**Chemical Oceanography** 

# 第九章 海洋化学原理、模型理论 和物质全球循环

- § 9-1 海洋学和海洋化学若干原理
- §9-2 海洋化学模型和元素存在形式
- §9-3 海洋化学中的界面作用
- §9-4 海洋生物地球化学循环与全球变化



#### 第九章 海洋化学原理、模型理论和物质全球循环

## § 9-1 海洋学和海洋化学若干原理

- 一、海水组成恒定比规律
- 二、海水状态方程
- 三、平流一扩散方程
- 四、海洋中的化学平衡
- 五、海洋稳态原理和元素逗留时间
- 六、海水活度系数
- 七、双箱模型

### 一、海水组成恒定比规律

如何对海水组成恒定性(或恒定比规律)进行描述(回顾第三章)?

- 一什么是"海水组成恒定性"规律/原理?
- 一海水组成恒定比规律是怎样建立和确认的?
- 一海水主要成分组成恒定比关系一般如何表示?
- 一海水组成恒定性的原因是什么?
- 一影响海水组成恒定比规律的原因有哪些?
- 一使用海水组成恒定比规律可研究哪些问题?

### 一、海水组成恒定比规律

#### 对海水组成恒定比的说明(P247-248)

- 1. 河口区往往不遵循海水组成恒定性。
- 2. 主要组分浓度对区域性生物和地球化学过程不敏感。

例外: ①生物的影响。②结冰和融冰。③海底热泉。

- 3. 恒比规律不适用于少量(或微量或痕量)成分。
- 4. 恒比规律并非指海水之过去和未来都有相同的比值。
- 5. 恒比规律表明, 即使海洋多处的化学、生物、地质和水文状况各不

相同,但其主要成分含量变化很小。

这就是称海洋中主要成分的浓度为保守性质的原因(浓度大到足以 掩蔽海洋过程效应而未产生动摇恒比定律的结果)。

### 二、海水状态方程(P248-251,结合海洋学、海洋物理化学)

UNESCO推荐使用的海水状态方程 $(t-S-\rho$ 关系)

$$\frac{PV_{\text{STO}}}{V_{\text{STO}} - V_{\text{STP}}} = K^0 + AP + BP^2 = K$$
(9.1)

$$\rho_{\rm STP} = \rho_{\rm STO} \left( 1 - \frac{P}{K^0 + AP + BP^2} \right)$$
(9.2)

式中P为压力,K和 $K^0$ 为压力为P和1 atm时海水的正割体积弹性模量,

 $\rho_{\rm STP}$ 和 $\rho_{\rm ST0}$ 分别为P和1 atm时的海水密度。

 $\rho_{ST0}$ 为纯水密度和盐度的函数, $K^0$ 为纯水 $K_w$ 和盐度的函数:

$$\rho_{STO} = \rho_{W} + bS + cS^{3/2} + d_{0}S^{2}$$

$$K^{0} = K_{W} + fS + gS^{3/2}$$

$$A = A_{W} + iS + j_{0}S^{3/2}$$

$$B = B_{W} + mS$$

$$(9.3)$$

$$(9.3)$$

各项系数是温度的函数:

$$\begin{split} & \mathbf{K}_{\mathbf{w}} = \mathbf{c}_{0} + \mathbf{r}_{1}t + \mathbf{c}_{2}t^{2} + \mathbf{c}_{3}t^{3} + \mathbf{c}_{4}t^{4} \\ \mathbf{c}_{0} = 19 632.21 \\ \mathbf{c}_{1} = 148.420.6 \\ \mathbf{c}_{2} = -2.327 105 \\ \mathbf{c}_{2} = -1.302 477 \times 10^{-2} \\ \mathbf{c}_{4} = -5.155 288 \times 10^{-5} \\ \mathbf{A}_{\mathbf{w}} = \mathbf{h}_{0} + \mathbf{h}_{1}t + \mathbf{h}_{2}t^{2} + \mathbf{h}_{3}t^{3} \\ \mathbf{h}_{0} = 3.239 908 \\ \mathbf{h}_{1} = 1.437 13 \times 10^{-3} \\ \mathbf{h}_{2} = 1.160 92 \times 10^{-4} \\ \mathbf{h}_{2} = 1.160 92 \times 10^{-7} \\ \mathbf{h}_{3} = -5.779 05 \times 10^{-7} \\ \mathbf{B}_{\mathbf{w}} = \mathbf{h}_{0} + \mathbf{h}_{1}t + \mathbf{h}_{2}t^{2} + \mathbf{h}_{3}t^{3} \\ \mathbf{h}_{0} = 3.299 908 \\ \mathbf{h}_{1} = 1.437 13 \times 10^{-3} \\ \mathbf{h}_{2} = 1.160 92 \times 10^{-4} \\ \mathbf{h}_{2} = 1.160 92 \times 10^{-7} \\ \mathbf{h}_{3} = -5.779 05 \times 10^{-7} \\ \mathbf{h}_{2} = -5.100 82 \times 10^{-4} \\ \mathbf{h}_{2} = -5.701^{-8} \\ \mathbf{h}_{1} = -4.577 \times 10^{-8} \\ \mathbf{h}_{2} = -5.701^{-8} \\ \mathbf{h}_{1} = -4.577 \times 10^{-8} \\ \mathbf{h}_{2} = -5.701^{-8} \\ \mathbf{h}_{2} = -5.700^{-8} \\ \mathbf{h}_{$$

### 二、海水状态方程

UNESCO推荐使用的海水状态方程 $(t - S - \rho$ 关系)

①用1908个实验数据验证,标准误差为9×10<sup>-6</sup>cm<sup>3</sup>/g,对大洋水计 算的标准误差为5.0×<sup>-6</sup>cm<sup>3</sup>/g。结果很好。

②可应用于高压深海。

③方程式结构比较简明,能清晰地刻划出决定海水体积弹性模量的 "纯水项","标准大气压项","压力项"、"盐度项"和"温度项",给研 究和计算带来很大方便。

#### 三、平流一扩散方程

#### 要素变化与海流的关系

个别变化=局部变化+平流项

 $\frac{dS}{dt} = \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial S}{\partial x}V_x + \frac{\partial S}{\partial y}V_y + \frac{\partial S}{\partial z}V_z$ 

