

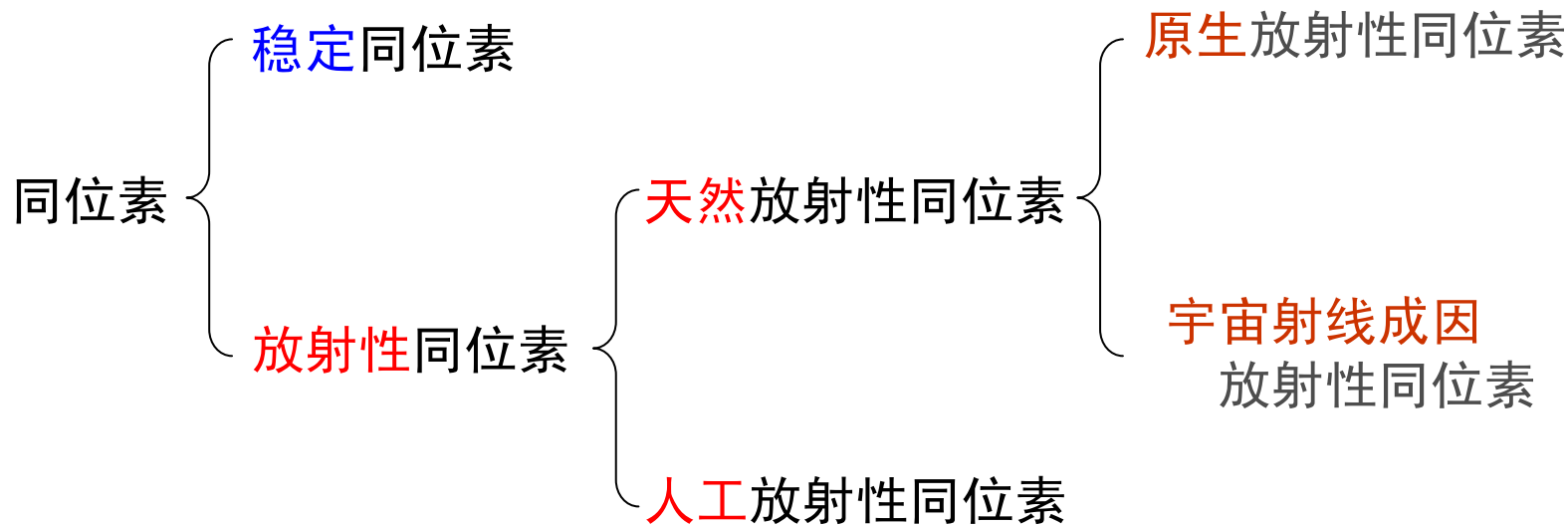
# 第八章 海洋中的同位素

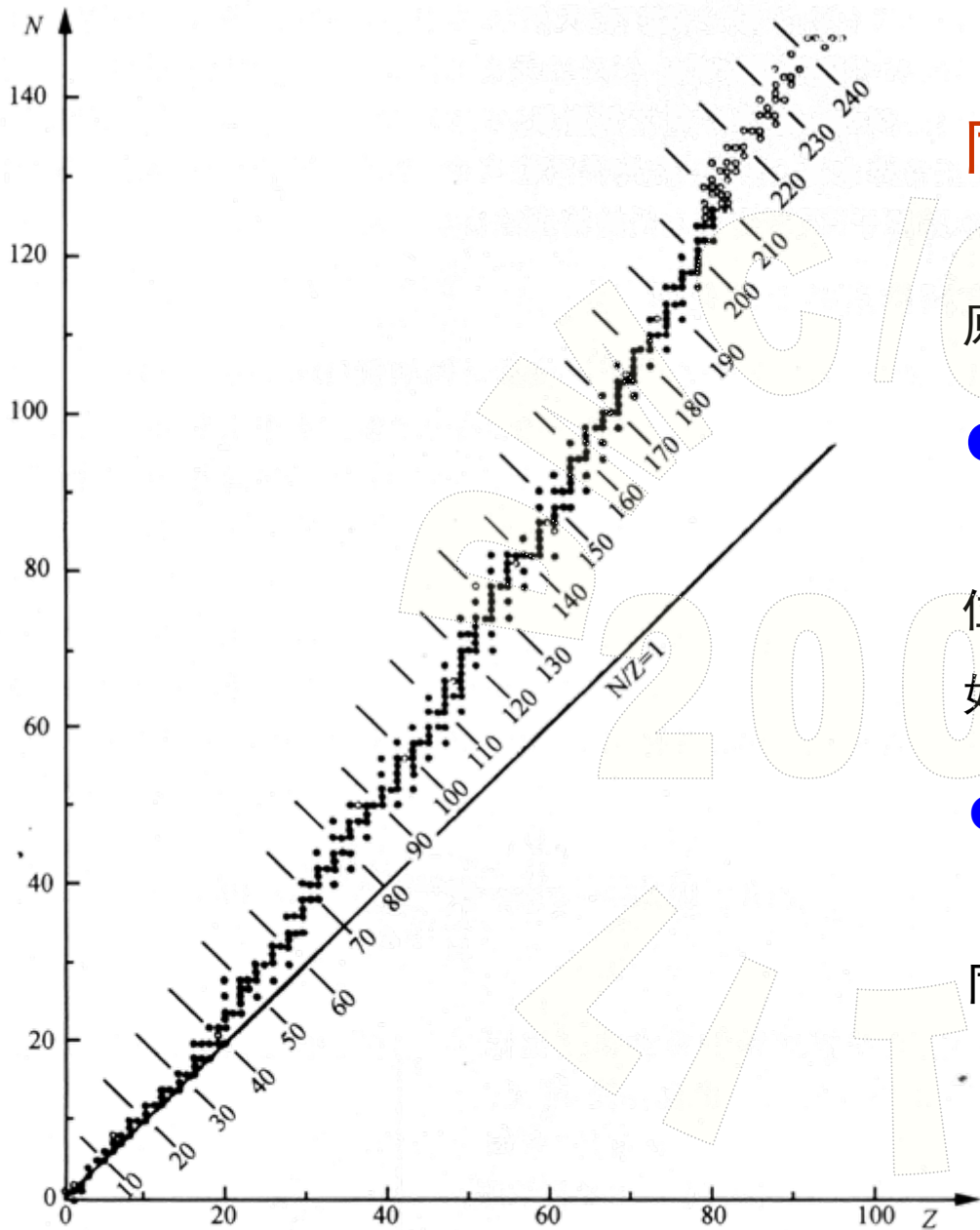
§ 8-1 海洋中的稳定同位素

§ 8-2 海洋中的放射性同位素

§ 8-3 新生产估算

## 同位素概述





• 稳定核    ◦ 不稳定核

图 8.1 同位素图解

## 同位素：

原子核内质子数相同而中子数不同的原子，它们在周期表中占同一个位置。

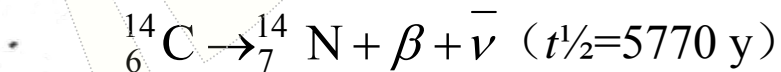
### ● 稳定同位素：

不发生或极不易发生放射性衰变的同位素。已知有81种元素有稳定同位素。

如： $^{13}\text{C}$ 、 $^{18}\text{O}$ 、 $^{57}\text{Fe}$ 等

### ● 放射性同位素：

能以某种方式自发衰变为其它核素的同位素。如：



# 第八章 海洋中的同位素

§ 8-1 海洋中的稳定同位素

§ 8-2 海洋中的放射性同位素

§ 8-3 新生产估算

## § 8-1 海洋中的稳定同位素

- 一、有关概念和表示法
- 二、天然界水循环过程中氢氧同位素的分馏
- 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

### 一、有关概念和表示法

#### 1. 稳定同位素丰度

某元素的某种稳定同位素所占的百分数。如：

$^{16}\text{O}$ : 99.763%,  $^{17}\text{O}$ : 0.035%,  $^{18}\text{O}$ : 0.1995%

#### 2. 稳定同位素比值 ( $R$ )

某种元素的两种稳定同位素含量之比（重/轻）。

稳定同位素比值容易直接测量（同位素比值质谱法）。

如：

$$\text{氢: } R = \frac{{}^2\text{H}}{{}^1\text{H}} = 155.7 \times 10^{-6}$$

$$\text{氧: } R = \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} = 1999.7 \times 10^{-6}$$

### 一、有关概念和表示法

#### 3. $\delta$ 值

样品中两种稳定同位素比值 ( $R_{\text{样}}$ ) 与标准中该两种稳定同位素比值 ( $R_{\text{标}}$ ) 的相对千分偏差, 即

$$\begin{aligned}\delta (\text{‰}) &= \frac{R_{\text{样}} - R_{\text{标}}}{R_{\text{标}}} \times 1000 \\ &= \left[ \frac{R_{\text{样}}}{R_{\text{标}}} - 1 \right] \times 1000\end{aligned}$$

$\delta > 0$ : 样品中所含的重同位素比标准中丰富。

$\delta < 0$ : 样品中所含的重同位素比标准中稀少。

### 一、有关概念和表示法

#### 3. $\delta$ 值

##### 稳定同位素标准

$\delta$ 值与稳定同位素标准的选择 ( $R_{\text{标}}$ ) 有关。

国际上统一提供了不同元素的稳定同位素标准。

稳定同位素标准的**选择条件**为

- 原料充足；
- 同位素组成均匀；
- 制样方法简单；
- 稳定同位素比值接近天然组成变化的中间值。



## 一、有关概念和表示法

3.  $\delta$ 值

## 稳定同位素标准

元素	同位素标准	略称
H	<b>S</b> tandard <b>M</b> ean <b>O</b> cean <b>W</b> ater (标准平均大洋海水)	SMOW
C	<i>Belemnitella americana</i> from the Cretaceous <b>P</b> eedee formation, South Carolina (美国箭石, 一种箭石的化石)	PDB
N	Atmospheric N <sub>2</sub>	
O	<b>S</b> tandard <b>M</b> ean <b>O</b> cean <b>W</b> ater (标准平均大洋海水)	SMOW
	<i>Belemnitella americana</i> from the Cretaceous <b>P</b> eedee formation, South Carolina (美国箭石, 一种箭石的化石)	PDB
S	<b>T</b> roilite (FeS) from the <b>C</b> anyon <b>D</b> iablo iron meteorite (一种陨硫铁矿)	CDT

### 一、有关概念和表示法

#### 3. $\delta$ 值

稳定同位素标准

对于SMOW:

$$\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} = 1989.5 \pm 2.5 \times 10^{-6}$$

## 一、有关概念和表示法

## 4. 同位素分馏 (isotopic fractionation/segregation)

某种元素的稳定同位素比值经过物理化学过程变化（如化学反应、相变、分子扩散等）后发生的改变。

问：为什么会发生同位素分馏？

同位素性质差异

	状态条件	H <sub>2</sub> <sup>16</sup> O	H <sub>2</sub> <sup>18</sup> O
分子量		18.01629	20.02948
密度 (g cm <sup>-3</sup> )	25°C	0.9970	1.1041
熔点	1 atm	0°C	3.80°C
沸点	1 atm	100°C	101.43°C
相对蒸气压	1 atm, 20°C	<b>1.008 atm</b>	1.000 atm

## 一、有关概念和表示法

### 4. 同位素分馏 (isotopic fractionation/segregation)

同位素分馏系数 ( $\alpha$ )

产物与反应物中某稳定同位素比值之商, 即

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

如

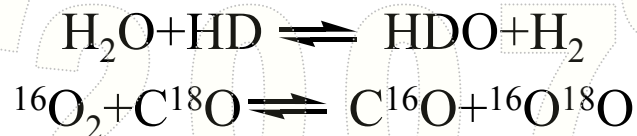
$$\alpha_{\text{水-汽}} = \frac{\left( \frac{\text{H}_2^{18}\text{O}}{\text{H}_2^{16}\text{O}} \right)_{\text{水}}}{\left( \frac{\text{H}_2^{18}\text{O}}{\text{H}_2^{16}\text{O}} \right)_{\text{汽}}}$$

### 一、有关概念和表示法

#### 5. 同位素分馏机理

##### ● 同位素交换反应（热力学分馏）

不同化合物之间、不同相间、或单分子之间的同位素交换。如：



##### ● 同位素动力分馏

由于分子量差异导致的同位素运动速度不同而引起的分馏。

如： $\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$ 比 $\text{C}^{16}\text{O}_2$ 扩散速度小22‰，在分子扩散过程中引起分馏。

## 二、天然界水循环过程中氢氧同位素的分馏

## 1. 平衡蒸发过程和凝聚过程

## ● 平衡蒸发过程

以 $\text{H}_2^{16}\text{O}$ 和 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 为例。蒸发后气相中二者的摩尔分数比等于二者分压比。

$$\frac{p_{18\text{O}}}{p_{16\text{O}}} = \frac{y_{18\text{O}}}{y_{16\text{O}}} = \frac{p_{18\text{O}}^0}{p_{16\text{O}}^0} \frac{x_{18\text{O}}}{x_{16\text{O}}}$$

$$\alpha_{\text{水-气}} = \frac{R_{\text{水}}}{R_{\text{气}}} = \frac{x_{16\text{O}}}{y_{18\text{O}}} = \frac{p_{16\text{O}}^0}{p_{18\text{O}}^0} = 1.008 \quad (20^\circ\text{C})$$

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{气}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \times 1000 = \frac{\frac{y_{16\text{O}}}{y_{18\text{O}}} - \frac{x_{16\text{O}}}{x_{18\text{O}}}}{\frac{x_{18\text{O}}}{x_{16\text{O}}}} \times 1000 = \left(\frac{1}{\alpha} - 1\right) \times 1000 = -8 \text{ ‰}$$

