分与周围沉积物不同的斑点或斑块等不规则地断续分布在沉积物中的现象。

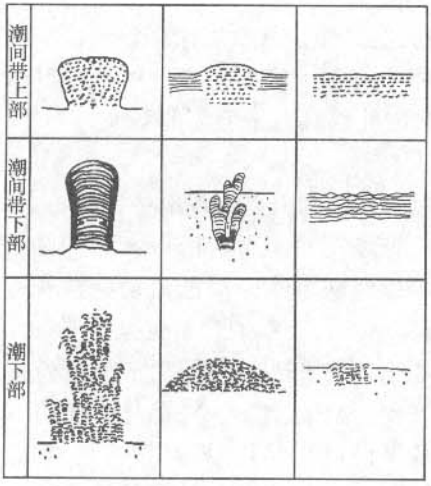


图 5－28　叠层石形态类型分布
（据 P. Hoffman，1976）

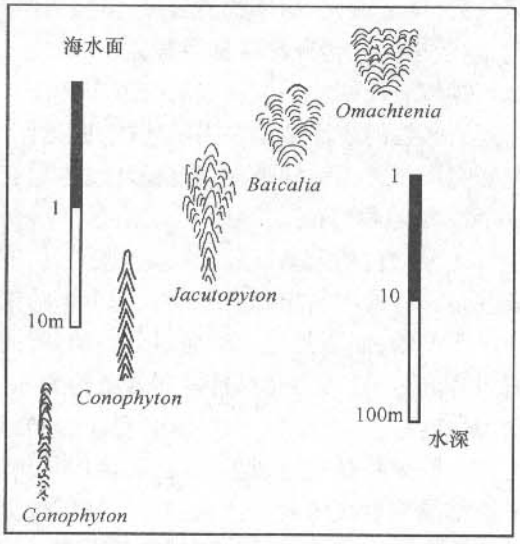


图 5－29　叠层石类型与水深关系
（据 P. Hoffman，1976）

4. 植物根迹

在三角洲平原、冲积平原、沼泽、海滨平原等大陆环境中，经常有各种植物生长。当植物死亡后，它们的根就遗留在沉积物中成为植物根迹，可以经碳化或硅化后保存下来，或腐烂分解后的空洞被泥砂充填成为铸型。

第二节　岩石结构和粒度标志

一、岩石结构标志

碎屑岩的结构包括碎屑颗粒的特点（粒度、形状及颗粒表面结构）、填隙物（包括杂基和胶结物）特征以及碎屑颗粒与填隙物之间的关系（即支撑和胶结类型）。

1. 碎屑颗粒特征

碎屑颗粒特征包括圆度、球度、粒度、分选性以及颗粒的表面结构。

圆度是指碎屑颗粒的原始棱角被磨圆的程度。圆度取决于粒度大小、物理性质及磨蚀历史。在一定距离内，较大的颗粒比较小颗粒圆化好；硬度较小的石灰岩比硬度较大的石英颗粒圆化好；经长距离搬运或长时间的磨蚀比短距离搬运或短时间的磨蚀的磨圆度好。搬运介质和搬运方式对颗粒圆度也有影响，如颗粒在风中搬运要比水中搬运更容易磨圆，冰川的搬运则不易发生圆化作用。

球度是指颗粒近于球体的程度。球度与颗粒本身的性质有关，如石英颗粒无解理，故搬运愈远，球度愈大，而片状的云母，虽经远距离搬运，其球度仍较低。球状大的颗粒易滚动搬运，球状小的片状颗粒易悬浮搬运。

颗粒表面结构是颗粒表面的形态特征。主要观察表面的磨光程度及表面刻蚀痕迹。由于碎屑颗粒的表面结构在揭示侵蚀、搬运作用和沉积作用中有着一定的意义。用电子显微镜研究颗粒表面结构来识别沉积环境方面有较大的进展，因此受到愈来愈多的重视。

2. 填隙物特征

填隙物包括杂基和胶结物。由于它们的成因不同，因此在结构上也表现出各自的特点。杂基是碎屑岩中与粗碎屑一起沉积下来的细粒填隙组分，粒度一般小于 0.03mm，它们是机械沉积产物，而不是化学沉淀组分。杂基的含量和性质可以反映搬运介质的流动特性及碎屑组分的分选性，因而也是碎屑岩结构成熟度的重要标志。同时，杂基的含量也是重要的水动力强度标志，在高能中，杂基含量少，砂岩纯净；相反，在低能中，杂基含量高，表明分选能力差。胶结物是化学成因物质，其结构与化学岩的结构类似，是由晶粒大小、晶体生长方式及重结晶程度决定的。常见的胶结物结构类型有：非晶质及隐晶质结构、显晶粒状结构、嵌晶结构和自生加大结构。胶结物是颗粒沉积物沉积之后形成的，其成分与结构特征主要反映沉积时的粒间溶液的成分和成岩期的物理、化学条件。

3. 胶结类型和支撑结构

（1）胶结类型

在碎屑岩中，胶结物与碎屑颗粒的接触关系称为胶结类型。有以下几种：① 基底胶结，填隙物含量较多，碎屑颗粒在其中互不接触呈漂浮状，填隙物主要为杂基，代表高密度流快速堆积的特征；② 孔隙胶结，碎屑颗粒构成支架状，颗粒之间多呈点状接触，胶结物含量少，只充填在碎屑颗粒之间的孔隙中；③ 接触胶结，颗粒之间呈点状接触或线接触，胶结物含量很少，分布于碎屑颗粒相互接触的地方；④ 镶嵌结构，在成岩的压固作用下，特别是当压溶作用明显时，砂质沉积物中的碎屑颗粒会更紧密地接触，颗粒之间由点接触发展为线接触、凹凸接触。

（2）支撑结构

可分为杂基支撑结构和颗粒支撑结构：①杂基支撑结构，杂基含量高，颗粒在杂基中呈漂浮状；②颗粒支撑结构，颗粒之间有接触点，包括点接触、线接触、凹凸接触、缝合状接触，从点接触到缝合状接触反映了埋藏成岩过程中经受压固体、压溶等成岩作用的强度和进程，缝合接触是成岩程度很深的特征，可见，认识碎屑岩的胶结类型和颗粒间接触的性质，能对沉积环境和成岩阶段分析提供依据。

二、粒度分布特征及其环境意义

沉积物的颗粒大小称为粒度。研究碎屑沉积物和碎屑岩的粒度大小和各种粒级的分布特征的方法称为粒度分析。粒度分布特征可反映沉积介质的流体力学性质和能量，故是判别沉

积环境及水动力条件的一个重要物理标志，而且对于油气沉积储层的评价也有重要意义。

碎屑物质以机械搬运为主，其搬运和沉积作用是受水动力条件（如介质、流量、流速）控制的，碎屑物质埋藏后除部分石英有次生加大或溶解外，一般颗粒变化不大。因此，粒度大小及分布特征，可用来直接反映沉积时的水动力条件。研究粒度分布，可提供如下资料：①明确搬运介质性质，如风、水、冰川、泥石流、浊流等；②判断搬运介质的能量条件，如流速、强度、起动能力等；③明确搬运方式，如滚动、跳跃、悬浮；④明确沉积作用的形式，如牵引流、浊流等。

（一）粒度分析的主要方法

根据颗粒大小及岩石致密程度不同，分别采用如下三种方法。

1. 直接测量法

一般用于砾岩或砾石，其方法是用度量工具直接测量砾石的直径或视直径大小，一般测量一定面积内的全部砾石（粒径大于 2mm 的颗粒）不少于 100 个，用于河流、滨海、冰川、洪积等砾岩的分析。

2. 筛析法

用于未固结或胶结较差的含砾砂岩到粉砂岩，它是用一套筛孔直径不同的筛子将砂样过筛，以分成不同的粒级组分，一般筛孔直径按 1/4Φ 间隔选择较好，称出每层筛内砂的重量，并求出其百分含量。筛析法比较简便，也较精确，注意取样应在一个完整层序内，粗、中、细砂均应取样。

3. 薄片粒度法

一般用于较致密的岩石，其方法是在显微镜下，用测微尺直接测量岩石薄片中颗粒的最大视直径，并将测量值换算成 Φ 值，按 1/4 间隔分组，计算各组内颗粒百分数，每片要求统计 300 ~ 500 颗粒。

运用上述不同的方法所得到的分析结果可能有偏差，如薄片粒度与筛析粒径之间的偏差可达 0.25Φ 或更大，这是切片效应造成的结果（切片效应是指在颗粒集合体的切片中，颗粒的视直径均小于其真直径），必须进行校正，弗里德曼（1962）提出的粒度回归校正方程是：$D = 0.3815 + 0.9027d$（D 为校正后筛析直径 Φ 值；d 为薄片中视直径 Φ 值）

