

“211”工程

《化石燃料矿产勘察

新技术、新理论》项目

资助出版

● 魏魁生 等著

碳酸盐岩 层序地层学

——以鄂尔多斯盆地为例

Carbonate Sequence Stratigraphy
——A Typical Example from Ordos Basin

756

地质出版社

碳酸盐岩层序地层学

——以鄂尔多斯盆地为例

地质出版社

· 北 京 ·

图书在版编目 (CIP) 数据

碳酸盐岩层序地层学: 以鄂尔多斯盆地为例/魏魁生等编著. -北京: 地质出版社, 2000.3
ISBN 7-116-03254-1

I. 碳… II. 魏… III. 碳酸盐岩-地层层序-研究-鄂尔多斯 IV. P588.24

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2000) 第 77081 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑: 郝梓国 罗晓斌 王章俊

责任校对: 黄苏晔

*

北京地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本: $787 \times 1092^{1/16}$ 印张: 9 图版: 2 页 字数: 219 千字

2000 年 3 月北京第一版·2000 年 3 月北京第一次印刷

印数: 1—1000 册 定价: 28.00 元

ISBN 7-116-03254-1

P·2151

(凡购买地质出版社的图书, 如有缺页、倒页、脱页者, 本社发行处负责调换)

序

碳酸盐岩始终是值得研究的沉积岩中的一个大类。自 70 年代始,国内对于碳酸盐岩中生物礁、骨架沉积体系、水动力条件与动态过程、生物群落、古生态、古气候、古地貌、古环境以及所含的钾盐、粘合剂、石油和天然气等方面的研究,颇为重视。

层序地层学是 80 年代后期发展起来的一门地质学边缘学科,其概念和理论体系已经成功地应用于陆源硅质碎屑沉积中。Posamentier、Weimer、Schlager 和 Emery 等人认为,90 年代以来层序地层学研究的难点集中于:碳酸盐岩层序地层学,非海相层序地层学,深海盆地层序地层学,以及全球海平面周期图的广泛应用。从层序地层学发展趋势看,第一需要对沉积层序控制要素进行研究;第二需要进行不同背景和寻找矿产资源的应用研究。目前,国际上对于碳酸盐岩层序地层学的研究主要还是套用原 Exxon 石油公司提出的硅质碎屑岩的层序模式,实际上还需要进一步深入。根据对美国 GeoBase 和 GeoRef (截至 2000 年 3 月)的最新查询,迄今发表的有关碳酸盐岩层序地层学的论文及专著分别为 129 篇和 55 篇,由此可见碳酸盐岩层序地层学的研究难度是很大的,也是很有价值的。

本书结合 90 年代以来 Loucks、Schlager、Tucker 等人的最新观点重温了碳酸盐岩层序地层学的基本概念和原理,作者认为,现代碳酸盐沉积物主要发育于温暖、动荡、清澈的浅海,以原地或离原地不远的堆积作用为主。在碳酸盐沉积背景中,古地理、环境要素对沉积层序有很强的控制作用,体现了当代层序地层学的发展动向。同时考虑了碳酸盐台地的类型、形成和消亡。由此提出了碳酸盐岩层序地层学研究的基本思路。

在此基础上,作者选择了鄂尔多斯盆地研究对象,研究认为从早寒武世到晚奥陶世,碳酸盐台地经历了混合缓坡台地、构造沉积速率增大时的清水缓坡台地、构造沉降相对稳定时的清水缓坡台地、末端陡倾缓坡与镶边陆架、边缘坳拉槽与内部蒸发岩台地的发育历程,相应形成了下 Sauk、中 Sauk、上 Sauk-1、上 Sauk-2 和下 Tippecanoe 超层序。提出了超层序、巨层序的发育与构造运动或构造沉降速率的突然变化有关。通过露头与地下资料相结合的分析,总结了层序边界、首次海泛面和密集段的识别标志,从而建立了鄂尔多斯盆地寒武—奥陶系高分辨率层序地层格架和层序地层系统。在寒武系识别出 10 个完整层序和 1 个不完整层序;在奥陶系治里组和亮甲山组划分出 6 个高频层序;在西缘下奥陶统三道坎组、桌子山组、克里摩里组及中奥陶统乌拉力克组、拉什仲组、公乌素组和蛇山组共划分出 29 个三级或四级层序。指出早奥陶世鄂尔多斯地块处于缓坡或镶边陆架的稳定背景,碳酸盐生产率高,因而高频层序发育,反映了在稳定台地上形成较大的不整合机率小而海进—海退频率高。作者还绘制了海平面升降曲线,提炼出了适合于该区的碳酸盐岩缓坡、末端陡倾的缓坡与镶边陆架的层序地层模式,分析了典型层序内部体系域和沉积体系的分布型式,并用于指导恢复古地理和古环境。通过地球化学样品分析,指出复合密集段是最有利的烃源岩;总结出该区储层物性与区域性不整合相联系的古喀斯特、碳酸盐岩隆及伴生的生物碎屑灰岩和塌积岩、能够形成次生孔隙的白云岩或颗粒灰岩等有关。综

合各项研究成果，提出了 12 种可能的地层和岩性圈闭型式，指出了东部斜坡带和中央隆起带以西为有利气藏远景区。这些成果对于我国其它地区碳酸盐岩层序地层学研究和鄂尔多斯盆地的油气勘探都具有重要价值。

本书是在碳酸盐岩层序地层学最新理论指导下对具体事例分析的典范，可供地质人员和油气勘探人员参考。

中国科学院院士



前言

层序地层学是在地震地层学不断实践的基础上长期积累、总结和继承下来的知识体系。层序地层学问世以后,研究热潮有增无减,目前已经由地下引伸到地面,由被动大陆边缘扩展到缓坡、生长断层、活动大陆边缘、前陆盆地、沙漠、河流及其它非海相沉积背景,研究范围涉及地质学的多个领域,从而展现了层序地层学的强大的生命力。碳酸盐岩层序地层学是层序地层学研究中的一个难点和热点问题。

碳酸盐岩是沉积岩中的一个大类,沉积记录中含有大量的古气候、古地貌和古环境的信息,它也是油气及沉积矿产特别是稀有材料(例如钾盐、粘合剂)的源岩。本书以鄂尔多斯盆地北部及其边缘为解剖对象,讨论碳酸盐岩沉积层序和碳酸盐岩-陆源碎屑沉积层序的识别标志、控制因素、在时间上的演化规律和空间上的展布规律,并归纳出寒武—奥陶系层序地层格架、分布型式和模式。

