

# 柴达木盆地异常地层压力及其成因探讨

华保钦 林锡祥

(中国科学院兰州地质研究所)

世界范围的一些年轻沉积盆地内,在一定埋深处常发现有异常地层压力。这种异常地层压力往往与油气分布有一定的关系。很多学者认为,异常地层压力是石油从生油岩向储集岩运移的动力,而高压带的压力封闭又使发育异常地层压力的泥质岩成为下伏储集岩的盖层。异常地层压力带常与高地温梯度带相一致,从而有利于油源岩中有机质转化为烃类。因此,研究异常地层压力有助于对沉积盆地的演化、油气的形成作用和形成过程的认识。同时,由于高压梯度带的钻探成本高,弄清油气分布与异常压力不同梯度之间的关系有利于提高石油勘探的成效。

柴达木盆地第三系地层中发育有异常地层压力,它在某些地区与高产油气藏分布关系密切。该盆地第三系地层属内陆盆地类型的沉积,其发育异常地层压力的地质条件与起因和世界上其它已报导过的海湾及离岸地区不尽相同。

本文目的是研究柴达木盆地第三系地层中异常地层压力的发育情况、产生的地质背景并探讨其起因。

## 一、异常地层压力的发育

文中所谓地层压力即地层流体压力,又称孔隙压力,它和有效压力、总地压力之间关系可表示为

$$S = \sigma + P$$

其中S为总地压力,或称地静压力,它代表了全部上覆沉积物的负荷。 $\sigma$ 为有效压力或称岩石静压力,代表岩石格架颗粒之间的支撑力,P为地层流体压力。

在正常情况下,岩石中地层压力为上覆流体液柱的重量。若以公斤,米和大气压为计算单位,水的密度为1克/厘米<sup>3</sup>时,于1平方厘米的面积上,深度每增加10米将增加1公斤的地层压力。本文沿用习惯用法,即将压力/深度称作压力梯度,正常情况下压力梯度接近于0.1公斤/厘米<sup>2</sup>/米,但柴达木盆地地层水含盐量较高,若以风2井的9个地层水样矿化度平均值为68645ppm为准计算,水的比重应为1.05克/厘米<sup>3</sup>。由于1个大气压相当于1.033公斤/厘米<sup>2</sup>,柴达木盆地静水压若以大气压计算时,则每10米水柱产生

$$1.05 \div 1.033 = 1.016 \text{ 大气压}$$

静水压力梯度为0.1大气压/米。高于或低于静水压的地层压力均称为异常地层压力,本文主要讨论前一种情况。不难理解,当地层压力为静水压时,使用的泥浆比重应大体为1克/厘米<sup>3</sup>。

了解地层压力最直接而可靠的途径是利用钻井中的测压资料。除此以外,也可由泥浆比重和声波测井资料等间接地换算。

盆地内异常地层压力分布于不同地区和不同深度。从平面分布看,由西往东异常压力带地层时代越来越新,发育深度越来越大。

由图1和表1说明地层压力和压力梯度随深度的加大而增大。根据测压资料,将柴达木盆地地层压力由浅及深划为正常压力带、过渡带和异常压力带,各带深度范围及变化情况因地而异(图2)。

表1 柴达木盆地第三系地层中异常地层压力

Table 1 Abnormal formation pressure in Tertiary strata of Chaidamu Basin

井号	深(米)	压力(大气压)	压力梯度(大气压/米)	井号	深(米)	压力(大气压)	压力梯度(大气压/米)
跃 32	3364.6	571.3	0.17	跃深 16	3694.7	572.9	0.16
	3426.8	607.7	0.177	红 101	2717.0	419.24	0.154
	3487.5	608.6	0.175	早 2	4234	596	0.14
	3539.5	602.4	0.17		4298	742	0.172
跃 30	3686.3	576.1	0.156		4308	742	0.17
跃 126	3254	453.83	0.139		4725	814	0.172
	3354	606.3	0.181		4805	917	0.192
跃 146	3519	665.1	0.172		5058	1028	0.203
跃 128	3553.5	627.36	0.177		5387	1040	0.193
跃 119	3420.3	598.68	0.175		5415	1050	0.194
跃 9	3770	641.0	0.17		5476	1068	0.195
跃深 10	3619.7	594.1	0.164		5508	1070	0.194
跃 17	3384	570	0.168		5521	1075	0.195
	3374	605	0.174		5588	1070	0.191
	3500	600	0.171		5653	1070	0.189
	3562.5	597	0.168		5729	1150	0.20

井号	深(米)	压力(大气压)	压力梯度(大气压/米)	井号	深(米)	压力(大气压)	压力梯度(大气压/米)
跃 168	3394	530.2	0.156	早 2 井	5952	1304	0.219
	3417	599.27	0.175	风 2 井	2803.2	369	0.13
跃芯 1 井	3310.7	515.7	0.156		3004	388.1	0.13
	3317.4	535.6	0.161		4058	612.32	0.15
	3368.3	601.36	0.179		1407	186	0.132
	3406.5	602.08	0.177		1754	232.4	0.132
	3486.8	608.1	0.174		2074.5	298.9	0.111
跃 45	3722.9	613	0.16		2379.4	317.2	0.133
	3750	614.9	0.164		2481	334	0.135
跃 23	3883.8	575.5	0.15		2717.7	372.6	0.137
跃深 1	2800	339.9	0.121				

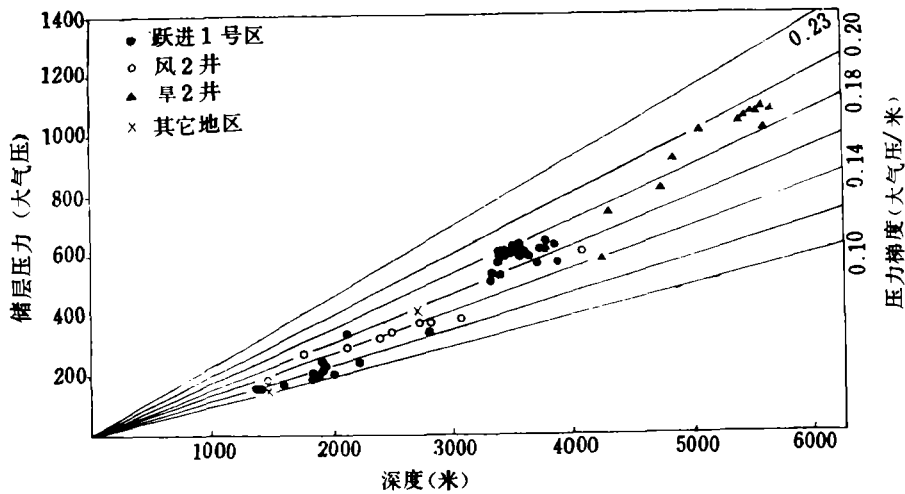


图 1 孔隙压力—深度图

Fig.1 Pore Pressure and depth plot

(1) 尕斯断陷跃进 1 号区及红柳泉地区  $E_2^3$  层内发育异常地层压力, 分布深度为 2800 ~ 3800 米, 压力过渡带分布狭窄, 在 2800 米处压力值突增, 至 3200 米深处压力明显地大于静水压。(2) 茫崖拗陷大风山凸起风 2 井于  $N_1-E_3$  层深度 3000 米以下出现异常地层压

