

1979

国外石油地质

(油气运移专集第二分册)

2

胜利油田地质科学研究院情报资料室



恢复沉积盆地发育时期的 古水动力条件的数学模型研究

[法] C·雅克埃等

前 言

恢复在沉积盆地形成历史中曾起过作用的古水动力条件对石油地质家来说是很意义的。实际上,古水动力作用可影响到几个方面:

——与缓慢的成岩作用有关的储集层物性(孔隙率和渗透率)的分布;直接与古水流有关的次生胶结质的分布。

——一次运移和二次运移。

——岩层的变形,尤其是其中裂缝的形成。

古水动力条件的研究就显得更加复杂,实际上,在盆地形成期间,具有以下特点:

——地层界线(取决于地面沉积物源的供给和地下地层的沉降)及其内部结构(取决于由压实作用引起的砂、泥质沉积物致密程度的变化)是持续演变的。

——岩石物性,尤其是渗透率,有显著的变化,这或由压实时沉积物颗粒简单的机械排列所引起,或由与水的循环有关的缓慢的成岩作用所引起。

本文所提出的方法只是局限性很强的一种近似方法,其目的是很概略地恢复沉积盆地的古水动力条件,而且只有借助于一定的理论性简化后才能进行。然而,可以对水的压力和流量的大小的级别以及它们在盆地整个历史时期内的分布情况进行估计。

此外,本文只限于研究由于泥质沉积的压实而引起的流体流动。实际上,还有其它一些因素影响古水动力作用,例如:在(岩层)出露和浸蚀期间大气降水的影响;化学性质和渗透能力的变化;热对流等。但这些只是伴随着由压实作用所引起的主要而持久的变化而发生作用的次要因素。

问题的定义和理论基础

我们准备研究其历史分为如下两个连续阶段的沉积盆地的发育。

——第一阶段,在此阶段内主要表现为由于盆地的形成而引起的沉降和沉积物的供给。在此阶段沉积物逐渐被埋藏因而引起它们的压实和其中的一部分水被挤出去。

——第二阶段,即沉降和沉积停止后的阶段,在此期间,盆地的内部发育(继续)

进行, 压实作用继续起作用。

盆地的形态、构造和发育

形态和大小

a) 所研究的盆地如同一个倒过来的圆锥体, 锥底(即盆地表面一译者)的半径为 300 公里, 盆地中心的深度 H 随着时间从零变到 3000 米, 第一发育阶段结束时的持续时间为 $150 \cdot 10^6$ 年(图 1)。

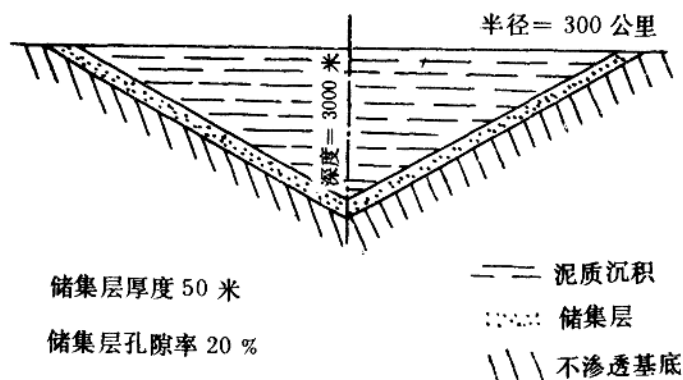


图 1 模型盆地示意图

b) 应指出的是, 盆地的形态是非常扁平的 ($R/H \geq 100$), 图 1 采用的水平比例尺和垂直比例尺有很大差别。

c) 假定地面像一块平板一样。

盆地的构造

a) 把填充沉积盆地的地层看成由《泥质沉积》和《储集层》两种地层组成。泥质沉积代表一种可压缩的物质而且其渗透性很差。储集层代表一种渗透层, 其压缩性较差, 当它形成了构造并能聚集油气时就会形成油气藏。

b) 就层系中《储集层》与《泥质沉积》的相对位置(在垂向上)来说, 唯一的排液层(储集层)首先沉积在不渗透的基底上(储集层厚度稳定, 厚 50 米), 其上为泥质沉积。

关于盆地发育的假定

a) 假定沉积作用在空间上是在均匀的水深下完成的, 但没有必要假定它在时间上是稳定的。

b) 假定储集层是一种不可压缩的均质物质, 因而其孔隙率和厚度是不变的。

c) 假定粘土是可压缩的, 而且其中的一个点在每一瞬间的孔隙率 ϕ 只取决于它要

服从的压实状态，这种压实状态可以用该点的流体压力与同一点上上覆沉积所施加的压力（即负荷静压—译者）之差 ΔP 来表示，（其精度要达到）对于我们所给定的情况来说达到了足够的接近程度。

因而可以得出下式：

$$\varphi = \varphi(\Delta P) \quad (1)$$

φ 是 ΔP 的反函数。

在流体压力为静水压力这种特殊情况下，这种 ΔP 值与深度 y 有关，在这种情况下（1）式可以改为下式：

$$\varphi = \varphi(y) \quad (2)$$

对所收集到的与这种特定情况有关的文献的阅研表明，关系式（2）可以用下式来表达：

$$\varphi = \frac{1}{L \cdot y + A} \quad (3)$$

A 和 L 是常数，实际应用上，可以取：

$$A = 1.10 \text{ 和 } L = 0.0039$$

相当于：当 $y = 0$ 时， $\varphi = 0.91$

$y = 1000$ 米时， $\varphi = 0.20$

可以看出，在这种特定情况下，可以容易地表示 ΔP 与 y 的关系。因而，可有以下式：

$$\Delta P = g \cdot [\rho_s \int_0^y (1 - \varphi(y)) dy - \rho_w \cdot y] \quad (4)$$

