

沉积盆地热史研究方法

王璞珺 刘万洙 王东坡

(能源地质系)

(能源地质研究所)

摘要 沉积盆地的热量有两种来源——基底传导热量和放射性产热。盆地热史分析就是要再现盆地内各沉积层序的地温演变过程。热史研究方法主要有钻孔测温法、模拟计算法和地质温度计法。本文介绍模拟计算法在克拉通盆地、拗拉槽盆地和大陆边缘盆地的应用实例;讨论了地质温度计法中的有机质成熟度指标法以及伊—蒙转变率法。气液包裹体法、热年代学方法和裂变径迹法。

0 引言

沉积盆地的热演化史(简称热史)就是指盆地形成至今的地热流史、地温史和地温梯度史。研究盆地热演化史就是要研究盆地内各沉积层序的地温随时间的演化关系,最后得到沉积层序的地质年代(时间)—岩层温度关系,或时间—温度—埋深结果(用数值或图解表示)。温度是烃类形成的主要控制因素;只有弄清盆地内各生烃层序(富含有机质岩层)所经历的地温历史才能有效地评价成烃过程和计算产烃潜力。同时,盆地热史对于研究盆地的成因机制和地球动力学具有重要意义。另外,盆地热史研究还与地热能开发和与热液作用有关的矿床密切相关。所以盆地热史研究一直受到有关的地学工作者,尤其是石油地质工作者的高度重视。

1 沉积盆地的热量来源及其分布特征

沉积盆地的热源有两个:基底传导热量(地幔热源)和放射性产热。Birch等(1968)通过对美国东部地区的研究,认为地面热流 Q_0 (mW/m^2)是基底热流 Q_r (mW/m^2)和放射性产热 A_0 ($\mu W/m^3$)的线性组合,即 $Q_0 = Q_r + D \cdot A_0$ (其中 D 是反映放射性产热影响深度的常数)。对常数 D 的物理意义有两种解释。一种认为 D 是放射性产热层的平均厚度,放射性产热的相应影响深度为10 km(Birch等,1968);另一种则认为 D 是放射性产热 $A(Z)$ 随深度(Z)递减的幂指数,即 $A(Z) = A_0 \cdot \exp(-Z/D)$,此时放射性产热的影响深度至少为30 km($> 3D$)(Lachenbruch,1970)。尽管不同解释所得出的放射性产热分布深度相差很大,但总的来说,地幔热流是沉积盆地的深层热源,是热收缩—挠曲型盆地形成与演化的主要控制因素(Nunn,1984);而放射性产热则相对属浅层热源,一般占地面热流的20%~60%(Rybach,1986),它主要由沉积物中和陆壳长英质岩石中的U、Th和K等放射性元素产生。洋壳铁镁质岩石的放射性元素含量低,其放射性产热往往可忽略不计。不同类型沉积物放射性产热量有很大差别,其一般顺序为:蒸发盐类($0.012 \sim 0.09 \mu W/m^3$) \ll 石英(0.32) \sim 白云岩(0.36) $<$ 灰岩(0.62) $<$ 深海沉积物(0.74) $<$ 长石(0.84) \ll 粉砂岩(1.8) \ll 黑色页岩(5.5)(据

2 沉积盆地热史研究方法

2.1 直接测量法与模型计算法

目前沉积盆地的热史研究方法主要有三种;直接测量法、模型计算法和地质温度计法。直接测量法是对钻孔测温资料进行循环泥浆校正后用作图法求得地层温度、地温梯度和基底热流(详见 Dowdle 和 Cobb, 1975)。但该法所得结果仅是盆地的现今地温条件,且所能研究的深度一般为 6 000 m 以内。模型计算法是以一定的盆地成因模型为基础、用热传导方程或经验公式在一定的初始与边界条件限定下计算出盆地的热演化史;该法在盆在的热史定量模拟中得到广泛应用,并已成功地用于克拉通盆地、拗拉槽盆地及大陆边缘等各种类型沉积盆地的热史研究,下面就上述各实例的典型计算过程的计算结果作简要评述。

