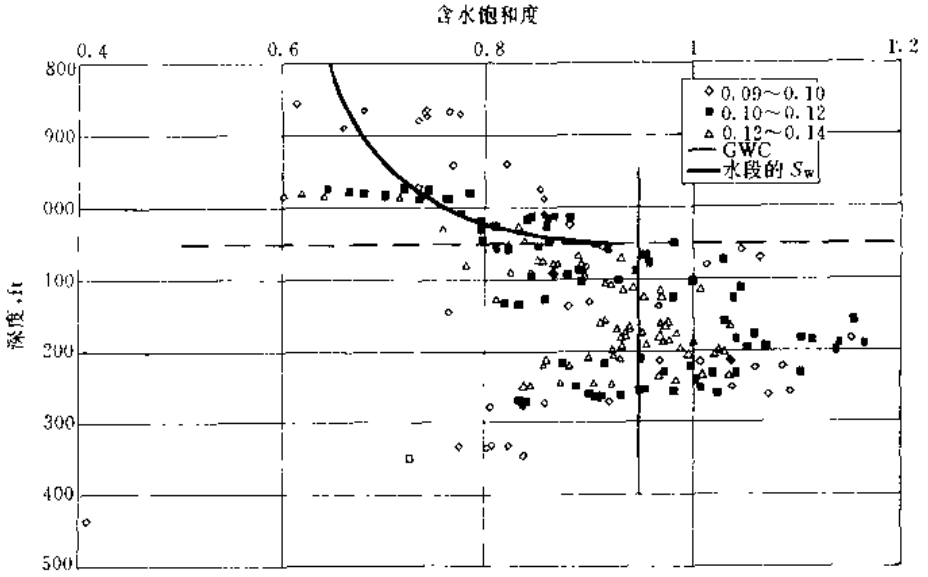


图6－42　含水饱和度与深度的交会图

3．估算渗透率

图6－41绘出了常规岩心分析的渗透率与MRIL测井导出的渗透率的比较曲线。MRIL的渗透率是下列方程（Coope，1994）计算得到的：

$$K = C\left[\left(\frac{\mathrm{FFI}}{\mathrm{BVI}}\right)\times\left(\frac{\phi}{10}\right)^2\right]^2$$

从中可以看出：在井的底段计算的渗透率（在5道中用实曲线表示）与岩心测井结果（圆点表示）有良好的一致性。然而，在顶部一致性消失，并且MRIL的渗透率与岩心渗透率没有良好对应的关系。此外，在孔隙度小于9%的那些层段也出现了差异，那里的NMR孔隙度明显小于常规测井和岩心分析的孔隙度。图6－43中将MRIL渗透率与岩心数据进行比较，进一步证明了以上细分成两个层段的观测结果。清晰地看出上部层段两者的数据没有对应关系。

4．MRIL渗透率的校正

改善在低孔隙度砂岩层中MRIL渗透率解释精度的第一步是消除与纯噪声有关的长弛豫时间。将岩心NMR与MRIL T_2 分布进行比较表明来自最大孔隙的信号一般小于256ms，

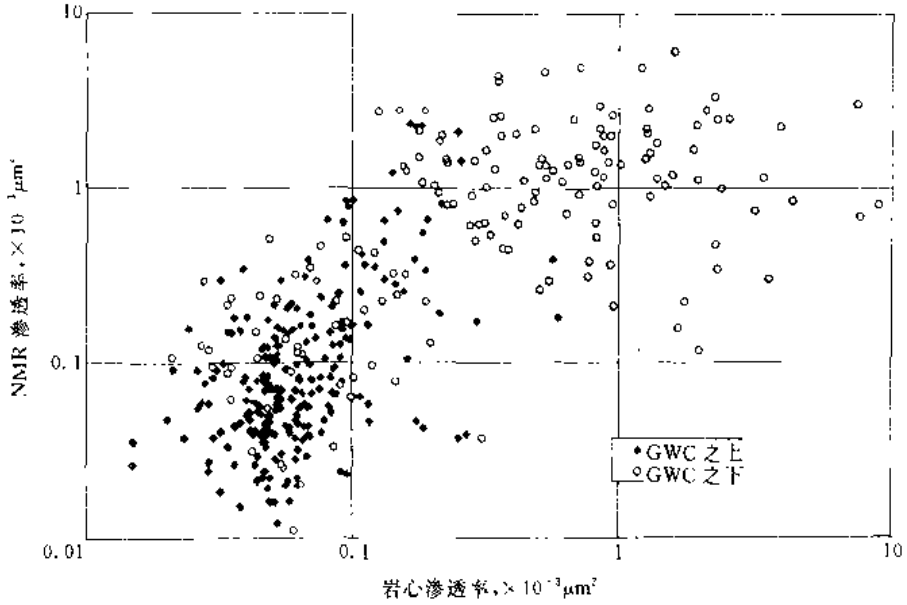


图 6－43　MRIL 渗透率与岩心渗透率的比较

与在 MRIL 处理的第七个方框一致（图 6－44 顶图）。因此用清除第七和第八个方框中的值来消除人为的长 T_2 值。为得到平缓的分布重新计算 MRIL 孔隙度和 T_2 中值。因为 T_2 幅度显示朝着长 T_2 方向连续增长，所以纯噪音分布容易识别（图 6－44 中间图）。这种类型的分布被完全清除。偶然地，高孔隙度砂层有大于 256ms 的真实 T_2 值（图 6－44 底图），但这种现象不常见，而且清除这些值对 MRIL 孔隙度和 T_2 中值几乎没有影响。

常规渗透率预测使用以下形式的方程（Kenyon 等人，1987 年）：

$$K = CT_2^2\phi^4$$

它适合于平缓的 MRIL T_2 分布。此方程，采用 $C=28$，在高孔隙度、大孔隙砂层中应用好，而在低孔隙度、小孔隙砂层就会失败（图 6－45 左图）。尽管平均 T_2 值比岩心 NMR 记录的高，但失败的原因仍然是 MRIL 孔隙度太低。在这些砂层中，需要一种新形式的渗透率方程。

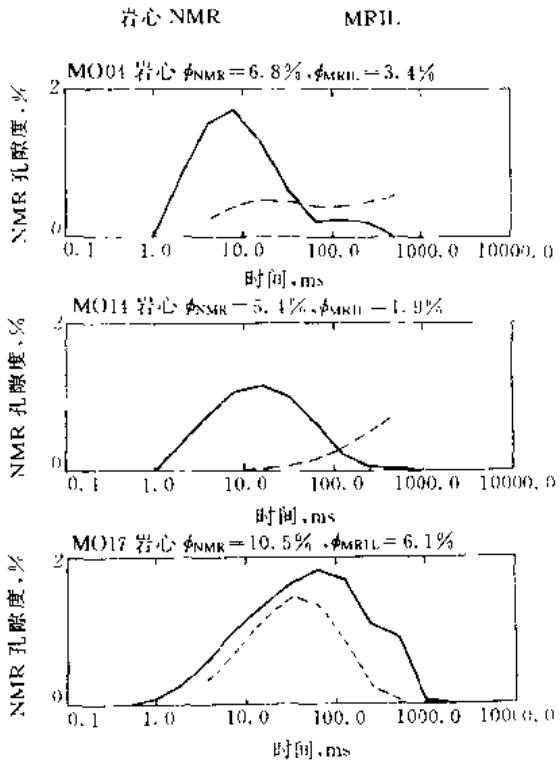


图 6－44　岩心测量与 MRIL 测井 T_2 分布的比较

以 $0.1\times10^{-3}\mu m^2$ 为截止值，在小于这个截止值的低孔隙度、小孔隙砂岩中，MRIL 渗透率用下述方程计算：

$$K=0.0035\ (T_2^2\phi_{NMR})$$

这个新的方程解释了低孔隙度和高 T_2 平均值的原因（图 6－45 中间图）。

最初的检测出现的关系不佳，特别在层的上部，但紧接着的检测揭示了由小规模变化趋向总的相似性。这个小规模变化的存在是因为在孔隙度和 T_2 平均值中存在不准确性，以及岩心柱塞和 MRIL 的样品的体积的差异。为了对这些影响进行校正，改变算术平均滤波器以适应 MRIL 测井和岩心渗透率测量。应用各种滤波器，并且综合 7in 和 15in 滤波器产生了最好的关系（图 6－45 右图）。这些滤波器的长度与在岩心中识别的沉积结构的刻度一致性很好。

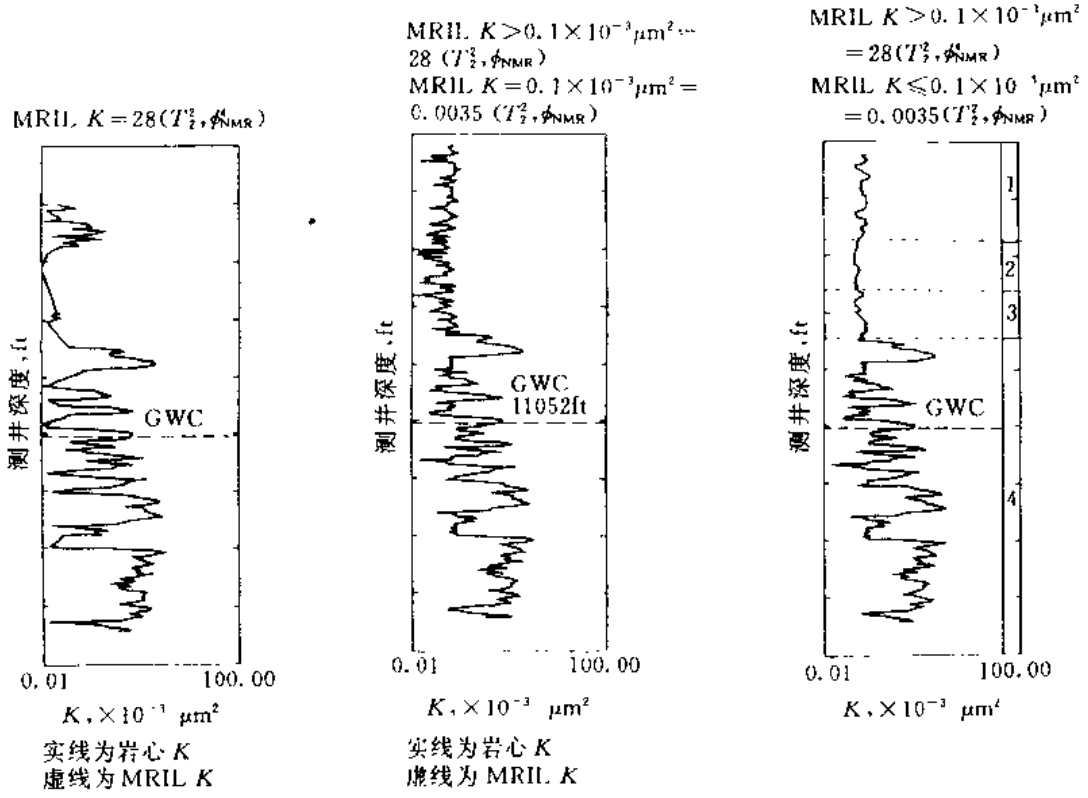


图 6－45　渗透率方程的比较

这些渗透率方程使用方便，不需要 MRIL 资料的重新处理。尽管这样，单个渗透率方程还是理想的。我们建议象以前一样用平缓的 MRIL 分布来完成它，而不是用中子密度孔隙度来代替 MRIL 孔隙度，以及用中子和平缓 MRIL 孔隙度的差异朝短时间方向加权平均 T_2 值。

5．解释效果

MRIL 资料对确定气水界面提供了可靠的依据，但对低孔、低渗砂岩的孔隙度和束缚水体积有些低估。

第五节　核磁共振测井在鞑靼注水开发油田的应用[13]

广泛应用注水方法是俄罗斯油田开发工艺的特点。用这种方法采出的石油占俄罗斯总采油量的90%左右。注水开发的效果取决于对油藏地质构造特征信息量的占有程度。地质—矿场研究的目的是评价储集层渗流容积性质，确定可采储量和驱油系数。以及最后监测油层开采程度等有关问题。

在为解决上述问题的各种地球物理测井方法中，对油田整个开发全过程中完钻的裸眼井进行地球物理测井方法具有重要的作用。其中的核磁测井法具有特殊意义。这种测井给出的信息是确定储集层性质的基础资料。

核磁共振测井就其实质来说，是一种在任意条件下测量可动流体（油、水、进入地层的洗井液）数量的直接方法。这种特点决定了这种方法比其它测井方法优越。例如，利用放射性测井可以确定储集层的总孔隙度，或连通孔隙度。但是连通孔隙度决定于可流动体和不可动流体的总含量。这样，储集层和非储集层可能差别很小。例如，对于泥盆系地层，连通孔隙度小于12%为非储集层，大于12%为储集层。而有效孔隙度为0是非储集层，大于0是储集层，即相对差别可能很大。

在鞑靼斯坦地质工程条件下，应用核磁测井和标准测井系列解决下列问题：

（1）可靠地划分储集层；

（2）划分含气地层；

（3）划分沥青化（或饱和高粘油）的地层；

（4）预测地层产液量；

（5）实际估算地层中可动流体的含量；

（6）定量估算地层的残余油饱和度（这种工艺要求使用顺磁性离子）；

（7）预测地层的单位产能（系数）；

（8）评价打开产层的质量；

（9）在水淹地层划分出水淹最严重的层段；

（10）在均匀地层（许多情况下）划分出油水界面。

核磁测井是应用大地磁场自由旋进法（Паккардваиан法）进行的，使用的ЯМК—923核磁测井仪是“鞑靼石油地球物理公司”设计并生产的。用该仪器测量自由旋进信号的幅度及横向和纵向的衰减时间 T_2 和 T_1。仪器的死点时间通常为15～20ms，探测器的长度为130mm，仪器长度为3000mm，其门限灵敏度为自由流体指数（ИСХ）的1.5%左右。

记录自由旋进信号的最简单方法是：仪器极化场强为 300×10^{-4}T，在极化停止的一定时间（阻塞时间）后观测氢原子核的自由旋进衰减信号，在2到3个时间窗口内（t_1，t_2 或 t_3）观测自由旋进振动信号包络线上的振幅 U_1，U_2 或 U_3，用这三个振幅值所表征的指数衰减曲线可导出初始振幅 U_0，对 U_0 进行标定后可求得自由流体指数（即自由流体孔隙度）。

自由流体指数通过计算所测量的目的层的初始信号纵坐标值与标准样初始信号纵坐标值的比值而确定。标准样是与目的层相似的几何体，其自由流体指数等于100%。标准样是一个盛满水的专门的容器。

一、确定剩余油饱和度

对核磁共振测井的应用所进行的许多实验研究表明，产油层的自由流体指数为：

$$ИСХ = K_{п3} - K_{п} * K_{но}$$

式中 $K_{п3}$和 $K_{п}$——分别为有效孔隙度和连通孔隙度；

$K_{но}$——剩余油饱和度。

自由流体指数通常与其中水驱油的体积相对应，亦即与连通孔隙度相一致。

此外，上述公式仅在无剩余油饱和度信号时才进行修正。为了证明这一点，曾用取自鞑靼各油田井下的石油进行了衰减特性的实验研究。实验研究结果示于图 6－46。图中的两条曲线反映出衰减速度 $1/T_2$ 及波幅下降指数（NCA）与石油粘度的关系。鞑靼油田原油衰减时间 T_2 界于 40～115ms，而波幅下降指数（水的 NCA＝100%）介于 10%～50%。这证明，石油的大部分未给出核磁测井的信号。此外，已知剩余油的组分富含重质馏分，从而使油的粘度进一步增高，致使波幅下降指数相应减小。

因此，可以做出结论，即在进行核磁测井时观察不到剩余油的自由旋进信号，因为在记录的瞬间信号完全衰减。

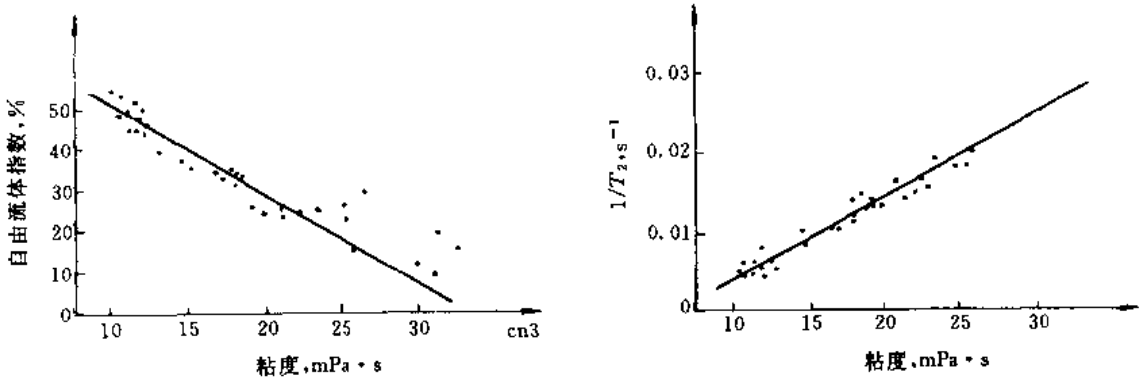


图 6－46

同时，为了进一步证实这一结论，做了评定剩余油信号值的直接实验。试样是高孔隙含水砂岩，原来所含石油的粘度低于 5mPa·s。图 6－47 是一口井的的综合地球物理测井结果。在该井 1790～1805m 井段有两层含自由流体的厚砂岩层，向这两层注入了顺磁性溶液（2g/l$MnCl_2$），经 10h 和 15h 后进行了重复测井。其结果表明，井下自由流体指数减小到了标准干扰值，证实了上述的结论。

这意味着自由流体指数是反映油层可以采出多少石油量的参数，而油层自由流体指数曲线的积分等于该油层的线性可采储量。

图 6－48 是两口井的地球物理测井结果。这两口井剖面中的砂岩油层所含的石油粘度各不相同。对这两层自由流体指数的对比结果表明，高粘油的可采储量（图 6－48a）比低粘油（图 6－48b）低得多。

上述的自由流体指数值与可动流体孔隙度相符合，可确保根据核磁测井与其它地球物理测井方法综合评价驱油系数和剩余油饱和度。

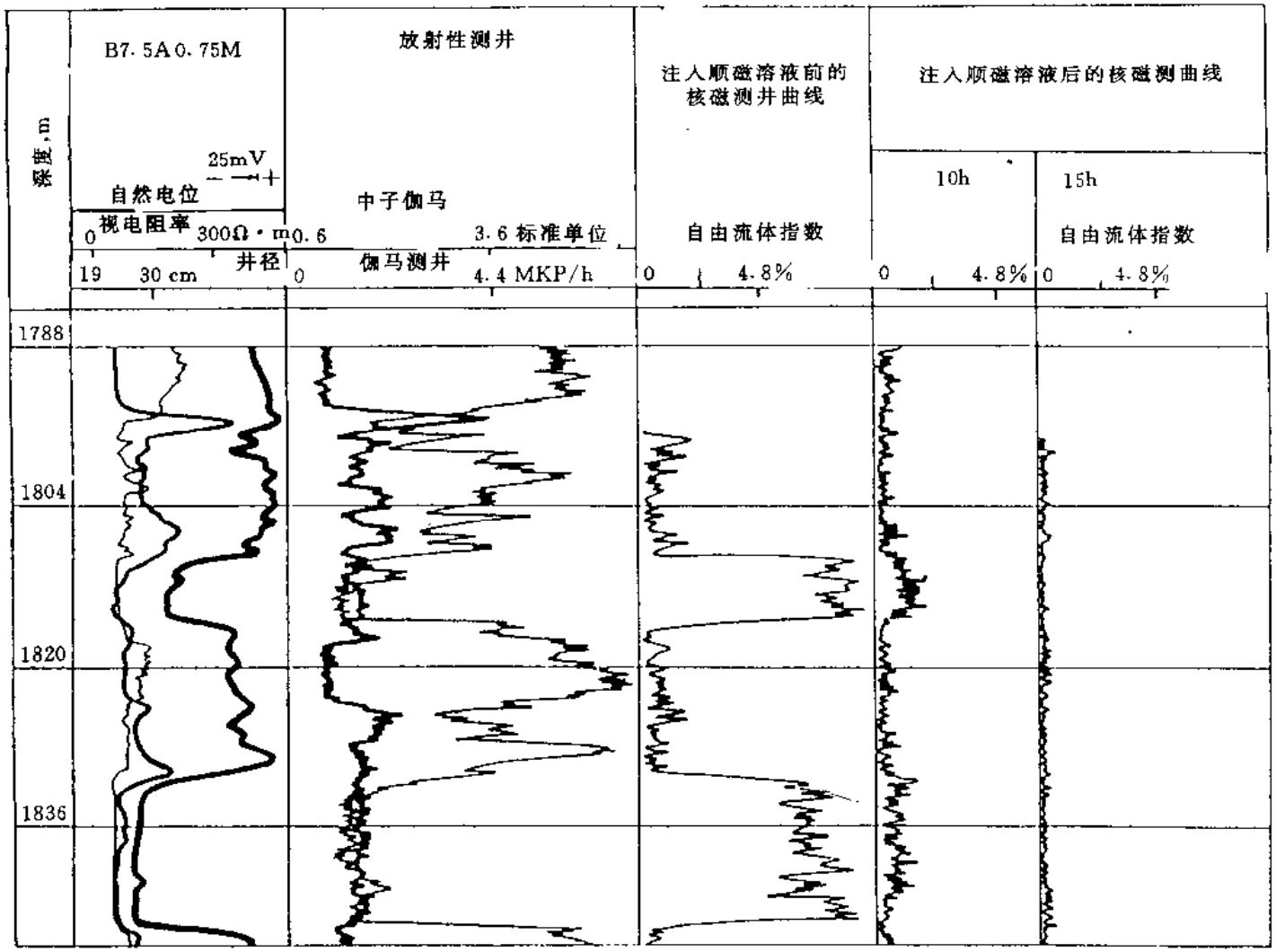

深度,m
B7.5A0.75M
25mV
自然电位
视电阻率
0
300Ω·m
井径
19
30 cm
放射性测井
中子伽马
0.6
3.6 标准单位
伽马测井
0
4.4 MKP/h
注入顺磁溶液前的核磁测井曲线
自由流体指数
0
4.8%
注入顺磁溶液后的核磁测曲线
10h
15h
自由流体指数
0
4.8%
0
4.8%
1788
1804
1820
1836

