

沉积盆地
古地温
测定方法
及其应用

主 潘 周
编 长 中
春 毅

序

查明沉积盆地的古地温可指导油气勘探及寻找层控矿床,这一命题的重要性正日益显著。周中毅等同志在我国率先较系统地研究了沉积盆地古地温的测定方法并将其应用于油气评价与勘探,取得了良好的效果。通过准噶尔盆地二叠系生油层古地温地质模式的研究,认为古生代时期的古地温梯度较高,有利于早期浅层成烃及油气运移,随后古地温梯度逐渐降低。在此基础上推算出二叠系过成熟生油层的生油期为三叠纪和侏罗纪,此时克拉玛依、乌尔禾断裂带已成为构造高部位,产出的油可运移、聚集到断裂带保存下来。早在1982年作者研究了塔里木盆地古地温,基于古地温梯度较低,推算出古生界生油层要埋深到5000—6000m才进入生油高峰,从而预测在塔里木盆地深部可找到油气田。近年来的油气勘探实践,证实了作者的预测。在对渤海湾盆地古地温深入研究的基础上,详细讨论了有机质类型及流体压力对有机质成熟作用的影响。这些影响将使古地温测定出现某些偏差,今后应考虑相应的校正系数。

本书是在十几年研究工作的基础上,在国家自然科学基金的资助下得到进一步完善的科研总结。本书具有鲜明的实践性。作者在实际工作中试用和对比了各种测定古地温的新技术,以大量实践为基础,使本书得以详细介绍各种测定方法及其应用条件。

这项科研成果在生产应用方面具有重要价值,无论是古地温测定方法的建立,还是对几个代表性的盆地所作的工作,对油气资源评价和勘探都具有重要的参考价值和指导意义。在理论研究领域古地温是地质学、地球化学和地球物理学重要的基础课题。本书包含了当代古地温研究的主要方面并作了许多开拓性的工作,提出了一些独到的见解。应用多种方法并结合地质发展史来综合研究油气盆地的热演化史,在国际上尚不多见。尤其是对盆地深部油气生成的预测,已达到国际先进水平。

本书在我国石油地质学、沉积学、地球化学应用研究方面开拓了一个新的领域,它的出版无疑将推动古地温研究更好地为资源勘探服务。

叶 连 俊

1991年3月

前 言

随着地质科学的迅速发展,沉积盆地古地温研究已成为一个重要课题。近10几年来,石油成因研究及勘探实践证明,地温是控制油气生成和聚集的重要因素之一。根据干酪根热降解成油理论,石油是沉积物中不溶有机质——干酪根在一定热力作用下降解的产物。油气勘探已证明,大多数工业油气藏就是以这种方式形成的。一般情况下,干酪根在60—150℃范围内生成石油,若地温太低,干酪根不能转化成石油,若地温过高,石油被热裂解成天然气。由于地温是随盆地的演化而变化的,盆地形成越早,演化史越复杂,现今地温与古地温相差越大。因此,古地温的研究资料,已成为寻找工业油气藏的重要依据。

古地温对层控矿床的形成有明显的控制作用,对活泼金属元素层控矿床的形成与分布的控制作用更加明显。通过古地温研究确定大地热流值及其演化过程是认识盆地形成和演化的重要依据,并可为地质学及地球物理学等有关学科提供基础资料。

近几年来由于油气勘探的难度加大,转向海洋、沙漠及盆地深部找油找气,古地温在油气勘探应用方面的研究得到了迅速发展。

目前,恢复沉积盆地古地温主要是应用地质“温度计”或“温标”(Thermal Indicator)来指示地质作用过程中曾经历过的温度。现在用以指示高温及高-中温的地质“温度计”较多,指示低温及中低温的很少。沉积盆地及生油层在地质演化过程中经历的温度都比较低(一般低于200℃),低温地质温度计既要求准确又要求灵敏,以反映温度的细微变化。这些要求使沉积盆地古地温研究的难度加大。到目前为止,对低温地质温度计的研究,仍然是个尚待深入探讨的课题。现已取得一定成效的低温地质温度计有以下五种:

1. 镜质体反射率 R^0 及其他有机质热成熟度指标(固体沥青反射率、甲基菲指数等);
2. 自生成岩矿物;
3. 矿物流体包裹体;
4. 矿物裂变径迹;
5. 牙形石色变指数。

用镜质体反射率确定沉积盆地、生油层、煤层的古地温已有20多年的历史。经过许多学者的努力,镜质体反射率已被广泛用于标定有机质的热成熟度。由于有机质热成熟度除受温度影响外,还与时间有关,许多学者试图建立一个镜质体反射率、温度、受热时间的数学模型及理论图解。近年来美国、前苏联、澳大利亚在这方面的研究已有新进展,但仍在不断完善。日本除了应用镜质体反射率测定古地温之外,用自生成岩矿物(沸石、粘土)测定古地温也有独到之处。美国已较全面地开展了油气盆地包裹体的研究,用包裹体测定古地温并追索生油及运移过程。1982年,美国、澳大利亚、原西德相继提出了用裂变径迹研究沉积盆地热历史的新方法。由于磷灰石、锆石裂变径迹退火带的温度与有机质生油生气温度区间相近似,因此,近年来国外迅速开展了这方面的研究。应用古地温找矿找油已有许多成功的实例。加拿大的布卢贝尔铅锌矿、秘鲁的帕斯托布纳钨-多金属矿,就是用古地温划分各个阶段而指导勘探的。美国新墨西哥州和得克萨斯州交界处的二叠系碳酸盐岩盆地

