

沉积盆地数值模型的概念、设计及检验

罗晓容

(中国科学院地质研究所, 北京 100029)

用于油气勘探研究的盆地模型主要包括盆地内沉积埋藏、热演化、流体流动、压实作用、油气生成及烃类运移过程的数值模型。这些数值模型必须具备三个要素: (1) 能描述各种地质现象随盆地形成和发展所发生的演化过程; (2) 将盆地中的几种主要物理场有机联系在一起; (3) 应尽可能地应用各种物理场的基本方程描述各个过程的发生和演化。运用有限元法, 在计算机的帮助下, 经重复迭代可对上述模型进行数值求解。为保证计算结果的正确性, 须对模型进行检验, 常用的方法有三种: 极值检验、分析检验和对比检验。

关键词 沉积盆地 数值模型 模拟方法 检验

作者简介 罗晓容 男 30 岁 研究员(博士) 沉积盆地模拟

由于石油天然气勘探的高风险和石油工业的高投入, 沉积盆地模拟研究可称为地质学中数值模拟研究进步最为迅速的方面之一; 但也由于地质现象的复杂性, 盆地模拟分析研究仍存在着许多问题尚未解决。本文将以一个沉积盆地数值模型为例, 讨论沉积盆地模型的概念、设计、存在的问题及其应用的范围。在所讨论的模型中, 水岩作用及其他各种可能的化学成岩作用都忽略不计, 而只考虑构成沉积盆地模型的四个基本方面: 沉积盆地的几何形态变化、沉积物的压实作用、沉积物内的热力学过程和水动力学过程。

1 沉积盆地模型

所谓模型, 就是一种可以体现实际研究对象主体实质的一种简化了的装置。它必须满足这样两个条件: 首先, 它必须包括并正确描述模拟对象的主要内容及其相互关系; 其次, 它所涉及的各种过程必须在研究者所具备的条件下, 在有限的时间内得以实现。因而在制作各类模型时, 其相对于实际对象都有不同程度的简化, 以突出所要研究的主体。由于地质现象的特殊性——巨大的空间和漫长的时间, 设计模型时必须考虑到各个作用之间的关系, 使模型与实际现象之间具可比拟性。这种装置既可以是地质的^[1]、物理的^[2], 也可以是数学的^[3]或数值的^[4]。

盆地模型一词的应用范围极广, 可以是对沉积盆地演化中的任一地质过程的描述^[5], 包括盆地的形成、沉积物的充填和堆积、地层预测等。广义的沉积盆地模型^[1]包括了通常所说的盆地分析、盆地岩石圈动力学、盆地充填沉积物内的地质过程和地质事件研究、盆地内矿产

(特别是油气矿产)资源的聚集过程分析等等;而狭义的沉积盆地模型^[4,6]则专指油气勘探地质研究中所应用的,包括盆地内沉积埋藏、热演化、流体流动、压实作用、油气生成和烃类运移等过程的数值模拟。

盆地模型在短短的几年之内取得了如此迅速进展,很大程度上得益于计算机技术的飞速发展,但人们对许多地质现象的认识并没有取得相应的进展。因而,越来越多的研究者认识到盆地模拟只是一种可以帮助人们认识沉积盆地及其中发生的各种地质现象的思想方法和工具,而不是一个直接解决实际地质问题的“电脑”。模拟结果的好坏在很大程度上取决于研究者对地质现象的认识程度、模型设计的正确与否及对有关边界条件和重要参数的理解水平和数值的选择。作为一种研究工具,盆地模型可以用来定量研究和分析某些目前尚不完全了解的参数或物理化学过程的影响效力,以及沉积盆地中某些地质现象^[7,8]。

沉积盆地的数值模型必须具备这样三个要素:首先,沉积盆地模型能描述沉积盆地中各种地质现象随盆地的形成和发展所发生的演化过程;其次,在盆地模型中,作为主干的几种地球物理场,如地下应力场、地温场、流体压力场以及它们之间的相互影响、相互作用,应有有机地联系在一起^[7],构成整个盆地系统不可缺少的主体;最后,在盆地模型中,应尽可能地应用各种物理场的基本方程,描述各个过程的发生、演化^[8],任何统计的和经验的关系虽然也可以利用,但都被认为在理论上是不够全面的。