在运用薄片粒度法进行粒度分析时还必须考虑砂岩中基质的影响，即进行杂基校正，方法是用显微镜测定或估出杂基含量，由于切片效应和成岩后生作用，其值一般较高，取其2/3或 1/2 为校正值，假定为 X，将各累计频率乘以（$100 - X$）作为该粒级的真正百分含量。

（二）颗粒粒级的划分

一般采用伍登-温特沃思标准，它是以毫米（mm）为单位的一个分类方案，后来克鲁宾（1934）提出了一种对数换算，称其为 Φ 值（$\Phi = -\log_2 D$，其中 D 为颗粒直径）。粒径（mm）和 Φ 值的对应关系见表 5 - 4。

（三）粒度曲线和粒度参数

根据粒度分析的结果，可编制各种直方图、粒度曲线及计算各种粒度参数。

1. 直方图和粒度曲线

直方图和粒度曲线都是沉积环境分析的参考标志。常用的粒度曲线包括直方图、频率曲线、累积曲线、概率累积曲线。

直方图　是最常用的粒度分析图件，其横坐标为颗粒粒径区间，纵坐标表示粒级的百分含量，作出一系列相互连接、高低不平的矩形图（图 5－30 左），直方图优点是能直观、简明地反映出粒度分布特征。

表 5－4　粒级划分标准比较表

粒级名称	伍登-温特沃思粒级标准/mm	自然粒级标准	Φ 值粒级标准	粒级名称	伍登-温特沃思粒级标准/mm	自然粒级标准	Φ 值粒级标准
砾	32 (2^5) 16 (2^4) 8 (2^3) 4 (2^2)	>2	−5 −4 −3 −2	砂	0.125 (2^{-3}) 0.063 (2^{-4}) 0.0315 (2^{-5})		3 4 5
	2 (2^1)		−1	粉砂	0.0157 (2^{-6}) 0.0078 (2^{-7}) 0.0039 (2^{-8}) 0.0020 (2^{-9})	0.05～0.005	6 7 8 9
砂	1 (2^0) 0.5 (2^{-1}) 0.25 (2^{-2})	2～0.05	0 1 2	泥	0.0010 (2^{-10})	<0.005	10

频率曲线　是将直方图每个柱子的纵、横边的中点依次连成多边形频率曲线（图 5－30 右），其围限的多边形的面积仍基本等于直方图的面积和。频率曲线可清楚地表明粒度分布特点、分选好坏、粒度分布的对称度（偏度）及尖度（峰度）等。

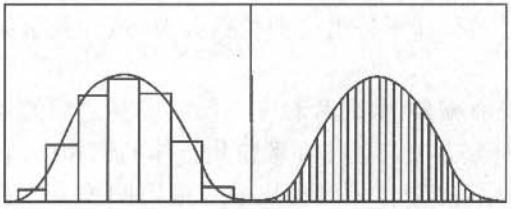


图 5－30　由直方图所作频率曲线
（据克鲁莫艾尼塔尔，1938）

累积曲线　是一种常用的简单的图形，它是以累积百分含量为纵坐标，以粒径为横坐标，从粗粒一端开始，在图上标出每一粒级的累计百分含量。将各点以圆滑的曲线连接起来，即成累积曲线（图 5－31）。累积曲线一般呈 S 型，从图上可看出其粒级分选的好坏，在计算粒度参数时也可由图上读出某些累计百分比对应的粒径值。累积曲线的形态，可用来区分不同的沉积环境。

概率累积曲线　也是一种粒度累积曲线，它是在正态概率纸上绘制的，横坐标代表粒径；纵坐标为累积百分数，并以概率标度，概率坐标不是等间距的，而是以 50% 处为对称中心，上下两端相应地逐渐加大，这样可以将粗、细尾部放大，并清楚地表现出来。概率曲线中碎屑沉积物的粒度不是一个简单的对数正态分布，而是由几个呈对数正态分布的次总体组成，一般包含有三个次总体，在概率图上表现为三个直线段，代表了三种不同的基本搬运方式，即悬浮搬运、跳跃搬运和滚动搬运（图 5－32）。三个次总体在累积概率曲线上分别称为悬浮总体、跳跃总体和滚动总体（牵引总体），概率图上除三个次总体之外的其他参数有：截

点、混合度、次总体百分含量、分选性。

截点，指两个次总体直线的交点，以横坐标表示，细截点（S 截点）是悬浮总体和跳跃总体的交点，表示能悬浮的最粗颗粒；粗截点（T 截点）是跳动总体和滚动总体的交点，表示能跳跃的最粗颗粒。

混合度，指两个次总体直线段相交时，在截点处有些点不在直线上，而是零散过渡的，也称为过渡带，反映沉积分异情况。

次总体百分含量，即各次总体分别占样品总量的百分数。

分选性，以各次总体直线段的斜率，即直线段倾斜角度表示。上述各次总体发育的数量、粒度范围、分选性等参数是有规律地受沉积条件和水动力条件控制的。各种沉积环境的概率粒度分布不同（表 5－5）。

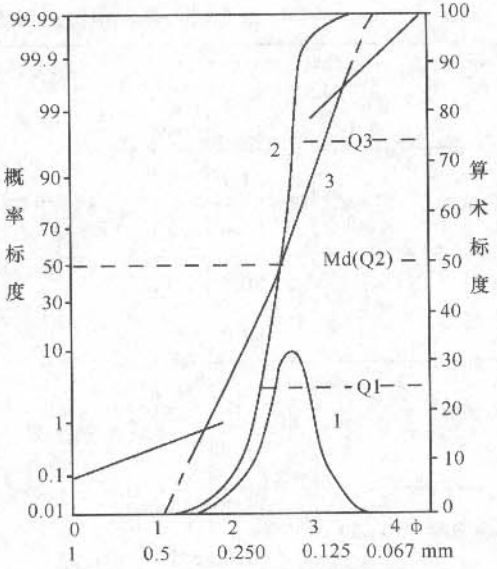


图 5－31　三种常见的粒度曲线
（据赖内克等，1973）
1—频率曲线；2—累积曲线；3—概率累积曲线

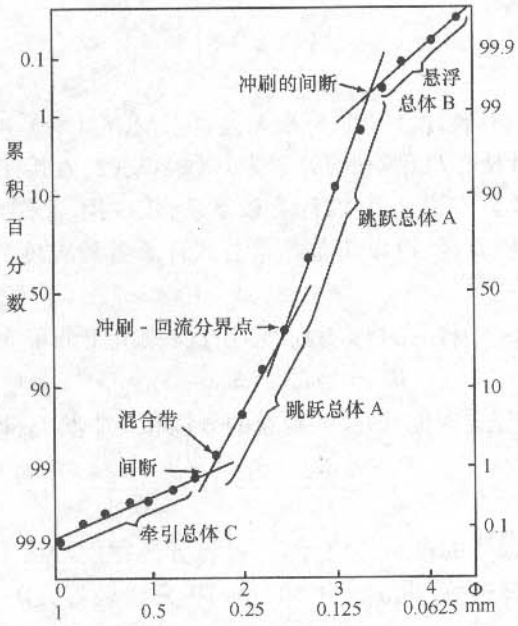


图 5－32　概率累积曲线及粒度分布中的总体
（据维谢尔，1969）

表 5-5 不同类型沉积环境砂质沉积物粒度概率分布特征

特征 / 环境	跳跃总体(A)				悬浮总体(B)				滚动总体(C)				主要特征
	百分含量/%	分选	T截点/Φ	S截点/Φ	百分含量/%	分选	AB混合	S截点/Φ	百分含量/%	分选	T截点/Φ	AC混合	
风成沙丘	97~99	很好	1.2~2.0	3.0~4.0	1~3	中等	中等	4.0~>4.5	0~2	差	1.0~0	少	跳跃总体含量极高,分选极好
海滩	50~99	部分很好	0.5~2.0	3.0~4.25	0~10	中好	少	3.0~>4.5	0~50	中	-1.0~无极根	中	跳跃总体含量高,为两段直线
河流(河道)	65~98	中	-1.5~-1.0	2.75~3.5	2~35	差	少	>4.5	变化	差	无极限	少	变化大,以跳跃总体为主,经常含悬浮总体
河漫滩	0~30	中	2.1~1.0	2.0~3.5	60~100	差	多	>4.5	0~5	中		无	单一的悬浮总体
浊流	0~70	中差	1.0~2.5	0~3.5	30~100	差	多	>4.5	0~40	差	无极限	多	通常为一种悬浮总体,层内有递变现象

(据维谢尔,1969 简化)

2. 粒度参数

常用的粒度参数有平均粒度(Mz)、标准偏差(σ_i)、偏度(Sk)、峰态(K_G),计算粒度参数有两种方法:①数理统计法,以概率和统计学为其数学基础,直接用粒度分析得到的各粒级的百分比计算,常用的计算方法是矩法,计算较复杂,较少用;②图解法,从累积曲线上读出某些累积百分比处的颗粒直径,再以简单算术公式计算各种粒度参数,包括平均粒度(Mz)和标准偏差(σ_i)。