## 二、天然界水循环过程中氢氧同位素的分馏

### 1. 平衡蒸发过程和凝聚过程

#### ● 凝聚过程——瑞利蒸馏 (Rayleigh distillation)

—体系中的两相 (态) 处于瞬时平衡。

—凝聚物 (态) 产生后即与体系分离。

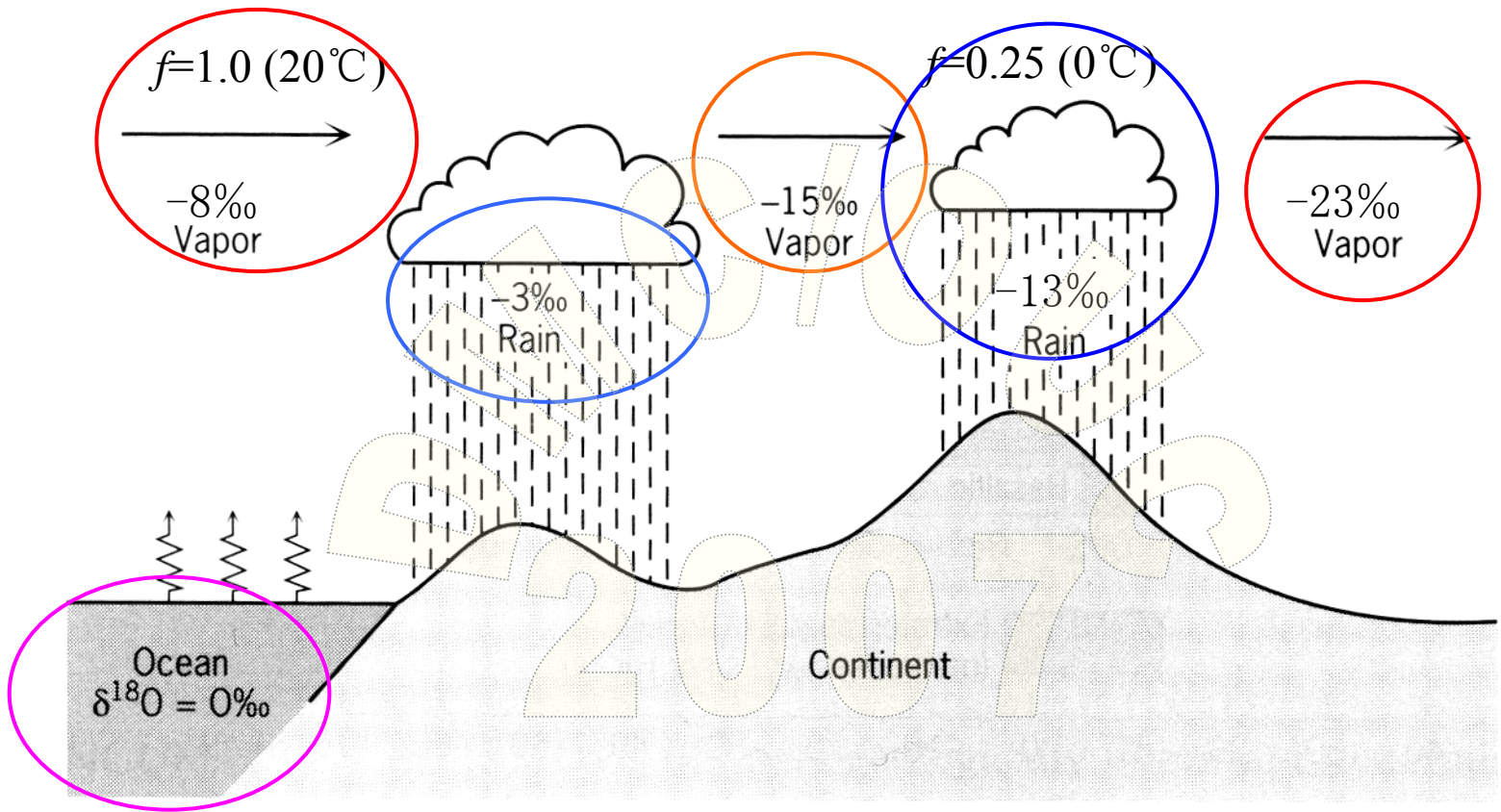
若 “ $f$ ” 为剩余水蒸气的分数, 则

$$\delta^{18}\text{O}(\text{雨水}) = \frac{\alpha_0}{a} (f^{\alpha-1} - 1) \times 1000 \approx (f^{\alpha-1} - 1) \times 1000$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{蒸气}) = \left( \frac{1}{\alpha} f^{\alpha-1} - 1 \right) \times 1000$$

式中  $\alpha_0$ —初始分馏系数,  $a$ —瞬时分馏系数,  $\alpha$ —平均分馏系数。

相同温度下  $\alpha_0 \approx a \approx \alpha$ 。

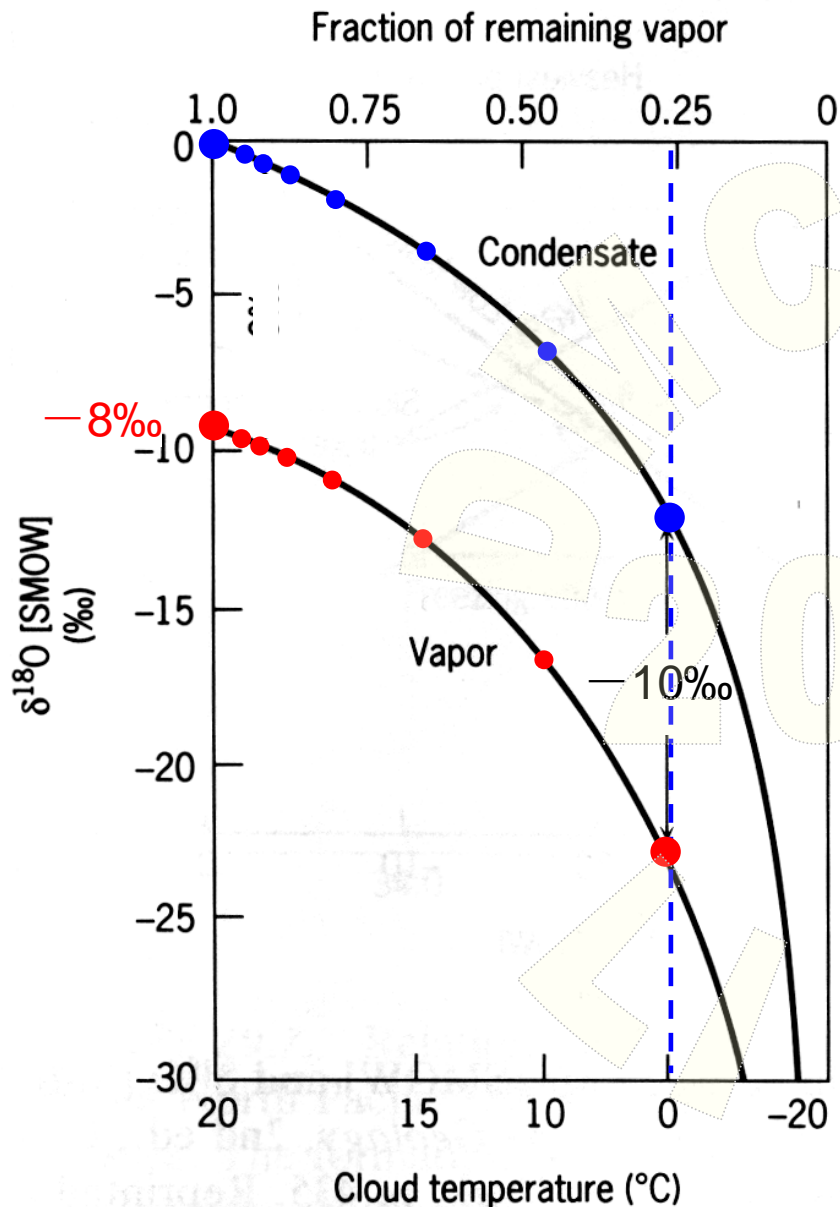


2007

LEWIS

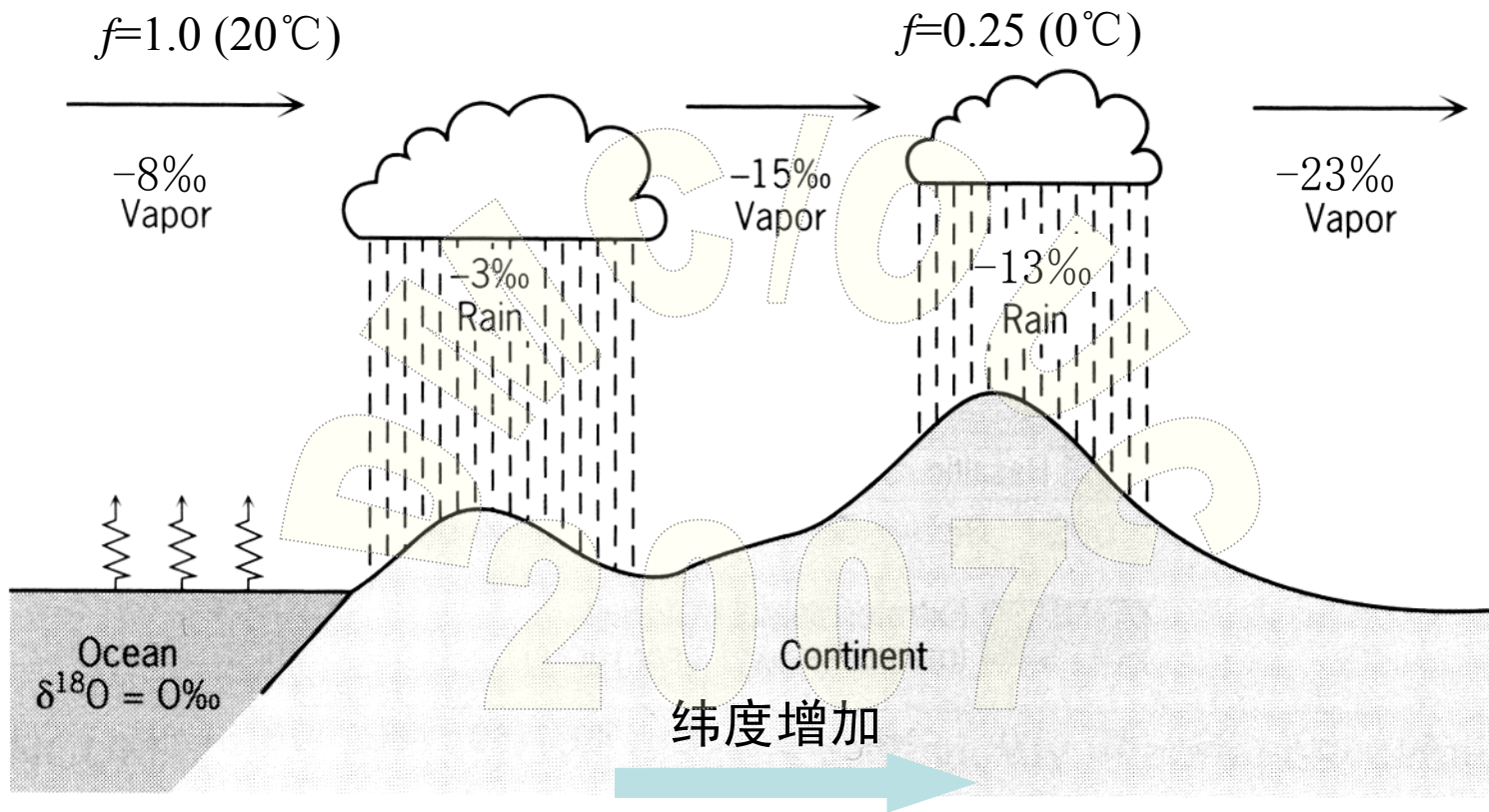
纬度增加





纬度增加

- SMOW于低纬度海域蒸发，形成的水蒸气 $\delta^{18}\text{O}$ 约为 $-8\text{‰}$ （ $20^\circ\text{C}$ ，水蒸气分数 $f=1.0$ ）。
- 水蒸气上升遇冷，达到露点（dew point, 约 $20^\circ\text{C}$ ）时开始凝结生成的雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $0\text{‰}$ ，与蒸发时基本相同。
- 降水后水蒸气分数 $f$ 降低。由于降水过程中有较多 $\delta^{18}\text{O}$ 被移除，水蒸气中的 $\delta^{18}\text{O}$ 继续降低。
- 剩余水蒸气向高纬度方向移动并继续冷却，凝结生成的雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 变低。
- 水蒸气温度降至 $0^\circ\text{C}$ 时，剩余水蒸气分数 $f=0.25$ ，水蒸气 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-23\text{‰}$ ，此时凝结生成雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-13\text{‰}$ 。二者相差约 $-10\text{‰}$ 。

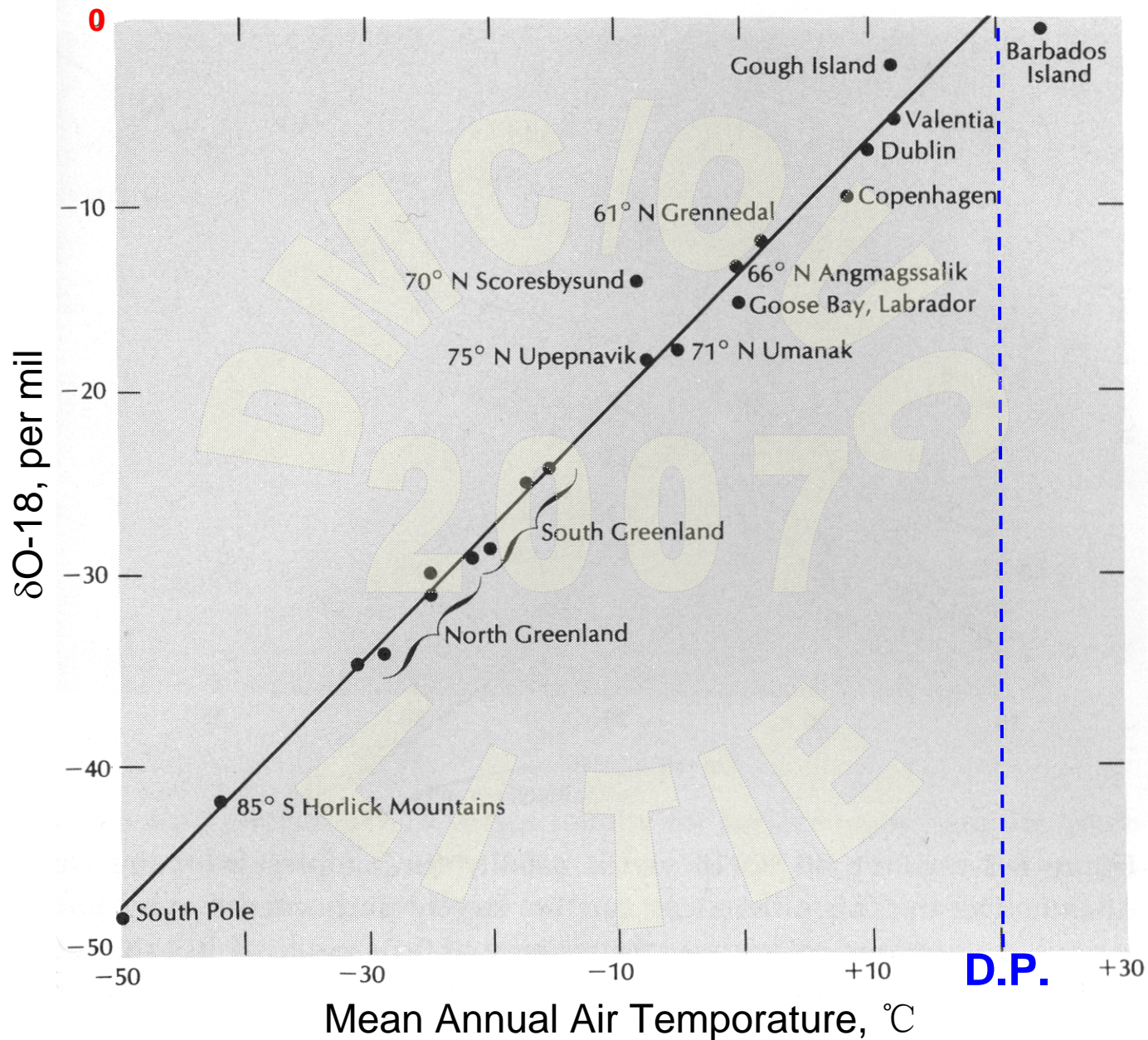


因此，水循环（蒸发—降水）过程中由于氧（氢）稳定同位素分馏，导致了表层海水 $\delta^{18}\text{O}$ 分布的**纬度差异**：

- 赤道和低纬度海域表层海水有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 和盐度。
- 高纬度海域表层海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和盐度都比较低。
- 来源相同的大洋表层海水， $\delta^{18}\text{O}$ 与盐度有线性关系。