大型油气田的发现,古地温数据起了很大作用,并用以圈定油田的边界。

在国内,沉积盆地古地温研究开展较晚,但近年来已引起重视。大庆油田研究了松辽盆地的古地温,许多大油田也相继开展了这方面的研究。中国科学院地质研究所在研究地热的同时,对我国东部油田的古地温也做了一些研究。冯石等用磷灰石裂变径迹方法研究了中原油田的热历史。我们在10年前较系统地研究了新疆油气盆地的古地温,对油气勘探起了积极的作用。

沉积盆地古地温是一个复杂的地质问题,很难通过纯粹的理论推导建立一个确定的数学模型。受地质作用的复杂性所制约,大多数确定古地温的方法都有两个方面的特点:要有一定的理论依据,更必须依赖大量实际资料的类比与综合。这些特点都离不开地质概念及地质思维方法,同时也必须以一般的科学原理为基础。许多方法依据的原理是化学反应动力学,往往通过实验来建立有关的反应参数,而模拟实验都是通过高温短时间内完成的。实验结果能否推广到相对低温作用而时间漫长的地质过程中去?况且人们对许多地质过程中的化学反应并不清楚,至少不是一步完成的简单反应,而是多种多步反应的综合结果。因此,建立一种古地温测定方法必须以一系列标准地质剖面或深钻井为基础。

各种方法相互对比,相互验证与相互补充是完善沉积盆地古地温研究的必经之路。对一些地质历史比较复杂的盆地,用不同方法确定的古地温可能有一定的差距。因此,明确每一种方法测定古地温的含义显得很重要。如何解释每一种古地温数据?彼此之间的差距说明了什么?又如何统一起来?这些问题只有通过对各种方法得到的结果的综合分析才可解决,也只有在综合分析的基础上才可较真实地恢复沉积盆地的古地温及其热历史。

受方法本身及地质条件、样品条件的限制,每一个方法都不可能是万能的,在实际应用中都会有其局限性。本项国家自然科学基金课题是在我们以往工作的基础上,综合应用多种方法研究我国大型油气盆地古地温及热历史。从多种方法的对比中,查明各种方法的有效性及其应用条件。

利用油气盆地古地温及热历史的研究成果可以查明生油期及生气期,以此为线索可以找到与之相匹配的构造或储油圈闭,指导油气勘探。

本研究专集分两大部分,前五章为测定古地温的方法,后四章为沉积盆地古地温综合研究成果在油气勘探中的应用。各章的执笔人分别为:前言,周中毅;第一章,潘长春;第二章,闵育顺、潘长春;第三章,施继锡;第四章,王庆隆(国家地震局地质研究所);第五章,周希云(西南石油地质局五工程处);第六章,周中毅、潘长春、王庆隆;第七章,周中毅、潘长春、闵育顺;第八章,潘长春、周中毅、施继锡、闵育顺、王庆隆;第九章,袁新友、周中毅、潘长春、吴大华、王英民;结语,周中毅。参加本项研究工作的还有:韩林、朱扬明、谢觉新、潘金铭、邢爱华、裴存民、万景林。

本项研究工作是在中国科学院地球化学研究所广州分部完成的,得到研究所多方面的支持和帮助,工作中得到叶连俊教授的关怀和指导,油气勘探部门王秋明、罗春熙、杨斌、范光华、田克勤、王忠然等的热情帮助,在测试工作中得到刘德汉、申家贵的支持和帮助,国家自然科学基金委员会为本项研究提供了经费支持,盛乃贤、杨蔚华、陈先沛、贾蓉芬审阅了全书,作者一并致以谢忱!

目 录

前 言

第一章 利用有机质成熟度指标推算古地温	1
一、有机质成熟度指标	1
二、古地温推算方法	11
第二章 利用沉积自生矿物推测沉积盆地古地温	34
一、概述	34
二、自生矿物的晶体结构及其成岩变化	34
三、自生矿物研究方法	36
四、自生矿物在盆地古地温研究及石油地质勘探中的应用	40
五、若干问题的讨论	54
第三章 利用流体包裹体测定古地温	58
一、流体包裹体的定义及地质意义	58
二、包裹体用于测温研究的历史及新进展	58
三、包裹体在古地温研究中的意义	60
四、包裹体用于古地温测定的原理及方法	60
五、包裹体测定古地温的应用实例	64
六、包裹体古地温测定方法的特点	66
第四章 裂变径迹分析在古地温研究中的应用	68
一、基础知识	68
二、实验方法	82
三、裂变径迹的统计与测量	86
四、国外一些盆地的裂变径迹研究	88
五、国内盆地的裂变径迹研究	101
六、问题与讨论	101
第五章 利用牙形石色变指数(CAI)测定古地温	104
一、牙形石 CAI 的测定	104
二、牙形石 CAI-古地温的阿雷尼乌斯坐标及古地温校正	105
三、CAI-古地温法的应用实例	109
第六章 塔里木盆地古地温与油气形成	115
一、构造与沉积概况	115
二、古地温演化	116
三、生油层有机质的成熟度	125
四、生油期和生气期	128
第七章 准噶尔盆地古地温与油气形成	140
一、地质概况	140

二、利用镜质体反射率恢复盆地热历史与生油期	142
三、成岩自生矿物	157
四、流体包裹体在准噶尔盆地热历史研究中的应用	161
五、磷灰石裂变径迹退火作用与盆地古地温	164
六、盆地古地温演化与油气评价	169
第八章 渤海湾中生代盆地古地温与油气形成	172
一、地质概况	172
二、现今地温分布	174
三、磷灰石裂变径迹退火作用与盆地古地温	174
四、利用流体包裹体恢复盆地热历史	177
五、粘土矿物成岩转变与盆地古地温	180
六、生油层有机质成熟度	182
七、小结	195
第九章 南方 B 盆地百-45 井古地温研究	197
一、地质概况	197
二、镜质体反射率	198
三、百-45 井古地温拟合计算	198
四、用沉积自生矿物确定古地温	205
结 语	208
英文摘要	213
主要参考文献	220