由地震地层学发展而来的层序地层学,其基本概念已广泛地用于硅质碎屑岩沉积体系。碳酸盐层序地层研究在很大程度上借鉴于硅质碎屑岩的层序模式。目前碳酸盐岩沉积层序已作为研究碳酸盐岩的应用技术和预测工具。利用 Exxon 硅质碎屑沉积层序地层模式有助于解释碳酸盐沉积层序的发育与演化。然而,必须看到 Exxon 模式是以沉积物来源于盆地之外,物质的输入是由河流及三角洲体系排水入盆的。因此,作者认为对于碳酸盐岩层序地层不能仅仅沿袭 Exxon 的碎屑岩层序模式,应该从成因的角度、从海水的进退、从台地的淹没与暴露、从物源与扩散方式、从台地的发育、演化及消亡等方面进行分析。

现代碳酸盐沉积物,主要发育于温暖、动荡、清澈的浅海。除异地灰砂外,碳酸盐岩主要为原地或离原地不远的堆积物。碳酸盐沉积不仅其扩散方式不同于陆源碎屑沉积,而且环境要素对其沉积层序有很强的控制作用。碳酸盐台地有两种主要类型,即缓坡(包括均斜缓坡和末端陡倾的缓坡)和镶边陆架,此外,还有孤立台地、沉没台地、陆表海和加积陆架。台地形成于一定的古地理背景,台地的消亡与其暴露或淹没事件有关。台地暴露期间,因硅质碎屑沉积物覆盖而消失;或者沉没于透光带之下时消失。台地上水体很浅,仅十几米;末端陡倾的缓坡、镶边陆架甚至孤立台地坡折之下迅速没入深水环境,缓坡没有明显的陆架坡折。碳酸盐岩与碎屑岩之间的重要差别,构成了发展碳酸盐岩层序地层学的基础。

对于碳酸盐岩层序地层具体实例研究,需要考虑:①与构造演化、盆地发育相联系的沉积背景;②与硅质碎屑岩不同的碳酸盐岩层序地层分布型式;③不同沉积背景(例如缓坡、孤立台地和镶边陆架)下的沉积层序和体系域模式。作者对于鄂尔多斯盆地地下古生界层序地层的研究,主要基于上述思想。

鄂尔多斯盆地从早寒武世到晚奥陶世,碳酸盐台地经历了混合缓坡台地、构造沉降速率增大时的清水缓坡台地、构造沉降相对稳定时的清水缓坡台地、末端陡倾坡折与镶边陆架、边缘坳拉槽与内部蒸发岩台地的发展历史,与之相对应发育了 5 个超层序,即下

Sauk、中 Suak、上 Sauk-1、上 Sauk-2 和下 Tippecanoe 超层序。由下奥陶统顶部的不整合把早古生代地层划分为两个巨层序，即 Sauk 和 Tippecanoe 巨层序。超层序、巨层序边界的形成与构造运动（晋宁、蓟县、怀远、祁连运动等）或构造沉降速率的突然变化相联系。

本书论述了超层序的底界性质及重大不整合的分布范围，下 Sauk、上 Suak-1、上 Sauk-2 和下 Tippecanoe 超层序的底界不整合在全区大部分地区可以追踪；中 Sauk 超层序与构造沉降速率突然加快有关。本书还讨论了寒武系底界、中寒武统底界和上寒武统底界的性质，它们均属三级层序中的密集段或邻近密集段。奥陶系底界在西缘属于不整合性质，中、上奥陶统顶、底界也均为不整合；奥陶系底界在东缘整合部位与层序边界并非吻合，层序边界位于上寒武统近顶部的可供工业利用的白云岩的上界。

通过实例分析，作者归纳了区内层序边界、首次海泛面和密集段的识别标志。I 型层序的识别边界标志主要表现为地层剥蚀和地表暴露。II 型层序边界的识别标志为滨岸下迁及小规模白云岩化。首次洪泛面附近具内源碎屑，外源砾石和泥砂质沉积。纯碳酸盐岩中的密集段一般不典型，较为典型的密集段含泥质或泥灰质。通常典型的密集段往往由暗色泥页岩组成，在大露头剖面上，发现有弱下超结构。

作者首次建立了鄂尔多斯盆地北部及北缘寒武—奥陶纪高分辨率层序地层格架和层序地层系统。在寒武纪地层中识别出 10 个完整层序和 1 个不完整层序；在奥陶纪地层中，东缘冶里组和亮甲山组划分出 6 个高频层序；西缘下奥陶统三道坎组、桌子山组、克里摩里组及中奥陶统乌拉力克组、拉什仲组、公乌素组和蛇山组共划分出 29 个 3 级或 4 级层序。这些层序可以归纳为 10 个层序组，其中下奥陶统 4 个，中奥陶统 6 个。在早奥陶世时，鄂尔多斯地块处于缓坡背景或镶边陆架的稳定背景，加之碳酸盐岩生产率高，因而高频层序（拉什仲剖面 18 个）发育，但层序组少（仅 4 个）。表明在稳定台地上形成较大的不整合机率小而海进—海退旋回频繁。

根据可容纳空间变化规律，结合古水深变化信息，首次绘制了鄂尔多斯盆地寒武纪和奥陶纪海平面升降曲线，经与 Sarg (1994) 等全球海平面变化曲线对比，发现二级旋回吻合程度很高，寒武纪和中奥陶世的三级旋回吻合程度也比较高。作者首次提出了适合于本区的碳酸盐缓坡台地背景、末端陡坡倾的缓坡与镶边陆架背景的层序地层模式，分析了典型层序内部体系域和沉积体系的分布型式，并结合用之指导恢复古地理和古环境。

通过 352 块薄片和 24 块露头地球化学样品分析，认为张夏组、马家沟组、乌拉力克组是区内第三套生油气岩系，并且是区内最重要的气源岩。张夏组有机碳含量平均 0.13%，干酪根类型为 II_A 型；沥青 A 及烃含量相当低，推测其烃源岩成熟度高，处于干气—湿气阶段。马家沟组碳酸盐岩烃源岩有机碳含量较高，平均 0.12%，西部乌拉力克组的黑色页岩有机碳含量高达 0.80% 以上。它们的干酪根类型均为 II_A 与 I 型，都属于优质轻源岩，但其可溶有机质含量低，表明成熟度较高。分析表明，烃源岩的发育与海平面上升期关系密切，有利的烃源岩与密集段及高水位体系域相联系，特别是与复合密集段有关。

