

高等学校教学参考书

# 沉积岩和沉积 模式及建造

何镜宇 孟祥化 主编



版 社

高等学校教学参考书

# 沉积岩和沉积相模式及建造

武汉地质学院 何镜宇  
长春地质学院 孟祥化 主编

地质出版社

※ ※ ※

本书由张鹏飞、陈景维主审，经地质矿产部岩石学教材编审委员会沉积岩编审小组于1984年10月主持召开的审稿会审稿，同意作为高等学校教学参考书出版。

※ ※ ※

高等学校教学参考书  
**沉积岩和沉积相模式及建造**

武汉地质学院 何镜宇 主编  
长春地质学院 孟祥化

责任编辑：叶俭

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092<sup>1</sup>/<sub>16</sub> 印张：27<sup>7</sup>/<sub>8</sub> 字数：660,000  
1987年5月北京第一版·1987年5月北京第一次印刷  
印数：1—2,505册 定价：4.30元  
统一书号：13038·教279

# 前 言

本书系根据地质矿产部岩石学教材编审委员会1982年在北京大学地质系召开的会议上决定由长春地质学院和武汉地质学院负责合编一本高等院校适用的沉积岩石学参考教材而组织编写的。

本书是结合两个院校给大学生和研究生开的沉积岩专题课内容和考虑沉积岩石学的主要方面，按专题分章编写的。本书内容一方面注重论述沉积岩的宏观组合—沉积相与建造，同时还注重将今比古，写了现代沉积环境一章，还编写了综合性的分析沉积岩的组合体和组合系列特征的章节；另一方面，本书也论述了沉积岩中主要岩类的岩石类型、微观特征和研究的方法和内容。在沉积岩石学基本理论方面，编写了沉积岩的沉积作用和成岩作用的有关章节；专题论述了水的化学性质和物理性质，以及水动力特征及其产物特征。对沉积岩石学基础部分，编写为沉积岩石学导论一章。所以，本书适合高等院校沉积岩石学一般专题课的参考教材，也可供侧重沉积岩或沉积矿产的地质培训班之用，或供涉及沉积岩研究的地质工作人员用作参考书。因篇幅所限和为了体现沉积岩石学中的重点，对于一些较特殊的专题未编入本书，如沉积岩的一些小岩类，一些沉积矿物的矿物学研究，碎屑颗粒的形状和表面结构，粒度分析，沉积构造和原生组构等。其中有些专题可单独编写，有些已有专门论著出版。欢迎对现在章节中的不当或不足之处提出宝贵意见。

本书共分十章。第一章，第二章，第四章第一、二、三节，第五章，第七章由武汉地质学院负责编写；第三章，第四章第四节，第六章，第九章，第十章由长春地质学院负责编写；第八章系两校合编。

参加编写的人员有武汉地质学院的何镜宇、余素玉、杨慕华、徐安顺等同志；有长春地质学院的孟祥化、姚振武、文琼英、徐开志、单满生、刘志英、梁桂香等同志。武汉地质学院肖诗宇同志和五六二综合大队葛铭同志协助作了部分工作。全书由何镜宇教授和孟祥化教授担任主编。

张鹏飞副教授和陈景维副教授审阅了全稿，提出过许多宝贵意见。此外，还得到武汉地质学院，长春地质学院，中国地质科学院五六二综合大队，河北省综合研究大队等单位绘图室的大力支持。在此一并表示感谢。

编 者

一九八五年六月

# 目 录

<b>第一章 沉积岩石学导论</b> .....	1
第一节 沉积岩、沉积岩石学和沉积学的概念 .....	1
第二节 沉积物质来源和沉积作用类型 .....	2
第三节 沉积物重力流的主要类型 .....	9
一、泥石流和泥流 .....	9
二、颗粒流 .....	11
三、液化沉积物流 .....	12
四、浊流 .....	12
五、风暴流和等深流 .....	14
第四节 成岩作用类型及其阶段划分 .....	16
第五节 沉积岩的分类 .....	19
第六节 沉积岩石学研究的历史和现状 .....	22
一、沉积岩石学发展成独立的学科 .....	22
二、近代沉积岩石学现状 .....	23
<b>第二章 水的性质和作用</b> .....	26
第一节 水的化学性质和作用 .....	26
一、水的化学性质 .....	26
二、各阶段环境中水的化学性质和作用 .....	27
第二节 水的物理性质和作用 .....	33
一、水的物理性质 .....	33
二、水的流动状态 .....	34
三、雷诺数和佛罗德数 .....	35
四、底形顺序和流动体制 .....	37
五、水动力特点 .....	41
<b>第三章 内源沉积作用</b> .....	42
第一节 内源沉积的起源及其作用环境 .....	42
一、内源物质及其起源 .....	42
二、内源沉积作用的要点 .....	43
第二节 内源物质的化学沉积作用 .....	47
一、溶解氧的化学沉积平衡作用 .....	47
二、 $\text{CaCO}_3$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ 体系的沉积作用及其影响因素 .....	51
三、蒸发沉积作用 .....	55
四、胶体化学沉积作用 .....	61
第三节 内源沉积的生物作用 .....	62
一、生物化学作用 .....	62
二、生物物理作用及水动力条件对生物骨骼的影响 .....	70

