

油层, 岩石, 电阻率, 岩心分析

岩石特性与岩石电阻率关系及电阻率模型 (文献综述)

08-56

胡庆东 范宜仁 王光海

TE 311

岩石物性研究的主要目的在于通过对某一地区的储集层岩心的各种物理参数的分析, 确定各种测井资料与储层地质参数的对应关系。对于岩电的研究则是通过对储集层岩心的电学性质的实验室测量, 建立测井资料与储集层含水饱和度的关系。但由于各个地区的储集层条件不同, 实验室中得出的关系式也不相同, 同样的测量条件对不同岩心测量结果的影响也不同(如温度的增高既可以使饱和度指数 n 增大, 也可以使其减小), 从而造成解释困难。为了更好地利用实验室的测量结果为油田测井解释服务, 考虑岩石的本质因素(岩石的组成矿物, 孔隙结构及其润湿性)对其电性的影响及正确地理解测量条件对结果的影响, 对选择合适的解释模型是十分必要的。我们根据国内外所发表的有关岩石矿物组成、孔隙结构及其润湿性对其电性的影响及解释模型, 写成该文仅供大家参考。

一、泥质对岩石导电性的影响

阿尔奇公式自1942年提出以来, 在砂岩地层的测井解释中发挥了巨大作用, 但同时某些地层中也存在较大误差。阿尔奇饱和度公式的偏差最初是在泥质地层中发现的, 这是由于阿尔奇公式的一个重要前提是认为岩石固体部分(对纯岩石来说则是指骨架部

分)不导电, 对于泥质砂岩, 这个前提已不能成立。泥质的存在如何对岩石的电性造成影响, 成为以后测井分析家们构造泥质砂岩解释模型的出发点, 因而成为测井分析家们研究的重要课题。

关于泥质的导电机理、泥质砂岩电导率及其影响因素, 测井分析家们已经做了一定的研究, 目前比较流行的观点是基于阳离子交换基础上产生的各种理论。一般认为泥质砂岩有两种导电途径: 除由于粒间孔隙水中的离子在电场作用下迁移而导电外, 还与粘土矿物有关的阳离子的附加导电有关。由这两种途径产生的迁移离子的电导率, 经过粒间孔隙系统修正后相加起来便是总的电导率。

泥质部分对泥质砂岩电导率的作用可通过泥质砂岩电导率曲线与纯砂岩电导率曲线的差别看出(图1), 其中粘土交换阳离子

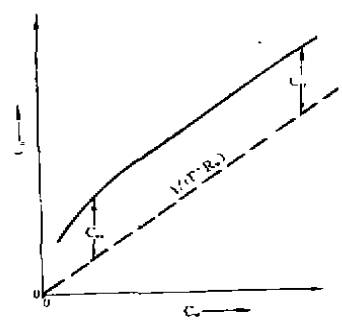


图1 含水泥质砂岩电导率 C 与地层水电导率 C_w 的关系

的电导率 C_{ex} 是泥质砂岩电导率曲线和与之对应的纯砂岩电导率曲线的纵坐标之差，曲线的弯曲部分是由于交换阳离子的迁移率随自由电解液浓度增加而增加引起的，且迁移率增加的速度由快到慢直到某个相当高的浓度（直线部分的左端点）达到最大迁移率。Waxman和Smits最先将观察到的电阻率指数RI与含水饱和度 S_w 双对数图线的弯曲解释为和阳离子交换能力有关的粘土效应，并从电化学活动性原理对阿尔奇公式作修正。Dewitte认为泥质是分散在砂岩孔隙表面的粘土，泥质岩石与纯岩石的区别是分散粘土与孔隙水的并联导电代替了纯岩石的孔隙水导电。San认为泥质砂岩中的粘土颗粒影响着泥质砂岩的电导率，这是由于粘土颗粒周围形成叫做“双电层”的离子云，使平衡离子过剩，并为传导电流提供了附加导电通道。Poupon将泥质砂岩的导电性分为三部分：一是岩石中地层水网络的导电性；二是粘土网络的导电性；三是这两个网络互交叉联结时引起的附加导电性。Hill通过大量的泥质砂岩电导率和电化学电位的实验分析，首先提出根据粘土矿物具有阳离子交换能力这一特性研究泥质砂岩的导电性和电化学电位。这是因为，当自由电解液浓度很低时，粘土表面阳离子几乎只是在被吸附状态下因交换位置而移动，并不或很少与自由电解液中的阳离子交换位置而移动，这时交换阳离子的迁移率是最低的，其电导率差 C_{ex} 很小。以后当自由电解液浓度逐渐增加，交换阳离子与自由电解液的阳离子交换位置而移动的机会迅速增多，而且这种移动的迁移率明显增加，当到某一相当高的浓度（图1直线部分左端点），阳离子的迁移率增加到最大值，使其电导率 C_{ex} 保持一个常数。这说明，自由电解液的浓度足够高时，可使粘土的影响减至最少。

