

高等学校教材

碳酸盐岩沉积相和沉积环境

74

贾振远 李之琪 编著

P512.2

中国地质大学出版社

内 容 简 介

本书系统地介绍了碳酸盐岩沉积相和沉积环境的理论知识以及研究方法。全书共分两篇：第一篇简要地阐明了碳酸盐岩形成的基本理论问题，包括海洋环境的特点、碳酸盐岩的成因、沉积模式和指相标志；第二篇分述了潮汐带、滩、礁、台地、深水和重力流以及湖泊碳酸盐等各类碳酸盐岩沉积相和沉积环境的特征和标志，最后介绍了研究方法。

本书是为高等院校石油地质专业编写的参考教材，并可供地质、古生物、煤田等专业的大学生以及研究生和有关地质工作者、科学研究人员参考。

高等学校教材

碳酸盐岩沉积相和沉积环境

贾振远 李之琪 编著

责任编辑 程业彰

责任校对 冯汉英

中国地质大学出版社出版发行

(武汉市 喻家山)

湖北省石首市第二印刷厂印刷

开本 787×1092 1/16 印张 12.5 字数 320千字

1989年10月第1版 1989年10月第1次印刷

印数 1—2 500册

ISBN 7-5625-0335-4/P·95 定价：2.65元

前 言

碳酸盐岩沉积相和沉积环境是沉积学和石油地质学中的一个独特的领域。在我国沉积岩分布区，碳酸盐岩占50%左右，其中蕴藏着丰富的矿产资源。学习和掌握碳酸盐岩沉积相和沉积环境的理论知识及其研究方法，对于在碳酸盐岩沉积区寻找各类矿产资源，具有十分重要的意义。正是从这点出发，作者根据多年积累的有关资料和科研成果，于1982年编写了《碳酸盐岩沉积相和沉积环境》一书，作为校内试用教材，供大学生、研究生和在职地质技术人员培训班教学使用。此次正式出版，作者又作了必要的增删和修改。

本书共分两篇：第一篇主要阐明碳酸盐岩形成的基本理论，包括海洋沉积环境的基本特点，碳酸盐岩形成特征，碳酸盐沉积模式，碳酸盐岩指相标志等内容；第二篇分别论述了潮汐带、滩、礁、台地、深水及重力流、湖泊等常见的各类碳酸盐岩沉积相和沉积环境的标志特征，最后介绍了碳酸盐岩沉积相和沉积环境的研究方法。本教材适合于地质、石油、煤田古生物等专业的大学生使用，也可供有关研究生和地质技术人员参考。

本书稿经西南石油学院方少仙教授、北京大学王英华副教授全面审阅，并提出了宝贵的建议和修改意见。在编写和出版过程中，蔡忠贤和陈红汉参加了部分工作。全书插图由本校绘图室文丽丽、陈思群、徐晓玲清绘，照片由本校暗室洗印。责任编辑程业彰对本书文字进行了认真修改和润色。对此，一并表示衷心的感谢。

由于水平有限和时间仓促，书内难免有错误和讲解不够清楚之处，敬请读者不吝指正。

编 著 者

1989年3月



绪 论

一、研究碳酸盐岩沉积相和沉积环境的意义

碳酸盐岩是沉积岩中主要岩类之一，其分布十分广泛，在世界各地不同时代的地层中均有发育。在已测量的地层剖面中，石灰岩占19—22% (Leith and Mead, 1915; Schuchere, 1931; Pettijohn, 1957)，占沉积岩的五分之一。

我国是碳酸盐岩发育的大国之一。据统计，我国碳酸盐岩占全部沉积岩分布面积的55%，约有 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。特别是西南和华北等地区碳酸盐岩十分发育，其分布几乎遍于各时代，其中老地层尤为发育（表1）。

表1 中国碳酸盐岩分布概况（单位： km^2 ）¹⁾

地质时代	直接出露的	松散沉积覆盖	基岩下伏的	总 计
新生代	>300			>300
中生代	140 000	11 000	141 000	292 000
上古生代	865 000	190 000	60 000	1 115 000
下古生代	288 000	468 000		756 000
前寒武纪	191 000	190 000	5 000	386 000
总 计	1 484 300	859 000	206 000	2 549 300

实践证明，碳酸盐岩中蕴藏着丰富的矿产资源，如石油、天然气、煤、铅、锌、铜等。目前，世界上近半数油气产自碳酸盐岩，而储量则超过一半。据统计，截止1967年已发现可采储量达 $50 \times 10^8 \text{ bbl}$ ($= 7.9494 \times 10^8 \text{ m}^3$) 以上的大油气田 266 个，其中 116 个油气田的大部分或全部产自碳酸盐岩圈闭 (Halbonty et. al., 1970)。据统计，这些碳酸盐岩油气田的可采储量约占大油田的 61% (Roehl and Choquette, 1985)。

根据美国《石油和天然气》杂志 1983 年 12 月发表的资料，世界石油总可采储量为 $8 100 \times 10^8 \text{ bbl}$ ($= 1 287.8 \times 10^8 \text{ m}^3$)，其中碳酸盐岩圈闭可采储量为 $4 860 \times 10^8 \text{ bbl}$ ($= 772.68 \times 10^8 \text{ m}^3$)，约占 60%。

目前国外约有 30 多个国家共在 48 个沉积盆地自震旦纪至第三纪不同时代的地层中发现了碳酸盐岩油气田，其中储量超过 $10 \times 10^8 \text{ t}$ 的特大油田有 10 个。

迄今世界上共有 9 口日产量曾达万吨以上的高产井，其中有 8 口井产自碳酸盐岩储集层（表2）。

我国已在四川含油气盆地的震旦系、寒武系、石炭系、二叠系和三叠系中发现了碳酸盐岩气田，并在侏罗系陆相碳酸盐岩中发现了油田。1975 年在华北任丘发现碳酸盐岩大油田，年产量曾达一千多万吨。1985 年在新疆塔北多口钻井的下古生界碳酸盐岩中获高产油流。1986 年在鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩中获高产气流。珠江三角洲一带在第三纪地层中找到