以岩石圈挠曲—重力均衡成盆模型为基础由热传导方程或经验公式计算热史 Haxby 等(1976)以地幔上隆→下地壳辉长岩热变质为高密度榴辉岩→地幔柱冷却并引起重力均衡沉降,这一成盆模型为基础的,采用一维热传导方程($\partial T/\partial t = K \cdot \partial^2 T/\partial Z^2$),计算出北美密执安克拉通型盆地的地表热流史、沉积史和热演化史。计算结果很好地解释了盆地沉降中心的迁移过程,生油层系的热史计算结果与钻探资料相吻合。但计算中引用了若干假设条件和规定参数(如下地壳相变、初始地幔柱的温度和深度等)。而这些假设和参数往往难以验证和限定,目前主要通过参数的反复调整使计算值与实测结果相吻合,所以其计算结果尚有很大的不确定性。Nunn 等(1984)对此进行了改进,用地层资料和物探资料限定模拟参数,提高了计算结果的稳定性。Nunn 等所采用的成盆模型为:地幔上隆→地壳减薄及地表剥蚀→地幔柱冷却使岩石圈挠曲沉降。计算中首先根据热收缩载荷引起岩石圈的变形量,求出盆地的沉降史,然后用三维连续充填沉降的相应热力学公式,分别求算沉积层序的埋藏平衡温度(T_0)与热事件(地幔上涌)引起的异常温度(T_1);从而得出热史结果(古地温= T_0+T_1)。

经验公式—作图法计算热史 Keen(1979)通过对加拿大 Scotian 和 Labrador 等盆地的研究提出适于海相和大陆边缘盆地的热史计算方法。该方法的成盆模型为岩石圈的冷却收缩或深层过程导致盆地构造沉降。计算热史分三步进行,第一,对生物地层资料进行沉积重荷和海平面波动校正后,推算出仅由构造沉降引起的盆地沉降史;第二,假设构造沉降幅度与沉降时间的平方根($t^{1/2}$)呈线性关系,并绘制构造沉降— $t^{1/2}$ 图,然后由该直线的斜率求得初始地幔温度(T_m);第三,将 T_m 代入简单冷却模型的温度分布函数,求出各沉积层在给定时间的温度: $T_s = T_0 + \frac{2 \cdot km \cdot \rho_m \cdot \alpha (T_m - T_0)^2}{\pi \cdot K_s \cdot (\rho_m - \rho_s)} [1 - (t_s/t)^{1/2}]$ 。式中 T_s 为沉积层在 t_s 时的温度, T_0 为地表温度, K_m (K_s)、 ρ_m (ρ_s) 分别为地幔(沉积层)的导热系数和密度, α 为岩石圈热膨胀系数, t 为构造沉降时间。Feinstein(1981)用类似的方法计算了南俄克拉荷马拗拉槽盆地的沉降史和热演化史,并将模拟结果与孢粉碳化作用鉴定结果相比较,从而证明有机质成熟作用主要由古地温控制,而受现代地温影响很小。

2.2 地质温度计法

地质温度计法,是盆地热史研究中最常用的方法,主要包括有机质成熟度指标法,伊利石/蒙脱石转变率法、气液包裹体测温法、K—Ar(及 Ar/Ar)放射性同位素法和磷灰石(锆石)裂变径迹法等。

有机成熟度指标法 用于沉积盆地热史研究的有机质成熟度指标主要有:镜质体反射率(R_o)、热变指数(TAI)、时间-温度指数(TTI)、最大热解温度(T_{max})和孢粉色度等有机地化参数。各指标间具有很好的可比性。表1列出了TTI、TAI及 R_o 之间的对应关系及其相应的成烃阶段。表1中的参考地温值为松辽盆地与相应 R_o 值对应的现今地温和推测古地温(仅具参考意义)。用有机质成熟度指标研究盆地热史的理论基础是阿仑尼乌斯化学反应动力学方程(Arrhenius equation)。该定律指出,有机质转化的反应速度常数(K)与温度(T)呈指数关系,即 $K=A \cdot \exp(-E_a/RT)$ (其中 A =频率因子, E_a =活化能, R =气体常数)。温度对有机质转化反应的累积效果可用速度常数对时间的积分表示(成熟度积分)。这就是说,有机质成熟度是时间和温度的函数。当已知地层年代(t)并测出其中的有机质成熟度指标后即可求得相应的岩层温度(图1)。然而,有机质成熟度指标目前尚不能直接指示地温,只能反映古地温的相对高低。主要原因是有机质的种类很多且同一有机质组分的家族中包含许多变种,而不同变种的热演化途径不同(与 T 和 t 的关系不同)、又没有一种变种存在于所有的沉积有机质之中,所以目前尚未找到可用于准确校正的比较标准。尽管如此,有机质成熟度指标法仍为目前盆地热史研究的经典方法。