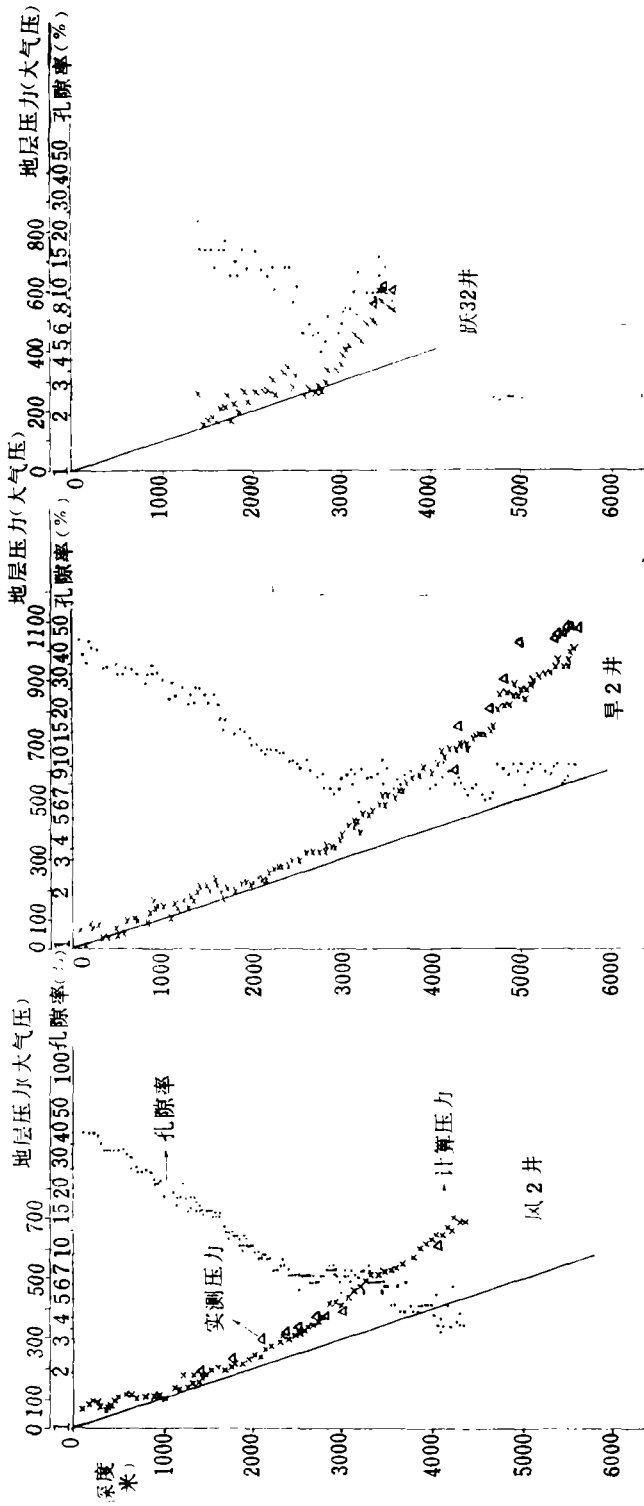


图2 泥岩孔隙度、地层压力—深度曲线

Fig. 2 Curves of the relation between shale porosity, formation pressure and depth  
1) (地层压力由声波时差曲线计算而得并附储层实测压力值, 孔隙度由声波时差值与孔隙度统计关系计算而得)

力。其特点为地层压力由正常变异常的过渡较缓慢, 异常值较小。(3)一里坪凹陷红三早四号构造早2井异常地层压力发育于 $N_2^1-N_1$ 层内, 深度为4200~5955米(及其以下)。井底地层压力高达1304大气压, 压力梯度达0.219大气压/米, 接近上覆总地压力梯度。

表2 地层压力分带及压力梯度

Table 2 Formation pressure zones and their pressure gradients

分 井 号	正常压力带		过 渡 带		异常压力带	
	深度(米)	压力梯度	深度(米)	压力梯度	深度(米)	压力梯度
跃进1号 区各井	0—2800	0.1—0.12	2800—3200	0.12—0.15	>3200	0.15—0.18
早2井	0—3000	0.1—0.13	3000—4200	0.13—0.14	4200—5955	0.14—0.22
风2井	0—2500	0.1—0.13	2500—3500	0.13—0.15	>3500	>0.15

泥浆录井资料说明, 碱山、油墩子、狮子沟、小梁山、尖顶山等地也存在异常地层压力。此外, 声波测井资料显示了南翼山、咸水泉等地也可能发育异常地层压力。

在盆地西部第三系油藏中, 浅油藏主要位于正常压力带, 深度小于2000米, 而主力油藏, 尤其是跃进地区的主要产油层则分布于异常压力带, 该处压力梯度为0.15—0.18大气压/米。

## 二、产生异常地层压力的地质条件

和世界上绝大多数已发现的异常地层压力发育地区的地质条件不同, 柴达木盆地发育异常地层压力的第三纪地层, 系干燥气候下的一套半咸水—咸水湖相沉积。该盆地从渐新世开始大面积全面沉降, 形成茫崖和一里坪两个大型凹陷。盆地周围发育山麓堆积相和河流、三角洲相沉积物, 向盆地中心逐渐过渡为滨湖、浅湖、半深湖及深湖相沉积。纵向上, 渐新世早期( $E_3^1$ )为盆地发生发展期, 沉积了一套粗碎屑岩沉积, 渐新世晚期( $E_3^2$ )到上新世中期( $N_2^1$ )为稳定沉降期, 以泥质沉积为主, 上新世中期以后砂质沉积逐渐增多, 由此构成一个由渐新统到上新统的粗—细—粗的沉积大旋回。在稳定沉降期湖盆面积达5万平方公里, 当时湖盆持续下沉, 沉积速度一般在0.1—0.2毫米/年, 最大可达0.38毫米/年。从渐新世到上新世, 盆地沉积中心由南而北, 由西向东逐渐迁移。

