

海洋中碳及营养物自然分布的数值模拟

金 心 石 广 玉

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘要 用海洋生物化学环流模式(B-GCM)模拟了工业化前碳及营养物在海洋中的分布, 并得到了较为合理的结果。模式考虑了海洋表面化学和一个简单的生物过程。模式的主要预报变量有总CO₂、碱度和磷酸盐。决定生物化学物质分布的三个参数的取值为: POC通量的垂直廓线的指数 a 取观测值0.858, 生物生产效率 $r=2/\text{年}$ 和下落比 $R=0.06$ 。用B-GCM模拟出的结果与GEOSECS观测值基本相符。

关键词 碳循环 生物泵 营养物分布 海洋化学

1 引言

二氧化碳的分压是由海水表面中的碱度、总CO₂浓度、盐度和温度所决定的。海洋表面的碱度和总CO₂浓度值比全球海洋的平均值小很多, 这是由于生物活动和海洋环流造成的。生物过程还影响它们的分布。海洋中影响碳循环的主要生物过程是海洋表面的新生产以及在深海的再矿化过程。在海洋表面生物过程中产生的颗粒性有机碳(POC)和以方解石为代表的碳酸钙等物质下沉到深海, 并在那里再矿化, 以此影响碱度、CO₂浓度和磷酸盐等物质在海洋中的分布, 最终影响海洋中的碳循环过程。

海洋生物化学环流模式(B-GCM)是包含简单生物化学过程的海洋环流模式。B-GCM不但能用来研究海洋流场、温度和盐度, 而且能用来研究海洋中的各种生物化学物质, 如: 营养物和溶解氧等。其主要优点表现在以下几方面:

(1) 以实际的海洋环流及生物化学过程为基础, 减少了不确定性。在一维模式中要对海洋的物理特性作高度的参数化, 其结果依赖于对¹⁴C等气体的标定; 而三维碳循环模式以实际的海洋环流为基础, 可以更加真实地模拟大气和海洋之间的交换和海洋生物过程的作用。

(2) 可以对自然碳循环进行深入的研究。海洋生物过程在海洋自然碳循环过程中有着重要的作用, 海洋生物化学物质的分布在很大程度上决定了碳在海洋中的分布, 只有用三维B-GCM模式才能更好地模拟海洋自然碳循环。

(3) 只有用三维模式才能有效地研究与CO₂有关的气候变化及反馈过程。在计算大气CO₂增加对气候的影响时, 人们发现由于大气变暖, 高维度海洋热损失减少, 导致海洋深水交换减少, 这样一来传送到深海的CO₂就将减少, 海洋吸收的CO₂也随之减少。在这里海洋环流与海洋生物过程相互作用。由于环境条件的变化, 箱室扩散模式中的参数较难确定, 只有用B-GCM才能对此进行较好的研究。

(4) 可以得到 CO_2 空间和时间分布，并与观测资料进行对比。目前有很多观测计划正在进行大气和海洋中 CO_2 的观测，如全球海洋通量联合研究 (JGOFS) 等。模拟得到的空间和时间的分布值可以直接与观测值进行对比，使人们能更好地分析、研究所得到的结果。

本文先描述了海洋生物化学环流模式的构成，然后对自然条件下的碳及营养物在海洋中的分布进行了模拟，并对结果进行了讨论。

2 模式描述

海洋生物化学环流模式主要由三个部分组成：海洋环流模式、海洋碳化学和海洋生物过程。下面我们就分别描述本模式及其特点。

2.1 环流模式

海洋生物化学模拟的结果在很大程度上将依赖于所用海洋环流模式的结果。我们以目前应用最广的美国地球流体动力实验室 (GFDL) 的三维海洋环流模式 (MOM2) 为基础，加入真实的海底地形。模式的坐标系是经度、纬度和深度，网格点为 Arakawa B 格点。水平分辨率为 2° (纬度) $\times 4^\circ$ (经度)，垂直方向分成 15 层。动量通量取自文献[1]，温度和盐分取自文献[2]。海洋表面的温度和盐分的恢复系数为 1/30 天。海洋内部的恢复系数为 0。运行 3000 年后得到海洋的平衡态。经过与观测场的对比表明，所得到的结果能够较好地模拟出全球海洋的基本特征^[3]。

2.2 化学和生物过程

2.2.1 预报变量

由于大气 CO_2 的混合过程比海气交换的时间快很多，本模式认为大气是一个二氧化碳均匀混合的箱室，它的性质由二氧化碳的分压 $p(\text{CO}_2)$ 表示。在海洋中的预报变量有：海洋总 CO_2 含量 ($T(\text{CO}_2)$)、总碱度 (T_{alk}) 和磷酸盐 (PO_4)。

模式没有考虑海底的沉积过程和河流的输入，一般认为，河流的输入等于沉积过程的减少。因此，在海洋中磷酸盐和总碱度的值是守恒的。

2.2.2 化学过程和气体交换

模式所考虑的化学和生物过程如图 1 所示。海水表面的 CO_2 的分压 $p(\text{CO}_2)$ 可由碱度、总 CO_2 含量、温度和盐度求得。总碱度由碳、硼酸盐、水系统决定。硼酸盐的含量是盐度的线性函数。碳、硼酸盐和水的化学平衡常数取自文献[5~7]。二氧化碳的溶解度取自文献[8]。海气 CO_2 的交换通量与大气和海洋中的 $p(\text{CO}_2)$ 的差值成正比：

$$S = k_g [p_a(\text{CO}_2) - p_s(\text{CO}_2)], \quad (1)$$

交换系数取 $k_g = 0.06 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1} \cdot \mu\text{atm}^{-1}$ ，这是与风速有关的气体交换系数的全球平均值^[9]。在计算海气交换系数时，必须把干空气中的大气 CO_2 分压订正到海洋表面温度下饱和湿空气中的相应值，我们取 Siegenthaler 给出的表达式^[10]：

$$p(\text{CO}_2) = p_{\text{dry}}(\text{CO}_2)(1 - e_s / p_a), \quad (2)$$

其中， e_s 是饱和水汽压， p_a 为海洋表面的大气压。对海水，可以得到下面的近似表达式^[10]：

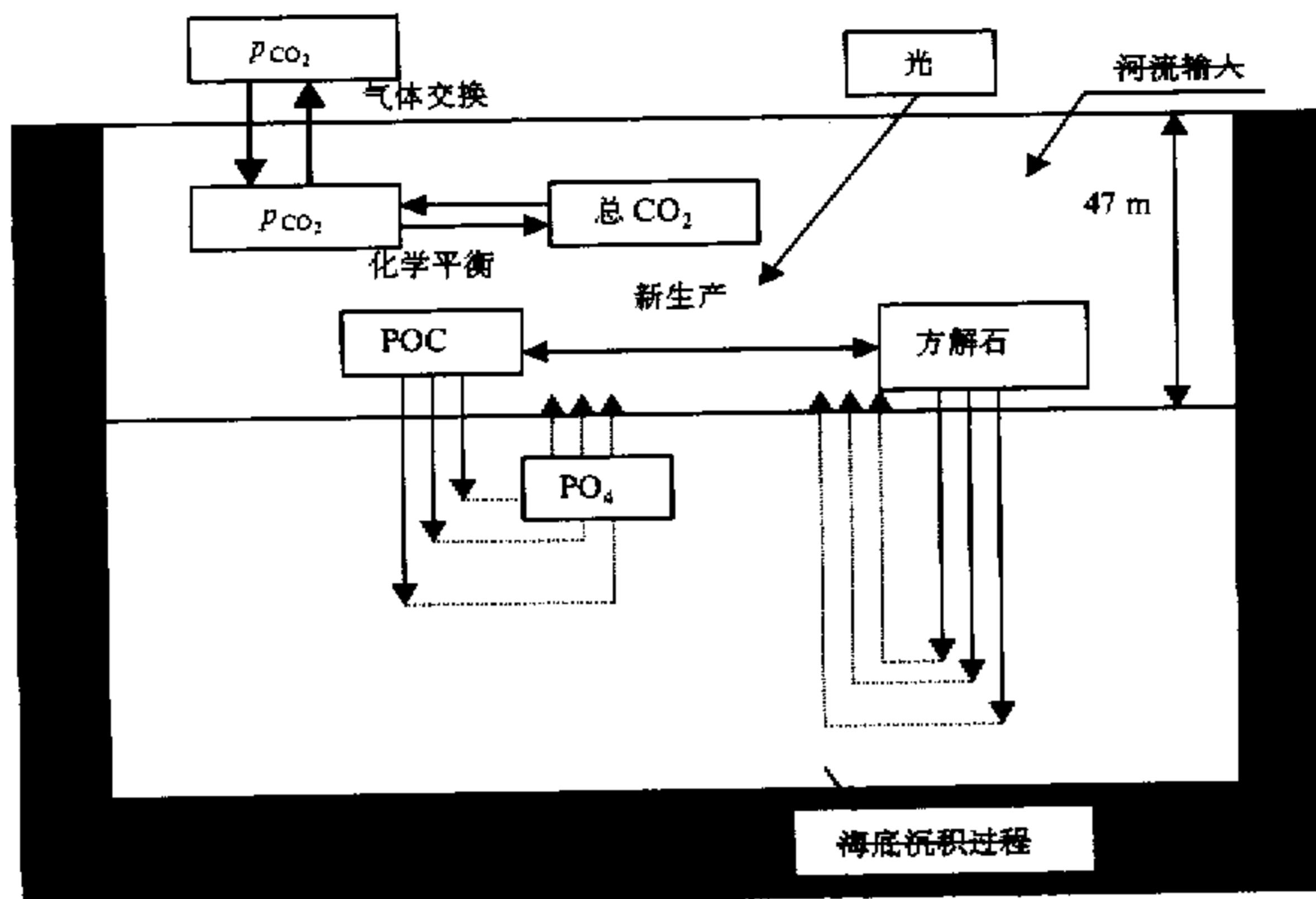


图1 模式中所考虑的化学和生物过程(引自文献[4])

