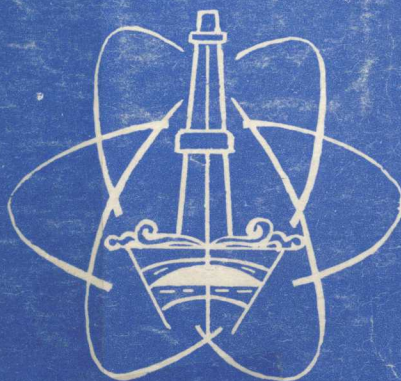


地层压力检测与应用

赠阅

周全兴 编著



辽河石油勘探局

地层压力检测与应用

周全兴 编著

辽河石油勘探局

封面设计：张子忠

内部发行 · 不得翻印

出版：辽河石油勘探局钻井处、技教处
印刷：辽河石油勘探局科学技术研究院制图室
地址：辽宁省盘锦市兴隆台

工本费：5.50元

内 容 提 要

《地层压力检测与应用》一书主要为普及与提高地层压力、波动压力、井控工、论和平衡压力钻井技术而编写的。

全书共分十六章。在研究与实践的基础上，较为全面地介绍与讨论了地层压力理论与检测方法、地层压力和波动压力对钻井工程的影响、以及平衡压力钻井工艺。

本书内容详尽、通俗易懂，可供从事钻井工程事业的技术人员、压力预测及检测技术人员和工人参考。

序 言

地层压力预测的探讨与研究,就国内而言,在钻探与开发过程中仍是一项较新的课题。开钻前或钻进中,如能及早预报异常压力并采取相应的措施,则可大大降低钻井成本和减少发生重大事故的可能性。更为重要的,它是科学钻井和防止油层污染技术的基础。目前地层异常压力已经在世界各地的新生代到古生代、浅的几百米到深至超过7000米的沉积岩中迁到。近三十多年来,世界各国的有关专家对这个问题进行了深入研究与讨论,并发表了百多篇重要论文和专著。

1985年元月,石油部专门召开了地层压力预测和监测会议,明确规定了全面开展此项工作的方法和规程。八十年代以来,为了加快勘探速度、探明更多储量和增加产量,对如何保护油气层问题已提到了钻井工作的重要议事日程上来。平衡压力钻井与井控技术是保护油气层和提高探井成功率的重要途径与措施。

本书是在研究与实践的基础上,并引用了国内外的部分研究成果、论文编写而成的。内容丰富、系统、概念清楚、实践性强、密切结合生产实际。可供现场专业技术人员和油田职工大学以及有关培训班参考。对于推动与促进地层压力理论与检测技术的普及与提高也将会起到积极作用。

刘景伊、李丕训、裴鸿祥、申德炳、刘贵芝

1986年12月13日

前 言

地层压力预测与检测技术是国外六十年代发展起来的。它是现代钻井的基础，是平衡压力钻井、现代井控技术和保护油气层的重要手段。国内外自开展压力预测与检测以来已经取得了重大的经济效益。

本书主要为从事压力检测技术人员、技术管理人员和企业管理人员了解地层压力理论与基本概念和掌握各种检测方法、普及地层压力理论而编写的。

全书共分地层压力理论与概念、压力预测与检测方法和应用地层压力理论解决钻井工程中的技术问题三大部分。

前三章重点讨论地层压力理论。第五章到第十章全面系统地介绍了地震法、 d_c 指数法、 b 指数法、(修正)标准化钻连法、声连法、电阻率法、岩屑密度法等预测与检测地层压力的方法，在研究与实践的基础上作了补充，使这些方法更加具体和适用。第十二章到第十六章着重讨论了地层压力与钻井工程的关系及平衡压力钻井问题，为在生产中应用地层压力理论提供基础。

由于本书是在研究与实践的基础上编写成的，并且考虑了普及与提高的需要，因此该内容概念清楚、方法详尽具体，并附有例题，具有实用性与指导性。

本书初稿完成后曾经刘景伊、李丕训、裴鸿祥、申德炳、刘贵芝五位同志校审。尤其是申德炳同志在百忙中抽出了大量时间对该书进行了仔细修改。最后，李葆青同志对全书进行了审定。在此特致以深切谢意。