储层的孔、渗性能受三个主要因素的控制：与区域性不整合相联系的古喀斯特；碳酸盐岩隆及伴生的生物碎屑灰岩和塌积岩；白云岩化或颗粒灰岩溶解形成的次生孔隙。结合以上研究成果，提出了 12 种可能的地层和岩性圈闭型式，进行了有利成藏区带的预测，指出了东部斜坡带和中央隆起以西为主要的有利气藏远景区。

本书是在碳酸盐岩层序地层学最新理论的指导下对具体典型事例的分析，其中前言、第二章、第三章和第四章由魏魁生撰写，第一章由魏魁生、周小鹰、厉大亮和魏颖生编写，第五章和第六章由魏魁生、徐怀大、叶淑芬撰写。支持经费来源于国家科委基础性研究重大关键项目（SSLC）和地质矿产部基础研究重大项目（编号：8502208）《中国层序地层与海平面变化研究》，出版经费来源于“211工程”《化石燃料矿产勘查新技术、新理论》项目。在课题完成过程中，受到王鸿祯先生和刘光鼎院士的关注；在实际工作中，三普王明长工程师和山西区调队吴鸿飞工程师，宁夏地质局郑昭昌总工程师，山西地质局武铁山总工程师，九普冯总，三普张总，均给予大力支持和帮助；原在校研究生卢松涛、罗彦、刘巍、张文华等在具体工作或完成总结报告中做了很多工作；文中引用了大量国内外资料，特别是引用了 Loucks 博士、肖贤明研究员、冯增昭教授和郑昭昌总工程师的资料，在此一并表示深切的谢意！

目 录

序	
前 言	
第一章 碳酸盐岩沉积层序和体系域	1
第一节 引言	1
第二节 碳酸盐台地的成因	3
第三节 碳酸盐岩地层和相特征	18
第二章 鄂尔多斯盆地区域地质背景	28
第一节 大地构造背景及盆地演化	28
第二节 地层及剖面位置	33
第三节 沉积相和沉积史	40
第三章 鄂尔多斯盆地层序地层分析	44
第一节 碳酸盐岩层序地层学研究的基本思路	44
第二节 巨层序分析	45
第三节 露头层序地层学分析步骤	48
第四节 桌子山拉什仲剖面奥陶系层序地层分析	49
第五节 桌子山阿不切亥沟寒武系层序地层分析	62
第六节 东缘南坪奥陶系层序地层分析	73
第七节 桌子山苏必沟寒武系层序地层分析	79
第八节 东缘沁源县猪窝棚寒武系层序地层分析	86
第四章 鄂尔多斯盆地层序地层对比及海平面变化综合分析	92
第一节 层序地层学在区域地层分析中的作用	92
第二节 层序地层对比及综合分析	93
第三节 台地演化、构造沉降速率突变与层序发育特征	102
第四节 海平面变化综合分析	103
第五章 鄂尔多斯盆地沉积层序和体系域模式	106
第一节 主要参考模式	106
第二节 本文提供的模式	109
第六章 鄂尔多斯盆地层序地层与油气成藏关系	112
第一节 沉积层序与油气生成	112
第二节 储层预测	120
第三节 生储盖组合规律	121
第四节 圈闭预测及有利区带预测	122
结论	129
参考文献	131
图版说明	135

第一章 碳酸盐岩沉积层序和体系域

第一节 引言

过去几十年中, 缓坡 (Ahr, 1973; Read, 1985)、陆架 (Wilson, 1975; Read, 1985) 和克拉通背景 (Irwin, 1965; Shaw, 1964) 的碳酸盐岩相模式广泛用于描述和解释古代碳酸盐台地横向上的相关系 (图 1-1)。这些模式描绘了在某一段没有相对海平面变化的时间段内理想化的相分布模式和古环境, 即碳酸盐台地的静态描述。然而, “自然界永远不是静止的, 在地质历史的大部分时期中陆表海在大陆上不断地海进和海退 (Irwin, 1965)”, 因此环境也相应地发生变化。随之便产生了一个难题——相的预测。在碳酸盐台地的发育史中, 古环境就像一个“移动的靶子”, 它们的出现、迁移、消失和再度出现在很大程度上反映了沉积与侵蚀作用过程, 这一过程与相对海平面变化引起的海进和海退有关。因此, 以静态的观点考察时间和相对海平面变化使相模式的预测能力大为降低。

层序地层学综合了时间和相对海平面变化的因素来追踪相带的迁移。起源于地震地层学分析的层序地层学, 其优势主要在于对由年代地层学所限定的以不整合为边界的沉积层序框架内的沉积相的预测 (Haq 等, 1987; Posamentier 和 Vail, 1988; Vail 等, 1977; Vail, 1987; Van Wagoner 等, 1990)。地震层序分析方法与实践导致了 Exxon 公司的层序地层模型的发展, 随之产生了与之相匹配的体系域图解 (Haq 等, 1987; Posamentier 和 Vail, 1988; Vail, 1987)。这种模型概括了形成于被动大陆边缘沉积盆地、与相对海平面变化相对应的可预测的硅质碎屑沉积层序的分布型式和几何形态。

层序地层学是目前分析碳酸盐台地的发育及其历史的一种实用方法 (Eberli 和 Ginsburg, 1989; Handford 和 Loucks, 1990, 1991; Hardie 等, 1991; Hunt 和 Tucker, 1991; Jacquini 等, 1991; Rudolph 和 Lehmann, 1989; Sarg, 1988)。碳酸盐岩层序地层研究在很大程度上借鉴于硅质碎屑岩的层序模式。利用 Exxon 公司的硅质碎屑沉积层序地层模式有助于解释碳酸盐沉积层序的发育与演化。然而, 硅质碎屑岩沉积原理与碳酸盐岩沉积原理不同。Exxon 公司的模式假定沉积物来源于盆地之外, 大部分是由河流和三角洲体系带入海洋盆地的。这种假设不能被用于碳酸盐岩沉积层序, 因为碳酸盐沉积物不是由外源输送到盆地中, 而是在海洋盆地中通过有机和无机作用产生的 (James, 1979)。这就使得碳酸盐沉积物具有某种独特的能力, 使其在沉积过程中建造出地形上和地貌上各异的台地。例如镶边陆架、孤立或分离的台地及缓坡。硅质碎屑岩体系能够形成具有明显陆架坡折的一系列沉积层序, 但是这些层序的陆架边缘缺少镶边。此外, 硅质碎屑岩斜坡的坡角通常小于碳酸盐岩斜坡的坡角 (Schlager 和 Camber, 1986)。大多数碳酸盐岩层序的标志是由有机物建造构成的独特的沉积地貌, 由此可以区分碳酸盐岩和硅质碎屑岩地层在几何形态上的差别。然而, 碳酸盐岩层序与硅质碎屑岩层序也有相似的几何形状, 这仅出现在碎屑状碳酸

