

前 言

地球的历史，是一部用岩石写就的浩瀚史书，而沉积岩无疑是其中篇幅最长、记录最细腻、内容最丰富的一卷。从奔腾的河流到浩瀚的海洋，从壮美的沙漠到繁茂的雨林，沧海桑田的变迁皆被无声地镌刻在层层叠叠的沉积物中。沉积学是研究地球表层沉积物及沉积岩的形成、演化、时空分布规律，及其与地球系统演化、资源能源赋存、生态环境变迁内在联系的核心学科，是地球科学领域兼具理论性与实践性的重要分支。

自现代沉积学诞生以来，其理论体系不断完善，研究领域持续拓展，不仅为揭示地球演化历史、重建古地理与古气候格局提供了核心方法论，更在矿产资源勘探开发、地质灾害防治和生态环境保护与全球变化研究等国家重大需求领域，发挥着不可替代的支撑作用。随着地球系统科学的蓬勃发展，沉积学在近年来迎来了前所未有的理论突破与技术革新。新的观测手段、探测技术以及多学科的交叉融合，使得我们对沉积过程的理解从单纯的定性描述，逐步走向了量化、精细化和动态化。为了将这些经典的沉积学基础理论与最新的前沿研究成果系统地呈现给读者，结合笔者多年的教学经验与含煤岩系沉积学领域的科研实践，编著了这本《沉积学原理》。

本书在编写过程中，始终秉持“夯实基础、体系完整、前沿引领、学以致用”的原则，全书以“沉积动力学机制—沉积物（岩）特征—沉积环境与相模式—沉积学与能源矿产”为核心主线，共编排二十一章，可分为四大部分。第一部分（第一章和第二章）聚焦于沉积岩形成过程和主要特征，详细介绍了沉积岩的风化—搬运—沉积机制和沉积后作用以及沉积岩的主要特征及分类；第二部分（第三章至第七章）介绍了各类沉积岩的岩石学特征；第三部分（第八章至第十八章）介绍了从陆地到深海的各种经典沉积环境与沉积相模式；第四部分（第十九章至第二十一章）介绍了含煤岩系沉积学的重点研究内容。本课程建议教学学时为 64 学时，含 12 学时的实践教学。

全书撰写工作分工如下：邵龙义负责绪论及第一、第五、第十一、第十六、第二十一章，肖正辉负责第二章，鲁静负责第三、第四、第八章，李猛负责第六章，黄曼负责第七章，王帅负责第九、第十八章撰写，李雅楠负责第十章，王东东负责第十二、第十三章，高迪负责第十四章，周凯负责第十五章，刘炳强负责第十七章，齐争辉负责第十九章，闫志明负责第二十章。此外，还有沈文超参加第二章，邵延文参加第三章，张天畅参加第四章，华芳辉参加第十一章，徐小涛参加第十二章，石娅男参加第十八章，康世龙参加第十九章的撰写工作。全书由邵龙义、鲁静统稿。

本书可作为高等院校地质资源与地质工程、地质学、矿业工程、石油与天然气工程等

相关专业本科生与研究生的教材，也可供地质勘探、能源资源开发领域的科研人员与工程技术人员参考使用。大自然永远比任何书本上的模式更为丰富和奇妙，希望读者在阅读本书时，能够将书本上的理论模式与自然界中纷繁复杂的真实岩石联系起来，保持对未知的好奇心与批判性思维。

本书获中国矿业大学（北京）研究生教材建设专项基金以及国家自然科学基金重点项目（42530208）的资助。在本书的编写过程中，得到了国内众多沉积学领域同行专家的悉心指导，彭苏萍院士、代世峰院士、曹代勇教授、唐跃刚教授、刘钦甫教授、马施民副教授对本书初稿提出了宝贵建议，朱筱敏教授及姜在兴教授审阅了初稿部分内容，研究生团队为书稿的资料整理、图文校对付出了大量心血，本书也参考和引用了国内外大量沉积学领域的经典著作与前沿研究成果，在此一并致以最诚挚的谢意。由于笔者学研水平有限，书中难免存在疏漏与不足之处，恳请广大师生、同行专家与读者不吝批评指正，以便后续再版时不断修订完善。

