第22卷 第5期
1991年9月

海 洋 与 湖 沼
OCEANOLOGIA ET LIMNOLOGIA SINICA

Vol. 22, No. 5
Sept., 1991

红海与西北印度洋之人为 CO_2

陈镇东　　吴朝荣
(中山大学海洋地质研究所，高雄)

提要　使用 MEROU, GEOSECS 及 TIRAN-02 三组资料，计算人为 CO_2 在红海的穿透深度及其分布状况，结果显示整个红海都已经接触了过量 CO_2，而且其分布状况和 ^3H，^{14}C 等追踪剂的分布状况相符合。另外使用 INDIGO II 的资料，研究人为 CO_2 在西北印度洋的分布和穿透深度，结果指出其分布状况和 ^3H，^{14}C 及多氟氯烷类等人造产物的分布类似，都受水团运动所影响。

自从十九世纪中期的产业革命以来，由于人类大量燃烧化石燃料与砍伐森林所放出的 CO_2，强烈地扰乱了全球的 CO_2 系统，大气中 CO_2 的浓度已经由产业革命以前的 268±13 微大气压[9]增加到 1984 年的 345 微大气压，增加了几乎 30%。据估计 60 年后地表的温度可能会提高 1—3℃，南北极的气温可能增加幅度更大，使得极区冰层崩解，海平面大幅上升，进而对国际社会、经济、政治造成深远的影响。因此全球之 CO_2 问题也成了许多国家的科学家迫切研究的课题[4]。

本文利用直接的碳酸盐资料，计算人为 CO_2 在红海与西北印度洋的穿透深度及其水平分布状况，并将其结果与 ^3H 及 ^{14}C 等追踪剂的分布状况做比较。

一、计算人为 CO_2 讯号的方法

直接使用碳酸盐的资料来求得人为 CO_2 分布与数量的方法，虽存在较大的不准确性与若干限制，但仍能够大致描绘出人为 CO_2 的分布情形。其概念为，设一原在表层之海水与大气相接触时，所含的总 CO_2 浓度已达某一程度的平衡状态，设此初浓度值为 TCO_2°。该初浓度值会因大气中 CO_2 分压的变化以及海水盐度、温度的不同而改变。在这团海水经由对流而移转至深海的过程中，由于 $CaCO_3$ 的溶解以及有机质的分解，使得该团海水的总 CO_2 浓度增加。如果此时分析这海水的 Ca^{2+} 浓度，或是滴定碱度 (titration alkalinity, TA)，便可以估量溶解掉的 $CaCO_3$ 有多少，而有机质的分解，也可以由消耗的溶解氧求得。如此，便可以估算海水离开表层移转到深海时总 CO_2 浓度的变化，扣除这层影响之后，即可得到该样品的总 CO_2 浓度初值 (TCO_2°)，进而算出人为 CO_2 的含量。

式(1)最初为 Chen and Millero 所提出[11]，主要是利用测得的总 CO_2、滴定总碱度及溶解氧等数据，求取海水最初与大气平衡的总 CO_2 量。

$$NTCO_2^\circ = NTCO_2 - 0.5 \times [NTA - NTA^\circ] - 0.78AOU \qquad (1)$$

式中，AOU (表观耗氧量)指水团离开海水表面后，由有机质所消耗的溶氧量，可以从同

收稿日期：1990年11月23日。

一位温和盐度状态的饱和溶氧量和所测得的溶氧量相减算出。由于 TA 及 TCO_2 皆会受到盐度改变的影响[11]，故需将值校正至某一参考盐度上(在此是以 35×10^{-3} 的盐度为基准)。

$$NTA = TA\ (测量值) \times 35.00 \div S\ (测量值) \tag{2}$$

式中 S (测量值)为所测得样品之盐度，35.00 的数值是作为校正基准的盐度，NTA 即为经校正后之滴定碱度。对于总 CO_2 之盐度校正，方法也是一样。

目前海水表面的总 CO_2 初值 [TCO_2° (现今)]高于产业革命以前之初值 [TCO_2° (过去)]。设 $\Delta NTCO_2^\circ$ 为 $NTCO_2^\circ$ (现今)与 $NTCO_2^\circ$ (过去)之差，其关系式为:

$$\begin{aligned}\Delta NTCO_2^\circ &= NTCO_2^\circ(过去) - NTCO_2^\circ\ (现今) \\ &= NTCO_2 - 0.5[NTA - NTA^\circ] - RKR \cdot AOU - NTCO_2^\circ\ (现今)\end{aligned} \tag{3}$$

