

## 全球海洋研究、温室效应和气候变化： 调查各种联系

科学家们正在利用新工具和新方法了解海洋  
对地球气候系统的重要性

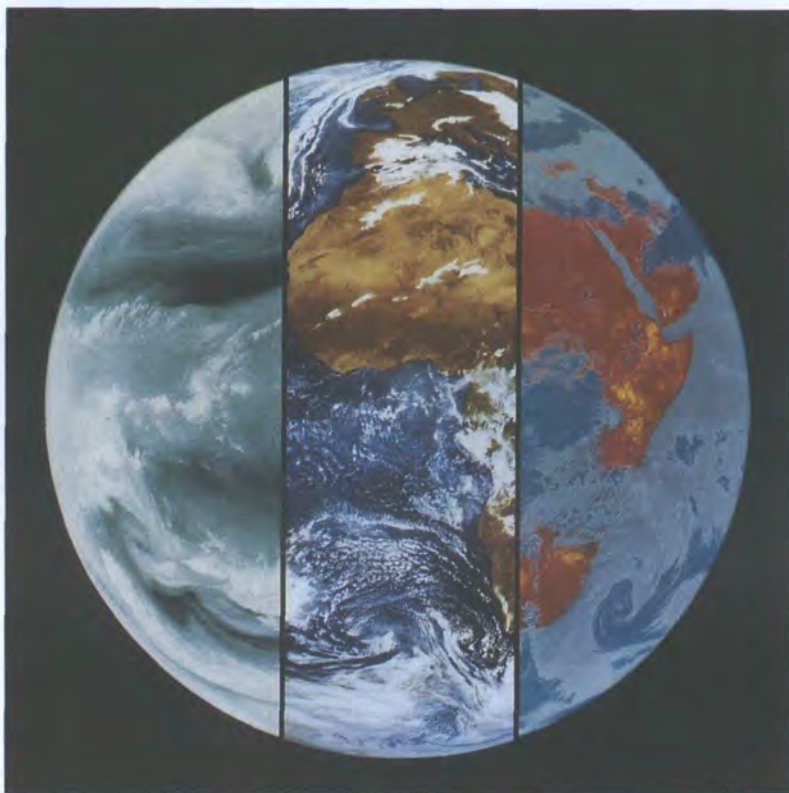
世界海洋由 13 亿立方公里的含盐水构成，覆盖着 71% 地球表面。这一庞大水体，对全球生态系统有巨大影响。它为大陆上的水分循环提供水源。它充当全球恒温器，使由入射太阳辐射时间上和空间上的变化引起的热梯度变得平缓。它调节着某些痕量气体在大气中所占的比例。此外，它还充当许多人为污染物的倾倒场所。

人们通常认为气候波动与大气变化是一回事。然而，我们不能只考虑大气。大气中的许多过程，不但与陆地、海洋以及地球表面的冰覆盖部分（所谓冰冻圈）有密切联系，也与包含陆上和海洋生存系统的生物圈有密切联系。大气、陆地、海洋、冰冻圈和生物圈，共同形成气候系统的基本结构。（见 27 页示意图。）

要了解气候系统，除了其他许多东西之外，还必须知道海洋和大气是如何交换热、水和温室气体的。例如，人们必须知道全球海洋主要环流模式是怎样的；深洋内部对大气变化是如何迅速反应的；以及哪些过程导致海冰的形成和衰退。

大气中几种主要温室气体（二氧化碳、甲烷、氧化亚氮）的浓度一直在自然地变化，而且自工业前时期以来一直在因人类活动而增加。在温室变暖速度方面，海洋起着重要作用。海洋是通过吸收大气中的过剩温室气体和某些温室诱发热量起这种作用的。这两种过程有助于降低温室变暖速度。如果没有海洋的这种缓冲效应，大气的

K. Rozanski、  
S. W. Fowler  
和 E. M. Scott



Rozanski 先生是 IAEA 物理和化学科学处同位素水文学科的职员；Fowler 先生是 IAEA 设在摩纳哥的海洋环境实验室所属放射生态实验室负责人；Scott 博士是苏格兰格拉斯哥大学统计学系高级讲师。

照片来源：European Space Agency。

全球地面温度现在也许要高出 1—2 摄氏度。

人们经常提出的问题是,海洋是否将继续使这种变暖效应放慢,这种影响的速度是将随这一过程的继续减慢还是加快。我们必须很有把握地回答这些问题,然后才可能预测全球气候变化的全面情况。因此,必须对(1)大气—海洋界面上的气体特别是  $\text{CO}_2$  的交换过程,(2)温室气体从海洋表面到海洋深层,乃至沉积物的输运路线,以及(3)控制海洋环流的诸因素,有一个比现在要好得多的了解。

