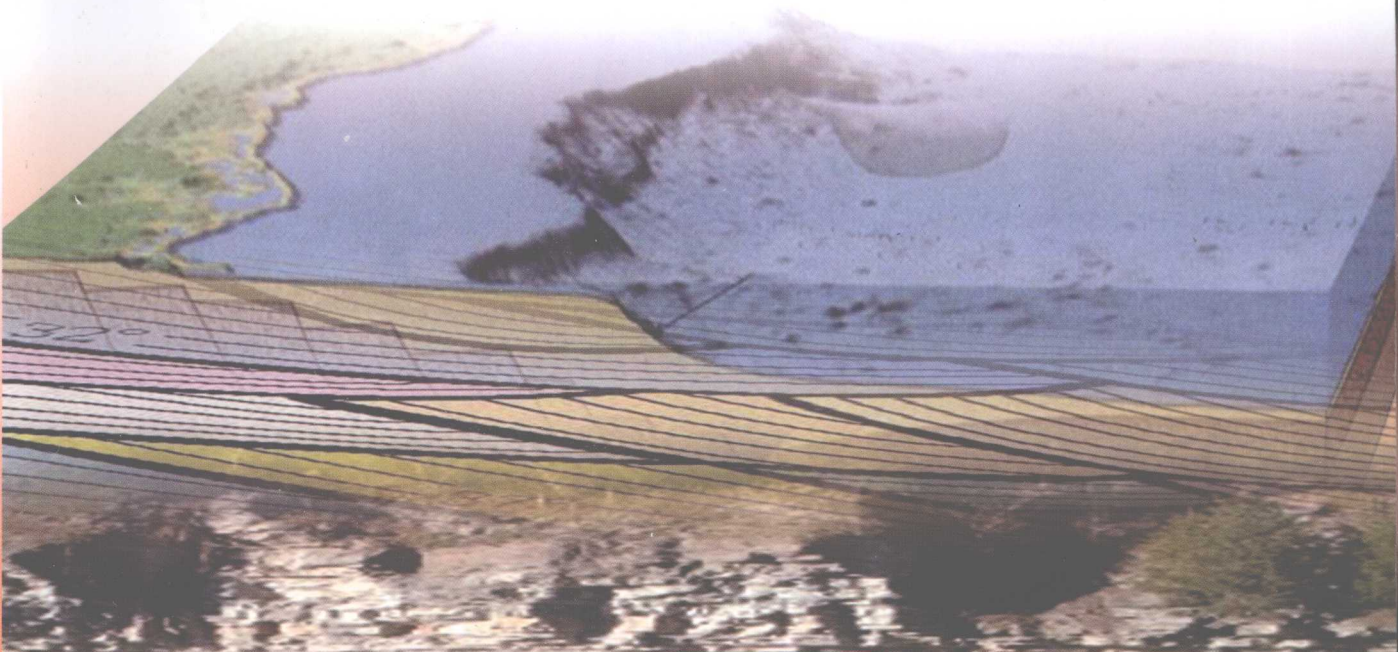




石油高职高专规划教材

# 沉积岩和沉积相

樊拥军 王福生 主编



石油工业出版社  
Petroleum Industry Press

石油高职高专规划教材

# 沉积岩和沉积相

樊拥军 王福生 主编

石油工业出版社

## 内 容 提 要

本书主要介绍了沉积岩的形成机理、各类沉积岩的特征及沉积后作用、沉积相类型及识别标志,着重阐述了与油气关系密切的沉积岩和沉积相类型,具有极强的实践性、操作性和实用性。

本书可作为高职高专学校、成人教育以及本科院校举办的二级职业技术学院石油勘探、石油工程类专业教材,也可作为岗前培训及相关专业的参考教材。

### 图书在版编目(CIP)数据

沉积岩和沉积相/樊拥军,王福生主编.

北京:石油工业出版社,2009.7

石油高职高专规划教材

ISBN 978-7-5021-7149-0

I. 沉…

II. ①樊…②王…

III. ①沉积岩-高等学校:技术学校-教材

②沉积相-高等学校:技术学校-教材

IV. P588.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 074503 号

---

出版发行:石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址:www.petropub.com.cn

编辑部:(010)64523574 发行部:(010)64523620

经 销:全国新华书店

排 版:北京乘设伟业科技有限公司

印 刷:中国石油报社印刷厂

---

2009 年 7 月第 1 版 2009 年 7 月第 1 次印刷

787 × 1092 毫米 开本:1/16 印张:14.5

字数:372 千字

---

定价:24.00 元

(如出现印装质量问题,我社发行部负责调换)

版权所有,翻印必究

# 前 言

本书是在国家大力发展高职高专教育和各高职高专院校迫切需要适合高职高专教育特点的教材的大背景下,由石油工业出版社组织有关高职高专院校长期从事一线教学的教师结合培养目标编写而成。该书融合了各高职高专院校多年的教学大纲和教学内容的精华,是高职高专类的第一本《沉积岩和沉积相》教材。

本书主要介绍了沉积岩的形成机理、各类沉积岩的特征及成因和沉积后作用、沉积相类型及识别标志,着重阐述了与油气关系密切的沉积岩和沉积相类型。为突出实践性、可操作性和实用性,本书还专门设置了与相关理论知识联系紧密的实训内容。

根据高职高专院校的培养目标和教学特色,在编写过程中,我们主要把握了以下几点。

(1)理论阐述清楚到位。本书在内容上力求讲清讲透基本概念,做到基础理论知识适度,突出理论应用。

(2)特别突出了实践教学。为适应高职高专培养实用型人才的需要,书中安排了穿插在理论教学中的8次实训(18学时)和为期一周的沉积相实训(30学时)内容,以培养学生的综合应用能力。

(3)既着眼现在又关注未来。在编写过程中,力求在内容上突出重点、在实践上加强沉积岩和沉积相的识别及鉴定的同时兼顾服务于后续课程。

教学时数按80学时分配,包括18学时的附录一内容,附录二实训所需学时数由使用本书的学校根据具体情况确定。

本书由天津工程职业技术学院樊拥军、渤海石油职业学院王福生任主编,辽河石油职业技术学院沈铁矛、天津石油职业技术学院刘丰臻任副主编。具体编写分工为:沈铁矛编写第一章、第三章、附录一,辽河石油职业技术学院郑洪涛编写第四章、第五章,樊拥军编写第二章、附录二,克拉玛依职业技术学院黄卫编写第六章、第七章,王福生编写第八章、第九章,刘丰臻编写第十章、第十一章。樊拥军对全书进行了统编和必要的修改。

本书在编写过程中得到参编人员所在学校的支持,是多方共同努力的结晶,在此表示感谢!

