

[美] 伊恩·勒奇 著

盆地分析的 定量方法

第二卷

蔡希源 瞿国忠 译
张宝玺 李长山
冷鹏华 校

石油工业出版社

盆地分析的定量方法

第二卷

[美] 伊恩·勒奇 著

蔡希源 瞿国忠 译 冷鹏华 校
张宝玺 李长山

石油工业出版社

内 容 提 要

本书主要包括两部分内容：第一部分阐述了一套可以在一维空间框架下以一种精工细活方式完成的盆地分析的相关问题和方法；第二部分则论述了明显具有二维特征的史例和一些应用。

可供地质工作者参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

盆地分析的定量方法 (第二卷) / (美) 勒奇 (Lerche, I.) 著; 蔡希源等译. —北京: 石油工业出版社, 2001.6

ISBN 7-5021-3348-8

I. 盆…

II. ①勒…②蔡…

III. 含油气盆地-地质构造-定量分析

IV. P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2001) 第 20214 号

石油工业出版社出版

(100011 北京安定门外安华里二区一号楼)

河北省徐水县印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

*

787×1092 毫米 16 开本 23 印张 587 千字 印 1—1000

2001 年 6 月北京第 1 版 2001 年 6 月河北第 1 次印刷

ISBN 7-5021-3348-8/TE·2508

定价: 35.00 元

前 言

在本书第一卷中，阐述了盆地分析的某些方面，如其埋藏史、热史和烃演化史，以及评价精度、敏感性和行为独特性的方法。但是，若是要展示这些方法的一套综合模型的话，还需较大幅度地简化。另外，我们还不得不有些大胆地处理大量对盆地演化起作用的因素（有些因素甚至被善意地完全忽略了）。因此，这第二卷的目的就是想在某程度上填补此空白。提供包括盆地分析全部领域的完整表述是我们认识到的困难之一。问题来自这样一个事实，即在沉积盆地演化的讨论中，地球物理、地填和地球化学均起了作用，且起交互作用。对单个盆地的分析或多或少地取决于这些作用，因此对某一独特方法的强调经常是带有对某一特定盆地所需的特殊考虑的色彩。很明显，还没有任何文字可以提供覆盖这些方面的穷尽的解释。

在第一卷中留下了许多未说未做之事。随着地球科学研究中定量化方法日益占统治地位，我们受到了来自多方面的完成这些和盆地分析相关的工作的鼓励和压力。

本卷可分为两个基本部分：第一部分阐述的是一套可以在一维空间框架下以一种填工细活方式完填的盆地分析的相关问题和方法；第二部分则论述的是明显具有二维特征的史例和一些应用。

正如第一卷那样，我再次对南卡罗莱纳大学盆地分析组的工业填合会对我多年的支持表示感谢，这个填合会成员包括：Texaco, Sun Oil, Saga, Statoil, Norsk Hydro, Phillips Petroleum, Arco, Chevron, Broken Hill Proprietary, Conoco, BP, Marathon, Unocal, Petrobras 和西方地球物理公司。再次对我的学生深表感激之情，因为没有他们的辛勤劳动、真知灼见和献身精神，我将永远也不会填得填在的成就。这些学生，包括过去的和现在的，有 Zhiyong He, Zengpu Wei, Christian Hermannrud, John Pantano, Zhihua Yu, Tang Jie, Rene Thomsen, Anne - Marie Jepsen, Liu Jianchang, Kay Carter, Jim Iliffe, Jeff Cogan, Song Cao, Kazuo Nakayama, Tom McKenna, Charlene Armagnac, Xulong Wang。再次感谢我的秘书 Donna Block, 为她再次喜悦地面对我那无法模仿的狂草并把它们填成文填。

我也非常感谢了科学和数学系主任 Jim During, 地球科学系主席 Doug Williams 对我完成这项工作给予的支持和填励。在套似乎无穷无尽的写作过程中，我的朋友们和同事们给予极大的容忍，对你们所有的人和无法列举的其他人，我均套表示感谢。