$$\ln(e_s / p_a) = 20.1050 - 0.0097982 T_{abs} - 6163.10 / T_{abs}, \quad (3)$$

其中, T_{abs} 是绝对温度。在近似过程中, 取 $p_a = 1013 \text{ hPa}$, $e_s(\text{海水}) = 0.981e_s(\text{纯水})$ 。海气交换发生在无冰表面, 当年平均海面温度大于 0°C 时, 即为无冰区。

2.2.3 新生产

海洋生物过程对海洋化学物质浓度的分布产生影响。我们考虑了其中简单但最重要的生物过程——新生产。在海洋表面, 大多数初级生产只在生成的地方循环, 只有其中一部分叫做新生产的有机物下沉到深海并再矿化, 所以我们要模拟的是这些新生产。光合作用和生物生产只在海洋表面发生。新生产 P_E 是磷酸盐 $[\text{PO}_4]$ 和光因子 L_f 的函数^[9]:

$$P_E = r D_e L_f [\text{PO}_4] \frac{[\text{PO}_4]}{h + [\text{PO}_4]}, \quad (4)$$

其中, h 是磷酸盐浓度的半饱和常数^[8] ($0.02 \mu\text{mol/L}$), D_e 是表面层厚度 (47 m), r 是比例系数 (称为生物生产效率), 入射光因子 L_f 与年平均太阳辐射成正比, 是纬度的函数并归一化为 $0 \leq L_f \leq 1$ 。具体数据列于表1中。正如 Maier-Reimer^[9]所述, 化学物质的分布强烈地依赖于生物生产效率 r 。对此, 我们作了敏感性试验后取 $r = 2 \text{ a}^{-1}$ 。

POC 的组成遵从 Redfield 比率:

$$\text{P:N:C} = R_{\text{P}}:R_{\text{N}}:R_{\text{C}} = 1:16:106:138, \quad (5)$$

模式中的参数下落比取 $R = 0.06$ 。

2.2.4 再矿化

假定在海洋表面透光层下 POC 立即再矿化。忽略 POC 的水平平流运动, 这是因

表 1 不同纬度的光因子 L_f 值 (取自文献[11]并重新计算)

纬度	L_f	纬度	L_f	纬度	L_f
88.5°S	0.34	58.5°S	0.54	28.5°S	0.88
85.5°S	0.34	55.5°S	0.57	25.5°S	0.90
82.5°S	0.34	52.5°S	0.60	22.5°S	0.91
79.5°S	0.35	49.5°S	0.63	19.5°S	0.93
76.5°S	0.36	46.5°S	0.66	16.5°S	0.95
73.5°S	0.39	43.5°S	0.73	13.5°S	0.97
70.5°S	0.41	40.5°S	0.75	10.5°S	0.98
67.5°S	0.42	37.5°S	0.78	7.5°S	0.99
64.5°S	0.45	34.5°S	0.81	4.5°S	0.99
61.5°S	0.48	31.5°S	0.83	1.5°S	0.99

为 POC 的下沉速度大约为 100 m / d, 这比水平平流运动快得多。模式中 POC 通量的表达式如下:

$$F = (z / 100)^a, \quad (6)$$

其中, $a = 0.858$ 。在海洋表面透光层下 POC 垂直通量分布取自 Martin 等^[12]的观测值。再矿化立即发生并等于 $-dF(z)$ 。方解石在 1500 m 以下均匀分解。因为在我们的模式中不考虑沉积过程, 所有到达海底的 POC 和方解石都加到表面层以保证物质守衡。

2.2.5 初条件和时间积分

模式的初始条件为: 物质成分的浓度在整个海洋中均匀分布; 磷酸盐的浓度为 2.1 $\mu\text{mol} / \text{kg}$, 这相当于整个海洋的观测平均值^[13]; 类似地, 碱度取 2374 $\mu\text{eq} / \text{kg}$ ^[14]; 总的 CO_2 取 2214 $\mu\text{mol} / \text{kg}$, 这相当于工业革命前的浓度; 大气 CO_2 的分压取工业革命前的 280 μatm ; 对模式积分 3500 年后达到平衡态。

3 模式的结果与讨论

3.1 垂直廓线

为了检验模式模拟的结果, 我们把模拟的垂直廓线与 GEOSECS 的观测结果进行了比较。Takahashi 等^[14]、Stuiver 和 Oslund^[15]、Oslund 和 Stuiver^[16]分别给出了总 CO_2 、碱度、磷酸在 10 个海区的观测平均值。我们先求出与观测地点相对应的模式结果, 然后按 3 个海区 (大西洋、太平洋、南海) 进行平均, 结果如图 2 所示。

3.1.1 磷酸盐

在太平洋海区最大值出现的位置比观测值要深, 模拟值 2000 m, 观测值 1000 m 左右, 在深海, 模拟值略微偏大。在大西洋 1000~2000 m 之间偏小, 而在更深处则偏大。这是模式的深水形成不够所致。