平均粒度(Mz):表示一个样品的平均粒度大小,反映搬运介质平均动能,计算公式为:

$$Mz = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$$

标准偏差(σ_i)表示分选程度,即反映颗粒的分散和集中状态,计算公式为:

$$\sigma_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

根据对大量的不同环境采集的样品的值计算,可将分选程度分为七级:①$\sigma_i < 0.35$ 分选极好;②$\sigma_i = 0.35 \sim 0.50$ 分选好;③$\sigma_i = 0.50 \sim 0.70$ 分选较好;④$\sigma_i = 0.70 \sim 1$ 分选中等;⑤$\sigma_i = 1 \sim 2$ 分选较差;⑥$\sigma_i = 2 \sim 4$ 分选很差;⑦$\sigma_i > 4$ 分选极差。

偏度(Sk) 用来表示频率曲线对称性的参数,按其对称形态可分为三类(图 5-33):①单峰对称曲线,以峰为对称轴的对称曲线,曲线为正态分布,反映出 Mz(平均粒) = Md(中

值）= *Mo*（众数）；②不对称正偏态曲线，曲线不对称，主峰偏粗一侧，即沉积物以粗组分为主；③不对称负偏态曲线，曲线不对称，主峰偏细一侧，即沉积物以细组分为主。偏度（*Sk*）计算公式为：

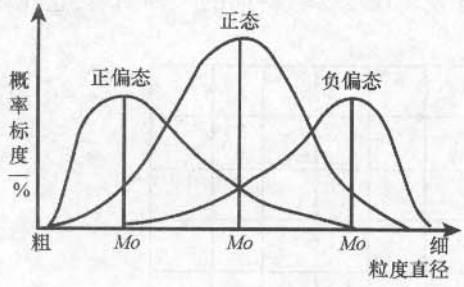


图 5－33　正态频率曲线及正偏态和负偏态曲线示意图
（据塞利，1982）

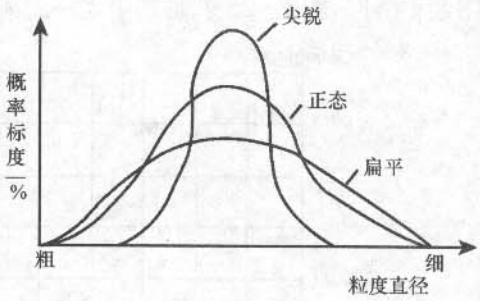


图 5－34　和正态曲线相比较的尖锐和扁平的两种峰态示意图
（据塞利，1982）

$$Sk = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

峰态或尖度（K_G）用来在与正态频率曲线相对比时，说明曲线的尖锐或钝圆程度（图5－34）。峰态或尖度（K_G）计算公式为：

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

不同沉积环境的沉积控制条件不同，因而其粒度分布特征也不同（表 5－6）。

表 5－6　各种环境砂质沉积物粒度参数特征表

沉积环境	粒度参数特征				
	频率曲线形态	偏度（*Sk*）	峰态	分选性（标准偏差 σ_i）	粒度
冰川	马鞍状峰或多峰	*Sk* = 0，低正偏至低负偏	宽峰	σ_i = 1.4 ~ 大于 2.6	变化大
河流	双峰，常见不对称曲线	*Sk* 变化大，正偏为主，也有负偏	不正常，一般低	σ_i = 0.52 ~ 1.40	下粗上细
海滩	单峰，对称，正态曲线为主	*Sk* = 0 ~ 0.3，正偏，偶有负偏	中等，微窄	σ_i = 小于 0.35 ~ 0.5	细、中粒为主
风成沙丘	单峰曲线，也有明显的双峰	*Sk* = 0.13 ~ 0.3	中等	σ_i = 0.21 ~ 0.26	细砂为主
浅海	单峰	*Sk* < 1	窄	σ_i > 1.0	细砂为主

（据 Reineck，1973 和刘宝珺，1980 编制）

(四)粒度参数散点图

是综合表现粒度参数的一种图解,弗里德曼(1967)通过对现代海洋、湖滩和河流的355个样品的粒度分析,计算出粒度参数,然后分别编制出各种参数之间的关系图,即粒度散点图共19种。图5-35就是其中之一。离散图是综合表现粒度参数特征的一种图解,它比单

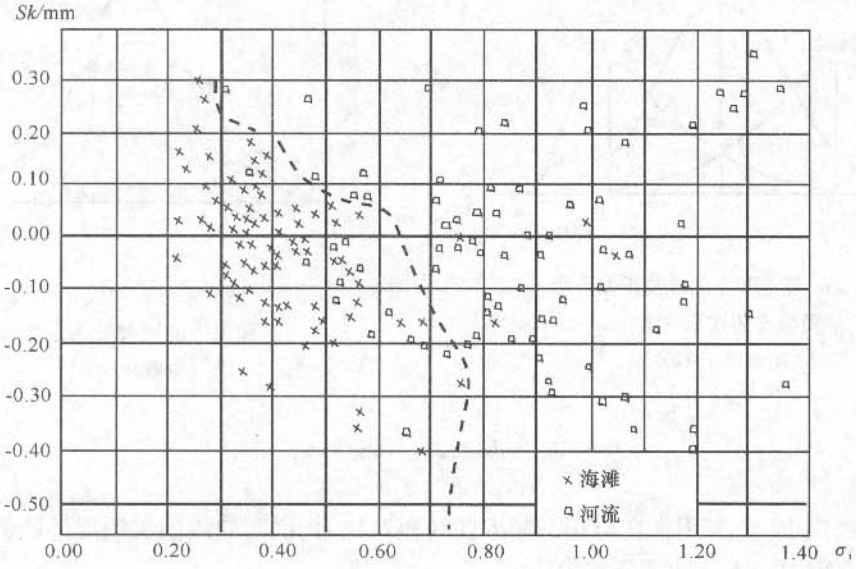


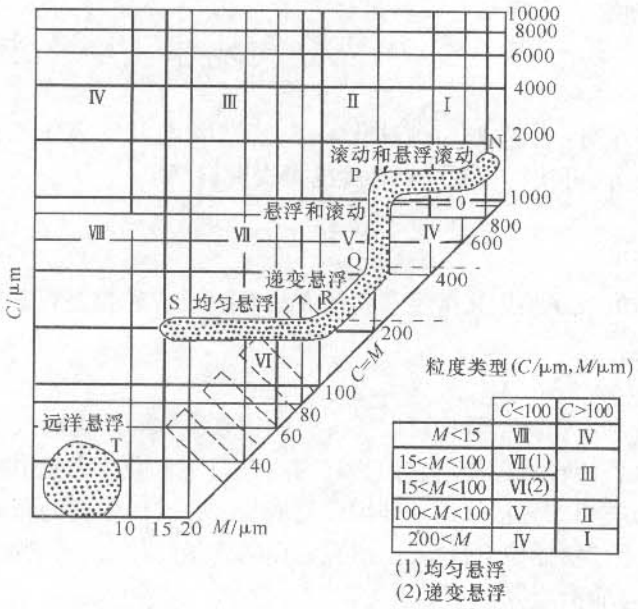
图5-35 标准偏差(σ_i)与偏度(Sk)离散图

(据弗里德曼,1979)

一的参数更有意义。编制不同参数的离散图,可将不同成因的砂质沉积物区别开来。从图5-35可看出,虽然不同环境的砂并没有明显的界限,但可看出其总的趋势。

(五)$C-M$图解

$C-M$图是帕塞加(Passega,1957)提出的综合性成因图解(图5-36),这也是一种粒度参数散布图。他认为C值和M值这两个粒度参数最能反映介质搬运和沉积作用的能力,故运用这两个参数分别作为双对数坐标纸上的纵、横坐标,构成$C-M$图。C值为累积曲线上含量为1%的粒径值;M值为累积曲线上含量为50%的粒径值。典型的$C-M$图形可划分为NO、OP、PQ、QR、RS各段和T区。不同区段代表不同沉积作用的产物:①NO段代表滚动搬运的粗粒物质,C值大于1 mm;②OP段以滚动搬运为主,滚动组分和悬浮组分相混合,C值一般大于800μm,而M值有明显变化;③PQ段以悬浮搬运为主,含有少量滚动组分,C值变化而M值不变;④QR段代表递变悬浮段,递变悬浮搬运是指在流体中悬浮物质由下到上粒度逐渐变细,密度逐渐变低,C值与M值成比例变化,从而使这段图形与$C=M$基线平行;⑤RS段为均匀悬浮段,C值变化不大,而M值变化大,主要是细粉砂沉积物;⑥T区为远洋悬浮物,$M<10\mu m$。



