

## 核磁共振法表征碳酸盐岩孔隙结构 及束缚水饱和度的局限性: 基于实验分析

王翼君<sup>1</sup>, 唐洪明<sup>1</sup>, 郑马嘉<sup>1</sup>, 田国庆<sup>2</sup>

1 西南石油大学地球科学与技术学院; 2 中国石油长庆油田分公司第六采气厂

**摘要** 在低场核磁共振(NMR)岩心分析过程中,注意到碳酸盐岩的弛豫时间( $T_2$ )分布有时存在如下异常:束缚水状态下, $T_2$ 分布中的短弛豫较饱水状态下更为突出。为了弄清该现象的机理,首先梳理了NMR在多孔介质领域应用的基本理论,然后选取伊拉克一油田上白垩统不同物性类型的碳酸盐岩进行离心实验,并将碳酸盐岩的物性、孔隙结构同其 $T_2$ 分布(包括饱水状态和束缚水状态)进行对比分析,探讨了 $T_2$ 截止值法和谱系数法在表征孔隙结构和束缚水饱和度方面存在的问题。结果表明:该异常现象在孔隙连通性较好的碳酸盐岩中普遍存在。由于饱水状态下大孔-微孔间流体分子相互扩散,使得氢质子在多孔介质中均一化分布,这导致饱水状态下的 $T_2$ 分布也趋于“平均化”(“扩散耦合”效应),而非在离心过程中因孔隙结构改变所致,因而碳酸盐岩在饱水状态下的 $T_2$ 分布,更多地是反映孔隙间的连通性而非孔径大小。“扩散耦合”效应影响了采用 $T_2$ 截止值法计算束缚水饱和度的适用性;谱系数法尽管考虑了“扩散耦合”效应,但是所建立的经验公式并未考虑生产压差(或驱替压力)的变化,因而在实践中应结合实际的生产压差变化对谱系数 $m$ 和 $b$ 进行修正。

**关键词** 碳酸盐岩;核磁共振;弛豫时间;扩散耦合;束缚水饱和度

**中图分类号**: TE122.2\*3

**文献标识码**: A

低场核磁共振(NMR)岩心分析技术在现场测井和录井中得到了广泛应用,它主要反映岩石内部的含氢流体(包括油、气、水)的分布状况,并且可以结合其他手段间接反映岩石孔隙结构的相关信息,它具有快速检测、无损岩心、无污染、可重复检测等特点<sup>[1-4]</sup>。根据近年来国外相关研究,饱水岩石的弛豫时间( $T_2$ )分布存在着一种“扩散耦合”效应——岩石孔隙尺度变化大时,不同尺寸孔隙中的含氢流体往往会相互扩散而使岩石的 $T_2$ 分布趋于“平均化”,这使得 $T_2$ 分布难以显示这种复杂的孔径分布;并且对“扩散耦合”效应的影响因素(如温度、黏土矿物类型、孔隙连通性、扩散系数等)进行了大量研究<sup>[5-12]</sup>。笔者曾于2016年系统介绍过国外相关研究成果<sup>[13-14]</sup>,但仅限于文献综述和纯理论探讨,未进行实证和相关应用研究。本文基于伊拉克一油田上白垩统Khasib储层孔隙结构差别较大的特点,选取了30块碳酸盐岩样品进行离心实验,并结合铸体薄片、X-CT扫描等技术来分析其孔隙结构特征,探讨 $T_2$ 分布形态与孔

径分布的关系,同时还进一步采用Coates等<sup>[15]</sup>提出的谱系数法的经验公式计算束缚水饱和度,并与称重法的结果进行对比,试图对谱系数的 $m$ 和 $b$ 值进行校正,以便于更加精确地求取储层的可动流体饱和度。

### 1 原理及方法

#### 1.1 基本原理

NMR测试原理如下:饱和含氢流体的样品,在被置于外加磁场的条件下,会被特定频率的交变电磁场激发而产生信号,在撤去交变磁场之后,信号开始衰减,这一过程称之为弛豫,它包括纵向弛豫和横向弛豫两个过程,NMR一般都是检测横向弛豫<sup>[16-17]</sup>。

在研究多孔介质中流体分子的弛豫机制时,往往基于经典的BT理论<sup>[18]</sup>(Brownstein和Tarr于20世纪60年代末研究经典扩散对于NMR弛豫的影响时提出,最初基于研究生物分子中水的弛豫);核自旋的弛豫,是由孔隙体积和孔隙表面所决定的,它可以提

收稿日期: 2017-04-22; 改回日期: 2018-03-21

本文受国家自然科学基金项目“致密气藏储层干化、提高气体渗流能力的基础研究”(编号:51534006)资助

王翼君: 1989年生,西南石油大学在读博士研究生,主要从事储层地质、储层保护相关研究。通信地址: 610500 四川省成都市新都区新都大道8号西南石油大学地球科学与技术学院; E-mail: 898789370@qq.com

供孔隙空间的尺寸和形状等几何参数,且孔隙表面存在的“凹槽”等细微不平的影响并不太重要,此时,核自旋信号的衰减会显示出多指数衰减的特征。

实际应用中,该理论有以下几个假设前提<sup>[19]</sup>:

(1)在孔隙中,表面弛豫占据主导地位,体弛豫的贡献可以忽略不计;(2)自旋扩散属于“快扩散”域(流体分子的扩散速率远大于岩石的表面弛豫速率);(3)岩石的表面弛豫强度均一,且孔隙是孤立的,因而每个孔隙的弛豫过程是独立的,这可将弛豫时间和孔隙尺寸的分布相联系,样品的弛豫时间可由下式计算得到:

$$\frac{1}{T_2} = \rho_2 \frac{S}{V} \quad (1)$$

式中:  $T_2$  为弛豫时间, ms;  $\rho_2$  为纵向或横向表面弛豫强度,是衡量样品表面弛豫大小的一个重要参数,  $\mu\text{m/s}$ ;  $S/V$  为孔隙的比表面,  $\text{m}^2/\text{m}^3$ 。