表1 主要有有机质成熟度指标间的对应关系(据 Waples, 1980, 补充)

成熟阶段	TTI	TAI	R_o	参考地温(°C)
开始生油	15	2.65	0.65	66~84
生油高峰	75	2.9	1.0	80~105
生油结束	150	3.2	1.3	100~125
轻油(API<40°)保存限	~500	3.6	1.75	116~154
超轻油(API<50°)保存限	~1000	3.7	2.0	125~170
湿气保存限	~1500	3.75	2.2	133~184
干气保存限	65000	>4.0	4.8	237~366
形成液态硫	972000	>4	>5	>250~380

伊/蒙混层中伊利石百分率法 该方法的理论依据是,蒙脱石-伊利石的转变反应服从奥斯特瓦尔德热成熟过程的相继反应原理,温度是该反应的主要动力学控制因素。Elliott等(1991)对丹弗盆地斑脱岩的研究表明,伊/蒙混层中伊利石的百分率随埋深和岩层年龄而增加,与地层温度呈正相关。从而说明伊-蒙转变受盆地的热演化过程控制。然而,蒙脱石和伊利石都是泥质岩中的常见矿物,它们的成因和转变过程及其与之相关的钾的来源和结晶机理等目前尚未研究清楚。所以伊/蒙转变率法通常只作为热史研究的辅助方法。

矿物包裹体法 自生矿物中气液包裹体的均一化温度亦可用于沉积层序的温度史研究。在沉积、成岩及后生作用中,自生矿物的生长、胶结作用和重结晶作用等可捕获与之相平衡的环境组分作为包裹体。这类包裹体的均一化温度经压力校正后可反映沉积层序当时的环境温度(详见 Pagel 等,1986)。

热年代学方法 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 热年代学方法(thermochronology)是近来用于盆地热史研究的放射性同位素方法。其原理是碎屑钾长石中的放射性成因 ^{40}Ar 随地温升高而丢失,使 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄结果异常偏低。通过增温实验得到的碎屑钾长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄谱可恢复

^{40}Ar 受热扰动的丢失历史,由此可研究盆地的热演化史。Phelps 和 Harrison(1986)用该方法准确地恢复了 Viking 地堑晚新生代的热演化史。

裂变径迹法 裂变径迹法研究盆地热史始于 80 年代(Koul 等, 1984),近年发展较快。White 等(1991)用磷灰石和锆石的裂变径迹结合地史资料研究出加利福尼亚盆地晚中新世以来的详细热史。研究结果包括地温史、地温梯度史以及地层剥蚀厚度和剥蚀速率等。Kelley 等(1991)用磷灰石和砂岩的裂变径迹研究北美 Anadarca 盆地的热史,并与有机地化和并孔测温结果对比,证明裂变径迹法不仅可有效地用于盆地热史研究,而且可用于地层剥蚀量研究。

3 镜质体反射率(R_o) 在盆地热史研究中的应用

沉积有机质在时间和温度的作用下通过一系列复杂的基元反应热降解成烃。反应的化学动力学过程可用阿仑尼乌斯方程描述。 R_o 是有机质成熟度的灵敏指标,也是目前研究最多,应用最广的地化指标。 R_o —深度曲线实际上就是 R_o 随时间的演化曲线(由生物地层资料可得到深度—地质年代关系)。由于 R_o 是温度和时间函数,所以 R_o —时间(或埋深)曲线即为古地温的函数。它的形态可直接指示地温梯度的变化(图 2A—D)。同时 R_o —埋深曲线还可以反映地层缺失、断层和岩浆侵入事件,并可区分出二旋回有机质(图 3A—D)。

Allens(1990)将 R_o —深度曲线分成四种主要类型。第一种为次线性式(图 2A),表示地温梯度均匀、层序基本未受大型不整合及年轻走滑断层和局部岩浆活动等热事件影响。第二种为折段式或狗脚式(图 2B),表示地温梯度有较大变化(图中下段地温梯度大)、折点处代表一次热事件。第三种为错位式(图 2C),表示地温梯度无明显变化,但中间有一代表大型地层缺失的 R_o 突变段。第四种为过渡式(图 2D),为第二与第三两种类型的复合。