3.1.2 总碱度

在太平洋 2000 m 以上与观测值非常一致, 在 2000 m 以下, 模拟值偏小。这说明模式所用的下落比偏小。
——表示模式结果; ——表示观测结果

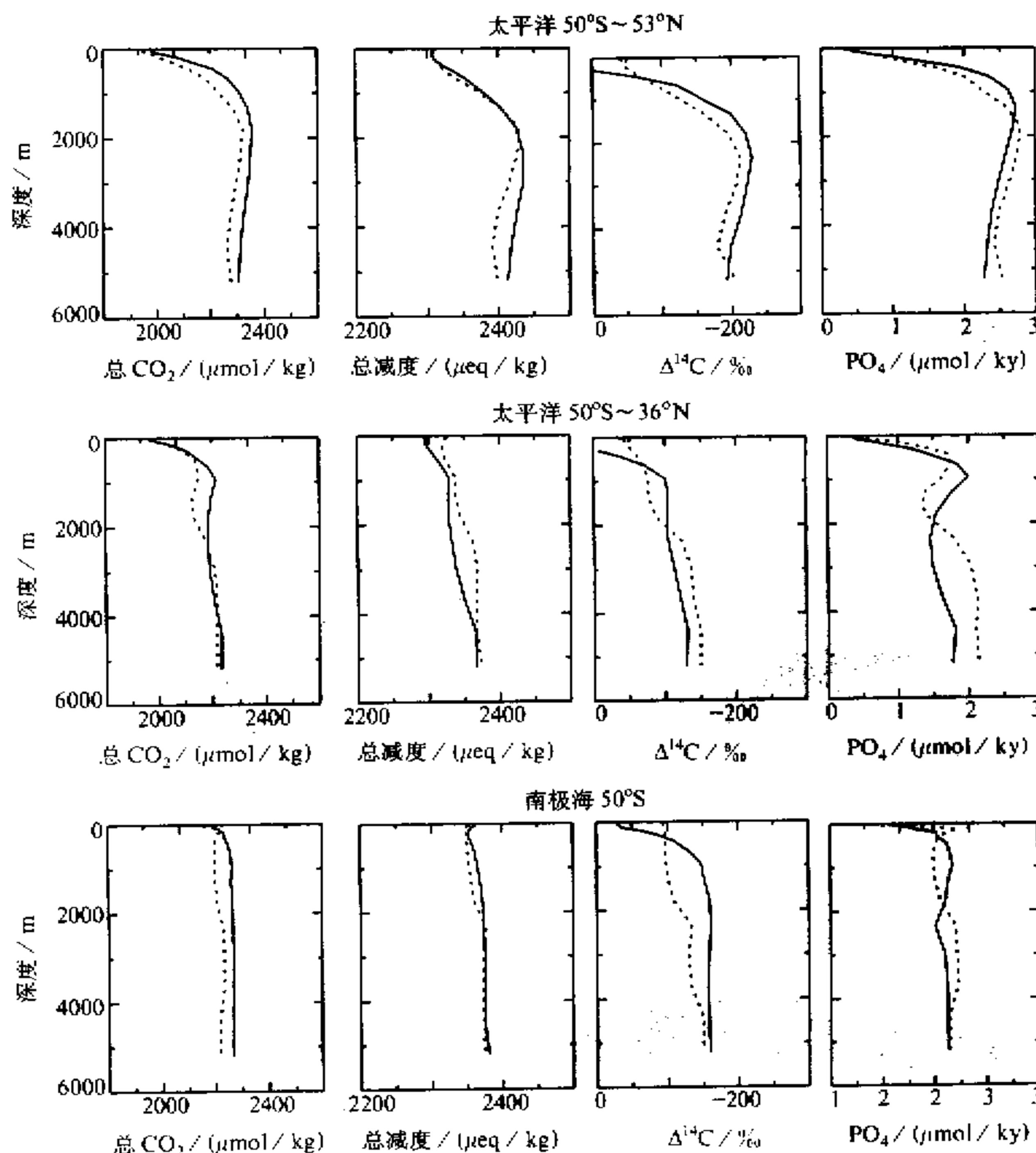


图2 全球各海区垂直廓线
实线: GESECS 的观测结果; 虚线: 模拟值

3.1.3 总 CO_2

在太平洋海区和南海, 总 CO_2 略微偏小, 在大西洋 1000~2500 m 之间偏小。总的说来, 与观测值符合得较好。

3.2 海洋表面的分布

3.2.1 磷酸盐

在大多数海面, 除了高纬度和强上涌区, 观测的磷酸盐值都很小^[17]。模式和观测得到的海洋表面磷酸盐分布如图3所示, 从图中可以看出两者符合得较好。

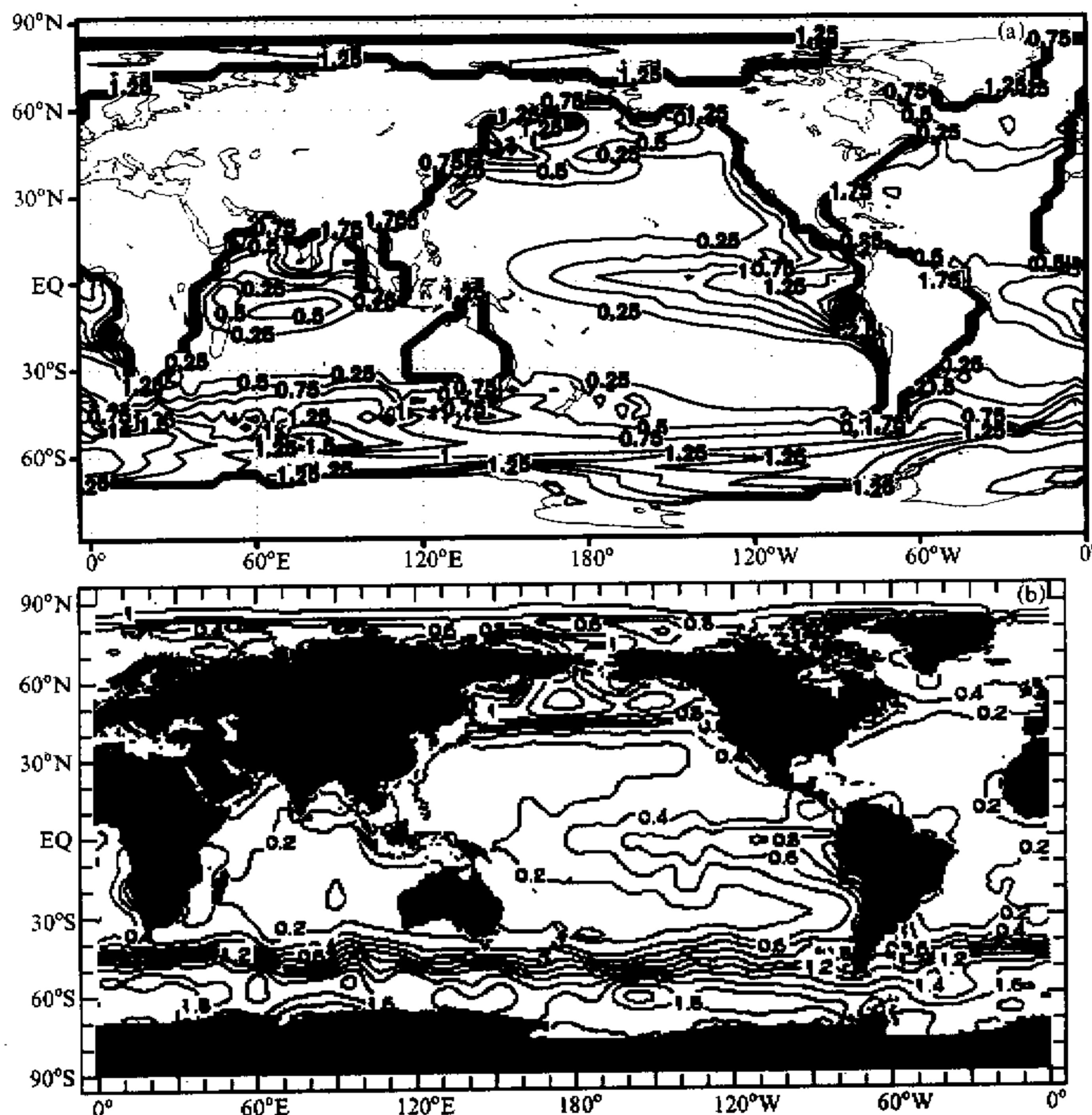


图3 海洋表面磷酸盐的分布
(a) 模拟值; (b) 观测值^[13]

3.2.2 新生产

总的新生产（定义为从表面层下沉的碳）为 19.2 Gt/a，与观测值相比基本相符。观测值^[18,19]为 3.4~7.4 Gt/a 到 20 Gt/a。新生产的分布如图 4 所示。

3.2.3 海气 CO₂ 分压差

海洋表面 CO₂ 的分压差 $\Delta p(\text{CO}_2)$ 由总 CO₂、总碱度、盐度和与温度有关的平衡常数决定。对于某一地点， $\Delta p(\text{CO}_2)$ 因为温度和生物活动的变化而随季节而变。观测资料大多取自夏季，且低纬度资料比高纬度资料可靠。考虑到这些因素，模式计算的 $\Delta p(\text{CO}_2)$ 分布（图 5）就与观测值较一致了。模式计算的 $\Delta p(\text{CO}_2)$ 表明在赤道太平洋有一个