由于编者水平所限,对书中存在的缺点和不足之处,敬请使用本书的广大读者批评指正。

编 者

2009年3月

# 目 录

<b>第一章 沉积岩的形成及演化</b> .....	(1)
第一节 沉积岩原始物质成分的来源 .....	(1)
第二节 沉积物的搬运和沉积作用 .....	(6)
第三节 沉积物埋藏后的变化 .....	(15)
第四节 沉积岩的物质成分 .....	(17)
复习思考题 .....	(19)
<b>第二章 沉积岩的构造和颜色</b> .....	(20)
第一节 概述 .....	(20)
第二节 层理 .....	(20)
第三节 层面构造 .....	(26)
第四节 同生形变构造 .....	(29)
第五节 其他成因构造 .....	(31)
第六节 沉积岩的颜色 .....	(33)
复习思考题 .....	(35)
<b>第三章 陆源碎屑岩</b> .....	(36)
第一节 碎屑岩的物质成分 .....	(36)
第二节 碎屑岩的结构 .....	(39)
第三节 砾岩和角砾岩 .....	(45)
第四节 砂岩 .....	(48)
第五节 粉砂岩 .....	(53)
第六节 粒度分析 .....	(54)
第七节 碎屑岩与油气的关系及研究方法 .....	(67)
复习思考题 .....	(69)
<b>第四章 粘土岩</b> .....	(70)
第一节 粘土岩的物质成分 .....	(70)
第二节 粘土岩的结构、构造和颜色 .....	(72)
第三节 粘土岩的分类及主要类型 .....	(74)
复习思考题 .....	(76)
<b>第五章 火山碎屑岩</b> .....	(77)
第一节 火山碎屑岩的成分 .....	(77)
第二节 火山碎屑岩的结构、构造和颜色 .....	(79)
第三节 火山碎屑岩的分类及主要类型 .....	(80)
复习思考题 .....	(82)

<b>第六章 碳酸盐岩</b> .....	(83)
第一节 概述 .....	(83)
第二节 碳酸盐岩的结构组分 .....	(84)
第三节 碳酸盐岩的构造 .....	(92)
第四节 石灰岩 .....	(94)
第五节 白云岩 .....	(101)
第六节 碳酸盐沉积物的沉积后作用 .....	(105)
复习思考题 .....	(108)
<b>第七章 其他沉积岩</b> .....	(109)
第一节 蒸发岩 .....	(109)
第二节 硅岩 .....	(113)
第三节 煤 .....	(116)
第四节 油页岩与铝土岩 .....	(118)
复习思考题 .....	(120)
<b>第八章 沉积相的概念及分类</b> .....	(121)
第一节 沉积相的概念 .....	(121)
第二节 沉积相的分类 .....	(124)
复习思考题 .....	(125)
<b>第九章 陆相组</b> .....	(126)
第一节 冲积扇相 .....	(126)
第二节 河流相 .....	(134)
第三节 湖泊相 .....	(145)
复习思考题 .....	(156)
<b>第十章 海陆过渡相组</b> .....	(157)
第一节 三角洲相 .....	(157)
第二节 障壁岛相、潟湖相、潮坪相和河口湾相 .....	(165)
复习思考题 .....	(173)
<b>第十一章 海相组</b> .....	(174)
第一节 概述 .....	(174)
第二节 相带划分及沉积特征 .....	(176)
第三节 重力流沉积 .....	(182)
第四节 碳酸盐沉积相 .....	(194)
第五节 生物礁相 .....	(198)
第六节 地史时期海相组鉴定标志及其与油气的关系 .....	(201)
复习思考题 .....	(202)
<b>附录一 沉积岩分析实训</b> .....	(203)
实训一 沉积构造的观察与描述 .....	(203)

实训二	常见碎屑岩标本的肉眼观察与描述 .....	(204)
实训三	粒度分析及其资料整理并绘制粒度图件 .....	(205)
实训四	偏光显微镜下碎屑岩的鉴定及孔隙、胶结类型的观察与描述 .....	(206)
实训五	粘土岩手标本观察与描述 .....	(209)
实训六	碳酸盐岩手标本的观察与描述 .....	(210)
实训七	偏光显微镜下碳酸盐岩结构组分和孔隙结构、构造的观察与描述 .....	(211)
实训八	其他沉积岩的观察与描述 .....	(213)
附录二	沉积相分析实训 .....	(215)
参考文献	.....	(226)

# 第一章 沉积岩的形成及演化

[学习目标]通过对本章的学习,要求掌握风化作用的方式、风化产物、搬运动力、搬运方式和成岩作用方式。深入理解沉积物在搬运和沉积作用过程中的变化与沉积岩特征之间的联系,重点掌握沉积分异作用。

沉积岩是在地表或近地表的条件下(即温度不高、压力不大),由母岩(火成岩、沉积岩、变质岩)的风化产物经过搬运、沉积、成岩等作用所形成的层状岩石。其中以海、河、湖等流水剥蚀、搬运、沉积而形成的岩石为主,因而沉积岩是一种次生岩石,是在地壳表层形成的地质体。

沉积岩在地球表面分布非常广泛,据统计,地壳表面约75%的面积被沉积岩所覆盖,但就体积而论,在地壳16km以内,它只占5%;按地球总体积而论,它仅占0.02%。根据我国已作地质测量地区的面积计算,沉积岩分布面积占77.3%,而岩浆岩和变质岩占22.7%;在沉积岩中分布最广泛的为页岩、砂岩和石灰岩,它们总计约占沉积岩总量的98%,而所有其他沉积岩的总体积仅占约2%,其中又以页岩分布最广,占上述三类岩石总和的77%,砂岩次之,占17%,石灰岩只占6%。