CONTENTS

PREFACE

CHAPTER 1 Determination of Paleotemperatures from Organic Maturity

Indicators	1
1.1 Organic maturity indicators	1
1.2 Approaches of paleotemperature determination from organic maturity indicators	11

CHAPTER 2 Determination of Paleotemperature from Authigenic Mineral

Indicators	34
2.1 Introduction	34
2.2 Crystal structures of authigenic minerals and their transformation	34
2.3 Analysis methods of authigenic minerals	36
2.4 Paleotemperature determination from authigenic mineral indicators and its application in oil exploration	40
2.5 Discussions on some problems	54

CHAPTER 3 Paleotemperature Determination from Fluid Inclusion

3.1 Defination of fluid inclusion and its significance in geology	58
3.2 Previous work and recent advance of fluid inclusion approach	60
3.3 Significance of paleotemperature determination from fluid inclusion	60
3.5 Cases of paleotemperature determination by fluid inclusion method	64
3.6 Characteristics of paleotemperature determination by fluid inclusion method	66

CHAPTER 4 Application of Fission Track Analysis in Paleotemperature

Determination	68
4.1 Principles	68
4.2 Experimental procedure	82
4.3 Count and measurement of fission tracks	86
4.4 Application of fission track analysis in paleotemperature determinations of some basins outside China	88
4.5 Application of fission track analysis in paleotemperature determinations of some basins in China	101
4.6 Discussions on some problems	101

CHAPTER 5 Approach of Paleotemperature Reconstruction from Conodont's CAI

and its Application	104
5.1 Measurement of conodont's CAI	104
5.2 Arrhenius plot of conodont's CAI- paleotemperature and paleotemperature	

correction	105
5.3 Cases of paleotemperature reconstruction by conodont's CAI method	109
CHAPTER 6 Paleotemperature of Tarim Basin and Oil-Gas Formation	115
6.1 Geological structure and sedimentological background	115
6.2 Paleotemperature evolution	116
6.3 Organic maturities of source rocks	125
6.4 Timing of oil and gas generation	128
CHAPTER 7 Paleotemperature of Junggar Basin and Oil-Gas Formation	140
7.1 Geological background	140
7.2 Vitrinite reflectance modelling and timing of oil generation of source rocks	142
7.3 Authigenic mineral analysis	157
7.4 Application of fluid inclusion analysis in study of thermal history	161
7.5 Fission track annealing and paleotemperature	164
7.6 Paleotemperature evolution and hydrocarbons evaluation	169
CHAPTER 8 Paleotemperature of Bohai Wan Mesozoic—Cenozoic Basin and Oil Formation	172
8.1 Geological background	172
8.2 Distribution of present geotemperatures	174
8.3 Fission track annealing and paleotemperature	174
8.4 Application of fluid inclusion analysis in reconstruction of thermal history	177
8.5 Diagenesis transformation of clay minerals and paleotemperature	180
8.6 Organic maturities of source rocks	182
8.7 Conclusion	195
CHAPTER 9 Paleotemperature Evolution of 45-Well in B Basin in South China	197
9.1 Geological background	197
9.2 Vitrinite reflectance	198
9.3 Paleotemperature modelling of 45-well	198
9.4 Paleotemperature evaluation from authigenic minerals	205
CONCLUSION	208
ABSTRACT	213

第一章 利用有机质成熟度指标推算古地温

干酪根降解生油理论肯定了温度是控制油气形成和演化的重要因素。要追索沉积盆地生油层产烃的全过程和油气形成的历史,就必须重建生油层的古地温和热历史,这对于近年来兴起的盆地模拟和油气资源定量评价尤其具有十分重要的意义。

有机质成熟度指标是指有机质热成熟作用程度的衡量标准,是以有机质各组分在热降解作用过程中其化学组成、结构和物理性质所发生的变化为基础建立的。各成熟度指标均以特定的化学动力学反应和温度相联系,不仅与生油层经历的最高温度有关,也与生油层的整个受热历史有关。恢复生油层的受热历史包括:(1)重建生油层的构造沉积埋藏史;(2)重建沉积盆地的古地温梯度或热流值演变史。

镜质体反射率最早是用来标定煤的热演化阶段——煤阶的指标,70年代初广泛用于生油层生油阶段的划分,此后成为应用最广泛、也被认为是最可靠的有机质成熟度指标。在一些海相地层和碳酸盐岩地层中,特别是在前志留纪地层(维管束植物出现之前沉积的地层)中镜质体稀少或不含镜质体,这时可采用固体沥青反射率来代替镜质体反射率评价生油层的成熟度。其他以各种有机组分光学性质为基础的成熟度指标还有:孢粉颜色指数(PCI)和热变指数(TAI),牙形石色变指数(CAI),生物碎屑反射率及干酪根无定形组分反射率等。以化学组成为基础的指标有:热解分析的最高热解峰温(T_{max})和生物标志化合物指标。其中, T_{max} 、TAI和生物标志化合物是生油岩评价中较常用的辅助性成熟度指标。

