

目 录

第一章 绪论	(1)
第一节 盆地分析的研究历史和现状	(1)
一、盆地概念和盆地分类	(1)
二、盆地分析的概念和发展历史	(3)
第二节 盆地分析原理和方法	(6)
一、盆地分析原理和内容	(6)
二、盆地分析方法和技术	(8)
第三节 陆相断陷湖盆的基本特征	(12)
一、陆相断陷湖盆的分布	(12)
二、陆相断陷湖盆的石油地质特点	(14)
三、盆地分析在油气勘探中的重要作用	(15)
第二章 盆地地层分析	(17)
第一节 盆地地层格架分析	(17)
一、盆地地层单元类型	(17)
二、盆地地层单元划分原则和方法	(21)
三、盆地地层单元的对比方法	(26)
四、盆地不整合和沉积旋回分析	(32)
五、盆地地层格架特征分析	(35)
第二节 盆地埋藏史分析	(38)
一、盆地埋藏史分析的原理和方法	(38)
二、盆地埋藏史和沉积速率分析实例	(41)
第三节 盆地古生态分析	(44)
一、盆地古气候分析	(44)
二、盆地古水深分析	(45)
三、盆地古盐度分析	(49)
四、盆地古物理化学环境分析	(49)
第三章 盆地构造分析	(51)
第一节 盆地区域构造特征分析	(51)
一、断陷盆地的构造格架分析	(51)
二、断陷盆地构造特征分析	(53)
第二节 盆地二级构造带和断裂分析	(58)
一、断陷盆地二级构造带特征	(58)
二、断陷盆地内断裂特征分析	(63)
第三节 盆地火山岩分析	(67)
一、覆盖区火山岩的识别标志	(67)

二、火山岩活动时期和分布研究	(70)
三、火山活动与断裂活动关系研究	(73)
第四节 盆地构造演化史分析	(74)
一、断陷盆地形成机制分析	(74)
二、断陷盆地构造演化史分析	(75)
第五节 盆地构造沉降史分析	(77)
一、盆地构造沉降史分析方法	(77)
二、盆地构造沉降史实例分析	(78)
第四章 盆地沉积体系分析	(80)
第一节 盆地沉积体系研究方法	(80)
一、覆盖区沉积体系研究的地质方法	(80)
二、覆盖区沉积体系研究的地球物理方法	(81)
第二节 冲积扇沉积体系	(86)
一、沉积背景和分布	(86)
二、冲积扇的沉积特征	(86)
三、沉积类型和沉积模式	(87)
第三节 河流沉积体系	(89)
一、河流沉积体系类型和分布	(89)
二、曲流河沉积体系特征	(89)
三、曲流河微相序列和沉积模式	(92)
第四节 三角洲沉积体系	(94)
一、三角洲的沉积背景和分布	(94)
二、河控三角洲的基本特征	(94)
三、三角洲的沉积特征	(94)
四、三角洲~滑塌浊积扇沉积体系的确定	(98)
五、东濮凹陷马厂三角洲~滑塌浊积扇的微相特征	(99)
六、复合型三角洲~滑塌浊积扇沉积模式	(103)
第五节 滩坝沉积体系	(104)
一、沉积背景和沉积类型	(104)
二、砂质滩坝沉积特征和沉积模式	(104)
三、生物滩和鲕粒滩沉积特征和分布	(108)
第六节 扇三角洲沉积体系	(109)
一、扇三角洲沉积背景和分布	(109)
二、湖泊扇三角洲沉积特征和沉积模式	(110)
三、与河控三角洲的区别	(113)
第七节 近岸水下扇沉积体系	(114)
一、近岸水下扇沉积体系的确立	(114)
二、白庙近岸水下扇的微相沉积特征和沉积模式	(116)
三、与扇三角洲的区别	(119)
第八节 轴向重力流水道沉积体系	(120)

一、形成条件	(120)
二、轴向重力流水道沉积特征	(120)
三、沉积环境和沉积模式	(124)
第九节 风暴流沉积体系	(126)
一、沉积背景和分布	(126)
二、基本沉积特征	(126)
三、风暴流沉积模式	(127)
第十节 断陷盆地沉积体系模式	(128)
一、断陷盆地地貌三分性和地势高差旋回变化	(128)
二、复杂的母岩和较稳定的水系	(129)
三、重要的河流和重力流作用	(130)
四、断陷盆地沉积体系的展布和演化	(134)
第五章 盆地构造岩相分析	(137)
第一节 盆地构造对沉积作用的控制	(137)
一、盆地构造对沉积作用的控制是盆地构造岩相 分析法提出的基础	(137)
二、区域构造对盆地结构和古地理环境的控制	(137)
三、断裂活动对沉积作用的控制	(138)
第二节 盆地构造岩相带类型	(142)
一、构造岩相带的概念	(142)
二、构造岩相带的划分	(143)
第三节 构造岩相带特征和平面分布	(143)
一、陡坡构造岩相带域	(143)
二、深洼构造岩相带域	(144)
三、中央隆起构造岩相带域	(145)
第四节 盆地构造岩相带的垂向演化	(146)
一、盆地断陷阶段 ($E_{s_4} \sim E_{s_3}$) 构造岩相带	(146)
二、盆地断拗阶段 ($E_{s_2} \sim E_d$) 构造岩相带	(147)
三、盆地拗陷阶段 (N) 构造岩相带	(148)
第六章 盆地含油气分析	(148)
第一节 油气分布和控制因素分析	(148)
一、油气分布特征	(148)
二、油气富集条件分析	(149)
第二节 油气演化史分析	(150)
一、有机质丰度和干酪根类型	(150)
二、油气演化史分析	(153)
第三节 盆地数值模拟	(156)
一、盆地数值模拟原理和模型	(157)
二、东濮凹陷盆地数值模拟分析	(159)
第四节 有利储集体评价	(162)

一、河流和三角洲储集体	(162)
二、扇三角洲和近岸水下扇储集体	(163)
三、轴向重力流水道和浊积扇储集体	(164)
第五节 油气藏类型和勘探方向分析	(165)
一、东濮凹陷东南部下第三系油气藏类型和分布	(165)
二、东濮凹陷东南部下第三系油气勘探方向分析	(168)
参考文献	(170)

Catalogue

Chapter one	Introduction	(1)
Section one	Research history and current situation of basin analysis	(1)
Section two	Principles and methods of basin analysis	(6)
Section three	Fundamental characteristics of continental faulted down basins	(12)
Chapter two	Strata analysis of basin	(17)
Section one	Strata framework analysis of basin	(17)
Section two	Burial history analysis of basin	(38)
Section three	Paleoecology analysis basin	(44)
Chapter three	Tectonic analysis of basin	(51)
Section one	Reginal tectonic characteristics analysis of basin	(51)
Section two	Second class tectonic belt and fault analysis of basin	(58)
Section three	Igneous rock analysis of basin	(67)
Section four	Tectonic evolution analysis of basin	(74)
Section five	Tectonic subsidence history analysis of basin	(77)
Chapter four	Depositional system analysis of basin	(80)
Section one	Research methods of depositional systems of basin	(80)
Section two	Alluvial fan depositional system	(86)
Section three	Fluvial dpositional system	(89)
Section four	Delta depositional system	(94)
Section five	Beach-bar depositional system	(104)
Section six	Fan-delta depositional system	(109)
Section seven	Nearshore subaqueous fan depositional system	(114)
Section eight	Axial gravity channel depositional system	(120)
Section nine	Storm depositional system	(126)
Section ten	Depositional system models in the faulted down basin	(128)
Chapter five	Tecto-lithofacies analysis of basin	(137)
Section one	Controls of tectonism on sedimentation of basin	(137)
Section two	Types of tecto-lithofacies belt of basin	(142)
Section three	Characteristic and distribution of tecto-lithofacies belts	(143)
Section four	Vertical evolution of tecto-lithofacies belts of basin	(146)
Chapter six	Basin bearing-hydrocarbon analysis	(148)
Section one	Analysis of hydrocarbon distribution and control factor	(148)
Section two	Hydrocarbon evolution analysis	(150)
Section three	Numerical simulation of basin	(156)
Section four	Advantage reservoir evaluation	(162)

Section five Analysis of pool types and exploration directions	(165)
Reference literature	(170)

第一章 绪 论

第一节 盆地分析的研究历史和现状

一、盆地概念和盆地分类

1. 盆地概念

盆地作为石油天然气勘探开发的对象,一直受到人们的高度重视。人们在研究盆地时,由于各自的研究目的不同,所以给予了盆地不同的概念。盆地这个概念最初是由地理学建立的,人们对它最深刻的理解莫过于地理景观特征。后来,地质学的发展以及沉积矿产研究的不断深入,盆地概念被引入到地质学领域并被地质学分支学科采用且赋予了新的涵义。从沉积角度看,盆地被定义为沉积物聚集的地区或沉积物聚集而形成的沉陷区。针对我国 300 多个沉积盆地的地质特征以及盆地的发展与构造活动之间的关系,特别是我国东部中生代含油气盆地的石油地质特征,本文将盆地定义为在一定地质历史阶段中,受构造运动控制所形成的统一沉积区。从构造意义上来说,沉积盆地就是指岩石圈表面相对沉降的区域,其中可以充填深达万米的沉积物以及火山活动形成的物质,而此岩石圈表面沉降区四周为相对隆起区,它不断地遭受风化剥蚀,为沉降区提供了不同类型的丰富物源,从而构成了物源区与沉积区的平衡统一体。

受构造运动影响,不同的盆地具有不同的发展演化历史,从而使得盆地的沉积物充填厚度、盆地的沉降历史、盆地的规模和形态、沉积盆地中的沉积矿产富集程度等方面可以相差很大。我们所指的含油气盆地就是指具有比较持久的沉积沉降中心、发育一定规模的生油岩和不同类型的储集岩并且构成良好的生储盖组合、存在多种类型圈闭、具有潜在的含油气远景或已发现工业性油气的沉积盆地。事实上,在一定的地质历史时期内,含油气盆地是接受富含有机质的沉积物沉降并使其埋藏至一定深度生成石油和天然气,受构造运动影响所生成的油气发生运移和聚集形成油气田的基本地质单元。正如许多地质学家所指出的,没有盆地便没有油气。因此,朱夏先生在总结油气勘探时指出:“寻找油气的工作要从盆地整体着眼,率先考虑全貌,然后再从沉积,构造等条件来选择有利地区。”实践表明,为了在盆地中找到更多的沉积矿床,必须将沉积盆地作为一个基本单元进行整体解剖和综合分析,以盆地演化史为线索,分层段系统研究盆地埋藏史、构造发展史、沉积充填史和油气演化史。只有这样,才能更快、更好地寻找到更多的沉积矿产资源,更有效地为国民经济发展服务。

2. 盆地分类

关于盆地分类,中外地质学家的分类方案很多,侧重点不大相同。有些学者考虑中国含油气盆地大地构造特征、特别是盆地形成时的地应力性质,将中国的盆地划分为引张型和挤压型两大类盆地。也有的学者根据盆地发展的时空辩证关系,将盆地划分出槽盆和广盆两大基本类型(关士聪,1981)。近 30 年来,板块学说的完善发展,产生了许多依据板块构造理论所提出的现代盆地分类方案,如 Dickinson (1974, 1980), Bally (1980), Kingston (1983), Miall (1984) 和 Klein (1987) 等。其中 Miall 根据盆地所处的地壳类型(陆壳、洋壳及过渡型地壳)、盆地相对于板块边缘的位置(板块内部、板块边缘、缝合线处等)和盆地

位于板块边缘附近的情况下,在沉积作用进行过程中所发生的板块相互作用的类型(碰撞、离散、转换、克拉通等),将盆地划分成五大类 13 种类型(见表 1-1),并深入探讨了五大类的盆地生成的板块构造作用过程、地壳沉降机制、盆地构造地质特征以及沉积体系的演化发展,建立了能系统描述盆地沉积体系、构造地质特征的盆地模式,为人们提供了解释区域板块构造历史的有力工具。

表 1-1 沉积盆地类型划分(据 A. D. Miall, 1984)

<p>1. 离散边缘盆地</p> <p>裂谷盆地</p> <p> 张裂拱形盆地</p> <p> 环形盆地</p> <p>大洋边缘盆地</p> <p> 红海型(“年轻的”)</p> <p> 大西洋型(“成熟的”)</p> <p>拗拉谷与衰萎裂谷</p> <p>2. 会聚边缘盆地</p> <p>海沟和消减杂岩</p> <p>弧前盆地</p> <p>弧间和弧后盆地</p> <p>后弧(前陆)盆地</p>	<p>3. 转换断层和横推断层盆地</p> <p>盆地位置:</p> <p> 板块边界转换断层</p> <p> 离散边缘转换断层</p> <p> 会聚边缘横推断层</p> <p> 缝合带横推断层</p> <p>盆地类型:</p> <p> 在网状断裂系中的盆地</p> <p> 断裂末端盆地</p> <p> 在雁列状断裂体系中的拉裂盆地</p> <p>4. 在大陆碰撞和缝合过程中发育的盆地</p> <p>前陆盆地</p> <p>周缘(前渊)盆地</p> <p>缝合带内内凹盆地(残留洋盆)</p> <p>伴生的横推断层盆地^①</p> <p>5. 克拉通盆地</p>
--	--

①这种类型的盆地可以在两个标题下分类。

中国陆相含油气盆地石油地质综合研究表明,采用依据板块构造的观点所划分的盆地分类方案去阐明陆相盆地特别是陆相盆地内次级构造单元的含油气性是很困难的。众所周知,一个盆地能否具备生成油气的物质基础,在某种程度上取决于盆地沉降历史与盆地沉积历史之间的关系。只有那种盆地沉降幅度大于盆地沉积厚度的饥饿型盆地才能保证较大的水体深度,保证有机质得以有效地保存和向烃类转化,形成油气富集的含油气盆地。而这种饥饿型盆地的发育往往与陆相盆地的构造作用、所处的位置以及气候条件密切相关。因此,依据中国陆相盆地石油地质特征,着重考虑盆地构造作用、盆地分布位置和气候条件,可将中国陆相盆地划分为 12 种类型(见表 1-2)(据中国油气储层研究大纲,1989)。

表 1-2 中国中生代陆相沉积盆地分类

盆地类型		二级类型		三级类型		实例
I	潮湿带盆地	1	近海盆地	①	断陷盆地	珠江口盆地(E)
				②	坳陷盆地	松辽盆地(K ₁)
		2	内陆盆地	③	断陷盆地	百色盆地(E)
				④	坳陷盆地	鄂尔多斯盆地(T ₃)
II	过渡带盆地	3	近海盆地	⑤	断陷盆地	渤海湾盆地(E)
				⑥	坳陷盆地	
		4	内陆盆地	⑦	断陷盆地	酒西盆地(K ₁)
				⑧	坳陷盆地	准噶尔盆地(E)

续表

盆地类型		二级类型		三级类型		实例
干旱带盆地	5	近海盆地	⑨	断陷盆地	塔里木盆地(E)	
			⑩	拗陷盆地		
	6	内陆盆地	⑪	断陷盆地	江汉盆地(E)	
			⑫	拗陷盆地	柴达木盆地(E-N)	

很显然,采用这种盆地分类方案非常利于中国陆相含油气盆地的盆地分析,特别利于研究控制盆地油气富集的构造作用、储层类型以及气候条件等因素的主导作用,更有效地确定富集油气的盆地类型和分布地区。

二、盆地分析的概念和发展历史

1. 盆地分析概念

盆地分析这个学科的发展历史是比较短的,正如人们对盆地概念的理解和对盆地进行分类一样,存在着不同的看法,因此有必要介绍一下几种常见的盆地分析概念。

Conybeare (1979)可以说是较早对盆地分析进行定义的地质学家。他认为盆地分析是指将沉积盆地的发展序列划分成岩性的、时间地层的、生物地层的和生态的单元,进一步了解气候和沉积环境以及各单元之间的古地理关系,了解构造作用对盆地的成因影响等。

后来,Davis (1983)在他的专著《沉积体系》中,对沉积盆地分析的概念进行了高度概括,指出盆地分析只不过是地层学和沉积学在盆地地质历史研究中的应用。

1984年,Miall指出盆地分析是地层学、构造学和沉积学等重要内容的综合,其最重要的研究结果是揭示沉积盆地古地理的演化。

1983年以来,信荃麟等人就倡导对含油气盆地进行整体解剖和综合分析,指出盆地分析就是将沉积盆地作为一个基本研究单元,以盆地演化为线索,分层段地系统研究盆地埋藏史、构造发展史、沉积充填史和油气演化史,建立盆地分析模式,并预测油气富集地区和油气分布规律。

2. 盆地分析发展史

盆地分析的发展历史是比较短的,根据自然辩证法的观点,可以将盆地分析这门学科的科技发展历史划分为两大阶段。

(1) 60年代前的初期发展阶段

沉积盆地分析起源于沉积学和岩相古地理学的研究,它的发展与沉积学和岩相古地理学的发展密切相关,所以,沉积学和岩相古地理学仍是当今盆地分析工作的重要内容。在40年代以前,尽管出现了像Walther, Sorby和Gilbert等一批划时代的地质学家,但沉积学研究大多限于单纯岩类学研究。1940年,美国著名石油地质学家Halbouty等人详细研究了湾岸盆地第三纪沉积作用、物源方向、海水进退、古岸线位置、地层尖灭和地层圈闭的形成,并进行了盆地的含油气远景评价。我们可以将这项工作看成是盆地分析的最初期工作。

第二次世界大战之后,沉积学处于迅速发展阶段。F. J. Pettijohn, W. C. Krumbein和L. L. Sloss, R. A. Bagnold等人对沉积作用机制、水槽实验、古水流、岩相分析以及沉积物定量研究等作出了突出贡献,并特别注意到了大地构造对岩相的控制作用,从而真正拉开了盆地分析工作的序幕。Krumbein和Sloss等人认为,应当由岩境、生物境、构造境及古地理条件重塑古地理环境,认识到构造境是最根本的控制因素。长期的盆地分析工作表明,至今构

造与沉积作用相互关系研究仍成为贯穿盆地分析各阶段的基本内容。后来，人们用槽台学说来解释大地构造与沉积建造之间的关系，认识到沉积建造的形成、发育与地壳构造背景、与造山运动密切相关。比如，在前造山期形成前复理石、同造山期形成复理石、造山期后形成磨拉石。我国地质学家孟祥化也总结了我国沉积建造的发育特点，探讨了构造与沉积建造之间的密切关系，丰富了盆地分析的内容。

(2) 60年代以来的迅速发展阶段

60年代以来，随着石油工业的迅猛发展，盆地分析工作不断系统、深入和完善。究其原因，不外乎以下几方面。

首先，60年代板块构造理论的成熟和发展，使人们再度对大地构造与沉积作用之间的关系产生了广泛兴趣。W. R. Dickinson, A. G. Fisher, H. G. Reading 等都曾利用板块构造理论的观点，对沉积盆地的成因和分类、盆地发育历史以及沉积盆地构造与沉积作用之间的关系进行了深入研究，确定了在不同板块类型、板块不同发育演化阶段中出现的沉积相类型。如 Dickinson (1974) 根据板块构造观点提出了盆地分类方案，导致了盆地分类研究的迅速发展。他使用“岩石大地构造组合”概念来阐明大地构造背景及其产生的沉积相组合之间的关系，为人们了解盆地的发展历史提供了良好基础。再如，W. A. Wescott 等深入研究了牙买加 Yallas 扇三角洲沉积学与大地构造背景之间的关系，G. C. Nadon 等人关于区域和局部构造作用对沉积作用、沉积体系几何形态和内部结构控制作用的研究，都将构造与沉积相关系的研究推向了一个新阶段，使人们更加重视了盆地分析工作中构造作用与沉积作用之间关系的研究，从而奠定了盆地分析的基础。

第二是沉积体系概念得到广泛使用。Fisher 和 McGowen (1967) 首次将沉积体系概念用于沉积学研究，提出在认识大地构造环境和沉积环境的基础上，解释大型沉积体的相互关系。沉积体系是指在一定地质历史阶段中具有成因联系的沉积相三维组合，它的分析目的与常规沉积环境分析不同，它非常强调沉积盆地的整体沉积面貌、盆地中大型沉积体的空间组合关系，强调沉积体内部和外部几何形态的研究，因而能有效地用于指导寻找沉积矿产。在含油气盆地分析中，一旦准确恢复了盆地不同时期沉积体系的三维配置关系，就为预测有利生油层、储集层和盖层的分布提供了扎实的沉积基础，因而，沉积体系分析方法受到了广大石油工作者的高度重视。

第三是地震地层学、层序地层学、测井地质学、计算机盆地模拟技术等边缘学科和方法技术的发展为含油气盆地分析提供了强有力的理论基础和先进工具。70年代，Vail (1977) 等人提出发展了地震地层学技术，使地层学的研究迈入了一个崭新阶段。地震地层学认为，沉积物的地震反射层基本是年代地层学的对比线。现代地震勘探和处理技术能使人们依据地震反射记录的特征来确定全盆地的地层空间组合关系，确定盆地的沉积物充填序列和沉积体系类型，使人们在无井区或少井区能识别地下地层单元并能对这些单元进行细致的编图解释。Vail 还认为，许多盆地的沉积物都可以被划分成一些彼此独立的序列，这些序列可以在世界范围内作盆地间对比。全球海平面变化是这种彼此独立序列形成的唯一可能机制。80年代后期，诞生了对油气勘探具有重大影响的层序地层学。层序地层学是根据地震、钻井和露头资料，结合有关沉积环境和岩相古地理解释，对地层型式作出综合解释的地层分支学科。它的基本观点是，地层单元的几何形态和岩性受构造沉降、海平面变化、盆地沉积物供给和气候的控制。层序地层学在详细划分确定了层序、准层序的边界和空间组合关系后，可进一步研究这个年代地层框架内体系域类型和沉积体系类型，分析构造沉降、全球海平面变化及沉积

物供给三者之间的相互作用，进而确定或预测各体系域中生储盖的分布。很显然，层序地层学研究能为盆地分析建立等时地层格架，划分不同沉积体系域。沉积体系域的确定又为编制高分辨率岩相古地理图件、预测储集砂体的分布提供了良好基础。

测井地质学是在石油地质学、沉积学和测井解释学的基础上发展起来的边缘学科，它的理论基础是各种测井资料与地质物理响应之间的关系。它的主要研究内容包括单井沉积构造、沉积序列、沉积相的综合解释，多井精细沉积学研究和储层及精细构造分析，并用定量的数学方法和计算机图形手段提供反映地质信息的多种图件。显然，测井地质学的发展为人们在缺少取心井的地区进行沉积学研究、在多井地区进行沉积学和储层精细描述提供了先进的盆地分析方法和技术手段。近期发展的盆地模拟技术从石油地质的物理化学机理出发，建立多种概念模型和数学模型，进而在时空概念下输入参数，由计算机定量模拟盆地形成过程、沉积物的埋藏历史和烃类生成、运移及聚集量；进而对盆地作出科学的含油气远景评价。这项工作的完成，不仅丰富了盆地分析的研究内容，使盆地分析工作走向定量化，而且科学地评价了盆地油气资源，为油气勘探提供了可靠的决策依据。显然，盆地模拟是盆地分析的一项不可缺少的具有重要实践意义的工作。

第四是盆地分析专著的出版标志着盆地分析迅速发展并取得系统的成果。具有代表性的著作有《古水流和盆地分析》(Pitijohn, 1963),《沉积环境和相》(Reading, 1978),《沉积盆地的岩性地层学分析》(Conybeare, 1979)和《沉积盆地分析原理》(Miall, 1984)。特别是Miall的《沉积盆地分析原理》一书将地层学和沉积学作为盆地分析的中心内容，以现代地层学和沉积体系理论为依据，全面论述了盆地分析原理的理论和方法，强调了对野外露头、钻井、岩心和地球物理资料的收集和综合解释，反映了地震地层学、数学地质、计算机绘图和盆地埋藏史等方面的研究成果，突出了沉积作用与板块构造之间的关系，提出了新的盆地分类方案，建立了离散边缘盆地、会聚边缘盆地、转换断层和横推断层盆地、在大陆碰撞和缝合过程中发育的前陆盆地和克拉通盆地的盆地模式，将盆地分析工作推到了一个理论系统化、实际应用广泛的新阶段。