式中，RKR 为有机质分解时，所产生的碳与消耗掉氧的比值(即 Redfield 比值)。

不同深度水体的起始总 CO_2 量，可以代表过去某一时间的表层水起始总 CO_2 量，如果与现在表层水的起始总 CO_2 量相比较，即可反应过量 CO_2 量进入海洋的讯号，同时也可估算出过量 CO_2 穿透海洋的深度。而 $\Delta NTCO_2^\circ$ 越接近零处，代表越年轻的水，而越老的水则有越大的负值。

式(3)中系数 0.5 为一般所接受，而 RKR 值则随不同地区的 C/N/P/O 比值不同而有变化[12,18,26]。在式(3)内 RKR · AOU 项和其它项相比是属于次要项，故可以使用一个合理特定的 RKR 值来做计算，使用特定的 RKR 值并不会对所计算出的过量 CO_2 信号造成重大的影响，也不会使结论有重大改变。

计算人为 CO_2 的信号时，起始方程式的选择应尽量采用接近深水生成的水源区之表层水N TA 和 $NTCO_2$[12,15]。红海的深水发源于北边的苏伊士湾、埃拉特湾及红海的极北端[9]。本文以 MEROU 资料计算红海中人为 CO_2 的信号，所用的起始方程式是利用修正后之 TIRAN-02 及 MEROU 表层水的滴定碱度，和总 CO_2 资料同位温做回归求得，所得之直线回归式为:

$$NTA\ (\mu eq/kg)\begin{cases} = 214\ 8 & (\pm 7)\theta \leqslant 27℃ \\ = 182\ 1 + 12.1 \cdot \theta & (\pm 14)\theta > 27℃ \end{cases} \tag{4}$$

$$NTCO_2(\mu mol/kg)\begin{cases} = 179\ 4 & (\pm 7)\theta \leqslant 27℃ \\ = 143\ 2 + 13.4 \cdot \theta & (\pm 10)\theta > 27℃ \end{cases} \tag{5}$$

式中 θ 代表位温，括号中的数值代表标准偏差值。

对于西北印度洋而言，深层水和底层水皆是由环南极深水而来，并非是在印度洋区域生成的[16]。而那些由北大西洋来的深水和由太平洋来的水团，对于区域已不具影响力。故于本区域深水计算人为 CO_2 信号，所使用的起始方程式，是利用靠近南边深水水源区的表层 NTA 与 $NTCO_2$ 和位温做回归所得。Chen 等[15]以 GEOSECS 在三大洋 50°S 以南之测站，再加上一些南极复合区以北测站表层水的 NTA 和 $NTCO_2$ 与位温做回归，其所求得的直线回归式为:

$$NTA^\circ(\mu eq/kg) = 238\ 4 - 4.2 \times \theta(\pm 9) \tag{6}$$

$$NTCO_2^\circ(\mu mol/kg) = 221\ 9 - 11 \times \theta(\pm 16) \tag{7}$$

本文中在计算西北印度洋过量 CO_2 时，即是使用(6)和(7)式求现今表层水在不同位

温时的 NTA 与 $NTCO_2$ 初值。

二、结果与讨论

1. 红海部分

利用 MEROU 测站的碳酸盐资料，以前述的方法及使用起始方程式(4)和(5)。其中 RKR 值使用 0.78 代入计算，所求得之 $\Delta NTCO_2^0$ 的垂直分布大致上是随深度增加而减少，在 550±150m 深处有极小值出现（和 AOU 及 $NTCO_2$ 的极大值深度一致[1]）。550m 以下则又随深度的增加而增加。由于 $\Delta NTCO_2^0 = NTCO_2^0$（过去）$-NTCO_2^0$（现今），故 $\Delta NTCO_2^0$ 愈接近零处代表愈年轻的水，而负值越大代表越老的水团。$\Delta NTCO_2^0$ 的分布情形，和前述 AOU，$NTCO_2$ 及 NTA 等剖面图所显示的结果一样，都告诉我们在红海绕了一圈后回流的中层水(核心约在 550m 深左右)年龄最老，而被上、下两层新生成的水团像三明治一样包夹着。

