

- 第一节 沉积构造标志
- 第二节 岩石结构和粒度标志
- 第三节 岩矿成份和地球化学标志
- 第四节 生物标志
- 第五节 古水流的判别标志及其环境意义

## 第三节 岩矿成份和地球化学标志

### 一、岩矿成份标志

1. 陆源碎屑成分
2. 自生矿物和特殊岩石类型

### 二、地球化学标志

1. 元素地球化学在沉积环境分析方面的应用
2. 稳定同位素在沉积环境分析中的应用

### 第三节 岩矿成份和地球化学标志

#### 一、岩矿成份标志

##### 1.陆源碎屑成分

##### 2.自生矿物和特殊岩石类型

#### 二、地球化学标志

##### 1.元素地球化学在沉积环境分析方面的应用

##### 2.稳定同位素在沉积环境分析中的应用

#### 一、岩矿成份标志

##### 1.陆源碎屑成分

主要是用显微镜和电子显微镜对岩石和矿物进行显微研究（精细的组分、结构、构造、微相研究），提供环境分析的可靠标志，主要包括以下二方面：

##### 1. 陆源碎屑成分

(1)利用矿物的标型特征分析母岩类型

(2) 利用碎屑矿物组合分析母岩类型

##### 2. 自生矿物和特殊岩石类型

(1)自生矿物

(2)特殊岩石类型

## 1. 陆源碎屑成分

(1) 利用矿物的标型特征分析母岩类型

(2) 利用碎屑矿物组合分析母岩类型

## 2. 自生矿物和特殊岩石类型

(1) 自生矿物

(2) 特殊岩石类型

根据碎屑成分和矿物标型特征来研究沉积物来源方向及物源区岩类型。

**陆源碎屑成分：**包括**岩屑**和**轻、重矿物**，是物理风化和化学分化的残余物，是分析物源区岩石类型的直接依据。

**分析的内容：**岩屑、轻矿物、重矿物标型组合特征，含量变化，确定物源方向、源区位置、母岩类型、搬运距离等。

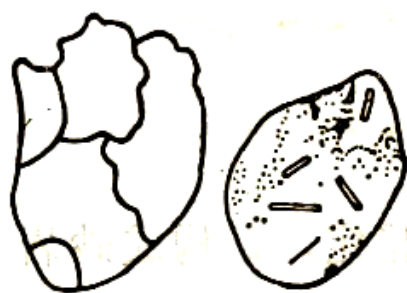
## (1)利用矿物的标型特征分析母岩类型

**矿物标型特征：**指不同成因的同种矿物，由于形成时物理、化学条件的不同，因而在化学组成、晶形和物性上存在的差异性。

如沉积岩中的石英，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。

# 石英标型特征与来源



花岗岩型石英



片麻岩型石英



片岩型石英



火山岩型石英



脉石英



沉积岩型石英

## (2) 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。在形成的碎屑中，能基本保留其组合特征。

表 3-3 各类岩石的轻、重矿物组合

母 岩		矿物组合（包括部分岩屑）	母 岩		矿物组合（包括部分岩屑）
花岗岩和 花岗闪长岩	重矿物	锆石、榍石、磷灰石、黑云母	变质岩	重矿物	蓝晶石、十字石、硅线石、石榴石
	轻矿物	石英、正长石、微斜长石、酸性斜长石		轻矿物	具波状消光和镶嵌结构的石英
安山岩和 玄武岩	重矿物	辉石、角闪石	沉积岩	重矿物	锆石（圆）、金红石、石榴石、电气石（较圆）
	轻矿物	安山岩或玄武岩岩屑、中性和基性斜长石			
橄榄岩和 辉长岩	重矿物	尖晶石、铬铁矿、橄榄石、紫苏辉石		轻矿物	颗粒圆滑或具次生加大边的石英
	轻矿物	基性岩岩屑、基性斜长石、蛇纹石			

## 1. 陆源碎屑成分

- (1) 利用矿物的标型特征分析母岩类型
- (2) 利用碎屑矿物组合分析母岩类型

## 2. 自生矿物和特殊岩石类型

- (1) 自生矿物
- (2) 特殊岩石类型

## 2. 自生矿物和特殊岩石类型

### (1) 自生矿物

沉积期或同生期形成的矿物，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）。

**海绿石**：绿色，为富铁、富钾的含水层状铝硅酸盐矿物，呈圆锥状、肾状。

**海绿石的成因**：是改造生成和胶体沉淀而成。现代海绿石形成于陆棚区（浅海），弱咸性（Ph=7—8）和弱氧化—弱还原（Eh= 0）的正常海水，水温10°—15°C，深度大于125m。在寒冷地区，水深30米就可形成。

海绿石形成在水底层，经水化和离子交换作用（即海解作用）而形成。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（即不是完全独立结晶的）。

**鲕绿泥石:** 绿色，鲕状、球粒状，易于与海绿石混淆（铁质硅酸盐矿物，基本不含钾）。海相成因。与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 $20^{\circ}\text{C}$ ，其分布深度小于60m。

**粘土矿物:** 小于 $2\mu\text{m}$ ，含水的铝硅酸盐类，如水云母和蒙脱石等。粘土矿物是絮凝作用形成的，能反映介质的Ph值。如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。



## 1. 陆源碎屑成分

- (1) 利用矿物的标型特征分析母岩类型
- (2) 利用碎屑矿物组合分析母岩类型

## 2. 自生矿物和特殊岩石类型

- (1) 自生矿物
- (2) 特殊岩石类型

## (2) 特殊岩石类型

一些岩石可指示沉积时的能量条件和古气候标志。

**碳酸盐岩：** 以海洋为主，也有淡水灰岩。依据生物化石和沉积地球化学来区别海相与陆相。碳酸盐岩反映弱碱性，藻叠层石灰岩形成于潮坪环境，鲕粒灰岩形成于滨浅海，泥晶灰岩形成于静水环境。

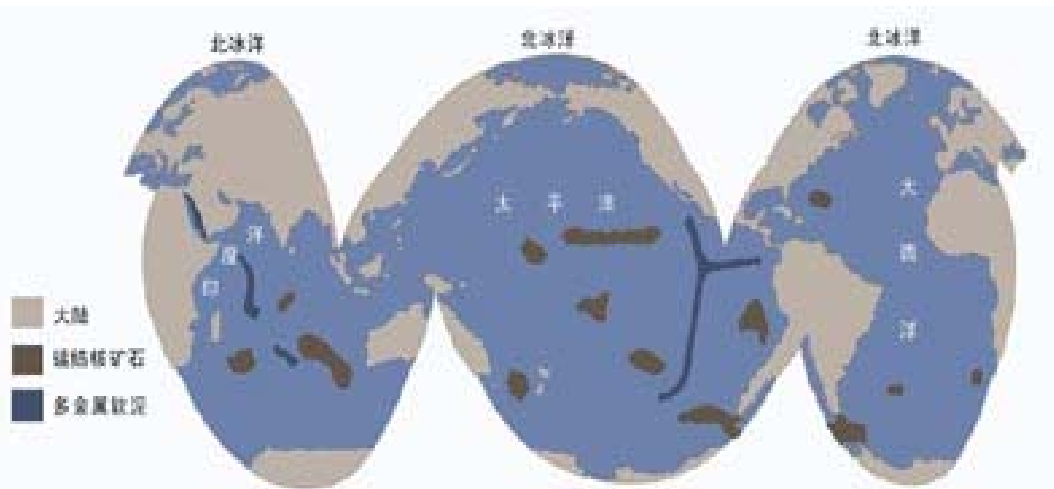
**红层：** 多为大陆环境，为含Fe矿物在温暖、潮湿气候条件下，风化后成赤铁矿而显红色。海相红色页岩可由化石红色或干旱气候带的风成产物。

**蒸发盐：** 是含盐度较高的卤水，通过蒸发作用产生的化学沉积物，反映气候干燥和闭塞环境。见于内陆盐湖或滨海泻湖环境。条件：干旱气候带、清水静水（泻湖）、碳酸钙组分。

**磷块岩：**海相为主，陆相少见。 $P_2O_5$ 的含量是随着深度的增加而增加。在平静—搅动交替的水动力条件下，分散的磷质可逐渐集中，形成鲕状、团粒状、结核状或各种交代假象。在50—200m（浅海）更有利于其形成。

**锰结核：**以海洋为主，湖泊和沼泽也有。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的多。

**礁灰岩：**由复体、固着的造礁生物形成突起和抗浪的地貌。造礁生物主要有珊瑚、层孔虫、苔藓虫、海棉、藻类等。礁灰岩（藻礁灰岩、叠层石灰岩）是浅海环境的良好标志。



世界大洋多金属矿产分布图



## 大洋锰结核矿成因之谜

1873年，“挑战者”号从海底捞上来几块像黑煤球的硬块。后来，经过化验分析，才知道它不是化石，而是含有大量锰，铁、铜、镍、钴等元素的矿石。叫“大洋锰结核”。20世纪70年代后，世界上有条件的海洋国家，投以巨资，对大洋锰结核矿进行调查，研究其开发的可能性。



