

## 沉积岩的基本概念

沉积岩是组成岩石圈的三大类（岩浆岩、变质岩、沉积岩）岩石之一。它是在地壳表层或地表不太深的地方，在常温常压条件下，由母岩（岩浆岩、变质岩、先成的沉积岩）的风化产物、生物来源的物质、火山物质、宇宙物质等原始物质，经过搬运作用、沉积作用以及成岩作用所形成的一类岩石。

## 沉积岩的一般特征

### 1、沉积岩的化学成分

对比岩浆岩和沉积岩的化学成分可以看出：虽然总体化学成分相近似，由于两者形成条件的不同，在化学成分上仍然存在很大的差别：

#### （1）、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 FeO 的含量

在岩浆岩和沉积岩中铁的总量接近

岩浆岩中 FeO 含量多于 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

地下深处缺氧

亚铁

沉积岩中 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量多于 FeO

地表自由氧充足

高价铁

#### （2）、K<sub>2</sub>O 和 Na<sub>2</sub>O 的含量

在岩浆岩中钠含量比钾高，在沉积岩中钾总量比钠高

因为：沉积岩中富钾的白云母、绢云母相对稳定

岩浆岩风化后生成的胶体分散物（粘土矿物）易吸附钾，导致沉积岩中钾的含量相对增高

岩浆岩风化后，其中的钠以氧化物、硫酸盐等可溶性盐的形式流失，使沉积岩中钠的含量相对减少

#### （3）、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量

岩浆岩中铝多以铝硅酸盐的形式出现

沉积岩中铝通常剩余而游离，是沉积岩的主要化学成分之一

大多数沉积岩中  $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$  (判别变质原岩有用)

#### (4)、H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub> 的含量

沉积岩形成于地表条件下, 富含 H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub>

岩浆岩形成于地壳下部高温、高压的环境, H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub> 含量很低

## 2、沉积岩的矿物成分

#### (1) 高温矿物少见

无橄榄石、辉石、角闪石形成于岩浆结晶早期高温

#### (2) 低温矿物富集

富石英、钾长石、钠长石, 形成于岩浆结晶晚期低温

(岩浆岩主要造岩矿物在高温、高压条件形成, 稳定地壳下部)

#### (3) 自生矿物

各种盐类、氧化物、氢氧化物、粘土矿物、碳酸盐矿物

(形成于地表常温常压环境, 稳定于地表条件)

## 3、沉积岩的结构构造

### 沉积岩的结构

要比岩浆岩更为多样

碎屑结构、粒屑(颗粒)结构, 机械作用形成

生物结构: 等是沉积岩所特有的结构;

晶粒(结晶)结构: 虽然岩浆岩也有类似结构, 但它们形成的热力学条件迥然不同。

### 沉积岩的构造

成层构造、层内构造以及层面构造

层理构造: 沉积岩最基本构造特征, 在岩浆岩中除少数情况(层状火成岩)外很少见到

层面构造: 波浪、泥裂、雨痕、雹痕、印模、晶痕

化学成因的构造: 缝合线、叠锥、结核、叠层构造等构造都是沉积岩所特有的

生物成因的构造: 生物礁所特有

由于沉积岩是在地表或接近地表的压力条件下形成, 因此具有各种各样空隙, 而结晶岩一般缺乏孔隙(曾允孚等, 1986)

## 形成沉积岩的物质基础——沉积物的四种来源

1、陆源物质——母岩风化的产物

2、生物源物质——生物残骸和有机物质

3、深源物质——火山碎屑和深部卤水

4、宇宙源物质——陨石

## 风化作用的概念:

地壳表层岩石(母岩)在大气、水、生物、冰川等地质营力的作用下,使得岩石松散、破碎、分解的地质作用。其产物为各种岩石碎屑、矿物碎屑、生物碎屑和溶解物质

风化作用方式:物理风化、化学风化、生物风化。

### 1) 物理风化: 主要发生机械破碎, 而化学成分不改变的风化。

作用主要影响因素: 温度变化、晶体生长、重力作用、生物的生活活动(人类活动)、水、冰及风的破坏作用

物理风化总趋势: 使母岩崩解, 产生不同尺度岩石碎屑和矿物碎屑。

### 2) 化学风化: 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。

主要影响因素: 水、二氧化碳、有机酸等。

化学风化总趋势: 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, 同时在表生条件下形成粘土物质、各种氧化物和化学沉淀物质如: 各种粘土矿物, 赤铁矿、褐铁矿、铝土矿、燧石( $\text{SiO}_2$ )等氧化物及碳酸盐矿物等。

### 3) 生物风化: 在岩石圈的上部、大气圈的下部和水圈的全部, 几乎到处都有生物存在。因此生物, 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, 也有间接的作用。

主要影响因素: 细菌、 $\text{O}_2$ 、 $\text{CO}_2$ 、有机酸

生物风化途径: 氧化还原反应、吸附作用、络合物作用

## 风化作用的产物:

a 碎屑物质: 母岩机械破碎的产物, 主要指矿物碎屑和岩石碎屑

b 不溶残积物: 母岩分解过程新生成的不溶物质, 如粘土和氧化物等

c 溶解物质: 以溶解状态被带走的成分。

碎屑物质是构成陆源碎屑岩的主要成分。溶解物质是构成内源沉积岩的主要物质成分

## 沉积物的搬运与沉积作用

沉积物发生的搬运和沉积的地质营力: 主要是流动水和风为主, 其次是冰川、重力和生物。

由于沉积物性质的差异, 常见的搬运方式有:

1、机械搬运和沉积、2、化学搬运和沉积、3、生物搬运和沉积

### 一 机械搬运和沉积

搬运对象: 陆源碎屑颗粒

搬运介质：牵引流（水流和波浪，空气）；重力流(gravity flow)：浊流(turbidites flow) 泥石流(debris flow)、颗粒流(grain flow)、液化沉积物流(fluidized sediment flow)；冰川、风

## 1、流水的机械搬运和沉积作用

搬运方式：推移搬运（或滚动搬运）——推移载荷

悬浮搬运——悬浮载荷

跳跃搬运——介于上述二者之间

机械搬运和沉积作用：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叫做开始搬运流速，开始搬运流速要大于继续搬运业已处于搬运状态的碎屑物质所需的流速，即继续搬运流速。一般来说，开始搬运流速要大于继续搬运流速。

## 2、空气的搬运与沉积作用

- 1) 只能搬运碎屑颗粒
- 2) 搬运能力小，以跳跃搬运形式为主
- 3) 受地形和地物影响大

## 3、冰川的搬运与沉积作用

流动方式：塑性流动和滑动

搬运能力巨大；

搬运对象：碎屑颗粒

沉积位置：雪线以下——冰渍物，经流水改造，形成冰水沉积

## 4、碎屑颗粒在机械搬运过程中的变化

- 1) 物质成分上的变化：随着搬运距离的增加，由于化学分解、机械破碎和磨蚀作用，不稳定组分相对减少，稳定组分相对增加
- 2) 粒度和分选型的变化：随着搬运距离的增加，一般粒度越来越细，分选越来越好
- 3) 颗粒形状的变化：随着搬运距离的增加，由于磨蚀作用，颗粒的圆度和球度越来越好。

## 二、化学搬运和沉积

搬运对象：溶解于水的化学物质

溶解物质在自然界中存在的方式：胶体和真溶液

### 1) 胶体的搬运与沉积作用

胶体的特点：颗粒细小、扩散能力弱、表面带电荷、具有吸附性

使胶体凝聚和沉积的因素：带有相反电荷的胶体相遇、加入电解质、加热蒸发、射线照射  
由于胶体自身的特点，当其处于稳定状态时，就是胶体的搬运状态；当条件发生变化，胶体失去稳定性时，胶体发生凝聚作用，即沉积作用。

## 2) 真溶液的搬运与沉积作用

可溶物质的溶解与沉淀作用主要取决于溶解度；溶液中的某种物质浓度达到过饱和，则发生沉淀作用（沉积）；反之，则发生溶解作用（搬运）。

影响真溶液搬运与沉积的因素：

介质的酸碱度：介质的氧化还原电位、温度和压力、溶液中的 CO<sub>2</sub> 含量、离子吸附作用

## 三、生物的搬运和沉积

生物的搬运作用：既可是物理方式也可是化学方式

生物的沉积作用：生物遗体的直接堆积：

生物的间接沉积作用：化学方式、生物物理方式（捕获和粘结、障积作用）

搬运的成分：碎屑颗粒、溶解物质

## 沉积分异作用

沉积物在搬运沉积过程中会按照颗粒大小、形状、比重、矿物成分和化学成分在地表依次有规律的沉积下来，这种现象称为沉积分异作用。

机械沉积分异作用

按粒度：砾岩、砂岩、粘土岩；

按比重：金 19.3、黄铁矿 5、铬铁矿 4.5、石英 2.65、石墨 2.16、琥珀 1.07；

化学沉积分异作用

溶解物质达到过饱和时按溶解度由小到大依次沉积（氧化物、磷酸盐、硅酸盐、硫酸盐、卤化物）

**沉积成岩作用**是泛指沉积物形成以后，到沉积岩的风化作用和变质作用以前这一演化阶段的所有变化或作用，包括成岩作用和后生作用。有人也称为沉积期后作用。

## 沉积岩的成岩作用阶段

1. 同生作用 (syngensis)：沉积后至埋藏前沉积物与水之间的一系列作用（溶解、水合、解, Ph, Eh, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> 逸度改变）。
2. 成岩作用 (diagenesis)：埋藏后至岩石固结，即，由沉积物到沉积岩的过程中的一系列

变化，包括压实和胶结作用。

3. 后生作用(anadiagenesis): 固结后至变质前，包括交代、重结晶、次生加大、压溶。

4. 表生作用(epidiagenesis): 潜水面以下、低温压下，与地下水的作用，包括溶蚀、充填、交代。

## 常见成岩作用现象

1. 压实作用(compaction): 静压力下沉积物排气、排水、体积缩小、孔隙度降低、密度增加。

2. 胶结作用(cementation): 孔隙水过饱和沉淀出矿物质(胶结物 cement), 将沉积物粘结成岩石。

3. 压溶作用(pressure-solution): 压力下沉积物颗粒间或沉积岩内部发生溶解。如，缝合线构造

4. 重结晶作用(recrystallization): 通过溶解-再沉淀或固体扩散，使得细小晶粒集结成粗大晶粒。如，蛋白石(非晶质)-玉髓(隐晶质)-石英(显晶质)

5. 交代作用(replacement): 外来组分取代原组分。如，白云石化， $\text{SiO}_2$  与  $\text{CaCO}_3$  相互交代。

6. 自生矿物的形成(authigenic mineral): 海绿石，鲕绿泥石，沸石类，粘土矿物，方解石、菱铁矿、草莓状黄铁矿，自生石英和自生长石(再生加大边)

## 影响成岩作用因素

1、自由能

2、PH 值和 EH 值

3、温度的影响

4、压力的影响

5、生物对成岩作用的影响

6、时间因素

## 陆源碎屑岩

陆源碎屑岩是指由母岩经物理风化作用所形成的碎屑颗粒物质，经过机械的搬运和沉积，并进一步压实和胶结而形成的沉积岩类。

### 陆源碎屑岩的基本组成:

1) 碎屑颗粒是碎屑岩的主要组成部分，占整个岩石的 50%以上，并决定岩石的基本性质。

2) 填隙物: 杂基由机械沉积作用形成的细粒物质，充填在碎屑颗粒间。胶结物是对颗粒起

胶结作用的化学沉淀物。

3) 孔隙是指岩石中未被固体物质所占据的部分,孔隙可以是原生的,也可以是后期形成的。

## 1、碎屑颗粒的成分

### 1) 矿物碎屑成分

A 石英碎屑:是分布最广的碎屑矿物,在砂岩和粉砂岩中的平均含量达 66.8%。主要来源于花岗岩、片麻岩、片岩和先期形成的沉积岩,并常应用石英的各种特征来确定母岩的性质。