由过量 CO_2 的南北向断面图(图 1)，可以更清楚地看出这个现象。此图所显示的过量 CO_2 分布情形大致也和深水循环的流动型式相符[5]，底层深水在北边有较小的负值，表示其较为年轻。流到南边的底层水较老，故呈现出较大的负值。在极南端有最大的负值，另外回流的中层水往北流动，因为和上、下两层相对较年轻的水团混合，结果使得愈往北，负值愈小。

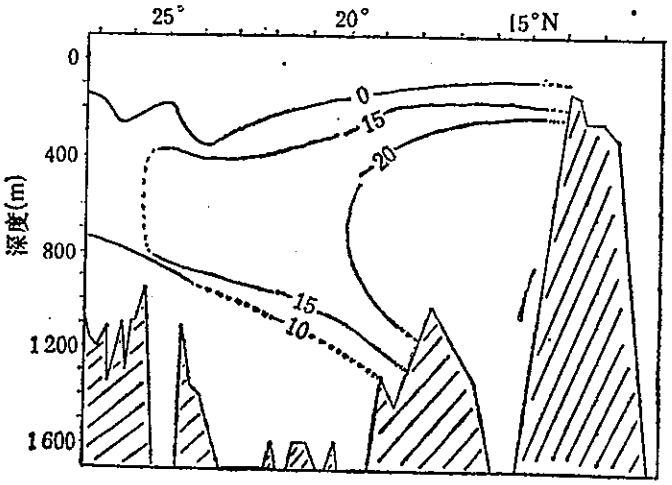

图 1 MEROU B 测站 $\Delta NTCO_2^0$ 南北向之断面图
(单位: μmol/kg)

Fig. 1 $\Delta NTCO_2^0$ profiles from south to north based on MEROU B data.

观察图 1 可以发现，全部区域最大的负值都不超过 $-25\mu mol/kg$，这个值大约要比各海洋中未受人为 CO_2 污染的深水大 $15\mu mol/kg$ 左右。三大洋深水的过量 CO_2 信号大约等于 $-40\mu mol/kg$，例如整个太平洋地区为 $-41\mu mol/kg$[12]；大西洋地区为 $-40\mu mol/kg$[7,8,11,19]；太平洋东北地区为 $-43\mu mol/kg$[6]；北太平洋地区为 $-40\mu mol/kg$[15]；印度洋地区为 $-34\mu mol/kg$[2,3] 等。这个偏低的值显示整个红海都已经被过量 CO_2 侵入，同时也表示红海的水相当年轻。Cember[5] 利用珊瑚中 $^{14}C/^{12}C$ 记录，推导出红海北边表层水在

核爆前的 $\Delta^{14}C$ 值大约为－75‰。再对照 GEOSECS 红海测站 $\Delta^{14}C$ 的断面图，依据这些资料 Cember 指出红海整个深水皆已被核爆 ^{14}C 所污染（深水中 $\Delta^{14}C$ 的最小值约为－40‰，也比核爆前的起始值－75‰高，显示全水域都已受到核爆 ^{14}C 的影响）。而其滞留时间应大约为几十年，而非 Siedler 所算的约 200 年（因为 Siedler 假设核爆前表层水和大气的同位素 ^{14}C 成平衡状态，所以把 $\Delta^{14}C$ 的起始值假设为 0‰，结果就导致高估了滞留时间）。核爆 ^{14}C 的大量进入海洋，不过是近 30 年的事。而自工业革命以来，人类大量使用化石燃料和砍伐森林已经有一百多年的时间，故由核爆 ^{14}C 侵入整个红海水域的事实，可以间接印证前述的结果——整个红海水域都已被人为 CO_2 污染。另外使用 GEOSECS 红海测站资料所计算之结果，大致上也和以 MEROU 资料计算之结果一致[1]。

以碳酸盐资料直接计算过量 CO_2 信号的方式，因为简化了若干条件，故使得计算的结果产生若干不确定性。引起不确定性的主要因素，前人提了很多[2,3,6,7,11,12,19]。至于红海中的情况，可以参见文献[1]。以定性的观点来看，已经足够显示出人为 CO_2 进入红海后所造成的影响了。由图 2 可见，$\Delta NTCO_2^0$，^3H，$\Delta^{14}C$ 皆是由表层水随深度的增加而递减，大约于 550m 深处出现极小值；于 550m 之深度以下，则又随深度增加而增加。这样的分布情形和前面所述的同测站之 AOU，NTA，$NTCO_2$ 等的讯号一样，都是表示最老的回流中层水被上、下层较年轻的深水所包夹。