综合（3）式和（4）式，就可得出 $\varphi = \varphi(\Delta P)$ 的关系式。

假定当流体压力不再是静水压力时（上面）所得到的关系仍然有效，因而可得出（1）式的更明确的形式。

d) 假定第一阶段（ $T < 150 \cdot 10^6$ 年）期间在盆地中心粘土物质（固体）的供给是稳定的，这涉及到随时而变化的沉积率（以单位时间沉积的沉积物的质量表示）和沉积物的性质（孔隙率、粒度、颗粒形态）。

在第二阶段（ $T > 150 \cdot 10^6$ 年），没有供给物（沉积作用停止），粘土的质量保持不变，但其体积则因其中的流体被挤出而减少。盆地的发育如图 2 所示。

控制液体流动的规律

流过储集层

我们假定储集层的渗透率是不变的，而且在每一点上是相同的。

流过泥质沉积

假定流过泥质岩时服从达西定律。根据 $K = \lambda \cdot \varphi^5$ 这种类型的关系式（其中 K 为

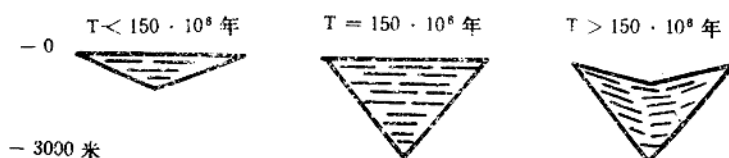


图2 模型盆地发育示意图

渗透率, λ 为常数), 认为泥质沉积的渗透率只取决于孔隙率。要想确定 λ , 并且想这一参数具有很确定的值是不现实的。根据文献中所报导的泥质沉积的孔隙率和渗透率值的情况, 可以证明粘土物质性质对 λ 有强烈的影响。可以看出, 文吐腊盆地的粘土, 其 λ 值 (以 $1/\text{达西}$ 表示) 的变化为从高岭土的 10^{-3} 到蒙脱石的 10^{-7} 。 10^{-5} 这一中间值看来是合适的, 而且它与一个天然粘土的实例是符合的。

因此, (计算) 泥质沉积中因流体产生的超压, 采用 $\lambda = 10^{-5}$ 一值较为合适。

流体特性

假定在砂岩和粘土中流动的流体呈单相状态 (或者最低限度是在所有点上饱和率都接近一致的一种相组成。所对应的相对渗透率是相等的。

假定流体为一种简单的粘性流体, 它在每一点的粘度仅取决定该处的温度, 图3表示两者之间的关系。

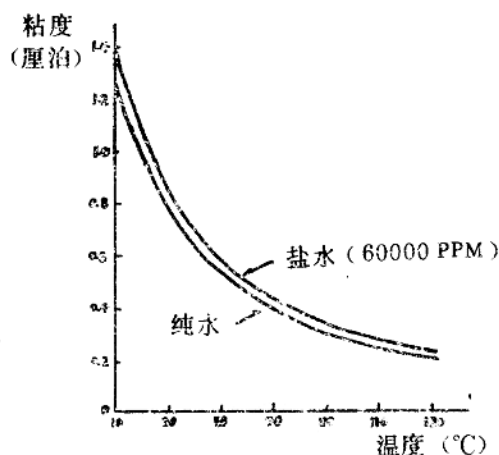


图3 水和盐水的粘度随温度的变化

温度是深度的线性函数, 按以下两个参数来确定:

地面温度等于 20°C 。

每 100 米深度温度增加 3°C (相当于一般的地温梯度)。

另外的对影响流体粘度很敏感的因素是压力和含盐量。图3（它涉及到含盐量）及P·蒙德朗（1966）的资料中的图253—I（涉及到压力）表明，在我们所给定的情况下，这两个因素的偶然作用，可以忽略不计。

在两种岩层中负荷损失的相对重要性

考虑到两类物质渗透率之间存在很大的差别，我们可以忽略储集层中的负荷损失（pertes de charge，应指沉积物中流体压力与静水压力之差——译者）。

对这种近似方法的经验性的检验表明，在储集层与泥质层的渗透率的比值达到 $0.5 \cdot 10^8$ 的情况下，这种方法在计算中是可以被接受的。当采纳某些参考文献中引证的粘土物质的渗透率和砂岩渗透率的常见值时就是这种情况。

这种近似方法所得到的结果

a) 在储集层中，流动是与通过盆地轴线的垂面和泥质岩——储集层接触面的交线相平行的，实际上是水平流动（考虑到 R_e/H 的比值很大）。

b) 同样，在粘土层中的流动实际上是垂直的。

问题的定性检验， 推荐用于本研究的方法

深度时间关系

按照前述沉积作用方面的假定（供给物稳定）以及孔隙率沿垂直向上的分布（与关系式（3）相一致），就可能确定盆地中心的深度随时间而变化的发育情况。因此就可知在给定的某一时期的盆地的形态和泥质沉积中所有点上的孔隙率值的分布，以及埋藏速度。

粘土层中水的流动

考虑到盆地的构造，由于埋藏深度逐步加深，泥质沉积中受到压力的水被挤出来，沿垂向方向、同时向上（即朝着代表当时海底的那个面）流动和向下流动（即向着储集层方向流动）。