B 长石碎屑:在砂岩中含量为 10-15%,以钾长石(微斜长石)为主,其次为酸性斜长石,中基性斜长石较少。长石主要来源于花岗岩和花岗片麻岩。根据长石的特点可推断母岩、古气候和古构造。

C、云母和绿泥石碎屑:以白云母为主,常分布于细砂岩和粉砂岩的层面上,常与细粒的石英和长石共生。绿泥石都是成岩作用的产物,常以填隙物的形式出现。

D、重矿物碎屑:是次要成分,通常含量不超过 1%,比重大于 2.86,常见的重矿物有:来自花岗岩的锆石、独居石、金红石、磷灰石;来自基性岩的尖晶石、铬铁矿、钛铁矿;来自变质岩的石榴子石、十字石、蓝晶石、电气石等。

### 2) 岩石碎屑成分

简称为岩屑,是碎屑岩中的重要组分。其成分可以是火成岩、变质岩和沉积岩。其含量和粒度有关,泥岩中完全没有岩屑,砂岩中平均含量为 10-15%,多者可达 95-100%,少则完全没有。岩屑可直接提供母岩的特征,反映沉积环境、沉积搬运的特征

## 2、填隙物成分

填隙物分为杂基和胶结物,二者成因不同,但成分上可以相同,也可不同。

1) 杂基:各种粘土矿物,如:高岭石、水云母、蒙脱石和绿泥石等,还包括各种细粉砂碎屑,是机械搬运的产物。

2) 胶结物:碎屑颗粒之间孔隙内的各种化学物质,常见的有:碳酸岩矿物、硅质矿物和少量铁质矿物,多形成于成岩作用时期。还有一些自生矿物。如:海绿石、沸石、磷酸岩矿物、硫酸岩矿物、硫化物、各种自生重矿物,还有自生的粘土矿物等

## 3、成分成熟度

碎屑岩的成分成熟度是指碎屑沉积组分在其风化、搬运沉积作用的改造下接近最稳定的终极产物的程度。

石英抗风化能力强,在搬运和沉积过程中蚀变很小,是最稳定的组分;

长石的稳定性较石英低;

岩屑除硅质岩屑外,一般稳定性都不高。

成分成熟度一般表示为:石英与石英、长石和岩屑之和的比值。随着成分成熟度的增高,不稳定组分相对减少,稳定组分相对增加。

## 陆源碎屑岩的结构类型

### 1、碎屑结构

碎屑颗粒本身的特征:碎屑颗粒的大小、形状和颗粒表面特征

填隙物的特征:

颗粒与填隙物之间的关系:胶结类型或支撑关系

颗粒间接触关系

### 2、泥状结构: 泥岩所特有的结构

#### 1、碎屑颗粒的结构

颗粒大小:指碎屑颗粒的绝对大小,也称为粒度。它以颗粒的直径来计量。

粒度的分级方案有:自然粒级:自然数的大小

对数粒级:对颗粒的直径取对数

$\Phi$  粒级:  $\Phi = -\log_2 d$  (d 为粒径)

碎屑颗粒的分选(分选性):碎屑颗粒大小的均匀程度叫分选或分选性。

分选性分为三级:

分选好:主要粒级含量大于 75%;

分选中等:主要粒级含量 50-75%;



分选差：各种粒级含量都小于 50%

研究碎屑颗粒粒度分布情况的方法称为粒度分析,用这种方法可以准确的计算分选系数或用标准偏差来表示分选程度。

颗粒的形态：包括颗粒的圆度和球度

圆度：颗粒棱角磨蚀的程度，棱角状、次棱角状、次圆状、圆状（在镜下或标本上观察）

球度：颗粒度接近于球体的程度，受 A、B、C 三轴大小的控制分为：圆球体、扁球体、椭球体、长扁球体

颗粒的表面特征：

碎屑颗粒的表面是不光滑的，由于溶蚀作用、碰撞作用、刻滑风蚀等作用，在碎屑颗粒表面留下一定的痕迹。

## 2、填隙物的结构

填隙物按成因分：

杂基：<0.003mm 的细粒物质，是随粗碎屑颗粒一起搬运而来充填在碎屑颗粒孔隙中间。由机械作用形成。

胶结物：由化学结晶作用形成充填在碎屑颗粒孔隙中的化学物质，其结构特征与本身的结晶程度、晶粒大小和分布的均匀性有密切的关系

杂基的结构：杂基是同粗碎屑一同沉积的细粒物质。成分主要是细粉砂和粘土，有时有少量的碳酸盐灰泥和铁质。杂基可以反映介质的流动特点和分选特征，是碎屑岩中一个重要的参数。

胶结物的结构：

按胶结物的结晶程度和晶体的排列组合关系分为：

非晶质结构：蛋白石、磷酸盐、铁质等

隐晶质结构：粒度极细，只有在显微镜下才能分出光性，如玉髓、隐晶质的磷酸盐

显晶质结构：明显的晶粒结构

对**显晶质结构**，根据晶体的排列方式可进一步划分为：

晶粒结构：胶结物呈粒状晶体，它形镶嵌，排列无定向

嵌晶结构（连生结构）：胶结物结晶形成粗大晶体，将一个或数个碎屑颗粒内部。

栉状结构（丛生结构）：胶结物呈纤维状或短柱状垂直碎屑颗粒表面生长；当胶结物围绕碎屑颗粒呈带状分布时则称为带状胶结。

再生（次生加大）结构：硅质胶结物沿碎屑石英颗粒边缘呈次生加大边，而且二者光性方位一致。

### 3、胶结类型（支撑类型）

胶结类型：碎屑颗粒与填隙物之间的互相关系结合方式—胶结类型或支撑类型。

按填隙物的含量及与颗粒的关系分为：

A、基底胶结（杂基支撑）：杂基含量高，颗粒含量少，孤立地分散于杂基中。颗粒不互相接触—凝块式胶结。

B、孔隙胶结（颗粒支撑）：碎屑颗粒多，填隙物少，而见多为胶结物。胶结物有原生的也可能是次生的（颗粒与颗粒接触）

C、接触胶结（颗粒支撑）：是孔隙式胶结的一种特殊方式，胶结物少，仅存在于颗粒与颗粒的接触处，多数是胶结物或杂基被淋滤所至。

D、溶蚀胶结：由于胶结物溶蚀交代了碎屑颗粒，颗粒的边缘呈湾港状。

### 4、碎屑颗粒间的接触关系

受颗粒形状的影响，以点接触和线接触为常见。

在压实和压溶作用下，碎屑颗粒排列的越来越紧密，颗粒间的接触由点接触逐渐演化为线接触（在空间上为面接触），直至变为缝合线状接触，还常见有杂基充填。

**泥状结构**是由 $<0.0039\text{mm}$ 的碎屑颗粒和粘土矿物组成的结构类型，是泥岩特有的。

特点：粒度极细，粘土矿物定向排列，多具水平层理，手触有滑感，贝壳状断口。

但自然界中，纯粹的泥状结构不多，常有数量不等的粉砂混入，形成过渡结构类型。

### 陆源碎屑岩的构造

常见的构造：各种层理构造、层面构造、同生变性构造、虫孔和虫迹构造等。

### 陆源碎屑岩的分类

按碎屑颗粒的大小，分为：

- 1、粗碎屑岩——砾岩（角砾岩）
- 2、中碎屑岩——砂岩
- 3、细碎屑岩——粉砂岩
- 4、泥岩

陆源碎屑岩是指由母岩风化作用所形成的碎屑颗粒物质，经机械搬运和沉积作用，并进一步压实和胶结作用所形成的沉积岩类。

组成碎屑岩的三个部分：碎屑颗粒、填隙物(杂基、胶结物)和孔隙。

# 粗碎屑岩—砾岩和角砾岩

## 一、定义、命名原则

粒度 $>2\text{mm}$  的陆源碎屑颗粒组成的沉积岩，据碎屑颗粒的磨圆程度分为砾岩或角砾岩，松散的沉积物称为砾或角砾。砾级碎屑（直径 大于  $2\text{mm}$ ）含量大于 30%者为砾岩类。

其中：砾级含量 大于 50%，为砾岩；

砾级含量在 30—50%，砂(泥)质砾岩

砾级含量在 5—30%，砾质砂岩或砾质泥岩

砾级含量 $< 5\%$ ，含砾砂岩或含砾泥岩

## 二、成分特征

**1、颗粒成分特征：**以岩屑为主，少量的矿物碎屑。成分明显受母岩性质控制。不含重矿物，粗碎屑的成分复杂多样。化学成份少见。

**2、填隙物成分：**以细碎屑杂基为主，颗粒粒径 $<2\text{mm}$ ，岩屑或矿物碎屑都有，化学胶结物少见。

## 三、结构、构造特征

1、颗粒结构：碎屑颗粒粗大，分选不好，磨圆可好可差，砾石表面常有一些特殊的痕迹，如冰川擦痕，沙漠漆等

2、填隙物结构：有细碎屑杂基，也有化学胶结物，但量少

3、胶结类型：多为基底式胶结，也有孔隙胶结

4、构造：砾石有定向排列，可推断与水流向。常发育大型交错层理和粒序层理。

## 四、粗碎屑岩的分类

分类原则：粒度、形状、成因、地理位置等，理想的分类是成因分类但很难做到，常用多级

分类

### 1、按圆度:

砾岩: 圆状或次圆状>50% (占碎屑含量); 角砾岩: 次棱角状或棱角状>50%

砾岩是长期搬运的正常沉积物, 而角砾岩的成因则多种: 构造作用、火山作用、溶解作用

### 2、按砾石的大小: 巨砾>256mm、粗砾 256-64mm、中砾 64-4mm、细砾 4-2mm

当砾石分选差时, 可用混积法命名。

### 3、按成分: 单成分砾岩: 单一成分大于 75%; 复成分砾岩: 每种成分小于 50

### 4、按砾岩在剖面中的位置: 层间砾岩: 整合地产于岩层中间

底砾岩: 分布于侵蚀面上

### 5、按成因: 河成砾岩、海成砾岩、冰川角砾岩、崩积角砾岩、岩溶角砾岩、构造角砾岩等

## 五、主要成因类型及实例

### 1、滨岸砾岩

主要是在波浪作用的淀岸地带, 由河流搬运来的砾石沿海岸长期改造而成, 其特点是砾石成分较单一, 以稳定组分为主。

### 2、河成砾岩

常见于山区河流, 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。

### 3、洪积砾岩

由山区洪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。

### 4、冰川角砾岩

由冰川作用形成, 成分复杂, 常见新鲜的不稳定组分, 分选极不好, 大的砾石和泥砂混杂。

### 5、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。

### 6、岩溶角砾岩

其形成下伏物质 (如膏盐层) 被溶解而移去以及上覆地层的坍塌作用有关, 尤其是石灰岩的坍塌。

# 中碎屑岩——砂岩

定义：粒度在 2-0.0063mm 碎屑占 50%以上的陆源碎屑岩称为砂岩。

## 一、砂岩的成分特征

### 1、碎屑颗粒成分：

Q——石英，

F——长石，

R——岩屑，

三者的成分特征取决于母岩的成分和沉积物的改造历史。

云母和绿泥石碎屑：量少

重矿物碎屑：量少，有指示物源的作用

成分成熟度 =  $Q / (F + R)$ ：指碎屑沉积组分在其风化、搬运和沉积作用的改造下接近最稳定的终极产物的程度。F/R 反映物源特征，R 反映气候和风化作用的特点。