# 年平均降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 与年平均气温的关系

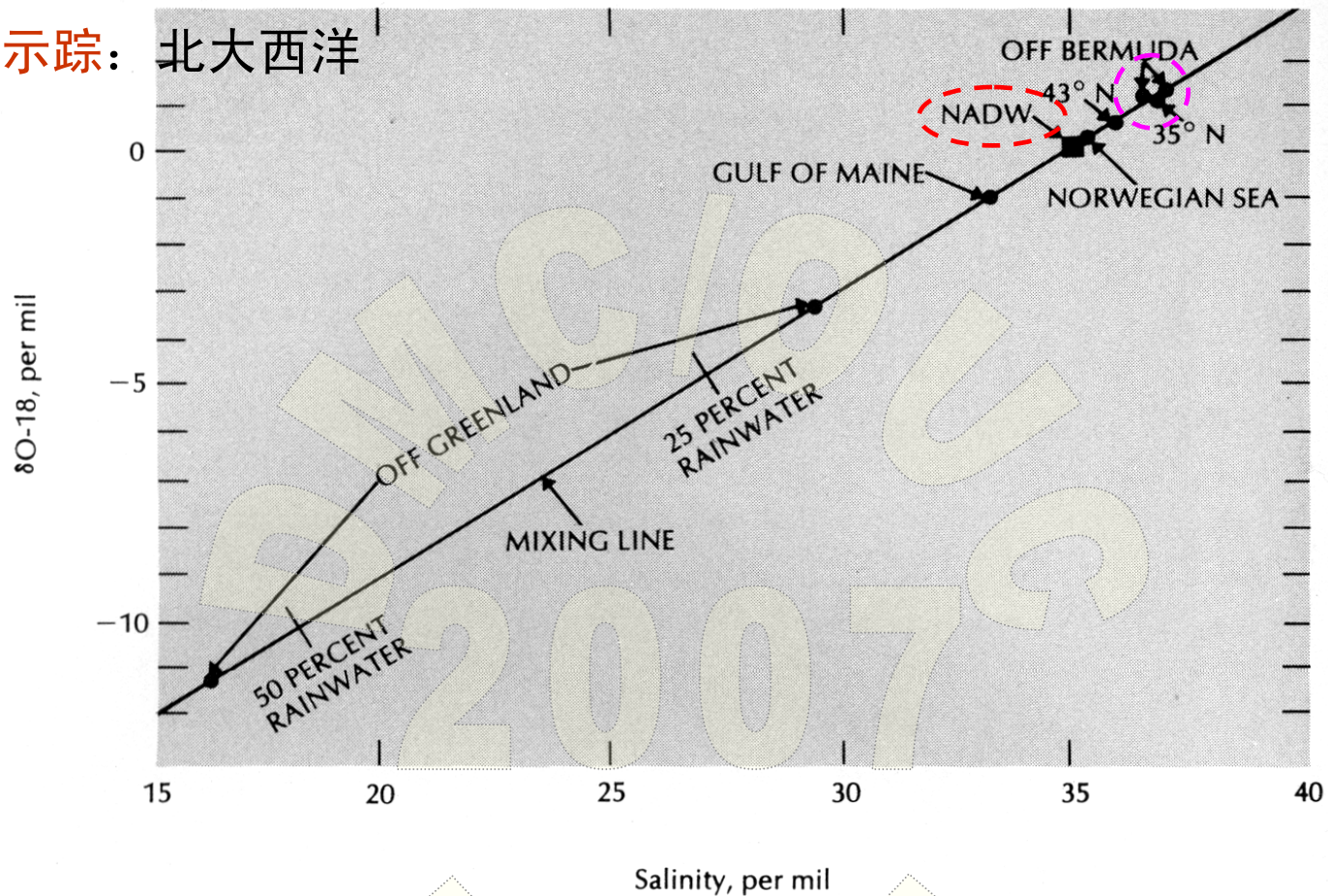


### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

- 水团示踪
- 海水古温度
- 古环境记录和物质来源
- 生物生产过程与营养级（食物链）指示
- 其它应用



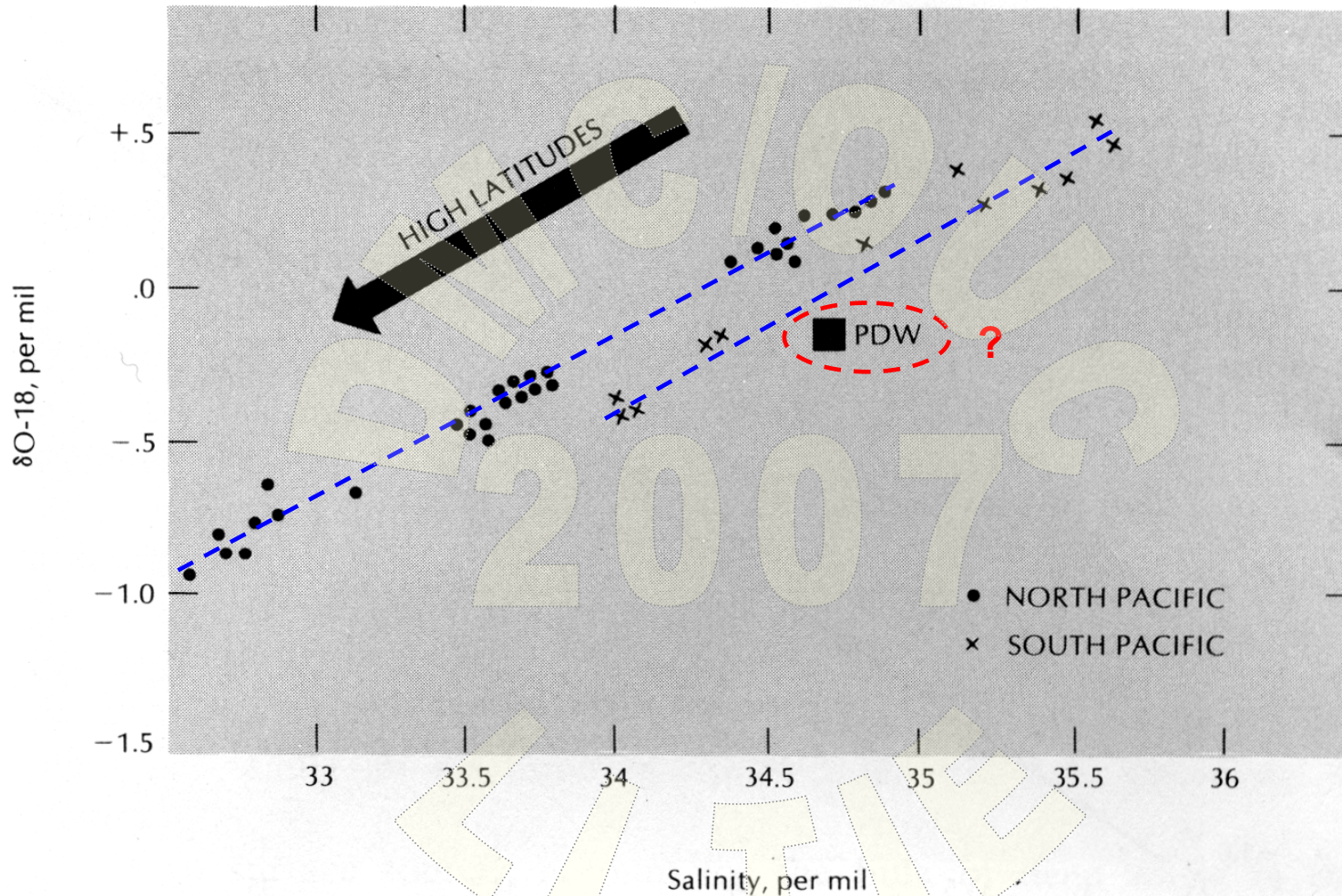
## 1. 水团示踪：北大西洋



**Figure 6-3** Plot of  $\delta\text{O-18}$  versus salinity for samples from the North Atlantic Ocean. The differences can be largely accounted for by mixing various proportions of fresh water (salinity = 0 per mil) of isotopic composition -20 per mil with Gulf Stream water (salinity = 36 per mil) of isotopic composition +1 per mil. Water found in the deep Atlantic (NADW) has a composition falling on this line, suggesting that NADW consists dominantly of water sinking at the northern end of the Atlantic. (Data collected by Samuel Epstein, California Institute of Technology.)



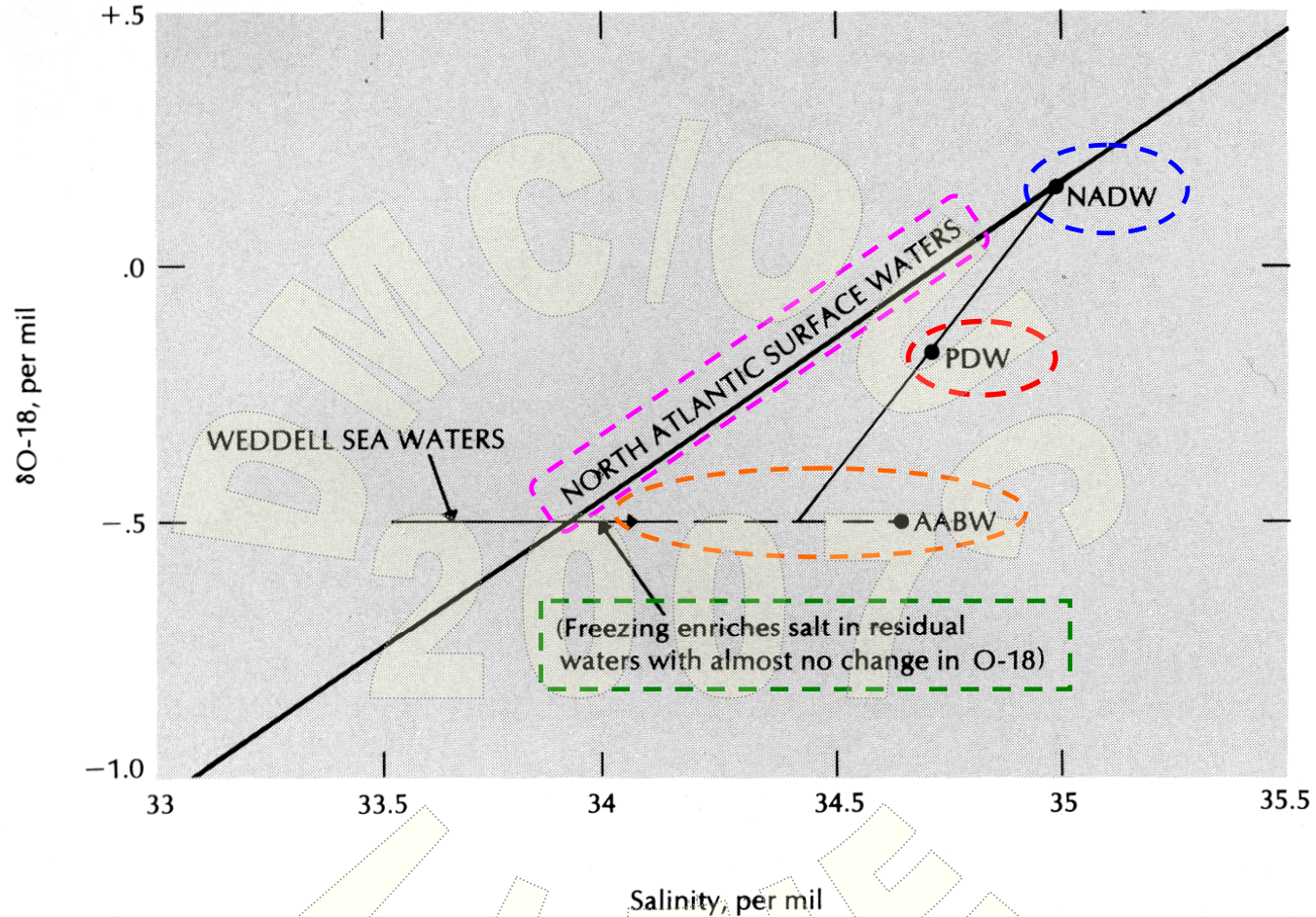
# 1. 水团示踪：北太平洋深层水来源（P230—231）



**Figure 6-4** Plot of  $\delta O-18$  versus salinity for surface water samples taken throughout the Pacific Ocean. Deep water in the Pacific cannot be generated from any mixture of these waters. (Data collected by Harmon Craig and Louis Gordon, both of Scripps Institution of Oceanography.)



# 1. 水团示踪：北太平洋深层水来源 (P230-231)



**Figure 6-5** Relationship between the salinity and O-18 content of the major deep water types: NADW, AABW, and PDW. The water found in the deep Pacific can only be generated by mixing roughly equal parts of water originating in the northern Atlantic (NADW) and water originating along the edge of the Antarctic continent (AABW and related waters). (Data collected by Harmon Craig and Louis Gordon, both of Scripps Institution of Oceanography.)

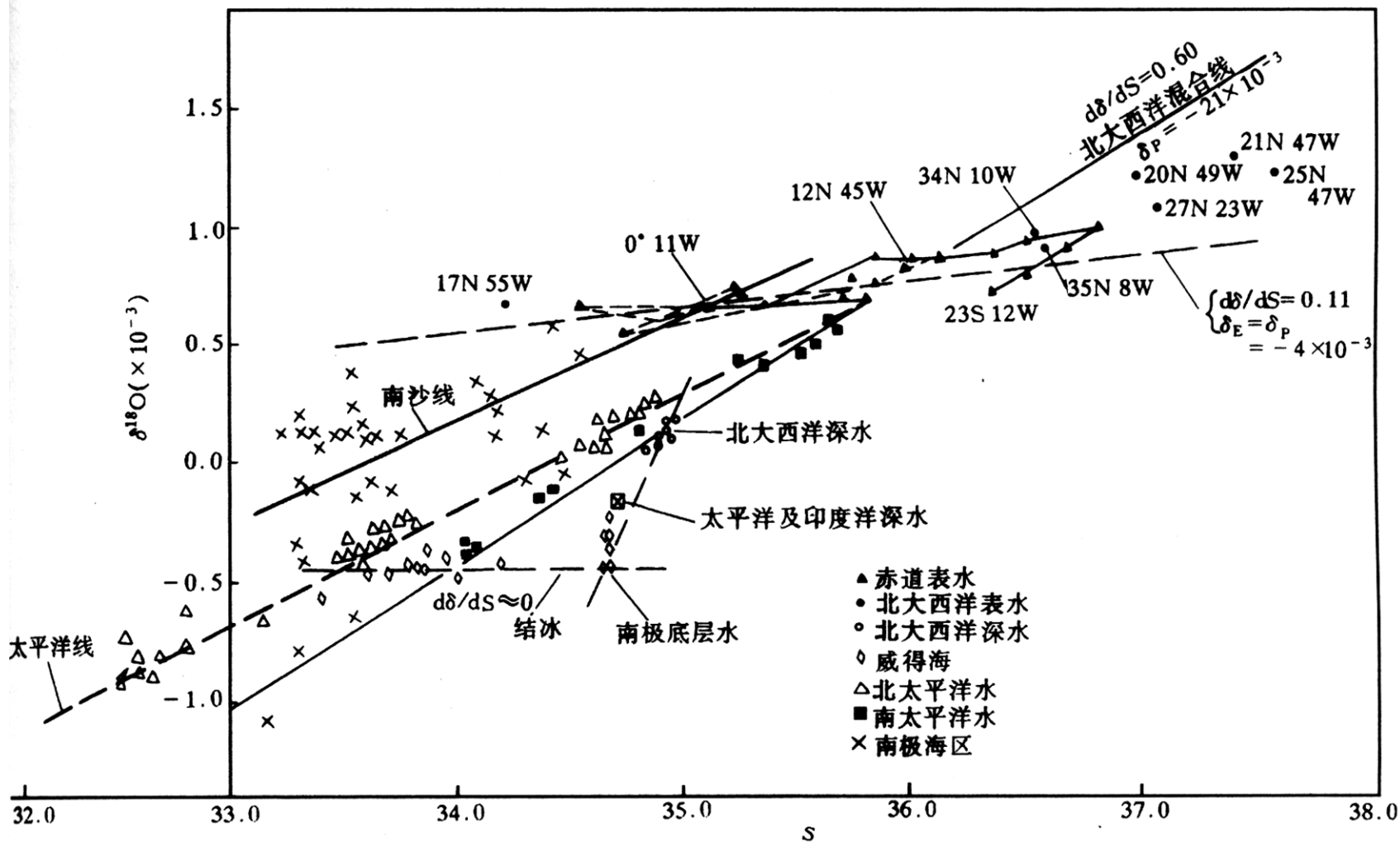


图 8.9 南沙海区、太平洋、大西洋中  $\delta^{18}\text{O}$  与盐度关系图

(取材自文献[1, 6, 9])