在此基础上,可以通过饱水岩石的  $T_2$  分布,间接推测岩石的孔径分布(一般认为,弛豫时间和岩石

的孔径大小呈正比),也可以结合离心法等手段进一步研究岩石中不同尺寸的孔隙中的流体动用规律。

## 1.2 $T_2$ 分布的异常及其相关解释

目前, NMR 最常用的样品处理方法是离心法,通过离心前后(离心前为饱水状态,离心后为束缚水状态)的岩石含水体积和  $T_2$  分布的变化来定量求取岩石的可动流体饱和度<sup>[20-21]</sup>。

如前所述,传统的 BT 理论假定岩石的孔隙是孤立的<sup>[19]</sup>,因而饱水岩石不同尺寸孔隙中含氢流体的弛豫过程是独立的,此时弛豫时间和孔隙尺寸才会一一对应。理想的(孤立孔隙系统的)岩石,离心前后对应的  $T_2$  分布如图 1a 所示,但是,有时处于束缚水状态下的样品的  $T_2$  分布,与饱水状态相比,短弛豫组分反而更加突出(图 1b)。这种异常现象,早在 2001 年周灿灿等<sup>[22]</sup>在运用离心法研究岩石的  $T_2$  截止值的时候,就已注意到类似的异常情况,只是限于当时国内核磁共振发展的水平,还无法对该现象进行有效的解释。

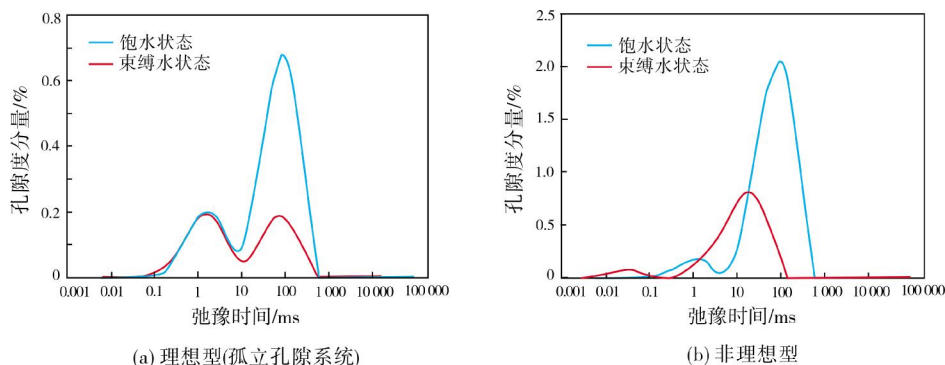


图 1 样品离心前后的  $T_2$  分布

肖亮等<sup>[23]</sup>认为,这种  $T_2$  分布的异常是由于实验过程中离心力选取不当而使得岩样孔隙结构改变所致,因而该岩样离心后的  $T_2$  分布已经不能准确地反映岩样小孔隙部分的信息,他们还认为,疏松岩样的孔隙结构受离心力的影响会更加明显。对于该观点,笔者将在后面的实验部分加以证伪。

国外方面,自 1991 年起就有学者提到了这一现象<sup>[24]</sup>,并将其称为“扩散耦合”效应。本文将其细分为两类:“孔内耦合”和“孔间耦合”。

“孔内耦合”是指同一孔隙内部可动水和束缚水之间的“耦合”,它使得孔隙内部的束缚水和可动水无法在  $T_2$  分布上被区分,但离心后的  $T_2$  分布的短弛豫组分会较饱水状态下更为突出, Coates 等<sup>[15]</sup>提出

的用谱系数法求取束缚水饱和度就是建立在这一基础之上的。“孔间耦合”是指岩心中不同尺寸的孔隙(或孔隙-裂缝)之间的流体发生扩散,使得饱水岩石的  $T_2$  分布趋于“平均化”,它使得通过  $T_2$  分布来表征岩石(尤其是碳酸盐岩)的孔隙尺寸变得困难<sup>[5-11]</sup>。这两类之间并没有本质上的区别,因为 NMR 反映的只是含氢流体的信息(按照流体本身的性质,就只有束缚流体和自由流体的概念),而不包含孔隙尺寸的相关信息。传统的 NMR 理论假设可动水占据大孔隙,束缚水占据小孔隙; Coates 等<sup>[15]</sup>认为不同尺寸的孔隙都存在一定的束缚水,但束缚水的含量会随着孔隙的增大而逐渐减小。因而,即使是大孔-微孔(或孔隙-裂缝)之间的“孔间耦合”,在本质上仍然

主要是大孔中的可动水和小孔中的束缚水之间的“耦合”,它可以视为“孔内耦合”类型的延伸。

此外,“孔间耦合”的观点提出了孔隙之间的连通性问题。传统的BT理论假定了岩石的孔隙是孤立的<sup>[19]</sup>,这一假设显然不符合岩石中多孔介质的实际情况,实际岩石中的孔隙系统往往是一个错综复杂的“网络”,不同尺寸的孔隙之间往往是相互连通的。不同尺寸的孔隙之间的流体能够相互扩散,从而使得饱水岩石的 $T_2$ 分布发生“耦合”,这说明孔隙之间的连通性比较好。Carneiro等<sup>[12]</sup>认为大孔-微孔“扩散耦合”效应具有两面性:一方面饱水岩石的 $T_2$ 分布不能代表岩石的孔径分布,但另一方面,它也隐含了岩石孔隙之间连通性的相关信息。从这一角度来看,饱水岩石的 $T_2$ 分布更多地反映了孔隙之间的连通性,而非单一的孔隙尺寸分布。