图 6－47

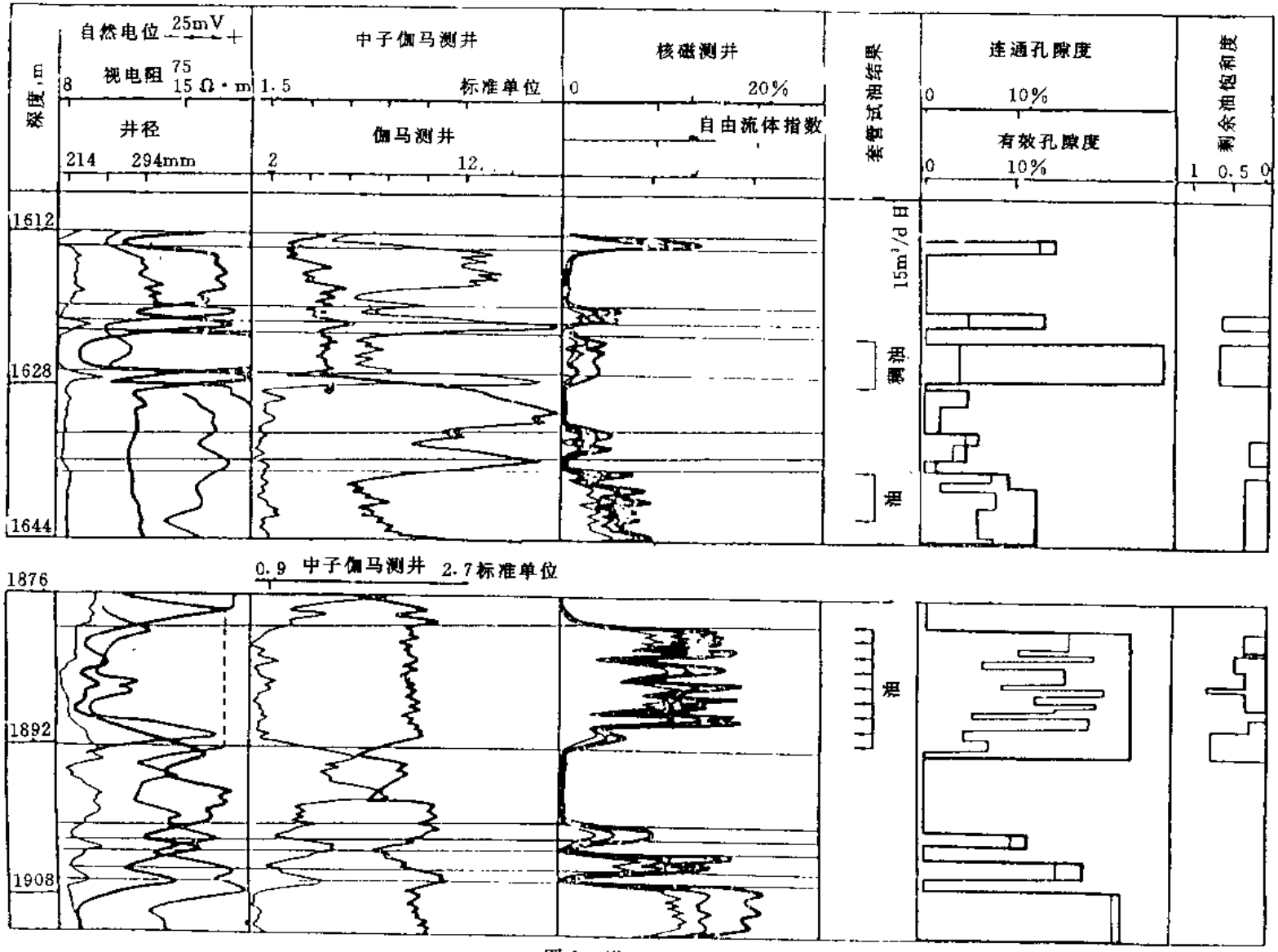

深度,m
自然电位 25mV
视电阻 75
15 Ω·m
8
井径
214 294mm
中子伽马测井
1.5 标准单位
伽马测井
2 12.
核磁测井
0 20%
自由流体指数
产层试油结果
连通孔隙度
0 10%
有效孔隙度
0 10%
剩余油饱和度
1 0.5 0
15m³/d 日
1612
1628
1644
油
0.9 中子伽马测井 2.7标准单位
1876
1892
1908
油

图 6－48

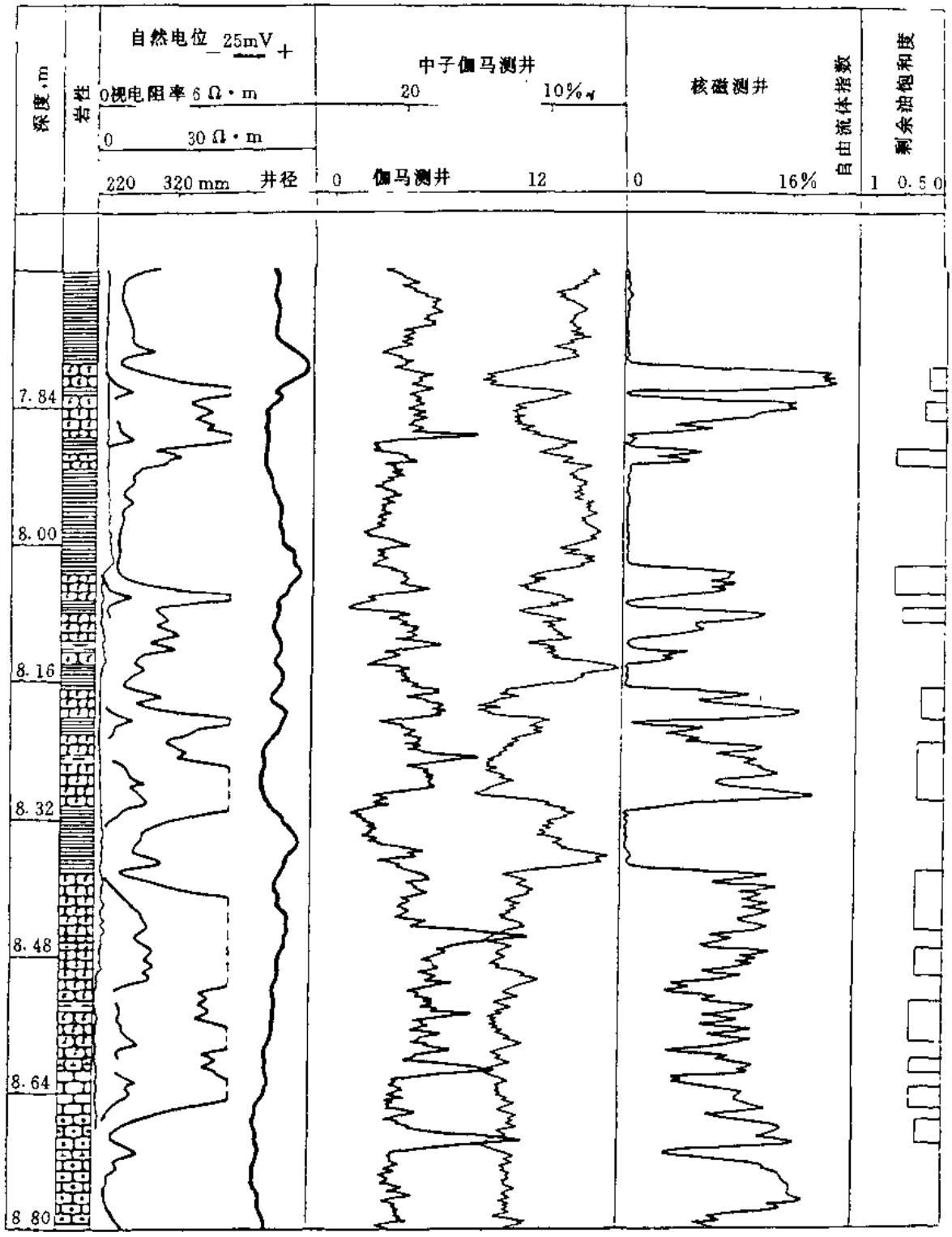

深度,m
岩性
自然电位 −25mV+
0视电阻率 6 Ω·m
0 30 Ω·m
220 320 mm 井径
中子伽马测井
20 10%
0 伽马测井 12
核磁测井
0 16%
自由流体指数
剩余油饱和度
1 0.5 0
7.84
8.00
8.16
8.32
8.48
8.64
8.80

图 6－49

这种方法是用一种已知方法测定油层孔隙度和含油饱和度，对得出的体积含油饱和度和自由流体指数进行对比：

$$И_{выт} = ИСФ / K_{н} \times K_{п}$$

剩余油饱和度由下式得出：

$$K_{но} = (K_{п} \times K_{н} - ИСФ) / K_{п} \times K_{н} = 1 - K_{выт}$$

核磁共振测井方法的探测深度小，因而能够利用钻开油层时造成的冲洗带作为预测剩余油饱和度和水驱油系数的模式。油藏结构越复杂，预测渗流—容积性质和饱和流体的特性就越重要。

图 6－49 是一口井的多层油藏碎屑岩沉积剖面的例子，部分油层含高粘油。油水界面深度为 868m。在这种复杂条件下，确定剩余油饱和度的精度取决于孔隙度的测定精度。利用核磁测井资料评价剩余油饱和度的结果表明，这些油层的 $K_{но}$ 值为 0.25～0.8，一般为 0.35～0.5。

二、划分水淹层

借助核磁测井解决的另一个重要问题是直接与划分水淹层或水淹夹层有关的油层开采的监测问题。

在鞑靼，第一阶段钻油藏开发井时就开始注水，因而在打加密井时常常钻开了全部或部分被注入的淡水水淹的层段。由于生产层与水淹层的地球物理特性接近，所以选择这类井的射孔井段很困难。

核磁共振测井资料可用来建立地层渗流模型，利用核磁测井资料是提高解决上述问题可靠性的提前。应考虑到，被注入水水淹后的油层特性在很大程度上取决于油层的非均质程度，注入水首先窜入高渗透夹层。

图 6－50 所示是一口井的测井结果。该井 1705.2～1716m 井段按标准系列测井结果划分为含油砂岩，顶部和底部是泥质砂岩。但是，按核磁测井资料，这些类似泥质砂岩特征的夹层具有各种不同的特性。例如顶部夹层是非储集层，而底部的夹层是较中部油层性质差些的储集层。此外，按核磁测井结果，1708～1709m 井段为储集性质急剧变差的夹层。核磁测井结果否定了顶部与底部水淹的推断，顶部和底部都是低阻层。核磁测井结果对标准系列测井的补充说明了该层的特点是含油的唯一解释。

评价 1712.4～1715.8m 井段被水淹的可能性要困难得多。最初，根据综合地球物理测井结果得出结论，认为该井段地层是含油砂岩。根据核磁测井资料，认为 1712.8～1713.8m 井段为泥质砂岩，其自由流体指数减小，排除了注入水沿该层窜入的可能性。1714～1715.8m 井段的夹层性质较好。在这种情况下评价自然电位测井曲线的偏移是困难的。但是，如果对比上层和下层的 $U_{пс}$ 值，即可明显地见到这种偏移。根据核磁测井资料，上层和下层的储集性质截然不同。所以，所探讨的这一层段实际上只是渗透性最好的部分被水淹。这一结论得到套管试油结果的证实。

图 6－51 是另一口井的实例。根据地球物理测井资料，在该井的 1762～1765.2m 井段划分为注入水水淹砂岩层。得出这一结论的依据也是自然电位曲线在泥岩层段出现偏移和因此而产生的自然电位异常。按核磁测井资料，该层是一个好储集层，底部渗透性最好，已被水淹。

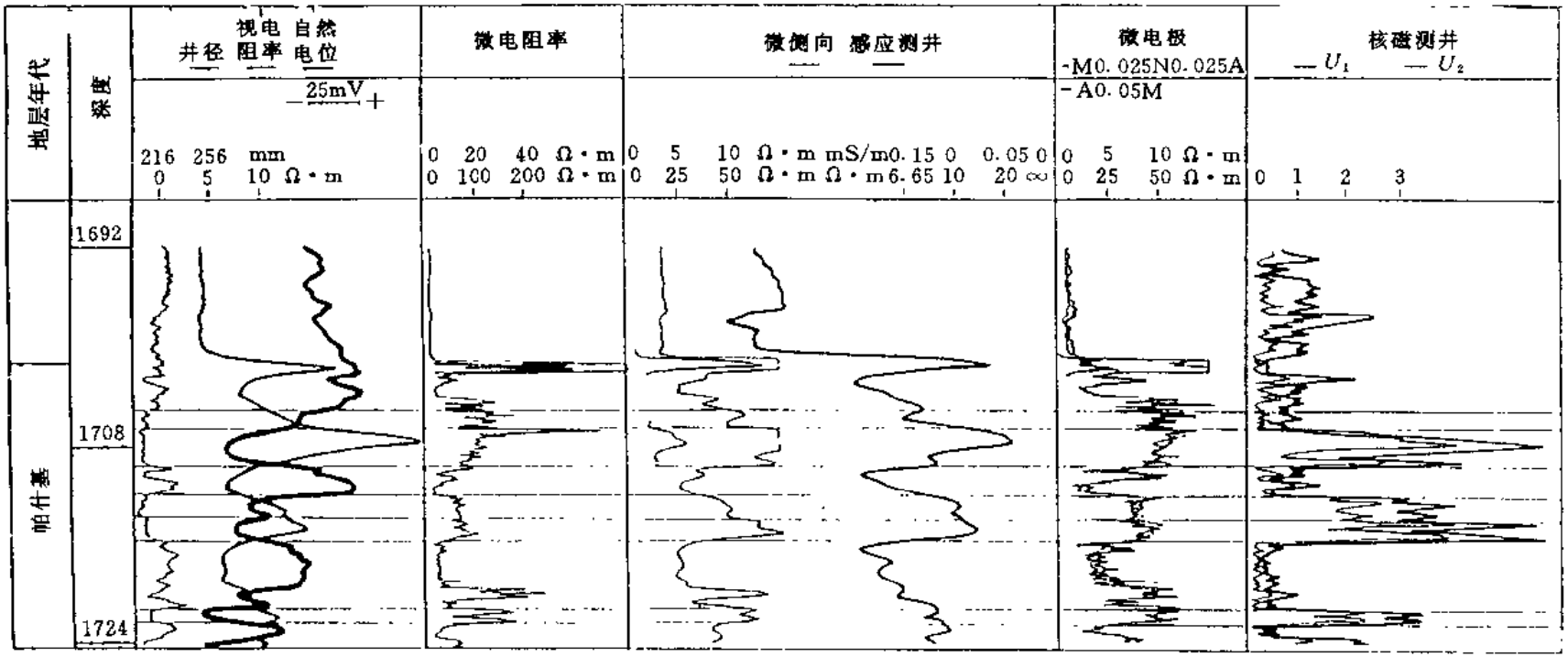

地层年代
深度
视电 自然
井径 阻率 电位
-25mV+
216 256 mm
0 5 10 Ω·m
微电阻率
0 20 40 Ω·m
0 100 200 Ω·m
微侧向 感应测井
0 5 10 Ω·m mS/m0.15 0 0.05 0
0 25 50 Ω·m Ω·m 6.65 10 20 ∞
微电极
-M0.025N0.025A
-A0.05M
0 5 10 Ω·m
0 25 50 Ω·m
核磁测井
— U_1 — U_2
0 1 2 3
1692
1708
1724
帕什塞

图 6－50

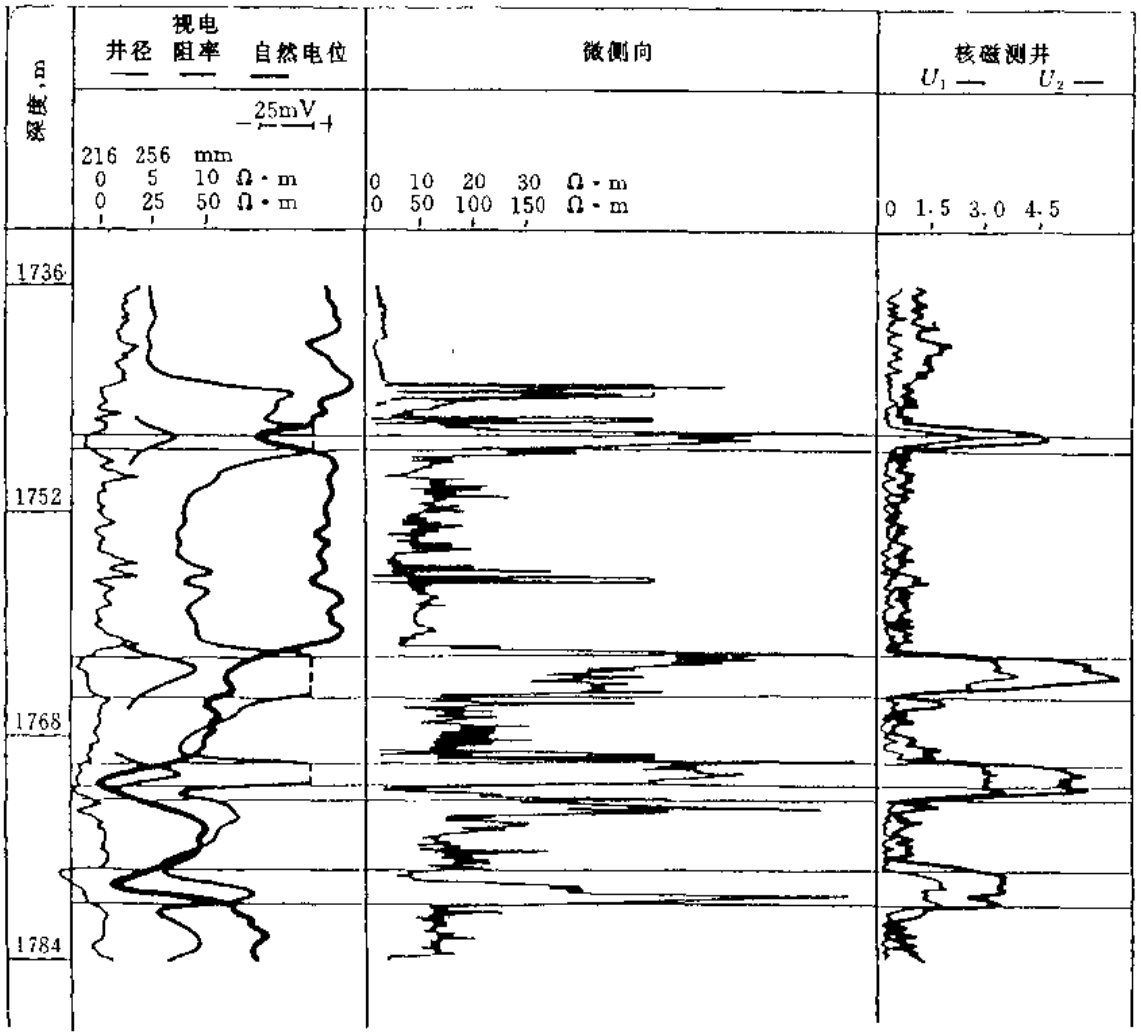


图 6－51

1770～1772.6m 井段的特点是确定饱和性质较复杂，按标准系列测井资料的划分，1770～1772.6m 井段为油层，其底部被盐水水淹。但根据核磁测井资料，这一结论是令人怀疑的。油层底部的渗透性实际变差，因为由围岩向油层的过渡带超过了探测器的长度。由于储集性质变差，含油饱和度也降低，这也是电阻率降低的原因。自然电位曲线特性补充证实了油层底部未被水淹，因为该曲线在泥岩线第一次偏移后未见进一步偏移。进行套管测试时从该层获得了油流。

在某些情况下，当推断整个层段都被水淹时，如何确定其饱和性质就成为问题。通常，这些地层的非均质程度高，是一些砂泥薄互层。根据综合地球物理测井资料，这些地层具有均质和低电阻率的特性。在这种情况下，利用核磁测井结果能解决问题。1879～1997.5m 井段（图 6－48）的地层最初由于电阻率低而被认定是水淹层，而后根据核磁测井资料成功地修正了这一错误的判断。

三、预测产能和打开地层的质量评价

评价地层的最大产能和打开地层的质量是矿场地球物理面临的新课题。这些问题的解决使得可以很好地对待打开产层最佳工艺的选择问题、诱导液流问题以及开采方式的选择问题。油层的产能取决于地层流体的密度和粘度、绝对渗透率和相对渗透率、油井打开的质量系数、泄油外缘半径等。如果划分出单个的地层，大多数这些变量可以认为是常数。鞑靼提出了利用核磁测井资料确定渗透率参数的方法，因为，决定渗透率首先是地层的产能。产能预测方法的研究用如下方法来进行，其关系式为：

$$Q_{实际}/\Delta ph$$

确定实际单位产能系数的值，将这些值同根据核磁测井、中子伽马测井和自然伽马测井组合或根据岩心估算的渗透率的值进行对比（图 6－52）。经过渗透率相同条件下最大产能的点画出渗透率小于 $70\times10^{-3}\mu m^2$ 和大于 $70\times10^{-3}\mu m^2$ 储集层的最大产能线。在“单位实际产能—渗透率”坐标系中落在这条线上的地层，显然，相应有最大的打开地层的质量系数（B）。在这些线以下的区，根据 B 值由 0 到 1 进行内插。对于落入这个区的井，泥盆系地层 B 的统计平均值为 0.31，博布里科夫地层 B 的统计平均值为 0.40。利用这种图可以根据核磁测井和标准测井系列估算的渗透率值预测最大可能达到的单位产能和统计平均产能。并且对于不同的油藏和地区，由于不同原油粘度或不同建井工艺程度，产能的统计平均值可能不同。为了预测碳酸盐岩储集层的产能，可以也必须使用这种办法，因为在碳酸盐岩剖面条件下这个问题最突出。然而为了研究相应的方法，需要补充专门研究岩心以及使用鞑靼石油地球物理局研究的灵敏度更高的核磁测井仪。

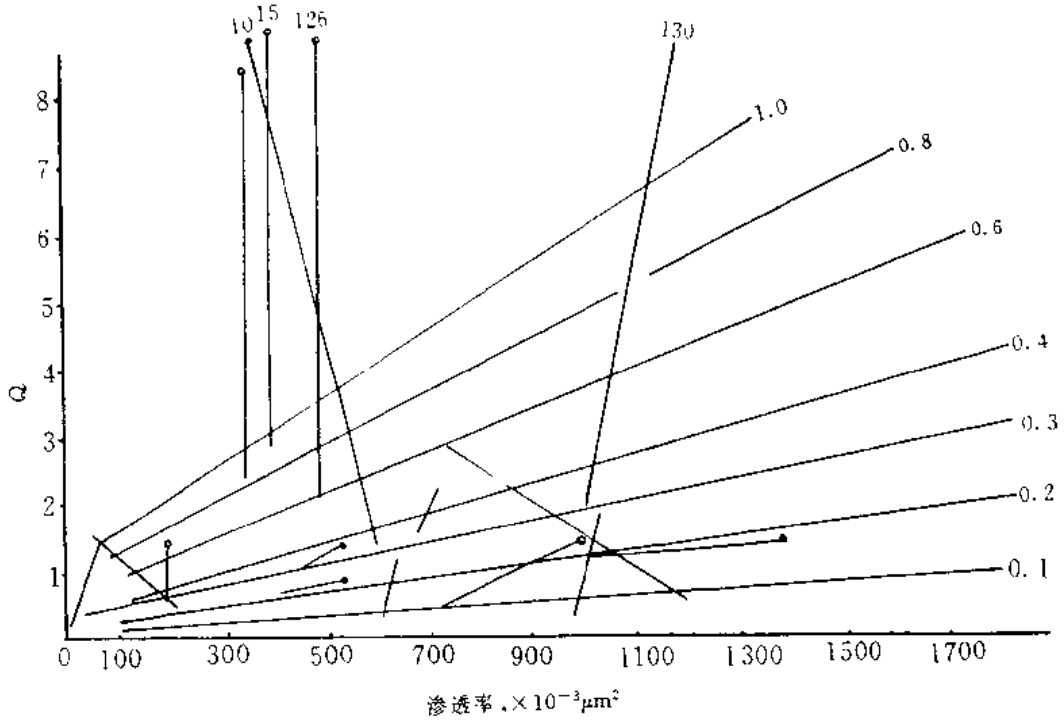


图 6－52　单位产能 Q 和渗透率的对比关系

参考文献

[1] M. G. Prammer et al, "Measurements of Clay－Bound Water and Total Porosity by Magnetic Resonace Logging". SPE 36522

[2] SPE30561, A. boyd et al. "Lithology－independent, High－Resolution Porosity Logs". SPE 30561

[3] John Lomaxeta. 评价泥质渗透率的新测井仪器. Oil & Gas Journal, 1994. 12

[4] M. G. Prammer. "NMR Pore Size Distrbutions and Permeability at Well site". SPE 28368