在五六十年代仅通过镜质体反射率与深度关系的变化曲线推算古地温。在70年代,Karweil图解(经Bostic,1971和Teichmuller,1971校正),Cannan(1974)和Hood(1975)等提出的推算古地温的公式应用较广泛。80年代主要是采用拟合计算方法模拟和重建生油层的受热历史。拟合计算的方法有:Lopatin-Waples(1980)提出的温度-时间指数(TTI)法,Roden等(1980)及Middleton和Falvey(1983)提出的拟合计算法,Tissot等(1984,1987)提出的动力学模型法以及Lerche等(1984)提出的拟合计算法。拟合计算法通过用重建的沉积埋藏史和假设一个热历史模型,计算沉积盆地有机质受热过程,再用实测的有机质成熟度指标验证计算结果,通过反复修改热历史模式,使计算的成熟度和盆地实测的成熟度一致或最大程度地吻合。各种拟合计算的方法及应用实例在后面将详细介绍。

一、有机质成熟度指标

(一) 镜质体反射率

近20年来,镜质体反射率一直是最重要的有机质成熟度指标。镜质体是高等植物木质素经生物化学降解、凝胶化作用而形成的凝胶体。从泥盆纪地球上出现维管束植物以来,地层中就或多或少地含有镜质体,镜质体在煤和碳质泥页岩中含量最高,而在海相碳

酸盐岩中含量最低。

镜质体本身属于Ⅲ型干酪根,在受热过程中不断裂解出 H_2O 、 CO_2 和一些烃类组分。与此同时,镜质体本身芳构化程度和芳环缩聚程度逐渐增大。在深变质阶段,随着缩合芳环定向性排列和有序度增大,镜质体逐渐显示出各向异性。镜质体化学组成和结构的变化使其物理性质也发生相应的变化,最典型的是其光学性质的变化,镜质体反射率逐渐增高。镜质体反射率即镜质体表面反射光与入射光的比率,通常用油浸物镜下测得的反射率 R° 表示。由于镜质体有特定的母质来源和成因,故比其他有机质显微组分较易确认。随着测试过程(方法)的标准化,镜质体反射率已得到广泛的应用。该指标可用来标定从早期成岩作用直至深变质阶段有机质的热演化。图 1-1 为 Tissot 等(1984)标定的各种干酪根油气生成阶段的镜质体反射率。镜质体反射率已成为评价生油层成熟度和恢复沉积盆地古地温及热历史的最重要指标。

镜质体反射率的测定方法是将岩石样品制成光片,抛光(如果岩石样品中有机碳含量很低,需将有机质浓缩,制成干酪根,用树胶粘结,再抛光),用显微光度计测定光面的镜质体反射率。

镜质体反射率 $R^\circ(\%)$	干酪根类型		
	I	II	III
0.5	未成熟	未成熟	未成熟
1.0	油	油	油
1.5	凝析油和湿气带		
2.0	干气带		
2.5			

图 1-1 镜质体反射率与各种类型干酪根生油带和产气带的关系
(据 Tissot 和 Welte, 1984)
虚线为生油高峰。

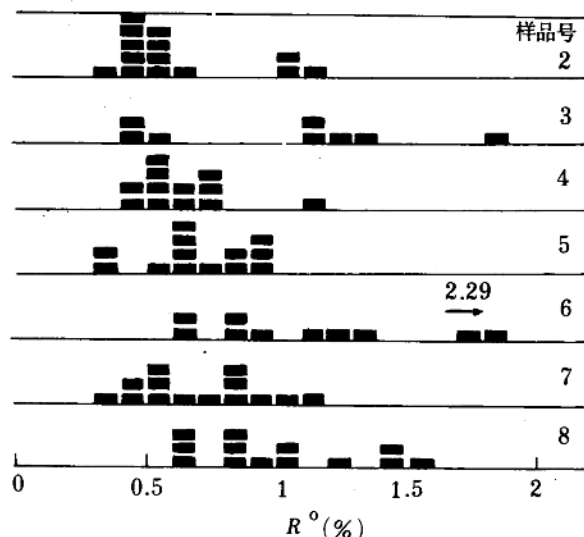


图 1-2 17 个实验室对一些不同样品测定的平均镜质体反射率的分布
(据 Dembicki, 1984)

2.29 表示一个数据超出了图中的范围。

随着镜质体反射率在石油地质领域的广泛应用,其测定误差和数据的准确性受到普遍关注。Dembicki(1984)对17个实验室各自测定的7个不同样品镜质体反射率数据的对比发现,这些实验室对同一样品的测定结果相差很大。这表明镜质体反射率的准确测定是非常重要的。

镜质体一般呈透镜状和脉状,平行于层面。镜质体虽然是由高等植物木质素凝胶化而形成的,但和其他显微组分并无绝对界限。随着凝胶化程度的降低,存在着均一镜质体→半镜质体→半丝碳的过渡系列,其反射率依次增加。在盆地边缘沉积的地层中经常有再循环镜质体,即由剥蚀搬运而来的异地镜质体。这类镜质体经过水体搬运,其形态有一定程度的磨圆和破损,有的周围还有“氧化边”。在原岩制成的光片中很容易把原生镜质体和异地再循环镜质体区分开来,再循环镜质体反射率一般多高于原地镜质体。然而,在制备干酪根过程中,镜质体被磨碎,原有形态被破坏,很难区分这两类镜质体。在一些差的生油岩中,镜质体主要为异地再循环镜质体,用干酪根光片测定镜质体反射率很容易给出错误的数据。因此,用原岩制备的光片比用干酪根制备的光片测得的镜质体反射率可靠(周中毅和刘德汉,1983)。

