

沉积学简明教程

——以沉积环境和相为主

万静萍 马立祥 编

P512.2-43
W1

中国地质大学出版社

封面设计：陶贵华 定价： 元
ISBN 7-5625-0647-7/P·227

沉积学简明教程

——以沉积环境和相为主

万静萍 马立祥 编

中国地质大学出版社

· (鄂)新登字第 12 号 ·

内 容 简 介

本书主要介绍陆源碎屑岩和内源碳酸盐岩沉积环境的特点和沉积相的类型。全书共分十五章,前三章和第十五章概略地介绍主要沉积岩的基本特征和沉积学的一些概念及其进展;第四至第十章阐述陆源碎屑岩沉积环境和相;第十一至第十四章介绍碳酸盐岩沉积环境和相。本书适用于高等学校石油地质专业和其它专业教学使用,也可供广大的石油地质工作者及相关人员参考。

沉 积 学 简 明 教 程

——以沉积环境和相为主

万静萍 马立祥 编

责任编辑 张晓红

*

中国地质大学出版社出版发行

(武汉市喻家山)

中国地质大学第二印刷厂印刷

*

开本 787×1092 1/16 印张 9.625 字数 237 千字

1992 年 11 月第 1 版 1992 年 11 月第 1 次印刷

印数 1—500 册

ISBN 7-5625-0647-7/P·227 定价: 2.60 元

前 言

沉积学作为地质学中一门重要的学科,历史悠久、内容纷繁,它包括地层学、岩石学、矿物学、地貌学、古生态学等学科的部分内容。我们根据多年来从事油气区沉积学研究的实际感受,选择了最适用、最基础的内容(即有关沉积环境及其产物等)编写了本教材,使初学者对沉积学的这部分内容有比较系统的、一定深度的认识。特别是当今沉积学面临着新的发展,这表现在,一方面有关学科趋于联合,如沉积学和地层学;另一方面各学科自身也在不断深化,如沉积相研究中提出“三维相构形”。但我们认为这些发展都是以沉积学中最基本的知识和原理为基础的。因此,我们现在出版本书,重温前人和自己在沉积环境和相研究中的丰硕成果,是适应当前生产和学科发展需要的。

本书共十五章,第一至三章和第十五章概略地介绍主要沉积岩(陆源碎屑岩及内源碳酸盐岩)的基本特征和沉积学的某些概念及其进展;第四至十章阐述陆源碎屑沉积环境和沉积相;第十一至十四章介绍碳酸盐岩沉积环境和相。

全书约 27 万字,万静萍编写第一至十四章。第十五章由马立祥编写,并修改第八至十三章。何镜宇教授批阅了书稿并评审了全书,特在此表示谢意。因时间短促、水平所限,书中误差难免,望读者指正。

编者

1991 年 11 月于武汉

目 录

第一篇 主要沉积岩的特征及沉积环境和相的概念

第一章 陆源沉积岩(碎屑岩)的基本特征和分类	(2)
一、碎屑岩的成分	(2)
二、碎屑岩的颜色	(3)
三、碎屑岩的结构	(3)
四、碎屑岩的沉积构造	(7)
五、碎屑岩主要类型的划分	(16)
第二章 碳酸盐岩的基本特征和分布	(19)
一、碳酸盐岩的成分	(19)
二、碳酸盐岩的结构组分	(19)
三、碳酸盐岩的沉积构造	(25)
四、碳酸盐岩的分类和命名	(27)
五、碳酸盐岩和碎屑岩的主要区别	(29)
第三章 沉积环境和相的概念及分类	(34)
一、沉积学中的几个基本概念	(34)
二、沉积环境的分类	(36)

第二篇 碎屑沉积环境和相

第四章 冲积扇沉积环境和相	(39)
一、沉积背景	(39)
二、冲积扇的沉积作用及其沉积物	(39)
三、冲积扇亚环境划分及沉积层序	(40)
四、现代和古代冲积扇实例	(41)
第五章 河流沉积环境和相	(46)
一、河流的类型	(46)
二、河流亚环境及其沉积物特征	(46)
三、河流沉积层序	(50)
四、现代和古代河流沉积实例	(52)
第六章 湖泊沉积环境和相	(56)
一、湖泊的一般特点	(56)