平流一扩散方程

 $\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) - \left( V_x \frac{\partial S}{\partial x} + V_y \frac{\partial S}{\partial y} + V_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) + R$   $R \begin{cases} = 0 \quad (R \div g / \pi x) \\ \neq 0 \quad (\# R \div g / \pi x) \end{cases}$ 

局部变化=涡动扩散作用-平流项+海洋内部作用

### 三、平流一扩散方程

#### 平流一扩散方程的应用

①稳态解(不含时间变量的解):海洋中要素空间分布  $\frac{\partial S}{\partial t} = 0$ 河口区某元素的分布与转移(见第二章)

溶解氧垂直分布(见第四章)

②包含时间变量的解(P253-254,课下阅读)

A. 只有垂直混合的情况

B. 通过水平扩散引起斑点扩展

③扩散和切变的综合效应(P254-256,课下阅读)

### 四、海洋中化学平衡



### 四、海洋中化学平衡

压力对平衡的影响  
(P258-259)  
$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial P}\right)_{T} = -\frac{\Delta V^{0}}{RT}$$
  
 $\Delta V = \sum_{i} \nu_{i} \overline{V}_{i}$   
 $\Delta V^{0} = \sum_{i} \nu_{i} \overline{V}_{i}$ 

$$\ln \frac{K_P}{K_1} = \frac{1}{RT} \left[ -\Delta V(P-1) + \Delta k^0 (P-1)^2 \right]$$

$$RT \ln \frac{K_P}{K_1} = -\Delta V^0 (P-1) + \Delta k^0 (B+1) (P-1) - (B+1)^2 \ln(\frac{B+P}{B+1})$$

### 五、海洋稳态原理和元素逗留时间



### 五、海洋稳态原理和元素逗留时间



6.6

### 五、海洋稳态原理和元素逗留时间

#### 海洋中元素的逗留时间 元素 Н He 4.5 lg τ Li B F Be С Ν 0 Ne 5.8 4.9 6.3 4.5 5.7 (2) 7.0 Na Mg Si S CÌ AI Ρ Ar 4.8 7.9 7.1 2.8 4.0 6.9 7.9 Κ Ca Se Sc Ti V Cr Mn Fe Co Ni Cu Zn Ga Ge As Br Kr 4.4 6.0 4.6 1.7 4.6 7.1 3.6 4.7 3.9 3.1 2.5 3.9 3.0 2.7 3.9 8.1 Rb Sr Υ Zr Nb Мо Tc Ru Rh Pd Cd In Sn Sb Те Xe Ag н 6.5 6.7 2.9 5.9 2.5 4.7 5.5 5 4 Cs Ba La Hf Та W Re Os Ir Pt Au Hg TL Pb Bi Po At Rn 5.5 3.9 3.5 5.0 2.7 1.9 Fr Ra Ac

Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
3.1	3.5	3.4		3.5	3.7	2.7	3.7	2.9	4.1	3.9	3.7	3.9	3.8
Th (2)	Ра	U 5.6											

### 六、海水活度系数(P263-280,联系海洋物理化学)



### 六、海水活度系数

Bronsted-Guggenheim特殊相互作用模型(P269-271)

- Pitzer理论 (P271-272)
- A. 单离子活度系数  $\ln \gamma_{M} = \left(\frac{z_{M}}{z_{X}}\right) \ln \gamma'_{EL} + 2 \sum_{a} m_{a} x_{a} + \sum_{c} \sum_{a} m_{c} m_{a} \left(z_{M}^{2} B_{ca} + 2 z_{M} c_{ca}\right)$   $\ln \gamma_{X} = \left(\frac{z_{X}}{z_{M}}\right) \ln \gamma'_{EL} + 2 \sum_{c} m_{c} x_{c} + \sum_{c} \sum_{a} m_{c} m_{a} \left(z_{X}^{2} B'_{ca} + 2 z_{X} c_{ca}\right)$
- B. 电解质MA活度系数  $\ln\gamma_{MX} = \ln\gamma'_{EL} + \left(\frac{2\nu_M}{\nu}\right) \sum_a m_a X_a + \left(\frac{2\nu_x}{\nu}\right) \sum_a m_c X_c + \sum_c \sum_a m_c m_a X_{ca}$
- **C.** 渗透系数 (略)

七、双箱模型(Broecker模型,详见第五章) **"**0" 净蒸发⑤ 河流输入①  $C_R V$ 模型概念 表层 颗粒物下沉④ 一假设条件  $C_{S}V_{M}$ 下沉水③  $C_D V_M$ 上升水② P -循环过程 一所需参数 一求算参数 深层 解决的问题 分解 进入沉积 fP

双箱模型

#### 假设:

- 河流是向海洋输送营养元素的唯 一途经。
- 营养元素随颗粒物下沉,部分转 入沉积,是营养元素输出的唯一 途经。  $\partial S$
- 海洋处于稳态,/即 = 0At

参数:

- V<sub>R</sub>-每年进入海洋的河水体积。
- C<sub>R</sub>-河水中营养元素的平均浓度。
- $V_M$ -每年由深层进入表层海水体积。
- C<sub>n</sub>-深层水营养元素平均浓度。
- C<sub>s</sub>-表层水营养元素平均浓度。
- P -每年由表层向深层下沉的颗粒态营养 元素的质量(通量)。

问题:营养元素有多少转移到沉积物中?