在沉积岩中蕴藏着十分丰富的沉积矿产,如煤、油页岩和盐岩即为沉积岩所特有。自然界中,绝大部分矿产产于沉积岩中,99%以上的石油和天然气都是储集在沉积岩中,还有一些沉积岩本身就是矿产,例如,石灰岩是烧制石灰,是制造水泥、尼龙的重要原料。据统计,全世界每年开采各种矿产资源总价值的75%是从沉积矿产中得到的,同时沉积岩层也是研究地壳发展历史和古地理环境的重要依据。因此,我们必须认识沉积岩,了解并掌握它的基本特点、分布规律和形成环境,从而为研究它与石油和天然气的关系奠定基础。

沉积岩的形成过程可以概括为三个阶段:沉积物质的形成——母岩的风化作用;风化产物的搬运和沉积作用;沉积物的成岩作用和沉积岩的后生作用阶段。

## 第一节 沉积岩原始物质成分的来源

沉积岩的原始物质成分主要来源于母岩的风化产物,其次为生物,以及非常少的宇宙物质。

### 一、沉积物质的形成——母岩的风化作用

构成地壳的岩石在不断地发生、发展和变化。已经形成的岩石(包括岩浆岩、变质岩和早期生成的沉积岩),由于出露在地表或地表附近,在大气、水溶液以及温度和生物作用的影响下,使岩石在原地发生物理状态或化学成分变化的破坏作用,称为风化作用。风化作用不仅在大陆上进行,也可以在海底发生,在海底发生的风化作用称为海底风化作用或海解作用。

风化作用的总趋势是使母岩发生解体,并产生在地表条件下稳定的、新的物质成分。风化作用按其性质可以分为物理风化作用、化学风化作用和生物风化作用三种类型。

#### 1. 物理风化作用

物理风化作用是由于温度的变化,水、冰、风的破坏作用以及生物活动等使地壳表层的岩



石发生机械破碎而化学成分不发生改变的风化作用。

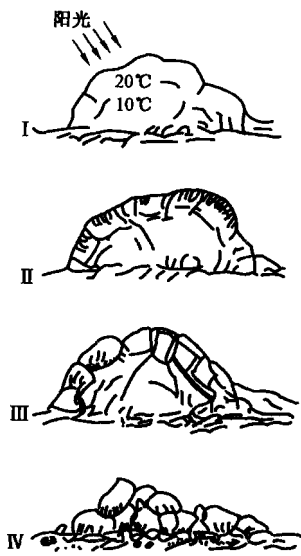


图 1-1 温差风化示意图

### 1) 温差风化

由温度变化直接使岩石发生表里胀缩差异而崩解破碎的作用,称为温差风化。地表气温受太阳辐射热的影响而有昼夜和季节的变化,昼夜的变化在温差风化中起着重要作用。岩石是热的不良导体,由温度变化引起岩体膨胀所产生的压应力和收缩所产生的张应力频繁交替,使岩石表层产生裂缝,呈片状和层状剥离或崩解。例如,我国西北干旱沙漠地区,夏季的白昼气温可达 $47^{\circ}\text{C}$ ,夜间气温可降低到零下 $3^{\circ}\text{C}$ ,温差幅度达 $50^{\circ}\text{C}$ ,温差风化最为强烈(图 1-1)。另外,由多种矿物所组成的岩石更易剥落,特别是结晶岩,常是多种矿物的集合体,矿物的热力性质各不相同(石英膨胀系数为 0.00031,正长石为 0.0007,方解石为 0.0002),因而在昼夜温度变化下,体积膨胀、收缩也不同,这样在不同矿物的界面间就产生应力,使它们彼此容易分离成为砂粒。

### 2) 冰劈作用

在寒冷地带岩石的孔隙或裂隙中的水冻结成冰时,体积膨胀(增大 9% 左右),对岩石的裂隙壁可产生很大的挤压力(可达 $94.1 \sim 196.1 \text{MPa}$ )而使岩石裂隙加宽、加深的作用称为冰劈作用。当气温回升到 $0^{\circ}\text{C}$ 以上,冰体融化,水沿扩大的裂缝更深地渗入岩石内部,同时水可填满裂缝使水量增加。如气温变化在 $0^{\circ}\text{C}$ 上下波动时,充填在岩石裂隙中的水可时而冻结,时而融化,裂隙可不断扩大加深,从而使岩石崩裂成碎块。

此外,当岩石裂隙中的水溶解有大量矿物成分时,一旦水分蒸发,浓度逐渐达至饱和,盐类由于再结晶使岩石体积增大,对裂隙壁产生膨胀压力,使裂隙扩大加深,也可以使岩石崩裂直至破碎,使风化作用加速。

## 2. 化学风化作用

化学风化是指岩石在水、水溶液、空气中的氧与二氧化碳等的作用下所发生的溶解、水化、水解、碳酸化和氧化等一系列复杂的化学变化。这种变化不仅改变岩石的物理状态,同时也改变化学成分并形成新的矿物,这种引起岩石成分和性质变化的风化作用称为化学风化作用。化学风化的化学反应,首先是从组成岩石的矿物中的化学元素开始的。它使岩石中可溶的矿物逐步被溶蚀流失或渗入地层,在新的环境下又可能重新沉积。残留下来的或新形成的矿物多是难溶的稳定矿物。化学风化使岩石中的裂缝加大,孔隙增多,破坏了原来岩石的结构和成分,使岩石的化学性质发生显著变化以致使岩层变成松散的土层。

### 1) 溶解作用

矿物溶于水的过程就是溶解作用。在水与岩石接触时,溶解作用通常是岩石遭受化学风化作用的第一步。水是一种天然溶剂,绝大部分的矿物都能溶于水,仅有难易之分。这主要与矿物的溶解度有关。岩石中常见的造岩矿物溶解度由大到小的顺序为:

石盐 > 石膏 > 方解石 > 白云石 > 橄榄石 > 辉石 > 角闪石 > 滑石 > 蛇纹石 > 绿帘石 > 钾长石 > 黑云母 > 白云母 > 石英

矿物在水中的溶解度,除与矿物的性质有关外,还与外界条件有关,如水的压力、温度、 $\text{CO}_2$ 含量、pH 值和浓度,其中温度影响很大。温度每升高 $10^{\circ}\text{C}$ ,化学反应速度可增加 2~3 倍。

因此,化学风化作用在炎热且潮湿的气候条件下最为显著。例如,方解石的溶解度,在水温 16°C 时为 0.013g/L,在水温 20°C 时为 0.015g/L; $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  的碳酸盐矿物,在纯水中的溶解度很小,但在溶有  $\text{CO}_2$  的水溶液中,它们会形成重碳酸盐,其溶解度可提高十倍至数十倍。

