

非常规天然气

# 泥页岩埋藏过程孔隙度演化与预测模型探讨

郭秋麟<sup>1</sup>, 陈晓明<sup>1</sup>, 宋焕琪<sup>2</sup>, 郑 曼<sup>1</sup>, 黄金亮<sup>1</sup>, 陈宁生<sup>1</sup>, 高日丽<sup>1</sup>

(1. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083; 2. 中国石油大学(北京), 北京 102249)

**摘要:**统计分析了国内外大量实测及测井解释孔隙度数据,揭示泥页岩孔隙度演化规律,指出孔隙度变化过程的差异,划分出正常压实和欠压实孔隙演化区。从3个方面探讨了引起孔隙度差异的原因:①处于生油高峰期的优质烃源岩,生烃过程中产生的超压减缓了孔隙度变小的速率,是泥页岩在中深层还保持相对较大孔隙度的主要因素,超压贡献的孔隙度超过5%;②处于生气中晚期的优质烃源岩,生烃过程形成的有机质纳米孔隙是深层富含有机质泥页岩孔隙度增加的另一个重要因素,有机质纳米孔贡献泥页岩孔隙度达到1.8%;③有机酸对脆性矿物的溶蚀作用对泥页岩孔隙增大贡献比预想的小。根据以上认识,建立了3段式的正常压实模型、欠压实模型以及有机质纳米孔校正模型,分析了模型关键参数,提出了有机质面孔率的估算模板。应用实例证明这些模型具有实用价值,可促进页岩气、页岩油等非常规油气资源评价及勘探开发技术的发展。

**关键词:**页岩孔隙;压实;超压;有机质纳米孔;页岩气;页岩油;埋藏史

**中图分类号:**TE122.2<sup>+</sup>3

**文献标志码:**A

**文章编号:**1672-1926(2013)03-0439-11

**引用格式:**Guo Qiulin, Chen Xiaoming, Song Huanqi, *et al.* Evolution and models of shale porosity during burial process[J]. Natural Gas Geoscience, 2013, 24(3): 439-449. [郭秋麟, 陈晓明, 宋焕琪, 等. 泥页岩埋藏过程孔隙度演化与预测模型探讨[J]. 天然气地球科学, 2013, 24(3): 439-449.]

## 0 引言

泥页岩分布广泛,约占沉积岩总体积的60%<sup>[1]</sup>,是油气勘探开发过程中重要的研究对象。近年来,随着美国页岩气、页岩油等非常规资源勘探开发的高速发展以及中国非常规油气的突破,泥页岩孔隙大小及其演化规律,已成为当下非常规油气工作者研究的热点。目前,国内尚未建立泥页岩孔隙度测试标准,对泥页岩孔隙度演化规律与影响因素的探讨非常必要。

早在20世纪30年代, Athy<sup>[2]</sup>就已经指出,在正常压实条件下泥页岩孔隙度与埋深之间存在指数关系,之后人们在分析泥页岩压实程度时大都运用这个指数关系式<sup>[3-5]</sup>。在拟合孔隙度与深度关系方

面,许多学者做了大量的研究工作。1959年, Rubey等<sup>[6]</sup>建立了指数关系模型,该模型在盆地模拟中广泛应用<sup>[7-9]</sup>;1978年, Selley<sup>[10]</sup>收集整理了许多盆地中泥岩孔隙度与埋深关系的数据,编制了孔隙度与埋深关系散点交会图,该图清楚地表明,埋深500m以浅地层孔隙度急剧降低,到深处3000m以深孔隙度变化很小;1985年, Baldwin等<sup>[11]</sup>提出了改进型的指数模型;1989年,姚秀云等<sup>[12]</sup>利用大庆油田16口井的资料拟合了正常压实和欠压实段泥岩孔隙度与深度的关系;1998年, Giles等<sup>[13]</sup>建立了孔隙度与有效应力的关系式;2005年, Allen等<sup>[14]</sup>认为孔隙变化受许多因素影响,包括岩性、岩相(颗粒大小、分选、泥质成分)、框架颗粒的组成、温度(胶结作用、黏土矿物转化和压溶作用)和时间,很难用单一

**收稿日期:**2013-02-18; **修回日期:**2013-04-18.

**基金项目:**国家重大科技专项“岩性地层区带、圈闭评价与储层预测技术研究”课题(编号:2011ZX05001);中国石油勘探开发研究院创新课题“泥页岩、致密砂岩孔隙演化与油气成藏数值模拟”(编号:2011Y005);中国石油重大科技专项“中国石油第四次油气资源评价”(编号:2012E-0501201)联合资助。

**作者简介:**郭秋麟(1963-),男,福建龙海人,教授级高级工程师,博士,主要从事油气资源评价、盆地评价与数值模拟等研究。

**E-mail:**qlguo@petrochina.com.cn.

的关系表示,但是在某一深度阶段可以用最简单的线性关系表示。2007 年,刘震等<sup>[15]</sup>根据黏弹塑性体应力—应变模型推导出匀速埋藏条件下地层孔隙度是埋深和经历时间的二元函数。

在实验模拟方面,1985 年,贝丰等<sup>[16]</sup>开展了典型干黏土的压实实验,建立了泥岩孔隙度随压力的变化过程;1989 年,陈发景等<sup>[17]</sup>分别对现代淤泥和古代泥岩进行压实模拟实验,再现了泥岩孔隙度随埋深的变化规律。

泥页岩属于非常规储层,岩心取样及孔隙度测试数据非常少,实验测试的孔隙度精度较低,测井解释的泥页岩孔隙度误差也较大,这阻碍了研究工作的深入开展。随着成岩模拟实验技术的发展<sup>[18]</sup>,场发射扫描电镜测试分辨率的提高<sup>[19]</sup>,三维 CT 纳米级测试技术的应用,特别是泥页岩有机碳纳米孔的发现<sup>[20-26]</sup>,为建立更精确的泥页岩孔隙度演化模型奠定了基础。

本文采用大量的测试数据、模拟数据、测井解释数据及统计数据,进行对比和相互验证,揭示泥页岩

在埋藏过程中的孔隙度演化规律。在此基础上,讨论超压、有机质纳米孔和溶蚀作用对孔隙度的影响,并建立 3 段式的正常压实模型、欠压实模型以及有机质纳米孔校正模型,提出了有机质面孔率的估算模板。应用实例证明这些模型具有实用价值。

## 1 泥页岩埋藏过程孔隙演化趋势

### 1.1 数据统计分析

#### 1.1.1 泥页岩地表孔隙度

为了清楚地了解孔隙度演化过程,首先需要确定原始孔隙度(习惯称泥页岩地表孔隙度,一般用符号  $\phi_0$  表示)。泥页岩地表孔隙度一般用未埋藏的淤泥、沉积物、黏土或浅层的泥岩等样品的实测孔隙度来代替,其值分布在 45%~80% 之间,平均值为 60.5%。国内学者测试或采用的数值偏低,在 45%~62% 之间,平均值为 55%(表 1);国外学者测试或采用的数值较高,平均值为 64.4%(表 1)。以上结果说明,不同类型泥页岩的地表孔隙度虽然变化较大,但其值集中在 60% 附近。