由以上的比较可以知道，以定性的观点来看，直接用碳酸盐资料计算所得的过量 CO_2 信号来当水团的追踪工具，所得的结果并不会比使用核爆追踪剂的结果差。

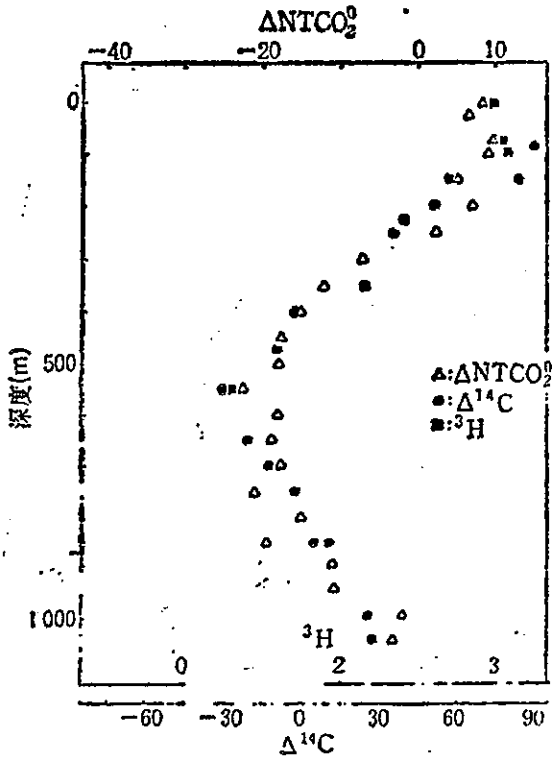

图 2　GEOSECS 测站 405 $\Delta NTCO_2^0$，$\Delta^{14}C$，^3H 三者随深度之变化

Fig. 2　Variations of $\Delta NTCO_2^0$, $\Delta^{14}C$, ^3H along with depth at　GEOSECS 405

2. 西北印度洋部分

关于印度洋的人为 CO_2 的问题，陈达伟[2]与陈镇东等[3]使用 INDIGO I (INDIEN GAZ OCEAN I)[13,14,20] 和 GEOSECS 航次的碳酸盐资料，对印度洋之人为 CO_2 穿透海水中的量及其水平和垂直分布的状况，做了相当完整的研究。由于印度洋西北部的测站数目不多，故对西北部的研究较为粗略。为了使此区域的研究更完整，并为了研究由红海而来的水团对此区域的影响情形，本文使用 1986 年 INDIGO II 航次（测站分布由 20°S—10°N 左右)[22]和部分 GEOSECS 的资料，尝试对本区域做较进一步的研究。

将方程式(3)重新整理可得下式:

$$[(NTCO_2 - NTCO_2^\circ) - 0.5 \times (NTA - NTA^\circ)] = RKR \times AOU + \Delta NTCO_2^\circ \quad (8)$$

印度洋西北部在 AOU 极大值深度以下的海水，基本上尚未遭受人为 CO_2 的污染，也就是说在这个深度以下海水的 $\Delta NTCO_2^\circ$ 大致为定值。在方程式(8)中如果我们拿 AOU 极大值以下，各个测点的 $[(NTCO_2 - NTCO_2^\circ) - 0.5 \times (NTA - NTA^\circ)]$ 对 AOU 作图，所得回归线的斜率即是表示有机质分解时，有机碳对氧的 RKR 值。而所得的截距即是表示过去海水和现今海水之间的总 CO_2 差距（$\Delta NTCO_2^\circ$)。这差距的出现也可代表大气中 CO_2 长时间增加的证据。

例如，使用 INDIGO II 的碳酸盐资料，并采用以 GEOSECS 表层水资料回归而得的起始方程式，即(6)及(7)式[19]，求出 AOU 极大值之深度以下，各个测点的 $[\Delta NTCO_2 - 0.5 \times \Delta NTA]$ 对 AOU 之关系。所得的截距（$\Delta NTCO_2^\circ$）为 $-36 \pm 7 \mu mol/kg$，斜率（RKR 值）为 0.840 ± 0.015。AOU 极大值深度以下之海水早在工业革命以前即已形成，且和大气之间不再有接触，故应该未受到人为 CO_2 的影响。过去海水和现今海水之间的 CO_2 差距（$36 \mu mol/kg$)，即代表现今海水中含有 $36 \mu mol/kg$ 的人为 CO_2。