在70年代，中国地质学家在研究含油气盆地地层展布、构造活动和沉积相及岩相古地理等方面取得了成功，并且充分认识到，盆地构造活动对沉积作用具有明显的控制作用，从而针对断陷湖盆的具体发育特征，提出了适合断陷湖盆的盆地分析方法。关士聪、陈昌明等在分析我国中生代沉积盆地地质构造、沉积建造和含油气性时，十分强调盆地发育的阶段性和阶段性，总结了盆地发育各阶段构造岩相组合关系；认为盆地发育各阶段的沉积模式既有统一规律性，又有独特性；提出应建立盆地成生发育模式和不同类型盆地的沉积模式。1983年以来，信荃麟等人倡导提出了综合多学科的盆地分析方法——含油气盆地构造岩相分析法，即把地层分析、构造体系分析、沉积体系分析和有机地球化学分析有机结合起来，以盆地构造岩相分析为核心内容，揭示断陷湖盆中构造活动与沉积体系的内在联系，研究盆地埋藏史、构造发展史、沉积充填史和油气演化史及其相互关系，探讨盆地中构造岩相带的分布规律及与油气的关系，以指导盆地的油气勘探工作。实践亦已证明，这是对断陷湖盆进行盆地分析的一种行之有效的的重要方法。

3. 盆地分析的今后发展方向

随着多种相关地质学科的不断相互交叉渗透和多种新理论、新技术的涌现并不断地被应用到盆地分析领域，盆地分析工作在不断加强构造作用与沉积作用相互关系研究的基础上，将在下述方面得到人们重视和迅速发展。

年代地层学和层序地层学将得到发展,从而为盆地分析提供精确的盆地地层格架。随着放射性年代学和磁极反转地层学的发展,岩石单位绝对年龄的测定虽然复杂但将越来越精确。在某些情况下,对古代的岩石,特别是中生代岩石都可给出足够精确的、相当可靠的年龄值。层序地层学起源于对被动大陆边缘沉积环境的研究,它的理论基础是海平面周期性变化造成了旋回式地层层序。中国东部断陷盆地中的中生代地层虽具备典型的旋回沉积特征,但湖平面周期性变化是否与海平面周期变化一致或相关?陆相盆地地层型的控制因素是否与海相盆地型的控制因素一样?体系域类型及沉积体系的组合方式是否与海相盆地相同等许多问题都需我们在盆地分析工作中加以研究和发展。

盆地类型的划分和大地构造背景研究、盆地成因和形态变化的研究,不同类型盆地的盆地演化模式及其对比的研究都将得到发展。在寻找资源矿产的实际工作中,除了需要依据板块构造理论对盆地进行分类划分,还需要一个能指导油气田勘探的、得到广大地质工作者认可的详细盆地分类方案。在盆地划分分类的基础上,不但要研究大型盆地的成因机制,还需研究中小型盆地的成因机制。在盆地形成过程中,盆地的类型和形态是如何变化的、是如何进行叠加的,盆地构造演化是如何分阶段的等许多论题都是需要深入研究的。特别是在研究了多种类型盆地的成因和大地构造背景之后,应对不同类型的沉积盆地地层格架、构造特征、沉积作用以及油气分布规律进行对比归纳,建立不同类型的盆地模式。

近30年来,盆地沉积体系研究得到了快速发展,取得了许多研究成果。在今后盆地分析工作中,各种沉积环境的分布及其所控制的沉积物类型的时空分布、沉积充填序列、古水流流向、不同类型盆地中的沉积相模式的建立、盆地沉积作用机制的模拟等方面都将取得很快的发展。

关于陆相盆地的盆地分析原理和方法的探讨也将是人们极为关注的问题。通过一段时期的盆地分析研究工作,陆相断拗盆地、陆相断陷盆地、海相盆地的盆地分析方法将会不断系统和完善,陆相盆地分析原理将会得到统一。

在中国,目前有三个重要的盆地分析问题有待深入研究解决,即巨大的含油和含煤盆地、长期浸没在海下较浅水域的洋内台地和前寒武纪沉积盆地。在今后的盆地分析发展过程中,通过广大地质工作者的不断努力,将会得到圆满解决。

第二节 盆地分析原理和方法

一、盆地分析原理和内容

1. Miall 等倡导的盆地分析原理和内容

上节已指出,盆地分析是近期发展起来的一门新兴学科,国内外地质学家对盆地分析的理解是有差别的,因而,他们依据的盆地分析原理和所进行的盆地分析内容是有较大区别的,因此,有必要介绍一下几种常见的盆地分析原理和研究内容。

关于盆地分析的原理和方法,A. D. Miall 和 C. F. B. Conybeare 等均作了良好总结,A. D. Miall 认为,盆地分析就是对盆地进行地层学、构造和沉积学的综合研究。盆地分析工作应从地面或地下地层剖面描述入手,进行地层划分、对比和进行古生物地层学和年代地层学研究;收集沉积环境标志,进行沉积体系分析;发挥地震地层学和测井地质学的作用,加强盆地埋藏史和地球化学分析;应用板块构造理论对盆地进行分类,探讨构造运动与沉积作用之间的关系,建立不同类型的沉积模式。总的来说,人们从以前注重构造作用与沉积作用之

间关系的研究,发展到盆地范围的沉积盆地分析,即以沉积体系作为盆地分析的基本单元,针对盆地各个演化阶段的地貌、气候、沉积、构造特征,建立相应的沉积盆地模式,预测沉积矿床的有利部位。

“全球沉积地质计划”十分强调盆地分析的整体和综合特点。它认为,盆地分析工作应包括对比不同类型的盆地演化;盆地历史的模式化;沉积作用与构造作用间的内在联系以及加强物源区的研究。目前,较为大家所接受的是 D. Mckenzie (1978) 提出的沉积盆地分析内容,即(1)建立构造、地层的预测模式;(2)预测主要的构造和地层特征;(3)把地层剖面细分成成因单元(关键步骤);(4)解释各成因单元的一些重大事件;(5)确定盆地的演化历史;(6)评价含油气远景构造,确定圈闭类型。同时, Mckenzie 提出了地壳扩张模式,通常称之为 Mckenzie 模式。这个模式说明了盆地的形成过程,并把盆地的沉降划分成四个不连续的幕,即在两个快速沉降和沉积期之间是缓慢沉积或无沉积时期,现在人们都把 Mckenzie 模式作为盆地演化分析的基础。然而,对于中国东部断陷盆地的演化来说,这个模式仍显得不够详细。

近年来,中国地质学家针对中国东部断陷湖盆的具体地质特征,认为含油气和含煤盆地的盆地分析基本原理应建立在现代地层学、沉积学和构造地质学理论上,着重研究下面四方面内容:(1)沉积盆地充填的岩性特征、充填序列、沉积体系配置等;(2)盆地构造格架、地层厚度和分布、古构造运动面、低级别同生构造的类型和配置、充填期后形变特征等;(3)同期和准同期岩浆活动,反映热历史的多项指标研究;(4)能源矿体的质量和数量研究,并认为构造与沉积相互关系研究是盆地分析的基本内容。

2. 含油气盆地构造岩相分析原理和内容

80年代以来,通过对山东惠民凹陷和东营凹陷、河南东濮凹陷、河北廊固凹陷等多个含油气断陷盆地的解剖和综合分析,认为含油气盆地分析的基本原理就是将构造地质学和沉积地质学理论用于盆地分析,探讨盆地构造活动与沉积作用之间的相互关系。盆地分析的基本研究内容包括盆地埋藏史、构造发展史、盆地充填史和油气演化史等四个方面。

盆地埋藏史分析是含油气盆地构造岩相分析的基本内容,它可准确分析盆地各个历史时期的地层展布格架以及整个地层埋藏的情况,说明沉积中心的迁移,为沉积速率分析和盆地数值模拟提供基础,并可估计出油气生成和构造圈闭的形成时间,为划分和确定盆地构造演化历史提供佐证。

盆地构造发展史研究是在盆地埋藏史研究的基础上进行的,它包括盆地基底沉降史、盆地沉积物遭受褶皱、断裂变动和其他内动力地质作用改造的历史研究。这样就可以准确确定油气大量运移时期、构造圈闭形成时期、构造圈闭类型和展布,划分盆地演化的发展阶段,研究沉降中心的迁移和火山活动对圈闭保存和油气生成、运移的影响等。

盆地充填史的研究,实质上是研究充填盆地的沉积体系类型和发展历史。通过对盆地充填史研究,可以了解盆地不同沉积时期沉积体系类型和展布,有利于了解油气储集体成因类型、沉积微相以及砂体展布规律,从而为寻找最佳油气储层,确定最佳生储盖组合提供可靠依据。

盆地油气演化史研究不仅是含油气盆地构造岩相分析的重要内容,而且是有效寻找油气富集区带、提高油气勘探效益的重要组成部分。通过油气演化史研究,可以了解和掌握生油母质类型、生油门限深度或温度、油气大量生成和运移的时期,以及生烃量、运移量和聚集量,从而为油气勘探开发决策提供重要依据。

盆地埋藏史、构造发展史、沉积充填史和油气演化史是含油气盆地构造岩相分析的基本

内容，而含油气盆地构造岩相分析的核心就是上述“四史”相互关系的研究。找出控制油气富集的主导因素，即构造与岩相间的内在联系，以盆地内二级构造带作为基本单元划分盆地构造岩相带类型，研究构造岩相带的展布和演化，建立盆地构造岩相模式，可有效地指导油气田勘探和开发。

3. 适用于油气勘探的盆地分析原理和内容

对于石油与天然气勘探来说，盆地分析是以盆地为研究对象，以盆地石油地质调查开始到优选出有利含油气区带的综合勘探评价的系统工程，即以现代石油地质理论为指导，以现代计算机技术为主要手段，综合应用地面地质调查、物化探、钻井、录井、测井、测试和分析化验等多种资料和信息，详细地描述盆地的地层、构造、沉积、生储盖层等各种地质特征，动态地再现各种地质特征及烃类的演化和相互关系，并在此基础上估算出盆地的油气资源量及其三维空间分布，优选出有利的含油气区带。

在不同盆地油气勘探阶段，盆地分析的研究内容是不同的，因此盆地分析工作可以分三个阶段进行，即：

第一阶段是盆地勘探程度较低，尚未取得工业性油气发现的阶段。盆地分析要初步搞清盆地基底结构、盆地构造格局、地层层序、沉积岩分布，初步确定主要烃源层系及主要烃源区，估算远景资源量，评价盆地勘探前景，并通过多个盆地的比较，进行分类排队，优选出具有含油气远景的盆地。

第二阶段是盆地获得工业性油气发现，并具有联网地震测线以后的阶段。以探井为骨干，地震测线为基础，结合其他资料，建立盆地地质模型，重现地史、热史、生烃史、排烃史。查明地层、岩性横向变化、构造形态和断层分布；搞清油源关系、有效烃源岩体和储集岩体分布；通过计算出盆地的生烃量、排烃量及其分布、预测油气资源数量及其分布，优选出有利的含油气区带。

第三阶段是含油气盆地达到较高勘探程度的阶段。对各种地质特征和石油地质规律有了进一步认识，特别是通过对已发现的各类油气藏分析研究，对油气运移聚集规律有了较深入的认识。需进一步充实盆地地质模型，更加准确地再现盆地地史、热史、生烃史、排烃史，还需再现盆地油气运移聚集史，定量地预测油气资源数量及其三维空间分布，确定各类有利含油气区带及其潜力，特别是要进行对圈闭含油性的评价、对地层岩性油气藏和隐蔽油气藏的预测。

上述三个阶段既有区别，又相互衔接，随着勘探程度的提高和资料的积累，盆地分析要滚动进行，不断提高精度。在同一盆地内，不同勘探程度的地区要按不同阶段的要求开展盆地分析；有的盆地（或地区），阶段之间无明显差别，可合并进行。

二、盆地分析方法和技术

1. 含油气盆地构造岩相分析的方法和技术

通过10多年的含油气断陷湖盆构造岩相分析工作，总结出以盆地构造岩相分析为核心内容的盆地分析方法和技术，即：

(1) 以板块构造理论或其他适用于研究区实际资料的区域构造理论为指导，采用重力、磁力、电法、地震反射剖面、钻井剖面、地球化学等多种资料，进行盆地周缘野外露头或覆盖区盆地构造综合地质研究，确定盆地所处大地构造位置和所处应力状态、盆地形成机理和盆地中重大动力事件，进而确定盆地成因类型和对比研究不同类型的盆地，为含油气盆地构造岩相分析提供了可靠的区域地质背景。

(2) 综合使用古生物、同位素测定、古地磁、地震反射剖面、沉积旋回和测井资料进行时代地层学研究。首先确定不整合、古生物沉积间断面或特种岩性层（如火山尘）等区域性等时标志层，建立成因地层单元或等时地层单元，然后依据沉积旋回、岩性、电性和地震反射波组特征进行次级地层单元的划分，建立反映地层序列和展布的盆地地层格架。同时，建立地层层序与地震层序以及测井响应之间的对应关系。

(3) 开展古地理环境研究。古地理环境研究的方法很多，但综合运用岩类、古生物资料、地化指标以及测井、地震资料是恢复含油气盆地古地理环境的有效正确方法。例如，利用岩类法和地化资料研究母岩类型和母岩区特征；利用孢粉资料及其含量变化研究古气候；采用对气候敏感的蒸发岩类、红层、冰碛岩、煤等说明气候变化；利用古地磁资料说明气候分带，并说明微气候存在的可能性；使用硫铁元素等环境地球化学指标和古生物资料研究古盐度；采用沉积构造、地震反射前积结构和地层倾角矢量模式确定盆地古水流方向；运用古生物化石、岩性、沉积构造和砂体几何形态说明古湖岸线的位置和延伸方向；使用古生物化石、沉积物粒度特征和沉积构造特征确定湖盆古水动力条件、古地形等。需要说明的是，在进行古地理环境研究时要注意对各种实际资料的综合判断和全面的分析。

(4) 分地区研究盆地埋藏史，确定沉积速率的纵、横向变化以及沉积中心的迁移规律。盆地埋藏史分析方法很多，例如有沉积速率法、回剥法和岩石骨架纵坐标法，也可用声波测井资料和地震资料恢复盆地埋藏史，还可依据成岩变化模式或地球化学技术推断埋藏史。在埋藏史研究中，要注意古水深校正和选择适宜的方法进行剥蚀厚度的恢复。沉积速率是标定和分析沉积盆地构造背景的重要内容，并可提供地壳沉降方面的数量信息。通过研究沉积速率、沉降速率、孔隙度与深度的关系，还可研究沉积盆地演化过程中的主导因素。因此，在研究盆地埋藏史时，应同时分区研究盆地沉积物的沉积速率以及沉积中心的迁移规律，并应用去压实后的原始沉积厚度，编制地层等厚图和各层在不同时代的埋藏深度图。

(5) 通过对盆地内断裂活动及其展布规律、火山活动的认识、构造体系分析、盆地构造应力场的物理和数学模拟，来确定盆地几何形态、盆地结构、盆地构造展布特征和盆地构造演化史。同时还应该采用均衡补偿原理求取反映纯构造作用的盆地沉降史，为划分盆地演化史的阶段提供依据；依据物质成熟度鉴别盆地构造的稳定性，并应用计算机绘图技术编绘盆地演化史和三维构造图件等。

(6) 综合运用地质、测井、地震及室内分析资料，确定盆地沉积体系类型，研究沉积体系特征，建立盆地沉积体系模式，阐明沉积体系的时空演化，进而表明盆地沉积充填史。采用岩心资料确定沉积序列；利用 X 光照像法研究隐蔽沉积构造；应用 SP 和 GR 资料划分沉积旋回；采用地层倾角模式识别和用小旋回方法研究沉积构造及其序列；利用典型的地震资料识别沉积体系等都是研究沉积体系的有效方法。

(7) 切实进行油气地球化学分析。利用物质平衡法确定有机质丰度；利用生物标记化合物进行油源对比；采用多种地化指标确定各生油区的油气演化史，即生烃史、排烃史和油气聚集史。为把含油气盆地构造岩相分析的成果应用于油气勘探和开发提供依据。

(8) 积极开展盆地模拟研究。例如，依据沉积压实原理研究地史；利用热传导和对流方程研究盆地热流史和地温史；根据渗流力学理论和沉积压实原理模拟排烃史；运用达西定律和简化的物理化学地质过程模拟油气运移聚集史，从而可计算出各生油中心和各生油层在不同地质时期的生烃量、排烃量和油气聚集量。

(9) 综合地质、测井、地震及油田开发等资料，依据构造发育史和沉积充填史的研究成

果，确定盆地不同地区的油气类型、成油规律，阐明油气富集规律和形成大油气田的主要控制因素，对油气藏进行综合评价。

(10) 依据含油气盆地构造岩相分析法整体解剖盆地。以盆地二级构造带为基本研究单元划分构造岩相带类型，探讨盆地埋藏史、构造发展史、沉积充填史和油气演化史之间的相互关系；以构造发展史为线索阐明构造岩相带的时空演化规律，建立盆地构造岩相模式，以指导油气田勘探和开发。

(11) 以盆地埋藏史、构造发展史、沉积充填史和油气演化史为基本研究内容，建立“四史”区域性地质模型，发展一套计算机模拟技术和绘图技术，并建立专家系统，逐步实现含油气盆地构造岩相分析的人工智能化。

2. 适用于油气勘探的盆地分析方法和技术

(1) 盆地分析的基础资料

在不同的盆地油气勘探阶段，与盆地分析三个阶段研究内容相对应，应获取相应的盆地分析资料，即：

1) 第一阶段基础资料

- a. 盆地自然地理资料。
- b. 卫星、雷达、遥感测量的地质解释成果。
- c. 区域地质测量和矿产地质调查报告及其相应的图件。
- d. 重力、磁力、电法、地震等物探和化探资料。
- e. 各类钻井资料和分析化验资料。
- f. 盆地附近的其他有关资料。

2) 第二阶段新增基础资料

- a. 穿越盆地并能构成一定网格的地震解释剖面图或全区不同层位的构造图（或等厚图）。
- b. 各探井的录井剖面 and 相应的测井资料，分层的地层厚度，暗色泥岩厚度及其他各种岩性厚度。
- c. 各个构造运动期，以及沉积间断时间和剥蚀厚度。
- d. 地层分层及国际通用年龄，根据各地区的实际需要，可按其沉积速率、沉积厚度、岩性、岩相分析进一步细分层。
- e. 各层烃源岩等厚图。
- f. 各层烃源岩有机碳分析资料。
- g. 各层烃源岩干酪根分析资料。
- h. 实测镜质体反射率 (R_o) 资料。
- i. 不同类型干酪根实测烃产率曲线。
- j. 温度资料：包括地表温度、实测井温、各类岩石和流体的导热率、单位体积热容量、大地热流值（古热流值）等。
- k. 不同岩性压缩系数和原始孔隙度；实测岩石物理资料包括：孔隙度、渗透率、岩石密度等。

l. 不同地质时期古水深。

- m. 盆地内有煤层分布，需测定煤的含碳量，煤气发生率，煤和煤系岩层的密度等资料。

3) 第三阶段新增基础资料

- a. 油源分析成果资料。

b. 油、气、水流体物理化学性质，包括地层体积因子、粘度、溶解油气比、毛管压力曲线、相对渗透率曲线等。

c. 水动力和压力资料。

d. 各类储层分布及分析化验资料。

e. 主要断层及不整合面的有关资料。

4) 盆地分析、模拟数据库

a. 单井数据库：包括井位、分层、岩性及厚度。

b. 数字测井成果数据库。

c. 地震数据库：包括测线位置、速度数据、人工井数据或构成一定网格的地震解释剖面图库。

d. 盆地地质年代数据库。

e. 岩心分析数据库：包括孔隙度、渗透率等。

f. 分析化验数据库：包括有机碳、干酪根类型、 R_o 等。

g. 盆地分析所需的其他数据库。

(2) 盆地分析的方法和技术

在收集了上述基本资料的基础上，盆地分析基本上分三步进行。

1) 建立盆地地质模型

地层特征：利用地面露头地层资料和探井资料，搞清构造运动不整合情况，火成岩活动情况，建立完整的地层综合剖面，根据重力、磁力、电法等非地震物探资料，少量地震和探井资料，确定地层厚度及分布情况。

盆地基底结构：以钻达基底的探井为出发点，利用重力、磁力、电法和地震等物探资料，进行综合分析，搞清盆地基底的岩石性质、时代、埋藏深度、起伏情况和基底断裂情况。编制基底岩性综合解释图和基底深度图。

盆地性质：根据盆地基底和区域地质资料，分析盆地与周边的关系，确定盆地边界，分析盆地成因机制，确定盆地类型。

盆地构造格局：根据盖层构造形态，主要目的层沉积岩分布和基底情况等方面分析研究，划分盆地的各级构造单元，编制构造分区图。

沉积岩体特征：利用探井和地震资料，进行单井划相和地震地层学、层序地层学研究，确定各层沉积岩的时代、厚度、岩性、岩相及三维空间分布情况。

烃源岩体特征：根据分析化验资料，油气源对比成果，确定单井的各层烃源岩层段，以此为出发点，利用高质量地震剖面解释成果，进行烃源岩层横向预测，确定各层烃源岩的厚度、分布情况和有机质丰度、类型变化情况。编制各层烃源岩等厚图、相应层的有机碳等指标的等值线图、干酪根类型分布图。

储集岩体特征：根据单井划相结果，确定单井的主要储集岩层段，以此为出发点，利用高质量的地震剖面解释成果，进行储层横向预测，确定主要储集岩层的厚度、分布情况和储集物性变化情况。

圈闭类型、展布特征：根据地震和探井资料，编制各层构造图，研究盆地内圈闭类型、序列、分布模式，并结合油气聚集分析，研究盆地内油气藏类型、序列、分布模式。

2) 重塑盆地演化史

地史：编制各层地层等厚图、各构造时期剥蚀等厚图，建立压实模式，恢复盆地沉积埋

藏史和构造发育史。

热史：利用实测的温度资料，选用合适的计算方法，考虑火成岩活动等因素，确定盆地供热机制，恢复盆地各时期的古地温场。

生烃史：建立有机质的产烃率模式和成熟度模式，恢复烃源岩体形成、成熟演化和烃类生成过程，编制各时期生烃（气）强度图，定量计算各时期生烃（气）量。

排烃史：根据压实、岩石物性变化和烃源岩流体压力变化等方面分析研究，编制各时期排烃（气）强度图，计算排烃（气）量和排烃（气）系数。

运聚史：根据储层各时期的流体势场，并考虑储层物性、断层面和不整合面等因素，编制各时期油气运移矢量图和油气聚集丰度图，计算各时期各区带的油气聚集量和聚集系数。

3) 综合评价优选

盆地评价优选，在盆地分析早期阶段，根据多种地质因素综合评价，从多个沉积盆地中优选出具有含油气远景的盆地，提出下一步的勘探计划和部署意见。

第三节 陆相断陷湖盆的基本特征

一、陆相断陷湖盆的分布

中国陆地和海域以中生界为主的陆相湖泊沉积盆地共有 373 个，沉积岩分布面积为 584 万 km²，其中单个盆地面积大于 10 万 km² 的陆相沉积盆地计有 18 个，并在其中发现了许多大油田（见表 1-3）。根据中国陆相盆地的构造成因方式和盆地地质特征，可将沉积盆地划分为三大类型。贺兰山、六盘山以西的准噶尔、塔里木、柴达木、酒泉和吐鲁番等主要盆地属挤压型沉积盆地；贺兰山、六盘山以东的松辽、渤海湾、江汉、南襄、苏北、珠江口和北部湾等沉积盆地属拉张型沉积盆地；界于上述两大类盆地之间的四川、鄂尔多斯等主要盆地为过渡型沉积盆地（见图 1-1）。而位于中国东部的拉张型沉积盆地正是本书重点讨论的沉积盆地类型。这类盆地呈 NNE 向分布于中国东部沉降区。