从深海采到锰结核到船上的情景

**针铁矿**（0-10m，  
大于 $27^{\circ}\text{C}$ ）一般形成在较浅水区（包括滨海、湖盆）。

**鲕绿泥石**（10-50m， $25-27^{\circ}\text{C}$ ，  
多见于滨海。

**鲕状赤铁矿**（35-40m， $25-27^{\circ}\text{C}$ ），  
多见于滨海。

**海绿石和磷块岩**  
（125-250m， $10-15^{\circ}\text{C}$ ），多见于浅海。

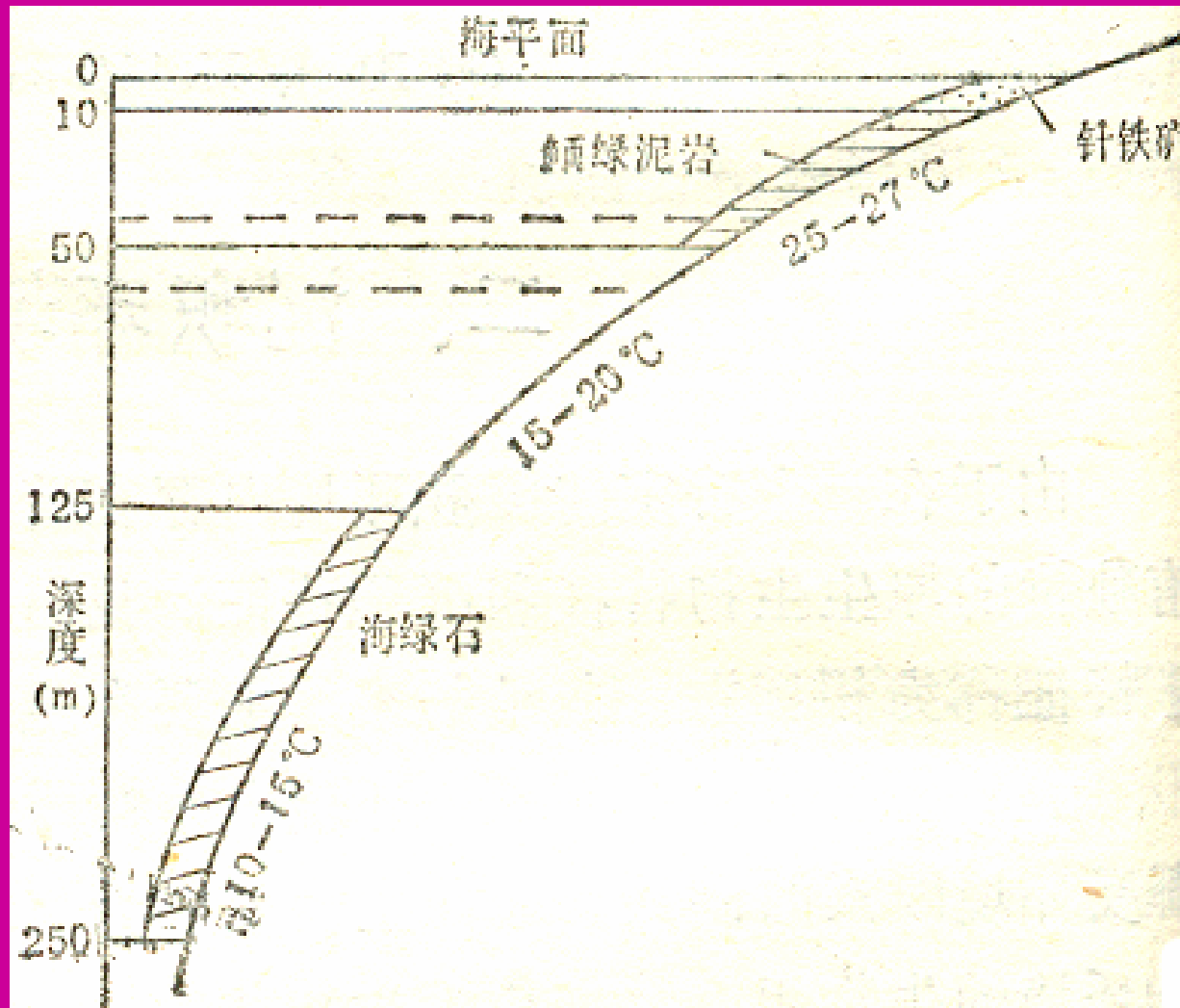


图 3-3 现代自生矿物分布与水深及温度关系  
(据 Porrenga, 1967)

## 第三节 岩矿成份和地球化学标志

### 一、岩矿成份标志

- 1.陆源碎屑成分
- 2.自生矿物和特殊岩石类型

### 二、地球化学标志

- 1.元素地球化学在沉积环境分析方面的应用
- 2.稳定同位素在沉积环境分析中的应用

## 化学成因的沉积构造是一个方面

地球化学与沉积学相结合成为**沉积地球化学**，能够为沉积环境分析提供物理标志和生物标志所不及的沉积地球化学标志。

主要包括：**元素地球化学**和**稳定同位素地球化学**。

## 1.元素地球化学

(1) 古盐度的测定  
硼法、元素比值法、  
沉积磷酸盐法

(2) 氧化还原条件

(3) 古水深标志

(4) 源区分布

## 2.稳定同位素

(1)古温度测定

(2)古气候分析

(3)古盐度测定

现代海水中硼的含量为  $4.7 \times 10^{-6}$ ，淡水含量很低，而内陆盐湖中具有很高的硼含量。沉积物中的硼含量与水体硼含量有关，因而，也 and 水的盐度存在函数关系。

### (1) 古盐度的测定

硼法：

**Walker 和 Price (1963)** 据前人资料及自己的研究成果证明了粘土中硼主要富集于伊利石中，并成功地把硼、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。

<100ppm为淡水

200—300ppm为半咸水

300—400ppm为正常海水

>大于400ppm为超咸水



## 元素比值法:

**B/Ga**（硼 / 镓），**B**主要吸附于粘土矿物中，活动性较强。**Ga**在粘土矿物中富集，在淡水的岩石中较海洋的岩石为高。故用**B/Ga**比值来反映盐度和区分海陆相地层。**<1.5为淡水相，5—6为近岸相，>7为海相。**

**Sr/Ba**（锶 / 钡），**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。在近岸沉积物中富**Ba**，而**Sr**的迁移能力高于**Ba**，可迁移到大洋深处。碳酸盐矿物有对**Sr**的捕获作用。

**Sr/Ba在淡水沉积物常<1，而海水沉积物中>1。**

表 5—7 现代和古代海相、湖相沉积磷酸盐的  $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Fe}$  值与相应盐度

地 区			$\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Fe}$	S (%)	样品数	资料来源
现 代	球江 三角 州	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	奥陶纪海相灰岩	0.51—0.99	16.2—34.6		Nelson, B., 1983
		密西西比纪海相灰岩	0.80—0.97	27.3—33.8		Nelson, B., 1983
		宾西法尼亚纪海相	0.72—0.99	24.2—34.6		Nelson, B., 1983
		宾西法尼亚半咸水相	0.39—0.55	11.5—17.7		Nelson, B., 1983
		宾西法尼亚淡水相	0—0.11	0—0.77		Nelson, B., 1983

(据蓝洪先等,1987)

## Nelson

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



## 1. 元素地球化学

(1) 古盐度的测定  
硼法、元素比值法、  
沉积磷酸盐法

(2) 氧化还原条件

(3) 古水深标志

(4) 源区分布

## 2. 稳定同位素

(1) 古温度测定

(2) 古气候分析

(3) 古盐度测定

## (2) 氧化还原条件的标志

主要是根据同生矿物组合，如对介质Eh值高低反映灵敏的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，铁矿物呈不同的相依次分布，铁的化合价也相应变化。

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 <sup>3+</sup>	赤铁矿、褐铁矿 (磁铁矿)	砂质粉砂质碎屑岩， 有少量硅质和钙质结核	无	>0.02	7.2—8.5
过渡相	Fe <sup>3+</sup> >Fe <sup>2+</sup> 到 Fe <sup>2+</sup> >Fe <sup>3+</sup>	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 <sup>2+</sup>	菱铁矿，鲕绿泥石	泥质沉积	多	0—0.3	7.0—7.8
弱还原相		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

(黎彤, 1979) (转引自刘英俊, 1984)

## 1.元素地球化学

(1) 古盐度的测定  
硼法、元素比值法、  
沉积磷酸盐法

(2) 氧化还原条件

(3) 古水深标志

(4) 源区分布

## 2.稳定同位素

(1)古温度测定

(2)古气候分析

(3)古盐度测定

## (3) 古水深标志

用古生态法和遗迹化石标志恢复盆地的古水深。

元素的聚集与分散与水深度（离岸距离）有相关性。元素在沉积作用中所发生的机械分异作用、化学分异作用、生物生理作用、生物化学作用的结果。

由滨岸向深海，Fe、Mn、P、Co、Ni、Ca、Zn等增加，其中Mn、Ni、Co、Cu含量升高。海洋沉积物中Mn的分布主要受沉积环境酸碱度变化和氧化还原电位的控制。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被作为定量估算古水深的标志元素。