Larg发表的数据表明，由于压力或温度的增加，使得粘土水混合物的电导率增加。他把这种情况归因于高温高压使得粘土

水的结构发生变化，使粘土吸附水更想象于体积水，导致系统导电性更强。Pallat和Palmer观察到随围压增加，粘土的附加电导率减小。其减小率取决于岩石主要空隙的几何形状和粘土阳离子双电层的几何形状。Jay认为泥岩电导率能够表示为以下方面的函数：（1）阳离子交换能力和泥岩中粘土矿物的分布；（2）地层温度。图2显示的岩

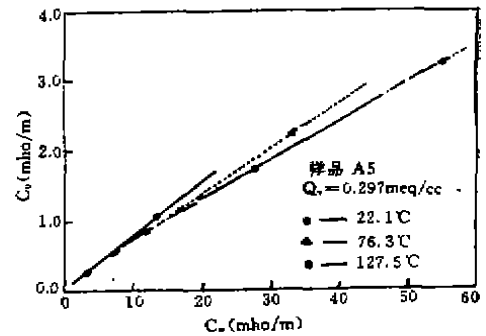


图2 不同温度下岩石电阻率和盐水电阻率关系

石电导率与平衡盐水电导率的关系，随温度升高， C_o 与 C_w 曲线的直线部分的斜率（依据W—S模型）减小，而由电导率曲线的直线部分外推到 C_w 为0得到的 C_o 截距（依据W—S中的 BQ/F^* ）增大。斜率减小进一步说明由于热效应的结果使地层因素 F^* 随温度增加而增加。随温度增加 C_o 截距增大，揭示了粘土补偿离子的等效电导率相应的增加，其原因可能是由于粘土束缚水层的离子迁移率的增加。所以，在各种温度下， C_o 与 C_w 的交会图不仅由 C_o 截距的变化说明在泥质砂岩电导率中的粘土的影响，也通过直线部分斜率的变化说明了热效应。定义温度系数（ ω ）为温度升高时 λ_{Na} 与室温（22℃）时的 λ_{Na} 的比值，图3说明：（1）粘土补偿离子的等效电导率的温度系数（ ω ）随温度增加而增大；（2）对有效粘土含量较小的泥质砂岩，温度系数（ ω ）随温度增加而增加的更明显。这可能是由于在高度集中的离子相互作用的结果制约了离子迁移率随温度的增加。

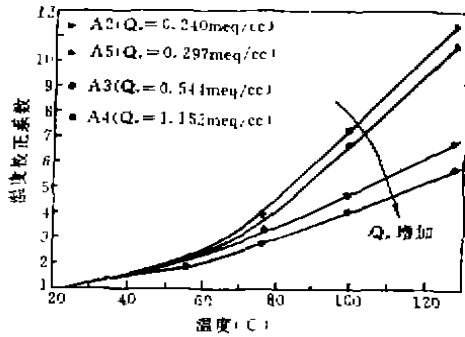


图3 泥质含量与温度的关系

二、岩石润湿性对岩石电阻率的影响

目前,多数岩石电学性质的研究都针对亲水占优的岩样而作。W.G.Anderson对润湿性作了综合性文献考察,他阐述了孔隙空间的盐水-油混合液中电流是如何传导的,并得出结论:在亲水系统中,高含水饱和度减小时,电阻率的增大多数是由于传导电流的横截面的减小引起的;另一方面,在亲油系统中,电阻率随含水饱和度的下降而增