表 1-3 中国中生代陆相沉积盆地统计表（据李国玉，1989）

分 类		大于 10 万 km ²		1~10 万 km ²		0.1~1 万 km ²		小于 0.1 万 km ²		分区合计	
		数量 (个)	面积 km ²	数量 (个)	面积 km ²	数量 (个)	面积 km ²	数量 (个)	面积 km ²	数量 (个)	面积 km ²
1	东北地区	2	361200	5	109630	8	30230	11	5640	26	506700
2	华北地区	1	200000	7	28200	22	68020	14	10280	39	307500
3	华东南地区	1	110000	1	17000	6	20200	16	5400	24	153100
4	苏浙皖地区	0	0	1	35000	17	58560	22	10480	40	104040
5	闽台地区	0	0	1	18000	4	7810	28	9290	33	35100
6	广东地区	0	0	2	29200	8	13640	15	6650	25	49490
7	鄂湘赣地区	0	0	3	59000	19	53800	35	12420	57	125220
8	滇黔桂地区	0	0	3	108400	2	5110	11	5210	16	118720
9	四川地区	1	180000	1	10600	1	2950	8	3480	11	197030
10	陕甘宁地区	1	250000	4	93000	1	7000	0	0	6	350000
11	甘青地区	1	120000	7	113900	30	118300	3	1800	41	354000

续表

地 区	分 类	大于 10 万 km ²		1~10 万 km ²		0.1~1 万 km ²		小于 0.1 万 km ²		分区合计	
		数量 (个)	面积 km ²	数量 (个)	面积 km ²	数量 (个)	面积 km ²	数量 (个)	面积 km ²	数量 (个)	面积 km ²
12	新疆地区	2	690000	7	136760	13	65560	0	0	22	892320
13	西藏地区	1	155500	8	177200	9	54700	0	0	18	387400
14	渤海东海	3	518000	2	45000	0	0	0	0	5	563000
15	南海	5	1116000	5	221000	0	0	0	0	10	1337000
	全国合计	18	3700700	52	1201890	140	507380	163	70650	373	5480620

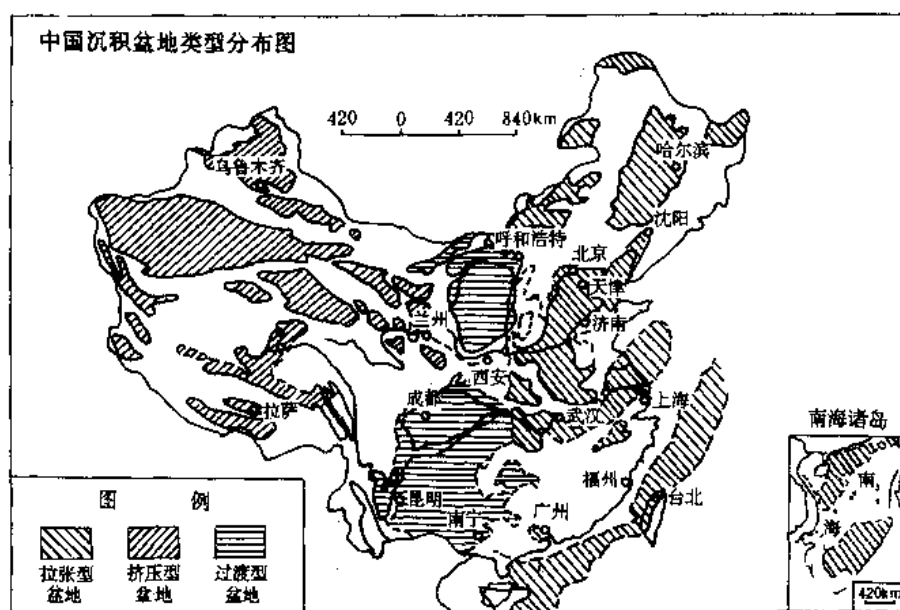


图 1-1 中国沉积盆地类型分布图 (据翟光明, 1987)

中生代以来, 中国东部地区主要受太平洋板块和印度洋板块的作用, 产生了一系列 NNE 向为主的张性断裂, 造成地幔物质上涌, 加速了地壳水平拉张, 从而形成了 NNE 向巨大的沉陷区, 发育了许多大小不等的拉张型沉积盆地。根据中国东部气候分带和阴山东西向构造带、秦岭—大别山东西向构造带、南岭东西向构造带, 可将盆地划分为潮湿带拉裂性湖盆、干旱带拉张性湖盆和过渡带拉张性湖盆 (见表 1-2)。在中国东部中生代拉张性沉积盆地中, 还可根据盆地的断裂活动和沉降作用特征, 划分出断陷型和坳陷型两类沉积盆地。坳陷型沉积盆地以盆地基底整体下沉作用为特点, 沉积中心位于湖盆中央, 沉积相带呈环带状围绕湖盆中央分布, 如盆地面积为 26km² 的松辽盆地。断陷型沉积盆地以盆地基底差异沉降作用为特点, 盆地一侧边界同生断层强烈活动, 另一侧边界同生断层活动不太明显, 从而造成沉积中心偏向强烈活动的同生边界断层一侧, 沉积相带呈条带状不对称地分布在盆地中, 如盆地面积为 20 万 km² 的渤海湾盆地、面积为 14.7km² 的珠江口盆地均为典型的断陷型沉积盆地。从另一个角度说, 中国的断陷湖盆主要分布在贺兰山、六盘山东侧的中、南部。至今, 已在较大型的断陷湖盆渤海湾盆地、二连盆地、苏北盆地、南襄盆地、江汉盆地、珠江口盆地和莺歌海等盆地中发现了丰富的油气资源。

据中国东部断陷盆地的前中生代地质结构、中生代断块活动特征，又可将断陷型盆地进一步划分成同生断陷盆地和后生断陷盆地。其中同生断陷盆地构成了含油气断陷湖盆的盆地分析工作重点。

同生断陷盆地：在断块活动背景下，由若干互不连接断陷逐渐统一而成为大型沉积盆地，每个断陷及其沉积构造体系自身成为一个生储盖组合和油气富集单元。如渤海湾盆地位于华北地台上，在中生代三次块断活动控制下，形成凸凹相间的块断结构体系和上覆箕状断陷，基底断裂控制断陷的发生和岩相带分布。块断活动强度大，结构不对称、岩相带变化大、沉积间断和超覆不整合现象发育，甚至下第三系生油岩系直接与古老地层不整合接触，有利于多种类型地层岩性油藏的形成。

后生断陷盆地：在晚期块断活动控制下，早期统一的沉积盆地被切割改造成若干相互分割断陷。如苏北盆地位于扬子地台上，属古、始新世沉积盆地，主要生油岩系阜宁组的沉积范围广。在渐新世块断活动强烈作用下，形成戴南—三垛组箕状断陷，切割改造了原有沉积盆地，形成了由不同沉积构造层系组成的生储盖组合关系，后期断陷活动影响了早期生油岩成熟程度、油气保存和富集程度。不论在古、始新统或渐新统都有形成地层岩性油气藏的远景，但这类油藏的形成需要经历多次油气运聚、再分配、再运聚的过程。

二、陆相断陷湖盆的石油地质特点

中国东部陆相断陷湖盆分布区是我国最为重要的石油生产基地，30多年来，人们通过对地质、测井、地震等大量实际资料的综合研究和分析，从不同角度总结了陆相断陷湖盆的石油地质特点，主要内容可归纳如下。

1. 生油条件好，油气资源丰富

中生代以来，受太平洋板块和印度板块作用的影响，中国东部长期处于沉陷状态，从而为形成富含大量有机质的较深水沉积岩提供了良好的构造背景条件。陆相断陷湖盆分隔性强、连通性差，盆地周围陆源物质供给丰富，为陆相湖盆带来了丰富的营养特质，促进了断陷湖盆的生物繁茂。如潮湿带近海断陷珠江口盆地有机碳含量达1.8%，生油量为 $1.66 \times 10^6 \text{t}/\text{km}^2$ ；过渡气候带近海断陷渤海湾盆地有机碳含量为1.5%，生油量为 $2.66 \times 10^6 \text{t}/\text{km}^2$ ；干旱内陆断陷江汉盆地有机碳含量为0.62%，生油量为 $0.79 \times 10^6 \text{t}/\text{km}^2$ ，(据薛叔洁, 1993)。在断陷湖盆持续稳定沉积的条件下，这些有机物质就会向油气转化，构成丰富的油气资源。

2. 河湖沉积体系发育，储集层类型丰富

中国东部陆相断陷湖盆的边界往往是基底同生断裂，这种断裂的差异活动不但造成盆地四周地区的隆起构成物源区，而且造成陆相断陷湖盆古地貌的差异分布。一般来说，箕状断陷湖盆的地貌可被划分成陡坡区、中央深水区和缓坡区等三个单元，进而造成了河流作用明显的沉积体系不对称分布的特点。在断陷湖盆的陡坡，断裂活动强烈，沉积区邻近物源区且物源供给充足，发育了沉积厚度大、相带窄、相变快、岩性粗而杂的冲积扇、扇三角洲和近岸水下扇等沉积体系。在中央深水区，构造活动不强、湖泊水动力作用微弱，沉积了厚度大、质地纯、颜色暗、分布广的湖相泥岩。在此暗色泥岩中还可发育洪水和滑塌成因的深水油积扇体系。在湖盆缓坡区，物源供给相对少且细，并受湖岸波浪、沿岸流作用的改造，发育分布范围较小、沉积厚度较薄的短轴三角洲和滩坝砂体；在断陷湖盆长轴端部，可发育相带较宽、向湖内延伸较远的鸟足状长轴三角洲；在缺少陆源碎屑物质供应的浅水区可发育碳酸盐岩隆沉积体系。在纵向上，由于断裂活动的多期性和差异性，造成在湖盆的同一部位可发育不同类型的河湖作用明显的沉积体系，构成了反映断陷湖盆发展演变的沉积体系序列。即从

下到上为：冲积扇—湖侵砂体—扇三角洲（近岸水下扇）—水进式三角洲—深水浊积扇—水退式三角洲（滩坝或碳酸盐岩隆）—河流（湖沼）沉积体系。这种沉积体系序列不但反映了湖盆的发展演化，而且构成了丰富的储集层成因类型。

3. 断块活动强烈、圈闭类型多样

中国东部陆相断陷湖盆的发展演变明显受断裂构造活动的控制。例如，渤海湾盆地就是一个发育 50 多条基底断裂，由 47 个断陷湖盆及凸起组成的多凹多凸、凹凸相间的统一断块沉降区。渤海湾盆地中的东营凹陷之中发育了 1600 余条不同级别的断层，将东营凹陷切割成大大小小的众多断块。在陆相断陷湖盆中，除了断裂数量多、分布广以外，断裂活动还表现出长期性和阶段性。一般来说，基底断裂和较大级别的断裂活动时间长、活动强度大，明显地控制了盆地沉积作用；而断陷湖盆内部的次级派生断层的活动具有阶段性，对局部地区的沉积物分布有一定的控制作用。

这种多期块断活动的结果，在拉张应力作用下形成了依附于块断体的多种构造圈闭类型，大致可分为五种：即同生断层逆牵引背斜，同生断层底辟隆起，同生断层挤压构造，块断隆起披覆构造和多断层组合的断块等。这些构造形变主要受区域构造位置、排列方向、块断体结构及其活动性控制，并有一定展布规律。在纵向上常常是互相叠置，在平面上组合共生，构成具有一定成因联系、规则排列的构造整体，但在不同断陷不同构造部位仍有主要构造类型可寻。渤海湾盆地箕状断陷构造圈闭的展布规律是：断陷陡坡以逆牵引背斜为主，缓坡以披覆构造和反向屋脊断块为主，而中央部位常发育挤压构造、底辟隆起和披覆构造。

在陆相断陷湖盆中，除了发育受断块活动控制的多种类型构造圈闭外，还广泛分布由非构造因素起主导作用的地层岩性油气藏。陆相断陷湖盆中的地层油气藏主要有地层超覆油气藏、地层不整合油气藏和古潜山油气藏三种类型。断陷湖盆陡坡的断阶带常常是古潜山油气藏发育的有利地带，特别是前第三系为下古生界或震旦亚界碳酸盐岩时更利于形成古潜山油气藏。断陷湖盆的缓坡带所占面积很大，可以达到整个断陷湖盆面积的 $1/3 \sim 1/2$ ，随着断陷湖盆的发展演化，滨浅湖砂将超覆在前期沉积物上，形成地层超覆油气藏。在断陷湖盆的缓坡带，由于断块体的翘倾作用，使得缓坡区下第三系遭受风化剥蚀，并被上第三系泥岩覆盖，从而形成上、下第三系之间的地层不整合油气藏。断陷湖盆中的岩性油气藏多发育于盆地的缓坡和中央深陷带。在盆地缓坡，由于断层的翘倾作用，使得砂体发生上倾尖灭、砂岩尖灭线与构造等高线相交形成砂岩上倾尖灭油气藏。在中央深陷带暗色泥岩中，常发育浊流成因的、成群出现但规模较小的砂岩透镜状岩性油气藏。

三、盆地分析在油气勘探中的重要作用

“含油气盆地构造岩相分析法”认为，含油气断陷湖盆的盆地分析基本内容是盆地埋藏史、构造发展史、沉积充填史和油气演化史的研究，因此，本文将从上述四个研究内容来表明盆地分析在油气勘探中的重要作用。

(1) 盆地埋藏史分析是盆地分析最基本的研究内容。盆地埋藏史的详细综合分析，可以提供盆地地层格架，确定不同盆地发育时期的盆地沉积中心位置以及沉积中心的迁移规律，为有效地确定盆地生油洼陷提供可靠的资料。它还可确定盆地沉积物的沉积速率以及沉积速率在盆地发展过程中的变化，为研究盆地构造发展史，沉积物的剥蚀厚度、确定生油门限深度和圈闭的形成时间等提供准确的地质数据。

(2) 详细研究构造发展史可以很好地了解盆地发展的阶段性、盆地断裂展布及活动强度、盆地火山岩的活动和分布以及它与油气富集的关系，了解盆地基底的沉降过程和沉降幅度以

及构造活动对油气生成、运移和聚集的控制作用，为油气田勘探提供良好的钻探目标。

(3) 沉积充填史研究是恢复盆地古地理演化历史的基础。通过对沉积充填史的系统研究，可以确定盆地沉积体系的类型、展布和演化，指出利于油气聚集的砂体成因类型和沉积微相类型，利于油气生成的相带类型和分布以及生油岩、储集岩、封盖岩的空间配置关系。为评价盆地的含油气远景，进行油气区带评价，确定构造作用对沉积作用的控制关系，为油气田的高效开发提供地质基础。

(4) 油气演化史研究是对盆地进行含油气远景评价的关键内容。它可使人们了解盆地生油岩的有机质丰度、有机质的埋藏过程、生油门限深度、液态窗范围、油气大量生成时期、油气大量运移时间和运移方向，以及盆地各地区、各层段油气资源量等，为油气田勘探决策提供可靠地质信息。

第二章 盆地地层分析

第一节 盆地地层格架分析

在地质科学中,地层学是一门奠基性的基础学科。自19世纪地层学创立以来,人们侧重于建立年代地层系统、完善地层学的基本工作方法、进行全球地层对比等,但地层学的概念和理论却处于停滞状态。本世纪60年代以来,随着板块构造理论的完善、沉积学和古生态学的发展、地球物理和地球化学在地层学中的广泛应用,特别是地球演化突变论思想的复兴和地质事件概念被人们广泛接受,使传统地层学的理论受到了冲击,新兴边缘学科的交叉渗透、新的科学技术和测试手段在地层领域的广泛应用,产生了研究岩层形状、组成、化石、分布、地球物理和地球化学特征以及岩石单元的几何形态和时空分布的现代地层学。现代地层学主要包括生态地层学、稳定同位素地层学、地震地层学、层序地层学、古地磁学、磁性地层学、定量地层学、事件地层学、天文地层学、气候地层学、韵律地层学、构造地层学和勘探地层学等。与传统地层学相比,现代地层学在概念和理论等方面强调以下几方面:既承认岩层时间顺序重要性,又强调岩层的岩性特征、生物化石等其他属性的重要性;依据多种地层划分依据,对地层进行多种划分,最常用的是岩石地层单位、生物地层单位和年代地层单位三类;岩石地层单位总是新区研究的第一步地层划分方案,具有不易变的稳定性,因而构成区域地层学最基本的地质制图单位;叠覆原理仍是地层学原理之一,但作为岩石地层单位的“组”不一定非服从叠覆原理不可。“组”的穿时普遍性原理同样是地层学基本原理;认为不整合不代表同时面,不是年代地层单位界限的遗迹,而年代地层单位的界线是界线层型。岩石地层单位的界限是地层单位层型;用“群、组、段”表示岩石地层单位,用“组合带、顶峰带、延限带”等表示生物地层单位,用“宇、界、系、统、阶、时间带”表示年代地层单位;在考虑沉积物垂向堆积过程的同时,强调沉积物的侧向堆积过程等。通过对上述现代地层学轮廓的简单介绍,应该认识到,在当今含油气断陷湖盆地分析工作中,应该在建立地层格架、全面进行盆地地层分析中,充分应用现代地层学的新概念和理论,特别是适用于油气田勘探和开发的现代地层学理论和方法,为含油气断陷湖盆的盆地分析提供全新可靠的地层基础。

一、盆地地层单元类型

1. 岩石地层单元

岩石地层单元是指具有与相邻地层单元不同的岩石颜色、矿物成分、粒度、沉积构造、沉积旋回、普通古生物及覆盖区多种测井响应等特征的岩石组合。

岩石地层单元的识别主要依据岩石地层中矿物组合和粒度,同时又把沉积构造、旋回层序以及化石等特征作为从属地位的识别标志。应指出的是,成岩作用引起的岩性变化、颜色变化等特征不能作为岩石地层单元划分的依据。岩石地层单元的界限是岩相的界面,其侧向以同时沉积的具不同特征的岩石或岩相的沉积物为界;其纵向以比当地某岩石地层早或晚的不同岩石或岩相的沉积物为界。岩石地层单元的界线沿海(湖)平面运动的方向逐渐变得年轻。因此,岩石地层单元不要求各处地质年龄精确相同,或者说岩石地层单元往往是穿时的(见图2-1)。

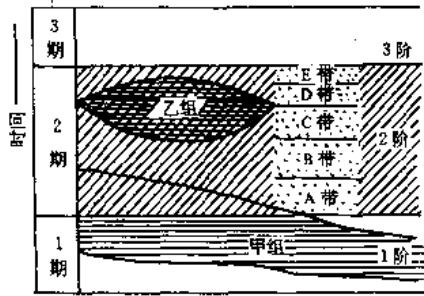


图 2-1 岩石地层单元界限的非等时性
粗横线表示等时线。A~E带(点)代表生物带, 限定2阶的范围(斜线); 甲、乙两个组(水平线)与带和阶不同, 甲组有明显的穿时现象; 相对2阶而言, 乙组基本上同时

岩石地层单元可以划分为群、组、段、层等四个级别。其中“组”是划分岩石地层的基本单位, 也是地质填图的基本单位。因此, 先对“组”作基本介绍。

关于“组”的定义, 目前尚无统一的认识。有人认为, 组是个等时单元, 同组的岩性或岩相可以不同。也有人认为“组”在空间上基本连续并且岩相、岩性相同, 时间不一定完全相同。随着现代地层学的发展, 后一种观点不断被人们接受并得到广泛采用。《地层规范草案及地层草案说明书》(1960)将“组”定义为: “一个在基本上均一条件下或条件相互变化下的

成因单位, 它的重要含义在于具有岩相、岩性和变质程度的统一性。”也就是说, 一个“组”基本上由一种或几种重复出现的岩性构成。一个组的建立必须具备以下条件: 岩性界线清楚, 便于追踪; 厚度适中, 便于制图; 岩性和岩相横向稳定, 便于在较大范围内使用。一个“组”的厚度可以是几米, 也可以是几千米; 它在横向上也许只能追溯几公里, 也可以追溯几千公里。岩石地层单元“组”内可以存在规模较小的平行不整合, 如渤海湾地区许多断陷湖盆沙河街组中沙二段与沙三段之间的局部平行不整合, 但不应该存在明显的规模较大的不整合。“组”的界面可以是岩性突变间断处, 也可以是岩性渐变处。若两个岩性单元呈指状交互时, 要作出一个简单的组界面是困难的。当然, 不整合界面完全可以作为组的界面。在覆盖区, 可以通过建立岩石地层单元与地震反射和测井曲线之间的响应来对岩石地层单位进行更大范围的划分。

岩石地层单元的名称常由一个地理名称与岩石地层单元术语(群、组、段、层)的构成或以构成该岩石地层单元的主要岩性加以命名。“组”的命名当然也遵循这个原则。如在渤海湾盆地常采用的东营组、沙河街组; 煤系地层山西组、太原组; 或在南方采用的栖霞灰岩、茅口灰岩等。

若组的厚度较大或者随着研究程度的不断深入, 一个组往往被划分成次一级的具有不同沉积特征的岩性组合——段。“段”代表组内具有明显特征的一段地层, 为了大比例尺制图或为了进行更深入详细的油气田勘探开发, 一个组常被划分成几个岩性段。如在渤海湾盆地, 下第三系沙河街组自上而下可划分成沙一段、沙二段、沙三段和沙四段。段的分布范围和厚度尚无固定标准, 因此, 在对一个含油气盆地进行早期勘探时, 必须将盆地内的地层层序首先划分成许多组, 然后再在组的范围内进行段的划分。这样, 可以避免在岩石地层单元“组”、“段”划分上的混淆。有时, 为了制图方便或便于油气田勘探开发, 在组内建立一些非正式的地方性地层单元, 如“下部砂岩段”、“上部油页岩段”等是很方便的。如在塔里木盆地进行勘探开发时, 人们将石炭系下部的主力产层砂岩段称为“东河砂岩”, 这样, 可以对它进行深入的研究, 提高了油气勘探开发的效率。

“层”是比“段”低一级的、岩石地层单元中的最小的地层单元。层常指一些特殊岩性的岩石, 如富含笔石的笔石层, 具有一定经济价值的煤层, 具有地层对比意义的火山岩层, 可作为油气盖层的膏盐层, 具有明显电性特征的高电阻率层, 或具多种颜色的杂砂岩层等。很显然, 一个“层”的准确划分, 可在地层对比、构造图编制、沉积环境分析以及油气田勘探

开发诸方面发挥重要作用。

“群”是指两个或两个以上连续的，在沉积上有联系的组的联合。或指厚度巨大、岩性复杂又难以分组的一套岩系。过去，在对盆地地层进行研究时，常常不先定义地层层序中的“组”，而是定义厚度大、岩性多变的岩石地层单元“群”，这种作法往往使岩石地层研究走入歧途。目前，“群”这个岩石地层单元多用于野外地层的研究或较老地层的研究，如山东的泰山群，扬子地台三叠系的青龙群等。必须指出，“群”内不应包含规模较大的不整合，它与地层年代单元“统”没有对应关系，过去常将分布范围大致相当于“统”的一段地层，不管其岩性如何，简单地将其称为“群”是不恰当的。

综上所述，“组”是岩石地层的基本单位，也是常用的地层单位。组不一定分成几个段或几个组联合成群。只有在需要时，才可以分组为段或合组为群。岩石地层单元群、组、段、层与年代地层单元界、系、统、阶之间没有完全一致的对应关系。岩石地层单元之间以岩性明显变化为界，而由于岩性、岩相的横向变化，岩性界面常常是穿越年代地层单元界限的（图 2-1）。

2. 生物地层单元

自从地球上出现动植物以来，生物通过种系渐进、间断平衡和网状进化等三种方式由低级向高级、由简单向复杂发展。另外，气候或沉积环境的变化也会使生物发生变化。生物地层单元就是要以生物进化为依据，消除生态环境变化造成的影响来研究地层的相对顺序。

