地信网论坛
BBS.3S001.COM

普通高等教育“九五”国家级重点教材

沉 积 岩 石 学

(第三版)

赵澄林　朱筱敏　主编

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

石 油 工 业 出 版 社

内 容 提 要

本书为我国石油高等院校矿产普查与勘探、矿物学、岩石学、矿床学、地球探测与信息技术和地球化学等专业“沉积岩石学”的统编教材，是在1982年第一版和1992年第二版的基础上修订而成的。全书内容系统、丰富，全面叙述了沉积岩石学的基础知识、基本原理和基本技能，并反映了近十年来沉积岩石学、沉积学和岩相古地理学的新进展。

本书除供石油高校有关专业本科生、研究生和高级培训人员的沉积岩石学及沉积相教学外，亦可供其他高校、科研院所的有关专业教学及油气、煤田、金属和非金属等广大科技人员参考。

图书在版编目（CIP）数据

沉积岩石学/赵澄林，朱筱敏主编．-3版．
北京：石油工业出版社，2001.8
普通高等教育“九五”国家级重点教材
ISBN 7-5021-3491-3

Ⅰ．沉…
Ⅱ．①赵…②朱…
Ⅲ．沉积岩石学-高等学校-教材
Ⅳ．P588.2

中国版本图书馆CIP数据核字（2001）第056579号

石油工业出版社出版
（100011　北京安定门外安华里二区一号楼）
北京密云红光印刷厂排版
石油工业出版社印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行
*
787×1092毫米 16开本 26印张 661千字 印1—3000
2001年8月北京第1版 2001年8月北京第1次印刷
ISBN 7-5021-3491-3/TE·2585（课）
定价：36.00元

序

1986 年，开始酝酿《沉积岩石学》（第二版）教材的修订工作，在主编冯增昭教授领导下，组织了由赵澄林、刘孟慧、管守锐、信荃麟、方少仙、侯方浩、洪庆玉、强子同教授组成的编写组。该第二版教材经历了三年多修订，质量有很大提高，反映了 20 世纪 80 年代国内外沉积学理论的新发展。第二版教材共计六篇，二十五章，约 100 万字，1992 年公开出版后，不仅对石油高校沉积岩石学的教学工作起到了很大的作用，而且对于石油勘探开发科研工作也起到了积极推动作用，在学术界引起了广泛的反响。该教材曾于 1995 年获石油高校第三届优秀教材特等奖和 1997 年度国家优秀教材二等奖。

《沉积岩石学》（第二版）教材在 20 世纪 90 年代石油高校教学、科研活动中发挥了积极作用。随着世界石油工业的快速发展，沉积储层研究一直是石油综合勘探和开发研究工作的重要基础，受到石油地质工作者的高度重视，在海相和陆相沉积相序、沉积岩石学研究方法、现代沉积环境、沉积作用模拟以及层序地层等领域都取得了很大进展。为了将这些进展反映到《沉积岩石学》教科书中来，1998 年，赵澄林教授积极组织编写修订《沉积岩石学》(第三版）教材，启用了青年教师朱筱敏、鲍志东、季汉成、金振奎、王贵文、涂强、谢庆宾作为教材编写组人员。教材编写组全体人员本着加强“三基”、贯彻少而精、符合新编教学大纲的要求，并力求拓宽专业知识，反映学科发展动态和可读性强的原则，对《沉积岩石学》（第二版）作了较大的修订工作，由原来上、下册缩编为一册，特别是在碎屑岩和碳酸盐岩岩类学、成岩作用和沉积相等方面作了较大的补充和修订。调整后的编写人员具体分工如下：

赵澄林任主编，编写第一章、第二章、第三章第一节、第五章、第七章、第九章、第十一章第一节和第四节、第十四章、第二十三章、第二十四章和附录；

朱筱敏任副主编，编写第四章、第十六章、第十七章、第十八章、第十九章、第二十章、第二十一章、第二十二章和第三十章；

季汉成编写第六章、第八章和第十章；

金振奎编写第十一章第二节和第三节、第十三章、第二十八章；

鲍志东编写第十二章、第二十五章、第二十九章；

王贵文编写第十五章、第二十七章；

涂强编写第二十六章；

谢庆宾编写第三章第二节和第三节。

2000 年 6 月全书修订编写完毕，并提交中国矿业大学张鹏飞教授和中国地质大学郑浚茂教授评审。主审人对全教材进行十分细致认真审阅，提出了详细的修改建议和意见。根据主审人的评审意见，各位编者又对所编教材进行了修改，最后经主编统一审校、加工和定稿。

值得提出的是，本教材是在石油高校老一代沉积学工作者多年辛勤劳动的基础上，主要由新一代沉积学工作者修改、补充、编分而成的。它起着承前启后、继往开来的历史作用。愿本教材对中国沉积学和沉积岩石学的教学、科研工作的发展起到基础作用、积极推动作用。

赵澄林

2000 年 6 月 19 日

目　　录

第一篇　总论 …… (1)
　第一章　绪论 …… (1)
　第二章　沉积岩的形成及演化 …… (6)
　　第一节　母岩的风化作用——沉积岩最原始物质的形成 …… (6)
　　第二节　碎屑物质的搬运和沉积作用 …… (15)
　　第三节　溶解物质的搬运和沉积作用 …… (30)
　　第四节　沉积后作用及其阶段的划分 …… (34)
第二篇　碎屑岩及火山碎屑岩 …… (37)
　第三章　碎屑岩的成分 …… (37)
　　第一节　碎屑成分 …… (37)
　　第二节　填隙物成分 …… (43)
　　第三节　化学成分 …… (46)
　第四章　碎屑岩的结构及粒度分析 …… (48)
　　第一节　碎屑颗粒的结构 …… (48)
　　第二节　胶结类型及颗粒支撑性质 …… (56)
　　第三节　粒度分析 …… (57)
　第五章　碎屑岩的构造和颜色 …… (72)
　　第一节　沉积构造的分类 …… (72)
　　第二节　层理 …… (72)
　　第三节　层面构造 …… (83)
　　第四节　变形构造 …… (87)
　　第五节　化学成因构造 …… (89)
　　第六节　生物成因构造 …… (90)
　　第七节　碎屑岩的颜色 …… (91)
　第六章　砾岩和角砾岩 …… (93)
　　第一节　一般特征 …… (93)
　　第二节　砾岩和角砾岩的分类 …… (93)
　　第三节　成因分类及主要成因类型 …… (96)
　第七章　砂岩及粉砂岩 …… (99)
　　第一节　砂岩的一般特征 …… (99)
　　第二节　砂岩的分类 …… (99)
　　第三节　石英砂岩类 …… (103)
　　第四节　长石砂岩类 …… (107)
　　第五节　岩屑砂岩类 …… (109)
　　第六节　杂砂岩类 …… (112)
　　第七节　粉砂岩类 …… (115)

第八节　砂岩与储层油气及其研究方法 …… (116)
第九节　砂岩的研究方法及其意义 …… (116)
第八章　粘土岩 …… (117)
第一节　概述 …… (117)
第二节　粘土岩的物质成分 …… (117)
第三节　粘土岩的结构、构造和颜色 …… (119)
第四节　粘土岩的分类及主要类型 …… (121)
第五节　粘土沉积物的沉积后变化 …… (122)
第九章　碎屑沉积物的沉积后作用 …… (125)
第一节　压实和压溶作用 …… (125)
第二节　胶结作用 …… (127)
第三节　交代作用 …… (133)
第四节　重结晶作用和矿物的多形转变 …… (135)
第五节　溶解作用与次生孔隙 …… (135)
第六节　碎屑岩成岩阶段划分及其主要标志 …… (137)
第十章　火山碎屑岩 …… (139)
第一节　火山碎屑岩的成分 …… (139)
第二节　火山碎屑岩的结构、构造特征及颜色 …… (141)
第三节　火山碎屑岩的分类及命名 …… (142)
第四节　主要岩类及其特征 …… (142)
第五节　火山碎屑岩的成因类型及其标志 …… (144)
第六节　火山岩系与油气 …… (146)
第三篇　碳酸盐岩 …… (147)
第十一章　碳酸盐岩概论 …… (147)
第一节　绪言 …… (147)
第二节　碳酸盐岩的成分 …… (149)
第三节　碳酸盐岩的结构组分 …… (151)
第四节　碳酸盐岩的构造 …… (160)
第十二章　石灰岩 …… (163)
第一节　石灰岩的成分分类 …… (163)
第二节　石灰岩的结构分类 …… (165)
第三节　石灰岩的主要类型 …… (172)
第十三章　白云岩 …… (173)
第一节　白云岩岩类学 …… (173)
第二节　白云岩的生成机理 …… (175)
第三节　白云岩的成因分类 …… (182)
第十四章　碳酸盐沉积物的沉积后作用 …… (185)
第一节　碳酸盐沉积物沉积后作用的主要类型 …… (185)
第二节　碳酸盐沉积物沉积后作用的环境及特征 …… (191)
第三节　成岩序列和成岩阶段 …… (193)

第四篇　其他沉积岩及矿产 …… (197)
第十五章　其他沉积岩及矿产 …… (197)
第一节　蒸发岩 …… (197)
第二节　硅岩 …… (205)
第三节　铁、锰、铝、磷、铜沉积岩 …… (214)
第四节　煤及其形成演化 …… (222)
第五节　油页岩 …… (228)
第五篇　碎屑岩和碳酸盐岩沉积相 …… (229)
第十六章　沉积相的概念及综合分类 …… (229)
第一节　沉积相的概念 …… (229)
第二节　沉积相综合分类 …… (233)
第十七章　山麓—洪积相 …… (234)
第一节　山麓—洪积相沉积过程及沉积类型 …… (234)
第二节　冲积扇沉积模式 …… (237)
第三节　古代冲积扇鉴别标志及其与油气关系 …… (238)
第十八章　河流相 …… (241)
第一节　河流沉积过程及河流分类 …… (241)
第二节　河流沉积模式 …… (244)
第三节　古代河流鉴别标志及其与油气关系 …… (251)
第十九章　湖泊相 …… (253)
第一节　环境特点和沉积作用 …… (253)
第二节　湖泊沉积模式 …… (256)
第三节　古代湖泊鉴别标志及其与油气关系 …… (262)
第二十章　三角洲相 …… (264)
第一节　三角洲环境特点及其沉积作用 …… (264)
第二节　三角洲沉积特征 …… (268)
第三节　古代三角洲沉积鉴别标志及其与油气关系 …… (281)
第二十一章　障壁岛、　湖、潮坪和河口湾相 …… (284)
第一节　沉积环境和沉积作用 …… (284)
第二节　障壁岛、　湖、潮坪和河口湾沉积模式 …… (285)
第三节　古代障壁岛、　湖、潮坪和河口湾鉴别标志及其与油气关系 …… (293)
第二十二章　海相组沉积相 …… (295)
第一节　海洋沉积环境与沉积特征 …… (295)
第二节　海相碎屑岩沉积模式 …… (301)
第三节　海相组鉴别标志及其与油气关系 …… (309)
第二十三章　重力流沉积及沉积相 …… (311)
第一节　沉积物重力流形成的基本条件和类型 …… (311)
第二节　重力流沉积物（岩）的基本特征 …… (314)
第三节　浊积岩的相模式 …… (319)
第二十四章　碳酸盐岩沉积相 …… (325)

第一节　碳酸盐岩沉积环境和沉积作用 …… (325)
第二节　碳酸盐岩沉积相模式 …… (327)
第三节　碳酸盐岩岩相古地理图及其基础图件编制 …… (333)
第二十五章　现代碳酸盐沉积环境 …… (338)
第一节　概述 …… (338)
第二节　现代滨岸碳酸盐沉积 …… (338)
第三节　现代台地碳酸盐沉积 …… (340)
第四节　现代深海碳酸盐沉积 …… (342)
第五节　非海洋碳酸盐沉积 …… (343)
第六节　白云石的现代沉积环境 …… (344)
第二十六章　湖泊碳酸盐沉积 …… (346)
第一节　湖相碳酸盐岩沉积条件与分布规律 …… (346)
第二节　湖相碳酸盐岩沉积类型与沉积模式 …… (348)
第三节　湖相碳酸盐岩的鉴别标志与石油地质意义 …… (352)
第二十七章　礁和礁相 …… (354)
第一节　礁沉积环境和沉积作用 …… (354)
第二节　礁相和礁复合体沉积模式 …… (360)
第三节　礁的分布规律及其与油气的关系 …… (364)
第二十八章　碳酸盐台地沉积环境 …… (368)
第一节　沉积环境的类型及特征 …… (368)
第二节　台地沉积模式 …… (371)
第三节　碳酸盐台地沉积及其与油气关系 …… (378)
第二十九章　海相深水碳酸盐沉积 …… (379)
第一节　海相深水碳酸盐沉积环境与沉积作用 …… (379)
第二节　正常沉积作用 …… (380)
第三节　事件沉积作用 …… (380)
第三十章　沉积作用的控制因素 …… (387)
第一节　地质历史中的沉积作用 …… (387)
第二节　沉积作用控制因素分析 …… (390)
附录　油区岩相古地理研究方法提纲 …… (394)
参考文献 …… (404)

第一篇　总　　论

第一章　绪　　论

一、沉积岩的基本概念及基本特征

沉积岩是组成岩石圈的三大类岩石（岩浆岩、变质岩、沉积岩）之一。它是在地壳表层的条件下，由母岩的风化产物、火山物质、有机物质等沉积岩的原始物质成分，经搬运作用、沉积作用以及沉积后作用而形成的一类岩石。

“地壳表层”是指大气圈的下层、水圈和生物圈的全部以及岩石圈的上层。它是包围地球表面的一个圈层，沉积岩就生成在这个层圈中，所以可以把它称为沉积岩生成圈或沉积圈。

“地壳表层条件”的特征如下。

1. 温度

地壳表层的温度变化范围不大。根据现代的地理学资料，地表最高温度见于非洲中部，可达 85℃；最低温度见于俄罗斯西伯利亚北部勒拿河右岸北极圈内的维尔霍扬斯克，可达 -70℃。因此，地表的最大温差达 150～160℃左右。

2. 压力

海平面的压力为 0.1MPa（1atm），山区不到 0.1MPa（1atm）。如果按水深每增加 10m，压力增加 0.1MPa（1atm）计算，则 200m 水深的浅海海底压力约为 2MPa（20atm），最深海海底的压力约为 100MPa（1000atm）以上。一般说来，绝大部分沉积岩形成的压力在 0.1～2MPa（1～20atm）的范围内。

3. 水和大气的作用

水和大气是母岩风化的主要营力，也是母岩风化产物以及火山物质等搬运的主要介质。绝大多数沉积岩都是在水体中沉积的，所以有些人把沉积岩称作“水成岩”。其实水成岩只是沉积岩的一部分，还有主要由风的作用形成的“风成岩”和主要由冰川作用形成的“冰碛岩”。相反，这种地表条件下的水和大气作用，在岩浆岩和变质岩的形成过程中，则是不重要的。

4. 生物作用和生物化学作用

生物作用和生物化学作用也是沉积岩形成的重要因素。有的沉积岩，如生物礁石灰岩、硅藻岩和煤等，主要是由生物遗体形成的，此即所谓的“生物岩”。还有一些沉积岩，是在生物作用的影响下或参与下，通过生物化学作用形成的，这类沉积岩统称为“生物化学岩”。相反，在岩浆岩和变质岩的生成过程中，生物作用及生物化学作用则是微不足道的。

5. 事件沉积作用

目前已发现的事件沉积作用及其岩石类型，如沉积物重力流和浊积岩、风暴沉积作用和风暴岩、洪水沉积作用和洪水岩、等深流沉积作用和等深积岩、地震沉积作用和震积岩、火山爆发—沉积作用和火山碎屑沉积岩以及陨石雨作用和陨石岩等，它们与其他正常沉积作用

和沉积岩共生在一起。

二、沉积岩的分布

沉积岩在地壳表层分布甚广，陆地面积的大约四分之三被沉积物（岩）所覆盖着，而海底的面积几乎全部被沉积物（岩）所覆盖。但从体积而言，沉积岩约占岩石圈体积的 5％，而岩浆岩及变质岩约占 95％。由此可知，沉积岩主要分布在岩石圈的上部和表层部分。至于沉积岩在地壳表层的具体厚度，则变化很大，有的地方可达几十公里，如高加索地区，仅中生代和新生代的厚度就达 20～30km；但有的地方则很薄，甚至没有沉积岩的分布，直接出露着岩浆岩和变质岩。地球物理和深井钻探证实：现代和古代沉积物大量沉积的场所为大陆边缘和大陆内部的拗陷带，在这些地方可以形成巨厚的沉积岩层，其是沉积地质学的主要研究对象。

在沉积岩中蕴藏着大量矿产。根据第 19 届国际地质学会统计资料，世界资源总储量的 75％～85％是沉积和沉积变质成因的。石油、天然气、煤、油页岩等可燃有机矿产以及盐类矿产，几乎全部是沉积成因的。铁矿的 90％、铅锌矿的 40％～50％、铜矿的 25％～30％、锰矿和铝矿的绝大部分以及其他许多金属和非金属矿产，也都是沉积或沉积变质成因的。

三、沉积岩石学的基本概念、研究内容及研究方法

1. 基本概念

沉积岩石学是研究沉积岩的物质成分、结构构造、分类和形成作用，以及沉积环境分布规律的一门科学。沉积岩石学发展到现今，它不仅研究古代的沉积岩层，还大量研究现代沉积物；除了研究沉积物特点外，还进行模拟实验，深入探讨沉积作用的机理；不仅全面、系统地进行了沉积相和岩相古地理条件分析，而且还研究其时空演化和分布规律及其与大地构造之间的关系。正如人们常说板块构造和沉积作用结下了不解之缘，亦即沉积岩石学已进入了一个崭新、更为广阔的阶段。现在人们越来越明显地把沉积岩石学和沉积学研究密切地联系起来，因为沉积学是在沉积岩石学的基础上发展起来的，两者的研究内容是相互渗透和密不可分的。大学本科主要讲授沉积岩石学及沉积相，研究生主要讲授沉积学及岩相古地理学。

石油及天然气生成于沉积岩中，绝大部分也储集于沉积岩中。其实，石油和天然气本身也和煤、油页岩、盐类及其他一些沉积矿产一样，也是一种“沉积岩”，只不过是液态和气态罢了。因此，矿产普查与勘探（原石油地质勘探）专业的大学生以及从事石油地质勘探的工作人员，必须了解和掌握沉积岩石学的基本知识、理论和方法。沉积岩石学和沉积相是矿产普查与勘探专业的一门重要的基础课程。

2. 主要研究内容

1）全面地研究沉积岩（物）的物质组分、结构、构造、分类命名、岩体产状和岩层之间的接触关系，为阐明其成因与分布规律提供依据。

2）探讨沉积岩石的形成机理，包括风化作用、搬运作用、沉积作用以及沉积后的变化等，特别是要研究沉积岩（物）及其中的有用矿产（包括有机可燃矿产中的石油和天然气等）的形成机理、富集和储存规律。

3）进行古沉积环境和沉积条件分析，根据沉积岩的原生特点以及时空分布和变化特点，用以恢复沉积岩形成时的古气候条件、古地理条件、古介质条件以及大地构造条件等。

4）全面研究沉积岩的基本特征和沉积条件，可作为地层学、层序地层学、古地理学、地球化学、矿床学、储层地质学以及油气地质学的基础，并不断地为矿产资源普查和勘探提

供新的科学依据和信息。

5）通过《沉积岩石学》的学习，增加对沉积物（岩）形成、演化、分布及其与人类生存等重大问题的了解，紧紧把握“地球科学与灾害预测”，将是沉积岩石学和沉积学发展的长远主题。

3. 研究方法

沉积岩的研究方法包括野外和室内两种。

野外观察和描述是基础，可以初步鉴定沉积岩的岩性，描述原生沉积构造，测量岩层产状和厚度，确定岩层之间的接触关系及其成因标志，并对所观察到的内容作详细的记录，尽可能的素描、照相和编制相应的图件。根据所获的资料，对沉积岩层的成因、形成条件和含矿性作出初步判断。

在覆盖区的沉积岩研究，最直接的是岩心观察和描述，对重要沉积现象和成矿标志要进行放大素描，并选重点层段进行照相和取样。由于取心段有限，要充分利用测井、录井资料进行岩性、电性、物性和含油气性分析，综合观察和解释，编制岩性—电性关系综合剖面。经常使用的测井曲线是 SP、微电极、感应、自然伽马、密度、声波以及地层倾角测井等。

以油气勘探为重点的室内常规研究主要是以薄片鉴定为主，再辅之一些常规分析，如铸体薄片分析、粒度分析和物性分析等；针对不同的岩类和研究目的，进一步采用扫描电镜、电子探针与能谱、X 衍射、阴极发光、显微荧光、图像分析、包体分析，以及有机指标、粘土矿物和碳、氧、硫等的稳定同位素分析。

20 世纪 60 年代以来，针对我国油气勘探的实际需要，还广泛开展现代沉积考察、室内水槽模拟实验等。20 世纪 90 年代以来，又建立了河、湖沉积体系的大型水箱模拟实验装置，以及正在建设的成岩模拟实验装置。

这一切试验和技术的使用，都试图从反演和正演两种途径再现沉积物和沉积岩形成的全过程，重溯成层岩石圈形成和成矿的历史、分布规律，从定性研究向定量研究发展。

四、沉积岩石学和沉积学的发展趋势

综合国内外沉积岩石学和沉积学发展趋势的历史和现状，面向 21 世纪科学技术的发展，该学科总的发展趋势表现为以下几点。

1. 充实和发展岩类学

进一步充实和完善广泛分布的正常沉积岩类（如碎屑岩、粘土岩和碳酸盐岩）的成分、结构、构造和分类、命名体系，结合事件沉积作用逐步建立和完善特殊沉积岩类的识别标志和分类命名体系。

2. 扩大和完善沉积作用机理研究

沉积模拟实验在沉积岩形成作用的研究中具有十分重要的地位。在 20 世纪 60 年代以来水槽模拟实验基础上，进一步扩大模拟实验装置，完善控制系统，紧密结合各类沉积环境和沉积体系实际，促进沉积学由定性向定量化发展。与此同时，加强现代沉积研究，为沉积地质建模提供更多的可比依据。

3. 加强成岩作用研究

随着人类对金属和非金属矿产资源的大量需求，必须大力提高勘探开发技术水平和效益，仅依靠传统的沉积成矿理论是不够的。特别是我国油气勘探逐步由中—浅层向中—深层、由高孔渗向低孔渗含油气层系发展，急需解决埋深、温度、压力增加条件下，成岩作用对储层的发育和演化的控制作用，以提高评价和预测效果。因此，今后必须进一步从反演和

正演两个方面加强成岩作用研究。层控矿床的勘探、评价和预测也需要成岩、成矿理论的支撑。

4. 多学科的交叉渗透

在学科之间相互渗透已日益普遍的今天，沉积岩石学和沉积学也与一些相关学科交叉，形成了一些新的分支学科，例如沉积学和砂泥运动力学的结合形成了沉积动力学，沉积学与物理、化学、热力学及有机化学结合形成了储层沉积学、有机地球化学，沉积学与地震地层学结合形成了层序地层学，板块构造学与沉积学结合形成了构造地层学，有机地球化学与沉积—成岩作用理论及层控矿床学结合形成了生物成矿作用的学说和油藏地球化学，沉积学与测井学的结合形成了测井沉积学。今后除了进一步完善上述新学科体系、理论水平、应用范围，还应着眼于 21 世纪的高新科技的发展，扩大和发展新的交叉学科。

5. 发展着眼于全球变化的沉积学理论

沉积岩石学和沉积学经过了一个多世纪的不断发展，到 20 世纪 60 年代，沉积岩类学、沉积形成作用、岩理学等领域已建立了一套公认的理论和方法，但研究工作还仅限于较小范围的沉积作用模式，且主要是研究“正常沉积作用”。20 世纪 70～80 年代，除岩相古地理学、层序地层学、沉积相和沉积环境、天文地层学、事件地层学等以全球变化为研究对象的领域外，其他领域均有待于沉积学家从整个地壳演化的角度来重新认识沉积作用的规律和各种沉积现象，诸如大洋缺氧事件、大洋分层事件、气候突变事件、星球撞击事件、凝灰沉积事件、全球冰川活动事件、生物减少和灭绝事件，以及米兰柯维奇旋回等，已成为沉积的热点问题，现已发展为重要的国际合作项目。

6. 面向下个世纪人类生存问题

1998 年 4 月在西班牙召开了国际第 15 届沉积学大会。该次会议的主题是：随着全球人口的快速增长，伴随自然资源需求的增加，技术快速进步及其对星球学的冲击，预示着一个新的地球历史研究时期即将到来。这一时期，为第四纪后时期（the Post Quaternary），将以地质旋回的“戏剧性”变化为特征。此次会议的决议强调沉积学的重要性，以及它对这一领域的贡献并以此为目标。沉积学研究可以预见这种“戏剧性”的变化和结果，及其对星球气候、侵蚀、地貌、地球生命的影响。沉积学在预测自然突变（洪水、海啸及风暴等），恢复不平衡的自然系统（河谷、海滩等），控制和预测污染，矿产资源勘探和扩大，城市垃圾和有毒物质处理，以及工程地质方面将发挥重要的作用。

总之，若能在上述主要方面或研究领域中有计划地进一步开展沉积岩石学和沉积学的研究，我国的沉积学必将会有一个更快和更好的发展，必将对国际沉积学界以及整个地质学界作出应有的贡献。

五、沉积岩的分类

沉积岩的分类方案很多。这里，首先根据沉积岩的形成作用（冯增昭，1982，1992）划分以下大类和基本类型：

1）主要由母岩风化产物组成的沉积岩；

2）主要由火山碎屑物质和深部卤水组成的沉积岩；

3）主要由生物遗体组成的沉积岩；

4）主要由宇宙物质来源组成的沉积岩。

主要由母岩风化产物组成的沉积岩是最主要的类型，它还可以根据母岩风化产物的类型(碎屑物质及溶解物质）及其搬运沉积作用的不同（机械的和化学的）再划分为两类：碎屑

岩和化学岩及生物化学岩。碎屑岩还可以根据其主要的结构特征（即粒度），再进一步划分为砾岩、砂岩、粉砂岩和粘土岩。化学岩及生物化学岩还可以根据其主要成分特征，再进一步划分为碳酸盐岩、硫酸盐岩、卤化物岩、硅岩及其他化学岩。

主要由火山碎屑物质组成的沉积岩即火山碎屑岩，不可以根据其岩性特征再细分。

主要由生物遗体组成的沉积岩即生物岩或有机岩，还可以根据其是否可燃，再划分为可燃生物岩（如煤和油页岩）和非可燃生物岩。

主要由宇宙来源的陨石组成的沉积岩可称为陨石岩。

本书所采用的分类系统如图 1－1 所示。

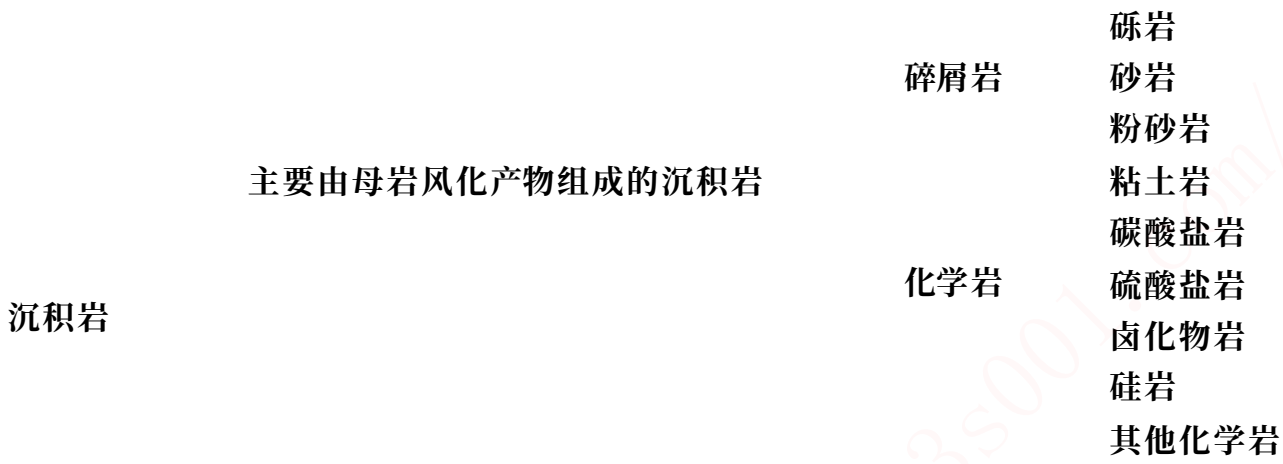


图 1－1　沉积岩基本类型的划分

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

第二章　沉积岩的形成及演化

沉积岩的形成及其形成后的演化的全部历史过程大致可分为以下几个阶段，即沉积岩原始物质（主要是母岩的风化产物）的形成阶段、沉积岩原始物质的搬运和沉积阶段（即沉积物的形成阶段)、沉积后作用阶段（其中又包括沉积物的同生作用和准同生作用阶段、沉积物的成岩作用阶段以及沉积岩的后生作用阶段)。

第一节　母岩的风化作用——沉积岩最原始物质的形成

一、风化作用的概念

沉积岩的原始物质有母岩的风化产物、火山物质、有机物质以及宇宙物质等，其中母岩的风化产物是最主要的，所以这里就着重介绍母岩的风化作用及其产物的形成，其他原始物质简述之。

母岩，如前所述，是供给沉积岩原始物质成分的岩石，主要是岩浆岩和变质岩，也包括早已形成的沉积岩。

风化作用是地壳表层岩石的一种破坏作用。引起岩石破坏的外界因素有温度的变化、水以及各种酸的溶蚀作用、生物的作用、各种地质营力的剥蚀作用等。在这些因素的共同影响下，地壳表层的岩石就处于新的不稳定状态，逐渐地遭受破坏，转变为风化产物。这些风化产物就是最主要的沉积岩的原始物质成分。

风化作用按其性质可分为：物理风化作用、化学风化作用和生物风化作用。

1. 物理风化作用

岩石主要发生机械破碎，而化学成分不改变的风化作用，称为物理风化作用。

引起物理风化作用的主要因素有：温度的变化，晶体生长，重力作用，生物的生活活动，水、冰及风的破坏作用。

物理风化的总趋势是使母岩崩解，产生碎屑物质，其中包括岩石碎屑和矿物碎屑等。

2. 化学风化作用

在氧、水和溶于水中的各种酸的作用下，母岩遭受氧化、水解和溶滤等化学变化，使其分解而产生新矿物的过程称为化学风化作用。化学风化作用不仅使母岩破碎，而且使其矿物成分和化学成分发生本质的改变。它们在适当的条件下就形成粘土物质和化学沉淀物质（真溶液及胶体溶液物质)。

3. 生物风化作用

在岩石圈的上部、大气圈的下部和水圈的全部，几乎到处都有生物的存在。故生物，特别是微生物，在风化作用中能起到巨大的作用。生物对岩石的破坏方式既有机械作用，又有化学作用和生物化学作用；既有直接的作用，又有间接的作用。

生物的作用可以促进和加速化学风化作用的进行。实际上，几乎所有的化学风化作用均有生物的参与。在许多情况下，岩石的风化作用是由生物的活动开始的。菌类、藻类及其他

微生物对岩石的破坏作用十分巨大，它们不仅直接对母岩进行机械破坏、化学分解（吸收某些元表，生成新矿物），而且本身分泌出的有机酸，有利于分解岩石或吸取某些元素转变成有机化合物。生物对大气组分（如 CO_2，N_2，O_2）也有很大的影响，其也影响着风化作用的强度。

生物的作用越来越受到重视，生物风化作用也随着地质历史发展而越来越显著。

二、各种造岩矿物的风化及其产物

各种造岩矿物抵抗风化作用的能力，亦即它们在风化作用条件下的稳定性，是很不相同的。

石英是岩石中的主要造岩矿物。石英在风化作用中稳定性极高，它几乎不发生化学溶解作用，一般只发生机械破碎作用。在长期的风化作用以及搬运和沉积作用的过程中，风化稳定性较低的一些矿物就逐渐地被破坏从而相对地减少，而风化稳定性高的石英却逐渐地相对富集起来，因此，石英就成了碎屑沉积岩中的最主要的造岩矿物。

长石的风化稳定性次于石英。在长石类矿物中，钾长石的稳定性较高，多钠的酸性斜长石次之，中性斜长石又次之，多钙的基性斜长石最低。因此，在沉积岩中钾长石多于斜长石。

钾长石的风化过程及其产物如下：

$$K(AlSi_3O_8) \rightarrow \underset{\text{(水白云母)}}{K_{<1}Al_2[(Si,Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O}$$

（钾长石）

$$\rightarrow \underset{\text{(高岭石)}}{Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8} \rightarrow \begin{matrix} SiO_2 \cdot nH_2O\text{(蛋白石)} \\ Al_2O_3 \cdot nH_2O\text{(铝土矿)} \end{matrix}$$

在钾长石的风化过程中，最先析出的成分是钾，其次是硅，最后才是铝。与此同时，OH 或 H_2O 也参加到矿物的晶格中来。随着钾、硅、铝的逐渐析出和水的加入，原来的钾长石就逐步地转变为水白云母、高岭石、蛋白石和铝土矿。钾长石是富钾的无水的铝硅酸盐矿物，架状构造，铝位于硅酸根的结晶格架中。水白云母中的钾已比钾长石中的钾少，硅也有所减少，部分的铝已从硅酸根的晶格中释放出来变为一般的阳离子，其结晶构造已不是架状而是层状的了，但仍然还是铝硅酸盐。高岭石与水白云母相比，又有了更进一步的变化。钾已完全没有了，铝已完全从硅酸根中释放出来变为一般的阳离子，但高岭石仍然还是层状构造的硅酸盐矿物。蛋白石和铝土矿就完全不同了，它们已不再是硅酸盐矿物，而是含水的氧化物矿物了。由此可知，由原来的钾长石，到水白云母、高岭石，以至最后的蛋白石和铝土矿，是一个由量变到质变的、逐步的、有阶段性的风化过程。这一过程的总趋势是原来的钾长石不断地遭受破坏，最终变为在风化带中最为稳定的新矿物。铝土矿是风化带中很稳定的矿物，它是钾长石风化的最终产物，但是，只有在十分有利的条件下，钾长石才能完全风化成铝土矿；在一般情况下，钾长石大都转变为水白云母和高岭石。

斜长石的风化情况与钾长石类似。斜长石风化时，除一些成分（如钙、钠、硅等）从矿物中转移出去以外，常形成一些在风化带中相对较稳定的新矿物，如各种沸石、绿帘石、黝帘石、蒙脱石、蛋白石、方解石等。当然，这些新矿物在风化带中也不是十分稳定的，还会继续发生变化。基性斜长石的风化稳定性比酸性斜长石低，因此在沉积岩中基性斜长石很少见到。

在云母类中，白云母的抗风化能力较强，所以它在沉积岩中相当常见。白云母在风化过程中，主要是析出钾和加入水，先变为水白云母，最后可变为高岭石。

黑云母的抗风化能力比白云母差得多。黑云母遭受风化后，钾、镁等成分首先析出，同时加入水，常转变为蛭石、绿泥石、褐铁矿等。

橄榄石、辉石、角闪石等铁镁硅酸盐矿物，它们的抗风化能力比石英、长石、云母都低得多，其中以橄榄石最易风化，辉石次之，角闪石又次之。这些矿物在风化产物中保留较少，故在沉积岩中较少见。这些矿物在遭受风化时，铁、镁、钙等易溶元素首先析出，硅也部分或全部地析出，大部分元素呈溶液状态流失走，一部分元素在风化带中形成褐铁矿、蛋白石等。

各种粘土矿物（如高岭石、蒙脱石、水云母等），本来就是在风化条件下或者沉积环境中生成的，在风化带中相当稳定。但是，在一定的条件下，它们也还会发生变化，转变为更加稳定的矿物，如铝土矿、蛋白石等。

各种碳酸盐矿物（如方解石、白云石等），风化稳定性甚小，很易溶于水并转移，因此在碎屑沉积岩中很难看到它们。只有在干旱的气候条件下，在距母岩很近的快速搬运和堆积的沉积物中，才可能看到由它们组成的岩屑。

各种硫酸盐矿物（如石膏、硬石膏）、硫化物矿物（如黄铁矿）、卤化物矿物（如石盐）等，它们的风化稳定性最低，最易溶于水，多呈真溶液状流失走。

最后，在岩浆岩及变质岩中常见的一些次要矿物或副矿物，其风化稳定性的差别是很大的。风化稳定性较大的一些次要矿物和副矿物，如石榴石、锆英石、刚玉、电气石、锡石、金红石、磁铁矿、榍石、十字石、蓝晶石、独居石、红柱石等，在沉积岩中常作为碎屑重矿物出现。

为什么各种造岩矿物的风化稳定性差别这么大呢？

有人认为，这与它们的结晶温度有关。例如在岩浆岩的主要造岩矿物中，橄榄石的结晶温度最高，其风化稳定性最低，最易被风化破坏掉；辉石、角闪石、黑云母的结晶温度依次降低，而它们的风化稳定性却依次增高；基性斜长石、中性斜长石、酸性斜长石、钾长石的结晶温度也依次降低，它们的风化稳定性也依次增高；石英的结晶温度最低，故其抗风化能力最强。这些岩浆岩主要造岩矿物的风化稳定性高低的顺序，恰好与它们从岩浆中结晶出来时温度高低的顺序相反，宛如一个颠倒过来的鲍文反应系列。

初看起来，这一看法颇有道理，但也有欠妥之处。例如金刚石，其结晶温度比橄榄石等高得多，但其抗风化的能力却不但比橄榄石高得多，甚至比石英还高得多。又如一些热液型的硫化物，其结晶温度比上述岩浆型的矿物低得多，但它们却远比岩浆型的矿物易于风化。因此，这一看法还难以使人完全信服。

有人认为，矿物的风化稳定性与其化学成分的化学活泼性（主要指它们在水中的溶解能力）有关。根据实际观察，得知 Cl，S 等元素在矿物的风化过程中最易析出，最易溶于水，最易呈溶液状态流失走；Ca，Na，Mg，K 等元素次之；Mn，Fe，Si，Al 等元素最差。这些元素的转移能力相差达几千倍。矿物的风化稳定性正是由这些元素的化学性质决定的。

这种看法是有道理的。卤化物和硫化物矿物最易风化，正是由于 Cl 及 S 等元素化学活泼性最大而决定的；钾长石之所以比斜长石难风化，酸性斜长石又比基性斜长石难风化，也是由于 K，Na，Ca 等元素的化学活泼性决定的。

但是，这一看法还不够全面，其仅仅考虑到元素本身的化学性质，还没有考虑矿物的晶体化学性质。矿物中的元素都是按照一定的晶体化学规律而相互地联系着，元素以及矿物在自然界中的许多性质都与该矿物的晶体构造的性质有关。例如同是 K 和 Na，但它们的硅酸

盐矿物（如钾长石和钠长石）就远比其卤化物矿物（如石盐和钾石盐）难以溶解。又如同是 Ca 和 Mg，但它们的硅酸盐矿物（如斜长石、辉石等）就远比其碳酸盐矿物（如方解石和白云石等）难以溶解。又如石英中的 Si，也远比各种硅酸盐矿物中的 Si 难以溶解出来。因此，各种矿物的风化稳定性不仅取决于它们的化学成分，还取决于它们的晶体构造。

用矿物的化学成分及其晶体构造的特征去寻求它们在风化作用过程中的相对稳定性，是一个正确的道路，而且已经取得了一定的成果。例如有人已经定量地计算出鲍文反应系列中的各种矿物的氧离子和阳离子之间的键强度的总数（以 cal/ mol 计，1cal/ mol = 4.18J/ mol），如图 2－1 所示。

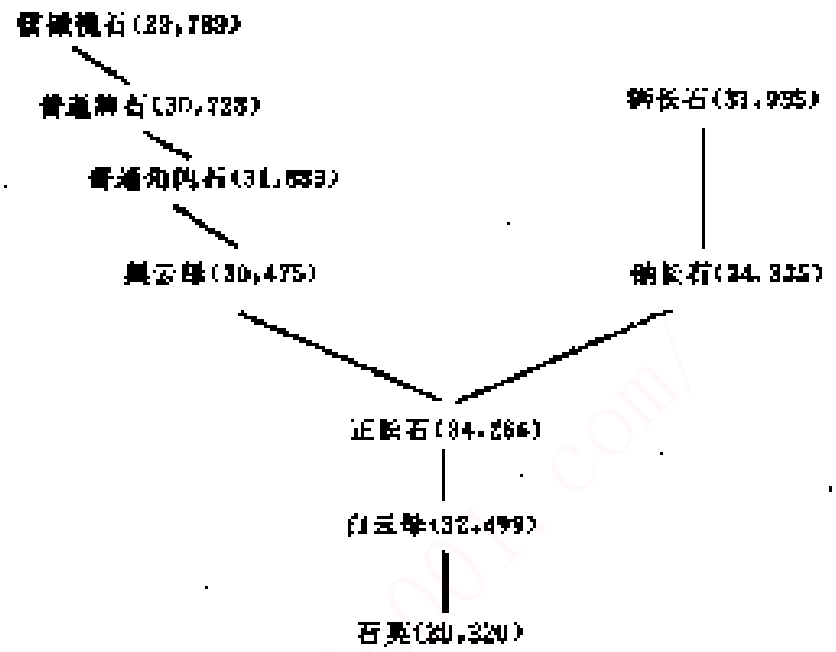


图 2－1　鲍文反应系列及矿物风化作用的相对稳定性

从图 2－1 中的数字可以看出，鲍文反应系列下端的矿物，其键强度总数较大，所以其风化稳定性较高。当然，在这些数字中也有一定的矛盾现象，即白云母的键强度总数与序列中的顺序不符，这可能是由于氢氧根存在的原因，因为氢氧根的能量效应还是未知的。另外，也还存在着许多未知或疑难的问题。

总之，矿物在风化作用过程中的稳定性的定量标志及其顺序的确定，是一个异常复杂的现象，还有待于进一步研究解决。

三、各种岩石的风化及其产物

岩石是矿物的集合体，因此岩石的风化及其产物主要是由组成它的矿物的风化情况决定的。

花岗质的岩浆岩（包括花岗岩、花岗闪长岩等）及变质岩（如花岗片麻岩等）是分布最广的岩浆岩及变质岩，它们的风化作用具有代表性。兹以花岗质的岩浆岩为例，见表 2－1。

表 2－1　花岗岩的风化作用及其产物

矿物成分	化学组分	所发生的变化	风化产物
石英	SiO_2	残留不变	砂粒
钾长石	K_2O	成为碳酸盐，氧化物进入溶液	溶解物质
	Al_2O_3	水化后成为含水铝硅酸盐	粘土
	$6SiO_2$	少部分 SiO_2 游离出来，溶于水中	溶解物质
斜长石	$3Na_2O$	成为碳酸盐，氯化物进入溶液	溶解物质
	CaO	成为碳酸盐，溶于含 CO_2 的水中	溶解物质
	$4Al_2O_3$	同钾长石	粘土
	$20SiO_2$		溶解物质
白云母	$2H_2O$ K_2O $3Al_2O_3$ $20SiO_2$	残留不变	云母碎片

续表

矿物成分	化学组分	所发生的变化	风化产物
黑云母	H_2O	水溶液	水溶液
	K_2O	成为碳酸盐、氯化物进入溶液	溶解物质
	Al_2O_3	生成含水铝硅酸盐	粘土
	2（Mg，Fe）O	成为碳酸盐，氯化物进入溶液，碳酸盐氧化为赤铁矿、褐铁矿等	溶解物质及色素
	$3SiO_2$	部分 SiO_2 游离出来，溶于水中	溶解物质
锆英石	ZrO_2 SiO_2	残留不变	砂粒（重矿物）
磷灰石	$Ca_5(PO_4)_3$ （F，Cl，OH）	溶解或残留不变	溶解物质或砂粒（重矿物）

美国科罗拉多州鲍尔德附近的一个花岗闪长岩体的风化情况如图 2－2 所示。从图 2－2 中可以明显地看出：在风化带中，角闪石大部分消失；黑云母变化也很强烈，主要变为蛭石；奥长石变化很大以至基本消失；相反，微斜长石和石英则基本上没有发生什么变化，因此在机械残余的碎屑矿物中，它们的相对含量就增高了；氧化铁及粘土矿物是新生成的化学残余矿物；白云石可能是成岩作用的产物，因为上覆的土壤中没有发现白云石；各种副矿物未发现，原因尚不很清楚。

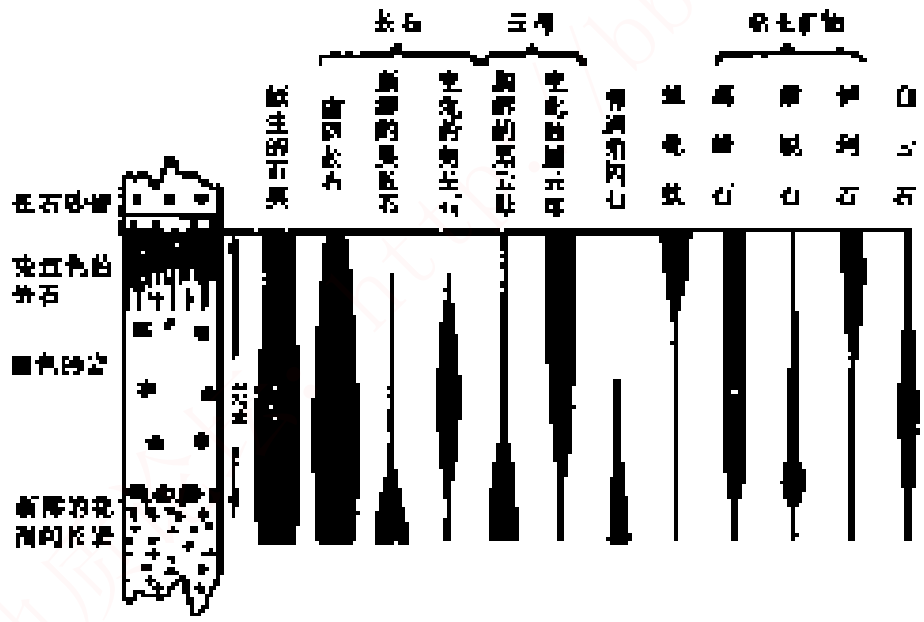


图 2－2　美国科罗拉多州鲍尔德附近密西西比纪花岗闪长岩体的风化剖面图

（据瓦尔斯特龙，1948；转引自布拉特等，1972）

中性和碱性侵入岩的风化情况大体与花岗质岩石相似。

基性和超基性侵入岩主要由较易风化的橄榄石、辉石、基性斜长石组成，远比花岗质岩石易风化。风化后，除部分易溶元素转移流失外，常在原地形成一些化学残余矿物，如蛇纹石、滑石、绿泥石、褐铁矿等。

火山岩及火山碎屑岩由于含有相当的甚至大量的玻璃质或火山灰，故其风化速度大都相当快，如玄武岩在遭受风化时，除一部分易溶元素流失外，常形成蒙脱石、高岭石、铝土矿、褐铁矿等化学残余矿物；如风化较彻底，则可形成风化残余的富铁的红土层。

沉积岩的风化情况比较简单，因为它们本身就主要是由母岩的风化产物组成的。其中，

以蒸发岩（主要由卤化物及硫酸盐矿物组成）最易溶解、最易风化，碳酸盐岩次之，粘土岩、石英砂岩、硅岩等最难风化。

四、母岩风化过程中元素的转移顺序及母岩风化的阶段性

波雷诺夫（1934，1952）在对比岩浆岩的平均化学成分和流经该岩石分布地区的河流流水溶解物质的平均化学成分以后，得出十分重要的数据，见表 2－2。

表 2－2　岩浆岩平均化学成分与流经该地区的河流流水溶解物质平均化学成分的对比

（据波雷诺夫，1934，1952）

	岩浆岩的平均化学成分，%	流经岩浆岩地区的河流流水溶解物质的平均成分，%	元素及化合物的相对转移性		岩浆岩的平均化学成分，%	流经岩浆岩地区的河流流水溶解物质的平均成分，%	元素及化合物的相对转移性
SiO_2	59.09	12.80	0.20	Na	2.97	9.50	2.40
Al_2O_3	15.35	0.90	0.02	K	2.57	4.40	1.25
Fe_2O_3	7.29	0.40	0.04	Cl^-	0.05	6.75	100.00
Ca	3.00	14.70	3.00	SO_4^{2-}	0.15	11.60	57.00
Mg	2.11	4.90	1.30	CO_3^{2-}	—	38.50	—

表 2－2 中前两行数字是实验数字，后一行数字是根据前两行数字按下列方法计算出来的。

假定 Cl^- 的转移能力最高，为 100，如果 SO_4^{2-} 的转移能力也和 Cl^- 一样高，则河水溶解物质中 SO_4^{2-} 的含量应为 Cl^- 的三倍，因为母岩中 SO_4^{2-} 的含量为 Cl^- 的三倍，即 3×6.75％＝20.25％。但实际情况并非如此，在河水溶解物质中，SO_4^{2-} 仅为 11.60％，即只有该数值的 57％，此 57 就是 SO_4^{2-} 的相对转移能力或相对转移性。表 2－2 第三行中的其他数字也是这样计算出来的。

由此可见，母岩的各种化学成分在风化作用过程中的转移性的差别是很大的。

之后，波雷诺夫又根据其他一些事实，作了一定的修正和补充，制定出母岩的元素或化合物在风化作用过程中的转移顺序及其数量级别，见表 2－3。

表 2－3　母岩的主要造岩元素或化合物在风化作用过程中的转移顺序及其数量级别

（据波雷诺夫，1948；转引自彼列尔曼，1953）

转移顺序	元素或化合物	数量级别	转移顺序	元素或化合物	数量级别
1. 最易转移的	Cl，(Br，I)，S	$n\cdot10$	4. 略可转移的	Fe，Al，Ti	$n\cdot10^{-2}$
2. 易转移的	Ca，Na，Mg，K	n	5. 基本上不转移的	SiO_2（石英）	$n\cdot10^{-\infty}$
3. 可转移的	SiO_2（硅酸盐），P，Mn	$n\cdot10^{-1}$			

当然，表 2－3 中的转移顺序及其数量级别都只是一般的概括，在不同的母岩地区和不同的风化作用条件下，情况将会有一定出入，但这一基本轮廓还是正确的。

由于母岩的各种化学成分在风化作用中的转移性质的差异，因此母岩的风化作用过程就呈现出了阶段性。

与上述元素从风化壳中淋滤出的顺序相应，波雷诺夫将结晶岩的风化过程分为四个阶段。在各阶段中，各有其独特的风化产物。现以玄武岩为例（见表 2－4）加以说明。

表 2－4　玄武岩的分解作用及其产物

玄武岩 机械破碎成小块	带出物质	带入物质	介质性质	阶段
辉　石 $Ca[Mg,Fe,Al]\cdot[(Si,Al)_2O_6]$ + 斜　长　石 $Na[AlSi_3O_8]$ $Ca[Al_2Si_2O_8]$ (其中往往含微量 K)$[AlSi_3O_8]$	无	无		Ⅰ
	大部 Ca, Na, Mg, K 及部分 SiO_2	H_2O, O	碱性及中性	Ⅱ
蒙　脱　石 $m\{Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2\}$ $p\{(Al,Fe^{3+})_2[Si_4O_{10}](OH)_2\}\cdot nH_2O$　水　云　母 $K_{<1}Al_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$	几乎全部 Ca, Na, Mg, K 及大部分 SiO_2	H_2O, O	酸性	Ⅲ
高　岭　石 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	全部 Na, Ca, Mg, K 及极大部分 SiO_2	H_2O, O	酸性	Ⅳ
含水氧化铁 $Fe_2O_3\cdot pH_2O$ + 蛋　白　石 $SiO_2\cdot nH_2O$ + 铝　土　矿 $Al_2O_3\cdot mH_2O$				

这四个阶段为:

1) 破碎阶段 (Ⅰ): 以物理风化作用为主, 形成岩石或矿物的碎屑。

2) 饱和硅铝阶段 (Ⅱ): 其特点是以岩石中的氯化物和硫酸盐将全部被溶解为特点, 首先带出 Cl^- 和 SO_4^{2-}。然后在 CO_2 和 H_2O 的共同作用下, 铝硅酸盐和硅酸盐矿物开始分解, 游离出碱金属和碱土金属 (K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) 盐基, 其中 Ca 和 Na 的流失比 K 和 Mg 要快些。这些析出的阳离子组成弱酸盐, 使溶液呈碱性或中性反应, 并使一部分 SiO_2 转入溶液。此阶段中形成胶体粘土矿物——蒙脱石、水云母、拜来石、绿脱石等。同时, 溶解性较差的碳酸钙开始沉积。

3) 酸性硅铝阶段 (Ⅲ): 几乎全部盐基继续被溶滤掉, SiO_2 进一步游离出来。因此, 碱性条件逐渐被酸性条件所代替。Mg^{2+} 和 K^+ 的再次淋滤出使得上个阶段所形成的矿物 (蒙脱石、水云母) 又被破坏而形成在酸性条件下稳定的、不含 K, Na, Ca, Mg 盐基的粘土矿物——高岭石、变埃洛石等。通常, 将达到此阶段的风化作用称为粘土型风化作用。

4) 铝铁土阶段 (Ⅳ): 是

移动的元素都被溶液带走,主要剩下铁和铝的氧化物及一部分二氧化硅。它们呈胶体状态在酸性介质中聚集起来,在原地形成水铝矿、褐铁矿及蛋白石的堆积。由于它是一种红色疏松的铁质或铝质土壤,所以也称为红土。达到此阶段的风化作用,通常称为红土型风化作用。

上述四个阶段是一般的完整的风化过程, 但在同一地区不一定都进行到底。风化作用的阶段常受母岩岩性、气候、地形等因素所控制。在许多热带气候条件下, 玄武岩的风化作用已为许多经济地质工作者和沉积学工作者大量地研究过。由于风化过程中风化强度变化, 或者风化时间长短变化, 所形成的各种类型粘土矿物的顺序如图 2－3 所示。

玄武岩和安山岩在大陆上出露很广, 在海底分布也很广。从风化现象这个角度来看, 玄武岩与花岗岩之间有重要不同, 玄武岩的变化通常直接变成粘土矿物、氧化铝和富钛氧化铁。正像前面已经说过的, 钛、铝和铁的氧化物是化学风化的最稳定的残余物。

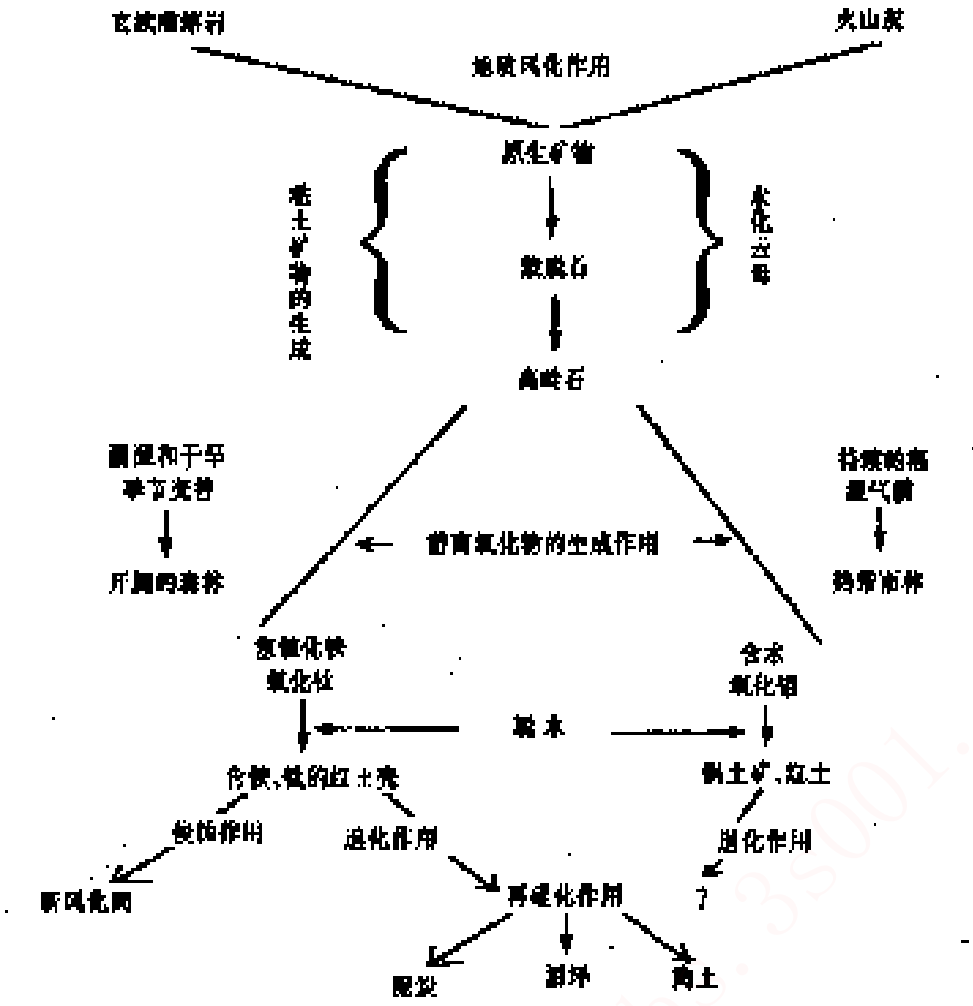


图 2-3　夏威夷群岛热带土壤风化作用图解

(据谢尔曼，1952)

(表示土壤风化作用的初期、中期和末期的产物)

五、母岩风化产物的类型

从上所述可知地壳表层岩石的风化作用是一个十分复杂的地质作用。地壳表层岩石风化的结果，形成了以下三种性质不同的风化产物。

1. 碎屑残留物质

这主要是指母岩的岩石碎屑或矿物碎屑。在风化作用的第一阶段，这种碎屑残留物质最发育；到第四阶段，这种物质就很少了，只有那些风化稳定性最高、极难风化的石英才可能保留下来。这种物质在初始阶段大都残留在母岩区，后来就可能被各种营力搬运走。

2. 新生成的矿物

这主要是指在风化作用过程中新生成的一些矿物，如水云母、高岭石、蒙脱石、蛋白石、铝土矿、褐铁矿等。这些物质在初始阶段也大都存在于母岩的风化带中，所以也常称为“化学残余物质”。后来，它们也将被各种营力搬运走。

3. 溶解物质

这主要是指母岩在化学风化作用过程中被溶解的那些成分，如 Cl，S，Ca，Na，Mg，K，Si，Fe，Al，P 等。这些物质大都呈真溶液或胶体溶液状态被流水搬运走，转移到远离母岩区的湖泊或海洋中去。

碎屑残留物质是碎屑沉积岩的主要的原始物质成分。

在化学风化作用中新生成的一些矿物成分，不宜称为“化学残余物质”，而应称为“化学风化矿物”，它们是粘土岩以及其他沉积岩的主要原始物质成分。

碎屑残留物质和化学风化矿物可合称为碎屑物质或陆源碎屑物质，它们的搬运和沉积作用及过程主要受物理动力学定律支配。这些碎屑物质被各种地质营力搬运以后，在一定的条件下沉积下来，再经过成岩作用，就形成了碎屑岩及粘土岩。

与碎屑物质相对立的是溶解物质，它们的搬运和沉积作用及过程主要受或首先受化学定律支配。这些溶解物质转移到海洋或湖泊后，在一定的条件（首先是各种化学条件，有时生物作用条件和水动力作用条件也很重要）下沉积下来，再经过成岩作用就形成了各种类型的化学岩、生物化学岩或生物岩。

由此可知，从母岩的风化作用开始，其物质成分的分异作用就开始了，母岩的三种或两种不同性质的风化产物就开始形成了，即一些最主要的沉积岩的主要物质成分就开始形成了。这就是说，从母岩的风化作用开始时起，沉积岩的形成作用就开始了。

风化彻底的岩石所提供的沉积物为成熟的沉积物，这类物质几乎全是由风化最终产物组成，即主要是粘土矿物和稳定的矿物碎屑和岩石碎屑。这些物质在搬运过程中进一步发生分选，成为分别由粘土矿物或碎屑物质组成的成分单一类型的沉积物，其中重矿物含量很少；相反

岩在风化过程中不仅所含的稳定矿物没有风化分解,就是稳定性较差的矿物也未风化或略风化。因而所提供的沉积物成分复杂,稳定和不稳定的矿物碎屑都有,还有较多的各种岩石碎屑和重矿物,经搬运、堆积形成成分复杂的不成熟的沉积物。由此可见,陆源沉积岩的成分除了反映沉积物在搬运过程中所发生的变化外,在一定程度上也能反映母岩的性质和风化程度。

六、风化壳

地壳表层岩石风化的结果，除一部分溶解物质流失外，其碎屑残余物质和新生成的化学残余物质大都残留在原来岩石的表层。这个由风化残余物质组成的地表岩石的表层部分，或者说已风化了的地表岩石的表层部分，就称为风化壳或风化带。

风化壳中岩石的风化程度因深度而不同。表层风化程度较深，深处风化程度较浅，以至逐渐过渡到未风化的母岩。

近来，风化壳的概念已被扩大了。例如前苏联学者波雷诺夫等就把上述的由风化残余物质组成的原地的风化壳叫残留风化壳；假如这些原地的风化残余物质被流水、风等营力搬运并在它处又堆积起来，则称之为堆积风化壳。其实，这种堆积风化壳已经属于沉积物的范畴了。所以，还是把风化壳仍限制在原地的残留风化壳为宜。

风化壳的厚度取决于气候、地形、构造等许多因素。一般说来，在气候潮湿、地形平坦、构造活动比较稳定的地区，风化作用较强，剥蚀作用较弱，风化残余物质易于保存，故风化壳厚度较大。在相反的条件下，风化壳厚度就较小，以至为零。

风化壳分为现代的和古代的，两者常以第三纪为划分界限。由于保存条件的限制，古风化壳大都已残缺不全了。另外，古风化壳由于已经经历了成岩作用及后生作用的变化，它们已与现代的风化壳有很大的不同了，实际上已经算是没有经过搬运的沉积岩了。古风化壳有很大的地质意义和经济意义，因为它是地壳上升、沉积间断、不整合的重要标志，是古气候、古地理分析的重要依据，也是当前划分层序地层界面的主要标志，其中常蕴藏着一些重要的金属和非金属矿床（如高岭石矿、铝土矿、铁矿、镍矿等)。在古风化壳中还可以形成油气藏。

按岩石大类，风化壳可分为碎屑岩风化壳、碳酸盐岩风化壳、火山岩风化壳、变质岩风化壳等，其中以碳酸盐岩风化壳分布最广泛，在形成油气藏中也最具有工业价值。例如我国

北方发育奥陶系顶部碳酸盐岩风化壳，主要是由于加里东构造运动使得奥陶系地层抬升到地表，并遭受长期风化淋滤所致。根据古岩溶的成因机理以及岩石矿物学特征，将奥陶系碳酸盐岩风化壳分为层间岩溶、风化壳岩溶和缝洞系岩溶三大类，储油气层划分为裂缝—溶蚀孔洞型、溶蚀孔洞—裂缝型和重结晶或白云化晶间孔隙型。由于古岩溶储层缝洞孔发育，经常形成大—中型高产油气田。

近来，关于风化壳形成机理、分布规律及其含油气性的研究已经发展成为一门独立的学科了。它在岩石学、地球化学、矿物学、矿床学、层序地层学、石油地质学、土壤学、古地理学、农业科学以及水利建设上，都有很大的意义。

20 世纪 80 年代以来，对风化作用的研究主要突出在：由地球化学质量—平衡模式计算小流域的化学剥蚀速率，矿物、岩石风化率和风化作用动力学机理等方面。也就是说，有关风化作用的过程和机理及其控制因素尚在深入研究中，主要研究途径是建立小型试验区和进行室内模拟试验。

七、沉积物的其他来源

1. 生物成因的沉积物

生物通过其生命活动可营造起生物体，生物死亡后遗体可在原地堆积，也可搬运到沉积盆地中沉积下来，成为沉积岩的一部分。生物遗体包括两部分：一部分是无机成分为主的生物残骸，即动物的外壳和骨骼，藻类、植物的钙化遗体，属生物的硬体部分，常保存为化石或生物碎片，其成分多为碳酸盐、磷酸盐和硅质；另一部分是有机生物残体，即植物体和动物的软体部分，主要是 C，H，O，S，N，P 等元素组成的碳氢化合物，一般称为有机质。它们除部分转化为石油、天然气、油页岩、煤等外，大量呈分散状态存在于沉积岩中。

2. 深部来源的沉积物

由火山爆发作用带到地表或水下的火山碎屑物，可直接堆积成火山碎屑岩，也可以混入正常碎屑沉积岩中。沿深断裂流出地表或注入地下的热卤水、温泉、热气液等，数量也是可观的，它们对形成某些岩石(如盐岩、硅岩和铁锰岩等)和矿床(如铅、锌等)也有较大的意义。

3. 宇宙来的沉积物

从宇宙空间落到地球上的陨石及其尘埃，大小悬殊，从几十克到 1770kg（1976 年吉林陨石雨中最大的陨石）以至数十吨或更大，小者至微粒、尘埃，每年降落的较大陨石的数量有几千吨，小的尘埃无法统计。陨石也可加入到沉积物和沉积岩中。

第二节　碎屑物质的搬运和沉积作用

碎屑物质（主要是母岩风化产物中的碎屑物质）在流体的作用下，将进入搬运状态向它处转移；在一定条件下，还会从搬运状态转变为沉积状态。沉积下来的沉积物可长期固定下来不再移动；也可由于地壳上升、侵蚀基准面下降，使得已沉积下来的碎屑物质重新遭受剥蚀而被搬运。

搬运和沉积碎屑物质的流体主要是流水和大气，在高寒地区的冰川和干旱地区的风也是搬运和沉积碎屑物质的地质营力。

作为碎屑物质搬运和沉积的流体，自然界存在两种基本类型，即牵引流和沉积物重力流。过去主要是研究牵引流或牵引流载荷的搬运和沉积作用。沉积物重力流研究始于 20 世纪 50 年代，发展于 20 世纪 70 年代，它对碎屑物质的搬运和沉积作用日益引起人们的重视。

由于概念的更新，新资料的增加，区分这两种流体，并能正确识别和判定古代牵引流沉积物和重力流沉积物，不仅有理论意义，也有很大的实际意义。

一、流体的一些基本知识和概念

1. 牛顿流体和非牛顿流体

从流体力学的性质来说，凡服从牛顿内摩擦定律的流体称为牛顿流体，否则称为非牛顿流体。内摩擦定律可表示为：

$$\tau = \frac{du}{dy}$$

即粘滞切应力（τ）与切变速度的关系是直线关系。式中 τ 为单位面积上的内摩擦力，u 为流体流速，y 为由底部起计算的距离（指流体内两滑动面之间的），因此 du/dy 称为流速梯度（或称为剪切变形率）。流速梯度是反映流体粘滞性大小的一个系数，又称为动力粘滞系数。也可用 $V = \frac{u}{\rho}$ 表示，V 称为运动粘滞系数。

所谓服从内摩擦定律是指在温度不变的条件下，随着$\frac{du}{dy}$的变化，u 值始终保持一常数，牵引流就属牛顿流体。若 μ 值随 du/dy 变化而变，即不服从内摩擦定律，沉积物重力流属非牛顿流体。故牛顿流体和非牛顿流体对碎屑物质搬运和沉积作用的机制是不同的。

2. 层流、紊流与雷诺数

自然界任何流体按其流动特点分为层流和紊流（或称湍流）两种流动形态。层流是一种缓慢流动的流体，流体质点作有条不紊的、平行的线状运动，彼此不相掺混。紊流是一种充满了漩涡的急湍流动的流体，流体质点的运动轨迹极不规则，其流速大小和流动方向随时间而变化，彼此互相掺混（如图 2-4 所示）。英国学者雷诺（Reynolds）首先从实验室中观察到这一物理现象，他曾用不同管径的管道和不同流体进行试验，获得了一个判别层流与紊流的准则，通称为雷诺数（Re），即：

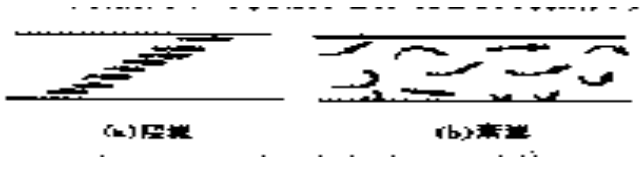


图 2-4　层流和紊流的流动特点

$$Re = \frac{\text{惯性力}}{\text{粘滞力}} = \frac{v^2 d^2 \rho}{vd\mu} = \frac{vd\rho}{\mu}$$

雷诺数是表示惯性力与粘滞力之间关系的一个数值。流水作用于碎屑颗粒上的惯性力可认为与流体的质量 $vd^2\rho$ 以及流体碰撞到颗粒时所产生的减速度 v 成正比，作用于颗粒上的粘结力可认为与粘度 μ、表面的速度梯度 v/d 以及表面积 d^2 成正比。其中 v 是水的流速，d 是颗粒直径，ρ 是水的密度。雷诺数为一无量纲数。实验证明，当流体通过一个正在沉降的球形颗粒时，当 Re 为 1 左右时，流动呈层流型，即在颗粒的背后不产生漩涡状的水迹（背流尾迹）；当 Re 为 1～40 时，在颗粒的背后就会出现背流尾迹，开始尾迹具有规则的几何形状，但随着 Re 的增大，背流尾迹就越来越不规则；当 Re 大于 40 时，则出现“卡门涡街”，这时的流动称为紊流（或涡流），如图 2-5 所示。

层流与紊流的流体力学性质特点还有：紊流不仅具粘滞切应力，而且还有流体质点的紊乱流动面引起的附加切应力（或称惯性切应力）；而层流只有粘滞切应力。因此紊流的搬运能力要强于层流，并且紊流还有漩涡扬举作用，这是使碎屑沉积物呈悬浮搬运的主要水力学因素。

从碎屑沉积物沉积时遭受的阻力来说，紊流兼有粘滞阻力和惯性阻力，而层流只有粘滞阻力，因此沉积物不易从紊流中沉积下来，而在层流中则类似在静水中一样很容易沉积下

来。斯托克公式只有在 Re < 1 的静水或层流中才适用。

自然界绝大多数水体呈紊流运动状态。不过任何紊流的水体在与固体边界接触处（如河道底和两壁），由于边界影响，流速梯度很大，因此粘滞力仍起主导作用，流体运动型态仍属层流，称为层流底层，或称为粘性底层（如图 2－6 所示）。层流底层的厚度随雷诺数的增加而减小。层流底层的存在对碎屑沉积物的搬运和沉积起着重要控制作用，使得碎屑沉积物在其与流体之间的界面上不断发生着沉积和搬运的交替作用。

3. 缓流、急流和佛罗德数

在明渠水流（类似自然界的河流、海湖浅水环境中的牵引流水流）中按流动强度的不同可出现急流、缓流和临界流三种流态，这三种流态的判别标准是佛罗德数 Fr。

佛罗德数是表示惯性力与重力之间关系的一个数值。对于流速为 v 的单位流体质量来说，惯性力等于使碎屑质点在距离 L 内减速到停止状态所需的力，所需的时间 t = L/ v。故惯性力与 v/ t = v^2/ L 成正比。作用于单位质量上的重力为 g，所以佛罗德数为：

$$Fr = \frac{\text{惯性力}}{\text{重力}} = \frac{v^2/L}{g} = \frac{v^2}{Lg}$$

但大多数水力工程人员却把这一数值的平方根当作佛罗德数，即

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gL}}$$

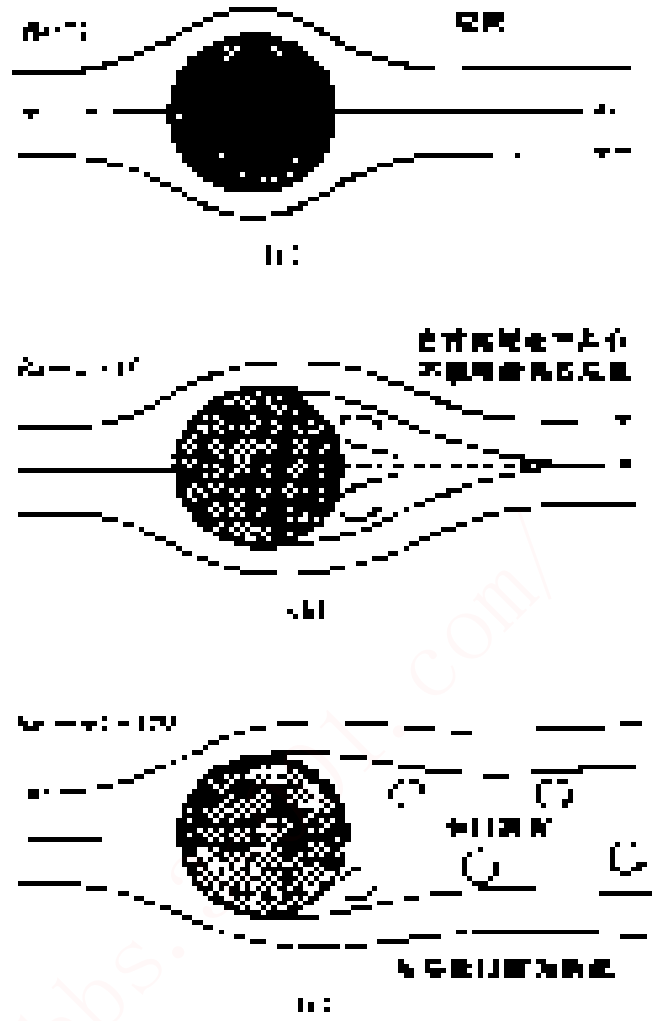


图 2－5　随着雷诺数的增大，在球形颗粒的背流方向逐渐发育起来的背流尾迹；与此同时，流水也由层流型逐步变为紊流型
（据布拉特等，1972）



图 2－6　河流中的紊流及层流底层，流线长度代表流速大小
（据鲁比，1938）

在明渠的流水中，当水深为 D 时，则

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gD}}$$

式中的 v 为水的平均流速。可以证明，当重力波的波长等于水深 D 时，则重力波的速度等于 $\sqrt{gD}$，此时 Fr = 1。这就提出了佛罗德数的重要含意：如果 Fr > 1，则表示向下游的流速大于向上游传播的波速，此时不可能有向上游移动的波，因此当 Fr > 1 时，流水的性质为急流或超临界的流动，这表示水浅流急的情况；当 Fr < 1 时，流水性质为静流、缓流或临界以下的流动，这表示水深流缓的情况。佛罗德数可普遍用于碎屑物质以床沙载荷方式搬运和沉积过程的解释中，它也是一个无量纲数。

床沙表面可随水流强度变化而出现各种类型床沙形体。第一种类型的床沙形体不是固定不动的，而是通过组成床沙的砂砾颗粒的滚动、滑动或跳跃移动而使床沙形体发生顺流或逆流移动，这种现象在水力学中称为沙波运动。

明渠水流随着流动强度的加大，在床面上会依次出现下列床沙形体：无颗粒运动的平坦床沙→沙纹→沙浪→沙丘→过渡型（或低角度沙丘）→平坦床沙→逆行沙丘→流槽和凹坑。由于床沙形体与层理形态之间成因关系密切，故有关床沙形体特征和佛罗德数之间关系则在第五章中介绍。

4. 两类流体及其搬运和沉积作用方式

综上所述，从实验室模拟到自然界中的实际情况，都证实牵引流和沉积物重力流是两种不同性质的流体，在这两种流体中碎屑物质显现出不同的搬运方式和过程。牵引搬运或牵引作用一词是指能使碎屑物质作底负载移动的各种作用的总称。研究碎屑物质在河流、海湖浅水和风力搬运、沉积的过程，最容易使人们理解牵引的原理。牵引流的搬运力表现在两个方面，一方面是流体作用于碎屑颗粒上的推力（即牵引力），推力的大小主要取决于流体的流速，推力越大则能搬运的碎屑颗粒越大；另一方面是载荷力（或负荷力），负荷力大小取决于流体流量，负荷力越大则能搬运的沉积物数量就越多。推力大不一定负荷力就大，反之亦然。例如山区河流，特别是发洪水时，可以搬运重达几十吨的巨石；而浩瀚的长江，尽管每年能搬运 970×10^{6}t 物质，却不能推动一块大砾石。山区急流的负荷力虽不大而推力却很大，长江、黄河推力不大而负荷力却很大。

一般来说，牵引流搬运颗粒的动力主要是推力（或牵引力），多半是从高处往低处搬运，但有时也从低处往高处搬运，如海湖滨岸地区的冲流，风力也可以把细粒沉积物搬运到高处。全面的描述牵引流搬运方式应包括悬移载荷、推移载荷或床沙载荷。当一牵引流流体不能再搬运或负载更多的碎屑物质时，就称为满载：随着流速的降低，流量减小，流体的推力和载荷力就要减弱，成为超载，这时被流体负载的碎屑物质就会由粗到细依次发生沉积。

沉积物重力流是密度流，相对密度可达 1.5～2.0，是由大小不一的碎屑物质与流体形成的高密度混合体，其主要以悬移载荷方式搬运。重力流搬运的驱动力主要起因于重力，因此沉积物重力流的搬运是沿斜坡向下移动的。当坡度变缓，流速降低时，沉积物重力流会发生骤然卸载，故在沉积盆地的斜坡根部常常形成各种类型的重力流沉积物。一部分低密度沉积物重力流可沿盆地底部扩展到深水平原的广大地区。

以下将分别阐述碎屑物质在不同介质中的搬运和沉积作用，而碎屑物质在重力流中的搬运和沉积作用，即沉积物重力流的搬运和沉积作用，将在本书第二十三章中专门论述。

二、碎屑物质在流水中的搬运和沉积作用

碎屑颗粒在流水中的搬运和沉积，主要与水的流动状态关系密切。是层流还是紊流，是急流还是缓流，还与碎屑颗粒的本身特点（如大小、相对密度、形状等）有关系。由雷诺公

式和佛罗德公式可看出，流水搬运碎屑物质过程中水流状态的变换，在很大程度上取决于流速，其次与水的密度、粘度、水深、水量、边界条件等因素有关。可见碎屑物质在流水中的搬运和沉积作用受多种因素的影响和制约，有很多问题目前还在深入研究中。国内外沉积学者广泛开展现代沉积考察和水槽试验，就是为了进一步解决这些问题。

1. 搬运方式

流水搬运碎屑物质的方式（即碎屑载荷的形式）主要有两种，即推移搬运（或滚动搬运）和悬浮搬运（或悬移搬运)。前者也可称为推移载荷，后者也可称为悬浮载荷。至于跳跃搬运，其基本上属于推移（或滚动）搬运。

较粗的碎屑大都沿流水的底部呈移动、滚动或跳跃式地前进。

较细的碎屑（如粉砂和粘土）在流水中常呈悬浮状态搬运。实验证明，当沉降速度小于流速的 8％时，即流速至少是沉降速度的 12 倍时，颗粒才能呈悬浮状态。较细的颗粒碎屑之所以常呈悬浮状态，主要与它们的沉降速度低有关。

2. 机械沉积作用

如前所述，已处于搬运状态的碎屑物质，在一定的条件下，主要是当流水的动力不足以克服碎屑颗粒的重力时，碎屑物质就会沉积下来。悬浮的粉砂或粘土在流速减小到一定限度(小于沉速的 12 倍）时下沉就是一例。

碎屑物质在静水中的下沉情况可用斯托克实验公式表示之:

$$v = \frac{2(d_1 - d_2)}{9\mu} gr^2$$

式中　v——颗粒下沉速度，cm/s;

d_1——颗粒密度;

d_2——水介质密度（为 1);

μ——水介质粘度（20℃时为 0.01cp，1cp = 0.1Pa·s);

g——重力加速度（980cm/s^2);

r——颗粒半径，cm。

由此公式可以看出，碎屑颗粒在静水中的下沉速度与颗粒的半径的平方成正比。但是，这一关系只适用于粒径小于 0.1mm 的颗粒，即只适用细砂以下的碎屑颗粒。对于较粗的颗粒来说，其沉速与其半径的平方根成正比。因为当颗粒增大时，介质的粘度对沉速的影响逐渐减小，而水介质的浮力的影响将逐渐增大。

关于细颗粒的沉速，鲁比（Rubey，1933）的实验数据见表 2-5。

这就是说，极细砂下沉 30m 约需 2h，而细粘土则约需 1 年；如要下沉 3000～4000m，极细砂约需 10d，细粘土则约需 100 年。

表 2-5　细碎屑颗粒在清洁的净水中的下沉速度　　mm/s

极细砂	>3.84	中粉砂	0.96～0.24	极细粉砂	0.06～0.015	中粘土	0.00375～0.0009375
粗粉砂	3.84～0.96	细粉砂	0.24～0.06	粗粘土	0.015～0.00375	细粘土	<0.0009375

从斯托克公式还可看出，碎屑颗粒在静水中的沉速与其相对密度成正比，即颗粒相对密度越大，其沉速也越大。因此，在碎屑沉积岩中，可见大而轻的颗粒与小而重的颗粒沉积在一起。斯托克公式是在假定颗粒为球形的情况下求得的，假如颗粒不是球形，其沉速当然会

有所不同。实验证明，假定球形颗粒的沉速为 100，则椭球形颗粒的沉速为 84～61，立方体为 74，长柱体为 50，片状颗粒为 80～38。由此可见，球形颗粒沉速最大，片状颗粒沉速最小，所以片状矿物（如白云母）常被搬运得很远，与较细的颗粒（粉砂和粘土）一起沉积。

此外，斯托克公式对水温、颗粒相对密度（应相同）、颗粒表面状况（应光滑）等都有所要求，因此，与实际情况也均有所出入。

当然，还应指出，斯托克公式只有在静水或层流的条件下才适用，在漩涡发育的紊流中应另作别论。

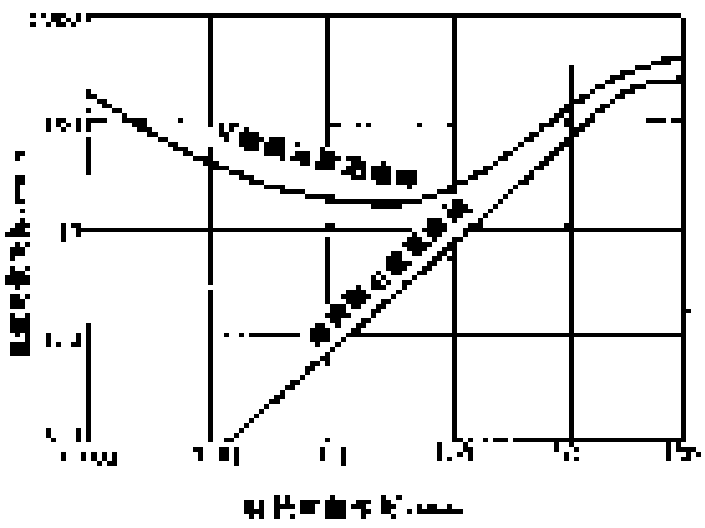


图 2－7　碎屑物质在流水中侵蚀、搬运、沉积与流速的关系
（据尤尔斯特隆，1936）

尽管如此，斯托克公式在探讨碎屑颗粒的机械沉积作用的机理上，还是很有用处的。

碎屑物质在流水中的搬运与沉积，流速和颗粒大小之间的关系最为关键。

流水把处于静止状态的碎屑物质开始搬运走所需要的流速称为开始搬运流速。开始搬运流速应大于继续搬运已处于搬运状态的碎屑物质所需的流速，即继续搬运流速，如图 2－7 所示。说明如下：

1）颗粒开始搬运的水流速度要比继续搬运所需的流速大，这是因为始动流速不仅要克服颗粒本身的重力，还要克服颗粒间的吸附力才能发生移动。

2）0.05～2mm 的颗粒所需的始动流速最小，而且始动流速与沉积临界流速相差也不大。这说明砂粒质点在流水中搬运时很活跃，容易搬运，也易沉积，故常呈跳跃式前进。

3）大于 2mm 的颗粒，其搬运与沉积的两个流速曲线更接近，但两者的流速值也都是随着粒径的增大而增加。故砾石不能长距离被搬运，并多沿河底呈滚动式前进。

4）小于 0.05mm 的颗粒，两个流速相差很大，因而粉砂（0.05～0.005mm）和粘土（小于 0.005mm）物质一经流水搬运，就长期悬浮于水体之中不易沉积下来。而且它们沉积之后又不易呈分散质点再搬运，即使水速发生急剧改变，也只是冲刷成粉砂质或泥质碎块继续搬运，故在海洋和湖泊的波浪带的沉积物中冲刷的“泥砾”是常见的。

经森德伯格（Sundborg，1956）修改过的尤尔斯特隆图解如图 2－8 所示，它表示了始动流速与碎屑大小之间的关系。由图中可看出如下一点：图示水深为 1m 时平坦河床上石英颗粒发生侵蚀、搬运和沉积的临界流速，虚线表示实验数据的离散度。在粘土和粉砂区只有极少的可靠数据。

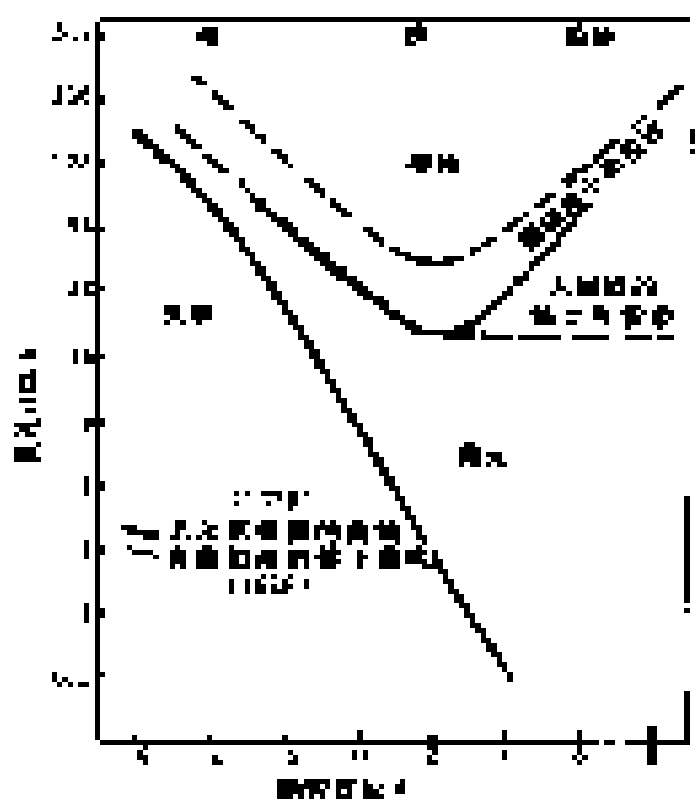


图 2－8　经森德伯格修改的尤尔斯特隆图解

沃克（Walker，1975）根据流水的流动强度

与所能滚动和悬浮的最大粒径的关系，作出了图2－9。该图解可解释某些分选性差、粗细混杂的碎屑沉积物（岩）。

1）由图2－9中可看到，当流动强度为P时，它所能滚动的砾石最大粒径为8cm，同时所能悬浮的最大砂粒为2.2mm。

2）当流动强度略小于P时，可使粒径为8cm的砾石和2.2mm的砂粒同时沉积，从而可能形成双众数的砂砾岩。

3）当流动强度在P附近反复变动时，即属持续水流时，则可能形成砂质沉积与砾石质沉积的互层，其平均粒度应分别为2.2mm与8cm左右。

4）如果流动强度急剧减小

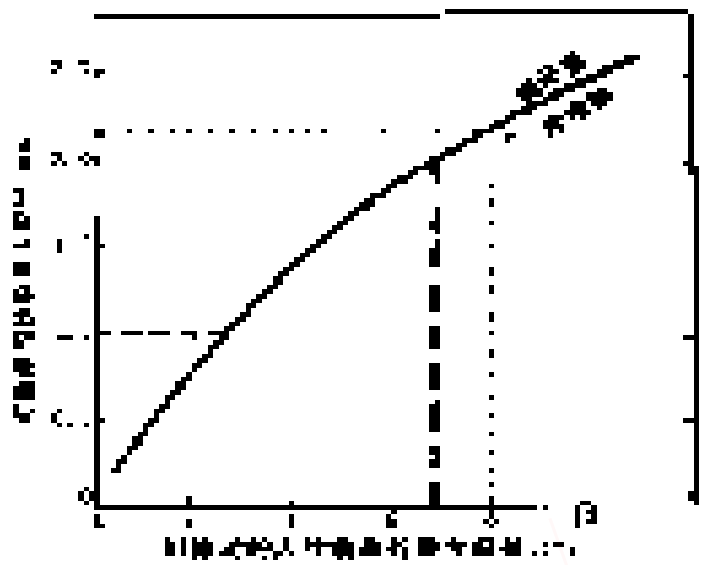


图2－9　随着流动强度的变化，流水所能悬浮和滚动的最大颗粒直径

（据沃克，1975）

极差的多众数的砾、砂、粉砂和泥的混合沉积物。

5）如图2－9中虚线所示，沉积1mm砂粒所需的流动强度要比沉积7cm砾石所需强度小得多。因此在平均粒度为7cm的砾石沉积的孔隙中所充填的1mm大小的砂粒，不可能是同时沉积物，后者应是在水流强度减小后的孔隙渗滤充填物，例如冲积扇中的筛状沉积物（砾岩透镜体）中的充填物就是这种情况。

3. 碎屑物质在流水搬运过程中的变化

碎屑物质在流水搬运的过程中，还将发生许多重大的变化。

首先是成分上的变化。作为母岩风化产物的碎屑物质，它们的风化稳定性的差别是很大的。在母岩的风化作用过程中，尚未彻底风化的那些不稳定成分，在流水的搬运作用过程中还要继续地遭受风化或破坏，或者转变为更稳定的新矿物。引起这种变化的主要因素是流水以及流水中各种酸的溶蚀作用。因此，随着碎屑物质被流水搬运的时间和距离的增长，其中的不稳定成分就逐渐减少，稳定成分则相应地增多，同时其成分也就变得更加简单了。

与此同时，碎屑的粒度也逐渐地变小，如图2－10所示。引起碎屑颗粒粒度变小的主要外在因素是在流水的搬运过程中，碎屑与碎屑之间，碎屑与河床、河岸之间的相互撞击和摩擦作用。撞击和摩擦的结果，碎屑发生破碎和受到磨蚀，因此粒度变小。但是，不同性质的碎屑，其被撞碎和被磨蚀的难易程度不同。例如粗粒结构、裂隙及解理发育、硬度小、脆性大的碎屑，就较易于破碎和受磨蚀。因此，在相同的搬运条件下，不同成分的碎屑，其粒度变小的速度不同，但总的趋势仍是由大变小。

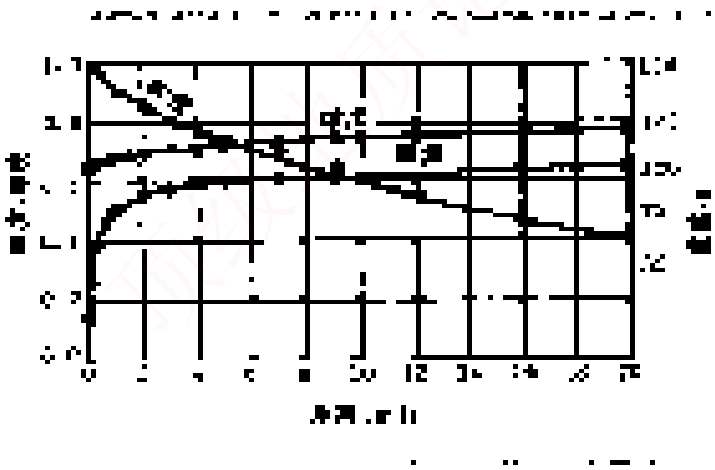


图2－10　石灰岩碎屑在流水搬运过程中，其粒度、圆度、球度的变化

（据克伦宾，1941，转引自裴蒂庄，1975）

粒度重量以g为单位。圆度 $P=\Sigma r/nR$，r为碎屑棱角的内接圆半径，n为棱角数目，R为整个碎屑的内接圆半径。球度 $=\sqrt[3]{ABC}/A$，A，B，C分别为碎屑的长轴、中轴、短轴

与此同时，碎屑的圆度也逐渐地变好，如图2－10所示。碎屑颗粒圆度变好的主要外在因素是磨蚀作用。当然，在相同的搬运条件下，不同性质的碎屑，其圆度增加的速度不同，例如硬度较小的碎屑就易于被磨圆；另

外，脆性大的碎屑在其被搬运的过程中还易于破碎，这反而使碎屑的圆度变坏；但总的趋势仍是圆度逐渐变好。

与此同时，碎屑的球度也有所增加，但这一变化常不够明显，如图 2－10 所示。

总之，碎屑物质在流水搬运过程中，其不稳定成分逐渐变少，粒度逐渐变小，圆度逐渐变好，这是变化的总趋势。搬运的时间及距离越长，这些变化就越明显。碎屑物质在流水搬运过程中的这些变化，都会在碎屑沉积物及碎屑沉积岩的岩性特征上反映出来。

4. 碎屑物质在流水搬运及沉积作用过程中的分异作用

碎屑物质在流水的搬运及沉积作用的过程中，除了在成分、粒度、圆度、球度等方面发生一些重大的变化以外，它们还将在许多方面发生分异作用或分选作用。

首先是粒度的分异。母岩的风化产物中或其他来源的碎屑物质，在粒度上都是大小混杂的。但在流水的搬运及沉积作用过程中，在前述的各种因素的作用下，在粒度上就开始分异了，即粒度大的难以搬运，而当其处于搬运状态时，当流速稍有减小，就会下沉；粒度小的易于搬运，而当其处于搬运状态后，也比粒度大的难以沉积。搬运的时间和距离越长，这种粒度分异现象越明显。因此，原来大小混杂的原始碎屑物质，在流水的搬运及沉积过程中，就按粒度的大小分别集中，即从上游到下游，出现了粒度从大到小、分选由差到好的顺序分布，出现了砾（岩）、砂（岩）、粉砂（岩）、粘土（岩）的分别集中顺序。

与此同时，相对密度也发生分异，即相对密度大的难以搬运和易于沉积，而相对密度小的易于搬运和难以沉积。这样，就出现了从上游到下游，碎屑物质按相对密度大小依次沉积的现象，即出现了从上游到下游，相对密度大的碎屑的含量逐渐减少，相对密度小的碎屑含量逐渐增多的现象。

与此同时，碎屑物质在形状上也发生了分异，即粒状碎屑不如片状碎屑搬运得远。

与此同时，碎屑的成分也发生了分异，因为不同成分的碎屑，在粒度、相对密度、形状上都有所不同，粒度、相对密度、形状上的分异必然会反映在成分上的分异。

上述各种分异作用，当然是同时出现的，但是在一般情况下，这些分异作用都很难进行得很彻底。通常是某一种分异作用（如粒度分异作用）表现得较为明显，其他的分异作用常被粒度分异所掩盖。

碎屑物质在流水的搬运及沉积过程中的分异作用，几乎总是和碎屑物质在这一搬运及沉积过程中所发生的变化（成分、粒度、形状上的变化）同时发生，这些变化使分异现象更加明显了，但是两者在成因上却根本不同。因此，要把从上游到下游，沉积物或沉积岩在成分、粒度、相对密度、形状上的依次有规律的分布现象，确切地判明是分异作用形成的呢？还是变化作用形成的呢？还是何者为主呢？这将是很困难的。可是也不能因为这种鉴别上的困难，就把这两种成因机制对碎屑沉积物的影响混淆起来，在研究工作中应注意加以区分。

与分异作用相对立的是“掺和作用”或“混合作用”、“混杂作用”。掺和作用主要是由于河流支流搬运物质的注入、沿岸物质的注入以及其他因素引起的。掺和作用干扰了分异作用。但是从总的趋势看，分异作用还是主要的一方面，至少在流水环境中如此。

尽管事件沉积作用逐渐被人们所认识和接受，但属于正常沉积作用中的机械沉积分异作用和化学沉积分异作用（见后）仍应是沉积岩形成的重要原理之一。

三、碎屑物质在海、湖水体中的搬运和沉积作用

陆地表面流水搬运的碎屑物质，大部分都注入海洋，其次是湖泊。海湖是流水搬运碎屑物质的最终场所。海湖中的碎屑物质，除流水搬运来的以外，还有岸边及水底的破碎物质，

有时还有由于风携、冰携以及海湖水底火山喷发提供的非正常成因的碎屑物质等。当然，流水搬运来的碎屑物质是主要的，这些碎屑物质在其处于最终的稳定位置以前，还要发生移动，即被海湖水体搬运和再沉积，这种作用往往重覆好多次。

引起海洋中碎屑物质搬运和沉积的营力主要是波浪和潮汐，其次是海流；引起湖泊中碎屑物质搬运和沉积的营力主要是湖浪和湖流。

1. 碎屑物质在海水中的搬运和沉积作用

波浪主要由风引起，因此波浪的大小主要取决于风力的大小。波浪作用的下限，即波浪所能影响的最大深度，称为“浪底”，也称为“波基面”。一般波浪的浪底为几十米；在深达100～1200m的海底，就是很大的风浪，其作用也很小了。因此，波浪的作用主要限于滨岸的浅水地区。波浪可以分为垂直海岸的（横向）运动和平行海岸的（纵向）运动两种，大部分是过渡类型。

先假定波浪运动的方向（即波浪法线的方向）是垂直海岸的，而海底又位于浪底之上，在理想的情况下，波浪只能使海底的碎屑颗粒作一定幅度的往返运动，当一个周期以后，颗粒又回到原来的位置。但实际情况并不如此简单。海底常有一定的坡度，当海底碎屑颗粒受波浪作用作往返运动时，不可避免地受重力的影响而向海底较低的地方移动，直到它位于浪底之下为止。因此，海底的碎屑既作往返的运动，也有沿着倾斜的海底向下移动的趋势。

在近岸方向的较浅水地区，波浪开始变得不对称了，这就有可能使波浪向岸方向的分力等于回返的分力和重力之和。这时，海底碎屑在经过一个周期的运动之后，又回到原来的位置，不再有向海方向的移动。

在更近岸的更浅水地区，波浪变得更不对称，其向岸方向的分力将超过回返的分力和重力之和，这就会使海底碎屑在往返运动的同时，也向岸的方向移动。

因此，在波浪的作用下，海底的碎屑物质的运动就出现了三种状态：在远岸的较深水地区，既作往返运动，也作向海方向的运动；在近岸的浅水地区，既作往返运动，也作向岸方向的运动；在两者之间，只作往返运动，这就是所谓的“中立带”，如图2－11所示。

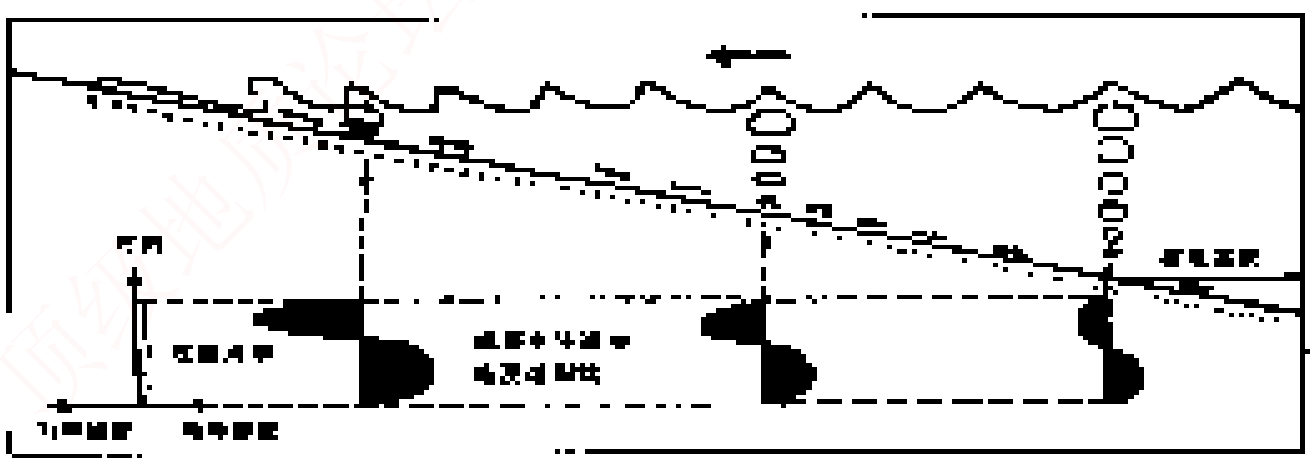


图2－11　海岸带波浪底部水体运动、粗细物质分布及其与坡降的关系
（据任明达，1985）

当然，上述情况只是在很理想的情况下才如此。假如波浪运动方向不垂直海岸，而与海洋斜交，则海底碎屑运动的路线就不再是简单的直线式的往返或移动，而是呈更加复杂的“之”字形。其最大特点是波浪作用力方向与重力沿岸分力作用的方向不一致，而使物质沿着两者之间的合力方向移动，如图2－12所示。当波浪前进方向与海岸交角成45°左右时

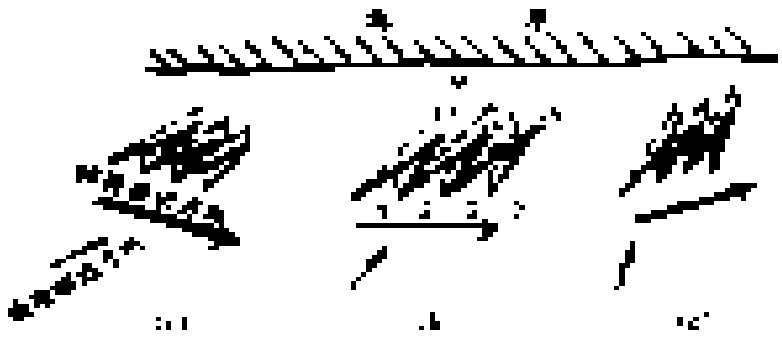


图 2－12　海岸带碎屑物质纵向移动的三种情况

(a) 波浪与海岸交角小于 45°时；(b) 波浪与海岸交角近于 45°时；(c) 波浪与海岸交角大于 45°时

[如图 2－12 (b) 所示]，纵向运动速度最快；物质运动方向与海岸交角小于 45°时，纵向运动使物质偏向岸坡下部 [如图 2－12 (a) 所示]；大于 45°时，则偏向岸坡上部 [如图 2－12 (c) 所示]。

在纵向运动过程中，若是海岸发生转折，使交角发生复杂变化；或是遇到河口、海湾处，流速骤减；或是外侧有岬角、岛屿掩蔽体，波速减低等情况，都会使纵向搬运的碎屑物质沉积下来，形成各种形状的海滩、砂嘴、连岛砂坝等沉积体。

除在正常天气情况下碎屑物质在横向和纵向波浪作用下的搬运和沉积作用外，还有阵发性的风暴浪将浅海沉积物卷起而重新搬离或搬向海岸，形成风暴沉积物。风暴浪可构成比正常波浪（如图 2－13 所示）更深的浪基面，即所谓风暴浪基面，其最深可达 200 m。由于浪基面降低，原正常浪基面附近的沉积物被冲刷，形成侵蚀面，并有粗碎屑充填。风暴回流将所携带的大量碎屑物质（具有密度流或重力流的性质），从正常浪基面向下可流动几十公里甚至上百公里，继续向下流动就变成深海浊流了。正常浪基面和风暴浪基面之间以碎屑沉积为主，其具有牵引流和重力流两种流体机制的沉积特征。风暴浪平息后，又转入了正常沉积作用，一般以细粒悬浮物质沉积作用为主，故风暴流属牵引流和重力流的过渡沉积类型。

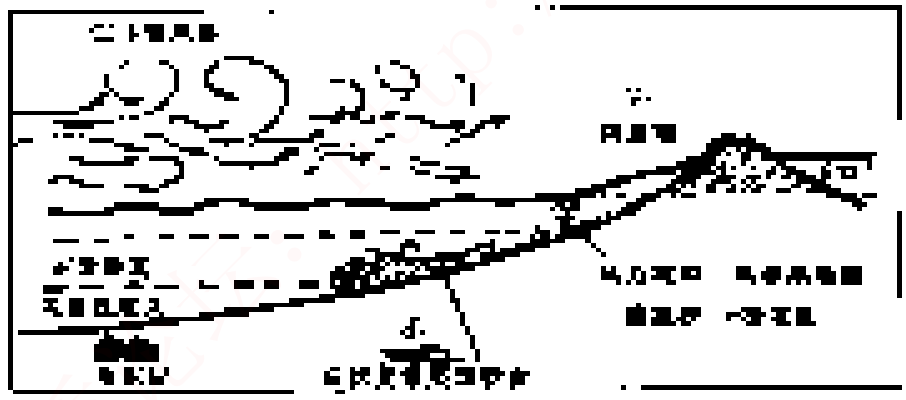


图 2－13　风暴浪与风暴潮的形成及其沉积作用图解

(据诺沃德和纳尔逊，1983)

①—主要风暴；②—风暴潮；③—风暴回流；④—丘状交错层理；⑤—浊积岩

潮汐作用对滨岸地区的碎屑物质影响很大。在潮汐作用带，水体作大规模地涨潮和落潮运动，因此也使水底的碎屑物质作相应的往返运动。其不同于波浪的是在涨潮转落潮和落潮转涨潮，海平面处于暂时平衡状态时（即平潮和停潮），潮流流速接近或等于零，称为憩流期。这时大部分悬浮物质发生沉淀，在河口海湾或平坦开阔海岸地区形成大面积泥质沉积物。开始涨潮或落潮时流速很小，此后流速渐增，冲刷部分海底沉积物向岸或向海搬运，形成潮坪、潮道、潮汐三角洲、滨外线状坝等潮汐沉积物。

由于潮流流速的波动性、潮流流向的双向性和多向性，以及涨、落潮流的强度和历时不等，因而潮流对海岸带的作用很复杂。因此，以潮汐作用为主的海岸，其水动力条件、沉积作用、地貌形态与波浪作用为主的海岸有较大差别。

近岸地带的海流，通为称近岸流，包括与岸线平行的沿岸流和近岸的循环流。沿岸流主要是纵向波浪引起的。当波峰线与岸线斜交时，破浪后会产生一种与岸线平行流动的沿岸流（如图 2－14 所示），其持续时间的长短取决于波浪运动方向的稳定时间。这种沿岸流，如能保持相当长的时间，则对滨岸带碎屑物质的搬运和沉积作用，以及岸线变动都有较大的影响。沿岸流沿平行岸线的凹槽流动一段距离，就转为一股穿越碎浪带的离岸流。在落潮时沿着一定坡度流向海，称为裂流。平坦海岸裂流发育，对碎屑物质有一定搬运和沉积能力。有关海洋内部的海流的搬运和沉积作用，如浊流、等深流、冷流、暖流、赤道洋流、上返洋流和等深流可参看沉积环境和沉积相等有关书籍。



图 2－14　滨岸带近岸水流系统示意图
（据赖内克，1973）

海洋中的碎屑物质在波浪、潮汐等的作用下，长时期地作往返运动和其他运动。在这一运动过程中，碎屑颗粒之间的相互碰撞和磨蚀，碎屑颗粒与海底或海岸之间的相互碰撞和磨蚀，以及海水对碎屑颗粒的溶蚀作用等，将使这些碎屑物质发生进一步的变化，即不稳定成分逐渐减少，粒度逐渐变小，圆度逐渐变好。与此同时，各种分异现象，如粒度、相对密度、形状以及成分上的分异，也在进一步地进行。因此，在海洋环境中沉积的陆源碎屑物（岩）的成熟度远比大陆环境中沉积的碎屑物（岩）高得多。当然，这只是一般的情况。在特殊的情况下，如在靠近陡的海岸的深水地区，海岸岩石的破碎产物经滑塌和洪水作用，可很快进入浪底以下的深水地带，波浪或潮汐对海底的碎屑物质已很难触及，因此这里堆积的碎屑物质的成熟度就很低，如发育在海洋底部的碎屑物重力流沉积。

2　碎屑物质在湖水中的搬运和沉积作用

与海洋相比，湖泊面积小，因此缺乏潮汐作用或潮汐作用不明显，但对大型湖泊来说就要作具体分析，因此，湖浪和湖流是湖泊中搬运和沉积碎屑物质的主要动力。我国青海湖（面积 4450km^2）、鄱阳湖（面积 5160 km^2）的最大波高 1.5m，波长 15m。湖泊的浪基面一般不超过 20m，因此，湖浪对碎屑物质的搬运和沉积作用主要表现在滨岸浅水地带，细的悬浮物质可被搬运到深水区。由于湖浪的搬运和沉积作用，使得湖泊中碎屑物质的机械沉积分异作用更明显。

由于湖泊面积小，更易受台风和飓风影响，产生大的风暴浪，重新将滨岸沉积物冲刷扰动起来，以回流形式，重力流和牵引流双重水流机制，将碎屑物质搬向正常浪基面以下。风成湖流和低气压引起湖水表面的大规模波浪状振荡，称之为湖震。它可引起湖水沿长轴方向产生大规模的波浪运动，形成复杂的水流体系。

在湖泊里，湖流系统很复杂，通常是由于风的拖曳力、大气压不平衡、河水注入时产生的惯性，以及定向水流从这一端流向另一端所引起的。现代青海湖提供了一个复杂湖流体系的模式，以及与此相对应的湖底沉积物再搬运和沉积作用的模式。

四、碎屑物质在空气中的搬运和沉积作用

风是碎屑物质在空气中搬运及沉积的主要营力。在干旱地区，这种搬运及沉积作用是主要的。空气只能搬运碎屑物质，而不能搬运溶解物质。

与流水的搬运及沉积作用相比，风的搬运及沉积作用有以下一些特点：

1）由于空气的密度比水小得多，因此风的搬运能力也远比水小；在同样的速度下，风

的搬运能力约为流水的 1/ 300。因此，在一般情况下，风只能搬运较细粒的碎屑物质，如砂以下的碎屑；只有在特大的风暴时，才能搬运砂和砾石。

2) 由于风的搬运能力有限，所以它对搬运物质的选择性就比较强，因此风成沉积物的粒度分选性较好。

3) 由于空气的密度较小，所以碎屑物质在搬运过程中，相互之间的碰撞和磨蚀，它们与地表之间的相互碰撞和磨蚀都比较强,所以较粗的风成沉积物(如砂、砾石等)的圆度都比较好,而且常具强烈摩擦所致的‘ 霜状 ”表面,有时还具特殊的棱面(如风成棱石)。

常见的风成沉积是各种沙丘，如沙漠沙丘、滨海沙丘、滨湖沙丘、河漫沙丘和黄土等。

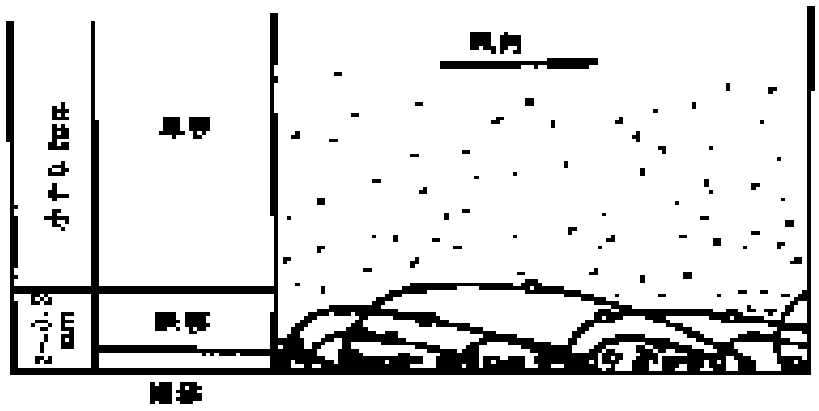


图 2－15　空气中碎屑物质搬运的三种基本形式
(据任明达，1985)

在正常地面风力条件下，三种搬运方式中以跳跃为主（约占 70％～80％），其次蠕动（< 20％），而悬浮很少（< 10％）。随着风速的变化，三种搬运方式可相互转化。但据现代沙漠沉积观察发现，在一般情况下搬运方式与粒度之间关系相当恒定。跳跃颗粒一般小于 0. 5ｍｍ，尤其细砂（0. 1～0. 3ｍｍ）跳动得最为活跃；蠕动颗粒都在 0. 5 到 2～3ｍｍ 之间，更大的颗粒一般就留在原地不动；小于 0. 1～0. 02ｍｍ 的颗粒可悬浮搬运（如图 2－15 所示)。风力搬运的最大特点是，碎屑呈弓形弹道轨迹跳跃前进（如图 2－16 所示)，风速越大，碎屑弹跳得就越高。

当跳跃颗粒撞击在较粗砂粒上时，可使其徐徐向前滚动。在低风速时，滚动距离只有几毫米，风速增加，滚动距离就加大，且有更多的砂滚动；在高风速时，可见到地表有一层砂



图 2－16　风成砂的跳跃轨迹
(据曾允孚，1987)

粒都在缓慢向前蠕动。高速跳跃的砂粒可冲击推动直径大于 6 倍或重量大于 200 多倍的砂粒发生移动，故一般蠕动颗粒要大于跳跃颗粒，重矿物也可在蠕动中富集。但蠕动速度（一般不到 2 5cｍ/ s) 要小于跳跃速度（一般可达每秒数十到数百厘米)，这也正是风成砂分选良好的原因之一。

空气中的悬移载荷可作长距离搬运(如沙尘暴),在距来源地很远的大陆或海洋中沉积下来;推移载荷则多半在来源地(沙漠或海滩)附近堆积下来,其最主要的堆积形式是沙丘。

有各种原因可引起风携物质沉积。常见的是由于风速降低，使得推移力降低或有效重力超过垂直上举力而使碎屑沉积。当风沙流遇到障碍物（陡崖、植被、大砾石等）时，因遇阻而减速使碎屑堆积下来，称为障碍堆积。但世界上多数沙丘所在的平坦大沙漠中没有什么障碍物，依靠超载荷的颗粒降落堆积聚集成彼此分散的沙堆。沙堆形成后就起障碍作用，可逐步加高增大发展成沙丘。当砂的供给很充足时，迎风坡和背风坡均有沉积；当供应不充足

时，迎风坡被侵蚀而背风坡沉积，沙丘就不断向前移动（如图 2－17 所示）。沙漠和海滩地带，视风力大小、地形、地物和障碍条件的不同，致使沙丘形态多样。

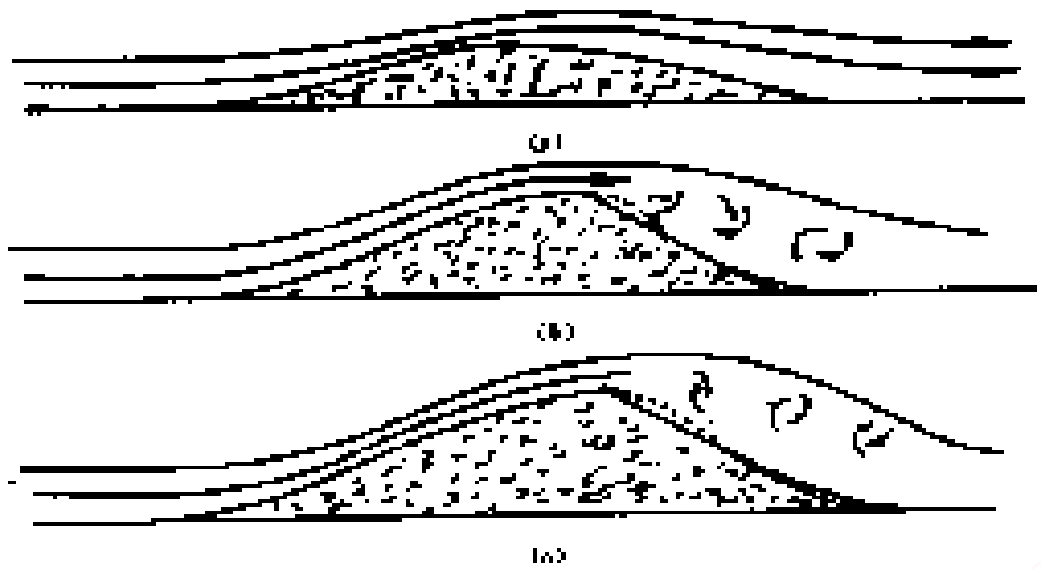


图 2－17　风成沙丘的形成

（据曾允孚，1987）

尘暴的搬运作用：小于 0.05mm 的粉砂与粘土可以像尘埃一样弥漫，在空气里作长距离搬运。当发生风暴时，这种搬运作用就更为强烈。随着我国西部水土流失严重，沙尘暴有东移趋势，仅 2000 年春季北京地区就发生沙尘暴十余次。据统计，我国沙漠戈壁与沙化土地总面积为 168.9×10^4km^2，目前正以每年增加 2640km^2 速度增长。

当尘埃物质只被短距离搬运仍沉积在沙漠中时，则下次风暴时可再次被搬运；如被带到沙漠区以外沉积下来，就有可能得以保存。我国北方广布的黄土就是属于这种成因。尘埃物质还可搬运到海中与远洋物质混合沉积在深海盆地中。

五、碎屑物质在冰川中的搬运和沉积作用

在寒冷的两极地区和高寒的山区，冰川的搬运及沉积作用是主要的。冰川对碎屑物质的搬运及沉积作用有以下一些特点。

1. 冰川的搬运与堆积

冰川在运动过程中，不仅具有强大的侵蚀力，而且还能携带冰蚀作用产生的许多岩屑物质，接受周围山地因冰融风化、雪崩、泥石流等作用所造成的坠落堆积物。它们不加分选地随着冰川的运动而位移。这些大小不等的碎屑物质，统称为冰碛物。冰碛物中的巨大石块称为漂砾。

运动中的冰碛物，按照它们在冰川中分布部位的差异，可有不同的命名。出露在冰川表面的称为表碛，具有向下游增多的趋势。位于冰川两侧的称为侧碛。当两条或数条冰川相互汇合时，相邻冰川的侧碛就合二为一。分布于冰川冰中部向下延，称为中碛。携带在冰川底部的冰碛，称为底碛。包含在冰川内部的称为内碛或里碛，系由碎屑物落入冰裂隙、冰洞，或由表碛、底碛转化而成。位于冰川边缘前端、冰舌末端的冰碛物，称为前碛或终碛。

冰川具有巨大的搬运能力，成千上万吨的巨大漂砾皆能随冰块流而运移，但搬运距离差别很大。一般冰川的堆积物，尤其是底碛搬运距离小，往往形成就地附近堆积的石块；而规模巨大的冰川，则可将侵蚀力强的巨大漂砾搬得很远。例如，欧洲第四纪大陆冰川曾把斯堪的纳维亚半岛上的冰川巨砾搬运到远离千里之外的英国东部、德国、波兰北部和东欧等其他部分地区。同时，冰川还有逆坡搬运的能力，把冰碛物从低处搬到高处，如我国西藏东南部

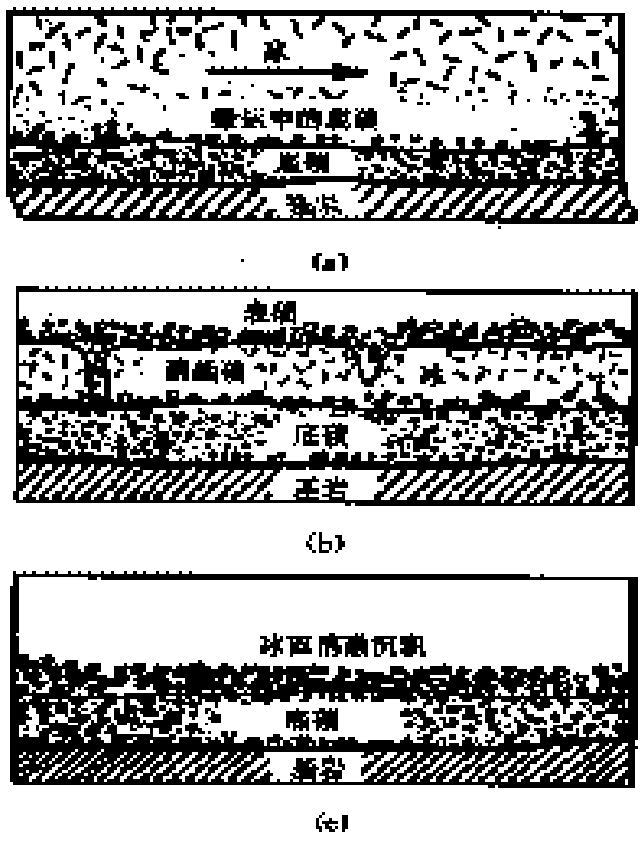


图 2－18　冰川沉积物

(据赖内克，1979)

(a) 搬运中的底碛；(b) 层状底碛；

(c) 非层状底碛

一大型山谷冰川，曾把花岗岩漂砾抬举高度达200㎞。在大陆冰川作用区，冰川运动不受下伏地貌的控制，冰碛物的逆坡运移现象更为普遍。

随着冰川的衰退，冰川携带的冰碛物就相应地被堆积下来。当冰川的冰雪积累与消融处于相对平衡阶段时，冰川边缘比较稳定，冰川源源不断地将上游的表碛、中碛、内碛等各类冰碛物向下游运送，直至冰川末端堆积；部分底碛还沿冰川前缘剪切滑动面上移，并暴露在冰面，当冰体消融后，也堆积于冰川边缘地带。若冰川迅速消退，冰体大量融化后，表碛、中碛、内碛等各种冰碛物就地坠落，即运动冰碛转化为消融堆积冰碛，从而形成了各类冰碛沉积物和地貌特征（如图 2－18 所示)。

2　冰碛物的基本特征

冰碛物是一种由砾、砂、粉砂和粘土组成的混杂堆积，结构疏松，粒度差别悬殊，由几微米至几米，分选性比泥石流、冲积扇沉积物还差。冰碛物的粒级组成，一般在页岩和石灰岩区，冰碛物中富含粘土类物质；而花岗岩、石英岩区，则砂质含量增多。在大陆冰川作用区，强大的冰川磨蚀作用形成了较多的细粒冰碛物；而在山岳冰川作用区的冰碛物区，以砂砾为主，粘土粒级甚少。对于同一冰川而言，则以底碛中含细粒物质的比例最高。

冰碛物中的砾石磨圆度较差，颗粒形态多呈棱角状和半棱角状。在冰川搬运过程中，因砾石与基岩的相互摩擦，或相邻砾石之间的挤压，使砾石的尖锐棱角多数已消失，形如熨斗状或圆盘状。在砾石表面还经常留下磨光面、钉头形擦痕、压坑和压裂等冰蚀作用痕迹。在扫描电镜下，观察冰碛物中的石英砂粒表面形态，具有明显的贝壳状断口、平行阶面和小型刻痕。由于冰雪融水的作用，在冰碛物中常有一定分选性和磨圆度的颗粒沉积。

冰碛物一般缺乏层理构造，砾石排列有时略具定向性，漂砾长轴与冰川流向基本一致，扁平面倾向上游。在冰碛物的表层与下层之间，常夹有薄层冰水沉积。

冰水河流流出冰川前端或切过终碛堤后，地势展宽、变缓，冰水携带的碎屑物质大量沉积，形成了顶端厚、向外变薄的扇形冰水堆积体，叫做冰水扇。多个冰水扇相互连接就成为起伏平缓的冰水裙或冰水平原。冰水平原由分选中等的砂砾层组成，含少量漂砾，向下游粒径明显变小，磨圆度显著变好，冲刷充填构造发育，板状、槽状交错层理与水平层理交替出现。一般冰水平原向下延伸可达数公里以上，并逐渐过渡为河流沉积。

当冰水河流进入冰水湖泊时，坡降减小，水流展宽，流速骤降，容易形成小型三角洲沉积（如图 2－19 所示)。三角洲垂向层序的三层结构发育良好，顶积层由砾质砂组成，具有河流成因的大型交错层理。前积层倾角可达 30°，多为波状层理。底积层为细砂和粉砂，以水平层理为主，夹有波状层理。

冰水湖的三角洲沉积，经常与湖心部分的纹泥沉积共生。每当春夏季节，冰雪融化将大量较粗的碎屑物带入湖泊沉积，粒径自湖泊边缘向中央递减，颜色较浅；秋冬季节，冰雪融



图 2－19　冰川湖泊沉积物

（据严钦尚，1985）

水剧减，悬浮于湖中的粘土颗粒缓慢沉积，颜色较深，从而形成了粗细相间、色调浅深交替的季候泥，又称为纹泥。它可以用来推算沉积物的形成年代和沉积速率，细—粗—细代表一年的沉积。在北欧斯堪的纳维亚半岛曾利用冰水湖积纹层建立了冰后期的地质年代表。

3. 冰川沉积和块体流沉积

20 世纪 50 年代以前，地质学家们广泛应用现代冰川沉积物特征和模式，鉴别出越来越多的古代冰碛物。但随着浊流理论的发展，特别是沉积物重力流和块体流理论的发展，对许多古代冰碛物提出了新的解释，如夹于深水页岩中的混杂沉积岩、泥质砾岩、砾质泥岩，它们究竟是冰川成因还是非冰川成因，引起了广泛争论。

研究结果表明，20 世纪以来，全球冰层冰川融化加快，在北极顶，冰层面积从 1978～1996 年间缩小了 6％；南极半岛西部的冰层从 1973～1993 年减少了 20％，覆盖在南极陆地的冰层也在消失。在中亚的天山山脉冰川体积 40 年间减少了 22％。科学家们还预测，到 2005 年全球冰川将普遍减少 20％，冰川和冰层的消融将给世界环境和生态带来重大影响。

六、正常沉积作用和事件沉积作用

特别值得指出的是，近 20 年来沉积学有了十分巨大的发展，人们越来越重视区分正常沉积作用和事件沉积作用。上面所述的沉积分异作用，特别是机械沉积分异作用，都指的是在正常情况或条件下发生的作用，这一作用过程是缓慢的、均变的。特别是在浅水环境中，沉积物的增加是十分缓慢的，沉积下来的各类物质还可以重新被冲刷和搬运走，其搬运和沉积作用的过程常常是反复进行的。有明显机械沉积分异的正常沉积作用，一般指的是河流、湖泊和海洋，并在这一沉积规律指导下对古代沉积建立了一系列相层序和相模式，如由于岸进作用或由于海湖水面收缩形成向上变厚变粗层序和由于岸退作用或由于海湖水面扩张形成向上变薄变细层序。更有甚者，长期以来，把复理石序列中的砂岩和页岩互层解释成为由于地壳频繁升降，导致浅水和深水沉积环境交替出现的结果，类似的例子还有对洪积平原沉积层序的解释等。基于对这些沉积现象的不合理解释和人们对现代沉积作用的大量考察证实，无论古代沉积作用，还是现代沉积作用，不仅仅局限于像沉积分异一样，属于正常沉积作用的演化模式，同时还广泛存在着事件性的、阵发性的或灾变性的搬运和沉积作用。这类沉积作用的发生和发展可能是瞬间的、短暂的，但其作用过程是快速的，其所挟带的大量砂、砾、泥等碎屑物质一旦沉积下来，一般就不再被搬运了。例如由于沉积物重力流、泥石流和洪水流、火山喷发—碎屑流、风暴流、地震和陨石雨降落等，以及目前人们尚不了解的一些原因所引起的搬运和沉积都属于事件性沉积作用。这类作用所形成的沉积物有时是巨厚的，与正常沉积作用及其产物相比，具有明显的等时性，这种作用也可称为幕式沉积作用。

正常沉积和事件沉积可发生于同一沉积环境，两者交替进行，即当有事件作用来临时，正常的沉积停止，表现为事件沉积过后又恢复为正常沉积。正常沉积速率缓慢、持续时间长，一般可与相序递变规律和沉积分异原理相吻合，沉积成熟度较高；而事件沉积可频繁发生，但每次持续时间短促，在地质历史中甚至可忽略不计，但其沉积厚度、速率可远远高于正常沉积，其沉积物（岩）成熟度一般偏低，难于用沉积分异作用原理去解释。在垂向上任一剖面都可由正常沉积和事件沉积的互层构成。

事件沉积学和层序地层学的建立和发展，给地球科学的振兴输入了新的血液，焕发了生机；一反过去传统模式，萌发出来了许多新概念和新思想，很多过去困惑不解的沉积现象，应用这些新观点和新学说逐步得到了合理的解释。因此，在学习和研究沉积岩的形成作用中，必须不断加强这一领域的认识。

第三节　溶解物质的搬运和沉积作用

一、概述

母岩风化产物中的溶解物质，主要为 Cl，S，Ca，Na，K，Mg，P，Si，Al，Fe 等。前面的溶解度较大，多呈真溶液；后面的溶解度较小，多呈胶体溶液（如图 2－20 所示）。它们均呈溶解状态，在河水或地下水中，向湖泊和海洋中转移。在河流中，这些物质是很少沉淀的；在地下水中，沉淀的也不多；它们主要沉淀在内陆的盐湖及海洋中，尤其是在海洋中。海洋是这些溶解物质沉淀的最主要的场所。

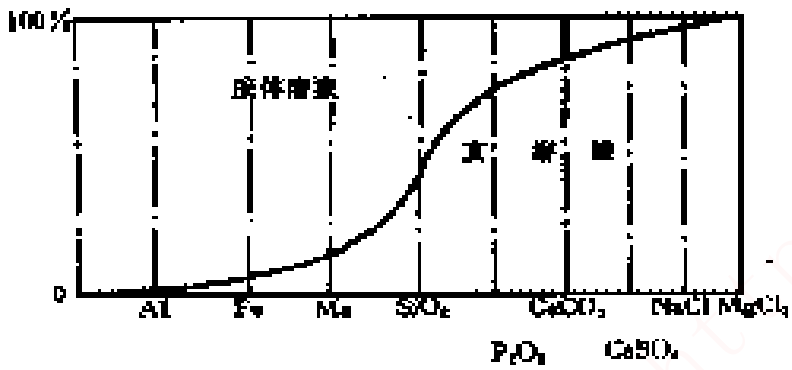


图 2－20　在自然界中胶体溶液与真溶液的分布情况示意图

海水的平均含盐量为 35‰，海水的含盐总量约为 5×10^{16} t。如果这些盐类全部沉淀下来，将铺满海底 60 m 厚。河水的平均含盐量远小于海水，但河水每年向海洋中输入的盐类物质数量还是相当可观的。据统计，陆地上所有河流每年带到海洋中的溶解物质的总量可达（27～50）$\times10^9$ t。可以认为，海洋中的盐分基本上都是由河流注入的。

二、胶体溶液物质的搬运和沉积作用

胶质质点一般介于 100～1μm 之间，多呈分子状态。胶体溶液的性质既不同于粗分散系的碎屑物质，也不同于真溶液。

胶体质点常带有电荷，带正电荷者为正胶体，如铁、铝等的含水氧化物胶体；带负电荷者为负胶体，如硅、锰等的含水氧化物胶体（见表 2－6）。

表 2－6　自然界常见的正负胶体

正　胶　体	负　胶　体
$Al(OH)_3$　　$_3$ $Cr(LH)_3$　$Ti(OH)_4$ $Ce(OH)_4$　$Cd(OH)_2$ $CuCO_3$　$MgCO_3$ CaF_2	PbS，CuS，CdS，As_2S_3，Sb_2S 等硫化物 S，Au，Ag，Pt 粘土质胶体　腐殖质胶体 SiO_2　SnO_2 MnO_2　V_2O_5

引起胶体质点搬运和沉积作用的主要因素是同种电荷的胶体质点之间的相互排斥力，这是胶体质点仅在重力的影响下难以沉淀的根本原因。假如胶体质点的电荷在某些因素的影响

下被中和了，它们之间的相互排斥力就消失了，则它们就会相互凝聚为大的质点，并在重力的作用下迅速下沉，成为胶体沉积物。这是胶体溶液物质沉淀的根本原因。

不同名电解质的加入，可使胶体质点的电荷中和，从而可使胶体质点发生凝聚而下沉。河流所搬运的胶体物质（如铁、锰、硅、铝等）之所以在它们一进入海洋就大部分在近岸地区迅速下沉，就是因为海水中的各种电解质中和了它们的电荷所致。这是自然界胶体溶解物质沉淀的主要原因和方式。

不同名胶体的相互作用，可使它们的电荷中和，从而使胶体发生沉淀。二氧化硅的胶体(负胶体）与氧化铝的胶体（正胶体）相遇，就会相互作用，电荷中和，形成一些粘土矿物(如高岭石等）而沉淀。这也是自然界胶体质点沉积的重要原因。

其他的因素也影响胶体溶液物质的搬运和沉积作用。例如水介质中如果含有一定量的腐植酸，将大大增加某些胶体质点的稳定性，使其易于转移而不发生沉淀，这称为“护胶作用”。这种护胶作用对铁胶体物质的搬运尤为重要。介质的 pH 和 Eh 对胶体沉积作用的影响也很大，因为不同的胶体在沉淀时都有其一定的 pH 值和 Eh 值，否则就不能沉淀。例如高价铁的氧化物在 pH = 2～5 和氧化环境中沉淀。铁的硅酸盐在 pH = 2～7 和氧化环境中沉淀，铁的碳酸盐和硫化物则在 pH > 7 和还原环境中沉淀。另外，像生物作用、蒸发作用等，对胶体的搬运和沉积也有一定影响。

胶体沉积物常呈钟乳状、肾状、豆状、胶冻状等，具贝壳状断口；多为含水矿物，且含水量很不固定；其化学成分也不够固定；常具离子交换性及吸附性；也常失水干裂老化或重结晶。

三、真溶液物质的搬运和沉积作用

母岩风化产物中的真溶液物质主要是 Cl，S，Ca，Na，K，Mg 等，P，Si，Al，Fe，Mn 等也可部分地呈真溶液状态。

真溶液物质的搬运及沉积作用的根本控制因素是它们的溶解度，即溶解度越大，越易搬运，越难沉积；反之，溶解度越小，则越易沉积，越难搬运。

Fe，Mn，Si，Al 等溶解物质的溶解度较小，易于沉淀。在它们的搬运和沉积作用中，水介质的各种物理化学条件的影响十分重要。

Fe^{3+} 只有在强酸性（pH < 2～3）的水介质中才稳定，才能作长距离的搬运；当 pH > 3 时，Fe^{3+} 就开始沉淀。Fe^{2+} 则不同，它在 pH = 5.5～7 时才开始沉淀。因此 Fe^{2+} 远比 Fe^{3+} 易于搬运。另外，Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 沉淀时所要求的 Eh 值也是不同的。Mn 的情况与 Fe 类似，如图 2－21 所示。

SiO_2 的沉淀需要弱酸性条件；而 $CaCO_3$ 的沉淀则相反，它需要弱碱性条件，如图 2－22 所示。

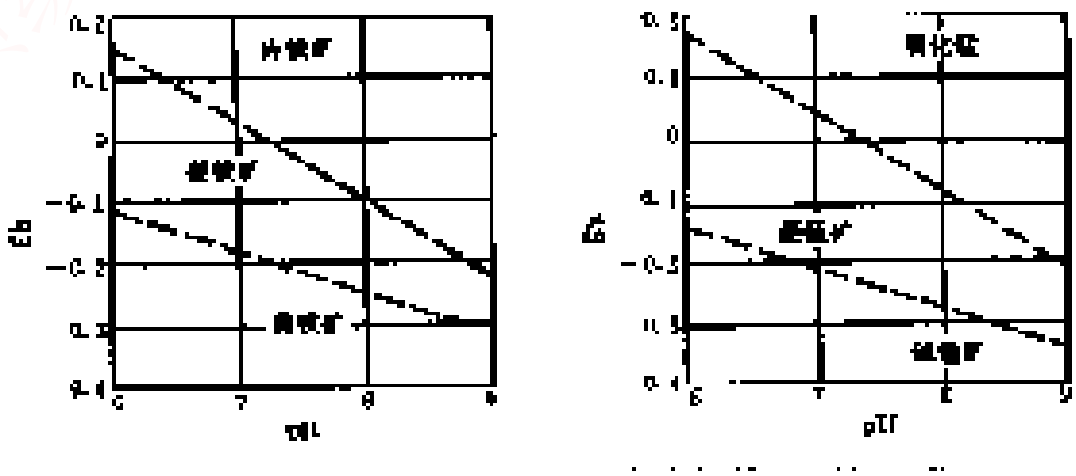


图 2－21　各种铁、锰矿物生成时所需要的 pH 及 EH 值

(据克鲁宾及卡瑞尔，1952)

Al_2O_3 的沉淀条件更为特殊，它只有在 pH 值为 4～7 时才沉淀，如图 2－23 所示。

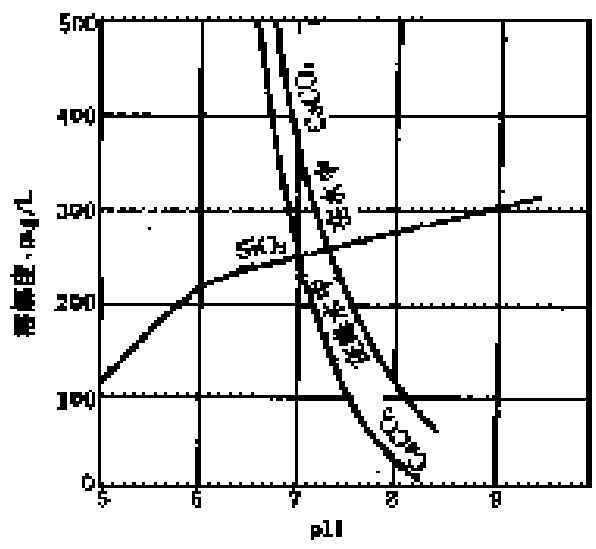


图 2－22　SiO_2 及 $CaCO_3$ 的溶解度与介质 pH 值的关系
（据科林斯，1950；转引自鲁欣，1958；略加修改）

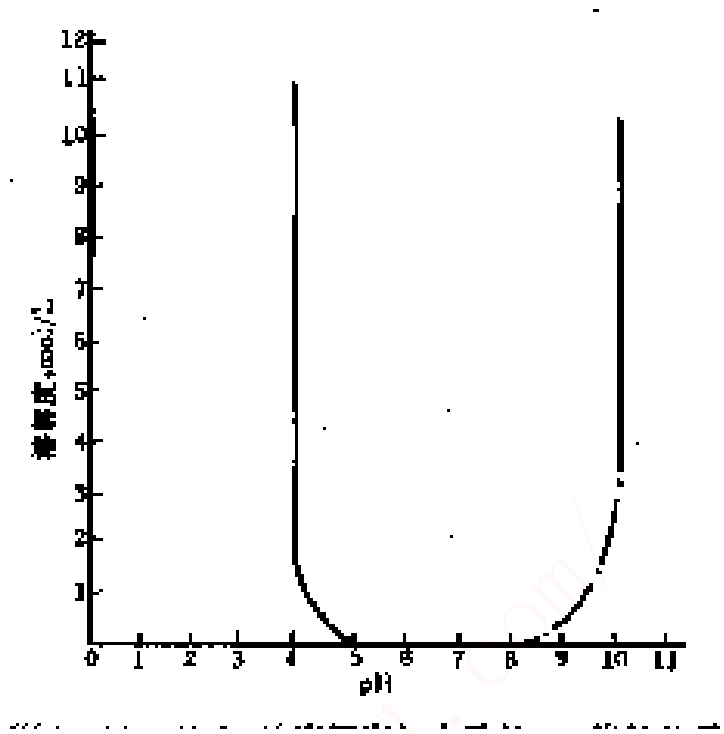


图 2－23　Al_2O_3 的溶解度与介质的 pH 值的关系
（据科林斯，1950；转引自鲁欣，1958；略加修改）

$CaCO_3$ 的沉淀，除了一定的 pH 和 Eh 条件外，对水介质的温度、SiO_2 含量等也有一定的要求。水介质温度升高时，CO_2 在水中的溶解度就减小，水中的 CO_2 就向大气中逸出，这就促使溶　　$_3)_2$ 转变为 $CaCO_3$ 而沉淀。相反，如果温度降低，反应就会向相反的方向进行，因此碳酸钙沉积多见于热带、亚热带地区。

因此，在研究 Fe，Mn，Si，Al，Ca 等溶解物质的搬运及沉积作用时，应充分重视水介质条件的影响。

对于溶解度大的物质（如 Cl，S，Na，K，Mg 等）的搬运和沉积作用，水介质条件的影响则不大。它们只有在干热的气候条件下，在封闭或半封闭的盆地中，或者在水循环受限制的潮上地带，即在蒸发的条件下，才能沉积下来。石膏、硬石膏、钠盐、钾盐、镁盐就是这样形成的。

四、生物的搬运和沉积作用

生物在母岩风化产物的搬运和沉积过程中起着重要的作用，不少沉积岩和沉积矿产的形成都与生物作用有关，或直接由生物沉积作用而形成，例如碳酸盐、硅酸盐、石灰岩、磷酸盐、沉积铁矿、硅藻土、白垩、煤、油页岩和石油等。

在各类生物中，尤以藻类和细菌等微生物在沉积岩和沉积矿产形成作用中的意义大。不仅由于这类生物繁殖快、分布广、数量多、适应性强，而且在地质历史中出现很早，被认为是最早的生命记录。32 亿年前南非的无花果群中的生物遗迹，属于保存在硅质沉积物（岩）中的蓝绿藻类；广泛应用电子显微镜后，在泥晶碳酸盐岩、泥晶硅岩和泥晶磷块岩中普遍见到超微化石组分；前寒武系地层中广泛分布的叠层石的形成也与藻类有关，早在 25 亿年前的太古代末期就已有叠层石出现。这进一步说明很早以前生物就参与了沉积岩的形成作用。

生物的搬运和沉积作用有两种方式：一种是生物通过新陈代谢作用，在其生活的过程中不断地从周围介质中吸取一定物质成分，从而把一些元素富集起来。在生物的机体中，大量地集中了 C，O，N，S，P，K，F 等元素；在动物的骨骼或介壳中，特别富集了 Ca，Mg，Si 等元素。当生物死亡后，其遗体的堆积物就可以形成特定的有机岩或有机矿产。在煤灰

份中某些元素的富集含量比岩石圈一般的富集含量大几十倍到几千倍，如 Ge 大 1600～2000 倍，As 大 1600 倍，Be 大 100～500 倍，B 大 1000 倍，Se 大 70～130 倍，Co 大 150 倍，Ni 大 80 倍，Ga 大 30～40 倍。另一种是由于生物作用而引起的周围介质条件的改变，从而影响某些物质的搬运和沉积。例如由生物作用排出的 CO_2，对碳酸盐的溶解和沉积有很大的影响。又如原生沉积物包含大量细菌，而细菌的生命活动改变着沉积物中介质的物理化学条件。细菌的生命活动首先引起沉积物中的水里剩余的 NH_3，CO_2，H_2S 以及在有机体分解时产生的其他气体，所以，有人提出“微生物的生命活动制约着成岩作用”，把成岩作用称为“沉积物转变的生物成因阶段”。

最后应当指出，生物的搬运和沉积作用，随着地球的发展，其重要性将越来越大，因为生物的影响领域越来越大了。

五、化学沉积分异作用

溶解物质（包括胶体溶液物质和真溶液物质）因其本身的化学性质，主要是其在溶液中的化学活泼性或溶解度大小，即从溶液中沉积出来的难易程度，它们从溶液中沉淀出来有一定的先后顺序。这样，原来共存于溶液中的各种成分，在其搬运和沉积作用的过程中，由于物理化学条件的变化就逐渐地发生沉积作用，并逐渐地分离开来，这就是溶解物质在其搬运及沉积作用过程中的分异作用，也称为化学分异作用或化学沉积分异作用。

这一分异现象早就被人们注意到了，但是，首先把它作为一个重要的沉积作用原理完整地、系统地提出来，是前苏联学者普斯托瓦洛夫（Л. В. Пустовалов，1940）。普氏 1954 年修正后的化学沉积分异图解如图 2－24 所示。

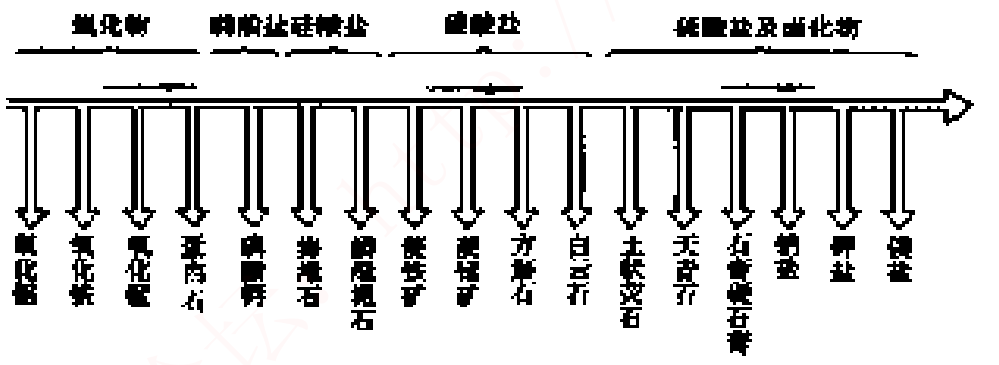


图 2－24　化学沉积分异作用图解（Ⅰ）

（据普斯托瓦洛夫，1954；转引自鲁欣，1958）

普氏的化学沉积分异理论提出以后，受到沉积岩石学界的极大重视，但同时也出现了不少的疑难和分歧。争论的主要问题有二：第一，是关于化学沉积分异作用受外部种种因素的控制或影响问题，如水介质的各种物理化学条件、气候条件、构造条件、生物作用等的控制或影响细节；第二，是个别成分沉淀的先后顺序以及图解的表现形式问题。这两方面的问题随着科学技术的发展，逐步得到了补充和完善。也就是说，任何自然界的规律，都是在一定的条件下存在的，化学沉积分异作用亦然。作为一种沉积作用原理，化学沉积分异作用有其重要理论意义和科学价值。

在普氏的化学沉积分异作用基础上，冯增昭于 1964 年拟定了一个化学沉积分异作用图解（如图 2－25 所示），对其作了补充和完善。

六、两种沉积分异作用的关系及其地质意义

机械沉积分异作用与化学沉积分异作用，这是自然界中两种既有区别而又并存的沉积分

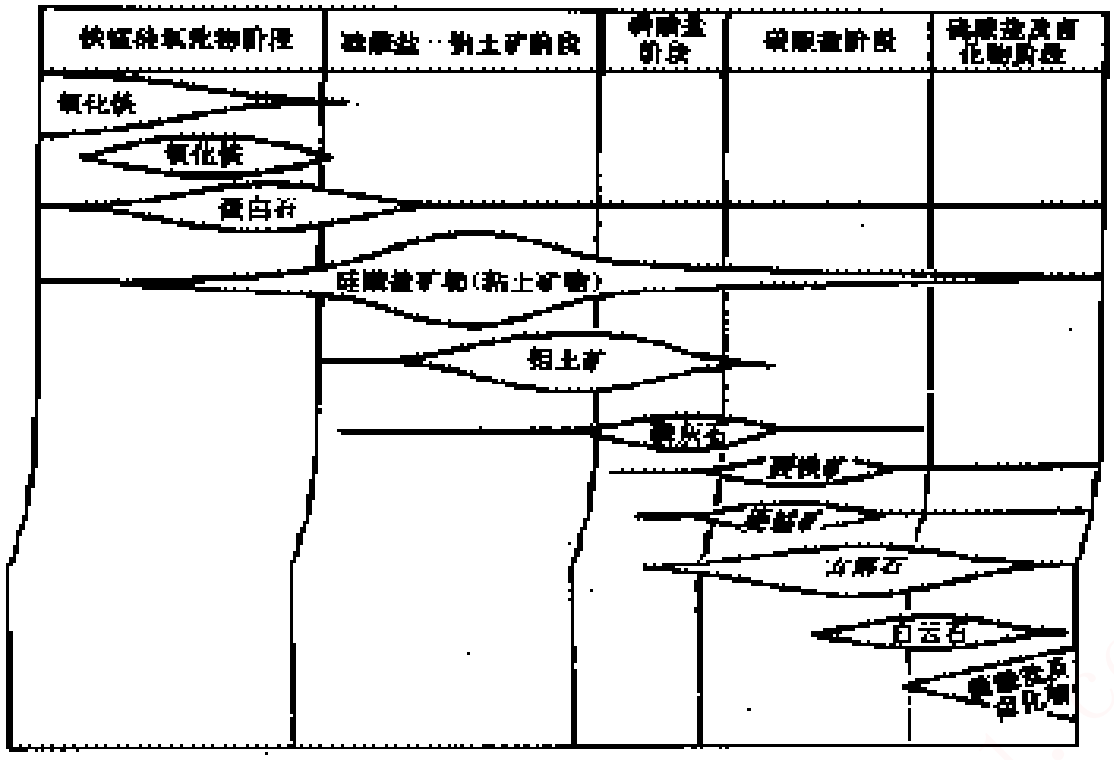


图 2－25　化学沉积分异作用图解（Ⅱ）

（据冯增昭，1964）

异作用，是沉积物（岩）形成和分布的基本原理。一般说来，机械沉积分异作用进行较早，化学沉积分异作用进行较晚；机械沉积分异作用的砂和粉砂阶段，大致与铁的氧化物阶段(即化学沉积分异作用的开始阶段）相当；机械沉积分异作用的最后阶段（即粘土沉积的阶段)，大致与化学沉积分异作用的碳酸盐沉积阶段相当；待化学沉积分异作用进行到硫酸盐及卤化物阶段时，机械沉积分异作用已基本结束了，故蒸发岩中很少有碎屑混入物。

这两种沉积分异作用的结果，就形成了各种类型的碎屑沉积岩和化学沉积岩以及相应的各种沉积矿产，分异作用进行得越彻底，各种类型的沉积岩在成分上及结构上的成熟度就越高，从而就越易形成各种沉积矿产。相反，如果沉积分异作用由于各种因素的干扰进行得不够彻底，则各种类型的混合沉积岩或过渡类型的沉积岩就会大量出现，这对沉积矿产的生成是不利的。

第四节　沉积后作用及其阶段的划分

由于成岩作用复杂，初步研究时，时常给人以其无独特的规律性可循为特征（刘孟慧等，1986)，但是也并非是杂乱无章的。为此人们做了大量研究工作来摸索其特征和规律，一般主要集中在对成岩作用阶段的划分上。遗憾的是直到目前也没有一个公认的、统一的划分方案，阶段的个数、各阶段的名称、划分的标准都不甚一致，甚至相互抵触。正如裴蒂庄(Pettijohn，1975）所言，成岩作用阶段划分方案与研究者的数目一样多。另外，任何一个方案都是地区性的，或限定在某一国度内，对另一个区就不一定完全适用。经过多年的研究，特别是油气勘探开发事业的发展，成岩作用研究有了长远发展。

下面按不同的划分依据或成岩作用标志概论各家的划分方案，供学习和工作中参考。

一、根据粘土矿物

1）塞根札柯（Segonzac，1970）将沉积后阶段分为以下四个阶段：

①早成岩：所有粘土矿物都是稳定的，蒙脱石可以生成；

②中成岩：沉积物变得致密，所有粘土矿物尚稳定，但见高岭石的迪开石化及蒙脱石的伊利石化；

③晚成岩：温度大于 100℃，蒙脱石和不规则混层粘土矿物消失；

④近变质：温度约 200℃，以伊利石和绿泥石为主。

该方案适用于研究粘土岩的成岩作用阶段划分。

2）福斯科洛斯（Foscolos，1976）根据粘土矿物及地球化学指标，将成岩作用划分为以下三个阶段：

①早成岩：以含大量分散状的膨胀性粘土矿物为特征，有机质未成熟；

②中成岩：以蒙脱石大量向伊利石转化为特征，早期为粘土矿物脱水的第一阶段，有机质成熟；晚期为粘土矿物脱水的第二阶段，有机质已过成熟；

③晚成岩：伊利石层在混层粘土矿物中大于 75％，有机质生烃能力趋于枯竭。

此划分方案的优点是把粘土矿物的转化与有机质的成熟度联系在一起，对于油气生成和运移的研究意义重大。

二、根据煤岩学

温度和埋藏深度对于煤的热变质起着控制作用，反过来，煤的牌号可以指示成岩作用的程度和阶段。前苏联学者在这方面做的工作较多，如瓦索耶维奇等(1963，1968)的划分是：

1）成岩作用（泥炭阶段）。

2）后生作用。包括以下三个时期：

①早后生（褐煤阶段）；

②中后生（煤化阶段）；

③晚后生（成煤阶段）。

3）近变质作用。

这种划分方案适用于煤盆地或煤系地层的成岩作用研究。目前广泛采用的镜质体反射率（R_o）就是从煤岩学基础上发展起来的，它可以定量地反映有机质成熟度和成岩作用程度。

三、根据地球化学环境

1. 费尔布里奇（Fairbridge，1967）分类

1）同生成岩：埋深 0～1000 m，与沉积环境关系密切，常导致早期石化作用和自生成矿作用；

2）深埋成岩：埋深为 1000～10000 m，发生的变化多种多样，是在封存水和其他流体（特别是卤水和石油）向上和侧向运移的情况下发生的，温度可达 100～200℃；

3）表生成岩：大气水的影响显著，发生的变化有氧化作用、风化作用等。

费尔布里奇指出，沉积物未必都要经历这三个阶段，可因海平面变化、构造运动而中断、复活或破坏。另外，他的阶段 2）深度间隔偏大，应进一步细分。

2. 戴普利斯（Dapples，1979）分类

把砂岩的成岩作用分成了一个连续的单向序列，由三个阶段组成，即氧化还原阶段(redoxomorphic phase)、固结阶段（locomorphic phase）和层状硅酸盐阶段（phyllomorphic phase)。在该序列的任一点上，砂岩都可被抬升而受到风化作用的影响，于是产生了第四阶段——表生成岩阶段（epidiagenesis phase)，并导致潜水不整合面下部深埋过程中次生孔隙发育带的形成。

四、根据埋深

吕正谋、周自立（1985）根据对东营凹陷第三系成岩作用的研究，发现成岩作用随埋深的增加有一定的变化规律，即分带性。自上而下分为以下四个带：

1）浅成岩带：深度小于 1700m，温度小于 75℃，R_o < 0.4%，成岩作用以机械压实作用为主，砂岩固结度差，储集层物性好。

2）中成岩带：埋深 1700～2100m，温度 75～90℃，R_o = 0.39%～0.43%，蒙脱石开始向伊利石转化，已进入液态烃生成的“窗口”，砂岩为中固结状态，以原生孔隙为主，是各类油田中最好的一类砂岩储集层。

3）深成岩带：埋深 2100～3200m，温度 90～130℃，R_o = 0.43%～0.78%，泥岩中以混层粘土矿物为主，出现蒙脱石—绿泥石混层粘土矿物，阶状石榴石和石英强增生是该带的特征标志，有机质已大量向石油转化，储集层物性较好，储集空间中原生和次生孔隙均有。

4）超深成岩带：埋深大于 3200～3800m，温度大于 130℃，R_o > 0.78%，粘土矿物以伊利石和绿泥石为主，储集层物性差，主要取决于碳酸盐矿物含量和溶解作用程度，储集空间主要是次生孔隙。渤海湾第三系深层碎屑岩中有 2～3 个次生孔隙发育带。

五、综合分类

1）叶连俊（1973）根据地球化学、地球物理环境将成岩作用分为海解（陆解）、早期成岩、晚期成岩和表生成岩（表生改造）等四个阶段。

2）施密特和麦克唐纳（Schmidt and D. A. McDonald，1979）：把成岩作用分为早期成岩、中期成岩和晚期成岩三个阶段。其中中期成岩作用根据有机质变化程度分为未成熟、半成熟、成熟 A、成熟 B 等四个阶段。这一分类在油气储集层评价中应用较广泛。

3）刘宝　（1980）将成岩作用分为同生（海解）、成岩（狭义的）、后生（包括交代和粗晶两个阶段）和表生四个阶段。

4）原中国石油天然气总公司科技发展部（1990）综合自生矿物、粘土矿物、有机质成熟度、岩石结构和物性等把成岩作用划分为同生期、早成岩期（A 和 B 两个亚期）、晚成岩期（A，B，C 三个亚期）。这一方案目前正在我国各油田油气储集层研究中加以推广使用，并已发布了有关的行业标准。

5）沙庆安、潘正蒲（1979，1983）将碳酸盐岩成岩作用划分为同生、成岩、再生成岩、复生成岩、早期表生成岩和晚期表生成岩等阶段。

6）鲁欣（1953）把沉积物形成以后到沉积岩遭受风化作用或变质作用以前统称为石化作用，进而又细分为同生、成岩和后生（退后生、进后生）等三个阶段。这一方案 20 世纪 50～60 年代在我国流传较广，影响大。其他前苏联学者，如普斯托瓦洛夫（1940）、什维佐夫（1948）、斯特拉霍夫（1956）和美国学者童豪富（1950）、布拉特（1972，1980）、裴蒂庄（1975）、奇林格（1967）等在它们的沉积学或沉积岩石学著作中都提出了一些分类方案。至今这些分类方案和术语还不同程度的被引用。

7）近年来，在储集层成岩作用研究中，广泛使用“埋藏成岩作用”一词，视主导变化因素又分为物理埋藏成岩作用、化学埋藏成岩作用和物理—化学埋藏成岩作用。这一分类主要强调随沉积物（岩）埋藏深度增加，在温度、压力和水介质的影响下所产生的一系列物理化学变化。最近，达顿（Dutton，1985）还提出大气水埋藏成岩作用的新概念。

8）

制定的成岩作用行业标准，但在成岩作用研究中还应注意各家的划分方案和基本概念。

第二篇　碎屑岩及火山碎屑岩

第三章　碎屑岩的成分

碎屑岩由碎屑成分和填隙物成分（包括杂基和胶结物）组成，碎屑成分占 50 % 以上。碎屑岩的性质主要是由碎屑组分的性质决定的。

第一节　碎 屑 成 分

碎屑岩的碎屑成分，除陆源矿物碎屑外，还有各种岩石碎屑。后者是以矿物集合体的形式出现的，其成分反映着母岩的岩石类型。

一、矿物碎屑

目前已经发现的碎屑矿物约有 160 种，最常见的约 20 种。但在一种碎屑岩中，其主要碎屑矿物通常不过 3～5 种。

碎屑矿物按相对密度可分为轻矿物和重矿物两类。前者相对密度小于 2.86,主要为石英、长石;后者相对密度大于 2.86,主要为岩浆岩中的副矿物(如榍石、锆石)、部分铁镁矿物(如辉石、角闪石),以及变质岩中的变质矿物(如石榴石、红柱石)。此外,重矿物还包括沉积和成岩过程中形成的相对密度较大的自生矿物(如黄铁矿、重晶石),但它们属于化学成因范畴。

1. 石英

石英抗风化能力很强，既抗磨又难分解，同时在大部分岩浆岩和变质岩中石英含量又高，因此石英是碎屑岩中分布最广的一种碎屑矿物。它主要出现在砂岩及粉砂岩中（平均含量可达 8 %），在砾岩中含量较少。

不同来源的石英往往特点不同。注意观察石英中所含包裹体及波状消光现象，结合颗粒大小及颗粒形状等特征，有助于判断石英的来源。

(1) 来自深成岩浆岩的石英

来自中酸性深成岩的石英，常含有细小的液体、气体包裹体，或含锆石、磷灰石、电气石、独居石等岩浆岩副矿物包裹体（如图 3－1 所示)。矿物包裹体颗粒细小，自形程度高，排列无一定方位。尘状气、液包裹体使石英颗粒呈云雾状。

过去常认为岩浆岩中的石英很少见到波状消光，但更多的观察证明：只有火山岩中的石英才不具有波状消光；在深成岩中，特别是在时代较老的岩石中，石英因受应力变形作用，常表现明显的波状消光。

(2) 来自变质岩的石英

片麻岩和片岩风化崩解后,会产生大量的单晶及多晶石英。一般这些变质岩中分离出来的单晶石英比来自深成岩的单晶石英颗粒细小,其平均大小分别是 2 ～2.2 和 1 左右。

变质石英表面常见裂纹，不含液体和包裹体，却可见有特征的电气石、硅线石、蓝晶石等变质矿物的针状、长柱状包裹体。大多数的石英晶粒都具有波状消光。

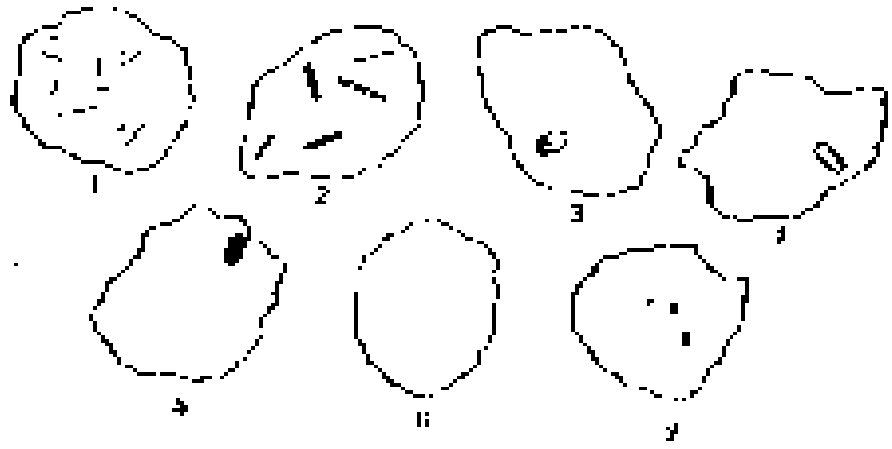


图 3－1　岩浆岩中的石英包裹体

1，2—电气石包裹体；3，4—磷灰石包裹体；5—锆石包裹体；6，7—气液包裹体

来源于区域变质岩及动力变质岩的石英常见明显的带状消光。在正交偏光镜下看，石英颗粒像碎裂成几个条带亚颗粒，各亚颗粒的消光位不同。这是由于石英受应力作用后，其光轴方向发生形变而引起的。

来自接触变质岩的石英可具有云状的波状消光。在正交偏光镜下看，石英像分成几个外形极不规则的颗粒，粒间界线曲折，轮廓不清楚，消光极不一致。

(3) 来自喷出岩及热液岩石的石英

火山喷出岩中的石英为高温石英。岩石冷却至 573℃以下,高温石英不稳定,会转变为低温石英,但这种石英仍保留着石英的六方晶系外形。因此,具有石英外形的碎屑石英颗粒是来源于喷出岩的证据。另外颗粒具有破裂纹、港湾状熔蚀边缘(如图 3－2 所示)等也都是喷出岩石英的特征。



图 3－2　火山型石英（保存六边形 β-石英外形或呈熔蚀港湾状）

喷出岩石英多为单晶，不具波状消光，不含包裹体，表面光洁如水。

来自热液脉的石英常包含很多水、气包裹体，有时含有电气石、金红石等矿物包裹体或绿色蠕虫状绿泥石包裹体，可显微弱波状消光。

(4) 再旋回石英

呈浑圆状或带自生加大边是再旋回石英的特征。来自石英的再旋回石英具自生加大边，可以是单晶石英,也可以是多晶石英。另外,在碎屑颗粒中所有圆滑程度很高的颗粒,应看做是再旋回的产物(如图 3－3 所示)。例如塔里木盆地石炭系底部东河砂岩段主要由石英砂岩组成,除石英次生加大胶结作用外,还在碎屑颗粒中普见浑圆状并残有加大边的石英颗粒。

由于多晶石英的晶间界线相对比较弱，按热力学特点看，波状消光石英的稳定性又较差，因此它们在再旋回作用中将陆续被淘汰。最终，再旋回石英应以单晶的非波状消光石英

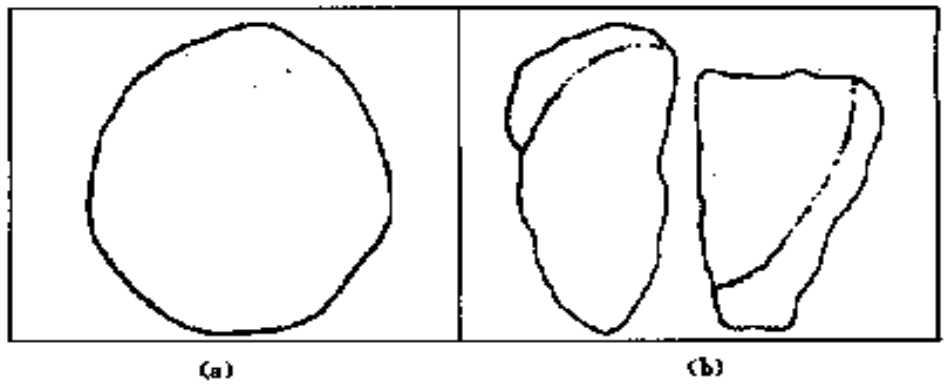


图 3－3　再旋回石英

(a) 浑圆状再旋回石英，东濮，胡 12－20 井，沙三^{3}；(b) 具次生加大边的再旋回石英，东濮，卫 20 井，沙三^{3}

为主。

2　长石

在碎屑岩中长石的含量少于石英。据统计，砂岩中长石的平均含量为 10％～15％，远比石英含量少，而在岩浆岩中长石的平均含量则为石英的几倍。这种截然相反的变化，是由于长石的风化稳定度远比石英小。从化学性质来看，长石很容易水解；从物理性质上看，它的解理和双晶都很发育，易于破碎。因此在风化和搬运的过程中，长石逐渐地被淘汰。当然，事物并不是绝对的，在有些砂岩中长石的含量可以相当高。例如我国某些陆相碎屑岩的储油岩层中，长石的含量可达到 50％。

长石主要来源于花岗岩和花岗片麻岩。地壳运动比较剧烈、地形高差大、气候干燥、物理风化作用为主、搬运距离近以及堆积迅速等条件，是长石大量出现的有利因素。

一般认为，在碎屑岩中钾长石多于斜长石，在钾长石中正长石略多于微斜长石，在斜长石中钠长石远远超过钙长石。造成相对丰度的这种差别，一方面与母岩成分有关，地表普遍存在的酸性岩浆岩为钾长石、钠长石的大量出现创造了先决条件；另一方面又与不同长石在地表环境的相对稳定度有关。各种长石稳定度的顺序是：钾长石最稳定，钠长石较不稳定，钙长石最不稳定。

在长石中，最新鲜的是微斜长石。其颗粒表面极光洁，网格双晶清晰可见，常呈圆粒状。正长石常见高岭石化，使表面呈云雾状，颗粒轮廓模糊不清。酸性斜长石常有清晰的钠长石双晶，然而来自变质岩的光洁的钠长石和更长石经常没有双晶，这时要特别注意与石英相区别。斜长石常被绢云母或碳酸盐矿物所交代，这些作用多发生于成岩阶段、后生阶段。强烈的蚀变作用会使斜长石表面呈云雾状，轮廓模糊，甚至形成斜长石假象。

不同类型长石的成因分布不同。透长石只生成于高温接触变质岩及火山岩中；而微斜长石广泛分布于深成岩浆岩及深变质岩中，却从不出现在火山岩中。由此可见，在碎屑岩研究中，长石是重要的物源标志。

再旋回长石的特征是微斜长石、正长石或斜长石具有自生加大边。这种碎屑的自生加大边可较混浊或较干净，与原长石碎屑的光性方位常有差别，故多不同时消光。这是由内外两部分成分上的差异引起的（如图 3－4 所示)。

长石主要分布于巨砂岩、粗砂岩中，有时见于中粒长石砂岩中。在砾岩和粉砂岩中，长石矿物碎屑含量较少。

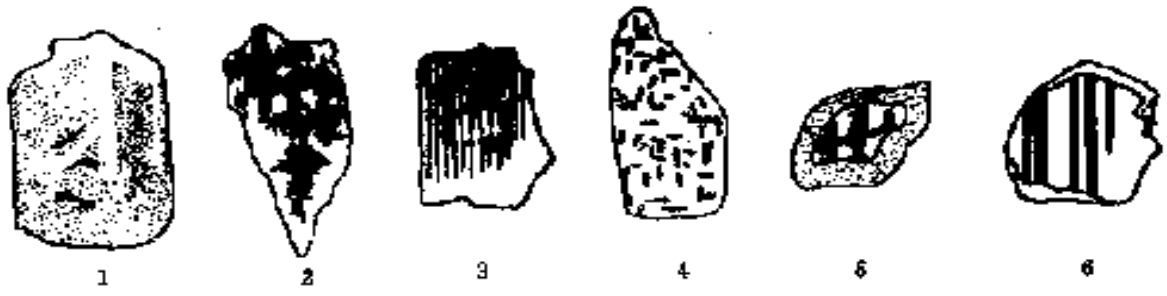


图 3-4　各种碎屑长石

1—半自形高岭石化正长石；2—来自花岗片麻岩的微斜长石；3—双晶纹很细的中酸性斜长石；4—绢云母化长石；5—再旋回微斜长石；6—再旋回斜长石

3. 重矿物

碎屑岩中相对密度大于 2.86 的矿物称为重矿物。它们在岩石中含量很少，一般不超过 1%。其分布的粒度受重矿物的晶形大小、相对密度及硬度的控制。如石榴石晶粒较粗，多分布于 0.1mm 以上的粒级中；锆石较细，主要分布于小于 0.1mm 的粒级中。总的来说，重矿物在 0.25～0.05mm 的粒级范围内含量最高。

重矿物的种类很多，根据重矿物的风化稳定性可将其划分为稳定和不稳定的两类（见表 3-1)。前者抗风化能力强，分布广泛，在远离母岩区的沉积岩中其百分含量相对增高；后者抗风化能力弱，分布不广，离母岩越远，其相对含量越少。

表 3-1　最常见的稳定及不稳定重矿物

稳定的重矿物	不稳定的重矿物
石榴石、锆石、刚玉、电气石、锡石、金红石、白钛矿、板钛矿、磁铁矿、榍石、十字石、蓝晶石、独居石	重晶石、磷灰石、绿帘石、黝帘石、阳起石、符山石、红柱石、硅线石、黄铁矿、透闪石、普通角闪石、透辉石、普通辉石、斜方辉石、橄榄石、黑云母

当然，这样对重矿物稳定性的两级划分是比较粗略的，在实际工作中常需要划分得更细致些。如在稳定重矿物中，锆石、金红石属于最稳定的；而在不稳定的重矿物中，以橄榄石为最不稳定。

从砂岩成分来看，在成分纯、分选好的石英砂岩中重矿物含量少，而且其中只含有那些风化稳定度高的重矿物组分（如锆石、电气石、金红石等)；在成分复杂、分选差的岩屑砂岩中，则重矿物含量高，稳定与不稳定的重矿物（如辉石、角闪石、绿帘石等）均可出现。

不同类型的母岩其矿物组分不同，经风化破坏后会产生不同的重矿物组合，因此利用重矿物解释母岩是非常有用的。常见的母岩重矿物组合见表 3-2。

表 3-2　不同母岩的重矿物组合

母　岩	重矿物组合	母　岩	重矿物组合
酸性岩浆岩	磷灰石、普通角闪石、独居石、金红石、榍石、锆石、电气石(粉红色变种)、锡石、黑云母	变质岩	红柱石、石榴石、硬绿泥石、蓝闪石、蓝晶石、硅线石、十字石、绿帘石、黝帘石、镁电气石（黄、褐色变种)、黑云母、白云母、硅灰石、堇青石
伟晶岩	锡石、萤石、白云母、黄玉、电气石（蓝色变种)、黑钨矿		
中性及基性岩浆岩	普通辉石、紫苏辉石、普通角闪石、透辉石、磁铁矿、钛铁矿	沉积岩	锆石（圆)、电气石（圆)、金红石

从表 3－2 中不难看出，有的重矿物可以来自不同母岩，例如电气石在酸性岩浆岩、伟晶岩及变质岩中均有。因此在推断母岩类型时，要应用矿物组合，而不是只用单个矿物。当然，如果能结合轻矿物组合来判断母岩，可能会得到更加可靠的结果。常见岩石的轻、重矿物组合见表 3－3。

表 3－3　各类岩石的轻、重矿物组合

母　岩		矿物组合（包括部分岩屑）	母　岩		矿物组合（包括部分岩屑）
花岗岩和花岗闪长岩	重矿物	锆石、榍石、磷灰石、黑云母	变质岩	重矿物	蓝晶石、十字石、硅线石、石榴石
	轻矿物	石英、正长石、微斜长石、酸性斜长石		轻矿物	具波状消光和镶嵌结构的石英
安山岩和玄武岩	重矿物	辉石、角闪石	沉积岩	重矿物	锆石（圆）、金红石、石榴石、电气石（较圆）
	轻矿物	安山岩或玄武岩岩屑、中性和基性斜长石			
橄榄岩和辉长岩	重矿物	尖晶石、铬铁矿、橄榄石、紫苏辉石		轻矿物	颗粒圆滑或具次生加大边的石英
	轻矿物	基性岩岩屑、基性斜长石、蛇纹石			

黑云母和白云母也是砂岩中常见的重矿物组分。云母是片状矿物，因此在搬运过程中表现为较低的沉降速度，常与细砂级甚至粉砂级的石英、长石共生。黑云母的风化稳定性差，主要见于距母岩较近的砾岩或杂砂岩中，经风化及成岩作用常分解为绿泥石和磁铁矿，经海底风化还可海解为海绿石。白云母的抗风化能力要比黑云母强得多，相对密度也略小，常见其呈鳞片状平行分布于细砂岩、粉砂岩的层面上，有时会富集成层。

不同重矿物的颜色、形状、包裹体、风化程度等亦有不同，它们常能反映母岩特征以及重矿物在风化、搬运过程中的变化。如研究证明，锆石的颜色是放射性成因的，其浓度或强度随时间而增加。因此只有古老的太古代片麻岩或花岗岩中的锆石为紫色、粉红色至玫瑰红色；而较新时代的锆石则色淡，且一般为无色。从形状方面看，岩浆岩中大多数锆石是自形的，只有副片岩和副片麻岩中的锆石趋于圆形，这是沉积锆石保存在中级变质岩中的磨圆形态。另外，矿物的类质同象及痕量元素的含量等都可作为判断来源的依据。可见，在重矿物鉴定中，必须认真观察其标型特征，这对于沉积岩成因研究具有重要的意义。

虽然重矿物在碎屑岩中所含总量甚少，但因其在机械沉积过程中主要是按相对密度分异的，故在适当的条件下可以富集成有经济价值的重砂矿床。

二、岩屑

岩屑是母岩岩石的碎块，是保持着母岩结构的矿物集合体。因此，岩屑是提供沉积物来源区的岩石类型的直接标志。但是由于各类岩石的成分、结构、风化稳定度等存在着显著差别，所以在风化、搬运过程中，各类岩屑含量变化极大，实际上并不是各类母岩都能形成岩屑。

分析资料表明，岩屑含量取决于粒度、母岩成分及成熟度等因素。首先，岩屑含量明显地取决于粒级，即岩屑的含量随粒级的增大而增加，砾岩中岩屑含量最大，砂岩中只存在有细粒结构及隐晶结构的岩屑。粗结构的岩石碎块，如果其单晶颗粒比砂的粒度还大，当然就不会作为岩屑出现在砂岩中。另外，各类岩屑的丰度还取决于母岩的性质。细粒或隐晶结构的岩石，如燧石岩、中酸性喷出岩等岩石的岩屑分布最广；而易受化学分解的石灰岩，除非在母岩区附近有快速堆积和埋藏的条件，否则很难形成岩屑。同时，岩屑的含量还是碎屑成熟度的函数，结构上成熟的砂或砂岩，其碎屑的圆度和分选都较好，岩屑含量一般较低；而岩屑砂岩则常表现出很差的结构成熟度。

在砂岩的碎屑中，岩屑的平均含量为10％～15％，有时也可高达50％左右。常见的岩屑类型有各类侵入岩岩屑、变质岩岩屑、喷出岩岩屑，以及硅岩、粘土岩、碳酸盐岩的岩屑。识别和鉴定各种类型岩石碎屑，需要有良好的矿物学、岩石学基础。有不少岩石在搬运、沉积、成岩等不同阶段风化和蚀变，故鉴定起来难度更大。图3－5是我国中、新生代陆相碎屑岩中常见的岩屑类型。



图3－5　陆源岩石碎屑

（刘孟慧素描）

三、盆内碎屑

我国中、新生代陆相碎屑岩中经常含少量盆内碎屑（或称为内源碎屑），主要是碳酸盐鲕粒、球粒、内碎屑和化石碎屑（如图3－6所示），其次是泥质内碎屑。有时随着碳酸盐颗粒的增加，也可过渡为含陆源碎屑的颗粒碳酸盐岩（石灰岩或白云岩）。

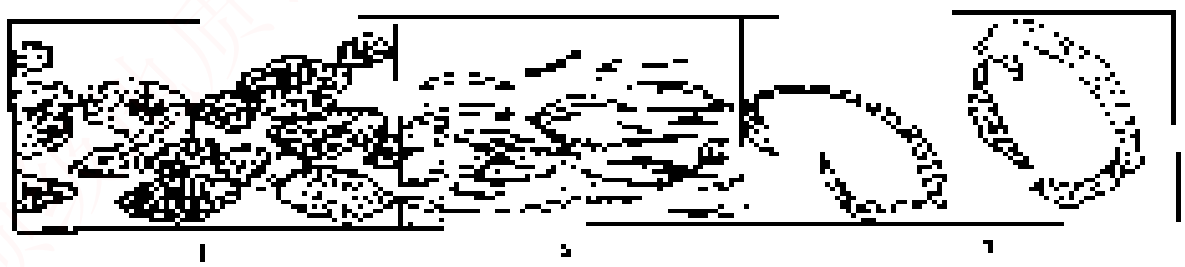


图3－6　盆内碎屑

（刘孟慧素描）

1—泥晶碳酸盐内碎屑；2—具定向组构介屑；3—无序组构介屑，有时见示顶底构造

在碎屑岩中，碎屑物质的成分与粒度分布有一定的关系。某种成分的颗粒常常只出现在某一定粒级范围内，一般的分布规律如图3－7所示。

由图3－7可见，岩屑在粗砂以上（粗于1）的粒级中发育；随着粒度的减小，岩屑的含量迅速减少。多晶石英的含量变化规律与多矿物的岩屑一致。在中砂以下至粉砂粒级中，主要矿物碎屑为石英和长石，其中石英不仅在含量上显著地多于长石，而且粒度分布范围

广，甚至在粘土粒级中亦含有一定数量的石英。而云母和粘土矿物则几乎只分布于粉砂及粘土粒级中。

碎屑岩中不同的碎屑组分风化稳定度不相同。有的组分，如页岩岩屑，化学性质很稳定，但机械稳定性差，经受不住长距离的搬运。而另一些组分，如玄武岩岩屑，其致密坚硬能够抵抗机械的破坏力，但化学性质很不稳定，在潮湿气候条件下即使不离开母岩也会被彻底分解破坏。

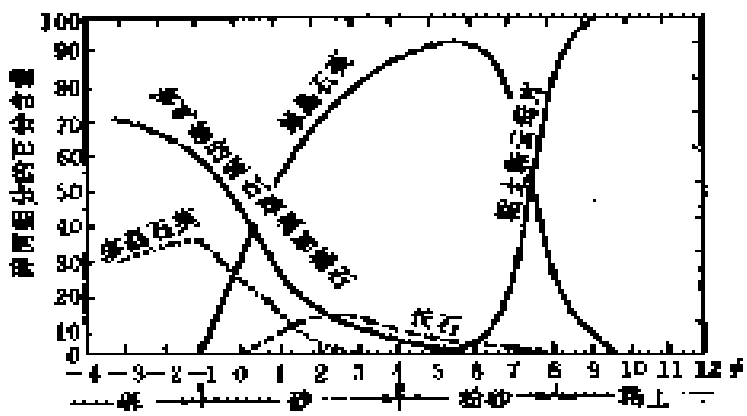


图 3-7　碎屑岩中颗粒大小与碎屑成分之间的相互关系

成分成熟度是指以碎屑岩中最稳定组分的相对含量来标志其成分的成熟程度。在轻组分中，单晶非波状消光石英是最稳定的，它的相对含量是碎屑岩成熟程度的重要标志。在重矿物中，锆石（Zircon)、电气石（Tourmaline)、金红石（Rutile）是最稳定的，这三种矿物在透明重矿物中所占比例称为“ZTR”指数，也是判别成分成熟度的标志。碎屑岩的成分成熟度反映碎屑组分所经历的地质作用的时间和强度，它们在很大程度上受气候和大地构造条件的制约。

第二节　填隙物成分

在碎屑岩中杂基和胶结物都可作为碎屑颗粒间的填隙物，但它们在性质、成因以及对岩石所起的作用并不相同。

一、杂基

杂基是碎屑岩中细小的机械成因组分，其粒级以泥为主，可包括一些细粉砂。杂基的成分最常见的是高岭石、水云母、蒙脱石等粘土矿物，有时可见有灰泥和云泥。各种细粉砂级碎屑，如绢云母、绿泥石、石英、长石及隐晶结构的岩石碎屑等，也属于杂基范围。它们是悬浮载荷经卸载后形成的堆积产物。

在不同的碎屑岩中杂基含量不同，有的杂基含量甚高，而有的却完全不含杂基。碎屑岩中保留大量杂基，表明沉积环境中分选作用不强，沉积物没有经过再改造作用，从而不同粒度的泥和砂混杂堆积。在　湖及湖泊的低能环境中形成的砂岩，以及洪积及深水重力流成因中都混有大量杂基，这正是不成熟砂岩的特征。

识别杂基不能只依据矿物成分，应该说结构是最重要的鉴别标志。例如，碎屑岩中最重要的杂基成分是粘土矿物，但碎屑岩中的粘土矿物并非全属杂基，以化学沉淀方式由孔隙水中析出的粘土矿物为自生矿物，如有时在砂岩粒间孔隙中见有蠕虫状的高岭石晶体集合体。

二、胶结物

胶结物是碎屑岩中以化学沉淀方式形成于粒间孔隙中的自生矿物。它们有的形成于沉积—同生期，但大多数是成岩期的沉淀产物。碎屑岩中主要胶结物是硅质（石英、玉髓和蛋白石)、碳酸盐（方解石、白云石）
矿以及高岭石、水云母、蒙脱石、海绿石、绿泥石等粘土矿物都可作为碎屑岩的胶结物。

1. 硅质胶结物

硅质常作为胶结物在砂岩里出现。其出现的形式是多种多样的，主要有非晶质的蛋白

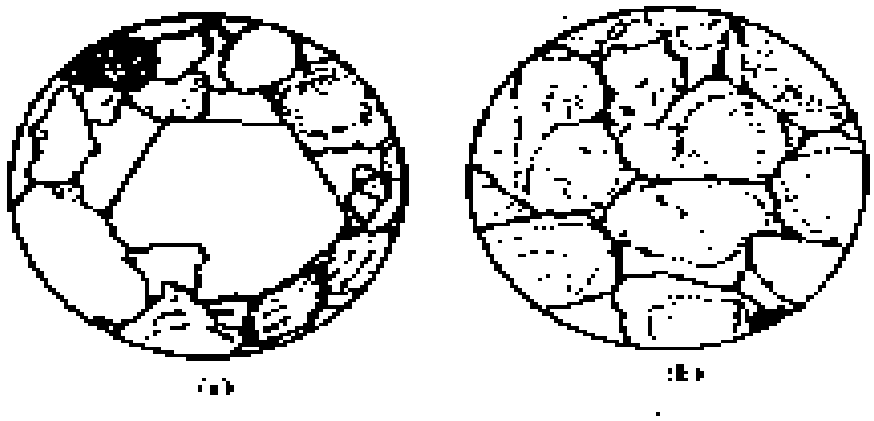


图 3－8　石英颗粒长成自形轮廓或各晶粒间紧密镶嵌接触

(a) 砂岩中因自生加大而恢复自形的石英颗粒，东濮，文 22 井，下第三系，单偏光，200×；(b) 海绿石石英砂岩中的自生加大石英，河北唐山，新元古界龙山组，单偏光，65×

石、隐晶质的玉髓和结晶质的石英。

蛋白石可以围绕砂粒沉淀，形成自生环边；也可以大量充填孔隙，从而胶结砂岩。由蛋白石胶结的砂岩只形成在埋藏较浅的层位中。

在砂岩中，特别是古老的石英砂岩中，自生加大石英是常见的。碎屑石英颗粒被光性与之连续的增生体所包围，从而使石英颗粒长成自形轮廓或各晶粒间紧密镶嵌接触（如图 3－8 所示)。

自生加大石英的碎屑部分与加大部分具有结晶上的连续性,因此整个颗粒光性方位是一致的。在碎屑部分的边缘常有一个不洁净的外膜,其成分可以是氧化铁、粘土矿物或其他污物。这个外膜的存在是自生加大的证据。如能应用阴极发光观察,则能更清楚地将石英砂粒与硅质胶结物区分开(如图 3－9 所示)。

硅质胶结物是由砂岩的过饱和孔隙水中沉淀出来的，孔隙水中溶解的二氧化硅可以有不同的来源。

海相沉积物孔隙水中的二氧化硅，大量是由硅藻、放射虫、硅质海绵以及其他非晶质氧化硅骨骼的溶解所提供的。

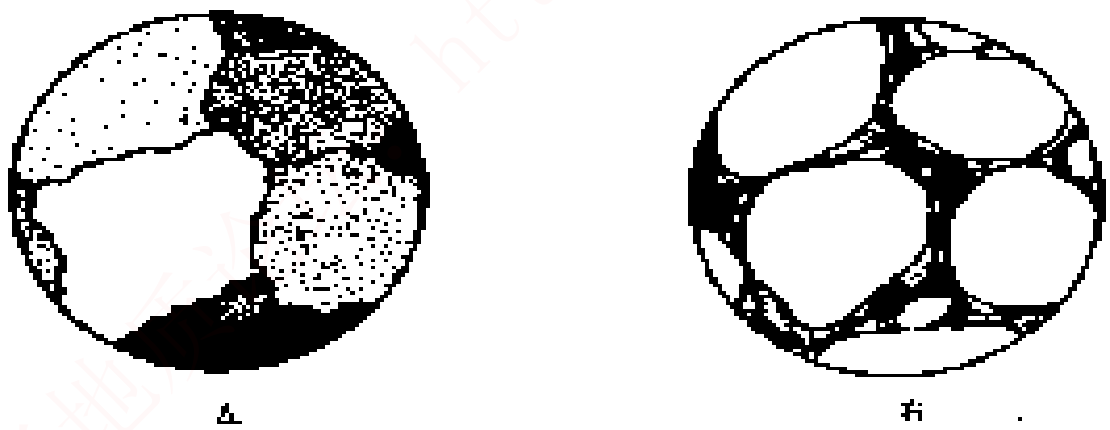


图 3－9　沉积石英岩在正交偏光镜间见颗粒缝合接触（左图)，在阴极发光下揭示了碎屑颗粒的形状及广泛发育的石英自生加大现象（右图)

(据北京昌平中元古界常州沟组沉积石英岩显微照片素描)

在强大的压力作用下，碎屑沉积物中相邻的石英颗粒接触处会发生局部溶解，这部分溶解的二氧化硅也会进入孔隙水，这是形成硅质胶结的又一物质来源。

长石、粘土等硅酸盐矿物以及火山玻璃等物质，在风化带经渗滤地下水的作用，将会陆续分解。有相当数量的二氧化硅就是这类分解作用的直接产物。例如大量火山碎屑物质经去玻璃化形成蒙脱石粘土或沸石类矿物，同时剩余下来的二氧化硅便进入地下水。这些二氧化硅溶解物质，可能会在不太远的地方就以砂岩胶结物的形式沉淀出来。

由于蛋白石是非晶质体，因此很不稳定。随着时间的延长，蛋白石会转变为玉髓，进一步重结晶则变为石英。故时代较老的地层中难于见到蛋白石胶结物，这是这种重结晶转变的直接后果。

2　碳酸盐胶结物

在砂岩中最常见的碳酸盐胶结物是方解石，它在砂岩中大量分布。与方解石为同质多象体的文石在现代沉积物中经常可见，但由于其性质不稳定，易逐渐转变为方解石，因此在古代砂岩中一般见不到文石胶结物，多以方解石、白云石、铁白云石、菱铁矿等碳酸盐矿物作为胶结物。

关于碳酸盐胶结物的来源和成因，一种观点认为碳酸盐胶结物是与碎屑岩同时沉积的化学沉积物。这是由于碎屑物质被搬运到了碳酸盐沉积的环境里，碎屑砂与化学成因的碳酸盐同时沉积而形成的。这种同生沉积作用，只有当海水（或湖水）较长时期处于过饱和条件时才能发生，这类环境在过去的海洋中可能是广泛分布的。

另一种观点认为，大量的碳酸盐物质是在碎屑沉积物埋藏后才沉淀在孔隙中并形成胶结物的。但必须有大量的重碳酸盐孔隙水流过沉积物，并不断补充供给新的溶解物质，否则能从孔隙水中沉淀出来的胶结物在数量上将是很有限的。

碳酸盐胶结物来源之一是碳酸盐介壳溶于孔隙水中，接着从孔隙水中又以胶结物形式进行再沉淀。存在于砂岩孔隙中的微小动物群在数量上是很可观的，据估计每一升沉积物中其个体可超过6000个。这些生物的呼吸作用产生CO_2，生物腐烂后主要的产物也是CO_2。CO_2能促使碳酸盐溶解度增大，因而造成碳酸盐介壳大量溶解。如果CO_2向上扩散并逸失于上覆海水中，那么孔隙溶液里来自介壳的溶解物质会因CO_2压力的降低而发生沉淀。

另外，压力溶解作用对于碳酸盐物质比对石英肯定会产生更大的效果。沉积物埋藏后由于承受压力作用，沉积体内的碳酸盐物质会发生溶解，经重新分布后再沉淀成胶结物。

埋藏成岩过程中碳酸盐胶结物出现的序列大致是方解石、含铁方解石、白云石、含铁白云石和菱铁矿。

菱铁矿是二价铁的碳酸盐，它的形成受Eh值的控制。菱铁矿的原生沉积只能形成于还原环境中，并常与其他二价铁矿物（如黄铁矿、白铁矿等）共生。在砂岩中以菱铁矿作为胶结物的情况是比较少见的。

在砂岩的胶结物中,以硅质和碳酸盐作比较,总的看来硅质分布得相对多些。从时代上看,一般的情况是在较老的砂岩中以硅质为主,而较新的砂岩中碳酸盐胶结物较多,这可能是由硅质和碳酸盐在溶解度上的差别造成的。碳酸盐容易溶解,在漫长的地质历史中,由于未饱和地下水的不断作用,会使其相对丰度逐渐减小。而硅质属于难溶物质,因而得以长期保存。

三、其他类型填隙物

在碎屑岩中氧化铁也是一种较为常见的非碎屑成分，并常作为砂岩的胶结物。如河北张家堡中，中元古界串岭沟组的铁质石英砂岩，其胶结物成分是赤铁矿。

砂岩中的氧化铁物质，一部分是与碎屑颗粒同时从溶液中沉淀出来的原始孔隙充填物。原始的沉积状态为非晶质的三氧化二铁，经老化或脱水作用而转变为针铁矿、纤铁矿或赤铁矿。另一部分铁质是含铁矿物的分解产物，如来源于火成岩或变质岩的角闪石、绿泥石、黑云母、钛铁矿、磁铁矿等均为含铁矿物。普通角闪石平均含铁15%，钛铁矿则含46%。在成岩作用过程中，它们不断被孔隙水分解，从而将氧化铁释放出来。

石膏和硬石膏也可以作为砂岩的胶结物。它们形成于处在蒸发环境的沉积盆地中，或形

成于萨布哈潮上带，由渗透过沉积层的超盐度孔隙水沉淀而成。

磷灰石、沸石、海绿石以及有机质等化学成因矿物也可出现在碎屑岩中，它们可能作为孤立的自生矿物存在，也可以作为碎屑岩的胶结物。

另外，重晶石、天青石、高岭石、水云母、蒙脱石、萤石、岩盐、钾盐、黄铁矿、绿泥石等均可在碎屑岩胶结物中出现。它们常表现得成分较单纯，结晶颗粒较小，但晶形完好。在碎屑岩中，这类矿物一般只含很少的数量，但它们的出现对于分析碎屑岩的成岩环境很有意义。例如，在中原油田就见有硬石膏胶结的砂岩，在长庆油田和大庆油田都发现了沸石胶结的砂岩，因沸石成岩溶解而出现的次生孔隙可以成为油气的重要的储集空间。

第三节　化 学 成 分

碎屑岩的成分可以用其所含的矿物成分表示，也可用化学成分表示。

化学成分对岩浆岩、变质岩的研究十分重要。如岩浆岩，实际上是以化学成分为分类基础的。但是对于碎屑岩来说，化学成分的研究长期以来并没有给予足够的重视。

由于砂岩化学成分与大地构造环境分析联系密切，一度化学分析方法在碎屑岩研究中的应用还是比较广泛。

在砂岩中，不同碎屑岩组分的砂岩，其化学成分特点亦不相同。这是因为岩石的化学成分与其碎屑组分在很大程度上表现着一致性，而这些特征都共同地反映了砂岩的化学成分范围（见表 3－4)。只有杂砂岩类的化学成分更趋接近岩浆岩的平均化学成分。

表 3－4　主要类型砂岩的平均化学组分

（据裴蒂庄，1963)

化学成分	砂岩类型			化学成分	砂岩类型		
	石英砂岩	岩屑砂岩	长石砂岩		石英砂岩	岩屑砂岩	长石砂岩
SiO_2	95.4	66.1	77.1	CaO	1.6	6.2	2.7
Al_2O_3	1.1	8.1	8.7	Na_2O	0.1	0.9	0.5
Fe_2O_3	0.4	2.8	0.5	K_2O	0.2	0.3	0.8
FeO	0.2	1.4	0.7	CO_2	0.1	5.0	0.0
MgO	0.1	1.4	0.5				

注：石英砂岩 26 个分析样品，岩屑砂岩 20 个分析样品，长石砂岩 32 个分析样品。

按成分成熟度来划分，可将砂岩分为成熟的和未成熟的两类。

成熟的砂岩在矿物成分上必然是以最稳定组分石英为主，因此构成了石英砂岩。在这类砂岩中石英含量高于 75％，甚至 90％以上。母岩风化产物中那些不稳定组分，经长期的搬运磨蚀作用，早已陆续被淘汰。从化学成分上看，这类砂岩的特点是 SiO_2 含量极高（见表 3－4)，26 个石英砂岩样品的平均 SiO_2 含量为 95.4％，而 Al_2O_3 等其他化学组分的含量极低。也有人用 SiO_2/Al_2O_3 这一比值数作为表示成熟度高低的指标。石英砂岩的 SiO_2/Al_2O_3 比值高，说明成分中铝硅酸盐或粘土矿物含量都很少。石英砂岩中化学成分的变化，常是由胶结物成分引起的。如果胶结物为碳酸钙（方解石)，那么化学成分中 CaO 的数值必然较高。

未成熟砂岩的共同特点是 SiO_2/Al_2O_3 比值低。按成分又可进一步分为两类，它们明显

的区别标志是 K_2O，Na_2O 和 Fe_2O_3，FeO，MgO 的含量不同。

在长石砂岩中，长石的含量大于 25%，相应的在化学成分上表现为 Al_2O_3，K_2O 和 Na_2O 的含量均较高，而铁、镁的含量则很低。很明显，长石砂岩在化学成分上的特点与其主要矿物成分——长石的化学成分相一致。

岩屑砂岩中岩石碎屑的含量大于 25%。在化学成分上除 Al_2O_3 含量较高以外，铁、镁等化学组分的含量也都比较高。这是由于在大多数岩屑砂岩中常含有富铁、镁的不稳定岩屑，以及一些碎屑的铁镁矿物。

当然，上述各砂岩类型的划分并不是绝对的。实际上，由于成因中地质条件的过渡性，常常会形成一些过渡类型砂岩，它们在化学成分上也会变得不典型。

化学成分与粒度之间存在明显关系，因为在页岩中粉砂部分的矿物成分和粘土部分不相同，所以矿物成分和化学成分在结构上有清楚的依存性。粒度和成分之间的关系是由于较细粒沉积物石英含量较少而粘土矿物较丰富，所以与较粗粒沉积物在化学成分上差异明显（见表 3－5）。

表 3－5　化学成分与粒度的关系

（据裴蒂庄，1975）

组成	细砂	粉砂	粗粘土	细粘土	组成	细砂	粉砂	粗粘土	细粘土
SiO_2	71.15	61.24	48.07	40.61	MgO	1.66	3.31	3.56	3.19
TiO_2	0.50	0.85	0.89	0.79	CaO	3.65	5.11	4.96	6.24
AL_2O_3	10.16	13.30	18.83	18.97	Na_2O	0.86	1.32	1.17	1.19
FeO	3.72	3.94	6.91	7.42	K_2O	2.20	2.33	2.57	2.62

注：资料来源：依格劳特（Grout，1925）。

此外，沉积物中的微量元素用于辅助判断沉积环境及古水深、古盐度越来越受到沉积学者的关注。常用作指相标志的主要是粘土沉积物中的微量元素，如 Mn，B，Br，Cl，Na，Sr，P，Ni，Co，V，Cr，U，Cu，As，Zn 和 Ga 等。在沉积作用的过程中，沉积物与介质之间存在着复杂的地球化学平衡，如沉积物与介质之间的物质交换、沉积物对某些元素的吸附等。这种交换或吸附作用除与元素本身性质有关外，还受到各种环境的一系列物理化学条件的影响，因此，在不同的环境中，元素分散与聚集规律也不相同。例如，沉积物中的硼，除来于源陆源碎屑（电气石）外，主要是从海水中吸取而来的。现代海水中硼为 4.7 mg/L，而淡水中一般不含硼，内陆盐湖中具有很高的硼量。

第四章　碎屑岩的结构及粒度分析

第一节　碎屑颗粒的结构

碎屑岩的结构是指构成碎屑岩的矿物及岩石碎屑的大小、形状以及空间组合方式。碎屑岩的结构组分包括碎屑颗粒和填隙物——杂基及胶结物。

碎屑颗粒的结构特征一般包括粒度、球度、形状、圆度以及颗粒的表面特征。

一、碎屑颗粒的粒度

1. 粒度的概念

碎屑颗粒的粒度（即大小）是碎屑颗粒最主要的结构特征。不仅不同的碎屑岩，如砾岩、砂岩、粉砂岩等，其碎屑的大小很不相同；而且在同一种碎屑岩中，碎屑的大小也还有差别。碎屑颗粒的大小直接决定着岩石的类型和性质，因此它是碎屑岩分类命名的重要依据。粒度和颗粒的分选性是搬运营力能力和效率的度量标志之一。

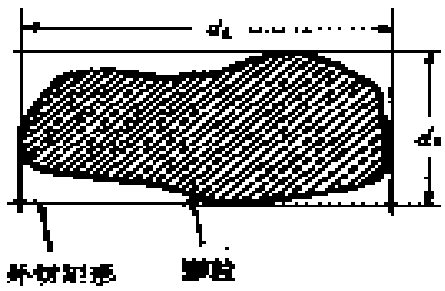


图 4－1　颗粒最大投影面的外切矩形

粒度是指碎屑颗粒的大小，但碎屑颗粒的外形常极不规则，那么它的大小该如何表示呢？这一般要取决于测量的方法。

可选用两种值，即线性值和体积值来表示粒度。体积值可用标准直径 d_n 表示，它代表着与颗粒同体积的球体直径。线性直径是直观度量出来的，由于颗粒形状大都极不规则，因此通常要测量大、中、小三个直径。这三个直径可按下述步骤测量：

1）确定颗粒的最大投影面；

2）对最大投影面作外切矩形（如图 4－1 所示），矩形的长边为颗粒的最大直径 d_L，短边为中间直径 d_I；

3）作垂直于最大投影面并通过颗粒的最长截线，这就是颗粒的最短直径 d_S。

2. 粒级的划分

关于碎屑的粒度分级，目前存在多种不同的划分方案。在国际上应用较广的是伍登—温特华斯（Udden－Wentworth）的方案，可以称之为 2 的几何级数制。它是以 1mm 为中心，乘以 2 或除以 2 来进行分级。我国生产实际中应用较广泛的是十进制。常用的碎屑颗粒粒度分级见表 4－1。

表 4－1　常用的碎屑颗粒粒度分级表

十　进　制			2 的几何级数制	
颗粒直径，mm	粒　级　划　分			颗粒直径，mm
>1000	巨　砾	砾	巨　砾	>256
1000～100	粗　砾		中　砾	256～64
100～10	中　砾		砾　石	64～4
10～2	细　砾		卵　石	4～2

续表

十　　进　　制			2 的几何级数制	
颗粒直径，mm	粒　　级　　划　　分			颗粒直径，mm
1～2	巨　砂	砂	极粗砂	2～1
1～0.5	粗　砂		粗　砂	1～0.5
0.5～0.25	中　砂		中　砂	0.5～0.25
0.25～0.01	细　砂		细　砂	0.25～0.125
			极细砂	0.125～0.0625
0.1～0.05	粗粉砂	粉　砂	粗粉砂	0.0625～0.0312
0.05～0.005	细粉砂		中粉砂	0.0312～0.0156
			细粉砂	0.0156～0.0078
			极细粉砂	0.0078～0.0039
<0.005		粘土（泥）		<0.0039

从水力学性质来看，砾砂转折点在 2mm 处；但主张用十进制的人认为，水动力转折点并不一定固定在 2mm 处，有不少地区沉积物的转折点就是在 1mm 处。

关于砂与粉砂的界限，2 的几何级数制的倡导者认为，0.0625～0.125mm 的颗粒性质仍近似于砂；而 0.0625mm 以下的颗粒则肉眼难于分辨，粘土物质大量增加，性质也近于泥质，因此主张以 0.0625mm 作为砂和粉砂的界限。十进制的倡导者把砂与粉砂的界限放在 0.1mm，主要考虑到便于储油层的研究，因为好的储油层粒径多在细砂（颗粒直径 0.1mm）以上。

粉砂与粘土的界限，十进制为 0.01mm，即把粘土矿物开始出现的粒度上限作为划分界限；2 的几何级数制为 0.0039（1/256）mm，因为它们认为粘土矿物一般颗粒较细，大多数是在 0.004mm 或 0.005mm 以下。一些专门从事粘土矿物或粘土岩研究的人们，则把粉砂与粘土的界限划得更低，定为 0.002mm 或 0.001mm。

我国石油矿区多采用十进制，这一分类方法便于记忆，用于定名也比较简单，同时基本上符合储油层研究的要求。但砾与砂的界限习惯上定在 2mm，把 2～1mm 的碎屑称为巨砂。

2 的几何级数制所划分的粒度级别较多，造成在肉眼描述中应用的困难。但是应该看到，粒级划分的细致正好又是 2 的几何级数制的优点。它在各个粒级间构成了 2 的几何级数的等间距，因此在室内分析中详细划分粒级、应用数理统计方法以及作图和参数计算都很方便。

1934 年克鲁宾（Krumbein）将伍登—温特华斯的粒级划分转化为　值，即将 2 的几何级数制标度转化为中值标度。其转换公式为：

$$= - \log_2 D$$

式中　D——颗粒的直径，mm。

因为 $D = 2^n$，$\log_2 D = n$，所以　$= - n$。表 4－2 说明了“ D ”与“　”的换算关系。

　值分级标准提出后受到广泛重视，并且很快得到推广。这是由于它具备以下的优点：

1）将颗粒直径用毫米表示的分数（或小数）变成了整数；

2）大量出现的粗砂以下的较小粒度均表现为正数；

3）在作图时，可不用对数坐标纸，因为已经将对数等间距坐标转换成了算术等间距坐标。

表 4-2 “ D”与“ ”的换算关系

D, mm		$D=2^n$	值	D, mm		$D=2^n$	值
小数式	分数式			小数式	分数式		
8	8	$8=2^3$	-3	0.5	1/2	$1/2=2^{-1}$	1
4	4	$4=2^2$	-2	0.25	1/4	$1/4=2^{-2}$	2
2	2	$2=2^1$	-1	0.125	1/8	$1/8=2^{-3}$	3
1	1	$1=2^0$	0				

3. 碎屑岩的粒度分类及命名

碎屑岩的粒度特征是碎屑岩分类和命名的基础，其他的分类命名（如成分、成因）常是在这一基础上进行的。由于碎屑岩颗粒分选的差异，常采用三级命名法对碎屑岩进行粒度分类。

1) 三级命名法。以含量大于 50% 的粒级定岩石的主名，即基本名；含量介于 50%～25% 的粒级以形容词“××质”的形式写在基本名之前；含量在 25%～10% 的粒级作次要形容词，以“含××”的形式写在最前面；含量小于 10% 的粒级一般不反映在岩石的名称中。

2) 假如碎屑岩的粒度分选较差，所含粒级较多，但没有一个粒级的含量大于 50%，而含量在 50%～25% 的粒级又不止一个，这时则以含量为 50%～25% 的粒级进行复合命名，以“××—××岩”的形式表示，含量较多的写在后面。其他含量少的粒级仍按第一条原则处理。

3) 若碎屑岩的粒度分选更差，不但没有含量大于 50% 的粒级，而且含量为 50%～25% 的粒级也没有或者只有一个，则应将此岩石的全部粒度组分分别合并为砾、砂和粉砂三大级，然后按前两条原则命名。

二、碎屑颗粒形状和球度

1. 球度

球度是一个定量参数，用它来度量一个颗粒近于球体的程度。1958 年斯尼德和福克(S. Need and Folk) 在评论了过去测量球度的方法以后，提出了最大投影球度法，用以确定球度参数数值。它是用与颗粒体积相同的球体的横切面积与该颗粒的最大投影面积的比值求得的。其数学定义为:

$$\text{球度} = \sqrt[3]{\frac{C^2}{AB}}$$

实际应用证明，最大投影球度法比过去其他方法更有利于研究颗粒在流体介质中的动态。

由上式可以看出，颗粒的三个轴越接近相等，其球度越高；相反，片状和柱状颗粒都具有很低的球度。

在搬运过程中，不同球度的颗粒表现不同。如在悬浮搬运组分中，球度小的片状颗粒最容易被漂走，因此在细砂和粉砂中常聚集有较大片的云母碎屑。在滚动搬运中，则只有球度大的颗粒才最易于沿床底滚动。

球度与下述圆度是两个不同的概念。球度高的颗粒，其圆度可以不好，反之亦然。在碎屑颗粒搬运过程中，球状颗粒不仅比其他形状的颗粒更容易滚动，而且它的单位体积表面积

最小，所以它比其他形状的颗粒沉降得更快。

2 形状

颗粒的形状是由颗粒中 A， B， C 三个轴的相对大小决定的。上述颗粒球度的定义并不能表明这一特性，即使是理想的椭球体，也难于用球度表示其独特的形状。辛格（Zingg，1953）根据颗粒 A， B， C 三个轴的长度比例，将颗粒分为四种形状（如图 4－2 所示）：

圆球体： B/ A > 2/ 3， C/ B > 2/ 3；

椭球体： B/ A < 2/ 3， C/ B > 2/ 3；

扁球体： B/ A > 2/ 3， C/ B < 2/ 3；

长扁球体： B/ A < 2/ 3， C/ B < 2/ 3。

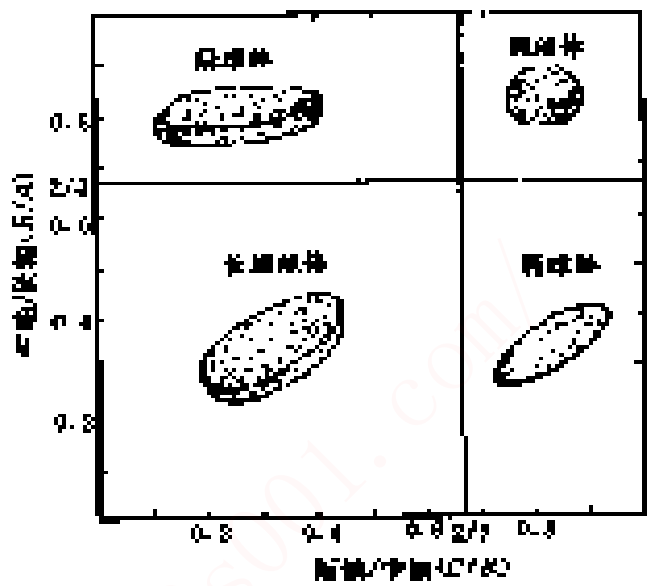


图 4－2 颗粒形状分类

圆球体的球度最高，而不同形状的扁球体和椭球体却可以有相同的球度。在碎屑物质的搬运过程中，上述不同形状颗粒表现着不同的性质，例如椭球状颗粒一定会比扁球状颗粒易于滚动。由此可见，除对颗粒球度的描述外，颗粒形状研究也是必要的。