2 模型的建立

绝大多数沉积盆地模型都引用地质学上的一个重要假设,即由于大多数盆地中的沉积物厚度(一般< 10 km)比其侧向延伸范围(数十到上百公里)要小得多,因而在成岩过程中沉积物在侧向上的形变可忽略不计,全部形变都表现在沉积地层厚度在垂向上的变化。在模型中,盆地的边缘可以是不规则的,也可以有不同的接触关系(如断层接触,不整合接触等)。沉积物被覆盖之后,后期的构造活动虽然可以改变边缘的形态和接触关系,但这些改变都是有限的,不会破坏最初用来描述沉积层的网络。

2.1 压实模型

碎屑沉积物孔隙度 Φ 往往随深度 z 呈规律减少,可利用 Athy^[9] 压实公式表示

$$\Phi = \Phi_0 e^{-cz} \quad (1)$$

式中 c 为压实系数。

这里我们只考虑机械压实成岩作用,并假设沉积物骨架颗粒是不可压缩的,在成岩过程中没有固体物质的增加和损失。对于不同的岩石及对应的岩石力学特征,其压实规律由不同的压实系数 c 值和不同的地表孔隙度值 Φ_0 体现出来^[10,11]。

在实际盆地中, Athy 公式往往只适用于浅部的沉积物,在更深的地方,异常高的流体压力将使压实作用受阻,沉积物孔隙度偏离正常压实趋势线。实际应用中往往采用一个更为普遍适用的有效应力 $\sigma' - \Phi$ 关系来描述压实作用^[12,13]

$$\Phi = \Phi_0 e^{-b\sigma'} \quad (2)$$

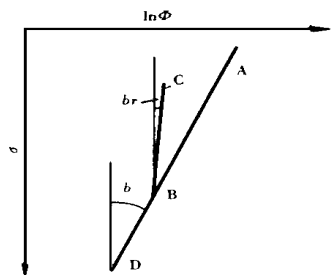
式中 b 为压实系数。

Smith^[13]曾详细讨论过(1)式与(2)式之间的关系,给出的积分式虽然显得很精确,但有一个难以达到的假设前提:上覆地层与所观察地层的岩性及岩石力学性质必须完全一致。用岩层替代法^[14]虽然可以满足这种假设,但也只能在正常流体压力带内使用。由于借助了计算

机,在盆地模型中地层可以近乎无限细分,上覆地层的平均密度可以很容易求得。因而,在我们的模型中压实系数 b 的值可以由正常压实段内可测得的 c 值得得

$$b = c \Phi / (\rho_b - \rho) g \quad (3)$$

式中 ρ_b 为上覆地层的平均密度; ρ 为孔隙水密度; g 是重力加速度。



考虑到机械压实作用是一个不可逆的过程^[15, 16],当有效应力减少时,沉积物孔隙度将沿着一个比压实系数小得多的回弹系数(br)随上覆负荷的减小而增加(图1)

$$\Phi = \Phi_{\min} e^{-br(\sigma' - \sigma'_{\max})} \quad (4)$$

式中 $\Phi_{\min}$ 为在最大有效应力 $\sigma'_{\max}$ 作用下沉积物所达到的最小孔隙度。在这里,沉积物的粘性效应,即时间对压实作用的影响忽略不计。

图1 有效应力与孔隙度关系图

2.2 地层厚度

由前述地质假设,可使用一正演等厚骨架替换法来恢复地层在各个沉积阶段的厚度。对于一厚度为 H' , 平均孔隙度为 Φ' 的地层, 其在任何埋藏深度的厚度值 H 都可以由其在该深度时的平均孔隙度值 Φ 而求出来

$$H(t) = H' (1 - \Phi') / (1 - \Phi) \quad (5)$$

为了使所得的结果更为准确,可将该地层任意等分,每一小层的厚度是 H'_i , 使每一小薄层的平均孔隙度与该层孔隙度的积分值之间的误差可忽略不计

$$H(t) = \sum H'_i (1 - \Phi'_i) / (1 - \Phi) \quad (6)$$

这样,对于一时间间隔,无论是新增上覆负荷引起压实作用而造成的孔隙度变化,还是上覆负荷不变,而仅由孔隙流体压力的变化而导致的孔隙度变化,都能在地层总厚度 $H(t)$ 上反映出来。