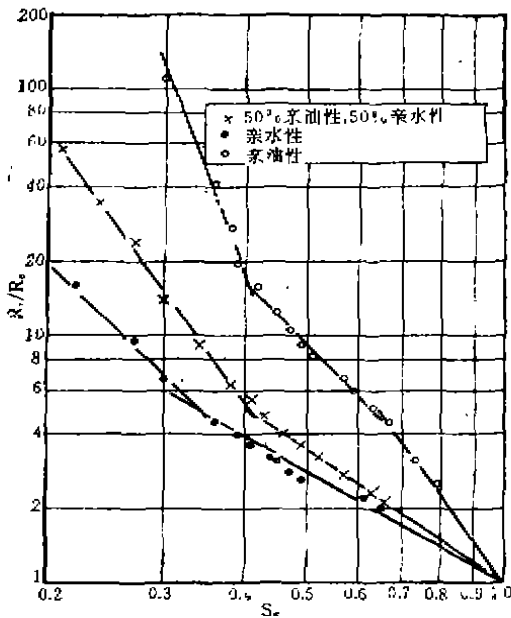


图4 不同润湿性岩石电阻率系数与含水饱和度的关系

大是由于电流的传导路径的加长引起的。当孔隙空间模型为图4所示时,这个结论看来是合理的。在亲油系统中,在高含水饱和度减小时,电流传导路径被油堵塞要比在亲水系统中来得快。连通通道堵塞意味着增加了电流路径的长度,因而增加了弯曲系数。亲油电学性质的测量首先是由Keller在1953年提出的,此后Sweeney和Jennings在1960年、Mungan和Moore在1968年做了这方面的工作,这些文章都指出:含水饱和度减小时,阿尔奇公式中饱和度指数“n”迅速增加。正如图4中所表现的,在亲水和亲油性的岩石的电阻率系数与含水饱和度之间的关系有明显的差别,中间那条曲线表明由50%亲油砂和50%亲水砂混合所测得结果。正如人们所期望的,这条曲线位于两种岩性岩石的中间,亲水性砂岩的数据点并不恰好在一条直线上,造成这种情况的原因尚不清楚。Lile指出润湿性是联系含水饱和度和电阻率系数的重要因素,但这种联系受孔隙几何形状的影响。亲油性系统的转折点是颗粒形状和大小的函数,因而也是孔隙几何的函数,且在电阻率曲线上没有大的差别,而在n指数曲线上却存在较大差别。图5、图6是不同种类亲油砂岩的比较结果,

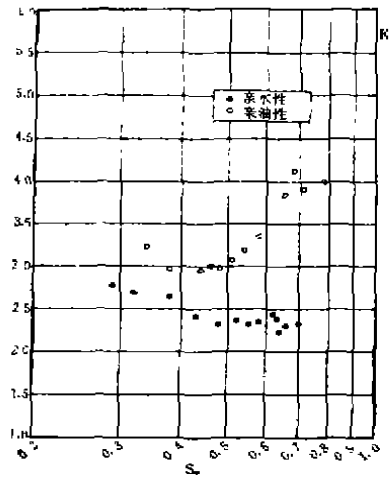


图5 不同润湿性岩芯与n指数的关系

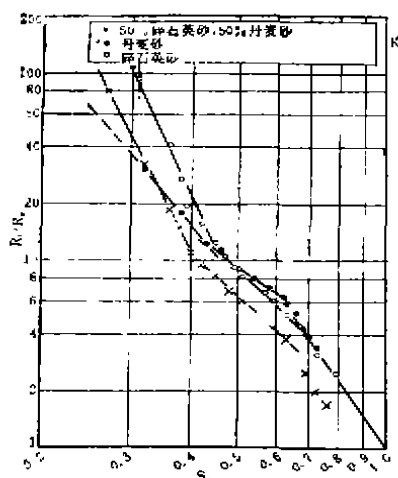


图6 不同亲油性岩石与电阻率系数关系
由两种砂岩混合的那条曲线也在0.4处有折点。这可证明：孔隙几何形状对曲线特性来说是一个重要因素。在阿尔奇公式中，含水饱和度指数 n 似乎是含水饱和度自身的函数，根据含水饱和度增加或减小，即水驱油或油驱水的起点不同可得到不同的电阻率增大系数曲线，故而给出不同的 n 指数值。

Mukul对glass—bead packs和Ber-ea砂岩的研究表明：湿润性对饱和度指数有着重要的影响，并且已形成基于多孔网状连通孔隙的理论描述，在孔隙连通较差时，润湿性具有严重的影响。Donaldson和Bizerra指出随润湿性不同，饱和度指数可以由1.5变到25.0。Keller对于glass—beads的研究，对不同的Packing beads改变其润湿性， n 由1.5变到11.7。Moore对储集岩改变其润湿性， n 由1.6变到2.7。Sweeny和Jennings报道说对碳酸盐芯， n 由1.6变到5.7。Donaldson和Bizerra发现岩芯的 n 值由3.82变到8.45，并发现VSBM润湿性指数和 n 之间的线性关系。因为亲油和亲水岩石各占50%的岩芯的 n 值是亲油性和亲水性各占100%时的 n 值的均值。亲油性孔隙介质的岩石的 n 值确实要比亲水性的大。电导率对于润湿性的反映可以基于孔隙中流体面浸入理论，当油占据较大孔隙时（在亲水物质