<b>第四节 内源沉积作用过程的稳定同位素</b> .....	93
一、沉积过程同位素分馏原理 .....	94
二、测定样品的制备 .....	97
三、沉积作用过程中的氧同位素 .....	98
四、沉积作用过程中的碳同位素 .....	99
五、沉积作用过程中的硫同位素 .....	102
六、稳定同位素在判别沉积成岩环境上的应用 .....	103
<b>第四章 沉积物和沉积岩的成岩作用</b> .....	106
<b>第一节 砂和砂岩的成岩作用</b> .....	106
一、压实作用 .....	106
二、压溶、溶解和沉淀作用 .....	107
三、重结晶作用和矿物的多象转变 .....	110
四、交代作用和交代顺序 .....	110
五、砂岩的成岩作用阶段 .....	112
<b>第二节 泥质岩的成岩作用</b> .....	114
一、泥质岩的成岩作用特征 .....	114
二、泥质岩的成岩作用变种 .....	119
<b>第三节 内源沉积的成岩作用</b> .....	121
一、未埋藏过程的成岩作用 .....	121
二、埋藏过程中的成岩作用 .....	128
<b>第四节 沉积岩中的自生石英、长石和重矿物</b> .....	138
<b>第五章 陆源碎屑岩的分类和主要岩石类型</b> .....	142
<b>第一节 陆源碎屑岩的分类</b> .....	142
<b>第二节 砾（角砾）岩的分类及岩石类型和成因类型</b> .....	145
一、砾（角砾）岩的分类和命名 .....	145
二、砾岩主要类型及其岩性特征 .....	147
三、砾（角砾）岩的成因特征 .....	148
<b>第三节 砂岩分类</b> .....	152
一、克里宁的砂岩分类 .....	152
二、吉尔伯特的砂岩分类 .....	152
三、福克和陈的砂岩分类 .....	153
四、佩蒂庄的砂岩分类 .....	154
五、塞利的砂岩分类 .....	155
六、砂岩分类中的几个问题 .....	157
<b>第四节 砂岩的岩石类型和镜下特征</b> .....	160
一、纯石英砂岩和海绿石石英砂岩 .....	160
二、长石质砂岩和岩屑质砂岩 .....	165
三、硬砂岩 .....	169
粉砂和粉砂岩 .....	170
<b>第六节 粘土岩和页岩的常见类型</b> .....	171
一、常见的纯粘土岩 .....	171

二、常见的页岩类型 .....	173
<b>第六章 碳酸盐岩石学</b> .....	179
<b>第一节 碳酸盐矿物及其鉴别特征</b> .....	179
一、碳酸盐矿物的化学构成 .....	179
二、碳酸盐矿物的主要类型 .....	181
三、碳酸盐矿物的结晶习性与环境 .....	185
四、碳酸盐矿物的鉴定 .....	187
<b>第二节 碳酸盐岩的主要生物组分及其镜下特征</b> .....	187
<b>第三节 非生物碳酸盐组分及其组成特征</b> .....	195
一、碳酸盐颗粒(非生物碳酸盐颗粒)组分 .....	195
二、碳酸盐岩的基质组分——泥晶 .....	202
三、亮晶胶结物 .....	203
四、孔隙 .....	206
五、间沉积物 .....	206
<b>第四节 碳酸盐岩的构造</b> .....	209
一、缝合线构造 .....	209
二、鲕粒变形构造 .....	212
三、帐篷构造 .....	214
四、重力成因的碳酸盐岩构造 .....	215
五、生物丘截切构造 .....	217
六、鸟眼构造和层状晶洞构造 .....	217
<b>第五节 碳酸盐岩的分类</b> .....	218
一、碳酸盐岩的成分分类 .....	218
二、碳酸盐岩的成因分类原则 .....	220
三、碳酸盐岩的结构成因分类 .....	221
<b>第六节 石灰岩的主要类型及成因</b> .....	226
一、颗粒灰岩 .....	226
二、再沉积灰岩 .....	229
三、泥晶灰岩和泥屑灰岩 .....	230
四、粘结灰岩类及骨架灰岩 .....	232
五、隐藻粘结灰岩 .....	234
六、结晶灰岩及钙结岩 .....	237
<b>第七节 白云岩及白云石化作用的学说</b> .....	239
一、白云岩及其类型 .....	239
二、白云岩的成因 .....	243
三、关于白云石和白云岩成因学说的讨论 .....	248
<b>第八节 碳酸盐岩的研究方法</b> .....	253
一、野外研究方法 .....	253
二、室内研究方法 .....	253
<b>第七章 沉积环境</b> .....	264
<b>第一节 沉积环境的概念和分类</b> .....	264

第二节	冰川环境	265
第三节	沙漠环境	267
第四节	冲积扇环境	269
第五节	河流环境	271
第六节	三角洲环境	273
第七节	湖泊和沼泽环境	279
第八节	滨海环境与泻湖环境	281
	一、潮汐作用为主的滨海环境	281
	二、波浪作用为主的滨海环境	282
	三、海岸的类型及其特征	284
	四、泻湖环境	285
第九节	海洋环境	287
	一、总论	287
	二、浅海环境	290
	三、海底扇环境	292
<b>第八章</b>	<b>陆源沉积相及其模式</b>	<b>293</b>
第一节	沉积相概念及相模式和相关系图	293
	一、沉积相的概念	293
	二、沉积模式或相模式	294
	三、相序和相关系图	295
第二节	冲积扇相的层序特征	298
第三节	河流相模式	299
	一、河流相主要类型的理想模式图	299
	二、蛇曲河相的三维相模式图	300
	三、辫状河相的沉积层序和三维模式图	302
	四、蛇曲河相和辫状河相的纵向模式对比图	303
第四节	三角洲相模式	304
	一、吉尔伯特-巴列尔的三角洲相模式	304
	二、河控三角洲相的沉积层序	304
	三、潮控三角洲相的沉积层序	305
	四、浪控三角洲相的沉积层序	305
第五节	湖相和沼泽相模式	307
	一、陆源湖相模式	307
	二、碳酸盐内源湖相模式	308
	三、腐泥或油页岩内源湖相模式	308
	四、向沼泽过渡的湖相模式	308
	五、与山麓扇共生的暂时性湖相模式	308
	六、内陆萨勃哈相模式	308
第五节	堡岛和泻湖相模式	309
	一、海退模式	309
	二、海进模式	310