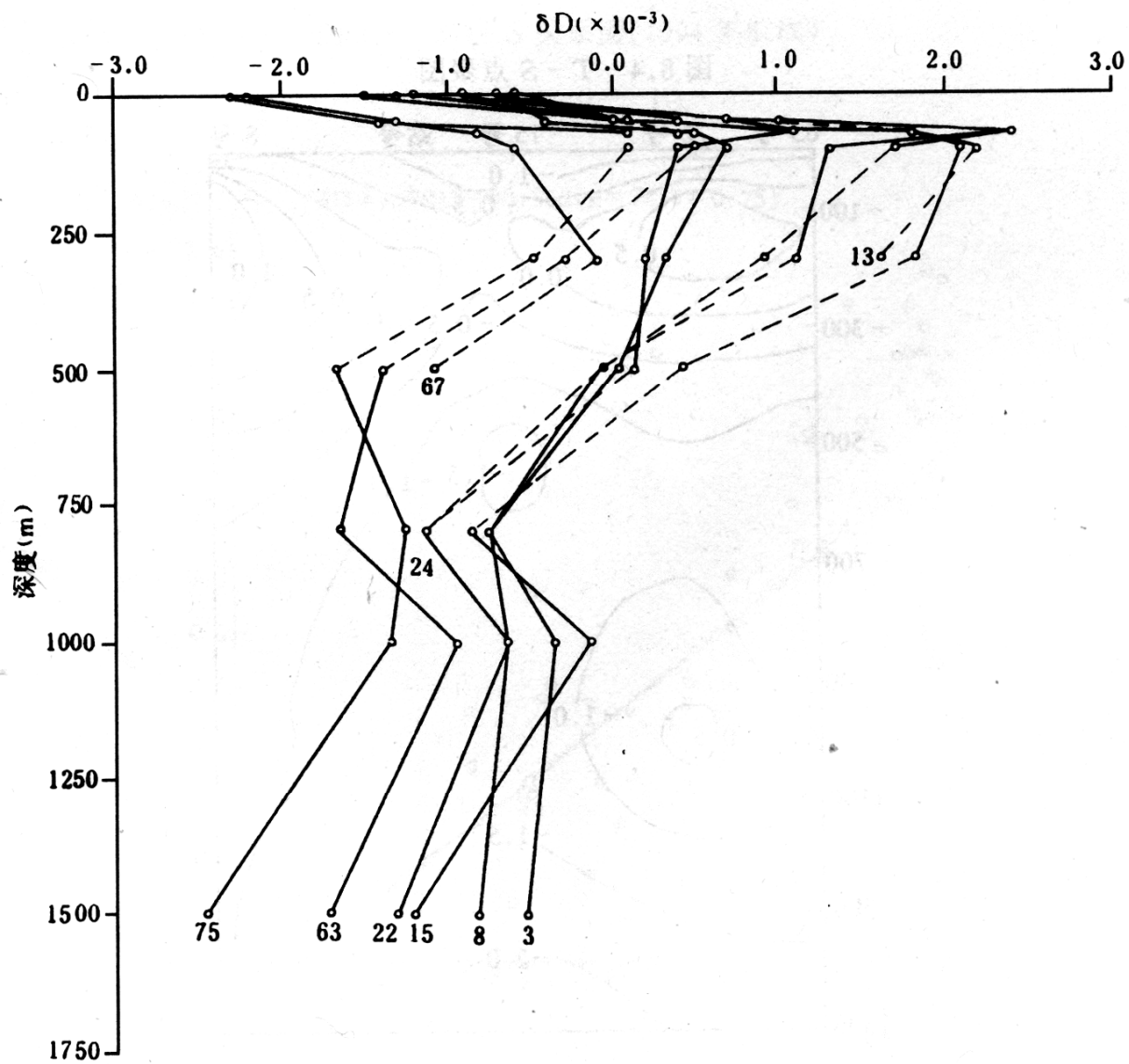


图 8.3 若干测站  $\delta D$  的垂直分布的比较  
 (线下数字 75, 63, ... 3 等为测站号, 参见文献[9])

### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

#### 2. 古地理环境的研究（P231）

已知淡水和海水中 $\text{HCO}_3^-$ 中碳的同位素比值因大气—海洋间的分馏而有差别，故在沉淀形成的石灰岩中，碳稳定同位素比值也不一样。

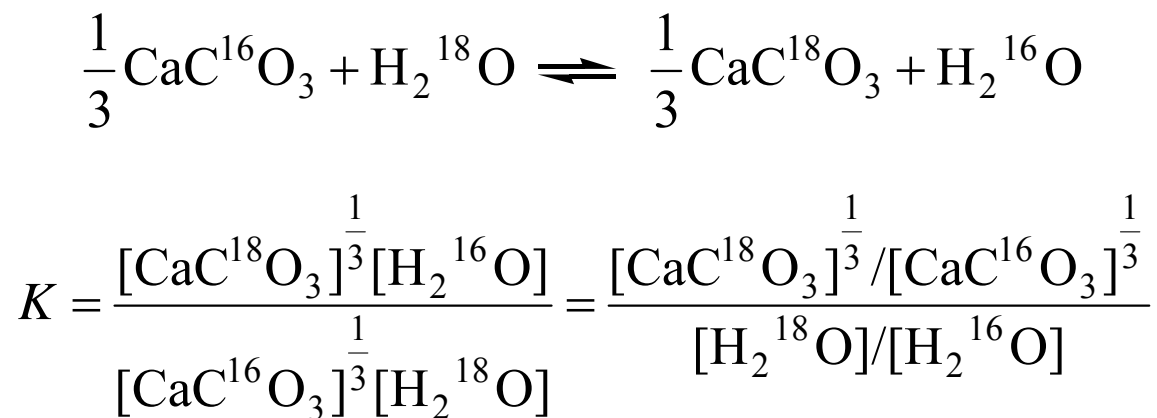
在陆生生物和海生生物之间，有机碳的同位素比值也不同。

根据沉积物的碳酸盐或生物有机碳中碳同位素组成的变化，可帮助确定古海岸线和古三角洲的位置，古盆地的形状，海进或海退的变迁和沉积物的来源等有关问题。

## 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

## 3. 海水古温度 (P231—232)

海洋中钙质生物中的 $\text{CaCO}_3$ 与海水处于平衡状态,  $\text{CaCO}_3$ 生成时与海水中的氧同位素发生交换反应, 其平衡常数 $K$ 与平衡时的温度有确定关系。



### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

#### 3. 海水古温度 (P231—232)

当温度升高时，相对较轻的 $^{16}\text{O}$ 由于有较高的活性，易于迁移，在同位素交换反应中将优先被吸收进入生物壳体中，致使 $^{18}\text{O}$ 含量相对减少， $\delta^{18}\text{O}$ 值随温度的上升而下降。

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.5 - 4.3 (\delta\text{S} - \delta\text{W}) + 0.14 (\delta\text{S} - \delta\text{W})^2 \quad (\text{Epstein, 1953})$$

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.2 (\delta\text{S} - \delta\text{W}) + 0.13 (\delta\text{S} - \delta\text{W})^2 \quad (\text{Craig, 1965})$$

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.4 (\delta\text{S} - \delta\text{W}) + 0.10 (\delta\text{S} - \delta\text{W})^2 \quad (\text{Shackleton, 1974})$$

式中， $\delta\text{S}$ ：生物壳中的 $\delta^{18}\text{O}$ ； $\delta\text{W}$ ：水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 。

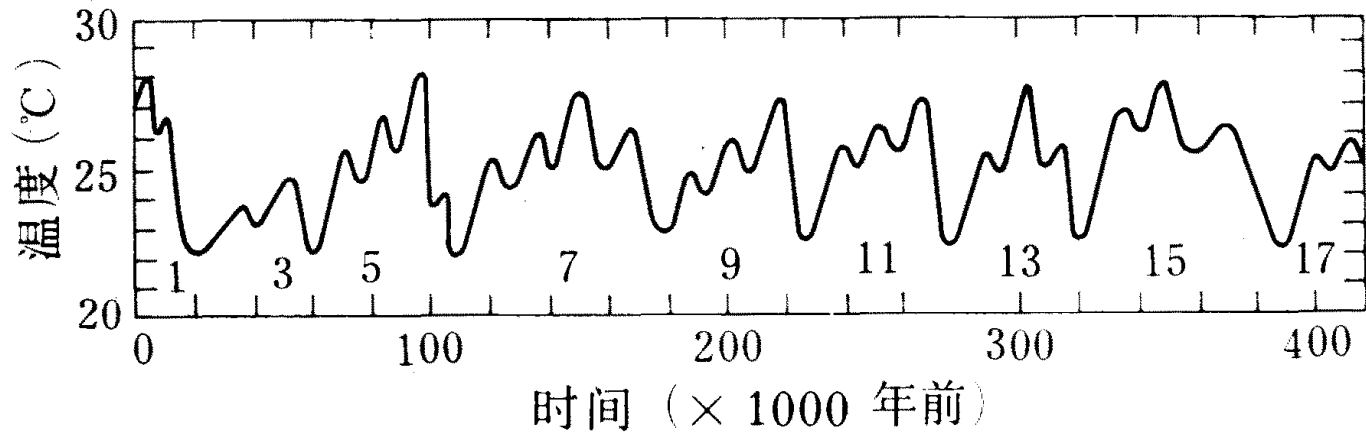


图 8.3 加勒比海表层水的温度曲线  
(根据浮游有孔虫中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化得出的, 图中的数字代表各个气候时期)

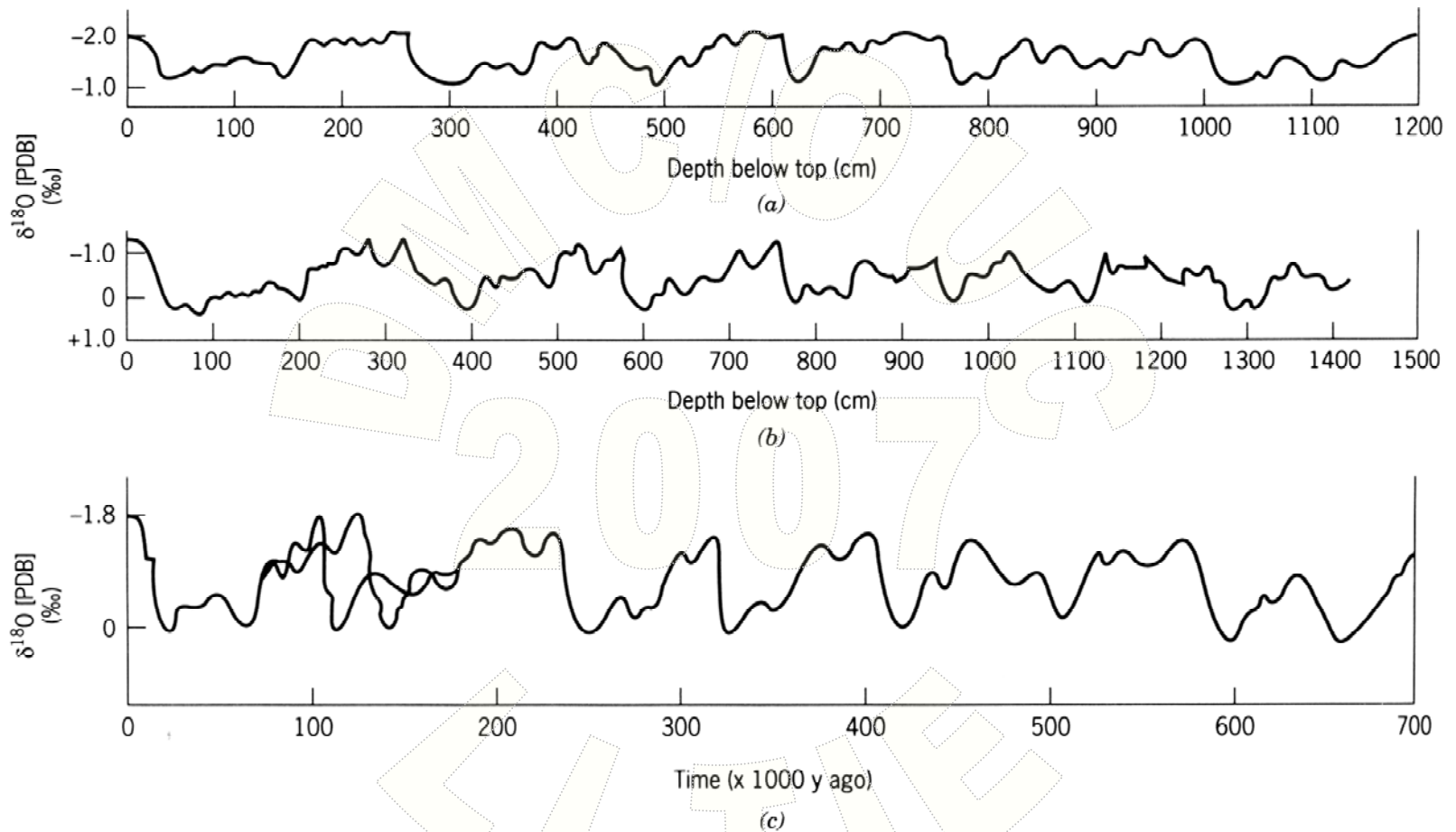


FIGURE 29.10.  $\delta^{18}\text{O}$  [PDB] of tests deposited by the foraminiferan *Globigerinoides sacculifera* in cores collected from (a) the western equatorial Pacific and (b) the Caribbean Sea during the Brunhes Epoch. (c) Generalized isotope curve and time scales. The latter were obtained from radiometric dating. *Source:* From C. Emiliani and N. J. Shackelton, reprinted with permission from *Science*, vol. 183, pp. 511 and 513, copyright © 1974 by the American Association for the Advancement of Science, Washington, DC.

### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

#### 4. 碳稳定同位素在海洋研究中的其它应用 (P233—234)

##### ● 有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 在古海洋学中其它应用 (P233—234)

有孔虫 $\text{CaCO}_3$ 的 $\delta^{13}\text{C}$ 与海水溶解碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 相关, 可用来研究:

- 底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$  反映森林植被面积。
- 指示冰期—间冰期过渡时期大量冰融水的注入。
- 底栖与浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$  的差值 $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{B-P}}$ 反映的古生产力
- 底栖有孔虫碳同位素示踪深层水演化。

### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

#### 4. 碳稳定同位素在海洋研究中的其它应用（P233—234）

##### ● 有机碳稳定同位素比（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ）的应用（P234）

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  作为沉积记录中的有机物整体参数之一，在区分海洋与大陆有机物的来源方面具有重要作用。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  主要反映了光合作用、碳同化作用以及碳源的同位素组成。

- 绝大多数陆地植物的光合作用主要通过C3-Calvin途径，称为C3植物。
- 另外一些植物如甘蔗、玉米、高粱的光合作用主要通过C4 Hatch-Slack途径，称为C4植物。
- 此外还有一些肉质植物通过CAM途径，由于其对海洋的有机质贡献很小，因此可以忽略。



### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

#### 5. 有机碳稳定同位素比 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) 的应用 (P234)

- 陆地植物通过C3途径把大气 $\text{CO}_2$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} \approx -7\text{‰}$ ) 合成有机质, 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 为 $-27\text{‰}$ 。
- C4植物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 则是一 $14\text{‰}$ 。
- 海洋藻类有机碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值通常是一 $20\text{‰}$ 至 $-22\text{‰}$ 。

陆源C3植物与海洋藻类碳同位素差值约为 $7\text{‰}$ , 是区分有机物来源的良好标志。

### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

#### 4. 碳稳定同位素在海洋研究中的其它应用（P233—234）

##### ● 单体分子碳同位素在古海洋学中的应用（P234—235）

单体化合物的碳同位素是将**色谱分离**与**稳定同位素比值测定**结合在一起的方法，在探索有机物质来源、古环境信息等方面有着**有机质整体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$** 和**传统生物标志物**不可替代的优点。突出表现为：

- 不同生物有机体合成相同的生物标志物常常具有不同的碳同位素分馏，因而**单体碳同位素值**有**来源**方面的特异性；
- 只要该化合物碳骨架能完整保存，**单体生物标志化合物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$** 组成不像**总有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$** 那样会受**降解**作用影响。

### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

#### 5. $^{15}\text{N}$ 在海洋食物链各环节中的变化其它应用 (P232—233)

海洋各种含氮物质 ( $\text{N}_2$ 、 $\text{NH}_3$ 、硝酸盐、溶解有机氮和各种生物体中氮)  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ 比值随食物链的增长而增大 (北大西洋西部)。

- 大气 $\text{N}_2$ 的 $\delta^{15}\text{N}$ 为 $0.9 \times 10^{-3}$ ，是由于海—气界面发生同位素分馏。
- 硝酸盐、浮游植物和海藻中 $\delta^{15}\text{N}$ 平均 $7 \times 10^{-3}$ ；在浮游动物和鱼类中的 $\delta^{15}\text{N}$ 分别为 $10 \times 10^{-3}$ 和 $15 \times 10^{-3}$ 。
- 表层水 $\text{NH}_3$ 的 $\delta^{15}\text{N}$ 为 $-3.5 \times 10^{-3}$ ，深层水为 $+7 \times 10^{-3}$ 。

$\delta^{15}\text{N}$ 从简单物质到复杂物质，生物物种从低级到高级逐步增长趋势表明：沿着海洋中食物链的增长，氮稳定同位素分馏效应增大。

### 三、稳定同位素在海洋研究中的应用

#### 6. 其它应用 (P235)

利用 $^3\text{He}$ 作为水团的示踪剂；

根据海水中硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 变化的趋势，判断蒸发岩的沉积年代；

利用 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测定古海水的盐度等。

# 第八章 海洋中的同位素

§ 8-1 海洋中的稳定同位素

§ 8-2 海洋中的放射性同位素

§ 8-3 新生产估算

## § 8-2 海洋中的放射性同位素

- 有关概念和表示法

- 放射性核素的分类

  - 原生放射性核素

  - 宇宙射线成因放射性核素

  - 人工放射性核素

- 放射性核素在海洋研究中的应用

词汇：放射性同位素（radioisotope）

放射性核素（radionuclide）

## 一、有关概念和表示法

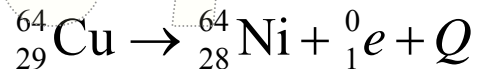
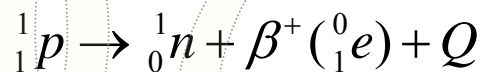
### 1. 放射性衰变 (radioactive decay)

#### 衰变类型

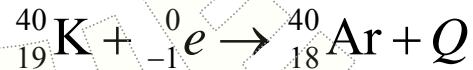
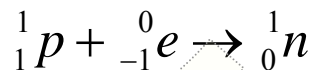
质子过剩:  $\alpha$ 粒子 ( ${}^4_2\text{He}$ )



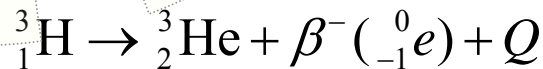
正电子 ( $\beta^+$ )



电子捕获



中子过剩:  $\beta$ 粒子 ( $\beta^-$ )

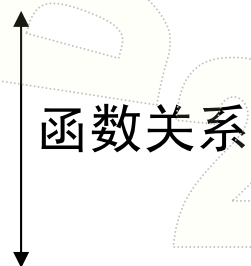


## 一、有关概念和表示法

### 1. 放射性衰变 (radioactive decay)

#### 放射性衰变表示法

高能粒子产生速率 (易于测量)



衰变速率/活性: 报道为 **dpm** (disintegration per minute)

specific activity (比活性; 比度):

$$A = -\frac{dN}{dt} = \lambda N$$



### 一、有关概念和表示法

#### 2. 放射性衰变定律

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N$$

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t$$

$$\frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t}$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

$\lambda$ 为常数，可用半衰期表示

$$t_{1/2} = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{\frac{1}{2}N_0} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda}$$

## 一、有关概念和表示法

### 2. 放射性衰变定律

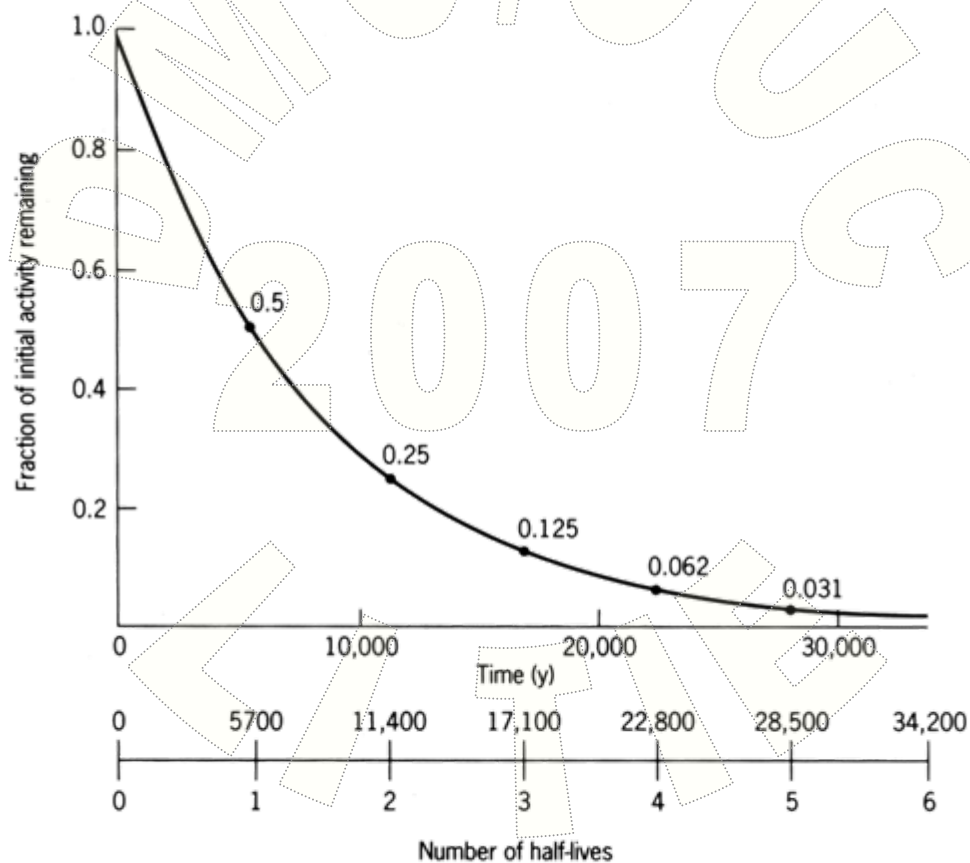


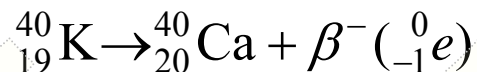
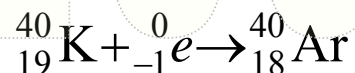
FIGURE 28.2. Exponential decline in the amount of  $^{14}\text{C}$  as predicted by the radioactive decay law.

### 二、原生放射性核素 (Primordial radionuclides)

#### 1. 衰变系列

海水总放射性主要是由K-40、Rb-87和U产生，其他放射性核素浓度很低，其中90%以上是由K-40（半衰期 $1.29 \times 10^9$ 年）产生。

● K-40仅占天然钾成分的0.0118%。K-40通过电子俘获和 $\beta$ 蜕变两个途径分别产生两种稳定核素 $^{40}\text{Ar}$ 和 $^{40}\text{Ca}$ 。



● 海水中Rb含量为 $1.4 \mu\text{mol/l}$ ，其中 $^{87}\text{Rb}$ （半衰期 $4.8 \times 10^8$ 年）占27.85%，其产生的放射性少于1%。Rb-87通过 $\beta$ 蜕变产生 $^{87}\text{Sr}$ 。



● 铀—钍—铅衰变系列。



## 2. 铀—钍—铅三个主要衰变系列

Element	U-238 series					Th-232 series					U-235 series				
Neptunium															
Uranium	U-238 4.47 x 10 <sup>9</sup> y		U-234 2.48 x 10 <sup>5</sup> y										U-235 7.04 x 10 <sup>8</sup> y		
Protactinium		Pa-234 1.18 min											Pa-231 3.25 x 10 <sup>4</sup> y		
Thorium	Th-234 24.1 d		Th-230 7.52 x 10 <sup>4</sup> y			Th-232 1.40 x 10 <sup>10</sup> y		Th-228 1.91 y			Th-231 25.5 hrs		Th-227 18.7 d		
Actinium							Ac-228 6.13 hrs					Ac-227 21.8 y			
Radium			Ra-226 1.62 x 10 <sup>3</sup> y				Ra-228 5.75 y		Ra-224 3.66 d					Ra-223 11.4 d	
Francium															
Radon			Rn-222 3.82 d						Rn-220 55.6 s					Rn-219 3.96 s	
Astatine															
Polonium			Po-218 3.05 min		Po-214 1.64 x 10 <sup>-4</sup> s		Po-210 138 d		Po-216 0.15 s	64%	Po-212 3.0 x 10 <sup>-7</sup> s			Po-215 1.78 x 10 <sup>-3</sup> s	
Bismuth				Bi-214 19.7 min		Bi-210 5.01 d				Bi-212 60.6 min					Bi-211 2.15 min
Lead			Pb-214 26.8 min		Pb-210 22.3 y	Pb-206 Stable lead isotope		Pb-212 10.6 hrs	36%		Pb-208 Stable lead isotope			Pb-211 36.1 min	Pb-207 Stable lead isotope
Thallium									Tl-208 3.05 min						Tl-207 4.77 min

FIGURE 28.3. Chart showing the decay chain of the uranium and thorium series isotopes and the half-lives of each isotope. Alpha decays are shown by the vertical arrows and beta decays by the diagonal arrows. *Source:* From C. Giffin, A. Kaufman, and W. S. Broecker, reprinted with permission from the *Journal of Geophysical Research*, vol. 68, p. 1750, copyright © 1963 by the American Geophysical Union, Washington, DC.

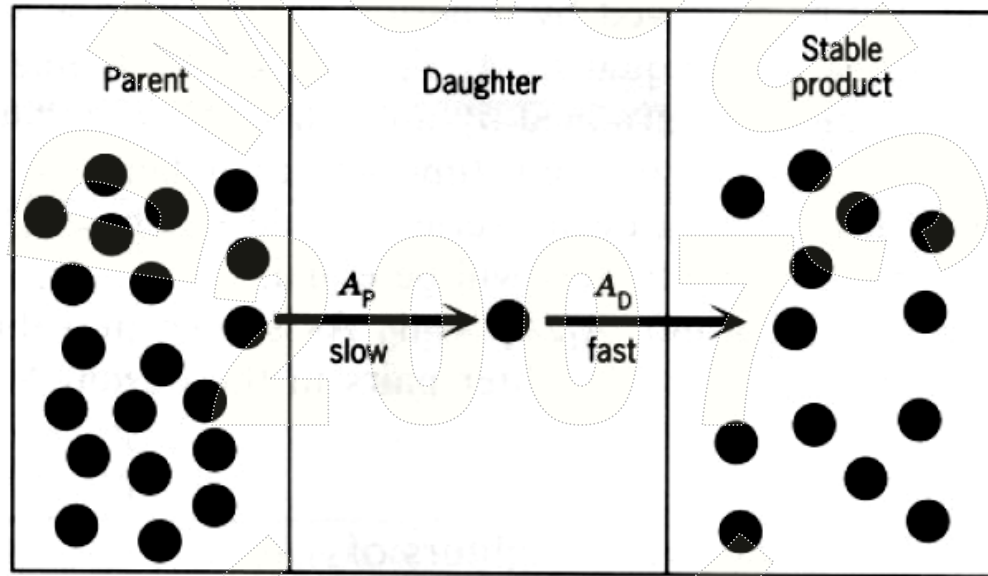


FIGURE 28.4. Secular equilibrium.



## 二、原生放射性核素 (Primordial radionuclides)

### 2. 铀—钍—铅三个主要衰变系列 (P237—238)

- 三个衰变系列分别起始于U-238、U-235和Th-232。
- 终止于Pb-206、Pb-207和Pb-208三个稳定同位素。
- 海洋中这3个放射系的核素，主要来源于陆地。

表8.2 海水和表层沉积物中天然放射性核素的浓度和半衰期 (Horne, 1969) > (堀部纯男, 1975)

同位素	半衰期	衰变型	海水中的浓度 (g/dm <sup>3</sup> )	表层沉积物的浓度 (g/g)
<sup>238</sup> U	4.51 × 10 <sup>9</sup> 年	α	3.2 × 10 <sup>-6</sup>	1 × 10 <sup>-6</sup>
<sup>235</sup> U	7.04 × 10 <sup>8</sup> 年	α	2.1 × 10 <sup>-8</sup>	7 × 10 <sup>-9</sup>
<sup>234</sup> U	2.47 × 10 <sup>5</sup>	α	1.6 × 10 <sup>-10</sup>	8 × 10 <sup>-11</sup>
<sup>234</sup> Pa	1.175 分	β	1.4 × 10 <sup>-19</sup>	4.7 × 10 <sup>-20</sup>
<sup>231</sup> Pa	3.25 × 10 <sup>4</sup> 年	α	5 × 10 <sup>-15</sup>	1 × 10 <sup>-11</sup>
<sup>234</sup> Th	24.10 天	β	4.3 × 10 <sup>-17</sup>	1.4 × 10 <sup>-17</sup>
<sup>232</sup> Th	1.41 × 10 <sup>10</sup> 年	α	1 × 10 <sup>-9</sup>	5 × 10 <sup>-6</sup>
<sup>231</sup> Th	25.52 小时	β	8.6 × 10 <sup>-20</sup>	2.9 × 10 <sup>-20</sup>
<sup>230</sup> Th	7.52 × 10 <sup>4</sup> 年	α	2 × 10 <sup>-14</sup>	1 × 10 <sup>-9</sup>
<sup>228</sup> Th	1.910 年	α	4 × 10 <sup>-14</sup>	7 × 10 <sup>-16</sup>
<sup>227</sup> Th	18.2 天	α	< 7 × 10 <sup>-20</sup>	1.3 × 10 <sup>-17</sup>
<sup>228</sup> Ac	6.13 小时	β	1.5 × 10 <sup>-21</sup>	2.4 × 10 <sup>-19</sup>
<sup>227</sup> Ac	21.6 年	β, α	< 1 × 10 <sup>-15</sup>	5.9 × 10 <sup>-15</sup>
<sup>226</sup> Ra	6.7 年	β	1.4 × 10 <sup>-17</sup>	2.3 × 10 <sup>-15</sup>
<sup>226</sup> Ra	1622年	α	1.0 × 10 <sup>-13</sup>	4.0 × 10 <sup>-12</sup>
<sup>224</sup> Ra	3.64 天	α	2.1 × 10 <sup>-20</sup>	3.4 × 10 <sup>-18</sup>
<sup>223</sup> Ra	11.435 天	α	< 4.1 × 10 <sup>-20</sup>	8.5 × 10 <sup>-18</sup>
<sup>223</sup> Fr	22 分	β	< 7 × 10 <sup>-24</sup>	1.4 × 10 <sup>-21</sup>
<sup>223</sup> Rn	3.8229 天	α	6 × 10 <sup>-19</sup>	2.5 × 10 <sup>-17</sup>
<sup>220</sup> Rn	55.3 秒	α	3 × 10 <sup>-24</sup>	5.4 × 10 <sup>-22</sup>
<sup>219</sup> Rn	4.00 秒	α	< 2 × 10 <sup>-26</sup>	3.1 × 10 <sup>-23</sup>
<sup>218</sup> Po	3.05 分	α	3 × 10 <sup>-22</sup>	1.4 × 10 <sup>-20</sup>
<sup>216</sup> Po	0.145 秒	α	1 × 10 <sup>-26</sup>	1.7 × 10 <sup>-24</sup>
<sup>215</sup> Po	1.778 × 10 <sup>-3</sup> 秒	α	< 8 × 10 <sup>-29</sup>	1.4 × 10 <sup>-26</sup>
<sup>214</sup> Po	1.64 × 10 <sup>-4</sup> 秒	α	3 × 10 <sup>-28</sup>	1.1 × 10 <sup>-27</sup>
<sup>212</sup> Po	3.04 × 10 <sup>-7</sup> 秒	α	1 × 10 <sup>-32</sup>	2.4 × 10 <sup>-29</sup>