	C<100	C>100
M<15	Ⅷ	Ⅳ
15<M<100	Ⅶ(1)	Ⅲ
15<M<100	Ⅵ(2)	
100<M<100	Ⅴ	Ⅱ
200<M	Ⅳ	Ⅰ

图 5－36　浊流和牵引流沉积的 $C-M$ 图形
（据 Passega, 1964）

$C-M$ 图通常从一套同成因层序中系统采样，从最粗到最细粒的各种代表性岩性中均应分别取样，每一个 $C-M$ 图取样数大于 20 个。因此，每一个 $C-M$ 图可反映几米至几十米厚的同成因地层剖面岩石的粒度特征。

（六）粒度参数的环境判别公式

1964 年萨胡（Sahu, B. K.）根据福克的粒度参数，利用现代风成沙丘、浅海、海滩、三角洲、河道和浊积等环境的沉积物的粒度分析结果，应用线性多元判别公式，得出四个综合公式（经验公式），用以区别沙丘、海滩、浅海、河流和浊积这五种常见的沉积物。判别公式如下：

1）$Y=Y_{\text{风成:海滩}}=-3.5688Mz+3.7016\sigma_i^{\,2}-2.0766Sk_1+3.1135K_G$（$Y<-2.7411$ 为风成，$Y>-2.7411$ 为海滩）。

2）$Y=Y_{\text{海滩:浅海}}=15.6534Mz+65.7091\sigma_i^{\,2}+18.1071Sk_1+18.5034K_G$（$Y<65.3650$ 为海滩，$Y>65.3650$ 为浅海）。

3）$Y=Y_{\text{浅海:河流(三角洲)}}=0.2825Mz-8.7604\sigma_i^{\,2}+-4.8922Sk_1+0.0482K_G$（$Y>-7.4190$ 浅海，$Y<-7.4190$ 为河流（三角洲）。

4）$Y=Y_{\text{河流(三角洲):浊流}}=0.7215Mz-0.4030\sigma_i^{\,2}+6.7322Sk_1+5.2927K_G$（$Y>9.8433$ 为河流三角洲，$Y<9.8433$ 为浊流）。

第三节 岩矿成分和地球化学标志

沉积岩中各种组分(岩矿成分,地球化学成分等)常与其形成环境有密切关系,详细研究沉积岩的各种成分,可获得有关沉积环境的可贵资料。

一、岩矿成分标志

岩矿标志的研究主要是用显微镜和其他方法对岩石或矿物进行显微研究,主要包括以下两方面。

1. 陆源碎屑成分

根据碎屑成分和矿物标型特征可以研究沉积物来源方向及物源区岩类型。陆源碎屑成分主要包括岩屑及各种轻重矿物。它们是岩层物理风化和化学分解作用的残余物,同时也是分析物源区岩石类型的直接依据。陆源碎屑成分研究的任务就是通过鉴定分析沉积物中的岩屑及各种轻、重矿物标型组合特征,研究它们的含量变化,以确定物源方向、源区的大致位置、搬运距离及母岩类型等。

利用矿物的标型特征分析母岩类型 矿物标型特征是指不同成因的同种矿物,由于形成时物理、化学条件的不同,在化学组成、晶形和物性上存在的差异。其中,具明显特征并可作为成因标志者即为矿物标型特征。如沉积岩中最丰富的矿物石英,可以据其包裹体、消光类型、晶体形态和多晶现象等标志区分母岩类型。阴极发光显微镜的发明和应用,使对原来认为是无标型特征的单晶石英颗粒等,也可确定其成因类型。

利用碎屑矿物组合分析母岩类型 每一类岩石都有其特定的矿物组合,经风化剥蚀、搬运、沉积成岩,故在形成的碎屑中,仍然保留其组合特征。

2. 自生矿物和特殊岩石类型

(1)自生矿物

指沉积期或同生期形成的原生矿物,可以用来说明沉积时期水体介质的物理、化学条件(如 *Eh* 值;pH 值、盐度等)及特殊环境类型。

海绿石 是一种绿色沉积矿物,可具有鲜绿—黄绿色—暗绿色调,其成分为富铁、富钾的含水层状铝硅酸盐矿物,外形常呈圆锥状、肾状、充填物状、胶结物状及交代物状。海绿石的形成主要是改造生成和胶体溶液沉淀而成的。现代海绿石主要形成于远离大河口的陆棚区弱碱性(pH = 7 ~ 8)和弱氧化-弱还原(pH = 0)的正常海水,水温 10 ~ 15℃,深度大于 125m,在寒冷地区,水深 30m 就可形成。它是在海水与沉积物的界面上,经缓慢的水化作用与离子交换作用(即海解作用)形成的。同时海绿石的形成也要求一定的原始物质供给,如粘土矿物、云母、角闪石、辉石、长石、绿泥石等。上述矿物在改造作用下易于转化为海绿石。另外这些矿物在分解破坏后,也能提供生成海绿石的胶体溶液。这些条件只有在海洋环境中才能提供,因此,大量原生海绿石的形成主要与海水有密切关系。

鲕绿泥石　呈绿色的鲕状或球粒状，或是贝壳中的充填物产出，易于和海绿石混淆，但其主要成分为铁质硅酸盐矿物，基本不含钾。据现代沉积学研究，它也属海洋自生矿物，但和海绿石的形成温度和深度不同，鲕绿泥石形成于较温暖的浅海，水温大于20℃，其分布深度小于60m。

粘土矿物　粘土矿物是一种细小的结晶矿物，其粒经小于2μm，属于含水的铝硅酸盐类，主要包括水云母和蒙脱石等。对于粘土矿物的环境意义存有较大争议，但一般认为絮凝作用形成的粘土矿物可以反映介质的pH值。高岭石形成于酸性介质中，一般为大陆环境；水云母、蒙脱石形成于中性或碱性介质中，多为海洋环境。

(2)特殊岩石类型

有些特殊岩石可指示沉积时的能量条件，有些可作为古气候标志。

碳酸盐岩　尽管在海洋和湖盆中均可产生出，但两者的特征不同，前者常大量产出，而后者常呈夹层或透镜体产出。一些生物成因的碳酸盐岩，可以依据生物化石区别海相与陆相沉积。碳酸盐岩沉积反映介质为弱碱性，某些特殊的碳酸盐岩的岩性可指示环境或介质条件。如：藻叠层石碳酸盐岩一般形成于潮坪环境，鲕粒灰岩形成于滨海或碳酸盐台地的高能带，具水平纹层的泥晶灰岩形成于低能环境。

红层　一般是大陆沉积物。含Fe矿物在潮湿—干燥的温暖气候条件下风化后成赤铁矿而呈红色，与海相红色页岩可由化石等来区别。

蒸发盐　是含盐度较高的溶液或卤水，通过蒸发作用产生的化学沉积物，它们的出现一般反映气候干燥和闭塞环境。内陆盐湖或半封闭的滨海潟湖环境是形成蒸发盐的有利环境。但在开阔海盆中也可形成蒸发盐，关键是要有干旱气候和一个比较迅速下沉的局部凹陷。

磷块岩　磷块岩并非是区别海洋与大陆沉积的特征矿物，在大陆地层中，自生磷酸盐矿物也较常见，但大量的磷质分布于海洋，大量形成磷酸盐的环境是在浅海。据现代海洋资料，P_2O_5在海水中的含量是随着深度的增加而增加的，在平静—搅动交替的水动力条件下，分散的磷质可逐渐集中，形成了鲕状、团粒状、结核状、生物骨骼形态或各种交代假象。因此，大量磷块盐出现可指示海洋环境，特别是在水深50～200m海区更有利于其形成。

锰结核　在现代大洋底部发现大量的锰结核。故锰结核过去一般与深海环境联系在一起，实际上在浅海、湖泊和沼泽沉积中也可见到，所以，锰结核并不是良好指相标志，但是锰结核中微量元素的浓度随着环境的改变而发生有规律的变化，因而其比值具有指示环境的意义。如在湖泊和浅海中形成的铁锰结核中Co、Ni、Zn、Pb等元素要比大洋中少得多。

礁灰岩　是由固着的造礁生物形成的一种突起的抗浪构造，造礁生物主要有珊瑚、层孔虫、苔藓虫、海绵等，礁灰岩是浅海环境的良好标志。

二、地球化学标志

随着现代地质学,特别是沉积地质学、地球化学各种现代测试技术的发展及相关学科理论水平的提高,不同环境下不同成因类型的沉积化学组成、元素分布及其在沉积成岩、成矿过程中所起作用的研究,使沉积地质学与地球化学结合成为一个具有重要理论意义和实用价值的研究新领域。地球化学与沉积学相结合产生的沉积地球化学被运用到古环境分析中,则能够为沉积环境分析提供物理标志和生物标志所不能反映的环境地球化学信息。沉积地球化学在古环境分析中的应用,主要包括元素地球化学和稳定同位素地球化学两个方面。

