

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

自由对流及其对成岩作用和烃类运移的影响

曾贱辉

(石油大学盆地与油藏研究中心, 北京, 102200)

内容提要 自由对流是一种由于流体的密度变化而产生的流体的运动。在沉积盆地, 随深度增加, 流体的温度也升高, 升高的温度可引起流体的热膨胀作用, 从而导致地下流体密度随深度而降低, 产生垂向密度差。在一定的条件下, 该密度差可导致流体产生自由对流。自由对流的流体在运动过程中搬运了大量的矿物质和烃类。由于这些矿物质和烃类的溶解度几乎都与温度有关, 因此在对流圈的高温 and 低温部位, 将出现一些矿物质和烃类的溶解、析出或沉淀, 从而对成岩作用和烃类运移、聚集构成重要的影响。

关键词 自由对流 成岩作用 烃类运移

自由对流, 又称为自由热对流或自然对流, 是一种由于流体的密度变化而产生的流体的运动。相反, 强制对流是在其他力场的作用下, 流体发生运动而导致热的转移^[1,2]。由于密度差的影响, 当流体的浮力大于阻止运动的粘滞力时, 将产生自由对流。地下流体的密度取决于压力、温度和流体的化学成分, 但是产生密度差的主要原因是流体热膨胀作用。人们很早就认识到活动地热系统存在着自由对流。近二十年来, 一些学者的研究表明, 在许多沉积盆地存在着自由对流, 而且这种自由对流对成岩作用和烃类的运移、聚集构成重要的影响^[2~9]①。本文首先简要论述了孔隙介质中的自由对流, 然后讨论了沉积盆地中的自由对流, 最后探讨了自由对流对沉积盆地成岩作用和烃类运移、聚集的影响, 以及存在的问题和发展方向。

1 孔隙介质中的自由对流

在均质、各向同性的多孔介质中, 对于仅由温度变化而导致密度变化的可压缩流体, 自由对流可由下列方程描述:

$$\rho = \rho_0[1 - \alpha(T - T_0)] \quad (1)$$

$$\varphi \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho V) = 0 \quad (2)$$

$$\left(\frac{\rho}{\varphi}\right) \frac{\partial V}{\partial t} + \left(\frac{\rho}{\varphi^2}\right)(V \nabla V) = -\nabla P + \rho g - \left(\frac{\mu}{k}\right)V \quad (3)$$

$$\nabla(\lambda \cdot \nabla T) - \nabla[(\rho C)_f VT] = \frac{\partial[(\rho C) \cdot T]}{\partial t} \quad (4)$$

式中, φ 为孔隙度, ρ 为密度, t 为时间, V 为速度, P 为压力, g 为重力加速度, μ 为动力粘度, k

注: 本研究得到中国石油天然气总公司“九五”重点科技攻关项目“大、中型油气田成藏定量模式研究”资助。

①张义纲等, 典型盆地(凹陷)天然气运移聚集机制及模型研究, “八五”国家重点科技攻关项目研究成果报告(85-102-01-03), 1995。

本文 1997 年 7 月收到, 11 月改回, 周健编辑。

为渗透率, λ 为热导率, T 为温度, C 为热容, α 为热膨胀系数, 角标 $*$, f 和 o 分别表示介质, 流体和参考条件。

在一些假定条件下, 上述方程组可简化, 并得到自由对流稳定性标准系数(雷诺数 R_a)^[2]:

$$R_a = \frac{g\rho\alpha(\rho C)_f k \Delta T H}{\mu \lambda^*} \quad (5)$$

式中, H 为对流层的厚度, 其余符号同前。

对具等温、不透水的上下边界的水平层, 产生自由对流的标准系数 $R_a > 4\pi^2$ (约为 40)^[3,10]。在倾斜的孔隙介质层中, 当存在温度梯度时, 流体总是处于运动状态。这时雷诺数可用来确定可能出现的各种不同的自由对流圈的形态^[4]。对于倾角为 θ 的倾斜层, 其雷诺数 R_a' 为:

$$R_a' = R_a \cos \theta \quad (6)$$

式中, R_a' 为倾斜层的雷诺数, R_a 为水平层的雷诺数, θ 为倾斜层的倾角。

一般, 孔隙介质中自由对流圈的形状可分为 3 种类型: 薄板轧辊形(图 1a), 纵向或反旋转轧辊形(图 1b), 以及多面体形(图 1c)^[5]。对于水平层, 当 R_a 大于 40 时, 流体发生稳定的自由对流, 自由对流圈的形态为多面体形(图 1c)^[4]。对于倾斜层, 当 R_a' 较小, 倾斜层的倾角也小时, 自由对流圈的形态为单一的薄板轧辊形(图 1a)。对于较高的 R_a' 值, 当倾角较小时, 形成多面体形自由对流(图 1c), 而当倾角较大时, 则出现纵向轧辊形自由对流(图 1b)^[11]。