形状研究在砾石中具有特殊作用，因为砾石形状常与其成因环境有着密切的联系，所以可根据砾石形状去分析沉积环境。但是，对于砂粒形状的测量是很困难的，一般可根据薄片中所见的视长轴和视短轴的比率近似地求得。但是，在薄片中对石英砂粒的大量观察表明，视短轴与视长轴的平均“轴比率”的变化范围不大，都在 0.61～0.73 之间，而且不同样品中砂粒轴比率的变化几乎与同一样品不同方向切片中所测数据的变化一样。可见，对于石英砂粒的这项研究实际效果不大。在碎屑岩薄片观察中，一般只对那些特殊形状的（如长条形颗粒等）进行描述，同时应当记录其颗粒的排列方式和伸长方向。

三、碎屑颗粒圆度及颗粒表面结构

1. 圆度

圆度是指碎屑颗粒的原始棱角被磨圆的程度，它是碎屑的重要结构特征。圆度在几何上反映了颗粒最大投影面影像中的隅角曲率，即：

$$\text{圆度} = \frac{\Sigma r / n}{R}$$

式中 r——隅角的内切圆半径；

n——隅角数；

R——颗粒的最大内切圆半径。

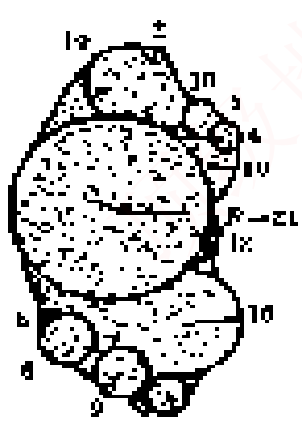


图 4－3 颗粒最大投影面上圆度的测量

上式表明，圆度为角的平均曲率半径与颗粒最大内切圆半径之比（如图 4－3 所示）。圆度的数值变化在 0～1 之间，圆度越高，圆度的数值越大。

在实际工作中主要用估计方法确定颗粒圆度。鲍尔斯（Powers，1953）曾作了一组图（如图 4－4 所示），用来表示从尖棱角状至滚圆状各级圆度的特征，并规定了各圆度级别的描述名称。为便于统计，福克（1955）提出了圆度标度，称之为 ρ。ρ 值范围从 0（尖棱角状）～6（滚圆状），他所规定的圆度级别与鲍尔斯

的圆度标准一致。要注意将球度和圆度这两个概念区别开。从图 4－4 中可以看出，不同球度的颗粒可以属于同一圆度级别，而球度类似的颗粒又可表现完全不同的圆度。

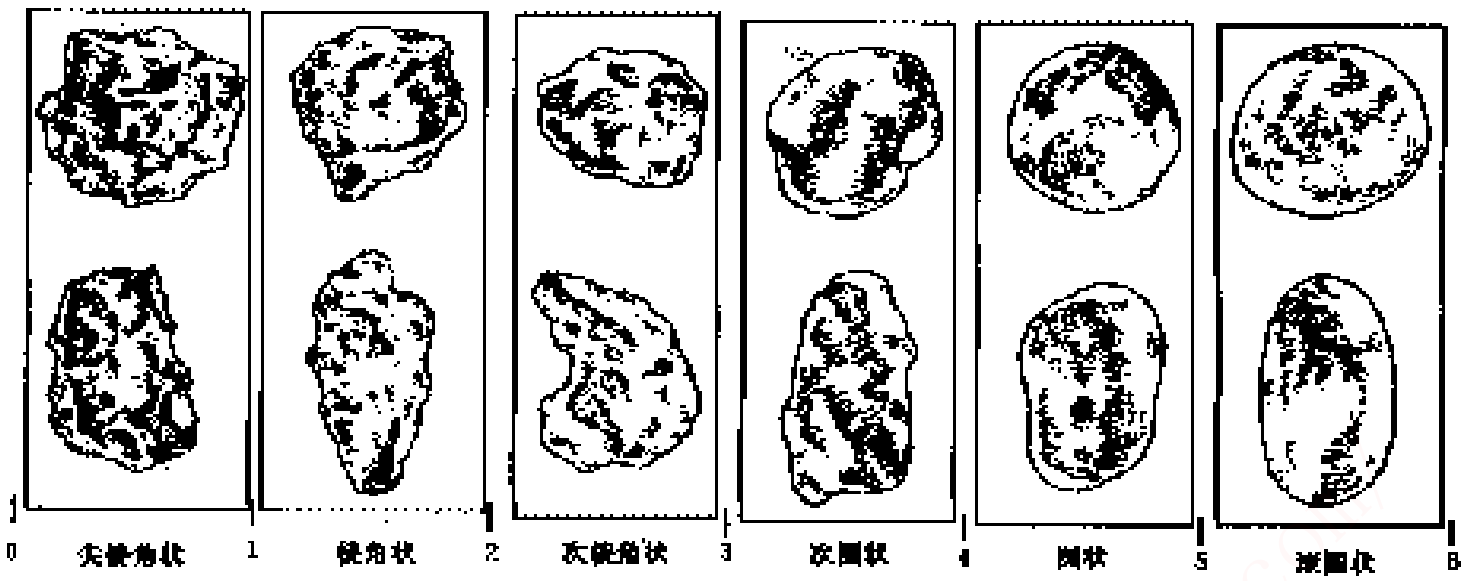


图 4－4　圆度的形状和分级

（据鲍尔斯，1953）

注：同一方框的颗粒圆度相似，但球度不同。

在手标本的观察描述中，通常把碎屑的圆度划分为如下四个级别：

棱角状：碎屑的原始棱角无磨蚀痕迹或只受到轻微磨蚀，其原始形状无变化或变化不大；

次棱角状：碎屑的原始棱角已普遍受到磨蚀，但磨蚀程度不大，颗粒原始形状明显可见；

次圆状：碎屑的原始棱角已受到较大的磨损，其原始形状已有了较大的变化，但仍然可以辨认；

圆状：碎屑的棱角已基本或完全磨损，其原始形状已难以辨认，甚至无法辨认，碎屑颗粒大都呈球状、椭球状。

碎屑的圆度一方面取决于它在搬运过程中所受磨蚀作用的强度，另一方面也取决于碎屑本身的物理化学性质以及它的原始形状、粒度等。

碎屑的圆度总是随着其搬运距离和搬运时间的增加而增高，这是碎屑颗粒圆度变化的总趋势。碎屑在搬运过程中受到的磨蚀作用越强，其原始棱角被磨蚀得越显著，圆度也就越好。这对于粗碎屑，特别是对滚动搬运的砾石来讲表现得更为明显。

在河流环境中，砾石的磨圆度随着粒度的增大而增高，大砾石比小砾石的机械磨蚀表现得显著。与砾石相比，砂级碎屑的圆化速度要慢得多，这是由于砂砾多呈悬浮状态搬运的缘故。同理，砂的粒级越细，其在搬运中遭受的磨损越小。

2　颗粒的表面结构

表面结构是碎屑颗粒表面的形态特征，一般主要观察表面的磨光程度及表面刻蚀痕迹两个方面。近期这一方面的研究越来越被人们重视，主要是由于碎屑颗粒的表面结构在揭示侵蚀、搬运作用和识别沉积环境中有着实际意义。近年来应用透射电子显微镜、扫描透射电子显微镜进行颗粒表面结构研究，比仅用光学显微镜得到了更加详细和深入的成果。

霜面似毛玻璃状，在反射光下看表面模糊不透明。一般认为霜面是沙丘石英砂粒的特征，因为它在风力搬运的沙漠沙丘的石英砂粒表面表现得最为明显。由此认为古代砂岩中颗

粒表面的毛玻璃化是风成的成因标志。但也有人提出，引起毛玻璃化的主要因素是化学作用，在沙漠环境中溶解作用与沉淀作用交替进行从而形成了霜面，在这里风力仅起着次要作用。除砂粒外，沙漠卵石也是以具有霜面为其重要特征。

磨光面是光滑的磨亮的表面，水力搬运的河流石英砂和海滩石英砂具有这种外貌。

刻蚀痕迹是由碰撞作用造成的，在冰川环境可以形成擦痕砾石，这是在搬运过程中砾石被冰或坚硬的冰床基岩刻划造成的。性质较软的岩石，如石灰岩砾石上常发育有清晰的擦痕。在高速水流中，碎屑颗粒间的相互碰撞可以形成新月形撞痕和击痕。撞击作用也能在颗粒表面造成麻点，这种麻点的周围常伴有微细的裂纹。

在海滩带及海的近岸高能带，石英砂粒表面具有机械成因的 V 形坑，并可见到不同形状的槽沟及贝壳状断口。但在沙丘砂及港湾砂中，由于有化学作用的参加，常使机械坑痕被削弱，从而表现出机械作用与化学作用叠加的表面特征。

水流搬运中的化学溶解作用常在颗粒表面留下痕迹。如在碳酸盐岩砾石表面，由于溶解作用可以产生一些侵蚀洼坑，甚至能够形成微岩溶现象。

当前，通过用电子显微镜研究颗粒表面结构，能够识别出的环境有：滨海环境（高能海、中能海、低能海)、风成环境（热带沙漠沙丘）和冰川环境（冰川、冰水环境)。但是，颗粒表面结构的研究还存在一定的问题，例如在沉积环境中常常出现不同来源砂粒混淆的现象，特别对河流沉积样品很难判别其特征。古代砂岩常因成岩、后生作用使沉积物的原始表面结构受到改造，因而造成环境分析的困难。另外，现在已经观察到的各种表面现象，不同的研究者又常作出不同的解释。上述这些问题都需要在今后的研究工作中继续解决。

四、填隙物的结构

碎屑岩的填隙物包括杂基和胶结物。由于它们的成因不同，因此在结构上也表现着各自的特点。

1. 杂基

杂基是碎屑岩中与粗碎屑一起沉积下来的细粒填隙组分，粒度一般小于 0.03mm（或 5 ），它们是机械沉积产物而不是化学沉淀组分。但这里指出的杂基粒度界限主要适用于砂岩；面对于更粗的碎屑岩，如在砾岩中，杂基也相对变粗，除泥以外可以包括粉砂甚至砂级颗粒。

杂基的含量和性质可以反映搬运介质的流动特性及碎屑组分的分选性，因而也是碎屑岩结构成熟度的重要标志。这正是认识杂基重要性的意义所在。

沉积物重力流中含有大量杂基，由此形成的沉积物是以杂基支撑结构为特征；而牵引流中主要搬运床沙载荷，最终形成的砂质沉积物以颗粒支撑结构为特征，杂基含量很少，粒间由化学沉淀胶结物充填。可见杂基含量是识别流体密度和粘度的标志。

同时，杂基含量也是重要的水动力强度标志。在高能量环境中，水流的簸选能力强，粘土会被移去，从而形成干净的砂质沉积物；相反，砂岩中杂基含量高，则表明分选能力差，这是结构成熟度低的表现。杂基含量也是沉积速率的反应标志。一般地说，沉积越快，杂基含量越高。

从成分上看，杂基多为粘土矿物，有时为碳酸盐灰泥、云泥及一些细粉砂碎屑颗粒。由于杂基在碎屑岩中有这样重要的成因意义，因而识别它就显得十分重要。但是实际上在填隙物中杂基和胶结物并不是任何时候都能区分开的，特别是因成岩作用使沉积标志遭受改造后，更增加了识别上的困难。

杂基中大多数是同生期杂基，实际上只有同生期杂基才具有上述的沉积成因意义。代表原始沉积状态的杂基称原杂基，其可含有碳酸盐泥及石英、长石等矿物的细碎屑。原杂基与碎屑颗粒的界线清楚，两者间无交代现象。在杂基支撑结构的砂岩中，原杂基含量可高于30 %，同时碎屑颗粒常表现较差的分选性［如图 4－5 (a) 所示］。

原杂基经成岩作用明显重结晶后则转变为正杂基。正杂基在含量和分布上继承了原杂基的特点。因发生了重结晶作用，粘土物质表现为显微鳞片结构。当晶粒较粗时，在偏光显微镜下常可分辨矿物的种类，可鉴别其为高岭石质、水云母质、蒙脱石质或方解石质。在杂基与碎屑颗粒间常见交代现象。有时由于重结晶作用发育不均匀，局部仍可见残余的原杂基结构。

原杂基和正杂基都可以作为沉积环境的标志。但在碎屑岩中还可见到一些与杂基极为相似的细粒组分，它们在成因上与杂基完全不同，可称之为“似杂基”，常见的有如下几种。

(1) 淀杂基

是在成岩作用过程中，从孔隙水中析出的粘土矿物胶结物。虽然成分上是粘土（层状硅酸盐）矿物，这一点像杂基，但在结构上表现的是化学胶结物产状，它们是单矿物质的，晶体干净，透明度好，常见鳞片状或蠕虫状自生晶体集合体。在碎屑颗粒周围可呈栉壳状［如图 4－5 (b) 所示］或薄膜状分布。不同成岩时期形成的淀杂基可构成有层次的世代结构。

(2) 外杂基

指碎屑沉积物堆积后，在成岩后生期充填于其粒间孔隙中的外来杂基物质。外杂基在岩石中分布不均匀，是多矿物质的，常表现得污浊、透明度差。主要出现在碎屑颗粒分选较好、原生粒间孔隙发育的部位，这一特点是与原杂基、正杂基的重要区别。

(3) 假杂基

是软碎屑经压实碎裂形成的类似杂基的填隙物。泥质岩屑、灰质岩屑，特别是具类似成分的盆内碎屑性质都很软弱，在压实作用下会被压扁、压断、压裂甚至压碎，从而形成假杂基。假杂基在碎屑岩中以不均匀的斑块状产出为特征。常能同时见到局部被压碎的软颗粒，这是识别假杂基的直接证据［如图 4－5 (c) 所示］。

这里还要引出结构成熟度的概念。结构成熟度是指碎屑沉积物经风化、搬运和沉积作用的改造，使之接近终极结构特征的程度。福克（1951）指出了粘土杂基是砂岩结构成熟度的标志之一。当然结构上最成熟的砂岩除不含粘土杂基外，碎屑颗粒还应具有良好的分选性和

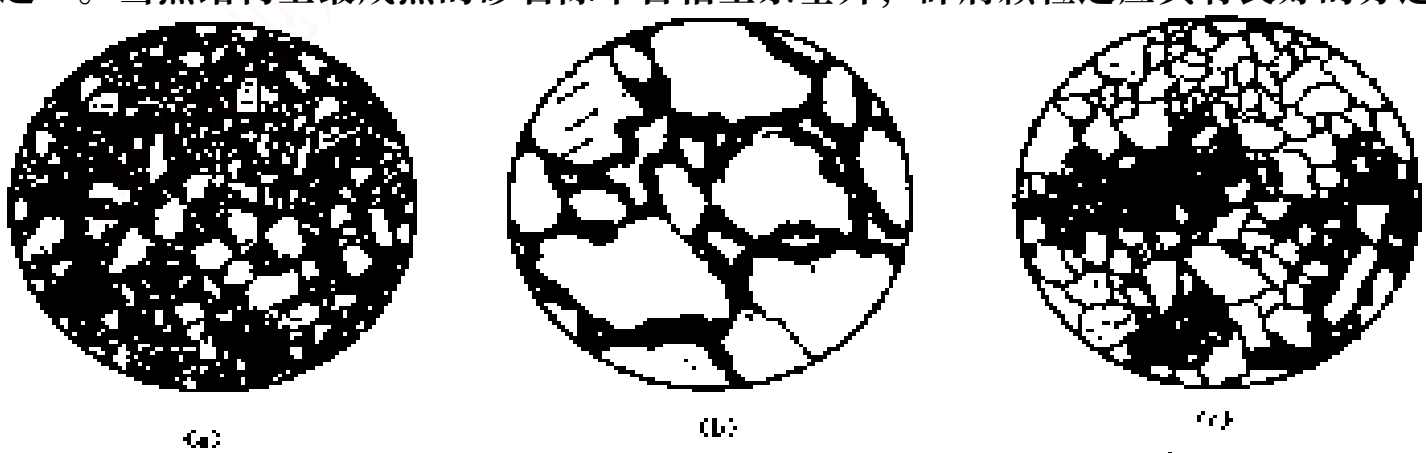


图 4－5　原杂基和似杂基结构特征

(a) 杂基支撑砂岩，杂基成分为粘土及灰泥，东濮濮深 3 井，沙四段，单偏光×60；(b) 淀杂基，青海冷湖 3 井，井深 630 m，单偏光×60；(c) 压扁和压碎的假杂基，东濮卫城 20 井，2776.5 m，单偏光×100

圆化程度。这些特征共同反映了沉积物经受了充分的水流簸选和磨蚀作用。

2 胶结物

胶结物是化学成因物质，它的结构与化学岩的结构类似，其特点是由晶粒大小、晶体生长方式及重结晶程度等决定的。在碎屑岩中胶结物的含量总小于 50 %，实际上胶结物所表现的是孔隙充填结构，常见的类型有如下几种（如图 4－6 所示）。

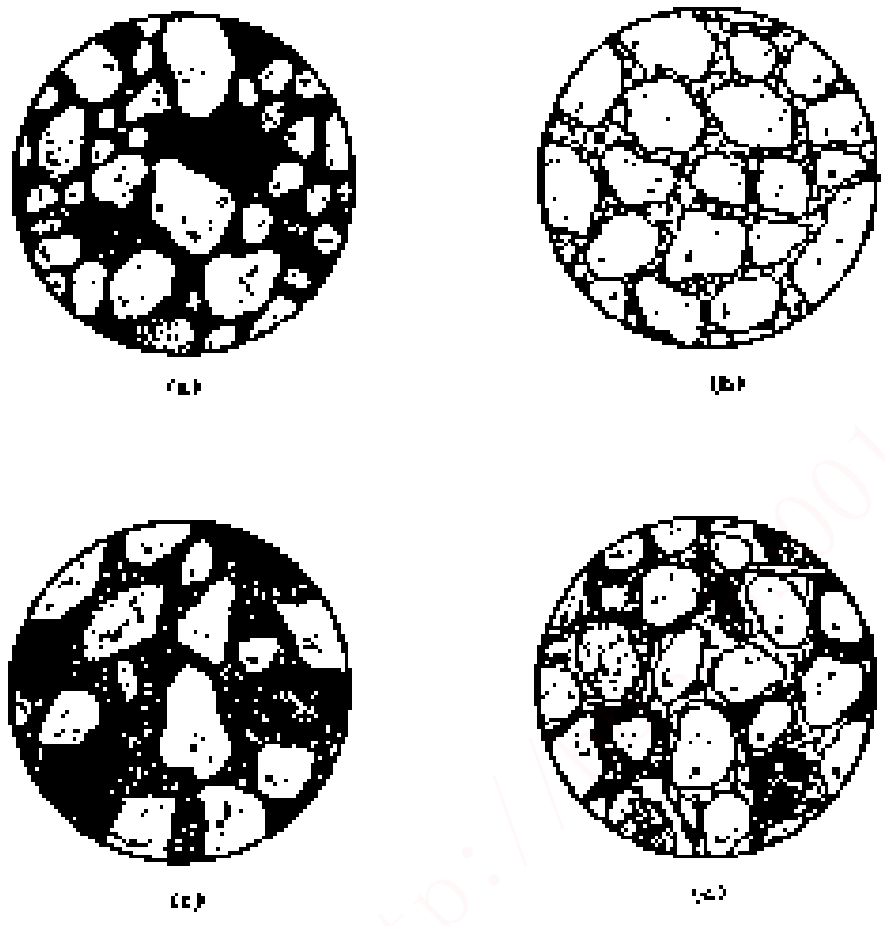


图 4－6 胶结物的结构

(a) 隐晶质结构；(b) 粒状结构；(c) 栉状结构；(d) 嵌晶结构

(1) 非晶质及隐晶质结构

蛋白石及磷酸盐矿物常形成非晶质胶结物，它们在偏光显微镜下表现为均质体性质。隐晶质结构用肉眼不能分辨晶粒，但在偏光显微镜下能见到微弱的晶体光性，如玉髓、隐晶质磷酸盐等。

(2) 显晶粒状结构

胶结物呈结晶粒状分布于碎屑颗粒之间，因晶粒较大，在手标本上可以分辨，碳酸盐胶结物常具有这种结构。显晶粒状胶结物可以呈粒状或纤维状分散于碎屑颗粒之间，也可以围绕碎屑颗粒呈薄膜状或放射状生长，从而构成薄膜胶结或栉状胶结。方解石、文石、玉髓易形成栉状结构，其特征是轴体长轴垂直颗粒边缘生长。

(3) 嵌晶结构

胶结物的结晶颗粒较粗大，晶粒间呈镶嵌结构，每一个晶粒中都可以包含有多个碎屑颗粒。方解石、石膏、沸石等化学胶结物容易形成此种胶结。胶结物的粗大晶体是经成岩、后生阶段的重结晶作用形成的。

(4) 自生加大结构

这种胶结类型多见于硅质胶结的石英砂岩中。硅质胶结物围绕碎屑石英颗粒生长，两者

成分相同，而且表现完全一致的光性方位。使用偏光显微镜，在正交光下可见碎屑颗粒与其自生加大胶结物同时消光，在单偏光下借助于原碎屑颗粒边缘的粘土薄膜可以辨别出碎屑的轮廓。有时在长石周围也可以发生自生加大现象。良好的自生加大胶结形成于成岩阶段，或为后生阶段形成。

必须指出，在碎屑岩中常存在有过渡的或混合的胶结物结构，在岩石的观察和描述中应当注意。

第二节　胶结类型及颗粒支撑性质

一、胶结类型

在碎屑岩中，胶结物或填隙物的分布状况及其与碎屑颗粒的接触关系称为胶结类型。

决定碎屑岩的胶结类型的因素，一是碎屑颗粒与胶结物或填隙物的相对数量，二是碎屑颗粒之间的接触关系。以此为依据，可将胶结类型划分为以下几种（如图 4－7 所示)。

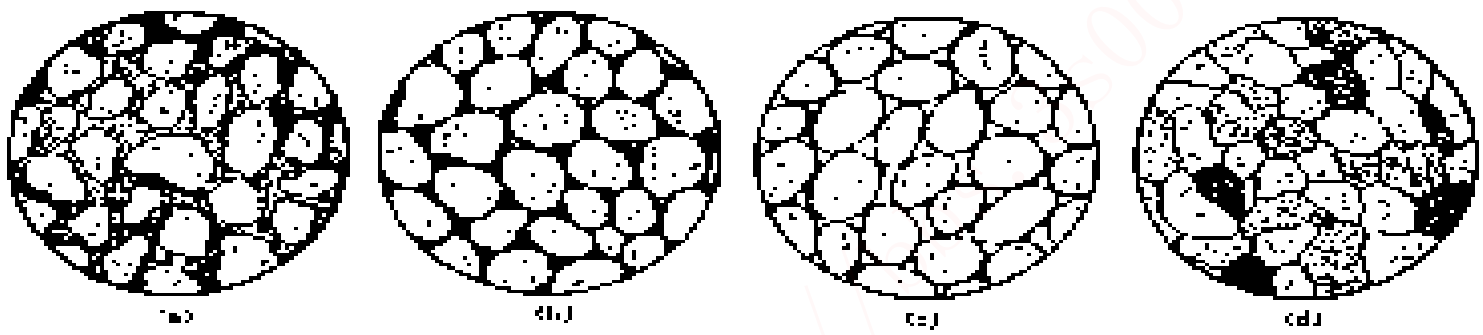


图 4－7　胶结类型

(a) 基底胶结；(b) 孔隙胶结；(c) 接触胶结；(d) 镶嵌胶结

1. 基底胶结

填隙物含量较多，碎屑颗粒在其中互不接触呈漂浮状，填隙物主要为原杂基（或由之转变成的正杂基)。这种胶结类型一般代表着高密度流快速堆积的特征。基底式胶结实际上可称为杂基支撑结构，它形成于沉积同生期。

2. 孔隙胶结

这是最常见的颗粒支撑结构。碎屑颗粒构成支架状，颗粒之间多呈点状接触。胶结物含量少，只充填在碎屑颗粒之间的孔隙中，它们是成岩期或后生期的化学沉淀产物。

3. 接触胶结

亦称为颗粒支撑结构，颗粒之间呈点接触或线接触，胶结物含量很少，分布于碎屑颗粒相互接触的地方。它可能是干旱气候带的砂层，因毛细管作用，溶液沿颗粒间细缝流动并沉淀形成的；或者是原来的孔隙式胶结物经地下水淋滤改造而成的。

4. 镶嵌胶结

在成岩期的压固作用下，特别是当压溶作用明显时，砂质沉积物中的碎屑颗粒会更紧密地接触。颗粒之间由点接触发展为线接触、凹凸接触，甚至形成缝合状接触。这种颗粒直接接触构成的镶嵌式胶结，有时不能将碎屑与其硅质胶结物区分开，看起来像是没有胶结物，因此有人称之为无胶结物式胶结。

二、支撑结构

碎屑结构的支撑类型可划分为两类，即杂基支撑结构和颗粒支撑结构。在杂基支撑结构中，杂基含量高，颗粒在杂基中呈漂浮状。在颗粒支撑结构中，颗粒之间可有不同的接触性质，包括点接触、线接触、凹凸接触和缝合接触。这不仅是胶结形式上的差别，从成因上看，上述顺序即从点接触至缝合接触反映了沉积物在埋藏成岩过程中经受压固、压溶等成岩作用的强度和进程，颗粒间缝合接触是成岩程度很深的特征。可见，认识碎屑岩的胶结类型和颗粒间接触的性质，

第三节　粒 度 分 析

粒度分析的目的是研究碎屑岩的粒度大小和粒度分布。碎屑岩的粒度分布及分选性是衡量沉积介质能量的度量尺度，是判别沉积时自然地理环境以及水动力条件的良好标志。碎屑岩的粒度及其空间展布也影响了储层的物性。粒度分析不仅有利于分析沉积水动力条件，而且对于沉积储层评价也有意义。

一、粒度参数和粒度资料图解

1. 粒度资料图解

与粒度资料有关的多种图解，例如直方图、频率曲线都可作为沉积环境分析的参考标志。根据前述粒度分析方法，可以得到反映各粒级重量百分比及累积重量百分比的粒度分析结果（见表 4－3)。为了更好地利用这些第一性资料，常需要将这些数据编绘成一定的图件，用于辅助分析沉积环境并获得一些粒度参数。

(1) 直方图和频率曲线

直方图是最常用的粒度组分图件，它由一系列相邻的长方块构成。各长方形的底边等长，其长度代表粒度区间；长方形的高代表每种粒度的频数，即表示各粒度区间的重量百分比。横坐标代表颗粒直径　值，纵坐标是算数百分坐标。应用表 4－3 的数据可以得到如图

表 4－3　筛 析 记 录 表

颗　粒　直　径		重　量	重量百分比		累积重量百分比
mm		g	%		%
>1	>0	2.12	0.53		0.53
1～0.75	0～0.4	7.72	1.93		2.46
0.75～0.60	0.4～0.72	61.18	15.29	29.51	17.75
0.60～0.50	0.72～1.0	49.18	12.29		30.04
0.50～0.43	1.0～1.2	35.52	8.88		38.92
0.43～0.40	1.2～1.3	40.72	10.18	43.25	49.10
0.40～0.30	1.3～1.75	83.02	20.75		69.85
0.30～0.25	1.75～2.0	13.75	3.44		73.29
0.25～0.20	2.0～2.32	79.18	19.79		93.08
0.20～0.15	2.32～2.72	23.73	5.93	26.24	99.01
0.15～0.12	2.72～3.0	2.10	0.52		99.53
0.12～0.10	3.0～3.3	0.58	0.15		99.68
0.10～0.09	3.3～3.5	0.24	0.06	0.36	99.74
0.09～0.075	3.5～3.75	0.30	0.08		99.82
0.075～0.06	3.75～4.0	0.80	0.07		99.89
<0.06	>4.0	0.82	0.21		100.10

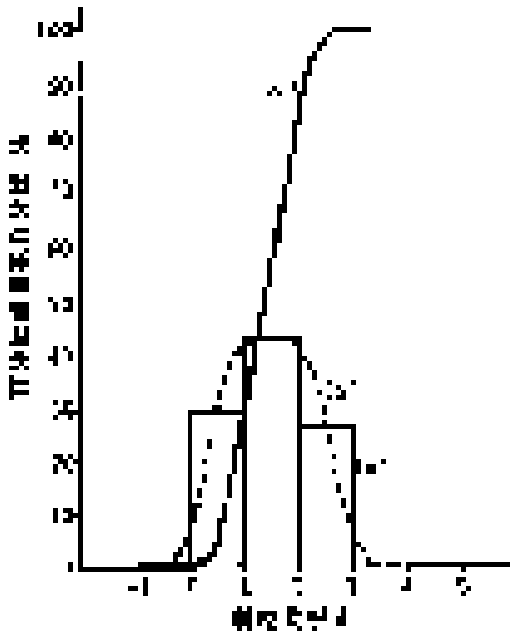


图 4－8　青岛海滩某砂样的粒度曲线

(a) 直方图；(b) 频率曲线；

(c) 累积曲线

4－8 所示的直方图。这种图的优点是能一目了然地表现出样品的粒度变化和各粒级碎屑的百分含量。

将直方图上各方块的顶边中点连接起来，绘制成一条圆滑曲线，这就是频率曲线图（如图 4－8 所示)。与直方图类似，频率曲线也表示了样品的粒度分布。因频率曲线图形简单、直观，因此应用得更广。

通常把直方图中突出于周围方块之上的高方块或频率曲线中的高点称为峰（亦称众数)。如果样品中只有一个峰，称为单峰；若有两个或两个以上的峰，则称为双峰或多峰。图 4－9 列

石层的粒度范围最窄,具有很突出的单峰,这是沉积物粒度分选极好的特征;河流冲积沉积物的粒度分布较宽,具双峰,峰所在粒级的重量百分比并不高,这是分选性不好的表现;而冰川沉积和雨水冲刷斜坡上的堆积物,则粒度分布范围更广,其中砾石与泥、砂混杂,说明分选性更差。

(2) 累积曲线

这是用粒度分析成果中的累积重量百分比数作成的图。应用表 4－3 的数据，可以得到如图 4－8 所示的累积曲线。横坐标仍然表示粒径，而纵坐标表示的是各粒级的累积百分含量。要注意，累积数据是由粗粒级开始计算的（见表 4－3)。

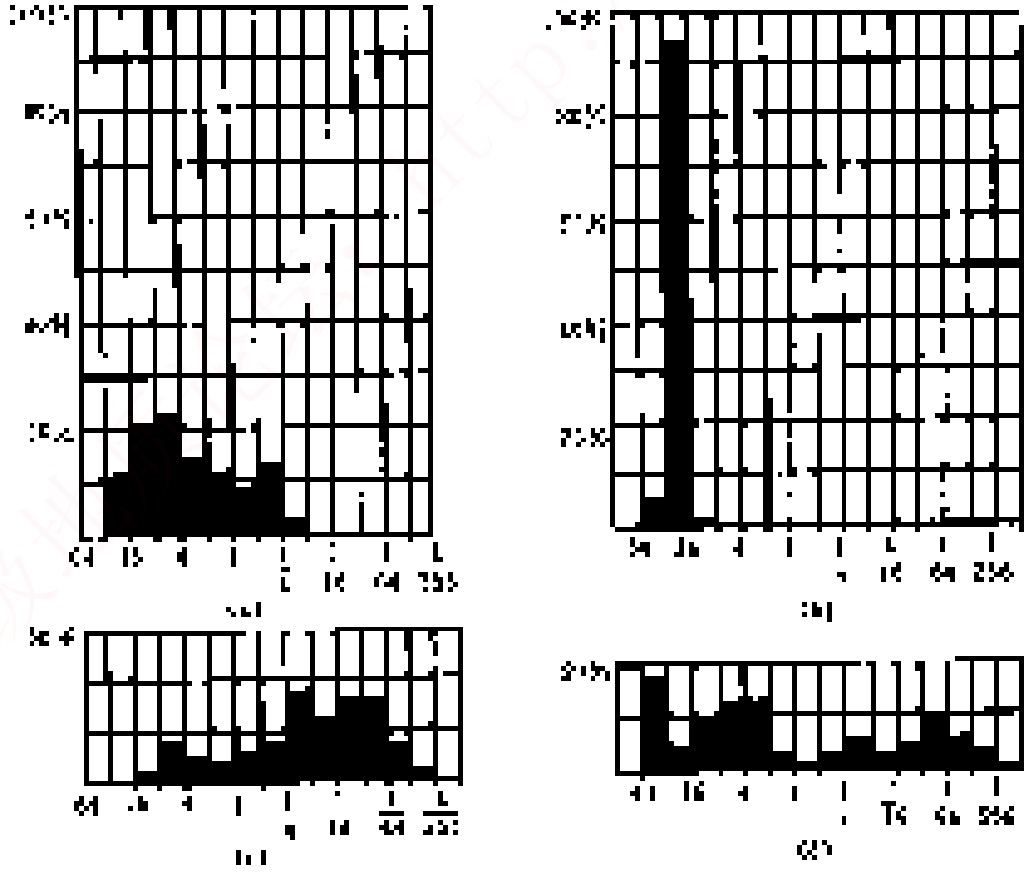


图 4－9　不同成因碎屑沉积物的粒度组分直方图

(转引自 Н. В. 瓦索也维奇，1958)

(a) 砂质卵石砾石，克拉代克（阿拉斯加）的河流冲积（据奥丁)；(b) 海岸细卵石层，朗格比格（美国）(据温特华斯)；(c) 含碎石的冰川砂，依利诺斯（据奥丁)；(d) 雨水冲刷斜坡上的堆积物，梅格兰达（据温特华斯)

累积曲线总是构成“S”形，但不同沉积环境形成的碎屑沉积物，其累积曲线形态是有差别的。滨海沉积和风成沉积的碎屑物质分选好，粒度范围窄，因而累积曲线很陡；洪流及冰川沉积分选差，粒度分布范围宽，累积曲线表现得平缓（如图 4－10 所示)。

(3) 概率值累积曲线

仍然用累积重量百分比作图。横坐标仍为粒径　值，而纵坐标改用概率百分数标度，这样做成的便是概率值累积曲线图（如图 4－11 所示)。与算术坐标不同，概率百分坐标是以 50％为对称中心的非等间距坐标，它是按单峰正态曲线分布的规律刻划的。

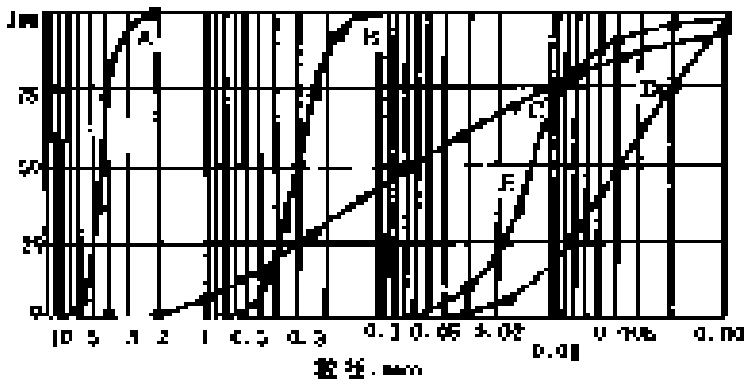


图 4－10　不同成因碎屑沉积的累积曲线

A—海滨砾石；B—海滨砂；C—冰川沉积物；D—页岩；E—黄土

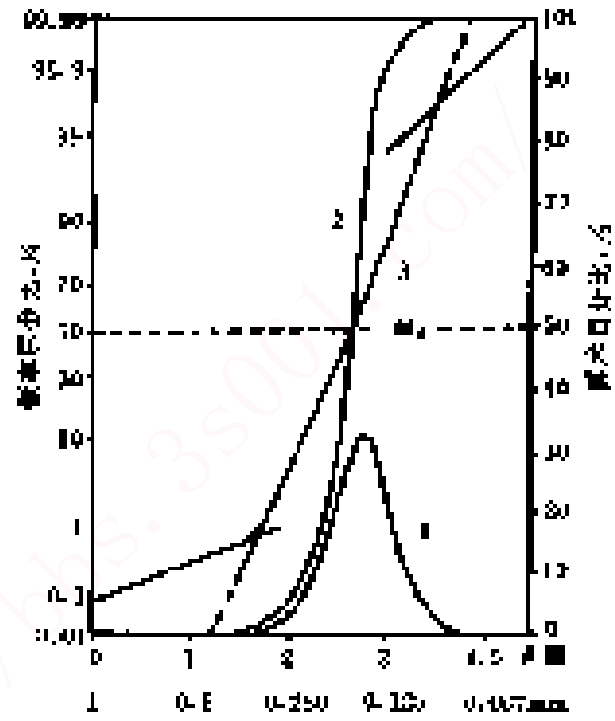


图 4－11　常用的三种粒度曲线

1—频率曲线；2—累积曲线；3—概率值累积曲线

如果粒度分布符合通常所说的对数正态分布的话，那么用概率坐标在图上会得到一条直线。但一般碎屑沉积物的概率值累积曲线总是表现为相交的几个直线段，这反映了在沉积物中包含着几个正态次总体。利用此图的这种表征，便于识别不同的搬运和沉积作用（详见后)。

与“S”形累积曲线相比，概率值累积曲线是将碎屑组分中含量较少的粗、细尾部的特点放大了，这方便于沉积成因分析。

2 粒度参数

人们可以用多种数学方法来计算一些粒度参数。首先在前述的累积曲线上获得某些累积百分比处的颗粒直径，进而计算诸如平均粒径 M_z、标准偏差 σ_1、偏度 SK_1 和峰度 K_G 等参数。过去多用特拉斯克（TrasK）公式计算，当前应用更广的是用福克和沃德（Folk and Ward) 公式来计算相关粒度参数（见表 4－4)。

每一个粒度参数都以一定的数值定量地表示碎屑物质的粒度特征。单个粒度参数及其组合特征可作为判别沉积水动力条件及沉积环境的参考依据。

(1) 平均粒径和中值

表示粒度分布的集中趋势。碎屑物质的粒度分布一般是趋向于围绕着一个平均的数值，即中值、众数或平均粒径。这些数值受两个因素的控制，一是沉积介质的平均动力能（速

度)，二是来源物质的原始大小。

表4-4　常用的粒度参数

名　　称	特　拉　斯　克	福克和沃克
中值	$M_d = P_{50}$	$M_d = {}_{50}$
平均粒径	$M_Z = \frac{P_{25} + P_{75}}{2}$	$M_Z = \frac{{}_{16} + {}_{50} + {}_{84}}{3}$
分选	$S_0 = \frac{P_{25}}{P_{75}}$	$\sigma_1 = \frac{{}_{84} - {}_{16}}{4} + \frac{{}_{95} - {}_{5}}{6.6}$
偏度	$SK = \frac{P_{25} \cdot P_{75}}{M_d^2}$	$SK_1 = \frac{{}_{16} + {}_{84} - 2\,{}_{50}}{2({}_{84} - {}_{16})} + \frac{{}_{5} + {}_{95} - 2\,{}_{50}}{2({}_{95} - {}_{5})}$
峰度	$K_G = \frac{P_{75} - P_{25}}{2(P_{90} - P_{10})}$	$K_G = \frac{{}_{95} - {}_{5}}{2.44({}_{75} - {}_{25})}$

中值 M_d 是累积曲线上颗粒含量50%处对应的粒径，特拉斯克以毫米（mm）作粒径单位，福克等是用　值表示粒径。中值的意义是指它在粒度上居于沉积物的中央，有一半重量的颗粒大于它，另有一半小于它。

中值很容易求得，但其代表性较差，因为它不能表示粗、细两侧的粒度变化。为此，近年来有人主张不用中值，而改用平均粒径。对于平均粒径目前也有着不同的定义。

根据福克和沃德定义，平均粒径为:

$$M_Z = \frac{{}_{16} + {}_{50} + {}_{84}}{3}$$

这里粗略地把粒度分成三段，$_{50}$代表中间一段的平均大小，$_{84}$代表较细一段的平均大小，$_{16}$代表较粗一段的平均大小。可见平均粒径比中值更能正确地反映碎屑颗粒的集中趋势。

平均粒径或中值是沉积物最主要的粒度特征之一。这一参数指标常被用来作沉积韵律剖面图或平面等值线图，用以表示沉积物质在纵向上或横向上的粒度变化规律。

(2) 标准偏差和分选系数

这是表示分选程度的参数。它表示颗粒大小的均匀程度，或者说是表现围绕集中趋势的离差。

过去多用分选系数说明分选性。分选系数可表示为:

$$S_0 = \frac{P_{25}}{P_{75}}$$

式中　P_{25}和 P_{75}——分别代表累积曲线上颗粒含量25%和75%处所对应的颗粒直径。

当颗粒的分选性很好时，P_{25}与 P_{75}两值很靠近，所以 S_0 值很小；相反，S_0 值大则说明离散度大，即分选性差。

根据 S_0 的大小可以划分分选等级：$S_0 = 1 \sim 2.5$，分选好；$S_0 = 2.5 \sim 4.0$，分选中等；$S_0 > 4.0$，分选差。也有人用公式 $S_0 =$　P_{25}/P_{75} 来计算分选系数，相应地用开方后的数据确定分选级别。

分选系数应用很广，但上述公式存在着缺欠，因为它没能包括粗、细尾端的分选特点。计算粒度分选性的新公式不只一种，由福克和沃德提出的标准偏差公式为:

$$\sigma_{=}\ \frac{84\ -\ 16}{4}+\frac{95\ -\ 5}{6.6}$$

式中除包含了粒级分布的中央部分（16％～84％）外，也包括了对水动力条件反映最灵敏的粗、细尾部（95％和5％）的分选情况。因此，该式被认为更全面和更富有成因意义。

前人曾分析了大量（近千个）样品，从而确定了用标准偏差 σ_1 确定分选级别的标准：$\sigma_1 < 0.35$，分选极好；$\sigma_1 = 0.35\sim0.50$，分选好；$\sigma_1 = 0.50\sim0.71$，分选较好；$\sigma_1 = 0.71\sim1.00$，分选中等；$\sigma_1 = 1.00\sim2.00$，分选较差；$\sigma_1 = 2.00\sim4.00$，分选差；$\sigma_1 > 4.00$，分选极差。

分选性的好坏也可以作为环境标志。碎屑物质的分选程度与沉积环境的水动力条件和自然地理条件有着密切的关系。总的看来，风成沙丘砂的分选最好，海（湖）滩砂次之，河砂更差，分选最坏的是冲积扇和冰川沉积。

风成沙丘沉积的分选好，是由于风的速度变化范围小，其所能携带的砂的粒级范围也窄，一般是以细砂为主，含少量中砂和粉砂。海（湖）波浪作用是往复的运动，它使沉积物经受多次的搬运和分选，从而也造成很好的分选。而河流则不然，它流速变化范围大而且变化频繁，造成沉积物很差的分选性，并且分选系数或标准偏差数值也表现得很不稳定。冰川沉积具极差的分选性，因为冰川搬运是把沿途遇到的沉积物全部冻结在冰里，冰融解时沉积物则堆积下来，根本谈不上分选作用。

从河流的上游至下游，碎屑物质的粒度中值或平均粒径有明显的递减现象，即上游的沉积物粗，下游则较细。但是，分选程度与搬运距离却不是简单的直线关系。从上游至下游，分选系数或标准偏差数值常是呈波浪式变化的。这主要是受物源的影响，多物源供应，特别是当河流中有支流加入时，由于新物源区物质的混入，会使沉积物的分选性明显变差。不同粒度参数间常存在着一定的统计关系。许多研究表明，在平均粒径与分选性之间可以明显地看到，分选性最好的沉积物，其平均粒径一般为细砂级。

(3) 偏度

偏度 SK_1 被用来判别粒度分布的不对称程度。福克和沃德的偏度公式为：

$$SK_1 = \frac{16\ +\ 84\ -\ 2\ 50}{2(\ 84\ -\ 16)}+\frac{5\ +\ 95\ -\ 2\ 50}{2(\ 95\ -\ 5)}$$

从频率曲线上看，对数正态分布是左右对称的，同时中值、平均粒径和众数一致，即表现为一个数值。用偏度公式计算，正态粒度分布的 SK_1 应等于零。

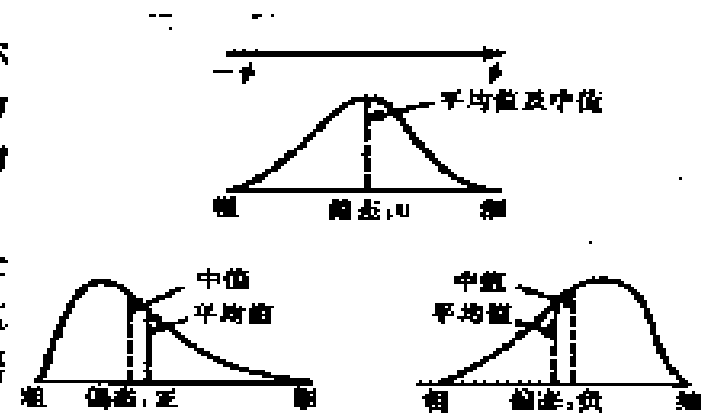


图4－12　不同偏度的频率曲线形态
（据费里德曼，1961）

但一般碎屑沉积物的频率曲线常常并不完全对称，曲线的峰发生偏斜（如图4－12所示），这时中值、平均粒径和众数三者也发生偏离。根据峰的偏斜方向可分出：

1）正偏态：峰偏向粗粒度一侧，说明沉积物以粗组分为主，细粒一侧表现为低的尾部。用偏度公式计算，SK_1 应为正值。

2）负偏态：峰偏向细粒度一侧，沉积物以细粒为主，粗粒一侧有低的尾部，这时 SK_1 应为负值。不对称的频率曲线可以是单峰曲线，也可以是双峰曲线，表现为在含量较少的尾

部有一个低的次峰（如图 4－13 所示）。

福克（1966）按偏度值 SK_1 将偏度分为五级：$SK_1 = -1 \sim -0.3$，很负偏态；$SK_1 = -0.3 \sim -0.1$，负偏态；$SK_1 = -0.1 \sim +0.1$，近于对称；$SK_1 = +0.1 \sim +0.3$，正偏态；$SK_1 = +0.3 \sim +1$，很正偏态。

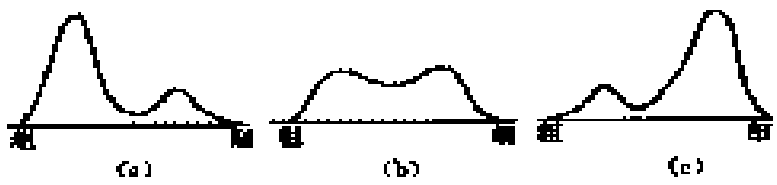


图 4－13　双峰态频率曲线

偏态的研究对于了解沉积物的成因有一定的意义。分选很好的纯砂或纯砾等沉积物，其频率曲线常为单峰正态对称曲线。但当有另外的组分加入时，常使分选变差，频率曲线相应地变为不对称。如果加入的是粗组分，则构成正偏度；若加入的是细组分，则构成负偏度。当有明显不同的两个粒度总体混合沉积时，如果两者含量相等，那么会表现为最差的分选，频率曲线呈平坦的马鞍状双峰曲线，由于图形仍为左右对称（如图 4－13 所示），所以偏度的数值趋于零。

由此可见，偏度值趋于零有两种完全不同的含义。一种是指单峰正态曲线，分选最好；另一种是表示马鞍形双峰曲线，两种粒度总体等量混合，分选最差。前者一般见于海滩沉积，后者多属河流沉积，在作成因分析时要注意区别。

（4）峰度（尖度）

峰度是用来衡量粒度频率曲线尖锐程度的，也就是度量粒度分布的中部与两尾端的展形之比。频率曲线的峰态示意如图 4－14 所示。福克和沃德提出的峰度公式为：

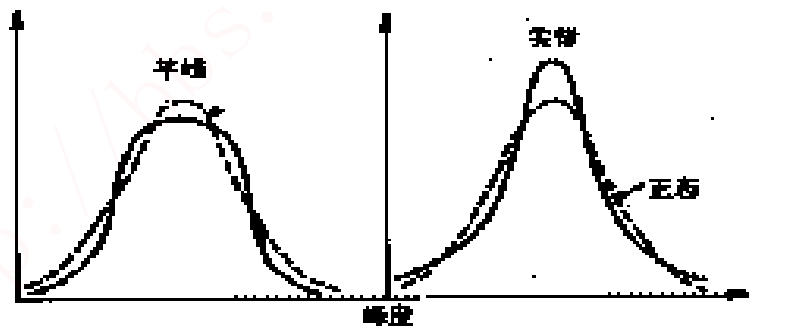


图 4－14　不同峰度的频率曲线形态

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

在对称正态曲线中，ϕ_{95} 与 ϕ_5 之间粒度间距是 ϕ_{75} 与 ϕ_{25} 之间粒度间距的 2.44 倍，因此正态粒度分布的 $K_G = 1$。根据一百多个样品的分析，福克等用 K_G 值确定了峰值的等级界限：$K_G < 0.67$，很平坦；$K_G = 0.67 \sim 0.9$，平坦；$K_G = 0.90 \sim 1.11$，中等（正态）；$K_G = 1.11 \sim 1.56$，尖锐；$K_G = 1.56 \sim 3.00$，很尖锐；$K_G > 3.00$，非常尖锐。

由于 K_G 值的分布不规则，作图时不方便，所以福克和沃德又建议在作图时将 K_G 值转换为 K'_G 值，其换算公式为：

$$K'_G = \frac{K_G}{K_G + 1}$$

K'_G 值的变化范围在 0.33～0.90，正态曲线的 K'_G 值等于 0.5。

峰度和偏度都能反映沉积物频率曲线的双峰性质及其尾部变化，因此在判断沉积环境时都很有意义。正常的海滩沉积砂的频率曲线为单峰对称的正态曲线，其偏度和峰度都正常，即偏度值近于零，峰度值近于 1。不正常的偏度和峰度值反映沉积物具双峰或多峰性，属于多物源沉积。极端（极高或极低）的峰度是两组沉积物混合沉积造成的，这在河流沉积中最常见。在反映这些成因性质时，偏度和峰度值常比频率曲线表现得更灵敏。

海滩、沙丘、风成坪地以及河流砂质沉积物的粒度参数综合特点见表 4－5，用这些特点可以对沉积砂进行环境分析。

表 4-5　几种常见沉积类型的粒度特点

沉积类型	特点				
	频率曲线形态	偏度	峰度	分选	粒度
河砂	常见双峰或多峰不对称曲线	变化大，正偏为主	数值多低	差～中	粗
海滩砂	单峰对称正态曲线为主	多对称，偶有负偏态	中等至微尖	好	
沙丘砂	单峰曲线，微不对称	正偏态	中等	极好	细
风成坪地砂	双峰曲线、不对称	正偏态	尖锐	好	

海滩砂的主要特点是频率曲线呈单峰对称形，分选好，主要由中、细砂组成，多为负偏态。沙丘砂和风成坪地砂都呈正偏态，但它们的峰度表现不同，沙丘砂中等峰度，风成坪地砂峰度尖锐。上述三类沉积的粒度平均值、标准偏差都差别不大，一般不能用作区别标志。河砂的粒度特点最明显，因此比较容易识别。

二、粒度分析在区分沉积环境中的应用

沉积岩的粒度是受搬运介质、搬运方式及沉积环境等因素控制的，反过来这些成因特点必然会在沉积岩的粒度性质中得到反映，这正是应用粒度资料确定沉积环境的依据。但是，对于古代的碎屑岩来说，因在埋藏过程中经受了复杂的成岩变化，原始沉积物的粒度会因石英次生加大或溶解等成岩作用而变大或变小，所以若上述相关成岩作用非常强烈时，就难以采用现今碎屑岩的粒度分析资料去分析判断古代沉积水动力条件和沉积环境。因此，在利用粒度资料研究沉积环境时应注意：

1）正确合理取样，取样时要考虑沉积成因单元；

2）采用同一体系计算公式计算粒度参数并作图；

3）研究碎屑岩成岩作用历史，了解碎屑颗粒是否比原始颗粒发生了粒径增大或缩小的作用；

4）采用标准坐标作累积概率图，以便进行对比研究；

5）结合沉积构造、沉积背景、沉积序列特征研究，考察粒度参数及图形在垂向上的变化规律；

6）注意采用多种粒度参数综合研究分析沉积水动力条件。

下面是常用的沉积环境粒度分析方法。

1. 粒度判别函数及成因图解

萨胡（Sahu，1964）在碎屑沉积物研究中应用了判别分析。他从世界各地采集大量碎屑沉积物样品，其中有砾石、砂以及粉砂，但没有包括小于 0.004mm 的粘土，因为太细的颗粒难以测定。采样的环境类型有：河道、泛滥平原、三角洲、海滩、风坪、风成沙丘、浅海以及浊流。多数样品取自现代沉积物，只有浊流是用的岩石样品。在对这些样品进行分析研究的基础上，求得了各类沉积环境间的判别函数（见表 4-6）。由于萨胡粒度判别函数是根据现代沉积物作出的，故对碎屑岩环境分析存在局限性。

萨胡又以 $\overline{\sigma_i^2}$ 对 $\frac{S_{K_G}}{S_{M_Z}}\cdot S(\sigma_i^2)$ 在对数坐标纸上作图（如图 4-15 所示）。在图 4-15 中，不同沉积环境间有明显的分界，同时图上还表示了能量及流动性下降的方向。应用这一

图解可以大致对浊流、三角洲、浅海、海滩及风成环境的沉积物进行区分。

表 4-6　鉴别沉积环境的萨胡判别函数

鉴别沉积环境	判别公式	鉴别值	函数平均值
风成沙丘与海滩	$Y_{风成:海滩} = -3.568M_Z + 3.7016\sigma_I^2 - 2.0766S_{K_1} + 3.1135K_G$	风成沙丘 $Y < -2.7411$ 海滩沙丘 $Y > -2.7411$	$\overline{Y}_{风} = -3.0973$ $\overline{Y}_{海滩} = -1.7824$
海滩与浅海	$Y_{海滩:浅海} = 15.6543M_Z + 65.7091\sigma_I^2 + 18.1071S_{K_1} + 18.5043K_G$	海滩沙丘 $Y < 65.3650$ 浅海沙丘 $Y > 65.3650$	$\overline{Y}_{海滩} = 51.9536$ $\overline{Y}_{浅海} = 104.7536$
浅海与河流(三角洲)	$Y_{浅海:河流} = 0.2852M_Z - 8.7604\sigma_I^2 - 4.8932S_{K_1} + 0.0482K_G$	浅海沙丘 $Y > -7.4190$ 河流沙丘 $Y < -7.4190$	$\overline{Y}_{浅海} = -5.3167$ $\overline{Y}_{河流} = -10.4418$
河流(三角洲)与浊流	$Y_{河流:浊流} = 0.7215M_Z - 0.4030\sigma_I^2 + 6.7322S_{K_1} + 5.2927K_G$	河流沙丘 $Y > 9.8433$ 浊流沙丘 $Y < 9.8433$	$\overline{Y}_{河流} = 10.7115$ $\overline{Y}_{浊流} = 7.9791$

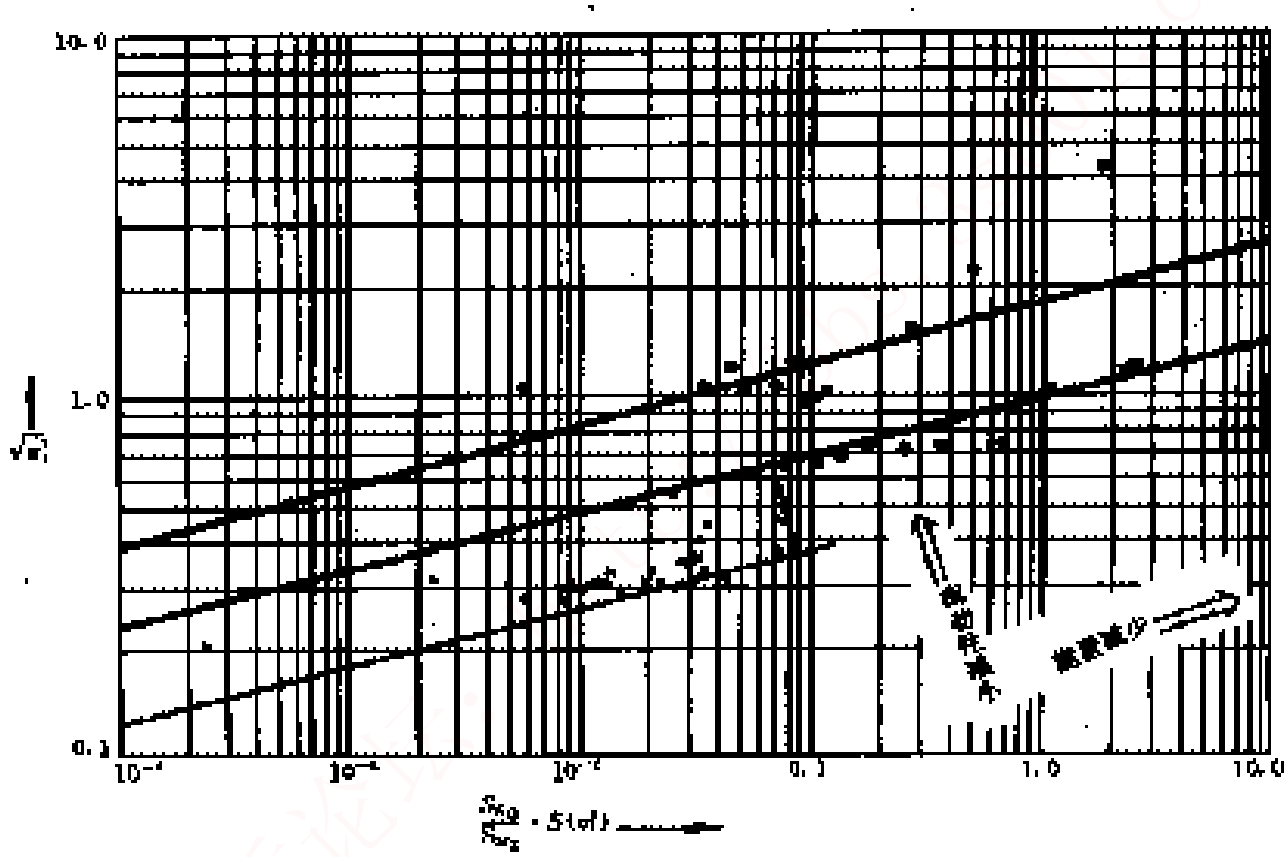


图 4-15　区别不同沉积环境　$\overline{\sigma_I^2}$ 与 $\frac{S_{K_G}}{S_{M_Z}}\cdot S(\sigma_I^2)$ 关系图解

运用判别函数，对于每一个有粒度参数资料的样品都可以作沉积环境鉴别。但为应用这一沉积环境鉴别图解，则需每一沉积环境具有两个以上的一组样品。

关系图解中,纵坐标　$\overline{\sigma_I^2}$ 为某一沉积环境中一组沉积物的标准偏差平方和取平均值后开方;横坐标 $\frac{S_{K_G}}{S_{M_Z}}\cdot S(\sigma_I^2)$ 为该组沉积物的峰度方根差与平均粒径方根差的比乘以标准偏差平方的方根差,式中 S 为方根差的代号。方根差是用于表现样品间离散性质的,其一般式为:

$$S = \sqrt{\overline{x^2} - \overline{x}^2}$$

那么峰度方根差应为 $S_{K_G} = \sqrt{\overline{K_G^2} - \overline{K_G}^2}$，余此类推。

对于某沉积环境，一组沉积物求得 $\overline{\sigma_1^2}$ 和 $\frac{S_{K_C}}{S_{M_Z}}\cdot S(\sigma_1^2)$ 两个数据后，可在关系图解上投点，根据点所落入的位置来判断沉积成因。

由于风成坪地与风成沙丘环境没有显著差别，三角洲与河流这两类环境也差别不大，故在上述判别方程及成因图解中都将其各划归一类。

2 用概率累积曲线区分沉积环境

应用概率累积曲线图建立沉积环境的典型模式，这一研究成果是维谢尔（Visher，1965，1969）提出来的。

沉积物的粒度一般不是表现为单一的对数正态分布，因此其概率图总是由几个相交的直线段构成（如图 4－16 所示）。

沉积物存在着滚动、跳跃和悬浮三种搬运方式。前人研究表明，沉积物的三种搬运方式可以在粒度概率曲线上产生响应。一般来说，一个理想的粒度概率曲线包含三个次总体，它们分别代表着样品中的悬浮搬运组分、跳跃搬运组分和滚动搬运组分（如图 4－16 所示）。

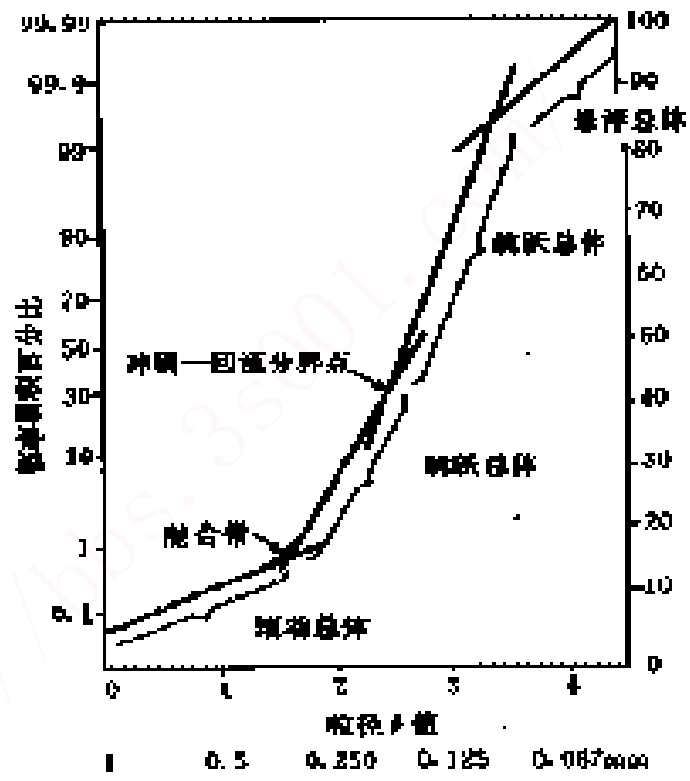


图 4－16　粒度概率图及粒度次总体

1）悬浮搬运组分：最细的颗粒在水流中呈悬浮搬运，其颗粒大小一般小于 0.1mm。但这个数据不是固定的，它取决于搬运介质的搅动程度，或者说悬浮的最大粒度是水流搅动强度的标志。

在悬浮负载与底负载之间总有一定数量的交替。大多数沉积物中都包含一些从悬浮状态沉积下来的细粒组分，它们在粒度概率图中形成一个独立的悬浮搬运次总体（即细粒尾部），居于图的右上方。

2）跳跃搬运组分：呈跳跃搬运的颗粒，其大小一般在 0.1mm 以上，最大可达 1mm。最大粒度受水的流速、水深以及底层性质等因素的控制。跳跃搬运是指一边跳跃一边向前搬运。颗粒跳跃的高度从底面向上可达数十厘米。在跳跃层中，最粗的颗粒集中于底部。

跳跃搬运的方式在动荡的水中或流水中容易对颗粒进行分选，因此跳跃次总体是沉积样品中分选最好的组分，它往往作为主要部分构成沉积物的格架。在几种常见的河成、海成沉积中都是以跳跃次总体为主，悬浮次总体只作为次要组分填充于跳跃组分的颗粒间。

在一般环境中，跳跃次总体在粒度概率图上表现为一个直线段居于图的中央，因常占最大的百分含量，所以线段最长，但在一些特殊环境（如在海滩砂）中，由于波浪冲刷回流作用，跳跃次总体可以发育为两个粒度次总体，表现为两个相交的线段，两者在中值和分选上略有差别。

3）滚动（或称牵引、推移）搬运组分：这是最粗粒的组分，它只能沿底面滑动、滚动、拖曳前进。在陡坡处滚动颗粒较多，而在坡度较缓的地方，滚动颗粒明显减少。

在粒度概率图上滚动次总体居于左下方，是与上述两个次总体在中值和分选上均不相同的粗粒次总体。

多数砂质沉积物都包括上述三种搬运方式所形成的组分，因此多数概率图包括三个直线

段。直线段的斜率代表着分选性，线段越陡说明分选程度越好。由图 4－16 可见，每一个直线段有一定的粒度区间和一定的斜率，表明了沉积物中每一个粒度次总体都具有一定的平均粒径和标准偏差。各直线段的交点称为交切点。有的样品在两个粒度次总体间有混合带，在图上表现为两线段圆滑接触。

为保证作图的精度，构成每一个线段至少要有四个粒度点控制。

搬运介质水动力条件的不同，沉积时流体的性质以及自然地理条件的不同，造成砂质沉积物被搬运和沉积方式上的差别，这些在粒度概率图上都会有所反映，具体表现为直线段数目、线段分布区间、含量百分比、线段坡度、混合度、线段间交切点以及粗细尾端切割点位置上的差异。因此，仔细分析概率图的形态，对于判断沉积环境是很有帮助的。

(1) 海滩和浅海

海滩砂：由三个或四个粒度次总体构成。在概率图上，跳跃总体被分为两个直线段，两者斜率稍有差别但均较陡，说明分选性很好。跳跃组分具有这一特点，是由于其中包括了冲流和回流两种沉积作用。悬浮组分和滚动组分含量都很少，相应地在图上线段很短，有些甚至缺少滚动组分（如图 4－17 所示)。

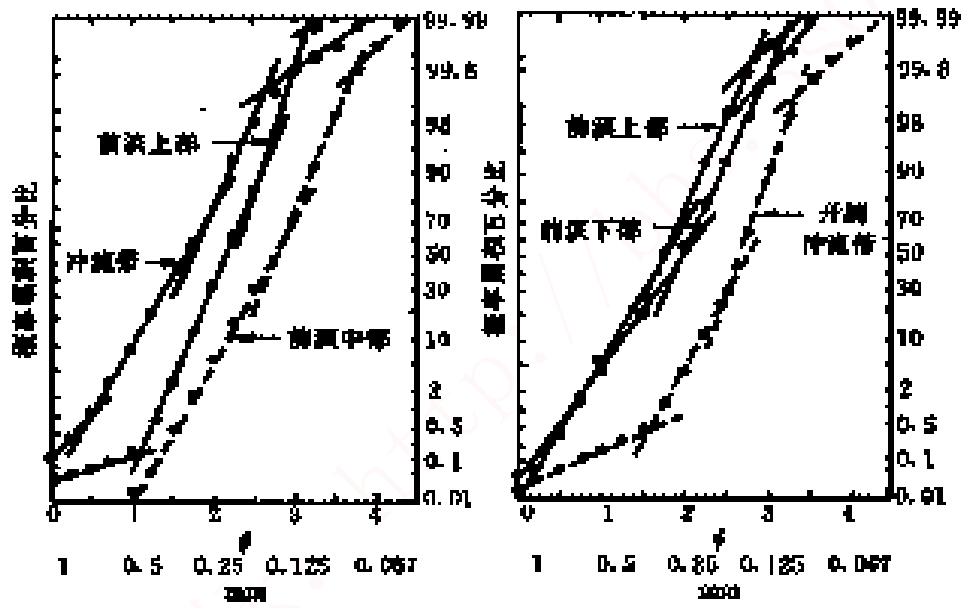


图 4－17　海滩砂的粒度概率图

沙丘砂：样品取自海滩附近的沙丘背上，在沙丘砂中跳跃组分的含量比海滩砂更高（一般占 98％)，分选更好，在图上表现为一个很陡的直线段。滚动组分含量很少，这是因为风的携带能力有限，很粗的砂粒不能搬至沙丘。悬浮组分的含量也少，形成细的尾部 [如图 4－18（a）所示]。

波浪带浅海砂：样品取自低潮线至水深约 5.2m（17ft）处，全部采样地区的沉积物表面都具有波痕。样品无例外地发育有三个粒度总体，仍以跳跃总体为主要成分，分选很好。这是波浪多次往返搬运簸选的结果，其粒度区间在（2.0～3.5）　之间。悬浮组分含量不多，其数量多少可能与物源性质有关。由于缺乏强水流，滚动组分常表现很差的分选性 [如图 4－18（b)、(c) 所示]。

(2) 三角洲和河口

三角洲是一个复杂的过渡环境，它位于河流入海处，是由海与陆交替作用而形成的沉积复合体。从概率图上看，其形式也是介于河流沉积与浅海沉积之间。但是由于物源性质的不同、砂质沉积的具体位置的不同以及水流强度上的差别等，使得三角洲砂的概率图复杂多

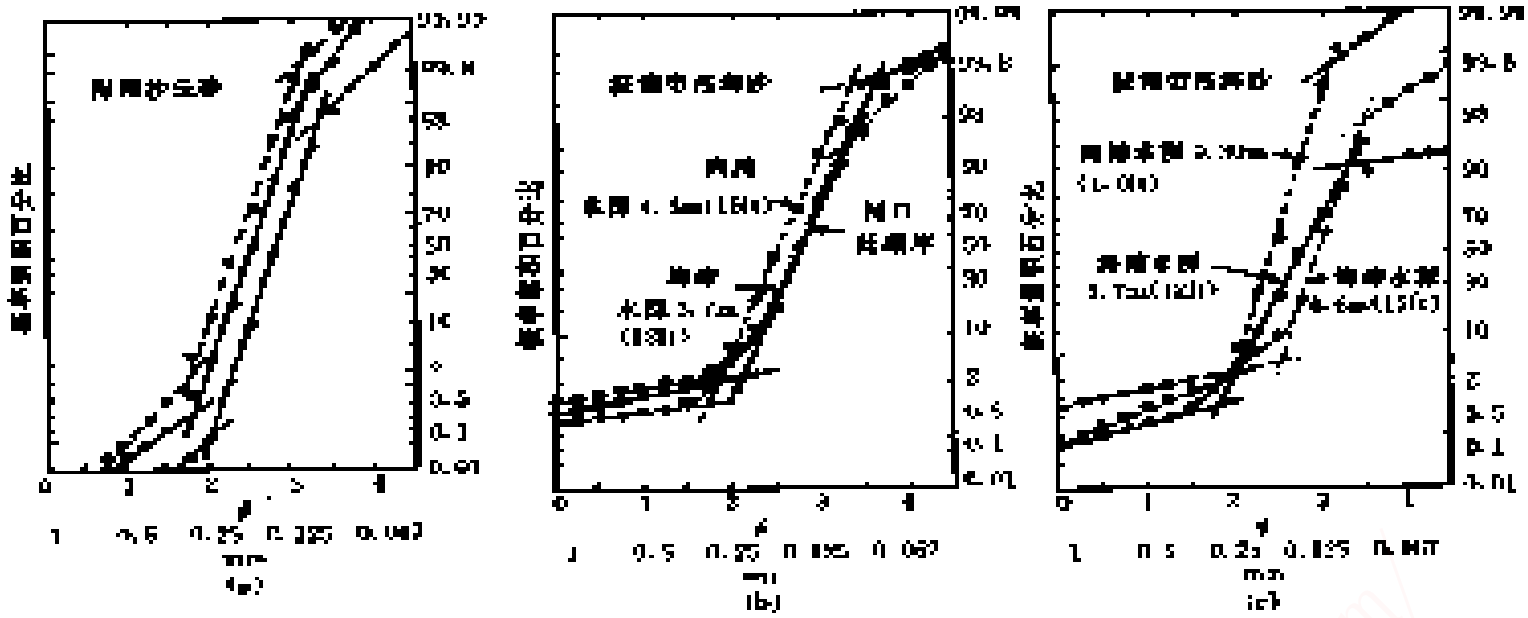


图 4－18　海滩沙丘砂和波浪带浅海砂的粒度概率图

样，实难用一种模式来概括。

实际上，在三角洲中包括了各种亚环境，不同亚环境的粒度分布特点也不一样。例如，支流河口砂坝砂的粒度分布与浅海波浪带砂类似，但因靠近河口，有时悬浮物质含量较多；又如支流河道砂，它是由两个粒度总体（悬浮总体和跳跃总体）组成的，悬浮组分含量可达 20 %，其概率图形式与河流沉积相近似（如图 4－19 所示）。

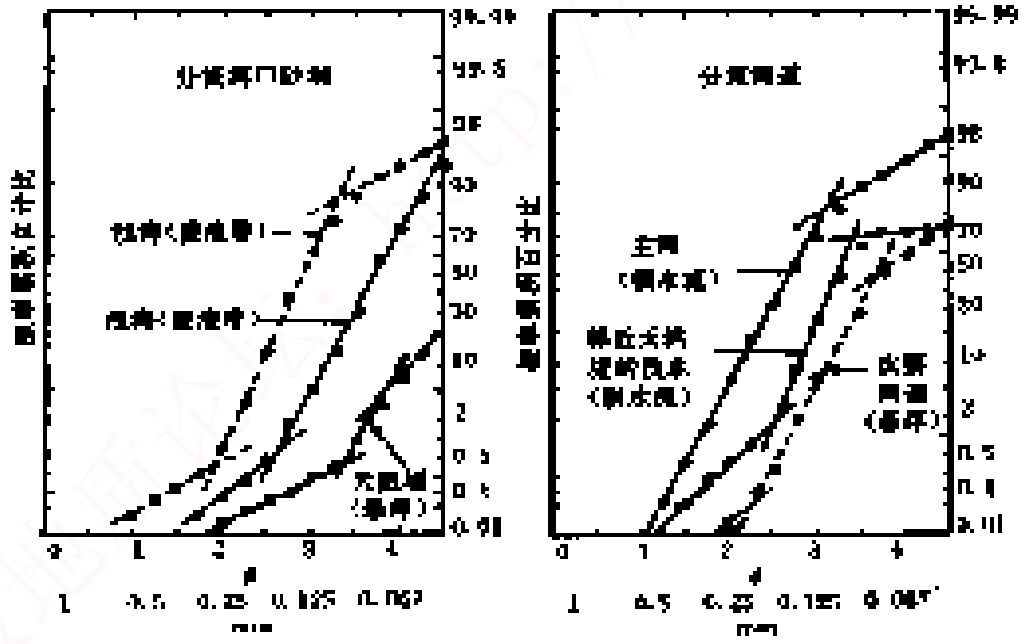


图 4－19　支流河口砂坝及支流河道砂的粒度概率图（密西西比河三角洲）

(3) 河道

河流沉积物粒度概率图的主要特点是悬浮总体比较发育，其含量可达 30 %。悬浮总体与跳跃总体之间的交截点在（2 75～3 50）　区间内，跳跃总体的倾斜多在 60 °～65 °范围内，一般不存在滚动组分（如图 4－20 所示）。

(4) 古浊流沉积

浊流沉积的粒度概率图特点很突出，悬浮总体含量大，但是分选很差。悬浮总体与跳跃总体的交截点可在 1　以下，属跳跃搬运的粗组分，分选较好（如图 4－21 所示）。

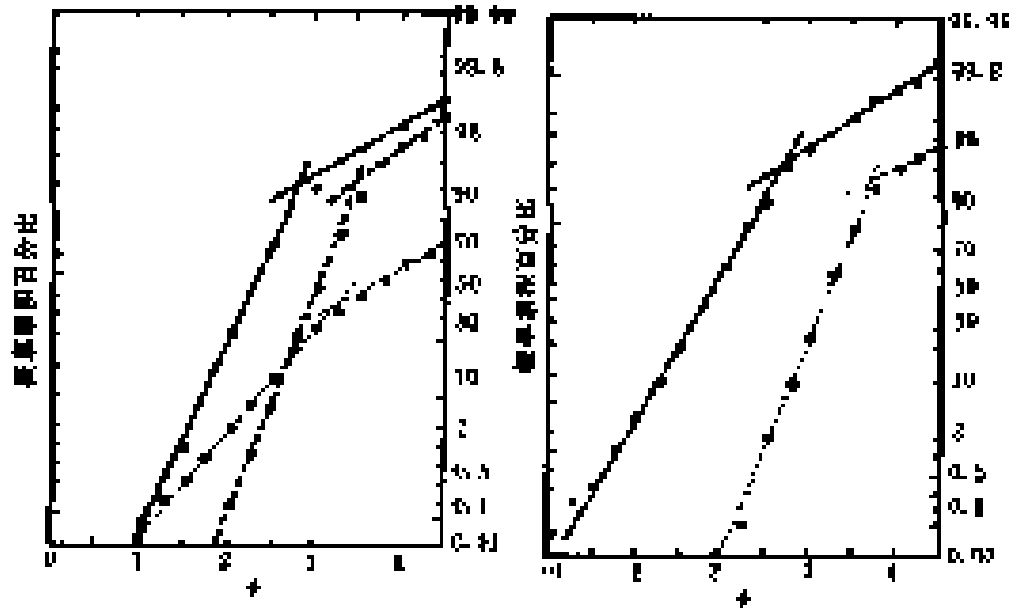


图 4－20　现代河道砂的粒度概率图

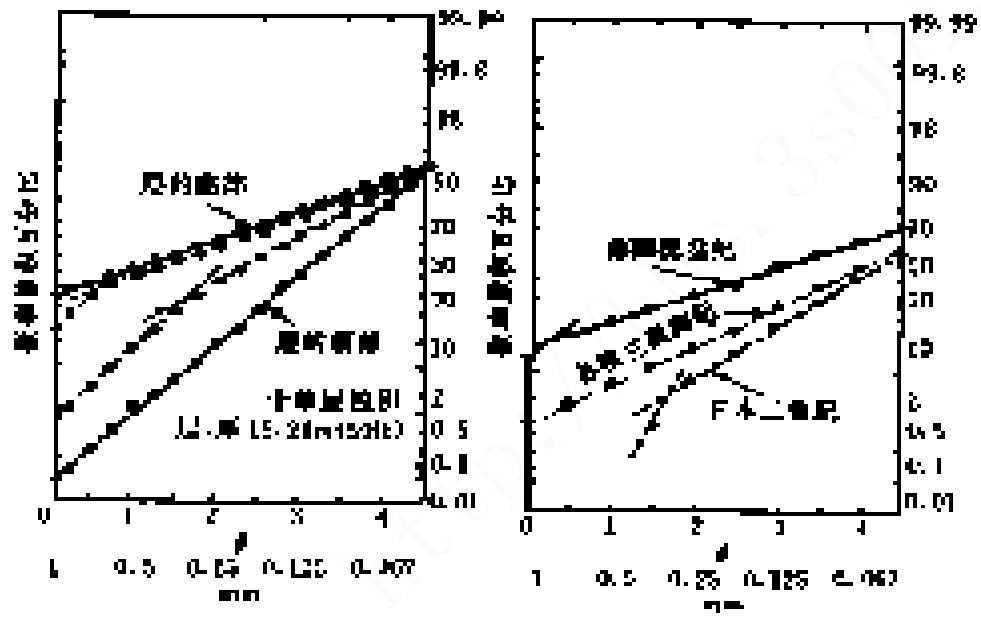


图 4－21　浊流沉积粒度概率图

3. C— M 图解

C— M 图是应用每个样品的 C 值和 M 值绘成的图形。C 值是累积曲线上颗粒含量 1% 处对应的粒径，M 值是累积曲线上 50% 处对应的粒径。C 值与样品中最粗颗粒的粒径相当，代表了水动力搅动开始搬运的最大能量；M 值是中值，代表了水动力的平均能量。

对于每一个样品都可以用其 C 值和 M 值，在以 C 值为纵坐标、以 M 值为横坐标的双对数坐标纸上投得一个点。

为研究地层的沉积成因，需从该地层成因单元取得几十（20～30）个样品，这些样品必须属同一沉积环境的产物。对不同岩性要分别取样，而且样品要包括该单元由粗至细的全部粒度结构类型。几十个样品各按其 C 值、M 值在图纸上投得一群点。按点群的分布绘出相应的图形，这就是 C— M 图。根据所得图形的形态、分布范围以及图形与 C= M 基线的关系等特点，与已知沉积环境的典型 C— M 图进行对比，再结合其他岩性特征，从而可以对该层沉积岩的沉积环境作出判断。

C— M 图是帕塞加（Passega，1957，1964）提出的。帕塞加将搬运沉积物的底流分为以下两种形式：

牵引流：河流、海（湖）流、触及海（湖）底的波浪都属于牵引流，它以滚动或悬浮两

种方式搬运沉积物。在悬浮搬运中还包括递变悬浮、均匀悬浮和远洋悬浮。

浊流：这是一种流速很快的高密度流，它主要以悬浮方式搬运沉积物。由于有大量泥、砂，甚至卵石悬浮其中，故水流十分混浊。

浊流沉积与牵引流沉积在 C— M 图上有较明显的区别。在 C— M 图中，将 C， M 点连成一条线，构成 C = M 基线。浊流沉积的图形以平行于 C = M 基线为特征；而牵引流沉积的图形则只有较短的一部分平行 C = M 基线，或者完全不与 C = M 基线平行。

(1) 牵引流沉积的 C— M 图

在 C— M 图中，牵引流沉积的典型图形可划分为 N—O—P—Q—R—S 各段 (如图 4－22 所示)。图 4－22 中弯曲的 S 型图是以河流沉积为例的完整 C— M 图，1 表示牵引流沉积，2 表示浊流沉积，3 表示静水悬浮沉积。Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅸ段表示 C > 1000μm，Ⅳ，Ⅴ，Ⅵ，Ⅶ，Ⅷ段表示 C < 1000μm。

1) QR 段代表递变悬浮沉积。递变悬浮搬运是指在流体中悬浮物质由下向上粒度逐渐变细，密度逐渐变低。它一般位于水流底部，常是由于涡流发育造成的。当涡流流速降低时，迅速发生滚动。递变悬浮沉积物的一个最大特点是 C 与 M 成比例地增加，即 C 值与 M 值相应变化，从而使这段图形与 C = M 基线平行。

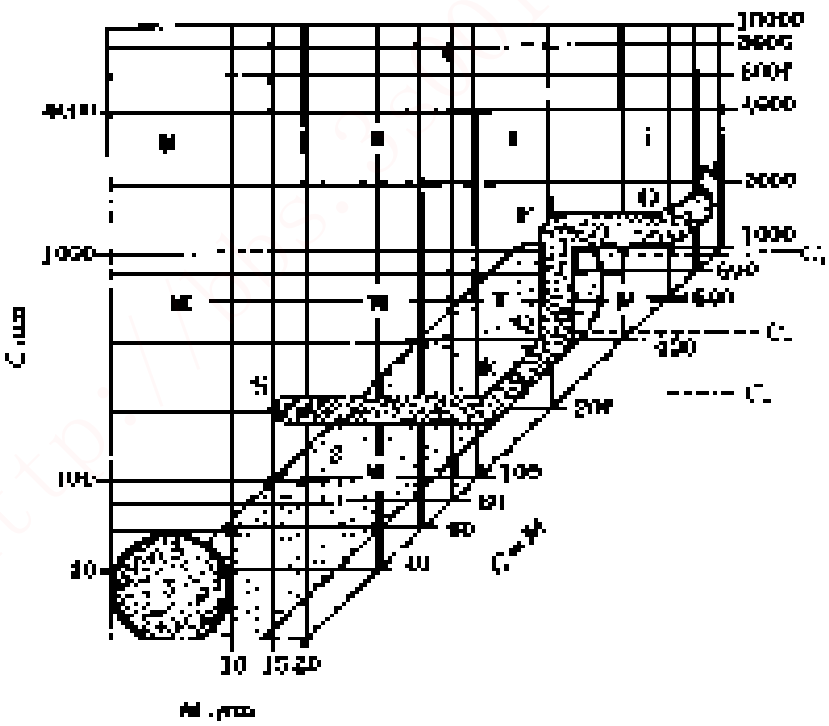


图 4－22　理想的牵引流沉积 C— M 图

在牵引流沉积中，C 值常指示最大的地质营力。QR 段 C 的最大值以 C_s 表示，一般认为 C_s 是代表底部的最大搅动指数。而这段的最小值 C_u 则代表底部的最小搅动指数。

2) RS 段为均匀悬浮，是粒径和密度不随深度变化的完全悬浮。均匀悬浮常是递变悬浮之上的上层水流搬运方式。在弱水流中可能不存在递变悬浮，而是由均匀悬浮直接与底床接触。均匀悬浮的物质主要为粉砂和泥质的混合物，最粗粒度为细砂。由于均匀悬浮搬运常不受底流分选，在河流中从上游至下游沉积物的粒度成分变化不大，只是粗粒级含量相对减少。因此在 RS 段中 C 值往往基本不变，而 M 值向 S 端减小。RS 段的最大 C 值即 C_u，它代表均匀悬浮搬运的最大粒级。

3) PO 段仍以悬浮搬运为主，但含有少量滚动搬运组分。由上游至下游 C 值变化而 M 值不变，说明随着地质营力的减弱，越向下游滚动组分的颗粒越小。但由于滚动颗粒的数量并不多，因此 M 值基本不变。PO 段 P 点附近的 C 值以 C_r 表示，它代表着最易作滚动搬运的颗粒直径。

4) OP 段以滚动搬运为主，滚动组分与悬浮组分相混合。C 值一般大于 800μm，但由于滚动组分中有悬浮物质的参加，从而使 M 值有明显的变化。

5) NO 段基本上由滚动颗粒组成，C 值一般大于 1mm (1000μm)，常构成河流的砂坝砾石堆积物。

具体到某一地层成因单位来看，其 C— M 图常常不是包含上述所有的段，而是只有少

数几个段，各段的位置和大小亦不尽相同。如能抓住这些特点并结合沉积构造序列分析，将其与典型的 C— M 图形进行对比，便可作出沉积成因解释。除河流沉积外，还有一些其他类型的牵引流沉积。

在海滩地带，由于环境动荡，细的悬浮物质不沉降，因此粗颗粒不能被埋藏，滚动颗粒可以搬运很长距离后再沉积，所以在海滩沉积物中滚动组分很多。海滩沉积物的 C— M 图表现为分散的图形，一般 C > 200μm， M > 100μm，样品点在Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ区中散布。

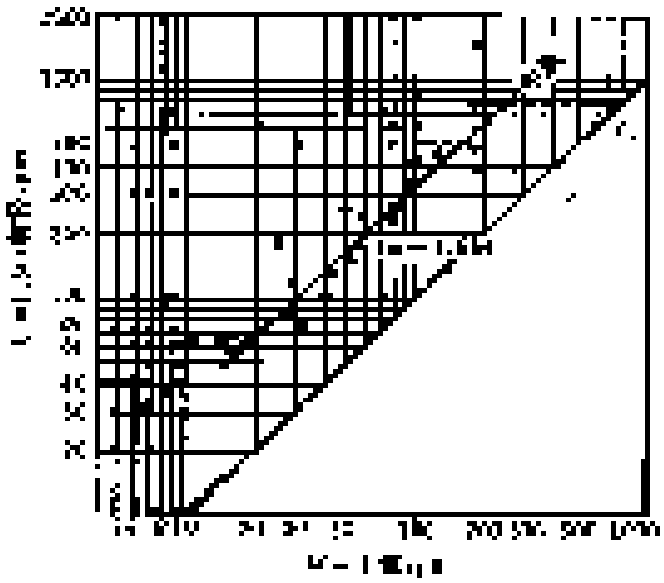


图 4－23　浊流沉积 C— M 图

远洋区集中了最细的悬浮沉积物，其颗粒均十分细小，在 C— M 图上构成了 3 区。除深海外，深湖、　湖、海湾、礁湖等静水盆地沉积也属于这一类型。

(2) 浊流沉积的 C— M 图

浊流沉积的 C— M 图是很好的平行于 C = M 基线的图形 (如图 4－23 所示)。

浊流的流速很快，当流速降低时，悬浮物质移向底部，使底部密度不断增加，最终形成整体的沉降作用，并形成未分选的沉积物。浊流沉积所特有的递变层理，正是递变悬浮和整体沉降作用的反映。

浊流为高密度流,沉积作用进行很快,颗粒沉积后随即被埋藏,因而组分中缺乏滚动颗粒。其结果是,在 C— M 图上浊流沉积物的 C 值与 M 值密切相关变化,形成与 C = M 基线平行的图形。这一特点与牵引的递变悬浮沉积(QR 段)相似。但 C 值与 M 值的变化幅度均较大,这一点却是浊流沉积 C— M 图的独有特征。

如在浊流沉积 C— M 图点群中画一条平均线 (如图 4－23 所示)，平均线与 C = M 基线的水平距离 I_m 能代表浊流沉积的分选性。I_m 值越小，说明沉积物的分选性越好。因为，在一般情况下 C 值与 M 值靠近是分选好的标志。这一道理在牵引流递变悬浮沉积物的分选性分析中亦适用。

由于沉积物点群在 C— M 图上的位置取决于沉积物的搬运沉积方式，因此利用 C— M 图可对碎屑物质的搬运沉积条件作出判断。另外，各沉积环境都有其特征的 C— M 图模式，所以用 C— M 图也能为沉积环境解释提供参考依据。

4. 结构参数散点图解

近年来有不少人应用已知环境的现代沉积物粒度参数作散点图，在图上划分出不同的环境范围，并以此来推断古代沉积物的沉积环境，取得了不少成果。梅森和福克 (Mason and Folk, 1958) 经研究认为，不同沉积环境具有不同的粒度参数，而且证明偏度和峰度的散点图在区分海滩、海岸沙丘和风坪等环境中是很有效的。

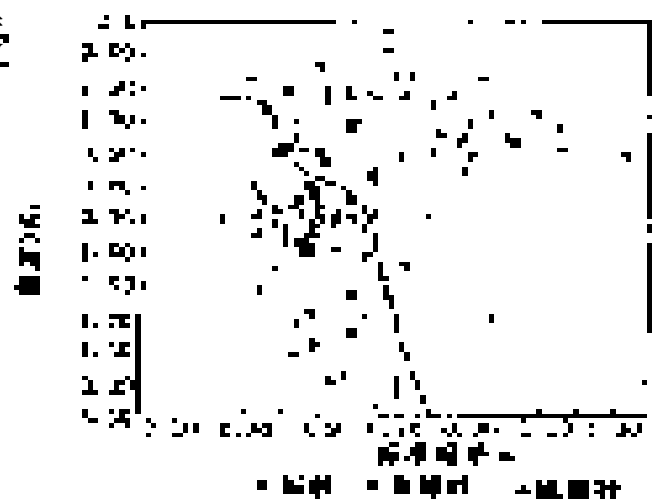


图 4－24　偏度与标准偏差结构参数散点图

费里德曼 (Friedman, 1961, 1967) 研究了取自世界各地有代表性的砂样，他用矩法标准偏差和矩法偏度所作的散点图 (如图 4－24 所示)，能明显

地将河砂、海滩砂、湖滩砂区别开来。河砂的特点是多为正偏度，并且分选性差。

粒度分析可以提供沉积环境方面，特别是水动力条件方面的资料，但粒度分析方法并不是总能得到理想的结果，这是因为粒度分布是环境流体动力因素的产物。总的来说，不同的沉积环境具有不同的水动力条件，但是类似的水动力条件可以出现在不同环境的次级环境中，加上物源供应、构造条件等各种因素上的差别，情况常常十分复杂。因此，只有将粒度分析资料与沉积构造、生物特征、地质背景等结合起来共同作为环境标志才是可靠的。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

第五章　碎屑岩的构造和颜色

碎屑岩的沉积构造和颜色是碎屑岩的宏观特征。

构造特征直接反映沉积时占优势的沉积介质和能量条件，因而，它是碎屑岩最重要的成因标志之一。

颜色是一种重要的直观标志，它对岩石成因分析和岩相古地理条件研究都有很大意义。

第一节　沉积构造的分类

沉积岩的构造是指沉积岩的各个组成部分之间的空间分布和排列方式，它是沉积物在沉积期或沉积后通过物理作用、化学作用和生物作用形成的。其中沉积期形成的构造称为原生构造，如层理、波痕等流动成因构造。沉积后形成的构造，有的是在沉积物固结成岩之前形成的，如负荷构造、包卷层理等同生变形构造；有的是沉积物固结成岩以后产生的，如缝合线、叠锥等化学成因构造。主要是通过露头研究，其次是岩心观察、镜下观察构造的微观特征来研究沉积岩的构造。

通过各种水槽或水箱模拟实验和现代沉积的研究，可以对沉积岩构造形成机理作出定性和定量的解释，有助于利用原生沉积构造恢复古沉积环境和岩相古地理条件，如古水流的水深、流速、流动方向、物源方向和砂体展布等。

沉积岩的构造种类繁多，可按形态、成因、形成阶段等进行分类。本书按成因分为流动成因构造、同生变形构造、生物成因构造、化学成因构造和其他成因构造等五类，然后按形态标志细分。

第二节　层　　理

层理是碎屑岩最典型、最重要的特征之一。它是沉积物沉积时水动力条件的直接反映，也是沉积环境的重要标志之一。

一、基本术语

层理是岩石性质沿垂向变化的一种层状构造，它可以通过矿物成分、结构、颜色的突变或渐变而显现出来。

碎屑岩因层理的存在而显出岩石的非均质性。

为了便于层理的描述和研究，首先要了解与层理有关的一些基本术语（如图 5－1 所示）。

纹层：通常也称为细层。纹层是组成层理的最基本的最小的单位，纹层之内没有任何肉眼可见的层。它是在一定条件下同时沉积的结果。其厚度甚小，一般为数毫米至数厘米，后者仅见于砾岩中。

层系：由许多在成分、结构、厚度和产状上近似的同类型纹层组合而成，它们形成于相同的沉积条件下，是一段时间内水动力条件相对稳定的水流条件下的产物。

一般来说，由一系列倾斜纹层组合而成的斜层系是容易被划分出来的，而水平、平行或

波状纹层的组合，由于缺乏明显标志，划分起来常比较困难，所以，一般情况下不再划分层系。

层系组:也称为层组,由两个或两个以上岩性(成分、结构)基本一致的相似层系或性质不同但成因上有联系的层系叠覆组成,其间没有明显间断。

层：是组成沉积地层的基本单位，由成分基本一致的岩石组成。它是在较大区域内，在基本稳定的自然条件下沉积而成的，可以根据它在成分和结构上的不连续性与上下邻层区分开。一个层可以包括一个或若干个纹层、层系或层系组。层没有限定的厚度，其厚度变化范围很大，可自数毫米至数十米，但通常是数厘米至数十厘米。按厚度可划分为：块状层（>1m)、厚层（1.0～0.5m)、中层（0.5～0.1m)、薄层（0.1～0.01m)、微细层或页状层（<0.01m)。

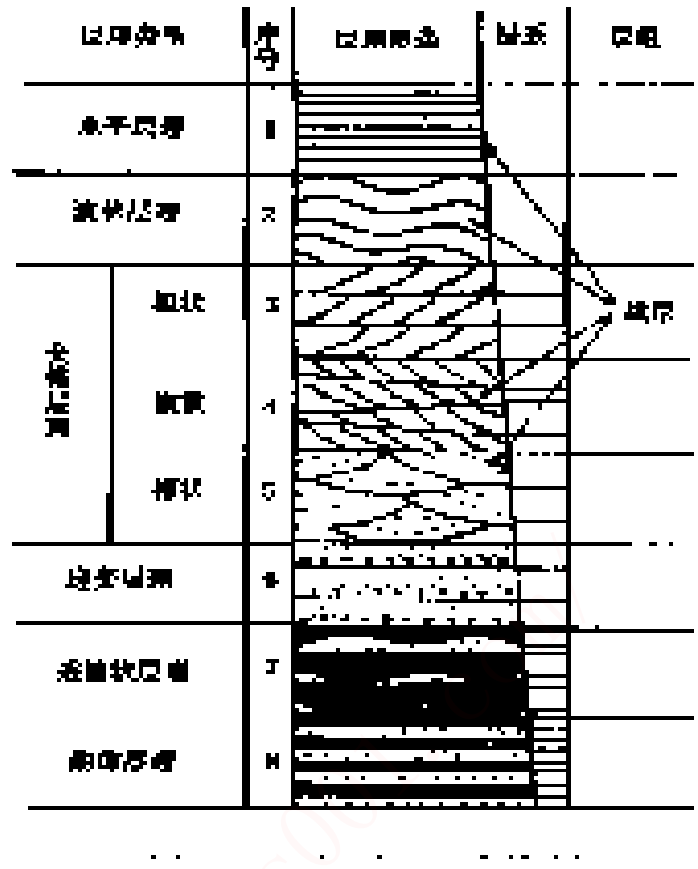


图 5-1　层理类型及有关术语

二、层理分类及主要类型

在沉积层序的描述中，按照层内组分和结构的性质把层理一般划分为四种类型：非均质层理、均质层理、递变层理、韵律层理。其次，在非均质层理中，再按照几何形态进一步细分为水平层理、波状层理、交错层理以及压扁层理和透镜状层理。非均质层理是由于层内成分和结构等的非均质性而显现出各种形态纹层所形成的层理。下面介绍主要的层理类型。

1. 水平层理和平行层理

特点是纹层呈直线状互相平行，并且平行于层面（如图 5-1 中的 1)。一般认为这种层理是在比较稳定的水动力条件下，物质从悬浮物或溶液中沉淀而成。层理的显现是由于进入沉积物中的物质发生变更所致，如粒度变化、不透明矿物的分布、云母片和碳质碎片的顺层排列等。水平层理分布广泛，多在细粒的粉砂和泥质物中出现，常见于海（湖）深水地带、闭塞海湾、　湖、沼泽以及牛轭湖等环境中。

与水平层理相似的是平行层理，它们的外貌极相似。但在实际工作中，正确区分这两种层理具有重要科学意义和实际意义。

平行层理主要由平行而又几乎水平的纹层状砂和粉砂组成,纹层厚由 1～2mm 至 12mm,它是在较强水动力条件下流动水作用的产物,而非静水沉积。这种层理的一般特点是由颗粒大小不同的纹层叠覆,或是含有不同重矿物的纹层叠覆,或两者兼备。其多在细砂和中砂中发育良好,原因是它是在平坦底床上连续滚动的砂粒产生粗细分离而显现的平行纹层。沿纹层面易于剥开。在适当光线下观察,这种剥开面上可显出一种低脊组构,脊高只有几个砂级颗粒,通称剥离线理构造。剥离线理构造中的长形颗粒面平行水流方向分布,可指示古水流的方向。

平行层理一般出现在急流及高能量环境中，如河道、海（湖）岸和海滩等沉积环境中，常与大型交错层理或冲洗层理共生，平行层理具良好含油气性（如图 5-2 所示)。

2. 波状层理

这种层理的特点是纹层呈对称或不对称的波状，但其总的方向平行于层面（如图 5-1 中的 2)。这种层理主要是由沉积介质的波浪振荡运动造成的，其次是单向水流的前进运动造

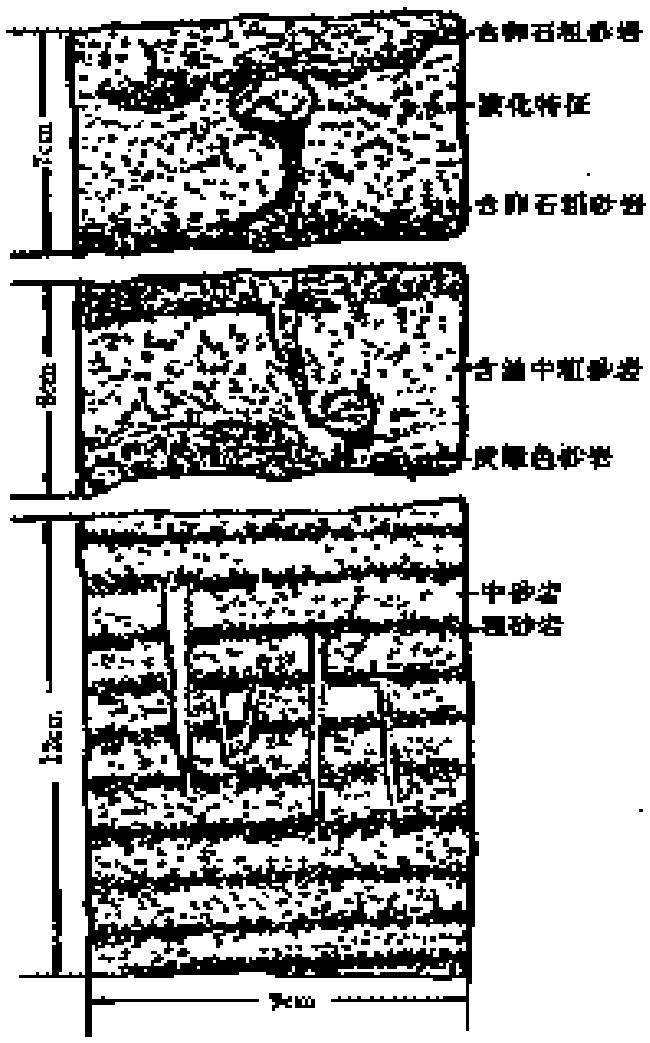


图 5－2　具有泄水构造的平行层理、中—细粒浊积砂岩
（东营凹陷，纯梁油田，梁 28 井，沙三中亚段）

成的。前者主要形成对称形态的波状层理，后者形成不对称波状层理，同时叠覆层的相位错开。

波状层理形成于水介质稍浅的沉积环境，如在海、湖的浅水粉砂和泥质交互沉积地带及河漫滩等沉积地区较常见，在海湾、　湖等地区也可见。在这些地区有大量沉积物供给，并且当沉积速率大于侵蚀速率时，在波浪和水流作用下，砂波迁移并显著向上生长，可保存连续的波状层理。

3　交错层理

交错层理通常也称为斜层理。它是由一系列斜交于层系界面的纹层组成，斜层系可以彼此重叠、交错、切割的方式组合（如图 5－1 中的 3，4，5)。

这种层理是由沉积介质（水流及风）的流动造成的。当介质具有一定流速时，底床上可以产生一系列的砂波，这种砂波顺流移动的结果，在陡坡加积作用一侧形成了由一系列纹层组成的斜层系。斜层系互相平行或彼此切割构成不同形态的交错层理。纹层倾向表示介质流动方向。

交错层理根据层系与上下界面的形状和性质通常可以分为以下几种基本类型（如图 5－3 所示)。

(1) 板状交错层理

层系之间的界面为平面而且彼此平行。大型板状交错层理在河流沉积中最为典型，常具如下特征：层系顶界具直脊波纹，底界有冲刷面；垂直水流方向显平行砂纹，顺水流方向倾斜；纹层内常呈下粗上细的粒度变化，有的纹层向下收敛［如图 5－3 (a) 所示]。

(2) 楔状交错层理

层系之间的界面为平面，但不互相平行，层系厚度变化明显呈楔形。垂直水流或平行水流方向层系间常彼此切割，纹层的倾向及倾角变化不定。常见于海、湖浅水地带和三角洲沉积区［如图 5－3 (b) 所示]。

(3) 槽状交错层理

层系底界为槽形冲刷面，纹层在顶部被切割。在横切面上，层系界面是槽状，纹层与之一致也是槽状；在顺水流的纵剖面上，层系界面呈弧状，纹层向下倾方向收敛并与之斜交。顶层曲脊砂纹为重叠的花瓣状。大型槽状交错层理层系底界冲刷面明显，底部常有泥砾，多见于河流环境中［如图 5－3 (c) 所示]。

(4) 其他流水型交错层理

1) 爬升波纹交错层理。爬升波纹交错层理又称为上叠波纹交错层理，也是砂波迁移的产物。不同的是，在砂波向前迁移的同时，有大量沉积物特别是悬浮物供给充分时，砂波依顺流方向沿其迎水面向上爬升增长，使后一层系爬叠在前一层系之上，形成具有爬升或上攀特点的交错层理（如图 5－4 所示)。这种层理的形成反映了悬浮载荷与底载荷的比例关系。如果悬浮载荷大于底载荷时，则砂波的迎水坡不被侵蚀，它虽稍有迁移，但能完整地被埋藏

和保存下来，这时形成同相位或近于同相位的波状层理［如图5－4a、b所示］。如果悬浮载荷与底载荷比率近于相等，则砂波的迎水坡逐渐被侵蚀，在迁移同时向上增长，只保存下来爬叠的前积纹层，这时形成爬升交错层理［如图5－4c所示］。其突出特征是，波脊向上增长的同时，明显地顺水流方向迁移，以致出现一些逆水流方向倾斜的近乎平行的假界面。其倾角随流速增大而减小，依此可判断水流方向和水流强度。如果底载荷大于悬浮载荷，砂波只有向前迁移而没有向上增长，仅保存前积纹层，形成一般的波状交错层理。不难看出，爬升波纹交错层理与波纹层理和波状交错层理之间存在着各种过渡类型。由于沉积物周期性地快速堆积和流速相对减慢，有利于爬升交错层理的形成。所以，它通常出现在河流边滩上部及堤岸沉积、洪泛平原、三角洲及浊流沉积环境中。

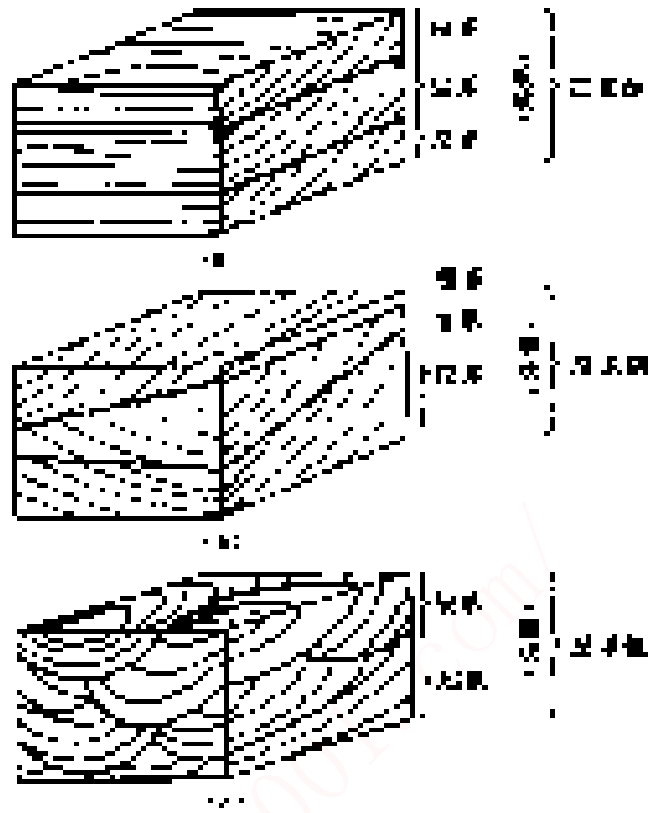


图5－3　交错层理基本类型

(a) 板状交错层理；(b) 楔状交错层理；(c) 槽状交错层理

2) 羽状交错层理。羽状交错层理或青鱼骨状交错层理是交错层理的一种特殊类型。其特点是纹层平直或微向上弯曲，相邻斜层系的纹层倾斜方向相反，延伸至层系界面，彼此呈锐角相交，呈羽毛状或青鱼骨状（如图5－5所示）。这种层理是在有正反双向水流存在的条件下形成的，常见于河流入湖、海的三角洲地带。有时可见两个倾向相反的斜层系之间隔以薄的泥层。这种羽状交错层理在海洋潮汐沟道环境中具有代表性，通常称之为潮汐层理。

总之，流水型交错层理类型多样，交错层理在不同方向的剖面中可显示不同特征。如在顺水流方向的剖面中，纹层虽都是单向倾斜，但在垂直水流方向的剖面中，则可能表现为平行的、波状的，甚至为缓斜交错的。所以，在野外研究交错层理时，应尽可能多观察几个剖面。在各种剖面中，最有用的可能是平行水流方向的剖面，因为在这种剖面中能观

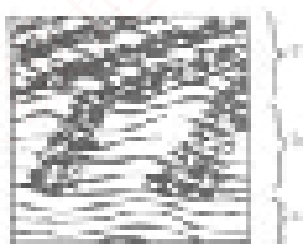


图5－4　爬升层理及其过渡类型

（据赖内克，1975）

a，b—同相位或近于同相位；c—相差1/4相位



图5－5　羽状交错层理

（鲁中山区，寒武系，徐庄组）

左侧朝向层面顶部



图 5－6　浪成波纹交错层理

1—内部纹层呈形态不整合；2—底部层系界面呈不规则波状；3—叠覆前积层的纹层

察到反映水动力条件的纹层陡缓和层系厚薄等形态变化参数。

(5) 浪成波纹交错层理

浪成波纹交错层理是由浪成砂波迁移形成的。它与水流砂波形成的层理不同之处在于：上部层系由倾向相反、相互超覆的前积纹层组成特征的人字形构造或排列成收敛束状，后面的前积纹层可通过波谷到达相邻砂波的翼上。底部层系呈不规则波状，有时可呈现出前积纹层单向倾斜。层系界面呈缓波状，其上并有泥质纹层覆盖。这类层理主要出现在海湖滨岸、陆棚、　湖等环境中（如图 5－6 所示)。

(6) 冲洗交错层理或砂纹交错层理

是由波浪向滨岸传播时，在滩面上产生的向岸或离岸往复的冲洗作用形成的低角度交错层理。其特征是：层系界面与纹层平直，延伸范围广，层系以楔状低角度相交，一般2°～10°左右，向海和向陆两个方向倾斜，层系顶部被切蚀而底部完整，纹层内粒度分选好，可有粒序变化，主要出现在后滨—前滨带滩、砂坝等沉积环境中(如图 5－7 所示)。在湖泊缓岸滩坝沉积环境也可见到类似的冲洗交错层理（如图 5－8 所示)。



图 5－7　海滩环境中冲洗交错层理

(据哈姆斯，1975)

(7) 丘状交错层理或风暴交错层理

是由一些宽缓波状层系组成的，顶面外形呈圆丘状，纹层向四周倾斜，层系上部被侵蚀，纹层与层系底界近乎平行，而中部呈发散—收敛状，纹层倾角小（一般小于 15°）而变化大。与之对应的是下洼状纹层，具有相似特征。区别在于前者以上凸丘状层系为特征，后

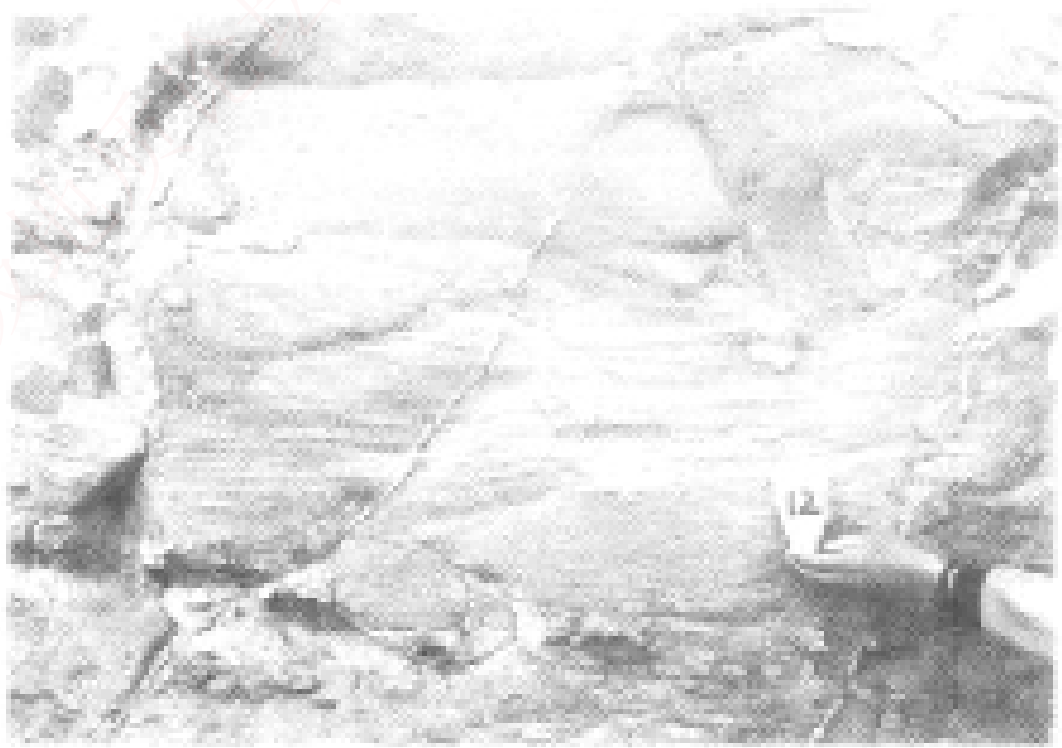


图 5－8　湖泊滨岸环境中冲洗交错层理

(柴达木盆地北缘，路乐河，干柴沟组)

者以下洼波状层系为特征。这些层理的产出条件，早期认为主要是近滨带和正常浪基面以下风暴浪振荡作用形成的，是风暴沉积的主要标志（如图 5－9、图 5－10 所示)。近期研究成果表明，湖泊环境也能形成风暴交错层理，只是规模略小一些而已。



图 5－9　海洋丘状交错层理
(据哈姆斯，1975)

(8) 风成交错层理

风成交错层理不同于水成交错层理，层系通常厚度巨大，一般由几十厘米到数米，甚至可达 30m。前积纹层具有高角度倾角，一般在 25°～34°之间，甚至大于空气中的休止角，可达 40°以上。而水下形成的交错层理，其层系厚度一般小于 2m，前积纹层通常小于 25°。交错层形态多呈槽状，也有板状或楔状，常见纹层与层系底界成切线接触。风成砂岩成分成熟度高，不含泥质，磨圆和分选较好，有助于该类层理成因的确定。这类层理主要出现在沙漠或海滩的风成沙丘带中，如我国渤海海岸沙丘中普见大型风成交错层理（如图 5－11 所示)，中—新生代湖相砂岩中也常见风成交错层理（如图 5－12 所示)。

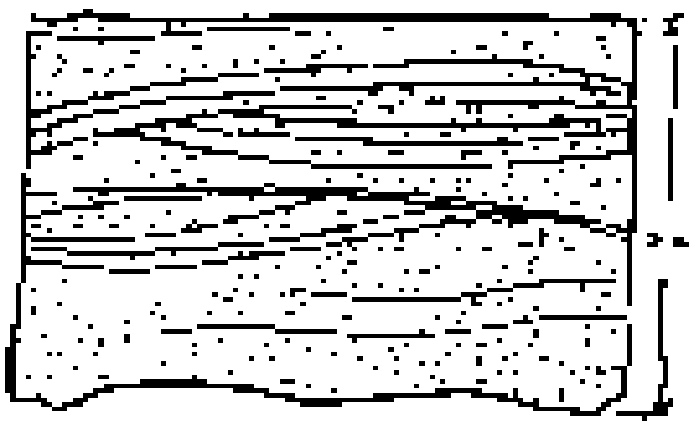


图 5－10　湖泊丘状交错层理
(二连盆地，腾格尔组)

4. 压扁层理和透镜状层理

这是在砂、泥沉积中的一种复合型层理，有时也称为潮汐层理。它是由压扁层理（又称为脉状层理)、波状层理、透镜状层理组合而成，在形态上很像小型波状层理（如图 5－13 所示)。



图 5－11　海岸沙丘风成交错层理
(昌黎南，渤海海岸沙丘)



图 5－12　湖相风成交错层理

（鲁西，侏罗系，分水岭亚组）

这种复合型层理的形成，说明沉积环境有砂、泥供应，而且水流活动期和水流停滞期交替出现。水流活动时期，砂呈砂波状被搬运沉积，而泥保持悬浮状态。水流停滞时期，因水动力条件的差异而分离出悬浮物质，并沉积于波谷或全面覆盖波状起伏的砂层之上。下一沉积旋回开始时，波脊被蚀去，新的砂质以砂波形式沉积、掩埋，并保存了波谷夹有泥质压扁体的先前的砂层。有时，水动力条件较弱时，前期沉积的波纹受到部分或轻微侵蚀，新的砂质则沉积在薄的泥层之上。

由此可见，当水流或波浪作用较强，而停滞水作用相对次要时，砂质的沉积和保存比泥质有利，则形成压扁层理［如图 5－13（a）所示］。

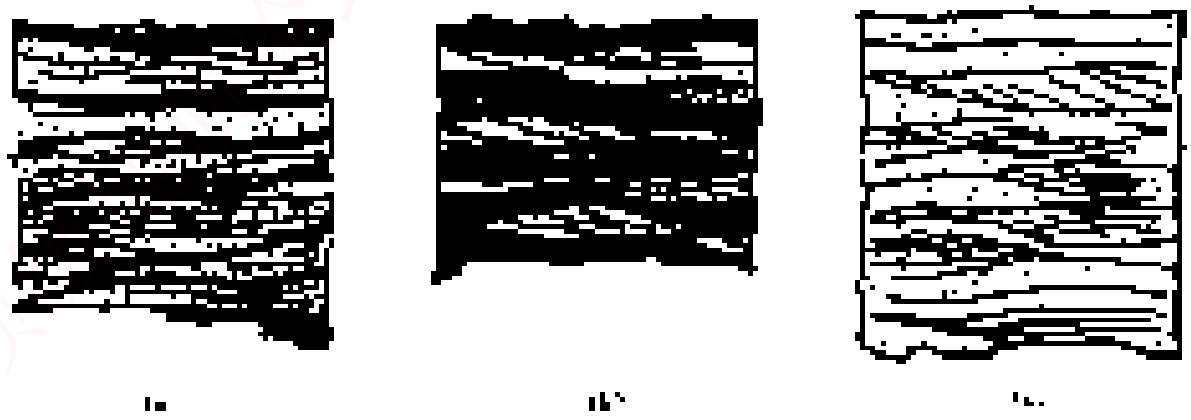


图 5－13　潮汐层理

（二连盆地，阿南凹陷，哈 1 井，腾格尔组）

（a）压扁层理；（b）透镜状层理；（c）波状层理

当水流和波浪作用影响较弱，而停滞水作用的影响占主导地位时，砂质供应不足，泥质的沉积和保存比砂质有利，则形成透镜状层理［如图 5－13（b）所示］。

在压扁层理和透镜状层理之间的过渡类型为砂、泥交互的波状层理［如图 5－13（c）

所示]。

这种复合型层理大部分发育在粉砂岩、泥质粉砂岩与泥岩、粉砂质泥岩互层的地层中。这三种层理经常相互伴生,主要形成于潮下带和潮间带。在潮汐环境中,它的形成与潮汐韵律(即潮流期与静水期交替出现)有关。另外,透镜状层理在海相或湖相三角洲前缘中也有发现。

5. 递变层理

递变层理是具有粒度递变的一种特殊的层理,又称为粒序层理。这种层理的特点是由底向上至顶部颗粒逐渐由粗变细。除了粒度变化以外,没有任何内部纹层(如图 5-14 所示)。

根据递变层的内部构造特征,主要有两种基本类型。第一类是颗粒向上逐渐变细,但下部不含细粒物质,它可能是由于水流速度或强度逐渐减低而沉积的结果[如图 5-14(a)所示]。第二类是细粒物质全层均有分布,即以细粒物质作为基质,粗粒物质向上逐渐减少和变细,它可能是由于悬浮体含有各种大小不等的颗粒,在流速减低时因重力分异而整体堆积的结果[如图 5-14(b)所示]。在这两类中,前者属于牵引流成因,后者属于浊流成因。大多数递变层理属于第二种类型,典型递变层理主要由砂—粉砂和泥质组成。非典型递变层理递变物质可以是粉砂、砂,甚至砾石。一般说来,物质越粗,递变层厚度越大,侧向延伸也较远,在整个层系中递变单层的厚度通常从数厘米至 20～25cm,个别可达 1m 以上。有时偶见递变序列中部颗粒粗、上下颗粒细的双向递变和下细上粗的反向递变。反向递变不多见,它的形成曾有分散压力对颗粒的分选(巴格诺尔德,1954,1968)和动力筛选(米德尔顿,1970)等多种解释。双向递变可以看做是由一个反向递变序列叠加一个正向递变序列,主要出现在重力流沟道环境。无论海相或陆相非扇重力流沟道中,以具叠覆冲刷递变构造的卵石质砂岩和块状砂岩为特征(如图 5-15 所示)。

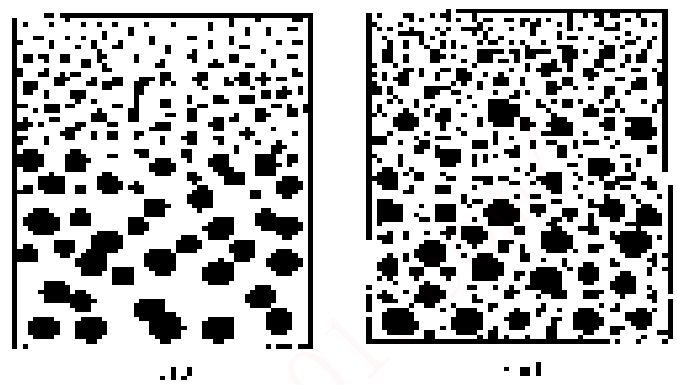


图 5-14　递变层理的两种基本类型

(据赖内克等,1973)

砂质递变层理主要由浊流形成,但在其他环境中也能偶尔见到。如携带有大量悬浮物的河流、海流、潮汐流沉积,以及冰川季节性融化的冰湖沉积,甚至生物扰动作用也可形成递

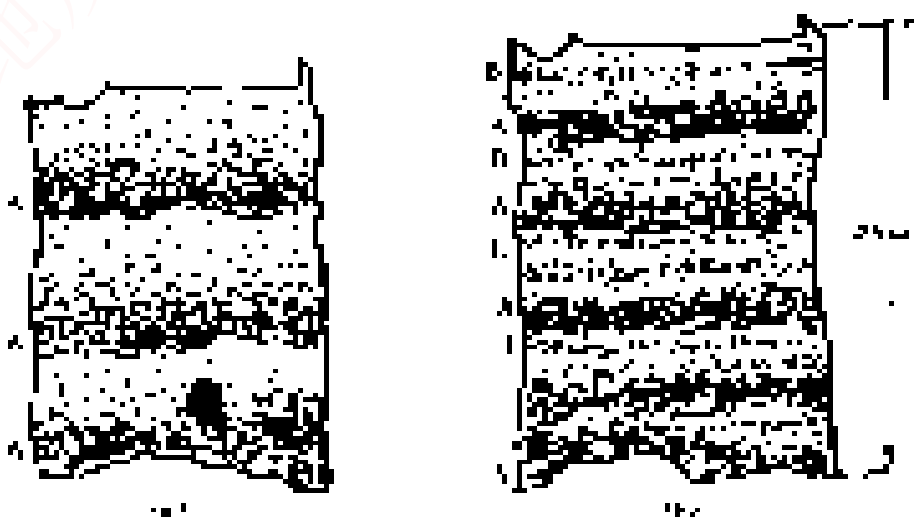


图 5-15　具有叠覆冲刷递变构造的沟道浊积岩

(a)具“AAA”序的卵石质砂岩;(b)具“ABAB”序的块状砂岩

(渤海湾,下第三系,沙三段)

变层理，不过它们一般是孤立的和零星的，决不会构成厚的层系，其单层厚度仅几毫米到数厘米，而构成的层序也很少超过 10cm 或 20cm，而且经常与其他类型层理共生，如薄的砂、泥互层的水平层理、水平纹理的粉砂岩等。

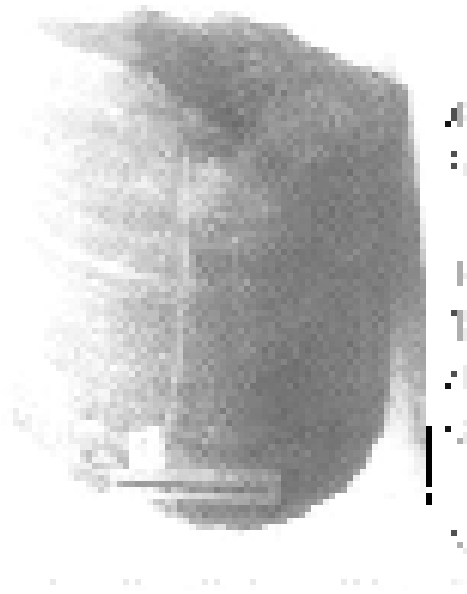


图 5－16　湖相泥岩中的季节性韵律纹层
（东濮凹陷，卫 57 井，沙四上亚段）

6. 韵律层理

这种层理是在成分、结构与颜色方面不同的薄层作有规律地重复出现而组成的。狭义的韵律层理以纹层厚度通常小于 3mm 或 4mm 有别于一般的韵律层理（如图 5－1 中的 8）。

这种韵律性重复的原因是物质搬运或产生方式有规律地发生交替变化造成的。这种变化可以是短期的，例如由海洋潮汐带中亚环境变化形成的潮汐韵律；或者是长期的，例如在湖泊环境泥质沉积物（岩）中由气候、季节变化形成的季节性韵律纹层（如图 5－16 所示）。

潮汐环境中形成的韵律层理，实质上是一种砂、泥薄层相间的交替纹层。其砂层是在涨潮和落潮的水流活动时期沉积，泥层是在高潮和低潮的滞流阶段沉积，两者交替变化构成韵律。这种韵律在潮间滩地和河口湾相当普遍，在开阔的陆棚环境很稀少。

季节变化所产生的韵律层理，实质上是由暗色层和淡色层交替组成的。构成韵律的各个单层，其物质组成都是很细的粉砂和泥质颗粒，它们通常只是根据颜色的浓淡来区别。

冰川纹泥是季节韵律层理的一个重要类型。纹泥是冰融水在冰川湖中沉积的，每一套韵律层由颗粒较粗（即粗至细粉砂）的淡色层与颗粒较细（即细粉砂和粘土）的暗色层组成。淡色层以清晰界面开始，向上递变为暗色层。夏季冰迅速溶解，释放出大量碎屑物质，形成淡色层；冬季没有新的陆源物质来源，悬浮细粒物质在冬季沉积下来，形成暗色层。这种层序每年重复，构成韵律。

7. 均质层理

通常称为块状层理。这是一种呈现大致均质外貌，不具任何纹层构造的层理。特点是内部物质较均匀，无论组分和结构都没有分异现象，故不显层理。在细粒与粗粒沉积中都有块状层理出现。已证明，缺乏任何纹层构造的岩层，既可以是悬浮物质非常快速地沉积而成，如常见的洪水沉积；也可以是密度很高、毫无分选的沉积物沉积而成，如某些沉积物重力流沉积。

有时，由于生物的强烈搅动作用，使沉积物原生层理完全混合破坏，形成均质层理，这种现象常见于浅海和三角洲沉积中（如图 5－17 所示）。这种均质化作用的结果需要与原生成因的均质层理加以区分。

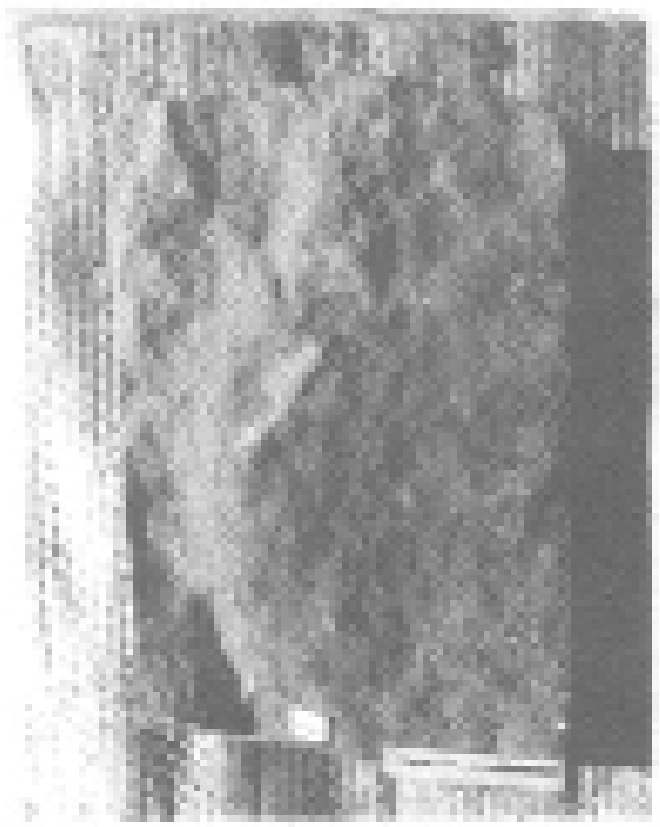


图 5－17　生物扰动型块状层理砂岩
（东濮凹陷，卫 57 井，沙四下亚段）

这里应该强调指出的是，肉眼和薄片研究所

确定的大多数均质外貌沉积物，不一定是真正均质块状的。严格地讲，只有在使用 X 射线照相技术也不能发现任何内部纹层时，才符合块状层理的真正含义。

三、流动体制、底床形态及其与层理形成的关系

众所周知，沉积物在冲积河道中一旦被开始搬运，底床上的松散物质就会形成各种形态，即底床形态（也称为床沙形体），例如波纹、沙丘以及冲槽与冲坑等。实验证明，它们的出现并不是杂乱无章的，而是有一定的规律性。各种特定的底床形态或其组合，具有一定范围的水力学条件特征。当水力学条件变化时，它们彼此按一定的顺序出现。

西蒙斯和理查德森（Simons and Richardson，1961）以这一观察为基础，根据 1956～1961 年水槽实验成果确定了流动体制（也称为流态）的概念，把冲积河道中的流体划分为两个强度范围，即下部流动体制和上部流动体制。前者指底床形态主要受底部水流控制，后者指底床形态主要受水体自由表面控制。另外，介于两个强度范围之间的称为过渡流动体制。

随着水流强度(或流量)的增加,底床形态由无沉积物运动的平坦底床开始,发育顺序依次为:(1)典型的不对称波纹;(2)沙丘,具叠置的小波纹;(3)沙丘;(4)冲蚀沙丘(沙丘和平坦底床的过渡型);(5)具沉积物运动的平坦底床;(6)逆行沙丘;(7)逆行沙丘破浪;(8)冲槽及冲坑。其中(1)至(4),即从典型波纹到冲蚀沙丘,都属于下部流动体制;而(5)至(8),即从运动的平坦底床到逆行沙丘系列,则属于上部流动体制(如图 5－18 所示)。

综上所述，流动体制可决定底床形态的性质，每一种底床形态都与特定的水力学条件和沉积作用的现象相共生。底床形态的移动导致层理的形成，因此，在相分析中，可以把层理看做被保存下来的底床形态。利用底床形态和流动体制的关系可以恢复层理所反映的流动条件，因为它是良好的古水动力条件成因分析的标志。

西蒙斯和理查德森的实验证明，随着水流强度的增加，各种底床形态都有一定的稳态范围，他们用河流功率（平均流速 v 与底床上的剪应力 τ_0 的乘积）的增大来表示水流强度的增加。图 5－19 表明了各种底床形态及其与粒度和河流功率的关系。

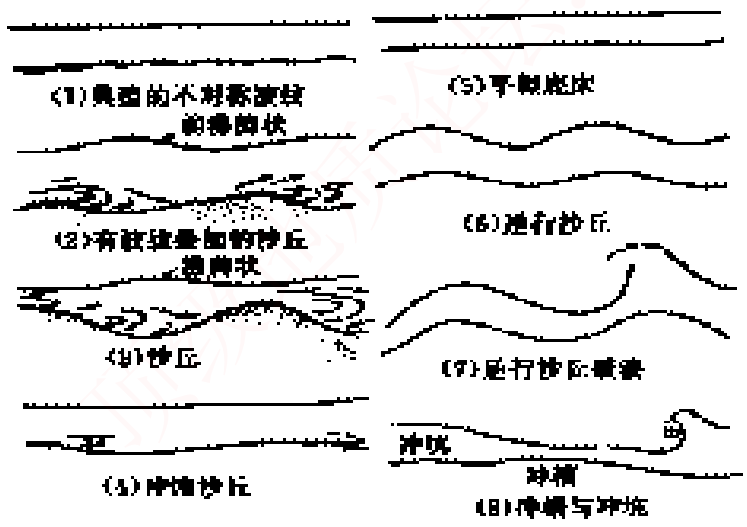


图 5－18　随流动强度变化形成底床形态变化
（据裴蒂庄，1972）

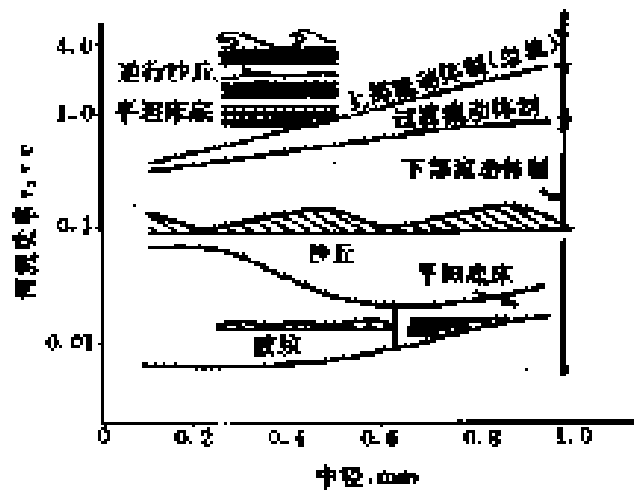


图 5－19　底床形态及其与河流功率和粒度的关系
（据赖内克等，1973）

从图 5－19 中可明显看出，当河流的动能下降时，底床形态可以按下列顺序依次出现：逆行沙丘、平坦底床、沙丘和波纹。因此，在垂向剖面中，可能出现与底床形态相应的沉积构造序列：逆行沙丘交错层理（一般较少保存下来）、平行层理、大型交错层理和小型交错

层理。在实际工作中已观察到许多这样的沉积序列，而且也都用流动体制的概念进行了解释。

因为河流功率在很大程度上取决于水深和流速，所以底床形态的发展与水深和流速密切相关（如图 5－20 所示)。图 5－20 中，横坐标为水深，纵坐标为对应的水流速度。当水深为数厘米至数分米时，则水流速度与小型波纹之间的关系受水深的影响较大。在这一深度范围内，就波纹的形成而言，随着水深的增加，则要求更大的水流速度；然而超出这一范围，曲线就大致成水平，这就是说在下部流动体制中，超过一定的临界水深以后，水深的影响已不再起重要作用。沙丘的情况与波纹相同，其曲线也有相似的趋势。但是，上部流动体制的底床形态，其曲线具有完全不同于前者的趋势，它们的曲线相当陡。这就是说，随着水深的增加，要形成相同的底床形态，就要求水流速度也相应增加。

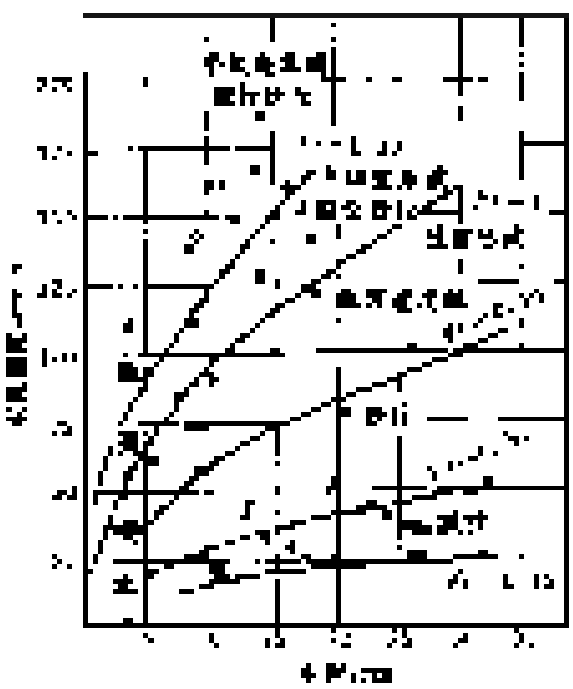


图 5－20　底床形态与流速和水深的关系
（据赖内克等，1973）

由此可以得出结论：缓流区的底床形态在水深超过临界值以后，大致与水深无关；然而，急流区的底床形态则强烈地受水深的影响。从图 5－20 可以看出，佛罗德数 Fr 是确定水流的水动力条件的一个相当有用而简便的定量标志。当 Fr＜1 时，水流方式为缓流，在其范围内，下部流动体制的底床形态稳定；当 Fr＞1 时，水流方式是急流，在其范围内，上部流动体制的底床形态稳定。

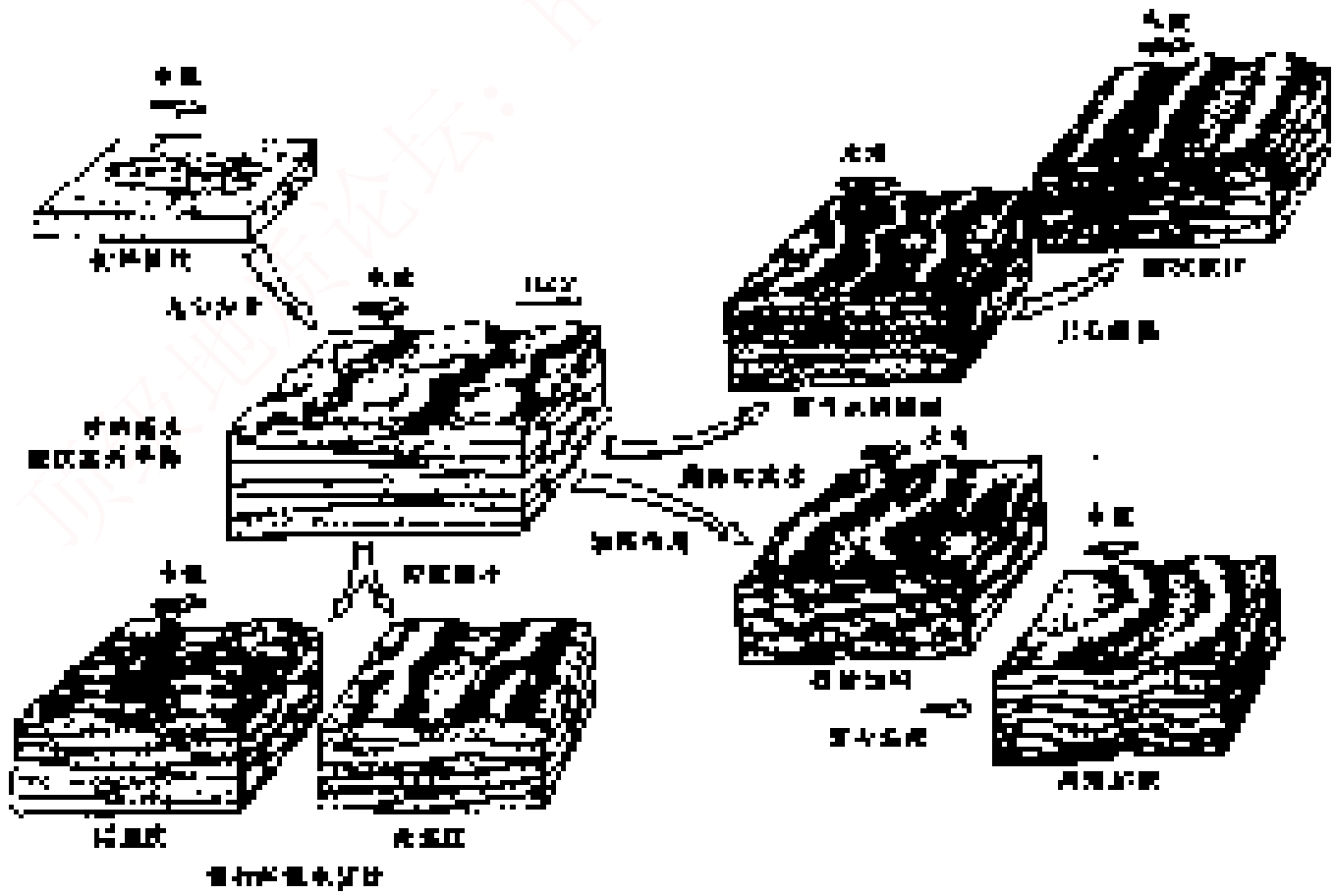


图 5－21　小型交错层理与水流条件、粒度大小和加积速率的关系
（据哈姆斯，1975）

四、交错层理的影响因素

交错层理的类型受多种因素影响，其中最重要、最直接的是砂波的大小和形态。砂波的大小直接影响交错层理的发育规模，即波纹导致形成小型交错层理，沙丘导致形成大型交错层理。砂波的几何形状直接影响交错层理的形态特征，如直线状或轻微弯曲状的砂波多形成板状交错层理，舌状或新月状砂波（前者波脊线向前弯曲闭合，后者向后弯曲闭合）多形成槽状交错层理。

但是，砂波的形成条件是复杂的，它的形态通常随着水流条件、粒度大小和沉积物供给而变化。因此，这些因素又间接地影响着交错层理的类型。兹以水流波纹形成的层理类型为例，如图 5－21 所示。

第三节　层 面 构 造

在岩层表面呈现出的各种不平坦的沉积构造的痕迹，统称为层面构造。层面构造有的保存在岩石层面上，如波痕、剥离线理、干裂纹、雨痕等；有的保存在岩层的底面上，特别是砂岩底面铸模构造，如槽模、沟模等。层面构造可分为流动成因和暴露成因两类。

一、波痕

波痕与交错层理是同一事物的两个方面，它们的形成条件是密切关联的。砂波迁移在层内保留下来的底床形态，即为交错层理；而当它们被埋藏下来保留在层面上，即为波痕。

波痕是由风、水流或波浪等介质的运动，在沉积物表面所形成的一种波状起伏的层面构造。为了对波痕进行定量研究，需要了解以下各种波痕要素(如图 5－22 所示)：

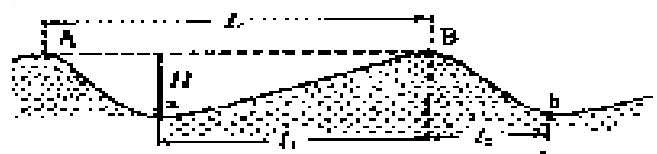


图 5－22　组成波痕要素及流动方式示意图

A，B—波峰；a，b—波谷；H—波高；L—波长；l_1，l_2—分别为缓坡和陡坡的水平投影距离

波长 L：相邻波峰或波谷间的水平距离。

波高 H：波峰与波谷之间高差。

波痕指数 L/ H：波长与波高的比值，表示波痕相对高度及起伏情况。

不对称度 RSI（$RSI = l_1/ l_2$）：缓坡水平投影的距离 l_1 与陡坡水平投影距离 l_2 的比值，表示波痕的不对称程度。

由于在古代沉积物中，波痕的大小（包括波痕指数）会受到压实作用的影响，所以有人认为在研究古代沉积物的波痕时，以应用波痕不对称度为好。

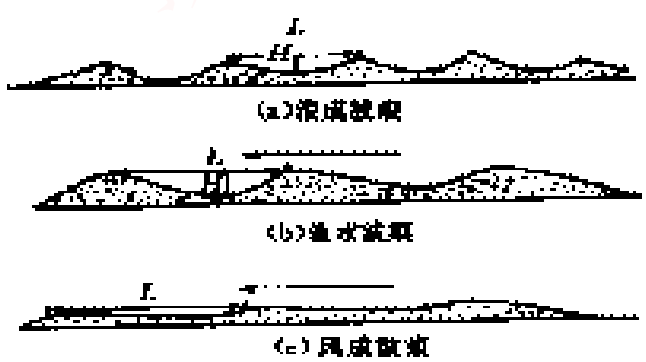


图 5－23　不同类型波痕示意图

L—波长；H—波高

波痕的形状、大小差别很大，种类繁多，按成因可大致分为三种类型：浪成的、流水的和风成的(如图 5－23 所示)。按照不对称指数可分为对称波痕（$RSI \approx 1$）、不对称波痕（$RSI > 1$）。流水和风成波痕为不对称的，浪成波痕有对称的和不对称的。

1. 浪成波痕

一般由产生波浪的动荡水流形成，常见于海湖浅水地带（如图 5－24 所示）。其特点是波峰尖锐，波谷圆滑，形状对称，不对称指数近于 1，波痕指

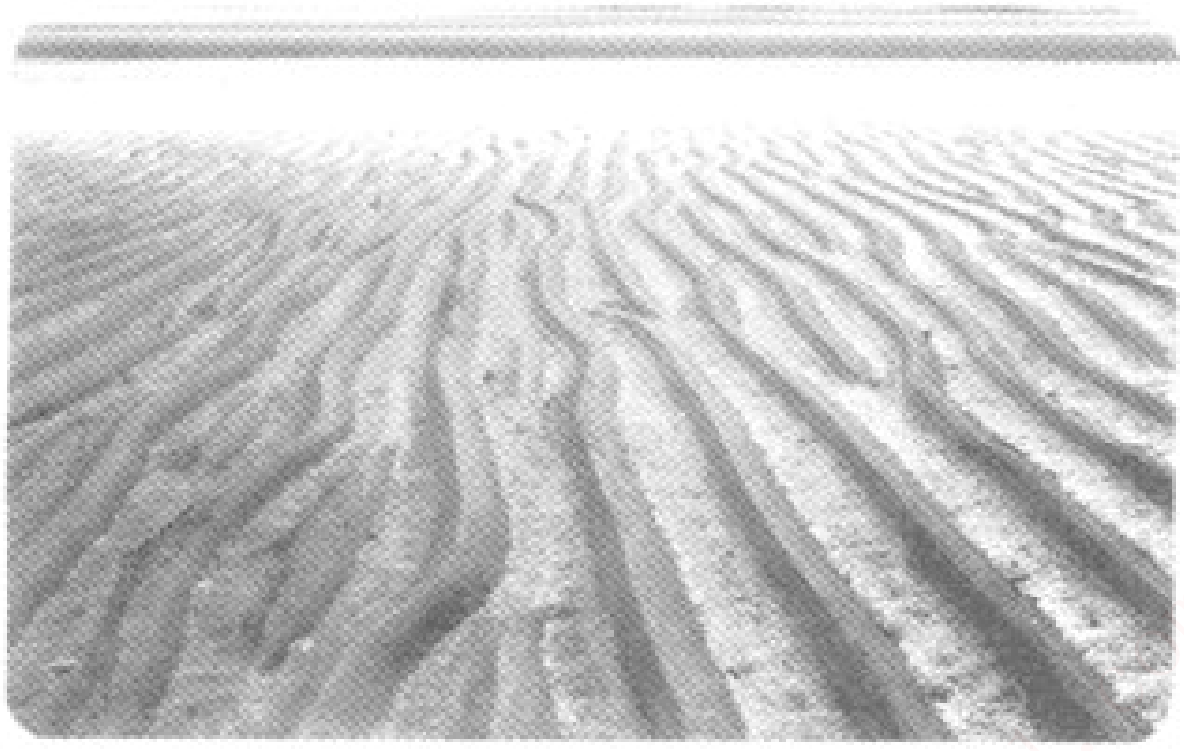


图 5－24　浪成波痕
(山东日照，黄海海岸)

数一般为 4～13，多数为 6～7。而拍岸浪的波痕指数可达 20，并可呈不对称状，其陡坡朝向岸的一方。

2　流水波痕

由定向流动的水流形成，见于河流和存在有底流的海湖近岸地带。其特点是波峰、波谷均较圆滑，呈不对称状，不对称指数大于 2（或 2.5），波痕指数大于 5，大都为 8～15，对于波长大于 60cm 的大型流水波浪一般大于 15，陡坡倾向指示水流方向。在海、湖滨岸，波峰走向大致平行岸的延伸方向，陡坡朝向陆地。

3　风成波痕

由定向风形成，常见于沙漠及海、湖滨岸的沙丘沉积中。其特点呈极不对称状，不对称度比流水波浪更大，波痕指数也高，变化范围为 10～70，一般在 15～20 以上，个别可达 50，甚至更大。波峰、波谷都较圆滑、开阔，但常常谷宽峰窄，陡坡倾向与风向一致。应当指出的是，风成波浪成石化状态的极为罕见。

4　其他波痕

除简单的波痕形态外，还常见到两组或两组以上的复合形态（如图 5－25 所示）。有的可见到两组波痕成一定角度相互交叉，呈蜂巢状或多角状；有的可在较大型波痕背景上叠覆有次级波痕；另外，可见波痕被切蚀使其波峰部分或全部受到破坏。所以这些干涉波痕、叠覆波痕和削顶波痕都取决于当时水位、浪基面、介质运动方向和强度的变化。

二、剥离线理构造

剥离线理是一种原生流水线理构造，主要出现在具有平行层理砂岩中，沿层面剥开出现大致平行的线状沟或脊，镜下可见长形颗粒定向排列，常代表古流向，故人们将其定为原生沉积构造。因为该构造是在层理剥开面上比较清楚，才通称为剥离线理构造。它是由砂粒在平坦底床上作连续迁移时所留下的痕迹，所以常与平行层理共生。

三、泥裂

泥裂也称为干裂，它是沉积物露出水面时因曝晒干涸所发生的收缩裂缝。泥裂常见于粘

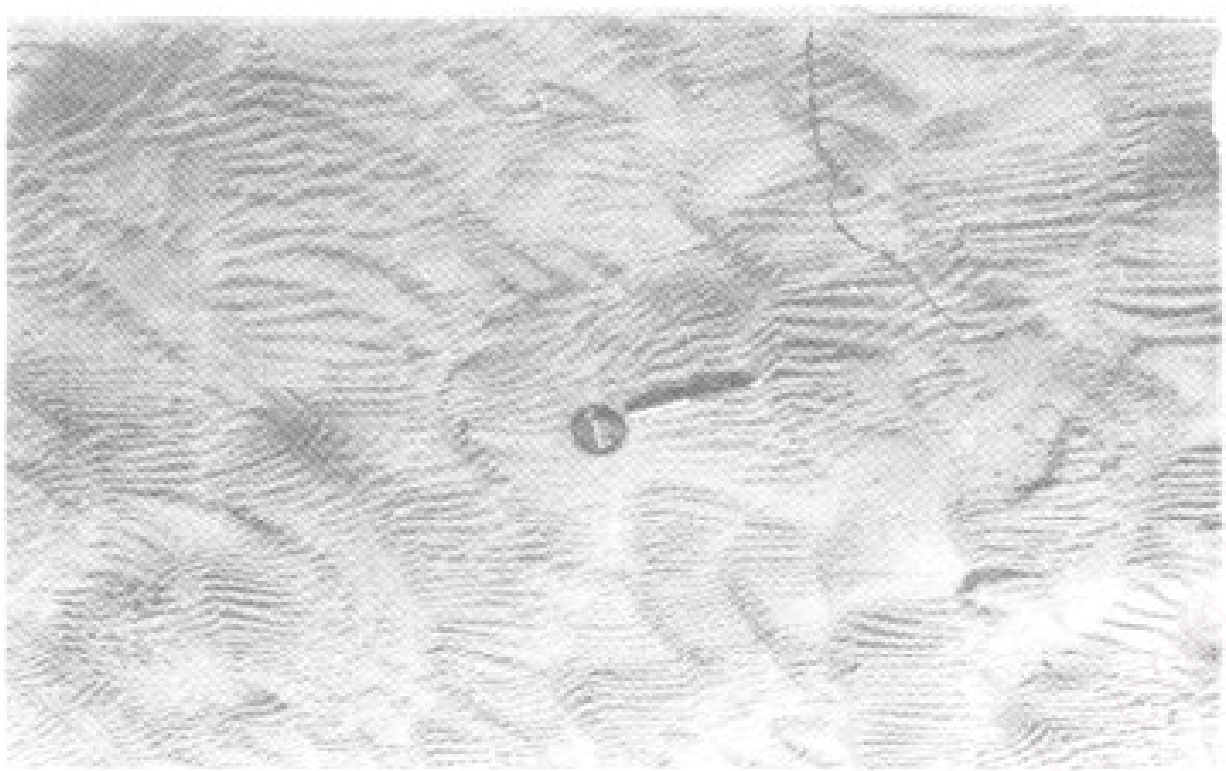


图 5－25　干涉波痕

（东营，黄河三角洲平原）

土岩和碳酸盐岩中，非粘性的砂则不会形成泥裂，但某些覆盖在泥裂表面的砂层底面可以有泥裂铸模。

在平面上，泥裂的典型发育形式呈网格状龟裂纹，把岩石切割成多角形。泥裂的断裂面形状常呈“ V ”字形，但有的也呈“ U ”字型，以及压实变形而呈肠状。泥裂的规模不一，裂缝上部宽度一般小于 2～3cm，深度自几毫米到几十厘米，个别可达 1m。

在极其干燥的情况下，泥质层碎裂成小片，边部向上翘起。这种泥片经过搬运磨蚀即成扁饼状泥砾，通称为片状砾。

泥裂最常见于海（湖）滨岸、干涸池塘、废弃河道、泛滥平原以及潮间带的沉积物表面。这些地区的泥裂通常和雨痕、冰雹痕等伴生。这些构造的同时出现是沉积面间断暴露于地表的最好标志，具有重要的指相意义。此外，利用泥裂的尖端朝下可指示地层顶底。

四、雨痕和冰雹痕

雨痕是指雨滴降落在松软沉积物表面时所形成的小型撞击凹穴。如果雨滴垂直降落，则凹穴为圆形；如果雨滴倾斜降落，则凹穴略呈椭圆形。凹穴边沿耸起，略高于地面，且粗糙。

降雨多时，凹穴形状多不规则；在偶有降雨的地方，雨痕易于保存。所以，雨痕主要见于干燥与半干燥气候条件下的大陆沉积。

冰雹痕形似雨痕，区别在于冰雹痕较大、较深，且不规则，其边沿比雨痕更为参差不齐。

五、底层面构造——底模

1. 槽模

在涡流状流体作用所产生的各种底面构造中，最普遍、最有用的是槽模。槽模是分布在底面上的一种半圆锥形突起构造（如图 5－26 所示）。它是定向的浊流在尚未固结的软泥表面侵蚀冲刷的凹槽被砂质充填而成，形态特点是略呈对称状、伸长状，起伏明显，向下游一端具有圆滑的球根状形态，而另一端则呈倾伏状渐趋层面而消失。



图 5－26　槽模—沟模构造

（塔里木，库鲁克塔格，奥陶系）

槽模的形状是有变化的，但在同一群中则多少有些相似。有些纵长而狭窄，而另一些则呈较宽的似三角形状；有些两侧对称，而另一些则形状较不规则。

槽模的出现说明当时的古沉积环境中有强烈的底流及其冲刷作用。槽模长轴平行于浊流方向，突起一端指向上游，故其形状是确定古流向的可靠标志。虽然槽模不是浊流沉积的独有产物，但是它们总是复理石相沉积的最特征沉积构造，是判断浊积岩相的重要标志。

2　沟模

沟模是砂质岩层底面上一些稍微突起的直线形的平行脊状构造（如图 5－27 所示）。脊

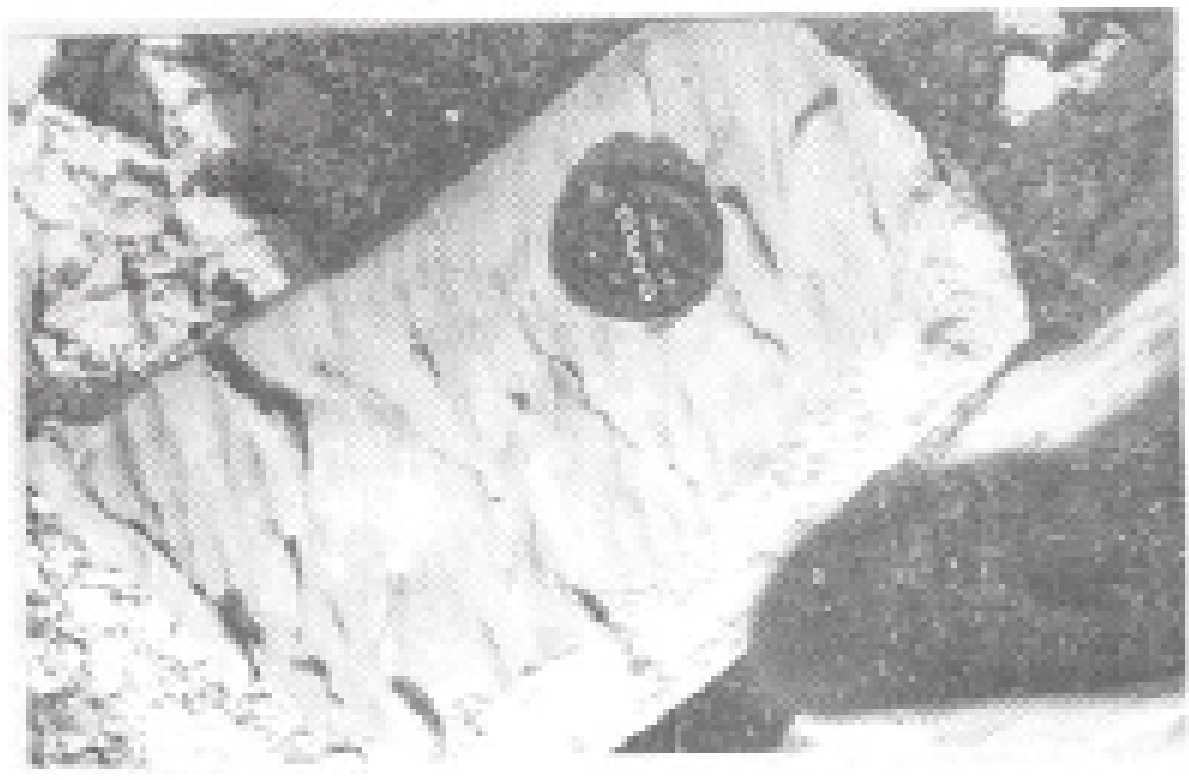


图 5－27　沟模构造

（塔里木，库鲁克塔格，奥陶系）

的起伏通常只有 1～2㎜，极少超过 1c㎜，但可延长较远，且较平直。它是由下伏泥质岩层面上的细沟被砂质物充填而成。

沟模很少单独出现，一般都是成组的，在同一组内几乎没有方位偏差。有时可出现两组以上的沟模，据其切割关系可以确定其形成的先后顺序。在少数情况下，根据沟模一端存在的介壳、卵石等物体，可以判断其开端和终端，因为原始的沟就是这些物体被拖曳时刻压形成的。这一观点通常可以根据其他标志所指出的古流向得以证明。沟模与槽模一样，它们在浊流砂岩的底部最多，并且是复理石相的最常见的构造。

由于沟模出现的相当多，所以它是指示古水流方向的可靠标志之一。

与浊流水流机制有关的底面印模构造还有梭模、刷模、锥模等，这些以底模形式存在的压刻痕，与槽模和沟模一样，都属于侵蚀成因构造，它们在复理石建造中出现得最多。

第四节　变 形 构 造

变形构造也称为同生变形构造，是指在沉积作用的同时或在沉积物固结成岩之前处于塑性状态时发生变形所形成的各种构造。

一、负载构造

负载构造也称为负荷构造、重荷模等，是指覆盖泥质岩之上的砂层底面上的瘤状突起。它是由于下伏的含水塑性软泥承受了不均匀的负载，使上覆砂质物陷入下伏泥质物中而产生的。这种不均匀负载起因于槽模、沟模的充填或者由于孤立砂波的重力差异沉积。

负载构造形状很不规则，一般不对称，排列杂乱，大小不一，从几毫米到几分米，但同一层面上出现的负载构造的大小大都接近一致。

负载构造与槽模的区别在于其形状极不规则，并且缺少明显的上游与下游的末端。

当下伏软泥中的纹层发生畸变时，常被向上挤入夹于下垂的负载构造之间，呈薄的舌状体，称之为火焰状构造。

负载构造多在浊积岩内保存良好，在其他环境中也偶有分布。

二、球枕构造

这种构造是指砂岩层断开并陷入泥岩中形成的许多紧密或稀疏排列的椭球状或枕状块体(如图 5－28 所示)。由于外貌很像结核，亦被称为假结核。这些砂岩球或砂岩枕的大小可从直径几厘米至 1㎜，甚至几米。它们一般不具内部构造，如果砂岩具有纹层，则多已变形，常随砂球或砂枕外形向下弯曲而呈槽状。这种构造多发育在砂层底部，向上过渡为未受搅动的正常砂岩。下伏泥岩层往往变形强烈，甚至被挤压成舌状向上伸入砂层中。

根据现代沉积的观察，多数人认为，球枕构造是砂层断裂，然后陷入下伏泥质岩中形成的，这种形成机理已被库南（Kuenen，1968）的模拟实验所证实。

球枕构造不限于任何特殊的环境，在浅水环境与深水环境中均有发现。不过，这种构造的存在，仍可以间接地表明其沉积环境具有快速沉积作用，甚至有震积作用。

三、包卷层理

包卷层理也称为卷曲层理、揉皱层理，是指在一个岩层内所发生的纹层盘回和扭曲现象(如图 5－29 所示)。主要见于软薄层（2～25c㎜）的粗粉砂层或细粉砂层中，可以是硅质的或碳酸盐质层中。这种不规则的变形层理习惯上称为扭曲层理。



图 5－28
（东濮凹陷，桥 17 井，沙三段）

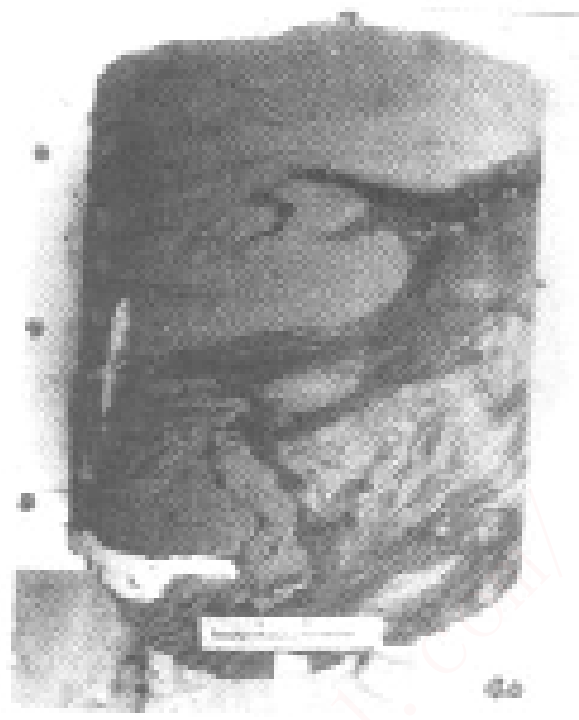


图 5－29　滑塌构造及包卷层理
（东濮凹陷，桥 8 井，沙三段）

它常被限于一个层内连续分布，并显示出小型开阔向斜和紧密背斜的复杂现象，向岩层顶部或底部渐趋消失。这些褶曲常常是顺滑动—滑塌方向倒转，且褶曲轴大致平行。

包卷层理的成因有多种解释，但是沉积物的液化作用，即液化层的层间流动引起原生层理的弯曲，无疑是非常重要的因素。液化流和泄水岩脉也是震积岩的重要标志。

包卷层理在浊流沉积中较为常见，如小型包卷层理常出现在鲍玛序列的“ C ”段（包卷层理段）。但在潮间滩地与河流环境中小的泛滥平原及点砂坝也很丰富。

四、滑塌构造

滑塌构造是指斜坡上未固结的软沉积物在重力作用下发生滑动和滑塌而形成的变形构造。各种类型的不规则的扭曲层理也属于滑塌构造，如图 5－29 所示。

沉积物顺坡滑动，使沉积层内发生变形、揉皱，还常伴随有小型断裂，甚至使岩石破碎、岩性混杂，呈角砾状外貌。这些小型断裂、岩石碎块及岩性搅混等特征，常可作为识别滑塌构造的证据。这类构造常局限于一定层位中，顶部常遭受冲刷。多见于粉砂岩、粉砂质泥岩和细砂岩中，也见于石灰岩中，其分布范围可以是局部的，也可以是延伸数百米，甚至数公里以上。

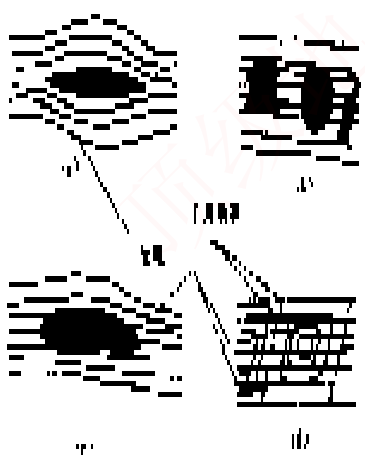


图 5－30　浊积岩中的泄水管构造
（东营凹陷，纯 47－1 井，沙三段）

滑塌构造一般伴随快速沉积而产生，是地震引发、水下滑坡所形成震积岩的良好标志。它多分布在潮间滩地的水道内与河道中的点砂坝、三角洲前缘以及海底峡谷前缘等构造活动地带等。

五、碟状构造

碟状构造系由模糊的形如蝶状的上凹纹层组成，直径一般为几厘米，它们在横向上断续分布，垂向上互相重叠，其下部可见泄水通道或泄水管构造。

一般认为，碟状构造的形成与快速堆积的沉积物中孔隙水的向

上泄出引起颗粒重新排列有关，因而又称为泄水构造。这类构造主要出现在迅速沉积并饱含孔隙水和有较强震动作用的砂岩中，尤其是斜坡脚根部的重力流环境（如图 5－30 和图 5－2 所示)。

第五节　化学成因构造

此类构造是指在成岩作用过程中及其以后由化学作用所形成的构造。这类次生成因的沉积构造多是沉淀和溶解两种作用的结果，属于这一类的构造有晶体印痕和结核等。

一、晶体印痕

如果条件适宜，在松软沉积物表面上可形成盐类和冰等物质的结晶体，这些晶体后来由于溶融、溶解作用等而消失，从而在层面上留下特殊的晶体印痕。这些晶体可被后来其他物质交代，或晶痕为其他沉积物充填，从而形成晶体假象。晶体印痕一般在泥质沉积物中容易保存。

石盐晶体印痕最为常见，它的存在表示环境的盐度增高，其在海相和非海相环境中均可出现，后者主要是指受周期性干化的内陆盐湖。我国华北下寒武统馒头组的紫红色页岩中常见石盐晶体假象，说明当时气候条件比较干燥炎热（如图 5－31 所示)。

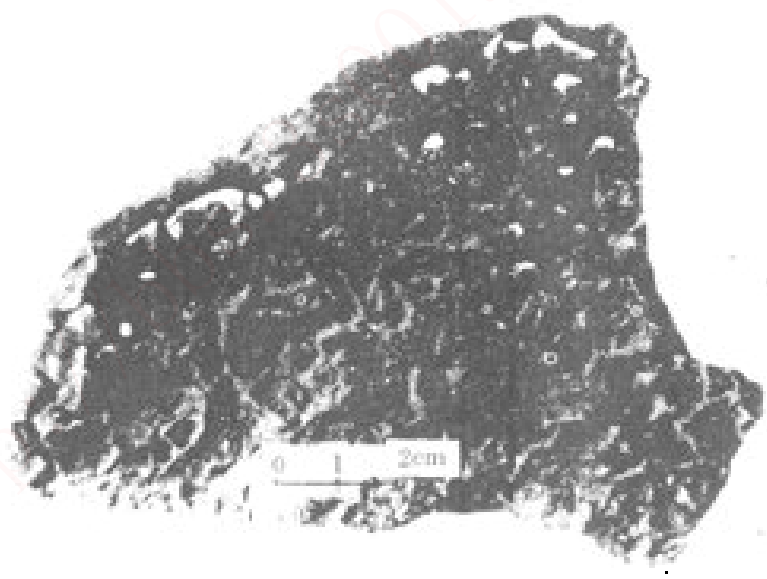


图 5－31　石盐晶体假晶
（河南平顶山，下寒武统）

二、结核

结核是岩石中自生矿物的集合体。这种矿物集合体表现为在成分、结构、颜色等方面与围岩有显著差别的不规则团块。它主要是由在未固结的沉积物中呈溶液状态的分散物质重新分配和集中并逐渐增长而成。

结核的形状通常为球状、椭球状、饼状或不规则状，有时也常见管状。这种管状结核是树干、树根等被交代而成的植物假象。结核的大小可以小于 1cm 至数十厘米。

常见的结核的成分有碳酸盐（菱铁矿、铁白云石、白云石和方解石等)、硫化铁（黄铁矿、白铁矿)、硫酸盐（石膏、重晶石等)、硅质（蛋白石、玉髓等)、磷酸盐及锰质等。结核成分常与一定的岩性和形成条件有关，如陆源岩石中常见碳酸盐结核，碳酸盐岩中常见硅质结核，煤系地层中常见黄铁矿和菱铁矿结核。

结核的内部构造很不相同，可以是均质的、同心圆状或放射状等，有时还可见围岩层理的残留构造。结核因干燥脱水收缩，可产生网状裂缝。裂缝通常从里往外，由宽变窄，后被其他矿物充填，形成龟背石构造（如图 5－32 所示)。龟背石构造充分证明结核是成岩作用阶段形成的。

结核在围岩中可以单独存在，也可呈串珠状成群产出，甚至平行层面分布。它们与围岩的界限一般是清楚的，但也有逐渐过渡，不甚清晰的。

查明结核与围岩层理之间的关系可阐明结核的成因。按其成因有人把结核分为同生的、成岩的和后生的三类（如图 5－33 所示)。



图 5－32　龟背石构造
(据成都地质学院，1973)

图 5－33　结构的成因类型
(据鲁欣，1964)
(a) 同生结核；(b) 成岩结核；
(c) 后生结核；(d) 假结核（“风化环”）

第六节　生物成因构造

除了由于生物的死亡、埋藏和保存而留下它们的遗体形成化石之外，生物在沉积物内部或表层活动时，常把原来的沉积构造加以破坏或变形，而留下它们活动的痕迹，这些构造称为生物成因构造。生物成因构造包括生物遗迹构造、生物扰动构造及植物根迹等。

一、生物遗迹构造

生物遗迹构造是指由生物活动而产生于沉积物表面或内部并具有一定形态的各种痕迹，包括生物生存期间的运动、居住、觅食和摄食等行为遗留下的痕迹，因而又称为痕迹化石或遗迹化石。从某种意义上讲，痕迹化石是生物行为、习性适应环境的物质表现。由于它们能够反映当时的生活环境，分布范围又比较狭窄，特别是在硬体化石极为稀少的地层中，它们分布普遍且保存良好，有助于古生态研究和岩相分析。

痕迹化石的形态主要受动物习性的控制。根据习性特征把痕迹化石划分为五个主要组合：停息痕迹、爬行痕迹、觅食痕迹、摄食构造、穴居构造。

各类痕迹化石在复理石和磨拉石沉积物(岩）中所呈现的产状如图 5－34 所示。

1）停息迹（resting）构造，是生物活动过程中在停息时留在沉积物表面的躯体印痕。形态和生物腹面形态一致。

2）爬行迹（crawling）构造，是生物在沉积物表面移动时的轨迹。形态呈直线型或曲线型简单花纹。

3）觅　　grazing)构造，是指在较深水平静环境中,生物为了觅食在沉积物表面吞食沉积物时造成的痕迹。形态通

图 5－34　遗迹化石的基本类型
(据裴蒂庄，1972)

常有方向性,不分枝,呈规则的旋卷弯曲排列。

4) 摄食迹 (feeding) 构造，是在浅水中生物为了摄食在沉积物内部挖掘的通道。通常呈分枝状及辐射状排列，方向变化规则。

5) 穴居迹 (dwelling) 构造，是在滨岸地带生物为了食悬浮生物和避免水浪冲击而挖掘的管状潜穴。通常呈直管形、分岔形和“U”字形等。“U”字管穴中，在“U”字形之间及其下方，常有上凹纹层，称为横蹼。这是动物适应沉积作用和侵蚀作用而向上、向下运动形成的。当某些造穴动物被迅速掩埋时，为了重新回到沉积物与水界面的相对位置上，它们要向上移动，这样便形成逃逸构造。其特征是，管状潜穴无分枝，几乎成垂直状，周围纹层向下弯，呈特殊的“V”字形条纹痕迹。

生物遗迹构造都是原地形成的，不被搬运转移，并随沉积物固结成岩而保存下来，所以是判断环境的良好标志。它们能在水深、盐度、能量等级、沉积速度以及底层性质和气体状况等方面，提供环境解释的重要资料。

二、生物扰动构造

底栖生物的活动使沉积物层理遭到破坏，同时产生新的构造面貌，通常称为生物搅动构造。

斑点构造也是生物作用的结果。在泥质沉积物中，有砂质潜穴呈不规则斑点状分布的现象，一般是生物扰动的良好标志。这些标志在不同的岩类和沉积环境中的分布是不均衡的。当生物搅动强烈时，可使无机沉积的原始构造（层理）全部破坏，形成生物扰动岩（如图 5－35 所示)。均质化的砂质扰动岩具良好含油气性。

图 5－35　各种生物扰动构造及其演变

三、植物根茎痕

植物根呈炭化残余或枝叉状矿化痕迹出现在陆相地层中，它们在煤系中特别常见，是陆相的可靠标志。在煤系地层中，根常被铁和钙的碳酸盐所交代，形成各种形状的结核——植物根假象，有时可以成为一定层位的典型标志。在红层中，通常植物根完全烂尽，但有时可以根据模糊的绿色（或灰蓝色）枝叉状痕迹加以区别，这是由于氧化铁受到植物有机体的局部还原作用造成的。

植物根印痕对识别淡水和微咸水环境很有价值。

第七节　碎屑岩的颜色

碎屑岩的颜色是碎屑岩最醒目的标志，是鉴别岩石、划分和对比地层、分析判断古气候和古地理条件的重要依据之一。

一、碎屑岩颜色的成因类型

碎屑岩的颜色，按成因可分为三类，即继承色、自生色和次生色。继承色和自生色都是原生色。

1. 继承色

继承色主要取决于陆源碎屑颗粒的颜色，而碎屑颗粒是母岩机械风化的产物，故碎屑岩的颜色继承了母岩的颜色。如长石砂岩多呈红色，这是因为花岗质母岩中的长石颗粒是红色

的缘故。同样，纯石英砂岩因为碎屑石英无色透明而呈白色。

2 自生色

取决于粘土质沉积物堆积过程及其早期成岩过程中自生矿物的颜色。比如，含海绿石或鲕绿泥石的岩石常呈各种色调的绿色和黄绿色，红色软泥是因为其中含赤铁矿。

3 次生色

主要是在成岩作用阶段或风化过程中，沉积岩原生组分发生次生变化，由新生成的次生矿物所造成的颜色。这种颜色多半是由氧化作用或还原作用、水化作用或脱水作用，以及各种矿物（化合物）带入岩石中或从岩石中析出等引起的。

岩石颜色的原生性（继承色和自生色）和次生色都可作为找矿标志。

原生色与层理界线一致，在同一层内沿走向分布均匀稳定。次生色一般切穿层理面，分布不均，常呈斑点状，沿缝洞和破碎带颜色有明显变化。

二、引起碎屑岩颜色的原因

碎屑岩的颜色主要取决于岩石的成分，即取决于岩石中所含的染色物质——色素。

1 灰色和黑色

大多数粘土岩由暗灰色变为黑色，是因为存在有机质（炭质、沥青质）或分散状硫化铁(黄铁矿、白铁矿）造成的。岩石的颜色随着有机碳含量的增加而变深，表明岩石形成于还原或强还原环境中。

2 红、棕、黄色

这些颜色通常是由于岩石中含有铁的氧化物或氢氧化物（赤铁矿、褐铁矿等）染色的结果。若系自生色，则表示沉积时为氧化或强氧化环境。

在红色地层中，有时发现绿色的椭圆斑点，或者在露头上较大范围内呈现出红、黄、绿、灰等色掺杂现象，这多半是氧化铁在局部地方发生还原的缘故。有时，沿着红层的节理发育有绿色边缘，这种现象可能与地下水的次生还原作用有关。

3 绿色

岩石的绿色多数是由于其中含有低价铁的矿物（如海绿石、鲕绿泥石等）所致；少数是由于含铜的化合物所致，如含孔雀石而呈鲜艳的绿色。若系自生色，绿色一般反映弱氧化或弱还原环境。

除自生矿物外，碎屑岩的绿色有时是由于含有绿色的碎屑矿物，如角闪石、阳起石、绿泥石、绿帘石等所致；而泥质岩的绿色还常因含伊利石而造成。

岩石中同时存在高价铁的氧化物和低价铁的氧化物，那么，它的颜色与含铁量则无明显关系，而是取决于这两种组分比值（Fe^{3+}/Fe^{2+}）的变化。

影响颜色的因素是多方面的，除了岩石成分和风化程度外，岩石颗粒大小、干湿程度、向阳、背阳等对颜色都有很大影响。粒度越细、越湿、越阴暗时，色调越深；反之色浅。因此，在观察颜色时，必须看到新鲜面，并需说明它们是在怎样的岩石状态下测定的。

在进行野外描述时，颜色的描述应逐层进行，在岩层范围内还要考虑到沿裂缝和向深处的变化、斑点颜色的分布，并需查明颜色的原生性或次生性及其成因性质。

第六章　砾岩和角砾岩

第一节　一 般 特 征

砾岩和角砾岩合称为粗碎屑岩。

福克（Folk，1954）认为粗碎屑含量大于30％就可以称为粗碎屑岩。许多地质工作者，包括我国地质工作者习惯上常常把粒径大于2㎜的碎屑岩称为粗碎屑岩。

砾岩和角砾岩主要由粗大的碎屑颗粒组成，绝大部分碎屑都是岩屑，其成分可以很好地反映母岩类型。

粒间填隙物质与砂岩相比，杂基粒度上限有所增高，通常为砂、粉砂和粘土物质，它与粗粒碎屑同时或大致同时沉积下来。胶结物常是从真溶液或胶体溶液中沉淀出的一些化学物质，如方解石、绿泥石、二氧化硅、氢氧化铁等。胶结物常是沉积期以后生成的。

砾岩的沉积构造常见大型斜层理和递变层理，有时由于层理不明显而呈均匀块状。在这种情况下，层面往往极难分辨，甚至需要借助与其互层的其他岩石才能确定。另外，砾石排列常有较强的规律性，扁形砾石尤为特征，其最大扁平面常向源倾斜，彼此叠覆，呈叠瓦构造。因为在强烈水流冲击下，砾石只有呈叠瓦状排列才最为稳定。

砾岩在磨拉石建造和沉积—火山岩建造中是最为特征的岩石，它可以组成厚度极大的砾岩岩系。除此而外，它常以夹层、薄层、透镜体以及其他多种局部堆积的形式存在于其他岩系中。

沉积成因的砾岩种类很多，但它们具有一个共同的特点，即它们都是其他岩石遭受破坏的最初产物，在原地或其后的机械沉积分异作用过程中堆积形成的。这些产物除了少数例外，大都形成一系列具有一定成因的过渡类型的岩石，即从原地的或搬运较近的由棱角状的碎屑组成的角砾岩到搬运较远的磨圆较好的碎屑组成的砾岩。

粗粒碎屑的性质主要取决于母岩的性质，而且一般搬运距离不远，故研究砾岩的成分有助于追溯物源。在这种研究中所揭示的某些岩石学特征，有时是研究其他岩类时极难甚至不可能得到的。可以认为，它是推断陆源区位置和性质最可靠的直接资料。

第二节　砾岩和角砾岩的分类

对砾岩和角砾岩，可以根据砾石的圆度、砾石的大小、砾石的成分、砾岩在剖面中的位置以及砾岩的地质成因进行分类。

一、根据砾石圆度的分类

根据砾石的圆度，把砾岩划分为以下两个基本大类：

砾岩：圆状和次圆状砾石含量大于50％；

角砾岩：棱角状和次棱角状砾石含量大于50％。

砾岩一般都是沉积作用形成的；而角砾岩除了沉积成因的以外，还可以由构造作用（如断层角砾岩）、火山作用（如火山角砾岩）或化学作用（如洞穴角砾岩和盐溶角砾岩）生成。

在地质分布上，砾岩比角砾岩常见，而且可以呈巨厚层出现；角砾岩厚度不大，但具有更明显的成因意义。砾岩和角砾岩之间存在着过渡的岩石类型，可称为砾岩—角砾岩。

二、根据砾石大小的分类

根据砾石的大小，可把砾岩分为以下四类：

细砾岩：砾石直径为 2～10ｍｍ；

中砾岩：砾石直径为 1～10cｍ；

粗砾岩：砾石直径为 1～10dｍ；

巨砾岩：砾石直径大于1ｍ。

在实际工作中，对粗碎屑岩粒度大小的研究，应尽可能较准确地确定出砾石的粒度组分，这是因为它除了可以用以分类命名外，还可以根据其分布频率的特征，较简便地判断砾岩的成因。

角砾岩也可按平均粒度大小同样命名。

砾岩和角砾岩中常含有或多或少的泥砂杂基，为了在命名中较详细地反映出来，福克(Folk，1954）把砾石或角砾大于 30％、泥砂杂基小于 70％的岩石称为砾岩或角砾岩，而砾石（或角砾）含量为 5％～30％的岩石称为砾质砂岩或砾质泥岩，但它已不属于粗碎屑岩类。

三、根据砾石成分的分类

根据砾石的成分，可以把砾岩划分为两类，即单成分砾岩和角砾岩与复成分砾岩和角砾岩。

1. 单成分砾岩和角砾岩

砾石成分较单一，同种成分的砾石占 75％以上，且多半是稳定性较高的岩屑或矿物碎屑，如石英岩和隧石等；为细砾岩时也可以是石英，它代表改造作用比较彻底的产物。单成分砾岩和角砾岩一般分布于地形平缓的滨岸地带。在这里，砾石经过长距离的搬运，并受波浪反复地冲刷磨蚀，不稳定组分消失殆尽，只剩下磨圆度好及稳定性高的组分，故多为石英岩质砾岩。在有些情况下，侵蚀区不坚固的岩石（如石灰岩）遭受破碎，就地堆积或短距离搬运快速堆积，也可形成单成分砾岩和角砾岩。如由石灰岩碎屑组成的近岸陡崖堆积、在坡脚下的堆积以及生物礁旁的堆积，皆可形成成分单一的石灰岩质角砾岩。

2. 复成分砾岩和角砾岩

砾石成分复杂，有时在一种砾岩中可含十几种不同成分的砾石，各种类型的砾石都不超过 50％，这主要取决于母岩成分及其风化、搬运及沉积的条件。这些砾石的抵抗风化能力大都不强，分选通常不好，磨圆度常不高。这种砾石的层理常不明显。它们多沿山区呈带状分布，厚度变化大，为母岩迅速破坏和迅速堆积的产物。

这种砾岩成因类型很多，以造山期后的河成砾岩及山麓洪积砾岩分布最广。例如，我国某油田的砾岩储集层就是洪积成因的复成分砾岩，其砾石成分以变质泥岩（角岩）为主，其次为花岗岩，再次为砂岩、粉砂岩和粘土岩等。石英和长石因粒度较小，多和泥质一起呈杂基出现。根据这些成分的特征，并结合该区的地质情况，可以肯定它们主要来自其附近的下古生界浅变质岩系的老山及其中的酸性岩浆岩侵入体。

砾石成分的简单和复杂，在一定程度上可以反映其生成条件。如洪积和河成砾岩的砾石成分大都比较复杂，海湖滨岸砾岩的砾石成分大都比较简单。除此之外，它还取决于来源区的母岩性质。

四、根据砾岩在剖面中的位置的分类

砾岩在地质剖面中的位置，即砾岩与相邻岩层（尤其是下伏岩层）的接触关系，具有很大的地质意义。根据这种关系，可以把砾岩分为底砾岩、层间砾岩和层内砾岩。

1. 底砾岩

这种砾岩常常位于海侵层位的最底部，分布于侵蚀面上，与下伏地层呈假整合或不整合接触，为海进开始阶段的产物。

这种砾岩的成分一般比较简单，稳定性高的坚硬砾石较多，磨圆度高，分选性好；杂基含量少，主要是砂质—粉砂质成分，这表示它们经历了长距离的搬运。通常分布范围广，如山东汶南、蒙阴一带，上侏罗统汶南亚组与下伏寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系呈超覆不整合接触。在不整合面上，汶南亚组底部有底砾岩，砾径 1～5cm，砾石成分以石英岩为主(约占 80％～90％)，其次为石灰岩和少量火成岩，磨圆度好，多为钙质胶结，厚约 5～6m，分布普遍。

2. 层间砾岩

其特点是整合地夹于其他岩层之间，它的存在并不代表有侵蚀间断，与下伏地层是连续沉积的。在其砾石成分中，可有软的不稳定的岩屑，有时，这些岩屑甚至是主要的，如石灰岩、粘土岩及弱胶结的粉砂岩等岩屑，磨圆度差，杂基成分复杂，它们通常是当地岩石边冲刷、边沉积的破坏产物。如北京西山黑龙潭、郝家坊一带在下二叠统上杨家屯煤系中，有七层隧石中砾岩，它与砂岩、粘土岩组合成七个正旋回，岩性自下而上由粗变细，呈规律性重复出现，为层间砾岩。

3. 层内砾岩

层内砾岩是指该岩层在准同生期尚处在半固结状态时，经侵蚀破碎和再沉积而成的砾石沉积物，再经成岩作用而成的砾岩。这种成因的砾石确切地讲应属于内碎屑，故又称为同生砾岩。由于形成这种碎屑的作用常很局限，所以砾石成分单一，未经搬运或搬运距离很短，只有轻微磨损，并一般限于单一的沉积环境内，厚度通常几厘米，最大可到 1～2m。层内砾岩在碳酸盐岩中分布普遍，如我国北方寒武系和奥陶系中的竹叶状砾屑石灰岩；在砂岩内的泥页岩碎屑也是很常见的。后一种类型的层内砾岩，其中泥页岩砾石通常呈薄片状或板状“漂浮”在砂质的基质内，并出现在砂、泥岩互层剖面的砂质层底部。层内砾岩比较普遍，但不指示沉积作用上有任何大的间断。

这种砾岩常见于干燥气候条件下的冲积环境和湖泊或海滩环境中。其内碎屑的形成作用有以下三种成因：

1) 最普遍的是由浅滩或暂时的水退所形成。在这种条件下，由于干燥作用而产生泥裂，其后泥裂层被洪水淹没并扰动从而成了碎屑，经再沉积而成。产于红色层系内的泥页岩碎屑并伴有泥裂发育带和滨线特征者多属此类。

2) 在少数情况下，由于沉积物在水下发生滑动或坍塌而形成，某特点是板状碎屑扭折显著，且分布杂乱。在此条件下形成的角砾化的层内砾岩可追踪到具有显著变形褶皱和扭曲的地层，如我国四川侏罗系剑门组河流串沟砂坝沉积中，就有以泥岩砾石为主形成的层内砾岩。此砾岩体呈透镜状产出，岩层最大厚度处大于 2m，延伸约 20m，泥质砾石分选很差，无层理，冲刷构造发育。

3) 风暴浪打碎早期形成的半固结岩层并原地或新近堆积下来形成。

第三节　成因分类及主要成因类型

一、滨岸砾岩

这种砾岩主要形成于海或湖的滨岸地带，由河流搬运来的砾石沿海（湖）岸、经海(湖）浪作用长期改造而成。其特点是砾石成分较单一，以稳定组分为主，如石英岩、隧石及石英等；分选性好，往往以一个粒级占绝对优势，在直方图上显示为一个突出的主峰；磨圆度极好；扁平对称的砾石常见，粗砾很少。砾石最大扁平面向着深水方向倾斜，倾角不大，一般 7°～8°，不超过 13°。砾石长轴（即 A 轴）大致与海（湖）岸线平行。滨海砾岩中有时含滨海的生物化石碎片，但很少含有完整化石。在海侵过程中，这种砾岩常是底砾岩的开始部分。砾岩体成层性好，横向分布稳定，呈席状延伸。

二、河成砾岩

常见于山区河流中，多位于河床沉积的底部。砾石成分复杂，由于搬运不远，故不稳定组分仍然存在，常可出现由各种岩石成分组成的砾石；杂基中具大量石英、长石、暗色矿物等砂级碎屑和泥质混入物。分选较差，砾石的对称性差；砾石最大扁平面向源倾斜，呈叠瓦状排列，倾角较大，一般 15°～30°；长轴大部分与水流方向垂直，但近岸处多与岸边平行。河床砾岩化石少见，但有时可见大的硅化木。一般多呈透镜体出现，其底部可见冲刷现象，有侵蚀切割下伏岩层的痕迹，呈不平坦的冲刷面。

应当指出，上述砾岩的砾石排列定向性只是限于一般的稳定河流中。在湍急的山间河流中，砾石定向方式则有所不同，其特点是砾石长轴平行水流分布，最大扁平面或者向源倾斜，或者与水流方向一致。至于在洪水期密度很大的混浊河流中，则完全不出现叠瓦状构造，砾石多以直立状排列为特征。

在

的砾岩和角砾岩。有人认为,它的形成是由于粉砂质和泥质的水下河岸被冲蚀的结果。在这种情况下,砾石可以因粘土岩很软而具有极好的磨圆度,或者当埋藏迅速时而保存原有棱角。

滨岸砾岩（特别是湖成的）与距离山区不远的河成砾岩呈逐渐过渡关系，在它们之间常很难划定出确切的界线。为了找出海成与河成砾岩的鉴别特征，曾有过许多尝试。通常认为海成砾岩远比河成砾岩的磨圆度好，扁度大，最大扁平面对层面的倾角较小。此外，具叠瓦状的海成砾石倾向与砂岩斜层理倾向基本一致，而河成砾石倾向则与之相反。再次，滨岸砾岩粒度分布特征呈单众数，河成砾岩呈双众数。最后，滨岸砾岩成层性好，横向分布较稳定，呈席状延伸，而河成砾岩常呈透镜状产出。

河成砾岩多为复成分的岩屑砾岩，其中混有多种砾石成分，然而，在许多情况下是某种成分的砾石占优势。但有时它也可以是单成分的岩屑砾岩，如石灰岩砾岩、花岗岩砾岩。后者的存在反映了特定的地质条件，如近物源，供给区缺少砂、泥物质，强烈的构造活动以及快速侵蚀和沉积等。

三、洪积砾岩

在成层岩石圈中，最厚的砾岩堆积为山麓冲积扇—粗粒洪积物。它是由山区洪流（包括暂时河流和经常河流）在流出山间峡谷进入平原时，流速骤减，致使带出的碎屑物质快速堆积而成。这种砾岩沿山麓分布，厚度巨大，有时可达几千米，其形成与毗邻山区持续上升遭受剧烈剥蚀有关，它与砂岩、泥岩一起构成磨拉石建造。其特点为砾石较粗大，含较多中砾

级甚至粗砾级砾石，分选很差，直方图上常显不出特征峰值；磨圆度也低；杂基成分常与砾石成分相似，并多具泥质；胶结物多为钙质、铁质。岩体多呈透镜状和楔状体，在靠近山麓的岩体一侧，切割—充填构造很常见。沿剖面向上，砾石成分常作有规律的变化，这种变化是河流切割其流经区域的不同母岩的性质所决定的。

洪积砾岩在许多地区表现为具有磨拉石沉积特征的巨厚的岩屑砾岩。

山东蒙阴、泗水一带下第三系官庄组官上段为巨厚砾岩沉积，通称为宫庄砾岩。其特征为灰红色厚层块状细—中砾岩。砾径较粗，个别大于 1m。砾石成分单一，主要由下古生界石灰岩组成；只是近剖面顶部，除石灰岩砾石外，太古界混合花岗岩砾石增多，砾径也变得粗大。沿剖面向上，砾石成分与毗邻剥蚀区古生界地层岩性有明显倒序现象。砾石为次棱角状，分选性差，基质多为砂级碎屑和泥质，胶结物为钙质和铁质，其中夹少量粉砂岩透镜体，厚度大于 1000m。官庄砾岩的厚度巨大，砾石成分沿剖面向上规律变化，以及在泗水、蒙阴各凹陷中均沿凹陷北部边缘的西北方向断裂分布的这种特点足以证明：由于边界断层一侧物源区的多次上升，导致官庄砾岩在山前的迅速堆积。据此可以认为，这套巨厚砾岩为典型的洪积砾岩。

北京西山下第三系长辛店砾岩、甘肃祁连山北部上泥盆统老君山砾岩，都是山麓洪积砾岩。

四、冰川角砾岩

冰川角砾岩即通称的冰碛岩。其特点是成分复杂，常可见新鲜的不稳定组分；分选极不好，大的砾石和泥砂混杂，直方图上呈现多峰；有时砂泥含量甚多，砾石含量不超过 50%，与滨海（湖）砾岩相比，具有较多细粒填隙物。砾石多呈棱角状，有些碎屑常见几个磨平面，从而使角砾岩形状极为特征，如常见的所谓多面体砾石和熨斗状砾石，砾石表面常有丁字形擦痕。冰川角砾岩的层理不清，常呈块状；砾石排列极为紊乱，最大扁平面的倾角很大，甚至直立。

我国峡东地区震旦系南陀组为暗绿、灰绿色冰碛砾岩和泥岩，无层理，质松软，厚 90～150m。其中砾石砾径一般 5～25cm，个别可达 1m，分选性差。砾石成分复杂，有石英岩、石灰岩、片岩、片麻岩、花岗岩、砂岩和砾岩等。杂基成分主要是粘土、粉砂和砂；砾石大都呈棱角—次棱角状，表面可见冰川擦痕和冰蚀凹坑，其为典型的冰川角砾岩。

五、滑塌角砾岩

在地形陡峻地区的边界地带，常常由于某种地质营力作用发生崩塌，或沿斜坡发生地滑，从而形成滑塌角砾岩。这种角砾岩可以发生在陆上或水下，通过加进的水而过渡为泥流和浊流。滑塌和地滑通常与斜坡构造及岩性有关，特别是某些亲水性粘土矿物的存在，为上覆地层的运动提供了润滑剂。

此类砾岩的特点是棱角状角砾和磨圆砾石可同时存在，这是由于陡崖崩落下来的已固结的岩屑多呈角砾状，而当发生水下滑动时携带来的半固结底部沉积物很容易成为磨圆砾石。此种角砾岩分选性很差，砾石大小极不一致，由很小的到直径可达几米的都有，厚度变化大，常呈透镜状岩体产出。它们虽分布很局限，但却有特殊的地质意义。

六、岩溶角砾岩

岩溶角砾岩亦称为洞穴角砾岩。

这种角砾岩的形成与下伏物质（如膏盐层）被溶解以及上覆地层的坍塌作用有关，尤其是石灰岩的坍塌。因此，在地下水活动的石灰岩发育区，常可见到由溶洞顶壁垮塌堆积形成

的角砾岩。这种角砾岩有广泛的分布，并且在地层上有固定的层位，而且一般在深处被膏盐层所取代。其特点是角砾通常为板状碎片及各种大小的石灰岩块，杂基仍是碳酸盐质的或是风化的红土物质。角砾呈高度棱角状，毫无分选，成分单一。岩溶角砾岩一般因有大量碳酸盐岩细粒杂基而导致碎屑与杂基之间的区分不清楚。这种角砾岩层厚度变化很大，由几厘米到十米或者更厚。角砾岩层顶、底界特别是底界很明显。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

第七章　砂岩及粉砂岩

第一节　砂岩的一般特征

主要由砂（2～0.1mm 的陆源碎屑颗粒）组成的碎屑岩，称为砂岩。在砂岩中，砂的含量应大于 50%。

砂级碎屑组分以石英为主，其次是长石及各种岩屑，有时含云母和绿泥石等碎屑矿物。从结构上看，砂岩由砂粒碎屑、基质和胶结物三部分组成。基质和胶结物对砂岩都起胶结作用，但成因不同，基质是细粒的机械组分，粒度上限一般为 0.03mm。基质含量的多少反映岩石分选的好坏，是介质流体性质（密度和粘度）的一种标志。胶结物是指直接从溶液中沉淀出来的化学沉淀物，它有原生、次生之分，主要反映相应形成阶段的物理化学条件。

应当指出，在砂岩中，粘土矿物除沉积期的机械成因物质外，尚有成岩期时从孔隙溶液中沉淀生成的自生矿物（如自生高岭石、蒙脱石和绿泥石等)。

砂岩的化学成分不一致，这取决于碎屑组分和胶结物的成分。与岩浆岩的平均化学成分相比较，砂岩中的 SiO_2 含量很高，而 Al_2O_3 含量则大为减少，这是因为砂岩是机械沉积作用的产物，不稳定组分（如长石和岩屑）已被大量破坏淘汰，而稳定组分石英却相对富集所致，砂岩的矿物成分越复杂，其化学成分越近于岩浆岩，如岩屑砂岩和杂砂岩。砂岩的化学成分由于其中存在胶结物而变化很大，钙质、铁质、石膏质等胶结物的加入，自然就增加了 CaO，Fe_2O_3 的含量。

在砂岩中成熟度是一个很有用的概念，它是指砂岩中碎屑组分在风化、搬运、沉积作用的改造下接近最稳定的终极产物的程度。因而，成熟度的研究必须从碎屑成分的相对稳定性入手。一般来说，不成熟的砂岩是靠近物源区堆积的，含有很多不稳定碎屑，如岩屑、长石和铁镁矿物。高度成熟的砂岩是经过长距离搬运，遭受改造的产物，几乎全由石英组成。因此，砂岩中存在的岩屑和碎屑矿物的种类和相对丰度，亦即成分成熟度，是物源区地质条件、风化程度和搬运距离远近的反映。

在砂岩研究中，常用石英与长石加其他岩屑的比率作为成熟度的衡量标志。在重矿物研究中，则用“ ZRT ”指数。

砂岩中分选性、磨圆度及基质含量都影响其结构成熟度，它一般随再搬运次数和搬运距离的增加而增加。砂岩的结构成熟度通常与成分成熟度协调一致。

第二节　砂岩的分类

一、砂岩的分类现状

目前国内外砂岩分类普遍采用三角形图解，但也有用表格形式的。就分类依据的组分而言，概括起来，可大致分为三组分和四组分两种体系。

三组分体系主要是根据砂岩的三种砂级碎屑组分，如石英、长石及岩屑，对砂岩进行分类，我国过去采用的分类多属此种类型。1948 年克里宁提出了一个三角图解的砂岩分类方

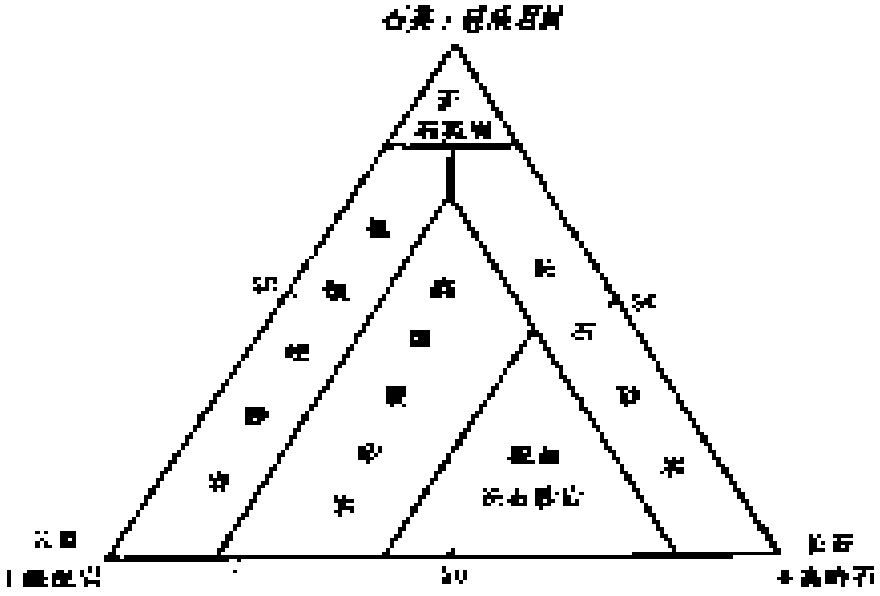


图 7－1　克里宁的砂岩分类
(克里宁，1948)

案（如图 7－1 所示）。他以来源区和构造变动为分类准则，确定三个端元组分：①石英＋硅质岩屑，代表岩石成熟度，即该组分含量越大，岩石成熟度越高，则其搬运历史越长；②长石＋高岭石，代表母岩的性质；③云母＋绿泥石，表示构造变动的强度，当构造变动大时，母岩风化剥蚀得快，碎屑物质快速掩埋，因此其中的不稳定组分（如云母、绿泥石等）尚能较多地保存。

图 7－1 中应用了硬砂岩一词，硬砂岩是指含大量的云母和绿泥石的岩屑杂砂岩，并依据长石＋高岭石与云母＋绿泥石的相对含量分出低级硬砂岩和高级硬砂岩。硬砂岩一词曾在我国广为使用。

对于采用三角图解的砂岩分类，不同作者对端元组分和分类界线的选择各不相同。福克(1954) 早期分类强调来源区的母岩类型，他确定的三端元组分为：①石英＋硅质岩（Q），表示沉积来源；②长石＋火成岩屑（F），表示火成来源；③云母＋变质岩屑（M），表示变质来源［如图 7－2 (a) 所示］。1968 年他提出的分类则偏重于母岩类型和矿物成熟度两个因素，端元组分的选择、分类界限和岩石名称的确定都有较大变动［如图 7－2 (b) 所示］。

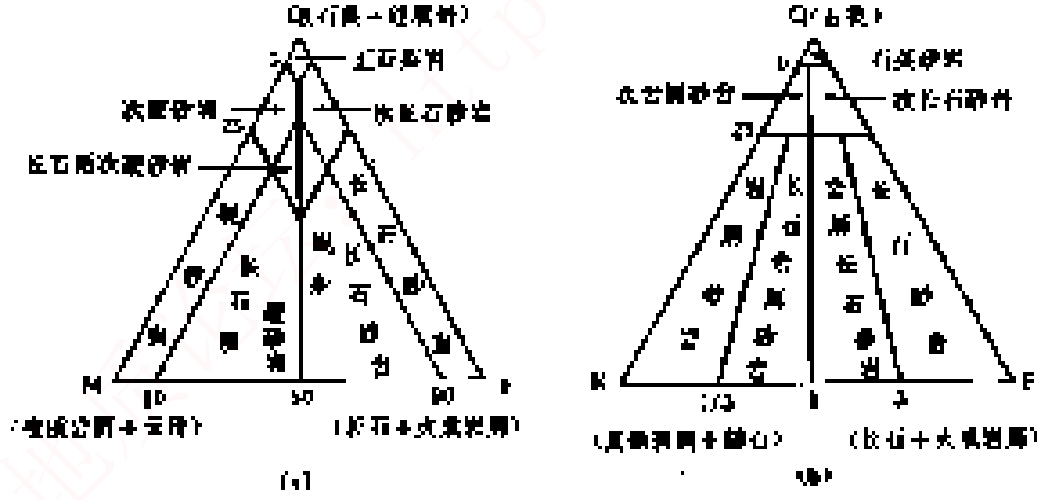


图 7－2　福克的砂岩分类
(a) 1954 年的分类；(b) 1968 年的分类

四组分砂岩分类体系除了考虑碎屑成分外，还把粘土基质（在强成岩—后生作用中变为云母及绿泥石）作为一个组分，引入到砂岩分类中来。这种分类在欧美地质界比较流行。

吉尔伯特的砂岩分类是四组分分类体系中较早期的代表之一。他的分类特点是首先按照分选性把砂岩分为两大类：①粘土基质含量大于 10％的、分选不好的混杂砂岩，归为杂砂岩（wacke，旧译为瓦克岩）；②粘土基质含量小于 10％的、分选良好的纯净砂岩，归为砂屑岩（arenite，或译为纯砂岩）。然后，再根据稳定和不稳定组分的相对含量划分一定类型。

裴蒂庄早在他 1949 年的砂岩分类中就把粘土基质作为分类依据之一，直到 1954 年他又

把粘土基质明确地由格架碎屑组分中区分出来，并与之并列，从而建立了四组分砂岩分类体系。他的理由是基质可以指示介质的流体性质，并且与含有大量粘土悬浮物的浊流形成机理密切相关。这种观点在他 1975 年的分类中表达的最为完备（如图 7－3 所示)。

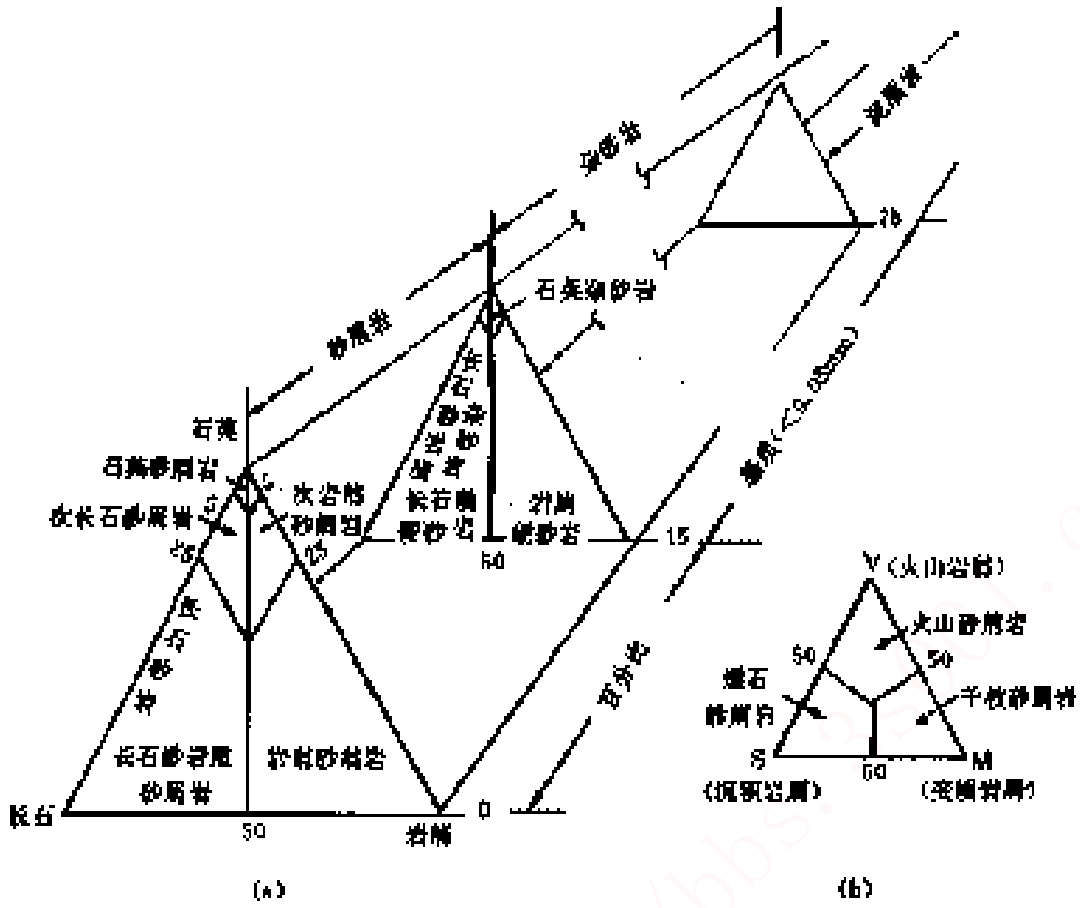


图 7－3　裴蒂庄的陆源砂岩分类 (1975)

(a) 基本分类（Dott，1964)；(b) 岩屑砂岩的次级分类（Folk，1968）

他把反映成因的来源区、矿物成熟度及流体性质等因素（介质的密度和粘度）作为砂岩分类的准则。首先以基质含量 15％为界限把砂岩分为两大类：砂屑岩和杂砂岩。然后，再以砂岩的主要碎屑组分石英、长石和岩屑为二端元，分别以 Q，F 和 R 表示，进一步分类和命名。因此，他的分类可以反映砂岩的重要成因特征。