### 1.3 求取束缚水饱和度的理论

“扩散耦合”效应使得对饱水岩石的NMR响应的解释变得复杂,因此,如何准确地计算岩石的可动流体饱和度,就成了一个亟待解决的问题。目前,求取岩石的可动流体饱和度的主要手段是 $T_2$ 截止值法,它假设在饱水岩石的 $T_2$ 分布上存在一个“截止值”,在该值左侧的信号为束缚水的信号,而在该值右侧的则全部为可动水的信号<sup>[25]</sup>(图2)。

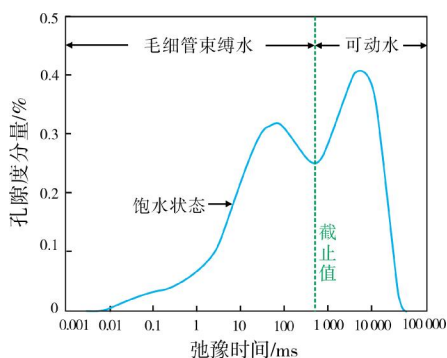


图2  $T_2$ 截止值原理示意图

但是,Coates等<sup>[15]</sup>认为,在存在“孔内耦合”效应的情况下,采用 $T_2$ 截止值的办法来求取束缚水饱和度的方法已经失效,因而为了更好地计算束缚水饱和度,他们在考虑了“孔内耦合”的基础上,提出了谱系数法。该方法假设:无论何种尺寸的孔隙,都存在一定量的(不为0的)束缚水,只是随着孔隙尺寸的增大,束缚水含量会降低;相应地,每个 $T_2$ 时间点i的信

号 $T_{2i}$ 都包含了一定量的束缚水的贡献,因而每个信号都对应着特定的束缚水饱和度 $S_{wirr}(T_{2i})$ ,可以用下式表达:

$$BVI = \sum S_{wirr}(T_{2i}) \cdot P_i \quad (2)$$

式中: $BVI$ 表示岩石总的束缚水饱和度,%; $S_{wirr}(T_{2i})$ ( $i=1,2,\dots,n$ )为 $T_2$ 分布中与每一个弛豫时间点 $T_{2i}$ 相联系的束缚水饱和度,%; $P_i$ 为 $T_2$ 分布中分量 $T_{2i}$ 所对应的信号幅度,无量纲。 $S_{wirr}(T_{2i})$ 可通过基于相关性统计的经验公式(3)计算:

$$\frac{1}{S_{wirr}} = mT_{2GM} + b \quad (3)$$

式中: $T_{2GM}$ 为 $T_2$ 分布的几何平均值,由100%饱和和水岩心NMR测量所得的 $T_2$ 分布求取,ms; $S_{wirr}$ 为岩心离心后测量的束缚水饱和度,%; $m$ 和 $b$ 为系数。Coates等<sup>[15]</sup>利用大量砂岩和碳酸盐岩样品的实验结果,经过相关性统计分析,得出了适用于砂岩和碳酸盐岩的经验公式,其中,适用于碳酸盐岩的经验公式如下:

$$\frac{1}{S_{wirr}} = 0.0113T_{2GM} + 1 \quad (4)$$

在孔径分布范围很窄的孔隙系统内,孔隙流体的核磁共振弛豫衰减服从单指数规律,这时可以利用 $1/S_{wirr}(T_{2i}) = mT_{2GM} + b$ 公式,来求 $T_2$ 分布中每一个分量 $T_{2i}$ 所对应的 $S_{wirr}(T_{2i})$ 。由于碳酸盐岩储层孔隙结构复杂,非均质性较强,该公式是否具有普遍适用性尚有疑问,这一点将在下文进行论证。

## 2 实验材料与方法

本次研究选取了伊拉克一油田Khasib组30块颗粒碳酸盐岩样品进行离心实验,样品涵盖了高孔中渗、高孔低渗、中孔特低渗等3种物性类型(表1),物性划分依据《油气储层评价方法 SY/T6285-2011》。该批样品的衍射分析结果显示,矿物成分几乎全部为方解石,偶有少量白云石、石英等,不含顺磁性-铁磁性矿物,在NMR测试过程中可以排除内部磁场梯度造成的扩散弛豫的影响。

实验方案如下:

(1)将选取的碳酸盐岩岩样切成直径约2.5 cm、长度约5.0 cm的柱塞岩心,岩心烘干后测量干重(质量)、孔隙度、渗透率,最后对岩心抽真空、加压饱和模拟地层水。



表 1 实验样品孔渗分类

物性分类	样品数	岩性	孔隙度/%	渗透率/ $10^{-3}\mu\text{m}^2$
高孔中渗	10	砂屑灰岩	20~25	12~30
高孔低渗	10	生物碎屑灰岩	20~25	1~10
中孔特低渗	10	生物碎屑灰岩	10~15	<1

样品源自: 伊拉克一油田上白垩统 Khasib 组碳酸盐岩

(2)对饱和模拟地层水状态的岩心称重,计算含水体积。同时对其进行NMR测量,得到 $T_2$ 分布。其中,核磁共振测试在苏州纽迈电子科技有限公司生产的MacroMR12-150H-I上进行,磁场强度0.3 T,测试参数:回波时间间隔为0.09 ms,自旋回波个数为12 000,扫描次数为128,等待时间为6 s。