1) 据成都地质学院, 1977, 碳酸盐岩, 地质部第二普查勘探大队印。

了礁群，部分经钻探证明含有丰富的石油。在我国东部中、新生代沉积盆地中，还陆续发现陆相碳酸盐岩油气资源。

表2 世界碳酸盐岩油田万吨井¹⁾

序号	国家	油田名称	井号	发现年代	井深(m)	时代	岩性	最高产量(t/d)
1	美国	斯宾徒	发现井	1901	240	中新统	盐盖洞穴灰岩	14 000
2	墨西哥	黄金巷	塞罗阿苏耳-4井	1916	550	中白垩统	礁灰岩(由厚壳蛤灰岩及穿孔有孔虫灰岩组成)	37 000
3	墨西哥	黄金巷	彼特富罗德拉诺-4井	1910	650	中白垩统		14 000—15 700
4	墨西哥	黄金巷	多斯波卡斯-1井	1908	558	中白垩统		11 000—20 000
5	伊朗	加奇莎兰	35井	1960	840—3 100	中—渐新统		裂缝性灰岩
6	伊朗	阿加贾里	最高产量井	1938	2 400—3 300	中—渐新统	裂缝性灰岩	10 300
7	伊朗	沙维斯坦	发现井	1973		中—渐新统	裂缝性灰岩	13 000—20 000
8	利比亚	伊特里斯	D-1	1967	2 820	古新统	礁灰岩	13 000

众所周知，油气的形成、运移、聚集和保存，都与沉积相和沉积环境有密切的关系。因此，掌握碳酸盐岩沉积学的理论和知识，对于指导油气的预测和勘探具有重要意义。

二、碳酸盐岩沉积相和沉积环境的研究简况

碳酸盐岩沉积相和沉积环境研究的进展，是与碳酸盐岩岩石学和沉积学发展密切相关的。

碳酸盐岩的研究始于19世纪中叶，不过早期的研究工作主要侧重于岩石学方面。那时，碳酸盐岩被看作是单一的化学沉积，这种纯化学成因的观点一直延续到20世纪上叶。

由于在世界上一些地区如西亚、加拿大、美国等地，在不同地质时代的碳酸盐岩中发现了大量石油，从而促进了对碳酸盐岩的研究，因此，20世纪50年代末，对碳酸盐岩的认识取得了突破性进展。1959、1962年，福克(Folk)发表了碳酸盐岩新分类，指出碳酸盐岩并不是单一化学沉积形成的，除了化学和生物化学成因外，更多的是机械沉积作用形成的，在结构、构造方面与碎屑岩有许多相同之处。美国石油地质学家协会于1959年成立了碳酸盐岩分会。1962年，该分会出版了由哈姆(Ham, 1962)主编的碳酸盐岩分类论文集，这部关于碳酸盐岩的重要著作标志着对碳酸盐岩认识的一个新飞跃。

反映碳酸盐岩岩石学方面重要进展的论著，基本上都汇集在荷兰埃尔塞维尔科学技术出版公司出版发行的《沉积学进展》这一系列丛书中。如奇林格、比塞尔、费尔布里奇(Chlilingar, Bissell, Fairbridga, 1967)编集的《碳酸盐岩》(《沉积学进展》9A、9B)，主要介绍了碳酸盐岩的分类、成因、产状、研究方法以及生储油条件。巴瑟斯特(Bathurst, 1971)编著的《碳酸盐沉积物和成岩作用》(《沉积学进展》第12卷)，着重阐述了对碳酸盐岩认识方面取得的最新进展，特别是关于现代海洋环境、成岩作用、显微构造和超微构造等方面的研究进展。

碳酸盐岩沉积相和沉积环境的研究，是在碳酸盐岩岩石学的基础上发展起来的。系统研究开始于60年代初，肖和欧文(Shaw, Irwin, 1964, 1965)的沉积模式可作为代表。到了70年

¹⁾据燃料化学工业部科学技术情报研究所,1973,碳酸盐岩油气地质。燃化科技资料(石油),20期(内部发行)。

代,这方面的研究成果大量公诸于世。其中,论述比较系统的是威尔逊(Wilson, 1975)的《地质历史中的碳酸盐岩相》。该著作总结了碳酸盐岩的沉积原理,提出了九个相带的沉积模式,且列举了大量的实际资料。此外,米利曼(Milliman, 1974)的《海洋碳酸盐》对海洋碳酸盐作了综合性阐述,是一本海洋碳酸盐沉积学的论著。费里德曼和桑德(1978)编著的《沉积学原理》,着重阐明了沉积岩的形成作用和各种沉积环境,并开列了近30年来有关文献资料的索引(文献目录占全书的将近三分之一),可供学习和研究时参考。其它较重要的著作尚有塞利(Selley, 1976, 1978)的《沉积学导论》和《古代沉积环境》,里丁(Reading, 1978)的《沉积环境和相》等。

最近20年来苏联在沉积学方面的发展也非常迅速。苏联学者开展了区域性沉积学和现代湖泊、海洋的研究,在其国土周围的里海、黑海、鄂霍茨克海、阿拉斯加海以及世界各大洋都进行了许多沉积学的研究工作。他们的研究不仅侧重于沉积物的成分、成因和成矿,而且还运用所获得的新资料,继续完善其沉积建造理论。一些苏联学者比较注意沉积地球化学的研究,这方面可以斯特拉霍夫(Страхов)撰写的有关专著为代表。

70年代碳酸盐岩沉积相和沉积环境研究的重大进展,是关于深水碳酸盐的研究。在此之前,人们把碳酸盐岩视为浅海沉积的产物,甚至有人将其视为浅海的标志;而深水则被认为碳酸盐沉积很少,甚至没有。但是,70年代的研究表明,深水不仅有碳酸盐沉积,而且在地质历史时期发育有大量的深水碳酸盐岩。这方面的研究已有大量论文发表,一些重要论文已汇集在库克(Cook, 1977)主编的《深水碳酸盐沉积环境》一书中。