生物地层单元就是根据地层中生物化石特征划分的地层单元。生物地层划分的目的就是把岩石按化石的内容和分布系统地组成各种生物带。如以几类生物或某类生物的几个种属的独特自然组合为特征的组合带；以几个化石种的总组合中一个特定种属化石出现的延续时限为标志的延限带；以某类化石的富集为特征（既不考虑共生组合，又不考虑延续时限）的顶峰带等（见图 2-2）。

在上述三种类型生物带中，组合带以与相邻地层不同的生物地层特征或化石自然组合来确定地层的顺序而得到了人们的广泛采用。

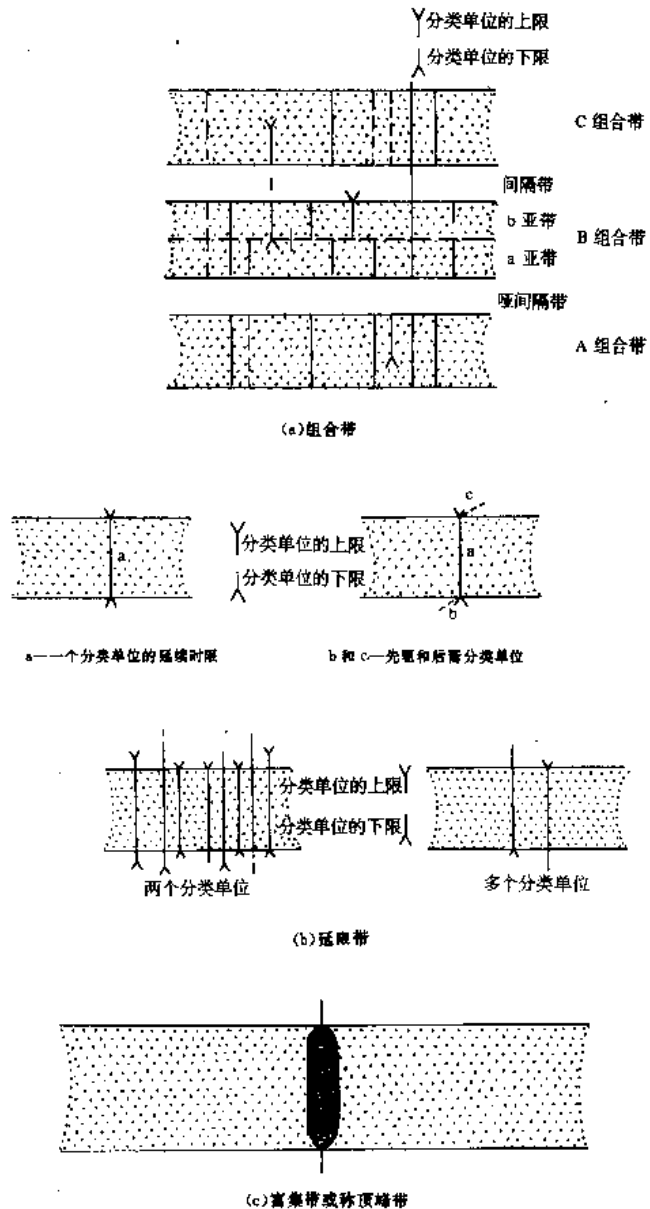


图 2-2 生物组合带、延限带和顶峰带示意图（据 Hedberg, 1976）

生物地层单元是以含有相同化石组合为特征，可以通过化石类型、共生组合、分布范围、富集程度和系统演化等特征来建立生物地层单元。地层中不含化石的哑层，不是生物地层划分的对象。生物地层单元一般规模较大，可用于全球性或大区域地层对比，也可用于某一盆地的生物地层研究。生物地层单元虽与前述的岩石地层单元不同，但在局部可以是一致的。如一个沉积间断面既是生物间断面，也是岩石地层的间断面。在其他情况下，生物地层单元常与岩石地层单元相互交叉。生物化石在年代地层划分和对比方面非常重要。生物地层单元常常接近于后述的年代地层单元。除了沉积环境变化或生物迁移等因素造成的生物化石地层界线并不到处等时外，在大多情况下，生物地层单元界线往往与年代地层单元界线彼此一致。

3. 年代地层单元

年代地层单元是指通过放射性年龄测定、地球磁极性变化、地震地层学和生物地层学的方法确定的具有相同地质年代的一组地层。年代地层单元包括宇、界、系、统、阶、带等六个等级，其分别对应于地质年代的宙、代、纪、世、期、时等年代单元。“带”（或称时间带）是年代地层的最小单元，它反映了一个生物带的延续时限。“阶”代表了一个生物带系统，厚度数米至数千米，延续时限为2~10百万年。它是欧美地质学家常用的一个年代地层单元。“统”常通过生物的科、目变化来确定，平均延续时限为15百万年。“系”常以生物的纲、目演变来确定，平均延续时限为25~70百万年。“界”以生物的重大变化来确定，是常用的最大的年代地层单元。“宇”是以有无生物存在来确定的。隐生宇不存在动植物，而显生宇存在动植物。总之，地质时代与生物演化具有密切的关系（见表2-1）。

表 2-1 地质年代表

宙(宇)	代(界)	纪(系)	同位素年龄(百万年)		生物进化阶段	
			持续时间	开始时间	植 物	动 物
显生宙(宇)	新生代(界)	第四纪(系)	2	2	被子植物	人类祖先出现↑
		第三纪(系)	63	65		哺乳动物↑
	中生代(界)	白垩纪(系)	70	135	裸子植物	鸟 类
		侏罗纪(系)	60	195		爬行运物↑
		三叠纪(系)	35	230		两栖动物↑
	古生代(界)	二叠纪(系)	50	280	蕨类植物	鱼 类↑
		石炭纪(系)	70	350		无膈类↑
		泥盆纪(系)	50	400		硬壳动物↑
		志留纪(系)	40	440		无脊椎动物↑
		奥陶纪(系)	60	500		
隐生宙(宇)	元古代(界)	震旦纪(系)	200	800	菌藻类	
			1700	2500		
	太古代(界)		4600	4600		

综上所述，岩石地层单元、生物地层单元和年代地层单元之间存在着划分精度或等级的差别。生物地层单元不像岩石地层单元那样依赖于沉积环境，它只能用于沉积地层或浅变质地层。与生物地层单元相比，岩石地层单元通常是穿时的（图2-3），但它可用于不同岩石类

型地层的划分。因为生物的进化是不可逆的，故绝少重复的生物地层单元就具备了年代地层学意义。特别是以那些大化石（如侏罗纪菊石）和微体动植物化石为依据建立的具有使用范围广、地层对比范围大、使用方便等优点的生物带已成为当今地层学研究的重要工具。对于年代地层单元来说，只有当它们的具体内容特别是地层界线确切无疑时，年代地层单元才是可靠的。但是，仅仅依据现在残存的化石所确定的生物化石地层界线与年代地层界线往往是不一致的（图 2-3）。

二、盆地地层单元划分原则和方法

盆地地层层序的准确划分是含油气盆地分析的基础工作，也是含油气盆地分析工作中的关键内容，在地层单元划分中应尽量遵循下述原则，即首先以年代地层学的方法和生物地层学等多种地层单元的划分方法尽量详细确定年代地层单元的框架，在此框架内，再利用岩石地层单元划分的方法，进一步确定岩石地层单元。这样做不但能保证含油气盆地分析工作的准确性和较高的精度，而且利于油气田的勘探和开发。第二，应在盆地范围内建立年代地层框架，然后再进行局部地区年代地层单元和岩性地层单元的深入研究，这样能够保证在进行盆地地层分析时不陷入局部地区地层单元划分的矛盾中。第三，应在盆地范围内寻找反映年代地层单元边界和岩性地层单元界限的标志层和标准层，建立标准地层剖面，以指导进一步的地层划分和对比。第四，在覆盖区含油气盆地地层分析中，应特别注意地质地层单元与地震地层单元和测井地层单元之间的对应关系，以便于利用多种信息对地层单元进行综合划分和分析。

随着现代地层学的发展和不断完善，用于地层单元划分的方法层出不穷，如磁性地层学方法、放射性年代学方法、地震地层学方法、裂迹径迹方法、气候地层学方法、韵律地层学方法、构造地层学方法、生物地层学方法以及地球化学等地层划分方法。本节将侧重介绍在含油气盆地分析中常用的几种地层划分的方法。

1. 生物地层学方法

利用生物地层学的方法确定地层年代是一种传统可靠的方法，对于中生代以前的地层更是如此。目前，大多数地层学家认为，年代地层学的界线应该可作为等时面广泛追踪的生物界线。过去那种将生物群出现突变断面，如不整合作为年代地层单元界线的观点已不断地被摒弃。因为间断代表一种时间间断，而这种时间间断在其他某些地方必定以含有化石的连续沉积方式表现出来，此时就难以对这种含有化石的连续沉积进行年代地层划分。

生物地层学认为，一个新变种的发育，是一种独特现象。这种事件发生的时间和地点均可准确地确定。显然，这种新的变种可以作为确定地层单元相对年龄的依据。在实际工作中，应尽可能多地采集化石样品，经权威性的化石鉴定，准确确定具有地层意义的特征化石。当某个特征化石的种属能够代表一个相对有限的时间片断并且能够在此时间片断内进行远距离对比时，才具地层意义。因此，这种特征化石应具备下述条件：时间上分布较短，种系进化

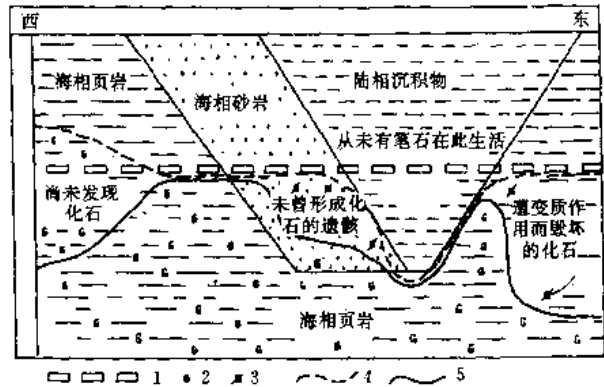


图 2-3 岩石地层单元、生物地层单元和年代地层单元界线关系图（据 Pomerol, 1979）
1—理想等时面；2—笔石生活过的地层；3—笔石也曾生活过，但遗体未保存的地层；4—笔石遗体原始沉积的上限；5—已知笔石化石存在的地层上限（笔石带上限）

迅速或突然；具有一定的独立于沉积环境的广泛的地理分布，如古生代笔石、中生代菊石等；化石种的数量丰富。进而可根据生物发展不可逆性和阶段性特点来划分地质年代。在考虑化石类型、生物组合、富集程度和分布范围的基础上，一般以生物种、属更新划分地层的阶、带；以生物科、目变化来划分地层的统、系；以生物纲和目的更新来划分系、界等。

2. 放射性同位素测定方法

随着放射性元素衰变现象的发现和研究的出现，出现了利用放射性元素的衰变原理来测定地质年代的方法。放射性元素是不稳定的，它通过恒定的衰变速率裂变成稳定的“终极元素”。若能测定出某放射性元素衰变后剩余的原子数和产生新元素的原子数，便可求得含有某放射性元素的岩石绝对年龄。目前经常利用的同位素测量方法是钾—氩法（K—Ar）和铷—锶法（Rb—Sr）。K—Ar法较适用于年龄小于100万年的岩石测定，Rb—Sr法较适用于年龄大于1000万年的岩石测定。这两种方法既可用于“全岩分析”，又可用于黑云母、海绿石、角闪石等单矿物分析。另外，还可通过测定沉积物中火成岩侵入体年龄、沉积岩中火山碎屑岩年龄以及海绿石、伊利石等自生矿物的年龄来确定地层年代。

具体求取岩石形成时的年龄可采用下述公式：

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{D}{N} \right) \quad (2-1)$$

式中 t ——岩石形成的年龄；

λ ——放射性元素的衰变常数，如 $K^{40}\beta$ 射线的衰变常数为 $4.72 \times 10^{-10} \text{年}^{-1}$ ；

D ——衰变产生的新元素原子数；

N ——母元素衰变后剩余的原子数。

有时，根据研究目的需要，可采用不同的放射性同位素年龄测定方法（表 2-2）。对同一种未受到任何蚀变的样品进行测定，以精确地求取岩石形成的绝对年龄并作进一步的测定数值一致性研究。在实际工作中，应定期检查质谱仪中的大气氩含量、考虑某种矿物形成时全部元素的保存状况以及各种矿物相在形成时几种重要的同位素平衡浓度，应尽可能地降低测量结果的误差。

在地层学研究中，放射性年龄测定是非常重要的。现已确定的各个纪的绝对年龄表对于分析生物演化、沉积作用速率以及造山作用事件反映的时间跨度都是很有用的（见表 2-1）。

表 2-2 主要的放射性同位素年龄测定方法（据 Visher, 1984）

母核素	半衰期 (a)	适用的年龄范围 (距今, a)	子核	通常测定年龄的矿物和岩石
碳 14	5,730	<2 500	碳 12	树木, 泥炭, CaCO_3
铀 235	—	<150 000	钍 231 ^①	文石珊瑚, 深海沉积物
铀 234	—	<250 000	钍 230 ^①	文石珊瑚, 深海沉积物
铀系	—	200 000 到数千万年	氦 4	文石珊瑚
铀 238	4,510 Ma	>5 Ma ^②	铅 206	锆石, 晶质铀矿, 沥青铀矿
铀 235	713 Ma	>60Ma ^②	铅 207	锆石, 晶质铀矿, 沥青铀矿
钾 40	1,300Ma	>50 000 ^②	氩 40	白云母, 黑云母, 普通角闪石, 海绿石, 透长石, 全部火山岩
铷 87	47,000Ma	>5Ma ^②	铯 87	白云母, 黑云母, 铯云母, 微斜长石, 海绿石, 全部变质岩

①中间衰变产物。

②低于所列最小值时，使用这些方法能够获得有用数据，但是，随着年龄值的减小，这些方法就易于产生较大的误差。

裂变径迹法是放射性同位素测定法的发展。裂变径迹就是某些放射性元素自然衰变成比较小的原子核而留下的痕迹。当用氢氟酸、氢氧化钠等溶液浸蚀样品，这时，原子核就会留下 $1\sim 10\mu\text{m}$ 长的深色条纹状径迹。由于径迹密度与矿物年龄及矿物中铀、钍含量成正比关系，所以可借助参考标准来测定样品矿物的年代，这种方法尤其适用于锆石、火山玻璃以及云母、橄榄石的第四纪年代研究。

3. 磁性地层学方法

近30年来，古地磁学方法在研究白垩纪以后地层时代方面取得了实质性进展。研究表明，当铁磁体高于居里温度（平均约 600°C ）时，便失去磁性。但当熔岩冷却到居里温度以下时，铁磁体或有磁性的铁氧化物矿物就会将当时的地磁场强度、磁偏角和磁倾角等记录下来。当准确地记录了岩石采样点位置，就可追溯岩石形成时的古地磁方向。因为磁场方向在有的地质时期是倒转的，磁北极位于现今南极附近。那么，将古地磁数据和地质年代学数据加以综合，就可估算出正向极性期和反向极性期的延续时限，建立一个能够确定岩石年龄的地磁极性年代表（见图2-4），进而确定岩石样品的地质年代。

4. 地震地层学方法

地震地层学是一门利用地震资料来研究地层和沉积相的科学。在油气田勘探早中期，地震地层学对于盆地地层格架的建立和沉积体系类型的确定显得尤为重要。而划分地震层序是地震地层学的基础。地震层序由一套整一的、连续的、成因上有联系的地层组成，其顶底以不整合或与之可对比的整合面为界。另外，地震地层学还认为，在一般情况下，地震反射同相轴是等时地层界面。因此，就可以利用地震反射特征来划分地震层序，建立地层格架。

首先要熟悉研究区的盆地结构、盆地地层展布以及盆地构造演化历史，选择纵横全区的，构造相对简单的、地层发育齐全的过井地震剖面作为地震层序划分的格架剖面。第二，在格架地震剖面上，以地震反射的上超、下超、削蚀和顶超等终止特征（见图2-5）来划分地震层序、亚层序，并在沉积盆地范围内以此格架地震剖面的层序划分为依据进行全区地震层序的追踪、对比和闭合，以达到全区地震层序和亚层序划分的统一（见表2-3）。第三，进一步考虑地震波动力学特征、沉积旋回和钻井测井资料进行地震亚层序和次级地震层序的划分（见图2-6）。第四，采用古生物、古地磁、放射性年龄测定、VSP和合成地震记录等方法对地震

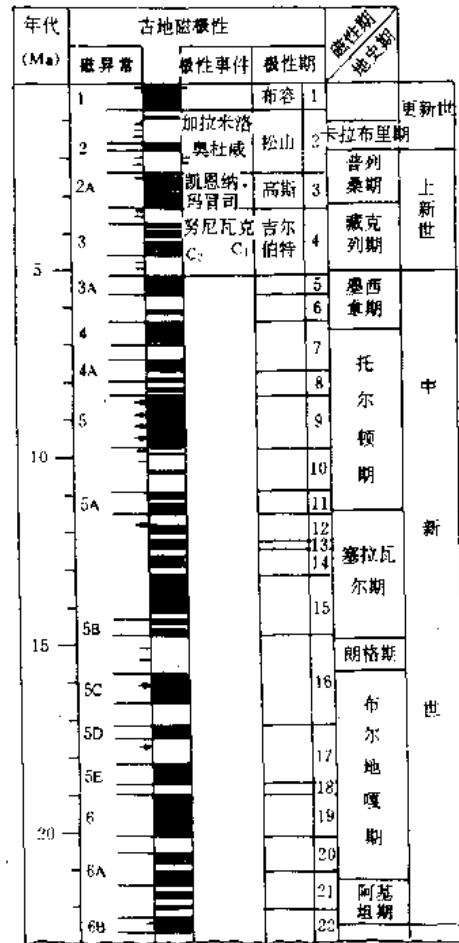


图 2-4 晚第三纪至第四纪地磁极性年代表 (据 Labrecque, 1977)

“磁异常”一栏中的箭头代表其延续时限小于4万年的事件，小线段代表其他延续时限极短的或有一定幅度变化的事件。“极性事件”一栏中的小线段代表可能的极性游移。极性游移一词特指那些极性方向是正是反不明，确切点说是混合极性方向的事件。黑方块代表正向极性，白方块代表反向极性

层序及亚层序进行地质年代标定，以赋予地震层序及亚层序的地层年代学意义。

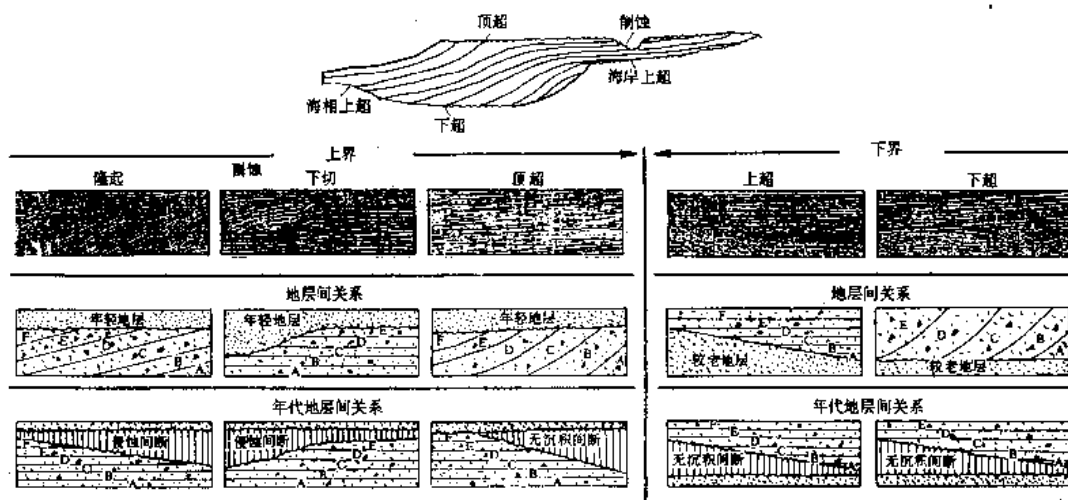


图 2-5 地震反射终止关系示意图

表 2-3 东濮凹陷黄河南地区第三系地震层序划分

系	统	地 层		地震 反射层	层 序	亚 层 序	反射终止特征 (顶界/底界)	构造运动
		组	段					
上 第三系	中 新 统	明化镇组	Nm	T ₀	A	A ₁	整合/整合	华北运动 I
		馆陶组	Ng			A ₂	整合/整合	
下 第 三 系	渐 新 统	东营组	Ed	T ₁	B	B ₁	削蚀/整合	华北运动 I
		沙一段	Es ₁	T ₂		B ₂	顶超/整合	
		沙二上亚段	Es ₂ ¹	T ₃		B ₃	整合/下超	
		沙二下亚段	Es ₂ ²	T ₄		B ₄	整合/上超	
				T ₅				
	始 新 统	沙三 ¹ 亚段	Es ₃ ¹	T ₆ ¹	C	C ₁	削蚀/下超	
		沙三 ² 亚段	Es ₃ ²	T ₆ ²		C ₂	整合/下超	
		沙三 ³ 亚段	Es ₃ ³	T ₆ ³		C ₃	整合/下超	
		沙三 ⁴ 亚段	Es ₃ ⁴	T ₆ ⁴		C ₄	整合/下超	
		沙四段	Es ₄	T ₇		C ₅	顶超/下超	
前第三系		PreE		D			削蚀	华北运动 I

5. 测井地质学方法

测井曲线形态和变化能很好地反映地下岩层性质、地层中流体性质及含量等多种物理特征的变化。从这个意义上讲，利用测井曲线划分的地层单元是岩性地层单元而不是年代或生物地层单元，所以它们常常是穿时的。但是，在利用生物地层学、地震地层学等方法确定了年代地层单元框架之后，再利用测井曲线特征确定划分岩石地层单元。这样不但有利于对盆地进行盆地分析工作，而且也有利于对盆地重点含油气层进行有效的勘探和开发。因此，利用测井曲线响应确定岩石地层单元在油气勘探开发工作中得到了广泛采用。