图 3 是以式(6)及(7)为起始方程式，所求出位于 INDIGO II 测站 44(0°00′S, 56°29′E）之人为 CO_2 垂直变化图，并同时将此测站所测得的 ^{14}C 及二种多氟氯烷类，F11 及 F12[21]，绘于图上以供比较。由图 3 看来，大约在 500m 深度以下，海水的人为 CO_2 信号大致呈现定值，约为 $-34 \pm 8 \mu mol/kg$。至于 500m 深度以上，$\Delta NTCO_2^\circ$ 则随深度的增加而减少，反应出大气中之 CO_2 逐年增加的事实。而在较深海水(500m 深度以下)，其形成可能是在工业革命前，故其 $\Delta NTCO_2^\circ$ 不随深度而有变化。人为产生的核爆 ^{14}C 及性质稳定之多氟氯烷类，也具有同样的变化趋势。

根据 Emery and Meincke[16] 的说法，由红海及波斯湾而来的红海-波斯湾中层水，其影响的范围包括了 10°S 以北的地区。图 3 中的测站 44，应该受红海与波斯湾水团的影响相当大。对于核爆之前的 $\Delta^{14}C$ 起始值，Cember[5] 认为大约为 $-75‰$ 左右。对测站 44 而言，其深度在 500m 深以上的 $\Delta^{14}C$ 值皆较 $-75‰$ 高，由此说明 500m 深度大约是核爆 ^{14}C 的侵入深度。这个深度大致和过量 CO_2 的侵入深度相同。

两种多氟氯烷类随深度的增加而浓度减小，大约在 500m 深以下，F11 已小于 0.5 pmol/kg，F12 小于 0.06pmol/kg。而 800m 深以下大致上已经测不到 F11 及 F12 了。这个垂直分布的情形，同人为 CO_2 信号及核爆 ^{14}C 一样，都告诉我们这些人为产物在这个测站的侵入深度，大约为 500m 深左右。

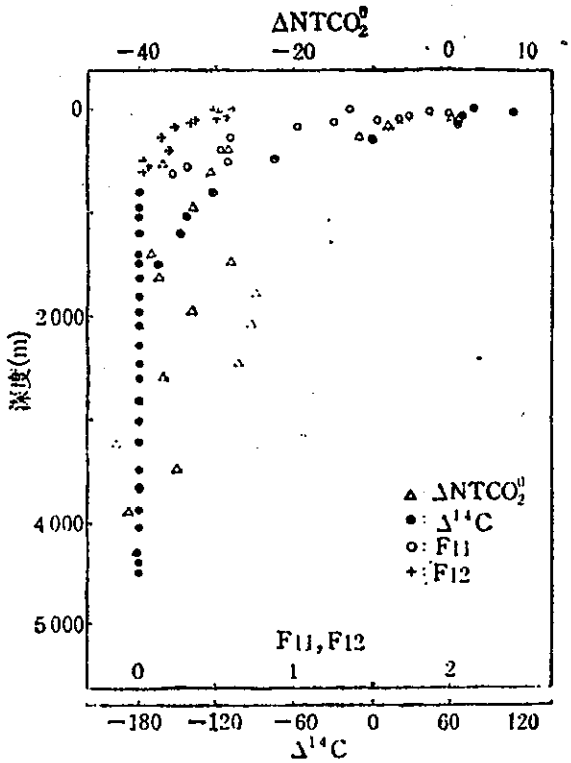

图 3　INDIGO II 测站 44 $\Delta NTCO_2^0$, $\Delta^{14}C$, 及 F11, F12 随深度之变化

Fig. 3　Variations of $\Delta NTCO_2^0$, $\Delta^{14}C$, and F11, F12 along with depth at　INDIGO II 44