中），减饱和的过程要求大量的孔隙被油充填，才使得水失去连续性，因此对亲水性岩石，相对小的电导率的变化则要求含水饱和度 S_w 有较大的变化；反之，对一种亲油环境条件， R_t 的较大变化只需要 S_w 的较小变化，因为油首先进入较小的孔隙，这种特性将依赖于孔隙的连通性。

Morgan和Pirson使用亲油性和亲水性的glass beads的混合物来确定颗粒的润湿性对饱和度指数的影响，其数据表明饱和度指数 n 的增加和亲油性glass beads的颗粒含量增加近似于线性关系。对于给定的含水饱和度 S_w ，润湿性的变化会使岩石中流体分布发生很大的变化，而流体分布的变化会引起电导率的变化，继而引起电曲折度的变化。

三、孔隙几何形状对岩石电阻率的影响

如果在分析泥质与粘土的附加导电性，把目光过分集中在粘土矿物的导电机理及纯物理特性的分析上面，就必然会出现片面地夸大粘土或泥质的附加导电性对泥质砂岩的影响。这也是造成许多泥质砂岩模型不能如实描述泥质砂岩整体导电性的重要原因。

曾文冲认为，粘土矿物所产生的附加导电性，只是泥质砂岩整体导电特性的一个方面。因为根据沉积原理，砂岩储集层泥质含量的增加并不是一种孤立的现象，往往是沉积环境由高能量向低能量转化的反映。伴随这一过程，组成砂岩岩石骨架颗粒的粒度将因此变细，地层的孔隙结构也将趋于复杂化，主要是引起产层孔隙直径的变小和反映几何形状的弯曲度增大。其结果相当于地层宏观导电截面减小与导电长度增大，从而相应引起泥质砂岩电阻率的增加。对于中等及高矿化度的地层剖面，其电阻率往往随着泥质含量的增加而升高。因此，泥质与粘土矿

物自身产生的附加导电性, 以及由于孔隙结构变化引起电阻率的增加, 至少是影响泥质砂岩宏观导电性的两个同时并存的相反因素。它们必然在一定程度上起相互补偿作用, 并最终减缓由于粘土矿物自身的附加导电性引起的泥质砂岩电阻率的降低。

Diederix指出颗粒表面粗糙的岩石比表面平滑的岩石有较低的饱和度指数, 粗糙的表面使得即使在低饱和度情况下保持相对较厚的水膜, 而提供了电流通道, 使得对含水饱和度的反映较迟钝, 这导致了饱和度指数随含水饱和度的减小而减小。Swanson发现在粘土和燧石中的微孔隙同样可以导致饱和度指数随饱和度的降低而降低, Waxman—Smits的泥质校正公式不再适用。当粒间孔隙度中存在次生孔隙时, 电阻率对次生孔隙中流体的类型响应比较迟钝。电阻率是对粒间孔隙水体积的响应, 可定义“电阻率孔隙度”来计算粒间孔隙中水的体积。从而, 当知道粒间孔隙度时, 就可以准确地计算粒间含水饱和度, 以预测产液类型。次生孔隙的存在过分夸大了岩石润湿性的作用, 实验室确定的饱和度指数将是次生孔隙的饱和度的函数, 饱和度指数将不能等同于总孔隙度体系中的饱和度指数。当粒间孔隙度中存在裂缝时, 存在于高粒间孔隙中的裂缝孔隙对测量则只有很小的影响。

Swanson说明了饱和度指数 n 随含水饱和度的变化不能仅用粘土的电化学活动性来解释。1982年, Diederix研究了由非电化学活动性的高岭石和伊利石组成的岩芯的粗糙表面的影响, 发现它也导致饱和度指数 n 值的变化。Crane也发表了上述观点。其中粗糙表面成分指粗糙的或者被高岭土覆盖的粒间孔隙表面。他发现表观的 n 随 S_w 变化(当假定是由于电化学活动性的粘土的离子浓度变化引起的)与Diederix研究过的由于粗糙表面引起的 n 的变化十分相似。洁净砂岩和粗糙玻璃珠堆都显示了这种弯曲现象, 这一事实表明, 泥质砂岩的弯曲是由