(1)茫崖拗陷西部地区和尕斯断陷的异常地层压力主要分布于渐新统上部( $E_3^2$ )。渐新世晚期处于浅湖—半深湖—深湖区的跃进一号北部、红柳泉、咸水泉、狮子沟、南乌斯等地泥质沉积物占沉积岩总厚的75—86%, 这些地区 $E_3^2$ 层大部分见到了异常地层压力。

尕斯断陷跃进一号区为异常地层压力典型发育区, 该区渐新世晚期到中新世早期处于下沉阶段, 沉积了一套泥质岩类, 厚达千米以上, 中新世晚期随着沉积中心向北转移, 岩性逐渐变粗, 泥质沉积物厚度比减少, 至第四纪更新世末期上升未接受沉积。本区从

中生代到第三纪中新世沉积期间发育冈生断层。

(2)大风山地区岩性总的讲比上述地区粗,渐新统为滨湖相沉积物,随着盆地沉积中心向北向东转移,上新统下部( $N_2^1$ )为浅湖相沉积,上新统中部及上部又为滨湖相沉积, $N_2$ 时期总沉积速率达0.27毫米/年。从渐新世到上新世该区也发育同生断层。

(3)早2井位于一里坪凹陷红三旱四号构造上。一里坪凹陷是上新世时盆地内的强烈沉降区,如早2井上新统即厚达5100多米,沉积速度达0.566毫米/年,当时沉积岩相属浅湖相,4000米深度以下岩性相对较粗,上部较细。

### 三、异常地层压力起因的讨论

异常地层压力的起因是极为复杂的,它是地质、物理、化学各种作用综合的结果。迄今,前人已提出十多种异常地层压力的成因机理。虽然普遍认为压实不平衡是异常高压的主要起因,但对此并不是没有争议的,如Barker(1972)Bradley(1975)等认为水热增压作用、Powers(1967)认为粘土矿物成分的转变是引起地层异常压力的起因。

现根据柴达木盆地的地质条件,对于该盆地异常地层压力的起因提出以下初步认识。

#### (一)低渗透层和快速沉积引起的压实不平衡

沉积物的压力分配受岩石学特别是渗透性、孔隙率和沉积速率的影响。从该盆地发育异常地层压力的地质背景看,它经常发育在一定埋深下厚层泥质沉积为主的沉积物中,并且异常地层压力的顶部往往处于平均孔隙率为6%左右,说明了它与压实不平衡的密切联系。

当沉积作用初期,沉积物埋藏较浅,其孔隙度较大,在上覆负荷压力下,孔隙中的流体即向外运移,地层中的流体易于与沉积物—水界面之上的流体取得压力平衡,这时的流体压力为静水压力。随着沉积物的埋深不断增加,上覆负荷随之加大,使岩石的有效压力不断增加,孔隙率不断减小,与此同时渗透率也随之降低。此时,流体排出受阻,使流体运移速度赶不上沉积物的堆积速度,以致岩石基质不能更紧密地压紧以承担新增的沉积物重量。新增加的上覆负荷主要由流体所承受,出现了比正常静水压高的地层流体压力,即异常地层压力。

易于理解,在上述沉积盆地不断沉降过程中,泥质沉积物的基质颗粒间的支撑力要比砂质沉积物小而易于压实,并发展为压实不平衡,所以柴达木盆地第三系地层异常压力常与泥质沉积物高百分比有关,其中有的地区如跃进一号区,异常压力带的上部及顶部泥岩富含钙质,形成低渗透的泥灰岩岩帽。

在另一种情况下,砂岩百分比比较高,但只要上复层沉积速度足够快,以致在上复沉积物负荷作用下,地层中流体向上运移速度赶不上沉积速度,也会产生压实不平衡。如早2井异常地层压力发育段的砂岩百分比大于40%,但沉积速度快,从井深900米到6000米左右 $N_2-N_1$ 地层沉积速度为0.566毫米/年,相当于跃进地区3500米深以上第三系平均沉积速度的5~6倍,因此仍然发育了异常地层压力,只是其异常压力段深度较跃进一号区为大。这里反映了时间因素对压实作用的影响,即在岩性条件类似情况下,不同地区在同样深度的泥岩压实程度会依地层时代不同而有所差别。早2井虽然在井深4000米以上泥质沉积物百分比达70%,但由于岩石埋藏时间短,成岩作用程度较差,导致压实

作用比跃进一号区同深度但时代较老的地层为差。

这种在连续沉积过程中(图3)异常地层压力的发育机理可用数值模拟加以说明。描述沉积物中超压的偏微分方程及其边值条件的一般模型(Gibson, 1958)为

$$\left(\frac{K}{S}\right) \frac{\partial^2 U_e}{\partial Z^2} = \frac{\partial U_e}{\partial t} - \frac{\partial \sigma_v}{\partial t} \quad 0 \leq Z \leq l, \quad (1)$$

$$l = 0 \quad t = 0 \quad (2)$$

$$\left. \frac{\partial U_e}{\partial Z} \right|_{Z=0} = 0 \quad t \geq 0 \quad (3)$$

$$U_e(l, t) = 0 \quad t > 0 \quad (4)$$

其中  $U_e$  = 超压, 即流体压力超过静水压部分

$\sigma_v$  = 总地静压

$t$  = 时间

$Z$  = 垂直距离

$K$  = 水力传导系数, 即渗透性系数

$S$  = 比储量

$l$  = 沉积物-水界面离不渗透基底的距离。

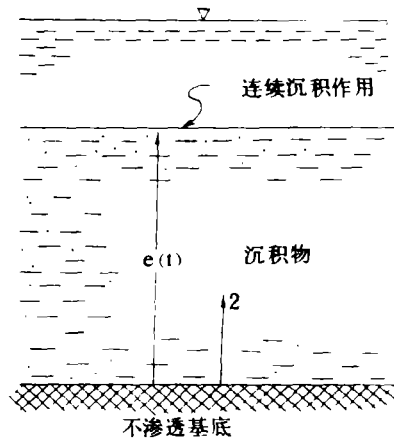


图3 水中连续沉积作用图解 (Bredehoeft et al, 1968)