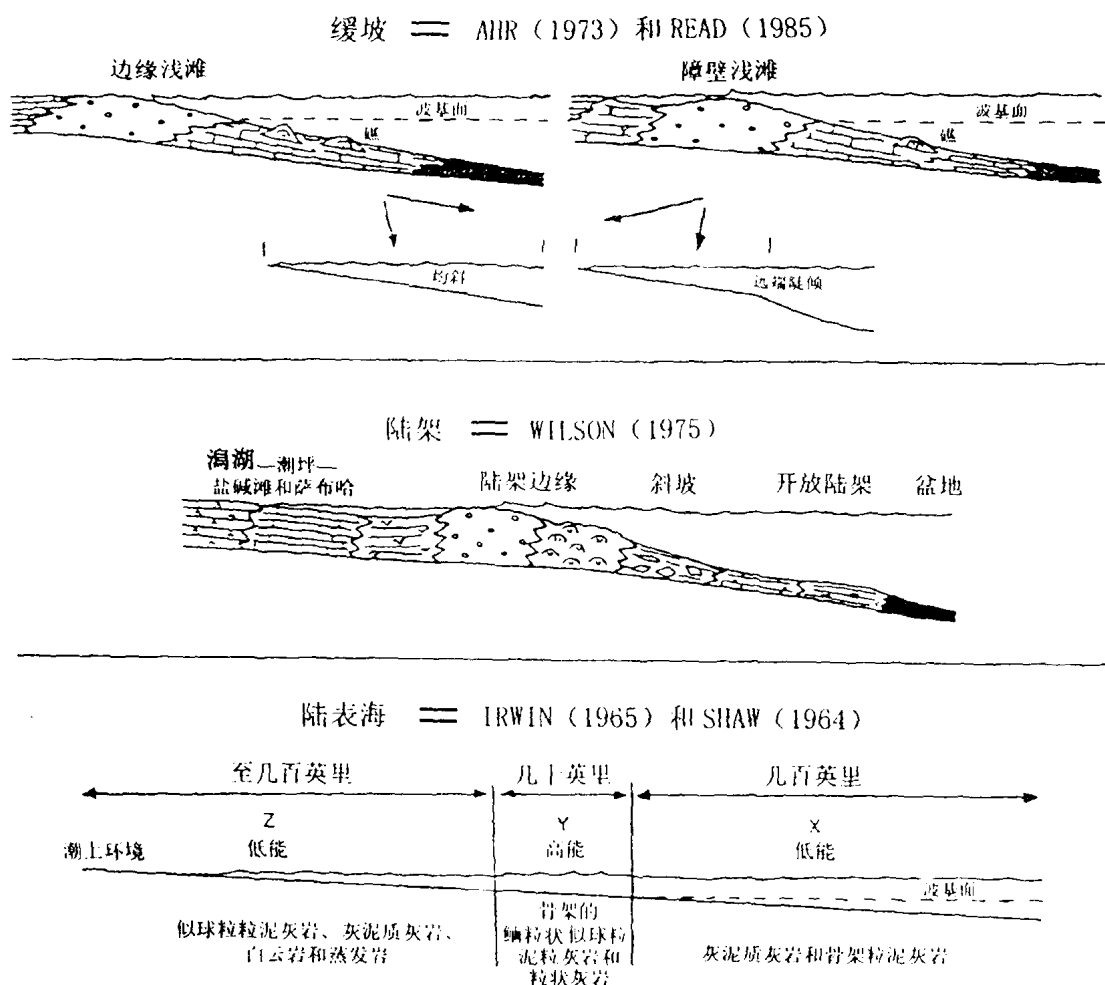


图 1-1 缓坡、镶边陆架和陆表海背景碳酸盐台地相模式
(据 Ahr, Handford 等, 1993)

盐沉积物占主导地位的台地内，例如缓坡或低角度镶边陆架 (Sarg, 1988)。原因在于碎屑状碳酸盐沉积物对于波浪与水流的搬运及沉积作用与硅质碎屑沉积物有相似的响应。

与硅质碎屑沉积物相比，碳酸盐沉积物具有复合成因、环境因素对碳酸盐岩沉积作用具有强烈的控制作用 (Davies 等, 1989; Hopley, 1982; Schlager, 1991; Wilson, 1975) 以及碳酸盐岩响应于相对海平面变化所产生的分散方式不同的特点。因此，应用以硅质碎屑岩为基础的 Exxon 公司的沉积层序模式解释碳酸盐台地地层与相对海平面的发展历史不尽合理。虽然 Exxon 公司的硅质碎屑岩层序模式的基本概念可适当地用于许多碳酸盐岩层序，但碳酸盐岩和硅质碎屑岩之间存在着根本的差别，这种差别构成了建立具有碳酸盐岩特色的层序和体系域模式的重要依据。识别碳酸盐地层型式、建立适用于不同类型的镶边陆架和缓坡的沉积层序和体系域模式一直是地层学家致力研究的内容。目前，对于地层模式的研究基于现代与古代的碳酸盐沉积体系的地质和地球物理学资料，应用了碳酸盐岩沉积原理、已有的碳酸盐岩沉积相模式和层序地层的分析方法。国内、外学者均曾提出了若干不同背景下的碳酸盐岩沉积模式。

第二节 碳酸盐台地的成因

近几百年来, 详细的天文观察使人们认识到地球轨道的周期性变化, 并为计算地球轨道特征提供了依据。这种轨道的周期性变化有可能影响气候。这就是常称的米兰柯维奇旋回, 它主要包括轨道偏心率变化、黄赤交角变化、岁差及近日点进动等几个参数的变化。