溶解作用的结果,使岩石中的易溶物质被逐渐溶解而随水流失,难溶物质则残留于原地。由于岩石中可溶物质的被溶解而孔隙增加,削弱了颗粒间的结合力,从而降低了岩石的牢固程度,使其更易遭受物理风化作用而破碎。

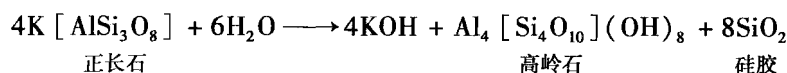
### 2) 水化作用

水能与某些矿物起化合作用,吸收水分子成为矿物的结晶水或结构水,形成含水化合物,称为水化作用。

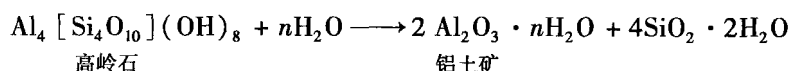
经水化作用而形成的新矿物硬度降低,密度减小,体积增大,易遭风化。例如,硬石膏变为石膏时,其体积增大 60%,并对周围岩石产生 1100atm (1atm  $\approx$  0.101MPa) 的压力,从而促进物理风化作用的进行;在吸收水分的情况下,蛭石的体积增大尤为强烈,可达 18 ~ 25 倍,对围岩的机械破坏也最为显著。

### 3) 水解作用

在风化带的各种化学反应中,水解居于首位。由于水中常有一部分水分子分解成  $\text{H}^+$  及  $\text{OH}^-$ , 化学活动性很强,使水成为具有活泼离子的电解溶液;各种弱酸强碱或强酸弱碱的盐类矿物溶于水后,也出现电解现象,它们与水中活泼的  $\text{H}^+$  及  $\text{OH}^-$  发生化学反应,形成新矿物,这种复分解反应过程,称为水解作用。地壳中含量最多的硅酸盐和铝硅酸盐类矿物是弱酸强碱的化合物,易被水解作用而破坏。例如,钾长石遇水可发生水解作用,开始析出的  $\text{K}^+$  与水中的  $\text{OH}^-$  结合,形成 KOH 随水流失;析出的一部分  $\text{SiO}_2$  可成胶体溶液随水流失,或形成蛋白石残留于原地;其余部分可形成难溶于水的高岭石残留于原地。钾长石水解作用的化学反应式为:



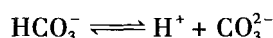
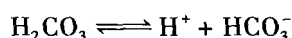
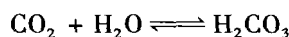
高岭石在热带、亚热带条件下,将进一步风化,析出  $\text{SiO}_2$ , 形成铝土矿,反应式为:



此外,斜长石和各种硅酸盐类造岩矿物等都可在水解作用下发生分解。 $\text{CO}_2$  可加速水解作用的进行,在地壳表层的  $\text{CO}_2$  是比较活跃的,在水中可形成  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , 水解后,  $\text{CO}_3^{2-}$  易与矿物中的阳离子化合形成碳酸盐,加强了矿物的分解,同时还可促进溶解作用。

### 4) 碳酸化作用

矿物与空气和水中的  $\text{CO}_2$  起反应,变成易溶的碳酸盐类化合物,溶解于水中且被带走的作用叫做碳酸化作用。大气和土壤中二氧化碳与水化合成碳酸,并在水溶液中部分电离:

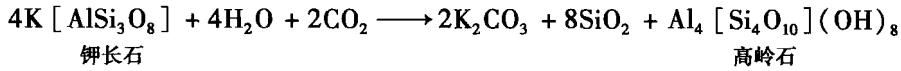


水溶液中  $\text{H}^+$  的浓度加大,水的溶解能力也增大,特别对碳酸盐类的岩石破坏性更大。碳酸盐矿物(如方解石)在纯水中溶解度很低,但在富含碳酸的水溶液中很容易被溶蚀。石灰岩

与含有  $\text{CO}_2$  的水作用时,就变为重碳酸钙  $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2]$ ,重碳酸钙的溶解度比碳酸钙大 30 倍。

$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  溶于水,成为  $\text{Ca}^{2+}$  与  $\text{HCO}_3^-$  离子状态,增加了水中的  $\text{HCO}_3^-$  的浓度,即增强了水溶液的溶蚀能力,使碳酸钙随水而逐渐流失,这是碳酸盐类岩石化学风化的主要过程,也是碳酸盐类岩石经溶解而形成各种岩溶地貌的主要过程。

含  $\text{CO}_2$  的水溶液对硅酸盐和铝硅酸盐的破坏作用也很强烈,如正长石经过碳酸化作用变成高岭石,反应式为:



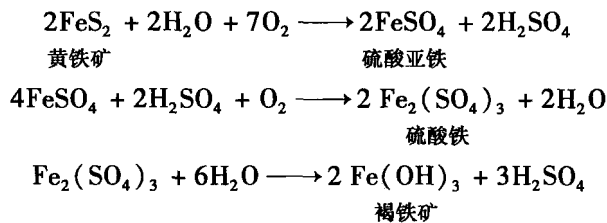
又如,一些含 Fe、Mg 的硅酸盐矿物(黑云母、角闪石、辉石和橄榄石等)在水解作用和碳酸化作用下,这些矿物的阳离子( $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  等)可形成易溶的碳酸盐被带走,部分  $\text{SiO}_2$  成胶体溶液被带走,而大部分的  $\text{SiO}_2$  形成蛋白石残留原地。在未经彻底风化时,这些矿物可变为含 Fe、Mg 的粘土矿物。

### 5) 氧化作用

矿物中的低价元素与大气中的游离氧结合变为高价元素的作用称为氧化作用。在大气和水中都广泛地分布着氧气,故氧化作用是地表极为普遍的现象。在湿润情况下,氧化作用更为强烈。

地壳表层部分能够进行氧化作用的地带,称为氧化带。氧化带或游离氧分布的下限面,叫氧界面(相当于地下水的潜水面),在该面以上进行氧化作用,该面以下进行还原作用。氧界面的深度各处不一,主要与地下水的分布和岩石裂隙的发育程度有关。在干燥地区和岩石裂隙发育的地区,氧界面较深,可达地面以下 1km;在沼泽地区及冻土地段,氧界面浅,往往就在地面附近。