综上所述，国内外砂岩分类现状中所表现的主要趋向可以概括出以下几个问题，即粘土基质的处理、端元组分的组合方式、三角图的形式及其划分、辅助三角图的采用、关于硬砂岩的使用等。上述问题在本文建议的分类中都适当地加以考虑，力求使砂岩分类体系更具科学性和应用性。

二、建议的分类

1. 分类原则和依据

理想的砂岩分类应当兼顾描述和成因两个方面。

就成因观点而言，砂岩分类应当反映岩石生成的三个主要问题：①来源区的母岩性质；②搬运和磨蚀历史，即岩石成熟度；③沉积时的介质物理条件，即流动因素。从具体标志来说，应当选择砂岩中的石英、长石、岩屑和粘土基质四种组分作为分类依据。因为这些变量容易鉴别，又有成因意义，它们彼此间的数量关系可以反映砂岩的成因特征。

不稳定碎屑组分可以反映物质来源。长石是花岗质母岩的标志，岩屑则是火山岩、沉积岩和浅变质岩母岩的标志。长石和岩屑的比值（即 F/ L 称为来源指数）可以反映出来源区母岩组合的基本特征。至于石英（指单晶石英）碎屑颗粒，它的来源是多方面的，既可以来

源于富含石英的石英岩、花岗岩、片麻岩等岩石，也可以是经历多次沉积旋回的产物。所以石英与长石和岩屑不同，它常常不能直接反映来源区的母岩性质，需要经过一些测试。

搬运和磨蚀的历史可以通过稳定组分和不稳定组分的相对量比（即 Q/ F + R，称为矿物成熟度）来表示。在一般情况下，矿物成熟度越高，磨蚀条件越好，搬运历史也越长。砂岩中分布最普遍的稳定组分是石英。本文主张燧石和其他硅质岩屑不归入石英端元，将其放入岩屑组分之中。介质的物理条件（密度和粘度）是影响碎屑物质机械沉积的重要因素，砂岩中粘土基质的有无和数量多少，是机械分异作用好坏的具体指标，介质的这种性态可以用碎屑与基质比值（即 C/ M 称为流动指数）来表示。C/ M 比值可以直接反映砂泥混杂的程度，即岩石分选性的好坏。如果 C/ M 比值很小，则砂泥混杂、分选性很差，说明簸选不彻底，沉积物堆积速度很快。

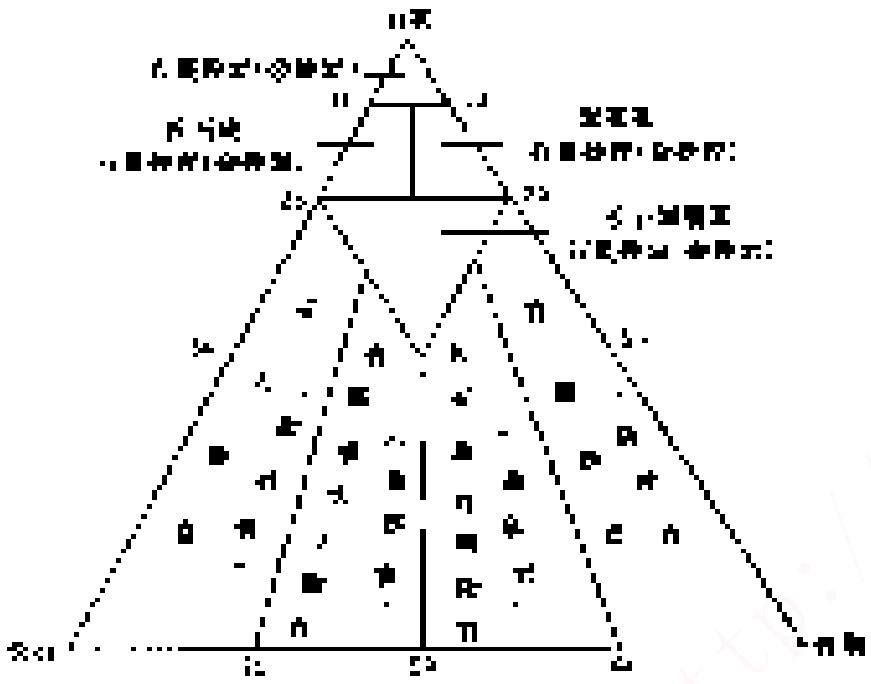


图 7－4　砂岩的成分分类
（根据基质含量 15 % 为界，分别命名为砂岩和杂砂岩）

2　建议的砂岩分类

本文采用的砂岩分类属于四组分分类体系。首先按基质含量将砂岩分为砂岩和杂砂岩两大类：前者为基质含量小于 15 % 的、分选性好的纯净砂岩；后者为基质含量大于 15 % 的、分选性差的混杂砂岩。从油气储层沉积学研究结果来看，规定粘土基质含量 15 % 为划分两类砂岩的界线，理由是基质含量大于 15 % 的砂岩分选性差，砂岩的孔隙度和渗透率显著变坏，一般难以成为储集油气的砂岩。当基质含量大于 50 % 时，则过渡为泥质岩。

在砂岩和杂砂岩中，按照三角图解中三个端元组分——石英（Q）、长石（F）及岩屑（R）的相对含量划分类型（如图 7－4 所示）。如长石大于 25 %、长石大于岩屑的为长石砂岩（杂砂岩）类，岩屑大于 25 %、岩屑大于长石的为岩屑砂岩（杂砂岩）类，长石和岩屑含量都小于 25 % 的为石英砂岩（杂砂岩）类。每类界限可按具体界限再划分亚类（见表 7－1）。这一分类的特点既能很好反映砂岩成因特征，即搬运磨蚀历史和来源区母岩性质，又保留了传统作法，以长石或岩屑含量大于 25 % 作为长石砂岩类或岩屑砂岩的分界，便于野外鉴定。此外，岩屑端元的组合方式包括燧石、硅质岩屑和花岗质岩石在内的各种岩屑以及碎屑状云母及绿泥石，这样可以减少分类工作中的困难。

表 7－1　砂岩成分分类表

岩类名称	岩　石　名　称	主要碎屑颗粒含量，%			备　　注
		石　英	长　石	岩　屑	
石英砂岩	1. 石英砂岩	> 90	< 10	< 10	
	2. 长石质石英砂岩	75～90	5～25	< 15	长石 > 岩屑
	3. 岩屑质石英砂岩	75～90	< 15	5～25	岩屑 > 长石
	4. 长石岩屑质石英砂岩	50～70	< 25	< 25	

续表

岩类名称	岩石名称	主要碎屑颗粒含量，%			备注
		石英	长石	岩屑	
长石砂岩	5. 长石砂岩	< 75	> 25	< 25	
	6. 岩屑质长石砂岩	< 65	25～75	10～50	长石 > 岩屑
岩屑砂岩	7. 岩屑砂岩	< 75	< 25	> 25	
	8. 长石质岩屑砂岩	< 65	10～50	25～75	岩屑 > 长石

说明：当基质含量 > 15 % 时，岩石名称相应改称为石英杂砂岩、长石杂砂岩和岩屑杂砂岩等

对于富长石特别是富岩屑砂岩（一般指长石或岩屑含量大于 75 %），可以采用辅助三角图解，辅助三角图的三个端元组分可根据具体情况灵活选择。例如，岩屑可细分为沉积岩屑、火成岩屑及变质岩屑三端元，或燧石、喷出岩屑及千枚岩 + 板岩三端元；长石可细分为钾长石、钠长石和更长石三端元等。按照岩屑成分或长石性质可将岩屑砂岩或长石砂岩进一步划分和命名。

砂岩（杂砂岩）基本类型的划分是根据主要的陆源碎屑组分，没有考虑次要矿物和特殊矿物。当砂岩中含有这些矿物时，可采用附加定名，如海绿石石英砂岩等。

第三节　石英砂岩类

一、主要类型

碎屑石英是这类砂岩中最主要的成分，其含量限定为大于 50 %，长石和岩屑的含量皆小于 25 %。在这类砂岩中最典型的砂岩是石英砂岩，其次是长石质石英砂岩和岩屑质石英砂岩。至于石英含量小于 75 % 的长石岩屑质石英砂岩，乃是界于长石砂岩和岩屑砂岩之间的过渡类型，其本身性质与石英砂岩的一般特征比较，已有相当的差别。

1. 石英

石英砂岩类最突出特征是石英碎屑占 90 % 以上，含有少量长石和燧石等岩屑，即狭义(纯) 石英砂岩。其中重矿物含量极少，往往不超过千分之几，且多为稳定组分，通常由极圆的锆石、电气石、金红石等组成，有时有钛铁矿及其衍生的白钛石。

石英大都为单晶石英，至于多晶石英和波状消光石英，似乎都比单晶石英稳定性差，它们所占比例趋于减少。大部分石英碎屑常磨得很圆，表面光泽暗淡呈雾状，大小均一，分选良好，缺少泥质。这些砂岩在成分和结构上的成熟度很高，表明它是接近理论上砂岩演化的终极产物。

几乎所有石英均含包裹体，因此，按照包裹体的种类和含量推断它们的可能来源是有一定帮助的。

由于应力作用所造成的波状消光，也是单晶石英的一种特征，据此特点可以很容易地与一般石英加以区别。这种应变有时与受到相邻砂粒的挤压有关，但也可来自于母岩，因为具有波状消光的石英最常发育在片岩、片麻岩等变质岩石中。

2. 长石岩屑及多晶、复晶石英划入岩屑类型

长石主要是微斜长石、正长石和钠长石，通常在大多数比较细粒的石英砂岩中至少含少量长石 。岩屑可能只包括少量磨蚀好的燧石和石英岩等。这些岩屑虽然含量很少，但可能是来源区的线索。

3. 胶结物

胶结物大多为硅质，次为钙质、铁质及海绿石等。

1）氧化硅是最常见的胶结物，甚至在以其他成分胶结物为主的砂岩中，氧化硅也是存在的。

长在碎屑石英表面的次生加大边的形式进行，它从碎屑颗粒表面向外生长，其光性方位与碎屑石英具有连续性。在不完全胶结的砂岩中，再生晶有发育良好的晶面，它在薄片中显出残余孔隙的平直边界；而完全胶结的砂岩，再生晶沿不规则的边界相遇，形成紧密接触的石英嵌晶式集合体。所有这些次生加大物质完全透明，并且一般根据原来碎屑颗粒较为污秽的表面，可以圈出碎屑石英的原形轮廓。或者由于碎屑石英含有大量包裹体，完全呈云雾状而与其透明的次生边缘明显区分开来。正是它们之间的这些差异，才显示出砂岩所具有的碎屑结构。

在少数情况下，硅质胶结物的形式可以是蛋白石或玉髓，或两者均有。蛋白石可在碎屑石英颗粒上形成同心状包壳，并可部分伸入孔隙或全部充填孔隙。有时，可在相邻石英颗粒的接触点上没有蛋白石，这足以证明，这种包壳的形成是在沉积之后，而不是在沉积之前。玉髓的胶结作用与蛋白石相似，不同的是它可以呈微纤维状扇形构造，并且有双折率以及正延性或负延性。

2）碳酸盐胶结物以方解石较常见，它有三种形式：①每一个单独的孔隙被一个单晶方解石所充填；②方解石的结晶呈大的“嵌晶状”斑块，其中包含着许多碎屑颗粒；③方解石在单个的石英颗粒上形成晶簇状包壳。此外，在碳酸盐胶结物中白云石也较常见，白云石呈小的多面体产出，其大小有时与砂粒大致相等。

3）其他胶结物很少见，并且一般是非常局部而有限的现象，如硬石膏、重晶石和天青石，以及海绿石等。其中硬石膏较常见，其特征为具有线形解理，极易识别。它常与其他胶结物共生，而且总是在最后才沉积出来。

4）根据胶结物的成分，可将石英砂岩进一步分类和命名，如铁质石英砂岩、钙质石英砂岩及硅质石英砂岩等。

4. 特征和分布

石英砂岩的颜色大部分为灰白色，有些略带浅红、浅黄、浅绿等，少数为较深色调。其颜色主要取决于胶结物的颜色，如胶结物为海绿石，则岩石呈浅绿色调。有时碎屑石英表面包有一层赤铁矿薄膜，虽然它可能只占整个岩石的一部分或更少，但却使岩石呈浅红或浅褐色。

波痕和交错层理是石英砂岩的特征构造，产状一般为厚度不大的稳定层状。这类砂岩极为常见，据统计，约占砂岩总量的 1/3，时代分布也广，但以前寒武纪和早古生代为多，主要产于构造条件相对稳定的海洋滨岸地区。

随着长石和岩屑含量的增加，石英含量的相对减少，石英砂岩过渡为长石质石英砂岩或岩屑质石英砂岩。这两类砂岩的共同特点是石英含量仍较高，都大于 75%，仍可以看做是“净化”较高的砂岩。这类岩石的形成，一方面取决于来源区的母岩性质，另一方面还取决于碎屑物质搬运和磨蚀的历史。

长石质石英砂岩中长石的含量多于岩屑，一般为 5%～25%，常见钾长石和酸性斜长石，而岩屑小于 15%。重矿物除稳定组分外，一般尚含有稳定性差的组分，如十字石、蓝晶石等。

岩屑质石英砂岩中岩屑的含量多于长石，一般为 5%～25%，而长石为 15%。岩屑多为抵抗风化能力较强的石英岩、燧石和硅质岩等岩屑，重矿物也相应增加了不稳定组分。

长石岩屑质石英砂岩是向长石砂岩和岩屑砂岩的过渡类型，其中石英含量已显著减少，为 50％～75％，长石和岩屑含量有所增加，但均不超过 25％，成分较复杂，一般常与长石质石英砂岩和岩屑质石英砂岩共生。

二、实例

塔里木盆地下

69％～96％，长石 1％～10％，岩屑 4％～22％，中—细粒为主，分选、磨圆较好，含有一定数量浑圆状石英颗粒。粘土杂基含量甚微，以硅质胶结发育为特征。硅质胶结有次生加大、自形自生石英和粒表微晶三种形式，其次是碳酸盐胶结(如图 7－5 所示)。东河砂岩主要形成于滨—浅海沉积环境，属于滨岸相的滩坝砂体，岩性、岩相稳定，砂岩物性好。东河砂岩段埋深可达 5～6km，仍具有较好的孔渗性，孔隙度为 10％～28％，渗透率为(1.0～1540)×10^{-3}μm^2。因成岩作用不均一性，物性也有相应变化，既有原生孔隙分布区，也有次生孔隙分布区(如图 7－6 所示)。塔里木盆地东河砂岩是我国首例大型海相碎屑岩油气田。

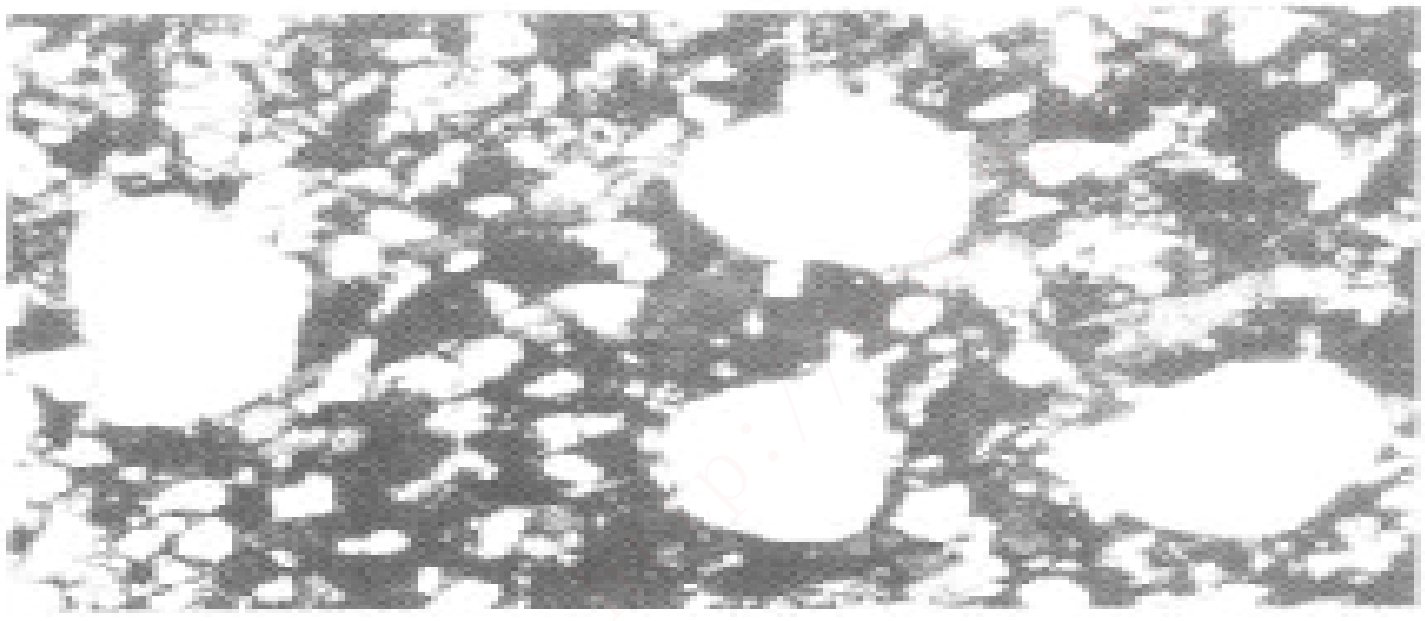


图 7－5　含有浑圆状石英颗粒的石英砂岩

(塔里木盆地，塔河 2 井，东河砂岩段，正交，×40)

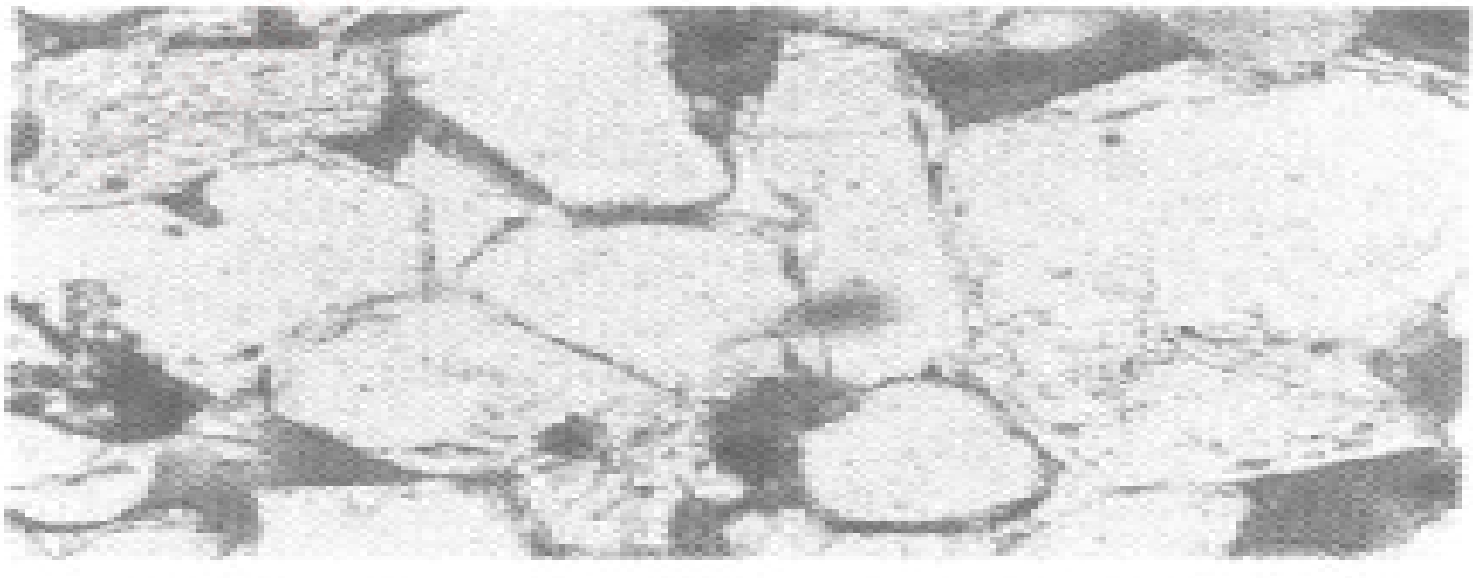


图 7－6　含油石英砂岩石英次生加大和粒间孔隙

(塔里木盆地，塔中 11 井，东河砂岩段，单，×100)

北京昌平和河北唐山龙山组均发育有含海绿石长石石英砂岩（如图 7－7 所示)。在唐山所见的石英砂岩，碎屑成分几乎全为石英，偶见石英岩岩屑，有的石英内含大致平行排列的尘状包裹体。胶结物为硅质，并均围绕石英颗粒形成次生加大边。含少量自生团粒状海绿石，大部分已褐铁矿化，分选性好，磨圆度高，借助颗粒边缘的粘土包壳可以分辨出颗粒的轮廓，属于海绿石沉积石英岩。

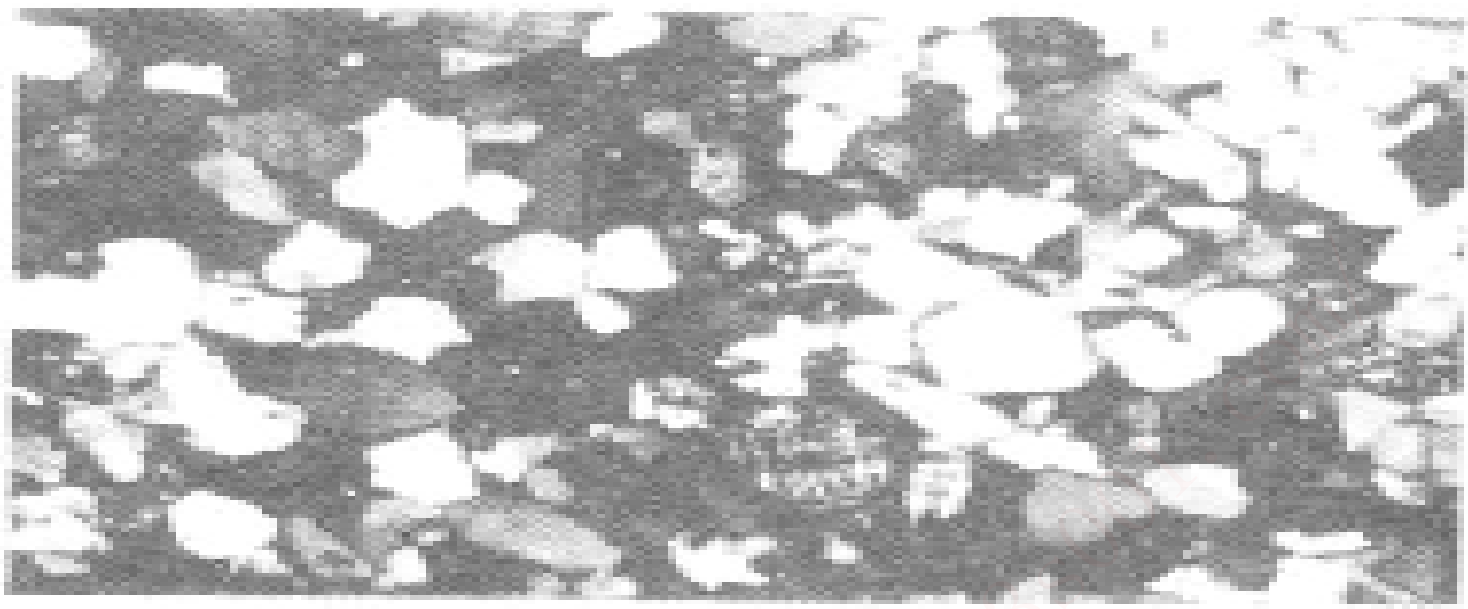


图 7－7　含海绿石长石石英砂岩

(唐山，震旦系龙山组，正交，×60)

河北宣化庞家堡中、上元古界串岭沟组有铁质石英砂岩（如图 7－8 所示)。碎屑成分全为石英，石英中常含有液体和矿物包裹体，主要为铁质胶结，石英颗粒多被铁质交代，呈现不规则边缘。少部分石英具有次生加大，有的次生加大边被铁质交代。据此推断，硅质胶结可能发生在先，铁质胶结在后。分选性和磨圆度均较好。

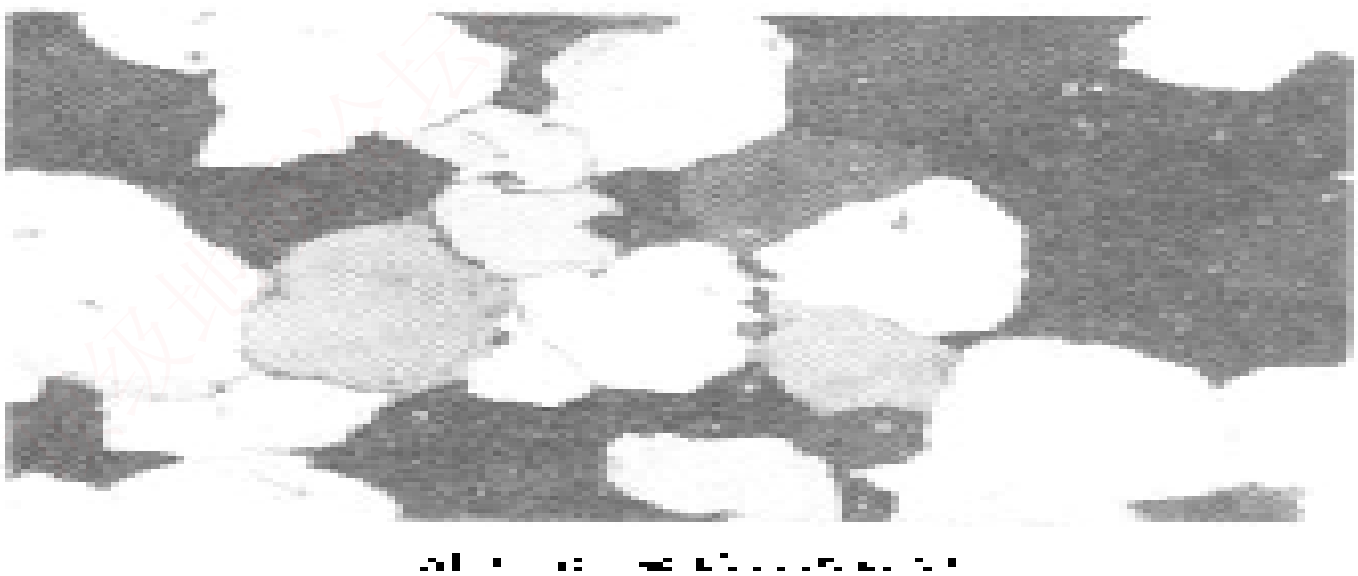


图 7－8　铁质石英砂岩

(河北庞家堡，长城系底部，正交，×100)

三、成因

纯净的石英砂岩具有高成分成熟度和结构成熟度，主要来自花岗岩母岩彻底风化产物，多形成于有障壁和无障壁的滨—浅海砂质海岸沉积环境。在河流或湖泊环境也可形成长石石英砂岩、岩屑石英砂岩类。

第四节　长石砂岩类

一、主要类型

长石砂岩类包括长石砂岩和岩屑质长石砂岩。

长石砂岩主要由石英和长石组成，石英含量小于 75％，长石含量大于 25％，岩屑含量小于 25％。石英颗粒一般不规则，并且磨圆度差。因为颗粒较粗，所以有较多的多晶石英存在，同时还有石英和长石并连在一起的颗粒（如图 7－9 所示）。

长石含量较高是本类砂岩的特点，为 2％～100％，但实际上长石含量高于 75％的极为罕见。长石中钾长石类或酸性斜长石类（$An_{0\sim40}$）均可为主要的长石，但基性斜长石少见。钾长石类以正长石为多，具有网格双晶的微斜长石和条纹长石也常见，其变化可由极新鲜的至强烈风化的（高岭石化）的各种状况。高岭石化长石表面呈土状或云雾状，新鲜的或微弱风化的表面光洁如石英。钾长石以解理、负突起和稍低的干涉色区别于石英。高岭石化在沉积前和沉积后都常见，如果长石呈现出透明的次生加大，并带有云雾状碎屑核心，则后生的高岭石化显然是在沉积前发生的。在钙质胶结的长石砂岩内，长石可以显出不同程度的交代，即从颗粒边缘被溶蚀到甚至颗粒完全被交代。

含有大的云母碎屑是长石砂岩的特征，白云母和黑云母两者都常见，含量可高达 10％以上。它们在比较细粒的岩石中最多，一般比其共生的石英和长石颗粒要大些，常沿层面平行排列。云母片因受邻近颗粒的挤压，可产生弯曲甚至裂开，黑云母常见绿泥石化。

岩屑在长石砂岩中通常作为附属成分，其种类因陆源区的母岩类型而异，具有混合来源，在同一岩石中会有多种岩屑类型。

重矿物一般比石英砂岩类的含量高，可达 1％以上，成分较复杂，既有稳定组分，如锆石、金红石、电气石、柘榴石和磁铁矿等，还常见稳定性差的矿物，如磷灰石、榍石、绿帘石、角闪石等。然而，在许多古老的沉积中，仅含有上述最稳定的矿物，特别是锆石、金红石和电气石。

本类砂岩中含有少量粘土基质，它总是很细而污浊，并常被氧化铁和有机物污染。只有当其重结晶为细粒集合体时，才有可能大致分辨其类别，一般是高岭石质的，有时为云母类和绿泥石类矿物。

胶结物常为钙质，有时为铁质，硅质的较少。较古老的长石砂岩可显出石英和长石的次生加大现象，而且当次生加大很完善时，可使砂岩很像花岗岩类的岩石。

长石砂岩的化学成分与其花岗岩质母岩极其相似，富含 Al_2O_3 及 K_2O。与杂砂岩不同，其中 K_2O 常大于 Na_2O，Fe_2O_3 大于 FeO。在含有碳酸盐胶结物时，砂岩中 CaO 及 CO_2 的含量也随之增加。

长石砂岩随着其中岩屑含量的增加，则逐渐向着岩屑砂岩过渡，当岩屑含量增加到介于 10％～50％之间，其中长石含量（25％～75％）仍大于岩屑含量时，则称为岩屑质长石砂岩（如图 7－10 所示）。

二、实例

松辽盆地白垩系青山口组—姚家组中部富油组合（萨、葡、高）主力产层主要由粗粉砂—细粒岩屑质长石砂岩组成（如图 7－9 所示）。长石含量一般为 27％～45％，主要是钾长石和中—酸性斜长石类，通常在砂岩中长石含量都高于石英（也有少量与石英含量相近）。

岩屑含量为 18％～4％，主要是中—酸性喷出岩和浅变质岩为主。石英含量为 28％～40％，一般不超过 5％。颗粒磨圆和分选中等。杂基包括两类：粘土质杂基（主要是陆源伊利石）和碳酸盐杂基（或灰泥），含量一般为 4％～8％。胶结物有硅质、粘土质、浊沸石和碳酸盐等成分。硅质胶结物主要以次生加大出现，含量一般为 2％～5％；自生粘土矿物占 3％～5％，成分主要是高岭石；浊沸石胶结物含量一般为 2％～8％，是一种含钙、含水的铝硅酸盐矿物，分子式为 $CaAl_2Si_4O_24H_2O$，各砂层组中普见浊沸石。碳酸盐胶结物一般含量在 0～1％左右，仅在个别层段中稍高。这些砂岩是构成松辽盆地白垩系北部大型河流三角洲相砂岩的主体部分，与泥质岩呈间互层产出，多在正旋回下部或复合旋回中部，储层物性好。

渤海湾地区各油田下第三系沙河街组碎屑岩储层以中—细粒岩屑质长石砂岩为主（如图 7－10 所示）。碎屑含量一般为石英 55％、长石 35％、岩屑 10％。岩屑类型有泥质岩屑、安山岩屑等。泥质基质一般为 5％～10％。胶结物主要是碳酸盐和硅质，约占 5％～10％。这类砂岩主要分布在三角洲相、扇三角洲和湖底扇相大小不一的河道或沟道型砂岩体中，是构



图 7－9　细粒岩屑质长石砂岩

（松辽盆地，下白垩统，正交，×100）



图 7－10　中—细粒岩屑质长石砂岩

（东濮凹陷，卫 57 井，沙三段，正交，×100）

成优质储层的基础。

河北唐山中、上元古界长城系底部发育有长石砂岩（如图 7－11 所示），不整合在太古界之上，系由古老的花岗岩质岩石风化而来。碎屑成分主要是石英和长石，有少量石英岩屑，偶见白云母，长石含量可高达 50％以上，主要为微斜长石（具格子双晶）和正长石，少量为斜长石。长石较新鲜，粘土质胶结。个别长石颗粒见次生加大现象，从而使长石具有良好晶形。分选不好，圆度为次棱角状至次圆状，岩石呈肉红色，很像新鲜的花岗岩。

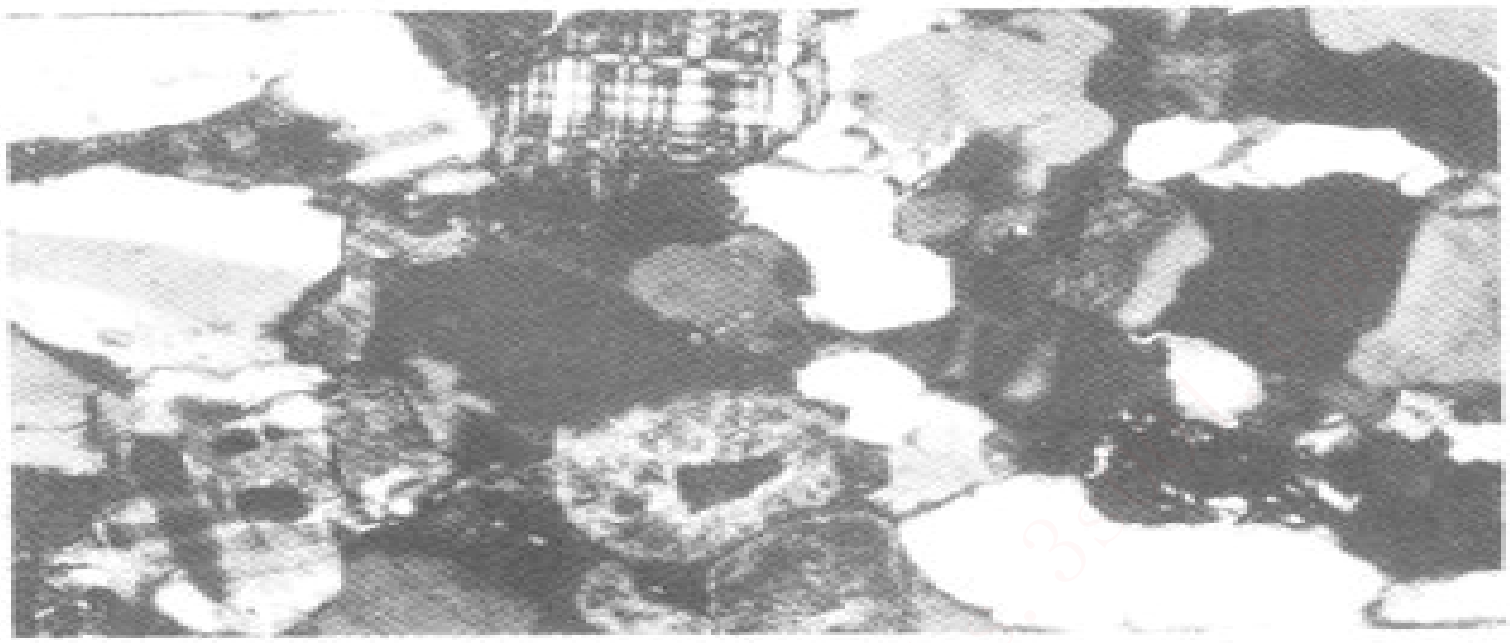


图 7－11　粗粒长石砂岩

（河北唐山，中、上元古界长城系，正交，×60）

三、成因

长石砂岩的形成在很大程度上取决于母岩成分，首先要有富含长石的母岩，如花岗岩、花岗片麻岩等，这是长石砂岩形成的物质基础。另外，还需要有利于母岩崩解的条件，主要是构造条件和气候条件。

在构造运动比较强烈的地区，形成高差较大的地形起伏，花岗质基底隆起，相邻地带发生沉陷，从而使母岩遭受剧烈侵蚀，快速堆积。由于风化时间短暂，主要是物理风化使其机械破碎，抵抗风化能力较弱的长石得以保存下来，在邻近母岩的沉降带形成局部很厚的长石砂岩体。

第五节　岩屑砂岩类

一、主要类型

岩屑砂岩类包括岩屑砂岩和长石质岩屑砂岩。

岩屑砂岩含有丰富的岩屑，在其碎屑含量中，岩屑大于 25％，长石小于 25％，石英含量在 75％以下。

岩屑成分复杂，有时在一种砂岩之内岩屑可有 20 种之多，但一般只有几种是主要的。常见的可分三类：①各种隐晶质的喷出岩屑；②板岩、千枚岩及云母片岩等低级变质岩屑；③粉砂岩、粘土岩、硅岩及燧石岩屑，甚至还有泥晶石灰岩和白云岩等的沉积岩屑。

石英一般也是岩屑砂岩的主要成分，在含有沉积岩屑的砂岩中可能含有大量石英，它们

大部分可能来源于先前存在的砂岩，其磨圆度通常比长石砂岩及杂砂岩中的石英要圆些。在富含变质岩屑的砂岩中，大部分石英可能是变质成的波状消光石英和多晶石英，这种石英往往呈棱角状至次棱角状。

长石含量一般较少，在岩屑砂岩中含有较多长石时，常可见到各种斜长石、正长石、条纹长石和微斜长石等，但主要的长石一般为酸性斜长石，有时在同一岩石中可见云雾状的风化长石和表面光洁的新鲜长石并存。

在许多岩屑砂岩中，碎屑云母常是值得注意的组分，可以有黑云母和白云母。云母片一般平行层理面富集，常常由于压实作用而发生变形，在相邻石英颗粒之间成弯曲状甚至破裂，这种现象在垂直层理的切片中观察最为清楚。它常见于泥质含量少的胶结紧密的砂岩中，然而，在胶结紧密的钙质砂岩中变形云母很少见到。这种胶结作用是在云母碎屑埋藏深处受到挤压之前发生的。

常见的重矿物，有锆石、电气石、角闪石、绿帘石、斜黝帘石、榍石和柘榴石等。这些矿物广泛地分布于许多种源岩之中。其他常见的重矿物，如十字石、红柱石、蓝晶石和硅线石，肯定来源于变质岩，而辉石则是来源于基性火成岩。应当指出，在较为古老的地层中，因为稳定性差的矿物在成岩作用过程中常遭破坏，只有更稳定的矿物方可出现。

岩屑砂岩常有碳酸盐和氧化硅胶结物。当为氧化硅胶结时，碎屑石英可显次生加大现象，一般缺乏基质物质；然而在压实作用较强的砂岩中，较软的泥质岩屑在石英颗粒间可以发生变形，出现假基质。这种压碎的泥质岩屑与充填孔隙的真正基质极为相似，很难识别，一般可按下列特征大致判断：

1）假基质只充填某些孔隙，并不充填在全部孔隙内；

2）可能显出残留的结构、构造，如层理、页岩和粉砂岩的结构特性等；

3）泥质岩屑虽经压实变形，但在整体上与基质的颜色和结构具有较明显的不均一性。

岩屑砂岩在化学成分方面的差异，如同矿物成分一样也是很大的。其特征是 Al_2O_3 和 K_2O 的含量比较高，这反映了岩屑的泥质性质；Na_2O 和 MgO 含量一般较低，有的 MgO 含量较高是由于有白云岩碎屑的缘故。在钙质胶结的砂岩中，CaO 及 CO_2 的含量高，有时因泥晶石灰岩岩屑的大量出现也有同样结果。以燧石为主的岩屑或硅质胶结物的加入，可以显出异常的 SiO_2 含量。

岩屑砂岩一般呈浅灰色，灰绿色及灰黑色也常见；分选性及磨圆度均不好。

岩屑砂岩中随着长石含量的增加，逐渐向长石砂岩过渡，当长石含量增加到 10％～50％之间，其中岩屑含量（25％～75％）仍大于长石含量时，称为长石质岩屑砂岩（如图 7－11 所示）。

二、实例

我国石炭系—二叠系、侏罗系、第三系含煤地层中普遍分布岩屑砂岩类。如吐哈盆地侏罗系岩屑砂岩（如图 7－12 所示）岩屑含量一般在 50％以上，最高可达 90％。岩屑主要是喷出岩、沉积岩、花岗岩、凝灰岩及变质岩。石英含量一般小于 25％，长石含量一般小于 15％。由于压实作用，塑性岩屑变形强烈，由于酸性水溶解作用次生孔隙较发育。胶结物类型多，但数量少，主要有碳酸盐、自生高岭石、石膏、硬石膏和沸石类矿物。

渤海湾地区下第三系沙河街组有岩屑砂岩。辽河坳陷西部的浊积岩中有火山岩屑砂岩，石英为 40％～60％，长石小于 25％，岩屑一般为 30％～50％；岩屑成分主要是玄武岩岩屑和安山岩岩屑以及少量凝灰岩岩屑（如图 7－13 所示）。黄骅坳陷北部靠近埕宁隆起西北侧，分布有钙岩屑砂岩，这主要是因为古河流流经埕宁隆起的石灰岩发育区，携带了大量不稳定

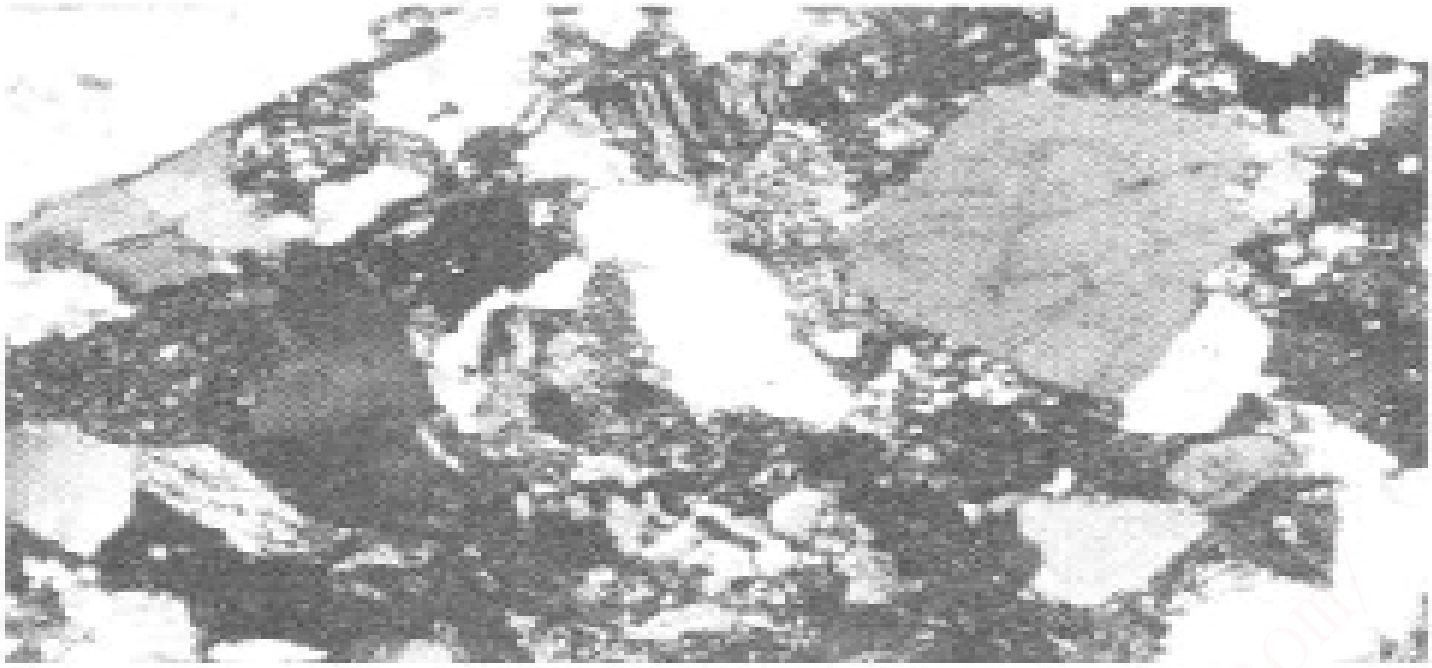


图 7－12　中—细粒长石岩屑砂岩

(吐哈盆地，勒 3 井，侏罗系，正交，×60)

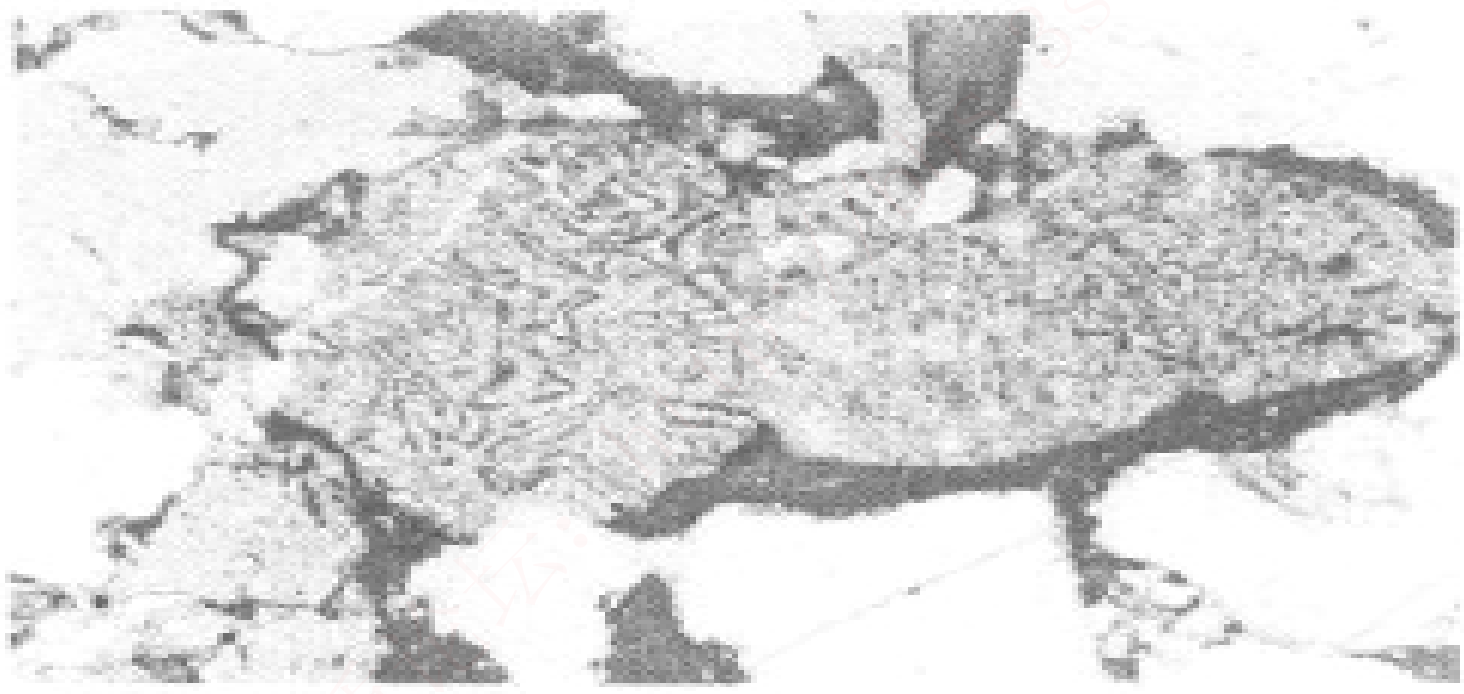


图 7－13　凝灰岩岩屑砂岩及粒间孔隙

(辽河坳陷，牛深 2 井，沙三段，井深 4146m，单偏光，×100)

的石灰岩屑所致，而其他成分碎屑极少。

华北地台石炭系—二叠系煤系地层中除了以硅质岩屑为主的岩屑砂岩外，主要是岩屑质石英砂岩（如图 7－14 所示)，胶结物主要是石英，次生加大普遍，物性较差。

三、成因

岩屑砂岩分布也较广，估计占全部砂岩的 1/5～1/4。岩屑砂岩的形成条件与长石砂岩基本类似，需要有利于不稳定物质产生和沉积的条件。只有在这种条件下，强烈的物理风化和近源快速堆积，才可使大量母岩的崩解产物得以保存。随着远离母岩区，不稳定组分分解破坏，稳定组分相对增加，而常过渡为岩屑石英砂岩。

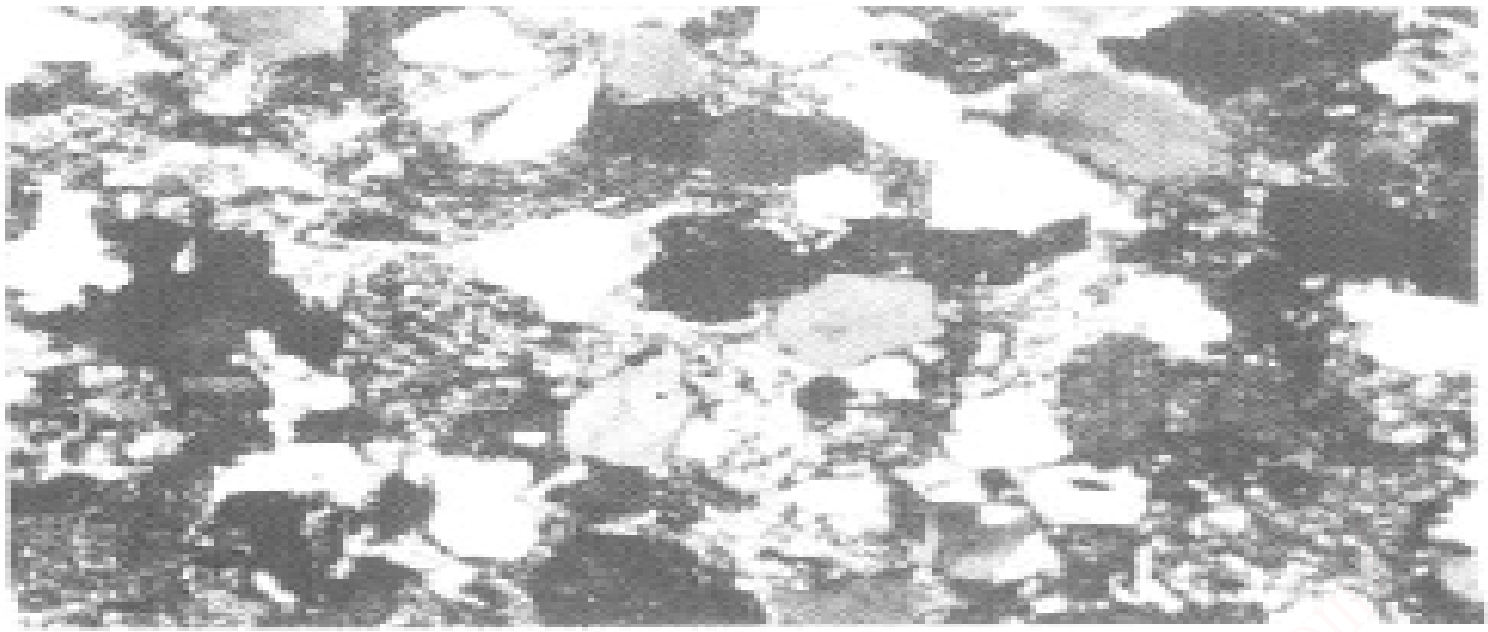


图 7－14　燧石岩屑质石英砂岩

（河北石门寨，石炭系—二叠系，单偏光，×40）

第六节　杂 砂 岩 类

一、定义

本文将杂砂岩定义为粘土基质为 15％的、分选不好的、泥砂混杂的砂岩。它在分类上与纯净砂岩并列，进一步分类和命名原则与纯净砂岩相同。

二、一般特征

杂砂岩一般富含石英，有不同比例的长石和岩屑，通常含少量云母碎屑。石英一般有棱角，常有显著的波状消光，通常构成碎屑部分半数左右。

长石主要是斜长石，钾长石少见。在较年轻的砂岩中，可见酸性斜长石和基性斜长石混生，但在较古老的岩石中，常见钠长石、奥长石和酸性中长石，偏基性的斜长石因不稳定，极为稀少。某些砂岩中含有浊沸石，推测这种钙质沸石可能是钙长石蚀变后形成的。长石一般是新鲜的，但有些长石颗粒常因有蚀变产物而呈云雾状。这有的是由于风化形成了粘土矿物造成的，但许多是由于成岩时期交代作用或经过低级变质作用，形成了像绿泥石、绢云母和碳酸盐之类矿物所致。

岩屑主要是泥页岩、粉砂岩、板岩、千枚岩和云母片岩，隧石和细粒石英岩及多晶石英也可以较丰富。有些砂岩含具有长石微晶的细粒火山岩岩屑，其中以酸性火山岩岩屑较常见，安山岩岩屑较少。

碎屑云母，如白云母和黑云母以及绿泥石化的黑云母常见。

在许多杂砂岩中，还有方解石、铁白云石等碳酸盐矿物，它们一般呈不规则斑点状产出，通常交代基质，又交代某些岩屑和长石颗粒。方解石外形常不规则，而铁白云石等晶体更趋于自形。然而，在杂砂岩中沉淀的胶结物比在纯砂岩中少见得多，这可能是由于存在不渗透的基质造成的，因为基质的存在阻碍了溶液通过，且填塞了那些能够发生沉淀作用的绝大部分孔隙。

富含基质是杂砂岩的基本特征。基质含量似乎是砂级大小的函数，即颗粒越细，基质含

量越高。杂砂岩就是由这些紧密互生的绿泥石和绢云母以及石英、长石粉砂级细粒基质粘合起来的，而不是像其他砂岩由充填孔隙的沉淀胶结物胶结在一起。

杂砂岩的总化学成分在世界各地都很相似，其成分特点与长石砂岩很不相同，一般富含 SiO_2，FeO，Fe_2O_3，MgO 和 Na_2O。Na_2O 的含量高反映出长石是钠长石，FeO 含量高与绿泥石基质有关。其中通常 FeO > Fe_2O_3，MgO > CaO，Na_2O > K_2O，这些正是与长石砂岩的不同。

杂砂岩呈暗灰色或黑色，一般是坚硬的、固结良好的砂岩，常具有递变层理和底面印模构造，一般与泥岩或板岩呈韵律互层，磨圆度和分选性均不好，颗粒一般呈尖锐棱角状，碎屑大小包括砂或细砾以至细小质点的所有粒级。颗粒之间被粘土基质所填塞，以致较大颗粒明显被泥质所隔开，因而具有特别低的渗透性。

三、主要类型和实例

杂砂岩的进一步分类和命名的原则与纯砂岩相同，对于那些富含长石的杂砂岩可称为长石杂砂岩和岩屑质长石杂砂岩，而富含岩屑的杂砂岩可称为岩屑杂砂岩和长石质岩屑杂砂岩。随着岩石成熟度的增高，可以过渡为富含石英的石英杂砂岩的各种变种。估计杂砂岩约占全部砂岩的 1/ 5～1/ 4。

渤海湾地区下第三系沙河街组沙三段浊积岩中普遍发育有岩屑质长石杂砂岩 (如图 7 - 15 所示)。碎屑含量一般为石英 45 %、长石 35 %、岩屑 20 %；粘土基质可达 20 %；磨圆度和分选性中等；孔隙式胶结。

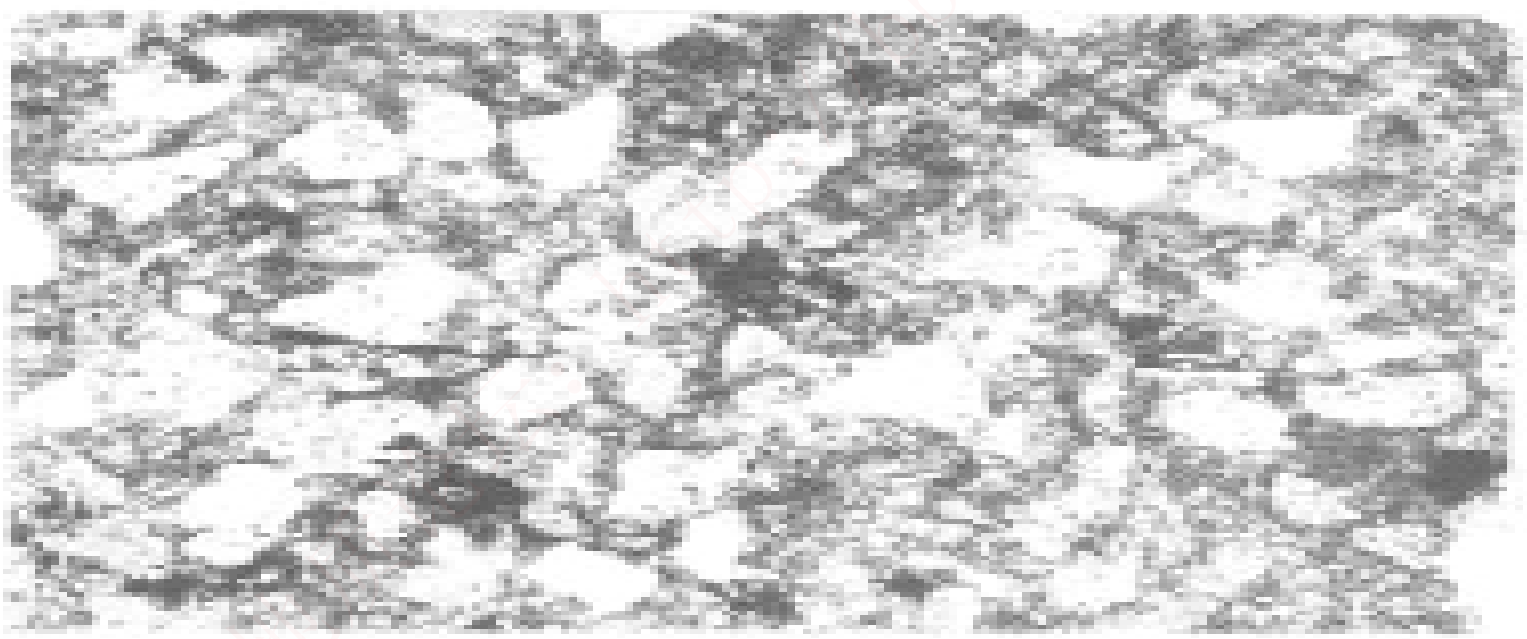


图 7 - 15　岩屑质长石杂砂岩及灰泥基质重结晶

(辽东湾，锦州 20 - 2 - 6D 井，沙三段，单偏光，×40)

北京西山侏罗系九龙山组有典型的岩屑杂砂岩 (如图 7 - 16 所示)。砂岩由分选性差的棱角状碎屑组成，含石英约 20 %、长石约 30 %、岩屑约 50 %。岩屑成分复杂，主要为石英岩和各种硅质岩以及酸性火山岩岩屑，其次有泥质岩、片岩、千枚岩和花岗岩等。粘土基质占岩石的 25 %～30 %，多变为绿泥石和绢云母，有些碎屑颗粒被基质交代，以致颗粒很难与基质相区别。

北京西山二叠系红庙岭组砂岩为岩屑质石英杂砂岩 (如图 7 - 17 所示)。碎屑成分主要是石英，岩屑约 20 %，以硅质岩屑为主，推断来自于附近的中、上元古界地层；粘土基质占岩石的 15 % 以上，绢云母化后有交代石英颗粒现象；单向斜层理发育，为河流相沉积。

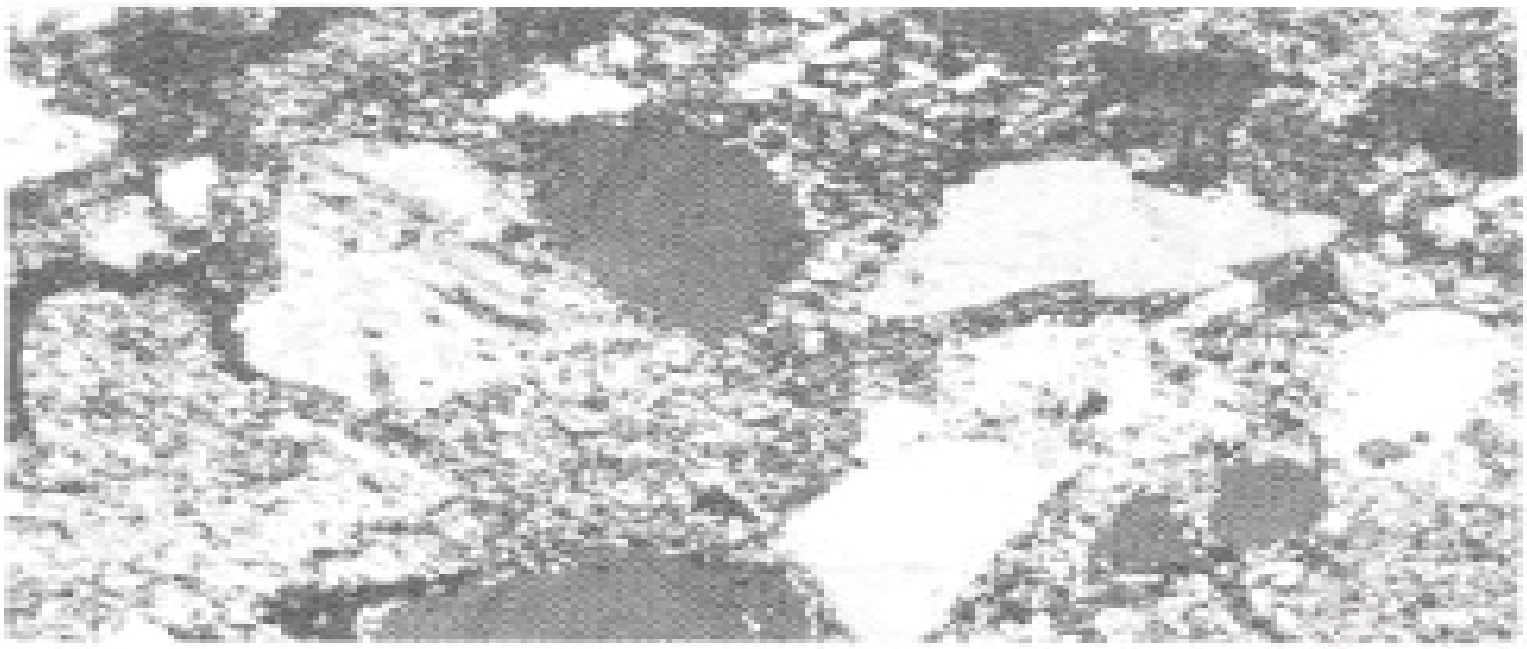


图 7－16　岩屑杂砂岩杂基强烈绢云母化

(北京西山，侏罗系九龙山组，正交光，×100)

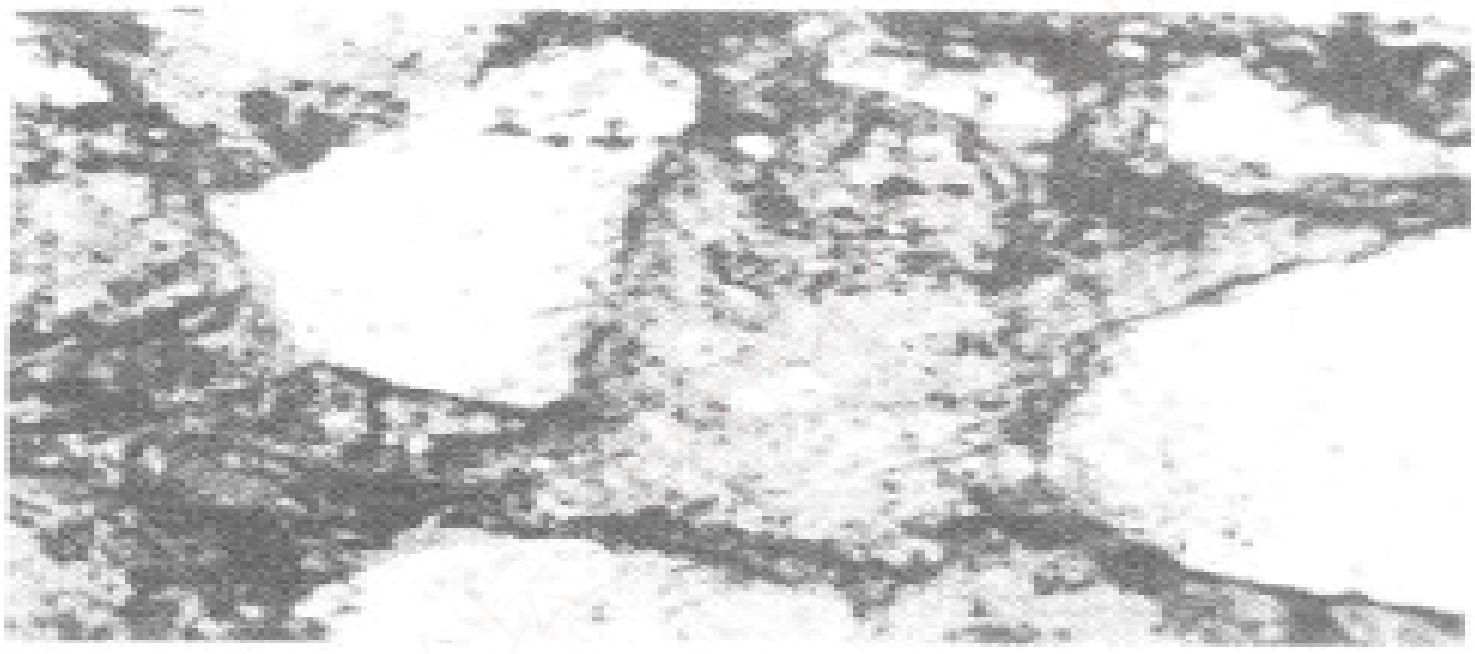


图 7－17　岩屑质石英杂砂岩及绢云母化的粘土杂基

(北京西山，二叠系红庙岭组，单偏，×40)

四、成因

杂砂岩的形成条件与长石砂岩类似，即需要侵蚀、搬运及沉积的快速进行，这可使物质不发生完全的化学风化。和长石砂岩一样，杂砂岩可在不同气候条件下形成，既可以形成于湿热条件，也可以形成于干旱的或寒冷的气候条件。

杂砂岩所反映的来源区与长石砂岩不同。长石砂岩反映了花岗质岩石的来源区，而杂砂岩由于含较多的石英和长石，并常混有低级变质岩屑，甚至火山岩岩屑，表明它比长石砂岩来源区更富于变化。

典型的杂砂岩通常堆积在急速沉降的活动构造单元中，并且主要是在较老层系的复理石建造中，因此目前不少人认为大多数杂砂岩是海相浊积岩。但根据目前所知，浊流环境并不只限于海相，所以，一些厚度不大、稳定组分较低的杂砂岩也可以见于非海相环境中，如我国中—新生代陆相盆地均发育有深湖相浊积岩。

第七节　粉 砂 岩 类

一、一般特征

主要由0.1～0.01mm粒级（含量大于50%）的碎屑颗粒组成的细粒碎屑岩称为粉砂岩。通常，按颗粒大小又可分为粗粉砂岩和细粉砂岩两种，前者粒级范围是0.1～0.05mm，后者是0.05～0.01mm。

从外貌和性质上看，粗粉砂岩很像砂岩，可以作为油气的储集岩，而细粉砂岩尤其是富含粘土物质的细粉砂岩，都或多或少具有粘土岩特性，可以成为生油层。

在粉砂岩的碎屑岩质中，稳定组分较多，成分较单纯，常以石英为主；长石较少，多为钾长石，次为酸性斜长石；岩屑极少或不存在，常含较多白云母。

重矿物含量比砂岩多，可达2%～3%，多为稳定性高的组分，如锆石、电气石、柘榴石、磁铁矿、钛铁矿等。

粘土基质含量一般相当多，常向粘土岩过渡形成粉砂质粘土岩。碳酸盐胶结物较常见，铁质和硅质较少。

磨圆度不

砂多呈悬浮负载,故几乎总是棱角状的。分选性一般较好,当有较多砂粒混入时,可以较差。

粉砂岩常见薄的水平层理及波状层理；交错层理较少，多为小型的，且斜层倾角比相邻的砂岩小得多。粉砂岩饱含水后易于流动，故常见水平滑动所形成的包卷层理等变形构造。

二、分类和主要类型

粉砂岩可根据粒度、碎屑成分和胶结物成分进一步分类。根据粒度，除一般分为粗粉砂岩和细粉砂岩之外，如果粉砂岩中混有较多的砂和粘土时，亦可按二级复合命名原则来命名，如含砂泥质粉砂岩、含泥砂质粉砂岩等。

根据碎屑成分中石英和不稳定组分的含量，可将粉砂岩分为单成分粉砂岩和复成分粉砂岩；前者以石英为主，后者除石英外，含较多长石、云母或其他碎屑。如四川侏罗系凉高山组粉砂岩，即是以石英为主的单成分粉砂岩（如图7－18所示）。

此外，还可根据胶结物的成分对粉砂岩命名，如铁质粉砂岩和钙质粉砂岩等。如山东莱阳上侏罗统中，有白云质粉砂岩。

黄土为粉砂质沉积的典型代表之一。它是一种半固结泥质粉砂岩，其中粉砂含量超过50%～60%；泥质含量常可达30%～40%；再次为砂粒，粒径一般小于0.25mm，含量约10%。碎屑成分以石英、长石为主，重矿物有电气石、锆石、铁云母、柘榴石等，含量可达50%。黄土中常含有形态奇特的钙质结核，俗称姜石。一般认为黄土是风成的，即认为粉砂由沙漠地区被吹扬搬运至他地堆积而成。我国黄土主要分布在西北的黄土高原上，其次分布在华北平原及东北的南部。

三、成因

粉砂岩是经过较长距离搬运，在稳定的水动力条件下缓慢沉降形成的。因为长距离搬运不仅能使碎屑物质破碎形成粉砂级颗粒，而且还会使粗细混杂的物质逐渐分异，使粉砂颗粒相对集中，这些物质因为颗粒细小，故需在稳定的环境中方能沉降堆积。

粉砂岩的分布极其广泛，几乎在所有的砂—泥质岩系中，都有粉砂岩层或夹层。它在横向上的分布也有一定的规律性，一般出现在砂岩向泥岩过渡的水流缓慢地带，多产于海、湖

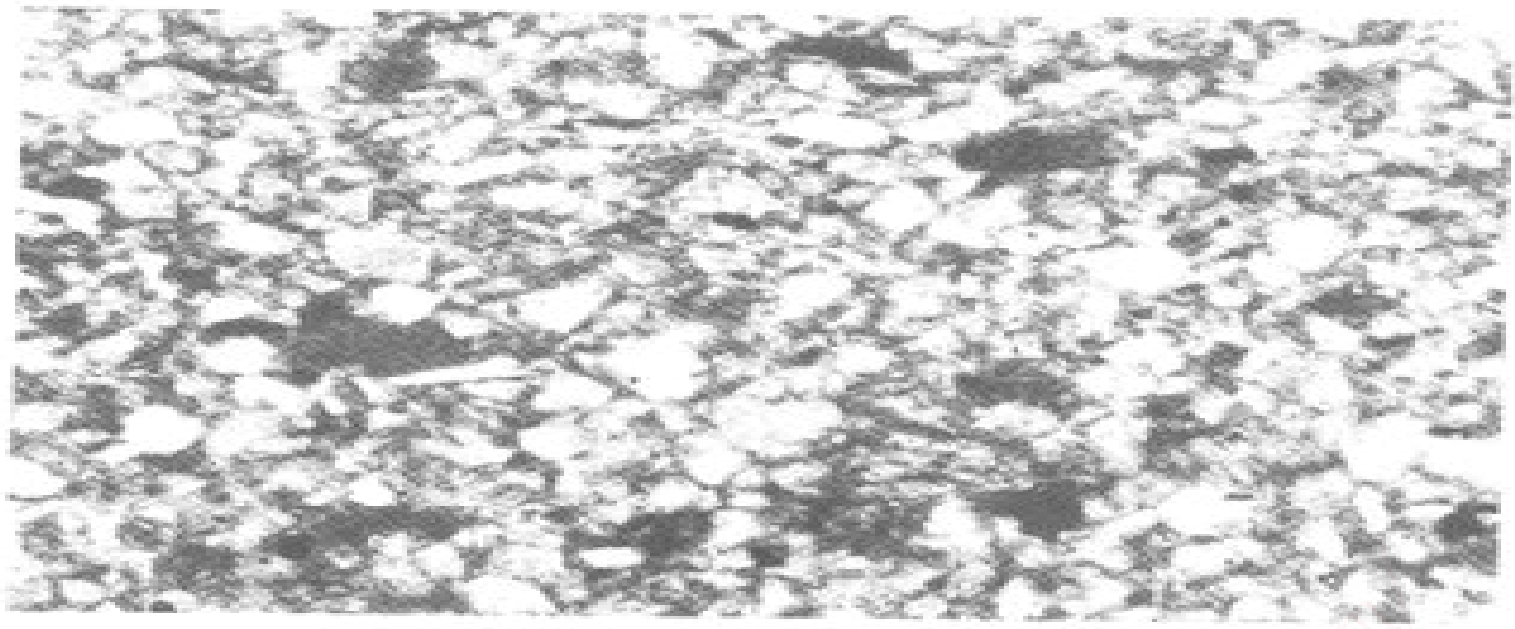


图 7－18　泥质粉砂岩、泥质绢云母化和绿泥石化

(四川，侏罗系凉高山组，单偏光，×100)

底部较深处，另外在河漫滩、三角洲、　湖、沼泽地区亦较常见。

第八节　砂岩与储层油气及其研究方法

砂岩是良好的储集油气的岩石，据统计，在世界上已发现的油气田中，以砂岩做储集岩的油田约占半数以上。我国已发现的油气田，储集岩大多数为砂岩类型。我国中—新生代陆相碎屑岩储层主要是长石砂岩、岩屑长石砂岩和岩屑砂岩类。

砂岩的储集性能通常以孔隙度和渗透率两个参数来衡量。中—浅层以高孔高渗砂岩储层为主，中—深层则以低孔低渗储层为主。影响砂岩储层好坏的因素主要是成分、粒度、分选性，也受沉积微相和成岩作用控制。

第九节　砂岩的研究方法及其意义

对于砂岩（包括粉砂岩）的研究，不仅要在野外进行详细观察描述，而且还必须做大量的室内工作。

在室内工作中，薄片鉴定是最基本的手段之一，可用来详细研究砂岩成分、结构以及成岩、后生变化，以便正确地予以命名和进行成因分析。其他常用手段还有机械分析、重矿物分析及形态分析等。为了确定砂岩的储集性能，可用专门方法测定砂岩的孔隙度和渗透率，利用扫描电镜、阴极发光及 X 射线衍射等现代化手段，再结合压汞分析，可以进一步研究砂岩孔隙结构、胶结物的类型和数量，进而阐明环境的特点及其对储油特性的影响。

野外工作和实验室分析的结合，对地层的划分和对比，以及古地理、古构造、古气候等方面的研究，可提供重要的依据。

砂岩还具有其他用途。固结良好的砂岩可作建筑石材，松散的砂可作水泥拌料，纯净的石英砂和石英砂岩是硅酸盐工业和玻璃工业的原料。某些砂和砂岩中常常富集有重要矿产，如金、铂、锆石、独居石、锡石、金红石和钛铁矿等，可构成重要的砂矿。砂岩中还常有铜、铀等沉积矿床。

第八章　粘　土　岩

第一节　概　　述

粘土岩是指以粘土矿物为主（含量大于50%）的沉积岩。疏松或未固结成岩者称为粘土。

粘土岩的粒度组分大都很细小，这主要是因粘土矿物的粒度细小所致。粘土矿物的粒径一般都在0.005mm或0.0039mm以下，甚至在0.001mm以下。因此，就粒度组分而论，小于0.005mm或小于0.0039mm的组分含量大于50%的岩石，称为粘土岩。

粘土岩这一术语的涵义和使用，在国际沉积学界仍未有统一的认识。英美学者大都把粒级范围小于1/256mm、含量大于2/3的岩石称为粘土岩，把粒级范围为1/16～1/256mm、含量大于2/3的岩石称为粉砂岩，两者之间的过渡类型称为泥岩，把所有这些岩石总称为泥状岩或泥质岩。前苏联的一些学者则把泥质颗粒（小于0.01mm）含量达50%的岩石称为粘土质岩，其中大于0.001mm的颗粒不少于25%。

构成粘土岩主要组分的粘土矿物大多数来自母岩风化的产物，并以悬浮方式搬运至汇水盆地，以机械方式沉积而成。由汇水盆地中SiO_2和Al_2O_3胶体的凝聚作用形成的自生粘土矿物，以及由火山碎屑物质蚀变形成的粘土矿物，在粘土岩中所占比例较少。因此，就形成机理而言，粘土岩类应归属陆源碎屑沉积岩。

粘土岩是沉积岩中分布最广的一类，约占沉积岩总量的60%。粘土岩不仅是重要的生油岩，同时还是良好的盖层，甚至还可作为油气的储集层。因此，粘土岩研究不仅对沉积岩成因、沉积环境分析起重要作用，而且还具有重要石油地质意义。粘土岩常具有一些独特的物理性质（如非渗透性、吸附性、吸水膨胀性、可塑性、耐火性、烧结性、粘结性、干缩性等），有些黑色页岩和碳质页岩还含有一些稀土元素，这就使粘土岩具有更广泛的工业使用价值。

第二节　粘土岩的物质成分

粘土岩的矿物成分以粘土矿物为主，次为陆源碎屑物质、化学沉淀的非粘土矿物及有机质。其化学成分以SiO_2，Al_2O_3和H_2O为主，次为Fe，Mg，Ca，Na，K的氧化物及一些微量元素。

一、粘土矿物

粘土矿物是一种含水的硅酸盐或铝硅酸盐，可分为非晶质和结晶质两类。后者又分为层状和链层状两种结构类型。最常见者为层状结构的粘土矿物。

层状结构的粘土矿物由两种基本结构层组成：一种为硅氧四面体层，另一种为铝氧八面体层或镁氧八面体层。四面体和八面体基本结构层在空间上彼此以一定规律结合就形成了“结构单元层”。根据结构单元层中各基本结构层相互结合的比例及叠置方式不同，可将层状结构粘土矿物的结构单元层分为以下三种类型。

1　1:1 型

1:1 型由一层四面体层和一层八面体层叠置并连接在一起而构成。四面体层中不出现 Si^{4+} 与 Al^{3+} 的交代，八面体层中 Al^{3+} 未被 Mg^{2+}，Fe^{3+} 交代，结构式为 $Al_2[Si_2O_5](OH)_4$，在高岭石族矿物中常见，故称为高岭石型，属双层型结构单元层。

2　2:1 型

2:1 型属三层型结构单元层，即由两层四面体层夹一层八面体层构成，常见于蒙脱石和水云母族矿物，称为蒙脱石型。

3　2:1:1 型

由 2:1 型结构单元层再叠置和连接一个似水镁石八面体层而构成。所叠置的八面体层可视为 2:1 型结构单元的层间物，故也可归为 2:1 型或三层型，常见于绿泥石族矿物。

在层状结构的粘土矿物中，一种是由同一类型的粘土矿物结构单元层重复叠置而成，称为简单层状结构粘土矿物，如高岭石、蒙脱石、伊利石、绿泥石等。另一种则是由两种或两种以上不同类型的粘土矿物结构单元层叠置而成，称为混层粘土矿物。其中又分为有序（规则）混层和无序（不规则）混层两类。前者是由不同结构单元层粘土矿物沿 c 轴方向规则交替、周期性重复而成；后者是由两种或两种以上粘土矿物结构单元层沿 c 轴随机叠置而成。

链层状结构的粘土矿物和层状结构的粘土矿物不同，它是由硅氧四面体沿一个方向连接成辉石型的 $[SiO_3]^{2-}$ 链组成，为含水的铝镁硅酸盐，比层状结构粘土矿物少见，如海泡石、坡缕石等。

除层状和链层状粘土矿物外，还有非晶质和半晶质粘土矿物，如水铝英石、伊毛缟石(imogolite)等，它们在粘土岩中较少分布。

综上所述，不同类型的粘土矿物，其晶体结构不同。因此，可按晶体结构特征对粘土矿物进行分类（见表 8－1)。

表 8－1　粘土矿物分类简表

结构单元层类型				层间物	族	种
晶质的	层状的	简单层状的	1:1 $[Si_4O_{10}](OH)_8$	有或无水分子	高岭石	高岭石、地开石、珍珠陶土等
					埃洛石	
			2:1 $[S_4O_{10}](OH)_2$	阳离子或水化阳离子	蒙脱石	蒙脱石、拜来石、绿脱石、皂石
					水云母	水云母（伊利石)、海绿石
			2:1:1 $[Si_4O_{10}](OH)_2$	氢氧化物	绿泥石	各种绿泥石、单热石等
		混层状的	有序混层	水云母—蒙脱石组合、绿泥石—蒙脱石组合等		
			无序混层	水云母—蒙脱石组合、水云母—绿泥石组合 水云母—蒙脱石—绿泥石组合等		
	链层状的		2:1	水化阳离子	海泡石	海泡石、坡缕石（凹凸棒石)
半晶质和非晶质的				伊毛缟石、水铝英石等		

二、非粘土矿物

粘土岩中，非粘土矿物包括陆源碎屑矿物和化学沉淀的自生矿物。陆源碎屑矿物中有石英、长石、云母、各种副矿物。其中最主要的还是石英，呈单晶出现，圆度差，边缘较模糊，多分布于不纯的粘土岩中。

粘土岩中化学沉淀的自生矿物主要有铁、锰、铝的氧化物和氢氧化物（如赤铁矿、褐铁矿、水针铁矿、水铝石）、含水氧化硅（如蛋白石）、碳酸盐（如方解石、白云石、菱铁矿）、硫酸盐（如石膏、硬石膏）、磷酸盐（如磷灰石）、氯化物（如石盐等）。它们都是在粘土岩形成过程中生成的，其含量一般不超过5%，是粘土岩形成环境及成岩后生变化的重要标志。

三、有机质

粘土岩中常含有数量不等的有机质，而有机质的丰度以岩石中剩余有机碳含量、氨基酸总量以及氨基酸总量与剩余有机碳含量的比值作为衡量标准。剩余有机碳含量、氨基酸总量高，氨基酸总量与剩余有机碳含量比值低，则有机质丰度高，此类粘土岩即为良好的生油岩。这类粘土岩常呈深灰、灰黑、黑色，多形成于安静低能还原环境，如　湖、海湾、深水盆地。这种环境对硫化铁的生成也是有利的，因此硫化铁矿物（如黄铁矿）常与富含有机质的暗色粘土岩共生。

四、粘土岩的化学成分

粘土岩的化学成分主要为SiO_2，Al_2O_3及H_2O，在一般粘土岩中，三者总量可达80%以上；其次为Fe_2O_3，FeO，MgO，CaO、Na_2O，K_2O等。不同粘土岩，化学成分变化较大，这主要取决于它的矿物成分、混入物、吸附的阳离子类型及含量。如高岭石粘土岩富含Al_2O_3，水云母粘土岩富含K_2O，海泡石粘土岩富含MgO，陆源混入物含量较多的粉砂质粘土岩SiO_2含量高。

粘土矿物常具有吸附各种离子的特性，常吸附的阴离子有PO_4^{3-}，SO_4^{2-}，Cl^-，NO_3^-，阳离子有Ca^{2+}，Mg^{2+}，Na^+，K^+，H^+及Cu^{2+}，Pb^{2+}，Zn^{2+}，B^{3+}，Au^+，Ag^+，Hg^{2+}，As^{3+}，Tn^{4+}，U^{4+}等。它们是使粘土岩化学成分多变的原因之一。

粘土岩的化学成分与沉积环境有一定关系。有人认为，淡水粘土中高岭石含量较高，故MgO，K_2O含量低于海相或　湖相粘土；硼和某些放射性元素的含量在海相和非海相粘土中差异较大。对这些观点至今仍在讨论和探索中。

第三节　粘土岩的结构、构造和颜色

一、粘土岩的结构

1. 按颗粒的相对含量划分

根据粘土矿物颗粒及粉砂、砂等碎屑物质的相对含量，可划分出如表8－2所示的结构类型。

表8－2　按粘土质点和粉砂（砂）相对含量划分的粘土岩结构类型

结构类型	粘土及粉砂（砂）含量	
	粘土，%	粉砂（砂），%
粘土结构	> 90	< 10
含粉砂（砂）粘土结构	75～90	25～10
粉砂（砂）质粘土结构	50～75	50～25

粘土结构又称为泥质结构，几乎全由粘土质点组成，砂或粉砂级碎屑小于10%，以手触摸有滑腻感，用小刀切刮时，切面光滑，常呈现鱼鳞状或贝壳状断口。

含粉砂粘土结构和粉砂粘土结构也可分别称为含粉砂泥质结构和粉砂泥质结构。这两种结构的岩石用手触摸具有粗糙感，刀切面不平整，断口粗糙。

含砂粘土结构及砂质粘土结构也可分别称为含砂泥质结构和砂质泥质结构。这两种结构的岩石用手触摸具有明显的颗粒感觉，肉眼可见砂粒，断口呈参差状。

2. 按粘土矿物的结晶程度及晶体形态划分

1）非晶质结构：很少见，仅见于水铝英石质的粘土岩中。

2）隐晶质结构：最为常见，在偏光显微镜下难以识别粘土矿物的晶形，电子显微镜下按晶形可分为超微片状、管状、纤维状、针状、束状、球粒状等各种结构。

3）显晶质结构：粘土矿物因重结晶而使晶体变粗，偏光显微镜下按粘土矿物晶形可分为显微鳞片、粒状、纤维状等结构。当粘土矿物强烈重结晶时，可变为粗大晶体。如高岭石重结晶可形成长 20mm、直径达 2～3mm 的蠕虫状，称为蠕虫状结构。

3. 鲕粒及豆粒结构

粘土矿物在沉积过程中围绕核心凝聚呈同心环状颗粒，直径小于 2mm 者称为鲕粒，大于 2mm 者称为豆粒。这两种结构多见于胶体成因的铝土质和水铝石质粘土岩中。

4. 内碎屑结构

同生成因的粘土质碎屑经再沉积并被粘土物质胶结而成。

5. 残余结构

按原岩结构不同，可分为残余火山碎屑结构、残余斑状结构等。它们多为粘土岩经热液蚀变而成。

二、粘土岩的构造

粘土岩的构造分为宏观和微观两种类型。

1. 宏观构造

粘土岩的大型宏观沉积构造包括各种层理（如水平层理、块状层理）、各种层面特征（如干裂、雨痕、虫迹、结核、晶体印痕）、水底滑动构造、搅混构造等。

具有水平层理构造的粘土岩，其水平细层的厚度小于 1cm 者称为页状层理或页理，它具有粘土岩沿层理方向易剥裂成页片的性质，是由于层状粘土矿物水平定向排列而具有易剥裂性的结果；水平细层的厚度小于 1mm 者称为纹理，在粘土岩中也较常见。

2. 显微构造

显微构造是在显微镜下才能见到的微观构造。粘土岩常见的显微构造有以下几种：

1）显微鳞片构造：由极细小的、排列方向不规则的粘土矿物组成，常见于泥岩中。

2）显微毡状构造：由极细小的鳞片状、纤维状粘土矿物错综交织杂乱排列而成，在正交光下，纤体交错消光。

3）显微定向构造：由极细小的鳞片状或纤维状粘土矿物沿层面定向排列而成，正交光下同时消光，常形成于无粗粒物质的缓慢沉积的较安静环境中。

三、粘土岩的颜色

粘土岩常见的颜色有红、紫、褐黄、灰绿、灰黑、黑色等，颜色的差异与粘土岩所含的有机碳、铁离子的氧化状态等因素有关。

粘土岩的红色、紫红色是因粘土颗粒间或颗粒表面存在有分散状的高价氧化铁（赤铁矿、褐铁矿）薄膜，是强氧化条件下形成的。颜色的不同与含铁总量无关，而与 Fe^{3+} 与 Fe^{2+} 的比值有关。

绿或灰绿色是因粘土岩中的绿泥石存在或因伊利石晶格中含有 Fe^{2+} 所致，或因含海绿石所引起，是弱氧化—弱还原环境下形成的。

粘土岩的灰色、灰黑、黑色大多是岩石中富含有机质和分散状低价铁的硫化物（如黄铁矿）所致，为还原或强还原环境中形成的。因为这种环境有机质不易被氧化而得以保存，高价铁也易被还原而形成硫化铁。这种环境常出现于海湾、　湖、滨外陆棚以及内陆湖泊的深湖、半深湖区。在这种环境中形成的富有机质的暗色粘土岩是良好的生油母岩。因此，灰、灰黑、黑色常是生油粘土岩的标志之一。

第四节　粘土岩的分类及主要类型

目前粘土岩的分类尚无一个完善而又统一的方案，原因是粘土岩的成分和成因较复杂，组成粘土岩的颗粒又极细小，精确鉴定和含量统计都很困难，成岩作用中又极易变化。现有的分类，一般先按粘土岩在成岩作用中的变化，如按固结程度及沉积构造划分大类，再进一步按粘土岩的结构、矿物成分及混入成分细分。其综合分类见表 8－3。

表 8－3　粘土岩的综合分类

结构及成分		固结程度			
		未—弱固结（未重结晶）	固结（未—中等重结晶）		强固结（重结晶矿物 >50 %）
			无页理	有页理	
结构（粉砂或砂含量）	<10 %	粘土	泥岩	页岩	泥板岩
	10 %～25 %	含粉砂（砂）粘土	含粉砂（砂）泥岩	含粉砂（砂）页岩	
	25 %～50 %	粉砂（砂）质粘土	粉砂（砂）质粘土岩	粉砂（砂）质页岩	
粘土矿物成分	高岭石	高岭石粘土（高岭土）	高岭石泥岩	高岭石页岩	
	蒙脱石	蒙脱石粘土（膨润土）	蒙脱石泥岩	蒙脱石页岩	
	伊利石	伊利石粘土	伊利石泥岩	伊利石页岩	
	海泡石	海泡石粘土	海泡石泥岩	海泡石页岩	
	高岭石、蒙脱石	高岭石—蒙脱石粘土	高岭石—蒙脱石泥岩	高岭石—蒙脱石页岩	
	高岭石、伊利石	高岭石—伊利石粘土	高岭石—伊利石泥岩	高岭石—伊利石页岩	
	蒙脱石、伊利石	蒙脱石—伊利石粘土	蒙脱石—伊利石泥岩	蒙脱石—伊利石页岩	
混入物成分	钙质	—	钙质泥岩	钙质页岩	
	铁质		铁质泥岩	铁质页岩	
	硅质		硅质泥岩	硅质页岩	
	有机质		碳质泥岩、暗（黑）色泥岩	碳质页岩、黑色页岩、油页岩	

在粘土岩矿物成分分类中，按粘土矿物的类型和含量还可分为单矿物粘土岩和复矿物粘土岩。前者以一种粘土矿物为主，其含量大于 50 %，如高岭石粘土岩、蒙脱石粘土岩等。后者由两种或两种以上粘土矿物组成，可采用复合命名，如高岭石—蒙脱石粘土岩等。每类粘土岩又可按其固结程度分为粘土、页岩和泥岩，如高岭石粘土、高岭石泥岩、高岭石页岩等。

泥板岩类因固结和重结作用较强，已是向变质岩过渡的类型，一般不再细分。

第五节　粘土沉积物的沉积后变化

粘土沉积物的沉积后变化主要表现为压实作用、粘土矿物的转化和脱水作用。

一、压实作用

粘土物质沉积后,处于软泥状态,其原始孔隙度高达 70％～90％,孔隙中饱含着自由水。随埋藏深度的增加,在上覆水体和沉积物负荷的重压下,粘土质点将重新排列、变形或破裂,孔隙水不断排出,原始粘土沉积物孔隙度大大降低,体积缩小,最后被压实固结成为粘土岩。

粘土沉积物在被压实的过程中，孔隙度的减小和埋深的增加并非直线关系（如图 8－1 所示)。埋深在 300～500m 以内，粘土物质中所饱含的孔隙水很容易排出，故在这个深度范围内，孔隙度急剧降低；埋深大于 500m 时，孔隙度降低显著变慢。原因是大量孔隙水排出后，孔隙度再继续降低就要靠排出与粘土物质结合紧密的层间水和结构水来实现。随着深度的增加，层间水和结构水的排出将愈来愈困难。因此，当埋深在 2000m 时，孔隙度为 10％～15％左右；埋深达 4000m，孔隙度仍为 5％～10％；至 6000m 时，孔隙度为 3％～3.5％。

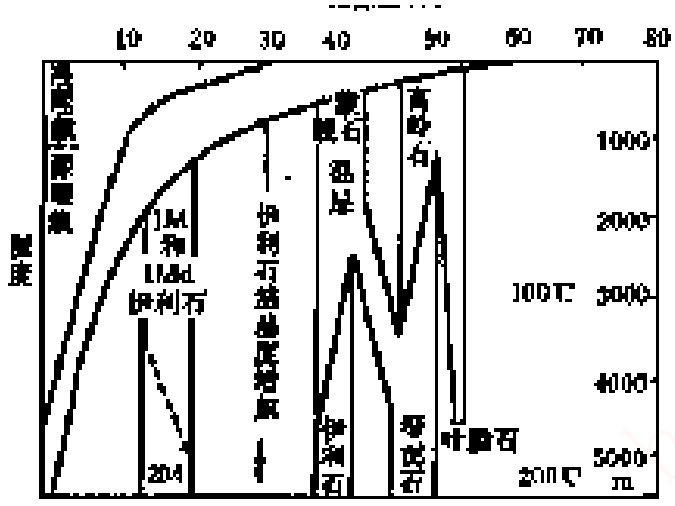


图 8－1　随埋藏深度的加大，粘土岩孔隙度降低示意图

（据 Fuchtbauer，1978）

粘土沉积物在压实过程中，随着埋深的加大，若处在一个较封闭的系统中，上覆沉积负荷在粘土岩中产生超孔隙压力，孔隙中的流体支撑了大部分以至全部上覆压力，骨架颗粒承受的压力则大大地降低，形成塑性的可流动的“欠压实泥岩”。当上覆沉积负荷出现压力不均衡时，欠压实泥岩则向压力低的方向流动，在上覆层压力较小或具有裂隙的部位形成泥岩的刺穿或底辟。

二、粘土矿物的转化作用

压实作用进行的同时，随着埋深的加大，压力和地温的增高，以及粘土矿物层间水的释放和层间阳离子的移出，粘土矿物之间将发生转化作用。如图 8－2 所示，在浅埋藏条件下，粘土矿物可出现高岭石和蒙脱石；而深埋藏条件下，这些矿物消失而转化成伊利石和绿泥石。

粘土矿物在粘土岩中的分布随地质时代的新老而异。地质时代越老，高岭石和蒙脱石含量减少，伊利石和绿泥石含量增加。地质时代的新老在一定程度上反映了埋深和成岩作用的强弱，因而也就反映了粘土矿物在埋藏和成岩过程中的变化趋势。

1. 高岭石的转化

高岭石类的粘土矿物在埋藏成岩过程中的转化趋势是转变为蒙脱石、伊利石或绿泥石。这种转化，主要受埋藏深度（温度、压力）和介质的地球化学环境（pH 值、离子浓度）的控制，而且还会出现一系列过渡产物。在埋藏成岩过程中，随着埋深的增加、温度升高、压力增大，高岭石即向结构有序度较高的同族矿物——地开石转化。一般认为高岭石消失的最大温度区间为 80～140℃，通常为 90～110℃，地开石形成所需要的温度为 110～160℃。从理论上讲，高岭石随埋深和地温增加可向同族矿物的珍珠陶土转化。由于高岭石往往受转化温度范围和介质条件改变等因素的影响，常在这种转化之前即行消失。

深部钻探资料表明，高岭石转化消失的深度区间可从数百米至数千米，温度区间也较大。这说明高岭石的稳定性并非严格地受温度和压力的控制，更重要的是与介质的地球化学环境即 pH 值及离子浓度有关。在酸性介质中，高岭石保持稳定，即使是温度升高、压力增大，也不会向蒙脱石、伊利石转化。若 pH 值增大，从酸性介质到碱性介质，高岭石的稳定性减小，若有 K^+ 离子存在，则转化为伊利石；若有 Ca^{2+}，Mg^{2+}，Na^+ 离子存在，则转化为蒙脱石或绿泥石。一般情况下，随着埋深和介质 pH 值增加，溶液由酸性变为碱性，层间溶液浓缩，离子浓度加大，高岭石变得不稳定而发生转化。但是，埋藏深度与 pH 值的增大并无绝对的正比关系，深埋藏也仍然可以出现酸性介质，因此高岭石的稳定性有一定的深度范围。

2 蒙脱石的转化

根据世界不同地区、不同深度钻孔对蒙脱石、伊利石相对丰度变化的研究，证实随埋藏深度的增加，蒙脱石向伊利石转化。实验研究也证明，温度在 100～130℃，K^+ 与 H^+ 比率接近正常海水时，蒙脱石失去层间水而向伊利石转化。但蒙脱石不能简单地通过离子交换转变成伊利石，原因是蒙脱石是一种典型的以水合阳离子及水分子作为层间物的 3:1 型粘土矿物，随着埋深的增加、温度的升高、压力的加大，蒙脱石将有一部分层间水脱出，造成了某些层间塌陷，导致了晶格的重新排列和碱性阳离子的吸附，首先形成蒙脱石—伊利石混层矿物，进而转变为伊利石。一般认为蒙脱石向蒙脱石—伊利石混层矿物转化的深度范围应在 1200～3500 m 之间。

蒙脱石在转化过程中，如果有 Fe^{2+}，Mg^{2+} 离子存在，则首先转化为蒙脱石—绿泥石混层，进而再转化为绿泥石。

必须指出，蒙脱石向伊利石或绿泥石转化的重要条件是孔隙水为碱性介质，如果孔隙水为酸性，蒙脱石则将向高岭石转化。

3 伊利石和绿泥石的转化

伊利石和绿泥石在埋藏成岩过程中，若孔隙水保持碱性，两者可保持稳定而不发生转化。随着埋深的增加、地温的增高，两者结晶程度增加，因此，它们可以作为埋藏成岩过程中重结晶作用强度的指示剂。若孔隙水呈酸性，伊利石和绿泥石均不稳定，并且可以转化为高岭石。伊利石和绿泥石的这种逆向转化是一种退变作用，常出现于表生成岩环境。

4 混层粘土矿物的转化

混层矿物为大多数粘土矿物转化的中间产物，常起着粘土矿物转化的指示剂作用。在埋藏成岩过程中，混层粘土矿物显示为进变作用过程，这种作用的实质就是层间溶液中某些阳离子组合和晶格的重新排列，首先形成不规则（无序）混层，进而转化为规则（有序）混层。蒙脱石转化为伊利石或绿泥石都要经过不规则混层和规则混层这两个阶段。在表生成岩环境中，若出现有混层粘土矿物，表示粘土矿物逆向转化为退变作用过程。

各类粘土矿物在埋藏成岩过程中的转化如图 8－2 所示。

三、粘土矿物的脱水作用

粘土沉积物中通常存在有以下四种水：

1）孔隙水：存在于粘土沉积物颗粒间的孔隙中，可以自由流动，又称为粒间水或自由水；

2）吸附水：由粘土颗粒表面的吸附作用而形成在颗粒表面的水化薄膜，又称为薄膜水；

3）层间水：以水分子形式存在于粘土矿物晶体结构单元层之间的水，也称为结晶水；

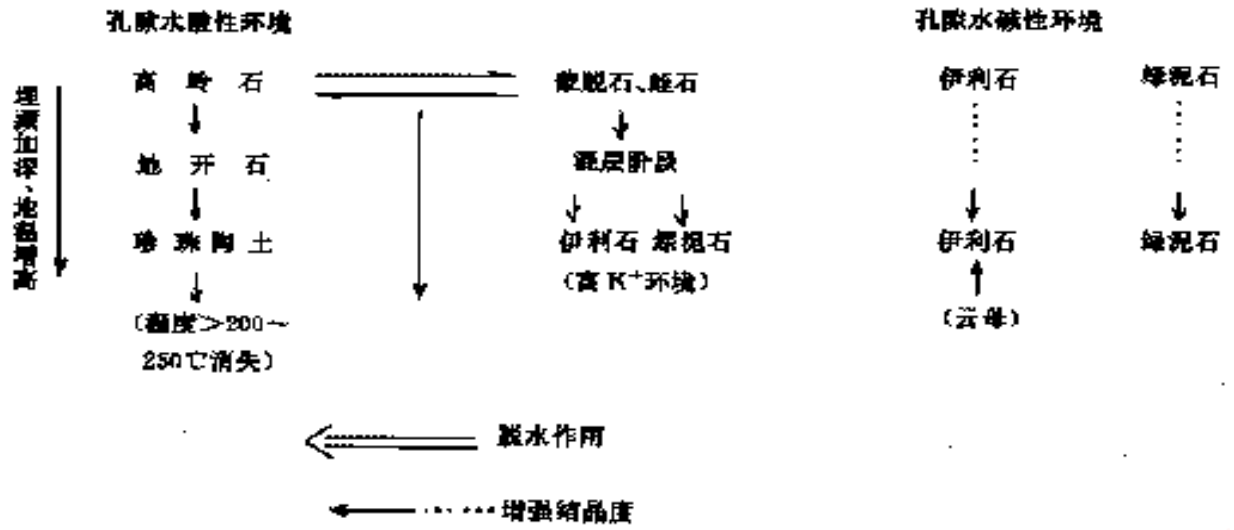


图 8－2　各类粘土矿物在埋藏成岩过程中的转化综合示意图

(据 H. F. 肖，1980)

4) 结构水：以 OH^- 的形式出现于粘土矿物晶体结构内部，也称为化合水。

粘土沉积物沉积后，水可占沉积物总体积的 70％～80％，其中以孔隙水占绝对优势。粘土沉积物被埋藏后，在上覆沉积负荷的重压下，首先排出孔隙水。随着埋深的加大，可以排出吸附水、层间水以至结构水。孔隙水和吸附水的排出，对粘土矿物的晶体结构并无影响；而层间水和结构水的排出，却会使晶体结构发生变化，转化为混层粘土，进而转化为在深层稳定的非混层粘土矿物，如伊利石、绿泥石等。层间水的排出是由于静电引力解吸作用的结果。从层间排出的水分子，转移到孔隙中而成为自由水。现以蒙脱石为例，说明随埋深的增加粘土矿物转化过程中的脱水作用。

根据伯斯特（1969）的研究，蒙脱石转化过程中的脱水作用可划分为下述三个阶段。

第一阶段，脱水作用主要由压实作用引起，埋藏深度为 1000～1500 m 以内，所脱去的为孔隙水和过量的层间水（多于两层的），粘土中的含水量减至 30％，其中 20％～25％为层间水，5％～10％为残留孔隙水。这是粘土矿物脱水速度最快的阶段。

第二阶段，是原生孔隙水脱出后最主要的一次脱水作用，其埋藏深度大于 1500 m，地温 60～130℃，主要是热力作用脱去残留层间水而转化为混层粘土矿物，并且随埋深加大，蒙脱石—伊利石混层中，蒙脱石层的比例逐渐减少。这一阶段所失去的水量为被压实体积的 10％～15％。

第三阶段，埋深大于 2700 m，这一阶段因埋深继续增加和地温的继续升高，蒙脱石脱去最后一层残余层间水，最终转变为非混层的伊利石。这一阶段的地温常大于 130℃，甚至大于 170℃。

综上所述，粘土矿物的脱水过程，既是粘土矿物孔隙水、吸附水和层间水含量逐渐减少的过程，也是粘土矿物向混层粘土矿物转化，最后又变为在深层较为稳定的非混层粘土矿物的过程，也是压实作用进行和油气生成的过程。另外，在粘土矿物脱水转化过程中，随埋深的增加，其阳离子交换总量、钠与钾的比值不断减小，而钾和交换总量的比值明显增加。

第九章　碎屑沉积物的沉积后作用

碎屑沉积物的沉积后作用或广义的碎屑岩成岩作用是指碎屑沉积物沉积后转变为沉积岩直至变质作用以前或因构造运动重新抬升到地表遭受风化以前所发生的一切作用。其所经历的整个地质时期称为沉积后作用期。这个时期又可进一步细分出若干个亚时期或亚阶段。

狭义的碎屑岩成岩作用主要有压实和压溶作用、胶结作用、交代作用、重结晶作用、溶解作用、矿物多形转变作用等。它们都是互相联系和互用影响的，其综合效应影响和控制着碎屑沉积物（岩）的发育历史。其中对碎屑岩储层物性有重要影响的是压实作用、胶结作用和溶解作用。

第一节　压实和压溶作用

一、压实作用

压实作用或物理成岩作用系指沉积物沉积后在其上覆水层或沉积层的重荷下，或在构造形变应力的作用下，发生水分排出、孔隙度降低、体积缩小的作用。在沉积物内部可以发生颗粒的滑动、转动、位移、变形、破裂，进而导致颗粒的重新排列和某些结构构造的改变(如图 9－1 所示)。压实作用在沉积物埋藏的早期阶段表现得比较明显。

石英砂岩的原始孔隙度为 40％左右，在 3000m 深处其孔隙度降至 30％～10％。在压实过程中，一般的砂岩可排出 0.7×10^3 l/ m^3 的水。碎屑沉积物在 300m 深处时，75％以上的水已被排出，所排出的水是孔隙流体的主要来源之一。孔隙流体中的 Si^{4+}，K^+，Na^+，Mg^{2+}，Fe^{2+}，Ca^{2+} 等离子，是后期化学成岩作用的物质基础。

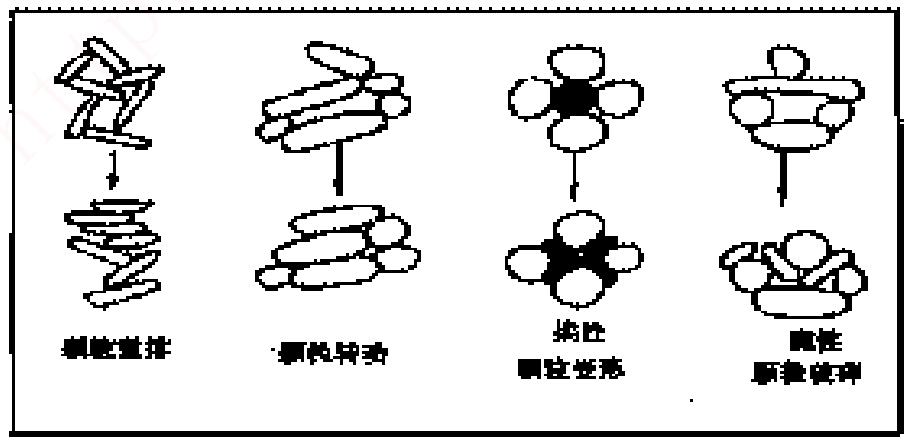


图 9－1　机械压实作用类型示意图

颗粒的形状、圆度、粗糙度、分选性等对压实作用的效应都有影响，颗粒的圆度越高，分选性越好，原始沉积物填积越紧密。天然砂中常有各种形态的颗粒，杂基含量亦不同，原始孔隙度可以变化较大，它们的机械压实效应也可出现较大差别。

砾岩的压实效应比砂岩弱，这是由于砾岩的体积比砂岩大，除某些泥石流类型的砾岩具有杂基支撑结构外，大多数砾岩中的砾石是碎屑支撑结构。其压实作用过程中相应地发生一定程度的转动，以至扭曲变形或破裂。

二、压溶作用

压溶作用是一种物理—化学成岩作用。沉积物随埋藏深度的增加，碎屑颗粒接触点上所承受的来自上覆层的压力或来自构造作用的侧向应力超过正常孔隙流体压力时（达 2～2.5 倍)，颗粒接触处的溶解度增高，将发生晶格变形和溶解作用。随着颗粒所受应力的不断增

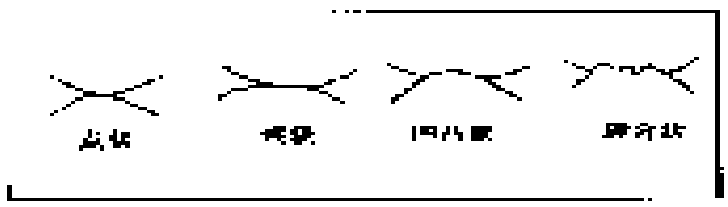


图 9－2　颗粒的接触类型

加和地质时间的推移，颗粒受压溶处的形态将依次由点接触演化到线接触、凹凸接触和缝合接触（如图 9－2 所示）。在砾岩中，常见砾石呈凹凸状接触，形成压入坑构造；在砂岩中，常见相邻石英颗粒呈凹凸—缝合状接触（如图 9－3 所示）。这都是压溶作用的结果。

在正常地温梯度条件下，石英大约在 500～1000 m 深处发生压溶和次生加大生长现象，据此推测，压溶作用应是碎屑岩深埋藏成岩作用的特征，其强度随埋深的增加而增加。一般认为，在正常的地温梯度情况下，压溶作用的最大深度值为 6000 m。



图 9－3　石英压溶呈凹凸—缝合状接触

（吐哈盆地，勒 3 井，侏罗系，正交，×100）

在石英颗粒表面存在的水膜，尤其是在颗粒之间存在的粘土薄膜，能促进石英颗粒接触处优先溶解和溶解物质的扩散。

1. 水膜对石英颗粒压溶作用的影响

在石英颗粒外围包有一层水膜，其厚度仅几个分子厚。由于石英颗粒表面对水膜的吸引力，使得水膜具有一定的“刚性”，因而不会被压实作用所破坏。石英颗粒接触处为应力集中点，在水的参与下，颗粒接触处发生溶解，溶解的 SiO_2 水化为 H_4SiO_4 分子，并以水膜为通道向周围孔隙运移。由于周围孔隙的流体压力小于压溶部位的压力，SiO_2 又可以硅质胶结物或石英次生加大边的形式沉淀出来。

2. 粘土膜对砂粒压溶作用的影响

砂粒周围常有粘土薄膜，它可以是绿泥石、蒙脱石、伊利石等，其中以伊利石较为常见。粘土薄膜的存在有助于压溶二氧化硅的扩散作用。粘土薄膜是由许多粘土小片与水膜聚集而成的。如果一个粘土小片与水膜聚集组成的膜厚为 20×10^{-10} m，那么两个石英颗粒之间厚为 10μm 的粘土膜将含有 5000 个水膜。与纯石英颗粒间仅有几个水膜的情况相比，粘土膜极大地扩大了压溶物质的扩散与渗滤通道，使压溶部位的压溶物质能很快通过水膜被带

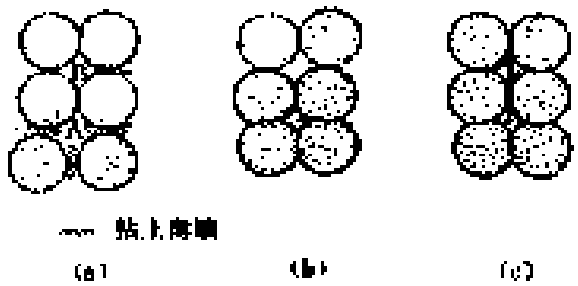


图 9－4　石英砂岩中石英颗粒的压溶现象
(a) 孔隙 A 周围的石英颗粒间有粘土，孔隙 B 周围没有粘土；(b) 压溶作用发生后，孔隙 A 的体积缩小；(c) 溶解氧化硅在 B 周围的石英颗粒上形成次生加大

走，压溶作用能快速地进行下去。另外，伊利石膜在压力和富含 CO_2 孔隙水的作用下，能游离出 K_2CO_3，从而构成局部碱性微环境，使得氧化硅的溶解度增加。压溶过程中进入溶液的 SiO_2 扩散到附近流体压力较低且不存在碱性微环境的孔隙内时，SiO_2 溶解度随之降低，以胶结物形式析出（如图 9－4 所示）。

除石英外，长石压溶后重新析出新的胶结物的现象也是常见的。朱国华（1985）曾研究过陕北延长统长$_6$砂岩的浊沸石胶结物，他认为浊沸石是斜长石被压溶的组分与孔隙水反应并沉淀于孔隙内的产物，反应过程中还能沉淀出钠长石。其反应式为：

$$2CaAl_2Si_2O_8 + 2Na^+ + 12H_2O + 6SiO_2 \rightarrow 2NaAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_4O_{12}\cdot 12H_2O + Ca^{2+}$$

钙长石　　钠长石　　浊沸石

压溶作用为硅质胶结物提供了大量氧化硅，是石英、长石等矿物次生加大生长并造成颗粒之间相互穿插接触的主要因素。此外，在压溶过程中，随着矿物的溶解，尚有 Al^{3+}，Na^+，K^+，Ca^{2+} 等元素进入孔隙水，从而引起岩石中各种物质的重新分配。

关于压实—压溶作用以及石英次生加大的深度范围，要因时因地而定，总的变化趋势是随埋深增加，上述效应会加强。

第二节　胶 结 作 用

一、概述

胶结作用是指从孔隙溶液中沉淀出矿物质（胶结物），将松散的沉积物固结起来的作用。胶结作用是沉积物转变成沉积岩的重要作用，也是使沉积层中孔隙度和渗透率降低的主要原因之一。胶结作用主要发生在成岩作用的各个时期。

通过孔隙溶液沉淀出的胶结物的种类很多，但就数量而言，主要的胶结物有氧化硅和碳酸盐两类。其他较常见的胶结物有氧化铁、石膏和硬石膏、重晶石、磷灰石、萤石、沸石、黄铁矿、白铁矿等。此外，自生粘土矿物也是碎屑岩中最常见的一类胶结物。

胶结物类型常与砂岩颗粒成分有关，如石英砂岩大部分是氧化硅和碳酸盐胶结，特别是古老的海相石英砂岩多呈氧化硅胶结，而一些岩屑砂岩、杂砂岩和火山碎屑质砂岩的胶结物主要是蚀变了的杂基和化学沉淀物的混合物，其成分有粘土矿物、沸石矿物和其他硅酸盐矿物。硅酸盐胶结物分布最广泛，可出现在海相和陆相、浅埋和深埋阶段，并呈现方解石、含铁方解石、白云石和含铁白云石等不同的演化系列，粘土胶结物同样也随埋深变化而出现演化系列。氧化铁、碳酸盐胶结物也常在一些砂岩类型中出现（如图 9－5、图 9－6 所示）。但基本的条件是孔隙中沉淀大量胶结物，孔隙流体系统是不封闭的，有饱和流体不断补给。随着沉淀作用的进行，孔隙空间减少，渗透性降低，矿物沉淀的速率也就缓慢下来。砂岩原始孔隙度和渗透率的降低速率是颗粒大小的函数，即细粒砂岩的胶结作用比粗粒砂岩进行得更快、更强烈，随着胶结作用的进行，物质沉淀速率一般呈指数递减，因此，使砂岩完全胶结所需要的时间是很漫长的。

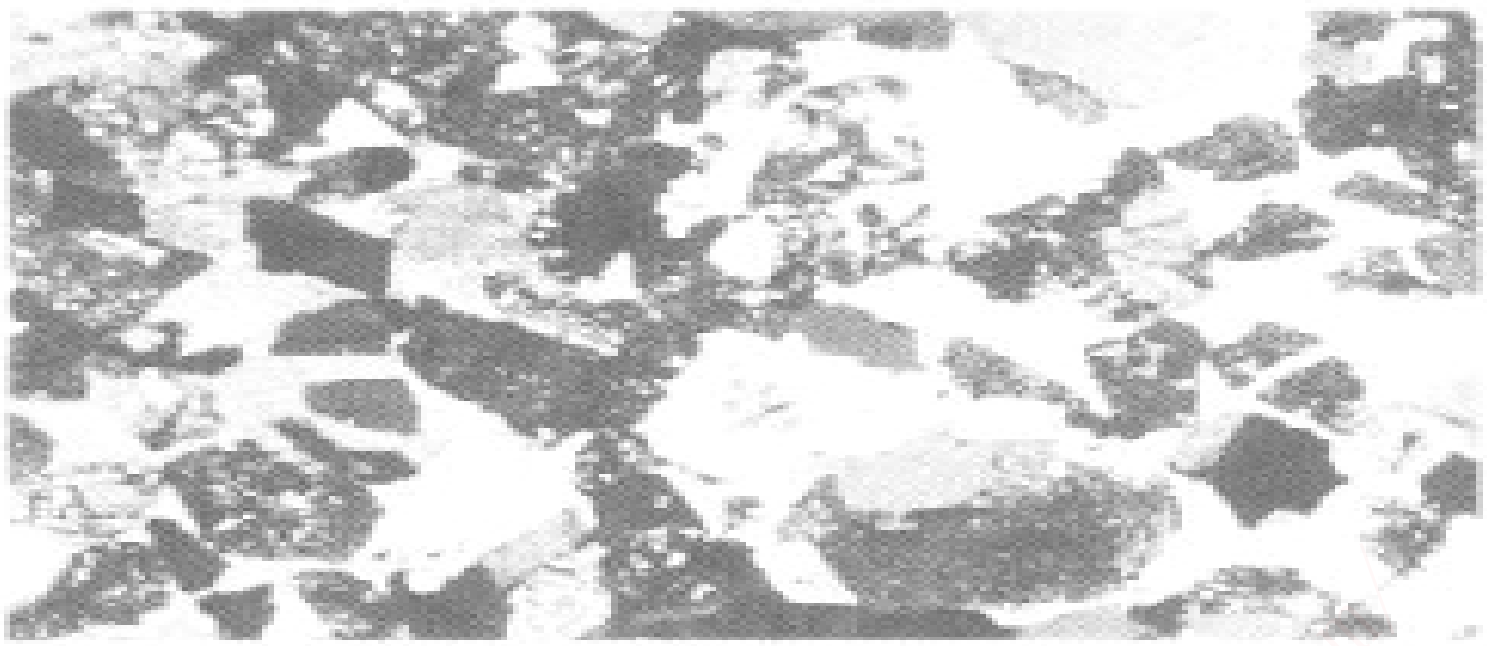


图 9－5　钙质岩屑砂岩，方解石呈嵌晶式胶结

（二连盆地，哈 4 井，下白垩统，正交，40×）



图 9－6　钙质长石质石英砂岩，方解石交代颗粒

（东濮凹陷，卫 50 井，沙三段，正交，200×）

二、分述

1. 粘土矿物胶结作用

粘土矿物是砂岩中一种较重要的填隙物，常见的自生粘土矿物胶结物有高岭石、伊利石、蒙脱石、绿泥石。

(1) 高岭石

在薄片下较易辨认，一般呈假六边形晶片，集合体呈书页状或蠕虫状，以孔隙充填或交代其他矿物或以其他自生矿物的包体产出。晶形发育良好的自形高岭石，在一些分选较好和粒度较粗的长石石英砂岩、长石砂岩中常见（如图 9－7 所示）。

自生高岭石除在有足够的 SiO_2 和 Al^{3+} 的循环孔隙水中析出外，可由其他粘土矿物转变而来，亦可是砂岩内部火山玻璃及长石蚀变的产物，其中尤以长石的蚀变产物更为常见和具有重要意义。

(2) 伊利石

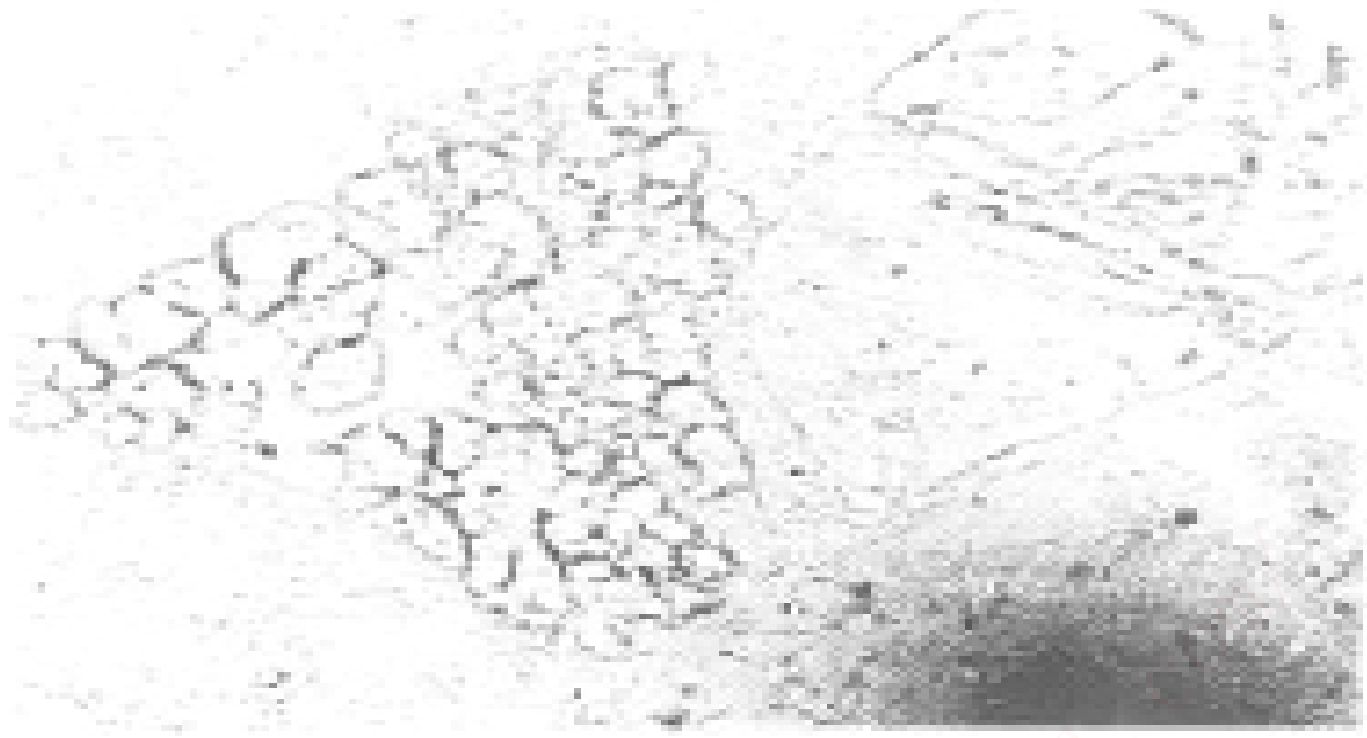


图 9－7　岩屑长石质粉—细砂岩，粒间高岭石充填

（二连盆地，阿 36 井，腾格尔组，单，90×）

伊利石常呈不规则的细小晶片产出，其集合体通常呈颗粒包膜或孔隙衬边形式出现，有时呈网状分布于孔隙中。伊利石分布于各种不同成分的砂岩中，其结晶程度随埋藏深度的增加而变好，最后转化成绢云母。伊利石可以是在成岩过程中由其他粘土矿物转变而来的。

(3) 绿泥石

自生绿泥石在砂岩中多呈颗粒包膜或孔隙衬边形式产出（如图 9－8 所示)。自生绿泥石分布于各种砂岩中，除可从孔隙水中直接沉淀外，也可由其他粘土矿物转变而来。随着埋深增加、温度升高，早期形成的高岭石、蒙脱石—伊利石变得不稳定，在石英砂岩中可转化为白云母；在粘土含量较多，有 Fe^{2+} 和 Mg^{2+} 存在的还原条件下转变成绿泥石和黑云母组合。

(4) 蒙脱石

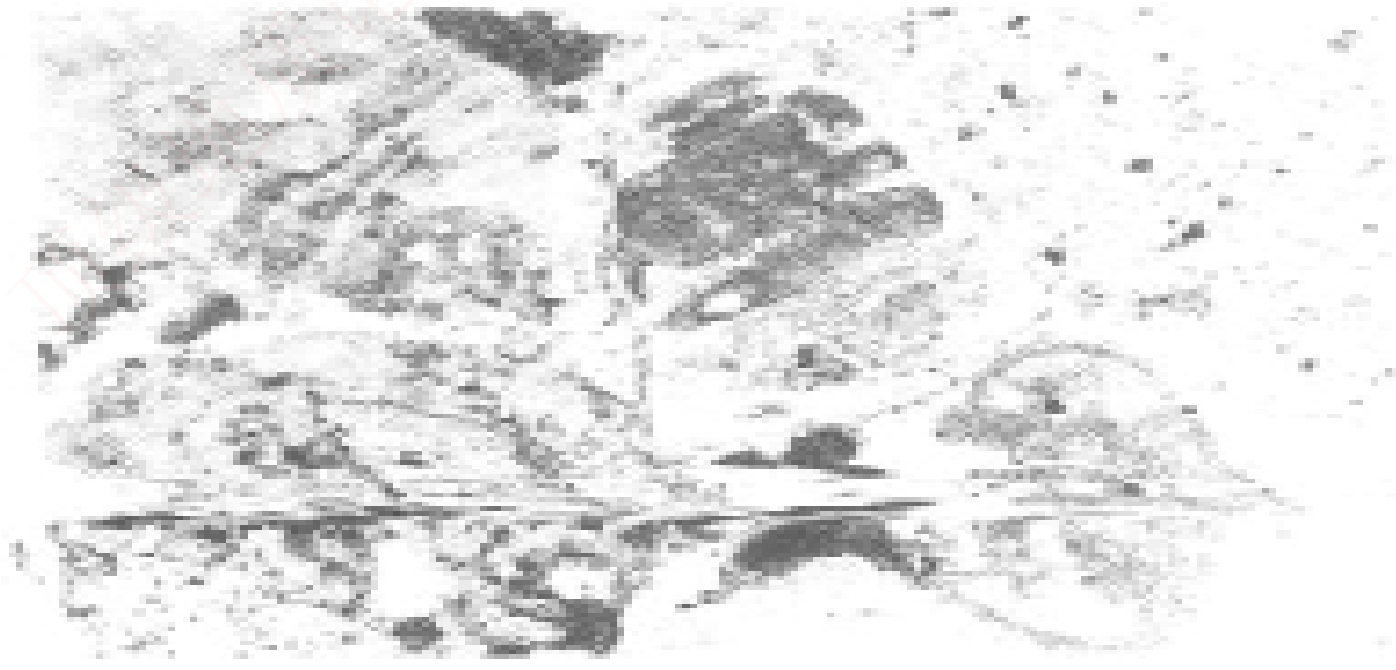


图 9－8　长石质岩屑细砂岩，绿泥石包膜和粒内溶解

（二连盆地，阿 23 井，下白垩统，单，100×）

自生蒙脱石在一些含火山物质较丰富的砂岩中，在其成岩作用的早期，含量较丰富；随着成岩作用的加强，将转变为其他种类的粘土矿物。蒙脱石也有呈孔隙充填产状的。

(5) 伊蒙混层粘土矿物

伊蒙混层粘土矿物形态介于伊利石和蒙脱石之间，如混层晶格中富含伊利石层，其形态近似于伊利石，呈不规则晶片状；如富含蒙脱石层，则呈类似于蒙脱石的皱纹状。伊蒙混层粘土是自生粘土矿物中最常见的一类粘土。

自生粘土矿物在砂岩中都起着缩小砂岩孔隙空间的作用，但在长石的高岭石化过程中，由于钾离子和二氧化硅被移去，体积缩小，因而能产生一定量的孔隙空间。钾长石彻底高岭石化后体积减少 53.6%，因而能产生一定量的孔隙空间。自生粘土矿物对砂岩渗透率的破坏作用远比孔隙度降低的影响要大，而且视不同的粘土矿物而异，伊利石、绿泥石、蒙脱石和伊蒙混层粘土大多变成颗粒包膜和孔隙衬边的形式产出，易于堵塞砂岩的孔隙喉道，对砂岩的渗透率有显著的破坏作用。自生高岭石粒度较粗，结晶较好，都以充填孔隙形式产出，且高岭石粒间仍可保留微孔隙，因而对渗透率的影响较小。

2 氧化硅胶结作用

氧化硅胶结物以非晶质和晶质两种矿物形态出现于碎屑岩中。非晶质氧化硅胶结物为蛋白石（蛋白石 - A，蛋白石 - CT)，晶质氧化硅有玉髓和石英。

蛋白石胶结物主要出现在距地表较近的火山碎屑砂岩中，或与硅质生物溶解或充填有关，也可以交代第三纪以后的砂岩中的方解石介壳。玉髓实质上是隐晶石英，呈纤维状、球粒状、半球粒状或微晶。

石英是碎屑岩中最常见的硅质胶结物，它可以呈微、细粒状充填于孔隙中，但更常见的是以碎屑石英自生加大边胶结物出现。根据热力学原理，微粒、细粒石英比面积比单晶石英大，总自由能亦大于单晶石英，因而 SiO_2 沉淀成石英的自生加大边比其在孔隙中重新成核生长更有利，也更稳定。

一般来讲，非晶质蛋白石胶结物出现在第三纪较年轻的、埋藏深度较浅的碎屑岩中，在第三纪前古老的砂岩中很难见到。而结晶质的玉髓和石英却在地质时代较老、埋深较大的碎屑岩中存在；在井深较大的岩心中，一般只能见到石英胶结物，并呈次生加大胶结（如图 9 - 9 所示)。

氧化硅胶结物可有以下多种来源。

第一，来源于地表水和地下水。不论在哪种水中，氧化硅的溶解度均高于石英的溶解度 (6mg/L)，又低于非晶质 SiO_2 的溶解度（120mg/L)。这可能是较浅处石英自生加大胶结物的主要来源，不过只有保持孔隙水的长期循环，而且有氧化硅的不断补给的条件下才能形成大量的石英胶结物。

第二，来源于硅质生物骨壳的溶解。碎屑沉积物中的硅藻、放射虫、硅质海绵骨针以及其他分泌氧化硅的生物骨壳，在沉积后将很快溶解，溶解作用一直进行到水中非晶质氧化硅饱和为止。

第三，来源于碎屑石英压溶作用。溶出的氧化硅，往往在受压溶颗粒附近的孔隙中沉淀成石英的次生加大边。

第四，来源于粘土矿物的成岩转化作用。在页岩与砂岩互层的地层中，页岩中的粘土矿物在成岩转化过程中有 SiO_2 析出，并进入邻近砂体的边部成胶结物沉淀下来。蒙脱石或蒙伊混层粘土向伊利石转化，可析出可观的 SiO_2。

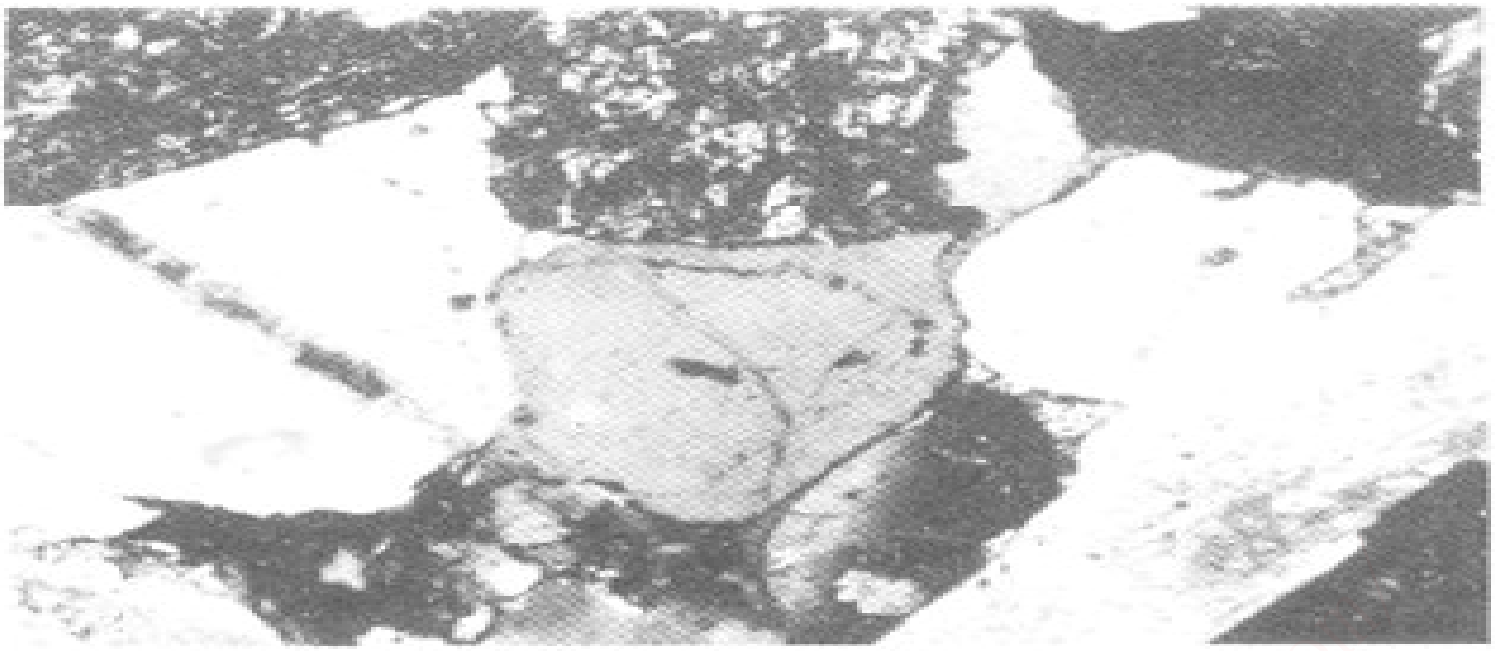


图 9－9　岩屑质长石石英砂岩，石英次生加大和长石次生加大胶结

（二连盆地，阿 23 井，下白垩统，正交 100×）

第五，来源于硅酸盐矿物的不一致溶解作用，以长石为重要。以钾长石为例：

$$4KAlSi_3O_8 + 2CO_2 + 4H_2O \rightarrow Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8 + 8SiO_2 + 2KCO_3$$

（钾长石）　　（高岭石）

第六，来源于火山玻璃去玻化和蚀变成粘土矿物或沸石类矿物过程中析出的 SiO_2。去玻化作用常发生在近地表浅处，所以常产生非晶质蛋白石胶结物。

第七，来源于海底火山喷发。海底火山喷发可直接提供大量氧化硅。

3. 碳酸盐胶结作用

碳酸盐是最常见的胶结物，包括方解石、文石、白云石、菱铁矿、菱镁矿等。其中分布最广和最常见的是方解石，其次是白云石。文石是在现代砂岩中出现的，在较老的砂岩中均转变为方解石。

砂岩中碳酸盐矿物的胶结方式多样，可呈均一组分和混合物充填于孔隙中，呈交代物，呈结核状，或存在于薄的纹层中。方解石常见粒状结构、镶嵌结构或栉壳状结构。

在许多砂岩中，碳酸盐胶结物是早期沉淀的。可根据不同碳酸盐矿物充填顺序分析胶结作用的顺序，这也是研究成岩演化历史的依据。

海水和流动的孔隙水能持续地带入溶解的碳酸盐，为碳酸盐胶结物的主要来源。孔隙水溶解碎屑沉积物中的介壳和碳酸盐颗粒，溶解的物质又作为成岩期的胶结物沉淀下来。

砂岩中碳酸盐颗粒的压溶，也可以由砂岩层上下碳酸盐岩地层的压溶提供大量的碳酸盐胶结物。这是较深处碳酸盐胶结物的主要来源之一。

深部页岩层的半渗透膜（网状）效应，可使深处的碳酸盐增多。孔隙水中的溶解物质是以离子形式存在的。那些带电少和离子半径小的阳离子（如 K^+ 和 Na^+），可通过粘土层的半渗透膜作用（即盐类的过滤作用）向上逸出；而大量的阴离子和离子半径大的阳离子（如 Ca^{2+}），则残留在粘土层半渗透膜之下。虽然深部压力的增加可以稍微提高那些离子的溶度积，但前者半渗透膜效应是主要的。所以当砂岩深埋时，往往有铁方解石或者白云石沉淀于孔隙之中，甚至交代碎屑和其他组分（如图 9－10 所示）。

4. 长石胶结物

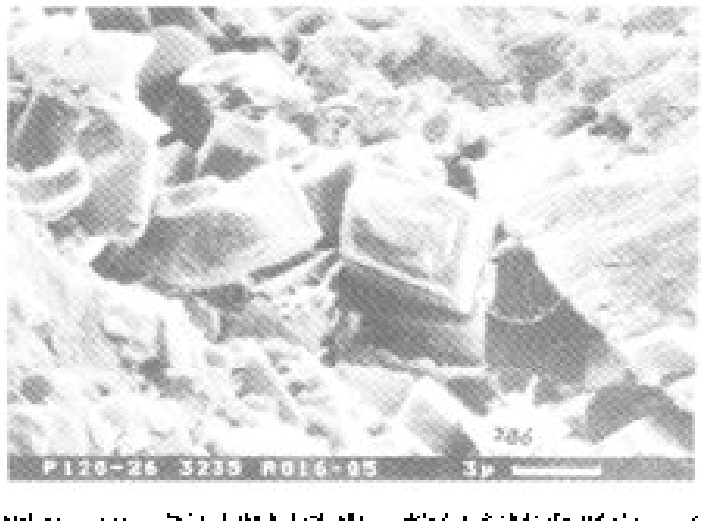


图 9－10　深层岩屑砂岩，粒间充填自形白云石
（东濮凹陷，濮 120 井，沙三段，扫描电镜 1000 倍）

自生长石是碎屑岩中常见的一种自生矿物，它可以呈碎屑长石的自生加大边（如图 9－9 所示），也可以在基质中呈小的自形晶体产出。它既可以在石英砂岩中出现，也可以在杂砂岩中出现。它在各类砂岩中的丰度一般都很低。

自生长石的成分为钾长石和钠长石，至今尚未发现过自生钙长石。

有利于形成自生长石的条件，除孔隙溶液中有足够的 SiO_2 外，还必须是 Al_2O_3 的浓度高，Na^+/H^+ 和 K^+/H^+ 的活度比高，以及比较高的温度。

5. 沸石胶结物

碎屑岩中常见的沸石类胶结物有方沸石、片沸石、浊沸石及斜沸石等，呈晶粒状、板状、纤维状、针状及束状产出，可形成于成岩作用的各个阶段。成分与长石相似，分子式为 $A_mX_pO_{2p}\cdot nH_2O$，其中 A 代表 Ca，Na，K，Be 和 Sr；X 代表 Si 和 Al。沸石常见于富含火山碎屑和长石的砂岩中，常是火山碎屑和长石与地下水相互作用的产物。有利于形成沸石的介质条件是高的 pH 值和富含 SiO_2 及 Ca，Na，K 离子，即高矿化度的孔隙水和适当的二氧化碳分压。如：

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2SiO_2 + 4H_2O \quad CaAl_2Si_4O_{12}\cdot 4H_2O$$

（钙长石）　　（浊沸石）

在我国的一些油区，沸石是常见的自生矿物，如松辽盆地下白垩统，新疆克拉玛依上二叠统乌尔禾组，陕甘宁盆地三叠系延长统等。陕北延长统中的浊沸石多数呈孔隙充填，少量交代长石或火山碎屑，埋藏深度小于 2500m，镜质体反射率为 0.6%～0.8%，估算形成温度为 50～80℃，属低温成因。松辽盆地浊沸石出现于 1900～2200m 以下，推算地温为 120～140℃。克拉玛依上二叠统乌尔禾组为一套火山碎屑砂砾岩和长石砂岩，有方沸石、片沸石、桔红色沸石等，呈良好的三八面体和板状或柱状自形晶充填于孔隙中，或呈马牙状围绕碎屑呈衬边生长。方沸石分布井深为 2600～3100m，形成温度为 70～80℃。

长期以来很多地质、矿物和岩石学者把浊沸石定为变质矿物，形成温度为 200～250℃。但从我国中—新生代含油气盆地浊沸石的分布情况证明，浊沸石既可形成于较高温度，也可在较低温度下形成，它不仅与温度有关，而且还与岩石成分及孔隙流体性质有关。

6. 硫酸盐胶结物

碎屑岩中最常见的硫酸盐胶结物是石膏和硬石膏，此外还有重晶石和天青石。

石膏和硬石膏常呈连晶状充填于孔隙中，也可交代其他矿物产出，可形成于沉积期及成岩作用的各个阶段。形成于沉积期和早成岩期的往往与强蒸发作用有关，形成于晚成岩期的往往与早期石膏的溶解和再沉淀作用有关。地层水与沉积物相互反应或不同地层水的混合，也可析出石膏与硬石膏。

砂岩中亦常可见到少量重晶石，个别情况下为重晶石—天青石。它们常呈晶粒状、板条状或连晶斑块，充填在孔隙中或交代其他碎屑颗粒。形成重晶石所需要的钡离子，可以由钾长石高岭石化和溶蚀过程中提供。

第三节　交 代 作 用

交代作用是指一种矿物代替另一种矿物的现象。交代作用可以发生于成岩作用的各个阶段乃至表生期。交代矿物可以交代颗粒的边缘，将颗粒溶蚀成锯齿状或鸡冠状的不规则边缘，也可以完全交代碎屑颗粒，从而成为它的“假象”。后来的胶结物还可以交代早成的胶结物。交代彻底时，甚至可以使被交代的矿物影迹消失。

交代作用的实质是体系的化学平衡及平衡转移问题。当体系内的物理、化学条件（温度、压力、浓度、流体成分、pH 值、Eh 值等）发生改变时，原来稳定的矿物或矿物组合将变得不稳定，发生溶解、迁移或原地转化，形成在新的物理、化学条件下稳定存在的新矿物或矿物组合。

一、碎屑岩中常见的交代作用

1. 氧化硅与方解石的相互交代作用

砂岩中方解石交代氧化硅或氧化硅交代方解石的现象都是常见的。有时在同一块标本中，既能见到方解石交代氧化硅，也能见到氧化硅交代方解石。这两种交代作用发生的时间有早有晚，也可以几乎同时发生。

氧化硅与方解石之间的相互交代作用除与物质本身的性质有关外，主要受体系内的物理、化学条件的制约。其中主要与 pH 值和温度有关，其次是压力。图 9－11 是方解石、非晶质二氧化硅和石英与 pH 值之间的关系曲线图。

从图 9－11 中可以看出，当 pH 值在 9 以下，氧化硅的溶解度保持不变，但方解石在 pH ＜8 的溶液中是非常易溶的。这时碎屑岩中的方解石将被溶解，孔隙溶液中的氧化硅将沉淀，即发生硅化作用，出现石英交代方解石的现象。

SiO_2 和 $CaCO_3$ 的平衡条件是 pH 值为 9.9，温度为 25℃。当 pH＞9.8 后，即发生氧化硅的溶解和方解石的沉淀，出现方解石交代石英和石英颗粒被溶蚀的现象。在 pH＝8～9 时，二氧化硅和方解石均可沉淀。如前面所述，在同一个标本上就可同时出现方解石和石英互相交代沉淀的现象，但是自然界中成岩孔隙水的 pH＞9 的情况是极为罕见的。因此，温度成为控制石英和方解石溶解和沉淀的重要因素，其次也受压力的影响。从图 9－11 中可以看出，尽管非晶质氧化硅和石英的溶解度差别很大，但都随温度的增高而增加。温度的增高将使孔隙水中的碳酸离解为 CO_2 和 H_2O（或 HCO_3^- 和 H^+），并促使 CO_2 气体的逸失，二氧化碳分压（p_{CO_2}）降低，引起碳酸钙的溶解度下降和方解石的沉淀。

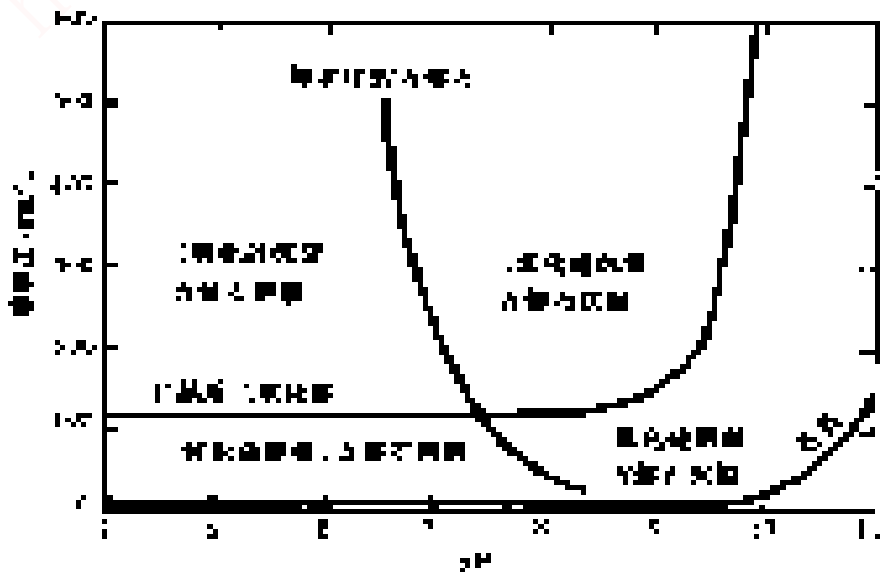


图 9－11　pH 值与方解石、非晶质二氧化硅和石英的溶解度关系图

从上述可以看出，在埋藏成岩过程中，方解石的溶解度是随温度、压力、pH 值的增加

而降低，随二氧化碳分压（p_{CO_2}）的增加而增加；相反，氧化硅的溶解度则随温度、压力和pH值的增加而增加。所以，在浅埋藏时，由于温度和压力较低，方解石溶解，氧化硅沉淀，即石英（也可以是蛋白石或玉髓）交代方解石；在深埋藏处，则方解石交代石英。当处于上述两种情况的过渡位置时，两者的交代关系主要取决于孔隙水的pH值，当pH值>8时，方解石交代二氧化硅；当pH值<9.0时，二氧化硅交代方解石；当孔隙水的pH值位于8.0～9.0之间时，则方解石和氧化硅均可沉淀，造成同一标本中能同时见到方解石和石英同时共存并互相交代的现象。当然，这种现象也可能是先后两次分别交代的结果，因而在确定其成因时应予以注意。

2. 方解石对长石的交代作用

碳酸盐胶结的砂岩中方解石或其他碳酸盐矿物交代钾长石碎屑也是常见的现象，但方解石交代斜长石的现象却很少见到。方解石常呈不规则的形状交代长石边缘或晶内，亦常见到方解石沿长石解理或双晶方向进行交代，因为这些方向是长石晶体构造上的弱带。

3. 方解石交代粘土矿物

在含粘土杂基的砂岩中，特别是在杂砂岩中，粘土矿物常被碳酸盐矿物交代。碳酸盐矿物常是方解石，也可以是白云石和菱铁矿。这种交代作用主要发生在成岩中、晚期，有利于方解石交代粘土矿物的pH值接近或大于8。

4. 粘土矿物与长石的交代作用

由于长石类矿物的不稳定性，长石被粘土矿物交代的现象，通常是钾长石高岭石化，并不全是在成岩过程中发生的。部分长石颗粒在风化和搬运过程中也可发生水解作用和高岭石化作用。

对于保留下来的斜长石，有可能在埋藏深度不太大、CO_2分压较高和pH值较低（约等于5）的酸性环境中被粘土矿物交代，即发生高岭石化。

斜长石被埋藏到较深处时，有可能与来自富含有机质的泥质层产出的酸性孔隙水接触，也将变得不稳定，可发生高岭石化。这一反应大约在100℃时（埋深近3000m）进行得最快，一般首先沿解理面进行。这个反应对碎屑岩次生孔隙的形成具有重要意义。

碎屑岩中更常见的是钾长石，因而研究钾长石被粘土矿物交代作用具有更重要的意义。

5. 各种粘土矿物之间的交代作用

自然界中的粘土矿物或者构成泥质岩，或者作为碎屑岩的杂基出现，通常都是一种混合型粘土，单成分粘土是少见的，随着成岩作用的进展，粘土矿物之间会出现有规律的变化。研究粘土矿物，特别是填隙粘土杂基的成分和结晶度，就可以反推成岩过程中岩石所经历的最大埋深和最高温度。

随着埋深的增加，在K^+与H^+大于6（近正常海水），$\lg[H_4SiO_4] < 10^{-4}$的偏碱环境，当温度为100～130℃时，蒙脱石可以转化为伊利石。

$$\text{蒙脱石} + Al^{3+} + K^+ \rightarrow \text{伊利石} + Si^{4+} + nH_2O$$

该反应一般在3000m以下发生，Al^{3+}和K^+可由长石分解时提供。但是，当环境富含Fe^{2+}和Mg^{2+}时，蒙脱石在同样温度下不是转变成伊利石，而是被绿泥石所交代。由蒙脱石向伊利石或绿泥石转变的过程中，还要经历一个中间混合层阶段。除上述条件外，转化时还要有一定的压力。这也说明了上述转化过程多发生在3000m以下的原因。

高岭石的转化情况也很类似，在酸性孔隙水中高岭石是稳定相，但当埋深增加，温度达165～210℃时，如果环境变得偏碱性并富含Mg^{2+}，高岭石则生成绿泥石。

在相同条件下，如果孔隙水富含 K^+，高岭石则生成伊利石。高岭石向绿泥石和伊利石转化一般发生在 3500～4000 m 的深处。

二、交代作用的标志

根据砂岩中各种矿物的交代关系，可以确定矿物的生成顺序和成岩演化系列。交代作用的主要标志如下：

1）矿物假象。交代矿物具有被交代矿物的假象，矿物的原生成分虽已被交代，但其晶体外形得到完好的保存。

2）幻影构造。岩石受到强烈的交代作用，原生颗粒只留下模糊的轮廓称为幻影，如硅化鲕粒、强白云化岩石中的生物骨壳等。其内部结构甚至其边缘已消失，但因其内部有包裹体存在，故显示出颗粒幻影。

3）交叉切割现象。矿物或颗粒被自形晶体或镶嵌结构的晶体切割或溶（侵）蚀。

4）残留的矿物包体。残留的矿物包体表示外面矿物是交代矿物，被包矿物是被交代矿物。

在岩石中发生了多期矿物交代作用时，主要根据矿物间的切割和侵蚀以及包裹现象来判断其生成顺序。

第四节　重结晶作用和矿物的多形转变

重结晶现象和矿物的多形转变主要发生在碎屑岩的胶结物中。

碳酸盐胶结物的重结晶作用，可使砂岩的胶结物形成特征的连晶或嵌晶结构。

矿物的多形转变是一种较复杂的广义的重结晶作用。在一般情况下，当一种矿物转变为另一种更稳定的矿物相时，只发生晶格和形状及大小的变化。在碎屑沉积岩埋藏成岩作用过程中，最有意义的是文石胶结物向方解石的转化及非晶质氧化硅的蛋白石向玉髓及石英的转化。

隐晶质的胶磷矿转变为显晶质的磷灰石，隐晶质的高岭石转变为鳞片状或蠕虫状的结晶高岭石，也是常见的矿物多形转变现象。

高镁方解石转变为低镁方解石也是矿物的一种多形转变现象。但在转变过程中，有镁离子的滤失。

第五节　溶解作用与次生孔隙

砂岩中的任何碎屑颗粒、杂基、胶结物和交代矿物（后两者统称为自生矿物），包括最稳定的石英和硅质胶结物，在一定的成岩环境中都可以不同程度地发生溶解作用。溶解作用的结果形成了砂岩中的次生孔隙。

次生孔隙是世界上许多储集层的主要储集空间。我国中—新生代陆相含油气盆地许多中—深层油气储集层多与次生孔隙发育带有关。深部次生孔隙砂体的发现，扩大了油气资源的勘探新领域。对砂岩溶解作用和次生孔隙的研究，已成为当前含油气盆地砂岩成岩作用研究的一个重要方面。

一、孔隙的成因类型

碎屑岩孔隙按成因可划分为原生孔隙和次生孔隙。原生孔隙主要是碎屑颗粒的粒间孔

隙，也包括层间孔及气孔。次生孔隙是指在沉积岩形成后，因淋滤、溶蚀、交代、溶解及重结晶等作用在岩石中形成的孔隙和缝洞。在成岩作用过程中，经压实、胶结及压溶等作用，原生孔隙将逐渐减少。与此同时，可溶性碎屑颗粒和易溶胶结物随着埋深的增加会发生溶解和交代作用，从而促成碎屑岩中次生孔隙的发育，不同成岩阶段孔隙的演化情况（如图 9－12所示）。我国中新生代陆相碎屑岩储层孔隙纵向演化规律大致是：在埋深小于1700 m时，

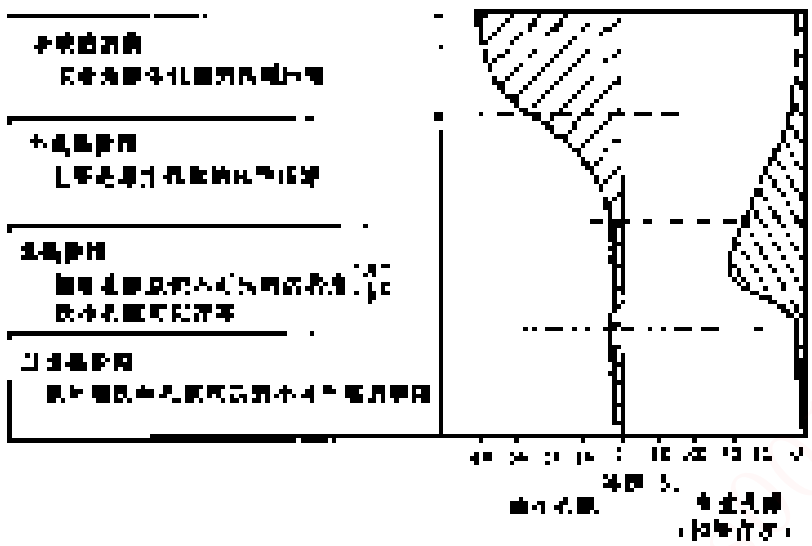


图 9－12　成岩过程中砂岩孔隙结构的演化

碳酸盐胶结物含量相对较低，从而导致这一深度段为高—特高孔隙性。在 1700～2200 m 范围内，碳酸盐胶结物相对含量较高，而这一深度孔隙度也低于上一深度段，这除了进一步的压实作用所致外，主要还是由于胶结作用的缘故。2200～2700 m 深度段内，碳酸盐胶结物含量明显降低，这主要反映了有机质成熟度、脱羧导致溶解作用，造成了这一深度段中的中高孔隙性，也是第一个次生孔隙发育段。由于晚期胶结作用，2700 m 以下导致孔隙度继续降低，形成中—低孔隙带（段）。3300 m 以下可能出现再次溶解，形成 1～2 个次级次生孔隙发育带（段）。4000 m 以下孔隙度一般低于 10 %，形成致密储层，为低孔低渗储层。



图 9－13　识别砂岩次生孔隙的标志

二、次生孔隙的类型及识别标志

碎屑岩次生孔隙按成因可分为溶解孔隙、破裂孔隙和收缩孔隙。溶解对象可分别为碎屑颗粒、杂基、自生胶结物或自生交代矿物。次生孔隙的微观识别标志有：胶结物部分溶解、印模、颗粒的不均一排列、特大（超粒）孔隙、漂浮颗粒、伸长状（贴粒）孔隙、颗粒部分溶解、晶内孔隙、粒内溶孔，以及颗粒及岩石中的破裂缝（如图 9－13 所示）。还可以通过一些宏观标志识别次生孔隙，在井的深度剖面上分析电测孔隙度或岩石实测孔隙度可以发现次生孔隙发育带。

三、碎屑岩储层的孔隙结构研究

碎屑岩孔隙结构是指岩石所具有的孔隙和喉道的几何形状、大小、分布及其连通状况。研究孔隙喉道主要应用毛管压力曲线和孔隙铸体。毛管压力曲线表现了排驱压力、退出效率等特征，借曲线形态可求出孔喉分选性、孔喉分布以及平均孔喉半径等孔隙参数。用岩石铸体薄片及孔隙铸体研究孔隙结构，可以确定孔隙的成因类型，并且可以得出面孔率、孔隙分布、孔隙平均直径及孔喉直径比等参数。应用各种研究方法综合解释可以对储层孔隙结构进行全面认识。

第六节　碎屑岩成岩阶段划分及其主要标志

碎屑岩中有机质镜质体反射率（R_o）是温度的函数。砂岩和粘土岩中普遍含有干酪根等高分子有机化合物，在成岩过程中经热演化作用会使镜质体反射率增高。应用镜质体反射率可以确定岩石所经受的最高温度及有机质的成熟度。在成岩作用研究中用它可作为划分成岩阶段的主要依据（见表 9－1)。控制镜质体反射率的主要因素是地温，其次还与埋藏时间有关，即同样的埋深，在时代较老的岩石中会测得较高的镜质体反射率。其他指标是粘土矿物转化、孢粉颜色、石英次生加大程度（见表 9－2)。依次将碎屑岩成岩作用划分为早成岩期 A 和 B 亚期、晚成岩期 A，B 和 C 亚期。各期划分标志见表 9－2。

表 9－1　沉积岩镜质体反射率与地温及有机质成熟度的关系

镜质体反射率 R_o，%	古地温，℃	煤　　级	油气成熟度
< 0. 35	< 50	烟煤	未成熟—甲烷及少量液烃
0. 7	60～80	高挥发烟煤	成熟—液态烃
0. 9	90～100	高挥发烟煤	
1. 10	100～120	中挥发烟煤	
1. 5～1. 9	140～160	低挥发烟煤	
> 2	160～200	半无烟煤—无烟煤	过成熟—甲烷

表 9—2

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

第十章　火山碎屑岩

火山碎屑岩是主要由火山碎屑物质组成的岩石。火山碎屑岩是介于火山岩与沉积岩之间的岩石类型，兼有两者的特点，又与两者相互过渡。在沉积岩系中它属于碎屑沉积岩中的一种特殊类型。

与火山碎屑岩相伴生的还有熔岩、次火山岩（或超浅层侵入岩）和正常沉积岩类。

火山碎屑岩在自然界分布十分广泛，从前寒武纪至第四纪均有分布。我国东部地处环太平洋火山活动地带，中、新生代沉积中有着发育的火山岩系。由于不少重要矿产常与其有关，近 20 年来，对于这些地区的火山作用及火山碎屑岩的研究有较大的进展。

火山岩和火山碎屑岩可作为油气储集层，其目前已是我国中、新生代陆相含油气盆地重要的油气储集层类型之一。

第一节　火山碎屑岩的成分

火山碎屑物质按其组成及结晶状况分为岩屑（岩石碎屑）、晶屑（晶体碎屑）和玻屑（玻璃碎屑）三种。此外还有一些其他的物质成分，如正常沉积物、熔岩物质等。

一、岩屑

岩屑形状多样，大小不一。依其物态可分为刚性和塑性两种。刚性岩屑是已凝固的熔岩，或火山基底或管道的围岩，当火山爆发时冲碎而成。塑性岩屑又称为塑性玻璃岩屑、浆屑或火焰石等，是由塑性、半塑性熔浆在喷出后经塑变而成，具有玻璃质结构，断面呈火焰状、撕裂状、树枝状、纺锤状、透镜状、条带状等（如图 10－1 所示）。火山弹是由于塑性熔浆团在空中旋转而成，形如纺锤、椭球、麻花、陀螺、梨状等，表面具有旋扭纹理和裂隙，并具有一层淬火边（如图 10－2 所示），大者可达数米。



图 10－1　塑性浆屑，具有流纹构造，去玻化后显雏晶和球粒结构
（河北，下花园，白垩系）

二、晶屑

晶屑多为早期析出的斑晶随熔浆炸碎而成，大小一般不超过 2～3ｍｍ，常呈棱角状，有时也保持原来的部分晶形，其成分多为石英、长石、黑云母、角闪石、辉石等。石英晶屑表面极为光洁，具有不规则裂纹及港湾状熔蚀外形（如图 10－3 所示）。长石晶屑主要为透长石、酸性至基性斜长石，有较高自形程度，可见沿解理破裂及明显的裂纹（如图 10－4 所示），扫描电镜下更为清晰。黑云母和角闪石晶屑常具有弯曲、断裂及暗化现象（如图 10－5 所示）。辉石主要出现在偏基性的火山碎屑岩中。

三、玻屑

玻屑通常大小在0.1～0.01mm之间，很少超过2mm；2～0.01mm者称为火山灰，小于0.01mm者称为火山尘。酸性和中酸性熔浆生成的玻屑折光率在1.48～1.51之间。刚性玻屑有弧面棱角状和浮石状两种。前者出现普遍，形状多样，镜下常用弓形、弧形、镰刀形、月牙形、鸡骨状、管状、海绵骨针状、不规则尖角状等一系列形容词来描述（如图10－6所示）。综观其共同特点不外是一些不完整的气孔壁和贝壳状断口等所组成。后者不甚普遍，是没有彻底炸碎的弧面、棱面状玻屑，内部保留较多的气孔，状如浮石，在中基性火山碎屑岩中出现较多。

塑性玻屑是炽热的玻屑在上覆火山碎屑物的重压下，彼此压扁拉长叠置并定向排列，且相互粘连熔结在一起而成。强烈塑变玻屑显流纹状，通称为假流纹构造。

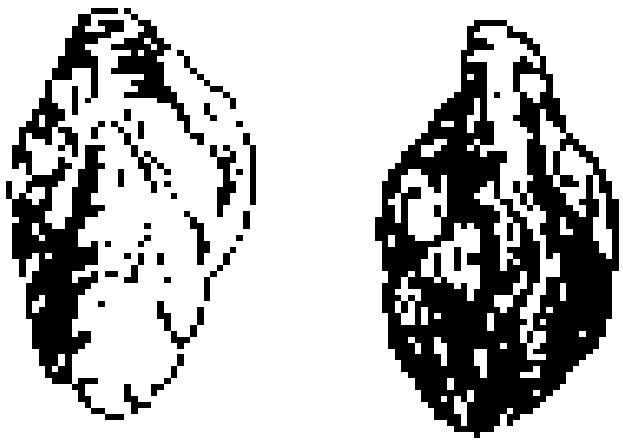


图10－2　火山弹
（山西，大同）

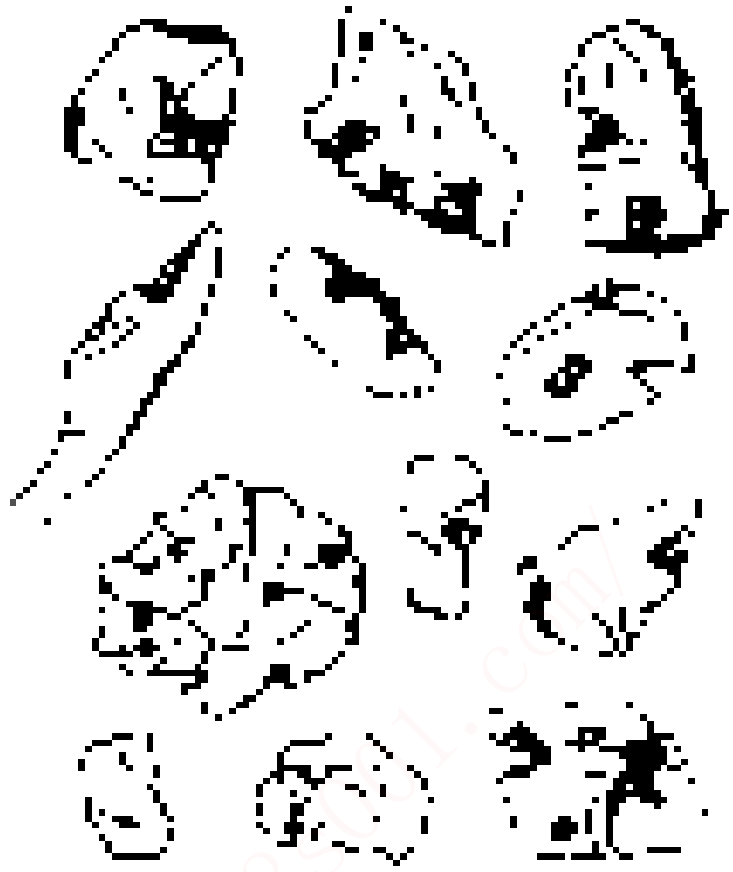


图10－3　石英晶屑
（取自张家口—宣化一带中生代凝灰岩）



图10－4　长石晶屑
（取自张家口—宣化一带中生代凝灰岩）

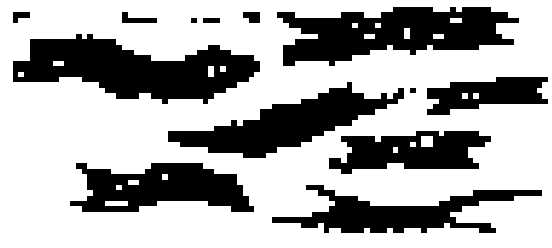


图10－5　黑云母晶屑的弯曲及暗化现象
（河北，下花园，白垩系凝灰岩）



图 10－6　弧面棱角状玻屑
（具有暗影者表示轻微磨蚀现象，取自张家口—宣化一带中生带凝灰岩）

图 10－6　弧面棱角状玻屑
（具有暗影者表示轻微磨蚀现象，取自张家口—宣化一带中生带凝灰岩）

第二节　火山碎屑岩的结构、构造特征及颜色

一、结构

按火山碎屑的粒级划分为：集块（＞100ｍｍ）、火山角砾（100～2ｍｍ）、火山灰（2～0.01ｍｍ）、火山尘（＜0.01ｍｍ）。

专属性的火山碎屑岩结构有：集块结构（火山集块大于 50％）、火山角砾结构（火山角砾大于 75％）、凝灰结构（火山灰大于 75％）。视碎屑形态特点，尚有塑变碎屑结构（主要由塑变碎屑组成）、碎屑熔岩结构（基质为熔岩结构）、沉凝灰结构（指混入正常沉积物而言），以及凝灰砂状、凝灰粉砂状、凝灰泥状等过渡类型结构等。在已出版的《浙江火山岩结构图册》中，对这些结构一般都有描述。

火山碎屑物的分选及圆度都很差，这是由于未经长距离搬运或就地堆积所致。近年来，在研究火山碎屑物的粒度分布与成因关系方面，已获得了较好效果。

二、构造

在火山碎屑岩中，常见的构造如下所述。

1）层理构造：火山碎屑岩通常不显层理，但在水携或风携的火山碎屑沉积中，也可出现小型和大型交错层理及平行层理。

2）递变层理：主要出现在沉积物重力流火山碎屑岩类中，系陆上或水下火山碎屑重力流以悬浮和递变悬浮搬运和沉积作用所致，如有正递变、反递变以及叠覆递变层理，是反映重力流水道微环境。

3）斑杂构造：是火山碎屑物在颜色、粒度、成分上分布不均，且无排列性，而表现出来的一种杂乱构造。

4）平行构造：泛指由伸长形的火山碎屑物，如透镜体、饼状体、熔岩团块和条带等定向排列所组成的构造，它的连续性与平行性不及假流纹构造。

5）假流纹构造：主要出现在流纹质熔结凝灰岩中，根据塑性玻屑可见燕尾状分叉。在刚性碎屑边部可见塑变不强的弧面棱角状外形，“假流纹”延伸不远，一般无气孔及杏仁体等

而有别于流纹构造。

除上述构造外，有时还见气孔、杏仁构造、火山泥球及豆石构造等，甚至在某些火山细屑岩中还见有生物搅动构造及实体化石。

三、颜色

火山碎屑岩常具有特殊鲜艳的颜色，如浅红、紫红、嫩绿、浅黄、灰绿等，它是野外鉴别火山碎屑岩的重要标志之一。颜色主要取决于物质成分，中基性火山碎屑岩色深，为暗紫红、墨绿等色；中酸性者色则浅，常为粉红、浅黄等色。其次取决于次生变化，如绿泥石化则显绿色，蒙脱石化则显灰白或浅红色。

第三节　火山碎屑岩的分类及命名

广义的火山碎屑岩类的分类和命名原则如下所述：

1）首先根据物质来源和生成方式，划分为火山碎屑岩类型、向熔岩过渡类型和向沉积岩过渡类型三种成因类型。

2）再根据碎屑物质相对含量和固结成岩方式，划分为火山碎屑熔岩、熔结火山碎屑岩、火山碎屑岩、沉火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩等五种岩类。

3）再根据碎屑粒度和各粒级组分的相对含量，划分为三个基本种属，即集块岩、火山角砾岩和凝灰岩，之间的过渡型为凝灰角砾岩、角砾凝灰岩等。

4）最后再以碎屑物态、成分、构造等依次作为形容词，对岩石进行命名，如晶屑凝灰岩、流纹质晶屑凝灰岩、含火山球流纹质玻屑凝灰岩等。次生变化也常作为命名的形容词，如硅化凝灰岩、蒙脱石化凝灰岩、沸石化凝灰岩和变质流纹质晶屑凝灰岩等。

第四节　主要岩类及其特征

一、火山碎屑熔岩类

火山碎屑熔岩类是火山碎屑岩向熔岩过渡的一个类型，熔岩基质中可含 90％～10％的火山碎屑物质，具有碎屑熔岩结构、块状构造。熔岩基质中可含数量不定的斑晶，呈斑状结构，或气孔杏仁构造。火山碎屑主要是晶屑及一部分岩屑，玻屑少见。当成分相近时，往往不易区分岩屑与熔岩基质，而误认为熔岩。按主要粒级碎屑划分为集块熔岩、角砾熔岩和凝灰熔岩。

二、熔结火山碎屑岩类

熔结火山碎屑岩类是以熔结（焊结）方式而形成的一类火山碎屑岩。火山碎屑物质达 90％以上，其中以塑变碎屑为主，主要产于火山颈、破火山口、火山构造洼地和巨大的火山碎屑流与侵入状的熔结凝灰岩体中，其中较粗粒的熔结集块岩和熔结角砾岩分布不广，主要组成近火山口相。

细粒的熔结凝灰岩分布很广，可组成厚度大的火山碎屑岩层，此类岩石的中外文名称较多，如火山灰流（ash flow）、火山碎屑流（pyroclastic flow）、热云（nuee ardente）、热云岩（ignimbrite）、阿苏熔岩（aso lava）、砂流（sand flow）等，国内较通用的译名为熔结凝灰岩或火山灰流凝灰岩，更多的趋于使用熔结凝灰岩（ignimbrite）。它主要由小于 2mm 的塑性玻屑和岩屑组成，也有一定数量晶屑，具有熔结凝灰结构、假流纹构造，碎屑以相互熔结压

紧成岩。还可根据熔结（焊接）强度划分亚类。

三、火山碎屑岩类

火山碎屑岩类即狭义的火山碎屑岩类，火山碎屑占 90％以上，经压积或压实作用成岩。其按粒度大小分为集块岩、火山角砾岩和凝灰岩。

1. 集块岩

集块结构由火山弹及熔岩碎块堆积而成，也常混入一些火山管道的围岩碎屑，一般未经过搬运而呈棱角状，由细粒级角砾、岩屑、晶屑及火山灰充填压实胶结成岩，多分布于火山通道附近构成火山锥，或充填于火山通道之中。

2. 火山角砾岩

火山角砾岩主要由大小不等的熔岩角砾组成，分选差，不具有层理，通常为火山灰充填，并经压实胶结成岩，多分布在火山口附近。如河北宣化白垩纪火山口的中心，就被流纹质火山角砾岩所充填。

3. 凝灰岩

“凝灰”系指主要由小于 2mm 的火山碎屑组成的结构。按碎屑粒级，进一步分为粗（2～1mm）、细（1～0.1mm）、粉（0.1～0.01mm）和微（<0.01mm）四种凝灰岩。碎屑成分主要是火山灰，按其物态及相对含量，分为单屑凝灰岩（玻屑凝灰岩、晶屑凝灰岩或岩屑凝灰岩）、双屑凝灰岩（两种物态碎屑均在 25％以上）和多屑凝灰岩（三种物态碎屑均在 20％以上）。其中以玻屑凝灰岩、晶屑—玻屑凝灰岩最常见，具有典型凝灰结构，熔岩成分多为流纹质，次为英安质。河北宣化白垩系陆相地层中有较为新鲜的流纹质玻屑凝灰岩（如图 10－7 所示）。张家口附近的白垩系普遍见流纹质晶屑—玻屑凝灰岩（如图 10－8 所示）。下花园附近白垩系中的多屑凝灰岩中，三种物态成分都有，其中岩屑也主要是流纹质的，该岩石去玻化较甚（如图 10－9 所示）。



图 10－7　流纹质玻屑凝灰岩
（主要由弧面棱角状玻屑组成，河北，宣化，白垩系，单偏光×50）



图 10－8
（晶屑为石
象，河北，张家口，白垩系，
单偏光×50）

岩屑凝灰岩主要由熔岩碎屑组成，较少见，有时易与岩屑砂岩相混，需视有无搬运磨圆、有无玻屑存在加以区分。

四、沉火山碎屑岩类



图 10－9　多屑凝灰岩

（由岩屑、晶屑、玻屑三种物态组成的流纹质熔岩，河北，下花园，白垩系，单偏光×50）

沉火山碎屑岩类是火山碎屑岩和正常沉积岩间的过渡类型，火山碎屑物质占 90％～50％，其他为正常沉积物质，经压积和水化学物胶结成岩，常显层理，故有时也称为层火山碎屑岩类。它与陆源火山碎屑沉积物的区别是新鲜、棱角明显、无明显磨蚀边缘及风化边缘。正常沉积物除陆源砂泥外，还可有化学及生物化学组分，以及生物碎屑等。

五、火山碎屑沉积岩类

火山碎屑沉积岩类以正常沉积物为主，火山碎屑物质占 50％～10％，岩性特征基本与正常沉积岩相同。当主要为陆源的砂时，称为凝灰质砂岩；主要为泥时，称为凝灰质泥岩；主要为碳酸盐时，称为凝灰质石灰岩或凝灰质白云岩等一系列过渡类型岩石。

第五节　火山碎屑岩的成因类型及其标志

火山可能是大陆喷发，也可能是水下喷发，其搬运和沉积方式也不尽相同，因此可以划分出不同成因类型的火山碎屑岩。各种火山碎屑岩可能生成的方式见表 10－1。

表 10－1　火山碎屑岩的成因类型（松田、中村，1966）

喷发环境	搬运介质	沉积环境	成因类型
陆上(A)	空气(A)	陆上(A)	AAA 型 WAA 型
水下(W)	水(W)	水下(W)	AAW 型 WAW 型 WWW 型

一、陆相与海相火山碎屑岩系的区别标志

研究火山碎屑岩的成因时，首先应注重的是区分海底喷发的海相和陆上喷发的陆相两大成因类型，其特点如下所述。

1. 海相火山碎屑岩系

海相火山岩系的最主要代表是细碧—角斑岩系。其特点是广泛的钠长石化作用，火山玻璃分解为含水的硅酸盐。由于绿帘石化和绿泥石化，岩石呈现绿色，枕状构造十分发育。由于海水中喷发—沉积的特殊环境，常具有：①韵律性层理，即不同粒级的火山碎屑物互层产出，主要为下粗上细的正韵律（也有人认为应是下细上粗，反序的）；②各个夹层的厚度及粒度一般较稳定；③往往可见到凝灰岩向沉凝灰岩和凝灰质砂岩（或泥岩）过渡的现象。另一特征是火山岩系和下伏海相沉积岩层多呈整合接触，或其中有海相夹层，如海相石灰岩、碧玉岩及岩屑砂岩等，其中常含有孔虫、放射虫和硅藻等海相动植物化石。

2. 陆相火山碎屑岩系

由于熔浆流出地表时易于氧化，因而常呈现红褐色—黑色，火山岩系和下伏岩层多呈现不整合或假整合接触。分布于其中的火山碎屑岩系的特点是：①岩相及厚度变化大；②含梨形、椭圆形、纺锤形、球形等特征的火山弹；③存在泥石流角砾岩；④熔结火山碎屑岩类比

较发育；⑤凝灰岩多半比较疏松；⑥有时有陆相砂砾岩和页岩夹层，并常见植物化石和淡水动物化石（多为湖相）。

二、不同方式形成的火山碎屑岩系及其特点

按照火山碎屑物的主要搬运和沉积方式，可划分为以下三种成因类型。

1. 重力流型火山碎屑沉积

重力流型火山碎屑沉积按其沉积环境又可分为陆上和水下两种沉积类型。

陆上的火山碎屑流沉积，或火山灰流、砂流沉积，是熔结火山碎屑岩类的主要形成方式。高粘度、富含挥发组分的酸性、中酸性熔浆，上升到地表浅处，由于压力骤降，气体大大膨胀，产生泡沫，然后以强烈爆发形式喷出火山口并将熔岩柱炸碎。其中一部分粉碎的火山碎屑物，呈火山灰、玻屑、晶屑等碎屑物，被抛入高空后，呈空降火山碎屑物而堆积。大部分或全部喷出火山口的熔岩碎屑物，没有被抛入高空，而呈白热状态的悬浮物混杂于火山气体之中，在一定坡度下，沿地面向四围高度扩散，构成由熔岩碎屑和气体所组成的特殊岩流——火山碎屑流。其搬运和沉积方法类似深海中的浊流沉积。火山碎屑物堆积后，由于上覆堆积物的静压力及保持其自身的高温，使玻屑变形、扁平化，气孔大部分消失，从而使碎屑之间压聚熔结成岩。以这种方式形成的熔结凝灰岩分布面积相当广大，可达数百平方公里，厚度也能达数百米，可见柱状节理和大量定向排列的“火焰石”。斑晶和碎屑物呈不均匀分布，具有明显的熔结性。粒序层理不明显，所以熔结火山碎屑岩不同于一般熔岩流冷凝后所形成的熔岩，也不同于降落火山碎屑堆积而成的火山碎屑岩类。这种岩类在 20 世纪 50 年代以后才逐渐被人们所认识和描述。

水下火山碎屑流沉积即重力型火山碎屑沉积，指的是主要由火山喷发碎屑物组成的高密度底流，当在水下流动时，由于流速降低后而形成沉积。这种沉积类型的特点为成层性较好，粒序构造明显；分选性较好，熔结性差，具有明显“基质”支撑结构；浮石和火山渣气孔少；在剖面上粒序层之上为流动层，可表现明显的水携沉积特点，如可见交错层理、波痕、叠瓦构造及颗粒定向排列等。

粒序构造是水下火山碎屑沉积物重力流沉积的主要构造标志。其形成机理是：当水下喷发时，由于熔浆与水之间的密度差比空气的小，熔浆的表面张力相对增大，故熔浆在水中固结时，易形成球体形态；又因水的粘度比空气的大，颗粒的沉降速度则比空气中要慢，经悬浮搬运而成粒序沉积构造。

2. 降落型火山碎屑沉积

降落型火山碎屑沉积通常又称为降落灰沉积，主要指的是火山喷发物在大气中，经风力分异而形成的产物。其形成机理是：当火山物质顺风搬运时，颗粒依降落速度不同而分离。粒度和密度是控制降落速度的主要因素，而风向、风速、扰动性以及碎屑物的喷射高度是控制散落形态的重要因素，其形态可大致呈对称或略显不对称。呈延长形时，降落灰厚度向下风方向减薄，粒度相应减小。在理想情况下，成分、粒度及厚度在顺风方向上均作相互有关的系统变化。薛定谔和波特（Scheidegger and Potter，1968）发展了有关粒度和厚度对来源距离的关系式。降落灰沉积物特别适合于这种研究，因为它是自然界中最简单的沉积作用体系之一。典型的降落灰沉积以好—极好的分选性为标志，并有发育的水平层理。

虽然火山灰流和降落灰一般都是在一个主要喷发时期中产出的，但由于它们的搬运和沉积条件不同，所以有显著的区别特征。大量火山灰可以在空中作长距离搬运，然后降落在陆上或水中。现代沉积研究表明：在取自不同的深海区域的样品中，火山玻璃碎屑是十分普遍

的，而且集中在一定层位中。火山灰大部分是被风带到深海区中去的，距离喷发中心可达数百英里，降落在水中的火山灰物质，还可被水流继续搬运很远距离，尤其是很细的火山尘，质轻多孔，可像浮石般漂流很远距离。火山喷发也为海洋沉积物提供了重要物质来源。这对古代和现代沉积作用的研究，都是重要的。

陆上喷发，风力搬运，后来在海洋中降落沉积的较好实例，是川滇桂黔一带的中三叠统的“绿豆岩”。经多年来的研究证实，它是一种钾质的晶屑—玻屑凝灰岩，虽经去玻化作用，但原岩结构仍可恢复，是一种典型的降落灰沉积作用产物。其生成机制是：中三叠世早期，离川滇桂黔海盆较远的大陆上，最大可能是今东南沿海一带，存在频繁而剧烈的酸性熔浆的喷发活动，喷发物经长距离大气搬运而降落在本区的海盆中，在碱性或弱碱性的水介质条件下，在成岩过程中经蒙脱石化而转变为“绿豆岩”，因其具有或多或少的鲜艳翠绿色和石英质“豆粒”而得名。石英“豆粒”是岩石在沉积及成岩过程中由硅胶凝聚发育而成的结核体，不同于一般“豆粒”的成因。“绿豆岩”大面积分布稳定，是西南地区三叠系中的主要标志层，而且有着这种特殊的生成方式。

3 水携型火山碎屑沉积

水携型火山碎屑沉积具有明显的水携沉积特点。火山喷发形成物经过流水搬运可沉积在海岸平原、海滩或浅海陆棚上，甚至被重力带到深水盆地中去，分布也相当广泛。火山碎屑一般是以床沙形式进行搬运（沿底滚动、爬动、跳动）。随着搬运距离加大，远离火山口，正常沉积物质也随之增多。因此，其外貌似岩屑砂岩或长石砂岩，也常具有正常碎屑沉积岩的各种构造，如大型斜层理、波痕、砾石叠瓦构造、间断韵律等。所以要把这类岩石同侵蚀成因的火山陆源岩区分开，往往有一定困难。两者区分的标志是：水携成因火山碎屑岩的成分是受同期火山作用控制的，碎屑的成熟度很低，可见到玻屑、暗化的黑云母和角闪石等；还可见到具有环状构造新鲜的斜长石，以及熔岩碎屑中仍保存着玻基斑状结构、交织结构或玻璃质结构；分选、磨圆度都很差等。而火山陆源岩，其成分主要来自早期形成的火山岩系，是经过剥蚀、搬运、再沉积的产物，具有一切正常碎屑岩的特点，虽然火山碎屑物质含量也较高，但一般少见玻屑，熔岩碎屑的基质往往也有不同程度的重结晶现象。这类岩石在中生代或更年轻的环太平洋盆地内，分布相当普遍。

第六节　火山岩系与油气

近年来，火山岩系在世界上越来越受到人们的重视。在火山岩及火山碎屑岩系中，蕴藏着汞、铅、锌、铜、铁、铝、锡、稀有放射性元素等矿产，而且有些是大型、巨型矿床。未脱玻化的玻屑凝灰岩可作膨胀珍珠岩原料，浮石状凝灰岩可作优良水泥的混合材料，蒙脱石化凝灰岩可作吸附剂、脱色剂、填料、制模材料等。尤其值得指出的是，过去认为火山岩和火山碎屑岩系与石油无关。现在，在世界各地区的火山岩和火山碎屑岩中，已陆续发现了一些工业性油气田，例如日本新泻盆地的 35 个油气田，其中有 11 个油气田的油气储集在凝灰岩中，有 4 个储集在火山角砾岩中，有 5 个储集在集块岩中。

火山岩和火山碎屑岩在我国各时代地层中都有广泛分布，除蕴藏有丰富的金属和非金属矿产外，而且含有丰富的油气资源。随着油气勘探事业的发展，已陆续发现了一些以火山岩和火山碎屑岩为储集层的油气田。

第三篇　碳 酸 盐 岩

第十一章　碳酸盐岩概论

第一节　绪　　言

碳酸盐岩属于化学岩及生物化学岩类。碳酸盐岩是主要由方解石和白云石等碳酸盐矿物组成的沉积岩。石灰岩和白云岩是碳酸盐岩的最主要的岩石类型。碳酸盐岩主要研究任务是全面研究碳酸盐岩的成分、结构、构造和成因。

一、碳酸盐岩岩石学研究现状

1. 国外碳酸盐岩岩石学研究现状

碳酸盐岩岩石学作为一门独立的地质科学分支，发展现状概括起来主要表现在以下九个方面：

第一，非单一的化学成因。碳酸盐物质成分的沉淀和沉淀后的种种变化主要是由化学或生物化学定律支配的，而当各种碳酸盐成分一经沉淀成为特定的结构组分后，它们在沉积环境中则主要受不同强度水动力条件控制，即主要是机械作用。因此，碳酸盐岩几乎总是多种作用或多种形成机理的综合产物。

第二，能量观点。利用能量指数，可以在露头剖面或钻井剖面上划分出有定量数据的高能量或低能量的层段，也可以在区域上划分出有定量数据的高能量或低能量的地区，这对沉积相带的能量分析和油气勘探是十分有用的。近年来采用能量指数来确定和划分沉积相带的水能量级别或采用颗粒与泥的相对百分含量来确定沉积相带的水能量大小，同样是重要的。

第三，结构—成因分类。由于各种结构组分能反映沉积环境中的水动力条件及其他特征，因此，按碳酸盐岩的结构—成因分类的各种岩石类型就必然反映其沉积相特征和水动力条件。这样，碳酸盐岩岩类学和岩相古地理学就十分密切地联系起来了。

第四，白云石及白云岩生成机理。已被人们普遍接受的有潮上盐坪的毛细管浓缩白云化作用或蒸发泵白云化作用、回流渗透白云化作用、海水与淡水的混合白云化作用、调整白云化作用、各种 Mg/ Ca 比值和各种盐度的水体（包括淡水）中的白云石生成作用以及其他白云化作用机理解释等。这些观点和学说对于古代白云岩的研究起很大地推进作用。

第五，碳酸盐沉积物的沉积后作用。与碎屑沉积物和粘土沉积物相比，碳酸盐沉积物更易遭受沉积后的变化。碳酸盐沉积物（岩）具有易变、易溶和易成岩等特点。

第六，现代碳酸盐沉积模式。肖（Shaw，1964）、欧文（Irwin，1965）、拉波特（Laporte，1967，1969）、杨（Young et al ，1972）、阿姆斯特朗（Armstrong，1974）、威尔逊（Wilson，1975）等的著作及其中的沉积相和岩相古地理研究成果起了重要的开拓作用。

第七，化石岩石学。推进了碳酸盐岩岩类学和古地理学的研究。

第八，碳酸盐岩的研究方法。近 20 年来碳酸盐岩岩石学和岩相古地理学的飞速发展，是与这些先进的研究方法分不开的。

第九，深水海洋碳酸盐沉积的研究。大量研究成果表明，在古代碳酸盐沉积物（岩）中有广泛的沉积物重力流、风暴流和等深流沉积岩相。

2 我国的碳酸盐岩岩石学研究现状

概括起来有以下十方面：

第一，建立了具有我国特点的碳酸盐岩分类方案。大体上把碳酸盐岩分为三大类：颗粒—泥碳酸盐岩、晶粒碳酸盐岩、生物格架碳酸盐岩等。

第二，发展了我国自己的化石岩石学或化石碎片岩石学。这主要表现在反映我国碳酸盐岩中的化石碎片的图版、图册、教材、专著等已陆续公开出版，一些高等学校还专门开设了“化石岩石学”课程。

第三，现代碳酸盐研究取得了可喜的进展。通过对我国海南岛及西沙群岛现代生物礁考察和部分钻孔的研究，开拓了我国海洋碳酸盐沉积物及成岩作用研究的新领域，并有大量科技论著问世。

第四，碳酸盐沉积后作用的研究取得了重要成果。通过对西沙和海南岛的现代碳酸盐沉积物的沉积后作用的研究、华北地台早古生代碳酸盐岩成岩作用的研究及硅化作用、去白云化作用、石膏化作用的研究等，均取得了可喜的成果。

第五，古代碳酸盐岩的沉积环境及沉积相的研究也日益深入了。这主要表现在单剖面沉积环境分析或微相研究的深入以及各种新颖的相模式的建立，表明我国的碳酸盐岩岩石学已从岩类学发展到了岩相学的阶段。

第六，区域性的碳酸盐岩岩相古地理学研究也有了重大的发展。这主要表现在中—小比例尺（1∶50 万、1∶250 万、1∶400 万）和定量化的岩相古地理图的出现。

第七，碳酸盐岩不仅在油气勘探中得到广泛应用，其在许多金属与非金属矿产勘探中日益受到重视。生产及科研实践证明一些以前被认为是“中、低温热液矿床”，其矿体的富集竟与碳酸盐岩的沉积相带有极为密切的关系；有些过去被认为是海陆交互相的煤田，现在看来有必要重新认识了。

第八，现代和古代岩溶研究为油气水勘探提供了新的理论依据。我国是碳酸盐岩岩溶最发育的国家，通过现代岩溶研究解决水土流失和水源问题及古岩溶的研究解决古潜山油气勘探问题，均已取得了十分丰富的研究成果，促进了国民经济的发展。

第九，我国碳酸盐岩资源丰富，建材及化工系统在碳酸盐岩的化学成分、物理性能、工业应用等方面也进行了大量的研究工作，并取得了显著效益。

第十，碳酸盐岩研究手段日趋完善。如使用氧碳同位素资料研究白云石形成环境，利用扫描电镜研究微晶碳酸盐岩，用 C^{14} 法测定近代碳酸盐沉积物的年龄，用古地磁法恢复古纬度—古气候等，亦取得良好成果。

二、研究要点

1）加强海相碳酸盐岩层序地层学研究。结合国外理论和实践，进一步深化我国海相层序地层学基础理论研究，按照不同大地构造单元，建立较完整的理论体系。

2）探索和建立海相碳酸盐岩高分辨率层序地层学，有效地为石油勘探和矿产预测服务，创造新思路，开拓新领域。

3）完善碳酸盐岩岩相古地理研究及制图工作。中—小比例尺岩相古地理研究及制图从理论到方法已有了很大发展，从矿产预测角度，以后应加强大—中比例尺碳酸盐岩岩相古地理研究及制图，为勘探地层—岩性油气藏提供地质依据。

4）针对碳酸盐岩易变性和易溶性进一步开展成岩作用研究仍然是个重要问题。碳酸盐岩油气储层具有较强的非均质性，复杂的构造运动、古岩溶和白云岩化作用是重要控制因素，把碳酸盐岩成岩作用从定性向定量发展仍需加强。

5）完善碳酸盐岩测试技术，提高分析化验精度，开展地质建模和数值模拟都是把碳酸盐岩研究推向新阶段的重要手段。

第二节　碳酸盐岩的成分

一、碳酸盐岩的矿物成分

碳酸盐岩主要由方解石和白云石两种碳酸盐矿物组成。以方解石为主的为石灰岩，以白云石为主的为白云岩，这是碳酸盐岩的两个最基本的岩石类型。

方解石（$CaCO_3$）属于三方晶系，其晶体结构如图 11－1 所示。图 11－1 中三角形代表 $[CO_3]^{2-}$ 络阴离子，圆球代表 Ca^{2+}。方解石常见的晶形有菱面体、复三方偏三角面体（如图 11－2 所示），三组菱面体解理完全，硬度为 3，相对密度为 2.71，活度积常数在 25℃时为 $10^{-8.52}$。

在方解石矿物体系中，除方解石外，还有高镁方解石、低镁方解石、文石等矿物。

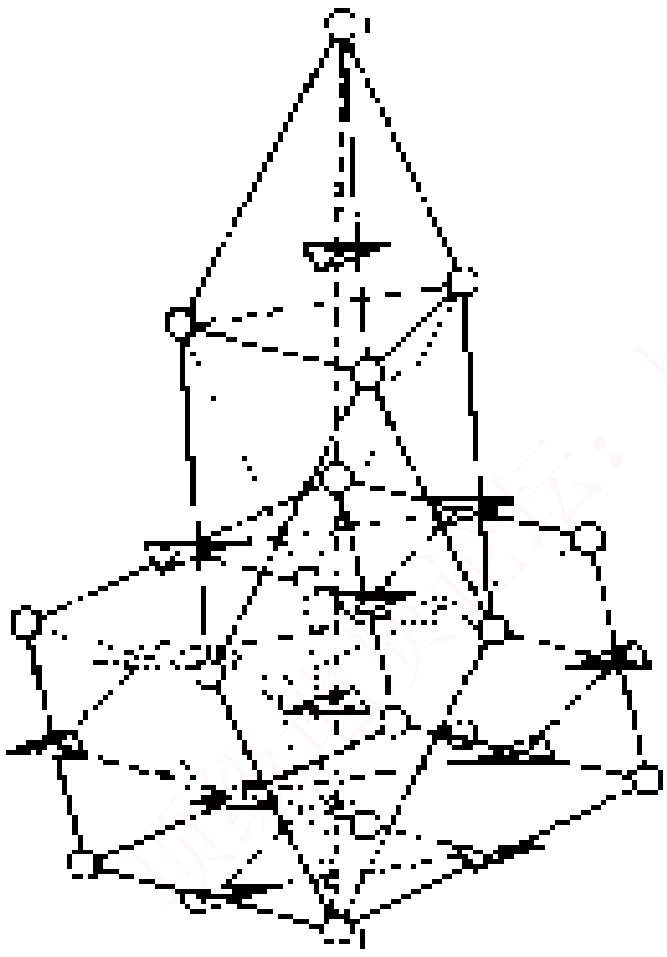


图 11－1　方解石的晶体结构及原始晶胞形状
（据刘孟慧，1991）

高镁方解石，有时也称为镁方解石，其 $MgCO_3$ 含量一般大于 10mol%，有时可达 30mol%。其镁含量虽高，但方解石的晶格并未破坏。低镁方解石，即一般的方解石，其 $MgCO_3$ 含量一般小于 4mol%。文石，又称为霰石，是方解石的同质异象变体，属斜方晶系，活度积常数在 25℃时为 $10^{-8.15}$。在现代沉积中常呈针状，有时也呈泥状。

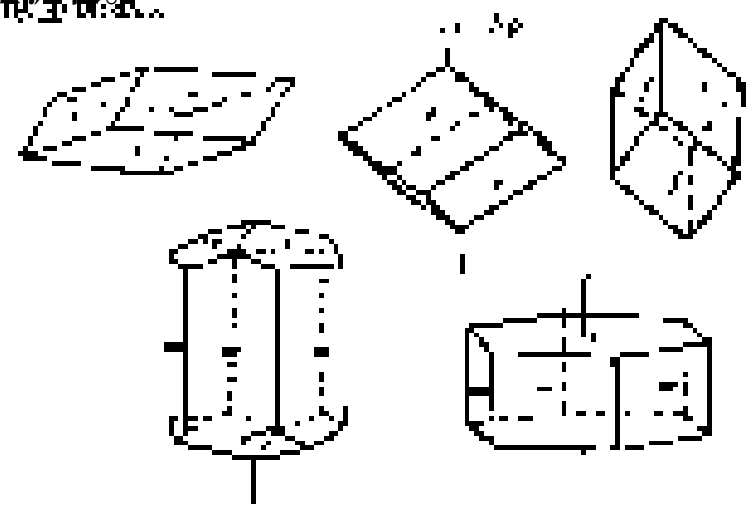


图 11－2　方解石晶形及光性方位
（据刘孟慧，1991）

在这三种碳酸盐矿物中，高镁方解石最不稳定，文石次之，低镁方解石较稳定，因此，高镁方解石和文石都要转变为低镁方解石。所以，高镁方解石和文石主要出现在现代碳酸盐沉积物中，在古代的碳酸盐岩中是不存在高镁方解石和文石的。

白云石（$CaMg[CO_3]_2$）也属于三方晶系，常见的晶形为菱面体（如图 11－3 所示），

菱形晶面常弯曲，硬度为 3.5～4，相对密度为 2.87，活度积常数在 25℃时为 $10^{-17.6}$。

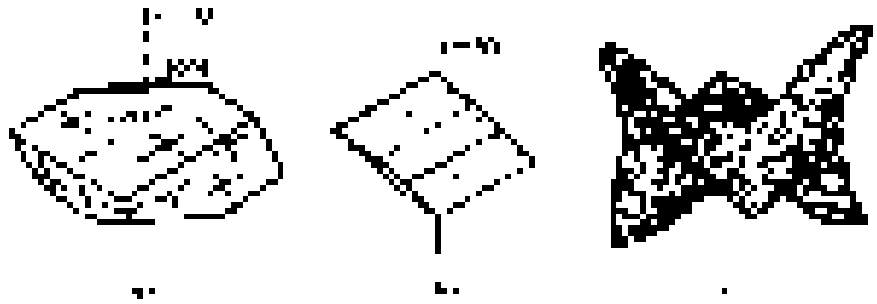


图 11-3　白云石的光性方位图及由弯曲晶面构成的马鞍形晶体
（据刘孟慧，1991）

在白云石矿物体系中，除白云石外，还有原白云石。

白云石理想化学式是 $CaMg[CO_3]_2$。在理想的白云石矿物的晶体构造中，Ca^{2+}，Mg^{2+}，CO^{2-} 都有其特定的位置。它们都呈各自的离子面，都在垂直 c 轴的方向上相互交替叠积着。这就是所说的最有序的晶体状态。

但是，在自然界中，上述理想的白云石是很少见的。碳酸盐岩中的白云石通常都是富钙的，现代碳酸盐沉积物中的白云石更是如此。这种富钙的白云石，其化学式大体变化在 $CaMg(CO_3)_2$ 和 $Ca(Mg_{0.84}Ca_{0.16})[CO_3]_2$ 之间，当然其晶体构造也就不是最理想有序了。这种富钙的白云石在自然界中是欠稳定的，它们都有向更稳定的（更加化学计量的或更加有序的）白云石转化的趋势。一般说来，白云石形成的时间愈长，即其时代愈老，它们就愈接近理想的白云石晶体构造和化学式。这种富钙的白云石就是所谓的原白云石。

在碳酸盐岩中，除上述方解石和白云石体系的矿物外，还常有铁白云石、菱铁矿、菱镁矿等碳酸盐矿物。

在碳酸盐岩中，除上述碳酸盐矿物外，还常有一些非碳酸盐的自生矿物，即在沉积环境中生成的非碳酸盐矿物，如石膏、硬石膏、天青石、重晶石、萤石、石盐、钾石盐、玉髓、自生石英、黄铁矿、赤铁矿、海绿石、胶磷矿等。另外，还常含一些陆源矿物，如粘土矿物、石英、长石、云母、绿泥石以及一些重矿物等。

在碳酸盐岩中，还常含一些有机质。

这些矿物成分在判断碳酸盐岩的成因及沉积环境上，都是很有用处的。

二、碳酸盐岩的化学成分

纯石灰岩（纯方解石）的理论化学成分为 CaO（56%）和 CO_2（44%）；纯白云岩（纯白云石）的理论化学成分为 CaO（30.4%），MgO（21.7%），CO_2（47.9%）。但是，实际上自然界中的碳酸盐岩总是或多或少地含有其他的化学成分。

碳酸盐的化学成分可以反映它的矿物成分。通常根据其某一种化学成分的含量，乘上一定的常数，即可换算成其相应的矿物成分的含量。如某一岩石中 MgO 含量为 10%，乘上常数 4.6，即得白云石含量为 46%。

碳酸盐岩的化学成分对碳酸盐岩的各种工业用途来说是很重要的。例如水泥用的石灰岩，MgO 的含量需小于 3%～3.5%，K_2O+Na_2O 的含量需小于 1%，SO_3 含量需小于 3%，SiO_2 含量需小于 3%～4%；冶金熔剂用的白云岩，MgO 需大于 16%，SiO_2 需小于 7%；维尼龙纤维用的石灰岩、耐火材料用的白云岩、其他工业用的碳酸盐岩也都有一定的要

求。

在碳酸盐岩中还常含有一些微量元素或痕量元素，如 Sr，Ba，Mn，Co，Ni，Pb，Zn，Cu，Cr，Ga，Ti，B 等。这些元素在地层划分和对比以及沉积环境分析上，有时很有意义。例如硼（B），开阔海石灰岩的硼含量约为 0.05％，局限海石灰岩的硼含量约为 0.14％，潮上云坪准同生白云岩的硼含量约为 0.24％。这说明碳酸盐岩中的硼含量随其沉积环境的水体含盐度的增高而增高，碳酸盐岩中的硼含量可作为古沉积环境水体含盐度的良好标志。因此，开展碳酸盐岩中微量及痕量元素的研究是有意义的。

第三节　碳酸盐岩的结构组分

碳酸盐岩主要由颗粒、泥、胶结物、生物格架、晶粒等五类结构组分组成。此外，还有一些次要的结构组分，如陆源物质、其他化学沉淀物质、有机质等；也还有一些派生的结构组分，如孔隙等。这些次要的和派生的组分对岩石性质都有一定的影响，对岩石的成因及沉积环境分析也都有重要的意义，而孔隙对油、气、水的运移和储集就更为重要了。但就组成岩石的基本组分来说，还仍然是上述的五种。故本节就着重讲述这五种主要的或基本的结构组分。

一、颗粒

碳酸盐岩中的颗粒，按其是否在沉积盆地中形成，可分为内颗粒（盆内颗粒）和外颗粒(盆外颗粒）两类。内颗粒是主要的，外颗粒是次要的。

外颗粒指来自沉积地区以外的较老的碳酸盐岩碎屑，是陆源碎屑颗粒。这种陆源的碳酸盐岩碎屑与在沉积盆地中形成的碳酸盐岩内碎屑（见下）在成分上虽然相同，即都是碳酸盐成分，但形成机理却是根本不同的。主要由陆源的石灰岩碎屑颗粒或白云岩碎屑颗粒（通常都为砾石级）组成的岩石，应属碎屑岩的范畴，可称为石灰岩碎屑岩（如石灰岩砾岩）或白云岩碎屑岩（如白云岩砾岩)。如何把陆源的碳酸盐岩碎屑颗粒与内碎屑区分开，却并不是在任何情况下都能做到或很容易就能做到的，这要根据沉积地区及其外围地区的区域地质(地层、岩石、古生物、大地构造等）特征进行综合分析判断。

内颗粒指在沉积盆地或沉积环境内形成的碳酸盐颗粒。这种颗粒可以是化学沉积作用形成的，也可以是机械破碎作用形成的，还可以是生物作用形成的，或者是这些作用的综合产物。福克（Folk，1959，1962）称其为“异化颗粒”或“异化组分”，即福克所说的“异常化学作用”所形成的颗粒或组分。碳酸盐岩中的颗粒，主要就是这种内颗粒。因此，在碳酸盐岩中，凡提到颗粒，只要不特别注明是陆源的，均系指内颗粒。

内颗粒的类型多种多样，下面就讲述每种颗粒的特征和成因。

1. 内碎屑

内碎屑主要是在沉积盆地中沉积不久的、半固结或固结的各种碳酸盐沉积物，受波浪、潮汐水流、风暴流、重力流等的作用，破碎、搬运、磨蚀、再沉积而成的。内碎屑常具有复杂的内部结构，可含有化石、鲕粒、球粒以及早先形成的内碎屑等，其磨蚀的边缘常切割它所包含的化石、鲕粒等颗粒。

根据大小，可把内碎屑划分为砾屑（直径大于 2mm)、砂屑（直径为 0.05～2mm）和粉屑（直径为 0.005～0.05mm)，砂屑和粉屑还可进一步细分。

砾石级的内碎屑即砾屑，早就被人们认识了。我国北方寒武系及奥陶系中广泛分布的竹

叶状砾屑，就是最好的一个实例。这种砾屑多呈扁饼状，圆度好，分选也常较好，其侧面常呈长条状，似竹叶，故常称其为竹叶状砾屑，也可简称其为“竹叶”。其扁平面多与层面平行，但也有与层面斜交甚至垂直的，也有呈叠瓦状排列或旋涡状排列的；其磨圆度通常相当好，分选好到中等。有的竹叶状砾屑的表面或表层还常有褐色，即所说的氧化圈。砾屑之间多为灰泥基质，亮晶胶结物少见，如图 11－4（a），（b）所示。所有这些特征都表明，这种竹叶状砾屑是在浅水海洋环境中，半固结或已固结的碳酸盐岩层，经强大的水流、潮汐或风暴作用，发生破碎、磨蚀、搬运并堆积而成。与层面斜交或垂直以及呈叠瓦状或旋涡状排列的竹叶，更反映了强大的水动力条件。近来，有些学者把竹叶状砾屑视作风暴的产物，也有人把它的分布与地震作用联系起来。

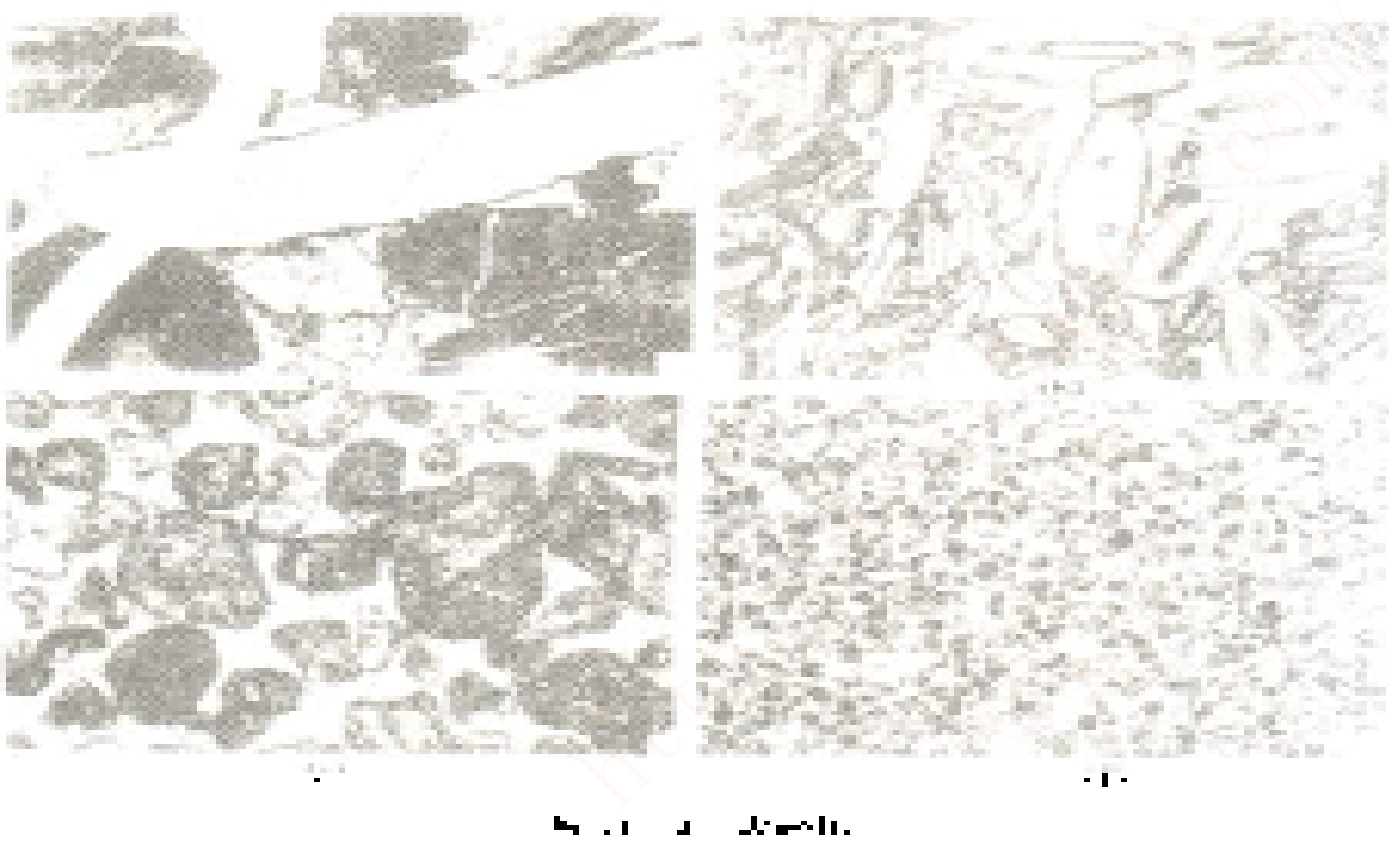


图 11－4　内碎屑

（a）砾屑，砾屑呈竹叶状，圆度好，具氧化铁边缘，有的整体为褐红色，竹叶间为灰泥，江苏，徐州，贾汪，上寒武统凤山组，放大机直拍×4；（b）砾屑，砾屑呈竹叶状，圆度较好，分选一般，具氧化铁边缘，山东，上寒武统，光面直拍×25；（c）砂屑，砂屑为细—粗砂级，磨圆较好，分选一般，砂屑由粉晶方解石组成，亮晶胶结，安徽，宿县，夹沟，下寒武统毛庄组，单偏光×34；（d）粉屑，粉屑磨圆、分选一般，粉屑间为灰泥和微亮晶，
下寒武统馒头组，单偏光×41