作 者

2026 年春

目 录

前言	
绪论	1
第一章 沉积岩的形成作用	5
第一节 风化作用	5
第二节 沉积物质的搬运和沉积作用	11
第三节 沉积期后的变化和作用——成岩作用	24
第二章 沉积岩的特征及分类	28
第一节 沉积岩的特征	28
第二节 沉积岩的分类	52
第三章 陆源碎屑岩类	56
第一节 陆源碎屑岩类的一般特征	56
第二节 砾岩类	65
第三节 砂岩类	69
第四节 粉砂岩类	74
第四章 泥质岩类	76
第一节 概述	76
第二节 泥质岩的物质成分	76
第三节 泥质岩的结构、构造和颜色	80
第四节 泥质岩的分类及主要岩石类型	82
第五节 泥质岩的成岩后生变化	86
第六节 泥质岩的研究方法	90
第五章 碳酸盐岩类	92
第一节 碳酸盐岩的成分	92
第二节 碳酸盐岩的结构和构造	96
第三节 石灰岩	107
第四节 白云岩	116
第五节 碳酸盐沉积物的沉积后作用	127
第六章 内源沉积岩及相关矿产	134
第一节 硅质岩	134
第二节 磷质岩	140
第三节 蒸发岩	144
第四节 可燃有机岩	149

第五节 其他内源沉积岩	151
第七章 火山碎屑岩类	156
第一节 一般特征	156
第二节 火山碎屑的类型及其特征	156
第三节 火山碎屑岩的结构、构造	159
第四节 火山碎屑岩的分类和命名	161
第五节 主要岩石类型及其特征	161
第八章 沉积环境和相	166
第一节 概述	166
第二节 沉积环境、沉积相和沉积模式的概念	166
第三节 沉积环境、沉积体系的分类方案	168
第九章 冲积扇沉积体系	171
第一节 概述	171
第二节 冲积扇的沉积作用及沉积物类型	172
第三节 冲积扇的亚相类型及沉积序列	175
第四节 冲积扇与聚煤作用的关系	177
第十章 河流沉积体系	180
第一节 河流的沉积过程及河流的分类	180
第二节 河流沉积模式	185
第三节 河流沉积体系的最新研究进展	199
第四节 古代河流鉴别标志及河流与油气、煤的关系	202
第十一章 三角洲沉积体系	208
第一节 概述	208
第二节 三角洲的分类	210
第三节 扇三角洲	224
第四节 辫状河三角洲	226
第五节 关于浅水三角洲	229
第六节 三角洲沉积体系聚煤作用	238
第十二章 湖泊沉积体系	245
第一节 湖泊概述	245
第二节 湖泊体系的沉积特征	246
第三节 湖泊类型	250
第四节 湖泊沉积模式	253
第五节 湖泊体系聚煤作用特征	260
第十三章 无障壁海岸沉积体系	261
第一节 海洋环境概述	261
第二节 无障壁海岸沉积环境划分	262
第三节 沉积相类型及特征	263

第四节 滨岸沉积体系的主要鉴别标志	266
第五节 无障壁海岸与聚煤作用的关系	266
第十四章 障壁岛-潟湖沉积体系	267
第一节 障壁岛-潟湖环境沉积物的主要类型	267
第二节 障壁岛-潟湖环境与聚煤作用的关系	274
第十五章 潮坪沉积体系	278
第一节 潮坪类型	278
第二节 潮坪环境主要沉积物类型	279
第三节 潮坪沉积的识别标志和剖面序列	280
第四节 潮坪环境与聚煤作用的关系	281
第十六章 碳酸盐台地沉积体系	283
第一节 现代碳酸盐沉积环境	283
第二节 碳酸盐岩沉积模式和相带特征	289
第三节 碳酸盐台地模式的进展	297
第四节 陆表海碳酸盐台地沉积体系及聚煤特征	299
第十七章 深海沉积体系	302
第一节 基本概念	302
第二节 次深海及深海环境沉积特征及识别标志	303
第三节 重力流沉积	304
第四节 重力流的基本类型和沉积物	305
第十八章 岩相古地理工作方法	322
第一节 概述	322
第二节 沉积环境分析的原则与方法	323
第三节 古地理分析	333
第四节 岩相古地理图编制方法	337
第五节 岩相古地理编图实例	339
第十九章 煤相分析	346
第一节 煤相的含义	346
第二节 煤及煤相的成因标志	346
第三节 煤相类型及其特征	352
第二十章 泥炭地碳聚集速率与净初级生产力计算方法	360
第一节 煤是地质信息的输入-输出系统	360
第二节 煤层中的米兰科维奇旋回及年代意义	361
第三节 泥炭地净初级生产力	364
第四节 应用实例	367
第二十一章 巨厚煤层成因机制	377
第一节 概述	377
第二节 厚煤层的均衡补偿成因	377