2.3 自然水动力破裂

在前人经验的基础上, Ungerer 等^[4]提出了一个自然水动力破裂上限 $P_{\lim i}$, 流体压力值的增加以该值为限

$$P_{\lim i} = \rho_g H_w + \phi (\sigma - \rho_g H_w) \quad (7)$$

式中 H_w 为自然水动力破裂发生时的沉积古水体深度; ϕ 为水动力破裂系数, 其值通常取 $0.8 \sim 1.0$ ^[4, 6], 视岩性及地下应力状态而异。这是最简单的模型, 目前, 有人提出更为复杂的自然水动力破裂模型^[17]模拟这种地质现象发生的过程及其对地下流体压力体系的影响。

2.4 水动力学方程

对于拉格朗日坐标系, 基本的水动力学方程如下所示^[7]

$$\left(\beta \Phi \frac{d\Phi}{1 - \Phi} \right) \frac{dP}{dt} = \frac{1}{\rho} \Delta \left[\frac{K\rho}{\mu} (\Delta P - \rho g) \right] + \frac{\alpha \Phi}{1 - \Phi} \frac{d\sigma}{dt} + \alpha \Phi \frac{dT}{dt} + Q \quad (8)$$

式中 $\alpha \Phi$ 为沉积物的孔隙度压缩率; α 和 β 分别为水的热膨胀率和压缩率; t 为时间; P 为流体压力; K 为沉积物渗透率; μ 为水的粘度系数; T 为地层温度; Q 为孔隙流体源。此公式左边的一项与右边第二项(含 $d\sigma/dt$ 者)代表了沉积物的压实作用, 右边第一项(含 K 者)代表了沉积物的渗透能力, 如果把其余各项都视为孔隙内流体体积的变化, 则该式明显表示出孔隙流体压力取决于沉积物中这三个方面的综合效应^[7]。

2.5 热力学方程

在拉格朗日坐标系中热力学方程为

$$\rho c_c \frac{dT}{dt} = \Delta(K \Delta T) - \Delta(\rho c_c T V) + q_c \quad (9)$$

式中 c_c 为岩石热容量; K 为岩石热导率; V 为达西流速; q_c 为岩石的热生成量。

2.6 物理参变量

在上述各类方程中, 我们用到了许多参变量, 它们的值在沉积埋藏过程中随时间变化, 有必要在这里提出来讨论。

2.6.1 渗透率

在大多数情况下, 渗透率表现为孔隙度的函数^[10], 最为常用的孔隙度-渗透率关系为

$$K = X \frac{\Phi^3}{(1 - \Phi)^2 S^3} \quad (10)$$

式中 X 是一个常数。大量的实验结果表明^[18], 对于大多数碎屑岩上式可以简化为这样的形式^[19, 20]

$$K = X \Phi^n \quad (11)$$

式中 n 和 X 都是常数。对于泥质沉积物, 孔隙度在 20%~80% 之间都可以用此表示^[19]。 X 的值对于高岭石、伊利石和蒙脱石分别为 10^{-3} , 10^{-5} 和 $10^{-7} \mu\text{m}^{2[19]}$ 。

沉积岩往往是各向异性的, 多取决于沉积作用和早期成岩作用, 因而渗透率张量的主方向一般平行和垂直于地层层面。对于二维剖面, 每一沉积岩层的侧向渗透率 $K_{x'x'}$ 和纵向渗透率 $K_{z'z'}$ 之间存在一定的比例关系

$$K_{x'x'} = \eta K_{z'z'} \quad (12)$$

式中 η 为不均一常数, 其值可从 1.0 到 1 000 之间变化。对于大多数沉积盆地, 该变化范围为 10.0 到 20.0^[4]。

2.6.2 粘度

流体的动力学粘度是温度的函数^[4, 21], 可以表示为

$$\frac{1}{\mu} = (5.38 + 3.80 A - 0.26 A^3) 10^3 \quad (13)$$

式中 $A = (T - 150^\circ\text{C}) / 100^\circ\text{C}$ 。此式在 0~300°C 的温度范围内适用, 流体压力对粘度的作用非常小, 一般可忽略不计^[21]。