[5] W. J Looyestijn, et al. "DETERMINATION OF OIL SATURATION FROM DIFFUSIDN NMR LOGS". SPWLA 37th, 1996

[6] C. E. Morriss et al. "Hydrocarbon Saturation and Viscosity Estimation from NMR Logging in the belridge Diatomite". SPWLA 35th, 1994

[7] Charles Flaum et al. "Identification of Gas With The Combinalle Magnetic Resonance Tool (CMR)". SPWLA 37th, 1996

[8] R. Akkurt et al. "NMR LOGGING OF NATURAL GAS RESRVOIRS". SPWLA 36th, 1995

[9] Dahai Chang et al. "Effective porosity producible Fluid and Permeaility in Carbonates from NMR Logging". SPWLA 35th, 1994

[10] John P. Horkowitz et al. "Residual Oil Saturation Measurements in Carbonates with Pulsed NMR logs". SPWLA 36th, 1995

[11] John Austin et al. 应用磁共振成像测井曲线评价低电阻储层. The American Oil & Gas Reporter

[12] J. R. Hook et al. "The MRIL Log in a Low Porosity and Permeability Formation". SPWLA 37th, 1996

[13] В. Д. Чухвичев 等, 赵铁城译, 应用核磁测井方法监测油层开采程度. 北京: 石油工业出版社, 1996

第七章　测井解释油气饱和度岩石物理研究

油藏原始含油（气）饱和度是石油、天然气勘探开发中储层评价和储量计算的重要参数之一。岩心直接测定、利用测井资料计算和毛管压力资料计算是评价油藏含油饱和度的三种基本方法。其中用测井资料计算饱和度方法的应用最为广泛。

在岩石物理研究基础之上，建立测井储层评价方法，特别是饱和度计算方法是近十年来测井解释方法研究的一个重点。人们普遍认识到，只有深入了解岩石导电机理及其控制因素，才能建立适用的测井评价饱和度的模型。本章围绕以阿尔奇公式为基础的饱和度评价模型，对孔隙结构、油藏温度和压力、润湿性等因素进行了研究。

第一节　确定油层含油气饱和度方法简介

一、岩心直接测定法

岩心直接测定法的最大困难是无法使岩心保持地下原始状态，当前最好的方法是油基泥浆取心。由于油基泥浆含水极少，失水量为零，从而可以保持岩心中的束缚水含量不变。但是，油层的含水饱和度是在油藏中一定毛管压力条件下油、水两相压力差平衡的结果，它并非全是束缚水，可以理解为不动水。它们的大小与距自由水平面之上的高度呈负相关。当将岩心取到地面时，压差低于油藏内的平衡点，油层内部分不动水可能溢出，因此取心分析的结果距自由水平面愈近处，分析的含水饱和度比实际饱和度小得愈多。另外，对于气层和轻质油层，当油气大量溢出岩心时，可能会带出更多的不动水。在干旱地区，从岩心出筒到测量之间的时间内，岩心中的不动水蒸发量较大，也会引入误差。用蒸馏法测量束缚水只能得到无盐的淡水，盐分留在岩心中影响孔隙度的称重测量，其误差取决于地层水矿化度的高低，一般为1%～3%。

此外，岩心直接测定法是由蒸馏出的水量除以孔隙体积得到含水饱和度，而孔隙度是在地面测定的，它比油藏条件下大，因此不完全反映油藏条件。目前惯用的作法是用流体静力压缩仪模拟地层的上覆压力，对取至地面的岩心进行三轴加压测定其孔隙度，然后把它换算为实际地层承受的单轴上覆地层压力条件下的孔隙度，美国岩心公司总结了如下经验公式：

其中

$$\phi_f = \phi_s - (\phi_s - \phi_3)\gamma$$

$$\gamma = \frac{1}{3}\left(\frac{1+\lambda}{1-\lambda}\right) \tag{7-1}$$

式中　ϕ_f——地层孔隙度；

ϕ_s——地面测量的孔隙度；

ϕ_3——用流体静力仪模拟地层压力三轴加压测定的孔隙度；

γ——与岩石泊松比 λ 有关的转换因子。

岩石泊松比一般介于0.25～0.35，平均为0.3。相应的转换因子 γ 在0.56～0.69之间，平均为0.619。中等埋深的地层，地面与地层条件的孔隙度差别一般小于1%。虽然岩心直

接测定法存在不少难以克服的困难和误差，很难准确反映原始油层情况，但是，它毕竟是直接得到的第一性资料。

二、利用压汞毛管压力资料计算法

压汞毛管压力资料主要用于研究储层岩石微观孔隙结构，也是计算油气层含油饱和度的重要手段。

1. 基本原理

毛管压力是多孔岩石含两种或多种不混溶流体的一个重要特征。由于岩石孔隙孔道相对很小，一般视为理想化的毛管。考虑一种最简单的毛管，即一根半径为 r 的圆柱毛管。若毛管中含有两种不混溶流体，即相对于毛管，一种流体为润湿相，另一种流体为非润湿相。两相界面两侧的压力差 p_c 称为该毛管的毛管压力，且：

$$p_c=\frac{2\sigma\cos\theta}{r} \tag{7-2}$$

式中 σ——任意两相接触时产生的界面张力；

θ——两相界面接触角。

对于进行压汞驱替实验所涉及的水银（汞）—空气两相流体，汞是非润湿相。在一定压力下进入岩样中不同半径的毛管要克服式（7-2）所示毛管压力，换句话说，只有当外部压力满足式（7-2）时，汞才能进入岩样中具有相应半径的毛管中。记录不同压力下进入样品中汞的相对体积，便可求出不同半径毛管的体积和数量。这便是用毛管压力曲线研究岩石孔隙结构的基本原理。

根据实验研究发现，不同的流体组合对于相同的岩样来说其毛管压力均具有相同的形式（式（7-2）），并且可以互相转换，如：

$$(p_c)_{wo}=(p_c)_{Hg}\frac{\sigma_{wo}\cos\theta_{wo}}{\sigma_{Hg}\cos\theta_{Hg}} \tag{7-3}$$

式中符号含义同式（7-2）。其中下标 Hg 表示压汞数据，wo 表示油—水两相流体系统性质，式（7-3）中的油—水两相界面张力和接触角可以是实验室条件下的测量结果，也可以是油藏条件下的测量结果。对于后者，则可以用压汞毛管压力转换为油藏的油—水两相毛管压力。对于给定岩样，根据压汞实验可以得到毛管压力与含汞（油）饱和度关系曲线——毛管压力曲线。

2. 利用毛管压力资料计算饱和度

油（气）成藏过程中，油气与储层岩石中地层水之间的密度差所导致的浮力是油（气）驱替储层岩石中水的主要动力。只有连续的油气（非润湿相）柱具有一定的高度后，所产生的浮力才能够克服毛管压力而进入不同半径的孔喉中。设一油（气）柱高度（即油（气）藏中任一点距油藏自由水平面的距离）为 h，原油（气）密度为 ρ_o，地层水密度为 ρ_w，则该油（气）柱所产生的浮力与储层岩石毛管压力达到平衡：

$$p_c=(\rho_w-\rho_o)gh \tag{7-4}$$

式中 g——重力加速度；

p_c——储层岩石油藏条件下的毛管压力。

利用压汞毛管压力曲线计算油藏条件下含油饱和度首先需要用式（7-3）将室内条件下

得到的毛管压力曲线 $(p_c)_{Hg}-S_{Hg}$转换为油藏条件下的油—水系统毛管压力曲线 $(p_c)_{ow}-S_w$。并用式（7－4）建立含油饱和度与距自由水平面以上高度 h 的函数关系。这样，便可计算得到油藏内任何位置的含水饱和度大小和饱和度的纵向分布。

用毛管压力曲线计算油藏含油饱和度关键问题之一是确定能代表储层岩石的毛管压力曲线，常用的方法有下列三种，前两种是近年来石油公司推荐的方法，它们都要用公式（7－3）、（7－4）把 p_c 换算为油藏中自由水平面 FWL 之上的高度 h：

（1）逐点毛管压力曲线法。若油藏岩石连续取心，并且有很高密度的毛管压力实验资料，则可用这种方法计算油藏的饱和度分布。其精度取决于岩样是否具代表性以及毛管压力曲线本身的质量是否可靠。

（2）平均毛管压力曲线法。若油藏岩石物性或孔隙结构比较单一，为克服个别样品随机实验误差影响，可将全部实验数据进行集总，求出平均的毛管压力曲线。当油藏岩石孔隙结构类型变化较大时（通常表现为物性参数有很大的变化区间），可采用按渗透率（或孔隙度）大小分成几类后，再对每一类求平均毛管压力曲线。

（3）平均 J 函数法。J 函数法是国内储量计算中通常应用的毛管压力曲线综合处理方法，其表达式为：

$$J(S_w)=\frac{p_c}{\sigma\cos\theta}\sqrt{\frac{k}{\phi}} \tag{7-5}$$

其中，$J(S_w)$ 称为 J 函数（是含水饱和度 S_w 的函数，无因次）。

实用中，根据求平均毛管压力曲线时相同的原则计算储层的平均 J 函数或分类的平均 J 函数。该方法没有考虑油藏中 FWL 之上高度与饱和度的关系。

三、测井资料解释法

测井曲线具有连续、高分辨率和精确刻度等其它方法不可取代的优点。用它来计算油藏条件下含油饱和度的基础是岩电实验，建立尽可能符合油藏条件的阿尔奇公式，这就要求满足下述实验条件：

（1）油藏条件下的温度、压力；

（2）油（气）驱水实验中按油藏高度设计驱替压差，并在驱替中满足毛管压力平衡；

（3）满足油层实际的润湿性与流体性质。

目前，已经发现常规实验方法与上述条件要求差别较大，但是，同时满足上述条件的实验，现在尚无法做到。“八五”期间，我国在该领域研究取得较大进展。

第二节　阿尔奇公式及其发展

一、阿尔奇公式

阿尔奇公式是利用测井资料定量计算含油饱和度的基础。在本世纪 20～30 年代众多研究者实验研究的基础上，阿尔奇于 40 年代初首次建立了含水饱和度 S_w（含油饱和度与含水饱和度相加等于 1）与实验样品电阻率指数 I_r 之间的实验关系式：

$$I_r=\frac{R_t}{R_o}=S_w^{-n} \tag{7-6}$$

在实验条件下，R_o也可由岩样直接测量，含水饱和度具有唯一解。但是，在现场测井条件下，无法直接测量油气层岩石完全含水时的电阻率R_o。为利用式（7-6）计算油层含油饱和度，必须寻求适当的转换以间接求取R_o值。通过岩心实验数据，阿尔奇建立了地层因素F与孔隙度ϕ之间的幂函数关系式：

$$F=\frac{R_o}{R_w}=\phi^{-m} \tag{7-7}$$

式（7-6）和式（7-7）总称为阿尔奇公式。

毫无疑问，阿尔奇公式的建立，推动了测井解释技术的发展，“它不仅能够把测井信息转换成地质参数，同时也能够把地质参数转换成测井信息”（谭廷栋，1992）。半个世纪的应用实践表明，阿尔奇公式是测井定量解释饱和度的理论基础。

但是，阿尔奇公式也存在明显的局限性和不足。首先，油层岩石的R_o值是通过孔隙度和物理意义不明确的岩电参数m转换的，这种转换的可靠性取决于实验样品的数量、孔隙度范围、孔隙结构及导电性质等因素是否能够代表油气储层岩石的实际特征。实际上，阿尔奇所进行的实验研究是在室内条件下对高孔、高渗的岩样完成的，且R_o的测量是岩样经有机溶剂抽提洗油后进行的。显然，油层岩石所承受的压力、温度条件及具备的润湿性质，包括油、水在孔隙中的分布等条件与室内实验条件相比，尚缺少系统、严密的研究，故阿尔奇公式是否能直接应用于地下油藏饱和度计算，存在疑问。第三，参数m和n的物理意义不明确，换句话说，人们对什么因素控制m和n参数还不大清楚。因此，用孔隙度、地层水电阻率以及胶结指数转换的R_o计算饱和度，对复杂孔隙结构储层存在多解性，这是需要进一步解决的问题。

二、国内外研究现状

根据国内外研究成果，按照储层岩石不同的地质特征和勘探开发的不同阶段，可以将测井解释饱和度的岩石物理研究分成以下五个研究领域：

（1）泥质砂岩储层；

（2）阿尔奇砂岩储层；

（3）非阿尔奇砂岩储层；

（4）碳酸盐岩储层；

（5）水淹层。

泥质砂岩的岩石物理研究在50～70年代最为活跃，研究内容多围绕泥质含量、粘土类型以及泥质分布形式对泥质砂岩电导性质的影响。如De Witte等建立的分散泥质砂岩模型、Poupon等建立的层状泥质砂岩模型、Waxman和Smith建立的阳离子交换模型、Clavier建立的双水模型等。它们都是在地层水矿化度不太高（10×10^4mg/l以下）条件下研究的问题。90年代以来，温度、压力的变化对泥质砂岩导电的控制作用研究取得了重要进展。

碳酸盐岩储层由于裂缝的存在，使得它与以粒间孔隙为主的砂岩地层电学性质上存在很大差异，在实验室进行岩石物理研究的困难也更大。当碳酸盐岩储层中孔隙空间主要由粒间孔构成时，阿尔奇公式是适用的。当存在孔隙—裂缝双重孔隙系统时，其电阻率测井响应变得很复杂。赵良孝（1995）根据裂缝的不同产状（水平缝、垂直缝、网状缝等）和侧向电测

井对不同产状裂缝地层的响应特征，建立了不同的饱和度评价模型，收到了较好的效果。

油田进入开发中后期，由于大量淡水的注入，使得由于离子吸附所导致的表面电导对储层岩石的电学性质有较大影响，给准确计算含油饱和度带来了困难。孙德明（1996）通过理论分析与实验对比，认为在淡水注入的油层内求饱和度，要考虑注入水电阻率、岩石阳离子交换容量、含水饱和度大小等因素的影响。

按照 Herrick 的观点，阿尔奇岩石应具有三个特征：首先，具有单一的孔隙大小分布；其次，孔喉匹配关系有规律；第三，孔隙中的离子扩散是岩石导电的唯一途径。从宏观电性上讲，地层因素与孔隙度呈幂函数关系。而所有在电性上与此相背离的均被称为非阿尔奇岩石。下面重点介绍国外 80 年代末 90 年代初以及国内“八五”期间针对这两类岩石所做的岩石物理研究工作。

第三节　孔隙结构与岩石电学性质

一、孔 隙 结 构

无论是砂岩或碳酸盐岩，它们的储层性质、渗流性质和电导性质等均受其孔隙结构的影响。所谓孔隙结构是指多孔岩石的孔隙构成。它包括孔隙（喉）的大小与分布、形状、连通程度、孔隙类型和孔壁几何形态等微观特征。其中孔隙（喉）大小、分布以及连通程度对岩石导电性质影响最为显著。孔隙度、渗透率、比表面积、地层因素和串通毛管压力等是描述岩石孔隙结构的宏观参数。压汞毛管压力、铸体薄片鉴定等是研究孔隙结构的经典方法，而近十几年来在扫描电子显微镜、CT 成象技术之上发展起来的图象处理及分析技术则是研究孔隙结构的新的有力手段。

1．储层岩石孔隙结构类型

岩石孔隙结构的分类取决于研究目的和应用要求。葛家理（1982）从油气田开发应用出发，根据流体力学观点把储层的孔隙结构划分为三种孔隙介质类型和六种孔隙结构类型。

三种孔隙介质类型为单孔隙介质、双重孔隙介质和三重孔隙介质。其进一步的六种孔隙结构分类是：单孔隙介质的粒间孔隙结构（其中又分作非层理结构与微层理结构）和纯裂缝结构；双重介质的裂缝—粒间孔隙结构和溶洞—粒间孔隙结构；三重孔隙介质的裂缝—溶洞—粒间孔隙混合结构。

粒间孔隙结构是碎屑岩的基本孔隙结构类型，但部分碳酸盐岩亦有此种孔隙结构，非层理结构的粒间孔隙介质电导性质服从阿尔奇定律。塔里木盆地数个储层岩电关系与储层孔隙结构表明，当岩石中微裂缝比较发育或粒间孔隙介质孔喉半径比减小时，其电学性质就会违背阿尔奇公式，可见孔隙结构的变化对岩石导电性质有重要影响。

2．孔隙结构的影响因素

影响孔隙结构的因素很多，如颗粒的大小、形状、分选和充填、压实、胶结和溶蚀等。

一般来说，渗透率与颗粒大小成正相关，随着颗粒直径变小，孔隙和喉道的直径也降低。分选性差，孔隙度变小，且孔隙与喉道尺寸也随着变小；这种情况对于大颗粒之间的小颗粒充填情况尤其明显。颗粒的磨圆度变差，也会使得孔隙度及孔喉尺寸变小。

压实作用一般使颗粒的排列更紧密，导致孔隙度降低，孔隙和喉道的尺寸变小。胶结若发生于颗粒接触部分，则使得孔喉比增加，若胶结物大量存在，则严重降低孔隙空间。溶蚀

作用一般会使得孔隙度增加，由于溶蚀作用的不均匀性，往往导致孔喉比的增加。

二、阿尔奇公式与孔隙结构

自从 Guyed（1952）发现阿尔奇公式中指数 m 似乎与岩石的胶结程度有关，并称之为胶结指数以来，人们把岩石的结构与孔隙几何形状作为控制指数 m 的物理因素的想法和探索就一直没有停止过。其中以 Wyllie、Winsauer 等人定义的电曲折度概念为人们普遍接受。他们指出，饱含水岩石的电曲折度 τ_0 与其地层因素 F 和孔隙度 ϕ 有关：

$$\tau_0^2 = F\phi \tag{7-8}$$

并导出了 m 与电曲折度的关系：

$$m = 1 - \log\tau_0^2 / \log\phi \tag{7-9}$$

式（7-9）的第一项等价于岩石的毛管导电模型。第二项则说明孔隙度的变化，导致了导电网络复杂性的增加，亦即电曲折度的增大。

80 年代后期，Givens 提出低阻砂岩并联导电模型，模型假设岩石体积电导率由自由流体孔隙空间、微孔隙中的束缚水和包括表面电阻在内的骨架导电等三个并联电阻所组成。原海涵（1990）根据毛管理论，提出了地层因素和孔隙度关系毛管束模型，认为 m 和 a 均受渗透率或孔隙半径影响，而用这一理论导出的电阻率指数与含水饱和度关系却只能得到饱和度指数等于 1 的结论，作者因此认为毛管束模型不适用于 $I_r - S_w$ 关系。马守祥（1994）用毛管压力曲线求出一个无量纲孔隙结构因子并将其与 m 指数关联。我们用这一模型对塔里木盆地部分岩样进行了检验，发现这一模型仅适用于孔隙结构比较简单的高孔、高渗样品。

Rasmus（1987）、Herrick（1995）等均认为，只有具有粒间孔隙的岩石，才能用孔隙结构的曲折度解释岩石不同电阻率性质的变化。他们运用 Maxwell－Garnett 理论模型讨论并建立了具有溶洞和裂缝且以粒间孔隙为基质的介质的地层因素与孔隙度关系的变化规律。假定具有粒间孔隙的介质服从阿尔奇公式，则具有粒间孔隙—溶洞体系介质的胶结指数变大，而粒间孔隙—裂缝介质的胶结指数变小。理论研究还表明，溶洞中的流体性质和分布对整个粒间孔隙—溶洞体系介质的电阻率影响不大，而裂缝中流体的性质和分布却对粒间孔隙—裂缝体系介质的电阻率影响很大。

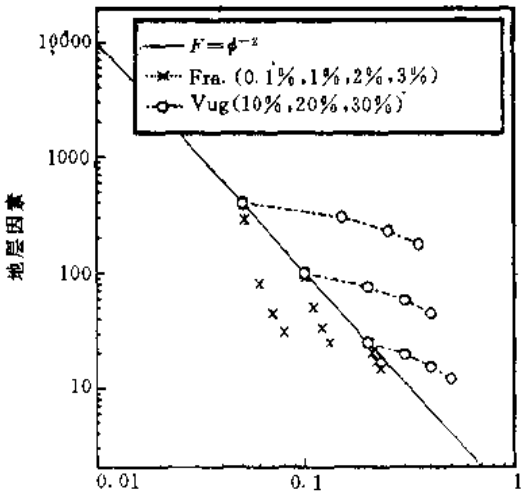


图 7－1　孔隙－溶洞和孔隙－裂缝介质 Maxwell－Garnett 理论模型导出的地层因素与孔隙度关系图版（据 Rasmus，1987）

图 7－1 为粒间孔隙介质中分别引入具有不同孔隙度的溶洞和裂缝孔隙时，用 Maxwell－Garnett 理论模型导出的地层因素与孔隙度关系图版。图中实线代表阿尔奇公式所描述的粒间孔隙介质的地层因素和孔隙度关系。实线上部为粒间孔隙—溶洞体系介质的地层因素和孔隙度关系。显然，介质中溶洞的增加使孔隙度增大，但其电阻率的下降程度却低于粒间孔隙介质

相同孔隙度减量时电阻率的减小量。决定这种介质电阻率变化的主要因素是介质中粒间孔隙度的大小。实线下部为粒间孔隙—裂缝体系介质的地层因素和孔隙度关系。与粒间孔隙—溶洞孔隙体系介质相反，裂缝孔隙度的大小则对介质的电阻率变化起决定作用。

三、塔里木盆地储层岩石孔隙结构对岩石电学性质的控制作用

“八五”期间，基于塔里木盆地储层地质条件的岩石物理研究表明，岩石电学 性质受孔隙结构控制（毛志强等，1995）。在双对数坐标系中，在砂岩的全部孔隙度范围（如 0～30%），地层因素 F 与孔隙度 ϕ 的一般关系为一个二次函数非线性关系。图 7－2 为塔里木盆地某井 CⅢ砂岩储层 156 块样品地层因素 F 与孔隙度 ϕ 实验结果。图中虚线为全部实验数据用二次函数回归的结果，实线则是使实验结果满足理论边界条件（当 $\phi=1$ 时，$F=1$）时的拟合结果（式（7－10））：

$$F=\frac{1}{\phi^{(2+0.32\log\phi)}} \tag{7-10}$$

由于阿尔奇主要研究的是高孔、高渗样品，其实验样品孔隙度分布范围较小，$F-\phi$ 关系在双对数坐标系中表现出较好的线性关系。事实上，若对图 7－2 中实验数据进行分段处理（以 $\phi=12\%$ 为界），高孔段和低孔段实验数据均可以用线性公式进行较高精度的回归。图中虚线为用实验数据回归，实线为在 $\phi=1$、$F=1$ 时的回归结果。