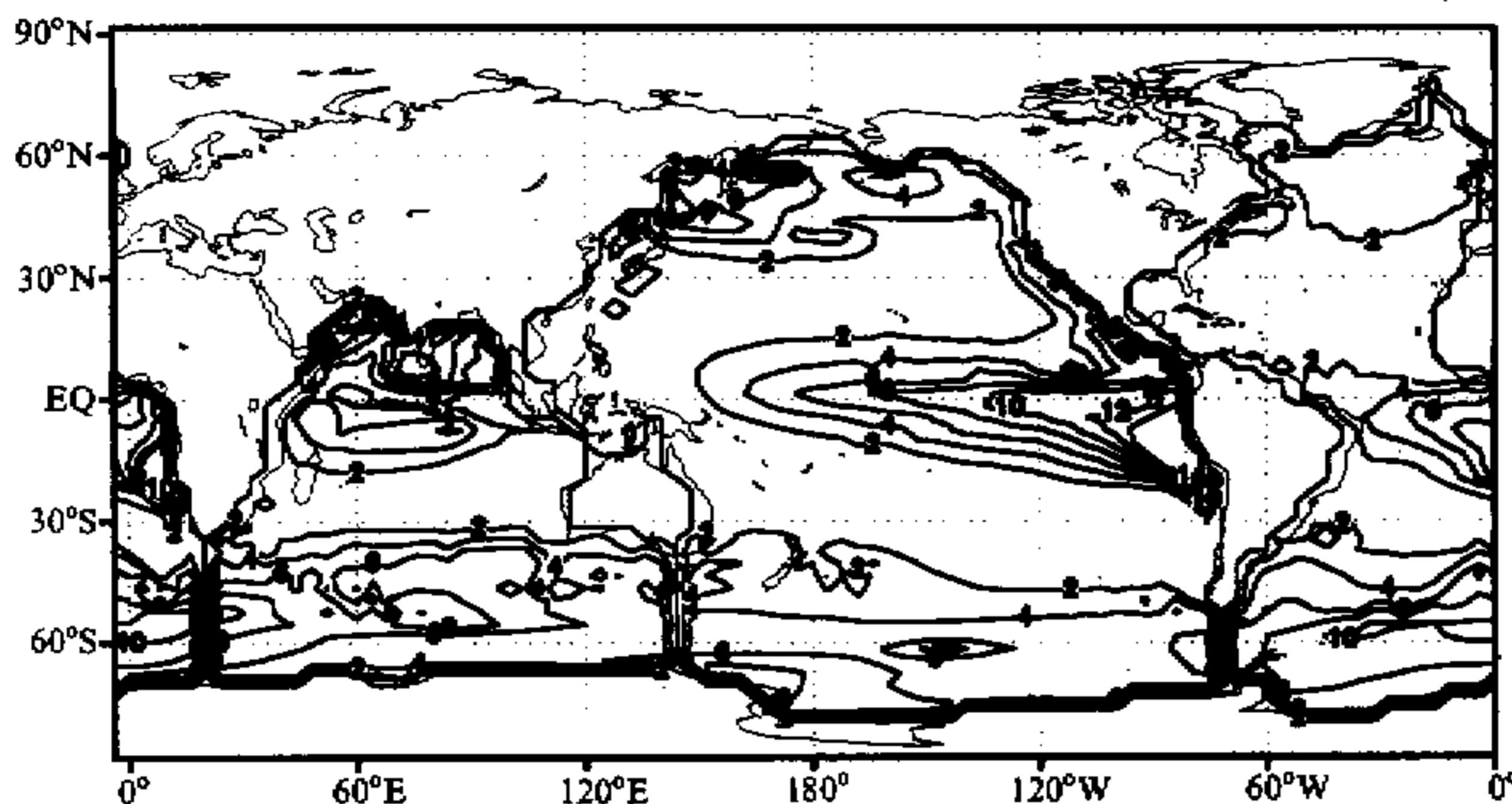


图 4 模式模拟的新生产分布图。单位: $\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$

强值区, 在非洲海岸外的赤道大西洋也有一个高值区, 在高纬度区存在低值区。这些特征均与 $\Delta p(\text{CO}_2)$ 的观测值^[20,21]相符。

3.2.4 总 CO_2

模式模拟的总 CO_2 分布 (图 6a) 表明太平洋赤道峰值大概源于涌升流, 中心环流区的低值和高纬度的高值区, 由于暖水中 CO_2 的溶解度小, 而冷水中的溶解度值则较高。

3.2.5 碱度

表面碱度的分布比较平缓 (图 6b), 不像总 CO_2 那样变化很大。

3.3 垂直截面

尽管垂直廓线 (图 2) 的比较可以一目了然地看出总体上的差别, 但是更详细的比较可通过沿 GEOSECS 路径的垂直分布的比较来实现。对三个大洋都进行了 2 个南北截面的观测, 并以图的形式发表^[22,23]。我们以纬度线性尺度为坐标重新画了 GEOSECS 截面图, 用于比较的模拟值取自沿 GEOSECS 路径上的模拟值。总的说来模拟的等值线图与观测结果符合得较好 (图 7~12)。

3.3.1 磷酸盐

在太平洋, 模拟的磷酸盐分布与观测值符合得较好。在赤道区, 磷酸盐的最大值的强度与观测值符合得很好, 而位置偏深, 模拟值在大约 2500 m 深处, 观测值大约为 1500 m。

在大西洋, 磷酸盐的最大值的强度和位置均与观测值相符, 但在北大西洋深海 3000 m 以下模拟值比观测值明显偏大, 这主要是北大西洋深水形成不够所致。

3.3.2 总 CO_2

在太平洋, 在北太平洋模拟的总 CO_2 的强度偏小, 模拟值 $2350 \mu\text{mol}/\text{kg}$, 而观测值为 $2400 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 。最大值的位置与观测值符合得较好大约在 2500 m。在大西洋, 模拟的最大值的强度和位置与观测值基本一致。