### 2、填隙物的成分：

杂基：粘土和小于 0.03mm 的细碎屑颗粒；

胶结物：铁质、钙质和硅质为常见。

## 二、砂岩的结构特征

具典型的陆源碎屑结构

## 三、砂岩的构造特征

发育各种层理、层面、同生变形构造和虫孔等

# 砂岩的分类

三端元四组分分类

首先根据杂基的含量，将砂岩分为两大类，杂砂岩（杂基>15%）和净砂岩（杂基<15%）；

其次，根据砂岩的三种碎屑主要成分，按三角形图解进行成分划分；

Q（石英）端元：石英、玉髓、石英岩和其他硅质岩屑；

F（长石）端元：长石、花岗岩和花岗片麻岩类岩屑；

R（岩屑）端元：除去花岗质和硅质岩屑之外的其他岩屑，以及碎屑云母和绿泥石。

成因意义: Q 端元反映砂岩的成分成熟度, F/R 值反映物质来源和大地构造状况, F 端元在一定程度上反映气候和风化作用的特点。

### 砂岩的名称及成分特征

- 1、石英砂岩:  $Q > 95\%$ ,  $F+R < 5\%$ ;
- 2、长石石英砂岩:  $Q = 75-95\%$ ,  $F+R < 25\%$ ,  $F > R$
- 3、岩屑石英砂岩:  $Q = 75-95\%$ ,  $F+R < 25\%$ ,  $R > F$
- 4、长石砂岩:  $Q < 75\%$ ,  $F > 25\%$ ,  $F/R > 3$
- 5、岩屑长石砂岩:  $Q < 75\%$ ,  $F/R = 3-1$
- 6、长石岩屑砂岩:  $Q < 75\%$ ,  $F/R = 1/3-1$
- 7、岩屑砂岩:  $Q < 75\%$ ,  $R > 25\%$ ,  $F/R < 1/3$

# 常见的砂岩岩石类型及成因

## 1、石英砂岩和石英杂砂岩

- 1) 颜色: 黄白色或浅灰白色、浅红褐色;
- 2) 成分: 石英和各种硅质岩屑的含量占砂级碎屑总量的 95% 以上, 以单晶石英为主, 仅含少量的长石、岩屑和重矿物。
- 3) 结构: 磨圆度和分选性都比较好, 成分成熟度和结构成熟度都最好;
- 4) 填隙物成分和结构: 多为胶结物, 成分为钙质或硅质、铁质及海绿石, 杂基很少。石英次生加大边。
- 5) 构造: 交错层理、平行层理。

## 石英砂岩的形成环境与成因

高成熟度的石英砂岩是长期风化、分选和磨蚀的产物; 主要产于海洋环境, 含海相化石和海绿石, 与海相地层共生。

关于石英杂砂岩的成因, 一般认为是由于石英形成与高能的浅海环境, 堆积于障壁后的低能环境中形成的。

石英砂岩的出现标志着稳定的大地构造环境、基准面的夷平和长期的风化。

## 2、长石砂岩和长石杂砂岩:

- 1) 颜色: 淡黄色、灰绿色、肉红色等
- 2) 碎屑颗粒成分: 主要为石英和长石, 石英含量下于 75%, 长石大于 18.6%, 还有少量的岩

屑。

3) 碎屑颗粒结构: 粒度为中粒和中粗粒, 分选性和磨圆度变化较大; 一般分选中等, 次圆到次棱角状。

4) 填隙物成分和结构: 杂基: 主要为各种粘土矿物, 重结晶形成长石的次生加大边; 胶结物: 主要为钙质和铁质。

## 长石砂岩的形成条件

母岩石含长石丰富的花岗岩和花岗片麻岩类, 在形成过程中以物理风化为主, 须有强烈的侵蚀与快速堆积的条件, 埋藏后的蚀变作用要弱。

## 长石砂岩的成因:

A 构造长石砂岩: 在构造强烈活动的地区, 母岩风化的碎屑快速搬运和沉积而成, 形成的长石砂岩分选和磨圆都差、杂基含量高, 甚至形成长石杂砂岩。

B 气候长石砂岩: 在干燥和寒冷的气候条件下, 经过长期搬运的碎屑颗粒分选和磨圆都较好, 长石表面新鲜、干净, 重矿物含量高。

C 基底长石砂岩: 位于花岗岩或花岗片麻岩的侵蚀面上, 由长期的侵蚀和风化作用形成。

## 3、岩屑砂岩和岩屑杂砂岩:

1) 颜色: 灰色、灰绿色、灰黑色;

2) 颗粒成分: 以岩屑和石英为主, 少量的长石和黑云母; 石英含量小于 75%, 岩屑含量一般大于 18.75%, 岩屑与长石之比大于 3, 自然界中岩屑杂砂岩更为常见。

3) 颗粒结构: 碎屑颗粒分选磨圆都不好;

4) 填隙物成分和结构: 杂基为主, 成分为粘土; 胶结物少, 成分为钙质、硅质。

5) 构造: 各种层理(粒序层理)、槽模、沟模等

## 成因:

需要强烈剥蚀、快速堆积的条件。

如: 海相的浊积岩、强烈褶皱的侵蚀区附近的山前或山间盆地中。陆相沉积环境中山麓冲积、洪积环境的沉积物等。

## 细碎屑岩—粉砂岩

定义: 粒度在 0.063-0.0039mm (4-8 $\phi$ ) 的碎屑颗粒含量 50% 的一种陆源碎屑岩

## 粉砂岩的一般特征

1、成分特征: 石英较多, 含较多的云母, 粘土矿物及绿泥石, 也含有一定数量的长石等。重矿物含量较多。

填隙物有粘土杂基、钙质和铁质胶结物。

2、结构: 碎屑结构及碎屑与泥状结构的过渡类型(碎屑颗粒棱角分明)

3、构造特征: 水平层理, 波纹层理, 虫孔变形、同生变形构造

## 特殊的粉砂岩 - 黄土

黄土是一种未固结的粉砂岩，浅黄色、棕黄色、褐色或红色，呈土状，是一种半固结的多孔粉砂。

主要成分以石英含量最多>50%，还有长石，结晶的 Cc 矿物，少量的白云母 20-30%，粘土矿物 10-20%，重矿物 5%

成因：风成的、冰积的、洪积的、冲积的

多数认为：河流洪积平原堆积的风成粉砂。

常具水平层理：沙纹层理、包卷层理

我国黄土主要分布在西北地区、华北地区，及东北的南部和华东的北部。

## 粉砂岩分布与成因

河漫滩质潮坪质三角洲粉砂岩分布：河漫滩、潮坪、三角洲、泻湖、沼泽及海、湖的浅水部位。

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，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。

## 泥岩（粘土岩）

定义：主要由粒度小于 0.0039mm 的细碎屑和粘土矿物组成的沉积岩类（分布最广，占沉积岩总量的 55%以上），粘土矿物既可以是母岩风化产物被搬运沉积的，也可以是成岩作用过程中生成的。

### 一、成分特征：

- 1、粘土矿物：高岭石、蒙脱石、伊利石、绿泥石
- 2、碎屑颗粒：石英和长石的碎屑、云母等
- 3、非粘土的自生矿物：碳酸盐、铁氧化物、氢氧化物、硫酸盐、盐岩

由粘土矿物的吸附作用，常含有特殊的元素

- 4、有机质

### 二、结构特征：



1、按粘土质点、粉砂和砂的相对含量划分:

泥状结构和与砂、粉砂的过渡结构;

2、按结晶程度划分:

非晶质结构

隐晶质结构:

显晶质结构: 纤维状、显微鳞片状、粒状

粗晶结构: 蠕虫状、书页状

3、按粘土矿物集合体的形状: 团粒结构、鲕粒(豆粒)结构、同生泥屑结构、生物泥状结构

## 陆源碎屑岩—砂岩成岩作用

一、压实与压溶作用

二、胶结作用

三、交代作用

四、重结晶作用

五、溶解作用与次生孔隙

六、成岩作用共生顺序分析

**沉积期后作用**是泛指沉积物形成之后,到沉积岩的风化作用和变质作用以前这一演化阶段的所有变化或作用,包括成岩作用和后生作用。

### 成岩作用的阶段划分

1. 同生作用(syngenesi s): 沉积后至埋藏前沉积物与水之间的一系列作用(溶解、水合、解, Ph, Eh, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> 逸度改变)。
2. 成岩作用(diagenesi s): 埋藏后至岩石固结, 即, 由沉积物到沉积岩的过程中的一系列变化, 包括压实和胶结作用。
3. 后生作用(anadiagenesi s): 固结后至变质前, 包括交代、重结晶、次生加大、压溶。
4. 表生作用(epidiagenesi s): 潜水面以下、低温压下, 与地下水的作用, 包括溶蚀、充填、交代。

### 常见成岩作用现象

1. 压实作用(compaction): 静压力下沉积物排气、排水、体积缩小、孔隙度降低、密度增加。

2. 胶结作用 (cementation): 孔隙水过饱和沉淀出矿物质 (胶结物 cement), 将沉积物粘结成岩石。
3. 压溶作用 (pressure-solution): 压力下沉积物颗粒间或沉积岩内部发生溶解。如, 缝合线构造
4. 重结晶作用 (recrystallization): 通过溶解-再沉淀或固体扩散, 使得细小晶粒集结成粗大晶粒。如, 蛋白石 (非晶质) - 玉髓 (隐晶质) - 石英 (显晶质)
5. 交代作用 (replacement): 外来组分取代原组分。如, 白云石化,  $\text{SiO}_2$  与  $\text{CaCO}_3$  相互交代。
6. 自生矿物的形成 (authigenic mineral): 海绿石, 鲕绿泥石, 沸石类, 粘土矿物, 方解石、菱铁矿、草莓状黄铁矿, 自生石英和自生长石 (再生加大边)

## 一、压实作用和压溶作用

A 发生的时间: 胶结作用之前——胶结过程中——胶结作用之后。

B

表现方式: 早期: 以压实作用方式为主, 颗粒之间的滑动、重新排列和某些颗粒的碎裂变形。

晚期: 压溶作用方式为主, 压力集中在颗粒接触点上。

### 1、压实组构

A

刚性颗粒: 颗粒间的接触关系为点接触、线接触、凹凸接触和缝合线接触, 甚至发生碎裂。

B

塑性接触: 发生塑性变形, 变形强烈时, 形成假杂基。

C

片状矿物: 表现为弯曲和折断现象

### 2、机械压实作用向化学压溶作用的转化

影响因素:

水膜的影响: 石英颗粒表面有很薄的水膜 (几个分子厚), 在压力点上由于水的作用和参与, 该处石英颗粒表面首先溶解形成  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , 向周围扩散, 在应力小的部位沉淀形成石英次生加大边。

伊利石粘土的影响: 砂质颗粒之间常有伊利石粘土膜, 粘土膜由粘土和水膜聚集而成。增强溶解和扩散作用。

深度: 压溶作用随深度增加而增强。

### 3、压实作用的估计方法及其随埋深的变化

#### (1) 刚性颗粒的接触强度

Taylor (1950) 的研究表明:

在埋深 900 米处, 点接触占 52%;

在埋深 2200 米处，点接触减少为零；

在埋深 1700 米处，缝合接触为零；

在埋深 2700 米处，缝合接触占 32%。

一般，随深度增加，刚性颗粒的接触强度增加。

## (2) 孔隙度

砂岩刚沉积时的孔隙度为 40%；虽埋深增加，孔隙度变小。

## (3) 去胶结物孔隙度 ( $\Phi_c \Phi_i \Phi_m$ )

去胶结物孔隙度：“将胶结物全部去掉之后得到的孔隙度”。即砂岩现有的孔隙度与胶结物所占孔隙度之和。

$\Phi_i$ —砂质沉积物的初始孔隙度，约 40%；

$\Phi_m$ —去胶结物孔隙度；

$\Phi_c$ —经压实作用减少的孔隙度

$$\Phi_c = \Phi_i - \Phi_m$$

当  $\Phi_c$  为零或很小时，说明压实作用微弱或没有发生；

当  $\Phi_c$  为负值时，说明砂岩遭受了强烈的交代作用。

# 二、胶结作用

## 1、常见的胶结物和胶结组构

按结晶程度：

非晶质胶结物：蛋白石、铁质等

隐晶质胶结物：玉燧

显晶质胶结物：具明显的结晶结构

显晶质胶结物又分：

共轴生长胶结（石英次生加大边、长石加大边）

外延生长胶结（粒状结构、嵌晶结构、栉状结构

## 2、碳酸盐的胶结作用

(1) 碳酸盐胶结物的种类：

方解石、白云石、铁白云石、文石，菱铁矿、菱锰矿等。

多以显晶质结构存在或栉状结构、嵌晶结构、交代结构等。

(2) 来源：

文石、镁方解石的溶解；

白云岩化作用；

生物活动释放的二氧化碳使碳酸盐溶解;