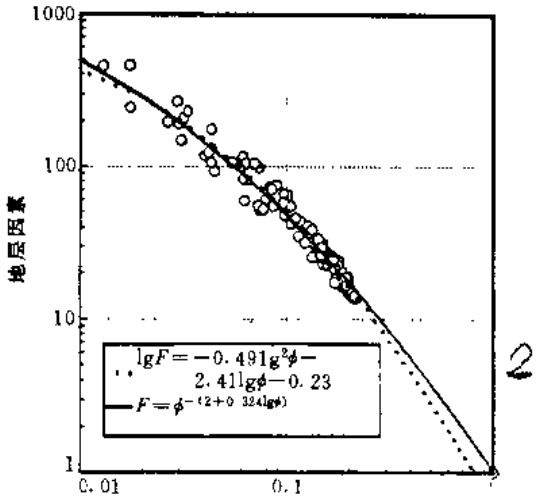


图 7－2　塔里木盆地某井 CⅢ砂岩储层地层因素 F 与孔隙度 ϕ 实验结果（156 块岩样）

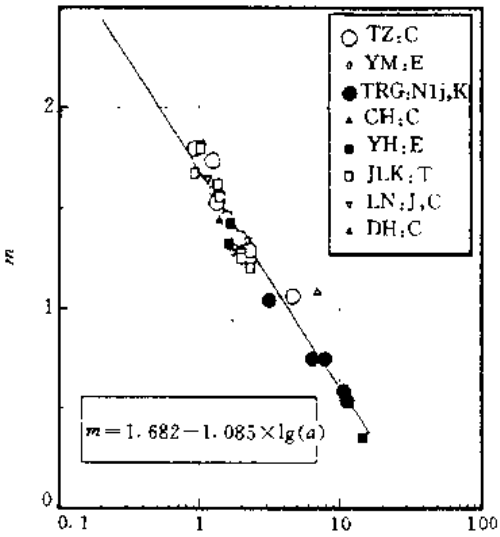


图 7－3　塔里木盆地砂岩储层 m—a 交会图（5 套层系、20 余口井、2000 多块样品）

图 7－3 为塔里木盆地五个砂岩层系、二十余口井、两千余块岩样岩电实验得到的 m—a 交会图。实验结果表明，尽管储层不同，实验样品物性差异很大，但不同储层的参数具有良好的相关性（式（7－11））：

$$m=1.682-1.085\log a \tag{7-11}$$

这种相关性不是偶然的，式（7－11）具有普遍性且代表明确的物理意义。从图 7－2 中可以看出，$F-\phi$ 关系在双对数坐标系中是一条光滑的二次曲线，对这条曲线上的每一点来

说，m 和 a 是通过该点处二次曲线的切线斜率和切线在纵轴上的截距。对某一批岩电实验，由于 m 和 a 是对多块样品（有一定孔隙度范围）实验结果以线性关系回归得到的所有实验数据点所构成的近似直线的斜率和截距，某一批岩电实验有限的数据点实际上相当于图 7－2 所示全部孔隙度范围 $F-\phi$ 关系曲线上的一段。故一条光滑的二次曲线，其上每一小段线性回归得到的斜率和截距一定密切相关。换句话说，只有当 $F-\phi$ 在双对数坐标系中呈二次函数非线性关系时，参数 m 和 a 才能具有类似式（7－11）所示的相关关系。

通过对塔里木盆地多套储层岩电实验数据及相应储层岩石样品压汞毛管压力、铸体薄片等取心资料对比分析研究，提出了砂岩储层孔隙结构特征控制 $F-\phi$ 关系的观点。对数个储层分析研究表明，综合物性参数 $\sqrt{k/\phi}$ 可以定性反映储层孔隙结构特征。实验数据表明，综合物性参数不仅反映孔隙大小，而且还可在一定程度上反映孔喉分布的特征。研究发现，胶结指数 m 主要受孔喉大小和孔喉大小的分布控制。根据这一成果，建立了一个实用的可以用于预测 $F-\phi$ 关系中 m 的数学模型，即公式（7－12）～（7－14），预测结果与实验结果十分吻合。

$$r = 1/N\ (\Sigma\ (K_i/\phi_I)^{1/2} \qquad i=1,\ \cdots N \tag{7-12}$$

$$\sigma_r = 1/N\ (K_i/\phi_I)^{i/2} \tag{7-13}$$

$$m = 0.808 + 0.427r - 0.154\sigma_r \tag{7-14}$$

第四节　高温高压条件下的岩电实验研究

高温高压实验研究尽管可以追溯到本世纪 50 年代初（Fatt，1957；Wyble，1958 等），但 80 年代末至 90 年代初短短几年，国内外的研究则掀起了一个新高潮，并取得了一些重要认识，但是，由于高温、高压实验的复杂性，其研究较多的限于学术讨论。

一、压力、温度对胶结指数 m 的影响

多数研究者认为，压力增加，导致地层因素增加，且扣除压力作用下孔隙减小造成的地层因素增加后，后者仍是压力的增函数，说明胶结指数是压力的函数。Mahmood（1991）强调，压力增加虽然可以使各种岩性的样品 m 值增加，但增加量很微弱。他还指出，只有有效压力（上覆压力减去孔隙压力）才会对 m 变化起作用。Longeron（1990）等人还研究了高压岩电实验中的压力平衡与样品承压后发生形变的速率变化。

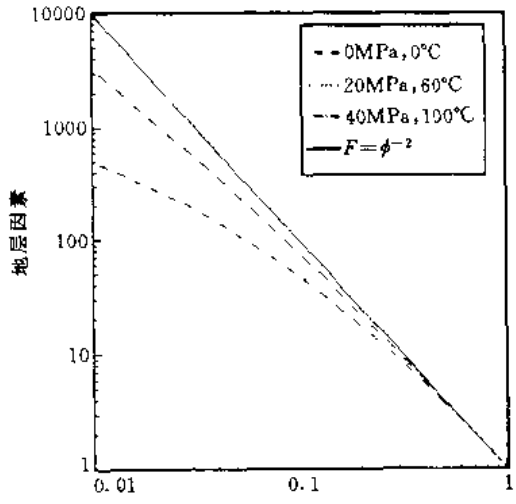


图 7－4　高温高压条件下 $F-\phi$ 关系图版

温度对胶结指数的影响比较复杂。早期的研究认为，温度升高，m 值增加。Longeron 和 Mahmood 则发现温度的变化对纯岩石的 m 值无明显影响。Waxman 等则发现，经泥质校正后，m 与温度变化无关。

通过对塔里木盆地四个地区不同砂岩储层高温高压岩电测量表明，高温高压条件下

的 m 值比常温常压下的高。m 值增加的多少与孔隙度大小有关，低孔隙度样品 m 值受温度、压力变化的影响大于高孔隙样品。根据实验结果，在适当的理论假设下导出了考虑孔隙结构、温度和压力的 $F-\phi$ 关系，其理论图版示于图 7-4。

二、温度、压力对饱和度指数 n 的影响

从已发表的研究报告中可以看到，压力的增加如何影响饱和度指数的变化尚没有一个统一的认识。Glanville 发现砂岩和碳酸盐岩样品的 n 值均随压力增加而增大，并认为压力增加后孔隙流体的重新分布和油水两相压缩量的不同是导致 n 值增加的原因。Longeron 则认为压力对饱和度指数的影响与岩性有关。根据他的实验，当压力增加时，砂岩的 n 值略有增加，一部分碳酸盐岩样品 n 值没有改变。

关于温度对饱和度指数的影响的实验虽然也不多，但却表现出了比较一致的规律。一般说，温度升高、饱和度指数有减小的趋势。Mahmood 发现，温度升高时，束缚水饱和度普遍增加。他认为可能是温度升高后，岩石的亲水性加强，并导致了电阻率指数的降低。他还指出，温度升高导致颗粒膨胀，孔隙空间变小，可能改变了一部分孔隙的毛细管性质。赵文杰等（1996）在胜利油田发现，当温度由 20℃上升到 70℃时，砂岩实验样品的 n 值下降了 11%。

根据“八五”期间塔里木盆地多个储层实验结果，高温高压条件下电阻率指数与含水饱和度关系与实验室条件下相比变化很小，可以不予考虑。应当指出的是，上述实验均是用常规驱替完成的，这种驱替方式不能保证两相流体的分布完全服从于毛管压力理论。如何在确保驱替过程接近地下油气成藏过程并研究电学性质的变化，有待今后进一步探索。

总之，高温、高压岩石物理实验研究由于受实验技术的限制，目前还没有一个非常明确的认识。根据国内外现有研究成果，初步认为，$F-\phi$ 关系受温度、压力影响较大，应当通过高温、高压实验确定。I_r-S_w 关系受温度、压力综合影响较小，在没有新的实验手段可以得到可靠的实验数据之前可以不考虑，有条件的应采用半渗透隔板驱替确定 I_r-S_w 关系。

第五节　润湿性与孔隙岩样电学性质

由于润湿性的改变对岩石电阻率性质有显著影响，近二十年来，润湿性对岩石电阻率的影响与作用已成为国际测井界岩电实验及岩石物理研究的一个热点问题。一般讲，经有机溶剂抽提洗油后，砂岩样品一般表现为亲水或中性。碳酸盐岩样品情况会复杂些，但亲油性总会有不同程度的降低。无论如何，常规岩电实验中的样品洗油则一定改变了储层岩石的实际润湿性质。为了研究岩石润湿性的变化及对饱和度指数的影响，Longeron 对每一实验样品作了两次驱替实验。样品先经洗油后，测定润湿指数 I_w 并用炼制油作第一次驱替并测电阻率；将样品再次洗油后，饱和地层流体进行老化（恢复），测量老化后的 I_w 指数再用原油进行第二次驱替和电阻率测量。结果表明，老化前后润湿指数 I_w 无明显变化的岩样，其两次驱替实验所测得的 n 值无明显差别。老化后亲油性增加的岩样，用第二次驱替实验数据求得的 n 值则明显高于第一次驱替得到的 n 值，且两次驱替润湿指数变化愈大，n 值差别愈大（如表 7-1）。其他研究人员（如 Sondena，Sharma 等）也观察到了类似的实验结果。

表 7－1　老化前后的润湿指数（I_w）和饱和度指数（n）

岩样	老化前		老化后	
	I_w	n	I_w	n
M1－1	+0.07	1.82	−0.57	2.53
M2－4	+0.07	1.66	−0.61	2.50
R2－2	+0.20	1.48	−0.25	2.21
M1A－4	+0.34	1.77	−0.51	1.96
LM－4	+0.56	2.06	+0.07	2.27

“八五”期间，毛志强在北京石油研究院用类似的方法对塔里木盆地 TZ 地区 C 砂岩两块样品进行了老化实验。老化前对比样为亲水，老化后样品为中性，但饱和度指数分别由亲水对比样的 1.78 和 1.46 上升到 3.05 和 3.56。当然，n 指数如此大的增幅不排除受润湿性测定误差或老化后饱和度计算方法的系统误差所影响。但与国外同类实验比较，老化实验所表现出的规律是勿庸置疑的。

在不同润湿性岩石孔隙中两相流体微观分布研究也有了新的进展。Grattoni 等（1995）在实验室用透明的玻璃构造具有不同配位数的、二维均质的透明孔隙—喉道模型，用一种在一定温度下溶质（代表油，并加了变色指示剂）和溶液（水）可以分离的混合溶液饱和该模型，当溶液中溶质的比例不同时，模拟不同含水饱和度下，油水两相的微观分布形式。

研究发现，对于亲油的孔隙介质，不同的含水饱和度，水相存在的形式不同。高含水饱和度时，此时油相以薄膜形式吸附于颗粒表面，水相则存在于孔隙和喉道的中间位置，水相是连续的。导电通路主要由这种连续的水相实现，电阻率表现为低－中。随着含水饱和度降低，水相将被油相所隔断。喉道处特别容易发生这种现象。电流通过这些被阻断或部分阻断的水相传导时，电阻率可能会变得比较高。当含水饱和度进一步降低时，一般当 $S_w<40\%$ 时，水相的连续性基本完全遭到破坏，水相多以分散在油相中的小水滴形式存在，电阻率将变得非常高。而对于亲水的多孔介质，Grattoni 发现水相主要以水膜、充满未侵入的喉道和部分侵入的喉道中等形式存在。

总之，复杂润湿性在测井解释岩石物理研究中所面临的问题很多，根据国内外现有研究成果和塔里木盆地复杂润湿性储层实际资料，亲油和亲水的油藏都有较大比例，且同一油藏中，润湿性也可能有变化。目前，一般有如下基本认识：首先，岩心样品（特别是砂岩）经有机溶剂抽提洗油后，岩石在油藏条件下的润湿性受到破坏。经老化后的样品，其润湿性可以得到一定程度的恢复。若润湿性质有改变则老化前后的电阻率性质一定不同。其次，若油气藏本来就是亲水的，则洗油后进行的岩电测量参数可以用于饱和度计算。若油藏是亲油的，由于常规实验得到的饱和度指数小于实际值，故用常规岩电实验参数计算的含水饱和度小于油藏实际的含水饱和度。为了正确评价复杂润湿性油藏含水饱和度，一定要综合油藏润湿性质，必要时做老化实验以求得接近实际油藏条件的饱和度指数。第三，稠油层的测井饱和度解释模型研究一定要充分重视润湿性及油、水在孔隙中的分布问题。一般说，稠油层的电阻率通常表现为异常高值，一般的 n 值显然不适用。Donalson（1987）曾指出，对稠油砂岩，其饱和度指数可高达 8。其原因可能是稠油中表面活性物质和极性分子的大量存在容易导致孔隙壁上原始存在的水膜变薄和水膜破裂，造成岩石孔隙中水相连续性遭到严重破坏。

第六节　驱替方式及流体分布对岩电实验结果的影响

目前实验室测量 $I_r - S_w$ 关系有三种驱替方式可供选择，即常规气驱、常规（变压器）油驱和气（油）水隔板驱替方式。实验结果表明，不同的驱替方式得到的 n 指数在数值上有较大差别。尤其是常规驱替方式，对于同一储层，不同的实验会得到差别较大的实验结果。分析认为，不同驱替方式造成的流体分布形式差别是实验结果不一致的原因。换言之，流体分布（或驱替方式）状态对饱和度指数 n 有较大影响。气（油）水隔板驱替能较好模拟地下油藏中流体分布特征，其实验结果可靠性高。据了解，美国岩心公司自 1993 年已正式应用这一方法进行岩电实验。

一、常规驱替流体分布 CT 扫描实验结果分析

常规驱替非活塞式推进油或气进入充满水溶液的孔隙岩样，这种过程与油气成藏过程和方式差别很大，其驱替过程主要受两相流体沾滞力控制。而油气成藏过程中油或气进入储层主要受毛管压力与油气驱动力的互相平衡。

图 7－5 为常规油驱过程不同含水饱和度的岩样 CT 扫描切片图（林纯增等，1994）。岩样为人造岩心，孔隙度为 32.25%。随着驱替的进行，驱替流体（变压器油、图中黑色区域）不断占据更多的孔隙空间（图中白色区域）。但驱替相的分布是不均匀的，即使当含水饱和度低至 37.9%，驱替相仍未达到岩样的另一端，造成“末端效应”，即末端与驱替流体进口端流体分布状态不一致。另外，在上边缘，尽管有橡皮套筒的影响，但仍能看出非活塞式驱替造成的“边缘效应”（图中白色区域）。

显然，常规驱替导致的这种流体分布状态不能反映油藏流体分布特征。从上述分析还可看出，常规驱替每一压力下的平衡时间－即驱替速度的不同可能加剧也可能改善其分布状态与实际油藏流体分布状态的差别，驱替速度愈快，这种差别就愈明显。因此，常规驱替出现实验结果差别较大的现象也就不足为奇了。

二、气（油）水半渗透隔板驱替

半渗透隔板毛管压力（$p_c - S_w$）与电阻率（$I_r - S_w$）联测技术则可以较好地克服常规驱替存在的问题。图 7－6 为气—水半渗透隔板法联测技术原理示意图。所谓半渗透隔板是指通过对某种具有较大毛管压力且孔隙表面经一定化学处理，从而只能使润湿相溶液（如实验时用的饱和盐水溶液）在一定压力下渗流，而非润湿相流体（如油、气）等不能渗透的多孔（陶瓷材料等）薄板。驱替前将岩样与半渗透隔板抽真空饱和实验所用的水溶液后放进加压容器③，驱替时通过压力阀与压力表⑦控制加湿氮气驱替压力，并在每一驱替压力下通过观察计量管⑥中溶液量是否有变化来确保这一压力下两相流体分布是否达到平衡。一般，某一压力下的平衡时间需要 3~5 天甚至更长时间。具体讲，计量管⑥中溶液量在相当一段时间内不再增加，即认为达到了平衡。此时取出岩样进行称重和电阻率测量。然后，将岩样再放入加压容器，继续增加压力。重复上述步骤，直到完成驱替，便可得到一块岩样（氮）气—水隔板毛管压力曲线（$p_c - S_w$）和电阻率曲线（$I_r - S_w$），这一周期需要 1~3 月，但是，加压容器中可一次分析 20~30 块岩样，从而提高效率。

半渗透隔板法的优点是显而易见的。首先，由于采用了半渗透隔板，驱替相与润湿相的

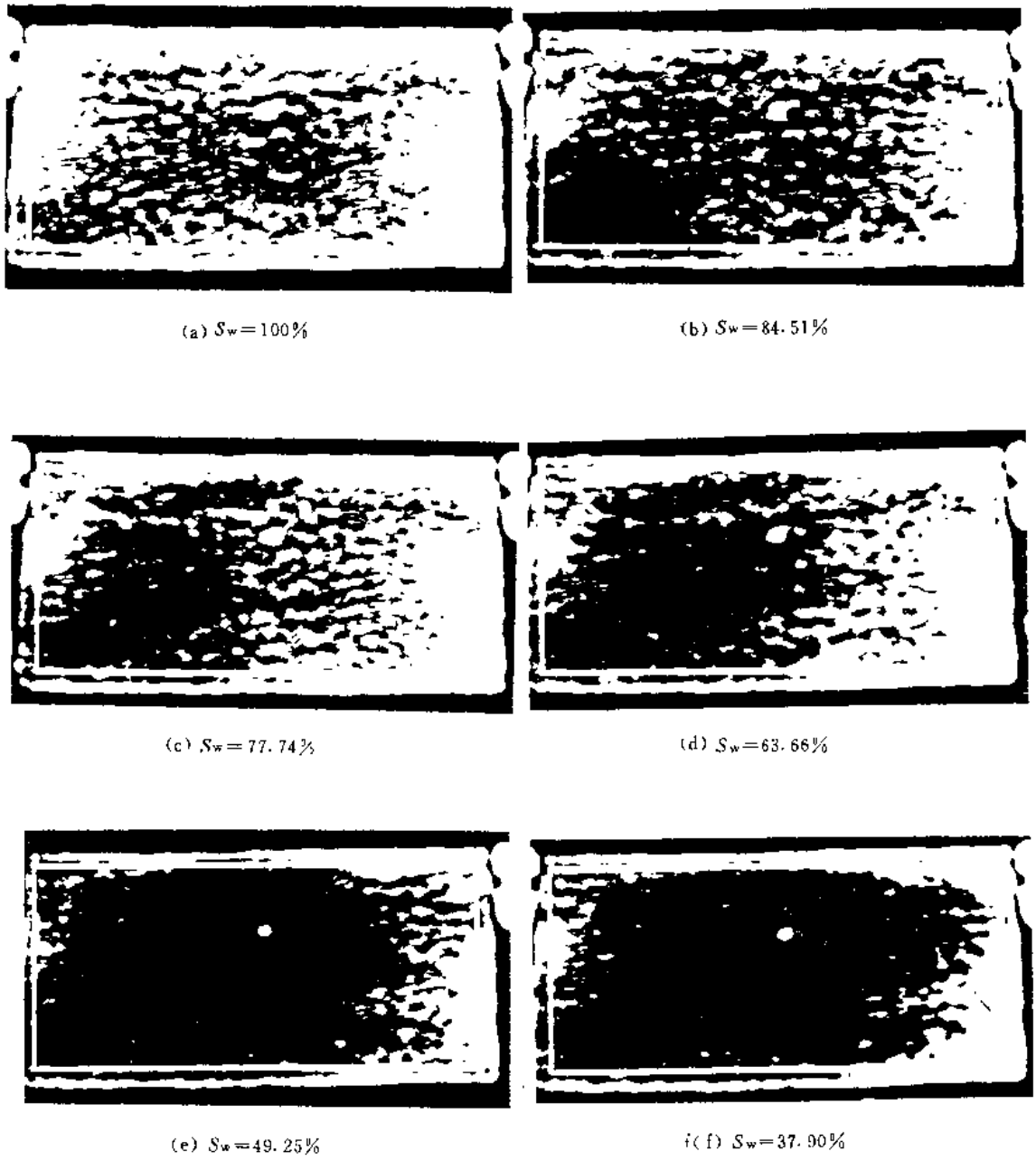


图 7－5　常规油驱过程不同含水饱和度的岩样 CT 扫描切片图

相互作用主要取决于岩样毛管压力。这种驱替过程较好地模拟了油气成藏过程后的压力平衡系统。其次，可根据毛管理论和油气藏高度与实际油、水密度设计最大的驱替压力。油气柱愈高，油气驱替地层水的驱替压力愈高，油气也愈容易进入喉道较小的孔隙中。另外，由于驱替相可以从岩心与半渗透隔板接触面以外的各个方向进入岩样，消除了常规驱替过程非润湿相流体非活塞式推进造成的“边缘效应”和“末端效应”，实验具有较高的精度。

石油大学（北京）岩石物理实验中心“八五”末引进的美国岩心公司生产的 RCCP 系统就是这类测量装置中最先进的。这套装置可以进行高温（175℃）、高压（10000psi）状态下油水隔板电阻率与毛管压力联测，整个驱替过程中样品不必取出，饱和度的计算是通过精度很高的电子泵计量完成的。1in、1.5in 直径的样品均可测量。

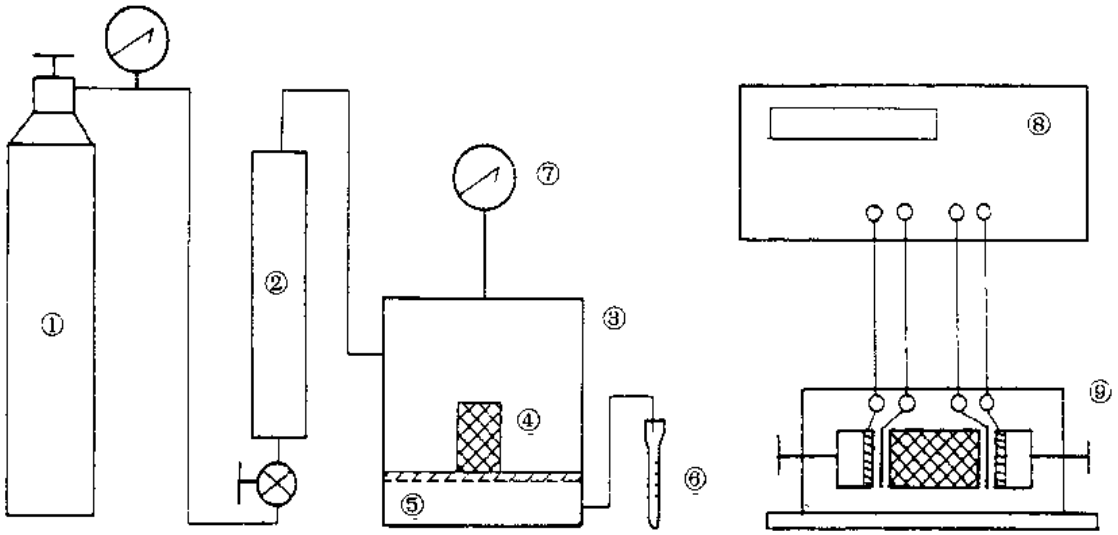


图 7－6　气水半渗透隔板法联测技术原理示意图

①氮气瓶；②加湿器；③加压容器；④岩样；⑤半渗透隔板；
⑥计算管；⑦压力表；⑧100A 电阻率测量仪；⑨岩心夹持器

三、不同驱替方式 $I_r - S_w$ 实验结果

欧阳健等（1994）分别在北京石油勘探开发研究院与美国岩心公司（蛇口）作了几批岩样半渗透隔板法毛管压力－饱和度测量与岩电联测实验，按毛管压力理论得到的下式设计最大驱替压力，并在油藏的温度、压力条件下测量砂岩气－盐水系统的表面张力 σ，其接触角为 θ 为 0，从而，得到 $p_c/h - S_w$ 关系和 $I_r - S_w$ 关系：

$$p_c = (\sigma\cos\theta)_{lab}/(\sigma\cos\theta)_{res}(\rho_w - \rho_g)gh \qquad (7-15)$$