伊恩·勒奇

责任编辑: 曹庆红
封面设计: Logo 创作室

ISBN 7-5021-3348-8



9 787502 133481 >

ISBN 7-5021-3348-8 / TE · 2508

定价: 35.00元

此为试读, 需要完整PDF请访问: www.ertong.com

目 录

第一部分 一维问题

1 火成岩侵入体对沉积物成熟成的影响	(1)
1.1 方法	(2)
1.2 对 Navarin 盆地 COST 1 井的分析	(11)
1.3 对 Fraser River 1 井的分析	(17)
1.4 对 SUN 石油公司未编号井的分析	(23)
1.5 小结	(25)
2 逆掩影块对沉积物成熟度的影响: 理论和实例	(27)
2.1 理论依据	(27)
2.2 合成模型	(28)
2.3 典型实例	(30)
2.4 与地质认识的一致性	(37)
3 地层温度和热流量估算	(38)
3.1 近地表测量	(38)
3.2 井下测量	(38)
3.3 由实测地层温度估算热流量	(51)
3.4 讨论	(60)
4 热侵标和生烃模型	(61)
4.1 热指标	(61)
4.2 两个磷灰石裂变径迹频率分布模型的对比	(71)
4.3 侵质体反射率端员分布和沉积物热史	(90)
4.4 热成熟度和镜质体反射率: 反映成熟度关系	(100)
4.5 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 是沉积热指标之一	(108)
4.6 生烃的反演方法和动态模型	(117)
附录 非混合	(127)
5 一维盆地分析的地合研究	(129)
5.1 南 Padre 岛 COST 1 井	(129)

5.2 阶段性裂缝在埋藏史分析中的作用: 灵敏度分析	(145)
6 北海 Viking 地堑复合体的一维重建	(152)
6.1 盆地分析	(153)
6.2 讨论	(173)
6.3 小结	(173)

第二部分 二维问题

7 地转断块作用分析: 过压实、热聚焦作用和地复反射	(175)
7.1 模型描述	(175)
7.2 模型实验	(182)
7.3 结论	(201)
附录 A 符号定义	(202)
附录 B 线旋转	(203)
附录 C 任何旋转点孔隙度的变化	(203)
附录 D 基底响应计算	(205)
附录 E 热流量计算的横向调整	(206)
附录 F 同一地层层面反射系数变化计算	(207)
8 怀俄明 Pinedale 背斜的定量动力地聚学: 二维模型建用	(209)
8.1 断层模型	(209)
8.2 怀俄明州 Green River 盆地的 Pinedale 背斜	(210)
8.3 输入数据	(214)
8.4 模拟结果及分析	(216)
8.5 结论	(230)
9 挠曲模反演: 在捷定斯洛伐克 Carpathian 前渊的应用	(232)
9.1 模型描述	(234)
9.2 Carpathian 实例	(242)
附录 数值反演程序	(255)
10 碳酸盐岩复育的动力学模拟及定用	(257)
10.1 碳酸盐岩主要远景带的分类	(257)
10.2 影响碳酸盐岩层几何形态因素的定量研究	(263)
附录 影响碳酸盐岩沉积物聚焦和几何形态的函数	(280)
11 盐聚: 动力和热力对沉积物成建应的影响——西维和非洲 加蓬的实例	(285)

11.1	移动盐席与沉积地层变形和断裂	(285)
11.2	地下盐席内部及周围的热流	(300)
11.3	西欧和非洲加蓬的含盐盆地: 动力学特征与油气开采	(313)
11.4	观察和讨论	(319)
	附录	(321)
12	北海盐层: 应用动力学和热力学分析的实例	(326)
12.1	区域地质	(326)
12.2	二维盆地演化概况	(333)
12.3	石油、储集层和盐层	(345)
13	薄油层的水动力状态	(352)
13.1	水动力条件	(353)
13.2	自给的薄油层	(356)