表 1 泥页岩地表孔隙度

沉积物类型	微山湖湖底 20m 淤泥	三水盆地 泥质沉积物	典型干黏土	东湖现代淤泥	黄骅凹陷泥岩 和泌阳凹陷泥岩	海底黏土
孔隙度/%	53	60	45	62	55	70~80
资料来源	张敦祥 <sup>[27]</sup> ,1979	张博全等 <sup>[28]</sup> ,1992	贝丰等 <sup>[16]</sup> ,1985	陈发景等 <sup>[17]</sup> ,1989		Dickinson <sup>[29]</sup> ,1953
沉积物类型	页岩	泥岩	泥页岩	泥岩	泥页岩	泥页岩
孔隙度/%	63	52	45~70	60~65	70	71
资料来源	Slater 等 <sup>[30]</sup> , 1980	Hegarty 等 <sup>[31]</sup> , 1988	Giles 等 <sup>[13]</sup> , 1998	Roy <sup>[32]</sup> , 2007	Underdown 等 <sup>[33]</sup> , 2008	Vejbæk <sup>[34]</sup> , 2008

#### 1.1.2 泥页岩孔隙度演化趋势

国外大量的统计数据表明,泥页岩在埋藏过程中孔隙度随深度增加而变小(图 1)。图 1 的 18 条曲线中,第 16 条比较具有代表性(接近平均值)。以该曲线为例,泥页岩在埋藏较浅时孔隙度随深度增加而快速变小,在 1 000m 时,平均孔隙度已从地表时的 60% 降到 27%,约每 100m 下降 3.3%;在 2 000m 时,平均孔隙度已下降到 16%,约每 100m 下降 1.1%;在 3 000m 时,平均孔隙度已下降到 11%,约每 100m 下降 0.5%。在 4 000m 以深,孔隙度变化缓慢。

为了对比国内外泥页岩孔隙度演化规律,本文按东部(渤海湾盆地沙河街组)、中部(四川盆地须家河组和鄂尔多斯盆地延长组)和西部(准噶尔盆地平地泉组)统计泥页岩岩心实测孔隙度,按东部(东营

凹陷、板桥凹陷和沧东—南皮凹陷)、南部(莺歌海盆地)和西部(准噶尔盆地)统计泥页岩测井解释孔隙度(图 2),统计结果揭示国内与国外具有相似的规律,其中曲线 3(准噶尔盆地东部泥岩)具有代表性,在 1 000m、2 000m 和 3 000m 处,孔隙度分别为 25%、13% 和 6%。相比图 1 的第 16 条曲线,曲线 3 的孔隙度下降更快些。将国内外代表性 2 条曲线折中,在 1 000m、2 000m、3 000m、3 500m 和 4 000m 处,孔隙度分别为 26%、14.5%、8.5%、7% 和 6%。

总之,从沉积开始到压实、成岩、生烃与排烃等过程中,泥页岩孔隙演化趋势是由大变小,在某个特殊阶段可能会有所变大,但在这之后会继续变小或保持稳定。

#### 1.1.3 泥页岩孔隙度演化过程的差异

为了更好地解释它们的差异,将图 1 分上、下 2

个区:上区属于正常地层、正常压实泥页岩的孔隙度变化区;下区属于厚层、欠压实泥页岩(多数为优质烃源岩)的孔隙度变化区。图1中16号曲线为2区的分界线,左上方的红色虚线为上区的外分界线,它代表孔隙度变化速率最快的泥页岩的压实曲线——最大压实界限;右下方红色虚线为下区的外分界线,代表孔隙度变化速率最慢的泥页岩的压实曲线——最

大欠压实界限。图1和图2中2条红色虚线(最大压实界限和最大欠压实界限)揭示了泥页岩孔隙度变化的另一个特点,即不同地区、不同地层泥页岩的孔隙度变化速率差别很大,导致同一深度孔隙度相差很大,如在3 000m处,孔隙度最小值为2.3%,最大值为17%,相差7.39倍。有许多因素影响孔隙度的演化过程。

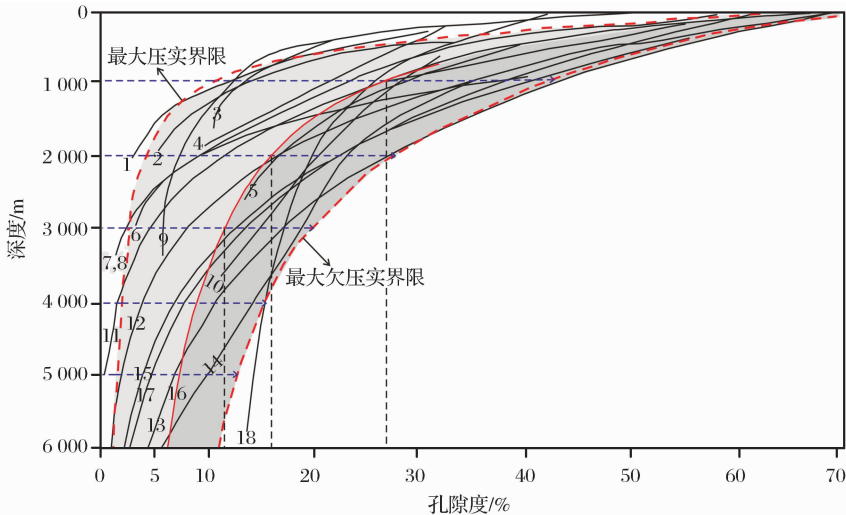
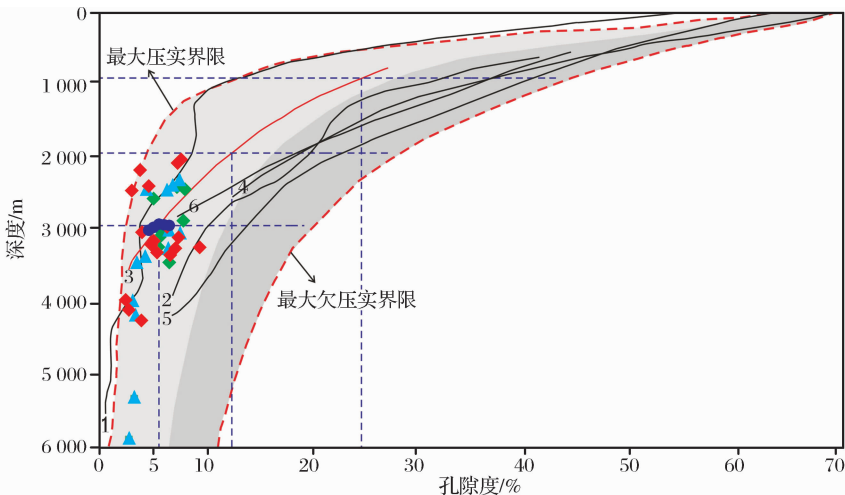


图1 国外泥页岩孔隙度随埋深变化趋势统计结果(据 Giles 等<sup>[13]</sup>,1998)

1 为 Athy,1930;2 为 Hosoi,1963;3 为 Meade,1966;4 为 Hedberg,1936;5 为 Magara,1968;6 为 Weller,1959;7,8 为 Offshore sara-wak;9 为 Preshlyakov,1960;10 为 Foster & Whalen,1966;11 为 Offshore Brunei;12 为 60Ma shale with net/gross shale=0.7;13 为 Ham,1966;14 为 Offshore Nigeria;15 为 Sclater & Chirsitie,1980;16 为 10Ma shale with net/gross=0.7,Dzevan Shir 等,1986;17 为 Falvey & Deighton,1982;18 为 Dickinson,1953