2 沉积盆地的自由对流

沉积盆地存在自由对流的观点主要来自于沉积盆地成岩作用的研究。许多学者的研究表明, 在成岩作用过程中, 需要数万倍至数十万倍孔隙体积的水来搬运成岩物质。压实流盆地中, 在深埋条件下, 地层水相对于岩石而言其数量极其有限, 矿物质在地层水中的溶解度也极其有限, 另外很难想象大气降水能够入渗至盆地深部而成为成岩作用的水源^[2,4,7,12]。为了解释地层

水数量不足所出现的矛盾, 一些学者提出了成岩作用的自由对流循环和扩散模式^[4,5]。但是对于长距离, 大规模范围内(超过数千米)的成岩物质迁移必须依靠自由对流机制^[4,5,7,13], 即在盆地深部封闭系统中, 成岩物质的大量迁移主要依靠系统内部地层水的自由对流来完成。

在沉积盆地中, 随深度而增加的温度可引起热膨胀作用, 从而导致地下流体的密度随深度而降低。如果临界雷诺数大于 40, 这种垂向密度分层现象可以导致地下

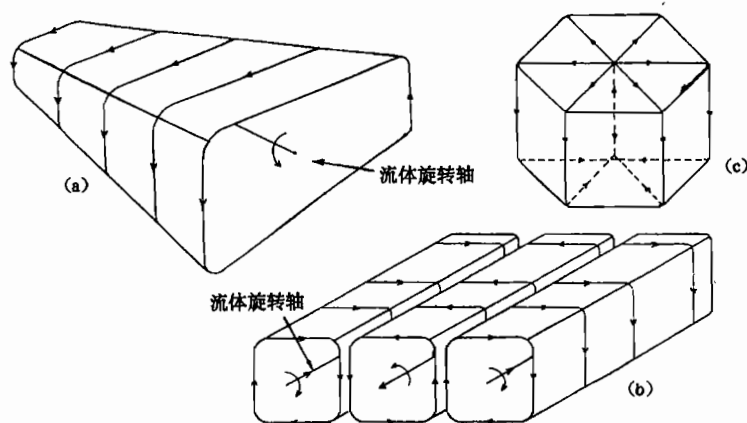


图 1 自由对流圈的类型(据 Wood 和 Hewett, 1984)^[5]

Fig. 1 Types of convection cells(after Wood and Hewett, 1984)^[5]

实线箭头表示对流圈表面流体的流动方向; (c) 中的虚线箭头表示流体向上流动路径

Solid arrows show direction of fluid flow on cell surface.

Dashed arrows in (c) indicate paths of fluid ascent

流体的自由对流^[4]。理论分析表明^[2],自由对流不仅出现在高地热梯度地区,而且在平均地热梯度的沉积盆地也可能出现,其原因在于高的渗透率或厚度可以代替高的地热梯度。而温度对粘度和热扩散性的影响使得随深度增加,自由对流出现的可能性更大。在很厚的地层剖面,导致自由对流发生的临界渗透率很低,甚至低于泥岩地层的渗透率。因此 Blanchard 等认为^[2],在很厚的地层剖面,即使在泥岩地层中也可以发生自由对流,尤其当泥岩地层出现微裂缝时。

