

## 综 述

# 盆地水力学状态对成岩作用的控制

田 洪 均

(成都地质学院沉积研究所)

## 一、孔隙水流动的方式和原因

我们在研究一个盆地的沉积物成岩作用时,应该把整个地下环境看成是一个有机联系的动力学体系。携带成岩物质的孔隙水在盆地内的流动状态和化学性质都在随时间和空间的变化而变化。孔隙水流动的原因有:

(1)补给作用和排泄作用:地下水由于有高水头的补给和沿压力降低方向上的排泄作用而引起流动。由于岩石的压实和去压实作用也可引起液体流动。

(2)固体体积发生变化可引起流动,如水化作用使岩石膨胀而引起液体流动。

(3)流体相变,体积增大引起流动。

(4)温度增加,流体体积膨胀而引起流动。

(5)热梯度引起的流动。流体下部加热,热水变轻上升,较重的冷水下沉而形成对流。

(6)盐度梯度引起流动。如地下的盐丘溶解后在孔隙水中产生盐度梯度,高盐度重卤水下降,轻的地下水上升。

(7)平流,主要发生在地下水水面以下潜流带的同生水里。

以上 7 种流动机制中(1)、(3)、(4)比较常见和重要,(5)和(6)实际上是一种浓度引起的对流。归纳起来,上述这些水动力流、热对流、盐度对流、扩散、渗透与电化学、电位梯度驱动的流动等携带着大量的溶解物质到盆地的不同部位,引起了各式各样的成岩作用。R. Hesse (1984)用一个图表(图 1)全面总结了埋藏期间盆地水力学系统的各种情况。包括流体性质、运动状态和孔隙压力三部分。

孔隙流体包括(1)地表水和同生水。一般是从地表往下逐渐渗透到潜流带。但在高差大的地区,由于有水头,这些水可下压到地下上千米深处;(2)地下卤水。在特殊地区,如波斯湾的一些萨布哈,在地下几厘米就出现卤水。一般情况下地下卤水只能是在地下深处,通过页岩的半透膜渗透效应而形成。即由于盆地沉降,地静压力增大引起了半透膜的反渗透作用。水不断通过具双电层的粘土层上升,而盐类离子保留在下面使下部孔隙水盐度升高而形成了地下卤水;(3)成岩水。是指在成岩过程中大量粘土类矿物在一定温度和压力下的脱水作用以及后来发生矿物转化脱水作用所释放的水。有机质热成熟和转化成甲烷时也可生成一

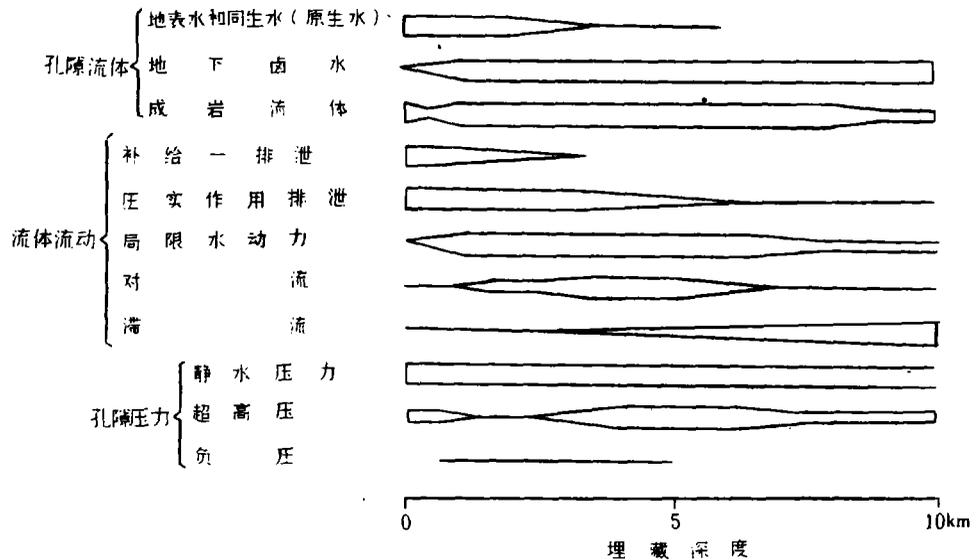


图1 埋藏成岩作用的水力学系统示意图

(R. Hesse, 1984)