三、障壁-入海口相模式 .....	310
四、无堡岛相的泻湖相海退模式 .....	310
第七节 海滩相和潮坪相层序特征 .....	311
一、现代海滩的沉积环境和沉积相的实例 .....	311
二、海滩相和潮坪相的类型和层序特征 .....	312
第八节 陆源陆棚海相模式 .....	313
第九节 浊流沉积相类型和海底扇相模式 .....	315
一、鲍马模式及其他浊流相类型 .....	315
二、马蒂等的浊流相的亚相类型及其组合模式 .....	316
三、沃克的海底扇模式图和马蒂等的海底扇沉积的理想程序 .....	317
第十节 冰川相和沙漠相的类型和组合特征 .....	318
一、冰碛相的类型及组合 .....	319
二、大陆冰川组合和海洋冰川(冰海)组合 .....	320
三、沙漠相的主要亚相类型及实例 .....	320
<b>第九章 碳酸盐沉积相模式 .....</b>	<b>324</b>
第一节 碳酸盐沉积相带的总模式 .....	324
一、按能量带划分的理论模式 .....	324
二、威尔逊的标准相带模式 .....	326
三、深水碳酸盐相带的划分 .....	331
第二节 潮坪碳酸盐沉积相模式 .....	332
一、正常潮坪碳酸盐沉积相模式 .....	334
二、萨布哈型潮坪碳酸盐沉积相模式 .....	335
第三节 台缘砂滩碳酸盐沉积相模式 .....	337
第四节 生物礁沉积相模式 .....	340
一、关于礁的概念 .....	340
二、礁灰岩的组成 .....	340
三、礁的相带和礁相沉积序列 .....	341
四、礁相带发育的背景条件 .....	343
第五节 浅海风暴流—潮汐流沉积模式 .....	346
一、风暴流沉积及其相序 .....	346
二、潮汐流控制的浅海沉积序列 .....	354
第六节 大陆坡碳酸盐沉积相模式 .....	356
一、沉积环境 .....	356
二、深海大陆坡的沉积相带 .....	356
三、大陆坡碳酸盐沉积相模式 .....	359
第七节 非重力流深水碳酸盐沉积的模式 .....	362
第八节 海下蒸发盐沉积相模式 .....	366
一、深水深盆模式 .....	366
二、浅水深盆模式 .....	368
三、浅水浅盆模式 .....	368
第九节 淡水湖泊碳酸盐沉积相模式 .....	370

一、淡水湖盆碳酸盐沉积环境及相模式 .....	370
二、湖泊生物礁相沉积序列 .....	371
三、湖泊碳酸盐浅滩沉积序列 .....	371
四、湖泊叠层石碳酸盐沉积序列 .....	373
第十节 碳酸盐沉积模式在其它内源沉积地层中的应用 .....	374
一、磷块岩地层的沉积相模式的分析 .....	374
二、含铁沉积地层的沉积模式分析 .....	377
<b>第十章 沉积建造与盆地分析</b> .....	<b>380</b>
第一节 沉积建造学说的进展 .....	380
一、简要的历史回顾 .....	380
二、当代沉积建造学说的发展和新概念 .....	381
三、沉积建造分类的历史和现状 .....	382
第二节 沉积建造与盆地分析原理 .....	390
一、建造分析的基本准则 .....	390
二、建造分析的若干方法 .....	393
第三节 稳定陆壳克拉通盆地的沉积建造 .....	404
第四节 发育于裂谷系的沉积建造 .....	406
第五节 发育于被动边缘的沉积建造 .....	408
第六节 裂陷海槽盆地的沉积建造 .....	414
第七节 发育于板块活动边缘及岛弧系的沉积建造 .....	419
第八节 洋脊扩张过程的沉积建造 .....	423
第九节 板块构造演化与沉积建造的发育系列 .....	424
<b>主要参考文献</b> .....	<b>429</b>

2

卷

地质出版社

# 第一章 沉积岩石学导论

## 第一节 沉积岩、沉积岩石学和沉积学的概念

沉积岩 (sedimentary rocks) 是在地表上出露最广的一类岩石。沉积岩约占地壳总体积5%，但在陆地表面占岩石总分布面积的75%。这是因为沉积岩是在陆地表面及水盆地中由沉积作用 (sedimentation) 形成的岩石；一般常先形成疏松的沉积物 (sediments)，再经埋藏改造在地下不很深处形成沉积岩。有时在地表条件下，由于胶结作用也可形成沉积岩。普斯托瓦洛夫 (Пустовалов, Л. В., 1940) 把地球表面进行着沉积物生成作用的一个连续带称为“沉积物生成带”，它包括大气圈下层、生物圈、水圈及岩石圈表层。因沉积岩一般是成层岩石，所以他还把在整个地质历史时期形成的未剥蚀掉和未受变质的沉积岩总体称为“成层岩石圈”，但这是一个断续的、不完整的圈；即厚处可达5—6（最厚处为10—11）km，薄处只有几十米，甚至很多地方没有沉积岩层分布。沉积岩在地下深处如果受到较高温度、较大压力或应力的作用，则将逐渐变成变质岩，甚至被重融成岩浆，所以沉积岩只分布在地壳上部成层岩石圈中。但组成成层岩石圈的岩石不只是沉积岩，还应包括也是成层岩石的火山岩类和由沉积岩变质成的副变质岩类（或称沉积变质岩类）。整个地壳还分为大洋区地壳（洋壳）和大陆区地壳（陆壳），它们是两种性质很不相同的地壳。洋壳主要是玄武岩组成，厚约5—10km，在洋壳上有一层薄的沉积物和沉积岩，现在对它们还研究的很少。陆壳平均厚约30—40km，下部为榴辉岩、麻粒岩等变质的基性岩浆岩组成，上部主要为花岗岩质的岩浆岩及变质岩组成。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层，是人们主要研究对象。