沉积盆地流体运移数值模拟结果表明^[14],在正常地热梯度下,对于一个 100 m 厚的各向同性的、饱水的可渗透单元体,需要达到大约 $2 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ (2D) 的渗透率才能满足雷诺标准系数,而发生自由对流。而对于 1 km 厚的单元体,大约 $2 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ (20 mD) 的渗透率,就可以发生自由对流。与具相同水平渗透率的各向同性单元体相比较,由渗透率差的夹层而导致垂向上各向异性的水文地质单元体,温度分层化的稳定性增强^[8,14]。Bjørlykke 等^[9]认为正常地热条件下,在具水平的水文地质单元和水平等温线的沉积盆地不可能产生热的自由对流。但是在地热梯度高的盆地,或盆地中的部分地区,地下水的自由对流可以产生一个重要的地下水流系统^[15,16]。对于倾斜的等温线,以及相应的横向上的地下水密度差,在任何雷诺数下,地下水的自由对流都可以发生^[4](图 2)。自由对流单元中的地下水流速度受横向上的温度梯度、水文地质单元的渗透性以及单元的几何特征的影响。Bjørlykke 等^[9]的计算结果显示对于正常的地热梯度 $30^\circ\text{C}/\text{km}$,在具 1D 渗透率的渗透单元和等温线倾角均为 15° 的 10 m 厚的可渗透单元,自由对流单元中的地下水流速度为 10 mm/a。对于 1° 的倾角,地下水流速度降低到 0.1 mm/a。在沉积盆地,地下水的密度受易溶盐浓度的影响。较陡的密度梯度可以出现在蒸发盐岩附近。地下水盐度的密度差可以导致地下水的密度流,从而产生自由对流。很多学者研究了盐丘附近由于盐度和温度梯度共同影响引起的密度差而导致的地下水的自由对流(热盐自由对流)。在美国路易斯安娜海湾盆地,发生了大规模的热盐自由对流,并且这种自由对流对成岩作用和烃类及其它矿产的运移有重要的影响^[17~19]。

自由对流也可以在深部地质压力带中的海湾盆地沉积物中出现^[2]。墨西哥海湾盆地沉积物尤其是 Frio 地层研究结果证实在正常地热梯度 ($25 \sim 45^\circ\text{C}/\text{km}$) 下,该盆地的一些油藏正在发生自由对流。其证据主要是:①在不同厚度、深度和热梯度下,雷诺数和达西定律的计算结果表明该盆地很多厚层砂岩层的雷诺数远大于产生自由对流的临界雷诺数 ($R_{ac} = 40$);②Frio 地层水化学、硅浓度和温度资料表明密度较小的、温度更高的热水含有更高的硅浓度,这些数据与自由对流系统一致;③得克萨斯 West Ranch 油田 Frio 油气藏温度梯度的区域分布的几何形状和几何特征完全与图 1c 的一致,即在中部向上运动的热的羽状体周围是冷的、向下流动的多角形带。垂向地热梯度也表示该油藏出现自由对流。

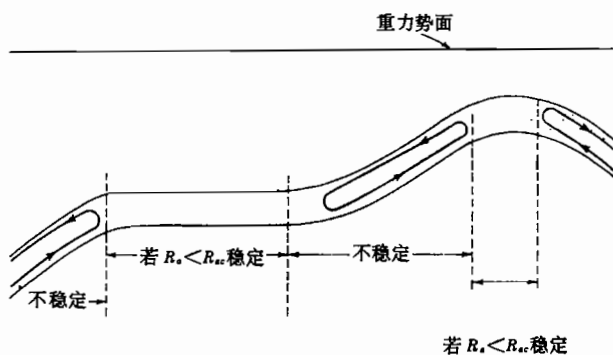


图 2 在具等温的和不透水边界的水文地质单元倾斜部位自由热对流示意图(据 Wood and Hewett, 1982)^[4]

Fig. 2 Schematic illustration of free thermal convection in sloping parts of a hydrogeological unit with isothermal and impermeable boundaries (after Wood and Hewett, 1982)^[4]

3 自由对流对成岩和烃类运移的影响

3.1 自由对流对成岩作用的影响

当流体质点围绕自由对流圈运动时,它与高温和低温区交替相遇,并且导致流体由温度较高的地区向较低的地区运移。如果流体搬运了一些溶解度与温度有关的溶解物质,则将出现物质的转移。对于溶解度随温度而增加的物质,例如石英,在温度较高的地带,它们将发生溶解,从孔隙介质中淋滤出来,而在温度较低的地带,它们将沉淀下来。

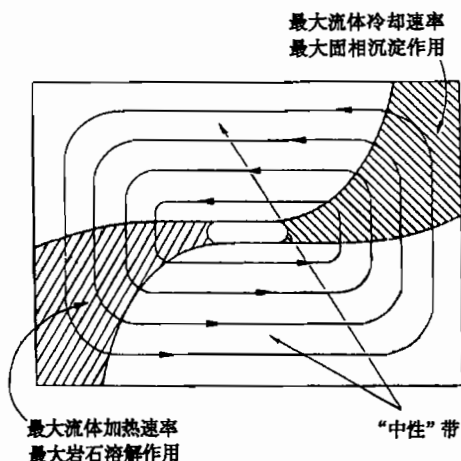


图3 单个自由对流圈中矿物的溶解/沉淀区域示意图(据 Wood and Hewett, 1982)

