

# 亚洲大陆沙尘过程与北太平洋地区生物环境效应: 以 2001 年 4 月中旬中亚特大沙尘暴为例

韩永翔<sup>①②</sup> 奚晓霞<sup>①</sup> 方小敏<sup>①③</sup> 宋连春<sup>②</sup> 杨胜利<sup>③</sup>

(① 兰州大学西部环境教育部重点实验室和地理科学系, 兰州 730000; ② 中国气象局兰州干旱气象研究所, 兰州 730020;

③ 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085. E-mail: han-yx66@126.com)

**摘要** “铁肥料效应”的验证一直是研究全球变化的热点问题. Bishop 等在 2001 年 4 月观测到中亚沙尘越过北太平洋 PAPA 地区引起了该区海洋生物大幅增长的事实, 为“铁假说”的成立提供了自然状态下最有力的沙尘-海洋过程生物环境效应证据. 我们通过分析 2001 年 4 月中亚大陆强沙尘暴源区的大陆、沙尘远程传输区的韩国、日本及更遥远的美国的地面同步 PM<sub>10</sub> 观测资料以及同期在北太平洋地区海洋表层进行的有机碳和叶绿素观测资料, 结合气象诊断和 TOMS 卫星气溶胶指标的分析, 从大陆沙尘过程分析表明沙尘浓度由源地随着传输距离的增加而呈指数衰减, 估算这场强沙尘暴过程可以为北太平洋 PAPA 地区带去 3.1~5.8  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  的风成 Fe, 导致了 Bishop 海洋实验过程中观测到了海洋生物的急剧增长, 从而从大陆沙尘过程方面为“铁假说”在自然状态下的成立补充了更详细的证据.

**关键词** 北太平洋地区 铁假说 远程传输 沙尘通量 气候效应

1990 年 John Martin<sup>[1]</sup>提出了“铁假说”, 认为在海洋表层海水中存在大片的高营养低叶绿素(HNLC)的海区, 铁元素为该海区海洋浮游生物生产量的主要限制因子. 海洋中铁元素的供给控制着海洋表层的固氮过程, 固氮过程又控制着海洋表层的浮游生物生产量, 而浮游生物生产量通过储存碳和沉积碳来控制大气中的 CO<sub>2</sub> 浓度. 随后, 围绕“铁假说”展开了一系列的验证研究, 丰富和发展了“铁假说”的内容, 如 1993 年在赤道海洋及 1995 年和 1999 年在南大洋进行的海水铁投放实验证明了加铁可以促进浮游生物的生长, 用人工干预的实验手段在人为控制过程下证明了“铁假说”的成立<sup>[2,3]</sup>. 进一步的研究<sup>[4-7]</sup>表明海洋中的铁主要来源于大陆的粉尘, 从深海粉尘记录来看, 在过去的 40 万年来, 每次气候变化总是以粉尘变化开始, 接着是降水, 最后才是温度, 并逐渐形成了以“铁假说”为核心机制的粉尘-CO<sub>2</sub>-气候的反馈机制, 粉尘成为与 CO<sub>2</sub> 增温相对应的地球制冷剂, 并成为了全球物质循环及气候变化中的关键环节<sup>[6]</sup>.

尽管沙尘“铁肥料效应”的验证一直是研究全球气候变化的热点问题, 并取得了重大的进展, 但没有取得携带铁元素的大陆粉尘在自然状态下进入海洋引起海洋生物环境变化的直接证据. 2001 年 4 月在北太平洋 PAPA 地区(145°W, 50°N), Bishop 等用自动碳探测器第一次观测到了一场大陆强沙尘暴携带沙尘