本书虽经多次修改，但由于编者水平和经验所限，错误、缺点一定难免，敬请读者不吝指正。

编 者

1987年2月15日

目 录

第一章 沉积物的成岩及异常地层压力	(1)
第一节 沉积压实作用	(1)
第二节 沉积物的脱水与成岩作用	(5)
第三节 压实过渡带与异常压力	(7)
第四节 异常压力的分布规律与特点	(11)
第二章 地层压力形成的基本理论	(16)
第一节 地层压力的成因	(16)
第二节 压力过渡带	(32)
第三节 孔隙压力的保持条件	(33)
第三章 地层压力计算的基本概念	(38)
第一节 地层水的矿化度及密度	(38)
第二节 静液压力	(48)
第三节 上覆岩层压力	(51)
第四节 有效上覆岩层压力	(56)
第五节 泥浆有效循环密度	(58)
第四章 开展压力检测的基础及意义	(59)
第一节 压力检测工作者必备的专业知识与装备	(59)
第二节 地层压力检测机理	(63)
第三节 异常压力及其检测方法的研究与发展概况	(65)
第四节 压力检测与预测的经济效益	(67)
第五章 利用地震资料预报异常地层压力	(71)
第一节 地震法预报地层压力的基本原理	(71)
第二节 地震资料预报地层压力的方法	(73)
第三节 地震资料预测地层压力的简况	(79)
第六章 利用钻速检(监)测地层压力(一)	(83)
第一节 d_c 指数检测地层压力	(83)
第二节 b 指数检测地层压力	(97)
第三节 西格玛录井(Sigmalog)法检测地层压力	(105)
第七章 利用钻速检(监)测地层压力(二)	(109)
第一节 标准化钻速法检(监)测地层压力	(109)
第二节 修正标准化钻速法检(监)测地层压力	(119)

第三节	伯格因和杨法检测地层压力	(127)
第四节	康姆斯法检测地层压力	(128)
第五节	泥页岩压实系数法检测地层压力	(130)
第八章	利用岩性及泥浆录井检测地层压力	(133)
第一节	页岩密度检测地层压力	(133)
第二节	页岩因素法检(监)测地层压力	(140)
第三节	泥页岩岩屑电阻率	(143)
第四节	利用泥浆出口温度检测地层压力	(144)
第五节	利用泥浆气测录井监测地层压力	(148)
第六节	泥浆电阻率和电导率	(152)
第九章	利用测井资料检测地层压力(一)	(154)
第一节	利用声速测井检测地层压力	(154)
第二节	利用密度测井检测地层压力	(167)
第三节	利用中子、中子寿命测井检测地层压力	(170)
第四节	利用自然伽玛测井检测地层压力	(174)
第十章	利用测井资料检测地层压力(二)	(178)
第一节	电阻率测井检测地层压力	(178)
第二节	电导率测井检测地层压力	(184)
第三节	泥岩因素法检测地层压力	(190)
第四节	利用自然电位(SP)测井检测地层压力	(192)
第十一章	随钻监测与压力预测	(197)
第一节	地层压力的随钻监测	(197)
第二节	压力检(监)测报告的主要内容及要求	(199)
第三节	压力预测的意义与方法	(205)
第四节	影响评价地层压力的因素	(209)
第十二章	波动压力	(213)
第一节	波动压力的计算	(213)
第二节	波动压力对钻井工程的影响	(225)
第三节	中途循环的依据及其计算方法	(233)
第十三章	地层破裂压力	(242)
第一节	地下岩石的应力状态	(242)
第二节	检测地层破裂压力的方法	(244)
第十四章	井控工艺简介	(276)
第一节	井控设备	(276)
第二节	气侵与井涌	(286)
第三节	井涌时的压力变化	(293)