组成沉积岩的物质主要是陆地上先成岩石（或称母岩）的破坏产物，称陆源物质；其中主要是化学分解生成的粘土物质，以及物理风化或机械破坏生成的碎屑物质。它主要来自地表上分布最广的花岗岩、玄武岩和安山岩、以及先成的沉积岩和沉积物，所以，沉积物质的大部分是经历多次搬运和多次沉积的，但其最根本的来源为岩浆岩。此外，组成沉积岩的物质还有火山喷出的碎屑物质，生物物质，地表水和潜水溶液中的化学沉淀物质，以及少量微不足道的宇宙物质等。一般这些沉积物质通过机械的、化学的或生物的沉积作用而形成松散的沉积物，再经成岩作用固结形成沉积岩。

因为沉积岩主要是先成岩石的风化作用的产物经沉积作用形成的，所以沉积岩曾被看作是次生岩 (secondary rocks)。又因为沉积岩主要是在流水和静水中沉积形成的，所以也曾被称为水成岩 (aqueous rocks)。但这些名称因不确切或不全面而未采用。现在普遍称为沉积岩，是为了强调这类岩石是各种沉积作用所形成的。

再从经济价值上看，沉积岩中还有很多沉积成因的、规模巨大的沉积矿床，例如煤和石油等能源资源，规模巨大的铁、锰、铝矿，以及多种非金属矿产等。许多沉积岩本身就

是有用矿产或建筑材料。因此研究沉积岩和勘探、开发沉积矿产自然是密切相关的。所以，对沉积岩的研究日益受到重视。

研究沉积岩的学科称沉积岩石学。它是岩石学的一部分，但又是一门独立的学科。在传统的岩石学中有关沉积岩部分的论述总是最少的。这是由于最常见的沉积岩不过是砂岩、页岩、石灰岩等，在野外较易识别，因而在岩石学中曾偏面地认为沉积岩比其他岩类简单。但沉积岩石学作为一门独立的岩石学分科，它是有自己的体系的。不仅有沉积岩的特殊分类，特别是按成因观点的分类系统；也有系统的阐明形成沉积岩的沉积作用和成岩作用，以及其他有关的作用的理论。它不仅要研究不同沉积环境中形成的各类沉积岩组合特点，以及沉积岩组合的旋迴变化与大地构造的关系等；还要细致研究沉积学的各种原生沉积构造特点及其形成条件；研究碎屑沉积物的粒度和分选程度及其成因意义；研究碎屑颗粒球度、圆度和表面特征的测定方法和成因意义及沉积岩的组构、结构的类型、特征和它们形成的原因等。不但要在沉积岩露头区进行工作，还要取样做显微研究和化验分析。如在镜下详细研究沉积岩的物质组成和岩石类型；把一些矿物分离出来采用多种测试方法进行研究的碎屑岩的重矿物分析，碳酸盐岩的不溶残余分析，粘土矿物的差热、X射线分析等；此外，对一些沉积岩进行同位素分析、古地磁测定等。近年来对某些沉积岩中的微体生物和生物碎屑的显微镜研究或扫描电镜研究也逐渐形成一个沉积岩石学的重要研究领域。这些都表明，沉积岩石学作为一门独立学科，其内容是十分丰富的。沉积岩石学的内容不仅涉及到矿物学、古生物学、地层学、大地构造学、自然地理学和海洋地质学等多种学科，并且已逐渐和其它学科形成了许多边缘学科。在沉积岩石学中已把沉积岩的物质成分、结构、构造、分类和成因等有关的内容概括起来，形成了一个有独立系统的学科体系。而且已出版了许多专著。

沉积学 (sedimentology) 这一术语是沃德尔 (Wadell, H., 1932) 提出来的一个作为研究沉积物的学科名称。这是由于人们逐渐认识到研究现代松散沉积物是极其重要的，作为沉积岩石学的研究重点不应只是岩石薄片的显微镜研究，还应研究现代的松散沉积物。因为研究分析松散的沉积物比较容易，而且对于已知沉积环境和沉积条件的当代沉积物的研究，可以对沉积物在沉积作用中的一系列变化，进行实际考察，还可进行模拟实验研究获得较直接的和较正确的结果，这比研究已固结的沉积岩的形成条件方便得多。甚至对沉积物转变成沉积岩的一系列复杂的成岩作用变化也往往是对埋藏的沉积物进行详细研究时获得的，如斯特拉霍夫 (Страхов, Н. М., 1953、1957) 的论文。

因而对沉积物研究的成果，大大丰富和充实了沉积岩石学的内容。特别是现在许多沉积学的研究者们，在研究工作中不仅研究当代的沉积物，同时还和古代类似的沉积岩作比较研究，所以，很多人认为沉积学比沉积岩石学有更宽广的领域。因此，一些沉积学的专著中也往往有关于沉积岩的描述，甚至有较系统的叙述。现在沉积学和沉积岩石学是互相渗透的，或者有时二者是同义的。但沉积学的范围往往比沉积岩石学广泛，而沉积岩石学在岩类学方面的比重往往要大一些，有时则主要是岩类学方面的内容。