80年代沉积学的发展更加迅速,最突出的成就是风暴流和等深流沉积理论的出现和发展。如果说浊流理论是60年代沉积学发展中的里程碑,那么风暴流和等深流沉积理论则是70年代末和80年代兴起的、沉积学发展中的突破性进展。在某种意义上来说,风暴流沉积理论是浊流理论在浅水沉积区研究中的推广和深化,而等深流沉积理论则是深水沉积区研究中的新发展。浊流理论本身近来也有新的进展。过去认为鲍马序列的最后层序是远洋静水沉积,但大量研究证明,E段是浊流沉积,并在远洋沉积中占有相当的比例。例如赫西(Hesse, 1975)认为阿尔卑斯东部白垩纪复理式细粒沉积物80%属于浊流沉积;皮珀(Piper, 1979)确定陆脊和深海平原泥质沉积至少50%是浊流成因,并认为鲍马层序的E段可细分为纹层段、递变段和非递变段(E1、E2、E3),这个概念对于远洋沉积的认识具有重要的意义。

我国70年代以来,沉积学也有较迅速的发展。许多研究者运用新理论和先进的技术方法,对我国不同地区、不同时代的沉积地层开展了大量的研究工作,并提出具有我国碳酸盐沉积特点的沉积模式,如关士聪等人拟编的我国震旦纪到三叠纪海域的古地理图等。在1980、1985年召开的两次全国性岩相古地理学术会议上,许多学者提出了新观点、新理论。

目前对现代碳酸盐沉积的调查研究也已开展,南海已成为我国现代碳酸盐沉积的研究基地。

80年代关于碳酸盐岩的专著越来越多,具代表性的有肖勒、贝布特、穆尔(Scholle, Bebout, Moore, 1983)的《碳酸盐沉积环境》(英文版),弗吕格尔(Flügel, 1982)的《石灰岩微相分析》(德文、英文版),理查德(Richard, 1983)的《碳酸盐岩:矿物和化学》(英文版),艾赛勒和赛拉赫(Einsele, Seilacher, 1982)的《层理旋回和事件》(英文版),以及施罗德和珀泽(Schroedey, Purser, 1986)的《礁的成岩作用》(英文版)等。

三、碳酸盐沉积和陆源碎屑沉积的区别

碳酸盐沉积和陆源碎屑沉积在物质成份、分布特点、沉积环境、成岩作用和后生变化等方面都有很大的区别，现列表对比如下(表3)。

表3 碳酸盐沉积和陆源碎屑沉积的区别

碳酸盐沉积物	陆源碎屑沉积物
1. 由碳酸盐矿物组成	1. 主要由硅质碎屑组成
2. 大部分沉积物分布在温暖地带	2. 气候不限，沉积物产在任何地带
3. 浅水中，大部分沉积物是海相的	3. 各种深度中，沉积物是陆相的或海相的
4. 沉积物颗粒大小一般反映的是生物骨骼钙化坚硬部分的大小	4. 沉积物颗粒大小反映的是沉积环境水动力能量的大小
5. 钙质软泥常由大量浮游生物组成，浮游生物钙化部分的晶体大小和软泥大小一样	5. 软泥主要是从悬浮体中沉淀下来的粘土
6. 浅水钙质砂体主要是由生物碎屑和鲕粒等经局部物理化学固结作用或生物固结作用形成的	6. 浅水砂体是因水流和波浪相互作用形成的
7. 沉积物局部聚集并不是水动力条件变化引起的，但形成的沉积体可能改变周围沉积环境的性质	7. 沉积环境的变化一般是水动力条件广泛变化引起的
8. 沉积物通常在海底被胶结，沉积物在沉积过程中周期性出露造成了强烈的成岩作用，特别是胶结作用和重结晶作用	8. 沉积物固结较晚，沉积物在沉积过程中周期性的出露对沉积物的影响不大
9. 不同沉积相的特点经浅变质作用后消失	9. 不同沉积相的特点经浅变质作用后变化较小

陆源碎屑沉积和碳酸盐沉积有着不同的成因特点。陆源碎屑沉积物主要是母岩崩解后，经破碎、搬运、磨蚀，然后到沉积环境中形成。因此，陆源碎屑岩在岩石结构和组构型式上都打上了水动力条件的烙印，并集中表现在其沉积构造和颗粒大小的变化上。而碳酸盐沉积物则大部分是在沉积环境或沉积环境附近形成的，其中生物起着重要的作用。

碳酸盐沉积物虽然基本上是原地形成的，但在盆地内可以发生搬运。有些沉积物朝陆地方向搬运，有些则朝盆地方向搬运(图1)，这样就形成了三个不同的堆积带：(1)潮下开阔大陆架和大陆架边缘堆积带；(2)海岸线堆积带，沉积物是从开阔大陆架搬运到海滩和潮坪上的；(3)大陆斜坡和盆地堆积带，大陆架边缘沉积物是朝海洋方向搬运的，在深水处重新沉积下来。因此，碳酸盐沉积物的沉积环境和沉积相具有独自的特点。

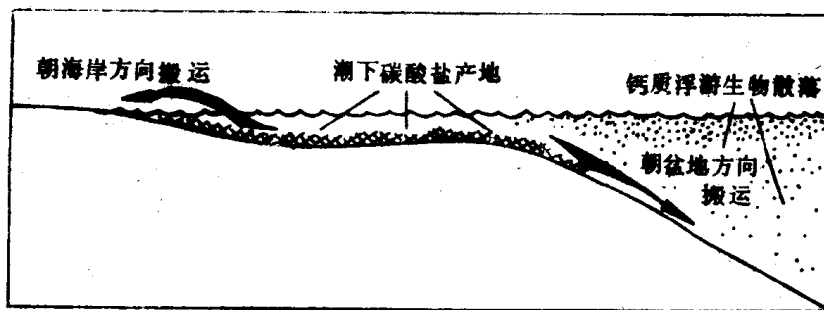


图1 主要的碳酸盐堆积带示意图

(据James, 1977)