1. 元素地球化学在沉积环境分析中的应用

沉积岩中的元素含量取决于陆源区性质、古气候、沉积环境、沉积岩的成分、生物作用、成岩作用、后生作用等,因此,可以对再造古地理环境提供信息。目前,元素地球化学在划分海陆相地层、分析物源区岩石成分、恢复沉积古气候条件、确定沉积水介质地球化学环境及划分地球化学相等方面取得了好的成果。

(1) 古盐度的测定

古盐度的测定包括 B(硼)法、元素比值法、沉积磷酸盐法、自生铁矿物法等。

硼法 Walker 和 Price(1963)证明了粘土中硼主要富集于伊利石中,并把硼、伊利石含量和古盐度联系起来,为盐度的定量计算奠定了基础。正常海水中 B 含量为(300 ~ 400) × 10^{-6}, 小于 100 × 10^{-6} 为淡水环境,(200 ~ 300) × 10^{-6} 为半咸水,大于 400 × 10^{-6} 为超咸水环境。

元素比值法 利用某些相关元素的比值,如 $w(B)/w(Ga)$、$w(Sr)/w(Ba)$ 等,可以帮助判断沉积时水体的古盐度。$w(B)/w(Ga)$:B 主要吸附于粘土矿物中,活动性较强,在水中可长距离迁移,而 Ga 在风化作用形成的粘土矿中表现出明显富集,Ga 在淡水成因的岩石中较海洋条件下形成的岩石为高。故用该比值所反映的盐度可区分海陆相地层,一些学者认为 $w(B)/w(Ga) < 1.5$ 为淡水相,5 ~ 6 为近岸相, >7 为海相。$w(Sr)/w(Ba)$:Sr、Ba 化学性质十分相似,它们均可以形成可溶性重碳酸盐、氧化物和硫酸盐进入水溶液中,与 Sr 相比,Ba 的化合物溶解度要低,河水中携带的 Ba^{2+} 在与富含 SO_4^{-2} 相遇时易形成难溶的 $BaSO_4$,因而,多数近岸沉积物中富 Ba,而 Sr 的迁移能力高于 Ba,可迁移到大洋深处,在正常海中沉淀或形成蒸发岩矿物,加之碳酸盐矿物对 Sr 的捕获作用,一般认为 $w(Sr)/w(Ba)$ 在淡水沉积物常 <1,而海水沉积物中 >1。

沉积磷酸盐法 由 Nelson(1967)提出,Nelson 根据美国现代河流和河口湾的资料发现了在沉积磷酸盐中 Ca 盐与 Fe 盐的相对比值与盐度有密切关系。其后许多学者又进行了较深入的研究(表 5 - 7)。

表 5-7　现代和古代海相、湖相沉积磷酸盐的 $w(Ca)/w(Ca+Fe)$ 值与相应盐度

地区			$w(Ca)/w(Ca+Fe)$	盐度/‰	样品数	资料来源
现代	珠江三角洲	三角洲前缘区	0.59	19.2	11	蓝先洪等,1987
		潮汐河口湾	0.46	14.2	21	蓝先洪等,1987
		浅海内陆架区	0.69	23.1	9	蓝先洪等,1987
	鄱阳湖		0.15	2.31	1	王益友等,1979
	淀山湖,巢湖		0.43	13.1	3	王益友等,1979
	西湖		0.64	21.2	2	王益友等,1979
	太湖		0.66	21.92	1	王益友等,1979
	渤海湾		0.89	30.77	1	王益友等,1979
	黄海		0.83	28.46	3	王益友等,1979
	东海		0.93	32.31	13	王益友等,1983
	舟山		0.84	28.85	6	王益友等,1983
	苏北海岸		0.90	31.15	2	王益友等,1983
			0.94	32.69	6	王益友等,1983
			0.95	33.08	3	王益友等,1983
古代	苏北金湖凹陷下第三系海相		0.86~0.96	29.62~33.46		王益友等,1983
	美国	奥陶系海相灰岩	0.51~0.99	16.2~34.6		Nelson, B., 1983
		密西西比系海相灰岩	0.80~0.97	27.3~33.8		Nelson, B., 1983
		宾夕法尼亚系海相	0.72~0.99	24.2~34.6		Nelson, B., 1983
		宾夕法尼亚系半咸水相	0.39~0.55	11.5~17.7		Nelson, B., 1983
		宾夕法尼亚系淡水相	0~0.11	0~0.77		Nelson, B., 1983

（据蓝先洪等,1987）

（2）氧化还原条件的标志

判断沉积环境的氧化还原条件主要是根据同生矿物组合，如对介质 *Eh* 值高低反应灵敏的 Fe、Mn 等变价元素的矿物组合。铁在海盆中沉积具有明显的规律性，随着 pH 值的增大，*Eh* 值的降低，铁矿物呈依次分布，铁的化合价也相应变化（表 5-8），因而可反映环境的地球化学相。

表 5-8　铁的沉积地球化学相

沉积相	铁离子	主要铁矿物	沉积岩	有机质	*Eh*	pH
氧化相	Fe^{3+}	赤铁矿、褐铁矿（磁铁矿）	砂质和粉砂质碎屑岩，有少量硅质和钙质结核	无	>0.02	7.2~8.5

续表

沉积相	铁离子	主要铁矿物	沉积岩	有机质	*Eh*	pH
过渡相	$Fe^{3+}>Fe^{2+}$ 到 $Fe^{2+}>Fe^{3+}$	海绿石，鳞绿泥石(磁铁矿)	粉砂质、砂质碎屑岩，硅藻土和磷灰岩	少	0.2~0.1	
弱还原相	Fe^{2+}	菱铁矿，鲕绿泥石	泥质沉积	多	0~0.3	7.0~7.8
强还原相		铁白云石	白云岩和石灰岩	很多	-0.3 ~ 0.5	>7.8
		黄铁矿，白铁矿	有机质粘土黑色页岩，有机岩			7.2~9.0

(据黎彤，1979，转引自刘英俊，1984)

(3) 古水深标志

通常主要用古生态法和遗迹化石标志恢复盆地的古水深，但近年对现代沉积物元素地球化学的研究发现，元素的聚集和分散与水深度和离岸距离有一定关系。其原因主要是元素在沉积作用中所发生的机械分异作用、化学分异作用和生物、生物化学分异作用的结果。由滨岸向深海，Fe、Mn、P、Co、Ni、Ca、Zn、Y、Pb、Ba 增加，其中 Mn、Ni、Co、Cu 元素含量升高趋势特别显著。海洋沉积物中 Mn 的分布主要受 pH 值和 *Eh* 值的控制。一般随 pH 值增大，*Eh* 值降低，Mn^{+2} 矿物逐渐从海水中沉淀出来。此外，沉积速率也影响着 Mn 的分布，沉积速率低，从海水中沉淀出来的 Mn 被陆源和生物成因的沉积物的稀释程度降低，故沉积物中 Mn 含量增高。Co 被一些学者作为定量估算古水深的标志元素。

(4) 源区分布

母岩性质基本决定了风化产物的元素组成。尽管在不同古地理条件下，由于气候、生物活动、地形、水介质的影响，风化产物搬运后的沉积物已在很大程度上有别于风化产物的原始元素组成，但母岩成分还是能在某些特征元素含量的变化上体现出来(表 5-9)。

表 5-9 沉积岩中 K_2O+Na_2O 含量与源区岩石类型的关系

建造类型	砂岩 $w(K_2O+Na_2O)$/%	粘土质岩石 $w(K_2O+Na_2O)$/%
火山成因的、凝灰质砂砾岩建造(J_{1-2}，J_2，P)	4.77	5.71
复矿碎屑建造(J_1)	3.48	5.38
类复理石建造(D_3，K_1，P)	3.23	4.78
砂—粘土质复理石(K_1)	1.85	3.75
硅质复理石(P_1—K_2)	1.56	3.14
碳酸盐复理石(K_2)	1.42	1.88

(杨科夫，1980，转引自奚瑾秋，1980)

2. 稳定同位素在沉积环境分析中的应用

近些年来，运用同位素地球化学标志进行沉积环境分析越来越多地引起人们的注意，在确定古环境的古盐度、古水温等方面尤为突出。目前，应用较多的、效果也较好的是O、C、S同位素：①O有三种同位素，即^{16}O、^{17}O、^{18}O，它们的相对丰度分别为99.763%、0.0375%、0.1995%；②C有两种同位素，即^{12}C、^{11}C，它们的相对丰度分别为98.89%和1.11%；③S有四种稳定同位素，即^{32}S、^{33}S、^{34}S、^{36}S，它们的相对丰度分别为95.02%、0.75%、4.21%、0.02%。稳定同位素的相对丰度用δ表示。$\delta=[w(R_{样品}-R_{标样})/wR_{标样}]\times10000‰$（碳同位素国际标样PDB，即白垩系Pee Dee层的箭石）。