式中　p_c—— 毛管压力；

ρ_w、ρ_g——分别为盐水与天然气密度；

g——重力加速度；

h——油藏中 FWL 之上的高度；

lab——实验室条件；

res——油藏的温度压力条件。

上述相同样品还按常规实验方法作了岩电试验。实验结果表明，常规驱替实验 n 值低于隔板法驱替得到的 n 指数。下表为两个地区样品的对比结果：图 7－7 为塔里木盆地某井 C 储层用不同的驱替方式得到的 $I_r - S_w$ 实验结果。常规气驱结果 n＝1.237（图 7－7a）、气－水隔板法驱替结果 n＝1.765（图 7－7b）。

表 7－2　常规法与隔板法岩电实验 n 值对比结果

驱替方法	TZ 地区	孔隙度范围，%	JL 地区	孔隙度范围，%
常规法 1	1.5249	10.5～25.7	1.559	20.3～29.6
常规法 2	1.5145	10.5～21.5	1.615	11.8～ 28.4
隔板法 1	1.7191	9.5～22.1		
隔板法 2			1.9146	21.3～26.6

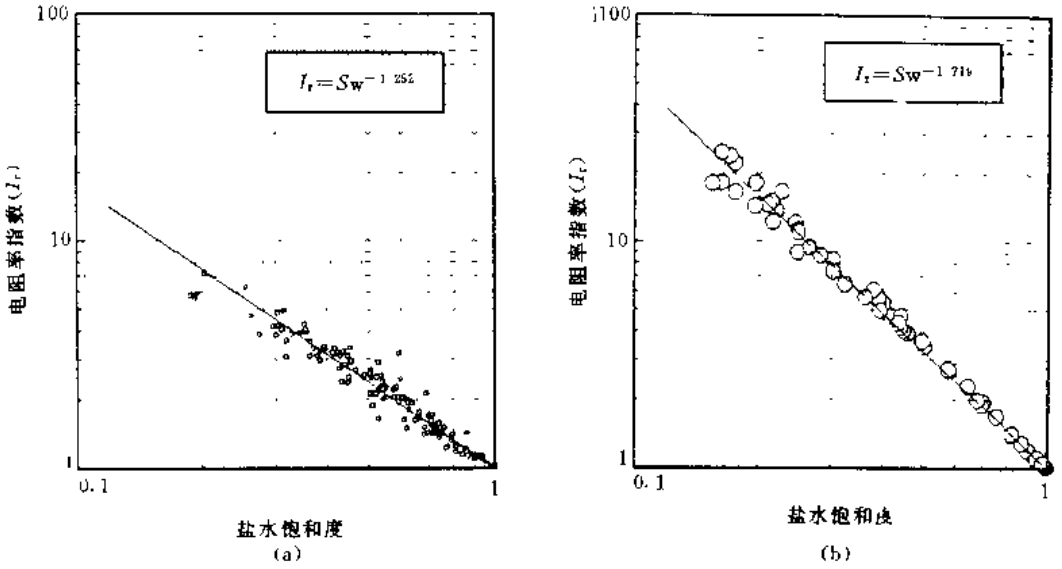


图 7-7　常规和隔板驱替方式得到的 I_r—S_w 实验结果

第七节　“岩心刻度测井”方法

立足岩石物理研究，深入应用各种高质量的测井方法，形成一套“岩心刻度测井”的计算机定量分析技术，实现测井资料的精细处理与解释。它不仅为储量计算提供单井储量参数，更重要的是开展多井测井储层描述与油气层评价。

测井储层参数研究（岩心刻度测井）全部工作在专用数据库与图形软件支持的工作站或微机上进行，大致可概括为以下几项内容：

一、可行性分析

对研究区域内的油田地质、系统钻井取心、测井系列、岩石物理实验与岩心分析、测试等项目与内容及其质量进行调查和评估。要求有足够的具有代表性的取心井，目的层取心收获率应大于 90%，并要求有钻开油气层三天之内进行测井的资料。

二、测井曲线编辑、环境校正与标准化

（1）曲线编辑。对研究层段内，由于井内环境等原因造成测井曲线跳动、不正常等，应用人机交互式解释软件进行合理的编辑与拼接。

（2）测井环境校正。由于所研究的方法是立足岩心分析数据，关心的是两者相关性，因此，对相同环境影响因素，如相同井径等可不考虑。关注的是那些变化的环境因素，例如泥岩段井壁坍塌部分对自然伽马等测井的影响，泥浆滤液侵入油气层对感应测井影响较为复杂，将在后面讨论。

（3）斜井测井曲线的垂深校正。对于低幅度油藏，尤其小于 30m 者，深井或斜度较大的井，必需进行精细的垂深校正，才能准确地分析油水界面。

（4）测井标准化。选择研究区域内的标准层对各测井曲线进行检验，仅对个别井出现的

明显系统误差进行校正，质量不好的井宁可不用。

三、感应测井的侵入校正

当储层被钻开后，泥浆侵入是一个复杂的物理过程，它包括泥浆滤液的静滤失（初期的喷失和后期的渗滤）、动滤失（在泥浆循环中破坏泥饼的滤失）。实践与理论研究证明，泥浆滤液侵入油气层对感应测井影响甚大，尤其是轻质油层与气层。

为了应用感应测井准确计算含油饱和度，进行侵入校正是必要的。用测井公司提供正演计算的台阶型侵入校正图版，其精度较差且无法接受。实用的侵入校正方法是尽量采用本油田实际资料，建立岩石物理研究的经验性方法，一般包括以下几种：

（1）及时测井与校正。选择2～3口井在钻开油、气层三天内及时测井，再经过正常完井周期（一般半个月）的完井测井，统计二者的关系，建立本区的感应测井侵入校正方法。当然，所谓及时测井也不完全反映原状油气层情况。

（2）如果有油基泥浆取心井，可测得原状油层的感应测井电阻率，换水基泥浆后可划眼去油饼，造成水基泥浆侵入油气层，再进行感应测井，从而建立较精确的感应测井侵入校正关系。

（3）利用质量可靠的毛管压力资料计算油藏中饱和度与自由水平面之上高度关系，验证和改进电测井的侵入校正。

（4）用双感应时间推移测井，采用泥浆滤液侵入油气层的数值模型反演原状油气层的电阻率。

四、岩石物理研究与建立测井解释模型

1．岩心与测井的深度归位及数据匹配

深度归位一般采用地面测量岩心自然伽马与井下测井曲线精确归位（图7－8），岩心分析视密度或孔隙度与相应测井曲线归位，利用交互式解释工作站完成。国际石油公司绝大部分采用前一种方法完成归位，例如壳牌石油公司与长庆油田合作，对关键取心井进行储层参数研究时，对老井同样采用测量岩心自然伽马归位法。

由于储层的纵向非均质性，岩心物性分析一般5～10块/m，其分辨率高于测井，而不同测井方法反映了相应源距范围内的地层平均值。可采用相适应的分辨率窗长对岩心数据进行等权或加权平均，从而提高了“岩心刻度测井”的精度，对第 k 点岩心数据进行滤波的公式为：

$$\mathrm{Cor}(k)=1/N\Sigma\mathrm{PAR}(n)\times\mathrm{Cor}(k-N/2+n-1)\qquad i=1,\cdots\mathrm{N}\qquad(7-16)$$

式中，N 为滤波窗长的采样点，根据不同分辨率的测井方法，可选 $N=3$、5、9、11等。PAR（n）为权系数组。

2．岩心刻度测井

用实验室分析的岩心物性数据刻度测井是实用而可行的方法，它和地层条件（就地应力）的参数（它仅能分析少量样品且实验条件复杂）只是系统差别。从岩石物理研究出发，按照不同孔隙结构类型与明显不同的矿物成分来分别建立测井解释模型是合理和可取的。

由于是岩心刻度测井，在进行回归统计时，考虑到选不同的自变量、因变量造成方程的不唯一性，故应选择岩心数据为自变量 x、测井数据为因变量 y 建立解释模型。例如建立的测井孔隙度解释模型，用岩心分析的骨架密度检验，证明这种做法是合理的。

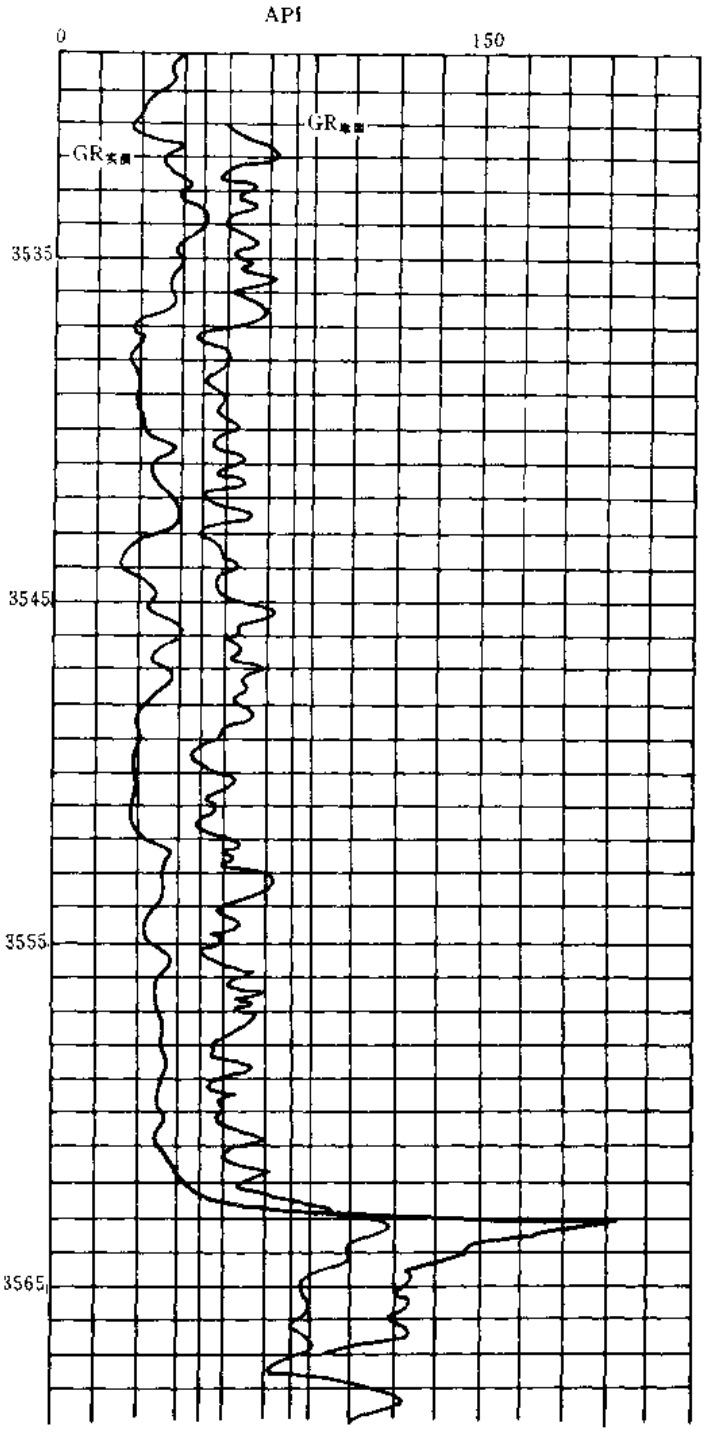


图 7－8　用地面岩心自然伽马与井下自然伽马测井曲线进行深度归位

如果岩心取样密度较小即很不均匀，而岩性剖面的非均匀性较大，如何通过这些离散的取心样品（柱塞）来描述非均质的岩心剖面性质，即产生连续岩心物性数据。法国 Elf 公司（1994）推荐了一种地质统计法（克里金法）对岩心数据进行插值，它要求在地面对岩心进行微声波（反映孔隙度）或微磁导（反映渗透率）的连续测量，用它来作辅助变化，结合 n

个取心样品进行线性预测。克里金法可提供最小方差的无偏预测，可采用外部偏移的克里金法 KED、协克里金法和排列克里金法。

KED 法是通过 n 个已知的岩心数据 $H\ (z_j)$ 进行加权线性处理，提供未知数据的预测算法：

$$H\ (z_0)\ =\Sigma W_j\ H\ (z_j) \tag{7-17}$$

式中，W_j 为权系数，KED 法考虑平均 $H\ (z_0)$ 值主要考虑的是趋势形状，它隐含在岩心测量的微声波、微磁导等的辅助变化（图 7-9）中。对深度 z_0 的预测：$z_0 = m\ (z)\ = a + bS\ (z)$，式中 a、b 是在满足无偏预测与最小方差达到最小条件下算得的。图 7-10 是用 KED 法预测的岩心分析孔隙度曲线（图中右道），孔隙度曲线上的黑圆点是取样岩心（柱塞）的分析结果。图中左道的速度曲线是用微声波测量岩心的连续曲线，它和孔隙度呈正相关。应用它预测的岩心数据和测井进行匹配时，除了前述考虑分辨率匹配的窗长选择外，在窗长范围内平均算法的种类依赖于物性的分布性质，一般，岩心分析孔隙度数据用算术平均法，垂向渗透率数据用调和平均方法，水平渗透率数据最好用算术平均值，在井壁坍塌井段，可用几何平均法。

3. 提高测井解释模型的精度

当沉积环境相差较大时，可以考虑按不同沉积微相来建立计算孔、渗、饱等参数的解释

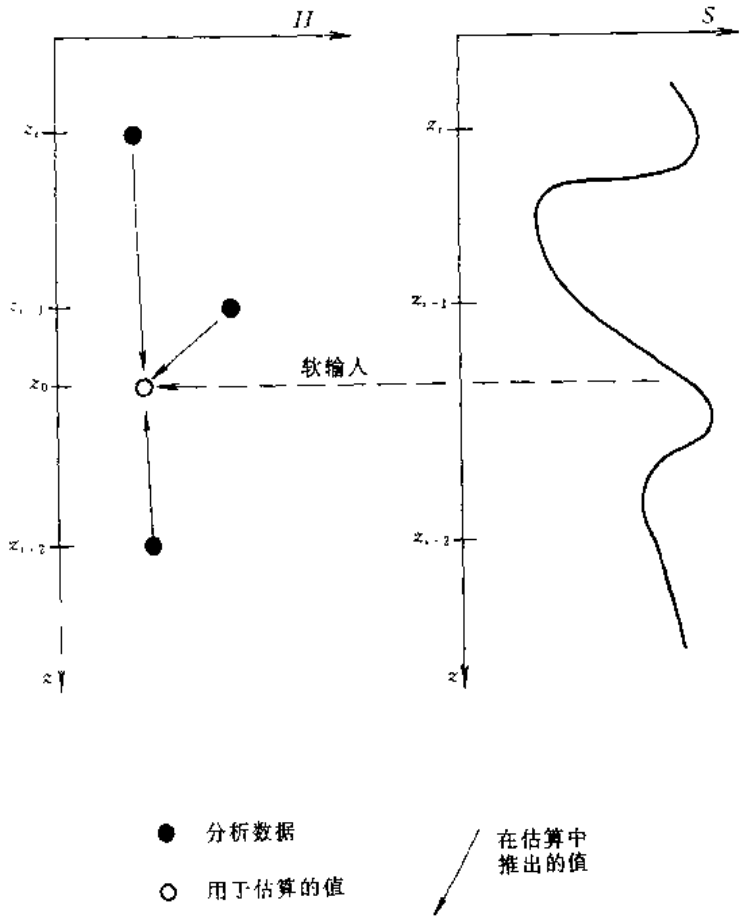


图 7-9　用外部偏移的克里金法根据已知岩心数据预测 z_0 点的值

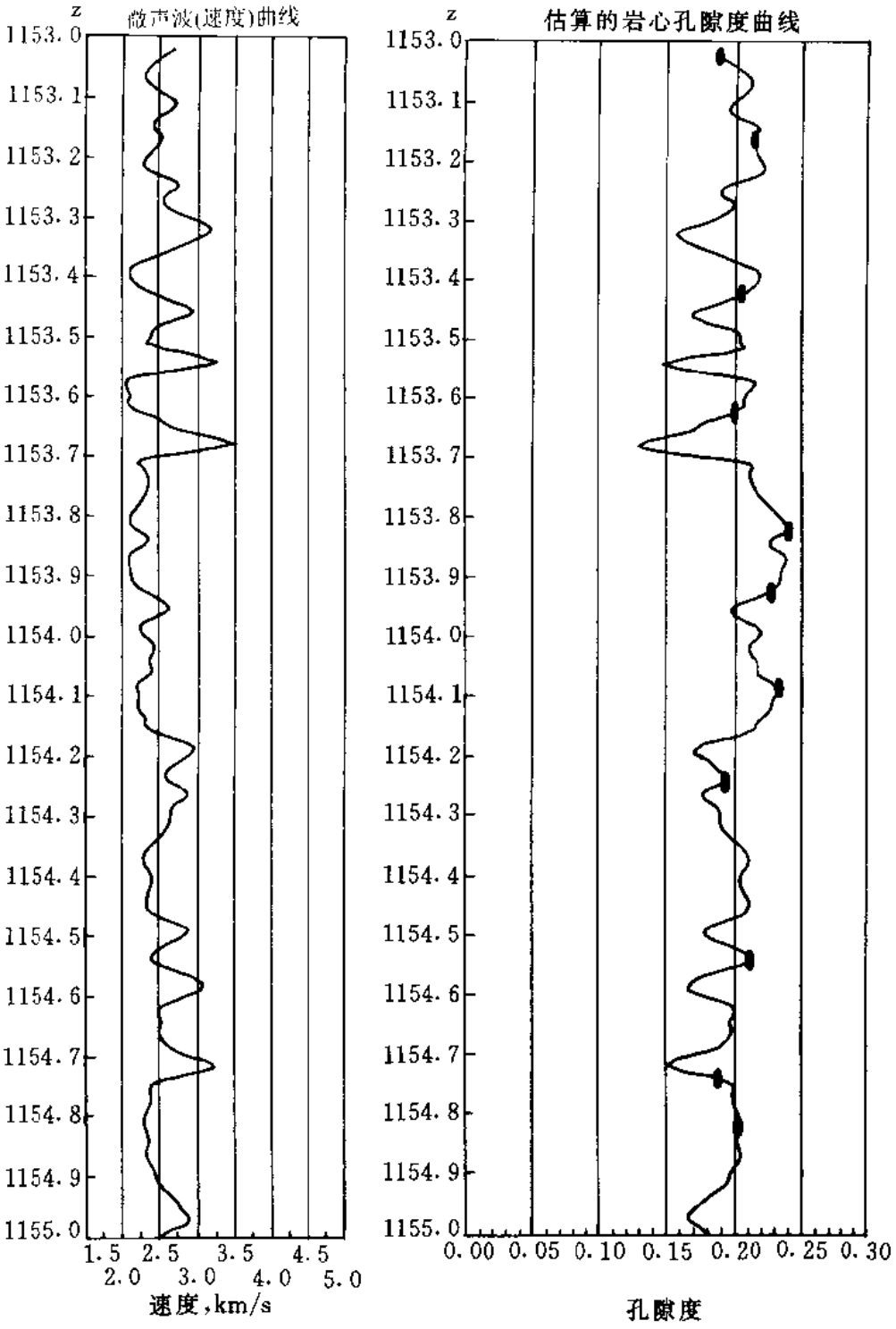


图 7－10　用外部偏移克里金法预测岩心分析孔隙度

模型，从而提高精度。含气饱和度较高的气层对孔隙度测井有明显的影响，用气层岩心分析的孔隙度经验关系对孔隙度进行校正，一般有两种方法：一种是用中子－密度（或声波）测井进行加权平均，这一方法较实用。另一种方法则是采用单一孔隙度测井，如密度或声波测井建立冲洗带含气饱和度校正公式与含水饱和度等方程组，用迭代法联立求解：

$$\phi = A\phi_D + B\phi_N \tag{7-18}$$

式中，ϕ_D、ϕ_N 分别为密度、中子测井按理论公式计算的视孔隙度；A、B 为用岩心刻度测井后的权系数，$A+B=1$。

图 7－11 为生物碎屑灰岩的测井电阻率—孔隙度交会图。从图中可以看出有三种孔隙结构：含水微孔隙发育的低渗透层（粒间孔隙为主的灰质白云岩）、低孔隙致密高电阻灰岩（粒间孔隙为主，部分发育微裂缝）、溶蚀孔隙发育的中等电阻率储层（次生孔隙为主的灰质白云岩）。用粒间孔隙为主的两段地层的岩心孔隙度与声波测井（主要反映均匀分布的粒间孔隙）建立计算基质孔隙度的测井解释模型，用中子—密度测井与全部地层（矿物成分有白云石、方解石）的岩心孔隙度建立计算总的孔隙度解释模型，实践证明效果很好。

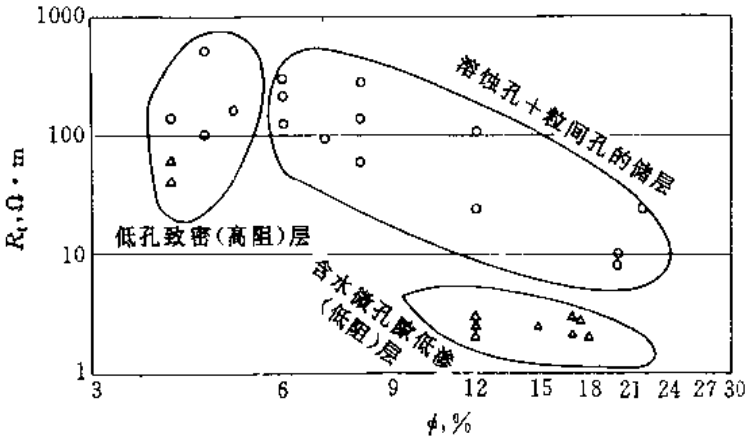


图 7－11　测井电阻率—孔隙度交会图识别生物碎屑灰岩孔隙类型

五、测井计算储层参数与成果检验

在确认正式成果之前，应按关键井要求，选择几口系统取心井对测井计算的储层参数进行检验。以岩心数据为标准，用直方图、交会图、杆状图等形式对比数值、分布、平均值、离散度等。对计算的饱和度，可用毛管压力法、油基泥浆取心分析法及测井解释法等进行对比与验证。还要从油藏内纵向、区域、物性等方面进行规律性分析与检查，发现系统偏差，返回重作。

目前，用测井解释法与毛管压力法计算油气藏饱和度方法，已是近几年国际石油公司的常规作法。四川与塔里木的大量实践包括前述几节中介绍的技术方法，已证明了这一技术的成熟（参见杨通佑等，我国不同类型气藏储量计算经验，1994；吴继余，川东五百梯气田气藏描述与储量计算，1995；毛志强等，油藏条件下饱和度研究与解释技术，1995）。表 7－3、7－4 为这些地区饱和度成果对比表。

表 7－3　四川五百梯气田不同方法解释饱和度对比

计算方法	平均含气饱和度 %	样品数 块	相对误差 %
压汞法	79.3	549	0
测井解释法	79.5	724	0.25
半渗透隔板法	76.2	16	4

表 7－4　塔里木塔中 4 油田 C3 油组饱和度对比

计算方法	平均含油饱和度 %	相对误差 %
压汞法	81.67	2.3
测井解释法	82.03	1.8
油基泥浆取心 经蒸发校正	83.58	0
油基泥浆取心	87.58	

图 7－12 为阿科石油公司在中国南海 Y13－1 气田，用测井与毛管压力资料在气藏中计算的饱和度与自由水平面之上高度的关系，用来与测井解释的饱和度进行比较。C.Skelt,