碳酸盐岩中，非竹叶状的砾屑也相当常见。

砂级的内碎屑即砂屑，在显微镜下极易观察，在岩石表面也可勉强看出。砂屑多为泥晶石灰岩的碎屑，圆度及分选一般都较好，也有形状不规则和分选差的砂屑，如图 11－4（c）所示。

粉砂级的内碎屑即粉屑也广泛存在，其特征基本上同砂屑，仅粒级较小罢了，如图 11－4（d）所示。

2　鲕粒

鲕粒是具有核心和同心层结构的球状颗粒，很像鱼子（即鲕），故得名；也有称其为“鲕石”的，也可简称为“鲕”。鲕粒大都为极粗砂级到中砂级的颗粒（2～0.25㎜），常见

的鲕粒为粗砂级（1～0.5mm），大于2mm和小于0.25mm的鲕粒较少见。

鲕粒通常由两部分组成：一为核心，一为同心层。核心可以是内碎屑、化石（完整的或破碎的）、球粒、陆源碎屑颗粒等；同心层主要由泥晶方解石组成。现代海洋环境中的鲕粒主要由文石组成。有的鲕粒具有放射状结构，此放射结构有的可以穿过整个同心层，有的则只限于几个同心层中。

根据鲕粒的结构和形态特征，可把鲕粒划分为以下几种类型：

正常鲕：其同心层厚度大于核心的直径，且呈球形。一般所说的鲕粒都是指这种正常鲕，如图11－5（a）所示。

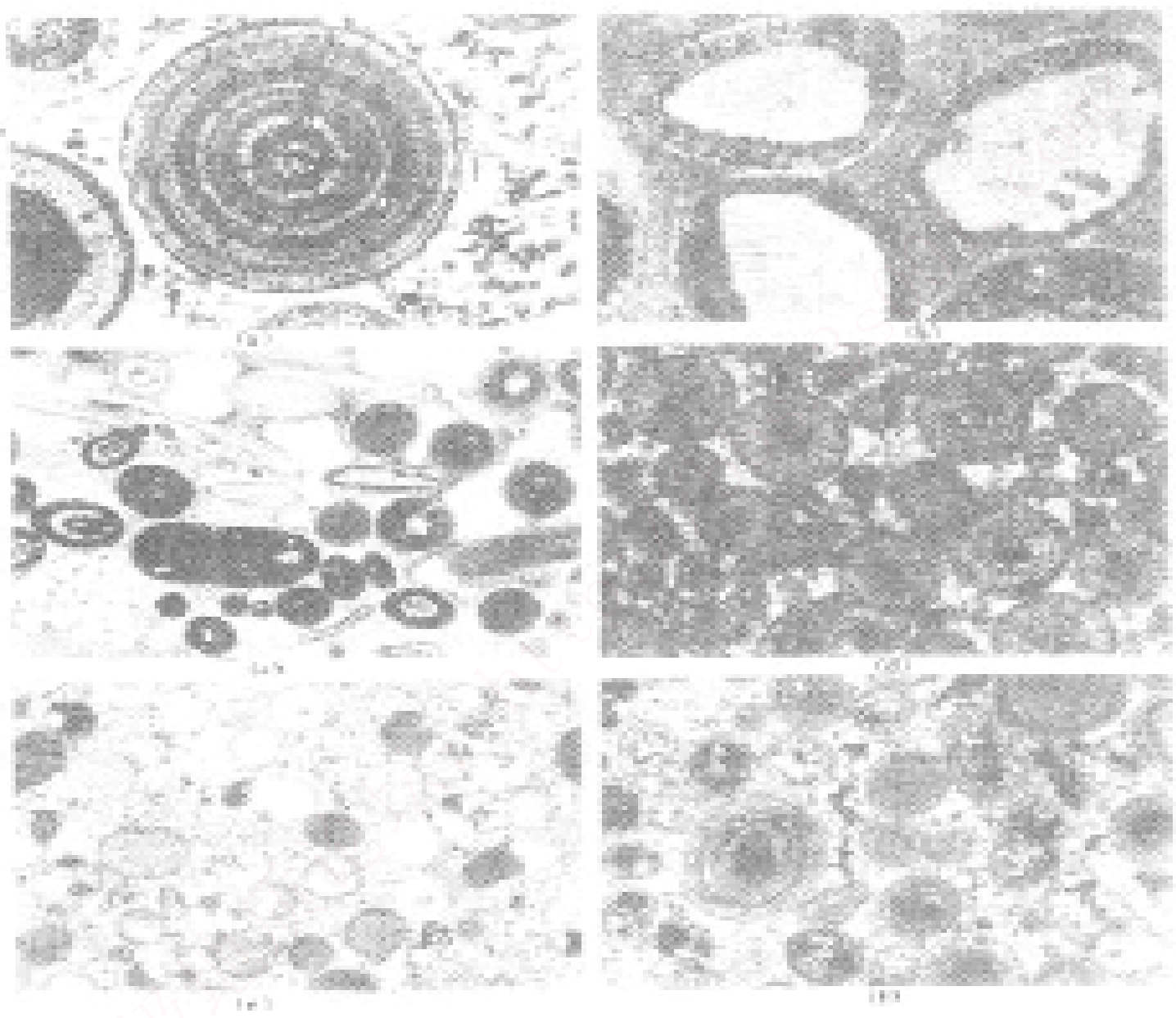


图11－5　鲕粒

（a）正常鲕，鲕核为砂屑，同心层多而密，具放射结构，放射纹切穿同心层，北京，十三陵，下寒武统馒头组，单偏光×25；（b）表皮鲕，核心为海百合茎碎片，核心直径大于同心层厚度，鲕粒间为灰泥充填，安徽，宿县，夹沟，下寒武统毛庄组，单偏光×41；（c）椭形鲕，形态受核心形态的影响，鲕粒间为灰泥和亮晶胶结物，山东，崮山，寒武系×5；（d）放射鲕，鲕核为砂屑，同心层不显，放射结构清楚，亮晶胶结，安徽，宿县，夹沟，下寒武统馒头组，单偏光×41；（e）单晶鲕和多晶鲕，大多数鲕粒由一个单晶组成，有的则为几个大晶粒组成，四川，长寿，下三叠统飞仙关组，正交光×25；（f）负鲕，鲕粒内部多被溶蚀而发育粒内孔，亮晶胶结，四川，大竹，下三叠统飞仙关组，正交光×25

表皮鲕（或表鲕）：其同心层厚度小于其核心直径。有的表皮鲕甚至只有一层同心层，即一层皮壳，如图11－5（b）所示。

复鲕：在一个鲕粒中，包含两个或多个小的鲕粒。

椭形鲕：正常的鲕大都呈球形，但也有些鲕呈椭球形，这主要是由其核心的形状决定的。核心为长条形的鲕常呈椭球形，如图 11－5（c）所示。

放射鲕：即具有放射结构的鲕粒，如图 11－5（d）所示。这种放射结构多是后来重结晶作用的产物。

单晶鲕及多晶鲕：整个鲕粒基本上由一个球形的外壳和其中的一个方解石晶体或若干个方解石晶体构成，其同心层已不复存在了。这种鲕粒多是刚形成的鲕粒在成岩作用早期遭受淡水淋滤作用，其核心及同心层被溶解，然后又被充填的结果，如图 11－5（e）所示。

负鲕：即核心及同心层的大部或全部已被溶蚀的鲕粒，基本上只剩下一个外壳层，故也称为空心鲕。实际上，这是一种鲕粒内的溶蚀孔隙，如图 11－5（f）所示。

关于鲕粒的成因，有许多学说和观点，但归纳起来，不外乎两种，即生物说和无机说。

早在 18 世纪末，就有人发现鲕粒中有藻类存在。后来又有人把鲕粒放在酸中溶解，也发现有藻的残余。这就使他们提出鲕粒是藻成因的学说。开始，这一学说受到很多学者的赞同，但不久就受到了抨击。反对者认为，鲕粒中藻（常是藻管）并不一定是在鲕粒形成时就存在的，而是在鲕粒形成后由藻的穿孔作用形成的，即是在沉积以后才进去的；另外，在洞穴中和锅炉中，以及在实验室中，都可以形成鲕粒，这就很难说是藻在起决定的作用了。因此，现在支持这一学说的人已不多了。

无机沉淀学说把鲕粒的生成与它的结构特征（有核心和同心层）及其生成环境（水动力条件较强的地区）联系起来，因此说服力较强。卡耶（Cayeux，1935）曾提出鲕生长的必要条件是：$CaCO_3$ 供应丰富而且达到饱和，有充分的核心来源，水要受到搅动。这是很正确的。他还认为，鲕粒那种完美的同心层结构，用藻管或藻的残余体是不可能解释的。

韦尔（Weyl，1967）在巴哈马地区进行了实验观察，对鲕的同心层结构的生成有较好地说明。韦尔注意到，当把碳酸盐颗粒浸入温暖的饱和 $CaCO_3$ 的表层海水中，围绕这种颗粒表面的沉淀作用立刻就发生了，但几分钟以后，沉淀作用的速度就突然变慢了。这时，颗粒的表层沉淀物（即新生成的一个同心层）似乎与海水处于平衡状态。当这一新生的鲕粒（这时当然是表皮鲕）沉在海底后，虽然其粒间孔隙仍充满着海水，但这时它已变得很稳定，不再与海水发生什么作用了。假如这一表皮鲕又被动荡的海水搅动起来，又一次悬浮在饱和 $CaCO_3$ 的表层海水中，则围绕其表面的沉淀作用马上就又开始了。同样，在前几分钟内，沉淀作用的速度也是很快的，但后来也变慢了。当它再一次沉到海底时，它又与海水处于平衡状态。就这样，悬浮一次，长一个同心层。当该地区的水动力条件不再能把它们搅动起来时，鲕粒就算最后形成，从此就长期地沉积在海底了。显然，潮汐作用发育地区，如潮汐坝和潮汐三角洲地区，是形成鲕粒的理想环境。因为在这种环境中，往返的强大的水流可使颗粒多次地处于悬浮状态，从而使它们形成多层的同心层外壳。因此，鲕粒的同心层数目可以表示其反复呈悬浮状态的次数，鲕粒同心层壳的厚度可以指示其处于上述反复悬浮沉积过程的时间长短。

卡罗兹（Carozzi，1960）对鲕粒的成因也有较具体的论述。卡罗兹认为，鲕粒的形成主要受两个因素的控制：一个是搬运水流的强度，即能够把可以作为鲕粒核心的颗粒搬运到成鲕环境中去的水流的强度；另一个是成鲕环境中的水的动荡程度。在这里，又有三种情况。第一种情况是成鲕环境中的水动荡强度大于搬运水流的强度。这时，成鲕环境中的所有颗粒都处于反复的运动状态，都可以成鲕，正常鲕或表皮鲕都可形成。假如全是正常鲕，则说明

水的动荡强度远大于搬运水流的强度；假如有表皮鲕，则说明水的动荡强度仅略大于搬运水流的强度，这时，鲕粒（多为表皮鲕）的最大核心可以标志搬运水流强度，最大的鲕粒（正常鲕和表皮鲕均一样）可以标志成鲕环境的水动荡程度。一般地说，较大的核心多形成表皮鲕。第二种情况是成鲕环境的水动荡强度小于最大颗粒的搬运水流强度，而又大于最小颗粒的搬运水流强度。这时，成鲕环境中的颗粒既有鲕粒也有非鲕粒，鲕粒多为表皮鲕，最大的非鲕粒颗粒标志搬运水流强度，最大的鲕粒标志成鲕环境的水动荡强度。第三种情况是成鲕环境的水动荡强度小于最小颗粒的搬运水流强度，这时，就没有鲕粒形成。

3. 藻粒

藻粒即与藻类有成因联系的颗粒，包括藻鲕、藻灰结核、藻团块。

藻鲕：是在藻（主要是蓝藻）参与下形成的鲕，其同心层是通过藻丝体粘附灰泥形成的，形成机制类似叠层石。这种鲕的直径一般为 1～2ｍｍ，其中心常有所偏离。藻鲕与正常化学沉淀的鲕粒的区别在于，藻鲕的同心层多呈波状或梅花状，厚度变化大［如图 11－6 (a)，(b) 所示］，而鲕粒的同心层厚度均匀且平滑。

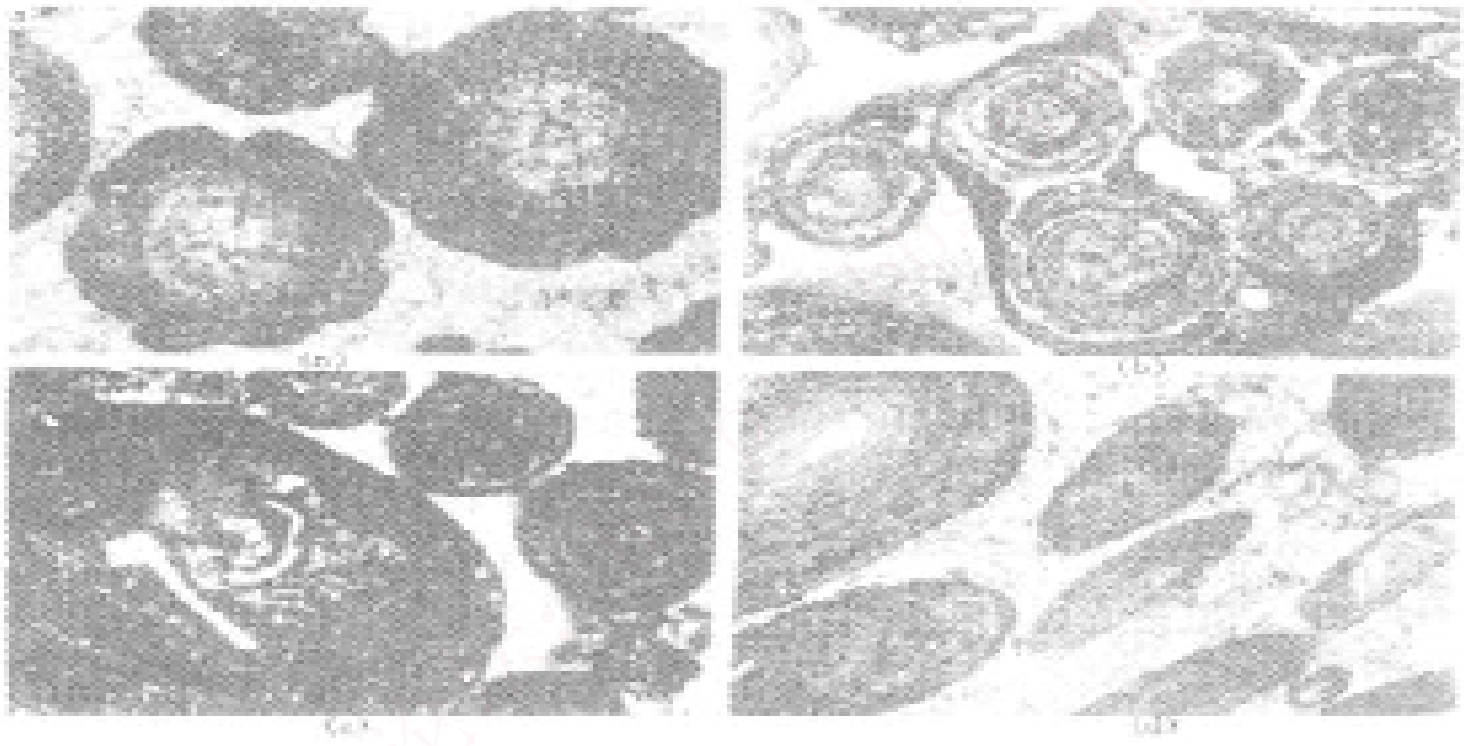


图 11－6　藻鲕及藻灰结核

(a) 藻鲕，鲕粒色暗，形如梅花，同心层明暗相间，呈波状起伏，亮晶胶结，江苏，徐州，贾汪，下寒武统毛庄组，单偏光×41；(b) 复藻鲕，五个藻鲕被粘结在一起，具同心结构，但不甚规则，安徽，宿县，夹沟，下寒武统毛庄组，放大机直拍×11；(c) 藻灰结核、藻鲕，藻灰结核（左）核心为生屑与藻灰泥的粘结物，同心层可辨，但不甚规则且厚薄不均，亮晶胶结，安徽，宿县，夹沟，下寒武统毛庄组，放大机直拍×12；(d) 藻灰结核，同心层明显但不规则，核心为生屑或砂屑，中心偏离，填隙物为生屑、亮晶和灰泥，石柱，下奥陶统×3

藻灰结核（或称核形石）：也是通过蓝绿藻粘液捕捉碳酸盐沉积物而形成的具有同心层的颗粒，成因与藻鲕相同，核形石处于静止状态时，同心层在其与海底接触的部分基本停止生长，而面向上的部分则继续生长。由于核形石在生长过程中受水动力作用而间歇性滚动，从而形成不规则的同心增长层。与藻鲕相比，核形石较大，其直径大于 2ｍｍ，一般为 10～20ｍｍ，同心层粘结物较多、较模糊而且厚度变化更明显，如图 11－6 (c)，(d) 所示。

鲕粒、藻鲕粒、藻灰结核等具有同心层的颗粒也可统称为“包粒”(coated grain)。

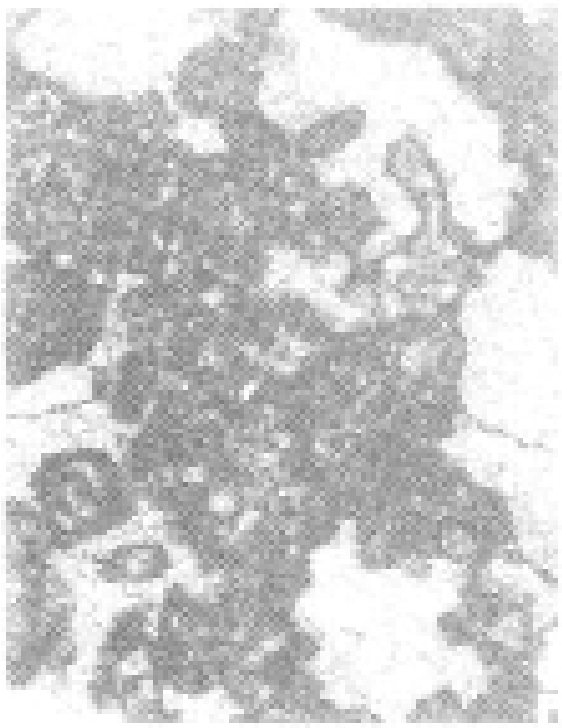


图 11－7　藻团块，暗色，其间为亮晶胶结，云南，滇东，石炭系，单偏光×63

藻团块也是藻类粘结增长而成的颗粒，但它不具同心层结构，如图 11－7 所示。

4. 球粒与粪球粒

通常，把较细粒的（粗粉砂级或砂级）、由灰泥组成的、不具特殊内部结构的、球形或卵形的、分选较好的颗粒，叫做球粒（pellet），如图 11－8 所示。

球粒的成因主要有两种。一种是机械成因，即是一些分选和磨圆都较好的粉砂级或砂级的内碎屑。另一种是生物成因，即是由一些生物排泄的粒状粪便形成的，这种成因的球粒亦称为粪球粒（fecal pellet）。在古代和现代沉积中，绝大部分球粒是粪球粒。

粪球粒呈卵形或椭球形，分选甚好，有机质含量一般较高，在薄片中呈暗色（如图 11－8 所示）。这是鉴别粪球粒的重要特征。形成粪球粒的生物有多种，如一些蠕虫类、腹足类、甲壳类动物等。巴哈马台地上的粪球粒主要是由软体动物和甲壳类产生的；佛罗里达湾的粪球粒主要是沙蚕类蠕虫和甲壳类动物（特别是美人虾 Callianasa）产生的；波斯湾地区的粪球粒主要是腹足类蟹守螺产生的。粪球粒可形成于多种环境，如潮坪、潮下带、深水盆地等，但由于粪球粒刚形成时是松软的，极容易破碎或压实，因此只有在石化较快且能量低的环境（如潮坪）中才能保存下来，而在能量较高的环境中，粪球粒是少见的。

5. 葡萄石、团块、豆粒

在巴哈马台地现代沉积中，可见沉积于海底的几个或多个相互接触的颗粒（鲕粒、球粒、生物颗粒等）胶结在一起形成一个复合颗粒（如图 11－9 所示）。由于这种颗粒外形像葡萄　　g，1954）称其为“葡萄石”（grapestone），也有人称这种颗粒为复合颗粒（complex grain）或集合粒（aggregate）。

团块（lump）是指通过胶结、凝聚或蓝藻粘液粘结碳酸盐沉积物而形成的无特殊内部结构的颗粒，它既包括葡萄石、藻团块，也包括灰泥相互粘结凝聚形成的颗粒。与内碎屑不同，团块并不是早期固结的石灰岩层被波浪或水流破碎而成的，而是通过胶结或粘结作用原地形成的，后期可以经过搬运、磨蚀、再沉积。因此，许多团块实际上是胶结成岩作用的产物，其形成不需要高能水流。与内碎屑相比，其边缘一般不切割所含的颗粒（如鲕粒、球粒等）。在古代碳酸盐岩中，团块很少见。

豆粒是指直径大于 2mm 的

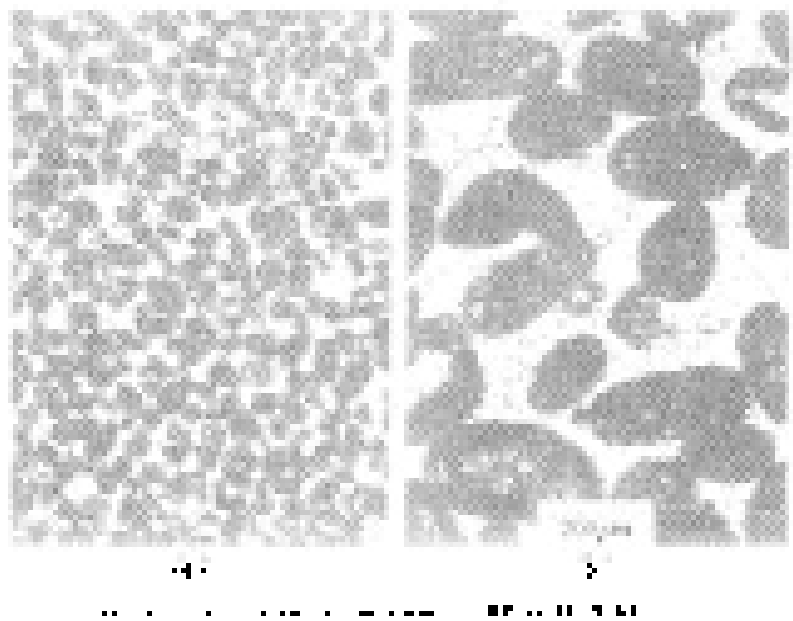


图 11－8　球粒与粪球粒（据巴瑟斯特，Bathurst，1971）

（a）球粒，填隙物为微亮晶，北京，西山，下奥陶统冶里组，单偏光×25；（b）粪球粒，方解石胶结，英格兰威斯特摩兰，石炭系

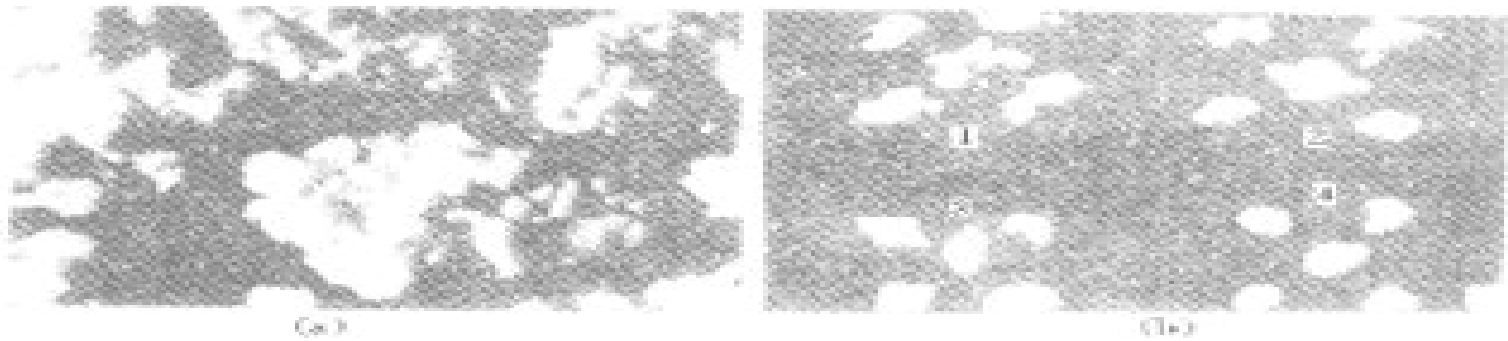


图 11－9　巴哈马地区的现代“葡萄石”(据伊林，Illing，1954)

(a) 形态不规则的“葡萄石”，尚未经磨蚀，放大 10 倍；(b) 图中的 1，2，3，4 代表其形成的各个阶段（从开始阶段到最后阶段）的形态特征。在开始阶段，形状不规则，似葡萄，故名“葡萄石”。后来，经过磨蚀，就逐渐变成圆度很好的颗粒了。放大 10 倍

心层通常不规则。豆粒成因可有多种，有些豆粒是在高盐度海水中沉淀形成的（Pray 和 Ebstaban，1977），有些豆粒就是藻灰结核，还有一些豆粒是作为一些土壤渗流带钙结壳(caliche) 的一部分形成的（Dunham，1969），是成岩作用的产物。在古代碳酸盐岩中，豆粒不多见。

6. 生物颗粒

生物颗粒（skeletal grain）是指生物骨骼及其碎屑，也可称为“生屑”、“生粒”、“骨粒”、“骨屑”等，其类型包括腕足类、棘皮类、腹足类、头足类、瓣鳃类、三叶虫、介形虫、有孔虫、层孔虫、海绵、珊瑚、红藻、绿藻、轮藻等各种钙质生物化石。

生物颗粒是碳酸盐岩重要的组成部分，其鉴定主要靠形态、结构（如晶粒结构、纤状结构、片状结构、柱状结构等)、成分等多种标志。近年发展起来的新学科“化石岩石学”，就详细介绍了各种生物颗粒的鉴定特征。

生物化石具有重要的指相意义。藻类由于需要阳光进行光合作用，其生活的水深不超过100m，一般在十几米以内，尤其是蓝藻。腕足类、有孔虫、棘皮类、三叶虫、海绵类、珊瑚、苔藓虫、层孔虫等是厌盐性生物，通常生活于盐度正常的浅海环境。其中海绵类、珊瑚、苔藓虫、层孔虫是造礁生物，对水深、盐度、温度、水体清洁度、水体能量等要求都很严格。但应记住，只有原地堆积的生物颗粒有指相意义。原地堆积的生物化石一般保存较完好，杂乱排列，其宿岩无层理构造，颗粒之间为灰泥；异地沉积的生物化石破碎程度大，而且多定向排列，其宿岩常具层理构造，颗粒之间为亮晶胶结物或灰泥。

二、泥

泥是与颗粒相对应的另一种结构组分，是指泥级的碳酸盐质点，它与粘土岩或粘土质砂岩中的粘土泥是相当的。“微晶碳酸盐泥”、“微晶”，…，“泥晶”、泥屑”是它的同义语。根据具体成分，可分“灰泥”和“云泥”。灰泥是方解石成分的泥，也称为“微晶方解石泥”；云泥是白云石成分的泥。

关于泥与颗粒的界限，一般以 0.005mm 为界。

在现代碳酸盐沉积物中，灰泥大都由针状文石组成，这种针状文石晶体的平均长度接近 0.003mm，宽度约为长度的 1/10；在古代石灰岩中，泥晶方解石通常小于 0.005mm 或 0.01mm。至于受重结晶作用而变粗的晶粒，是另一回事，那已属于晶粒的范畴了。因此，用 0.005mm 作为灰泥的上界，比较合适，而且也与粘土泥的粒度上限一致，便于碳酸盐岩和陆源岩石的粒度对比。

有三种成因的灰泥。第一种是化学沉淀作用生成的灰泥。现代海洋沉积物中的针状文石泥就大都是这样生成的。这种文石泥大都生成于热带的高盐度海水中。第二种是机械破碎、磨蚀作用生成的灰泥。第三种是生物作用生成的灰泥。在现代海洋中，在活的钙质藻类中，如在仙掌藻和笔藻中，含有大量的针状文石。氧的同位素资料也证明这些灰泥是生物成因的。总之，三种成因的灰泥都有。但是如何把这三种灰泥区分开，却并不是在任何情况下都是可以做到的。

关于云泥的成因，看来比灰泥的成因还要复杂，关键问题是有无原生沉淀的云泥问题，因为现代的泥晶—粉晶白云石沉积物大都是准同生交代成因的，还没有一个过硬的原生实例。

三、胶结物

胶结物主要是指沉淀于颗粒之间的结晶方解石或其他矿物，它与砂岩中的胶结物相似。这种方解石胶结物的晶粒一般都比灰泥的晶粒粗大，通常都大于 0.005ｍｍ 或小于 0.01ｍｍ。由于其晶体一般较清洁明亮，故常称为“亮晶方解石”、“亮晶方解石胶结物”或“亮晶”(spar)。但也有泥晶级的胶结物，只是较少见。

亮晶方解石胶结物是在颗粒沉积以后，由颗粒之间的粒间水以化学沉淀的方式生成的，所以又常称为“淀晶方解石”、“淀晶方解石胶结物”或“淀晶”。

正因为它是粒间水化学沉淀成的，所以这种方解石晶体常围绕颗粒表面呈栉壳状或马牙状分布，这就是通常所说的第一世代的胶结物。第一世代的栉壳状胶结物一般都很难把粒间孔隙充填满。第一世代胶结物未充填满的残余粒间空隙，有时仍然空着，但有时却又被第二世代的亮晶方解石胶结物充填。这第二世代的亮晶方解石，就不再是栉壳状，而多呈嵌晶粒状。凡有两个世代胶结物的碳酸盐岩，其粒间孔隙就大为减小了，如图 11－10 所示。

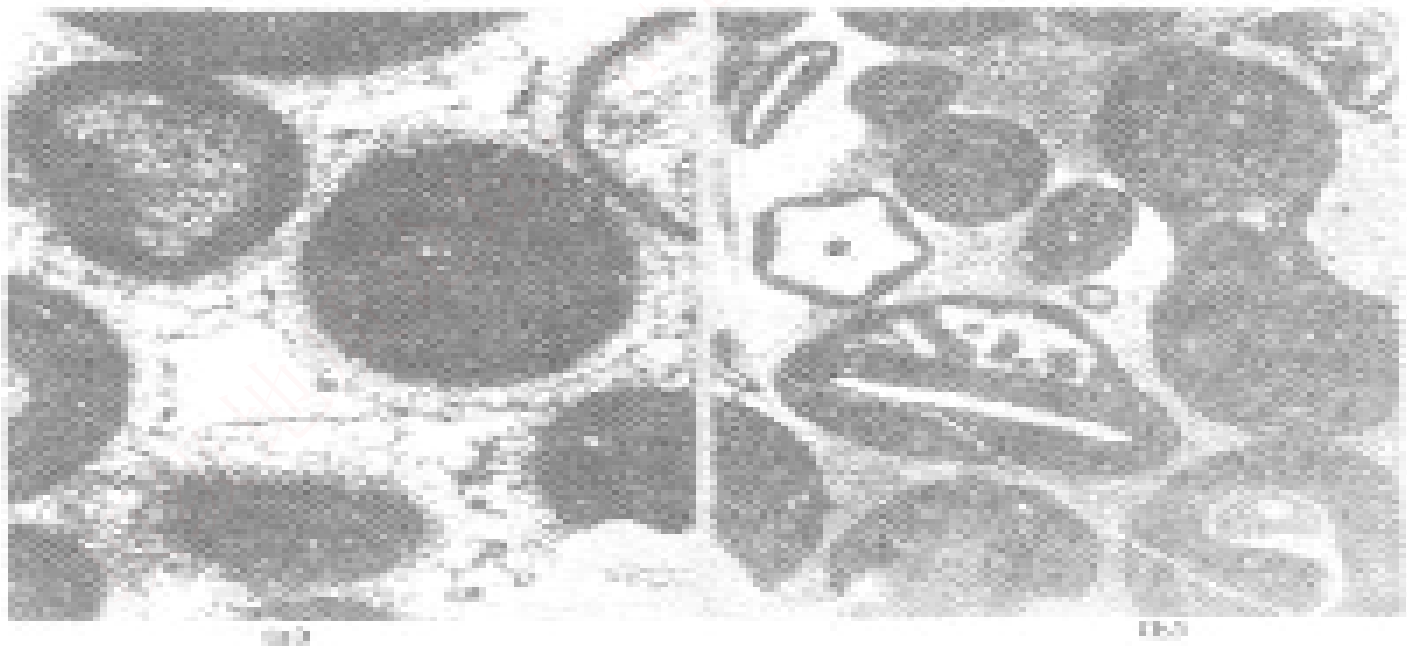


图 11－10　胶结物和泥

(a) 鲕粒石灰岩中的胶结物，胶结物有两个世代，第一世代为纤状和刃状方解石，围绕鲕粒生长；第二世代为粒状方解石，充填于残余粒间孔隙中，大竹，汉王井，蒲 R22B，下三叠统飞仙关组，×70；(b) 鲕粒石灰岩中的灰泥和胶结物，鲕粒间主要为灰泥（暗色），胶结物（白色）少见，四川，安县，中三叠统雷口坡组，单偏光×25

亮晶方解石胶结物与粒间灰泥的区别在于：①亮晶晶粒较大，灰泥则较小；②亮晶较清洁明亮，灰泥则较污浊；③亮晶胶结物常呈现出栉壳状等特征的分布状况，灰泥则不是这

样（如图 11－10 所示)。

当岩石发生重结晶作用时，灰泥常变为较大晶体，亮晶方解石胶结物也将发生变化。这时，要把灰泥重结晶的方解石晶体与亮晶方解石区分开，就有一定困难。在重结晶作用还不太强烈时，可用以下特征区别：①亮晶方解石胶结物的栉壳状结构仍可隐约看出，晶形较好，晶体边缘较平直，晶体较明亮；②灰泥重结晶的方解石晶体常呈粒状的似花岗变晶结构，晶面弯曲并互呈镶嵌状，晶体的明亮程度较差，而且还可看到灰泥的残余，决不呈现栉壳状结构等。但是，当岩石的重结晶作用较强烈时，就不可能把两者区分开了。这时，只好笼统地把这两种非颗粒组分称为“基质”或“填隙物”。

灰泥和胶结物的成因是根本不同的。灰泥是在安静环境中沉积的；而胶结物则是颗粒沉积以后，粒间水的化学沉淀产物，它存在的前提是必须有粒间空隙。假如在沉积过程中，水动力条件较强，灰泥被冲洗走，沉积颗粒之间的孔隙基本上空着，胶结物才有可能生成；如果沉积过程中的水动力条件较弱，颗粒灰泥同时沉积，粒间孔隙基本上为灰泥充填，则当然就不会再有胶结物生成了。

在碳酸盐岩中，胶结物的矿物成分，除方解石外，还常有白云石、石膏等。关于这些矿物的成因，应具体分析。

在碳酸盐岩中，常见的胶结类型，除上述的栉壳状胶结外，还有晶粒胶结或嵌晶胶结(也称为似花岗胶结)、连晶胶结等。晶粒胶结常是重结晶作用的产物。另外，在现代和古代的潮上带砂堤和浅滩沉积中，胶结物常具淡水胶结结构和新月形重力胶结的特征。

四、晶粒

晶粒是晶粒碳酸盐岩（也称结晶碳酸盐岩）的主要结构组分。

晶粒可首先根据其粒度划分为砾晶、砂晶、粉晶、泥晶等；砂晶还可再细分为极粗晶、粗晶、中晶、细晶及极细晶；粉晶还可再细分为粗粉晶和细粉晶，见表 11－1。

表 11－1　粒级的划分及命名

粒径，mm	碎屑岩中的碎屑		碳酸盐岩中的内碎屑		碳酸盐岩中的晶粒	
	砾　（石）		砾　屑		砾　晶	
2.0	极粗砂	砂	极粗砂屑	砂屑	极粗晶	砂晶
1.0	粗　砂		粗砂屑		粗　晶	
0.5	中　砂		中砂屑		中　晶	
0.25	细　砂		细砂屑		细　晶	
0.1	粗粉砂	粉砂	粗粉屑	粉屑	粗粉晶	粉晶
0.05	细粉砂		细粉屑		细粉晶	
0.005	泥（粘土）		泥屑		泥晶	

泥晶和细粉晶的方解石和白云石，主要是原生或准同生的；粗粉晶以上的方解石和白云石，主要是次生的，即重结晶或交代作用的产物。

在这里，没有采用“隐晶”(相当泥晶)、“微晶”(相当粉晶）等术语，主要是为了术语的统一和更为明确。

晶粒也可以根据其形状特征划分为自形晶、半自形晶、他形晶；也可以按其相对大小划分出斑晶（指对于周围的晶粒来说，其晶形较粗大）和包含晶（指大晶体中包含的小晶体)。

五、生物格架

生物格架，主要是指原地生长的群体生物（如珊瑚、苔藓、海绵、层孔虫等），以其坚硬的钙质骨骼所形成的骨骼格架。

另外，一些藻类，如蓝藻和红藻，其粘液可以粘结其他碳酸盐组分，如灰泥、颗粒、生物碎屑等，从而形成粘结格架，如各种叠层石以及其他粘结格架。

骨骼格架及粘结格架都是生物格架，它们是礁碳酸盐岩的必不可少的组分。

第四节　碳酸盐岩的构造

碳酸盐岩亦具有丰富多彩的沉积构造。按成因可划分为：水流成因构造、重力成因构造、生物成因构造、溶解—渗滤成因构造，此外还有叠加成因的构造。

生物成因构造，溶解、渗滤以及暴露过程所形成的一系列化学成因构造类型，则是碳酸盐岩所特有的。

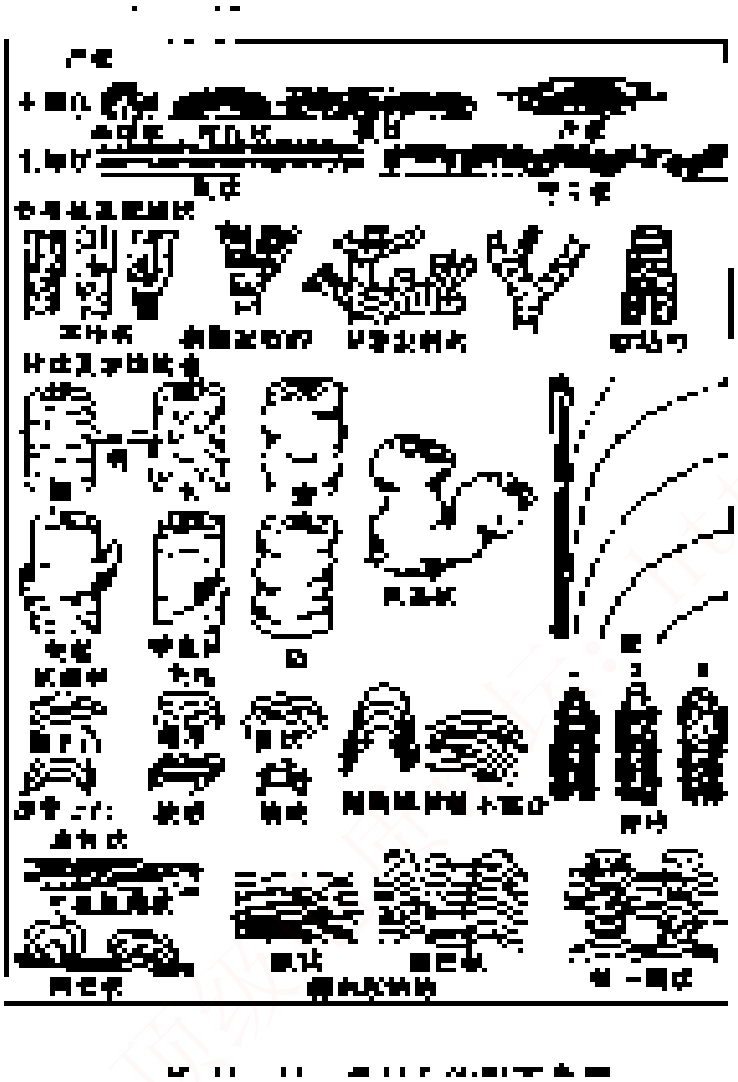


图 11－11　叠层石的形态类型
（据瓦尔特，1976）

在这里，只讲述一些碳酸盐岩中特有的构造类型，至于在碎屑岩中常见的一些构造，就不再重复了。

一、叠层石

叠层石构造也称为叠层构造或叠层藻构造，简称为叠层石。

叠层石由两种基本层组成：

1）富藻纹层，又称为暗层，藻类组分含量多，有机质高，碳酸盐沉积物少，故色暗；

2）富碳酸盐纹层，又称为亮层，藻类组分含量少，有机质少，故色浅。

这两种基本层交互出现，即成叠层石构造。

叠层石中的藻组分主要是丝状或球状的蓝绿藻。根据对现代碳酸盐沉积物中蓝绿藻席的观察研究得知，这种藻席主要生活在潮间浅水地带，营光合作用而生长，分泌大量的粘液，这种粘液可以捕集碳酸盐颗粒和泥，就像捕蝇纸捕粘苍蝇一样。一般说来，在风暴期或高潮期，被风暴水流或潮汐水流带来的碳酸盐颗粒和泥，将大量地被这种富含粘液的藻席捕获，从而形成富碳酸盐的纹层；相反，在非风暴期，则主要形成富藻的纹层。也有另外的观察表明，在白天，藻类光合作用兴旺，主要形成富藻纹层；在夜间，则主要形成贫藻的纹层。

叠层石的形态十分多样，如图 11－11 所示。但基本形态只有两种，即层状的（包括波状的等）和柱状的（包括锥状的等），其他形态都是这两种基本形态的过渡或组合。一般说来，层状形态叠层石生成环境的水动力条件较弱，多属潮间带上部的产物；柱状形态叠层石

生成环境的水动力条件较强，多为潮间带下部及潮下带上部的产物。

二、鸟眼构造

在泥晶或粉晶的石灰岩中，常见一种毫米级大小的、多呈定向排列的、多为方解石或硬石膏充填的孔隙，因其形似鸟眼，故称为鸟眼构造；又因其形似窗格，故也称为窗格构造；又因这样充填或半充填的孔隙呈白色，似雪花，故也称为雪花构造。其实，这是一种孔隙类型，把它归入结构范畴为宜。一般认为鸟眼构造是潮上带标志。具体地说，这种鸟眼构造乃是一种非钙化的藻类，经溶解、腐烂或干涸后，被稍后的亮晶方解石充填而成。

三、示顶底构造

在碳酸盐岩的孔隙中，如在鸟眼孔隙、生物体腔孔隙以及其他孔隙中，常见两种不同特征的充填物。在孔隙底部或下部主要为泥晶或粉晶方解石，色较暗；在孔隙顶部或上部为亮晶方解石，色浅且多呈白色。两者界面平直，且同一岩层中的各个孔隙的类似界面都相互平行。

这两种不同的孔隙充填物代表两个不同时期的充填作用。底部或下部的泥粉晶充填物常是上覆盖层遭受淋滤作用时由淋滤水沉淀的，上部或顶部的亮晶方解石则是后期充填的。两者之间的平直界面代表沉淀时的沉积界面，与水平面是平行的。因此，根据这一充填孔隙构造，可以判断岩层的顶底，故称为示顶底构造，亦可简称为示底构造。

四、虫孔及虫迹构造

虫孔也属于生物成因构造，它包括生物穿孔、生物潜穴（或生物掘穴、虫穴)、生物爬行痕迹等，这里说的生物主要是蠕虫动物或软体动物等。

生物穿孔是指生物的生活活动，在固结或半固结的岩石或生物组分中通过穿孔方式所形成的一种孔状或管状构造。生物潜穴（或生物掘穴、虫穴）是指在尚未固结的沉积物中，由于生物的生活活动所造成的一种洞穴、孔穴、管穴构造。生物爬行痕迹是指生物在尚未固结的沉积物表面上爬行的痕迹，如图 11－12 所示。

虫孔及虫迹构造可以指示生物特征及其活动情况，是很有用的环境分析标志。

五、缝合线构造

缝合线构造是碳酸盐岩中常见的一种裂缝构造。在岩层的切面上，它呈现为锯齿状的曲线，此即称为缝合线；在平面上，即在沿此裂缝破裂面上，它呈现为参差不平凹凸起伏的面，此即缝合面；从立体上看，这些凹下或凸起的大小不等的柱体，称为缝合柱。在这三种表现形式中，以缝合线最常见。

缝合线构造的大小差别甚大。大者，其凹凸幅度可达十几厘米甚至更大；小者，其凹凸幅度小于 1ｍｍ，仅在显微镜下才能看出。

缝合线构造的形态差别也很大，有的参差起伏十分明显尖锐，有的则较平坦，以至逐渐与层面一致而消失。

缝合线构造，有的与层面平行，甚至和层面一致，有的则与层面交叉。



图 11－12　石灰岩中的虫孔构造

（据赵澄林、高建民，1980）

此层在巢北地区分布广泛，过去称其为“炉渣灰岩”，经鉴定为生物扰动灰岩

（安徽巢县下石炭统和州组）

关于缝合线的成因有原生论及次生论两大观点。

原生论者认为缝合线是在沉积作用过程中生成的，其证据有：缝合线被构造裂缝或方解石脉切割［如图 11－13（a）所示］；缝合面平行层面，或者缝合面就是层面或沉积间断面等。这就是说原生的缝合线构造确实是有的，但是大多数的缝合线构造还是次生的，即在成岩作用或后生作用阶段生成的。

次生成因证据，如缝合线的形成受构造裂缝控制、缝合线切割构造裂缝或方解石脉〔如图 11－13（b）所示〕、缝合线切割化石及鲕粒等。目前，大多数人认为缝合线构造是由于压力—溶解作用（主要是溶解作用）而形成的。

缝合线构造是一种裂缝构造，因此，它必然成为油、气、水运移的通道。已有许多证据证明，缝合线在油气的运移和聚集上起了积极的作用。

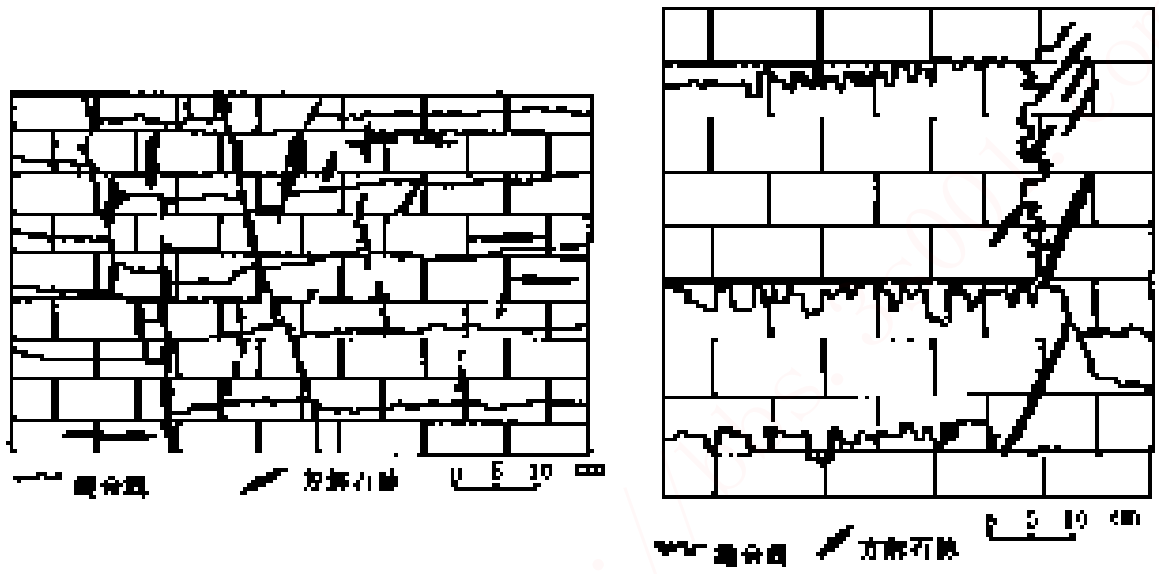


图 11－13　缝合线构造

（据刘和甫，1959）

（a）缝合线被方解石脉切割，鄂西，建始，三叠系；（b）缝合线切割方解石脉，鄂西，恩施，三叠系

第十二章　石　灰　岩

石灰岩的分类包括成分分类和结构分类，均属于岩类学研究范畴。本章主要介绍石灰岩分类的依据、有代表性的分类方案、分类和命名的原则等。然后再简要介绍几种主要类型的石灰岩。

第一节　石灰岩的成分分类

成分分类是石灰岩的基本分类，也是碳酸盐岩的基本分类。石灰岩的成分分类涉及石灰岩与白云岩过渡类型的划分，以及碳酸盐岩与粘土岩及砂岩过渡类型及划分。本节将首先论述一些碳酸盐岩的基本分类，然后再提出一个通用的分类命名原则。

一、成分分类

1. 石灰岩与白云岩过渡类型的划分

根据碳酸盐岩中方解石和白云石的相对含量，可首先把碳酸盐岩划分为石灰岩和白云岩两大类；其次，在此两大类中还可划分出一系列的过渡类型，见表 12－1。

表 12－1　根据方解石和白云石的相对含量划分的岩石类型

岩石类型		方解石，%	白云石，%	CaO∶MgO
石灰岩类	纯石灰岩	100～95	0～5	＞50.1
	含白云的石灰岩	95～75	5～25	50.1～9.1
	白云质石灰岩	75～50	25～50	9.1～4.0
白云岩类	灰质白云岩	50～25	50～75	4.0～2.2
	含灰的白云岩	25～5	75～95	2.2～1.5
	纯白云岩	5～0	95～100	1.5～1.4

表 12－1 中的岩石类型是以 95％，75％，50％，25％，5％为界限划分的，也可以用 90％，75％，50％，25％，10％为界限划分。表中最后一栏的 CaO 与 MgO 的比值，是与该类岩石的方解石和白云石的相对含量相对应的，所以也可以直接利用它来判断岩石类型。

这种分类方案是以室内的矿物鉴定和化学分析为依据的。在野外工作阶段，不可能具备这些室内分析的数据，所以不可能划分得这么细。故在野外工作中，通常把石灰岩—白云岩系列划分为以下四个类型，即：

1)（纯）石灰岩：方解石大于 75％；

2）白云质石灰岩：方解石占 75％～50％，白云石占 25％～50％；

3）灰质白云岩：白云石占 75％～50％，方解石占 25％～50％；

4)（纯）白云岩：白云石大于 75％。

就是说，在野外工作中，用 75％，50％，25％三个界限就可以进行岩石划分了。

2　石灰岩与粘土岩过渡类型的划分

碳酸盐岩常含有一定量的粘土矿物，因此，在碳酸盐岩和粘土岩之间，也存在着一系列

的过渡类型岩石，见表 12－2。

同样，白云岩—粘土岩系列的岩石类型也可按表 12－2 类推，即纯白云岩、含泥的白云岩、泥质白云岩、白云质粘土岩、含白云的粘土岩、纯粘土岩等。

表 12－2　石灰岩—粘土岩系列的岩石类型

岩石类型			方解石，%		粘土矿物，%	
石灰岩	纯石灰岩		100～95		0～5	
	含泥*的石灰岩	微含泥*的石灰岩	95～75	95～90	5～25	5～10
		含泥*的石灰岩		90～75		10～25
	泥*质石灰岩		75～50		25～50	
粘土岩	灰质粘土岩		50～25		50～75	
	含灰的粘土岩		25～5		75～95	
	纯粘土岩		5～0		95～100	

* 这里的“泥”是粘土成分的泥，图 12－1 中也同此。也可用“粘土”代替“泥”。

表 12－2 的岩石类型也是以室内测试资料为依据的。在野外工作阶段，以 75％，50％，25％为界限，划分出（纯）白云岩、粘土质白云岩、白云质粘土岩、（较纯）粘土岩等四个类型就可以了。

3. 石灰岩与砂岩过渡类型的划分

碳酸盐岩还常含一定量的陆源砂和粉砂。因此，在碳酸盐岩和砂岩（或粉砂岩）之间，也存在着一系列的过渡岩石类型，见表 12－3。

表 12－3　碳酸盐岩—砂岩（或粉砂岩）系列的岩石类型

岩石类型	方解石（或白云石），%	砂（或粉砂），%
纯石灰岩（或白云岩）	100～95	0～5
含砂（或粉砂）的石灰岩（或白云岩）	95～75	5～25
砂质（或粉砂质）石灰岩（或白云岩）	75～50	25～50
灰质（或白云质）砂岩（或粉砂岩）	50～25	50～75
含灰（或白云）的砂岩（或粉砂岩）	25～5	75～95
砂岩（或粉砂岩）	5～0	95～100

碳酸盐岩—砂岩系列的岩石类型，在野外工作阶段，虽然比碳酸盐岩—粘土岩系列的岩石类型易于鉴别，但也很难完全按表 12－3 界定的数据进行划分。同样，根据 75％，50％，25％的界限，划分出（纯）石灰岩（或白云岩）、砂质石灰岩（或白云岩）、灰质（或白云质）砂岩、（纯）砂岩等四个类型就可以了。

在自然界，实际情况可能比上述情况要复杂，常常是方解石、白云石、粘土矿物、砂、粉砂以及其他矿物同时存在，这时，就可以考虑用三端元的石灰岩—白云岩—粘土岩系列的岩石图解分类。

二、两级或三级分类命名原则

所谓两级分类，即以大于 50％和 50％～25％的两个含量级进行分类命名；所谓三级分类，即再加上 25％～10％或 25％～5％的一个含量级，以此三个含量级进行分类命名。

凡含量大于 50％的，即用它定岩石的基本名称，以“××岩”表示之；凡含量为 50％

～25％的，用它定岩石基本名称的主要形容词，以“××质”表示之，写在基本名称之前；凡含量为25％～10％（或25％～5％）的，用它定岩石基本名称的次要形容词，以“含××(的)”表示之，写在最前面；含量小于10％（或大于5％）的，一般不反映在岩石名称中。

例如某一岩石，含白云石70％，方解石30％，则该岩石属白云岩范畴，可称为“灰质白云岩”。又如某一岩石，含白云石60％，方解石30％，粘土10％，则该岩石仍属白云岩范畴，可称为“含泥的灰质白云岩”。

假如岩石中没有含量大于50％的成分，则采用复名原则，即把含量50％～25％的成分联合起来定岩石的基本名称；含量小于25％的，原则同上。例如某一岩石，含方解石45％，白云石35％，粘土20％，则该岩石可称为“含粘土的云—灰岩”或“含粘土的白云—石灰岩”。请注意，含量较高的写在后面，含量较低的写在前面，两者用一字线相连。

这个二级或三级分类命名原则，是一个普遍适用的方案。在野外工作阶段，两级就基本上够用了。

这个分类命名原则，不仅适用于成分分类命名，对于结构分类命名以及综合分类命名也适用。

第二节　石灰岩的结构分类

在20世纪50年代末及60年代初，一系列的全新的岩石分类方案在石灰岩以至整个的碳酸盐岩的岩类学中出现了。这些分类主要是结构分类，其中最杰出的是福克（Folk，1959，1962）和邓哈姆（Dunham，1962）的分类方案。这些分类是碳酸盐岩岩石学及岩相古地理学的基础，是碳酸盐岩岩石学领域中的里程碑。从此，碳酸盐岩岩石学进入了新的历史发展阶段。

在本节中，将首先对福克、邓哈姆及冯增昭等的有代表性的分类方案进行简要的评价，然后再以此为基础，提出本书的石灰岩分类方案及命名原则。

一、有代表性的石灰岩分类方案

1. 福克的石灰岩分类方案

福克（Folk，1959，1962）的石灰岩分类基本上是一个三端元的分类。这三个端元是：

1）异化颗粒，相当于通常所说的颗粒；

2）微晶方解石泥或简称为微晶，相当于通常所说的灰泥或泥晶；

3）亮晶方解石胶结物或简称为亮晶。

福克以这三种主要结构组分当作三角形图解的三个端点，把石灰岩划分为三个主要的类型，即亮晶异化石灰岩、微晶异化石灰岩和微晶石灰岩，如图12－1所示。

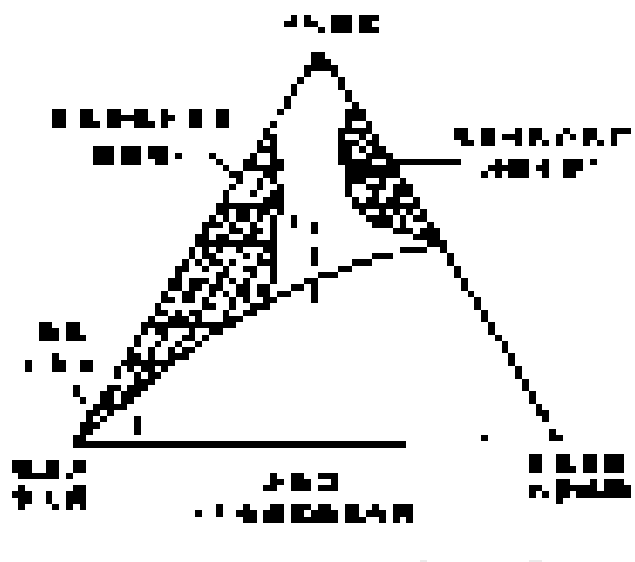


图12－1　石灰岩的结构分类
（据福克，1962，有修正）

亮晶异化石灰岩主要由异化颗粒组成，其粒间孔隙主要为亮晶方解石充填，或者为孔隙，仅含很少量的微晶方解石泥。这种石灰岩是在水动力条件很强的沉积环境中形成的。强大的和持续的水流或波浪使异化颗粒得到很好淘洗，并把微

晶方解石泥从沉积环境中冲洗走，因此沉积下来的主要是分选很好的异化颗粒。在异化颗粒沉积以后，从粒间水中沉淀出亮晶方解石，就成了颗粒间的胶结物。这样，就形成了亮晶异化石灰岩。这种石灰岩和碎屑岩中粘土含量很少的砂岩很相似。

微晶异化石灰岩主要由异化颗粒和微晶方解石泥组成，不含或很少含亮晶方解石胶结物。形成这种石灰岩的水动力条件比亮晶异化石灰岩弱得多，因此微晶方解石泥很难被冲洗走，所以异化颗粒和微晶方解石泥一起沉积下来，形成这种石灰岩。这种石灰岩与碎屑岩中粘土质砂岩很相似。

微晶石灰岩几乎全由微晶方解石泥组成，这是水动力条件很弱的沉积环境的产物。这种石灰岩与碎屑岩中粘土岩很相似。

福克把亮晶异化石灰岩和微晶异化石灰岩称为异常化学岩,把微晶石灰岩称为正常化学岩。

此外，还有由生物格架所组成的礁石灰岩，福克把它称为生物岩。这是福克分类中的第 IV 类石灰岩。

在这四个主要石灰岩类型的基础上，福克又根据异化颗粒的类型及其他特征，把石灰岩又细分为 11 个类型，如图 12－2 所示。

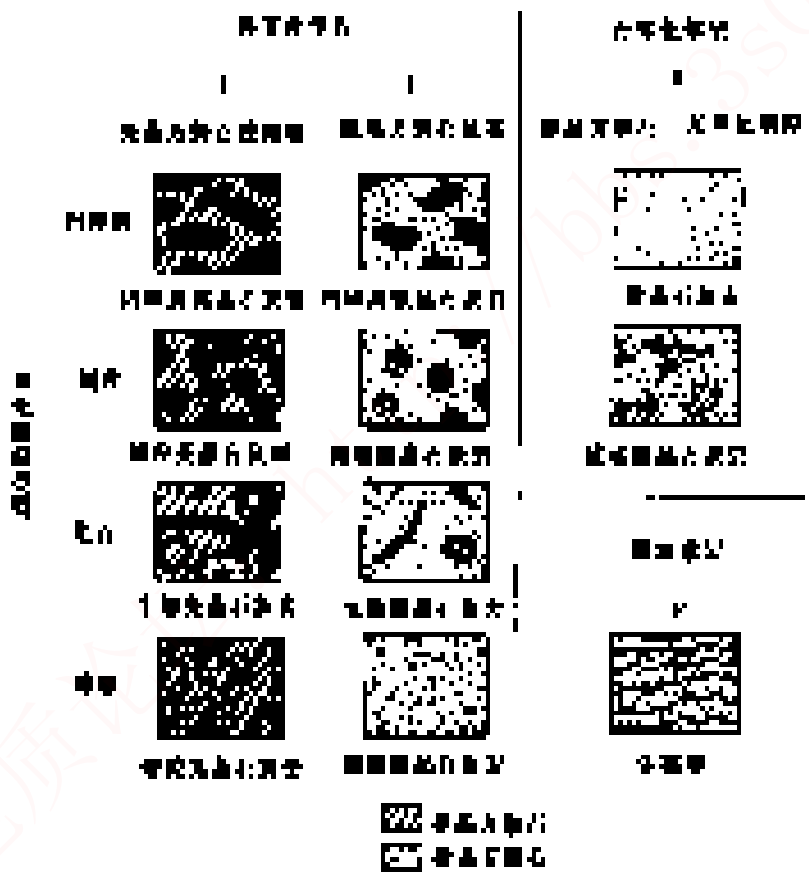


图 12－2　石灰岩的结构分类

(据福克，1962)

此外，福克还根据异化颗粒的粒度特征、各种异化颗粒的相对含量以及其他成因特点，又制定了一个综合性的碳酸盐岩分类表，见表 12－4。

福克还根据异化颗粒、微晶方解石泥、亮晶方解石胶结物在岩石中的相对百分含量，尤其是微晶方解石泥及亮晶方解石胶结物的相对含量，仿照碎屑岩的结构成熟度的概念，提出了石灰岩的结构成熟度的概念，如图 12－3 所示。

以上就是福克的石灰岩分类方案的基本内容。

福克分类的核

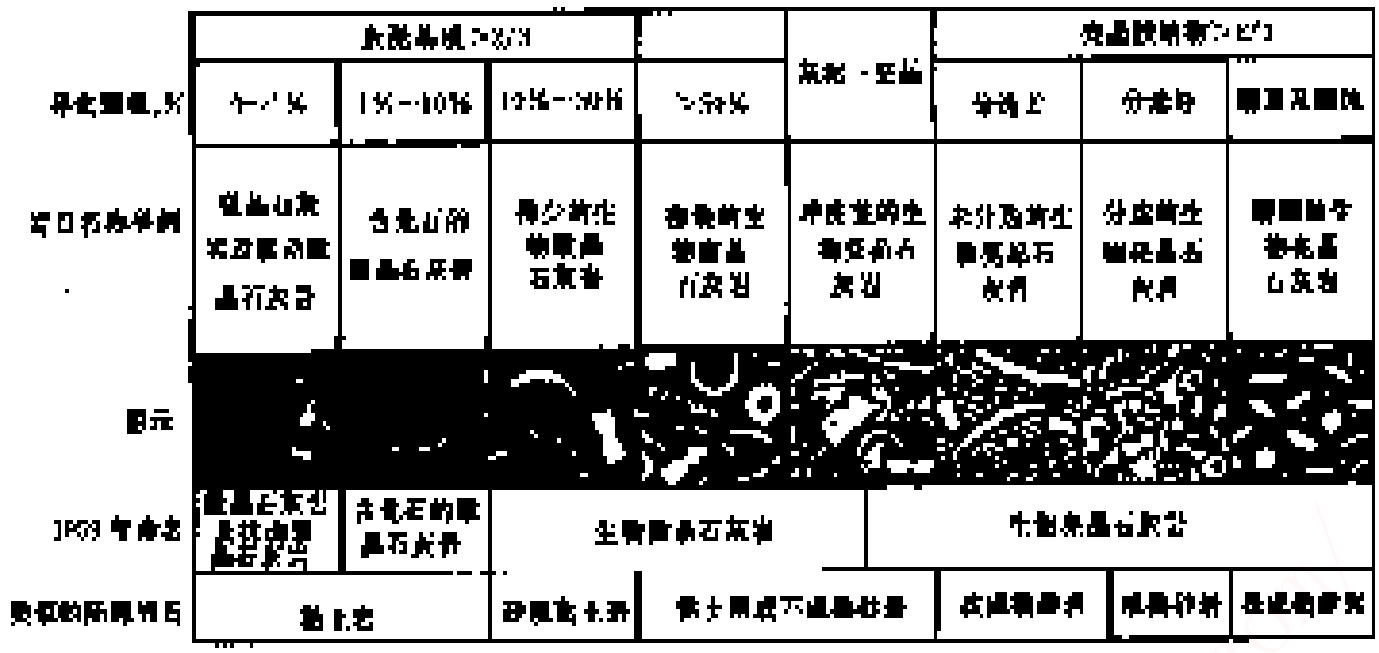


图 12－3　石灰岩的结构成熟度图示

（据福克，1962）

表 12－4　碳酸盐岩的分类（据福克，1962）

				石灰岩、部分白云化石灰岩及原生白云岩						交代白云岩（Ⅴ）		
				异化颗粒 > 10 % 异常化学岩（Ⅰ和Ⅱ）		异化颗粒 < 10 % 微晶石炭岩（Ⅲ）		未受搅动的礁石灰岩（Ⅳ）	有异化颗粒痕迹		无异化颗粒痕迹	
				亮晶方解石胶结物	微晶方解石胶结物	异化颗粒 1 %～10 %	异化颗粒 < 1 %					
				亮晶异常化学岩	微晶异常化学岩							
异化颗粒的体积含量	内碎屑 > 25 %			内碎屑亮晶砾屑石灰岩 内碎屑亮晶石灰岩	* 内碎屑微晶砾屑石灰岩 * 内碎屑微晶石灰岩	最主要的异化颗粒类型	内碎屑 * 含内碎屑的微晶石灰岩	假如为原生白云岩，则称为微晶白云岩；假如受过搅动，则称为搅动微晶石灰岩	生物岩	异化颗粒明显	细晶内碎屑白云岩	中晶白云岩 细晶白云岩
	内碎屑 < 25 %	鲕粒 > 25 %		鲕粒亮晶砾屑石灰岩 鲕粒亮晶石灰岩	* 鲕粒微晶砾屑石灰岩 * 鲕粒微晶石灰岩		鲕粒 * 含鲕粒的微晶石灰岩				粒晶鲕粒白云岩	
		鲕粒 < 25 %	化石与球粒的体积比 > 3:1	生物微晶砾屑石灰岩 生物微晶石灰岩	生物微晶砾屑石灰岩 生物微晶石灰岩		化石 含化石的微晶石灰岩				隐晶生物白云岩	
			化石与球粒的体积比 3:1～1:3	生物球粒微晶石灰岩	生物球粒微晶石灰岩		球粒 含球粒的微晶石灰岩				极细晶球粒白云岩	
			化石与球粒的体积比 < 1:3	球粒微晶石灰岩	球粒微晶石灰岩							

* 表示不常见的岩石类型。

方案中。他首先提出异化颗粒和异常化学岩的观点，从此打破了石灰岩的陈旧的一统的“化学岩”的概念。异常化学岩与碎屑岩类似，也由颗粒（异化颗粒）、充填物（微晶方解石泥）和胶结物（亮晶方解石胶结物）组成。其除了是化学沉淀成因的以外，同时还受水动力学条件的控制；所谓“异常”，就在这里。他还创建了一整套的全新的石灰岩结构分类和术语系

统，像内碎屑亮晶石灰岩、球粒微晶石灰岩等。在碳酸盐岩岩石学中，福克的分类具有很重要的意义。

但是，福克分类也有一些缺点甚至错误。第一，福克分类基本上是三端元分类，但是在这三个端元中，只有异化颗粒和微晶方解石泥是独立的结构组分，它们的相对含量决定石灰岩的岩石类型，并反映这些岩石的沉积环境的水动力条件。而作为粒间水化学沉淀的亮晶方解石胶结物，则不是一个独立的结构组分，它的有无和多少是由微晶方解石泥的相对含量决定的。因此，把亮晶方解石胶结物这一相对较次要的组分与另两个较主要的组分同等对待，将使分类系统繁琐化。这一点，从福克的三角形分类图中也可明显地看出，即在亮晶方解石胶结物这一端元附近，是没有“点”的。即代表石灰岩岩石类型的“点”，都分布在异化颗粒和微晶方解石泥这两个端点之间的范围内。因此，福克的分类，实质上是两端元的分类。第二，福克分类方案未考虑重结晶作用的影响。对于现代碳酸盐沉积物和成岩后生变化不显著的石灰岩来说，可以不考虑重结晶作用的影响；但是，对于年代较老的石灰岩，不考虑重结晶作用可能会出现困难。第三，福克分类中的“清规戒律”太多，尤其是在他的综合分类表（见表 12－4）中更是如此。例如，关于异化颗粒的相对含量，就采用了许多数量标准，如 > 25％，< 25％，> 3∶1，3∶1～1∶3，< 1∶3 等，这就制造了许多不必要的人为的麻烦。第四，在福克分类中，用“正常化学岩”和“异常化学岩”这些非描述性的成因术语对岩石类型进行概括，并不恰当，甚至还有错误。例如，他把微晶石灰岩当作“正常化学岩”就欠妥当。微晶石灰岩并不完全“正常”，因为微晶方解石泥的成因就有三种，即化学沉淀的、机械破碎的和生物的。

但是，总的看来，福克的分类还是一个很好的分类，因为他的核心观点是新的，是正确的。在沉积铁、铝、锰、磷等岩石中，也部分地采用福克分类的观点和一些术语。这一分类的历史意义和现实意义都是很大的。

2 邓哈姆的石灰岩分类方案

邓哈姆（Dunham，1962）的石灰岩分类方案在国外也很流行，影响亦很大。

邓哈姆的分类，对于颗粒—灰泥石灰岩来说，是两端元组分的分类。这两个端元是颗粒和泥。邓哈姆根据颗粒和泥的相对含量，把常见的颗粒—灰泥石灰岩分为四类，即颗粒岩、泥质颗粒岩、颗粒质泥岩、泥岩。

颗粒岩几乎全由颗粒组成，不含泥或含泥很少；泥质颗粒岩主要由颗粒组成，颗粒与颗粒是相互接触的，其粒间孔隙中充填着泥。这两种岩石都是颗粒支架的，即颗粒是岩石的主体，构成岩石的基本格架。颗粒质泥岩主要由泥组成，还含有少量颗粒，这些颗粒分散于泥中，互不相接。泥岩几乎全由泥组成。这两种岩石都是泥支架的。

颗粒岩是高能环境的产物，泥岩是低能环境的产物，颗粒质泥岩和泥质颗粒岩则介于前两者之间。

此外邓哈姆还分出两类特殊的石灰岩类型，即粘结岩和结晶碳酸盐岩。

邓哈姆分类的基本内容见表 12－5。

邓哈姆的分类简明扼要，有高度的概括性。他把亮晶方解石胶结物这一非独立的结构组分排除在外，在颗粒—灰泥石灰岩大类中，仅仅根据颗粒和泥把石灰岩划分为四类，这是很恰当的。邓哈姆颗粒岩、泥质颗粒岩、颗粒质泥岩、泥岩，与福克的亮晶异化石灰岩、微晶异化石灰岩、微晶石灰岩，从形式上看互不相同，实质上是一致的，但邓哈姆的岩石类型却比福克的简明多了。邓哈姆的粘结岩与福克的生物岩或礁石灰岩相当。另外，邓哈姆增加了

一类结晶碳酸盐岩也非常恰当。这样，邓哈姆分类的三分性（即把石灰岩以至整个的碳酸盐岩划分为颗粒—泥岩、粘结岩、结晶岩三类）就十分明显了。这个三分性就是石灰岩以至碳酸盐岩分类的“纲”。抓住了这个纲，次一级的岩石类型（即“目”）自然就清楚了。这是邓哈姆分类的最基本的优点。这一分类在沉积环境及岩相古地理研究中，尤为适用。

当然，邓哈姆的分类也有其欠妥之处，如“泥岩”易与粘土岩中的“泥岩”相混，在四类颗粒—泥岩石中无确切的定量标志，术语系统欠严谨等，这就影响了邓哈姆分类和术语的推广。

但是，邓哈姆分类的本质，尤其是其明确的三分性，是十分恰当的。因此，从本质上看，邓哈姆分类是个很好的方案。

表 12－5　碳酸盐岩的结构分类（据邓哈姆，1962，略有修正）

<table>
<tr><td colspan="5">沉　积　结　构　能　辨　认</td><td rowspan="4">沉积结构不能辨认
（本类岩石还可根据结构和成岩特征作进一步的划分）

结晶碳酸盐岩</td></tr>
<tr><td colspan="4">在沉积作用过程中原始组分未被粘结</td><td rowspan="3">在沉积作用过程中，原始组分被粘结在一起，其标志有连生的骨骼物质，与重力作用相反的纹理、沉积底盘的孔洞等

粘结岩</td></tr>
<tr><td colspan="3">有泥（粘土和粉砂大小的质点）</td><td rowspan="3">无泥
颗粒支架的
颗粒岩</td></tr>
<tr><td colspan="2">泥支架的</td><td rowspan="2">颗粒支架的
泥质颗粒岩</td></tr>
<tr><td>颗粒 ＜10％</td><td>颗粒 ＞10％</td><td>泥岩</td><td>颗粒质泥岩</td></tr>
</table>

恩布里和克洛范（Embry and Klovan，1971），结合加拿大晚泥盆世礁的研究，曾对邓哈姆分类进行补充修正，见表 12－6。这一补充修正表面上看使邓哈姆分类更加细化和完善了，而实际上却有“蛇足”之嫌。邓哈姆分类是结构分类，是以第一性的结构组分特征及其含量为分类依据的，是可以验证的。但是，恩布里和克洛范的补充岩石类型都含有相当大的成因概念。这就使分类混杂化了，而且也难以根据第一性特征进行验证。

表 12－6　碳酸盐岩的分类（据恩布里和克洛范，1971）

<table>
<tr><td colspan="6">异地石灰岩
原始组分在沉积时期未被生物粘结</td><td colspan="3">原地石灰岩
原始组分在沉积时期被生物粘结</td></tr>
<tr><td colspan="4">大于 2mm 的组分 ＜10％</td><td colspan="2">大于 2mm 的组分 ＞10％</td><td rowspan="3">被生物阻挡</td><td rowspan="3">被生物结壳或粘结</td><td rowspan="3">由生物组成坚硬的格架</td></tr>
<tr><td colspan="2">有灰泥（＜0.03mm）</td><td colspan="2">无灰泥</td><td rowspan="2">基质支架</td><td rowspan="2">大于 2mm 的组分支架</td></tr>
<tr><td colspan="2">泥支架</td><td colspan="2" rowspan="2">颗粒支架</td></tr>
<tr><td>颗粒 ＜10％</td><td>颗粒 ＞10％</td><td>泥岩</td><td>颗粒质泥岩</td><td>泥质颗粒岩</td><td>颗粒岩</td><td>漂浮岩</td><td>砾岩</td><td>障积岩</td><td>粘结岩</td><td>格架岩</td></tr>
</table>

3. 冯增昭的石灰岩分类方案

在福克和邓哈姆等的石灰岩分类方案的基础上，冯增昭提出的分类方案见表 12－7。

冯增昭首先把石灰岩划分为三个大的结构类型，即Ⅰ. 颗粒—灰泥石灰岩；Ⅱ. 晶粒石灰岩；Ⅲ. 生物格架—礁石灰岩。在第Ⅰ大类即颗粒—灰泥石灰岩类型中，他根据颗粒的含

量，把颗粒—灰泥石灰岩划分为颗粒石灰岩、颗粒质石灰岩、含颗粒石灰岩以及无颗粒石灰岩四种岩石类型，见表 12－7 中的Ⅰ(1)。冯增昭还根据颗粒—灰泥的相对含量，以 90％(10％)，75％ (25％)，50％ (50％)，25％ (75％)，10％ (90％) 为界限，把颗粒—灰泥石灰岩再细分为六种岩石类型，即颗粒石灰岩、含灰泥颗粒石灰岩、灰泥质颗粒石灰岩、颗粒质灰泥石灰岩、含颗粒灰泥石灰岩、灰泥石灰岩，见表 12－7 中的Ⅰ(2)。在颗粒—灰泥石灰岩类型中，还可根据颗粒类型，再进行细分。这样，在冯增昭的分类表中，就出现了 30 种颗粒—灰泥石灰岩的岩石类型。在这些颗粒—灰泥石灰岩的岩石类型的划分中，没有使用亮晶方解石胶结物这一结构组分，因为它不是独立的结构组分。冯增昭的第Ⅱ和第Ⅲ大类石灰岩类型概念，基本上沿用了邓哈姆的石灰岩分类方案中的相应岩石类型的内涵。

总之，冯增昭的分类方案具有两个较显著的特点：第一，首先把石灰岩划分为Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ三大类，即先抓住了三分这个纲；第二，在第Ⅰ大类中，突出颗粒组分并进行三级命名。这样，就使这个方案在石灰岩结构分类中高屋建瓴了。

表 12－7　冯增昭的石灰岩结构分类

			灰颗泥粒 %	颗粒					晶粒	生物格架
				内碎屑	生物颗粒	鲕粒	球粒	藻粒		
Ⅰ颗粒—灰泥石灰岩	Ⅰ(1)颗粒石灰岩	Ⅰ(2)颗粒石灰岩		内碎屑石灰岩	生粒石灰岩	鲕粒石灰岩	球粒石灰岩	藻粒石灰岩	Ⅱ晶粒石灰岩	Ⅲ生物格架—礁石灰岩
		含灰泥颗粒石灰岩	10　90	含灰泥内碎屑石灰岩	含灰泥生粒石灰岩	含灰泥鲕粒石灰岩	含灰泥球粒石灰岩	含灰泥藻粒石灰岩		
		灰泥质颗粒石灰岩	25　75	灰泥质内碎屑石灰岩	灰泥质生粒石灰岩	灰泥质鲕粒石灰岩	灰泥质球粒石灰岩	灰泥质藻粒石灰岩		
	颗粒质石灰岩	颗粒质灰泥石灰岩	50　50	内碎屑质灰泥石灰岩	生粒质灰泥石灰岩	鲕粒质灰泥石灰岩	球粒质灰泥石灰岩	藻粒质灰泥石灰岩		
	含颗粒石灰岩	含颗粒灰泥石灰岩	75　25	含内碎屑灰泥石灰岩	含生粒灰泥石灰岩	含鲕粒灰泥石灰岩	含球粒灰泥石灰岩	含藻粒灰泥石灰岩		
	无颗粒石灰岩	灰泥石灰岩	90　10	灰泥石灰岩	灰泥石灰岩	灰泥石灰岩	灰泥石灰岩	灰泥石灰岩		

二、石灰岩结构分类

前面，对最有代表性的且流行最广的三个结构分类方案，即国外的福克和邓哈姆的分类和国内的冯增昭的分类方案，作了简要的评介。再结合国内外其他一些有代表性的分类，我们可以从中看出石灰岩分类的一些重要的原则：

第一，分类必须反映碳酸盐岩岩类学的最新成果。

第二，分类必须首先是描述性的，即必须把第一性的、可观察到的、可以计量的各种结构组分放在第一位，并反映到岩石的名称中去。至于第二性的、不能观察和计量的、推断性的成因观点，不宜反映在岩石的名称中，而应放在岩石类型的描述中去。野外工作、录井工作、室内鉴定工作等，首先是观察、描述、收集、鉴定第一性的东西。

第三，分类必须有定量的标志，而反映沉积环境水动力条件或能量的颗粒与灰泥的相对含量以及生物格架的相对含量尤为重要。

第四，分类必须有较广泛的实用性，即必须是在野外、井队、实验室等均能应用。

第五，分类必须简明扼要，并有一定的灵活性，即只要把握住大的原则和界限，主要的岩石类型确定下来就可以了。

根据以上原则，并结合我国的具体实际情况，本书提出简明扼要并适当照顾习惯的石灰岩的结构分类方案，见表 12－8。

这一石灰岩分类方案采用了邓哈姆及冯增昭的石灰岩分类方案的“纲”，即首先把石灰岩划分为三个大的结构类型，即Ⅰ. 颗粒—灰泥石灰岩；Ⅱ. 晶粒石灰岩；Ⅲ. 生物格架—礁石灰岩。

第Ⅰ大类颗粒—灰泥石灰岩分布最广。它的分类是两端元的，这两个端元组分即颗粒与灰泥。颗粒与灰泥的相对百分含量定量地反映了沉积环境的水动力条件和能量，因此表 12－8 的颗粒—灰泥石灰岩部分，从下往上水能量逐渐增强，即从静水逐步变为强动荡水。因此，这一定量标志有重要的成因意义。

在颗粒石灰岩中，如果能够较确切地把基质中的亮晶方解石胶结物和灰泥（或泥晶）区分开，也可以使用亮晶颗粒石灰岩和灰泥（或泥晶）颗粒石灰岩的术语。这两个术语均具有一定的成因意义。

表 12－8　石灰岩的结构分类

<table>
<tr><td>结构组分</td><td colspan="5">颗粒—灰泥</td><td>晶　　粒</td><td>生物格架</td></tr>
<tr><td rowspan="6">岩石类型</td><td rowspan="6">Ⅰ颗粒—灰泥石灰岩</td><td rowspan="6">颗粒含量%</td><td rowspan="6">90
75
50
25
10</td><td rowspan="3">颗粒石灰岩</td><td>颗粒石灰岩</td><td rowspan="6">Ⅱ晶粒石灰岩</td><td rowspan="6">Ⅲ生物格架—礁石灰岩</td></tr>
<tr><td>含灰泥颗粒石灰岩</td></tr>
<tr><td>砂泥质颗粒石灰岩</td></tr>
<tr><td>颗粒质石灰岩</td><td>颗粒质灰泥石灰岩</td></tr>
<tr><td>含颗粒石灰岩</td><td>含颗粒灰泥石灰岩</td></tr>
<tr><td>无颗粒石灰岩</td><td>灰泥石灰岩</td></tr>
</table>

第Ⅱ大类晶粒石灰岩基本上全由晶粒组成，几乎不含其他结构组分。它又可根据晶粒的粗细，再细分为粗晶石灰岩、中晶石灰岩、粉晶石灰岩、泥晶石灰岩等。此处的泥晶石灰岩与颗粒—灰泥石灰岩中的灰泥石灰岩是一种岩石。除泥晶石灰岩外，其他较粗的晶粒石灰岩大都是次生变化即重结晶作用或交代作用的产物。

第Ⅲ大类生物格架—礁石灰岩，是一个独特类型的石灰岩，其特征是含有原地的生物格架组分。

本分类的命名原则仍是三级分类命名原则。

第三节　石灰岩的主要类型

一、颗粒石灰岩

颗粒石灰岩常呈浅灰色至灰色，中厚层至厚层或块状。岩石中颗粒含量大于 50％。颗粒可以是生物碎屑、内碎屑、鲕粒、藻粒、球粒（团粒）等其中的一种或几种。粒径可以大至漂砾级，最小到粉屑级。它们的填隙物可以是灰泥杂基或亮晶胶结物，或两者均有。

颗粒的分选和圆度可以因搬运磨蚀程度而明显不同，潮上或礁前环境形成的颗粒石灰岩中的颗粒多呈棱角状碎屑，浅水波浪环境的颗粒石灰岩中的颗粒分选磨圆度良好，风成砂丘或海滩颗粒石灰岩的颗粒分选磨圆度特别好。

冲洗干净、分选好的颗粒石灰岩，通常代表水浅、波浪和流水作用较强烈的环境，其中灰泥被簸选走，颗粒被亮晶方解石胶结，波痕、交错层理及冲刷构造常见。

二、泥晶石灰岩

泥晶石灰岩或称为灰泥石灰岩，一般呈灰色至深灰色，薄至中层为主。岩石主要由泥晶方解石构成，其中颗粒含量小于 10％或不含颗粒。这类石灰岩中时常发育水平纹理，其层面常发育水平虫迹，层内可见生物扰动构造。纯泥晶石灰岩常具光滑的贝壳状断口。

这类岩石中颗粒含量很低，但颗粒的类型尤其是生物碎屑的种类为判断岩石沉积环境的重要标志。如含有底栖双壳类、有孔虫及绿藻等局限环境生物，则沉积于浅水环境；如含浮游生物则可能沉积于深水环境。泥晶石灰岩中如有藻类活动及随后发育的鸟眼构造，则为潮间或潮上环境的典型标志。丘状的泥晶石灰岩内如有少量障积生物的支架，则属生物泥丘沉积岩，具有特殊的生态意义及环境意义。总之，泥晶石灰岩主要发育于基本没有簸选的低能环境，如浅水　湖、局限台地或较深水的斜坡和盆地环境等。

三、生物礁石灰岩

生物礁灰岩主要是由造礁生物骨架及造礁生物粘结的灰泥沉积物等组成的石灰岩。根据生物礁石灰岩中生物骨架及其粘结物的相对含量等，生物礁石灰岩可进一步分出原地沉积的障积岩（Bafflestone)、骨架岩（Framestone)、粘结岩（Bindstone）及与这三类岩石具有成因联系的异地沉积的漂砾岩（Floatstone）和砾屑岩（Rudstone)，这些岩石的详细特征参见本书的第二十七章。

生物礁石灰岩在地貌上高于同期沉积物的石灰岩而呈块状岩隆。主要的造礁生物有钙藻、珊瑚、海绵动物、苔藓虫、层孔虫、厚壳蛤等，这些生物随着地质时代而变化。根据造礁生物种类的不同，生物礁石灰岩可进一步命名为藻礁石灰岩、珊瑚礁石灰岩等。

四、晶粒石灰岩

这是一类较特殊的石灰岩，主要由方解石晶粒组成。其中较粗晶的晶粒石灰岩大都是重结晶作用或交代作用的产物。这类岩石的原始沉积结构和构造，可以通过阴极发光法等方法识别。

第十三章　白　云　岩

白云岩，自法国博物学家 Deodat de Dolomieu 1791 年首次描述以来，一直是众多地质学家研究的课题之一，并已发表、出版了大量论文和专著。

本章首先讲白云岩的岩类学，这是认识白云岩的基础；然后，再讲白云岩的生成机理。

第一节　白云岩岩类学

与石灰岩不同，白云岩不仅有沉积成因的，更多的是次生交代成因的，因此，白云岩的分类命名与石灰岩有同也有异。

对于沉积成因的白云岩，其结构分类系统和命名原则与石灰岩的基本相同，因为这些白云岩也主要由颗粒、泥、胶结物等结构组分组成的；所不同的，仅是成分，即石灰岩的成分主要是方解石，而白云岩的成分主要是白云石。因此，只要把石灰岩结构分类表中的“石灰

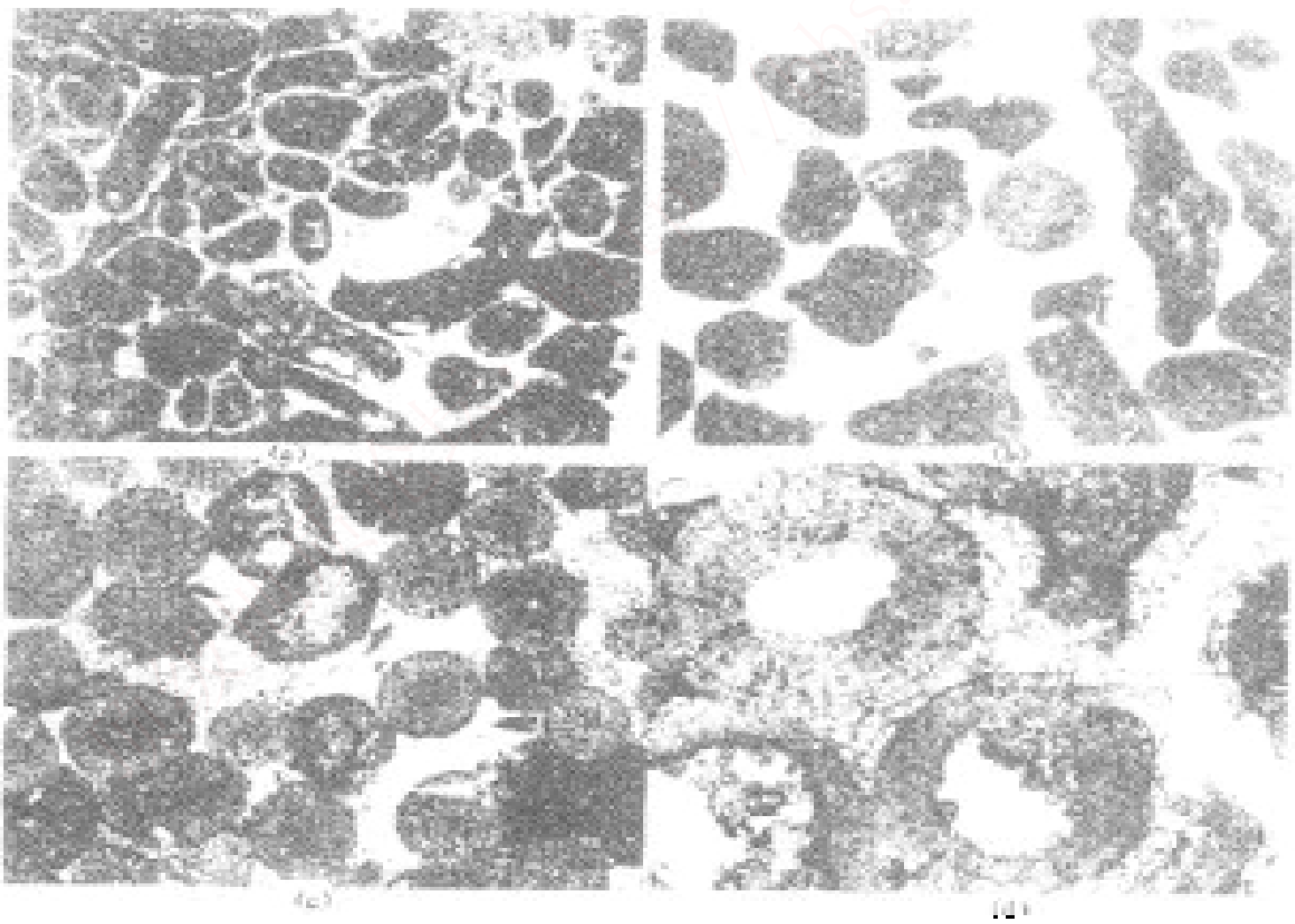


图 13-1　颗粒白云岩

(a) 砂屑白云岩，砂屑由泥晶白云石组成，砂屑周缘有一圈亮晶方解石胶结物，江苏，徐州，贾汪，O_{m_3}，单偏光×34；(b) 砂屑白云岩，石柱，都会，$\in_3$，单偏光×40；(c) 鲕粒白云岩，鲕粒由细粉晶白云石组成，鲕间为粗粉晶白云石和溶蚀充填物质，江苏，徐州，贾汪，O_{m_3}，单偏光×34；(d) 鲕粒白云岩，鲕内，鲕间孔隙发育，石柱，洗脚溪，$\in_{2-63}$，单偏光×70

岩”改为“白云岩”、“灰泥”改作“云泥”即可。如内碎屑白云岩就是指其颗粒是由盆地内较早形成的白云岩层破碎、搬运、再沉积形成的。图 13－1 就是一些沉积成因的颗粒白云岩。

对于次生交代成因的白云岩，通常按照晶粒大小对其分类命名，如泥晶白云岩、粉晶白云岩、细晶白云岩、中晶白云岩、粗晶白云岩等（如图 13－2 所示），其中细晶白云岩、中晶白云岩、粗晶白云岩等表面常呈砂糖状，故又称为砂糖状白云岩。不同级别的晶粒的界限见第十一章的表 11－1。按照晶粒大小分类是纯描述性的，不仅适用于次生白云岩，也适用于沉积成因的白云岩。

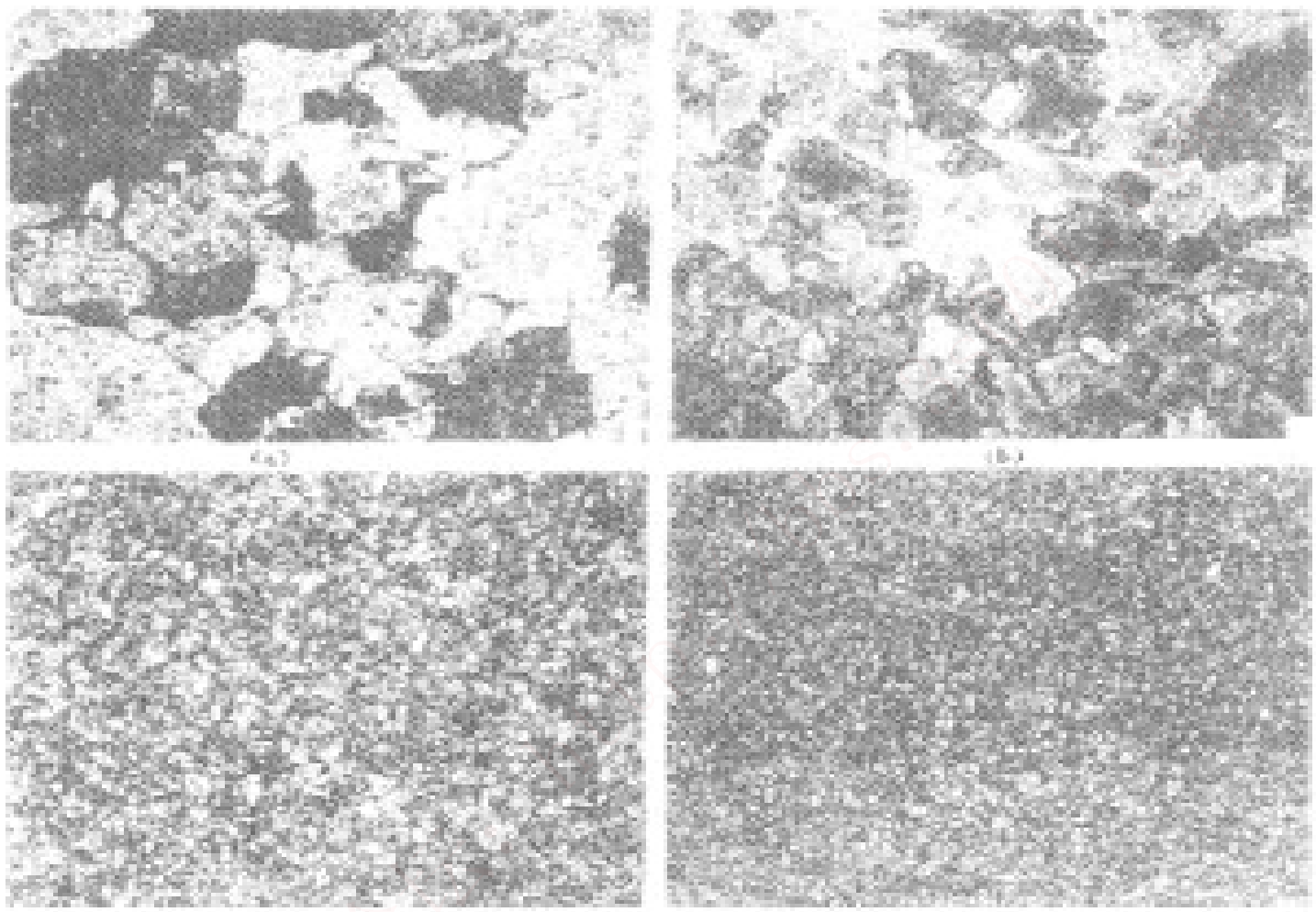


图 13－2　晶粒白云岩

(a) 粗—中晶白云岩，安徽，淮南，$\in_3 \sim O_1$，“土坝组”，正交偏光×34；(b) 细晶白云岩，白云石晶形很好，安徽，淮南，$\in_3 \sim O_1$，“土坝组”，单偏光×34；(c) 粗粉晶白云岩，山东，汶南，O_{11}，单偏光×34；(d) 细粉晶白云岩，江苏，徐州，贾汪，O_2m_1，单偏光×34

次生白云岩中，常见交代结构，如晶粒较粗的白云石菱形体交代各种颗粒及化石等；晶形较好具环带或污浊核心的白云石菱形体、部分白云化的石灰岩中的云斑以及白云岩中的石灰岩残余体等，都是交代作用所致，如图 13－3 所示。另外，与交代结构相伴生的，还常有一些交代构造现象，如在部分白云化的石灰岩中，白云石菱形体常沿缝合线或裂隙发育；沿岩层走向，常见白云岩与石灰岩的界限突然变化，有时这一界限还常切穿层理等。对有些见不到明显的交代结构或沉积结构、成因不明的白云岩，主要是由泥晶和粉晶白云石组成的白云岩，仍可按照晶粒大小命名，如华北地区广泛分布的震旦纪的泥—粉晶白云岩以及其他地区其他层位中的各种类似的泥—粉晶白云岩等。

有些白云岩是由颗粒石灰岩白云化形成的，但颗粒（鲕粒、内碎屑等）轮廓仍清晰可

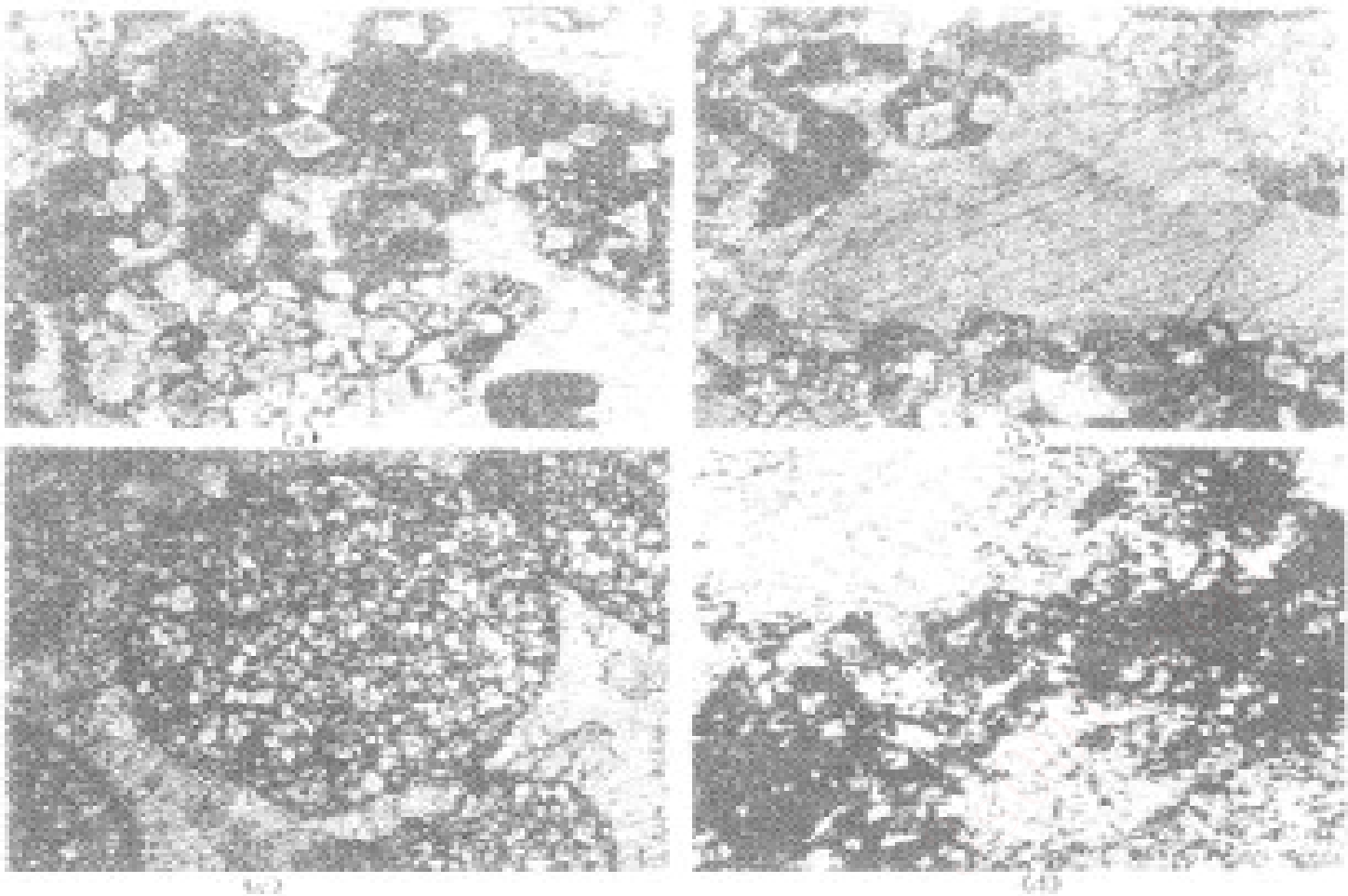


图 13－3　白云化作用的交代现象

(a) 白云石交代砾屑和砂屑，江苏，徐州，贾汪，$\in_{3c}$，单偏光×34；(b) 白云石交代棘皮动物碎屑，江苏，徐州，贾汪，$\in_{3f}$，单偏光×34；(c) 白云石交代鲕粒，鲕粒已被白云石全部取代，但鲕间未被云化，江苏，徐州，贾汪，$\in_{3z}$，单偏光×34；(d) 云斑，白云石交代泥晶石灰岩，白云石呈斑状富集，即呈所谓的“豹皮状”，江苏，徐州，贾汪，$\in_{3c}$，放大机直拍×12

见。对这些白云岩不应称为“颗粒白云岩”，因为它们不是沉积成因的，而应按照晶粒大小命名，或者加上“残余”修饰语，如残余鲕粒石灰岩、残余砂屑白云岩等。

第二节　白云岩的生成机理

白云岩的生成机理问题，是碳酸盐岩岩石学中最复杂、争论时间最久、最难解决的问题之一。20 世纪五六十年代以来，人们通过对巴哈马台地、波斯湾地区及其他一些地区现代白云岩的研究和对古代白云岩的研究，相继提出了一系列白云化学说，这就为解决白云岩成因问题提供了前提。兹择一些主要的学说或机理简单评述如下。

一、原生沉淀作用

关于白云岩的成因问题，人们最关心的是在近代碳酸盐沉积物中是否有真正的原生的白云石，即是否真正有以化学沉淀的方式从水体中直接沉淀出来的白云石。现在，在常温、常压的条件下，在实验室中尚未合成出真正的、化学计量的白云石。

近 30 多年中，在已发现的近代白云石的实例中，最“过硬”的原生白云石的实例，要算澳大利亚南部考龙　湖中和美国加利福尼亚深泉盐湖中的白云石了。

澳大利亚南部考龙　湖中的白云石是在水很咸、pH 值很高、植物很茂盛的条件下形成的。通过光合作用，植物从水中吸取 CO_2，从而使水的 pH 值增高，这就促使白云石沉淀。

奥尔德曼和斯金纳（Alderman and Skinner，1957）曾注意到，孤立的湖水由于受慢慢下沉的细而白的沉淀物的影响，有时竟然变白了。这种白色的悬浮物已被确定，它们是很细的高镁方解石和富钙白云石的混合物。这些方解石和白云石大都不是化学计量成分的。方解石的成分范围为 $Ca_{77}Mg_{23}$到 $Ca_{93}Mg_{2}$，白云石的成分范围为 $Ca_{50}Mg_{50}$（化学计量的白云石）到 $Ca_{56}Mg_{44}$（原白云石）。根据^{14}C及其他方法的测定，这里的白云石的堆积速度为0.2～0.5mm/年。这一速度真是太快了。假如这里的白色悬浮物不是从水底被再次搅动起来的话，则这一实例还是可信的。

在美国加利福尼亚州，有一个盐湖叫深泉湖，面积约13km^2。在冬季和春季，湖水深30cm；在干热的夏季和秋季，只有少量的盐水；常年的浓盐水约占湖面积的三分之二。在此湖的底部沉积物中，广泛地分布着白云石。此白云石晶体大都小于1μm。与其共生的矿物有方解石、文石、无水芒硝、石盐、单斜钠钙石、钾芒硝、天然碱、钾石盐、钠镁矾等，这些矿物大都呈环带从湖边缘到中心分布。白云石的^{14}C年龄表明，较粗的年龄较大。这些白云石的生长速度为0.05～0.09μm/千年。这一速度与其他大多数的盐类矿物的生长速度相比，显然是太慢了。这些白云石晶体的放射线衍射数据表明，其内部是化学计量的白云石，其外部则是富钙的。这些资料都表明，这里的白云石很可能并不是从水体中以化学沉淀方式直接沉淀出来的，而是在沉积物—水界面处，通过交代作用生成的。这一交代作用所需要的时间为几十年或几百年。这一交代作用可称为同生交代作用或同生白云化作用，但它毕竟还不是原生的化学沉淀作用。

考龙　湖和深泉盐湖的白云石是现代所谓的“原生”白云石沉积的“最典型”的代表实例，但是这两个实例本身都存在着致命的问题。从理论上讲，直接化学沉淀的原生白云石应该是存在的，但是到目前为止，还没有找到一个过硬的、没有争议的实例，证明这种具有地层学意义的原生白云石的确实存在。当然，也有人主张把同生交代白云化作用甚至准同生交代白云化作用生成的白云石，也当作原生的白云石。假如可以这么“当作”的话，那么原生白云石的实例就决不限于考龙　湖和深泉盐湖，这种原生白云石还多得很。但是，从作用或机理本身来讲，这种“当作”还是欠正确的。看来，这一原生沉淀作用的机理以及原生白云石问题，还会继续存在和争论下去。

但是，各种次生白云化作用机理的实例却远比原生白云石的生成机理的实例多，其可信程度也远比原生白云石的实例高得多，下面就来介绍这些次生白云化作用的实例。

二、毛细管浓缩作用——准同生白云化作用

在现代热带地区的潮上带，例如在波斯湾南岸的潮上带，在其表层的碳酸盐沉积物中，现在正在进行着准同生的白云化交代作用。

这些刚沉积不久的表层沉积物，主要是文石。这些沉积物还是疏松的，其粒间充满着水。这些粒间水，在开始阶段是正常的海水。由于该地区气候干热，蒸发作用强烈，这些粒间水就不断地向空气中散发。与此同时，海水又通过毛细管作用，源源不断地补充到这些疏松沉积物的颗粒之间。久而久之，这些粒间水的含盐度就变大了，正常的海水就变成了盐水。从这种盐水中首先沉淀出来的是石膏，也可能还有一些其他盐类矿物。在波斯湾南岸的广大潮上地带，这种膏盐沉积物十分发育。这种潮上带经常是干的，但在低凹地区也可积水成为盐水沼泽。阿拉伯语“萨布哈”就是指这种潮上的盐沼地。

石膏的沉淀使粒间水或表层积水的 Mg/Ca 比率大大提高。正常海水的 Mg/Ca 比率约为3:1～4:1，而干热地区潮上地带表层沉积物的粒间水或表层积水，其 Mg/Ca 比率可达20:1

甚至更高。这种高镁的粒间盐水或表层水经常与文石颗粒相接触，将不可避免地使文石被交代，被白云化，使文石转变为白云石。现代潮上地带的白云石壳就是这样生成的。这就是近20年来出现的潮上带表层碳酸钙沉积物的粒间白云化作用，或称为准同生交代作用。所谓“准同生”，就是距沉积期很近的意思，即刚沉积不久尚未脱离沉积环境就被交代的意思。费里德曼和桑德斯（Friedman and Sanders，1967）把这一作用称为“毛细管浓缩作用”，许靖华和西根撒勒（Hsu and Siegenthaler，1969，1971）把这一作用称为“蒸发泵作用”。

在加勒比海巴哈马群岛安德鲁斯岛西岸的潮上带，当地称做棕榈树小丘，也发育着白云石壳，如图13-4所示。此白云石壳的年龄最老不过2200年。它也是现代潮上带“蒸发泵白云化作用”的产物。但在这个潮上带中，却没有石膏，很可能是由于这里气候潮湿，沉淀出的石膏又被溶解掉了。

古代“蒸发泵白云化作用”形成的白云岩十分常见，如华北地台的奥陶系（金振奎、冯增昭，1993；Feng Zengzhao，Jin Zhenkui，1994）、加拿大西部的泥盆系（金振奎、Spencer，1993）、美国西部的寒武系。

三、回流渗透白云化作用

在潮上地带，由于毛细管浓缩作用或蒸发泵作用所产生的高Mg/Ca比率的粒间盐水，所引起的表层碳酸钙沉积物的准同生白云化作用，只是白云化作用的一个方面，即高镁盐水“向上”运动的一个方面。另外，还有其“向下”运动的一个方面。

在潮上地带形成的高镁粒间盐水，当其对表层沉积物的白云化基本完了时，产生这种高镁盐水的地质条件还仍然持续存在，那么多余的高镁盐水在地表就无“用武之地”了，它必然会向下回流。由于这种高镁盐水的相对密度较大，当地表无出路时，其向下回流渗透是必然的。这种向下回流渗透的高镁水，在其穿过下伏的碳酸钙沉积物或石灰岩时，必然会使它们白云化，从而形成白云岩或部分白云化的石灰岩。这就是近20年来逐渐形成的“回流渗透白云化作用”的观点。

戴菲斯等（Deffeyes et al.，1965）曾以拉丁美洲小安的列斯群岛博内尔岛的潮上地区及　湖为例，对这一作用进行了详细的论述，如图13-5所示。

在此岛的南部沿岸，由于风暴引起的波浪，已经在海岸地带形成了一个由珊瑚碎屑组成的滩脊，这一滩脊把岛的南端的海水分开。但由于岛的南端部分地区又低于海平面，因此在此滩脊的背后的低地中，就存在着一些高盐分的浅水湖泊。佩克米尔湖是其中最大的一个。在这些湖泊的向陆方向，出露的碳酸钙沉积物大都已白云化了，其^{14}C年龄在2195年左右或更为年轻。这些白云石是前述的毛细管浓缩作用形成的。在佩克米尔湖中，现在正在沉淀石膏。湖水的Mg/Ca比率已在20:1以上。由于此湖的水面低于海平面，所以海水就以渗流泉水的方式，通过珊瑚脊流入湖中。湖水在地表是没有出口的。尽管海水不断地以泉水方式流入，蒸发作用不断进行，但湖水的含盐度却长期地停留在沉淀石膏的浓度，仍未到达沉淀石盐的浓度。为什么湖水的含盐度老不增高呢？通过对此湖的水力学的全面研究，只能有一个解释，即这个　湖是漏　湖，即其高镁钙比率的湖水向湖底的下伏沉积物和岩石中渗流走了。这种向下渗流的高镁盐水，必然引起其穿过的碳酸钙沉积物或石灰岩白云化。但是，很遗憾，由于研究条件的限制，戴菲斯等还没有拿出直接的证据，证明此湖底下面的沉积物或岩石已白云化了。但是，他们认为，此岛北部的上新世—更新世的石灰岩的白云化，就是由这一机理生成的。从该岛的具体地质情况分析，他们这一推断还是合理的。这里特别值得提出的是，他们作了一个很令人信服的模拟实验，证明他们的观点是正确的。

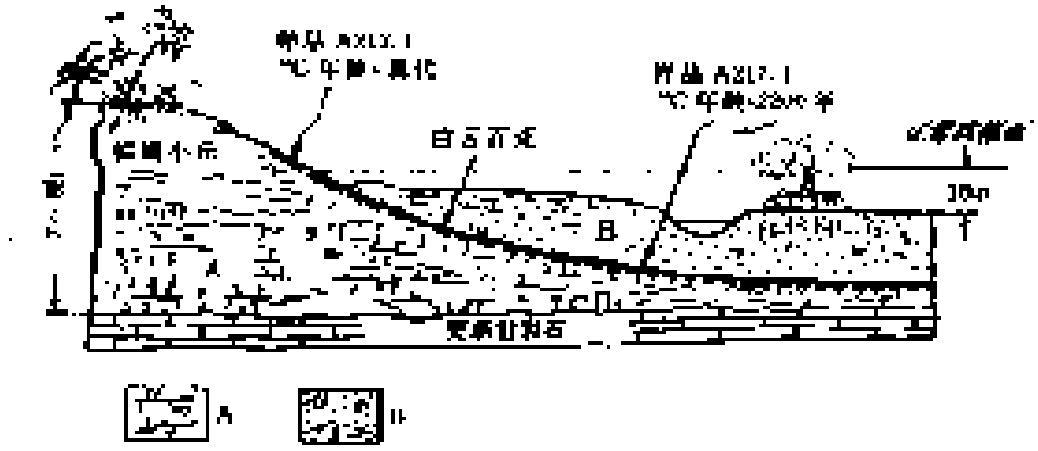


图 13－4　巴哈马群岛安德罗斯岛西部一个棕榈树小丘附近的白云石壳

（据希恩等，1965）

A—黑灰色球粒泥，含根、陆地蜗牛、干缩纹理以及少量的有孔虫和海洋腹足类；B—浅棕黄灰色球粒沉积物，含很多海洋腹足类、有孔虫以及红色红树根

（此白云石是连续的。出露在现在的正常高潮面以上的部分，其^{14}C年龄为现代；埋在现在的正常高潮面以下4ft处的部分，其^{14}C年龄为2200年。这就是说，在2200年前该处为当时潮上带。显然，这一白云石壳是在海进的过程中形成的。而在此白云石壳以下的沉积物特征很不相同）

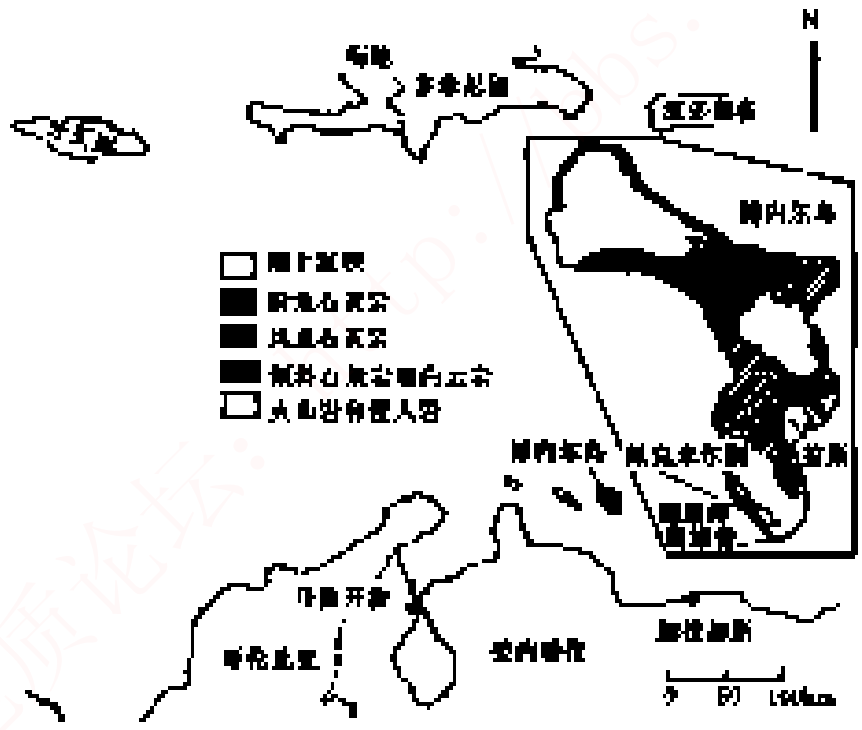


图 13－5　博内尔岛位置及地质图

（据戴菲斯等，1965，有修正）

他们在一个1×2ft的塑料槽（1/2in宽）中进行模拟实验，如图13－6所示。此实验包括“海洋（黑灰色）、由冰晶石砂组成的渗透沉积物（开始是白色）以及略高于海平面的“潮上带”。在“潮上带”洒上九水硝酸铬，它的饱和溶液的相对密度为1.45。当潮上带的毛细管力把水吸到表面时，这些粒间水就会把九水硝酸铬溶解，从而粒间水的相对密度就增大了。这和由于蒸发作用增大粒间水的密度是相似的。由于九水硝酸铬溶液是黑色，所以它的生成和流动是可以观察的。图13－6A是实验开始7min后的情况，黑色的重水舌正在向下渗流，同时，淡灰色的海水也正在向“潮上带”流入。图13－6B是实验开始60min以后的情况，此时实验已达平衡状态。黑色重水向下流动，并流入“海洋”；同时，淡灰色的海水向上流

动，并进入“潮上带”。图 13－6C 是表示这一模拟实验的两种流动，即向上的和向下的流动。他们认为，只要这一流动持续时间足够长，这一白云化的模式是完全可以成立的。

戴菲斯等对博内尔岛潮上地带白云化机理的详细论述，尤其是这一精心设计的模拟实验，令人信服地说明：在现代热带地区，在潮上地带，确实存在着两种白云化作用。一种是向上运动的高镁粒间水引起的表层碳酸钙沉积物的白云化作用，另一种是向下运动的高镁水引起的下伏碳酸钙沉积物或石灰岩的白云化作用。第一种白云化作用的时间为准同生的；第二种白云化作用的时间要晚些或晚得很多，一般是成岩期的，甚至是成岩期以后的。第一种白云化作用生成的白云岩多为泥晶或粉晶的，具潮上沉积环境的特征；第二种白云化作用生成的白云岩，晶粒一般较粗，多为粉晶以上的，砂糖状白云岩多为这一作用形成。这两种白云化作用，其驱动原理、运动方向、白云化的时间、所生成的白云岩的岩性特征等，虽各不相同，但都离不开高镁钙比率的盐水。高镁钙比率的盐水是这两种白云化作用的共同基础。

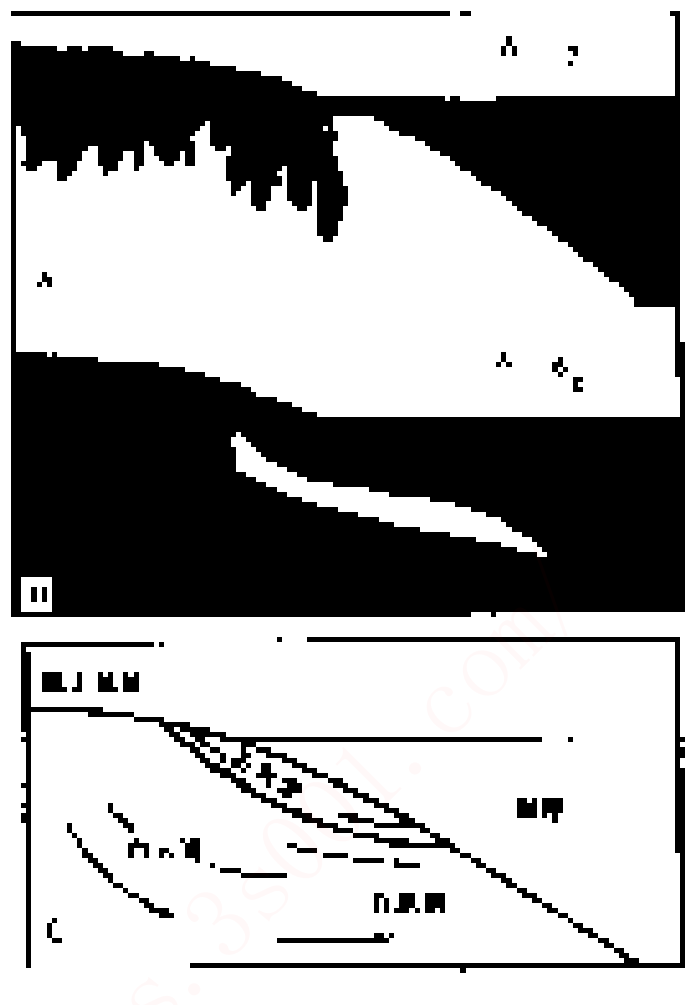


图 13－6　毛细管作用和回流作用的模拟实验
（据戴菲斯等，1965）
A—实验开始 7 min 以后的情况；B—实验开始 60 min 以后的情况；C—向上流动的毛细管作用和向下流动的回流作用的模拟图解

四、混合白云化作用

前述三种白云石生成的机理，即所谓的“原生”白云石生成的机理，潮上带准同生白云化的机理，以及回流渗透白云化的机理，都有一个共同点，即都需要干热的气候，都需要高镁钙比率的盐水，都把白云石当作一种“蒸发”矿物看待。将今论古，古代的白云岩，也应当是这些机理生成的，即也应当是与高镁钙比率的盐水有成因关系，古代的白云岩也应当是一种蒸发沉积岩。这就是在近二三十年中，在现代及更新世白云石沉积的研究基础上，在上述各种机理的基础上，总结概括出来的一种统一的观点，即高镁钙比率盐水沉积的观点或蒸发沉积的观点。费里德曼和桑德斯（Friedman and Sanders，1967）是这一观点的代表人物。用这种观点，确实可以相当好地解释许多现代的及古代的白云石及白云岩的成因问题。这是近二三十年中有关白云石及白云岩成因问题的重大突破，应当充分地肯定。

但是，这仅仅是白云石及白云岩成因问题的一个方面。还有一些白云岩，例如广泛分布的与陆表海陆棚或构造高地共生的白云岩，并没有蒸发岩，也缺乏潮上环境的成因标志。对于这种白云岩，高镁钙比率的超盐度卤水的白云化作用模式就不适用了。

针对这一问题，在总结了前人大量研究成果的基础上，巴迪奥札曼尼（Badiozamani，1973）提出了一个新的白云化作用机理，即大气水（淡水）与海水混合的白云化作用的机理。这个白云化机理，不需要蒸发作用，也不需要高镁钙比率的盐水，就可以圆满地解释与陆表海陆棚或正性单元共生的白云岩的成因问题。

巴迪奥札曼尼首先用实验方法证明大气水与正常海水的混合液对方解石和白云石的饱和

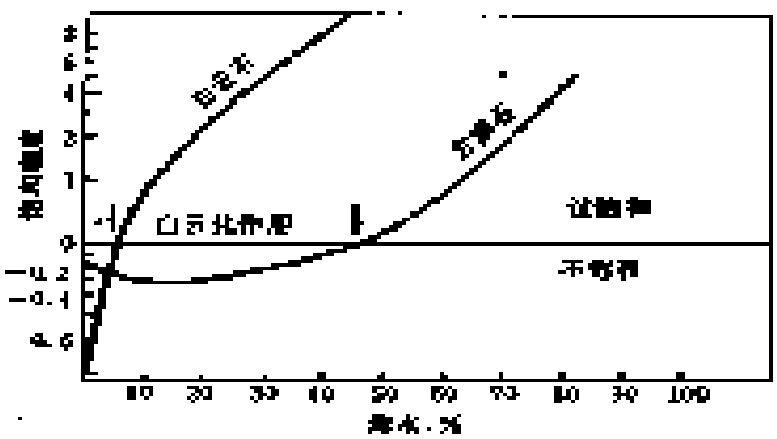


图 13－7　地下水与海水的混合液对方解石和白云石的饱和程度的影响

(据巴迪奥札曼尼，1973)

(请注意：5％的海水与 95％的地下水的混合液，对白云石已饱和了，但对方解石则不饱和；30％的海水与 70％的地下水的混合液，对白云石已过饱和许多倍，但对方解石仍不饱和。因此，在海水为 5％～30％的混合液中，将发生方解石被白云石交代，即白云化作用。海水为平均海水，地下水为墨西哥尤卡坦的地下水)

程度的影响，如图 13－7 所示。从此图可以明显地看出，只有 5％的海水，即在 5％的海水和 95％的地下水混合时，白云石已经饱和，但方解石不饱和；在 30％的海水和 70％的地下水混合时，白云石当然早就过饱和了，但方解石仍然不饱和。因此，在海水为 5％～30％的混合液的范围内，将发生方解石被白云石交代的作用，即白云化作用。

巴迪奥札曼尼用这一混合白云化作用的机理解释美国威斯康星的中奥陶统的白云岩的成因，得到了满意的效果。根据野外观察，威斯康星地区的中奥陶统，尤其是其中的米夫林段，是在广阔的浅的海洋环境中沉积的，并周期性地暴露在大气中。向离开威斯康星背斜的方向，沉积盆地变深。岩性及古生物特征均表明，在米夫林段沉积时，并没有局限的或　湖类型的环境，也没有潮上环境的证据。在白云岩—石灰岩的过渡带中，也没有岩类学特征的变化。显然，是不能用湖或潮上环境来解释米夫林段白云岩的成因的。而用混合白云化作用的机理来解释，则是可信的。在威斯康星背斜的较高地区，在每次海退和暴露于大气的期间，在大气水成因的地下淡水透镜体以下的半咸水带中（如图 13－8 所示），就会发生白云化作用。通过计算，米夫林段的白云化速度为 0.85m/1000 年。假定米夫林段白云化的时间为 600×10^3 年（借鉴百慕大贝尔蒙特组现代海洋碳酸盐的白云化的时间），则白云化作用可达 500m。当然 100％的有效白云化和 30％的海水加入，都是理想的条件。在正常条件下，10％的白云化是现实的，因此，形成 50m 厚的白云岩是现实的。米夫林段及其下伏层段的白云岩平均厚度约 11m，因此，以混合白云化作用的机理，完全可以形成这一广泛分布的陆架白云岩。

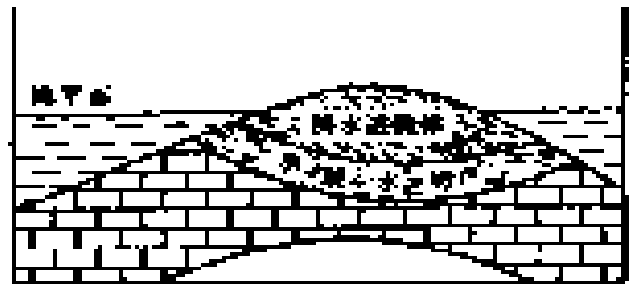


图 13－8　美国威斯康星中奥陶统米夫林段的白云化作用示意图

(据巴迪奥札曼尼，1973)

(此图表示在威斯康星背斜，在岩石出露水面以后，淡水透镜体及其下伏的半咸水带的位置，混合白云化作用就在此透镜体以下的半咸水带中进行)

对于沿正性单元分布的、伴随有不整合的、而又缺乏潮上带或　湖等蒸发环境标志的白云岩，用混合白云化作用得到了满意的解释。由于这一白云化作用不需要强烈的蒸发作用和高镁的盐水，所以这一作用就不限于低纬度的干旱地区。因此，这一混合白云化作用应比前述的以蒸发作用为前提的白云化机理更为普遍。

五、埋藏白云化作用

常温下，迄今还不能在实验室里从水中沉淀出白云石，但当温度在 100℃以上时就可以了，这说明温度升高有利于白云石的形成。在地下较深处，温度较高，白云石可以形成，并常作为砂岩的胶结物出现，这已经是不争的事实。这种白云石常富含 Fe，甚至可以是铁白

云石，这是由于深埋藏环境是还原环境，Fe 以 Fe^{2+} 的形式出现。但这种机理能否形成大量的白云石却一直是争论的焦点。一般认为，生成大量白云石所需的镁离子来自页岩。随埋藏深度加大，粘土矿物会发生转化，在这转化的过程中，会释放出镁离子。压实作用使 Mg 离子运移到石灰岩中从而导致白云化（Mattes 和 Mountjoy，1980；Feng Zengzhao，Zhang Rongsheng 和 Jin Zhenkui，1998）。

用这种机理可以解释一些既无浓缩海水标志也无混合水标志的白云岩。

六、其他白云化机理

除上述五种主要的白云化机理外，还提出了其他一些白云化机理，如调整白云化、玄武岩淋滤白云化、正常海水白云化、热液白云化等。

古德尔和加曼（Goodell and Garman，1969）在对大巴哈马滩上安德罗斯岛的一口深探井（苏必利尔井）进行详细的岩石学和地球化学研究以后，提出了调整白云化机理。其基本原理是：当海平面下降使沉积物中的高镁方解石暴露于大气淡水中时，高镁方解石就会发生溶解，释放出镁离子，使该处或下伏的碳酸盐沉积物发生白云化。这种白云化作用所需要的镁就来自沉积物本身，不需要另外的镁来源。它所需要的条件主要是海平面相对下降，使原生沉淀的不稳定的碳酸盐矿物暴露于大气水作用下，从而使这些不稳定的碳酸盐矿物发生溶解作用和调整白云化作用。

玄武岩淋滤白云化是金振奎、冯增昭（1999）在研究滇东下二叠统中的白云岩时提出来的。在这个地区的下二叠统中，白云岩的分布受巨厚的上二叠统峨眉山玄武岩分布的控制，而且白云石中富含铁。因此认为是富含铁镁的玄武岩遭受淡水淋滤后释放出大量镁离子从而使下伏的石灰岩白云化。

正常海水白云化的提出主要是根据现代深海沉积物中发现了一些白云石。显然这种白云石既不可能是蒸发浓缩海水白云化的产物，也不会是混合水或深埋藏白云化形成的，由此认为是正常海水白云化所致。然而，由于大量处于正常海环境的碳酸盐沉积物没有白云化，这种机理的可行性值得怀疑。至于深海中发现的白云石有可能是风搬运而来的。

在岩浆期后溶液或深成地下水的热水溶液中，以及在变质作用中，也都可以形成白云石，而且这些白云石还常和一些金属矿床或非金属矿床密切共生。但是，这种白云石已不属沉积白云石的范畴了。

七、控制白云石结晶的因素

福克和兰德（Folk and Land，1975）在对各种环境中的白云石结晶作用进行研究之后，提出控制白云石结晶作用的主要因素为溶液的 Mg/Ca 比率、盐度和结晶速度。

白云石是一种很难形成的矿物，其晶格由 Ca^{2+}，Mg^{2+}，CO_3^{2-} 离子层相互交替而成。由于 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 性质相似，在自然界的结晶作用过程中，很难使它们严格地分离，这就是自然界中难以形成化学计量的白云石的根本原因。

但是，如果溶液很稀，即溶液的盐度很低，缺乏干扰离子，而且结晶速度很慢，那么 Mg^{2+} 和 Ca^{2+} 就有可能较好地分离，形成各自的离子层，从而有可能形成化学计量的白云石。相反，如果溶液盐度较高，干扰或竞争离子较多，结晶速度也较快，那么晶格要求相当严格的白云石就难以形成了。

例如，在蒸发条件下，虽然有高浓度的 Ca^{2+}，Mg^{2+}，CO_3^{2-} 离子，但要结晶成对晶格构造要求严格的白云石，却是困难的，因为消耗的能量较多；而形成晶格构造较简单的方解石，则相当容易，因为消耗的能量较少。只有在盐度很高的溶液中，Mg/Ca 比率也很高，

才有可能形成不大有序的富钙的原白云石。

但在大气水环境中，由于离子浓度很低，晶体生长几乎不受杂质的干扰。当结晶速度很缓慢时（必然缓慢），矿物与其周围的溶液将处于近理论上的平衡状态。这时，即使 Mg/Ca 比率很低，甚至接近于 1，也可以形成有序的化学计量成分的白云石。

福克和兰德指出，在变盐度的环境中（如在被洪水淹没的潮上盐坪或被洪水注入的海湾中），在淡水和海水的混合带中，以及在其他淡化或淡水作用的环境中（如大气水作用下的碳酸盐岩的孔隙、洞穴或裂缝中等），都可以形成白云石，溶液的 Mg/Ca 比率只要近于 1:1 即可。这样形成的白云石称为“淡水白云石”。

淡水白云石的特征是成分较纯，几乎不含杂质，因此，清洁、透明、晶形良好、晶面平整而光滑、抗酸蚀能力强。这些特征都与其结晶速度慢、干扰杂质少、组成离子排列高度有序、晶格发育良好和稳定有关。

从已经掌握到的一些实际资料看，这种淡水白云石是广泛存在的。这是真正的原生白云石，但是这种原生白云石却不具地层学意义，即它们不能形成一定的沉积岩层或地层单位。

其实，淡水白云石的生成机理和混合白云化作用的机理在实质上是一致的。这一机理的出现，使白云石或白云岩生成机理的理论又向前推进了一大步。从盐水白云石到淡水白云石这一发展过程，是现代碳酸盐岩岩石学中关于白云化作用学说的又一重大进展。这并不是后者否定前者的进展，而是后者补充和发展了前者，从而使白云化学说的理论更加全面和完善了。

综上所述，白云石和白云岩的生成机理或成因的学说和观点有多种。这些学说或观点都有其特定的适用范围，都有其可信的地方，但都不是放之四海而皆准的，必须具体情况具体对待。

第三节　白云岩的成因分类

根据白云岩的生成机理，可把白云岩划分为原生白云岩和次生白云岩两大类。

原生白云岩：是指由以化学沉淀方式从水体中直接沉淀出化学计量的白云石所组成的白云岩。由地下水的沉淀作用所形成的白云石，是名副其实的原生白云石，但是，这种原生白云石并不具地层学意义，即它们不能形成一定的地层单位。到目前为止，还没有找到过硬的现代沉积的实例，来证明有地层学意义的原生白云岩的存在。

次生白云岩：是指一切非原生沉淀作用生成的白云岩，即指一切由交代作用或白云化作用生成的白云岩。由此可知次生白云岩是一个相当大的范畴的术语，它还可再分为同生白云岩、准同生白云岩、成岩白云岩、后生白云岩、准同生后白云岩等成因类型。

同生白云岩：是指刚沉积的碳酸钙沉积物或者是原生白云石沉积物，在沉积环境中，而且还仍然在沉积水体的影响下，在沉积物—水界面处，通过交代作用或白云化作用所生成的白云岩。许多　湖和内陆盐湖的白云石很可能是这样生成的。假如是这样的话，那么所谓的原生白云石或原生白云岩就更少了。同生白云岩可以算作沉积期生成的白云岩，但却不是化学沉淀作用直接生成的原生白云岩。

准同生白云岩：是指沉积不久的碳酸钙沉积物，虽然其沉积环境的条件并未变化，但它已基本上脱离了沉积水体，不再受其沉积水体的影响，通过交代作用或白云化作用而生成的白云岩。潮上带毛细管浓缩作用或蒸发泵作用所形成的白云岩，就是典型的准同生白云岩。

这种白云岩岩性特征很明显，晶粒较细，常为泥晶或泥粉晶，常含粘土等陆源物质，多呈土黄色或浅黄色，多呈薄层或页状层，层理甚至纹理发育，常含层状或波状叠层石，有时也有短柱状叠层石，常具鸟眼构造，常含石膏或硬石膏互层等。

成岩白云岩：是指碳酸钙沉积物在其成岩作用过程中由交代作用或白云化作用所生成的白云岩。回流渗透白云化作用、混合白云化作用、埋藏白云化作用、玄武岩淋滤白云化作用以及调整白云化作用所形成的白云岩，大都属此种类型。

后生白云岩：是指在石灰岩形成以后，由交代作用或白云化作用生成的白云岩。回流渗透白云化作用、混合白云化作用、玄武岩淋滤白云化作用、调整白云化作用等可形成后生白云岩。

准同生后白云岩：泛指准同生期以后生成的白云岩，它包括成岩白云岩及后生白云岩等。其岩性特征与准同生白云岩大不相同。其晶粒一般较粗，主要呈细晶或中晶，甚至粗晶。其表面带呈砂糖状，故常称之为“砂糖白云岩”。它常呈中层或中厚层，常有各种交代残余结构或残余构造。这种白云岩当然是次生的，是原来的石灰岩经过较强烈的白云化作用而形成的，也可以是原来的准同生白云岩再遭受白云化作用而成。假如其白云化程度过高，高到已看不出其残余结构或残余构造时，就很难恢复其白云化作用前的原岩了，因而也就难以恢复其沉积环境了。

一般说来，白云岩的主要成因类型就是这些，如图 13－9 所示。

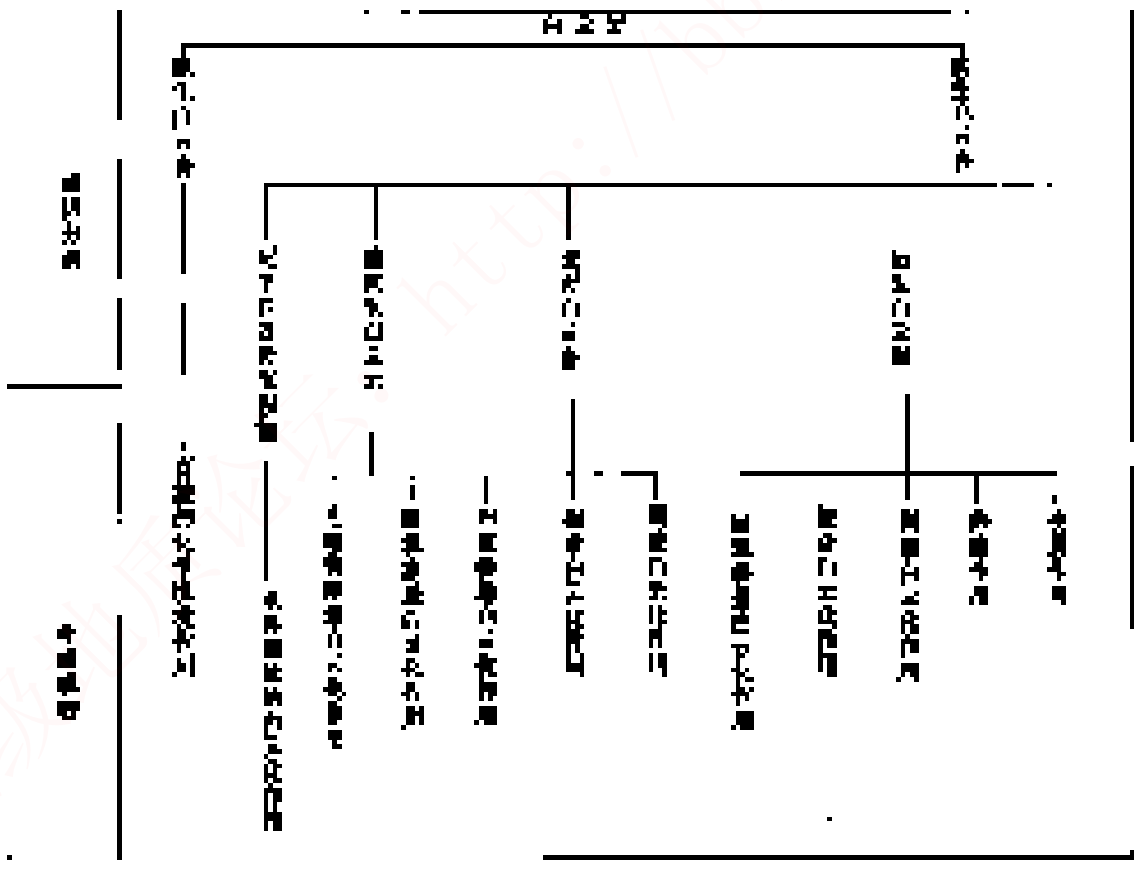


图 13－9　白云岩的成因分类及其相应的生成机理

此外，还有一些成因类型的术语，也在此稍加说明。

碎屑白云岩：是指由较老的白云岩的碎屑或较老的白云石沉积物的白云石晶粒，经过搬运和再沉积而形成的白云岩。这种白云岩已不属于第一旋回成因的白云岩范畴，而属于碎屑岩的范畴了。

化学白云岩：是指由化学沉淀作用形成的白云岩，实际上是原生白云岩的同义术语。

风化白云岩：是指由风化作用生成的白云岩。调整白云化作用所形成的白云岩，有的可属于此范畴。在地下水面以上的渗流带中生成的白云岩可称为渗流白云岩，在地下水面以下的潜流带中生成的白云岩可称为潜流白云岩。

地层白云岩：是指层状的白云岩，即与其它岩石地层呈正常层状接触关系的白云岩。

构造白云岩：是指位于断裂带或断层附近的白云岩。这种白云岩多呈脉状。热液白云岩常属于此类型。

风化白云岩、地层白云岩、构造白云岩，是邓巴和罗杰斯（Dunbar and Rodgers，1957）创用的术语，地层学工作者常使用它们。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

第十四章　碳酸盐沉积物的沉积后作用

碳酸盐沉积物的沉积后作用或广义的碳酸盐岩的成岩作用，是在沉积作用阶段之后，碳酸盐沉积物及碳酸盐岩所发生的一系列的物理的、化学的、物理化学的和生物的作用，以及这些作用所引起的碳酸盐沉积物和碳酸盐岩的结构、构造、成分以及物理和化学性质的变化。

第一节　碳酸盐沉积物沉积后作用的主要类型

碳酸盐沉积物沉积后作用中的狭义成岩作用类型很多，主要有溶解作用、碳酸钙矿物的转化作用和重结晶作用、胶结作用、交代作用、压实作用以及压溶作用等，现分述如下。

一、溶解作用

碳酸盐沉积物（岩）最大的特征是具易变性和易溶性。溶解作用是由于碳酸盐沉积物或碳酸盐岩中孔隙水的性质发生了变化，从而引起碳酸盐矿物或其他成分发生溶解作用。

在碳酸盐岩的各个成岩阶段都可以发生溶解作用，同生期和成岩早期的溶解作用常具选择性的特点。这是由于海洋沉积物内的不稳定组分，如文石和高镁方解石的生物骨骼以及文石质的鲕粒和晶体比方解石易受溶解而造成的。这类颗粒溶解后常常形成特征的溶模孔隙。古代碳酸盐岩中能完好地保存溶模孔隙，可能是由于颗粒选择性溶解而基质未受溶解所致，也可能是由于颗粒最外层的泥晶皮或泥晶套的保护作用的结果（如图 14－1 所示）。

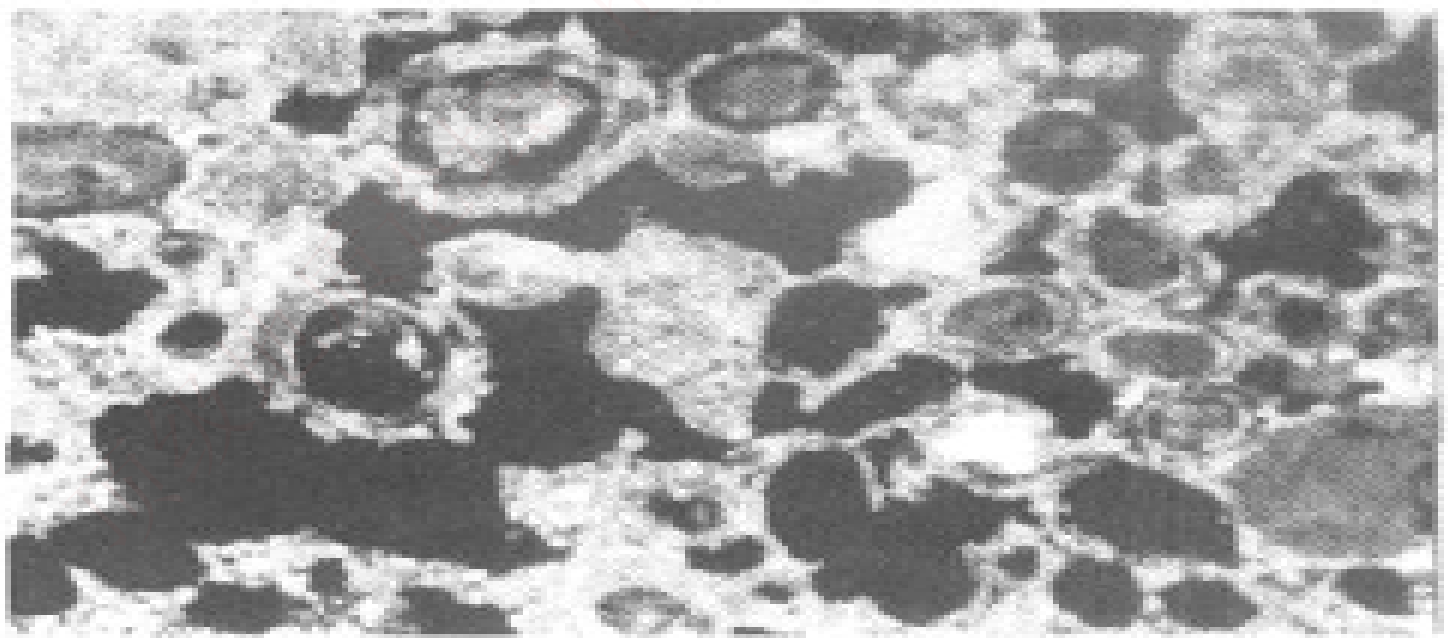


图 14－1　鲕粒海滩岩，选择性溶解作用

（正交光，10×10，迈阿密，更新世）

成岩作用晚期阶段，由于不稳定组分已经转变为低镁方解石，其溶解作用多不具选择性，称为非选择性溶解。这是水溶液沿节理、裂缝和原生孔隙流动并将它们扩大的一种溶解作用，常形成溶孔、溶缝、溶沟和溶洞（如图 14－2 所示）。

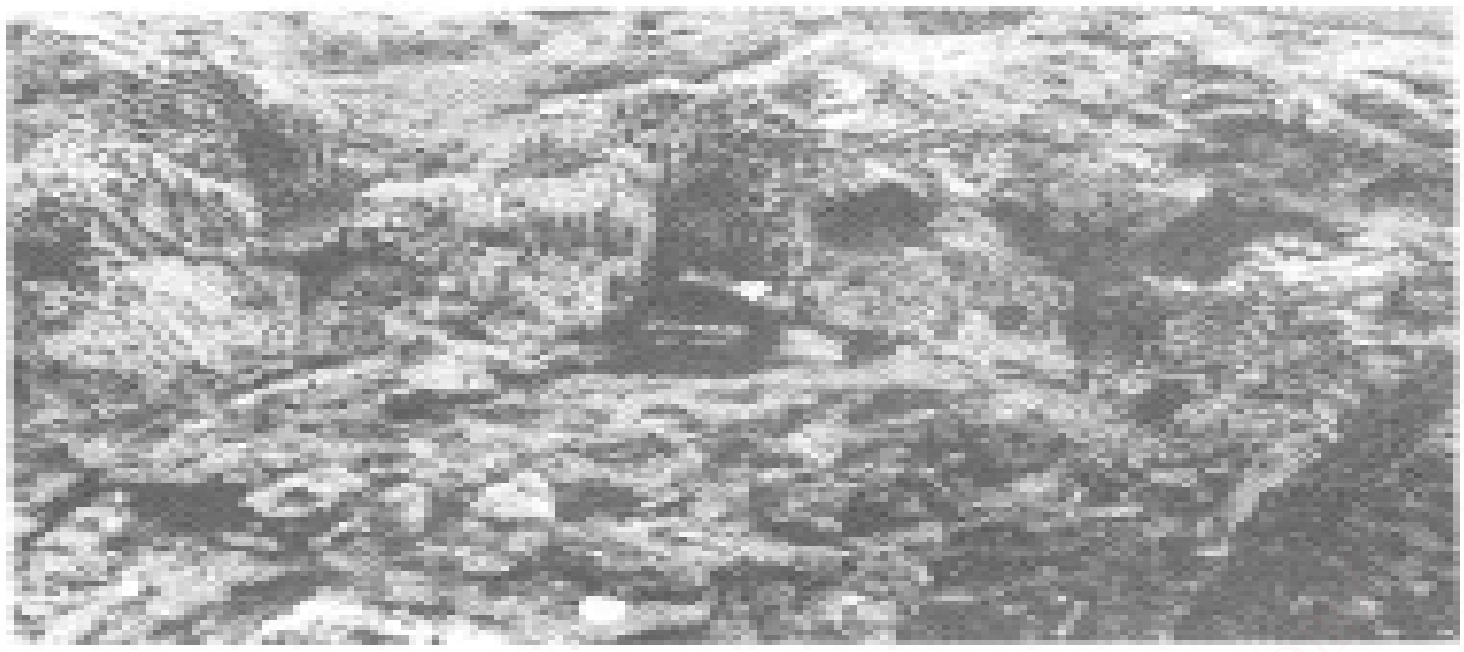


图 14－2　现代海滩岩的不均一溶解作用
（珊瑚屑海滩岩，海南岛，三亚湾）

溶解作用是扩大和增加岩石孔隙的作用，形成的新孔隙系统往往又是油气渗滤和储集的有效空间。溶解作用可以在碳酸盐岩成岩过程中多次发生，各个世代的溶解作用对成藏的影响不尽相同。因此，研究和区别不同时代的溶解作用及其孔隙特征是有很大实际意义的。

二、碳酸钙矿物的转化作用

碳酸钙矿物的转化作用或方解石化作用包括两种情况：一种是矿物的同质多象转化，这种转化仅发生晶格和晶形的变化，并不发生化学成分的变化，如文石转变为低镁方解石即属于这种类型；另一种变化有离子的带出，即有化学成分的变化，如高镁方解石转化为低镁方解石时有镁离子的带出，但无晶格和晶形的变化。

现代浅海的碳酸钙沉积物是由文石、高镁方解石和低镁方解石组成的，但在相应环境中形成的古代石灰岩却都由低镁方解石组成。这一现象说明，文石和高镁方解石在成岩过程中已转变为低镁方解石，由于转变的最终产物是低镁方解石，所以又称为“方解石化”作用。根据大量现代沉积的研究资料，碳酸钙矿物的转化是在常温、常压下进行的湿态转变。

文石向方解石转化是通过晶体间的溶液薄膜进行的，它包括湿态的同质多象转变和湿态的重结晶作用。其转化过程可能是通过文石在极小范围内的溶解和立即沉淀，析出方解石而完成的，实质上相当于一种就地的交代作用。在这一转化过程中还发生了微量元素锶的丢失，此种情况有助于说明文石向方解石的转化是一种湿态的过程，并且还伴随有重结晶作用。

文石质生物骨骼经方解石化后，其原始壳层构造一般尚能残存（如图 14－3 所示）。

三、重结晶作用

单纯的重结晶作用是指在成岩过程中，矿物的晶体形状和大小发生变化而主要矿物成分不改变的作用。一般情况下趋向于出现晶体长大的现象，福克称之为“进变新生变形”作用。特殊情况下也可能发生晶体的缩小，或称为“退变新生变形”作用。这里主要讨论分别属于两种重结晶类型的微亮晶与微泥晶的成因。

1. 微亮晶的形成作用

某些古代泥晶石灰岩，其泥晶的粒径一般为 5～10μ，福克将这种大小为 5～10μ 的方解石晶体称为“微泥晶”。它是在成岩过程中通过与镁离子的迁移有关的重结晶作用造成的。

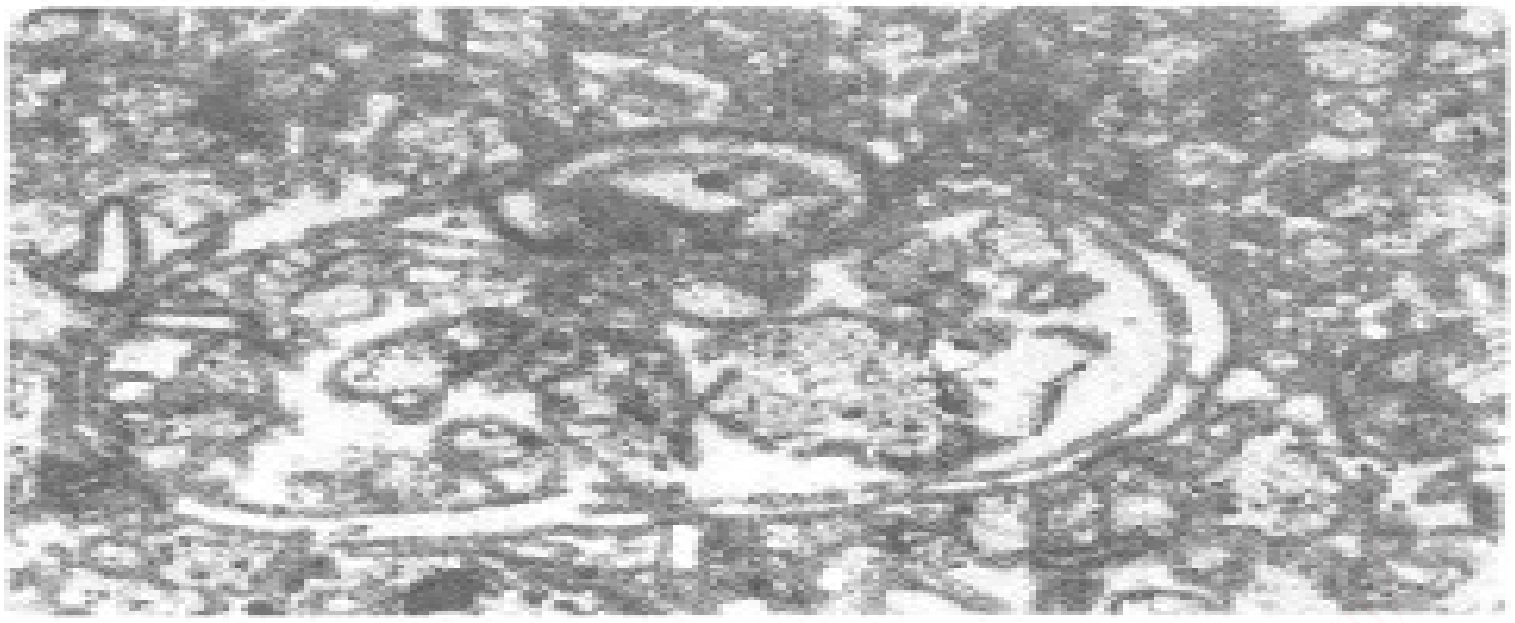


图 14－3　介壳灰岩重结晶作用及铸模孔

(渤海海域，锦州 20－2－5 井，沙二段，2338 6m)

由文石或高镁方解石组成的海相碳酸盐泥，在埋藏条件下发生渐进成岩作用时，通过矿物的转化和重结晶作用，都要转变为低镁方解石，使晶体增长至 5～10μ 大小的微亮晶。

2 微泥晶的形成作用

观察古代石灰岩时，常见某些有孔虫、珊瑚藻类和粪球粒，它们都是由粒径仅 1μ 左右的泥晶方解石组成，不透明，在反射光下略带白色，福克称其为“微泥晶”。微泥晶的原始成分可能也是镁方解石，在成岩作用过程中，由于富镁孔隙水产生的镁离子的毒害效应，阻碍了晶体的重结晶长大，最终只能形成极小的微泥晶结构。这可能就是罕见的一种“晶体缩小”的重结晶现象，即“退变新生变形”作用（如图 14－4 所示)。

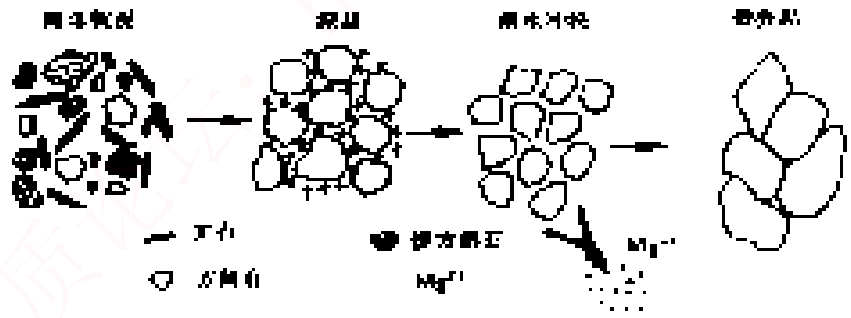


图 14－4　泥晶转变为微亮晶，示镁离子排出过程

(据福克，1974)

四、胶结作用

胶结作用是一种孔隙水的物理化学和生物化学的沉淀作用，作用的结果是在粒间的孔隙中发生晶体生长，这类晶体就是胶结物，它能把碳酸盐颗粒或矿物粘结起来使之变成固结的岩石。研究胶结物的意义在于胶结物反映了沉积作用以后的变化和特征。组成碳酸盐岩胶结物的矿物很多，但最主要的是碳酸盐类矿物。

1. 碳酸盐胶结物的矿物成分和结晶形态

现代海洋碳酸盐胶结物的矿物成分主要为方解石（即低镁方解石)、文石、镁方解石(即高镁方解石）和白云石。碳酸盐胶结物主要有三种结晶形态，即泥晶、纤维晶和较粗的粒状晶体。任何一种碳酸盐矿物都可以构成泥晶胶结物；纤维状及针状是文石特有的形态；

镁方解石有时也呈纤维状；粒状是白云石和方解石胶结物的特征形态，可呈自形与半自形菱面体、叶片状或他形。影响碳酸盐胶结物具体形状和大小的因素有：首先是溶解离子对碳酸盐胶结物晶出和形态的影响；其次是结晶速度对碳酸盐胶结物结晶形态的影响；再次是底质对碳酸盐胶结物结晶形态的影响。

2 碳酸盐胶结物的世代

充填孔隙的胶结物往往由两个或两个以上世代组成,有时随着世代的不同其组构和微量元素的组成也随之发生变化。在古代石灰岩中,早期胶结物一般在颗粒周围组成薄边胶结,常见为纤维状或马牙状无铁方解石;后期胶结物多为粒状含铁方解石,有时按含铁量递增或递减的顺序还可组成多期胶结。早期方解石胶结物多为海水成因的文石或高镁方解石经成岩变化而成,后期的可能为淡水成因或从深埋的地下孔隙水或原生水沉淀形成(如图 14－5 所示)。

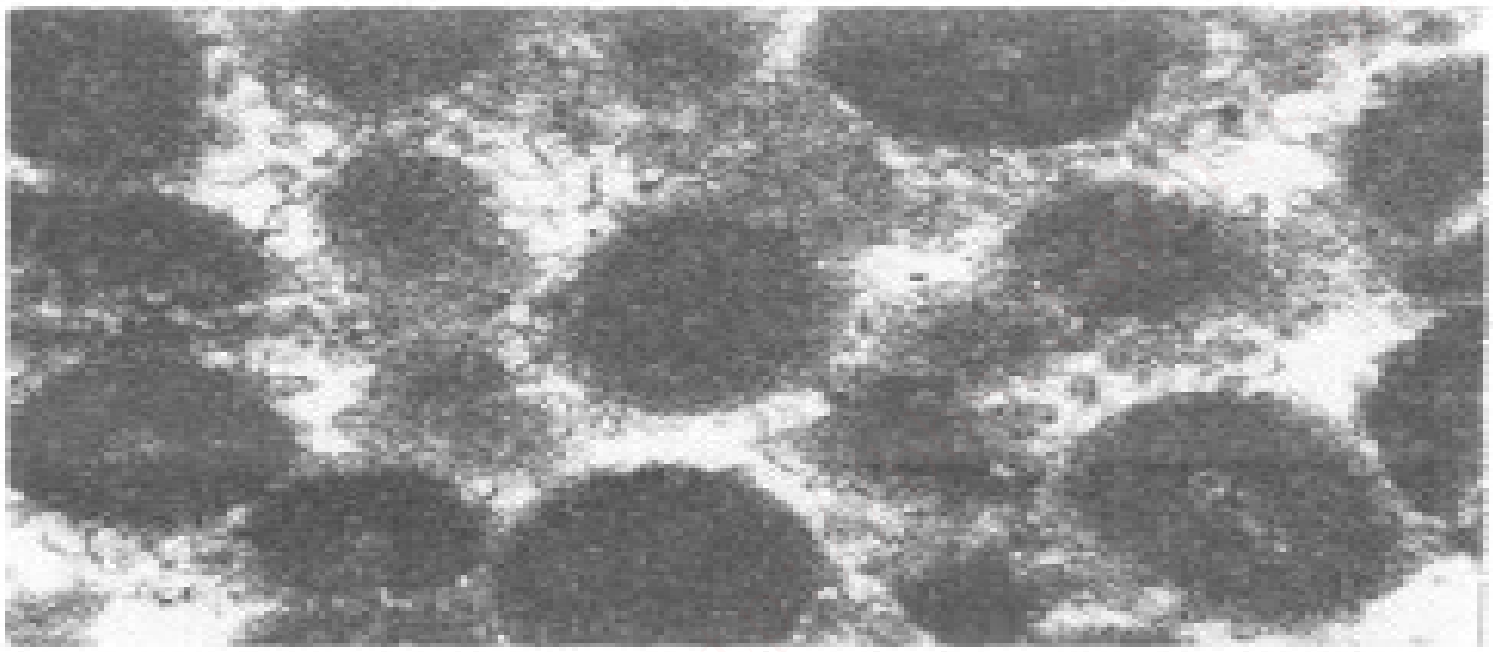


图 14－5 颗粒碳酸盐岩胶结作用

(三期胶结作用，陕甘宁，陕 37 井，奥陶系，单偏光，×100)

3. 亮晶方解石胶结物与新生变形方解石的区别

在碳酸盐岩中广泛发育着新生变形方解石晶体，它们在光学显微镜下与亮晶方解石胶结物的特征有许多相似之处。两者的主要区别如下:

1) 新生变形晶体大小不均，常呈斑块状或不规则状分布；亮晶胶结物充填孔隙或呈皮壳状形式出现。

2) 孔

生变形晶体的似球状斑块则相反,中心为微亮晶,外部为放射状排列的较大的长形晶体。

3) 新生变形晶体可破坏颗粒边界，但常保存其残余组构；铸型颗粒小的亮晶胶结物不破坏颗粒边界，其特征与孔隙充填组构类似，常具两个以上世代，不同世代晶体的成分和组构可以不同。

4) 亮晶胶结物干净透明，不含原岩残余物；新生变形晶体因常含上述杂质而显得较浑浊，当有机质多时，还会使晶体显淡褐色或略具多色性。

5) 新生变形晶体晶间界面一般为弯曲状；胶结物亮晶晶间界面较平直，三个晶体接合时合成一个 180°的贴面，接合率高达 30 %～73 %。

6) 骨骼的重结晶共轴环边（交代环边）切割邻近的基质或颗粒，胶结物的共轴环边与

邻近的胶结物或颗粒分界清楚，无切割。

五、交代作用

在碳酸盐沉积物或碳酸盐岩中，原来的矿物和组分被新矿物取代的作用称为交代作用。碳酸盐岩中常见的交代作用有白云石化、去白云石化、石膏化和硬石膏化、去石膏化、菱铁矿化和黄铁矿化等。白云石化和硅化在第十三章和第十五章中专有论述，这里只对其他诸作用介绍如下。

1. 去白云石化作用

方解石交代白云石的作用称为去白云石化作用，交代完全时可形成交代石灰岩。去白云石化过程主要是在富含硫酸盐的地下水作用下进行的，硫酸盐离子能从白云石中吸取镁形成硫酸镁和方解石。其反应式如下：

$$CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 \cdot 2H_2O \quad 2CaCO_3 + MgSO_4 + 2H_2O$$

由去白云石化作用形成的次生方解石粗大，多呈不规则状，有时可见白云石菱面体之假晶。常因交代不完全，可见次生方解石中残留有白云石粉末质点。岩石中如果有生物屑、鲕粒遭受去白云化时，它们常常被次生方解石切割。

去白云石化作用形成的石灰岩称为次生石灰岩，一般具有粗粒和中粒结构，常呈透镜状和树枝状出现于白云岩中。有时次生石灰岩中残留有白云岩的团块。去白云石化作用比较局限，分布范围不广。

2. 石膏化和硬石膏化作用

石膏和硬石膏交代碳酸盐矿物或组分的现象称为石膏化和硬石膏化。这是硫酸盐化作用中最常见的类型。其发生可能与含硫酸盐的孔隙水活动有关。在地下石膏将被硬石膏交代。交代成因的石膏和硬石膏，一般都具有被交代矿物或颗粒的假象。交代不完全时，晶体中保留有残余颗粒的包体，这种包体在反射光下常呈混浊状到褐色。

自生石膏和硬石膏常为板状晶体，或为纤维状、长柱状或粒状，分散或放射状分布于碳酸盐岩中，也常成层分布或呈结核状或“鸡雏”状结构产出。后者溶蚀后常使围岩显现为很特征的“鸡笼铁丝”状格架的构造。

3. 去石膏化作用

硬石膏和石膏的晶体被碳酸盐矿物交代的作用称为去石膏化作用。去石膏化常与地表淡水和细菌的作用有关。在地下，还原硫细菌与硫酸盐产生下列反应：

$$6CaSO_4 + 4H_2O + 6CO_2 \quad 6CaCO_3 + 4H_2S + 11O_2 + 2S$$

上式表示硫酸盐被细菌还原，产生硫化氢和硫，同时还伴生有方解石交代石膏的作用，硫或被水带走，或留下富集成自然硫矿床。

前已述及，地表淡水去白云化作用可同时伴生去石膏化作用。

四川三叠系石膏质石灰岩常见的去石膏化的特征是，粒状方解石或舌状、束状及放射状方解石或白云石具有石膏晶体的假象或石膏结核的假象。石炭系亦有同样的特征。

六、压实作用和压溶作用

1. 压实作用

早期发育的胶结作用或白云石化作用，极大地妨碍碳酸盐沉积物压实作用的进行，但在某些颗粒碳酸盐岩中，压实作用仍是重要的成岩作用。

颗粒碳酸盐岩中常见的压实现象有：颗粒点接触频率高、颗粒定向和变形、颗粒间线状接触或曲面接触、颗粒压平（如图 14－6 所示）、颗粒断裂或破裂、颗粒错断或分离、颗粒

表皮撕裂、颗粒表部揉皱、颗粒内部构造形变、颗粒在应力作用下发生粉碎性碎裂和有机质破碎变形为不规则细脉。

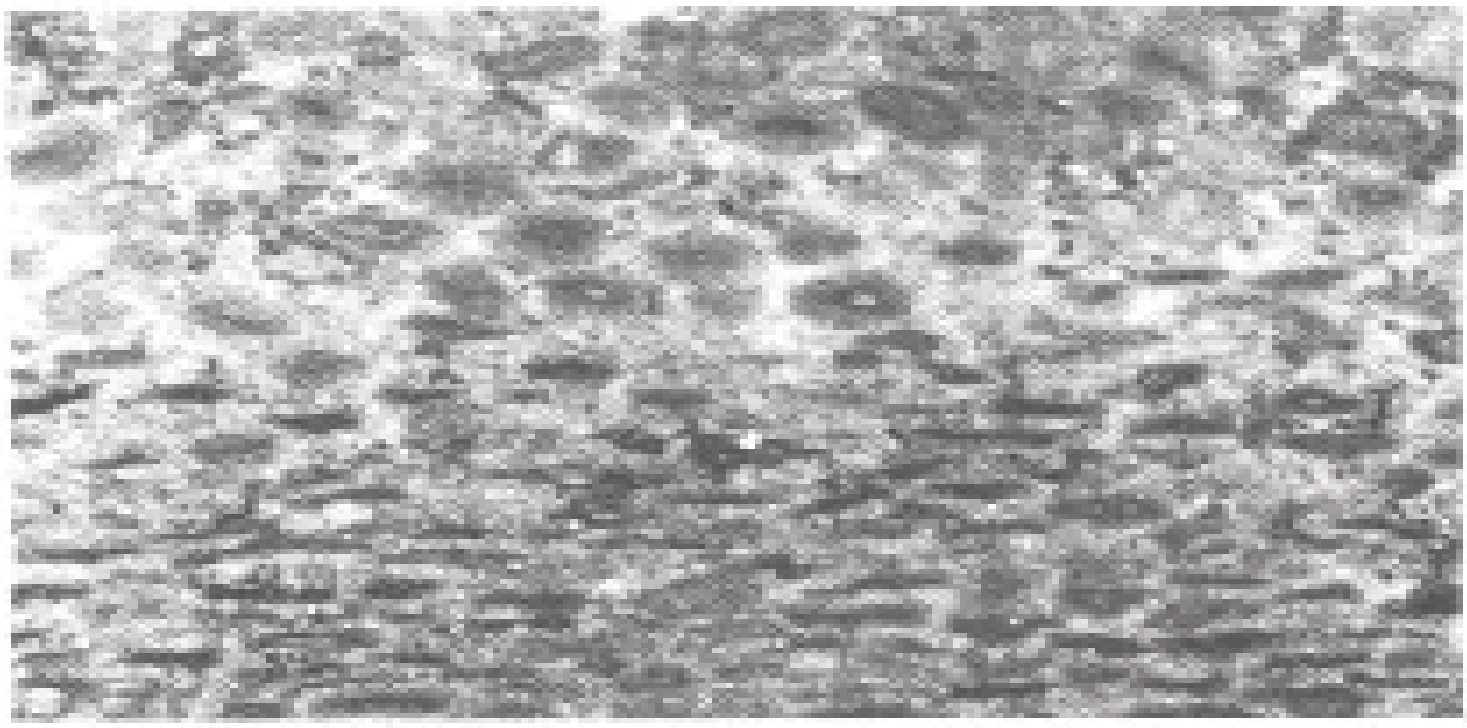


图 14－6　藻粒—鲕粒碳酸盐岩，由于压实作用颗粒被压扁

(陕甘宁，陕 37 井，奥陶系，单偏光，40×)

2　压溶作用

碳酸盐岩在负荷或应力作用下，在颗粒、晶体和岩层之间的接触点上，受到最大应力和弹性应变，化学势能不断增加，压溶作用使应变矿物的溶解度提高，导致在接触处发生局部溶解。主要的压溶构造有：

1) 缝合线，是压溶作用的特征性构造；

2) 颗粒间的微缝合线（如图 14－7 所示)；

3) 粘土和石英粉砂含量高（>10%）或有机质较丰富的石灰岩和晶粒较细的白云岩中密细缝组合，与缝合线构造的溶解作用的效应相似。



图 14－7　根据被缝合线切割的矿脉或鲕粒复原，计算压溶时岩层损失厚度图示

h—损失厚度的最低值限；A′，B′—A，B 的复原图

3　影响压实、压溶作用的因素

1) 碳酸盐颗粒的结构、填积、排列及形状对压溶作用有明显的影响。

2) 连续持久的埋藏，将引起压实总效应的增加；地温梯度较低、颗粒表面亲水以及贫镁雨水的渗入，均有利于压溶作用的发生。

3）早期的胶结和白云石化作用，可增加碳酸盐沉积物的强度，阻碍压溶作用发育。

第二节　碳酸盐沉积物沉积后作用的环境及特征

碳酸盐沉积后作用环境或简称为碳酸盐成岩环境。可将碳酸盐的沉积后环境划分为五种基本类型:海水环境,又分为海水潜流和渗流两个亚环境;大气淡水环境,又分为淡水渗流和潜流两种亚环境;海水—淡水混合环境;埋藏环境,又分为浅埋和深埋两种亚环境;表生环境。

海洋碳酸盐沉积物沉积后经历的环境演化视埋藏条件或暴露条件的不同，表现为不同的演化系列，主要是由海水环境到埋藏环境的演化系列（由于埋藏变深)、由埋藏环境到表生环境的演化系列（由于构造抬升使埋藏变浅）以及由海水环境到淡水环境的演化系列（由于埋藏变浅)。

表 14－1　成岩环境及成岩作用特征

环境			成岩介质的性质	成岩作用特征	典型层位及产地
近地表成岩环境	大气淡水成岩环境	淡水渗流带	大气淡水充于粒间，土壤中 CO_2 助溶，动力条件好，成岩介质垂直分布，pH 值低，Eh≥0	溶解、去膏化、去白云石化、硅化、褐铁矿化、膏溶角砾岩化，渗滤砂、重力、新月和等轴粒状方解石胶结，洞缝高岭石、淡水白云石充填，白云石高价铁环边，阴极发光弱，低 Sr，B，Na，Mn，$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 呈负值	$\in_2$（北京），O_2（靖边），Z_2（宜昌），$\in_1$(湘西），$\in_1$（宜昌），$\in_2$（铜仁），$\in_2$～$\in_3$（宜昌），$\in_3$～O_1（塔里木），O_1（苏北、鄂西），D_1（湘西），D_2（广西），D_3（桂林），C_2（宁镇地区、鄂西），P_1（江苏），T_{1-2}（下扬子区），$\in_3$～O_1，O_2（新疆柯坪）
		淡水潜流带	成岩介质流动不畅，$CaCO_3$ 饱和，沉淀和交代作用快，pH＝7 左右，Eh≤0	水平溶孔，去膏化、去白云石化、硅化，等厚刃状、粒状方解石胶结，共轴增生、连晶胶结，孔隙中心晶粒变粗，晶粒铸模，残缺颗粒晶粒修补，铁方解石、淡水白云石充填洞缝，阴极发光强度不等，Sr，B，Na 偏低，$\delta^{18}C$ 和 $\delta^{18}O$ 呈负值	$\in_2$（平泉），O_2（兴县），E（济阳），Z_2(石台），$\in_3$（宜昌），O_1（石门），D_2（桂林），C_2（京山），T_2（铜陵）
	混合水成岩环境		介于海水渗流与淡水潜流环境之间，介质性质介于两者之间	混合白云石化，溶解与沉淀，刃状胶结、叶片状胶结，阴极发光多环带，发光强，$\delta^{13}C$ 呈低负值	Z_2（宜昌），$\in_2$（花垣），O_1（泾县），D_2(道县），D_3（融县），C_2（柯坪），P_2（长兴），T_2（大冶）
	海水成岩环境	海水渗流带	成岩介质为海水和空气，OC_2 逸出速度快，沉淀速度快，介质流动性良好	单向纤状，细柱状胶结、新月胶结，泥晶华、准同生白云石化、膏化，阴极发光弱，Sr，B，Na 近于海水，$\delta^{13}C$ 多具低正值	$\in_2$（抚宁），$\in_2$（金县），O_1（宜昌），D_2(大乐），O_3（桂林），T_1（宜兴），Q（海南沿海各地）
		海水潜流带	粒间充满海水，流动性质，微生物作用明显	泥晶化，纤状、柱状等厚环边胶结，胶结物具世代，准同生后白云化、膏化，自生海绿石、石英，弱阴极发光，$\delta^{13}C$ 具正值，$\delta^{18}O$ 中负值	分布较普遍，各地、各时代均有见及
深埋藏成岩环境			埋深较大，埋温高，静压大，排烃作用强	应变重结晶，缝合线构造，压力影，破碎、变形、深部溶解与充填，异形白云石、自生石英、长石、伊利石，多环带强发光，$\delta^{13}C$ 呈正值、$\delta^{18}O$ 具高负值，Fe^{2+}，Mn^{2+} 含量高	Z_2（云南、宁镇地区），$\in_2$（宁镇地区），O_3(常山），O_3（宜昌），T_2（大冶）

限于篇幅，不能对上述成岩环境及其成岩作用特征加以详细介绍，特引用王英华等人

(1994) 的意见，结合上述分类体系，根据我国碳酸盐岩成岩作用的特点和研究现状，制定出常见碳酸盐岩成岩环境分类及其主要典型成岩作用特征表（见表 14－1）。

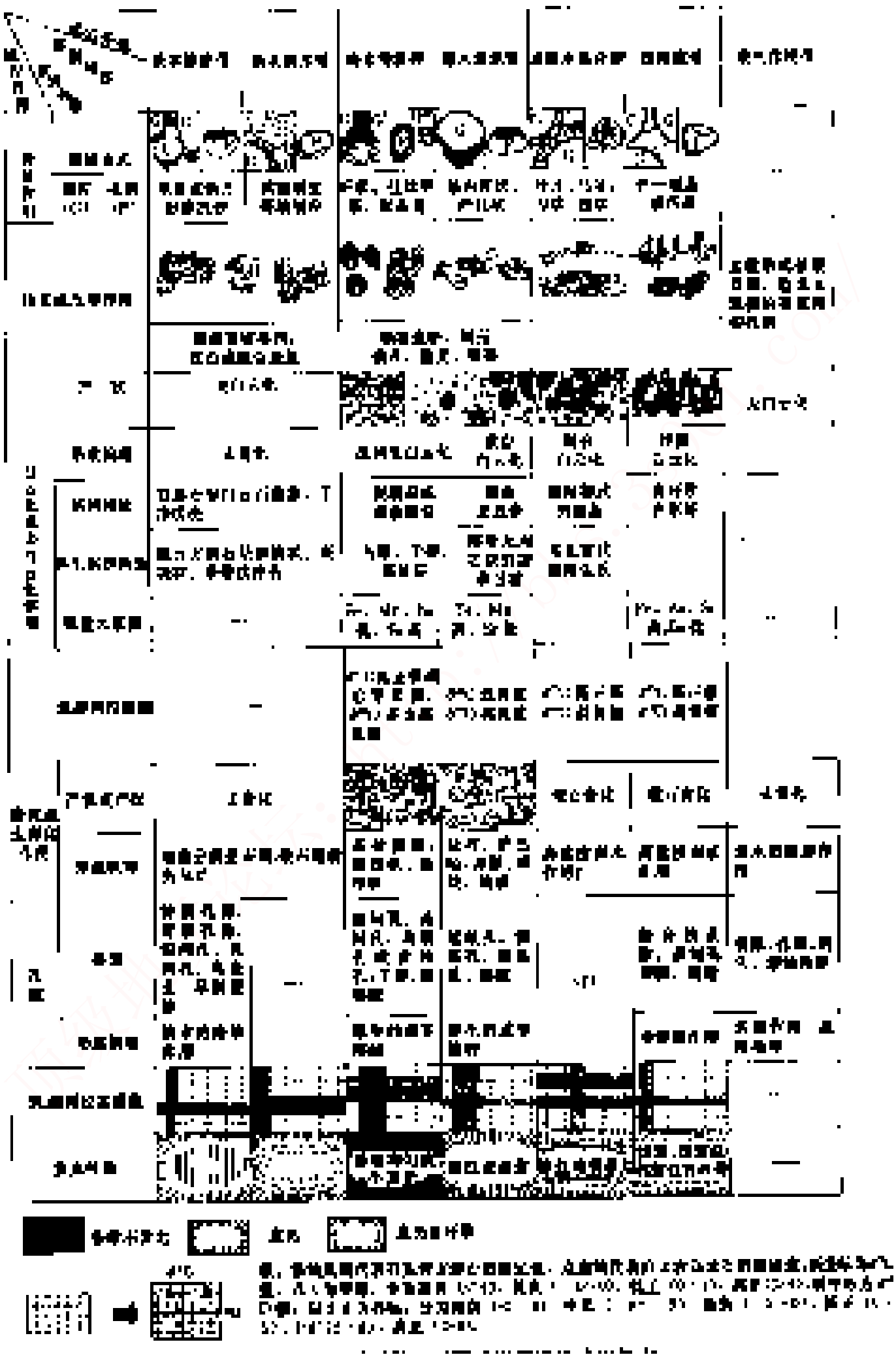


图 14－8　碳酸盐岩不同成岩环境的成岩标志

（据王英华，1994）

由于海洋成岩环境决定了成岩作用的性质和强度，并直接控制着物质转化和储集空间的形成的重要性。上述各成岩环境的成岩标志和胶结作用特征如图 14－8 和图 14－9 所示。

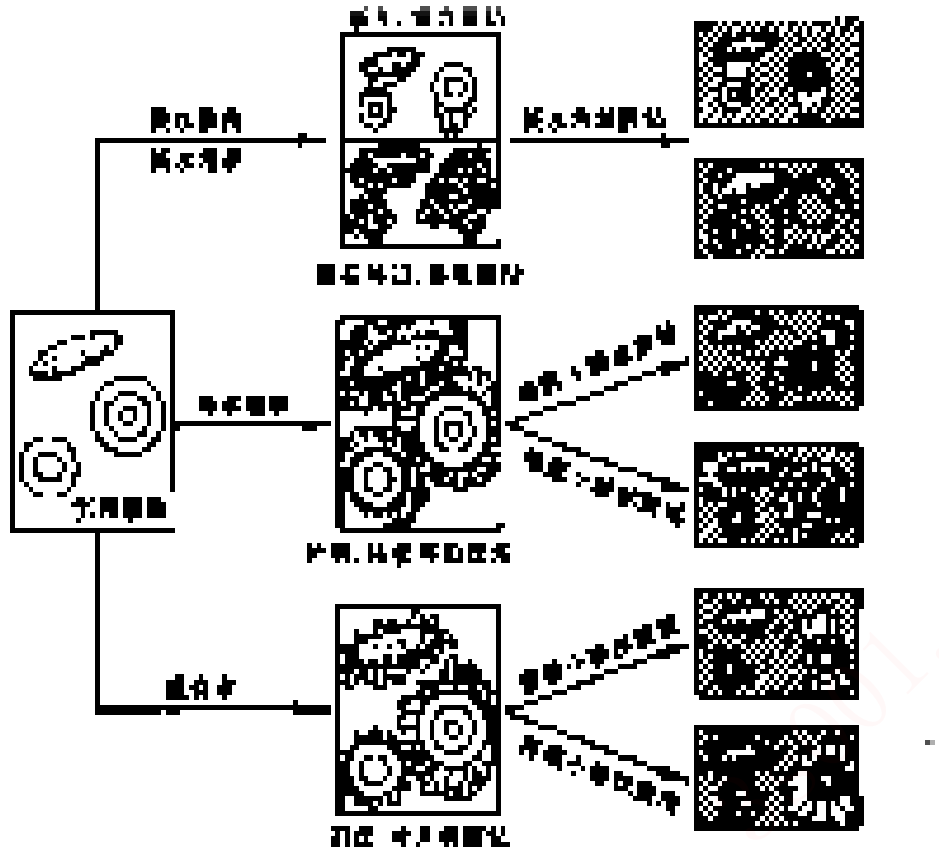


图 14－9　不同成岩环境的胶结物及其演化

第三节　成岩序列和成岩阶段

任何碳酸盐岩成岩地质体都是多种成岩作用的综合产物。不同成岩作用随成岩环境的变迁而不断改变，同类成岩作用也可以形成于不同成岩阶段。因此，在不断演化的成岩环境控制下，每一碳酸盐岩地质体都有其特定的成岩序列和成岩阶段。

一、成岩序列

成岩序列是在同一成岩体中各类成岩作用发育和演化的次序。由于成岩作用直接受成岩环境的控制，并与沉积作用的性质和沉积物的结构特征密切相关，因此，不同的碳酸盐岩沉积体具有不同成岩序列。我国海进和海退的碳酸盐沉积序列均较发育，在不同的气候条件影响下，相同的沉积物可具有不同的成岩序列（如图 14－10 所示）。

海进层序中的碳酸盐沉积常具有较完整的成岩序列，先期沉积的碳酸盐颗粒可普遍具有不同程度的泥晶化、白云石化，并为世代环边胶结物所胶结。在深埋藏环境中，经压实、变形作用可发展为压溶、埋藏白云石化或重结晶作用。沉积物的原始结构可随埋藏成岩作用的加强而消失或明显改变。

因海退而使浅水沉积物早期暴露、遭受大气淡水淋溶、淡水胶结或因气候干旱、蒸发作用强烈，沉积物在形成后、固结前即发生白云石化的现象亦较常见。在构造作用控制下，具此类成岩组构的岩石多数有各种深埋成岩作用叠加。抬升后，受地表成岩作用则形成溶孔、溶洞和垮塌角砾岩，去白云石化强烈时可形成次生石灰岩。我国各时代的海退型礁、滩沉积物多具上述成岩历史而具较为复杂的成岩系列，但许多低能沉积区的沉积物如直接进入埋藏环境时，其成岩序列多较简单，并以生物泥晶化、压溶、埋藏白云石化或重结晶作用为主。

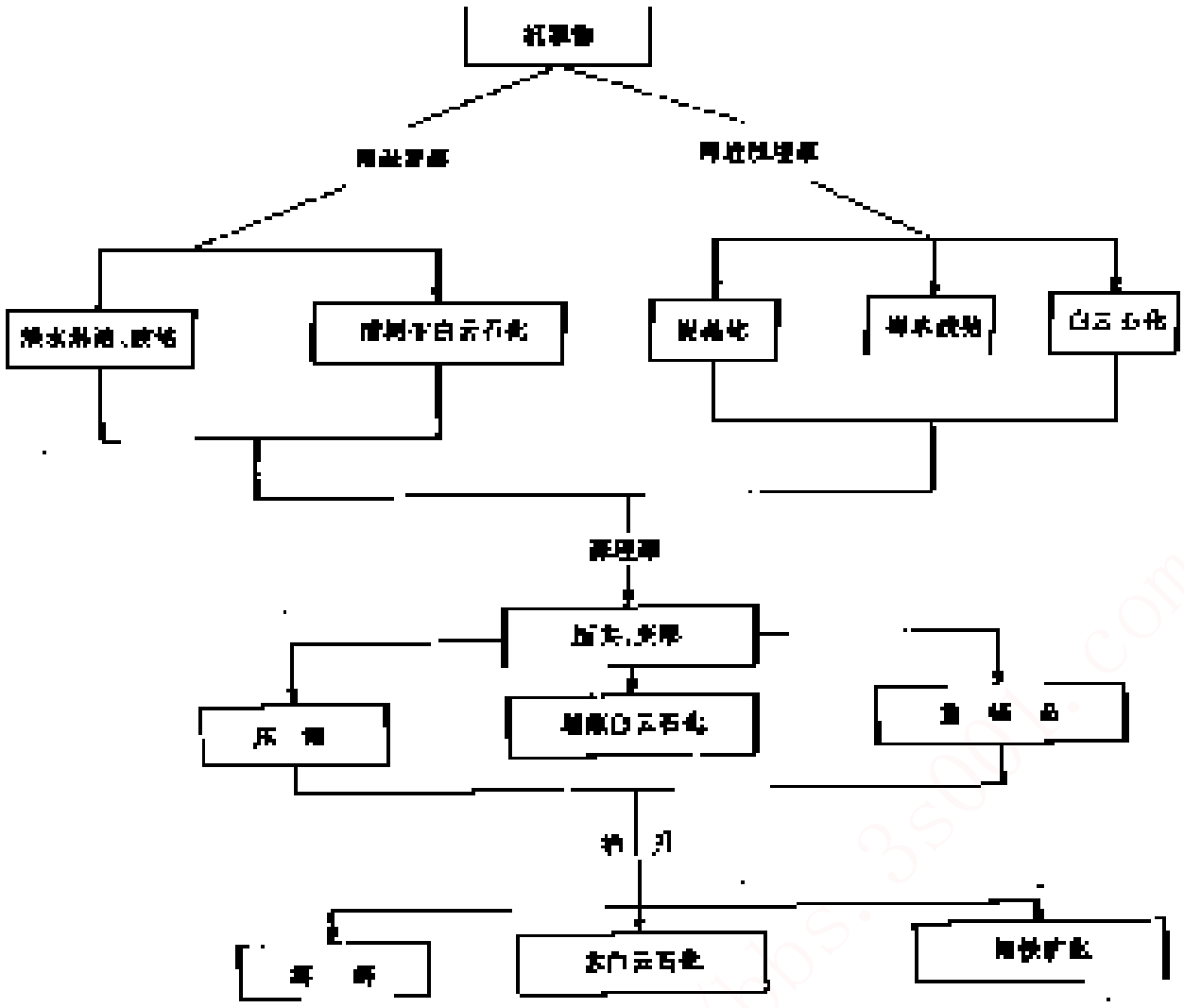


图 14－10　碳酸盐沉积物的成岩序列

我国碳酸盐岩沉积类型较为复杂，不同沉积相的成岩序列亦各不相同。扬子区上、下古生界，特别是华北地区下古生界台地沉积的碳酸盐岩，常不同程度地具有近地表海水成岩特征，其后因抬升而遭受大气淡水成岩作用，并使成岩序列复杂化；如直接演化为深埋成岩环境，则表现为浅—深埋藏的成岩序列。湘西黔东的中寒武统、南盘江和川南地区二叠系以及鄂尔多斯地区奥陶系的较深水和深水沉积，因沉积物缺乏早期大气淡水成岩改造，故以压实、破碎、变形、压溶、重结晶等简单成岩序列为主。

二、成岩阶段及其划分标志

由于碳酸盐岩各成岩阶段所经历的多为非单一的成岩环境，故其划分标志也是多种成岩环境标志的综合。

碳酸盐岩成岩阶段划分方案繁简不一，考虑到沉积期后的成岩改造是连续的地质作用过程，过细的划分方案并不具有显著的实用意义，也缺乏准确的区分标志，所以其划分日趋简化。现将国内外常见的成岩阶段划分方案简述如下（见表 14－2）。

表 14－2　国内外成岩作用阶段划分与对比

鲁　欣 (1956)		叶连俊 (1973)		冯增昭 (1982)		弗尔布里奇 (1983)		沙庆安 (1983)		王英华 (1988)
石化作用	同生作用	成岩作用	海解作用（陆解作用）	同生作用 准同生作用	同生作用	同生成岩作用	初始阶段	同生成岩作用		早期成岩阶段
	成岩作用		早期成岩作用	成岩作用			早埋阶段	再生成岩作用		
	进后生作用		晚期成岩作用	后生作用	深层后生作用	后生成岩作用				中期成岩阶段
	退后生作用	表生再造作用			表层后生作用	表生成岩作用		早晚期表生成岩作用	复生成岩作用	晚期成岩阶段

1. 早期成岩阶段

指沉积物脱离沉积介质后，进入地表成岩环境直至深埋藏期之前，其中包括同生期成岩作用，可称为早期成岩阶段。其所处的成岩环境既可为大气淡水环境或混合水环境，也可以是海水成岩环境。在这一阶段中发生的成岩作用复杂多样，渗流砂结构、重力胶结、世代栉壳胶结、共轴增生、颗粒和晶体铸模及单晶充填、淡水白云石、泥晶化、准同生白云石化、混合白云石化、膏化、去膏化、去白云石化、溶孔、溶洞，以及低 Sr，B，Na 和富 Fe^{3+}，$\delta^{13}C$，$\delta^{18}O$ 等均可作为区分标志。

2. 中期成岩作用

也可称为深埋藏阶段，典型标志为压实、破碎、变形、嵌入、应变重结晶、压溶、调整白云石化、异形白云石、黄铁矿化、硅化及自生石英、长石等。

3. 晚期成岩阶段

构造抬升导致岩石重新回返大气淡水成岩环境，常见成岩类型为渗流砂、溶解和淡水方解石充填、混合白云石化、硅化、褐铁矿化、去白云石化、去膏化、膏溶角砾岩、洞缝高岭石充填、低 Sr，B，Na 和 $\delta^{13}C$ 呈负值等。

早、中、晚成岩阶段各具不同的成岩环境，沉积组构随成岩阶段不同而变化，岩石中的有机成分和矿化物质亦随之转化、迁移或富集。成岩阶段的研究和划分与有机质成熟度和成矿物质的富集规律直接有关。

目前碳酸盐岩成岩作用的研究已超越了成岩阶段划分以及区分阶段标志和一般性地讨论控制因素的阶段，而逐步深入到各类成岩作用机理的研究及成岩阶段的识别和分析阶段。

碳酸盐沉积后作用与油气的储集性能的关系十分密切，因为碳酸盐岩的孔隙是油气的储集空间。这些孔隙的形成、增大、减小甚至消失的整个演化历史，除受沉积作用及沉积环境的控制外，更受碳酸盐沉积物的各种沉积后作用及其沉积后环境的控制。因此，石油地质工作者对碳酸盐沉积后作用与油气储集性能的关系问题，一向十分关心和重视。

原中国石油天然气总公司 1991 年审定的碳酸盐岩成岩阶段划分规范（见表 14－3）将成岩作用划分为四个阶段，每个成岩阶段还可以与一定的成岩环境相对应。

1）同生阶段，可与大气淡水环境和海底环境以及混合水环境对应；

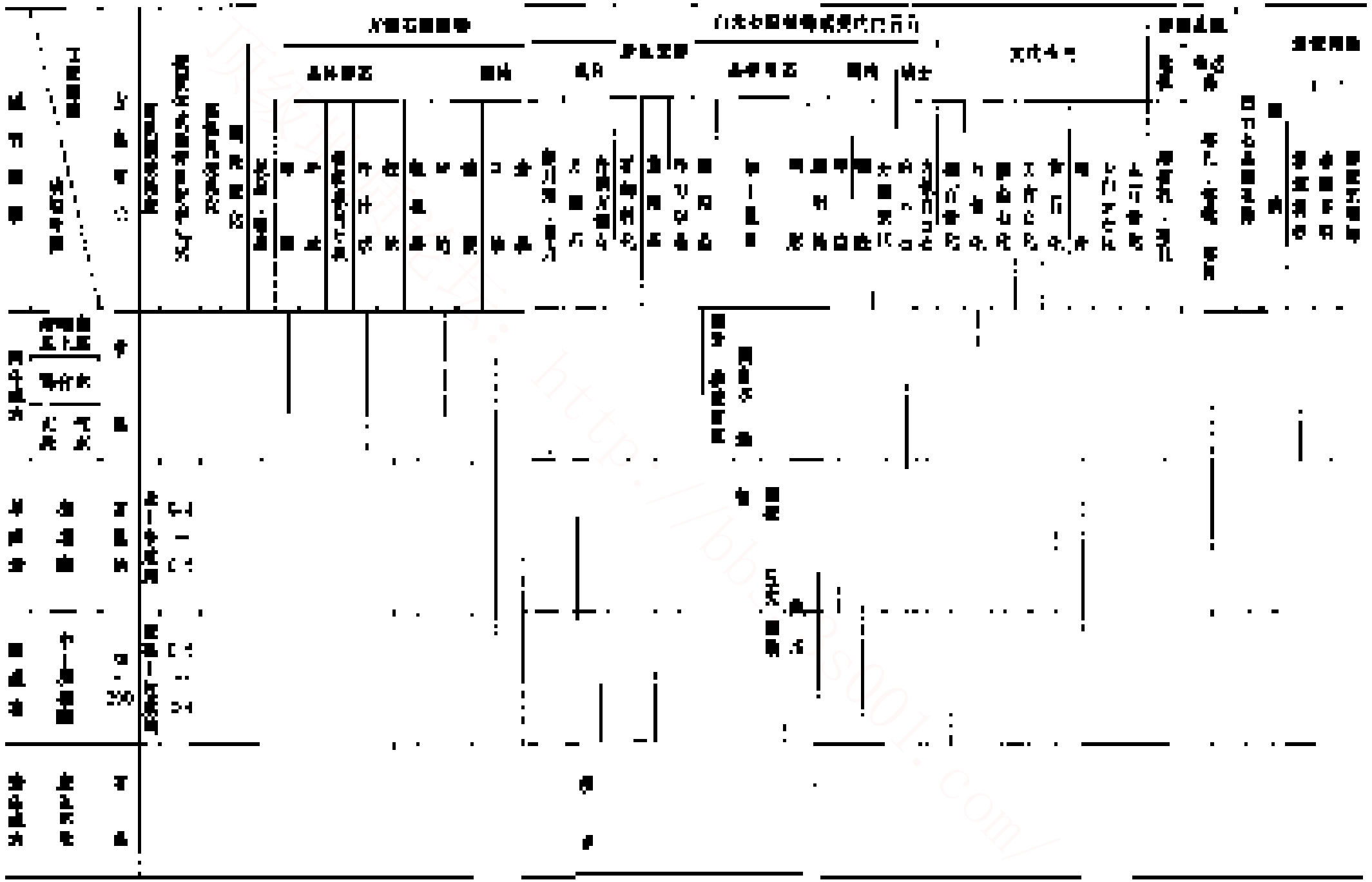
2）早成岩阶段，可与浅埋藏环境对应；

3）晚成岩阶段，可与中—深埋藏环境对应；

4）表生阶段，可与表生环境对应。

现把它们的划分及鉴别标志列于表 14－3 中，供碳酸盐岩储层成岩作用研究参用。

表 14－3　碳酸盐岩成岩阶段划分及主要标志



注：1. 有机质成熟度及包括其他有机质可溶气测定成熟度指标，与作者在引用时对比原则参照（参见文献）。

2. "——"表示少数情况出现的标志。

第四篇　其他沉积岩及矿产

第十五章　其他沉积岩及矿产

第一节　蒸　发　岩

海盆或湖盆水体遭受蒸发，其盐分逐渐浓缩以至发生沉淀，这样形成的化学成因的岩石称为“蒸发岩”。它包括氯化物岩、碘酸盐岩、硫酸盐岩、碳酸盐岩和硼酸盐岩等。它们的主要组分都是盐类矿物，所以又称为“盐岩”，其中以氯化物岩和硫酸盐岩分布较广。蒸发岩是重要的化工原料，有的是重要的天然钾化肥的来源，如钾石盐、光卤石、杂卤石和钾芒硝等；有的为人类生活所必需的，如石膏、石盐和苏打等。石膏的作用远不止生活、医用和建筑，由于它的透水性极差，在碳酸盐岩含油岩系中的石膏岩还是良好的油气盖层。我国盐类矿产资源丰富，成盐时代遍及震旦纪至第四纪各个地质时代，除了广泛的海成盐类矿床外，还有丰富的内陆盐湖矿床，在柴达木盆地已发现了世界上第一个现代内陆钾盐矿床。

一、蒸发矿物及其形成

1. 蒸发矿物

蒸发岩的主要矿物成分是钾、钠、钙、镁的氯化物、硫酸盐、碳酸盐，其中尤以石膏($CaSO_4\cdot 2H_2O$)、硬石膏($CaSO_4$)和石盐(NaCl)最重要。常见的海相、非海相岩类矿物是：

氯化物类：石盐（NaCl)、钾石盐（KCl)、水氯镁石（$MgCl_2\cdot 6H_2O$)、光卤石（$KCl\cdot MgCl_2\cdot 6H_2O$)。

硫酸盐类：硬石膏（$CaSO_4$)、石膏（$CaSO_4\cdot 2H_2O$)、无水芒硝（Na_2SO_4)、芒硝($Na_2SO_4\cdot 10H_2O$)、泻利盐（$MgSO_4\cdot 7H_2O$)。

氯化物和硫酸盐的复盐类：钾盐镁矾（$KCl\cdot MgSO_4\cdot 3H_2O$)、钙芒硝（$Na_2SO_4\cdot CaSO_4$)、杂卤石（$CaSO_4\cdot K_2SO_4\cdot MgSO_4\cdot 2H_2O$)、无水钾镁矾（$K_2SO_4\cdot 2MgSO_4$)、白钠镁矾（$MgSO_4\cdot Na_2SO_4\cdot 4H_2O$）和软钾镁矾（$K_2SO_4\cdot MgSO_4\cdot 6H_2O$)。

碳酸盐类：水碱（即苏打）($Na_2CO_3\cdot 10H_2O$）和天然碱（$Na_2CO_3\cdot NaHCO_3\cdot 2H_2O$)。

硝酸盐类：钾硝石（KNO_3）和智利硝石（$NaNO_3$)。

硼酸盐类：硼砂（$Na_2B_4O_7\cdot 10H_2O$)、钠硼解石（$NaCaB_5O_9\cdot 8H_2O$)、硬硼钙石($Ca_2B_6O_{11}\cdot 15H_2O$）和柱硼镁石（$MgB_2O_4\cdot 3H_2O$)。

粘土是蒸发岩中的常见的混入物，含量多时，可使蒸发岩逐渐过渡为盐质粘土岩或盐质泥灰岩。混入的碎屑物质常见的有绿泥石、云母、长石、石英和副矿物等，有时还有稀有元素矿物以及有机物等混入物。此外，某些混入物还可以使蒸发岩呈各种鲜艳的颜色，如石盐受放射性元素的影响呈蓝色，含赤铁矿混入物的钾盐呈橙黄色或肉红色。

2. 蒸发岩矿物的形成

绝大部分蒸发岩类矿物可以用蒸发浓缩海水的方法得到。归纳起来岩类沉积作用的方式

有两种：一种为含盐度较高的溶液或卤水的直接蒸发作用；另一种发生在早先形成的沉积物中，在其孔隙中的卤水由蒸发作用产生结晶活动。两者好像没有什么区别，均为蒸发作用，但其沉积盐类物质在结构构造上往往有重大的差别。前一种在现代的某些内陆盐湖和隔绝的海湾等滞留的水体中正在进行，这种方式完全类似于前面述及的海水蒸发沉淀作用。盐类矿物晶出的先后取决于它本身的溶解度或卤水当时的浓度，矿物结晶首先发生在液面上，当时所需的浓度是空气—液面处的蒸发作用造成的。然后液面上的新晶出的矿物和较重的浓卤水开始下沉，浓卤水下沉中逐渐扩散开来。新晶出的矿物能否沉积保存下来，就取决于它本身和周围的卤水浓度及其他因素是否平衡。总结起来共有六个阶段：1）碳酸盐—石膏沉积阶段；2）石盐沉积阶段；3）硫酸钠、镁盐阶段；4）钾、镁盐沉积阶段；5）光卤石沉积阶段；6）水氯镁石沉积阶段。这些析出的盐类矿物按晶出的先后呈层状堆积，在蒸发岩剖面中由下至上可以相应地划分出六个沉积带（见表 15－1）。据计算：如果海水深 100m，那么可得到 0.059m 的硫酸钙，1.287m 的氯化钠；0.094m 的硫酸镁；0.043m 的氯化钾及 0.0148m 的氯化镁。古代地层中蒸发岩有着极大的规模和几千米的厚度，且常是以硫酸钙为主的盐类沉积，其他的钾镁质岩类在蒸发岩中所见无几。如此的沉积特征在现代没有找出实例，也不可能由一次简单的蒸发作用完成，很多人推测它是多种沉积方式多次旋回的结果。孔隙中的卤水蒸发结晶方式发生在潮上坪和干盐湖的渗透带及上潜水带中。这种环境又称为盐沼地，这种方式又称为“萨布哈”模式。这里早先形成的沉积物可以是碳酸盐质、砂质、泥质或者其他，可以是固结的也可以是未固结的。孔隙中的卤水可以是由特大潮水或风暴带来的海水（海岸带的潮上坪常是这样）或者其他来源的卤水自地表附近渗入的，也可以是深部的卤水沿毛细管上升而来的（干盐湖可能如此）。由于蒸发作用使孔隙中的卤水变浓，某些盐类矿物得以结晶，同时由于变浓而使其相对密度增大的这部分卤水就开始向下渗透，代之而来的是来自上部地表或其下部浓度较低的卤水。始而复之，由蒸发再结晶使新矿物不断长大或者晶出。一般地说，这是个连续的过程。形成的蒸发岩主体是石膏、硬石膏、石盐和钾盐。但形成矿物的种类直接受到孔隙中卤水浓度的控制，卤水的浓度是由蒸发作用的速度、浓卤水向下渗透的速度和低浓度卤水的补充速度三个方面共同决定的。实际研究中，人们除了要考虑气候条件外，还要考虑早先沉积物（岩）的渗透率和本身的性质。早先沉积物（岩）的固结程度影响着新生矿物晶体的生长，假如沉积物是松软的，新生成的矿物则能够推开周围的沉积物通过“位移作用”而长大；假如沉积物固结得较坚硬，新生成的矿物晶体将包含早先沉积物，因而形成一种嵌晶状结构。

表 15－1　海洋蒸发岩各个沉积带中的矿物组合，蒸发矿物及其伴生的稳定矿物

	析　出　形　态	成岩作用产物
水氯镁石带	水氯镁石、共结硼酸盐、光卤石、六水泻盐—四水化物、石盐、石膏、碱式碳酸镁	方棚石、硫酸镁、菱镁矿、硬石膏
光卤石带	光卤石、六水泻盐（和其他水化物至四水化物）、石盐、石膏（杂卤石）、碱式碳酸镁	硫镁矾（钾盐镁矾）、硬石膏、菱镁矿
钾、镁盐带	钾石盐、六水泻盐（泻利盐）、杂卤石、石盐、碱式碳酸镁	钾盐镁矾、无水钾镁矾、硫镁矾、菱镁矿
硫酸钠、镁盐带	泻利盐（六水泻盐）、白钠镁矾、杂卤石、石盐、石膏、碱式碳酸镁	硫镁矾、硬石膏、菱镁矿
石盐带	石盐、石膏、方解石、碱式碳酸镁	硬石膏、白云石、菱镁矿
碳酸盐—石膏带	石膏、方解石（文石）	硬石膏、白云石、方解石

二、蒸发岩的结构和构造

由于盐类矿物易于溶解和沉淀，使得原始沉积物的结构、构造在成岩—后生作用中发生了很大的改变，特别是地层中的蒸发岩原始的矿物特征和结构特征几乎完全消失了，常常见到的是一些次生结构，主要有斑状变晶结构、粒状变晶结构、纤维状结构、柱状结构、放射状结构，其次还有经过机械搬运的碎屑结构、应力作用而成的矿物塑性变形等。

斑状变晶结构:基质常是细粒状的,斑晶呈自形,有时其边缘被其他矿物侵蚀和交代。斑晶的成分可以和基质相同也可不同。一般认为斑状变晶结构是强烈聚合结晶作用的特征。

粒状变晶结构：颗粒的大小不定，石膏岩的粒度通常较小，而盐岩较粗大。

纤维状结构为平行状的和杂乱排列的，例如石膏岩脉中纤维状石膏晶体常常是垂直脉壁平行的，在被交代的结核中细小的纤维状矿物晶体常呈杂乱分布。

柱状、放射状等结构在硬石膏岩中见到,硬石膏晶体呈平行的柱状、放射状排列以及呈扇状排列,有时也无一定方向。硬石膏晶体的边缘常不规则,周围常充填有细粒白云石。碎屑结构中碎屑物常是具磨圆状的石膏,有时还可观察到粒序层理,碎屑间见的填隙物含量不定。

蒸发岩的构造常见的有：均匀块状构造、层理构造、条带状构造、角砾状构造、变形构造。此外还常见不均匀构造，其种类繁多，反映了蒸发岩在成岩—后生阶段复杂的变化。蒸发岩中常见块状层理构造、薄层的及纹层的层理构造，有时延续很远，且很稳定。美国的特拉华盆地的长斯蒂尔组蒸发岩中的纹层在相距 113km 远的两个钻孔岩心上还可以对比。蒸发岩的层理常是白云岩、石膏（硬石膏）岩及石盐岩间互而成的，有时它们也可以单独由颜色显示，以及夹有纹层状的粘土质、沥青膜而成层，某些纹层厚度小于 1mm。

三、蒸发岩主要的岩石类型

蒸发岩常常是有用的矿产，一般是根据主要矿物命名，如石膏岩、石盐岩；有时则用有价值的矿物命名，如钾镁质盐岩中含量多的矿物是石盐，钾镁盐类矿物含量较少。蒸发岩主要可分为以下三大类。

1. 石膏和硬石膏岩

单矿物的硬石膏岩、石膏岩广泛产于蒸发岩层系中。它们有各种颜色，如白、灰、淡黄、淡绿、红及黑色和淡蓝色。常以层状、透镜状产出。石膏岩同硬石膏岩关系密切，主要见于地表附近。常表现为硬石膏经过水化和重结晶作用而成石膏的形式，例如石膏岩内常有硬石膏团块、硬石膏的假象，或者石膏岩层在地下深处的地方就是硬石膏岩。虽然硬石膏岩是成岩—后生作用或变质作用所形成的产物，当其上升到地表后就转变成石膏岩。

肉眼看来硬石膏岩和石膏岩为层状和块状岩石，具有不平整的断口或参差状断口，往往还有粒状断口。常有节理，在岩层中可见块状节理、层状节理。硬石膏岩一般粒度较细，由微粒到中粒结构，粗粒者少见，相对石膏岩要致密些。石膏岩常有巨粒或粗粒结构及斑状结构，脉状产出的石膏岩还有平行纤状结构。此外，硬石膏岩中柱状结构、放射状结构及扇状结构也很发育。层状硬石膏、石膏岩以纹层状最常见，它们常和白云岩、泥质岩互层，纹层中往往是褐色富含沥青质的薄膜。

硬石膏岩和石膏岩常见的混入物有粘土、氧化铁、砂质、碳酸盐（白云石)、石盐、天青石、黄铁矿和各种硅质矿物，可以和碳酸盐岩、石盐岩等呈过渡型岩类。在石膏、硬石膏质的岩层中，虽然有时也夹有钾盐层，一般是不具工业价值的薄层。