过量 CO_2 在西北印度洋侵入下限的分布情形，在此是以所含的人为 CO_2 信号少于 7μmol/kg 的深度为下限。图 4 是过量 CO_2 的侵入下限分布图，西边部分使用 INDIGO II 资料所计算的结果，东边部分摘自陈达伟[2]与陈镇东等[3]的图形。由图 4 看来，侵入最深的地方是在亚丁湾口处及南边接近 20°S 处(因为 INDIGO II 航次最南的测站只到 20°S 左右，故没有见到 40°S 处更深的侵入深度[1-3])，而赤道的东侧和西侧的侵入下限最浅。这种分布情形同水圈的运动有相当密切的关系，亚丁湾口的侵入深度较深，是因为高盐度的红海水圈下沉，将较多的人为 CO_2 带入较深处。至于赤道区域因为有涌升作用，使得侵入深度较浅。而南边因为比较靠近 40°S 处的副热带复合区，40°S 处因受强烈的垂直混合作用影响，故其侵入深度也较深[1-3,9,15]。

图 5 是 ^3H 在西北印度洋侵入下限的分布情形[10]，与过量 CO_2 信号的侵入下限(图 4)分布相似。陈达伟与陈镇东等已有详尽的描述[2,3]。然而，由于其在印度洋西北方的资料较不足，故对于此区域的描述较不完整。由图 4 可以看出，高盐度的红海水团加深了亚丁湾口的侵入下限，西侧也看出因涌升作用而使赤道附近的侵入下限较浅，以及红海水团进入阿拉伯海后往东流动，因和周围水团相混合，降低了海水密度，加上受涌升作用的影响[22,23,25]，而使人为 CO_2 的侵入下限较刚出亚丁湾时的侵入下限浅，这些特征同样出现在 ^3H 的图形中(图 5)。但陈达伟[2]与陈镇东[3]的图形中，因为资料限制而没有看出这些现象。