部分成岩水。所以成岩水从埋藏浅处至深部各阶段均可生成。

流动方式和原因包括(1)补给和排泄。这是造成下文“大气水状态”的主要机制；(2)压实作用和排水。由压实脱水和驱动,引起水往上运动。从浅埋开始至一定深度,相当于下文的“压实状态”。更深则为“热压状态”；(3)局限水动力。如构造运动、局部的盐溶等。此过程从地表延续到深部都可发生；(4)对流运动。包括热对流和密度(浓差)对流。浓差对流是局部和短暂的,但地热梯度引起的热对流却是搬运成岩物质的重要机制。R. Hesse(1984)认为对流在中埋藏阶段是使水进行循环的主要因素,在深部基本消失；(5)滞流。指水循环过程中的相对静止状态。如在潜流带就存在相对滞流带。而深部超高压带水运动也是基本处于停滞状态。

流体压力,即孔隙压力。包括(1)静水压:等于水柱的高度,由地表往下增加；(2)超高压:指孔隙压力超过该深度下正常静水压。主要发生在构造不稳定堆积迅速的三角洲体系中。在深部也可出现异常地压力带；(3)负压:指孔隙压小于静水压,这可能与扩散作用有关,也可能与地下水冷却有关。

## 二、埋藏过程中的两种水力学系统

1. 开放系统:在这种系统中的流动体制包括地表水头的补给及地表排泄,压实作用产生的排泄作用,还有对流和滞流。压力体制主要是正常静水压力。但由于地表地形的复杂情况,有时可出现自流水压的压力。孔隙流体包括地表水和同生地下水(包括大气水、海水或蒸发成因的水)、地下卤水和成岩水。其中成岩水是由一些矿物脱水释放的水和液态及气态的烃

类及无机气体。这种水常和地下卤水发生混合。

地表供给和排泄分别代表了地下渗流的两种情况。前者代表渗流带厚、潜水面很深时季节性河水往下渗入的作用。多发生在于燥地区。此时,随下渗水而来的粘土质对孔隙造成堵塞,使孔渗性降低。但如果这些粘土在砂粒表面形成保护壳,则可使孔隙保留下来,如北海油田就有这样的例子。后者代表渗流带很薄,地下潜水面高于流向水面的情况。此时潜流带的地下水通过砂体渗入地表水。

在连续埋藏过程中沉积物的压实和孔隙水的排泄是同时进行的。在沉积物连续埋藏和没有大气水或区域地下水补给时,单纯的负荷压实作用所造成的压实水流动状况如 R. Hesse(1984)的图解所示(图 2)。从阶段 I 至阶段 III,随着埋深和负荷的增加,沉积物孔隙度越来越小。水在压力驱动下往上渗透,从 I 到 III,作为渗透窗的含水层  $W_x$  相对于同时沉积层  $Y$  不断往上提。所以流体运动方向是向上的,最后可达地表。但是由于盆地沉降速度大于压实水向上运动速度,故图中阶段 III 时,水并未达到地表。一旦盆地趋于稳定,水最终会渗出地表。

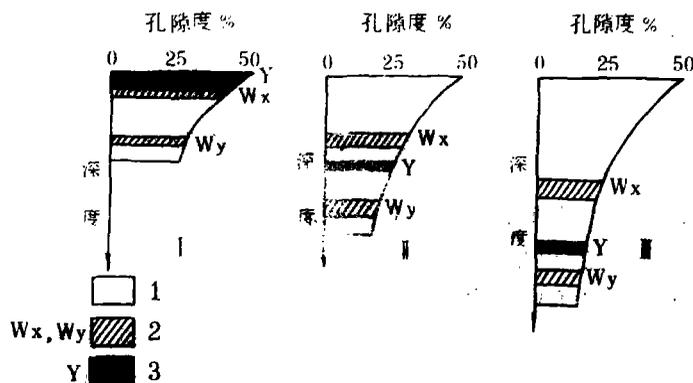


图 2 连续埋藏和无补给时压实水的流动

(据 H. Hesse, 1984)