(3)对该批碳酸盐岩采用《岩样核磁共振测量参数实验室测量规范 SY/T6490-2014》中推荐的400 psi (2.76 MPa)的最佳离心力进行离心实验,使其达到束缚水状态,然后对处于束缚水状态的岩心进行第2次NMR测量,得到岩心束缚水状态的 $T_2$ 分布。

(4)利用式(4)计算束缚水饱和度,并将结果同

称重法计算得到的含水饱和度进行对比,计算相对误差。

### 3 结果与讨论

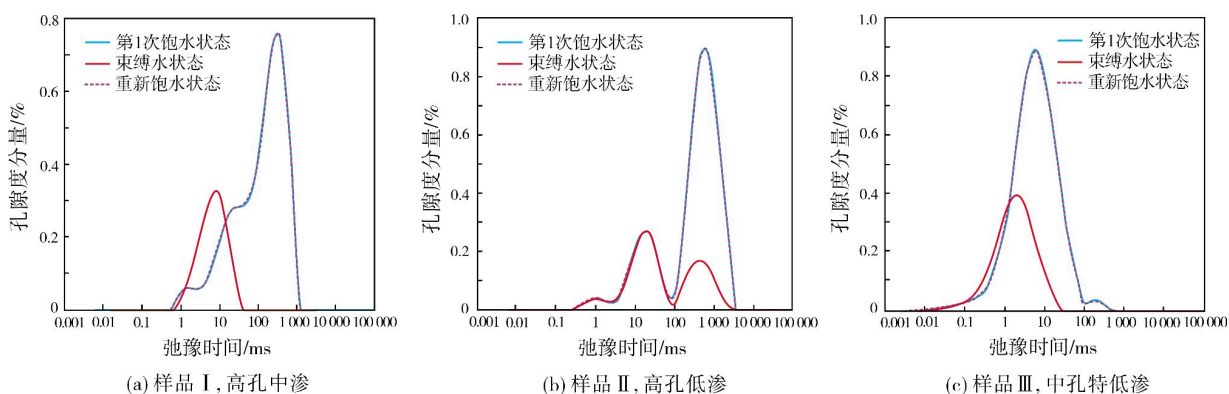
笔者从3种物性类型的样品中,各选1个典型样品(表2),展示相关实验结果。

表 2 用于展示实验结果的典型样品

物性分类	样品编号	岩性	孔隙度/%	渗透率/ $10^{-3}\mu\text{m}^2$
高孔中渗	I	砂屑灰岩	23.48	24.53
高孔低渗	II	生物碎屑灰岩	21.56	4.82
中孔特低渗	III	生物碎屑灰岩	13.24	0.65

#### 3.1 离心前后 $T_2$ 分布形态

由图3可见,高孔中渗的岩心(样品 I)在离心后,其 $T_2$ 分布出现了短弛豫组分较饱水状态下更为突出的现象(图3a);而高孔低渗的岩心(样品 II)和中孔特低渗的岩心(样品 III)在离心后,这种现象不显著或无(图3b, 3c)。

图 3 不同物性类型代表性岩心离心前后及重新饱水后的  $T_2$  分布图

对于这种现象,肖亮等<sup>[23]</sup>认为,这是在离心过程中岩样(尤其是疏松岩样)孔隙结构发生了变化所致。为了验证这一点,同时也为了准确起见,本次研究将所有样品烘干,然后重新饱水,再度进行NMR测试,然后和第一次饱水状态下的 $T_2$ 分布进行对比。结果显示,重新饱水后的所有样品的 $T_2$ 分布和其第1次饱水状态下的 $T_2$ 分布基本一致(图3),因而可以认为,在离心过程中样品孔隙结构基本没有变化。

为了确定该批样品的孔隙分布与 $T_2$ 分布的关系,笔者又分别选取了上述代表性的碳酸盐岩样品磨制

了铸体薄片,同时考虑到铸体薄片图像分析技术在孔隙识别和求取、储层评价等方面具有直观、可视化的优势,它能清晰地显示出储层中孔隙分布的特点,并能获取孔隙度、孔隙半径等参数<sup>[26-27]</sup>,故采用铸体图像分析技术对样品的孔喉进行提取(图4)。

如图4所示:砂屑灰岩(样品 I)普遍发育原生粒间孔和粒间溶孔,孔隙之间的连通性较好(图4a),而生物碎屑灰岩(样品 II、III)普遍发育生物体腔孔和绿藻淋滤孔,但这些孔隙呈“星点状”分布,相互之间连通性很差(图4b, 4c)。将各样品的铸体图像分析