Fig. 3 Schematic map showing mineral dissolution/precipitation in a single free convection cell (after Wood and Hewett, 1982)

自由对流过程中伴随的流体—岩石相互作用,将对油气藏储集岩的孔隙度产生重要的影响。在一个自由对流圈中,对于沿流线穿过一个小的体积单元的一维流动,进入和离开该单元体的硅的平衡可表示为^[4,5]:

$$\frac{\partial}{\partial t}[\rho_s(1 - \varphi)] = -\rho_w[V \frac{\partial C_s}{\partial S} - \varphi D_e \frac{\partial^2 C_s}{\partial S^2}] \quad (7)$$

式中, ρ_s 为沉淀硅的密度, ρ_w 为水的密度, V 为流体流动速度, C_s 为水中硅的浓度, D_e 为通过水中的硅的孔隙介质的有效扩散系数, S 为沿流线的距离。通过一些假定,则(7)式可简化为:

$$\frac{d\varphi}{dt} = V \left(\frac{\rho_w}{\rho_s} \right) \alpha_T \frac{dT}{dS} \quad (8)$$

式中, α_T 为石英溶解度的温度系数。通过(8)式可以定量确定由于自由对流引起的硅的运移所导致的储集层孔隙度的变化。为了探讨自由热对流成岩作用机制的可行性,张义纲等^①研制了热对流成岩模拟实验装置,进行了有关实验。实验结果表明热对流是物质迁移的有效机制,对

① 张义纲等. 典型盆地(凹陷)天然气运移聚集机制及模型研究. “八五”国家重点科技攻关项目研究成果报告(85-102-01-03), 1995.

成岩作用和次生孔隙的形成有很大的影响。

自由热对流的前提是存在温差和流通通道,只要有地温梯度和孔隙裂隙通道,就会有自由热对流。因此可以认为自由对流在地质体中广泛存在。在四川盆地川西北的中坝构造川参1井雷口坡组第三段剖面上可以看到,在雷三段底部,硬石膏和白云石大量充填胶结,向上则充填胶结减弱,孔隙层逐渐发育,天然气主要分布于雷三段中上部的针孔白云岩之中,其矿物岩石学标志的分布规律与热对流成岩模拟实验结果十分相似,因此可以认为雷三段本身形成一个自由对流系统,在雷三段上方,与须家河二段之间的不整合面,是热对流的主通道^①。

北海油田钻孔资料显示在碳酸盐岩油藏中,有一孔隙度和渗透率很低的硅质层。在野外调查、水相溶液热力学性质研究以及数值模拟基础上,Rabinowicz等^[6]证实该硅质层是由于具微裂缝的灰岩内部自由对流的流体引起矿物质运移所致。数百万年以后,由自由对流引起的微裂缝内部硅和方解石的沉淀作用降低了灰岩的有效渗透率。

3.2 自由对流对烃类运移的影响

在地下深部温压条件下,自由对流对烃类运移的影响表现在两个方面。①在地下温压条件下,烃类尤其是天然气可以溶解在水中,另外,天然气也可以溶解在油中,其溶解度大小取决于温度和压力大小。因此当流体围绕自由对流圈由高温区向低温区运动时,烃类将随其它流体一起运移,并在低温部位析出(出溶),聚集成藏;②烃类以悬浮状态随其它流体(主要为水)一起作自由对流,在运动过程中遇合适的圈闭将聚集成藏。

假定作自由对流的流体(油、气、水)为真实溶液,则溶解在对流循环孔隙流体中心的烃类,将在循环路径中温度较低的部位聚集。通过以 $(\rho_h q_h S_h)$ 表示单位体积的烃类聚集量,方程(8)可修改并用来描述烃类的运移。对于恒定的密度,烃类的运移方程为^[5]:

$$\frac{d(\varphi S_h)}{dt} = -V \left(\frac{\rho_w}{\rho_h} \alpha_T \frac{dT}{dS} \right) \quad (9)$$