二、湖泊亚环境及其沉积物	(58)
三、湖泊沉积旋回和湖盆演化	(62)
第七章 三角洲沉积环境和相	(65)
一、概述	(65)
二、三角洲的类型	(65)
三、三角洲亚环境及沉积物	(67)
四、三角洲沉积层序	(74)
五、古代三角洲的识别	(77)
第八章 海岸(滨岸)沉积环境和相	(79)
一、概述	(79)
二、无障壁海岸环境	(79)
三、障壁海岸环境	(83)
四、海岸环境的沉积层序	(85)
五、过渡带	(89)
第九章 浅海环境	(90)
一、概述	(90)
二、潮流的控制作用及沉积物	(90)
三、风暴的控制作用及沉积物	(92)
四、浅海砂岩的鉴别	(94)
第十章 深海环境	(95)
一、概述	(95)
二、深海沉积物搬运系统	(96)
三、半深海、深海沉积作用及沉积物	(99)
四、深海沉积物的纵向沉积层序	(103)

第三篇 碳酸盐沉积环境和相

第十一章 碳酸盐沉积概述	(108)
一、碳酸盐沉积的基本原理	(108)
二、碳酸盐沉积环境和相的划分	(110)
第十二章 滨岸—浅海陆棚碳酸盐沉积	(118)
一、潮汐环境的碳酸盐沉积	(118)
二、台地环境的碳酸盐沉积	(121)
三、生物礁	(123)
第十三章 深海碳酸盐沉积	(127)
一、深海条件及碳酸盐沉积物的来源	(127)
二、深海碳酸盐软泥及深海细粒沉积物	(127)
三、“异地”碳酸盐碎屑及重力流沉积	(128)

第十四章 陆相碳酸盐沉积 (132)

一、陆相碳酸盐和海相碳酸盐沉积的差异 (132)

二、陆相碳酸盐沉积的分布实例 (133)

第十五章 沉积学研究的新进展 (141)

一、概述 (141)

二、沉积学研究进展简介 (141)

主要参考文献 (146)

掌握沉积岩的基本特征是分析、认识沉积环境和相的基础。沉积岩种类繁多,多年来中外学者根据不同的标准对它作了类型划分,其中较重要的有美国学者F·J·裴蒂庄(F. J. Pettijohn)(1975)的成因分类,英国学者R·C·塞利(R. C. Selley)(1976),原苏联学者M·C·什维左夫(1961)以及中国学者刘宝珠、曾允孚、何镜宇等都做了较大的贡献。下面介绍刘宝珠的沉积岩分类(表1-1)。该分类按沉积岩的物质来源,首先分出陆源的、火山物源的和内源的三大类沉积岩,再

表1-1 沉积岩分类表 (按刘宝珠)

陆源沉积岩	火山物源沉积岩		内源沉积岩		
			蒸发岩	非蒸发岩	可燃有机岩 (生物遗体)
砾岩 >2mm	粗砂岩 >64mm		盐岩	硫酸盐岩	煤
砂岩 2-0.64mm	火山角砾岩 64-2mm		石膏	硅质岩	油页岩
粉砂岩 0.6-0.005mm	凝灰岩 <2mm		硬石膏	硅质岩	
泥质岩 <0.005mm				硅质岩	
				铝质岩	
				磷质岩	
				铁石质岩	

进一步按结构和成分细分。本书第一部分只介绍其中的陆源沉积岩(即碎屑岩)和内源沉积岩中的硫酸盐岩,因为它们在地壳中分布最广、数量最多的两类沉积岩,它们与沉积矿床,尤其是油气关系密切。

这两种岩石是在多种沉积(和成岩)环境中形成的,因此,这里也对沉积环境和相的概念以及沉积岩的分类作一简介。

第一篇 主要沉积岩的特征及沉积环境和相的概念

掌握沉积岩的基本特征是分析、认识沉积环境和相的基础。沉积岩种类繁多,多年来中外学者根据不同的标准对它作了类型划分,其中较重要的有美国学者 F·J·裴蒂庄(F. J. Pettijohn)(1975)的成因分类;英国学者 R·C·塞利(R. C. Selley)(1976)、原苏联学者 M·C·什维左夫(1961)以及中国学者刘宝珪、曾允孚、何镜宇等都做了较大的贡献。下面介绍刘宝珪的沉积岩分类(表1-1),该分类按沉积岩的物质来源,首先分出陆源的、火山物源的和内源的三大类沉积岩,再

表1-1 沉积岩分类表 (据刘宝珪)

陆源沉积岩	火山物源沉积岩		内源沉积岩		
			蒸发岩	非蒸发岩	可燃有机岩 (生物残体)
砾岩 >2mm	集块岩 >64mm		盐岩	碳酸盐岩	煤
砂岩 2—0.05mm	火山角砾岩 64—2mm		石膏	硅质岩	油页岩
粉砂岩 0.05—0.005mm	凝灰岩 <2mm		硬石膏	磷质岩	
泥质岩 <0.005mm				铁质岩	
				锰质岩	
				铝质岩	
				铜质岩	
				沸石质岩	