四、碳酸盐岩沉积相和沉积环境的基本概念

关于沉积相的概念，在许多教科书上都作了阐述，有些参考书还引述了各家不同的看法，此不赘述，仅说明沉积相和沉积环境的基本含义和正确命名。

当前对沉积相和沉积环境的看法各异，但可归纳为两种意见：一种是把沉积环境与沉积相等同起来；另一种是把两者分开。现在越来越多的学者都把沉积环境和沉积相理解为两个不同范畴的概念，认为应严加区别。

“沉积环境”是指地球表面发生沉积作用的具有一定自然地理条件的地貌单元，它与邻近地貌单元的物理、化学和生物作用均不同。“沉积相”一般理解为一个沉积单位中岩性、古生物和沉积地球化学等沉积特征的综合。虽然多数学者是这样理解“沉积相”的，但是在命名时则有所不同。有人着重于岩石产物，如称“砂岩相”；有人则侧重于岩石的形成过程，如称“浊流相”；有的用沉积环境来命名，如“河流相”或“浅海相”；有的则着眼于构造，如称为“过造山相”或“磨拉石相”等等。尽管如此，但它们都从不同的角度反映了“沉积相”的特点。虽然这些命名都有其合理性，但理想的是根据相的形成条件，即沉积作用的特点来命名。

沉积相是沉积环境的遗留物，古代的沉积环境就是借助于沉积相的研究来恢复的。所以相分析在沉积地质学中具有重要的意义，是地层沉积环境解释的根据。

各沉积环境的相互关系不是混乱的，因为它们严格地受着地理位置、大地构造和气候条件的控制。因此，相的分布也是有规律的。对这种规律性的认识，可借鉴对现代沉积环境的研究获得。“将今论古”这一现实主义原则的研究方法，已成为解释沉积相和沉积环境的有效方法。近代沉积环境的研究，已成为古代沉积相和沉积环境研究不可缺少的内容。

在沉积相和沉积环境的实际研究中，广泛地运用了瓦尔特(Walther)定律。这个定律正确地阐明了沉积相横向变化和垂向变化的关系。该定律认为：在整合垂直层序中产出的相，是在横向相邻的环境中形成的，同时，垂直接触的相必须是地理上邻接环境的产物。对于地质学家来说，研究古代沉积相的垂直变化比横向变化更为容易和方便。所以，在实际工作中，更多的是首先研究沉积相的垂向变化。

目 录

绪 论	(1)
一、研究碳酸盐岩沉积相和沉积环境的意义.....	(1)
二、碳酸盐岩沉积相和沉积环境的研究简况.....	(2)
三、碳酸盐沉积和陆源碎屑沉积的区别.....	(4)
四、碳酸盐岩沉积相和沉积环境的基本概念.....	(5)
第一篇 碳酸盐岩形成的基本理论	
第一章 海洋沉积环境的基本特征	(1)
一、海水的化学特征.....	(1)
二、海洋深度的变化.....	(4)
三、海水温度的变化.....	(6)
四、海水的运动特征.....	(7)
五、海底沉积物重力流.....	(9)
六、陆块对海洋的影响.....	(10)
七、海洋生物的分布及其对沉积物的影响.....	(10)
八、气候和海平面振荡对沉积物的影响.....	(11)
九、大陆架海和陆表海的特点.....	(11)
十、海洋碳酸盐沉积作用.....	(12)
第二章 碳酸盐沉积的基本特征	(19)
一、碳酸盐沉积的有利环境.....	(19)
二、碳酸盐沉积中生物化学作用的意义.....	(21)
三、碳酸盐堆积与水动力条件的关系.....	(22)
四、碳酸盐颗粒的形成特征.....	(22)
五、碳酸盐沉积作用的间歇性.....	(23)
六、成岩作用对碳酸盐沉积物和岩石形成的意义.....	(24)
第三章 碳酸盐沉积环境和沉积相标志	(26)
一、几何形态标志.....	(27)
二、岩矿特点标志.....	(27)
三、沉积构造标志.....	(28)
四、古水流标志.....	(33)
五、生物化石标志.....	(33)
六、地球化学标志.....	(35)
第四章 碳酸盐岩的一般沉积模式	(45)
一、肖的碳酸盐沉积模式.....	(45)

二、欧文的陆表海清水沉积模式·····	(45)
三、拉波特的潮汐沉积模式·····	(47)
四、扬等的潮汐相带沉积模式·····	(48)
五、阿姆斯特朗的碳酸盐沉积模式·····	(49)
六、威尔逊的沉积模式·····	(51)
七、四川南部三叠系嘉陵江组的沉积模式·····	(54)
八、关士聪等人的沉积模式·····	(54)
九、理想沉积模式·····	(58)

第二篇 碳酸盐岩典型沉积环境和沉积相各论

第五章 潮汐带碳酸盐 ·····	(60)
一、概述·····	(60)
二、潮上带沉积环境·····	(63)
三、潮间带沉积环境·····	(66)
四、潮下带沉积环境·····	(71)
五、潮汐带沉积模式·····	(72)
第六章 碳酸盐滩 ·····	(78)
一、概述·····	(78)
二、海岸滩的基本特征·····	(79)
三、台地或大陆架边缘滩的基本特点·····	(82)
第七章 礁 ·····	(84)
一、概述·····	(84)
二、礁的基本概念·····	(84)
三、礁生物的造礁作用·····	(85)
四、礁的形成过程·····	(88)
五、礁对环境的影响·····	(90)
六、礁的岩类及沉积相·····	(91)
七、礁的类型·····	(94)
八、礁的分布·····	(97)
九、我国的生物礁·····	(99)
第八章 台地碳酸盐 ·····	(104)
一、概述·····	(104)
二、现代碳酸盐台地·····	(105)
三、古代碳酸盐台地·····	(111)
四、风暴沉积·····	(117)
五、碳酸盐台地模式·····	(122)
第九章 深水碳酸盐 ·····	(125)
一、概述·····	(125)
二、深水碳酸盐沉积类型·····	(126)
三、深水碳酸盐沉积物的基本特征·····	(127)