## 第二节 沉积物质来源和沉积作用类型

沉积岩是在以沉积作用为主的地区中沉积形成的。一般先形成疏松的沉积物，被新的

沉积物埋藏后发生成岩作用而固结成沉积岩。以沉积岩作用为主的地区称沉积区或沉积环境。组成沉积岩或沉积物的物质来源主要是地表上先成岩的风化产物。先成岩石可以是岩浆岩、变质岩，也可以是沉积岩，它们都可以是沉积物质的母岩。供给沉积物质的地区称母岩区或物源区，一般是侵蚀区。地表母岩的风化产物可分为碎屑物质、溶解物质和不溶残余物质。碎屑物质是母岩的破碎产物，属于继承物质，它主要由以物理作用为主的风化作用形成，但也和岩石本身的各种裂隙，以及构造作用引起的碎裂性质等有关。母岩形成的碎屑物质，有的就是母岩破裂形成的岩石碎屑(岩屑)，还有母岩解离或崩解形成的矿物碎屑。风化环境中的溶解物质和不溶残余物质都是化学风化作用的产物。母岩经化学风化释放到水中的易溶组成，如 $K^+$ 、 $Na^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 等金属阳离子，由于它们在水中对水分子的引力大于水分子之间的引力，易于形成水合阳离子而成为溶解物质。风化产物中的不溶残余物质主要是粘土矿物和铁、铝等难熔元素的氢氧化物或含水氧化物。粘土矿物主要是母岩的铝硅酸盐矿物、铁镁矿物、火山玻璃等的水解产物，不同的原生矿物成分和不同的风化强度和风化作用持续时间的差别可形成不同的粘土矿物种类。一般如温湿气候条件下的土壤中多伊利石和蒙脱石；风化作用持续时间较长或气候湿热，则土壤中可能只有高岭石；持续的湿热气候还可产生高岭石的去硅作用，并生成三水铝矿。完全的去硅作用将生成由三水铝矿、勃姆铝矿、硬水铝石等组成的铝质土壤，或者生成由针铁矿和赤铁矿组成的铁质土壤。而母岩在化学风化过程中释放到水中的铁、铝等阳离子，它们立即氧化成高度不溶性的高价氧化物，最后成为氢氧化物，含水氧化物等不溶残余物质，并和粘土矿物共生。母岩的风化产物经流水或其他介质以及本身的重力可以搬运到沉积区形成各种不同的沉积物和沉积岩。因为粘土矿物的铝硅酸盐构造在地表很稳定，所以粘土矿物在地表分布很广，在沉积物和沉积岩中占全部矿物的40%左右。但碎屑成分的化学稳定性和机械性能有差异，在风化过程中破坏了大量铁镁矿物和富钙长石，在搬运过程中破坏了机械性能差的岩屑和矿物碎屑，因而组成沉积岩的碎屑成分多为化学性稳定的和机械性能较强的岩屑和矿物碎屑，其中石英质岩屑，尤其石英矿物碎屑常常在沉积岩和沉积物中得以显著富集。

沉积物质的来源还有火山喷出物质，岩浆分泌物质，宇宙物质和生物物质等，火山喷出物质主要是火山喷发时形成的火山碎屑物质，粗的如火山弹，细的如火山灰、火山尘等。火山碎屑物质常常在陆上或海洋中在火山活动区及其邻近地区大量堆积成火山碎屑质沉积物和火山碎屑岩。这种岩类是同期火山活动的产物，不同于由先成火山岩破坏形成的碎屑质沉积岩。火山活动时和岩浆侵入活动时都可能有岩浆分泌的液体和气体物质带到地表，直接在地表沉淀或在水中成为溶解物质；但这些物质一般在沉积岩中含量不多，也往往很难识别。沉积物和沉积岩中还可能含有宇宙物质，但含量很少，只能是偶然见到；而如果被证实是宇宙物质，则要做特殊的研究和分析，至于生物物质则是沉积物和沉积岩中常见的和重要的组成成分，有些则是重要的造岩组分。生物物质一般指动、植物保存在沉积物或沉积岩中的硬质遗体部分，还有一些则是分散的有机物质。生物遗体的成分在形成岩石的过程中也可能被溶解、交代和转化而有所改变，如有些生物体腔为碳酸钙沉淀物(方解石)充填，而文石质壳则被溶解，因而可形成具方解石内膜的颗粒；有些钙质生物可被二氧化硅交代；硅化木则明显是植物茎块硅化形成的；还有沉积岩中常见的炭化植物碎屑或煤层都是植物物质在成岩作用过程中转化而成的等等。

不同的沉积物质不但可形成不同的沉积物和沉积岩，也常常有不同的搬运和沉积特点。如先成岩石的风化产物绝大部分是经过水、风、冰等不同介质的搬运，有时还有本身的重力运动，而形成异地沉积物。在此过程中，风化产物常常是搬运、沉积、再搬运、再沉积，多次反复进行。而陆上的火山碎屑堆积则常常是在距火山口不远处从空气中直接降落堆积的，但有些细的火山灰、火山尘则可能被风搬运到很远的地方，再分散降落。海底火山碎屑沉积物往往也是在火山口附近，在静水中直接降落的，细火山物质可分散在水中，再掺合在其他沉积物中。生物物质虽然可有或多或少的迁移，但基本上是原地堆积的，有些植物碎屑或木块可漂流较远，而细分散的有机物质则是分散搬运的，可在流水中搬运很远的距离。

先成岩石的风化产物只有少量是原地沉积的，常直接覆盖在基岩上，或基岩上面的岩屑层上。这种沉积物称残余沉积 (residual deposits)。它是由不溶残余物质和部分碎屑物质组成。残余沉积如砖红土 (laterite)，钙质红土 (terra rossa，或称红色土)，燧石粘土 (clay with flint)，铝土矿 (bauxite) 和普通土壤等。但土壤有很多是冲积层表层的残积物，是异地沉积作用过程中短暂的和少量的中间产物。沉积物中很大一部分粘土矿物来源于这种中间产物。普斯托瓦洛夫 (Пустовалов, 1940) 称这类中间产物为“搬运矿物”。