自然界中许多变价元素在地下缺氧条件下常形成低价元素的矿物,它们在地表环境中是极不稳定的。因此,有机物、低价氧化物和硫化物最易发生氧化作用,尤以低价铁易被氧化成高价铁。例如,黄铁矿( $\text{FeS}_2$ )在含有游离氧的水中可被氧化,首先是其中的 S 由负一价被氧化变为正六价而组成硫酸根( $\text{SO}_4^{2-}$ );其中的铁与硫酸根化合生成铁矾( $\text{FeSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ );紧接着不稳定的铁矾被氧化、水解,铁由二价变为三价形成褐铁矿,反应式为:



褐铁矿不易溶于水而残留于原地,最后形成“铁帽”,它是寻找原生金属硫化物矿床的标志。

岩石氧化后可从其风化的颜色表现出来。例如,含 Fe 的岩石氧化后常呈红褐色;含 Mn 的岩石氧化后常呈黑色;含 Cu 的岩石氧化后常呈绿色;含有机质的岩石氧化后常呈浅灰色等。岩石遭受化学风化作用破坏的方式是很复杂的,除  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{O}_2$ 、 $\text{CO}_2$  因素外,还存在有各种酸类溶液,如  $\text{HNO}_3$ 、 $\text{HCl}$ 、 $\text{H}_2\text{SO}_4$  等,它们在化学风化作用中也起着一定的作用。化学风化的各种方式可同时并存,是互相联系、互相促进的。

综上所述,水、氧、酸类等因素是造成母岩化学风化的外部条件,这些因素通过组成岩石的

矿物的元素的化学性质和矿物的晶体化学性质才能起作用。所以,母岩的物理化学性质的不均一性是化学风化的根本原因。

### 3. 生物风化作用

生物在其生长和分解过程中,直接或间接地对岩石所起的物理和化学的破坏作用称为生物风化作用。在地壳表面的水圈、大气圈和相当深的岩石裂隙里都有生物的存在。生物的生命活动过程,如吸取营养、新陈代谢、生长和死亡等,可以不断地对其周围的岩石产生崩解和分解作用。生物风化作用有物理和化学的两种方式。

#### 1) 生物的物理风化作用

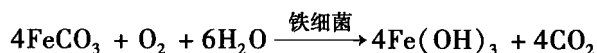
生物的物理风化作用是指生物的活动对岩石产生机械破坏的作用。例如,穴居动物蚂蚁、蚯蚓、鼠类等钻洞挖土,对岩石进行的机械破碎;生长在岩石裂隙中的植物,随着植物的长大,其根部生长可撑裂岩石。

#### 2) 生物的化学风化作用

生物的化学风化作用是指生物在生命活动过程中和死亡后遗体腐烂分解而与岩石发生化学反应,促使岩石破坏的作用。例如,植物有机体在生长过程中,依靠太阳能制造化合物时,通常是通过深入到岩石裂缝中的根系分泌有机酸、碳酸、硝酸和氢氧化铵等溶液,溶解并选择吸收矿物中的某些元素(如 P、K、Ca、Fe、Cu、Zn 等)作为营养,这种作用持续不断地进行,使岩石遭受腐蚀破坏。同时,植物死亡分解可形成腐殖酸,这种酸对岩石的分解能力也很强,并和矿物中的阳离子结合成腐殖酸盐,以胶体形式随水流失。

微生物在生物的化学风化中更不可忽视,据调查,1g 土壤中含有几百万个细菌,并且以惊人的速度无孔不入地繁殖,有些菌类可以利用空气中的  $N_2$  制造硝酸;有的吸收空气中的  $CO_2$  制造碳酸;有的吸收硫化物中的 S 制造硫酸。细菌活动产生的无机酸(如硝酸、硫酸)和有机酸(如腐殖酸、硬脂酸、草酸、乳酸)对岩石的破坏作用都很大。据统计,微生物对岩石所产生的总分解力远远超过所有动、植物具有的总分解力。

动、植物死后遗体腐烂,可分解出有机酸和气体( $CO_2$ 、 $H_2S$  等),溶于水后可对岩石腐蚀破坏:遗体在还原环境中,可形成黑色胶冻状,含钾盐、磷盐、氮的化合物和各种碳水化合物化合物的腐殖质。腐殖质的存在可促进岩石物质的分解。例如,以 1g 钾长石放入有腐殖质的 10% 氨水溶液中,密封 2~3 天后,钾长石可完全分解,并形成高岭石。铁细菌还能将亚铁盐变为高价铁盐,反应式为:



上述物理的、化学的、生物的三种风化作用,实质上只有物理风化作用和化学风化作用两种基本类型,它们彼此互相紧密联系。物理风化作用可以不断扩大和加深岩石中的裂隙,并使岩石由大块崩解为小碎块,为化学风化作用提供良好的有利的条件。从这个意义上说,物理风化作用是化学风化作用的前驱和必要条件。物理风化作用只能使岩石裂解到一定的粒径,据资料介绍,作用于粒径小于 0.02mm 颗粒上的大多数应力可以被弹性应变缓和而消除,颗粒不再发生机械崩裂。因此,物理风化作用一般只能使岩石破碎到中~细砂粒级(0.5~0.05mm)之间。化学风化作用却能进一步使颗粒分解破碎到更细小的粒径,直到胶体溶液和真溶液。从这个意义上说,化学风化作用是物理风化作用的继续和深入,使岩石矿物达到彻底分解。在自然界中,物理风化作用和化学风化作用往往是同时进行、互相影响和互相促进。因此,风化作用是复杂的统一的过程,只是在某一种自然地理的具体条件下,物理风化作用和化学风化作

用才有强弱主次之分。

## 二、母岩的风化产物——沉积岩最主要的原始物质成分

任何暴露在地表的岩石和矿物,都不可避免地要遭受风化作用的破坏。地壳表层岩石的风化作用是十分复杂的地质作用,母岩经过风化作用后主要形成以下三类物质。

(1)碎屑物质。这是以物理风化作用为主阶段的风化产物,主要形成各种碎屑物质;还有化学风化作用时稳定性高的残留碎屑物质。这类物质是构成碎屑岩的主要物质成分。

(2)溶解物质。它是在化学风化作用时形成的溶于水的真溶液物质和胶体溶液物质,如K、Na、Ca、Mg等形成的真溶液和Al、Si、Fe等形成的胶体溶液,这些物质转移至海湖盆地后,在一定条件下沉积下来,形成了化学岩、生物化学岩和粘土岩。