（1）古温度测定

许多研究表明，碳酸盐的$\delta^{18}O$值随沉积温度升高而降低，Craig（1965）提出了用碳同位素计算古水温的经验公式：$t(℃)=16.9-4.2(\delta c-\delta w)+0.13(\delta c-\delta w)^2$。式中$\delta c$为25℃时碳酸盐与100%磷酸盐反应时产生的$CO_2$的$\delta^{18}O$值；$\delta w$为25℃时所测试$CaCO_3$样品形成时与海水平衡的$CO_2$的$\delta^{18}O$。

（2）古气候分析

淡水中$\delta^{18}O/\delta^{16}O$值低于海水，而且气温越低该比值越低。温带地区淡水中$\delta^{18}O/\delta^{16}O$值较海水平均值的低7‰，高纬度区或高海拔区淡水中比值低30‰，过去集中用有孔虫的氧同位素组成研究受冰川控制的海水同位素成分变化和海水温度的变化。

（3）古盐度测定

海水中，O、C同位素量略高于淡水，主要由于水蒸发时$\delta^{16}O$容易逸出，因而海水中$\delta^{18}O/\delta^{16}O$值高，陆地淡水主要来自大气降水，故$\delta^{18}O/\delta^{16}O$值低，海水与淡水氧、碳同位素成分的这一差别，也反映在沉积物中。Keith等人（1964）在对数百个侏罗纪以来沉积的海相灰岩和淡水灰岩同位素测定的基础上提出了经验公式：$Z=2.048(\delta^{13}C+50)+0.498(\delta^{18}O+50)$。

Z值大于120时为海相灰岩；小于120时为淡水（湖相）灰岩。但由于成岩作用中同位素置换作用会使碳酸盐的原始同位素组成发生变化，特别是氧同位素随成岩及后期变化较明显，故在应用时应予以注意。

第四节　判别沉积环境的生物标志

生物化石不仅可以鉴定地层的地质年代，而且是进行沉积环境分析的重要标志。根据对现代沉积环境中生物的观察，生物群的分布及其生态特点严格地受环境控制，在一定的沉积环境内均有与之相适应的特殊的生物组合。因此，利用地层中生物化石的组合面貌和生态特征可以分析其沉积环境的盐度、古水深、底层性质、海水浊度等。

一、生物对盐度的指示

各种生物对盐度的适应能力是不同的，有的生物对生活环境的盐度要求严格，盐度稍微

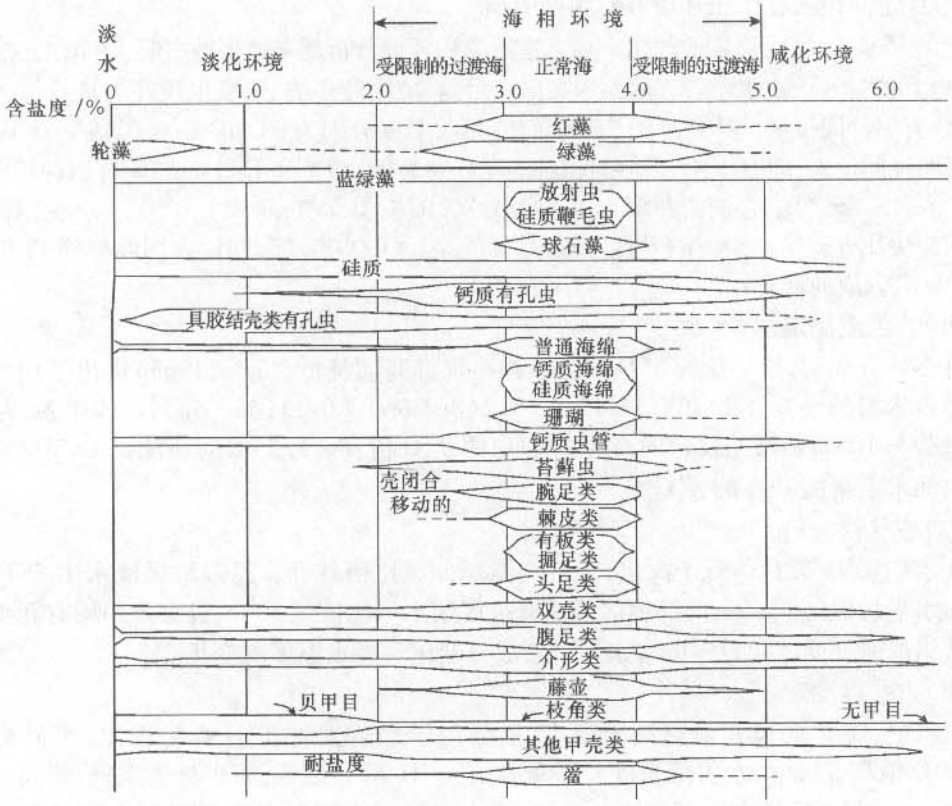


图 5－37　生物的耐盐性与水体含盐度的关系

（据 P. H. 赫克尔，1972）

改变，生物就会死亡，这种生物称为狭盐度生物。有的生物能适应较大的盐度变化，这种生物称为广盐度生物。狭盐度生物是判别水体盐度、区别海洋和非海洋环境的可靠标志。各种生物的耐盐性与水体含盐度的关系如图 5－37 所示：①正常海水生物组合，包括钙质红藻和绿藻、放射虫、硅质鞭毛虫、钙质有孔虫、钙质和硅质海绵、珊瑚、苔藓虫、腕足类、棘皮、软体动物中的头足类等；②半咸水生物组合，包括软体动物中的双壳类和腹足类、介形虫、腮足亚纲、胶结壳有孔虫、硅藻、蓝绿藻和蠕虫管等；③超咸水生物组合，一般与半咸水生物组合相似，但当盐度很高时，只有腮足亚纲中的无甲目、蓝绿藻和介形类存在；④淡水生物组合，主要是轮藻以及少数双壳类、介形虫、腮足亚纲的贝甲目、普通海绵、硅藻、蓝绿藻等。

二、生物对水体深度的指示

目前，恢复古代海洋深度还主要限于陆棚区，对远洋深海地区只能是相对地比较。在海水深度小于 200m 的浅海范围内，海洋生物十分繁盛，200m 以下的深度范围生物逐渐减少。

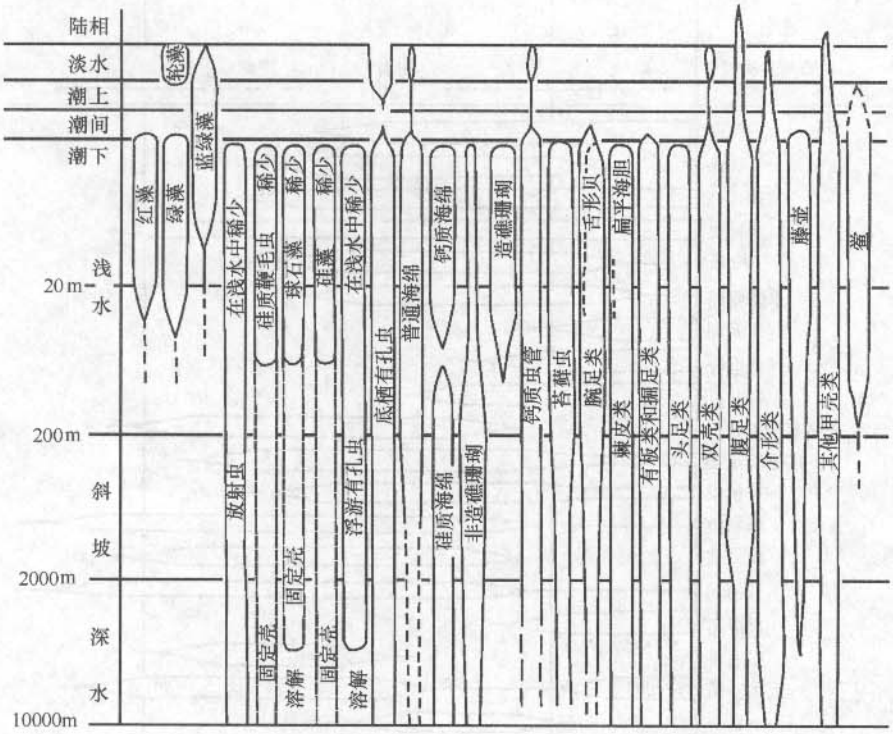


图 5－38　生物门类分布与水体深度关系

（据 P. H. 赫克尔，1972）

水体深度与生物门类分布关系如图 5－38 所示：①0～50m，主要是大量藻类、底栖有孔虫、双壳类、腹足类、造礁珊瑚、灰质海绵及无铰纲腕足动物；②50～100m，因阳光难透入底部，故藻类少，但高级生物繁盛，底栖和浮游生物均有，如珊瑚、腕足、头足、棘皮动物等，且保存较好；③100～200m，生物逐渐减少，有苔藓虫、具铰纲腕足动物、海绵和海胆等；④＞200m，远洋底栖生物主要是海百合、硅质海绵，少数薄壳腕足类及细枝状的苔藓动物。