在每一个时间，在粘土层内部都存在着一个 Σ 面（流向分界面），在该面上流动速度等于零。

Σ 面把盆地的沉积岩体分成了两部份，在 Σ 面以上流动是向上的，在 Σ 面以下流动是向下的。

Σ 面是这样确定的，即当泥质沉积中某一个面上的每一个点在同一垂线上的负荷损失 P_1 和 P_2 相等时，该面即为 Σ 面（图4）。

流动是垂向的， Σ 面与任何垂线的交点都位于 $h-Z$ 这一深度处（ h 是储集层顶面的深度， Z 是 Σ 面与储集层顶面之间的垂直距离——译者）， Z 值只取决于 h 。

因此，要确定某一给定时期的 Σ 面只要知道 Z 和 h 之间的关系就够了。

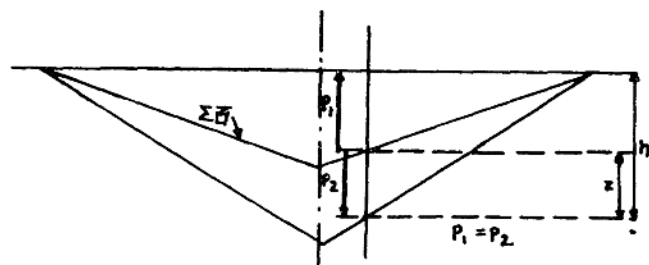


图4 流向分界面 (Σ 面) 的定义

可以看到, 穿过泥质沉积的流动, 是由泥质沉积的每一点上都存在的大于静水压力的超压 P 决定的。

在给定的垂线上, 在储集层与泥质沉积层的接触面处的点以及泥质沉积层与海底面接触面处的点这种超压等于零, 在与 Σ 面的交点处超压值最大。

对泥质沉积中的水被排挤出过程进行检验, 可以得出以下几种情况:

在 $T < 150 \cdot 10^6$ 年的时期 (沉积物的供给和地下地层的沉降)

在盆地发育的任何一个阶段, 都可以把粘土的质点看作在距 (盆地) 轴的距离为 r , 其深度为 y 的 M 点上 (图5)。

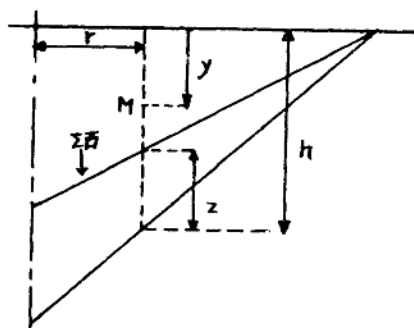


图5 泥质沉积体中相对于 Σ 面的 M 点的位置

在通过 M 点的垂线上储集层与泥质沉积接触面的深度为 h 。

穿过泥质沉积进行的流动是向上还是向下取决于 M 点是在 Σ 面的上面还是在它的下面, Σ 面与 M 点的垂线的交点的深度为 $h - z$ 。

按照 y 值的大小, 可以确定 M 点的流动是向上还是向下:

当 $h - y > z$ 时, 流动向上

当 $h - y = z$ 时, 没有流动

当 $h - y < z$ 时, 流动向下。

在盆地的发育过程中, $h - y$ 的值 (它代表在 M 点以前所沉积的泥质沉积的视厚度) 只能由于水被逐渐地挤出而减小。

相反, Z 值则随时间而增大。

按照 M 点在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年这一时间时的位置, 可能存在以下三种情况:

a) 在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年时, M 点位于储集层—粘土层接触面处, M 点处的粘土是从盆地形成初期就沉积的, 因而总是 $y = h$, 亦即当 $T > 0$ 时 $h - y = 0 < Z$, 它所引起的流动是向下的。

b) 在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年期间, M 点在 Σ 面以上, 因而有:

$$(h - y)_{T=150} > (Z)_{T=150}$$

因为 $h - y$ 随着 (沉积) 时间只能减少, 而 Z 不断的增大, 不等式

$$h - y > Z$$

始终是要受到检验 (看它是否能成立)。

M 点的泥质物质在 T_0 这个时候 (相当于较晚盆地发育阶段) 已沉积, 而且水始终是向上排出的。

c) 在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年时期, M 位于储集层—粘土层接触面与 Σ 面之间, 因而有:

$$(h - y)_{T=150} < (Z)_{T=150}$$

因而 M 点处的泥质沉积处于向下流动的位置, 最低限度在接近盆地沉积末期时是如此。

可是也不总是这样, 实际上, 在 T_0 时 M 点处的粘土沉积的深度为

$$y_{T_0} = 0$$

因而:

$$(h - y)_{T=T_0} = h_{T_0}$$

因为总是 $Z < h$ 故:

$$(h - y)_{T=T_0} > Z_{T_0}$$

M 点的粘土在沉积之后就向上流动, 可以看到, 在 T_i 时, 开始出现了流动方向反转的情况。

图 6 表示了上述 a、b、c 三种情况。

在 $T > 150 \cdot 10^6$ 年的时期

沉积物的供给停止了, 但粘土的质量保持不变。因此, 根据第一种近似方法可以合理地认为在每一粘土颗粒周围的流动方向仍旧是不变的, 因而也可以认为泥质沉积中 Σ 面是固定的。这就导致在砂岩—泥质沉积接触面上的每一单元都有一定流量的流体通过, 这种流体是泥质沉积物经过压实后被驱挤出来的, 泥质沉积层的体积随着压实时间的增长而缩小, 但干粘土的体积仍不变。