进一步按结构和成分细分。本书第一部分只介绍其中的陆源沉积岩(即碎屑岩)和内源沉积岩中的碳酸盐岩,因为它们是地壳中分布最广、数量最多的两类沉积岩,它们与沉积矿床,尤其是油气资源关系密切。

这两种岩石是在多种沉积(和成岩)环境中形成的,因此,这里也对沉积环境和相的概念以及沉积岩的分类作一简介。

第一章 陆源沉积岩(碎屑岩) 的基本特征和分类

沉积岩最重要的特征是其成分、颜色、结构和沉积构造。它们也是识别沉积岩的沉积环境的主要标志。

一、碎屑岩的成分

碎屑岩的成分主要由碎屑和填隙物构成。

(一)碎屑成分

碎屑岩中的碎屑成分主要来自陆源区的母岩,经机械破碎而成,故称陆源碎屑。母岩无论是火成岩、变质岩或先前的沉积岩,其中的矿物碎屑或岩石碎屑(岩屑)都可能出现在碎屑岩中。由于各种矿物和岩石的稳定性不同,它们在碎屑岩中出现的丰度大不相同,最常见的碎屑成分是石英、长石、云母、各种岩屑和少量重矿物。

(1)石英碎屑:石英抗风化能力很强,所以它是碎屑岩中分布最广的矿物。在砂岩和粉砂岩中,其平均含量达 66.8%,在砾岩中,含量较少,石英来源于岩浆岩(如花岗岩)、变质岩(如片麻岩、片岩)以及沉积岩,来自沉积岩的石英,磨圆度一般较好。

(2)长石碎屑:长石在碎屑岩中的含量仅次于石英,在砂岩中平均含量为 10—15%,由于它容易风化,主要分布于中粗粒砂岩及砾岩中。长石主要来源于花岗岩和花岗片麻岩。

(3)云母:碎屑岩中以白云母居多,由于它抗风化能力弱,容易破碎,常分布于细砂岩和粉砂岩的层面上。

(4)重矿物:重矿物含量通常小于 1%,多数分布于中—细粒碎屑岩中,它们多数来自花岗岩(如锆石、独居石、榍石、金红石和磷灰石)、变质岩(如石榴石、十字石、蓝晶石)以及较基性的母岩(如尖晶石、铬铁矿、辉石等)。

(5)岩屑:岩屑是母岩风化后形成的岩石碎块,它是母岩风化的过渡性产物,而不是最终产物,在砂岩中岩屑含量为 10—15%,常见的岩屑类型有各种侵入岩岩屑、变质岩岩屑、喷出岩岩屑、硅质岩岩屑及泥质砂岩岩屑等。岩屑的类型是判断物源的标志之一。

(二)填隙物成分

碎屑岩中的填隙物包括杂基和胶结物两种。

(1)杂基:杂基是指细粉砂及粘土物质。对于粗碎屑岩,杂基的粒度上限可以加大,显然它主要是结构上的概念。杂基的物质成分主要是粘土矿物,如高岭石、水云母、蒙脱石、绿泥石等。它们主要是在沉积过程中作为悬浮物质沉积下来的,也有少部分是在沉积期后蚀变而来的。

(2)胶结物:胶结物是指杂基以外,隙间的化学沉淀物质,即各种自生矿物。它们是在成岩过程中形成的,碎屑岩中常见的胶结物有碳酸盐矿物(包括方解石、白云石、菱铁矿)、硅质矿物(包括蛋白石、玉髓和次生加大的石英)以及部分铁质。碎屑岩中的胶结物是判断沉积环境和

成岩作用的重要标志之一，它对岩石储集性能的影响很大。

二、碎屑岩的颜色

碎屑岩的颜色是最醒目的标志，是鉴别岩石、划分和对比地层、分析判断古地理的重要标志。按成因颜色可分为三类，即继承色、自生色和次生色。继承色主要取决于碎屑颗粒的颜色，如长石多呈红色，石英多呈白色；自生色决定于碎屑沉积物堆积过程中及早期成岩过程中产生的自生矿物的颜色，例如，含海绿石或含绿泥石的岩石常带有绿色和黄绿色，含脱水氧化铁矿物多呈红色；次生色是在成岩作用阶段或风化过程中，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。例如，含黄铁矿的岩石露头，呈现红褐色，这是由于黄铁矿分解形成红色的褐铁矿所致；而在另一种条件下，同样的露头，由于低价铁和高价铁硫酸盐的渗出而呈现浅绿—黄色。