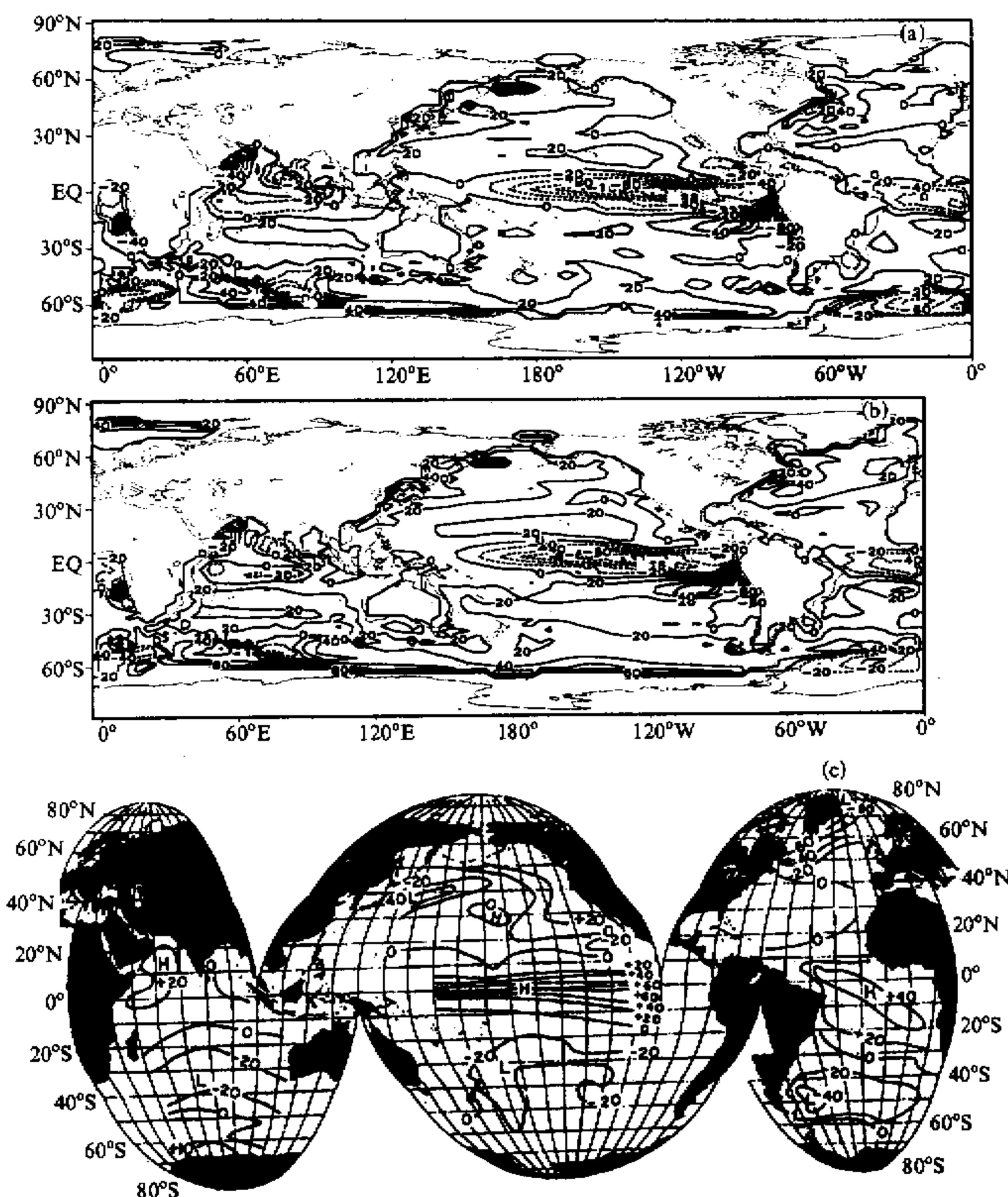


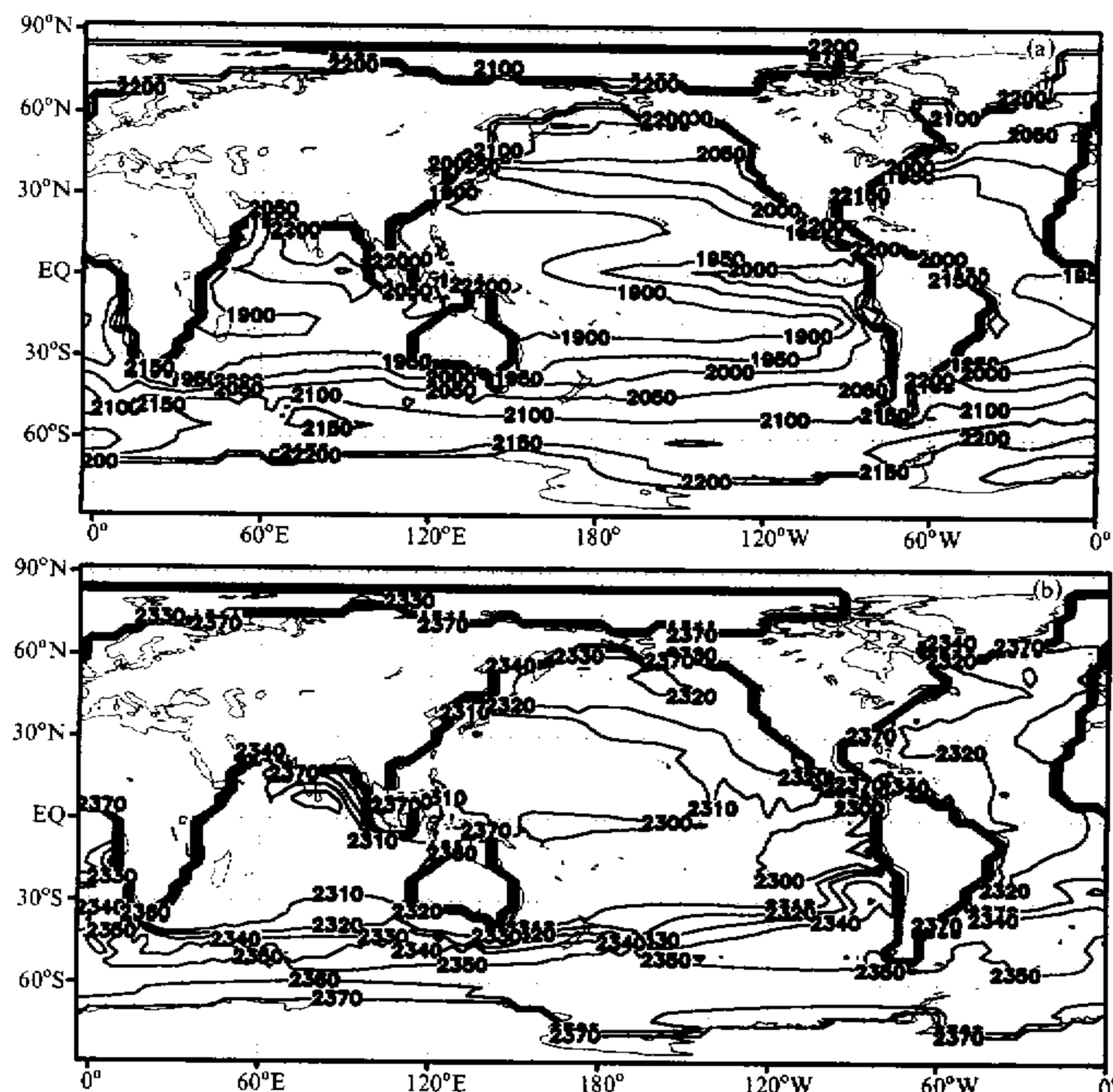
图5 海洋表面CO₂分压分布
 (a) 模拟值(工业革命前); (b) 模拟值(1990年); (c) 观测结果^[21]

3.3.3 碱度

在太平洋, 在北太平洋模拟的总碱度的强度偏小, 模拟值2420 μeq / kg, 而观测值为2440 μeq / kg。最大值的位置比观测值要浅, 模拟值2000 m, 观测值3000 m。在大西洋, 由于深水形成不够, 垂直分层较明显。

3.4 讨论

在海洋中, 海底深水从北大西洋流到太平洋和印度洋并在那里上升到海洋表面。由

图 6 模拟的海洋表面总 CO₂ (a) 和总碱度 (b) 分布

生物泵和平流 / 扩散引起的营养物的垂直输送主要发生在海洋中层 (大约 400~1000 m)。在此之下的深海由平流 / 扩散引起的水平营养物的输送是很重要的。POC 和方解石在深海中再矿物化生成碳及营养物, 一部分返回表面, 一部分被运送到北太平洋去了。这样一来, 在到北太平洋的过程中由于 POC 和方解石在深海中再矿物化, 深海中化学物质的浓度就慢慢地增加了。这就是所谓的传送带理论, 就好像海洋深水把下落的物质从北大西洋运送到北太平洋^[24]。这种机制决定了化学物质在深海中的水平分布: 北太平洋的浓度要比北大西洋的浓度高。本文的模拟可以清楚地表明这一点。在北太平洋, 模拟的总 CO₂ 的含量、PO₄³⁻ 的浓度和总碱度都比北大西洋深海大很多。另外, 在北太平洋模拟的最大值的强度都比观测值略小一点儿。可能的原因有两个: 一是模式的海洋通风偏大, 这可从¹⁴C 的模拟中看出来; 另一个原因可能是生物生产效率或下落比的取值偏小。