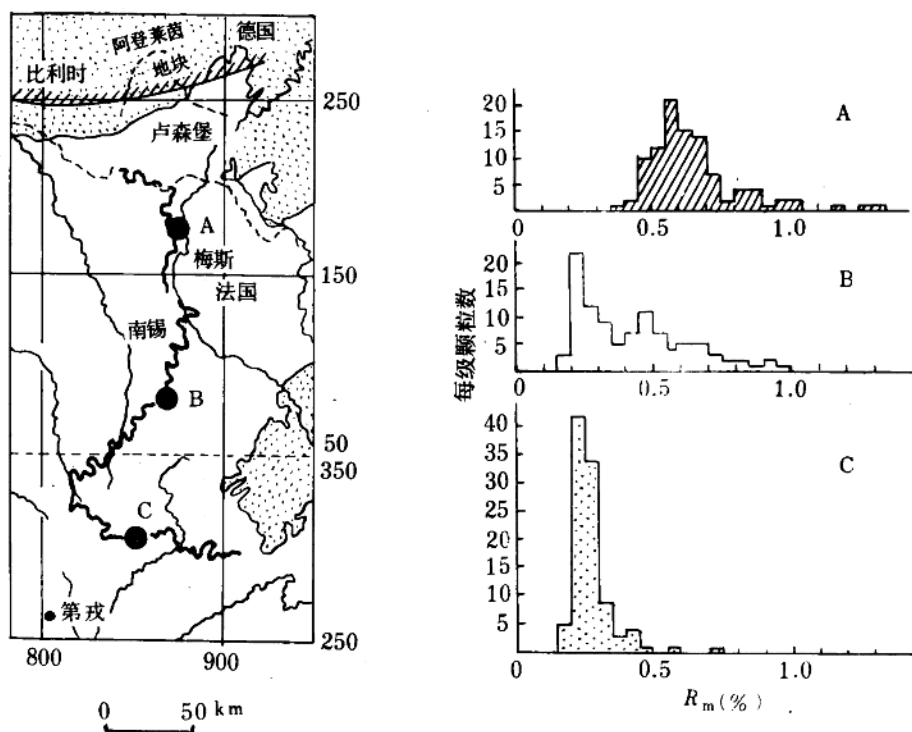


图 1-3 巴黎盆地东部埋深较浅的下托阿尔页岩镜质体反射率($R_m\%$)

(据 Tissot 等,1987)

左图:羽状线表示大致的海岸线,粗弯曲线表示下托阿尔阶地层露头,

密点区表示古生界及更老地层,A、B、C为采样位置;

右图:样品 A 位置靠近海岸,含高反射率组分,样品 C 位置远离海岸,含低反射率组分。

在含Ⅰ型和Ⅱ型干酪根的生油岩中经常存在一种称为“沥青质体”的显微组分。这类组分在形态上和镜质体相似,但颜色较“灰暗”,反射率较低,在紫外光下发荧光。这类组分多数不是来自高等植物(Durrand 等,1986),其原始化学组成不同于一般的镜质体,而相当于Ⅱ型干酪根(镜质体属典型的Ⅲ型干酪根)。同一演化阶段的这类组分具有不同的反射率。Alpern(1980)在巴黎盆地东部埋藏较浅的含Ⅱ型干酪根的生油岩中就发现过这类显微组分,其中有两种原生组分的平均反射率分别为0.25%和0.6%。随着生油岩形成时离海岸线的远近,这两种组分的比例也不相同,近海岸线形成的生油层主要是高反射率的显微组分,而在远离海岸线的开阔海形成的生油岩中主要是低反射率的显微组分(图1-3)。因此,当有机质主要来自海相或湖相生物的生油岩时往往缺少镜质体,有时即使测得了反射率,数据也往往是不可靠的。

Buiskool Toxopeus(1983)在煤岩中发现腐殖煤和碳质页岩一般含有两组镜质体(镜质体Ⅰ和镜质体Ⅱ)。镜质体Ⅰ贫氢且具有较高的反射率,不发荧光;镜质体Ⅱ相对富氢,反射率较低,可能发荧光。两组镜质体可能来自不同的高等植物种类或与镜质体形成过程中凝胶化作用的差异有关。煤炭学家使用的传统煤阶都是以镜质体Ⅰ为基础(图1-4)。

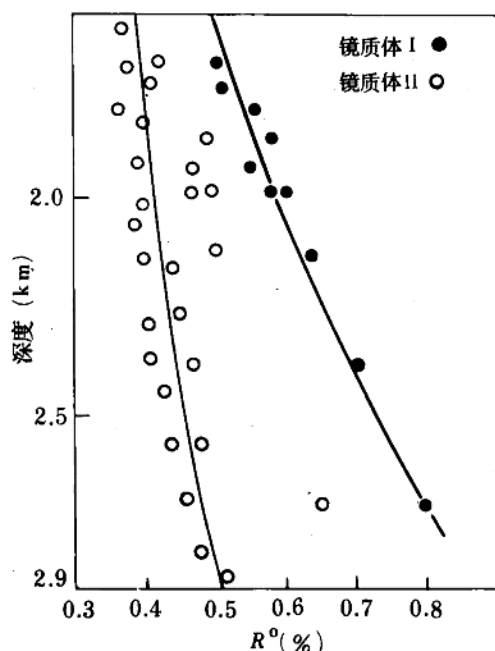


图1-4 腐殖煤和碳质页岩中两组不同镜质体的反射率与深度的关系
(据 Buiskool Toxopeus, 1983)