第四节	井涌容限的计算.....	(296)
第五节	井涌的控制.....	(303)
第六节	压井工艺.....	(312)
第十五章	地层压力与井下复杂情况.....	(316)
第一节	地层压力与井喷和井漏.....	(316)
第二节	地层压力与井塌.....	(319)
第三节	压差卡钻.....	(325)
第四节	调整井泥浆密度的确定.....	(329)
第五节	地层压力对固井质量的影响.....	(332)
第六节	压差与表层井漏的关系.....	(335)
第十六章	平衡压力钻井.....	(343)
第一节	开展平衡压力钻井的意义.....	(343)
第二节	平衡压力钻井的设计.....	(359)
第三节	平衡压力钻井工艺的实施问题.....	(367)

第一章 沉积物的成岩及异常地层压力

泥页岩是由泥质沉积物压实形成的。从沉积物到沉积岩经历了压实、脱水、重结晶、阳离子交换等一系列的过程。

第一节 沉积压实作用

沉积物在垂直的、单一的负荷作用下，使孔隙流体排出、孔隙体积减小、强度增加的作用称为压实作用。

研究与实践表明，在大多数沉积岩中，压实作用是成岩与产生异常压力的纵向动因。

一、压实模型^[3]

压实模型提出的前提是，一个沉积盆地中的重力压实速度受到泥质成分的低渗透性的限制。瑞克（Rieke）和蔡林格润（Chilingarian）1974年提出，在迅速沉积区内业已证明，水从细粒沉积物中的排出滞后于水从砂岩中的流失。

建立模型时，可以把沉积物看成是一个两相连续体，颗粒机械接触，流体充填了所有空隙并润湿了所有空隙的表面。把空隙流体看作是一种可以轻微压缩的均质液体，孔隙压力可以逐点变化。在过剩孔隙压力作用下，孔隙流体将通过孔隙空间的通道流动，此时，如果沉积物的构造刚性保持不变，则渗流量稳定。反之，则为不稳定渗流状态。稳定状态的渗流所要求的刚性、固定不变的构架模型，从数学观点来说是很容易建立的。瞬时流态意味着造成固体基质变形的有效应力发生了变化。

现以凯兹（Katz）和尔布雷赫姆（Ibrahim）1971年提出用以解释压实作用使页岩中的流体排出的机械模型为例，讨论页岩的压实作用。

他们的模型是根据夹在可渗透砂层间的泥质沉积物的压实作用提出来的。正如特任格赫（Terzaghi）所提出的模型一样，泥质沉积物可用一系列弹簧和带孔的园盘来表示。带孔的园盘表示低渗透性粘土，限制了流体的逃逸，弹簧表示可以变形的粘土基质，如图1——01示。

在模型上突然加上负荷，相当于快的沉积，带孔园盘之间所含的水代表间隙流体。如果一应力 S 突然加到系统中，园盘间的水开始将支撑全部负荷，经过一短暂时间之后，水将力图向上或向下从园盘的孔中流出。其方向取决于系统内的压力幅度。

试验表明，随着顶部和底部园盘接近中间的园盘时，弹簧开始承受部分负载，外部园盘之间的流体压力会降低。这意味着模型中心流体的逃逸比外部边界处的流体需要花费更多的时间。模型中渗透率和孔隙度的分布情况示于图1——01的左侧。

图1——02为粘土压实作用的简单示意图。

凯勒和尔布雷赫姆的机械模型的特性，总的来讲和美国海湾沿岸地区所见到的高压地层

的压实动态是一致的。这个模型说明了未充分压实页岩具有较高的孔隙度和随静岩压力增加而增大的孔隙流体压力的原因。如果埋藏进一步加深，孔隙压力大到使地层破裂，或孔隙流体的通道一直畅通，那么页岩就被压实，其间仅具有正常地层压力了，如图1—02c示。

布瑞德霍 (Bredehoeft) 和汉授 (Hanshaw) 1968年根据连续沉积速度提出了一个水动力压实模型。这个模型的沉积环境假定为一个无限延展的水平面，在整个面积上的水深是相等的，并且可以随时间而变化。

当新沉积下来的细粒沉积物在海底承受最初压实作用时，间隙流体和上覆海水沟通，孔隙压力基本上是静水压力。假定沉积速度 (100 米/ 百万年或500米/ 百万年) 不变，沉积物的物理特性 (如矿物成分、孔隙度、粒度以及堆集形状等) 也不变，那么，先前的沉积物被后继沉积物所掩埋，但不易被压实。