### 运动中的海洋

风驱动的海洋表面环流,实质上仅使热量和水在水平面上运动。温盐合成环流即海洋表面的水由于过分蒸发而变冷和(或)含盐量增加导致沉向海洋内部的过程,则慢得多。这一过程一方面迫使海洋更深水层与大气相互作用,另一方面“打开”巨大体积的深海来贮存热量和  $\text{CO}_2$  等。

这种质重的表面水的沉入过程,目前发生在海洋的几个不大的区域。最深的对流发生在北大西洋的北部(挪威海和格陵兰海)和南极周围(威德尔海)。在北大西洋,长时间与大气接触的暖表面水,是在被冷却并溶解了较多的  $\text{CO}_2$  之后,作为较咸的水沉向深海的。在南半球,上涌的较长时间未得与大气直接接触的深海海水很快被转变成  $\text{CO}_2$  含量高的冷的质重水,并再次进

入海洋的深层和底层。这两部分各有其特性的水,扩散到整个海洋,并迫使“驻留的”深海海水虽缓慢但稳定地上涌。

这种驻留的深海海水是较老的水,其组成一直因垂直混合过程、从海洋表面下沉的有机物,和与海底沉积物接触而改变。最后,上涌的水流回到下沉区域,完成通常所谓“输送机皮带”的环流圈。(见图。)

北大西洋深水形成及海洋热量向高纬度大陆地带传输的速度和模式,都随该区域表面水环流而变化。过高的盐浓度和相伴的(随表面水流入大西洋的速度而变化的)热通量一起形成了强大的海洋锋。这些锋限定了冰覆盖洋区和开阔洋区的边界,并温暖着邻近的北欧地区。从 10 年时标、人类历史时标或地质时标来看,整个海洋系统都是很很不稳定的。例如,从历史记载了解到,海冰界限和流动表面水的含盐量、温度和体积哪怕有微小的波动,也会严重影响欧洲的气候、经济和生活条件。例如,在 15 世纪与 18 世纪之间的所谓小冰期,就发生过这种情况。