1-岩层;2-盆地接受沉积和不断下沉时相同含水层的位置;

3-盆地接受沉积和不断下沉时相同沉积物的位置

2. 封闭体系:封闭系统中主要是压力驱动,对流很次要,不存在开放式的地表补给。由于水的排泄很差,孔隙水及周围颗粒的受力状况就只取决于一定深度上地静压力(负荷压力)和流体静压力的关系:

$$Se = Sg - Pw \quad (\text{Cretener, 1978})$$

$Se$  为颗粒间有效压力,  $Sg$  为地静压力,  $Pw$  为流体静压力。在地表  $Se=0$ 。当上部负荷增加或孔隙压力增加时,静水压也随之增加。在极端情况下静水压可等于载荷压力。更一般的情况是由于泄水不畅,静水压接近或超过载荷压力,出现超孔隙压力。超孔隙压的形成不但有利

于前期孔隙的保存,也有可能产生一些新的裂隙。封闭系统中水力学状态的总趋势是越到深处越可能出现超压带。

该系统的另一状况是载荷压力超过静水压。此时可以在砂岩中产生压溶作用或形成张性垂直裂缝,这是一种成岩裂隙。松辽盆地中白垩统泉头组和登娄库组中的裂隙就是这样形成的。深度为数百至千余米,与下伏侏罗系的构造裂隙不同,这种裂隙一般不穿层分布(杨宝星,1986)。

### 三、沉积盆地的水力学状态

W. E. Galloway(1984)在研究德克萨斯州墨西哥湾地区第三系 Frio 组砂岩成岩作用时,把整个盆地看成是一个大而活跃的巽岩水反应体系。他认为盆地的水力学系统由以下三种不同的水力学状态组成(图3):

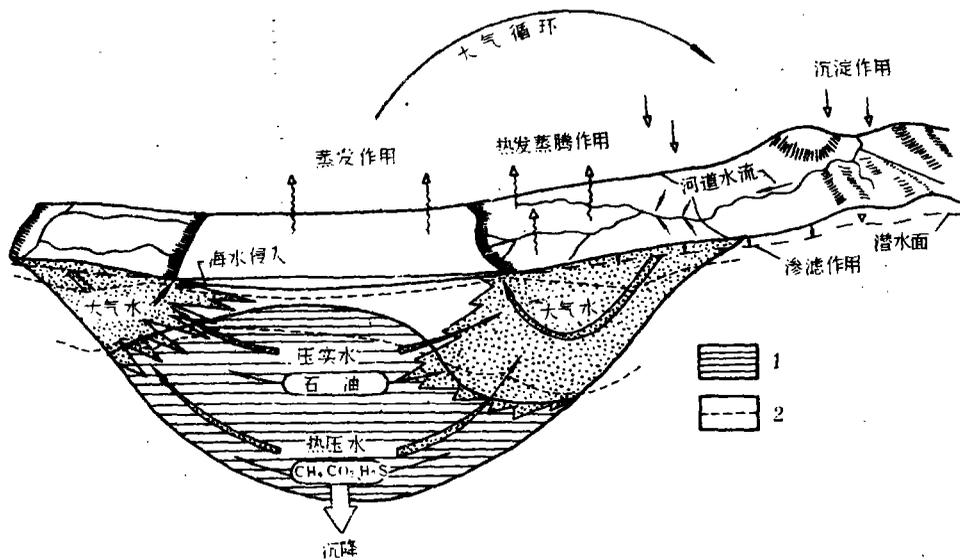


图3 一个大沉降盆地的水力学状态示意图  
(据 Galloway 和 Hobday, 1983)