进入海洋引起温跃层有机碳和叶绿素大幅增长的事实, 从而为“铁假说”的成立提供了自然状态下最有力的沙尘-海洋过程生物环境效应证据<sup>[8]</sup>. 然而由于自动碳探测器不能够收集沙尘, 而使“铁假说”中最核心的控制海洋生物繁殖量的 Fe 元素含量不能确定, 同时 Bishop 等仅是从卫星上观测到当时有来自亚洲的沙尘云越过观测地区, 并从 TOMS 气溶胶浓度指标减少而推测沙尘沉降进入了海洋并引起有机碳和叶绿素的大幅增长. 由于缺乏大陆沙尘过程特别是观测地区沉降到海洋中沙尘量(它与铁的含量密切相关)的支持, 大气中沙尘沉降量以及沉降到海洋中的铁通量仍是未知的“黑箱”, 所以 Bishop 观测到的海洋生物大幅增长的事实依然是一种表现证据, 而不能成为“铁假说”成立的自然状态下最直接的证据. 本文试图通过对这场大陆沙尘过程的动力诊断和粉尘远程传输及沉降特征分析, 结合沙尘暴源区的大陆、沙尘远程传输区的日本、韩国及更遥远的美国同步的地面 PM<sub>10</sub> 观测资料, 估算出沉降到 PAPA 地区海洋中的沙尘沉降通量, 进而根据粉尘与铁含量的关系, 给出沉降到该区中的风成铁的含量并讨论了能够驱动海洋生物生产量变化的可溶性铁的变化, 从而从大陆沙尘过程的角度为“铁假说”在自然状态下的成立补充更详细的证据.

## 1 4月6~9日中亚沙尘暴的远程传输和沉降

2001年4月6~9日发生在中亚的沙尘暴过程被认为是近20年来最强的一次沙尘远程传输过程,其强度和范围超过了被科学家详细研究的1998年4月的个例<sup>[9,10]</sup>,它横扫蒙古中西部和中国北方大部分地区,越过韩国、日本、北太平洋地区,并于4月16~18日到达北美,美国80%~90%的地区在地面观测到了气溶胶浓度显著升高<sup>[9]</sup>.这次沙尘暴过程起源于欧亚中高纬环流形势调整、强西风带急流南压的过程中.大风、沙尘暴天气常出现在地面冷锋的后部,我们通过冷锋的移动来追踪沙尘暴的移动路径(图1).4月7日05时,地面冷锋位于巴尔喀什湖附近,08时冷锋移至新疆西北部,14时移至北疆,20时翻越天山,受天山巨大山脉地形的影响,冷锋一分为二,南支缓慢移向南疆南部,并于8日05时影响柴达木盆地.北支快速进入蒙古西部,于8日05时进入河西走廊和蒙古中部地区,14时冷锋快速移至宁夏、甘肃南部,9日冷锋逐渐东移入海.锋后各地风力加大,中国北方相继出现了大风、沙尘暴天气,能见度急剧下降.结合卫星云图和地面气象观测资料,这次沙尘暴过程的沙尘暴影响范围几乎囊括了蒙古中西部及中国整个北方地区,其中新疆、内蒙古、甘肃、宁夏和陕北等地出现了7级以上的大风,为强沙尘暴天气(图1).张小曳等利用加拿大全球轨迹模型(GTM)在850, 950

和1000 hPa通过对北京、榆林、西安和长武120个小时的气团回溯追踪,结果也表明4月6~9日沙尘暴过程起源于富含Fe元素的西部高粉尘源区并穿越了相对缺Fe而富含Si元素的北部高粉尘源区<sup>[11]</sup>.

每日的TOMS图象显示了沙尘的传输情况(图略,其示意图见图1).在4月4~9日,沙尘暴主要集中在蒙古国和中国北方大部地区,气溶胶浓度指标最大值为4.2,在10日越过韩国和日本,指标最大值为4~4.2,11~13日出现在北太平洋地区和阿拉斯加,并在13日北美观测到了沙尘浓度的峰值,但指标最大值降为2,14~16日,传向北美的沙尘减弱并且在17日开始消散,其指标最大值也降为1~1.2左右.TOMS浓度指标随时间和距离递减的规律,表明大气中的沙尘浓度因为不断的扩散和沉降也随时间和距离的增加而减少,这个结果得到了文献[8]的支持.