于粘土的粗糙表面引起的, 而不是作为 $W-S$ 模型基础的电化性引起的, 且导电矿物对电阻率增大系数 I 测量有一定影响。所谓泥质效应(指图1中, 在低 S_w 处向下弯曲的现象)是普遍的问题, 是当含水饱和度减小时, 从孔隙空间导电为主向颗粒表面孔道导电为主过渡问题的一个特殊表现。在多种成份(多种孔隙)系统中, 当含水饱和度减小时, 从一种主要导电通路向另一种导电通路的过渡引起弯曲现象, 且主要导电通路不仅仅只有两种成份(孔隙空间和颗粒表面), 而可能会受到各种导电通路(大孔隙、微孔隙、粗糙颗粒表面和导电矿物等)的影响。

阿尔奇公式中的指数 n 、 m 是按经验确定的, 没有理论基础。为此, Herrick在1988年指出, 决定指数 m 的物理因素是岩石的纹理和孔隙几何形状, 对于颗粒较均匀且孔隙连通性中等以上的岩石, 其“力学”的曲折度都小于2, 定义“电曲折度”为含溶液的孔隙中导电离子扩散路径的平均长度与样品长度的比值, 即:

$$\tau_0 = l_e / l_c \quad (1)$$

和

$$\log F = -\log \Phi + \log (\tau_0^2) \quad (2)$$

m 与曲折度的关系为:

$$m = 1 - \log (\tau_0^2) \log \Phi \quad (3)$$

(2)式中右边第一项反映地层因素—孔隙度的关系, 仅取决于孔隙的体积, 它与孔隙几何复杂性无关, 相当于岩石的直毛细管模型。第二项说明曲折度与孔隙度有关, 即导电路径复杂性的变化起源于孔隙通道长度和直径的变化, 以及每个孔隙所连接的平均孔道数目的变化, 而这些变化都是孔隙度变化引起的。对于部分饱和水的岩石, 其电曲折度与前面已给出的水饱和和岩石的曲折度定义是类似的:

$$\tau_t^2 = \frac{R_t}{R_w} \cdot S_w \cdot \Phi \quad (4)$$

对胶结指数 m 来说, 含水量的变化是孔隙度变化的结果; 而饱和度指数则表示电曲折度随含水饱和度的变化, 即:

$$n = 1 + \frac{\log(\tau_0^2) - \log(\tau_t^2)}{\log S_w} \quad (5)$$

(5)式中右边第一项反映仅仅由于含水量引起的电阻率与 S_w 的关系,它与孔隙系统的复杂性无关,仿佛岩石中的水都存在于直毛细管中一样。第二项表示部分饱和水岩石的电曲折度和完全饱和水岩石电曲折度之差别,这种差别是由于导电水在部分饱和水岩石的孔隙系统中分布的几何复杂性的变化引起的。

对于矿化度的影响, San认为在低矿化度情况下,电流线集中在靠近颗粒表面的地方,而当矿化度增高时,电流线更多地集中在孔道内,影响孔隙导体的地层因素不同于表面的地层因素,因此弯曲状况也就不相同。Waxman, Smits, Clavitr, Coats和Dumanor认为双电层平衡离子的迁移率是随矿化度的增高而按指数率增大,且这是根据同号离子和异号离子受同样曲折度影响的假设得出的。这种情况只有在非常简单的直管几何形状情况下才能成立,而在一般多孔介质的情况下则是错误的。

电阻率随围压增加而增加,不仅是岩石变形的结果,也有其它原因,如孔隙收缩及或许与泥质砂岩中的粘土矿物有关的电化学双电层几何结构的变化。胶结指数随温度变化表明热效应不但导致孔隙变化而且导致孔道缩颈的变化。有两个特殊因素在温度升高时影响泥质岩石的 F ,一个是包括热膨胀和孔道缩颈变化在内的热效应;另一个是与粘土矿物有关的电化学效应。理论上,随温度升高,热膨胀使岩石电阻率增加,而粘土附加导电使岩石电阻率降低。因此,对于给定岩石,温度对 F 的总的的影响取决于哪种特定因素处于主要地位。

四、解释模型总结

1、纯岩石 Archie模型

遵守阿尔奇公式的纯岩石特征;

(1)它的孔隙大小分布曲线只有一个峰值;

(2)孔隙大小和孔径大小之间的关系是有规则变化的;