继承色和自生色都是原生色，它们多与岩层的层理方向一致，在同一层内沿走向分布稳定。次生色一般切穿层理面，分布不均，常呈斑点状，沿细缝和破碎带颜色有变化。

碎屑岩的颜色主要取决于岩石的成分，即由其中的染色物质——色素造成的。例如，黑色、灰色，多数是因其中存在有机质（炭质、沥青质）或分散状硫化铁（黄铁矿、白铁矿）。这种原生色表明岩石形成于还原或强还原环境中。又如红色、棕色、褐色、黄色是由于岩石中含有铁的氧化物或氢氧化物（赤铁矿、褐铁矿），表明沉积时为氧化或强氧化环境，再如绿色的岩石多数是由于其中含有低价铁的矿物，如海绿石、鲕绿泥石等，它们是弱氧化和弱还原环境的产物。

三、碎屑岩的结构

碎屑岩的结构包括三方面内容，即碎屑颗粒的特点（粒度、形状及颗粒表面特点）、胶结物特点（结晶程度和晶粒大小）以及碎屑颗粒和胶结物之间的关系（胶结类型）。

（一）碎屑颗粒的结构特征

1. 粒度

碎屑颗粒的大小称为粒度，它以颗粒直径来计量。碎屑岩的粒度是其沉积时水动力条件的标志之一，所以按水动力学研究，大于 2mm 的颗粒一般按滚动方式沿沉积底面搬运；2—0.05mm 的颗粒在搬运过程中非常活跃，多以跳跃方式搬运；0.05—0.005mm 的颗粒，其沉降速度已不符合水力学公式；小于 0.005mm 的颗粒具有明显的凝聚现象。从碎屑成分和大小的关系来看，一般岩屑多出现在大于 2mm 的粒级中，石英、长石等矿物碎屑在 2—0.005mm 粒级内较集中，小于 0.005mm 的颗粒则以粘土矿物为主。据此，将碎屑颗粒按粒径大小分为以下粒级（自然粒级分类）：

>2mm	砾和角砾
2—0.05mm	砂
0.05—0.005mm	粉砂
<0.005mm	粘土

各粒级还可按大小进一步细分，如表 1—2。

按粒级划分时，某一粒级含量大于 50% 者为岩石基本名称。

2. 颗粒形态

碎屑颗粒形态包括圆度、球度和形状三方面。

（1）圆度 指碎屑颗粒的棱角被磨蚀圆化的程度，它是棱角尖锐程度的函数与颗粒形状无

表 1-2 常用碎屑岩粒度分级表 (据华东石油学院 1982年修改)

颗 粒 直 径 (mm)	碎屑名称	岩石名称
>2	>1000	块石
	1000—100	巨砾石
	100—10	中砾石
	10—2	细砾石
2—0.05	2—0.5	粗砂
	0.5—0.25	中砂
	0.25—0.1	细砂
	0.1—0.05	微细砂
0.05—0.005	0.05—0.01	粗粉砂
	0.01—0.005	细粉砂
<0.005	<0.005	粘土
		粘土岩

关,一般将圆度分为四级或六级(图 1-1)。

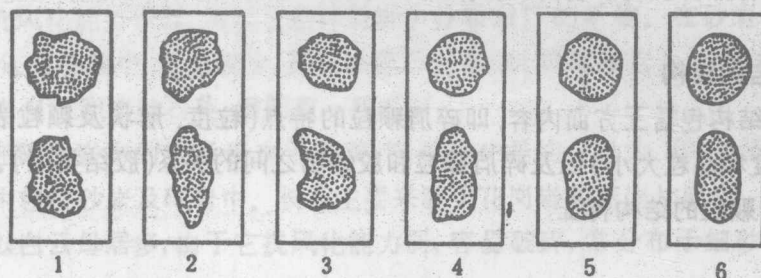


图1-1 圆度的形状和分级

1. 尖棱角状 2. 棱角状 3. 次棱角状 4. 次圆状 5. 圆状 6. 滚圆状

(据 Powers, 1953)

棱角状 颗粒具尖锐棱角,棱线向内凹进。这种颗粒一般未经搬运或很少搬运。

次棱角状 颗粒棱角稍有磨损,且棱线向外凸出,但碎屑原始轮廓清楚可见,表明它经历了较长距离的搬运。

次圆状 有相当大的已被磨圆,次级角减少也多被圆化,原始轮廓仍清晰。

圆状 颗粒棱角已磨损消失,棱线外凸呈弧状,碎屑原始轮廓也消失,这是长距离搬运磨损的标志。

碎屑的圆度,除受搬运距离影响外,还与颗粒大小、矿物物性以及搬运条件有关,如大颗粒、软、脆、节理发育的颗粒易磨圆,滚动搬运比悬浮搬运易磨圆,滨海沉积的碎屑比河流沉积的磨得圆,冰川搬运的基本上不能磨圆。

