

建立的。

管理自然的任务只是在初期可归结为保持空气和水的清洁,保护动植物和土被等。随着自然本身的发展和人类活动的影响加强,就会产生新的问题,提出新的任务,想要建立无污水废料的企业或封闭的生产系统和生活系统以避免环境污染问题在理论上和实际上都是行不通的。这种想法的产生是出自对科学技术发展的前景持不正确的解释。由于资源的有限性,任何

封闭系统都不能维持很长的时间。甚至象宇宙飞船,空间轨道站这样具有完备的生活供应的系统,也需要不断补充新的装备物质,乃至氧气,并要将其生活废料抛出舱外。合理而又可行的做法是建立产生废料少,破坏自然的程度达最低限度的工艺流程。

(李德美摘译自《География и Современность》论文集, 1982年。)

海水翻腾是引起气候突变的关键因素

H. 弗洛恩(波恩大学气象系)

提 要

在赤道附近及某些沿海地带,冷水随斜温层上升。本文论述该现象在气候变化中的重要作用。现将观测事实简述如下:

a) 赤道附近的海面温度与大气中 CO_2 和 H_2O 的含量之间呈正相关关系, b) 信风强度与赤道(包括沿海地区)的海面温度之间呈负相关关系, c) 信风强度与两半球付热带高压纬度之间呈负相关关系, d) 赤道和两极对流层的温差与付热带高压纬度之间呈负相关关系, e) 全球温度的变化与赤道和两极对流层的温差之间呈负相关关系。而这种对流层的温差则是由雪、冰、反射率温度反馈所造成。假设半球气候的反馈机制是: 在一群火山爆发后的冷却过程中, 经向温度梯度变大, 付热带高压纬度转低, 信风强度增加, 赤道附近的海面温度降低, 大气中 CO_2 和 H_2O 的含量减少。其结果, 气候进一步变冷。在火山活动的间歇期, 由于气候变暖, 上述趋势则相反。这个反馈机制剧烈地改变着

赤道附近和海岸地区海水翻腾的频率与强度。由于海洋好像封闭的盆地, 而深海海水翻腾一次约需要500年的时间, 所以这个过程只能在若干世纪之内才出现一次。

1. 引言

气候系统的地球物理概念包括具有不同物理特性和特有时间量程的几个相互影响的分系统(图1)。其中两个分系统又被分成具有不同时间量程的两层: 相对于稳定平流层的混合对流层; 相对于稳定深海的海洋上部的混合层(曾被迪芬特描述为“海洋对流层”)。对流层上部与斜温层之间的过渡带是一个本身不断分裂、恢复, 而且有准渗透性的混合体。与大气层不同, 海水的垂直交换主要集中在南极冰层和大西洋最北部的狭窄地区。在赤道附近和某些沿海地区, 冷水随斜温层上升。这里, 需要指明的是, 这个上升过程对气候变化有重要作用。而平流层在气候变化中的作用看来倒是相当次要的, 深海的作用则好像一个大水库, 尤其是在碳富集地区。

2. 冷水翻腾与大气中的 CO_2

德尔马斯 (1980), 伯纳 (1980) 和奥斯切尔 (1980年于巴赫) 等从南极和格陵兰的冰核里证实: 大气中 CO_2 的含量由18000年前上次冰期的180PPm左右变至6000—8000年前全新世暖期的350PPm左右 (也许是400PPm) 之后, 碳含量的作用已引起古气候学者的普遍兴趣。由于近来普遍注意到大气中 CO_2 的含量在继续增加 (从19世纪末的大约295PPm增加到1981年的近340PPm), 所以目前人们正在从各方面研究大气、海洋及生物界中碳

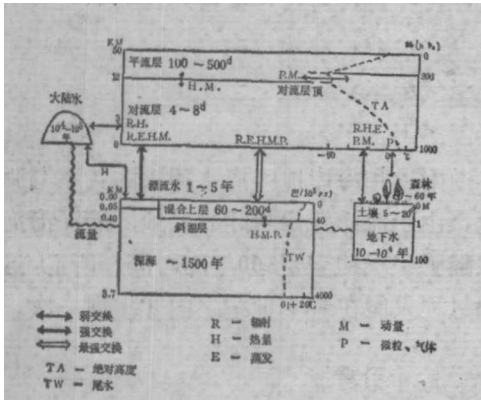


图1 气候系统及其分系统相互作用和时间量级 (弗洛恩1980年)