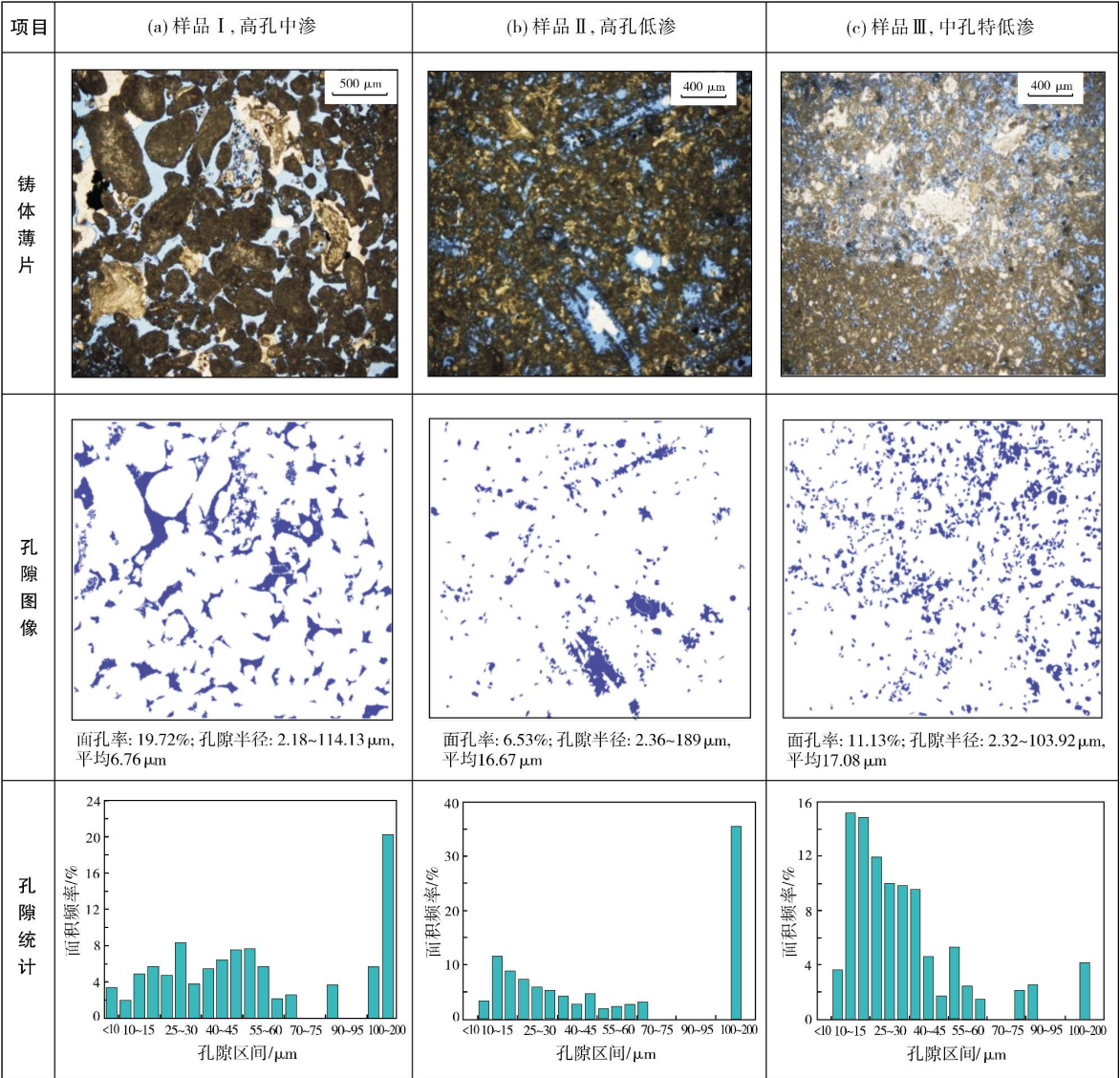


图 4 不同物性类型代表性碳酸盐岩样品铸体图像及孔隙分布特征

所得的孔隙分布分别与它们的 $T_2$ 分布(图3)进行对比,样品 I 砂屑灰岩(高孔中渗),孔隙尺寸极差较大(2~115 μm),且70~100 μm的孔隙区间所占比重极小,“两极分化”明显(图4a的孔隙统计),但其 $T_2$ 分布却没有显示出明显的双峰或三峰(图3a);对生物碎屑灰岩,样品 II (高孔低渗),孔隙分布极差较大(图4b),其 $T_2$ 分布显示出明显的双峰(图3b);样品 III (中孔特低渗),孔隙分布较为集中(图4c),其 $T_2$ 分布显示出明显的单峰(图3c),可见生物碎屑灰岩的孔隙分布同其 $T_2$ 分布的吻合程度较高。可以初步断定,当孔隙连通性较好时,岩石的 $T_2$ 分布易产生“耦合”效应,此时的 $T_2$ 分布难以代表孔径分布。

考虑到铸体薄片得到的图像仅仅是二维平面图,无法直观地显示孔隙在三维空间中的连通效果,局限性较大,而 X-CT 扫描可以直接得到孔隙在三维空间中的分布,其结果更接近真实的孔隙结构<sup>[28-29]</sup>,故在本次研究中,分别选取了上述有代表性的高孔中渗砂屑灰岩(样品 I )和高孔低渗生物碎屑灰岩(样品 II )进行 X-CT 扫描,图像像素为 960×1 020×960。

从两块岩样的 X-CT 扫描结果(图5)和孔隙结构参数统计(表3)中可见:样品 I 砂屑灰岩的粒间孔隙较为发育,孔隙在三维空间中的连通性较好,孔喉配位数高;样品 II 生物碎屑灰岩主要发育生物体腔孔

(图5b中黄色箭头所指部分),它们在三维空间中主要呈“星点状”分布,相互之间连通性较差,孔喉配位数极低。总体上看,生物碎屑灰岩孔隙之间的连通性比砂屑灰岩要差,这与前述的铸体图像分析结果相吻

合。综合岩样的孔隙结构与 $T_2$ 分布特点,可以推断,孔隙之间的连通性好坏,是影响 $T_2$ 分布与孔径分布相关性的重要因素,例如,样品 I 孔隙连通性好,则“扩散耦合”效应显著, $T_2$ 分布对孔隙结构的代表性较弱。