(2)球度 球度是指碎屑颗粒接近球体的程度。现在多用最大投影球度法来确定球度数值。颗粒的三个轴越接近相等,球度越高;相反,片状和柱状颗粒,球度很低。颗粒球度不同,

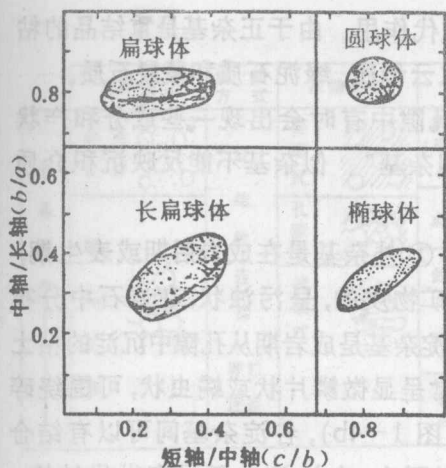


图 1-2 颗粒的形状分类

(据 Zingg, 1935)

其搬运方式可能不同,例如球状颗粒易滚动搬运,片状颗粒易悬浮搬运。

(3)形状 颗粒的形状是由其中 A、B、C 三个轴的相对大小来决定的。通常根据 A、B、C 三个轴的长度比例将颗粒分为四种形状,即圆球形、椭球形、扁球形、长扁球形(图 1-2)。

3. 颗粒表面结构

颗粒的表面结构是指颗粒表面的磨光程度及刻蚀痕迹。关于这方面的研究,在电子显微镜技术用于沉积学以来较为人们重视。

(二) 填隙物的结构

根据形成条件,填隙物可分为胶结物和杂基两种。

1. 胶结物的结构

胶结物在碎屑岩中的含量小于 50%,其结构特点与本身的结晶程度、晶粒大小和分布均匀性有关。常见的结构类型有五种(图 1-3),即① 非晶质结构,如蛋白石、铁质等;② 隐晶质结构,如玉髓、隐晶质碳酸盐和磷酸盐等;③ 显晶粒状结构,最常见的如碳酸盐胶结物,有时形成纤维状、放射状、薄膜状或栉壳状分布于颗粒周围;④ 嵌晶(连生)结构,晶体粗大,将一个或几个颗粒包围在晶体之中;⑤ 再生(次生加大)结构,自生石英胶结物沿碎屑石英颗粒边缘呈次生加大边,而且两者的光性方位大体一致,除这种自生石英外,还有自生长石和方解石形成的次生加大结构。

2. 杂基的结构

杂基是和碎屑颗粒同时沉积的、粒度小于 0.03mm 的、非化学沉淀的细粒物质。起填隙作用。杂基的性质和含量有人作为搬运介质流动因素(粘度和密度)的标志。也有人作为碎屑岩分选性和结构成熟度的标志之一,认为杂基含量越多分选性、结构成熟度越差。

杂基可分为原杂基和正杂基两种类型。

(1)原杂基:原杂基是原始沉积物。主要是未重结晶的粘土质点和少量石英、长石、云母等细粉砂级碎屑,具泥状结构,一般未经较强的成岩后生变化,它们和碎屑颗粒之间无交代现象。

(2)正杂基:正杂基是经过明显成岩变化的、明显重结晶的原杂基。重结

非晶质	结 晶 的 (颗粒由小到大)			
胶体的 (显微镜下可见微晶) 	隐晶的	显晶的 (胶结物颗粒小于碎屑)		连生的
	(显微镜下可见微晶)			(胶结物晶粒大于碎屑颗粒,故将碎屑嵌于其中)
		纤维状的 (胶结矿物间具平的接触面) 	围绕碎屑生长的 薄膜或带状 	次生加大的 
均 一 的		丛生的及栉壳状 		
		聚块状的 (非均一的) 		

图 1-3 胶结物结构类型

(据刘宝珪, 1980)

晶的粘土杂基多呈微鳞片结构,与碎屑颗粒的边缘可发生交代作用。由于正杂基是重结晶的粘土物质,其矿物成分一般都可以鉴别,常见的有高岭石质、水云母质、绿泥石质和蒙脱石质。

杂基应属于原始机械沉积的产物。但在碎屑岩的粒间孔隙中有时会出现一些成分和产状与杂基相似,而并非原始机械沉积成因的细粒物质,称为“似杂基”。似杂基不能反映沉积介质的流动特点。