● 渤海湾盆地沙河街组(张晋言<sup>[33]</sup>,2012) ◆ 准噶尔盆地东部平地泉组 ▲ 四川盆地须家河组 ◆ 鄂尔多斯盆地延长组

图2 国内泥页岩孔隙度随埋深变化趋势统计结果

1 为东营凹陷北部地区;2 为东营凹陷古近系泥岩;3 为准噶尔盆地东部地区;  
4 为沧东—南皮凹陷;5 为黄骅拗陷板桥凹陷;6 为莺歌海盆地

1.2 实验模拟

为了更深入地了解泥页岩孔隙变化规律,特别是生烃或其他原因引起的超压对孔隙度演化过程的

影响,本文开展了现代淤泥成岩实验模拟。

1.2.1 样品及实验条件

实验样品分别采自南京市附近的湖泊淤泥

(0724-1~0724-7)和长江淤泥(0824-1~0824-7)各7个样品。前者黏土矿物总量平均为45%,以伊蒙混层和伊利石黏土为主,其他矿物以石英为主,平均含量为48%;后者黏土矿物总量平均为43%,以伊蒙混层为主,其他矿物以石英为主,平均含量为46%。为了能更真实地反映演化过程,本文模拟突出以下几个特点:①实验时间较长,最长达319h;②温度高,最高温为441℃;③压力大,最大达到132MPa;④考虑水岩反应的需要,留少量孔隙水;⑤实验过程为封闭系统。每组实际测试6个样品,测试结果见表2,其中0724-3号和0724-6号样品做实验时破碎,未能测得孔隙度数据。

1.2.2 成岩实验与前人实验对比

贝丰等<sup>[16]</sup>和陈发景等<sup>[17]</sup>是我国干泥岩和现代淤泥压实模拟实验开展较早、成效较好的学者,他们

的实验结果被后人广泛引用。

本文成岩实验与前人实验相比,区别在于:①前者为封闭系统,后者为开放系统;②前者既加压又加温,后者只加压;③前者有生油、气量出现,后者没有;④在同一深度(如4 000m处),前者孔隙度为26%,后者为8%,两者相差18%。

以上区别最终体现在图3:本文的实验为压实→生烃→超压的欠压实过程,孔隙度曲线位于下侧(欠压实区一侧);前人的实验为压实→脱水的正常压实过程,孔隙度曲线位于上侧(正常压实区一侧)。因此,前人的实验为正常压实过程的实验;本文的实验为生烃、超压与欠压实过程的实验。

1.2.3 时间效应对实验结果的影响

刘震等<sup>[15]</sup>认为,时间对孔隙度影响较大。图3中实验得到的孔隙度曲线明显偏下侧,这说明实验

表 2 现代淤泥成岩实验模拟结果

湖泊 淤泥	样品号	0724-6	0724-5	0724-4	0724-3	0724-2	0724-1
	时间/h	247	247	247	247	247	247
	温度/℃	221.3	264.6	314.3	349.1	390.6	436.1
	压力/MPa	66	78	90	102	114	126
	等价埋深/m	2 269	2 737	3 158	3 579	4 000	4 421
	孔隙度/%		36.9	32.6		26.7	27.5
长江 淤泥	样品号	0824-5	0824-4	0824-6	0824-3	0824-2	0824-1
	时间/h	319	319	319	319	319	319
	温度/℃	245.4	284.1	330	371	404	441
	压力/MPa	72	84	96	108	120	132
	等价埋深/m	2 526	2 947	3 368	3 789	4 210	4 631
	孔隙度/%	38.1	42.6	30.9	29.5	27.7	19.9

注:按28.5MPa的压力折算1 000m

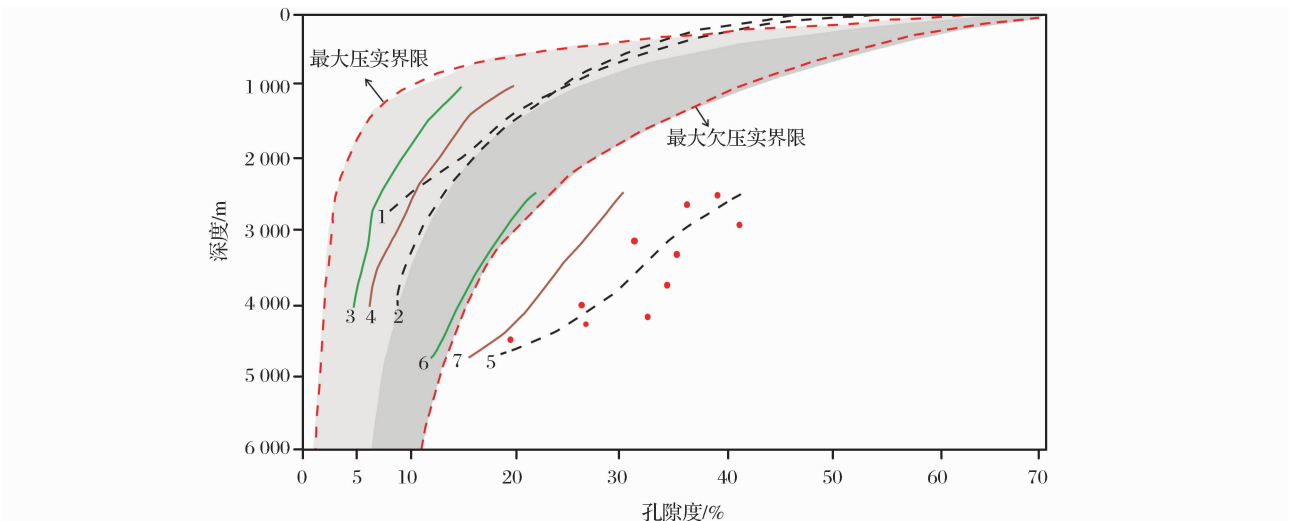


图 3 现代淤泥压实与成岩实验模拟孔隙度

1 为武汉东湖现代淤泥压实模拟结果<sup>[17]</sup>;2 为典型干泥土压实模拟结果<sup>[16]</sup>;3 为曲线2校正曲线(×60%);4 为曲线2校正曲线(×80%);5 为南京地区现代淤泥成岩模拟实验实验测点(●)所成曲线;6 为曲线5校正曲线(×60%);7 为曲线5校正曲线(×80%)

时间确实影响了孔隙度的变化过程。压实实验时间是用天计算的,而地质时间是用百万年计算的,两者相差巨大。实验时间不够,压实不彻底,岩石固结不紧,易疏松,造成实测孔隙度偏大。正常压实过程的孔隙度曲线应该位于上区的中部,欠压实曲线应该位于下区的中下部。按这样的折中方法校正,经过时间校正后的实验曲线见图 3,即时间校正后的孔隙度约为原来的 60%~80%,绝对值相差在 4%~14%之间。