轨道参数的变化影响地球接受太阳辐射的量, 从而引起地球上冰盖的扩张与收缩和大气及深海中 CO_2 含量的变化。这些因素的综合作用使地球上的气候发生变化, 以致改变海洋习性和沉积体系。在更新世沉积物中可见到轨道变化的信号。气候的变化可能会引起全球海洋环流的变化、海平面的升降、潮湿和干燥带边界的变化及环带流和季风等的变化。与米兰柯维奇旋回机制有关的旋回率均可以在地层记录中找到。例如油页岩和白云质“硬泥灰岩”互层或泥灰岩-灰岩层理可能记录了岁差旋回。各种相和不同时代的某些地层序列在构造上是旋回性的。这些旋回性可以按不同的可信度与地球轨道循环联系起来。根据全新世地层的研究发现, 地球轨道效应(米兰柯维奇机制)造成极地冰盖消长, 结果产生高频海平面变化。碳酸盐岩因其形成机制的特殊性, 对海平面的变化极为敏感, 因此碳酸盐岩地层包含了丰富的海平面变化信息, 以及古气候、古地貌和古环境信息。

根据 P.M. Mitchum 和 P.R. Vail 对层序级次的划分, 长周期(三级以上)层序受泛大陆生长、洋脊增生和海底扩张等全球性构造运动的控制, 这些构造运动产生长周期海平面变化。四、五级层序属冰川性海平面变化形成的地层层序。

碳酸盐台地在一定程度上与硅质碎屑岩陆架相似, 它们都由受到海面升降、构造沉降、沉积速率(体积)与气候等因素控制的沉积和侵蚀过程导致沉积物的建造或再造作用(Sarg, 1988; Vail, 1987)。在上述控制因素中, 前三项相互作用调节相对海平面的变化。气候主要控制沉积物的类型。这些因素相互作用便在沉积层序中产生了多种变化的地层分布型式和多种变异的沉积相(Haq 等, 1987; Jervey, 1988; Kendall 和 Schlager, 1981, Sarg, 1988; Vail, 1987), 以及碳酸盐台地在整个地貌上的变化或大小和几何形态上的变化(Bosellini, 1989)。据信, 这些因素与其它因素的相互作用, 用以描述碳酸盐台地内部的物理性质。评价这些因素所起的作用, 可增强对碳酸盐台地及其演化过程的了解。以下为影响碳酸盐岩沉积的主要因素。

1. 碳酸盐工厂

碳酸盐岩是沉积岩中的一个大类。碳酸盐台地上的沉积速率取决于海相潮下碳酸盐工厂的生产率。碳酸盐工厂生产碳酸盐岩的能力与纬度、温度、盐度、水深、光照密度、浊度、水循环、 P_{CO_2} 与营养供应的相互作用密切相关(Hallock 和 Schlager, 1986; Lees, 1975; Lees 和 Buller, 1972; Milliman, 1974; Wilson, 1975)。当这些因素处于有利于有机或无机非生物碳酸盐沉积物产出并适当地相互作用的范围内, 强大的碳酸盐工厂便在这些区域内产生了。

热带海洋工厂分布于南、北纬 $0^\circ \sim 30^\circ$ 之间的温暖浅海。实际上碳酸盐工厂就是一层向下至大约 100m 深度的温暖清澈的表层水, 但大部分碳酸盐产物出现在水深 10m 的范围内(Wilson, 1975)。碳酸盐生成物主要包括光合自养生物和绿藻生物及非光合自养生物。前者包括造礁珊瑚、钙质红绿藻, 后者主要由有孔虫类、软体动物、苔藓动物和棘皮动物

组成。最适宜珊瑚和钙质绿藻生长的水温条件是年度最低水温和最高水温不能超出 15℃ 到 26℃ 的范围 (Lees 和 Buller, 1972)。来源于钙质藻类分解和直接沉淀作用的非骨骼粒屑或鲕粒、球粒岩以及碳酸盐泥也几乎全部形成于温暖的海水中。现代鲕粒的形成更受自然能量与盐度的限制。鲕粒仅发育于波浪和水流作用很强的浅海中 (< 2m) (Bathurst, 1971; Loreau 和 Purser, 1973; Newell 等, 1960), 一般盐度超过 35.8‰ (Lees, 1975)。

在温带和极地海洋里, 碳酸盐工厂产出的骨骼颗粒源自钙质红藻和诸如有孔虫类、软体动物、苔藓动物、棘皮动物和小甲壳动物等非光合自养生物。温带海洋因缺少钙质绿藻而生产相对较少的碳酸盐泥。碳酸盐泥主要由机械磨蚀作用、骨骼颗粒的生物侵蚀作用和颗石藻的聚积作用产生 (Blom 和 Alsop, 1988)。

现代碳酸盐沉积物主要发育于温暖、动荡、清澈的浅海, 除异地灰砂外, 碳酸盐岩主要为原地或离原地不远的堆积物, 碳酸盐岩沉积不仅其扩散方式不同于陆源碎屑沉积, 而且环境对其沉积作用有很强的控制作用。前人的大量工作证实碳酸盐沉积物在热带台地区的产生和堆积速率比在温带环境大得多。Wilson (1975) 和 Schlager (1981) 根据对生物成因的碳酸盐岩生产速率的估计绘制了碳酸盐岩总产出率的相对深度剖面图, 清楚地显示了水深、光度对碳酸盐岩沉积作用的影响。在热带海洋中, 大量生物成因的碳酸盐沉积物生成门限位于水深小于 10~15 m 海水中。图 1-2 表明了热带碳酸盐台地中生产率和聚积率的变化规律。