## 1. 元素地球化学

(1) 古盐度的测定  
硼法、元素比值法、  
沉积磷酸盐法

(2) 氧化还原条件

(3) 古水深标志

(4) 源区分布

## 2. 稳定同位素

(1) 古温度测定

(2) 古气候分析

(3) 古盐度测定

## (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 沉积岩中  $K_2O + Na_2O$  含量与源区岩石类型的关系 (ЯНОВ, Э. Н., 1980)

建 造 类 型	砂岩 ( $K_2O + Na_2O$ ) (%)	粘土质岩石 ( $K_2O + Na_2O$ ) (%)
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 ( $K_2 - P_1$ )	1.56	3.14
碳酸盐复理石 ( $K_2$ )	1.42	1.88

(转引自奚瑾秋, 1980)

## 1. 元素地球化学

(1) 古盐度的测定  
硼法、元素比值法、  
沉积磷酸盐法

(2) 氧化还原条件

(3) 古水深标志

(4) 源区分布

## 2. 稳定同位素

(1) 古温度测定

(2) 古气候分析

(3) 古盐度测定

## 2. 稳定同位素在沉积环境分析方面的应用

同位素地球化学标志可以确定古温度、古气候、古盐度。应用较多的、效果也较好的是O、C、S同位素。

**O**有三种同位素 $^{16}\text{O}$ 、 $^{17}\text{O}$ 、 $^{18}\text{O}$ ，丰度分别为99.76%、0.038%、0.20%。

**C**有二种同位素 $^{12}\text{C}$ 、 $^{13}\text{C}$ ，丰度分别为98.89%和1.11%。

**S**有四种稳定同位素 $^{32}\text{S}$ 、 $^{33}\text{S}$ 、 $^{34}\text{S}$ 、 $^{36}\text{S}$ ，丰度分别95.02%、0.75%、4.21%、0.02%。

公式  $\delta = [(R_{\text{样品}} - R_{\text{标样}}) / R_{\text{标样}}] \times 1000\text{‰}$

如：  $\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{样品}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{标样}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{标样}}} \right] \times 1000\text{‰}$

## 1.元素地球化学

(1) 古盐度的测定  
硼法、元素比值法、  
沉积磷酸盐法

(2) 氧化还原条件

(3) 古水深标志

(4) 源区分布

## 2.稳定同位素

(1)古温度测定

(2)古气候分析

(3)古盐度测定

## 方法

碳同位素国际标样采用PDB  
(美国南卡罗来纳州白垩纪Pee  
Dee组的箭石。

氧同位素国际标样采用SMOW  
(标准平均大洋水)，在与古温  
度有关的碳酸盐样品的氧同位素  
分析中习惯采用PDB。

硫同位素国际标样采用CDT  
(铁陨石中的陨硫铁)。



## 2. 稳定同位素

- (1) 古温度测定
- (2) 古气候分析
- (3) 古盐度测定

### (1) 古温度测定

碳酸盐的碳同位素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：

$$T^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4.2(\delta\text{c} - \delta\text{w}) + 0.13(\delta\text{c} - \delta\text{w})^2$$

式中：  $\delta\text{c}$  为  $25^{\circ}\text{C}$  时碳酸盐与  $100\%$  磷酸盐反应产生的  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{18}\text{O}$  值；  $\delta\text{w}$  为  $25^{\circ}\text{C}$  时所测试  $\text{CaCO}_3$  样品与海水平衡的  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{18}\text{O}$ 。

表 3-4 下华庄寒武系地层( SQ1 — SQ8 ) 部分微量元素含量及比值表

元素 含量 ( $10^{-4}$ ) 编号	Ni	Sr	Ba	V	B	$\frac{Sr}{Ba}$	T / °C	元素 含量 ( $10^{-4}$ ) 编号	Ni	Sr	Ba	V	B	$\frac{Sr}{Ba}$	T / °C
P22-8Y1	10.30	275.00	33.87	10.77	35.64	8.12	28.50	P20-38Y1	9.55	303.50	71.89	53.47	49.31	4.22	28.15
P22-6Y1	33.76	48.01	370.50	119.60	172.40	0.13	31.31	P20-34Y1	11.44	154.50	36.40	38.13	63.07	4.24	29.99
P22-18Y1	2.81	362.80	23.62	6.33	106.69	15.4	27.42	P20-29Y1	0.62	258.30	16.45	8.23	2.38	15.70	28.71
P21-17Y1	14.70	56.23	172.80	13.43	125.45	0.33	31.21	P20-28Y1	4.05	62.29	10.95	15.61	99.91	5.69	31.14
P21-16Y1	13.81	188.60	349.20	19.51	20.29	0.54	29.57	P20-27Y1	13.60	48.77	54.59	27.67	10.62	0.89	31.30
P21-13Y1	7.34	28.97	120.90	30.17	10.14	0.24	31.55	P20-25Y1	5.12	95.74	25.59	15.03	52.81	3.74	30.72
P21-11Y1	9.77	500.30	35.86	11.13	10.41	13.95	25.71	P20-24Y1	5.98	138.60	17.00	18.73	14.31	8.15	30.19
P21-6Y3	11.19	277.80	15.82	18.36	12.81	17.56	28.47	P20-21Y1	6.02	97.82	19.80	17.80	70.88	4.94	30.70
P21-6Y2	11.06	232.80	26.53	25.58	21.00	8.77	29.02	P20-16Y1	22.12	27.95	251.30	155.70	131.44	0.11	31.57
P21-6Y1	29.98	282.10	17.29	14.11	8.91	16.32	28.41	P20-14Y1	2.20	110.10	6.75	10.22	10.07	16.31	30.54
P21-3Y1	22.42	278.30	66.36	49.67	104.63	4.19	28.46	P20-11Y1	2.26	218.30	10.36	13.33	6.35	21.07	29.2
P20-49Y1	6.72	349.60	10.00	11.24	24.27	34.96	27.58	P20-7Y1	6.21	289.60	178.80	12.92	12.02	1.62	28.32
P20-48Y1	72.78	306.20	30.63	8.68	4.60	10.00	28.12	P20-6Y1	6.79	58.00	13.53	20.60	9.78	4.29	31.19
P20-47Y1	15.54	522.60	37.220	21.12	20.33	14.04	25.45	P20-2Y1	16.12	51.44	210.63	56.02	67.64	0.24	31.27
P20-46Y1	59.69	220.40	24.55	13.64	4.37	8.98	29.18								

注: 样品由中国地质大学化学分析室测定:  $T(2578-Sr)/80.8$

## 2. 稳定同位素

- (1) 古温度测定
- (2) 古气候分析
- (3) 古盐度测定

### (2) 古气候分析

淡水中  $\delta^{18}\text{O} / \delta^{16}\text{O}$  值低于海水，而且气温越低该比值越低。温带地区淡水中  $\delta^{18}\text{O} / \delta^{16}\text{O}$  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%，过去多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。



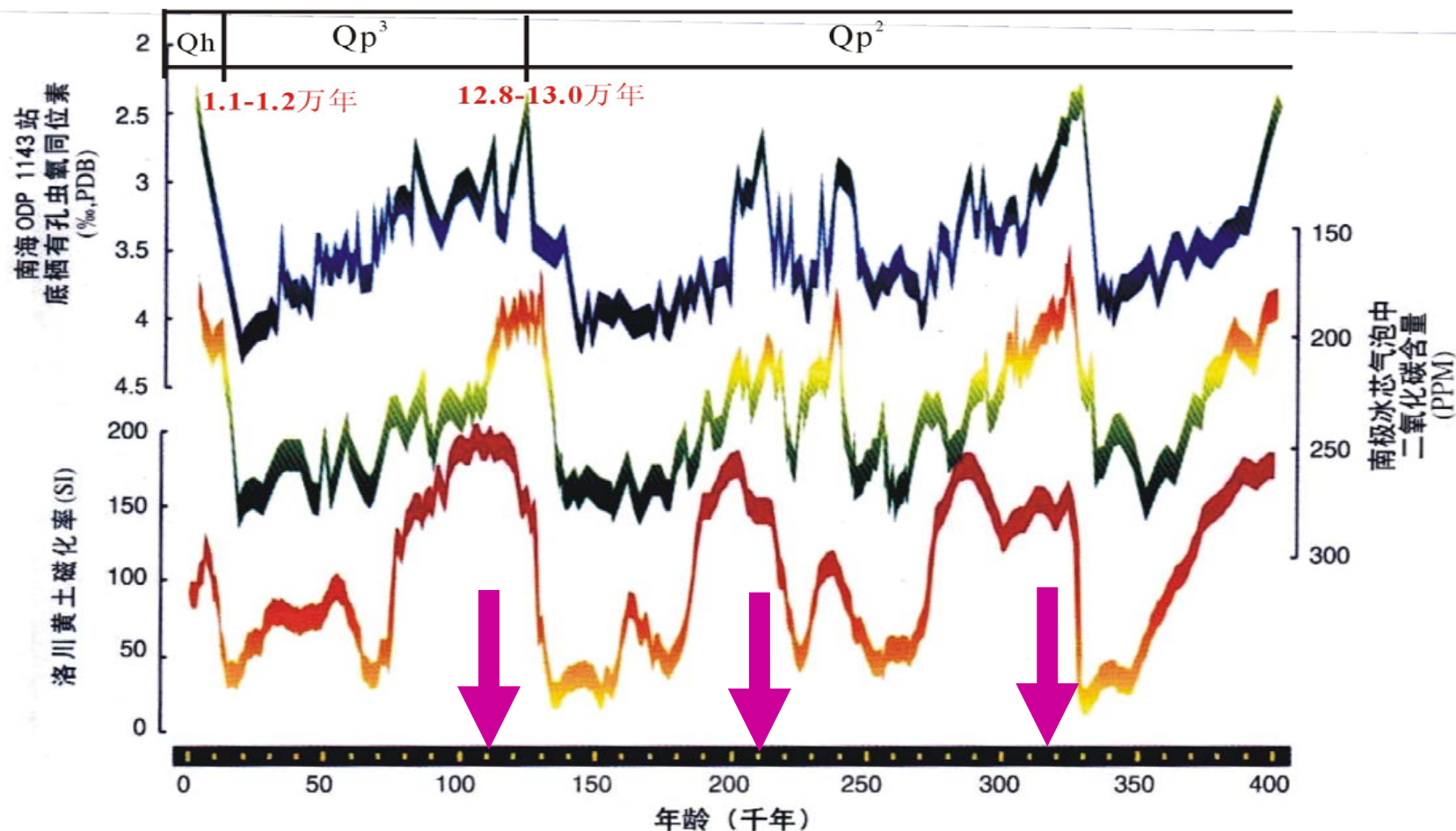


图 10 近 40 万年来的气候旋回 (据汪品先, 2000)