四、远洋碳酸盐沉积模式·····	(129)
五、等深流沉积·····	(131)
第十章 重力流碳酸盐 ·····	(134)
一、重力流形成机理·····	(134)
二、重力流碳酸盐沉积的类型·····	(136)
三、重力流碳酸盐沉积的分布特点·····	(139)
第十一章 湖泊碳酸盐 ·····	(142)
一、湖泊碳酸盐沉积特点·····	(142)
二、湖泊碳酸盐矿物特征·····	(148)
三、湖泊碳酸盐沉积类型·····	(149)
四、湖泊碳酸盐沉积环境·····	(153)
五、湖泊碳酸盐与盐湖、陆源碎屑的关系·····	(157)
第十二章 碳酸盐岩沉积相和沉积环境的研究方法 ·····	(160)
一、资料收集方法·····	(160)
二、有关沉积环境参数的确定·····	(165)
三、沉积相和沉积环境的确定·····	(175)
四、岩相和古地理图的编制·····	(176)
主要参考文献 ·····	(184)

第一篇 碳酸盐岩形成的基本理论

第一章 海洋沉积环境的基本特征

众所周知，地壳中大部分碳酸盐岩发育于古生界和震旦系，并且是在海洋环境下沉积形成的。因此，认识海洋沉积的特点，是研究碳酸盐岩的基础。特别是了解碳酸盐岩的成因和沉积作用机制，认识海洋环境的特征更是必要的前提。

海洋与大陆环境有诸多不同，主要表现在化学、物理、动力学等方面，这些方面的不同主要是由于不同的介质所致。

海洋学、海洋物理、海洋化学、海洋动力学和海洋地质学的研究表明，海洋不是一个均质体，在许多方面表现出不同的特点。可以依据海水的化学特点，巨大的深度变化，与全球气候带有关的不同温度结构，许多动力的自然作用，以及明显地具有不同生活方式的生物群，进一步将海洋划分为不同的领域。海洋附近的陆块对海洋环境也有巨大的影响。

一、海水的化学特征

通过对世界各地许多海水样品的分析研究，海水残留物的成份没有明显变化。虽然在海

表1-1 海盐中六种离子

离子	比例 (%)
Cl ⁻	55.1
Na ⁺	30.6
SO ₄ ²⁻	7.7
Mg ²⁺	3.7
Ca ²⁺	1.2
K ⁺	1.1
总计	99.4

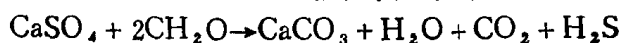
盐中鉴定出许多元素，但是有六种离子占海盐容积的99% (表1-1)，其中Na⁺和Cl⁻的系列是主要的。因此，海水的成份通常是用这些离子来表示。表示海水化学成份的是盐度，通常用千分之几表示。正常海水盐度是35‰。

就整个海洋来说，海水盐度基本不变，但是局部海水的盐度是不同的。雨量丰富或在大河的入海处，海水盐度都会降低。由于蒸发

作用，特别是在干燥气候地带，蒸发作用较强烈，因而海水盐度增高 (图1-1)。

海水另外几个重要的化学特点是酸碱度(pH)、溶解气体的含量(不稳定氧和二氧化碳)以及氧化还原电位(Eh)。

海水的酸碱度通常是弱碱性 (图 1-2)。从图 1-2 可以看出，沉积环境 pH 的上界大约为 11，但实际上这样高的 pH 值是少见的。这可能是由于光合作用的结果或细菌反应所致。如：



这种情形，也可能是由于蒸发岩湖泊中的 Na₂CO₃ 或 NaHCO₃ 的水解作用的结果。沉积环境 pH 的下界是 1 到 2，为强酸环境，如硫酸。在淡水沼泽和泥炭沼地，pH 为 4，是弱酸环

境，如碳酸盐和有机酸。

碳酸钙的沉淀与pH有密切的关系（图1-3）。当沉积环境具有较高的pH值时，海水才能形成超饱和的CaCO₃溶液。另外，只有在pH值高的情况下，才有利于解除有机物质抑制CaCO₃沉淀的作用。

任何沉积都是在一定的氧化-还原电位条件下形成的。海洋水体通常是氧化环境(1-2)。只有在缺氧并有丰富的有机物质时，才能形成还原环境。在沉积环境中，Eh和pH普遍是相互依赖的关系。Eh是根据溶液中的电子密度测量的，而pH则根据氢离子和质子测量。因为电子和质子要达到平衡，所以许多反应依赖于Eh和pH。Eh高值代表有少量的电子，往往伴随有低pH值（含有较高的质子）。

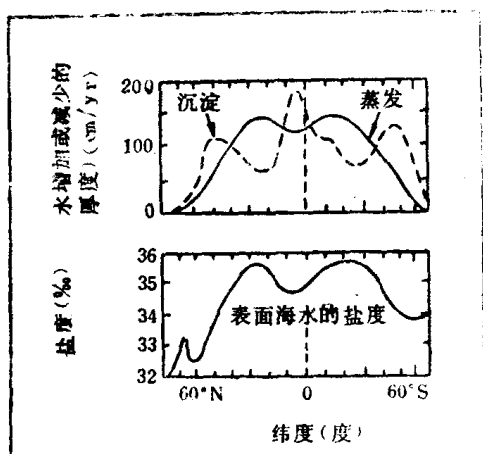


图1-1 海水表面的盐度和蒸发作用—沉淀以及纬度之间的相互关系

(据Wust, Brogmus and Noodt, 1954; Gross, 1972)

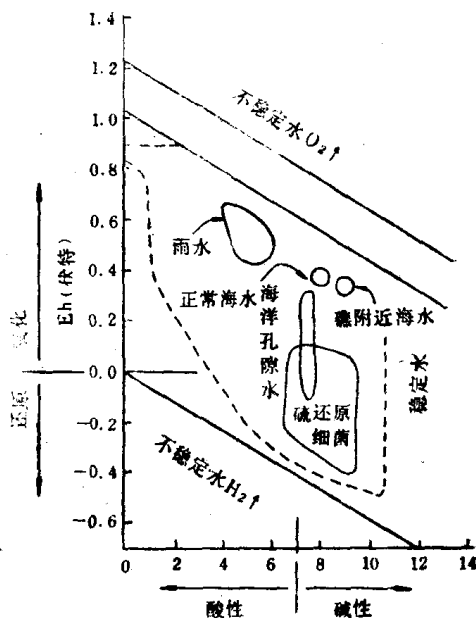


图1-2 各种水的酸碱度(pH)和氧化-还原电位(Eh)的关系图

断线圈的面积是实际测量的有限资料（大部分资料是据Bass, Becking, Kapanl, Moore, 1960; 海水和孔隙水的资料是据Friedman, 1968）