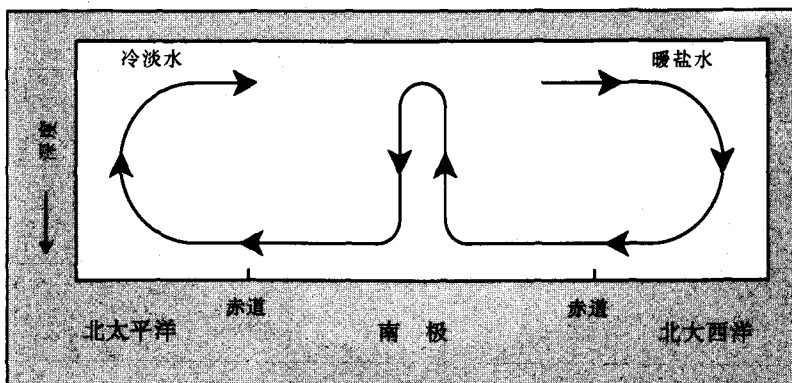
### 模拟海洋动力学

总的说来,通过两项相互关联的活动即海洋系统的数学模拟及细致的实验和观察研究,我们对海洋动力学及其在全球碳循环中的作用的正在加深。

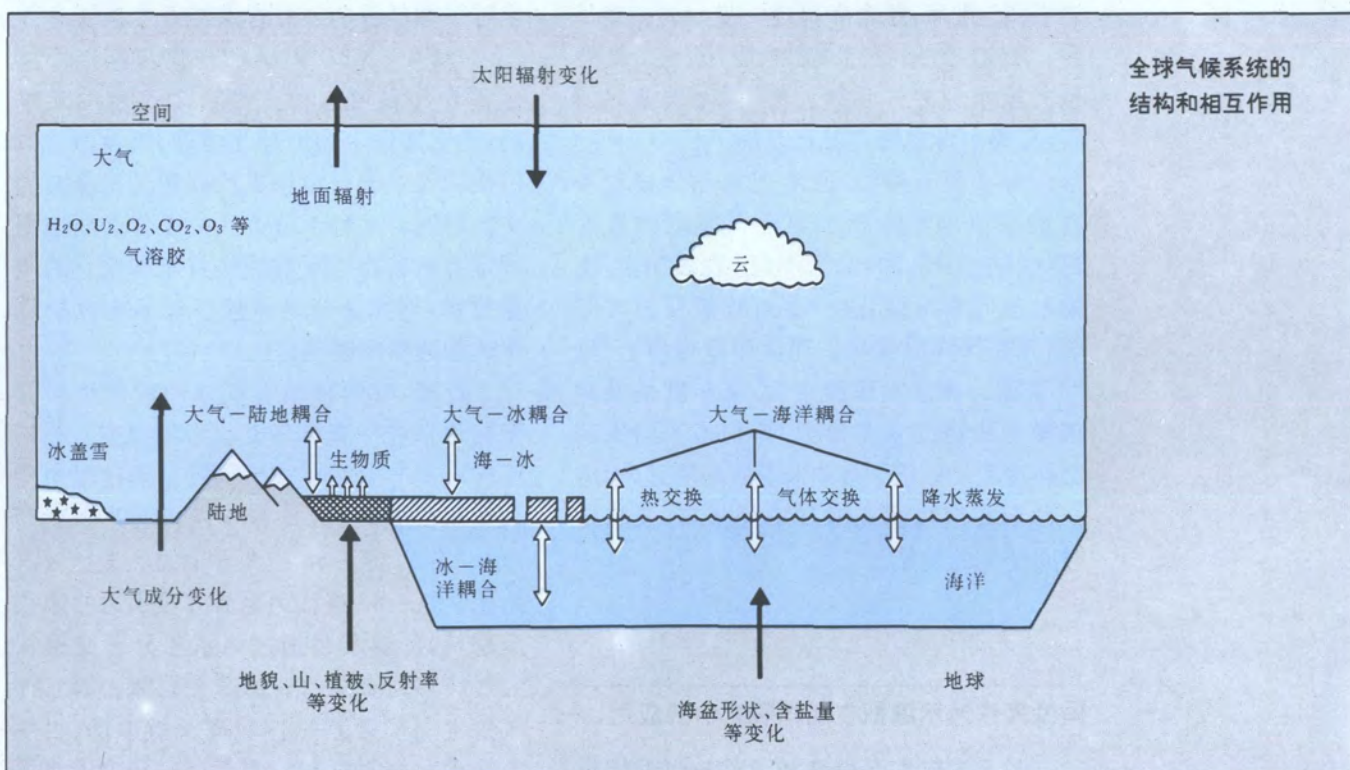
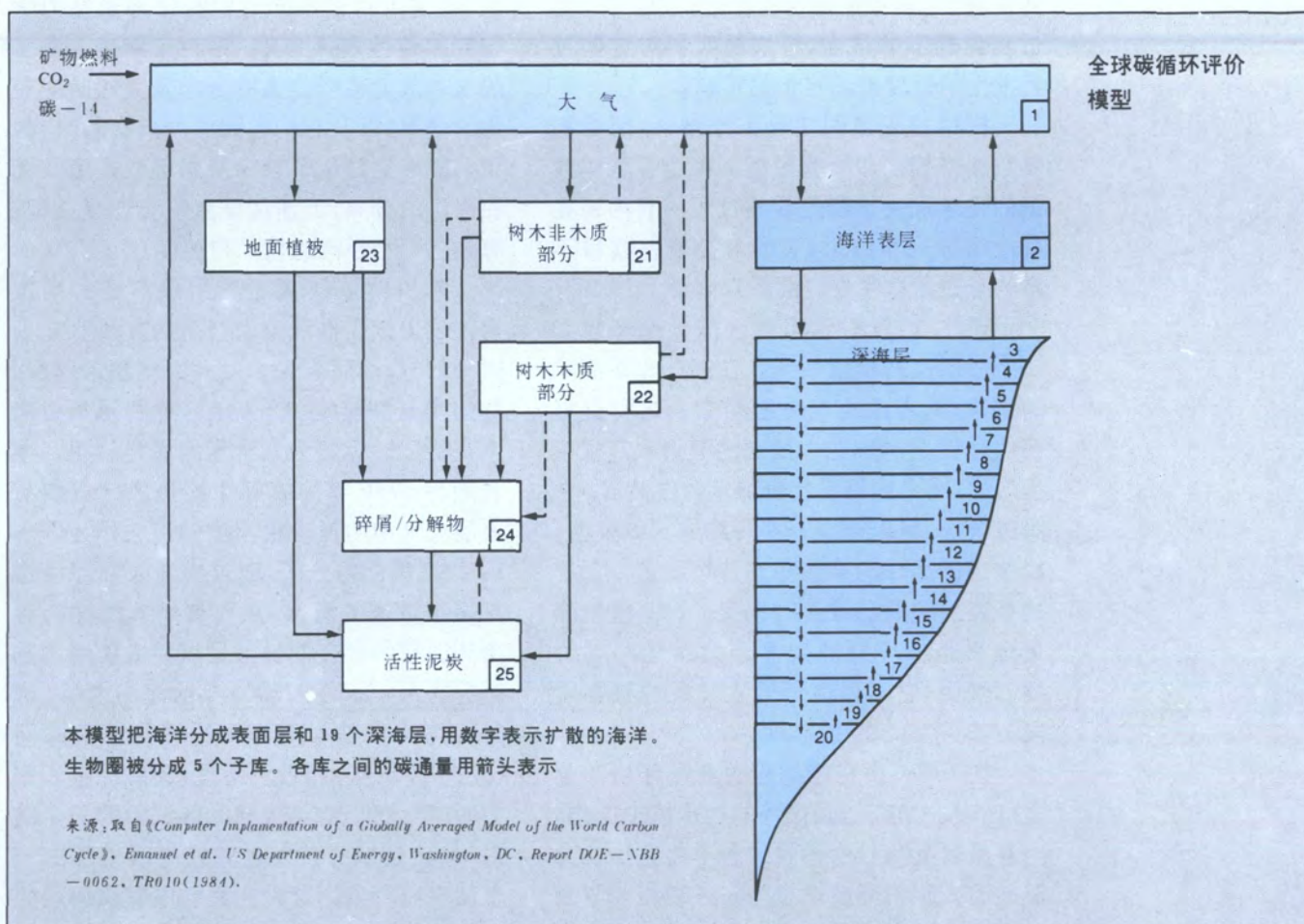
模型和模拟项目有助于我们的了解,它们把从专门的生物—地球化学项目得到的知识综合起来,并为我们提供了一幅有关研究中的系统相互作用的全面结构和模式的图画。全球碳循环是很复杂的,而必须纳入任何模型的那些过程,短的也许若干年长的也许若干世纪。因此,可供使用的知识的综合便成为一项重要工作。