南沙深海沉积中底栖有孔虫方解石壳体的氧同位素  $\delta^{18}\text{O}$  值 (上), 南极冰芯气泡中的二氧化碳含量 (中), 和黄土高原洛川黄土—古土壤剖面的磁化率 (下) 都一致显示出冰期—间冰期的 10 万年周期, 证明地球运行轨道参数变化对全球气候的控制。

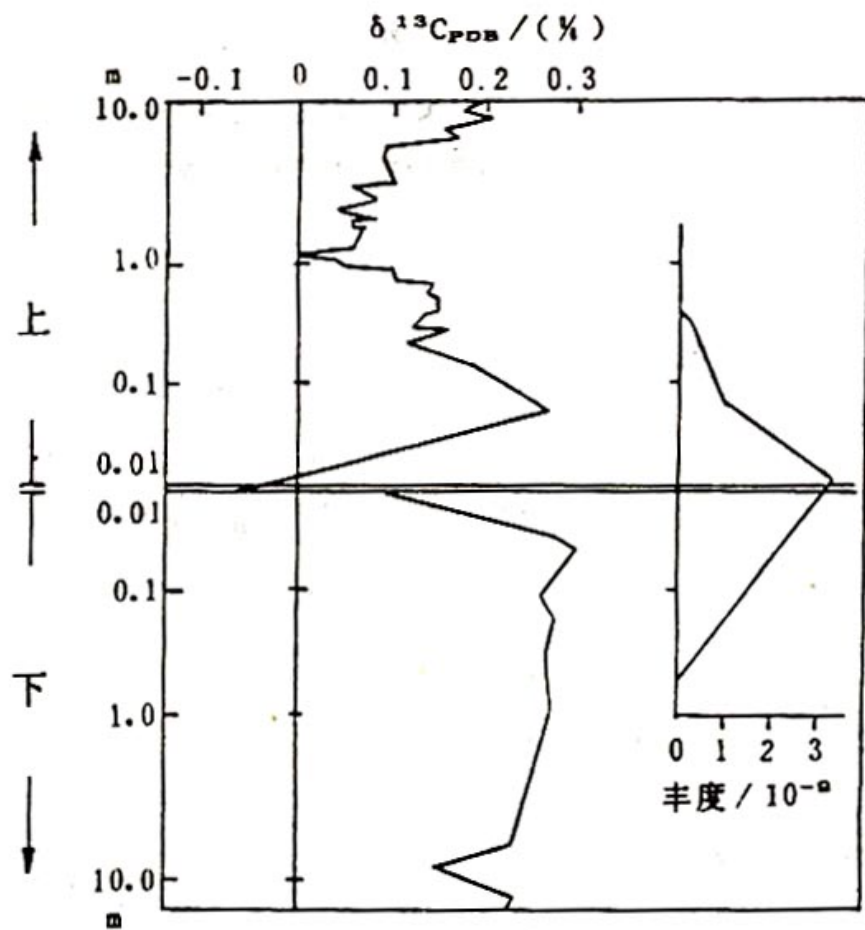
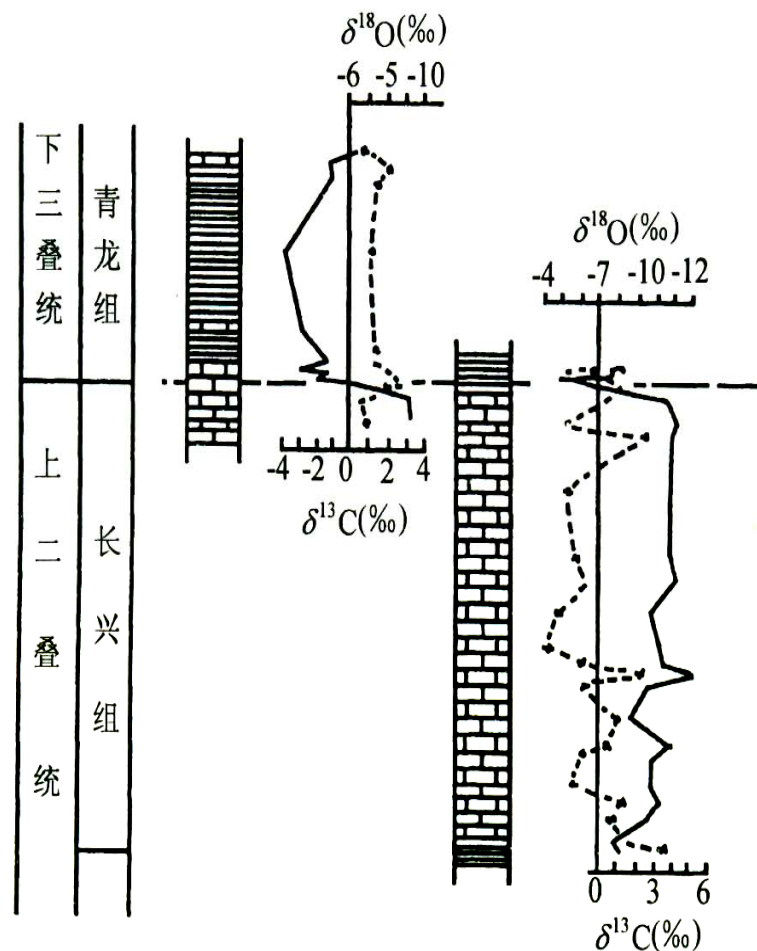


图 9-16 白垩纪—第三纪界限地层的碳同位素  
地层学及铍异常(据许靖华等,1983)  
注意界限上的  $\delta^{13}\text{C}$  负异常,该负异常是  
“地外事件”的结果



二叠系-三叠系交界部位长兴组和青龙组的碳和氧同位素组成变化  
(据陈锦石等,1984)

## 2. 稳定同位素

- (1) 古温度测定
- (2) 古气候分析
- (3) 古盐度测定

### (3) 古盐度测定

海水中，O、C同位素含量高于淡水，主要由于蒸发时  $\delta^{16}\text{O}$  容易逸出，海水中  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  值高，陆地淡水主要来自大气降水，故  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  值低，海水与淡水氧。计算公式：

$$Z = 2.048(\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498(\delta^{18}\text{O} + 50)$$

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。

表 3-3

下华庄寒武系地层 (SQ<sub>1</sub>—SQ<sub>8</sub>) 碳氧同位素分析数据表

同位素 编号	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (PDB)	Z 值	同位素 编号	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (PDB)	Z 值	同位素 编号	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (PDB)	Z 值
P22-8Y1	0.325	-8.613	123.76	P21-3Y1	-0.374	-6.041	123.47	P20-25Y1	0.806	-6.918	125.59
P22-6Y1				P20-49Y1	-0.647	-8.205	121.99	P20-24Y1	1.326	-6.460	126.89
P22-18Y1	-1.656	-7.749	120.22	P20-48Y1	-1.867	-9.132	119.02	P20-22Y1	-0.436	-9.778	120.58
P21-17Y1	-0.354	-7.272	123.04	P20-47Y1	-0.164	-7.782	123.18	P20-21Y1	-0.363	-6.743	123.29
P21-16Y1	-4.354	-8.034	114.97	P20-46Y1	-1.154	-8.807	120.63	P20-16Y1	-3.262	-8.508	116.47
P21-13Y1	1.627	-8.582	126.46	P20-38Y1	-0.923	-9.694	120.67	P20-14Y1	-0.755	-10.208	120.80
P21-11Y1	-0.265	-7.698	123.02	P20-34Y1	0.210	-5.720	124.97	P20-11Y1	-1.109	-10.990	119.65
P21-6Y3	-1.227	-8.243	120.82	P20-29Y1	0.125	-8.351	123.48	P20-7Y1	-0.705	-9.253	121.34
P21-6Y2	-0.952	-8.409	121.25	P20-28Y1	0.001	-5.924	124.44	P20-6Y1	-1.812	-8.688	119.37
P21-6Y1	-0.982	-9.140	120.82	P20-27Y1	-8.762	-8.403	105.26	P20-2Y1	-3.319	-8.089	116.68