#### (一) 大气水状态

在埋藏初期,这种状态在盆地充填物的浅层部分占优势。由渗滤和地表水补给形成的地下水沿重力能降低的方向朝下运动。这种区域性大气水循环是由高出海平面的水柱压力头驱动的。此时盆地中任一点上的流动速度可用达西定律表示:

$$V = -K \frac{dh}{dl}$$

$V$  为流动速度,  $dh/dl$  为水动力学梯度, 其中  $h$  为该点以上的水柱高度,  $l$  代表长度,  $k$  为水力学传导系数, 它取决于沉积物的渗透率、液体密度和重力加速度。从上式看出, 当海平面相对下降时可加大流体向下循环的深度。如果透水层之上为隔水层, 则淡水可下渗至盆地深处, 直至与含盐孔隙水之间达到等化学平衡为止。从理论上讲, 大气水可下渗至海平面以下 40 倍于水头高度的深度, 甚至充满全盆地沉积物。由于在与局限水循环有关的盆地(封闭体系)中孔隙压力较高, 甚至可出现超压, 大气水下渗深度将大大低于该值。但是大气水下渗的深度总是超出人们的想象。曾报道在佛罗里达海岸以西 120km 远的第三系碳酸盐岩中还有淡水层存在 (Manheim, 1967)。

一个盆地的滨岸线是主要的淡水层补给区。在盆地成岩史中大气水的循环是很迅速的。

下渗的大气水将与从盆地沉积物中排出来的孔隙水在水文边界上发生汇聚和混合, 引起活跃的成岩反应(胶结、淋滤和新生变形)。在碳酸盐沉积盆地中, 由于大气水与海相孔隙水的混合可引起碳酸盐沉积物的混合白云化和调整白云化。也可在异化粒之间沉淀出清彻透明的等粒状亮晶方解石胶结物。另外, 多数方解石和白云石的稳定化过程都是在有淡水参与下进行的。这是一个高比率(水/岩)的开放成岩体系, 需要有大量的淡化孔隙水通过。因此, 频繁的海平面升降有利于发生淡水成岩作用。

在碎屑岩中硅质胶结物的形成也与大气水的参与有关。正如 Blatt (1979) 指出, 淡水平均含硅 13ppm, 当其渗入海相盆地时会与海相孔隙水发生混合而沉淀出  $\text{SiO}_2$ 。每一体积水只能沉淀出 10ppm 的  $\text{SiO}_2$ 。因而要有  $10^5$  倍体积的水才能沉淀出 1 体积的石英胶结物来。如此大量的地下水需求量需要有一个源源不断的淡水补给区。在详细研究美国南部 Sparta 砂岩后发现, 尽管该区地形起伏不大, 地下水中硅浓度也只有 10—20ppm, 但大气水已向下渗透达 600m。加拿大阿尔伯达盆地靠近山脉, 有充足的水力学势能, 大气水可下渗至 3000m 深, 水中溶解物达 5000mg/l (Toth, 1979)。可见地下水运动虽慢, 却是提供大量硅质胶结物的重要的和用之不竭的来源。

大气水的渗入还可能造成一些矿物的溶解而形成次生孔隙。例如长石在海相孔隙水中基本上是稳定的, 但在酸性和中性水中却可以通过水解作用而发生溶解。大气水由于溶解了  $\text{CO}_2$  而显微酸性, 可溶解长石。虽然长石溶解度很低(钾长石  $3 \times 10^{-7}$  mole/l, 钠长石  $6 \times 10^{-7}$  mole/l (Berner, 1978)。溶液很快就会达到饱和, 但只要有连续的大气水补给, 这种溶解作用就会进行下去而形成可观的次生孔隙。

在得克萨斯州墨西哥湾的 Frio 砂岩中, 这种大气水系统的最活跃带是沿着河流体系的轴向发育。这种浅部的大气水循环可达 1.5km 深。  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  型大气水下渗与 NaCl 型盐水相遇和混合。主要成岩产物为粘土包皮、亮晶方解石胶结物和少量的玉髓、蛋白石及长石增生体等。局部发生长石和其他岩屑的强烈溶蚀作用。