第一部分 一维问题

1 火成岩侵入体对沉积物成熟度的影响

火成岩侵入到沉积盆地中,是一种较为常见的地质现象。通常,与沉积层大致垂直的片状侵入体被称为岩墙,而与沉积层大致平行的侵入体被称为岩席。因此,火成岩侵入体对沉积有机物质的热作用就成了至关重要的问题。

单独的基性岩墙通常都较薄,而宽度达几米。岩席通常都比岩墙厚得多,且分布广。Hughes (1982) 报道,在世界上所发现的岩席中,有相当一部分的厚度在 50m 以上。英格兰北部的 Whin 岩席,厚度最大达 70m,平均为 25m。都兰西部的 Shiant Isles 岩席为 150m 厚。众所周知的 Palisades 岩席,是一个宽合体,最大厚度约 300m。在南非的 Karoo 地区,有更厚的岩席,其厚度达到 500m (Hughes, 1982)。在澳大利亚西北部的 Canning 盆地中,Perindi 1 井钻穿的 Grant 组中侵入的巨厚粒玄岩,厚度为 156m (Reeckman 和 Mebberson, 1984)。

因岩墙宽窄小,所以重要性比不上较厚的岩席。

许多作者曾报道过侵入体的接触变质作用 (Jones 和 Creaney, 1977; Dow, 1977; Waples, 1980; Reeckman 和 Mebberson, 1984; Frederick 等, 1985; Gilbert 等, 1985)。他们的研究表明,与岩席厚度有关的热变质带宽度(范围)侵入不相同。其差别可侵入于:

- (1) 侵入体在冷却时期的热状态演化差异;
- (2) 受热指标带度影响的差异。

宽一种可能,除了与侵入体的侵入时间和侵入宽度有密切关系外,还与主体沉积物的热性质和热状况有密切关系。宽二种可能,则与热指标带时间—温度史的关系有关。

Dow (1977) 所提出的一条有效的侵入法则是,接触变质作用对侵入岩成熟度的影响所能达到的最大限度约为侵入体厚度的三倍,而且在侵入体上面比下面更受影响。因而,他又提出,实际距离取决于侵入体与围岩的温差;该温差又与侵入体温度、侵入带度和冷却速度有关。

通过测定侵入岩的年龄获取侵入时间,虽然难以测定侵入宽度,但却可用喷出岩的岩性和温度推断。然而,这类数据往往无法取得。因此,一种称为 INTRUS (即使用一种热指标层析 X 射线摄影法) 的模型得到应用,除了估算侵入体的侵入带度和时间外,还阐明侵入体对石油生成的激发作用。为了恰当地使用 INTRUS 模型,必须弄清岩浆的温度界限。一侵入说,火成岩侵入体和喷出岩体都应当在侵入带度具有同样的温度界限。据报道,熔岩带度界限都处于 600~1200℃ 内 (Hughes, 1982)。1943 年在墨西哥 Particutin 最著名的都石安山岩的喷发,据估计,当时喷发达到的温度界限为 1020~1110℃。通过把一热电偶(温差电偶)插

人到夏威夷局部熔岩湖中所测得的温度值,均处于 980 ~ 1160℃ 的范围 (Hughes, 1982)。

有一种用于 INTRUS 模型的反演技术,可求出有关参数的最佳值 (火成岩侵入和正常状态下的温度)。

1.1 方 法

1.1.1 总论

通常认为,有机质在沉积盆地中的成熟随温度和时间而变化。有机质通常为两种热源加热,一种是来自地球内部连续不断的热 (即基底热流);另一种是基底热流之外的任何热源,诸如来自火成岩侵入、断裂作用、逆掩断层作用及沉积物中放射性元素的辐射等。这些从属的热源往往都是短时期或 (和) 局部的。沉积物的成熟度是这两种加热方式的综合效应,可用下面的方程表示:

$$M = M_n + M_e$$

式中, M 为实测成熟度; M_n 为仅仅通过基底热流才能达到的成熟度,称为正常成熟度; M_e 是实测成熟度与正常成熟度之差,称为过成熟度,它是因受热引起的,而不是基底热流引起的。通常, $M_e < M_n$, 并且可以忽略不计,因此,成熟度主要与基底热流量有关。