2.6.3 密度

沉积物的密度由孔隙流体密度 ρ 和骨架密度 ρ_s 求得

$$\rho = \Phi \rho_f + (1 - \Phi) \rho_s \quad (14)$$

2.6.4 热传导率

沉积物的热传导率可由下式计算^[22]

$$K = K_f \Phi + K_s (1 - \Phi) \quad (15)$$

式中 K_f 和 K_s 分别为孔隙流体和岩石颗粒的热导率。

2.6.5 热容量

沉积物的热容量同样可以由孔隙流体和固体颗粒的热容量 c_f 和 c_s 求得

$$\rho c = \Phi \rho_f c_f + (1 - \Phi) \rho_s c_s \quad (16)$$

2.6.6 热生成量

沉积物颗粒中若含有放射性元素,就会有热生成,这种情况在粘土沉积物中尤为常见。因只有骨架颗粒才有生热的能力,沉积物的热生成量仍是孔隙度的函数

$$q_c = q_s \frac{\rho}{\rho_s}$$

(17)

式中 q_s 为岩石颗粒热生成量。

2.6.7 常数

在前面的基本方程中和参变量中都涉及到了一些常数,严格地说来,真正不变的常数是并不存在的,但在沉积盆地我们通常考虑的范围内,有些参数的值可以认为是不变的(表 1)。

表 1 数值沉积盆地模型常用常数参考值

符号	参数名称	数 值	单 位
ρ	孔隙流体密度	1 020	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
ρ_s	岩石颗粒骨架密度	2 650	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
α	孔隙水热膨胀率	5.0×10^{-4}	$^{\circ}\text{C}^{-1}$
β	孔隙水压缩率	4.8×10^{-10}	Pa^{-1}
K_f	孔隙水热传导率	0.63	$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
K_s	岩石颗粒骨架热传导率	2.17	$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
c_f	孔隙水热容量	4 200	$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
c_s	岩石颗粒骨架热容量	840	$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
A_s	岩石颗粒骨架热生成率	2.5×10^{-6}	$\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$
Φ	基地大地热流	45~ 65	$\text{M} \cdot \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
g	重力加速度	9.81	$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$

3 方程的数值求解

在我们的模型中,基本的水动力学方程和热力学方程都是由有限单元法来求解的。这种方法除了非常适于求解高阶偏导数方程之外,还有其他一些特点,如系统离散、有限积分域、可变形单元等,都非常有利于利用计算机模拟有关的地质现象。

为了适用于沉积盆地沉积体的沉积过程,也为了模拟的方便,模型中用到的数值计算方法为二维空间有限单元和在时间上隐含的有限差分法,单位元为四节点四边形,求积方法为

Galerkin 剩余重量法。

对实际地层,根据其岩性物理性质的差异及研究目的的不同,可以由一层或多层单元表示。由于我们在地质模型中无侧向应变的假设,单元结点在横向上不能移动,但在纵向上则可以随沉积盆地的沉降或抬升上下移动。对于每一个元,其两侧的厚度可以不一样,但任一侧的厚度不可小于零。图 2 表示了用有限元网络来代表实际地层的例子,注意在图 2a 的左边,各元的总厚度可以几乎为零。

4 边界条件

求解地下流体压力和温度须给定任一时刻的边界条件。对于我们的四边形有限单元和网络,温度、压力的边界条件由网络四周的元上给定。温度边界条件由下式表示

$$a_1 \frac{\partial \Phi_n}{\partial n} + a_2 T + a_3$$

(18)