Fig.3 Schematic diagram of continuous sedimentation in water

当沉积速度不变时, 式中的  $\frac{\partial \sigma_v}{\partial t}$  可以用  $\left(\frac{P_s - P_w}{P_w}\right) \omega$  来代替, 其中  $P_s$  和  $P_w$  分别为沉积物的容积密度和水的密度,  $\omega$  为沉积速度。

本文参照柴达木盆地异常地层压力产生的地质条件, 采用不同的  $K/S$  值和沉积速度, 利用差分方程对数值模型(1)~(4)进行了分析, 边界条件中, 上部边界超压为 0, 下部边界或沉积物-基底不渗透层界面处超压梯度为 0, 并假定一个合适的初始条件。模拟结果见图 4—图 6。图 4 说明了沉积速度固定为 2 米/万年时超压随水力扩散性  $K/S$  的变小而增大, 当  $K/S$  为  $0.01 \text{米}^2 \text{年}$  时, 超压加上静水压力之和即地层流体压力接近上复

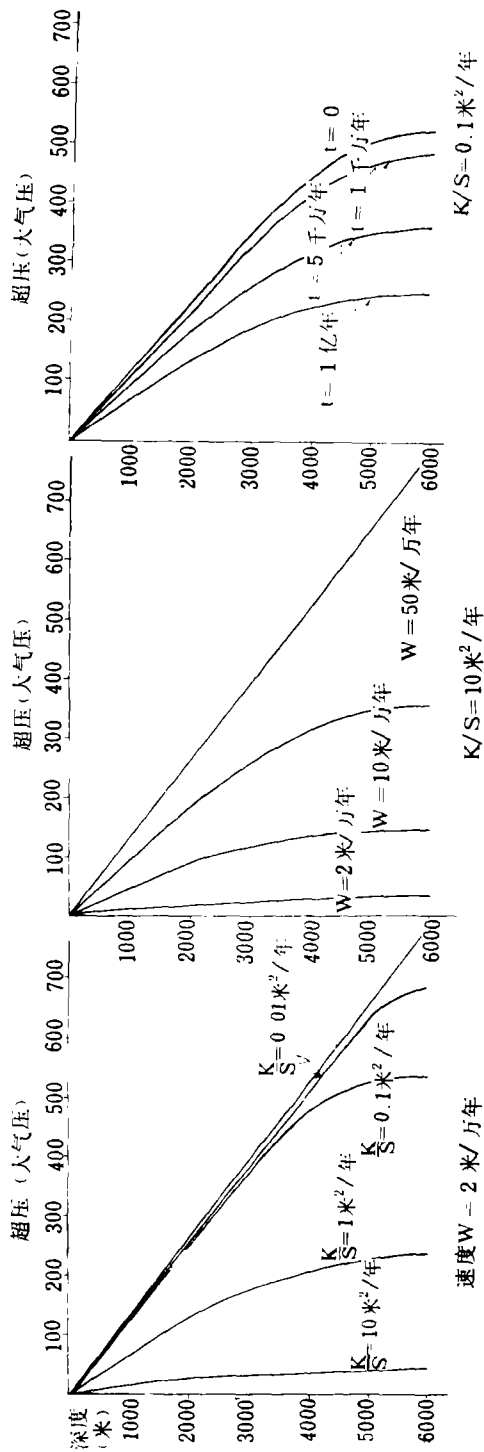


图4

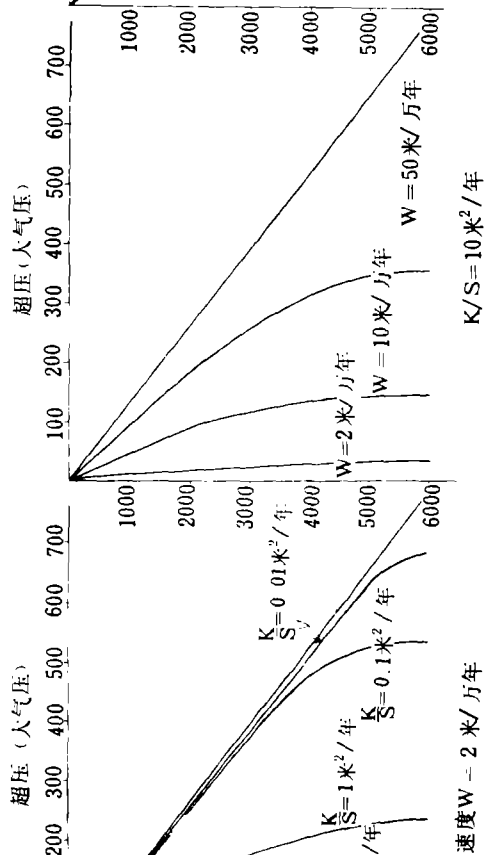


图5

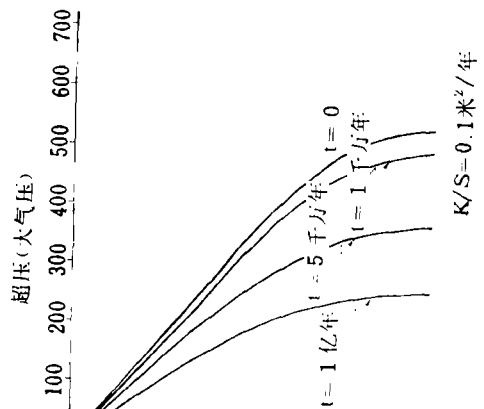


图6

图 4 沉积速度为 2 米/万年时, 厚沉积剖面中超压与水力扩散性 K/S 的关系

Fig. 4 Calculated excess head in response to the change of hydraulic diffusivity K/S

图 5 水力扩散性 K/S 固定为 10 米²/年时, 厚沉积剖面中超压与沉积速度的关系

Fig. 5 Calculated excess head in response to the change of the rate of sediment accumulation

图 6 结束沉积后, 厚沉积剖面的超压随时间 t 的变化, 当时 K/S = 0.1 米²/年

Fig. 6 Graph illustrating the decay of excess head in thick sequences with time in the case of not continuing to receive sediments



岩层总地压力。图5说明了K/S固定不变时，超压随沉积速度加大而变大。图6为K/S等于 $0.1\text{米}^2/\text{年}$ ，沉积速度为2米/万年条件下，历时3000万年，沉积了6000米厚的地层剖面中产生的超压力分布作为起点( $t=0$ )，然后停止沉积，超压随时间 $t$ 的增大而逐步减小。