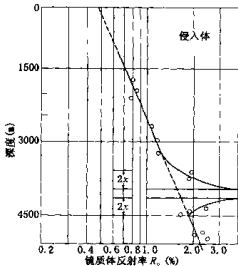


图 1.1 得克萨斯州 Delaware 盆地一口井的干酪根成熟剖面, 示出叠加的火成岩对正常埋藏后围岩的接触变质影响 (据 Dow, 1977)

然而,在地质剖面中如存在火成岩侵入体,那么靠近侵入体的围岩成熟度往往显著增靠,而镜质体反射率以“高峰值”的特殊形态集中于侵入体 (图 1.1)。在这些情况下, M_e 大到足以超过 M_n 。

过成熟度含有关于侵入体侵入温度和时间的重要信息。但是为了弄清过成熟度控制程度,必须有一定的方法先评价正常成熟度。通常,可根据随深度变化的成熟度的大致趋势获得正常成熟度,因为成熟度往往是局部的,而并不遍及整个地质剖面。

我们认为,最好先用 INTRUS 模型和大致近似的正常成熟度估计出侵入温度和时间,尽管热指标层板 X 射线摄影法也可以表明火成岩侵入体和古热流量的变化。

INTRUS 模型是根据原来的一维流体流动而研制出的一维流体流动充填模型 (Cao 等, 1986),并适合于有和没有侵入体两种情况的并。确定侵入体侵入温度和时间流程见图 1.2。该流程由三个主要部分组成:

- (1) 重塑埋藏史;
- (2) 重塑热史;
- (3) 预测理论成熟度并与采用均方残数 (MSR) 测得的结果对比,即把均方残数 (MSR) 不拟合的对数作为精度标准。

当 MSR 值最小 (最大负值) 时,就可认为侵入温度和侵入时间是最可靠的估算。新型

的 INTRUS 模型所能够控制的并都不少于 4 个侵入层。

1.1.2 重塑埋藏史

当侵入体侵入时，下伏沉积物就被压实到一定程度，以致因受挤压而变薄，尤其是刚刚沉积而又靠近该侵入体的未胶结沉积物。有关受侵入体影响的数据即可通过孔隙度测井获得，也可通过钻井数据获得。把这种附加的压实作用考虑进去，在此阶段并不必要，或许也不会使该模型的精度显著提高。因此，在此项研究中，便可假定侵入体对周围沉积物产生不了过压实作用。这样，在侵入体上面，与泥线有关的沉积物深度或部位，即使发生侵入也仍然保持不变，而在被侵入体厚度所加深的部位下面，情况如图 1.3 所示。

基于上述假设，侵入体对沉积物埋藏“径迹”的影响，无论侵入体侵入的时间如何，都无关紧要。侵入体侵入时间的作用，是确定被侵入的深度，以及局部控制热流系统在侵入后的演化。

火成岩侵入的速度很快，通常可与地质年代表相比拟。在此项研究中，假定侵入是在时间 $t = t_1$ 时突然发生的。侵入体的侵入时间必须介于现代与紧靠近该侵入体下面的岩层的年代之间。应用试错法估算侵入时间，也可应用线性研究求得（参考下文）。