式中 Φ_n 为法线方向的热流量; a_i 为常系数。

对于沉积盆地一般人们多假设在两边的热流为零,在底部有来自地壳深处的热流,而在顶

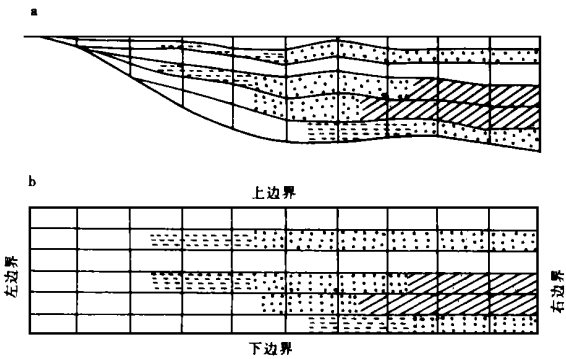


图 2 沉积剖面的网格划分
a—实际剖面形态; b—在规则网格上的投影

部,即沉积或剥蚀界面上,温度为一常数(通常取研究区的年平均地表温度)。因而,各边界元上参数 a_i 的取法如表 2 所示。其中 c_1 和 c_2 的值随盆地类型、盆地所在大地构造环境及在同一盆地不同的位置而有所不同。

对于地下流体压力,边界条件如下式所示

$$d_1 \frac{\partial U_n}{\partial n} + d_2 P + d_3 \tag{19}$$

式中 U_n 为法线方向的流体流量; d_i 为常系数。

表 2 地温边界条件设置

边 界	系数 a_1	系数 a_2	系数 a_3
下边界	1	0	$-c_1$
右边界	1	0	0
上边界	0	1	$-c_2$
左边界	1	0	0

表 3 流体压力边界条件设置

边 界	系数 d_1	系数 d_2	系数 d_3
下边界	1	0	0
右边界	1	0	0
上边界	0	1	$-c$
左边界	1	0	0

在沉积盆地中,一般假设从盆地侧缘和基底流入盆地的流体流速为零,在沉积水体表面上的流体压力为一个大气压(10^5 Pa)。在一般情况下,(19)式中各边界元上参数 d_i 的取值如表 3 所示,常数 c 的值取决于各地层沉积时的水深。

5 模型的计算机实现

实际上,即便在计算机的帮助下进行数值求解,将上述的沉积盆地模型所涉及到的各个方程合并在一起联立求解也是一件非常困难的事情。我们用循环迭代的方法,在一定的时间区间内依次求解前述各单个公式中的未知参数,重复迭代,最后逐渐逼近真值。

该模型的计算流程图如图 3 所示。很明显,该流程可以分为三个部分。

第一部分为数据及基本参数的准备。在这部分里,程序先读取存于数据文件上的原始数据;安置初始孔隙度分布(或从数据文件中读取,或由压实参数计算);计算骨架厚度。

第二部分通过一系列循环,迭代计算在各个时间区间内各个网络结点上的流体压力 P 、温度 T 及孔隙度 Φ 等等,按照其循环的层次及内容,又可进一步划分为外、中、内三层。