第三节 厚煤层的异地搬运堆积成因	378
第四节 厚煤层的多期次沼泽叠置成因	378
参考文献	387

绪 论

一、沉积岩的特征及分布

（一）沉积岩及其在地壳中的分布

沉积岩是组成地壳的三大类岩石之一，和岩浆岩、变质岩不同，它是在地壳表层条件下由母岩（岩浆岩、变质岩、沉积岩）的风化产物、火山物质、宇宙物质及有机物等原始物质，经过搬运作用、沉积作用和成岩作用（*diagenesis*）而形成的岩石。就整个岩石圈而言，沉积岩只占其体积的 5%，而岩浆岩和变质岩则占 95%，但在地壳表层出露最多的是沉积岩，陆地表面的 75%为沉积岩所覆盖，其余的 25%是岩浆岩和变质岩，已探明的海底、洋底几乎全部由沉积岩所覆盖。因此，沉积岩主要集中分布于地表，然而在地表它也不是均匀分布，各处厚度很不均一。在地槽区厚度大，有的地方沉积岩厚度可达 30km，而在地台区则较薄，在岩浆岩、变质岩出露的地方没有沉积岩的分布。

沉积岩中分布最广的是细粒沉积岩（粉砂岩、页岩及泥岩）、砂岩和石灰岩。化学计算结果表明，细粒沉积岩占沉积岩的 77.2%、砂岩占沉积岩的 13.2%、石灰岩占沉积岩的 7.7%，其余的沉积岩只占 1%~2%。

（二）沉积岩形成的条件

沉积岩是在地壳表层条件下形成的，所谓地壳表层指的是大气圈的下部、岩石圈的上部、水圈和生物圈。在这一表生作用带内，影响沉积岩形成的条件如下。

1. 温度和压力

同形成岩浆岩的高温高压相比，沉积岩形成于常温、常压下。地壳表层的温度变化范围不大，根据地理学的资料，有记录以来的地表（空气）最高温度出现在美国加利福尼亚州的死亡谷的熔炉溪牧场（56.7℃），最低温度出现在南极洲的俄罗斯东方站（-89.2℃）。所以就整个地球表层而言，每年最大温差在 50~160℃左右，但就每一个地方而言温差不会这样大，一般在 40~50℃之间。现代沉积物一般形成于上述的温度范围之内。由沉积物到沉积岩的转变可位于地球的不同深度，成岩时的温度一般不会超过 200℃，否则沉积岩将逐渐变为变质岩，不再属于沉积岩的范畴了。

沉积物形成带的压力在 0.1~2MPa（1~20atm^①）之间，高山地区压力不到 0.1MPa，海平面压力是 0.1MPa。由海平面向下压力逐渐增加，按海深 10m 增加 0.1MPa 压力计算，最深的洋底压力可达 100MPa。压力的大小会影响水中气体的含量，影响沉积物的形成和变化。

① 1atm=1.01325×10⁵Pa。

2. 水和大气的作用

绝大多数的沉积作用是在水中进行的，大多数沉积物和沉积岩也都是在水中形成的，水是母岩风化的主要地质营力，也是风化产物、火山物质、宇宙物质等搬运和沉积的主要介质。因此，在沉积学(sedimentology)发展的早期曾认为沉积岩都是“水成岩”。这种论点是全面的，除了水中形成的沉积岩外，还有风力作用形成的风成岩和由冰川作用形成的冰碛岩，它们都属于沉积岩。

大气中的 CO_2 和 O_2 也是沉积物、沉积岩形成的主要因素，它们对于母岩的破坏及沉积作用的进行都起着重要的作用。

3. 生物和生物化学作用

生物和生物化学作用对于沉积物和沉积岩的形成具有特殊的意义。有的沉积物和沉积岩本身就是由生物遗体形成的，如能源矿产煤和石油、生物礁灰岩等。生物和生物化学作用也可间接地参加沉积物和沉积岩的形成，如在煤的形成过程中，细菌起到了重要的作用。自地球上生命发生以来，时代越新，生物对沉积物、沉积岩形成所起的作用就愈大。