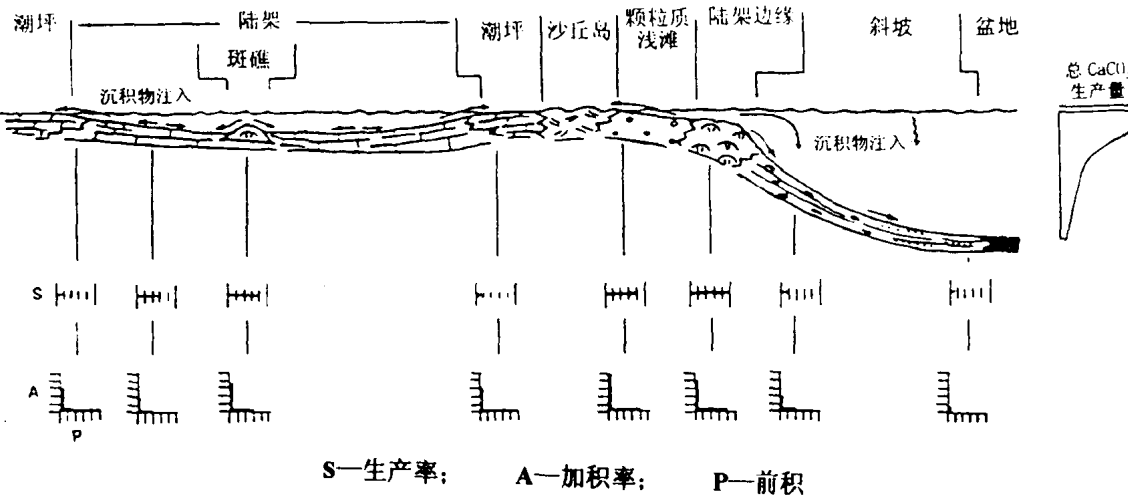


图 1-2 碳酸盐沉积物的生产率和聚积 (加积和前积) 速率随深度和沉积背景而变化
(据 Wilson, 1975; Schlager, 1981; Handford 等, 1993)

注意: 潮上环境几乎不生产碳酸盐沉积物, 但堆积速率可能很高。
箭头指示沉积物的流向或沉积物运移的大致方向

2. 气候

气候是某一地区的天气的特征, 是对大气温度、降雨量、湿度和风等因素的一种度量。对气候的研究有助于确定水流状况 (盐度、水温和循环程度), 进一步可以确定碳酸

盐工厂的性质（热带或温带）和所产生的碳酸盐沉积物的类型。热带浅海与中纬度温带海水相比有较高的 CaCO_3 超饱和度。这种差别影响到碳酸盐沉积物的生产、稳定性和早期成岩潜力（Scoffin, 1987）。对于古气候的分析有助于判断沉积层序内非碳酸盐沉积物的类型。在干旱气候环境与局限性水流循环条件下可能形成蒸发盐沉积。如果陆相沉积物源毗邻碳酸盐台地，气候差异将影响硅质碎屑沉积物分异作用的类型。潮湿气候适宜于沉积河流三角洲成因的硅质碎屑沉积物，而干旱气候条件有利于风成硅质碎屑岩的沉积。在以碳酸盐岩为主的地层序列中，形成的沉积类型不仅与气候条件有关，而且还响应于相对海平面的变化状况。例如，在新墨西哥的 Guadalupian 的碳酸盐台地层序内，发现了风成和旱谷沉积的薄层砂岩（Mazzullo 等, 1991），表明其形成于低水位环境。在北阿肯色州的中奥陶统形成的滨面砂岩和风成砂岩，以假整合形式叠加在被切割的岩溶和潮缘碳酸盐岩上，明显显示出低水位体系域的特征。

3. 构造沉降和大地构造背景

假如盆地的基底不发生下沉，碳酸盐沉积物的长期沉淀、聚积和保存是不可能出现的。由热冷却作用、地壳变薄作用和负荷作用（Allen 和 Allen, 1990）引起的构造沉降，与海平面升降变化共同决定了可供海洋沉积物堆积的空间（Jervy, 1988）。沉降速率依赖于岩石圈板块内或大地构造背景下下沉地壳的类型（洋壳或陆壳）、年代、引起下沉的应力类型、岩石圈的流变性和位置。诱发构造沉降的因素有岩石圈的减薄作用、冷缩作用、地壳下部塑性物质向新生海洋的缓慢移动，以及地壳下部或地幔内的岩相转换作用（由辉长岩向榴辉岩的转变）。此外，沉积物载荷也可以增强构造沉降作用机制。浅海碳酸盐台地形成于聚敛板块、离散板块和转换板块的边缘附近并沿着板块边缘伸展，也发育于由洋壳或陆壳组成的板块内部。在板块内部和被动大陆边缘背景中形成的碳酸盐岩保存的可能性大。大地构造背景的控制作用在于：①控制了提供给整个盆地充填的部分或全部碎屑沉积物的物源区的位置、海拔高度和面积；②控制了下沉盆地基底的几何形态；③浅海碳酸盐岩沉积的初始几何形态、海洋影响的程度及类型。

4. 与大陆的连接关系

碳酸盐台地可能与大陆板块或大型岛屿彼此分开，也可能与它们相连接。与大陆毗邻的台地通常沿被动大陆边缘发育，面向开阔海洋方向具有狭长的线形地貌特征。大型与大陆隔绝的或孤立的碳酸盐台地发育于新裂开的大陆边缘和夭折裂谷围限的地垒上面。孤立的碳酸盐台地也可形成于火山和海底山脉周围的热点上方，以及活化的海洋板块中。某些孤立台地在其整个生存期始终呈孤立状态；但是在几个台地彼此接近的地方，它们可能合并成一个更大的台地，就像大巴哈马滩的情形那样（Eberli 和 Ginsburg, 1989）。

5. 地貌

碳酸盐台地主要可以分为三种各具特色的地貌特征（图 1-3）：①均斜缓坡或远端陡倾的缓坡；②镶边陆架；③无镶边平顶的陆架，这种陆架沿其边缘向海至大陆坡具有明显的坡折。镶边陆架主要形成于热带海域，镶边主要由造礁绿藻生物和绿藻有机物组成，而这些有机物适存于温水环境。无镶边陆架在热带和温带海洋中皆存在。缓坡主要由碎屑状碳酸盐颗粒和碳酸盐泥组成，因而它们出现在热带和温带海域中。淹没的台地属于一种独特的台地类型（Read, 1985；Tucker 和 Wright, 1990）。实际上它们与上述台地在地貌上的没有明显的区别，不同之处在于它们是被淹没的缓坡、镶边陆架或平顶陆架。淹没的台地属