循环过程:

- ①营养元素随河流入海。有多少营养元素可再生循环回到表层? A.表层水颗粒态营养元素下沉量(P)
- ②上升流挟带富含营养元素的深层海

水进入表层。

- ③与上升流相均衡,下沉水向深层补 充等量海水。
- ④被生物同化的营养元素随颗粒物下 沉,部分溶解再生;其余转入沉 积移除出海水。
- ⑤与河流输入相均衡,表层水蒸发 (纯水),营养元素浓度为0。

- B. 下沉颗粒态营养元素占进入表层营养 元素的分数(g)
- C.颗粒态营养元素转入沉积物中的分数 (f)
- D. 转入沉积物中的颗粒态营养元素占进 入表层海水中营养元素的分数( n ) E. 计算逗留时间 ( $\tau$ )

A. 表层水颗粒态营养元素下沉量P  
表层输入①河流
$$C_R V_R$$
;  
②上升水 $C_D V_M$ ;  
输出③下沉水 $C_S V_M$ ;  
④颗粒物下沉P;  
⑤净蒸发<sup>(0)</sup>.  
 $C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P = C_R V_R + C_D V_M + D$   
 $P$ 

#### 双箱模型部分计算结果

 $V_M/V_R=20$  (<sup>14</sup>C; Broecker, 1974)

元素		$C_D/C_R$	Se l		n=f×g	$\tau$ (year)
Р	0.25	5	0.95	0.01	1/100	$1 \times 10^{5}$
Si	0.05	1.6	0.97	0.003	1/300	$3 \times 10^{5}$
Ba	0.02	60	0.70	0.11	1/13	$1.3 \times 10^{4}$
Ca	30.0	30.3	0.01	0.16	1/500	$5 \times 10^{5}$
S	500	500	/		1/10000	$1 \times 10^{7}$
Na	5000	5000		·····	1/100000	$1 \times 10^{8}$

第九章 海洋化学原理、模型理论和物质全球循环

### § 9-2 海洋化学模型和元素存在形式

一、海水化学模型计算方法:化学平衡计算法
二、海水化学模型:海水中主要成分的存在形式
三、海水中氧化一还原平衡与变价元素存在形式
四、海水中的络合平衡与金属络合存在形式

### 一、海水化学模型计算方法:化学平衡计算法

#### 什么是海水化学模型?

....P287

#### 一海水化学模型如何建立?

(如何定量了解海水中元素存在形式?)

### 一、海水化学模型计算方法:化学平衡计算法

#### 化学平衡计算法

- 一影响元素存在形式的因素有哪些?
- 一这些因素对元素存在形式产生如何影响?

....P287-289

一进行化学平衡计算需要哪些条件和参数?如何计算?

....P289-290

缔合关系

稳定常数(表观稳定常数; P292-293表10.2)

#### §9-2 海洋化学模型和元素存在形式

### 二、海水化学模型:海水主要成分的存在形式(详见第三章)



(Horne et al., 1969)

### 二、海水化学模型:海水主要成分的存在形式(详见第三章)

阳离子	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K+	Ca <sup>2+</sup>
[M] <sub>T</sub>	0.4572	0.0540	0.0104	0.0100
自由离子%	99	87	99	91
MSO <sub>4</sub> %	1.2	11		8
MHCO <sub>3</sub> %	0.01			1
MCO <sub>3</sub> %	- / _	0.3		0.8
阴离子	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	
[X] <sub>T</sub>	0.0284	0.00238	0.000269	
自由离子%	54	69	9	
NaX%	21	8	17	
MgX%	21.5	19	67	
KX%	3	4	7	
CaX%	1			

#### Garrels and Thompson (1962)

表10.3 海水化学模型(25℃,1个大气压,Cl(×10<sup>-3</sup>)=19.00(×10<sup>-3</sup>),pH=8.1)

教材P295-296

Na Na					M	lg			С	a				K			Sr	
物种存 在形式	Garrels- Thompson	Hanor	尾方 昇等	Pytkowicz- Hawley	Garrels- Thompson	Hanor	尾方 昇等	Pytkowicz- Hawley	Garrels- Thompson	Hanor	尾方 昇等	Pytkowicz- Hawley	Garrels- Thompson	Hanor	· 尾方 I 昇等	Pytkowicz- Hawley	Kes- ter 等	
%游离离子	99	99	98.5	97.7	87	89.9	85.3	89.2	91	91.5	86.1	88.5	99	98.5	97.7	98.9	86	
% MSO4	1.0	1.2	1.4	2.2	11	9.2	13.6	10.3	8	7.6	12.9	10.8	1	1.5	2.2	1.1	12	
% MHCO3	0	0.01	0.01	0.1	1	0.6	0.6	0.1	1°	0.7	0.7	0.3		0	_	-	0.4	
% MCO <sub>3</sub>	0		0	0	0.3	0.3	0.4	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3		0				
% MCl	·			_	—	_		0		_		—		—		-		
% Mg <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>		<u></u>	we down the	—				0						—		—		
% MgCaCO3				<del></del>	-		******	0				0.1		<del></del>				
		SC	)4			HC	XO <sub>3</sub>			CC	D <sub>3</sub>			Cl			F	
物种存 在形式	Garrels- Thompson	Hanor	尾方 昇等	Pytkowicz- Hawley	Garrels- Thompson	Hanor	尾方 昇等	Pytkowicz- Hawley	Garrels- Thompson	Hanor	尾方 昇等	Pytkowicz- Hawley	Kester 等	张正 斌等	Pytkowicz Hawley	Kester 等	尾方 昇等	Pytkowicz- Hawley
%游离离子	54	62.9	40.0	39.0	69	74.1	53.0*	81.3	9	10.2	1.3*	8.0	100	78.7	83.19	48~50	50	51.0
% NaL	21	16.4	22.9	37.1	8	8.3	10.2*	10.7	17	19.4	2.6*	16.0		18.0	11.45	1		
% MgL	21.5	17.4	25.9	19.5	19	14.4	6.3*	6.5	67	63.2	10.0*	43.9	) —	1.70	4.16	47~49	49.4	47.0
% CaL	- 3	2.8	4.7	4.0	4	3.2	3.6*	4.0	7	71.1	1.5*	21.0		1.40	0.88	2		2.0
%KL	1	0.5	0.8	0.4		0		0.4		0				0.2	0.33			
% Mg <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	_					_		_		—		7.4		—				
% MgCaCO3	_						:					3.8		_				

\* 尾方昇等把 HCO<sub>3</sub> 和 CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> 两者加在一起计算分配(%)