注:  $Z = a(\delta^{13}\text{C}+50)+b(\delta^{18}\text{O}+50)$ ;  $a=2.048$ ,  $b=0.498$ 。表中分析结果为 OPTIMA 质谱仪测定(中国地质大学化学分析室)



# 第五章-7（结束）

## 沉积环境的主要判别标志

- 第一节 沉积构造标志
- 第二节 岩石结构和粒度标志
- 第三节 岩矿成份和地球化学标志
- 第四节 生物标志
- 第五节 古水流的判别标志及其环境意义

- 1、陆源碎屑成分和母岩的关系？
- 2、地球化学中的标样是什么？
- 3、自生矿物的环境指示意义？
- 4、元素地球化学分析在确定古环境的主要作用？
- 5、同位素地球化学分析在确定古环境的主要作用？

# 第五章-8 沉积环境的主要判别标志

30/47

- 第一节 沉积构造标志
- 第二节 岩石结构和粒度标志
- 第三节 岩矿成份和地球化学标志
- 第四节 生物标志
- 第五节 古水流的判别标志及其环境意义

## 第四节 判别沉积环境的生物标志

- 一、生物对盐度的指示
- 二、生物对水体深度的指示
- 三、生物对底层性质的指示
- 四、生物对海水浊度的指示

## 第五节 古水流的判别标志及其环境意义

- 一、指向构造和组构与古水流
- 二、非定向标志和古水流
- 三、古流向资料的环境意义

- 一、生物对盐度的指示
- 二、生物对水体深度的指示
- 三、生物对底层性质的指示
- 四、生物对海水浊度的指示

## 第四节 判别沉积环境的生物标志

生物成因的沉积构造是一个方面

化石是确定地质年代和沉积环境重要手段。生物与环境是相互联系和相互制约的关系。相关概念：

**生物相：**能够反映其沉积环境条件的古生物学特征。

**生态分异：**由于生物习性不同，导致不同的环境中生物的组合（生态组合）面貌不同。

**生物分区：**由于长期的地理隔离和气候带的影响，使生物在演化体系上出现的差别。

## 第四节 生物标志

### 一、生物对盐度的指示

### 二、生物对水体深度的指示

### 三、生物对底层性质的指示

### 四、生物对海水浊度的指示

## 一、指示盐度

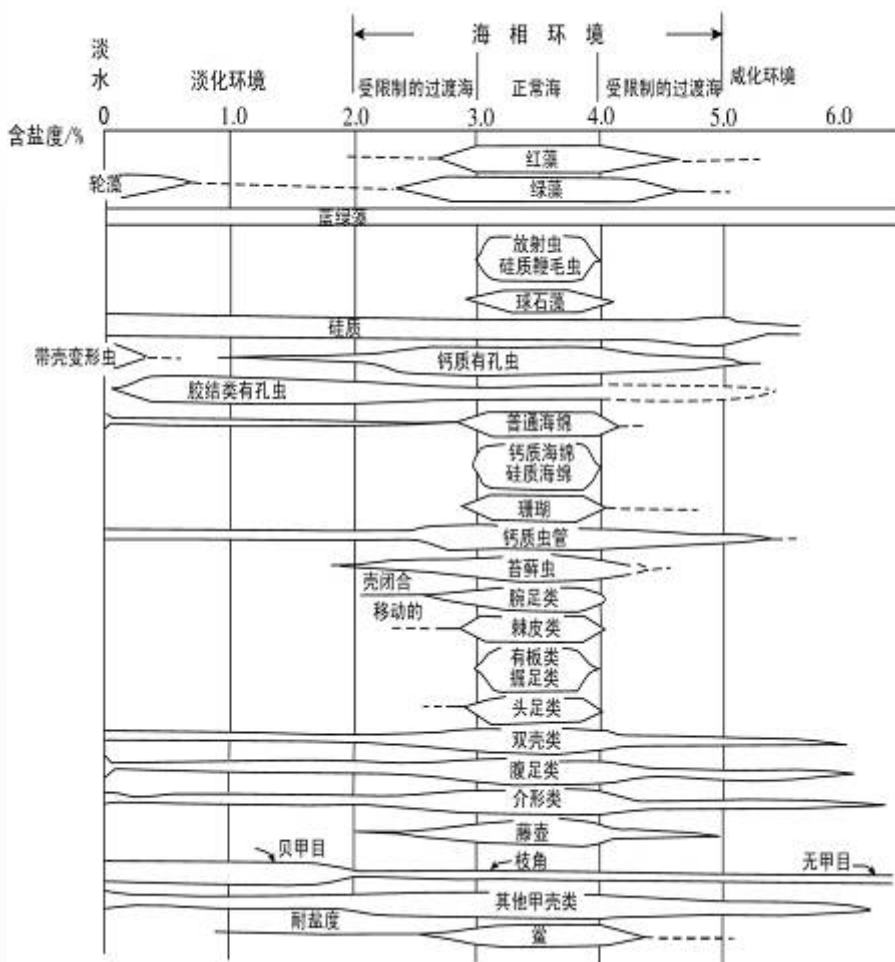
分为**狭盐度生物**和**广盐度生物**。

**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，棘皮，软体中的头足类等。

**半咸水生物组合**：软体中的双壳类和腹足类、介形虫、胶结壳有孔虫、硅藻、蓝绿藻和蠕虫管等。

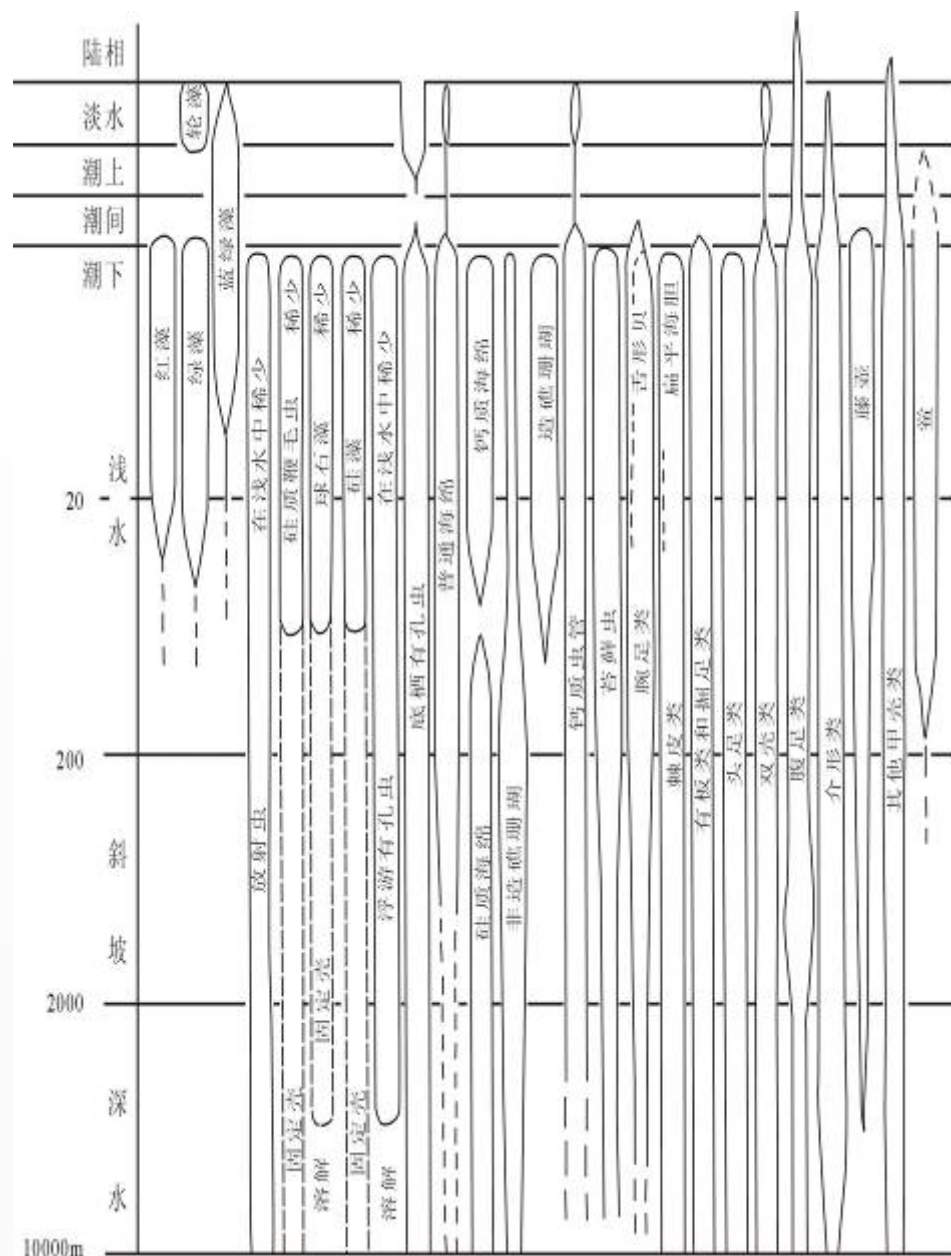
**超咸水生物组合**：一般与半咸水生物组合相似，但当盐度很高时，只有腮足亚纲中的无甲目，蓝绿藻和介形类存在。