## (二) 压实状态

压实状态的特征是圈闭在压实沉积物中的孔隙水向上和向外排挤出来。这些水包括与沉积物同时埋藏的同生水、埋藏在活跃大气水循环带之下的大气水。由岩石载荷和挤压构造

应力产生的压力头是水流驱动的机制。如果循环受到弱透水层阻碍,则流体压/深度梯度可超过相应水柱高度的正常压力,即出现超孔隙压。该状态一般出现在沉积物埋藏中期。

在整个埋藏压实过程中,孔隙水总的流动方向是指向上的。这种矿化度较高,温度也较高的地下水向上运动既可造成上覆沉积物中部分矿物的溶解,也可沉淀出新的胶结物或自生矿物,这取决于矿物溶解度随温度的变化趋势。例如石英的溶解度是随温度升高而增大。在海水中含量为6ppm。在100℃时(相当于3km埋深)为100ppm(Maray等,1962)。这意味着孔隙水向上流动时必然有石英沉淀出来。如前述,如要上覆沉积物中沉淀出1体积物质必须有 $10^5$ 倍流体通过(这里假定有效沉淀率为10%),所以除非这些水集中流过一个很小截面积,否则单纯的压实作用不可能产生大量的石英胶结物。因此,此时如果不存在超压,则由压溶产生的溶解 $\text{SiO}_2$ 将是砂岩硅质胶结物的另一重要来源(特别是深部)。但是压溶过程中溶质的搬运是沿压力梯度降低的方向以扩散形式缓慢进行的。搬运距离很短,只能造成砂岩的局部或本层内胶结。

与石英相反,碳酸盐的溶解度当其在 $\text{CO}_2$ 分压等于地表水值(0.1—0.3大气压)时是随温度升高而降低。较高的分压将显著提高碳酸盐的溶解度,因此碳酸盐一般不会从向上流动的孔隙水中沉淀出来,除非它含有较高的 $\text{CO}_2$ (来自干酪根)深度。这些 $\text{CO}_2$ 在上覆承重减少时会从水溶液中释放出来,因而促进了碳酸钙的沉淀。

在墨西哥湾沿岸盆地中,富泥多孔的三角洲和浅海沉积物提供了大约与沉积物总体相等的孔隙水。这些水的大部分在埋深至1—2km时释放出来。在Frio组中压实状态的顶界取决于大气水下渗深度,一般为1.4—2km。地下水为微酸性至微碱性的NaCl型卤水,含溶解 $\text{CO}_2$ 的大量的气态及液态烃类。

该状态的主要成岩产物是大量的石英增生体、钠长石增生体和方解石胶结物,还可以发生部分颗粒的交代。高岭石可以是胶结物也可以是交代产物。自生绿泥石及颗粒,胶结物的淋滤很常见,斜长石多已钠长石化。

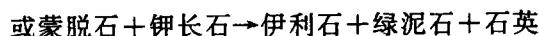
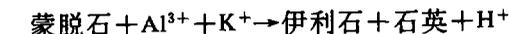
### (三)热压状态(或称深成状态)

位于盆地的最深部位(在海湾沿岸区这一深度上限大约为2.5—3km)。在这里温度和压力最高。粘土和其他含水矿物因脱水作用而排出大量水分。流体因相变(如烃类的产生、矿物束缚水的释放)而产生的压力梯度或不断增加的岩石静压力而发生运动。另外因水的遇热膨胀也会在有限地层单元中产生热压力,这也是驱动力之一。但由于已压实沉积物的渗透率较低,水力运动不可能在很长的地质时间内进行。

压实和热压阶段所排出的大量流体向上运动或与下渗的大气水掺和,将引起一系列的成岩反应。这种水的供给是有限的,可以计算的。

该状态下最重要的成岩反应是发生矿物间的转化,生成特殊的新矿物和因淋滤而产生次生孔隙。

据Hower(1979)研究海湾沿岸的沉积盆地岩心得知,蒙脱石和混合层粘土在60—100℃时会变得不稳定而转化成伊利石。



高岭石在120—150℃时也会变得不稳定而转化为伊利石:



高岭石

伊利石

此外,长石也会发生溶解而生成伊利石和石英:



钾长石

伊利石

石英

上述反应中所释放的  $\text{H}^+$  可被碳酸盐中和。在 Hower(1979)所分析的岩心中,长石和碳酸盐在高岭石消失的同一深度上(>4km)消失。