任何模型,即使最复杂的模型,总是现实世界的一种简化。它是对海洋系统的一种经验描述,因而也许只涉及那些对某些特定空间和时间范围有重要意义的过程。模型结果带有不确定性。这是因为被包含

常被称为“输送机皮带”的全球海洋环流示意图。







的物理、化学和生物过程为数有限,对这些过程处理不够适当,特别是我们对这些过程发生的速度缺乏定量的了解。

模拟过程须同实验工作结合,因为需要数据来校准和检验模型。每个模型对数据的需求取决于所包含的过程。有的需要整个海洋观察结果,有的只需要在数目不多的点进行非常专门的系列测量。

记住这些情况,可为全球碳循环建立一个分层次的模型系统。在第一和最简单的层次,只考虑大气—海洋交换之类最重要的过程。一般,这个层次的模型取箱室模型形式,其中的箱室代表特定的碳储器。在第二层次,可以建立一些一维或二维模型,以描述碳循环的某些稳态特性。这个系统的最高层次是三维含时模型。这些模型能最逼真地描述全球碳循环的结构和动力学。然而,它们目前仍处在开发的最初阶段。

在 IAEA 设在摩纳哥的海洋环境实验室(IAEA-MEL),碳循环的初步模拟工作,一直是复杂程度不同的若干箱室模型为基础的。碳循环被设想为一系列相互联系的库。4个主库是大气、陆地生物圈、水圈和岩石圈。进而,每个库可进一步分成一些子库。例如,如果我们考虑水圈,则这个圈便包括淡水和海洋系统。然而,就碳循环而言,只集中考虑海洋就已足够。

为了便于模拟,通常把海洋分成若干功能层:(1)由太阳加热受风搅动的表面层,(2)中间层,和(3)深洋层。在表面层,生物过程非常活跃,这一些过程需要的时间短,而在深洋层变化的速度则低得多。(见27页图。)概念模型给定后,下步就是确定该模型所需的众多参数,特别是不同库间交换速率的数值。通常采用的方法是,考虑一种示踪剂物质在海洋中的分布,及其随时间变化的情形。

#### 同位素作为示踪剂在海洋研究中的应用

人工放射性同位素和天然放射性同位

素,都是可用于不同时标海洋环流动力学研究的最有力的工具。通过了解进入海面的这些放射性同位素的分布及其随时间变化的情形,以及它们在海洋内分布的演变,我们能够更好地了解深层水形成速度及其在深洋的分布,上涌区垂直混合速度,以及海洋内部水环流的模式和速度。

氡和碳-14属于应用最广泛的同位素。过去核武器试验中产生的氡是水分子的一部分,因而成为水运动的理想示踪剂。氡的半衰期较短(12.4年),特别适于用来调查特征时标约为几十年的海洋过程。半衰期为5730年的放射性碳是由宇宙线与上层大气中的氮作用产生的。它作为碳-14的二氧化碳分子,通过海洋表面停滞边界层扩散进入海洋,从而被纳入海洋的碳循环。它的半衰期长得足以使人能够调查时标约为1000到10000年的海洋过程。这时标与水在整个海洋中的平均停留时间(接近1000年)相近。不过,放射性碳还作为50年代和60年代核武器试验的一个结果,和较近期的核发电和燃料后处理的一个结果而产生。这种在大气中首次出现的人类活动产生的放射性碳,是可用于研究全球碳循环各个方面的重要工具。