图 6 是 $\Delta^{14}C$ 为−75‰ 等值线之深度变化[24]，因为在10°S 以北的地区受红海-波斯湾

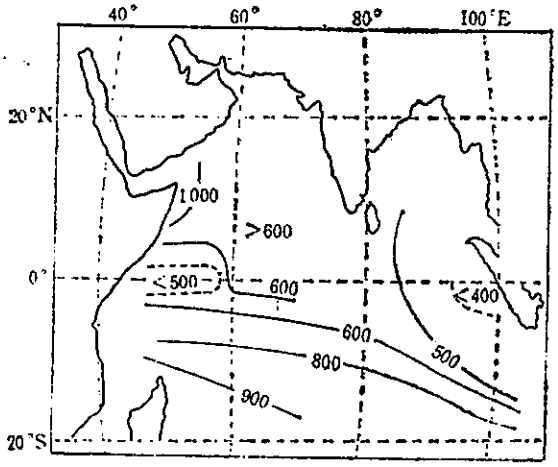

图 4 北印度洋过量 CO_2 信号侵入下限之分布

Fig. 4 The lower limit distribution of excess CO_2 signal in North Indian Ocean

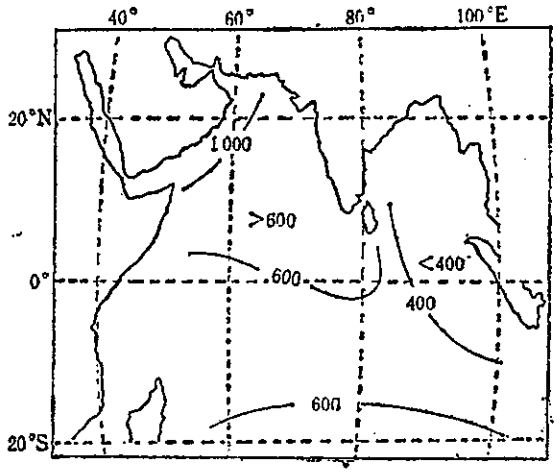

图 5 北印度洋 ^3H 之 0.1TU 等值线深度变化

Fig. 5 The depth variation of ^3H at 0.1 TU isopleth in North Indian Ocean

水团的影响很大[16]，故选择红海未受核爆污染以前的初值，−75‰[5]，为核爆 ^{14}C 的侵入下限(陈达伟[2]与陈镇东等[3]曾发现在 10°S 以北的区域中，若选择−50‰ 为核爆 ^{14}C 侵入深度的基准值时，便会低估侵入深度。而若使用−110‰ 为核爆 ^{14}C 的侵入下限时，则又会高估其侵入深度)。由图 6 可见，其分布情形同 ^3H 和过量 CO_2 信号的侵入下限分布类似。同样因为赤道区的涌升作用，使赤道附近的侵入下限较浅。亚丁湾口受红海水团的影响，故侵入深度较深。阿拉伯海东部因红海水团向东流动后与周围水相混合，降低了海水密度，于是红海水团的影响减低，再加上有涌升作用，故本区的侵入下限较刚出亚丁湾时浅。而较接近副热带复合区的南边，其侵入下限也较深。虽然大致的分布同 ^3H 以及人为 CO_2 信号相类似，但侵入下限的深度三者不尽相同。进入海洋历史最久的人为 CO_2 信号侵入下限最深，而进入海洋时间相当的核爆 ^{14}C 及 ^3H 的侵入下限则大约相等。不过在赤道以北，80°E 以西，这个区域的 $\Delta^{14}C$ 侵入下限较 ^3H 浅。造成这种差异的可能原因有：(1)资料本身的误差。(2) $\Delta^{14}C$ 的侵入下限选择并非十分恰当，因为这块区域有很多水团存在，有红海来的，波斯湾来的，孟加拉湾来的及南印度洋来的等等，在我们只使用红海未受核爆污染以前的初值(−75‰)为 $\Delta^{14}C$ 的侵入下限，而没有考虑其它水团的影响时，会产生某种程度的误差。(3)此区域的生产量高，多量的有机质分解，使 $\Delta^{14}C$ 值受到影响，但不影响 ^3H，故造成 $\Delta^{14}C$ 同 ^3H 之间的侵入下限分布有些差异等。

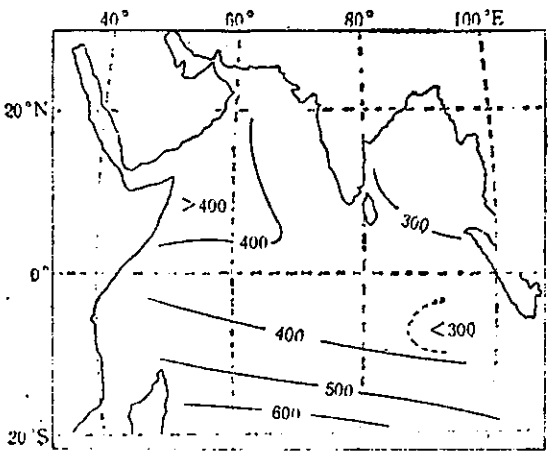

图 6 北印度洋 $\Delta^{14}C$ 之 −75‰ 等值线深度变化(单位：m)

Fig. 6 The depth variation of $\Delta^{14}C$ at -75‰ isopleth in North Indian Ocean

三、结　论

1. 整个红海都已经被人为 CO_2 污染，而且其分布情形大致同深水循环的流动型式相符。

2. 比较过量 CO_2 信号，$\Delta^{14}C$ 与 ^3H 的分布情形，可以发现三种追踪剂的分布相当类似，皆与水团运动有密切的关系。

3. 使用 INDIGO II 测站的碳酸盐资料，所计算之西北印度洋人为 CO_2 值为 36±7 μmol/kg。

4. 过量 CO_2，$\Delta^{14}C$ 及 ^3H 三种追踪剂在西北印度洋的侵入下限分布，都是在赤道附近最浅，亚丁湾口最深，而南边越接近 40°S 处(大致上是副热带复合区所在的位置)越深，说明了过量 CO_2，$\Delta^{14}C$ 及 ^3H 三者受水团运动的影响相当大。

参　考　文　献

[1] 吴朝荣，1990。红海及邻近水域的碳化学研究。中山大学海洋地质研究所硕士论文，128pp.。

[2] 陈达伟，1988。印度洋之 CO_2 问题及深水氧消耗速率。中山大学海洋地质研究所硕士论文，173pp.

[3] 陈达伟、陈镇东，1989。印度洋之化石燃料 CO_2 信号。中国环境保护学会会志 12(2): 45—65。

[4] 陈镇东、黄文枢、谭爱兰，1986。论当前全球性之 CO_2 污染问题。国立中山大学学报 3: 133—171。

[5] Cember, R., 1988. On the sources, formation and circulation of Red Sea deep water. *J. Geophys. Res.* 93: 8 175—8 191.

[6] Chen, C. T., 1982a. Oceanic penetration of excess CO_2 in a cross section between Alaska and Hawaii. *Geophys. Res. Letters* 9: 117—119.

[7] Chen, C. T., 1982b. On the distribution of anthropogenic CO_2 in the Atlantic and Southern Oceans. *Deep-Sea Res.* 29: 563—580.