(三) 沉积岩在国民经济发展中的意义

沉积岩中含有大量有用矿产，据第 19 届国际地质学大会的资料统计，世界资源总储量的 75%~85% 是沉积和沉积变质成因的。能源矿产中的煤、石油、天然气、油页岩等可燃有机矿产，全是沉积成因的。煤是工业的粮食，石油是工业的血液，这些矿产在国民经济中的重要地位是不言而喻的。我国著名地质学家孟宪民于 1965 年统计的资料表明，我国铁矿的 74.1%、铜矿的 71.25%、铅矿的 88.6%、锡矿的 90.02% 都是沉积或沉积变质成因的。由此可知，沉积岩中所蕴藏的矿产，不论是储量还是质量，不论在世界还是我国都是最为重要的。因此，沉积岩和沉积矿产在国民经济发展中的作用和地位是不可低估的。

二、沉积岩石学及沉积学的概念、发展现状和研究方法

(一) 沉积岩石学的概念和任务

沉积学是在沉积岩石学基础上发展起来的，沉积岩石学是地质学的一个分支学科，是研究沉积岩(包括沉积矿产)的成因、成分、结构、构造等特征，沉积岩分类命名，以及沉积岩时空分布规律的科学。由于沉积岩与矿产的关系密切，其在国民经济中的重要性愈来愈突出，促进了沉积岩石学的快速发展，而今它已不单是一门理论学科，还派生了诸多应用方面的分科，研究的领域日益广泛，从衣食住等一般工业到军用工业，从能源到尖端宇航工业，都与沉积岩石学的研究密切相关。

沉积岩石学的主要任务包括以下几个方面。

(1) 沉积岩石学是具体地研究沉积岩和沉积矿物的成分、结构、构造、分类和命名，以及研究岩石产出状态在时间和空间上分布的规律性等。

(2) 研究沉积物和沉积岩形成的理论，如风化、剥蚀、搬运、沉积作用以及成岩和沉积后作用，研究沉积物和沉积岩中有用矿产的形成等。

(3) 进行沉积环境分析。依据赋存于沉积岩中的各种成因标志，用来恢复沉积物和沉

积岩形成时的古气候、古地理、古构造环境,并建立相应的沉积模式(depositional model)和矿产勘探模式,为找矿勘探服务。

(4) 通过对沉积岩石学的研究,为国民经济提供更多的有用矿产,如金属非金属矿产、能源矿产、地下水资源,为农林、土壤、军事民用工程的重大决策提供基础资料。

(二) 沉积学的现状和发展趋势

沉积学是研究在大陆和海洋环境中作为沉积物聚集并最终形成沉积岩的物质的形成、搬运和沉积的过程的科学(Nichols, 2009)。沉积学的发展始于 19 世纪末。20 世纪二三十年代, Trowbridge 在 1925 年最先提出“沉积学”这一术语, 1932 年, 德国学者 Wadell 诠释了沉积学的基本含义, 即沉积学是研究沉积物(岩)的科学。在此之前的沉积岩石学经常被认为只是对沉积岩薄片的研究, 而沉积学概念的提出, 则更强调将实验观察与野外工作结合, 强调沉积岩石学与地层学的结合。

沉积学是在沉积岩石学基础上发展起来的, 它包含了沉积岩石学, 但又超出沉积岩石学的研究范畴。沉积学的主要研究任务除了沉积岩石学的研究内容之外, 还包括沉积动力学机制、板块构造与盆地演化、深时古气候、层序地层及全球海平面变化等。在 20 世纪 20 年代以前, 沉积岩石学的发展较为缓慢, 早期偏重野外研究。1850 年, 沉积岩石学的奠基人——英国地质学家索比(Sorby)首次用显微镜对沉积岩进行微观研究, 从而开辟了沉积岩石学微观研究的新领域。20 世纪 20 年代后, 陆续出版的重要岩石学著作有 Milner 在 1922 年出版的《沉积岩石学导论》, 美国 Twenhofel 在 1925 年主编的《沉积作用教程》, 法国 Lucien Cayeux 在 1929 年的《法国沉积岩》第一卷。20 世纪三四十年代有更多的沉积岩石学专著相继问世, 其中包括, 1931 年由美国经济古生物学家与矿物学家学会创刊发行的世界上最早的沉积岩石学专刊 *Journal of Sedimentary Petrology*, 1996 年该期刊改名为 *Journal of Sedimentary Research*, 至今仍然是一种有世界影响的重要刊物。在此期间, 沉积岩石学方面的重要著作有美国 Twenhofel 的《沉积岩石学原理》, 美国 Pettijohn 的《沉积岩》。与此同时沉积岩石学在苏联也受到了重视, 什维佐夫在 1954 年出版了《沉积岩石学》一书, 并被定为高等院校的通用教材, 普斯托瓦洛夫的《沉积岩石学》和鲁欣的《沉积岩石学原理》也相继出版。