IAEA-MEL科学家一直与其他团体合作参与利用这种人类活动产生的示踪剂,研究海洋生物地球化学库,以及微粒有机碳和无机碳与溶解有机碳和无机碳之间交换情况。这种十分细致的工作需要应用测定有机碳特性所需的新技术和现代的测量技术,例如适合测量极小样品中放射性碳的加速器质谱测定法(AMS)。

近来,有两种惰性气体的放射性同位素被用来进行海洋环流动力学调查。在核反应堆中产生并在核燃料后处理过程中释入大气的氙-85,具有与氡相近的半衰期(10.7年)。氙-85在大气中的历史已被人熟悉。氙-85被认为是具有吸引力的潜在示踪剂,能够代替通过降水和分子交换从大气转移到海洋的核弹产生的氡。第二种放射性同位素氙-39只有天然来源(由宇宙线在大气中产生)。它是海洋研究中有用



的示踪剂,因为它在化学上是惰性的,而且半衰期(269年)介于氚、氦-85和碳-14之间。这两种示踪剂的主要缺点是,测定它们在海水中的活度需用比较复杂的分析程序。

借助放射性碳之类放射性示踪剂,我们可不断获得了解海洋中碳的生物地球化学过程所需的重要的新数据。这样做还能确保,为可能开发的新模型提供校准和确认所需的数据。

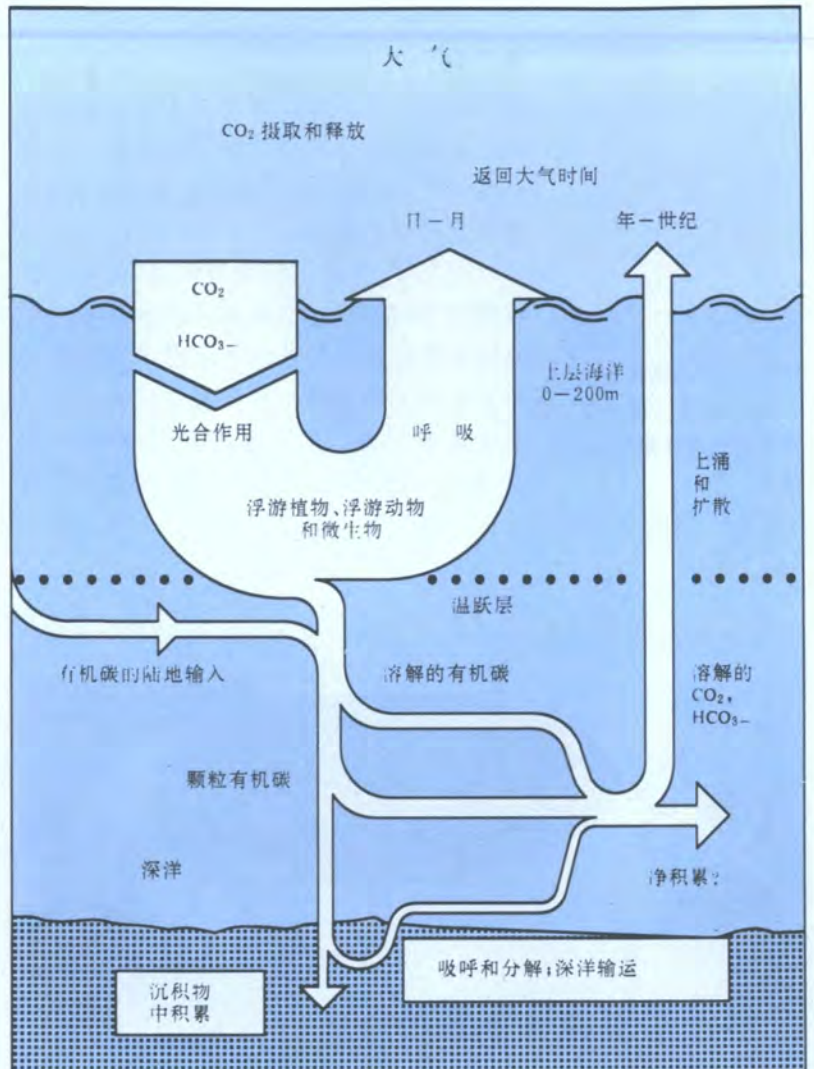
### 海洋中的碳循环

在由燃烧矿物燃料和改变土地使用产生的 $\text{CO}_2$ 输入量的估计结果中,目前存在于大气的不到60%。据认为,海洋以每年约2吉吨(1吉吨 $\text{CO}_2$ 等于 $10^{15}$ 克碳)的速率,吸收所余40%多 $\text{CO}_2$ 中的大部。由于海洋贮存的碳比大气中存在的约多50倍,所以海洋碳循环为响应气候变化和(或)海洋环流变化而发生的较小变化,会使大气 $\text{CO}_2$ 浓度发生大的变化。