含量问题。本文对这一问题不可能作出评论。目前 (1981年8月) 对上述现象最可能的解释似乎是生物界吞吐纯碳的净量近乎平衡, 但有55% (45%) 的化石碳进入大气 (海洋)。近来大气中 CO_2 含量逐年明显增加, 这同全球每年从矿物燃料和水泥中产生的 CO_2 逐年不规则增加多半无关。1973年以来, 其增长率已从4.5%降低到2.25% (罗蒂1981年)。对比研究 (基林和巴卡斯通, 1977年; 纽厄尔等, 1978年; 安吉尔, 1981年) 表明: 大气中 CO_2 的增长率与赤道太平洋海面温度的变化之间呈正相关关系。温度的这一变化是由于在赤道东太平洋地区, 冷水上升和暖水下

降发生急剧变化而引起的。实际上, 上升的冷水不仅富含无机的 CO_2 , 而且还含有营养物和有机质 (海藻)。它们以有机的形式大量消耗空气中的 CO_2 , 从而限制了大气中 CO_2 的增加。相反, 海面温度近27℃的热带海洋中的暖水, 则是贫瘠的, 因此海洋生物对 CO_2 的吸收减少, CO_2 的增加就较多。不能把秘鲁沿海地区的术语“EL Niño”用于这一现象。这一现象发生在赤道太平洋的大约2/3地区, 并且季节性地发生在大西洋地区。对这些差异的初步估计可由下列数据所证明: 1958—1974年间, 在选定的冷水优势的五年内, CO_2 的年增加值仅为0.57PPm/a, 而暖水优势的五年内却是1.11PPm/a。因此, 和冷水年相比, 在暖水年有 10^{15} 克以上的碳进入大气层。

3. 海洋蒸发

其他人的研究 (如亨宁, 弗洛恩1980) 已经证明: 海洋蒸发正如用空气动力学公式计算出来的那样, 随着海水的上下翻腾, 变化更为强烈 (方向相同)。在海面温度小于20℃, 海水强烈向上翻腾时, 蒸发减少到1 mm/a以下, 而在海面温度=27—28℃时, 其正常值是4—4.5 mm/a, 即140—160 cm/a (年蒸发量)。这个差别是容易理解的: 由于冷水上翻, 显然热量直下, 因此稳定了空气, 提高了相对湿度, 降低了空气中的蒸发力, 因而限制了下层水汽蒸发。在热水上方, 空气自下而上被加热, 因此不稳定。由于大气的扰动, 水汽迅速地向上方输送, 致使相对湿度不能增加到临界值 (78%) 以上。在这种情况下, 蒸发达到了最大值, 于是几乎消耗了 (在鲍恩比率0.03和0.05之间) 全部的有效纯辐射。根据赤道大西洋地区120个月的平均值, 韦伯于1981年发现海面温度与蒸发潜热之间

呈正相关关系 (+0.78)。同样,在相对湿度和热稳定度(海面温度和空气温度之差)之间呈负相关关系 (-0.83)。许多学者已发现雨量(表明对流活动和热不稳定性)和海面温度之间成正相关关系。朗里(1972年)制作的相当逼真的模型也证明了这一点。

附带应该注意,由于太阳辐射的几何形状和高空对流云层所规定的纯辐射,这个过程限制了平静海区的海面温度。这是由于海面温度引起了饱和水汽压指数的上升,哈斯特来和兰伯(1978, 1980)发现,大约29℃以上(最高29.5℃)有效纯辐射不能维持蒸发的进行。实际上,仅在印度洋的部分地区,印度尼西亚海域和太平洋最西部才观测到稍高于29℃的海面温度值。假定太阳辐射是个常数,这就明显地给出了海面温度的上限。

4. 物理过程

是什么样的物理机制导致了太平洋东部和中部海水上升和下降的突然而同时的交替变化呢?怀特(1975, 1977年)收集到了令人信服的证据:在封闭的海域里,如太平洋中部,当东风的压力降低到一定值时,赤道两边受东风驱赶而形成的水体的局部环流,恢复到原来的不动状态。西部的大量海水,以约0.5m ($\sim 5 \cdot 10^{-8}$)的斜面,沿太平洋赤道带向东回流。赤道强东风使海洋上部的混合层形成了一个狭窄的埃克曼扩散带,致使海水翻腾(J.比琴克纳斯1969年)。同时风压矢量的涡旋强度控制着海水运动的垂直分量。东风停息之后,海水翻腾消失,冷水就为正常的热带水所取代。E.R.赖特(1978)也证明,赤道附近海水的上升与较强的信风有关,而海水的下降则与较弱的信风有关。应该注意,这些过程也几乎同时发生在沿海的海水上升流的毗邻区域(恩菲尔德和