近年来一些研究者(Price 和 Burker, 1985; Hutton 和 Cook, 1980; 朱抱基, 1987)还特别提到镜质体的抑制作用。若镜质体在形成过程中混入了富氢组分,或在热演化过程中受到液态烃浸染,都将造成镜质体反射率的异常偏低。油页岩及较佳类型生油岩和富壳质组煤层的镜质体反射率往往比相邻层位的偏低。例如,澳大利亚乔阿德杰(Joadja)油页岩镜

质体反射率随着藻质体含量的增高而降低(图 1-5)。

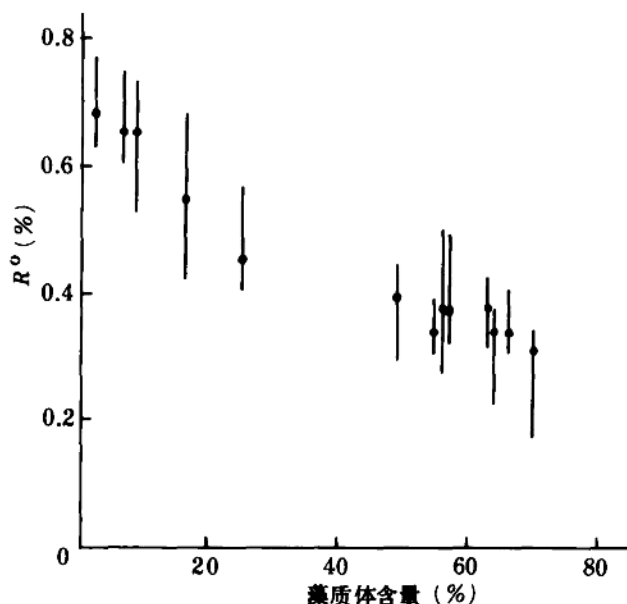


图 1-5 澳大利亚乔阿德杰富碳镜质体反射率与藻质体含量的关系
(据 Hutton 和 Cook, 1980)

李佩珍(1987)的研究也表明,在胜利油田沾化凹陷同一剖面中,Ⅰ型干酪根的镜质体反射率低于Ⅲ型干酪根的镜质体反射率(图 1-6)。

镜质体反射率还受沉积和成岩作用过程中地球化学环境的影响。在还原环境中形成的镜质体相对富氢,反射率偏低,但在相对氧化的环境中形成的镜质体相对贫氢而富碳,反射率偏高。镜质体在成岩作用过程中受到氧化,也会使其反射率偏高。因此,在一些剖面中,往往可发现由于岩性差异而使反射率数据有一定程度的波动。这可能还与另外一个因素即矿物基质的催化效应有关,一般认为粘土矿物的催化效应大于碳酸盐矿物的催化效应。由于镜质体有一定的大小,催化作用只能发生在接触界面,产生的影响不大,不过混入镜质体内部的无机质有可能起重要的作用。

此外,在制样和测试过程中,光面的抛光质

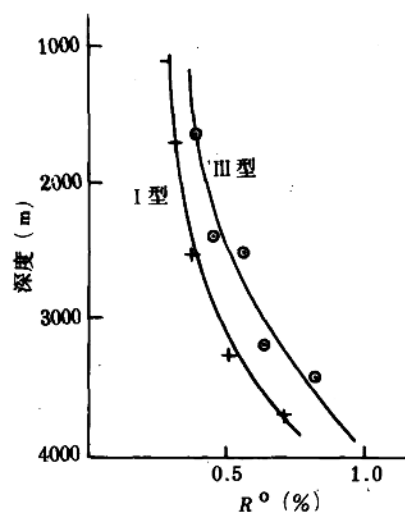


图 1-6 沾化凹陷Ⅰ、Ⅲ型干酪根
 R^o 值与深度的关系
(据李佩珍, 1987)

量、镜质体的擦痕和裂隙以及样品的选择、仪器的稳定性等都或多或少地影响反射率的测

定,造成误差。

由于以上种种原因,所测定的镜质体反射率有一定程度的分散是必然的,但只要认准镜质体,尽量多测一些测点(一般在20个测点以上)就可以获得比较可靠的反射率数据。此外,紧密结合具体地质条件,对测得的数据作出合理的评价和解释。

(二)固体沥青反射率

固体沥青是地质体中分布非常广泛的一种有机组分。固体沥青的成因非常复杂,与油气形成演化有比较密切的关系。沥青的分类及其术语比较多,如Rogers(1974)的沥青成分分类, Jacob(1975)的沥青成因分类和 Alpern(1980)的沥青有机岩相分类等。

Alpern(1980)的沥青分类为:

正沥青(原地分散的)	{	表生沥青
		中成沥青
		变质沥青

运移沥青: (术语尚未统一);

焦沥青(球状体、各向异性、充填裂隙或作为沉积矿物晶体内的包裹体出现);

非生物沥青、天然焦炭	{	岩浆结晶矿物内的包裹体
		凝聚物、陨石等
		接触变质的煤

Alpern认为正沥青可以用作古地温指标。这类沥青在形态上和镜质体相似,表生沥青和变质沥青是依据其热变程度和各向异性程度划分的。

刘德汉(1989)根据碳酸盐岩中沥青的产出形式,把碳酸盐岩中的沥青分为4类:

①原生-同层沥青:在碳酸盐岩源岩中呈微粒分散状产出的固体沥青,主要是由碳酸盐岩生油岩中的原始有机质在成岩作用过程中形成的富碳沥青物质,常被排挤在晶间或碳酸盐岩层面、缝合线、微裂隙和生物化石体腔中。这类沥青在形成过程中没有较大规模的运移,可用来研究生油岩热变质程度和恢复热历史。