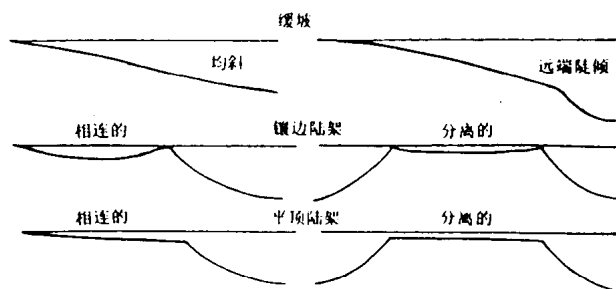


图 1-3 碳酸盐台地的地貌剖面

(据 Handford 等, 1993)

包括缓坡 (均斜的和末端陡倾的), 镶边陆架 (相连的和分离的) 和无镶边平顶的陆架 (相连的和分离的)

于台地发育的某个阶段的产物, 特别是海平面相对上升阶段的产物。

6. 宽度和水体循环

碳酸盐台地的宽度变化很大, 范围从仅几千米到大于 100km。10km 的宽度被公认为区分宽台地 (大于 10km)、窄台地 (小于 10km) 的标准。在浅水陆架中, 向碳酸盐台地输送清洁、开放海水的环流, 受波浪作用和风驱水流作用的强烈影响 (Johnson, 1978)。起重要的物理作用中的潮汐作用和波浪作用主要依赖于海洋盆地的大小、形状和水深 (Elliott, 1986)。潮汐作用产生于开放的海洋。在世界上大多数陆架上潮汐的增长幅度通常随着陆架的变宽而加大 (Gram, 1979)。在与开放海以通道相连接的局限海中, 潮汐作用幅度变小。因此, 潮汐作用的范围在窄小的陆架或像波斯湾或红海这样的局限海中最小。潮驱、风驱和波浪驱动的水流之间的相对影响作用和相互作用, 以及海水的营养状况共同控制了从横穿大陆架到浅海陆架边缘, 再到碳酸盐台地的潮上环境中的碳酸盐沉积物的性质。

7. 碳酸盐台地边缘的类型和方位

控制碳酸盐台地发育的其它因素是台地边缘的类型、风向和沉积物的类型。典型的陆架边缘由颗粒质浅滩、生物礁或两者的混合体组成。浅滩或礁体的宽度、连续性及其顶部的水体深度控制了台地内部海水的循环状况。连续的或近于连续的镶边对开阔大陆架上海水的循环和变换起到了阻碍作用。陡倾的或具有不太连续的镶边陆架和无镶边的平顶陆架以与滨岸交叉的环流为特征。从陆架边缘到向海的大陆坡以沉积物增生、沉积物过路或侵蚀为标志 (McIlreath 和 James, 1979; Read, 1985)。从事巴哈马台地研究的人员 (Eberli 和 Ginsburg, 1989; Hine 等, 1981a, b; Wilber 等, 1990) 指出, 台地沉积物的顺风离岸搬运和沉积作用导致了组成大巴哈马滩的现代与古代台地的背风边缘向海大幅度地前积作用。然而迎风边缘趋向于遭受到侵蚀或过路作用, 以及垂向增生作用 (Eberli 和 Ginsburg, 1989)。

8. 沉积体系和岩性

碳酸盐台地由许多沉积体系组成, 各沉积体系都受到气候、地貌、宽度、水流循环与边缘的方位等因素的制约。碳酸盐台地上发育的主要沉积体系如下:

滨岸体系: 海滩、海岸沙丘、潮汐海湾、潮成三角洲和受限于大陆海岸线及障壁岛的潟湖; 边缘生物礁; 潮坪、水道和盐碱滩; 蒸发盐湖。

滨外陆架体系: 塔礁、点礁、灰泥滩和砂屑浅滩; 以风暴作用为主, 由浅到深开阔陆

架；蒸发盐湖（曾经是开放海洋，后被隔离变为蒸发性质）。

陆架边缘体系：生物礁；颗粒质浅滩，包括潮汐砂坝带和海相沙滩带；潮道和潮汐三角洲；障壁岛和风成沙丘。

大陆坡和盆底体系：顺坡滑动体和旋转滑动体；水道化和非水道化沉积物重力流沉积；斜坡趾端的碳酸盐岩裾；海底扇；海底峡谷和冲沟；深海和半深海盆底沉积。

预测台地岩相的组成对于层序地层分析非常重要。在岩相方面，碳酸盐台地大部分都是混合成因的，尤其是非孤立状台地。虽然某些碳酸盐台地几乎完全由碳酸盐沉积物组成，但大多数台地仍由体积不等的碳酸盐沉积物、硅质碎屑岩沉积物和蒸发岩沉积物混合组成。古代台地和现代台地所呈现的岩性变化是沉积历史的直接记录者，也是反映台地随相对海平面变化的一项重要指示物。例如对台地上碳酸盐沉积起阻碍作用、覆盖在层序边界之上、延伸很广的薄层硅质碎屑岩层，通常意味着海平面曾出现过相对下降或静止不动的状态。相反，在以碎屑岩为主的陆架上，出现碳酸盐岩地层表明曾发生过海水的进侵（Brown, 1989）。在大多数碳酸盐台地中，蒸发岩组成成分占比重很大（Goldhammer 等, 1991; Sarg, 1988; Tucker, 1991）。蒸发盐沉积发育于特定的海平面变化、大地构造、地球化学和气候条件适存的环境，比碳酸盐岩沉积条件更为特殊。在台地上广泛沉积的水下层状蒸发岩发育于以障壁岛与开放海几乎完全隔开的环境中（Lucia, 1972）。障壁的出现可能是由构造作用、沉积作用和海平面升降作用共同引起的。在陆架边缘镶边近陆的一侧，广泛分布的（几千平方米）蒸发岩沉积体，表明曾在海平面高水位期出现过一次很小的低水位期。如果蒸发岩沉积只在局部存在，障壁的出现可能是由诸如在海面上风暴沉积的加积作用或者由局部构造作用引起的沉积作用所致。

9. 地层几何形态的变异

在大多数沉积盆地中，将根据地震得到的地层几何形状与可利用的控制井相结合，可区分碳酸盐岩与硅质碎屑岩地层。在缺乏井控制的未探盆地，岩性的解释只能依据地球物理方法完成，例如振幅、频率和层间隔速度的分析。另一种研究方式是比较和对比两种岩石的地层几何形状，它们的形成对应于相似的沉积作用和侵蚀作用。碳酸盐沉积的地貌特征及溶解侵蚀形成的岩溶地貌，增强了地震地层学分辨率与解释的可能性。然而在很多情况下，碳酸盐岩沉积地貌与侵蚀地貌在地震分辨率上差异太小，以致难于区分。