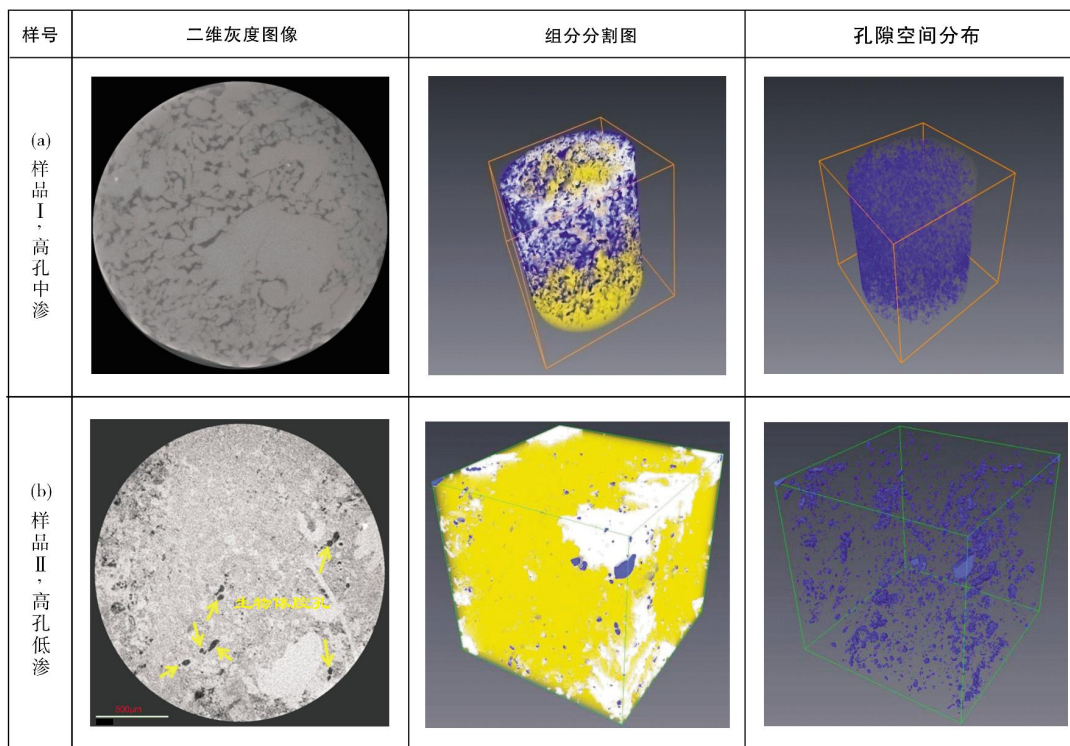


图 5 典型样品 X-CT 扫描特征

表 3 X-CT 扫描孔隙结构参数统计

物性类型	样品号	岩性	孔隙度/ %	渗透率/ $10^{-3}\mu\text{m}^2$	孔隙数量/ 个	喉道数量/ 个	孤立孔喉/ 个	连通孔喉/ 个	孔隙连通率/ %	平均孔喉 配位数/个
高孔中渗	I	砂屑灰岩	23.48	24.53	31208	13586	2469	42298	94.42	6.14
高孔低渗	II	生物碎屑灰岩	21.56	4.82	1867	685	2472	83	3.20	0.16

### 3.2 束缚水饱和度计算结果

由于本次样品普遍存在“扩散耦合”现象,用 $T_2$ 截止值法计算束缚水饱和度( $S_{w\text{r}}$ )已经失去了意义,且样品的 $T_2$ 截止值变化较大,难以求取一个统一的经验值,故本文采用了 Coates 等<sup>[15]</sup>的谱系数法经验公式(4)来计算全部样品的饱水碳酸盐岩的束缚水饱和度,并将其和称重法所获得的束缚水饱和度进行对比(图6a),计算出二者的相对误差,同时分析了样品的渗透率和该相对误差之间的相关性(图6b)。

图 6 显示,通过式(4)计算得出的碳酸盐岩的束缚水饱和度,同称重法获得的束缚水饱和度相对误

差大小不一,在整体上没有明显的相关性(图6a);且二者的相对误差与碳酸盐岩的渗透率也无相关性(图6b)。

考虑到由式(4)计算得出的束缚水饱和度是一个定值,而实际岩石的多孔介质中,流体的可动性受到生产压差(或驱替压力)的影响较大<sup>[30]</sup>,本次研究将全部30块碳酸盐岩样品重新烘干并饱和地层水,然后分别采用100 psi、200 psi、300 psi的离心力(驱替毛管压力)再度进行离心实验,统计不同离心力条件下的 $T_2$ 几何平均值( $T_{2\text{GM}}$ )和 $1/S_{w\text{r}}$ 的相关性(图7),同时求取不同离心力条件下的谱系数m和b(表4)。