2. 石岩盐或岩盐

盐岩主要矿物为石盐，并含少量其他盐类矿物，常可作为矿产开采。岩盐非常纯净时无

色，当含有混入物或液体等包体时而呈黑色、灰色、褐色、红色、白色等，而蓝色的是含有金属钠的缘故。盐岩中常见的混入物有白云母、黄铁矿、赤铁矿、粘土质、有机质等。岩盐呈层状、条带状、不规则透镜状及各种形式的盐丘产出。层状的也可以见到纹层构造及石膏、硬石膏和泥质夹层，通常为块状构造，盐丘中多为变形层理构造。结构上以粗粒的结晶结构或变晶结构为主。

石盐岩在蒸发岩系中常位于石膏岩和硬石膏岩的上部，也产于含有红色页岩的其他沉积岩中及砂岩、碳酸盐岩中。条带状盐岩常常是由灰白色烟雾状的和无色洁净的条带互层组成。有人推测其成因为，石盐由卤水表面晶出，可以连接而成很大的席状体，并且具有漏斗状构造，因而不至于很快的下沉。漏斗状构造是石盐矿物在液面结晶初期形成的，类似于圆锥状盒子尖端向下因而不沉。当席状体很大及变厚时就要下沉，形成洁净的石盐条带；如果席状体不大或不厚时，下沉被破坏。漏斗状构造可以保护盐体，当其又被覆盖时，就会转变成烟雾状灰白色的盐层或条带。石盐岩中还含有钾镁质岩类的沉积，也可与其他岩类如灰岩、泥质岩等成过渡型的岩类。盐岩产于海退型沉积建造中，下部为深海相。

3. 钾镁质岩盐

主要矿物常是钾石盐、光卤石、钾盐镁矾、杂卤石等，通常含有大量的石盐，并与石盐岩共生。结构构造常很复杂，根据不同成分可以分成以下几种岩石类型：

1）钾石盐岩：钾石盐（15％～40％）、石盐（25％～60％）以及少量的硬石膏、粘土矿物和其他矿物，岩层厚度不大，常和石盐、粘土质、石膏间互成层，层理清楚。

2）光卤石岩：由光卤石（40％～80％）和石盐（18％～50％）以及少量硬石膏、粘土矿物等与钾石盐、钾盐镁矾等共生。

3）钾盐镁矾矿：主要由钾盐镁矾（40％～70％）、石盐（30％～50％）及杂卤石组成，可见硬石膏。

4）硬盐岩：钾石盐与硬石膏，硫镁矾或者杂卤石的结合称为硬盐，它们是成岩—后生变化形成的。硬盐岩除了这些组合矿物外还有石盐。

在地层蒸发岩系中，蒸发岩及其共生的沉积岩类，常有一定的层序：一般情况下由下而上通常是：①粘土或石灰岩；②白云岩；③硬石膏岩；④石盐岩；⑤钾盐岩；⑥上覆石盐岩；⑦上覆硬石膏岩，构成一个完美的旋回。

四、蒸发岩的成因环境及演化

蒸发作用发生在长期干旱少雨的地带，水分的蒸发要大于水分的补给，根据这样一个原则，人们最早把蒸发岩的沉积地区划归为大陆盐湖、滨海瞎湖等环境。奥克西努斯（Ochsenius，1877）研究了瞎湖沉积特征，提出了“砂坝理论”（沙洲说），这是一种直接的蒸发作用。他认为强烈的蒸发作用可以使瞎湖中的卤水达到任意的浓度，而瞎湖与广海之间的半封闭式通道可以使广海的海水与瞎湖中的卤水时通时隔。当隔绝时，瞎湖卤水蒸发浓缩，岩类沉淀；相通时，海水注入，盐类得到补充，如此使盐类不断的沉积（如图 15－1 所示）。这种学说的实例就是里海的卡



图 15－1　砂坝成盐说的成盐过程

（转引自袁见齐 1977，略有修改）

1—砂洲及海湾；2—盐湾中有碳酸盐及石膏沉积；3—进一步蒸发有石盐沉积，上有母液；4—海水渗入，母液淡化，在石盐上又有硬石膏沉积；5—砂坝出露海面，盐湾变为瞎湖，逐渐沉积硫镁钒、光卤石等钾盐矿物，其上被盐泥层覆盖

拉博加兹湾。但是用这一学说解释巨厚的石膏岩层时碰到了问题。首先，睛湖盆地的容积一定，石膏沉淀时要求卤水的浓度要小于石盐。当睛湖中卤水蒸发时，其体积减少浓度增大，使石膏开始沉积。如果要保持石膏的沉淀，就要补充一部分海水注入睛湖，一方面补充了一些硫酸钙，另一方面又保证了其浓度不至于太大。虽然体积和蒸发前相同，但是浓度已经比蒸发时增大了。可以想象，如此的反复用不多久睛湖中卤水的浓度就会超出石膏的要求而停止沉积。简单的计算表明，如此沉积的石膏不会有多大的厚度。金氏（King，1947）在研究了二叠纪卡斯蒂尔组厚层石膏沉积后，在砂坝理论的基础上提出了“回流说”。他认为睛湖中的蒸发浓缩了的卤水，可以通过具有渗透性的砂坝以底部回流的方式回到广海中去，同时广海的海水可以通过有点限制性的通道流入睛湖，其盐度足以使硫酸钙沉淀，并能维持浓度的稳定和硫酸钙供给，因而沉淀了巨厚的石膏。他认为“卡斯蒂尔海”浓缩的卤水就有沉入海底的倾向。根据卡斯蒂尔组硬石膏的年沉积速度可以推断出蒸发作用的强度，以此计算注入与回流之间的比率大约为 10　1，这样的平衡能够使石膏沉积，并且伴有较少量的石盐。关于卤水返回广海的方式，也可以在睛湖与广海的通道下部以回流的方式进行，而较轻的海水在下部流入睛湖。这种机理要求通道内有两个方向的水流，现代许多海峡确实有这样的例子，如现代的大西洋与地中海之间的直布罗陀海峡就有这种两个方向的水流。类似的沉积实例现代也有发现，因此，“回流说”得到许多人的承认。但也有人认为睛湖水浅面广，如水深 10m 而其面积达几十万平方公里，在这种情况下，很难产生回流的动力，以致能把相对密度很大的卤水回流几百几千公里返回到广海中去，并且认为已发现的例子并不能称其为睛湖。后期在地中海的深海钻探发现其海底之下有巨大规模的蒸发岩系，分布面积达 250km^2，厚度数千米。后来根据对这些蒸发岩的研究，发现了许多当初暴露在大气之下的证据，说明此蒸发岩形成于浅水陆上的沙漠环境。因此许靖华提出了“干化盆地说”，用干涸和海水注入相交替的观点较圆满地解释了地中海海底之下的蒸发岩成因。其后的一些深海钻探又探明了地中海盐类沉积呈牛眼状分布，这是干化深盆地说的蒸发岩沉积分异的特点，而不是回流说的带状分异特点（如图15－2所示）。

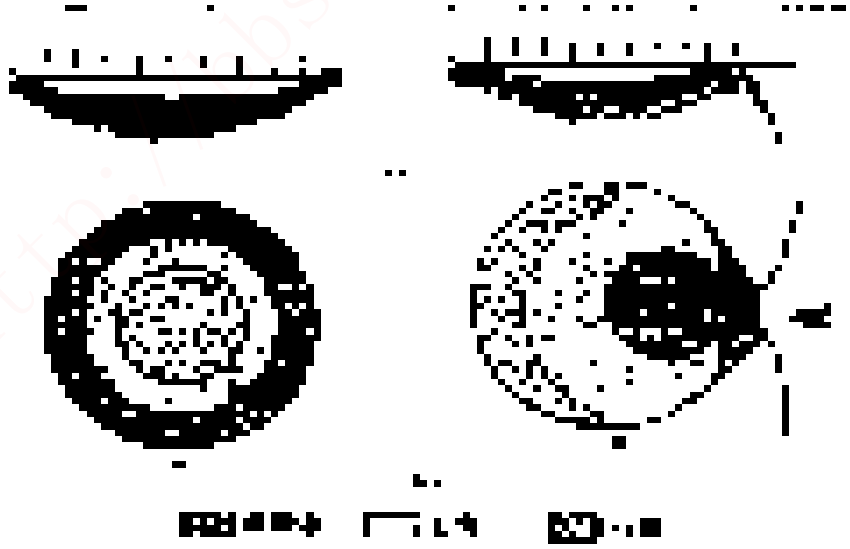


图 15－2　假想的蒸发岩分布型式

（据 Schmalz, 1970）

（a）剖面图；（b）平面图

五、蒸发岩的分布规律及其与油气关系

1. 含油、盐岩系分布规律

蒸发岩尤其是盐岩与油气层的分布规律，对研究含油与含盐岩系的成因及指导油盐勘探有重要的经济意义。

根据统计资料，在油、盐共生的盆地中，有 46％的盆地的油气层产于盐系地层之下，41％的盆地的油气层产于盐系地层之上，13％的盆地的油气层产于盐系地层之间。这表明油气产于盐系地层的下部或上部是主要的。

在盆地发展过程中，如果出现干湿交替的气候，将会形成含油气沉积和含盐沉积的交替，在剖面上将会形成含盐岩系和含油气岩系的旋回沉积。四川盆地下二叠统嘉陵江组与中三叠

统雷口坡组即为含气的碳酸盐岩与石膏、硬石膏岩、盐岩的旋回沉积。位于油气层之上的石膏层是理想的油气盖层,它与其下的含油气岩系组成良好的生、储、盖组合(如图15－3所示)。

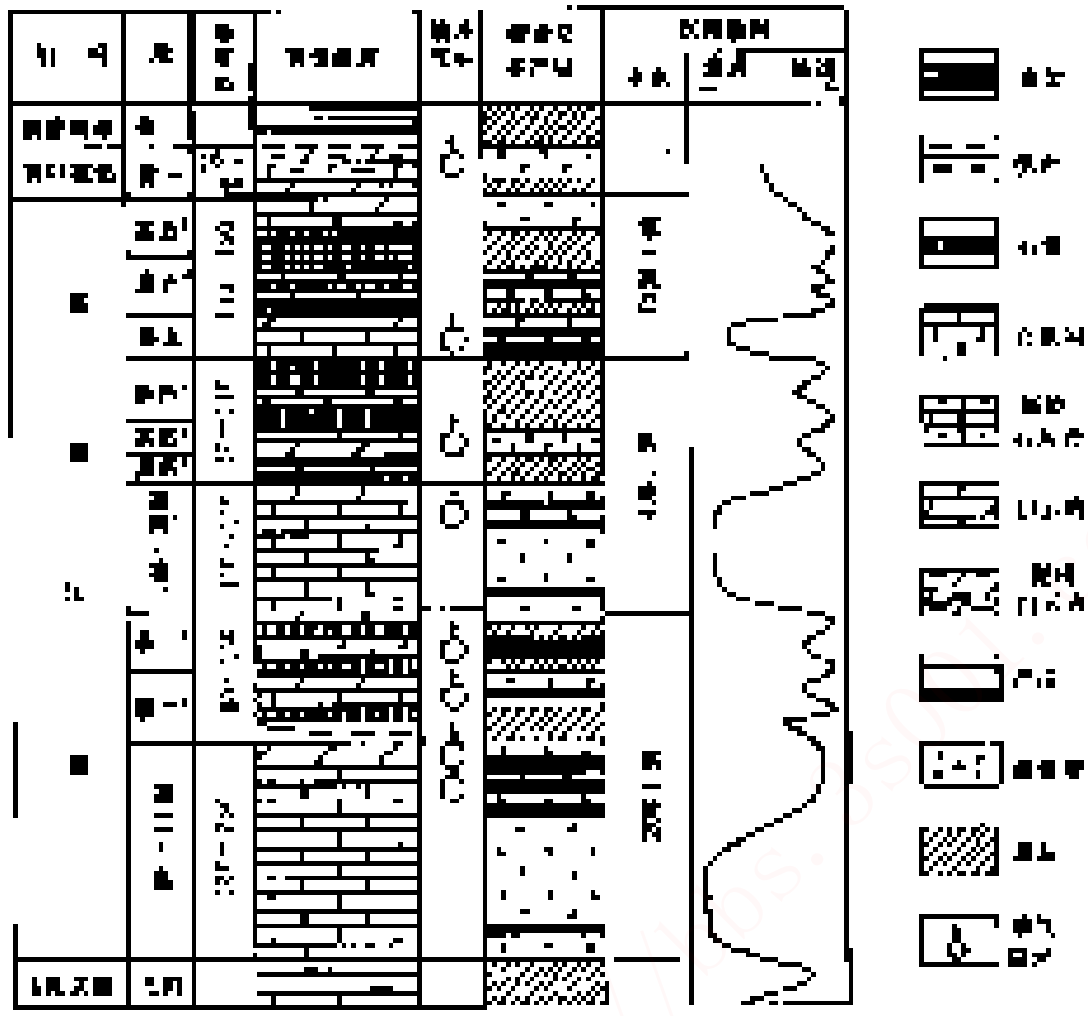


图 15－3　四川南部下三叠统嘉陵江组气田储、盖层综合柱状图

研究证明，三叠纪时四川中部为一大盐盆，其周围有一系列小盐盆，含盐层位具由东向西、由南向北抬升的趋势。

川中盐盆的雷口坡组第三段中部具如下的静水盆地沉积特征:

1) 页岩、泥岩中发育浮游双壳类化石;

2) 毫米级水平纹层及生物扰动层理发育，系静水条件下的“毒化”反应;

3) 出现水下滑坡角砾岩，其沉积成盐模式如图 15－4 所示。

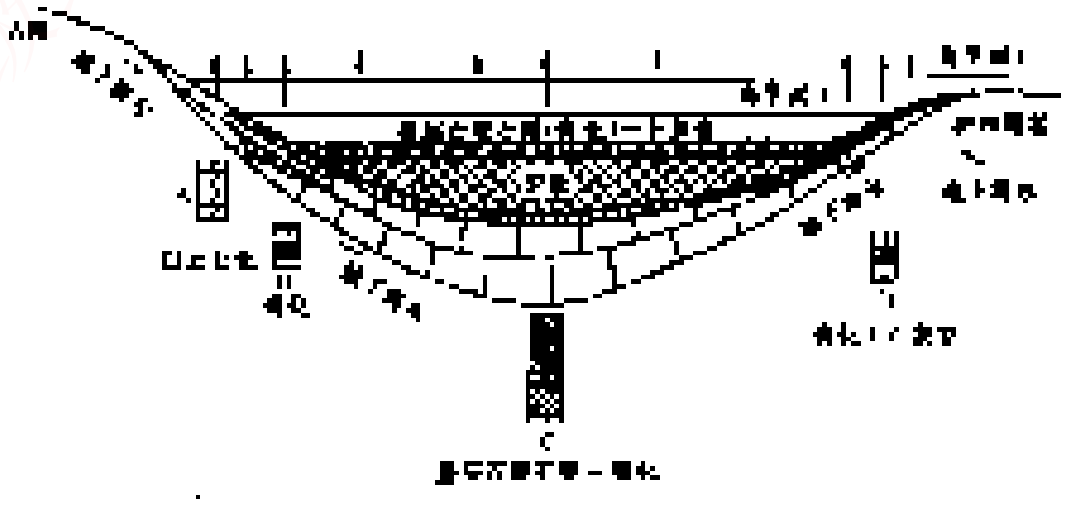


图 15－4　四川中部三叠系雷口坡组第三段中部的静水蒸发成盐模式

(据朱洪发等，1988)

川中盐盆面积为 30000k㎡，含盐层系厚度 120～190㎜，岩盐占 50％～65％，硬石膏占 16％～19％，石灰岩占 30％～39％，剖面属碳酸盐型。

我国东部第三纪含油气湖盆沉积同样具有明显的蒸发岩与含油气岩共生的特点（如图 15－5 所示）。在垂向剖面中组成多旋回性的两类沉积序列：

1）红色砾、砂岩—蒸发岩—暗色泥岩或油页岩—蒸发岩—红色或杂色砂、泥岩，生油岩位于蒸发岩之下；

2）红色砾、砂岩—蒸发岩—暗色泥岩—红色或杂色砂、泥岩，生油岩位于蒸发岩之上。沉积序列中的石膏也是良好的盖层。

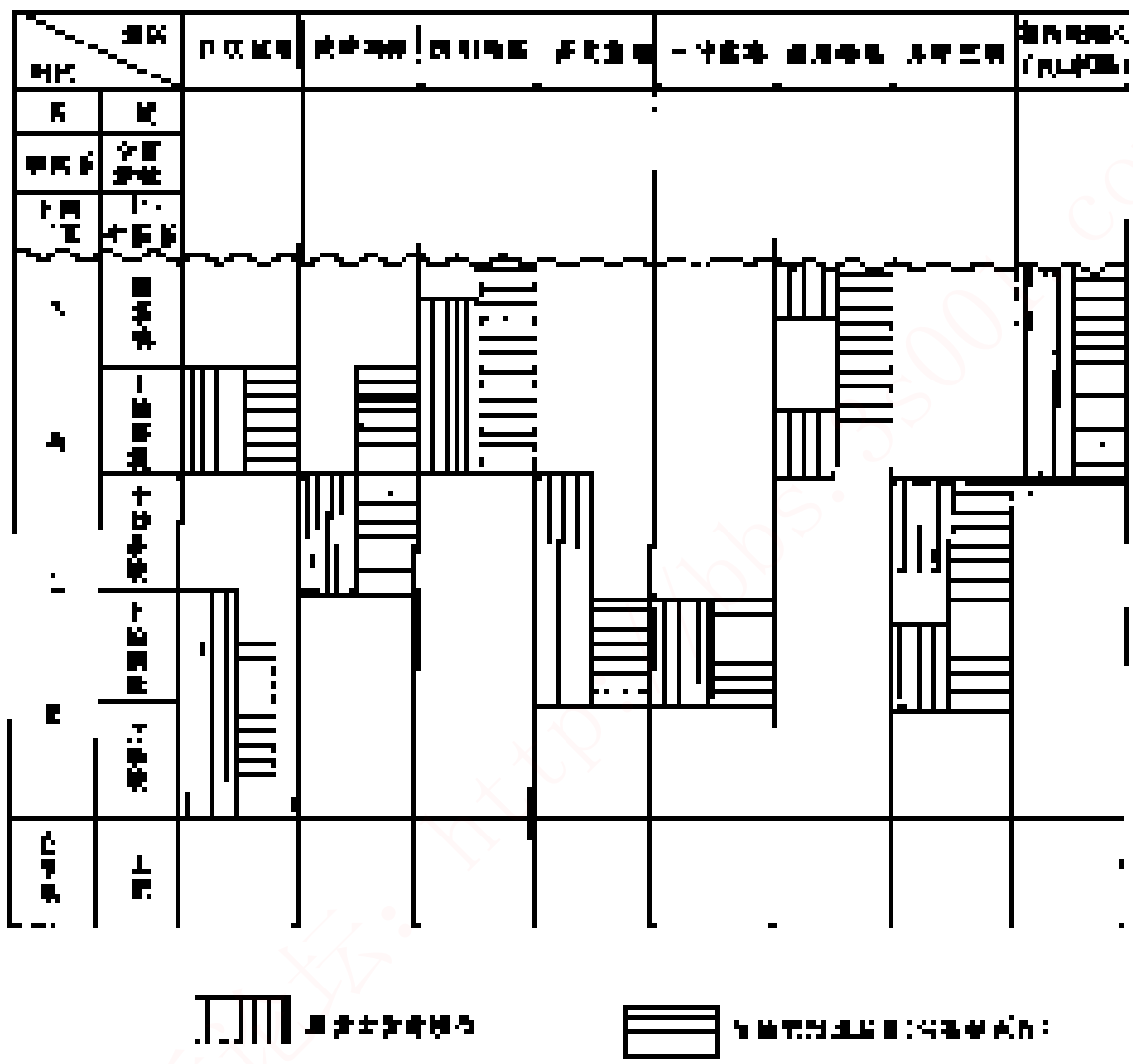


图 15－5　我国东部含膏、盐沉积湖盆中，蒸发岩与生油岩层位分布略图

（据贾振远，1985）

我国东部第三纪含油气盆地的另一特征是盆地常由多级凹陷组成，成盐凹陷常在一个凹陷中最发育，其相带在平面上常呈牛眼状分布（如图 15－6 所示），蒸发岩在偏向主断裂一侧的深凹陷中厚度最大。

总之，在油、盐共生的盆地中，不论是海洋或者湖泊成因的盆地，沉积岩的平面分布常有明显的分带性。在碳酸盐岩—蒸发岩盆地中，从边缘往盆地中心，依次由石灰岩、白云岩、石膏或硬石膏岩、石盐及钾镁盐岩等岩相带组成。在碎屑岩—蒸发岩盆地中，沿盆地边缘向中心，依次沉积砾、砂岩，泥岩，泥灰岩（有时沉积）以及各类蒸发盐岩，油气主要聚集在碳酸盐岩和砂岩分布带。

2　蒸发岩与油气的关系

(1) 蒸发岩与油气生成

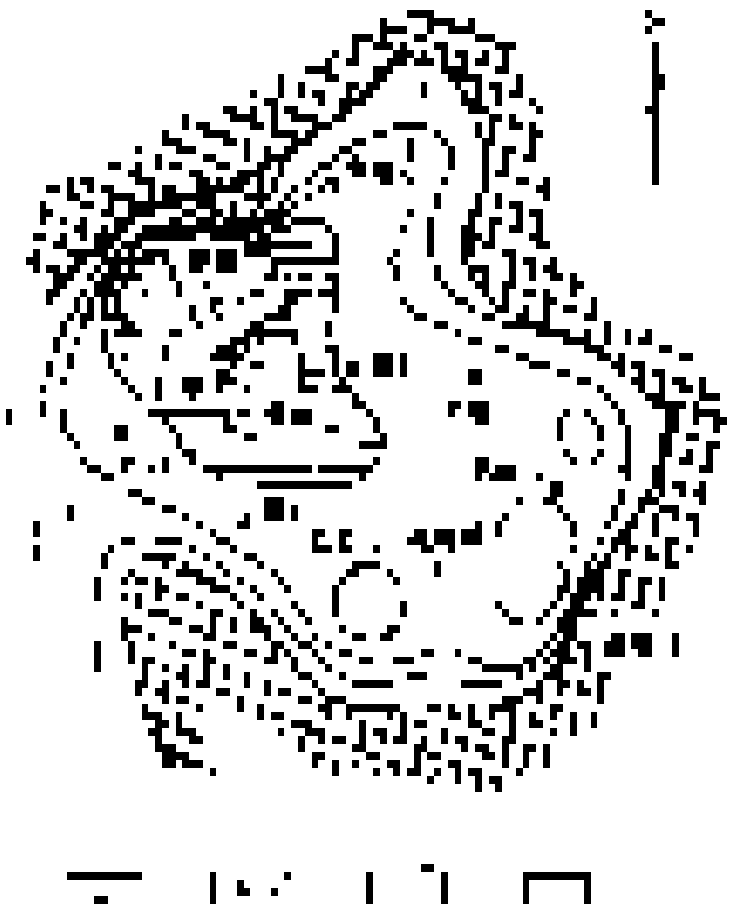


图 15-6　江汉盆地潜江凹陷蒸发岩分布图
(据江汉石油管理局，1985)

研究资料指出，厌氧的硫酸盐细菌在高盐度的溶液（例如含盐度超过 40% 的盐水）中不能生存，所以，蒸发环境有利于有机质的封存和向油气转化。蒸发岩生油问题近年来已受到石油界的重视。根据埃文斯（R. Evans，1982）的资料，全新世蒸发盐沉积物的有机碳含量可高达 15%，所含原始有机质属于喜盐植物、藻类与浮游生物分解的残余物。此外，从蒸发岩露头中测得的有机碳含量一般在 0.2%～0.5%，这表明蒸发岩具有一定的生油气潜能。

蒸发岩的排烃作用可能与下述因素有关：

1）压实作用使石膏转变为硬石膏时排出大量的水，这可能是烃类从潜在油源岩运移至储集层的主要驱动力；

2）当地温处于 150～180℃范围时，硬石膏发生转化流动，可促使烃从硫酸盐岩中运移出来。

蒸发岩生油的实例见于美国帕拉多克斯盆地宾夕法尼亚系的蒸发岩中。该蒸发岩与黑色页岩呈互层产出。分析测得黑色页岩中有机碳含量高达 15%，石盐中含液态烃包裹体，采得的钾盐样品可提取出石油（按重量计为 0.3%），它们分布在盆地内最大的阿尼斯礁灰岩油田的周缘。研究认为，蒸发岩与黑色页岩就是生油岩。

(2) 蒸发岩对油气运移的影响

在盐盆地中，随着卤水的浓缩，卤水相对密度逐渐增大。当相对密度大的卤水下沉并渗入沉积物中时，将排出烃并促使其运移进入孔隙层中。位于孔隙层之上的蒸发盐岩盖层则控制着油气的二次运移，使其只能作侧向运移。只有当盐层发生断裂或溶解时，才能发生垂直运移。

(3) 蒸发岩对油气储集层的封隔及储集性的影响

盐岩与石膏岩是油气的良好封隔层已为大家所熟知，此外，蒸发岩对油气储集层的储集性能也有一定的影响，主要表现在以下两个方面：

1）与储集层伴生的蒸发岩，遭受溶解后可以胶结物形式再充填沉淀于储集层孔隙之中或交代碳酸盐，从而降低储集层的孔隙性；

2）充填储集层中原生孔隙或交代基质的石膏，若被后期孔隙水所溶解，将产生板状及条状等形态的溶模孔隙，从而有助于储集层储集性能的改善。

(4) 蒸发岩对油气圈闭的影响

蒸发岩具有极强的塑性，当沉积厚度较大和承受了巨大的不均衡压力时，就要发生塑性流动。所以，在蒸发岩沉积厚度大的地区，由于差异性压实，岩石可以发生塑性向上流动，改变上覆岩层的产状，从而形成各种类型的构造圈闭，如层状背斜圈闭、未刺穿盐丘顶部的岩性圈闭或超覆于盐丘顶部的砂岩尖灭带内的岩性圈闭、刺穿盐丘翼部的不整合面之下的地层圈闭、盐丘帽中的地层圈闭等。由于这些圈闭的位置大多邻近生油凹陷，所以它们常能成

为油气聚集的主要场所。

第二节　硅　　岩

硅岩是由 70％～90％自生硅质矿物所组成的沉积岩，但不包括富含二氧化硅他生成因的岩石，如石英砂岩和沉积石英岩。

硅岩在地壳中的分布仅次于碳酸盐岩，而居第四位。

关于该类岩石的形成作用和沉积方式，研究结果认为，不仅受化学及生物化学作用的控制，特别在沉积方式上也明显受机械作用的影响。因而福克（1959，1962）所提出的碳酸盐岩成因和分类原则都可以引进硅岩中。此外，对长期争论的层状燧石岩的成因问题，由于在岩石中不断发现有生命遗迹，如菌藻类的球状体、原核细胞和真核细胞等，已偏向于有机成因的结论。

近年来随着对前寒武系硅岩的生命起源、作用机理及现代海湖硅质沉积物等研究，有力地推动了硅岩的进一步发展。

硅岩在工业上有多种用途，如燧石可用作研磨材料；碧玉岩则是比较好的细工石料，色泽美丽者，可作宝石；硅藻土是重要的沉积矿产，在制造业、炼油工业和净水工业中被广泛利用，还用于橡胶、油漆、造纸等工业中。

一、基本特征及分类

1. 成分特征

硅岩的主要矿物成分为蛋白石、玉髓和石英。

蛋白石（$SiO_2 \cdot nH_2O$）是非晶质二氧化硅，相对密度为 2.1，易溶于 KOH，折光率为 1.06～1.460，随含水量和热力条件而变化，易脱水重结晶而成隐晶状玉髓，仅见于中、新生代的硅岩中。

对现代深海硅质沉积物和年青的硅岩的精确测定表明，蛋白石内部结构有序程度不同，可分为蛋白石-A、蛋白石-CT 和蛋白石-C 等三种类型。蛋白石-A 的内部结构基本无序；蛋白石-CT 是低温方英石和鳞石英呈无序混层构成，也称为无序方英石；蛋白石-C 的内部结构相当于有序的 α-方英石。

玉髓（或石髓）是一种隐—微晶状（<0.1mm）石英，常显细小粒状、纤维状及放射球粒状；纤维状视延性正负又分为正玉髓和负玉髓两种，后者居多。因含孔隙水和杂质，折光率稍低于石英，为 1.53～1.54。负延性玉髓一般多形成于高浓度（SiO_2 浓度）、低 pH 值的条件下，主要以孔隙充填物形式存在；而正延性玉髓则形成于高浓度、高 pH 值环境里，主要以交代矿物形式出现。

玉髓进一步脱水重结晶而变为微—细晶石英，是蛋白石—玉髓—石英系列的最终成员。

隐—微晶及至细晶石英的集合体，通称为燧石。

硅岩的化学成分以 SiO_2 为主，有时高达 99％；常见的混入物有 Al_2O_3，Fe_2O_3，CaO 和和 MgO，在一些绿色碧玉岩中 Fe_2O_3 可达 10％；富含水云母、蒙脱石和高岭石等粘土矿物的硅岩，其 Al_2O_3 最高可达 8％；在硅岩中尚未发现稀有元素的特别富集。但据贵阳地球化学研究所（1978）对南秦岭下古生界轻微变质硅岩的研究结果表明：泥晶硅岩富 Al 贫 Ca，相对富集的微量元素是 Be，Ti，V，Cr，Ga，Cu，Ni，Zn，Mo，Ag，U 等，这类硅岩主要和含笔石的黑色页岩共生；微晶硅岩富 Ca 贫 Al，微量元素贫乏，只有 Sr 的含量相对较高，

微晶硅岩常与生物石灰岩共生。可见不同环境下形成的硅岩化学成分有所不同，在特定环境下，也能使某些微量元素富集。硅的稳定同位素是^{28}Si,^{29}Si,^{30}Si,在自然界一般出现的比例是^{28}Si ^{29}Si ^{30}Si = 92 5 3，在燧石和硅藻中富含^{30}Si。

2 结构、构造和颜色特征

硅岩具有非晶质结构、隐—微晶结构、生物结构、纤维状结构、碎屑结构、鲕状结构、隐藻结构以及交代结构（如图 15－7 所示）等。福克和威弗（1952）用透射电镜观察硅岩的超微结构，并进一步划分了燧石的隐晶结构类型：①半自形粒状或花岗变晶的；②不等粒的；③海绵状的；④斑状或斑状变晶的；说明燧石具有复杂的结晶历史。闵育顺（1978）用透射电镜研究我国前寒武系和下古生界的燧石岩超微结构方面也获得类似结果。研究结果均表明，硅岩经历了胶状—次胶状—块状—晶粒状的演化过程。硅岩的构造和产出形态多种多样，常见层状、透镜状、结核状、条带状和团块状。华东石油学院对我国华北震旦亚界燧石岩进行过详细的研究，并按其产出形态划分为层纹状、条带状、结核状、团块状和放射状五种类型（见表 15－2）。

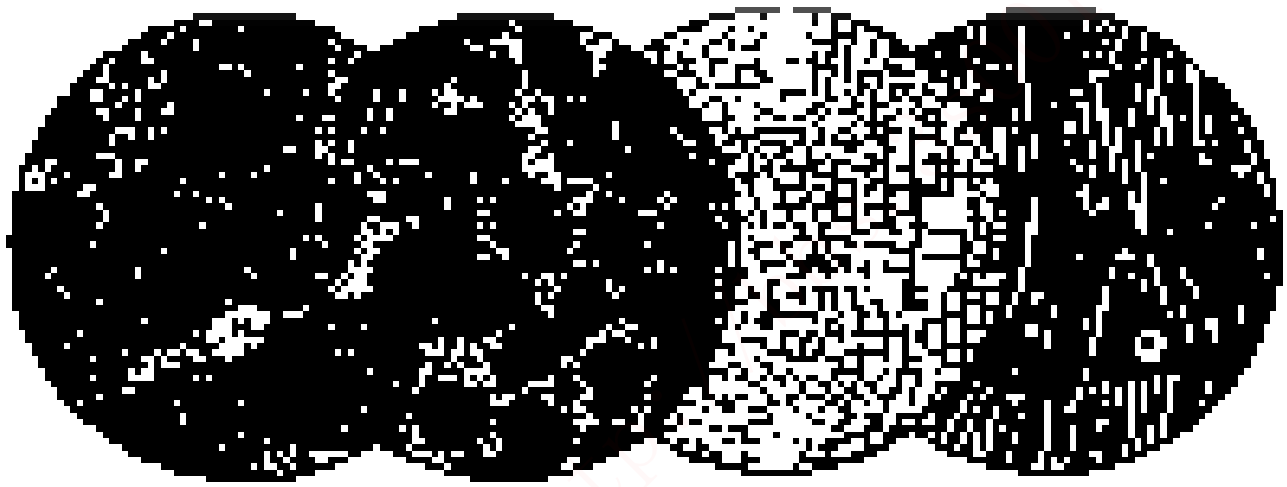


图 15－7 硅岩的结构类型

（据何起祥，1978）

（a）鲕状结构，×60；（b）碎屑结构，×60；（c）生物（硅藻）结构，×260；

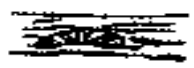
（d）生物（海绵骨针）结构，×90

硅岩的颜色多姿，且随岩石中所含的杂质而异，常见灰黑色、灰白色，有时可见灰绿色、红色等色调。

表 15－2 华北震旦亚界燧石岩形态分类（据赵澄淋，1997，1979）

类	亚 类	形态特征	围岩特征	形成阶段
层纹状	平整连续状		主要产于层纹状白云岩中	沉积—同生
	断续状		主要产于断续层纹状白云岩中	沉积—同生
	锥 状		锥状藻叠层白云岩受硅化	成岩—后生

续表

类	亚　类	形态特征	围岩特征	形成阶段
条带状	长条带状		主要产于层纹状白云岩中	同生—成岩
	短条带状		主要产于层纹不明显的白云岩中	成岩—后生
	具层纹的		主要产于含泥的层状白云岩中	同生—成岩
结核状	规则状		具层纹的白云岩	同生—成岩
	不规则状		不具层纹或层纹不规则的白云岩	成岩—后生
团块状			泥质白云岩及隐—微晶白云岩	成岩—后生
放射状			层纹状藻叠层白云岩	同　　生

总体上，硅岩致密坚硬且性脆，化学性质稳定，抗风化能力强。当与其他岩类共生时，常突出于岩层风化面之上。

3. 分类

有关硅岩的分类，在国内外的一些教科书和文献中，皆提出过各种方案，但侧重点有所不同。过去常用的一些分类有，按产状分类：层状的、结核状的；按矿物成分分类：蛋白石质的、玉髓质的、石英质的；按矿物共生组合关系分类：与碳酸盐岩共生的、与页岩和铁质岩共生的；按成因分类：有机成因、无机成因和交代成因的硅岩。

华东石油学院通过对华北震旦亚界硅岩石学的研究，根据硅岩的形成阶段、结构特征及结构组分，对硅岩进行了划分（见表 15－3）。

表 15－3　华北震旦亚界硅岩分类（据赵澄林，1977，1979）

岩类	类	种　　属
原生的	生物的	藻叠层硅岩、藻细胞硅岩等
	机械的	球粒硅岩、鲕粒硅岩、内碎屑硅岩、藻粒屑硅岩等
	化学的	隐—微硅岩（层纹状、条带状、结核状、团块状）
次生的	硅化	硅化藻白云岩、硅化粒屑白云岩、硅化隐—微白云岩等
	重结晶	细—粗晶灰岩

按发展趋势，硅岩的分类应采用结构—成分—成因分类方案。

综合各时代硅岩的成因和结构，大致有如下类型：

1）生物成因的（硅藻岩、海绵岩、放射虫岩、藻细胞硅岩）；

2）化学及生物化学成因的（藻叠层硅岩、藻粒硅岩等）；

3）机械成因的（鲕粒硅岩、球粒硅岩、内碎屑硅岩等）；

4）纯化学成因的（碧玉岩、硅质板岩、硅华等）；

5）交代成因的（主要交代碳酸盐岩产生的，常部分保留原岩结构，如硅化鲕粒石灰岩或白云岩、硅化藻叠层石石灰岩或白云岩等）。

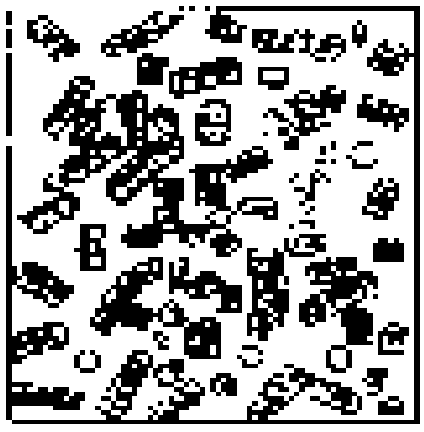


图 15－8　硅藻岩
（山东，临朐，山旺，中新统，单偏光，×300）

二、主要岩石类型

1. 生物成因的硅质岩

（1）硅藻岩（硅藻土）

硅藻岩主要由硅藻的壳体组成，矿物成分主要为蛋白石，化学成分中二氧化硅一般在 70％以上，优质的可达 90％以上。不同环境下形成的硅藻岩，常混入数量不等的粘土矿物、铁质矿物和碳酸盐矿物等。

硅藻是一种微体化石，大小几至几十微米，一般小于 50μm，中—高倍镜下才能分辨其形状（如图 15－8 所示）。辐射硅藻（Centrales）通常呈圆盘形、球形、圆柱形、三角形等；羽纹硅藻（Pennatae）一般为长形（针形、楔形、矩形、纺锤形等）。扫描电镜下可见典型的生物结构及完整外形［如图 15－9（a），（b）所示］，主要由硅藻壳体堆积而成。

土状硅藻岩呈白色或浅黄色，质软疏松多孔，相对密度为 0.4～0.9，孔隙度极大，可高达 90％以上，吸水性强、粘舌，外貌似土状，纹层状页理十分发育，薄如纸页。

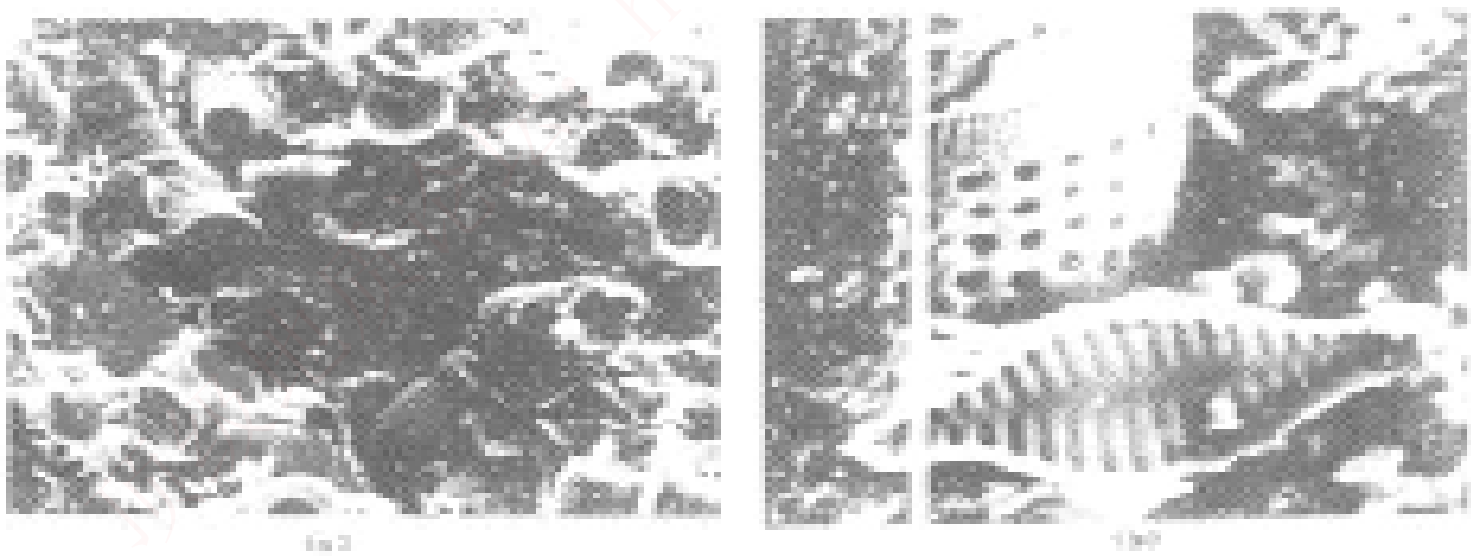


图 15－9　扫描电镜下硅藻岩的微结构，自然断面
（据吕正谋等，1977）
（a）直链属硅藻全貌，×1200；（b）羽纹属硅藻，自形，山东，临朐，山旺，中新统

大部分硅藻土产于第三纪以来的海相或湖泊相的地层中，少数分分布于白垩纪的地层中。多与粘土岩、泥灰岩共生，有时与火山岩共生。年代较老的地层中硅藻土一般均转变为板状硅藻土或蛋白土，最终渐变至燧石岩。现代硅藻主要分布在两极及中纬度的海洋中，并与洋流分布有关。

(2) 海绵岩

主要由硅质海绵骨针（其主要成分为蛋白石及玉髓）所组成，有时含有少量放射虫及钙质生物遗体，可混入少量粘土矿物、碳酸盐矿物及海绿石等矿物。

海绵岩外貌为细粒状，呈淡灰绿色或黑色，常见有坚硬和疏松的两种类型。

坚硬的海绵岩中，海绵骨针由不同比例的蛋白石、玉髓和自生石英胶结而成，外貌呈致密状，不透水。纯净、疏松的海绵岩极少见，仅在个别地区的第三纪沉积中有所分布。

海绵岩多分布于新生代的地层中。

(3) 放射虫岩

放射虫岩主要由放射虫的壳体组成，矿物成分为蛋白石，常含硅藻、海绵骨针，少见钙质生物遗骸。生态学研究表明（Kobayashi and Kimura, 1944），习于深水（冷的）生活的放射虫个体较大，多为球形，其囊壁厚而简单；习于表水（温的）生活的个体较小，且多呈圆盘或长圆形，便于浮游，其囊壁薄而且多层。放射虫岩多为深灰色，也有红色及黑色，常为薄层状、致密坚硬。较老地层中的矿物成分（蛋白石、玉髓）多已重结晶为微晶石英。

关于放射虫岩的形成环境问题，一直存在各种认识。近年来，通过板块构造和现代海洋沉积的研究，在这方面提供了新的资料。许靖华（1979）认为放射虫（硅质浮游生物）大量繁殖在赤道洋流（特别是靠近太平洋的赤道洋流）附近。在这里，海底洋流携带了大量供给硅质生物生存的养料，促使硅质生物大量繁殖。因此放射虫岩的存在，从某些意义而言，能指示远洋深海沉积环境和确定古赤道位置。

(4) 藻细胞硅岩（藻细胞燧石岩）

黑色，多为层状，其中含有球状体、杯状体和丝状体等细胞化石遗迹，矿物成分主要是玉髓。

藻细胞硅岩广泛见于前寒武系硅铁岩、硅—碳酸盐岩建造的燧石岩中，在我国华北震旦亚界雾迷山组下部亦有分布。

2. 化学及生物化学成因的硅岩

(1) 藻叠层硅岩（层状藻叠层燧石岩）

类似碳酸盐岩中的叠层石，宏观呈层状、柱状和锥状等，形态多样，大小不一。基本层分别由暗色硅质层和浅色硅质层组成。矿物成分主要为玉髓，具藻遗迹微构造。暗层主要由低等藻类通过生物化学作用形成，亮层则主要由化学作用形成。我国北方震旦亚界地层中常见呈层状分布的硅质叠层石。

(2) 藻粒硅岩（藻粒燧石岩）

岩石主要由藻粒（藻鲕、核形石）组成。由核形石组成的藻粒呈圆形或椭圆形，单个或连生状，大小由 2～3mm 至 10mm。内部结构具亮暗同心层，矿物成分为玉髓，含有机质。与碳酸盐矿物共生时，可分别组成亮色层或暗色层，是生物化学和机械两种作用的产物，呈层状产出。

3. 机械成因的硅岩类

(1) 鲕粒硅岩（鲕粒燧石岩）

鲕粒结构，有时同心层不明显，为球粒结构。鲕粒主要由隐—微晶石英组成，或主要由玉髓组成，常显放射球粒结构，具核心及同心层。胶结物为微—细晶石英或玉髓，并呈栉壳状围绕鲕粒生长。野外显稳定层状，常见斜层理及交错层理。鲕粒燧石岩广泛见于华北中、上元古界燧石—碳酸盐岩岩系中。有时也见有交代结构，不过大部分为同生—成岩期交代

的。云南昭通下石炭统的煤系地层中也有此种岩石。

(2) 内碎屑硅岩 (内碎屑燧石岩)

主要由硅质内碎屑组成，视粒度大小划分为砾屑、砂屑和粉屑。矿物的主要成分是玉髓，常保留原岩的结构、构造特征。分选和圆度均较差，基质成分复杂，为玉髓、方解石或白云石，常含一些泥质。在燧石—碳酸盐岩岩系中，常分布于岩性韵律的底部，系水下冲刷再沉积的产物。有时见有正递变或反递变层理，反映有重力流水流机制存在。

太行山中—北段中、上元古界龙山组，主要由燧石角砾岩组成，燧石内碎屑系下伏雾迷山组的产物。

4. 主要化学成因的硅岩类

属纯化学成因的硅岩，可能主要是蒸发型和火山型的硅岩，如碧玉岩、硅质板岩及硅华等。碧玉岩和硅质板岩主要由自生石英和玉髓组成，还可有方解石、菱锰矿、黄铁矿、绿泥石、氧化铁、粘土矿物、云母、有机质等混入。

碧玉岩常为隐晶或胶状结构，色多变，有红、绿、灰黄、灰黑等色，有时呈斑块状，致密坚硬，贝壳状断口。主要分布于地槽区，与火山岩系共生，形成巨厚碧玉岩建造。与大规模铁矿伴生的含铁石英岩建造也有碧玉岩产生。部分碧玉岩可能由板状硅藻岩和蛋白石岩变质而来，属生物或生物化学成因。

硅质板岩与碧玉岩的区别是含有较多的粘土矿物，并常常有很薄的层理。

硅华是另一种典型化学成因的硅岩，色浅，多孔，SiO_2 含量不定，常有各种混入物，除 Al_2O_3 外，还有某些有用元素，形成于火山作用后期温泉溢出处。

除上述化学成因的硅岩外，最近陆续见有关于超盐度湖泊中燧石的报道，即在许多新生代和中生代非海洋的沉积地层中存在着薄层和结核状燧石。这类地层的特点是缺乏相化石，并存在蒸发岩，因而这种燧石可能属于湖泊环境中超盐度沉积，并常具有同生变形构造、层内角砾，以及由于脱水而产生的各种类型的花纹状表面构造及收缩缝、印模。有时在燧石表面还有晶体印痕，指示原生的矿物晶体仅产于超盐度的碱性湖泊中。赵澄林、林承焰等(1986，1987) 在研究东濮凹陷下第三系盐湖泊黑色页岩与石膏、盐岩互层的岩系中，发现其中有黑色硅岩薄夹层，就属于古代超盐度湖泊中的燧石，指示封闭深水沉积环境。

三、成因及演化

硅质的成因长期以来一直是沉积学家、岩石学家关注、讨论较多的问题之一。

1. 二氧化硅的来源问题

赫西 (Hesse. R，1988) 总结有三种来源：生物硅质介壳和骨骼、来自大陆的母岩风化产物、由海底火山喷发及深层热液物质。目前海洋生物 (如硅藻、放射虫、硅鞭毛虫或硅质海绵) 产生的氧化硅总量约 $2.5\times10^{16}g/$ 年，其中：河流提供了 $4.3\times10^{14}g/$ 年，孔隙回流提供了 $5.7\times10^{14}g/$ 年，海解作用提供了 $0.8\times10^{14}g/$ 年，海底火山活动提供了 $0.05\times10^{14}g/$ 年，还有 $1.9\times10^{14}g/$ 年的氧化硅是热液注入海水中造成的。海洋中的二氧化硅再循环主要涉及硅质介壳溶解和溶解态二氧化硅的上涌，硅质介壳的溶解作用从洋面下沉持续到洋底，最终转变为硅质沉积物。埋藏期间还继续有溶解及再沉淀作用，直到经过成岩作用才使部分氧化硅固定下来。洋底硅质软泥和钙质软泥的分布各受其补偿—溶解深度控制。

2. 硅质岩的形成机理

硅质岩的形成机理问题，尽管众说纷纭，但归纳起来不外有两种：一种为生物和生物化学作用方式 (有机成因)，另一种为化学作用方式 (无机成因)。后者包括交代成因方式。

(1) 生物和生物化学作用方式

近年来随着测试手段及电镜的广泛应用，在前寒武纪，甚至在 30 亿年以前的沉积中，不断发现了生命的遗迹。如在北美、南非和澳大利亚等地的寒武系燧石条带和碧玉岩中，都发现类菌藻类的丝状体、杯状体及球状体等的化石遗迹（Engel，1968；Lebege，1967，1973；Knoll and Barghoorn，1977)。我国鞍山群、五台群、震旦亚界等地层中，也陆续发现不少类菌、类藻、古孢子等生物化石。据研究，这些低等的菌、藻类通过光合作用，能分泌一种粘液鞘物质，并以捕获或粘集水体中的 SiO_2 胶体质点的方式形成硅质沉积物。前寒武纪一些硅质叠层石的形成与这种作用有关。

已经证实，硅质生物（硅藻、放射虫、硅质海绵等）具有直接从海水中吸取硅质，以组成它们自身躯壳的机理。某些硅藻可以通过对悬浮在水体中铝硅酸盐质点进行腐蚀和分解，从中吸取 SiO_2。尽管水介质中 SiO_2 的浓度相当低，这种机能仍是可能的。

硅质生物在繁殖过程中往往受水体环境的控制，如海水的温度、盐度、深度等因素，并可随季节性的变化而发生周期性的盛衰。有人曾作过统计，在广海的富含硅质生物的表层水中，氧化硅的含量季节性地在 0.5～2.0 mg/L 之间波动。此外，与洋流和火山活动也有密切关系。

(2) 化学作用方式

根据地球的发展演变规律性推断，在古代海洋中二氧化硅的浓度很可能超过非晶质二氧化硅的溶解度，所以就会发生无机的二氧化硅沉淀（Degells，1964)。这种沉淀主要通过蒸发作用使海水中的 SiO_2 浓缩，达到或高于饱和度时发生凝聚而沉淀下来（Barchert，1966；James，1974，Holland，1974)。有人认为只要水介质中存在大量的电解质，那么水介质中的硅质便可吸附及沉淀在胶体和悬浮的无机质点上。这样，可溶的质点就可以（与无机质点一起）进行搬运，并在合适的条件下沉积于海底（Bien，G. A. 等，1959)。

尤斯特尔（Eugter，1967）等人提出了一个湖相模式（包括干盐湖和淡水内陆湖模式),认为咸水湖水中的 SiO_2 浓度可高达 2700 mg/L，由于蒸发作用使非晶质 SiO_2 先形成硅酸钠凝胶 [$NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O$] 的沉积，再经长期脱水、脱钠而转变成燧石。在东非的马加迪湖底的更新世沉积中，已发现有大量燧石及结核层。

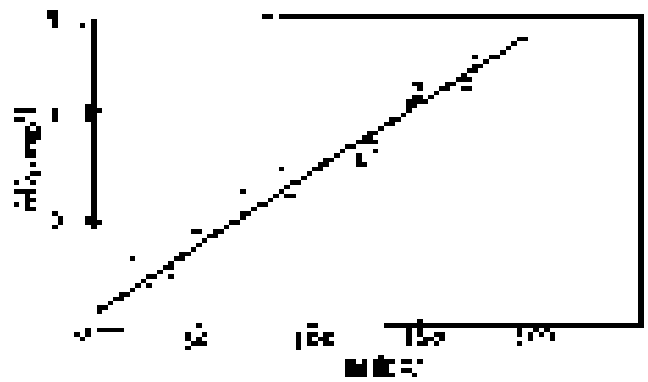


图 15－10　二氧化硅溶解度与温度关系
（据亚历山大等，1954）

另外，海底火山喷发物，经海解作用而分解出大量的 SiO_2，可使局部地区海底达到或高于 SiO_2 的饱和度（100～120 mg/L）而发生沉淀。该机理可用于解释地槽区的碧玉岩和硅岩层的成因。

控制 SiO_2 溶解、沉淀的主要因素为温度、pH 值。实验分析证明，在 21～22℃的平衡条件下（如图15－10所示)，溶液中 SiO_2 含量连续 70d 保持在 100～150 mg/L；随温度升高，溶解度加大，在 150℃时超过 600 mg/L。从图15－11可看出，当 pH 值小于 8 时，其溶解度低或基本保持不变；pH 值大于 8 以后，其溶解度及溶解速度都迅速增高。

(3) 交代成因方式

在碳酸盐岩中，常见经硅化作用而形成的交代硅质岩。

硅化主要是在交代作用过程中进行的，它发生在同生、成岩、后生的各个作用时期，经

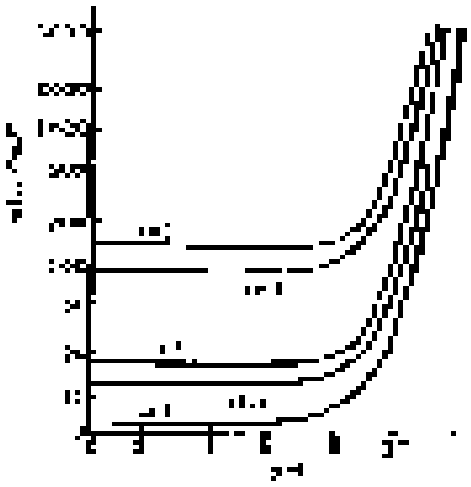


图 15－11　二氧化硅溶解度和 pH 值的关系
(据 Muurok, 1974)
(a) 石英; (b) 方英石;
(c) 鳞石英; (d) 石英玻璃;
(e) 非晶质 SiO_2

常与之发生交代的矿物主要为方解石、白云石、石膏、硬石膏等，有时也交代生物化石。自然界中常见硅质矿物与碳酸盐矿物相互交代。其反应式为:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 + H_4SiO_4 = SiO_2 + Ca^{2+} + 2HCO_3^- + 2H_2O$$

硅化作用主要受 pH 值及温度的控制 (如图 9－11 所示)。

交代硅质岩往往继承原岩的许多特征，如交代硅质岩的颜色和结构一般与原岩相一致。SiO_2 的交代又具有明显的选择性，一般总是优先交代生物遗体或富含有机质及孔隙度高的部分；在粒屑灰岩中，其胶结物常常先被交代。有人认为有机质分解过程中产生有机酸，在其周围形成弱酸性环境，有利于 SiO_2 沉淀与交代。碳酸盐岩中的燧石结核多数为交代作用的产物。

3. 演化

斯特拉霍夫 (1949) 认为，硅岩在前寒武纪分布极广，均属化学沉积物，并与硅铁岩建造有密切关系；寒武纪以后，硅质沉积与有机物才逐步建立密切关系；中生代以后，SiO_2 才主要以生物方式沉积，并完全取代了化学沉积方式。

基于对 SiO_2 表生地球化学特性的认识、生物证据的增加以及现代海洋沉积的模式，对斯特

www.cnki.com.cn

世纪 60 年代以来，在前寒武纪地层中新发现的菌、藻类化石和生命遗迹是惊人的。很可能当稳定地壳形成不久，地球上的生命就出现了。也就是说，从最古老的沉积岩系开始形成，生物及生物化学作用就存在了。硅岩是最发育的古老沉积岩系的一种，当然也与生物作用有密切关系。

由于前寒武纪 (大约 7.6×10^8 年以前) 的生物均属无骨骼及壳体的细小菌藻类，不完全同于寒武纪以后的硅质造岩生物，死亡堆积后骨骼易于保存。为有别于此，而称之为隐生物硅岩 (或燧石岩) 类较为适宜。其形成和演化大致与化学成因硅岩是并列的，尤其在 20 亿年前左右，相当原核生物转变为真核生物时期，这种沉积作用达到了高潮，然后衰减，直到寒武纪以后，逐步被生物硅岩所取代，其演化模式如图 15－12 所示。

四、硅质岩的成岩后生变化

无论是以生物或非生物成因的原始硅质沉积物，均由一种含水的结晶质 SiO_2——蛋白石组成，在成岩期经过脱水和重结晶作用而转变为玉髓和石英。但是硅胶的脱水作用却是一个复杂的物理化学过程，而且十分缓慢。随着埋藏深度和地温的增加，蛋白石的水分子逐渐被排出，在一定浓度梯度影响下，化学质点发生重新排列组合，形成新的结晶质点和晶体，即所谓重结晶作用。厄恩斯特和卡尔弗特 (Ernst and Calvert, 1969) 已确定出在不含循环水的中性溶液中的蛋白石—石英转变的速度

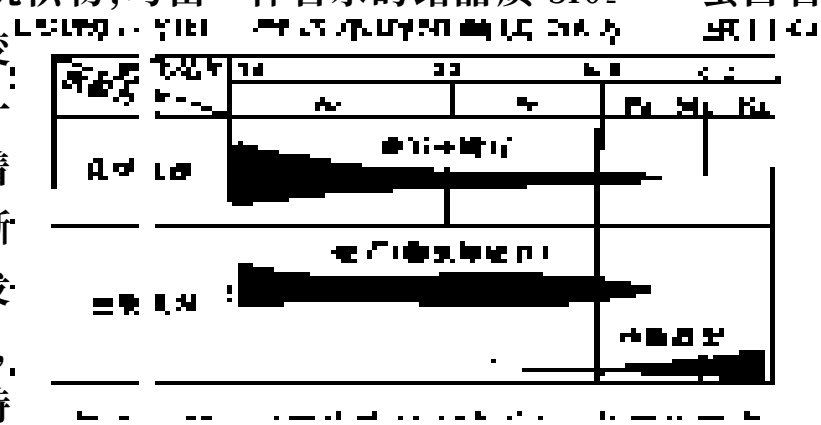


图 15－12　二氧化硅在地球历史中的演化模式
(据闵育顺等，1978)

常数:在 200℃蛋白石完全转变为石英需 47 年,在 100℃需 3.6 万年,在 50℃需 4.3 百万年,在 20℃需 180 百万年。由于地下温度常大于地表温度,所以蛋白石完全转变为石英的最大值应是 180 百万年。几乎所有现存的蛋白石质岩石都是在新生代,最老的是早白垩世阿尔必期的,大约有 100 百万年。现代深海钻井证实,最年青的燧石结核其时代属更新世(约 1～2 百万年)。

近 10 年来,人们运用 X 射线衍射分析和电子显微镜,对现代硅质沉积物和年青的硅岩进行了精确测定,充实和完善了生物硅质软泥在埋藏成岩作用期间的矿物转变特点。每个阶段都是根据一个主要的普通低温氧化硅相确定的:1)硅质软泥或硅质泥的蛋白石—A 阶段;2)瓷状岩的蛋白石-CT 阶段;3)狭义燧石(石英质燧石)的微晶石英或石英阶段。目前对这一变化的讨论重点是(Hesse, R., 1998):

1)与这一转变有关的物理化学机制是什么?

2)蛋白石-A 到蛋白石-CT 的转变和蛋白石-CT 到微晶石英的转变是溶解—再沉淀反应,亦或固态反应(厄恩斯特, W. G., 1969)呢?

3)转变速度的控制因素是什么?

4)沉积物性质如何影响转变速度;

5)从蛋白石-A 转变为微石英或石英为什么需要经过亚稳定蛋白石-CT 这一过渡状态?

1. 硅化作用

硅化作用是自然界很常见的一种地质现象,这一作用对于碳酸盐岩和碎屑岩储集层的孔渗发育影响比较大。硅化主要是在交代作用过程中进行的,它可发生在同生、成岩、后生的各个作用时期,经常与之发生交代的主要是方解石、白云石、石膏、硬石膏等类矿物,有时也交代生物化石。硅质与碳酸盐矿物相互交代更为普遍。

SiO_2 的交代有明显的选择性,一般总是优先交代富含有机质或多孔隙的部分。有机质分解过程中产生有机酸,在其周围形成弱酸性环境,有利于 SiO_2 的沉淀与交代。我国南方二叠系石灰岩的生物化石非常发育,SiO_2 常常围绕它们交代和聚集成燧石结核、团块或薄层,燧石中包裹的骨壳较好地保存了生物壳层的内部结构。在广西桂中地区上二叠统中少数含生物红藻屑石灰岩硅化极好,已成硅质岩层,原来的钙质生物红藻、珊瑚、　、苔藓虫、有孔虫、介形虫等,硅化后均完好地保存了它们的原始骨骸结构。

硅质交代钙质生物由易至难的一般顺序为:苔鲜类—四射珊瑚—床板珊瑚—棘皮类—有孔虫—钙质海绵—伞藻。

在其他类型沉积物(岩)中的硅化也是一种很有趣的现象。埋藏于河流相砂砾岩中的树干常硅化成硅化木,但与粘土岩共生的泥炭沼泽相中的植物残骸却常常碳化。这是因为碳化作用所需要的是封闭系统,而砂砾岩具良好的孔隙度,近似一个开放系统,有利于矿化的渗透水中的硅质进行交代。煤系地层中碎屑岩的硅化是因为在有机质转化为煤的过程中,造成了酸性的介质条件所致。

硅质交代的产状还常常受围岩的结构、构造控制。在纹层发育的石灰岩或白云岩中,硅化常沿层纹进行,这种硅化多发生于成岩早期。

2. 去硅化作用

成岩后生阶段,硅质成分也可被碳酸盐或粘土矿物交代,即去硅化作用。其简要的机理是硅质石灰岩(或白云岩)、钙质(或白云岩)砂岩在后生阶段继续脱水,介质性质由弱碱性($pH < 9$)变为强碱性($pH > 9$)时,方解石或白云石将交代硅质部分,以及产生硅质或

石英颗粒的溶蚀构造。这一现象在华北古生界或中、上元古界地层中也较常见。

去硅化还常出现在粘土质石英砂岩中。粘土质胶结物在强后生作用下，转变为绢云母(伊利石）并由边缘向内交代石英颗粒，使石英颗粒外缘参差不齐，呈明显溶蚀交代现象。这一交代作用普遍见于北京附近的上二叠统红庙岭组的粘土质胶结的石英砂岩中。

在富含石英的石英砂岩中，常见相邻的石英颗粒呈缝合线状接触。对此解释，一是压溶说（李克原理)，即在强大应力条件下颗粒间发生过溶解和相互交代作用而形成的。在应力集中处，石英颗粒表面的水薄膜提供了溶解的二氧化硅扩散的通道。压溶作用的真实性，从物理和化学研究都可以得到证实，但在实验室尚未取得成功实验。二是汤姆逊（Thomson，1957）曾推论，少量粘土矿物的存在，能大大促进溶解作用，石英颗粒间的粘土薄膜在富含 CO_2 的水作用下，常游离出 K_2CO_3，使溶液的 pH 值升高。在这种情况下，它能溶解与粘土薄膜接触处的石英颗粒，可溶的 SiO_2 随即沉淀于较酸性的地方。韦尔（Weyl，1959）认为，石英颗粒之间的薄膜不一定是粘土，惟一必须的条件是薄膜要由颗粒很小（比压溶溶解的颗粒要小得多）的物质所组成，而且薄膜必须是有孔隙的、饱和水的，薄膜物质本身还必须是不致被迅速压溶的。西普尔用荧光岩石学方法曾指出，在正石英岩中，一些缝合线状的颗粒接触与石英次生加大有关，而与压溶造成的溶解无关。

总之，从成岩早期至后生作用阶段，在酸性介质条件下，易发生硅化作用；在碱性介质条件下，易发生去硅化作用。而在整个变化过程中，也是由早至晚，由弱至强，由简单到复杂的连续过程，并与岩石性质、埋藏深度、地温变化、循环水性质等因素有密切关系。

第三节　铁、锰、铝、磷、铜沉积岩

一、铁沉积岩及沉积铁矿

1. 一般特征

可把铁矿物含量大于 50％的沉积岩称为铁沉积岩，也可简称为铁岩；铁矿物含量为 50％～25％的沉积岩，可称为铁质沉积岩或铁质岩；矿物含量小于 25％的沉积岩，可称为含铁沉积岩或含铁岩。

也有用“铁质岩”来称呼铁沉积岩或铁岩的，或用它来概括所有富含铁矿物的沉积岩。但是，这一术语易与本书三级命名原则中的“质”字相混淆，故本书不这么命名，而只把这一术语限于铁矿物含量为 50％～25％的沉积岩。同样，在锰、铝、磷沉积岩中，以及其他沉积岩中，均按此原则命名。

有经济价值的铁沉积岩、铁质沉积岩、含铁沉积岩，称为沉积铁矿。沉积铁矿是极重要的铁矿类型，沉积及沉积变质的铁矿约占世界铁矿总储量的 90％，所以铁沉积岩及沉积铁矿的经济意义很大。

在铁沉积岩及沉积铁矿中，常见的铁矿物有：

1）氧化铁矿物：如磁铁矿、赤铁矿、褐铁矿等。

2）碳酸铁矿物：如菱铁矿等。

3）硅酸铁矿物：如鲕绿泥石、海绿石、铁蛇纹石等。

4）硫化铁矿物：如黄铁矿、白铁矿等。

在沉积铁矿的化学成分中，主要组分为 Fe；有益组分为 Mn，V，Ni，Co，Cr等；有害组分为 P，S，As 等；成渣组分为 SiO_2，Al_2O_3，CaO，MgO 等；挥发组分为 CO_2，H_2O 等。

铁沉积岩及沉积铁矿的结构与碳酸盐岩颇为相似，常见的结构类型有内碎屑结构、鲕粒结构和豆粒结构、球粒结构、泥结构等。

铁沉积岩及沉积铁矿的构造也很多样，其中常见的有“肾状构造”，实际上是一种叠层石构造，还有层理、波痕及泥裂构造等。

2 主要类型

根据沉积铁矿的矿石成分可分为：

1）氧化铁类型：主要由赤铁矿及褐铁矿（常为针铁矿）组成，常呈鲕粒结构或豆粒结构，色红或褐红。

2）碳酸铁类型：主要由菱铁矿组成，常与燧石共生，从而成为燧石碳酸铁矿。另外，菱铁矿也可在石灰岩中呈鲕粒或其他形式产出，也可呈结核在陆源岩中产出，也可以基质形式出现并还常交代其周围的颗粒（如鲕粒或生物碎屑等）。

3）硅酸铁类型：主要由鲕粒泥石组成，常有赤铁矿或菱铁矿混入物，常呈鲕粒结构，色暗灰或灰绿。

4）硫化铁类型：主要由黄铁矿及白铁矿组成。通常情况下，这些硫化铁矿物只是岩石中的少量组分；但有时其含量也甚大，如黑色页岩、黑色板岩、黑色石灰岩类型。黄铁矿一般常呈颗粒、鲕粒、结核产出。多呈黑色。

根据矿石的结构，可仿照碳酸盐岩中的邓哈姆分类的原则，将沉积铁矿划分为颗粒岩类型、泥质颗粒岩类型、颗粒质泥岩类型、泥岩类型。当然，这里的颗粒和泥都是铁质成分的。颗粒也可以再分为内碎屑、鲕粒等，内碎屑也可以再分为碎屑、砂屑、粉屑等。

根据沉积铁矿的形成时代及沉积环境，可分为前震旦纪沉积变质铁矿、后震旦纪海洋沉积铁矿、后震旦纪湖泊沉积铁矿。

前震旦纪沉积变质铁矿主要为磁铁矿石英岩类型，我国的“鞍山式”铁矿即属此类型。这是最重要的铁矿类型，其储量远远超过其他铁矿类型的总和。其成因是复杂的，有的与火山活动有关，属于地槽早期的火山硅岩组合；有的与火山活动无关；有的属于海洋环境沉积；有的可能为河口或淡水环境沉积。因此，这一铁矿类型是在一个很长的地质历史时期中，多种铁沉积岩或沉积铁矿的变质产物。

后震旦纪海洋沉积铁矿是仅次于前震旦纪沉积变质铁矿的重要铁矿类型，常见的是近岸浅海的赤铁矿类型，我国著名的“宣龙式”铁矿及“宁乡式”铁矿即属此类型。

宣龙式铁矿主要分布于华北。宣龙矿区位于河北省北部宣化、龙关一带，北为内蒙古陆，南为密（云）怀（来）隆起，再往南为燕山沉降带的广海，在古地理位置上是一个靠近古陆的海湾式的盆地。铁矿层位于震旦系下部串岭沟组的底部，正处于长城组石英岩与大红峪组下部石灰岩的过渡地带，即位于海进层序中。矿石以赤铁矿为主，下部多呈肾状，上部多呈鲕状。由盆地边缘向中心深处，赤铁矿逐渐过渡为菱铁矿，如图 15－13 所示。矿层厚度因地而异，靠近内蒙古陆一侧较厚，盆地南缘则较薄，这说明铁主要来自北方的内蒙古陆。

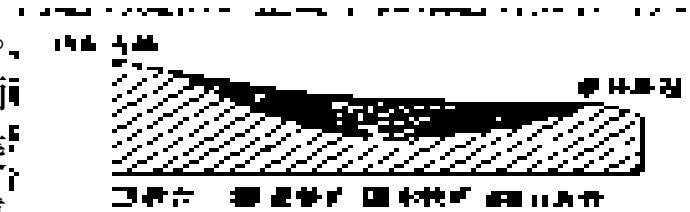


图 15－13 宣龙铁矿矿石相变示意图

（据董南庭，1956，有修改）

宁乡式铁矿主要分布于华南，主要分布于古陆边缘的浅海地区。由于各地海侵早晚不一，故成矿时代也有先后。滇、黔、桂海侵较早，成矿时代为中泥盆世；湘、鄂一带海侵较晚，成矿时代为晚泥盆世。矿呈层状，矿石以鲕粒赤

铁矿为主。近岸地区主要为赤铁矿，向盆地方向逐渐过渡为菱铁矿及鲕绿泥石，并富含黄铁矿，如图 15－14 所示。

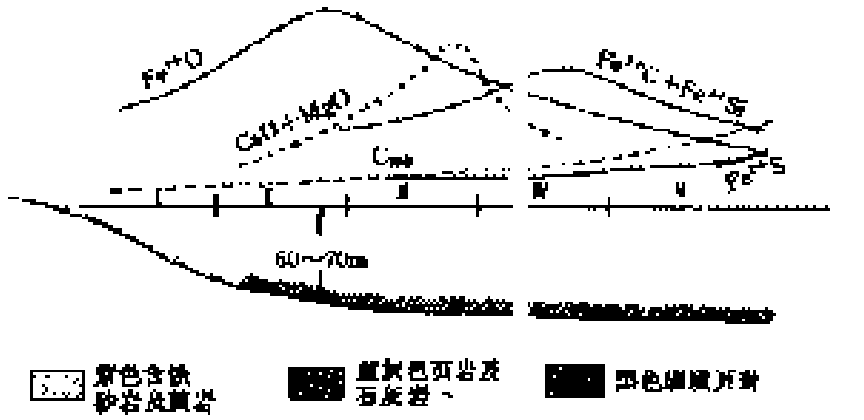


图 15－14　鄂西宁乡式铁矿岩相在水盆地中的分布及其主要特征示意图

（据傅家谟，1961；有修改）

含矿岩相主要类型

Ⅰ—紫色含铁砂岩及页岩相；Ⅱ—砂质鲕粒赤铁矿相；Ⅲ—钙质鲕粒赤铁矿相；Ⅳ—菱铁矿质鲕绿泥石相；Ⅴ—蓝绿色铁质页岩及石灰岩相；Fe^{3+}—赤铁矿；$Fe^{2+}S$—黄铁矿；$Fe^{2+}C + Fe^{2+}Si$—菱铁矿＋鲕绿泥石；CaO + MgO—钙和镁的碳酸盐；$C_{有机}$—有机碳

宣龙式铁矿和宁乡式铁矿有许多共同的特点，如层位稳定；空间上均沿古陆边缘分布；近岸多为赤铁矿，随着深度增加，逐渐过渡为菱铁矿、鲕绿泥石，甚至硫化铁矿；海岸线愈曲折，对成矿越有利；在纵向上，矿层均位于海进层序中，位于陆源碎屑岩与碳酸盐岩的过渡带中。

后震旦纪湖沼沉积铁矿规模一般不大，又称为“沼铁矿”。矿石主要为褐铁矿（针铁矿）、菱铁矿，有时也为铁的磷酸盐蓝铁矿。矿石多呈鲕粒、结核、土状等，矿体多呈透镜状，常与煤系地层共生。我国石炭纪、二叠纪、侏罗纪、白垩纪、第三纪均有此类铁矿。

二、锰沉积岩及沉积锰矿

1. 一般特征

可把锰矿物含量大于 50％的沉积岩可称为锰沉积岩，也可简称为锰岩；锰矿物含量为 50％～25％的沉积岩，可称为锰质沉积岩或锰质岩；锰矿物含量小于 25％的沉积岩，可称为含锰沉积岩或含锰岩。有经济价值的锰沉积岩、锰质沉积岩、含锰沉积岩，称为沉积锰矿。沉积锰矿是最重要的锰矿类型，世界上的锰矿主要来自沉积锰矿。

在锰沉积岩及沉积锰矿中，常见的锰矿物有：

1）氧化锰矿物：如软锰矿（MnO_2）、硬锰矿（$mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$）、水锰矿（$Mn_2O_3 \cdot H_2O$）、褐锰矿（$Mn_2O_3$）等。

2）碳酸锰矿物：如锰方解石［(Ca，Mn) CO_3］、锰菱铁矿［(Mn，Fe) CO_3］、菱锰矿（$MnCO_3$）等。

此外，还有少量磷酸锰矿物、硼酸锰矿物等。硅酸锰矿物及硫化锰矿物很少出现。

除了锰矿物以外，还常含陆源碎屑矿物、粘土矿物、碳酸盐矿物、蛋白石等。

在锰沉积岩及沉积锰矿中，常见的结构有鲕粒结构、豆粒结构、泥状结构、胶状结构，也有交代结构。

2. 主要类型

根据与锰沉积岩及沉积锰矿共生的岩石类型，可把其分为碎屑岩型、粘土岩型、碳酸盐

岩型、硅岩型等。其中，碎屑岩型及碳酸盐岩型是主要的。

根据锰沉积岩及沉积锰矿的形成环境，可把其分为海洋的和湖泊的。海洋锰沉积岩及沉积锰矿是主要的。

3. 成因

沉积锰矿的成因与沉积铁矿颇为相似，但是锰在地壳中的含量远少于铁，而且又多呈分散状态。据统计，每吨岩石中的 Fe/ Mn 比率约为 40～60。因此，要形成沉积锰矿就需要更为有利的地质条件。

锰的来源不外三种，即母岩的风化产物、火山物质、海解作用产物。母岩风化产物应是主要的。因此，首先应有一个遭受长期风化的母岩区存在。锰的化学活性比铁大，因此锰的搬运问题不大。沉积锰矿的古地理环境与沉积铁矿相似，也沉积于古陆边缘水流受一定局限的浅水地带；但水体的深度比铁矿较深些，即离岸较远些。

锰沉积时的物理化学条件也与铁相似，在近岸地区主要以氧化锰形式沉积，在远岸地区主要以碳酸锰形式沉积。因此，沉积锰矿也常具有分带性。

4. 现代海洋中的沉积锰结核

现代海洋沉积物中的锰矿是在近 100 年来才发现的。锰矿石主要呈结核存在，故常称为沉积锰结核。结核大小不一，大者可达几十厘米至 1m，小者仅有 1mm，主要由锰的氧化物及氢氧化物组成。结核形态不规则，也有呈饼状或球状的。同心构造明显，核心多为火山岩碎屑及生物碎屑（如颗心藻）；同心层含各种混入物，如粘土、介壳碳酸钙、火山物质等。色棕到黑，土状。因孔隙较大，故相对密度只有 2～3。含 Fe，还含多种微量元素，如 Sr，Cu，Cd，Co，Ni，Mo 等。分布深度多为 3600～4000m，个别达 10000m。这种锰结核的生长速度不一，如加利福尼亚沿海的海军炮弹碎片，现在已经有几英寸厚的锰质外壳了；但在深海中，锰结核的生长速度却相当慢，一般为几百万年 1mm。这种锰结核的储量很大，估计可达 17000×10^8t；其中锰可达 4000×10^8t，镍可达 164×10^8t，铜可达 88×10^8t，这确实是一个巨大的资源。

关于这种锰结核的成因，现在还不完全清楚。这些结核中的锰至少有两种来源：

1）陆地岩石的风化产物；

2）海底火山物质的海解产物，许多锰结核与海底火山碎屑共生可作为旁证。

由于锰主要呈氧化物存在，因此这种锰结核的生成还应发生在富含氧的海水中。

不论是海洋还是湖泊，不论是深水还是浅水，锰结核均很常见。但是，在古代的沉积岩层中，这种沉积锰结核却很少见。这可能是，当锰结核被埋藏以后，在成岩作用或后生作用阶段，被溶解掉了。

三、铝土岩及铝土矿

1. 一般特征

富含氢氧化铝矿物的沉积岩称为铝土岩；如果铝土岩的 Al_2O_3 含量大于 40%，其 Al_2O_3 $SiO_2>2$ 1，则称为铝土矿。

铝土矿是提炼铝的主要原料，是重要的矿产资源。在铝土矿中，还经常含有镓、锗、铀、镍、铬、铌等微量稀有元素，这就更提高了它的经济价值。

铝土岩或铝土矿的矿物成分主要为铝的氢氧化物，即三水铝石、一水软铝石、一水硬铝石，其次为各种粘土矿物、陆源碎屑矿物（如石英）、化学沉淀矿物（如方解石、赤铁矿等）。

三水铝石 [Al (OH)$_3$]，又称为三水铝矿，单斜晶系，常以极细小的颗粒与鲕绿泥石、氧化铁、氧化硅等构成混合物，呈结核状、鲕状、豆状产出，也呈凝胶状及隐晶质产出。其理论化学成分是 Al$_2$O$_3$ (65.35%)，H$_2$O (34.65%)。

一水软铝石 [AlO (OH)]，又称为勃母铝石、勃母铝矿、勃母石、薄水铝矿等，斜方晶系，常呈隐晶块体或胶状体与其他矿物组成混合体。其理论化学成分是 Al$_2$O$_3$ (85%)，H$_2$O (15%)。

一水硬铝石 [HAlO$_2$]，又称为一水硬铝矿、水铝石等，斜方晶系，其产出状况同前。其理论化学成分与一水软铝石同。

这三种铝矿物中，三水铝石最不稳定，一水软铝石次之，一水硬铝石最稳定。因此，在其成岩后生作用过程中，它们将按下列顺序转化：三水铝石→一水软铝石→一水硬铝石→刚玉。所以，三水铝石型铝土矿多见于新生代及中生代地层中，一水硬铝石、一水软铝石型铝土矿多见于古生代及中生代地层中，刚玉则见于变质的铝土矿中。

铝土岩及铝土矿的结构与粘土岩甚为相似，常见的有泥结构、粉砂泥结构、鲕粒及豆粒结构、内碎屑结构等。

泥结构与粉砂泥结构的铝土岩或铝土矿，与粘土岩很相似；区别是铝土岩或铝土矿无可塑性，硬度和相对密度较大，有时有磁性。

内碎屑结构及鲕粒结构的铝土岩和铝土矿，可仿照碳酸盐岩的类似结构类型进行分类和命名，其成因解释也可类比。

2 主要类型及其成因

通常，都把铝土岩或铝土矿划分为风化残余型和沉积型两大类。

风化残余型的铝土矿主要是铝硅酸盐岩石，是在湿热气候条件下化学风化作用的产物。

母岩中的铝硅酸盐矿物（主要是长石），在长期化学风化作用下，将最终形成铝土矿物。

由于与风化残余型的铝土矿物共生的还常有褐铁矿，故常使铝土矿呈红色，所以这一风化残余型的铝土矿也常称为红土型铝土矿。

碳酸盐岩遭受长期的化学风化作用后，也可形成红土型的铝土矿。这种铝土矿较富含钙，故也称为钙红土型铝土矿，也可把这种铝土矿称为岩溶型铝土矿。

其他岩石（如基性火山岩等），遭受长期化学风化作用后，也可形成红土型铝土矿。

世界上有许多著名的铝土矿，如美国阿肯色州的铝土矿属于霞石正长岩风化残余型的，牙买加的铝土矿属于碳酸盐岩风化残余型的，印度德干高原的铝土矿属于玄武岩风化残余型的。我国福建漳浦的铝土矿属于玄武岩风化残余型的，从地表的富含三水铝石的红土（1～2m 厚）、含少量三水铝石及少量风化玄武岩残余型的红土（1～2m 厚），到风化的玄武岩，分带性很明显。

在我国，寻找风化残余型铝土矿的前景应是很大的。

风化残余成因的铝矿物是沉积铝土矿的主要物质来源。这些物质的化学活性很小，在一般的地表水中是很难溶解的，所以很难以真溶液方式被搬运，大都呈碎屑或胶体溶液方式进行搬运。这些物质转移到水盆地后，沉积下来，就成为沉积型的铝土矿。

沉积型铝土矿又可按其形成的环境，分为海洋沉积的和湖泊沉积的。海洋沉积铝土矿是最主要的。

我国许多著名的铝土矿床，不论是北方的或南方的，多属于海洋沉积的，大都产于石炭纪、二叠纪地层中，而尤以中或上石炭统的“G”层铝土矿最为重要。

这一重要的铝土矿层有以下特点:

1) 均位于下古生界碳酸盐岩的古风化剥蚀面上;

2) 均位于中、上石炭统海侵岩系的下部;

3) 均位于古陆的边缘，且均位于古陆边缘的凹陷地区，即水流受到局限的地区。

这是有深刻的成因意义的。下古生界碳酸盐岩以及其邻近古陆上的其他岩石的长期风化，为这一铝土矿层准备了丰富的物质来源。在中、晚石炭世时，在这个久经风化剥蚀的古准平原化的地面上，海侵开始了；在靠近古陆边缘而水流又受到局限的凹陷中，正是胶体溶液状态的铝沉淀的有利地区。在这些有利的地质条件下，形成巨大的铝土矿是完全合理的。

在这些铝土矿层的底部，几乎总有赤铁矿层或含赤铁矿的粘土岩层，这说明铁的沉淀早于铝。下部铝土矿质量较差，多为铝土质粘土岩或铝土岩，上部质量较好，即含硅较低，这说明铝土矿的沉淀还应在氧化硅的沉淀高潮之后。在往上就逐渐过渡为含煤岩系了。这就是通常所说的“铁、铝、煤组合”。

湖泊沉积的铝土矿规模一般较小，矿体质量变化较大，我国北方石炭纪、二叠纪的含煤岩系中，有许多这种类型的铝土矿，山东淄博地区的“A”及“B’层铝土矿即属此类型。

我国铝土矿的成因类型的相对丰度与国外有很大不同。例如新生代的红土型铝土矿，在国外约占其总储量的84%；而在我国则不过占其总储量的2%。又如，碳酸盐岩不整合面上的岩溶型的、海相（海湾相、暗湖相等）的铝土矿（如华北的“G”层铝土矿），在国外只占其总储量的15%左右，而在我国却占其总储量的90%左右。又如，堆积型的铝土矿（原来的岩溶型铝土矿经过破碎、风化、淋滤而成的碎屑堆积型铝土矿，如广西平果铝土矿），在国外几乎微不足道，而在我国却占其总储量的10%以上。

四、沉积磷酸盐岩及沉积磷矿

把磷酸盐矿物（主要是磷灰石）含量大于50%（相当于P_2O_5含量大于19%）的沉积岩，称为沉积磷酸盐岩，也可称为磷酸盐岩、磷灰岩、磷沉积岩、沉积磷岩、磷岩等。也有把磷酸盐岩称为磷块岩的。

把磷酸盐矿物含量为50%～25%（P_2O_5含量19%～10%）的沉积岩，称为磷酸盐质沉积岩，也可简称为磷质沉积岩或磷质岩。

把磷酸盐矿物含量小于25%（P_2O_5含量小于10%）的沉积岩，称为含磷酸盐沉积岩，也可简称为含磷沉积岩或含磷岩。

有经济价值的含磷沉积岩、磷质沉积岩、磷沉积岩，称为沉积磷矿。沉积磷矿是最重要的磷矿类型，它是农业磷肥的主要原料。另外，其中还常含有U，V，Ni，Mo，Cr，Sr，Ba以及稀土元素，可综合利用。

在沉积磷酸盐岩中，常见的磷酸盐矿物有:

氟磷灰石	氯磷灰石	氢氧磷灰石
$Ca_5(PO_4)_3F$	$Ca_5(PO_4)_3Cl$	$Ca_5(PO_4)_3OH$

其中的PO_4可被VO_4，As_2O_4，SO_2，SO_4，CO_3代换；F，Cl，OH也可互相代换；Ca可被Mg，Mn，Sr，Pb，Na，U，Ce以及其他稀土元素代换。

还常有富含碳酸根离子的碳酸磷灰石，含有氢氧离子和百分之几的碳酸根离子的氟磷灰石（通常称为细晶磷灰石）及胶磷矿等。胶磷矿可能是一种非晶质的磷酸盐矿物，其化学式为$Ca_5(PO_4)_2\cdot 2H_2O$。其

除上述磷酸盐矿物以外，还常有粘土矿物、各种碎屑矿物以及各种化学沉淀矿物等。

在野外工作阶段，通常都用少许钼酸铵粉末放在岩石上，再加一些硝酸，以看其是否发生黄色沉淀（磷钼酸铵）来鉴别岩石中是否含磷。

沉积磷酸盐岩的结构与碳酸盐岩的结构极为相似，常见的有各种内碎屑结构、鲕粒结构、生物碎屑结构、泥晶结构、胶状结构以及交代结构等。因此，也可仿照碳酸盐岩的结构分类，对沉积磷酸盐岩进行分类。

沉积磷酸盐岩的构造因结构而异。具颗粒结构的磷酸盐岩，水动力标志明显，常见粒度递变层理、波状层理、交错层理，有时还见波痕、泥裂等层面构造。具泥晶结构、胶状结构的磷酸盐岩，常呈层状构造、块状构造等，也有叠层构造。

沉积磷酸盐岩的分类还是一个未解决的课题。有按产状划分的，如层状磷酸盐岩、结核状磷酸盐岩等；有按生成环境划分的，如海洋磷酸盐岩、大陆磷酸盐岩（如鸟粪磷酸盐岩）等；有按生成机理划分的，如原生磷酸盐岩、次生交代磷酸盐岩等；有按大地构造划分的，如地台型磷酸盐岩、地槽型磷酸盐岩等。这些分类方法和岩石类型都是很有意义的。

近来，仿照磷酸盐岩的结构分类原则，也出现了一些结构岩石类型，如颗粒磷酸盐岩、泥晶磷酸盐岩，以及两者之间的各种过渡类型的磷酸盐岩、叠层石磷酸盐岩、次生交代的结晶磷酸盐岩等。这是一种新的岩石学分类，应给予重视。

在这些类型中，以海洋的、层状的、颗粒—泥晶磷酸盐岩类型的规模最大，最具有工业价值。

我国南方的震旦纪及寒武纪的磷矿规模较大，也属海洋的、层状的类型。在其他地区和其他地质时代中，也不断有所发现。但总的说来，我国磷矿资源的分布仍然很不平衡，即南富北贫。为扭转这一不平衡局面，应尽快在北方找到较大、较多的磷矿，这是一项重大的任务。

五、铜沉积岩及沉积铜矿

1. 一般特征

含铜矿物在岩石中极少见到，也不能构成沉积物的主要成分。由于人们对铜的重视，对那些明显含有铜矿物的沉积岩则称为铜质岩。铜矿物常常作为次要矿物附生于砂岩、页岩、泥灰岩及碳酸盐岩中，因而许多文献又称其为附生岩类，其矿床则称为层状铜矿床。

铜沉积岩中的铜矿物可以在沉积作用中形成，但很多情况下可能是成岩—后生作用中形成的或是原生铜矿物经改造而形成的。这些矿物通常是铜的硫化物和氧化物等。常见的、最主要的有辉铜矿（Cu_2S）、斑铜矿（Cu_5FeS_4）、黄铜矿（$CuFeS_2$），也包括自然铜（Cu）、黝铜矿（$Cu_{12}Sb_4S_{13}$）、铜蓝（CuS）。除此之外，还有许多不含铜的自生矿物与它们紧密伴生，常见的有黄铁矿、白铁矿、赤铁矿，有时还有 Ni，Mo，Co、Pb，Zn 的硫化物和自然金属 Au，Pb，Ag 等。铜沉积岩次生变化后常常可以见到孔雀石 [$Cu_2CO_3(OH)_2$]、蓝铜矿 [$Cu_3CO_2(OH)_2$]、黑铜矿（CuO）、赤铜矿（Cu_2O）、水胆矾（$CuSO_4\cdot 5H_2O$），铜沉积岩中这些矿物之间有着很复杂的关系。自然环境中铁元素广泛存在，含铁矿物对环境的反应敏感，当铁和铜共存时，就可以做出常温、常压下的 pH—Eh 稳定图解。从这个图上可以看出黑铜矿、赤铜矿出现在强氧化的条件下，孔雀石是地表风化带的产物，自然铜、辉铜矿、斑铜矿则依次出现在还原条件下。而黄铜矿和变质作用有关，它的含量随变质作用的加强有增多的趋势。

铜沉积岩的结构构造取决于含铜矿物所依附的岩石类型，常常就是所依附的岩石本身特

有的结构，如碎屑岩中砾状、砂状、粉砂状结构、泥质岩的泥状结构，碳酸盐岩的粒屑结构及这些岩石常见的各种沉积构造，如层理、波痕、虫迹、叠层构造等。

含铜矿物大多呈细晶粒状、星散状分布于岩石中。碎屑岩中含铜矿物主要出现在胶结物内。某些泥状岩层、炭质岩层含铜矿物呈斑点状、结核状集合体。另外常见的是含铜矿物充填在成岩后生作用中形成的各种裂隙、孔隙中，呈脉状、浸染状。有时可见交代黄铁矿、生物残骸呈交代假象。

2 铜沉积岩的分类和主要类型

对铜质岩和其矿床的分类，人们有着不同的意见，根据它所依附的母岩，库洛克斯(Cuillowx，1974）分为以下几种：

1）黄铁矿型沉积铜矿床与火山岩伴生，如日本的黑矿；

2）含铜页岩和含铜泥灰岩；

3）含铜砂岩（红层铜矿）。

根据大地构造条件和岩性—岩相条件，将其分为造山区的和地台区的两大类，再根据海进、海退及古地理环境进行细分。各种分类方法很多，岩石的名称上还是以含铜砂岩、含铜页岩（含铜泥灰岩）常见。

(1）含铜砂岩（砂岩型铜矿床)

主要产于由砂岩、砂砾岩、粉砂岩及泥质岩为主的红色地层中，含铜岩层在颜色上比周围的红色岩层要淡一些，常见淡绿色或灰色为主，具水平层理或层理不发育，一般为中厚层至厚层状，具振荡波痕。含铜矿物所依附的以长石石英质的砂岩、粉砂岩为主，其碎屑组分除长石石英外还可有硅质岩屑、喷出岩岩屑、石灰岩岩屑以及无色云母、黑云母、绿泥石的鳞片，各种类型的重矿物也可以出现。胶结物常见碳酸盐质及硅质，有时也可见铁质及粘土质。铜矿物主要是辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿，与其伴生的金属矿物常见赤铁矿、黄铁矿等，这些矿物大多很细小，呈浸染状和包裹体出现在胶结物中，某些地区的含铜砂岩可以见到部分或全部的被金属矿物交代了的植物化石，如树叶的残迹、树枝、木质的砾块以及粗大的树干等。

含铜岩层横向上可以过渡为红色的非铜质岩石，金属矿物也有明显的分带现象，所出现的顺序常是赤铁矿（褐铁矿）—辉铜矿—斑铜矿—黄铜矿—黄铁矿，很多人认为这是原生沉积环境渐变过渡造成的，原来红色高价氧化铁还原为低价铁矿物的同时，在不同的环境下形成铜矿物，因而使得含铜岩层在颜色上也有别于围岩。

砂岩铜矿床分布较广，著名的赞比亚—扎伊尔铜矿带，前苏联科达尔—乌多坎铜矿带及美国、澳大利亚等地的铜矿都属这一类型，是铜矿产的主要来源。我国滇、川、黔、湘、鄂、粤等许多省也有发现，仅川南、滇中断陷盆地内就有万余米的红层已发现多个工业矿体，这一地区的含铜建造在空间上与含煤建造、含盐建造有明显的关系。

(2）含铜页岩

含铜页岩也广泛地分布于红色地层中，含铜矿物依附于泥质岩中，常具页理构造，成分上含有有机质或沥青质，最常见的还是钙质，因滴酸起泡又称为含铜泥灰岩。颜色上可呈灰绿色、灰色、深灰色，结构上也有较大的碎屑颗粒及再结晶，碳酸盐和绿泥石颗粒都是次生矿物。除此之外，还有块状构造的及红色、紫红色、淡蓝色的，某些地区也见有石膏结核及网状细脉。铜矿物主要是各种的硫化物，其他的金属矿物除了赤铁矿和铁的硫化物外，还常有方铅矿、闪锌矿以及 Mo，Ni，Ag，V，Se，Cd，An，U，Co，Pt等伴生元素，金属矿物

大多呈微小的颗粒（20～100μm）星散分布，往往也呈各种结核或斑点。矿石中也曾见有球状海藻植物，有孔虫、植物孢子及鱼化石，有时完全被金属硫化物交代或包围。

铜质页岩在欧洲分布很广，横跨英、荷、德、波等五国，实际上是晚二叠世的不整合于陆相红色岩层之上的含沥青质泥灰岩薄层，向上渐变过渡为碳酸盐岩及巨厚的蒸发盐沉积。这一岩层在德国和波兰都形成了重要的多金属铜矿床。威德波尔（1971）认为铜来源于红色的围岩，铜矿受古地理（边缘海）的控制，含铜矿物是在缺氧的底水中同生而成的，其他必要条件还有碎屑堆积速度小、海浸、细菌活动等因素。

3. 铜沉积岩的成因

形成铜质岩的地质环境很多，并非都有铜质岩存在，因此常归因于要有特殊的铜质来源。铜质来源可能不是单源的，一般认为铜质可以来自：海水中或上升的洋流、海底火山活动、富铜母岩的风化、热泉水等。

铜的搬运可能有以下两种方式：

1）氧化条件下铜是一种易溶元素，可呈真溶液搬运，如 $CuSO_4$；

2）呈胶体溶液或机械悬浮形式，可能后者是一种主要的方式。

影响铜的沉积因素很多，如果铜是以含氧酸盐的形式进入盆地，要形成金属硫化物就要有一个还原环境；其他情况下也要有一个还原的硫化氢环境，使得铜和其他金属元素可以以化学形式沉淀。这就需要有生物腐解产生的 H_2S 和 SO_2^{2-}，并且被还原细菌还原，产生二价硫为金属沉积提供所必需的阴离子。另外一些铜存在于生物体内可以通过直接的生物沉积作用来完成。

现在很多人认为沉积时期铜等金属矿物富集得极为有限，要达到工业矿床的要求，往往需要成岩期和成岩期后进一步从就近的层位带入大量的矿质，并且认为供给矿质的层位（矿源层）中，铜质是从机械悬浮方式沉积于盆地中并蓄积在杂色岩系中。因而在成岩过程中，矿源层中的含铜溶液具有酸性—氧化性质，当它进入弱碱性—碱性的还原层时，就可以发生沉积对铜质起到富聚作用。有人因此认为德国曼斯兹尔德含铜页岩与其下部红层淋滤有关，其红层由红变白的现象，可能和铜的淋失有关。但是也有人认为这是由于沥青质使 Fe^{3+} 还原的结果，他们强调火山活动是铜质补给的一种重要形式。总之铜质岩的成因问题还有待于进一步研究。

第四节　煤及其形成演化

一、煤岩组分及其特征

1. 煤岩组分及煤的光泽类型

对于烟煤和无烟煤，可以用肉眼区分出煤的基本组成单位，即煤岩组分。有四种煤岩组分，即镜煤、亮煤、暗煤和丝炭。镜煤和丝炭均只有一种显微成分组分，可与无机岩中的造岩矿物相当；亮煤和暗煤则由两种或两种以上的显微成分组成，可与无机岩中的岩屑相当。这四种煤岩组分的鉴别特征如下。

镜煤：黑色，光泽强，均一，性脆，贝壳状断口，在煤层中常呈透镜状或条带状产出，大多厚几毫米到 1～2cm，有时呈线理状夹在亮煤或暗煤中。

丝炭：灰黑色，外观似木炭，具明显的纤维结构和丝绢光泽，疏松多孔，性脆，染手，常呈扁平透镜体沿煤的层面分布，大多厚 1～2mm 至几毫米。

亮煤：是最常见的煤岩类型，其光泽仅次于镜煤，但均一程度不如镜煤，表面隐约可见微细纹理。亮煤的许多性质介于镜煤与暗煤之间。

暗煤：灰黑色，光泽暗淡，致密，坚硬而具韧性。在煤层中，可以由暗煤为主形成较厚的分层，甚至单独成层。

煤的光泽类型有四种，即光亮型煤、半亮型煤、半暗型煤及暗型煤，其特征如下。

光亮型煤：主要由镜煤和亮煤组成。光泽强，具条带状构造，但条带之间的光泽差别不大；具贝壳状断口，内生裂隙发育，性脆，易开采，宜于炼焦。

半亮型煤：常以亮煤为主，也有镜煤和暗煤，有时也夹有丝炭。光泽比光亮型煤弱，条带构造明显；内生裂隙发育，常具阶梯状断口。这是最常见的一种煤岩类型，华北石炭纪—二叠纪的煤多属此类型。也适于炼焦。

半暗型煤：常以暗煤为主，也有亮煤，有时也夹有镜煤和丝炭。光泽弱，色深灰，具粒状结构；硬度和相对密度都较大。适于化工之用。

暗型煤：主要由暗煤组成，有时夹有少量镜煤、亮煤、丝炭的透镜体。光泽暗淡，通常呈块状构造，致密，坚硬，相对密度大，内生裂隙不发育。一般只适于作动力燃料。

2 煤的物理性质

煤的物理性质是鉴别各种煤类型尤其是各种变质煤类型的重要依据，兹简述如下。

颜色：骤然一看，煤都是黑色的，其实不尽如此。褐煤是褐黑色或暗黑色；低变质烟煤呈蓝黑色，并带有淡褐色的色调；中变质烟煤呈黑色；高变质烟煤呈黑色，并带钢灰色色彩；无烟煤呈钢灰色；腐泥煤颜色多变，有深灰、浅黄、褐、灰绿、黑色不等，但通常为黑色。

粉色（条痕色）：褐煤为褐色；低变质烟煤和中变质烟煤为深褐到褐黑色；高变质烟煤为黑色，微带褐色；无烟煤为深黑、深灰色；腐泥煤有时为黄色，有时为褐色。

光泽：烟煤变质程度愈高，光泽则愈强。低变质烟煤往往具暗淡的沥青状光泽或弱玻璃光泽；中变质烟煤呈玻璃光泽；高变质烟煤呈强玻璃光泽；无烟煤呈金属光泽或似金属光泽；褐煤一般无光泽或呈蜡状光泽；腐泥煤一般也无光泽或光泽暗淡。

相对密度：煤的相对密度变化很大，这与煤的类型、杂质含量等因素有关。褐煤一般小于 1.3；烟煤多为 1.3～1.4；无烟煤多为 1.4～1.9；腐泥煤相对密度最小，一般仅为 1.1。所以有时根据相对密度，就可以大体把腐泥煤与腐植煤区分开。

硬度：以矿物学上的摩氏硬度为准，泥炭和褐煤的硬度最小，约为 2～2.5；无烟煤的硬度最大，接近 4。

断口：腐泥煤和无烟煤比较均一，常呈贝壳状断口；其他的烟煤多呈不平坦状、阶梯状、棱角状断口等。

裂隙：裂隙分内生裂隙及外生裂隙两种。内生裂隙往往与煤的层理垂直，裂隙面平坦，裂隙不穿过整个标本，光亮型煤的内生裂隙最发育。在光亮型煤中，内生裂隙的数目与煤的变质程度有关。一般说来，在低变质的长焰煤和高变质的无烟煤中，内生裂隙数目最少，在 5cm 的长度内不多于 10 条；而在中变质的烟煤中，内生裂隙最多，在 5cm 的长度内可多达 50～60 条。外生裂隙是由于外力引起的，往往穿过整个标本，裂隙面不规则，常有擦痕伴生，裂隙常与层理斜交。

根据前述煤的各种物理性质，可以在野外工作阶段用肉眼鉴定方法，把煤的一些主要类型大致鉴别出来。这是煤岩学的最基本的知识和方法。

还应指出，根据上述物理性质，用肉眼鉴定煤的类型，应以镜煤或较纯净的亮煤为准。

3. 煤的化学性质

煤的化学性质主要由工业分析方法和元素分析方法测得。

工业分析主要是测定煤的水分、灰分、挥发分、固定碳这四种化学组分，有时也测定煤的粘结性、发热量等性质。

煤中都含有水。水有外在水、内在水、结晶水之分。水分对煤的储存、运输、加工利用等都是不利的。

煤的灰分是指煤完全燃烧后剩下来的残渣，它主要是由煤中的各种矿物质组成的。灰分当然是影响煤质量的不利成分，对炼焦及化工用煤都很不利。

挥发分是指把煤放在与空气隔绝的条件下加热，从煤中分解出来的焦油蒸汽和气体，如氮、氢、甲烷、二氧化碳、硫化氢以及其他有机化合物。

在测定挥发分时，残留在坩埚中的固态残渣减去灰分，即得固定碳。

煤的粘结性是指煤在密闭条件下加热到一定温度后，能够熔融、粘结在一起形成焦块的性质。

煤的发热量是指单位重量的煤完全燃烧时放出的热量，又称为热值，通常以 J/ kg 表示。

在灰分一定的情况下，随着煤的变质程度的增高，煤中固定碳的含量也相应地增高，其水分含量和挥发分含量则相应地降低。在各种煤类型中，以焦煤的发热量最高。

煤的元素分析主要是测定煤的有机质的五个主要元素，即碳、氢、氧、氮、硫，有时也测定碱、氯、砷、锗、镓、铀、钒等微量及伴生元素。随着煤化程度的增高，煤中的氢、氧含量降低，碳含量则增高。煤中的硫、氯、砷、磷往往是工业利用中的有害元素。煤中的锗、镓、铀、钒等伴生元素往往可以富集成为工业矿床。

二、煤的沉积环境及演化

1. 成煤环境

成煤的物质基础是泥炭，而这需要一定的条件，首先需要大量植物的持续繁殖，其次是植物遗体不被全部氧化分解，能够保存下来并转化为泥炭，具备这样条件的场所就是沼泽。

按照水介质的含盐度，沼泽可分为淡水的、半咸水和咸水的，前者一般是内陆型的，后两者则都与海水有关，发育于滨海地域。

按照水分的补给来源，沼泽可划分为以下三种类型：

1) 低位沼泽：由地下水补给，浅水面较高，其地下水面的高度几乎与沼泽表面相等，高等植物繁盛，易形成森林沼泽；

2) 高位沼泽：主要以大气降水为补给来源，其地下水面经常低于凸起的沼泽表面，常常只有苔藓植物分布；

3) 有低位、高位特点的沼泽，为中位沼泽或过渡型沼泽，具有混生的植物群落。

从地史的观点来看，湖沼生命是很短暂的。由于植物遗体及泥砂的堆积，或由于地下水面的下降等原因，湖沼将会逐渐缩小以至消失。湖沼堆积作用的发展过程，大致可分为四个阶段。第一阶段水体较深，在开阔的较安静的湖泊中央，飘浮着藻类及浮游生物。这些生物死亡以后沉于水底，遵循着“腐泥化作用”的道路，形成腐泥；与此同时，湖泊边缘的浅水地带及沼泽地带的高等植物，则遵循着“泥炭化作用”的道路，形成泥炭，如图 15－15(a) 所示。到了第二阶段，位于湖泊中央部分的腐泥堆积逐渐增厚，湖水也随之日益变浅；与此同时，湖泊边缘地带的沼泽植物和泥炭层，也逐渐向湖泊中央推进，因此湖泊面积就逐

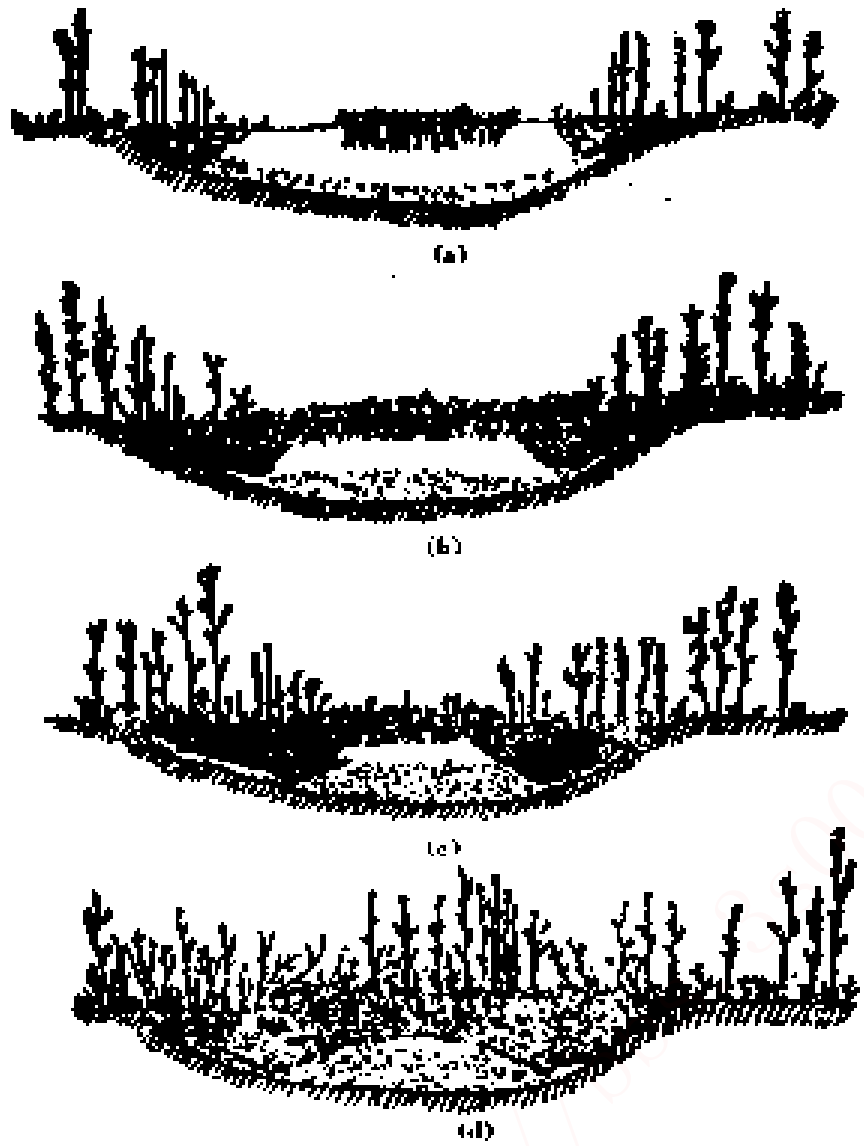


图 15－15　湖沼中植物的生长与堆积作用，与之相应的腐泥化作用及泥炭化作用，以及由此而引起的湖泊发展的四个阶段

（据朱熙人，1958）

渐缩小，如图 15－15（b）所示。第三阶段，湖泊变得更浅、更小了，沼泽的高等植物大量繁殖，泥炭分布面积日益扩大，以致与湖泊中央的腐泥相接触，甚至两者相互交错地堆积，如图 15－15（c）所示。到了最后阶段即第四阶段，由于植物大量繁殖和堆积的结果，原来是湖泊的地方，都变成了沼泽甚至陆地，因此就只有高等植物生长和泥炭的形成了，如图 15－15（d）所示。当然，在地质历史中，常难以看到这四个完整的阶段，大都是只演化到第一、二阶段就结束了。

2　煤的形成演化及分类

成煤的原始物质主要是植物。植物分高等植物和低等植物。高等植物的构造比较复杂，是成煤的主体，有根、茎、叶之分，主要由木质素和纤维素组成，还有树脂、角质层、果壳、孢子、花粉等稳定组分，它们多生长在陆地上或浅水沼泽地带。低等植物主要是各种藻类，构造简单，主要由脂肪及蛋白质组成，多繁殖于较深水的沼泽、湖泊以及浅海环境中。

成煤原始物质虽然不同，但是煤的作用（成煤作用）过程是相同的，大致可以分为以下三个阶段：

1）成煤的原始物质、成煤环境及成煤作用的第一阶段为泥炭化作用；

2）成煤作用的第二阶段为泥炭的成岩作用阶段；

3) 成煤作用的第三阶段为变质作用阶段。

因而就有了煤的不同分类，见表 15－4 和表 15－5。

表 15－4　煤的成因分类

成因类型		原始物质	形成环境	形成作用
腐植煤类	腐植煤	高等植物的木质素和纤维素为主	滞留沼泽	泥炭化作用
	残植煤	高等植物的稳定组分为主	活水沼泽	残植化作用
腐泥煤类	腐泥煤	低等植物为主，原有结构保存	较深水沼泽、湖泊、浅海	腐泥化作用
	胶泥煤	低等植物为主，原有结构消失		

表 15－5　按变质程度划分的煤类型

变质程度	类　型	
未变质煤	褐　煤	
低变质煤	长焰煤 气　煤	烟　煤
中变质煤	肥　煤 焦　煤	
高变质煤	瘦　煤 贫　煤	
	无烟煤	

三、主要聚煤期及煤系

如前所述，植物的大量繁殖是成煤的先决条件。因此，煤在地质历史中的分布也首先取决于植物在地史中的发展、演化与富集。

从元古代到早泥盆世，是菌藻植物时代。以藻类等低等植物遗体为原始物质的古老煤，在我国称为“石煤”。石煤一般属高灰分的腐泥煤类，在我国的上元古界到下古生界均有，在我国南方分布更广。石煤的利用是一个重要的课题。

从志留纪末期到早、中泥盆世，以裸蕨植物为主，这是目前所知的世界上最古老的陆生植物群，这一时期可称为裸蕨植物时代。植物从水域扩大到陆地上，这在聚煤历史上是件大事。裸蕨植物比较原始，还没有真正的根和叶。我国泥盆纪的煤见于云南禄劝、广东台山、秦岭西段等地。

从晚泥盆世到晚二叠世，是蕨类、种子蕨类植物时代。这一时期，像鳞木、封印木、芦木、苛达树等已达全盛时期。这些植物可高达几十米，在广大的森林沼泽地区十分繁茂。这就为石炭纪—二叠纪时期的造煤作用提供了丰富的物质基础。

从晚二叠世到中生代早期，气候变得较为干旱，石炭纪—二叠纪的植物群开始衰退，适应能力更强的苏铁纲、银杏纲、松柏纲的植物繁盛，于是进入裸子植物时代，侏罗纪和早白垩世的煤就主要是由这些植物形成的。

从早白垩世晚期开始，植物进入被子植物时代。第三纪的煤主要是由这种植物造成的。

最主要的植物群在地史中的分布如图 15－16 所示。

从上所述，可以看出地质历史中的植物演化对煤的形成和聚集有着十分重要的关系。只有在植物大量繁殖时，才能大规模地成煤；而新的聚煤时期的出现，又总是以新的植物群的出现为前提的。

从图 15－16 中还可看出，石炭纪以前的煤主要形成于热带和亚热带；二叠纪至白垩纪的煤形成于热带、亚热带和温带；在第三纪及第四纪，除寒带外，均可成煤。这说明成煤植

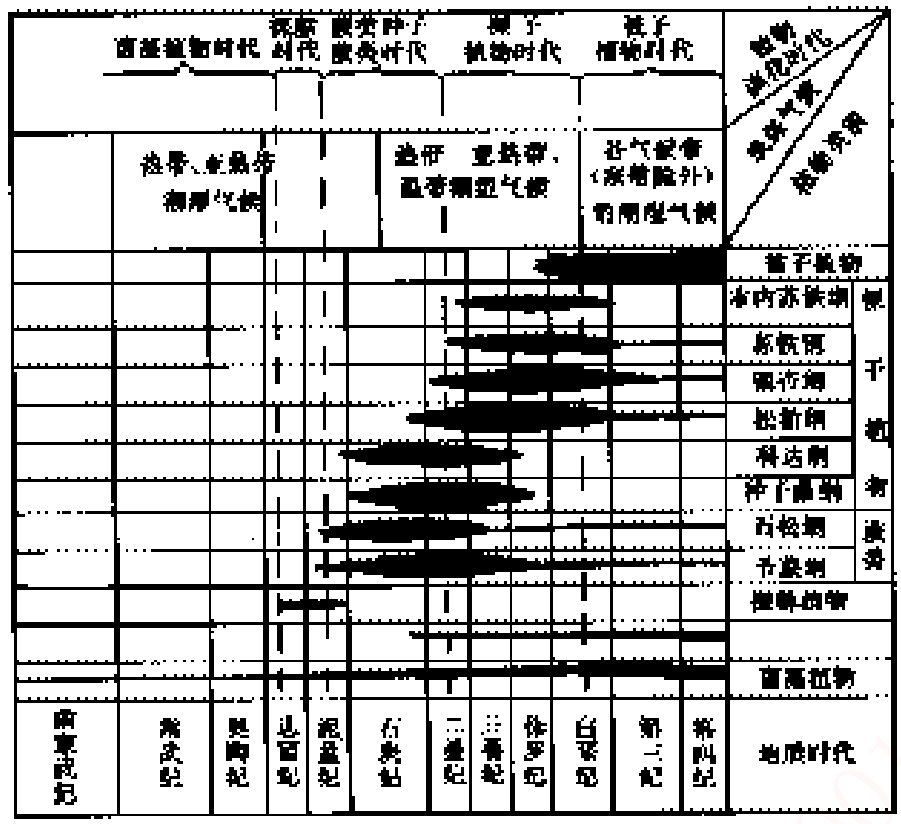


图 15－16　地质历史中主要成煤植物群分布略图

（据田宝林，1979）

物对气候的适应能力愈来愈强。

另外，地史中的几个主要的聚煤时期还与强烈的地壳运动时期一致，例如晚古生代石炭纪—二叠纪聚煤期正是海西运动时期，中生代侏罗纪聚煤期与燕山运动一致，新生代第三纪聚煤期又与喜山运动一致。在地壳运动的后期，在新形成的山前凹地及山间盆地中，是最有利的成煤地带。

含煤岩系是指一套连续沉积的含有煤或煤层的沉积岩层或地层，也简称为煤系。其特征如下：

1）主要由碎屑岩及粘土岩组成，有时也含有石灰岩、火山碎屑岩、铝土岩、油页岩等；含有煤层，但不一定都具有工业价值。

2）整个岩系多呈灰色、灰黑色。

3）植物化石丰富。

4）旋回性及韵律性发育。

5）沼泽相发育。此外，还常有河流相、湖泊相、海陆过渡相以及海相等。但几乎总是不存在沙漠相、冰川相、蒸发岩相等。

按含煤岩系形成时的古地理条件，可将煤系分为以下三种类型：

1）浅海型含煤岩系：形成于浅海陆架环境，陆相及海陆过渡相地层不发育。仅含腐泥煤层，岩性岩相侧向稳定。例如我国南方早古生代的含煤岩系。

2）近海型含煤岩系：形成于海岸带附近，煤系中可以有海陆过渡相地层，也可以有陆相及浅海相地层。煤层层数多，厚度常较小，岩性岩相侧向上较为稳定。

3）内陆型含煤岩系：形成于古陆内部，与海洋完全隔绝，在煤系中无海相及海陆过渡相地层。煤层层数较少，煤层厚度变化大，分叉变薄及尖灭现象普遍，但往往有厚煤层发育。岩性岩相侧向变化大。

第五节　油　页　岩

油页岩又称为油母页岩，是指主要由藻类及一部分低等生物的遗体经腐泥化作用和煤化作用而形成的一种高灰分的低变质的腐泥煤。油页岩含有一定的沥青物质或油母物质，通过加热（干馏）可从中提取原油。因此，油页岩是一种石油资源。此外，油页岩也是一种化工原料，从中可以提取硫酸铵、吡啶等多种化工产品。

油页岩的有机成分有碳、氢、氧、氮、硫等。与煤不同的是它的碳氢比低(<10),含油率高，氮、硫含量也较高。油页岩的无机成分一般为粘土和粉砂,有时也出现碳酸盐矿物和黄铁矿等。评价油页岩最重要的工艺指标是含油率和发热量,一般工业要求含油率要大于4%。

油页岩的页状层理发育，甚至可呈极薄的纸状层理；有时，外表看起来也呈块状，但一经风化，其页理就呈现出来了。油页岩的颜色很多样，有暗褐、浅黄、黄褐、褐黑、灰黑、深绿、黑色不等。条痕有褐至黑色不等。一般是含油率愈高，其颜色愈暗。风化后，颜色常变浅。相对密度为1.4～2.3，比一般的页岩轻；干燥的油页岩相对密度更小。大都坚韧不易破碎，常具有弹性；含油率高，者用小刀刮起的薄片可发生卷曲。含油率为4%～20%不等，高的可达30%。可燃，含油率高的用火柴即可点燃。

油页岩的生成环境与腐泥煤的生成环境近似，主要为水流闭塞的湖泊环境。内陆淡水湖泊、滨海的时有海水注入的半咸水湖泊、瞄湖，甚至海湾，都是形成油页岩的良好环境。正常海洋环境生成的油页岩不常见，前苏联伏尔加地区含侏罗纪菊石的油页岩是海洋环境生成的。

以地质时代而论，主要为:

1）石炭纪：石炭纪的油页岩为目前我国已知的时代最老的油页岩，如广西桂林附近的油页岩。

2）二叠纪：二叠纪的油页岩见于新疆乌鲁木齐、山西浑源、江西安远、湖南邵阳等地。

3）侏罗纪：侏罗纪为我国油页岩最发育的时期之一，油页岩多位于含煤岩系中，分布极广，如陕西的延安、横山、子长、永寿，甘肃的永登、华亭，吉林的桦甸，四川的乐山、犍为、资中等地的油页岩。

4）白垩纪：如吉林的和龙、四川的屏山、甘肃的隆德等地的油页岩。

5）第三纪：第三纪油页岩是我国目前最有经济价值的油页岩，如辽宁的抚顺，广东的茂名、电白，广西的宁明、田阳，湖南的湘潭、武岗等地的油页岩。

第五篇　碎屑岩和碳酸盐岩沉积相

第十六章　沉积相的概念及综合分类

第一节　沉积相的概念

一、沉积相的概念及相序定律

1. 沉积相的概念

相这一概念最早由丹麦地质学家斯丹诺（Steno，1669）引入地质文献，并认为相是在一定地质时期内地表某一部分的全貌。但是，真正在沉积学领域赋予沉积相概念的是瑞士地质学家格列斯利（Gressly，1838）。他认为：“相是沉积物变化的总和，它表现为这种或那种岩性的、地质的或古生物的差异”。从此以后，相的概念逐渐被地质界所接受和引用，同时，也成为重要的争论议题。

塞利（Selly，1970）提出：应该从沉积岩体几何形态、岩石学特征、古生物特征、沉积物构造特征和古流向特征来限定相或沉积相。鲁欣（1953）将相定义为“相就是能表明沉积条件的岩性特征和古生物特征的有规律综合，因此，相是沉积物形成条件的物质表现”。

本教材把相定义为沉积环境及在该环境中形成的沉积岩（物）特征的综合。这里所指的沉积环境系由下述一系列环境条件（要素）所组成：自然地理条件，包括海、陆、河、湖、沼泽、冰川、沙漠等的分布及地势的高低；气候条件，包括气候的冷、热、干旱、潮湿；构造条件，包括大地构造背景及沉积盆地的隆起与拗陷；沉积介质的物理条件，包括介质的性质（如水、风、冰川、清水、浑水、浊流）、运动方式和能量大小以及水介质的温度和深度；介质的地球化学条件，包括介质的氧化还原电位（Eh）、酸碱度（pH）以及介质的含盐度。上述条件的综合即为沉积环境。

这里所指的沉积岩特征包括岩性特征（如岩石的颜色、物质成分、结构、构造、岩石类型及其组合）、古生物特征（如生物的种属、数量和生态）以及地球化学特征。沉积岩特征的这些要素是相应各种环境条件的物质记录，通常也称为相标志。

综上所述，沉积环境是形成沉积岩特征的决定因素，沉积岩特征则是沉积环境的物质表现。换句话说，前者是形成后者的基本原因，后者乃是前者发展变化的必然结果。这就是相的概念中沉积环境和沉积岩特征的辩证关系。

与相的概念同时存在的还有沉积相、岩相等这些流行的术语。岩相是一定沉积环境中形成的岩石或岩石组合，它是沉积相的主要组成部分。岩相和沉积相是从属关系，而不是同义关系。为了突出沉积环境中的古地理条件和沉积物特征中的岩性特征，通常把“岩相”和“古地理”这两个术语联系在一起，以表示沉积相中最重要和最本质的内容。

2. 相序定律

相序是指从一种相逐渐过渡到另外一种相的一系列相的关系或相的有序组合。相序定律，也称为沃尔索相律（Walther，1894），是指“只有那些没有间断的，现在能看到的相互邻接的相和相区，才能重叠在一起”。换句话说，只有在横向上成因相近且紧密相邻而发育着的相，才能在垂向上依次叠覆出现而没有间断（如图 16－1 所示）。根据相序定律，在整个垂向沉积层序中产出的相，是在横向相邻的沉积环境中形成的；同时，垂向接触的相必须是地理上相邻环境的产物，并且垂向序列中没有明显的间断。显然，相序定律为人们利用现代沉积环境特征去研究古代沉积物垂向序列提供了良好的比较沉积学基本原理。

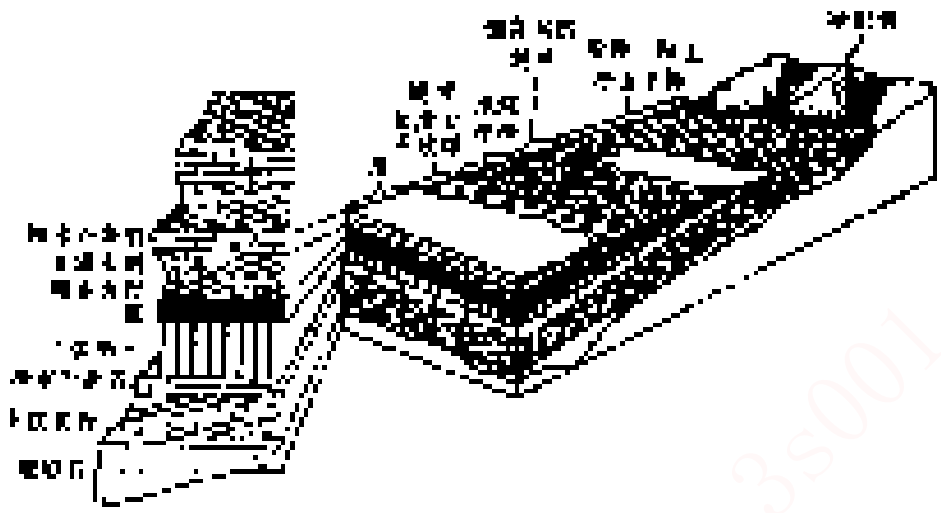


图 16－1　沃尔索相律示意图

以相序递变规律为基础，以现代沉积环境和沉积物特征的研究为依据，从大量的研究实例中，对沉积相的发育和演化加以高度的概括，归纳出带有普遍意义的沉积相的空间组合形式，称为“相模式”。相模式和相标志是恢复和再现古代沉积环境的两个重要手段和钥匙。

沉积模式或相模式就是根据现代沉积环境及古代沉积相研究，对古代沉积作用机理所做出的一种成因解释模型。沃克（Walker，1976）认为，沉积模式就是“删去其地方性的细节，而保留其纯粹本质的东西”。所以，沉积模式就是对沉积环境及其沉积产物、沉积过程的高度概括，它应具有广泛的概括性和代表性。沃克（Walker，1976）认为，标准相模式应起到以下四个方面的作用：

1）从比较的目的来说，它必须起到一个标准的作用；

2）对于进一步观察来说，它必须起到提纲和指南的作用；

3）对于新的研究地区来说，它必须起到预测的作用；

4）对于所代表的环境或系统的水力学解释来说，它必须起一个基础的作用。

沉积相模式可以采用以下不同的表示方法加以说明（Reading，H. G，1978）：

1）直观模式（visual models）：以简化的图式直观地表现出沉积环境、沉积作用过程和最终沉积产物之间的复杂关系。

2）实际模式（actual models）：以现代具有代表性的地区或古代沉积岩层的相序为基础而建立的模式。

3）动态模式（dynamic models）：能表示形成特征沉积体的沉积作用全过程的沉积模式，例如曲流河点砂坝向上变细序列模式。

4）静态模式（static models）：表示在一个特定时间的沉积层内沉积环境特征和沉积物

的相变规律，用该模式能预测物源区位置和古沉积环境。

5）比拟实验模式（scaled experimental models)：以模拟实验获得的沉积特征为基础而制作的沉积模式。

6）数学模式（mathematical models)：以数学方法模拟复杂的地质作用过程的模式。

二、沉积相序的研究方法

通过研究岩性、沉积构造序列及其他相标志，将复杂地层序列简化为能够反映沉积物沉积规律的简单形式，即沉积相模式，这对于沉积环境分析和古地理恢复均是十分有意义的。通常，建立沉积相模式的方法是对地层剖面中的各种沉积相标志及其组合进行归纳总结，逻辑性确定出一种简化的沉积序列。然而，由于不同学者思维方式和观察侧重点的差异，有时对同一个地层剖面会归纳出不同的沉积相序。为了更好地发挥沉积相模式在沉积相研究中的作用，人们已认识到应该使用科学方法来确定沉积相序。统计学方法为确定沉积相序开辟了一条新路，它特别适用于建立具丰富沉积标志的韵律性地层剖面的沉积相序。里丁（Reading）和沃克（Walker，1965）较早使用了统计学方法来确定不同沉积相的组合关系，后来许多学者发展了统计学在沉积相序研究中的应用，将概率统计学的马尔柯夫链法用于沉积相序研究。下面扼要介绍马尔柯夫链法在建立沉积相序中的应用。

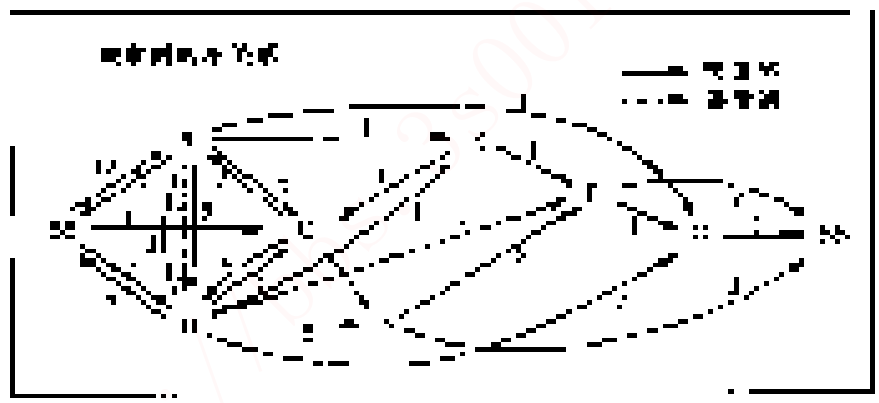


图 16－2　观察的相变关系图

（据 Cant 和 Walker，1976）

SS—冲刷面；A—很不清楚的槽状交错层理卵石质粗砂岩；B—很清楚的槽状交错层理粗砂岩；C—大型板状交错层理厚层砂岩；D—小型板状交错层理薄层砂岩；E—孤立冲刷的交错层砂岩；F—槽形交错纹层细砂岩；G—低角度层理砂岩

首先仔细分析所观察的地层剖面或岩心剖面，依据各种相标志，确定出具有不同沉积特征的相及其相互关系，建立相变关系图（如图16－2所示)，说明相变规律。

第二步是统计出相变总数及某一种相变为另一种相的次数，建立相变数矩阵。根据马尔柯夫链矩阵定义，i 相转变为 j 相的概率 P_{ij} 为：

$$P_{ij} = \frac{n_{ij} / N}{\sum_{j=1}^{M} n_{ij}} \qquad (16-1)$$

式中　N——相变总数；

n_{ij}——i 相转变为 j 相的次数；

M——i 相转变为 j，j＋1，j＋2，…相的总次数。

然后根据式（16－1)，求出实际观察的相变概率（见表 16－1)。

表 16－1　相关系及相变概率表

（一）观察到的相变数

	SS	A	B	C	D	E	F	G
SS		12	2	1				
A	2		6	3		1		1
B	4	1		2	2	1	1	2

续表

(一) 观察到的相变数

C		2	4		1			
D	1						2	
E				1			1	
F	2							1
G	5							

(二) 观察到的转移概率

	SS	A	B	C	D	E	F	G
SS		0.800	0.133	0.067				
A	0.154		0.462	0.231		0.077		0.077
B	0.308	0.077		0.154	0.154	0.077	0.077	0.154
C		0.286	0.571		0.143			
D	0.333						0.667	
E				0.500			0.500	
F	0.667							0.333
G	1.000							

(三) 随机层序的转移概率

	SS	A	B	C	D	E	F	G
SS		0.320	0.245	0.151	0.075	0.038	0.075	0.094
A	0.280		0.260	0.160	0.080	0.040	0.080	0.100
B	0.259	0.315		0.148	0.074	0.037	0.074	0.093
C	0.273	0.288	0.220		0.068	0.034	0.068	0.085
D	0.222	0.270	0.206	0.217		0.032	0.063	0.079
E	0.215	0.262	0.200	0.123	0.062		0.062	0.077
F	0.222	0.270	0.206	0.127	0.063	0.032		0.079
G	0.226	0.274	0.210	0.129	0.065	0.032	0.065	

(四) 观察到的和随机的转移概率之差

	SS	A	B	C	D	E	F	G
SS		+0.048	-0.112	-0.084	-0.075	-0.038	-0.075	-0.094
A	-0.126		+0.202	+0.071	-0.080	+0.037	-0.080	-0.023
B	+0.049	-0.238		+0.006	+0.080	+0.040	+0.003	+0.061
C	-0.237	-0.002	+0.351		+0.075	-0.034	-0.068	-0.085
D	+0.111	-0.270	-0.206	-0.127		-0.032	+0.604	-0.079
E	-0.215	-0.262	-0.200	+0.377	-0.062		+0.438	-0.077
F	+0.445	-0.270	-0.206	-0.127	-0.063	-0.032		+0.254
G	+0.774	-0.274	-0.210	-0.129	-0.063	-0.032	-0.065	

第三步是根据所有相变均是随机的假设，求出随机序列的相变概率 r_{ij} (见表 16－1)，即：

$$r_{ij} = \frac{n_j}{N - n_i} \qquad (16-2)$$

式中　n_i，n_j——i，j 相出现的次数；

N——相变总数。

式（16－2）既适用于连续相序，又适用于含有断层以及被掩盖部分层段的相序。

第四步是求出观察相变概率与随机相变概率的差矩阵，即 $p_{ij} - r_{ij}$（见表 16－1）。显然，此差值可能范围是－1～1。若差值为正值，则意味着观察到的相变比随机相变常见；差值为负值，则意味着观察到的相变比随机相变少见。

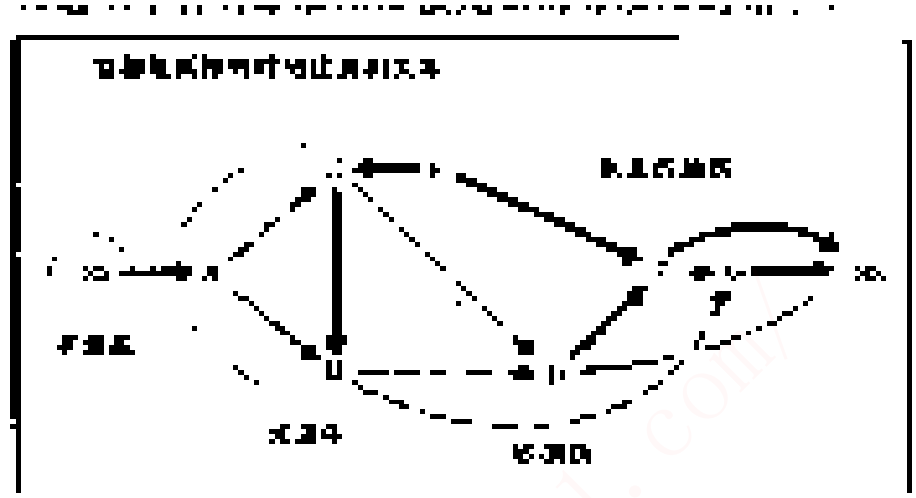


图 16－3　对应图 16－2 的简化相变关系图

第五步是选取观察相变概率与随机相变概率差值为正值的某一个数作为门坎值，舍去差值小于门坎值的实际观察相变，做出差值大于门坎值的简化相序图（如图 16－3 所示）。

最后根据第五步做出的简化相序图中表示的相变次序以及相之间接触关系，考虑地层厚度，即可做出反映地层剖面沉积规律的沉积序列。

第二节　沉积相综合分类

沉积相的划分应该依据自然地理条件或地貌特征及沉积物综合特征，并且要遵循简单易行、便于记忆和理解的原则，对沉积相进行划分。目前，尽管不同学者对沉积相划分还存在着意见及分歧，但人们总是先将沉积相划分成三个组，即陆相组、海相组和海陆过渡相组。然后依据陆相、海相和海陆交互相中的次级环境及沉积物特征，确定相类型（见表 16－2），如河流相、三角洲相、滨海相。进而，还可根据各相类型中亚环境、微环境及沉积物特征，确定出相应的沉积亚相和微相，如三角洲前缘亚相、三角洲前缘河口砂坝微相等。

表 16－2　沉 积 相 的 分 类

相　　组	陆　相　组	海　相　组	海陆过渡相组
相	(1) 残积相 (2) 坡积—坠积相 (3) 山麓—洪积相 (4) 河流相 (5) 湖泊相 (6) 沼泽相 (7) 沙漠相 (8) 冰川相	(1) 滨岸相 (2) 浅海陆棚相 (3) 半深海相 (4) 深海相	(1) 三角洲相 (2) 瞴湖相 (3) 障壁岛相 (4) 潮坪相 (5) 河口湾相

对沉积相的划分，目前各家尚无统一的意见。有人将瞴湖、障壁岛、潮坪相作为有障壁的海岸相归于海相组，也有人将滨岸相和瞴湖、障壁岛、潮坪相一起归于海陆过渡相组。本书考虑到环境的水动力状况及沉积特征上的差异，将滨岸相归于海相组，把瞴湖、障壁岛、潮坪相归于海陆过渡相组。

第十七章　山麓—洪积相

第一节　山麓—洪积相沉积过程及沉积类型

一、基本特征

山麓—洪积相出现于大陆地区的山前带，常环绕山脉沿山麓大面积分布。它是由大大小小的冲积扇和充填其间的山麓坡积、坠积物组合而成，属大陆相组的一个组成部分。

在气候干热、地壳升降运动较强烈的地区，风化、剥蚀作用剧烈，其形成的产物被山区的暂时性水流（雨水或洪水）或山区河流带走。当水流流出山口，地形坡度急剧变缓，水流向四方散开，流速骤减，碎屑物质大量沉积，形成锥状或扇状堆积体，称为洪积锥或洪积扇。它具有山区河流冲积成因的特点，故又称为冲积扇。随着冲积扇的发展，其范围逐渐扩大。山前的冲积扇彼此逐渐联结起来，并掩埋和充填了山前的坡积和坠积物，形成了环绕山脉的山麓—洪积相。

山麓—洪积相的形成和发展受自然地理、气候条件和地壳升降运动等因素的制约。造山作用越强、地形高差越大、气候越干旱，山麓—洪积相就越发育。

冲积扇在空间上是一个沿山口向外伸展的巨大锥形沉积体，锥体顶端指向山口，锥底向着平原，其延伸长度可达数百米至百余公里。在纵向剖面上，冲积扇呈下凹透镜状或呈楔形，横剖面上呈上凸形，其表面坡度在近山口的扇根处可达 5°～10°，远离山口变缓，为 2°～6°。其沉积物的厚度变化范围可从几米至 8000m 左右。冲积扇可以单个出现，但大多数情况下也可由多个冲积扇沿着山系的前缘在横向上彼此联结，形成冲积扇复合体系，其延伸可达数百千米。冲积扇沉积主要受汇水盆地大小、气候等多种因素的控制。一般来说，汇水盆地越大、气候越湿润，则冲积扇沉积面积越大。母岩为泥岩岩类，则形成的冲积扇较大且沉积表面较陡；地形坡度越陡，则形成的冲积扇越小。当然，造山运动是形成巨厚的大型冲积扇的重要条件。山脉的形成导致了母岩区剥蚀作用的增强和河流能量的提高，碎屑物质的大量搬运造成了大型冲积扇的形成。尤其当地壳升降运动速度超过山区主河床下切速度时，更有利于巨厚层冲积扇的形成。

根据气候条件不同，可将冲积扇划分为湿润型和干旱型两种类型（图 17－1，表 17－1）。润湿型冲积扇单个扇体大，表面积可是干旱型冲积扇的数百倍，最大面积可达 16000km^2，扇体中河流作用明显，发育河流作用产生的结构和构造。湿润型冲积扇分布区年降雨量为 1500～2500mm，沉积速率可高达 5～7.5m/年。干旱型冲积扇呈面积较小的锥形体，扇体面积小于 100km^2，山根处沉积厚度大，向扇缘处沉积厚度减薄。干旱型冲积扇地处降雨量少的干热气候带，季节性暴风或高山积雪融化形成间歇性河流，这些河流携带大量沉积物，主要以泥石流形式在山口处大量堆积。

二、沉积过程和沉积类型

冲积扇上可能出现的搬运和沉积作用有两种类型：一种是起因于暂时性水流形成的牵引流搬运沉积作用，其特点是在山口的扇根部分发育主河道，向扇端方向形成以放射状散开且逐渐变浅的辫状分支河道，暂时性流水携带沉积物沿河道或漫溢出河道而堆积；另一种则起



图 17－1　干旱型和湿润型冲积扇平面分布特征

(据 Galloway，1983)

(a) 干旱型冲积扇；(b) 湿润型冲积扇

表 17－1　干旱型和湿润型冲积扇特征对比

类　　型	干　旱　型　冲　积　扇	湿　润　型　冲　积　扇
河流性质	间歇性河流	长年河流
扇体半径	一般 1.5～8km，最大可达 25km	50～140km
坡　　度	较陡，一般 3°～10°	平缓，＜1°～1.5°
河床分布格局	变化频繁紊乱	河流往往定向迁移，决口改道具有突发性
沉积物分布	自扇顶向前缘沉积物逐渐变细	自扇上部至前缘沉积物逐渐变细，但在冲积扇中部和前缘的河槽内分布砾质沉积
垂直层序	整个冲积扇层序自下而上逐渐变粗，但单个沉积旋回主要为向上变细的河流层序	整个冲积扇及单个旋回均为向上变细的层序

注：此表根据 Schumm S. A. 1977；Friedman. G. M. 1978；Gole C. V；1966 年资料整理。

因于泥流、泥石流等陆上重力流作用。因此，冲积扇上的沉积物按成因可分为水携沉积物和泥石流沉积物两种类型。前者可进一步按沉积的位置和沉积物特征划分为河道沉积、漫流沉积和筛状沉积（如图 17－2 所示）。

1. 河道沉积

河道沉积称为河床充填沉积，或称为槽流沉积。冲积扇常被暂时性（间歇性）河流切割，当洪水再次到来时，所携带的沉积物在这些暂时性河床中沉积下来，就形成了冲积扇上的河道沉积。

河床充填沉积主要由砾、砂沉积物组成，粒度粗，分选也差。成层性不好，可见交错层理，各单层的成层厚度一般为 5～60cm。常具明显的切割—充填构造，并且常因这种构造的影响，使粗粒物质位于扇体的中部或下部，以致破坏了沉积物粒度从扇顶至扇缘逐渐变细的分布状况。

2. 漫流沉积

携带沉积物的流水从冲积扇河床末端漫出，流速和水深的骤减，使携带的沉积物呈席状或片状沉积下来，形成席状砂、砾岩堆积体，称为漫流沉积，或称之为漫洪沉积或片流沉积。

漫流沉积物主要由碎屑组成，可含有少量粘土粉砂，常呈块状，亦可出现交错层理或细的纹层，产状呈透镜状。一系列漫流沉积的透镜体组合，形成席状或片状沉积体，通常构成

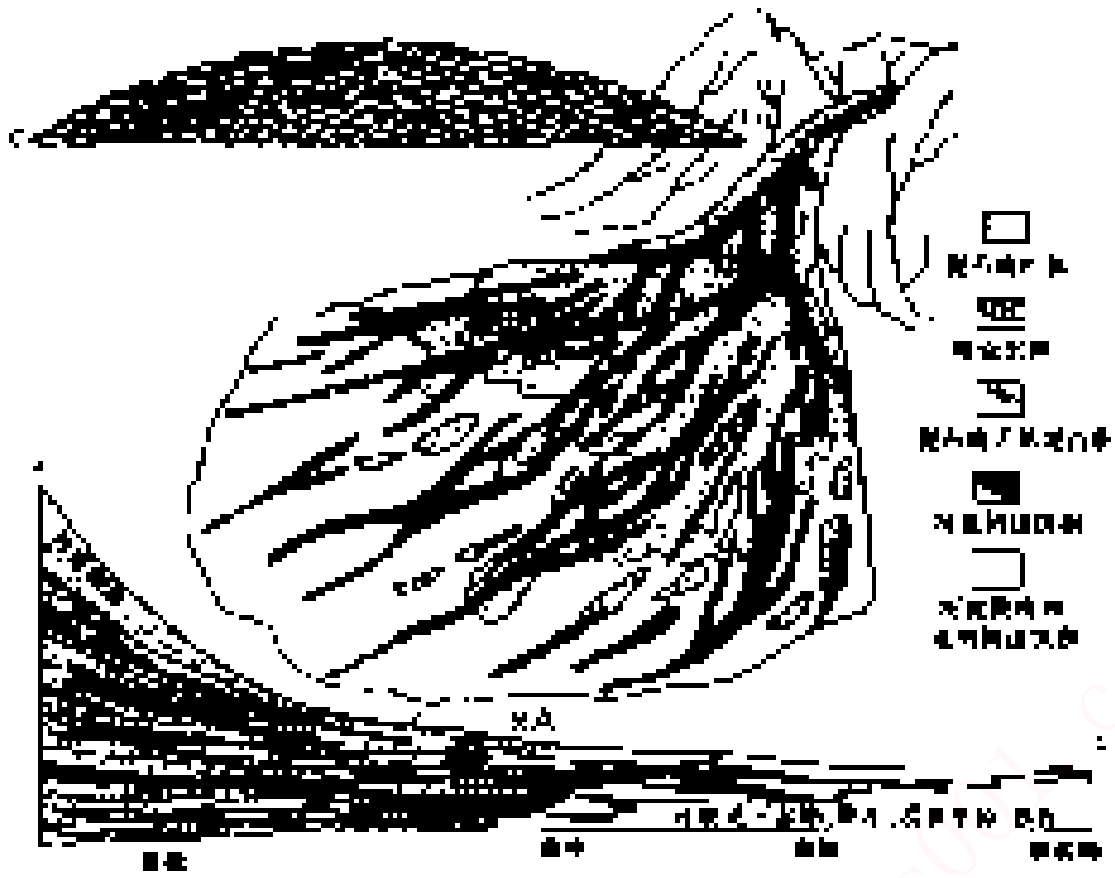


图 17－2　理想冲积扇类型及剖面形态

（据斯皮林，1974）

AB—纵剖面；CD—横剖面

冲积扇的主体。

3. 筛状沉积

当源区供给冲积扇主要为砾石而无或极少有其他粒级的物质时，在冲积扇的表层便堆积了舌状砾石层。由于粒度粗，砂质之类细碎屑的充填物较少，故渗透性极好，在洪水尚未流到扇缘之前，就沿着像滤水筛子一样的砾石层渗滤到扇体中去了。因此不能形成地表水流，从而阻止了粗粒物质的搬运。扇体表层的砾石层就称为筛状沉积。它虽较为少见，但它是冲积扇上最富有特色的沉积。

筛状沉积主要由次棱角状的粗大砾石组成，分选较好，其间充填物较少，而且主要是分选好的砂级碎屑，无明显的成层界线，常形成块状沉积层。

筛状沉积的形成要求独特的源区条件，即母岩区应是节理发育的石英岩之类的岩石。

4. 泥石流沉积

当水流携带的砾石和泥砂沉积物达到足够量时，就形成了密度大、粘度高、呈可塑性状态的泥石流。大量碎屑物质在泥石流中呈块状整体搬运，在扇体上堆积后，形成泥石流沉积。

泥石流经常发育在扇体的上部。其最大特点是砾、砂、泥混杂，分选极差，大者为可达数吨的漂砾，小至粉砂、粘土，但总体是以后者占优势。层理一般不发育。粘度大的泥石流，其粗粒碎屑分布均匀，呈块状层理构造；粘度不大者可具粒序层理，扁平状砾石呈水平或叠瓦状排列。在形态上泥石流呈舌状或叶瓣状，具有陡、厚而清晰的边缘。

主要由砂、粉砂、泥质组成的泥石流称为泥流，粗粒级含量较少，一般不含 2mm 以上的粗粒沉积物，但分选仍很差，表面可发育龟裂。

泥石流的形成与源区母岩性质关系密切。在母岩为泥质岩且植被不发育、地形坡度较陡

的情况下，因暴雨而造成短期内水量骤增（洪水），以致侵蚀作用增强，大量泥砂被携带而形成泥石流。

冲积扇可以由某种单一的沉积类型组成，如为漫流或泥石流的单一沉积，但大多数冲积扇是由上述几种沉积类型共同组合而成的。总体来说，以漫流和泥石流沉积为主，河床充填沉积和筛状沉积在组合中占的比重较小。

第二节　冲积扇沉积模式

按照现代冲积扇地貌特征和沉积特征，可将冲积扇相进一步划分为扇根、扇中和扇缘三个亚相（如图 17－2 所示）。根据冲积扇所处气候带不同，下面详细叙述湿润型和干旱型冲积扇的沉积特征。

一、干旱型冲积扇

干旱型冲积扇主要由泥石流、筛滤、片流、辫状河道沉积组成，这些沉积物所占扇的比例是因地而异的。泥石流成因的沉积物可占扇体的 5％～14％。它是干旱型冲积扇的重要组成部分，特别是在近端扇处，沉积厚度大，向下游方向急剧减薄，其中的粗碎屑含量降低，但粘土含量相对不变。泥石流沉积以无层理、基质支撑、具棱角状碎屑为特征（如图 17－3 所示）。筛滤沉积占扇的比例较小，但在砾石丰富、粉砂与粘土很少的地方，扇体可主要由筛滤沉积组成。砂质的远端扇沉积具板状和槽状交错层理及波纹层（如图 17－3 所示）。洪泛下切河道的快速充填产生了向上变细的垂向层序。远端扇处的片流沉积由平行纹层砂组成，并被次级砂丘河道横切。远端扇处沉积构造常被化学沉淀、矿物生长、植物根、掘穴等破坏。

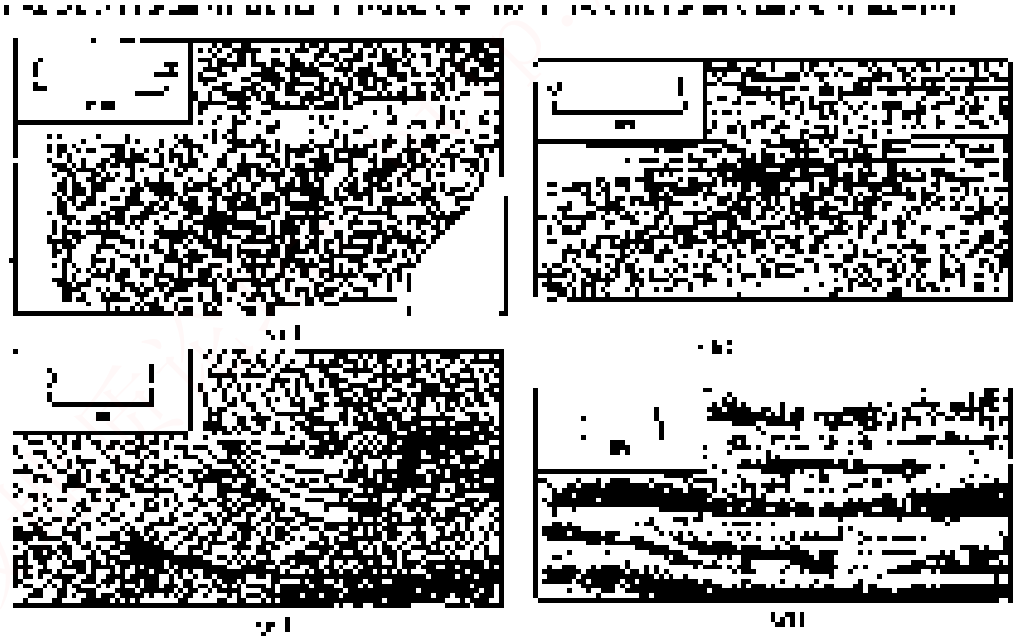


图 17－3　干旱型冲积扇沉积物

（据 Bluck，1967）

（a）泥石流沉积物；（b）漫流沉积物；（c），（d）河床沉积物

二、湿润型冲积扇

湿润型冲积扇自近端到远端的沉积特征具有较明显的变化。自扇近端至远端，河流能量降低，河道深度变浅，碎屑粒径变小，砂坝类型由席状砂坝经过渡带变化为远端的纵向砂坝，格架砾岩的体积迅速减小而交错层状含砾砂岩的体积则相应增加，交错层规模向远端减小，由板状层组过渡为槽状层组（如图 17－4 所示）。

湿润型冲积扇相中的三个亚相是逐渐过渡的。近端扇或扇根亚相（如图 17－4 所示）主要由若干单元的厚层格架砾岩组成，这些单元的基底是平的，在垂直于水流方向的剖面中具有上凸的顶面。沉积单元呈长条状，与水流方向平行，两侧为具交错层理的砂岩。近端扇亚相主要受风暴泄水量的控制。砾石主要为巨砾粒级，碎屑呈叠瓦状并且磨圆良好。大多数细砾和巨砾相互接触，其间被后期的较细粒沉积物充填。中扇或扇中亚相（如图 17－4 所示）底部含砾不多，但冲刷面发育。在中扇亚相中可确定出两种类型的砂坝。中扇上部或过渡带为粗砾的斜长方形砂坝；中扇下部为纵向砂坝。斜长方形砂坝与相邻河道间的地形高差大于近端扇席状砂坝与邻近河道的高差。最大的碎屑集中于斜长方形砂坝的上游一端，在坝的侧方或下游一侧具板状交错层理的砂楔。河道砂质砾石中具有槽状交错层理。中扇下部的纵向砂坝主要由较细的砾石组成并被由洪泛形成的、具有砂丘的低水流河道分隔开。纵向砂坝砾岩具有水平层理和板状前积层等。远端扇或扇缘（如图 17－4 所示）中的砾石仅分散在具有槽状、板状交错层理的一些薄层砂岩和透镜体砂岩中。远端扇中辫状河道发育。砂坝类型包括纵向、舌形和横向形式。最常见的沉积构造是板状交错层理，其上覆坝顶平面层或波纹，河道砂丘沉积了槽状交错层理砂岩。

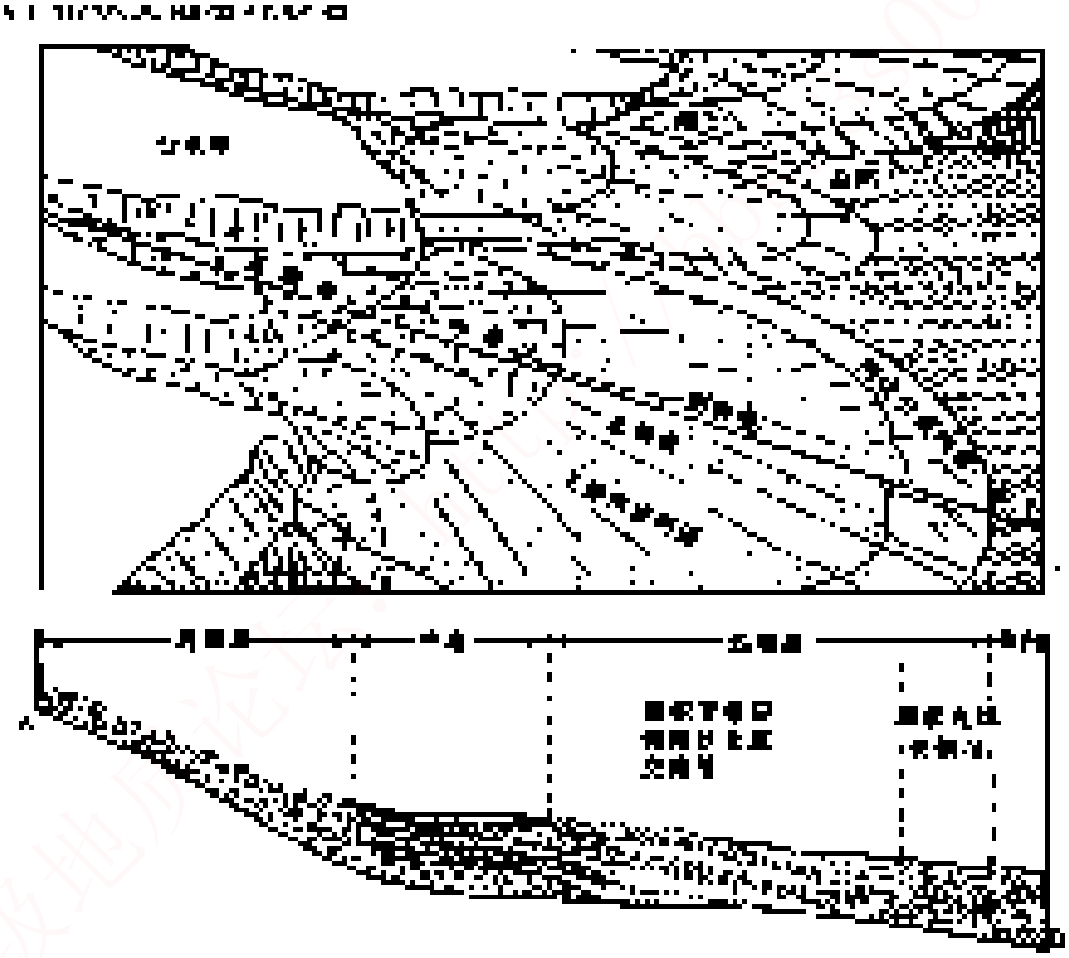


图 17－4　德克萨斯范霍恩湿润型冲积扇沉积相特征

（据 Mc Gowen 等，1971）

第三节　古代冲积扇鉴别标志及其与油气关系

一、冲积扇鉴别标志

1. 岩性

冲积扇岩性变化较大，颜色偏红，这主要与母岩区类型有关。大多数冲积扇以砾石沉积

为主，砾石间充填砂、粉砂和粘土级的碎屑。近端扇以砾、砂岩为主，至远端扇砂、粉砂和粘土含量增多。在冲积扇沉积中，常见有碳酸盐、硫酸盐等矿物，如方解石、石膏等。这些矿物和母岩区类型具有密切的关系。故根据盐类矿物的差异，在一定条件下有可能推断出母岩区母岩的性质。

2 结构

冲积扇沉积物以含大量砾石为特征。沉积物粒度粗、成熟度低。砾石磨圆一般较差，较大粒径的砾石与较小粒径的砂、泥相互混杂接触。然而，不同过程形成的沉积物分选性和支撑类型可以不同。布尔（Bull，1960）曾对美国迪亚布洛山脉冲积扇的不同类型沉积物的分选性作过定量对比，其中泥石流沉积物的分选最差，在垂向上和平面上粒度变化快。泥石流沉积物常显基质支撑结构，筛滤、片流、河床充填沉积主要为碎屑支撑结构。

3. 粒度特征

冲积扇砂质沉积物的概率曲线一般为三段：滚动组分含量为1%～30%，跳跃组分含量为50%～60%，悬浮组分含量为10%～30%。从扇根向扇缘方向，滚动组分和跳跃组分含量降低，悬浮组分含量增高。冲积扇中不同类型沉积物具有不同特征的 C— M 图（如图17-5所示）。漫流沉积与河床充填沉积在 C— M 图上为一弯曲图形，与帕塞加牵引流标准 C— M 图相比，缺少 RS 段，而只有 P— Q— R 段图形，说明均匀悬浮沉积对冲积扇来说是不特征的。PQ 段代表冲积扇河床充填沉积；QR 段大致与 C= M 线平行，C 与 M 成比例增加，C 与 M 值接近，说明分选好，这一段代表浅的面状水流沉积，即漫流沉积。泥流沉积是一个近于与 C= M 线平行的长条状图形，与帕塞加的浊流沉积 C— M 图接近。所不同者，浊流 C— M 图中线上的样品点，C 是 M 值的2.3～4.2倍；而泥流 C— M 图中线上各点，C 是 M 值的40～80倍，这说明泥流比浊流在分选上要差得多，粘度和密度也大得多（如图17-5所示）。

4. 生物化石

冲积扇中几乎不含动植物化石，也很少含有机质。

5. 沉积构造

沉积构造是水动力作用的直接产物，它能反映当时的沉积环境特征。冲积扇沉积由于属于间歇性急流成因，故层理发育程度较差或中等。泥石流沉积显示块状层或不显层理，细粒泥质沉积物可见薄的水平层理，粗粒碎屑沉积有时亦可见不太明显和不太规则的交错层理，斜层倾向扇缘，倾角为10°～15°。在垂向上，层理构造表现为流水沉积物与泥质沉积物复杂交互的构造序列（如图17-4所示）。

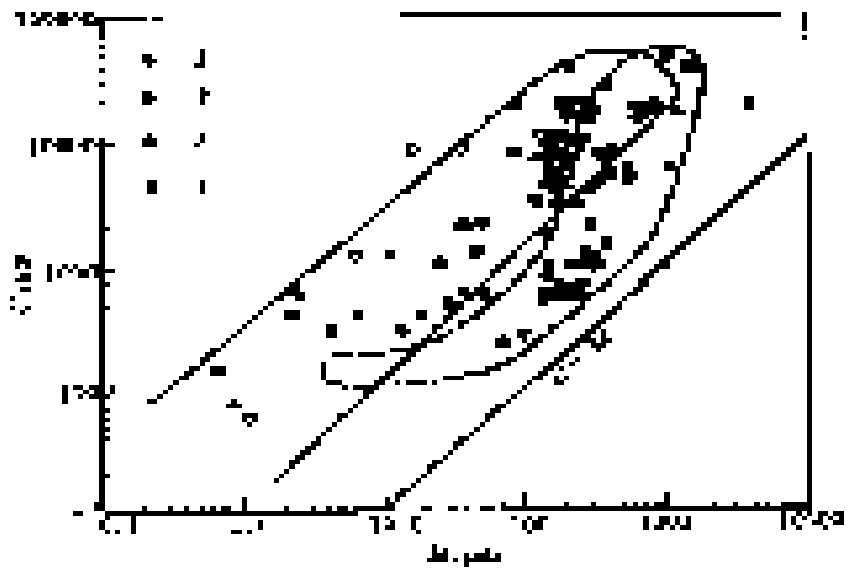


图17-5 加利福尼亚弗斯诺郡西部冲积扇各沉积类型的 C— M 图

（据布尔，1964）

1—泥流沉积；2—河床沉积；3—漫流沉积；4—泥流和牵引流过渡沉积

冲积扇的粗碎屑沉积中常见冲刷—充填构造，主要发育在扇顶附近。砂质沉积局部可见水流波痕。砾石若有定向排列，则呈“向源倾斜”，倾角为30°～40°。泥质表层可发育泥裂、雨痕、流痕等。

冲积扇是间歇性急流堆积的产物。沉积物质经常暴露地表，遭受着不同程度的氧化作用，故缺少还原性的暗色沉积物，泥质沉积物的颜色一般带有红色，这是干旱和半干旱地区冲积扇的重要特征。

6. 垂向层序及沉积相组合

冲积扇在形成和发育过程中发生进积和退积作用，使其垂向沉积层序有着明显的不同。当冲积扇向源区退积，则形成下粗上细的退积正旋回层序，否则相反。在扇体的不同部位，其沉积层序也不相同。

在横向上，向源区方向冲积扇与残积、坡积相邻接，向沉积区常与冲积平原组合或风成—干盐湖相相接，与河流或湖泊、沼泽沉积呈超覆或舌状交错接触，有时也可直接与滨海(湖) 平原共生。甚至有些扇体可以直接进入湖泊或海盆地的安静水体，形成水下扇或扇三角洲。

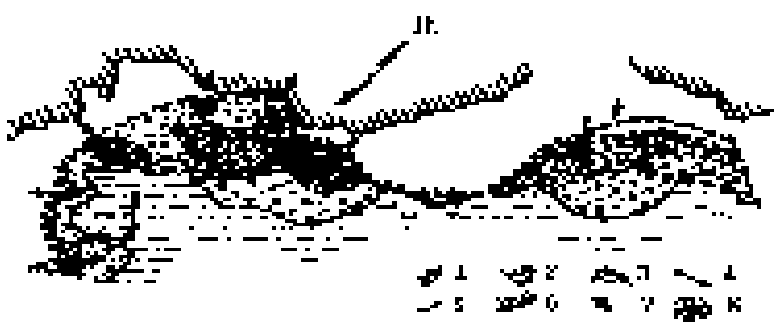


图 17－6　克拉玛依油田冲积扇及含油情况示意图

1—冲积扇顶部；2—冲积扇中部；3—冲积扇前缘；4—断裂；5—地层尖灭线；6—老山边界；7—陆源方向；8—含油良好地带

二、冲积扇与油气关系

冲积扇在我国现代大陆沉积中及地史时期的古代沉积中都不乏其例。

新疆克拉玛依油田二叠系—三叠系砂砾岩沉积体是古代冲积扇的典型实例。它由七个冲积扇组成，沿老山山前古盆地边缘断裂带分布，彼此连接构成冲积裙带 (如图 17－6 所示)。其岩性以中—细砾岩为主，夹大量砾质砂岩及中—粗砂岩。砾岩占沉积总厚度的 60％～90％，砾石成分的 90％为紧邻母岩区的变质砂、泥岩的碎块，粒径 1～6ｍｍ，分选、圆度差，见洪积层理及冲刷面，无生物化石。在每个扇体的扇中部位发育砂砾岩体，厚度较大，向扇体两侧减薄；扇中砂砾岩粒度适中，分选稍好，胶结疏松，孔隙性和渗透性相对较好，为油气储集的有利地带。

第十八章　河　流　相

第一节　河流沉积过程及河流分类

一、河流沉积过程

河流是流水由陆地流向湖泊和海洋的通道，也是把沉积物由陆地搬运到海洋和湖泊中去的主要营力。在河流搬运过程中伴随有沉积作用，形成广泛的河流沉积，在构造条件适宜的情况下，沉积厚度可达千米以上。河流沉积过程主要受地形坡度、沉积物类型和输砂量、河水流量和流态以及植被等多种因素的影响。若其他控制因素相对不变，侧水流流态会影响沉积物的搬运和沉积方式。常见的水流流态有下述三种类型。

1. 层流和紊流

层流是水质点运动方向彼此平行、规则成层流动的水流。紊流的水质点运动方向和速度是各向不等的。紊流水体内有强烈的侧向混合作用，且水层之间发生扰动。河流的水流流态实际上都属于质点运动轨迹很不规则的紊流。水体运动可分解成平行底面和垂直底面的两种运动。当垂直向上的分力超过泥砂之间的阻力时，泥砂就发生搬运，否则就发生沉积。

2. 横向环流

横向环流是由表流和底流构成的连续的、螺旋形向前移动的水流。在平直河段，水流形成两个对称的横向环流，主流线沿河床中心分布［如图 18－1（a）所示］。在弯曲河道中，主流线沿河床弯曲。主流受惯性作用，在凹岸产生壅水现象，形成水面的横比降。在横断面上，水体两侧受到不等的压力作用，使得底部水流由凹岸流向凸岸，它与由凸岸流向凹岸的河面水流一道构成连续螺旋形前进的单支环向环流［如图 18－1（b）所示］。表流是辐聚水流，在凹岸处产生强烈的下降水流，是冲刷凹岸的主要因素。底流是辐散水流，使泥砂在凸岸发生堆积。

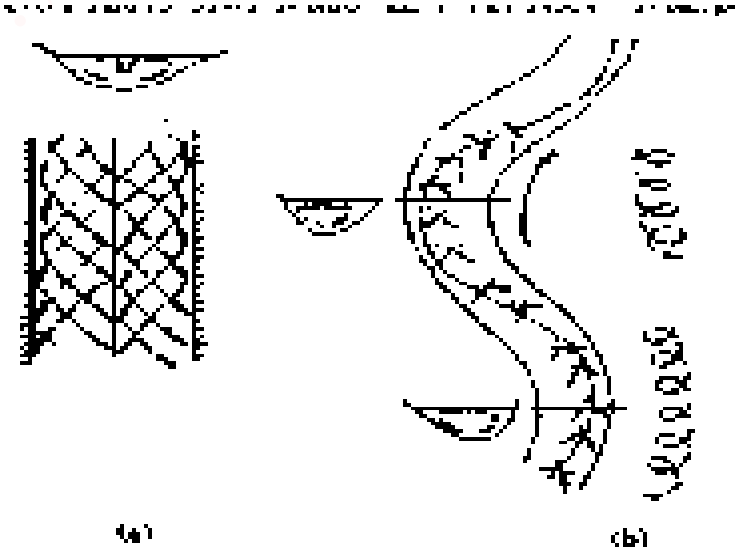


图 18－1　顺直河与曲流河的水流结构

3. 流水作用

河流作为沉积物搬运的重要地质营力，可使沉积物发生侵蚀、搬运和堆积作用。

（1）侵蚀作用

流水冲刷河床物质，产生垂直地面的下切侵蚀，使河床加深，或产生向着河岸的侧方侵蚀，使河谷展宽。

（2）搬运作用

河流中沉积物可按悬移、跃移和推移方式进行。悬移搬运物质粒径一般小于 0.1mm，这些细小颗粒一旦被水流掀起后就不易沉降。跃移搬运物质是在近底部水流不稳定旋涡所具有的向上垂直分力与迎面压力同时作用下产生的移动，其粒径一般为 0.1～0.25mm。当向上垂

直分力大于颗粒重力时,颗粒呈跳跃式前进。推移搬运物质是指沿底面滚动或滑动的较粗粒物质。

(3) 堆积作用

河流的堆积作用有侧向加积和垂向加积两种类型。侧向加积使弯曲河道侧向迁移，底流搬运的推移质和跃移质不断地在凸岸沉积，形成边滩，并使凸岸向凹岸方向增长。侧向加积作用形成河床沉积或底积层，并构成河流沉积剖面的下部旋回。垂向加积是洪水期河水溢出河床，悬移质在岸外形成的沉积。由于沉积物在垂向上不断增厚，形成天然堤、决口扇和泛滥平原堆积等河流顶积层或漫岸沉积，构成河流沉积剖面的上部旋回。

二、河流类型及划分

1. 河流的分类

不同类型的河流，在河道的几何形态、横截面特征、坡降大小、流量、沉积负载、地理位置、发育阶段等方面都存在着差别，这些因素通常作为河流类型划分的依据。按照地形及坡降，也可将河流分为山区河流和平原河流。前者地形高差和坡降大，向源侵蚀作用强烈，河岸陡而河谷深，河道直而支流少，水流急而沉积物粗；后者地形高差及坡降小，向源侵蚀停止，侧向侵蚀强烈，河道弯曲而支流多，故平原河流多为弯曲河流。按河流发育阶段，又可分为幼年期、壮年期、老年期河流。幼年期河流属河流发育的初期阶段，山区河流多属此类型；壮年期或老年期河流多属平原河流。同一河系，上游可属幼年期，中游属壮年期，下游则属老年期。河系上游的幼年期河流由许多支流汇成主流，以侵蚀作用为主；至中游发育成壮年期，形成泛滥平原；至下游的海、湖岸边发育成老年期，呈网状分叉，恰与幼年期支流汇集河网的情况相反，产生很多分流和分泄，最后汇集于湖泊和海洋。从沉积角度看，大量的沉积作用发育在河流的壮年期和老年期。

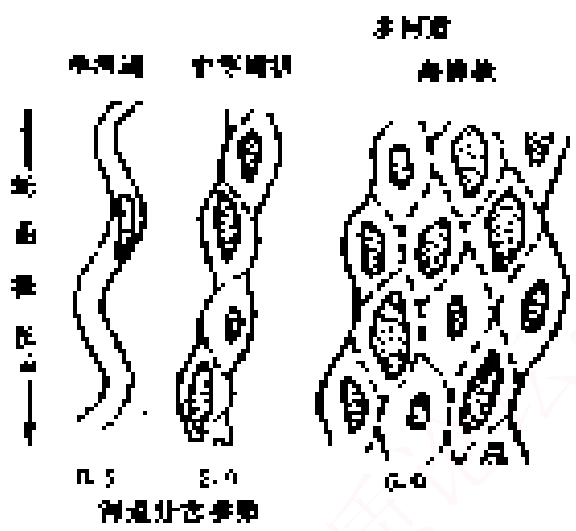


图 18－2　单河道和多河道（中等和高辫状）河流示意图
(据拉斯特，1978)

拉斯特（Rust，1978）根据河道分岔参数和弯曲度提出了一个新的河流分类体系。所谓河道分岔参数是指在每个平均蛇曲波长中河道砂坝的数目。这些河道砂坝是被河流中线所围绕和限制的河道砂体。河道分岔参数的临界值为 1 或小于 1 者为单河道，大于 1 者为多河道（如图 18－2 所示)。河道弯曲度是指河道长度与河谷长度之比，通常称为弯度指数，其临界值小于或等于 1.5（也有人定为 1.3）为低弯度河，大于 1.5 为高弯度河。根据上述两个参数，可将河流分为平直、蛇曲、辫状、网状四种类型（见表 18－1)。其中以蛇曲河和辫状河分布最广，而平直河和网状河较少见。

表 18－1　河流分类（据拉斯特，1978)

名　　称	单河道 (河道分岔参数 < 1)	多河道 (河道分岔参数 > 1)
低弯度（弯度指数 < 1.5)	平直河	辫状河
高弯度（弯度指数 > 1.5)	曲流河（蛇曲河)	网状河

2. 不同类型河流的主要特征

(1) 平直河

平直河流弯度小，弯度指数小于 1.5，通常仅出现于大型河流某一河段的较短距离内，或属于小型河流。河道内凹岸为冲坑（深槽），沿此发生侵蚀作用，凸岸因加积作用形成砂坝［如图 18－3（a）所示］，从而可产生侧向迁移而逐渐向蛇曲河发展。

（2）曲流河

曲流河又称为蛇曲河，为单河道，其弯度指数大于 1.5，河道较稳定，宽深比值低，一般小于 40。侧向侵蚀和加积作用使河床向凹岸迁移，凸岸形成点砂坝［如图 18－3（b）所示］。由于河道的极度弯曲，常发生河道截弯取直作用。曲流河河道坡度较缓，流量稳定，搬运形式以悬浮负载和混合负载为主，故沉积物较细，一般为泥、砂沉积。因河道较为固定，侧向迁移速度较慢，故泛滥平原和点砂坝较为发育，其主要分布于河流的中下游地区。世界上一些著名大河的中下游，如密西西比河和长江，都具有曲流河的特征。

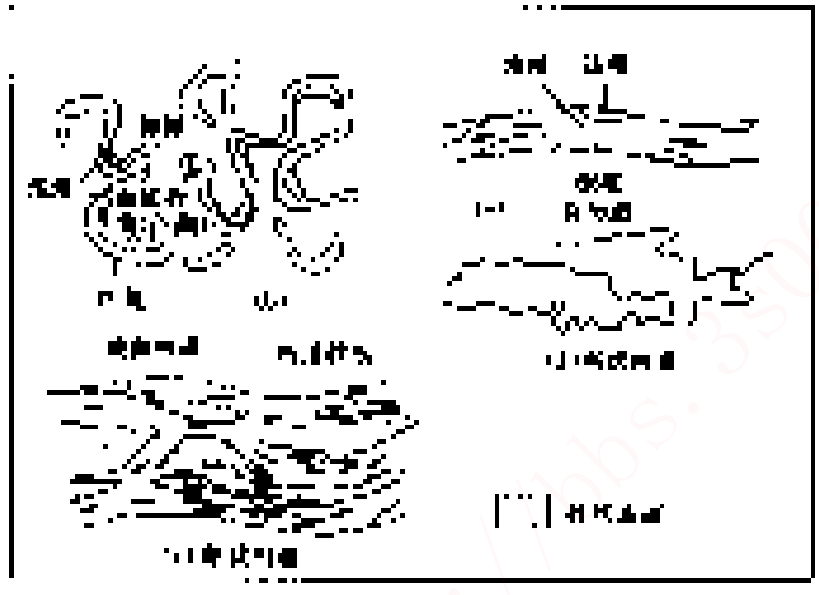


图 18－3　河流类型示意图

（据迈尔，1977）

（3）辫状河

辫状河过去也有人译为“网状河”。近来的研究表明，两者在特征上有所不同，因此应将它们区别开来。辫状河为多河道，而且多次分叉和汇聚构成辫状［如图 18－3 中（c）所示］。河道宽而浅，弯曲度小，其宽深比值大于 40，弯度指数小于 1.5，河道砂坝（心滩）发育。河流坡降大，河道不固定，迁移迅速，故又称为“游荡性河”。由于河流经常改道，河道砂坝位置不固定，故天然堤和河漫滩不发育。由于坡降大，沉积物搬运量大，并以底负载搬运形式为主。这种河流多发育在山区或河流上游河段以及冲积扇上。

（4）网状河

网状河具有弯曲的多河道特征，河道窄而深，顺流向下呈网结状［如图 18－3（d）所示］。河道沉积物搬运方式以悬浮负载为主，沉积厚度与河道宽度成比例变化。河道间被半永久性的冲积岛和泛滥平原或湿地所分开。冲积岛和泛滥平原或湿地主要由细粒物质和泥炭组成，其位置和大小较稳定，与狭窄的河道相比，它们占据了约 60％～90％的地区。网状河多发育在河流的中、下游地区。

由于受地形坡度、流域岩性、气候条件、构造运动以及河水流量、负载方式等因素的影响，在同一河流的不同河段或同一河流发育过程的早期和晚期，其河道形式可有不同变化。甚至在同一时期的同一河段，因水位不同，河形亦有变化，如高水位时表现为网状河，低水位时表现为辫状河。

第二节　河流沉积模式

一、顺直河和曲流河沉积特征及其沉积模式

在自然界顺直河是不常见的，其沉积特征与曲流河具有一定的相似形。曲流河不论是现代还是古代都是最常见和最重要的河流类型，也是目前研究程度最高、最详细的一种河流。艾伦（Allen，1964）根据现代河流发育的地貌特征，提出了曲流河沉积环境立体模型，并根据微地貌划分出各类次级环境（如图 18－4 所示）。

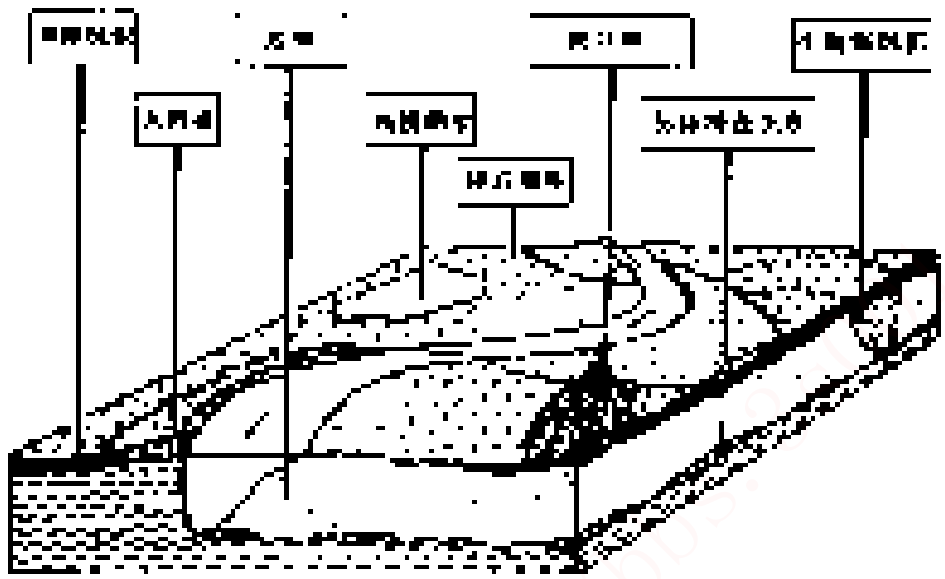


图 18－4　弯曲河流沉积环境模型

（据艾伦，1964）

根据环境和沉积物特征可将曲流河相进一步划分为河床、堤岸、河漫、牛轭湖四个亚相。

1. 河床亚相

河床是河谷中经常流水的部分，即平水期水流所占的最低部分。其横剖面呈槽形，上游较窄，下游较宽，流水的冲刷使河床底部显示明显的冲刷界面，构成河流沉积单元的基底。河床亚相又称为河道亚相，其岩石类型以砂岩为主，次为砾岩，碎屑粒度是河流相中最粗的，层理发育，类型丰富多彩。缺少动植物化石，仅见破碎的植物枝、干等残体，岩体形态具有透镜状，底部具有明显的冲刷界面。

河床亚相可进一步划分为河床滞留沉积和边滩沉积两个微相。

（1）河床滞留沉积

河床中流水的选择性搬运，使细粒物质被悬浮和带走，而将上游搬来的或就近侧向侵蚀河岸形成的砾石等粗碎屑物质留在河床底部，集中堆积成不连续的透镜体，称为河床滞留沉积。其特点是砾石以粗碎屑物质为主，砂、粉砂极少。砾石成分复杂，源区砾石居多，亦有河床下伏基岩砾石，且常具叠瓦状定向排列，倾斜方向指向上游。砾岩很难形成厚层，一般呈透镜状断续分布于河床最底部，向上过渡为边滩或心滩沉积。

（2）边滩沉积

边滩又称为“点砂坝”，是曲流河中主要的沉积单元，是河床侧向迁移和沉积物侧向加积的结果（如图 18－1 所示）。

由于曲流河河床中水流对沉积物的搬运以底负载搬运（滚动和跳跃）方式为主，故边滩沉积的岩性以砂岩为主，其矿物成分复杂，成熟度低，不稳定组分多，长石含量高。如陕北侏罗系河床亚相砂岩，长石含量可高达 49％以上。垂向上，自下而上常出现由粗至细的粒度或岩性正韵律。其层理类型主要为水流波痕成因的大、中型槽状或板状交错层理，间或出现平行层理（如图 18－5 所示）。

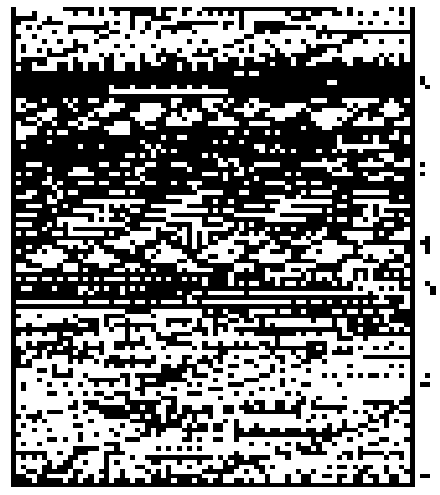


图 18－5　边滩沉积的层理垂向序列

（据伦纳克，1973）

1一河底滞留沉积；2一大型交错层理；3一水平纹理；4一叠覆波痕状纹理；5一小型波状交错层理；6一泥层

2　堤岸亚相

堤岸沉积垂向上常发育在河床沉积的上部，相对河床亚相而言，属顶层沉积。与河床沉积相比，其岩石类型简单，粒度较细，以小型交错层理为主。进一步可分为天然堤和决口扇两个沉积微相（如图 18－4 所示）。

(1) 天然堤沉积

河流在洪水期因水位较高，河水携带的细、粉砂级物质溢出河道沿河床两岸堆积，形成平行河床的砂堤，称为天然堤。它高于河床，并把河床与河漫滩分开。天然堤两侧不对称，向河床一侧坡度较陡。每次随洪水上涨，天然堤不断加高，其高度范围与河流大小成正比，最大高度代表最高水位。弯曲河流的凹岸天然堤一般发育较好，凸岸天然堤逐渐变为边滩的上部。尤其在较小河流中，天然堤和边滩上部交互出现，很难分开。

天然堤主要由细砂岩、粉砂岩、泥岩组成，粒度比边滩沉积细，比河漫滩沉积粗，垂向上突出的特点是砂、泥岩组成薄互层。层理构造以小型波状交错层理、上攀交错层理、槽状交错层理为特征，其垂向序列是下部砂质岩发育交错层理，上部泥质岩则发育水平纹层（如图 18－6 所示）。天然堤常间歇性出露水面，故常发育有钙质结核，泥岩中可见干裂、雨痕、虫迹以及植物根等。岩体形态沿河床两侧呈弯曲的砂垄。随着河床迁移，天然堤随边滩不断扩大、增长，形成覆盖边滩之上的盖层，故古代天然堤岩体呈面状分布。

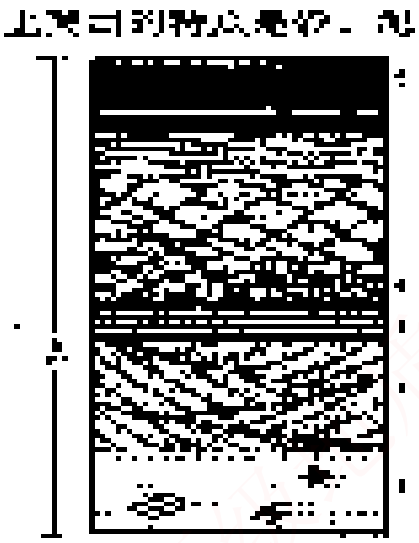


图 18－6　天然堤层理构造垂向序列

（据柯尔曼，1969）

1—无内部构造的砂和粉砂，分选差，偶有波状层理；2—大型交错层理；3—水平层理；4—小型波状交错层理；5—叠瓦状波状层理；6—平行层理的粉砂质粘土，具虫孔

(2) 决口扇沉积

如果天然堤不被破坏，河床随沉积物迅速增厚而升高，最后反而高出旁侧的河漫滩，洪水期河水冲决天然堤，部分水流由决口流向河漫滩，砂、泥物质在决口处堆积成扇形沉积体，称为决口扇。它附属于河床之侧，与天然堤共生。

决口扇沉积主要由细砂岩、粉砂岩组成。粒度比天然堤沉积物稍粗。具有小型交错层理、波状层理及水平层理，冲蚀与充填构造常见。常有河水带来的植物化石碎片。岩体形态呈舌状，向河漫平原方向变薄、尖灭，剖面上呈透镜状。

3. 河漫亚相

河漫亚相是平原河流的亚相类型，位于天然堤外侧，地势低洼而平坦。洪水泛滥期间，水流漫溢天然堤，流速降低，使河流悬浮沉积物大量堆积。由于它是洪水泛滥期间沉积物垂向加积的结果，

故又称为泛滥盆地沉积（如图 18－4 所示）。

河漫亚相沉积类型简单，主要为粉砂岩和粘土岩。粒度是河流沉积中最细的，层理类型单调，主要为波状层理和水平层理。平面上位于堤岸亚相外侧，分布面积广泛，垂向上位于河床或堤岸亚相之上，属河流顶层沉积组合。根据环境和沉积特征，可将河漫亚相进一步划分为河漫滩、河漫湖泊和河漫沼泽三个沉积微相。

(1) 河漫滩沉积

河漫滩是河床外侧河谷底部较平坦的部分。平水期无水，洪水期水漫溢出河床，淹没平坦的谷底，形成河漫滩沉积。河漫滩的发育与河谷的发育阶段有关。河谷发育初期，即河流幼年期，以侵蚀下切为主，河谷呈“ V ”字形，且主要为河床所占据；河谷发育的中后期，即壮年期和老年期，河流以侧向侵蚀为主，河谷加宽，河床在河谷中仅局限于较窄的部分，只有在这时，河漫滩才能较好地发育。

河漫滩沉积以粉砂岩为主，亦有粘土岩的沉积。平面上距河床愈远粒度愈细，垂向上亦有向上变细的趋势，波状层理和斜波状层理（洪水层理）为主，亦见水平层理，可见不对称波痕。河漫滩常因间歇出露水面而在泥岩中保留干裂和雨痕。化石稀少，一般仅见植物碎片。岩体形态常沿河流方向呈板状延伸。

(2) 河漫湖泊

在平原区的弯曲河流中，当河床因天然堤的围限和本身的沉积作用而逐渐抬高时，河床往往在一个比河岸两侧地形较高的“ 冲脊 ”上流动，洪水漫溢至两侧河漫滩上。洪水期后，低洼地区就会积水，加上冲脊上河床水平面高于两侧低地，亦构成低地积水区的地下水的源泉。因此，长期积水的低洼地带就形成了河漫湖泊。

河漫湖泊以粘土岩沉积为主，并有粉砂岩出现，是河流相中最细的沉积类型。层理一般发育不好，有时可见到薄的水平纹层。泥岩中泥裂、干缩裂缝常见。干旱气候条件下，地下水面下降，表面急速蒸发，常形成钙质及铁质结核。在潮湿气候区的河漫湖泊中，生物繁茂，可形成丰富的有机质沉积，并可保存较完整的动植物化石。在气候干旱地区，蒸发量增大，河漫湖泊可发展成盐湖，形成盐类沉积。

(3) 河漫沼泽

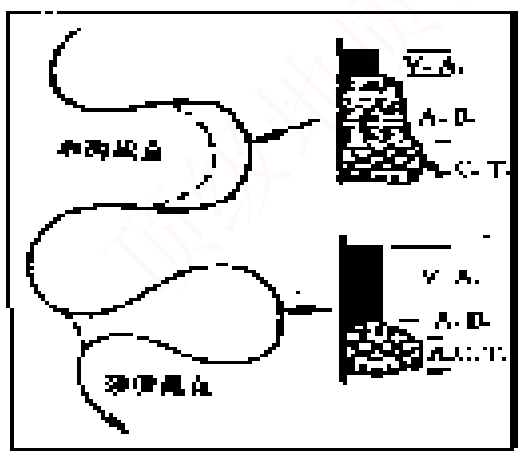


图 18－7　串沟取直和颈项取直作用及其沉积层序

（据沃克，1976）

V. A. —垂向加积；A. B. —河道废弃期沉积；A. C. T. —活动河道沉积

河漫沼泽又称为岸后沼泽。它是在潮湿气候条件下，河漫滩上低洼积水地带植物生长繁茂并逐渐淤积而成，或是由潮湿气候区河漫湖泊发展而来。

在河流迅速侧向迁移的情况下，天然堤发育不良，洪水泛滥可形成广阔平坦的河漫沉积区，沉积物不仅有泥质，而且有大量砂质沉积，这时堤岸亚相与河漫亚相已无什么区别，故统称为泛滥平原沉积。

4. 牛轭湖亚相

弯曲河流的截弯取直作用使被截掉的弯曲河道废弃，形成牛轭湖。截弯取直作用可有以下两种情况：其一是随着河流的弯度愈来愈大，形成很窄的“ 地峡 ”，这时可由一次特大洪水作用冲掉“ 地峡 ”，使河道取直，称为“ 颈项取直 ”；其二是沿着冲沟冲刷出一个新河床，使河道取直，称为“ 冲沟取直 ”，或称为“ 串沟取直 ”（如图 18－7 所示）。

牛轭湖沉积主要为粉砂岩及粘土岩,粉砂岩中具有交错层理,粘土岩中发育有水平层理,常含有淡水软体动物化石和植物残骸。岩体呈透镜状,延伸最大可达数十千米,厚可达数十米。

5. 曲流河沉积的垂向模式

曲流河沉积的典型垂向模式由沃克(1976)等人提出,这个标准相模式由下至上可划分为四个沉积单元(如图 18－8 所示)。

第一沉积单元为块状含砾砂岩或砾岩，属河床底部滞留沉积，与下伏层呈冲刷侵蚀接触，底部具有明显的冲刷面，粗砂岩中含泥砾，可见不清晰的大型槽状交错层理。

第二沉积单元为大型槽状交错层理的中、细砂岩，层理规模向上逐渐变小，中夹有水平层理的粉细砂岩，沿层面可发育剥离线理，为点砂坝沉积。

第三沉积单元为粉细砂岩组成，发育有小型槽状交错层理和上攀波纹交错层理，为点砂坝顶部沉积。

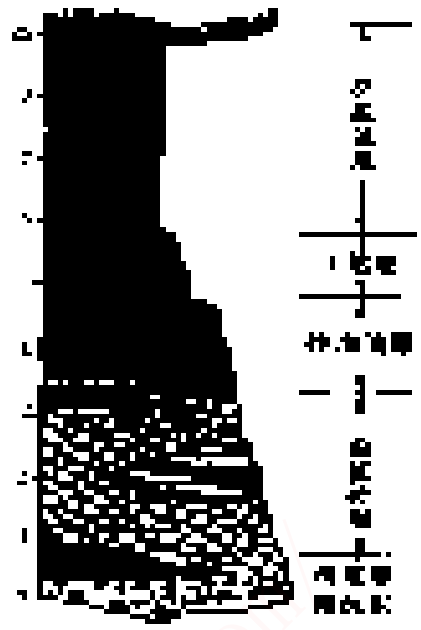


图 18－8　曲流河沉积的标准垂向模式
(据沃克，1976)

第四沉积单元主要由断续波状交错层理的粉砂岩和水平纹理的粉砂质泥岩及块状泥岩组成，块状泥岩中常发育有泥裂、钙质结核或植物的立生根，属天然堤和泛滥盆地沉积。

上述曲流河沉积的理想垂向层序由下至上,粒度由粗变细,层理规模由大变小,层理类型由大型槽状交错层理变为小型交错层理、上攀层理、水平层理,底部具有冲刷面,从而构成了一个典型的间断性正韵律或正旋回。韵律的下段由河床亚相的底部滞留沉积和点砂坝沉积组成,是由于河道迁移而引起的沉积物侧向加积的结果,构成了河流沉积剖面下部层序,故称为底层沉积。韵律的上段由堤岸亚相和河漫亚相(泛滥盆地)组成,属泛滥平原沉积,主要是大量细粒悬浮物质在洪泛期垂向加积的结果,构成了河流沉积剖面的上部层序,故又称为顶层沉积。底层沉积和顶层沉积的垂向叠置,构成了河流沉积的所谓‘二元结构”,它是河流相沉积的重要特征。在曲流河沉积中,二元结构较为明显,顶层沉积和底层沉积厚度近于相等或前者大于后者。

二、辫状河沉积特征及其沉积模式

目前对辫状河形成的机理尚不十分清楚，但比较统一的认识是辫状河具多河道、河床坡

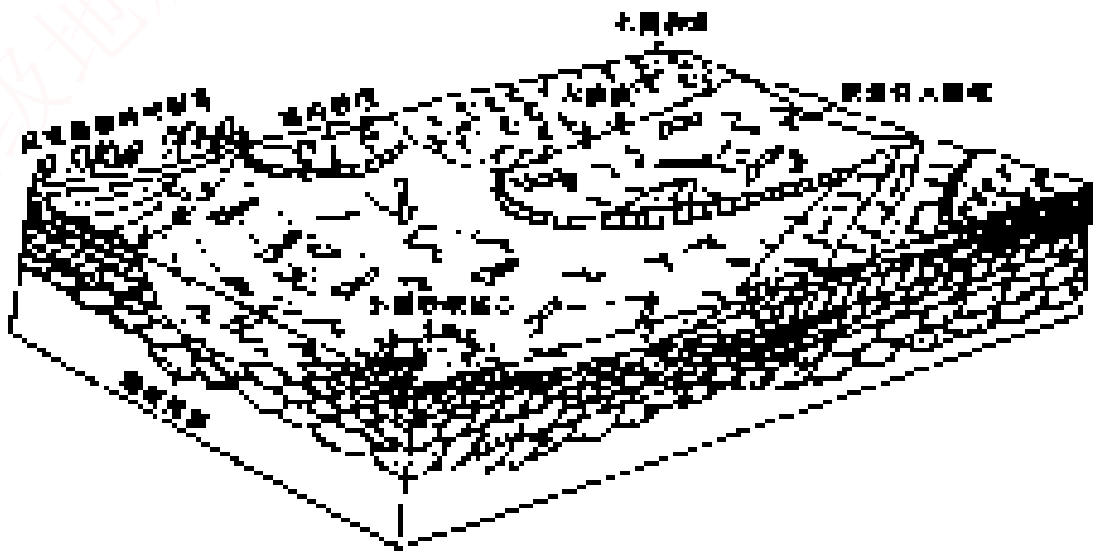


图 18－9　辫状河沉积环境立体模型
(据沃克，1979)

降大、宽而浅，侧向迁移迅速等特点。按河流的微地貌特征，沃克和坎特提出了辫状河沉积的立体模型（如图 18－9 所示)。它突出地反映了辫状河发育心滩，或称为河道砂坝，边滩沉积不发育，这是与曲流河环境的重要区别。

心滩的形成与河流的水动力结构有一定关系。因辫状河弯曲度较低，在短距离内河床近似于顺直河道。在这种河道中，沿主流线两侧形成两个螺旋式前进的对称环流（如图 18－1 所示)。这种环流是由表流和底流构成的连续的螺旋形前进的横向环形水流。表流为发散水流，由中部向两岸流动，并冲刷侵蚀两岸。底流由两岸向河流中心辐聚，并携带沉积物在河床中部堆积下来。遇到河流的洪水季节，这种堆积作用尤为显著，从而形成心滩。

心滩的上游方向较陡，沉积物较粗，并遭受侵蚀作用，而下游方向较平缓，主要发生沉积作用。上游的不断侵蚀和下游的不断沉积，导致了心滩不断向下游迁移。由于沉积物的快速堆积，在低水位时期出露水面，并有植被的生长和发育，形成了相对固定的河心冲积岛，或称为江心洲。

心滩沉积物一般粒度较粗，成分复杂，成熟度低。对称的螺旋形横向环流亦导致心滩发生侧向加积作用。由此而形成的巨波痕、大波痕等各种底形经过不断迁移，可形成各种类型的交错层理，如巨型或大型槽状、板状交错层理，在低水位时期亦发生细粒物质的垂向加积作用（如图 18－10 所示)。

辫状河除有发育的心滩外，在河道沉积亦发育与曲流河相同的河床滞留沉积，出现在河床底部，以砂砾沉积为主，其上发育心滩。

辫状河河道迁移迅速，稳定性差，所以天然堤、决口扇、泛滥平原沉积不发育，而且辫状河废弃河道一般不形成牛轭湖，这也是辫状河与曲流河沉积的重要区别。

至今，尚未概括出得到大家认同的辫状河沉积模式，但常以加拿大魁北克省泥盆系巴特里角辫状河垂向序列作为辫状河沉积模式的代表（如图 18－11 所示)。该沉积层序的最底部为河床滞留沉积，以含泥砾的粗砂岩和砾质砂岩为主，与下伏层呈侵蚀冲刷接触SS。其上



图 18－10　布拉马普特拉河心滩垂向序列

（据柯尔曼，1969）

1—主要为大型交错层理；2—主要是叠瓦状波状层理和小型波状层理，间或有水平层理；3，4—粉砂质粘土和粉砂，主要为叠瓦式波状层理、水平层理，有时有包卷层理



图 18－11　加拿大魁北克省泥盆纪巴特里角辫状河垂向沉积层序

（据坎特和沃克，1976）

为不清晰的大型槽状交错层理含砾粗砂岩 A 和具有清楚槽状交错层理的粗砂岩 B 以及板状交错层理砂岩 C。再向上主要由小型板状交错层理砂岩 D 组成，偶见大型水道冲刷充填交错层理砂岩 E。顶部由垂向加积沉积的波状交错层理粉砂岩和泥岩互层 F 及一些具有模糊不清的、角度平缓的交错层理的砂岩 G 组成。由 SS 至 E 为河床滞留沉积和心滩或河道砂坝沉积，构成了辫状河的河床亚相，F 代表了垂向加积的泛滥平原沉积。

从上述可以看出，与曲流河相比，辫状河在垂向层序上有以下特点：

1) 河流二元结构的底层沉积发育良好、厚度较大，而顶层沉积不发育或厚度较小。

2) 底层沉积的粒度粗，砂砾岩发育。

3) 由河道迁移形成的各种层理类型发育，如块状或不明显的水平层理、巨型槽状交错层理、单组大型板状交错层理等。

三、网状河沉积特征及其沉积模式

网状河是由窄而深及顺直到弯曲的、相互连接的低坡度网状稳定水道形成的交织河网系统。它通常由河道、天然堤、决口扇、湿地、湖泊和沼泽等地貌单元组成，在沉积记录中表现出细粒溢岸沉积物为主的特点。

网状河主要发育于坡度平缓、气候湿润、植被发育的河流中下游地区，它是由几条弯度多变的、相互连通的、宽深比值较小的、分叉系数较高的河道组成的低能复合体，沉积环境较为稳定。网状河发育主河道、季节性河道、废弃河道、边滩、心滩、天然堤、决口扇、河漫滩、湖泊、沼泽、池塘、及风成砂丘沉积次环境。河流搬运方式以悬浮负载为主，沉积作用多以垂向加积为主，沉积物类型主要为河道、冲积岛、泛滥平原沉积(如图 18－12 所示)。

河道沉积与其他类型河流的河道沉积物类似，以砂岩为主，具有槽状交错层理，底部可

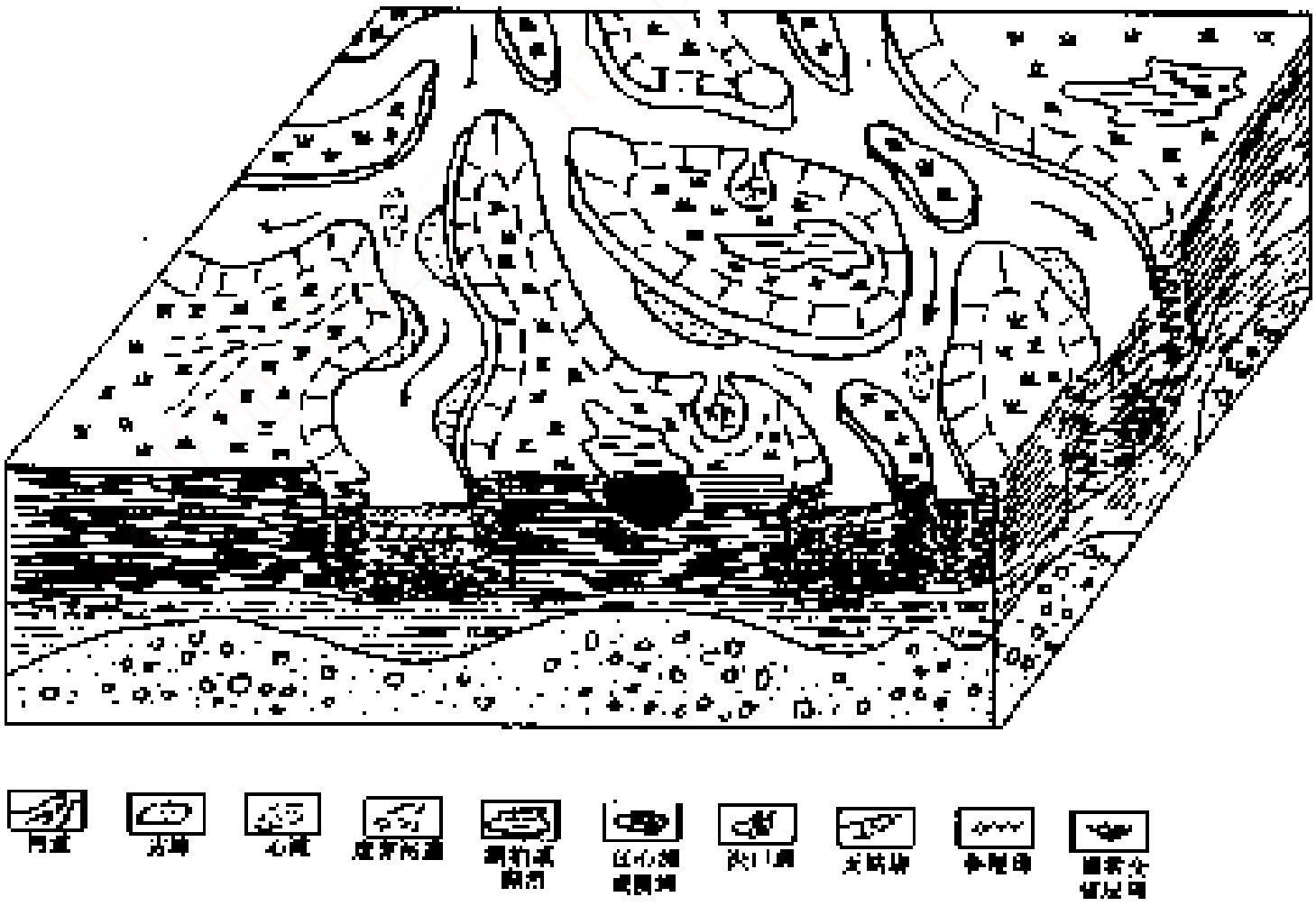


图 18－12　赣江现代网状河沉积模式图

(据管守锐、谢庆宾，1999)

出现砾岩沉积。泛滥平原的发育使河道侧向迁移受到限制，甚至很少发生。因此，垂向上层序呈现出向上变细但分带不明显的旋回。

网状河的河道间大量发育着冲积岛和泛滥平原沉积，其特征与曲流河的河漫沉积相类似，是由河漫沼泽、泥炭沼泽、河漫湖泊组成，又称为河道间“湿地”。沉积物质主要为富含泥炭的粉砂和粘土，侧向上可相变为粗粒河道沉积，垂向上可与因洪水漫溢作用形成的决口扇沉积交互成层。由于河道、冲积岛、泛滥平原等环境能保持长时期的相对稳定，致使各种沉积相在垂向上增生，并叠加成较厚的沉积。其中，河道沉积在平面上呈鞋带状；剖面上呈相互叠置的透镜状；决口扇沉积为不规则的席状。它们都被较厚的泛滥平原的细粒沉积物所包围。

网状河沉积的最大特点及与其他河流类型的主要区别是泛滥平原分布极为广泛，几乎占河流全部沉积面积的 60％～90％。因此，厚度巨大的富含泥炭的粉砂和粘土是网状河流占优势的沉积物。网状河与曲流河、辫状河沉积特征还存在着较为明显的区别（见表 18－2）。

表 18－2　网状河与曲流河、辫状河沉积特征对比

河　形	地貌单元	坡　降	曲　率	宽/深比	沉积速率	水流及能量	沉积作用
网状河	河道、决口扇、天然堤、湖泊、沼泽、泥炭沼泽	低，多小于 0.12％	低，但可变	8～15	高，大于 2mm/年	水较深流缓	垂向加积作用为主
曲流河	河道及边滩、决口扇、天然堤、河泛平原	较低	高	50～65	低 0.5mm/年	水深流缓	侧向加积作用明显
辫状河	河道及心滩、河泛平原	较高，多大于 1‰	低	m 50	高 2mm/年	水浅流急	垂向及侧向加积作用

河　形	沉积物粒度	沉积构造	粒度特征	泥　炭	岩性序列	形态砂体	分叉系数
网状河	可粗可细，砾砂、泥	水平纹层理和槽状交错层理	两段式概率图，C—M图以QRS段为主	发育	“泥包砂”正旋回沉积	剖面墙状，平面交织鞋带状	高
曲流河	细，多为砂泥	多种多样，槽状和板状交错层理	两段式概率图，C—M图以QRS段为主	较少	“泥包砂”正旋回沉积	剖面透镜状，平面弯曲条带状	无分叉
辫状河	粗，多为砾砂	槽状交错层理及冲刷构造	三段式概率图，C—M图以PQR段为主	几乎没有	“砂包泥”正旋回沉积	剖面板状，平面直或弯曲带状	高

第三节　古代河流鉴别标志及其与油气关系

一、鉴别标志

1. 矿物成分复杂，成熟度低

河流相发育的岩石类型以碎屑岩为主，次为粘土岩，碳酸盐岩较少出现。在碎屑岩中，又以砂岩和粉砂岩为主，砾岩多出现在山区河流和平原河流的河床沉积中。碎屑岩的物质成分复杂，它与源区以及河流流域的基岩成分有关。一般不稳定组分高，成熟度低。砾岩多为复成分，砂岩以长石砂岩、岩屑砂岩为主，个别也出现石英砂岩，泥质胶结居多，间或有钙、铁质胶结。

大多数河流的水介质是弱氧化的，并几乎是中性至弱酸性的，故河流相沉积中不出现海绿石，菱铁矿等二价铁矿物也不常见。粘土矿物以高岭石较多，伊利石较少。

2. 粒度资料反映了特征的牵引流性质

河流相碎屑沉积物以砂、粉砂为主，分选差至中等，分选系数一般大于1.2。粒度频率曲线常为双峰。粒度概率曲线显示明显的两段型（如图18－13所示），且以跳跃总体为特征，其分布范围为1.75～3之间，跳跃总体与悬浮总体之间的截点在2.75～3.5之间，悬浮总体的含量为2%～30%。

河流的水流属牵引流，故河流相沉积在牵引流综合C—M图上呈S形，它有较发育的PQ、QR和RS段。图18－13（b）是鄂尔多斯盆地侏罗系延安组砂岩的C—M图，样品点几乎全部落在PQ和QR区内，相当于河道和砂坝区，显示为河流相特征。

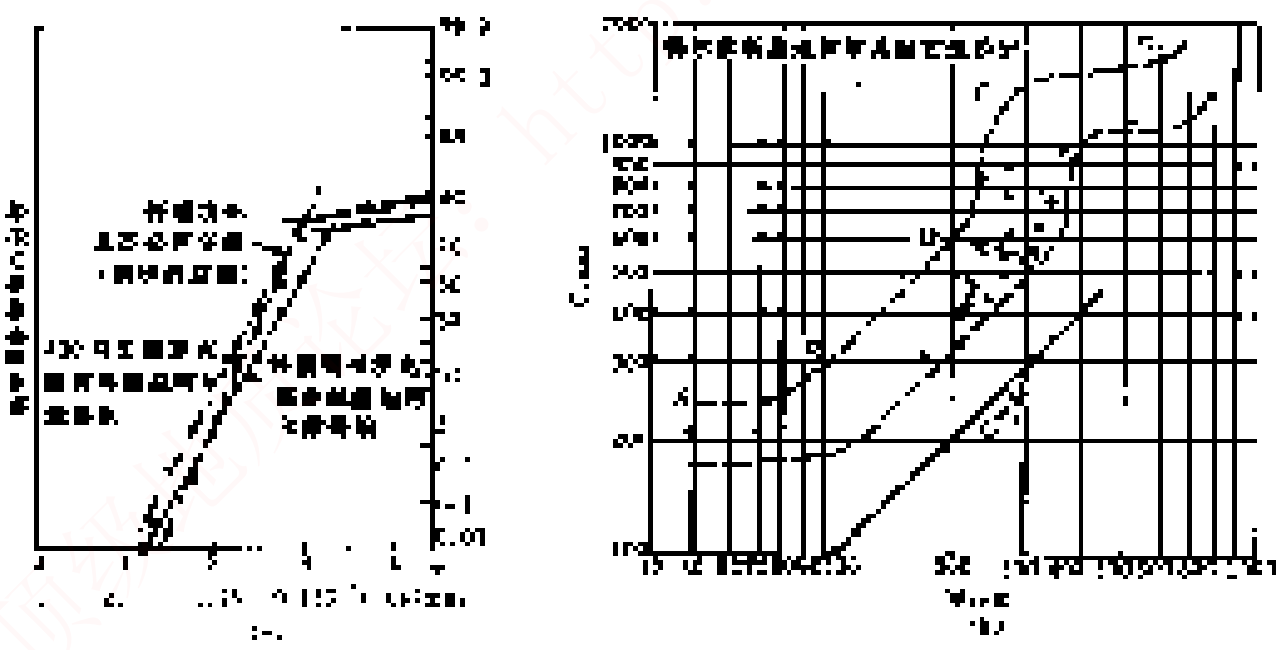


图18－13　河流沉积粒度概率图和C—M图

3. 沉积构造丰富，具有特征的“二元结构”序列

河流相层理发育，类型繁多，但以板状和大型槽状交错层理为特征。细层倾斜方向指向砂体延伸方向，倾角为15°～30°，由下至上层系及细层的厚度变薄、粒度变细，细层具粒度正韵律，层系厚度很少超过1m，一般为30cm或更薄。在河流沉积的剖面上，大型板状、槽状交错层理发育在下部，小型者发育在上部，波状层理发育在剖面顶部。