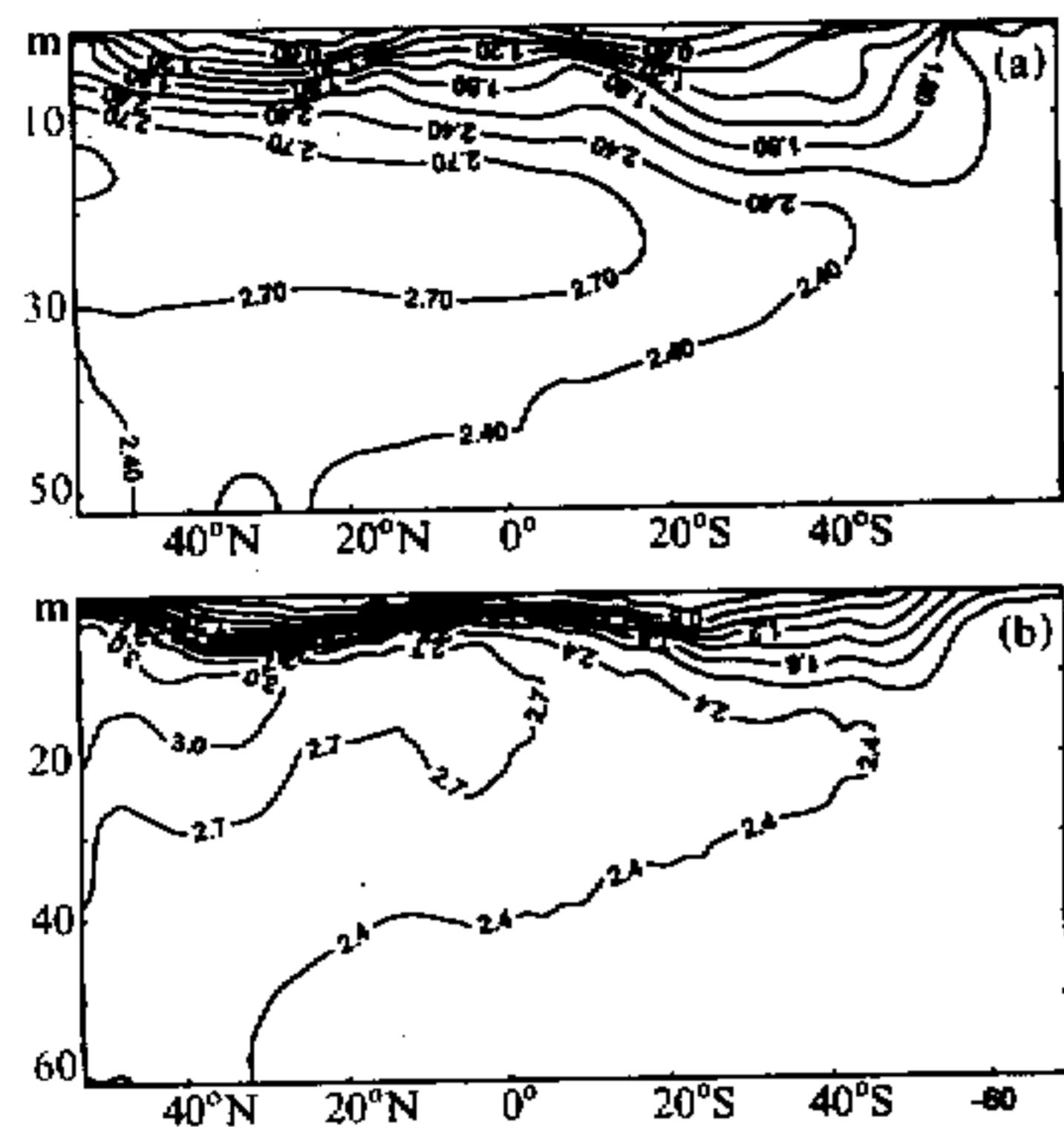


图7 沿西太平洋GEOSECS路径的
纬度-深度垂直截面磷酸盐的分布
(a) 模拟; (b) 观测

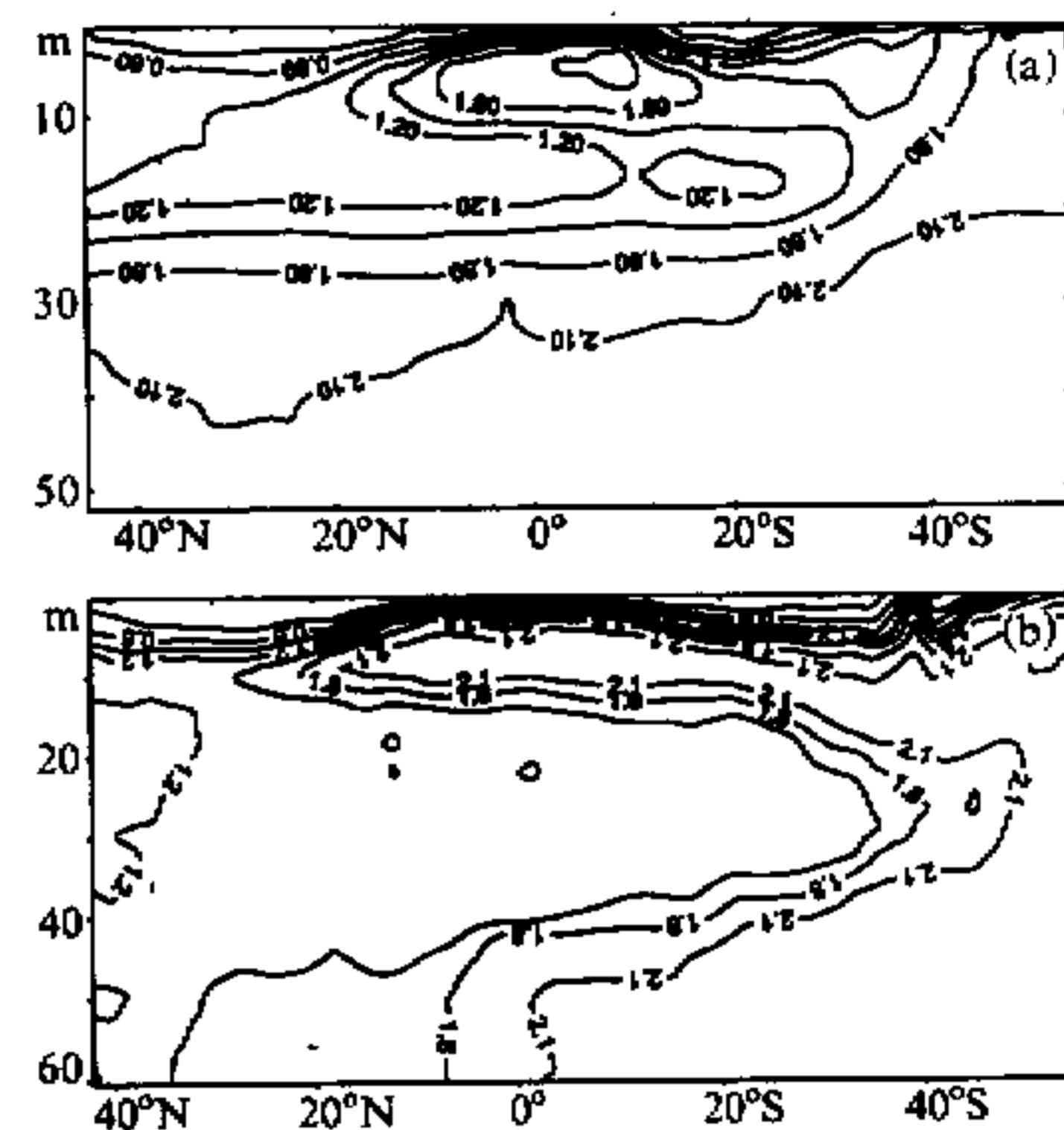


图8 沿西大西洋GEOSECS路径的
纬度-深度垂直截面磷酸盐的分布
(a) 模拟; (b) 观测

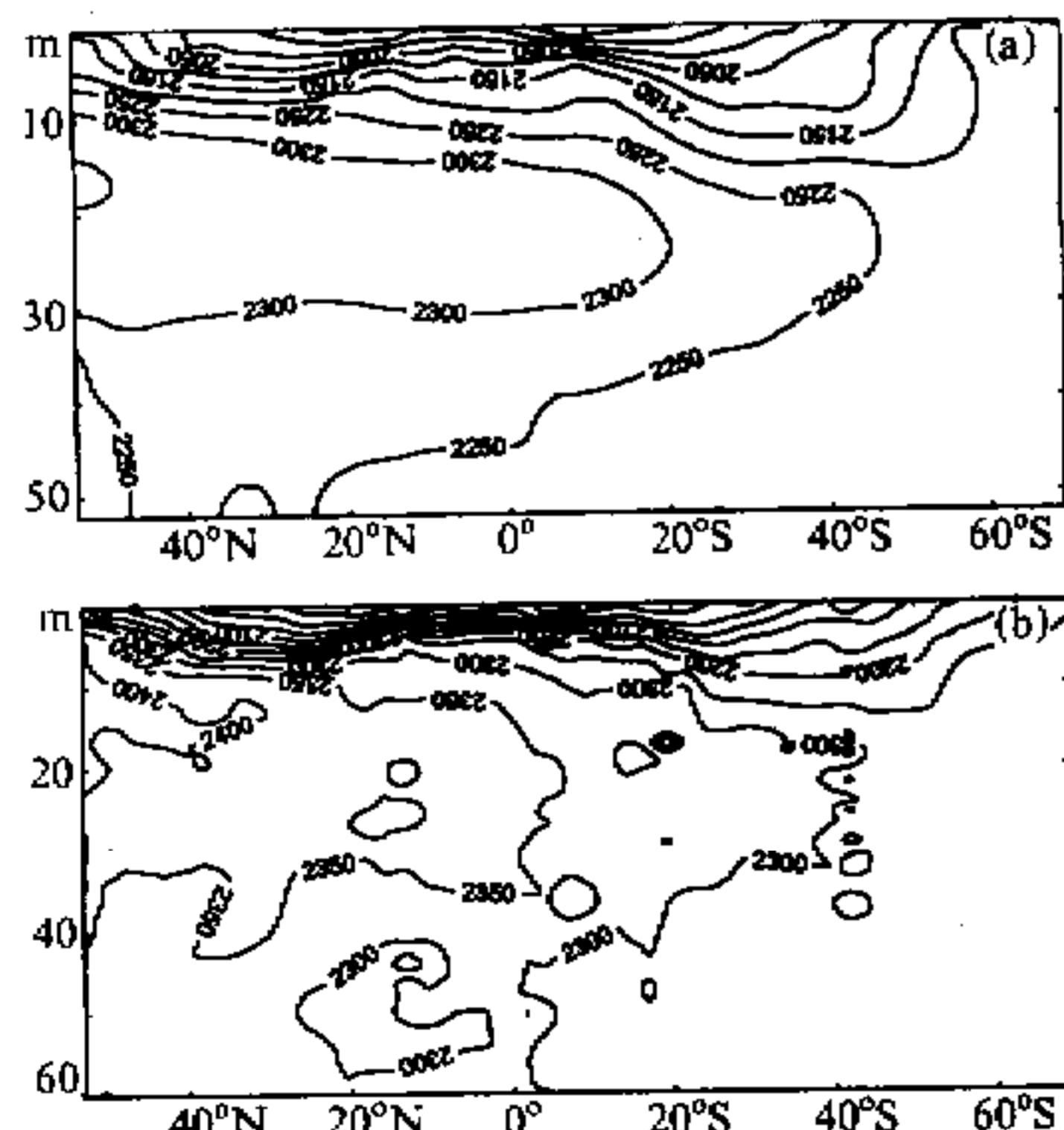


图9 沿西太平洋GEOSECS路径的
纬度-深度垂直截面总T(CO_2)的分布
(a) 模拟; (b) 观测

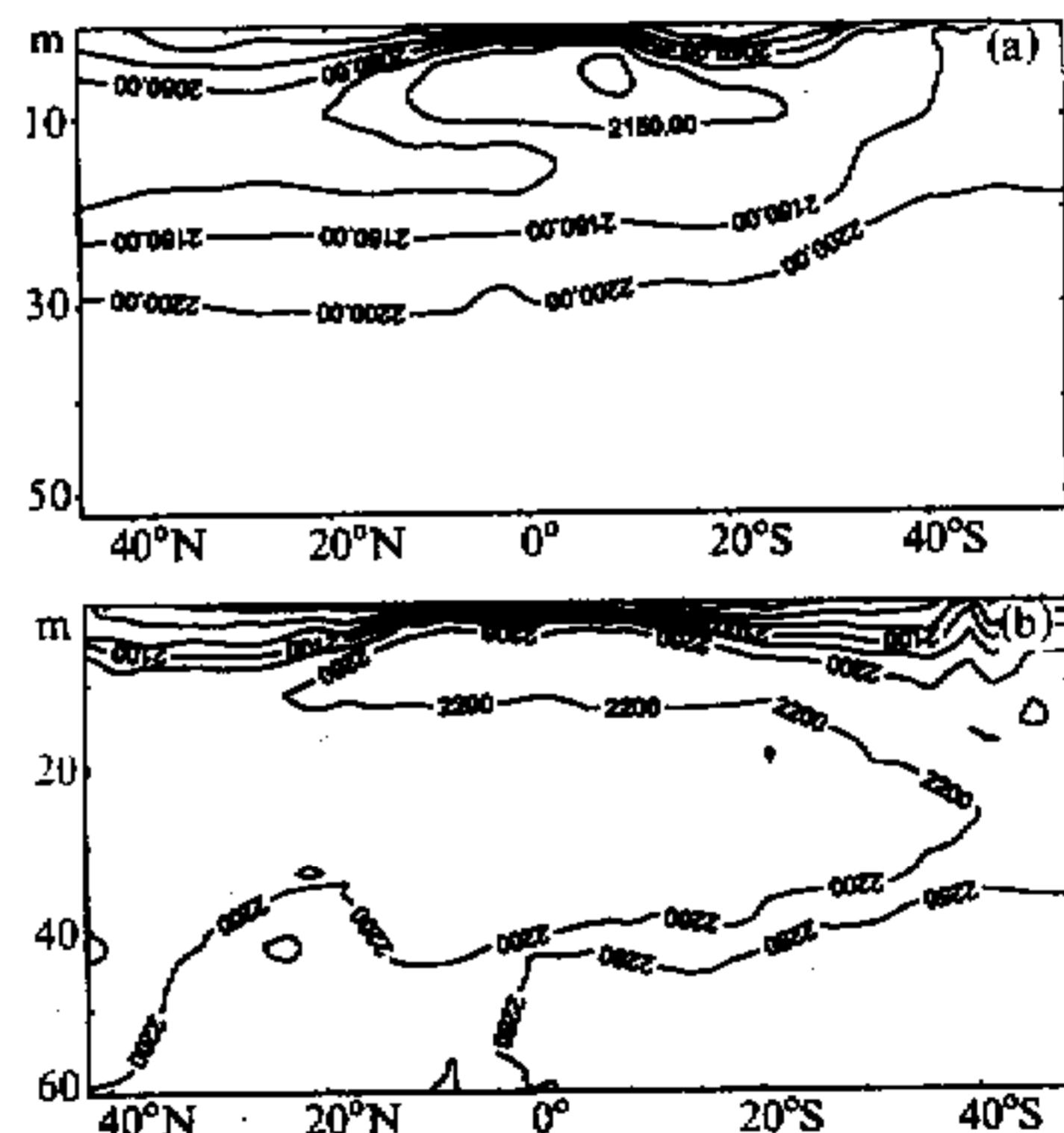


图10 沿西大西洋GEOSECS路径的
纬度-深度垂直截面总T(CO_2)的分布
(a) 模拟; (b) 观测

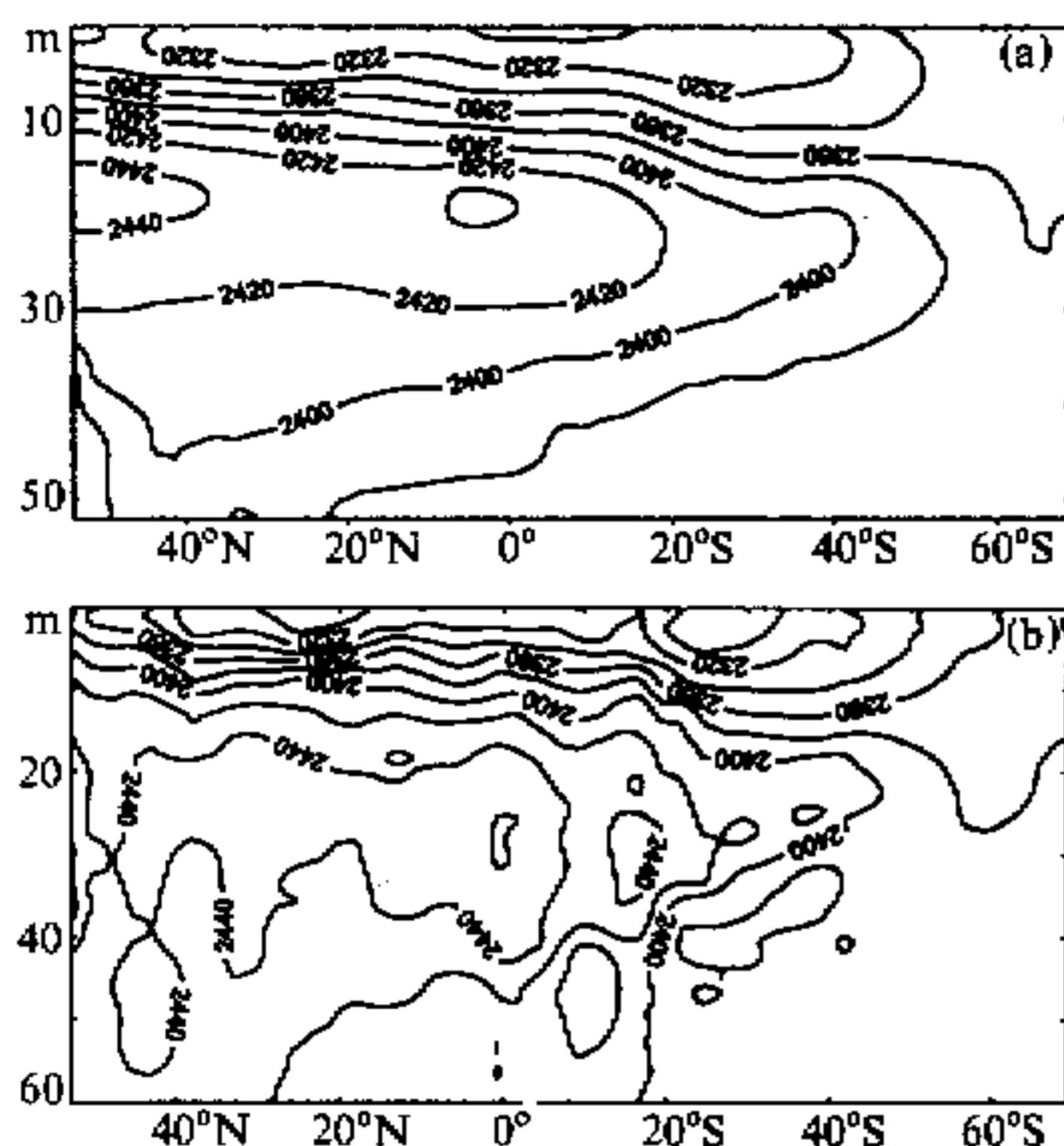


图 11 沿西太平洋 GEOSECS 路径的
纬度—深度垂直截面盐度的分布
(a) 模拟; (b) 观测

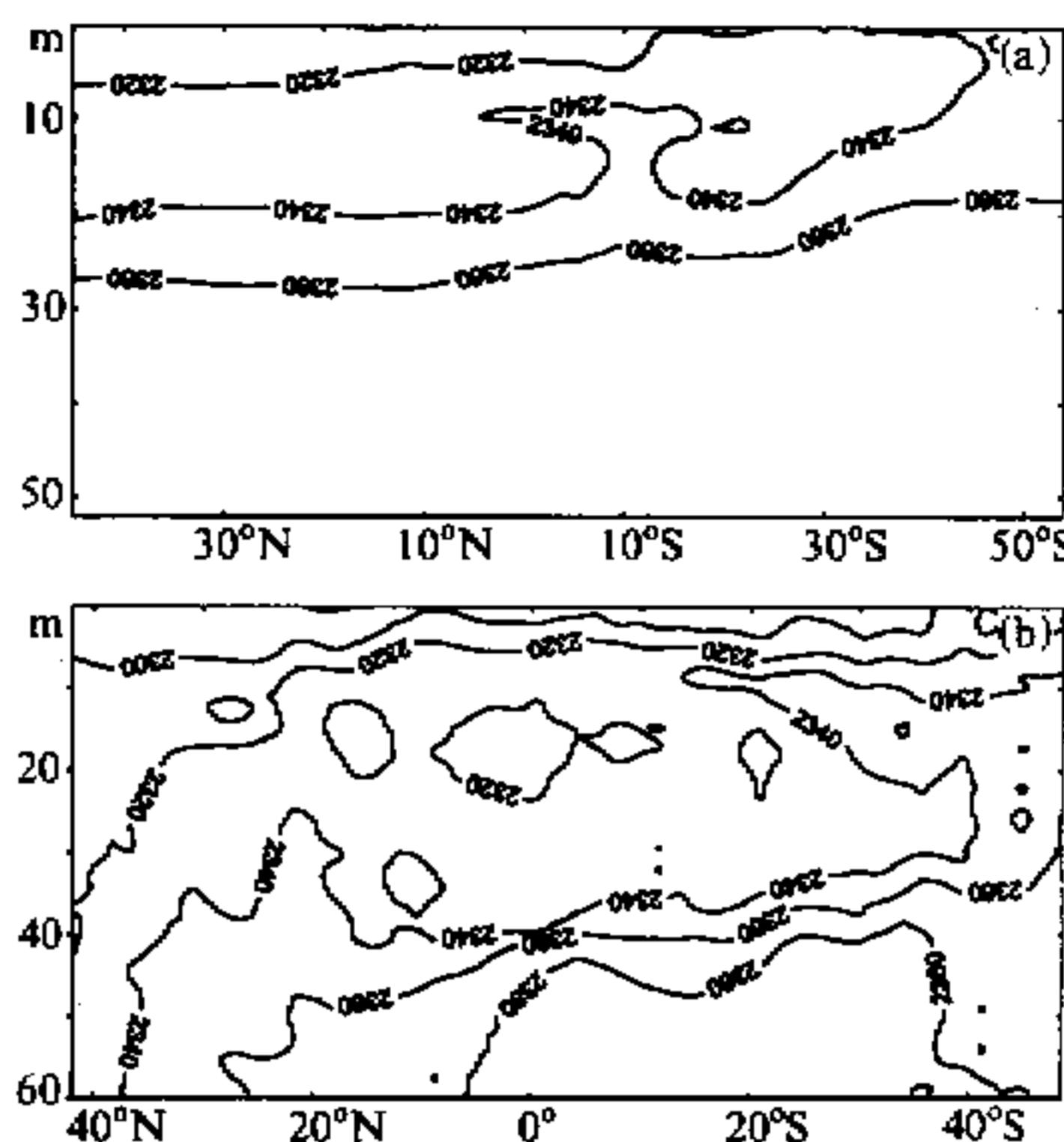


图 12 沿西大西洋 GEOSECS 路径的
纬度—深度垂直截面盐度的分布
(a) 模拟; (b) 观测

4 小结

用本文构造的 B-GCM 成功地模拟出了实际海洋中碳及营养物的分布。模拟的结果与观测值相符，在北太平洋， PO_4 、 $T(\text{CO}_2)$ 和盐度的最大值的强度和出现的深度都与观测结果比较符合。北太平洋的模拟值比北大西洋更好一些。北大西洋由于深水形成不够使模拟的结果与观测值的偏差相对较大。

在我们的模式中没有考虑海底的沉积过程和河流的输入。模式中的生物过程也比较简单，是一个简单的基于生物过程的通量模式，主要是新生产在海洋表面的形成及在深海的再矿化过程。这些都需要在将来的研究中加以改进。

参 考 文 献

- 1 Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093~1104.
- 2 Levitus, S., 1982, Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA Prof. Pap. 13, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- 3 金心、石广玉, 1998, 海洋环流模式模拟自然和核辐射 ^{14}C 的分布, 大气科学。(待发表)
- 4 Yamanaka, Y., 1996, Development of Ocean Biogeochemical General Circulation Model, Center for Climate System Research University of Tokyo, Report No.1.
- 5 Dickson, A. G. and F. J. Millero, 1987, A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in sea water media, *Deep Sea Res.*, 34, 1733~1743.

- 6 Johansson, Q. and M. Wedborg, 1979, On the evaluation of potentiometric titrations of seawater with hydrochloric acid, *Oceanologica Acta*, **5**, 209~218.
- 7 Dickson, A.G. and J.P. Riley, 1979, The estimation of acid dissociation constants in sea water media from potentiometric titrations with strong base. I. The ionic product of water (K_w)..., *Mar. Chem.*, **7**, 89~99.
- 8 Weiss, R.F., 1974, Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of non-ideal gas, *Mar. Chem.*, **2**, 203~215.
- 9 Maier-Reimer, E., 1993, Geochemical cycles in an ocean general circulation model, Preindustrial tracer distributions, *Global Biogeochem. Cycles*, **7**, 645~677.