第三部分,程序以各种形式输出计算结果,计算完成。

6 模型的检验

由于盆地模型的复杂性,在完成模型程序的编制和调试后必须进行检验,以保证计算结果的正确性。通常的检验方法有三种:极值检验、分析检验和对比检验。

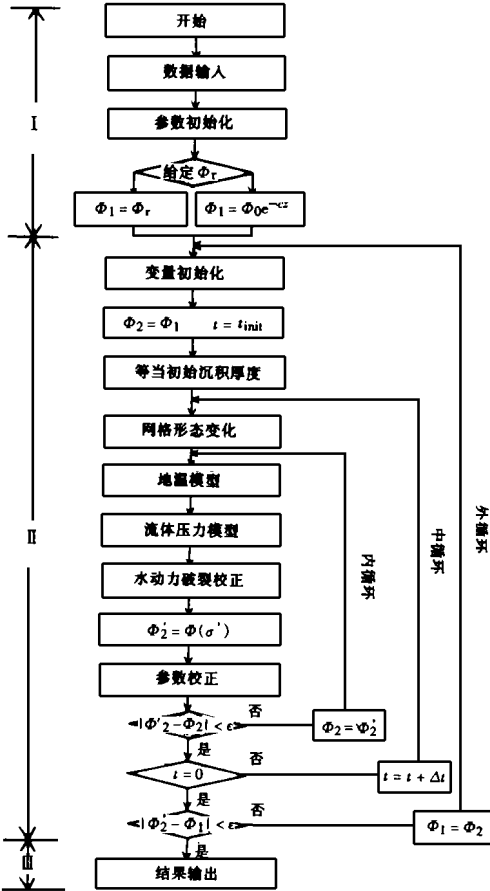


图 3 盆地模型的程序流程

极值检验就是对模型中的一些关键参数取通常地质条件下可能的最大值和最小值,以对相关结果进行逻辑推断。比如当沉积物的渗透率接近零,孔隙流体压力在埋藏过程中将始终保持在静岩压力上^[10];而当渗透率非常大(假定 $1\,000\,\mu\text{m}^2$)时的孔隙流体压力则应保持在静水压力上。又如假定从地壳下部进入盆地的地下热流为零,则沉积剖面上的地温梯度应该为零。这种极值在实际盆地中一般不可能遇到,但这种检验可以保证模型稳定运行。

分析检验是设计简化了的沉积剖面,其数学模型可以获得解析解。对于温度的变化, Carslaw 和 Jaeger^[23] 曾经系统地设计了各种边界条件下的平板模型,并给出了解析解。Bredehoeft 和 Hanshaw^[3] 及 Smith^[13] 等也分别设计了沉积盆地中由于沉积物的不断堆积而引起地层中流体压力变化的数学模型。Luo 和 Vasseur^[24] 也曾设计一个数学模型来探讨高-低渗地层互层条件下异常流体压力的消散过程。这些数学模型虽然对地下实际情况作了相当的简化,但它们都高度概括地反映了所研究地质现象的本质。因为是解析解,在给定条件下其结果非常精确,因而这类模型的结果可以用来检验数值模型的正确与否。进行这类检验时必须将数值模型的输入参数也加以简化使之与数学模型的限定条件一致。此外,仔细研究数学模型适用的条件是使用这一检验方法基本要求——之所以在此着重提出,盖因为这里非常容易出错,往往是许多争论的起因^[25,26]。

对比检验是用所设计模型与前人在文献上发表的模型进行对比。自70年代末以来,已有很多盆地数值模型问世^[5,27],其中 Ungerer 等^[4]、Bethke^[11,28]、Lerche^[6] 等的模型因发表较早并已在许多盆地中应用,往往被认为是沉积盆地数值模型的经典^[5]。新开发的模型对前人已模拟过的地区重新模拟,设计同样的模型,采用同样的参数,然后将计算结果与文献上的结果对比。如果模型设计合理,各个计算模块正确,那么所得结果应与前人的结果非常相似。一般情况下模型所用的具体的方法、结构和参数关系的差异不应该影响到计算结果的相似性。

此处举一个对比模拟的实例。

为了检验模型,将我们的模型与 Audet 和 McConnell^[8] 的模型进行了对比。这两个模型的地质模型大体相似,但其数值方法却完全不同。首先,他们的模型中采用了有限差分法;其次,其孔隙度-有效应力关系为土力学中的孔隙比与有效应力的实验关系

$$e = e^* - \beta \ln \frac{\sigma}{\sigma^*} \quad (20)$$

式中 $e = \frac{\Phi}{1-\Phi}$ 为孔隙比; e^* 为与有效应力参考值 σ^* 对应的孔隙比; β 为一常数,取决于沉积物的性质;另外,他们的模型中所用的孔隙度-渗透率公式与我们的也有很大的不同^[8]

$$K = \alpha (\Phi_0 - \Phi)^2 \quad (21)$$

式中 α 是一常数。

为了判定一沉积剖面中异常流体压力产生的可能性, Audet 和 McConnell 提出了一个无量纲数 $\lambda = (K^* / V_0)(\rho_s / \rho - 1)$, 其中 K^* 为与 σ^* 对应的沉积物水力传导系数; V_0 为地表沉积速度; ρ_s 和 ρ 分别为沉积物骨架颗粒和孔隙水的密度。当 $\lambda \gg 1$, 孔隙流体向外排出的能力相对较大,因而不会发生不平衡的压实作用,孔隙流体压力保持在静水压力;当 λ 的值逐渐变小,接近或远小于1时,孔隙流体便很难顺利排出,流体压力成为异常压力。因而参数 λ 的引入提供了一个快速判别地下流体压力存在潜力的定量指标。他们在论文中假设了不同条件下 ($\lambda = 0.1, 1.0$ 和 10.0), 一个单一沉积岩性剖面中流体和孔隙度的演化剖面^[8]。为了与这个剖