**淡水生物组合**：主要是轮藻，带壳变形虫以及少数双壳类，介形虫，腮足亚纲的贝甲目，普通海绵，硅藻，蓝绿藻等。





**>200m:** 远洋底栖生物主要是海百合、硅质海绵、薄壳腕足类、细枝状的苔藓动物等。



#### 第四节 生物标志

- 一、生物对盐度的指示
- 二、生物对水体深度的指示
- 三、生物对底层性质的指示
- 四、生物对海水浊度的指示

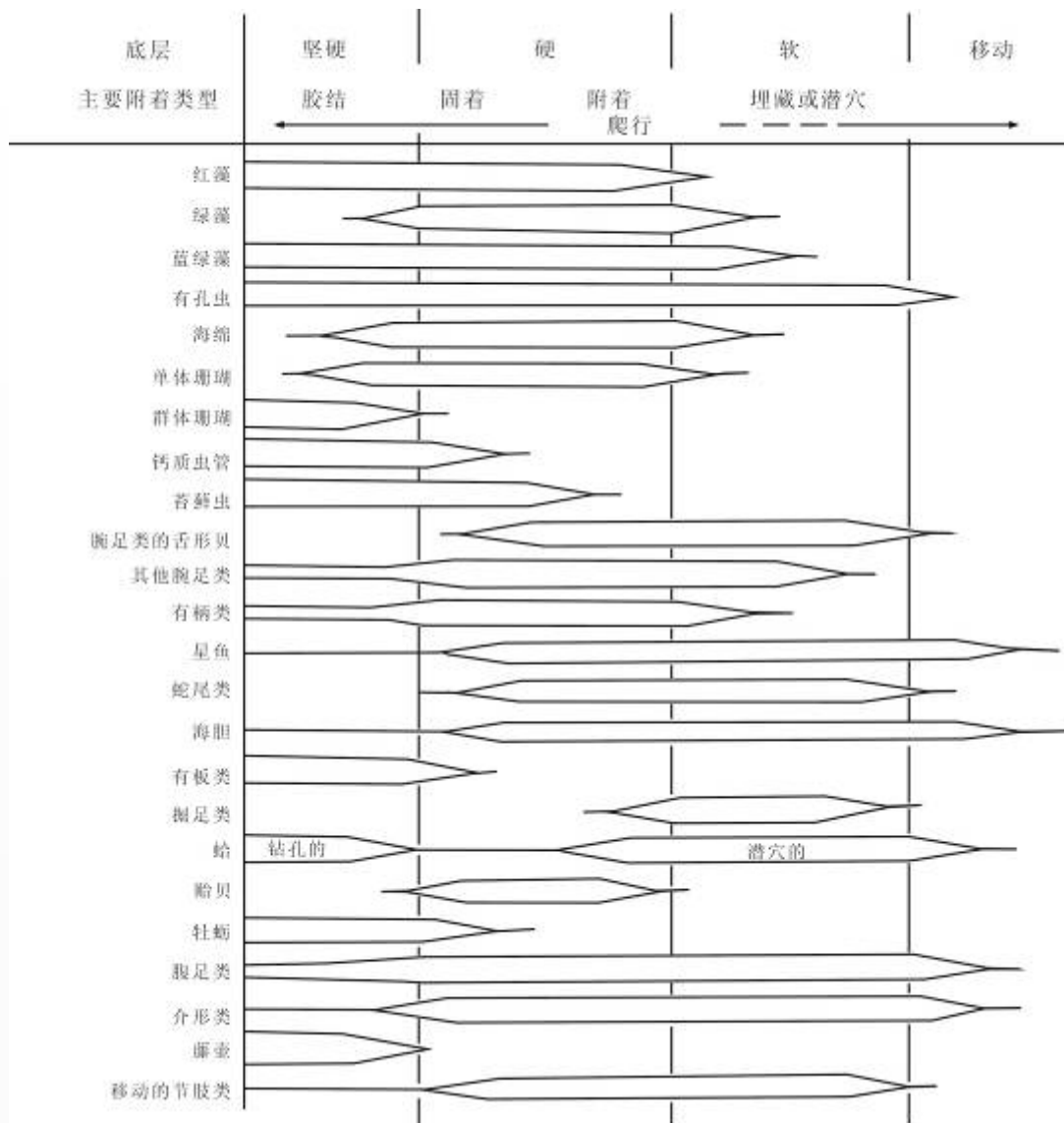
不同的底质，生物和生态不同，如底栖生物是固着还是移动生活等。

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层加以固着。

移动生物如掘足类、掘穴蛤、某些有孔虫等适应松软底质。

### 三、指示底层性质

34/47



# 遗迹化石与底层性质

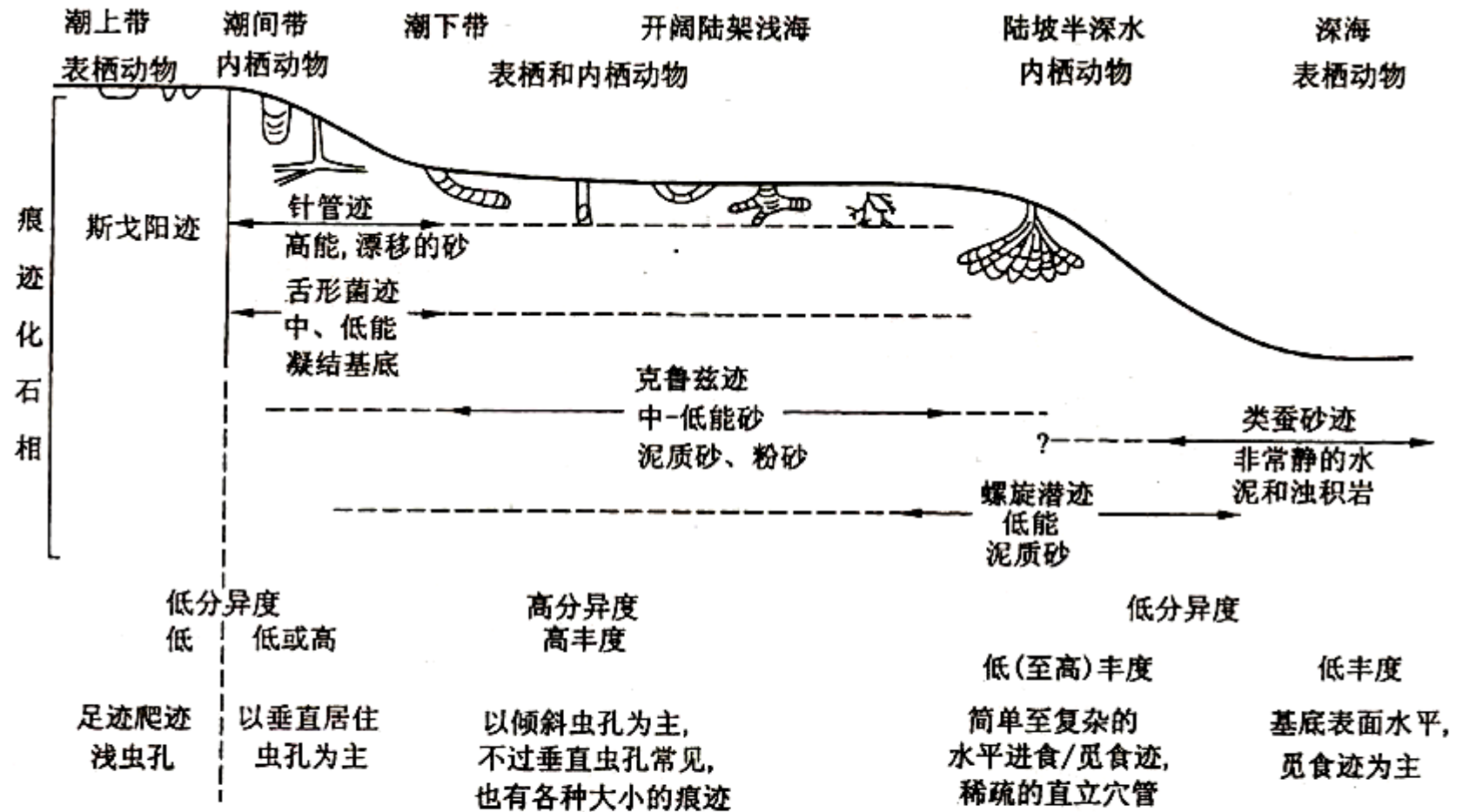


图 1-27 遗迹化石的环境分带(据 Lewis, 1984)

由物理的、化学的和生物的因素建立的生态习性,在不同的水深或海岸远近不同的地带是相似的。这里提出的综合遗迹化石相模式是一个理想的剖面,命名者没有列出。但对命名的模拟形式必须是占优势的遗迹化石相。痕迹的组合决定遗迹化石相,一些生物遗迹(即便是命名者)可能未引入典型的岩相带内