似杂基按成因可以分为外杂基、淀杂基和假杂基三种:①外杂基是在成岩后期或表生期,在粒间孔隙内堆积的外来细粉砂和粘土物质。其特点是多矿物质的,呈污浊状,在岩石中分布不均,呈团块状、条带状,不受沉积时形成的纹理控制。②淀杂基是成岩期从孔隙中沉淀的粘土矿物。淀杂基为成分单纯、干净、透明的单矿物质,其结构常呈显微鳞片状或蠕虫状,可围绕碎屑颗粒呈放射状、片状晶体(图1-4a)或等厚环边状分布(图1-4b),各淀杂基间可以有结合的缝合线(图1-4c),淀杂基可有世代结构。

如呈等厚环边的淀粘土→化学胶结物,化学胶结物→淀粘土,等厚环边淀粘土→淀粘土等世代结构。③假杂基是指在成岩压实作用的影响下,泥质岩屑和其它可塑性及易碎的岩屑,因挤压变形而成的一种类似于杂基的填隙物质。其特点是分布极不均匀,有时可见到模糊的岩屑外形(图1-5)。

(三)胶结类型和颗粒接触情况

在碎屑岩中,碎屑颗粒和填隙物间的关系称胶结类型或支撑类型。

1. 胶结类型(图1-6)

(1)基底式胶结:颗粒在填隙物中大多彼此不相接触而呈漂浮状孤立地分布,填隙物以杂基为主。基底式胶结反映快速沉积的密度流特点。

(2)孔隙式胶结:大部分颗粒彼此直接接触,填隙物可以是粘土杂基也可以是化学胶结物。反映稳定水流沉积作用和波浪淘洗作用的特征。

(3)接触式胶结:只在颗粒接触处才出现胶结物。这种类型只在较特殊的条件下出现,如在干旱气候条件下形成的砂层,因毛细管作用使溶液沿颗粒接触点的细缝流动,并发生矿物沉淀而形成,也可以是原先的孔隙式胶结的砂岩在近地表因大气水淋滤而成。

(4)溶蚀式胶结:胶结物被溶蚀并交代了碎屑颗粒的边缘,使颗粒边缘呈港湾状弯曲。

2. 颗粒接触情况

在压实作用的影响下,碎屑颗粒由不接触到点接触,再变为线接触。随压实作用的增加、压溶作用的出现,颗粒进一步变为凹凸(或曲面)接触,甚至缝合状接触(图1-6)。

(四)孔隙结构

孔隙是碎屑岩的重要结构组成之一,其间可以充填大量的气体或液体(油、气、水等),孔隙可分原生孔隙和次生孔隙两类(表1-3)。

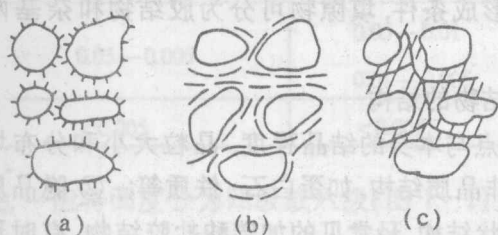


图1-4 淀杂基的几种类型

(据 W. R. Dickinson, 1970)

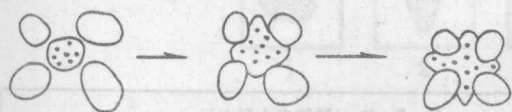


图1-5 假杂基形成示意图

支撑类型	胶结类型	颗粒接触性质	作用强度增大
杂基支撑	基底式	悬浮状 (颗粒不接触)	压实作用及压溶
颗粒支撑	孔隙式	点接触	
	接触式	线接触	
		凹凸接触	
		缝合接触	

图 1-6 胶结类型和颗粒接触关系
(据刘宝理, 1980)

表1-3 碎屑岩孔隙类型表 (据Selley, 1976)

类 型	成 因
原生孔	粒间孔
次生孔	粒内孔
	铸模孔
	颗粒破碎孔 颗粒收缩孔

表 1-4 沉积构造分类表 (据曾允孚, 1986, 修改)

物理成因的构造		化学成因的构造	生物成因的构造
流动成因的构造	准同生变形构造		
一、层理构造	1. 负荷构造	1. 结核	1. 生物遗迹构造
1. 交错层理	2. 球状、枕状构造	2. 叠锥	2. 生物生长构造
2. 爬升波痕纹理	3. 包卷构造	3. 缝合线	
3. 脉状—波状—透镜状层理	4. 滑塌构造		
4. 水平层理			
5. 韵律层理			
6. 递变层理			
7. 块状层理			
二、层面构造			
1. 波痕			
2. 流痕			
3. 冲刷痕			
4. 刻划痕			