1962 年国际沉积学刊物 *Sedimentology* 创刊, 到 1978 年, 弗里德曼(Friedman)和桑德斯(Sanders)的《沉积学原理》以及费尔布里奇(Fairbridge)和布德瓦(Bourgeois)合编的《沉积学百科全书》出版, 这标志着“沉积学”这一术语在 1950 年以后已被确认和广泛使用, 并正式成为一门专门学科。

20 世纪 50 年代以来, 特别是 20 世纪 90 年代以后, 新理论、新方法、新技术、新成果的引进和渗透以及模拟实验工作的大量开展, 以及将今论古的思想, 拓展了沉积学研究的深度与宽度。沉积学与地球物理、地球化学、计算机技术学科的交叉渗透, 是现代沉积学的一个大的发展趋势。当前, 沉积学已发展成为地球科学中一门最重要的、涉及领域广泛的基础学科之一。

多学科的交叉渗透也极大地促进了沉积学分支学科的发展, 如沉积学和砂泥运动力学相结合形成了沉积动力学, 沉积学与储集层(体)的地质信息研究相结合形成了储层沉积

学,沉积学与地球化学相结合形成了沉积地球化学,沉积学与地震地层学相结合形成了层序地层学,沉积学与地球物理测井相结合形成了测井沉积学,大地构造学(或板块构造学)与沉积学相结合形成了大地构造沉积学、盆地分析等,沉积学与环境科学相结合形成了环境沉积学,有机地球化学与沉积-成岩作用理论及层控矿床学相结合形成了生物成矿作用学说和油藏地球化学。沉积学的未来发展,还存在定量化、系统化、科学化等问题需要进一步解决,今后除了进一步完善上述学科体系、理论水平、应用范围,还应着眼于与大数据、人工智能等高新科技的结合,扩大和发展新的交叉学科。

(三) 沉积学的研究方法

沉积岩是赋存于地壳中的地质体,作为地质体,其研究方法有野外研究和室内研究两种。后者是前者的补充和深化。野外研究主要是用地质学的方法,对沉积体进行全面的观察、研究,包括沉积物和沉积岩的物质组成、结构、构造、产状、上下岩层的接触关系、岩层厚度、各种环境分析的成因标志、岩性组合在时间(纵向)和空间(横向)的分布和变化规律等。由于科学技术的发展,沉积岩的野外研究中还引进了许多新技术、新方法。例如,遥感设备、航片、卫片的解释,深海和远洋(deep sea, pelagic sea)钻探及长岩心的钻取方法,各种测井技术的应用和测井曲线的解释等。

沉积岩的室内研究方法很多,其中显微镜法是研究沉积岩的最基本的方法。岩石的基本性质,如成分、结构、名称等,可通过岩石薄片鉴定得到解决。室内研究方法还有粒度分析、重矿物分析、染色法、磁选和电磁选法、热差分析法、化学分析法、光谱分析、残渣分析等。在沉积岩室内研究方法中,还包括近年来引用的许多先进的测试手段,如扫描电子显微镜(SEM),X射线衍射仪,阴极发光显微镜,碳、氧、硫、钙的同位素分析,电子探针,原子吸收光谱,等离子发射光谱,图像分析仪,红外光谱,以及研究数据的电子计算机处理等。

新技术、新方法的使用,极大地便利了沉积学的研究,加快了沉积学的研究步伐,使研究工作更加深入,宏观与微观相结合,由定性到定量,使得对于沉积岩这一地质体的客观规律的认识达到一个新的高度。

第一章 沉积岩的形成作用

沉积岩的形成过程大致可分为以下几个阶段，即风化作用阶段、搬运和沉积作用阶段（即沉积物的形成阶段）、沉积后作用（成岩作用）阶段。本章主要介绍了母岩风化作用的概念、类型、过程以及产物，流体力学的基本知识，沉积物搬运方式类型及其特征，沉积后作用的阶段划分以及划分标准。

第一节 风化作用

一、风化作用概念

沉积岩的原始物质包括母岩风化产物、生物物质、火山物质以及宇宙物质等。其中母岩风化产物是最主要的，所以这里着重介绍母岩风化（weathering）作用及其产物的形成，其他原始物质简述之。母岩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，也包括先形成的沉积岩。