如果沉积速度慢，被覆盖着

的沉积物将逐步适应上覆沉积物所施加的外载，随着矿物颗粒的彼此压紧，孔隙流体被排了出来，此时孔隙中仅具有静水压力了。

虽然沉积速度快、孔隙度高，但是只要孔隙液体能从阻力最小方向 (即向上) 流入多孔砂层，那么该地层仍属于正常压实，否则为欠压实地层。

二、压实作用的数学说明^[3]

沉积物的压实作用的数学说明是非常困难的。因为，在一定条件下，沉积物除了具有弹性特征之外，还可能具有塑性、粘弹性 (Viscoelastic Properties) 或蚀变性 (thixotropic Properties)。因此，一个包括所有这些特性 (Compatibility characteristics) 的数学模型的提出，那怕是一个近似的模型也没有精确地完成。描述沉积物的上述特性的任何数学模型都受到求解边界条件能力的限制。

由于上述原因，虽然许多学者提出了不少解释压实作用的数学模式，但是大都只能是定

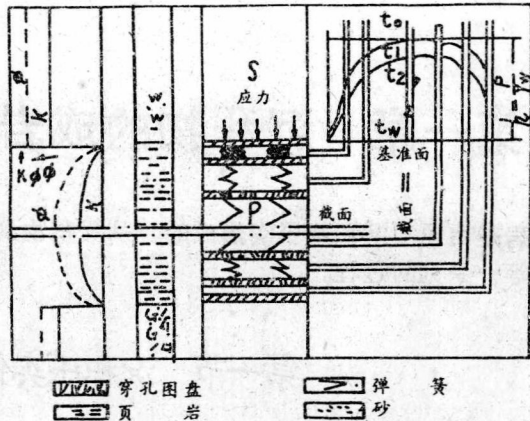


图1—01 沉积压实模型 (Ferrell: 地层异常压力)
(压实作用、孔隙度和渗透率关系)

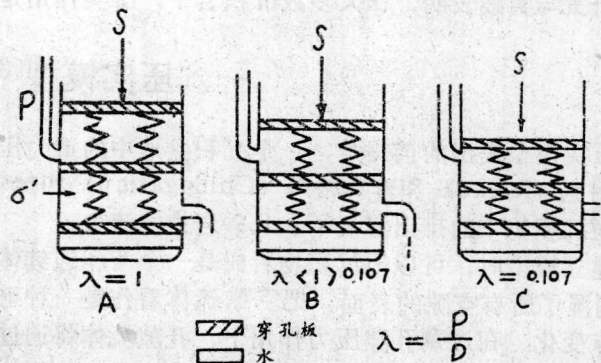


图1-02 粘土压实作用的示意图

性的。现将几个有代表性的数学模式综述于下，仅供参考。

罗伯逊 (Robertson) 1971年对成岩和压实作用进行了简单的，而且很好的数学分析，提出了一种计算压实速率的微分方程。

早在1967年罗伯逊就提出了计算固体颗粒比例G和固体颗粒与空隙比、孔隙度之间的关系图 (图1—03)。

$$G = \frac{r_{bd}}{r_s} = \frac{V_s}{V_b} = \frac{1}{1+e} = 1 - \Phi \quad 1-01$$

$$\Phi = \frac{e}{1+e} \quad 1-02$$

$$e = \frac{V_p}{V_s} = \frac{\frac{W_w}{r_w}}{\frac{W_s}{r_s}} = M \frac{r_s}{r_w} \quad 1-03$$

$$Rd = \frac{V_s \cdot r_s}{t} \quad 1-04$$

$$ha = \frac{Rd}{r_s} \cdot \frac{1}{1 - \Phi} \quad 1-05$$

如果孔隙度 Φ 是埋藏深度H和时间t的一个函数，则用下列偏微分方程式计算压实速度 $\frac{d\Phi}{dt}$ ：

$$\frac{d\Phi}{dt} = \left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right)_H + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial H} \right)_t \left(\frac{dH}{dt} \right) \quad 1-06$$

因为 $\frac{dH}{dt}$ 等于沉积层一年的沉积厚度ha，当以稳定状态压实时 $\left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right)_H = 0$ ，并将式