2 超压、有机质纳米孔和溶蚀作用对孔隙度的影响

研究发现,富含有机质的烃源岩在生烃阶段孔隙度往往比其他泥页岩孔隙度大,这与大量生气阶段形成的超压、有机质纳米孔以及有机酸引起的

溶蚀作用有关。

2.1 超压与欠压实对孔隙度的影响

超压的成因很多<sup>[34,36-38]</sup>,除了生烃作用以外主要还有差异压实作用、构造应力和水热作用等,相比之下,生烃作用和差异压实作用是最主要的 2 种成因<sup>[39-41]</sup>。富含有机质泥页岩在生烃期间,引起的超压与欠压实,使孔隙度减少损失。典型泥岩层孔隙减少损失量可以达到 5%~17%(表 3),这一结果与本文的实验结果较一致,可见欠压实对孔隙变化影响很大。总结前人的研究成果<sup>[8-9]</sup>,用图 4 来解释正常压实泥页岩层和欠压实泥页岩层的孔隙度演化过程。正常压实的孔隙度演化过程是:A→B→C→D,即快速压实、缓慢压实和停滞压实 3 个过程。欠压实的孔隙度演化过程是:1→2→3→4→5,即快速压实、平稳压实、较快压实和缓慢压实 4 个过程。

表 3 超压与欠压实使孔隙度减少损失量

盆地或地区	辽河断陷	鄂尔多斯盆地	松辽盆地	珠江口盆地	平均
泥页岩	沙三段泥页岩	长 7 段泥岩	青山口组泥岩	文昌组泥岩	
埋深/m	1 400~2 500	2 200~2 700	2 000~2 400	3 500~3 700	
孔隙度减少损失量/%	9~13	13~17	5~10	5~15	11
资料来源	陈凯等 <sup>[42]</sup> ,2012	刘震等 <sup>[43]</sup> ,2012	庞雄奇 <sup>[9]</sup> ,2003	据张洋等 <sup>[44]</sup> 测井数据换算,2010	

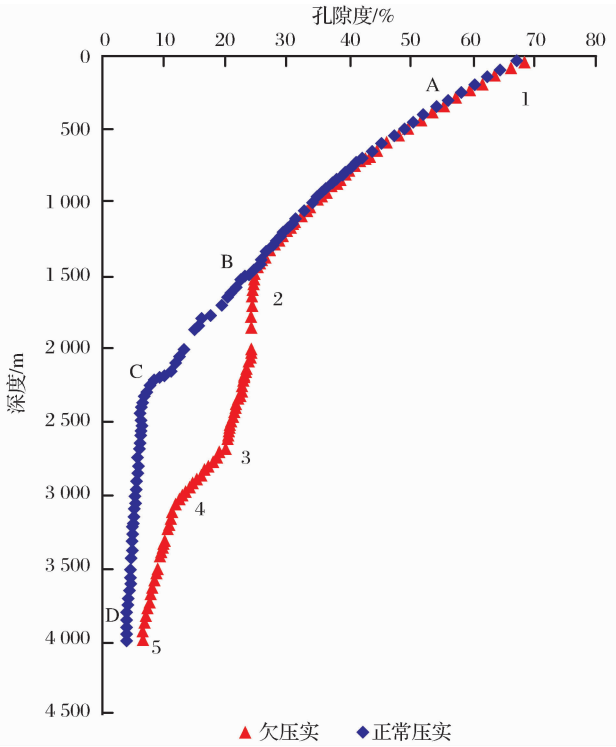


图 4 正常压实与欠压实泥页岩孔隙演化对比

随着埋深的加大、生烃的结束以及长时间的压力释放,欠压实现象逐渐消失,孔隙演化逐步回到正

常压实趋势。因此,欠压实的影响范围(深度)有限。

2.2 有机质纳米孔对孔隙度的影响

泥页岩孔隙主要由粒间孔、有机质纳米孔和溶蚀孔 3 部分构成。有机质纳米孔是指干酪根向油气的热转化过程中,在有机体内残留的纳米级孔隙。由于泥页岩中有机质含量(TOC)是以重量百分比来表示的,它的体积百分比大约是重量百分比的 2 倍。Jarvie 等<sup>[21]</sup>认为,对于 6.41% 质量的 TOC 平均值,如果有机质的密度为 1.18g/cm<sup>3</sup>,那么 TOC 的体积百分比大约是 12.7%。当热成熟度处于生干气窗时(R<sub>0</sub>=1.4%),有机质分解大约可产生 4.3% 的体积孔隙度。对于 Barnett 页岩, Sondergeld<sup>[22]</sup>测试了 9 个样品,有机质纳米孔平均为 2.2%,最小为 1.5%,最大为 3.2%;Loucks 等<sup>[23]</sup>测试结果是,纳米孔隙直径分布在 5~750nm 之间,平均为 100nm,孔隙体积为 5%。2009 年,Wang 等<sup>[24]</sup>根据假设的纳米孔占有机质体积为 10%,估算了 Barnett、Marcellus 和 Hayneville 这 3 套不同页岩的平均有机质纳米孔孔隙,分别为 1%、1.2%和 0.7%。我国四川盆地威远地区和长宁地区,泥页岩有机质纳米孔也比较发育。统计结果揭示:①有机质纳米

孔占泥页岩总孔隙平均为 31.74%，占岩石体积平均为 1.8%；②有机质纳米孔与 TOC 含量和 R<sub>o</sub> 值成正比，TOC 值大于 3%，R<sub>o</sub> 值大于 1.3% 是形成有机质纳米孔的有利条件(表 4)。

表 4 实测泥页岩有机质纳米孔统计结果

泥页岩	Barnett	Hayneville	Marcellus	四川长宁 龙马溪组	四川威远 龙马溪组	鄂尔多斯盆地 延长组	平均
TOC/%	5	3.5	6	3.3	2.7	6.1	4.4
R <sub>o</sub> /%	1.5	1.8	1.05	3.08	2.42	0.73	1.76
总孔隙/%	5	12	6.5	5.88	5.46	1.9	6.12
有机质 占有机质体积	30	34	4	10~25	8~15	1~5	14.7
纳米孔 占岩石体积	4.29	3.6	0.5	1.35	0.70	0.38	1.80
/% 占总孔隙体积	85.8	30.0	7.7	34.2	12.8	20.0	31.74
资料来源	总孔隙度，TOC；R <sub>o</sub> ：据 Wang 等 <sup>[24]</sup> ，2009； Milner 等 <sup>[25]</sup> ，2010。纳米孔占有机质体积：据 Curtis 等 <sup>[26]</sup> ，2010			长芯 1 井 23 个 样品、宁 201 井 8 个样品实测结果	威远 201 井 10 个样品实测结果	4 个样品的有机 质和 15 个样品的 孔隙实测数据	

2.3 有机酸对脆性矿物的溶解作用

生烃过程产生的有机酸对泥页岩中碳酸盐岩、长石等易溶矿物起到溶蚀作用。四川长宁龙马溪组长芯 1 井 23 个样品统计结果得到：①脆性矿物占 68.8%，脆性矿物内的孔隙度约 2%，脆性矿物内的孔隙占泥页岩体积约 1.3%。②脆性矿物内的孔隙占泥页岩总孔隙 26.7%(表 5)。总体看，有机酸的生成以及相应的溶蚀作用对总孔隙的影响不大，对泥页岩孔隙增大贡献比预想的小。原因是泥页岩内的孔隙比常规储层内的孔隙小，且渗透性差，流体交换不明显，溶蚀作用、交代作用等成岩作用不如常规储层内强烈。