风化作用是地壳表层岩石在大气、水、生物等营力的影响下，发生机械和化学变化的一种作用。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、生物的作用以及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。这些风化产物就是沉积岩最主要的原始物质成分。

风化作用按其性质可分为物理风化作用、化学风化作用及生物风化作用。

（一）物理风化作用

物理风化作用又称机械风化作用，仅使岩石矿物发生机械破碎，颗粒由大变小，不发生化学变化，不形成新的矿物，不发生性质的变化，只有形态变化。

引起岩石物理风化作用的因素主要有：温度的变化、晶体生长、重力作用、生物的活动，以及水、冰和风的破坏作用。

物理风化作用主要发生于严寒的极地、气候干燥且温度变化强烈的干旱气候区、永久积雪的高山区。物理风化的总趋势是使母岩崩解，产生岩石碎屑和矿物碎屑等碎屑物质。

（二）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、水解和溶解等化学变化，分解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可以形成黏土物质和化学沉淀物质（真溶液及胶体溶液物质）。

(三) 生物风化作用

岩石圈的上部、大气圈的下部和整个水圈，几乎都有生物的存在。所以生物，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；既有直接作用，也有间接作用。

生物化学作用可以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都有生物的参与。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是巨大的，它们不仅直接对母岩进行机械破坏和化学分解（吸收某些元素，生成新矿物），而且本身分泌出的有机酸会促进岩石分解或吸取某些元素转变成有机化合物。生物对大气的组分（如 CO_2 、 N_2 、 O_2 ）也有很大的影响，进而影响着风化作用的强度。

二、各种造岩矿物的风化及其产物

在风化带中，各种造岩矿物的稳定性明显不同，这主要取决于它们的内部构造和化学成分，其次取决于造岩矿物所处的风化条件，主要是气候条件。

Goldish (1938) 研究了莫尔顿花岗岩片麻岩的风化情况后，制定了一个表示主要造岩矿物稳定性的图表，称作矿物在风化中的稳定系列。此系列和鲍文结晶反应系列完全相同，仅是二者所代表的意义不同。在风化中的矿物稳定系列中，自上而下稳定性增加，说明在高温岩浆中先结晶的矿物较后续从较低温度含有更多水的岩浆中结晶出的矿物更易于风化。也就是说，矿物的结晶条件越接近现在地表上的条件，则在风化环境中其稳定性越高（图 1-1）。

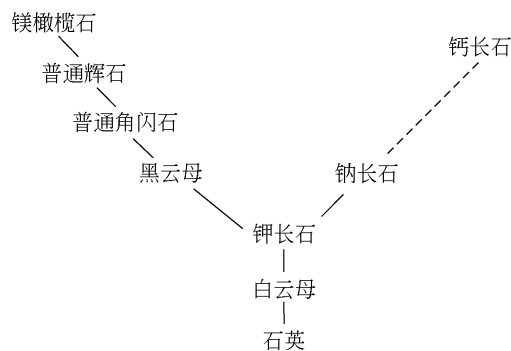


图 1-1 风化旋回中的矿物稳定系列

各种造岩矿物抵抗风化作用的能力，即它们在风化作用条件下的稳定性是很不相同的。矿物的稳定性与化学成分有一定的关系，1943 年，赖歇 (Reiche) 曾提出利用风化势能指数来表示矿物的稳定性。风化势能指数按下列公式来计算：

$$\text{风化势能指数} = \frac{100 \times \text{分子数} (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} - \text{H}_2\text{O})}{\text{分子数} (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}$$

指数大者稳定性小、易于风化；指数小者稳定性大、不易风化（表 1-1）。

各种造岩矿物在风化时的稳定性不同，其风化习性和风化产物也必然存在差异。下面

择要介绍。

表 1-1 常见矿物的风化势能指数

矿物	指数范围	平均值	矿物	指数范围	平均值
橄榄石	45~65	54	拉长石	45~65	20
辉石	21~46	39	中长石	无资料	14
角闪石	21~63	36	更长石	无资料	15
黑云母	7~32	22	钠长石	无资料	13
白云母	无资料	-10.7	钾长石	无资料	12