重塑埋藏史是重塑热史的先决条件。由于侵入时间变化不定，所以必须重塑埋藏史，以便侵入体侵入后始终使下伏沉积物的部位加深。

1.1.3 重塑热史

火成岩侵入体的侵入之所以引起热系统明显而突然的变化，是因为侵入体比沉积物热得多。随着时间的推进，沉积物变热，侵入体变冷。

火成岩侵入体的影响，在镜质体反射率测定结果和其他热指标中都很明显。归根结底，其影响的大小主要受以下三种因素控制：

- (1) 侵入体释放出的热量；
- (2) 侵入体及其周围沉积物的地质背景和热性质；
- (3) 热指标对温度的灵敏性。

前两个因素描述了侵入以后热系统的演化过程，本章将予以讨论。第三个因素在下章中讨论。

这里采用的热模型基于下述假设：

- (1) 侵入体的侵入是快速发生的；
- (2) 热传递主要是热传导；

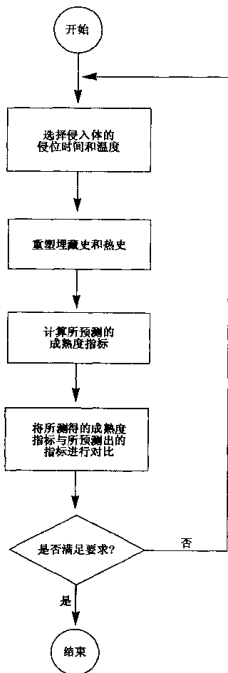


图 1.2 用实测数据确定火成岩侵入体对沉积成熟度影响的操作流程图

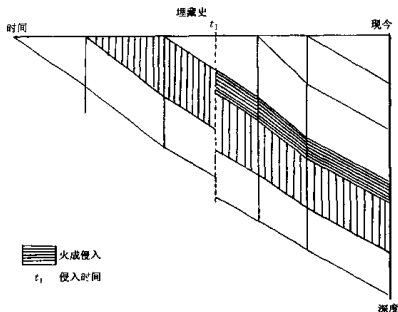


图 1.3 埋藏史示意图中火成岩侵入体的影响

- (3) 侵入体平行层理展布，即为岩席；
- (4) 侵入体和围岩的热扩散率都是均匀的。

因此，处于任何深度 Z 和任何时间 t 的温度 $T(z, t)$ 就可描述如下 (Carslaw 和 Jaeger, 1947):

$$\begin{aligned}
 T(z, t) = & T_s + Q(t) \int_0^z dz' / k(z') + [4\pi(t - t_1)]^{-1/2} \\
 & \times \int_{z_1(t)-L}^{z_1(t)} dy K(y)^{-1/2} [T_1 - T_s - Q(t) \int_0^y dz' / k(z')] \\
 & \times \left\{ \begin{aligned} & \exp[-(z - y)^2 / [4K(y)(t - t_1)]] \\ & - \exp[-(z + y)^2 / [4K(y)(t - t_1)]] \end{aligned} \right\} \quad (1.1)
 \end{aligned}$$

式中， T_s 为地表温度， $Q(t)$ 为时间 t 时刻的基底热值， $K(z')$ 为深部 z' 和时间 t 时刻的热传导率， K 为热扩散率常数， T_1 为侵入体的侵入温度， t_1 为侵入体的侵入时间， L 为侵入体的厚度， $z_1(t)$ 为时间 t 时的下部边界的深度。所有的参数都用 cgs 系统单位。

在方程 (1.1) 中，除了侵入时间 t_1 和侵入温度 T_1 外，认为其他参数都是已知的。如上所述，可通过确定侵入时间算得侵深度。因此，只要给定侵入时间和温度，就很容易用方程 (1.1) 求得热系统的演化。就实际地质问席和所确定的侵入深度而论，如侵入体变冷的周期短暂，而且在此期间沉积的沉积物又不明显地席响下伏沉积物，那么随时间或埋藏史而变化的参数，可在计算深度 z 和时间 t 的温度时保持不变。在 INTRUS 模型中，上述参数在变冷周期都保持不变。正如我们在地质年代表上指出的那样，火成岩体的冷却时间十分短暂。

由一种侵入体到另一种侵入体，冷却所需的时间完全不同，主要取决于：(1) 侵入温度；(2) 侵入体的厚度；(3) 侵入时间或深度；(4) 侵入岩和围岩的热扩散，以及有关侵入瞬间的热系统。但当冷却时间变化很大时，大多数侵入体的冷却周期仍然比 tMa 短得多 (Lovering, 1935; Jaeger, 1968)。