另外,一些在地表温度下强烈水化而不能进入碳酸盐晶格的阳离子( $\text{Mg}^{++}$ 、 $\text{Fe}^{++}$ ),随着温度升高(60—100°C, 2—3km 埋深)也可以失去水化壳而进入碳酸盐晶格,结果生成特殊的晚期成岩矿物。如白云石、菱铁矿、铁方解石、鞍状白云石等(如北海油田的 Brent 砂岩, Bjørlyke, 1979)。

次生孔隙形成的主要机制是干酪根热成熟时所派生的  $\text{CO}_2$  随流体运移过程中对长石和碳酸盐矿物的淋滤作用。烃类的热成熟主要发生在热压阶段。

据 Schmidt 和 McDonald(1979)计算,如果在长 1km,面积为  $1\text{cm}^2$  的页岩沉积物柱中含干酪根 0.1%,即  $2 \times 10^3$  克。如有 10%的干酪根(腐植型)可转化为  $\text{CO}_2$ ,则所产生的  $2 \times 10^2$  克  $\text{CO}_2$  可溶解  $200\text{cm}^2$  的碳酸盐胶结物。这样在上覆 100m 厚的碳酸盐胶结的砂岩中可增加 2%的孔隙率。如果砂岩中有大量长石存在,次生孔隙还可增加得更多。

但是在多数情况下,一部分  $\text{CO}_2$  将被页岩中的长石和碳酸盐消耗掉,使上覆砂岩中次生孔隙的增加低于计算值。

在墨西哥湾沿岸盆地中,异常的高地压力开始出现在 2.5—3km 深处。该带发生混合层粘土中蒙脱石的转化和脱水作用,这种脱出的层间水和束缚水为酸性,盐度可变,是高度充气的 NaCl 型卤水,它在淡水波动期可向压实状态的最深部分提供补给。

该带由于沉积物热传导性降低而导致了压力梯度增加,因而促进了压溶作用。该状态下温度的升高使得有机质的热演化加速,是大量生成液态和气态烃类的主要阶段。

地压力带的特征成岩产物为富铁及贫铁硫酸盐胶结物,高岭石、绿泥石胶结物,斜长石的完全钠长石化,钾长石的淋滤和彻底的钠长石化。

#### 四、盆地水文状态的演化及相互作用

区域性沉积序列所经历的水力学途径是相当复杂而且多变的,很大程度上取决于沉积环境。原生水可以是大气降水,也可以是同生水。随着沉积和浅埋阶段的开始,一部分沉积物可被承压或半承压大气水所溶解带走。当大气水与含水层中的地层水混合时还可生成一些特征的沉积物,同时自身性质也发生改变(大气充注, meteoric flush)。

随着埋深增加,夹在富泥序列中的砂质层可被由泥质层中挤出的化学性质已发生变化的孔隙水所充满(压实充注, compaction flush)。

当压实充注逐渐减弱时,第三次水的脉冲来自碳氢化合物的热脱水作用。其特点为化学

性质明显不同的水从深部含水层中渗出,并向上排入上覆层位(热压充注, thermobaric flush)。

压实和热压状态可持续到整个盆地充填期。随着盆地沉降结束或构造抬升,压力驱动的流程减弱,最终停止。此时,这种水力学“成熟”盆地的地层不断被沿抬升周边进入的大气水所充注。由此开始的长期大气水循环交代了盆地残留水,自身化学性质也随之发生变化。

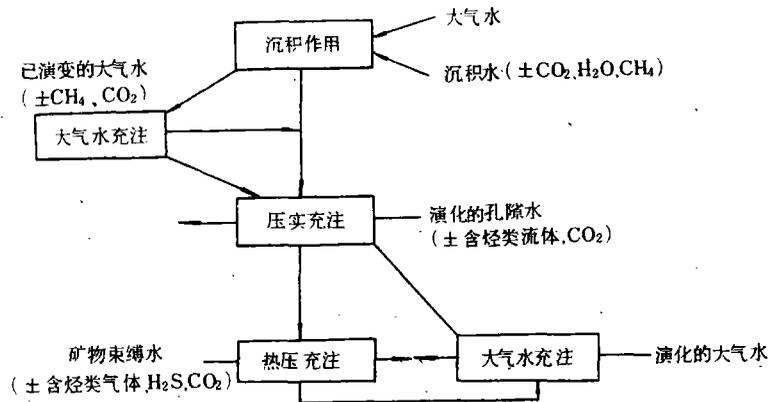


图5 主要地层单位水力学演化的一般途径

(据 W. E. Galloway, 1984)