- 10 Sarmiento, J. L., J. C. Orr and U. Siegenthaler, 1992, A perturbation simulation of CO_2 uptake in an ocean general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **97**, 3621~3645.
- 11 Bacastow, R. and E. Maier-Reimer, 1990, Ocean-circulation model of the carbon cycle., *Clim. Dynamics*, **4**, 95~125.
- 12 Martin, J.H., G.A. Knauer, D.M. Karl and W.W. Broenkow, 1987, VERTEX: Carbon cycling in the northeast Pacific, *Deep Sea Res.*, **34**, 267~285.
- 13 Levitus, S., M. E. Conkright, J. L. Reid, R. G. Najjar and A. Mantyla 1993, Distribution of nitrate, phosphate and silicate in the world oceans preindustrial tracer distributions, *Prog. Oceanogr.*, **31**, 244~273.
- 14 Takahashi, T., W. S. Broecker and Bainbridge, 1981, The alkalinity and total carbon dioxide concentration in the World Oceans, in: *Carbon Cycle Modeling In Scope*, Vol. 16. Edited by B. Bolin, 271~286, John Wiley, New York.
- 15 Stuiver M, H. G. Ostlund, 1980, GEOSECS Atlantic radiocarbon, *Radiocarbon*, **22**, 1~24.
- 16 Ostlund H. G. and M. Stuiver, 1980, GEOSECS Pacific radiocarbon, *Radiocarbon*, **22**, 25~53.
- 17 Reid J. L., E. Brinton, A. Fleminger, E. L. Venrick, J. A. McGowan, 1978, Ocean circulation and Marine Life. In: *Advances in Oceanography*, Charnock H. and Deacon G. (eds), Plenum Press, New York, 65~130.
- 18 Eppley, R. W., 1989, History, methods, problems, in: *Productivity of Ocean: Present and Past*, edited by V.S. Smetacek, G. Wefer and W.H. Berger, 85~97, John Wiley, New York.
- 19 Packard, T. T., M. M. Denis and P. L. Garfield, 1988, Deep-ocean metabolic CO_2 production: calculations from ETS activity, *Deep Sea Res.*, **35**, 371~382.
- 20 Keeling C.D., 1968, Carbon dioxide in surface waters. 4: global distribution, *J. Geophys. Res.*, **73**, 4543~4553.
- 21 Takahashi, T., D. Chipman, T. Volk, 1983, Geographical, seasonal and secular variations of the partial pressure of CO_2 in surface waters of the North Atlantic Ocean: the results of the North Atlantic TTO program, II. 123~II. 145. In: *Proceedings of Carbon Dioxide Research Conference: Carbon Dioxide, Science and Consensus*, Sept. 19~23, 1982, Berkeley Springs, West Virginia, USA, CONF-820970, US Dept. of Energy, Washington DC, available from NTIS, Springfield, Va., USA.