			<b>表</b> 10.4	温度和	<b>温度和压力对海水化学模型的影响</b> (离子对(%)) 教材P297-										
温	度(℃)			2'	73			2	98		333				
压力	压力(0.1MPa)		1	400		1000		1	400	1000	1				
化	学模型	张正斌 等* [2]	Kester – Pytkowicz [78]	张正斌 等・ [2]	张正斌 等* [2]	Kester – Pytkowicz [78]	Millero [79]	张正斌 Kester - 等* Pytkowicz [2] [78]	张正斌 ; 等* [2]	张正斌 等* [2]	张正斌 等* [2]				
$SO_4^{2-}$	NaSO <sub>4</sub>	26.5	47	20.9	14.5	32	35	36.4 38	30.5	22.3	48.4				
	KSO4	0.4		0.3	0.2	<del></del>	un anticipation de la constantion de la	0.4 -	0.4	0.3	0.4				
	MgSO <sub>4</sub> <sup>0</sup>	15.4	21	15.3	14.5	24	19	20.6 19	21.1	21.0	26.2				
	CaSO <sub>4</sub>	3.0	4	2.4	1.7	5	4	<u>-2.7 (4</u> )	2.2	1.7	2.0				
	游离的	54.7	28	61.1)	69.1	39	42	39.9 39	45.8	54.7	23.0				
CO3 <sup>2-</sup>	NaCO <sub>3</sub>	5.7		5.2	4.7			17.5	16.9	15.5	52.7				
	MgCO <sub>3</sub> <sup>0</sup>	79.1		75.9	69.0			67.1	64.4	59.0	36.3				
	CaCO <sub>3</sub>	3.5		3.4	3.1			4.8	4.7	4.4	5.0				
	游离的	11.7		15.5	23.2			10.6	14.0	21.1	6.0				
HCO <sub>3</sub>	NaHCO <sub>3</sub>	8.3		6.6	4.2			7.9	6.1	4.0	4.9				
	MgHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup>	2.6		1.9	1.2		•	10.1	7.7	5.0	41.8				
	CaHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup>	1.5		1.1	0.7			3.3	2.6	1.7	6.5				
	游离的	87.6		90.2	93.7			78.7	83.6	89.3	46.8				

### 三、海水中氧化一还原平衡与变价元素存在形式(详见第六章)

海水 $E_h$ (或pe)、pH对变价元素的价态和存在形式的影响



§9-2 海洋化学模型和元素存在形式

### 四、海水中的络合平衡与金属络合存在形式(详见第六章)

海水中的络合平衡

金属无机配位作用

金属有机配位作用

固体配位作用

"金属-有机物-固体粒子"三元络合物

### 四、海水中的络合平衡与金属络合存在形式

海水中微(痕)量元素的无机配位存在形式

海水中的无机配位体:

C1<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、F<sup>-</sup>、Br<sup>-</sup>、B(OH)<sub>4</sub><sup>-</sup>、HPO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、 OH<sup>-</sup>、H<sub>2</sub>O等。



图10.3 形成络离子的元素在周期表中位置示意(P299-300)

(阅读P299-312)

			Cu <sup>2+</sup>					Zn	2+			
溶存形式 M <sup>2+</sup> MOH <sup>+</sup> M(OH) <sup>9</sup> MCl <sup>3</sup> MCl <sup>3</sup> MCl <sup>2</sup> <sup>-</sup> MCO <sup>3</sup> MOHCl <sup>0</sup> MSO <sup>3</sup> MHCO <sup>3</sup> MHCO <sup>3</sup> MBr <sup>+</sup> 溶存形式 M <sup>2+</sup> MOH <sup>+</sup> M(OH) <sup>9</sup> MCl <sup>+</sup> MCl <sup>2</sup> MCl <sup>3</sup> MCl <sup>3</sup>	Zirino – Yamamo – to	Florence Batley	Dyrsse Wedb rg	en — o — A	Zirino - Ahrland Yaman to		F B	lorence – atley	Dyrsser Wedbo rg	n- - A	hrland	
M <sup>2+</sup>	1.0%	0.3%	0.1	7%	17%	17.0	%	22.1%	16.1	%	55%	
MOH <sup>+</sup>	1.0	1.2	. 3	.7	22							
$M(OH)_2^0$	90	93.9		_		62			44.	3		
MC1 <sup>+</sup>		0.4	5	.8	10	6.4	4	38.8	3.:	3	6	
MCl <sub>2</sub> <sup>0</sup>		0.1	1	.6	 	4.(	)	21.2	12.5		31	
MCl <sub>3</sub>			0	.7				_	**+			
MCl <sup>2</sup>			0	.5				5.8			<u> </u>	
MCO <sub>3</sub>	8.7	3.9	21	. 6	49	5.8	3	_	1.9	9		
MOHCl <sup>0</sup>			65	.2								
MSO <sub>4</sub>		0.1			2	4.(	)	7.8	- 1.	<del>)</del>	6	
MHCO3 <sup>+</sup>	_	_		-				4.0	<del></del>			
MBr <sup>+</sup>									·			
			Cd <sup>2+</sup>					Pb <sup>2</sup>	+			
溶存形式	Zirino – Yamamo – to	Florence – Batley	Dyrssen – Wedbo – rg	Ahrla – nd	Sipos 等	Zirino – Yamamo – to	Florence Batley	Dyrssen Wedbo rg	Sipos 等	Stumm – Braun – er	Whitfie – ld – Tur – ner	
M <sup>2+</sup>	2.5%	1.6%	1.7%	3.0%	1.89%	2.0%	1.0%	4.5%	1.77%	4%	2%	
$MOH^+$		4.0	, <u> </u>	0.1			67.8	10.2	29.99	30	4	
$M(OH)_2^0$			and the set		•					2	÷~~~~	
MCl <sup>+</sup>	39.0	27.7	27.2	34	29.11	11.0	8.8	18.9	8.57	13	7	
MCl <sub>2</sub> <sup>0</sup>	51.0	30.3	35.1	51	37.9	3.0		42.3	7.645	8	10	
MCl <sub>3</sub>	6.0	26	32.7	12		-	-	9.2		3	4	
MCl <sub>4</sub>								3.6			2	
MCO <sub>3</sub> <sup>0</sup>	1.0	0.7	0.2	0.4	0.087	80	12.2	0.4	42.99			
MOHCl <sup>0</sup>			2.7					8.8				
MSO <sub>4</sub>		0.3	0.2	0.3	0.663			0.5				
MHCO3		0.1					1.3	1.4				
MBr	_	<del></del>	0.1					0.1				

.