表 5 四川龙马溪组脆性矿物内的孔隙占总孔隙比例

样品号	深度/m	主要矿物含量/%			总孔隙度/%	矿物内孔隙占总孔隙比例/%		
		脆性矿物	黏土矿物	有机碳		脆性矿物	黏土层	有机质
1	114.0	48.3	51.7	1.33	6.55	14.3	75.5	10.2
2	115.0	50.1	49.4	1.49	6.39	15.2	73.9	10.9
3	116.0	50.2	49.8	1.71	6.43	15.1	74.0	10.9
4	117.0	47.9	52.1	1.31	6.76	13.7	73.3	13.0
5	119.0	53.8	46.2	1.65	6.54	15.7	66.6	17.7
6	121.0	38.4	61.6	1.86	8.18	8.8	69.8	21.3
7	123.0	72.1	24.1	4.18	5.41	25.0	41.3	33.7
8	124.0	76.2	20.2	3.79	5.12	27.9	36.5	35.6
9	125.0	78.5	18.2	3.06	4.90	30.1	34.5	35.4
10	126.0	74.4	22.3	3.6	5.32	26.2	38.8	35.0
11	138.8	78.4	18.7	3.39	4.43	33.8	39.8	26.3
12	140.0	80.4	18.2	3.65	4.61	33.1	37.0	29.8
13	142.0	83.2	15.4	3.99	4.58	34.3	31.3	34.3
14	143.0	79.2	19.2	8.36	4.67	32.2	38.6	29.2
15	144.1	84.8	12.4	7.55	3.94	41.1	29.7	29.2
16	145.2	70.9	24.7	3.75	4.63	29.5	50.7	19.9
17	146.3	90.4	8	4.21	3.36	51.9	22.7	25.4
18	147.3	82.5	15.7	2.69	4.17	37.8	35.5	26.6
19	149.0	79.6	18.7	3.16	4.81	31.3	36.3	32.5
20	150.0	79.9	18.9	2	4.50	36.8	41.7	21.4
21	151.4	69.5	28.2	4.15	5.69	23.0	46.0	31.1
22	152.3	69.7	29.1	3.47	5.27	25.2	52.0	22.7
23	153.0	45.1	52.8	2.61	6.74	12.9	74.6	12.5
平均值		68.8	29.4	3.3	5.3	26.7	48.7	24.6



### 3 泥页岩埋藏过程孔隙度演化预测模型

#### 3.1 分段正常压实与欠压实模型

##### 3.1.1 正常压实模型

图 1、图 2 和图 3 基本反映了泥页岩正常压实过程的孔隙度随埋深变化规律,即浅部(<2 000m)快速压实,中部(2 000~3 500m)缓慢压实和深部基本停止压实。根据图 4,孔隙度变化模型可按埋深分 3 段表示:

$$\begin{cases} \varphi=\varphi_0 e^{-c_1 \times h} & (h<2\,000\pm 500\text{m}) \\ \varphi=\varphi_s e^{-c_2 \times h} & (h<3\,500\pm 500\text{m}) \\ \varphi=a \times h+b & (h\geq 3\,500\pm 500\text{m}) \end{cases} \quad (1)$$

式(1)中: $\varphi$  为孔隙度,%; $\varphi_0$  为地表孔隙度,%; $\varphi_s$  为该曲线延长到地表时的孔隙度,%; $h$  为埋深,m; $c_1$ 、 $c_2$  为压实系数, $\text{km}^{-1}$ ; $a$  为直线斜率, $\text{m}^{-1}$ ; $b$  为直线截距,无量纲。

##### 3.1.2 欠压实模型

对于厚度大于 25m<sup>[9]</sup> 且富含有机质的泥页岩——优质烃源岩,在压实过程中由于有机质热演化与生烃,常形成超压与欠压实,因此需要采用欠压实模型。根据图 4,前 3 段的孔隙度变化模型为:

$$\begin{cases} \varphi=\varphi_0 e^{-c_1 \times h} & (R_0<0.5\%\pm 0.1\%) \\ \varphi=a \times h+b & (R_0<1.3\%\pm 0.2\%) \\ \varphi=\varphi_s e^{-c_2 \times h} & (R_0\geq 1.3\%\pm 0.2\%) \end{cases} \quad (2)$$

式(2)中符号意义同式(1)中,但参数数值大小不同。上 2 式中, $c_1$ 、 $c_2$  和  $\varphi_s$  均为回归系数,不同地区有不同的数值。

##### 3.1.3 实例

沧东—南皮凹陷位于黄骅拗陷南部,发育古近系孔店组、沙河街组、东营组及新近系馆陶组、明化镇组和第四系。古近系岩性以湖相砂、泥岩为主,其中孔店组二段、沙河街组三段及沙河街组一段的湖相泥岩、油页岩为主要生油岩。据 40 多口井的测井数据分析,生油岩普遍存在超压和欠压实现象<sup>[45]</sup>。女 28 井是其中 1 口典型井,在 2 100m 以浅为正常压实,在 2 400~2 800m 之间欠压实最明显,在 3 200m 以深又趋于正常压实。用分段正常压实与欠压实模型式(1)和式(2)分别拟合孔隙度与深度的关系,得到图 5,图 5 中各曲线的关键参数见表 6。

#### 3.2 有机质纳米孔校正模型

##### 3.2.1 校正模型

富含有机质的泥页岩中,干酪根转化成烃类的

过程中形成有机质纳米孔,根据体积守恒原则,有机质纳米孔隙度可用以下经验公式表示:

$$\varphi_m=\frac{2 \times \text{TOC}}{1-p / 100} \times p / 100 \quad (3)$$

式(3)中: $\varphi_m$  为有机质纳米孔隙度,%; $\text{TOC}$  为有机质重量百分含量,%; $p$  为有机质面孔率,即有机质纳米孔隙面积占有机质面积的比例,%。