氧含量也是海水中的一个重要化学特征，它往往与沉积物的颜色和有机物质的含量有直接关系。海水溶解氧的含量与深度有着密切的关系(图1-4)。由图1-4可见，海水中的溶解氧含量随深度加深而速减。海水表面氧的含量可达5—10ml/L。由于上覆水含有大量的有机物质，随着深度增加，这些有机物质发生氧化作用，使大量的氧被消耗掉。因此，随着远离大气层，海水深度加大，氧的含量会逐渐降低，直到最低值。

但是在极地区域，由于温度低，生物活动和繁殖被抑制，未携带有机物质的大块冷水体含有大量的氧，随着水体下沉，氧被保存下来（图1-4，曲线GD10）。

氧在水中的溶解度不仅与深度有关，而且与温度、压力和盐度有关。如热带附近海水表面溶解的氧大约为5ml/L，而极地区域海水表面含量为7.5ml/L。

含氧量最小值一般位于接近海底处最富含有机物质的地带。这种现象的相互关系，可以在墨西哥湾看到（图1-5）。

综上所述，可见海水经常被氧化并放出氧，因此水的性质变得不稳定。

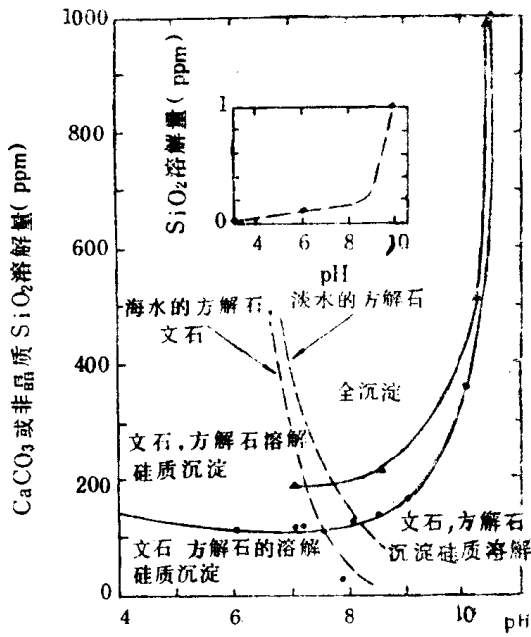


图1-3 在25°C情况下,pH对CaCO₃、石英、非晶硅质的溶解度的影响
(据Friedman, 1979)

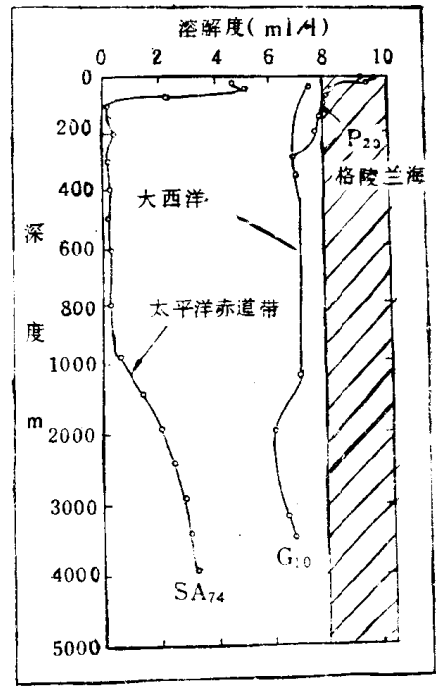


图1-4 溶解氧含量随海水深度的变化

SA74. 太平洋热带东部74信天翁站, 11°39'N, 114°15'W; 1974年9月22日。P20, 远离格陵兰东部滨海冷水, 100m以上, 超过9ml/L。G10. 戈德霍普 (Godthoab)站, 56°56'N, 51°17'W, 1928年6月3日。
(据Friedman, 1979)

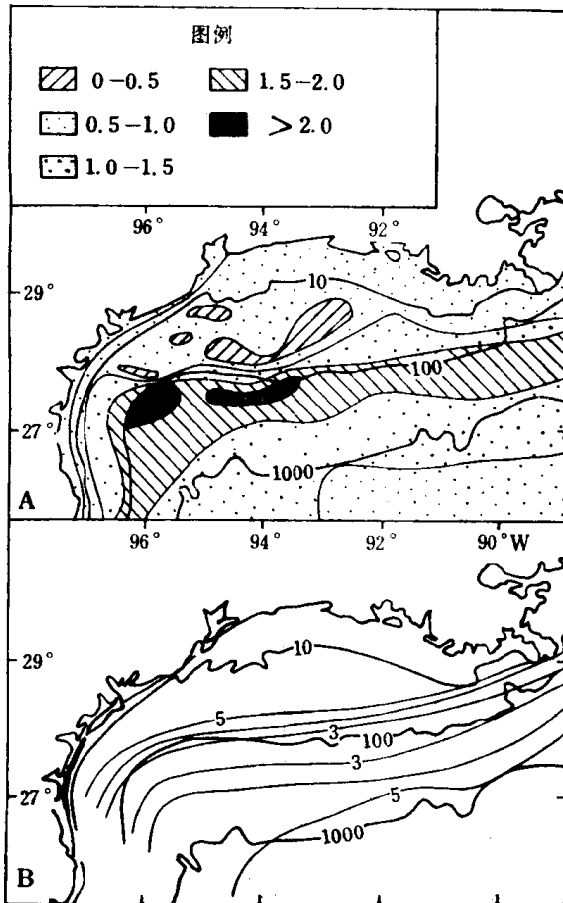


图1-5 墨西哥湾底部沉积物中有机质含量大于正常值部分(最大含量)和紧挨底部海水含有溶解氧低于正常值(最小值)部分相符合的情况
A. 底部有机物质的含量(按有机炭含量的1.8倍);
B. 表示紧挨底部海水溶解氧的含量(ml/L)
(据Richards, 1957)