#### 第四节 生物标志

- 一、生物对盐度的指示
- 二、生物对水体深度的指示
- 三、生物对底层性质的指示
- 四、生物对海水浊度的指示

### 四、指示海水浊度

根据底栖生物的生态，可以确定是清水或是浊水。

海绵、珊瑚、苔藓虫常生存在清水环境中。

食沉积物生物，如蛇尾类、蛤、腹足等，能忍受浊度较大的海水。

少数生物，如舌形贝、掘穴蛤、介形虫、有孔虫等，属捕食型的移动生物，能在沉积速率高的环境中生存。

- 第一节 沉积构造标志
- 第二节 岩石结构和粒度标志
- 第三节 岩矿成份和地球化学标志
- 第四节 生物标志
- 第五节 古水流的判别标志及其环境意义

- 第五节 古水流的判别标志及其环境意义
  - 一、指向构造和组构与古水流
  - 二、非定向标志和古水流
  - 三、古流向资料的环境意义

## 第五节 古水流的判别标志

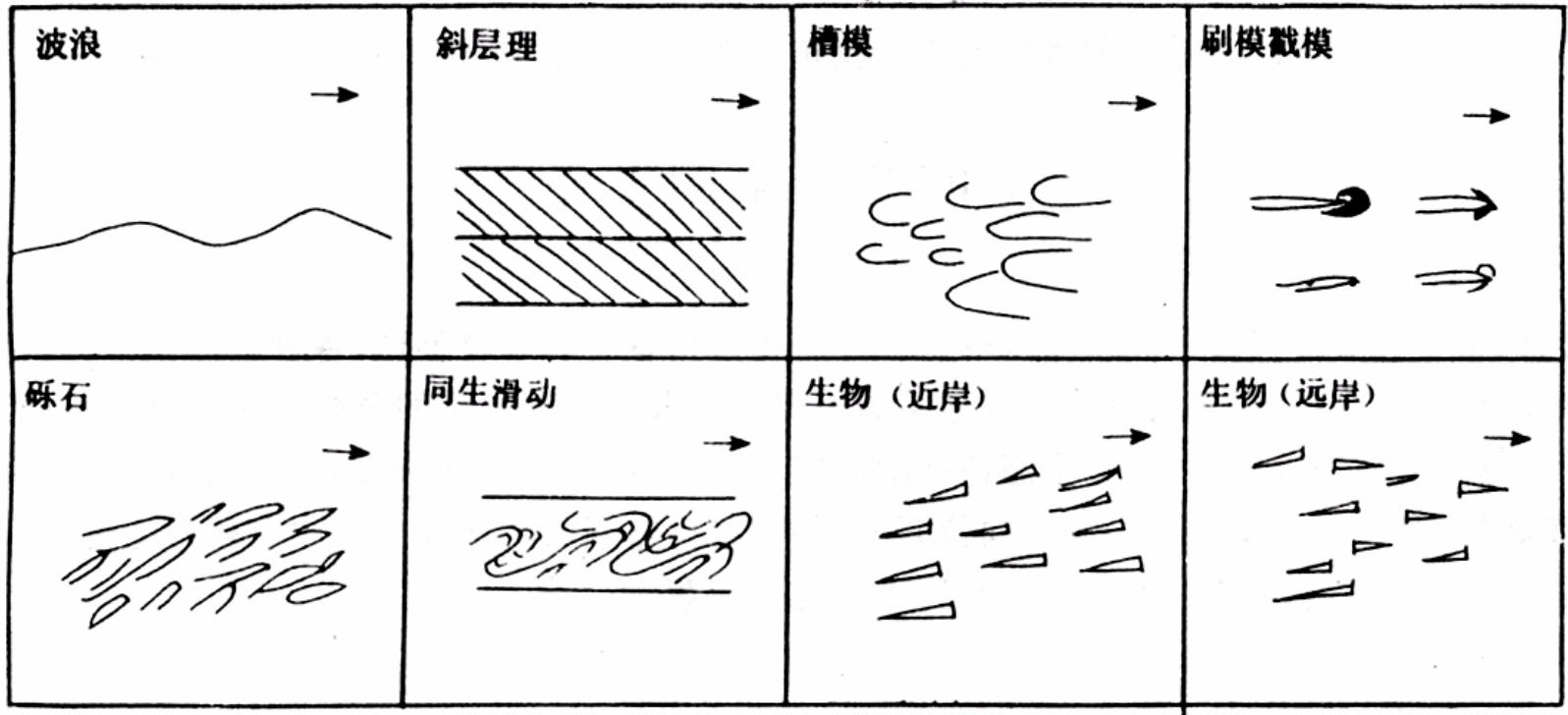
- 一、指向构造和组构与古水流
- 二、非定向标志和古水流
- 三、古流向资料的环境意义

## 第五节 古水流的判别标志及其环境意义

古水流方向的识别是沉积环境和古地理恢复的重要手段。

**其作用：**确定盆地边缘、物源区的位置、岸线方向、古斜坡方向、砂岩体延伸方向等。

**手段和方法：**依靠流动构造中的**指向构造**和**颗粒组构**，包括交错层理、砾石排列方向、波痕、槽模、沟模、生物定向排列、砂粒定向排列等。



Why?



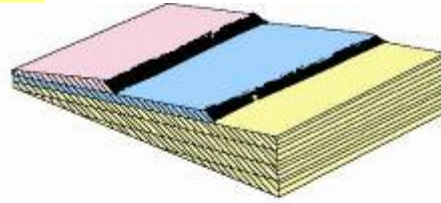
# 一、指向构造和组构与古水流

1. 交错层理和波痕；
2. 底痕； 3. 组构

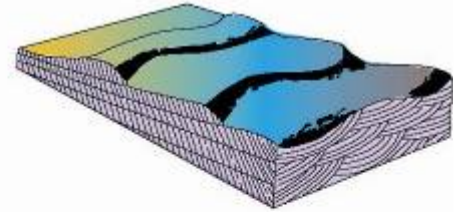
## 1. 交错层理和波痕

交错层理都具有指示流向的作用，尤其是大型板状和楔状交错层理，小型交错层理与次要的水流有关。

板状和楔状交错层理测量平行于水流方向前积纹层的倾向和倾角，槽状交错层理测量槽轴的延伸和倾斜方位。



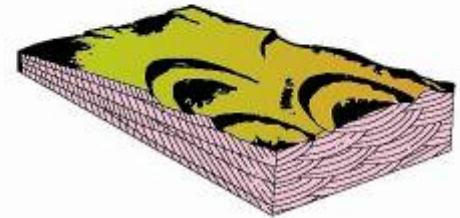
A. 直线形水流波痕迁移形成的板状交错层理



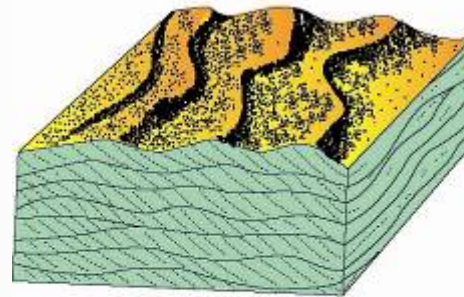
B. 波曲形水流波痕迁移形成的槽状交错层理



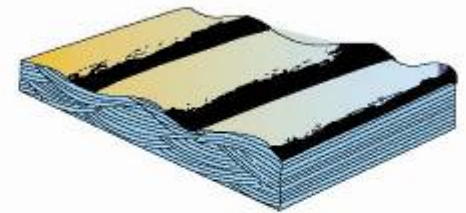
C. 舌形水流波痕迁移形成的槽状交错层理



D. 新月形水流波痕迁移形成的槽状交错层理



E. 在波浪影响下水流波痕迁移形成的波状交错层理



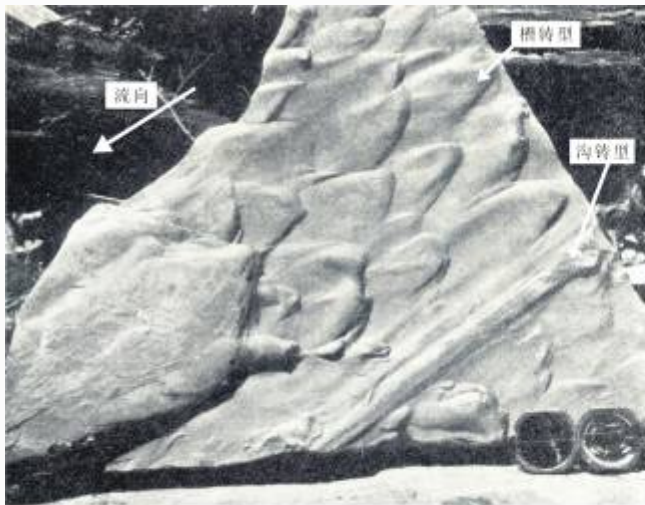
F. 浪成波痕迁移形成的浪成交错层理

波痕比交错层理的价值小一些，因为影响其方位变化的因素较多。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。对称波痕测量其脊线方位；不对称波痕测量其脊线和陡坡的倾斜方向。

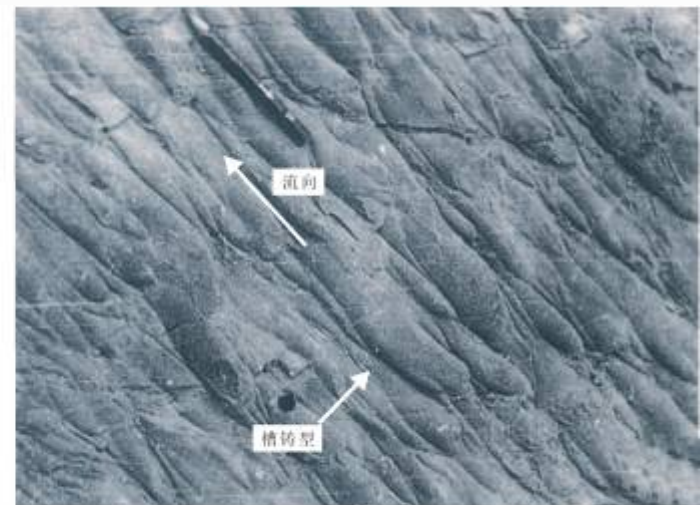
## 2. 底痕

底痕发育在复理石或浊流沉积中。它们的总体方向平行于水流。主要有：槽铸型（槽模）和沟铸型（沟模、工具模）。

Why?