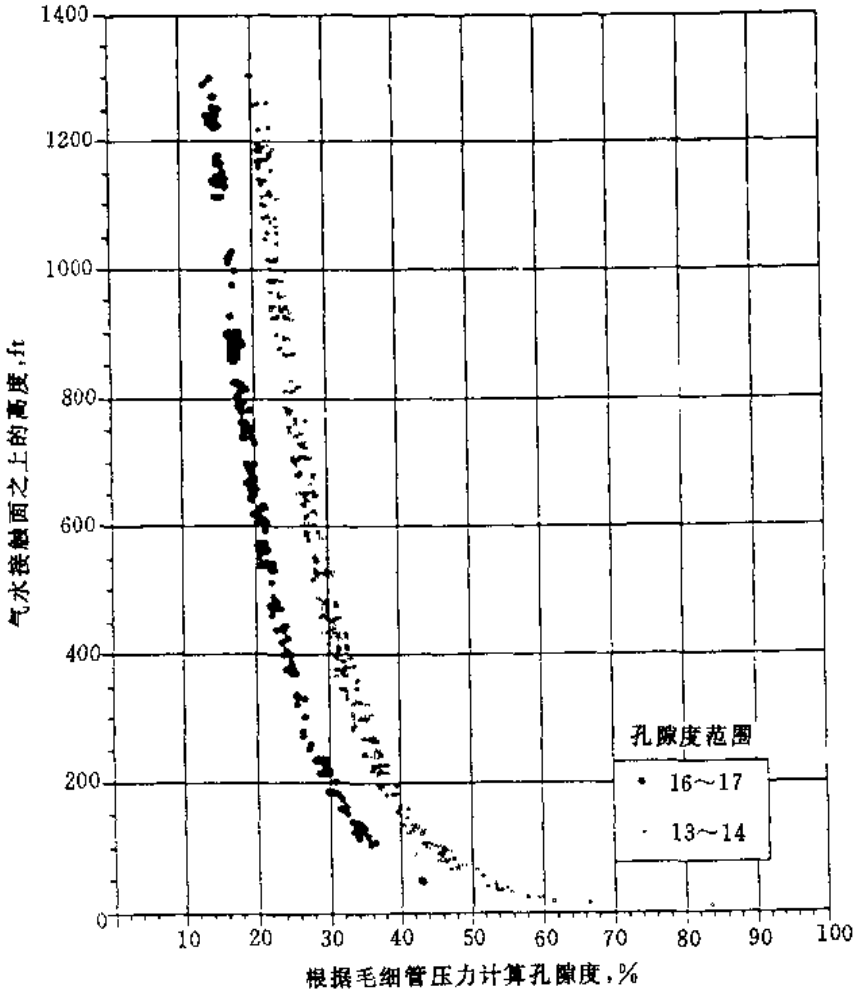


图 7－12　用测井计算的孔隙度和从毛管压力资料算出的饱和度与自由水平面之上高度的交会图

B.Harrison 在“含水饱和度高度分析的综合应用”（1995）文中介绍了油气饱和度 S_h 与自由水平面之上高度 h 的关系

$$S_h = 1 - S_w = a \cdot \exp\left[-b/(h+d)\right]^c \tag{7-19}$$

式中 a、b、c、d 是与储层岩石性质有关的系数，例如渗透率、孔喉大小与分布等性质。

第八节　泥浆滤液侵入油气层机理与感应测井响应研究

泥浆滤液侵入油气层是一个复杂物理过程，它涉及泥浆滤失性质（静、动滤失）、泥饼渗透率、井内泥浆柱与地层的压力差（梯度）、流体密度差、毛管压力、油水相渗透率、不同矿化度水的扩散与对流以及泥浆浸泡油气层的时间等因素。当泥浆远低于地层水矿化度时，油气层与水层的径向侵入剖面电性质有明显差别。这样，各种电测井响应都有相应的特征，因此，从 50 年代横向测井到 80 年代的聚焦电测井，测井解释人员都利用了这一性质，发展了径向电阻率分析、时间推移测井定性与半定量的油气层测井解释方法（《石油测井解释与储层描述》，石油工业出版社，1994），到 90 年代，才进行定量与数值模拟研究。

一、对泥浆滤液侵入油气层感应测井响应的定量分析与研究

1. 理论研究

1991 年，美国农业机械大学 D.P.Tobola 和 S.A.Holdtch 在“用重复测量感应测井确定储层渗透率”一文中，系统、定量地介绍了泥浆滤液侵入油气层，径向侵入带中饱和度与电阻率剖面及感应测井的响应规律。该文研究中采用 M.E.Semmelbeck 硕士论文提供的计算模型，它主要包括五个部分：(1) 两相（气、水）渗流有限差分储层模型；(2) 追踪水矿化度界面的对流传递模型；(3) 计算侵入带内混合水电阻率过程；(4) 用阿尔奇方程计算侵入带电阻率剖面；(5) 计算复杂侵入状态对应的中、深感应测井的响应。该模型中任何点的渗透率都可以改变，并允许更改泥饼渗透率。模型中假设两相（气与水）互不相容，且忽略溶于水中的气体及重力的影响，假设只有径向流动、地层是均匀、各向同性，且无流动边界。

按模型 1 假设泥浆滤液侵入地层为径向流动，则有：

(1) 气相。

$$(1/r)\,\partial\left((Cr/B_g)(kk_{rg}/\mu_g)(\partial p_g/\partial r)\right)/\partial r = \partial(\phi S_g/B_g)/\partial t + q_g/\pi r_w^2 \Delta z \tag{7-20}$$

(2) 水相。

$$(1/r)\,\partial\left((Cr/B_w)(kk_{rw}/\mu_w)(\partial p_g/\partial r - \partial p_w/\partial r)\right) = \partial(\phi(1-S_g/B_w)/\partial t + q_w/\pi r_w^2 \Delta z \tag{7-21}$$

$$p_g - p_w = p_c(S_w) \tag{7-22}$$

$$S_g + S_w = 1 \tag{7-23}$$

式中　S_g、S_w——气、水饱和度；

ϕ——孔隙度；

C——换算系数；

μ_g、μ_w——气、水粘度；

B_g、B_w——气、水的压缩系数；

k、k_g、k_w——地层、气、水相渗透率，通过本区岩心实验，作为参数输入；

p_g、p_w、p_c——气、水相压力与毛管压力，后者是 S_w 的函数，它由大量岩心实验得到；

q_g、q_w——气、水的流量。

根据模型 2，泥浆滤液侵入地层与地层水混合，可用传导对流方程描述：

$$\partial((kk_{rw}C_w/\mu_w)(\partial p_w/\partial r)) = \partial(\phi S_w C_w)/\partial t + q_w C_{mf}/\pi r_w^2 \Delta z \qquad (7-24)$$

式中 C_w——以质量/体积表示的混合水矿化度；

C_{mf}——以质量/体积表示的泥浆滤液矿化度。

在泥浆滤液和地层水交界面附近较窄范围才发生扩散现象，Semmelbeck 在模型中考虑了它，增加了离子扩散方程：

$$D(1/r(\partial C_w/\partial r) + \partial^2 C_w/\partial r^2) = \partial C_w/\partial t \qquad (7-25)$$

式中 D——扩散系数。

按模型 3，第 i 个网格点的混合水电阻率 R_{wi} 是求解方程（7－24），计算水矿化度之后进行的，地层温度 T 为华氏度

$$R_{wi} = \exp(3.562 - 0.955\log C_{wi}) \times 82/(T + 71) \qquad (7-26)$$

模型 4、5 为众所周知的公式，此处从略。

2. 数值模拟

Tobola 等作了双感应测井随泥浆滤液侵入气层 30 天变化的数值模拟，地层模型的基本参数：渗透率 $1\times10^{-3}\mu m^2$、孔隙度 8%、气层饱和度 45%、泥浆与地层的压差 400psi

泥浆滤液与地层水矿化度分别为 4500mg/l、86000mg/l，其电阻率响应为 0.3392、0.0226Ω·m。

图 7－13 是泥浆滤液侵入气层的中感应测井 RILM 和深感应测井 RILD 数值模拟的响应特征，它取决于井周围侵入带内流体的分布，随泥浆滤液侵入气层时，流体和矿化度在井周围侵入带内的变化而变化，因此，该图是双感应测井随泥浆滤液侵入气层时间函数的实例。

第一时区：当气层刚被钻开瞬间，中、深感应测井数值基本相同，RILM/RILD 比值接近 1，此时的差别，仅是由于井对它们影响不同所致。当泥浆滤液侵入气层，造成侵入前缘形成饱和度增高的低电阻环带，并将它推向距井壁更远处。由于中感应测井探测深度比深感应测井浅，因此，它首先受低电阻环带变化的影响，其减小速度比深感应快，中、深感应比值在这个时区内增大，且大于 1。

第二时区：中、深感应测井均受低电阻环带的影响，两种测井电阻率减小速度基本相同，电阻率比值达到最大值。

第三时区：中感应测井下降速度减小，因为低电阻环带已开始超出了其探测范围。深感应测井仍受低电阻环带影响，故继续减小。RILD/RILM 比值在此区内开始减小。

第四时区：中感应测井受相对高电阻泥浆滤液的侵入影响，其值开始增大，面深感应测井继续减小，因为低电阻环带仍在它的探测范围之中，对它的影响仍较大。在此时区内，由于中感应数值增加，它和深感应测井在某一时刻相等，即二者出现交点（RILD/RILM＝1），

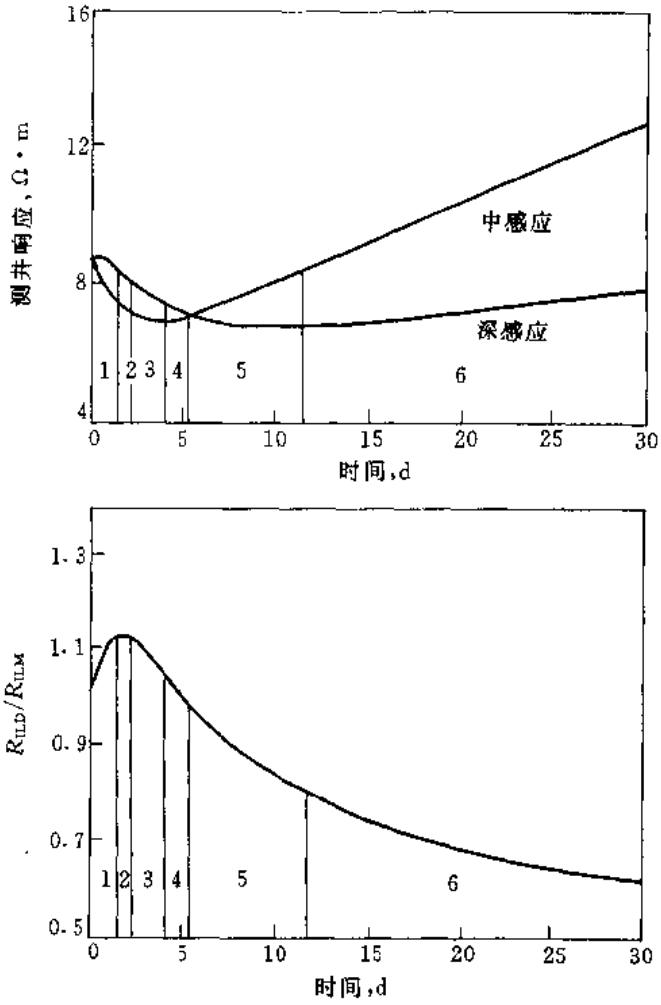


图 7－13　双感应测井在泥浆滤液侵入气层随时间变化的数值模拟响应特征

$k=1\times10^{-3}\mu m^2$、$\phi=8\%$、$S_w=45\%$、$\Delta p=400$psi、$k_{mc}=0.001\times10^{-3}\mu m^2$

这一时间称为交会点时间。在这一时区，深、中感应比值继续减小，由大于 1 减小到小于 1。

第五时区：中感应测井完全受泥浆滤液侵入程度的控制，深感应测井趋向平稳，说明低电阻环带已超出其探测范围，RILD/RILM 比值仍明显下降。

第六时区：中、深感应测井皆增大，泥浆滤液侵入较深，对二者都有较大影响，中感应测井影响尤甚。RILD/RILM 比值继续减小，但减小速度变缓。

3. 实际应用

由于估算钻井过程中侵入地层的泥浆滤液容积这一问题的难度较大。可以考虑根据已知地层的岩石物理各项参数进行有效的时间推移测井，由这些实际资料用数值模型进行反演，即时间拟合，从而得到侵入带内径向流体分布与电阻率分布剖面。

在东得克萨斯 Travis Peak 层的三口井进行了时间推移感应测井的时间拟合，该区作了常规测井储层描述，如前述方法，用大量岩心分析数据对测井进行刻度，从面获得各井较准确的孔隙度、渗透率、泥质含量、含水饱和度和有效厚度等储层参数。拟合中用到的相对渗

透率和毛管压力曲线由岩心的特殊分析中得到，用 J 函数对不同孔隙度和渗透率的毛管压力曲线进行平均，岩电参数 m、a、n、b 等皆由实验室提供。三口井都进行了 2~3 次时间推移感应测井，从钻井日报中可以了解钻开目的层段和测井的时间，以及钻开地层时泥浆的等效 NaCl 浓度、泥饼厚度和泥浆密度，后者可用于计算泥浆柱压力。

S.F.E2 号井感应测井时间拟合。气层参数：$\phi=9.8\ \%$、$k=0.21\times10^{-3}\mu m^2$、$S=40\%$、$\Delta p=250$psi、$C=125000$psi、$C=8600$psi。该层进行了三次测井，分别在地层被钻开后 4、11、24 天时进行测井，其深、中感应测井电阻率比值相应为 1.05、0.97、0.91。

图 7-14 是时间拟合结果和测井值的比较，该段地层进行拟合重要之点在于：时间推移感应测井反映了交会点时间为 9.3 天，即在第一、第二次测井之间。时间拟合得到修正值 $k_g=0.029\times10^{-3}\mu m^2$、$k_w=0.0042\times10^{-3}\mu m^2$。

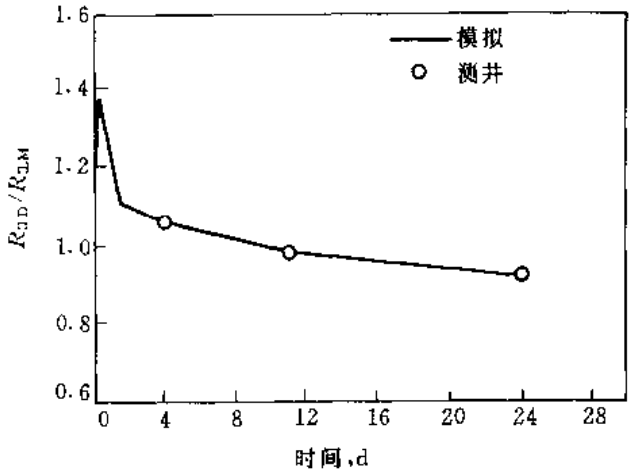


图 7-14　S.F.E2 号井 8326-8330 英尺层段感应测井时间拟合与时间推移测井

1996 年，C.Y.Yao 和 S.A.Holditch发表了“用时间推移测井估算储层渗透率”，其原理与上述相同，文章介绍了在开发的一个较好的用户界面进行模拟与时间推移测井历史拟合，从而在低渗透层估算渗透率。

二、塔里木油田对泥浆浸泡油气层感应测井响应的研究

1. 实验与理论研究

开展了泥浆滤液侵入油气层的一维岩心实验，包括用多电极测量和 CT 成象检测，同时进行数值模拟计算（陈福煊、陈希，1994；胡启、张建华，1993）。通过物理实验与数值模拟计算，淡水泥浆滤液侵入到具有中-高矿化度地层水的油气层中，随着泥浆滤液的侵入，油气被赶出侵入带，剩下残余油气。该带的某些原生地层水也被泥浆滤液挤往地层，在原状地层与侵入带之间短时间形成一个过渡带，该带通常称为“环带”，其特点是含水饱和度明显增加，而其中原生水较多，因此，环带的导电性加强，其电阻率不但低于原状地层电阻率，还低于侵入带电阻率。图 7-15 是数值模拟与实验的结果，考虑泥饼渗透率随时间逐渐降低，低电阻环带随时间往地层中移动，并逐渐消失。它受下列因素影响：具有高矿化度地层水的环带向侵入带扩散，并向原状地层渗入，显然，感应测井的响应取决于径向电阻率的分布情况，即它是井附近侵入带内流体分布的函数。

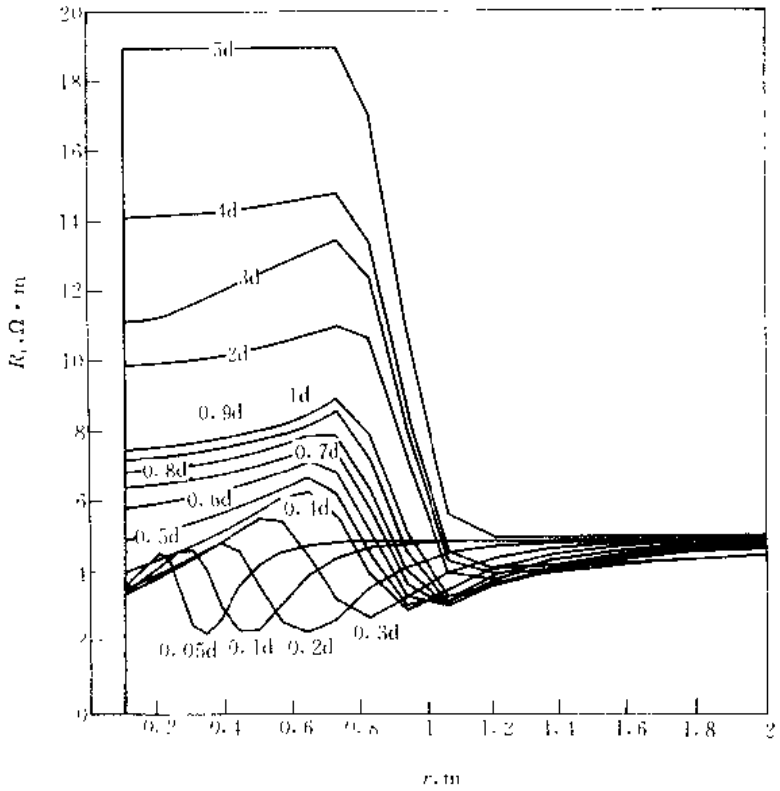


图 7－15　泥浆滤液侵入油层形成低电阻环带随时间变化的数值模拟（陈福煊、陈希）

根据塔里木油田的地质条件进行泥浆侵入油气层的感应测井的数值模拟，地层参数为：孔隙度 25%、渗透率 $700\times10^{-3}\mu m^2$、地层含水饱和度 34%、压差 750psi、泥饼渗透率 $0.001\times10^{-3}\mu m^2$、泥浆矿化度 20000mg/l、地层水矿化度 160000mg/l、地层温度 110℃、根据本油田的岩石物理实验与研究确定岩电参数。图 7－16 为模拟计算的结果，其变化规律与 Tobola 的结果（图 7－13）相近，交会点时间为 8 天。

2. 应用研究

图 7－17 为数值模拟饱和度与交会点时间（对应 RILD/RILM＝1 的时间）的关系。可以看出，随油气饱和度增大，交会点时间增长。在油气饱和度为 60%以前，其增加速率慢，之后，其增加速率较快。当油气饱和度由 60%增至 70%（渗透率 $1000\times10^{-3}\mu m^2$、孔隙度为 22%条件下），交会点时间由 10 天增至 22 天，时间较长。可见，在这样的储层条件下，当油气饱和度为 60%以上时，用交会点时间评价与分析油气饱和度，有较好的精度。同时，用交会点时间分析不同浸泡时间的双感应测井响应，即对油气层双感应正负差异解释十分有用。图 7－18 为塔里木油田 203 井 4756～4758m 层段泥浆浸泡油层时间与双感应测井响应的数值模拟和两次实际测井，按“岩心刻度测井”方法用测井计算的地层孔隙度 20%、渗透率 $400\times10^{-3}\mu m^2$、含油饱和度 65%，两次测井时的泥浆浸泡时间分别为 3 天、21 天，模拟与实际测井结果基本一致。第一次测井：双感应呈低侵显示，即中感应（2.25）低于深感应（2.7），第二次测井：深感应测井明显降低，且两者关系颠倒，中感应（2.3）高于深感应（2.05），数值模拟的交会点时间为 12 天，在两次测井之间。

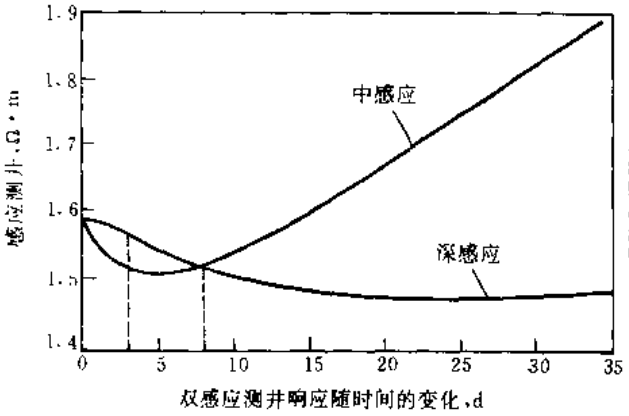


图 7－16　塔里木油田 M_z 地层双感应测井在泥浆滤液侵入油气层随时间变化的数值模拟（胡启、张建华）

$\phi=25\%$、$S_w=34\%$、$k=700\times10^{-3}\mu m^2$、$k_{mc}=0.001\times10^{-3}\mu m^2$