数值模拟的结果说明了水力扩散性K/S和超压的关系密切，在比储量S不变时，渗透性系数K越小越易产生超压。同时超压的发育往往与大的沉积速度有关，沉积速度越大，超压值越大，反之当沉积速度变小以至不再接受沉积时则原来已产生的超压强度随时间而变小。这种分析结果与柴达木盆地内第三系地层中异常地层压力发育的实际情况极为一致，也说明了为什么异常地层压力在古老的地层中不易保存的原因。

一般异常地层压力发育层段，往往与泥岩的欠压实段相一致。柴达木盆地跃进一号区等地也是这种情况，但早2井的资料(见图2)说明异常压力段不一定出现明显的孔隙度增大现象。这恐怕主要与岩性组合有关。如北美出现异常压力和孔隙度增大一致的地区，其岩性组合与跃进一号区有共同点，即异常地层压力发育于厚层泥岩为主的层段，而浅处正常地层压力发育段则粗碎屑岩较为发育。前已述及，早2井的岩性组合则与此相反，而不同的岩性组合引起了不同的压实历史。在厚层泥岩层中部，压实过程中流体不易向外运移，它比与渗透层呈薄互层的泥岩更早地形成封闭，也就比周围地层易于造成欠压实情况。而在砂质岩百分含量较高的地层中发育异常压力时，其中的泥岩在压实过程中流体向外运移条件较好，其压实程度可以比前一种情况为高。

## (二) 温度的作用

流体压力和温度之间的关系十分密切并互为影响，如地下温度的分布，在一定程度上受地层流体压力的影响。在地热流作用下，热的传递不仅以沉积物热传导方式进行，还可以流体流动时的热对流的方式进行。热传导受岩石骨架和孔隙流体的导热性所控制，凡导热性差的层段地温梯度高，热对流则又与由地层孔隙压力的分布所决定的流体运移方向有关。另一方面，地热又反过来对地下地层压力产生明显的作用，地下沉积物在埋藏过程中随温度升高会产生热膨胀或者压力升高，Barker引用的压力—体积—温度图定量地表示了流体的这种关系。它说明当温度增加时，如果水压力保持不变，水体积就会发生膨胀。但若水体积保持不变，也即水密度不变时，则流体压力随温度上升而很快增大。事实上，在温度升高时，岩石骨格也发生膨胀，但由于比流体的膨胀小得多而可忽略不计。除此以外，温度升高能降低流体的粘度，加快流体流动的速度，从而某种程度上降低流体压力。

还应该考虑地热对成岩作用的影响，因成岩作用不仅是机械作用，同时还是一个复杂的化学过程。在地层埋藏过程中随温度升高，化学作用越来越明显，导致化学成分交代、矿物转化、重结晶，影响孔隙空间的大小变化。

Barker提出并为Magara所丰富了的水热效应的前题是地层孔隙中的流体处于封闭条件，但由于地层中的封闭条件是相对的，即使厚层泥岩中的流体压力在漫长的地质历程中也会有所递减，加之上述随升温而降低粘度等引起流体流出，实际的压力异常带的增压梯度比理想状况的为低。

异常地层压力带中流体压力的计算如不考虑水热效应，则其公式为

$$P(\text{大气压}) = [1.05 \times Z_0 + 2.3 \times (Z - Z_0)] \div 10.33$$

其中1.05为地层水密度(克/厘米<sup>3</sup>)，Z<sub>0</sub>为正常压实段上与Z深度处具有相同压实程度的页岩所处深度(图7)，现在深度为Z处的泥页岩从Z<sub>0</sub>降到Z的压力增量和深度增量之比(P - P<sub>e</sub>) / (Z - Z<sub>e</sub>)应大致为0.23大气压/米，其中P和P<sub>e</sub>分别为深度Z和Z<sub>e</sub>处的地层孔隙压力。

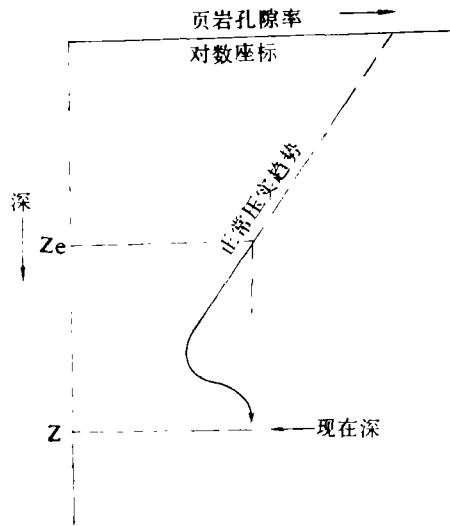


图7 页岩孔隙度—深度示意图

Fig.7 Shale porosity-depth plot

柴达木盆地跃进一号区第三系平均地温梯度为35℃/公里，于井深500—2300米处为31℃/公里，深2300—3700米处为38℃/公里。早2井平均地温梯度为32℃/公里，井深3950米以上为33.2℃/公里，3950米以下为23℃/公里。若以跃进1号区的平均地温梯度为准，利用压力—温度—密度图(图8)计算，得到在封闭条件下埋深每增加1公里即温度增加35℃时，将使压力增加约507大气压(从L点到M点)。孔隙压力增加的速度大致为0.51大气压/米，相当于无水热效应时压力梯度的2.2倍，而柴达木盆地第三系地层33个测压点的压力增值和埋深增值之比(P - P<sub>e</sub>) / (Z - Z<sub>e</sub>)平均为0.31大气压/米(图9)，相当于1.386磅/吋<sup>2</sup>/呎，这个值明显大于无水热效应时的计算值0.23大气压/米，表明有水热增压效应，但它又由于前已述及的原因，远低于水热增压的理论值。