我们分析了沙尘越过北太平洋中部的4月13日500, 1000 hPa位势高度及矢量风,结果表明:500 hPa在北太平洋上存在强大的高压(图2(a)),高压脊位于50°N~65°N, 180°E左右,风速最大的区域都分布在高压脊的两侧,携带沙尘的高空气流沿高压脊进行远程传输,这与Gong等<sup>[12]</sup>模拟的结果相似.地面1000 hPa的环流形势较高空复杂,与高空相对应,在30°N, 180°E的太平洋上也存在强大的高压(图2(b)),高压脊位于45°N~60°N, 170°E~170°W,在东亚北部有一强大

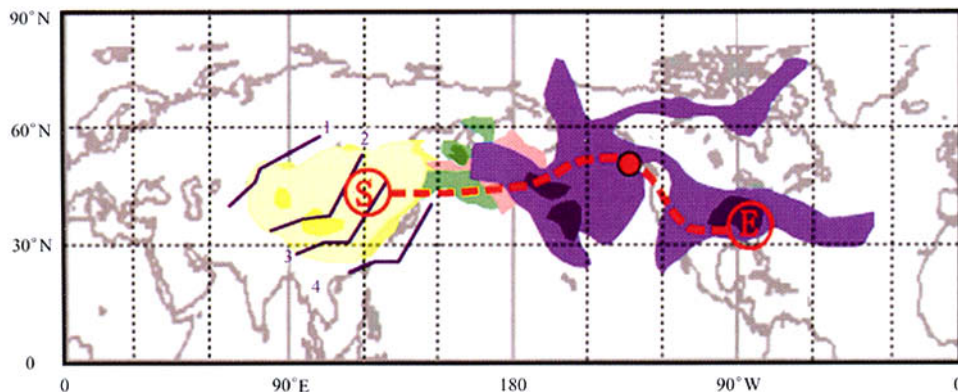


图1 4月6~9日中亚沙尘暴的影响范围及远程传输综合示意图

图中蓝色实线为冷锋出现的时间,其中1~4分别代表4月7日05时、8日08时、8日20时、9日20时;浅黄色为4月6~9日中亚沙尘暴的影响区域,深黄色为强沙尘暴区域,绿色和粉红色分别为4月11,12日越过韩国进入北太平洋的沙尘区域;蓝色为4月16日越过北太平洋进入北美的沙尘区域,其颜色越深表示浓度越高.绿色断线为HYSPLIT模型在美国新墨西哥州的气团轨迹回溯追踪(<http://unr.edu/homepage/daved/dust2001apr.html>),S表示开始,E表示结束.在145°W, 50°N的红色圆圈为观测有机碳和叶绿素的PAPA地区.此示意图根据我们自己的分析并参考文献[9,11~13]及4月6~16日每天的TOMS卫星图像所绘制