河流沉积中常见流水不对称波痕，也可见砾石的叠瓦状排列，扁平面向上游倾斜，倾角

约为 10°～30°。

河流沉积的最底部常具明显的侵蚀、切割及冲刷构造，并常含泥砾及下伏层的砾石。

在沉积剖面上，自下而上表现为下粗上细的间断性正韵律或正旋回，每个旋回底部发育有明显的底冲刷现象、叠瓦状排列的砾石，下部具有大型板状、槽状交错层理及平行层理的砂岩，上部具有小型交错层理、波状层理、上攀层理的粉砂岩及泥质粉砂岩，顶部常具有暴露大气的标志，如钙质结核、泥裂等。曲流河垂向序列“二元结构”上、下部地层沉积厚度近于相等（如图 18－8 所示），而辫状河下部地层厚度明显大于上部地层厚度（如图 18－11 所示）。

4. 生物化石稀少

河流相生物化石一般保存不好，通常较难见到动物化石及较完整的植物化石，所见者常是破碎的植物枝、干、叶等。河床亚相典型的指相化石为硅化木，它是植物的干或茎在开放系统条件下硅化而成。河漫沼泽沉积中可见炭化植物屑或完整的植物化石，它们多是在封闭缺氧条件下保存下来的。在时代较新的河流相地层中可见到脊椎动物化石。

5. 特征的砂体形态

河流砂体在平面上多呈弯曲的长条状、带状、树枝状等。在横切河流的剖面上，呈上平下凸的透镜状或板状嵌于四周河漫泥质沉积之中。如辫状河心滩砂体，总是呈透镜状成群出现，交错叠置，四周被泥质沉积所包围，显示河道的多次往复迁移（如图 18－2 所示）。

二、河流沉积与油气的关系

河流相沉积砂体是油气储集的良好场所。古河流砂体如果接近油源，可成为油气的储集层。由于河流砂体岩性变化快，其内部储油物性的非均质性较为明显。垂向上以旋回下部河床亚相中的边滩或心滩砂质岩储油物性最好，向上逐渐变差；横向上透镜体中部储油物性较好，向两侧变差。

古河流砂体可形成岩性圈闭油藏、地层—岩性圈闭油藏以及构造—岩性圈闭油藏。目前这类油藏在世界上已发现的油田中所占比例较少，但各地不断有所发现。如美国怀俄明州下白垩统砂岩中凯奥蒂溪油田、米勒溪油田，加拿大阿尔伯达省贝尔希尔油田分别属于河流相的岩性油藏和地层—岩性油藏。我国陕北三叠系某油田亦属河流相成因。渤海湾盆地上第三系馆陶组相继发现了河流相砂体为储集层的大型油气田。如胜利油田范围内的孤岛油田和孤东油田，即是上第三系馆陶组河流相砂体作为储集层的大型高产油气田。

第十九章　湖　泊　相

第一节　环境特点和沉积作用

一、环境特点和湖泊分类

1. 环境特点

(1) 湖泊的水动力特征

湖泊的水动力作用与海洋有些近似，主要表现为波浪和岸流作用。但湖泊缺乏潮汐作用，这是与海洋的重要区别之一。

在风力的直接作用下，湖泊的水面可形成较强的波浪，称为湖浪。它所引起的水体波动的振幅随水体深度的增加而减小，当到达湖浪 1/2 波长的水深时，水体质点运动几乎等于零，故通常把相当于湖浪 1/2 波长的水深界面称为“波浪基准面”，简称为“浪基面”或“浪底”。浪基面以下湖水不受湖浪的干扰，成为静水环境。一般说来，湖泊面积比海洋小，湖浪的规模也小于海洋，浪基面的深度也就小得多，常常不超过 20 m。风成波浪是湖泊动力的一个主要因素。浪基面深浅主要受控于波强和风的吹程。在大面积浅湖中，湖浪运动会影响整个湖底。

湖浪作为一种侵蚀和搬运的动力在滨湖地区表现得较为明显。当湖浪的推进方向与湖岸斜交时，可形成沿岸流。湖浪和沿岸流的冲刷和搬运作用可形成各种侵蚀地形和沉积砂体，如浪蚀湖岸以及湖滩、砂坝、砂嘴、堤岛等。

湖泊四周紧邻陆地，常有众多的河流注入，不仅有大量碎屑物质倾入湖盆，而且河道在湖底可以继续延伸，从而改变着砂体的分布状况，因此对有些湖泊来说，河流的影响往往超过湖浪和岸流的作用。

(2) 湖泊的物理化学条件

湖泊对大气的温度变化较为敏感，由于水的密度在 4 ℃ 时最大，气温的变化使处于此温度的水体沉降至湖底，湖水出现温度分层现象 (如图 19－1 所示)，造成了表层水与底层水的地球化学条件的差异。



图 19－1　温带湖泊水文季节变化和温度分层

湖水的含盐度变化较大，由小于 1‰ 至大于 25‰，这与含盐度一般为 3.5‰ 的海水则有

明显的不同。此外，湖泊汇集了来自不同源区河流的流水，故湖水的化学成分变化较大。湖泊的地球化学特点在一定程度上反映了源区物质和盆地气候条件的变化。除盐度外，湖泊中的稳定同位素、稀有元素等与海洋也有一定差别。如湖泊中$^{18}O/^{16}O$，$^{13}C/^{12}C$的比值比海相中的低，而海相碳氢化合物的硫同位素$^{34}S/^{32}S$的比值较为稳定，湖相中变化大。微量元素B，Li，F，Sr在淡水湖泊中含量比海洋中少，Sr/Ba比值在淡水湖泊沉积中常小于1。

(3) 生物学特征

湖泊环境中常有发育良好的淡水生物群，如淡水的腹足类、瓣鳃类等底栖生物，以及介形虫、叶肢介、鱼类等浮游和游泳生物，此外还常发育有轮藻、蓝藻等低等植物。

2 湖泊的分类

湖泊可从湖水的含盐度、沉积物特点、自然地理位置、成因等方面进行分类。

按照含盐度可将湖泊分为淡水湖泊和咸水湖泊，并以正常海水的含盐度3.5%作为它们的分界限；另一种划分方案是以含盐度0.1%作为淡水湖和微咸水湖的界限，以含盐度1%作为微（半）咸水湖和咸水湖的界限，以含盐度3.5%作为咸水湖和盐湖的界限（吴萍、杨振强等，1979)。

按照沉积物特征可将湖泊分为碎屑沉积湖泊和化学沉积湖泊。前者以陆源碎屑沉积为主,后者以化学盐类沉积为主。两者之间亦常有许多过渡类型。就其分布而论,前者比后者更为广泛。

按照湖泊所处的地理位置可分为近海湖泊和内陆湖泊,按地貌分为高原湖和平原湖。

按照湖泊成因可分为构造湖(断陷湖、拗陷湖)、河成湖(如鄱阳湖、洞庭湖)、火山湖(如长白山的天池)、岩溶湖和冰川湖等。

中国石油工作者最常采用的湖泊分类方案是综合考虑构造作用、气候和地理位置及含盐度所划分的湖泊类型，例如近海断陷淡水湖、内陆拗陷盐湖等（吴崇筠，1992)。

湖泊的沉积类型主要取决于气候条件和物质来源，尤其是气候条件对湖泊的沉积起着控制作用。因此，库卡尔（Kukal，1971）等根据气候干旱程度、地理环境、沉积物类型及其供应的充分程度，首先划分出永久性（稳定性）湖泊和暂时性（间歇性）湖泊。永久性湖泊进一步划分为陆源碎屑沉积型、化学沉积型、生物沉积型、湖沼沉积型等四种湖泊类型。暂时性湖泊又可进一步划分为干盐湖沉积型和盐沼沉积型两类（如图19－2所示)。

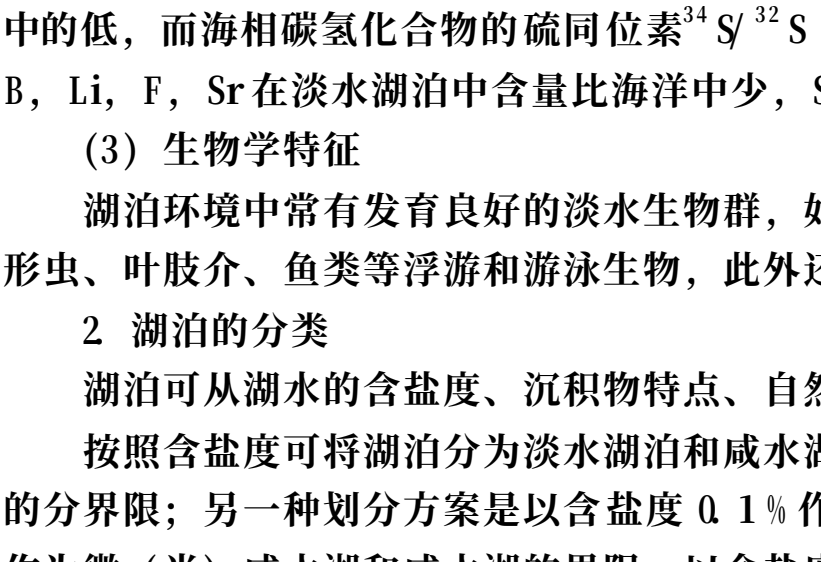


图19－2 湖泊沉积分类及沉积模式

(据维谢尔，1965；库卡尔，1971)

(a) 陆源碎屑沉积型湖泊；(b) 化学沉积型湖泊；(c) 生物沉积型湖泊；(d) 湖沼沉积型湖泊；(e) 干盐湖沉积型湖泊；(f) 盐沼沉积型湖泊

二、碎屑沉积作用

1. 深水沉积作用

湖盆深部的碎屑沉积作用几乎都是以悬浮方式进行的。这种分布的特殊性质取决于湖水的密度分层和河流补给物的密度（如图19－1所示)。河水在湖面散开的地方，悬浮负载中较粗粒级的物质将首先沉积下来，而极细粒级的沉积物将远离河口。在咸水湖泊里，像在海洋环境中一样，粘土的絮凝作用可以加速沉积物的沉降。

在湖水密度允许河水形成潜流的地方，

较粗的沉积物可以在整个湖底上散开。以这种方式运行的密度流，其密度之所以会偏高，部分原因是因其呈混浊状态，而与持续影响较长并以温度差异为主要驱动机制的造山幕的浊流不同。水很清的潜流也可能存在，并且能改造沉积物。这种潜流系统最终可以在河口前沿形成水下浊积扇，其具有河道、天然堤及朵体等部分，在许多方面与海底浊积扇相类似。在湖泊里，还会形成滑塌成因的浊流。

递变层是由河流产生的潜流形成的；滑塌，至少在温带地区，是由不规律的灾害性洪水引起的，其不受季节控制。在北极地区及季风气候地区，纹层状的湖底沉积物很像是季节性的沉积物。在由冰川供给的地方，这些沉积物称为“季候泥”或“韵律层”。供给量的变化也可能是由于浮游植物尤其是硅藻生产力的变化所引起的。

底层水体的性质影响沉积物沉积期后的历史。在底部呈还原状态的湖泊中，沉积物可以有较高的有机质含量，尽管有机质腐烂排出来的气体可能扰乱纹理，但是纹理还是保存得很好。硫化物矿物由于硫化物还原细菌的作用沉淀下来。含氧的底层水体可以使底栖的动物群生存，沉积物的纹理可能受到掘穴生物的扰动。

2 边缘的沉积作用

湖泊边缘的沉积作用，集中在河口的周围。在其他地方，可能由湖浪作用形成湖滩、砂嘴及障壁，这些过程和产物与海洋的相应过程和产物略有不同。在湖泊里，一般较低的波浪能量和常常发生的水面涨落所形成的沉积物与海滨的沉积物相比，分选性不好，在成分上成熟度也较差。

河口的沉积作用取决于悬浮负载和底负载的相对重要性，以及河水与湖水的密度关系。

在具有河水溢流和沉积物以悬浮负载为主时，会发育形成一种类似于海洋环境中的三角洲。由于湖盆的能量比较低，这种三角洲通常是河控的。当河水中以底负载为主时，沉积物便迅速在河口堆积，可能使三角洲斜坡达到静止角，并可能形成吉尔伯特型的三角洲。在地形起伏大的地方，冲积扇可能直接插入湖里。在冲积扇的远端边缘发育一个陡坡，其坡角大约相当于静止角，因此整个层序就可能是一个由冲积扇沉积覆盖的、具有陡的前积层的吉尔伯特型的三角洲层序。假如这种斜坡很陡地伸入深水，那么就很难在湖岸堆积成三角洲，并且较粗的碎屑可能由滑动和其他块体流机制带入深水。如果湖水位下落，原来的滨线就废弃，而在湖边形成阶地。

三、化学和生物沉积作用

1. 高纬度地区的湖泊

某些北极或亚北极区的湖泊,在边缘沼泽地区,特别是紧靠河流注入的河口部位,堆积了褐铁矿。有人认为这种沉淀作用是由于细菌活动造成的(Harder,1919),它经常呈豆石状,向湖中心逐渐减少。在某些北极的湖泊里,硅藻在整个湖相沉积物中都是一种重要的组分。

冬季结冰一直到湖底的一些湖泊，因为春天融水而将湖泊淹没时，冻结的底层沉积物又被漂浮到水面，所以这种湖泊可能不存在有效的化学沉积作用和生物沉积作用。

2. 温带地区的湖泊

如果在湖泊汇水面积里存在大量的钙质岩石，就可能沉淀出碳酸钙。另外，在湖泊边缘生长的某些大型植物，其叶和茎能沉淀出由低镁方解石组成的表层包壳，在叶落或植物死亡后表层沉积物便增加了这种低镁方解石。然而，更重要的是蓝藻的活动。由于蓝藻生长在早已存在的碎屑颗粒外面，起到沉淀和粘结碳酸钙的作用，从而形成颗粒的外壳。随着时间的推移，这些包有外壳的颗粒又进一步发育成核形石。这些核形石在小于一定粒径时，随波浪

作用而运动，因此大致上呈球形，它长得越大也就越稳定，最后形成盘形。

在较深的湖底，碳酸盐通常形成泥灰岩层，与富含有机质层成纹层状互层。这些季节性发育的富含有机质的薄层往往是由于浮游植物季节性沉淀的结果，特别是在湖水垂向分层——底层水静止并产生还原环境的地方（Davis，1900；Nipkow，1928；Thiel，1933）。在许多温带的湖泊里，发现有厘米级大小的铁锰结核，很典型的是，它与砂砾底质相伴生（Calvert 和 Price，1977）。

3. 干旱地区的湖泊

干旱地区内陆水系的湖泊，通常是大量化学沉积物的沉淀场所。这里，只讨论多年盐湖，即那些存在多年（几十年，几百年，甚至几千年）而不干涸的盐湖。多年盐湖可能是较浅的，例如犹他州的大盐湖（约 12m）；也可能是较深的，例如死海（约 400m）。如果气候发生变化，较浅的盐湖也可能很快变成干盐湖。

在多年盐湖里，蒸发作用能导致表层的卤水浓缩及表层水里盐类矿物的成核作用。这种浓缩的卤水和盐类矿物向下沉到湖底，而密度低、浓度小的水流到卤水之上。假定在日益干燥气候下的一个非碱性湖里，由于继续蒸发可能产生如下序列（Hardie，Smoot，Eugster，1978）：

1）石盐 + 少量石膏 + 痕量碳酸盐；

2）石膏 + 少量碳酸盐（例如现在的死海）；

3）碱性土碳酸盐；

4）淡水相的生物化石（或许含有边缘咸水湖相的生物化石）。

在硫酸盐浓度高的湖泊里，硫酸钠可能在湖底和边缘沉淀。犹他州的大盐湖，在低温条件下芒硝（$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$）的可溶性比石盐小，在冬天芒硝在石盐之前沉淀；在夏天干热的环境中，芒硝脱水变成无水芒硝（Na_2SO_4），但在较高纬度的湖泊里仍然是芒硝。

内陆水系的湖泊对气候的极小变化也十分敏感，特别是表现在沉淀作用的程度上，浅的内陆水系湖泊时常容易完全干涸，而且多年湖泊的化学沉积物与干盐湖成因的沉积物互层。

第二节　湖泊沉积模式

根据沉积岩的颜色、成分、结构、沉积构造、厚度等沉积标志以及洪水面、枯水面、浪基面的位置，将湖泊划分为深湖和半深湖、滨浅湖、扩张湖等亚相类型（如图 19－3 所示）。

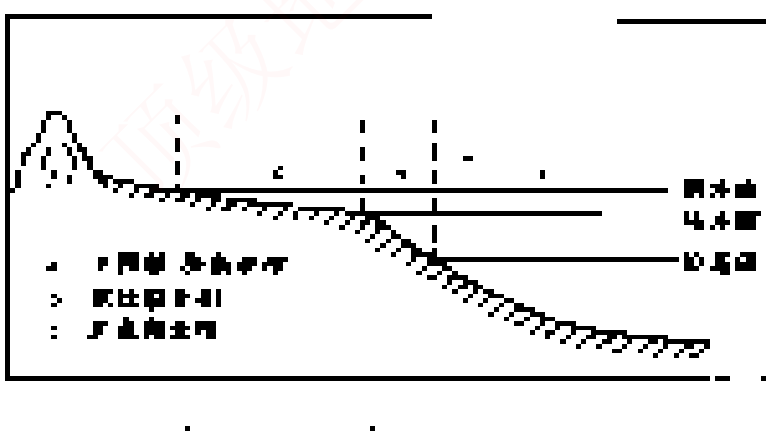


图 19－3　湖泊亚相划分示意图

（据吴崇筠，1992）

一个理想的陆源碎屑湖泊的沉积模式具有沉积物围绕湖盆呈环带状分布的特点，即从湖岸至湖盆中央大致依次出现砂砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩（如图 19－4 所示）。然而，实际情况要比理想的湖泊沉积模式复杂得多，这是因为湖泊沉积物的发育往往受湖盆大小、湖底地形、湖岸陡缓、距源区远近、陆源物质供应的充分程度以及气候条件等因素的控制。例如，湖盆面积小、靠近物源、碎屑物质供应充分，湖盆中央亦可被砂质充满；若定向风盛行，湖滨砂砾沉积仅可见于湖泊的一侧；若湖岸陡，滨湖沉积即可完全消失；如果湖泊中有浊流作用，在深湖地区亦可发育粗粒物质的浊流沉积。

我国青海湖就是一个以碎屑沉积为主的微咸水湖泊，沉积具有明显的分带性（如图 19－5 所示)。砾石沉积仅在湖的南北有零星分布，砂从滨湖至水深 12 m 的浅湖区呈环带状分布，水深 12～29 m 的湖底均为各种淤泥沉积，砂岛一带有鲕粒砂和风成砂。

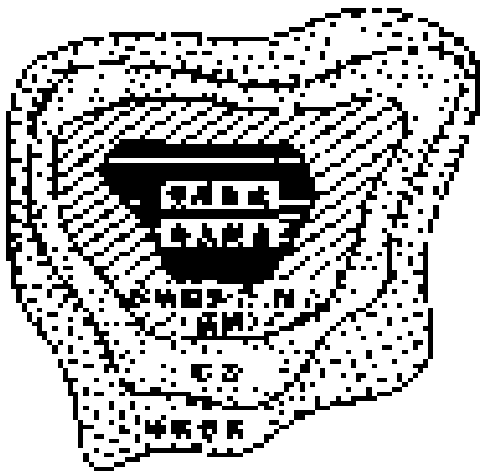


图 19－4　碎屑湖泊沉积理想模式
（据特温霍费尔，1932）

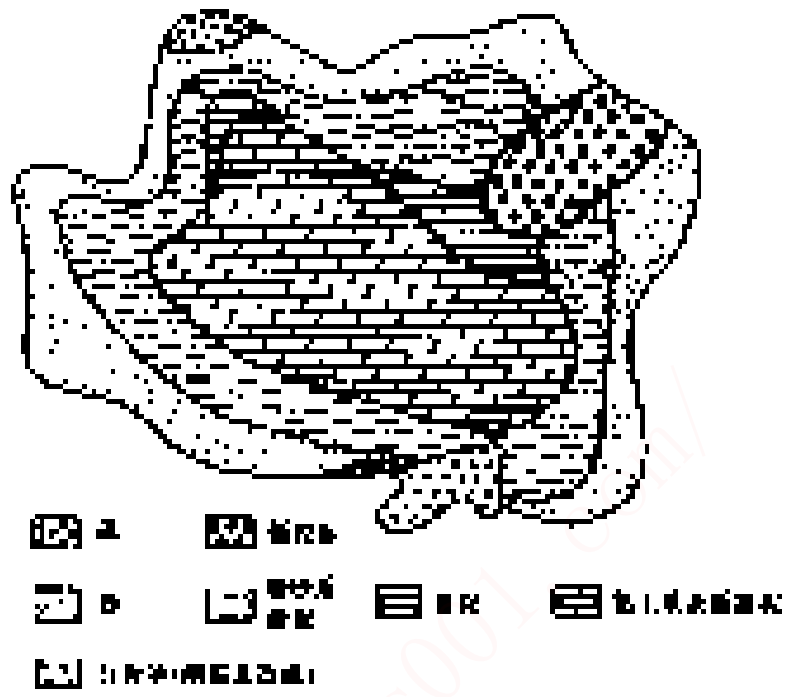


图 19－5　现代青海湖沉积物分布
（据中国科学院兰州地质研究所，1979）

一、半深湖和深湖沉积

深湖和半深湖亚相位于浪基面以下的、水体较深部位，为缺氧的还原环境。岩性以灰黑、深灰、灰褐色泥页岩为特征，常见油页岩、薄层泥灰岩或白云岩夹层。发育水平层理及细波状层理。化石较丰富，浮游生物为主，保存较好，底栖生物不发育，可见菱铁矿和黄铁矿等自生矿物。岩性横向分布稳定，垂向上常具有连续的完整韵律，沉积厚度大。

长期稳定持续下沉、沉积中心与沉降中心吻合的大型湖盆中深湖亚相沉积厚度大、分布广，有的厚逾千米，面积超过整个湖盆的 60％。但有些气候干旱、面积小的内陆湖盆，不发育甚至缺少深湖亚相。在实际工作中，半深湖与深湖亚相常难以区分。相对来说，半深湖亚相泥岩颜色的暗度和岩性纯度稍次，可见少量底栖生物和含少量粉砂。通常将两者合并起来，称为深湖和半深湖亚相或深湖亚相。

二、滨湖和浅湖沉积

1. 浅湖沉积

浅湖沉积位于滨湖亚相内侧至浪基面以上的地带，水体比滨湖区深，沉积物受波浪和湖流作用的影响较强。

岩石类型以粘土岩和粉砂岩为主，可夹有少量化学岩薄层或透镜体。陆源碎屑供应充分时，可出现较多的细砂岩，砂岩胶结物以泥质、钙质为主，分选和圆度较好。层理类型多以水平、波状层理为主，水动力强度较大的浅湖区具小型交错层理，砂泥岩交互沉积时，可形成透镜状层理（如图 19－6 所示)。有时层面可见对称浪成波痕。



图 19－6　浅湖亚相灰色粉砂质泥岩中的透镜状层理
（松辽盆地，白垩系）

生物化石丰富，保存完好，以薄壳的腹足、瓣鳃类等底栖生

物为主,亦出现介形虫和鱼类等化石,少见菱铁矿、鲕绿泥石等弱还原条件下的自生矿物。

若湖底地形平缓，砂质供应充分，在宽阔的浅湖地带可形成具席状展布的砂质浅滩或局部砂质堆积加厚的砂坝沉积。它们常出现于湖成三角洲的两侧，沿湖岸呈线状分布，多是由于湖流对三角洲的改造使碎屑物质沿岸再分配形成的，构成三角洲—滩坝沉积体系。滩、坝沉积也可分布于水下隆起和岛屿的周围。在沉积层序上常呈现为下细上粗的反旋回沉积。

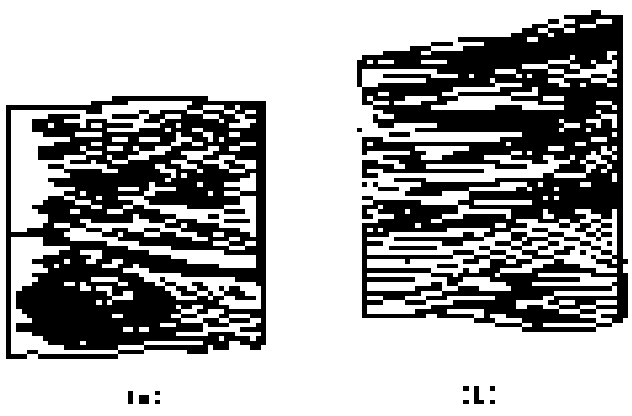


图 19－7　滨湖亚相砂岩中交错层理
(松辽盆地，白垩系)
(a) 浅紫色细砂岩中的交错层理；
(b) 棕色钙质砂岩中的交错层理

2. 滨湖亚相

滨湖亚相位于湖盆边缘，其沉积环境特点是：

1) 距岸最近，接受来自湖岸的粗碎屑物质。

2) 水动力条件复杂，击岸浪和回流的冲刷、淘洗对沉积物的改造作用强烈。

3) 水位较浅，沉积物接近水面，有时出露水面，氧化作用强烈。

由于滨湖地带沉积环境复杂，因此沉积物类型表现出多样性。在开阔湖岸的滨湖区，若陆源碎屑物质供应充分，可形成砂质湖滩沉积。击岸浪的冲刷、簸选和淘洗，使碎屑物质成熟度增高，分选、圆度好，由岸边向湖心方向粒度由粗变细，沿湖岸附近常出现重矿物富集带，湖滩砂岩中可出现倾角平缓向湖倾斜的中小型交错层理（如图 19－7 所示)。在湖滩上经常出现由湖浪从浅水地带搬运来的底栖生物化石碎片，有时可集中而形成生物介壳滩。

若湖岸较陡、滨湖水动力作用较强，击岸浪对湖岸的侵蚀产生粗碎屑，或近物源河流有粗碎屑物质的充分供应，则滨湖地区也可形成砾质湖滩沉积。

若湖滨地形平缓，水动力较弱，波浪作用不能波及岸边，物质供应以泥质为主，则可形成滨湖泥滩或泥坪。其沉积以泥岩和粉砂岩为主，常发育水平层理及季节性韵律层理和块状层理，并见有泥裂、雨痕、垂直潜穴、生物扰动构造，以及植物的根、叶、枝干等化石碎片。

在研究古代湖相沉积时，由于浅湖和滨湖往往缺乏明显的亚相鉴别标志而难于区分，故通常也可笼统地称为滨浅湖亚相（如图 19－8 所示)。

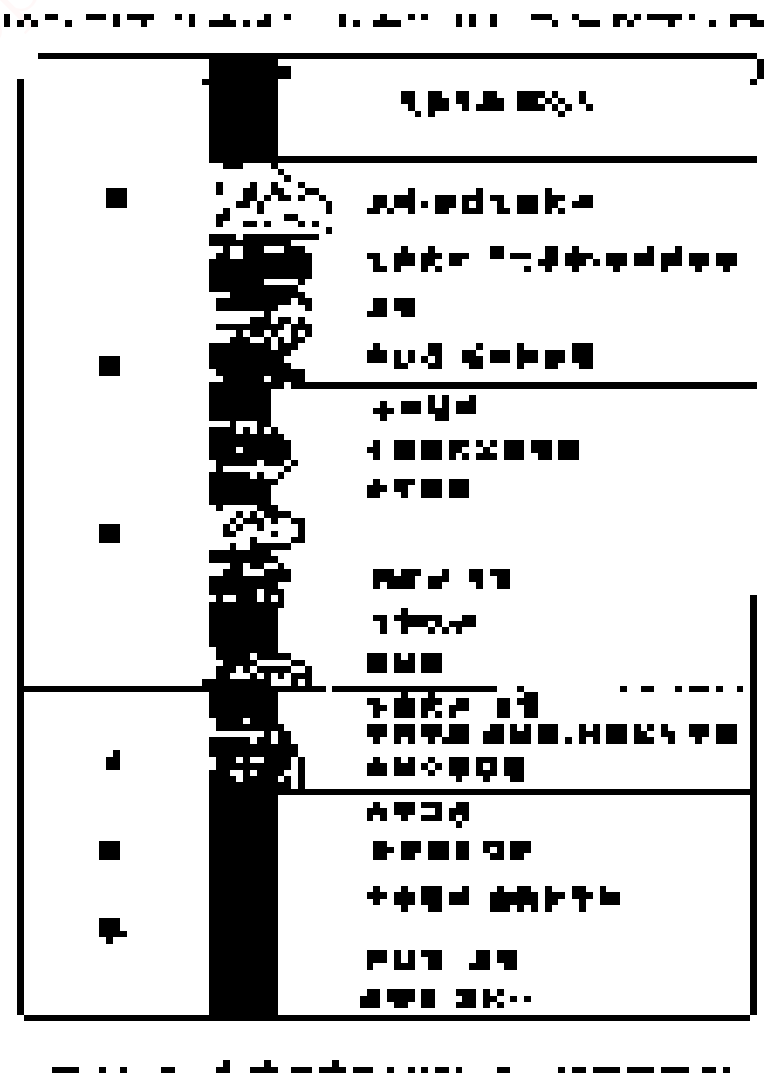


图 19－8　东濮凹陷桥口地区沙一段湖泊沉积

3. 扩张湖和湖湾沉积

扩张湖或称为洪水漫湖亚相，是指枯水期湖面与洪水期湖面之间的沉积地带。扩张湖沉积物主要在洪水期发生堆积，此时河水能量大，输入大量泥砂沉积物。湖水逐渐收缩至枯水期，扩张期沉积物逐渐暴露于地

表，河流规模变小甚至断流，泥滩受到暴晒发生大量泥裂并氧化成红色。因此在地层剖面上表现为河流砂砾岩、泥质岩与分布稳定的湖相杂色泥岩、泥灰岩的频繁互层。大面积扩张湖沉积物多形成于气候干旱、沉降缓慢、地形平缓、面积较大的拗陷型盆地，断陷湖泊不易发育扩张湖沉积。

湖湾是指湖泊近岸地区因受某种阻隔而与湖内广大湖区的湖水交流不畅而呈半封闭水体的地带。湖湾的形成常是因为近岸砂坝、砂嘴的生长，三角洲砂体向前延伸，水下隆起遮挡等作用造成的。湖湾内水体浅而安静，沉积物主要为暗色粉砂质泥页岩，中夹薄层白云岩或油页岩。气候温湿时，水生植物生长繁盛，可发育成泥炭沼泽，形成炭质页岩和薄煤层，富含黄铁矿晶体。泥质湖湾沉积中，水平层理和季节性韵律层理发育，有时则形成块状层理，可见泥裂、雨痕、生物潜穴。

泥岩颜色较暗，有时见少量的特殊浅水生物，如渤海湾盆地早第三纪湖湾沉积中出现有拟田螺、土星介、轮藻等化石。气候干旱地区，湖湾中可发育膏盐和白云岩沉积。在物源为碳酸盐岩的湖湾地区，可发育泥灰岩、鲕状灰岩、生物灰岩及白云岩。

实际上，在湖泊中还发育三角洲、重力流、滩坝等多种类型的沉积类型。由于这些沉积类型的特殊性，故将有专门章节加以论述。

4. 滩坝沉积类型及其沉积模式

根据古地理位置、物源供给条件以及形成滩坝的水动力条件，可把陆相湖盆中发育的滩坝划分为四种成因类型，即位于湖岸线拐弯处的砂质滩坝及生物滩、鲕粒滩，如东营凹陷沙三段和辽东湾盆地东营组的滩坝沉积；水下古隆起处的生物滩、鲕粒滩及砂质滩坝，如东濮凹陷沙一段的生物滩、鲕粒滩；三角洲侧缘的砂质滩坝，如惠民凹陷沙三段夏口地区的滩坝；开阔浅湖地区的砂质滩坝及生物滩、鲕粒滩，如东濮凹陷沙二段和廊固凹陷沙三段中的滩坝。本文将根据湖盆的发展演化特点，对上述四种成因类型滩坝的形成条件、沉积特征及其沉积模式进行分析。

(1) 湖岸线拐弯处滩坝沉积模式

在断陷湖盆发展的早期，如东营凹陷沙三段时期，湖盆刚刚形成不久，湖盆周缘母岩区的地势高差较大，湖盆边缘参差不齐，形成部分湖岸线向陆方向凹的湖湾。当湖浪和沿岸流侵蚀、搬运大量碎屑物质流经上述湖湾地区时，由于湖岸线的拐弯变化，造成沿岸流和湖浪能量的消耗，使得经淘洗的砂粒沉积下来，形成平行岸线伸展的长条状湖岸砂嘴，并逐步发展为条带状滩坝。这些滩坝沉积物由成分和结构成熟度均高的砂岩和粉砂岩组成，常显示下细上粗的反韵律。韵律下部为滩坝外缘沉积，由粉砂岩和砂质泥岩不等厚互层组成，具有水平纹理和波状交错层理；中部为滩坝主体，由分选、磨圆好的中细砂岩组成，具有大型低角度交错层理；上部为滩坝内缘沉积，由粉砂岩和灰绿色泥岩互层构成，具有水平纹理、生物钻孔以及植物根等沉积构造 [如图 19－9 (a) 所示]。

(2) 水下古隆起处滩坝沉积模式

断陷湖盆水下古隆起的成因主要包括以下三种类型，即构造活动造成的隆起、火山喷发形成的隆起以及持续性古地形隆起。一般来说，这些隆起相对地远离陆源碎屑供给区，多受湖浪和岸流的综合作用，从而使得在陆源碎屑供给相对较少的地区，局部发育鲕粒灰岩和生物灰岩，构成鲕粒滩和生物滩。鲕粒灰岩呈块状，其中的正常鲕和表鲕的核心多为陆源碎屑。生物灰岩中含有大量的螺化石和介形虫化石，含量高达 95 %。生物灰岩中厚层，可见波状层理，在垂向上，多下伏浅灰色砂岩、粉砂岩，上覆灰色泥岩，整体构成湖进序列 [如

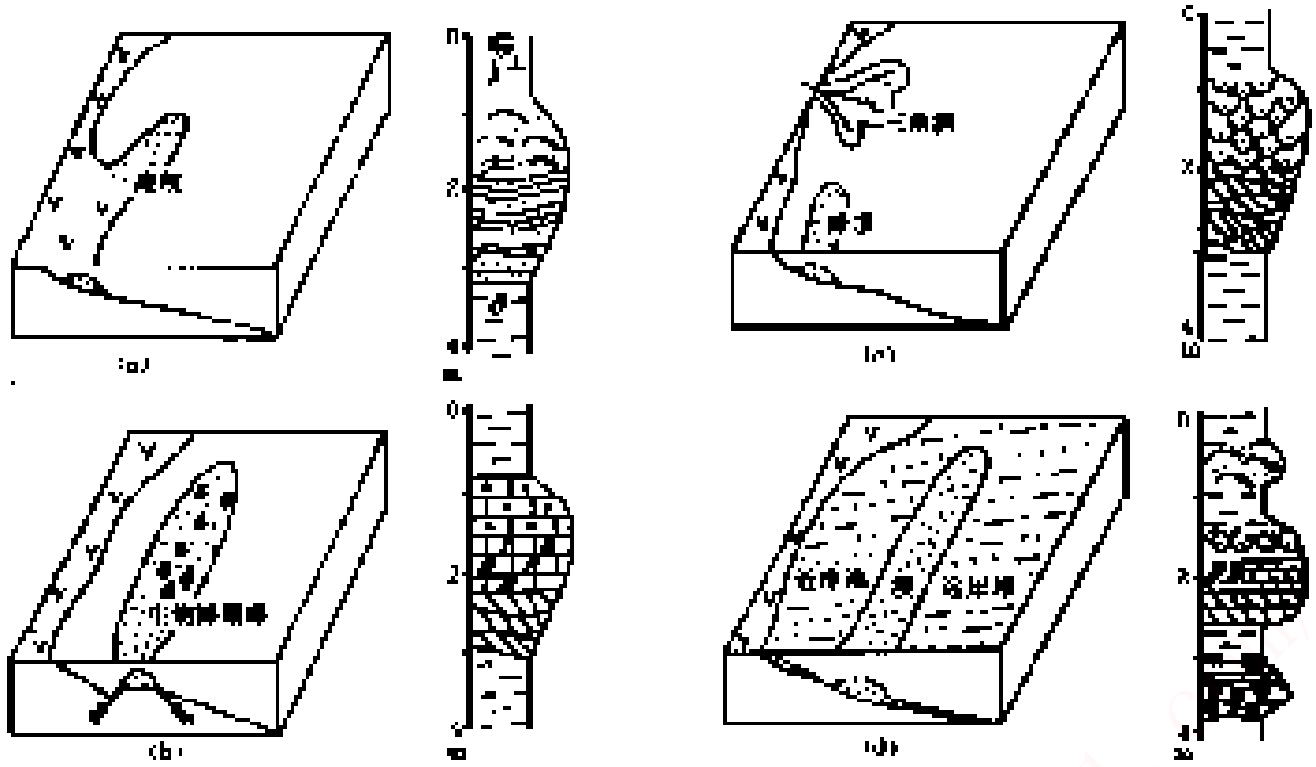


图 19－9　陆相湖盆滩坝沉积模式

（据朱筱敏，1994）

（a）湖岸线拐弯处滩坝沉积模式；（b）水下古隆起处滩坝沉积模式；

（c）三角洲侧缘滩坝沉积模式；（d）开阔浅海滩坝沉积模式

图 19－9（b）所示]。

（3）三角洲侧缘滩坝沉积模式

当断陷湖盆处于盆地发育的断陷晚期和断坳时期，在断陷湖盆的缓坡，常发育小型的短轴三角洲。这种三角洲的河流作用不十分强烈，携带的沉积物沿盆地短轴方向进入湖盆后，易受到湖浪和岸流的重新改造，使沉积物沿湖岸线方向发生侧向移动，从而在三角洲侧缘形成滩坝沉积［如图 19－9（c）所示]。这种滩坝多由灰绿色泥岩和粉细砂岩构成。粉细砂岩成分和结构成熟度均高，常含有鲕粒，发育波状交错层理和小型槽状交错层理。概率图为跳跃总体含量达 70％以上的两段式。自然电位曲线多为齿化漏斗形和宽幅对称指形，在地震剖面上多响应丘形反射。这种滩坝的垂向序列整体显示下细上粗的反韵律，其中砂岩厚度可占整个韵律厚度的 70％～80％。

（4）开阔浅湖滩坝沉积模式

这类滩坝位于平均枯水面与浪底之间。当垂直岸线或斜交湖岸的湖浪由湖盆中央向湖岸运动时，湖浪触及浪底，形成升浪，并继续向岸方向运动形成碎浪，湖浪能量消耗较大，使得较粗粒碎屑沉积下来，形成开阔浅湖滩坝。此类滩坝由浅灰色粉、细砂岩及泥质粉砂岩构成，砂粒分选和磨圆均较好，有时可见一些鲕粒。根据这类滩坝的详细沉积特征，可进一步确定出近岸滩、坝、远岸滩等三个次级单元［如图 19－9（d）所示]。近岸滩临近湖平面，薄层砂岩中发育浪成交错层理，在垂向上，与棕褐色泥岩薄层间互，构成厚 0.4～2m 的反韵律。坝砂以发育厚层槽状交错层理、平行层理为特征，在垂向上常与灰绿色块状泥岩构成下泥上砂、厚约 3m 的反韵律。远岸滩靠近浪基面分布，发育透镜状层理、砂泥间互层理及丰富的生物扰动构造，在垂向上与灰色、灰绿色泥岩互层，构成厚约 2m 的反韵律。在湖退序列中，开阔浅湖滩坝自下而上总体显示泥岩颜色由灰色变为棕褐色、粒度由细变粗再

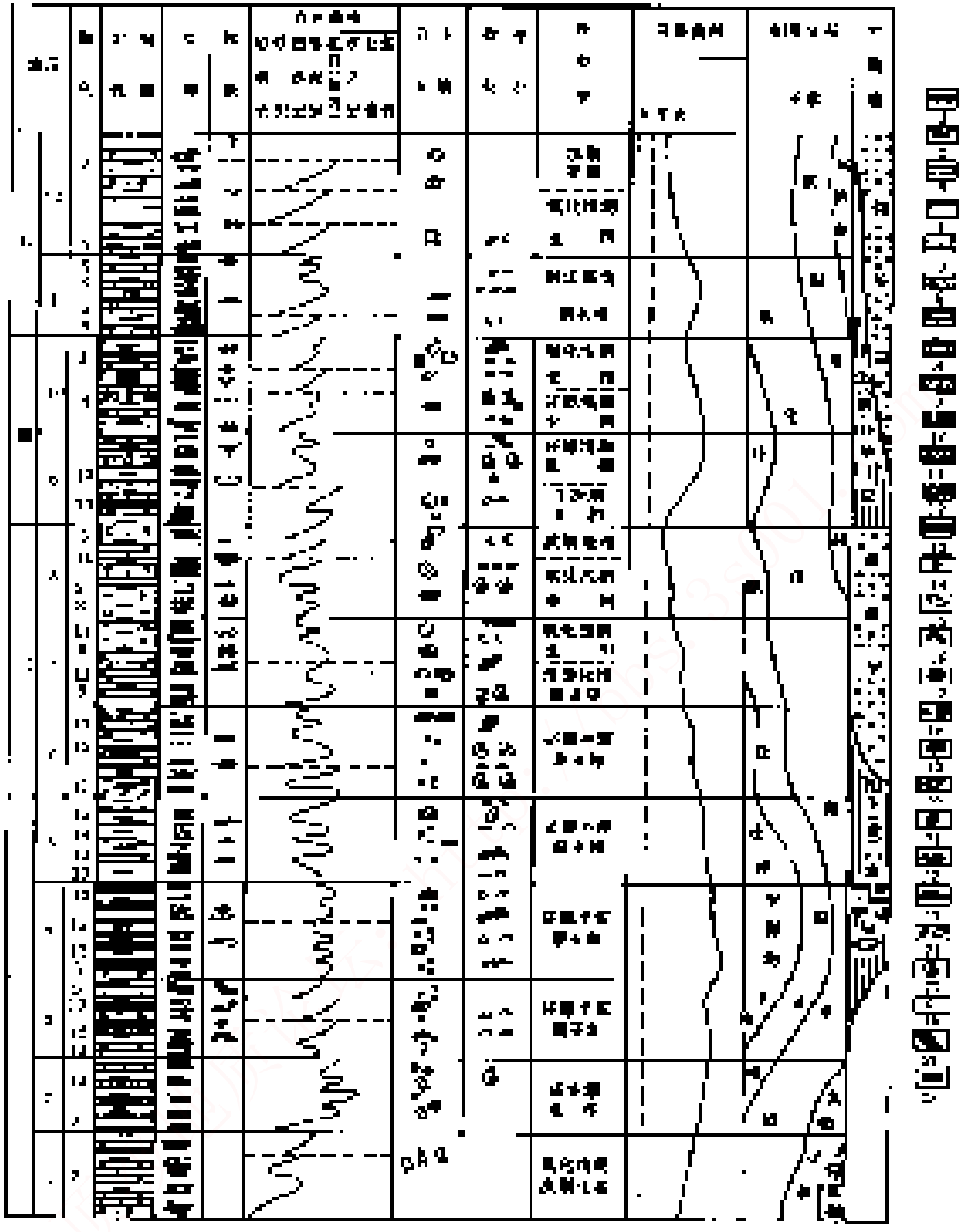


图 19－10　中国东部某拗陷下第三系某组沉积相综合图

1—油页岩；2—泥岩；3—粉砂质泥岩；4—粉砂岩；5—砂岩；6—砂砾岩；7—碳质页岩；8—石灰岩；9—白云岩；10—生物鲕粒灰岩；11—针孔灰岩；12—石膏层；13—石盐层；14—重晶石；15—石膏晶体；16—石膏脉；17—食盐晶体；18—黄铁矿；19—菱铁矿结核；20—赤—褐铁矿；21—鲕绿泥石；22—钙质团块；23—鱼化石；24—介形虫；25—底栖动物；26—化石碎片；27—植物化石；28—水平层理；29—不规则水平层理；30—波状层理；31—斜层理；32—干裂；33—砂条；34—水下冲刷；35—水下岩脉；36—紫红；37—灰黄；38—灰绿；39—褐；40—黑；41—灰；42—白

变细、砂岩厚度由薄变厚再变薄的复合反韵律［如图 19－9（d）所示］。

三、湖泊沉积序列

湖泊是大陆上流水汇集的地带，故在平面上它总是与河流相沉积共生，并为河流相沉积所包围，松辽盆地白垩系淡水陆源碎屑湖泊沉积就是一例。从盆地边缘至湖盆中央，沉积相序的组合大致是依次出现冲积扇、河流—湖成三角洲、滨湖和浅湖—半深湖—深湖和重力流沉积。但由于受湖盆的构造背景、湖底地形、陆源物质供应的充分程度等多种因素的影响，往往不可能出现如此完整的相序，这在结构不对称的断陷湖盆中表现得尤为明显。

在断陷湖盆缓坡一侧，或沿湖盆长轴，从陆上至湖盆，地形较平缓，滨湖和浅湖沉积相带较宽，河流、湖成三角洲较发育，在三角洲前缘深湖方向还可能形成深水浊积扇，从而构成河流三角洲—深水浊积扇沉积体系。在广阔的滨浅湖地带，沿三角洲侧缘或平行湖岸可发育滩坝沉积，形成三角洲—滩坝沉积体系。在断陷湖盆陡坡一侧或沿湖盆短轴，陆上和水下地形坡度大，近物源，滨浅湖相带较窄，不出现三角洲和滩坝沉积，河流相缺失或很少，有时冲积扇直接入湖形成扇三角洲或形成近岸浊积扇。

湖泊相沉积的垂向组合受地壳升降运动的控制。从其发育历史来看，能保存地史记录的湖相沉积多半是在构造盆地的背景上发育起来的。然而，任何湖泊不论其发育的背景如何，其发展的总趋势在多数情况下都是以退缩、充填而告终。因此，湖泊相的垂向组合，往往是以较深湖或深湖亚相开始，向上递变为滨湖和河流相沉积，构成下细上粗的反旋回垂向层序。当然，自下而上出现河流相—湖泊相—河流相这样完整旋回的垂向组合也是有的。但不论是哪种情况，其总的趋势是以滨湖和河流沉积作为旋回的结束（如图 19－8、图 19－10 所示）。

在湖盆发展演化过程中，在湖盆下陷扩张期，半深湖、深湖亚相及重力流沉积最为发育；在湖盆抬升收缩期，滨浅湖、三角洲及滩坝沉积发育。在一个地质时期内湖盆多次地沉降和抬升，构成了湖泊相发育的多旋回性，而且在每个一级旋回的背景上还可发育次级旋回。

第三节　古代湖泊鉴别标志及其与油气关系

一、湖泊沉积鉴别标志

1. 岩石类型较单一

岩石类型以粘土岩、砂岩和粉砂岩为主。砾岩少见，仅分布于滨湖地区，多是由击岸浪的剥蚀作用所致。砂岩一般比海相的复杂，各种类型都有出现；与河流相相比，矿物成熟度高，石英含量可达 70％以上。我国东部中、新生代湖相沉积砂岩中以长石砂岩、长石石英砂岩和岩屑质长石砂岩分布最普遍。砂岩的粒度比河流相的细，分选也较好，因而与海相较难区分，其粒度概率曲线也与海相成因的近似。

粘土岩在碎屑湖泊沉积中广泛分布，且由湖岸向中心增多。形成于较深水还原环境的湖相粘土岩常含丰富的有机质，成为良好的生油岩系。我国油气田的生油岩系大多为湖相成因的粘土岩。

碎屑湖泊沉积中也可出现类型多样的化学岩和生物化学岩，如石灰岩、泥灰岩、硅藻土、油页岩等，其沉积厚度及分布范围较为局限。

2. 沉积构造多样

层理类型多样，但以水平层理最为发育。由于湖泊的范围有限，浪基面深度小，湖泊广大地区多处于浪基面以下，故在此地区的粘土岩多发育水平层理，有时亦为块状层理。在近

岸地区可见交错层理、斜波状层理等。

湖泊沉积可有较发育的波痕。以往认为对称波痕是湖泊与河流相区别的一种标志，但根据皮卡德（Picard）等人的研究，波痕的对称性并非为湖泊所独有。而且湖泊亦发育不对称波痕，但其波峰的走向绝大多数与滨岸平行，不对称波痕的陡坡向岸方向倾斜。泥裂、雨痕、搅混构造亦常见到。

3. 生物化石丰富

生物化石丰富是碎屑湖泊沉积的重要特征。常见的生物种类有介形虫、瓣鳃类、腹足类等，没有海相生物化石。

藻类也是湖泊中较常发育的生物。轮藻为淡水环境所特有，蓝绿藻、硅藻和部分绿藻也是常见的类型。其中蓝绿藻与海相见到的呈叠层状构造的不同，常呈树枝状或分离的结核团块状构造；红藻在湖相中未曾见到过。此外，陆生植物的根、干、叶、孢子花粉等大量出现也是湖相重要特征。尽管海相也出现植物化石，但可以其种属和数量远离滨岸越来越少这种梯度变化来加以鉴别。

4. 垂向层序多呈反韵律

碎屑湖泊沉积多出现由深湖至滨湖的下细上粗的反旋回层序，以此区别于下粗上细的间断性正旋回的河流相沉积（如图 19－8、图 19－10 所示）。

5. 分布范围及沉积厚度

湖泊相沉积的分布范围比河流相大，比海相小，相带、岩性和厚度大致呈环带状分布，而且岩性和厚度横向变化比河流相稳定，但稳定程度比海相差。

二、湖泊沉积与油气关系

碎屑湖泊相常具有油气生成和储集的良好条件，目前我国发现的绝大多数油气田，诸如大庆、胜利、辽河、大港、中原、南阳、江苏、江汉等油田都分布在碎屑湖泊相沉积中。就生油条件而论，深湖和半深湖亚相水体深，地处还原或弱还原环境，适于有机质的保存和向石油的转化，是良好的生油环境。在这种环境中形成的暗色粘土岩可成为良好的生油岩，如我国的松辽盆地、渤海湾盆地和苏北盆地的生油岩系就分别是白垩系和下第三系半深湖—深湖亚相的暗色泥岩，其厚度可达千米以上。碎屑湖泊沉积中发育各种类型的砂体，如三角洲砂体、深水浊积扇砂体、滨浅湖滩坝砂体等，它们常因具有分布广、厚度大、近油源、粒度适中、生储盖组合配套等特点而成为油气储集的良好场所。

从湖泊的发育和演化来看，湖泊下陷扩张期，湖盆大幅度持续稳定下沉，有利于深湖、半深湖亚相的发育，即有利于以粘土岩为主的生油岩系及盖层的形成；湖盆的抬升和收缩，有利于三角洲、滨浅湖滩坝等储油砂体的形成。若湖泊的发育具有多旋回性，在垂向剖面上可出现多个生储盖组合，而且第一个组合的盖层即为第二个组合的生油层，从而造成生储盖组合的垂向叠合（如图 19－10 所示）。目前勘探结果表明，潮湿气候区多旋回近海湖盆的中部旋回生储盖组合最发育，油气资源最丰富。

第二十章　三 角 洲 相

第一节　三角洲环境特点及其沉积作用

一、三角洲环境及其发育过程

1. 三角洲环境

三角洲的现代定义是由巴雷尔（1912）提出的，他认为“三角洲是河流在一个稳定的水体中或紧靠水体处形成的、部分露出水面的一种沉积物”。至今，这个定义仍得到广泛的应用。三角洲的定义有四方面含义：第一，三角洲沉积物来源于一个或几个可确定的点物源；第二，三角洲以进积结构为特征；第三，尽管三角洲能最终充填盆地，但它们都发育于盆地周缘；第四，因河流提供了进入盆地的物源，所以三角洲最大沉积位置受到限制。

三角洲环境包括陆上和水下两部分沉积区，平面上大致为三角形。依水体性质不同，存在湖泊型三角洲和浅海型三角洲。三角洲的发育受多种因素控制，稳定的构造、宽浅的陆棚、曲折的岸线、明显的河流作用和物源供给、较为湿润的气候、较细粒的沉积物、较高的水体盐度等都有利于三角洲的发育。

2. 三角洲发育过程

(1) 河口砂坝和河道分叉的形成

河流入海的河口区，水流展宽和潮流的顶托作用使流速骤减，河流底负载下沉而堆积成水下浅滩。浅滩淤高、增大，露出水面，形成新月形河口砂坝。水流从砂坝顶端分成两股，形成两个分支河道（分流河道），并向外侧扩展。分支河道向前发展，在河口处又会出现新的次一级河口砂坝（如图 20－1 所示）。这一过程的不断重复，就形成了一个喇叭形向海延伸的多叉道河网系统，三角洲的雏形随之形成。

(2) 决口扇的形成与三角洲的延伸

分支河道不断向海延伸，河床坡度减小，流速减缓，河床淤高。坡度减小至一定程度，泄流不畅，洪水季节洪流冲决天然堤，呈散流倾泻于滨海平原或叉道间海湾，流速骤减，沉

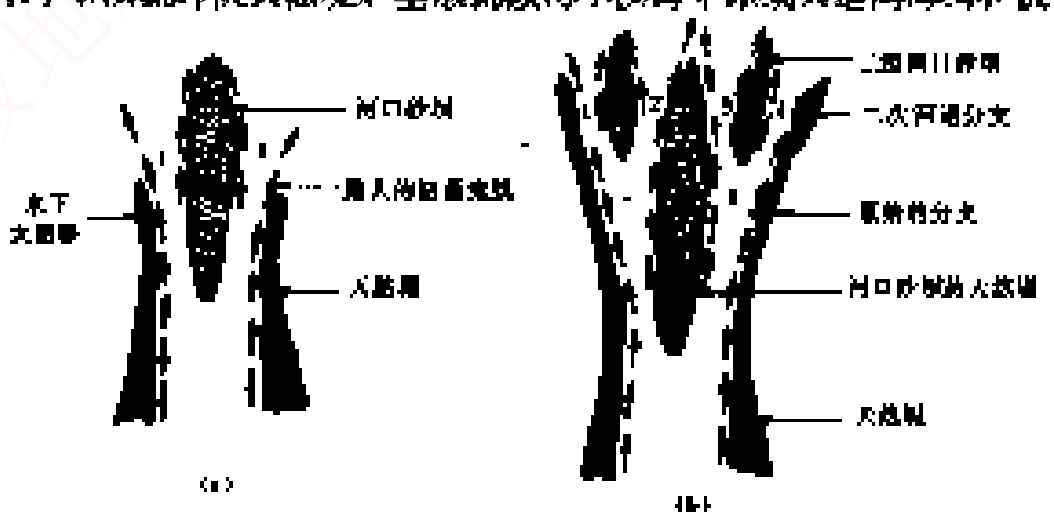


图 20－1　三角洲发育过程

（据拉塞尔，1967）

(a) 早期河道分叉；(b) 晚期河道分叉

积物逐渐淤积而成决口扇滩，从而使三角洲在横向上逐渐扩大。

河水冲决天然堤后，取道于较大坡度的新河床入海。旧河道淤塞，泥砂供应断绝，加之海浪的改造和侵蚀，使原来的三角洲废弃，而在其旁侧新河道入海处，新的三角洲开始发育成长。随着时间的推移，三角洲的废弃和发育相互转化，交替出现，结果各三角洲彼此连接和部分叠合，形成三角洲复合体。如密西西比河三角洲平原就是由七个三角洲连接叠合而成，黄河河口现代三角洲就是由九期亚三角洲依次叠置而成。

三角洲的增长和向海的推进可以有很高的速度，例如长江每年平均增长速度为 40 m，黄河则为 300～400 m。

三角洲的形成受多种因素的控制，归纳起来，主要有以下几方面：

1）河流的作用：河流的流量和输砂量是形成三角洲的物质基础。流量和输砂量越大，最大流量和最小流量的比值越高，越有利于泥砂在河口的堆积，即有利于三角洲的形成。河流输入泥砂的粒径也有一定影响，粗粒砂容易形成较大的岸坡和较陡的底坡，使外海波浪直通海岸，改造了河口堆积体，不利于三角洲的形成。

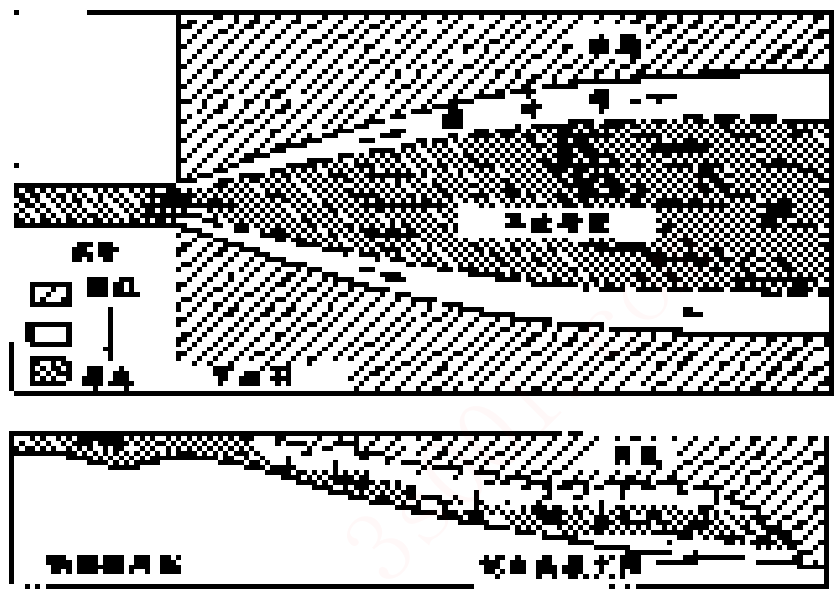


图 20－2　河水密度大于蓄水体密度，属平面喷流，出现于浊流，形成海底三角洲
（据贝茨，1953；并经斯考特，略加修改，1969）

2）蓄水体（海、湖水体）的密度与河水密度的差异：贝茨（Bates，1955）将三角洲河口比拟为水力学的一个喷嘴。他认为河流流入蓄水体，可以形成轴状喷流和平面喷流两种自由喷流类型。前者两种水体为三度空间的立体混合，流速下降快，混合迅速；后者为两度空间的平面混合，流速下降及混合作用都较缓慢。河流进入蓄水体按密度差异建立的流动类型可出现下述三种情况：

第一种情况，河水密度大于蓄水体密度。为高密度流动，沿底部呈平面喷流形式（如图 20－2所示）。大陆坡海底峡谷中的高密度浊流在深海底形成海底扇即属于此类型。

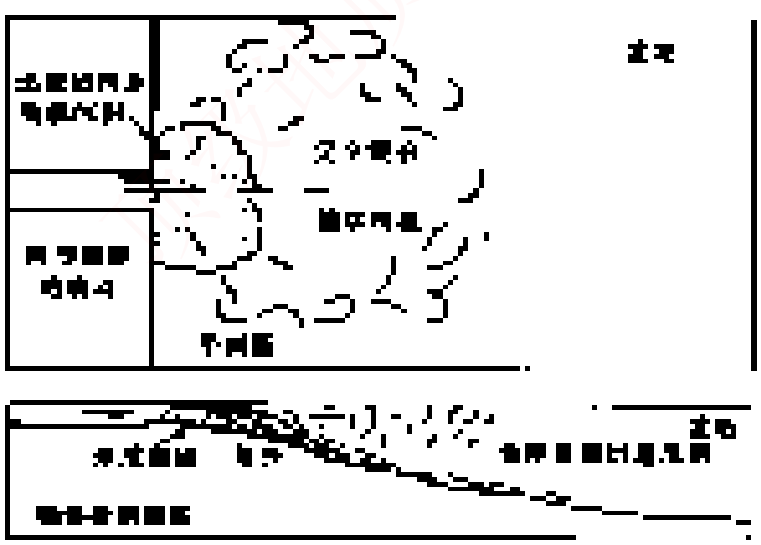


图 20－3　河水密度等于蓄水体密度，属轴状喷流，形成湖泊三角洲
（据贝茨，1953；并经斯考特，略加修改，1969）

第二种情况，河水密度等于蓄水体密度。为等密度流动，属轴状喷流（如图 20－3所示）。河流进入淡水湖泊，就会出现这种情况，从而形成湖泊三角洲。

第三种情况，河水密度小于蓄水体密度。为低密度流动，属严格的平面喷流类型（如图 20－4 所示）。通常发生在河流入海处，形成以河流作用为主的海成三角洲。

3）蓄水体的水动力作用：波浪、潮汐、海流可对河流输入的泥砂进行改造和再分配，影响或阻止三角洲向海方向的推进，改变三角洲发育的形状。当海洋水动

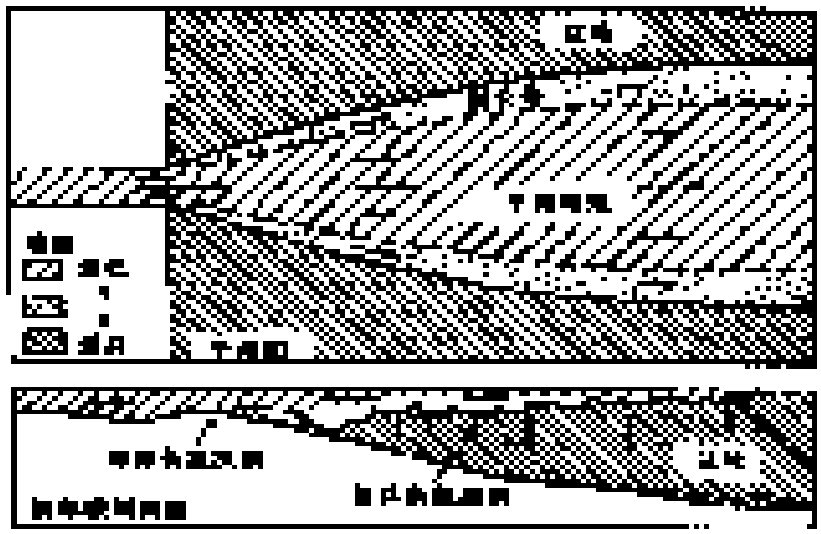


图 20－4　河水密度小于蓄水体密度，属平面喷流，形成海成三角洲

（据贝茨，1955；并经斯考特，略加修改，1969）

力作用远远超过河流作用时，就不可能形成三角洲，或者使原有的三角洲遭受破坏。如我国钱塘江口，潮汐作用极强，河流作用微弱，故不发育三角洲，而形成向海扩展的漏斗状三角港。

4）河口区海底地形：河口区海底坡度小、水体浅，有利于泥砂堆积，波浪作用不易直通海岸，有利于三角洲的形成；否则相反。如非洲刚果河河口不发育三角洲，河口附近坡度陡就是原因之一。

5）蓄水盆地的构造特征：主要是蓄水盆地的稳定性和沉降速度。一般说来，蓄水盆地相对稳定，或沉降缓慢，沉降速度小于或略等于沉积速度，对三角洲的形成和保存有利。

二、三角洲的主要类型

三角洲是河流与海洋（湖泊）相互作用的结果，两者的作用强度不同以及沉积物粗细的差异，就形成了不同类型的三角洲。

三角洲的分类得益于对现代三角洲沉积的综合研究。斯考特和费希尔等（1969）曾根据河流、潮汐、波浪作用强弱将三角洲分为建设性的和破坏性的两种类型。建设性三角洲是在以河流作用为主、泥砂在河口区堆积的速度远大于波浪所能改造的速度的条件下形成的。其特点是增长速度快、沉积厚、面积大、向海突出、砂泥比低。大型河流入海多形成此类三角洲。当海洋作用增强而超过河流作用时，波浪、潮汐、海流的能量等于或大于河流输入泥砂的能量，河口区形成的泥砂堆积经海洋水动力的改造、加工和破坏，就形成了破坏性三角洲。这类三角洲形成时间短、分布面积小，多为中、小型河流入海所形成。

由于河流、波浪、潮汐对三角洲的形成起直接控制作用，故很多学者主张按这三者的相对强度来划分三角洲的成因类型。盖洛韦（W. G. Galloway，1976）根据上述三种作用的相对关系，分析了世界上一些代表性三角洲，提出了三角洲的三端元分类（如图 20－5 所示）。三角形三个端元分别代表了以河流、波浪、潮汐作用为主的三角洲类型，分别称为河控三角洲、浪控三角洲和潮控三角洲。前者属于建设性三角洲，后两者属于破坏性三角洲。

近期，人们不仅考虑河流、波浪、潮汐三种能量作用的关系，而且还考虑三角洲沉积区与物源区的关系、三角洲平原河流类型以及三角洲沉积物的粗细，首先将三角洲划分为扇三角洲、辫状河三角洲和正常三角洲（薛良清，1991），然后再在正常三角洲中划分出河控、浪控和潮控三角洲（如图 20－5、图 20－6 所示）。

尽管三角洲的沉积物粒度可粗可细，三角洲中河流、波浪和潮汐相互作用的能量不同，但总的来说，一个三角洲可以根据其沉积环境和沉积相特征，被划分成三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲三个亚相及多个微相（见表 20－1）。

表 20－1　不同类型三角洲亚微相划分

三角洲类型	亚　　相	微　　相
扇三角洲	扇三角洲平原	分流河道、漫滩沼泽

续表

三角洲类型	亚　　相	微　　相
扇三角洲	扇三角洲前缘	水下分流河道、水下分流河道间、河口坝、前缘席状砂
	前扇三角洲	前三角洲
辫状河三角洲	辫状河三角洲平原	辫状河道、越岸沉积
	辫状河三角洲前缘	水下分流河道、水下分流河道间、河口坝、远砂坝
	前辫状河三角洲	前三角洲
正常三角洲	三角洲平原	分支河道、天然堤、决口扇、沼泽、淡水湖泊
	三角洲前缘	水下分支河道、水下天然堤、支流间湾、河口坝、远砂坝
	前三角洲	前三角洲泥、滑塌浊积扇

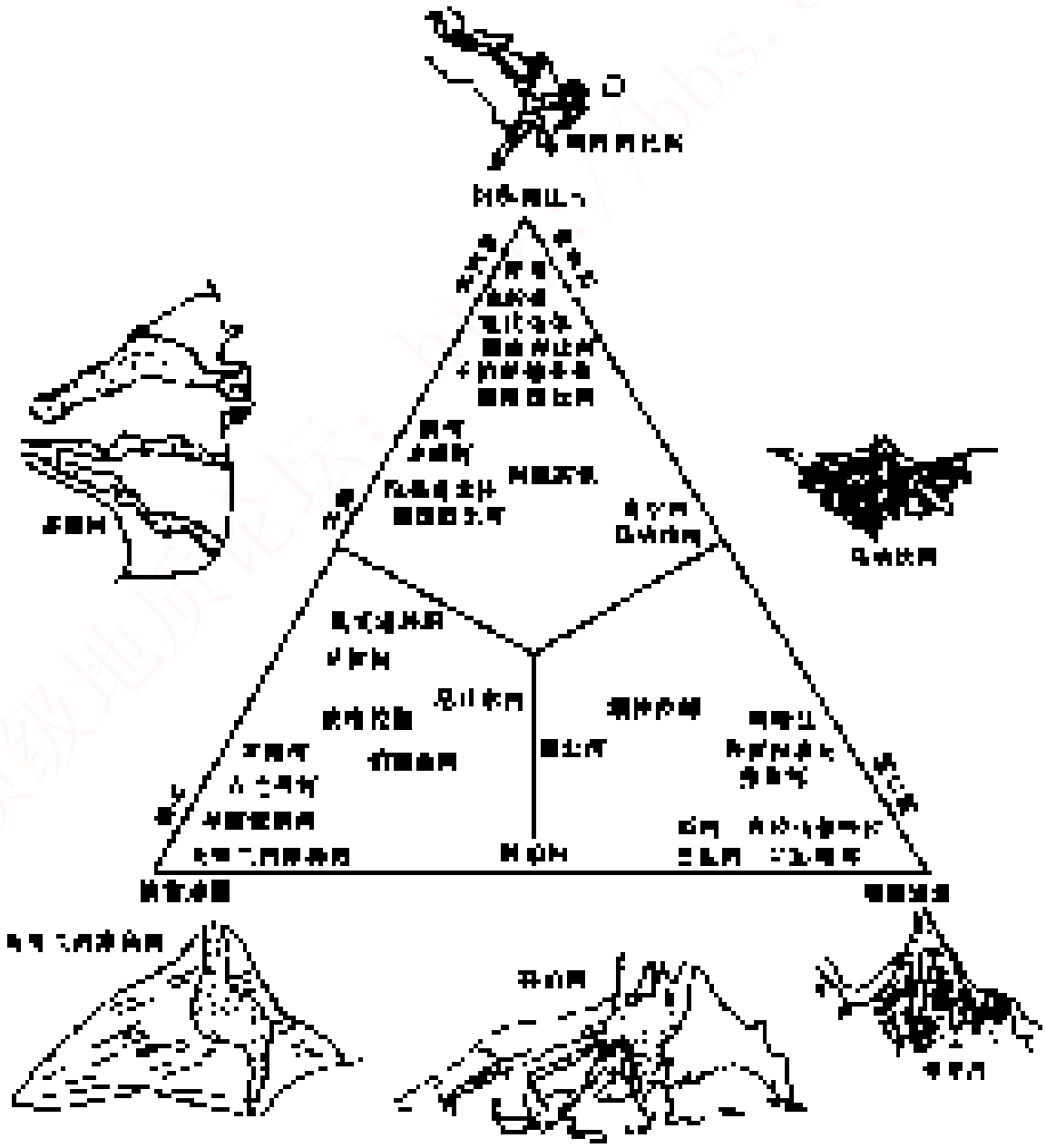


图 20－5　三角洲类型三端元分类

（据盖洛韦，1976）

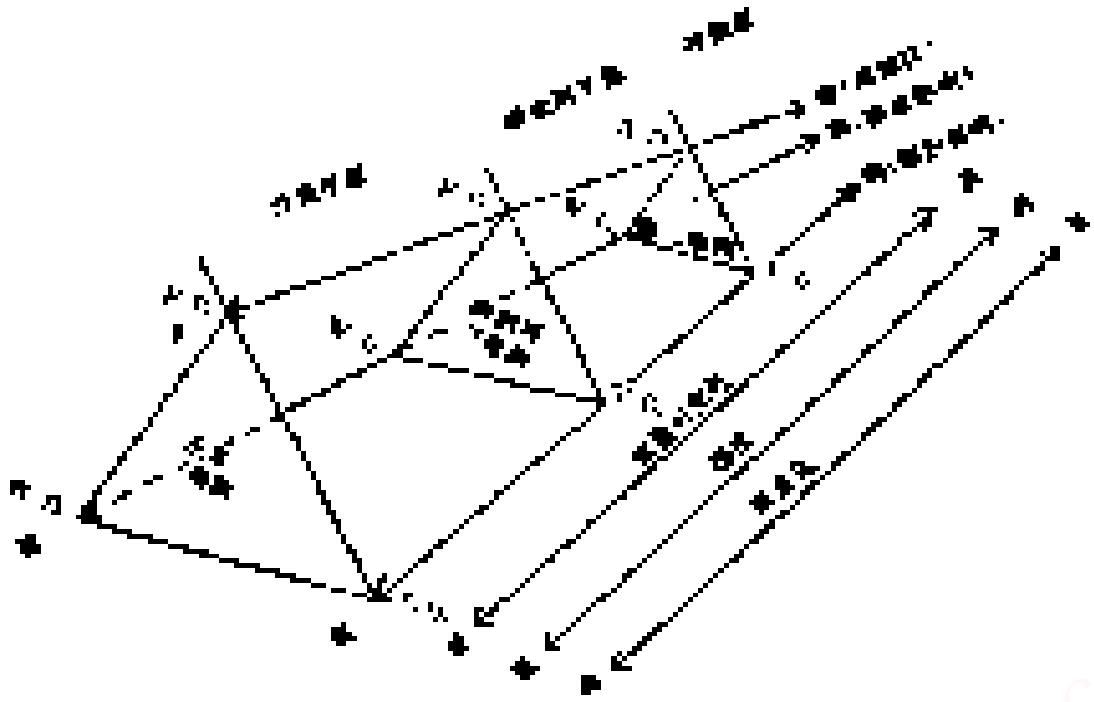


图 20－6　三角洲体系分类谱系图

（据薛良清，1991）

A. D. —冲积扇为主的；F. D. —河控；

W. D. —浪控；T. D. —潮控

第二节　三角洲沉积特征

一、河控三角洲沉积特征

1. 河控三角洲形态

河控三角洲是在河流输入泥砂量大，波浪、潮汐作用微弱，河流的建设作用远远超过波浪、潮汐破坏作用的条件下形成的。按照三角洲的形态，可进一步可分为鸟足状三角洲和朵状三角洲两种类型。

(1) 鸟足状三角洲

鸟足状三角洲又称为舌形或长形三角洲，是以河流作用为主的极端类型，是最典型的高建设性三角洲。其特点是河流输入的泥砂量大，悬浮负载多，砂泥比值低，有较发育的天然堤和较固定的分支河道，并沉积巨厚的前三角洲泥，向海推进快、延伸远，分支河道和指状砂体长短不一地向海延伸，形似鸟爪（如图 20－7 所示）。

此类三角洲发育的地貌特征是海岸曲折，呈锯齿状，有广阔的三角洲平原和较发育的滨海沼泽。

(2) 朵状三角洲

朵状三角洲形态呈向海突出的半圆状或朵状（如图 20－8 所示）。与鸟足状三角洲相比，此类三角洲在形成时泥砂输入量相对较少，砂泥比值较高，波浪作用有所增强，但河流输入沉积物的数量仍高于波浪和潮汐作用改造的能力。三角洲前缘伸向海洋的指状砂体受到海水的冲刷、改造和再分配而形成席状砂层，使三角洲前缘变得较为圆滑而近似于半圆形。我国的黄河、滦河，欧洲的多瑙河，非洲的尼日尔河等形成的三角洲属于此类型。

2. 三角洲沉积亚相特征

根据沉积环境和沉积特征，可将三角洲相分为三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲三个亚相（如图 20－9 所示）。

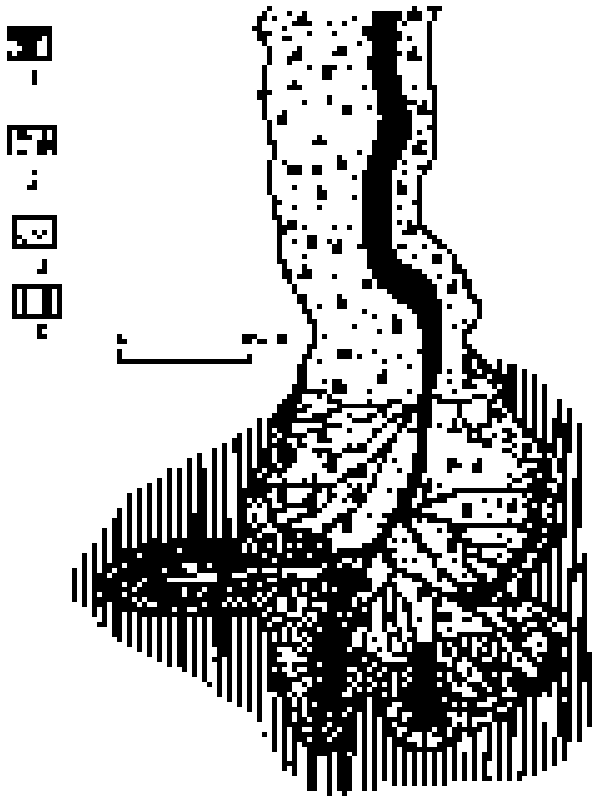


图 20－7　密西西比河鸟足状三角洲

（据斯考特，1969）

1—分支河道、天然堤决口扇；2—三角洲平原（沼泽、湖泊、分支间湾）；3—三角洲前缘（包括河口砂坝、席状砂）；4—前三角洲

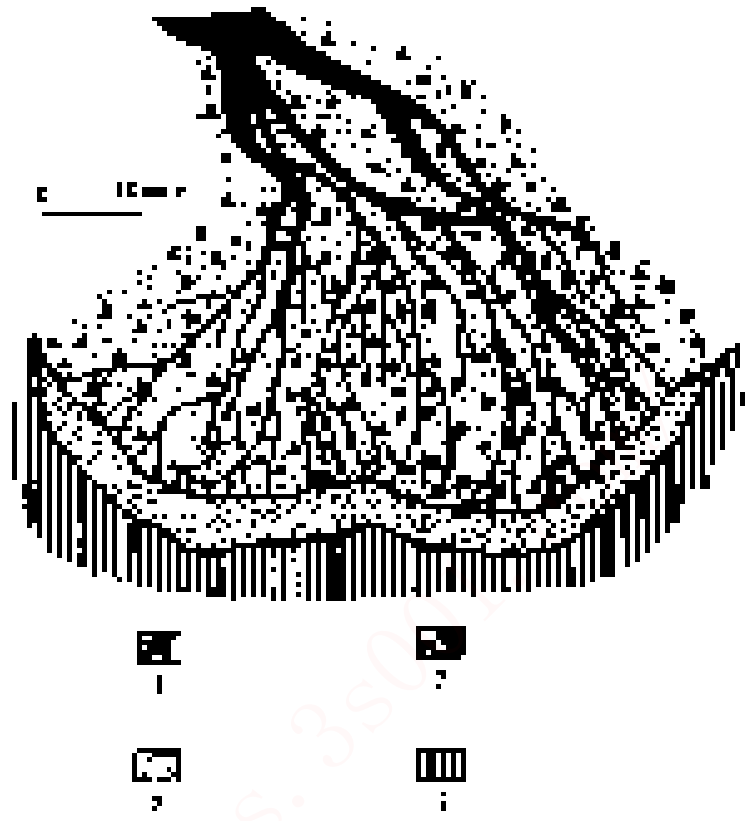


图 20－8　密西西比河全新世朵状三角洲

（据斯考特，1969）

1—分支河道堤决口扇；2—三角洲前缘（包括河口砂坝、席状砂）；3—三角洲平原（沼泽、湖泊、分流间湾）；4—前三角洲

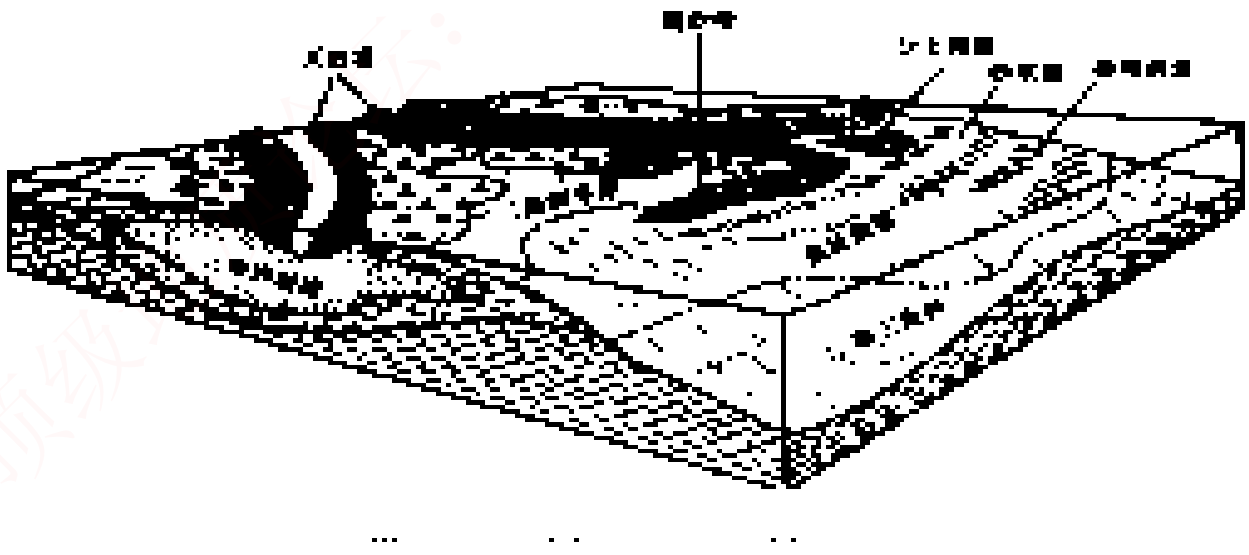


图 20－9　河控三角洲的立体模型

(1) 三角洲平原亚相

为三角洲沉积的陆上部分，其范围包括从河流大量分叉位置至海平面以上的广大河口区，是与河流有关的沉积体系在海滨区的延伸。

三角洲平原的沉积环境和沉积特征与河流相有较多的共同之处，在一定程度上为河流相的缩影。其岩性主要为砂岩、粉砂岩、泥岩（包括泥炭、褐煤等）。砂质沉积与泥炭、褐煤

共生是该亚相的重要特征。砂质碎屑的分选性差，粒度概率曲线与河流相近似。层理构造复杂，视环境不同而异，见雨痕、干裂、足迹等层面构造。生物化石少，且多为淡水动物化石和植物残体。岩体呈透镜状，横向变化大。分支河道和沼泽沉积构成该亚相的主体，这是与一般河流的重要区别。

三角洲平原亚相可进一步划分为分支河道、陆上天然堤、决口扇、沼泽、淡水湖泊等几个沉积微相。

1) 分支河道微相：分支河道又称为分流河床，其沉积特征与河流体系的河床沉积基本相同。它构成了三角洲平原亚相沉积的骨架，以砂质沉积为主，粒度比邻近的微相稍粗，分选差。河床可发育边滩或心滩。垂向上具下粗上细的间断性正韵律。常发育板状、槽状交错层理，具有不对称波痕及冲刷—充填构造。化石少见，最底部可见植物碎片。横剖面呈透镜状，沿河床呈长条状，故又称为河道砂坝。

2) 陆

细,泥质增多,常见各种波状层理及流水波痕,可见铁质结核和碳酸盐结核,少见植物碎片。

3) 决口扇微相：洪水漫溢河床，冲破天然堤形成决口扇滩，可形成较大面积的席状砂层，但比河床沉积细，与河流相决口扇沉积类似。

4)沼泽微相:位于三角洲平原分支河道间的低洼地区,其表面接近平均高潮线。沼泽中植物繁茂,排水不良,为一停滞的还原环境。其沉积为深色有机质粘土、泥炭、褐煤,夹有洪水成因的纹层状粉砂。富含保存完好的植物碎片,并含有丰富的黄铁矿、蓝铁矿等自生矿物。当排水通畅时,粘土中的有机质不发育,并可见昆虫、藻类、介形虫、腹足类等化石。

沼泽沉积约占三角洲平原亚相沉积的 90 %,故有人把分支河道沉积形象地比喻为三角洲平原的‘骨架”,把沼泽沉积比喻为三角洲平原的‘肉”。广泛而稳定分布的层状有机质沉积可作为三角洲平原地层对比的标志层,根据其分布范围,可圈定三角洲平原的大致轮廓。

5) 淡水湖泊微相：三角洲平原亚相的湖泊面积小，水体浅，通常为 3～4 m，沉积物主要为暗色有机粘土物质，并夹有泥砂透镜体。粘土沉积物显示极好的纹理。可见黄铁矿、蓝铁矿，但不成结核，多见原地生长的软体动物贝壳。虫孔发育。河流支流注入时，可形成小型的湖成三角洲沉积。

(2) 三角洲前缘亚相

三角洲前缘亚相位于三角洲平原外侧的向海方向,处于海平面以下,为河流和海水的剧烈交锋带,沉积作用活跃,是三角洲砂体的主体。其进一步可划分为水下分支河道、水下天然堤、支流间湾、分支河口砂坝、远砂坝、三角洲前缘席状砂等六个沉积微相,现分述如下:

1) 水下分支河道微相：水下分支河道为陆上分支河道的水下延伸部分，也称为水下分流河床。在向海延伸过程中，河道加宽，深度减小，分叉增多，流速减缓，堆积速度增大。沉积物以砂、粉砂为主，泥质极少。常发育交错层理、波状层理及冲刷—充填构造，并见有层内变形构造。垂直流向剖面上呈透镜状，侧向则变为细粒沉积物。

2) 水下天然堤微相：水下天然堤是陆上天然堤的水下延伸部分，为水下分支河道两侧的砂脊，退潮时可部分地出露水面成为砂坪。沉积物为极细的砂和粉砂。粒度概率曲线为单段或两段型，基本上由单一的悬浮总体组成。常具有少量的粘土夹层。流水形成的波状层理为主，局部出现流水的、与波浪共同作用形成的复杂交错层理。有时可见植物碎片。

3) 支流间湾微相：支流间湾为水下分支河道之间相对凹陷的海湾地区，与海相通。当三角洲向前推进时，在分支河道间形成一系列尖端指向陆地的楔形泥质沉积体，称为“泥

楔”。故支流间湾以粘土沉积为主，含少量粉砂和细砂。砂质沉积多是洪水季节河床漫溢沉积的结果，常为粘土夹层或呈薄透镜状，具有水平层理和透镜状层理，可见浪成波痕及生物介壳和植物残体等，虫孔及生物搅动构造发育。在层序上，下部为前三角洲粘土沉积，向上变为富含有机质的沼泽沉积。

4）分支河口砂坝微相：分支河口砂坝也称为分流河口砂坝，位于水下分支河道的河口处，沉积速率最高。海水的冲刷和簸选作用，使泥质沉积物被带走，砂质沉积物被保存下来，故分支河口砂坝沉积物主要由分选好、质纯净的细砂和粉砂组成，具较发育的槽状交错层理，成层厚度为中、厚层，可见水流波痕和浪成摆动波痕。河口砂坝随三角洲向海推进而覆盖于前三角洲粘土沉积之上，粘土中有机质产生的气体冲上来可形成气鼓构造，也称为气胀构造。如果下面泥质层很厚，也可产生泥火山或底辟构造。生物化石稀少。三角洲废弃时，砂坝顶部可出现虫孔以及河流和海洋搬运来的生物碎片。

5）远砂坝微相：远砂坝位于河口砂坝前方较远部位，又称为末端砂坝。沉积物比河口砂坝细，主要为粉砂，并有少量粘土和细砂，可发育有槽状交错层理、包卷层理、水流波痕和浪成波痕以及冲刷—充填构造等。由粉砂和粘土组成的结构纹层和由植物炭屑构成的颜色纹层在远砂坝微相中也较为特征，向河口方向结构纹层增加，颜色纹层减少；向海方向则相反。远砂坝化石不多，仅见零星的生物介壳，可见虫孔。在层序上，位于河口砂坝之下，前三角洲粘土沉积之上，形成下细上粗的垂向层序，这是与河流沉积层序的重要区别。

6）三角洲前缘席状砂微相：在海洋
作用较强的河口区，河口砂坝砂受波浪和
岸流的淘洗和簸选，并发生侧向迁移，使
之呈席状或带状广泛分布于三角洲前缘，
形成三角洲前缘席状砂体。席状砂的砂质
纯、分选好，沉积构造与河口砂坝相同，
广泛发育交错层理，生物化石稀少。砂体
向岸方向加厚，向海方向减薄。三角洲前
缘席状砂是破坏性三角洲的沉积微相类
型，在高建设性三角洲相中不发育。

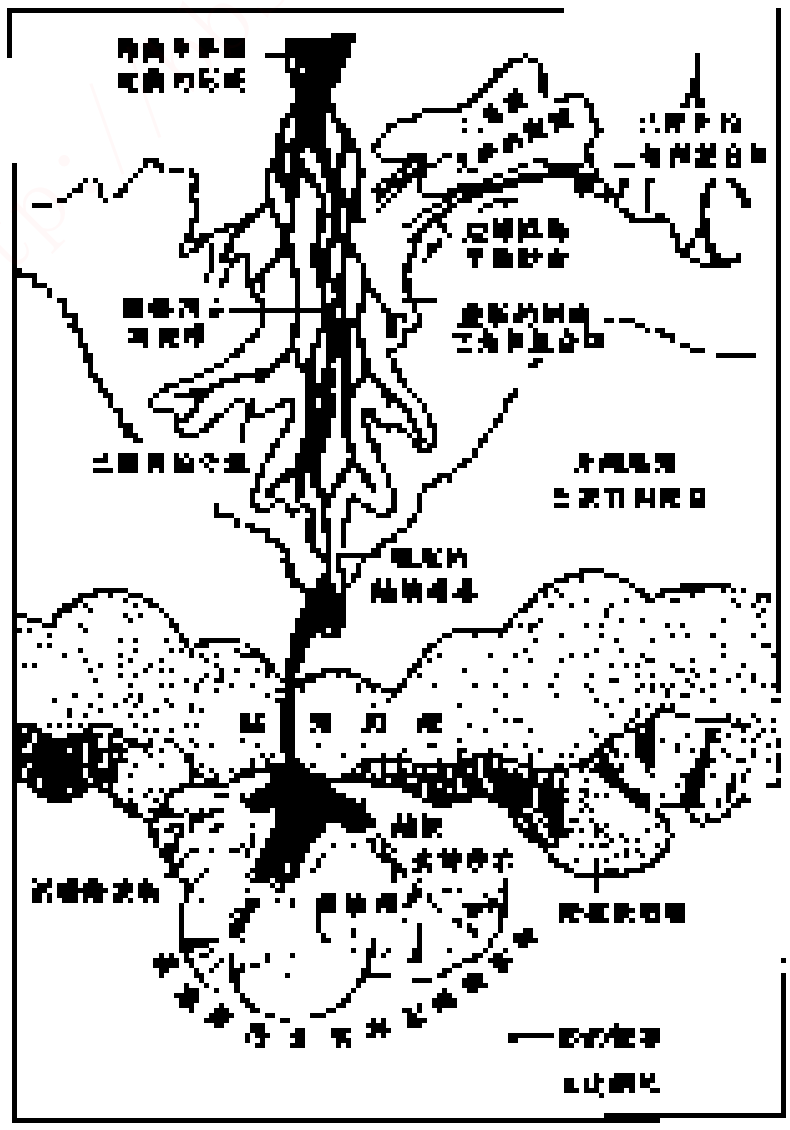


图 20－10　美国东得克萨斯州石炭系西斯科群河流—三角洲—深水浊积扇沉积体系
（据盖洛韦和布朗，1973）

（3）前三角洲亚相

前三角洲亚相位于三角洲前缘的前方，是三角洲沉积最厚的地区。沉积物大部分是在波基面以下深度范围内形成的，主要由暗色粘土和粉砂质粘土组成，可含少量细砂，有时可见海绿石等自生矿物。常发育水平层理及块状层理，并常见有广盐性的生物化石，如介形虫、瓣鳃类等。随着向海洋方向过渡，正常海相化石增多，生物潜穴及生物扰动构造发育。前三角洲暗色泥岩富含有机质，可作为良好的生油层。

三角洲前缘砂在某些因素作用下，可



图 20－11　三角洲沉积“同期异相”和“同相异期”
（据斯克拉顿，1960）

向前滑塌在前三角洲形成滑塌型浊积扇（如图 20－10 所示）。

3. 平面相组合及垂向层序

三角洲内部的平面相组合由陆向海依次为三角洲平原、三角洲前缘、前三角洲。这些亚相在三角洲沉积中处于同一时期的同一沉积界面上。随着三角洲前积式向海推进，早先的沉积界面就成了三角洲前积层的等时线或等时面(如图 20－11 所示)。每两个等时线间所限制的前积层都包含了同一时期形成的三角洲平原、三角洲前缘、前三角洲三个不同的亚相，故称为“同期异相”。而在一个大的三角洲沉积中，同一亚相（如前三角洲）乃是不同时期形成的该亚相的叠加，故又称为“同相异期”。

三角洲在平面上依次邻接而出现的相，在垂向上亦依次递变。对河控三角洲来说，由下至上依次为前三角洲泥、三角洲前缘砂和粉砂、三角洲平原分支河道砂和细粒沼泽沉积，大致为下细上粗的反旋回沉积的垂向层序，在层序的上部局部出现三角洲平原分支河道下粗上细的间断性正旋回，顶部出现夹炭质泥岩和薄煤层的沼泽沉积（如图 20－12 所示)。另外，在河控三角洲垂向层序中，由下至上海相化石减少，而陆相化石尤其植物化石增多，以至顶部出现炭质泥岩或薄煤层；波浪波痕及其产生的交错层理向上减少，流水波痕及其产生的交错层理增多。

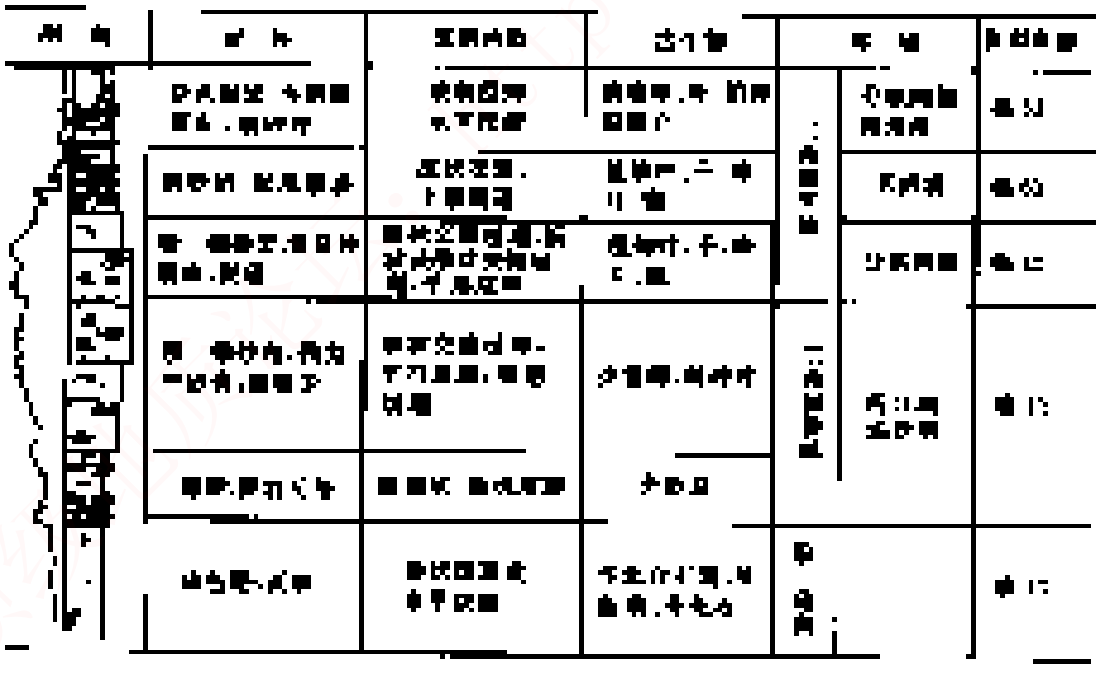


图 20－12　惠民凹陷三角洲沉积序列
（据朱筱敏，1995）

二、浪控和潮控三角洲沉积特征

1. 浪控三角洲沉积特征

浪控三角洲的平面形态呈鸟嘴状，故又称为鸟嘴状三角洲。其形成特点是海洋的波浪作用大于河流的作用，只有一条或两条主河道入海，分支河道少而小。河流输入泥砂量不多，而且被波浪作用改造、再分配，在河口两侧形成一系列平行于海岸的海滩、砂嘴、砂坝，并

在它们的向陆一侧形成半封闭的瞳湖和沼泽，仅只在主河口区才有较多的砂质堆积，形成突出于河口的鸟嘴状形态。法国的罗纳河、埃及的尼罗河、意大利的波河形成的三角洲以及巴西圣弗兰西斯科河三角洲（如图 20－13 所示）都属于此类型。

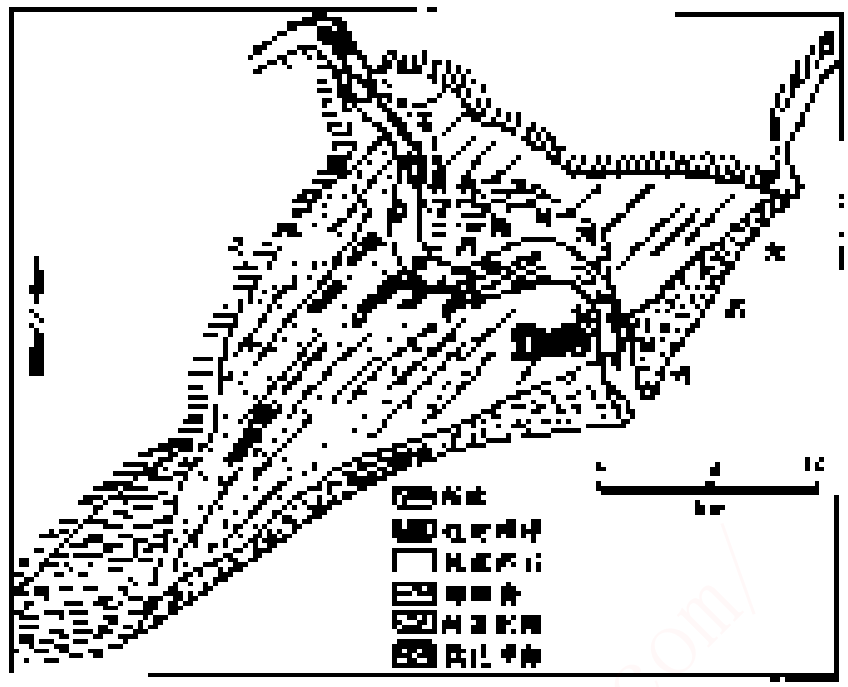


图 20－13　巴西圣弗兰西斯科鸟嘴状三角洲
（据赖特等，1973）

若波浪作用以及单向沿岸流作用增强，将会克服河流作用而导致河口偏移，甚至与海岸平行，建造成遮挡河口的直线型障壁砂坝，形成掩闭型鸟嘴状三角洲，非洲西海岸的塞内加尔三角洲即属于此类型。

浪控三角洲平原的沉积特征类似于河控三角洲平原，但在浪控三角洲前缘中，波浪作用能使大多数供给三角洲前缘的沉积物发生再分配。河口砂坝的形成受到阻碍，三角洲前缘斜坡较陡，进积作用沿整个三角洲前缘发生，而不是集中在一个点上进行。它的进积作用比河控三角洲前缘进积要慢，但对这类三角洲的沉积亚、微相沉积特征还缺乏深入研究。一般来说，浪控三角洲的垂向层序通常仍为下细上粗的反旋回层序，但以具有浪

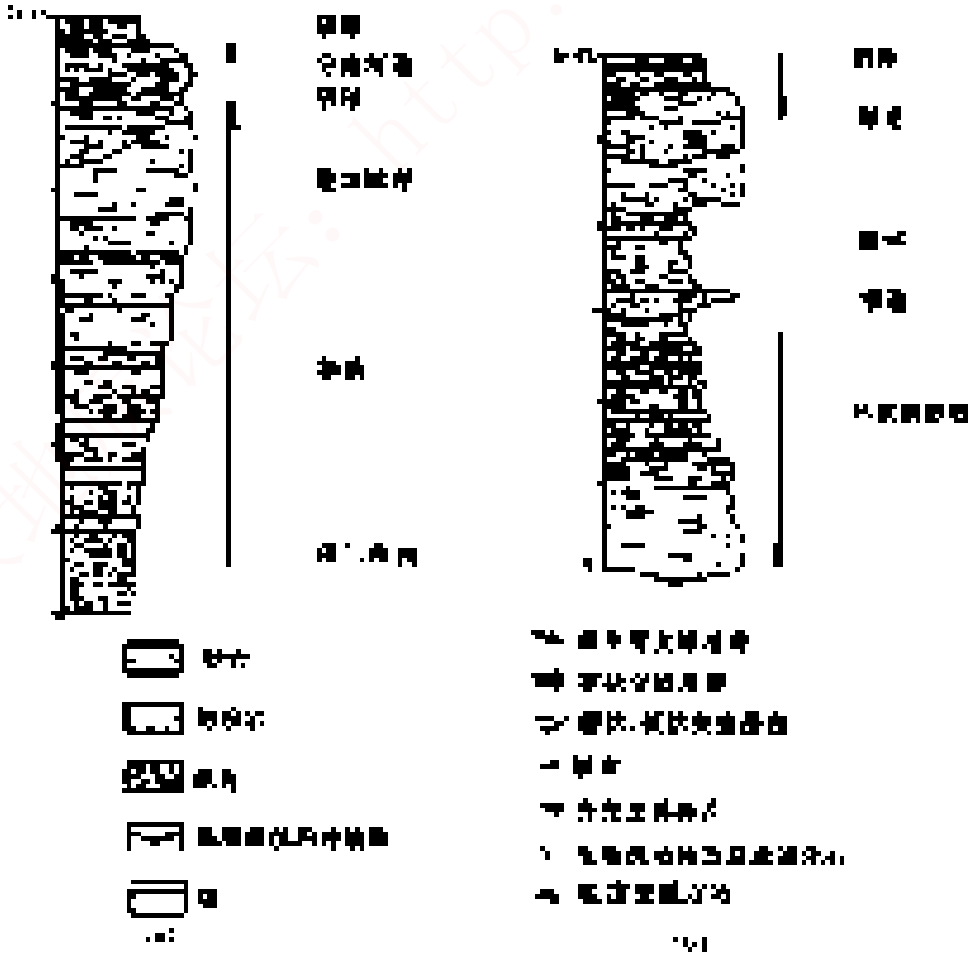


图 20－14　浪控和潮控三角洲垂向层序
（据沃克，1978）
(a) 浪控三角洲；(b) 潮控三角洲

蚀海滩脊序列为特征，而且层序顶部一般都出现三角洲平原的沼泽和分支河道沉积［如图20－14（a）所示］，以此区别于海岸沉积的海滩脊层序。浪控三角洲层序底部是含生物扰动的前三角洲。向上过渡为互层的泥、粉砂和砂的沉积，具有波浪引起的冲刷构造、递变纹理和交错纹理，最后演变成具平行低角度纹理的、分选好的高能海滩砂以及沼泽沉积［如图20－14（a）所示］。

2 潮控三角洲沉积特征

河流流入三角港或其他形状的港湾，由于潮汐作用远大于河流作用，在港湾中堆积的泥砂受潮汐作用的强烈破坏和改造，仅形成小型三角洲。其外形受港湾控制，故又称为港湾型三角洲，属于破坏性三角洲的一种类型。这类三角洲在河口区或其前缘向海方向，常发育因潮汐作用而形成的呈裂指状散射且断续分布的潮汐砂坝。这一特征是区别其他类型三角洲的重要标志。澳大利亚北部的巴布亚湾三角洲就是这类三角洲的典型例子（如图20－15所示）。此外，我国的珠江、鸭绿江、辽河三角洲，越南的湄公河，缅甸的伊洛瓦底江三角洲亦属于此类型。

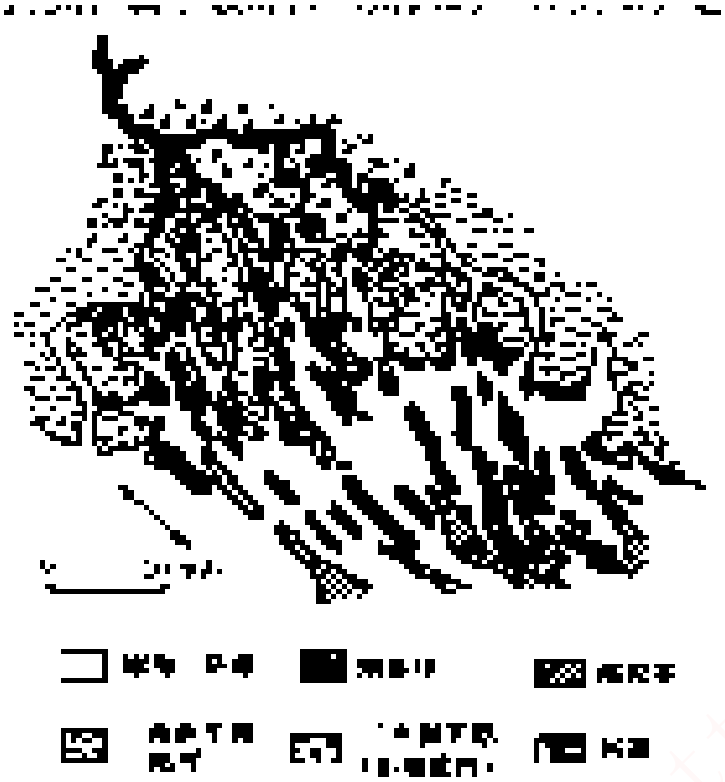


图20－15 澳大利亚巴布亚湾港湾形三角洲
（据费希尔，1969）

潮控三角洲一般发育于中高潮差、低波浪能量、低沿岸流的盆地狭窄地区。指状河道砂向滨外过渡为长条状潮流脊状砂。在具有中高潮差的地区，潮流在涨潮时侵入分流河道，溢漫河岸，淹没附近的分流间地区。在潮汐平静时期，这些潮水就暂时积蓄起来，然后在退潮时退出去。因此在潮控三角洲平原分流河道的下游以潮流为主，而在分流间地区则以潮间坪沉积为特征。潮汐影响的分流河道具有低弯曲度、高宽深比和漏斗状形态。在此河道中主要底形是砂丘，在分流河道下游主要底形是平行于河道走向排列的线状砂脊。一般来说，该砂脊长数千米，宽数百米，高几十米，反映了潮流对河流体系所供沉积物的搬运作用。受潮汐影响的分流河道的沉积层序自下而上为含海相动物碎片的粗粒层内滞后沉积、槽状交错层理砂岩潮道沉积、生物扰动多的泥炭沼泽沉积或海岸障壁砂沉积［如图20－14（b）所示］。潮控三角洲平原分流间地区包括睛湖、小型潮沟和潮间坪沉积。在潮汐旋回期间，整个分流间地区先被淹没，然后出露水面。在潮湿气候地区，分流间地区多为被潮汐分流河道和弯曲潮沟所切割的沼泽；在较干旱地区，分流间地区为干燥的泥坪和砂坪沉积。因此，潮控三角洲平原是由受潮汐影响的分流河道序列和潮坪组成的［如图20－14（b）所示］。

在潮控三角洲前缘斜坡沉积区，存在着许多从分流河口呈放射状分布的、长几公里的潮流砂脊，砂脊之间的潮道里有许多浅滩和河心岛。三角洲前积作用形成了一个下细上粗的反旋回垂向层序（如图20－14所示）。层序下部主要是以潮汐砂脊为特征的三角洲前缘进积作用产生的向上变粗的层序，上部主要为三角洲平原的潮坪和潮道沉积，其顶部常发育沼泽和分支河道沉积，以此区别于潮坪和河口湾沉积。有关潮控三角洲的垂向层序，研究得很不够，目前仍处于资料积累阶段，尚未总结和归纳出一个比较成熟的理想垂向模式，上述层序

仅是概括性的。

三、扇三角洲沉积特征

Hotmes（1965），Mcgowen（1970）将扇三角洲定义为:“由相邻高地进积到安静水体中的冲积扇”。扇三角洲主要形成于构造活动较强烈的地区，例如活动大陆边缘、岛弧体系边缘、断陷湖盆边缘。在这些地区，短而坡度大的河流（主要是辫状河）从附近的物源区流出，携带大量的粗粒沉积物在海（湖）盆边缘快速堆积形成扇三角洲。根据扇三角洲的影响因素，将它划分为湖泊扇三角洲、波浪改造的扇三角洲和潮汐改造的扇三角洲。它们的平面分布、砂体类型及形态都各具特征。

中国东部断陷湖盆中常常发育规模不等的湖泊扇三角洲。它由扇三角洲平原、三角洲前缘和前扇三角洲组成（见表 20－1)。扇三角洲平原与正常三角洲平原差别较大，实际上扇三角洲的陆上部分属于近山口的冲积扇环境。扇三角洲各个亚相在岩性、沉积物结构、沉积构造、垂向组合、化石等方面各具特征。

1. 扇三角洲平原沉积特征

(1) 分流河道

分流河道沉积于扇三角洲平原的上部，具有一般辫状河流的沉积特征。其以厚层碎屑支撑的砾岩、砾状砂岩为主要岩性，成熟度低，分选差至中等，无递变或具正递变层理。砾石次棱角至次圆状，长轴一般为 5cm 左右，并呈叠瓦状排列。岩石由泥质胶结，岩屑含量可达 45％，但在临近滨岸的地区，岩性变细，为含砾砂岩与粗砂岩，成熟度相对提高。充填分流河道的沉积物具有下粗上细的粒度正韵律。自然电位曲线显示微齿化的钟形（如图 20－16 所示)。底部具有冲刷面和滞留砾石、泥砾沉积，其一般呈块状，向上粒度变细，相应出现大型交错层理、小型交错层理、波状层理、包卷层理以及顶部的水平层理。化石少见，仅在顶部泥岩中偶见植物根系或虫孔。

(2) 漫滩沼泽

断陷湖盆中，水系呈树枝状和梳状，使入湖的冲积扇在湖盆陡岸呈裙边状分布。漫滩 沼泽位于分流河道间或单个扇体之间的低洼地区。由于扇三角洲主要发育于气候干燥的地 区，因而漫滩沼泽发育不全，面积较小；沉积物较细，一般为粉砂、粘土及细砂的薄互层，这些薄互层往往是块状的或水平纹层状，夹少量交错纹理和干裂构造。常见植物根系和生物扰动构造，个别地方见有石膏、盐类沉积。由于受洪水洪泛影响，见有较粗的砂岩透镜体。

2 扇三角洲前缘沉积特征

(1) 水下分流河道

在整个扇三角洲沉积中，水下分流河道占有相当重要的地位。其由含砾砂

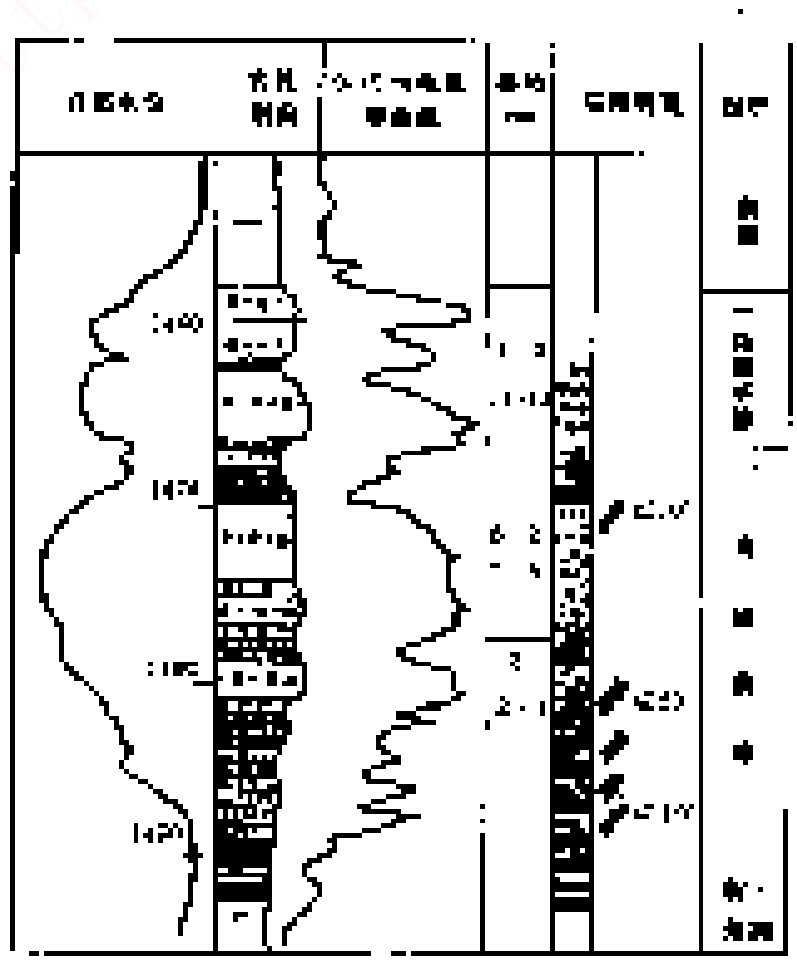


图 20－16 扇三角洲沉积层序

(据裘怿楠，1982)

岩和砂岩构成，分选中等。垂向层序结构特征与陆上分流河道相似，但砂岩颜色变暗，以小型交错层理为主，在其顶部可受后期水流和波浪的改造，有时出现脉状层理及水平层理。概率图由悬浮、跳跃、滚动三个次总体组成。跳跃总体发育，分选中等，斜率为 36°～60°。C— M 图也反映了牵引流的特征，由 PQ，QR，RS 段组成。本相中化石较少，主要是浅水介形虫及淡水轮藻。自然电位曲线呈顶底突变的箱形及钟形（如图 20－16 所示）。整个砂体呈长条状分布，横向剖面呈透镜状且很快尖灭。

(2) 水下分流河道间沉积

位于水下分流河道的两侧，由互层的灰色、浅灰色细砂、粉砂及灰绿色泥岩组成。发育水平层理、波状层理、透镜状层理以及压扁层理、包卷层理。此相的重要特征是生物扰动程度较高，有较多的生物潜穴。同时，受波浪的改造作用较明显。概率图中跳跃总体常由两个斜率不同的次总体组成，见有鲕粒，主要是表鲕。在反韵律的单层中，由下而上分选变好，表鲕含量增加，螺类壳体化石较丰富。

(3) 河口砂坝

位于水下分流河道的前方，并继续顺其方向向湖盆中央发展，与正常三角洲河口砂坝相比，扇三角洲河口砂坝的沉积范围和规模较小，但含砂量高。粒度以分选较好的粉砂—中砂为主，沉积粒序主要显示反韵律。由于受季节性影响，常伴有泥质夹层。沉积构造主要为小型交错层理、平行层理，偶见板状交错层理。在较细的粉砂质泥岩中，可见滑动作用或生物扰动所形成的变形层理及扰动构造。概率图特征反映了河流和湖泊水流的双重作用，跳跃总体由两个斜率不同的次总体构成。自然电位曲线反映了粒度反韵律特征，显示漏斗形、顶底渐变的箱形（如图 20－16 所示）。河口砂坝整体呈底平顶凸或双凸的透镜状。

(4) 前缘席状砂

位于河口砂坝的侧方或前方，紧临前三角洲。当波浪和沿岸流作用加强时，使得水下分流河道或河口砂坝受到改造并重新分布。沉积物经过反复淘洗、簸选，分选变好，在扇三角洲前缘地带形成分布广、厚度薄的席状砂体。其岩性较细，成熟度较高，显示反韵律的粒序，表现为砂泥间互层。其中可见波状层理、变形层理。概率图中的跳跃总体含量高达 80％～90％，也是由两个斜率不同的跳跃次总体组成，分选好，滚动组分含量少（如图 20－17 所示）。

3. 前扇三角洲沉积特征

由互层灰绿色、灰黑色泥岩、泥质粉砂岩、钙质页岩、油页岩组成。粒级和颜色的变化可形成季节性纹层，常见粉砂质透镜体夹层。发育水平层理，含较丰富的介形虫、鱼类化石。自然电位曲线平直。前三角洲沉积分布较窄，与湖相暗色泥岩较难区分。

需要注意的是，在前三角洲以及在深湖暗色泥岩中可见较粗粒的砂体。研究表明，在扇三角洲沉积过程中，由于沉积物的快速侧向沉积，沉积物表面倾角不断增加，使沉积物在自身重力作用下，加之地震、断裂活动等多种诱发因素影响，使扇三角洲前缘沉积物向前滑塌，经液化形成浊流，并在低洼区沉积下来，形成透镜状浊流砂体。在扇三角洲的前方还可存在由洪水携带大量陆源物堆积而成的浊积扇体，此类扇体较稳定且分布较广。

总之，湖泊扇三角洲由于受季节性洪水影响较大，受湖泊改造作用较小，从而显示粒度粗、分选差的特征。扇三角洲的推进沉积层序自下而上水动力变强，粒度由细变祖，显示反韵律特征（如图 20－17 所示），沉积构造也发生相应的变化。化石含量少。由于沉积作用速度快，使沉积物无足够时间进行重力分异，从而扇三角洲在地震剖面上显示楔形、透状反射

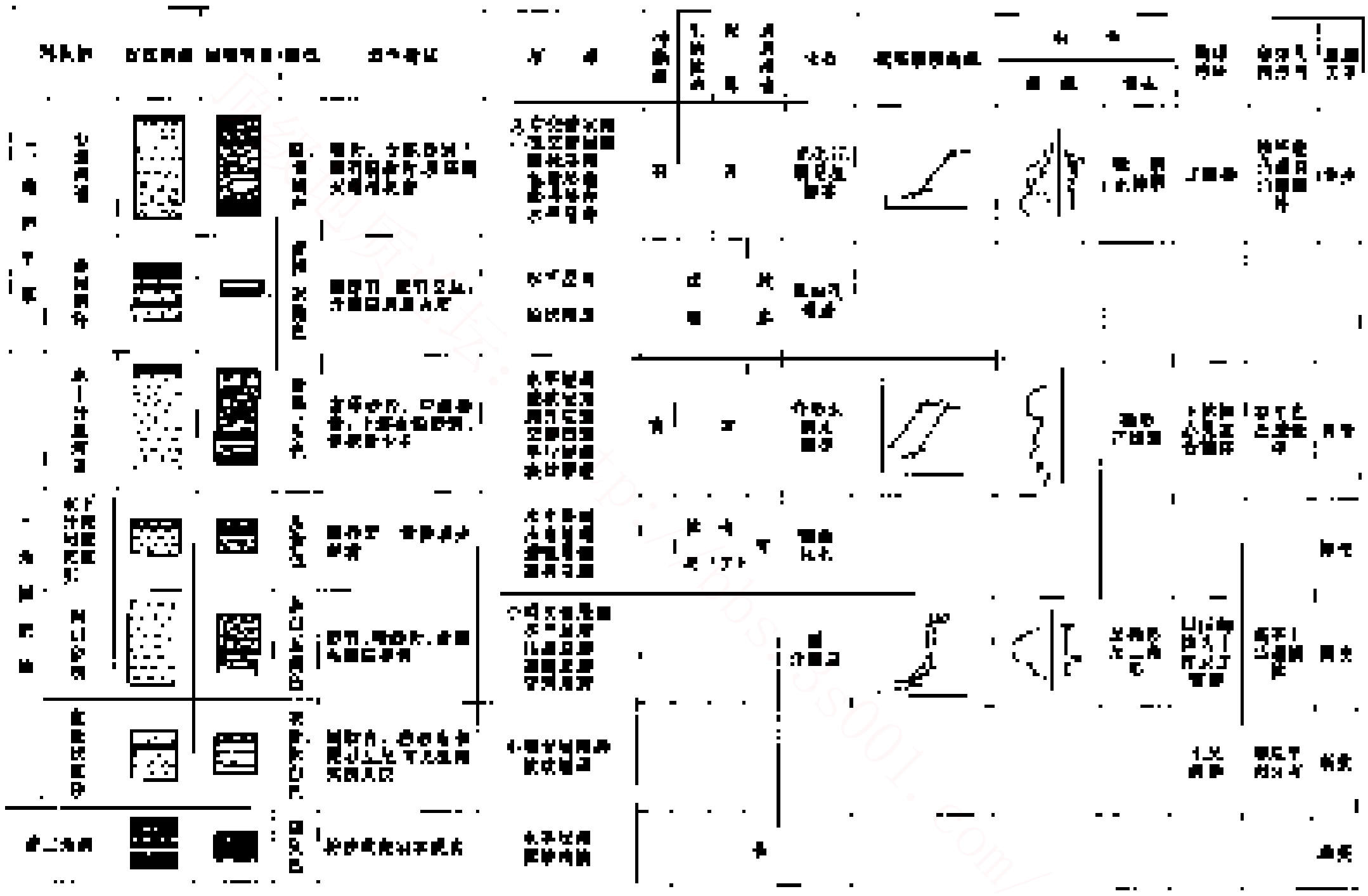


图 20－17

外形，其内部具有不清晰的前积反射结构。在前三角洲或扇三角洲的前方还有浊积扇的丘形、小透镜状的地震反射响应。

对于海洋扇三角洲，W．A．Wescott 等总结出以下 12 种判别标志，可供参考。

1）这类扇三角洲常分布于岛弧或大陆碰撞海岸地区。

2）扇三角洲向陆一侧的边缘可能是断层，陆上扇沉积物不整合地覆盖在基岩之上。

3）沉积物几何形态为扇形或粗碎屑的棱柱体，其厚度从山前到过渡带是增厚的。

4）矿物和结构成熟度低，反映了它紧邻基岩物源区。

5）沉积层序向上变粗，砾石百分比和最大碎屑的粒级向上增大，泥质含量向上减小。

6）扇三角洲陆上部分基本上是冲积扇，可用冲积扇的模式进行对照。

7）向陆架进积的扇三角洲发育充分，自陆上扇向水下扇方向由水平层状粗砾和砂变为交错层砂。

8）陆上扇的指相特征表明该带沉积物来自一个点物源。

9）陆上扇占优势的河流沉积物与过渡带（海岸带）占优势的海洋沉积物呈渐变和指状交错，可依据砾石特征区分河流和海滩沉积物。

10）过渡带沉积物侧向上渐变为并指状，交错于扇三角洲的水下沉积物。

11）扇三角洲中端和远端沉积物可上覆于海洋沉积物之上，也可能被海洋或非海洋沉积物覆盖，这取决于扇三角洲形成、终止时的构造背景。

12）扇三角洲沉积物的厚度取决于山前隆起、沉积物供给、盆地下沉的复杂相互作用；进入水下斜坡的扇三角洲厚度可能大于进入水下陆架的扇三角洲厚度。

四、辫状河三角洲沉积特征

辫状河三角洲是由辫状河体系（包括河流控制的潮湿气候冲积扇和冰水冲积扇）前积到停滞水体中形成的富含砂和砾石的三角洲。

辫状河三角洲通常是由湍急洪水控制，常为季节性的沉积作用产生。辫状河三角洲具有限定性河口。辫状河流虽是季节性的，但存在着与湖泊或海洋能量相互作用的重要时期。前人曾将辫状河三角洲归属于扇三角洲，现已把它从扇三角洲中分了出来（如图 20－6 所示）。辫状河三角洲可细分为三个次级单元，即辫状河三角洲平原、辫状河三角洲前缘和辫状河前三角洲。

1. 辫状河三角洲平原沉积特征

辫状河三角洲平原主要由众多的辫状河道或辫状河平原相所组成。辫状河道充填物为宽厚比高的、宽平板状的多侧向砂岩带。底部冲刷面具有比较平缓的特征，表现为低度的地形起伏。河道充填层序主要由砂岩组成，也常见砾岩。辫状河道的沉积单元包括成互层的横向砂坝或纵向砂坝或它们两者的透镜体，并掺夹有丰富的小到中等、从砂到泥充填的冲蚀槽。其详细的内部结构是复杂的，但多个沉积单元完整叠合起来就会产生广泛分布、均一组成的厚单元（如图 20－18 所示）。与冲积扇相比，辫状河沉积物以河流体系的高河道化，更深、更持续的水流和很好的侧向连续性为特征。

(1) 辫状河道沉积

以河道砂坝侧向迁移加积而形成的沉积物为主，亦见部分废弃河道充填沉积。河道砂坝岩性较粗，为砾岩、含砾砂岩及砂岩，它们组成若干个向上变细的透镜体并相互叠置而成，单个透镜体最大厚度从 0.2～5m 不等，横向延伸数米即变薄尖灭，侧积交错层及冲刷面构造发育，见平行层理，大、中型板状—槽状交错层理。

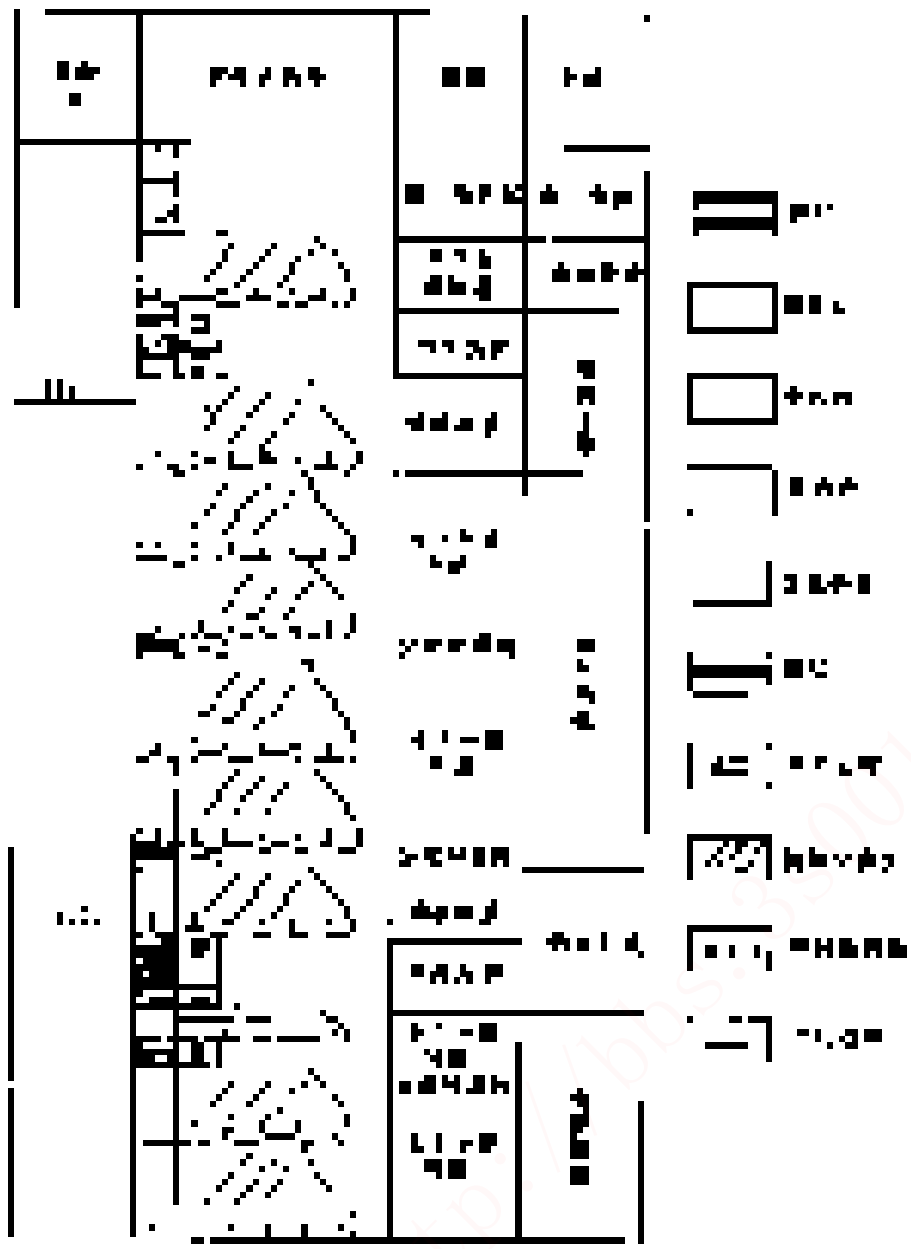


图 20－18　塔里木盆地草 2 井侏罗系辫状河三角洲沉积序列

（据高振中，1996）

(2) 废弃河道充填沉积

其沉积体往往呈下凸上平的透镜状，岩层向两端收敛变薄、尖灭。充填沉积物从下向上粒度明显变细，往往从砾岩（河道滞留沉积）逐渐变为砂岩、粉砂岩和泥岩。底部见起伏不大的冲刷面。向上层理规模从大、中型交错层理、平行层理到小型交错层理，顶部为水平层理，层内还可见到充填沉积过程中形成的滑塌构造。岩性及沉积构造特征反映了水道充填沉积过程中，水动力逐渐减弱的过程。

(3) 越岸沉积

洪水期，水体漫越河道，在河道两侧形成一些积水洼地，其内部接受细粒物质的沉积，岩性为粉砂岩、泥岩。部分洪水期越岸形成的积水洼地可逐渐被植被覆盖，发展为沼泽环境，沉积碳质页岩，并形成具有一定开采价值的煤层。这种环境下形成的煤层厚度变化大，分布不稳定，多呈透镜状展布（或藕节状断续出现），且先期形成的煤层一般会受到河道迁移的破坏，使其分布更加不规则。局部越岸沼泽中含有暂时性小水道砂岩透镜体。

2. 辫状河三角洲前缘沉积特征

辫状河三角洲前缘像正常三角洲一样，常具有限定性的河口砂坝。它由水下分流河道沉积、分流河道间沉积、河口砂坝及远砂坝组成，其中水下分流河道特别活跃，其沉积物在前

缘亚相中往往占总量的 90％以上，如库车河地区下侏罗统阿合组。

(1) 水下分流河道沉积

水下分流河道是平原亚相中辫状河道入湖后在水下的延续部分，其沉积特征类似于辫状河道砂体，沉积物粒较粗，由砂砾岩组成，砂砾岩中泥质杂基含量极少，多在 5％以下，呈颗粒支撑。砂体总体呈层状，分布稳定，但内部往往由若干个下粗上细的砂岩透镜体相互叠置而成，单个透镜体从下向上为细砾岩—含砾中、粗粒砂岩—中砂岩，局部层序上部见细砂岩，层序的主体为中、粗粒砂岩；单一透镜体的最大厚度一般为 0.5～2m，少数可达 5m，横向延伸数米即变薄尖灭。由于河道的频繁迁移，砂体中侧积交错层极发育，为其主要的沉积构造类型。此外，冲刷面构造、平行层理及大、中型交错层理亦常见。

(2) 分流河道间沉积

分流河道间沉积岩性较细，常为粉砂岩与泥岩，颜色较深，为灰色及灰绿色。因水下分流河道特别活跃，迁移频繁，河道间沉积物往往遭到侵蚀破坏，多以大小不等的透镜状形式出现在河道砂体中。

(3) 河口砂坝

河口砂坝位于水下分流河道的前缘及侧缘。岩性为中、细粒砂岩，局部为含砾砂岩，从下向上多显示由细变粗的层序，见平行层理及中型交错层理。

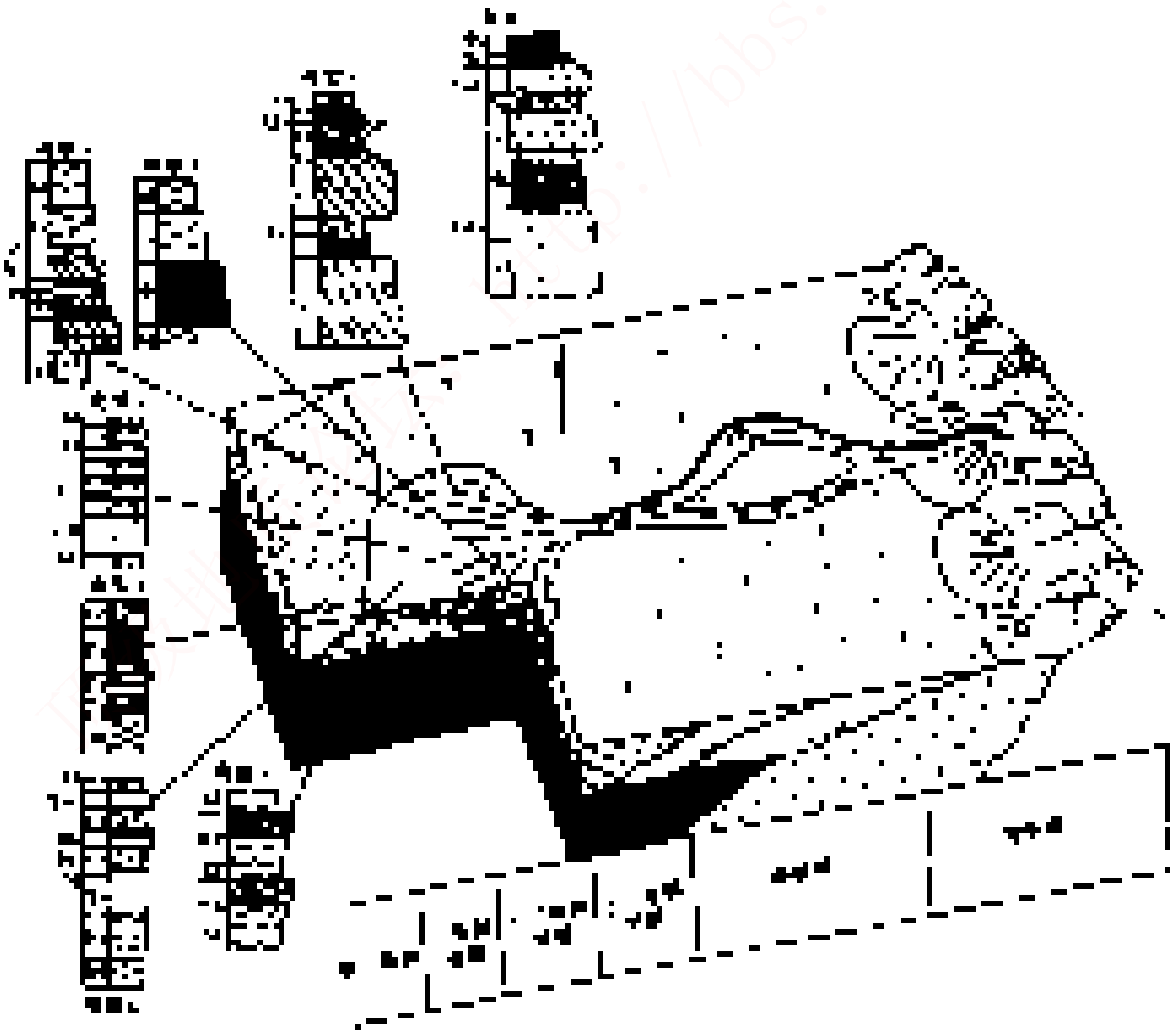


图 20－19　内蒙古元子沟辫状河三角洲沉积模式

(据于兴河，1995)

(4) 远砂坝

远砂坝为辫状河三角洲前缘末端沉积，由粉砂岩和细砂岩组成，横向延伸远，分布范围广，但纵向上相带窄，厚度薄，内部见小砂纹层理，往往同前三角洲泥质沉积物呈薄互层状频繁交互。

3. 辫状河前三角洲沉积特征

与各类三角洲的前三角洲亚相相似，均以泥质沉积物为主。然而，由于辫状河三角洲(也包括扇三角洲) 前缘亚相沉积物堆积迅速，沉积体不稳定，很易形成重力流沿前缘斜坡运动到前三角洲泥质沉积物中堆积下来，常见的有碎屑流、液化流及浊流沉积，如库车拗陷卡普沙良地区的下侏罗统阳霞组前辫状河三角洲深灰色页岩中夹碎屑流和液化流沉积。

碎屑流沉积为厚数厘米的砂质砾岩、含砾泥岩及泥质砾岩，最大砾石在 30 mm 以下，具微弱的逆粒序，大的砾石可在层面上出现，底部见冲刷面。岩石中泥质基质含量高，皆为杂基支撑。由于辫状河三角洲前缘沉积物快速堆积，沉积物很不稳定，沉积物在重力作用下沿前缘斜坡向下运动。运动过程中会把前缘砂砾与前三角洲泥混合起来，形成厚度较薄的碎屑流沉积。

湖泊辫状河三角洲沉积特征基本介于扇三角洲与正常三角洲之间，在前三角洲中可以发育重力流沉积。辫状河三角洲沉积层序中发育块状砾岩相 (Gm)、块状砂岩相 (Sm)、平行层理砂岩相 (Sh)、波状、断续波状交错层理粉细砂岩相 (Fr)、块状粉砂岩相 (Fm)，而叠瓦状砾岩相 (Gi)、板状交错层理砂砾岩相 (Sp) 和槽状交错层理砂岩相 (St) 不太发育。平原地区以下粗上细正韵律沉积为主，前缘地区多发育下细上粗的反韵律 (如图 20－19 所示)。

第三节　古代三角洲沉积鉴别标志及其与油气关系

一、三角洲鉴别标志

1. 岩石类型单一

三角洲沉积以砂岩、粉砂岩、粘土岩为主，在三角洲平原沉积中常见有暗色有机质沉积，如泥炭或薄煤层等。无或极少砾岩和化学岩，这是与河流相和湖泊相区别之一。碎屑岩的成分成熟度和结构成熟度比河流相高。

2. 粒度分布特征

由陆、向海方向，三角洲砂岩中的碎屑粒度和分选有变细、变好的总趋势。在 C— M 图上，三角洲前缘具有 QR 和 RS 段，其中以 RS 段最发育，反映以悬浮搬运为主，滚动搬运较少。在概率图上，远砂坝沉积的粒度分布主要由细粒的单一悬浮总体组成；河口砂坝沉积发育粒度过渡带，其中以跳跃总体力主，其粒度区间为 (2～3.5) ，分选好 (如图 20－20 所示)，反映水流作用不很强，而且有一定的波浪改造作用。

3. 多种沉积构造

层理类型复杂多样，河流中沉积作用和海洋波浪、潮汐作用形成的各种构造同时发育。如砂岩和粉砂岩中见流水波痕、浪成波痕、板状和槽状交错层理，泥岩中发育水平层理。此外还发育有波状层理、透镜状层理、包卷层理、冲刷—充填构造、变形构造、生物扰动构造等。

4. 生物化石混生

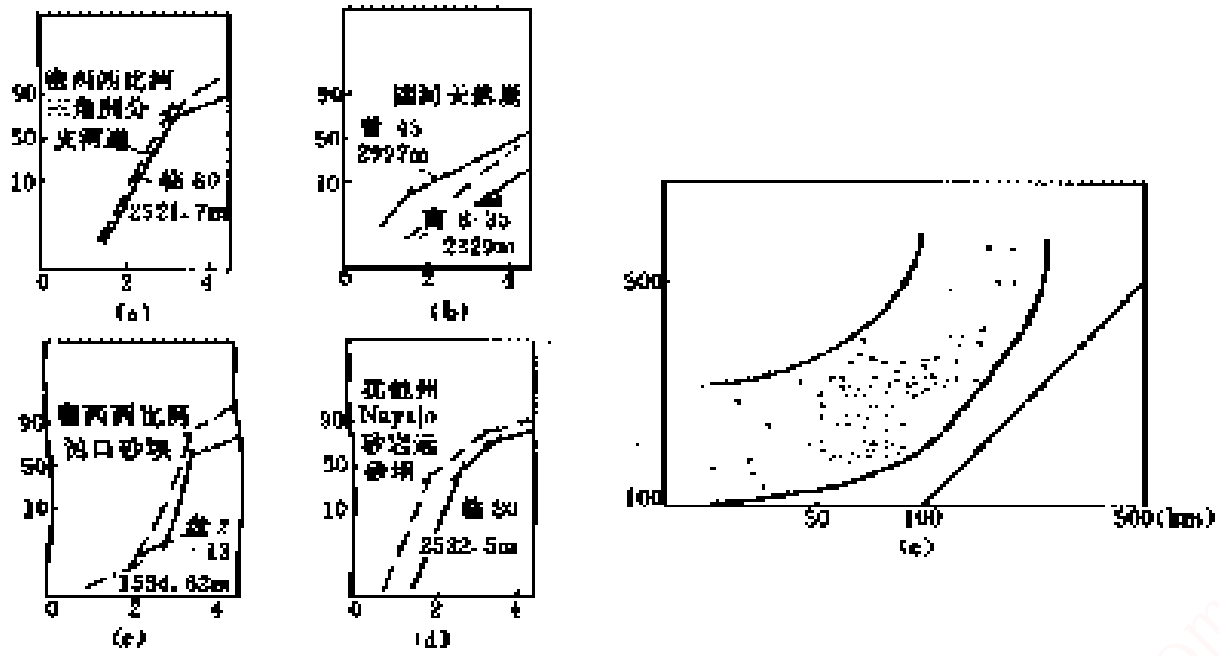


图 20－20　惠民凹陷三角洲沉积粒度特征

(据朱筱敏，1995)

海生和陆生生物化石的混生现象是三角洲沉积的又一重要特征，这表明三角洲形成时正常盐度、半咸水和淡水环境皆有发育。但在三角洲形成过程中，由于咸水、淡水混合，盐度变化大，水体混浊度高，狭盐性生物不易生长繁殖，因此能堆积埋藏并保存为化石的原地生长的生物主要为广盐性生物，如瓣鳃类、腹足类、介形虫等；异地搬运埋藏的主要为河流带来的陆生动植物碎片。在一个完整的三角洲垂向沉积层序中，海生生物化石多出现于层序的下部，向上逐渐减少，但陆生生物化石向上增多，甚至在顶部出现沼泽植物堆积而成的泥炭或煤层。

5. 反旋回沉积层序

三角洲沉积在垂向上出现下细上粗的反旋回层序。在层序顶部三角洲平原分支河道沉积为下粗上细的正旋回，它反映三角洲在横向上的相序递变，这与河流相沉积的间断性正旋回有显著的不同 (如图 20－12、图 20－14 所示)。

6. 朵状砂体形态

砂体形态在平面上呈朵状或指状，垂直或斜交海岸分布，剖面上呈发散的扫帚状，向前三角洲方向插入泥质沉积之中，与前三角洲泥呈齿状交叉。建设性三角洲汊河口常发育“指状砂坝”，其延长方向与岸线垂直；高破坏性三角洲的边缘则发育与岸线平行的砂坝或砂堤(如图 20－7、图 20－8、图 20－13、图 20－15 所示)。

二、三角洲相与油气的关系

在三角洲相中，前三角洲亚相是具有良好生油条件的相带。因为前三角洲以粘土岩沉积为主，厚度大，分布广，堆积速度快，富含河流带来的和原地堆积的有机质，加之水体较安静，埋藏速度快，有利于有机质的富存。如我国长江三角洲的前三角洲粘土沉积物，有机质含量可达 1％～1.5％。

三角洲前缘亚相分布有河口砂坝、远砂坝和席状砂体，砂质纯净，分选好，具有良好的储油物性，加上地处三角洲前缘，与有利于生油的前三角洲亚相紧密相邻，对油气的聚集处于“近水楼台”的优越地位，因此是储集条件有利的相带。

在海进过程中形成的破坏相海进砂层具有较好的储集条件，而超覆在三角洲砂体之上的

破坏相粘土岩，可作为区域性良好盖层。三角洲向海推进时形成的陆上平原沼泽沉积也可作为良好的盖层。

三角洲前缘出现向海的自然倾斜，因堆积速度快，沉积厚，易产生重力滑动，常形成走向大致平行海岸的同生沉积断层。在断层下盘常伴生有长轴平行于断层走向的狭长“滚动背斜”，它提供了油气聚集的有利条件。如非洲尼日尔河三角洲中已发现的许多油田，大都属于滚动背斜类型。

三角洲沉积物的性质常有很大差异，在压力不均衡条件下，具可塑性、易流动的沉积体，如盐岩等可沿上覆岩层的低压区移动，并刺穿上覆岩层，形成刺穿盐丘构造，这是三角洲沉积中常见的现象。盐丘构造可形成多种圈闭类型，是油气聚集的良好场所。如墨西哥湾三角洲沉积发育有 400 多个盐丘构造，其中有 280 个是产油气的。

三角洲沉积还可形成岩性圈闭、地层圈闭，亦能提供油气聚集的条件。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

第二十一章　障壁岛、　湖、潮坪和河口湾相

第一节　沉积环境和沉积作用

一、沉积环境

障壁岛、瞴湖、潮坪、河口湾相位于海陆过渡区，与三角洲一样，同属于海陆过渡相组(如图 21－1 所示)。它们是一个综合的沉积体系，其关键环境是障壁岛。障壁岛是指“海浪造成的长而低的、狭窄的沙岛”。这个定义的实质是障壁岛综合沉积体系中有三种主要沉积环境，即潮下到露出水面的堡堤海滩、堡后区域或潮下—潮间瞴湖、潮下—潮间三角洲和进潮口—潮道体系（如图 21－1 所示)。堡岛体系平面延伸范围及其产状都取决于潮差以及潮流作用与海浪作用的相对重要性。它一般呈长条状或岸状平行岸线延伸，长达几千米至几百千米，宽数百米至数千米。堡岛体系可发育于不同的背景和岸后中，当今世界岸线的 10％～13％处存在堡岛体系。堡岛体系的成因一般认为有三种：

1）海底砂洲向上堆积。

2）沙嘴平行海岸向前推进并被潮口截成几段。

3）沿岸海滩沙脊的沉没。

实际上，堡岛体系常常是综合成因的。有利于堡岛体系形成的条件有：

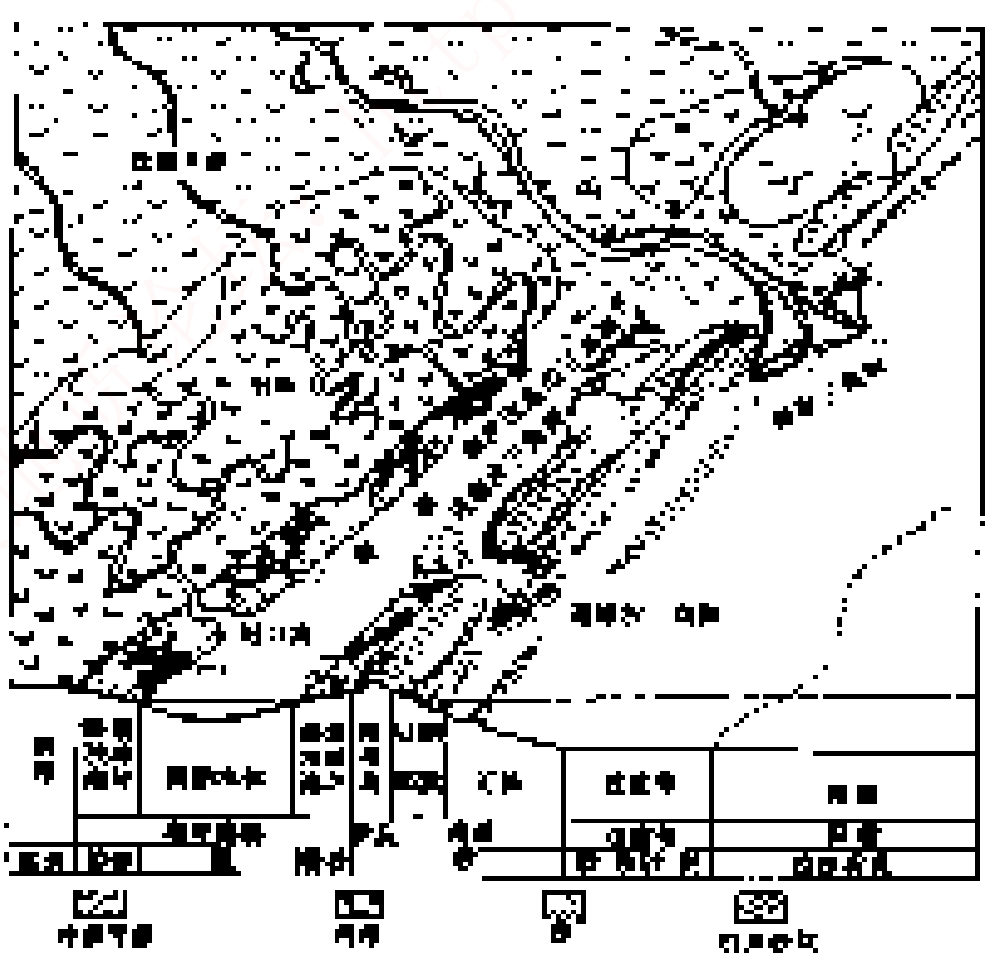


图 21－1　障壁岛沉积体系立体模式

1）滨岸有稳定的砂供给，这些砂可由河流直接带入或由沿岸迁移作用带来。

2）以低—中或高的波浪能量为特征的水动力条件，但是潮差不能太小，以小、中潮差为宜。小潮差（小于 2m）堡岛体系呈线条状，发育大范围的风暴海浪漫溢冲积洲；中潮差(2～4m）堡岛体系短矮，其特点是具有大的进潮口和潮汐三角洲。

3）中等稳定的、低坡度的海岸平原。

二、沉积作用

障壁型海岸的海水处于局限流通状态，水动力作用方式也比较特殊，例如波浪作用弱、潮汐作用较强。另外，水动力能量也不高，水的盐度也不正常，可以是咸水，也可以是淡水。导致这种海水局限流通的主要原因是障壁岛的存在。此外，若是延伸很远的极浅水平缓陆棚，尽管没有障壁岛的存在，也可以造成海水局限流通的潮坪沉积。

有障壁海岸地带的重要水动力是潮汐作用。潮汐作用主要表现为海面升降的垂向运动，潮汐的强度可根据潮差大小来衡量。潮差分为小潮差（小于 2m)，中潮差（2～4m）和大潮差（大于 4m)。新月和满月时潮差最大，而当月球和太阳与地球三者成直角关系时，潮差最小。潮汐流是波动变化的，在高水位和低水位时无潮流；涨潮时从低水位往上升，流速逐渐增大，到最大值后又逐渐减小，到达高水位时，流速等于零；落潮时水面从高水位往下降，流速又逐渐增大，到最大值后又逐渐减小，到低水位时，流速等于零。由于潮流强度变化很快，方向也有变化，故床沙形体的类型也不断变化，所有床沙形体都是最大潮流时的产物，并受到潮流减速的影响。

障壁岛复合沉积体系的沉积作用主要依赖于不同沉积环境的水动力作用方式。在障壁岛向陆一侧的瞴湖地区，受涨潮和退潮作用影响，沉积作用主要发生在潮下带和潮间带。障壁岛常被潮水切割成数段，在进潮和退潮口处，发生侧向加积作用，形成涨潮及退潮三角洲。障壁岛向海一侧，主要受广海波浪的冲刷作用，形成前滨和临滨沉积。障壁岛自身由于出露水面，常受到风的改造，形成风成砂丘沉积（如图 21－1 所示)。

第二节 障壁岛、瞴湖、潮坪和河口湾沉积模式

一、障壁岛沉积特征

障壁岛海滩体系沉积亚环境有临滨、前滨、后滨砂丘以及越过障壁岛的漫冲积坪（如图 21－2 所示)。临滨下部由非常细粒的砂、粉砂组成，面状的纹层常被生物扰动破坏；临滨中部由较纯净的中细砂及介壳组成，发育低角度楔状和槽状交错层理。前滨由冲洗干净的、分选良好的砂砾岩构成，发育冲洗层理。后滨砂丘沉积物多为细粒砂岩，发育风成的中小型槽状交错层理以及植物根构造。在障壁岛向瞴湖一侧，可存在由风暴浪越过障壁岛形成的漫冲积扇沉积物，它们由中细砂组成，发育前积斜层理和水平层理，并呈薄层舌状或席状延伸到瞴湖之中。障壁岛相岩体形态呈与海岸平行的狭长带状，笔直或微弯曲，甚至具有微弱分支。据现代障壁岛调查，其长度一般几千米至几十千米，宽数百米至数千米，厚数米至数十米，剖面上呈底平顶凸的透镜状。

当海平面相对稳定、沉积物连续供给并且下沉速度适当的时候，障壁岛向海方向推进(如图 21－2 所示)，形成下细上粗的反韵律沉积，沉积层理的规模向上增大，沉积厚度具有减小的趋势。

二、潮道和潮汐三角洲沉积特征

在障壁岛之间，潮道是联系障壁岛后瞴潮和海洋的通道，受垂直和斜交障壁岛的潮流作用影响，潮道和潮汐三角洲沉积物被形成（如图 21－1 所示)。涨潮三角洲和潮道沉积很少

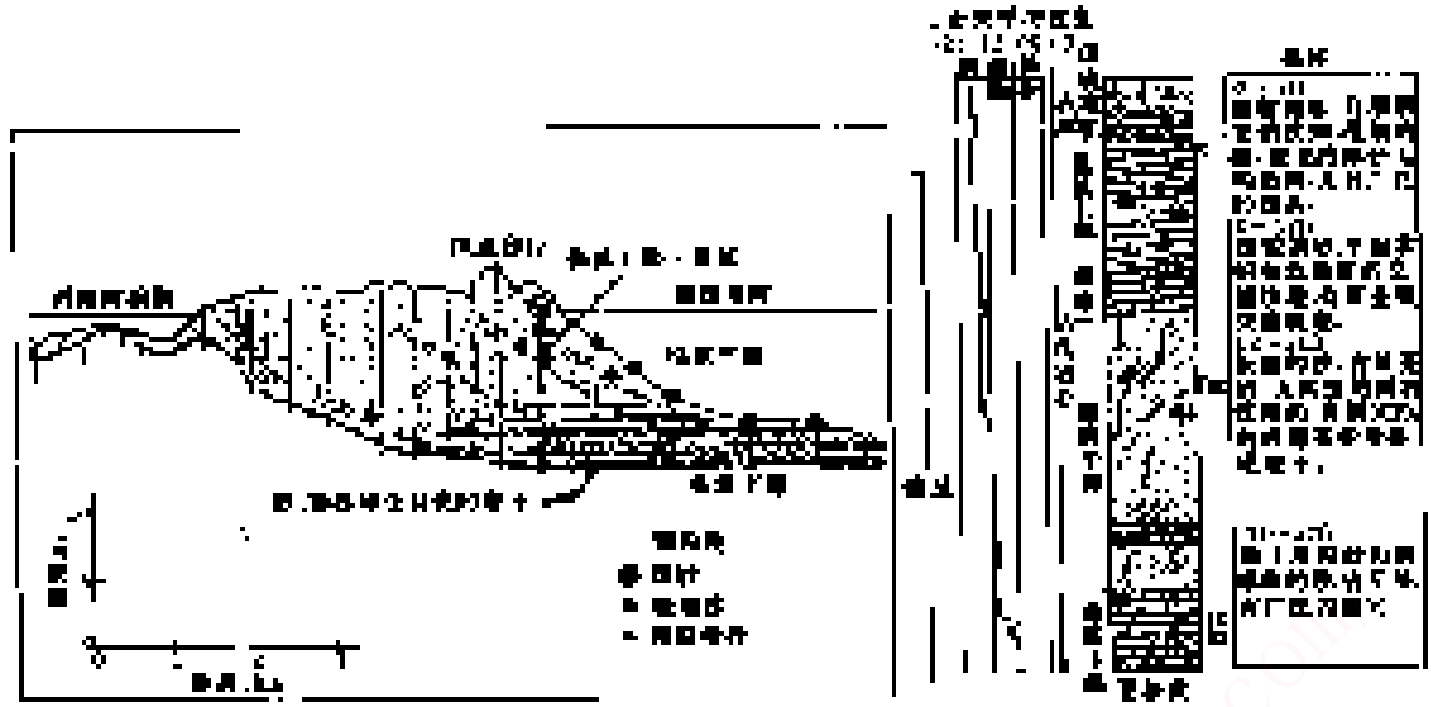


图 21－2　美国加尔沃顿岛横剖面和垂向序列

(据戴维斯，1971)

受海浪和风力的影响，退潮三角洲和潮道受沿岸流和海浪的影响。

1. 潮道

潮道沉积主要是由侧向迁移作用形成的（如图 21－3 所示)。进潮口迁移的方向和速度受沿岸沉积物补给量大小的控制。由于砂嘴在进潮口迁移上方一侧的堆积作用，从而使障壁岛横向延伸，同时潮道迁移的另一侧发生相应的侵蚀。潮道的沉积厚度若不受侵蚀破坏的话，将与进潮口的深度相等。

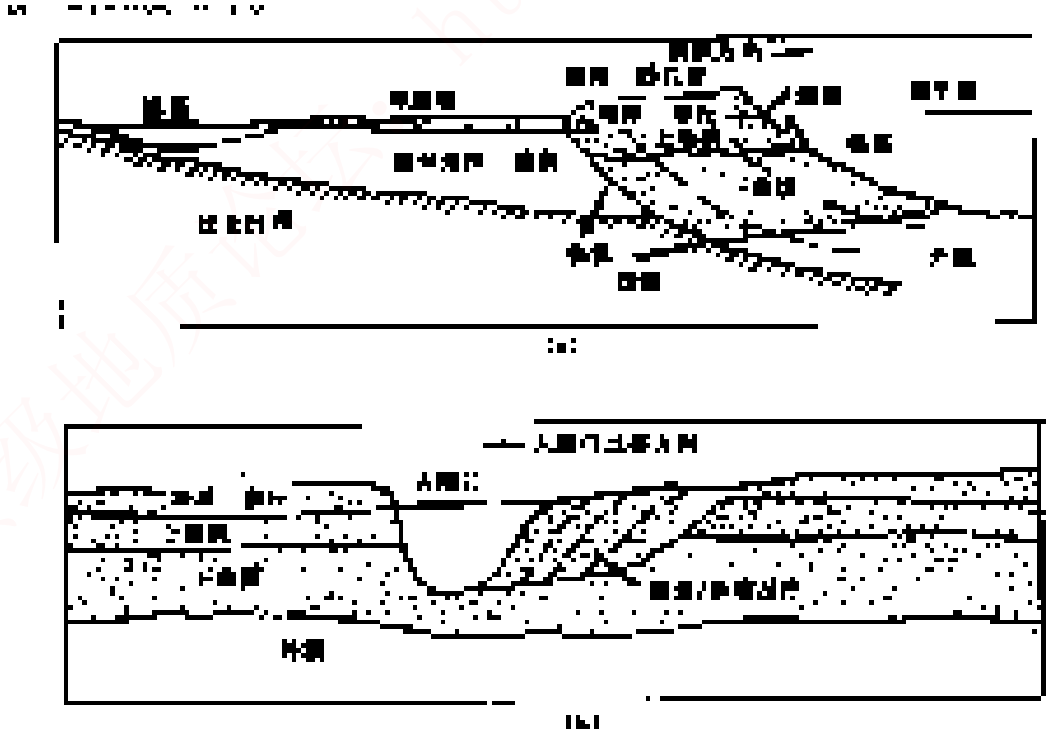


图 21－3　表示潮道侧向迁移的剖面图

(据麦克卡宾，1965)

(a) 垂交岸线剖面；(b) 平行岸线剖面

潮道迁移形成的潮道充填沉积物具有下列沉积特征：

1）以介壳沉积砾石组成的粗粒沉积物作为标志的侵蚀底面。

2）由双方向的大型平面状交错层理组成的深潮道和砾石沉积物，这种交错层向大海方向倾斜的略多，并且与中小型的槽状交错层间互。

3）由平行纹层和中小型双向槽状交错层组成的浅潮道沉积物。

4）粒度向上变细，交错层系厚度向上变薄（如图 21－4 所示）。一般认为，平面状交错层是在退潮为主的潮道水流作用下的砂波沉积，而槽状交错层则是潮流较强和水流方向交替变化情况下的波痕沉积。

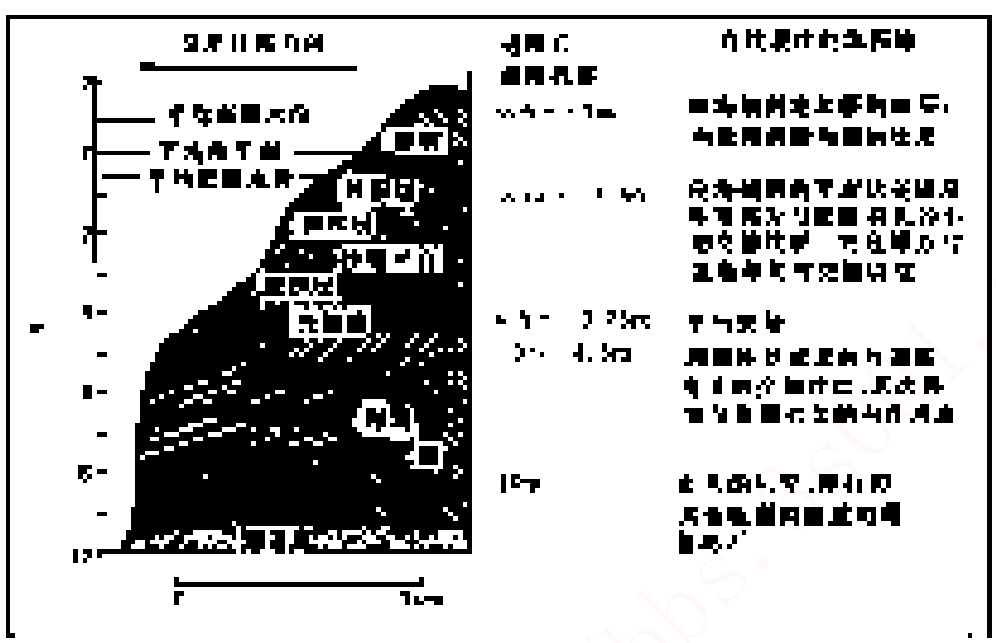


图 21－4　美国纽约长岛进潮口垂向沉积序列

（据库玛，1974）

2　潮汐三角洲

潮汐三角洲系潮流在潮道口侧方堆积形成的沉积体，它的形态是不太规则的，这主要取决于潮差、风浪强度和沉积物补给的情况，但像图 21－1 所描绘的基本地貌形式是清楚的。潮汐三角洲可进一步细分为涨潮和退潮三角洲。退潮三角洲受波浪、潮流、沿岸流、沉积物供给等多种因素的综合影响，目前还难以用一个具体序列来描述它的特征。它与涨潮三角洲的主要区别是发育多方向的交错层。

涨潮三角洲以发育平面状交错层理和槽状交错层理为特征。它的沉积序列自下而上是：

1）底部与涨潮有关的平面状交错层。

2）成互层的、面向大海的槽状交错层和面向陆地的平面状交错层，代表了退潮屏障发育之前的沉积作用。

3）交错层系厚度向上变小，序列的厚度大约为 10 m。

上述可见，涨潮三角洲与潮道充填沉积物的垂向序列具有一定的相似性，这对识别古代涨潮三角洲和潮道沉积砂体带来了困难。为此，应重点考虑它们的几何形态以及它们与周围岩相的地层关系。

三、　湖沉积特征

瞴湖是为海岸所限制、被障壁岛所遮拦的浅水盆地。它以潮道与广海相通或与广海呈半隔绝状态。现今海岸的 13％属于障壁型海岸，在障壁岛的背后一般均有瞴湖。

瞴湖中波浪作用较弱，其环境相应地变得安静、低能，沉积物以细粒陆源物质和化学沉积物质为主。障壁岛的遮拦、瞴湖水体的蒸发、淡水的注入等，都将使瞴湖的含盐度高于或

低于正常海水，这是暗湖环境的一个重要特点。盐度的变化引起了生物群的变异，与正常盐度的海洋相比，暗湖中生物群的种属和数量都急剧减少，且个体小、壳变薄，以广盐性生物最发育，这是暗湖环境的又一重要特点。

1. 淡化　湖相

在潮湿气候区，注入暗湖的淡水（河流注入或大气降水）大大超过蒸发量，暗湖水面就变得比海水平面高，引起暗湖上部水体经入潮（出潮）口进入海洋。如此长期外流，暗湖水体又不断有淡水补给，逐渐发生淡化作用，形成淡化暗湖。

淡化作用从表层开始，逐渐向深处发展。当暗湖水体较浅时，可以发生完全淡化。当暗湖深度和入潮口深度较大时，淡化作用发展到一定深度，海洋与暗湖中的水体因密度的差异产生从海洋向暗湖的反向底流，从而使底部保持密度较大的咸水。

暗湖水体淡化发育到一定程度，出现上部水体轻而淡，下部水体重而咸的双层结构，致使水体的垂向循环减弱以至停止，下部逐渐缺氧，厌氧细菌大量繁殖并使硫酸盐还原而产生 H_2S，使下部形成还原环境。

淡化暗湖相的沉积特征可归纳为以下几点。

(1) 岩石类型

以钙质粉砂岩、粉砂质粘土岩、粘土岩为主。粗碎屑岩极少见，仅在较大暗湖中呈夹层出现，多是由强烈风暴带入暗湖的砂质沉积而成。可见方解石、铁锰结核、二氧化硅沉积矿物。当暗湖底部出现还原环境时，可形成黄铁矿、菱铁矿等自生矿物。岩石常因分散状黄铁矿的浸染而呈现暗色或黑色。暗湖若为碳酸盐沉积时，则以泥晶、微晶石灰岩及白云岩、含泥石灰岩为主，高能环境下形成的颗粒石灰岩较少见。

(2) 沉积构造

因暗湖是安静的低能环境，故交错层理一般不发育。若有波浪作用，可发育缓波状层理、水平波状层理及对称或不对称波痕，虫孔少见，偶见干裂。

(3) 生物化石

与海相相比，生物化石种类单调，适应淡化水体的广盐性生物，如腹足类、瓣鳃类、苔藓类、藻类等数量大为增多。正常海相生物在淡化暗湖中常发生畸变，如出现个体变小、壳体变薄、具特殊纹饰等反常现象。当暗湖底部有 H_2S 存在时，往往使生物群绝迹；特别是当大的底栖生物全部灭绝时，则可作为古代暗湖被 H_2S 污染的有力证据。

滨海平原区的淡化暗湖，在潮湿多雨的气候条件下，因河流的注入、沉积物的淤积、植物的繁殖而逐渐沼泽化，形成沼泽化暗湖。它是暗湖向沼泽演化的过渡类型，也有人称之为“滨海沼泽”。其沉积特征与淡化暗湖基本相同，所不同者是它常含有煤层，可形成储量巨大的近海煤田，如我国河北峰峰煤田及山西太原煤田均属此类。

2. 咸化　湖相

在炎热干旱的气候条件下，暗湖缺乏大量淡水注入，水体的蒸发量大大超过注入量，使暗湖水面低于海洋水面，海水不断向暗湖流动，并不断蒸发和浓缩，含盐度逐渐提高而变成咸化暗湖。

暗湖水的咸化首先从表层开始。表层水因蒸发量大而浓缩咸化，密度逐渐增大。由于白天温度高、蒸发量大，可在表面保持较浓的咸水；到夜晚，尤其在冬季的夜晚，温度下降，盐度高的表层水因密度大而下沉至底部，盐度低而密度小的水上升至表层。如此天长日久，就形成了上部水体咸而重、下部水体更咸、更重的双层结构。暗湖水体的垂向循环也因此而

减弱以至终止，造成底部的缺氧条件，厌氧细菌分解硫酸盐而产生 H_2S，形成还原环境。在入潮口深度较大的情况下，也可产生暗湖下部重而咸的水体向海洋流动的反向底流。

咸化暗湖相的沉积特征可归纳为以下几点。

(1) 岩石类型

岩石类型以粉砂岩、粉砂质泥岩为主，并可夹有盐渍化和石膏化的砂质粘土岩，几乎无粗碎屑岩沉积，可出现石膏、盐岩夹层。膏盐类沉积是咸化暗湖的重要特征之一。暗湖若为清水沉积时，则主要是石灰岩、白云岩，并夹石膏及盐岩层，可出现大青石、硬石膏、黄铁矿等自生矿物。

(2) 沉积构造

暗湖环境安静，一般多出现水平层理及塑性变形层理，斜层理不发育。盐类沉积中可见周期性溶解作用所引起的“冲刷面”，可见盐类假晶及泥裂。

(3) 生物化石

生物种属单调，以广盐性生物最发育，特别是腹足类、瓣鳃类、介形虫等，数量大为增加。适应正常盐度的生物，如珊瑚、棘皮类、头足类、大多数腕足类、苔藓虫等全部绝迹。当盐度增高至一定限度时（一般不超过 5％～5.5％），大部分生物即行灭绝。

四、潮坪沉积特征

潮坪又称为潮滩，发育在波浪能量低的、具明显潮汐周期（大中潮差）的平缓倾斜的海岸地区，或形成于沿岸海岸、暗湖、河口湾和受潮汐影响的三角洲沉积地区。一般来说，潮坪是由被潮道和潮沟所切割的平原组成的。它可分为潮上带、潮间带和潮下带。然而构成潮坪的主要部分是潮间带，也称为潮间坪。因为潮坪区地形坡度极为平缓，潮坪上潮汐水位升降的幅度（即潮差）一般为 2～3m，最大可达 10～15m，故在平面上可出现相当宽阔的潮间带。如德国北海潮坪的潮差为 2.4～4m，其潮间带可达 7km。在潮间坪的高潮线附近，是一个低能环境，以泥质沉积为主，称为“泥坪”或“高潮坪”；低潮线附近能量高，以砂质沉积为主，称为“砂坪”或“低潮坪”；两者之间的过渡地带，能量中等，具砂泥质沉积，称为“混合坪”或“中潮坪”。潮坪的潮上部分称为潮上坪，可发育沼泽和盐坪。潮坪的潮下部分主要被潮汐水道、水下砂坝和砂滩所占据。潮坪上由于潮汐水位的升降而形成潮流。潮流的运动和冲刷使潮坪出现大量的潮渠和潮沟，它们向陆地出现分叉，形若树枝状。潮流的流速一般为 30～50cm/s，在潮渠或潮汐水道内流速可达 1.5m/s，这是潮坪环境中能量最高的地区。潮流的运动和冲刷作用是潮坪上层理、波痕等各种沉积构造形成的重要原因。

潮坪沉积也可分为浑水和清水两种沉积类型。前者以陆源碎屑沉积为主，后者以碳酸盐沉积为主（将在碳酸盐沉积相中介绍）。

1. 沉积特征

(1) 岩石类型

浑水潮坪以粘土岩、粉砂岩、细砂岩为主，砾岩极少见。在平面上，由海向陆，沉积物粒度呈由粗变细的带状分布。在潮下带的潮汐通道内，因潮流作用强、能量高，沉积物以砂为主，形成水下砂坝、砂滩，并常富含生物介壳和泥砾。潮间坪上，从海向陆，由较纯的砂质沉积过渡为泥质沉积(如图21－5所示)，从而形成了砂坪、砂泥混合坪和泥坪。潮上坪若发育有沼泽，可有泥炭沉积；干旱气候带的潮上坪可形成盐沼、盐坪，有石膏等蒸发盐类沉积。潮坪沉积的这种平面分布特点，有助于把潮坪沉积与湖泊及正常海相沉积区分开来。

(2) 沉积构造

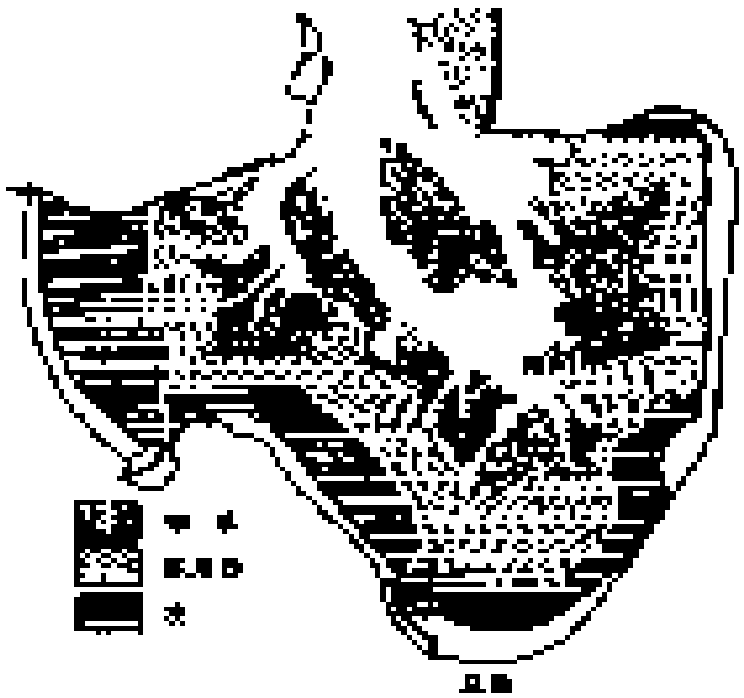


图 21－5　德国北海亚德湾潮间坪沉积物平面分布
(据加多,1970)

层理类型多样，泥坪上多见水平纹层或水平波状纹层；混合坪上多具有脉状、波状、透镜状层理，系由涨落潮时形成的砂波与平潮期的泥质沉积组合而成；砂坪上常出现由多次涨潮造成的羽状或人字形的双向形态的交错层理，这是潮坪沉积的重要标志之一；在潮下带的潮汐通浮道内可见大型流水交错层理、羽状交错层理等。

在潮坪上，尤其在砂坪和混合坪上常出现流水波痕和浪成波痕，以及由水流和波浪同时或先后作用而成的叠加类型的波痕。泥坪和混合坪可发育有透镜状层理、压扁层理、干裂、雨痕、冰雹痕、鸟眼、泥皮、足迹、爬痕、虫孔等。干燥气候条件下的泥坪上可见石膏及盐类晶体。

再作用面也是潮坪沉积的重要沉积构造标志，尽管它也可出现于非潮汐环境，但仍是潮汐环境较为特征的构造标志。

(3) 粒度特征

潮坪沉积物粒度偏细、分选较好。砂坪沉积的粒度概率图很特征，多由高含量的跳跃和悬次总体组成。跳跃和悬浮次总体之间的截点偏细，曲线斜率高，两个次总体之间没有混合现象。这都是由于潮坪环境能量低、水介质的流动与停滞状况周期性交替的结果。

(4) 生物化石

潮坪生物群以种类少而数量多、海相和陆相混生为特征，而且半咸水生物或广盐性生物大量发育，分异度低。潮上坪常被植物所覆盖，藻类生物较发育，如藻叠层及藻席等。潮间泥坪（高潮坪）上生物较多，扰动现象强烈；混合坪（中潮坪）上较少；砂坪（低潮坪）上更少，偶尔可见生物粪粒聚集成层。

2 沉积层序

潮坪沉积可发育海退型的进积层序和海进型的退积层序。但古代潮坪沉积以海退型进积层序最为常见，在垂向剖面上呈现与河流沉积相类似的下粗上细沉积层序。与河流相垂向层序所不同，潮坪层序结构中发育潮汐层理、羽状层理、再作用面、暴露标志、海陆相化石混生等（如图 21－6 所示）。

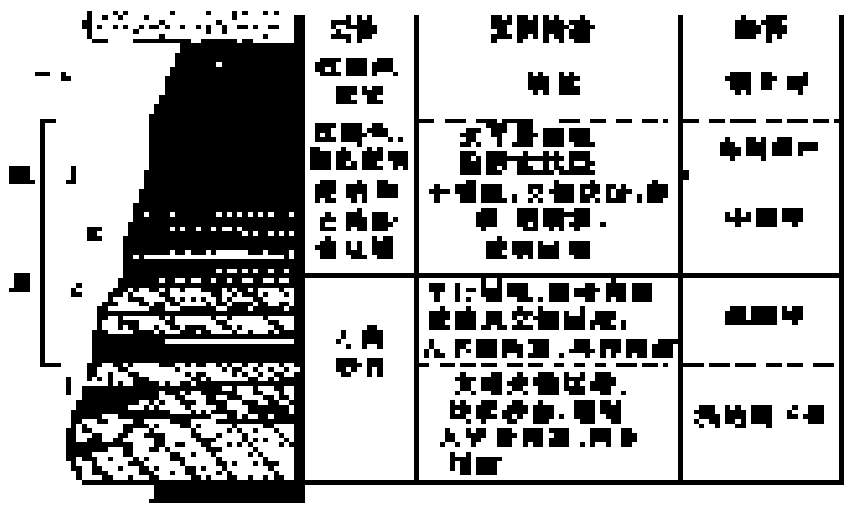


图 21－6　潮坪沉积的理想层序
(据坦卡德，1977)

潮坪沉积中还发育两种特殊的 B—C 层序，它是克莱因（Klein，1970）在研究苏格兰艾莱前寒武系达拉丁统细粒石英砂岩层的潮汐沉积时提出的（如图

21－7 所示)。层序的 A 段为潮下沉积的块状砂岩，B 段和 C 段为低潮坪沉积。B 段是高水位时的大波痕迁移而成，为中—大型的板状交错层理或羽状（人字型）交错层理；C 段为波痕层理砂岩，它是在落潮水位下降、沉积物出露水面时，大波痕的波谷积水并沿表面顺坡流动产生的小波痕发生迁移而成。C 段覆于 B 段之上，两者的纹层倾向彼此垂直或斜交，这种组合关系称为 B—C 层序。D 段是平潮期泥质悬浮物沉降于 A 段或 C 段顶部的泥质薄层，构成所谓的 A—D 或 C—D 层序，它反映了潮流期和平潮期的交替。E 段为复合层理的粉砂岩和泥岩，属于高潮坪（泥坪）沉积。

五、河口湾沉积特征

1. 环境特征

河口湾发育于潮汐作用强烈的海岸河口地区。当海水大规模入侵时，海岸下沉，河流下游的河谷将沉溺于海平面之下，海岸河口区形成了向海扩展的漏斗状或喇叭状的狭长海湾，就称为河口湾或三角港（如图 21－8 所示)。

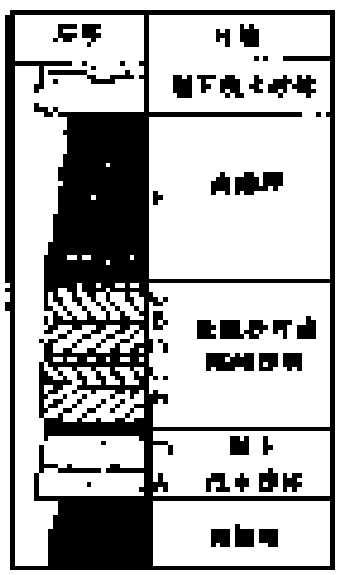


图 21－7　苏格兰艾莱前寒武系达拉丁统下细粒石英砂岩层的潮汐沉积层序
（据克莱因，1970)

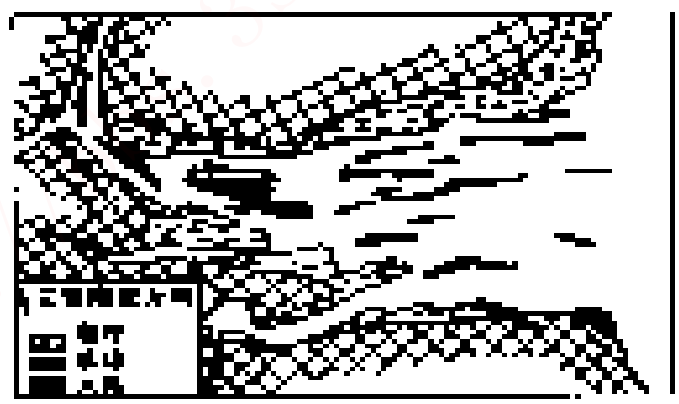


图 21－8　河口湾地貌和潮汐砂脊分布特征
（据海斯，1976)

河口湾的发育与潮汐作用、河流作用的强弱有密切关系。在强潮汐河口区，其潮差一般大于 4m，如果河流规模小，泥砂供应不足，此时潮汐作用远大于河流作用，有利于河口湾的形成。如我国的钱塘江口属于强潮汐河口，因此而发育为典型的河口湾。中等潮汐河口，其潮差为 2～4m，如长江口。弱潮汐河口，其潮差小于 2m，如珠江口。两者的河流作用大于潮汐作用，则不形成河口湾而发育成为三角洲。

河口湾地区是河流水流与潮汐水流强烈交锋和汇合处。由于河水和海水的密度不同，密度大的海水沿底部侵入河口，致使上、下两层的水流方向相反。河流和潮汐的流量关系决定了水体的分层和混合特性。潮汐作用弱、河流流量占优势时，低密度的淡水位于盐水楔之上，水体呈明显的层状，随着潮汐作用逐渐增强和河流流量减弱，咸淡水垂向的梯度变化逐渐减小，直至最后完全混合而呈现均匀状态，使河口湾地区形成了海陆过渡、咸淡水混合的半咸水环境。

河口湾地区的潮流是往返的双向流。涨潮时，潮水顺河口溯河而上，形成河流壅水现象；退潮时，潮流强烈地冲刷河床，引起河口湾的加深和展宽，其结果更有利于潮汐、波浪

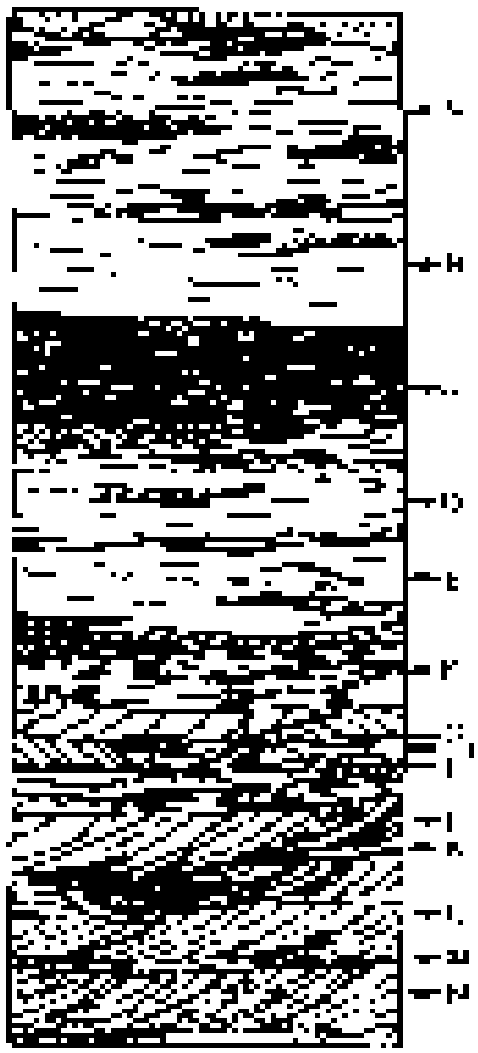


图 21－9　荷兰马斯河口湾沉积构造及沉积层序

（据范比克和科斯特，1972）

A—小型交错层理（偶含粉砂和粘土透镜体）；B—水平层理和单个脉状层理；C—透镜层理；D—水平波状层理；E—小型凹面向上泥岩透镜体，表示一种小型交错层理；F—小型双向层理；G—粘土和粉砂透镜体；H—大型双向交错层理；I—具有滞留沉积（砾石和贝壳碎屑）的侵蚀面；J—规则消顶前积层理；K—粘土透镜体和再沉积的泥炭层；L—泥炭层和特征的回流纹层互层；M—相对较厚的底积层；N—夹有砾石层的粗砂层，下部单元均为大型单向交错层理

大规模入侵，使河口湾两岸产生沉积物流，形成河口湾浅滩。由于科氏力的影响，河口地区涨落潮流的路线常常不一致，它们往往沿着相距很近但又分离的路线各自流动，故在涨落潮之间的河口区形成了顺流向展布的冲刷沟（涨、落潮河谷）和狭长形的线状潮汐砂脊（如图 21－8 所示）。较大规模的砂脊高达 10～22 m，宽 300 m，长达 2000 m 左右。

2. 沉积特征

(1) 岩性特征

岩性特征以分选、圆度较好的细砂和泥质沉积为主。砂、泥比例取决于潮汐和河流作用的强度以及泥砂的供应状况。在潮汐河口的砂质沉积物中常夹有泥质薄层。这种夹层是由于强潮流强烈扰动而呈悬浮状态搬运的沉积物，在高、低潮或平潮和停潮时期流速最小时发生沉积所致，它是判别潮汐河口环境沉积的重要标志之一。

(2) 沉积构造

河口湾沉积中常发育着各种复杂多样的层理构造。它既有潮汐环境中常见的透镜状层理、脉状层理、波状层理、羽状交错层理，也可见到因河流作用而形成的板状交错层理、槽状交错层理等。由于河口湾环境的水文状况复杂，常形成各种类型的波痕，如削顶的、修饰的、双脊的、单峰的、对称和不对称的、小型和巨型的波痕等。波痕的走向受到干扰的现象极为普遍。

生物扰动构造较为发育，由陆向海数量和类型增多，尤其在泥质沉积物中生物潜穴和寄居构造较为普遍。

(3) 生物化石

河口湾环境中以含有较多的受限制的或半咸水动物群为特征，常见的有介形虫、腹足类、瓣鳃类等广盐性生物。生物个体由陆向海变多变大，并可见树干和植物碎片等。

(4) 岩体形态

砂体长轴与河口湾轴向平行，且纵向延伸较远，宽度数十米至数百米。垂向剖面上出现细分层现象，并有旋回性。由于河口湾中河谷的多次迁移，可产生多层透镜状砂体，底界具明显的冲刷接触。

3. 沉积层序

河口湾充填沉积在垂向上为向上变细的沉积层序，如荷兰的马斯河口湾就发育了一套下粗上细的垂向层序（如图 21－9 所示）。层序的下部单元由大型单向交错层理组成，单个层系可达 1 m 厚，层理特征说明古流向是单向的。层序的中部单元由大型及小型双向交错层理构成，流向显双向性，显然在当时是受了潮汐流的影响；向上部层系厚度明显减小，表明了当时的流速明显减缓。上部单元发育了脉状、波状、透镜状层理及小型槽状交错层理。古代

河口湾相沉积在我国亦有报导，如我国四川峨眉山下三叠统嘉陵江组 1～2 段属于河口湾沉积。

第三节　古代障壁岛、瞴湖、潮坪和河口湾鉴别标志及其与油气关系

一、鉴别标志

障壁岛综合沉积体系由于包含多种沉积类型，所以必须从沉积相组合和沉积序列等方面来识别古代障壁岛、瞴湖、潮坪、河口湾等沉积环境。

1. 沉积相组合

瞴湖、障壁岛、潮坪相地处海陆过渡地带，平面上向海方向以障壁岛与滨岸相相衔接，向陆方向以瞴湖或潮坪与大陆沉积相组的沼泽相或冲积相相毗邻（如图 21－1 所示）。因此，横向上，在海陆过渡地带构成了障壁岛—瞴湖—潮坪组成的有障壁海岸沉积体系或沉积相组合。

2. 沉积序列

20 世纪 70 年代之前，人们仅用一种堡岛模式（海岸向海推进的加尔沃顿岛模式）来解释古代岩石。显然，仅用它来解释堡岛体系中的堡堤海滩、瞴湖和潮道—三角洲是不全面的。因此，人们总结出三种代表堡岛体系的“端元”模式，即海退模式、海进模式和堡堤—进潮口迁移模式。堡岛体系的垂向序列常常是上述三个端元序列的混合。湖泊中堡坝体系也可参考这些端元模式。

(1) 海退模式

它是从加尔沃顿岛模式中抽象出来的，可作为解释海退堡岛序列的标准。其底部夷平，颗粒向上变粗，层理规模向上变大，以发育槽状、羽状交错层理为特征，主要为临滨、前滨和后滨—砂丘沉积［如图 21－10（a）所示］。

(2) 海进模式

它在岩相、岩性彼此互层和交替方面比海退模式更加复杂。它的特征是具有潮下和潮间的堡后相。尽管总体显示粒度向上变粗、层理规模向上变大的序列，但不甚明显。某些相之间的接触面可以是截然分明的，也可以是侵蚀式的。它主要由瞴湖、漫冲积洲、潮道、潮坪和后滨砂丘沉积组成［如图 21－10（b）所示］。

(3) 堡堤—进潮口模式

它是一个粒度向上变细的序列，交错层理的厚度具有向上变薄的趋势，发育槽状和平面状交错层理，主要由潮道和迁移的砂嘴海滩沉积组成［如图 21－10（c）所示］。

二、障壁岛综合沉积体系与油气关系

瞴湖、障壁岛、潮坪的沉积环境和沉积特征决定了它们具有良好的生、储、盖条件。在瞴湖环境中，生物种类单调但数量多，且水体安静，有利于有机质的堆积，瞴湖底部常形成富含 H_2S 的还原环境，有利于有机质的保存和向石油的转化，故瞴湖相乃是良好的生油相带。

障壁岛、潮坪、河口湾相都发育有不同类型的砂体，有利于油气的储集。尤其障壁岛砂体，砂质碎屑的粒度适中、分选好、岩性均一，横向上与瞴湖、浅海等有利生油的相带相邻，对油气的储集更为有利。

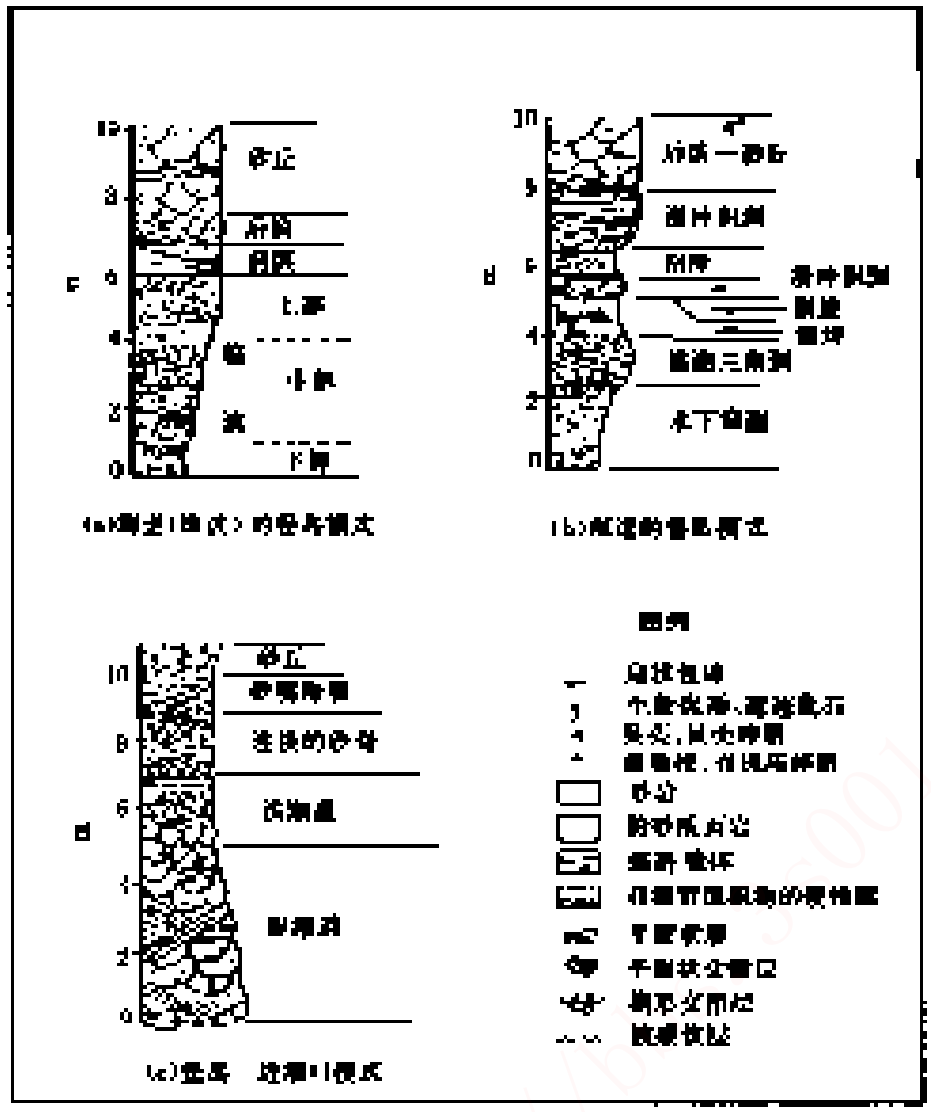


图 21－10　障壁岛综合沉积体系沉积序列

（据莱因森，1979）

瞴湖、潮坪广泛发育泥质岩类，也可以成为良好的盖层。

由于海侵和海退的交替变化，使瞴湖、潮坪、障壁岛相在垂向上作有规律地递变，有利于形成完整的生、储、盖组合。

第二十二章　海相组沉积相

第一节　海洋沉积环境与沉积特征

一、海洋沉积环境

1. 海水的物理、化学条件

现代海洋表面温度变化范围为 - 18～ + 28℃，比大陆温度变化范围（ - 60～ + 80℃）小，大洋深处的温度不超过 2～3℃。海水的温度受纬度、深度和海流等因素的影响，不同海域有所不同。

海水的压力变化范围较大，从海水表面的 1atm（1atm = 101.325kPa），到深达 10km 的海底，其压力可增至 1000atm。

海水的平均含盐度为 3.5%，其中溶解了约 80 多种元素所组成的盐类，主要为氯化物，其次为硫酸盐和少量碳酸盐及其他盐类。

海水的密度高于大陆水体。海水密度直接影响着物质的搬运和沉积，如三角洲的形成就与海水的密度有直接关系。海水密度的变化亦是引起海水运动的因素。

海水的 pH 值介于 7.26～8.40 之间，一般为 8 左右，属弱碱性介质；而大陆水体，除咸水湖泊和盐湖外，一般为酸性介质。pH 值的高低直接影响着化学物质的溶解和沉淀。海水中的 Eh 值主要受含氧量控制，一般是海水浅处含氧多，Eh 值高，为氧化环境；深处含氧少，Eh 值低，为还原环境。由于底流或浊流作用，在深海中也能造成有氧环境。

2. 海洋的水动力状况

海水的运动可概括为波浪、潮汐和海流三种形式，统称为水动力作用。它是海洋中发生一切作用的决定因素，控制着沉积物的沉积和分布。

海洋的波浪与湖泊的湖浪不同之处在于海洋水域辽阔，风的吹程长，波浪规模巨大。它是海洋中产生侵蚀、搬运、沉积作用的主要动力，尤以在海岸附近最为显著。在这里它塑造着不同的海岸类型，改造和重新分配着沉积物。

海洋有潮汐作用，这是与大陆水体的又一重要区别。潮汐引起海面水位的垂直升降称为潮位，引起海水的水平移动称为潮流。潮位的升降扩大了波浪对海岸作用的宽度和范围，形成潮间带沉积环境；而潮流对海底沉积物的改造、搬运、堆积起着重要作用，尤以近岸浅海地区最为显著。

由地球重力场或海水温度、盐度分布不均产生密度梯度而引起的海水流动，称为海流。其搬运作用要比波浪、潮汐大得多，尤其对粘土等细粒沉积物，可进行长达数百至数千千米的长途搬运，只是由于粘土物质的絮凝作用和有机物质的粘结作用，它们才在近岸陆棚区沉积下来；否则粘土物质在经过长距离搬运后，就可能全部沉积于深海中去。

3. 海底地形与海水深度

海底地形可分为陆棚、大陆坡、大洋盆地三个地貌单元（如图 22 - 1 所示）。

陆棚又称为大陆架，平均坡度为 0.1°；宽度为 0～1500km，平均为 74km；水深为 20～550m，绝大部分陆棚水深在 200m 以内，平均为 133m。现代海洋陆棚面积约为 $2\times10^7 km^2$，

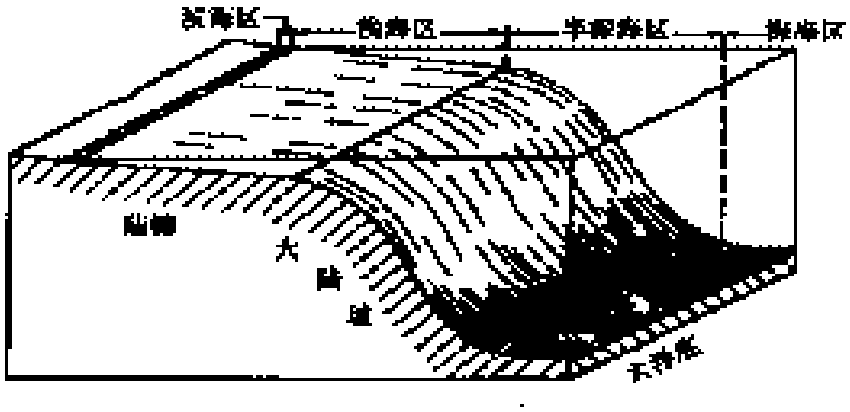


图 22－1　海洋地貌和沉积环境示意图

占海洋总面积的 7.5%，是海洋沉积最集中和最活跃的地区。

大陆坡是接续陆棚并向大洋倾斜的部分，坡度为 4°～7°，最大可达 20°以上，宽度为 20～90km，深度为 200～2450m，平均深为 1270m。陆坡上常具有洼地、阶梯状地形、孤立山或被大量的海底峡谷所切穿。陆坡下部为陆隆，它是陆坡与深海盆地间的平缓过渡区，坡度为 0.01°～0.07°，宽达 300～400km，水深约为 1400～3700m，常是浊流或陆坡滑坍的碎屑堆积于深海平原边部而成，通常也称为大陆隆起。

陆棚、陆坡、陆隆合称为大陆边缘，是大陆的水下延伸部分，为大陆与深海盆地间的过渡区。

大洋盆地占全部海洋面积的 2/3，它包括深海盆地、海岭、海峰、火山脊等。其中主要部分为水深达 4～5km 的深海盆地，而深海平原又是深海盆地中最平坦的部分，坡度一般为 1/1000，甚至 1/10000。

4. 海洋沉积环境及海相组划分

根据海底地形和海水深度，可将海洋沉积环境细分为滨海、浅海、半深海和深海四种环境（如图 22－1、表 22－1）。

表 22－1　海洋沉积相划分

相	深　　度
滨海相	高潮线至低潮线之间
浅海相	低潮线至 200m
半深海相	200～2000m
深海相	2000m 以下

滨岸相又称为海岸相或海滩相，位于潮上至波基面之间，包括滨岸地区的潮上带、潮间带、潮下带，相当于表 22－1 中的滨海相以及浅海相的上部。浅海陆棚相位于波基面以下的陆棚区，向陆方向与滨岸相衔接，向海与半深海相毗邻。根据海洋沉积物的性质，又可将海相组分为浑水沉积型和清水沉积型，前者以陆源碎屑沉积为主，本节将重点介绍；后者以碳酸盐沉积为主，将在碳酸盐岩沉积相中叙述。

二、海相组沉积的一般特征

1. 岩石类型

海相组岩石类型极为多样，如砾岩、砂岩、粉砂岩、粘土岩、碳酸盐岩等在海相组中广为分布。一般来说，海相组中各类岩石的厚度大、分布广、岩性稳定，碎屑岩的结构成熟度和成分成熟度高、圆度及分选好。

2. 沉积构造

海相组沉积中发育有各种类型的层理、波痕、雨痕、泥裂及其他沉积构造。由于各类沉积构造在判断沉积环境时的多解性，就很难确定哪种构造在海相组中是最特征的，然而某些构造的组合可能在海相组或海相组的某些部分发育是较为特征的。例如低角度的交错层理、滑动及流动构造在海相组中发育，而水平层理、粒序层理等在深海盆地中发育，槽状及弧形交错层理、波痕、雨痕、泥裂、盐类假晶在滨岸地区发育。

海相组沉积中常发育有生物遗迹或遗迹化石等生物活动形成的构造。事实证明，生活在相同环境的不同生物，一般对环境有相似的行为反应（如不同底栖生物的钻孔、爬行），从而留下了大致相似的遗迹，它们也可以为环境的鉴别提供线索。例如在滨岸浅水区常发育垂直的生物潜穴（虫孔）和各种动物的足迹，在浅海陆棚区常发育水平的或倾斜的生物潜穴。

3. 自生矿物

海绿石是海相组中常见的特征自生矿物，常与碎屑岩、碎屑石灰岩共生，纯泥岩和蒸发岩中罕见。一般认为它在弱碱性（pH = 7～8）、弱还原、盐度正常的海水中缓慢形成，强氧化、强还原环境和快速沉积作用对其形成不利。海绿石形成的深度范围为 20～2000m，以 30～200m 最佳；其形成所要求的水温一般为 15～20℃。我国东海现代沉积中的海绿石形成于水深大于 100m、水温为 17～18℃、盐度为 3.4‰、pH = 8、分选良好的细—中砂沉积物中。有利于形成自生黄铁矿的强还原环境，不利于海绿石的形成（陈丽蓉等，1978）。

鲕绿泥石亦是海相组的特征自生矿物，多形成于较暖的浅海中，形成的水温高于 20℃，分布在水深 60m 以内的热带浅海。

自生磷灰石也是海相组中常出现的自生矿物，其形成深度范围一般为 30～300m。大陆相组也可出现自生磷灰石，但数量少，主要是由脊椎动物的骨骼组成，故可与海相成因者分开。

4. 生物化石

不同种类的生物对水体含盐度的适应能力不同。耐盐度有限的生物称为狭盐性生物，属于典型的海相狭盐性生物有：红藻、绿藻、放射虫、球石藻、有孔虫、钙质及硅质海绵、珊瑚、腕足类、棘皮类、苔藓类、头足类，以及现代已灭绝的生物，如古杯类、层孔虫、软舌螺、三叶虫、锥石、竹节石、牙形石、笔石等，这些生物的化石为海相组所特有。

耐盐度广泛的生物称为广盐性生物，如瓣鳃类、腹足类、介形虫、硅藻、蓝绿藻等，它们也可在海相组中出现，但并非海相组所特有。

海洋中生物的分布与海水的深度有密切关系（如图 20－2 所示）。海洋生物按其生活方式可分为浮游生物、游泳生物、底栖生物三类。浮游生物包括浮游植物（如硅藻、球石藻、马尾藻）和浮游动物，它们生活在广海的 50～100m 深的表层水中，在远离海岸的远海或远洋区数量较多，死亡后在深海区堆积而成化石。游泳生物是指能在海洋中自由游动的各种动物，在这一类里没有植物，它们常生活于 50～100m 深的水体中，死亡后遗体沉降于不同深度的海底，并保存为化石。底栖生物的生活范围可从高潮线至深海海底，但以 100m 以上的海底最集中，100～200m 浅海下部海底大为减少，半深海至深海海底则就更少了。

三、海洋沉积过程和沉积作用

1. 海岸水动力和沉积物搬运沉积特征

控制海岸沉积发育和变化的主要因素是波浪能量。在水动力强烈、复杂的滨岸地区，波浪以及潮汐、沿岸流强烈综合作用，使海岸沉积物发生搬运和沉积，形成不同的沉积序列。

海洋因风的吹程大，故其波浪的波长较大，一般为 40～80m 左右。波浪作用随水深而急剧减小，大致在 1/2 波长的深度，波浪作用已接近于零，因此海洋波浪基准面大致在 20～40m 左右。海洋中也可出现波长为 400m 的巨浪，故一般认为 200m 水深是波基面的理论深度，也是划分浅海下限深度的根据之一。

海岸带的不同环境和不同深度，波浪的特征及其对沉积物搬运、沉积作用的影响亦不相同。在滨外陆棚带，由风等因素引起的波浪称为涨浪，它因不能触及海底面，故对海底沉积物影响较少。至临滨带，海底在波基面以上，波浪因触及海底而使波能增加，波高增大，称为升

图 22－2　与水深有关并能成为化石的无脊椎动物和植物的现代分布
(据赫克尔，1972)

浪。这时水体向岸运动速度虽略大于向海速度,但波浪向岸方向运动携带泥砂要克服重力作用,而向海的波浪携带泥砂还另加沉积物重力作用,且后者的力量大于前者,结果细粒泥砂向海运动,形成不对称砂纹,砂脊可是直的或新月形的,从而形成向陆方向倾斜较陡的交错层理。随着波浪向岸传播,水深愈小,波高亦逐渐增大。当水深为波高的 2 倍时,波浪开始倒卷和破碎,称为‘破浪”,此地带亦称为‘破浪带”。此带内波浪变形厉害,对海底的冲刷及对碎屑物质的簸选、淘洗强烈,波浪向岸的推动力克服重力和摩擦阻力,使较粗的碎屑向海岸方向运动,堆积成沿岸(远岸)砂坝。破浪带为高能带,破浪时形成大的涡流,使粗颗粒沿着椭圆轨迹平行于滨线呈跳跃式底载荷移动,而细的沉积物暂时呈悬浮状态移动(如图 22－3 所示),所以破浪带能量高,沉积物粗,可产生新月形和平坦床沙形态(如图 22－4 所示)。

从破浪带再向岸方向，深度相当于一个波高，波峰发生完全倒转和破碎，称为“碎浪”或“涌浪”，此带亦称为“碎浪带”或“涌浪带”。碎浪带的存在与否及其宽窄程度，主要受海滩坡度和潮汐状况的控制。海底坡陡，不形成碎浪带，破浪发生在岸边，形成拍岸浪；海底坡度平缓，可形成较宽的碎浪带；中等坡度的海底，除高潮时无碎浪带外，其他时间都有碎浪带存在 (如图 22－5 所示)。碎浪作用使波浪能量消失达 90％以上，所以波浪破碎

图 22－3　滨岸破浪带沉积物搬运示意图
(据英格尔，1966)
(粗粒沉积物沿椭圆轨迹平行海岸运动，
细粒沉积物呈悬浮方式搬运)

图 22－4　滨岸带不同沉积环境水动力状况及沉积物搬运沉积特点
（据刘宝㻋，1980）

以后，除破浪向海岸产生的一种涌浪搬运较粗粒沉积物外，其他沉积物的运动是很少的（如图 22－4 所示）。当碎浪或涌浪进入前滨带后，海水借惯性力冲向海岸，形成“冲浪”，称为“冲浪带”或“冲流带”。它包括惯性力作用下的进浪和重力作用下减速回返海中的退浪或回流。冲流带波浪反复地冲刷、淘洗，形成了成分成熟度和结构成熟度都较高的砂质海滩堆积。风暴浪时期，海水携带碎屑物质进入后滨带，在海滩外侧形成平行于海岸的连续的线状砂脊，称为“滩脊”。滨岸带不同沉积环境中水动力状况及沉积物的搬运和沉积作用特点如图 22－4 所示。

当波浪与海岸斜交时，在海岸坡度平缓的碎浪带，将产生与海岸几乎平行的沿岸流，沿着沿岸砂坝及海滩脊间的沟槽系统流动，经数米或数十米后，至沟槽末端则改变方向，近乎垂直地向海方向流去，形成所谓的裂流或离岸流（如图 22－6 所示）。沿岸流和裂流在海滩和沟槽中可形成各种形状和大小的波痕。

图 22－5　海滩坡度和潮汐状况对碎浪带的形成和宽度的影响
（据英格尔，1966）
(a) 陡坡海岸不形成碎浪带；(b) 缓坡海岸有较宽的碎浪带；(c) 中等坡度海岸在高潮时不形成碎浪带；(d) 中等坡度海岸在低潮时有碎浪带

图 22－6　滨岸带沿岸流和裂流示意图
（据英格尔，1966）

斜交海岸的波浪可使碎屑物质沿波浪作用力和重力这两者的合力方向移动，其移动的路径呈“之”字形。当波浪运动与海岸呈45°交角时，碎屑物质的搬运几乎平行海岸进行（如图22－7所示）。波浪在纵向运动过程中，遇海岸发生转折或海湾水体加深，流速骤减，碎屑物质可形成各种形状的砂嘴。

滨岸环境中，波浪作用对碎屑物质的搬运方式和粒度分布亦起着明显的控制作用。从海岸砂丘向海岸方向的各种沉积都具有特征的粒度曲线，而且其变化也是有规律的（如图22－8所示）。