该盆地地温梯度高于墨西哥海湾沿岸，但增压梯度却几乎相等，均大致为无水热增压的1.4倍，说明该盆地高地层压力带封闭条件更差。

地温梯度在平面上的分布主要由地质构造条件所决定，不同时代不同性质的构造单元的热流值和地温梯度可以差别很大，而对某一地点或某一钻井而言，如无特殊干扰，则从底到顶的热流值为一常数。由于热流值

$$Q_z = \Lambda \frac{dT}{dZ}$$

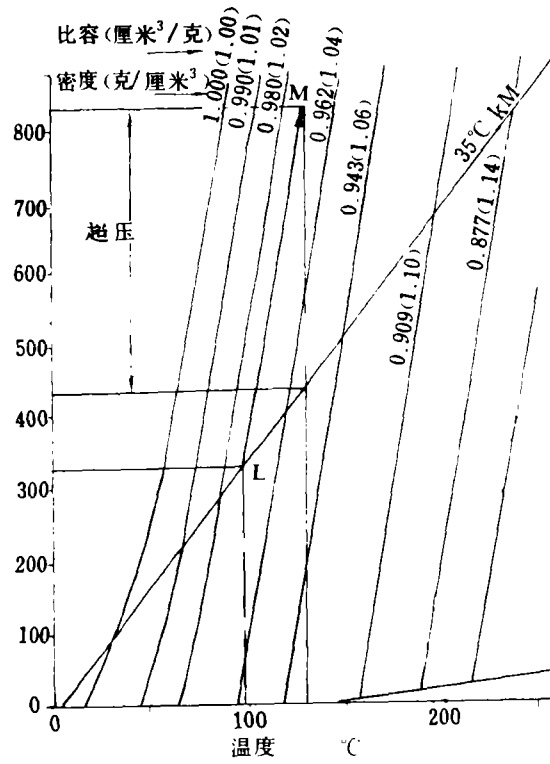


图 8 水的压力—温度—密度图 (由Barker图改编)

Fig. 8 Pressure-temperature-density diagram for water

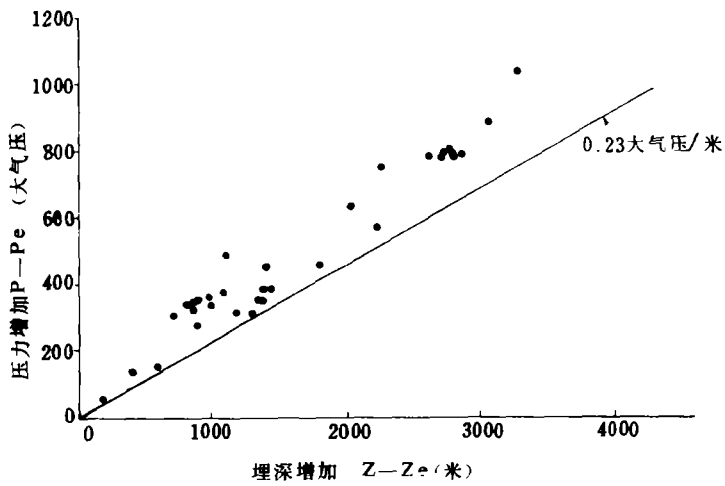


图 9 柴达木盆地  $(P - P_e) / (Z - Z_e)$  图

Fig. 9 Relationship between increase of burial depth  $(Z - Z_e)$  and Pressure  $(P - P_e)$  since isolation of Chaiamu Basin

其中 $Q_z$ 为单位时间、单位面积上垂直方向的热流,  $\Lambda$ 为岩石热传导性,  $\frac{dT}{dz}$ 为地温梯度, 则地温梯度与岩石热传导性 $\Lambda$ 成反比。

柴达木盆地地温梯度与岩性关系密切, 凡导热性差的岩石如粘土岩等易引起高的地温梯度。另一方面, 超压带在一定条件下因含水量大, 而水的导热性差, 也是一个影响因素。如跃进一号区井深2300米以下地温梯度变大与异常地层压力有关, 同时, 该高地温梯度带、异常压力带又与该层段导热性差的粘土岩高百分含量的分布大体一致。早2井的情况略有不同, 这里高地温梯度和细粒沉积的高百分含量分布一致, 但与地层压力异常带却不一致。该井于井深3950米以上泥质岩百分比较高, 地温梯度也较大, 为33.2℃/公里, 但异常地层压力不发育; 3950米以下泥质岩百分比较仅50%, 孔隙度没有明显的增大现象, 虽然发育异常地层压力, 地温梯度却为低带, 仅23℃/公里。

### 三、关于粘土矿物成分的转化

Powers (1967) 提出蒙脱石及蒙脱石—伊利石脱水为海湾沿岸地区地下深处异常地层压力的起因。他认为从6000呎深开始, 蒙脱石转化为伊利石, 向更深处转化速度不断增加, 通常在约9000—12000呎处则无蒙脱石存在。这种转化使蒙脱石矿物中最后几层束缚水变为粒间自由水。由于束缚水较自由水密度大, 释放出来的水增加了孔隙水的体积, 当水的体积膨胀受阻时, 就使孔隙水的压力增加, 导致异常高的地层压力。

与这种看法相联系, Burst (1969)、Perry et Hower (1972)、青柳宏一等 (Koichi et al, 1978) 均认为在地下一定深度处蒙脱石向伊利石转化脱出的水是石油从生油岩向储集岩运移的载体。何炳俊 (1981)、中国科学院兰州地质研究所 (1981) 等基于中国东部沿海第三系沉积盆地的资料持相同看法。

由于前人的实验中已证实了在一定深度和压力条件下, 蒙脱石确有经脱水向伊利石转化的现象, 同时北美湾岸地区异常地层压力带顶界和该矿物转化带的深度分布大体一致, 故本文不准备探讨在一般情况下Powers的解释是否合理, 而着眼于探讨在柴达木盆地这个具体条件下, 粘土矿物成分的转化是否是异常地层压力的必要因素。

据X射线分析结果 (图10), 柴达木盆地第三系地层粘土矿物的主要成分是伊利石, 而蒙脱石含量不多。早2井从井深500米开始到近600米, 始终无蒙脱石出现, 粘土矿物成分以伊利石为主, 其次为绿泥石和高岭石。经红外光谱分析证明高岭石含量很低, 均少于10%。其中伊利石含量从浅到深略有降低, 高岭石和绿泥石略有增加, 说明该处从4000米以下很发育的异常地层压力不是由于粘土矿物转换脱水作用所造成的。跃进110井情况略有不同, 有蒙脱石由浅及深随温度升高脱水成伊利石的趋势。总的讲矿物成分仍以伊利石为主, 绿泥石次之, 还有少量高岭石。该井于1584米深处曾有20%的蒙脱石含量, 至2100米左右不再出现蒙脱石, 与此同时, 伊利石含量从1584米的51%到2100米处增至71%。

如果进行矿物脱水量计算, 设岩层中粘土岩占80%, 蒙脱石以跃进110井为准占粘土矿物容积体积的20%, 若按伯斯特 (1969) 意见, 即蒙脱石中层间水占15%, 层间水密度为