在储集层中的流动

只有位于 Σ 面以下的泥质沉积才可以向储集层排水。

在一个给定的时间, 当所有点的埋藏速度和 Σ 面为已知时, 则可计算每个时间的单位时间流入泄水层 (储集层) 的水量, 该储集层为一半径为 r 的圆柱体, 其轴与盆地的轴相重合。这是因为进入储集层的水量等于 (位于储集层之上的) 同一圆柱体内的泥质沉积的在 Σ 面以下的部分所挤出的水量 (见图 7)。

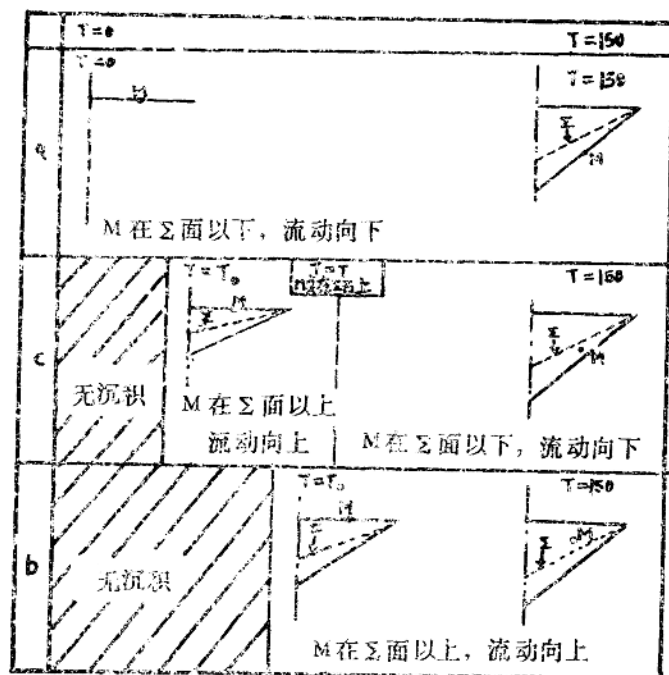


图 3 在到 $T = 150 \cdot 10^6$ 年时期内泥质沉积体中的 M 点的流向随其与 Σ 面的相对位置而变化

a) M 点位于砂岩——泥质沉积界面上

b) M 点位于 Σ 面以上

c) M 点位于砂岩——泥质沉积界面与 Σ 面之间。

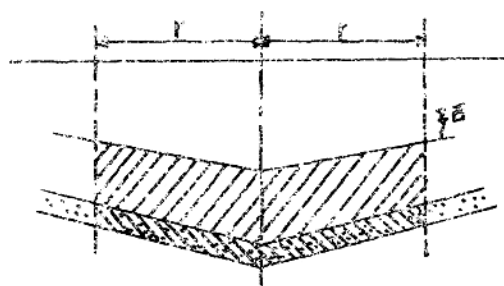


图 7 流入储集层的水量的估计

因此, 可以计算: 在半径 r 为不同数值时, 储集层中每一时间的流动的线性速度。
——在两个给定的时刻之间, 在一个给定的排水层 (储集层) 内水流过的数量。

在给定的时间间隔内,从图7中画斜线的泥质沉积中挤出的水的数量等于在同一时间间隔内流进砂岩储集层中的水的数量。

采用的方法

对所涉及到的问题所采用的方法图示在表I和表II中,它们分别相当于以下两个时期:

$$0 < T < 150 \cdot 10^5 \text{ 年 和 } T > 150 \cdot 10^6 \text{ 年}$$

这两个表是以流程图的形式画出的。在图中,把采用的物理定律作为一个起点划在一个方框内。可以导出的与流体流动相对应的各个阶段的结果用划线表示。

第一阶段: $T < 150 \cdot 10^5$ 年

力求恢复泥质沉积中每个点处随着时间变化的以下数据:

——流体的流出量(从它可推算储集层中水的流入量),按以下平衡法进行(计算):根据粘土沉积在逐步埋藏的过程中孔隙率的变化,确定单位泥质沉积所挤出的水量;

——流体的压力,从上面求出的流体流出量以及控制泥质沉积渗透率的定律入手,应用达西定律进行计算。

运用 φ 随 h 变化的关系式以及相应的静水压力分布可以进行计算。

对表I进行研究后可以看出,孔隙率 φ 应与计算末尾得出的结果相同,因此,这种计算问题的正确解决方法只能是一种反复进行计算的连续近似法,即用第一次计算末尾所得出的孔隙率分布作为第二次计算的出发点(如表中的虚线所表示的那样)。

事实上,由于相互关系的复杂性以及必须记录的数字,这种反复计算过程是难于实现的。

因此,仅局限于第一次计算,该次计算所得出的结果与真实解有很大的偏差,即计算末尾得出的孔隙率 φ_b 与初始孔隙率 φ_a 之间的差是很大的。

对 $\Delta\varphi = \varphi_b - \varphi_a$ 进行检验可以作出对获得的结果的有效程度的看法,它表明,只是在泥质沉积内的很有限的那一部分,误差才达到很危险的程度。

第二阶段: $T > 150 \cdot 10^6$ 年

根据前面的计算推导出的在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年时泥质沉积内的压力和孔隙率 φ_b 的分布,可以恢复在沉积以后的时期砂岩储集层中水流动的历史。表II图示了这种计算程序。