图22－7　波浪斜交海岸运动时，碎屑物质移动状况

(a) 波浪与海岸交角小于45°；(b) 波浪与海岸交角近于45°；(c) 波浪与海岸交角大于45°

图22－8　美国东南福尔斯特海滩粒度概率曲线特征

（据维谢尔，1969）

2 浅海陆架水动力特征和沉积作用

浅海陆架地区水动力性质和作用强度变化都非常大，在滨岸带波浪和沿岸流是活跃的地质营力；而在浅海陆架地区，却存在流向和强度都变化很大的水动力作用方式。

在许多浅海陆架地区，水流速度是很慢的，以致对沉积物表面没有产生任何重大影响，许多瓣鳃类介壳凹面朝上的优势方位就说明了这一点。在狭窄海和海峡的陆架中，可以出现很强的海流。这些地区的潮流、密度流或其他气象海流的流速可以达到150cm/s或更大，从而形成移动的大波浪和巨波浪。

浅海风暴流是由季节性台风或飓风引起的风暴潮所产生的。这种风暴潮的强大动力冲刷着沿岸和近岸沉积。在风力减退时，风暴退潮流携带大量呈悬浮状态的沉积物向海方向搬运，形成一个向海流动的密度流。在正常波基面（平静浪底）和风暴波基面（风暴浪底）之间，密度流中的沉积物发生再沉积作用，因风暴浪在此地区仍然影响到海底，故形成丘状交错层理砂岩。若密度流进入风暴浪底以下，可形成具鲍玛层序的正常浅海浊积岩。艾格(Ager，1973）把由风暴流作用形成的一套沉积物组合称为“风暴岩”(tempestites)，属于事

件性沉积类型（如图 2－13 所示）。

3. 半深海和深海水动力特征和沉积作用

半深海和深海沉积区是盆地中水动力作用强度最弱、水体最为安静的地区，主要的沉积作用就是由河流等营力将细粒沉积物搬运到半深海的和深海的悬浮沉积物的沉积。但是，在半深海和深海沉积环境中还存在较强水动力作用方式的等深流、浊流等。

等深流（contour current）就是指沿海底等深线水平流动的底流。1966 年，Heezen 等人在对北大西洋陆隆沉积物研究以后，首先提出了等深流这一术语。他们认为，等深流是由于地球旋转而形成的温盐循环底流，该底流平行海底等深线作稳定低速流动（5～20cm/s），主要体现在陆隆区。等深流的形成必须有温度和盐度的差异，同时还受地球旋转偏转力（科里奥利力）的影响。大量的海洋调查发现，等深流是海底中一种非常重要而又十分特殊的地质营力，它不仅可以对洋底产生侵蚀作用，而且可以搬运沉积物，形成特殊的等深流沉积。等深流沉积物主要来源有陆源碎屑物质、生物成因的物质、重新悬浮的海底沉积物和火山物质等。等深流主要出现在水深 2000m 以下的深水区，流速慢，沉积速率也很慢（1～20cm/千年），沉积了不同于浊积岩的等深流沉积。

低密度、高密度重力流的搬运沉积作用将在第二十三章加以详述。

在半深海、深海沉积区，大型重力滑塌作用也能将巨大的沉积物从浅水区搬运到深水区沉积下来。

第二节　海相碎屑岩沉积模式

一、滨岸沉积特征

1. 滨岸沉积环境划分

滨岸相位于波基面及最高涨潮线之间。根据海岸环境特征，可划分为障壁型和无障壁型两类。障壁型滨岸环境发育障壁岛、瞴湖、潮坪，其环境和沉积特征已属于海陆过渡相组，已在第二十一章作过介绍。这里重点介绍无障壁滨岸相。

无障壁滨岸相的沉积环境是无障壁岛遮挡、海水循环良好的开阔海岸带。进一步按照海岸水动力状况和沉积物类型，可分为砂质或砾质高能海岸及粉砂淤泥质低能海岸两种类型。它们的宽度随海岸带地形的陡缓而定，在陡岸处宽度仅数米，平缓海岸其宽度可达 10km 以上。古代海岸因岸线不断迁移，可形成宽而厚的砂质海岸沉积，成为油气储集的良好场所。

高能海岸环境以砂质类型者居多，砾质者少见。按海岸地貌特征可划分为海岸砂丘、后滨、前滨、临滨等几个次级环境（如图 22－9 所示）。

图 22－9　碎屑海岸沉积环境划分示意图

砂质高能海岸的海岸砂丘位于潮上带的向陆一侧，即特大风暴时潮水所能到达的最高水位，是海岸砂丘的下界。后滨属于潮上带，位于海岸砂丘下界与平均高潮线之间，平时暴露地表经受风化作用，只有在特大高潮和风暴浪时才能被海水淹没。前滨位于平均高潮线和平均低潮线之间，属于潮间带。近滨也称为临滨或滨面，位于平均低潮线和波基面之间，属于潮下带。浪基面以下向浅海陆棚过渡，其间通常有一个明显的坡折，过渡带位于波基面和这个坡折的折点之间，它实际已属于浅海沉积，沉积物以粉砂为主，过渡带的外侧为滨外陆棚环境。在海岸环境中，从海岸砂丘至近滨及至过渡带，其能量条件作有规律的变化。

在低能海岸带，以潮流作用为主，为粉砂淤泥质海岸。海岸坡度平缓，具有较宽阔的潮间带（潮滩），缺失后滨带。

2 滨岸亚相类型及沉积特征

按照地貌特点、水动力状况、沉积物特征，可将滨岸相划分为海岸砂丘、后滨、前滨、临滨四个亚相（如图 22－4、图 22－9 所示）。

(1) 海岸砂丘亚相

海岸砂丘亚相位于潮上带的向陆一侧，即特大风暴时潮水所到达的最高水位，它包括海岸砂丘、海滩脊、砂岗等沉积单元。

海岸砂丘系由波浪作用从临滨搬运至前滨和后滨而处于海平面之上的海岸砂，再经风的吹扬改造而成，常呈长脊状或新月形，宽可达数千米，其沉积物的圆度和分选好，细—中粒，成熟度高，重矿物富集，具有大型槽状交错层理（如图22－10所示），细层倾角陡，可达 30°～40°，层系厚数十厘米，也常出现层系界限为上凸形的前积交错层理。

图 22－10 海岸砂丘高角度的槽状交错层理

在最大高潮线附近出现的线状砂丘称为“海滩砂脊”或“海滩脊”，可高达数米，宽数十米，长达数百米至数十千米。它可呈平行海岸的单脊或成组出现，常由较粗的砂、砾石和介壳碎片组成，底部具有冲刷面和水平层理，上部具有交错层理，细层倾角为 7°～28°，多双向倾斜，较陡者倾向大陆，较缓者倾向海洋。

(2) 后滨亚相

后滨亚相沉积物是具有平行层理的砂，粒度比砂丘带粗，圆度及分选较好，可见小型交错层理。当后滨中有较浅的洼地并被充填时，可形成低角度的交错层理。坑洼表面因风吹走了细粒物质而遗留和堆积了大量生物介壳，其凸面向上。坑洼边缘可形成小型逆行砂波层理。浅水洼地内可见藻席，并发育虫孔和生物搅动构造。风暴期在后滨与海岸砂丘交界附近，因水的分选可使重矿物集中而成砂矿。

(3) 前滨亚相

前滨亚相位于平均高潮线与平均低潮线之间的潮间带，地形平坦，起伏较少，并逐渐向海倾斜。前滨亚相的沉积以中砂为主，分选较好。层系平直，低角度相交的交错层理—冲洗层理发育（如图 22－11 所示）。其纹层平行海岸延伸可

图 22－11 前滨沉积四种低角度交错层理

达30m，垂直岸线可达10m。纹层倾角取决于颗粒粗细，颗粒越粗，海滩坡度越大，倾角愈陡。对称和不对称波痕以及菱形波痕大量出现。极浅水的其他标志如冲刷痕、流痕、变形波痕、流水波痕、生物搅动构造亦常见到。前滨下部沉积物分选比上部差，并含有大量贝壳碎片和云母等，贝壳排列凸面朝上。属于不同生态环境的贝壳大量聚集，也可以作为鉴别古代海滩砂体的标志。

(4) 临滨亚相

临滨亚相位于平均低潮线至波基面之间的潮下带,常发育沿岸砂坝,波能愈弱,沿岸砂坝越少,在低能海岸区仅有一条沿岸砂坝发育于低潮线附近。沿岸砂坝向陆一侧伴有凹槽,其中发育浪成波痕和小型流水波痕。临滨上部发育有大量砂质沉积物,并发育较大规模的交错层理,越向岸交错层理越多,越向海的深水部位交错层理渐少,而生物搅动构造增多,且出现水平

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

图 22－12　意大利加埃塔湾砂质海岸向上变粗的沉积层序

(据赖内克等，1973)

纹层。越向临滨下部沉积物越细,并逐渐过渡为过渡带的更细粒沉积(如图 22－12 所示)。

(5) 垂向层序

在海岸发展的地史进程中，随着海进、海退的发生，可形成进积型和退积型的海岸垂向沉积层序。一般来说，在古代地层剖面中以进积型垂向层序最常见（如图 22－12 所示)。

砂质高能海岸的垂向沉积层序，其特点是自下而上呈现由细变粗的反旋回。进积型砾质高能海岸垂向层序与砂质海岸类似，不同的是粒度稍粗，在临滨带出现砾岩或含砾粗砂岩。进积型泥质低能海岸沉积是在海岸地形较为平缓的低能条件下形成的，其特征是泥坪沉积发育，次为粉砂沉积。

二、浅海陆棚沉积特征

1. 一般特征

浅海陆棚位于以临滨过程为主的海区和以海洋过程为主的海区之间，深度一般为 10～200m，宽度由数千米至数百千米不等。浅海有两种主要类型，即边缘海或陆缘海，例如现代陆棚；陆表海，是延伸到大陆内形成的浅海盆地，例如波罗的海、北海等。

陆棚浅水区阳光充足，氧气充分，底栖生物大量繁殖。深水区因阳光和氧气不足，底栖生物大为减少，藻类生物几乎绝迹。Emery（1968）认为现代陆架沉积物有六种主要类型，即碎屑沉积物、生物成因的沉积物、原地基岩风化产物、自生沉积物、火山沉积物和较早期沉积环境形成的残留物。影响现代硅质碎屑沉积性质的主要因素有六种:

1) 直接由大陆向毗邻陆棚地区供给沉积物的类型和速度;

2) 陆棚水动力状态类型和强度;

3) 决定水深的海平面波动;

4) 影响可供搬运沉积物类型的气候;

5) 生物作用与沉积物物理、化学相互作用;

6) 影响浅海陆棚沉积物的化学因素。

古代浅水陆棚相与现代不尽相同。前者有长期的沉积发育史，沉积厚度大，由于海岸线的迁移，沉积物分布面积广泛；后者发育历史短暂，沉积厚度薄而不广，且大部分为残留沉积物所占据。

浅海陆棚的水动力条件复杂而多样，其中包括有海流、正常的和风暴引起的波浪、潮汐流以及密度流等。它们对沉积作用的影响常随深度而变化。在陆棚浅水区，潮汐作用的影响虽已微弱，但海流和波浪作用尚有一定影响，仍可形成一定规模的波痕和交错层理。强风暴形成的巨波浪强烈地影响海底，可使沉积物呈悬浮状态向海洋搬运，形成风暴砂层。在陆棚较深水区，仅在风暴浪时海底沉积物才会受到影响，波痕、交错层理少见。

浅海陆棚相可分为过渡带和滨外陆棚两个亚相。

2. 过渡带

过渡带是指临滨与滨外陆棚之间的过渡地带，位于波基面以下。其深度变化较大，具体深度取决于海岸带的能量。

过渡带沉积比滨岸相沉积物细，比滨外陆棚沉积物粗，一般为粉砂质砂及泥质粉砂沉积；有时因强风暴而形成风暴砂层，与滨外陆棚相比，砂层厚而数量多。

过渡带的生物发育特点是种类和数量众多，可集中堆积成贝壳层；生物扰动作用强烈，常因此而破坏了原生层理而形成块状层。

3. 滨外陆棚

滨外陆棚位于过渡带外侧至大陆坡内边缘的浅海区，也常称为“陆架”或“陆棚”。古代滨外陆棚沉积主要为粘土岩、粉砂岩、细砂岩，砾岩较少，并有大量化学岩及生物化学岩，如碳酸盐岩，部分铁、锰、铝、磷沉积岩等。碎屑矿物成分成熟度和结构成熟度高，不稳定成分少，圆度及分选较好，但比滨岸相稍差，填隙物多为化学胶结物。海绿石、鲕绿泥石、胶磷矿是常见的自生矿物。粘土岩可含有砂质、铝质、海绿石质、硅质、灰质、沥青质、黄铁矿等。

滨外陆棚可发育对称或不对称波痕及交错层理，水体较深处水平层理发育，尤其粘土岩中薄而清晰的水平层理发育。生物搅动构造、底冲刷、虫孔、虫迹常见，但没有干裂和雨痕。在较浅水的滨外陆棚区，发育着种类和数量众多的生物，如珊瑚、海绵、苔藓、层孔虫、藻类、腹足类、瓣鳃类、腕足类、棘皮类、有孔虫、头足类等。

古代滨外陆棚沉积多属于水体较浅、海底地形平缓的陆表海沉积，现代滨外陆棚多属于陆缘海性质。

4. 浅海风暴沉积

风暴流沉积的形成与风暴掀起的巨浪密切相关。当风暴巨浪强烈冲刷海岸沉积物时，回流将这些海岸沉积物带回海中，形成砂泥含量很高的密度流。当这些密度流在风暴浪基面之下的安静水体中沉积时，便形成具有鲍玛序列的浊流沉积物。当在风暴浪底与晴天浪底之间沉积时，触及海底的巨浪峰谷在这些沉积物表面经过时，由于它的运动无固定方向，从而形成了具有丘状交错层理的风暴沉积（图 22－13、图 22－14 所示）。

图 22－13　类似鲍玛层序的理想风暴岩垂向层序
（据艾格纳，1982）

一次风暴形成的风暴层厚度约几十厘米至1m，具有特征的垂向沉积层序和沉积构造（如图 22－13、图 22－15 所示）。由底至顶，主要由四个部分组成：①粒序层或滞留沉积段，有侵蚀的底；②平行层段；③丘状交错层段或浪成交错层段；④泥岩或页岩段。由下而上，粒度显示由粗变细的层序。

上述垂向层序与风暴作用的过程有着紧密的成因联系。风暴活动通常分为高峰期和衰退

图 22－14　丘状交错层理主要特征
（据沃克，1979）

期这两个阶段。不同阶段沉积特征各不相同。

风暴高峰期风暴浪引起的涡流及风暴退潮流强烈地冲刷海底，形成明显的冲刷面，并出现工具痕和扁长状的侵蚀充填构造，称为“渠模”(gutter cast)。由于风暴搅动所造成的差异悬浮作用，较细的物质被簸选并悬浮起来。风暴减弱时，沉积物按粒级粗细先后依次沉积，形成向上变细的粒序层。经风暴簸选，粗碎屑沉积于最下部，形成滞留沉积，粒序层的上部为细粒悬浮沉积，两者之间是突变的。当粗粒部分有丰富生物碎屑时，可形成贝壳层，常具有定向排列。

图 22－15　美国弗吉尼亚州中上奥陶统风暴岩理想垂向层序
(据克赖萨等，1982)

风暴衰减期是在风暴高峰期之后，风暴减弱，细粒沉积物迅速地从悬浮状态沉积下来，可在贝壳层中形成渗滤组构，如遮蔽孔隙、贝壳或内碎屑层内的遮蔽沉积等。同时，形成了细砂与粉砂组成的纹层段。随着风暴强度的减弱，纹层段内出现不同类型的层理，由下至上依次为：平行层理、丘状层理、浪成砂纹层理或浪成上攀砂纹层理。平行层理和丘状交错层理是风暴流最具特征的层理类型，分别是由底部强烈的剪切和浪生振荡水流形成的。

细砂和粉砂组成的纹层段沉积之后，便是风暴过后的风暴悬浮最细粒沉积物和非风暴期悬浮沉积物的堆积，形成了细粉砂和泥互层或以泥为主的泥岩段或页岩段，常发育生物潜穴和生物逃逸痕迹。

风暴岩垂向层序在一个沉积剖面上往往发育不全，而平行层理和丘状交错层理是典型的风暴层理。

风暴流沉积受水体深度的影响,风暴作用随深度的增加而减小。从内陆棚至外陆棚,风暴及风暴退潮流的影响逐渐减小。因此,风暴岩像浊积岩一样有近源和远源之分。近源性风暴岩相对较厚、粒粗,底部侵蚀构造发育,形成于水体相对较浅的陆棚区;远源性风暴岩则相反,厚度小,以细粒沉积为主,底界明显,但侵蚀构造不发育,常形成于相对水深的陆棚区。

风暴流和浊流都是密度流，都具有类似向上变细的垂向层序，故风暴岩和浊积岩容易混淆。但两者在成因、形成环境、沉积构造等许多方面都有明显不同（见表 22－2)。

表 22－2　风暴岩和浊积岩的区别

特　征	风　暴　岩	浊　积　岩
形成作用	风暴浪作用及风暴退潮流作用形成的	密度流的流动作用形成的
形成环境	主要出现在正常浪基面以下至风暴浪基面以上的陆棚环境	主要出现于深水环境
层理特征	主要有波浪作用及流动成因形成的层理，如丘状交错层理、平行层理、浪成上攀砂纹层理等	只具有流动成因的层理，缺少波浪作用形成的层理
其他沉积构造	具有侵蚀充填构造，如渠模及工具痕，工具痕的方向是变化的，甚至是相反的，并具有渗滤组构及逃逸潜穴	主要发育印模及各种工具痕
垂向层序	粒序层厚度不均匀，可变薄、变厚或呈透镜状，粒序层与纹层段间的粒度是突变的	粒序层厚度均匀，侧向延伸远，粒序层与平行层段间粒度是递变的

三、半深海及深海沉积特征

1. 半深海相

(1) 一般特点

半深海相沉积主要由泥质、浮游生物和碎屑三部分沉积物组成。其来源主要是陆源物质和海洋浮游生物，其次为冰川和海底火山喷发物。

在半深海相中泥质沉积物所占比重最大。据认为洋流是搬运陆源泥质物在半深海沉积的主要因素。风暴浪对海底的扰动或重力滑动可使沉积于陆棚上的陆源粉砂沿海底以低密度流的形式搬运，并沉积于半深海而成为半深海相碎屑沉积物。海底洋流或顺陆坡等深线流动的等深流也可搬运粉砂物质，并在陆坡或陆隆上堆积成透镜状粉砂质砂体。

半深海区阳光可传播到 400～500 m 深,但光合作用最需要的红光和黄光传播深度却很小,故此环境无植物发育,生物群以腹足类为主,还可见瓣鳃类、腕足类、放射虫、有孔虫等。由于生物搅动,泥质沉积不显层理,可见有虫迹。在无生物扰动的情况下,亦可出现纹层。

(2) 沉积类型

半深海相沉积可归纳为下述几种类型:

1) 蓝色软泥：是现代半深海相中分布最广的类型，成分以陆源粉砂质粘土为主，亦夹有大洋产物，钙质含量小于 35 %，颜色为天蓝、灰绿、铅灰或青灰色，故又称为“青泥”。

2) 红色和黄色软泥：是蓝色软泥的变种，以粉砂质粘土为主，含有碳酸盐，主要分布于热带和亚热带半深海或浅海陆棚区。

3) 绿色软泥：因含海绿石而呈绿色，其成分为粘土、硅质生物、少量钙质及碎屑物质(主要为海绿石，次为石英、长石、云母)，如英国白垩系发育的绿色页岩即为半深海相绿色软泥成岩的产物。

4) 碳酸盐软泥和砂：碳酸钙含量可达 18 %～90 %，浮游生物含量高，砂粒为细砂和粉砂。以含钙高区别于青泥，以含粗粒物质多而区别于深海相钙质软泥。

5) 珊瑚泥和珊瑚砂：在珊瑚礁形成的岛屿周围的陆坡上，堆积了因礁体的破坏而形成的钙质碎屑和钙质软泥，称为珊瑚砂和珊瑚泥。珊瑚砂中常伴有软体类、棘皮类、有孔虫类碎屑，主要分布于半深海相的上部。

6) 火山泥：系火山爆发形成的火山灰堆积于半深海区而形成的，常为暗灰、棕或灰黑色，粒度比青泥稍粗，成分主要为火山玻璃、黑云母、透长石等，碳酸盐含量低于 28 %。

7) 冰川海洋沉积：邻近冰川发育区的半深海中可见冰川沉积物，成分主要为粘土和分选很差的砂、砾，多发育在两极附近的半深海中。

(3) 等深流沉积

等深流是发生在半深海地区沿大陆坡坡脚等深线流动的远洋底流，等深流沉积主要出现在陆隆区。根据施奈德（Schneider，1967）等人对北美东海岸百慕大陆隆等深流沉积的研究，其上部几米是由浅灰色的均一粉砂质粘土组成；下部沉积物主要由干净的石英粉砂薄层组成，呈褐色到粉红褐色，分选极好，呈交错层状，偶含重砂。大多数岩心也出现红色到砖红色粘土条带。在许多情况下，与红色粘土条带和粉砂质层一起出现的还有富含海洋微体生物的粘土层。这说明等深流所携带的沉积物仅仅是偶尔来到这里，并呈悬浮浑浊液的形式，其沉积速度较为缓慢，以致仅成为富含深海微体生物的灰色粉砂质粘土的夹层。

最常见的等流沉积包括泥级、粉砂级、砂级、细砾级和灰泥及生物屑沉积。Faugeres (1984) 在研究北大西洋东缘现代等深流沉积时，发现等深流沉积垂向序列有一定规律性

(如图 22－16 所示)，即自下而上依次为泥质等深岩、斑状粉砂质和泥质等深岩、具有粉砂岩层的斑状等深岩、粉砂质—砂质等深岩、具有粉砂岩层的斑状等深岩、斑状粉砂质和泥质等深岩、泥质等深岩（如图 22－16 所示)。

图 22－16　北大西洋东缘等深岩垂向序列

(据 Faugeres，1984)

2　深海相

(1) 一般特点

深海相发育于大洋盆地，水深在 2000ｍ 以下，平均深度为 4000ｍ。

深海底阳光已不能到达，氧气不足，底栖生物稀少，种类单调，故不能形成底栖生物的显著堆积。

现代深海沉积物主要为各种软泥，其中大部分属于远洋沉积物，即多半是繁殖于大洋上层的微小浮游生物的钙质和硅质骨骼下沉堆积而成的软泥，另一部分为底流活动、冰山搬运、浊流、滑坡作用形成的陆源沉积物，以及局部地区各种矿物的化学和生物化学沉淀作用形成的锰、铁、磷等沉积物，此外尚有少量风吹尘、宇宙物质等。

深海底层温度一般稳定在 1℃左右。现代深海的许多地区存在着流速达 4～40cｍ/ｓ的强烈底流，它可引起沉积物的搬运，并在沉积物表面形成波痕、冲刷痕、水流线理、交错层理等。深海相的波痕可以是对称的、舌形的、新月形的等，波长一般从 10cｍ 至数米，波高可

达 20cm 或更高。

(2) 沉积类型

谢泼德 (1963) 曾对深海沉积物进行过分类。现将其主要类型分述如下:

1) 棕色粘土 (红色粘土): 约占深海沉积的 38.1%, 大多数深海底大面积覆盖着红色或棕色粘土, 主要为粒径小于 2mm 的粘土矿物和其他陆源稳定矿物的残余, 以及火山灰、宇宙尘等, 常含放射虫及少量有孔虫, 碳酸盐含量小于 30%。

2) 抱球虫软泥: 与红色软泥共同构成深海最主要的沉积物, 主要由各种浮游有孔虫, 特别是抱球虫的介壳组成, 此外颗石藻类的碎片、放射虫介壳、硅藻和翼足虫也是大量的, 非生物组分含量少, 碳酸盐含量大于 30%。

3) 翼足虫软泥: 主要由翼足虫 (抱球虫的变种) 的文石壳及大量的浮游有孔虫组成, 碳酸钙含量平均约 79.25%, 常呈白色至浅褐色。主要分布在热带和亚热带海底隆起和礁上, 分布水深为 1500～3000m, 比有孔虫软泥浅, 因为深度大时, 翼足虫介壳易溶解。古代翼足虫石灰岩在寒武纪以后各地质时期有产出, 但成层不厚; 现代翼足虫软泥主要分布于大西洋中脊斜坡、巴哈马、百慕大等台地斜坡。

抱球虫、翼足虫软泥都属于灰质软泥。随深度增加, 碳酸盐溶解作用加强, 导致它们的含量减少, 至 6300～7200m 则含量接近于零, 并被硅质软泥所代替。

4) 放射虫软泥: 放射虫壳含量常大于 50%, 呈红色。放射虫抗溶解作用强, 故可分布在很深处。现代放射虫软泥在横穿赤道的太平洋中水深 4600m、宽 200km 的地带分布最广。

5) 硅藻软泥: 由 50% 或更多的硅藻组成, 非生物成分约 20%, 主要由粉砂级颗粒组成, 呈黄色。海洋中的硅藻分布在温度较低的地区, 沿太平洋的南纬 60°线, 硅藻软泥呈宽 1500km 的带状分布, 在北太平洋呈斑点状存在, 少数也产于热带海洋。

6) 锰结核: 是深海沉积中分布最广的自生沉积物, 其大小一般不超过 25cm, 具有明显的同心层, 表明其沉积是间歇性的。锰结核在深海底分布广、数量多、局部集中, 其经济价值已受到人们的重视。

7) 浊流沉积: 在深海相中常发育有重力作用形成的浊流沉积, 它可形成较大的厚度和较广的面积, 而且现在所见到的古代深海沉积也主要是浊流沉积。

第三节 海相组鉴别标志及其与油气关系

一、滨岸和浅海相主要鉴别标志

1. 滨岸相主要鉴别标志

(1) 岩矿特征

一般来说, 海岸沉积的砂质较纯, 石英等稳定组分含量高, 重矿物相对较富集, 圆度、分选较好, 成分成熟度和结构成熟度较高。

(2) 粒度分布特征

海岸砂的粒度分布特征较均一, 概率图上显示跳跃总体发育, 斜率大、分选好, 有时明显地存在着两个次总体, 这是由于波浪的冲刷与回流作用造成的 (如图 22-8 所示)。

(3) 沉积构造特征

临滨带槽状和板状交错层理发育, 临滨下部可见水平层理及生物潜穴。前滨带发育有大型海滩冲洗交错层理, 沿层理面见有水流线理或剥离线理, 沿层面还常发育有各种浪成波

痕、菱形波痕、细流痕以及其他层面构造。其中尤以大型冲洗交错层理为海岸沉积最典型的标志（如图 22－11、图 22－12 所示)。

(4) 生物学特征

海岸沉积中常含有数量不等的各门类海相生物及其碎片，有时在滨线一带可形成薄的介壳层，它们多属于不同生态环境的生物所构成的生物组合，生物介壳一般都具有破碎、磨损和圆化现象。

(5) 垂向沉积层序

多为进积型下细上粗的反旋回沉积序列（如图 22－13 所示)。

(6) 砂体形态

平行岸线的、成排的线状分布砂体，剖面上常呈下平上凸的透镜状或席状。

2 浅海相主要鉴别标志

除了沉积相标志，例如沉积结构、构造、砂体形态等，识别古代浅海沉积物最可靠的标志是那些受海水盐度和深度控制的海相化石和地球化学参数特征。

受盐度和盐度变化控制的无脊椎动物化石是区分古海洋环境和非海洋环境最可靠的手段(如图 22－2 所示)。浅海环境多生活狭盐性生物种属，且生物种的分异度低。

遗迹化石是推断没有遗体化石浅海环境的重要标志。陆棚环境特有的遗迹化石主要是记录了从悬浮物中摄食的动物活动遗迹。

浅海陆棚最特征的自生矿物是海绿石、鲕绿泥石等铁硅酸盐类和一些磷酸盐类矿物。

浅海陆棚沉积物具有较高的成分和结构成熟度，其沉积层序也是判别浅海陆棚的标志。

这里不进一步说明半深海和深海沉积判别标志。

二、海相组沉积与油气的关系

石油和天然气在海相矿产资源中，目前仍居首要地位。据世界大陆架油田开发资料统计，现今大陆架总面积的 75％为沉积盆地所占据，而它们的绝大多数是中、新生代开始沉降和发育的年轻沉积盆地，沉积厚度巨大，有的可达万米以上。由于大陆架地区适于有机物的大量堆积和埋藏，并有利于储集岩的发育，从而为油气的生成和聚集提供了良好的条件。

在碎屑岩发育的滨岸相中，各种类型的砂体非常发育，是油气储集的良好场所，如塔里木盆地滨岸相东河砂岩优质储层。目前尚不清楚半深海沉积是否也有油气的聚集，但半深海和深海浊流沉积具有油气生成和聚集的条件，这已被近年来的油气勘探所证实，如美国洛杉矶盆地第三系深海浊流沉积。

第二十三章　重力流沉积及沉积相

第一节　沉积物重力流形成的基本条件和类型

一、形成条件

前已述及，沉积物重力流属于非牛顿流体，其搬运和沉积作用不服从牛顿内摩擦定律。重力流搬运的驱动力主要是重力，因此沉积物重力流属于再搬运沉积体系，它的发生地点主要是海底或湖底的斜坡地带，如图 23－1 所示。形成沉积物重力流，一般需具备下述条件。

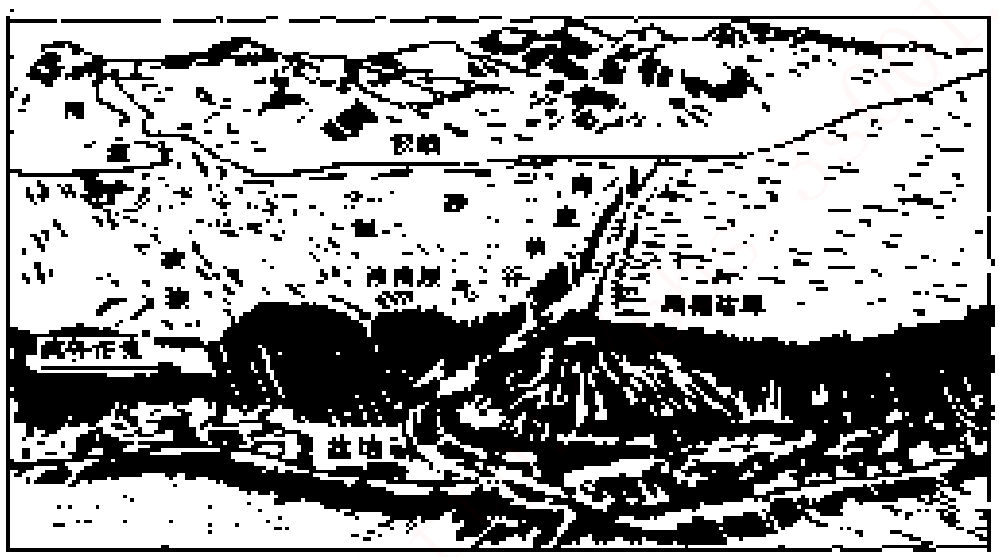


图 23－1　重力流的来源、搬运和沉积的示意图

（据里丁，1985）

1．足够的水深

足够的水深是重力流沉积物形成后不再被冲刷破坏的必要条件。一般认为重力流沉积的水深是 1500～1800 m，最小水深 100 m，最深的是美国加利福尼亚岸外蒙特里深海扇，深达 8000 m。英国学者克林（Klein，1978）则认为，形成重力流的最小水深是 80 m。看来，足够的水深是相对而言的，这方面海洋与湖泊也有较大差异。但无论何种沉积环境、水深的大小如何，其形成深度必须在风暴浪基面以下。

2．足够的坡度角

足够的坡度角是造成沉积物不稳定和易受触发而作块体流运动的必要条件，一般认为，最小坡度角为 3°～5°。从表 23－1 可知，密西西比河三角洲的海底滑塌坡度角仅有 0.5°。我国中、新生代断陷湖盆陡岸或缓岸都有重力流沉积物形成。计算结果表明，形成重力流的最小坡度角 2°～3°即可，只要重力流与湖水之间有足够密度差，就具备了形成重力流的充分条件。也就是说，重力流的密度对坡度有明显的补偿作用（Lüthi，1981）。

3. 充沛的物源

充沛的物源也是形成沉积物重力流的必要条件。洪水注入的碎屑物质和火山喷发的喷溢

物质以及浅水的碎屑物质和碳酸盐物质等，都可为沉积物重力流提供物质来源。

表 23－1　世界各地海底滑塌一览表（据 Rupke，1978）

地　　点	坡度，(°)	体积，m^3	平均厚度，m	最大厚度，m
马格达来纳河三角洲	2	3×10^8	20	60
密西西比河三角洲	0.5	4×10^7	10	20
裴济苏瓦	3	1.5×10^8	30	100
相模湾	11	7×10^{10}	—	—
斯克里普狭谷	6～8	14×10^5	4	6
基得纳伯斜坡	1～4	8×10^9	2.5	50
格兰德滩	3	7.6×10^{11}	350	—
阿拉斯加瓦尔德兹	6	7.5×10^7	—	—
罗卡尔上斜坡	2	3×10^{11}	265	332

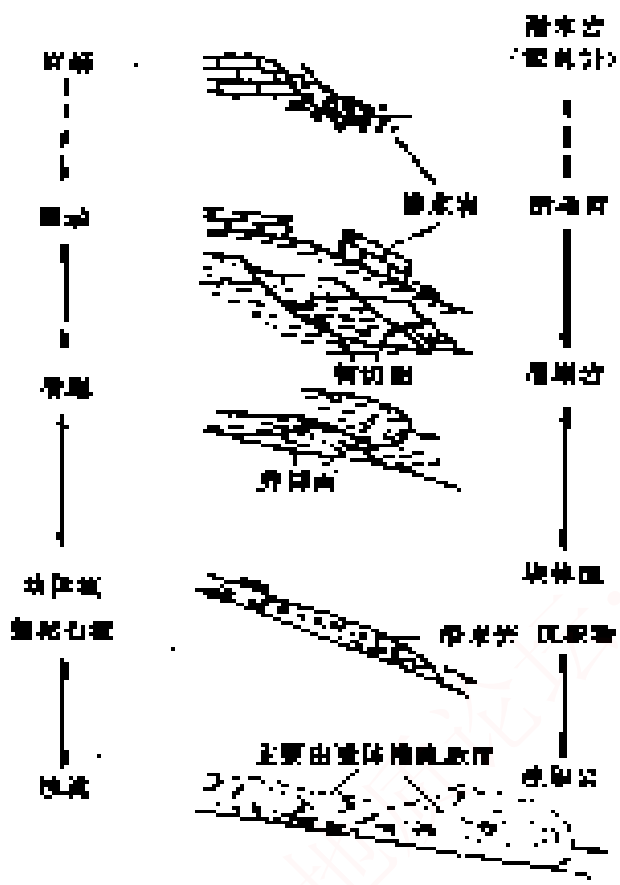


图 23－2　重力块体的搬运类型
（据 Kruit 等，1975）

物源的成分决定重力流沉积物类型。随着物源成分的变化，重力流沉积物类型也呈现有规律地变化，如陕西洛南上张湾罗圈组重力流沉积物由下部的碎屑流和颗粒流演化到上部的浊流，相应的碳酸盐物质成分减少、陆源碎屑物质成分增多，这是一个渐变的演化过程。

4. 一定的触发机制

重力流沉积物的形成属于事件性沉积作用，其起因于一定的触发机制，诸如在洪水、地震、海啸、巨浪、风暴潮和火山喷发等阵发性因素直接或间接诱发下，会导致块体流和高密度流的形成。除洪水密度流直接入海或入湖外，大多数斜坡带沉积物必须达到一定的厚度和重量，再经一定滑动、滑塌等触发机制，才能形成大规模沉积物重力流（如图 23－2所示）。

二、基本类型

如前所述，20 世纪的五六十年代是大量发现并研究浊流的阶段，而 70 年代以来则是强调沉积物重力流及其连续统一体的研究阶段。

1. 海相沉积物重力流

米德尔顿等（Middleton and Hampton，1973，1976）按支撑机理把沉积物重力流划分为四个类型，即泥石流（或碎屑流）、颗粒流、液化沉积物流和浊流。

纳丁等（Nardin et al.，1979；Kruit 1975）认为，无论陆源碎屑型或内源碳酸盐型沉积物重力流，从岩崩、滑坡、块体流到流体流，在力学性质上均可构成弹性、塑性、粘性块体运动过程的连续统一体（见表 23－2）。

将沉积物重力流划分为泥石流、碎屑流、颗粒流、液化沉积物流和浊流五种是较合理

的。它们是统一机制下的连续统一体（如图 23－3 所示），是沉积物重力流不同阶段的演化产物，泥石流是水和粘土杂基支撑的块体流；碎屑流是含水的砾石级碎屑碰撞和杂基联合支撑的块体流；颗粒流是含水的砂级颗粒碰撞支撑的块体流和流体流；液化沉积物流是超孔隙压力支撑砂级颗粒的流体流；浊流是水、泥、砂等近于均匀混合由湍流支撑的浑浊流。

表 23－2　根据力学性质划分块体搬运类型（据 Nardin，1979）

块体搬运作用				力学性质	沉积物搬运和支撑机理	沉积物构造
岩崩				弹性	沿较陡的斜坡以单个碎屑自由崩落为主，滚动次之	颗粒支撑的砾石，无组构在开放网络中杂基含量不等
滑坡		滑动			沿不连续剪切面崩塌，内部很少发生形变或转动	层理基本上连续未变形，可在趾部和底部发生某些塑性变形
		滑塌		塑性界限	沿不连续剪切面的崩塌，伴有转动，很少发生内部形变	具有流动构造，如褶皱、张断层、擦痕、沟模、旋转岩块
沉积物重力流	块体流	岩屑流		塑性	剪切作用分布在整个沉积物块体中，杂基支撑强度主要来自粘附力，次为浮力，非粘滞性沉积物由分散压力支撑，流动高浓度时呈惯性，低浓度时呈粘性。一般发育在较陡的坡度	杂基支撑，随机组构，碎屑的粒级变化大，杂基含量不等，可有反向粒级递变，流动构造，撕裂构造
		颗粒流	惯性粘性			块状，长轴平行流向并有叠覆构造，近底部具有反向递变层理
	流体流	液化流		流体界限	松散的构造格架被破坏，变为紧密格架，流体向上运动，支撑非粘性沉积物，坡度大于 3。	泄水构造，砂岩脉，火焰状—重荷模构造、包卷层理等
		流化流		粘性	孔隙流体逸出支撑非粘性沉积物，厚度薄（小于 10cm），持续时间短	
		浊流			由湍流支撑	鲍玛序列等

2　陆相沉积物重力流

近廿年来，随着我国地层沉积学研究和油气勘探事业的发展，从太古代至第三纪，无论是海相地层还是陆相地层，无论是陆源碎屑岩还是碳酸盐岩，均发现了大量重力流沉积，而且类型多样，独具特色。从不同角度可归纳如下各种类型（据赵澄林等，1988）：

1）按物源：陆源碎屑型、碳酸盐碎屑型、火山碎屑型。

2）按机制：洪水型、滑塌型、火山喷发型。

3）按组构：泥石流、碎屑流、颗粒流、液化沉积物流、浊流。

4）按形态：扇形体系包括近岸水下扇、湖底扇。

5）沟道或槽谷体系包括横向、纵向、拐弯水道重力流。

6）层状或带状体系包括阶地、深水平原浊流沉积。

深入研究它们的形成机制、分布规律、储集条件，对阐明新生代陆相裂谷盆地形成、演化及其含油气性具有重要科学意义和实际意义。

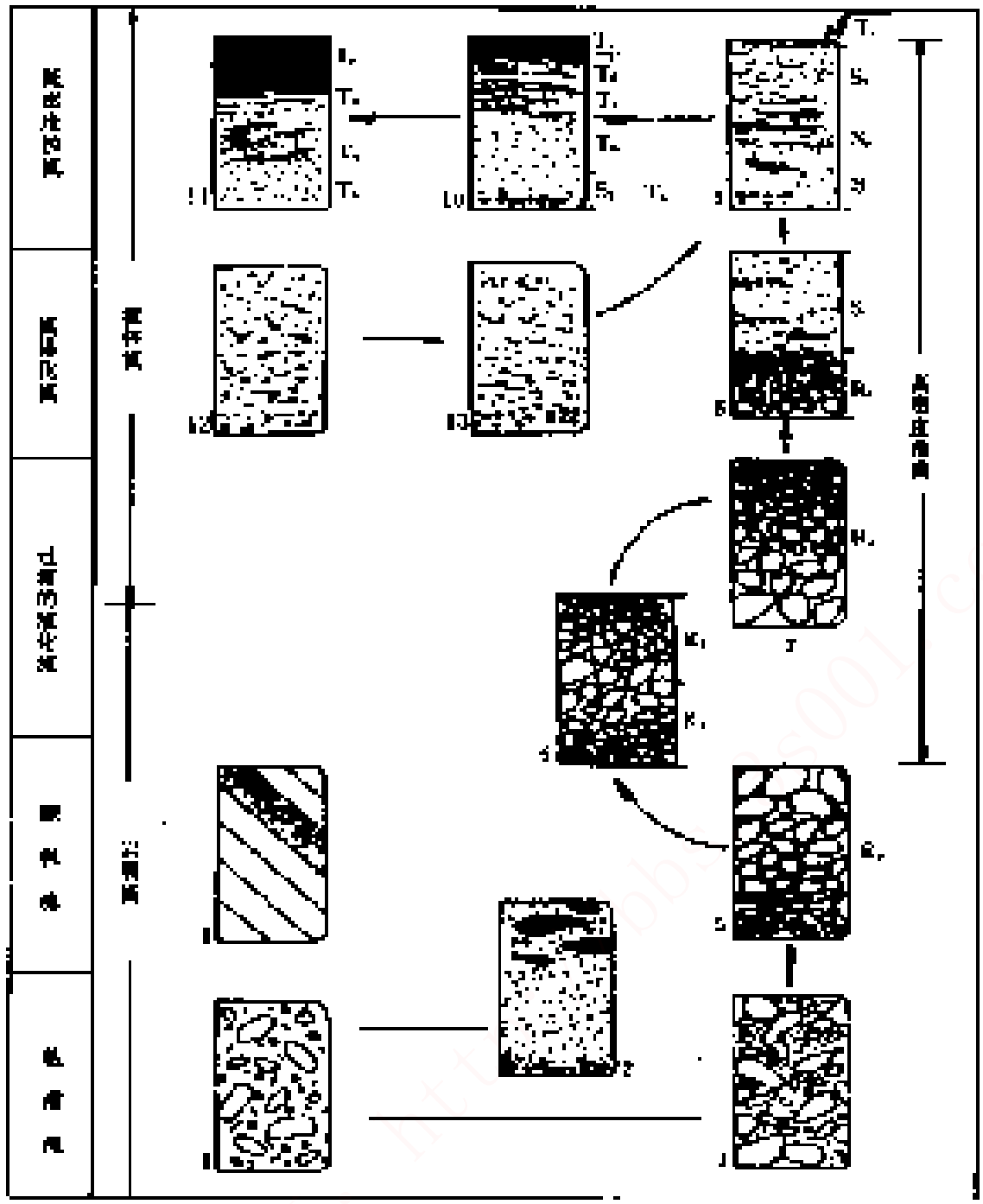


图 23－3　沉积物重力流按流变学演化示意图

(据洛，1982)

1—泥石流；2，3—相当于碎屑流；4—颗粒流；5—变密度颗粒流；6，7，8—高密度浊流；9，10，11—低密度浊流；12，13—液化流和流化流；R—泥石流；S—砂级碎屑；R_1，S_1—牵引构造(由牵引作用形成)；R_2，S_2—牵引毯的反向粒序；R_3，S_3—悬浮作用的正向粒序

第二节　重力流沉积物（岩）的基本特征

一、岩石学特征

广义的浊积岩指形成于深水沉积环境的各种类型重力流沉积物及其所形成的沉积岩的总和。因此按成因和组构特征又将重力流沉积物划分为若干岩类，每一岩类又有其各自的成分、结构、构造特征。目前较为通用的分类方案是由沃克（Walker，1978）根据海洋深水碎屑岩相中提出来的，概括为典型浊积岩和非典型浊积岩两类。其也适用于湖泊深水碎屑岩相分类。

1. 典型浊积岩

典型浊积岩是指具有不同段数鲍玛层序或序列的浊积岩（Bouma，1962）。一个完整的鲍玛层序是由五或六个段组成（如图 23－4 所示），自下而上出现的顺序如下：

A 段——底部递变层段：主要由砂岩组成，近底部含砾石。粒度下粗上细，递变清楚。一般为正递变，反映浊流能量逐渐减弱。底面上有冲刷—充填构造和多种印模构造，如槽模、沟模等。A 段常比其他段厚度大，代表递变悬浮沉积的产物。

B 段——下平行纹层段：与 A 段为渐变关系，比 A 段细，多为细砂和中砂，含泥质，显平行纹层，粒度递变不大明显。纹层除粒度变化显现外，更多的是由片状炭屑和长形碎屑定向分布所致，沿层面揭开时可见剥离线理。B 段若叠加在 A 段之上，则两者是连续过渡的；若 B 段作底，则与下伏鲍玛单元呈突变关系，其间有一冲刷面，这时 B 段底层面也可见各种印模构造。

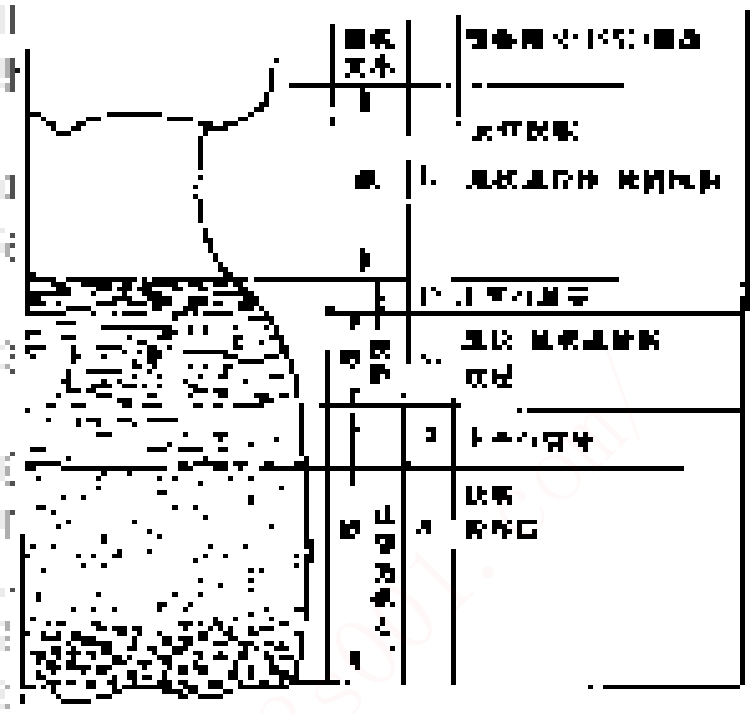


图 23－4　鲍玛层序及其解释
（据鲍玛，1962）

C 段——流水波纹层段：以粉砂为主，有细砂和泥质，呈小型流水型波纹层理和上攀波状层理，并常出现包卷层理、泥岩撕裂屑和滑塌变形层理，这表明流水改造和重力滑动的复合作用。C 段之上，两者是连续过渡的；C 段若与下伏鲍玛单元呈突变接触，则其间有冲刷面，并有各种底面印模构造。关于本段各类层理的成因，有人认为是在 A 段和 B 段沉积后，浊流转变为低密度流，出现了牵引流水流机制所致。

D 段——上平行纹层段：这段由泥质粉砂和粉砂质泥组成，具有断续平行纹层。D 段若叠于 C 段之上，两者为连续过渡；但若单独出现，则与下伏鲍玛单元间表现为一清楚的界面。它是由薄的边界层流造成的，厚度不大。

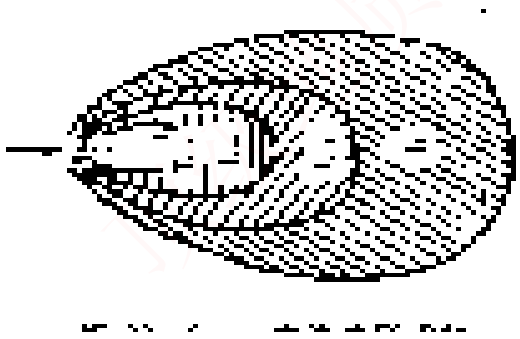


图 23－5　一次浊流形成的沉积相平面分布示意图

E 段——泥岩段：为块状泥岩，E 段和 D 段有时不好区分，两者均属低密度重力流沉积。鲍玛没有划分出这个段，他的 E 段指的是深水非浊流沉积段，以及将要介绍的 F 段。

F 段——深水页岩段：为远洋深水沉积的页岩或泥灰岩、生物灰岩层，含深水浮游化石，显微细水平层理，与上覆层为突变或渐变接触。实际上 F 段也已不属于浊流沉积。但它是判断深水浊流沉积的重要标志，有时与 E 段难于区分，合并在一起统称 E 段。

鲍玛推断浊积岩的各个层段在平面上呈舌状展布，较细的段比其下较粗的段有更大的展布面积，这是因沿流动方向上流速和粒径都逐渐减小造成的（见图 23－5 所示）。鲍玛还指出，由于受到再一次浊流的侵蚀冲刷，或当第一次浊流发生沉积作用后不久又发生第二次浊流，后者前锋赶在第一次的尾部前沉积；或位于海底扇的末梢部分，则仅有上部层段的较细

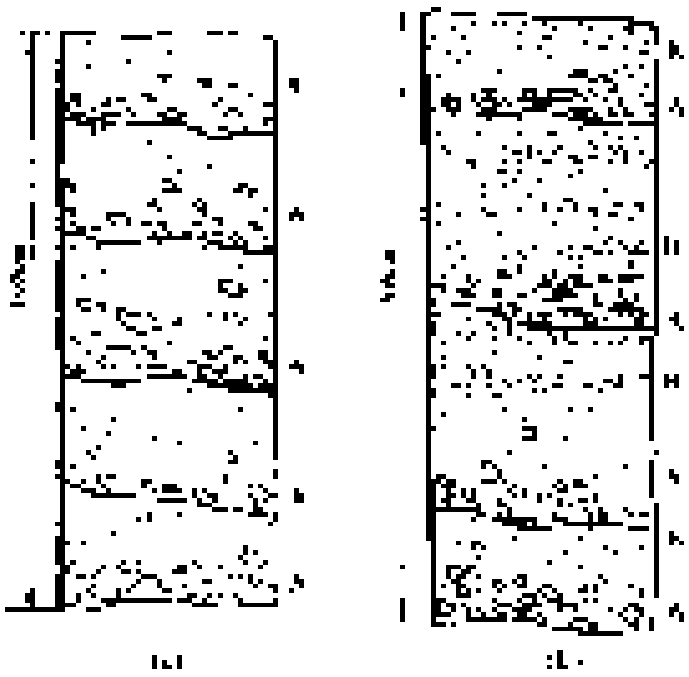


图 23－6　块状砂岩
(据刘孟慧，1984)
(a) 饱含油叠覆递变含砾粗砂岩，
显“AAA”序，东营凹陷，
纯 47－1 井，沙三中，2420m；
(b) 含油叠覆递变含砾砂岩，
显“ABABAB”序，东营凹陷，
纯 47－1 井，沙三中，2418m

粒物质沉积，即浊积岩层序的完善程度由浊流的频率和强度所决定。结果就形成了缺失底部的层段、顶部层段被削蚀的或者顶部底部层段均缺失的各种层序，如 ABCDE，BCDE，CDE，DE，以及 AB，BC，CD 等各种层序。

鲍玛本人作过总结，有完整层序的浊积岩仅占 10％～20％。许靖华（1978）谈到，他看到完整的浊积岩不到1％。笔者近 20 年研究渤海湾地区下第三系沙三段湖相浊积岩过程中，统计各段和各层序出现的频率亦有类似情况，具有 ABCDE 完整层序的鲍玛单元也仅占所研究层段的 5％左右。

2　非典型浊积岩

(1) 块状砂岩

块状砂岩是指层内结构均一的砂岩或含砾砂岩。但沃克（1978）海底扇相模式中提供的资料和我国中、新生代湖相浊积岩中常见到的块状砂岩层较厚，其内部有时隐约显叠复递变特征。当块状砂岩中出现泄水管和碟状构造时，指示液化流沉积作用。块状砂岩指示重力流水道沉积环境。

(2) 叠复冲刷粗砂岩

叠复冲刷粗砂岩常表现为“AAA”序，此处“A”是指一个递变层或一次重力流事件(如图 23－6 所示)。有时演变为“ABABAB”序，每一个递变层之上均连续沉积有厚薄不等的平行层理砂岩。

(3) 卵石质砂岩

卵石质砂岩实际上是一种厚度较大、显叠覆递变的砾质砂岩层，每个递变层的下部含砾多，向上逐渐减少。由于砾石多系再沉积组分，故有一定磨圆度（如图 23－7 所示)。砾石有时显优选方位，在以砂为主的部分有时也见交错层理和泄水构造。故这类岩石指示高密度重力流向牵引流和液化流转化的特征。卵石质砂岩也指示重力流水道沉积环境。

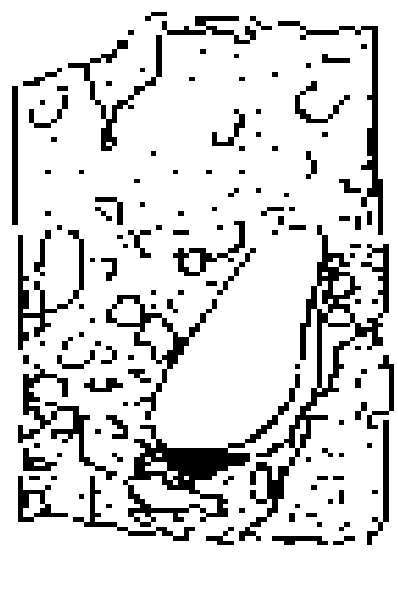


图 23－7　卵石质砂岩
(据刘孟慧，1984)
(正递变卵石质砂岩中漂浮有直径达 12cm 的花岗岩质砾石，显颗粒支撑结构，东濮凹陷，胡 7－18 井，沙三 4，3215m)

(4) 颗粒支撑砾岩

以再沉积砾石为主，细粒充填孔隙，并构成颗粒支撑结构；随细粒物质增加可过渡为卵石质砂岩（相)。按组构特征可划分为紊乱砾岩层，反递变—正递变砾岩层、正递变砾岩层、具递变和叠瓦构造的砾岩层等四种微相（如图 23－8 所示)。这四种再沉积砾岩厚度大，但不稳定，底面清晰，主要分布在内扇主沟道或非扇深重力流水道环境中。

(5) 杂基支撑的岩层

杂基支撑的岩层由粉砂和粘土组成的杂基含量一般为 25％～

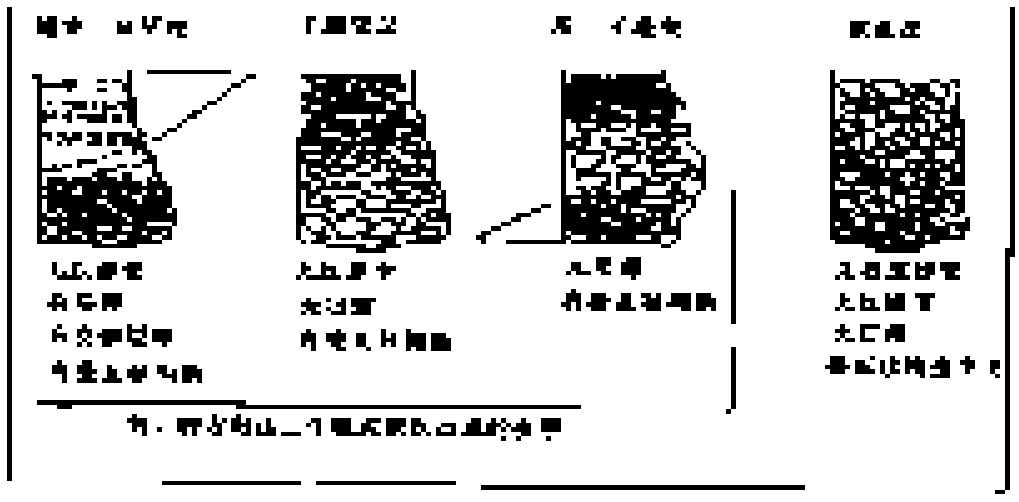


图 23－8　颗粒支撑砾岩层及再沉积砾岩的四种模式

(据沃克，1978)

5％，可细分为杂基支撑砾岩、杂基支撑砂砾岩和杂基支撑砂岩等三种类型（如图 23－9 所示)，有时显递变现象，系水下泥石流沉积作用所致，反映扇根重力流水道环境。

(6) 滑塌岩

滑塌岩是指泥砂混杂并具有明显同生变形构造的岩层（如图 23－10 所示)。随着砂的减少，可过渡为具变形层理的页岩。系未完全固结的软沉积物，因重力滑动—滑塌沉积所致，广泛见于重力流沉积体系、斜坡脚根部的补给水道末端及主沟道，在重力流沉积物中普遍可见。

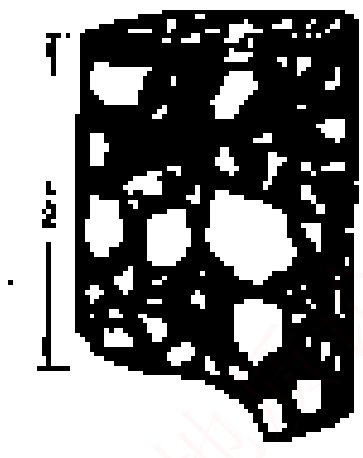


图 23－9　杂基支撑砾岩层

(据刘孟慧，1984)

(砾石呈漂浮状分布于粘土、灰泥和粉沙组成的基质中，束鹿凹陷，沙三段，晋 22 井)

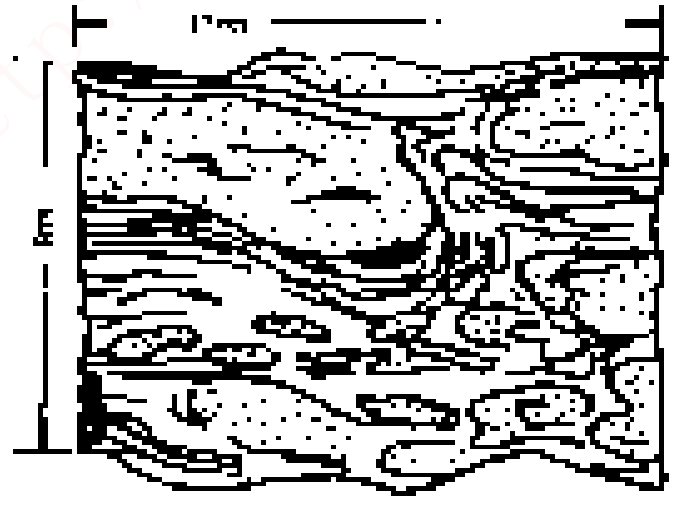


图 23－10　滑塌岩

(据刘孟慧，1984)

(砂质团块沉陷在灰色泥质沉积物中，显旋卷及火焰构造，东营凹陷，纯 51 井，沙三段，24/ 6)

二、结构特征

重力流沉积物从泥石流（碎屑流）演化到浊流阶段，其惟一的或主要的搬运方式是悬浮和递变悬浮载荷搬运。其特征在粒度的各项参数，如平均粒径、标准偏差、偏度和尖度等，以及由粒度参数所制作的概率图 C— M 图、判别函数等方面均有良好反映。基本特征是：颗粒/ 杂基的比值低，分选性很差到较好；概率图只有一条斜度不大的较平的直线或微向上

凸的弧线，说明只有一个递变悬浮次总体，粒度范围分布很广，分选差（如图 23－11 所示)。在 C— M 图上的形象也具有明显特征，点的分布平行 C— M 线，属于粒序悬浮区，亦反映递变悬浮沉积为主的特点（如图 23－12 所示)。

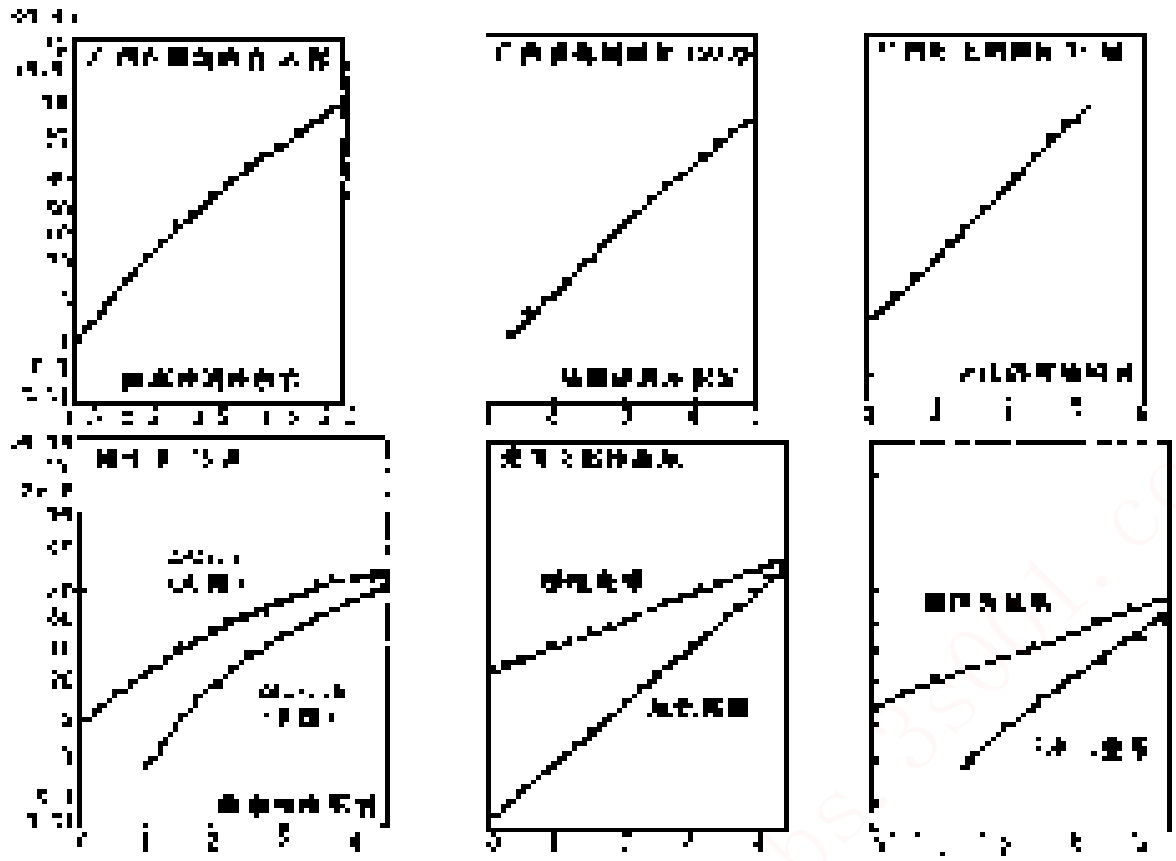


图 23－11　浊积岩的粒度概率图

(据洪庆玉等，1979)

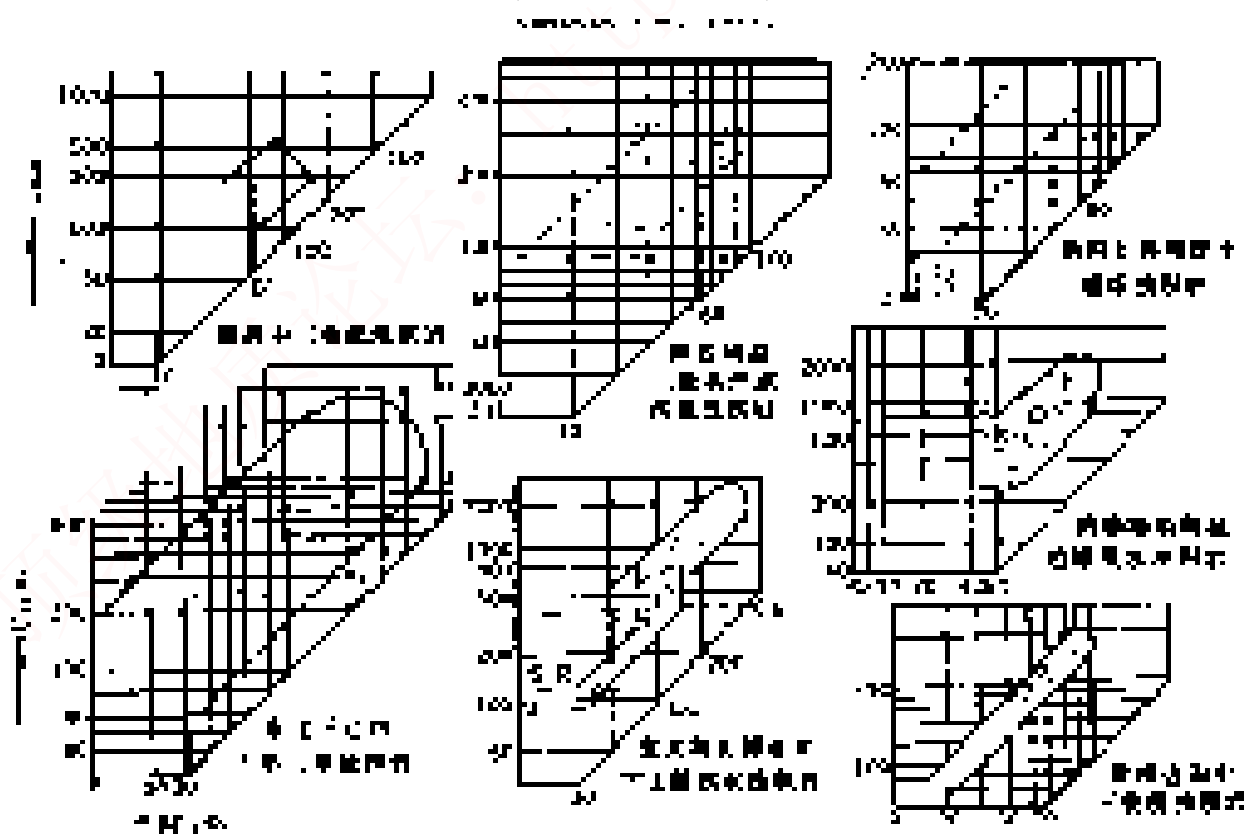


图 23－12　浊积岩的 C— M 图

(据洪庆玉等，1979)

三、构造特征

由于重力流沉积物（岩）的多样性而导致其构造特征的复杂性。但无论那类重力流沉积物

都是以递变层理或叠覆递变层理为其最主要的鉴定标志，其次还有平行层理、波状层理、旋涡层理、滑塌变形层理等。有时可伴有少量反映牵引流水流机制的交错层理和斜波状层理。

除层理类型外，诸如槽模、沟模、重荷模、撕裂屑、旋涡层、变形砾、直立砾、漂浮砾、液化锥、液化管、碟状构造、水下岩脉和水下收缩缝等特殊构造类型，分布虽然并不普遍，但一旦出现就具有良好的指相性（见表 23－3)。

表 23－3　浊积岩沉积构造的成因分类

成　　因	作　　用	沉积构造名称
重力流流动	流体的侵蚀冲刷 携带物体的刻蚀、拖曳 跳动 滚动 不均匀负载	槽模 沟模 跳模、刷模、锥模 滚痕模 重荷模、火焰构造
重力作用	触发变形 滑塌—滑动	岩枕构造 滑塌褶曲、滑塌角砾岩
牵引流＋重力流	牵引流与重力流复合	旋圈层里（包卷层理）
生物	动物觅食和栖居	生物扰动构造

除指示深水环境的实体化石（如有孔虫、放射虫、钙质超微化石）外，深水的遗迹化石(如平行层理的爬迹、网状迹和平行潜穴等）更具有良好的指相性。

微观下所见的再沉积组分，诸如破碎鲕粒、化石碎片、晶体碎屑和植物屑以及泥晶包壳等，都在一定程度上反映重力流沉积作用。

第三节　浊积岩的相模式

一、海底扇相模式

典型浊积岩相模式（如鲍玛层序）如图 23－4 所示，非典型浊积岩相模式（如海底扇相模式）如图 23－13 所示。

1. 补给水道

补给水道或海底狭谷的主要作用是将砂砾泥组成的重力流沉积相输送到深水环境中去，高密度重力流具有侵蚀下切作用，使水道或峡谷不断向海底延伸。

2. 内扇或上部扇亚相

在地貌单元上这个相位于大陆斜坡根部的峡谷出口处。在斜坡脚地带，发育滑塌层和紊乱层的泥石流、碎屑流沉积物；在水道向下延伸方向上，依次出现泥石流、碎屑流沉积（紊乱砾岩层、反粒序至正粒序砾岩、有层理砾岩等)。在水道堤或阶地外缘，由于漫溢作用可形成不同序次的典型浊积岩。

沉积物分布严格受地形的控制，特别是砾岩更严格地受水道的限制。水道宽度和深度因地而异，其深度可达 100～150ｍ，宽度有 2～3kｍ。由于水道的迁移和加积作用，可使砂砾质浊积岩分布的宽度和厚度更大。

3. 中扇或中部扇亚相

位于内部扇以外和外部扇以内，常呈叠覆舌状体，突出的地貌特征是辫状分支水道发育。在辫状分支沟道里，以卵石质砂岩（或含砾砂岩）和块状砂岩为主，有时可见颗粒流和液化流沉积。在辫状分支沟道间以不同序列的典型浊积岩分布为特征。

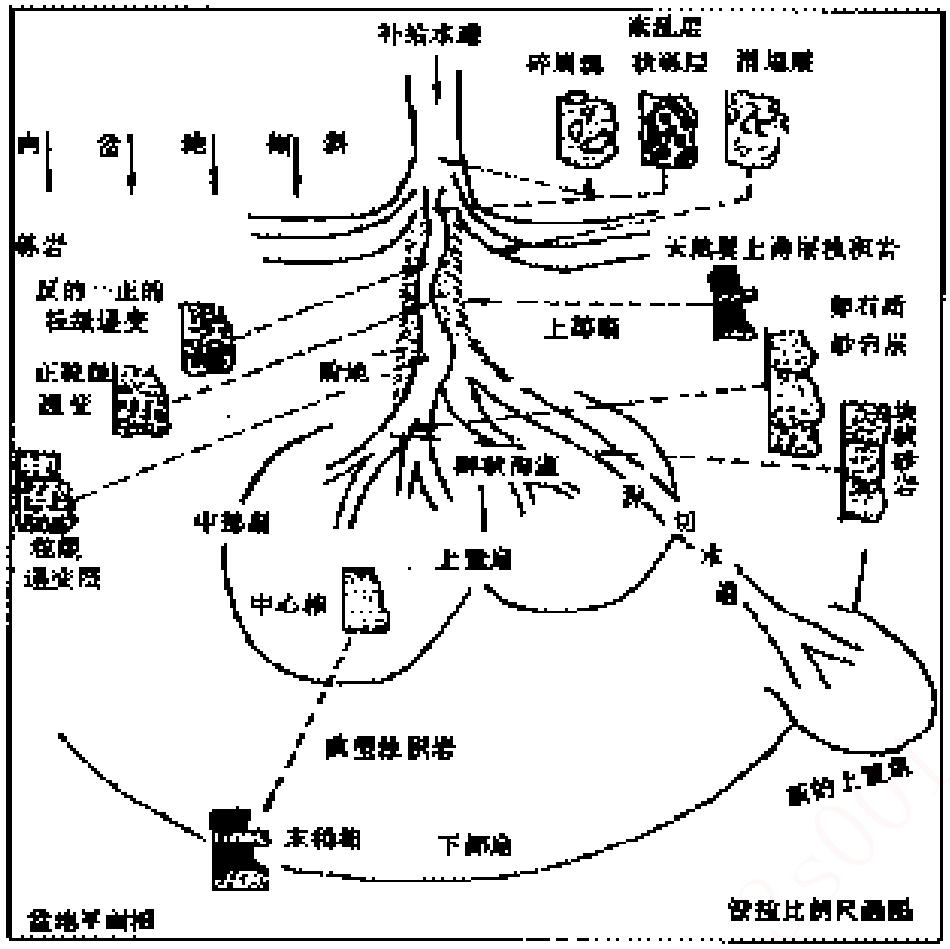


图 23－13　海底扇相模式，表示有关的亚相、微相、扇地形和沉积环境

(据沃克，1978)

辫状水道一般宽 300～400 m，深一般不超过 10 m。由于扇表面辫状水道的迁移和加积作用，可使颗粒流沉积的卵石质砂岩和块状砂岩连续出现，从而形成孔隙度和渗透率都非常好的优质厚层油气储集层。中扇无沟道部分以漫溢沉积的 B—E，C—E 序列典型浊积岩为特征。

4. 外扇或下部扇亚相

外扇亚相与中扇亚相无水道部分相接，地形平坦，基本无水道，沉积物分布宽阔而层薄，典型沉积是 C—E 序列和 B—E 序列的末稍相典型浊积岩和深水泥页岩。

5. 深海平原相

深海平原沉积环境以具有填平低洼但不爬高的低密度底流沉积为特点，故除局部地区因填平有所加厚外，在深海平原广阔面积上以远积典型浊积岩为特征。其厚度是很稳定的，有的薄粉砂层可以侧向追踪几十至数百千米。

6. 深切扇

深切沟道是指深切湖底扇叶表面形成的沟道，重力流在低洼处形成小型“深切扇”，形成的沟道型浊积岩是一种与周缘沉积相反常的相类型，其包裹在暗色泥页岩中的浊积岩体含油气潜力很大。

7. 海底扇推进式相层序

如图 23－14 所示，自下而上为变厚变粗相层序。如果扇的补给来源渐趋中断或发生海进，此时有可能出现向上变薄、变细层序。

二、湖底扇相模式

研究结果表明，渤海湾地区下第三系有较发育的扇相浊积岩，其岩性、岩相特征均可与沃克（1978，1982）的海底扇相模式相对比。较好的实例，如东营凹陷南坡梁家楼沙三中缓

岸湖底扇［如图 23－15（a），（b）所示］和东濮凹陷白庙沙三段陡岸湖底扇（赵澄林，1984）。其相模式和垂向层序均表现为推进式复合叠置的向上变厚、变粗层序。有几个 C—U 层序就大致反映了有几个“扇叶”的叠加，其特点是扇相砂体、砂砾岩体与深水泥页岩间互出现。每个“扇叶”平面呈扇形，横剖面呈顶平底凸状，纵剖面或放射方向剖面呈楔状。从根部至扇缘岩相带为补给水道—上部扇（或内扇）—中部扇（或中扇）—外部扇（或扇缘）—盆地平原（可有深切水道）。相应的岩石类型为：颗粒支撑或杂基支撑的砾岩、有序或无序砂砾岩—卵石质砂岩或块状砂岩—典型浊积岩。其总的变化趋势是沟道浊积岩减少，典型浊积岩增加，这是一个连续的变化过程。

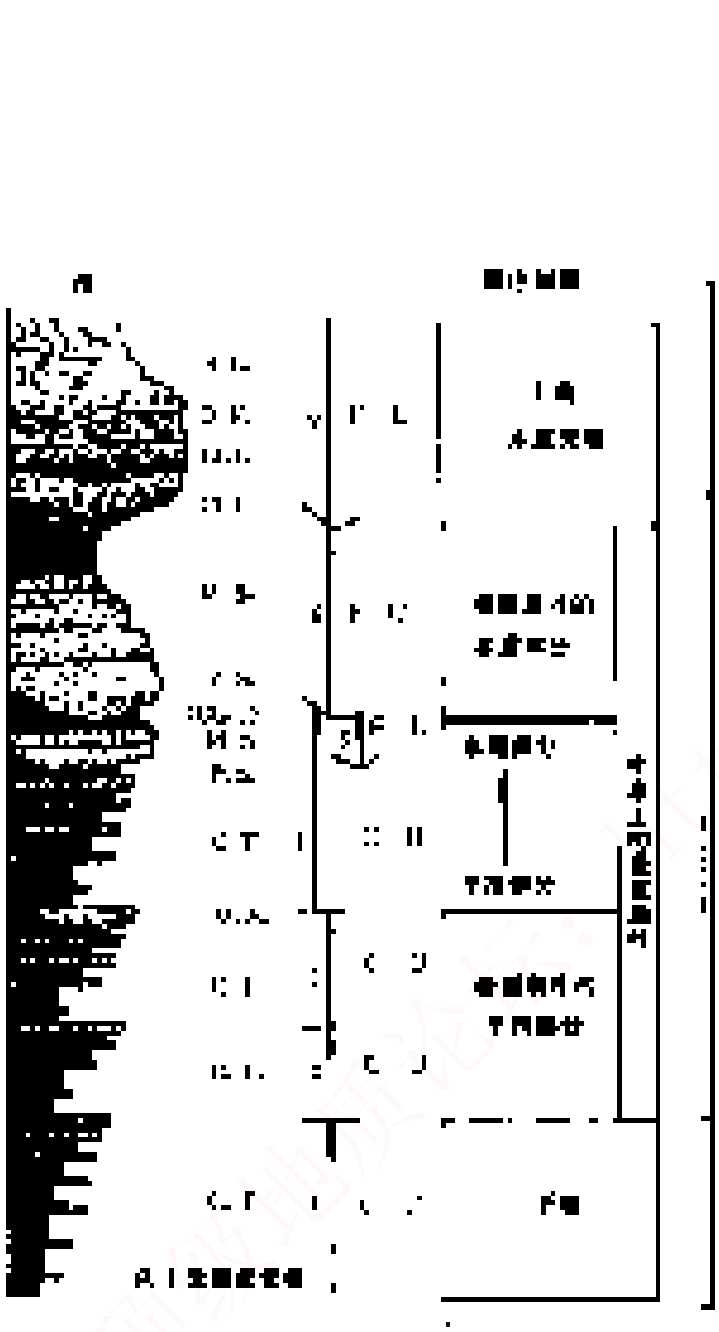


图 23－14　海底扇的推进式相层序

（据沃克，1978）

C—U—向上变厚和变粗的层序；

F—U—向上变薄变细的层序；

C. T. —典型浊积岩；M. S —块状砂岩；

P. S —含砾砂岩；CGL—砾岩；D. F. —碎屑流；

S L. —滑塌

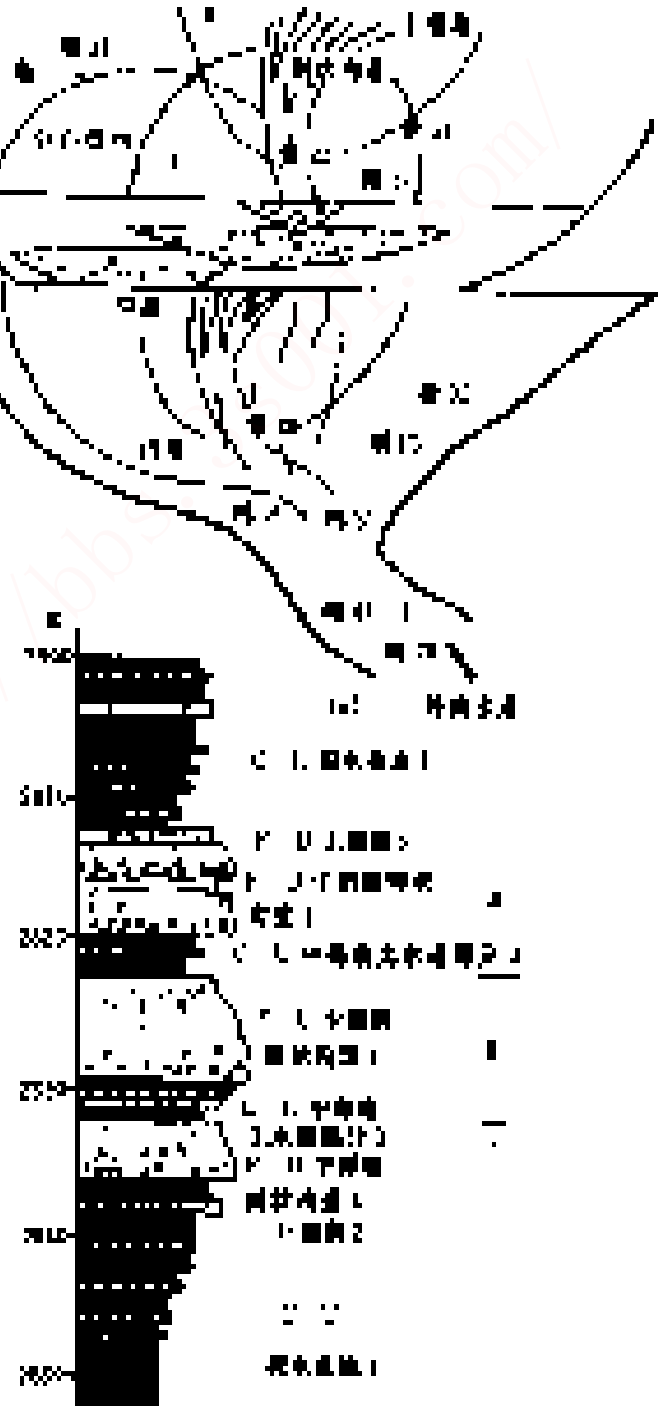


图 23－15　东营凹陷纯梁地区沙三中湖底扇相模式及相层序

（据赵澄林，1984）

(a) 显示三个“扇叶”的叠加，并依次向湖内推进；

(b) 显示三个不甚完整的相层序的叠加

三、海沟相模式

海沟型浊流沉积早有报导，诸如美国中部阿巴拉契亚山脉中的奥陶统马丁斯堡组浊积

岩、美洲西海岸科迪勒拉山边缘带不同时代的浊积岩，横贯欧亚洲的阿尔卑斯—喜马拉雅山脉的特提斯海不同时代的浊积岩等。较为明确并在油气勘探中取得良好效果的是美国文图拉盆地上第三系海沟浊积砂岩的研究成果（许靖华，1980)。文图拉盆地上新统—更新统主要有四种岩石类型：泥岩相、砾岩相、递变砂岩相、薄层砂岩相。它们分别形成于盆地斜坡、海底峡谷或扇、海沟、盆地侧翼或陆隆环境中。特别强调，海沟递变砂岩相形成于海底狭谷或海底扇浊流的拐弯，是沉积物重力流沿盆地长轴纵向搬运、沉积造成的。

最令人信服的实例是海因和沃克（Hein and Walker l982）所确定的加拿大魁北克寒武系—奥陶系 Cap—Enrage 组中的具有阶地的辫状海底水道砾质沉积。它由厚约 270m 的卵石砂岩和块状砂岩组成，恢复后的水道深约 300m，宽约 10km，水道沿平行大陆斜坡脚的凹槽方向延伸（如图 23－16 所示)。

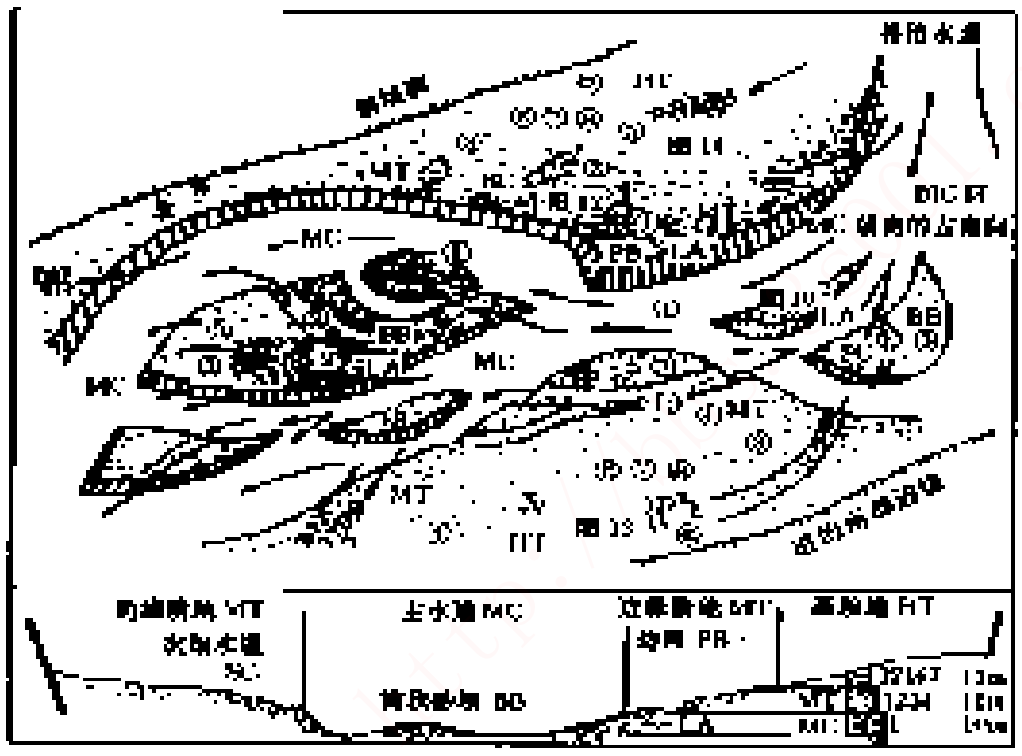


图 23－16　加拿大魁北克 Cap－Emrage 组海沟型重力流沉积相模式

(据海因和沃克，1982)

①～⑧—八种岩相类型；LA—海沟侧向加积；MC—主水道；MT—边缘阶地；HT—高阶地；SC—次级水道；BB—辫状砂坝；PB—边滩；CC—截断水道

其中有八种岩相类型：①粗砾岩；②具粒序层理的细砾岩和卵石质砂岩；③显粒序的细砾岩和卵石质砂岩；④粒序细砾岩、卵石质砂岩和具有液体溢出的砂岩；⑤非粒序交错层细砾岩、卵石质砂岩和砂岩；⑥缺少构造的卵石质砂岩和砂岩；⑦砂和粉砂质浊积岩；⑧深水页岩。这八种岩相类型归纳为粗粒沟道、叠覆冲刷粗砂岩和非沟道沉积的三种相组合。图 23－17 (a) 指示由于水道侧向加积形成主沟道和次要沟道的叠加作用，以向上变薄、变细层序为主；图 23－17 (b) 指示了水道迁移到阶地上，形成向上变厚、变粗的层序。依此类推，由于构造因素导致水道迁移、充填乃致废弃，从而分别形成变厚、变粗和变薄、变细等复杂层序类型。

20 世纪 70 年代初期，陆续出现对我国东部一些中、新生代断陷湖盆中沟道状浊积砂体的报导。如在辽河凹陷早第三纪的西斜坡上，在边界大断层不远有一条与之平行但倾向相对的一条断层，两者构成狭长的断沟，岸上洪水重力流到此后不能向西扩张，而是沿断沟南北

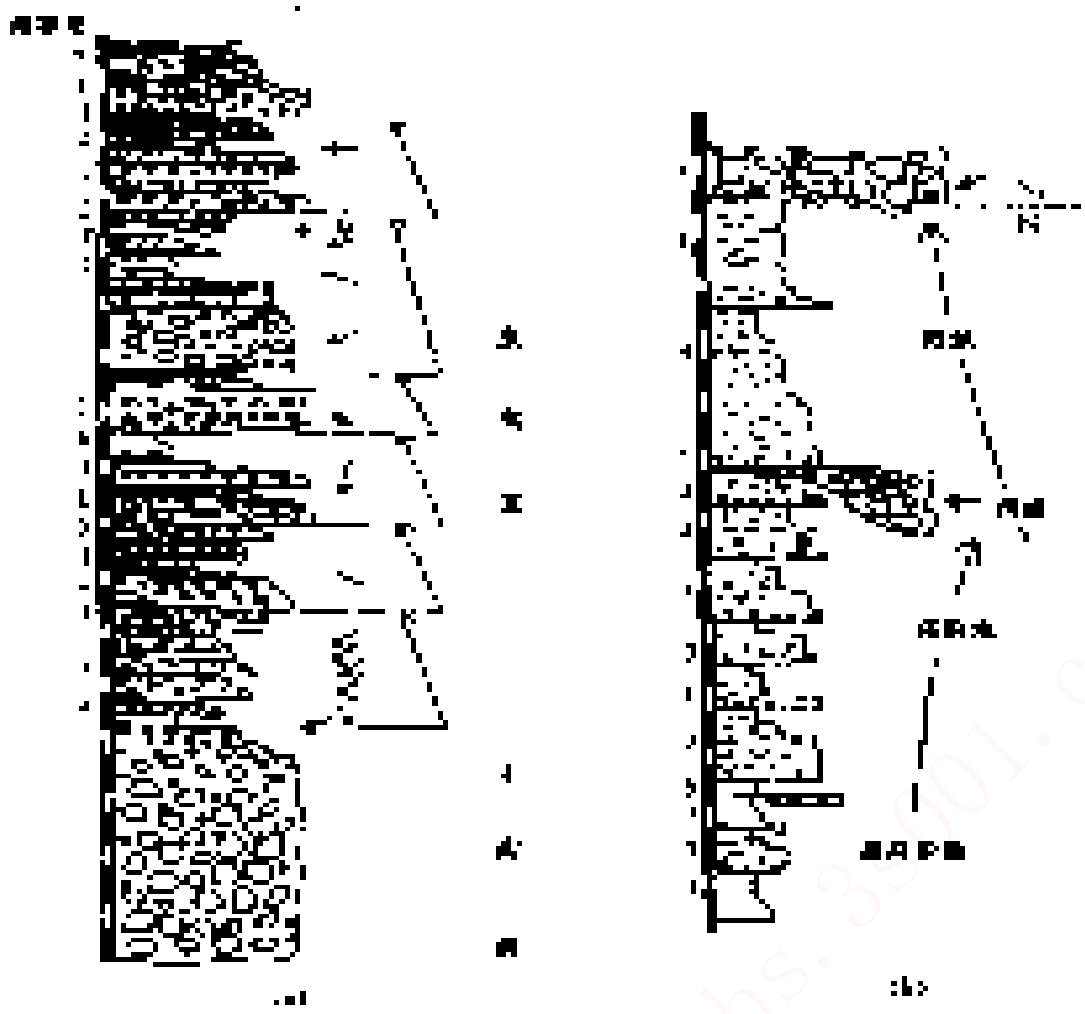


图 23－17　加拿大魁北克 Cap－Emrage组海沟型重力流沉积相层序
(据海因和沃克，1982)
(a) 向上变薄、变细；(b) 向上变厚、变粗

流动。断崖上可能有多个沉积物重力流供给点，形成的沉积物呈狭长条、带状沿边界断层分布，岩性具有递变构造的杂乱砂泥砾混杂沉积（吴崇筠，1986），形成非典型沟道浊积岩相。类似的例子，如东濮凹陷下第三系西部斜坡带沙三段拐弯重力流水道沉积（姜在兴等，1988）和沿中央隆起带西侧断沟中分布的轴向重力流水道沉积（赵澄林等，1988）。这种水道型浊积岩的基本特征如下。

1. 相标志

深湖相暗色泥岩、页岩中夹有卵石质砂岩、块状砂岩、颗粒支撑砾岩、杂基支撑砂砾岩。滑塌变形构造十分发育，有时也见典型浊积岩。暗色泥页岩中普见深水介形虫化石和古网状迹和网状迹等遗迹化石。砂岩的粒度概率图和 C— M 图均表现以递变悬浮和悬浮总体沉积为主。

2. 相层序

以向上变厚、变粗层序最为发育，反映重力流的逐渐加强和多次事件的叠加，有时是由于水道迁移所致（如图 23－18 所示）。

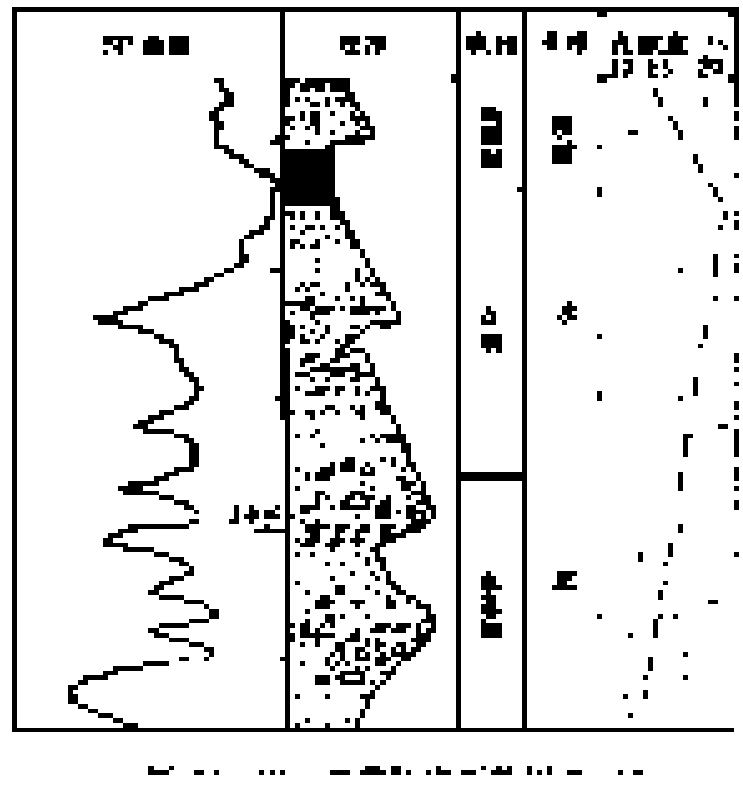


图 23－18　东濮凹陷西部胡 7－18 井沙三中重力流水道沉积相层序
(据赵澄林等，1988)

3. 相模式

湖槽型的重力流沉积可划分为水道和漫溢两个亚相。前者又可划分为水道轴和点坝两个微相，后者又可划分为近漫溢和远漫溢两个微相。水道亚相以卵石质砂岩、块状砂岩、平行层理砂岩沉积为特征，漫溢微相以典型浊积岩沉积为特征，如图 23－19 所示。

4. 石油地质意义

槽状或沟道型浊积岩体在平面呈不均一带状、剖面呈透镜状分布的砂砾岩体，可能成为有利的含油气储集体。例如东濮凹陷西部的胡状集油田和中央隆起带的文东气田、桥口气田，均为重力流水道浊积岩储油和储气，油气的有利储集层受沟道浊积岩的岩性和岩相的控制。

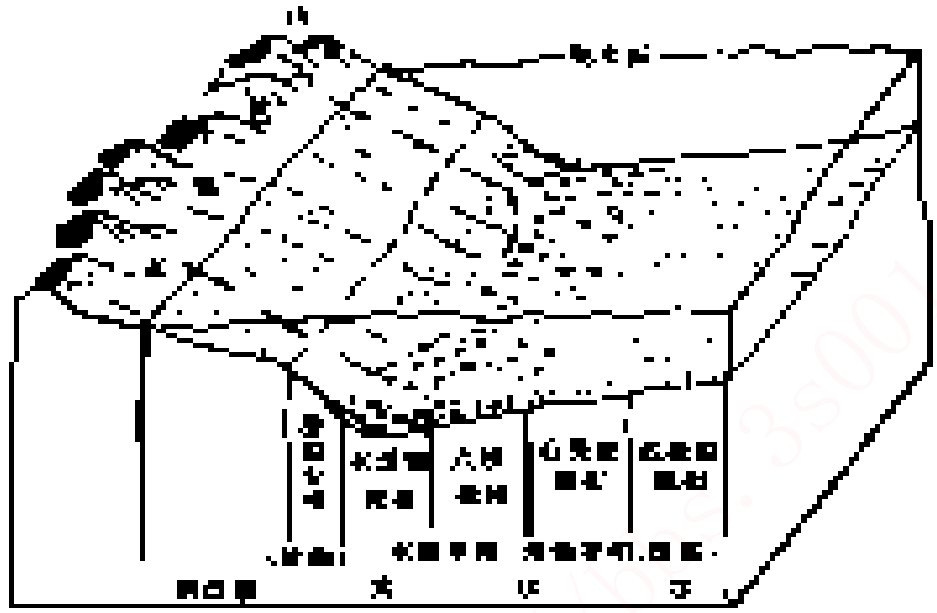


图 23－19　东濮凹陷西部沙三中重力流水道沉积相模式

(据赵澄林等，1988)

顶级地质论坛：bbs.3501.com/

第二十四章　碳酸盐岩沉积相

第一节　碳酸盐岩沉积环境和沉积作用

一、碳酸盐岩沉积环境和沉积特征

碳酸盐岩主要形成于温暖气候条件的浅海环境。浅海相碳酸盐岩不仅以化学、生物化学、生物方式形成，也有机械作用形成的，因此它是多种机制综合形成的一类化学岩及生物化学岩。颗粒和灰泥（相当于杂基）的比例及其组合而成的多种岩石类型，永远是鉴定浅海相碳酸盐岩沉积环境的重要标志，但在半深海—深海环境也有较广泛分布。深海碳酸盐岩的形成和演化有其特定的古地形、古水深、古水介质和古水流等沉积环境和沉积条件。深水碳酸盐岩多起因于风暴条件，形成于大陆坡及深水盆地中。具有叠覆递变的角砾化碳酸盐岩、具有鲍玛层序的典型浊积岩和深水超微化石及遗迹化石的组合层序是鉴别深水碳酸盐岩的重要相标志。

碳酸盐岩的形成和分布不仅受制于沉积环境，也与成岩环境和成岩作用密切相关，碳酸盐沉积物固结成岩可以在很短的时间内完成，但有一些碳酸盐岩仍需经过漫长的地质年代才最后形成。

碳酸盐岩具有易溶性和易变性，一般都有复杂的成岩历史，只有通过化学成岩作用、物理成岩作用和物理—化学成岩作用研究，剔除碳酸盐岩各种成岩作用的影响，才能有效地恢复碳酸盐沉积物（岩）的本来面貌。

二、碳酸盐岩沉积过程和沉积作用

在缺乏陆源输入物和海浪被阻止的碳酸盐岩盆地环境，潮汐作用占主导地位，并形成潮坪碳酸盐沉积物及相应的碳酸盐岩，这是从古至今分布最广的一类碳酸盐岩沉积。潮汐沉积作用带主要发生在：

1）总是在海面以下潮下带环境的沉积作用，细分有高能带和低能沉积带。

2）间歇地被潮水所覆盖的潮间沉积带，具有间歇能所形成的岩石类型和相标志。

3）大部分时间处于暴露环境的潮上沉积带，具有更发育的暴露蒸发标志和交代作用标志。潮坪环境中以物理—生物作用为特征所形成的藻叠层及其形态分带是划分潮坪环境(相）的主要相标志。

海滩碳酸盐沉积环境及其沉积作用主要发生在碳酸盐盆地，处于开阔浅海，缺乏障壁(如岛、礁)，也没有广阔的藻席；其次盆地碳酸盐沉积作用主要受制于波浪作用能量的大小，在不同古地形和水动力条件作用下，形成鲕粒滩（岩)、内碎屑滩（岩）和生屑滩（岩）等，其中有发育的冲洗层理和交错层理，以及生物扰动构造。视岩性、结构和构造特征的变化，它们可分别组合成不同类型的相层序。正确划分颗粒碳酸盐岩相层序及其沉积岩结构—构造的变化，对划分油气储集条件十分重要，对其他一些海滩岩沉积层序的重新认识（如具有颗粒结构的鲕状赤铁矿、颗粒磷块岩的成因和形成环境）均有重要意义。

生物礁碳酸盐岩，特别是具有格架的珊瑚礁碳酸盐岩，是在以下特定条件下形成的：

1）它是造礁生物原地生长而经过迎着波浪带营造起来的。

2）具有水下凸起的地貌，沉积厚度比相邻地区大。

3）具有生物格架或只有造礁生物原地生长的痕迹。

4）形成于深度从海水表面至水深 200m 以下，有些地区可延伸到 400～500m，取决于造礁生物所需的温度、阳光而定。

正确识别生物礁沉积体不同带的岩石学特征是划分亚相和微相的主要标志。不同相带的礁碳酸盐岩具有不同的生储条件。

浅海风暴流及其沉积作用特征明显，具有良好的指相性。

在风暴流控制的浅海碳酸盐台地，分为正常天气和风暴天气，从而双向或出现由于风暴波能的巨大的风暴潮，一般风暴潮差在 6m 以上。

风暴潮冲刷岸滩或浅滩产生潮水回流，变化于正常浪底之下，形成风暴沉积物。风暴岩具有类似鲍玛层序的相层序，但底模（钵模）构造、丘状交错层理和生物逃逸是鉴别风暴沉积物（岩）的重要相标志。

大陆坡碳酸盐沉积是发生于半深海斜坡带的十分复杂堆积体，其主要由正常的远洋趋微化石（翼足类、海绵骨针、放射虫等）的软泥相组成，间夹有来自大陆架浅水环境的重力流角砾岩和有递变—无递变的石灰质浊积岩相组成。根据大陆坡上的相对位置、边缘性质（沉积的还是叠积的）以及它们的构造背景，可划分不同类型的大陆坡碳酸盐岩沉积序列。

深海碳酸盐岩盆地沉积指平均海水深度大于 200m 的碳酸盐沉积环境，这一范围从广义来讲包括大陆坡、陆隆、海沟、海底狭谷、海岭、洋中脊和深海平原等不同水下自然地理环境。水深大于 1500m 或 2000m 的静态下深水碳酸盐沉积起决定性控制因素的主要是水体深度。海洋水层深度分层（带）、海水柱的密度分层、滞水无氧深度、碳酸钙沉积补偿深度（CCD）以及硅质沉积物补偿深度（QCD），都是具有广泛而又有普遍控制意义的深水碳酸盐沉积作用的平衡面。现代深海沉积物大约在超过 CCD 面以下的 400m 水深中已不存在碳酸盐软泥，而残留的是 100％由陆源泥组成的“红粘土相”。在部分现代大洋 QCD 界面以下的 4500m 的海底沉积物中，则大量出现由硅质超微化石组成的软泥，这些深水成因的硅泥岩在许多深水碳酸盐岩序列中以形态各异（层状、纹层状、条带状、结核状）的硅质岩与深海泥晶碳酸盐岩共生。最近发现许多深水硅质岩中具有递变纹理。

深水蒸发盐沉积作用模式已被不少实例加以证实。巨厚的蒸发盐沉积物内部没有浅水和暴露标志，而有黑色页岩和纹层状碳酸盐岩夹层。深水蒸发盐沉积物（岩）主要由纹层状碳酸盐岩、纹层状石盐组成，除夹黑色页岩和纹层状碳酸盐沉积物（岩）外，有时夹深水重力流泥质沉积物（岩）。

三、碳酸盐岩沉积相标志

与碎屑岩类似，众多类型的碳酸盐岩构造是恢复岩相古地理条件的重要相标志。

正确划分层理类型是确定古水流类型、古流向的重要标志。浅水环境以牵引流水流机制为特征。依据颗粒床沙形态，形成各种类型的交错层理、波状—斜波状层理和平行层理等，以及形成于低能环境的水平层理。特殊的沉积构造特征有助于反映特定的沉积条件，如竹叶状砾屑组构是风暴流沉积的标志，丘状交错层理是风暴沉积的标志，递变和叠覆递变层理是深水重力流沉积的标志，泄水、滑动—滑塌层理是液化流、震积作用的主要沉积标志。

上、下层面的流痕及印模构造，具有良好的指向性。如顶层面的不同形态、大小规模不一的波痕和流痕，是潮汐—波浪带浅水沉积作用的重要沉积标志；底面印模构造中的槽模和沟模，可以有效地指示碳酸盐沉积物重力流水流机制；特殊形态的铸模或口袋构造是指示风

暴流沉积初期的相标志。

碳酸盐岩中丰富的生物化石和遗迹化石是碎屑岩所不能比拟的相标志。正确区分底栖、浮游和游泳生物化石及其比例，对恢复古水深、古水动力条件十分重要。根据生态学进一步划分种属组合类型，对划分亚相和微相至关重要。

遗迹化石或生物扰动构造的正确划分和识别，对碳酸盐沉积环境和地质历史事件的恢复具有良好效果。

碳酸盐岩中的溶解、渗滤和暴露标志以及其他化学成因的构造，也是碳酸盐岩中所特有的，它们可以有效地指示沉积—同生期所发生的各种变化，指示特定的沉积环境。

第二节　碳酸盐岩沉积相模式

现将三种国外常用的浅水碳酸盐岩沉积相模式划分方案介绍于下。这三个方案实际上也代表研究时代先后不同，详细程度不同，彼此之间有联系，是由浅入深的过程。因此对前面两个方案简略介绍，对后一种方案详细介绍，并着重于相的识别标志。

一、陆表海沉积相模式

肖（Shaw，1964）首先把碳酸盐的主要沉积场所——浅海划分为两个不同的类型，即陆表海和陆缘海。陆表海（epeiric sea）也可称为内陆海、陆内海、大陆海等，是位于大陆内部或陆棚内部的、低坡度的（海底坡度一般小于 1ft/ mile）（1ft = 0.3048m，1mile = 1609.344m）、范围广阔的（延伸可达几百到几千英里）、很浅的（水深一般只有几十米）浅海。陆缘海（pericontinental sea）也可称为大陆边缘海，是位于大陆边缘或陆棚边缘或大洋边缘、坡度较大的（海底坡度约 2～10ft/ mile）、范围较小的（宽度一般为 100～300mile）、深度较大的（水深可达 200～350m）的浅海。陆表海和陆缘海是性质大不相同的两种浅海。在地质历史中，沉积碳酸盐岩的海大都是陆表海。但是，现代的浅海，都不是陆表海，而是陆缘海。就是上述所列举的各种现代碳酸盐沉积环境，也不是陆表海，而是与大陆毗邻的或孤立于大洋中的浅水碳酸盐台地。我们现在正生活在海平面从来没有这么低的地史年代中，因此，现在还找不到一个现成的陆表海模式。这也是碳酸盐岩沉积相研究中，采用现实主义原则方面所碰到的困难。

肖第一次论述了陆表海的水体能量特征（如图 24－1 所示），以此奠定了陆表海碳酸盐岩沉积环境分析的理论基础。

欧文（Irwin，1965）在肖的陆表海能量分布模式的基础上，提出了陆表海清水沉积作用的一般原理。所谓清水沉积作用，指的是没有或很少有陆源物质流入的陆表海环境中的碳酸盐沉积作用。也就是说，缺少砂泥陆源物质、水体清澈是陆表海碳酸盐沉积作用的必不可少的环境因素之一。

欧文主要根据潮汐和波浪作用的能量，划分出了三个能量带，即远离海岸的 X 带（低能带）、稍近海岸的 Y 带（高能带）和靠近海岸的 Z 带（低能带）（如图 24－2 所示）。

二、混积型沉积相模式

阿姆斯特朗（Armstrong，1974）曾长期对北美阿拉斯加北极地区的石炭系进行研究。他根据该地区石炭系两种不同的沉积组合，拟定了两个沉积模式，即碎屑岩—碳酸盐岩沉积模式和碳酸盐岩沉积模式，重点介绍前者。

碎屑岩—碳酸盐岩沉积模式（如图 24－3 所示）代表一个海进组合。

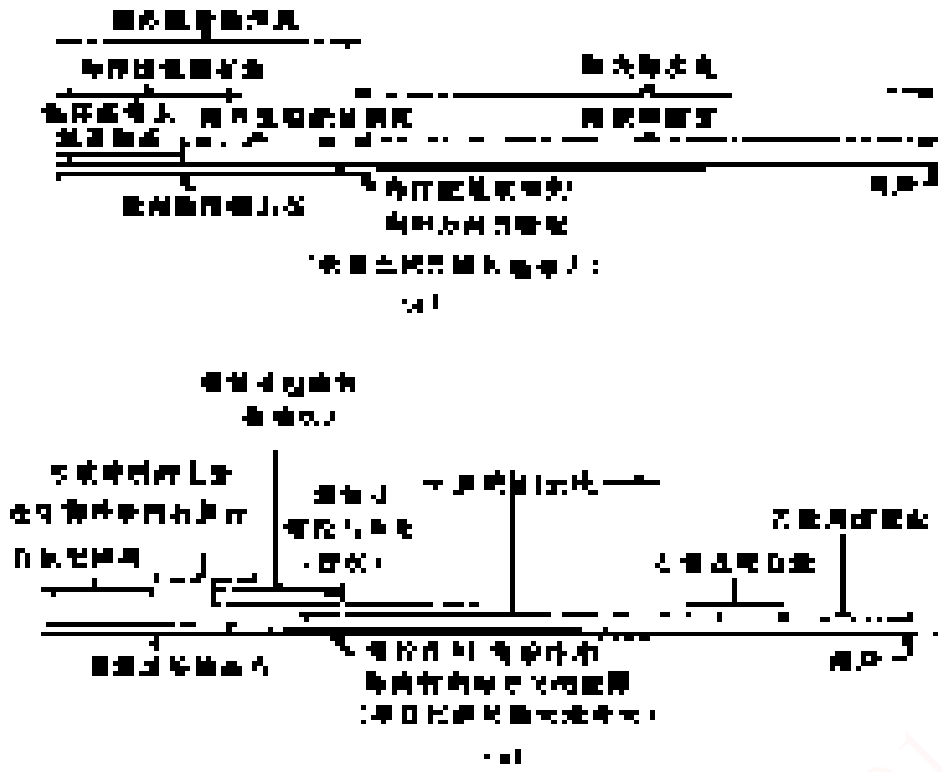


图 24－1　陆表海水体能量及沉积相分布图

(a) 陆表海的水能量分布图；(b) 陆表海的沉积相分布图

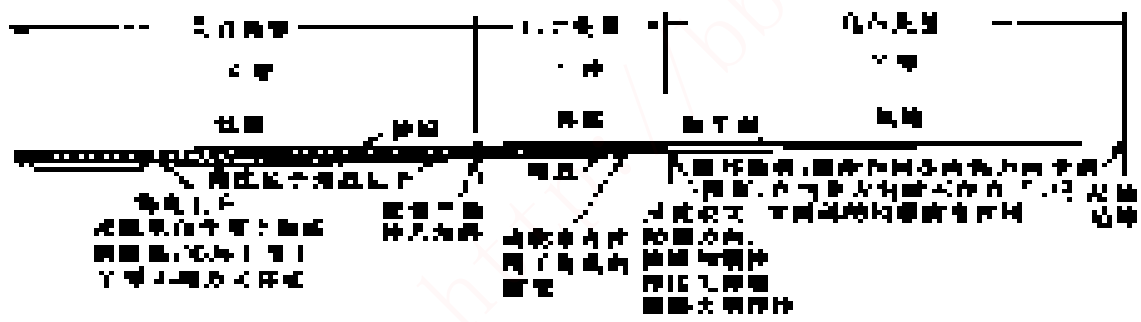


图 24－2　陆表海的能量分带图

1. 陆相

陆相主要为滨海的咸水至淡水沼泽沉积，主要为黑色碳质页岩、粉砂岩及砂岩，夹薄煤层，含大量植物化石，具有冲刷及充填构造。

2. 局限台地相



图 24－3　碎屑岩—碳酸盐岩混合型沉积相模式图

局限台地相又分为两个亚带，即近岸相带和远岸相带。近岸相带以陆源碎屑沉积为主，岩石主要为暗灰色页岩、粉砂岩、细砂岩和泥岩，化石少见；远岸相带以含海绵骨针的泥岩为主，含粘土质，还常含有棘皮类及苔藓类碎屑。

3. 开阔台地相

开阔台地相也分为两个亚相带，即向岸相带和向海相带。向岸相带主要为含粪粒、球粒的颗粒质泥岩及泥质颗粒岩，含一些粘土及粉砂，苔藓类、腕足类、有孔虫类以及丛状珊瑚发育。向海相带主要为棘皮类及苔藓类碎屑的泥质颗粒岩和颗粒质泥岩，含粘土很少，近岸浅滩处有大量多角状珊瑚，但丛状珊瑚较少。

另外，浅滩相主要为鲕粒及生物碎屑的颗粒岩，具有交错层理。

这一模式对陆源碎屑岩与碳酸盐岩组成韵律沉积的地层进行相分析时颇有参考价值。

碳酸盐岩沉积模式，代表一个碳酸盐岩台地的沉积，陆源碎屑含量极少（如图 24－4 所示)。此模式的九个相带是：①停滞缺氧盆地；②潮汐陆棚；③斜坡脚；④前斜坡；⑤开阔海陆棚；⑥浅滩水；⑦ 开阔台地（或陆棚　湖）相；⑧ 局限台地相；⑨潮间—潮上带。这是一个综合性的碳酸盐岩台地模式。

三、碳酸盐岩综合相模式

威尔逊（Wilson，1975）的模式与阿姆斯特朗的模式十分相似，目前国内外流传也比较广，这是一个理想化的碳酸盐岩综合模式。他归纳了陆棚上碳酸盐岩台地和边缘温暖浅水环境中碳酸盐岩沉积类型的地理分布规律，把碳酸盐岩划分为三个大沉积区九个相带，24 个标准微相。

以横切陆棚边缘的剖面，从海至陆九个相带依次是：①盆地相；②开阔陆棚（广海陆棚）相；③碳酸盐岩台地的斜坡脚（或盆地边缘）相；④碳酸盐岩台地的前斜坡（或台地前缘斜坡）相；⑤台地边缘的生物礁相；⑥簸选的台地边缘砂（或台地边缘浅滩）相；⑦开阔台地（或陆棚　湖）相；⑧局限台地相；⑨台地蒸发岩（或蒸发岩台地）相。有关各相带的沉积特征如图 24－5 所示。

这里将各相带的沉积环境特征说明如下。

1. 盆地相

盆地相位于浪底（或波基面）和氧化界面以下，水深超过几十米至几百米，为静水还原环境。因水深而光线暗淡，不适于底栖生物生长。沉积物主要依靠从外带注入的细粒泥质物质和硅质物质，以及浮游生物死亡后降落的生物雨。停滞缺氧的和过咸化条件均可出现。盆地相按沉积特征又可分为下列类型：

1）石灰岩浊积岩相：沉积物主要来自陆棚或陆棚斜坡带的碳酸盐角砾、微角砾及砂屑等内碎屑（异化颗粒)，其中也常含外来岩块或漂砾，夹有深海结核和泥质岩层，厚度较大，但常有变化。由于盆地强烈拗陷及沉积物不稳定性，易产生一个连续的巨厚的深海沉积物（岩)，并具有复理石沉积所特有的结构和构造特征。沉积这类浊积岩的海槽较窄，相变明显。

2）深海瘦地槽相：主要为深海沉积物，但无大量的异地石灰岩堆积。当粘土注入量很少而其水深又超过碳酸盐的补偿深度时，常聚集硅质沉积，这些沉积物与克拉通盆地内的沉积物很相似。常见的岩石类型有放射虫岩、红色泥晶石灰岩及红色结核石灰岩、浅色远洋泥晶石灰岩、暗色盆地泥晶石灰岩、骨针石灰岩，以及含有菊石、放射虫、管状有孔虫、远洋瓣鳃类和棘皮类的微球粒泥晶石灰岩等。红色沉积是由于细粒物质缓慢沉积，且缺乏有机物质，高价铁未能还原所致。

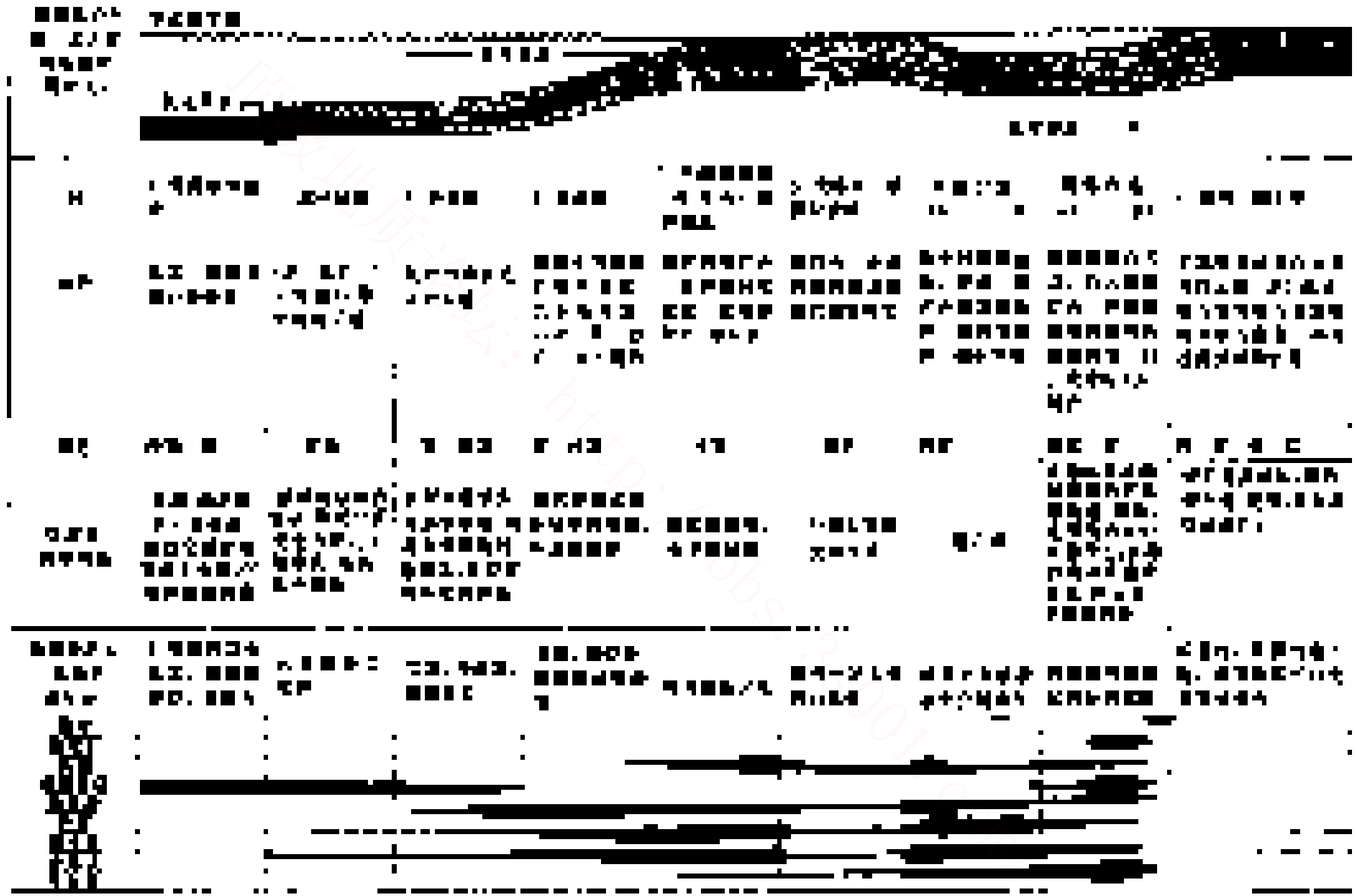


图 24－4　碳酸盐岩沉积相模式图

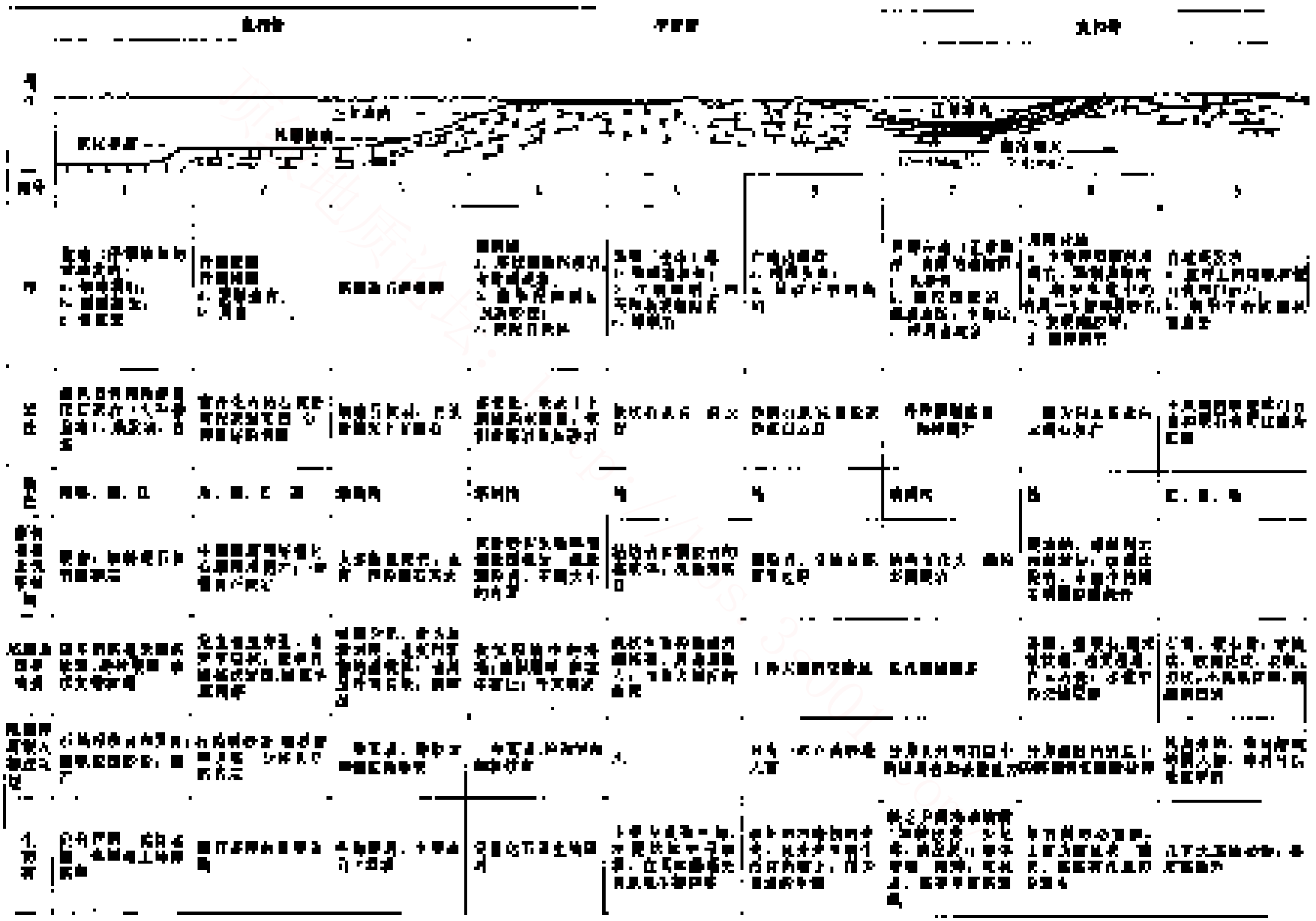


图 24－5　碳酸盐岩沉积相综合模式图

3）克拉通盆地（欠补偿和停滞缺氧的）碳酸盐岩相：这是一个位于氧化界面以下的静水沉积环境。水深至少为 30 m，一般为几百米。由于水太深、太暗，故缺少底栖生物生长。从周围陆棚来的底流可能为超盐度的，其密度较大，不易上流，这更加使底部水体停滞缺氧。主要岩石类型为薄层暗色石灰岩、暗色页岩或粉砂岩，以及一些薄层石膏，色多样，纹层发育，也有波状交错层理。陆源碎屑呈薄层，石英粉砂岩、页岩与石灰岩互层出现。燧石也较常见。生物群主要为自游及浮游生物；大型生物化石有笔石、浮游瓣鳃类、菊石、海绵骨针等；微体化石有钟纤虫、钙球、硅质放射虫、硅藻等。

2 开阔陆棚相（或广海陆棚相）

此环境水深几十米至 100 m，一般为氧化环境。盐度正常，水体循环良好。海底一般在波基面以下，但大的风暴也可以影响底部沉积物。这种陆棚较宽阔，沉积作用相当均匀。这是典型的较深的浅海沉积环境，主要岩石类型为富含化石的石灰岩与泥灰岩，呈灰、绿、红及棕等色，视氧化和还原条件而异，普遍见生物扰动构造。层理薄到中，或呈波状到结核状。在泥灰岩中见球状或流动状构造，还可见泥丘和尖塔礁。陆源物质有石英粉砂岩、页岩等，与石灰岩互层，成层性好。生物群有代表正常盐度的介壳化石，狭盐性动物群的腕足类、珊瑚、头足类及棘皮类等相当发育。此开阔陆棚相带与开阔台地相很相似，因此，常难加以区别。

3 碳酸盐岩台地的斜坡脚相（或盆地斜坡相或盆地边缘相）

碳酸盐岩台地的斜坡脚相位于碳酸盐岩台地的斜坡末端，其沉积物由远洋浮游生物及来自相邻的碳酸盐岩台地的细碎屑组成，水体深度与开阔陆棚相相似，一般位于波基面以下，但高于氧化界面，由薄层、层理完好的碳酸盐岩组成，夹少量粘土质及硅质夹层。此岩石类似盆地相沉积物，但含泥质较少，厚度较大。某些韵律性或类似复理石层理的薄层石灰岩可达数百米，有滑塌现象。

4 碳酸盐岩台地的前斜坡相（或台地前缘斜坡相）

此相带为深水陆棚和浅水碳酸盐岩台地的过渡沉积，从波基面之上一直延续到波基面以下，但一般位于含氧海水下限之上。此斜坡的角度可达 30°，主要由各种碎屑组成，堆积在向海的斜坡上。沉积物不稳定，其大小和形状变化极大，可能呈层状，有细粒层，也有巨大的滑塌构造，或为前积层及楔形体岩层。它们主要由灰砂组成，或由细粒碳酸盐岩组成。广海生物十分丰富。

5 台地边缘的生物礁相

其生态特征取决于水体的能量、斜坡陡峻程度、生物繁殖能力、造架生物的数量、粘结作用、捕集作用、出露水面的频率以及后来的胶结作用。此种生物建造可分为三种类型：①灰泥丘或生物碎屑丘；②圆丘礁台或斜坡；③格架建筑的环礁。主要由块状石灰岩和白云岩组成，几乎全由生物组成，也有许多生物碎屑。

6 簸选的台地边缘砂相（或碳酸盐岩台地边缘浅滩相）

簸选的台地边缘砂相主要呈砂洲、海滩、扇形或带状的滨外坝或潮汐坝，或风成砂丘岛。一般位于海平面之上到 5～10 m 水深的范围内。组成的颗粒已受波浪、潮汐或沿岸海流的簸选，因而比较洁净。此带盐度正常，循环良好，氧气充足。但由于底质经常变动，因此不适于海洋生物繁殖。

7 开阔台地相

从地理位置来看，此相带位于台地边缘之后的海峡、　湖及海湾中，因此也可以用陆棚

湖或台地　湖来命名。此环境水较浅，由数米到数十米，盐度由基本上属于正常盐度到略为偏高，水流环境中等。这种条件适合各种生物生长，但无狭盐性生物。沉积物的结构变化大，但含有相当数量的灰泥。

8. 局限台地相（半封闭—封闭的台地）

这是一个真正的　湖，海水循环受到很大限制，盐度显著提高。从地理位置来看，这些　湖可分为堤礁（堡礁）之间或堤礁（堡礁）之后的　湖，沿岸砂嘴之后的　湖以及环礁内的　湖。此相带还包括潮间带环境。主要沉积物为灰泥，它们堆积于天然堤、潮汐坪、　湖内。粗粒沉积物见于潮汐沟以及局部海滩内。海水盐度变化较大，淡水、盐水、超盐水均有。有的地区可暴露于水面以上，氧化和还原环境均有。所见植物有海水沼泽植物，也有淡水沼泽植物。

9. 台地蒸发岩相

此带即潮上带，干热地区的潮上盐沼地或萨巴哈沉积均为此带典型代表。此带经常位于海平面之上，仅在特大高潮或特大风暴时才被水淹没。主要岩石类型为白云岩及石膏或硬石膏，它们很可能是交代成因的。这些沉积还常与红层共生。

以上就是威尔逊的九个相带沉积环境的基本特征。(1)，(2)，(3）所述相带相当于陆棚沉积区；(4)，(5)，(6）所述相带相当于障壁岛、滩沉积区；(7)，(8)，(9）所述相带相当于潮坪、　湖沉积区。

四、深水碳酸盐沉积相模式

前述诸模式，除阿姆斯特朗和威尔逊的模式涉及到深水相以外，基本上都是浅水海洋的甚至滨海的碳酸盐岩相模式。在近若干年内，人们逐渐重视深水碳酸盐岩的研究，开始总结出一些深水碳酸盐岩相的模式，如多特（Dott，1963）的海底重力流沉积类型以及麦克尔里斯和詹姆斯（Mcllreath and James，1979）的四种不同的陆棚边缘的深水海洋沉积模式（在第二十九章讲到）可供参考。

由滨岸的浅水相到远岸的深水相组合相模式，反映了近几十年来碳酸盐岩相古地理学的发展。

第三节　碳酸盐岩岩相古地理图及其基础图件编制

冯增昭倡导的碳酸盐岩“单因素分析综合作图法”已取得了重大进展，兹介绍如下。

单因素分析综合作图法可分为三个步骤。第一，先对各单剖面（尤其是基干剖面）进行认真的岩石学及岩相学研究，取得齐全可信的各种第一性定量及定性资料，尤其是各种定量资料，了解各单剖面各层段的沉积环境特征。第二，在这些定量资料中，选择出那些能独立地反映沉积环境某些特征的因素，即单因素，并按要求的作图单位层段，把全工作地区各单剖面各作图单位层段各种单因素的百分含量都统计出来，并做出相应的各种单因素基础图件，主要是等值线图，也可以是分区图或点图。这些单因素基础图件可从不同侧面定量地反映该地区该层段的沉积环境特征，这就是“单因素分析”。第三，把各单因素基础图件综合起来，并结合其他岩性资料以及其他区域地质资料，去粗取精，去伪存真，全面分析，综合判断，即可编制出该地区该作图单位的岩相古地理图，这就是“综合作图法”。

这一方法的核心是定量化，即以定量的资料为基础，从定量的单因素基础图件分析入手，再通过全面的综合分析判断，最后做出定量化的岩相古地理图。

兹以华北地台下奥陶统（冶里组及亮甲山组）为例，用单因素分析综合作图法，进行岩相古地理研究及编图。

早古生代时期的华北地台是一个平稳的地台，基本上是一个十分广阔的陆表海。该时期所形成的沉积层——下古生界（实际上只有寒武系和奥陶系）是华北地台的第一个覆盖全地台的沉积盖层。这大套地层以碳酸盐岩为主，一般厚 1500～2000 m，岩性及岩相变化平稳而有规律。油气前景良好，其他金属矿产的蕴藏也很丰富。

早古生代时期的华北地台是一个平稳的地台，基本上是一个广阔的陆表海。其早奥陶世的岩相古地理特征如下所述。

一、华北地台下奥陶统冶里组单因素基础图件

根据 80 个露头剖面（其中一级剖面 29 个，二级剖面 21 个，三级剖面 30 个）和 17 个钻井剖面（其中一级钻井剖面 14 个，二级钻井剖面 3 个）的厚度数据，勾绘出了华北地台下奥陶统冶里组厚度等值线图、颗粒含量（%）等值线图、准同生白云岩含量（%）等值线图、还原色含量（%）等值线图等多种单因素图，并在此基础上编制出了岩相古地理图。

从图 24－6 可以看出:在早奥陶世冶里期，华北地台西部存在一个面积较大的陆地（鄂尔多斯陆)，此陆地东缘发育着云峡和云灰峡；地台东部是一个广阔的陆表海。在此陆表海中存在着滩、准滩、云坪、云灰坪、滩间海、局限海及开阔海等次一级古地理单元。

1. 陆

在冶里期，华北地台西部有一个陆地，即鄂尔多斯陆。鄂尔多斯的大部分地区普遍缺失下奥陶统的沉积。而且在鄂尔多斯东部，代表潮上环境的准同生白云岩含量较高，由东向西，准同生白云岩含量逐渐增加，冶里组的厚度逐渐减小以至为零，还原色含量则逐渐降低。这些事实表明鄂尔多斯地区存在陆地，此陆地遭受较长时期的准平原化作用，表面比较低平，因此，其周围的陆源物质含量不高。其边缘相主要以准同生白云岩的形式出现。

2. 坪

在冶里期，华北地台有环陆云坪、临汾云坪、长治云坪和登封云坪；还有三个云灰坪，即环陆云灰坪、临汾—长治云灰坪和徐州云灰坪。它们均位于鄂尔多斯东缘和地台南部。

环陆云坪和云灰坪位于鄂尔多斯陆的东缘，围绕古陆分布。主要岩性为灰、灰黄色泥质白云岩（准同生白云岩）及少量竹叶白云岩，其中准同生白云岩含量较高，可见潮上带标志，如冲刷面、鸟眼及干裂等，是鄂尔多斯陆的边缘相沉积。

临汾—长治云灰坪恰好位于临汾—长治相对“隆起带”上，它是环陆云坪向东延伸的一支。

临汾云坪和长治云坪均位于临汾—长治云灰坪内，其准同生白云岩含量均大于 50%。它们是临汾—长治云灰坪中地形相对高起的地带，因此，其潮上带准同生白云岩更为发育。

登封云坪位于地台南部，紧邻临汾云坪、长治云坪和云灰坪。

徐州云灰坪亦位于地台南部，这说明该地区此时已开始抬升，发生海退，因此潮上带准同生白云岩发育。

3. 滩

以高颗粒含量区和较高颗粒含量区为依据，确定出了两个滩和五个准滩，即平泉滩、通化滩、五台准滩、天津准滩、唐山准滩、泰安准滩及莒县准滩。这些滩和准滩都是以竹叶状砾屑为主组成的“竹叶滩”和“竹叶准滩”。

五台准滩、天津准滩、唐山准滩联系起来呈一个北东东向延伸，恰好位于五台—北京—

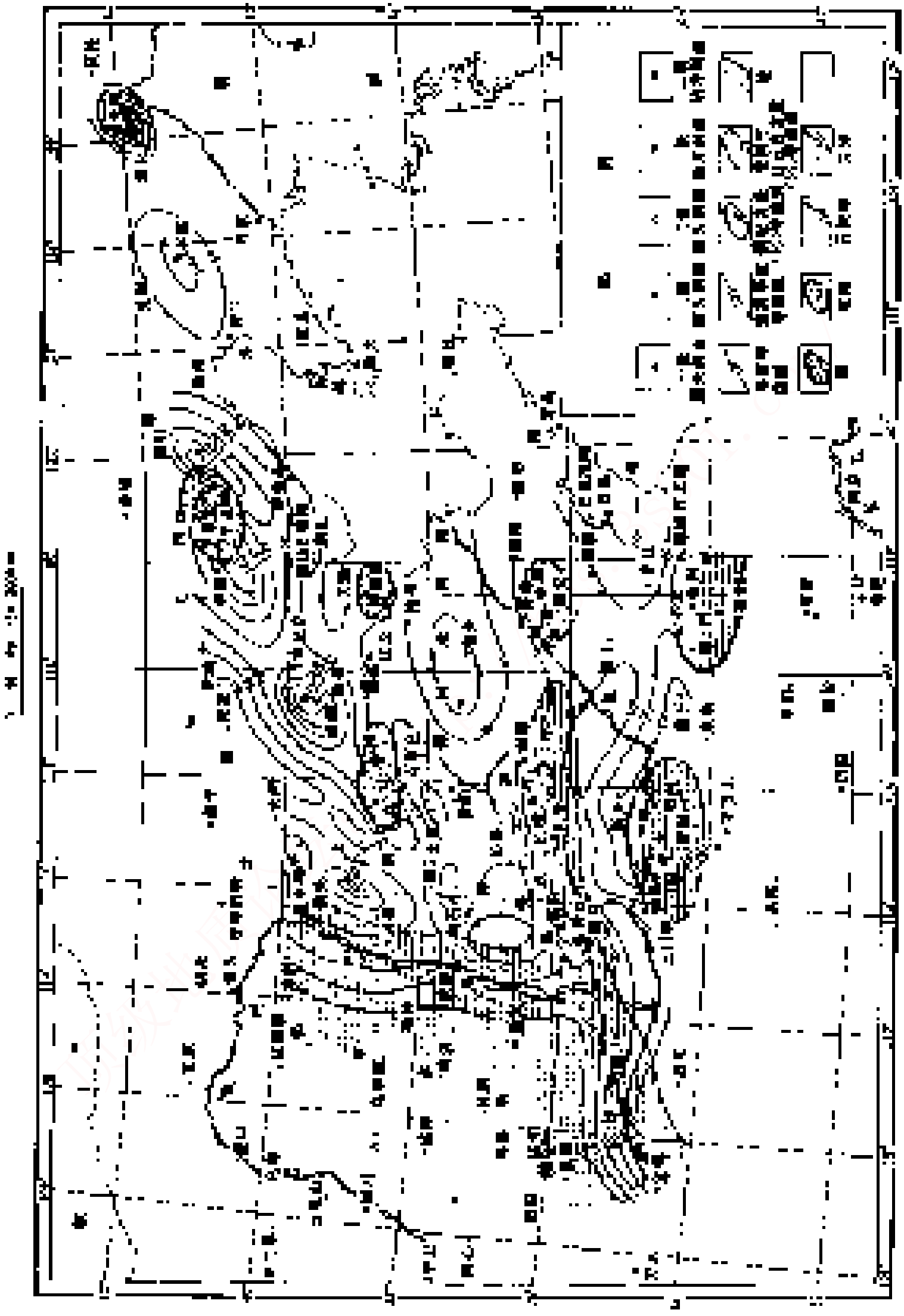


图 24－6　华北地台早奥陶世冶里期岩相古地理图

平泉相对“凹陷”带和太原—石家庄—任丘相对“隆起”带之间的斜坡地带。

4. 滩间海

在地台东部,各类滩之间的海域为滩间海。只有一个滩间海,即德州滩间海。它介于五台准滩、天津准滩、唐山准滩、泰安准滩及莒县准滩之间,其水流状态介于开阔海与局限海之间。主要岩性为云斑石灰岩、竹叶石灰岩、含生屑石灰岩等,底栖生物如三叶虫、腕足类较多。

5. 局限海

在冶里组沉积时,华北地台只有一个局限海。这是受环陆云坪、临汾—长治云灰坪和五台准滩三面局限的海域,水体流动受到局限,沉积地层中普遍夹有灰绿色白云质页岩。

6. 开阔海

在冶里期,华北地台北部为开阔海,过去所谓的“内蒙古陆”并不存在,冶里组厚度由南向北不是逐渐减小而是逐渐增大,在地台北部分布着高能量的滩(平泉滩),这均说明地台北部为一个开阔海(北部开阔海)的环境。在地台东部,亦为一个开阔海。过去所谓的“胶辽古陆”亦不存在。这可从该地区冶里组等厚线方向近于东西并几乎与“胶辽古陆”直交、无任何边缘相的标志等得到证明。

在地台南部,地层厚度从北向南有减薄的趋势,且在登封地区和徐州地区潮上带准同生白云岩发育,这说明此时地台南部因受怀远运动的影响已开始抬升,海域性质已大为改观,已不再是开阔海了;至于是否已抬升为陆地,即过去所谓的“淮阳古陆”是否已经形成,由于缺乏足够的证据,尚难定论。

总之,在早奥陶世冶里期,华北地台西部鄂尔多斯地区已抬升形成陆地(鄂尔多斯陆)。在此陆地的东南缘,潮上云坪和云灰坪发育,由西向东水体逐渐变深。地台东部为一广阔的陆表海,其中分布着滩、准滩、云坪、云灰坪、滩间海、局限海等。地台北部及东部均为开阔海,过去所谓的“内蒙古陆”及“胶辽古陆”并不存在。地台南部已开始抬升,云坪发育,由南向北,水体逐渐变深。和晚寒武世相比,整个华北地台已显示出自西而东和自南而北的“面式”海退。地台西部海退较甚,已出现统一的鄂尔多斯陆;地台南部海退是否已到达出现陆地(如过去所说的“淮阳古陆”)的程度,由于资料缺乏,尚难定论。

二、华北地台早奥陶世亮甲山期岩相古地理

用同样的方法,做出了华北地台早奥陶世亮甲山期岩相古地理图,以比较从冶里期至亮甲山期的岩相古地理面貌的变化(如图 24-7 所示)。

从图 24-7 可以看出,亮甲山期的古地理特征与冶里期有很大的相似性。地台西部仍为一陆地(鄂尔多斯陆),此陆地的东缘为环陆云坪和云灰坪;地台东部为一广阔的陆表海,其中发育云灰坪、准滩、滩雏、局限海、滩间海、开阔海等次一级古地理单元。所不同的是,由于进一步的海退,鄂尔多斯陆东缘和地台东部的云坪和云灰坪更为发育,水动力能量大大减弱,因而浅滩面积大大缩小。

总之,有比较才有鉴别,对照冶里期和亮甲山期两幅岩相古地理图,可以看出古亮甲山海比古冶里海更浅了,从整体来说变浅了。这说明从古冶里海到古亮甲山海,是一个整体的面式海退,这种海退方式与过去传统的海峡式的海进、海退是根本不同的古地理概念。

看来,虽然长期都认为“怀远运动”对亮甲山组原始沉积厚度、岩性、岩相变化有着不同程度的影响,但亮甲山组的沉积厚度并未完全被剥蚀,通过定量化岩相古地理的编制,对其原始厚度和沉积环境能进行一定程度的恢复。当然,在华北地台南部特别是南缘(如淮南地区),地层剥蚀较严重,对其古地理面貌的恢复就要慎重。

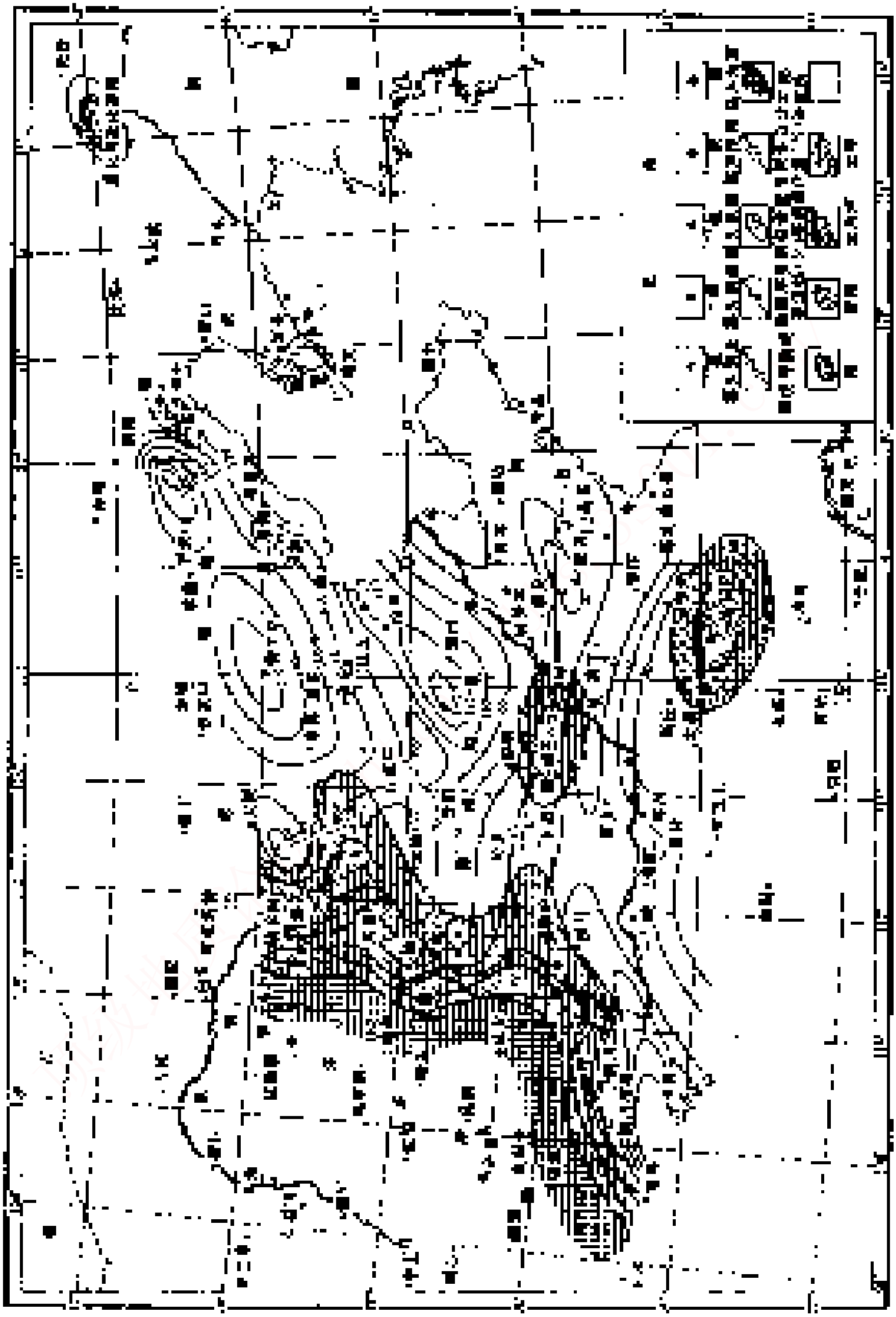


图 24－7　华北地台早奥陶世亮甲山期岩相古地理图

第二十五章　现代碳酸盐沉积环境

第一节　概　　述

现代碳酸盐沉积物主要发育于海洋环境，少量见于非海洋环境。在海洋环境，从浅海至深海均有碳酸盐沉积物发育。其中深海环境碳酸盐在现代海洋沉积物中占有重要位置。

浅水海洋环境是指水深小于 20m（或 50m）的各种海洋环境，包括潮上环境、潮间环境、浅水潮下环境、礁环境、　湖环境、潮汐三角洲、潮坪、潮沟，以及滩、坝、堤、岛等各种有障壁的环境。深度大于 20m（或 50m），并在波基面以下就应属于浅海陆棚环境，而超过 200m 就算作半深海环境。

现代浅水碳酸盐主要发育在南纬和北纬 30°之间，如加勒比海中的巴哈马地区、波斯湾、洪都拉斯、孟加拉湾以及我国的南海等海域。严格地讲，上述主要是有障壁的浅水碳酸盐沉积环境。现代无障壁的浅水碳酸盐沉积环境较少出现。

第二节　现代滨岸碳酸盐沉积

一、无障壁的滨岸碳酸盐沉积

我国海南岛沿岸现代碳酸盐沉积可作为这方面较好的例子。南海海水温度为 25.6～30℃；含盐度在海南岛区域表层为 3.2%，在较开阔海域为 3.3%。海南岛区域的波浪作用明显，在邻昌岛有强浪击作用。海流亦较明显，在琼州海峡流速很大。此外还有显著的潮汐作用。

这一地区相当于前滨带的潮间带，以发育成行排列的富含介壳的碳酸盐海滩岩滩脊为特征。海滩岩为潮间带的碳酸盐沉积物在早期胶结成岩作用下形成的岩石，主要由各种钙质生物碎屑组成，其厚度一般在 1m 左右，最厚可达 3～4m。海滩岩有时呈现较多的层次，如海南岛海蚀崖剖面，自下而上依次为岸礁珊瑚层、骨针状灰岩层（有人认为是冲上来的八射珊瑚骨针）、珊瑚砾屑灰岩层等。时代愈老者，成层性和胶结程度愈好，总厚度较大，层面上可见海水冲刷溶解现象。这些全新世海滩岩的发育受一定的气候、地理、生物、基岩及水动力条件等的控制。海岸沉积物中大量的海生动物壳，由于经波浪和潮水作用平行海岸堆积延伸而呈“壳积线”。故正确判定古海滩岩，可界定古海岸线，有助于恢复古地理和古气候等沉积条件，寻找有利油气储集的相带及沉积岩体。

由于海南岛附近水域的海水温度、含盐度、透明度等物理、化学条件有利于珊瑚的生长，故在滨岸带繁生了大量的小型珊瑚礁复合体。当它们被波浪等营力打碎后，即成为碳酸盐的碎屑沉积物，因而形成了一些碳酸盐礁屑平台。依据潮汐作用又可将这些平台分为潮上带、潮间上带、潮间潮下极浅水带。如海南省崖县鹿回头小东海西南珊瑚礁及其碎屑堆积物组成的平台剖面，自岸向海依次为（如图 25－1 所示）：（Ⅰ）潮上坡积带；（Ⅱ）潮间带上部的滨岸海滩岩带；（Ⅲ）礁坪带：平坦宽阔，主要由珊瑚礁体及一些其他生物碎屑组成；（Ⅳ）潮间—潮下礁体生长带：为极浅水高能带，发育珊瑚礁及其伴生物，向海地形变陡，

沿坡前有大的潮沟；（Ⅴ）较深水潮下带：有破碎珊瑚堆积下来（如图 25－1 所示）。

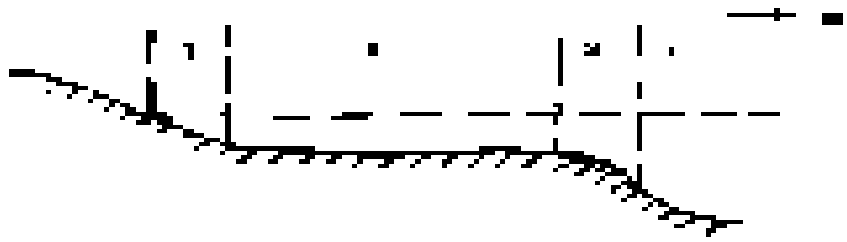


图 25－1　海南岛崖县鹿回头小东海礁屑平台示意剖面
（据赵澄林等，1987）

造礁珊瑚的种属与形状和喜礁生物的分布主要受地貌及水文条件的控制。海南岛沿岸的珊瑚有 116 种之多，但构成格架的却为数甚少。这里主要发育岸礁和裙礁，其中滨珊瑚是主要造礁生物，其次是蜂巢珊瑚、扁脑珊瑚和牡丹珊瑚等。在西沙和南沙一带的广海中，堡礁和环礁发育。

二、有障壁的潮坪碳酸盐沉积

波斯湾的南部海岸可以作为这方面较好的例子。

波斯湾南岸是一个发育现代碳酸盐沉积的广阔区域。20 世纪 60 年代以来，地质学家曾对南岸的浅水沉积（包括　湖和潮坪沉积）作了详细研究（如图 25－2 所示），对鲕粒浅滩和　湖内的沉积作用、沉积物类型和深度间的关系，特别是对潮上盐坪（萨巴哈）白云石和石膏的形成作用取得了新认识。

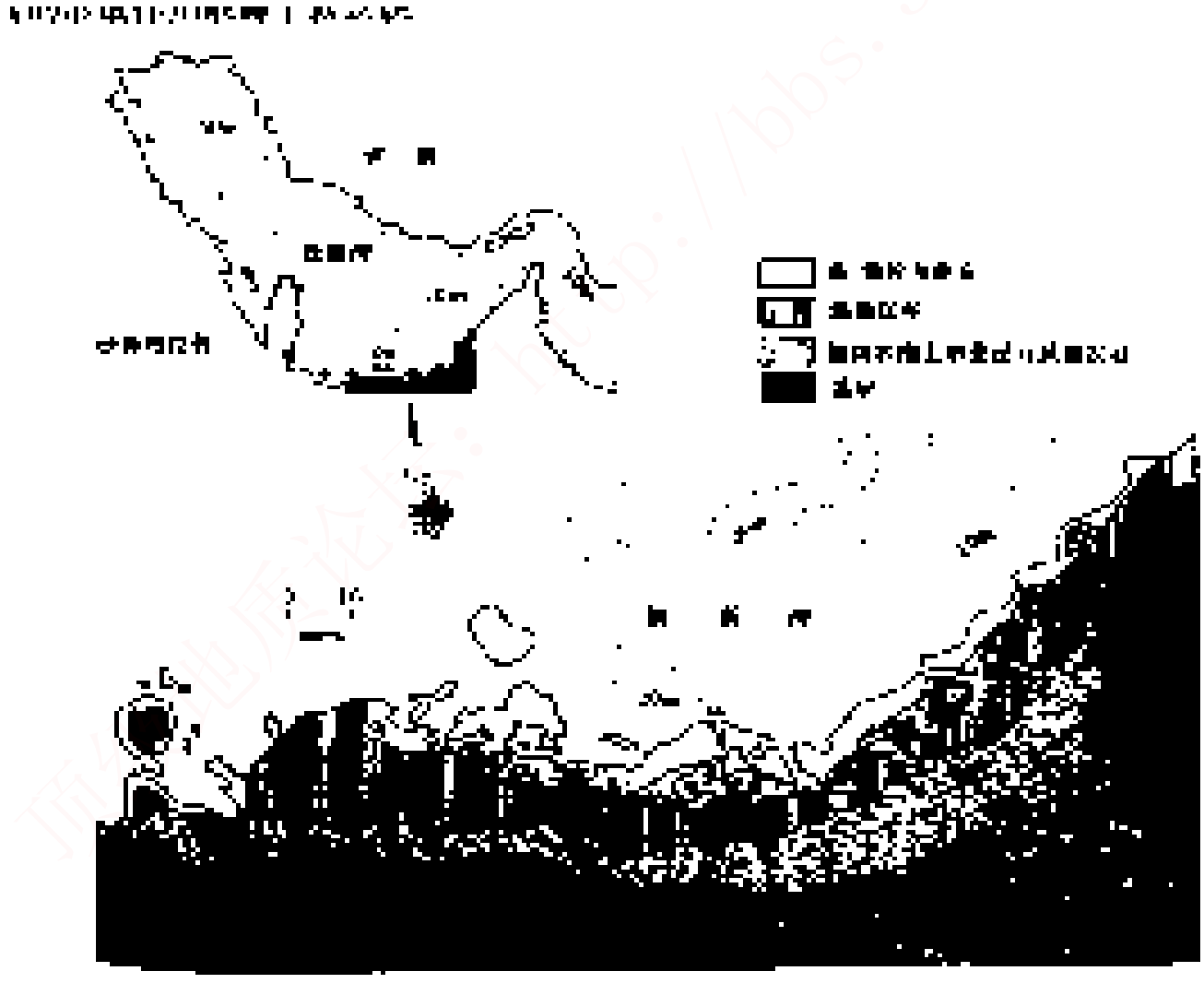


图 25－2　波斯湾南岸碳酸盐沉积相分布
（据 Reeding，1996）

这个地区从二叠纪到中新世都广泛发育了碳酸盐沉积，它包括了从深水泥灰岩到浅水砂屑石灰岩和鲕粒石灰岩，偶尔还发育蒸发岩。第三纪褶皱以后，这里沉积了很厚的大陆沉积。

波斯湾的气候极端干旱，年降雨量为 50～60㎜。在阿布扎比的开阔陆棚的表面水温为 23～34℃，　湖为 22～26℃，而在萨巴哈地下可达 40℃。因蒸发作用强，故盐度很高，在阿布扎比的　湖以外达 4.5％，而在　湖内可达 5.4％～6.7％。强烈的西北风和潮汐是主要动力因素，潮差高达 2㎜。

海湾的阿拉伯一侧是一个广阔的向北微倾斜的碳酸盐大陆架，延伸至水下 30～40㎜。由于滩和灰质砂洲的存在，其等深线特征很复杂。沿岸地区及其附近的水下大陆架，是各种碳酸盐和蒸发岩的沉积环境。这些环境包括潮上盐沼（萨巴哈）、潮间带、潮下　湖、滨外滩及珊瑚礁（位于迎风一侧），以及开阔的大陆架。在开阔的大陆架上，大量软体动物骨骼正在沉积。

在这一剖面中，风和潮汐是主要的因素，礁和鲕粒滩坝均正在形成。礁位于岛屿的迎风一侧，而鲕粒则在潮汐水道口处形成潮汐三角洲沉积。在潮下　湖边缘沉积了球粒状灰质砂，而在　湖内部则是含文石的灰泥。在潮上带的萨巴哈环境，盐水的地下水面非常接近于地表，并周期性地被风暴所带来的海水和来自陆地的径流所冲溢。这些萨巴哈是很好的成岩变化场所，这里的成岩变化可引起蒸发矿物（如石膏、硬石膏和石盐）的形成以及准同生的白云化作用。

目前波斯湾的阿拉伯沿岸地区仍有继续快速的岸进作用，有些地方在更新世以后，潮上和潮间环境已向海推进 15000㎜ 以上。如果这样一个岸进持续下去，萨巴哈将会发展到阿拉伯沿岸的整个大陆架，即目前的滨外滩和礁都将会戴上蒸发岩的“帽子”。这种沉积—构造作用的发展，将有助于形成良好的油气圈闭。

第三节　现代台地碳酸盐沉积

一、碳酸盐台地沉积

现代滨外浅海台地（或称之为陆棚）碳酸盐沉积可以加勒比海中的巴哈马台地为例。巴哈马台地位于佛罗里达海岸外的加勒比海中，面积超过 156000k㎡。大巴哈马台地是其中一部分，这一台地现代碳酸盐沉积非常发育。这一台地的另外两部分是安德罗斯岛边缘的主要由风控制的东部大陆架及安德罗斯岛以北的受风和潮汐影响的朱尔特礁岛地区。大巴哈马台地碳酸盐沉积的分布特征如图 25－3 和图 25－4 所示。

大巴哈马台地位于广阔的巴哈马台地的中央　湖以西，是鲕粒和生物颗粒沉积区，鲕粒主要分布在边缘脊的内侧，生物颗粒砂一般分布在边缘脊的外侧，再向外就经很陡的斜坡而进入深海环境了。此边缘脊现代沉积的下伏层为更新世石灰岩。这里的沉积条件与巴哈马台地其他地区的区别是潮汐作用很强，潮差达 1㎜，水体运动主要受潮汐控制。在这里不能生成礁，因为来自其东边的广阔浅　湖的退潮水，带来了高盐度和低氧度的水，这种水不利于造礁生物生长。相反，涨潮水却把冷的、饱和碳酸钙的大洋水带到地台边缘，并可越过边缘脊进入　湖。当进潮水越过边缘脊时，其速度和能量是相当大的，从而使水底的质点被扰动起来处于悬浮状态。与此同时，水的温度也在升高，水中的 CO_2 也在逸入大气。这样，海水对于碳酸钙来说就变得过饱和了。所以，碳酸钙就围绕潮汐水道中经常被扰动起来的质点发生沉淀，进而形成了鲕粒。这种鲕粒堆积就是通常所说的鲕粒坝或鲕粒滩。同样，在海舌区的南端，在埃克苏马海峡的北端，潮汐作用也很强，也有鲕粒坝的形成。由此表明，现代的鲕粒滩或坝几乎总与强水动力条件有关。生物颗粒砂沿台地边缘呈带状分布，宽数千米。

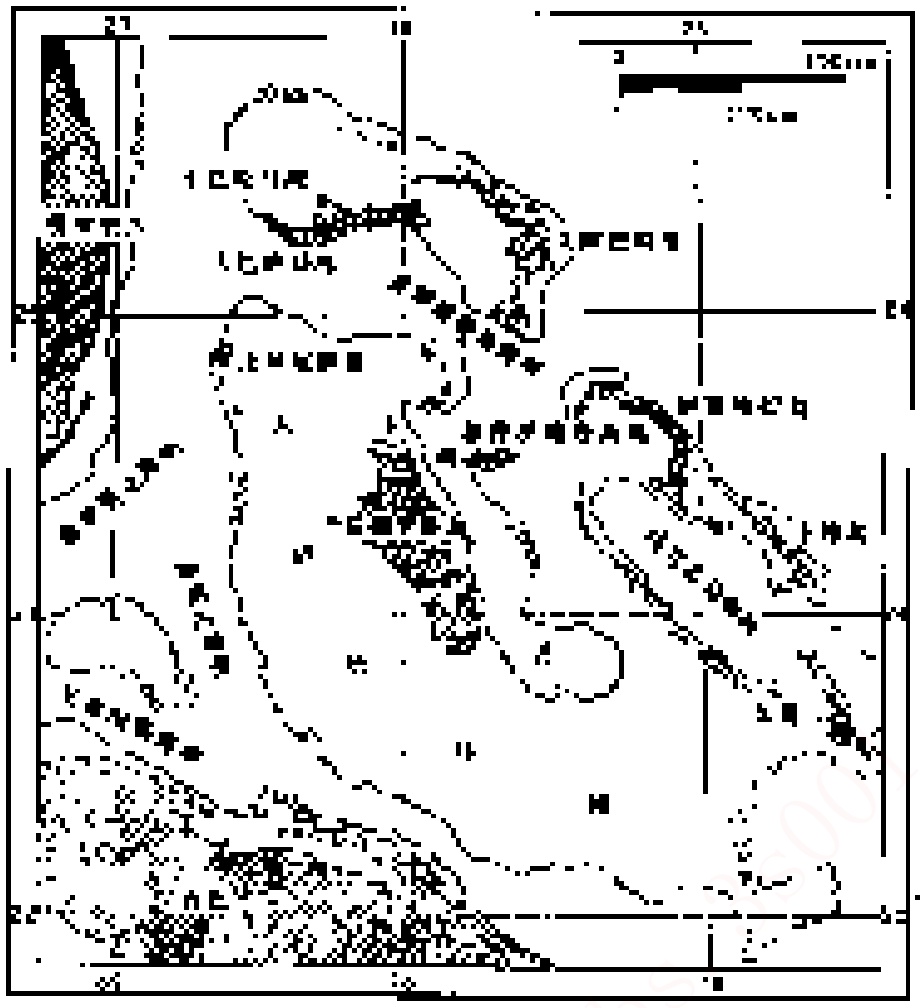


图 25－3　现代大巴哈马滩碳酸盐沉积的浅海台地沉积环境

(据赵澄林等，1987)

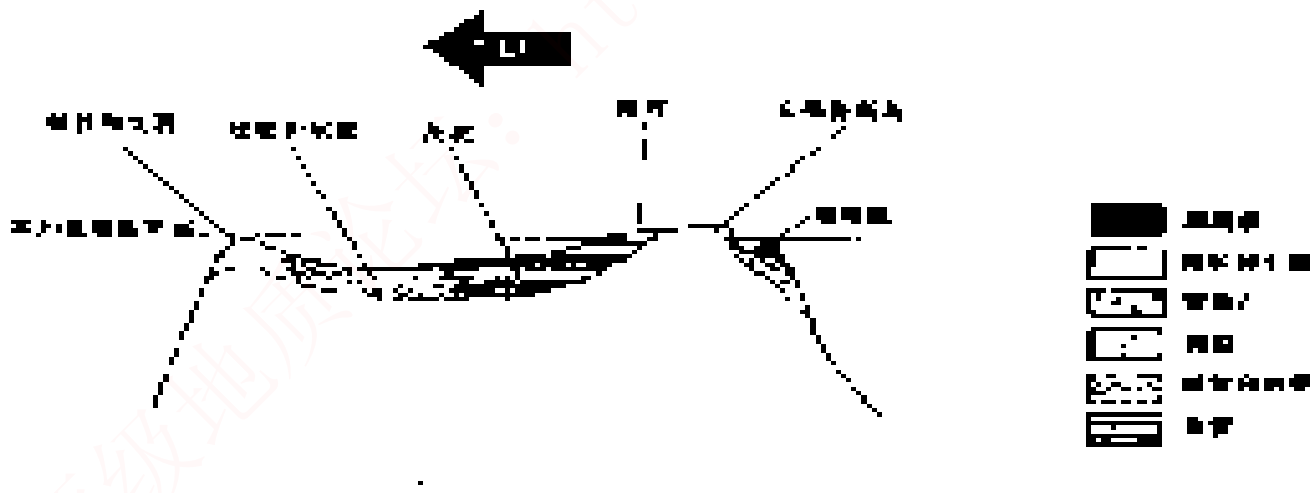


图 25－4　安德罗斯岛的巴哈马滩示意剖面图

(据 Reeding, 1996)

二、生物礁沉积

在所有的现代碳酸盐沉积环境中，最为人们熟悉的是热带珊瑚礁环境。或者说，生物礁是与碳酸盐沉积有关的一种特殊环境，它主要出现在滨岸—浅水碳酸盐沉积环境中。我国南海广泛发育现代珊瑚礁。水深、温度、盐度和清洁度是决定珊瑚礁分布的最基本因素。珊瑚礁生长的理想温度范围是 23～27℃左右。为了迅速钙化，造礁珊瑚要依赖共生的虫黄藻。因此，造礁型珊瑚一般局限于虫黄藻能够进行光合作用的 30～40 m 以内的浅海中生长。珊瑚正常生长的盐度范围在 3％～4％之间。另外，珊瑚多发育于波浪作用强烈的地区，因为

这里的波浪作用可带来养分和氧气。同时，波浪作用可带走泥砂，而过多的泥砂会窒息珊瑚。

珊瑚礁一般分为裙礁、堡礁和环礁。裙礁靠近陆地，只有浅水把它们与岸线分开；堡礁离岸较远，其间有一　湖，深度一般不超过 10㎞；环礁具有被礁围绕的　湖，只露出低矮的碳酸盐礁岛。

根据一般的环境和组成的属种，印度洋与太平洋的礁大体相似，而与大西洋（加勒比海）的礁很不相同。佛罗里达和巴哈马台地是研究礁良好的地区。在北加勒比海，礁的发育不好；在温暖的南加勒比海，礁的发育和生长情况可以与印度洋—太平洋的礁相比。

环礁是一个理想的独立生态系统，它是研究珊瑚礁生活环境的极好实例。

礁前是从礁坪的迎风边缘延伸到珊瑚生长的下限的地带，这个深度下限可能超过 40㎞。礁前的一个重要特征是具有坡脊及沟槽系统。这些沟槽是潮道，同时也起消耗礁表面上巨大波浪能量的作用。礁坪分为内外两部分，外礁坪又称为迎风礁坪，通常发育有藻脊，其形成与拍岸浪有关；内礁坪多由造礁珊瑚和珊瑚藻组成。　湖分为正常的、半咸水的和超盐水等三种类型。由于礁的障壁，湖水比较安静，在局部地区可以出现一些点礁。　湖中盐度一般较高，大部分正常海洋生物消失，但还可有一些软体动物、苔藓虫和绿藻类。背风礁是环礁背风侧的礁，类似迎风侧的发育不好的礁。向陆一侧的礁翼有时也称为礁后，礁后带坡度缓，水动力弱，沉积物主要来自礁核的破碎物质，以及分选好的内碎屑、鲕粒和球粒。

现代珊瑚礁的特征同古代的礁大致可以对比，而许多古代礁是良好的油气储集岩。

第四节　现代深海碳酸盐沉积

在现代深海海底的三分之一以上的地区，都覆盖着含有 30％以上的钙质软泥，如图 25－5所示。最常见的深海碳酸盐沉积物是浮游有孔虫软泥、颗粒软泥和翼足类软泥。由于赤道附近养分较多，微体、超微体钙质浮游生物发育，故赤道附近钙质软泥相对较厚。

深海海底的软泥主要是钙质软泥、硅质软泥和红色粘土。由于碳酸钙沉积补偿作用，深海钙质软泥与红色粘土和硅质软泥在横向常呈突变关系。所谓碳酸钙沉积作用补偿深度，是指在这一深度界面之上，海洋中碳酸盐的沉积速率大于溶解速率；而在这一界面之下，碳酸盐的沉积速率小于溶解速率。碳酸盐沉积作用补偿深度主要取决于水体中 CO_2 的溶解量。世界各大洋及其不同部位，碳酸钙的沉积作用补偿深度是变化的，一般约为 400～7000㎞。

在深水斜坡及远洋深水碳酸盐沉积物中，还常见有钙质重力流沉积。深水钙质重力流沉积物的物源之一是大陆架的浅水碳酸盐沉积物，这种重力流沉积物可能包括有滑塌、滑动、碎屑流、颗粒流及浊流沉积物，一般均具有再搬运、再沉积特征等。在沉积结构上，这种重力流沉积物与以陆源碎屑为主的重力流沉积物没有太大差别。深水钙质重力流沉积物的物源之二是滨外或海底隆起区沉积物，缺乏不稳定的碳酸盐组分，其成分与远洋深水碳酸盐沉积物相似，但在粒级、分选、化石等特征上也有所差异。由于再搬运作用，这类重力流沉积物中可能混杂陆源碎屑或火山碎屑沉积物。

在深海盆地与大陆架之间的过渡地带（即陆隆），有时可能出现等深流沉积。这些等深流的发育机制、沉积物特征以及其与深水钙质浊流的区别，参见第二十九章。

总之，深水碳酸盐沉积是一个完整沉积体系，它可能包括由碳酸盐台地边缘（大陆架边缘）沉积、大陆斜坡沉积以及深海盆地沉积。这一沉积体系中的沉积物类型可能是岩崩堆

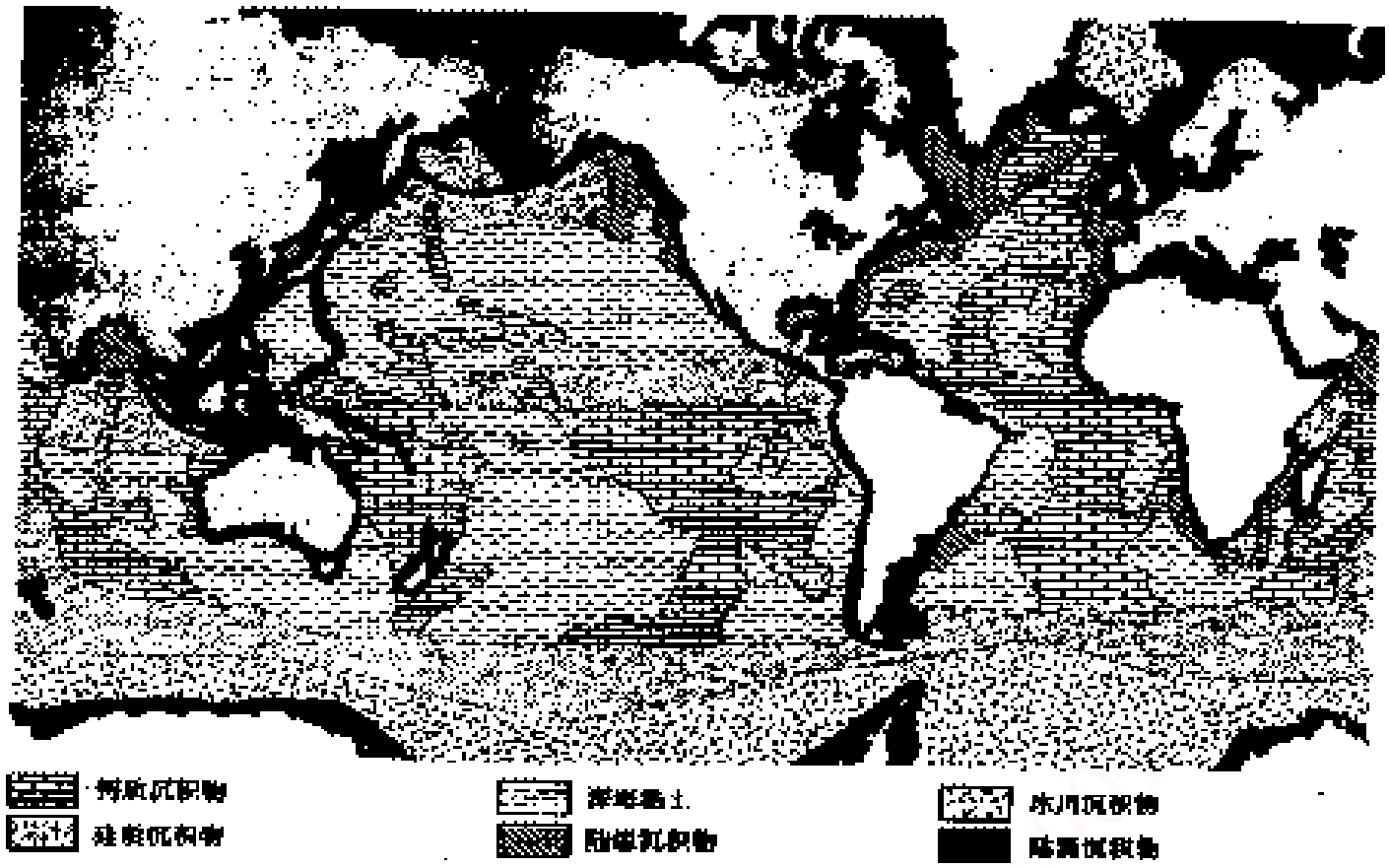


图 25－5　深海海底各类沉积物的分布

(据 Reeding, 1996)

积、滑动及滑塌沉积、碎屑流→颗粒流→扇内的浊流→末梢细粒浊流→远洋软泥沉积等。

近年来，随着全球油气勘探领域的日益扩张，大量的深水碳酸盐（岩）资料被获得。研究表明，无论现代和古代都发育深水碳酸盐沉积物（岩)。勘探实践表明，深水碳酸盐岩是一个重要的油气勘探领域。

第五节　非海洋碳酸盐沉积

除了海洋环境，现代碳酸盐沉积物还以湖泊碳酸盐沉积、土壤中的钙结核、钙质砂丘、钙质泉华、洞穴碳酸钙沉积等形式发育于陆地环境。在非海洋碳酸盐中，湖泊碳酸钙沉积具有相当的研究价值。

湖泊碳酸盐一般规模较小，局部发育，但也可以呈区域性的较大规模发育。它可以具有类似滨岸—浅水海洋中形成的各种颗粒，如内碎屑、各种鲕粒、藻粒、生物颗粒等。

湖泊成因的碳酸盐沉积物及石灰岩，在宏观上与海洋沉积的对应物难以区别，在微观上则有所不同。主要表现在其中的生物介壳和自生矿物以及晶粒的大小。古代海相细粒碳酸盐岩以泥晶石灰岩为主，隐晶石灰岩次之，其晶粒一般大于 5μm；而古代湖相细粒碳酸盐岩则隐晶、泥晶均发育，其晶粒均小于 3μm。

在现代的湖泊中，如死海和美国西部大盐湖，现在还正在进行着碳酸盐和蒸发岩的沉积作用。

大盐湖位于美国西部犹他州，位于一个构造凹陷中，其表面面积约 3225km^2，平均水深为 4.91m。自最后一次冰期以来，由于气候变干，湖水面积逐渐缩小，盐度逐渐增大。目前水体的盐度为 2.3%。在大盐湖的东部滨岸地区，分布着各种陆源沉积物。在其西部近岸地区，则分布着鲕粒、粪球粒、藻席等。鲕粒主要出现在深度小于 3m 的滨岸地区，鲕粒核心

多为陆源石英、粪球粒等，正常鲕和表皮鲕均有。藻席出现在湖岸和浅水地带。

死海位于西亚巴勒斯坦，是世界上盐度最高的湖泊之一。现在正在沉积低镁方解石、文石以及石膏等碳酸盐和硫酸盐矿物。

我国青海湖是一个以碎屑沉积为主的微咸水湖泊，其沉积物具明显分带性。其中半深湖至深湖沉积区，水深 25m 以下，发育粒径小于 0.01mm 的黑色粘土质和钙质淤泥，它们占据了湖底面积的 60%。钙质淤泥的 CaO 高达 20.2%，MgO 高达 9.8%，已达到形成泥灰岩的水平。在盆地东北部发育鲕粒砂和风成砂，呈不规则的带状分布。局部地区还有湖底泉水形成的石灰华等特殊沉积。

我国东部地区下第三系古湖泊沉积中，碳酸盐沉积较发育，有生物石灰岩（包括螺石灰岩、介形虫石灰岩、生物碎屑石灰岩)、鲕粒石灰岩、泥晶石灰岩和白云质石灰岩及白云岩等，厚度几米到几十米。从湖盆边缘向中心碳酸盐岩呈带状分布，具有良好的生、储、盖条件，油气显示丰富。

第六节　白云石的现代沉积环境

一般公认的现代准同生白云石的沉积环境包括前苏联巴尔喀什湖、澳大利亚考龙　湖、美国加利福尼亚州的深泉湖、波斯湾西南缘、巴哈马群岛的安德罗斯岛和凯可斯岛边缘等。

所谓准同生白云石，就是直接沉淀的白云石或者是交代尚未脱离沉积环境的文石或方解石泥而形成的白云石。一般所谓的原生白云石，大都属于准同生白云石。

在前苏联巴尔喀什湖东部阿拉库斯湾的浅水沉积物中，曾发现现代白云石。该处水的盐度、镁的含量、pH 值及温度均比别处高，pH 值达 9 以上。

在澳大利亚南部考龙　湖中，现代白云石正在形成，这里水的咸度高，pH 值高，且植物茂盛。虽然湖中的白云石见于现代沉积物中，但是否是直接从水体中沉淀出来的尚有争论。局部地方有白云石和文石、高镁方解石、菱镁矿、水菱镁矿等共生。

在美国加利福尼亚州的深泉湖，在干旱的季节，只有少量盐水时，在湖底沉积物中广泛分布着白云石。白云石晶体大都小于 1μm，与方解石、文石、无水芒硝、石盐、单斜钠钙石、碳钠石矾、钾芒硝、天然碱、钾石盐、钠镁钒等共生。这些沉积物大都呈环带状从湖边缘向中心分布。经 X 射线衍射分析表明，这些白云石晶体内都呈化学计量白云石，其外部是富含钙的。因此，这些白云石可能不是直接从水体中沉淀作用而形成的。

在波斯湾西南缘，白云石产于潮上盐坪或萨巴哈及近陆的潮间藻坪。白云石常与蒸发盐矿物共生，其形成与干热的蒸发气候有关。一般认为这种白云石是准同生阶段交代文石的产物。

在巴哈马群岛的安德罗斯岛两侧以及凯可斯岛边缘的半干涸　湖的近代碳酸盐沉积物中，均发现了白云石。安德罗斯岛两侧潮上带发育白云石薄层（2～10cm)，在其藻坪中也常见白云石堆积，并见有干裂、潜穴和富藻纹层，但未见膏盐矿物。凯可斯岛边缘的半干涸　湖中，在表面石盐沉积层之下，发育了乳白色的全新世白云石沉积层。

在委内瑞拉海岸外的波纳利（Bonaire)，潮上带也发育白云石薄层。白云石晶体大约为 2μm。有人认为是准同生交代成因的，或经渗滤回流作用而形成的。

在我国海南省儋县排浦产出的现代白云石有三种产状：白云质砂砾岩、白云化岩管及砂质白云岩，后两种经鉴定主要矿物成分为白云石（80%～85%)，其他为陆源组分或生物屑。

岩石交代现象普遍，研究表明它们是早期白云化或表生白云化形成的交代白云石。有人认为排浦白云岩是典型的更新世准同生后白云岩，这种白云岩与巴哈马式白云岩相似，不同于波斯湾的白云岩。

归纳起来，上述大部分地区的准同生白云石形成条件是：

1）多数为潮上带，部分在潮间带产出；

2）多分布在温度较高地区，可达 28～35℃；

3）盐度可达 4.5％～5％，甚至达 27.0％，如波斯湾；

4）pH 值一般为 8～8.7 或更高些，而形成白云石的 pH 多在 9 以上。

对上述地区白云石的形成条件的认识目前趋于一致。但是原始沉淀下来就是白云石还是沉积的碳酸钙矿物被交代（准同生或早期成岩）而形成白云石，这个问题尚未完全解决，因而对“原生白云岩”的定义理解也不尽一致。

从岩相分析的角度，我们认为：无论现代和古代碳酸盐沉积物中，如果交代结构或具有其他交代现象显著的白云质沉积物或白云岩，应定为交代成因的，是不属于原生化学沉淀作用成因的；而不具有显著交代结构或其他交代现象的白云质沉积物或白云岩，可定为准同生的或原生的，是属于化学沉积作用或准同生阶段形成的。在前寒武纪地层中，那些分布十分广泛的泥晶—粉晶白云岩、藻叠层白云岩，未见交代现象，很难用非沉淀作用的观点去解释。

顶级地质论坛：http://bbs.geoc.cn/

第二十六章　湖泊碳酸盐沉积

第一节　湖相碳酸盐岩沉积条件与分布规律

湖相碳酸盐岩是指在内陆湖盆中形成的碳酸盐沉积物（岩），包括淡水湖盆碳酸盐沉积物（岩）、半咸水—咸水湖盆碳酸盐沉积物（岩）和盐湖中的碳酸盐沉积物（岩）。

一、湖泊碳酸盐的沉积条件

湖泊碳酸盐岩尽管在类型和岩性特征等方面与海相碳酸盐岩非常相似，但其形成条件和沉积环境都有很大的差别。比较之下，湖相沉积更明显地受古气候、古水动力条件和古水介质性质等因素的控制。

气候对湖泊碳酸盐沉积的影响远比对海洋显著得多。当气候温暖湿润、湖盆开阔时，降雨量大，地表径流可向湖盆带入大量陆源碎屑物质和 Ca^{2+}，Mg^{2+} 等成分，易于形成碎屑岩或混积岩；而在干旱期，当河水受到湖水顶托时，入湖陆源碎屑迅速减少，水体清澈，适宜生物繁衍，导致碳酸盐和生物碳酸盐沉积相对发育；当气候更趋于干燥、湖盆面积收缩时，陆源碎屑大量入湖，水体混浊、浓缩、咸化并形成不利于生物生长的环境，从而抑制了生物碳酸盐沉积物的发育，陆源泥砂和少量无颗粒灰泥则为其主要沉积物。

淡水—半咸水碳酸盐沉积物的发育程度与该盆地的生态环境密切相关。在适于大量不同类型生物繁衍的环境中，如浅水区的滩、坝、堤、岛等地形较高部位，或古岛屿周围的断阶带、斜坡带、水下古隆起带以及由浅水向深水过渡的陡坡上缘，均可形成一定规模的碳酸盐沉积物。这些水下正向古地貌单元，由于具有水体清洁、阳光充足、能量偏高、营养丰富等有利于碳酸盐沉积的特征，因而生物沉积作用明显，易于形成生物灰岩、礁灰岩或颗粒碳酸盐岩。一般情况下，浅水区游离氧的含量较高。游离氧可使不稳定的负二价硫被氧化成高价，形成二价硫低值区。具有这一化学性质的沉积区，有利于碳酸盐泥或钙质生物壳的形成，它们除部分出现在滨岸带外，大多数沉积于半深湖至深湖环境，或多分布于高有机碳或高二价硫的地区。

在浅水高能环境中，由于沉积介质筛选作用加强，可形成大量的碳酸盐颗粒沉积。总之，湖盆中的物理、化学和生物作用都会影响到湖相碳酸盐沉积，其性质和作用亦有别于海相环境（赖特和周书欣，1989）。

1. 物理作用

风力作用是湖泊环境中的主要物理作用。风成波浪在浅水区可产生明显的沉积物运动，阻碍了轮藻等有根植物的生长，致使这些植物只能生长在不受风波干扰的较深水的湖底。波浪作用对各种异化颗粒的形成也是相当重要的。在多种原因形成的水流中，风驱水流占有相当重要的地位。钱凯等（1987）认为，大多数湖泊粒屑灰岩是内源异化颗粒经过古湖泊中风浪及其产生的湖流的搬运、分选和再分配的结果，因此可以根据水动力学原理预测其分布。

2. 化学作用

化学作用主要表现在碳酸钙物质在硬水湖中和在卤水湖中的沉积过程。湖泊中碳酸钙物质既有来自陆源碎屑的和生物的，也有经化学作用沉积的。在化学沉积作用中，温度和 CO_2

压力是最重要的控制因素。温度的升高和 CO_2 压力的降低将导致介质中碳酸盐呈饱和或过饱和状态，并引起碳酸盐的沉积。但是，由温度升高所形成的碳酸钙的过饱和程度是很小的，而 CO_2 的逸散则是湖泊中碳酸盐沉积的一个特别重要的原因。导致沉积的温度因素在昼夜和季节性温度波动较大的湖滩带比较重要。对间歇湖来说，在春季对流时，由于湖底静水层的冷水被带到湖面并迅速升温而易于造成碳酸钙过饱和沉淀，尤其是在生物光合作用很强的时候，常因生物效应失去大量 CO_2 而引起碳酸钙沉淀。

在开放型的低盐度湖泊中，最常见的碳酸盐矿物是低镁方解石。其他含钙碳酸盐矿物的出现，取决于 Mg/ Ca 值 (Muller, 1982)。例如，高镁方解石要求的 Mg/ Ca 值为 2:12，白云石要求的 Mg/ Ca 值为 7:1.2 (在盐度较低时也可在低于该比值条件下发生)，而文石则要求 Mg/ Ca 值大于 12 时才能沉积。

在干旱、封闭条件下，湖水盐度逐渐升高，初期的沉积物主要是方解石和文石。伴随 Ca^{2+}，Mg^{2+} 和 CO_3^{2-} 的沉淀，必将引起湖水盐度的变化，并导致或影响卤水的最终演变。若最初的湖水中所含的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 远远高于 HCO_3^-，在初期沉积后，卤水就会富含碱土而失去 CO_3^{2-} 和 HCO_3^-。当 HCO_3^-/Ca^{2+} 值较低时，可形成小规模的碳酸钙沉积；当 HCO_3^-/Ca^{2+} 和 HCO_3^-/Mg^{2+} 近于一致时，可引起碳酸盐的广泛沉积；随着 Ca^{2+} 的不断减少，Mg^{2+}/Ca^{2+} 值随之逐渐增加，直到形成高镁方解石、白云石和菱镁矿。

在古代湖相沉积物中，常发现有铁质碳酸盐矿物——菱铁矿。菱铁矿是化学作用环境中较为敏感的矿物，它的形成不仅需要游离的低价硫和弱还原条件，而且还需要低钙和低的氧化还原电位等条件的配合。湖相沉积早期成岩环境中，易具备上述条件，因此，菱铁矿在地层中多以结核形式产出。

3. 生物作用

由生物直接沉积的湖泊碳酸盐沉积物，主要来源之一是轮藻及隐藻类植物。它们或以植物体直接钙化或以植物体包壳形式再现隐藻结构，同时也经常通过粘结或障积作用使灰泥沉积。钙化藻类通常由低镁方解石组成，但在盐湖中也可由高镁方解石组成。包括蓝藻细菌在内的湖泊植物群，在间歇性硬水湖和盐碱系统中形成了广泛的碳酸盐沉积物，并在生物礁、叠层石和类核形石的形成过程中也起着重要作用；包括软体动物和介形类在内的湖泊动物群遗体，是湖泊碳酸盐生物沉积物的另一重要组成部分。

二、湖相碳酸盐岩的分布规律

就世界范围来看，从古生代到新生代，都有湖相碳酸盐岩的分布。中国湖相碳酸盐岩的分布在时代上主要集中于中、新生代，自三叠纪到第三纪的古湖盆乃至现代湖盆中均有分布；其在空间上则遍布全国各类陆盆中。

湖相碳酸盐岩的分布主要受控制于构造背景、气候和物源供给等方面的影响。有利于湖相碳酸盐岩发育的条件是：

1) 湖相碳酸盐岩较多地形成于温热的气候条件。

2) 在湖盆形成、发育和萎缩这三个发展阶段中，湖相碳酸盐岩一般发育于构造活动相对稳定、湖盆水体持续扩张的发育阶段。

3) 在构造活动缓和、湖盆沉降与沉积作用缓慢补偿，尤其是在缓慢湖侵、湖水开阔的条件下，最有利于湖相生物碳酸盐岩和颗粒碳酸盐岩的形成。

4) 在陆源物质不易影响到的地区，如湖盆中的水下隆起，尤其是碳酸盐岩水下隆起等部位，有利于湖相碳酸盐岩的发育。

第二节　湖相碳酸盐岩沉积类型与沉积模式

湖泊碳酸盐岩的沉积类型，依其地质产状，大体可分为三类：一是骨架碳酸盐岩的岩体，主要为礁、礁丘和生物层；二是颗粒碳酸盐岩的岩体，主要为滩、堤、坝和“砂嘴”；三是泥晶碳酸盐岩的岩体，主要为层状岩体。每类岩体的特征与成因，都与岩石性质密切相关。

一、湖泊骨架碳酸盐岩沉积类型

1. 湖泊生物礁

湖成生物礁是指湖泊造架生物形成的岩隆。以东营凹陷西部平方王礁体为例，该礁发育于沙四段上部，呈弧形、堤状，最大残余厚度 49.5m，向周缘逐渐变薄尖灭（如图 26－1 所示）。

平方王礁体形成于清水区，位于水下低隆起上（包括斜坡带的上部），水体循环好，阳光充足；发育于咸水至半咸水湖泊期，造成了淡水生物和海源生物繁盛共存。

礁体主要由中国枝管藻及山东龙介虫建造而成。礁体可分为四个微相，即礁核微相、前礁微相、礁缘微相、后礁微相。前礁微相向礁前湖泊尖灭，而后礁微相则逐渐消失于礁后半封闭水域中，其平面、剖面特征如图 26－1 所示。礁核微相的岩石类型有中国枝管藻白云岩、龙介虫栖管—枝管藻白云岩、球粒白云岩及白垩等。礁后微相以泥晶白云岩，含部分管藻屑、生物碎片及核形石等。礁前微相以亮晶藻砾屑白云岩、亮晶螺灰岩为主，螺壳较厚，个体完整，该相带水体活跃，适合于喜在迎风坡繁殖的腹足类生活。这里坡度大，易滑塌，碳酸盐颗粒大小混杂。礁缘微相以泥晶粒屑灰岩及含粒屑泥晶灰岩为特征，夹泥岩薄层，孔隙性差。

平方王礁体纵向上微相变化明显，单体规模小，相邻的微相叠加，类似的微相重复频繁，因此礁体是在水体进退、升降较为频繁的条件下，由不同时期沉积的不同礁体，以不同相带相互叠加而成的。

2. 湖泊礁丘

礁丘，是以生物（包括微生物）建造作用为主导，由骨架岩、颗粒碳酸盐岩和泥晶碳酸盐岩共同组成，但以泥晶碳酸盐岩为重要或主要成分的半深水岩隆，是生物礁和深水泥丘间的过渡性岩体。其岩体特征及形成过程也介于礁与深水泥丘之间。济阳拗陷沾化凹陷的义和庄凸起的东部陡坡带半深湖相区发育湖泊礁丘碳酸盐岩体（如图 26－2 所示）。礁丘呈扁平的透镜体，沿义和庄东部的陡坡发育。以泥晶碳酸盐岩为主，骨架岩仅占次要地位。这种以静水沉积为主又含骨架岩的沉积是礁丘的特点。每个礁丘可分出礁丘底、礁丘核及礁丘帽三个微相。礁丘底由含生物碎屑的泥晶灰岩组成，含颗粒。礁丘核微相以泥晶及亮晶藻屑白云岩为主，间夹含砾屑的枝管藻骨架白云岩。礁丘帽是由经过分选的亮晶颗粒白云岩组成。

3. 湖泊生物层

湖泊生物层由湖相造架生物形成，主要发育于盆地缓坡带，但陡坡混水区也有发现。生物层以济阳拗陷沙一段“针孔灰岩”层最典型。东营凹陷北部陈家庄凸起的南坡，粗碎屑多，常为混水区，对骨架岩的发育不利，这样便形成了薄层生物层。东营凹陷南部的缓坡，是鲁西隆起的一部分，沉积区坡度小，形成薄层骨架生物层（如图 26－3 所示）。

生物层以管状藻白云岩为主体，并混有多种颗粒组分，呈层分布，管状藻白云岩常覆于

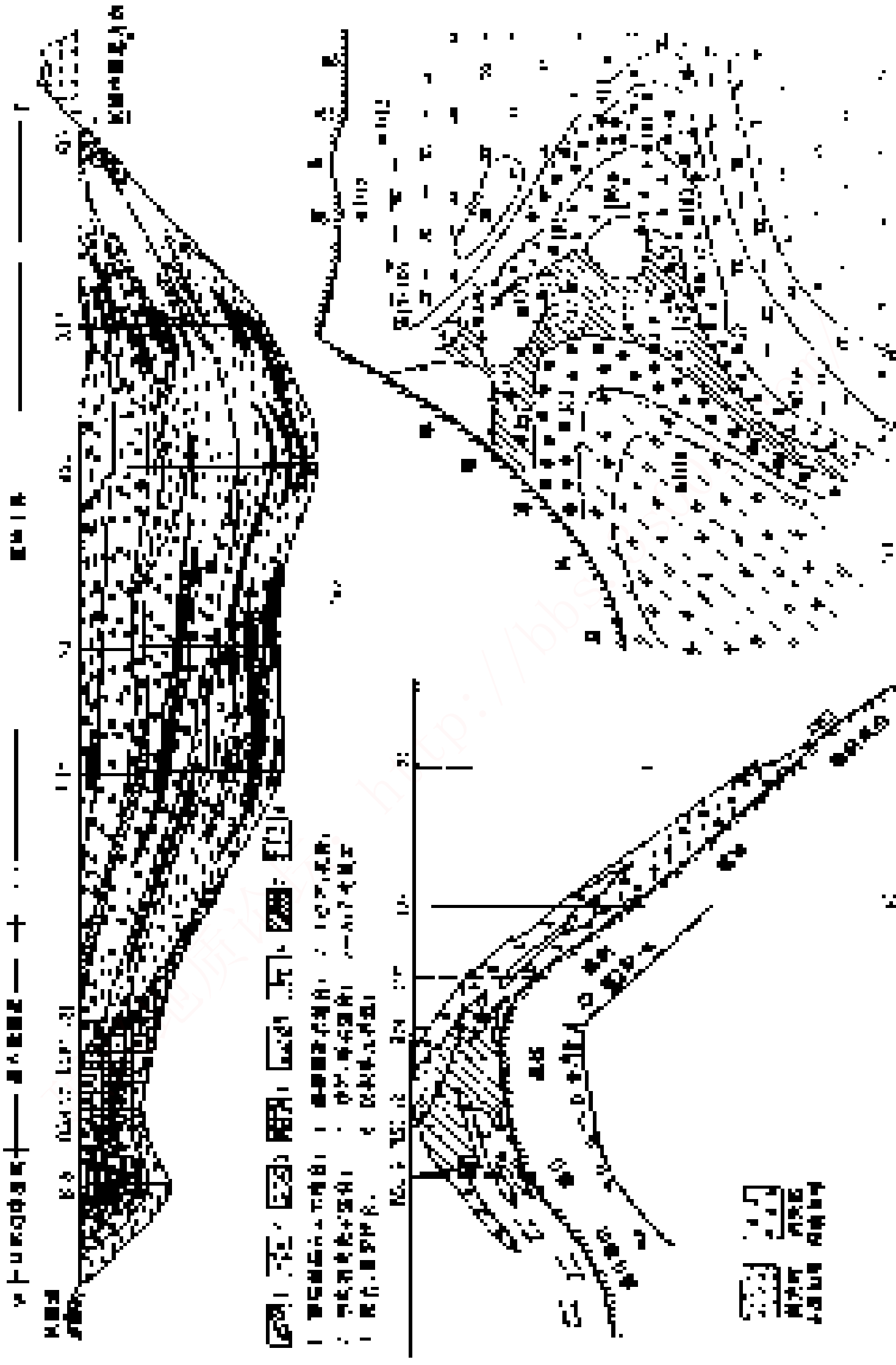


图 26－1　平方王生物礁古地理位置及微相分布图（钱凯等，1980）

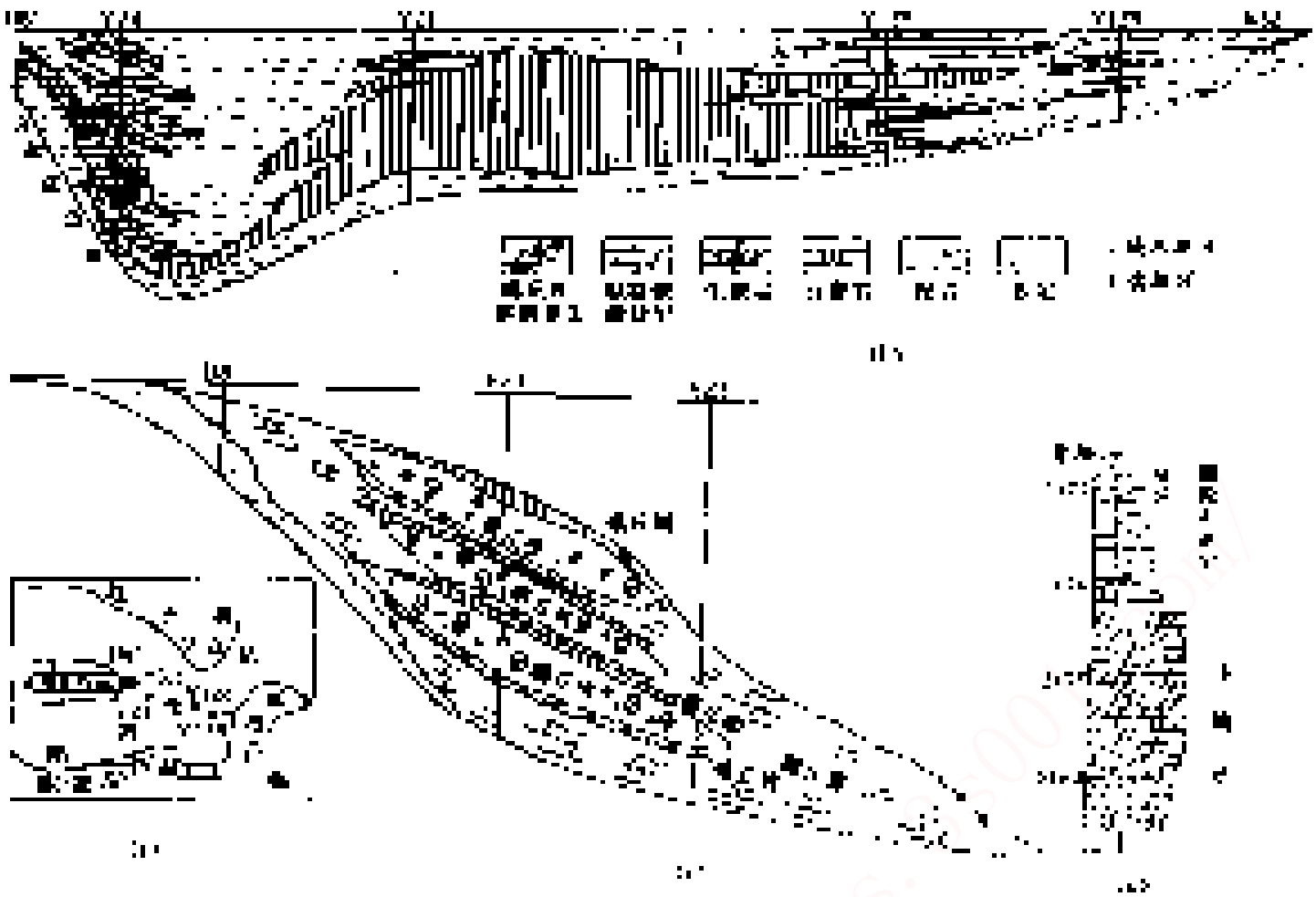


图 26－2　沾化凹陷礁丘相及 Y129 井生物层沉积环境

(杜韫华，1990)

(a) 岩体位置；(b) 岩体沉积环境；(c) 礁丘相剖面图；(d) Y129 生物层剖面

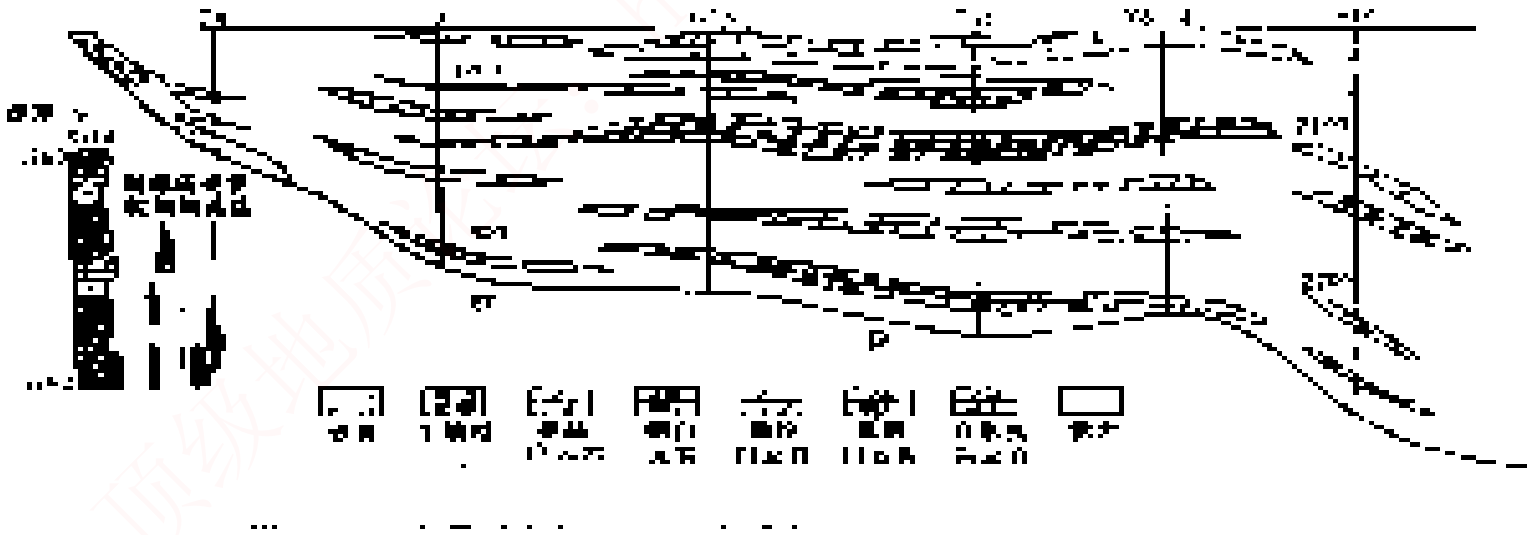


图 26－3　东营凹陷东辛地区“针孔灰岩”生物层及鲕生物滩分布特征

(杜韫华，1990)

颗粒碳酸盐岩沉积之上，形成砾屑白云岩、鲕粒白云岩、藻团粒白云岩、管粒藻生物骨架岩序列，也就是说生物层常在水进层序的上部。

二、湖泊颗粒碳酸盐岩沉积类型

湖泊颗粒碳酸盐岩根据其岩体形态及水深，分为堤、坝、洲、滩等四种类型。颗粒碳酸盐岩体在中国各主要含湖泊碳酸盐岩的沉积盆地中都能见到，但以东部诸盆地的中—新生界及四川盆地的侏罗系较发育。尤其是渤海湾盆地，几乎各拗陷均有发育。如辽河拗陷西部凹

陷的渐新统于盘山北部湖湾相区，见有球粒滩相碳酸盐岩沉积；黄骅拗陷早第三纪湖区，于孔店岛西端的台坪及孔店岛西坡，见有面积约 200k㎡ 的生物—鲕粒滩；而港西岛东则有厚 10～20㎞，面积 50k㎡ 的鲕粒坝；冀中拗陷沙三段于饶阳凹陷，古任丘灰岩岛东南的滨、浅湖相区，发育藻滩相灰质沉积，而济阳拗陷则滩、洲、堤、坝俱全。通常，堤、坝型颗粒碳酸盐岩体具有大体相似的平面与剖面形态，即多呈长条形，长可达几百米到几千米甚至更长，宽多在 1～2k㎞ 以下，厚几米到几十米。不同的是前者没有露出水面的痕迹，如济阳拗陷垦利油田的垦利颗粒石灰岩堤，颗粒石灰岩上被湖相暗色泥岩紧相覆盖，侧面向暗色泥岩渐变尖灭，显示了沉积期始终处于水下的特点。而颗粒石灰岩坝则有露出水面遭受风化淋滤的痕迹，如济阳拗陷沾化凹陷的义南湾口坝，颗粒石灰岩体中可见多次沉积的间断面。颗粒滩型碳酸盐岩体具有形态宽缓的特点，垂直岸线方向变化较大，平行岸线方向变化较小。如东营凹陷永安镇湖滩型颗粒石灰岩体，叠合面积达百余平方公里，单层厚 1～5㎞，累计厚可达 20～30㎞。砂洲式颗粒石灰岩体，常见连接岛屿和陆地的特征。砂嘴式颗粒灰岩体呈伸入湖相泥岩发育区的线形或指状体，济阳拗陷孤岛凸起西侧的砂嘴式颗粒石灰岩体很典型。这类岩体长可达几百米至几千米，厚可达几米至几十米，但其宽度较小，且可与泥岩突变接触。

渤海湾地区颗粒碳酸盐岩发育普遍，类型较多。颗粒碳酸盐岩分布多有下述特点：

1) 湖湾地区的颗粒石灰岩比岸线向湖突出的岬角地区的厚、广。

2) 水下隆起顶部及斜坡带上部，岩体厚度大而面积广。

3) 岛屿向岸侧比离岸侧好。

4) 岩体厚度、相带宽度与古坡度密切相关，一般 1°～3°则岩体较厚。

5) 岩体厚度、相带宽度和粒径也有一定关系。粒径粗的往往厚度较大，而相带宽度小；一般细砂级颗粒碳酸盐岩厚度较大且相带也较宽。

6) 一些地区颗粒石灰岩可以和砂层相毗邻，但在三角洲砂岩发育的古河口附近，颗粒石灰岩发育较差。

上述特点说明，除原地埋藏的生物灰岩外，各湖盆中颗粒组分都曾发生过广泛的搬运和再分配。模拟计算证明，能够起到这种作用的只有风浪及风成湖流，因此，风浪及湖流在颗粒碳酸盐岩的形成过程中起着相当重要的作用。根据湖盆大小和形状、坡度、古风向等因素，可以预测湖泊颗粒碳酸盐岩沉积的类型、规模及展布方向。

三、泥晶碳酸盐岩沉积类型

层状体是各类碳酸盐岩都可出现的产状，但更多的是泥晶碳酸盐岩的典型产状，薄层至纹层尤其如此。因为泥晶碳酸盐岩主要是化学沉积，因此只要湖水具备析出 $CaCO_3$ 的条件，一般都会在较大的范围内较均匀地形成碳酸盐岩层。即使其厚度极小，乃至纹层时，也较少突然尖灭消失。我国绝大多数含碳酸盐盆地都有这类碳酸盐岩发育。母岩区石灰岩发育时，如四川盆地和渤海湾盆地，更是如此。因湖水中 $[M^{+}]$ $[CO_3^{2-}]$ 大于 K_{sp}（M 为 Fe 和 Ca 等金属离子的摩尔浓度，K_{sp}为容度积)，这是其发育的最基本条件。湖水中 $CaCO_3$的饱和度主要与钙离子、碳酸根的含量及 pH 值高低有关。当阳离子以钙为主时，饱和度随矿化度增加，否则反而降低。这样，母岩区石灰岩发育时便对此类岩石形成有利。在干旱盆地，如柴达木等我国西部一些中—新生代盆地中，泥晶碳酸盐岩多以厚几十厘米的薄层乃至纹层出现在砂泥岩相区和膏岩相区间的过渡带，纵向上也处于中间过渡层段。而在渤海湾则主要有两种产状：一是中薄层石灰岩、泥云岩、泥灰岩，主要出现在湖湾及

浅湖区充氧条件下，可见生物化石；二是片状和纹层状含泥灰（云）岩。深色者有机质含量高，为冬季沉积物。常含介形虫碎片，有时含有大量颗粒藻化石。后者出现时，有机质中 γ（蜡烷含量）较高。

第三节　湖相碳酸盐岩的鉴别标志与石油地质意义

一、湖相碳酸盐岩的鉴别标志

湖相碳酸盐岩结构组分较复杂多样，但总体上与海相碳酸盐岩的组分类型是一致的。颗粒类型包括内碎屑、鲕粒、藻粒、球粒、生物碎屑、陆源碎屑等，亮晶胶结物、碳酸盐泥、晶粒和生物格架也是重要的组分类型。颗粒、生物格架和陆源碎屑等湖相碳酸盐岩具有特色的组分类型，可以用于鉴别湖相碳酸盐岩。

1. 颗粒

(1) 内碎屑

内碎屑以砂屑和粉屑为主，少见砾屑，反映与海相碳酸盐岩相比，湖相碳酸盐岩形成时水体能量较低。可由泥晶方解石或泥晶白云石组成。砂屑表面，有时被藻纹层包覆，与核形石相似。