火山活动造成的碳酸盐溶解;

压溶作用形成的;

### 3、SiO<sub>2</sub> 的胶结作用

(1) SiO<sub>2</sub> 胶结物的种类: 蛋白石、玉髓和石英

(2) SiO<sub>2</sub> 胶结物的沉淀机制

实验证明: SiO<sub>2</sub> 胶结物的沉淀作用是由垂直循环的地表水引起的。石英砂岩中的次生加大石英是在较浅的埋藏条件下, 碎屑颗粒沉积后强烈压实前沉淀的。

(3) SiO<sub>2</sub> 胶结物的来源

A 海洋中硅质生物体的溶解;

B 硅酸盐矿物的转化释放出 SiO<sub>2</sub>;

C 在深埋藏条件下, 因高温造成的部分石英的重溶;

D 压溶作用。

## 三、交代作用

### 1、交代组构:

交代假象: 交代矿物具有被交代矿物的假象:

幻影构造: 强烈的交代作用使原生颗粒只保留模糊的轮廓;

交代切割: 原生矿物颗粒被后期的矿物切割或溶蚀;

交代残留: 交代作用进行不彻底;

例如: 石灰岩为 SiO<sub>2</sub> 交代形成燧石结核或燧石层

### 2、常见的交代作用

(1) 石英和方解石的相互交代作用

PH 值的影响: PH 值小于 9 时, 方解石溶解, 石英沉淀, 石英交代方解石——硅化;

PH 值大于 9.8 时, 石英溶解, 方解石沉淀, 方解石交代石英——碳酸盐化。

温度的影响: 随着温度的升高, 石英的溶解度增加, 方解石的溶解度减小。

## （2）方解石交代粘土

PH=8 时，溶液中富含 Ca 离子，一些粘土矿物将变得不稳定而被交代。

## （3）SiO<sub>2</sub> 交代粘土矿物（硅化）

硅化在薄片表现为玉髓或隐晶石英的小颗粒散布在粘土基质中，它们可能是氧化硅在粘土矿物之间的微细孔隙中沉淀形成的。

## （4）粘土矿物交代石英

在富含粘土基质的砂岩中，常见粘土矿物，尤其是伊利石溶蚀和交代石英颗粒或长石颗粒的现象。

# 四、重结晶作用

砂岩中的重结晶作用主要发育于基质及胶结物中。

### 1）灰泥基质的重结晶作用：

成岩早期重结晶为微晶方解石。成岩作用晚期，由细晶变成粗晶甚至形成嵌晶（连生）胶结组构。

### 2）硅质胶结物的重结晶作用：

非晶质蛋白石胶结物变成纤维状或微晶的玉髓，然后进一步变为晶质石英，成为石英颗粒的次生加大边或呈单独的细小自形晶体。

### 3）粘土基质的重结晶作用：

形成白云母或自生长石（呈次生加大边或单个的晶粒）；

隐晶质高岭石可重结晶为蠕虫状或鳞片高岭石。

# 五、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。

## 砂岩的孔隙性简介

原生孔隙：原生粒间孔、微孔隙。

次生孔隙：次生粒间孔、铸膜孔、组分内容孔、超粒大孔隙、贴粒孔隙、粒间晶间次生孔、微裂隙孔。

## 六、成岩作用共生顺序分析

多种胶结物存在时，判断形成的先后顺序的依据：先形成的胶结物往往沉淀于孔隙的外壁；相邻胶结物之间的关系。

# 内源沉积岩——碳酸盐岩

碳酸盐岩主要由沉积的碳酸盐矿物（方解石和白云石）组成，岩石类型有石灰岩（方解石含量大于 50%）和白云石（白云石含量大 50%）。

碳酸盐岩主要形成于海相环境中，有少量的陆相沉积。

碳酸盐岩的形成既可以是化学成因的，也可以是机械作用形成的。占沉积岩体积 20%，在我国沉积岩占全国总面积 75%，其中 55%为碳酸盐。

## 一、碳酸盐岩的成分特征

### 1、化学成分：

主要化学成分：CaO、MgO、CO<sub>2</sub>

次要化学成分：SiO<sub>2</sub>、TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、FeO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、H<sub>2</sub>O 等

石灰岩的化学成分：CaO 占 42.61%；MgO 占 7.9%；CO<sub>2</sub> 占 41.58%；SiO<sub>2</sub> 占 5.91%，

(纯)白云岩的化学成分：CaO 占 30.4%；MgO 占 21.8%；CO<sub>2</sub> 占 47.8%；

极少量的微量元素：Sr、Ba、Rb、V、Ni 等，可作为判别环境的标志

A. 化学式表示：CaCO<sub>3</sub>、CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>、FeCO<sub>3</sub>、MgCO<sub>3</sub>

B. 氧化物表示：CaO(43%)、MgO(8%)、CO<sub>2</sub>(42%)及 SiO<sub>2</sub>(5.2%)，其它氧化物(3%)：FeO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、H<sub>2</sub>O

C. 微量元素：Sr、Ba、Rb、Ni、Zn，

### 2. 同位素：

A. 18O/16O：区分海陆相、古海水盐度、水温变化、海陆变迁

B. 13C/12C 和 14C

：区分海陆相、古海水盐度、水温变化、海陆变迁，14C 定年。

海相：重同位素含量高

### 3、矿物成分：

**碳酸盐矿物：**方解石（三方晶系）和文石（与方解石同质二相，斜方晶系）、白云石、菱铁矿、菱锰矿、菱锌矿、铁白云石  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$

**陆源碎屑混入物：**粘土矿物、石英、长石及微量重矿物。当陆源碎屑混入物>50%则过渡为粘土岩或粉砂岩 / 砂岩。

**非碳酸盐自生矿物：**石膏  $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 、硬石膏  $\text{Ca}(\text{SO}_4)$ ，重晶石  $\text{Ba}(\text{SO}_4)$ 、天青石  $\text{Sr}(\text{SO}_4)$ 、K, Na, Mg 卤化物、及蛋白石、自生石英、黄铁矿（ $\text{FeS}_2$ ，等轴晶系）、白铁矿（ $\text{FeS}_2$ ，斜方晶系，同质多相）、海绿石（K, Fe, Mg 的铝硅酸盐矿物）、鲕绿泥石（Fe, Mg 的铝硅酸盐矿物）、磷酸盐矿物和有机质。

**碳酸盐岩最主要的矿物成分是碳酸盐矿物，有少量的陆源混入物和自生非碳酸盐矿物。**

## 一、碳酸盐岩结构分类

- 1、粒屑结构：经波浪或流水搬运、沉积而成的碳酸盐岩；是由颗粒（内碎屑、生物碎屑、包粒、团粒、团块）和填隙物、孔隙构成。
- 2、生物骨架结构：由原地固着生长的生物骨架构成。
- 3、结晶结构 / 重结晶结构：有化学或生物化学作用而成。
- 4、次生结构：交代作用和重结晶作用形成。

**碳酸盐岩的结构既可以是机械成因的，又可以是化学、生物化学成因的，与碎屑岩的结构相比，碳酸盐岩的结构要复杂。**

## 二、碳酸盐岩结构特征分述

### 1、粒屑结构：由颗粒和填隙物组成。

颗粒类型包括：

内碎屑（无内部结构的碳酸盐岩软泥颗粒）

生物碎屑（骨粒）

鲕粒和豆粒

团粒（不具有内部结构的粪团粒）

团块（颗粒集合体）

核形石

注意：碎屑结构与粒屑结构的异同

### 粒屑类型之——内碎屑

由盆地内部弱固结的碳酸盐沉积物经岸流、潮汐或波浪作用破碎、搬运、沉积的碎屑。

内碎屑按直径大小分为：

砾屑：  $> 2\text{mm}$

砂屑：  $2—0.06\text{mm}$

粉屑：  $0.06\text{mm}—0.03\text{mm}$

微屑：  $0.03\text{mm}—0.004\text{mm}$

泥屑：  $< 0.004$

微屑和泥屑充填于颗粒之间时称为泥晶基质。

## 内碎屑之——鲕粒（豆粒）

由核心和同心纹层构成的球体或椭球体。鲕粒直径在  $2—0.2\text{mm}$  之间，大于  $2\text{mm}$  称为豆粒。

鲕粒的分类： 真鲕； 假鲕； 复鲕； 薄皮鲕； 变形鲕； 变晶鲕；

## 粒屑之——生物碎屑（骨屑）

破碎的生物骨骼碎屑。骨骼的组分指示水深、水温、盐度和水流特征等；骨骼的门类、生态类型、分选和磨圆，可提供环境标志。

粒屑之——团粒： 不具内部结构的碳酸盐球状、椭球状的颗粒。一般认为是生物的粪便。

粒屑之——团块： 由几个碳酸盐颗粒被灰泥或藻类粘结在一起而形成——也称为葡萄石。

粒屑之——核形石： 特殊形状的藻灰岩

## 填隙物： 泥晶方解石（泥晶基质）和亮晶方解石

泥晶方解石： 为粒度为  $0.001—0.004\text{mm}$ （石化后的粒度为  $0.001—0.035\text{mm}$ ）的泥晶方解石，机械作用形成；泥晶方解石常为泥晶结构。

亮晶方解石： 为粒度通常大于  $0.01\text{mm}$  的、干净透明的亮晶方解石，化学结晶作用形成。亮晶方解石常发育栉状结构、连生结构。

注意：粒屑结构的填隙物以及碎屑结构填隙物的异同

## 2、生物骨架结构

原地生长的底栖固着生物通过生命活动，由生物骨架和伴生的生物化学组分构成的结构，也称生物结构。常见于礁灰岩中。

## 3、结晶结构（化学结构）

按照结晶程度可分为



非晶质结构：非晶质结构见于一些化学或胶体化学成因的岩石类型中，如硅质岩、磷灰岩等。

隐晶质结构：隐晶质结构由微晶矿物集合体组成

显晶质结构：显晶质结构按照结晶颗粒的大小分为：

粗晶（大于 2mm）、中晶（2-0.062mm）、细晶（0.062-0.004mm）、微晶（0.004-0.001mm）。

#### 4、次生结构：为交代结构和重结晶结构

矿物成分分类和结构成因分类

> 50 %

为基本名

50 - 25 %

××质（白云质灰岩）

25 - 10 %

含××（含白云质灰岩）

< 10 %

不参加命名

## 碳酸盐岩的分类

分类前应了解的四个基本概念：

- （1）原地灰岩 / 白云岩：未经搬运的灰岩，指微晶灰岩和生物礁灰岩。
- （2）异地灰岩 / 白云岩：经过搬运的灰岩，指粒屑灰岩。
- （3）泥晶：原地机械沉积的、粒度 < 0.0039mm 的灰泥。
- （4）亮晶 / 淀晶：化学沉淀的、粒度 > 0.0039mm 的、较为洁净的方解石（胶结物）。