1—05代入式1—06整理得到压实速度的计算式为：

$$\frac{d\Phi}{dt} = \left(\frac{\partial \Phi}{\partial H} \right)_t \frac{Rd}{r_s} \left(\frac{1}{1 - \Phi} \right) \quad 1-07$$

式中：

r_{bd} ——干的总体密度；

r_s 、 r_w ——颗粒、水的密度；

e ——空隙比；

Φ ——孔隙度；

W_s 、 W_w ——颗粒、水的重量；

V_s 、 V_p ——颗粒、孔隙体积；

V_b ——岩石总体积 (bulk Volume)

Rd ——沉积速度；

ha ——一年的沉积厚度。

吉布森 (Gibson) 1958年为连续沉积作用提出了下列数学模式：

$$\frac{h' \rho_w}{I \rho'} = 1 - \left(\frac{\pi k t}{s_s I^2} \right)^{\frac{1}{2}} \exp \left[- \left(\frac{Z}{I} \right)^2 \frac{s_s I^2}{4 k t} \right] \times \int_0^w \xi' \tanh \left(\frac{\xi' s_s I^2}{2 k t} \right) \text{Cosh} \left[\left(\frac{Z}{I} \right) \frac{\xi' s_s I^2}{2 k t} \right] \exp \left(- \frac{\xi' s_s I^2}{4 k t} \right) d\xi' \quad 1-08$$

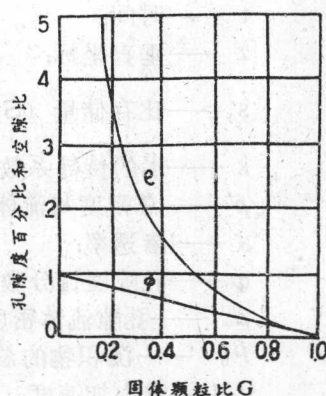


图1-03 空隙比、孔隙度百分比和固体颗粒比例间的关系

式中:

h' ——过剩流体压头, $h' = \frac{p_f}{\rho_w g}$;

h ——压头, $h = h' + L(t)$;

L ——水深;

t ——时间;

z ——垂直坐标;

s_s ——比存储量 (Specific storage) $s_s = \rho_m g \left(\frac{1}{E_s} + \frac{\Phi}{E_w} \right)$

k ——水的传导系数, $k = (K \rho_w / \mu) g$;

ρ' ——总密度与流体密度之差, $\rho' = \rho_b - \rho_w$;

K ——渗透率;

Φ ——孔隙度百分数;

ρ_w ——孔隙流体密度;

ρ_b ——沉积物的总密度;

g ——重力加速度;

I ——沉积物的厚度;

E_s ——沉积物基质的压缩性模数, $E_s = \sigma_2 / \epsilon_2$;

E_w ——水的弹性模数;

μ ——流体粘度;

p_f ——异常孔隙压力;

$\xi = z / I(t)$ 。

对于岩性相同的地层, 在正常压实作用下, 其正常孔隙压力与岩石孔隙度存在着指数关系, 其推导如下^[47]。

根据岩石孔隙度的定义:

$$\Phi = \frac{V_\phi}{V} \quad V_\phi = \Phi V$$

式中:

Φ ——岩石孔隙度;

V ——岩石总体积;

V_ϕ ——岩石孔隙体积。

将上式进行积分得:

$$dV_\phi = \Phi dV + V_d \Phi$$

$$\frac{dV_\phi}{V_\phi} = \frac{\Phi dV}{\Phi V} + \frac{V_d \Phi}{\Phi V}$$

假设探测地层的总体积不变, $dV = 0$, 则:

$$\frac{dV_\phi}{V_\phi} = \frac{d\Phi}{\Phi}$$

如果地层孔隙内充满着地层水, 根据孔隙流体压缩性的定义, 有

$$C_f = -\frac{1}{V_\phi} \frac{dV_\phi}{dp_f} \quad \text{或} \quad C_f = -\frac{1}{\Phi} \frac{d\Phi}{dp_f}$$