表10.7 海水中 Cu, Pb, Zn, Cd 的溶存形式(25℃, pH=8.1)

### 四、海水中的络合平衡与金属络合存在形式

海水中微(痕)量元素的有机配位存在形式

海水中的有机配位体:

海洋痕量溶解有机物,主要有无氮有机物有机羧酸等,含氮有 机物如各种氨基酸等,复杂的有机物例如HA,FA等。

(阅读P313-326)

		÷	无机海水				无机海水中加入可溶性有机物质(2.3 mg/dm <sup>3</sup> ) <sup>1)</sup>											
25°C, pl	H = 8.0						25°C, pH=	= 8.0										
自由配	位体浓度	E:pSO4 1.	.95; pHCC	D₃ 2.7	6; pCO <sub>3</sub> 4	1.86;	自由配位体浓度: pSO4 1.95; pHOO3 2.76; 有机配位体络合物 <sup>2)</sup>											
		pCl 0.2	25					pCO <sub>3</sub> 4.86; pCl 0.25										
м	M 3)	游离金属	离金属 主要在在形式 游离金属 游离金属 游离		游离的	醋酸	柠檬酸	酒石酸	甘氨酸	谷氨酸	邻苯二酸							
M	MT	М		TX1	TUNA		М					配位体	5.21	14.7	5.41	6.96	6.89	5.2
Ca	1.97	2.03	CaSO <sub>4</sub>	2.94	CaCO3	3.50	2.03	CaSO <sub>4</sub>	2.94	CaCO <sub>3</sub>	3.50		7.41	5.90	6.41	9.06	8.19	6.28
Mg	1.26	1.31	MgSO <sub>4</sub>	2.25	MgCO <sub>3</sub>	3.3	1.31	MgSO <sub>4</sub>	2.25	MgCO <sub>3</sub>	3.3		6.06	5.25	5.56	7.31	6.34	- 4)
Na	0.32	0.33	NaSO4	1.97	NaHCO3	3.3	0.33	NaSO <sub>4</sub>	1.97	NaHCO3	3.3		_			—	—	-
к	1.97	1.98	$\mathrm{KSO}_4$	3.93	-	—	1.98	KSO4	3.93	_	-			—		_	—	—
Fe( 🏾 )	8.0	18.9	Fe(OH) <sub>2</sub>	8.3	FeSO4	18.5	18.9	Fe(OH) <sub>2</sub>	8.3	FeSO4	18.5		20.7	8.6	_	15.9	13.7	-
Mn( 🛛 )	7.5	8.1	MnCi	7.5 <sup>5)</sup>	$MnCl_2$	8.3	8.1	MnCl	7.8	$MnCl_2$	8.3		12.8	11.4		13.1	12.2	
Cu( ]] )	7.7	9.2	CuCO3	7.7	$Cu(CO_3)_2$	9.1	10.8	CuCO <sub>3</sub>	9.4	$Cu(CO_3)_2$	10.5		14.3	7.7	16.7	9.6	10.6	13.0
Cd	8.5	10.9	$CdCl_2$	8.7	CdCl	9.2	10.9	$CdCl_2$	8.7	CdCl	8.7		15.1	13.1	13.5	13.5	13.4	13.6
Ni	7.7	7.9	NiCl	8.3	NiSO4	8.7	8.0	NiCl	8.5	NiSO4	8.8		12.5	8.4	—	9.2	9.4	11.1
РЬ	8.2	9.9	PbCO <sub>3</sub>	8.6	РЬОН	8.7	9.9	PbCO <sub>3</sub>	8.6	РЬОН	8.7		13.2	11.34	11.5	11.8	_	11.7
Co( 🛿 )	8.3	8.5	CoCl	9.0	CoSO4	9.1	8.5	CoCl	9.0	CoSO4	9.1		12.7	26.5	11.9	10.8	10.8	14.9
Ag	8.7	13.1	$AgCl_2$	8.7	AgCl	10.0	8.7	AgC!	8.7	AgCl	10.0		17.9	26.5	_	16.7		-
Zn	7.2	7.8	ZnOH	7.4	ZnOH	8.0	7.8	ZnON	7.4	ZnCl	8.0		11.7	11.3	10.9	8.8	9.7	10.9
												(%) <sup>6)</sup>	13.0	98.6	44.9	0.7	6.6	7.5

#### 表10.12 有机络合物生成对金属元素存在形式分配的影响。

\* 表中所有浓度是 - log(mol<sup>-1</sup>),存在形式的电荷略去不写

1) 有机物近似成分 C<sub>13</sub>H<sub>17</sub>O<sub>12</sub>N,由表中 6 种组成,每种具有 7×10<sup>-6</sup>mol/dm<sup>3</sup>; 2) 浓度指所有络合物的总和,例如 CuCit, CuHCit, CuCit<sub>2</sub> 等; 3) 金属的总浓度; 4) "一"表示 此种络合物没有合适的稳定常数可采用; 5) 据其他计算,亦有以 M<sup>2+</sup>为主要存在形式的,这主要因 MnCl, MnCl<sub>2</sub> 的稳定常数不甚可靠之故; 6) 与金属离子结合的总配位体的 百分比



图10.15 Cd(II)和 Cu(II)存在形式的分配与加入络合物形成的有机碳间函数关系 (a)有机络合物的形成对 Cd 的无机存在形式的影响较小;(b)有机络合物的形成对 Cu 的无机存在形式的影响较大。两图横坐标为有机碳含量 §9-2 海洋化学模型和元素存在形式

### 四、海水中的络合平衡与金属络合存在形式

#### 海水中固体配位体的存在形式(P327-328)

非生物固体配位体

悬浮物、沉积物:金属水合氧化物、黏土矿物

生物固体配位体

§9-2 海洋化学模型和元素存在形式

### 四、海水中的络合平衡与金属络合存在形式

#### 海水中液-固界面三元络合物存在形式 (P329)








#### 第九章 海洋化学原理、模型理论和物质全球循环

# § 9-3 海洋化学中的界面作用

海洋中的界面: 类型和重要性 一、液一固界面 二、海一气界面和海洋表面微层 三、海一河界面 四、海一生界面

## 海洋中的界面: 类型和重要性

"海洋里的化学反应……主要是由界面上发生的现象决定的……, 海水被地球上两个最广泛的界面(一个是其上部与大气接触,另一 个是其下部与沉积物混在一起)所限制。"(Kocay)