例如据估计,一个完全停滞的海洋从大气中吸取人类活动产生的 $\text{CO}_2$ 的量将为目前数值的四分之一。相反,海洋环流增强会使目前一切人类活动产生的 $\text{CO}_2$ 的吸收率提高到接近90%。不过,这只是粗略估计,事实上我们几乎不知道,海洋吸收 $\text{CO}_2$ 的能力在不同时间范围内是如何被调节的。

作为国际陆圈-生物圈计划(IGBP)所设核心项目之一的联合全球海洋通量研究项目(JGOFS),正在解决这些问题。这个项目集中研究 $\text{CO}_2$ 动力学,和海洋碳循环及其对环境变化的敏感度。

海洋内的碳循环受溶解的 $\text{CO}_2$ 与有机物质之间一系列可逆氧化-还原反应的支配。海洋生物是这些反应的主要催化剂。生物碳(有机颗粒和碳酸盐颗粒)是在100米左右的海洋上层(称为“透光区”)由太阳驱动的光合过程产生的。这些由这种“初级生产”过程产生的微小生物颗粒进入食物链。



结果是,碳或作为生长物质进入生物体,或作为 $\text{CO}_2$ 被代谢呼出,或被变成有机碎屑,借助重力下沉而离开海洋表层。这种连续下沉的生物颗粒雨(所谓“生物泵”)是所有以全球环境变化为主要着眼点的海洋生物地球化学循环研究的主要组成部分。(见图。)

最新的一些估算表明,海洋生物泵每年能从透光区输出7.4吉吨颗粒有机碳(POC)。这个数值约为全球初级生产估计量的15%,约相当于矿物燃料燃烧每年输入大气的 $\text{CO}_2$ 量。

当这些生物碎屑颗粒通过较深水层缓慢下沉时,这种输出有机碳有90%以上,作为细菌活动、动物摄食活动和机械再矿化

### 海洋“生物泵”主要组成部分



的综合结果,再次变成溶解的无机碳。因此,在透光区产生的有机碳进入深洋的通常不到1%,而且其中只有一小部分永久地滞留在深海沉积层。尽管这个生物泵及其相关的返回途径在全球碳循环中具有极其重要的意义,但人们对这些过程的结构、机制和速率知之甚少。

近几年,各种沉积物捕集器(可视为海洋颗粒“雨量计”),已被海洋学家日益广泛地用来测定碳和其他与下沉粒状物质有关的元素的下降通量。在象海洋这样一些运动水体中利用沉积物捕集器,会遇到一些固有的问题。但就相当准确地直接测量海

洋颗粒下降通量而言,它们仍是唯一可供利用的工具。

1987年以来,IAEA—MEL一直同法国科学家合作,在地中海西北部(利古里亚海)的透光区下方部署沉积物捕集器,其目的是跟踪碳从该区域的海洋表面移走的跨年度变化。初步结果表明,不能把颗粒碳从海洋表层水的输出简单地看作缓慢均匀沉降过程;相反,颗粒碳的输出是“脉冲”式的,这与表层水中生物繁殖方式有关。

科学家对来自透光区的有机碳的下降通量感兴趣,因为大家认为它与“新生产量”成正比。“新生产量”在其最简单的术语中,被定义为从透光区之外带入的外来氮源中产生的初级生产量的一个部分。这里所作的假定是,长期内氮和碳的输出必定为输入透光区的氮和碳的数量所平衡。所以,如果新生产量能被认为同从透光区输出的碳成正比,就能够计算出 $\text{CO}_2$ 从海洋表面到深洋的挪移量。由于这种新生产量概念存在种种重要的分支,科学家们已在探索估算这一过程速率的其他方法。

得到广泛注意的一种方法涉及将天然放射性核素钍-234作为一种适当的示踪剂,用于表面水中颗粒形成和输出速率的测定。钍-234与它的可溶母体铀-238不同,是亲颗粒的,而且由于它的半衰期较短(24.1天),所以能用于描绘需时几天至几个月的生物地球化学过程。近期研究发现,由于它能与生物颗粒牢固结合,海水中溶解钍-234的停留时间与初级生产速率之间存在反比关系。如果钍所吸附的颗粒是生物产生的,那么与颗粒碳结合的钍-234的数据便可用于估计碳的输出量或新生产量。在大部分开阔大洋区域,大多数悬浮颗粒是生物成因的;因此,钍-234技术特别是在这些区域具有很大应用潜力。

在利古里亚海的合作研究中,IAEA—MEL已开始研究颗粒载带钍-234通量与碳通量之间的关系。现有结果表明,颗粒载带钍-234通量与透光区碳输出量之间是大体相关的,虽然某些重要的尤其是在钍-234/碳比率方面的重要变化,可能使

IAEA 海洋环境实验室用自动时序沉积物捕集器作为海洋颗粒“雨量计”