不同地区的测井系列常常是有差别的，因此在不同地区、针对不同的地层组合可利用不同的测井方法来划分地层单元。在实际工作中，常选用电阻率测井、自然电位测井以及放射

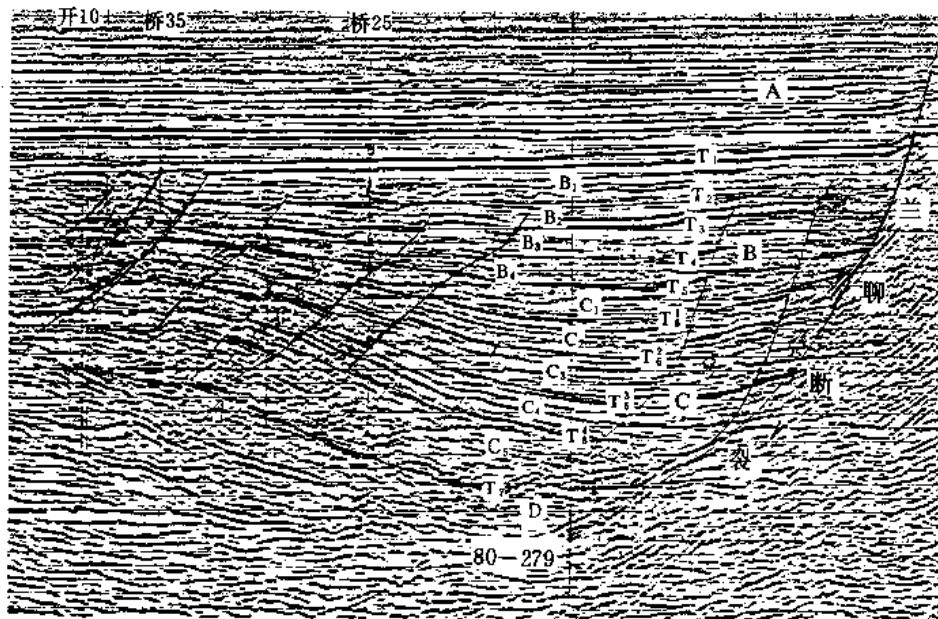


图 2-6 地震层序和亚层序的划分

性测井等方法先确定年代地层单元边界的测井响应以及分布范围较广、特征明显的某些标志层的测井响应。因为不同岩性在同一种测井方法上的响应是不同的（见表 2-4）。

表 2-4 常见岩性的测井响应

岩性	测井方法	声波时差 $\mu\text{s}/\text{m}$	体积密度 g/cm^3	中子孔隙度 %	中子马	自然伽马	自然电位	微电极	电阻率	井径
泥岩		大于 300	2.2~2.65	高值	低值	高值	基值	低、平值	低值	大于钻头
煤		350~450	1.3~1.5	$\rho_{\text{SNF}} > 40$ $\rho_{\text{CNL}} > 70$	低值	低值	异常不明显或 很大正异常 (无烟煤)		高值无烟煤最低	接近钻头
砂岩		250~380	2.1~2.5	中等	中等	低值	明显异常	中等明显正差异	低到中等	略小于钻头
生物灰岩		200~300	比砂岩略高	较低	较高	比砂岩还低	明显异常	较高明显正差异	较高	略小于钻头
石灰岩		165~250	2.4~2.7	低值	高值	比砂岩还低	大片异常	高值锯齿状正负差异	高值	小于或等于钻头
白云岩		155~250	2.5~2.85	低值	高值	比砂岩还低	大片异常	高值锯齿状正负差异	高值	小于或等于钻头
硬石膏		约 140	约 3.0	≈ 0	高值	最低	基值		高值	接近钻头
石膏		约 170	约 2.3	约 50	低值	最低	基值		高值	接近钻头
盐岩		约 220	约 2.1	接近于零	高值	最低钾盐最高	基值	极低	高值	大于钻头

岩石视电阻率的大小主要取决于岩石孔隙中所含地层水的电阻率。地层水含盐度高，岩石电阻率较小。在常见沉积岩中，页岩视电阻率值较小，灰岩视电阻率值较大，而砂岩的含盐度变化较大，因而砂岩视电阻率值较为复杂（见图 2-7）。

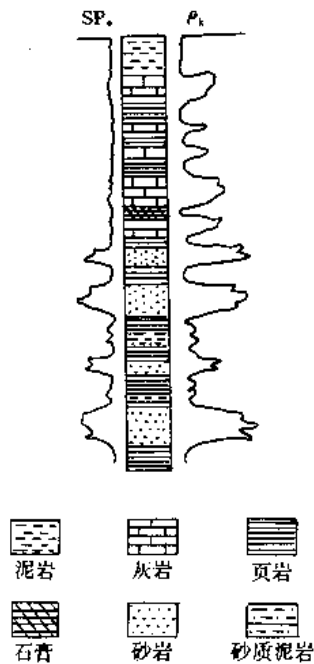


图 2-7 不同岩性的视电阻率和自然电位曲线响应

自然电位曲线也是一种用于划分地层的常用测井曲线。自然电位数值的大小主要取决于岩石孔隙水矿化度与泥浆滤液矿化度的差值，差值越大，自然电位数值越大。在砂泥岩剖面中，泥岩孔隙水与泥浆滤液几乎没有交换，所以自然电位曲线响应于数值较低的基线。由于砂岩具有一定的渗透性，使地层水与泥浆滤液发生离子交换，产生一定异常幅度的自然电位曲线响应。对于泥晶碳酸盐岩、石膏、盐岩等致密岩类来说，由于地层水含量较少，不易产生离子扩散吸附电位，自然电位曲线常为低值的基线（见图 2-7）。

由于不受滤浆盐度和是否存在套管或水泥固井的影响，自然伽马测井在地层单元划分方面得到了良好应用。自然伽马测井测量的是岩石本身以及层间水中溶解物质的伽马射线的自然辐射量。一般来说，粘土矿物具有较强的吸附能力，所以对对应泥岩的自然伽马值高；砂岩颗粒吸附能力低，相应的自然伽马值也低。自然伽马测井以及其他放射性测井对测定含放射性物质的薄层效果很好，例如对火山尘、火山凝灰岩以及特色薄层粘土岩的自然伽马测量，不但能够提供用于地层划分和对比的标志层，而且可作为等时面用于年代地层划

分的研究。

三、盆地地层单元的对比方法

地层对比就是建立空间上不同地区之间地层各类特征的次序关系。在现代地层学中，地层对比的目的就是求得单位特征的一致和地层位置相当的鉴定。随着地层单位的类别不同，对比的内容也发生变化。年代地层对比强调的是地层年代一致和年代地层位置相当；生物地层对比需论证不同地区地层中化石内容一致和生物地层位置相当；岩石地层对比在于求得岩石特征一致和岩石地层位置相当。在覆盖区含油气盆地分析中，还可用地球物理方法对地层进行划分对比。

1. 年代地层对比

地层剖面的对比与地层分带不同。一个地层剖面代表的是由生物群和岩性变化体现出来的一段特定的发展历史。岩性和生物群随着时间的演变而发生的系统变化才是年代地层对比的依据。年代地层对比的关键就是要确定一系列反映时间界面的客观特点标志，利用这些客观标志才能将不同地区同一时代所形成的地层连接起来。这些客观标志包括：

(1) 与一个演化事件一致的界面。如一个新的生物种的形成，一个生物分类单元发育到了顶点，几个分类单元独特的共生组合，或者是具有明确范围的生物分类单元独特的重叠带。

(2) 与单一事件相一致的界面。这一事件常常发生在范围较大的某一地区，可以代表一种独特的气候条件、化学变化、火山喷发、地震滑坡或放射虫、甲藻的过量繁殖等。

(3) 平行于海平面的任何基准面都是与时间界面相互一致的。因此，海岸线附近或者坡度很缓的陆架沉积作用，都可看成与时间界面平行。其中可以包括海进的滨岸沉积和广泛分

布的席状陆架地层单元。

(4) 若地层剖面中的各种特征与沉积时水深有关，那么可以通过确定沉积界面水深的系统变化来求得与海平面相互平行的沉积界面。

(5) 地震反射同相轴代表了一个等时的界面，尽管不同地区的沉积作用方式或地层堆积型式有所差别，但如果它们的沉积界面与某一地震反射同相轴一致，则这个沉积界面就是一个时间界面。因此，可以通过精确的时深转换技术，将不同地区井中同时代地层连接对比起来，建立一个适用于盆地分析的年代地层格架。

确定年代地层对比的格架，是研究地层历史和进行有效的盆地分析的最重要工作。上述介绍的时间地层界面都是进行年代地层对比的重要依据。但在实际工作中，往往是将上述依据与其他更多的资料综合使用，才能得出让人信服的地层对比型式。在测绘地层对比基准面时，应能表示出所有相关数据之间的固有关系。若一个点或一组点缺少科学的组合型式，那么就说明还需补充更多的数据，或者说明年代地层对比出现了错误。在测绘一个地层连续体内两个对比基准面之间的一段地层时，应尽可能地反映出大地构造特征以及沉积作用型式，因为连续的时代地层单元应能表现出与连续的大地构造过程或沉积过程有关的类似型式。

2. 生物地层对比

(1) 标准化石法

生产实践和理论研究表明，某些化石仅分布在某些固定层位，并且分布范围广、数量多、易于发现。人们将这类化石称为标准化石。利用标准化石进行地层对比已有一百多年历史。利用标准化石判断对比地层时的方法简单有效，从而得到了广泛应用。

例如，北京周口店上石炭统杨家屯组煤系地层含有植物化石假卵脉羊齿 (*Neurpteris pseudovata*)，它可与山西太原地区上石炭统海陆交互相地层对比，因太原地区上石炭统含有标准化石假卵脉羊齿和麦粒蕨。从而又可与含有标准化石麦粒蕨的贵州东部上石炭统马平组海相地层进行对比。尽管周口店、太原及贵州东部上石炭统在岩性、岩相方面以及在化石方面无共同之处且相距甚远，但依据标准化石，仍可建立它们之间的相同时代关系 (见图 2-8)。显然，标准化石对比法的优点是方法简便，可在大区域进行地层对比，也不受岩性和岩相变化的限制。但是，在使用标准化石对比方法时，还应考虑到标准化石常常是有区域性的。某些生物还有缓慢迁移现象；海生浮游生物适用范围较广，陆生植物适用范围较窄等。

(2) 生物群法

除了利用某一标准化石进行地层对比以外，人们还可以利用地层层位中所有化石种属的组合进行不同地区的地层对比，这种方法称之为生物群法。

生物群法的应用范围较标准化石法更加广泛，它可用于标准化石较少、而非标准化石较丰富的地层中。生物群法强调不同层位地层所含化石总貌的变化。在一般情况下，地层对比界线应划在某些生物种属绝灭或大量减少，而另一些生物种属大量出现的地方 (见图 2-9)。

图中表明，地层 I ~ I 主要有 A、B、C、D、E 等五种化石，没有 F、G、H、I、J、K 等六种化石；但是，在地层 II ~ M 中，F、G、H、I、

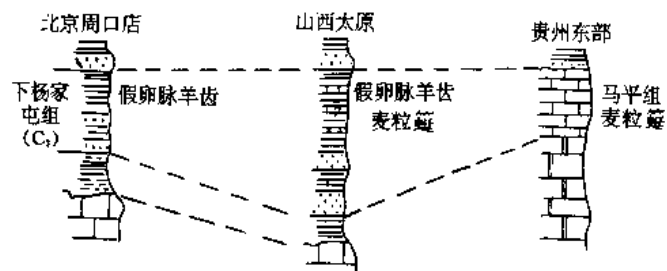


图 2-8 北京、山西、贵州上石炭统生物地层对比 (据倪丙荣, 1987)

J、K 等六种化石是新生的常见化石，A、B、C、D、E 等化石基本绝灭。这就反映了 I ~ II 层与 III ~ IV 层之间为生物变革层位，说明在 I ~ II 层之间生物种属总貌发生了明显变化，从而确定 II 层与 III 层之间界线的 I ~ II 层与 III ~ IV 层的生物地层对比界限。

在实际工作中，常综合使用生物群法与标准化石法，即在地层对比中，既考虑标准化石的变化，又考虑生物种属总貌的变化，这样能取得更为可靠准确的地层对比结果。

单层划分	各种化石在地层中的垂直分布情况											各单层化石组合所包括的属种	
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K		
IV													DFHIJK
III													DFGHIJKAB
II													ABCDE
I													ACE

图 2-9 利用生物组合进行生物地层划分对比

(3) 图解对比法

近 30 年来，一种依赖于定量手段的生物地层学地层划分对比方法已经发展起来并在一些大石油公司得到了常规使用。这是因为这种方法是客观地通过正常分析产生的，而不是靠外推和综合判断。

Shaw (1964) 最早介绍了在生物地层学划分中使用的图解对比法。Shaw 氏图解对比法的基本前提是，化石是一种地质时间和地质事件的良好标志，化石在岩层中最早出现和最后消失的位置可以进行客观的鉴定。Shaw 氏图解对比法的基本概念要求明确区分局部地层延续时限和总地层延续时限。局部地层延续时限是指任一剖面上可确定的化石延续时限。总地层延续时限是指化石在地质记录中得以保存下来的那段总的可确定的地层间隔。显然，总延续时限是任何可供对比剖面上所有局部延续时限的总和。

图解对比法的工作步骤是这样的，首先建立一个地层发育齐全、化石丰富且古生物研究深入、剖面厚度大的生物地层剖面作为地层对比的标准参考剖面。最好是将几个其他较好的生物地层剖面与参考标准剖面综合制作成一个组合标准参考剖面。第二，以组合标准参考剖面作为横坐标 x 轴、以另一个相对较好的生物地层剖面作为纵坐标 y 轴，并分别在 x、y 轴上标绘出某个化石首次出现（圆圈）和最后出现（十字）的位置（见图 2-10）。第三，求作对比线。不同地点相同化石总延续时限限定的地层厚度可以不同，但是所限定的时间间隔是一致的。利用每一研究地点同种化石的总地层延续时限，就能将这一特定时间间隔内每一地点所保存的岩层厚度进行比较。当单位时间间隔内岩层堆积速度恒定时，在对比图上就呈现一条直线，即用于地层对比的对比线。对比线的制作是分别从 x、y 轴上同种化石最早和最晚出现的位置点处引垂线并使其相交，在图中用圆圈和十字将这些交绘点表示出来。在大多情况下，标绘点是散开的。若标准参考剖面上化石各延续范围比较齐全，便可将图上标绘点连接起来，构成对比线。需注意的是，应使该对比线落在大多数化石首次出现的交绘点（圆圈）的右侧和大多数化石最晚出现的交绘点左侧（见图 2-10）。那对比线左侧化石首次出现交绘点（图中 11，12）表明此化石与 x 剖面相比，在 y 剖面上首次出现得晚，而对比线右侧的那些化石最后出现交绘点（图中 11，12）说明此化石在 x 剖面上最后出现得晚。这样非常利于标准参考剖面的校正。另外，若对比线经过图的原点，则说明 x、y 轴上的两个剖面开始沉积的时间相同。若对比线相交于某个轴，则表示这个轴的剖面比另一个轴的剖面接受沉积的时间早。第四，利用多条 y 剖面对 x 剖面进行校正修定，以求得一条包含所有化石延续时限的组合标准参考剖面。校正的方法如下（见图 2-11）：图中化石 6 的底和化石 8 的顶均位于对比线的相反一侧，这说明化石 8 顶在 y 剖面上出现的岩层比标准参考剖面上岩层年轻；化石 6 的底在 y 剖面中比标准剖面中要老。所以，对于化石 6，8 来说，标准参考剖面所确定的总延续时限是不完全的。此时为了找到较正确的化石 8 顶，先把 y 剖面上化石 8 的顶投影到对比线上，然后

再投影到标准参考剖面上。即在标准剖面上化石 8 的新顶从原来的 300m 校正到 370m。以此方法也可校正化石 6 的底。化石 5 不出现在标准参考剖面上。为了确定化石 5 在标准参考剖面上的位置，便可将 y 剖面上化石 5 顶、底位置通过对比线投影到标准参考剖面上，这样使得标准参考剖面能获取到更多的来自 y 剖面的信息，从而构成组合标准参考剖面（见图 2-11）。

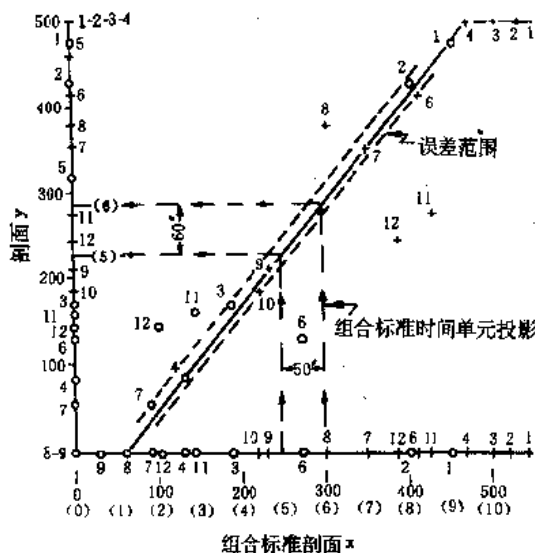


图 2-10 Shaw 图解对比图的制作和对比线的确定

图中圆圈和十字分别表示两个剖面中化石首次出现和最后出现的位置。对比线旁的两条虚线为观察误差带（据 Miller, 1977）

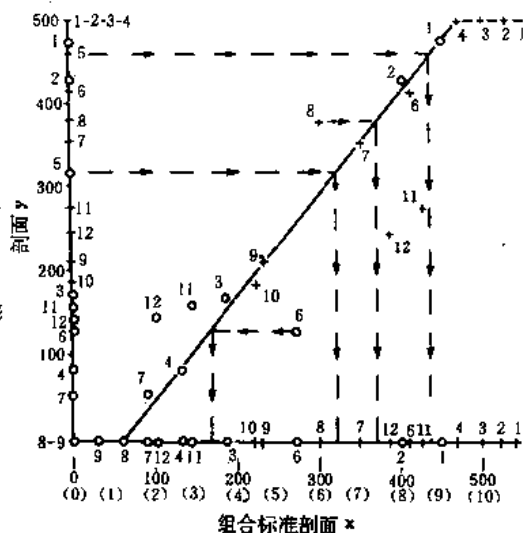


图 2-11 编制组合标准参考剖面的方法
（据 Miller, 1977）

新剖面的资料可以用于扩展标准剖面上产出范围不完全的生物单位的产出范围（化石 6 出现最低，化石 8 出现最高），还可以用于把资料变换到标准剖面上，如在标准剖面上没出现的化石 5 的延域

一般来说，需经过 6~12 次的校正复合，才能使得组合标准参考剖面准确可信。第五，确定精细时间带。传统的古生物年代对比只能建立一种非等间单位的相对时间尺度代、纪、世。并且用这种方法确定的岩层年代时间带较宽，界线也不清楚。但是用图解对比法就能建立一种新的具有确切界线的精细时间带。以组合标准参考剖面的整个厚度作为时间量度，把整个厚度任意分成相等厚度单元即“组合标准时间单元”。只要组合标准参考剖面的沉积速率是恒定的，这些时间单元将有不变的持续时间（见图 2-12）。第六，在确定了组合标准参考剖面时间带以后，可对许多剖面进行年代地层对比。采用组合的标准剖面时间作横剖面对比图的基准面，可以容易地表示出岩石地层单元的穿时性以及相带的横向变化（见图 2-13）。显然，这种方法对于缺乏标志层、岩相变化剧烈的地层对比来说是很有价值的。但是当地层剖面沉积速度不恒定、出现断层等时，这种方法将受到一定影响。

3. 岩石地层对比

(1) 岩性对比法

岩性对比法通常是通过综合考虑岩石的颜色、成分、结构、构造、胶结物及胶结类型、特殊岩性、地层压力与井深关系曲线、地球物理测井响应等方面的内容对不同地区的岩性地层单元进行对比。众所周知，年代地层学和生物地层学为盆地分析提供了一个精确的年代地层格架，但这种年代地层格架对于石油勘探和开发来说就显得不够详细。这就需要更为详尽的能够反映油气储层连通关系的岩石地层单元对比。理想的岩石地层对比往往是在年代地层和

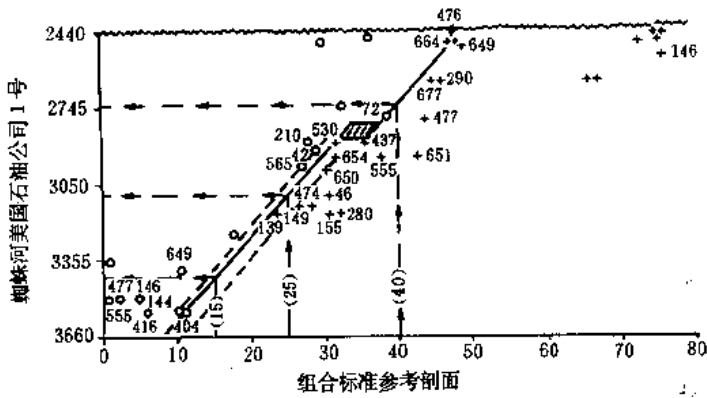


图 2-12 组合标准参考剖面时间单元的划分和对某一剖面时间单元的标绘
对线上阴影区被解释为不整合
(据 Miller, 1977)

生物地层对比、了解盆地区域构造和沉积体系的基础上进行的。在地层层序横向变化较大的情况下，岩石地层对比可先从“组”“段”或更小的岩性单元开始，然后选择那些岩性突出、区域范围分布广、岩性稳定、地层厚度较薄且变化不大的地层作为岩性对比的标准层段。例如，昌潍盆地牛山地区上第三系底部有一段厚约 10m、几乎未经胶结的、疏松的棕红色砂岩，这种砂岩在全区均有分布，所以就可以作为该区

岩性地层对比的标志层。又如，山东惠民凹陷下第三系沙三段下部有一段灰绿色的、高电阻率值的、分布广泛的油页岩，这种油页岩就构成了这个地区的岩性地层对比标志层并取得了良好的对比效果。另外，还可以在确定火山灰矿物学等特征的基础上，采用具有时代意义的火山灰层作为地层对比的标志。许靖华教授（1980）在研究加利福尼亚文图拉盆地深水砾岩、砂岩、泥岩等 8 个剖面时，就采用了上新世——更新世的火山灰层作为这些剖面进行地层对比的唯一标志层。若不采用火山灰层作为标志层，就难以对岩性组合不同的砾岩、砂岩以及泥岩剖面进行对比（见图 2-14）。Miall (1979) 在研究加拿大北极地区西部班克斯岛白垩系时，以上、下白垩统之间的性质特殊的沥青质泥岩作为地层对比标志。因为沥青质成分受到氧化变为鲜红色并且遍布北极北美地区，具有良好的测井曲线响应。当在覆盖区进行岩性地层对比时，地球物理测井特征可为岩性地层对比提供精确的可靠对比标志。常用于岩性地层对比的测井曲线有自然电位测井曲线、自然伽马测井曲线、井径曲线、电阻率测井曲线等。人们还可以利用干旱气候条件下形成的石膏盐岩层、稳定重矿物电气石、石榴子石等的富集层、储集层的层压测试数据等资料进行岩性地层对比。必须强调的是，相似的岩性只标志着相似的形成条件，但不一定是同时形成的。因此，最好的岩性地层对比应基于对岩石所在沉积体系的理解。岩性地层对比具有较强的描述性和经验性，只有将成因沉积学原理用于岩性地层对比，才能得到应用更为广泛、更为可靠的结果。

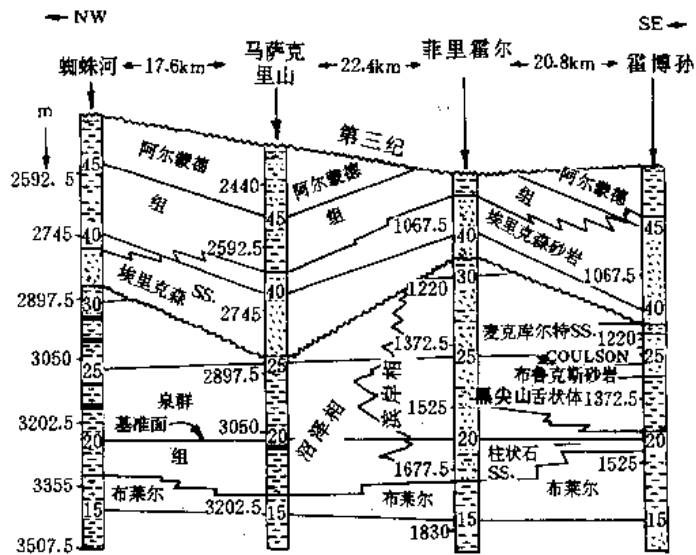


图 2-13 利用图 2-12 中组合标准时间单元对一个相变明显的地区四口井钻井的地层对比 (据 Miller, 1977)

岩性地层对比的标志层。又如，山东惠民凹陷下第三系沙三段下部有一段灰绿色的、高电阻率值的、分布广泛的油页岩，这种油页岩就构成了这个地区的岩性地层对比标志层并取得了良好的对比效果。另外，还可以在确定火山灰矿物学等特征的基础上，采用具有时代意义的火山灰层作为地层对比的标志。许靖华教授（1980）在研究加利福尼亚文图拉盆地深水砾岩、砂岩、泥岩等 8 个剖面时，就采用了上新世——更新世的火山灰层作为这些剖面进行地层对比的唯一标志层。若不采用火山灰层作为标志层，就难以对岩性组合不同的砾岩、砂岩以及泥岩剖面进行对比（见图 2-14）。Miall (1979) 在研究加拿大北极地区西部班克斯岛白垩系时，以上、下白垩统之间的性质特殊的沥青质泥岩作为地层对比标志。因为沥青质成分受到氧化变为鲜红色并且遍布北极北美地区，具有良好的测井曲线响应。当在覆盖区进行岩性地层对比时，地球物理测井特征可为岩性地层对比提供精确的可靠对比标志。常用于岩性地层对比的测井曲线有自然电位测井曲线、自然伽马测井曲线、井径曲线、电阻率测井曲线等。人们还可以利用干旱气候条件下形成的石膏盐岩层、稳定重矿物电气石、石榴子石等的富集层、储集层的层压测试数据等资料进行岩性地层对比。必须强调的是，相似的岩性只标志着相似的形成条件，但不一定是同时形成的。因此，最好的岩性地层对比应基于对岩石所在沉积体系的理解。岩性地层对比具有较强的描述性和经验性，只有将成因沉积学原理用于岩性地层对比，才能得到应用更为广泛、更为可靠的结果。