进行积分得:

$$\int_{p_f}^{p_s + p_f} -C_f dp_f = \int_{\Phi_0}^{\Phi} \frac{d\Phi}{\Phi}$$

$$-C_f p_f = \ln \frac{\Phi}{\Phi_0}$$

$$\Phi = \Phi_0 e^{-C_f P}$$

1—09

式中:

Φ ——地层孔隙压力为 p_f 时的岩石孔隙度;

Φ_0 ——地层孔隙压力为零时的岩石孔隙度;

C_f ——孔隙流体的压缩系数;

p_s ——大气压力。

另外, 地层间隙流体压缩系数的数学表达式为:

$$C_f = -\frac{1}{\Phi} \frac{d\Phi}{dp_f}$$

①

而地层孔隙压力 p_f 的表达式为:

$$p_f = g \rho_w H$$

②

式中:

H ——地层孔隙流体的埋藏深度;

ρ_w ——孔隙流体的平均密度;

g ——重力加速度。

对该式微分, 得

$$dp_f = g \rho_w dH$$

③

将③代入①得

$$C_f g \rho_w = -\frac{1}{\Phi} \frac{d\Phi}{dH}$$

④

令 $C = C_f g \rho_w$ 即:

$$C = -\frac{1}{\Phi} \frac{d\Phi}{dH}$$

⑤

将⑤式积分:

$$\int_0^H -C dH = \int_{\Phi_0}^{\Phi} \frac{d\Phi}{\Phi}$$

$$-CH = \ln \frac{\Phi}{\Phi_0}$$

$$\therefore \Phi = \Phi_0 e^{-CH}$$

1—10

式 1—10 指出, 岩石孔隙度随埋藏深度的增加而按指数规律减小。揭示沉积地层的这种压实规律是非常重要的, 它是一切压力检测方法的基础。

第二节 沉积物脱水与成岩作用

泥质沉积物中一般含有两种水。一部分是孔隙中或毛细管中的自由水。另一部分被吸附于蒙脱石的层间, 称为层间水或结构水。这种层间水一般达到四层以上。在沉积过程中, 由

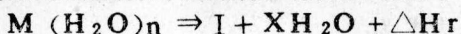
于上覆岩层压力和地温的综合作用把这两部分水几乎全部从泥质沉积物中挤出来，使蒙脱石转变为伊利石。这个过程一般叫做蒙脱石的脱水成岩过程。

关于蒙脱石的脱水问题在第二章还要进一步讨论，此处仅简要概述一下。^{〔8〕}

温奥尔芬（Venolphen）1963年提出，覆盖层压力能挤掉粘土层孔隙中的水，但是在25℃条件下，单靠覆盖压力不可能挤掉蒙脱石中的层间水。

伯斯特（Burst）1959年提出，地温变化是蒙脱石转变为伊利石的极为重要的因素，其转变速度的关键主要在于地温梯度。

鲍沃（Power）1967年指出，硅酸盐（蒙脱石）层间水的临界温度为90—110℃。由此可见，地温对晶格层间水的脱水作用比地质年代和埋藏深度的影响更大。水相转移式：



式中：

M——水化的蒙脱石晶格；

$(H_2O)_n$ ——蒙脱石中的层间水；

I——脱水后的晶格，伊利石；

ΔH_r ——反应热。

蒙脱石晶格层间的脱水主要是反应热，不达到临界温度层间水是不会脱掉的。但是必须指出，没有足够的埋藏深度就没有足够的上覆岩层压力及其温度，因此上述所指的临界温度是具有一定压力下的温度，它本身就包含有上覆岩层压力的作用。

威尔逊（Wilson）1982年介绍了蒙皂石、绿泥石和伊利石的转变过程，详见图1—04、05。^{〔8〕}

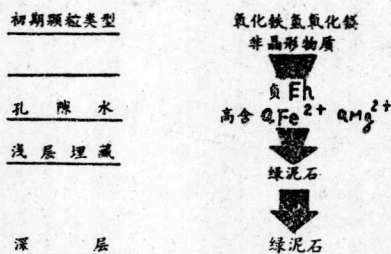


图1-04 再生绿泥石的成岩历史

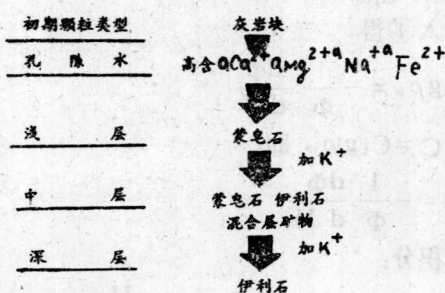


图1-05 再生蒙皂石成岩历史
(注：灰岩块应为灰质岩块)