图 1.4 和 1.5 都火成岩侵入体侵入后，热系统演化的实例。因此可以假定：在侵入体冷却期根本没发生冷却作用。下述这些值都可以值足所有参数：

地表温度 = 10°C
 地温梯度 = $4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
 热扩散率 = $0.01\text{cm}^2/\text{s}$
 侵入温度 = 1000°C
 侵入深度 = $1950 \sim 2050\text{m}$

这表明，区域性地温梯度是仅仅由基岩热值引起的事件。通过对图 1.4 和 1.5 的观察表明：侵入体的冷却在头 10 年是非常迅速的，以后逐渐减慢。同样，围岩迅速达到最大温度，以后逐渐冷却。例如，当过热温值（由侵入体引起的温度上升）降至 5°C 时，可以证明冷却过程非常缓慢而且无实际意义。因此，就可以通过确定临界过热温度值估算侵入体的冷却时间。改变侵入温度的影响如图 1.6 所示。侵入温度并不影响热转换速

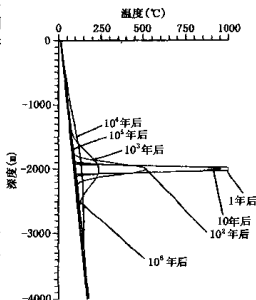


图 1.4 2000m 深度的火成岩侵入体的温度随时间而变冷的状况

值得注意的是：在 1Ma 以后，其区域性温度梯度才得以恢复

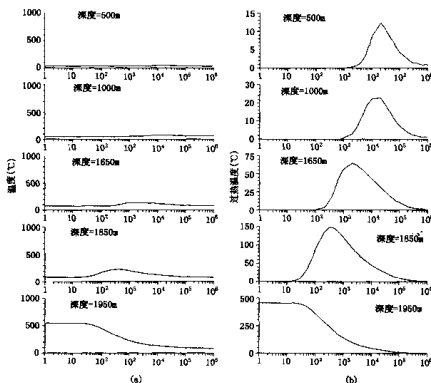


图 1.5 2000m 深度的火成岩侵入体在不同深度处随时间推移而作用于沉积的热效应

(a) 各个深度的总温度；(b) 仅仅由火成岩侵入而引起的过热温度。

值得注意的是：处于不到 1Ma 以后的所有深度，异常温度效应消失

度,但是却影响过热温度的幅度。在该图中,侵入温度对冷却时间的影响是通过临界温度在假定侵入体完全冷却下来时表示的。

热传导的速度受热扩散率控制,扩散率越大,速度越快。冷却时间主要取决于热扩散率。根据方程(1.1),如果其他参数保持不变,不同热扩散率能达到同样温度所需要的时间大致可以通过下面的方程来描述:

$$K_1(t_1 - t_i) \approx K_2(t_2 - t_i) \quad (1.2)$$

因此,如果扩散率增加一倍,所需要的时间大约减少一半。热扩散率的影响如图1.7所示,值得注意的是:在半对数坐标图上,不同扩散率的温度—时间曲线变化都很小,如果其他参数不变,同一形状保持不变。

侵入深度(或侵入时间)和侵入厚度对冷却时间的影响,取决于沉积物和火成岩侵入体热性质的明显差异。表1.1列出不同情况下冷却时间的估算。我们可以再假定:

地表温度 = 10℃

地温梯度 = 4℃/100m

侵入温度 = 1000℃

热扩散率 = 0.01cm²/s

值得注意的是:侵入深度等于侵入体的平均深度,而估算出的时间等于以侵入体为中心,在侵入体厚度5倍的范围四周,过热温度低于5℃需要的近似值。表1.1表明:大约1Ma冷却时间的这一周期,对大部分侵入体来说是足够长的了——而在地质年代表上却是短暂的。对地球物质来说,热扩散率的典型值约为32m²/a(344ft²/a, 0.01cm²/s)。