接近原地沉积的风化产物还有一些重力沉积物，如坠积物、坡积物等，主要是粗碎屑的沉积物。此外，陆地上与水混合的泥石流或泥石流则是一种富粘土，含粗碎屑的沉积物重力流。这种陆上的重力流搬运距离都不很远，一般只限于山麓区。

除残积作用外，一般沉积作用类型有机械沉积作用，化学沉积作用和生物沉积作用。有时生物沉积作用则是生物—化学沉积作用。

最大量的机械沉积作用为流水、动荡浅水和静水中的沉积作用。流水有冰川融水、雨水、河水、沿岸流、海流等。流水可搬运大量的碎屑物质和粘土矿物，以及其他细分散物质和颗粒物质，如有机物质和生物碎屑等。当水流速度减慢时则较粗和较重的碎屑或颗粒物质将依次沉积，但较粗的沉积物中还可截留一部分细粒物质，或为粗细混杂的沉积物。碎屑沉积物的粗细，常常和距物源区的远近，地形坡度的陡缓，流水水量大小，以及来源区物质的粗细等有关。一般近源、坡度陡、水量和水速较大时，流水中沉积的粗物质较多。粗碎屑在流水中的搬运方式大多是沿底部滚动，也有滑动或转动的。如果粗碎屑在搬运过程中没有由于摩擦、撞击而破碎，一般将很快圆化成为磨圆的砾石。据克鲁宾 (Krumbein, 1941) 研究较软的石灰岩砾石常常搬运 1—2 km 就已明显圆化，如果继续搬运，则圆化将缓慢增加，球化作用则始终是缓慢进行的，碎屑颗粒将长时间保持继承性的外形特征。近年来一些研究者认为中等粒度的碎屑在流水中搬运时可大量沿底部跳跃，因而有利于颗粒大小的分选，长期搬运可使分选和磨圆程度变好。这两种受水流牵引作用沿底部搬运的形式称牵引搬运，流体及其被牵引搬运的颗粒称牵引流 (tractive current)。但一些细粒碎屑和粘土物质则在流水中呈悬浮搬运，这也是由于流动的水在流速稍大 (71.4cm/s)

时常形成紊流，有大致相当流速的  $\frac{1}{12}$ — $\frac{1}{20}$  的垂直分速所致。流水中携带的沿底部牵引搬运的物质称底负载 (bed load)，而呈悬浮搬运的细粒物质称悬浮负载 (suspension load)。如果流水中悬浮负载量超过流水的负载能力，形成“超载”，则将发生大量沉积，并与底部沉积物掺合形成分选差的沉积物。而大量的悬浮物沉积还将妨碍颗粒的滚动搬运。一般

水流的牵引能力主要和水流速度有关，水流的负载能力和流量有关。例如一些大河的下游流量大，可负载大量的泥砂带入海中，但距源区远，流速低，一般缺乏粗碎屑。

湖、海的近岸浅水部分的沉积物质，常受往复运动的波浪作用，即动荡浅水的作用，这里底部颗粒也能长时间垂直或斜交海岸方向往复运动，成“之”字形沿岸的方向移动，甚至可搬运数百至数千公里以上的距离。动荡浅水一方面能簸选掉底部沉积物中的细颗粒物形成分选较好的碎屑沉积，另一方面也促使底部的较粗颗粒充分滚动、滑动和转动，使碎屑不但被磨圆，还常使颗粒外形变为略呈扁平形，成为具有特征的碎屑质沉积物。在温暖气候条件下，如海、湖水中富钙质生物和碳酸钙成分，还可形成各种经分选的碳酸盐粒屑并形成粒屑灰岩。

在流水中，颗粒物质由静止到开始搬运需要一个起动流速量，而颗粒开始搬运所需流速大于在流水中继续搬运所需的水速，这个差异通常以尤尔斯特龙图解 (Hjulstrom's diagram) (图 1-1) 表示。但这个图解只适用于 1 m 深的水流，在图上表示了水深 1 m 时在水底河床上石英颗粒、粘土和砾石等运动的临界速度。虽然还有更确切的其他图解方法，但基本上都表示，在流水中搬运砂粒级的颗粒所需起动力最小，即砂级颗粒开始搬运所需水速低于砾石和粉砂、粘土；但颗粒在流水中继续搬运时，则较大的颗粒一般都比较小的颗粒所需水速要高。一般说来，粗颗粒较难起动，也较难搬运，是正常现象。而静止的细粒沉积物，因有明显的凝聚作用，需要较大的起动能力才能被搬运。结果，最易起动的砂级颗粒在自然界中就成了最活动的组分，不但在流水中容易多次再搬运，在动荡浅

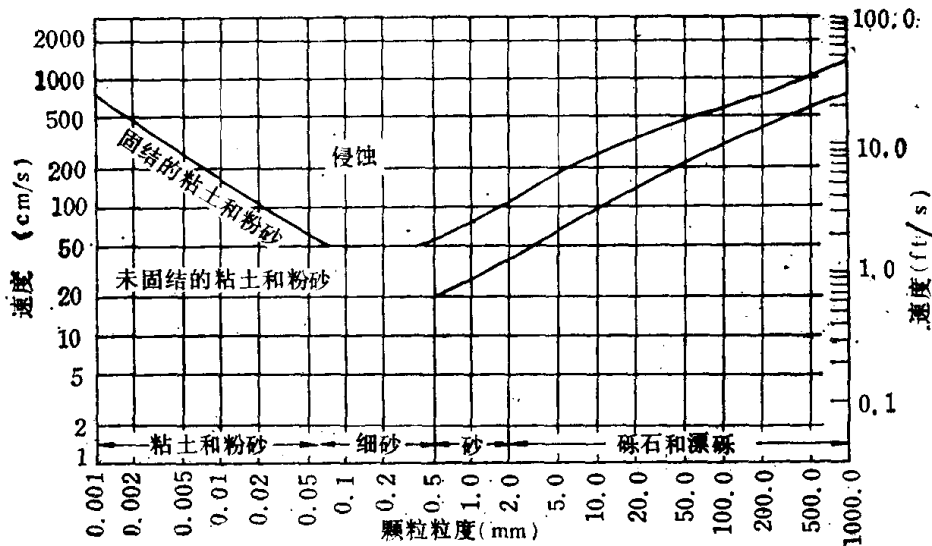


图 1-1 尤尔斯特龙图解  
(据 Sandberg, 1936, 修改)