石灰岩分类（Folk, 1959）福克的分类，1959 年

## 石灰岩的结构-成因分类

### 1、分类：

(1) 微晶或泥晶灰岩（正常化学岩）：为化学—生物化学成因，形成于低能环境，具微晶或泥晶结构。

(2) 颗粒石灰岩或粒屑石灰岩（异常化学岩）：

是经过波浪及流水作用或重力作用形成的岩石类型，具有典型的粒屑结构特征。

(3) 原地固着生物灰岩：以生物作用为主形成的石灰岩，具有典型的生物骨架结构。

(4) 重结晶石灰岩：前三类岩石经过强烈重结晶作用而形成，具有各种化学结构及残余结构。

### 分类级序

(1) 按成因类型分为：原地（微晶灰岩和生物礁灰岩）、异地（粒屑灰岩）、重结晶、交代四大类（灰岩 / 白云岩）。

(2) 异地灰岩按泥晶或亮晶 / 颗粒比分为：泥晶或亮晶颗粒灰岩、颗粒泥晶或亮晶灰岩。

对颗粒灰岩来说，进一步细分的原则为：

A

泥晶和亮晶的比值；

B

颗粒与泥晶的比值；

C

颗粒的类型。

## 白云岩的分类

按成因分为：原生白云岩：准同生或同生的交代白云岩（交代证据不明显）和原生沉淀的白云岩。

次生白云岩：石灰岩经过成岩后期白云岩化形成的白云岩或白云质灰岩。

由于白云岩的成因一直存在争议，白云岩分类没形成自己的独立体系，并以石灰岩的成分

成因分类为参考。

# 碳酸盐岩的岩石类型

## 一、石灰岩类

### 1、内碎屑灰岩：

#### （1）亮晶内碎屑灰岩

成因：高能、稳定环境，如滨浅海；

特征：颗粒支撑、具波痕、交错层理

#### （2）泥晶内碎屑灰岩

成因：高能、不稳定环境，如浊流；

特征－基质支撑、具粒序层理。

内碎屑：大到砾屑级，小到粉屑级。圆度因搬运磨蚀程度而有所差别

填隙物：灰泥基质，或亮晶胶结物或者两者均有。

形成环境：高能浅滩环境，磨圆好、分选较好、亮晶方解石胶结，常伴生波痕和交错层理以及冲刷充填构造等。高能量环境形成内碎屑，而沉积于低能环境时内碎屑含量少并含有大量的灰泥基质的泥晶砾（砂）屑灰岩和粉屑灰岩。

### 2、生物碎屑灰岩

#### （1）亮晶生物碎屑灰岩

成因：高能、稳定环境，如滨浅海；

特征：颗粒支撑、具波痕、交错层

#### （2）泥晶生物碎屑灰岩

成因：低能、稳定（静水）环境，如潮下带；

特征-基质支撑、块状层理。

### (3) 生物碎屑种类

海百合茎、珊瑚、介形虫、有孔虫、藻类、层孔虫、双壳、腕足类等。

### 3、鲕粒灰岩：

由鲕粒构成，填隙物可以是灰泥基质或亮晶胶结物。特征：颗粒支撑、具波痕、交错层理；成因：温暖浅水、中等搅动；一般形成于温暖的、中等能量的浅海环境，如台地边缘浅滩（鲕滩）、潮汐协坝或潮汐三角洲等环境。

### 4、藻灰岩：典型的生物-生物化学成因

### 5、生物礁灰岩：

主要造礁生物：钙藻、珊瑚、层孔虫、海绵、苔藓虫

### 6、泥晶（微晶）灰岩

泥晶（微晶）灰岩中的颗粒含量较低，一般小于10%，还含有少量陆源碎屑。泥晶（微晶）灰岩外观致密、均一。

水平层理或微波状层理发育。

化学沉淀的微晶灰岩一般为微晶结构，呈稳定的层状分布，具有均匀块状或水平层理。具水平纹理的化学成因的微晶灰岩与发育水平层理的机械或生物成因的泥屑（晶）灰岩难以区分。

## 二、白云岩

### 1、（准）同生白云岩：

海相/非海相，与蒸发岩（石膏、硬石膏、岩盐）共生，微晶结构，常见纹层、鸟眼、干裂。

### 2、交代白云岩

晶粒结构，具交代残余结构

# 碳酸盐岩的成岩作用

## 一、压实作用 包括化学压实作用机械压实作用

### 1、化学压实作用及组构

缝合线构造是溶解压实组构的唯一表现形式。

缝合线往往由难溶的黏土矿物构成，溶解的石灰岩数量往往很大，是胶结物（ $\text{CaCO}_3$ ）的主要物质来源。

### 2、机械压实作用及组构

机械压实作用主要表现为塑性变形和破裂两种类型：

#### （1）塑性变形组构

1）颗粒的凹凸接触：一个颗粒变形后形成凹入坑，相邻颗粒的一部分嵌入其中。

2）颗粒的线状接触：颗粒变形后以长轴紧密接触。

3）单个颗粒变形：如变形鲕粒，变形砂屑等。

#### （2）脆性破裂组构

1）放射状破裂：以由颗粒中心向四周辐射的微小破裂为特征。

2）断裂：颗粒破裂成几部分，但仍互相接近。

3）撕碎破裂：1个颗粒被破碎成大致相等的两部分，可见位移的迹象。

4）剥离：颗粒表面发生片状剥离，偶见于变形鲕状石灰岩中。

## 二、胶结作用

胶结作用仅发生于粒屑灰岩中，胶结作用与沉积作用可视为同步（何起祥，1978）。

胶结物主要为碳酸盐类矿物，有四种主要类型，即方解石（低镁方解石）、文石、镁方解石（高镁方解石）和白云石。

### 1、常见的胶结组构

（1）针状：胶结作用早期，砂屑灰岩被纤维状文石晶体部分胶结，文石从碎屑颗粒的表面向外生长。

（2）粒状：砂屑灰岩中腕足类介壳碎屑及内碎屑被等粒状方解石胶结。

（3）等轴生长：在砂屑灰岩中海百合为干净的方解石所环绕，形成共轴生长边。

(4) 嵌晶：包含数个颗粒的粗晶或连片胶结物。

## 2、碳酸钙胶结物的沉淀作用

影响因素：溶解离子、结晶速度、底质的矿物成分与晶体结构

### A、溶解离子

在碳酸钙胶结物的沉淀环境中存在的溶解离子主要为：镁离子和钙离子。

碳酸钙沉淀时受 Mg/Ca 比值影响。Mg/Ca 比值不同，形成的矿物及组构也不同。

(1) 对矿物成分的影响：在富镁离子的条件下，形成文石和高镁方解石。正常情况下，形成方解石。

(2) 对组构（矿物习性）的影响：镁离子的侧向“毒害”效应（Folk, 1974）

方解石晶体是由  $\text{CO}_3^{2-}$  离子和  $\text{Ca}^{2+}$  离子层交替组成，结晶 C 轴与离子交替层垂直。

**对组构（矿物习性）的影响分二种情况：**

a) 溶液中的  $\text{Mg}^{2+}$  进入正在生长的晶体顶端的  $\text{Ca}^{2+}$  层内部占据了某一钙离子的位置。当晶体继续生长，其上很快被 1 个新的  $\text{Ca}^{2+}$  生长层覆盖。晶体沿着被掩埋的 C 轴方向继续生长，会把晶体构造中的缺陷隐藏下来，以这种方式进入方解石晶格的少数镁离子对晶体的生长并无影响。

b) 镁离子进入  $\text{Ca}^{2+}$  层裸露边缘位置，由于镁的离子半径较小，当晶体继续生长时，其上下层的  $\text{CO}_3^{2-}$  层将向  $\text{Mg}^{2+}$  方向收敛并把它包围起来，导致晶体构造发生变形。

当晶体进一步生长时，离子半径较大的  $\text{Ca}^{2+}$  再也不能进入这一  $\text{Ca}^{2+}$  层。由于这一原因，晶体的侧向生长受到了限制，但这时沿 C 轴方向的生长并受到镁离子的毒害，因而生长迅速。这样便形成了数微米宽的纤维状或泥晶陡斜菱面体高镁方解石

### B、结晶速度

胶结物的结晶速度控制着晶体的大小和形态。结晶作用和成核作用速度缓慢，有利于较大晶体如纤维晶和粒状晶体的形成。结晶速度快，往往形成泥晶结构。

在极度低镁的环境中，如在淡水中，快速的沉淀作用使方解石形成六边形的板状晶体或矮胖六方柱晶体。

## 胶结物的世代

充填孔隙的胶结物有世代关系。

早期胶结物一般垂直于粒屑的边部生长，具有帚状组构特征。晚期胶结物多为具镶嵌组构的粒状方解石。

一般认为早期方解石胶结物可能系海水成因的文石或高镁方解石经成岩变化而成，晚期的胶结物可能为淡水（Lindholm, 1974）或可能为深埋的地下水或原生水（Folk, 1974）所形成。

亮晶鲕粒灰岩，具两世代胶结作用，早期：纤状等厚环边胶结物，晚期：粒状胶结物。

## 碳酸钙胶结物的来源

(1) 海水来源：沉积物中的孔隙水通过海水的补给，不断形成碳酸钙的沉淀。这是碳酸给胶结物的主要来源。

(2) 成岩过程中文石和高镁方解石发生溶解，溶解的碳酸钙可沉淀为低镁方解石胶结物。

(3) 化学压实作用（压溶作用）提供的碳酸钙。

(4) 地下水来源：地下水通过毛细管浓缩作用，向近地表处搬运碳酸钙溶液和浓缩以胶结物形成沉淀下来。

(5) 淡水将上覆沉积层中的碳酸盐溶解后向下淋滤为下伏层位的沉积提供钙质胶结物。

## 三、溶解作用

### 1、溶解作用的条件及产物

(1) 条件：

1) 碳酸盐沉积物或碳酸盐岩中孔隙水的性质发生变化，就要引起碳酸岩矿物或质点的溶解作用。

2) 为了保持长期而稳定的溶解过程，孔隙水既要饱和又要有流动性。这样才能不仅使碳酸盐溶解，而且能将溶解的物质带走。

(2) 产物：碳酸盐岩或碳酸盐沉积物的溶解一般属于一致溶解的范畴，溶解作用的最终产物是次生孔隙（溶解孔隙）

### 2、次生孔隙的类型

(1) 晶间孔隙：主要见于次生白云岩中，由于菱形的白云石晶体的随机生长伴随着粒间未被交代部分的溶解作用而形成的。

(2) 溶膜孔隙：溶膜孔隙是由于沉积物或岩石中原生组分的选择性溶解而形成。这些原生组分包括鲕粒、介壳和蒸发矿物等。

(3) 孔洞和溶沟：这种孔隙是与原生结构无任何关系的溶解作用造成的。

## 四、重结晶作用和矿物多相转化

### 1、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，而主要矿物成分不发生改变的作用。

一般将晶体趋于加大的现象称为“进变新生变形作用”，

一般将晶体趋于缩小的现象称为“退变新生变形作用”。

这两种作用的代表性产物分别为“微亮晶”和“泥微晶”。

## 2、矿物的多相转化作用

现代浅海的碳酸钙沉积物主要是由文石，高镁方解石和低镁方解石组成。

古代石灰岩却是由低镁方解石组成的。

这一现象说明，文石和高镁方解石在成岩过程中都已转变成为低镁方解石。

文石向方解石转化是通过晶体间的溶液薄膜进行的，包括湿态的同质多相转变和湿态重结晶作用，其转化过程可能是通过文石在极小的范围内容解和立刻沉淀出方解石而完成的。在这一转化过程中还发生了微量元素锶的丢失，这说明文石向方解石转化是一种湿态过程。

## 五、交代作用

碳酸盐沉积物或碳酸盐岩中的交代作用十分活跃，

常见的交代作用包括：白云岩（石）化、去白云岩（石）化、硅化、硫酸盐化、菱铁矿化和黄铁矿化等

### 1. 白云岩化作用：

按成因白云岩分为原生白云岩，次生白云岩。自然界以交代成因的次生白云岩为主。

（1）渗滤回流作用

利用该模式来解释得克萨斯二叠纪白云岩的分布。

海岸泻湖的强烈蒸发作用使海水浓缩；

石膏的沉淀，把  $\text{Ca}^{2+}$  从水中移走，增加了  $\text{Mg}^{2+}$  这浓度；

富  $\text{Mg}^{2+}$  的残留卤水比泻湖之下沉积物中充填的正常海水要重，因而向下渗流；

富  $\text{Mg}^{2+}$  水体流经先期沉淀的碳酸盐沉积物，引起白云岩化作用。

（2）溶解—自白云岩化作用

这一模式主张含镁的碳酸盐沉积物在一定的条件下发生溶解，然后重新沉淀下来，镁离子和钙离子结合形成白云石。



毫无疑问，这一模式肯定能够解释某些白云岩的成因。然而正如 Land 等人（1975）指出，这是一种自我消耗，在邻近组分未发生溶解的情况下，这种作用不可能为厚层碳酸盐的白云化提供大量的镁离子。