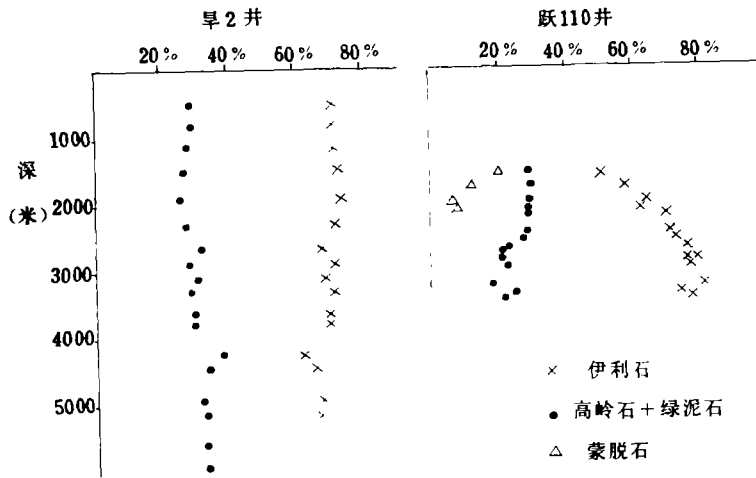


图10 粘土矿物成分分布

Fig.10 Composition distribution of clay minerals

1.15克/厘米<sup>3</sup>，自由水密度为1克/厘米<sup>3</sup>，则脱水后体积增大百分比为

$$\frac{\Delta V}{V} = 0.8 \times 0.2 \times 0.15 \times (1.15 - 1) = 0.36\%$$

若按保厄斯的意见，蒙脱石中含50%层间水，层间水密度为1.4克/厘米<sup>3</sup>，则

$$\frac{\Delta V}{V} = 0.8 \times 0.2 \times 0.5 \times (1.4 - 1) = 3.2\%$$

而根据孔隙度—深度曲线计算，跃深10井、跃9井、跃32井的欠压实带孔隙度比正常压实带底部分别增大了5.1%、5.7%和7.7%，均大于蒙脱石脱水所能脱出的水量。

还有一点要提及，由蒙脱石向伊利石转化的深度与异常地层压力的分布深度不吻合。跃110井在埋深2100米处，蒙脱石已全部转化为伊利石了，但是跃进一号区一般于2800米左右的深度才开始由正常压力带向异常地层压力带过渡。

上述事实说明，由蒙脱石脱水成伊利石的粘土矿物成分转化不是柴达木盆地内出现异常地层压力的必要条件，更不是主要因素。蒙脱石在粘土矿物组合中所占百分比低的情况，在中国西部盆地的中、新生代沉积物中及青海湖、青海盐湖现代沉积中是很普遍的现象，这与物源区粘土矿物成分、古气候条件有关。

#### 四、其 它

另外，不应忽视烃类的生成和同生断层对形成异常地层压力的作用。早2井地层压力如表2所示，在3000米深以下开始出现异常，到深将近6000米处，地层压力异常值和压力梯度随深度不断加大。而该井生油门限深度为3300米，由此深度往下为有机质演化的成熟阶段，有大量热解烃产生，至深5020米时进入高成熟阶段，裂解作用开始占优势，产生大量轻质烃。跃进一号区的生油窗顶界深度为2600~2800米，而压力过渡带顶界位于2800米深度处。两地区的异常地层压力顶界和生油窗顶界深度相接近，说明烃类形成过程中高分子量化合物热降解为低分子量化合物时引起的体积膨胀必然增加地层压力

值。但该盆地沉积物中有机质含量低,由烃类的生成引起的超压是不会明显的。加之在其它盆地处于成油阶段的较古老地层中异常压力也并不发育。因此,烃类生成过程中引起的体积膨胀不能成为异常地层压力的主要起因。此外,跃进一号区同生断裂发育,由两侧挤压力造成的逆断层也许对该区异常地层压力的产生和维持起一定的作用。

综上所述,柴达木盆地异常压力的起因主要由快速堆积和细粒沉积引起的压实不平衡以及封闭条件下的水热效应的联合作用。地质时间在其它条件相似情况下对超压带的分布深度有一定影响。而蒙脱石的伊利石化不是产生异常压力的必要条件,但在某些地区可能起一定的作用。烃类的形成过程和同生逆掩断层也有利于增强和维持地层异常压力。

本文工作曾得到青海石油管理局大力协助,李承先同志分析粘土矿物,深表感谢。

### 参 考 文 献

- 中国科学院兰州地质研究所等, 1979, 青海湖综合考察报告, 第109—111页, 科学出版社
- 中国科学院兰州地质研究所, 1981, 中国陆相油气的形成演化和运移, 第230—264页, 甘肃人民出版社。
- 何炳骏, 1981, 华北地区地层压实作用与油气初次运移, 石油学报增刊, 陆相生油论文专集, 93—99页。
- 陈荷立、汤锡元, 1981, 试论泥岩压实作用与油气初次运移, 石油与天然气地质, 第二卷, 第二期, 第114—122页。
- 黄弟凡等, 1981, 柴达木盆地第四系至上新统可溶有机质的演化特征, 石油学报增刊, 第100—112页。
- 真柄钦次, 1978, 压实与流体运移, 陈荷立等译, 石油工业出版社(1981)。
- Barker C., 1972, Aquathermal Pressuring--Role of Temperature in Development of Abnormal-pressure Zones, AAPG Bull., 56, 2068-2071
- Bradley J. S., 1975, Abnormal Formation Pressure, AAPG Bull., 59, 957-973.
- Bredehoeft, J. D. and Hanshaw B. B., 1968, On the Maintenance of Anomalous Fluid Pressure; I. Thick Sedimentary Sequences, Geol. Soc. Amer. Bull., 79, 1097-1106.
- Burst J. F., 1969, Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and Its Possible Relation to Petroleum Migration, AAPG Bull., 53, 73-93.
- Evans C. R., McIVOR D. K. and Magara K., 1975, Organic Matter, Compaction History and Hydrocarbon Occurrence--Mackenzie Delta, Canada, Proceedings of Ninth World Petroleum Congress, Vol. 2, 149-157.
- Fons L. and Holt O., 1966, Formation Log Pressure Data Can Improve Drilling, World Oil, 163, 70-74
- Gibson R. E., 1958, The Progress of Consolidation in a Clay Layer Increasing in Thickness With Time, Geotechnique, 8, 172-182.
- Hottmanh C. E. and Johnson R. K., 1965, Estimation of Formation Pressures from Log-Derived Shale Properties, Jour. Petroleum Tech., 17, 717-722.
- Jones P. H., 1969, Hydrodynamics of Geopressure in the North Gulf of Mexico Basin, Jour. petrol. Tech, 21, 803-810.