注：表中某些矿物的风化势能指数范围无资料，而其指数平均值是根据平均化学分析值得来的。

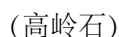
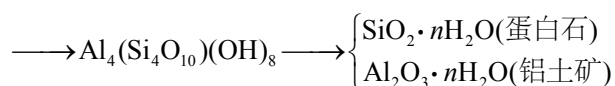
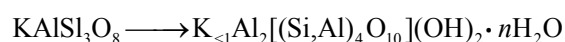
氧化硅矿物，包括石英、蛋白石、玉髓、磷石英、方石英等。它们常按下式进行溶解：



氧化硅的溶解度取决于温度和 pH。氧化硅矿物，尤其是石英在地表温度下的溶解度极低（如石英仅为 6.5ppm^①），这些矿物的稳定性极高，几乎不发生化学分解，只有机械破碎。因此，母岩风化后其中所含的石英等氧化硅矿物几乎可以全部保留在风化产物中，母岩风化越彻底，石英在风化产物中的相对含量就越高。

长石类矿物，长石的风化稳定性次于石英。在长石中，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：



在钾长石的风化过程中，最先析出的是钾，其次是硅，最后才是铝。与此同时，氢氧根或水也参与到矿物的晶格中来。随着钾、硅、铝的逐渐析出和水的加入，原来的钾长石逐步转变为伊利石、高岭石、蛋白石和铝土矿。钾长石是富钾的无水铝硅酸盐矿物、架状构造，铝位于硅酸根的结晶格架中。伊利石中的钾比钾长石中的钾少了很多，硅也有所减少，部分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表现为层状，但仍然还是铝硅酸盐。高岭石与伊利石相比，钾已完全移除，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，由原来的钾长石到伊利石、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

① 1ppm=10⁻⁶。

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，最终转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，钾长石大都转变为伊利石和高岭石。

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是不稳定的，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。

云母类矿物：在云母类矿物中，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，主要表现为钾的析出和水的加入，先转变为伊利石（水云母），最后可转变为高岭石。

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，转变为蛭石、绿泥石、褐铁矿等。

铁镁矿物：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，角闪石相对最不易风化。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，在碱性条件下，Ca、Mg 含量多，则易风化形成蒙脱石；在酸性条件下，Ca、Mg 全部脱离后，则形成高岭石，最后是蛋白石。

黏土矿物，主要包括高岭石、蒙脱石、伊利石等，由于其本身是在风化条件下或者沉积环境中生成的，所以在风化带中相当稳定。但是，在一定的条件下，黏土矿物也会发生变化，转变为更加稳定的矿物，如铝土矿、蛋白石等。

碳酸盐矿物，主要是方解石、白云石等，风化稳定性很差，极易溶于水并随水溶液转移，因此在碎屑沉积岩中很难看到这些矿物，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中才可能看到由碳酸盐矿物组成的岩屑。

硫酸盐、硫化物和卤化物：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，这些矿物的风化稳定性最低，最易溶于水，呈溶液状流失。

其他矿物：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很大。风化稳定性较大的一些，如石榴子石、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，在沉积岩中常作为重矿物而出现。

三、造岩矿物风化稳定性控制因素

矿物的风化稳定性是由组成矿物元素的化学活动性（主要指它们在水中的溶解能力）和矿物晶体化学性质共同决定的，Cl、S 等元素在矿物的风化过程中最易溶于水而呈溶液状析出，Ca、Na、Mg、K 等元素次之，Mn、Fe、Si、Al 等元素相对最不容易溶于水。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。卤化物和硫化物矿物最易风化，正是由于 Cl 及 S 元素化学活泼性是最强的。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 K、Na、Ca 等元素的化学活

泼性决定的。

同时，考虑到矿物中的元素都是按照一定的晶体化学规律相互联系着，元素以及矿物在自然界中的许多性质都与该矿物晶体结构的性质有关。例如，同是 K 和 Na，但它们的硅酸盐矿物（如钾长石和钠长石）就远较其卤化物矿物（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）就远较其碳酸盐矿物（如方解石和白云石等）难以溶解，以及石英中的 Si 也远较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，是由它们的化学成分和晶体结构共同决定的。

四、母岩风化的阶段性

波雷诺夫通过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，分析了各种元素从风化壳中淋出的先后顺序，并将结晶岩的风化过程分为四个阶段，每个阶段有其独特的风化产物。现以玄武岩为例加以说明（表 1-2）。