(3)难溶物质。母岩经强烈的化学风化作用分解后,一部分物质呈真溶液或胶体溶液被流水带走;另一部分则形成一些不溶解的残余矿物,如粘土矿物、褐铁矿、铝土矿等,构成风化壳。

地壳表层的岩石从风化作用开始时起,就出现了物质成分的分异作用,上述三种风化产物是构成三大类沉积岩的基本物质成分。

## 三、风化壳简介

地壳表层的岩石经长期风化作用后,有规律地残留在风化母岩的表面,构成一个大致连续而各地厚薄不一的层圈,称为风化壳。风化作用是由地表逐渐往地下进行的,在地表上部,风化作用时间较长,岩石风化较彻底,岩石内部的原有结构消失。如以物理风化作用为主时,形成大小不等、具棱角的碎屑;若化学风化作用盛行时,母岩成分被彻底分解,并形成新矿物。地表下部的岩石遭受风化时间较短,主要是物理风化作用使岩石破碎,岩石仍保持原有结构,与下伏母岩是逐渐过渡的。这样,不同深度的岩石经受了不同程度的物理、化学风化作用,在垂直剖面上形成具有分带现象的复杂结构。一个发育完全的风化壳剖面结构,一般是上部为风化较彻底的红土或高岭石等粘土矿物,其顶部常有土壤层,下部属半风化的岩石,为角砾状碎屑残积物,往下逐渐过渡为基岩。

风化壳剖面结构各地大体相同。因受气候、基岩性质、地形和风化作用的强度及作用时间长短的影响,风化壳的成分和厚度则因地制宜。在适宜的气候条件下,易风化的岩石分布的地区风化壳的厚度较大,尤其在无强烈剥蚀和堆积的中等起伏的丘陵地带及剥蚀平原地区,有利于长期进行风化作用,风化壳的厚度可达几十米到百米。

风化壳形成后,如果被后来的堆积物所覆盖而保存下来称为古风化壳。古风化壳的存在代表一个长期的沉积间断。例如,我国华北自中奥陶世地壳上升,开始海退,经历了长期的沉积间断,直到中石炭世开始海浸才接受沉积。由于中奥陶世碳酸盐岩长期遭受风化,形成了分布广泛的风化壳。对古风化壳的研究,可了解古地理、古气候的情况,有助于了解地壳发展的历史,对石油勘探特别是寻找古潜山油气藏具有重要意义。

## 第二节 沉积物的搬运和沉积作用

风化作用的产物除少数残留原地形成风化壳外,绝大部分被搬运,于是进入了沉积岩形成过程的第二阶段,即风化产物的搬运与沉积阶段。搬运风化产物的自然营力主要是河水、湖水、海水、风、冰川、重力和生物等,搬运至适当的场所沉积下来。由于各种风化产物的性质不同,它们的搬运方式和沉积方式也不相同。通常碎屑物质以机械方式搬运和沉积,受力学定律

支配;溶解物质则以化学及生物化学方式搬运和沉积,受物理化学定律支配。

### 一、机械搬运与沉积作用

碎屑物质和粘土物质多以机械方式在流水、海水、湖水、冰川、风和重力等营力作用下被搬运,其中河流的搬运和沉积尤为重要。

#### 1. 碎屑物质在流水中的搬运和沉积

##### 1) 影响碎屑物质搬运和沉积的因素

碎屑物质在流水中搬运和沉积主要受两方面的因素控制:一方面是碎屑物质的重力及它们之间相互的吸引力和摩擦力;另一方面是流水的动能,包括流速( $v$ )、流量( $m$ )及流水性质等。当动能( $F$ )大于重力并克服了摩擦力时,物质就被搬运,相反则发生沉积。地面流水的动能为:

$$F = \frac{1}{2}mv^2$$

当流量一定时,流水的动能与流速的平方成正比,因而地面流水动能的大小主要决定于流速,而流速主要与河床坡度有关,此外也与河床的平滑程度、河谷横切面的形状有关。山区河流因地形高差大,其流速可达5~8m/s;平原河流流速一般不超过1.5m/s。河床越平滑,横切面越近半圆形,流速越大。流量则受气候影响有季节性的变化。地面流水的动能除一部分消耗在克服水体与河床、水体与空气以及水体内部质点间的摩擦力外,另一部分就是消耗在对河床的侵蚀和对泥、砂、砾石的搬运上,一旦动能消耗或减弱到低于搬运物质所需的能量时,便将超载的物质堆积下来。因此,流水动能的变化在其地质作用中的机械作用表现形式为侵蚀、搬运和沉积。

实验证明,水流沿底部继续搬运碎屑物质的质量( $W$ )和流速( $v$ )的6次方成正比:

$$W \propto v^6$$

这就是为什么平原河流和山区河流搬运颗粒之间有那么大差异的原因,如果流速之比为3:1,那么搬运碎屑之质量比则为729:1。一般河流上游流速大,所以上游比下游搬运和沉积的碎屑物质要粗大得多。

##### 2) 碎屑物质在流水中的搬运方式

流水的机械搬运方式可分为浮运(悬浮)和底运,底运又分为滚动、滑动及跳动等方式(图1-2)。搬运方式主要决定于颗粒大小、密度大小和碎屑的球度。一般颗粒小、密度小、球度低的碎屑,多以悬浮状态搬运;而颗粒大、密度大、球度高的碎屑,容易沿水底滚动或滑动前进,有时跳动前进。