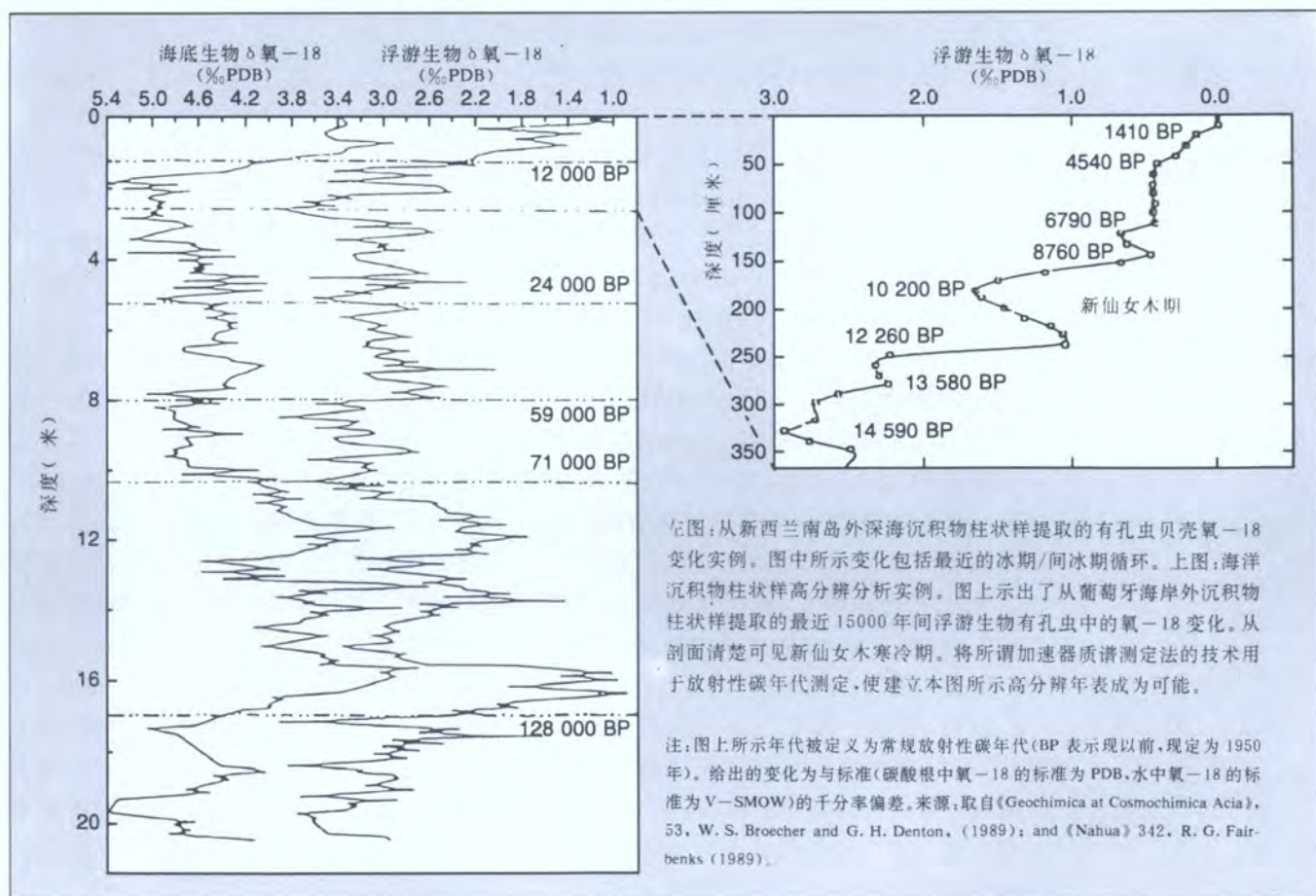
这种相关变得模糊。为弄清发生这些变化的原因,正在进行研究。

海洋吸收人类活动产生  $\text{CO}_2$  的另一种定量方法,是以计算通过大气—海洋介面的全球  $\text{CO}_2$  净通量为基础的。为了计算这种通量,必须正确评估两个变量的全球平均值:(1)海洋表层水与大气间的  $\text{CO}_2$  分压差,和(2) $\text{CO}_2$  的气体传递系数。由于季节和海洋区域对这两个参数影响很大,用这种方法计算的  $\text{CO}_2$  吸收量带有很大的不确定性。放射性同位素主要是核弹产生的碳-14和天然氦-222,曾用于确定  $\text{CO}_2$  的气体传递系数的数值。目前开展的研究,是为了对海洋的大区域获得更好的了解,并完善用遥感技术监测这些变量的方法。