三、生物对底质的指示

沉积环境底质的坚硬程度可以通过研究底栖生物是固着还是移动的生活方式来加以判断。主要的无脊椎动物门类与沉积环境底质的关系如图 5－39 所示。群体珊瑚、蠕虫管、有孔虫、腹足类、苔藓虫、红藻、腕足类等需要坚硬的底质加以固着。移动生物如掘足类、掘穴蛤、某些有孔虫以及一些移动生物组成的生物群，能证明底质是松软的，特别是当需要硬底或坚硬层的生物缺失的情况下，更能说明底质是松软的。

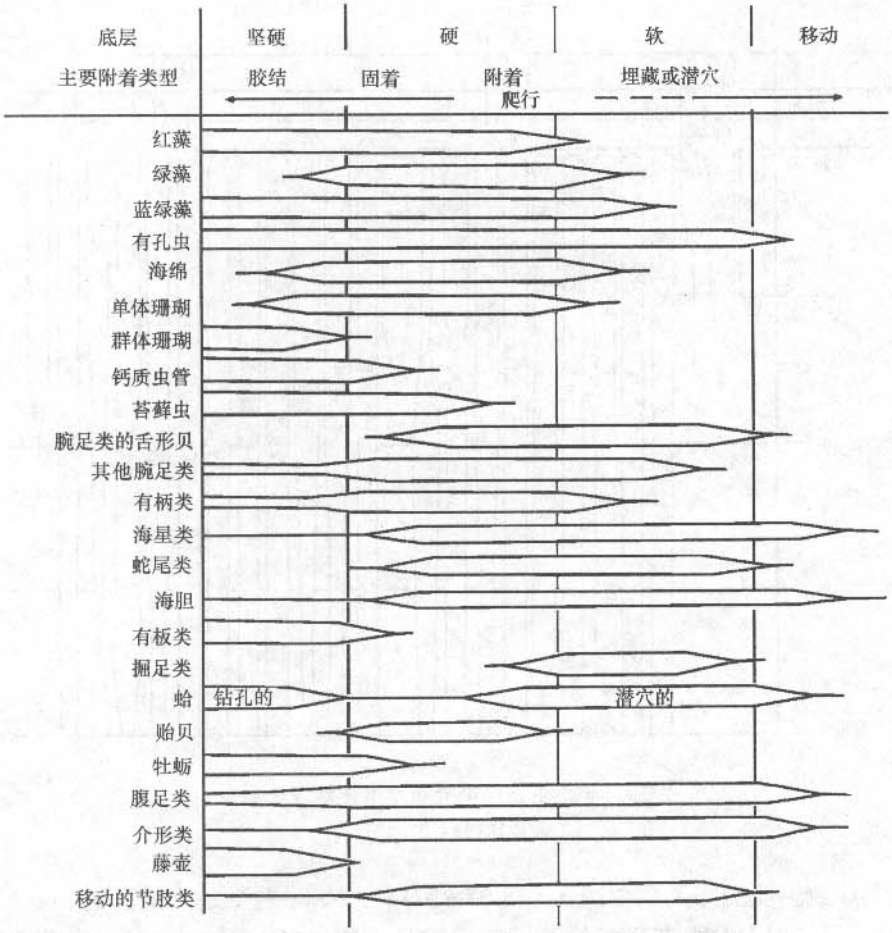


图 5－39　生物门类与沉积环境底质的关系

（据 P. H. 赫克尔，1972）

四、生物对海水浊度的指示

通过研究底栖生物的摄食类型，可以帮助确定是清水还是浊水。红藻和绿藻需要光线进行光合作用，因而多生活在清水环境，海绵、珊瑚、苔藓虫也常生存在清水环境中。食沉积物的生物，如蛇尾类、蛤、腹足类等，能忍受浊度较大的海水。少数生物如腕足类的舌形贝、掘穴蛤、介形虫及有孔虫等捕食型的移动生物能在迅速沉积的环境中生存。

第五节　古水流的判别标志及其环境意义

古水流是指沉积时期的水流体系，古水流体系的分析研究是识别沉积环境和重建古地理的重要内容和有效手段之一，它有助于确定古盆地的边缘和物源区的位置、古岸线的方向、盆地沉积物充填的布局、古斜坡方向以及砂岩体的形态和延伸方向。因此，在沉积地层及其沉积矿产的研究中，古水流方向的确定已受到普遍的重视。

保存于沉积岩中的许多流动构造中的指向构造和颗粒的组构是古水流搬运沉积物的遗迹，都可作为指示古水流方向的直接标志，主要包括交错层理、砾石的定向排列、波痕、印模（槽模、沟模）、生物定向排列及砂粒定向排列等（图5－40）。此外，还有一些非定向特性，也可为确定古流向提供有价值的资料。

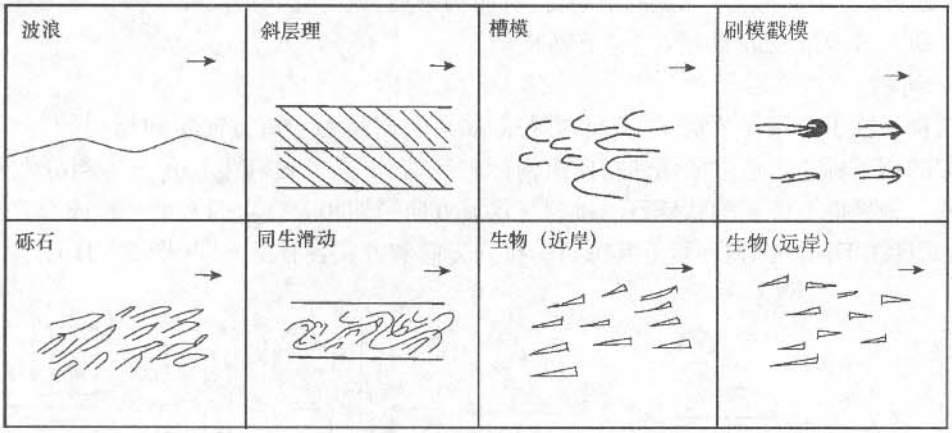


图5－40　常见的指向构造
（据刘宝珺，1990）

一、指向构造和组构与古水流

指向构造和组构主要是指那些因沉积介质流动而产生的具有指示水流方向意义的原生沉积构造和组分颗粒的定向性排列，其中包括交错层理、底痕、波痕、水流线理、冲刷-充填构造以及生物化石和碎屑颗粒的定向性排列等（图5－40）。但是，它们在分析古流向中的重要性和可靠程度有所不同，其中交错层理、底痕和砾石定向性排列是确定古水流的良好标志，这是因为作为一种指向构造若要有实用价值，它就必须是容易测量而又分布广泛的，而且必须与主要的水流方向有关。

1. 交错层理和波痕

各种类型和规模的交错层理都可用来测量古水流方向，大型板状和楔状交错层理

的意义更大。而小型交错层理不容易测量，且往往与次要的水流有关。板状和楔状交错层理应测量其前积纹层的倾向和倾角，槽状交错层理则应当测量槽轴的延伸和倾斜方位。它们的方位角代表了古水流方向。与交错层理相比，波痕方位对确定古水流方向的实用价值要小一些，因为影响其方位变化的因素较多。一般来说，对称波痕的脊线方向较稳定，其方向大致平行岸线方向；不对称波痕的脊线方向与水流运动方向垂直，其陡坡指向水流方向。因此，对称波痕应当测量其脊线方位；而不对称波痕则应测量其陡坡的倾斜方向。

2. 底痕

底痕常发育在复理石或浊流沉积中。一般来说，它们的方向性在区域上是比较稳定的，其总体方向平行于水流分布，但有时其测量结果也较分散。底痕中应用较广泛的是槽铸型（槽模）和沟铸型（沟模、工具模），底痕能明确地指示水流的方向。例如，槽模的凸起较高的一端指向上游方向，其尖端指示水流的上游方向；而沟铸型、纵向脊和沟及弹跳铸型则不能反映水流的运动方向，因而无法确定其上下游方向。

3. 组构

组构系指组分颗粒的空间排列和方位。如果它们是顺水流方向定向排列的，就可成为古水流的指示标志。通常使用的指向组构标志包括砾石、砂粒和生物化石等组分颗粒的定向排列。扁平砾石或长轴状砾石的排列与水流方向密切相关。它们常常平行或垂直于水流方向，而且在不同的沉积环境下其砾石的排列方向和方式各有所不同（图 5－41）。