②后生-储层沥青:在碳酸盐岩储层中的油气藏或在运移途中的油气由热裂解或脱沥青作用而形成的储层沥青,这类沥青不是由碳酸盐岩提供的,而是后期从外部运移进来的。

③岩浆岩热变质沥青:碳酸盐岩中的生油层和储层受高温侵入岩体的影响而形成的具有特殊结构、构造的变质沥青和焦沥青。

④表生-浅层氧化沥青:油气藏暴露于地表或渗出到浅层,由于挥发、氧化、水洗和生物降解而形成的富含杂质的焦油状沥青质重油以及固体状氧化软沥青和硬质沥青。

沥青反射率用作成熟度指标,对于镜质体含量稀少的碳酸盐岩和前志留系生油层热历史的恢复具有十分重要的意义,并已得到广泛的应用(刘德汉、周中毅等,1982,1989;丰国秀和陈盛吉,1989)。在实际应用中,沥青反射率和镜质体反射率的关系受到许多学者的

关注。

Tichmuller(1972)认为,煤中的沥青在镜质体反射率 0.6%—1.0% 范围内经历了一种煤化跃迁,即沥青反射率最初低于镜质体反射率,最终又高于镜质体反射率。Robert(1980)认为,在多数情况下,在烟煤范围内,沥青反射率(R_b)明显地低于镜质体反射率(R^o),因此,人们往往认为沥青是油气晚期运移的产物。在 R^o 为 0.5%—1.5% 范围内,沥青反射率 R_b 与镜质体反射率 R^o 差异很小,仅相差 0.1%—0.2%。

刘德汉、周中毅等(1982)通过对反射率较低的镜质体和沥青进行热模拟实验,查明了镜质体反射率和沥青反射率之间的相互关系:在沥青反射率 R_b 小于 2% 时,沥青反射率比镜质体反射率略低,而当沥青反射率 R_b 大于 2% 时,沥青反射率高于经历同等热历史的镜质体反射率(图 1-7)。

丰国秀和陈盛吉(1988)通过对抚顺油页岩样品镜质体和沥青的加热模拟实验得到经验公式:

$$R^o = 0.3195 + 0.6790R_b$$

相关系数(r)=0.98, $F=1024.8$ 。

四川盆地 18 条剖面 26 对不同演化程度的样品镜质体反射率与沥青反射率的对比(其中 13 个样品是 P_2^1 煤和其紧邻的 P_2^2 或 P_1^3 的沥青配对,另 13 个样品同时具有镜质体和沥青)研究结果表明,在自然演化过程中沥青反射率和镜质体反射率同样存在很好的相关关系:

$$R^o = 0.3364 + 0.6569R_b$$

$r=0.9219$ 。

Jacob(1985)对镜质体反射率和沥青反射率的对比研究也得到类似的相关关系式:

$$R^o = 0.618R_b + 0.4$$

总的结果是:固体沥青的化学组成和性质相当于类脂组分,具有比较低的初始反射率,但其活化能比较低且分布范围窄。镜质体属于腐殖组分,结构复杂,各种类型的“化学键”均有,活化能的分布范围宽,且有一部分短链,如 CH_3- , CH_3CH_2- 等与芳核相连而具有较高的活化能。由于化学成分和结构的差异,固体沥青热演化速度比镜质体快,特别是在热演化程度较高时,有一个飞跃,这一点在图 1-7 中表现得尤为明显。镜质体的热演化相对较慢,反射率的增加相对平缓连续。此外,沥青在反射率高于 2% 后,逐渐显示出各向异性,即不同方向测得的反射率不同,而镜质体的各向异性要弱得多。

沥青反射率的测定要选用经历过生油层全部受热历史的原生沥青,或选用经历过地层主要受热过程的早期运移沥青。理所当然应选择最高一组沥青反射率数据代表生油层

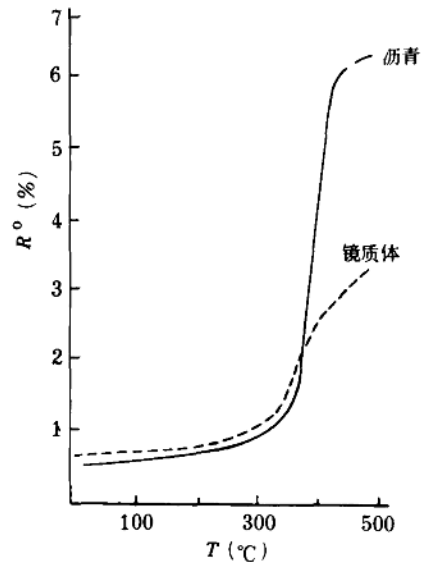


图 1-7 热演化实验中沥青反射率 R_b 与镜质体反射率 R^o 曲线
(据刘德汉、周中毅等,1982)

热演化程度(不要把丝炭或异地再循环的有机碎屑误认为沥青)。由于整个生油阶段都会有沥青形成,有时样品中有不同期次的沥青充填在一起,这表明生油层发生过几期生油过程或储层中有几次油气运移和聚集过程。晚期沥青反射率低,只反映它自身的热历史,而不能代表地层的热历史。