艾伦, 1980年)而北纬20°—南纬20°之间的东太平洋一带较弱(韦尔, 1981年)。

在稳定的条件下,也就是不考虑目前CO₂连续不停地进入大气层的条件,空气与海洋中的CO₂和H₂O的交换过程是相似的:上升流减少空气中CO₂和H₂O的含量,而下降流则增加它们的含量。这个关系有助于理解H₂O和CO₂在综合气候模式中的相应作用(如马纳伯—韦瑟罗尔德, 1975, 1980; 拉曼那仁, 1981年)。这两种气体是大气层中红外辐射的最有效的吸收剂,而可见光却能透过它们。两者都有助于所谓“温室效应”,特别在热带, H₂O的效应比CO₂的效应更大。这是因为在全球地面上H₂O的平均分压是2.5毫巴(特雷伯斯, 1981年),而CO₂却只有0.3毫巴。模式系统已表明, CO₂的含量每增长一倍,地表的平均温度(T_{sf})预计上升2—3℃(盖茨于1980年)。由于众所周知的雪、冰、反射率、温度反馈作用(凯洛格, 1974年), 北极冰盖温度上升值是中纬地区的3—4倍; 热带显得稍小些。这表明,赤道与两极之间的对流层的温差 Γ 随着CO₂的增加而变小,反之亦然(图2)。对 $\Delta\Gamma$ 随T变化的适当估值,可用直线公式表示成:

$$\Delta\Gamma = -K\Delta T_{sf} \quad (\text{弗洛恩, 1981})$$

其中放大系数K可以求得。如从模式结果中求得(马纳伯—韦瑟罗尔德, 1975, 1981年)。对两半球来说,在气压为300—700mb的大气层, Γ 的月平均值可以求得(弗洛恩, 1967年),估计为 ~ 1.4 。如果延长高温时间使 $\Delta T_{sf} = 4—5$ ℃,则要考虑北极的海冰可能消失(弗洛恩, 1980年);随着北极海冰的消失,带来了地表逆温层的消失, K可能会上升到1.5—1.7(弗洛恩, 1981年)。就被水覆盖而无冰封的行星来说, K值可降低到1以下。实际上 Γ 与两半球付热带高压纬度

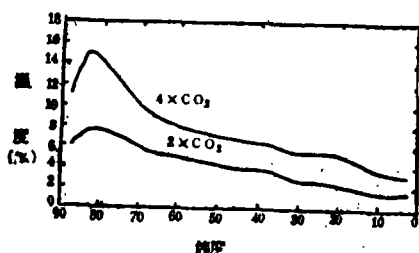


图2 在大气中的 CO_2 含量增加3或4倍之后地面温度随纬度的变化(马纳伯—韦瑟罗尔德, 1980年; 盖次, 1980年)模式

(Φ_{STA})之间存在着极好的正相关关系(科夫和弗洛恩, 1969年)。这个关系(+0.85, 迟后1—2月, Φ_{STA} 为0.92弗洛恩1964年)最初是斯曼格伦斯基(1963年)从斜压不稳定标准中推导出来, 而已被验证了的(图8)。

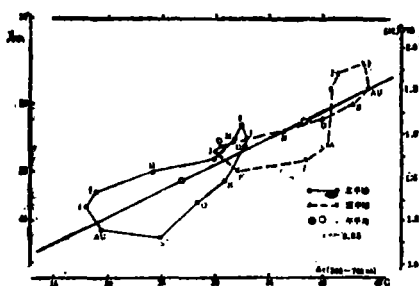


图3 赤道与两极对流层(300—700mb)温差之平均月值和年值同两半球付热带高压纬度的对比图(实际数据)(科夫—弗洛恩, 1969年修改)

这些观测到的事实表明: 在大气和海洋的各种现象之间存在着很好的一致性和相关关系, 具体如下:

a) 赤道附近的海面温度(SST)与大气中 CO_2 和 H_2O 含水量之间呈正相关关系,

b) 信风强度与赤道附近(包括沿海地区)的海面温度之间呈负相关关系,

c) 信风强度与付热带高压纬度(Φ_{STA})之间是负相关关系(明显而未经验证),

d) 赤道与两极对流层的温差与付热

带高压纬度之间(Γ 与 Φ_{STA})呈负相关关系,

e) 全球温度的变化与由雪、冰、反射率、温度反馈作用所形成的“赤道到两极的温差 Γ 之间呈负相关关系。

正如怀尔特肯(1975), 赖特尔(1979), 安吉尔(1981)等人所研究的那样, 为了对第一阶段的结论作进一步的验证, 我们不考虑这些短暂的时间间隔(如几个月)资料。