面进行对比,我们在模拟中采用了以下参数。

(1)地表孔隙度 Φ_0 取 0.523, 压实系数 c 取 $0.000\ 278\ \text{m}^{-1}$ 。这样对应于 $\sigma^* = 1.62\ \text{MPa}$ (深度 $z^* \approx 130\ \text{m}$) 的孔隙度值约为 0.5。

(2)暂时不作与温度场的耦合,亦不考虑由于温度变化所造成的流体膨胀和流体粘度变化。

(3)为使地层的 ΦK 关系与 Audet 和 McConnell 模型中的类似,在渗透率公式(式 11)中 $\times$ 值分别取 4.0×10^{-5} 、 4.0×10^{-6} 和 $4.0 \times 10^{-7}\ \mu\text{m}^2$, n 值取 3.11, 对应的参考深度水动力传导系数 K^* 分别为 1.0×10^{-10} , 1.0×10^{-11} 和 $1.0 \times 10^{-12}\ \text{m/s}$ 。

(4)地表沉积速度取 $500\ \text{m/Ma}$ 。

(5)对应于 Audet 和 McConnell 的无量纲尺度,深度比例尺 $L = 100\ \text{m}$, 时间比例尺 $T = L/V_0 = 0.2\ \text{Ma}$, 压力比例尺为 $1.62\ \text{MPa}$ 。

模拟计算结果与 Audet 和 McConnell^[8]的结果相比两个模型在数值方法、基本的物理方程等方面有较大的差异,但对于相同的 Φ 值,在相类似的沉积剖面上两模型计算所得的流体压力和孔隙度剖面非常相近。这一类比的结果一方面说明我们的模型计算结果的正确性;另一方面也说明,对同一个地质过程可能有多种数学表达方式,但只要描述正确,用哪一种都会得到相似的结果;此外,这还说明,在模拟中我们有一定的选择数值方法和基本方程的余地,应针对实际地质现象的特点进行选择,以保证模拟过程的迅速、简洁和正确。

致谢: 本文曾得到国家教育委员会留学生回国择优支持基金的资助;在模型设计和计算机编程过程中,法国国家科研中心(CNRS) Montpellier GBE 实验室 G. Vasseur 研究员曾给予无私的帮助,在此一并致谢!

参 考 文 献

- 1 Allen P A, Allen J R. Basin analysis: principles and applications. London: Blackwell Scientific Publications, 1990. 1~ 451
- 2 Tapponnier P. On the mechanics of the collision between India and Asia. Geol Soc London Spec Publ, 1986, 19: 115~ 157
- 3 Bredehoeft J D, Hanshaw B B. On the maintenance of anomalous fluid pressure, I, thick sedimentary sequences. Geol Soc Am Bull, 1968, 79: 1 097~ 1 106
- 4 Ungerer P, Bessis F, Chenet Y, et al. Geological and geochemical models in oil exploration: principles and practical examples. In: Demaison G, ed. Petroleum geochemistry and basin evaluation. Am Assoc Pet Geol Memoir, 1984, (35): 53~ 57
- 5 Hermanrud C. Basin modelling techniques— an overview. In: Doré A G, Augustson J H, Hermannud C, et al, ed. Basin modelling: advances and applications (NPF Special Publication 3). Amsterdam: Elsevier, 1993. 1~ 34
- 6 Lerche I. Basin analysis, quantative methods(1). San Diego, Calif: Academic Press, 1990. 1~ 562
- 7 Luo X R, Vasseur G. Contribution of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. Am Assoc Pet Geol Bull, 1992, 76: 1 550~ 1 559
- 8 Audet D M, McConnell J D C. Forward modelling of porosity and pore pressure evolution in sedimentary basins. Basin Research, 1992, 4: 147~ 162
- 9 Athy L F. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. Am Assoc Pet Geol Bull, 1930, 14: 1~ 21
- 10 Magara K. Compaction and fluid migration, practical petroleum geology. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1978. 1~ 319
- 11 Bethke C M. Inverse hydrologic analysis of the distribution and origin of Gulf Coast type geopressured zones. Journal of Geophys Res, 1986, 91: 6 535~ 6 545
- 12 Hubbert M K, Rubey W W. Mechanics of fluid filled porous solids and its application to over thrust faulting, 1, role of fluid pressure in mechanics of over thrust faulting. Geol Soc Am Bull, 1959, 70: 115~ 166