[8] Chen, C. T., 1984. Carbonate Chemistry of the Weddell Sea. DOE technical report, DOE/EV/10 611-4, 118 pp.

[9] Chen, C. T., 1987. On the depth of anthropogenic CO_2 penetration in the Atlantic and Pacific Oceans. *Oceanologica Acta* 10: 97—102.

[10] Chen, C. T., 1989. Excess CO_2 in the world oceans. Workshop on Long-term Air Quality Changes and Their Climatic Impact, Nov. 14—15, Taibei, Taiwan, 7pp.

[11] Chen, C. T. and F. J. Millero, 1979. Gradual increase of oceanic CO_2. *Nature* 277: 205—206.

[12] Chen, C. T. and R. M. Pytkowicz, 1979. On the total CO_2-titration alkalinity-oxygen system in the Pacific Ocean. *Nature* 281: 362—365.

[13] Chen, C. T. and A. Poisson, 1986. Indian Ocean gas study. EOS Oceanography Report, 4.

[14] Chen, C. T., A. Poisson and C. Goyet, 1986a. Preliminary data report for the INDIVAT 1AND INDIGO 1/INDIVAT 3 cruises in the Indian Ocean. DOE technical report DOE/NBB-0 074, 106 pp.

[15] Chen, C. T., M. R. Rodman, C. L. Wei, et al., 1986b. Carbonate chemistry of the North Pacific Ocean. DOE technical report DOE/NBB-0 079, 176 pp.

[16] Emery, W. J. and J. Meincke, 1986. Global water masses: summary and review. *Oceanologica Acta* 9: 383—391.

[17] Naqvi, S. W. A., H. P. Hansen and T. W. Kureishy 1986. Nutrient uptake and regeneration ratios in the Red Sea with reference to the nutrient budgets. *Oceanol. Acta* 9: 271—275.

[18] Papaud, A. and A. Poisson, 1986. Distribution of dissolved CO_2 in the Red Sea and correlations with other geochemical tracers. *J. Mar. Res.* 44: 385—402.

[19] Poisson, A. and C. T. Chen, 1987. Why is there little anthropogenic CO_2 in the Antarctic Bottom Water. *Deep-Sea Res.* 34: 1 255—1 275.

[20] Poisson, A., B. Schauer and C. Brunet, 1985. Les rapports des campagnes a la mer, MD 43/INDIGO 1. Les Publ. Mission Rech., 85, 06, Terres Australes et Antarctiques Fr., Paris, 267pp.

[21] Poisson, A., B. Schauer and C. Brunet, 1986. Les rapports des campagnes a la mer, MD 49/INDIGO 2, Les Publ. Mission Rech., 86, 02, Terres Australes et Antarctiques Fr., Paris, 234pp.

[22] Schott, F., 1983. Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling. *Progress in Oceanography* 12: 357—381.

[23] Smith R. L. and J. S. Bottero, 1977. On upwelling in the Arabian Sea. *In* A Voyage of Discovery. George Deacon 70th Anniversary volume. Pergamon Press, pp. 291—304.

[24] Stuiver, M. and H. G. Ostlund, 1983. GEOSECS Indian Ocean and Mediterranean radiocarvon. *Radiocarbon* 25: 1—29.

[25] Swallow, J. C., 1984. Some aspects of the physical oceanography of the Indian Ocean. *Deep-Sea Res.* 31: 639—650.

[26] Takahashi, T., W. S. Broecker and S. Langer, 1985. Redfield ratio on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.* 90: 6 907—6 924.

THE ANTHROPOGENIC CO_2 SIGNALS IN THE RED SEA AND NORTHWEST INDIAN OCEAN

C. T. Chen and C. J. Wu

(Institute of Marine Geology, National Sun Yat-Sen University, Kaohsiung)

ABSTRACT

The penetration of anthropogenic CO_2 has been calculated for the Red Sea based on the MEROU, GEOSECS and TIRAN-02 data. The results demonstrate that the Red Sea has been contaminated by excess CO_2 from surface to bottom. The excess CO_2 signals are similar to the tritium and ^{14}C distributions.

We have also used the INDIGO II data to study the penetration depth and the distribution of anthropogenic CO_2 signal in the northwest Indian Ocean. The results indicate that the vertical distribution of the anthropogenic CO_2 is similar to that of tritium, ^{14}C and freons, which are all influenced by the movement of water masses.