### （3）混合白云岩化作用

汉肖等（Hanshaw, 1971）和 Land（1973）提出了一个新的白云岩化机制，即大气水（淡水）与海水混合机制来解释佛罗里达和牙买加第四纪灰岩中的白云岩的成因。

按照该模式，正常海水与淡水混合形成半咸水，这种盐水对于方解石不饱和，但对于白云石饱和，白云石沉淀，方解石溶解。

### （4）深埋白云岩化作用

Illing (1959) 在研究加拿大西部晚泥盆世的礁体时，提出了地下水白云岩化模式。

他认为，在埋藏过程中，礁体下部或礁体周围的沉积物排除同生水。这些同生水受蒙脱石转变成伊利石的影响，因而含有高的 Mg/Ca。当这些同生水流经礁体时，便对礁体产生了白云岩化作用。

### （5）蒸发泵吸作用

在炎热的气候条件下，由于强烈的蒸发作用，潮上带象泵一样驱使海水通过沉积物的孔隙，向陆地运行，结果在潮上带形成白云岩的薄壳。

白云岩化的重要结果是使岩石的孔隙度增大（13%），

可能对成油具有重要意义。

## 2、去白云岩化作用

方解石交代白云石的作用叫做去白云岩化作用。

（1）方解石晶体含有未交代完全的白云石残余，形成特征的“嵌晶组构”。

（2）方解石常呈白云石菱面体的假象存在。

（3）常常保存白云石的残余组构的痕迹

（4）增加体积 13%，但仍然可以见到菱形溶孔。

### 去白云岩化作用发生的条件：

（1）在富含硫酸盐的地下水作用下完成的；其反应式： $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$

(2) 是在近地表条件下发生的(解决膏盐溶解问题)。

(3) 发生在不含石膏的地区;这时硫酸盐离子可能是由黄铁矿或其它硫化物的氧化而成。

### 3、石膏化和硬石膏化

石膏和硬石膏交代碳酸盐矿物或组分的现象叫石膏化或硬石膏化。

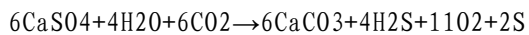
该作用的发生可能与含硫酸盐的孔隙水的活动有关。

在地下,石膏为硬石膏交代。常见于干旱气候。

### 4、去石膏化作用

硬石膏或石膏被碳酸盐矿物交代的作用叫去石膏化作用

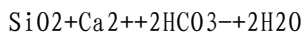
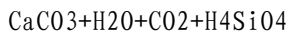
去石膏化常与地表淡水和细菌的作用有关。可能反应:



此外,在地表去白云石化时,也可伴有去石膏化作用。

### 5. 硅化作用

当 pH 相对较低,且孔隙水为  $\text{SiO}_2$  所饱和时,碳酸盐常常发生硅化。



硅化作用具有明显的选择性。生物组分最易发生硅化,形成硅质内模。

其他常见的交代产物有硅质结核和硅质条带。硅化产物常常保留原有的沉淀构造(如细纹理和生物的微构造等)。

## 成岩环境及其特征

成岩环境: 与成岩作用关系密切的环境称之为成岩环境。

Longman(1982)将成岩环境划分为两大类:

## 1、近地表成岩环境:

海洋潜水带

混合带

淡水或大气潜水带

淡水或大气渗流带。

## 2、地下成岩环境，

### 1、海洋潜水带

海洋潜水带指温暖浅海（水深 $<100\text{m}$ ），其中的沉积物或岩石中的多余孔隙空间都为正常海水所填充。

（1）活跃的海洋潜水带：水运动与其他作用（如光合作用生物的呼吸， $\text{CO}_2$  去气，细菌活动等）伴生，导致胶结作用。胶结物主要为镁方解石和文石。

（2）停滞的海洋潜水带：水通过沉积物的运动相当缓慢，胶结作用很少发生。。

### 2、混合带

位于海洋潜水带和淡水潜水带之间。海水与淡水的混合可以形成一种对方解石稍微不饱和，而对白云石过饱和的溶液。在水循环良好的混合带环境中可以发生白云岩化

（Badiozamani, 1973）。

### 3、淡水或大气潜水带

位于渗流带和混合带之间。所有的孔隙均为含有液碳酸盐的大气水充满。潜水面的顶部以海平面为界。

（1）未饱和带：对  $\text{CaCO}_3$  不饱和和大气水进入潜水带，便开始（或继续）溶解沉积物，产生类似于渗流带的晶洞或印模孔隙。

（2）活跃的饱和带：水对于  $\text{CaCO}_3$  饱和，导致方解石广泛的胶结作用。胶结物为粒状方解石。

（3）停滞带：存在于大气淡水潜水带的较深部位和干旱气候条件下。水循环缓慢，几乎无胶结作用发生。

### 4、淡水或大气渗流带

位于地表之下和潜水面之上的近地表带。

孔隙空间既可以以空气为主，也可以以水为主。

该带的水通常是大气水（雨水），对  $\text{CaCO}_3$  不饱和。

溶解是渗流带的主要特征。

渗流带达到饱和后，就可以通过蒸发作用或  $\text{CO}_2$  的去气作用使方解石沉淀下来。

#### （1）溶解亚带

任何形式的碳酸钙都可以发生溶解。胶结作用主要发生于空气与岩石界面处。

#### （2）沉淀亚带

位于渗流带的下部，以胶结作用为主。如果孔隙水以弯月状分布于颗粒之间，那么胶结物将具有新月型的组构特征。如果水以悬滴状挂在于颗粒的下面，那么将形成悬挂型胶结物。该亚带的胶结物通常以细小等粒状的方解石为主。

## 5、地下成岩环境

地下埋深的成岩环境中发生的主要成岩事件包括：

- （1）沉积物的压实作用和流体排出；（2）某些矿物和有机质的热成熟；（3）缝合作用；（4）白云岩化作用，尤其是沿断层和礁缘；（5）邻近缝合线的胶结作用；（6）裂隙作用；（7）沿缝合线的白云岩化作用和新生变形作用；（8）次生孔隙的形成；（9）石油运移

## 其它内源沉积岩

其它内源沉积岩是由化学作用、生物和生物化学作用所形成。

按物质成分分为：硅质岩、铝质岩、铁质岩、锰质岩、磷质岩、蒸发盐岩

## 硅质岩

### 一、一般特征

1、概念：硅质岩是指由化学作用、生物和生物化学作用以及某些火山作用形成的富含自生硅质矿物（>70%）的岩石。

2、矿物成分：

主要成分：蛋白石、玉髓和自生石英

次要成分：粘土矿物、碳酸盐矿物和氧化铁等。

3、化学成分：

主要成分： $\text{SiO}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$

次要成分：数量不等的  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  等

## 二、主要岩石类型

生物和生物化学成因的：硅藻土、放射虫岩、海绵岩、蛋白岩

非生物成因：碧玉岩、燧石岩、硅华等

### 1、硅藻土（或硅藻岩）

硅藻土呈灰白色或浅黄色，主要由硅藻（成分为蛋白石）的壳体组成，其含量可达 70—90%，可含有少量的放射虫及海绵骨针。有时含有粘土矿物、碳酸盐矿物、海绿石、碎屑石英和云母等混入物。

硅藻土质软疏松多空，相对密度为 0.4-0.9，孔隙度高，吸水性强，外貌似土状。页理发育，薄如质页。

大部分硅藻土产于第三纪以来的海相或湖相地层中，少部分分布于白垩纪地层中。在沉积序列上，多与泥岩、泥灰岩共生，有时与火山岩共生。在年代较老的地层中，硅藻土一般转变为板状硅藻土或蛋白土，最终渐变成燧石岩。现代硅藻土主要分布在两极及中纬度的海洋中。

### 2、海绵硅质岩

淡灰绿色或黑色，主要由海绵骨针（矿物成分为蛋白石和玉髓）组成，有时含有少量放射虫及钙质生物，可混有少量粘土矿物、碳酸盐矿物及海绿石等。

海绵岩一般为细粒，常见有坚硬和疏松两种类型。在坚硬的海绵岩中，海绵骨针由不同比例的蛋白石、玉髓和自生石英胶结而成，致密，不透水。纯净、疏松的海绵岩极少见，仅见于个别地区的第三纪沉积中。

海绵岩多分布于新生代地层中。

### 3、放射虫硅质岩

多为深灰色以及红色与黑色，主要由放射虫的壳体组成，矿物成分为蛋白石，常含有硅藻、海绵骨针。常为薄层状，致密坚硬。在较老的地层中放射虫（蛋白石和玉髓）已重结晶为微晶石英。

在现代海洋中，放射状软泥分布于低纬度地区的赤道附近，在太平洋和印度洋的赤道地区广泛分布，其放射虫含量可达 60-70%，并常混有粘土矿物和碳酸盐矿物。

### 4、燧石（燧石岩）

呈灰色、灰黑色、黑色等深颜色，也有呈黄色、红色和白色者。燧石主要由玉髓、蛋白石和石英组成。年代愈新，蛋白石含量愈高。常含有粘土矿物、碳酸盐及有机质等混入物。也可含有少量的放射虫、海绵骨针及有孔虫。

按照产状，燧石可分为层状燧石和结核状燧石两大类。

此外，硅质岩和硅华。前者是一种含有氧化铁（可超过 5%）的层状燧石岩；后者是形成于温泉泉口的化学成因的硅质岩。

### 三、硅质岩的成因

#### 1、二氧化硅的来源

陆地上硅酸盐和硅铝酸岩的化学分解、火山作用、生物来源

#### 2、二氧化硅沉淀方式

生物作用方式：硅质生物的堆积、硅质生物分解水中的铝硅酸岩质点、良好的保存方式

化学作用方式：化学沉淀作用

#### 3、二氧化硅的形成阶段

（1）原生沉积的：硅质板岩、层状燧石

（2）成岩作用的产物：燧石结核，

证据：沿石灰岩裂缝分布、结核形状不规则、保存有碳酸盐岩的残余结构和构造

#### 4、二氧化硅形成的水深

千米以上的深水形成

## 铝质岩

### 1、一般特征

铝质岩是一种化学成分上富含  $Al_2O_3$ ，并主要由氢氧化铝矿物（含量大于 50%）组成的岩石。

如果  $Al_2O_3$  含量大于 40%， $Al_2O_3: SiO_2 > 2: 1$ ，则称为铝土矿。

主要矿物成分：三水铝石、一水软铝石、一水硬铝石

次要矿物成分：各种粘土矿物、陆源碎屑、方解石和白云石等。

结构：常见有泥结构、粉砂泥结构、鲕粒及豆粒结构、内碎屑结构等。

### 2、主要岩石类型

#### （1）红土型铝质岩

红土型铝质岩常为红色、棕色或黄色，少数为浅灰色或白色。

主要矿物成分：三水铝石，个别为一水铝石。

次要矿物成分：含铁的矿物如针铁矿、含水针铁矿、赤铁矿、含水赤铁矿。粘土矿物见有高岭石、埃洛石和水铝英石，并见有残留矿物石英等。

标准矿物成分为  $Al_2O_3$  55-65%、 $SiO_2$  2-10%、 $Fe_2O_3$  2-20%、 $TiO_2$  1-3%，并含有 Ga、Nb、Ta 和 Cr 等元素。