#### 海洋化学研究界面

- (1) 液一固界面,如海水一沉积物、海水一悬浮颗粒物界面;
- (2) 液一气界面,如海水一大气界面;
- (3) 液一液界面,如海水一河水,海水一海底热泉等;

(4) 海水一生物界面。



图 5.1 海洋中存在的主要界面示意图

(或参见P41图2.7)

一、液一固界面 (P322-361, 联系海洋物理化学)

## 1. 海水中固体粒子基本特性(P334-336) 种类

- 无机粒子:金属氧化物、黏土矿物、 $CaCO_3$ 等;
- 有机粒子:腐殖质,浮游生物、细菌等,及其分解物和排泄物等。
- 含量: 0.01 500000 mg dm<sup>-3</sup>

深海 河口

粒度分布

$$n(r) = \frac{\mathrm{d}N}{\mathrm{d}r} = Ar^{-p}$$

A、p:常数,dN:单位体积海水中的粒子数,粒径在r至r+dr之间。

2. 海水中固体粒子的电荷性质(P336-338)

Neihof和Loeb实验首次报道海水中差不多的固体吸着剂粒子都 带负电(电泳淌度结果)。

为什么固体粒子会带负电荷?

一般认为固体粒子吸着<mark>有机物</mark>所致。固体表面带负电与海水中 溶解有机物密切相关,如氨基酸(Liss)、腐殖酸(张正斌等, 目前已被普遍接受)。

#### 3. 吸附等温线和等温式

- ●吸着、吸附和吸收 (P338)
  - 吸附(Adsorption):被吸附物与吸附剂之间作用发生在吸附剂表面。
  - 吸收(Absorption): 被吸附物与吸附剂之间作用而进入吸收剂内。
  - 吸着(Sorption): 不能确定界面过程是吸附或吸收时,统称<mark>吸着</mark>。

# 吸着现象的本质(P338) 物理吸附(Van der Waals力,是长程力) 化学吸着(相互作用能接近于化学键生成能,近程力) 静电吸附(带电表面库仑力作用,是长程力)

3. 吸附等温线和等温式



液相中被交换物质的平衡浓度 a<sub>≥</sub>

- 4. 影响吸着作用的主要因素
- **•**pH (P345-351)

元素存在形式;

表面电荷;

吸附竞争 $(H_3O^+$ 或 $OH^-$ 与微量元素竞争)。

●其他因素(P351)

有机物络合效应;

盐度(离子强度)效应等。

(P351-361略)

## 二、海一气界面和海洋表面微层

#### 1. 海一气交换作用(见第四章)



#### 2. 海洋表面微层

海洋表面微层(Sea <u>S</u>urface <u>M</u>icro<u>layer</u>, <u>SML</u>)

通常被定义为海一气界面至100微米的极薄层(c.f. 水分子直径  $3 \times 10^{-4} \mu m$ ,典型表面活性分子厚度 $3 \times 10^{-3} \mu m$ ; Liss, 1975)。

表面微层的厚度和采样方法有关。大多数取样装置<u>实际</u>上收集的 是邻近并包括海一气界面本身的水的薄层。这类表层膜的样品被称 为表面微层。

## 二、海一气界面和海洋表面微层

2. 海洋表面微层

SML的环境效应(Hunter, 1997)

•化学物质和生物通过气泡破裂和气溶胶生成进行海一空

(sea-to-air) 输送;

- 影响海一气交换速率;
- •形成海洋光滑面(slicks)和泡沫(foam);
- 对海洋漂浮生物(neuston)可能有害;
- 使毛细波衰减导致海洋平滑。

## 二、海一气界面和海洋表面微层

#### 2. 海洋表面微层

#### SML取样

筛网法(1965):约150 μm。
转鼓法(1966):60~100 μm。
薄板法(1972):60~100 μm。
棱镜(1970):约150 μm。
聚四氟乙烯钻孔板(1974):50~100 μm。
鼓泡(1976):水泡直径的0.05%。

## Sampling of Sea Surface Microlayer (SML)



Drawing of a triangular surface microlayer sampler for use from the bow of a slowly moving ship.



FIG. 10.2. Schematic diagram of the rotating drum microlayer sampler designed by Harvey (1966). (Reprinted with permission from American Society of Limnology and Oceanography).

Chemistry of the sea-surface microlayer



Figure 9.1. Schematic front-end view of the SCUMS microlayer sampling device (reproduced from Carlson *et al.*, 1988).



SEA-SURFACE COLLECTION ASSEMBLY



Figure 9.5. Conceptual model for processes affecting particulate material in the microlayer (reproduced from Hunter, 1980a).

#### 2. 海洋表面微层

#### 表面吸附现象

溶液表面浓度  $(C_{SML})$  与溶液本体浓度  $(C_{bulk})$  或SML以下浓度 不同的现象即表面吸附。

有机物和叶绿素等在SML中的分布遵循Gibbs吸附定律,即

- 有机物和叶绿素等在SML中富集,发生表面正吸附;
- SML中有机物的 $\left(\frac{\partial \gamma}{\partial C_i}\right)$  是负值,与Gibbs溶液吸附定律一致。

2. 海洋表面微层

表面吸附现象

①有机物质:

- •SML中DOC、DON和DOP平均富集1.1~2.9倍。
- SML中POC富集因数比DOC更大,表明固体微粒在有机物富集中起 重要作用。
- 转鼓法和平板玻璃取样的富集因数比筛网法高(可能与取样厚度有 关)。
- 类脂、氨基酸、蛋白质、烃类、糖类等有机物在SML中的富集因数
   与DOC一致。

②叶绿素-a在SML中富集。机理较复杂,尚待研究。

2. 海洋表面微层

表面吸附现象

Gibbs吸附定律(Gibbs; 1876)