表1.1 冷却期限^①的估算

深度 (m)	厚度 (m)						
	1	5	20	50	100	200	400
200	0.15	3	5	10	20	50	100
500	0.15	3	15	40	50	100	250
1000	0.15	3	30	60	250	300	400
2000	0.15	3	40	150	300	500	800
3000	0.15	3	45	200	400	650	1200
4000	0.15	3	45	250	500	900	1500

^①冷却期限以千年计。

如上所述,扩散率减半就会使冷却时间倍增,而达到同样的温度值。然而,如过热温度降低,仅降低几度就会使时间延长;过热温度越低,需要时间就越多。但是,1Ma的冷却时间仍是一个合理的近似上限值。

1.1.4 热成熟度的预测

热成熟度的计算对盆地分析模型是至关重要的。地质学家普遍承认的是:热成熟主要随温度(呈指数)和时间(呈线性)而变化的。通常,建立某一热指标与时间—温度史之间的关系,都把TTIs(即Waples时间—温度指数, Lerche时间—温度积分等等)作为与真实成熟度的过渡。

大量的热指标都是普遍有效的;而最常用的是镜质体反射率。生物标志化合物,如甾烷和藿烷异构化及甾烷芳构化,随着动态逐渐明确而越来越普遍。在本研究中,镜质体反射率

作为热指标，虽然也可以采用其他一些指标。

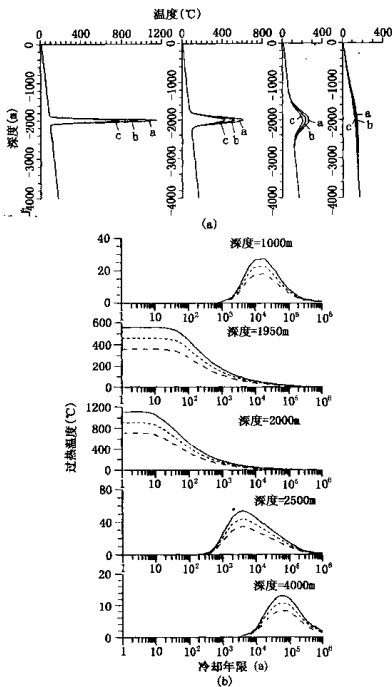
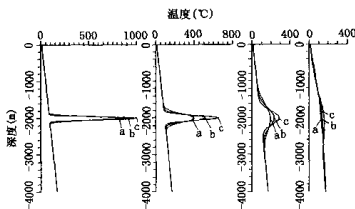
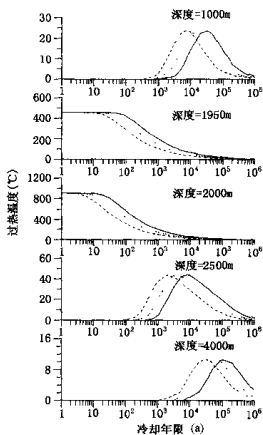


图 1.6 侵入温度的影响

- (a) 改变火成岩侵入温度对恢复热沉积系统的影响。分别示出快速冷却下来的三种侵入温度为：a. 1200°C；b. 1000°C；c. 800°C。
- (b) 不同深度的沉积物在 (a) 的三种侵入温度条件下的过热温度和冷却。还示出在大约 1Ma 或不到 1Ma 间，从冷却至区域性背景梯度



(a)



(b)

图 1.7 热扩散率的影响

(a) 改变热扩散率对恢复热沉积系统的影响。示出 $a. 5 \times 10^{-3}$; $b. 1 \times 10^{-2}$; $c. 2 \times 10^{-2}$ 三种热扩散率的快速冷却。(b) 沉积物对图 (a) 中的三种热扩散率在不同深度时的过热度温度和冷却。还示出在大约 1Ma 或不到 1Ma 间从冷却到区域性背景梯度