(2) 鲕粒

鲕粒分布很普遍，既单独成岩，又可作为重要组分分布于其他岩石类型中。鲕粒类型十分丰富，有正常鲕、表鲕、放射鲕、偏心鲕、复鲕等多种类型，以表鲕、放射鲕为主，在高能环境下，可见破碎鲕。鲕粒核心一般为砂屑、藻粒或生物碎屑，也有陆源物质，如石英砂粒等。湖相鲕粒有一个很大的特色，即多与藻活动有关。有的颗粒中可见鲕粒—藻粒—鲕粒的发育过程，即在内层鲕的外面有藻管垂直生长的痕迹，在此之外又有藻的同心层包裹颗粒；另有一些颗粒，藻的活动粘结了多个鲕粒和砂屑，形成藻团粒。

(3) 球粒

球粒是湖相沉积中常见的结构组分，多小于 0.2mm，呈浑圆或圆形，大小近似，集群产出。其内部皆为泥晶或微晶结构，色暗而富含有机质。粪粒多具一致形态，密集分布，并常与虫管伴生。湖相沉积的球粒具有分布广、成因多样等特点。生物成因的球粒（粪粒和藻球粒）多与生物或生物屑伴生，或产于藻灰泥、藻架孔隙甚至虫孔中；化学凝聚形成的球粒边缘更为模糊，泥质成分明显增多，有时可形成泥质球粒。

(4) 藻粒

藻粒分布也较广，富集时形成藻粒云（灰）岩，如冀中拗陷沙三段上部的藻滩相。藻粒主要包括核形石（藻灰结核)、藻团块和藻屑。藻粒常具有清晰的内部结构，如平方王沙四段的藻粒具有放射状的藻管。

(5) 生物颗粒

生物颗粒是湖相碳酸盐岩中分布最广的颗粒类型，它常富集成生物或生屑灰（云）岩。构成湖相沉积的化石颗粒以软体动物（如瓣鳃类、腹足类和介形虫、钙藻类生物）为主。

2. 生物格架

骨架生物种类很多，如济阳拗陷蓝绿藻和红藻门就有 10 属 14 种，主要的造架生物是中国枝管藻（Ladosiphonia sinonsis)、山东枝管藻及龙介虫的栖管化石。在手标本上，枝管藻呈微细管状，平行或辐射状丛生。在薄片中，其横切面呈圆环状，管径为 0.03～0.05mm，

其纵切面为拉长管状。这些藻类生物底栖固着生活，可以固定软泥和其他碳酸盐岩沉积物，所形成的碳酸盐建造有抗风浪的作用。生物骨架组分在东营凹陷平方王沙四段上部、沾化凹陷、义和庄凸起的东部陡带、邵家洼陷沙河街组均有分布。

由造架生物组成或与生物（特别是藻类）沉积作用有关的湖相礁碳酸盐岩，是中国东部湖盆沉积的一个重要特点。以三水、苏北等盆地，黄骅、平邑、济阳拗陷和孤岛凹陷为代表，各沉积区内均有不同规模的藻礁，如多毛纲虫管骨架、藻类与虫管组成的礁体。由于世界各地新老湖相沉积中多无礁碳酸盐岩分布，加之我国各湖成礁体多与龙介虫栖管有关，且常有不同数量海产介形虫、有孔虫等伴生，故不少学者认为这类礁碳酸盐岩的形成与近海湖盆的多次海侵密切相关（王英华等，1993)。

3 陆源碎屑

陆源碎屑的普遍混入是我国湖相碳酸盐岩的重要特色之一。除湖相生物礁以外，其他各类碳酸盐岩中都不同程度地有陆源碎屑的混入。陆源颗粒的出现反映出与海相碳酸盐岩相比，湖泊碳酸盐岩沉积环境的近物源和不稳定的特点。

湖相碳酸盐岩的形成与生物活动关系密切，除内碎屑和陆源碎屑外，上述各种颗粒类型都与生物活动密切相关，生物活动还形成各种生物扰动构造，甚至在沉积物形成以后，在同生期，生物活动还可形成泥晶套，对后期成岩作用产生影响。

二、湖泊碳酸盐岩的生油能力

国外湖相碳酸盐岩作为生油岩的实例较多，如波斯湾上侏罗统的阿拉伯组和第三系的阿斯马利石灰岩都是重要的生油岩。总体来说，我国湖相碳酸盐岩由于在湖盆中分布面积有限，且厚度小，其生油意义不大，但在某些厚度较大的地区，也可以成为有效的生油岩。如四川盆地侏罗系大安寨组油层主要是一组湖相碳酸盐岩含油气层系，厚度为 80～100 m。半深湖相的介壳灰岩中含有大量的瓣鳃类、腹足类和介形虫等化石，有机质丰富，并在还原条件下得以保存，具有良好的生油条件。

三、湖泊碳酸盐岩的储油条件

湖相碳酸盐岩成为产油层已很常见了。如松辽盆地大庆油田白垩系介形虫灰岩、四川盆地中侏罗统大安寨组介壳灰岩、华北济阳拗陷下第三系明化镇组灰（云）岩、黄骅拗陷下第三系沙河街组沙三段的灰（云）岩、冀中拗陷下第三系沙河街组沙三段的灰（云）岩以及苏北盆地下第三系阜宁组二段的生物灰岩等，都是良好的储油气层，甚至是高产油气层。在国外，如巴西的坎波斯盆地、美国的绿河盆地、前苏联的滨里海盆地等均有以湖相碳酸盐岩为储油气层的。

湖相碳酸盐岩的储集空间较为复杂，与海相碳酸盐岩相似。由于碳酸盐岩的矿物转变、易溶和脆性较强的原因，孔隙类型远比伴生砂岩储层的孔隙类型丰富。由于湖相碳酸盐岩孔隙类型多、形成条件复杂，致使孔隙度和渗透率变化极大。如孔隙度为 1％～3％，即可储油（川中大安寨油层)；最高孔隙度可达 50％，如济阳拗陷平方王生物藻礁白云岩。一般孔隙度为 10％～35％，可见湖相碳酸盐岩孔隙度较高，有利于油气富集。但渗透率偏低，一般均在 $100\times10^{-3}\mu m^2$ 以下，个别井可达 $4000\times10^{-3}\mu m^2$。一般地说，滩相和生物礁相碳酸盐岩具有较理想的物性条件。

第二十七章　礁 和 礁 相

第一节　礁沉积环境和沉积作用

一、礁的概念、基本特征及分类

1. 礁的概念

礁（reef）这一术语，不但在地质上应用广泛，而且在海洋学、航海学等领域也应用广泛，但对礁的含义理解并不一致。就地质上而言，目前国内外对礁的概念尚有不同认识。该术语来源于挪威语 rif，其含义为脊，最早来自航海，是指海底突起的岩块，船触礁则失事。因现代海底这类岩块大都是由珊瑚组成的，故往往称为珊瑚礁。

广大研究者对礁大体有两类理解，即邓哈姆（1970）提出的礁的双重概念：广义礁和狭义礁。

狭义的礁即所谓生态礁，是指造礁生物原地生长造成的坚固的抗浪骨架，它在地形上具有隆起的正性地貌特征。该地貌的出现，逐渐改变周围的沉积环境，造成规则的相带分布。

广义的礁实际上是指厚的碳酸盐岩体，横向延伸不远，即是一个三度空间上的碳酸盐岩几何体，包括如下众多同义或基本同义的多种名词：石化礁、生物礁、生物岩礁、有机建造、生物丘、灰泥丘、生物层、层状礁、地层礁等。

而礁复合体或礁组合（Henson，1950），是指礁石灰岩和有关碳酸盐岩的集合体，大多数人都把它看做生物礁的不同相的总称，凡是与礁形成发展有关的相都应概括在礁复合体中。

2. 礁的基本特征

礁主要由礁核和礁翼组成。在一些群礁复合体中，礁间沉积也与礁的发展有密切关系(如图 27－1 所示)。



图 27－1　生物礁一般的沉积相模式：后礁相、礁核相（礁坪、礁顶、礁前）、前礁相
（据 James，1978）

(1) 礁核

礁核是指礁体中能够抵抗波浪作用的部分，乃礁的主体。它主要由原地堆积的生物岩或粘结岩组成。其中生物的含量很高，主要是造礁生物，还有一些附礁生物。这些造礁生物有时保存有原地的生长骨架，骨架间常有礁的破碎物充填。其原生孔洞不是被内部沉积物充填，就是被早期纤状文石和镁方解石胶结。

(2) 礁翼

礁翼通常是指礁相与非礁相呈指状交错过渡的部分礁体。礁体迎风的一侧称为礁前，背风的一侧称为礁后。在一些盆地或　湖的斑礁或塔礁中，由于未受到方向性风浪作用的影

响，礁前同礁后极为相似，所以礁翼就分不出礁前和礁后。

礁前处于迎风一侧，在风浪冲击下，礁碎屑顺着礁前缘的陡坡堆积形成的岩石一般称为礁前塌积岩或礁前礁砾岩。这些礁碎屑大都未被磨圆且分选差。通常坡前的礁屑与灰泥混积，向盆地方向，砂屑增加，砾屑减少，它们与正常海的盆地相泥质沉积物呈指状接触。

礁后沉积多由分选较好的砂屑石灰岩组成，胶结物多为亮晶方解石。背风的地方含有较多的灰泥基质。碎屑物质主要为来自礁核的生物碎屑。礁后也可以出现一些特殊的生物，例如某些藻类、有孔虫以及某些软体动物的种属。与礁核的差别是动物群富含单体生物，与礁前相比，其生物门类和种属大为减少。在礁发展的晚期，在礁后相中，有纹层构造、叠层石以及鸟眼构造，还有早期白云石化的现象。

(3) 礁间

在一些群礁复合体中，礁与礁之间的沉积物和生物组分与礁的发展有着及其密切的关系。在海侵的情况下，群礁一般是发展的，在礁间可以出现正常的海相碳酸盐沉积；当海退时，群礁的发展受到抑制，礁间可以出现一些　湖相的沉积。有时礁间也可以包括在礁组合的复合体中。

3. 礁的分类

关于礁的类型，主要是根据其形态和地理位置来划分，如图 27－2 所示。

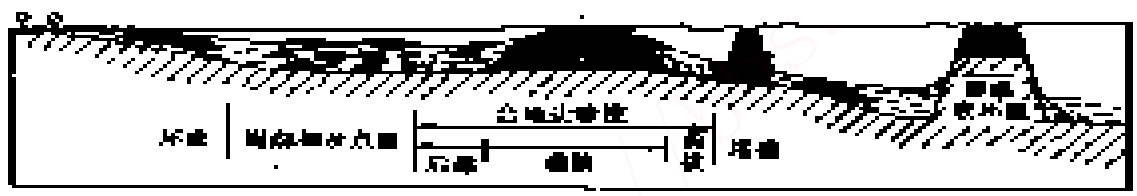


图 27－2　各类礁分布示意图

(据曾鼎乾等，1988)

按形态可将礁分为以下类型：

1) 点礁，也称为斑点礁。礁体近似圆形，或呈不规则状，是在　湖或外滨海底较小隆起上形成的孤立小礁体。现代海洋中，点礁主要分布在大陆架海域波基面以上，并止于海面。点礁实际上常常用来指大陆架位置的孤立小礁体，如加拿大泥盆纪利迪尤克礁。

2) 宝塔礁，也称为尖柱礁和孤礁，形似锥状或者陡侧向上变尖的丘状，是成礁期海底持续下降而成，多出现于深水带。

3) 马蹄形礁，也称为新月形礁。向风面一侧礁体发育，背风一侧不发育，触体凸面迎风，多分布于开阔海盆中，如美国二叠纪马蹄形礁。

4) 环礁，礁体围绕海底较大隆起的边缘生长，连接成环状，中央带凹下成　湖，多出现于外滨广海中。现代太平洋、印度洋以及我国南海均有发育，古代礁如墨西哥白垩纪的环礁。

5) 丘礁，孤立地分布，近似半球状，是波基面以下较深水碳酸盐堆积而成。圆丘礁或宝塔礁用来指示大陆架边缘或盆地内的单元岩隆。

6) 层状礁，也称为带状礁和滩礁，分布面积较大，礁高度不大，多分布于碳酸盐岩台地上，相当于前述生物层礁。

按礁体的地理位置又可分为下述礁：

1) 岸礁，也称为边礁、镶边礁和裙礁，紧靠海岸生长，顶平，由于向海岸一侧斜坡常很陡，故发育陡峭的海岸峭壁或陡坡，呈曲线状。有时在边缘礁与岸之间有一小的平底水道

相隔，水道逐渐加宽便可发育成堡礁。现代最长的边礁在红海沿岸，长约 2700km 以上，向海一侧伸入海下 120ft（1ft = 0.3048m）深。

2）堡礁，也称为堤礁、堤岛礁或障壁礁。堡礁多在平缓的海岸生长，离海岸有一定距离。平面上礁多呈曲线状，平行海岸分布。形成的堤礁与陆地之间有　湖相隔。有时堤礁不止一排，按生物不同生态（或生长深度不同）或其他原因可有多排堡礁出现，现在世界上最大的堡礁是澳大利亚东北岸的大堡礁，长达 2000km，向岸外延伸达 50～145km。古代最大的堡礁是美国新墨西哥州东南部和得克萨斯州西部二叠纪盆地的船长礁，厚达 360m 以上，长达 644km，现已在埋藏的地下部分找到油气藏。

3）边缘礁，也和堤礁一样与盆地深度的剧烈变化有关，但远离海岸分布。因此尽管礁后广阔的水域较浅并比较隔绝，但它的含岩状况实际上没有变化（或在离礁较远的地方变化）。礁后沉积为正常海水的碳酸盐岩层。

二、礁的形成及生物造礁作用

1. 礁的形成条件

一切礁和有机建造的形成，都与发育繁盛的、能分泌石灰质的动植物有关。因此，产生礁和有机建造的最重要的条件之一，就是要有能使礁生物群落中的生物蓬勃发展的合适的生态条件。

在现代热带地区的碳酸盐台地上，常有珊瑚礁的分布。造礁生物主要是珊瑚和珊瑚藻(红藻)，影响珊瑚生长和珊瑚礁发育的因素是水温、盐度、水深、浊度（或透明度）、溶解的气体、底质以及波浪和水流等。此外，一些海洋生物对生物礁的发育也有很大影响。大多数的珊瑚礁一般局限在热带和亚热带，大致在南北纬 30°的范围内分布。珊瑚在现代海洋中有造礁型和非造礁型两种类型。造礁型珊瑚，在水温 23～27℃的环境里生长最佳，在更高和更低的温度下珊瑚逐渐失去捕获食物的能力。一般说来，在冬季温度下降到 18℃以下，或夏季温度上升到 30℃以上的地区，造礁型珊瑚就不能顺利地生长。通常，造礁型珊瑚比非造礁型珊瑚的钙化速度要快。

一般认为适合珊瑚生长的海水含盐度为 30‰～40‰。强烈的蒸发作用（如波斯湾）以及大陆径流的注入（如海南岛的一些海湾），均会影响珊瑚种属的分布和礁的发育。

阳光是珊瑚生长的必要条件之一。珊瑚只能生长在深度不大、透明度良好的海域里。大多数的珊瑚在特别清澈的海水中可以生活在 70～80m 的深度内。但是，一般条件下，50～60m 的深度已是珊瑚生长的极限，而以小于 50m 为宜。海水的透明度主要受陆源物质的影响。琼州海峡的海水透明度一般在 10m 左右，最高不超过 19m，最低只有 3m。与西沙群岛附近的海水透明度相比，琼州海峡的海水透明度是偏低的，这是由于陆源沉积物影响的结果。造礁珊瑚生态上的特征之一是要依赖于共生的虫黄藻。这种虫黄藻是一种植物，它的生存要依赖于光合作用。海水的透明度不仅影响珊瑚的生长，同时也影响到虫黄藻的生存。因此，造礁珊瑚不可能在水很深、水的浊度比较大的地方生存。

波浪、海流以及风对珊瑚礁的影响是很大的。它们既可以给珊瑚输送生长所需要的氧和食料，也会破坏珊瑚礁。它们对礁的形态和礁附近沉积物的堆积也有很大的影响。大巴哈马台地东部边缘的珊瑚——藻礁，迎着风浪向外生长。我国海南岛附近的礁坪上常常有珊瑚砾的堆积，这些堆积是波浪、海流以及风对珊瑚礁破坏的产物。

2. 生物造礁作用

从生态的观点看，一般把礁的生物划分为四种类型，即礁骨架建设者、礁骨架粘结者、礁

骨架居住者以及礁骨架保护者。这些具有不同功能的各种生物形成一个对立和统一的总体。

目前，已知有许多生物（层孔虫、苔藓虫等）可作为积极的造礁生物，具有双重作用：在礁核，这些生物形成树枝状群体和分蘖群体（即普通的建架生物)；在礁缘，这些生物群体获得板状蔓延形态，并可以划入“胶结生物”中。

现在生长着的礁一般都有丰富的原生骨架和次生骨架的建造生物，它们是珊瑚、钙质红藻、苔藓虫、牡蛎、结壳的有孔虫、蛇螺类、腹足类、龙介以及海绵，还有大量的各种各样的生物骨骼和软体动物堆积或固着在骨架上。固着在骨架上的生物有钙质绿藻（仙掌藻)、柳珊瑚以及某些双壳类生物。自由生活在礁中的生物有腹足类、棘皮类、蛇尾类以及有孔虫。这些生物虽然不能构成坚固的骨架，但它们可以提供礁中的沉积物来源。此外，还有一些钻孔生物、某些双壳类、海绵、蠕虫以及藻类。礁群落中的生物按深度、光线、波能、淤积的条件作带状分布，同一类生物的不同种也有不同分布范围。这种变化在巴巴多斯的更新世和现代礁中是很清楚的（如图 27－3 所示)。一般，在礁前上部中等水深（5～15 m）分异度高。

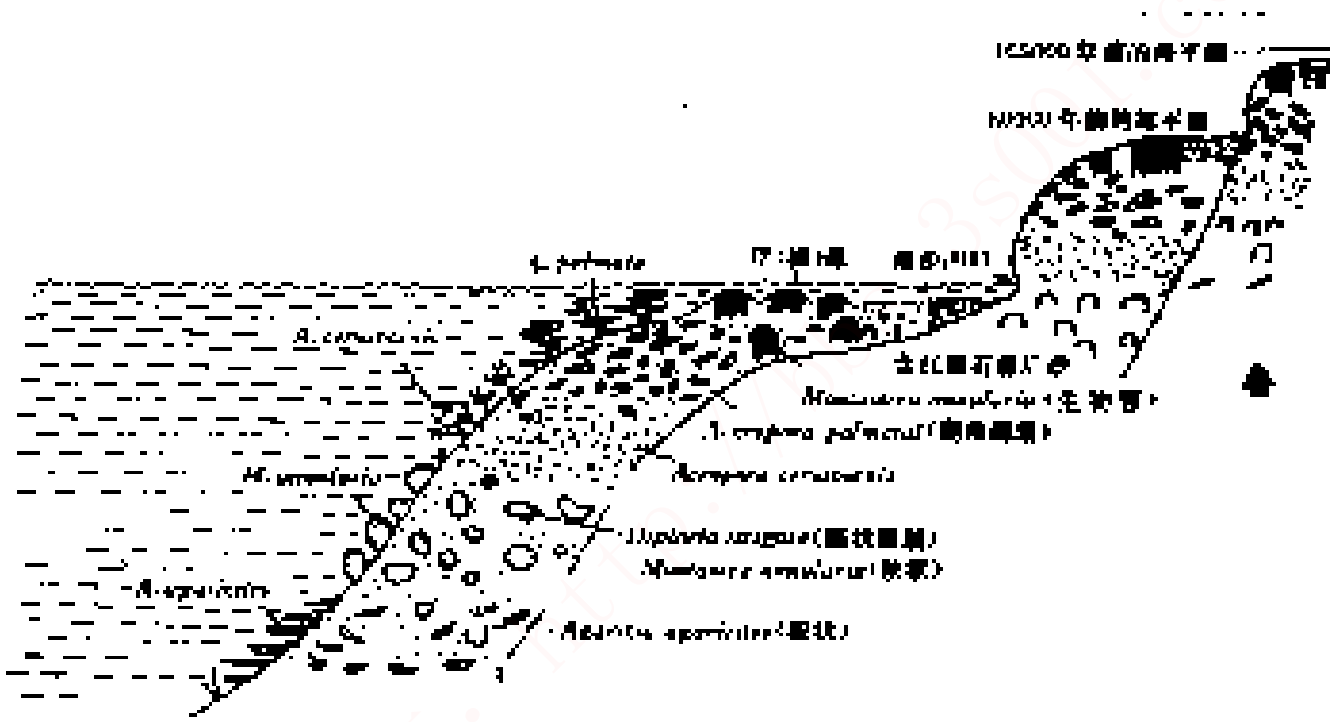


图 27－3　巴巴多斯西海岸现代和抬升的更新世裙礁剖面图，表示各种珊瑚的分布

（据 T. P. Scoffin，1986）

造礁生物的形态与其生长环境有密切关系，尤其是其外形和礁生长处的波浪、水流作用能量之间的消长关系，可以做为现今判断古代礁沉积相的重要依据。根据对岩石记录中的生物与周围沉积物之间的相互关系的许多观察，再结合对现代珊瑚和热带礁分布所作的研究，可以作出关于生物外形和环境的某些概括，这对礁的相分析是很有用的（见表 27－1)。

表 27－1　造礁生物的生长形状及其最常出现的环境类型（据 James，1978）

生长形状	环　境	
	波浪能量	沉积作用
纤细的、分枝的	低	高
薄的、脆弱的、平板状的	低	低
球状的、球基圆柱状的	中等	高
强壮的、树枝状的	中等—高	中等
半球状的、穹状的、不规则的、块状的	中等—高	低
结壳状的*	强烈	低
薄板状的*	中等	低

* 两者在岩石记录中难于区别，但它们表示的沉积环境不同。

生物礁是生物和环境斗争的产物。伴随生物礁的生长发育，生物在其中起着决定性作用。例如，生物可以直接为礁体建造提供骨骼物质，也可以固定胶结其他生物化石；可以改变礁体中生物生活条件，促进礁的生长，又可促使碳酸盐物质发生生物化学沉淀，对海洋礁体的生长起到积极的作用；而同时生物又对正在建造中的礁体进行锉刮、钻孔、啃食等，破坏礁体的生长，起到消极的作用。

概括起来，生物有以下五种作用形式：

1）骨架式。造架生物（如珊瑚等）死亡后仍保留其生态条件，作为礁体拓展的基本格架。这种生物作用在礁体中起着重要作用。

2）障积式。如海底的海藻，当海流经过时，生物可阻碍海流中的泥晶物质而沉淀成岩。

3）粘结式。如层孔虫，能把海底生物碎屑覆盖起来快速粘结成岩，起到加固作用，以抗波浪的强烈破坏。这种作用称为粘结作用。

4）附着式。藻类等可以附着在骨架生物上造成结壳，起到加固作用。

5）胶结式。藻类生长在洞穴或孔隙内，产生胶结作用，同时起到加固作用，有许多碳酸盐颗粒都是被海藻胶结成岩的。

大部分生物礁都是这几种生物作用结合起来形成的，很少是某种单独的作用造岩。

总而言之，生物在礁体中可以造粒、造灰泥、造岩。

3. 生物礁的形成

同自然界的其他事物一样，礁也有它的发生、发展和消亡的过程。海侵过程中的古地貌高地常常是礁的发生地；地壳下沉的幅度与造礁生物生长幅度一致是生物礁发育的必要条件。海侵过程中海平面上升的幅度太快，海水变深，或海退过程中海平面下降得太快，海水变浅，盐度增加，以及其他因素等，都会中止生物礁的发育。应当怎样来了解礁的发育过程和它们的地质背景呢？礁的沉积物特征、礁的微相以及造礁生物群落的演替现象是揭示礁发育过程的重要途径。

生物礁是生物和沉积物的镶嵌体，但是生物起着主导作用，这类生物必须具有骨架。例如珊瑚，在适宜的环境中向上生长，并会受到大群锉刮动物、钻孔动物的不断破坏，另一些生长迅速而生命较短的、附着的钙质底栖生物造成了丰富的沉积物，这是一个自然而微妙的平衡（如图 27－4 所示）。

许多古代礁的研究表明，生物存在着一种生态演替（Lowenstam，1950）。就是说，随

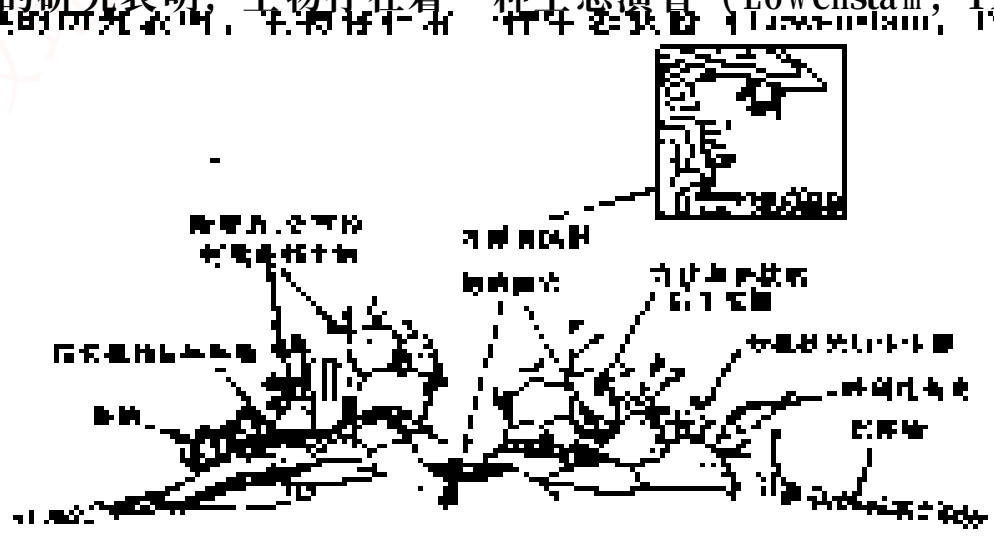


图 27－4　生物岩礁、生物和沉积相的镶嵌体示意图

（据 James，1978）

着礁的生长，一种造礁生物群落被另一种替代了。K. L 沃克和 L. R 艾伯斯塔特（Walker and Aberstate，1975）关于从早奥陶世到晚白垩世礁的分布情况的最新综合研究表明，在整个古生代和中生代期间的礁中，存在有以上相似的群落演替，现代礁也同样可以看到这种群落的演替。

在大多数情况下，能够辨出礁的生长有以下四个独立阶段。每个阶段都有其特点，这主要表现在石灰岩类型、造礁生物的相对多样性及其生长形态等方面（如图 27－5 所示）。

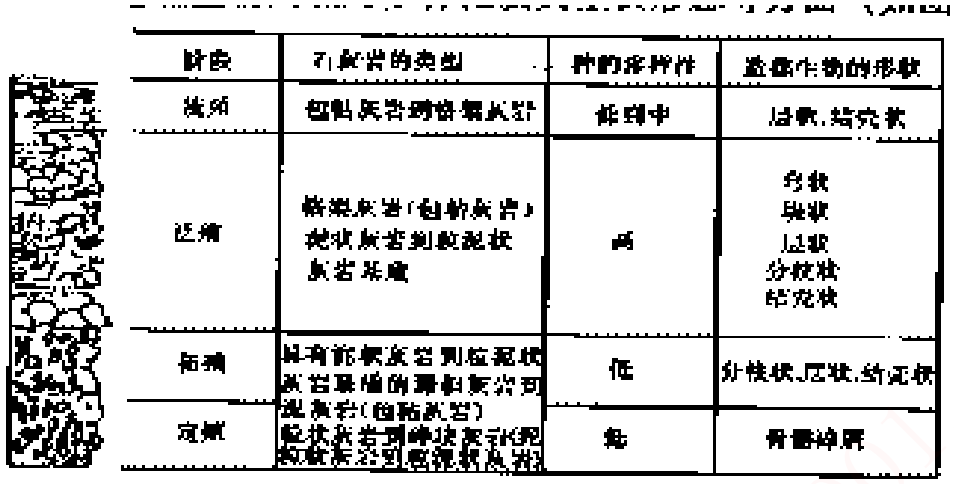


图 27－5　礁生长的四个独立阶段

(据 James，1978)

(各阶段常见的石灰岩类型、生物的种类及生长形状)

(1) 先驱阶段（定殖阶段)

在古生界和中生界，最常见的是由有柄亚们或棘皮动物碎片组成的一系列浅滩或骨骼灰质砂的堆积体，新生界则由钙质绿藻的板片组成。这些沉积物的表面繁殖着藻类（钙质绿藻)、植物(海草）或者动物（有柄亚门)，它们围着底层，使其联结和固定下来，随后星星散散的枝状藻类、苔藓虫、珊瑚虫、软的海绵和其他后生生物就开始在定殖的生物之间生长起来。

(2）拓殖阶段

这个单元同整个礁的构造相比，厚度比较薄，反映造礁后生生物的初期繁殖。此阶段通常以生物种很少为特征，岩石形状有时是成丛的枝状。在新生代的礁中，此阶段所有珊瑚的一个共同特点是它们能够摆脱沉积物而洗净珊瑚虫，因此它们在沉积作用强烈的地区也能够生长。枝状的生长形式造成了许多较小的亚环境，形成了礁生态系统的第一阶段。这个阶段常可见层状晶洞构造。

(3）泛殖阶段

这个阶段是礁体的主要构成时期，也是礁体向上生长最显著的时期，侧部相也发育起来，主要造礁生物的种属通常超过双倍，并且可以看到多种多样的生长习性。随着生物形态的增多，以及形成格架的和起粘结作用的种属数目的扩大，栖居空间（即表面洞穴犄角旮旯等）也相应增多，导致产生碎屑生物的多样化。

(4）统殖阶段

礁体生长至这个阶段，变化常较突然。最普遍的岩性是石灰岩，并以只具有一种生长习性的（一般是结壳的到纹层状的）少数几个种属的生物占统治地位。在这个阶段，大多数礁受拍岸浪的影响，形成碎块石灰岩层。

造成上述生态演替的原因还有争论，概括起来有以下三种看法:

1）由于礁向海面和更加动荡的水域生长，生物的深水群落逐渐被浅水群落所代替；

2）随着生物逐渐改变底层并改变水流通道而造成的一种自然演替；

3）这种构造生长时，水的动荡性逐渐增高。由此可看出，生态演替最根本的原因，在于礁体本身的生长与生态群落两者构成了礁体不断演化的动力。

三、礁形成的控制因素

生物礁就是通过骨骼生物的生长死亡、沉积物的充填、结壳生物的粘结等不断增生而成的。大部分礁的沉积物是由分节（海百合、钙质绿藻）或不分节的（瓣鳃类、腕足类、有孔虫等）生物，以及那些生长在骨骼比较大的后生生物之间的许多犄角旮旯的生物死亡后解体而构成的。其余的沉积物则是由侵蚀礁的各种生物产生的，如钻孔动物（蠕虫、海绵、瓣鳃类）产生灰质软泥，啃食礁的表层的锉刮动物（海胆、鱼）产生大量灰质砂和粉砂。这些沉积物在礁的周围呈围裙状堆积起来。

造礁的后生生物是多样的，没有单一生物形成的生物礁。生物多样化程度取决于环境。当一个群体建立起来，生长条件又最适宜时，也就是说当食物供应充足、化学和物理条件最有利时，随之便出现了极其多样的生长形式和生物种类。

影响现代造礁群落和化石造礁群落的因素有：

1）温度和盐度，大多数现代和古代造礁生物，都在正常盐度的热带—亚热带海水中生长最好；

2）强烈的海浪和波涛；

3）透光性好；

4）沉积作用较弱，如果发生大规模的沉积作用，就会造成细粒沉积物阻塞进食器官，而使生物迅速死亡；

5）基底沉降与生物建礁和沉积速率的消长均衡关系。

第二节　礁相和礁复合体沉积模式

礁建造物的一个典型特征，就是各类岩石和动物化石群落在礁块中有规律地分布，从而造成生物礁体岩相上的明显分带性，为礁相带的划分和模式的建立奠定了基本轮廓。把礁复合体看成是由骨架相、礁顶相、礁坪相、礁后砂相、　湖相、斜坡相以及塌积相（近侧和远侧塌积相）组合的总称（如图 27－6 所示）。各相带的沉积特征分述于下。

一、礁骨架相

礁骨架相位于礁的前缘，是波浪和水流强烈扰动的环境。温暖的气候、富含营养的水流、充足的阳光以及水的循环条件，都适合于骨架生物生长，是造礁生物繁衍最旺盛的地方。如果拓殖的生物是钙质生物，那未生物的大量繁殖就可以造成生物骨架的发展和礁复合体的形成。但是，由于生物的侵蚀作用以及波浪、潮汐和流水的作用，常常使这些碳酸盐骨架遭到一定程度的破坏。一些破碎的原生骨架碎屑可从礁骨架搬运到礁后区去，或者在重力作用下堆积在礁前。这样，当骨架生长时，一方面有原生骨架保存下来，另一方面骨架间和骨架内的原生孔隙中也可以堆积大量的骨骼碎屑。一些研究者认为，在成熟的礁中，这种礁骨架碎屑总是在体积上比骨架自身的体积要大得多（Ladd，1950，1971）。

从现代礁的观察可以知道，在礁骨架相中有 50％～100％的地方被骨架所覆盖。但是，当这些广泛延伸的原生骨架形成至埋藏后这段时间内，它们要受到不同程度的物理作用（波

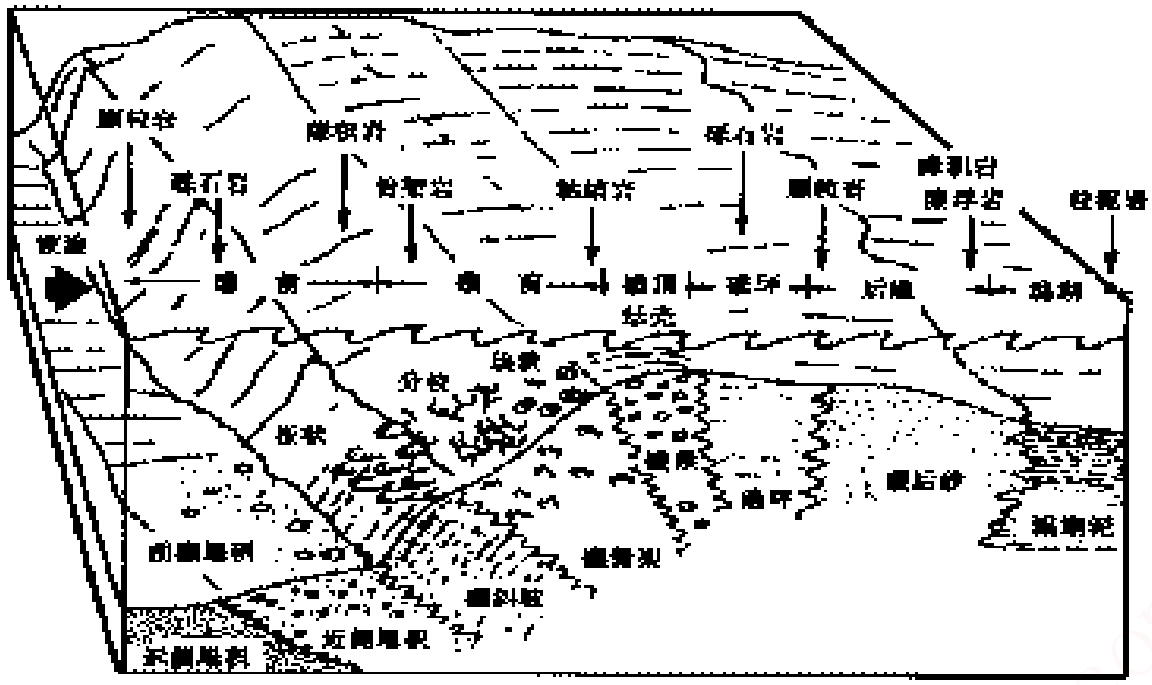


图 27－6　礁复合体的各相带示意图

(据 James, 1979, Longman, 1981; Scoffin, 1986; 何起祥等, 1986, 有修改)

浪、潮汐和水流)、生物作用（主要是钻孔）以及成岩作用（主要是泥晶化作用）的影响，使这些原生骨架遭受不同程度的破坏。所以，礁骨架一般只有 30％被保存下来（Longman, 1981)，还有一些研究者认为礁骨架被保存下来的不到 10％（Land and Moore, 1977; Freidman, 1978)。海南岛和西沙群岛的珊瑚礁也有类似的现象，原生骨架由于受波浪、潮汐以及生物钻孔作用而受到不同程度的破坏。

二、礁顶相

礁顶相是礁复合体中最低的相带，通常出现在礁的顶部。它有以下两个完全不同的类型：

1）礁顶是由活着的珊瑚骨架组成，为扁平的板状珊瑚，低能区则由指状珊瑚组成。珊瑚呈扁平状可能是生存竞争的结果。因为在礁顶接近水面时，水体比较浅，只有呈扁平形状的珊瑚才能有效地利用一切空间，不至于在低潮时被周期性暴露在水面的恶劣环境下所扼杀。这种类型的礁可见于印度尼西亚和菲律宾。

2）由珊瑚砾块和红藻石（Rhodolites）组成。由于周期性暴露将杀死活着的珊瑚，故礁顶变成一个次生礁脊。珊瑚碎屑的粒度为砂到巨大的漂砾，漂砾是由风暴从礁骨架上撕裂下来的。停滞在礁顶上的珊瑚砾块通常要受到生物的钻孔，与此同时，还要受到藻、蠕虫、有孔虫以及其他生物的结壳。许多生物可以长在珊瑚的砾块下或砾块之间，这些生物的分异度比较差，活着的珊瑚非常少，然而海星、某些有孔虫以及藻类仍然比较繁盛。

在西沙群岛，一般礁复合体无活着的礁顶存在（何起祥等，1986)，实际上都是一些次生礁顶，它与太平洋中大量发育的次生礁顶类似。

三、礁坪相

礁坪相是礁复合体中最宽的一个相带。该地区地形平坦，在特大低潮时，部分地区可以露出水面。礁坪相出现在礁顶相和礁后砂相之间的地带，该环境的特征是除了零星散布的块状珊瑚和指状珊瑚外，更多的是珊瑚碎片以及分散的海草。与礁骨架相和礁顶相相比，礁坪相的波浪和水流的能量较低，缺少底质，水的循环受到限制，这就在一定程度上限制了生物的分异度和那些以滤食方式生活的生物的繁殖。但局部地区珊瑚较丰富，可以形成斑礁。此

带阳光充足，促进一些生物的生长；这些生物包括绿藻（仙掌藻）、分枝状和节片状的红藻以及许多非钙质藻。海藻和海藻层的发育为各种有孔虫、潜穴生物，特别是软体动物提供了一个良好的栖息场所。海参、甲壳类、鱼以及啃食动物也很普遍。

礁坪宽度的变化取决于先前的地貌、礁体发育的时间、礁前缘的波能、陆源物质的注入量以及其他因素。伯利兹附近的斑礁的礁坪只有几米宽，而在世界各地其他一些礁的礁坪宽度可达100m以上。西沙群岛的礁坪宽度一般都在100m以上，最宽的可达1～2km（包括一部分礁后砂相）。

礁坪上的沉积物分选中等，颗粒呈棱角状到次圆状。它们多由珊瑚碎屑、红藻、软体动物、棘皮类以及有孔虫组成。绝大部分的泥已被冲走，但是，球粒可以和海草一起共生。礁坪上有时也可以有大的珊瑚岩块和生长状态的块状珊瑚，通常它们都有被生物钻孔的痕迹。

四、礁后砂相

礁后砂相位于礁坪后侧，两者是逐渐过渡的。波浪横过礁坪，其能量将大为降低。由于沉积物变细和不稳定，以致于使固着的营滤食方式生活的珊瑚不能正常繁殖。该处水深一般为1～5m，最深可达10m，有时其部分地区可以暴露在水面之上成为小岛。间歇性的风暴能把礁骨架破碎的物质从礁复合体的向海地带搬运到礁后环境中，同该处生长的生物，如软体动物、藻（主要是仙掌藻）以及有孔虫等混在一起。沉积物分选中等到较好。现代珊瑚礁内，礁后砂的主要成分是珊瑚和钙藻碎片，但也常常见到棘皮类、软体动物和有孔虫的碎片，灰泥很少。

此相带的宽度一般为数十米。但当海平面长期稳定时，可以造成几千米宽的礁后砂坪。在这些砂质礁岛中，通常有淡水透镜体，它们对碳酸盐砂的成岩变化起着重要的作用。

五、　湖相

湖是指环礁内或礁复合体之后一个静水环境，其沉积物以灰泥为主。　湖相可以是礁复合体的一部分，也可不是礁复合体的一部分，这视其沉积物的来源是否与礁复合体有关。在西沙群岛，　湖沉积主要是砂屑和泥屑。　湖内还有少量的斑礁。　湖的周围藻席比较发育。这些　湖沉积物均来自礁体，故西沙群岛的　湖也属于礁复合体。

湖的水深只有几米，波浪的能量比较低，水的循环受到限制，沉积物一般为碳酸盐泥和细粒的碳酸盐砂，分选差。除了来自礁骨架的极细粒的生物碎屑外，主要的生物碎屑是软体动物、有孔虫以及仙掌藻，缺少广海的生物。还有许多生物进行着广泛的掘穴活动，如棘皮类、甲壳类以及软体动物。

另外，还有一些　湖，例如伯利兹堡礁南部的一些　湖，它们具有深水陆架泥的特征，并含有浮游有孔虫（Schol1 and Kling，1972），这就与礁复合体成因的　湖有所不同了。

六、礁斜坡相

礁斜坡相处于成熟或未成熟的礁复合体的礁骨架相的向海一边，其特征是有一个较陡的斜坡。在斜坡上，只有零星的珊瑚（Scleraclinians）；当有海水扰动时，有八射珊瑚（Alcyonarians）发育。水深通常有几十米，该处保持一个相对波浪能量比较低、阳光不太充足的环境。在这样一些因素的影响下，最适合于快速生长的软珊瑚的发育，而不利于石珊瑚的生长，尽管在该环境中石珊瑚并不一定缺失。为了获取有限的阳光，这些珊瑚采取平板状形态生长，珊瑚虫长在平板的上面。

在一些斜坡相中，硬海绵（Sclerosponges）是很重要的，特别是在有礁壁存在的地方。

礁斜坡相的沉积物主要来自礁复合体的浅水部分，它们通过重力作用、漂移和沉降进入

到该环境中。沉积物的分选性是中等到差，因为礁斜坡相的沉积物来自该相的下部和上部，粗的和细的碎屑混合在一起。这些碎屑物质都遭受不同程度的磨蚀作用和生物的钻孔作用。

西沙群岛礁复合体的斜坡相，其斜坡的坡度较大，有时甚至直立，坡面坎坷不平，有时可见到冲刷、溶蚀构造。风暴破坏礁骨架带来的碎屑物质一部分被抛到礁坪上，另一部分顺着礁斜坡滑落，细小的碎屑被带到斜坡的下部。

通常礁斜坡相都有一个较陡的斜坡，其倾角一般为 50°～90°。该相中的生物主要是仙掌藻、Zooantharians、海绵以及硬海绵，这些生物死亡后与沉积物一起堆积下来。斜坡沉积物的另一个特征是呈透镜状，下部比上部更厚。

七、近侧塌积岩相

近侧塌积岩的环境是指礁斜坡之下的地带，其特征是含有大量的来自礁复合体的碎屑和少量的活着的钙质生物。水深变化很大，一般不能用潜水的方式进行研究。通常一些研究者使用潜水艇在该相带进行观察（Land and Moore，1977）。由于它的深度比较大，所以在该环境中波浪能量低，光线很微弱，甚至有时透不进光线。其沉积物主要是通过重力作用沉积的。一般情况下水体处于静止状态，只有沉积物降落时，才产生局部的流动。

礁的塌积物来自礁复合体。礁岩碎块有时很大，其粒径可达几米以上。此外还有一些仙掌藻、红藻以及其他各种不同的生物成因的颗粒。但是，在特殊情况下也有这样一些塌积沉积物，它们的碎屑是来自礁后　湖和深水中任何一种主要的生物组分。岩石类型从泥岩到颗粒岩都有，但以骨骼泥质颗粒岩为主。在一些地区，一些陆源物质也可以混入到塌积岩中。

横向上连续性比较好的层状构造和零星的生物潜穴构造是塌积相中常见的沉积构造。层的厚度从几厘米到几米，通常被页岩所分隔。塌积岩中这种层状构造的存在是区别礁骨架相和礁后相的重要标志。在该相的低处常有大型的沟道构造。它不仅出现在现代礁中，而且在古代礁中也有广泛的分布。

八、远侧塌积岩相

远侧塌积岩相位于塌积岩相的下斜坡。该地区的沉积物粒度较细，含大量的浮游生物。它是浮游生物和来自礁复合体的细粒碎屑物质的混合。远侧塌积岩和近侧塌积岩之间是渐变的。当来自礁复合体的碎屑物质逐渐消失后，远侧塌积岩的塌积物就逐渐过渡为深水盆地相的沉积物。

上述各相的特征见表 27－2。

表 27－2　现代礁复合体相的特征（据何起样等，1986，有修改）

相	沉积作用和生物的控制	保存的生物类型	颗粒大小	分选性	骨架含量 %	深度 m	主要岩石类型
湖	低能，生物浅穴发育，零星的流水和扰动	软体动物、棘皮、小粟虫、有孔虫和介形虫	泥，但混有粗骨架碎屑	差	0	5～30	颗粒泥质岩
礁后砂	有零星的风暴和流水横过礁，含盐性，重力滑动	仙掌藻、小粟虫、少量红藻和指状珊瑚	粗	中—好	0	1～10	颗粒岩
礁坪	零星风暴，水循环好，分离出现	指状珊瑚、红藻、绿藻、大的底栖有孔虫和大的珊瑚	粗—很粗	中	0～10	1～3	颗粒岩、有少量珊瑚
礁顶	波浪能量低，持续扰动，水循环好	抗浪的珊瑚和藻	很粗	中—好	0～80	0～2	颗粒岩（少量粘结岩）

续表

相	沉积作用和生物的控制	保存的生物类型	颗粒大小	分选性	骨架含量%	深度m	主要岩石类型
礁骨架	水循环好，波浪能量强	丰富的珊瑚、藻、软体动物、棘皮、有孔虫	骨架和砂	差，洞穴中有泥	28～80	1～30	粘结岩
礁斜坡	光线受限制，有零星扰动，碎屑的重力搬运作用	软珊瑚，扁平状、板状珊瑚，海绵	混合的	差	5～40	20～50	泥质颗粒岩、粘结岩
近侧塌积岩	零星扰动，重力搬运，缺少光线，不稳定—稳定	仅有少量的活着的生物	中—粗	差—好	0	40～100	颗粒岩、泥质颗粒岩
远侧塌积岩	静水，无光线，沉积物重力滑动	浮游有孔虫	细	中—好	0	100～200	泥质颗粒岩

第三节　礁的分布规律及其与油气的关系

一、礁的分布控制因素

礁在海域和湖域中分布很广泛，但其都是在一定地质背景条件下主要由生物作用形成的地质体，因此其分布具有一定的规律。按生物礁在发生、发展、消亡以及最终形态和内部构造受不同条件控制的特点，主要从下述五个方面考察礁的控制因素。

1. 海平面的升降

造礁生物生存在一定的海水深度，既不能露出水面，也不能生存于较深的水中，因此，组成礁的藻和一些植物，只能在光合带繁殖。当海平面保持稳定，礁就会沿自身的碎石斜坡向海推进。如果海平面缓慢地上升，则礁基本上向上生长，而不会横向移动，或者向海岸方向逐渐推进；如果海平面快速上升，礁则因水的深度迅速增大，无生存能力而消亡；海平面如果缓慢地下降，就会造成礁向海和向下移动。

2. 大地构造位置

对礁的控制意义与海平面的变化同等重要。礁的形成基本上是受构造大陆架的控制，这里的沉积作用是在浅水、无陆源碎屑的环境中进行的。在这个广阔的领域里，可以识别出四个主要亚类。第一种礁形成堡礁（如西得克萨斯州的三叠纪礁）或不连续的点礁。有时大陆架的边缘可能是断层，礁在断层悬崖的顶峰上建造，如英国北部克拉科和克拉文礁。第二种礁，因大陆架太深，使礁沿着背斜顶部同沉积移动发育而形成。利比亚的古新世因泰萨尔礁就是一个例子，英国的早石炭世博伍伦德槽的克里锡罗礁也是一例。第三种礁为海底火山喷发时在熔岩锥上形成的，墨西哥塔菲拉勒盆地的泥盆纪生尔格达德是典型代表之一（Massa and 0ther，1965）。第四种礁是在广泛的面积中分布的无规律的点礁，如加拿大地盾边缘上的志留纪点礁（Lowenstam，1950）。

局部构造也同样影响礁的生长，例如海底的突起，在适宜条件下就可以成礁。特别是大陆架脊，更有利于礁的生长，例如墨西哥湾坎佩切滩即是发育于大陆架脊上。

断层也能控制礁的发育。断层的发生和发育可使礁伴随着发生位移。

3. 地貌的影响

岸礁和环礁严格地受海底地貌和海岸带地貌特点的控制。例如我国南海的岸礁，其形态

和分布特点均受海岸带坡度和海岸地形的制约。海南岛的珊瑚岸礁，根据地貌可分为平直海岸岸礁、弯曲海岸岸礁等。又如海台地、海山控制着太平洋的岸礁、堤礁的形态和分布。

4. 沉积环境的影响

礁主要分布于南北纬 32°之间，少量的珊瑚藻礁分布于北纬 49°。由此可见，礁的形成需要温暖的条件。除此之外，生物生长需要清洁的水域，以免有碎屑物质使生物窒息；还需要有机物质和 $CaCO_3$ 的供给，保证生物的造架作用。各种不同的生物生存的环境各有不同，例如珊瑚礁生长于水下，而蛇螺礁则主要生长在潮间带。不同的生物需要的盐度也各有不同，如珊瑚生长的海水盐度为 20～40 mg/L，红藻可在广泛盐度变化的环境中（18～54 mg/L）生存；牡蛎则生存于微咸水环境中（10 mg/L），在河口中最发育。

不同类型的生物礁分布于不同的沉积环境，以最常见的岸礁、点礁、堡礁、宝塔礁、丘礁为例，其中岸礁分布于各种海岸带，点礁常分布于堡礁之后的　湖中，堡礁分布于大陆架边缘地带，宝塔礁和丘礁分布于斜坡地带。

5. 生物群落

生物群落也是控制礁分布的因素之一，而且是成礁的关键性要素。造礁生物群落能分泌大而茁壮的各种生态骨骼（分枝状、半球状或板状），这些具有骨骼的生物在显生宙期间具有一定的分布规律。有些生物群落虽不具有骨骼，但它可以分泌粘液而形成丘礁。礁在各个时代都有分布。

二、中国的生物礁分布

我国对生物礁的研究较晚。已发表的资料证明，各地质历史时期均有生物礁发育。

1. 震旦纪

我国分布广泛的震旦纪地层，包括南方的灯影组、北方的雾迷山组、塔里木盆地的奇格布拉格组都有藻礁发育，有人称为点礁，也有人称为藻滩。这种礁由藻类组成，规模较小，一般几平方米或几十平方米，根据叠层石和几何形态很容易辨别。

2. 寒武纪

已在扬子地台北缘和湘西渔塘早寒武世地层中发现礁，前者为补丁礁，后者为堤礁。补丁礁（岸礁）基本上由网格古杯（Retecyathus）组成，规模较小，厚仅几米，叠覆成复合体。堤礁主要是由灌木丛状表附藻和管状葛万藻以及间接参与造礁的各种蓝绿藻组成，附礁生物仅见少量三叶虫和介形虫。礁体宽为 0.2～0.8 km，长为 4～6 km，厚几十米。

3. 奥陶纪

在下扬子区（包括钱塘区）已发现多处生物礁，主要由灌木丛状、管状钙藻类（可能属红藻）和苔藓虫、珊瑚、层孔虫等造礁生物组成。礁体厚几十米，延伸最长达 11 km，属于堤礁性质。

4. 志留纪

见于扬子地台北缘的四川城口，为补丁礁。主要由蜂巢珊瑚组成，也有层孔虫和苔藓虫，伴有丰富海百合和其他生物。此外，在贵州地区也曾找到志留纪近岸　湖式珊瑚藻礁，厚达 50 m 左右。

5. 泥盆纪

根据已发表的资料，泥盆纪是我国南方古生代生物礁最发育的时期，在贵州、广西、四川、湖南等地均有发现。

6. 石炭纪

已在广西地区大塘期中发现点礁（方少仙等，1985)。主要造架生物是四射珊瑚与苔藓虫，附礁生物是海百合、腕足、有孔虫、介形虫、绿藻。礁核厚达 114m，分布直径达 200m。发育于孤立的碳酸盐岩台地上。

7. 二叠纪

这也是我国生物礁比较发育的时期，特别是我国南方，已在云南、湖南、四川、湖北等地区发现二叠纪的生物礁，分布广泛，类型多样，生物丰富。礁的类型有：

1）台地边缘生物礁，如云南省广南堇那孟生物礁。造架生物主要是钙质海绵，附礁生物为有孔虫、腹足类、腕足类、苔藓虫等。川东、鄂西二叠纪生物礁也属此类。

2）点礁，如滇黔桂南盘江地区的孤立碳酸盐岩台地上的生物礁。造架生物以海绵为主，苔藓虫、水螅、珊瑚为次。又如川东一带，不少礁属于台地内的点礁。

8. 三叠纪

已在贵州和四川西北部等地发现有三叠纪生物礁。据贺自爱等人的研究，贵州三叠纪生物礁属堤礁（堡礁)，形成于安尼锡克期和拉丁尼克期。造礁生物以红藻为主，附礁生物有腹足类、腕足类、有孔虫等，厚度达几百米。川西北龙门山前晚三叠世的生物礁曾由吴熙纯等人做过详细报导，属于点礁（补丁礁)，造礁生物以海绵为主，附礁生物有腕足、棘皮、介形虫等。呈礁群分布，礁残留高度约 25m，椭圆形，出露宽度约 50m，礁间距为 100～500m 不等。

9. 第三纪

珠江口盆地经地震勘探和钻探证实，第三纪发育有大量的海相生物礁群，陈斯忠、胡平忠（1985，1986）在有关学术会议上曾做过详细介绍。属于塔礁、点礁，推测尚有台地边缘礁。造礁生物主要有红藻、珊瑚、海绵、苔藓虫及水螅，其中最主要的是珊瑚藻科。附礁生物有有孔虫、腕足、软体、棘皮、介形虫等，厚达百余米，生物礁群面积近千平方千米，有的已经钻探证实为油田。除此之外，莺歌海盆地和北部湾盆地经地震勘探证实，均发育有晚第三纪生物礁。

三、礁分布与油气的关系

礁及其复合体极易形成有效圈闭而成藏。可以说凡有碳酸盐岩发育的地区，大部分都存在由礁控制的油气田。因此，礁与油气关系密切，且礁具有独特的富油气特征。

1. 礁常常是成群或成带分布

礁群或礁带不仅平面上有这样分布的特点，而且在垂向上也成群分布。众所周知，单个礁体有发生、发展和消亡（定殖、拓殖、泛殖、统殖）的过程。这样的过程受着环境和亚环境的控制，从而礁体随着环境和亚环境的不断变化而不断形成，所以在垂向上也形成多个礁体的复合体。

2. 礁型圈闭常常具有较高的孔隙度和渗透率

碳酸盐岩储集层通常具有较低的孔隙度和渗透率。礁型储集体则相反，常具有异常高的孔隙度和渗透率，比良好的砂岩储集层的孔隙度和渗透率还高。

根据 20 世纪 70 年代的统计，世界上有 8 口日产万吨的油井，其中有 4 口是产自礁型油田（墨西哥黄金巷 3 口，利比亚伊特里斯 1 口)，这些油田具有很高的孔隙度和渗透率的礁储集体。

根据大量资料的统计说明，礁型油气田一般都具有大于 10% 的孔隙度，渗透率在 100μm^2 以上（见表 27-3)。因此礁型油气田单井产量常常很高。这是由于礁体白云岩结构

构造的特殊性所致。

表 27－3　礁型油气田物性特征

国家	油田	孔隙度，%	渗透率，μm²	国家	油田	孔隙度，%	渗透率，μm²
伊拉克	基尔库克	7～25	—	加拿大	金穗	15	—
利比亚	英蒂萨斯	22	4～500	加拿大	朱迪湾	12.5	170
美国	利史纳得	7.6	19.4	加拿大	虹 G	10.6	565
加拿大	邦尼格仑	9.55	115～1271	中国	建南	14.6	—
加拿大	列杜克 D	8	100～1000	中国	滨南	46（礁核）	—

对整个礁体而言，孔隙度和渗透性相当不均。礁核相带孔隙度和渗透性最高，而礁侧相(后礁相、前礁相）则孔隙度和渗透率很低。如伊拉克基尔库克油田，后礁相—　湖相灰岩岩性比较致密，物性很差；礁核灰岩孔隙度、渗透率很高；前礁灰岩由于白云岩化作用，使孔隙度、渗透率增高。利比亚英蒂萨斯礁块油田，礁块的中央（礁核部分）孔隙度高达 22％～26％，而礁侧相则孔隙度下降到 15％。又如我国陆相碳酸盐岩滨南礁型油田，礁核孔隙度可达 46％，而礁侧相为 6％左右。世界上许多礁型油田都具有类似的特点。

值得注意的是，在实际中有不少礁型油气田，由于白云岩化作用和充填胶结作用，使礁块的物性特点发生异常。

3. 礁型油气田具有良好的生、储盖层的组合

礁块的存在是沉积环境的一个标志。在向岸一方常常是　湖相的沉积环境，从礁向广海(广湖）一侧则是盆地相的沉积环境。

许多资料表明，前礁的盆地相和后礁的　湖相都是有机物质丰富的细粒碳酸盐岩沉积。这些有机物质丰富的石灰岩或泥灰岩，可以在有利的条件下形成生油岩。有的礁体周围直接就为黑色页岩所围，这些黑色页岩可能是良好的生油岩。因此礁的周围常常是生油岩系包围。不论是海进或是海退，在礁块上覆盖蒸发岩系或细粒碳酸盐岩、页岩，形成良好的盖层。

4. 礁型油气田一般油气分布于礁核

一般油气分布于礁核，这是由于礁核相具有最好的孔隙度和渗透性所致，所以在勘探礁型油气田时，一定要搞清礁体相带的分布。但是经常也可以看到油气的分布不是受礁核相带的制约，而是受白云岩化作用的控制。例如我国建南礁型气田，生物礁发育于上二叠统长兴组中部，礁高为 156m，面积约为 15km²。造礁生物以海绵、层孔虫、蓝绿藻为主。储集体的储集空间是以次生白云岩的晶间孔隙和溶蚀孔隙为主，孔隙度达 14.6％，而生物骨架灰岩则具有很低的孔隙度。因此建南气田的天然气分布受白云岩化作用的制约。

第二十八章　碳酸盐台地沉积环境

第一节　沉积环境的类型及特征

“碳酸盐台地”这个术语最初来自对巴哈马台地现代碳酸盐沉积的研究，指地形平坦的浅水碳酸盐沉积环境。后来，该术语的含义扩大了，泛指所有浅水（水深一般在风暴浪基面之上）碳酸盐沉积环境（Read，1985），不管其地形是否平坦。本书采用此定义。碳酸盐台地又可进一步细分为多种环境，即潮坪、生物礁、浅滩、局限台地、开阔台地、台地边缘等。现将其沉积特征叙述如下。

一、潮坪

潮坪是指地形平坦、随潮汐涨落而周期性淹没、暴露的环境。根据平均海平面的位置，潮坪可分为潮上带、潮间带和低潮面附近的潮下带，其中潮上带和潮间带是潮坪的主体（如图 28－1 所示）。

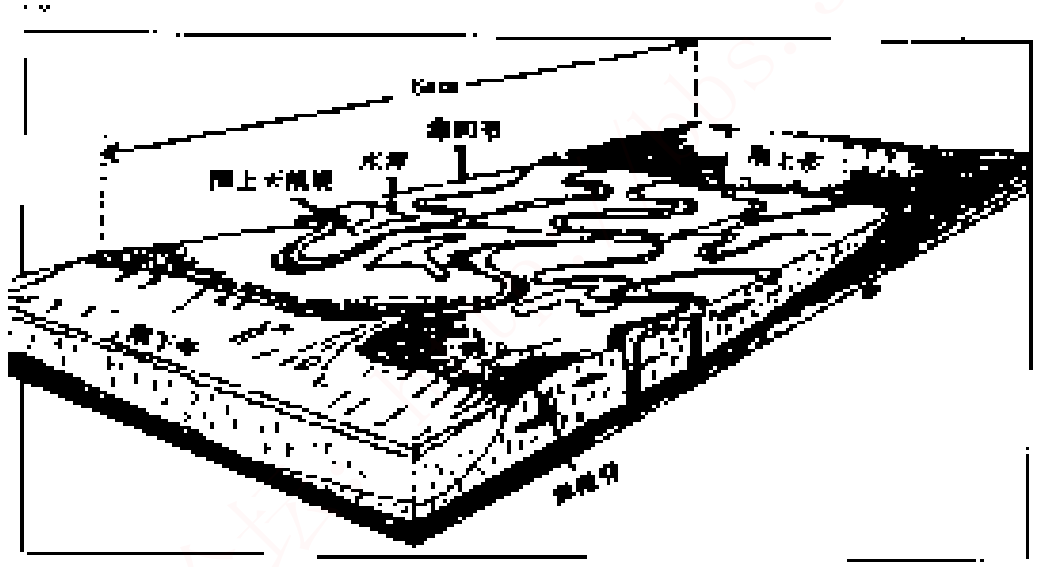


图 28－1　潮坪沉积特征

（据 Shinn，1983）

1. 潮上带

潮上带位于平均高潮面与最大风暴潮汐面之间，绝大部分时间是暴露于水上的，只有大潮和风暴潮期间才会被淹没，是低能环境。大潮在新月和满月时发生，因此每月两次；而风暴潮只是在特定的季节偶尔发生。

潮上带的沉积物主要是灰泥石灰岩、准同生泥粉晶白云岩，颜色浅（一般呈浅灰色、灰色、土褐色等），薄层状，水平纹理发育，常见泥裂、鸟眼、层状叠层石等暴露构造。由于环境条件恶劣，无论狭盐性还是广盐性生物都很少或没有，因此古代潮上带沉积中原地生物化石极少，生物扰动微弱。风搬运来的陆源泥可以在这里沉积，因此潮上带沉积中泥质含量常常较高（5％以上），致使其测井响应为高伽马、低电阻率。

此外，还可见一些风暴沉积，其岩性为砾屑石灰岩、砂屑石灰岩、鲕粒石灰岩、球粒石灰岩、介壳石灰岩等。风暴层的厚度多为几厘米，少数可达 30～40cm，横向延伸为几十米

或几百米。其平面形态多为席状，剖面形态多为底平顶凸的透镜状。

潮上带沉积特征受气候影响较大。在潮湿气候条件下，如加勒比海地区，潮上带藻席发育，没有石膏等蒸发岩沉积；在干旱气候条件下，如波斯湾地区，潮上带藻席不发育，石膏岩层、石膏结核等常见，准同生白云岩广泛发育。

2 潮间带

潮间带位于平均高潮面与平均低潮面之间，一天淹没一次或两次，水上与水下频繁交替，总体上是低能环境。

潮间带的沉积物主要是灰泥石灰岩，准同生白云岩少见。灰泥石灰岩一般呈浅灰色、灰色，薄层状，柱状、波状、层状叠层石常见，并且从潮间带下部到上部依次由柱状变为波状、层状，这是潮间带的重要识别特征之一。在潮间带上，常有一些广盐性生物，如腹足类、蠕虫类等，它们形成了一些爬迹、钻孔等。泥裂、鸟眼、水平纹理可见，但远不如潮上带发育，这主要是由于潮间带经常淹没，生物扰动较强，尤其是在潮湿气候条件下。

潮间带不同于潮上带的另一个重要特征是潮汐水道（潮道）发育（如图 28－1 所示）。潮道多为蛇曲状，宽十几米到上百米，深可达十几米，向潮上带方向变浅。潮道通常充有海水，因此严格说来属于潮下带，是潮间带中的高能环境。潮道内主要沉积砾屑石灰岩、砂屑石灰岩等，厚一般为几米，双向交错层理及大型槽状交错层理常见。其底面为冲刷侵蚀面，向上粒度变细。岩体呈条带状，剖面形态为顶平底凸的透镜状。

3 潮下带

潮下带位于平均低潮面之下，很少暴露于水上，潮间带发育的潮道可延伸至潮下带。

潮下带的沉积物类型多样，主要是灰泥石灰岩、颗粒质灰泥石灰岩、颗粒石灰岩等，颗粒可以是内碎屑、鲕粒、藻粒、生屑等。

低能潮下带沉积的灰泥石灰岩、颗粒质灰泥石灰岩、球粒石灰岩等多呈灰色、深灰色，中厚层至块状，生物扰动强烈，水平虫孔常见，层理构造不发育。常含原地堆积的正常海生生物化石，如腕足类、棘皮类、有孔虫等。

高能潮下带沉积的各种颗粒石灰岩多呈浅灰色、灰色，中厚层至块状，颗粒分选、磨圆好，填隙物为亮晶胶结物或灰泥，双向交错层理、槽状层理、波痕等构造常见，其横向连续性好，多呈席状。

在古代碳酸盐岩台地上，潮下带、潮间带、潮上带这三种环境的沉积常常形成一系列向上变浅的旋回，即自下而上依次由潮下带沉积变为潮间带和潮上带沉积，如加拿大西部的寒武系（James，1984）及泥盆系（金振奎、Spencer，1991）、华北地台的奥陶系。这些旋回厚度多为几米，横向稳定，可追索十几千米甚至上百千米。

二、生物礁、浅滩

1. 生物礁

生物礁（简称为礁）主要是由造架（或称为造礁）生物（如珊瑚、苔藓虫、海绵、层孔虫等）和一些附礁生物（如腕足类、有孔虫、介形虫、腹足类等）原地堆积而成的、在地形上呈隆起状态并且抗风浪的沉积体。它主要分布于台地边缘，形成长几十、几百千米的礁带(冯增昭、金振奎等，1994；冯增昭、杨玉卿、金振奎等，1997)；也可以出现于台地内部，但规模小并多呈零散状分布。由于礁是生物建造，含有丰富的生态信息，因此是海洋底栖生物生态研究的天然实验室。礁的形成需要特定的环境条件，其沉积特征可以反映古水深、古盐度、古温度、古气候。此外，礁能够形成良好的油气储层，并含有大量的油气。由于这些

原因，礁一直是古生物学家和沉积学家研究的重点之一。关于礁的沉积特征，本书第二十七章已经专门论述，在此不再重复。

2 浅滩

浅滩（简称为滩）是指水体浅（正常浪基面之上）、能量高、以沉积异地碳酸盐颗粒为主的环境。颗粒的类型可有多种，如内碎屑、鲕粒、藻粒、生屑等。在地形上，浅滩可以呈丘状、堤状或席状。浅滩与生物礁、生物丘、生物层的区别在于其沉积物是异地搬运而来的。

根据浅滩的位置和形态，可将其分为裙滩、堤滩、点滩和台缘滩。

(1) 裙滩

裙滩（或称为岸滩）是指沿海岸发育的滩，其向陆侧没有　湖。这种滩通常发育于坡度较大、波浪作用活跃的海岸，宽几千米至十几千米，长几十、几百甚至上千千米，可向海或陆地方向迁移。其沉积主要为中厚层至块状亮晶颗粒石灰岩，颗粒分选、磨圆好，填隙物一般为亮晶方解石，交错层理发育，岩体呈席状。

浅滩位于后滨带的部分，由于处于渗流带中，胶结物多呈新月形和垂悬形。这里淡水淋滤和土壤化作用也较强烈，常形成钙结壳。位于前滨带的部分，岩层向海低角度倾斜，发育平行层理、槽状交错层理、双向交错层理以及前滨环境的特征构造——冲洗交错层理。此外还常见扁平或近球形的孔洞—拱石孔（keystone vug）（Dunham，1970），这是波浪冲洗带顶部阵发性快速沉积捕捉的气泡形成的。胶结物既有代表渗流带的新月形和垂悬形（尤其是前滨上部），也有代表潜流带的等厚环边形（前滨下部）。等厚环边胶结物晶体可呈针状或柱状。浅滩位于近滨带的部分长期处于水下，沉积的颗粒石灰岩发育板状、槽状交错层理和平行层理以及波痕等构造，胶结物为等厚环边形，胶结物晶体可呈针状或柱状。

浅滩外侧通常是开阔海，内侧为潮坪或陆地环境。海退期，裙滩可形成向上变粗、变浅的沉积序列；海进期则可形成向上变细、变深的沉积序列。

(2) 堤滩

堤滩（或称为障壁滩）呈堤状，其内侧为　湖，外侧为开阔海，可处于水下，也可出露水面。当出露于水上时，堤滩可分出后滨、前滨和近滨带，其沉积和成岩特征与裙滩相似。当处于水下时，堤滩的沉积和成岩特征与处于近滨带的浅滩相似。

堤滩沉积呈带状，宽可达十几千米，长可达数十千米，平行海岸延伸，并可向海或陆地方向迁移。堤滩上发育连通　湖和开阔海的潮道，潮道深可达十几米，宽可达几百米，可侧向迁移。潮道沉积主要为颗粒石灰岩，显示向上变细的沉积序列。序列底部为冲刷侵蚀面，其上常有粗粒内碎屑或生物化石滞留沉积。序列下部具有大、中型板状交错层理，上部具有小型板状、槽状交错层理。在潮道的两端常发育潮汐三角洲。靠近　湖的一端发育涨潮三角洲，靠近开阔海的一端发育落潮三角洲。这两种三角洲的不断向前推进都可形成向上变粗的沉积序列，但岩石共生组合不同。涨潮三角洲与　湖沉积共生，落潮三角洲与开阔海沉积共生。

(3) 点滩

点滩是指零星散布于台地内部的浅滩，规模大小不等，大者宽可达十几千米，长可达几十千米，如凯科斯（Cacos）台地南部发育的鲕粒滩。点滩的形成往往与台地内部局部水下隆起有关。点滩沉积主要为亮晶颗粒石灰岩，中厚层至块状，交错层理、平行层理以及波痕等构造发育。颗粒类型可为内碎屑、鲕粒、生屑等。胶结物为等厚环边形，晶体可呈针状或柱状。

(4) 台缘滩

台缘滩是指位于台地边缘的浅滩。台地边缘水体浅、能量高，是形成浅滩的有利场所。台缘滩总体上呈带状平行台地边缘展布，其规模一般较大。在巴哈马台地上，台地边缘发育的鲕粒滩宽达 20 多千米，长上百千米，其上还形成了许多横切浅滩的潮道。

台缘滩沉积主要为亮晶颗粒石灰岩，厚层至块状，交错层理、平行层理以及大型波痕等构造发育。颗粒类型主要为鲕粒和生屑，胶结物为等厚环边形，晶体可呈针状或柱状。

总之，浅滩是高能环境，可出现在台地或缓坡的不同部位（Read，1985；冯增昭、金振奎等，1994；冯增昭、鲍志东等，1994），规模可大可小，其沉积主要为亮晶颗粒石灰岩。

三、局限台地

局限台地（或称为局限海、　湖）是指海水循环受限制、盐度不正常的浅海，其水体能量一般较低，局部浅水区有时发育浅滩。局限台地与广海之间通常有滩、礁或岛屿形成的障壁。

局限台地沉积以灰泥石灰岩为主，呈灰色、深灰色，中厚层至块状，常常缺乏层理构造。该环境不利于正常海生物（如三叶虫、腕足类、棘皮类、有孔虫、珊瑚等）生存，可有广盐性生物（如腹足类、瓣鳃类、蠕虫类等）。生物扰动一般较强，这也是缺乏层理构造的主要原因。但如果海水循环严重受限，可造成缺氧环境，不利于任何底栖生物生存。在这种情况下，沉积物中通常发育水平纹理，并常含黄铁矿，在干旱气候下还会沉积蒸发岩。

现代局限台地见于波斯湾南岸、佛罗里达海岸、伯里兹北部等地区。

四、开阔台地

开阔台地（或称为开阔海）是指海水循环较好、盐度基本正常的浅海，其水体能量一般较低，但在浅水区常常发育生物礁和浅滩。

开阔台地沉积主要为灰泥石灰岩、含颗粒灰泥石灰岩、颗粒质灰泥石灰岩和灰泥颗粒石灰岩，颗粒主要为原地堆积的正常海生物化石。岩石多呈灰色、深灰色，中厚层至块状，缺乏层理构造，生物扰动强烈。此外，还常见风暴岩夹于正常沉积的岩石之中。

现代的开阔台地见于巴哈马台地，古代的开阔台地沉积分布广泛，如扬子地台的二叠系(冯增昭、金振奎等，1994)。

五、台地边缘

顾名思义，台地边缘就是浅水台地与深水斜坡相邻的部分，其宽度受多种因素影响，一般为几千米至 20 多千米。这里是台地的前沿，不断受到来自深海海域的海浪、洋流的冲击、簸洗，因此其水体能量高；同时这里也是台地内部较温暖、盐度较高的海水与来自深海海域较冷、盐度正常、富含养分的海水混合的地方。由于这些原因，台地边缘是生物礁和浅滩发育的有利场所。在现代的巴哈马台地、凯克斯台地、佛罗里达台地等，台地边缘广泛发育鲕粒滩、生屑滩和生物礁。巴哈马台地上，台地边缘鲕粒滩宽达 20 多千米，长上百千米；在安德列斯岛（Andros Island）东侧的台地边缘上，形成的礁链长达 160km。佛罗里达台地边缘的礁带宽 5～10km，长 100 多千米。因此，台地边缘沉积主要是亮晶颗粒石灰岩和礁石灰岩。

第二节　台地沉积模式

碳酸盐台地沉积模式是了解、预测碳酸盐岩沉积相空间分布的重要手段，并在一定程度上也可以预测原生孔隙的分布。

碳酸盐台地可分为三种主要的类型，即碳酸盐缓坡、镶边碳酸盐台地和孤立碳酸盐台地。本节主要阐述各类碳酸盐台地相带的展布规律。

一、碳酸盐缓坡

碳酸盐缓坡是海底向海平面缓倾斜（坡度通常小于1°）、水体逐渐变深的碳酸盐沉积环境，其上部的近岸高能波浪作用带向下逐渐过渡为深水低能环境，其间没有明显的坡折。缓坡与镶边台地的区别在于缓坡通常缺乏连续的礁带，高能浅滩位于海岸附近，深水重力流沉积的砾屑石灰岩（如果有的话）中缺乏来自浅水环境的砾屑。

根据剖面形态，缓坡可分为均匀倾斜缓坡和远端变陡缓坡（如图28－2所示）。

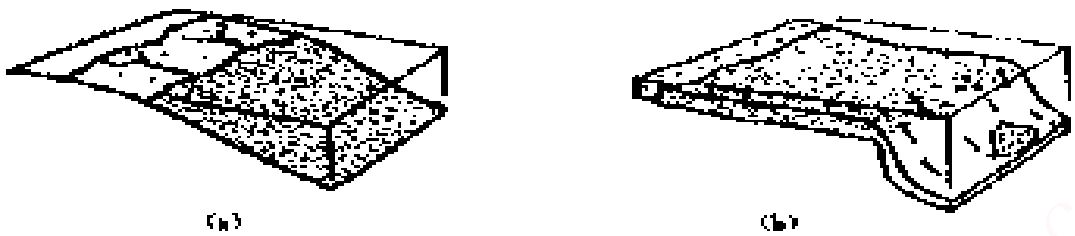


图28－2　缓坡类型示意图

(a) 均匀分布倾斜缓坡；(b) 远端变陡缓坡

均匀倾斜缓坡指由浅水到深水坡度均匀变化的缓坡，如图28－2 (a) 所示。自陆向海，其相带依次为：

1) 潮坪/　湖：其沉积主要为灰泥石灰岩，缺乏开阔海生物群；

2) 高能浅滩：其沉积主要为颗粒石灰岩；

3) 外缓坡（水深在正常浪基面与风暴浪基面之间）：其沉积主要为灰泥石灰岩、生屑质灰泥石灰岩，含有多样的正常海生物群，生物扰动强烈，常见向上变细的风暴沉积，可发育点礁。

外缓坡再向海则过渡为斜坡和盆地。外缓坡与斜坡之间没有坡折，两者以风暴浪基面为界。斜坡坡度也很小，其沉积主要为灰泥石灰岩，重力流沉积不发育。

均匀倾斜缓坡发育于平缓的古构造斜坡上。这种平缓的斜坡可出现于大陆架上远离陆壳—洋壳边界的地方，或出现于前陆盆地俯冲盘的大陆壳上或出现于大陆内部。

现代均匀倾斜缓坡见于波斯湾（Purser，1973）和澳大利亚西部的鲨鱼湾（Logan，1974）。古代的实例有美国弗吉尼亚地区的中奥陶统（Read，1980）和纽约地区的泥盆系（Laporte，1969）。

远端变陡缓坡具有缓坡的特征（高能浅水环境与低能较深水环境之间是均匀过渡的，不存在明显坡折），也有一些镶边台地的特征（斜坡陡，重力流沉积发育）。这种缓坡与镶边台地的区别在于坡折不是发生在浅水高能带附近，而是在远离高能带、水体较深的地方，如图28－2 (b) 所示。因此斜坡上的重力流沉积缺乏来自浅水高能环境的碎屑。

自陆向海，远端变陡缓坡上发育的相带依次为：潮坪/　湖、高能浅滩和外缓坡。这些相带的沉积特征与均匀倾斜缓坡相似，但与远端变陡缓坡相邻的斜坡坡度明显变陡，重力流沉积发育，层内侵蚀面、滑塌构造等常见，这是与均匀倾斜缓坡的重要区别。

远端变陡的缓坡多发育于有正断层活动或有挠曲的地区。当镶边台地因海平面快速上升而被淹没时，也可演化为远端变陡的缓坡。

现代的远端变陡缓坡见于尤卡坦台地（Ahr，1973），是海平面快速上升时期由镶边台

地淹没形成的。古代实例包括美国西部的上寒武统—下奥陶统（Cook 和 Taylor，1977；Cook，1979）。

上述两类缓坡又可根据相带的发育特征划分为 4 类，即具有裙滩的缓坡、具有障壁滩的缓坡、具有点礁的缓坡、高能缓坡。

1. 具有裙滩的缓坡

这种缓坡上的浅滩像围裙一样紧靠海岸，其间没有　湖，如图 28－3（a）所示，浅滩与陆地之间还发育潮坪。

自陆向海，其相带依次为：

1）潮坪。

2）浅滩：平行海岸延伸，剖面呈楔状，向海加厚，宽度 0.5～5km 以上。浅滩通常位于水下，但在正常浪基面之上。其沉积主要为颗粒石灰岩。颗粒可为生物颗粒，也可为鲕粒、球粒或内碎屑等。由于靠近陆地，陆源石英砂常见，这是此种浅滩的一个特征。浅滩的向岸侧坡度平缓；向海侧坡度较陡，可为几度；如果有海草或早期海底胶结固定，也可达 20°～30°。浅滩上波痕、各种交错层理常见。潮汐作用强的地区，浅滩上可发育潮汐水道，深度可达 10m，其内充填具有交错层理的颗粒石灰岩，常含撕裂砾屑。

3）缓坡外部。

现代具有裙滩的缓坡见于澳大利亚西部的鲨鱼湾（Davies，1970）。

2. 具有障壁滩的缓坡

这种缓坡上的浅滩形成障壁，与海岸之间有　湖分隔，如图 28－3（b）所示。自陆向海，其相带依次为：

1）潮坪。

2）　湖。

3）浅滩：平行海岸延伸，剖面呈底平顶凸的透镜状，宽 2～20km，可出露水面。其沉积主要为颗粒石灰岩，颗粒可为生物颗粒，也可为鲕粒、球粒或内碎屑等，陆源砂少见。浅滩上发育潮汐水道，其宽度可达 1km，深度可达 10m。潮汐水道的末端常发育潮汐三角洲。

4）缓坡外部：具有障壁滩的缓坡发育于比具有裙滩的缓坡坡度缓的古构造斜坡上。随着海平面上升，具有裙滩的缓坡可演化为具有障壁滩的缓坡。只要时间充足，具有障壁滩的缓坡可进一步演化为镶边台地，在斜坡上发育重力流沉积。

现代具有障壁滩的缓坡见于波斯湾南岸（Purser 和 Evans，1973）。

3. 具有点礁的缓坡

这种缓坡的特征是生物礁发育，但

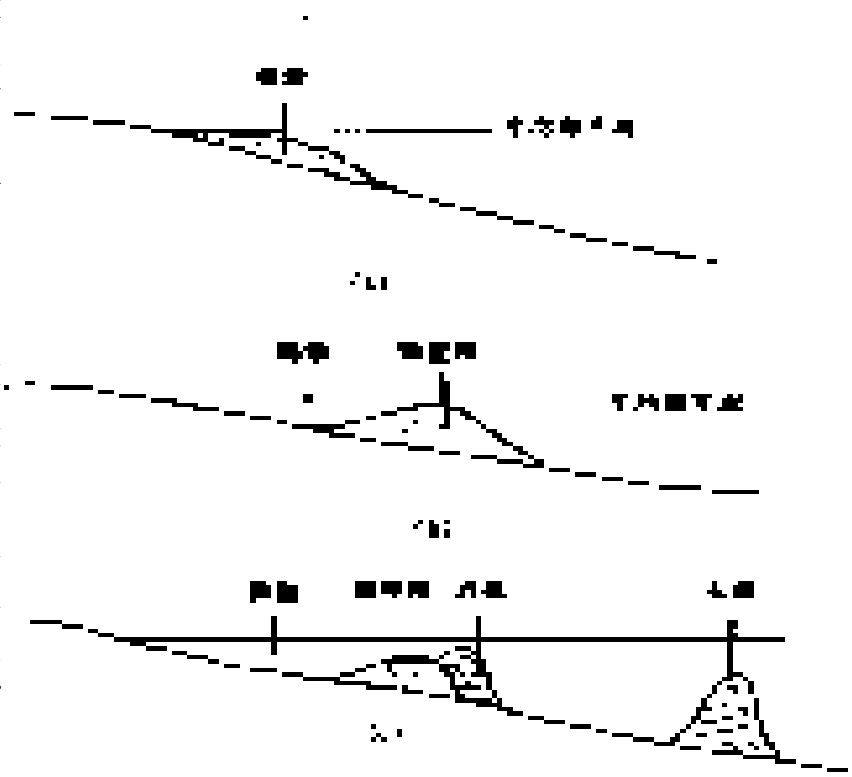


图 28－3　缓坡类型示意图

（a）具有裙滩的缓坡；（b）具有障壁滩的缓坡；（c）具有点礁的缓坡

生物礁是点礁，没有形成连续的礁带。点礁分散于缓坡的高能带，与浅滩共生，或发育于水体相对较深的外缓坡，如图 28－3（c）所示。

自陆向海，其相带依次为：

1）潮坪。

2）　湖。

3）浅滩—礁复合体：为高能带，既有滩也有礁，礁为点礁，直径多为几十米或几百米，可分为礁前、礁核和礁后。

4）缓坡外部：以灰泥石灰岩和生屑质灰泥石灰岩沉积为主，可见点礁。

具有点礁的缓坡通常形成于海平面快速上升的情况下，从而使生物礁不能侧向扩大，只能垂向生长。

现代具有点礁的缓坡见于波斯湾地区，古代实例见于弗吉尼亚州的中奥陶统。

4. 高能缓坡

高能缓坡以发育海岸砂丘、海滩和广布的陆棚碳酸盐砂为特征。这种缓坡发育于稳定的大陆架上，而且海底坡度相对较高，水体循环好。

自陆向海，其相带依次为：

1）海岸砂丘、海滩脊、海滩复合体：其沉积物主要是碳酸盐砂和成熟的石英砂，在砂丘沉积中常见大型风成交错层理，在海滩沉积中常见冲洗层理，并向海方向递变为具有槽状交错层理的介壳砂、小型生物丘等。

2）内缓坡：水深在正常浪基面之上，其沉积主要是席状生屑砂，宽几十千米，可含石英砂，交错层理、平行层理、风暴作用形成的丘状交错层理常见。

3）外缓坡：其沉积主要为灰泥颗粒石灰岩、颗粒质灰泥石灰岩、灰泥石灰岩等，颗粒主要为正常海生物颗粒。生物扰动构造和风暴沉积常见。

现代高能缓坡见于澳大利亚西南部的大陆架（Collins，1981）以及尤卡坦东北部（Ward Brady，1979），古代实例见于澳大利亚努拉伯平原地区的第三系（Lowry，1970）。

二、镶边台地

镶边台地是具有高能外部边缘的浅水台地，与深水盆地之间有坡度较陡的斜坡（几度到60°以上）。沿其边缘发育高能障壁礁或滩带，从而在其向岸侧形成了低能的　湖。现代的镶边台地包括澳大利亚大堡礁（Maxwell，1968）、佛罗里达南岸（Enos 和 Perkins，1977）以及伯利兹（Ginsburg 和 James，1974）。

镶边台地的边缘可分为三种类型：沉积型（或加积）型、过路型和侵蚀型。

1. 沉积型（或加积型）的边缘

沉积型（或加积型）的台地边缘既有垂向加积又有侧向加积，通常缺乏高并且坡度大的陡崖，台地边缘沉积可与斜坡沉积呈指状交互而不是截然接触，如图 28－4（a）所示。自台地向盆地发育的相带依次为：

1）潮坪—　湖体系：颗粒质灰泥石灰岩、灰泥石灰岩，局部发育点礁和滩。海平面周期性地相对下降常导致潮坪广泛发育，甚至可以覆盖整个台地；而海平面的相对快速上升，可导致　湖和点礁广布。因此在这种台地上常发育侧向连续性极好（可横向追索几十甚至几百千米）的向上变浅的米级旋回。

2）台地边缘内侧：沉积生屑或鲕粒砂，具有交错层理，并可发育点礁。向陆地方向颗粒含量减少，灰泥含量增高。

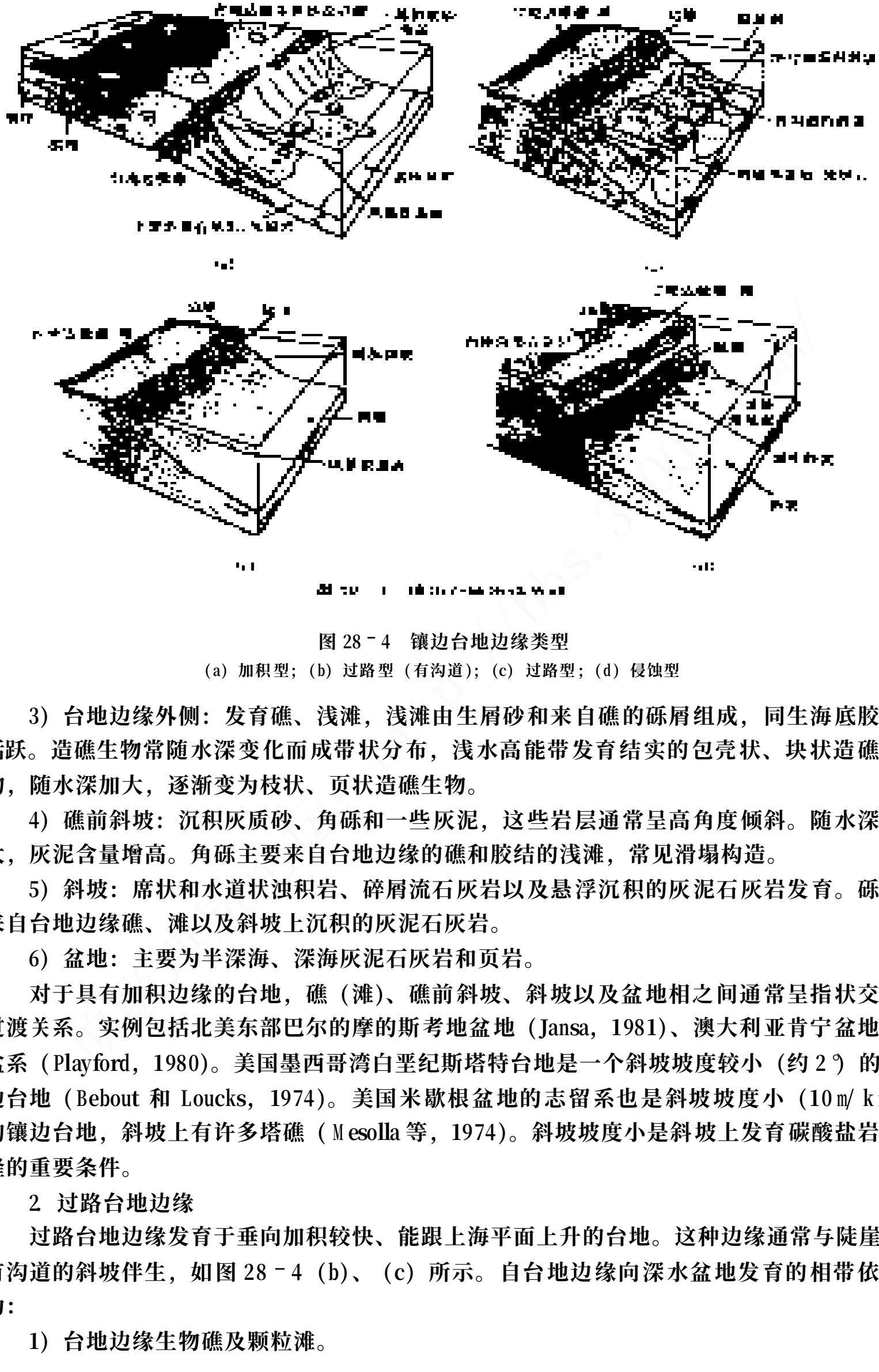


图 28－4　镶边台地边缘类型

(a) 加积型；(b) 过路型（有沟道）；(c) 过路型；(d) 侵蚀型

3) 台地边缘外侧：发育礁、浅滩，浅滩由生屑砂和来自礁的砾屑组成，同生海底胶结活跃。造礁生物常随水深变化而成带状分布，浅水高能带发育结实的包壳状、块状造礁生物，随水深加大，逐渐变为枝状、页状造礁生物。

4) 礁前斜坡：沉积灰质砂、角砾和一些灰泥，这些岩层通常呈高角度倾斜。随水深加大，灰泥含量增高。角砾主要来自台地边缘的礁和胶结的浅滩，常见滑塌构造。

5) 斜坡：席状和水道状浊积岩、碎屑流石灰岩以及悬浮沉积的灰泥石灰岩发育。砾屑来自台地边缘礁、滩以及斜坡上沉积的灰泥石灰岩。

6) 盆地：主要为半深海、深海灰泥石灰岩和页岩。

对于具有加积边缘的台地，礁（滩）、礁前斜坡、斜坡以及盆地相之间通常呈指状交叉过渡关系。实例包括北美东部巴尔的摩的斯考地盆地（Jansa，1981）、澳大利亚肯宁盆地泥盆系（Playford，1980）。美国墨西哥湾白垩纪斯塔特台地是一个斜坡坡度较小（约 2°）的镶边台地（Bebout 和 Loucks，1974）。美国米歇根盆地的志留系也是斜坡坡度小（10m/km）的镶边台地，斜坡上有许多塔礁（Mesolla 等，1974）。斜坡坡度小是斜坡上发育碳酸盐岩建隆的重要条件。

2 过路台地边缘

过路台地边缘发育于垂向加积较快、能跟上海平面上升的台地。这种边缘通常与陡崖或有沟道的斜坡伴生，如图 28－4（b）、（c）所示。自台地边缘向深水盆地发育的相带依次为：

1) 台地边缘生物礁及颗粒滩。

2）陡崖（高度多在 200m 以上）：为沉积物从边缘到斜坡的过路带。

3）环台地塌积裙：由角砾、碳酸盐砂以及灰泥夹层组成。如果台地边缘生物礁发育，塌积物中将有大量生物礁砾屑；如果台地边缘颗粒滩发育，塌积物中将有大量碳酸盐砂及颗粒石灰岩砾屑。塌积物与陡崖直接接触并向盆地方向逐渐变细。

4）有沟道的斜坡：主要沉积灰泥，其上发育条带状碳酸盐砂及砾屑充填的沟道。

5）斜坡下部：主要沉积浊积岩和灰泥。

6）盆地：主要沉积灰泥或页岩。

加拿大沃普枚山脉（Wopmay Orogene）前寒武系罗克乃斯特组（Rocknest Formation）是具有陡崖—过路边缘的台地（Hoffman，1973）。Mcllreath（1977）报道了加拿大西部寒武系大教堂组中一个过路边缘的台地，其陡崖高约 200m，由藻礁组成。

3. 侵蚀台地边缘

侵蚀台地边缘通常以发育高的陡崖为特征，陡崖高度可达 4km。台地边缘发育生物礁，陡崖上部几百米暴露于海水中。由于机械侵蚀后退，陡崖壁上出露了台地内部　湖、潮坪沉积的石灰岩，如图 28－4（d）所示。自台地边缘向深水盆地方向发育的相带依次为：

1）台地边缘的生物礁和颗粒滩。

2）陡崖：其下部暴露了台地内部　湖、潮坪沉积的石灰岩，并直接与塌积物接触。

3）环台地塌积裙：由角砾、碳酸盐砂、灰泥夹层组成。其重要特征是有由鸟眼石灰岩、叠层石石灰岩和　湖沉积形成的角砾，从而表明台地边缘发生过大规模后退。这些砾屑与来自生物礁和浅滩的砾屑混合。

其他相带特征同过路台地边缘相似。

镶边台地通常是由具有生物礁障壁的缓坡演化而来。障壁处由于有造礁生物发育，碳酸盐产率高，随海平面不断上升，障壁会不断加积增高形成较陡的边缘。随着时间的推移，加积型和进积型台地边缘可以演化为过路型或陡崖型台地边缘。

镶边台地最可能在低纬度地区的大陆架上发育，这里造礁生物繁盛。在前陆盆地中，这种台地不发育，主要是因为这种盆地中水体循环受限，而且陆源物质注入较多导致水体浑度较大。在高纬度地区，由于造礁生物少见，通常形成缓坡而不是镶边台地。

在造礁生物繁盛的地质时期，如中奥陶世、志留纪、泥盆纪、晚三叠世、晚侏罗世、白垩纪、渐新世、上新世和更新世等，镶边台地发育。

许多镶边碳酸盐台地向陆侧有　湖，　湖向陆地方向过渡为碎屑岩海岸，向海方向则逐渐过渡为浅水碳酸盐台地。台地向　湖的一侧为地形平缓的缓坡，而与广海相邻一侧则为发育较陡的生物礁或浅滩台地边缘，台地边缘前面是坡度大的斜坡，其上重力流沉积发育。

湖水体一般不深，多为几十米，在正常浪基面之下、风暴浪基面之上。其沉积主要为页岩，夹一些薄层砂岩。当水深较大，海底在风暴浪基面之下时，则会形成缺氧的暗色页岩沉积。在干旱气候下，　湖中还会有蒸发岩沉积。这种碳酸盐台地通常形成于有河流注入的陆棚上，多位于被动大陆边缘。具体实例包括：我国南方扬子地台的二叠系、三叠系（冯增昭、金振奎等，1997；冯增昭、鲍志东等，1997）、加拿大西部的寒武系（Aitken，1978）、加拿大东部的中生界（Markello 和 Read，1978）。

三、孤立碳酸盐台地

孤立碳酸盐台地远离大陆架，通常几十或几百千米宽，位于陆壳、过渡壳的断块或火山上并被深水包围（通常水深为几百米甚至 4km 以上）（如图 28－5 所示）。其中一些这样的

台地又称为环礁，特别是当其内部有较深的　湖和明显隆起的边缘时。

边缘为生物礁的台地，内部较深（可达20m），沉积物主要为生物颗粒和灰泥。边缘以浅滩为主的台地，内部通常浅而平坦，其沉积主要为球粒砂和灰泥。

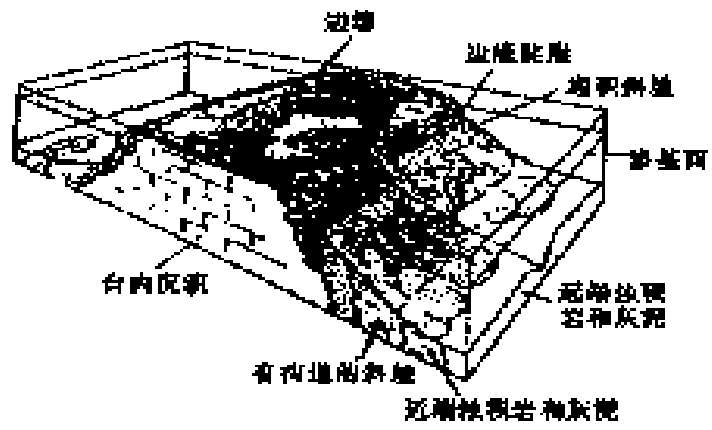


图 28－5　孤立台地沉积相

孤立台地与镶边台地或缓坡的重要区别之一是其边缘可以是迎风侧，也可以是背风侧。迎风侧通常发育生物礁，背风侧通常发育颗粒滩。潮汐作用活跃的台地边缘通常发育鲕粒滩。

极少数情况下，孤立台地的边缘是平缓的，其剖面特征和相带特征与缓坡相似（Matti 和McKee, 1977)。更多的情况下，台地的边缘是陡的，与镶边台地的边缘相似。较陡的台地边缘可以发育陡崖，其倾角可达 60°以上，高几百米至 4km；向下过渡为坡度较小的斜坡，坡度为 1°～15°；再向下，斜坡过渡为地形平坦的盆地。

对于具有陡崖台地边缘的孤立台地，从台地到盆地发育的相带依次为：

1）台地内部：可发育潮坪、浅滩、点礁、局限台地、开阔台地，沉积物为灰泥石灰岩、颗粒质灰泥石灰岩、颗粒石灰岩、准同生白云岩，局部有礁石灰岩和蒸发岩，向上变浅的米级旋回发育。

2）台地边缘：发育浅滩或礁，主要沉积颗粒石灰岩、礁石灰岩。

3）陡崖：发育程度随地而异。由于坡度陡，无沉积物堆积。其上部暴露台地边缘沉积的颗粒石灰岩和礁石灰岩，下部暴露台地内部沉积的石灰岩。

4）斜坡上部（塌积斜坡）：主要由台地边缘和台地内部沉积岩侵蚀跨塌形成的砾级碎屑和从台地上搬运下来的颗粒、灰泥组成，形成砾屑石灰岩、灰泥颗粒石灰岩夹灰泥石灰岩，此带宽通常 1～3km。如果陡崖很高，塌积斜坡可直接过渡为盆地，也可过渡为斜坡下部。

5）斜坡下部：重力流（碎屑流、浊流、颗粒流等）沉积和远洋悬浮沉积为主，岩性为暗色薄层灰泥石灰岩与重力流沉积的砾屑石灰岩、颗粒石灰岩互层。向盆地方向，重力流沉积逐渐减少，颗粒变细，层变薄，灰泥石灰岩相对增多。在此相带还可有等深流沉积。

6）盆地：主要沉积暗色薄层灰泥石灰岩、薄层放射虫和海绵骨针硅岩、页岩，纹理发育，深水遗迹化石常见。

孤立台地的实例除巴哈马台地外，还有我国南方黔桂交界地区的二叠系（冯增昭、金振奎等，1994)、墨西哥白垩纪黄金巷（Golden Lane）和埃尔岛克特（El Doctor）台地(Enos, 1974; 1977)、威尼斯阿尔卑斯地区侏罗系台地等。

大部分被动大陆边缘的孤立台地是在断裂发育、快速沉降的陆壳或过渡壳上发育的，通常是在大洋盆地开裂的早期。许多孤立台地是在地垒上发育起来的，而周围的地堑则演化成深水盆地。还有一些孤立台地位于线状海底山脊之上，或在高海平面时期发育在大陆内部一些构造高部位上。开始，一些孤立台地具有类似缓坡的斜坡，但随着时间推移会发展成高而陡的边缘。在沉降的过程中，孤立台地不断加积就会导致台地边缘与盆地之间的高差加大，台地边缘开始由缓坡型依次过渡为加积边缘、过路边缘、侵蚀边缘。

第三节　碳酸盐台地沉积及其与油气关系

碳酸盐台地是油气富集的有利场所，每类台地都有含油的实例。对同一台地，不同的部位储集潜力不同。

台地上的生物礁是最有利的储集相带，这是因为生物礁中不仅孔隙发育而且孔隙大，常为几厘米甚至更大，这样的孔隙在后期成岩作用中不易充填满。

其次是潮上带和颗粒滩。潮上带是强烈蒸发的环境，有利于发生准同生白云岩化，形成准同生白云岩，而且白云岩中常含石膏结核、石膏层等蒸发岩。蒸发岩后期容易发生溶蚀，形成溶蚀孔隙；也可导致上覆岩层垮塌、碎裂，形成角砾，产生砾间孔隙，从而形成储层。颗粒滩主要沉积亮晶颗粒石灰岩，其原生粒间孔隙发育，但这些孔隙在后期成岩阶段多被充填而变为无效孔隙。如果地质年代较新（中生代以来)、成岩胶结时间相对较短，则可保留部分孔隙成为良好储层。此外，与灰泥石灰岩相比，颗粒石灰岩白云化后孔隙较发育，可形成良好储层。

由于台地边缘生物礁和浅滩发育而且规模大，因此这里是十分有利的储集相带。

至于局限台地和开阔台地，其沉积以灰泥石灰岩、含颗粒或颗粒质灰泥石灰岩为主，几乎没有原生孔隙，如果要形成储层只能靠裂缝、白云化或后期溶蚀。但这两个相带却是台地上最有利的生油气相带。

下面就列举一些台地含油气的实例。

缓坡上浅滩储集层的例子有美国路易斯安那州侏罗系斯马克欧俄（Smackover）鲕粒滩(Bishop，1969；Ahr，1973)、中东地区侏罗系阿拉伯组 A 到 D 段的鲕粒滩储层（Murris，1980)、威廉斯顿（Williston）盆地密西西比系使命谷组和查尔斯组鲕粒滩储层（Edie，1958)。缓坡上礁石灰岩作为储层的例子有得克萨斯州密西西比系（Ahr 和 Ross，1982）以及纽约的泥盆系（Kissling Polask，1982)。当缓坡下部的石灰岩发生白云化时，也可形成储层，如威廉斯顿（Williston）盆地密西西比使命谷组（Lindsay 和 Kendall，1980)。

在镶边台地上，台地边缘形成油气储层的实例有墨西哥湾白垩纪斯跨特礁带（Griffith，1969)、二叠纪的汤逊德—克姆泥滋油田（Malek－Aslani，1970)。在美国二叠纪盆地，潮坪白云岩形成了良好的油气储层（Meissner，1974)；在我国鄂尔多斯盆地，中奥陶统潮坪白云岩形成了主力产气层。

孤立台地含油的实例包括德克萨斯上古生界的马蹄环礁（Vest，1970)、白垩纪黄金巷环礁（Enos，1977）等，在这些台地上储层是由台地边缘礁形成的。

第二十九章　海相深水碳酸盐沉积

第一节　海相深水碳酸盐沉积环境与沉积作用

海洋深水沉积环境是指深度在风暴浪基面之下的半深海和深海环境，包括大陆斜坡（或称为大陆坡）和深海盆地，平均海水深度大于 150～200 m。在地形上，它包括大陆坡、陆隆、海沟、海底峡谷、海岭或洋中脊以及深海平原等地貌单元。

目前，大洋的 70 % 被深水沉积物所覆盖，其中含丰富的碳酸盐沉积物。

在深海环境，碳酸盐沉积作用主要受静态物理化学沉积作用及动态重力流和等深流沉积作用等的控制。

深水沉积作用主要有下述几种类型。

一、重力流沉积作用

重力流沉积作用是指在重力作用下，浅水沉积物沿海底顺坡搬运到深水区域，形成各种重力流沉积。

二、潜流沉积作用

潜流沉积作用系指海洋深水底部可侵蚀、搬运沉积的深部流体。它不是由重力流驱使，可以顺坡、逆坡、沿坡等各种方向流动。海洋深部的潜流又可分为以下四种类型。

1. 内潮流和内波流

在温差层和其他密度不连续层的上部几百米中广泛分布。在大陆架坡折、海底峡谷和深水狭窄水道中，对其底部沉积物的影响特别明显。

2. 峡谷流

在水深超过 4000 m 的许多海底峡谷中，均发育峡谷流。峡谷流随深部的潮汐周期可沿峡谷顺坡而下，也可逆坡而上，其典型流速可达 30 cm/ s。

3. 等深流或底流

等深流是一种特殊类型的洋流，主要是在科里奥利力和水体密度梯度力的综合作用下，在半深海、深海环境中产生的一种沿洋盆等深线流动的流体。等深流流速较低，一般 2～20 cm/ s，沉积速率也较慢，一般小于 10 cm/ 1000 年。等深流是深海环境中重要的搬运和沉积作用的载体，可携带沉积物进行长达数百甚至数千千米的搬运，形成厚达数千米厚的沉积物和各种沉积底形及海底地貌。现代沉积学研究表明，等深流及其沉积物主要发育于深海、半深海环境，特别是被动大陆边缘的陆隆区。

4. 深水面流

深水面流系指风产生的水流。它能在很大深度上（可达几千米）侵蚀海底，如北大西洋的深部湾流和日本远岸的深水黑潮流。

上述深水沉积作用均具有突发性和事件性，可称为事件沉积作用。

三、物理化学沉积作用

物理化学沉积作用是深水环境中第三种重要的沉积作用。在地球重力作用下，物理化学沉积作用以垂向加积为主。“生物雨”就是一种重要的生物成因的远洋沉积作用。

深水环境中的物理化学沉积作用是一种正常的持续性的海洋沉积作用。

第二节　正常沉积作用

在深水沉积体系中，除了在大陆斜坡带及盆地边缘地区发育重力流和等深流等事件沉积之外，大部分深海盆地发育主要受静态物理化学沉积作用控制的正常沉积体系。

对静态深水环境碳酸盐沉积起控制作用的主要是海盆地的深度。海洋水层深度分带、海水的密度分层、滞水无氧深度、碳酸盐沉积的补偿深度面等，都是对碳酸盐沉积具有普遍性控制意义的沉积作用平衡面。

在开阔大洋，水深超过 200 m 的海域底部的沉积物，一般被称为深水碳酸盐软泥。它们主要为来自远洋的浮游生物及深水底栖碳酸盐生物介壳所组成的混合沉积。深水碳酸盐沉积物常常是在碳酸盐不饱和状态下形成的。

在 CCD 面（即方解石沉积补偿深度）之下的深水环境，碳酸钙呈不饱和状态。深水盆地中不同深度海底的碳酸钙沉积物，实际上都是溶解环境的残余物，如瘤状石灰岩、残存的钙质生物化石等。以 CCD 为基面，向上按 $CaCO_3$ 残余物含量不同，可以划分出以下碳酸盐溶解相：

1）非溶解相：$CaCO_3$ 基本无溶解，其深度上限为 CCD 基面以上约 1500 m，又称为“饱和相”。$CaCO_3$ 颗粒较完整地保存于沉积物中，如现代大洋中没有溶解作用迹象的白垩软泥。

2）弱溶解相：$CaCO_3$ 颗粒开始受到微弱溶解，此深度上限为 CCD 基面以上约 500～1500 m 之间。

3）中等溶解相：指 $CaCO_3$ 颗粒具有中等程度溶解迹象的白垩软泥。此深度范围相当于 CCD 基面以上约 200～500 m。

4）强溶解相：指 $CaCO_3$ 颗粒具有大量溶解迹象的泥灰软泥。此深度界限相当于 CCD 基面以上 0～200 m。

5）完全溶解相：指沉积物中所有钙质浮游生物和 $CaCO_3$ 颗粒完全被溶解，有孔虫含量等于零，此深度位于 CCD 基面之下，陆源粘土含量达 100 %，故又称为“红粘土相”。

白垩是较深水碳酸盐沉积类型之一。主要出现在地质历史上异常高海平面时期。在高海平面的白垩纪，白垩相覆盖全球海盆地面积达几十万平方千米，包括陆架和内陆海盆地。例如在晚白垩世，当时海平面比现在高出 500 m 左右，白垩沉积覆盖了美国西内陆和海岸的大部分地区，以及欧洲 30 % 左右的地区。在我国白垩纪海洋分布有限，只在新疆西部地区分布有不纯的白垩沉积。

白垩一般颗粒极细，具有多众数粒度特征，主要由远洋浮游生物组成；此外，还有双壳类、棘皮类、钙球、腕足类和其他化石。白垩缺乏浅水成因标志，最明显的沉积构造是韵律层理。由于组成白垩的颗石藻和有孔虫均以低镁方解石为特征，并且有很好的原始稳定性，因而不同于以含有大量不稳定文石和高镁方解石组分的浅水石灰岩。

第三节　事件沉积作用

一、碳酸盐重力流沉积

1. 碳酸盐重力流沉积类型

重力流碳酸盐沉积是深水大陆架斜坡带及海盆边缘的十分复杂的堆积体，它一般由规模巨大的、夹有庞大石灰岩块体的异地角砾石灰岩层构成。由于深海沉积的观测工作难度较大，重力流碳酸盐沉积物（岩）只是在近一二十年才引起沉积学家的重视。

大陆坡带是浅海陆棚与深海盆地之间的过渡相带，处于迅速沉淀碳酸钙的浅海和缓慢沉淀细粒远洋灰泥的深海之间。从陆架边缘到深海盆地的过渡带，大致可分为两种地形：一种是较陡峭的悬崖，另一种是较缓倾的斜坡。从地质历史的角度来看，陡峭悬崖式的大陆坡在地质历史上的发生和存在是短期的，而缓慢倾斜的大陆坡的形成和存在则是长期的。其中较陡峭的斜坡上较发育重力流碳酸盐沉积，而在较缓倾的斜坡上则以原地沉积的物质为主。

因此，深海大陆坡碳酸盐沉积作用环境，始终处于短期陡斜坡重力滑塌环境与较长期宁静的远洋浮游生物和远洋软泥沉积作用环境的相互交替。

碳酸盐重力搬运作用的沉积系列包括岩崩、滑动—滑塌沉积、碎屑流、颗粒流及浊流等沉积类型，如图29－1所示。

（1）岩崩碎屑堆积岩

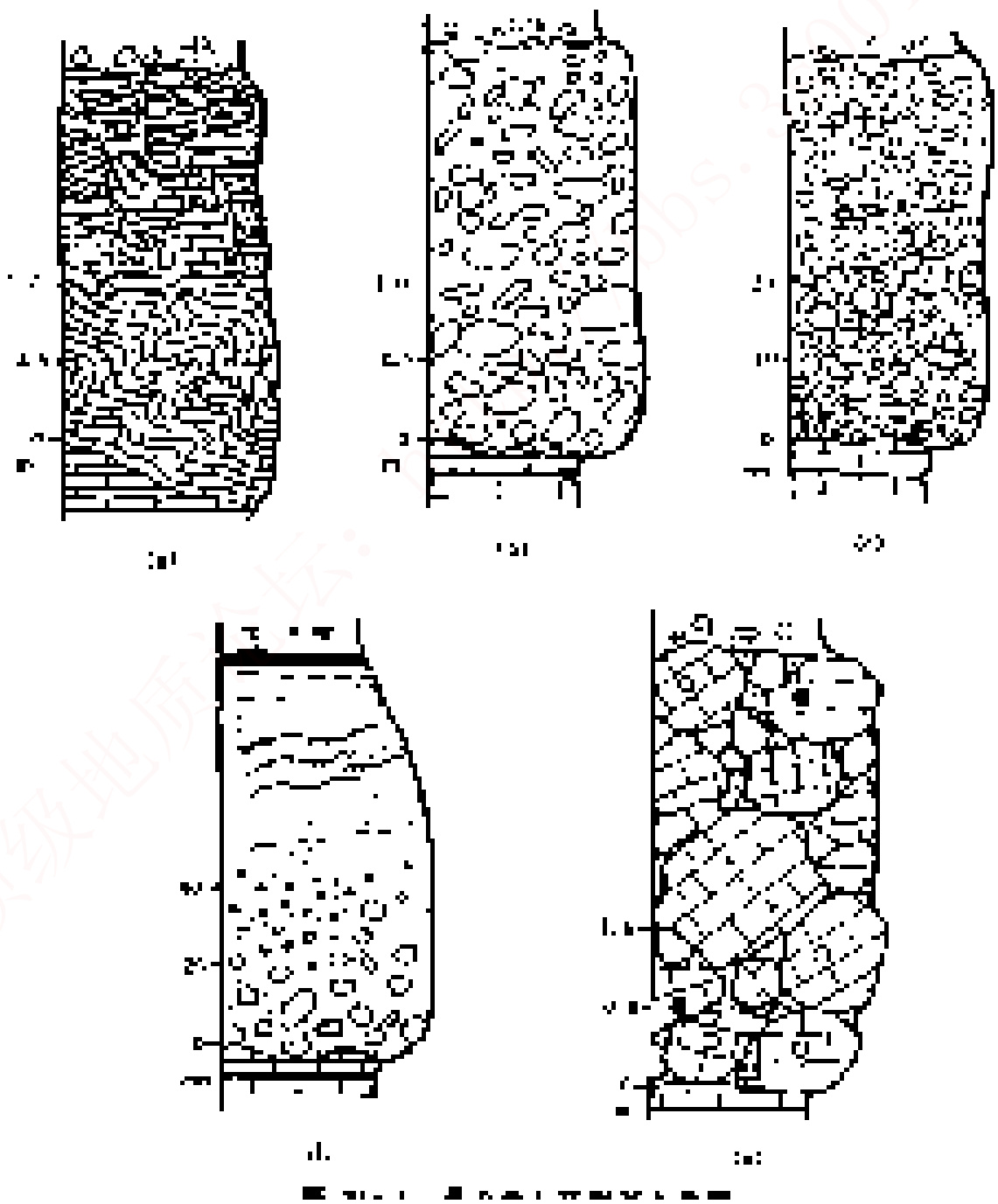


图 29－1　重力流石灰岩基本类型

[据中国南方中下三叠统野外照片重绘（据鲍志东，1998)]

(a) 滑动流石灰岩；(b) 碎屑流石灰岩；(c) 颗粒流石灰岩；

(d) 浊流石灰岩；(e) 岩崩堆积

这种塌积产物包括孤立的巨型岩块体及岩崩堆积岩，如图 29－1（e）所示。

孤立岩块和岩崩碎屑堆积，是指包含于原地深水沉积物中的来自浅水台地的大型碳酸盐岩块体。岩块的规模可达若干立方米至万立方米不等，大多数为厚层—块状浅水石灰岩块体或礁灰岩块体，其颜色、岩性、结构、沉积构造等均与围岩很不协调，显示其异地沉积成因。

孤立岩块和岩崩堆积是深水碳酸盐重力流沉积体系的重要特征，尤其是在全球性张裂大陆边缘带的深水碳酸盐沉积中，孤立岩块和岩崩堆积岩均占有重要地位。在我国华北地台大陆边缘、扬子地台边缘也都发现有被一系列深水沉积地层包围的巨大碳酸盐岩块体，如湘西上寒武统中的孤立的巨大蓝绿藻礁灰岩体，贵州南部三叠系深水沉积地层中的角砾石灰岩块体等。

崩塌堆积岩和孤立岩块都是大陆边缘碳酸盐台地斜坡岩崩的产物。岩崩产生的原因与地形坡度、同生断裂和地震等有关。在断裂陡崖的碳酸盐台地的下坡可以形成深水岩崩堆积角砾岩裙。

(2) 滑塌碳酸盐岩

在较陡的碳酸盐大陆斜坡带，在同生或准生作用阶段，由于地震、断裂和重力作用等，可引起碳酸盐沉积物呈塑性和半固结状态的滑动变形，形成重力滑塌沉积，如图 29－1（a）所示。

滑塌碳酸盐沉积中常发育滑塌褶皱，其多见于薄层状碳酸盐沉积中，以塑性变形为主，也可以伴生一定程度的错断。

滑塌碳酸盐岩中的直滑构造和旋滑构造可作为其重要的鉴定标志。

1）直滑构造：是一种由变形褶曲、变形碳酸盐岩块、破碎状岩块和板状碎屑组成的滑动构造，滑动构造的底面是平整剪切滑动面，它直接超覆在远洋石灰岩沉积物之上。

2）旋滑构造：是由褶曲变形碳酸盐岩块、破碎状岩块和板状碎屑组成的滑动构造。它与直滑构造的主要区别在于其与下伏岩层之间的剪切面并非平直状的，而是一个向下凹的曲面，切入远洋石灰岩层中。

在我国秦岭、祁连山、燕辽、内蒙古、湘黔边界及黔南等活动构造带中均已发现深水滑塌碳酸盐岩。在湘西黔东寒武系中薄层状黑色碳质石灰岩中，以及贵州下三叠统深水斜坡盆地相薄层碳酸盐岩中均发育滑塌构造。

(3) 碎屑流碳酸盐岩

它是碳酸盐深水重力流沉积中最重要的类型之一。碳酸盐碎屑流沉积主要由碳酸盐砾屑(包括碳酸盐岩块、粗砾屑及砂屑）和泥晶基质组成，通常呈块状，无分选，缺乏粒序结构，但是其顶部有时可呈正粒序，如图 29－1（b）所示。

碎屑沉积层序和内部结构分异程度与重力流形成的粘性强度、流动过程中外部介质条件及斜坡坡度等的变化都有一定关系。近源相碎屑流沉积以块状层理和无递变性为特点，远源相碎屑流沉积以层序性递变结构为特征。这些席状碎屑流呈浅色的连续的或不连续的席状层，或不连续的扁豆状体，或长条带状的槽形体，产于深海原地暗色泥晶石灰岩、泥晶砂屑石灰岩和深海远洋页岩层系中。

在黔南等地，这种碎屑流席状层最大厚度可达上百米或数十米厚，内含浅水石灰岩岩块及角砾，岩块大小和形态各异，但通常呈各向等长，带有磨圆的棱，个别岩块可大到 200 m ×50 m。角砾岩块的基质是泥晶方解石或细粒碳酸盐岩碎屑及少量细粒陆源物质。角砾为多

种来源成分，反映出席状碎屑流物质来源的复杂性。角砾碎屑的来源物质包括浅水台地沉积以及重力流顺大陆斜坡向下流动搬运过程中带入的碎屑物。

(4) 颗粒流碳酸盐岩

颗粒流碳酸盐岩的沉积组构类似于颗粒流碎屑岩，常呈透镜状、薄层或中层颗粒碳酸盐岩夹于其他类型的重力流碳酸盐岩之中或者深水沉积碳酸盐岩中。碳酸盐颗粒一般分选磨圆较好，亮晶或亮泥晶胶结。颗粒流碳酸盐岩一般发育于较陡的斜坡中下部。在黔南中三叠统发育颗粒流石灰岩，其赋存于碎屑流石灰岩和浊流石灰岩之间，如图 29－1 (c) 所示。

(5) 浊积碳酸盐岩

任何大陆坡序列中，浊积岩都占相当大比重，这是一种具有特殊碎屑结构的粒序岩层。浊流沉积碳酸盐岩可以显示鲍玛序列中所有的 A，B，C，D，E 五个层序单元。但是最常见并有鉴定意义是 A 单元，有时是 B 单元和 C 单元。A 层底部的颗粒通常为中砾或更大一些，比较常见的是颗粒（如岩屑、生屑和鲕粒）碳酸盐砾屑，标志着浊积岩的来源是浅水环境。浊积岩层序的顶部 E 单元，则常含翼足类、海绵骨针、放射虫等远洋沉积物，如图 29－1 (d) 所示。浊积石灰岩的递变层序朝着向海盆斜坡底部方向而变薄并最后消失，在盆地远端被原地石灰岩和原地泥灰岩所代替。

浊积碳酸盐岩的底面构造一般较发育，可见长条脊状构造、舌状冲刷槽、不规则水流构造纹等。

碳酸盐浊流沉积的性质随物源状况和分布环境的变化，其浊流的密度和层序特征均有一定差别，一般可以进一步划分为以下两大类：

1) 低密度的浊积石灰岩：主要由砂屑、粉屑、泥屑和泥晶及粘土矿物组成，呈较典型的鲍玛序列，主要见于斜坡脚—盆地边缘区。在我国，十万大山盆地的三叠系和西藏的侏罗系—白垩系均发育有典型浊积石灰岩。

2) 高密度的浊积石灰岩：一般均比低密度浊积石灰岩粗，常以细砾和中粗砂屑组分为特征。粗粒序层理、平行层理、中至大型交错层理在层序上明显发育，构成 ABC，ABE，ABCE 等序列。粗粒序层理还常伴生逆行沙丘层理，代表一组高流态下形成的沉积构造序列。此类浊积石灰岩常与海底水道中碳酸盐碎屑流沉积共生。

2 碳酸盐重力流沉积组合

随着斜坡坡度、重力流流速及外部沉积介质的变化，碳酸盐重力流在运移过程中，沉积物组合会发生相应的变化，形成一定的沉积组合。

在中国南方中下三叠统，发育了如上所述的五种基本类型的重力流石灰岩。这些重力流石灰岩在斜坡的不同位置，构建了六种重力流沉积组合，即滑动流—岩屑流沉积组合、滑动流—岩屑流—浊流沉积组合、滑动流—岩屑流—颗粒流—浊流沉积组合、岩崩堆积—岩屑流沉积、岩屑流—浊流沉积组合和岩屑流—颗粒流—浊流沉积组合。

3 碳酸盐重力流沉积基本模式

碳酸盐重力流沉积作用的类型主要取决于发育重力流的陆棚边缘的陡峻程度和岩性特征。根据陡峻程度，碳酸盐台地（或陆棚）边缘一般可划分为沉积边缘（depositional margin）和跌积边缘（by－pass margin）。前者边缘较平缓，沉积物可能在这种边缘沉积下来；后者边缘则很陡峻，甚至为悬崖，沉积物很难在这里沉积下来，大部被水流、潮汐、波浪等带到更深水区。根据沉积特征或岩性特征，碳酸盐台地边缘一般可分为礁边缘和滩边缘。这样，碳酸盐台地边缘的深水重力流沉积可划分为以下四种基本模式。

(1) 跌积边缘—礁边缘沉积模式

碳酸盐台地的边缘是陡峻的生物礁,在其向海陡崖的跟部发育着规模巨大的礁岩碎块的岩崩堆积。再往向海方向,就逐渐变为灰砂堆积以及半远洋和远洋的灰泥沉积,如图 29－2 所示。

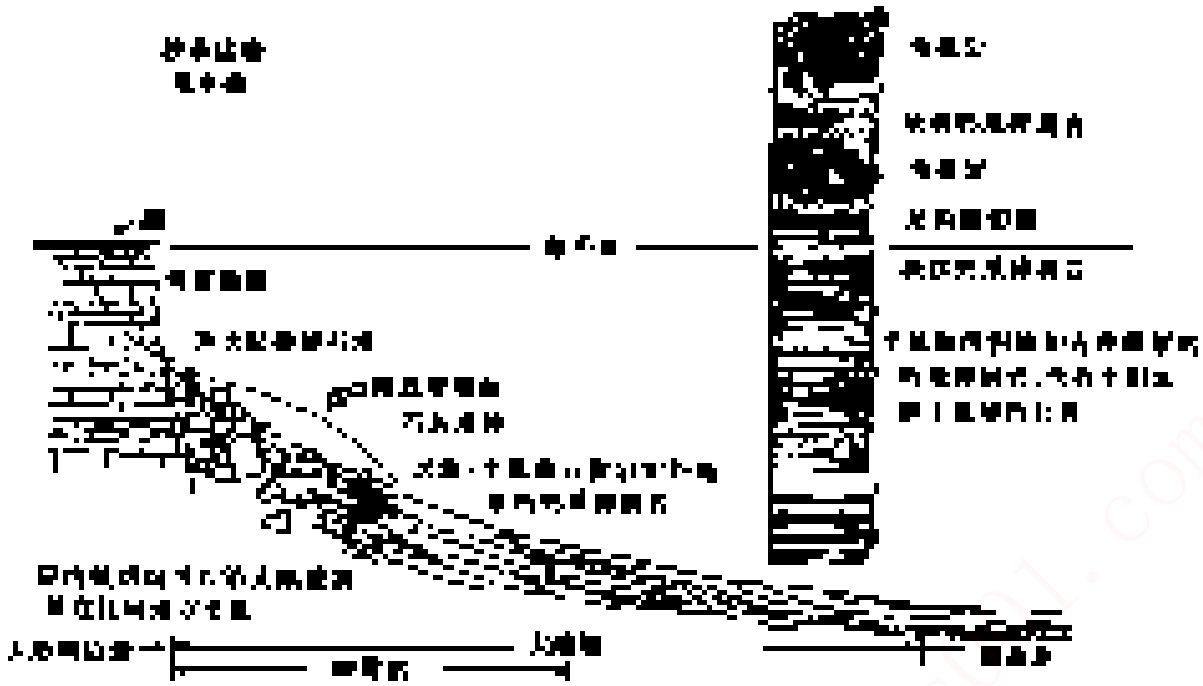


图 29－2　跌积边缘—礁边缘重力流沉积模式（Ⅰ）

(据麦克尔里思等，1979)

(2) 跌积边缘—滩边缘沉积模式

碳酸盐台地边缘为陡峻的滩，其向海陡崖跟部的礁块就不如上一模式中的发育，而且主要由灰砂组成。再向海方向，也同样逐渐变为灰砂堆积以及半远洋和远洋的灰泥堆积，如图 29－3 所示。

(3) 沉积边缘—礁边缘沉积模式

碳酸盐台地边缘为平缓的礁边缘，环台地边缘的岩崩堆积不甚发育，但却发育着一套较细粒的异地沉积。大多数异地物质都来源于礁或礁下的碎石堆，并堆积在陆坡下部或半远洋及远洋盆地中。因此，不太发育的台地边缘的碎石堆就常与半远洋的灰泥沉积呈过渡关系。

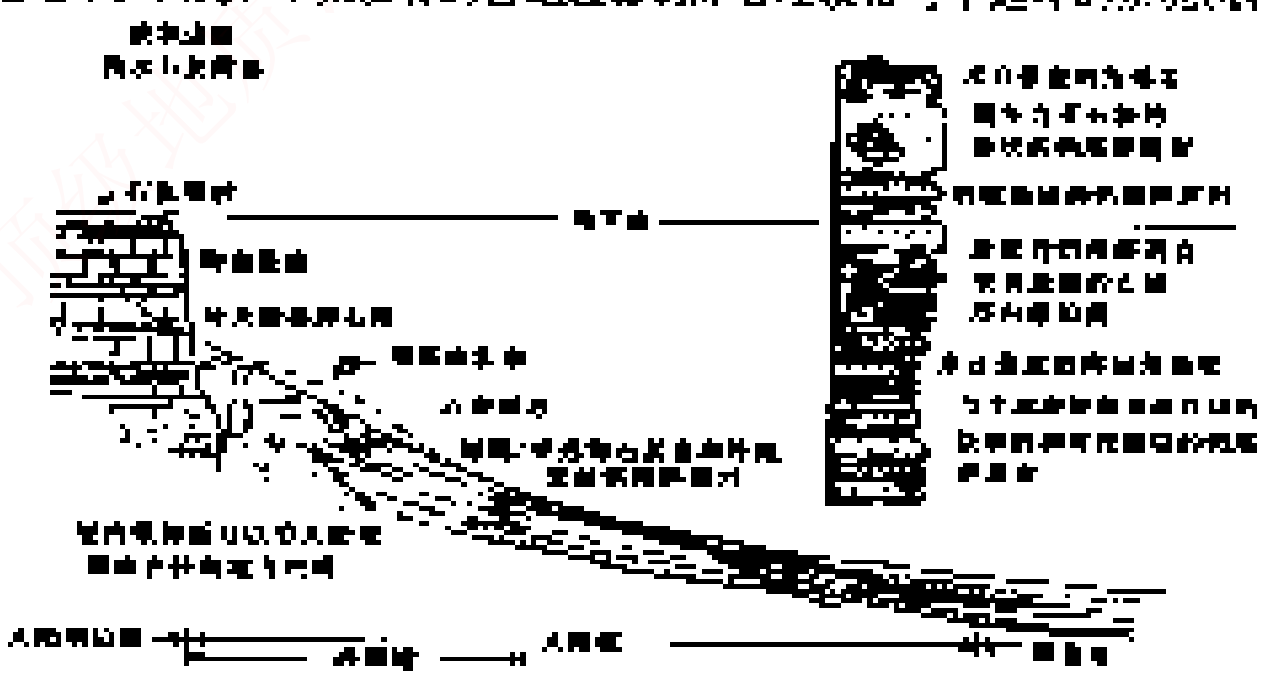


图 29－3　跌积边缘—滩边缘重力流沉积模式（Ⅱ）

(据麦克尔里思等，1979)

在半远洋及远洋灰泥沉积中，亦常有岩屑流（块体流）发生，如图 29－4 所示。

(4) 沉积边缘—滩边缘沉积模式

碳酸盐台地边缘为平缓的滩，这实际上是一种沉积平衡状态。台地边缘的碎石堆几乎不存在，浊流沉积常见，如图 29－5 所示。

这四种台地边缘的深水重力流沉积模式，使浅水碳酸盐台地边缘的深水碳酸盐重力流沉积理论又前进了一步，是一个较常见的模式。

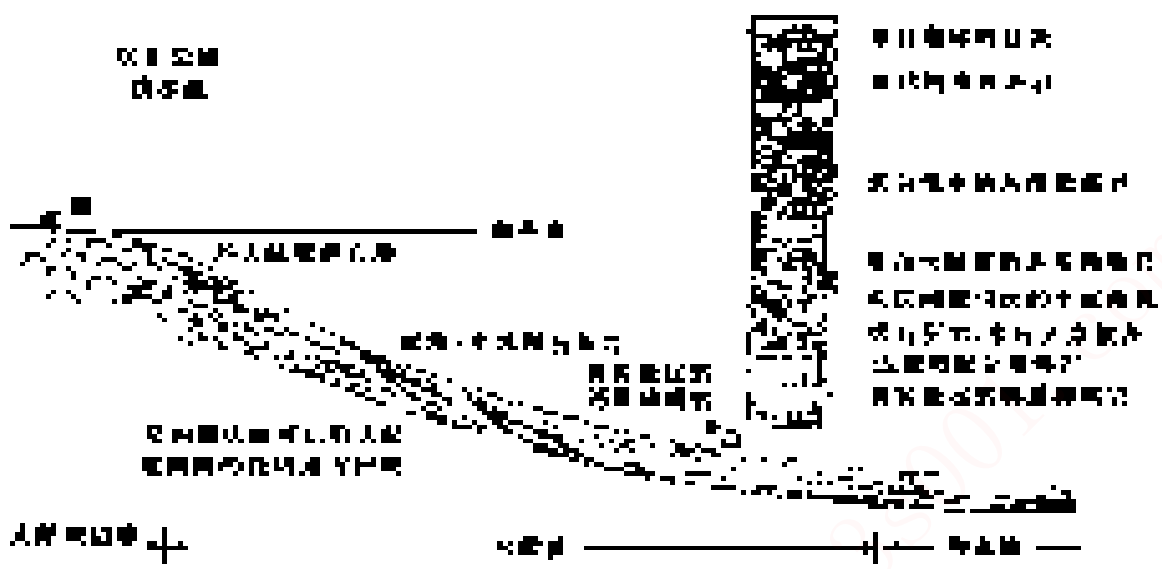


图 29－4　沉积边缘—礁边缘重力流沉积模式（Ⅲ）

（据麦克尔里思等，1979）

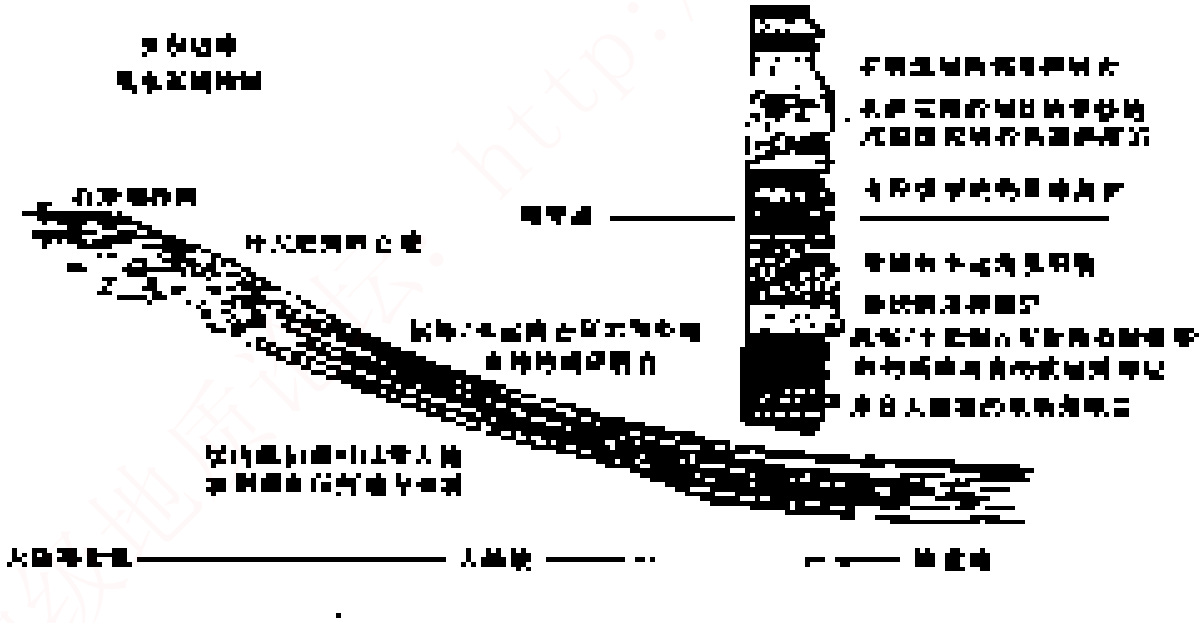


图 29－5　沉积边缘—滩边缘重力流沉积模式（Ⅳ）

（据麦克尔里思等，1979）

二、碳酸盐等深流沉积

1. 等深流沉积的特点

等深流沉积（岩石可简称为等积岩）可以分为三种类型，即砂质和粉砂质、斑状粉砂质和泥质以及均匀的泥质。岩层厚度变化较大，砂质或粉砂质等积岩层厚度较薄，一般 10～30cm；而泥质等积岩层普遍较厚，从几厘米到几十米，而且缺乏层理。

等积岩的原始沉积构造，在所有类型中均可见较粗的颗粒（常是贝壳）富集，以及粉砂质透镜体和纹层。在部分泥质和粉砂质泥等积岩相中，普遍有波状或细微的纹理，规则的水

平纹理很少。粉砂质和细砂质等积岩相普遍为块状（生物扰动形成的），仅发育有稀少的水平层理和交错层。沉积相之间的层接触完全是突变的，但界面平坦。

等积岩最大的特点之一，是广泛受生物扰动的影响和改造。生物扰动是连续进行的，在许多情况下几个生物扰动期叠加在一起。因此，许多原始沉积构造被改造或破坏，局部或完全被生物扰动切割，造成大部分粉砂、砂和泥混合。

等积岩可具有正向和反向递变层序，反映了等深流沉积速度的增加和减弱。层序的厚度变化较大，从小于 10cm 到大于 100cm。沉积相序和沉积构造序列在层序中常常不完整。典型成对的层序常由 6 个层位组成，自下而上为：①泥质为主，含有贝壳碎片；②泥质与粉砂与砂质互层，具有粉砂透镜体和大量的生物扰动；③粉砂质和砂质，具有生物扰动和生物碎片；④泥质为主，夹有粉砂质透镜体；⑤粉砂质和砂质，具有生物扰动；⑥泥质等积岩，含生物碎片。

等积岩的分布和产状具有一定的规律。等积岩相具有稳定的空间分布，相标志具有远距离的可比性。等积岩经常与深水相浊积岩、半深海远洋沉积岩共生，在剖面上三者可表现为互层型、夹层型、渐变型和突变型的叠覆关系。

2 等积岩与浊积岩的区别

末梢碳酸盐浊积岩同样分布在斜坡的脚部，伸入到盆地，围绕海洋中的隆起，由细粒沉积物组成，因此易与碳酸盐等积岩混淆。

在中国南方中三叠统，等深流石灰岩常发育于重力流沉积的间歇期，即常以波状或薄层状颗粒石灰岩赋存于深水沉积石灰岩中。在平面分布上，浊流石灰岩层及其中的定向组构垂直于斜坡的走向，而等深流石灰岩层及其中的定向组构平行于斜坡的走向。

此外，还可根据其产状及组构，区别等深流石灰岩与浊流石灰岩，见表 29－1。

表 29－1 区分浊积岩与等积岩的标志

	浊 积 岩	等 积 岩	结 论
分选性	差到中等，分选系数 > 1.50 (Folk)	好到很好，分选系数 < 0.75 (Folk)	等积岩分选好
层厚及层数频率	通常 10～100cm 低	通常 < 5cm 高	等积岩具有较薄的层，单位厚度中层数多
递变性和层理接触关系	正向递变普遍，底部接触界线明显，上部接触界线不清楚	正向递变和反向递变，顶部接触界线清楚	等积岩递变性不规则，上部接触界线清楚
交错纹层	常见，细碎屑的富集使纹理增强	常见，重矿物的富集使纹理增强	等积岩与浊积岩明显不同之点在于重矿物碎屑在等积岩中形成小规模层理
水平纹层	仅在上部常见，细碎屑的富集使之增强	整个序列中常见，重矿物或有孔虫贝壳的富集使之增强	
块状层理	常见，特别是上部	缺乏	等积岩普遍发育纹层
颗粒组构	在块状递变部分很少或没有优选方向	颗粒优选方向在整个岩层中平行层理面	等积岩具有较好的颗粒定向
杂基	10％～20％	0～5％	等积岩杂基含量低
微体化石	常见，在整个岩层中保存良好，具有分选性	很少，通常被磨蚀、破碎，在重矿物富集层中具分选性	等积岩表现出明显的改造迹象
动植物残骸		很少，通常被磨蚀或破碎	

第三十章　沉积作用的控制因素

第一节　地质历史中的沉积作用

一、地质历史中的沉积作用

地球的年龄约 45 亿年左右，已知地球上最老的岩石（硅酸盐岩及其矿物）的年龄约 37 亿年左右。显生宙寒武纪起始年代为 5.7 亿年，已沉积发育了具有不同沉积特征的沉积序列，这些沉积序列反映了不同地质时期的沉积作用过程。

1. 大气圈和水圈的演化与沉积作用

地质历史早期的大气圈和水圈（主要是海洋）与现在的有很大的不同，早期的大气圈主要是由地球内部排出的气体逐渐聚集而成的。来自地球内部的气体可从现代的火山气体以及火山岩的研究中判断。现在的火山气体主要是 H_2O，CO_2，CO，N_2 等，没有游离的氧。因此，早期的大气圈可能也是不含氧的。它也可能几乎不含甲烷，因为“在无氧的情况下，甲烷将分离并产生大量的碳；而在前寒武纪的沉积岩中，碳是很少的。大气圈中的氧可能有两个主要来源：①水蒸气的光离作用；②植物的光合作用。大气圈有氧或无氧，氧多或氧少，对沉积作用的影响是很大的。

地球早期的海洋性质，如含盐度偏低或含碱度偏高等，也与现在海洋的性质有所不同。

那么，从什么时候开始，大气圈和海洋才具有或接近现在的情况呢？这需要对最古老的沉积岩进行研究后才能有所了解。年龄大于 20 亿年的休伦和维特瓦特斯兰德砾岩含有沥青铀矿和黄铁矿碎屑。在现在的大气圈中，这种易氧化的矿物是很难呈碎屑状态存在的。它们在古老的砾岩中呈碎屑出现，就成为当时的大气圈缺乏氧的标志。另外，最早的红层的年龄不超过 20 亿年。假如该红层是在沉积作用过程中形成的，那么不需要很高的氧分压，就可使铁变为高价的氧化物；假如该红层是在渗滤带中通过成岩作用形成的，那就需要相当高的氧分压，才能使渗滤带具有充分的溶解氧，使岩层氧化为红层。有人估计，在大约 16 亿年以前，大气圈中的氧已为现代大气圈的 1%；这就足以使现代的动物的祖先开始形成和演化了。大气圈的氧接近现代大气圈的水平，可能是在前寒武纪末才到达，即大约在 6 亿年前才到达。在寒武纪早期，大量的较高级的无脊椎动物三叶虫的出现，表明当时的大气圈已和现代的基本一样了。

在前寒武纪，基本上没有蒸发岩，只是在个别的岩层中发现有石盐假晶，这是否表示当时海洋的含盐度很低？或者表示当时的大地构造条件和气候条件不适于蒸发岩的形成？或者是当时曾有蒸发岩形成，只是在后来被溶解掉了？从地球演化的历史来分析，在地球的早期阶段，海水中的钠含量并不怎么低，因为钠已从陆地岩石中风化出来并转移到海洋中了。但氯含量可能相当低，因为氯主要是从火山喷发作用而来的。这种具体情况或许就是前寒武纪沉积岩中缺乏蒸发盐类沉积的原因吧？

在前寒武纪的碳酸盐岩中，Ca/ Mg 的重量比率最低，约为 4；随着时代的变新，这一比率就随之变高，在古生代中期小于 10；在白垩纪最高，为 56，这是由于深海有孔虫的广泛繁殖而引起的（如图 30－1 所示）。

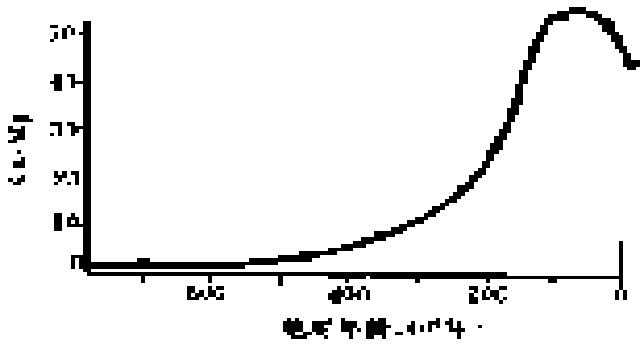


图 30－1　地质历史中碳酸盐岩 Ca/ Mg 比率的变化
（据奇林格等，1976）

2. 沉积作用速率

要明确现今和古代各个地质时代的平均沉积作用速率是困难的，但是，如果利用各个地质时期的最大沉积厚度除以该沉积地层所持续的地质时间，那么可以发现这么一个规律，即随着地质年龄变新，沉积作用速率在逐渐增加（如图 30－2 所示）。这个规律进一步证明了沉积作用速率存在着长期变化的结论。

二、沉积记录特征与沉积旋回

1. 古生代古地理和古气候

优地槽型沉积（含岩浆岩的浅水沉积）及发育中的蛇绿岩套是再造早古生代大陆的重要标志。已知的早古生代蛇绿岩套发现于北美阿巴拉契亚褶皱带、西北欧加里东褶皱带、澳洲东部古生代褶皱带及中亚褶皱区。这表明早古生代初全球范围内存在五个彼此分隔的巨大的古大陆，即冈瓦纳大陆、古北美大陆、古欧洲大陆、古西伯尼亚大陆和古中国大陆。这些古大陆不同程度地遭受了海侵，形成一些陆表浅海。古地磁研究表明，北美、欧洲、西伯利亚等古大陆处于低纬度地区，西伯利亚、华北和巴基斯坦地区处于干旱带。

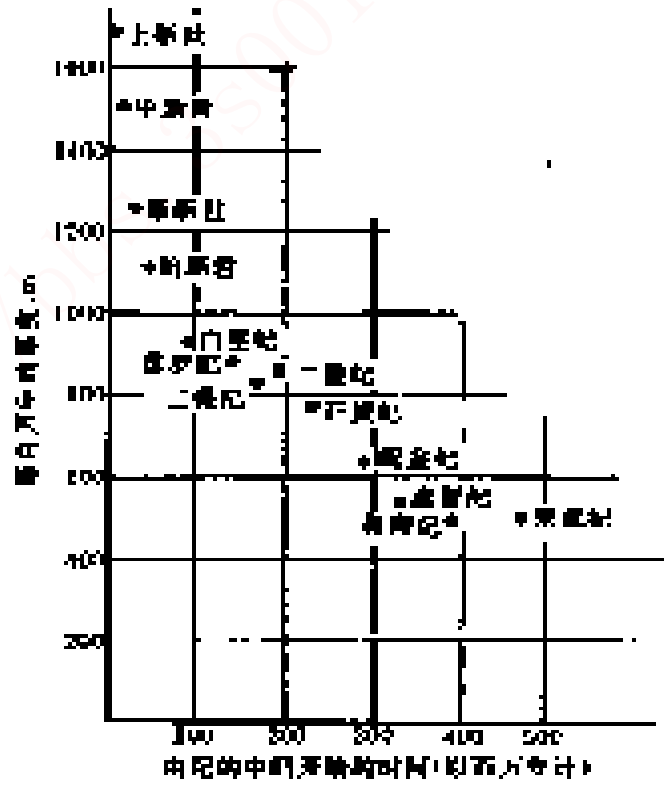


图 30－2　对应地层单元系统的延续百万年的最大沉积厚度
（据 Glluly 和 Homes，1949）

晚古生代初，古北美大陆和古欧洲大陆已连接起来，构成古欧美大陆。全球范围内四个巨型大陆块体边缘或内部不同程度地遭受了海侵，形成一些陆表和陆缘浅海。从泥盆纪后期开始，多次地壳运动使各大陆相互靠近，所有大陆联合成统一的“泛大陆”。晚石炭世冈瓦纳大陆巨大的冰川作用反映了高纬度气候带特征；石炭纪和二叠纪北美、欧洲及中国华南、华北的热带植物群及含煤地层、生物礁反映了赤道及低纬度地区热带、亚热带气候；石炭纪、二叠纪西伯利亚安加拉植物群、冈瓦纳大陆舌羊齿植物群表示了中高纬度的温带气候。

2. 中新生代古地理和古气候

中生代是“泛大陆”解体、新海洋形成的历史阶段。大陆解体起始于晚三叠世，此时北美和非洲、欧洲相分离，出现原始的北大西洋，中生代的特提斯海西段也随着大陆的分离而产生。特提斯海大致处于赤道附近，南方大陆大部分处于南半球。三叠世气候一般是较为干燥的，特提斯海域广泛发育的三叠纪石灰岩及某些地区的生物礁指示了热带亚热带气候，西伯利亚等地区的含煤沉积代表了北方温湿气候。侏罗纪大陆进一步分裂漂移。古地磁资料表明，北美和欧亚大陆位于北半球并绝大部分处于中纬度，南非位于南半球中纬度，澳洲位于高纬度，非洲北部和特提海大部分位于赤道附近。侏罗纪气候比较潮湿，特别是早中侏罗世几乎所有的大陆都有含煤沉积分布。白垩纪时，大西洋继续扩张，大陆分布已接近现今轮

廓。白垩纪气候不断转向干燥，特提斯洋、北非等处于热带，北美、西伯利亚等地区的含煤沉积可能代表了温湿气候的北温带。

新生代时期，全球古地理发生了变化。特提斯海封闭，大西洋继续扩张，太平洋不断缩小，各大陆相对漂移，逐渐形成现代七大洲四大洋地理面貌。新生代大陆地区海水表现出退却趋势。第三纪以炎热气候为主且分带现象明显，而第四纪气候较寒冷，冰川广布，出现多次冰期。

3. 沉积旋回特征

关于沉积旋回分析可以追溯到上个世纪，但在 20 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，分别制作出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（如图 30－3 所示)。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）(如图 30－3 所示)。二级旋回在时间上大约延续 1 千万年至 1 亿年，它与地质年代中的纪同等重要（如图 30－3 所示)。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。

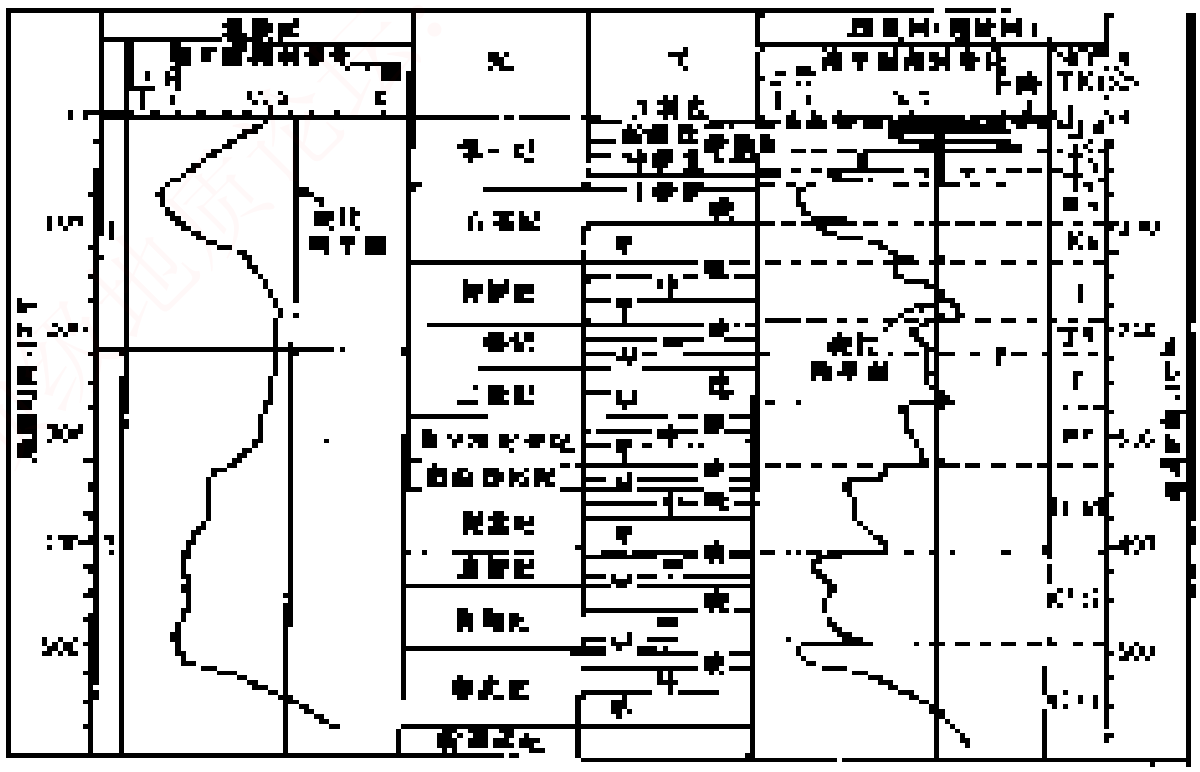


图 30－3　显生宙海平面变化旋回曲线

(据 Vail 等，1977)

第二节　沉积作用控制因素分析

一、沉积作用控制因素类型

地质历史阶段的沉积作用受多种因素的控制。总的来说，沉积作用控制因素主要是沉积物供给、气候、构造运动和构造沉降、海平面升降变化、米兰柯维奇旋回和轨道作用力、内在沉积过程、物理过程、生物活动、水化学性质、火山活动、生物活动等。下面就主要沉积作用控制因素进行分析讨论。

二、构造运动和沉降

大地构造作用是沉积作用的最重要的外部控制因素。首先，风化剥蚀区和沉积区就是由大地构造作用决定的。假如没有上升作用和下降作用，就不会有上升地区陆地表面的风化作用和剥蚀作用，沉积岩的最重要的原始物质就不会形成，因此在下降的地区就不会有沉积作用，也不会有沉积岩生成。此外，像沉积区类型的划分、不同沉积区的沉积作用及沉积岩的特征，以及沉积物和沉积岩的演化等，也都与大地构造作用有极密切的关系。

地块、陆块、地台、地盾、克拉通等大地构造作用较稳定的沉积区，以升降作用为主，升降的幅度也不大；基本上没有褶皱作用、逆断层作用、变质作用和岩浆作用，或这些作用很弱；沉积速度较慢，沉积厚度不大；沉积旋回主要表现为海进和海退，在海退层段常有沉积间断，其沉积大都是浅海沉积。

较活动的沉积区的性质则是另一番情况。它除了升降作用以外，还有较强烈的褶皱作用、变质作用和岩浆作用，沉积速度较快，沉积厚度较大，常有深海沉积。这种沉积区，以前称为地槽。

事实上，构造运动以不同的方式和不同的规模影响着沉积作用。在全球范围内，岩石圈板块的分布和运动导致了控制物源区规模和性质，沉积物搬运途径，沉积中心的洋、陆分布样式的变化。大陆碰撞带产生了大量的沉积物，许多造山带均有一个相邻的前陆盆地并接受沉积。走滑构造带以线性小盆地为特征，拉张裂谷也具有相对小规模的盆地，单个断块可以提供重要的局部物源。相反，被动大陆边缘以大规模不对称相分布为特征。在大陆内部，大型平缓的沉降盆地具有薄层的进积和海侵层序。在较小规模上，几十米数量级的断块的运动、褶皱形成、差异沉降会对沉积相类型、厚度及分布产生控制。河流三角洲的迁移都可以受控制于差异构造运动等。总的来说，不同规模的构造运动及盆地沉降历史控制了盆地沉积作用和沉积物的分布；同一构造单元不同演化阶段或同一演化阶段的不同构造单元，其沉积作用类型和沉积物分布是不同的。

三、全球海平面变化

全球海平面变化具有明显的旋回周期性（如图 30－3 所示），这就会造成沉积作用发生变化。引起全球海平面变化的原因主要有岩石圈分异、沉积物对洋盆的充填、造山运动时期地壳的收缩、大洋扩张脊体积的变化、小型洋盆的蒸干、大陆冰原的生长和消亡、地球形体和水圈体积的变化、大洋温度和大气圈湿度变化以及垂直构造运动等。

海平面的变化对滨岸地区沉积的影响最为显著，例如在更新世时，海平面较低，北美密西西比河下游的坡度较陡，有大量的粗碎屑沉积物被搬入墨西哥湾中，甚至连水下嵌入谷中的沉积物也被侵蚀掉，从而形成了一个从大陆架底一直延伸到墨西哥湾深海平原的水下锥体。后来，海平面上升了，密西西比河下游的坡度随之变小，其水下嵌入谷被细粒 沉积物

充填起来。至于海平面的变化对滨岸地区砂嘴、砂坝、砂丘以及滨岸地形的影响，那更是明显。

平面的变化不仅影响滨岸地区的沉积作用，其影响还可沿河流上溯很远。例如当海平面上升后，基准面变高了，河流的一些性质就会发生变化，如河流的深度变大，流速变慢等。这对河流的搬运及沉积作用当然会有很大的影响。同样，海平面的变化也会对深水沉积产生人们可觉察的影响。

当全世界范围的海平面上升时，陆表海广泛分布，这时陆地范围最小，气候也最温暖，最利于碳酸盐岩生成。相反，当全世界范围的海平面下降时，陆棚减小到最小限度，陆地范围最大，表流最发育，于是陆源碎屑沉积就代替了碳酸盐沉积（如图 30－4 所示）。

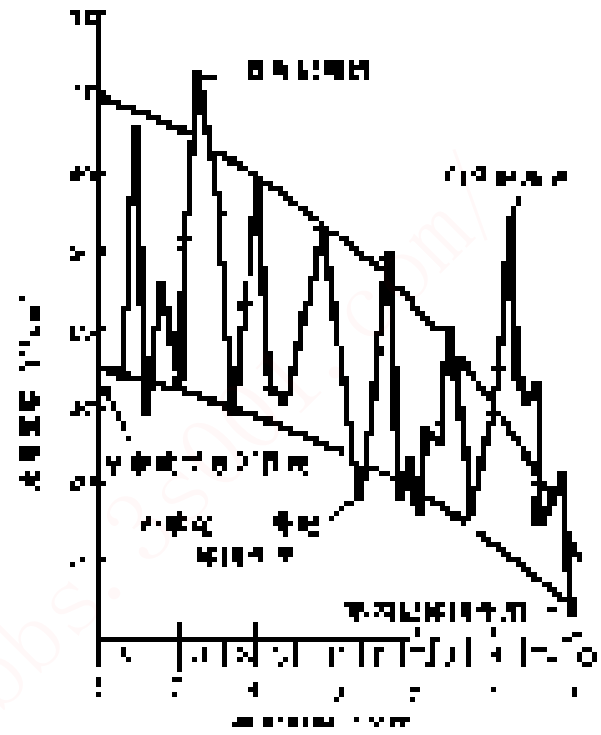


图 30－4　寒武纪以来主要海进海退变化

全球海平面变化可以不同规模发生。短期海平面变化包括波浪、多种潮汐作用引起的海平面变化。波浪和潮汐作用可以使局部海平面发生高达 20 m 的变化。海平面也可由海水温度降低、盐度增加而造成局部海平面下降等。这些短期的海平面变化持续的地质时间较短，影响沉积作用的范围也较小，但可造成较高沉积速率的沉积作用。长期相对海平面变化是由全球海平面变化与盆地沉降相互作用造成的。在区域范围内，长期海平面变化会对造山作用、沉积作用及沉积物压实、火山活动等产生重要影响。长期相对海平面变化持续的地质时间达千万年，海平面变化幅度为几十至几百米，在这种情况下，沉积作用 表现出相对较慢的特征，沉积速率一般低于 0.01 m m/ 年。

四、沉积物供给

沉积物供给能力是控制沉积物分布的重要影响因素，它还可以控制沉积环境和水深。沉积物供给主要来源于盆地之外的陆源碎屑，也可来源于盆地内部的生物化学沉积物质。沉积物供给与海平面升降、构造沉降相互作用，可以造成沉积物类型和沉积序列的变化。当盆地沉降和海平面上升速度超过陆源沉积物补给量时，沉积物补给相对不足，海水加深，就形成了海侵沉积序列；当盆地沉降和海平面上升不超过陆源沉积物补给量时，则会导致海退沉积序列和陆相沉积比例的增加。

由于气候、构造活动、基岩地质特征和盆地水化学性质的变化会导致沉积物供给在体积、成分、粒径以及供给机制、供给速率等方面的变化，陆源沉积物供给丰富的地方，盆内主要充填硅质碎屑沉积物；而在陆源碎屑供给缺少或缺失的地方，会发生较多的生物、化学、生物化学作用，形成碳酸盐岩、蒸发岩等。

不同的沉积体系具有不同的沉积物供源地点和供源方式。诸如浊积扇等深水沉积体系沉积物来源于相邻的陆棚或三角洲，陆棚沉积物主要来源于海岸地区，三角洲沉积物来源于河流，而河流沉积物直接受控于物源供给。沉积物供给速率变化很大，但它主要取决于在一个给定时间内可获得沉积物的体积。陆源碎屑沉积体系的规模和表面坡度与陆源供给物的粒径有关。粗粒的或富含砾石的冲积扇、三角洲和深水浊积体系规模一般较小（1～100k m^2），地形坡度较大（大于 5 m/ k m）。中粒或富砂的沉积体系多为中等规模和中等地形坡度，例如

三角洲平原面积为 100～25000km^2，地形坡度为 5～0.1m/km；深水扇半径为 10～100km，坡度为 18～6m/km。沉积物粒级的变化意味着搬运和沉积过程的变化。虽然某些细粒或富泥沉积体系的规模是很小的，但大多数泥质沉积体规模是很大的，地形坡度是很低的。例如泥质三角洲平原的面积为 20000～460000km^2，地形坡度为 0.1～0.001m/km；细粒或泥质海底扇半径为 100～3000km，地形坡度为 5～1m/km。

沉积物供源搬运形式也是重要的影响因素。沉积物可是点物源，也可是多物源供源或线状物源供源；可从盆地某一端供源，也可是盆地四周供源。现代沉积多为点物源供源，而古代沉积多物源供源是常见的。

五、气候

气候是控制沉积作用的重要因素之一。他主要表现在温度和降雨量两个方面，在局部地区，风的作用也是控制沉积作用的主要因素。不仅平均年温度和降雨量是重要的沉积作用控制因素，而且温度和降雨量的变化以及突发事件的变化幅度和变化频率也是重要的沉积作用控制因素。

首先，气候是控制风化作用及剥蚀作用的主要因素，对母岩风化产物的形成起着主导的作用。另外，气候对各种营力（如流水、风、冰川等）、对母岩风化产物的搬运，也有极其重要的影响。

气候对化学、生物化学和生物沉积作用的影响甚为明显，如珊瑚礁石灰岩以及其他类型的石灰岩都是在热带或亚热带气候条件下形成的，各种蒸发岩都离不开干热的气候条件，磷酸盐岩生成于较温暖的海水中，煤生成于湿热气候下的沼泽环境中，红土及红土型铝土矿是湿热气候下的最终风化产物，凡此等等。因此，这些沉积岩类就是地质历史中的重要的气候标志。

气候对碎屑沉积作用的影响不如对化学沉积作用的影响明显，而且主要是间接的，即通过对各种营力的控制来实现的，如干旱气候有利于风的搬运和沉积作用，寒冷气候有利于冰川的沉积作用，潮湿多雨气候有利于流水的搬运和陆源岩石的生成。

气候变化的一个最重要的特征是他的周期性。季节性的变化是最明显的，这在冰水沉积的纹泥沉积中表现得最明显。含盐地层中的盐类沉积与非盐类沉积的互层，也反映气候周期性的变化。冰期与间冰期的周期更长一些，其地质表现也很明显。例如在最近的 40 万年中，已鉴别出至少有八个大的低温时期或冰期。在地质历史中，大的冰期只限于更新世、二叠纪—石炭纪、志留纪—奥陶纪以及前寒武纪的两次。

在地球的不同地区，平均温度和降雨量以及突发事件变化的特征都是不同的。这种气候的分带变化影响了沉积物的分布（如图 30－5 所示）。现今地球上存在 8 种具有不同气候特征和沉积物沉积特征的气候带。极地冰川、干旱和潮湿热带气候带是相对简单的。在极地冰川气候带，冰冻风化作用是明显的，机械风化作用中等，化学风化微弱。在干旱沙漠带，风的作用和机械风化是明显的，化学风化是微弱的，砂和粉砂是主要的可移动的沉积物。在潮湿热带气候带，化学风化作用较为明显，发育富泥的细粒沉积物。在冰缘气候带，存在变化范围很宽的季节温度、风的作用和机械风化作用，化学风化和冰川剥蚀作用是较弱的，河流作用具有明显的季节性，春季可卸载大量砂砾沉积物。在干旱大陆气候带，气候变化范围也是很宽的，从而导致了频繁的季节洪水作用，机械和化学风化作用是中等偏低的。在热带半干旱气候带，沉积作用类似于干旱大陆气候带，机械和化学风化作用较弱，河流作用是幕式的、作用是明显的。热带潮湿—干旱气候带包含了多种气候类型，机械风化作用虽然较弱，

但河流作用是明显的，化学风化作用显著。在潮湿温度中纬度地区，具有较发育的植被和土壤层，机械风化和化学风化作用中等（如图 30－5 所示）。

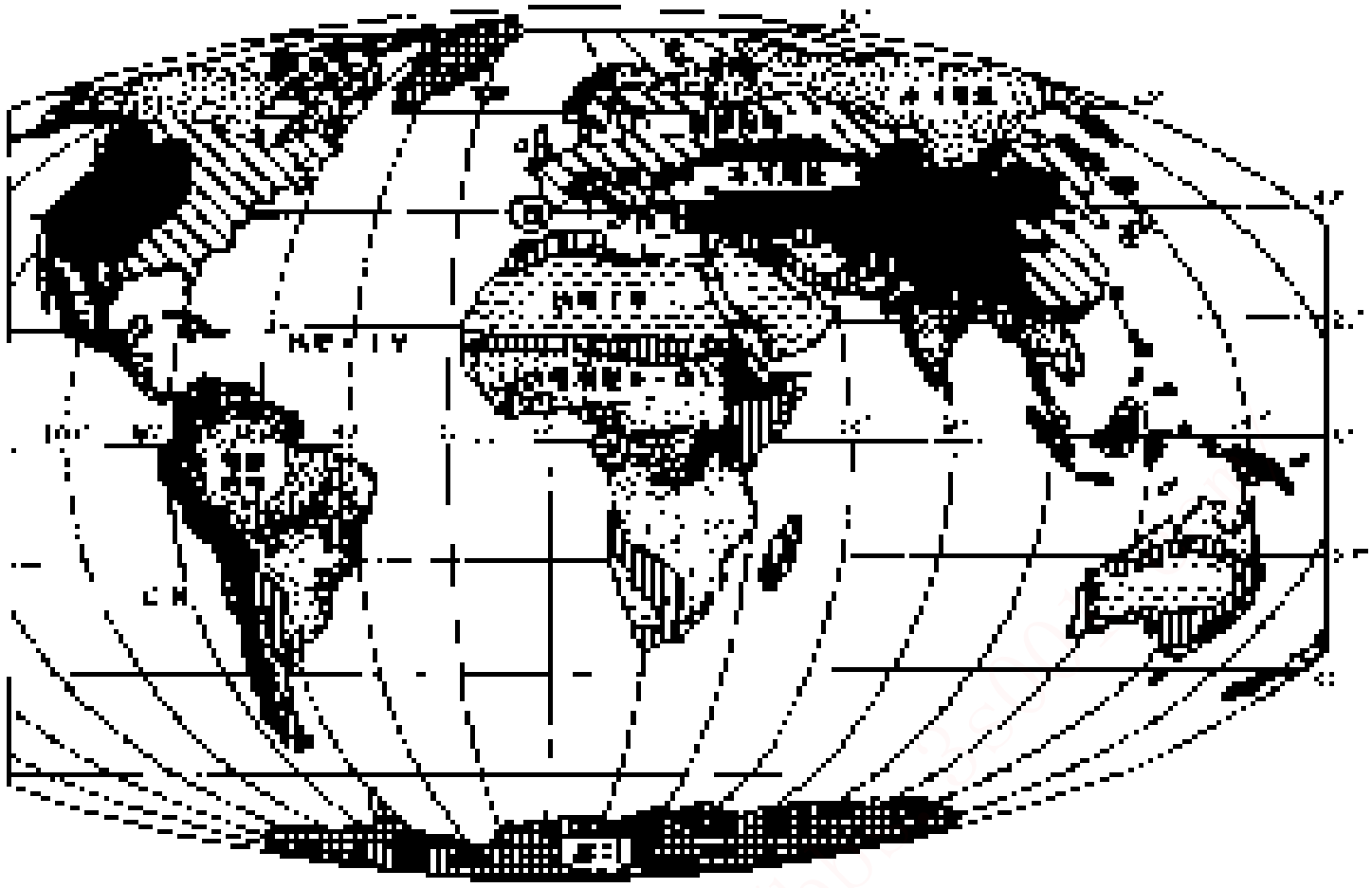


图 30－5　地球气候分带及对应沉积物

（据 Tricart 等，1972）

顶级地质论坛：http

附录　油区岩相古地理研究方法提纲

第一节　沉积相分析和岩相古地理基本原理

沉积相分析和岩相古地理各种沉积条件分析中必须遵循一些法则，主要有相序递变法则、沉降补偿原理和地层等时旋回对比法则等。

一、相序递变法则

相序递变规律或相变法则是指沉积相在时间和空间上发展变化的有序性，称为相序递变。很早沃尔索（Walther，1894）就指出:“只有在横向上成因相近且紧密相邻而发育着的相，才能在垂向上依次叠覆出现而没有间隔”。这一规律通称为相序递变规律或相序递变法则，是相序分析中应遵守的基本法则。

相序递变主要有两种基本类型，即由于海平面上升（或海进）所形成的退积型相层序，相剖面自下而上由陆相—海陆过渡相—海相叠覆而成。另一类是由于海平面下降（或海退）所形成的进积型相层序，相剖面自下而上由海相—海陆过渡相—陆相叠覆而成。如果是由海平面上升、再次下降连续叠覆形成的一个完整旋回，即为连续沉积的相层序或称为完整相层序。依据岩性、岩相变化的级次，也可划分出次一级相层序。也就是说，对早期，我国中新生代陆相含油气盆地岩性韵律对比法、相旋回对比法，如能赋予成因层序等时对比原则，在识别出不同级次沉积（地层）旋回基础上采用相旋回对比法有可能解决精细区域地层（砂层、或砂层组）等时对比格架的可能性。

二、沉降—补偿原理

沉积盆地沉降和补偿可概括为下述四种情况:

1）快速沉降，快速补偿。起因于盆地快速沉降，侵蚀区快速上升，为地壳活动区的特色，主要由分选差、厚度大的粗—中碎屑沉积物组成，显洪积—冲积相，多为陆源沉积盆地沉降中心特点。

2）快速沉降，缓慢补偿。即补偿速度小于沉降速度，物源区母岩风化较彻底，多以粘土及化学溶解物质沉积为主，显厚度较小的深水—较深水相沉积，在陆源盆地中具有沉积中心（或生油中心）的特点。

3）缓慢沉降，快速补偿。由于补偿速度远大于沉降速度，水盆面积缩小，以淤积—冲积沉积为主，直至盆地填满消亡，显现岩性、岩相连续，但剥蚀、冲刷现象明显。

4）缓慢沉降，缓慢补偿。由于沉降与补偿均缓慢，代表稳定构造区特点，形成成熟度高的碎屑沉积物（如石英砂岩），常为浅海陆棚区所特有。

沉积盆地沉降和补偿原理对于含油气沉积盆地岩相古地理研究的相分析具有重要意义。因此，在剖面相分析中，除应注意在一定环境里由于沉降与补偿变异所造成的层序、厚度和接触关系等变化外，还应注意在环境和水深等条件相对不变，而是由于瞬间事件作用所引起的各种变化。剖面相分析中应注意下述几个基本原则。

1. 定时问题

剖面对比相分析中主要解决同一时期、不同地区的沉积相的变化，选择等时对比界面就

是一个首要问题。

区域剖面相分析中，较好地利用标准化石定时的例子很多。近廿年来，应用碳酸盐岩中的超微体化石、浮游有孔虫的鉴定，并结合古地磁的测试，较好地解决了海相沉积盆地第三纪、白垩纪和侏罗纪准确定时问题。海相碳酸盐岩中的超微体生物从侏罗纪时出现，白垩纪大量繁殖，第三纪最盛。故应用此法定时还受到时间及相类型的限制。

我国东部中、新生代陆源碎屑沉积为主的地区，剖面对比相分析中，利用标准生物化石的“科”、“属”可以划分系、统，“种”的变化可以划分组、段。但生物演化常不是截然突变的，甚至有一些“哑层”采不到化石，因此常不易准确划分等时界面，更多的是结合岩性组合特征、沉积层序、接触关系等标志来加以确定。

2 穿时问题

传统的群、组、段这类岩石地层单位时常存在“时侵”或“穿时”问题，在以陆源碎屑沉积为主的地层单元尤为常见。

传统油区地层划分和对比主要注重相似或相同岩性的等时性，而忽视了等时界面和岩性界面的不一致性，即穿时现象。

新地层学原理——垂向加积作用和侧向加积作用是在近代沉积学、地震地层学的发展而建立起来的。沉积盆地中沉积物的沉积作用除了由于重力作用产生垂向加积外，尚有由于环流或湖面收缩—扩张所产生侧向和前积作用。例如曲流河体系中的由凸岸（加积岸）向凹岸(侵蚀岸）的侧向加积作用；在沉积盆地中由于湖面收缩河流三角洲或扇三角洲向盆内方向推进的前积作用等。由此建立了不少新地层学模型和相模式，有助于建立段、亚段，乃至砂层组的等时地层格架。

三、地层旋回等时对比法则

近几年兴起的高分辨率层序地层学中所提出的地层旋回的等时对比概念有其可取之处，特别是在油区大比例尺岩相古地理工业制图中应加以考虑。

高分辨率层序地层学（Cross，1994）是应用 Walther 相序定律，结合 Wisdom 的（基准面）取代定律和采用岩石地层横剖面及相应的时空（Wheeler）图的编制，有可能解决陆相含油气盆地勘探和开发中砂层和砂层组的精细对比问题。其基本指导思想是应用沉积动力学观点，分析沉积盆地（区）沉积物的堆积样式、保存程度、相序递变特征及不同级次相类型的组合和纵横向变化，这一切变化受控于基准面（是一个地球物理面，上下振动并横向摆动的抽象等势面）的升降变化，有效可容空间向盆地或向陆地发生迁移，从而沉积物（岩）各种性质的变化便构成了时间和空间上的函数。因此，以此为出发点来解释各种层序的岩性岩相变化及其沉积学特征，有可能充实和完善单纯用相序递变法则和相旋回对比法，解决高精度等时地层格架问题。

地层旋回的等时对比基本原理是：伴随基准面的升降变化和可容纳空间的增大与减小，地层记录可以由完整的地层旋回组成，也可以仅由非对称的半旋回和代表侵蚀作用与非沉积作用的界面构成。基准面旋回的转换点可作为时间地层对比的优选位置。转换点在地层记录中的某些地理位置表现为地层不连续面，某些位置则表现为连续的岩石序列。岩石与界面出现的位置和比例是可容纳空间和沉积物供给的函数。

高分辨率层序地层对比核心内容是同时代地层与界面的对比，不能简单地泥对泥，砂对砂，或者简单地进行旋回对比，而要根据在一个旋回中不同地理位置上的地层发育特点进行对比。

对比的总原则是：

1）先进行较大基准面旋回的对比，然后进行较小旋回的对比。

2）一个完整基准面旋回、向上变细的半旋回及向上变粗的半旋回间可以互相对比，也可以分别与没有沉积的一个面进行对比，即所谓的岩石对比岩石、岩石对比界面或面面相对。

3）在短期基准面旋回的对比过程中，中期基准面由上升到下降的转换点是优选位置中要重点考虑的对比界面，以此转换点为起点，依次向上或向下作小层对比，其结果会更趋合理。特别是在区域范围的地层对比中，掌握这一原则十分必要，因为此转换点是中期基准面向其幅度最大值单向移动的临界点，它在区域内表现为连续的岩石序列，即同一时间域内的不同地理位置均产生了沉积响应。

第二节　陆源碎屑沉积盆地的岩相古地理条件分析和制图

应用统计分析法或百分比法恢复陆源碎屑沉积盆地的岩相古地理条件，所包括的方面较多。在陆源碎屑沉积为主的含油气盆地，岩相古地理条件恢复包括沉积物来源、水体深度及古地形、水动力条件、古气候和水介质物化条件等方面的分析。

一、沉积物来源的分析

物源分析的主要任务是确定物源方向、侵蚀区或母岩区位置、搬运距离及母岩性质，最终应落实解决砂层和砂体的分布规律。

1. 砂砾岩的成分及其分布

查明砂砾岩的粒度、成分、厚度及其百分含量变化，是确定物源方向的基本手段。

砾岩主要分布在盆地边缘，接近于物源区。砾石成分可直接反映物源区母岩成分。根据砾石规律排列可恢复搬运介质类型和水流方向。物源方向与古水流方向常常是一致的。

砂岩的分布虽与砾岩有相似之处，盆地边缘靠近主要物源区砂岩最发育，向盆地内部变薄减少，但其分布远比砾岩广泛，实际意义更大。

砂岩中碎屑组分及其含量变化的研究是有意义的。其中最多的是石英，次为长石，统计和分析长石和石英的含量变化，对恢复物源方向、判定储集性能，均有一定作用。

根据石英的包裹体、消光类型、形态和多晶现象等标志来综合推断其来源，仍是一个重要途径。酸性火山岩中的长石主要是透长石；酸性侵入岩中为正长石和微斜长石；条纹长石说明缓慢冷凝过程，是侵入岩的特征。

阴极发光法对于人们认识碎屑石英的来源及母岩性质又进了一步。它是一种值得使用的新方法，尤其是对解决粒度细、以石英颗粒为主的粉—细砂岩或含粉—细砂级石英颗粒较少的砂质碳酸盐岩类的物质来源问题。

应用岩屑类型及含量变化，恢复母岩性质及物源方向较有成效。

综合应用砂岩中的各种组分，编制砂岩类型分区图，也有助于恢复母岩性质及物源方向。近母岩区长石和岩屑增加，石英相对减少，为岩屑砂岩和长石砂岩类，向盆内渐过渡为石英砂岩类，明显的变化方向即为物源方向。

2. 碎屑重矿物组合及其分布

利用碎屑重矿物组合及其含量变化，追索物源及其母岩早已被广泛应用。尤其对第三纪盆地是最有效的。特别是电气石和锆石在各时代砂岩中均有分布，只要细心研究一定能够提

供母岩和物源方向的资料。还有 ZTR 指数，即锆石、电气石、金红石的总数，可作为重矿物组合成熟度的一个度量。

稳定重矿物抗风化能力强，分布广，远离母岩区含量相对升高；不稳定重矿物抗风化能力弱，分布不广，远离母岩区含量相对减少。通过分析稳定和不稳定组分在平面上的分布和变化，进而恢复物源方向和母岩性质，还可以搞清各河流沉积体系的分布范围、扩散方向。同一河流体系所控制的沉积范围，其重矿物含量等值线作连续变化。

利用碎屑重矿物中的稳定组分与不稳定组分的含量比值，即所谓稳定系数或古地理系数，通过对该系数变化规律分析，更有助于查明物源，明确古地理条件，比用单一矿物含量变化的效果更好些。区域研究成果表明，稳定系数从盆地边缘至盆内由小变大。不同气候和古地理条件下的沉积物，稳定系数变化较大。风化不彻底的快速堆积区，稳定系数较小；反之，则比较大。一般来说，海相沉积比陆相沉积古地理系数大。即使同一沉积区，因不同时期的水进和水退变化造成稳定系数也有较大差异。

3. 物源的综合分析

根据资料完善程度，将物源类型分为以下三种类型：

1）主要物源：几种资料符合程度好，影响范围大，持续时间久；

2）次要物源：几种资料基本符合，少数不甚一致，影响范围小，持续时间较短；

3）推测物源：几种资料符合差或资料不足，或根据不足。

4. 编制物源综合图

物源综合图是物源分析的总结性图件。重点是选择样品多、分布广、能说明问题、有代表性的几种主要资料叠加后编制的。

二、古水动力条件的分析

古水动力条件系指沉积时期的波浪和水体的运动状况，此项研究是重建古地理的重要内容和有效手段之一。

1. 根据定向构造

不同类型的交错层理可以用来测量古水流方向。只有一个优选方向系单向水流所致，有两个优选方向系有周期性变化所致。

波浪的情况较为复杂。震荡波痕的走向大致与岸线一致；不对称波痕与水流方向垂直，其倾斜方向与水流一致。

一般认为浊流成因的底面印模构造（沟模、槽模等）在区域上是稳定的。槽模不仅能可靠地指示古水流方向，而且说明它是浊流冲刷侵蚀作用形成的。沟槽与槽模伴生时，能更加可靠地指示古水流方向。它们指示的水流方向常与构造线一致。

利用砾石优选方位分析古水流已取得较好效果。

在砂岩中用定向薄片测定长形砂粒的定向性，亦可用来推断水流方向。这主要是根据测定长形砂粒的定向分布而确定的。考虑到砂粒小，方位稳定性差，一般应测 300～400 个颗粒以上。

泥岩中的长形碳化植物茎或叶的碎屑，沿层面密集定向分布，这也是定向古水流所致。

2. 根据结构及成分变化

利用碎屑的粒度、圆度、球度和成分变化恢复古水动力条件，通常与物源分析是同时进行的。利用这方面资料恢复古水力系统的一般规律是：碎屑颗粒粒度随搬运距离加大而变小，圆度随搬运距离增加而增大。

碎屑组分（尤其是重矿物组分）的分散晕不仅有溯源价值，而且也是恢复古水流方向的标志。

3. 根据孢粉资料

孢粉含量变化可作为搬运距离的标志。同种孢粉等值线与沉积走向一致，其含量递减方向即为古斜坡方向。这种方法对于缺乏水流标志的泥质沉积物通常更有意义。孢粉带入水盆的主要营力是流水和风，河口处孢粉浓度大，无河口的沿岸地区则很低。

4. 根据厚度变化

一般情况下，地层厚度变化是沉降幅度的指标，与古水流方向关系不甚密切，但是碎屑岩单层厚度的变化往往与粒度的变化相一致，而有指示古水流意义。我国一些中一新生代沉积盆地砂层等厚线变化一般都能反映古河流体系的范围和主要扩散方向。

5. 编制水流体系图

编制古水流图主要应用重矿物组分、轻矿物组分、标志特征、粒度参数等，结合微量元素、有机碳、还原硫、三价铁等项资料。

总之，虽然古水流的局部变化是复杂的，但从总体来看又是有规律可循的。由于构造运动的继承性，古斜坡或古水系也有一定的稳定性和继承性。

三、水体深度及古地形的分析

判断古水盆相对深度的手段有如下几种。

1. 根据沉积物的分布规律

湖盆，正常沉积情况下，粗碎屑为浅水沉积，由浅水至深水，砂砾沉积减少，粘土质沉积递增，较深和深水区主要是粘土质沉积。

某些自生矿物（如海绿石、结核状磷矿、鲕状赤铁矿、铝土矿等）都主要是较浅水的沉积矿物。

2. 根据岩石的构造特征

沉积构造是反映水体深度及机械性质的良好标志。概括起来，盆地的深水、较深水区主要形成微细水平层理，连续韵律发育；深湖浊积岩具有复理石构造，槽模、沟模是它的沉积标志；浅水地区层理类型多样，间断韵律发育，波痕、搅混构造以及侵蚀冲刷现象均较发育；干裂、雨痕、细流痕等层面构造主要是滨海（湖）相的标志。

3. 根据古生物标志

缺少遗体化石的砂泥岩为主地层，应用遗迹化石，如潜穴、足迹、爬痕，以及其他生物扰动构造，对确定古湖盆地的相对深度效果是良好的。

4. 根据地层的厚度变化

根据沉降补偿原理，以地层厚度（如为残厚要进行恢复）变化反映湖底沉降幅度和古地形的基本轮廓，以黑色泥岩百分含量变化反映水体的相对深度，也间接定性地表示古地形起伏状况，其结果是划分沉积相的基本依据。当然这种分析方法主要适用于沉降与补偿较为适应的沉积盆地。

5. 根据地层的接触关系

古地形低凹处，多为深水区，一般为连续沉积，地层间为整合接触。古地形隆起部位带水浅，常处于波基面之上，易遭受水下冲刷，地层间出现冲刷面或沉积相不连续，地震剖面中出现局部不整合接触，也往往反映盆地内地形起伏，或有古隆起存在。

6. 古地形与相特征

归纳我国中—新生代盆地的古地形与沉积相特征，具有如下几种关系：

1）湖盆结构较对称、古地形较平坦者，岩性由滨湖至深水区由粗变细规律明显，相带呈环状，且较对称，沉积中心与沉降中心较一致，多位于湖盆中央。

2）湖盆结构不甚对称、古地形不对称，亦不甚平坦者，岩性粗细和相带变化突然，水体深浅变化明显，如一些单断箕状凹陷，陡岸一侧洪积相砾岩可直接与深湖相泥岩相接，平缓一侧相带宽且平缓。

3）盆地内部的古隆起，及以由盆地边缘向内延伸的古鼻状隆起附近，由于水下冲刷及机械分异作用，在深水及较深水相带中可出现岩性较粗的浅水相沉积。

总之，湖盆结构复杂，古地形变化大，湖底切割较甚，岩性和岩相类型多样，相带间界限明显；反之，湖盆结构简单，古地形较平缓，沉积物及相类型简单，相带之间也是过渡的。在油气勘探中，掌握上述分布和变化规律，进而认识不同成因类型砂体的分布，对预测含油有利相带至关重要。

四、古气候条件的分析

目前恢复沉积区古气候条件大致有下述一些途径。

1. 根据岩性特征

特殊岩石类型，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、蒙皂石为主，红色岩层较为广泛，综合起来是半干燥气候类型标志；剖面中有煤层、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，向盆地内过渡为蒸发岩为主的沉积类型，为干燥气候标志。

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

2. 根据古生物及古生态

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的变化，可较好地反映古气候演变规律。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。

研究第四纪气候变化现采用草原指数（Steppe－index）这一概念：SI = 草本植物孢粉/(草本植物孢粉 + 木本植物孢粉)。草本主要是寒带草原植物，冰期沉积时其含量可达 90％～100％ 左右，间冰期沉积时则很少，而以温带木本植物（如橡树、松树）孢粉为主。用统计资料编制曲线可准确地反映第四纪古气候变化，并可恢复冰期和间冰期的次数，此法在研究欧洲第四纪冰川时已被广泛应用。

3. 根据碳、氧稳定同位素

利用海水中氧的含量变化，判断各时期古水盆的绝对温度，是一种行之有效的方法。利用碳、氧同位素综合判断水体盐度的公式是：

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}C + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}O + 50)$$

当 Z > 120 时，为海相石灰岩；当 Z < 120 时，为淡水石灰岩，如黄骅拗陷沙一段碳酸盐岩 Z 值最高为 125.7，反映了海相性特征。

4. 根据黄土及湖泊沉积

根据对第四纪冰川的研究，用古地磁确定时间，用孢粉恢复气候变化，尤以用湖泊纹层状淤泥沉积物所获效果最好。黄土剖面中许多风化层为间冰期产物，黄土层为冰期产物。由于用古地磁定时的准确性，解决气象周期是有效的。

五、水介质物化条件的分析

水盆中介质的物化条件包括氧化还原电位（Eh 值)、氢离子浓度（pH 值）和含盐度等。这些指标不同程度地影响有机质的保存和油气生成，也直接控制水体溶解物质的化学沉积分异作用及沉积矿产的形成。

1. 确定还原程度的标志

常用的标志是含铁自生矿物，由氧化环境至还原环境依次为：褐铁矿—赤铁矿—海绿石—鳞绿泥石—鲕绿泥石—菱铁矿—白铁矿和黄铁矿。含铁矿物分散在岩石中主要显现在颜色上，尤以粘土岩的颜色判断还原程度更为直接。

判定含油岩系还原程度常用的指标：还原硫（S^{2-}）、三种铁离子（Fe^{3+}_{HCl}，Fe^{2+}_{HCl}，$Fe^{2+}_{FeS_2}$），以及 Fe^{2+}/Fe^{3+} 比值和铁的还原系数（$K = Fe^{2+}_{HCl} \times 0.236 + Fe^{2+}_{FeS_2}/Fe0$）。

在湖泊沉积中，水体由浅变深，依次为氧化相—弱还原相—还原相。

2. 确定碱度的标志

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。

直接标志是根据常见的指示矿物，如碳酸盐矿物、含铁矿物和粘土矿物等。

一般认为粘土矿物与同生期水流介质环境关系密切：由湖盆边缘至盆地内部，依次为高岭石—拜来石—蒙皂石。生油层粘土矿物为蒙皂石类，其次为水云母和拜来石类，高岭石类极少或不存在。由陆相至海相（pH 值由低变高)，依次出现高岭石—单热水云母—拜来石—蒙皂石。粘土矿物是良好的 pH 指示矿物。物源区的气候条件对粘土矿物形成也是影响因素。

粘土矿物在古代沉积中，不仅受物源区气候、介质物化条件的影响，也受成岩后生变化的改造，故粘土矿物指相性应因时因地而异，不能一概而论。

3. 古盐度的确定

利用碳酸盐、硫酸盐、磷酸盐、卤化物，以及粘土矿物是恢复古湖泊含盐度的主要手段，其次是微体化石，碳、氧同位素等。

六、岩相古地理条件的基本控制因素

沉积盆地的岩相古地理条件千变万化，它的基本控制因素有两个方面，即地壳的活动和全球性的古气候周期性变化。这些因素决定或影响各种沉积条件的演变和变化。如沉积盆地中侵蚀区和沉积区的分布、沉降与补偿的相互关系，水体深度变化，古地形变化，古气候变化以及水介质的物化条件的变化等，甚至包括水盆地中生物的繁殖和发育，都是在地壳运动的影响下发展和变化的。也就是说，在某一生油时期，当盆地中持续接受沉积，并聚集了大量有机物质时，就存在了生烃的内在因素。而盆地中具有还原条件的深水—较深水区，则是有机物质转化为油气必不可少的外部条件。只有在这种条件下，大量的有机物质才能得以堆

积和保存，并在适当温度、压力下转化为油气。而湖盆能否保持长期稳定存在，这主要受盆地所处大地构造位置和地壳活动性质所决定和控制的。只有在地壳运动能保持以较大面积持续下沉，并伴随有良好的沉积补偿条件（即沉降速度大于或等于补偿速度），水体保持一定深度，沉积不断加厚，最终才能形成较厚的生油岩系。温湿的古气候条件、适当的水介质物化条件亦是重要的影响因素，但它们也均受地壳活动的影响。

盆地周缘的块断活动，导致物源区的上升，盆地的下沉，母岩遭受侵蚀而源源不断供给碎屑物质。在水动力条件影响下，形成了不同类型砂体，特别是湖泊三角洲及滨岸浅水地带形成的各种砂体，是油气聚集的良好相带。

在构造运动的背景上，适宜的古气候条件，有利于陆上和水体中的生物繁殖与生长，为生成油气提供物质基础。

所以，不论水盆大小，也不论海盆或湖盆，只要具备上述古地理条件及构造条件，就可能生成大量油气。油区岩相古地理的研究任务就是要查明这些条件，为油气预测提供理论依据并指明勘探方向。

七、陆源碎屑沉积盆地岩相古地理图的编制

根据统计分析法进行岩相古地理研究，最终是通过编制岩相古地理图来完成的。或者说，岩相古地理图的编制是相分析及古地理研究的总结。

如何编制岩相古地理图，要收集和整理哪些资料，先作哪些基础图件，如何进行分析，对于不同地区、不同层段以及不同的相，也不尽相同。

陆源碎屑沉积盆地岩相古地理图的编制大致有这样三个基本阶段，即基础资料的收集和整理、主要基础图件的编制和分析、岩相古地理图的编制和使用。

1. 基础资料的收集和整理

在地层划分和对比的基础上，对露头剖面、岩心录井（包括取心及井壁取心）、岩屑录井、古生物及古生态鉴定、分析化验（包括薄片、重矿物、粒度分析、地化指标、油气水分析等）、电测井及地球物理等方面资料进行系统收集和整理，并认真审查与核对，注意准确性与代表性，以保证编图基础资料的扎实可靠。

整理原始资料，一般先建立相分析剖面和岩相古地理卡片，再逐井进行分项统计，如砂岩类型、重矿物、粒度参数、层理特征、古生物、泥岩颜色和地化指标等。

2. 制图单位的划分和比例尺的选择

制图单位的划分和比例尺的选择目前尚无统一规定，主要根据研究课题的需要、资料的丰富程度和地质条件的复杂情况而决定。大、中、小三种比例尺的一般划分如下所述。

(1) 小比例尺岩相古地理图

比例尺一般小于 1∶300 万，甚至 1∶1000 万以下，这种图件是全国或大区域性的，是在大地构造单元划分的基础上进行编制的，制图单位的时间间隔为代或纪或世。此类图件可以作为大区域油气预测的基础图件。

(2) 中比例尺岩相古地理图

比例尺一般为 1∶300 万～1∶50 万，此类图件包括范围较小，一般为一个沉积盆地。制图单位间隔为世或期。这类图件可作为指明进一步勘探方向，提供岩性、岩相方面的依据。

(3) 大比例尺岩相古地理图

比例尺一般为 1∶50 万以上，通常是为盆地内某一凹陷或地区进一步勘探而编制的。制图单位为段、亚段或砂层组。

总之，沉积剖面或钻孔越多，资料越丰富，制图比例尺可以越大。制图单位分得越详细，图件的精度也越高。在我国一些含油盆地的勘探过程中，经常编制的是中—大比例尺的岩相古地理图。

3. 主要基础图件

以油气勘探为目的时，经常要编制下述一些基础图件：

1）综合柱状剖面图（地层划分和对比的依据）；

2）岩相剖面图（显示划相依据及相的共生组合）；

3）岩相对比剖面图（反映相的纵横向变化）；

4）

5）粒度分布曲线图（累积曲线、频率曲线、概率曲线、C— M 图和粒度参数的平面变化图等）；

6）砂岩厚度图（反映砂体、砂岩富集区，砂岩尖灭界线，以及古水流方向、物源方向和三角洲位置等）；

7）砂岩层数图（推断碎屑沉积与水位变化的关系，反映构造性质等）；

8）砂泥比图（判断岸线位置、古水深度和主要物源方向）；

9）泥岩颜色图（反映陆上、过渡与水下三种沉积环境的大致范围，是划分湖盆相带和有利生油相带的主要依据）；

10）重矿物图（反映物源方向和沉积体系）；

11）岩石类型图（反映物源方向和分布趋势，是划分相带的依据）；

12）有机碳、还原硫、三价铁和二价铁等值线图（反映不同沉积环境的地球化学特征，并指示陆上或水下沉积的标志）；

13）锶钡比值图（反映古盐度变化，间接判断盆地的封闭状况）；

14）化石分布图（是划分相带和鉴别环境的标志）；

15）地层水矿化度图（反映古气候条件）；

16）电测曲线划相图（利用自然电位、电阻率、微电极以及地层倾角测井等电测曲线综合分析，划分岩性和韵律特征，建立沉积模式）；

17）砂体几何形态图（划分砂体成因类型，指明油气聚集有利地区）；

18）岩相古地理图（综合成果图，沉积边界、母岩性质、物源方向、沉积相带、沉积中心、沉降中心、砂体和砂岩富集区及生、储油有利地区等）；

19）勘探远景预测图（是勘探地层圈闭油气藏和古地貌圈闭类型油气藏的根据）。

前 17 种图件是编制后两种成果图件的基本资料。总的可归纳为单因素分析和多因素分析两种类型基础图件。图件多少，视不同研究目的和资料丰富程度还可增减。

岩相古地理图及其基础图件主要以平面图形式表示。在备好的底图上，一般有等值线图、分区图和点图三种表现形式，每种形式可单独使用，也可视资料的相互关系和完善程度叠合起来使用，如在分区图的背景上，可以有等值线和点图的形式。数据齐、全、准的单因素资料最适合勾等值线图，其精度也最高。

底图准备与编图质量关系甚为密切，原则上剖面点和井位要均匀分布，这与勘探程度有关。要根据不同勘探阶段的进展情况，制定编制计划。

八、岩相古地理图的分析和使用

从分析沉积盆地的沉积条件和岩性、岩相变化特征，进而在岩相古地理图及其基础图件

上，指明有利的生、储油地区（层）及其形成的有利时期，为勘探部署提供岩性、岩相方面的依据，这是油区岩相古地理研究的最终目的。

1. 有利生油地区（层）的分析和确定

岩性、岩相和地球化学特征是评价盆地生油条件的基本标志。以生油地区（层）的判定标准为依据，通过综合分析，在岩相古地理图上圈定有利、较有利生油区。

通过对不同时期、不同组段岩相古地理图的综合分析，有助于查明盆地的发育历史，了解和确定有利生油区（层）的时空演变规律。盆地一直较稳定，沉积中心与沉降中心基本位于湖盆中央，也是生油最有利地区。

通过编制主要含油层系的岩相古地理图，搞清含油盆地的发育历史和深水—较深水相带的分布、变化规律，确定含油有利相带（地区），是提高勘探效果的基础工作。

2. 有利储油地区（层）的分析与确定

陆源碎屑沉积盆地中有利储油地区，主要受制于砂岩体的发育与分布情况。在岩相古地理图或沉积体系图中，恢复出海（湖）盆地的岸线、三角洲及古河流位置，圈定出不同成因类型砂体的分布、延伸方向和形态特点，是确定有利储油地区的基础资料。在此项工作中，应注意相带与砂岩体分布的关系，沉积相的共生组合控制砂岩体的共生关系。两种主要变化规律：一是从冲积扇砂岩体—河流砂岩体—三角洲砂岩体—浅海（湖）砂岩体—深海（湖）扇至深海（湖）浊流砂岩体来看，这种分布情况与物源方向平行，与海湖岸垂直，搬运介质初为河流，后为波浪与海（湖）流；二是三角洲砂岩体及其两侧的滩、堤岛砂岩体，这个方向与海岸平行，主要为沿岸流的沉积作用所控制。依此分布规律，对砂岩体的预测很有意义。

顶级地质论坛：http

参 考 文 献

[1] 北京石油学院矿物岩石教研室．沉积岩石学．北京：中国工业出版社，1961

[2] 华东石油学院岩矿教研室主编．沉积岩石学（上、下册）．石油工业出版社，1982

[3] 华东石油学院勘探系基础地质、石油地质教研室，沉积岩．北京：石油化学工业出版社，1977

[4] 冯增昭主编．沉积岩石学（上下册）．石油工业出版社，1992

[5] 成都地质学院岩石教研室．岩石学简明教程．北京：地质出版社，1979

[6] 戴东林主编．沉积岩石学．北京：中国工业出版社，1965

[7] 刘宝　主编．沉积岩石学．北京：地质出版社，1980

[8] 方邺森及任磊夫主编．沉积岩石学教程．北京：地质出版社，1987

[9] 刘宝　等．岩相古地理基础和工作方法．北京：地质出版社，1985

[10] 何镜宇等．沉积岩和沉积相模式及建造．北京：地质出版社，1987

[11] 赵澄林等．油区岩相古地理．北京：石油工业出版社，1987

[12] 赵澄林等．东濮凹陷下第三系砂体微相和成岩作用．东营：石油大学出版社，1988

[13] H．G．里丁．沉积环境和相．北京：科学出版社，1985

[14] 任明达等．现代沉积环境概论．北京：科学出版社，1985

[15] 严钦尚等．地貌学．北京：高等教育出版社，1985

[16] G．M．弗里德曼．沉积学原理（中译本）．北京：科学出版社，1987

[17] A．马特．现代和古代湖泊沉积物．北京：地质出版社，1984

[18] 赵澄林等．现代沉积学．北京：石油工业出版社，1997

[19] 刘孟慧．碎屑岩储层成岩演化模式．东营：石油大学出版社，1993

[20] 赵澄林等．特殊油气储层．北京：石油工业出版社，1997

[21] 沙庆安等．论成岩作用阶段划分和术语选用．岩石学报，1986（2）

[22] 赵澄林等．湖相沉积岩中的同生变形构造及其地质意义．岩石学报，1988（4）

[23] 吕正谋．山东东营凹陷下第三系砂岩次生孔隙研究．沉积学报，第3卷，1985（2）

[24] 梅志超等．陕西富平中奥陶统平凉组的深水碳酸盐碎屑流．石油与天然气地质，第3卷，1982（1）

[25] 业治铮等．石灰岩的结构分类．地质论评，第22卷，1964（5）

[26] 冯增昭．碳酸盐岩分类．石油学报，1982（1）

[27] 冯增昭．石灰岩岩类学．北京：石油工业出版社

[28] 孟祥化，葛铭．内源盆地沉积研究．北京：石油工业出版社

[29] 冯增昭，鲍志东，李尚武等．中国南方早中三叠世岩相古地理，石油工业出版社，1997

[30]《沉积构造与环境解释》编著组．沉积构造与环境解释．北京：科学出版社

[31] 高振中，刘怀波．十万大山盆地北缘早三叠世碳酸盐重力流及其地质意义．石油与天然气地质，第4卷，1983（4）

[32] 王国忠等．海南岛更新世白云岩的发现及其形成环境分析．同济大学学报，1982（4）

[33] 高振中，段太忠．湘西黔东寒武纪深水碳酸盐重力流沉积．沉积学报，第 3 卷，1985 (3)
[34] 贾振远，李之琪．碳酸盐岩沉积相和沉积环境．北京：地质出版社，1989
[35] 冯增昭．碳酸盐岩岩相古地理学．北京：石油工业出版社，1989
[36] 何起祥．沉积岩和沉积矿床．北京：地质出版社，1978
[37] 曾允孚，夏文杰主编．沉积岩石学．北京：地质出版社，1986
[38] 彭滇瑞等．中国粘土矿物研究．北京：科学出版社，1983
[39] 叶连俊等．六十年来中国沉积学发展的回顾与展望．地质论评，第 28 卷，1982 (5)
[40] 吴崇筠．湖盆砂体类型．沉积学报，1986，
[41] 姜在兴，赵澄林．一种沿深水箕状谷纵向搬运的重力流沉积．石油实验地质，1988，V10，
[42] 洪庆玉等．桂西中三叠统浊积岩的初步研究．西南石油学院学报，1979，No 1
[43] 沈永和．论高岭岩．北京：地质出版社，1958
[44] 张天乐等．中国粘土矿物的电子显微镜研究．北京：地质出版社，1978
[45] 张万选等．石油地质学．北京：石油工业出版社，1981
[46] H．布拉特等著，《沉积岩成因》翻译组译校．沉积岩成因．北京：科学出版社，1978
[47] 中国科学院兰州地质研究所等．青海湖综合考察报告．北京：科学出版社，1979
[48] 孙顺才等．抚仙湖沉积相研究．南京地理研究所刊集．北京：科学出版社，1983
[49] 赵澄林，刘孟慧等．碎屑岩沉积体系与成岩作用．北京：石油工业出版社，1992
[50] 赵澄林等．华北中新元古界油气地质与沉积学．北京：地质出版社，1996
[51] 傅家谟等．砂岩成因分类初议．地质科学，1964 (4)
[52] 中国石油学会石油地质委员会编译．国外浊积岩和扇三角洲研究．北京：石油工业出版社，1986
[53] 中国石油学会石油地质委员会编．碎屑岩沉积相研究．北京：石油工业出版社，1988
[54] 黄金森等．西沙群岛现代海滩岩岩石学初见．地质科学，1978 (2)
[55] 赵希涛．海南岛全新世海滩岩．地质科学，1978 (2)
[56] 朱国华．成岩作用对砂岩储层孔隙的影响．沉积学报，第 2 卷，1984 (2)
[57] 朱国华．陕甘宁盆地上三叠统延长组低渗透砂岩体和次生孔隙砂体的形成．沉积学报，第 3 卷，1985 (2)
[58] 朱国华．陕北浊沸石次生孔隙砂体的形成与油气关系．石油学报，第六卷，(1)
[59] 沙庆安．海南岛南部—地全新世生物碎屑灰岩的成岩作用．地质科学，1977 (2)
[60] P．W．乔魁特等著，杨锁洪译．石灰岩的成岩作用 (深埋环境)．国外地质科技，1987 (7)
[61] 罗宾，巴瑟斯特著，《碳酸盐沉积物及其成岩作用》翻译组译．碳酸盐沉积物及其成岩作用．北京：科学出版社，1971
[62] G．V．奇林格主编，冯增昭等译，碳酸盐岩．北京：石油化学出版社，1978
[63] Lajoie，J．沉积相模式 (十三)．火山碎屑岩．国外地质科技，1980 (5)，原载 Geoscience Canada，l979，Vol．6，No 3
[64] Л．Б 鲁欣著，杨士儒等译．沉积岩石学原理．北京：地质出版社，1955
[65] A．∏．列兹尼科夫．沉积岩石学讲稿．北京：科学出版社，1959

[66] Л. Б. 鲁欣主编，李泰明等译. 沉积岩石学手册. 北京：中国工业出版社，1964
[67] W. B. 布尔. 地层中冲积扇沉积物的识别. 1972，地质科学院情报所. 国外地质资料选编，岩相古地理研究及编图方法. 1975
[68] F. J 佩蒂庄. 著，李汉瑜等译. 沉积岩. 北京：石油工业出版社，1981
[69] F. T. 佩蒂庄等著，李汉瑜译. 砂和砂岩，北京：科学出版社，1977
[70] R. L. 福克著. 1962，冯增昭译. 石灰岩类型的划分. 科技文献出版社重庆分社，1975
[71] A. E. 福斯科洛斯. 成岩作用讲座（七）——泥质沉积岩的后成作用. 国外地质科技，1976，Vol. 11，No. 2.
[72] R. J. 邓哈姆著，冯增昭译. 碳酸盐岩的结构分类. 地质资料汇编，科技文献出版社重庆分社，1962 (3)
[73] D. W. 刘易斯著，丁山，高玄译. 实用沉积学. 北京：地质出版社，1989
[74] G. V. 奇林格等著，冯增昭等译. 碳酸盐岩沉积学进展. 北京：石油化学工业出版社，1978
[75] G. H. 密特尔敦，M. A. 汉普敦著，冯增昭等译. 深水碳酸盐环境. 北京：地质出版社，1987
[76] 迪金森等著，罗正华等译. 板块构造与沉积作用. 北京：地质出版社，1982
[77] 须藤俊男（日）著，严寿鹤等译. 粘土矿物学. 北京：地质出版社，1981
[78] Bouma A. H., 1962: sedimentology of some flysch deposit. A graphic approach to facies interpretation
[79] Bouma A. H. and Brouwer A. 1964: Turbidites, developments in sedimentology, 3
[80] Middleton G. V. and Hampton M. A. 1973: Sediment gravity flows: Mechanics offlow and deposition. In: Middleton G. V. and Bouma A. H. (eds.) 1973: Turbidites and deep water sedimentary, SEPM Pacific Section Short Course, p. 1～38
[81] Walker R. G., 1973: Mopping up the turbidite mess. In: Ginsburg R. N. (ed.), 1973: Evolving concepts in sedimentology, p. 1～37
[82] Folk R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones, AAPG Bull., Vol. 43, No. 1, p. 1～38
[83] Selly R. C., 1976: An introduction to sedimentology
[84] Aigner T. 1985: Storm depositional systems
[85] Stow D. A. V. and Lovell J. P. B., 1979: contourites: Their recongnition in modern and ancient sediments, Earth－Science Review, Vol. 14, p. 251～291
[86] Einsele, G. et al., 1982: Cyclic and event stratification, Springer, New York
[87] Bouma, A. H., 1988: Submarine fans: Diagnostic criteria for exploration, JAPEC course notes. No. 8
[88] Walker, R. G., 1978: Deep－water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic, AAPG, Vol 62, No. 6
[89] Vail, P. R., 1988: Sequence stratigraphy workbook, fundals of sequence stratigraphy: AAPG Annual Convention Short Course
[90] Schmidt, V. et al., 1979: Secondary reservoir porosity in the course of sandstone diage-

nesis, AAPG, Continuing education course, Note Series, No. 12
[91] Dutton, S. P., 1985: Meteoric burial diagenesis of pennsylvanian arkosic sands, Southwestern Anadarko Basin, Texas, AAPG, Vol. 69, No. 1
[92] McDonald, D. A., 1985: Clastic diagenesis, AAPG Memoir 37
[93] Donald R. Prothero and Fred Schwab, 1996: Sedimentary Geology. New York: W. H. Freeman and Company. p. 575
[94] Mike Leeder, 1999: Sedimentology and Sedimentary Basins from Turbulence to Tectonics. Blackwell Science, Malden. p. 592
[95] H. G. Reeding (ed.), 1996: Sedimentary Environments: Process, Facies and stratigraphy. Blackwell Science, Cambridge, 1996, p. 688
[96] Mike Leeder, 1999: Sedimentology and Sedimentary Basins from Turbulence to Tectonics. Blackwell Science, Malden, p. 592
[97] Bao Zhidong, 1998: Continental slope limestones of Lower and Middle Triassic, South China. Sedimentary Geology. 118 (1～4): 77～93
[98] Bao Zhidong, 1999: Episodic Carbonate Deposits on Continental Slope, the Triassic, South China. Acta Geologica Sinica, 73 (1): 93～103
[99] Dapples E. C. . 1979: Diagenesis of sediments and rocks, Diagenesis in sedi－ments and sedimentary rocks－Developmeents in sedimentology, 25A, p. 33－88.
[100] Surdam. R et al.. 1989: Organic－inorganic interaction and sandstone diagenesis. AAPG, No. 1, p. 1～23
[101] Nardin, T. R. et., l979: Geology of continental slopes, SEPM Spcc pub., No27, p. 61～73
[102] Lowe, D. R., 1982: Sediment gravity flows II, J. Sedim. Petrol, V. 52, No. 1, p. 179～297
[103] Walker, R, G, 1984: Facies models, Geoscience Canada, Redrint Series. 1
[104] Hein, F. J. and Walker, R. G., 1982: The Cambro－Ordovician Cap Enrage formation, Quebec Canada: Conglomeratic Deposits Of a Braided Channel with terrace, Sedimentology, V. 29, No. 3