表面张力火 溶液本体活度a<sub>i</sub>和表面吸附量  $\Gamma_i^{(1)}$  关系为

$$d\gamma = -\sum_{i} \Gamma_{i}^{(1)} RT d\ln a_{i}$$
$$\Gamma_{i}^{(1)} = -\frac{C_{i}}{2.303 RT} \left(\frac{\partial \gamma}{\partial C_{i}}\right)_{T}$$

 $\Gamma_{i}^{(1)}$  { +,正吸附(表面活性物质,有机质、叶绿素) -,负吸附(非表面活性物质,无机盐)

海洋微表层中无机物Gibbs吸附的反常现象(P363-364)

## 二、海一气界面和海洋表面微层

#### 2. 海洋表面微层

#### SML多层模型





图11.17 Gibbs 吸附定理和三层模型

图11.18 Gibbs 吸附定理和多层模型

2. 海洋表面微层

#### SML厚度测定

**实验测定**:基于"海水物理-化学性质突变层"测定(P366) 异位法:

由采样厚度-海水物理-化学性质关系确定,50±10µm。 原位法:以pH微电极/超微游标移动装置(步进2.5µm)测定。 自海水本体→次表层→物理-化学突变层→SML→海水-大气界面 测定pH值。

以深度一pH关系确定在50±10µm处存在"海水物理-化学性质 突变层", 求得SML的厚度。

2. 海洋表面微层

SML厚度测定

基于扩散定律和同位素法测定

$$F_{\rm g} = D_{\rm g} \, \frac{c_{\rm g}(\text{top}) - c_{\rm g}(\text{bottom})}{Z}$$

已知气体g扩散系数 $D_{g}$ ,测得SML上下的气体浓度或同位素比值,求算扩散层厚度。如

<sup>14</sup>C法(P366-367):约40µm。

Rn法(P367-368):大西洋南北温带20~60µm,赤道 20~80µm,南极10~40µm(太平洋结果类似)。

## 三、液一液界面

#### 1. 海一河界面

举例说明化学海洋中哪些作用或过程与海一河界面有关? (回顾第二章"海洋中物质的来源")

## 三、液一液界面

2. 海水一热流界面

什么是洋中脊水热流(Hydrothermal vent; 热泉, hot spring)? 海底扩张中心附近岩浆房接近海底,海水沿岩石缝隙下渗至岩浆 房被加热(约300-400℃)而引起对流,被加热的海水与玄武岩 发生化学作用,溶解各种金属矿物,经对流被带出。热液从海底喷 口喷出形成热泉。

- 热液与海水有何不同?
  - SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>→S<sup>2-</sup>;酸性;
  - 富含Cu、Zn、Fe、Co、Ni、Sn、Mn等元素;

与海水相遇冷却形成热液矿床(烟囱);

有热液生物群落。





FIGURE 10.18. Schematic diagram showing the inorganic processes occurring at a vent site.

## 四、海水一生物界面

#### 举例说明化学海洋学中哪些作用或过程与海水-生物界面有关?



# § 9-4 海洋生物地球化学循环与全球变化

海洋化学原理、模型理论和物质全球循环

全球环境变化 中海洋的作用

化学海洋学的 作用 ① 海洋环境生态问题;

②海洋在环境长期变化中的作用。

 ① 从元素全球生物地球循环的角度,了解元素在海洋、 大陆岩石圈和沉积物圈,生物圈和大气圈四个储圈中 的分布,以及各储圈之间的元素通量和迁移。
 ② 对全球变化进行模拟计算。



# § 9-4 海洋生物地球化学循环与全球变化

- 一、元素全球循环与海洋生物地球化学循环 碳循环
  - 生物泵
  - 氮循环
  - 磷循环
  - 硫循环
  - 金属元素的循环
- 二、全球变化

§ 9-4 海洋生物地球化学循环与全球变化

## 一、元素全球循环与海洋生物地球化学循环

#### 1. 物质/元素循环

物质/元素循环:<u>贮库/贮圈</u>(贮量) 转移过程(通量)

物质/元素全球循环



●水循环

#### ●元素循环

## •The global rock cycle





#### **FIGURE 2.4**

One scheme of convection cells postulated for the interior of Earth leading to upwelling currents below midocean ridges and downwelling currents at subduction zones (e.g., trenches).



FIGURE 15.12. Sequence of sediment types that accumulate as seafloor spreading causes the oceanic crust to subside over time. Source: From Chemical Oceanography, W. S. Broecker, copyright © 1974 by Harcourt, Brace and Jovanovich, Publishers, Orlando, FL, p. 52. Reprinted by permission.






#### FIGURE 2.2

Major lithospheric plates of Earth and regions of generation and spreading of crust (midocean ridges) and destruction and sinking of crust (subduction zones). (After Chiras, 1988.)



FIGURE 2.1. The hydrological cycle in 10<sup>10</sup> m<sup>3</sup>/y. Source: From The World Ocean: An Introduction to Oceanography, W. A. Anikouchine and R. W. Sternberg, copyright © 1981 by Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, p. 126. Reprinted by permission.

### The global element cycles: C, N, S and P



#### FIGURE 5.10

A summary diagram of the biogeochemical cycles of the key elements carbon, nitrogen, sulfur, and phosphorus. The cycling of these elements is critical to the maintenance of life.



FIGURE 1.1. The crustal-ocean factory. Source: From R. Siever, reprinted with permission from Sedimentology, vol. 11, p. 21, copyright © 1968 by Elsevier Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands.

### 一、元素全球循环与海洋生物地球化学循环

#### 1. 物质/元素循环

#### 海洋生物地球化学循环

贮库

元素存在形态/形式

循环/转移过程(有哪些重要过程?)

元素全球循环与海洋生物地球化学循环

#### ●碳循环

### ●氮循环

#### ●磷循环

#### ●硫循环

●金属元素循环

#### Processes: spatial and temporal scales



FIGURE 1.3. Time- and space-scale phenomena in the environment. Source: From A. Bard, E. D. Goldberg, and D. W. Spencer, reprinted with permission from Applied Geochemistry, vol. 3, p. 5, copyright © 1988 by Pergamon Press, Elmsford, NY.