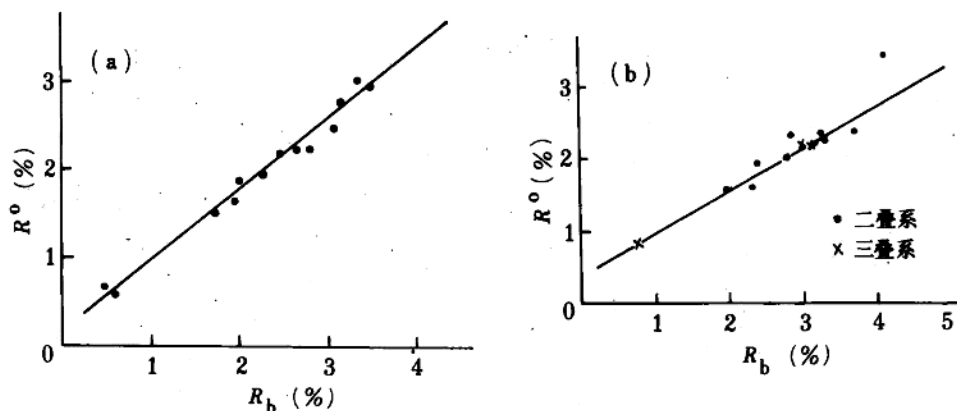


图 1-8 四川盆地岩石中镜质体反射率 R_o 与沥青反射率 R_b 的关系
(据丰国秀和陈盛吉,1988)

图 a 四川盆地二叠系配对样品的 R_b 与 R_o 的关系;

图 b 四川盆地同一样品中 R_b 与 R_o 的关系。

沥青反射率在实际应用中常常换算成镜质体反射率值,以便在生油岩成熟度评价和恢复热历史时便于对比。丰国秀和陈盛吉(1988)建立的公式有比较可靠的基础。有的学者直接用沥青反射率评价生油岩的成熟度,如表 1-1。

表 1-1 用固体沥青反射率划分的碳酸盐岩油气产出带

划分者	R_o (%)	带		
		原油产出带	凝析油带	干气带
刘宝泉、贾蓉芬 (1985)		<1.55	1.55—2.25	>2.25
刘德汉(1989)		0.4—1.6	1.6—2.0	2—5

(三) 其他有机质成熟度指标

1. 孢粉颜色与热变指数

孢粉随地层热演化而颜色由浅变深,根据孢粉这种颜色变化而建立起来的成熟度指标热变指数(TAI),也是常用的成熟度指标之一。热变指数与镜质体反射率的关系见表 1-2。

影响该指标的主要因素有:①孢粉颜色因其种属和原始化学组成的差异而有所不同;②测试者对孢粉颜色级别的判断有一定的主观性;③受地球化学环境的影响较大,孢粉受氧化之后颜色容易改变;④异地再循环孢粉的干扰。例如在北海维金(Viking)地堑,由于

不同地层的测定组分各异,测得的颜色指数相当分散,也容易造成不同实验室之间数据对比的困难(图 1-9)。

表 1-2 热变指数(TAI)与镜质体反射率(R^0)的对应关系

$R^0(\%)$	TAI	$R^0(\%)$	TAI
0.30	2.0	1.26	3.15
0.34	2.1	1.30	3.2
0.38	2.2	1.33	2.25
0.40	2.25	1.36	3.3
0.42	2.3	1.39	3.35
0.44	2.35	1.42	3.4
0.46	2.4	1.46	3.45
0.48	2.45	1.50	3.5
0.50	2.5	1.62	3.55
0.55	2.55	1.75	3.6
0.60	2.6	1.87	3.65
0.65	2.65	2.0	3.7
0.70	2.7	2.25	3.75
0.77	2.75	2.5	3.8
0.85	2.8	2.75	3.85
0.93	2.85	3.0	3.9
1.00	2.9	3.25	3.95
1.07	2.95	3.5	4.0
1.15	3.0	4.0	4.0
1.19	3.05	4.5	4.0
1.22	3.1	5.0	4.0

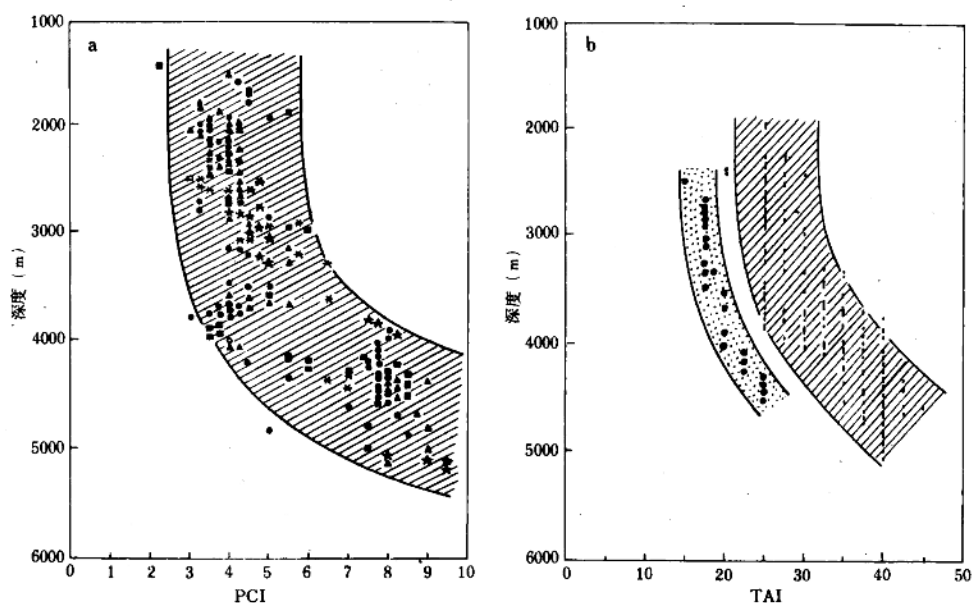


图 1-9 北海维金地塹热变指数(TAI)指标(据 Tissot 等,1987)

图 a 不同地层中孢粉颜色指数(PCI)与深度关系;

图 b 两个实验室测定的热变指数(以不同符号表示)的对比。