结 果

第一阶段: $T < 150 \cdot 10^6$ 年

盆地中心深度的发育

在图8中可以看到盆地中心处地下地层的深度随时间的变化。可以看出,沉降速度在开始时达到了最大值,而当深度达到1000米时(相当于 $T = 40 \cdot 10^6$ 年)沉降速度实际上已达到了稳定。

表 I、 $T < 150 \cdot 10^6$ 年时期的计算程序

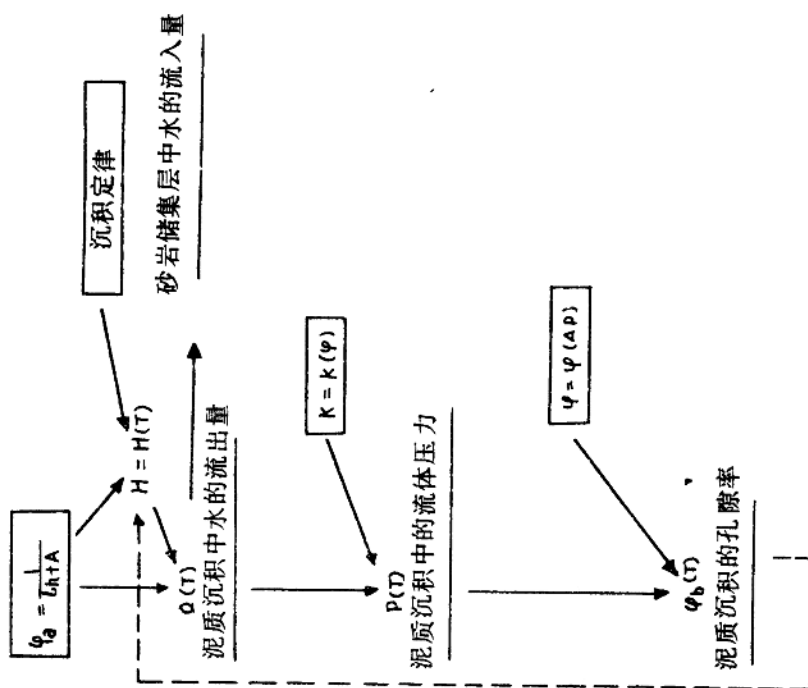
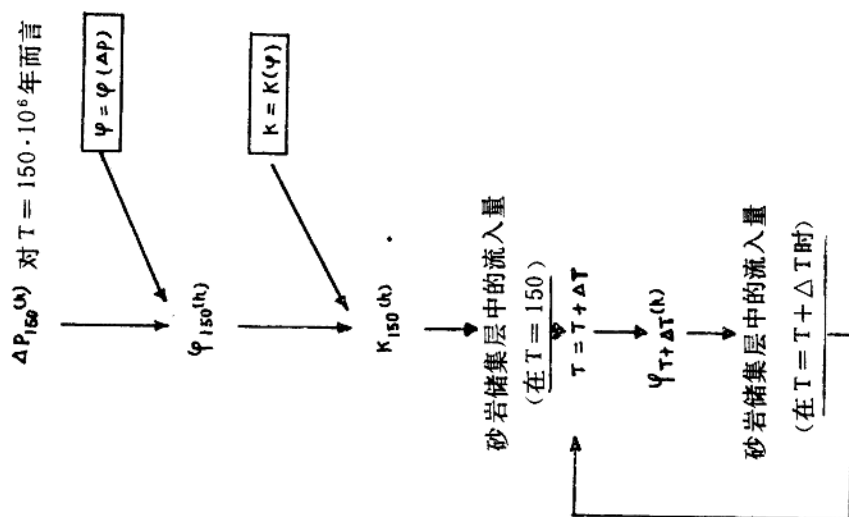


表 II、 $T > 150 \cdot 10^6$ 年时期的计算程序



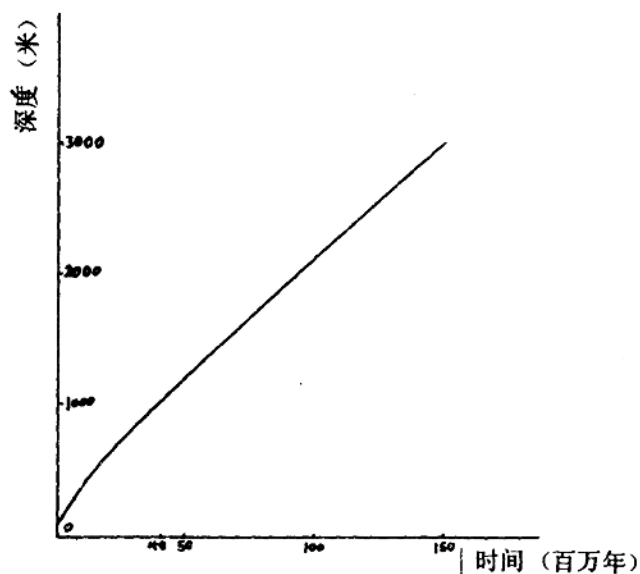


图8 盆地中心地层深度随时间的变化

泥质沉积中的流向分界面 (Σ 面)

图9表示 h (泥质沉积——储集层接触面上的某一点的深度) 和 Z (同一点处 Σ 面以下的泥质沉积的视厚度) 之间的关系。可以看出, Z 与 h 是线性关系 (当 $h = 3000$ 米时, $Z \approx 600$ 米)。