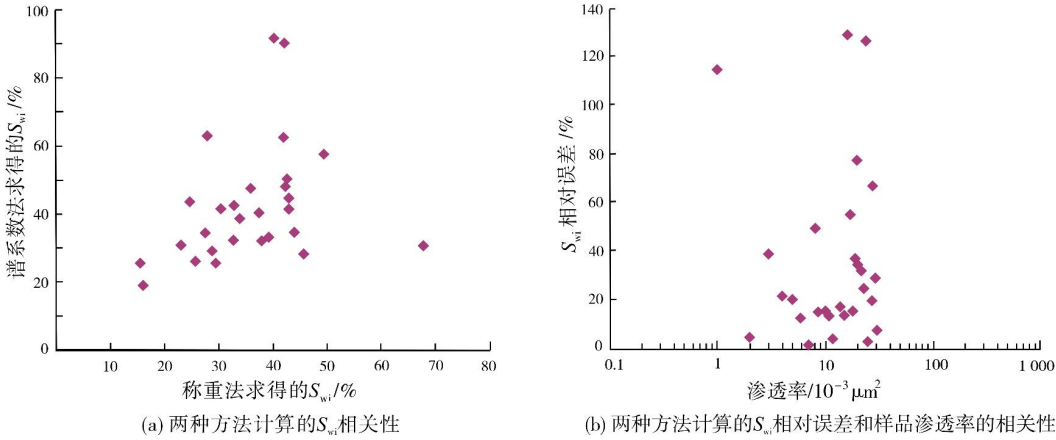


图6 谱系数法与称重法计算的束缚水饱和度相关性分析

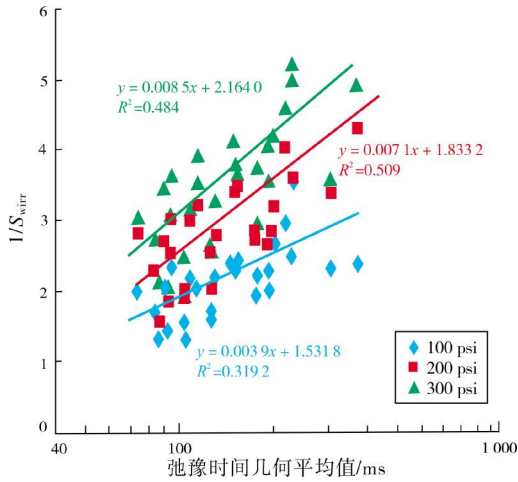


图7 不同离心力条件下 $1/S_{wir}$ 与弛豫时间几何平均值相关性

表4 不同离心力条件下的谱系数

离心力/psi	$m$	$b$
100	0.003 9	1.531 8
200	0.007 1	1.833 2
300	0.008 5	2.164 0

可以看出,通过本次碳酸盐岩离心实验求取出来的谱系数  $m$  和  $b$ ,与公式(4)中的对应常数差别较大,其中  $m$  值明显偏小,而  $b$  值又明显偏大。这说明,公式(4)在碳酸盐岩的束缚水饱和度计算中不具有普遍适用性,这与碳酸盐岩的非均质性较强有关;此外,随着离心力的增大, $m$  值和  $b$  值也明显增大。因而,今后用谱系数法经验公式计算碳酸盐岩束缚水饱和度时,应结合现场实际的生产压差,对谱系数  $m$  值和  $b$  值进行修正,切勿机械套用。

4 结 论

(1)通过对不同物性类型的碳酸盐岩进行离心实验及孔隙结构分析,证实了当孔隙之间连通性较好时,大孔-微孔中的含氢流体往往会相互扩散,从而使碳酸盐岩的  $T_2$  分布趋于“平均化”(“扩散耦合”效应),这使得饱水状态下的  $T_2$  分布难以准确反映孔径分布,并且,当碳酸盐岩处于束缚水状态时,  $T_2$  分布中的短弛豫组分会更加凸显;反之,当孔隙之间连通性较差时,“扩散耦合”效应被抑制,此时碳酸盐岩的  $T_2$  分布才能和孔径分布一一对应。

(2)由于“扩散耦合”效应的存在,使得采用传统的  $T_2$  截止值法计算束缚水饱和度变得困难,且碳酸盐岩  $T_2$  截止值变化大,难以求取一个普遍适用的经验值。

(3)Coates针对碳酸盐岩建立的谱系数法经验公式,尽管考虑到了“扩散耦合”效应,但是该经验公式计算出来的束缚水饱和度为一定值,未考虑生产压差(或驱替压力)变化的影响,而储层流体的可动性与生产压差(驱替压力)密切相关,随着压差增大,原先的一些所谓的“束缚流体”也可以被动用,因此“可动流体”和“束缚流体”是一个相对而非绝对的概念。本文结合实际生产压差变化对谱系数  $m$  和  $b$  值进行的校正,希望能提供有益借鉴。

参 考 文 献

[1] 龚国波,孙伯勤,刘买利,等. 岩心孔隙介质中流体的核磁共振弛豫[J]. 波谱学杂志,2006,23(2): 379-395.  
[2] 胡法龙,周灿灿,李潮流,等. 核磁共振测井构建水谱法流体识别技术[J]. 石油勘探与开发,2016,43(2): 244-252.  
[3] 王志战,李新,魏杨旭,等. 页岩油气层核磁共振评价技术综述[J]. 波谱学杂志,2015,32(4): 688-698.