从图中可以清楚地看到绿泥石的生成是在富含 Fe^{2+} 和富含 Mg^{2+} 的离子环境中形成的，而伊利石则是在富含 K^+ 离子的环境中生成的。

伯斯特（Burst）1968年和鲍沃（Power）1967年提出，沉积物脱水过程分为三个阶段，如图1—06示。^{〔8〕}

第一阶段：在覆盖层压力作用下，孔隙水和粘土矿物层间外层的两层水可大部分被挤掉。

第二阶段：覆盖压力已不再起重要作用。此时，地温增高，热量聚积到某一程度之后，膨胀型粘土部分转变为非膨胀型粘土，并多以伊蒙混层表现出来。

第三阶段：为最终挤水阶段。水的密度接近毛细管水的密度。此时因沉积物温度更高，水将从晶格中慢慢排出来。岩性为伊利石。如果排水不良，伊利石晶格间仍有一定数量的孔

隙水。

综上所述，沉积物脱水是一个复杂过程，是多种因素共同作用的结果。只有当脱水过程中，水有足够的通道时，沉积物才能被进一步压实，否则不能完全被压实。

第三节 压实过渡带与异常压力

这里主要讨论泥岩压实过渡带与异常压力地层的岩性特征，不研究油气的生、储层的岩性问题。其目的在于进一步了解异常压力与其岩性的关系，以便根据异常压力段的泥岩特征初步了解异常地层压力的成因，弄清异常压力段泥岩特征之后，研究异常压力段的井壁坍塌及其预防措施就较为容易了。

一、压实过渡带

所谓压实过渡带则是沉积物由浅层的疏松、吸水膨胀和分散状态逐渐被埋藏，在上覆沉积物的重力和温度作用下，经过逐渐压实、脱水等一系列过程使粘土矿物变型，孔隙度减小，强度增加而变成较为致密的泥页岩的这个井段。压实过渡带实际上是泥质沉积物在压力和温度作用下由蒙脱石急聚转变为伊蒙混层再转变为伊利石的井段。现以辽河地区为例进行讨论。图1——07、08、09、10为辽河几个构造的孔隙度、泥岩成分和地层压力梯度的变化曲线。〔4〕〔9〕表1——01列出了几个油田的压实过渡带的情况。〔8〕〔9〕

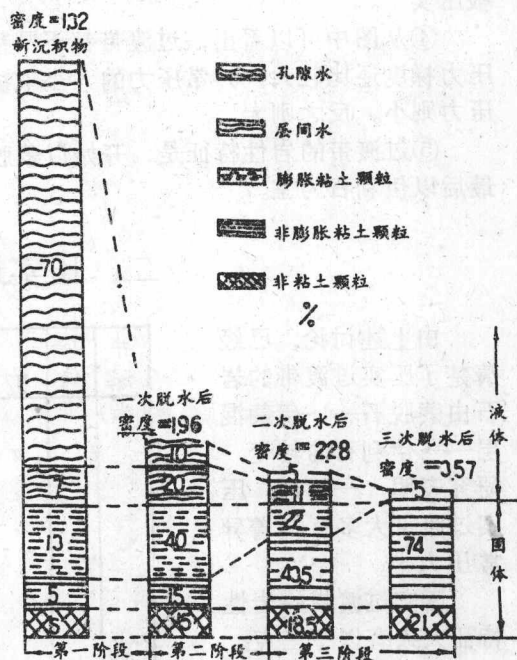


图1—06 脱水三个阶段示意图

表1—01

地 区	井 号	压实过渡带 (米)	温 度 ℃	备 注
辽河油田	沈101 井	2100—3000	90—120	
	安 17 井	2200—2800		
	双 96 井	2400—3400		
	双深 3 井	2400—3600		
新疆油田	风 1 井	2200—3490	90—130	
胜利油田		2100—3100		
国 外		2000—3000		
			93—110	Power (1967)