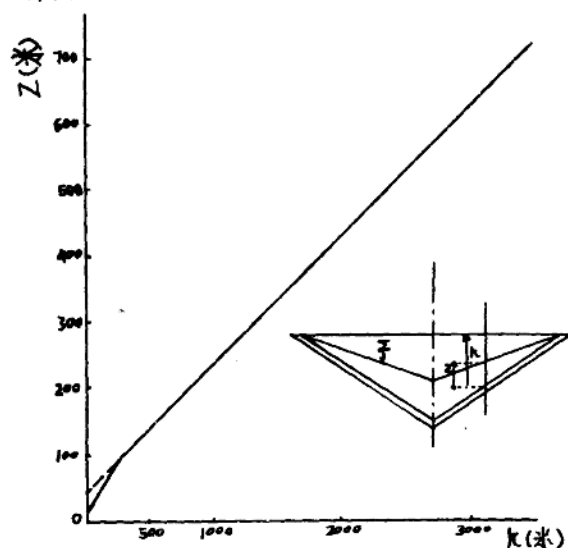


图9 在某一固定位置处砂岩储集层顶面深度 h 与 Σ 面以下的泥质沉积 (能向储集层供水) 的视厚度 Z 之间的关系

泥质沉积中（的水）的流动

水的流动历史

计算了M点处于不同的 r 值和不同的最终深度 y 时流过M点处 1米^2 水平平面的水的累积流量。

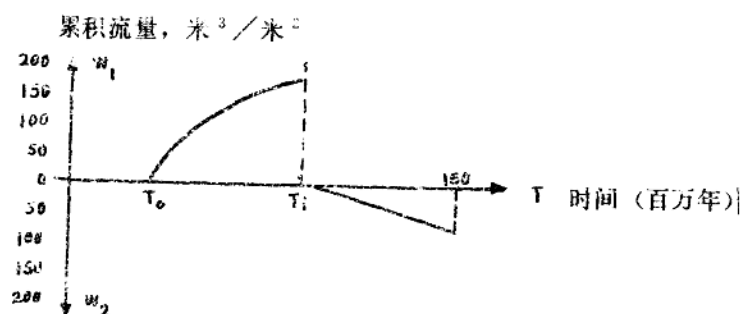


图10 泥质沉积中M点处水的流动（流过 1米^2 的截面）方向和流量（ $\text{米}^3/\text{米}^2$ ）随时间的变化

T_0 : M点处粘土开始沉积的时间,

T_1 : 水流方向开始改变的时间 (M点正好位于 Σ 面上)。

计算结果表示在图11a、11b、11c、11d、11e、11f中。为了区别流动方向,对这些计算结果采用了如图10所示的那种表示方法(见图10)。图11中的每一个小图表示在一个给定的 r 值(距盆地轴的距离——译者)下的情况。横轴表示时间(以百万年计)纵轴表示在给定的M点处的最终深度值的条件下,流过 1米^2 面积的水的累积流量向着纵轴正向方向的累积流量(W_1)为向上的流动,向着纵轴负向方向的累积流量(W_2)为向下流动。

在一般情况下(情况C,见图6),M点的每一个最终深度值都有两段曲线,从 T_0 到 T_1 的这段曲线表示向上的流动;从 T_1 到150(百万年)这一段表示向下的流动。