式中, ρ_h 为烃类的密度, S_h 为含烃饱和度, α_T 为溶解的烃类组分的温度系数。所发表的一些资料表明(Price,1981b),石英和许多烃类组分溶解度的温度系数相似,因此烃类和石英充填孔隙的速率之主要差异在于析出相的密度差。Price(1981b)研究了烃的溶解度与温度和压力之间的函数关系。研究结果表明在60~150℃范围内,所有烃分馏的斜率是相似的,尤其是对于轻烃组分。另外,在该温度范围内,与温度有关的烃类的溶解度显著地相似于石英的溶解度。在该温度窗,即干酪根成熟高峰时,自由对流将导致烃在石英发生沉淀的地方与石英同时沉淀(析出)^[5,6]。因此,烃将在对流圈的顶点析出,并达到最大强度。由于油气本身的浮力以及自由对流,使得烃朝着构造顶部和轴部,即对流圈下沉翼的顶部运移,至此烃类可以从溶液中分离出来,并形成油气藏。

Rabinowicz等^[6]对北海油藏自由对流的研究表明,通过溶解一出溶作用,自由对流有能力运移一些已发现的油藏中的烃。这些烃主要在具百分之几的孔隙体积的“活化孔隙度”内析出,因此烃类相的聚集是很快的。受水流和浮力的驱动,烃以分离相向上运移,并在对流圈下降翼的顶部聚集。由此他们认为自由对流在北海一些构造顶部油的运移和聚集过程中起着重要的(也许是主要的)作用,但这并不意味着自由对流是油气运移的仅有的机制。

① 张义纲等.典型盆地(凹陷)天然气运移聚集机制及模型研究.“八五”国家重点科技攻关项目研究成果报告(85-102-01-03),1995.

在四川盆地碳酸盐岩地层中,存在多个自由对流系统。其中,以上下两个不整合面以及大断裂为界,并以它们为主通道构成大的自由对流系统。在这个大的自由对流系统内部,又有若干个次级的自由对流系统^①。例如,川西南威远震旦系气藏位于桐湾运动和澄江运动两个不整合面之间。自由对流对该气藏的形成构成重要的影响。因为位于桐湾运动不整合面之下的震旦系灯影组四段在其顶部发育孔隙层,而位于澄江运动不整合面之上的震旦系灯影组一段和震旦系灯影组二段则被白云石致密胶结,可以认为震旦系灯影组以这两个不整合面为界,或者说以这两个不整合面为主通道,构成了一个大型的自由对流系统,顶部次生孔隙发育,天然气聚集。在这一大型系统中又可划分出一些次级热对流单元,如震旦系灯影组四段和三段顶部到三段中部,三段下部到一段构成几个次级的自由对流系统,各个系统的顶部是次生孔隙发育带,底部都是致密胶结带,天然气主要分布于顶部孔隙层^①。

4 存在的问题及发展方向

①传统的雷诺标准系数主要来自于物理学上的研究,并且仅仅考虑了(沉积)层和渗透性的平均特征,忽略了渗透性的变化和优选流动路径的存在,从而过低地估计了沉积盆地中自由对流产生的潜力。因此,需要进一步研究沉积盆地中产生自由对流的条件。②沉积盆地中的非均质性对自由对流构成重要的影响。例如在低渗透的厚层泥岩中,由于微裂缝导致的非均质性对自由对流的产生及自由对流圈的形态都将构成重要的影响。但前人的研究工作几乎都忽略了低渗透单元体中的非均质性对自由对流的影响。因此,今后应加强这方面的研究。③在沉积盆地,由浅部至深部,纵向上一般可划分为静水压力带、过渡带和地质压力带。这3个带中产生自由对流的条件有何不同?其作用过程有什么差别?④自由对流对地下流体化学成分构成什么样的影响?而这些影响又如何控制着自由对流?⑤如何通过模拟实验,进一步阐明自由对流对成岩作用和烃类运移的影响机制?⑥中国东部含油气盆地的深部层系(3500~5500 m)是我国“九五”油气勘探的重要层系。现有资料表明,这些层系具有形成自由对流的良好条件(相对高的地热梯度和较好的断层通道)。因此,开展东部深层自由对流研究对于确定东部深层次生孔隙形成和油气运移聚集具有重要的理论意义和实用价值。