5. 反馈机制

综合这些关系与半球上的一致性, 一个完整的反馈机制应表现为如下型式(表1):

表1 假设的半球气候反馈机制

最初的极地地区	冷期①	暖期②
径向温度梯度	↗	↘
付热带高压纬度 Φ_{STA}	↘	↗
哈得来环型(信风)强度	强	弱
赤道附近海面温度(SST)	冷	暖
大气中 CO_2 和 H_2O 的含量	↘	↗
进一步发展的结果	变冷	变暖

① 如: 一群火山爆发之后

② 如: 火山活动之间歇期

迄今为止还有不可思议的突发性的气候变化, 也可认为是一种类似的机制在起作用(如库克拉1980, 沃尔德1979, 弗洛恩1979)。近几年来令人信服的证据表明, 年气温普遍下降了 3°C , 在不到一世纪, 也许数十年时间内下降的更多。这种现象在晚冰期间人们也曾观察到过最后的例证。当时在欧洲不到1500年的时间里(12300—10800年前)突然出现两次暖期和两次冷期。

在北美洲也有同时发生过类似现象的证据, 伴随的是南美洲和非洲的热带地区

以及印度西北部至少出现过降水和温度的两次剧烈变化。类似的惊人气候“大变动”，据说从较早的间冰期就有过（马勒1978）。这些是一、二万年方能遇到一次的非常罕见的偶然事件。

6. 讨论

如上所述，半球气候反馈机制强有力地改变着赤道附近及沿海地带海水向上翻腾的频率和强度。由于海洋在一定程度上是闭合的盆地，加之深海海水向上翻腾一次大约需要500年（布罗克尔等1980年），所以这个过程的效果受一定的时间限制，若干世纪之后就逐渐降低。但是，正是这个几十年或几百年的时间量级是古气候学者们最感兴趣的。

显然，在相当好地确定a) — c) 的相关关系时，相应的时间滞后不太可靠，然而在空间—时间范围内有足够长而可靠的连续资料，就能对此加以证明，由此还可能找出地球物理成因的有关迹象。目前，在几年或更短的时间量级内，沿太平洋赤道带，海水有垂直方向移动的迹象。这种移动的频率如何或者海水翻腾随时间（如19世纪最后几十年和1950年以来这两段时间之内，是拥有令人满意的观测密度

的时间）变化的持续时间和强度如何则不知道的。在史前期，如在6000—9000年的全新世暖期或前面的冰期，上升流/下降流变化的持续时间和变化强度如何人们知道得甚少。在155°E周围的高原上沉积成大量碳酸盐（白尔杰1977年），及在瑙鲁（西太平洋）的磷酸盐沉积均表明：在冰河高峰时期上升流比现在强烈得多，而且在西太平洋地区比现在也频繁得多。但沿赤道的海面温度则低6—8℃。

赤道附近大气与海洋间的相互作用，包括这两者之间H₂O和CO₂的交换，在目前条件下，仅为人们不完全地了解。我们假设在气候变化时这一机制会有较大的变化。这有希望对它们的地球物理，即内在原因，作更深的了解。为此涉及到时间量级最可能是几十年或几百年，即人生的时间（50—100年）。既然这个时间量级不可思议地保留到现在，况且在人口高速增长和资源迅速消耗的时代对人类又具有很大的关系，那么就应该坚定不移地提出作进一步调查研究的建议。

（吴聆益译自Journal of the Meteorological Society of Japan Vol.60 No.1 Ser.11 February 1982

陈祥增 王庭悟校）

苏联欧洲部分跨流域调水影响范围内 环境可能产生的变化与环境保护

P. 3. 加雷申等

我们分三个阶段对北水南调时自然环境的可能变化进行分析。第一阶段是回顾过去，为了确定以往这个地区自然环境发展中的稳定趋势，我们分析了调水地区自然发展中的水文气候和地质—地貌因素（包括全新世的长期趋势和50年来的中期

趋势）。第二阶段，我们评述了自然环境发展的现代趋势，特别是极端自然过程以及竣工后变得更加活跃的受工程影响的自然过程。第三是预测阶段，推测今后25至30年的发展趋势。

根据第一阶段调水路线的自然环境和