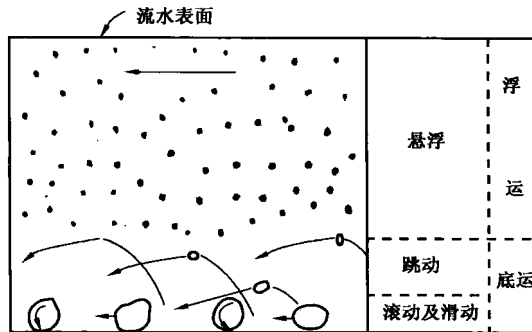


图1-2 碎屑物搬运方式

### 3) 碎屑物质在流水搬运过程中的变化

碎屑在搬运过程中继续发生风化,主要体现在以下几方面。

#### (1) 碎屑物质成分的变化。

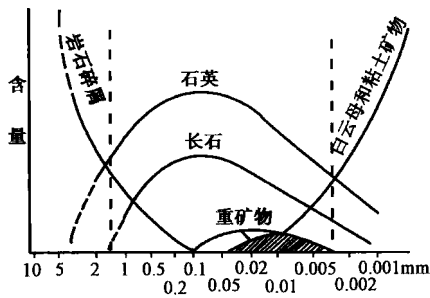


图 1-3 碎屑成分与粒度的关系

碎屑岩中的碎屑矿物以石英为最多,约 65%,其次是长石(约 15%)、岩屑和白云母;此外,还有少量重矿物,如锆石、磁铁矿、石榴石等。碎屑成分取决于母岩矿物的稳定性、粒度、搬运距离、埋藏或堆积速度等因素。稳定性很差的岩屑集中于粗粒级砂粒中;石英则很稳定,分布范围很广,多数集中于中—细粒砂粒中;从粒度看,白云母和粘土矿物可以破碎到极细( $<1\mu\text{m}$ )的程度(图 1-3)。

#### (2) 碎屑的粒度变化。

在搬运过程中,粒度变化的总趋势是由粗变细,但不同性质的碎屑破坏的难易程度不同,如解理不发育、硬度大、脆性小和在水中溶解度较小的矿物,就不易磨损、破坏和溶解。反之,就容易受到机械和化学作用的破坏。

#### (3) 碎屑的形状变化。

由于搬运过程中的磨蚀作用,碎屑颗粒的圆度、球度也相应的增高,同时颗粒的分选也越好。

#### 4) 碎屑物质的机械沉积

处于搬运状态的碎屑物质,当流水的动力不足以克服碎屑的重力时,碎屑物质就会沉积。碎屑颗粒的沉积速度主要与颗粒的粒度、密度、形状和水介质的性质等有关,可用斯托克实验公式表示:

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

式中  $v$ ——为颗粒下沉速度,  $\text{cm/s}$ ;

$d_1$ ——为颗粒相对密度;

$d_2$ ——为水介质相对密度(为 1);

$\mu$ ——为水介质粘度(20℃时为 0.01cP, 1cP = 0.1Pa·s);

$g$ ——为重力加速度,  $980\text{cm/s}^2$ ;

$r$ ——为颗粒半径,  $\text{cm}$ 。

由公式可以看出,碎屑颗粒在静水中的下沉速度与颗粒半径的平方成正比。但这一关系只适用于粒径小于 0.1mm 的颗粒,即只适用于细砂以下的碎屑颗粒;对于较粗的颗粒,其沉积速度是与其半径的平方根成正比。因为当颗粒增大时,介质粘度对沉积速度的影响逐渐减小,而水介质浮力的影响将逐渐增大。例如,极细砂下沉 30m 约需 2h,而细粘土则约需 1a;如要下沉 3000 ~ 4000m,极细砂约需 10d,细粘土则约需 100a。另外,碎屑颗粒在静水中的沉积速度与其密度成正比,与其形状也有很大关系,一般是球形颗粒下沉最快,片状颗粒下沉最慢,所以片状矿物可搬运很远,故在砂岩中常见到粒径较大的云母片和粒径较小的石英砂粒混在一起,同时也出现密度大而体积小的重矿物与密度小而体积大的轻矿物混合的现象。

## 2. 碎屑物质在海洋、湖泊中的搬运和沉积

海洋是流水搬运的碎屑物质的最终沉积场所。海洋中的碎屑物质,除流水搬运来的以外,还有海岸和海底岩石的破碎产物以及海底的火山碎屑物质等。引起海洋中碎屑物质搬运和沉积的营力主要是波浪、潮汐和海流。

海浪主要由风引起。海浪的机械作用力随着海水加深而递减,在海面以下 20m 的地方其能力只相当于表面的 1/5,在 50m 深的地方则只相当于表面的 1/50,大约在 200m 深的地方,已经达到波浪作用的极限,称为浪基面或波基面。所以波浪作用搬运的范围仅仅是靠近海岸的陆棚浅水地区。在理想的情况下,波浪只能使海底碎屑颗粒作一定幅度的垂直海岸的往返运动,但实际情况并不这么简单,往往也有沿着倾斜的海底不可避免地受重力的影响而向海底较低的地方运移的趋势。由于波浪作用,碎屑物质在沿岸的浅水区得到了良好的磨圆和分选,并从海岸至海洋深处作有规律的分带分布,即从粗至细造成砾石、砂、粉砂、粘土的带状分布(图 1-4)。

潮汐对滨岸地区的碎屑物质影响很大,在这一地区,水体作大规模的涨潮和落潮运动,因此使水底的碎屑物质也作相应的往返运动,其具体情况与海浪作用相似。

海流一般只能从浅海或半深海搬运细小碎屑和悬浮物质,但搬运距离很远,有时达几千千米。

湖泊的搬运及沉积作用与海洋类似,但其规模和强度一般较海洋小。

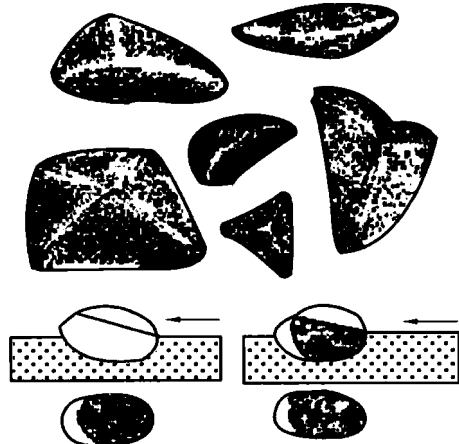


图 1-5 风棱石及其形成过程示意图

## 4. 碎屑物质在冰川中的搬运和沉积

冰川的搬运一般见于高寒地区、两极及高山地区,冰川对碎屑物质的搬运作用极大。由于冰川是固态搬运,搬运能力极强,可以运载千吨以上的大石块(冰川漂砾);冰川砾石多呈棱角状,在搬运过程中由于石块与冰床摩擦,形成特殊的冰擦痕——钉形痕,利用擦痕,可以判断冰