参 考 文 献

- 1 Domemico P A, Schwartz F W. Physical and chemical Hydrogeology. John Wiley & Sons, Inc. 1990. 317~355.
- 2 Blanchard P E, Jr Sharp J M. Possible free convection in thick gulf coast sandstone sequences. southwest section AAPG, 1985 Transactions, 1985. 6~12.
- 3 Aziz K, Bories S A, Combarous M A. The influence of natural convection in gas, oil and water reservoirs. Jour. Canadian Petrol. Tech., 1973, 12:41~47.
- 4 Wood J R, Hewett T A. Fluid convection and mass transfer in porous sandstones——a theoretical model. Geoch. Cosmoch. Acta, 1982, 46:1707~1713.
- 5 Wood J R, Hewett T A. Reservoir Diagenesis and convective fluid flow. In: McDonald D A, Surdam R C, eds. Clastic diagenesis. AAPG, Memoir 37, 1984. 99~110.
- 6 Rabinowicz M, Dandurand J L, Jakhowski M, Schott J, Cassan J. Convection in a North Sea oil reservoir; inferences on diagenesis and hydrocarbon migration. Earth and Planetary Science Letters, 1985, 74:387~404.
- 7 Bjørlykke k. Diagenetic reactions in sandstones. In: Parker A, Sellwood B W, eds. Sediment Diagenesis. D Reidel, 1983.

① 张义纲等. 典型盆地(凹陷)天然气运移聚集机制及模型研究. “八五”国家重点科技攻关项目研究成果报告(85-102-01-03), 1995.

- 169~213.
- 8 Bjørlykke k. Formation of secondary porosity. How important is it ?In: McDonald D A, Surdam R C, eds. , *Clastic diagenesis*. AAPG, Memoir 37, 1984. 277~286.
 - 9 Bjørlykke k, Mo A, Palm E. Modelling of thermal convection in sedimentary basins and its relevance to diagenetic reactions. *Marine and Petroleum Geology* ,1988,5:338~351.
 - 10 Nield D A. Onset of thermohaline convection in a porous medium. *Water Resources Research* ,1968, 43:553~560.
 - 11 Combarnous M A, Bories S A. Hydrothermal convection in saturated porous media. *Advances in Hydrosience*, 1975,10: 231~307.
 - 12 Land L S, Dutton S P. Reply: cementation of sandstones. *Journal Sed. Petrol.* , 1979, 49:1359~1361.
 - 13 Dewers T, Ortoleva P. The role of geochemical self-organization in the migration and trapping of hydrocarbons. *Applied Geochemistry*, 1988,3:287~316.
 - 14 Bethke C M. Modeling subsurface flow in sedimentary basins. *Geologische Rundschau*, 1989,78(1):129~154.
 - 15 Chapman D S, Rybach L. Heat flow anomalies and their interpretation. *Journal of Geodynamics*, 1985,(4):3~37.
 - 16 Person M, Garven G. Hydrologic constraints on the thermal evolution of the Rhine Graben. In: Beck A E, Garven G, Stegena L, eds. *Hydrogeological regimes and their subsurface thermal effects*. *Geophysical Monograph 47/IUGG*, 1989,2:35~58.
 - 17 Hanor J S. Kilometre-scale thermohaline overturn of pore waters in the Louisiana Gulf Coast. *Nature*,1987a, 327:501~503.
 - 18 Ranganathan V, Hanor J S. Density-driven groundwater flow near salt domes. *Chemical Geology*, 1988, 74:173~188.
 - 19 Evans D G, Nunn J A. Groundwater flow, heat, and salt transport near salt diapirs. *Eos*, 1989, 24:1097~1098.

Free Convection and Its Influences on Diagenesis and Hydrocarbon Migration

Zeng Jianhui

(University of Petroleum, Beijing 102200)

Abstract

Free convection has been defined as a flow driven by density variations. The increasing temperatures with depth in a sedimentary basin may cause a thermal expansion, thus leading to a decrease in density of subsurface fluids with depth and production of a vertical density difference. Under certain conditions, the vertical density difference may induce free convection of the fluids. The fluids carry a lot of dissolved solids and hydrocarbon in free convection. Because the dissolved solids and hydrocarbon have a temperature-dependent solubility, they will dissolve or precipitate in the hotter or cooler region of a convection cell, which has an important effect on diagenesis and hydrocarbon migration and accumulation.

Key words: free convection; diagenesis; hydrocarbon migration

作者简介

曾溅辉,男,1962年生。1984年毕业于长春地质学院水文地质工程地质专业,1989年和1994年于中国地质科学院获硕士和博士学位。现为石油大学(北京)盆地与油藏研究中心副教授,主要从事油田水文地质,油气成藏动力学等方面的科研和教学工作。通讯地址:102200,北京昌平石油大学盆地研究中心。