(教材P236—237)

## 二、原生放射性核素 (Primordial radionuclides)

### 3. 海水中的铀、钍和镭 (P238)

#### 海水中的铀

- 水中U的3种天然同位素U-238、U-235和U-234，主要以  $\text{UO}_2(\text{OH})_3^-$  和  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{2-}$  两种络合阴离子形式存在，分布比较均匀，平均含量约为  $3 \mu\text{g dm}^{-3}$ 。

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 一般为1.14 ( ? ) 。

- 在海洋沉积物中，铀的分布从近岸向外洋递减，近岸处的含量大约  $3.0 \mu\text{g g}^{-1}$ ，陆架区约  $2.5 \mu\text{g g}^{-1}$ ，外洋约  $1.4 \mu\text{g g}^{-1}$ 。在富有磷酸盐和有机物的缺氧沉积物中，U含量通常较高。

## 二、原生放射性核素 (Primordial radionuclides)

### 3. 海水中的铀、钍和镭 (P238)

#### 海水中的钍

- Th在海水中多以颗粒状态存在，分布不均匀，极易与悬浮物质结合而沉积到海底。
- 由于U和Th的存在状态的差异，海水中的Th/U值大约为岩石圈的1/300。
- 中国沿海的海水中，U和Th的含量分别为 $3 \text{ mg dm}^{-3}$ 和 $0.001\sim 0.015 \text{ } \mu\text{g dm}^{-3}$ 。

## 二、原生放射性核素 (Primordial radionuclides)

### 3. 海水中的铀、钍和镭 (P238)

#### 海水中的镭

- 在海水中，Ra-226和其母体Th-230相反，容易从沉积物中溶解出来。因此，Ra的浓度随深度增加而增加。
- 在所有的深度，Ra的浓度比根据与溶解的 $^{230}\text{Th}$  ( $^{226}\text{Ra}$ 的母体) 平衡所算出的浓度大得多。
- Ra的分布不平衡是由于从沉积物中扩散进入海水所引起的。从表层下沉的骨骼及其在深水中重新溶解也可能起作用。
- 在海底中部附近地区的海水， $^{222}\text{Rn}$ 的含量有明显的增加。这是由于沉积物中 $^{226}\text{Ra}$ 衰变的结果。

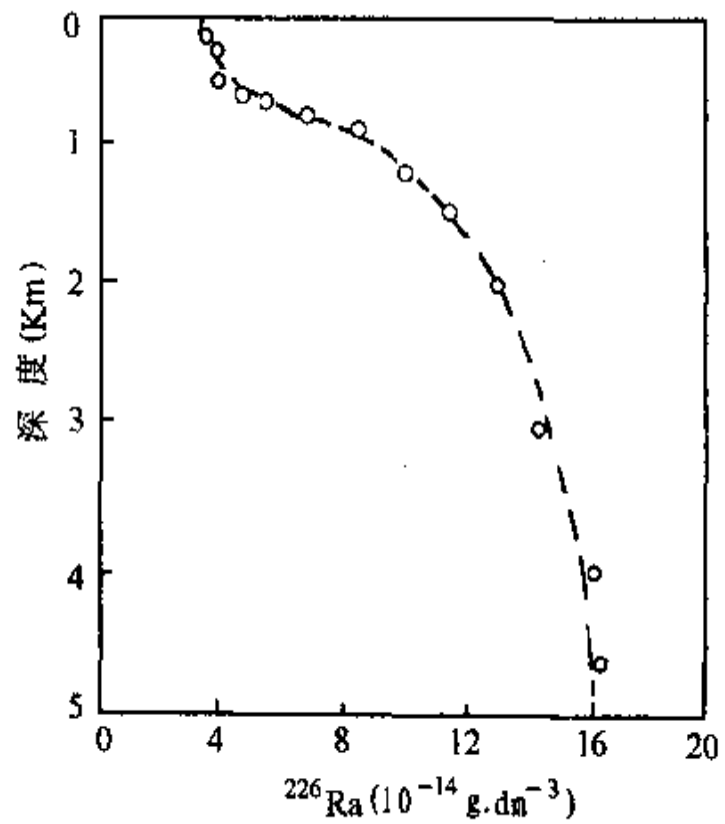


图8.4 东北太平洋镭的分布 (P239)

### 三、宇宙射线成因放射性核素 (Cosmogenic radionuclides)

#### 宇宙射线成因放射性核素 (P239—240)

- **宇宙射线**是由宇宙空间射到地球上的高能粒子流。当宇宙射线微粒到达地球表面时，相当大部分的微粒具有超过一些原子核结合能的能量。

这些微粒的能量大部分被大气中一些气体（如氧、氮和氢）的原子吸收，使吸收能量的气体分裂成稳定的和不稳定的**比母体轻**的原子核。

- 中子俘获反应也产生一些核素。

例： $^3\text{H}$ 、 $^7\text{Be}$ 、 $^{10}\text{Be}$ 、 $^{14}\text{C}$ 、 $^{26}\text{Al}$ 、 $^{32}\text{Si}$ 等。



### 三、宇宙射线成因放射性核素 (Cosmogenic radionuclides)

宇宙射线成因放射性核素 (P239—240)

例： $^{14}\text{C}$

生成：宇宙射线中的中子轰击 $^{14}\text{N}$ 生成 $^{14}\text{C}$ 并释放出1个质子。

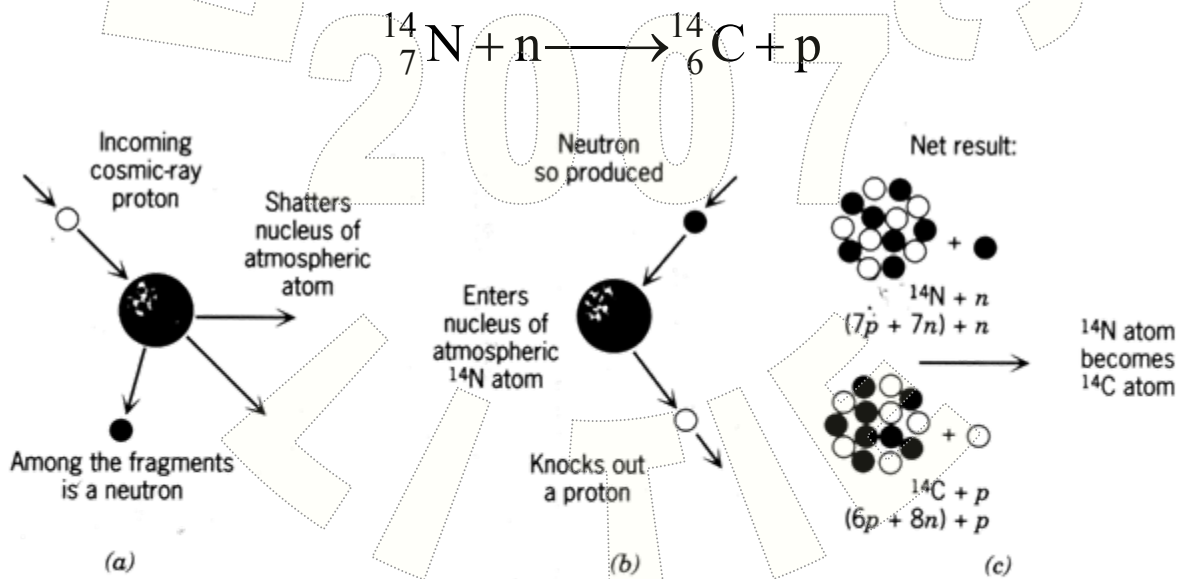


FIGURE 28.18. Production of  $^{14}_6\text{C}$  by spallation. Source: From *Tracers in the Sea*, W. S. Broecker and T.-H. Peng, copyright © 1982 by the Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY, p. 238. Reprinted by permission.

### 三、宇宙射线成因放射性核素 (Cosmogenic radionuclides)

宇宙射线成因放射性核素 (P239—240)

例： $^{14}\text{C}$

衰变： $^{14}\text{C}$  经 $\beta^-$ 衰变生成 $^{14}\text{N}$ 。



当宇宙射线组成和强度恒定时， $^{14}\text{C}$ 的生成和衰变处于动态平衡。

### 三、宇宙射线成因放射性核素 (Cosmogenic radionuclides )

宇宙射线成因放射性核素 (P239—240)

**特点:**

- 宇宙射线产生的核素逐渐分布在大气底层、海洋和陆地。
- 这些核素的半衰期从几分之几秒到 $10^6$ 年以上。到目前为止，已检测到**20多种**。
- 只有几种有足够长的半衰期，对海洋的研究有一定价值。

表8.3 由宇宙射线产生的、与海洋学相关的核素信息 (P240)

放射性核素	半衰期 (年)	大气产生的总速率 (atoms/cm <sup>2</sup> ·s)	海水中的平均比度 <sup>a</sup>		在各种储库中,放射性核素的相对比例				
			dpm/ton 水	dpm/g 元素	平流层	对流层	混合大洋层	深海大洋层	海洋沉积物
<sup>7</sup> Be	0.146	$8.1 \times 10^{-2}$	--	—	0.60	0.11	0.28	$3 \times 10^{-3}$	0
<sup>3</sup> H <sup>b</sup>	12.3	0.25	36	$3.3 \times 10^{-4}$	$0.8 \times 10^{-2}$	$4 \times 10^{-2}$	0.506	0.43	0
<sup>39</sup> Ar	270	$5.6 \times 10^{-3}$	$2.9 \times 10^{-3}$	$5.0 \times 10^{-3}$	0.16	0.83	$5 \times 10^{-4}$	$3 \times 10^{-3}$	0
<sup>32</sup> Si	500	$1.6 \times 10^{-4}$	$2.4 \times 10^{-2}$	$8.0 \times 10^{-3}$	$1.9 \times 10^{-3}$	$1.1 \times 10^{-4}$	$5 \times 10^{-2}$	0.96	$4 \times 10^{-2}$
<sup>14</sup> C <sup>c</sup>	5730	2.5	260	10	$3 \times 10^{-3}$	$6 \times 10^{-3}$	$2.3 \times 10^{-2}$	0.91	$10^{-2}$
<sup>36</sup> Cl	$3.1 \times 10^5$	$1.1 \times 10^{-3}$	0.56	$3 \times 10^{-5}$	$10^{-6}$	$6 \times 10^{-8}$	$2 \times 10^{-2}$	0.98	0
<sup>26</sup> Al	$7.4 \times 10^5$	$1.4 \times 10^{-4}$	$1.2 \times 10^{-5}$	$1.2 \times 10^{-3}$	$1.3 \times 10^{-6}$	$7.7 \times 10^{-8}$	$2 \times 10^{-2}$	$10^{-4}$	0.999
<sup>10</sup> Be	$2.6 \times 10^6$	$4.5 \times 10^{-2}$	$10^{-3}$	$1.6 \times 10^{-3}$	$3.7 \times 10^{-7}$	$2.3 \times 10^{-8}$	$8 \times 10^{-6}$	$1.4 \times 10^{-4}$	0.999

- a. 用衰变数/分(dpm)表示.
- b. 包括存在于大陆圈的<sup>2</sup>H.
- c. 包括存在于生物圈和腐殖质的<sup>14</sup>C.

**TABLE 28.6**
**Basic Information Concerning Nuclides Produced by Cosmic Rays**

	Nuclide					
	<sup>3</sup> H	<sup>7</sup> Be	<sup>10</sup> Be	<sup>14</sup> C	<sup>26</sup> Al	<sup>32</sup> Si
Half-life (y)	12.3	0.145	$2.5 \times 10^6$	5680	$7.4 \times 10^5$	500
Production rate in total atmosphere (atom cm <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	0.25	0.081	0.045	2.5	$1.4 \times 10^{-4}$	$1.6 \times 10^{-4}$
Fraction of total earth inventory in						
Atmosphere	0.072	0.71	$3.9 \times 10^{-7}$	0.019	$1.4 \times 10^{-6}$	$2.0 \times 10^{-3}$
Land surface	0.27	0.08	0.29	0.04	0.29	0.29
Ocean—mixed layer	0.35	0.2	$5.7 \times 10^{-6}$	0.022	$1.4 \times 10^{-5}$	0.0035
Ocean—excluding mixed layer	0.3	0.002	$10^{-4}$	0.92	$7 \times 10^{-5}$	0.68
Oceanic sediments	0	0	0.71	0.004	0.71	0.028
Average concentration in ocean (10 <sup>-3</sup> dpm kg water <sup>-1</sup> )	36	—	$10^{-3}$	260	$1.2 \times 10^{-5}$	$2.4 \times 10^{-2}$
Average specific activity in ocean (dpm g element <sup>-1</sup> )	$3.3 \times 10^{-4}$	—	1600	10	0.0012	0.008
Global inventory (kg)	3.5	$3.2 \times 10^{-3}$	$4.3 \times 10^5$	$7.5 \times 10^4$	$1.1 \times 10^3$	1.4
Global inventory (MCi)	35	1.1	6.4	340	0.020	0.023

Source: From *Chemical Oceanography*, vol. 3, J. D. Burton (eds: J. P. Riley and G. Skirrow), copyright © 1975 by Academic Press, Orlando, FL, p. 140. Reprinted by permission. Data from *The Handbook of Physics*, 2E, E. U. Condon and H. Odishaw, copyright © 1967 by McGraw-Hill, Inc., New York, pp. 9.277, 9.285, 9.319. Reprinted by permission.