(3)在电场作用下,离子在岩石孔隙空间的扩散,使岩石具有导电性能。

这种类型的岩石的电阻率是含水量的函数,无论是由于含水饱和度还是孔隙度的变化,这种函数具有线性特征。纯岩石的阿尔奇公式:

$$C_t = (S_w^n \Phi^m) \cdot C_w \quad (6)$$

导电机理:遵守阿尔奇公式的岩石,是由于粒子在电场的作用下的扩散而导电的,除此外不存在其它导电路径。

2、分散粘土 Waxman—Smits (W—S) 模型

该模型是Waxman和Smits于1968年提出的,它基于以下三个假设:

(1)最基本的假设是泥质砂岩地层的导电性可用两个并联电阻来表示,一个电阻代表岩石孔隙体积中自由电解液的电阻,另一个代表粘土的电阻,而粘土的导电性来源于晶格不全引起的阳离子交换;

(2)粘土交换离子引起的电流和电解液离子引起的电流,在地层中沿着同样的路径流动;

(3)岩石固体的电导率与地层水的电导率有关。

分散粘土 Waxman—Smits公式:

$$C_t = S_w^n \cdot \Phi^m \cdot (C_w + B \cdot Q_v / S_w) \quad (7)$$

$$S_w^{-n} = \frac{R_t}{F \cdot R_w} \left(1 + \frac{B Q_v \cdot R_w}{S_w} \right) \quad (8)$$

$$Q_v = CEC (1 - \Phi_T) \rho_g / \Phi_T \quad (9)$$

其中: Φ_T : 总孔隙度;

ρ_g : 岩石颗粒密度。

W—S公式不足之处是假定两种并联导体,即粒间、孔隙空间和活性的粘土表面。其实并

非如此,公式(7)中第二项($S_w^n \Phi^m \cdot \frac{I Q_V}{S_w}$)

迫使交换离子“沿着与孔隙水中离子所产生的电流同样的曲折路径”传导(Waxman和Smits语),这是W—S模型的基本假设之一。而由交换离子产生的电导率是随孔隙系统中的粒间孔隙的含水饱和度而变的,所以,表面电导率与粒间孔隙电导率不是相互独立的,整个系统的性质与两个并联导体不同。也有人提出了对W—S模型的改进,考虑粘土平衡离子的等价电导中温度和粘土分布形式对泥质砂岩电导率的影响,而原来的W—S模型仅适用于室内条件下含有分布均匀的分散粘土的均质岩样。改进后的W—S模型为:

$$C_o = (\omega \cdot B Q_{v_o} + C_w) / F \quad (10)$$

其中: ω 温度系数,取决于温度和粘土含量;

Q_{v_o} 考虑粘土分布系数后由 Q_v 得到的。

3 分散粘土双水模型

1977年Clavier、Coates和Dumanbir提出考虑泥质砂岩地层中存在两种水影响的双水模型,它主要基于以下两个主要假设:

(1)出发点与W—S模型的假设(1)相同;

(2)泥质砂岩地层中存在两种地层水,第一种称为粘土水,它靠近粘土颗粒,并与粘土颗粒结合在一起,其导电性是由于粘土交换阳离子引起的;第二种水称之为远水,是岩石孔隙空间那部分水的基本部分。它假设交换阳离子集中在粘土颗粒表面附近,这与我们对粘土电化学性质的认识是一致的。另一方面,电解液的离子则分布在岩石的整个孔隙空间中。因此,这两种导电机构在空间上是独立的。双水模型公式:

$$C_t = (S_{wT} \Phi_T)^2 C_{wM} \quad (11)$$

$$C_{wM} = \frac{\Phi_B C_{wB} + \Phi_F \cdot C_{wF}}{\Phi_B + \Phi_F} \\ = \frac{S_{wB} C_{wB} + (S_{wT} - S_{wB}) C_{wF}}{S_{wT}} \quad (12)$$

4、层状泥质砂岩Poupon模型

1954年Poupon提出的层状泥质模型是真正的并联导体模型。它基于如下前提:

(1)砂泥岩薄互层的性质为:可用泥质项 V_{sh} 将岩石的体积分成砂岩层和泥岩层两部分,对砂岩层的电导率采用阿尔奇公式,对泥岩层的电导率不采用任何模型,而是采用100%饱和水时测定的或假设的数值;