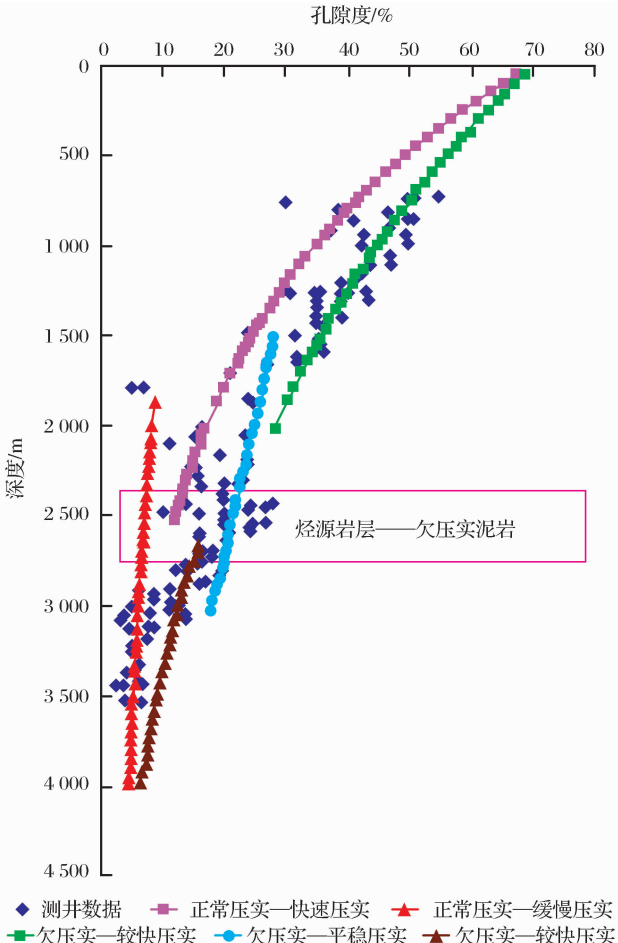


图 5 沧东—南皮凹陷女 28 井泥岩孔隙度演化曲线

##### 3.2.2 关键参数——有机质面孔率

通过对四川盆地、鄂尔多斯盆地、塔里木盆地和张家界野外露头页岩有机质纳米孔镜下观测,初步建立有机质面孔率与干酪根类型、有机质成熟度关系(表 7)。

有机质面孔率与干酪根类型、有机质成熟度、上覆盖层厚度等因素有关:①同等条件下,I 型干酪根比 II 型和 III 型干酪根有更高的面孔率,III 型干酪根面孔率很低(表 7);②有机质成熟度  $R_o$  值小于 1% 时,面孔率很低,大于 1.3% 时才有较高的面孔率出现,即成熟度越高,面孔率就越大(表 7);③压实作用可使纳米孔隙受到影响,在相同的成熟阶段,上覆盖层厚度越小,保留的孔隙越大、越多,面孔率也越

高。另外,沉积物源及成岩作用也在一定程度上影响有机质面孔率的发育,如生物硅质物源容易形成格架,可以减缓对有机质的压实影响,有利于有机质孔的保存。

表 6  沧东—南皮凹陷女 28 井泥岩孔隙度模型参数

正常压实 (非烃源层)	深度:小于 2 100m	深度:大于 2 100m		
	阶段:快速压实	阶段:缓慢压实		
	模型:指数模型	模型:指数模型		
	参数 1: $\varphi_0=70\%$	参数 1: $\varphi_s=15\%$		
	参数 2: $C=0.7\text{km}^{-1}$	参数 2: $C=0.3\text{km}^{-1}$		
欠压实 (优质烃源层)	深度:小于 1 800m	深度:1 800~2 900m	深度:大于 2 900m	
	阶段:较快压实	阶段:平稳压实	阶段:较快压实	
	模型:指数模型	模型:线性模型	模型:指数模型	
	参数 1: $\varphi_0=70\%$	参数 1: $a=0.006\text{ }67\text{m}^{-1}$	参数 1: $\varphi_s=90\%$	
	参数 2: $C=0.45\text{km}^{-1}$	参数 2: $b=30\%$	参数 2: $C=0.65\text{km}^{-1}$	

注:模型及参数说明见式(1)和式(2)

表 7  有机质面孔率与干酪根类型、有机质成熟度关系

干酪根类型		$R_o/\%$				
		$<0.6$	$0.6\sim1.3$	$1.3\sim1.8$	$1.8\sim2.5$	$>2.5$
有机质 面孔率 /%	I 干酪根	0	0~8	8~15	15~25	25~40
	II 干酪根	0	0~7	7~13	13~23	23~35
	III 干酪根	0	0~1	1~2	2~3	3~6
	平均	0	2.7	7.7	13.5	22

3.2.3  实例

选取实例样品共 12 块,涵盖有机质类型包括 I 类、II 类和 III 类 3 种,成熟度  $R_o$  最低值为 0.8%,最高值为 2.6%(表 8)。有机质纳米孔估算模型采用式(3),其中有机质面孔率采用经验值(表 7)。模型估算孔隙度绝对误差平均为 0.19%,相对误差平均为 16%。总体看,绝对误差在较合理范围,但相对

误差较大。随着测试数据的积累,表 7 中的参数值还将不断改进。

相对误差较大的样品具有以下共同特点:①成熟度低, $R_o$  值小于 1.0%;②有机质类型为 III 型;③现今埋深大,如塔里木盆地 YD2-45 样品埋深大于 4 600m;④有机质面孔率低,一般小于 5%。因此,该模型比较适用于有机质类型为 I 型和 II 型、 $R_o$  值

表 8  不同地区有机质纳米孔估算值

样品代号	盆地/地区	TOC/%	干酪根 类型	$R_o/\%$	有机质面孔率/%		估算有机质 孔隙度/%	估算误差	相对误差 /%
					实测值	估算值			
W201	四川威远	0.7	I	2.6	25	26	0.49	0.03	2
V101-7	四川威远	1.1	II	2	18	16	0.42	-0.06	-8
N201	四川长宁	1.35	I	2.2	26	21	0.72	-0.23	-15
Fa-6	四川长宁	2.2	II	2.4	20	22	1.24	0.14	8
Fa-8	四川长宁	2.5	II	2.4	19	22	1.41	0.24	13
ZJJ-1	张家界野外露头	7.7	I	2.6	20	23	4.60	0.75	12
JM104	四川剑门	10.3	III	2.1	2	2.5	0.53	0.11	24
YD2-45	塔里木盆地	1.3	I	1.8	11	15	0.46	0.14	31
ML1-32	塔里木盆地	1.3	I	0.8	2.5	2	0.05	-0.01	-15
Bai406	鄂尔多斯盆地	4	II	0.92	3	2.5	0.21	-0.04	-16
Bai478	鄂尔多斯盆地	2.1	II	0.92	2	2.5	0.11	0.02	23
J57	鄂尔多斯盆地	25	III	2.1	3.5	2.5	1.28	-0.53	-28



大于 1.0%、现今埋深小于 5 000m 的泥页岩。

## 4 结论

(1)根据国外 18 位作者的统计数据,结合我国东部、中部、西部和南部海域盆地的岩心实测数据与测井解释数据表明,泥页岩在埋藏过程中孔隙度随深度增加而变小,浅层快速变小,深层缓慢变小。在 1 000m、2 000m、3 000m、3 500m 和 4 000m 处,泥页岩孔隙度平均分别为 26%、14.5%、8.5%、7%和 6%。但是,不同地区、不同地层泥页岩的孔隙度变化速率差别很大,如在 3 000 m 处,孔隙度最小值为 2.3%,最大值为 17%,相差 7 倍多。

(2)本文实验为压实→生烃→超压的欠压实过程,孔隙度曲线位于欠压实区;前人的实验为压实→脱水的正常压实过程,孔隙度曲线位于正常压实区。在 4 000m 处,前者孔隙度为 26%,后者为 8%。实验时间确实影响了孔隙度的变化过程。实验时间不够,压实不彻底,岩石固结不紧,易疏松,造成实测孔隙度偏大。经过时间校正后的孔隙度约为原来的 60%~80%,绝对值相差在 4%~14%之间。

(3)泥页岩埋藏演化过程中,不同阶段泥页岩孔隙度影响因素不同。处于生油高峰期的优质烃源岩,生烃过程中产生的超压减缓了孔隙度变小的速率,是泥页岩在中深层还保持相对较大孔隙度的主要因素,超压贡献的孔隙度超过 5%。处于生气中晚期的优质烃源岩,生烃过程形成的有机质纳米孔隙是深层富含有机质泥页岩孔隙度增加另一个重要因素,有机质纳米孔贡献泥页岩孔隙度平均达到 1.8%。有机酸对脆性矿物的溶蚀作用、对泥页岩孔隙增大贡献比预想的小。