随着长期的构造稳定化和盆地及周边地貌的不断夷平,大气水运动减慢,水力学盆地最终稳定下来,整个盆地的压力梯度达到真正的静水压。此时仅有少量可溶物质的扩散搬运作用尚在缓慢进行。

当以上三种成岩带发生演化时,它们间的界线(实际上是一个混合带)很可能是含水层的活跃成岩触变带。三种水文状态在海湾地区 Frio 组中的存在形式及相互关系如图 4。

盆地内三种不同水文状态在空间上也不是孤立存在的,不同状态的流体间可相互流动和相互作用。深部水穿过或从地压力带流出而进入上覆正常压力带的这种向上运动可以在断层带周围压力分布特点上反映出来。这些断层是切穿地层的泄水通道。

由于压实和热压水混合反应的结果,在海湾 Frio 组中 2.2—3.0km 深度上产生了大量的次生孔隙。在一些地方,来自地压带最深处的富含硫化物的热压水向上运动(如沿同生断层)并侵入了具大气水状态的浅层砂岩。结果在同生氧化的浅部含水层中与淡水反应而生成一个黄铁矿或铀矿舌状体。这种由多次侵入脉冲和硫化作用而生成的黄铁矿或铀矿带一般都集中在连通深部的同生断层附近。

总之,在一个沉积盆地的演化过程中,三种水文状态都是连续存在的,因而不同状态的混合和相互作用也是连续的。

## 五、流体运动的热驱对流理论

J. R. Wood 和 T. A. Hewett(1984)建立的热对流成岩模式主要是用来描述沉积盆地活跃的沉降期结束以后地下水的运动机制和运动状态。此时盆地已趋于稳定,成岩作用进行得很缓慢但并未停止。稳定度研究表明,在漫长的地质时空中多孔砂岩内的孔隙流体并不是静止不动的,而是在正常地热梯度(25℃/km)下以  $10^{-8}$ m/s 的速度缓慢地流动(断裂带是一种特殊情况)。

如假定孔隙流体化学性质与岩石基本保持平衡,那末当流体穿过等温线运动时这种平衡就将被打破。此时会发生物质的转移,其方向取决于该物质溶解度与温度的关系,像石英一类具正向溶解度的矿物将在对流元中从热源带至冷元槽;而像方解石一类具逆向溶解度的矿物则将从冷槽带至热源。结果总的净效应是在整个流体循环过程中一部分岩石物质将不断地发生搬运和沉淀。对流模式中的运动机制是在正常地热梯度下倾斜地层内的流体可因不同部分的微小温差而发生热对流运动。这样,含水层内温度场可沿流线发生急剧变化,在一定位置上不同的对流元发生汇聚或分散,可造成物质的溶解或沉淀。在背斜构造中的流体运动方向总是朝着一个已发生变化的膨胀部位。这时热流体沿上升翼底部向上运动,冷流体则沿翼部上表面往下运动,至较深处加热后再沿热流体的路线往上运动,最终形成一个对流环(图5)。流体最容易加热和冷却的部位分别出现在向斜的槽部和背斜的脊部,因而这两处也是成岩作用最活跃和强烈的地方。具有不同溶解习性的物质将在热对流环的不同部位发生沉淀或溶解。因而在透水层内胶结物类型和孔隙分布特征将发生相应的变化。