(2)泥岩和砂岩的电导率是严格相加的。层状泥质砂岩Poupon公式为:

$$C_t = (S_w^n \Phi^m) (1 - V_{sh}) C_w + \\ V_{sh} \cdot C_{sh} \quad (13)$$

$$S_w^n = a \cdot R^{-n} \cdot \left[\left(\frac{1}{R_t} - \frac{V_{sh}}{R_{sh}} \right) / \right. \\ \left. (1 - V_{sh}) \right] \quad (14)$$

5、岩石骨架导电模型

岩石骨架导电模型即CRMM (Glavens, 1986)的基础条件是:

(1)许多岩石的电导率可用两种导体(粒间孔隙和骨架)的并联来表示;

(2)骨架的电导率可以认为与任何特定的导电机理都无关。其公式形式为:

$$C_t = (S_w^n \Phi^m) C_w + C_r \quad (15)$$

CRMM岩石骨架导电模型,适用于两种导电媒质并联的岩石,根据CRMM模型,除粒间孔隙外还具有连通的微孔网络的岩石,其导电与层状介质相似,自生的粘土晶体在颗粒表面上形成一种连续的微孔网络。微孔网络一般是水饱和的,这是由于很强的毛细管力可阻止碳氢化合物的侵入,所以微多孔隙网络不受粒间孔隙含水饱和度的影响,起着独立导体的作用。由此看出,由粘土覆盖的颗粒所组成的块状砂岩,其电学性质与多

层介质是一样的。

6、低阻 (LCR) 砂岩DSPM模型

对各类低阻 (LCR) 砂岩所做的扫描电子显微镜显微图片、毛细管压力曲线和质子核磁共振数据表明:

(1) 自由流体孔隙空间由砂岩颗粒形成, 而毛细作用束缚水的孔隙空间由衬在砂岩颗粒中和位于孔隙喉道中的粘土矿物组成;

(2) 多数LCR砂岩的电阻率增大指数 I —含水饱和度 S_w 双对数坐标图是非线性的;

(3) 宏观导电性可视为三个并联通道: i) 自由流体的宏观孔隙空间; ii) 毛细作用束缚水的微观孔隙空间; iii) 骨架部分 (表面导电和非粘土矿物导电)。阿尔奇公式被用于每种孔隙空间, 但可以有不同的 m 和 n 值。

DSPM模型的公式为:

$$F = \frac{B}{\Phi_f^{m_f}} \quad (16)$$

式中: $B = \frac{R_{ir}}{(R_{fo} + R_{ir})} \quad B \leq 1 \quad (17)$

$$\frac{1}{I} = BS_{w_f}^{n_f} + (1 - B) \quad (18)$$

$$S_{w_f} = \left(\frac{R_w}{R_t \Phi_f^{m_f}} + \left(-\frac{1}{B} \right) \right)^{\frac{1}{n_f}} \quad (19)$$

其中: R_{ir} 为连通孔隙中完全含有电阻率为 R_w 的毛细束缚水时, 岩石的电阻率与包括表面导电的岩石骨架电阻率的综合电阻率

R_{fo} 为自由流体孔隙完全含水时岩石的总电阻率, 水的电阻率是 R_w 。

m_f 为自由流体孔隙度 (Φ_f) 指数。

n_f 为自由流体孔隙空间的饱和度指数

S_{w_f} 为自由流体孔隙度 Φ_f 中的部分含水饱和度

R_t 为总连通孔隙中含水时岩石的总电阻率

7、电阻率—孔隙度、电阻率—含油 (气) 饱和度的一般形式

李宁1989年在他的博士后论文中发表如下看法: 以往的泥质砂岩解释方程存在以下缺陷: (1) 通过实验建立起来的简单经验方程不足以揭示 R_o — Φ 、 R_t — S_o 关系的本质; (2) 利用简单的并联导体模型来解释实验规律使我们一开始就把复杂的问题过于理想化, 从而人为地阻塞了通往深入认识事物内部的途径; (3) 实际应用表明, 已有的 R_o — Φ 、 R_t — S_o 方程由于它们的误差而在很多情况下已不再适用。

通过实验室测量研究, 得出岩石与含水饱和度关系曲线, 并导出电阻率—孔隙度、电阻率—含油 (气) 饱和度关系的一般形式—两个对称表达式:

$$F = \sum_{i=1}^n \left(\frac{q_i}{\sum_{k=1}^i C_{ik} \Phi^{\beta_{ik}}} \right) \quad (20)$$

$$I = \sum_{i=1}^n \left(\frac{p_i}{\sum_{k=1}^i h_{ik} S_w^{\theta_{ik}}} \right) \quad (21)$$