(4)3 段式的正常压实模型与欠压实模型基本能够反映泥页岩孔隙度演化规律;有机质纳米孔校正模型的关键参数是有机质面孔率,其值大小与干酪根类型、有机质成熟度和上覆层厚度等有关。

(5)目前,国内尚未建立泥页岩孔隙度测试标准,实验测试的孔隙度精度较低,测井解释的孔隙度误差也较大,岩样测试数据不多,使得本领域的研究难度大、争论多。望本文能起到抛砖引玉的作用,有更多的专家、学者参与探讨。

## 参考文献(References):

[1] Miao Jianyu, Zhu Zongqi, Liu Wenrong, *et al.* Characteristics of pore structures of Paleogene-Neogene argillaceous rocks in the Jiyang Depression[J]. Geological Review, 2003, 49(3):

330-336. [苗建宇, 祝总祺, 刘文荣, 等. 济阳拗陷古近系一新近系泥岩孔隙结构特征[J]. 地质论评, 2003, 49(3): 330-336.]

[2] Athy L F. Density, porosity and compaction of sedimentary rock[J]. AAPG Bulletin, 1930, 14(1): 1-24.

[3] Watts A B, Ryan W B F. Flexure of the lithosphere and continental margin basins[J]. Tectonophysics, 1976, 36: 25-44.

[4] Van hinte J E. Geohistory analysis-applications of micropaleontology in exploration geology[J]. AAPG Bulletin, 1978, 72: 758-764.

[5] Gallagher K. An examination of some uncertainties associated with estimates of sedimentation rates and tectonic subsidence[J]. Basin Research, 1989, 2: 97-114.

[6] Rubey W W, Hubbert M K. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting[J]. AAPG Bulletin, 1959, 70: 167-206.

[7] Shi Guangren, Li Huifen, Wang Suming, *et al.* 1-D basin modelling system BAS1[J]. Petroleum Exploration and Development, 1989, 16(6): 1-10. [石广仁, 李惠芬, 王素明, 等. 一维盆地模拟系统 BAS1[J]. 石油勘探与开发, 1989, 16(6): 1-10.]

[8] Guo Qiulin, Mi Shiyun, Shi Guangren, *et al.* Principle Method of Basin Modeling[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1998: 11-16. [郭秋麟, 米石云, 石广仁, 等. 盆地模拟原理方法[M]. 北京: 石油工业出版社, 1998: 11-16.]

[9] Pang Xiongqi. Quantitative Modeling of Geological Process[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2003: 101-111. [庞雄奇. 地质过程定量模拟[M]. 北京: 石油工业出版社, 2003: 101-111.]

[10] Selley R C. Porosity gradients in North Sea oil bearing sandstones[J]. Journal of the Geological Society of London, 1978, 135: 119-132.

[11] Baldwin B, Butler C O. Compaction curves[J]. AAPG Bulletin, 1985, 69: 622-626.

[12] Yao Xiuyun, Zhang Fenglian, Zhang Hongru. Comprehensive determination of physical properties of rock formations-the quantitative analysis of the relation between porosity and depth(or permeability) for sandstone(or mudstone)[J]. Oil Geophysics Prospecting, 1989, 24(5): 533-541. [姚秀云, 张凤莲, 赵鸿儒. 岩石物性综合测定—砂、泥岩孔隙度与深度及渗透率关系的定量研究[J]. 石油地球物理勘探, 1989, 24(5): 533-541.]

[13] Giles M R, Indrelid S L, James D M D. Compaction the great unknown in basin modelling[C]// Duppenbecker S J, Illiffe J E. (eds) Basin Modelling: Practice and Progress. Geological Society, London: Special Publications, 1998, 141: 15-43.

[14] Allen P A, Allen J R. Basin Analysis: Principles and Applications[M]. Oxford: Blackwell Publishing, 1990: 1-451.

[15] Liu Zhen, Shao Xinjun, Jin Bo, *et al.* Co-effect of depth and burial time on the evolution of porosity for classic rocks during the stage of compaction[J]. Geoscience, 2007, 21(1): 125-132. [刘震, 邵新军, 金博, 等. 压实过程中埋深和时间对碎屑岩孔隙度演化的共同影响[J]. 现代地质, 2007, 21(1): 125-