Dow(1977)根据北美和印度尼西亚等盆地的研究结果,亦将 R_o —深度曲线分为四种类型(图 3A—D)。第一类为二折式(图 3A),表示两种不同的地温梯度之间有一大型地层间断,由下段曲线上延可推算出被剥蚀地层的厚度(本例为 500 m 中生代地层)。第二类为热

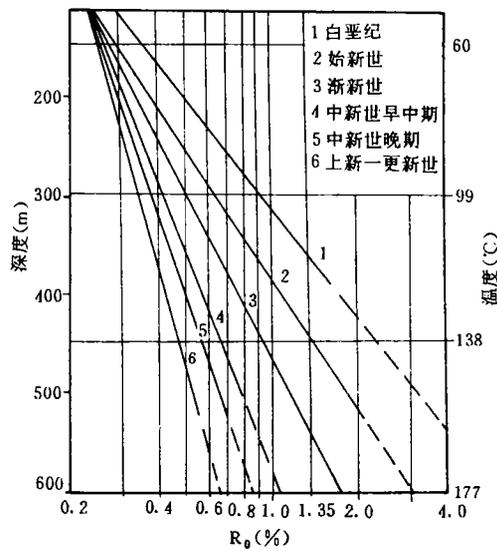


图 1 有机质成熟度(R_o)与温度(或埋深)及时间(地质年代)间关系图解(据 Allens, 1990)

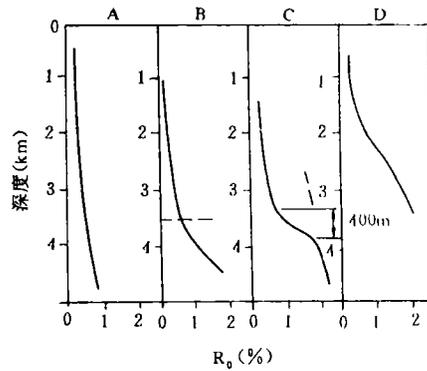


图 2 R_o —深度曲线的四种典型曲线(据 Allens, 1990)

扰动型(图 3B),表示在均匀地温梯度层序中有侵入体引起的接触变质作用的叠加,侵入体引起的上下相临层位的热扰动厚度一般为侵入体本身厚度的 2 倍。将上段曲线外延至 $0.2R_0$ 处可求得顶界已被剥蚀的厚度约 3 000 m。第三类为垂向叠覆式(图 3C),表示一系列冲断作用引起的地层重复。根据相当点的垂向距离可算出断层的断距。本例中可见四套逆掩断层,自上而下断距依次增加。第四类为二旋回有机质型(图 3D)。二旋回有机质是指已经历了一定热成熟作用的沉积有机质被剥蚀后的再沉积。它们对温度和时间