- Harkins L. and Baugher III J. W., 1969, Geological Significance of Abnormal Formation-Pressures, *Jour. Petro. Tech.*, 21, 961-966
- Koichi Aoyagi and Tadashi Asakawa, 1980, Primary Migration Theory of Petroleum and Its Application to Petroleum Exploration, *Organic Geochemistry*, 2, 33-43.
- Magara K., 1975, Importance of Aquathermal Pressuring Effect in Gulf Coast, *AAPG Bull.*, 59, 2037-2045.
- Magara K., 1975, Reevaluation of Montmorillonite Dehydration as Cause of Abnormal Pressure and Hydrocarbon Migration, *AAPG Bull.*, 59, 292-302.
- Magara K., 1968, Compaction and Migration of Fluids in Miocene Mudstone, Nagaoka Plain, Japan, *AAPG Bull.*, 52, 2466-2501.
- Perry E. and Hower J., 1972, Late Stage Dehydration in Deeply Buried Pelitic Sediments, *AAPG Bull.*, 56, 2013-2021.
- Powers, M. C., 1967, Fluid-Release Mechanism in Compacting marine mudrocks and their Importance in Oil Exploration, *AAPG Bull.*, 51, 1240-1254.
- Sharp jr. J. M. and Domenico P. A., 1976, Energy Transport in Thick Sequences of Compacting Sediment. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 390-400.
- Timko D. J. and Fertl W. H., 1971, Relationship Between Hydrocarbon Accumulation and Geopressure and Its Economic Significance, *Jour. Petrol. Tech.*, 23, 923-933.
- Welte D. H. and Yüklér M. A., 1980, Evolution of Sedimentary Basin from the Standpoint of Petroleum Origin and Accumulation—An Approach for a Quantitative Basin Study, *Organic Geochemistry*, 2, 1-8.
- Welte D. H. and Yüklér M. A., 1981, Petroleum Origin and Accumulation in Basin Evolution—A Quantitative Model, *AAPG Bull.*, 65, 1383-1520.

## ABNORMAL FORMATION PRESSURE OF Q Aidam Basin AND DISCUSSION ON ITS CAUSE

Hua Baoqin    Lin Xixiang

(Lanzhou Institute of Geology, Academia Sinica)

### Abstract

Qaidam basin is the Mesozoic and Cenozoic inland basin, where the Tertiary strata of developing abnormal formation pressure is mainly a suit of lake facies deposits of semi-alkaline water-alkaline water under dry climate. During the Tertiary period, this basin was an area of continuous deposition in a wide range, in the center of which shore-deep lake facies was developed, and the maximum area of lake basin was 50000 km<sup>2</sup>. The rate of deposition generally was about 0.1-0.2 mm/yr, the maximum being 0.56mm/yr.

The abnormal formation pressures are found in various areas of relatively depressed region. In these areas the Pressure gradient increases with the depth. Vertically the formation pressure may be divided into three zones; the normal

pressure zone, the transitional zone and the abnormal pressure zone. The abnormal pressure is found below 3200 m depth, and its pressure gradients are from 0.14 to 0.22atm/m.

With regard to the cause of abnormal formation pressure of this region, the authors' ideas are as follows:

(1) Compaction unequilibrium caused by lack of permeable bed and rapid loading: In the process of sedimentation, the gravity load causes sediments to compact and lose porosity. The porosity reduces rapidly with the depth during the early stage of compaction and then retards. Until the porosity of argillaceous or Shales reaches about 6%, the expulsion of the pore fluid is resisted and the sediments become overpressured.

On lithology, abnormal pressure primarily occurs in the zone consisting chiefly of fine-grained rocks and its upper half part rich in marl in No. 1 Yuejin area. In the interbedded strata of sandstone and shale, the excess pressure may also occur as long as the overlying sediments have a low permeability and the rate of deposition is rapid enough when the abnormal pressure is produced.

(2) The effect of temperature: Within this basin, the actual average rate of pore-pressure increase since isolation is 0.31 atm/m, significantly higher than 0.23 atm/m of the average overburden-pressure gradient. This shows obviously that there is the aquathermal pressure effect. Owing to the incompleteness of the isolation, the escape of pore water may occur, and the actual amount of pressure increases since isolation is greatly lower than the value calculated according to the temperature-pressure-density diagram by Barker.

(3) The montmorillonite-illite conversion and dehydration are not the prerequisites for the cause of abnormal pressure: Abnormal pressure, even super pressure, occurs below the depth of 4000m of Han 2 Well, but in the sequence there is not any montmorillonite content from shallow to deep. In contrast with this, some montmorillonites occur above 2400 m depth of Yuc 110 well, where the abnormal pressure can also be found. The most abundant content of montmorillonite in this sequence, however, is only 20%, so the volume increase and pressure increase of pore fluid caused by dehydration are limited. These facts have shown that the dehydration of montmorillonites is neither a prerequisite nor an important factor in the generation of abnormal pressure.

(4) High pressure zone is not always characterized by undercompaction in the shales. This might be caused by the fact that the match relation of lithological characters of abnormal pressure zone and its overlying strata is different from that of the general case.

(5) The comparison of depth and age of the strata with abnormal formation pressure between No. 1 Yuejin area and Han 2 Well indicates that the compaction degree of pelitic rocks is affected by the age. At the same depth, the



older the strata age is, the greater the compaction will be.

In addition, the possibility can not be ruled out that the growth fault may cause the isolation in lateral for abnormal pressure zone, and the volume expansion produced by thermal-degradation of organic matter after the source rock entering the threshold depth of oil may also enhance the formation pressure.

### 《地质与勘探》1984年征订启事

《地质与勘探》系综合性地质技术刊物，主要报道有色、黑色、稀贵金属矿床成矿规律与预测，找矿勘探方法，地球物理与地球化学探矿、岩矿、同位素测试以及钻探技术等方面的研究成果和技术经验。

《地质与勘探》的特点是实践性与实用性强，面向生产、面向实际、面向群众。可供从事地质、物化探和钻探的科研、技术人员、地质院校师生，工人和干部阅读。

《地质与勘探》为月刊。每册定价0.40元，全年4.80元。河北省廊坊地区邮局发行，全国各地邮局均可订阅。刊号18—58。各地邮局（所）一般在今年11月份征订1984年刊物。请即时办理订阅，以免漏订。

编辑部地址：河北省三河县燕郊