132. ]
- [16] Bei Feng, Wang Yuncheng. Compaction of Sediments and Primary Migration of Hydrocarbons[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1985: 257-264. [贝丰, 王允诚. 沉积物的压实作用与烃类的初次运移[M]. 北京: 石油工业出版社, 1985: 257-264. ]
- [17] Chen Fajing, Tian Shicheng. Compaction and Hydrocarbon Migration [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1989: 113-134. [陈发景, 田世澄. 压实与油气运移[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1989: 113-134. ]
- [18] Ye Qing, Chen Hongyu, Cheng Qiuquan, A new diagenesis modeling experimental apparatus[J]. Petroleum Instruments, 2004, 18(4): 28-30. [叶庆, 陈红宇, 承秋泉. 一种新型的成岩模拟实验装置[J]. 石油仪器, 2004, 18(4): 28-30. ]
- [19] Yang Shaochun, Wang Huijuan, Luo Haining, *et al.* Nanoscale pore structure characteristics of clastic rock in Shenglin Oil-field[J]. Journal of China University of Petroleum, 2012, 36(1): 1-12. [杨少春, 王惠娟, 罗海宁, 等. 胜利油田碎屑岩纳米尺度孔隙结构特征[J]. 中国石油大学学报: 自然科学版, 2012, 36(1): 1-12. ]
- [20] Zou Caineng, Zhu Rukai, Bai Bing, *et al.* First discovery of nano-pore throat in oil and gas reservoir in China and its scientific value[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(6): 1857-1864. [邹才能, 朱如凯, 白斌, 等. 中国油气储层中纳米孔首次发现及其科学价值[J]. 岩石学报, 2011, 27(6): 1857-1864. ]
- [21] Jarvie D M, Hill R J, Ruble T E, *et al.* Unconventional shale-gas systems: The Mississippian Barnett shale of north-central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment[J]. AAPG Bulletin, 2007, 91(4): 475-499.
- [22] Sondergeld C H. Micro-structural studies of gas Shales[J]. SPE 131771, 2010: 1-17.
- [23] Loucks R G, Reed R M, Ruppel S C, *et al.* Morphology, genesis, and distribution of Nanometer-scale pores in siliceous mudstones of the mississippian Barnett shale[J]. Journal of Sedimentary Research, 2009, 79: 848-861.
- [24] Wang F P, Reed R M. Pore Networks and Fluid Flow in Gas Shales[C]. SPE 124253, 2009: 1-8.
- [25] Milner M, McLin R, Petriello J, *et al.* Imaging Texture and Porosity in Mudstones and Shales: Comparison of Secondary and Ion-Milled Backscatter SEM Methods [C]. CSUG/SPE 138975, 2010: 1-10.
- [26] Curtis M E, Ambrose R J, Devon Energy, *et al.* Structural Characterization of Gas Shales on the Micro-and Nano-Scales [C]. Canadian Unconventional Resources & International Petroleum Conference held in Calgary. Canada: Alberta, 2010: 19-21.
- [27] Zhang Dunxiang. Compaction Experiment of Mudstone in Dongying Depression: First Research on Oil and Gas Primary Migration[R]. Shengli: The Oil & Gas Exploration and Development Research Report Set of Shengli Oil Field, 1979. [张敦祥. 东营凹陷泥岩压实实验——油气初次运移的初次探讨[C]. 胜利: 胜利油田勘探开发研究报告集(5), 1979. ]
- [28] Zhang Boquan, Guan Zhen, Zhang Guangya. Compaction Application in Oil and Gas Exploration[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1992: 1-6. [张博全, 关振, 张光亚. 压实在油气勘探中的应用[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992: 1-6. ]
- [29] Dickinson G. Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana[J]. AAPG Rullitin, 1953, 37: 410-432.
- [30] Sclater J G, Christie P A F. Continental stretching: an explanation of the post mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin[J]. Journal of Geophysical Reserch, 1980, 85(B7): 3711-3739.
- [31] Hegarty K A, Weissel J K, Mutter J C. Subsidence history of Australia's southern margin: constraints on basin models[J]. AAPG Bulletin, 1988, 72: 615-633.
- [32] Roy H G. Sediment Compaction The Achilles' heel of basin modeling[J]. GEO ExPro Issue 4, 2007, 4: 74-76.
- [33] Underdown R, Redfern J. Petroleum generation and migration in the Ghadames Basin, north Africa: A two-dimensional basin-modeling study[J]. AAPG Bulletin, 2008, 92(1): 53-76.
- [34] Vejbaek O V. Disequilibrium compaction as the cause for Cretaceous-Paleogene overpressures in the Danish North Sea[J]. AAPG Bulletin, 2008, 92(2): 165-180.
- [35] Zhang Jinyan. Well logging evaluation method of shale oil reservoirs and its applications[J]. Progress in Geophys, 2012, 27(3): 1154-1162. [张晋言. 页岩油测井评价方法及其应用[J]. 地球物理学进展, 2012, 27(3): 1154-1162. ]
- [36] Luo X R, Wang Z M, Zhang L Q, *et al.* Overpressure generation and evolution in a compressional tectonic setting, the southern margin of Junggar Basin, northwestern China[J]. AAPG Bulletin, 2007, 91(8): 1123-1139.
- [37] Hao F, Zou H Y, Gong Z S, *et al.* Hierarchies of overpressure retardation of organic matter maturation: Case studies from petroleum basins in China[J]. AAPG Bulletin, 2007, 91(10): 1467-1498.
- [38] Webster M, O'Connor S, Pindar B *et al.* Overpressures in the Taranaki Basin: Distribution, causes, and implications for exploration[J]. AAPG Bulletin, 2011, 95(3): 339-370.
- [39] Li Mingcheng. Oil and Gas Migration[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2004: 50-57. [李明诚. 石油与天然气运移[M]. 北京: 石油工业出版社, 2004: 50-57. ]
- [40] Guo Qiulin, Li Jianzhong, Chen Ningsheng, *et al.* Modeling of the tight sandstone gas accumulation for the Xujiache Formation, Hechuan-Tongnan area, Sichuan Basin [J]. Petroleum Exploration and Development, 2011, 38(4): 409-417. [郭秋麟, 李建忠, 陈宁生, 等. 四川合川—潼南地区须家河组致密砂岩气成藏模拟[J]. 石油勘探与开发, 2011, 38(4): 409-417. ]
- [41] Guo Qiulin, Chen Ningsheng, Hu Junwen, *et al.* Geo-model of tight sandstone gas accumulation and quantitative simulation [J]. Natural Gas Geoscience, 2012, 23(2): 199-207. [郭秋麟, 陈宁生, 胡俊文, 等. 致密砂岩气聚集模型与定量模拟探讨[J]. 天然气地球科学, 2012, 23(2): 199-207. ]

[42] Chen Kai, Liu Zhen, Zhu Wenqi, *et al.* Restoration of paleo-formation pressure of shale in the 3rd Member of Shahejie Formation and its application in eastern slope of Jinxian1-1 low uplift, Liadong Bay fault depression [J]. *Geoscience*, 2012, 26(3): 540-546. [陈凯, 刘震, 朱文奇, 等. 辽东湾断陷金县1—1低凸起东斜坡沙三段泥岩古地层压力恢复及应用[J]. *现代地质*, 2012, 26(3): 540-546. ]

[43] Liu Zhen, Chen Kai, Zhu Wenqi, *et al.* Paleo-pressure restoration of Chang 7 shale in Xifeng area, Ordos Basin [J]. *Journal of China University of Petroleum*, 2012, 36(2): 1-7. [刘震, 陈凯, 朱文奇, 等. 鄂尔多斯盆地西峰地区长7段泥岩古压力恢复[J]. *中国石油大学学报: 自然科学版*, 2012, 36(2): 1-7. ]

[44] Zhang Yang, Ye Jiaren, Wang Zihao, *et al.* Characteristics and evolutionary history of overpressure in Panyu 4 Sag, Pearl River Mountain Basin [J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2010, 30(4): 171-177. [张洋, 叶加仁, 王子嵩, 等. 珠江口盆地番禺4洼超压发育特征及演化历史[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2010, 30(4): 171-177. ]

[45] Zhang Jingong, Wang Dingyi, Di Shixiang, Distribution of open fractures in abnormal overpressure mudstone and primary migration of hydrocarbon [J]. *Oil and Gas Geology*, 1996, 17(1): 27-31 [张金功, 王定一, 邸世祥. 异常超压带内开启泥岩裂隙的分布与油气初次运移[J]. *石油与天然气地质*, 1996, 17(1): 27-31. ]

Evolution and Models of Shale Porosity During Burial Process

GUO Qiu-lin<sup>1</sup>, CHENG Xiao-ming<sup>1</sup>, SONG Huan-qi<sup>2</sup>, ZHENG Man<sup>1</sup>,  
HUANG Jin-liang<sup>1</sup>, CHENG Ning-sheng<sup>1</sup>, GAO Ri-li<sup>1</sup>

(1. *Research Institute of Petroleum Exploration & Development, PetroChina, Beijing 100083, China;*  
2. *China University of Petroleum, Beijing 102249, China*)

**Abstract:** Through the analyses of shale porosity data from core test and logging interpretation, this paper demonstrates the shale porosity evolution trend and points out the difference of porosity evolution between normal compaction and under-compaction. Three reasons which caused difference in porosity evolution are discussed; (1) For the high quality shale during oil generation peak, the over-pressure which was generated during hydrocarbon generation slows down porosity decline rate, which is the main factor explaining why shale remains relatively high porosity at middle-deep depth. Over 5% of porosity increment was contributed by over-pressure. (2) For the high quality shale during middle-late gas generation period, nano-pores originated in hydrocarbon generation processes is another important factor causing the increment of porosity in organic-rich shale, which contributes 1.8% in average to the porosity evolution in shale. (3) The organic acid dissolution affects less to shale porosity increment. Based on the conclusions above, we have built three-stage normal compaction model, under-compaction model and nano-pore originating in organic matter correction model, analyzed the key parameters of the model and proposed a template for estimation of the face pore ratio in organic matter.

**Key words:** Shale porosity; Compaction; Overpressure; Nano-pore originating in organic matter; Shale gas; Shale oil; Burial history