- 13 Smith J E. The dynamics of shale compaction and evolution of pore-fluid pressures. *Math Geol*, 1971, 3: 239~ 263
- 14 罗晓容, 陈荷立, 王家华, 等. 江汉盆地地层埋藏史研究. *石油实验地质*, 1989, 11: 369~ 378
- 15 Shi Y L, Wang C Y. Pore pressure generation in sedimentary basins: overloading versus aquathermal. *Journal of Geophys Res*, 1986, 91: 2 153~ 2 162
- 16 Karig D E, Hou G. High-stress consolidation experiments and their geologic implications. *Journal of Geophys Res*, 1992, 97 (B1): 289~ 300
- 17 Roberts S J, Nunn J A. Episodic fluid expulsion from geopressed sediments. *Marine Petroleum Geo*, 1995, 12: 195~ 204
- 18 Terzaghi K. Principles in soil mechanics III: determination of the permeability of clay. *Engineering News Record*, 1925, 95: 832 ~ 836
- 19 Jacquín C, Poulet M. Essai de restitution des conditions hydrodynamiques renant dans un bassin sédimentaire au cours de son evolution. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 1973, 28: 269~ 297
- 20 Rieke H H III, Chilingarian G V. Compaction of argillaceous sediments: developments in sedimentology 16. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1974. 1~ 424
- 21 Mercer J W, Pinder G F, Donaldson I G. A Galerkin-finite element analysis of the hydrothermal system at Wairakei, New Zealand. *Journal of Geophys Res*, 1975, 80: 2 608~ 2 621
- 22 Woodside W, Meissner J H. Thermal conductivity of porous media-I unconsolidated sands II consolidated rocks. *Journal of Appl Phys*, 1961, 32: 1 688~ 1 706
- 23 Carslaw H S, Jaeger J C. Conduction of heat in solids. 2nd. London: Oxford University Press, 1959. 1~ 510
- 24 Luo X R, Vasseur G. Sealing efficiency of shales. *Terra Nova*, 1997, 9: 71~ 74
- 25 Deming D. Factors necessary to define a pressure seal: geological note. *Am Assoc Pet Geol Bull*, 1994, 78: 1 005~ 1 009
- 26 He Z, Corrigan J. Factors necessary to define a pressure seal: discussion. *Am Assoc Pet Geol Bull*, 1995, 79: 1 075~ 1 078
- 27 石广仁. 油气盆地数值模拟方法. 北京: 石油工业出版社, 1994. 1~ 171
- 28 Bethke C M. A numerical model of compaction-driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins. *Journal of Geophys Res*, 1986, 91: 6 817~ 6 828

NUMERICAL MODEL OF SEDIMENTARY BASIN: CONCEPTION, COMPOSITION AND VERIFICATION

Luo Xiaorong

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing*)

Abstract

According to the discussion on numerical model of sedimentary basin, including the conception, the composition and the problems remained in actual application of the modeling, it is proposed that, for different research objects of different structural grades of the basin, basin modeling must be different. This paper describes a numerical basin model within sedimentary cover of the basin, dealing with the composition of geological model, the derivation of mathematical model and the numerical solution. The main parts of the models include compressive diagenesis, geothermal field, geopressure field and geometrical variation of the basin. The paper also discusses the selection of key parameters, calculation method and verifying of the models.