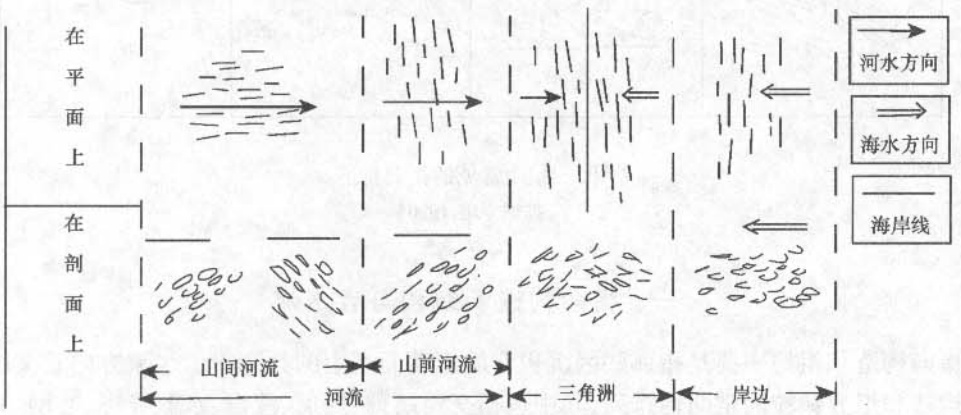


图 5－41　砾石叠瓦状构造在不同环境中的发育情况
（据沉积构造与环境解释编写组，1984）

在河流环境中，经常可以见到扁平砾石最大扁平面的倾斜方向与水流方向相反，即呈迎流式叠瓦状排列。之所以形成这种排列形式，是由于水流施加在叠瓦状颗粒上的力是一种牵引力。这种力的作用方向与水力学上的上举力相反，它将颗粒压向水底。因此，迎流式叠

瓦状排列对于水流和紧密排列的颗粒来说，乃是一个最稳定的位置。河流沉积中叠瓦状排列砾石的倾角一般较陡，为15°~30°。但就砾石长轴的排列来说，通常有两种形式：一种是平行于水流方向排列，这一般是山间湍流河沉积的特点；另一种是垂直于水流方向排列，这通常发育于坡度较缓的稳定河流中。

在海滨或湖滨的扁平砾石也往往呈叠瓦状排列。其砾石最大扁平面的倾向与波浪传播的方向相反，即向海方或湖方平缓倾斜，其倾角一般小于15°；砾石的长轴常常平行于岸线方向排列。在三角洲沉积、海滩砂坝上，由于双向水流的作用，砾石可显示出两组相反的倾斜方向。

砾石方位的测量在野外露头上进行。一般要求测量砾石扁平面的倾向、倾角和砾石长轴的方向。其测量数目一般为100~200个砾石。

除此之外，长形的生物化石，甚至遗迹化石亦可作为指示古水流的标志。许多长形生物化石常常平行或垂直于水流方向排列。其中有些长形体一头宽一头窄称为极性生物化石，如长形的介壳、圆锥形中心管、鱼类等等。赛拉赫(1959)发现，这种有极性的生物化石如果横向排列(垂直于水流方向)，就表现出尖端的双极定向，而且两极的最大值同等发育，如在岸线附近就可见到这种产状。相反，如果极性生物化石呈纵向排列(平行于水流方向)，就表现出尖端的优选方位，如在单向水流中常常是这种产出特点。

植物的茎干等，在单向水流作用下，大多平行于水流方向排列。但有时也可以平行于岸线分布。

有些遗迹化石也可用来判断古水流和洋流的运动方向和强度。例如，赛拉赫等人(1955)研究过三叶虫的遗迹 *Rusophycus* 和 *Cruziana* 与水流的关系。发现三叶虫是迎着水流方向休息的，因此，其停息迹 *Rusophycus* 一系列个体的长轴沿一定方向排列。又如克拉姆斯(Crames，1970)对浊流沉积中大量的古网迹(*Paleodictyon*)进行过测量，认为网格的长轴往往具有方向性，并同古洋流方向有关。

二、非定向标志和古水流

除上述指向构造可作为古水流的直接定向标志外，还有一些无定向的特性也可用来确定古水流方向，其中包括碎屑颗粒的粒度、圆度、形状、成分以及厚度等变化特征。

人们在实践中早就注意到碎屑颗粒的粒度，特别是在砾石趋向于顺水流方向减小时，虽然影响其粒度减小的因素较多，但仍然可作为观测搬运方向的一种标志。因此，在古代沉积中可以用砾石大小，特别是最大砾径的递减方向来判断古水流或古斜坡方向。用砂粒的粒度递减趋势判断古水流或古斜坡方向，情况更为复杂：但它们之间的变化总趋势还是一致的。

现代沉积的研究表明，砾石的圆度是随着搬运距离而增加的。因此，理论上碎屑颗粒的圆度变化可以用来推测搬运距离和方向。但影响圆度变化的因素很多，其应用颇受限制，只能作为一种参考标志。

此外，碎屑组分，特别是不稳定碎屑组分的含量变化，可以指示古水流方向，但要考虑局部物源区对碎屑组分所产生的影响。碎屑岩的厚度变化和岩相带的变化往往与粒度变化相一致，也具有指示古水流的意义。一般来说，在砂岩和砾岩的等厚图上，其等值线的延伸方向基本上与古水流方向一致。

应当指出，在覆盖地区或者在无定向标志可利用的情况下，往往利用非定向标志研究古水流方向。其不足之外是，它们不能在一个露头或钻孔中确定水流方向，而必须通过大量资料的区域分析才能取得效果。

三、古流向资料的环境意义

不同的沉积环境有不同的水动力条件，也可能有不同的古水流型式。常见的古流向玫瑰花图有三种类型（图 5－42）：单向的（或称单众数的）、双向的（双众数的）、多向的（多众数的）或方向不明显的，它们代表了三种不同的古水流型式。河流砂属于单向的，其古流向的变化范围大都在 90°～120°之间，这种变化可能与河流的弯曲度有关。蛇曲越复杂，其变化性就愈大。大部分浊流砂和许多古代风成砂也是单向的，三角洲砂大多数是单向的，其水流变化范围较大，一般为 180°～220°；但极少数三角洲砂由于受潮汐作用的影响而呈双向的。海滩砂和港湾砂大都是双向的，但也有一部分可呈单向的。其双向水流型式推测是由潮汐作用产生的；单向水流型式可能与向岸、离岸或沿岸流有关。浅海陆棚砂由于受古斜坡的控制较小，其古流向变化较大，一般呈双向或无定向。表 5－10 归纳了沉积环境与古水流型式之间的关系。至于古流向与古沉积斜坡之间的关系，各种沉积环境有所不同。其中有些沉积环境的古流向受古斜坡的控制，如河流、三角洲和大多数的浊流沉积。有些沉积环境，如风成沙坪和海岸，其古流向与古斜坡之间则没有什么关系。

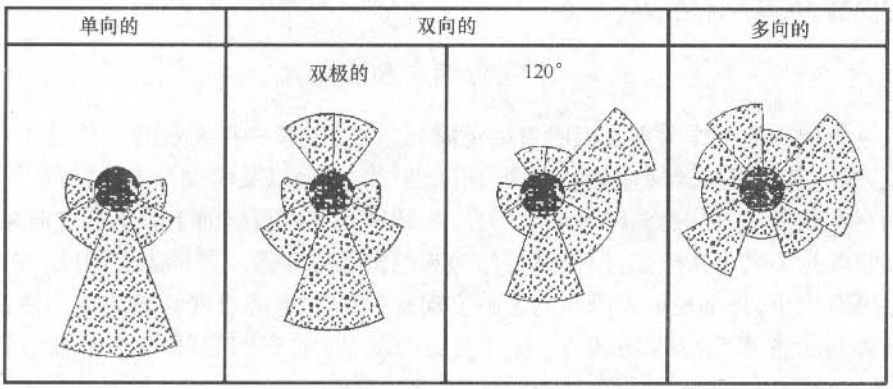


图 5－42　水流玫瑰花图的类型
（据波特等，1977）

表 5－10　沉积环境与古水流形式之间的关系

环境		局部水流方向	区域特点
河流	网状河道	单峰，变化小	常为扇形
	蛇曲河道	单峰，变化大	受坡度控制、常指向区域中心
风成		单峰、双峰或多峰	可在数百英里上空高压系附近旋转
三角洲		单峰	呈区域性放射状
滨线或陆棚		双峰（潮汐）有时为单峰或多峰	一般总是指向岸上、岸外或沿岸，呈扇形或大规模地倾向海槽或沿着海槽轴线分布
海相浊流		单峰（有时例外）	

（据塞利，1968）