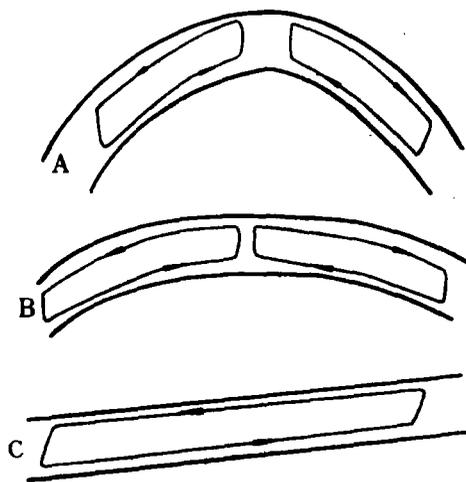


图5 三种对流元示意图(据 J. R. Wood 等,1984)

A-环状对流元;B-纵向对流元;C-席状对流元

由于烃类的溶解度在 60—150℃ 范围内与石英相似,因而烃类物质在对流元中的搬运也与石英相似。计算表明,对流能搬运大量以分子级存在的烃类物质,然后在较短地质时间

内把它们溶进适当的圈闭中。这样一来,对流模式就把无机和有机成岩作用结合起来了,并对诸如次生孔隙、热异常等现象也提供了合理解释。运用这一不成熟的模式时还须考虑到其他一些因素,如同生断层对含水层的切割,垂向压差、总方向朝上的压力头以及砂岩本身的岩性和渗透率的不均一性等。此外,还要考虑到扩散作用,J. B. Hays(1979)认为在渗透率大于几个毫达西的砂岩中,流体对流比扩散更重要。

## 地矿部岩相古地理工作协作组第八次 工作会议在成都召开

岩相古地理工作协作组于1989年6月6日至10日在成都市召开了第八次工作会议,共24个单位的42位代表参加。地矿部地勘司、直管局、石油海洋局、教育司及地科院等领导部门的代表均莅会指导。会前邀请的13个省(区)地矿局和3个大区石油地质局,因受交通等影响,只广东、湖南、四川、云南、河南、陕西、辽宁局和西南石油局的代表参加了会议。会议由协作组组长刘宝瑞教授主持。

这次工作会议正值协作组成立10周年之际召开,因此,会议的第一阶段主要是回顾、交流地矿部10年来的岩相古地理工作;第二阶段是在听取有关单位的“八五”三项建议报告之后,讨论并提出了我部岩相古地理工作的中、长期规划建议。

会议认为,我部岩相古地理工作10年来经历了三个发展阶段:1979—1981年为试点阶段;1982—1985年为推广阶段;1986年起为进入全面部署、深入提高阶段,重点组织和协调了“中国南方岩相古地理及沉积、层控矿产远景预测”攻关项目。10年来在“以地质找矿为中心”和“两个面向”方针的指导下,已取得了数批具有较高学术水平和实用价值的成果,至“七五”结束,预计新一代成果可达200余项。多数成果紧密结合了各省(区)成矿区划,远景预测和普查找矿的需要,部分成果在实现地质找矿重大突破中取得了良好的效益。这些成果反映了我部系统在教育应用沉积学及相关学科的新的理论、方法;掌握岩相古地理识别标志;深入研究沉积、层控矿产分布、赋存规律,推动地质找矿和区调工作,以及提高区域地质研究程度等方面都有明显进展,同时亦促进了沉积学及相关学科理论的发展和相互渗透。此外,已探索和初步形成了一套适合我国广大台地区岩相古地理工作的理论和方法,沉积演化与成岩作用模式已逐步有益地应用于沉积、层控矿床的研究,并不断地提出和完善相应的成矿模式。从实践中总结的层控矿产的“层相位”三位一体的理论正日趋完善。总之,具中国特色的岩相古地学正在不断地深入发展。

会议代表充分、认真地讨论了地矿部系统今后12年(2000年以前)岩相古地理工作规划,认为应以“深入南方、普及北方、突破槽区”的原则开展工作。据此,建议尽快开展“中国岩相古地理及沉积、层控矿产远景预测”研究项目,以尽快调整我部岩相古地理工作南北发展不平衡,实现在2000年前提出全国一套新岩相古地理图的总目的。会议还详细地讨论了该项目设置的目的、意义和条件;国内、外研究现状及趋势;主要研究内容和主导学术思想;子项目的设置及组织管理等。该项目的主项建议报告已上报地矿部和地科院。