二、海洋深度的变化

海洋的深度比陆地的高差变化大得多。目前测得的海洋最大深度是太平洋西部的马里亚纳沟(Marianas)为11 000m。一般海洋的深度与地壳两个主要的次级单元大陆块和海洋盆地有密切的关系。一般大陆块表面位于高处,海洋盆地处于低处。任何海底地形,都是这两个单元相互斗争的结果。浅水(深度几百米或几百米以上)在陆块上,而深水(平均约4 000m)在海洋盆地。

根据海洋调查的结果,海底深度的起伏变化可以分为四部分(图 1-6):浅海带(区),一般深度在0—200m;半深水带(区),深度在200—2 000m左右;深水带(区),深度为2 000—6 000m左右;超深水带(区),深度一般大于4 000—10 000m。从地质学的角度来看,浅海区称为大陆架;半深水区称为大陆架斜坡;深水区称为陆基;超深水区称为深海平原。

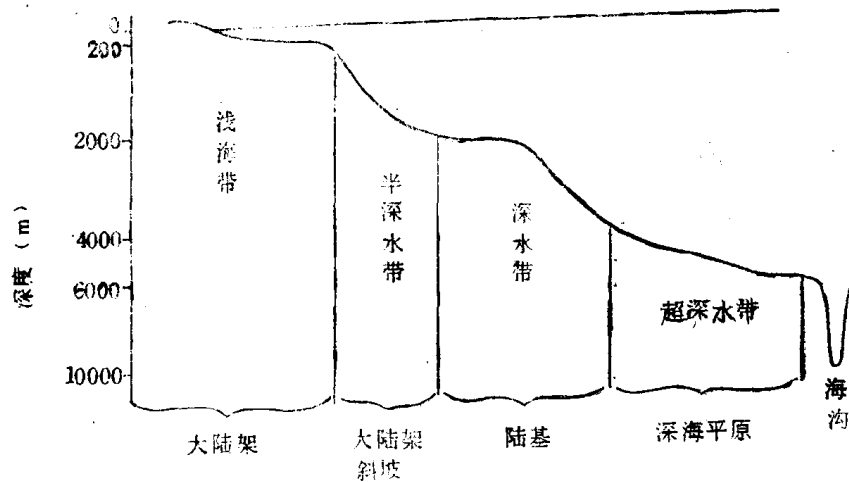


图1-6 海底深度的变化和相应的地质名称

海底深度的变化影响阳光的透射能力。阳光不可能透射到很深的海水中,而植物的光合作用需要阳光,所以植物只能在海水表层部分生长。根据阳光的透射能力可把海洋划分为三个带(图 1-7):透光带位于海水的最上部,海水透光层厚达80m,为植物的生长提供了充分

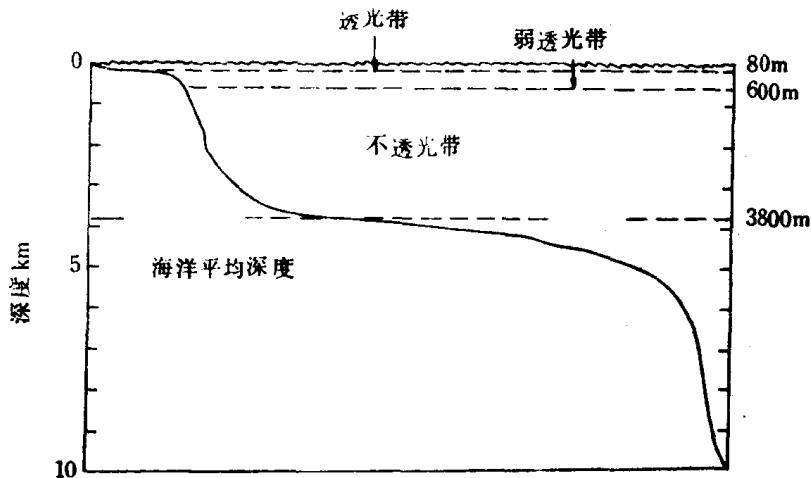


图1-7 根据光线透射能力划分的海洋三个主要深度带与海洋深度剖面关系图
(据Hedgpeth, 1957)

的光线；弱光带为过渡带，也就是海水光线消失层，底界深度大约位于600m；不透光带，位于海洋深度600m以下，在这里没有光线透射，植物不能生长，但有生物，其生存取决于海水中向下运动的食物。

海水中的各种植物具有不同的生活方式。如硅藻(图1-8)、颗石藻(图1-9)、少量蓝绿藻和绿藻，都是自由漂浮在透光层的海水中，这些称为浮游植物；另外一些植物则附着于海底，如海草、多数绿藻等。



图1-8 三种硅藻类型的硅质骨骼的电镜显微照片
中央大的是 *Cyclotella comta*，左下右上是空心管状骨骼，其它为 *Cyclotella glomerata* 的小圆壳。样品取自美国纽约州乔泊湖淡水

(据S. L. Willians)

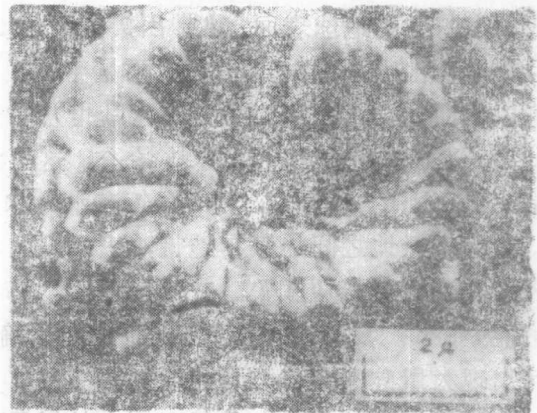


图1-9 颗石藻骨骼电镜显微照片(上白垩统)
(据A. Bein)