### 一、元素全球循环与海洋生物地球化学循环

#### 2. 碳循环

#### 试对海洋碳循环进行描述。

海洋中碳的存在形态/形式

贮库/贮存量

迁移转化过程/通量

... ...



图6.25 C的全球生物地球化学循环示意<sup>[1, 47]</sup>

(图中:C以 10<sup>15</sup>g,通量以 10<sup>15</sup>g/a 表示,图中问号表示具体数量目前尚未确定,下同)



### 一、元素全球循环与海洋生物地球化学循环

2. 碳循环

"生物泵"的概念

在海洋垂直方向上,由上而下有三个泵,即

(1)溶解泵(solubility pump),是大气中CO<sub>2</sub>溶解在海水表面。
 (2)物理泵(physical pump),是海水表层中物理混合作用,使
 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>向海洋中扩散和传递。

③生物泵,是海洋生物在表层和真光层中通过光合作用和呼吸 作用,使无机碳与有机碳相互转化,在海洋生物作用下,经由有 机物的生产和消费、传递、分解和沉降等一系列过程,碳由表层 向深层转移。



图 6.29 海洋生态系统的碳循环和"生物泵"示意图

### 一、元素全球循环与海洋生物地球化学循环

- 2. 碳循环(P384-390)
- 3. 氮循环(P391-394)
- 4. 磷循环(P394-396)
- 5. 硫循环(P386-398)
- 6. 金属元素循环(P398-402)



(单位:N 通量 10<sup>12</sup>g/a, 图中 N 以 10<sup>15</sup>g 表示)



图12.9 海洋中氮循环示意图



图 6.33 P 的全球生物地球化学循环<sup>[1,47]</sup>

(P通量以10<sup>12</sup>g/a,图中P以10<sup>12</sup>g计)



图 6.34 海洋磷循环



(S 通量以 10<sup>12</sup>g/a, 图中 S 以 10<sup>12</sup>g 计)



图6.36海洋硫循环



二、全球变化

地球环境变化: 自然变化+人类活动的影响

地球表面温度的变化:冰期和间冰期

厄尔尼诺现象

温室效应与全球变暖

大气CO<sub>2</sub>浓度的变化:化石燃料的燃烧

大气CO<sub>2</sub>浓度的变化与全球温度增加的对比

大气O₃层的变化

酸雨

城市高温化

干燥区域扩大(森林减少、湖泊缩小、荒漠化)

## 厄尔尼诺

気象庁資料による



### 温室效应与全球变暖



太陽放射(おもに可視光線)を受けた地球からは、地球放射(赤外線)に よりエネルギーが放出される。大気中の水蒸気や二酸化炭素は、可視 光線をほとんど吸収しないが、赤外線はよく吸収するので、地球放射 によって宇宙に放出するエネルギーが減り、地球を暖める(**温室効果**)。







# Figure 1: Variations of the Earth's surface temperature over the last 140 years and the last millennium.

(a) The Earth's surface temperature is shown year by year (red bars) and approximately decade by decade (black line, a filtered annual curve suppressing fluctuations below near decadal time-scales). There are uncertainties in the annual data (thin black whisker bars represent the 95% confidence range) due to data gaps, random instrumental errors and uncertainties. uncertainties in bias corrections in the ocean surface temperature data and also in adjustments for urbanisation over the land. Over both the last 140 years and 100 years, the best estimate is that the global average surface temperature has increased by 0.6 ± 0.2°C.

(b) Additionally, the year by year (blue curve) and 50 year average (black curve) variations of the average surface temperature of the Northern Hemisphere for the past 1000 years have been reconstructed from "proxy" data calibrated against thermometer data (see list of the main proxy data in the diagram). The 95% confidence range in the annual data is represented by the grey region. These uncertainties increase in more distant times and are always much larger than in the instrumental record due to the use of relatively sparse proxy data. Nevertheless the rate and duration of warming of the 20th century has been much greater than in any of the previous nine centuries. Similarly, it is likely7 that the 1990s have been the warmest decade and 1998 the warmest year of the millennium.

[Based upon (a) Chapter 2, Figure 2.7c and (b) Chapter 2, Figure 2.20]

三、CO<sub>2</sub>在大气和海洋间的交换



#### § 9-4 海洋生物地球化学循环与全球变化

### 三、CO<sub>2</sub>在大气和海洋间的交换

### 海水CO<sub>2</sub>分压及其分布

P<sub>CO2</sub>关系式

$$\frac{dG}{dt} = E\left(p_{g} - P_{g}\right) = E_{g} \cdot K_{g}^{-1} \cdot \left(p_{g} - P_{g}\right)$$

海水中CO<sub>2</sub>存在如下平衡

 $\operatorname{CO}_{2}(\operatorname{aq}) + \operatorname{CO}_{3}^{2-} + \operatorname{H}_{2}\operatorname{O} \rightleftharpoons 2\operatorname{HCO}_{3}^{-}$ 

则
$$P_{\text{CO}_2} = \frac{1}{\alpha_{\text{S}} \cdot K_r} \cdot \frac{(2\Sigma \text{CO}_2 - \text{CA})^2}{\text{CA} - \Sigma \text{CO}_2}$$

此为海水中p<sub>CO2</sub>与海水化学参数之间的关系。

### 三、CO<sub>2</sub>在大气和海洋间的交换

海水CO<sub>2</sub>分压及其分布 讨论

式中 $a_s$ 是CO<sub>2</sub>溶解度系数, $K_r = K_1^2/K_2^2$ ,均为是温度和盐度的 函数。因此 $p_{CO2}$ 也是温度和盐度的函数。 通常大洋表层水盐度变化幅度不大,影响较小;而温度变化幅 度较大,大洋表层水 $p_{CO2}$ 随纬度变化将有一定规律性。

低纬度表层水  $P_{CO_2} > p_{CO_2}$   $CO_2$ 从海水向大气释放
 高纬度表层水  $P_{CO_2} < p_{CO_2}$   $CO_2$ 从大气向海洋输入

#### § 9-4 海洋生物地球化学循环与全球变化

三、CO<sub>2</sub>在大气和海洋间的交换。



### Annual CO<sub>2</sub> exchange between atmosphere and ocean