在图6的a、b两种情况下,流动的方向是不变的,所以图上只有一段曲线。

图11还算出了以下数据:标在每条曲线末端的数字表示M点的不同时间的深度。

在盆地发育的最终阶段时粘土沉积中向上流动和向下流动的水的体积的分布

图12和13表示出了流过泥质沉积中 1米^2 水平面积的水的总体积的值,图12代表向上的流动,图13代表向下的流动。

泥质沉积中因流动而引起的流体的超压*

结果表示在图14、15和16中。

*超压 (Exces de pression) 指超过静水压力的那部分压力的值——译者

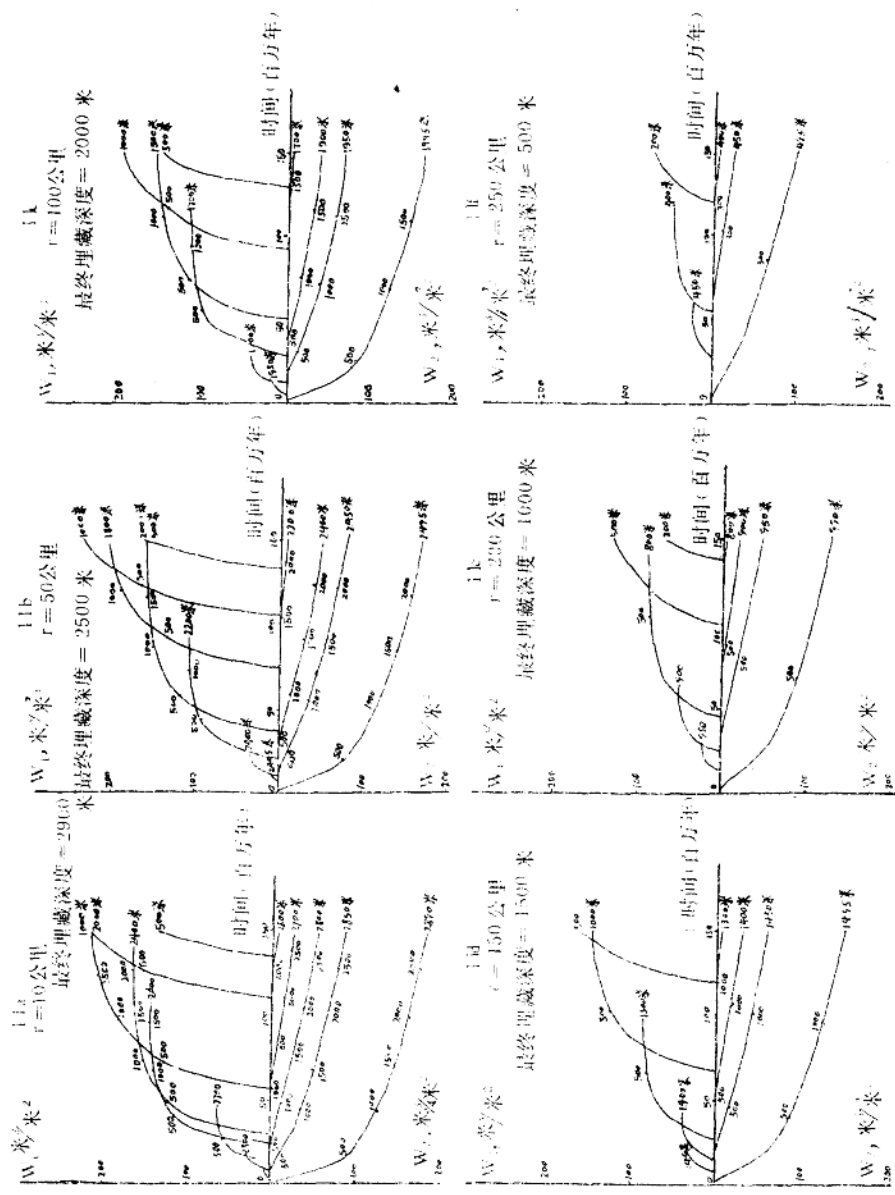


图 11 泥质沉积体中流过以 M 点为中心的 1 米²截面的水的累计流量随时间的变化
图中列举了在不同的 r (离盆地中心的距离) 和最终深度下的流动情况。

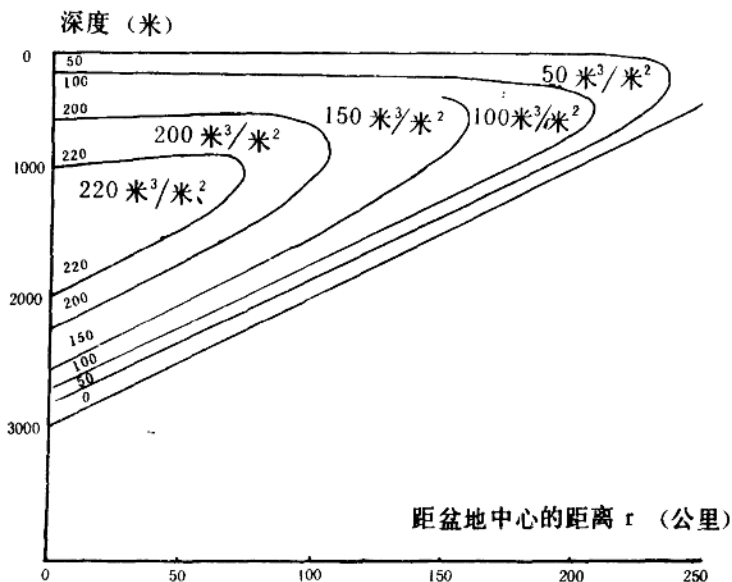


图 12 在沉积最后阶段向上流动的水的累计流量 (W_1) 在泥质沉积体内的分布

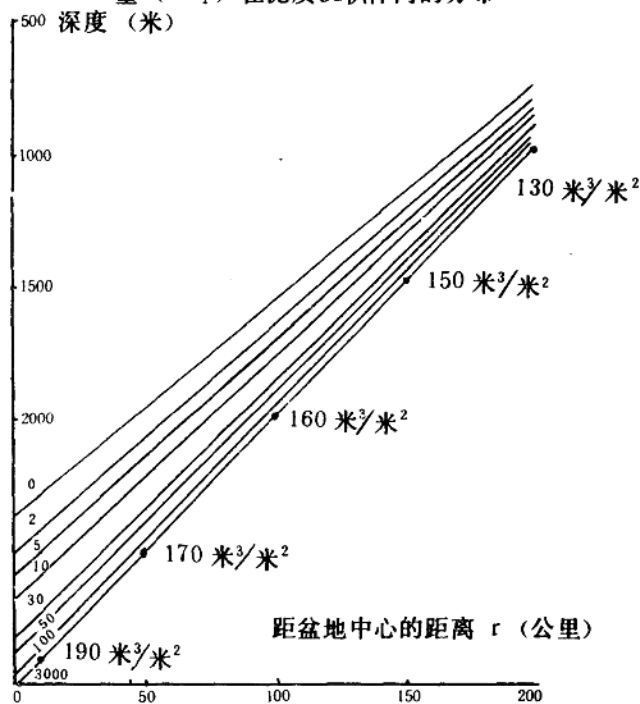


图 13 在沉积最后阶段向下流入储集层中的水的累计流量 (W_2) 在泥质沉积体中的分布

图 14 表示在盆地中心的垂轴线上，不同时期内随深度而变化的超压值 (P)。

图 15 表示在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年时泥质沉积内的超压分布情况。流体压力值 (超压 P 与静水压力之和) 的分布表示在图 16 中。可以看出，超压的值有时很高，以致达到 240 公斤/厘米²。此外还应看到，至少对于所研究的模型盆地来说，上述值代表了最大值，事实上，在盆中心处深 2000 米的泥质沉积中的水的压力，(静水压力和超压 P 之和，见图 16) 实际上已等于地静压力 (图 17)。