(2) 沉积旋回对比法

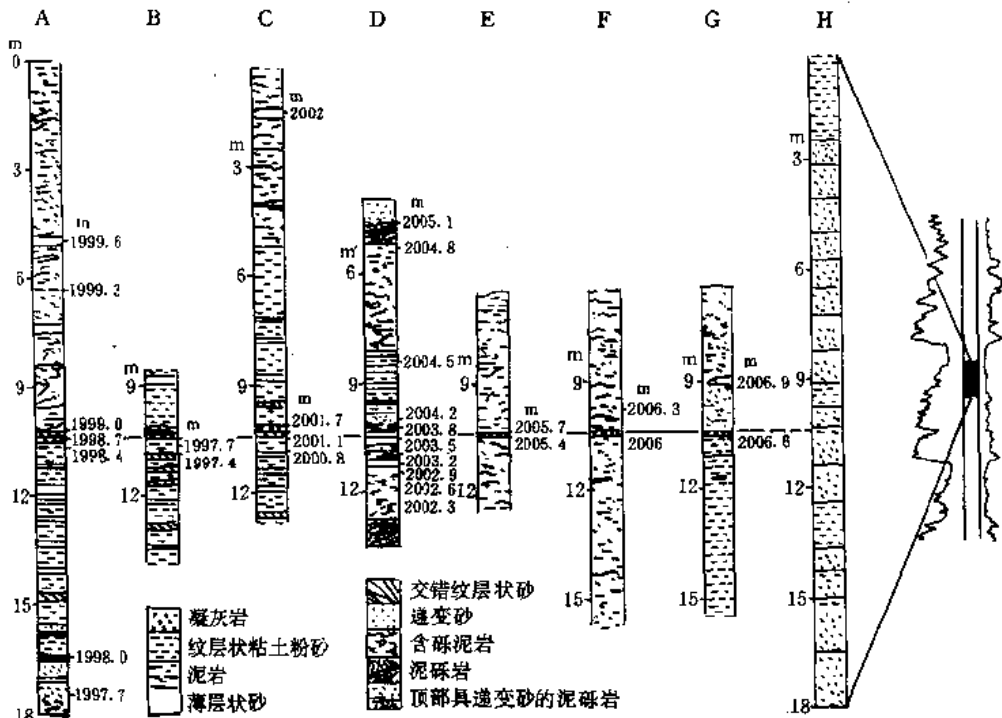


图 2-14 利用凝灰岩对文图拉盆地沉积单元和其他深水相进行地层对比 (据许靖华, 1980)

在一个沉积盆地范围内, 由于海(湖)平面的相对升降变化, 造成沉积物的横向迁移和垂向叠覆, 地层剖面中形成了相似岩石规律性重复出现的现象。如砾岩—砂岩—页岩—砂岩—砾岩沉积或粗砂岩—中砂岩—细砂岩—粉砂岩的规律性沉积。人们将岩性自下而上由粗变细再变粗的规律性沉积称为完整的沉积旋回; 将岩性自下而上由粗变细或由细变粗的规律性沉积称为间断沉积旋回。

盆地某处岩性规律性沉积的形成主要受海(湖)平面相对升降变化控制。当海平面相对上升时, 水体逐渐加深, 形成岩性由粗到细的沉积; 相反, 若海平面相对下降, 则形成岩性由细到粗的沉积。在一个沉积盆地范围内, 海(湖)平面相对变化规律是一致的, 所造成的沉积旋回类型是相同的。尽管有些旋回由砾岩—砂岩—页岩构成, 有些旋回由砂岩—粉砂岩—页岩构成, 但它们的旋回性质是一致的, 即为下粗上细的正旋回, 所以在岩性地层对比中, 可将相同沉积类型的地层联系对比起来。旋回地层对比的具体方法是: 第一, 综合分析岩石的成分、结构、构造、生物化石以及层间的接触关系等, 划分岩性成因类型。第二, 依据岩石成因类型的垂向和横向变化形式, 确定岩石共生组合关系; 并进一步研究岩石类型的垂向递变方式, 划分和确定沉积旋回类型。在划分沉积旋回时, 不能将沉积间断面划分在某个沉积旋回中间, 而应作为沉积旋回的底界。第三, 依据沉积旋回类型划分沉积旋回组合, 将相邻的同类沉积旋回划归为一个沉积旋回组合。例如, 将许多相邻的间断面正旋回划归为一个正旋回组合。第四, 确定岩性、沉积旋回以及沉积旋回组合与测井曲线响应之间的关系。第五, 若以沉积旋回组合作为岩性地层对比的基本单元, 在此基础上再考虑单个沉积旋回的性质进行更为详尽细致的地层岩性对比 (见图 2-15)。

沉积旋回地层对比可以解决地层对比中岩性界面与等时界面相互矛盾的问题。图 2-15 中表示了一个湖盆经历湖进和湖退的演化历史。据钻井岩性组合来看, 在同一个时间间隔内, 沉积旋回类型是相同的, 尽管岩性的粗细组合有些不同。对于这个湖盆剖面, 可按下部的湖进

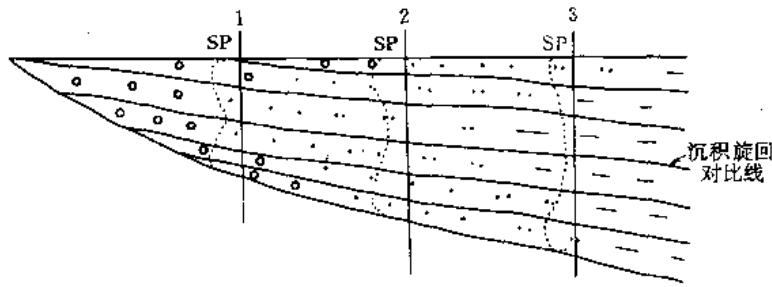


图 2-15 根据沉积旋回对比岩性地层

正旋回组合与上部湖退反旋回组合的界限将地层划分成两个地层岩性单元。这两个岩性单元之间的界限大致是一个等时界面。

另外，为了更科学地说明地层岩性旋回变化的规律，还可采用傅立叶分析等数学方法进行岩石地层的对比，以确定多个地层剖面之间的最佳拟合。

四、盆地不整合和沉积旋回分析

1. 盆地不整合分析

不整合是地层层序序列中两套地层之间的一个不协调地层接触关系。不协调地层接触关系是指不整合之下地层与不整合之上地层之间存在明显的地层缺失或重要的沉积间断。缺失的地层可以是在沉积时期、沉积物表面露出水面或接近水面时未接受沉积，也可以是沉积物表面处于剥蚀状态使得早先沉积的地层被剥蚀掉的部分。对于含油气盆地分析来说，不整合是划分盆地构造演化历史阶段重要的依据，是研究古地理背景的重要根据，是地层对比的良好标志层，也是油气运移的良好通道。因此，不整合研究是盆地分析工作的重要组成部分。

关于不整合的分类，不同的学者有不同的意见。对于含油气断陷湖盆地分析来说，不整合的分类既要能说明盆地分析中的重大地质问题，又要简明扼要、便于应用。因此，将不整合划归三类，即超覆不整合、平行不整合和角度不整合。超覆不整合是指在局部无沉积作用面上依次被年轻地层超覆的地层接触关系，如海岸处的海侵超覆。平行不整合是指不整合面上、下地层产状一致的地层接触关系，这说明老地层上升出露地表遭受风化剥蚀后又下沉水下接受沉积，如我国华北地区中奥陶统灰岩与中石炭统煤系地层之间的地层接触关系。角度不整合是指不整合面上、下地层产状不一致的地层接触关系，这说明老地层遭受褶皱断裂等构造作用后发生形变并出露水面遭受剥蚀，然后下沉又接受年轻地层沉积，使得不整合面上、下地层产状不一致。一般说来，不整合面之下地层倾角大于不整合面之上地层倾角。如我国东部断陷盆地下第三系与前中生界的角度不整合接触（图 2-6）。

盆地不整合分析可以归结为不整合与上覆沉积单元之间关系研究、横跨不整合的地层关系研究和不整合面与下伏沉积单元之间的地层关系研究。在实际的不整合分析工作中，可以根据多方面的信息确定和判断不整合的存在及分布。(1) 不整合面上、下地层岩性突变。不整合之下可以是岩浆岩、变质岩和碳酸盐岩，不整合之上常常是碎屑岩。(2) 不整合面上、下地层产状不同。不整合面之下地层倾角往往较大，不整合面之上地层倾角较小。(3) 在不整合面之上往往分布厚度仅几十厘米的铝土页岩、褐铁矿泥岩、成分稳定且磨圆较好的底砾岩。(4) 不整合上、下地层的沉积环境发生了明显变化、化石缺带。如华北地区中奥陶世的浅海碳酸盐岩沉积，其上覆的中石炭世却为海陆过渡的煤沼滨岸沉积。当然，在这两套地层中缺失了长达 1.3 亿年的化石记录。(5) 不整合面之下地层顶面往往存在侵蚀溶解证据。若不整合面之下为碎屑岩，常有地势起伏较大的侵蚀面、河流深切谷等；若不整合面之下为碳

酸盐岩，常发育喀斯特地貌。(6) 在地震反射剖面上，存在着削蚀、顶超、上超、下超等四种地震反射终止关系(见图 2-16)，而这种地震反射终止点连成的线就表示了不整合面在地层剖面上的存在(图 2-16)。(7) 在地层倾角测井曲线上，不整合面及其上、下地层具有典型的测井响应。对于平行不整合来说，不整合面之上的底砾岩、土壤层表现为杂乱倾角模式，而其上、下地层倾角模式相同(图 2-17a)。对于角度不整合来说，在地层倾角矢量图上，不整合面上、下地层的倾角、倾向同时突变或其中之一突变(图 2-17b)。或者是，不整合面之下地层成层性好，不整合面之上地层成层性差，从而不整合面之下地层显示绿模式或红模式，不整合之上地层显示杂乱模式(图 2-17c)。

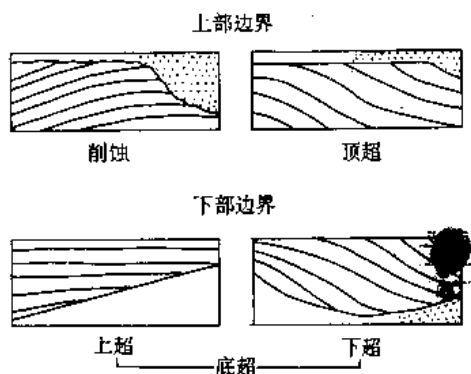


图 2-16 地震反射终止关系

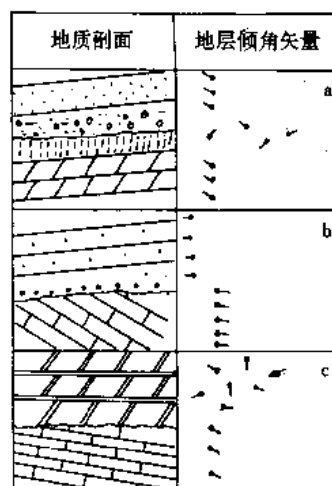


图 2-17 不整合在地层倾角矢量图上的响应

在中国东部断陷湖盆第三系沉积中，往往存在三个地层不整合。如东濮凹陷下第三系与前中生界、下第三系沙三段与沙二段、上下第三系之间的不整合(图 2-6)。下第三系与下伏层石炭系、二叠系为角度不整合接触，这个不整合面上、下地层岩性变化较大，在地震反射剖面上表现为低角度相交的中等振幅、中等连续性的反射同相轴并在全区广泛分布。下第三系沙三段与沙二段为局部超覆不整合。当盆地接受沙三段沉积以后，盆地中央隆起带地区发生上隆并出露水面遭受剥蚀，经过一定时间的沉积间断，盆地又下沉接受沙二段沉积，使得沙二段向西层层超覆在前期沉积的沙三段上，钻遇此超覆不整合的徐 3 井表明此处缺失沙三段上部地层；在地震反射剖面上，地震反射同相轴表现为一系列的向西上超。上、下第三系不整合是全区分布的平行不整合。不整合面之上馆陶组底部为厚层块状砂砾岩，不整合之下东营组顶部为薄层砂泥岩，在自然电位曲线和电阻率曲线上表现出明显的台阶。在地震反射剖面上不整合面响应于振幅强、连续性好的“双轨波”(图 2-6)。上、下第三系不整合面的现今埋深具有西深东浅、南深北浅的特征。

2. 沉积旋回分析

关于沉积旋回分析可以追溯到上个世纪，但在本世纪 70 年代，Vail 等人将沉积旋回的形成与海平面的相对变化联系起来，并且认为，海平面变化旋回在世界范围内可以对比，也就是说海平面变化旋回并不是由局部构造事件引起的，而是全球性海平面变化的结果。Vail 等人根据海平面相对变化区域旋回的对比，分别制作了一张与地磁倒转和生物地层事件有关的新生代海平面变化图、一张较粗略的晚三叠世至全新世的海平面变化图以及一张整个显生宙海平面变化的综合性图件(图 2-18)。这些图件为人们提供了一把与板块构造同等重要的、了解世界范围地层事件的钥匙。Vail 等人将地层记录中的层序发育划分成四个等级的旋回。这

些旋回的等级与海平面变化经历的时间长短有关。一级旋回经历的地质时间超过亿年，包括显生宙两次最大的持久性海进期（寒武纪至密西西比纪，白垩纪）和一次最大的海退期（宾夕法尼亚纪至侏罗纪）（图 2-18）。二级旋回在时间上大约延续 1 千万年至 1 亿年，相当于 Sloss 定义的层序，它与地质年代中的纪同等重要（图 2-18）。三级旋回的延续时间从不到 1 百万年至 1 千万年，往往与地质年代的世或世的一部分相对应。四级旋回的时间跨度一般为几十万年。冰川的推进和退缩使海平面发生比较迅速的变化，由此产生了作为四级旋回的地层事件（表 2-5）。Crowell (1978) 指出，堪萨斯州石炭系中每一旋回层的下部是在海进期间形成的，随后海进淹没了碎屑质海岸平原沉积，发育了陆架碳酸盐沉积。其后气候变冷并开始海退，出现了三角洲的快速进积。陆相砂岩底部侵蚀面可能代表了局部三角洲河道侵蚀作用或广泛分布的地表侵蚀作用（图 2-19）。

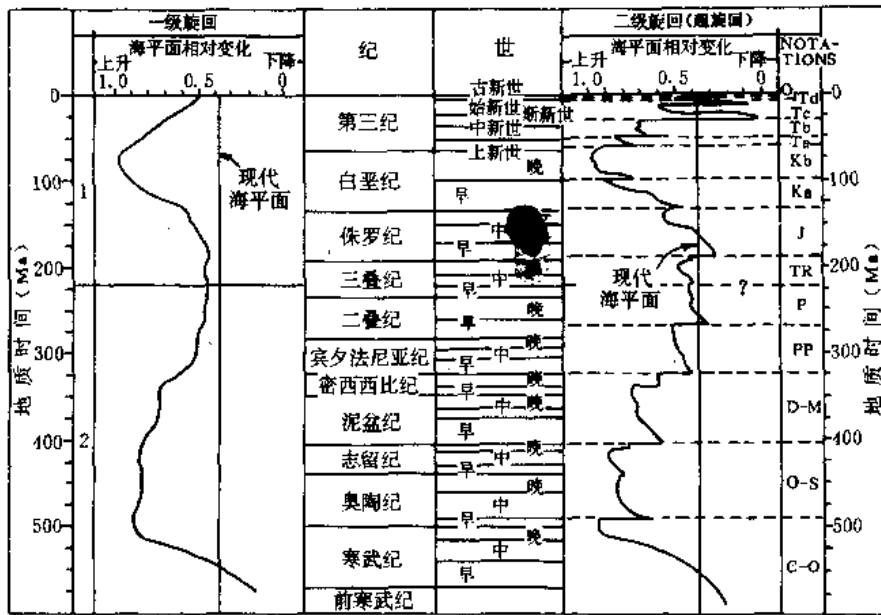


图 2-18 显生宙海平面变化旋回曲线 (据 Vail 等, 1977)

表 2-5 地层旋回及其原因

类别 (Vail 等人, 1977)	其他名称	时间长度 (Ma)	可能原因
一级	—	200~400	由超大陆的形成和解体引起的主要的全球海面升降旋回
二级	超旋回 (Vail 等人, 1977b) 层序 (Sloss, 1963)	10~100	由全球性洋中扩张脊体系的体积变化引起的全球海面升降旋回
三级	大旋回层 (Ramsbottom, 1979) 中旋回层 (Ramsbottom, 1979)	1~10	可能由洋中脊的变化和(或)大陆冰的生长及消亡引起
四级	旋回层 (Wanless 和 Weller, 1932)	0.2~0.5	由大陆冰原的生长和消亡、三角洲的生长和废弃引起的全球性海面快速波动

中国东部断陷湖盆沉积物在垂向上也具有明显的旋回性。尽管目前人们对中国东部近海断陷湖盆是否受过海侵作用还有许多争议，但人们均认为，断陷湖盆的沉积旋回往往与盆地构造运动有关：一般来说，中国东部断陷湖盆第三系存在着三个沉积旋回（相当于 Vail 的二级旋回），即下第三系沙四段至沙三段，沙二段至东营组和上第三系三个沉积旋回。例如，河南东濮凹陷下第三系在垂向上可被划分成两大沉积旋回（图 2-20），即下部沙四段~沙三段沉

积旋回和上部沙二段~东营组沉积旋回。每个旋回均以河流沉积开始，发展到较深水的湖泊沉积，然后以浅水湖泊沉积或河流沉积结束。在岩性上，每个沉积旋回下部为棕褐色泥岩和粗碎屑岩，旋回中部为暗色质纯泥岩和浅灰色粉、细砂岩，旋回上部为棕褐色泥岩、砂砾岩。下部沉积旋回沙四段~沙三段以发育较深水的轴向重力流水道、近岸水下扇、复合型三角洲、滑塌浊积扇为特征，沉积中心位于兰聊断裂下降盘一侧，沉积厚度约为4000m，砂泥比值约为0.37（据白庙、桥口、马厂井资料计算，下同）。在自然电位曲线上多表现为在暗色泥岩基线背景上的较薄层钟形、漏斗形和箱形；在地震反射剖面上多表现为连续性好、振幅较强的席状反射以及特征的前积反射、楔状反射结构。上部沉积旋回沙二段~东营组以发育较浅水的扇三角洲、滩坝、河流、冲积扇为特征，沉积中心表现出向西北侧黄河断裂方向迁移的趋势，沉积厚度约为2000余米，砂泥比值为0.57。在自然电位曲线上，多表现为重复出现的箱形和钟形；在地震反射剖面上多为中等振幅和连续性的亚平行反射结构（图2-6）。

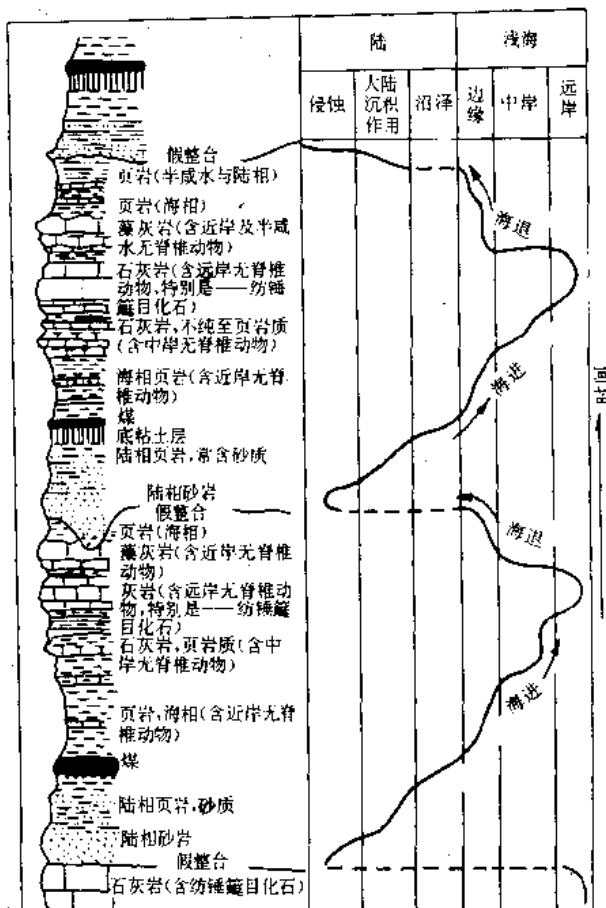


图 2-19 美国堪萨斯州石炭系典型的旋回层（据 Crowell, 1978）

五、盆地地层格架特征分析

本节前面已介绍了地层单元的类型、多种地层单元划分和对比的方法以及不整合和沉积旋回的特征，所有这些分析就是要重现多种地质作用的历史过程，建立反映盆地整体地层特征的地层格架。所谓地层格架就是指盆地内不同时代地层的时空展布形式以及同时代地层在横向上的展布状况；或者说是指充填盆地的地层几何形态及其内部特征。

中国东部第三纪断陷湖盆多为箕状断陷盆地，也就是说盆地中充填的地层其几何形态为簸箕状，即临近边界同生断层处沉积厚度大，背离边界同生断层处沉积厚度小。东濮凹陷东南部第三系地层格架就表现出明显的箕状特征。这个盆地以古生界和残存中生界为基底。其中古生界主要为奥陶系灰岩和白云岩以及厚度不等的石炭系、二叠系含煤岩系。盆地充填物下第三系厚达6000余米，地层展布具有南薄北厚、西薄东厚的箕状特征（图2-6，图2-21）。

东濮凹陷东南部下第三系箕状地层格架的形成是由于差异断块运动造成的。下第三系沉积前的盆地基底就具有南部抬隆高、剥蚀强烈，北部相对低洼的地形特征。早第三纪沉积时基本上保持了这一古地形特征，这也是造成本区下第三系北厚南薄、东厚西薄的重要原因。渐新世末期，由于华北运动Ⅰ幕大规模抬升，使得中新世沉积以前本区下第三系的东营组和沙河街组在不同地区遭受不同程度的剥蚀。在晚第三纪沉积前，在徐集—三春集的徐1—马20—