- [4] 王志战, 许小琼. 利用核磁共振录井技术定量评价储层的分选性[J]. 波谱学杂志, 2010, 27(2): 214-220.
- [5] RAMAKRISHNAN T S, SCHWARTZ L M, FORDHAM E J, et al. Forward models for nuclear magnetic resonance in carbonate rocks[C]// SPWLA 39th Annual Logging Symposium, Houston, USA, 1998.
- [6] ANAND V, HIRASAKI G J. Diffusional coupling between micro and macroporosity for NMR relaxation in sandstones and carbonates[C]// SPWLA 46th Annual Logging Symposium, New Orleans, USA, 2005.
- [7] ANAND V, HIRASAKI G J, FLEURY M. NMR diffusional coupling: effects of temperature and clay distribution[J]. Petrophysics, 2008, 49(4): 362-372.
- [8] GRUNEWALD E, KNIGHT R. A laboratory study of NMR relaxation times and pore coupling in heterogeneous media[J]. Geophysics, 2009, 74(6): E215-E221.
- [9] GRUNEWALD E, KNIGHT R. A laboratory study of NMR relaxation times in unconsolidated heterogeneous sediments[J]. Geophysics, 2011, 76(4): G73-G83.
- [10] CHI Lu, HEIDARI Z. Diffusional coupling between micro-fractures and pore structure and its impact on NMR measurements in multiple-porosity systems[J]. Geophysics, 2015, 80(1): D31-D42.
- [11] CHI Lu, HEIDARI Z. Quantifying the impact of natural fractures and pore structure on NMR measurements in multiple-porosity systems[C]//International Petroleum Technology Conference, Doha, Qatar, 2014.
- [12] CARNEIRO G, SOUZA A, BOYD A, et al. Evaluating pore space connectivity by NMR diffusive coupling[C]//SPWLA 55th Annual Logging Symposium, Abu Dhabi, United Arab Emirates, 2014.
- [13] 王翼君, 崔刚, 唐洪明, 等. 碳酸盐岩核磁共振实验研究现状[J]. 断块油气田, 2016, 23(6): 818-824.
- [14] 王翼君, 李雪梅, 沈建军, 等. 油气储层孔隙结构核磁共振分析局限性探讨[J]. 油气藏评价与开发, 2016, 6(4): 44-52.
- [15] COATES G R, GOLFORD J, MARDON D, et al. A new characterization of bulk-volume irreducible using magnetic resonance[J]. The log analyst, 1998, 39(1): 51-63.
- [16] 刘卫, 邢立, 孙佃庆, 等. 核磁共振录井[M]. 北京: 石油工业出版社, 2011: 38-44.
- [17] 肖立, 谢然红, 廖广志. 中国复杂油气藏核磁共振测井理论与方法[M]. 北京: 石油工业出版社, 2012: 8-24.
- [18] BROWNSTEIN K R, TARR C E. Importance of classical diffusion in NMR studies of water in biological cells[J]. Physical review A, 1979, 19(6): 2446-2453.
- [19] JEROSCH-HEROLD M, THOMANN H, THOMPSON A H. Nuclear magnetic resonance relaxation in porous media[R]// Society of Petroleum Engineers, 1991. DOI:10.2118/22861-MS.
- [20] 冯进, 孙友. 核磁共振测井T<sub>2</sub>截止值的确定方法[J]. 中国海上油气, 2008, 20(3): 181-183, 188.
- [21] 申辉林, 朱伟峰, 刘美杰. 核磁共振录井T<sub>2</sub>谱截止值确定方法及其适应性研究[J]. 录井工程, 2010, 21(2): 39-42, 47.
- [22] 周灿灿, 程相志, 赵凌风, 等. 用岩心NMR和常规束缚水的测量改进对T<sub>2cutoff</sub>的确定[J]. 测井技术, 2001, 25(2): 83-88, 161.
- [23] 肖亮, 肖忠祥. 核磁共振测井T<sub>2cutoff</sub>确定方法及适用性分析[J]. 地球物理学进展, 2008, 23(1): 167-172.
- [24] STRALEY C, MORRIS C E, KENYON W E. NMR in partially saturated rocks: laboratory insights on free fluid index and comparison with borehole logs[C]//SPWLA 32nd Annual Logging Symposium, Las Vegas, USA, 1991.
- [25] 鲜德清, 傅少庆, 谢然红. 核磁共振测井束缚水模型研究[J]. 核电子学与探测技术, 2007, 27(3): 578-582.
- [26] 刘烨, 程国建, 马微, 等. 基于铸体薄片图像颜色空间与形态学梯度的岩石分类[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2016, 47(7): 2375-2382.
- [27] 刘庆利, 吴国平, 胡剑策, 等. 铸体薄片图像分析法求取储层孔隙度[J]. 测绘科学技术学报, 2009, 26(1): 69-71, 75.
- [28] 屈乐, 孙卫, 杜环虹, 等. 基于CT扫描的三维数字岩心孔隙结构表征方法及应用——以莫北油田116井区三工河组为例[J]. 现代地质, 2014, 28(1): 190-196.
- [29] 王晨晨, 姚军, 杨永飞, 等. 基于CT扫描法构建数字岩心的分辨率选取研究[J]. 科学技术与工程, 2013, 13(4): 1049-1052.
- [30] 金勇, 唐建东, 赵娟, 等. 边底水油藏合理生产压差优化方法及其应用[J]. 石油学报, 2003, 24(1): 68-72, 77.

编辑:董庸

## The limitation of NMR to characterize the pore structure and irreducible water saturation of carbonate rocks: an experimental analysis

WANG Yijun, TANG Hongming, ZHENG Majia, TIAN Guoqing

**Abstract:** In the T<sub>2</sub> distribution of carbonate rocks, an anomaly is recognized that the short relaxation in the irreducible water condition is more prominent than that in the saturated water condition. By reviewing the basic theories of NMR applied in the field of porous media, diffusion coupling effect is discussed. According to some samples with different porosity and permeability in Upper Cretaceous carbonate rock, Iraq, a series experiments are conducted to study the relation between the pore structure and T<sub>2</sub> distributions in both saturated water state and irreducible water state, and the problems in the characterization of pore structure and the calculation of irreducible water saturation by the method of T<sub>2</sub> cutoff value and spectral coefficient respectively. It is shown that the T<sub>2</sub> anomaly is common in carbonate rocks with good pore connectivity, where the diffusion of fluid molecules in the macro- micro pores under saturated water condition leads to the homogenization of hydrogen proton distribution in a porous medium and the T<sub>2</sub>'s average distribution (diffusion coupling effect). Thus the T<sub>2</sub> distribution of carbonate rocks in saturated water state would characterize the connectivity between pores rather than the pore size. To calculate the irreducible water saturation, the T<sub>2</sub> cutoff value is ineffective due to the diffusion coupling effect, and the method of spectral coefficient from Coates gave an empirical equation, in which the spectral coefficients including m and b should be corrected according to the actual differential pressure.

**Key words:** carbonate rock; nuclear magnetic resonance(NMR); T<sub>2</sub> time; diffusion coupling; irreducible water saturation  
 WANG Yijun: PhD candidate of Southwest Petroleum University, mainly engaged in reservoir geology and reservoir protection. Add: School of Geosciences and Technology, Southwest Petroleum University, No. 8 Xindu Road, Xindu District, Chengdu, Sichuan 610500, China