原生孔隙 主要是粒间孔, 即碎屑颗粒原始格架间的孔隙, 原生的孔隙度与碎屑颗粒的粒度、分选性、球度、圆度及胶结类型有关。通常岩石粒度变小时, 孔隙度增高, 但渗透率降低。

次生孔隙 绝大多数形成于成岩中期之后, 多数都是岩石发生溶解作用的结果。此外, 岩石的破裂和收缩也可产生次生孔缝。

四、碎屑岩的沉积构造

碎屑岩的沉积构造是岩石重要的宏观特征, 它们大多数可以反映沉积物的形成环境作为沉积物沉积时水动力条件的标志。现已发现的沉积构造种类很多, 许多沉积学家对它作了类型划分, 主要有两种划分依据: 一是按成因, 二是按形态。目前多数人采用形态和成因相结合的方法对沉积构造分类(表 1-4), 即先按成因划分为三类, 即物理成因(其中包括流动成因、同生变形成因及暴露成因)、化学成因和生物成

因。次一级分类按形态划分。

(一) 流动成因的构造

沉积物在搬运和沉积时,由于介质(水、空气)的流动,在沉积物内部和表面形成的构造,主要有各种层理构造和层面构造。

1. 层理构造

层理构造是碎屑岩最重要的一种构造。它多数是在介质流动情况下砂波迁移、堆积的产物,是由沉积物的成分、结构、颜色及层的厚度、形态等沿垂向变化而显示出来的。

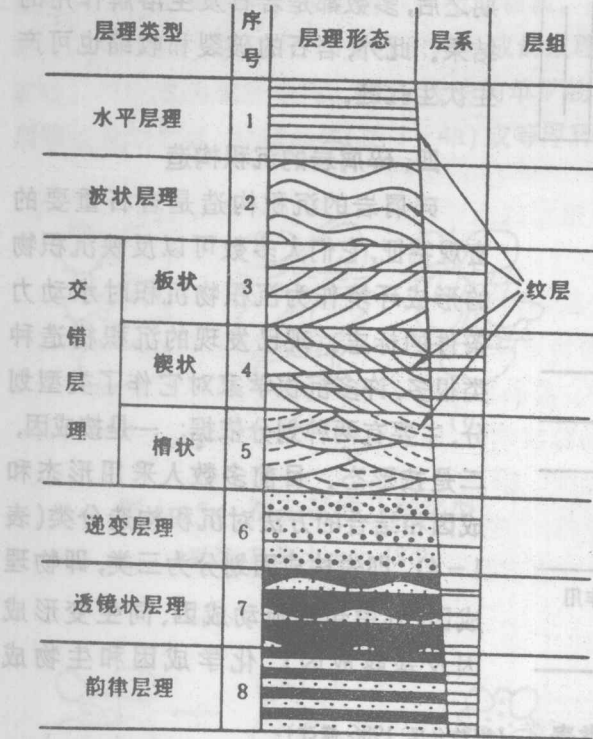


图 1-7 层理要素的基本类型

(转引自华东石油学院, 1982)

组成层理的要素有纹层、层系和层组(图1-7)。纹层(细层)是组成层理的最小单位,厚度极小,常以毫米计,同一纹层常具较均一的成分和结构,是在相同的水动力条件下同时形成的。纹层和层面可以平行或斜交;可以是平直的、波状或弯曲的;也可以是连续的或断续的,层系(单层)是由成分、结构和产状相同的若干纹层组成的,它是在同一环境的相同水动力条件下、不同时间形成的纹层组成的。层系厚度可由数毫米到数十米,一般为数厘米到数米。层组(层系组)是由两个或两个以上相似层系构成的,是同一环境的相似水动力条件的产物。

水动力条件的强弱变化形成不同的层理类型。下面大致按水动力强度由强到弱的变化介绍各层理的特点。

(1) 交错层理: 交错层理是在沉积面上沙坡迁移、叠加而形成。种类较多,按交错层的单层厚度(一般厚度反映沙波高度)分为

小型交错层(单层厚度小于 5cm)和大型交错层(单层厚度大于 5cm)两种。按交错层层面(或结合面)的形态可分为四种(图 1-8): ① 槽状交错层理,层系底界为槽形冲刷面,顶部被另一槽形层系所切割形成花彩弧状。大型槽状交错层理底部多见泥砾,它们在河流沉积物中较为典型; ② 楔状交错层理,层理面形态为一平面,且彼此互成交角,使交错层单位本身呈楔状,层系间常彼此切割,它们常见于海湖浅水地带和三角洲地区; ③ 板状交错层理,层系之间的界面形态为一平面,且彼此平行,交错层单位(或纹层组)本身呈板状,大型板状交错层在河道砂岩中较典型; ④ 波状交错层理,层系底界面为波形或不规则状,界面连续或断续,各层系内的纹层可与界面相交,它们多数为小型交错层理,在河流沉积的上部常见。和其它层理相比形成交错层理的水动力条件是较强的。