统	地层		厚度 m	岩性剖面	岩性组合	生物组合	沉积旋回
	组	段					
渐新统	东营组	Ed	0~1000		紫红色、灰绿色泥岩与灰白色、灰绿色块状砂岩、含砾砂岩及粉砂岩交互	广饶小豆介 <i>Phacops</i> <i>guangraoensis</i> , 辛店华星介 <i>Chacops</i> <i>zaidianensis</i> , 球形盖轮藻 <i>Tetradocera globata</i> , 乌尔姆地球藻 <i>Mordwilkoja</i> <i>ulmensis</i>	I
		Es ₁	0~350		灰—深灰色泥岩夹砂岩, 下部夹有生物灰岩	惠民小豆介 <i>Phacops</i> <i>huiminensis</i> , 俾波藻介 <i>Condonia</i> <i>affinis</i> , 热河有盖盖螺 <i>Vatutinia</i> (<i>ruanca</i>) <i>rucaimansis</i> , 优美棘口螺 <i>Stenodrya</i> <i>parvita</i> , 习见恒河螺 <i>Congelia</i> <i>vulgaria</i>	
	沙河组	Es ₂ F	0~450		灰—深灰色泥岩夹灰白—棕色粉砂岩	化石稀少, 主要有根游土星介 <i>Hypogyris</i> <i>errabundata</i> , 伸长似轮藻 <i>Charites</i> <i>producta</i> 等	I
		Es ₂ F	100~600		棕褐—紫红色泥岩与灰—灰白色砂岩、粉砂岩互层	肖庄螺星介 <i>Cyprina</i> <i>zhuozhuangensis</i> , 伸长似轮藻 <i>Charites</i> <i>producta</i> , 冀齐东明轮藻 <i>Dongmingochara concinna</i> , 少瘤东明轮藻 <i>D. rarituberculata</i> , 梨形克氏轮藻 <i>Croftella</i> <i>piriformis</i>	
始新统	新组	Es ₃	100~600		灰色泥岩与灰白色粉砂岩呈略等厚互层	中国华北介 <i>Huabensis</i> <i>oblongata</i> , 卵形拱星介 <i>Camurogyris</i> <i>ovata</i> , 细长玻璃介 <i>Condonia</i> <i>tennis</i> , 光带小河星介 <i>Palamomyrella</i> <i>levis</i>	I
		Es ₃	100~800		灰—深灰色泥岩夹中—厚层砂岩、粉砂岩	永安华北介 <i>Huabensis</i> <i>yong'anensis</i> , 周清庄玻璃介 <i>Condonia</i> <i>zhongqingzhuanensis</i> , 博兴超玻璃介 <i>Pervodondonia</i> <i>boxingensis</i>	
	组	Es ₃	100~900		灰—深灰色泥岩夹粉砂岩、间夹灰岩、油页岩	冀东华北介 <i>Huabensis</i> <i>huidongensis</i> , 滨县玻璃介 <i>Condonia</i> <i>binxianensis</i> , 梯形玻璃介 <i>Condonia</i> <i>trapezoides</i> , 近弓形玻璃介 <i>Condonia</i> <i>sibirica</i>	I
		Es ₃	100~1000		灰—深灰色泥岩与砂岩、粉砂岩呈不等厚互层	渤海华北介 <i>Huabensis</i> <i>bohaiensis</i> , 青刺华北介 <i>Huabensis</i> <i>qingcunensis</i> , 粗壮玻璃介 <i>Condonia</i> <i>viridis</i> , 坚实玻璃介 <i>Condonia</i> <i>spissa</i> , 沼泽根星介 <i>Cyprina</i> <i>palustris</i>	
Es ₄	100~1400	上部灰色、暗紫色泥岩与浅灰—灰白色砂岩、粉砂岩不等厚互层; 下部为棕—紫色泥岩与砂岩互层	南星介 <i>Astrorhynchus</i> <i>sp.</i> , 肥荚美星介 <i>Cyprina</i> <i>altitia</i> , 火红美星介 <i>C. ignea</i> , 薄泽拉斯基轮藻 <i>Rhynchalia</i> <i>hesperia</i>				

图 2-20 东濮凹陷东南部下第三系沉积旋回

马24—开7—东3井一线以南地区，东营组地层全部被剥蚀，而往南依次出露沙河街组的沙一段、沙二段、沙三段、沙四段。南端的兰古1井、兰4井等井馆陶组直接覆盖在沙三4亚段之上，再南面的兰6、兰3等井馆陶组直接超覆于沙四段之上，形成广泛的地层不整合接触。值得指出的，南部马厂地区马厂断层以西与唐庄北地区一样，下第三系保存较全。

总之，从西向东，从南至北，地层厚度加大、泥岩颜色变深、砂泥比值降低（表2-6~表2-8），反映了早第三纪沉积沉降中心位于葛岗集洼陷一带。每一亚段厚度的平面变化亦有差异，沙四段至沙二下亚段的各层段东厚西薄、北厚南薄的特性明显；沙二上亚段至沙一段的各层段地层厚度南北差异依然存在，而唐庄以南厚度的东西差异已消失；东营组曾遭受不同程度的剥蚀，从残留的厚度作图观察，其南北仍有厚度差异，而全区的的东西差异已极不明显。

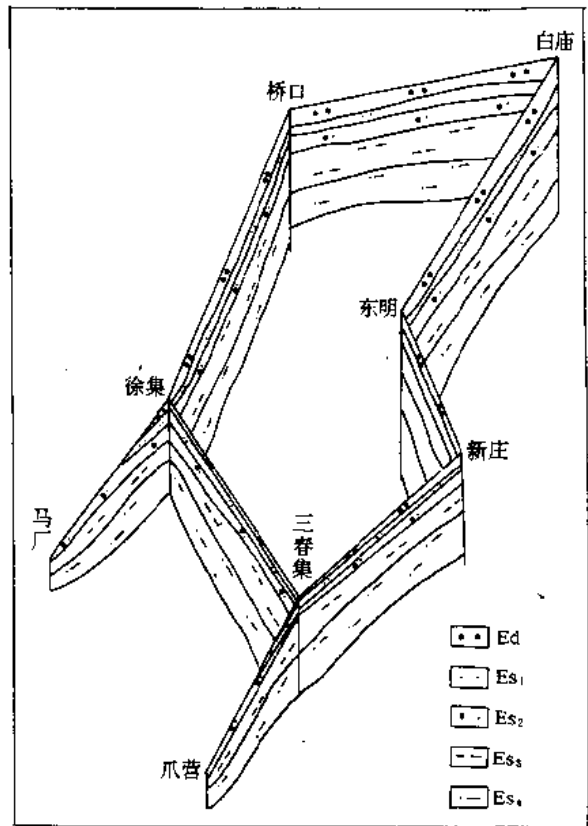


图 2-21 东濮凹陷东南部下第三系盆地充填栅状图

表 2-6 东濮凹陷东南部下第三系厚度变化一览表（据胡庆喜，1990）

地区 厚度 层位	白 庙		桥 口		唐 庄		马 厂		三春集		东 明		新 庄		固 阳	
	变化区间	均值	变化区间	均值	变化区间	均值	变化区间	均值	变化区间	均值	最厚	最大	最厚	最大	最厚	最大
Ed	500~800	700	450~950	700	150~500	300	0~200	100	50~200	100	700	400	200			
Es ₁	200~300	250	100~300	250	150~200	180	100~300	200	100~200	150	350	200	200			
Es ₂ ^上	100~400	250	100~250	150	200~300	250	100~300	200	50~150	100	400	300	200			
Es ₂ ^下	100~400	300	100~500	300	200~600	400	200~400	350	100~300	250	500	500	400			
Es ₃ ¹	100~400	300	200~500	400	200~500	350	100~400	300	100~300	200	600	500	400			
Es ₃ ²	200~600	450	200~500	400	200~700	500	100~300	200	100~300	200	800	600	700			
Es ₃ ³	100~900	500	200~600	400	200~800	350	100~400	300	100~300	200	900	600	400			
Es ₃ ⁴	200~700	500	200~600	500	200~600	400	100~400	300	100~500	300	900	700	900			
Es ₄	200~800	550	600~1000	800	800~1200	1000	200~1000	600	200~800	450	1000	1200	1400			
备 注			含新霍				含徐集		含爪营		葛岗集北洼		葛岗集南洼		固阳洼陷	

表 2-7 东濮凹陷东南部浅色泥岩与暗色泥岩厚度比值 (据胡庆喜, 1990)

地 区 层 位	白 庙	桥 口	唐 庄	马 厂	三 春 集	爪 营
Ed	0.4722	0.6795	1.0000	0.9615	1.0000	
Es ₁	0.1032	0.1170	0.4254	0.4348	0.7362	
Es ₂ ^f	0.9389	0.8831	0.9649	0.0903	0.9941	
Es ₂ ^f	0.9415	0.8926	0.9959	0.9140	0.9902	0.9752
Es ₃ ¹	0.1321	0.0803	0.1858	0.2761	0.4368	0.6108
Es ₃ ²	0.1116	0.0668	0.0162	0.1333	0.1971	0.5869
Es ₃ ³	0.0595	0.0078	0.0131	0.0908	0.0716	0.3141
Es ₃ ⁴	0.0000	0.0205	0.0136	0.1680	0.0647	0.2481
Es ₄	0.0732	0.0715	0.0066	0.1322	0.2611	0.3556

表 2-8 东濮凹陷东南部砂泥比值 (据胡庆喜, 1990)

地 区 层 位	桥 口	白 庙	唐 庄	马 厂	三 春 集	爪 营
Ed	0.7647	0.7456	0.7130	1.25		
Es ₁	0.6238	0.3346	0.5386	0.6985	0.3850	
Es ₂ ^f	0.3590	0.2555	0.2585	0.4306	0.2958	
Es ₂ ^f	0.4627	0.4404	0.3030	0.4807	0.6947	0.8839
Es ₃ ¹	0.3240	0.3273	0.2860	0.6430	0.5467	0.4833
Es ₃ ²	0.3040	0.3210	0.2530	0.3590	0.4680	0.7830
Es ₃ ³	0.4670	0.2807	0.2316	0.3531	0.4233	0.4620
Es ₃ ⁴	0.4861	0.2670	0.2321	0.3152	0.3381	0.5253
Es ₄	0.3910	0.3610	0.1915	0.3206	0.3804	0.4370
备 注	含新置			含徐集		

第二节 盆地埋藏史分析

一、盆地埋藏史分析的原理和方法

1. 依据孔隙度—深度关系恢复盆地埋藏史

盆地埋藏史分析是盆地分析的重要组成部分,它是盆地数值模拟的基础,可反映盆地沉积物的充填速度、估计构造圈闭形成时间等。目前,用于盆地埋藏史分析的方法有沉积速率法、回剥法和骨架纵坐标法。其中回剥法是最常用的方法。所谓回剥法就是忽略了地层横向拉伸等问题,认为单位地层在埋藏过程中其骨架厚度不发生变化;然后从现今地层分层出发,依据孔隙度—深度关系,自新到老逐层进行去压实校正,恢复各层在不同地质历史时期的地层厚度,进而确定沉积物的埋藏历史。回剥法确定盆地沉积物埋藏历史的基本步骤是:

(1) 忽略颗粒的形状和分布特点,也不考虑地层在埋藏过程中的侧向拉伸等问题,认为单位地层单元的地层骨架厚度(即地层孔隙度为零时的厚度)在地层埋藏过程中不变。那么地层骨架厚度 h_0 可表示成:

$$h_0 = \int_{Z_1}^{Z_2} [1 - \varphi(Z)] dZ \quad (2-2)$$

式中 Z_1, Z_2 ——分别是地层顶底界深度;

$\varphi(Z)$ ——随埋深发生变化的地层孔隙度。

(2) 在正常压力下, 并当地层埋深较大时, 砂岩孔隙度 $\varphi_s(Z)$ 和泥岩孔隙度 $\varphi_m(Z)$ 可表示成:

$$\varphi_s(Z) = \varphi_{0s} e^{-C_s Z} \quad (2-3)$$

$$\varphi_m(Z) = \varphi_{0m} e^{-C_m Z} \quad (2-4)$$

式中 φ_{0s} 和 φ_{0m} ——当地层处于地表 ($Z=0$) 时的砂岩和泥岩孔隙度;

C ——压缩系数。

当已知某地层单元中砂岩与泥岩的厚度百分比或砂岩与泥岩的百分含量 P_s 、 P_m 时, 可将孔隙度 $\varphi(Z)$ 表示成:

$$\varphi(Z) = P_s \varphi_s(Z) + P_m \varphi_m(Z) \quad (2-5)$$

(3) 将式 (2-2), (2-3), (2-4) 代入式 (2-1) 并积分得到:

$$h_s = Z_2 - Z_1 + P_s \frac{\varphi_{0s}}{C_s} \cdot [e^{-C_s Z_2} - e^{-C_s Z_1}] + P_m \frac{\varphi_{0m}}{C_m} \cdot [e^{-C_m Z_2} - e^{-C_m Z_1}] \quad (2-6)$$

(4) 利用声波测井资料或岩心孔隙度分析资料确定压缩系数 C , 以说明孔隙度随深度的变化。通常, 砂泥岩地层的压缩系数 C 为 $0.11 \sim 0.22 \text{m}^{-1}$ 。

(5) 求取现今各个地层单元的地层骨架厚度 h_s , 然后自上而下求取各层顶、底界深度。对于最上面一层, $Z_1=0$, 则 Z_2 等于

$$Z_2 = h_s + Z_1 - P_s \frac{\varphi_{0s}}{C_s} [e^{-C_s Z_2} - e^{-C_s Z_1}] - P_m \frac{\varphi_{0m}}{C_m} [e^{-C_m Z_2} - e^{-C_m Z_1}] \quad (2-7)$$

对于相邻下伏层可求得它的底界深度 Z_4 为

$$Z_4 = h_s + Z_3 - P_s \frac{\varphi_{0s}}{C_s} [e^{-C_s Z_4} - e^{-C_s Z_3}] - P_m \frac{\varphi_{0m}}{C_m} [e^{-C_m Z_4} - e^{-C_m Z_3}] \quad (2-8)$$

这样可依次求得当剥去最上覆地层时, 各个地层单元的厚度。对于式 (2-7) 或 (2-8) 来说, 只有 Z_2 或 Z_4 为未知数, 因此可用迭代法来求解。

(6) 反复进行第 (5) 步, 即逐层进行回剥, 从而求得在不同沉积时期的地层厚度, 进而编绘某口井的地层埋藏史曲线。同时, 还可求得各个地层的原始沉积厚度及沉积速率。

显然, 利用计算机完成埋藏史分析是迅速的。对于埋藏史分析来说, 需要下述资料: 即盆地地层划分方案、每个地层单元的顶底界深度和地质年代, 地层单元的岩性组成, 地层孔隙度与埋深的关系, 各个地质历史时期的古水深以及采用一定的方法所恢复的剥蚀厚度等。关于剥蚀厚度恢复方法可参阅 Magara (1986) 的著作。

2. 利用矿物学和地球化学资料恢复盆地埋藏史

在沉积物理埋藏期间, 由于温度和压力的升高会使沉积物发生许多物理和化学的变化, 其中有些变化是不可逆的。也就是说, 沉积物的物理和化学变化的结果能够反映沉积物埋藏所经历的最高温度或最大深度, 因此, 可以将这些变量定量地与盆地埋藏历史联系起来, 恢复盆地沉积物的埋藏历史。在石油和煤炭工业的实验室工作中, 常测定一些能够反映盆地埋藏历史的岩石学和地球化学参数, 它们是:

岩石学方面: 粘土矿物含量及伊利石结晶度; 沸石变质前的矿物组合; 液体包裹体测温; 锆石和磷灰石等矿物的裂变径迹。

地球化学方面: 煤阶; 镜质体中挥发物百分含量; 镜质体中总有机碳含量; 镜质体反射率; 孢粉和牙形石颜色; 干酪根的 H/C 原子比。

下面具体说明某些岩石学和地球化学参数与盆地埋藏史之间的关系。

(1) 伊利石结晶度与埋深关系

Kubler(1986)研究表明,随埋藏深度增加,伊利石的结构排列趋规则化,它的结晶程度越来越高,在X—射线衍射图上10Å峰的强度不断增大。他选用两个参数来表示伊利石的结晶度:

1)尖度——X衍射图上10.0Å处的峰高与10.5Å处峰高的比值,该参数随埋深增加而增大。

2)结晶度指数——10Å峰的半峰宽(最大峰高一半处的峰宽),它随岩石埋藏深度的增加而减小(图2-22)。

如果在一个盆地(或区域)内通过采样测试建立了图2-22所示的结晶度与埋藏深度的对应性关系,则可用于预测未知地层的埋藏情况。值得注意的是这样得出的样品埋藏深度往往是其受到过的最大埋藏深度。因为伊利石结晶度记录的是它曾经受到过的最大压力和最高温度。因此伊利石结晶度在地层有沉积间断或抬升剥蚀时恢复剥蚀厚度具有特别重要的意义。

(2) 镜质体反射率与埋深关系

镜质体反射率是一个典型的反映岩层最高温度和最大埋深的地球化学指标。

镜质体是煤和干酪根中的一种显微组分,以稠环芳烃为基本结构单元。它源自高等植物的残体,在沉积埋藏过程中经凝胶化作用而形成。地层中的镜质体随温度压力增高、芳香结构的侧链不断降解,而本身趋于紧密、规则有序,反射率逐步增大,并且与地层温度之间存在一定的函数关系。根据化学反应动力学,可知镜质体反射率与地温呈指数关系,与时间呈线性关系。镜质体反射率的大小直接反映的是地层经受过的最高温度,也就是地质历史上的最大埋深。图2-23是连续沉降盆地镜质体反射率与埋藏深度的半对数关系。其函数为:

$$R_o = 0.1589\exp(0.0004778Z) \quad (2-9)$$

若在研究区内测得一样品的 R_o , 代入上式就可求出它(曾经)的最大埋深。

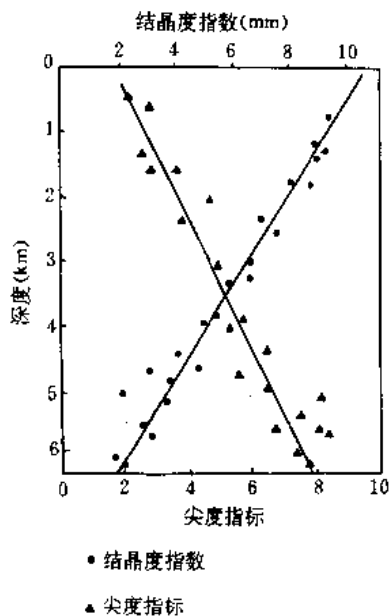


图 2-22 伊利石结晶度指数、尖度指标与埋深关系(据 Guthrie 等, 1986)

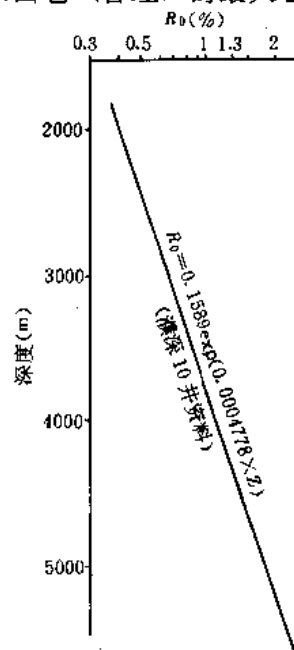


图 2-23 东濮凹陷深 10 井镜质体反射率与埋深关系(据金强, 1993)

本节所述的矿物和地球化学指标反映的是它们在地下经受过的最高温度或最大埋深,因此它们在判断地层中的沉积间断、估价剥蚀厚度方面具有重要意义。但是它们的演化又受控于盆地的地温梯度、地质时代和火山活动、构造运动等,因此在运用这些参数时应当综合考

虑各种因素。

(3) 液体包裹体均一温度与埋深关系

沉积岩中脉状石英、脉状方解石，或者较大的石英颗粒、方解石颗粒或鲕粒等，甚至硅质或钙质胶结物在结晶过程中往往把周围的液体（水或烃类）及气体包裹起来，形成液体（气体）包裹体。这种包裹体在埋藏过程中随温度升高而膨胀，当压力超过晶体的破裂极限时爆裂。如果岩石中还保存有未破裂的包裹体，则表明含有该样品的地层还未达到使其破裂的温度，在实验室内用带有冷热台的显微镜可以测得它们的爆裂温度（即均一温度）。

沉积岩中多数液体包裹体都是原生体，它们的直径很小（ $<10\mu\text{m}$ ），而且常常具有液面

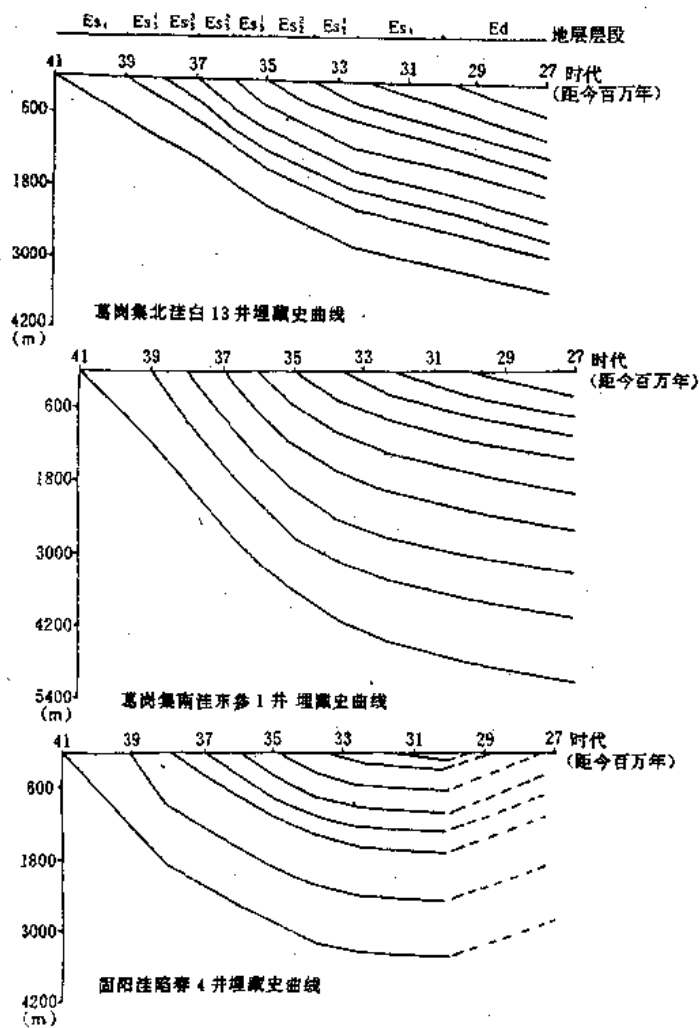


图 2-24 东濮凹陷东南部早第三纪埋藏史曲线

征；沙二段至东营组沉积速率表现为由高向低变化的特征，并且这种特征自北向南越加明显（图 2-25）。沉积速率的变化与盆地沉积和补偿作用密切相关。因此，研究区沉积速率反映了盆地演化早期的快速沉降和快速补偿作用；而在盆地演化晚期，盆地沉降较慢，沉积物补偿也慢。

表 2-9 东濮凹陷东南部下第三系平均厚度和平均沉积速率

地 层	Ed	Es ₁	Es ₂	Es ₃	Es ₄	Es ₅	Es ₆	Es ₇	Es ₈
绝对年龄 (百万年前)	30	32.5	33.7	35	36	37	38	39	41
持续年代 (万年)	500	250	120	130	100	100	100	100	200
岩 性	互层的泥 砂、砾岩	互层的 砂、泥岩				泥岩夹 砂 岩			
今厚度	479	243	249	358	350	410	348	481	705
今沉积速率	0.1	0.1	0.21	0.28	0.35	0.41	0.35	0.48	0.35
原始厚度	538	313	327	460	436	502	455	573	848
原始沉积速率	0.13	0.13	0.27	0.35	0.44	0.50	0.46	0.57	0.42
两种沉积速率差	0.03	0.04	0.06	0.07	0.09	0.09	0.11	0.09	0.07