还有一种定量分析目前海洋在全球碳循环中作用的方法是,模拟地球大气层探

测到的  $\text{CO}_2$  浓度的空间瞬时变化。通常,使用一些三维传递模型,根据有关  $\text{CO}_2$  表面通量的强度和位置(包括海洋区域)的特定假设,来模拟  $\text{CO}_2$  的全球分布。大气把来自一切源和汇的  $\text{CO}_2$  通量汇集起来。因此,它含有  $\text{CO}_2$  源和汇区域的大规模特征。这些特征变化大,是难以在较小规模上测量的。

从目前的几乎都没在海区的  $\text{CO}_2$  监测站国际网得到的数据,不可能用来解决  $\text{CO}_2$  浓度的经度梯度问题。因此,利用这种方法仍难以足够准确地确定重要的源/汇区域。由于海洋和陆地生物圈释放的  $\text{CO}_2$  的碳-13/碳-12 同位素比率很不相同,人们希望,对这种比率的大范围变化进行高度精密测量,将有助于确定陆地和海洋各自对全球碳平衡的贡献。IAEA 通过关于“大气中二氧化碳和其他微量气体同位素变



化”的协调研究计划,积极参与了这一领域内的研究工作。该计划侧重于提供,某些精心选择的地点的大气微量气体同位素组成的高质量可相互比较时序。

### 全球环境档案

过去全球变化的海洋记录,是我们可加以对照来评估人类活动所致地球变化情况的背景材料。最重要的是要区别人类影响与自然变化,我们正根据这个大时间范围的记录推断后者。在所有与海洋和大气气候历史有关的记录中,海洋记录是可供利用的最连续的记录。它还含有丰富的,有关这一系统的化学和生物相互作用的关键性因素的资料。

由于海洋系统很大,海洋记录具有有力的全球征象。它还使我们了解到象南厄尼诺振荡(ENSO)或冰锋移动这样一些区域性事件。在边缘海和沿陆缘地带,它提供了有关大陆事件例如干旱性、或海洋的河载颗粒物质和溶解物质输入量的变化的资料。

海洋记录可在3种时标上来考虑。在10000—100000年的长时标,海洋沉积层保存了大的气候变化的标志,即主要由最初由米兰科维奇提出的地球系统轨道参数周期变化引起的冰期—间冰期旋回的记录。在1000—10000年中时标,一些幅度大但时间较短的非周期性事件,例如欧洲的新仙女木寒冷期或小冰期,都是叠加在米兰科维奇旋回上的。最后,在10—1000年短时标(主要涉及滨海地带沉积物和礁珊瑚),人们可以了解到大洪水之类不常见事件发生的特征和频度,地区性旱灾和火山爆发的周期。这一时标也是表征全球环境中的主要人为干扰的时标。

目前,已有一套广泛而成熟的基本的方法,可用来收集沉积物样品和测定许多可藉以恢复古海洋面貌的性质。业已证明,以稳定同位素和放射性同位素为基础的同位素技术在这一方面是最有用的。

海洋沉积物中的所谓有孔虫类的海洋原生动物,其碳酸盐贝壳的氧-18/氧-16比率是海水的氧-18/氧-16比和海水温度的函数。在冰期/间冰期气候波动过程中,这两个因素在同一方向起作用,使所形成的碳酸钙中的这一比率保持在较高的值。(见31页图。)深海底栖有孔虫类的氧-18/氧-16比率基本上反映了全球冰川体积变化(大陆冰盖的扩大和后退)控制的海水中同位素变化,而靠近海表面生活的浮游类有孔虫的氧-18/氧-16比大致反映了海洋表面温度的变化。

海洋环境中的放射性同位素为确定海洋沉积物中记录的过去气候变化的正确时间范围,提供了唯一机会。在年代测定方法中,放射性碳、铀系不平衡和钾—氩方法是最广泛采用的方法。随着开始将加速器质谱测定法和比较近期的热电离质谱测定法分别应用于放射性碳和铀系年代测定,建立最近的冰期—间冰期气候循环的详细的年表已有可能。

### 今后方向

目前,全球气候变化研究的主要诱因是公众对下一世纪人类活动所致环境变化(特别是气候变化)的担心。推测的因过量排放温室气体而引起的全球变暖,可能对全人类有严重的社会—经济影响。可以肯定认为,预计的全球性和(或)区域性气候变化可能较快地发生,我们几乎没有采取有效对策或实施适当的应付计划的余地。

无疑,世界的海洋是地球生态系统的关键性组成部分。不合情理的是,海洋至今仍是了解最少的。因此,必须集国际力量调查研究这一浩瀚的极其复杂系统的各个方面,及其在气候控制方面的作用。最迫切的任务之一是,我们要了解在变化不定的环境条件下海洋吸收和释放CO<sub>2</sub>的变化不定的速率。以稳定同位素和放射性同位素为基础的同位素技术,在这一豪迈的事业中应起重要的作用。 □