红土型铝质岩常具有次生淋滤作用造成的豆状、鲕状、海绵状结构。

红土化作用一般形成于热带和亚热带干湿交替的气候条件下。

## （2）沉积型铝质岩

红土化作用形成的铝土物质经流水以碎屑或胶体溶液的方式搬运到海、湖边缘沉积下来变形成沉积型铝质岩。按沉积环境，沉积型铝质岩可分为海相沉积型铝质岩和陆相沉积型铝质岩。

海相沉积型铝质岩主要沉积于海盆洋边缘地带的滨海和泻湖环境中。岩体呈层状，厚约数十米，延伸可达数公里。

陆相沉积型铝质岩常沉积于湖泊和沼泽环境。岩体呈透镜状或似层状。

# 铁质岩

## 1、一般特征

含铁量大于 15% 的沉积岩称为铁质岩。

矿物成分：铁的氧化物（磁铁矿、赤铁矿、水赤铁矿、针铁矿和褐铁矿）、铁的硫化物（黄铁矿、白铁矿、水陨硫铁矿和磁黄铁矿）、含铁碳酸盐（菱铁矿、铁白云石、球菱铁矿）硅酸盐类（鲕绿泥石、鳞绿泥石、黑硬绿泥石、海铝石、铁蛇纹石等）和磷酸盐类。

化学成分：主要成分（Fe）、有用的混入成分（Mn、V、Ni、Co、Cr）、有害混入成分（S、P、As）、成渣的氧化物（ $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、CaO、MgO）和挥发成分（ $CO_2$ 、 $H_2O$ ）。

结构类型：内碎屑结构、鲕粒结构、豆粒结构、球粒结构和泥状结构等。

构造：肾状构造（叠层构造）、层理、波痕及泥裂等

## 2、主要类型

#### (1) 硫化铁质岩

主要由黄铁矿和白铁矿组成。硫化铁矿物只是伴生组分，也可以成为黑色页岩和黑色灰岩的重要组分。

#### (2) 氧化铁质岩

红色或褐红色，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状结构。

#### (3) 碳酸铁质岩

主要由菱铁矿组成，常与燧石共生。此外，菱铁矿也可在石灰岩中呈鲕粒或其他形式产出，也可呈结核状在陆源碎屑岩中产出。

#### (4) 硅酸铁质岩

深灰色或绿色，主要由鲕绿泥石组成，常有赤铁矿或菱铁矿混入物，具鲕粒结构。

浊流的沉积物——浊积岩。浊流是沉积物重力流的一种。

**沉积相：一定沉积环境的物质表现。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，相就是沉积物形成条件的物质表现。**

## 大陆环境

冲积环境\*\*：曲流河、网状河、冲积扇

湖泊环境：

沼泽环境

冰川环境：

坡积和残积环境：

## 海陆过渡环境

三角洲环境\*\*

河口

海岸环境：有障壁海岸、无障壁海岸。

## 海洋环境

浅海陆棚环境\*\*：

次深海环境：

深海环境：

## 沉积环境的识别标志

岩石学标志：

1) 岩石类型和矿物成分：指示沉积环境、物源区性质、

构造状况和古气候条件；



2) 沉积岩的结构：指示水流性质-如杂基含量；

3) 沉积构造（如层理、层面构造）：指示介质动力条

件和流体性质、提供古水流资料，解释沉积环境。

古生物和古生态标志：

确定沉积时的自然地理环境最有效，指示时沉积时的水深、盐度和浊度；如遗体 and 遗迹化石。

地球化学标志：

岩石或生物介壳中的微量元素、同位素和有机地化资料解释沉积环境。

## 沉积物重力流的概念和分类

沉积物重力流是指沉积物与流体的混合物在重力作用下形成的流动。它常被简称为沉积物流或重力流，也有称其为块体流。

沉积物重力流的分类

水下沉积物重力流：碎屑流（泥石流）、颗粒流、液化沉积物流、浊流

大气沉积物重力流：岩块崩塌流、热气地浪沉积、热灰云（发光云）

### 水下沉积物重力流

## 水下沉积物重力流形成的基本条件

足够的水深、

足够的坡度、

充沛的物源、  
一定的触发机制。

## 浊流和浊积岩的特征

### 1、概念和分类:

浊流: 是沉积物重力流中研究历史最早的一种类型, 是指主要由涡流(即紊流、湍流)的向上分力支撑的一种沉积物重力流。

分类: A-按密度:

高密度浊流: 大于  $1.1\text{g/cm}^3$ ; 可悬浮搬运  $0.06\text{mm}$  的石英颗粒

低密度浊流: 小于  $1.1\text{g/cm}^3$ ;

B- 按形成的持续性: 阵发性浊流、稳定性浊流

## 浊流和浊积岩的特征

## 2、浊流的构成和形成机理

浊流的构成:

头部: 头部后, 呈舌状、向前和向上卷起, 存在循环流动方使, 密度高、流速快, 粗大颗粒集中于头部, 又极强的侵蚀能力;

体部: 位于头部之后, 厚度均一, 主要发生沉积作用;

尾部: 流速变缓、密度变低, 沉积为主。

## 3、浊流的形成和运动的阶段

1) 三角洲阶段: 为浊流准备丰富的物质基础

2) 滑动阶段: 在外界机制的触发下, 沉积物发生“液化”而开始流动, 随着海水的加入, 滑动加快

3) 流动阶段: 由于沉积物与水体混合程度的差异, 流体内部存在速度差, 粗粒物质向头部集中;

4) 浊流阶段: 坡度适合, 沉积物与水完全混合形成悬浮状高密度流体, 粗粒物质集中在头部。

## 4、浊积岩的构造

浊积岩是一种特殊环境下形成的一套沉积物组合。经典浊积岩, 即低密度浊流沉积, 其粒度较细, 限于砂级; 沉积构造规模较小, 限于交错纹理。而高密度浊流沉积的粒度可达中砾级, 沉积构造的规模也可以很大。

浊积岩的沉积构造主要有:

(1) 底痕: 冲蚀痕与工具痕

槽模、沟模、锥模

(2) 底痕：准同生载荷构造

重荷模、火焰构造

(3) 粒度递变层理：分布递变、粗尾递变

以上三类沉积构造在高、低密度浊流沉积中均可见到。

浊积岩的沉积构造主要有：

(4) 包卷层理

(5) 交错纹理

以上两种沉积构造主要见于低密度浊流沉积中。

(6) 中-大型交错层

(7) 逆行沙波交错层理

以上两种沉积构造主要见于高密度浊流沉积中。

## 5. 浊积岩的其他特征：

1- 浊积岩中的砂岩是杂砂岩，杂基含量可达 15—20%，成分成熟度和结构成熟度低。

2- 浅水生物和深水生物、浮游生物和底栖生物共存

3- 同生变形构造发育，没有暴露成因的构造和波痕等。

## 6. 浊积岩的相模式——鲍玛层序

A 段—递变层理段或块状层理段：

主要由砂岩组成，底部含砾，向上粒度变细，反映浊流能量逐渐减弱的过程。

底面发育冲刷—充填构造。

A 段厚度比其他岩相单元厚度大，为递变悬浮沉积的产物。

B 段—平行层理段（下部平行纹理段）：

由细砂或中砂岩组成。与下伏 A 段为渐变关系。

C 段——波状层理段（流水波状纹理段）：

由细砂岩和粉砂岩组成。以发育小型波状层理为特征，有时见有包卷层理。与下伏 B 段呈突变接触。

D 段——水平层理段（上部平行纹理段）：

由泥质粉砂岩和粉砂质泥岩组成。具有清晰的水平层理。与下伏 C 段界线清晰。

E 段——泥岩段：

由块状泥岩组成，与下伏D段呈过渡关系。有时顶部分布有页岩或泥灰岩。

## 鲍玛层序的四个作用

(1) 是一个标准、(2) 是描述指南和提纲、(3) 是水动力学解释的基础、(4) 是预测者。

## 7、 浊积岩的形成需要的条件:

1) 有良好的地形、2) 有充足的沉积物、3) 有阵发机制。

## 8、 浊积岩的形成环境和条件

浊积岩是浊流的沉积物，凡是有浊流的环境都有浊积岩。

常见的环境有：湖泊、水库、三角洲前缘、大陆架及深海平原（深海盆地）

用现代的观点，任何载满沉积物的水体都能形成浊积岩。

## 其他水下沉积物重力流的特征

1、碎屑流

2. 颗粒流 (grain flow) 沉积

3. 流体化流 (fluidized flow) 沉积和液化流 (liquefied flow) 沉积

## 重力流沉积的综合相模式

前面已将各类重力流沉积的层序模式分别作了介绍, 这里则讨论在一个区域重力流沉积分布规律——综合相模式。

据已有研究，主要有三种：①扇模式；②槽模式；③坡角楔状体模式。

### 1、海底扇模式

海底扇模式是在对现代海洋浊积扇形态进行调查的基础上, 结合古代地层中的岩相特征和层序研究逐步完善的。

海底扇模式基本上也适用于湖底扇。

### 2、海槽轴向搬运沉积模式

在长形海槽盆地中，重力流进入盆地后沿轴向搬运和沉积。

### 3、坡脚楔状体模式

该模式主要适用于碳酸盐沉积区。由于碳酸岩台地前缘普遍发育向深水盆地过渡的斜坡带，而重力流的物源区又是沿碳酸盐台地边缘分布的线状物源，而非点状物源，故不形成海底扇而形成坡脚楔状体。

由于斜坡坡度不同，其分布特征也不同。可分为：①沟槽型；②陡坡型；③缓坡型。

## 重力流沉积的鉴别标志

1、浅水陆源碎屑沉积与深水页岩（或泥灰岩）共生或组成韵律层。碎屑成分是

陆源的、浅水的，可含浅水化石、植物屑和鲕粒等，但无浅水沉积构造（如大型交错层理、浪或波痕、泥裂等）。

- 2、浊积岩常具完整及不完整的鲍玛层序。
- 3、有滑动及沉积物液化的证据（包卷层理、滑塌构造和重荷模等）。
- 4、有高密度流动的侵蚀痕—底面印模构造。
- 5、岩石颜色深，反映深水缺氧沉积环境。
- 6、无浅水沉积构造。

## 风暴岩

在浪控陆棚地区，主要沉积物为分选好的细粒席状分布的砂岩。具有典型的浪成交错层理，与泥岩和粉砂岩不规则互层。当有风暴发生时，则内部夹杂薄层的一套特殊沉积物——风暴岩。

1、概念：风暴岩是风暴潮的沉积产物。是由一个短暂的使海平面升高、流速增大波浪传播加深的一种强海流事件形成的。

风暴来临时，强海流掀起海底沉积物并冲向和侵蚀海岸，然后产生一个向海流动的密度流，即离岸流，在风暴减弱时，在风暴浪击面之上和正常浪击面之下，形成风暴沉积。

### 2、风暴沉积的组成：

- 1) 粒序层或滞留层，有侵蚀底面
- 2) 平行层理层
- 3) 丘状交错层或浪成交错层理层
- 4) 泥岩或页岩层

# 大陆沉积环境

分类：冲积环境\*\*、湖泊环境、沼泽环境、沙漠环境、冰川环境、

## 一、冲积环境

冲积环境以河流为主导作用。

河流分类：

网状河：河身不固定，有分叉聚合现象，河床平直，坡降大，发育心滩，分布在冲积扇、河流上游及三角洲平原上。

蛇曲河：河身比较固定，河床弯曲，侧向迁移明显，坡降小，发育边滩，分部在河的下游。

平直河：河道平直，少见。

## 1、河流环境中的地貌类型和河流相特点

### （1）河流的地貌单元

河道：边滩、心滩

河漫滩：是洪水期间河水满出河道所形成的，包括天然堤、决口扇、河漫（洪泛）平原、河漫湖

牛轭湖：废弃的河道

各种地貌单元都有相应的沉积物堆积，可划分为不同的亚相。

### （2）河流相的亚相划分及沉积物类型

根据河流相的沉积特征，划分为三个亚相：河道亚相、河漫滩亚相、牛轭湖（废弃河道）亚相

#### 1）河道亚相

河床滞留沉积：成分为陆源砾石，呈叠瓦状排列，垂向上位于河流沉积剖面的最底部，向上渐变为边滩或心滩。

边滩沉积：蛇曲河和平直河所特有，垂向上位于河床滞留沉积之上，是河流迁移和弯曲过程中在河湾内侧形成的侧向加积物。沉积物以砂为主。发育交错层理和平行层理。

心滩沉积：网状河所特有。沉积物以砾石和粗砂为主。发育大型槽状交错层理。

**河道砾石的排列方式—叠瓦状**

#### 2）河漫滩亚相

天然堤沉积：洪水期河水漫出河岸时形成的。沉积物以粉砂和泥为主，发育水平层理和泥裂等。

决口扇沉积：洪水期洪水冲破天然堤，在靠洪泛平原一侧的斜坡上形成的舌状沉积。以细砂和粉砂为主，局部可见交错层理和冲刷构造。

河漫湖（洪泛盆地）：位于河漫滩的低洼处，以泥质和粉砂泥质沉积为主，可有植物碎片。

3) 牛軛湖（废弃河道）亚相:

是由河流衰老或蛇曲河流截直作用而形成。

沉积物特征：侧向加积的砂质沉积和垂向加积的泥质沉积。

(3) 河流沉积的垂向层序

曲流河沉积的典型垂向层序：二元结构

蛇曲河和网状河沉积特征对比

	网状河	蛇曲河
沉积环境	心滩为主，泛滥平原不发育 边滩、天然堤、决口扇、河漫滩	
剖面岩性组合	“砂包泥”正旋回沉积	“泥包砂”正旋回沉积
	槽状交错层理为主，偶见块	

沉积构造

状和水平层理

多样并构成特征的组合

平面特征

直的或稍弯曲的带状

弯曲状、条带状

#### (4) 河流相的沉积层序

- 1) 垂向剖面向上粒度变细，平面呈带状分布；
- 2) 每个沉积旋回由两部分组成：

下部沉积旋回——河道沉积，包括河道滞留沉积和边滩沉积；

上部沉积旋回——河漫滩沉积：包括堤岸、决口扇和洪泛平原；  
蛇曲河上、下沉积旋回厚度值比近于 1；网状河则小于 1。

- 3) 旋回的底部是一冲刷面；

#### (5) 古代河流沉积的主要鉴别标志

1. 岩石类型及其组合、2. 结构、3. 沉积构造、4. 生物化石、5. 沉积层序、6. 砂体形态

## 2、冲积扇相

### (1) 一般特征

形成：洪水将沉积物从山区带出，在山口的山麓地带因坡度减小堆积而成。

分布：干旱—半干旱气候地区

形状：平面扇为扇形；剖面：纵向为下凹状，横向为上凸状。

扇体表面特征：扇顶有主河道，在扇中和扇缘则分支成网状河；河道之间有树枝状浅水沟。

亚相划分：扇根（扇头、扇首）、扇中、扇缘（扇端）

### (2) 冲积扇相特征

#### 1) 沉积类型：

河道沉积：由砂砾组成，粒度粗分选差；成层性不好。

漫流沉积：携带沉积物的流水从冲积扇河床末端漫出，流速和水深骤减，使携带的沉积物成席状或片状沉积而成。由粗碎屑组成，块状构造，形态为透镜状。

筛状沉积：当物源物主要供给砾石而无其它粒级沉积物时，在冲积扇表面上形成的舌状砾石层。其分选好。孔隙发育，块状构造。

泥石流沉积：发育在扇体的上部，由砂砾泥混杂组成，分选差，层粒不发育。



## 2) 沉积亚相的划分

扇根亚相：冲积扇顶部地带，沉积坡度大，沉积类型为河道沉积和漫流沉积。

扇中亚相：冲积扇的中部，是冲积扇的主体，以分支河道和漫流沉积为主。

扇缘亚相：冲积扇的外缘，地形平缓，以漫流沉积为主。常为砂夹粉砂、粘土组成。

## (3) 冲积扇的鉴定标志

1) 岩性特征：以砾岩、砂砾岩和砂岩为主，夹有粉砂岩和泥质岩：

2) 结构特征：分选差；

3) 构造特征：河道沉积底部有冲刷面，冲蚀充填构造常见；不规则的交错层理；干裂、雨痕等；一般不具成层性

4) 颜色：岩石多为红色

5) 冲积扇的古流向：呈辐射状

## 湖泊沉积环境

### 1、湖泊环境的一般特征

水动力特征：以波浪和湖流为主，基本没有潮汐作用，受河流流水影响大。

物理化学条件：湖水可以是淡水，也可以是超盐水，深湖处为还原环境。

生物学特征：陆相生物化石发育。

### 2. 湖泊的分类

(1) 按含盐度分类：淡水湖和咸水湖

(2) 按沉积物特征分类：陆源碎屑淡水湖和碳酸盐—膏盐湖

(3) 按湖泊所处的地理位置分类：内陆湖和近海湖

### 3. 湖泊沉积相特征

按沉积物特征，将湖泊相沉积划分为两大类型：陆源碎屑淡水湖泊沉积、碳酸盐—膏盐湖泊沉积：

#### (1) 陆源碎屑淡水湖泊沉积：

1) 陆源碎屑淡水湖泊相的亚相划分：

湖泊三角洲亚相：位于河流入湖处

滨湖亚相：介于洪水湖面和枯水湖面之间

浅湖亚相：枯水面和浪击面之间

深湖亚相：浪击面以下

2) 陆源碎屑淡水湖泊各亚相的沉积特征：

A 湖泊三角洲亚相：三层结构

顶积层：河流沉积，砂质为主；发育交错层理；

前积层：粉砂和砂质粉砂为主，较多生物碎片，具有前积交错层理、粒序层理、砂泥互层等。

底积层：粉砂和泥质沉积为主，生物碎片多，富含有机质，水平层理。

B 滨湖亚相：高能环境，沉积物以砂和粉砂为主，有少量砾石，分选磨圆较好，有生物介壳，大致中型交错层理、干裂、雨痕、虫迹等。

C 浅湖亚相：低能环境，沉积物以粉砂和泥为主，夹细砂透镜体，保存完整的化石，不规则的水平层理和浪成波痕。

D 深湖亚相：多为水体安静的还原环境，暗色泥质沉积，富含有机质，水平层理。

## （2）碳酸盐—膏盐湖泊沉积

1) 形成条件：

A-干旱半干旱的气候区或温暖地区，

B-内陆湖，

C-缺乏陆源碎屑物质供给，主要以碳酸盐—膏盐沉积为主。

2) 温暖地区的碳酸盐湖泊相

当周围陆地为碳酸盐岩时，湖内可沉积碳酸钙（藻类的活动）——核形石，深湖处可出现泥灰岩和有机质。

3) 干旱地区的碳酸盐-膏盐湖泊相

随着湖水的浓缩，可依次沉积碳酸盐、硫酸盐、石膏和钾镁盐。

## 三角洲的一般特征和分类

三角洲：是指河流与海洋或湖泊汇合处形成的锥形沉积体；是河流流水与海洋波浪和潮汐共同作用的结果。

根据河流、波浪和潮汐三种作用的相对强度，可对三角洲进行分类：

河控三角洲：鸟足状

浪控三角洲：尖头状（喙状）

潮控三角洲：易改造，难保存

## 三角洲的亚相划分和特征

### ——以河控三角洲为例

1、三角洲亚相的划分：三角洲平原、三角洲前缘、前三角洲

2、三角洲亚相的沉积特征

1) 三角洲平原亚相：

由河流入海发生分流所形成。

沉积物类型有：以砂和粉砂为主，也有向上变细的沉积层序

## 分流河道沉积

## 天然堤沉积

## 分流河道间沉积

### 2) 三角洲前缘亚相:

A- 河水与海水作用最强烈的地区。

B- 沉积物类型有：分流河口砂坝、远砂坝、席状砂

C- 河流作用为主的三角洲前缘沉积中，席状砂不发育，河口砂坝和远砂坝发育，随分流河道向前推进，砂坝呈长条状分布——指状砂坝。波浪作用为主时，砂坝不发育，被改造为席状砂。

3) 前三三角洲亚相：处于正常浪击面以下的海相沉积，以泥和粉砂质泥为主，含大量的有机物，水平层理和透镜状层理。是良好的生油层位。

## 3、古代三角洲的鉴别标志

1) 粒度：在河流向前推进的条件下，形成粒度向上变粗的层序；

2) 沉积构造：具有河流流水、潮汐和波浪的共同作用，水平层理、大型交错层理和变形层理；

3) 化石：海相和陆相化石组合；

4) 古水流：双向性；

5) 沉积物厚度：几百至几千米。

## 海洋环境的一般特征

1、海水的物理化学条件：具有较高的含盐度（3.5%），温度变化在-2—30 度 之间，含氧量不均一；

2、海洋的生物特征：生物丰富，浮游生物、游泳生物和底栖生物；

3. 海底地形与海水深度：

海岸环境：浪击面以上

浅海环境：浪击面至陆棚边缘（水深小于 200 米）

半深海环境：水深 200—2500 米，相当于大陆坡

深海环境：水深超够 2500 米

## 海洋陆源碎屑沉积环境

### 1、海岸沉积环境

(1) 海岸沉积环境的一般特征

- 1) 水动力学条件：波浪和潮汐流为主，还有海流、沿岸流、表面径流、河流和风；
- 2) 地球化学和生物环境：与广海连通时，盐度正常，可淡化或咸化；海陆相生物混生；
- 3) 海岸环境分类：有障壁岛海岸和无障壁岛海岸；

(2) 砂质海岸地区沉积环境划分

(3) 海岸沉积环境的沉积特征

沉积物：以砂、砂砾岩为主，分选好，磨圆高，沉积构造：发育平行层理、各种交错层理和波痕，生物扰动现象明显。

### 2、浅海沉积环境

水动力学条件：波浪和海流为主

海底地形：平坦，可有相对起伏，如砂坝和浅滩及沟谷；

沉积物：砂和粉砂为主，化学胶结，特征矿物海绿石沉积构造：波痕、交错层理、虫孔和虫迹等

### 3、半深海和深海沉积环境

水动力学条件：缓慢流动的深海洋流

沉积物：各种远洋沉积、等深流沉积和浊流沉积；

生物特征：浮游生物、底栖生物极少

## 海洋碳酸盐沉积环境

### 1、海洋碳酸盐沉积环境的特点

沉积环境：温暖、洁净、透光的浅水环境

分布：南北纬 30 度之间

碳酸盐沉积物的成因：生物成因为主，

## 2、海洋碳酸盐沉积相模式

沉积碳酸盐的浅海类型:

陆表海: 分布面积广, 海水浅 (30—200 米), 海地平坦;

陆缘海: 分布于大陆边缘, 占据大陆架位置, 宽 160—480km, 水深 200—500m, 海底坡度大。

注意: 古代碳酸盐多形成于陆表海。

### (1) 陆表海沉积相模式

欧文沉积相模式 (1965): 把陆表海化分为三个能量带

X 带: 位于浪击面以下, 粉屑和灰泥沉积, 厚度小

Y 带: 波浪作用强烈, 鲕粒灰岩、生物碎屑灰岩和内碎屑灰岩

Z 带: 海水浅或暴露地表, 白云岩、石膏或硬石膏和盐类沉积

### (2) 拉波特沉积相模式 (1967、1969)

在欧文的基础上, 四分。考虑了陆源碎屑混入的情况。

### (3) 威尔逊碳酸盐沉积综合模式

九个相带, 24 个微相

## 3、碳酸盐补偿深度 (方解石补偿深度) (Carbonate Compensation Depth)

海洋中的一条深度界线, 简称 CCD 线, 当海水深度增加到该深度时, 由于水压增大, 温度降低, 有机质分解等因素, 使水中二氧化碳分压增加, 造成碳酸钙不饱和, 只是从海面下沉的钙质沉积物遭受溶解。

CCD 线以下的沉积物中没有正常沉积的碳酸盐组分。