<sup>10</sup>Be

## 四、人工放射性核素（Artificial radionuclides）

### 人工放射性核素（P240—241）

核武器爆炸或原子能发电释放核能时产生多种放射性核素。

人工放射性核素通过以下途径进入海洋：

- 直接的途径，例如在海面下进行核武器试验。
- 间接途径，即核武器爆炸后产生的核素经由大气以放射性散落物落入海，构成了存在于海洋中的人工放射性核素的主要来源。
- 核能发电站把一些低比度废物排入沿岸水中，或把一些密封的高放射性的废物倾卸入深海中；  
或核潜艇发生偶然事故。

## 四、人工放射性核素（Artificial radionuclides）

人工放射性核素（P240—241）

**特点：**

- ①核武器爆炸所产生**200多种**核素，原子序的范围从30（Zn）到66（Dy）。
- ②核裂变引起的核反应过程中产生一些新的核素例如 $^3\text{H}$ 、 $^{24}\text{Na}$ 、 $^{65}\text{Zn}$ 、 $^{59}\text{Fe}$ 、 $^{14}\text{C}$ 、 $^{31}\text{Si}$ 、 $^{35}\text{S}$ 、 $^{54}\text{Mn}$ 和 $^{60}\text{Co}$ 等。

如果核裂变是在海水中进行，那么诱生核反应就更容易发生。



## 四、人工放射性核素（Artificial radionuclides）

人工放射性核素（P240—241）

特点：

③人工放射性核素的寿命大多很短。

- 核爆炸后**最初数星期**大部分放射性是由短命的核素例如 $^{143}\text{Pr}$ （13.7天）、 $^{140}\text{Ba}$ （12.8天）和 $^{117}\text{Nd}$ （11.3天）所贡献。
- **一年以后**， $^{144}\text{Ce}$ 和 $^{95}\text{Zr}$ 及它们的子体 $^{144}\text{Pr}$ 和 $^{95}\text{Nb}$ 大约占总放射性的75%。
- **20年以后**，90%以上的放射性是由 $^{90}\text{Sr}$ （28年）、 $^{137}\text{Cs}$ （30年）和它们的子体产生的。

## 四、人工放射性核素 (Artificial radionuclides)

人工放射性核素 (P240—241)

特点:

④长寿命和有潜在危害性的核素在海洋中的分布为:

- 试验区西北太平洋表层水<sup>90</sup>Sr和<sup>137</sup>Cs的含量为

$$80\sim 480 \times 10^{-12} \text{ Ci } ^{137}\text{Cs dm}^{-3},$$

比东太平洋和北大西洋表层水中的含量

$$5\sim 23 \times 10^{-12} \text{ Ci } ^{137}\text{Cs dm}^{-3}$$

要高得多。

$$1 \text{ Ci} = 2.200 \times 10^{12} \text{ dpm } (\sim 1 \text{ g Ra})$$

TABLE 28.7

The Most Abundant Artificial Radionuclides in the Marine Environment<sup>a</sup>

Symbol	Element	Half-life	Radiation Type	Enrichment Factor	
				Mollusk	Fish
1. Fission products in nuclear reactions					
<sup>3</sup> H	Tritium	12.3	β		
<sup>14</sup> C	Carbon-14	5680	β		
<sup>85</sup> Kr	Krypton-85	10.6	β	1	1
<sup>89</sup> Sr	Strontium-89	0.14	β	1	0.2
<sup>90</sup> Sr	Strontium-90	28.0	β	1	0.2
<sup>90</sup> Y	Yttrium-90	0.007	β	15	10
<sup>91</sup> Y	Yttrium-91	0.16	β	15	10
<sup>95</sup> Nb	Niobium-95	0.10	β-γ	5	1
<sup>95</sup> Zr	Zirconium-95	0.18	β-γ	5	1
<sup>103</sup> Ru	Ruthenium-103	0.11	β-γ	10	1
<sup>106</sup> Ru	Ruthenium-106	1.0	β-γ	10	1
<sup>131</sup> I	Iodine-131	0.02	β-γ	50	10
<sup>137</sup> Cs	Cesium-137	30.0	β-γ	10	10
<sup>144</sup> Ce	Cerium-144	0.78	β-γ	400	3
2. Activation products					
<sup>32</sup> P	Phosphorus-32	0.04	β	6000	3300
<sup>51</sup> Cr	Chromium-51	0.08	K-γ	400	100
<sup>54</sup> Mn	Manganese-54	0.86	K-γ	10,000	200
<sup>55</sup> Fe	Iron-55	2.7	K	10,000	1500
<sup>57</sup> Co	Cobalt-57	0.74	K-γ	500	80
<sup>60</sup> Co	Cobalt-60	5.3	β-γ	500	80
<sup>65</sup> Zn	Zinc-65	0.67	K-β-γ	10,000	1000
<sup>110</sup> Ag	Silver-110	0.69	β-γ	10,000	—
<sup>134</sup> Cs	Cesium-134	2.1	β-γ	10	10

Source: From *Marine Pollution, Diagnosis and Therapy*, S. A. Gerlach, copyright © 1981 by Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, p. 108. Enrichment data from *Impingement of Man on the Oceans*, T. R. Rice and D. A. Wolfe (ed.: D. W. Hood), copyright © 1971 by John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 351. Reprinted by permission.

<sup>a</sup>Their half-lives are listed in years. K emitters are radionuclides that generate gamma rays (γ) as a result of electron capture. The enrichment factors are given with respect to wet weight.

## 五、放射性核素在海洋研究中的应用

- 海水年龄测定
- 海流运动示踪
- 沉积速率测定
- 大尺度海洋混合过程
- 其它应用

### 五、放射性核素在海洋研究中的应用

#### 1. 海水年龄测定 (P243—244)

某个水分子从表层迁移到深层所经历的时间，称为“海水的年龄”。

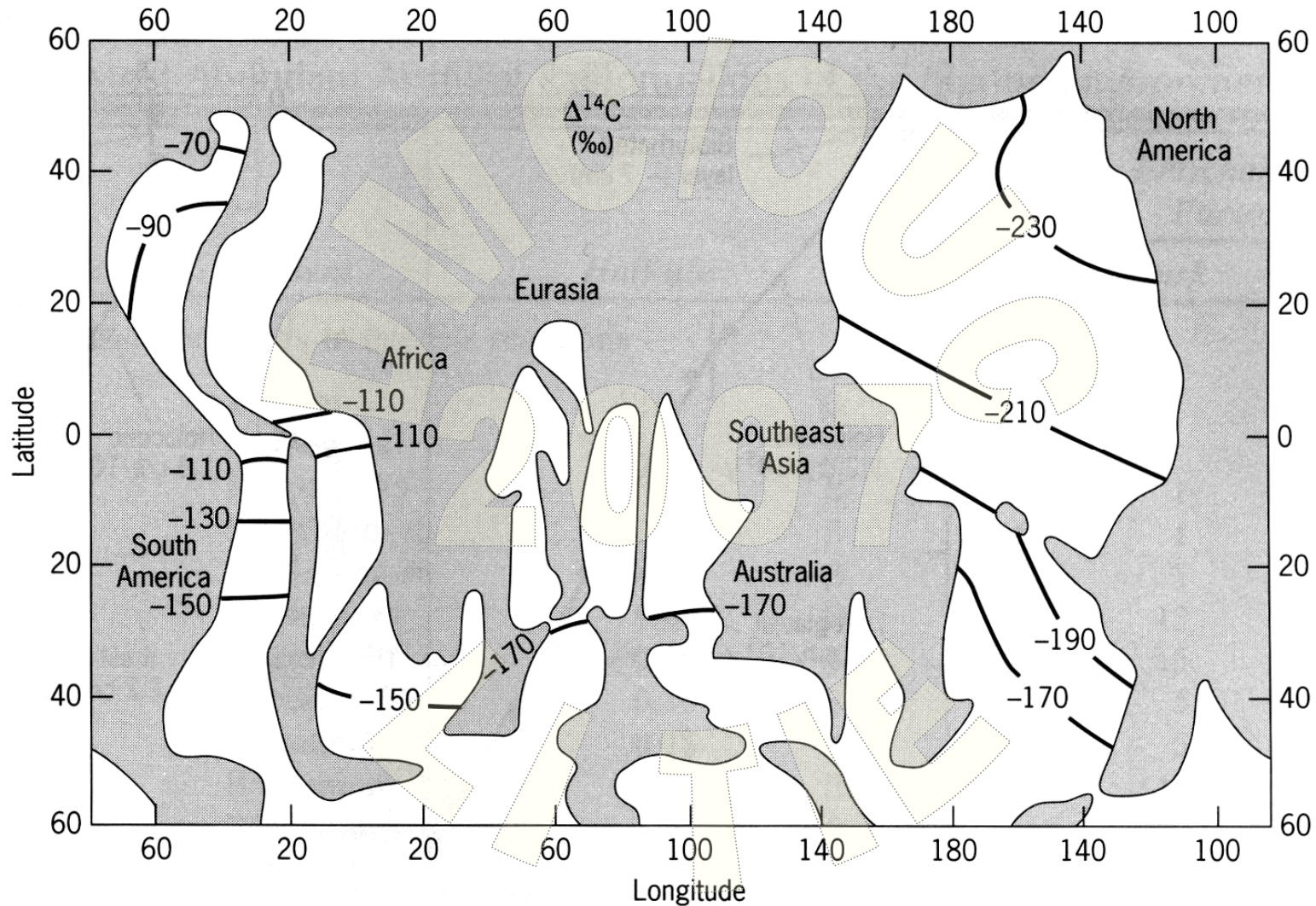
要确定海水的年龄，可利用 $^{14}\text{C}$  ( $t_{1/2} = 5730 \text{ y}$ ) 为示踪物。

海水中 $^{14}\text{C}$ 的活度取决于所研究的水体的年龄及该水体与 $^{14}\text{C}$ 的活度不同的各种水团的混合程度。

用海水样品  $\delta^{14}\text{C}$  (SMOW) 可表示其年龄。

$$\delta^{14}\text{C} = \left[ \frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}}}{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000$$

## 4000米深度主要洋盆中 $\delta^{14}\text{C}$ 的分布 (Broecker and Peng, 1982)



问：该图说明了什么，提供了哪方面的证据？

## 五、放射性核素在海洋研究中的应用

### 2. 海流运动示踪 (P241—243)

人工放射性核素可用作海流运动的示踪剂，判别海流的方向并测定其流速。

例如：

1954年美国在太平洋中比基尼和叶尼威特克环礁进行一系列核爆炸试验（称为**城堡试验**），对放射性进行观测。

用硫酸钡和氢氧化铁把核裂变产物从海水中共沉淀下来，然后测定裂变产物  $\beta$  射线的强度。



## 五、放射性核素在海洋研究中的应用

### 2. 海流运动示踪

城堡试验的**主要结果**（图8.5表层海水放射性分布）：

- ①放射性物质大部分自环礁向西北方向输送，西南方向也有一部分逆流。
- ②一个月后，比基尼以西450 km处**表层海水**检测到最高放射性，强度为 $9.1 \times 10^4 \text{ dpm dm}^{-3}$ ，计算流速为 $17.36 \text{ cm s}^{-1}$ 。
- ③四个月后发生大规模平移和扩散。**浮游生物**中检验出最高放射性 $8 \times 10^5 \text{ dpm g}^{-1}$ （鲜重）。海流流速约 $20 \text{ cm s}^{-1}$ 。
- ④九个月后检测的最高放射性为 $570 \text{ dpm dm}^{-3}$ 。污染海域移动到菲律宾吕宋岛，  
**放射性物质随北赤道流向西运动。**



## 五、放射性核素在海洋研究中的应用

### 2. 海流运动示踪

城堡试验的主要结果（图8.5表层海水放射性分布）：

⑤1955年夏，加拿大、日本和美国协作进行了北太平洋共同观测（NORPAC）。

结果发现，放射性物质在北太平洋西部广大地区扩散，最高放射性沿日本列岛成带状扩展，即在日本沿岸流域的黑潮观察到最大放射性。

这说明北赤道海流和黑潮流是相连接的。

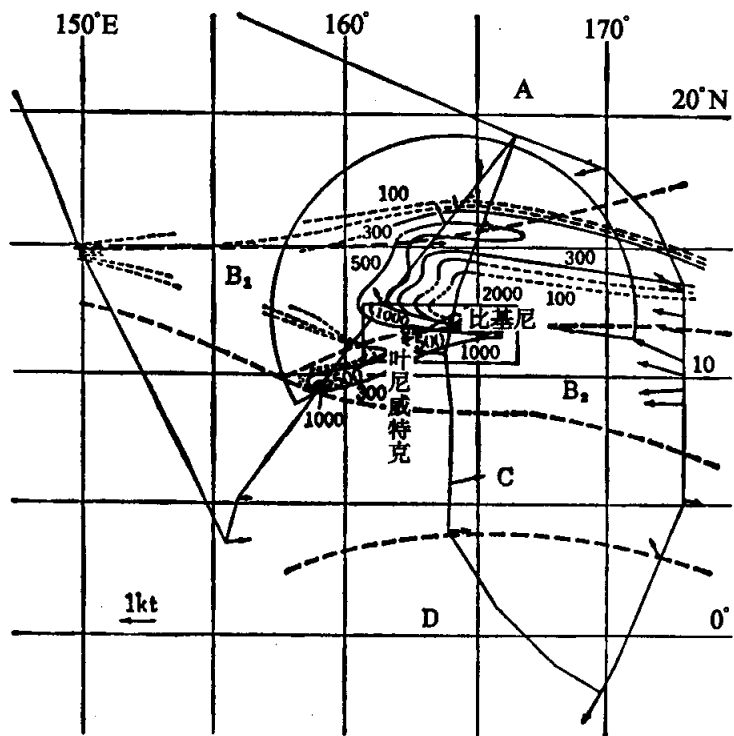


图8.5 海水放射性的水平分布(表面)

(图中数字表示放射强度,也表示水系、流速的分布及观测线编号)

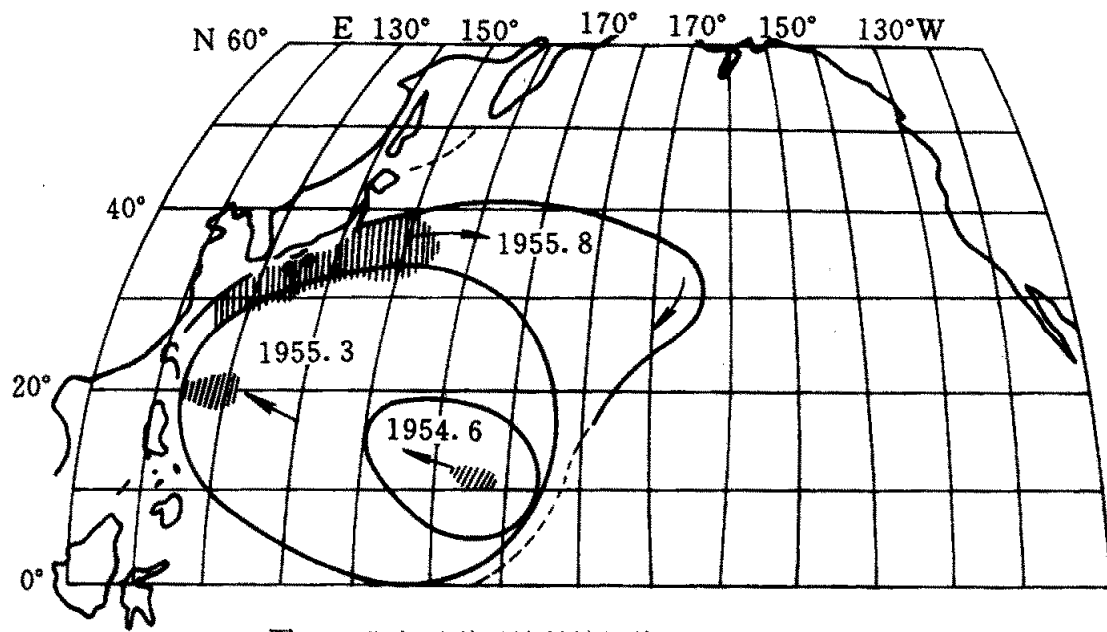


图8.6 北太平洋区放射性污染(阴影部分为污染中心)