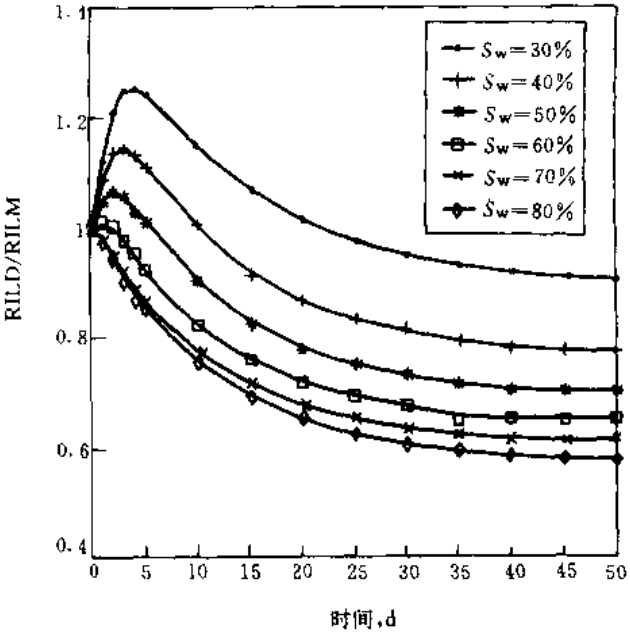


图 7－17　不同饱和度条件下，泥浆浸泡油层时间与深、中感应测井比值的关系

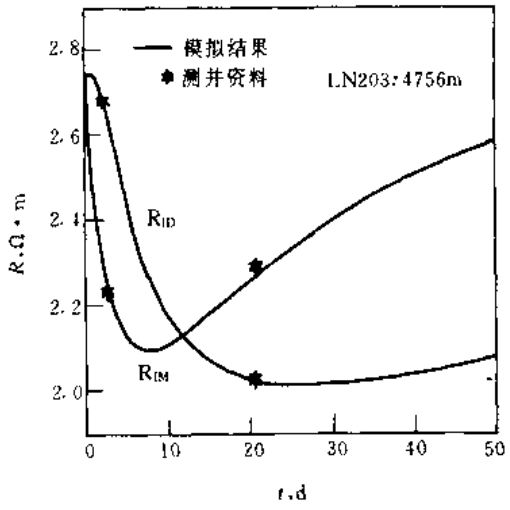


图 7－18　塔里木 203 井 4756～4758m 泥浆浸泡油层的时间与双感应测井响应的数值模拟和时间推移测井结果对比

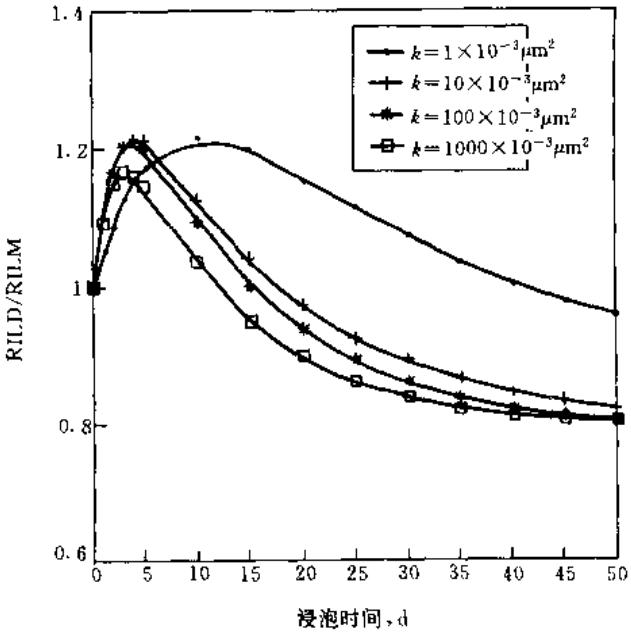


图 7－19　不同渗透率条件下，泥浆浸泡油层时间与深、中感应测井比值的关系

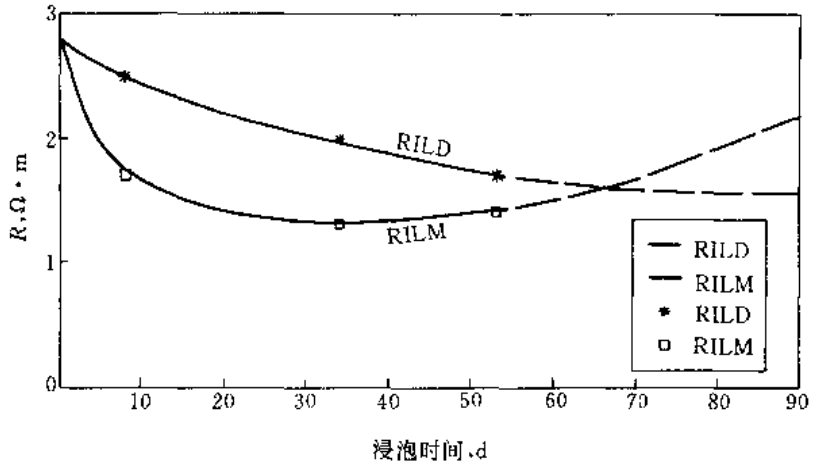


图 7－20　塔里木 yh3 井 4980～4986m 泥浆浸泡低渗透气层时间与双感应测井响应的数值模拟与时间推移测井结果对比

图 7－19 为数值模拟渗透率与交会点时间的关系。随着渗透率减小，交会点时间增长。当渗透率低至 $1\times10^{-3}\mu m^2$ 时，交会点时间可增长到 40 天（孔隙度 22%、含气饱和度 62% 的条件下）。渗透率在 $10\times10^{-3}\mu m^2$ 以上范围，交会点时间增加慢，在小于 $10\times10^{-3}\mu m^2$ 的范围，交会点时间增加较快。可见，在这样气层条件下，当渗透率低于 $10\times10^{-3}\mu m^2$，即低渗透层可用交会点时间较好地估算渗透率，Tobola 就是利用了这一性质。图 7－20 是 yh3 井 4980～4986m 层段气层泥浆浸泡时间与双感应测井响应的数值模拟和三次测井结果的比较，孔隙度 13.9%、渗透率小于 $10\times10^{-3}\mu m^2$、含气饱和度 62%，三次测井的泥浆浸泡时间分别为 9 天、34 天、53 天，双感应测井皆呈低侵显示，中感应与深感应的差值逐次减小，模拟的交会点时间为 67 天，故三次测井的时间皆比它短。

三、考虑泥浆滤液侵入油气层时重力分异的影响

Dussan.V（1994）在“用电阻率测井预测纵向渗透率”一文中介绍了借助于 X 射线和 CT 扫描仪对泥浆滤液侵入渗透层实验的研究结果，提出由于重力分异作用，将导致泥浆滤液在矿化度较高（或较低）的储层中，沿井壁附近垂向方向上升（或下沉），结果导致滤液往储层顶部（或底部）聚集，其速度受垂向渗透率控制，而侵入深度则受水平渗透率等因素控制。图 7－21 为在实验过程中四个不同时间的 CT 成象，它是用盐水代替滤液侵入淡水地层，忽略毛细管或粘滞不稳定的影响（模型孔隙度大于 30%），通过这一实验研究可归纳渗透率对侵入影响的几点认识：(1) 垂直侵入段的总宽度区取决于纵向渗透率，(2) 泥饼主要控制了侵入速度，(3) 垂向渗透率控制滤液的积累速率，(4) 当垂向侵入段稳定后，水平侵入段将不会达到稳定，它将随滤液进入而增加。

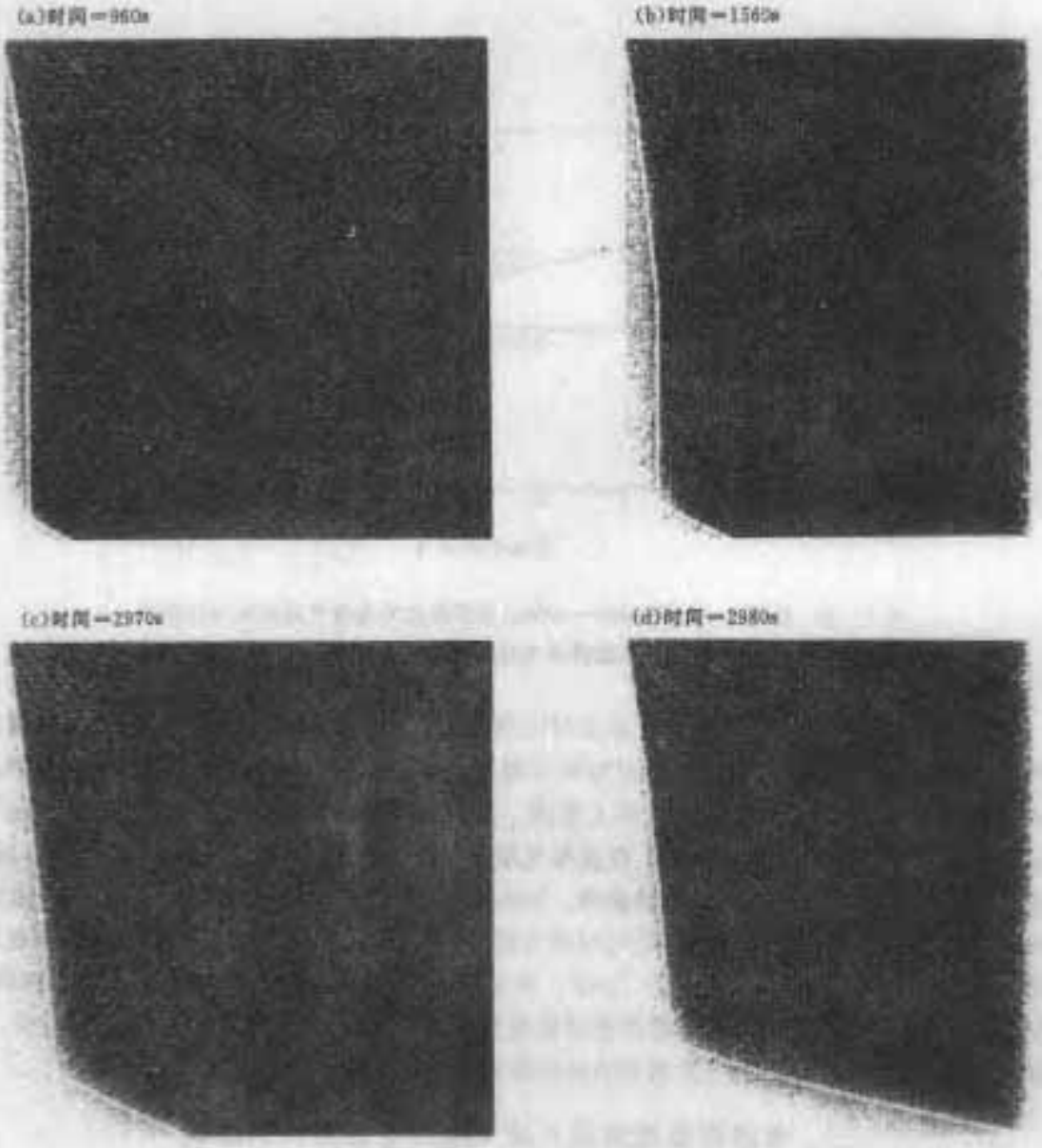


图 7-21　用盐水代替滤液侵入淡水地层实验，四个不同时间的 CT 成象图

第九节　三维岩石物理研究

在水平井和大斜度井中电阻率测井的解释比垂直井的解释复杂得多。垂直井具有定义良好的水平层状分布且假定侵入为轴对称。在斜井中情况则不然。在高倾斜地层中，围岩对探测器各边的影响是不同的，侵入也不对称，使解释复杂化。现有的图版和算法都没有考虑这种复杂的情况。因此，水平井和大斜度井中的电阻率测井的解释是很困难的。

所有三维问题通过数值计算如有限差分和有限元法可以很容易的求解。Barbara. Anderson 等（1996）研究出一种三维有限差分法用于解释阵列感应仪 AIT 的响应。该方法用

Lanczos 谱分解法（SLDM）在一个交错笛卡尔（x，y，z）网格上解麦氏方程。SLDM 最初作为地面电磁勘测的一种常规解算法，在时域和频域分析非均质导电介质（Druskin 和 Knizhnerman，1988）。用于非均质地层的三维有限差分法最新开发方案是用一种高级交错 Lebedev 网格分析任意方向的各向异性张量（Davydycheva 和 Druskin，1995）。该方法在并行计算机上进行。

三维有限差分法最终用于分析实际三维测井。在此讨论了几种感应测井问题，包括：

（1）具有侵入的倾斜地层；

（2）水平井中的侵入；

（3）非圆形前缘的侵入；

（4）受浮力影响的侵入；

（5）钻进非均质地层的水平井中的侵入。

在分析上述问题时，没有模拟井眼环境，这是为了对比有限差分法 SLDM 和解析法 A-NIS 的结果，这里对计算方法不作介绍。

一、具有侵入的倾斜地层响应

图 7－22 为一个具有代表性的几何模型，用于研究侵入、倾斜和围岩的综合影响。AIT 穿过与垂向夹角 60°的 20ft 厚高阻地层进行测井。侵入半径 10in，R_t/R_{xo}为 10。SLDM 计算的测井曲线见图 7－23。在上下层界面处，由于层间电阻率比值达 100，故出现明显的极化角。

在图 7－23 中，10in 测井曲线读数接近 R_{xo}，而 90in 曲线读数低于 R_t，20、30 和 60in 曲线彼此无序交错，说明存在围岩和侵入的综合影响。为了比较围岩和侵入的各自影响，对无倾斜的层的侵入和无侵入的倾斜层两种情况分别作了研究。为证实曲线交错非算法不精确所致，在两种情况下比较了有限差分解和解析解，两种解的一致性很好。在不倾斜但有侵入的条件下，10in 曲线在层中心读数稍大于 R_{xo}。深测井曲线读数依次朝 Rt 增加，90in 曲线读数大于 R_t。无侵入的倾斜模型显示，

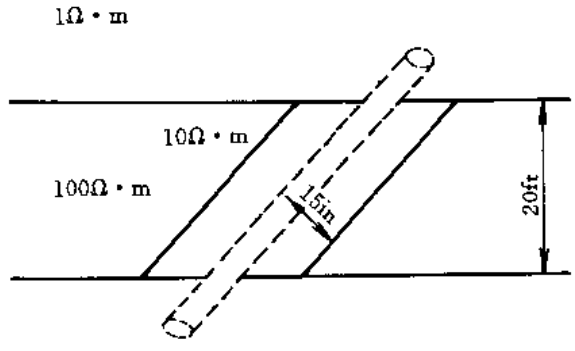


图 7－22　倾角 60°的侵入倾斜层几何模型

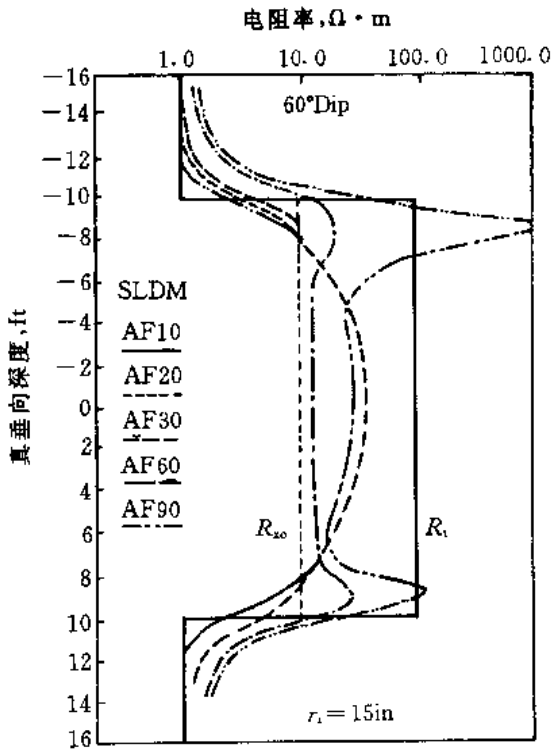


图 7－23　模拟 60°倾角具有侵入的单一层的 AIT 曲线。几何模型见图 7－22

在倾斜60°的20ft厚层中深测井曲线上存在明显的围岩影响。实际上，在层中心曲线读数从浅感应到深感应曲线依次降低，90in曲线的中心读数仅为25Ω·m（地层电阻率为100Ω·m）。

图7－23和图7－24的比较显示，在倾斜侵入层，10in曲线的层中心读数与无倾斜层的读数相同。倾斜层的20in和30in曲线稍低于非倾斜层的曲线，指示围岩影响较小。

图7－23与图7－25的比较显示，倾斜侵入层中60in和90in层中心读数与非侵入层读数相同，都低于R_t。这指示深测井曲线不受浅侵入的影响，但有较大的围岩影响，在$R_{xo}<R_t$情况下，可能将这种围岩影响误认为侵入较深对R_t的影响。模拟倾斜与侵入的综合以及将二者单独考虑有助于解释这种复杂情况。

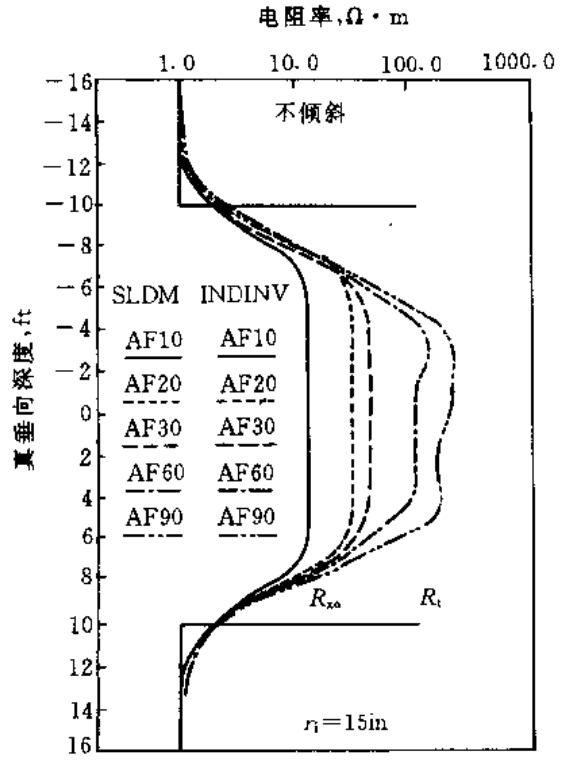


图7－24　在侵入剖面与图7－23一致的非倾斜地层中二维数值法（INDINV）与SLDM法的对比

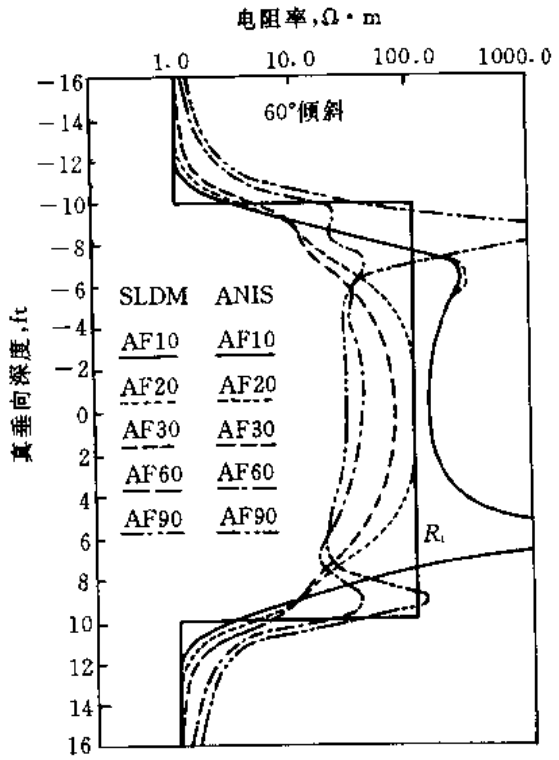


图7－25　在倾角60°的非侵入20ft厚层中SLDM法与一维解析法（ANIS）的比较

二、六个侵入倾斜地层响应

一个由六层（三个侵入层）组成的更为复杂的地层结构示于图7－26，这个几何结构由Van der Horst（1995）首次提出。大斜度井与地层夹角为70°，首先模拟无侵入情况，在该地层中SLDM计算的AIT测井曲线示于图7－27，同时也示出解析解（ANIS），用以证实有限差分法的精度，两组结果的一致性很好。

图7－27显示除5ft层段的10in测井曲线外，其他曲线上都存在较大的围岩影响。10in曲线读数高于R_t。70°倾斜的薄层（1～5ft）中，存在大的围岩影响是在预料中的。高阻层

中，曲线顺序不似 20ft 侵入层简单地按探测深度相反排序。图中指示即使没有侵入，薄层也使解释复杂化。

SLDM 计算出具有侵入的测井曲线示于图 7－28。导电侵入使 10in 和 20in 英寸曲线读数降低，接近 R_{xo}。深探测曲线上的侵入使极化角平滑。如果将 R_{xo}和 R_t 线从图 7－28 中移掉，直观解释将变得很困难。

三、水平井中的侵入

没有三维模型，水平井解释的问题很难分析。特别困难的情况是泥岩盖层

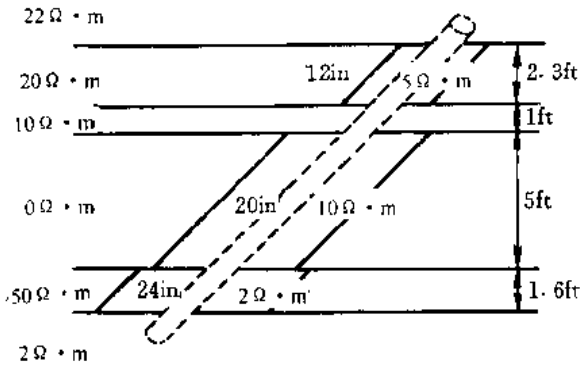


图 7－26　六层的侵入地层。倾角为 70°。侵入半径与探测器轴垂直

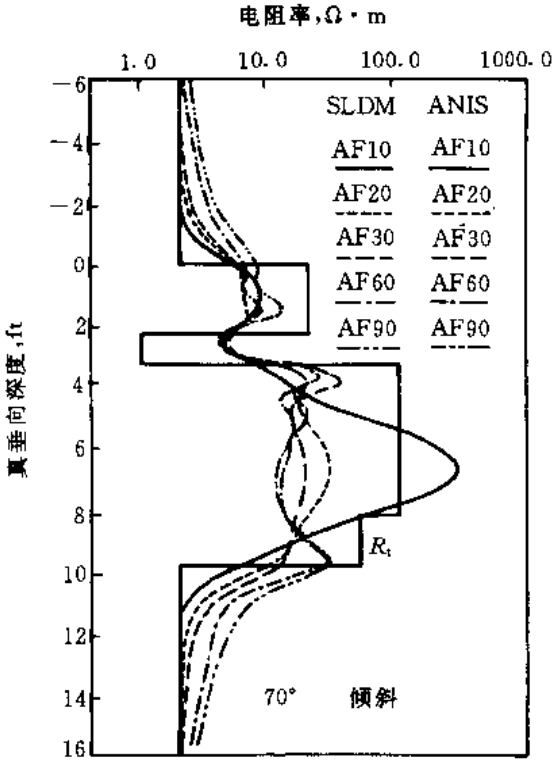


图 7－27　在倾角 60°的非侵入 20ft 厚层中 ANIS 法计算的 AIT 曲线与 SLDM 法的计算结果的比较

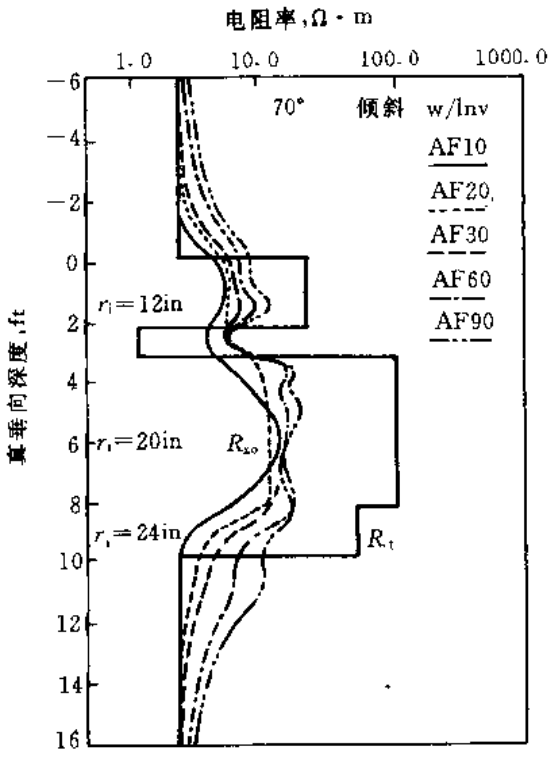


图 7－28　在图 7－5 所示地层中 SLDM 法计算的 AIT 曲线。注意到由于围岩对深测井曲线的影响层中的侵入剖面影响较弱

界面下的渗透性砂岩的侵入问题。图 7－29 上部为其几何模型。探测器保持与层界面平行，而探测器与层界面的距离是变化的。不模拟穿过层界面的侵入，因为层界面下的侵入形状不确定。

图 7－29 为浅侵入（d_i=24in）的情况，图 7－30 为深侵入（d_i=48in），二者比较用以

分析仪器对侵入层和泥岩盖层的相对敏感度。图中还示出了没有侵入的界面和没有界面的侵入两种条件下的曲线，分别标为 ANIS 和 INDINY（Allen 等，1993）。

图 7－29 中（浅侵入），SLDM 计算的 60in 和 90in 深曲线沿无侵入极限，而 10、20 和 30in 浅曲线依次朝 R_{xo}偏移。SLDM 曲线接近 32ft 处仅有侵入的极限值（绿环）。