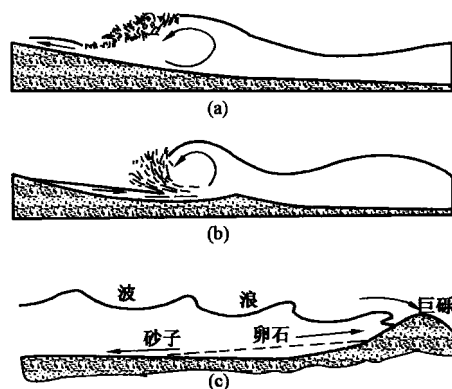


图 1-4 海岸带碎屑物移动示意图

(a) 波浪形成; (b) 波浪破碎; (c) 波浪拍岸

## 3. 碎屑物质在风中的搬运和沉积

风的搬运及沉积广泛分布于气候干旱的沙漠地区,在海岸地带也可见到,如海岸沙丘。由于空气的密度比水小得多,所以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,只有在特大的风暴时,才能搬运砂和砾石;风对搬运物质的选择性较强,因此风成沉积物的粒度分选性较好;风在搬运过程中,碎屑物质相互之间,以及与地表之间的碰撞和磨蚀,使较粗的风成沉积物(如砂、砾石等)的圆度都比较好,而且常有霜状结构,有时还有特殊的棱面,即风棱石(图 1-5)。



川运动的方向；冰川搬运的沉积物称为冰碛物，在粒度、形状及矿物成分上，毫无分选，也无磨圆，更少化学分解，常常是巨大的石块与泥砂混积，毫无降落沉积的特点。冰蚀地貌最典型的有冰斗、角峰、刃脊、U形谷、擦痕、漂砾和冰蚀三角面等。我国庐山、黄山等游览名胜就是这样的地形。

## 二、化学搬运与沉积作用

母岩风化产物中的溶解物质有的呈胶体溶液搬运，有的呈真溶液搬运。这种搬运作用主要与溶解度有关，溶解度小的 Fe、Al、Mn、Si、P 等多呈胶体溶液搬运和沉积；溶解度大的 Cl、S、K、Na、Ca、Mg 等易成真溶液搬运和沉积（图 1-6）。

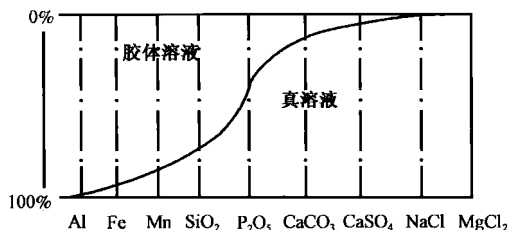


图 1-6 自然界呈胶体溶液及真溶液数量分布

海洋是溶解物质沉淀的最主要的场所。海水平均含盐量为 35‰，海水的含盐总量约为  $5 \times 10^{18} \text{t}$ ，如果这些盐类全部沉淀下来，将铺满海底 60m 厚。河水的平均含盐量远小于海水，但每年向海洋中带入的盐类数量总数可达  $(27 \sim 50) \times 10^8 \text{t}$ ，占全部沉积物质的 8%。可以认为，海洋中的盐分，基本上都是由河流注入的。

海水平均含盐量为 35‰，海水的含盐总量约为  $5 \times 10^{18} \text{t}$ ，如果这些盐类全部沉淀下来，将铺满海底 60m 厚。河水的平均含盐量远小于海水，但每年向海洋中带入的盐类数量总数可达  $(27 \sim 50) \times 10^8 \text{t}$ ，占全部沉积物质的 8%。可以认为，海洋中的盐分，基本上都是由河流注入的。

海水平均含盐量为 35‰，海水的含盐总量约为  $5 \times 10^{18} \text{t}$ ，如果这些盐类全部沉淀下来，将铺满海底 60m 厚。河水的平均含盐量远小于海水，但每年向海洋中带入的盐类数量总数可达  $(27 \sim 50) \times 10^8 \text{t}$ ，占全部沉积物质的 8%。可以认为，海洋中的盐分，基本上都是由河流注入的。

### 1. 胶体物质的搬运和沉积

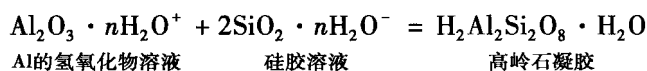
#### 1) 胶体溶液的特点

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，胶体质点的大小介于  $(1 \sim 100) \times 10^{-9} \text{m}$  之间（即 1 ~ 100nm），多呈分子状态，而不是离子状态，一般不受重力作用的影响，扩散能力较弱，不能通过致密的岩石。因此，胶体溶液的性质既不同于碎屑物质，又不同于真溶液，胶体质点常带有电荷。带正电荷者为正胶体，如 Fe、Al 等的含水氧化物胶体；带负电荷者为负胶体，如 Si、Mn 等的含水氧化物胶体； $\text{Al}_2\text{O}_3$  则属两性胶体。

同种电荷的胶体质点之间的相互排斥，是胶体质点仅在重力的影响下难以沉淀的根本原因。如果胶体质点的电荷在某些因素的影响下被中和了，相互排斥力消失就会相互凝聚为大的质点，在重力作用下迅速下沉，成为胶体沉积物，这是胶体质点沉淀的根本原因。

电解质的加入，可使胶体质点的电荷中和，从而使胶体质点凝聚。河流所搬运的胶体物质如 Fe、Mn、Si、Al 等，之所以进入海洋后大都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。这是自然界胶体质点沉淀的主要原因和方式。

不同胶体的相互作用，也可使电荷中和而发生沉淀。 $\text{SiO}_2$  的胶体（负胶体）与  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的胶体（正胶体）相遇，就会相互中和，发生凝聚，形成一些粘土矿物（如高岭石等），这也是自然界胶体质点沉淀的重要原因。化学反应如下：



自然界中负胶体多于正胶体，因而正胶体易于在早期就中和沉淀下来，留在溶液中的主要是负胶体质点，所以负胶体在地表迁移的距离常较正胶体远。在水介质中如果含有一定量的腐殖酸，会增加某些胶体质点的稳定性，这叫“护胶作用”，如  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$  的水溶液在腐殖酸的保护下，可迁移很远。介质的 pH 值和 Eh 值对胶体凝聚也有影响。胶体质点的凝聚和沉淀，必须有一定的 pH 和 Eh 值的介质条件，如果胶体质点沉淀所要求的 pH 和 Eh 值得不