(2) 爬升波痕纹理: 爬升波痕纹理是在砂质沉积物中,因水流和波浪的迁移同时向上加积而成的一系列波痕纹理,它是波状交错层理的一种特例(图 1-9)。其形成的水动力条件比交

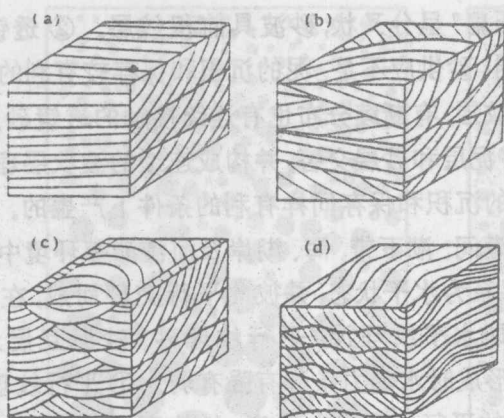


图 1-8 交错层类型图

(a)板状 (b)楔状 (c)槽状 (d)波状

(转引自孙永传等, 1986)

错层理要弱一些, 因此在其迎水面很少受侵蚀, 甚至保留少量沉积物, 但主要沉积作用在砂波的背水面。可见, 这种层理的形成需要有较充分的沉积物供给, 特别是悬浮沉积物的供给, 在河流

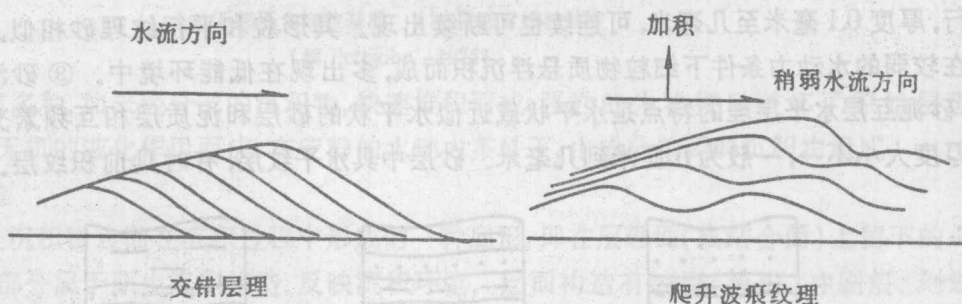


图 1-9 爬升波痕纹理形成图

天然堤、河漫滩、三角洲前缘及浊流沉积中常见。

(3) 脉状(压扁) - 波状 - 透镜状层理: 这三种层理经常相互共生, 它们是在较活跃的水动力条件和较缓慢的水动力条件相互交替的环境中, 砂和泥以三种不同的方式相互交替而产生(图1-10)。① 脉状(压扁)层理(砂包泥型), 脉状层理是在水动力条件相对较强、砂的沉积和保存比泥有利的条件下形成的。在砂波的波谷部位泥质沉积较厚, 而在波峰部位泥质沉积较薄

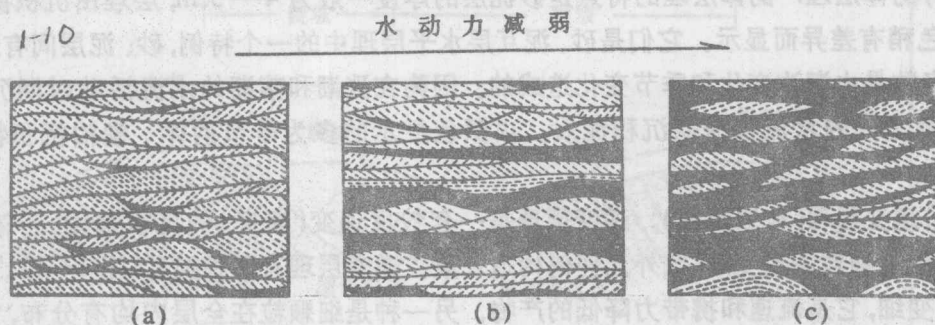


图 1-10 (a)压扁层理 (b)波状层理 (c)透镜状层理

(据 Pettijohn, 1975)