在大陆架上有两个重要的生物分布界限：海岸带出现大量的附着藻；大陆架枢纽带是大量珊瑚礁生长的下限。

随着海底深度的变化，海底温度也发生改变。根据一些学者测得的结果，一般水深小于100m的海底温度在10°C以上至20°C左右；而水深100m—700m地带则为10°C左右；大于700m的水深海底温度为4°C左右。但不同水域这个深度有所不同(图1-10)。这种温度随海底

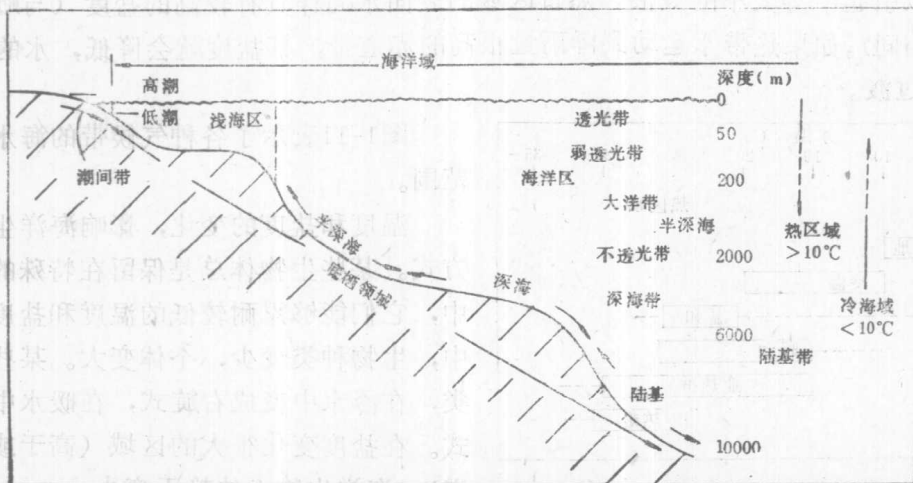


图1-10 海底温度随深度的变化

深度100m—700m水温为10°C，在700m以下水温为4°C或者更冷(大西洋大约为2000m，太平洋和印度洋为1000—1500m)
(据Hedgpeth, 1957; Bruun, 1957修改)

深度的变化，主要是阳光透射能力所决定的。温度的变化影响生物的习性。因此，海底的温度、阳光的透射能力以及生物的生活方式，彼此有着密切的关系，而它们的变化则取决于海底深度的改变。

三、海水温度的变化

海水温度是不均一的，与阳光照射的能量有密切关系。阳光照射到地球表面的能量分布是不均匀的，最大的阳光热能是在太阳光线垂直于地球表面处，而最小的阳光热能是在太阳光线低角度照射的地球表面。热带因接收高角度的阳光射线，海洋表面水总是温暖的($>26^{\circ}\text{C}$)，而且四季变化很小($26-28^{\circ}\text{C}$)，雨量丰富，水的盐度较低(图 1-1)。低纬度带海水表面的温度可以作为大洋的一个常数，海水盐度从古到今变化也很小。

另一个极端是极地表面水。冬季，这里没有阳光照射，夏天则连续曝晒，但海水温度依然是冰点以下($-1-2^{\circ}\text{C}$)，全年海水为冰态。

在两个极地之间的其它地带，表面水的特点是随季节而变。这些地带温度的变化与地球的风带和表面流密切相关。在亚极地区，海上浮冰发生季节性的迁移。冬季浮冰堆积，但水温可能是 5°C 。夏季，由于太阳曝晒，能溶解大量的冰，表面海水的温度可提高到大约 10°C ，因此出现大量硅藻突然发育生长。

温暖区域的特点是冬季具有巨大的风暴，可以驱使海水运动。另外，由于气候温暖，促使大量的 CaCO_3 沉淀。这个地区的北部温界，在冬季大约是 5°C ，夏季为 10°C ；而南部的温度范围，冬季为 15°C ，夏季为 23°C 。强风可以驱使海水混合，使下面富有营养物质的海水被带上来，促使大量浮游生物产生，因此造成整个海洋生物的繁殖，有利于碳酸盐的形成。

海洋亚热带部分，也就是表面风引起的巨大环流分布的地带。在中纬度高压下，海洋平静而且风力微弱(称为“赤道无风带”)，云雾覆盖稀少。由于阳光充足，蒸发作用超过沉积作用，结果表面海水的盐度增高。海水上部很少混和，具有明显的斜密面。水的温度冬季在 $15-23^{\circ}\text{C}$ 之间变化，而夏季则在 $23-25^{\circ}\text{C}$ 之间变化。

海洋热带部分与巨大的信风带相吻合，信风驱赶海水向西流动，形成赤道水流。接近常数的信风可以引起中等大小的波浪。热带区域的表面水同样具有较高的盐度(与毗连的高盐度亚热带区相同)。如果热带水运动到降雨量很高的赤道带，其盐度就会降低，水的温度则由 23°C 向 28°C 过渡。

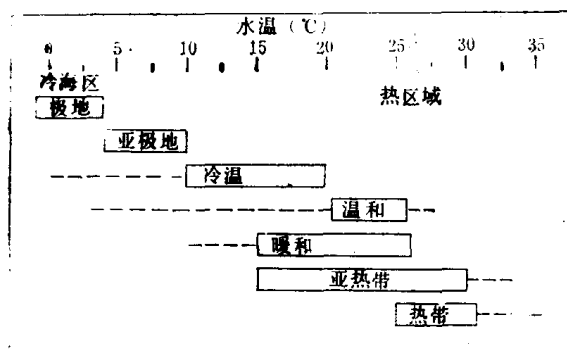


图1-11 各种地理气候带海水温度变化范围
(据Hedgpeth, 1957)

图1-11表示了各种气候带的海水温度变化范围。

温度和盐度的变化，影响海洋生物的生活方式。某些生物体总是保留在特殊的水体类型中，它们能够忍耐较低的温度和盐度。在冷水中，生物种类变少，个体变大。某些有孔虫种类，在冷水中变成右旋式，在暖水中成为左旋式。在盐度变化很大的区域(高于或低于正常海)，海洋生物个体趋于变小。