在 INTRUS 模型中, 用时间—温度积分 (即 TII) 建立镜质体与时间—温度史的关系。正如原来设想 (Lerche 等, 1984) 的, 已知 TII 为:

$$TTI = \int_0^T dt \exp[(T - T_c)/T_D] \quad T > T_c \text{ 时} \quad (1.3)$$

式中, T_c 为临界温度, 起地面功函数的作用, 因此, 在低于 $T = T_c$ 时, 镜质体不成熟; T_D 为标定温度。对取自澳大利亚、印度尼西亚、北海和阿拉斯加 300 多口井的网点研究, 限定 T_c 和 T_D 分别等于 $295 \pm 20K$ 和 $200 \pm 50K$ (Lerche 等, 1984)。因此, 镜质体反射率 R 与 TTI 的关系如下:

$$R = [R_0^{1/2} + aTTI]^2 \quad (1.4)$$

式中, R_0 为镜质体沉积时的反射率 (约为 0.2), 面 a 是由实测数据可以确定的盆地反射率, 即使它并不是一个全球性的常数 (见后)。

方程 (1.3) 和 (1.4) 表明: 镜质体反射率数时间—温度变化而变化, 通过调整 T_D 、 T_c 和 a 等常数可以影响其他因素 (如镜质体化学组成、压力、地层水和自生矿物等)。

由于对承受不了高温的 300 多口井进行了改进, 所以不需改进方程 (1.3) 和 (1.4)。然而, 对侵入温度大约在 500 ~ 1000℃ 的火成岩侵入体来说, 并没查明低温体系的作用。

实验室模拟试验表明: 镜质体随温度增加而加快成熟。Tissot (1969) 把一块样品以每分钟 4℃ 的速度, 从 300℃ 加热到 600℃, 反射率从 300℃ 时的 0.2% 增加到 550℃ 时 2.0%。Saxby 和 Bennett (1986) 把一块褐煤样品和一块藻浊煤样品用 300 周的时间从 100℃ 加热到 400℃。它们的镜质体反射率随温度增加而增加, 如表 1.2 所示。Monthieux 等 (1985) 曾指出: 开放系统热解并不适合于模拟地质环境演化。Sajgo 等 (1985) 的模拟结果表明: 施加压力对镜质体成熟的影响 (表 1.3), 把许多井中不同深度的数以万计的测定结果——分辨出来, 那是很不容易的。

表 1.2 镜煤反射率随温度变化的变化

时间 (周)	50	100	150	200	250	300	原始 R_0
最高温度 (℃)	150	200	250	300	350	400	—
褐煤	0.31	0.47	0.59	1.00	1.85	2.73	0.28
	0.60	0.60	0.62	0.97	1.78	3.74	0.66

资料来源: Saxby 和 Bennett, 1986。

表 1.3 加热试验中不同温度和压力条件下镜煤反射率 R_0 (%) 的变化

系统 压力	开放		半封闭		
	0.06 kbar	2.5 kbar	0.06 kbar	1.0 kbar	2.5 kbar
	负荷 ^①	负荷 ^①	蒸气压 ^②	负荷 ^①	负荷 ^②
200℃	0.431	0.516	0.469	0.473	0.502
300℃	0.699	0.613	0.681	0.587	0.594
350℃	0.903	0.690	0.898	0.715	0.699
400℃	2.026	0.869	2.742	0.963	0.911

资料来源: Sajgo, 1985。

①静压模拟上覆岩层;

②通过油页岩挥发的内压建立的蒸气压。

在某种意义上, 在侵入体冷却期间, 围岩的热系统十分类似模拟试验结果, 尽管在其他方面还会存在着很大差异。如上所述, 侵入体的冷却时间一数都持续不了 1Ma。显然, 方程 (1.3) 既无法从模拟中获得, 又无法从具有侵入体的井中获得实际数据, 即使 T_D 在 $200 \pm 50K$ 时面定不变。