图 7－30 中（深侵入），只有 90in 曲线接近于无侵入极限。10in 曲线读数为 R_{xo}，20、30 和 60in 曲线朝 R_{xo}偏移。

该模型显示：对于浅到中等深度的侵入，最深探测的曲线可用于推测 R_t 值，接近泥岩盖层，而最浅的曲线指示 R_{xo}。中等深度曲线之间的相对差异用以估算侵入深度。该模型也说明虽然 AIT 为轴对称几何结构而设计，但在水平井中其处理方法仍有效。而某些轴对称仪器对特定的地层参数的敏感度在水平井中与垂直井不同。

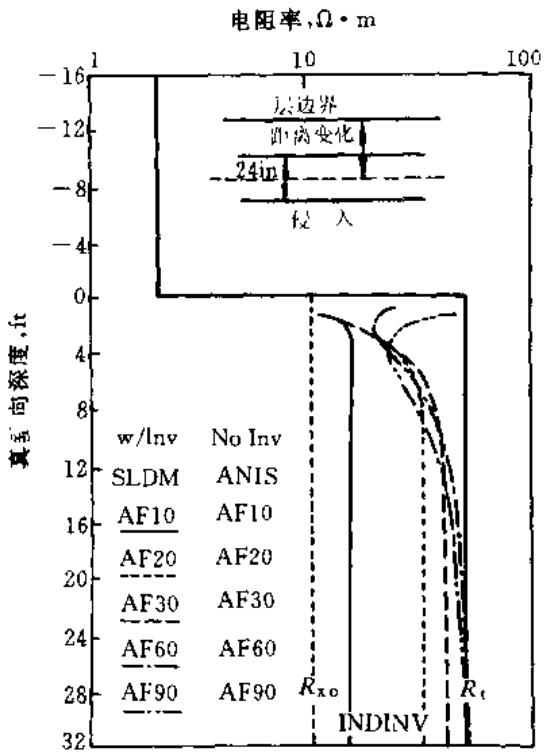


图 7－29 具有侵入的水平井中在泥岩层界之上和之下一系列真垂直深度上的 AIT 曲线绿

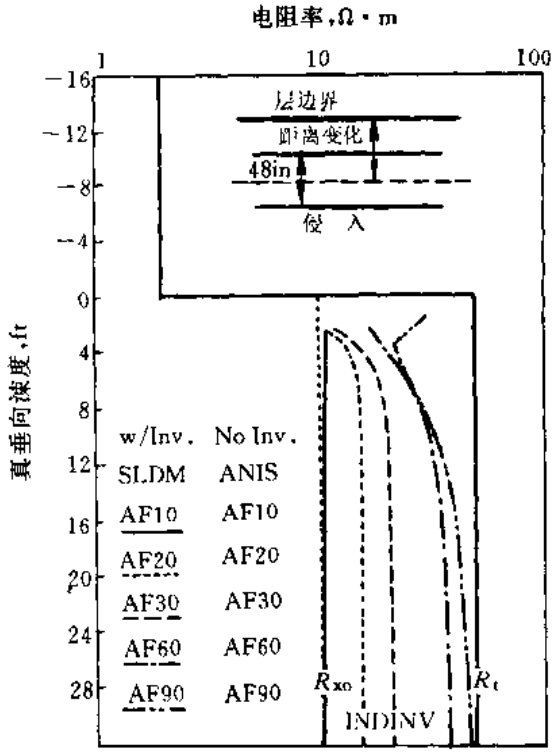


图 7－30 在水平井中当探测器垂直于井轴移动时的 AIT 曲线。假设为圆形较深侵入

四、非圆形的侵入前缘

以前的计算假设侵入前缘为圆形。在斜井中侵入前缘通常不是圆形。斜井中渗透率的各向异性造成椭圆形侵入。随着各向异性和井斜，侵入形状变得更细长，滤液侵入量提高。

图 7－31 显示了以六个不同角度钻井的侵入前缘（Dussan V.，1995）及间隔时间为 1 周的前缘推进，最外边的为间隔 3 周的侵入前缘。所有情况下渗透率的各向异性系数（k_h/k_v）均为 10。相等的钻－测时间对应的六个侵入前缘围成的区域面积都相等。对于间隔 3 周的细长侵入前缘，用 SLDM 计算响应曲线。图 7－32 显示在 $R_{xo}<R_t$ 条件下 AIT 响应与

长短轴比的关系。轴比为 1（圆形侵入）时，$r_i = 16$in。在整个轴比范围内 60in 和 90in 曲线不受侵入影响。10in 曲线读数大于 R_{xo}，随着轴比的增加有规律地朝 R_t 增大。20in 和 30in 曲线也按类似规律朝 R_t 增大。

在井的顶部和底部，AIT 的响应直接反映相对浅的侵入深度。滤液优先沿高渗透性的水平方向侵入。井的顶部和下部地层流体较接近，增加了 R_t 对浅电阻率曲线的影响。

$R_{xo} > R_t$ 条件下的响应示于图 7－33，其结果与图 7－32 相似，四条最深曲线相对平缓，只有 10in 曲线随着轴比的增加而降低。这说明随着侵入前沿变得细长，R_t 的体积对曲线的影响增大。由于当侵入前沿变细长，大部分感应电流流到侵入域外，曲线对 R_t 的敏感度变大。

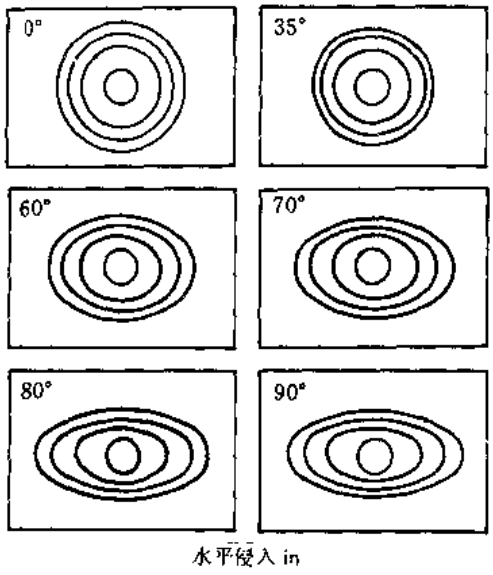


图 7－31　$K_h/K_v = 10$ 的地层中的椭圆形侵入。曲线代表对于假设的泥饼和地层渗透率一周后的侵入

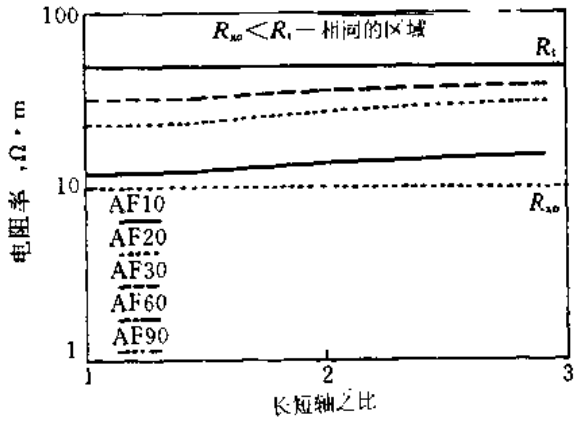


图 7－32　AIT 曲线对椭圆形侵入的敏感性。当长短轴比增加时面积保持不变。$R_{xo} < R_t$

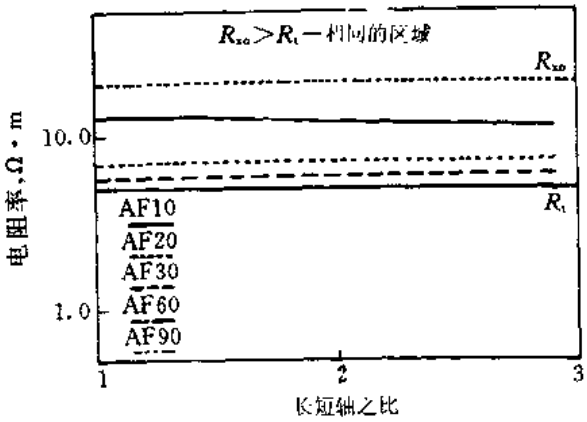


图 7－33　AIT 曲线对椭圆形侵入的敏感性。当长短轴比增加时面积保持不变。$R_{xo} > R_t$

五、水平井中受浮力影响的侵入

浮力是另一个明显改变侵入前缘形状的因素。分析水平井中的滤液侵入某一油层，井上半部（$0 < \theta < 180°$）和下半部（$180° < \theta < 360°$）的流体侵入特征差异很大，如图 7－34a。由于重力使侵入流体下降到井眼下半部，整个侵入过程中井眼上部的侵入深度明显减少。井眼下部的情况则相反。由于侵入流体的动力不稳定导致可动油和侵入液混合。

因此，上部和下部的侵入带电阻率差异很大。井上部的 R_{xo}局限在相当浅的侵入带。井下部电阻率在相当深的侵入带中有一个过渡变化（从 R_{xo}逐渐变到 R_t）。侵入深度受地层流体的流度比（渗透率和粘度）严重影响：高流度比导致井上部侵入浅，井下部侵入深（Dussan V.，1996，未发表的内部报告）。］图 7－35　显示了根据图 7－34b 的一组侵入剖面计算的 AIT 响应。对每个剖面，井上半部侵入（长方性图对应于均匀 2in 侵入深度的情况）均为 $100\times10^{-3}\mu m^2/mPa\cdot s$ 地层的最大可能侵入深度（28h 后的稳定状态）。井下半部的侵入为滤液完全替代所有可动油的极端情况。L＝10、20、30、40 和 50in 分别对应于钻井后 13、25、38、50 和 63 天的侵入状况。实际上，L 将会更大，地层电阻率是从井眼处的 R_{xo}渐变到 L 处的 R_t。

图 7－35 中，只有 10in 曲线显示出对侵入滤液较大的敏感性。但是对 R_{xo}的敏感度相对较差（见图 7－35 和图 7－32、7－33 的右边曲线）。在流度比大于 $100\times10^{-3}\mu m^2/mPa\cdot s$ 的地层中，重力阻止滤液进入水平井两边和顶部，导致 R_t 对 AIT 曲线的较大影响。

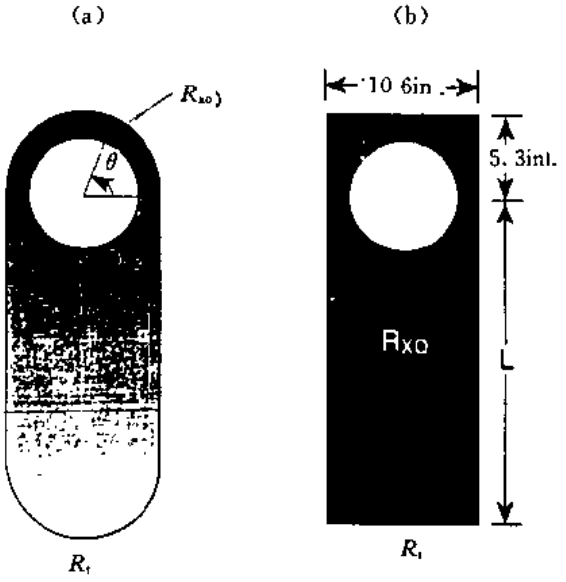


图 7－34　水平井中的侵入重力分异
(a) 侵入图示（水滤液侵入油层），
(b) 确定 AIT 响应的模型

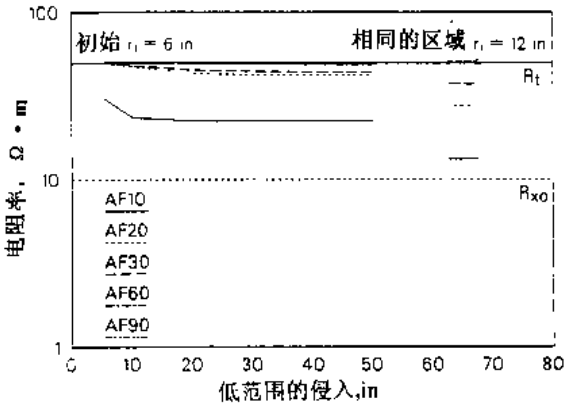


图 7－35　水平井中 AIT 曲线对重力分异的响应。$R_{xo}<R_t$

六、各向异性模型

在大斜度井中，感应探测出电阻率各向异性，这在垂直井中是见不到的。在倾斜的各向异性地层中，感应测井测出水平和垂向电阻率均值。这个均值不同于附近垂直参考井的电阻率，在垂直井中感应测井仅反映水平电阻率。在具有高电导泥岩或其他层状地层的垂直井中，感应测井对高垂向电阻率不敏感会形成低电阻油层。

感应测井各向异性的响应特性表明随着倾角的增加垂向电阻率的影响增加。在解释水平井测井曲线的模拟算法中考虑各向异性十分重要。已经研究出能模拟任意方向三维电阻率张

量的一种 SLDM 有限差分法的算法。该算法不仅能模拟水平和垂直电阻率之间的差异，也能模拟水平电阻率。

图 7－36 比较了各向异性 SLDM 算法和解析法（ANIS）的结果。上层是各向异性，下层为各向同性，AIT 测井角度为 45°。两种算法的一致性很好。值得注意的是在上层仪器读数为 R_h和 R_v 的加权平均，而在垂直井中读数为 R_h。

SLDM 法可分析水平井中各向异性如何使已经很复杂的侵入解释变得更复杂。图 7－37 显示了与图 7－30 相似的地层结构，只是下层变成各向异性。侵入层为各向同性。图 7－16 中的 5 条 AIT 曲线特征类似于图 7－9；最深探测曲线接近层状介质的响应曲线，最浅探测曲线读数为 R_{xo}，其它 3 条曲线分布在其间。但在图 7－37 中，各向异性地层中的层状介质极限为 R_h 和 R_v 的均值。如果移开指示 R_h 和 R_v 的线段，仅从电阻率曲线的特征很难确定各向异性的存在。

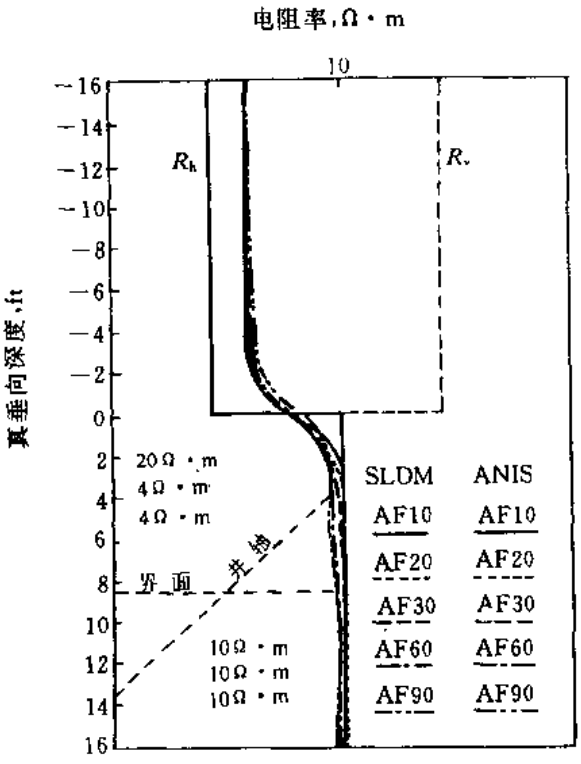


图 7－36　在倾角为 45°的各向异性地层中用 SLDM 法和解析法 ANIS 计算的 AIT 曲线比较

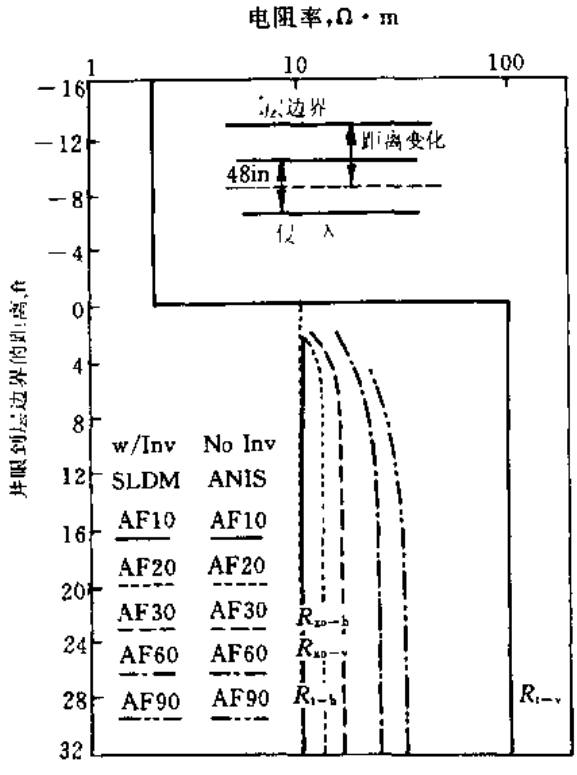


图 7－37　在侵入的各向异性地层中水平井的模型 SLDM 计算的曲线，ANIS 计算的非侵入曲线作为参考

七、应用实例

在阿曼碳酸盐岩和碎屑岩储层的两口水平井电阻率测井曲线中的应用证实，这是在大斜度井中对侧向和感应测井进行多层、倾斜角、井眼及侵入综合影响校正相当好的方法。在处理过程中，应用迭代反演法根据大斜度井中侧向或感应仪测量值求地层电阻率剖面。开始用初始地层模型，然后根据模拟的和现场的测井数据之间的差异不断地修改地层参数。当现场

曲线与模拟曲线吻合，正演模型的迭代过程停止。模拟曲线通过用精确方法计算仪器响应得到。对于斜井和水平井，这需要在每个测井点及每次迭代中求解一个全三维电磁场问题。全三维问题综合了仪器几何形状、井眼、侵入带、薄层及倾角的影响。对于电极型仪器，使用一个专用的全三维有限差分程序，对感应测井使用一种近似但快速的算法计算响应。

随着快速三维正演模型的发展，大斜度井电阻率测井的全反演变得可行。由于地层复杂及仪器特征，反演的非唯一性是个问题，原因是测井曲线不能包含足够的信息。解决方法是增加信息，几种测井曲线共同反演有助于解决唯一性问题。水平井中电阻率数据，可提高 R_t 评估的可靠性。

在实际的复杂地层中感应测井的研究刚刚开始。在此得出的几个结论给我们提出了更多的问题。三维模型使我们更好地了解现有的仪器井为新仪器的研制提供了基础。

参 考 文 献

[1] Archie, G.R. The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics Trans. A.I.M.E., Vol.146, p.54－62, 1942

[2] Winsauer, W.O.etc, Resistivity of Brine－Saturated Sands in Relation to Pore Geometry, Buletin A.A.P.G., Vol.36, No.2, P.253－277, 1952

[3] Waxman M.H.and Smith L.J.M., "Electrical Conductivities in Oil－Bearing Shaly Sands", Socety of Petroleum Engineers Journal , June 1968, pp107－122

[4] 葛家理，油气层渗流力学，石油工业出版社，1982

[5] Donaldson E.C.etc, Relationship between the Archie Saturation Exponent and Wettability, Pres. at 62nd Ann.Tech.Conf., Dallas, Sept.27－30, 1987

[6] 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，石油工业出版社，1991

[7] Herrick D.C. 岩石的电导率模型、孔隙几何形状和导电机理，测井分析家协会第二十九届年会论文集，石油工业出版社，1991

[8] Rasmus, J.C., A Summary of the Effects of Various Pore Geometries and their Wettabilities on Measured and in－situ Values of Cementation and Saturation Exponents, The Log Analyst, March－April 1987

[9] Mahmood, S.M., et al, Laboratory Measurements of Electrical Resistivity at Reservoir Conditions SPE Formation Evaluation, No.9, 1991

[10] Longeron, D.G., Laboratory Measurements of Capillary and Electrical Properties of rock Samples at Reservoir Conditions: Effect of some Parameters, 1990, SCA－9023, Presented at the 1990 Soc. of Core Analysts Ann.Tech. Conf.1990

[11] Sondena, E., et al, A Comparison between Capillary Presure Data and Saturation Exponent Obtained at Ambient Conditions and at Reservior Conditions, SPE Formation Evaluation, No.3, 1992

[12] 谭廷栋，测井解释油气层的基础，测井技术，第2期，1992

[13] 欧阳健等，石油测井解释—地球物理测井学中一支应用型学科，测井技术，第18卷，第5期，1994

[14] 毛志强，油藏条件下饱和度测井解释基础实验、理论和应用研究，博士研究生毕业论

文，石油天然气总公司石油勘探开发科学研究院，1995
[15] Mao Zhiqiang, Zhang Chengguang, et al, 1995, The Effects of Pore Structure on Electrical Properties of Core Samples from Various Sandstone Reservoirs in Tarim Basin, SPWLA 36th Ann.Logging Symposium, June 23－26, 1995
[16] 原海涵，阿尔奇公式中的 m、a 与渗透率的关系—毛管理论在岩石电阻率研究应用，地球物理测井，第 14 卷，第 5 期，1990
[17] 马守祥等，用毛管曲线确定 Archie 胶结指数，’94 西安《国际测井学术会议论文集》，石油工业出版社，1994
[18] 赵良孝，补勇，碳酸盐岩储层测井评价技术，石油工业出版社，1995
[19] 周勃然等，用层析技术（CT）确定砂岩的饱和度，测井技术，第 19 卷第 1 期，1995
[20] Grattoni, C.A. and Dawe R.A., Influnce of Fluid Distribution upon Electrical Resistivity of Partialy Saturated Media, SPWLA 36th Annual Logging Symposium, June26－29, 1995
[21] 孙德明等，储层条件下水淹油层测井响应机理实验研究，水驱油田开发测井’96 国际学术讨论会论文集，1996
[22] 赵文杰等，饱和度历史、围压和润湿性对饱和度指数的影响，水驱油田开发测井’96 国际学术讨论会论文集，1996
[23] P.Cood－Yarborough，使测井孔隙度与岩心孔隙度符合的一种方法，SPWLA 27th Symposium，1986
[24] 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
[25] C.Skelt, B.Harrison, An Integrated Approach to Saturation Height Analysis , SPWLA 35th Symposium, 1995
[26] 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，’94（西安）国际测井学术会议论文集，1994
[27] D.P.Tobola, S.A.Holdtch, Determination of Reservoir Permeability From Repeated Induction Logging, SPE, March, 1991
[28] C.Y.Yao and S.A.Holitch, Reservoir Permeability Estimation From Time－Lapse Log Data, SPE Formation Evaluation, June, 1996
[29] Dussan V, Barbara Anderson and Francois Auzerais, Estimating Vertical Permeability From Resistivity Logs SPWLA 35th Symposium, 1994
[30] G.D.Phelps，泥浆滤液侵入剖面的数值分析，加拿大石油技术月刊，Vol.34 No.1 Jan, 1995
[31] 张建华、胡启、刘振华，泥浆侵入条件下时间推移感应测井研究，测井技术 1993 年第 4 期
[32] 张建华、胡启，泥浆侵入地层感应测井的数值模拟（内部报告），西安石油学院，1995
[33] 陈福煊、陈希，泥浆侵入地层机理和导电特性研究（内部报告），西南石油学院，1995
[34] 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

127556

[35] J.M.V.A.Koelman and M.van der Horst, A.T.Lomas, A.Koelemij and J.H.M.Bonnie, Interpretation of Resisttivity Logs in Horizontal wells an Application to Complex Reservoirs from Oman SPWLA 37th Symposium, 1996

[36] J.D.Klein and P.R.Martin , D.F.Allen, The Petrophysics of Electrically Anisotropic Reservoirs SPWLA 36th Symposium, 1995