限定某些条件, 则可建立计算砂岩油层和砂岩气层岩石的含水饱和度的公式。在某些特定条件下则可导出阿尔奇公式及双水模型等公式。砂岩气层含水饱和度公式是:

$$I = \frac{P_1}{h_{11} S_w^{\theta_{11}}} + \frac{P_2}{h_{21} S_w^{\theta_{21}}} \quad (22)$$

砂岩油气层岩石含水饱和度公式是:

$$I = \frac{P_1}{h_{11} S_w^{\theta_{11}} + h_{12} S_w^{\theta_{12}}} \quad (23)$$

其中: 待定参数 P 、 b 、及 θ 由实验室岩样测量确定, 这些待定参数还与岩石粒径、泥质含量等诸因素有关。

由图7可以看出, 气层与油层的 I — S_w 关系曲线的形态变化是不一样的, 这可以解

释为岩电实验过程中气驱水比较平稳, 流体在孔隙空间分布比较均匀; 而在油驱水出现异常, 是由于流体在孔隙空间分布不均匀。因此, 油层与气层应分别计算 S_w 才是合理的。

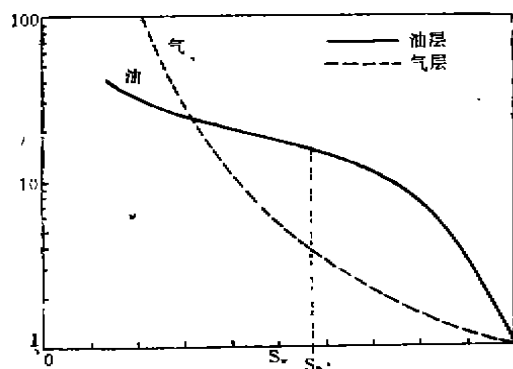


图7 油、气驱递中 I 与 S_w 关系曲线

结 束 语

岩石的矿物组成、孔隙结构及其润湿性是决定岩石性质的内在因素, 温度、压力等则是外部因素, 它们通过影响岩石的孔隙结构及其润湿性从而对测量结果起作用。因此, 搞清岩石的矿物组成、孔隙结构及其润湿性对岩石电学性质的影响, 是通过实验室岩心分析从而求准储集层参数的关键环节。这些工作应成为我们今后工作的重点, 选择合理的解释模型又是有效地利用实验参数, 得到准确结果的重要保证。可以看出, 目前的解释模型多是地区性的或者是建立在许多假设基础上的。形成具有广泛适用性的模型, 以便根据不同的环境条件得出准确的解释结果, 也应该成为测井工作者的研究课题。

主要参考文献

1. 雍世和、洪有密: 《测井资料综合解释与数字处理》, 1982, 石油工业出版社。
2. 李宁: 电阻率—孔隙度、电阻率—含油(气)饱和度关系的一般形式及其最佳逼近函数类型的确定, 《第三届测井年会论文选集》, 1989。

3. 谭廷栋: 测井解释油气层的理论基础, 《测井技术》, Vol.16.No.2
4. W.Wendell Givens: 关于低阻砂岩的一种双孔隙、表面和骨架导电模型, 第二届国际储层表征技术研讨会, 1990, 石油大学出版社。
5. A.E.Bussian: 泥质砂岩模型之比较, SPWLA.24th.1983.
6. Crane,S.D.: Impacts of micro porosity, rough pores surface and conductive minerals on saturation calculations from electric measments; An extended Archie's law, SPWLA.31st.1990.
7. P.N.Sen,etal, 在低高矿化度情况下泥质砂岩的电导率, 《国外测井技术》1989.6.
8. D.C.Herrick: 电导率模型、孔隙几何及导电机理。《国外测井技术》1989.6.
9. Ole.Bernt Lille etal; SHaliness and Wettability properties of core samples as indicated by measurement of induced polarization and Non-linear electrical effects; the Eleventh European Formation Evaluation Symposium.1988.
10. Mukul.M,Shanna, A.Garrouch, H.F.Dunlap; Effect of wettability, pore Geometry, and stress on electrical conduction in Fluid—Saturated Rocks.The log Analyst Sep~Oct.1991.
11. John.C,Rasmus; A Summary of effects of Various Pore Ceomatries and their wettabilites on measured and In—Sita Values of Cementation and Saturation Exponents.The log Analyst.1987.
12. 曾文冲: 泥质砂岩解释模型的概念性分析, 《国外测井技术》1991.1.2期。