水中搬运更频繁。在沉积物中它比其他粒级的颗粒常常有较好的粒度分选和磨圆程度。由于是砂级颗粒搬运时可大量沿底部跃移（在水的性质一章中将叙述流水对砂粒的这种特殊的起动作用），因而更有利于砂粒的分选。但由于颗粒比重不同，形状不同，则情况复杂得多，比重大的砂或粉砂颗粒在沉积时将和较粗的沉积物混在一起，而扁平的和细长的砂或粉砂颗粒则将混在相对较细的沉积物中。例如粒径 1—2 mm 的石英砂中，辉石粒度为 0.6—1.1mm，石榴石为 0.4—0.8mm 等，而沉积物中云母片的粒度则常大于石英砂。

至于静水沉积环境一般是指浪基面以下的深水或较深水环境。有时在流水环境或动荡

浅水环境中也可局部存在滞流区乃至静水区，静水沉积物主要是悬浮物质沉降形成的，一般是从外面带入的细粒物质，也有水盆地内部形成的细粒悬浮的碳酸盐质粒屑。静水沉积的细粒沉积物经成岩作用后形成粘土岩、泥岩、页岩、以及泥灰岩，泥晶灰岩等。但深水环境中还常常有较粗的重力流沉积，其中分布最广的是浊流沉积（在本章重力流沉积一节中将详细叙述）。

在静水中，假定在理想条件下（20℃恒温，介质粘度不变，颗粒呈球形，表面光滑，互相不发生碰撞等），细悬浮物的沉降速度符合斯托克斯公式（Stokes' Law）：

$$V = \frac{2}{9} g r^2 \cdot \frac{d_1 - d_2}{\mu}$$

（式中  $V$ ——颗粒沉速mm/s， $d_1$ ——颗粒比重， $d_2$ ——介质的比重， $g$ ——重力加速度 $980\text{cm}\cdot\text{s}^{-2}$ ， $r$ ——球形颗粒半径， $\mu$ ——介质的粘度 Pa·s）

这个公式表示，如果颗粒的比重相近似，像自然界中大量的碎屑物质那样，则影响颗粒沉速的因素中，颗粒的粒度起决定作用。当然，自然界中理想条件是不多见的，很多研究者已证明这个公式只适用于细的粘土到粉砂粒级的颗粒；此外，细的颗粒会趋于凝聚，实际上成为颗粒集合体而影响沉降速度，所以用这个公式还取决于细颗粒的完全分散程度。

劳斯（Rouse, 1937）编绘了不同粒度的石英球体沉降速度的经验曲线，如图1—2所示。在图中还比较了石英球体在水中和在空气中的不同沉降速度，这对了解和解释在静水中和空气中碎屑及火山碎屑的沉积作用是有意义的。图中还表明介质的温度差别对较粗颗粒的沉降速度的影响渐趋缩小。

由于较粗颗粒的沉速不能用斯托克公式计算，鲁比（Rubey, 1933）提出了另外的计算公式（鲁比公式） $\left( V = \left[ \frac{4}{3} g d_2 (d_1 - d_2) r^2 + 9\mu^2 + 3\mu \right]^{1/2} / d_2 r \right)$ ，该式可用于斯托克公式

不适用的情况，他计算不同粒度颗粒的沉速（mm/s）：极细砂 $>3.84$ ，粗粉砂 $0.96-3.84$ ，中粉砂 $0.24-0.96$ ，细粉砂 $0.06-0.24$ ，极细粉砂 $0.015-0.06$ ，粗粘土 $0.00375-0.015$ ，中粘土 $0.0009375-0.00375$ ，细粘土 $<0.0009375$ 。其中有些可与劳斯的经验值对照。但他认为从海面沉降到大洋底部（假定在静水环境中，假设深12000 ft）极细砂约需10天，而细粘土则需10—100年以上。

因不规则颗粒的表面积比同体积球体的表面积大，沉降时所受的阻力大，沉降速度必然比球体的沉降速度低。因而有些研究者据此修改了斯托克公式。一般以球形颗粒沉速为100，则同体积椭球状颗粒为61—84，立方体颗粒为74，长柱状颗粒为50，片状颗粒可达38。物部（1950）作了不同形状颗粒在静水中的沉速实验，如图1—3。图中比重为2.63的球形颗粒的沉速可与劳斯的经验曲线相对照。

在较浅的静水环境的沉积物中可有砂级碎屑物质，而在湖、海盆地的局部深洼和深水部位，以及一些封闭的滞流环境中，则多为细泥和粘土质沉积。有时，一些片状粘土矿物，在静水中缓缓沉降，可形成平行排列的，质地均一的粘土岩；垂直岩层层面的岩石薄片，在镜下呈均一的平行消光和呈均一的干涉色。一般认为这种粘土岩是典型的静水沉积岩。