表 1-2 玄武岩风化的阶段性及风化产物

		带出物质	带入物质	介质性质	阶段
玄武岩 ↓ 机械破碎成小块		无	无	无	(1)
辉石 $\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Al})[(\text{Si, Al})_2\text{O}_6]$ ↓ 蒙脱石 $m\{\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\} \cdot \rho\{(\text{Al, Fe}^{3+})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\} \cdot n\text{H}_2\text{O}$		大部分 Ca、Na、Mg、K 及部分 SiO_2	H_2O 、 O_2	碱性及中性	(2)
斜长石 $(100-n)\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot n\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ 其中往往含微量 KAlSi_3O_8 ↓ 水云母 $\text{K}_{<1}\text{Al}_2[(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$		几乎全部的 Ca、Na、Mg、K 及部分 SiO_2	H_2O 、 O_2	酸性	(3)
高岭石 ↓ 蛋白石 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ + 铝土矿 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ 含水氧化铁 $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \rho\text{H}_2\text{O}$		全部 Ca、Na、Mg、K 及绝大部分 SiO_2	H_2O 、 O_2	酸性	(4)

(1) 机械破碎阶段：以物理风化为主，形成岩石或矿物的碎屑。

(2) 饱和硅铝阶段：其特点是岩石中的氯化物和硫酸盐全部被溶解，首先带出 Cl^- 和 SO_4^{2-} 。然后在 CO_2 和 H_2O 的共同作用下，铝硅酸盐的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。此阶段中形成胶体黏土矿物——蒙脱石、伊利石、拜来石、绿脱石等。同时，溶解性较差的碳酸钙开始堆积。

(3) 酸性硅铝阶段：几乎全部盐基继续被溶滤掉， SiO_2 进一步游离出来。因此，碱性条件逐渐为酸性条件所代替。 Mg^{2+} 和 K^+ 的再次淋出使上个阶段所形成的矿物（蒙脱石、伊利石）又被破坏而形成在酸性条件下稳定的、不含 K、Na、Ca、Mg 盐基的黏土矿物——

高岭石、变埃洛石等。通常，将达到此阶段的风化作用称为黏土型风化作用。

(4) 铝铁土阶段：这是风化的最后阶段。在此阶段，铝硅酸盐矿物被彻底地分解，全部可移动的元素都被带走，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。

五、母岩风化产物的类型

综上所述，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就形成了三种性质不同的风化产物。

(1) 碎屑物质：这主要是指母岩破碎形成的岩石碎屑或矿物碎屑。在风化作用的第一个阶段这种碎屑物质最发育。到第四个阶段，这种物质就很少了，只有那些风化稳定性最高且极难风化的石英才能残留下来。这种物质在初始阶段大都残留在母岩区，后来会被各种营力搬运走。

(2) 黏土物质：是母岩在分解过程中残余或新生的黏土物质，它们常是化学风化过程呈胶体状态的、不活泼的物质，如 Al_2O_3 、 SiO_2 等，在合适的条件下形成的黏土矿物。所以可称作化学残余物质或化学风化矿物。也有部分黏土物质是机械磨蚀的碎屑物质。

(3) 溶解物质：是活性较大的金属元素，如 K、Na、Ca、Mg 等元素呈离子状态形成真溶液，而 Al、Fe、Si 等的氧化物呈胶体状态形成胶体溶液，它们在适当条件下可沉淀而形成新的化学物质。

母岩风化产物是沉积岩最主要的物质来源，这三类风化产物也就构成了最常见的沉积岩的基本物质。碎屑物质是陆源碎屑岩（terrigenous clastic rocks）[砾岩（conglomerate）、砂岩、粉砂岩] 的主要成分，不溶残积物中的黏土矿物是陆源沉积岩中的泥质岩（mudrock）的主要成分，溶解物质则构成化学岩和生物化学岩（内源沉积岩）的主要成分。可见，风化产物的性质无疑会影响到以后所生成的沉积岩的性质。

六、风化壳、残积物、古土壤

地壳最上部发生风化作用的地带，叫作风化带。在风化带内，风化作用使岩石崩解、蜕变，形成了一种新的、未经移动的松散堆积物，叫作残积物。由残积物所形成的覆盖于地壳表面的外壳叫作风化壳，根据风化作用阶段和发育程度的不同，可将其划分为四个主要类型：①岩屑型风化壳；②硅铝-硫酸盐型及硅铝-碳酸盐型风化壳；③硅铝-黏土型风化壳；④砖红土型风化壳。土壤是风化壳最表层的地带。

风化壳的厚度决定于气候、地形、构造等许多因素。一般说来，在气候湿热、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。

古风化壳是埋藏在地表以下的风化壳，它可以作为判断古地形的依据，因为风化产物