注：厚度单位为 m，沉积速率单位为 mm/a。

我们提倡用原始沉积厚度计算沉积速率，因为它与用今厚度计算的沉积速率存在一定的

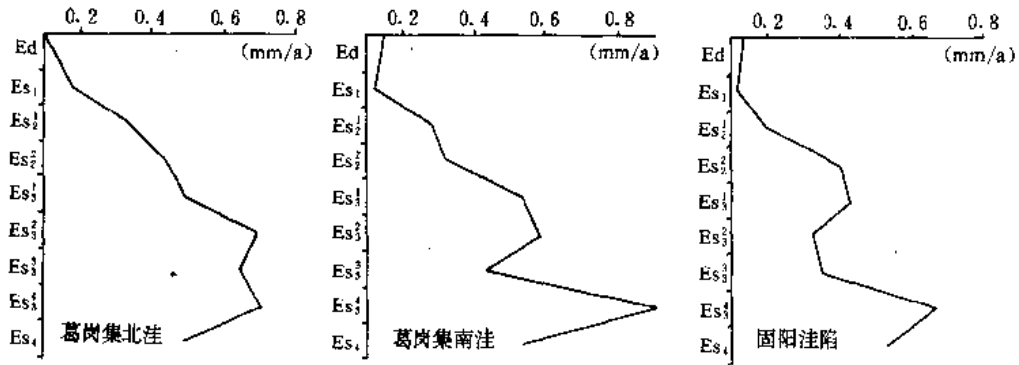


图 2-25 东濮凹陷东南部早第三纪沉积速率与时代关系曲线

差异 (表 2-9)。总的来看, 地层越老, 两种沉积速率差值越大, 或者说, 压实程度越大, 沉积速率差值也越大。研究区沙四段和沙三段的两种沉积速率差值为 0.07~0.11mm/a, 而沙二段、沙一段和东营组的两种沉积速率差值为 0.07~0.03mm/a。因此, 利用原始沉积速率才能准确反映盆地演化特征。

(2) 各生油洼陷生油层段的沉积速率南低北高

生油研究表明, 研究区生油洼陷葛岗集北洼和南洼以及固阳洼陷的生油层段为沙四段、沙三段和沙一段, 就它们的平均沉积速率而言, 北部葛岗集北洼和南洼的沉积速率较高, 向南至固阳洼陷沉积速率降低 (表 2-10)。但在沙四上亚段, 南部固阳洼陷和北部葛岗集南洼的沉积速率和沉积厚度略高于葛岗集北洼。进入沙三段以后, 沉积中心北移, 北部洼陷的沉积厚度和沉积速率均高于南部洼陷。这与前面介绍的沉积中心由北向南的迁移特点是一致的。上述沉积速率的变化规律可以反映生油洼陷的排烃效率。因为, 当富含有机质的沉积物通过石油窗太快时, 排出效率就低。所以, 计算沉积物的原始沉积速率和盆地沉降速率对于盆地油气资源评价来说是很有实际意义的。

表 2-10 东濮凹陷东南部各生油洼陷平均沉积厚度和沉积速率

生油洼陷		葛岗集北洼	葛岗集南洼	固阳洼陷
沙四上亚段	今厚度	841	918	816
	今沉积速率	0.42	0.46	0.41
	原始厚度	985	1056	1066
	原始沉积速率	0.49	0.53	0.53
沙三段	今厚度	2166	2066	1484
	今沉积速率	0.54	0.52	0.37
	原始厚度	2600	2422	1796
	原积沉积速率	0.65	0.61	0.45
沙一段	今厚度	349	256	114
	今沉积速率	0.14	0.10	0.05
	原始厚度	419	278	144
	原积沉积速率	0.17	0.11	0.06

注: 厚度单位为 m, 沉积速率单位为 mm/a。

第三节 盆地古生态分析

一、盆地古气候分析

沉积盆地的古气候直接影响盆地内外的各种地质作用，特别是水体温度又直接控制了介质的物化条件和生物的发育，因此，研究盆地古气候的演化过程对于油气田勘探和开发是非常重要的。

1. 根据岩性特征分析古气候

根据特殊岩石类型分析古气候，如冰碛岩、冰川纹泥是寒冷气候标志，蒸发岩是干旱气候产物，煤系地层是温暖潮湿气候标志等。

盆地气候分析适宜采用综合标志划分气候类型：以暗色碎屑岩为主，煤层及碳质泥、页岩广泛发育，粘土矿物以高岭石为主，大量出现菱铁矿、铝土矿及沉积锰矿等，综合起来是潮湿气候的可靠标志；沉积岩系中既不含石膏、石盐，又不含煤层、菱铁矿，粘土矿物以水云母、胶岭石为主，红色岩层较为广泛，综合起来是半干燥气候类型标志；剖面有煤层、煤线，粘土矿物多为高岭石，红色岩层缺乏或较少，综合起来是半潮湿气候的标志；边缘相带为红色沉积，向盆地内过渡以蒸发岩为主的沉积类型，为干燥气候标志。

在海相地层中，大套石灰岩（尤其是生物石灰岩、礁石灰岩）、磷酸盐岩，铁、锰、铝等沉积矿床，均为潮湿气候的可靠标志。

盐类假晶、干裂、雨痕等一般是干燥气候标志，风棱石、沙漠漆、霜面等是沙漠干旱气候标志。

2. 根据古生物特征分析古气候

气候对生物的影响表现在两个方面：生物的分带性和群种成分的多样性，这种特征由古至今表现都很明显。热带海中大量繁殖造礁生物和厚壳的无脊椎动物，向两极寒带，其生物数量、种数大量减少，代之以箭石和特殊的瓣鳃类，存在明显的分带性。

陆生植物群的分带性和分区性更为显著，如古生代的节蕨植物、石松植物，中生代的真蕨植物、苏铁植物；新生代的棕榈和樟树都是热带气候的指示性植物。应用孢子花粉再造古地理和恢复古气候是卓有成效的。剖面中旱生植物和喜湿水生植物各类孢粉百分含量变化，可较好地反映古气候演变规律。在平面上由盆地边缘至内部，喜干植物的孢粉减少、水生喜湿的孢粉增加，围绕盆地呈环状分布。

孢粉种属及其含量变化是确定古气候的灵敏标志，本文主要依据孢粉的古生态环境来推断研究区早第三纪的古气候。不同的生态环境具有不同的孢粉组合，如栎属为常绿、落叶乔木或灌木，其分布范围广，北温带至亚热带、热带的山地均有生长。榆属分布于温带至热带以亚热带最为发育，常见于我国华北、东北和西北。眼子菜属于典型的淡水草本植物，沉水或浮水生长，主要分布于温带地区的淡水池塘。松属为常绿乔木，主要分布于温凉气候条件下的亚高山区。麻黄属为灌木，分布于温带的干旱环境及沙漠地带，我国除长江下游和珠江流域外，其他地区均有分布。对于东濮凹陷来说，东营组以蕨类含量高为特征，沙河街组以被子类、裸子类含量高为特征（图 2-26）。如白 12 井 3220~3288m 井段（E_{3s}¹）被子类含量为 48%~82%；2110~2366m 井段（Ed）蕨类含量 12%~80%。根据上述孢粉的生态习性，综合考虑泥岩颜色等标志，可以确定研究区早第三纪沙三段和东营组时期为潮湿温暖气候，其他时期为半干旱的炎热气候（图 2-26）。

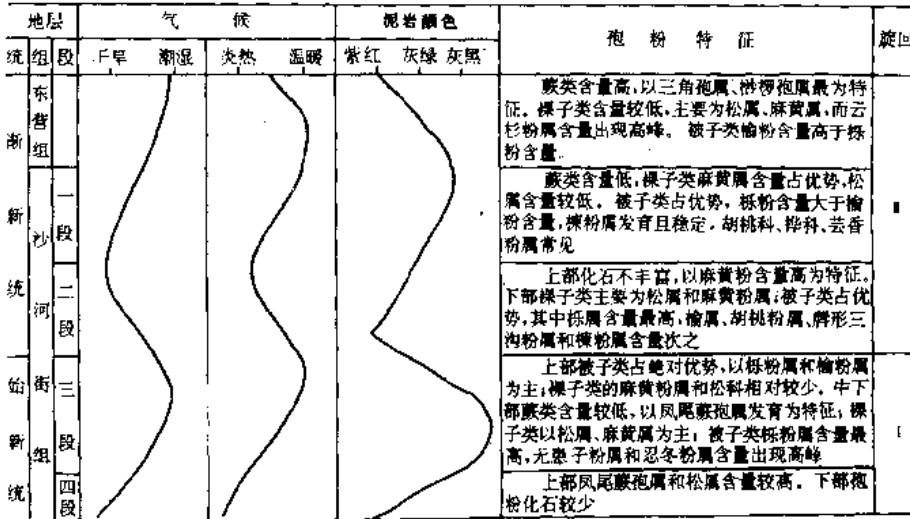


图 2-26 东澳凹陷东南部早第三纪古气候演化特征

3. 根据稳定同位素分析古气候

前已述及,根据放射性同位素可以确定地层的年代,而根据稳定同位素可以反映水体的温度变化,所以,人们将稳定同位素称之为“地质温度计”。通常,采用海水和底栖有孔虫残骸中 O^{18}/O^{16} 比值时间变化的曲线来反映气候变化。稳定同位素 O^{18} 的含量,通常用 δO^{18} 表示,“ δ ”表示与标准的差别,一般以芝加哥箭石的同位素测定结果为标准,正值表示多于标准,负值表示少于标准。其中 δO^{18} 为:

$$\delta O^{18} = \frac{(O^{18}/O^{16})_{\text{样品}} - (O^{18}/O^{16})_{\text{标准}}}{(O^{18}/O^{16})_{\text{标准}}} \times 1000 \quad (2-10)$$

O^{16} 活动性大,蒸发作用可使海水中 O^{16} 减少, O^{18} 相对增加,显正异常。由于海水蒸发作用,大量 δO^{18} 由海洋转移至冰川中,使得现在的南极冰川 δO^{18} 呈现大的负异常,达 -30% 至 -40% 。由于海洋中水体大大地多于冰川中的冰体,虽然冰川地区负异常很大,但海洋的正异常相对较为一致。当蒸发作用使海平面下降 100m 左右时,才能造成 1% 的 δO^{18} 的正异常。

根据 δO^{18} 在剖面的连续变化,能较好地获得第四纪冰川和古气候变化资料(图 2-27)。正异常是冰期,无异常就是间冰期。

二、盆地古水深分析

1. 定性法分析古水深

关于古代盆地水体深度研究一直是人们积极探讨的问题,从而人们总结出了一系列的判断盆地水体深度的定性标志。

对于一个盆地来说,氧化色粗碎屑分布于盆地边缘,还原色粘土沉积物多分布在盆地中央;干裂、雨痕和大型交错层理多分布在盆地边缘,水平层理、递变层理、槽模多分布在盆地中央;颗粒碳酸盐和生物礁多分布在盆地边缘水浅区,而硅岩多分布在盆地深水区;在浅水区多为垂直或斜交沉积界面的虫孔,而在深水区多为平行沉积界面的水平生物痕迹化石(图 2-28)。因此,可综合多种资料,定性推断盆地的古水深。

2. 定量法分析古水深

(1) 利用化石群分异度确定古水深的理论基础

湖盆古水深的确定是含油气盆地分析工作中的一个难题,前人曾用沉积构造等标志来定

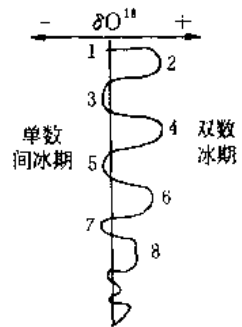


图 2-27 海相沉积物中 δO^{18} 变化示意图 (据许靖华, 1979)

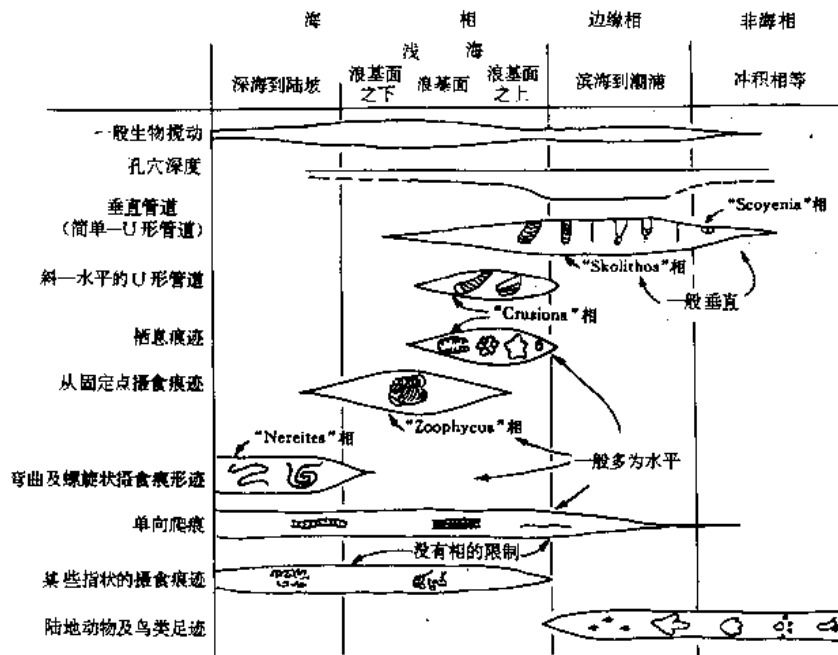


图 2-28 痕迹化石与沉积环境的关系 (据赫克尔, 1972)

性确定湖盆的水体深度。本文介绍用介形虫化石群分异度来研究湖盆古水深。化石群分异度包括简单和复合分异度。目前应用较为广泛的是简单分异度中的优势度 d_m 和复合分异度中的信息函数 H_s 。优势度系指样品中最多的一个化石种 (n_{max}) 占全群个体总数 (N) 的百分比, 计算的公式为:

$$d_m = n_{max}/N \quad (2-11)$$

优势度 d_m 与水深 (H_k) 之间存在着指数关系, 即

$$H_k = a \exp(bd_m) \quad (2-12)$$

式中, a 和 b 均为常数, 其中 b 为负值。

显然 d_m 越小, 水体深度越大; d_m 越大, 水体深度越小。

信息函数 (H_s) 代表概率空间的不肯定程度。某个化石种的信息函数的计算公式为:

$$H_s = - \sum_{i=1}^s P_i \ln P_i \quad (2-13)$$

式中 $\ln P_i$ ——第 i 个种的个体数 (n_i) 占样品总体比例的自然对数, 即 $P_i = n_i/N$;

s ——样品化石群中种的总数。

目前认为, 在波基面附近, 生物繁茂, H_s 最大; 向湖盆中央和岸边方向, 化石种属减少, H_s 逐渐变小。

(2) 实际应用

在东濮凹陷东南部, 选择介形虫化石分析井段较长、平面分布均匀的白 12、庄 1、唐 1、桥 20 和东参 1 井作为代表井, 对介形虫化石种属及其分异度的垂向变化进行了定量研究。在计算 d_m 和 H_s 时, 要求各层段介形虫的总个数大于 50, 但为了保持数值的垂向连续性, 同时也计算了介形虫数为 30~50 的各层段的 d_m 和 H_s , 这些数值仅供参考 (图 2-29)。白 12 等 6 口井的介形虫组合和 d_m 与 H_s 的垂向变化表明, 沙三³ 亚段和沙一段时期 H_s 较大, 水体较深; 其他沉积时期 H_s 值相对较低, 水体相对较浅, 从而在垂向上构成两个水深变化旋回。下部旋回水体较上部旋回水体深 (图 2-30), 这与利用岩心资料所确定的下部为较深水沉积环境、上

地层				井深 (m)	特征介形虫	水深			介形类异度		简注 介形虫个数
系	统	组	段			滨湖	浅湖	深湖	$d_m(\%)$	H_s	
下第三系	渐新统	东营组		2200	辛店华星介 广饶小豆介 金星介 正脊东营介 惠民小豆介 似玻璃介 坨庄玻璃介 玻璃介 华花介 玻璃介				8.5	1.16	259
			沙一段	2600	伸玻璃介 假玻璃介				4	1.36	126
		沙二段	沙二上亚段		土星介				1.5	0.32	66
			沙二下亚段	3000	金星介 肖庄美星介 肖庄美星介 假玻璃介 玻璃介 华北介				3.4	0.40	58
		沙三段	沙三一亚段	3400	中国华北介 后削玻璃介 中国华北介				4.9	0.65	283
			沙三二亚段	3800	华北介 土形介 华北介 小玻璃介 中国华北介 玻璃介				3.6	0.55	112
			沙三三亚段		玻璃介 玻璃介 小玻璃介				10.4	0.66	115
			沙三四亚段	4200	白庙真星介 玻璃介				10.4	0.69	125
		沙四段		玻璃介 肥实美星介 缩短金星介				6.2	0.50	32	

图 2-29 东濮凹陷白 12 井古水深演化剖面

部为较浅水沉积环境的结果是一致的。东濮凹陷东南部早第三纪湖盆水体深度的平面变化也具有一定的规律。自南而北，信息函数由高向低变化，结合介形虫组合特征和泥岩颜色可以看出，湖盆水体具有南浅北深的特点。根据现代滇池和古代东营凹陷等盆地的湖泊面积(2500m²)，波基面深度(15~20m)，信息函数特点与研究区相关特征的类比以及 d_m 与水深之间的指数关系，认为该研究区的水体深度与东营凹陷水深相当。但研究区湖盆宽度较窄，风吹程相对较短，因此，确定研究区早第三纪湖盆的最大波基面约为 15m。进而根据信息函数的变化特点(图 2-29)、泥岩颜色的黑红变化(图 2-20)、氧化还原指标和沉积相类型(图 2-

30) 等信息的综合分析, 推断了研究区早第三纪各沉积区的古水深。Es₃层为早第三纪湖盆水体最深时期, 葛岗集北洼(东明)为各个沉积时期水体最深的沉积区。同时还可看出, 在同一地质时期, 湖盆水体具有东深(白庙、东明)西浅(马厂、三春集)的特点, 以及在垂向上显示两个水深变化旋回(表 2-11)。

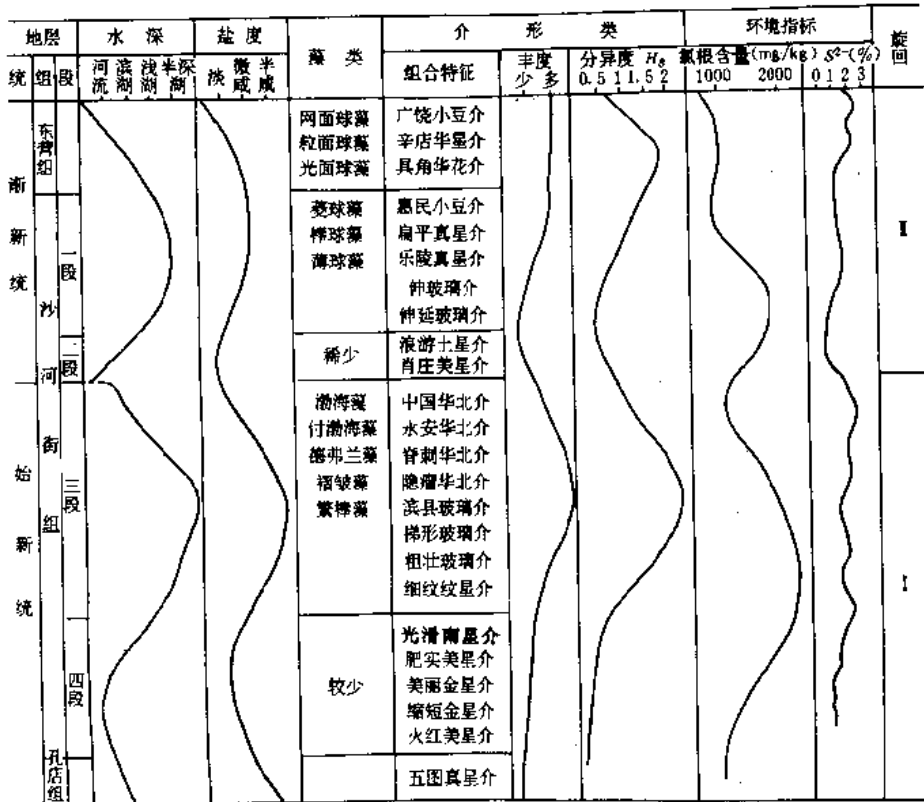


图 2-30 东濮凹陷东南部早第三纪古水深和古盐度演化特征

表 2-11 东濮凹陷东南部早第三纪古水深

层位	白庙	桥口	东明	唐庄	马厂	三春集	瓜营
Ed	2	1	3	0	0	0	
Es ₁	15	13	18	11	10	10	
Es ₁ ¹	9	7	11	8	6	6	
Es ₂ ²	5	0	5	3	1	0	
Es ₃ ³	20	16	20	18	16	15	5
Es ₃ ³	22	20	23	20	17	15	5
Es ₃ ³	28	25	30	27	18	16	6
Es ₃ ³	23	21	25	22	16	15	6
Es ₄	20	18	20	19	15	14	5

水深范围: 滨湖 1~2m; 浅湖 2~15m; 半深湖 15~20m; 深湖 20~30m

三、盆地古盐度分析

1. 利用微量元素分析古盐度

常用的微量元素主要是粘土沉积物中的 Mn、B、Sr、Ba、Na、Cl 等，其中以硼 (B) 应用效果最好。

沉积物中的硼除由陆源碎屑 (如电气石) 带来外，主要是从海水中吸取而来的。现代海水中硼的浓度为 4.7ppm，淡水中一般不含硼，内陆盐湖中具有很高的硼量。沉积物中硼的含量与水体中硼的含量有关，因而也和水的盐度存在着函数关系，这就是硼含量可以作为古沉积环境指标的依据。一般情况是：湖相沉积中硼含量最低，海相沉积中约为 100ppm 或更高，咸化泻湖中含盐粘土含硼 1000ppm 以上。各类岩石的硼含量不等，泥岩中硼含量最高。泥岩中硼的含量比较能反映出古盐度的情况。硼在泥岩中存在形式有两种：一是靠粘土矿物的吸附作用固着在它的表面；二是硼直接进入粘土矿物品格，一般以取代硅的方式出现。但粘土矿物吸取硼元素的能力不等，以伊利石最强 (100~200ppm)，高岭石最弱 (10~30ppm)。海绿石中硼含量也特别高 (350~2000ppm)。因而泥岩中伊利石最能反映出古盐度情况，所以必须把硼含量与粘土矿物分析结合进行，才能客观地反映出沉积环境。

2. 利用稳定同位素分析古盐度

海水中氧的同位素 O^{18} 和碳的同位素 C^{13} 都比淡水中要多。沉积物中的自生矿物 (碳酸钙、碳酸铁等) 反映了这种差别，便成了用稳定同位素作为分析古盐度的依据。

海相沉积物中所含碳元素的 C^{13}/C^{12} 比值高于非海相沉积物中有机质的相应比值，同时海相碳酸盐岩中 C^{13} 较富，淡水相的碳酸盐岩中 C^{13} 较贫，并且差别明显；因而石灰岩中碳元素的 C^{13}/C^{12} 比值是比较好的指相标志。

海相与陆相成因的烃类中，硫的同位素 S^{34}/S^{32} 的比值有所不同。海相的比值稳定，湖相的变化大。由于细菌作用，陆相烃类 S^{34} 的含量往往比海相烃类显著增多。

3. 利用古生物及有机组分分析古盐度

综合利用孢粉、介形虫化石、分异度和地化指标，能够反映湖盆水体的盐度。在盐度较大的水体中，华北介等化石含量丰富、种属单调、分异度高，反之亦然。棒球藻、菱球藻、多生活于淡水，渤海藻、副渤海藻等生活于较咸水。因此，综合考虑东濮凹陷白 12 等井的藻类组合 (图 2-20)、介形虫组合及其分异度 (图 2-29) 和环境指标 (氯根和二价硫含量) (图 2-30) 可确定沙三段、沙一段为半咸水—微咸水沉积时期，其中沙三段水体最咸；沙四段、沙二段和东营组为淡水沉积时期 (图 2-30)。

异戊间二烯类中的植烷和姥鲛烷可用作区别海相和陆相的标志。通常认为植烷是从植醇衍生而来的，可以作为陆相环境标志，而姥鲛烷一般表示海相沉积环境。

沉积岩及石油中卟啉分子量的窄范围可作为湖相标志，而其宽范围可作为海相的标志。

四、盆地古物理化学环境分析

1. 盆地水体酸碱度分析

酸碱度的划分主要根据水介质中的氢离子浓度： $pH < 7$ 为酸性介质， $pH = 7$ 为中性介质， $pH > 7$ 为碱性介质。

判断酸碱度的直接标志是常见的指示矿物，如碳酸盐矿物、含铁矿物和粘土矿物等 (表 2-12)。