机械沉积作用除水的沉积作用外，还有冰的沉积作用和风的沉积作用。冰川搬运的都



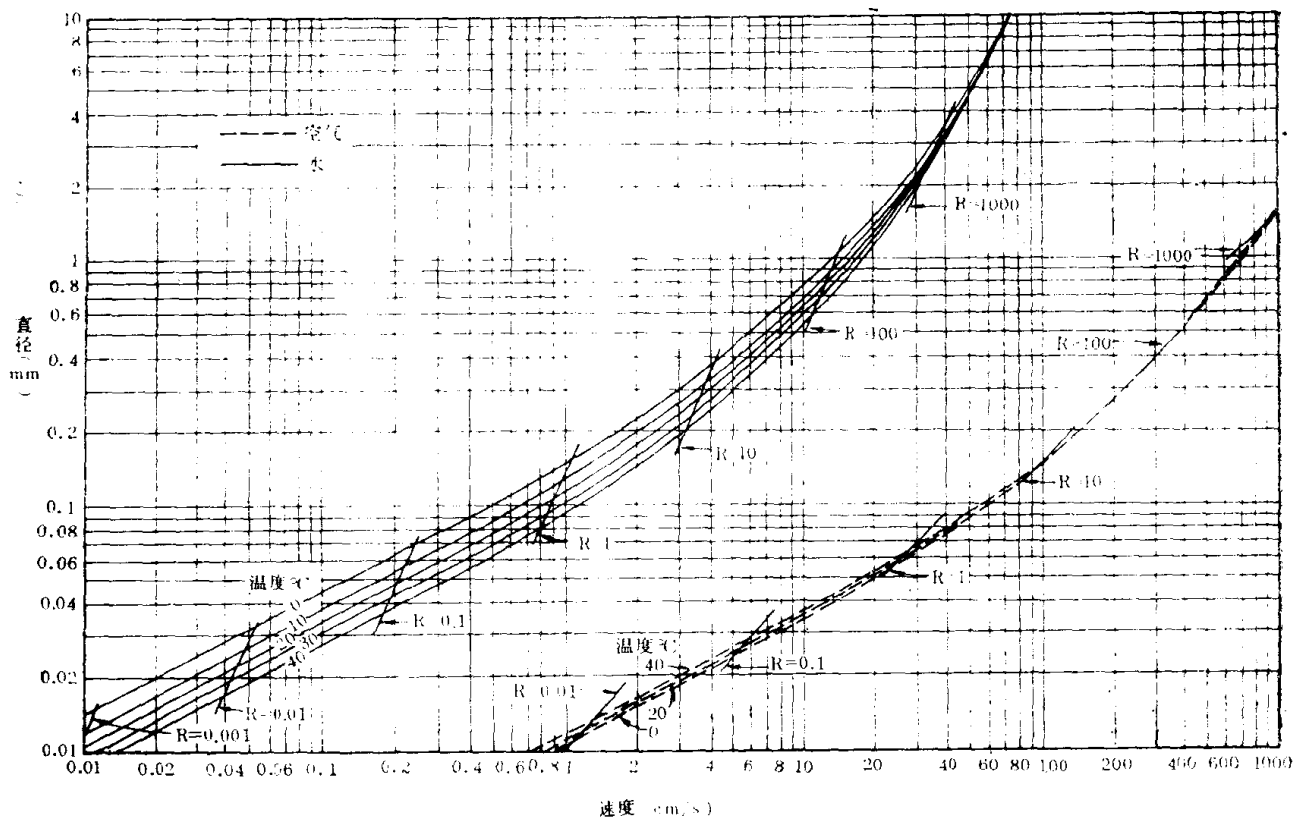


图 1—2 石英颗粒在水中和空气中的沉降速度经验曲线  
(据 Rouse, 1937)

是碎屑物质，碎屑可在冰内或冰上悬浮搬运，也可在底部牵引搬运，有些含在海洋的冰山或浮冰中的碎屑物质还可带到远离海岸处，在冰溶解后，沉积在海底成冰海沉积物。在冰的搬运过程中沉积物一般无分选和磨圆，但有的表面可有特殊的冰成擦痕和摩擦镜面。冰川沉积物一般具有含粗砾和无分选的特点。风的搬运作用较普遍，在沙漠地区和滨海地区风运沉积物较发育。风成沉积物典型的是砂丘，沙漠外围干燥区还广泛发育风成黄土。风运颗粒也有滚动、跳动和悬浮的，但它搬运的最大颗粒的粒径比流水能搬运的最大粒径小得多，只有狂风才能搬运不很大的砾石。但风运砂粒易于相互撞击和被磨蚀，常在石英砂表面形成磨光的和有麻坑的表面。因风运的悬浮物较细小和浓度稀薄，很难大量混入风成砂沉积中，所以风成砂沉积物一般较均匀，分选很好，砂粒的磨圆度常常也好。

化学沉积作用有从胶体溶液中沉淀的，有从过饱和的真溶液中沉淀的。一些难溶物质和部分细粘土物质可能形成胶体溶液，这种胶体溶液的性质介于粗分散系（即悬浮液）和离子分散系（即真溶液）之间。胶体质点甚小，介于 100—1nm 之间，这种胶体的表面积大，有很强的吸附作用。胶体质点都带有一定的电荷，带有正电荷的为正胶体，如 Al、Cr、Ti、Er、Ca 等的氢氧化物；带有负电荷的胶体为负胶体，如 SiO<sub>2</sub>、MnO<sub>2</sub>、S、粘土物质，腐植质、以及 Pb、Cu、Cd、As 的硫化物等。胶体溶液沉淀时，其所有质点几乎全部在短时间都沉淀下来，称作絮凝作用 (flocculation)，或简称胶凝。发生胶凝的原因为：带有不同电荷的胶体相混合而发生的中和；胶体溶液中加入电解质（如河水携带的胶体物质与富含电解质的海水相混时），以及蒸发或冻结也可引起胶凝。在自然界的淡水