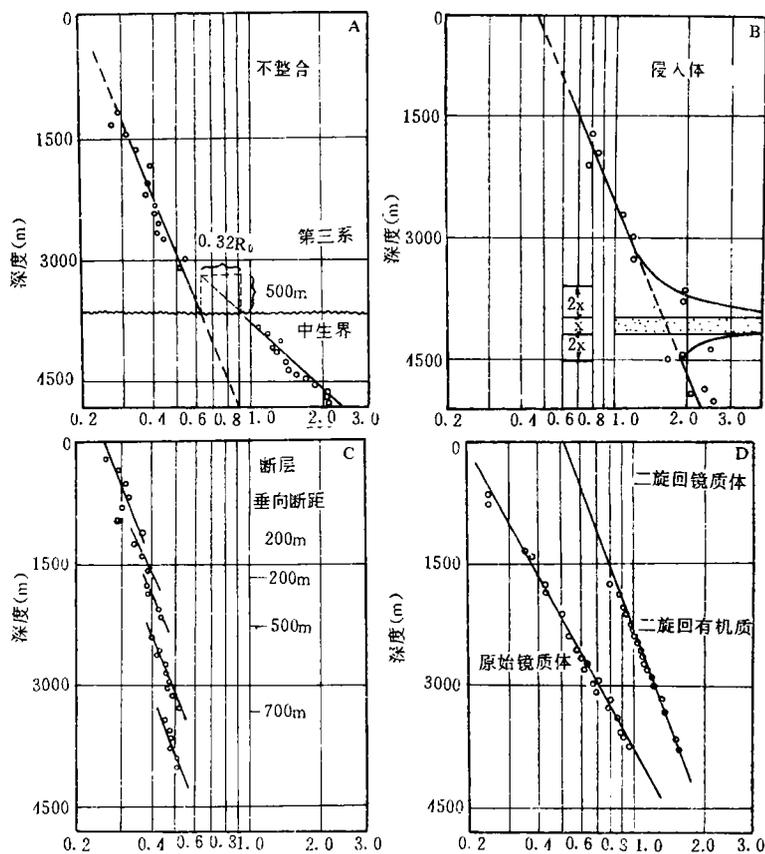


图 3 R_0 -深度曲线特征与盆地演化的关系(据 Dow, 1977)

的响应比原始有机质的灵敏度低,所以其 R_0 -深度曲线的斜率较大。二旋回 R_0 曲线上延可求得蚀源区初始有机质成熟度(本例 $R_0=0.5$)和物源区的剥蚀程度。

4 讨论

(1)模型算法能够定量再造盆地热演化史,但所涉及的假设条件难以验证;所需要的计算参数缺乏限定性,计算结果的可变性大。

(2)有机质成熟度指标法一般仅指示地温的相对变化。对于厚度大、埋藏史连续、成分均匀的层序,该法的应用效果好。而对于构造、有机质类型和热体制复杂的盆地,有机地化指标常有很大离散性。

(3)用物探资料和有机地化指标限定输入参数,用计算机定量模拟沉积盆地的热演化史是当前盆地热史研究的重要方向。然而,加强基础地质和地球化学研究、建立更合理的盆地模型、准确限定各类模拟参数,仍将是盆地热史研究的重点,也是盆地热史模拟的基础。

参 考 文 献

- 1 Allen P A, Allen J R. Basin analysis. Black Sci Publications, 1990, Ox. London, 443P: 282~308

- 2 Birch F, Roy R, Decker E. Studies of Appalachian Geology. Interscience, 1968: 437
- 3 Dow W G. Kerogen studies and geological interpretations J. Geoch. Expl, 1977(7): 79~99
- 4 Dowdle W L, Cobb W M. Static formation temperature from well logs ----- an empirical method J. Petrol Tech. . (12): 1326~1340
- 5 Elliott W C, Aronson J L, Matisoff G, Gautier D L. Kinetics of the smectite to illite transformation in the Denver basin; clay mineral .K-Ar data and mathematical model results. AAPG Bull. .1991, 75(3): 436~462
- 6 Feinstein S. Subsidence and thermal history of southern Oklahoma aulacogen; implications for petroleum exploration. AAPG Bull. .1981, 65(12): 2521~2533
- 7 Haxby W F, Turcotte D L, Bird J M. Thermal and mechanical evolution of the Michigan basin. Tectonophysics, 1976, 36: 56~75
- 8 Kelley S A, Jaquidon D G, Larry C C, David D B. Thermal conditions in the Anadarko basin ,Oklahoma. AAPG Bull. ,1991, 75(3): 607
- 9 Keen C E. Thermal history and subsidence of rifted continental margins ----- evidence from wells on the Nova scotian and Labrador shelves. Can. J. Earth Sci. ,1979, 16: 505~522
- 10 Nunn J A, Sleep N, Moore W. Thermal Subsidence and Generation of Hydrocarbons in Michigan Basin. AAPG Bull. ,1984(3): 296~315
- 11 Pagel M , Walgenwitz J. Fluid inclusions in oil and gas - bearing sedimentary formations. In : Burrus J, ed. Thermal Modelling in Sedimentary Basins. Paris: Technip, 1986: 565~584
- 12 Phelps D W, Harrison T M Application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology on detrital potassium feldspars to the study of sedimentary basins. In: Burrus J, ed. Thermal Modelling of Sedimentary basins. 1986, 585~600
- 13 Rybach L. Amount and significance of radioactive heat sources in sediments . In : Burrus J, ed. Thermal modelling in sedimentary basins . Paris : Technip ,1986
- 14 White L, Arco A. Thermal and structural history of the San Emigdio mountains, southern San Joaquin basin ,California, based on fission---track analysis . AAPG Bull. ,1991, 75(3): 692