- 22 Craig H., W. S. Broecker, D. Spenser, 1981, *GEOSECS Pacific Expedition*, Volume 4, Sections and Profiles. U.S. Government Printing Office, Washington, D. C. 20402.
- 23 Spenser D., W. S. Broecker, H. Craig, R. F. Weiss, 1982, *GEOSECS Indian Ocean Expedition*, Volume 6, Sections and Profiles. US Government Printing Office, Washington, DC 20402.
- 24 Broecker, W. S. and P-H. Peng, 1982, Tracers in the Sea, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York.

Numerical Modeling for Distribution of Carbon and Nutrient in the Ocean

Jin Xin and Shi Guangyu

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Science and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A three-dimensional ocean carbon cycle model, which is a general circulation model coupled with simple biogeochemical processes, is developed. The OGCM used is a modified version of the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory modular ocean model (MOM2). The ocean chemistry and a simple ocean biota model is included. Principal variables are total CO₂, alkalinity and phosphate. The vertical profile of POC flux observed by sediment traps is adopted, the rain ratio, a ratio of production rate of calcite against that of POC, and the bio-production efficiency should be 0.06 and 2 per year, separately. Model distributions of chemical species compared with distributions observed during the GEOSECS are well reproduced.

Key words carbon cycle biological pump distribution of nutrient ocean chemistry

书讯

《中尺度大气动力学引论》将出版

中尺度天气系统的研究是气象研究领域的前沿课题。本书是作者——北京大学地球物理系的张玉玲教授根据为研究生讲课的讲义整理编写的。全书共分11章，前两章扼要介绍了中尺度划分和描述中尺度运动的动力方程组。从某种意义上讲，重力波是中尺度范围内最基本的运动，第3章介绍了重力波的基础知识和大气中具有天气意义的重力波。大气中尺度系统按其成因大致可分为两类：一类是由大气下边界的动力和热力强迫所引起，另一类是大尺度环境诱发的系统。第4章和第5章主要介绍了第一类中尺度系统。第6章讨论了背景场可诱发产生中尺度系统的不同机制。第7章到第8章介绍了几种强烈的对流系统。大气的锋就其长度而言应属于天气尺度系统，但主要产生天气的横向垂直环流是中尺度的，因此第10章主要说明天气尺度斜压波中的锋生过程。第11章简单介绍了中尺度数值模式，重点说明与大尺度模式的不通之处。各章内容在讲述了一定的天气学知识的同时，比较侧重有关动力学知识的介绍，以求尽可能将产生中尺度现象的机理论述清楚。本书将于2000年1月由气象出版社出版。

(郭彩丽供稿)