从图及表中可以得到以下几点认识：

①过渡带井段一般多在2000~3400米之间。有的较长，有的较短，这主要取决于泥质沉积物的厚度。

②过渡带井段的温度多在85—130℃之间。这种温度变化，再次说明了蒙脱石变成伊利石的过程中温度的重要性。

③过渡带中泥岩孔隙度一般由70%下降到20%或20%以下。过渡带末端的地层也就基本被压实了。

④从图中可以看出，过渡带都不同程度地存在着泥岩异常压力，而且有的井（沈101）压力梯度还比较大。异常压力的大小取决于这种转变过程中的排水情况，排水容易的，异常压力则小。反之则大。

⑤过渡带的岩性特征是，开始以蒙脱石为主，逐渐蒙脱石减少伊利石增加成为伊蒙混层最后以伊利石为主。

二、压实过渡带的岩性特征^{[49][50]}

由上述讨论，已经清楚了压实过渡带的岩石由蒙脱石→伊蒙混层→伊利石的转变。研究表明，一般地，压实过渡带大多存在着异常压力带。

压实过渡带的岩性特征大致有以下三点：

①蒙脱石为主的泥页岩地层

这种岩性的地层存在于压实过渡带的顶部，或顶部以上。一般埋藏相对较浅，地温较低。主要由压实不平衡形成。

②伊蒙混合的泥页岩地层

这种岩性主要存在于压实过渡带的中下部。其原因除了压实不平衡外，主要受地温影响。

③伊利石为主的泥页岩地层

这种岩性存在于压实过渡带末端。

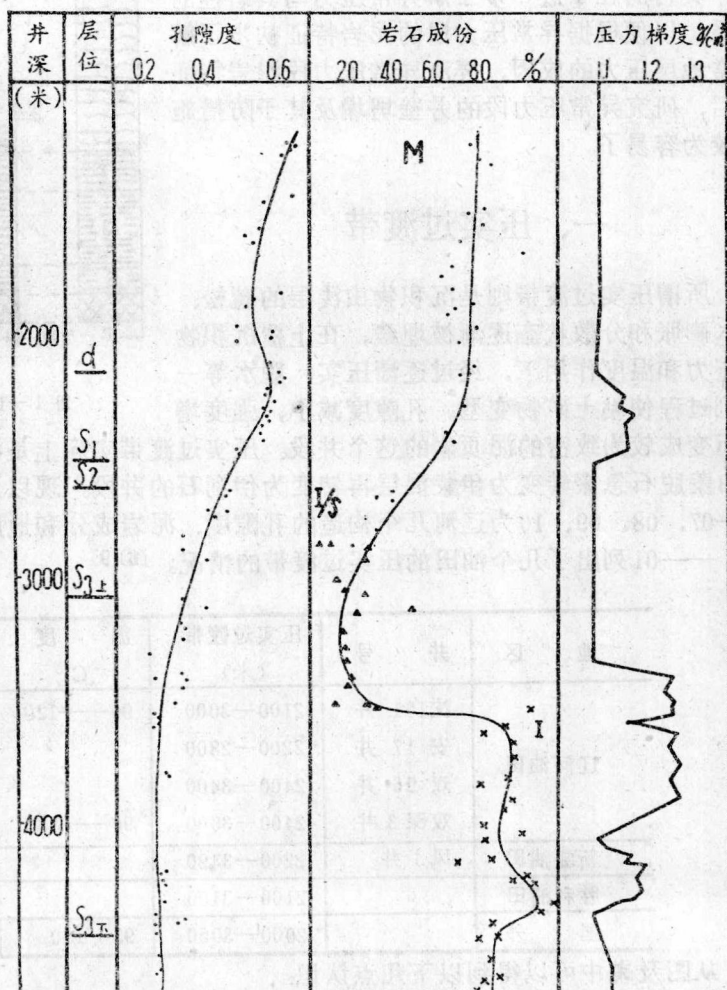


图1-07 双深3井地层压力与地层特性