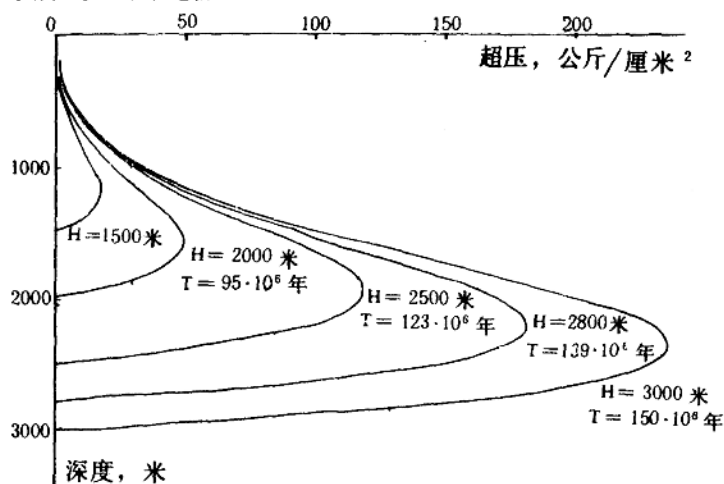


图 14 盆地中心在不同时期流体超压随深度的变化

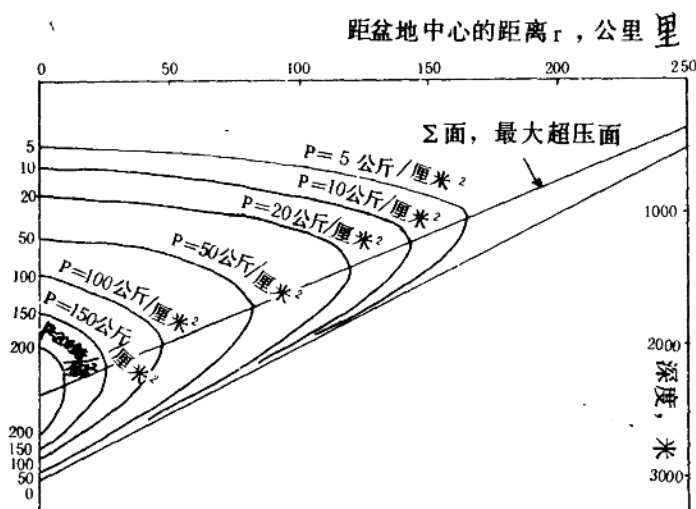


图 15 在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年时泥质沉积中流体的超压 P 的分布

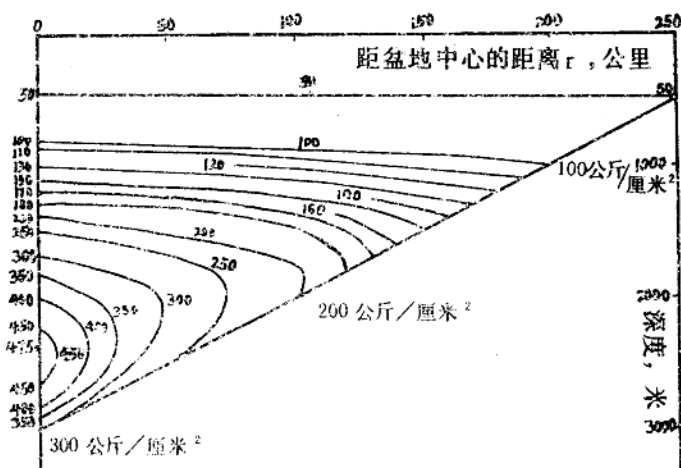


图 16 在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年时泥质沉积中水的压力的分布

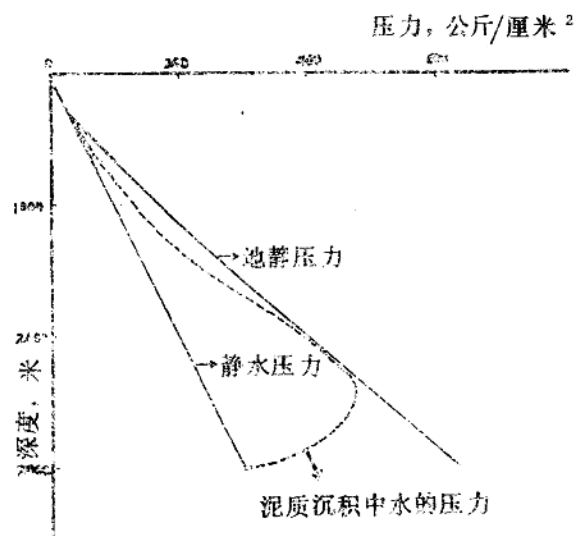


图 17 在盆地中心在 $T = 150 \cdot 10^6$ 年时泥质沉积中水的压力随深度的变化

有意思的是把这样得出的值与在实际的沉积盆地中所见到的超压进行对比。图 18、19、20 汇集了文献中关于这方面实例。可以看出，它们的压力随深度而变化曲线的总的形态及梯度变化与用模型研究所得出的长相似的。

在储集层中流动的水的速度和体积

由排水区（储集层）中的水动力条件推导出的结果表示在图 21、22、23 中。图 21 表示在不同的 r 值（即计算点距盆地中心的距离）下，流体的平均速度（过滤速度被孔隙率除）随时间的变化。图 22 表示在不同的 r 值时，从 $T = 40 \cdot 10^6$ 年时开始，流过储