## 五、放射性核素在海洋研究中的应用

### 3. 沉积速率测定 (P244)

海洋沉积物的沉积速率是根据三种主要测年法测定。

① $^{14}\text{C}$  ( $t^{1/2} = 5730 \text{ y}$ ) 法。

② $^{230}\text{Th}$  ( $t^{1/2} = 7.52 \times 10^4 \text{ y}$ ) 和 $^{231}\text{Pa}$  ( $t^{1/2} = 3.25 \times 10^4 \text{ y}$ ) 。

(二者均海水中溶解铀衰变而成。)

③ $^{40}\text{K}$  ( $t^{1/2} = 1.29 \times 10^9 \text{ y}$ ) 法。

④ $^{210}\text{Pb}$  ( $t^{1/2} = 20.4 \text{ y}$ )、 $^{137}\text{Cs}$  ( $t^{1/2} = 30.0 \text{ y}$ ) 法, 等。

这些放射性同位素都用于测定沉积物年龄, 且可同时求算不同时间尺度的沉积速率。

### 五、放射性核素在海洋研究中的应用

#### 3. 沉积速率测定

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

$$\ln N = \ln N_0 - \lambda t$$

设沉积深度为 $D$ ，沉积速率为 $S_r$ ，则

$$t = \frac{D}{S_r}$$

$$\ln N = \ln N_0 - \lambda \frac{D}{S_r}$$

由 $\ln N$ 对 $D$ 作图，由斜率  $= -\frac{\lambda}{S_r}$  就可求沉积速率 $S_r$ 。

## 五、放射性核素在海洋研究中的应用

### 4. 其它应用 (P244—245)

#### ● 大尺度海洋混合过程

以模型为基础, 研究 $^{14}\text{C}$ 在海洋—大气界面的交换及其在海洋中的混合, 可算出

- 海水的逗留时间
- 二氧化碳的海—气交换速率。

一般的结论是:

- 太平洋深层水的逗留时间约为1000—1600年;
- 大西洋深层水的逗留时间约为太平洋深层水的一半;
- 表层水逗留时间仅有10—20年。

## 五、放射性核素在海洋研究中的应用

### 4. 其它应用

#### ● 大尺度海洋混合过程

扩散混合和移流混合的绝对速率:

宇宙射线成因的 $^{14}\text{C}$ 及 $^{32}\text{Si}$ ;

U及Th衰变而成的 $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$ 与 $^{222}\text{Rn}$ ;

主温跃层混合过程:

人工放射性同位素 $^{14}\text{C}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ 和 $^{137}\text{Cs}$ 等。

水平方向混合速率:  $^{228}\text{Ra}$ ;

近岸水混合过程:  $^{32}\text{Si}$ ;

深层水年龄:  $^3\text{H}-^3\text{He}$ 法;

洋盆年代:  $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ 法。

## 五、放射性核素在海洋研究中的应用

### 4. 其它应用

- 含沙量测量（同位素测沙法）

利用放射性同位素衰变时发射出的射线（即所谓核辐射）与浑水介质相互作用如吸收或散射的原理。

- 浑水水深（即压力-密度法测量水深）

- 悬移质断面输沙率

- 泥沙（或物料）颗粒级分配曲线

# 第八章 海洋中的同位素

§ 8-1 海洋中的稳定同位素

§ 8-2 海洋中的放射性同位素

**§ 8-3 新生产估算**



### § 8-3 新生产估算

新生产测定 / 估算方法较多，许多涉及稳定/放射性同位素。例如：

- $^{15}\text{N}$ 示踪法
- $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡法
- 沉积物捕集器法等。

# Methods Used to Determine the Primary Productivity

	Component	Time scale
<b>In Vitro</b>		
$^{14}\text{C}$ assimilation	$P_T = P_N$	h to day
$\text{O}_2$ evolution	$P_T$	h to day
$^{15}\text{NO}_3$ assimilation	$P_{\text{NEW}}$	h to day <sup>a</sup>
$^{15}\text{NH}_4$	$P_T$	h to day
$^{18}\text{O}_2$ evolution	$P_{\text{NEW}} = P_C$	h to day <sup>b</sup>
<b>Physical Transport</b>		
Sediment traps	$P_{\text{NEW}} = P_C$	Days to months

$P_T$  = total primary production ( $= P_{\text{NEW}} + P_R$ ).

$P_{\text{NEW}}$  = new production.

$P_N$  = net primary production.

$P_R$  = regenerative production.

$P_C$  = community production.

<sup>a</sup> Altabet and Deuser, *Nature*, **315** (1985).

<sup>b</sup> Bender et al., *Limnol. Oceanogr.*, **32**, 1085 (1987).

<sup>c</sup> Coale and Bruland, *Limnol. Oceanogr.*, **32**, 189 (1987).

<sup>d</sup> Jenkins, *Nature*, **300**, 246 (1982).

## Bulk Properties

NO <sub>3</sub> flux to photic zone	P <sub>NEW</sub>	h to days
O <sub>2</sub> Utilization	P <sub>NEW</sub>	Seasonal to annual
Net O <sub>2</sub> accumulation	P <sub>NEW</sub>	Seasonal to annual
<sup>238</sup> U/ <sup>234</sup> Th	P <sub>NEW</sub>	Days to year <sup>c</sup>
<sup>3</sup> H/ <sup>3</sup> He	P <sub>NEW</sub>	Seasonal to annual <sup>d</sup>

## Upper and Lower Limits

Photons absorbed	P <sub>T</sub>	Instantaneous to annual
Depletion of winter NO <sub>3</sub>	P <sub>NEW</sub>	Seasonal

## Remote Sensing

P <sub>T</sub> P <sub>NEW</sub>	Days to annual
---------------------------------	----------------

P<sub>T</sub> = total primary production (= P<sub>NEW</sub> + P<sub>R</sub>).

P<sub>NEW</sub> = new production.

P<sub>N</sub> = net primary production.

P<sub>R</sub> = regenerative production.

P<sub>C</sub> = community production.

<sup>a</sup> Altabet and Deuser, *Nature*, **315** (1985).

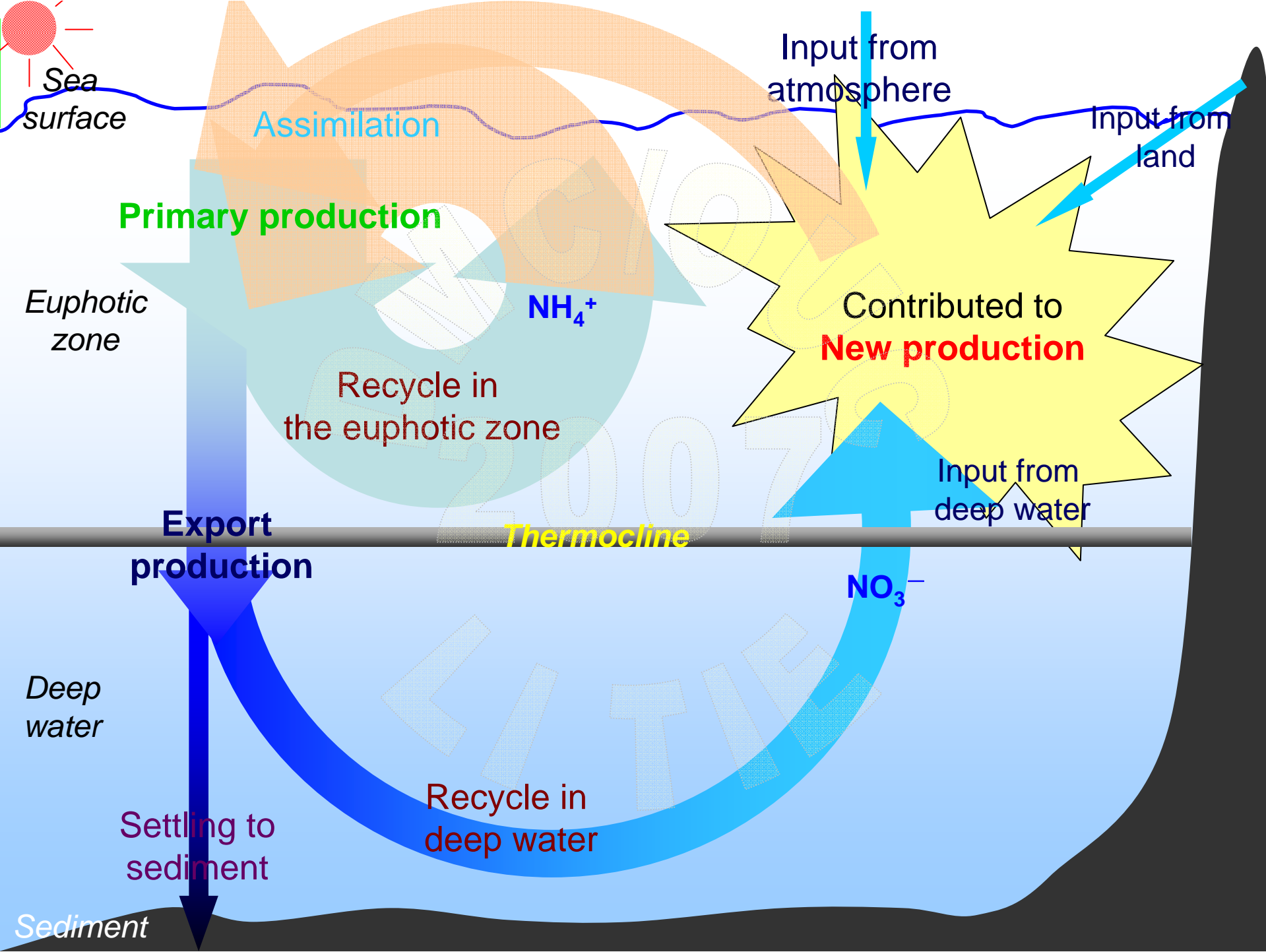
<sup>b</sup> Bender et al., *Limnol. Oceanogr.*, **32**, 1085 (1987).

<sup>c</sup> Coale and Bruland, *Limnol. Oceanogr.*, **32**, 189 (1987).

<sup>d</sup> Jenkins, *Nature*, **300**, 246 (1982).

# Methods Used to Determine the Primary Productivity

	Component	Time scale
<b>In Vitro</b>		
$^{14}\text{C}$ assimilation	$P_T = P_N$	h to day
$\text{O}_2$ evolution	$P_T$	h to day
$^{15}\text{NO}_3$ assimilation	$P_{\text{NEW}}$	h to day <sup>a</sup>
$^{15}\text{NH}_4$	$P_T$	h to day
$^{18}\text{O}_2$ evolution	$P_{\text{NEW}} = P_C$	h to day <sup>b</sup>
<b>Physical Transport</b>		
Sediment traps	$P_{\text{NEW}} = P_C$	Days to months
<b>Bulk Properties</b>		
$\text{NO}_3$ flux to photic zone	$P_{\text{NEW}}$	h to days
$\text{O}_2$ Utilization	$P_{\text{NEW}}$	Seasonal to annual
Net $\text{O}_2$ accumulation	$P_{\text{NEW}}$	Seasonal to annual
$^{238}\text{U}/^{234}\text{Th}$	$P_{\text{NEW}}$	Days to year <sup>c</sup>
$^3\text{H}/^3\text{He}$	$P_{\text{NEW}}$	Seasonal to annual <sup>d</sup>



一、 $^{15}\text{N}$ 示踪法

$^{15}\text{N}$ 示踪法适于远离陆地影响的深水海域。

**假定：**浮游植物吸收的铵为真光层内循环，吸收的硝酸盐为深层水营养盐再生后循环进入真光层。

**方法：**采集水样，添加 $\text{K}^{15}\text{NO}_3$ （和 $(^{15}\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ）（约为海水中浓度的10%）培养2—4小时后过滤分离，测定颗粒氮含量和 $^{15}\text{N}$ 的量，求得硝酸盐的吸收比，乘以初级生产力即为新生产。

$$\text{NO}_3\text{吸收率} = \frac{{}^{15}\text{N}_{\text{xs}}\text{PN}_t}{{}^{15}\text{N}_{\text{enr}}t}$$

$t$  培养时间

${}^{15}\text{N}_{\text{xs}}$  培养后颗粒物中 $^{15}\text{N}$ 过剩量（ $^{15}\text{N}$ 测定值减去 $^{15}\text{N}$ 天然丰度）

${}^{15}\text{N}_{\text{enr}}$  水体中 $^{15}\text{N}$ 占元素N（包括 $^{14}\text{N}$ ，扣除 $^{15}\text{N}$ 天然丰度）的百分量

$\text{PN}_t$  培养后的总颗粒氮。

### 二、 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 同位素不平衡法

Th具有颗粒物反应活性，其同位素有差异较大的半衰期，是海洋颗粒物动力学常用的良好示踪剂。

**原理：**真光层中溶解 $^{234}\text{Th}$  ( $t_{1/2} = 24.1 \text{ d}$ ) 的浓度常低于其父核 $^{238}\text{U}$  ( $t_{1/2} = 4.51 \times 10^9 \text{ y}$ ) 衰变产生的量，其不平衡性可用来计算溶解Th的逗留时间。

该逗留时间与初级生产力成反比，其范围在从2—3天到100多天。如果所有吸附Th的颗粒物都是本海区的生源有机物，其逗留时间可与测得的POC一起给出新生产速率。

但部分有机物分解会使计算的逗留时间增长，影响结果准确性。

### 三、颗粒物通量法

在真光层底部设置**沉积物捕集器**（sediment trap），收集沉降颗粒物，测定POC的含量。

**原理：**按捕集器面积和收集时间求得**POC通量**，即为**输出生产**（Export flux）。在**足够长的时间尺度**内和**海域平流较小**的条件下，其结果基本上等同于新生产。

由于沉积物捕集器不能收集DOC，结果会偏低。



# Mooring system of sediment trap



表 8.5 世界各海域新生产力的估算值

研究海域	研究季节	新生产力 [mmol/(m <sup>2</sup> ·d)]	估算方法	研究者
赤道太平洋 (12°N~12°S)	春、秋	1~7	<sup>234</sup> Th/ <sup>238</sup> U 不平衡 三维模型	Buesseler <i>et al.</i> , 1995
赤道太平洋	春	2	<sup>234</sup> Th/ <sup>238</sup> U 不平衡	Bacon <i>et al.</i> , 1995
赤道太平洋 140°W 断面	春、秋	10~20	<sup>15</sup> N 同位素	McCarthy, 1995
赤道太平洋 140°W 断面	春	17	<sup>228</sup> Ra - NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 法	Ku <i>et al.</i> , 1994
中部及东部海域	冬	39	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 的物理过程输送计算	Chavez and Barber, 1987
		27	<sup>14</sup> C 吸收	Chavez and Barber, 1987
赤道太平洋	春	5~12	<sup>15</sup> NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 吸收法	Murray <i>et al.</i> , 1994
		3.8	沉积物捕集器	Murray <i>et al.</i> , 1994
		2.4	<sup>230</sup> Th/ <sup>228</sup> U 不平衡	Murray <i>et al.</i> , 1994
		1.0~2.1	<sup>230</sup> Th/ <sup>238</sup> Th 法	Luo <i>et al.</i> , 1995
		70	O <sub>2</sub> 净生产速率法	Bender <i>et al.</i> , 1994
百慕大附近海域	2 年时间序列	9.3~12.3	<sup>3</sup> He 法	Jenkins and Wallace, 1992
东赤道太平洋	夏	1.5~17.5	<sup>234</sup> Th/ <sup>238</sup> U 不平衡	Murray <i>et al.</i> , 1989
北大西洋	春	5.0~41.0	<sup>234</sup> Th/ <sup>238</sup> U 不平衡, 非稳态	Buesseler <i>et al.</i> , 1992
南沙海域	秋、冬	2.9~28.7 3.8~32.4	<sup>234</sup> Th/ <sup>238</sup> U 不平衡	陈敏, 黄奕普等人, 1996 <sup>[9]</sup>