A



B



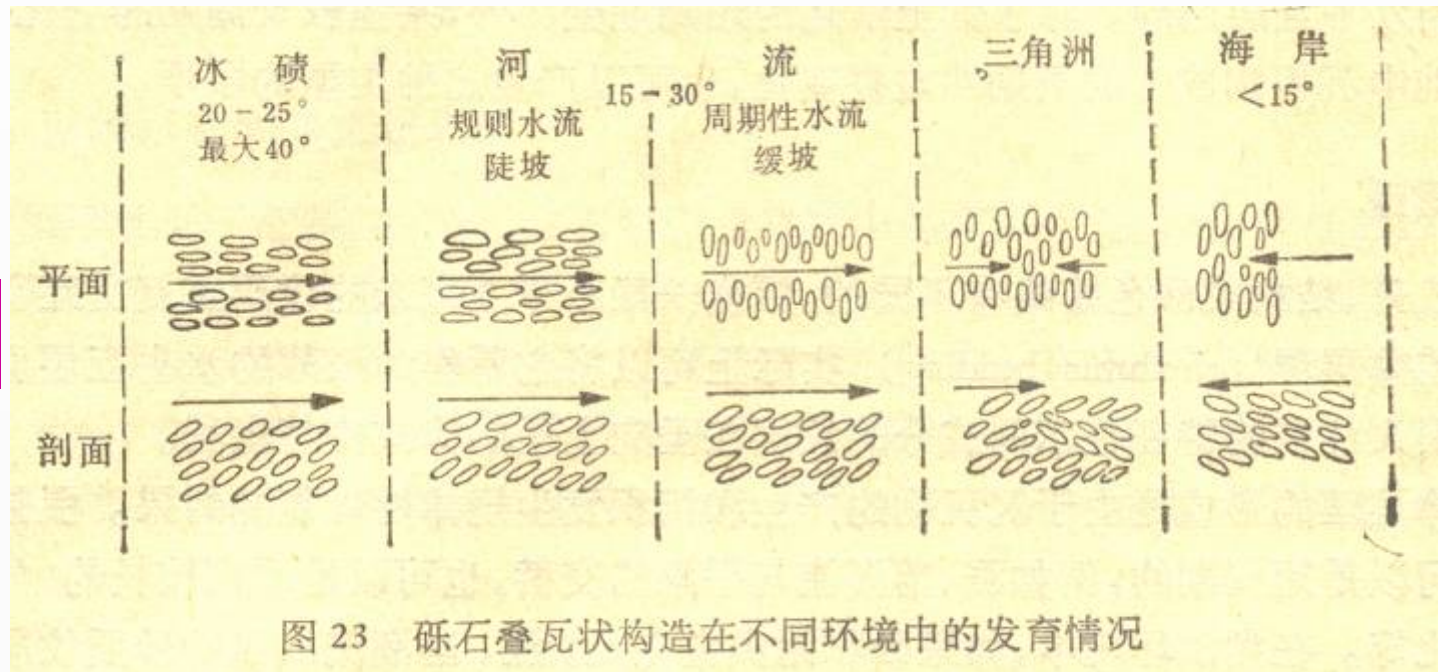
# 一、指向构造和组构与古水流

1. 交错层理和波痕;
2. 底痕; 3. 组构

## 3. 组构

指组分颗粒的空间排列和方位。如顺水流方向定向排列的砾石、砂粒和生物化石等。

扁平砾石或长轴状砾石平行或垂直于水流方向，在不同的沉积环境下，砾石的排列方向和方式各有所不同。



Why?

## 二、非定向标志和古水流

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。

**粒度**：如砾石趋向于顺水流方向颗粒减小时，按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。

**圆度**：随着搬运距离而增加。圆度可以推测搬运距离和方向。

**组分**：不稳定组分的变化，可以指示古水流方向。厚度和相带的变化与粒度变化一致，也具有指示古水流的意义。

**厚度**：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。

## 第五节 古水流的判别标志

### 一、指向构造和组构与古水流

### 二、非定向标志和古水流

### 三、古流向资料的环境意义

河流砂属于单向的，其古流向的变化范围大都在 $90^\circ$ 至 $120^\circ$ 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 $180^\circ$ 至 $220^\circ$ ；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。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。

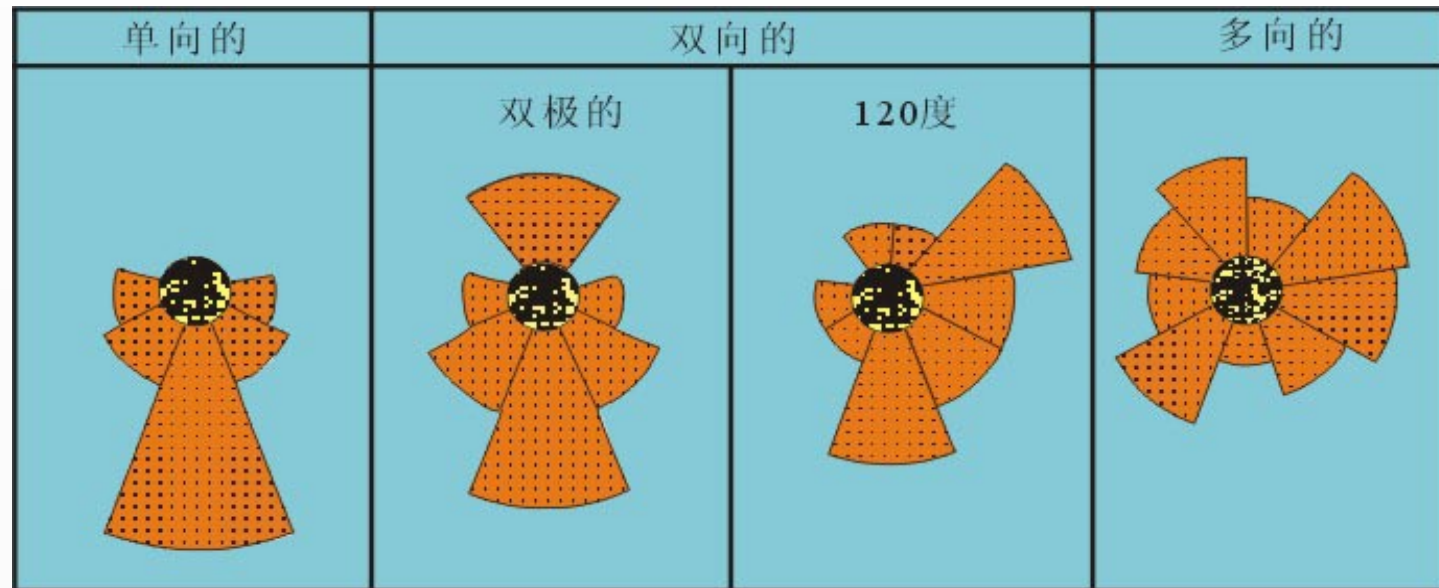


表 11—2 某些古水流模式分类(据塞利 1968)

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)	

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。

# 实习一 沉积构造的识别

**地点：**教2-322教室

**时间：**星期四 3-4 节 (11031班)  
星期四 3-4 节 (11032班)

**准备：**1、预习教材实习一  
2、铅笔、橡皮、直尺（三角板）

## 第五章—主要概念

♣ 沉积构造、原生沉积构造、次生沉积构造；

♣ 流动构造、层面构造、波痕、波痕指数（**RI**）、波痕对称指数（**RSI**）、干涉波痕、改造波痕、冲刷痕、剥离线理；

♣ 层理构造、板状交错层理、楔状交错层理、槽状交错层理、波状交错层理、羽状交错层理、冲洗交错层理、丘状交错层理、水平层理、平行层理、脉状层理、波状层理、透镜状层理、爬升波痕层理、块状层理、粒序层理、再作用面构造；

♣ 负载构造（重荷构造）、火焰状构造、球枕状构造、滑塌构造、包卷层理、碟状构造；

♣ 暴露构造、干裂（泥裂）、雨痕、假晶、鸟眼构造、帐篷构造；

♣ 生物遗迹构造、生物扰动构造、叠层石构造；

♣ 杂基、胶结物、粒度分析、自生矿物、狭盐度生物、广盐度生物、古流向指向构造。



- 第一节 沉积构造标志
- 第二节 岩石结构和粒度标志
- 第三节 岩矿成份和地球化学标志
- 第四节 生物标志
- 第五节 古水流的判别标志及其环境意义

### 第五章小结

1. 层理构造的主要类型及其环境意义？
2. 层面构造的主要类型及其环境意义？
3. 平行层理与水平层理的主要区别？
4. 波状交错层理与波状层理的主要区别？
5. 哪些沉积构造可以指示地层的顶面和底面？
6. 生物对沉积环境的指示主要包括哪些方面？