碳酸盐岩和硅质碎屑岩地层对于层序边界都具有相似的协调和不协调地层关系。通常依据地层的不协调关系识别层序边界。无论在碳酸盐岩中还是在硅质碎屑岩中这种地层的不协调关系表现为侧向尖灭（上超、下超、顶超）和削截（侵蚀的和构造的）终止方式。碳酸盐沉积物具有下述特征：①在原地（或离原地不远的地方）生成和聚积；②以具有范围宽广的组构特征的碎屑状颗粒形式进行搬运和沉积；③主要由溶解作用造成的陆表侵蚀现象，通常产生一种独特的地层组合形态。这些地层的几何形态与特征详见下述（图 1-4）。

（1）与喀斯特有关的溶蚀作用或坍塌作用形成了封闭式地貌上的凹陷，其宽度可达几米到几千米（图 1-4-①）。这些凹陷包含有溶洞或下陷洞穴、盲谷和坡立谷。在横断面上，喀斯特式凹陷以溶蚀洼地的边缘为界。盲谷和坡立谷常呈线状分布。在这些地貌的断面上可以由下切谷的存在来判断。剖面上喀斯特地层在溶蚀凹陷边缘受到削截。上超充填凹陷中的地层由低水位期河湖相沉积、钙质红土和海进期的海相沉积组成。在凹陷内也可能有残余丘，例如锥形或塔形喀斯特。这些凹陷被低水位期和海进期沉积物覆盖。某些喀斯特

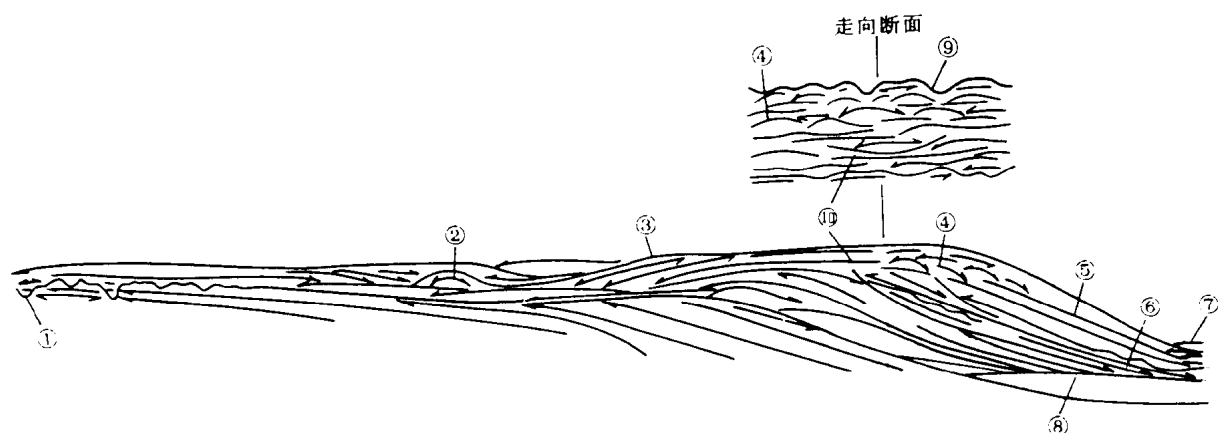


图 1-4 碳酸盐台地上常见的理想化地层型式

(据 Handford 等, 1993)

- ①与喀斯特有关的削截和上超充填现象；②底部下超、边缘处上超或下超的陆架丘；③沿镶边陆架的内侧向陆架进积的碳酸盐岩斜坡和与之相关的平坦状陆架地层的上超；④沿镶边陆架边缘和下斜坡区内边部变陡的丘状至透镜状岩隆（生物丘）；⑤坡角达到和超过休止角的沉积斜坡；⑥斜坡趾端的下超式倾斜地形；⑦交替出现的下超和上超现象，或纯上超现象；⑧斜坡地形由于减薄作用形成的单一化底板聚敛现象；⑨在层序边界处或⑩层序内陆架边缘的下切现象

地区缺少洼地和残余丘，这表明曾经历过长期溶蚀作用，使其夷平并形成平原（Ford 和 Williams, 1989）。

(2) 在陆架背景上，边部变陡的丘形和透镜状生物礁的构造和生物礁的构造特征为在其基底上的下超，和其边缘部位上覆地层的上超（图 1-4-②）。

(3) 镶边陆架边缘背风一侧向陆架方向前积，构成向潟湖或陆架方向地层下超的倾斜地形。水平状陆架地层可以向倾斜地形的背风边缘上超（图 1-4-③）。

(4) 侧向变陡的丘形和透镜状岩隆（生物丘或礁）沿着镶边陆架边缘出现，也在顺坡向下的区域存在（图 1-4-④）。

(5) 从碳酸盐台地向外，沉积斜坡前缘的坡角通常为 $29 \sim 30^\circ$ （Schlager 和 Camber, 1986），在某些情况下达到 45° （Kenter, 1990）。然而，局部地区也存在垂直的、甚至倒悬垂的斜坡（Grammer 和 Ginsburg, 1992；James 和 Ginsburg, 1979）。这种斜坡有可能是沉积成因，也可能是由侵蚀作用造成的（图 1-4-⑤）。在现代生物礁中，沉积物有机质粘结作用通常导致形成垂直的沉积斜坡。陡峭的侵蚀斜坡表明沉积物曾经受到岩化作用或者具有很强的剪切力，这取决于相互联结的颗粒的形状和堆积排列方式。

碳酸盐岩斜坡趾端的沉积呈现下超⑥、交替出现的上超和下超或纯上超⑦（图 1-4）。此外，这些沉积地层可能由于减薄而向底部聚敛⑧。硅质碎屑地层也有这些特征。如图 1-4 的⑨所示，由于喀斯特作用、河流下切作用或海底侵蚀作用，可能在陆架边缘层序边界处发生切割现象。在图 1-4-⑩处，在层序边界处或层序内出现由地体风化形成的铲形地层切割特征。

建造在碳酸盐岩斜坡休止角之外的能力，取决于有机物的固结作用、早期胶结作用和非球形相互联结的骨骼颗粒的沉积作用。由于细粒碳酸盐沉积物早期强烈的岩化作用和具