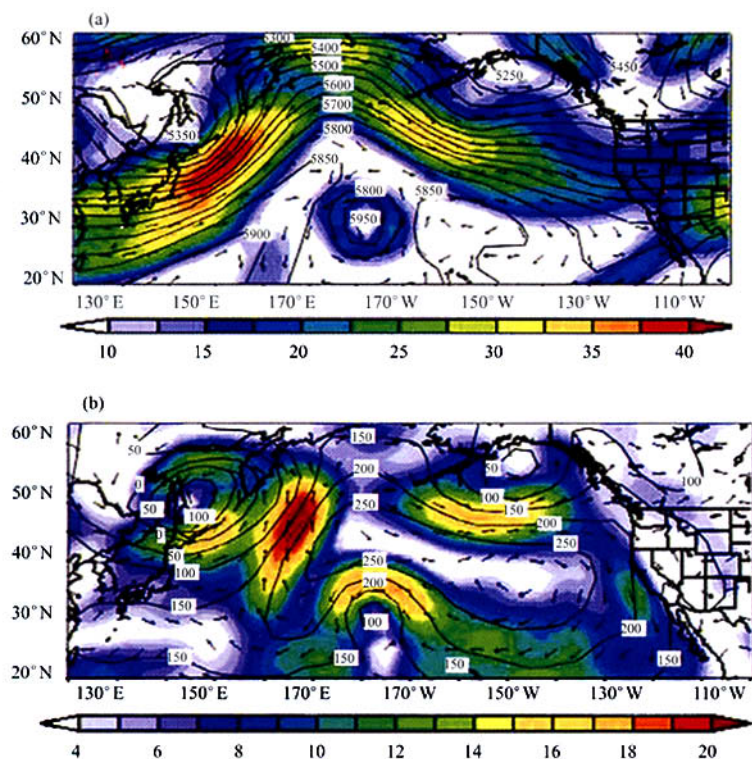


图 2 2001 年 4 月 13 日太平洋地区 500, 1000hPa 位势高度及矢量风

(a) 为 500 hPa, (b) 为 1000 hPa. 图中粗黑线为位势高度, 数字单位为位势米, 图例中彩色为风速, 单位为  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 图中箭头的方向代表风的方向

的低压, 同时在北美  $50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}$  左右也有低压在发展, 较大的风速出现在等压线密集的地区, 低层沙尘粒子在东亚北部的强大低压作用下, 随气流沿高压脊传输并因太平洋高压控制的下沉气流而沉降在北太平洋地区, 并在北美也因地面有一个正在发展的气旋阻塞而使沙尘粒子沉积在北美.

广大的北太平洋地区无地面粉尘观测资料, 而且 TOMS 卫星仅能够很好地观测 2000 m 以上的沙尘气溶胶, 而对低层大气沙尘气溶胶的观测则很困难<sup>[12,13]</sup>. 因而, 在北太平洋地区, 对沙尘沉降通量的空间分布只能通过模拟高空的沉降通量来估计. Gong 等<sup>[12]</sup>用加拿大的 NARCM 粉尘传输模式模拟了这次沙尘过程的 700 hPa (约 3000 m) 沙尘通量在北太平洋地区的空间分布格局, 其结果与 TOMS 卫星观测的相当一致. 结合其他模拟结果<sup>[14,15]</sup>, 表明在北太平洋地区粉尘的沉降在传输路径上有较高的沉降通量, 粉尘沉降通量随传输距离的增加而减少. 而 PAPA 地区无论从 TOMS 卫星观测、模拟及 HYSPLIT

模型的气团轨迹回溯示踪 (见图 1) 都表明在粉尘的传输路径上. 研究表明粉尘在北太平洋地区湿沉降约占总沉降的 80%~90%<sup>[14,16]</sup>, 其空间分布主要取决于沙尘暴期间的降水格局<sup>[15]</sup>, 所以我们计算了 4 月 11~18 日沙尘越过北太平洋地区的降水空间分布 (图 3), PAPA 地区有一个相对的降水中心, 日降水在 4 mm 左右, 这一量级的降水可有效地清除大气中的粉尘, 推测 PAPA 地区较其邻近地区有相对高的粉尘沉降通量.

## 2 沙尘暴期间地面观测事实及海洋生物量的变化

在这次沙尘暴过程中, 沙尘暴源区的中国大陆、沙尘远程传输区的韩国及更遥远的美国 (<http://vista.cira.colostate.edu/improve>) 均进行了同步的 TSP 或 PM<sub>10</sub> 观测, 而且同期在北太平洋 PAPA 地区海洋上层进行了有机碳和叶绿素的观测<sup>[8]</sup>, 这些观测资料为我们提供了一个了解源区、沙尘传输中途区



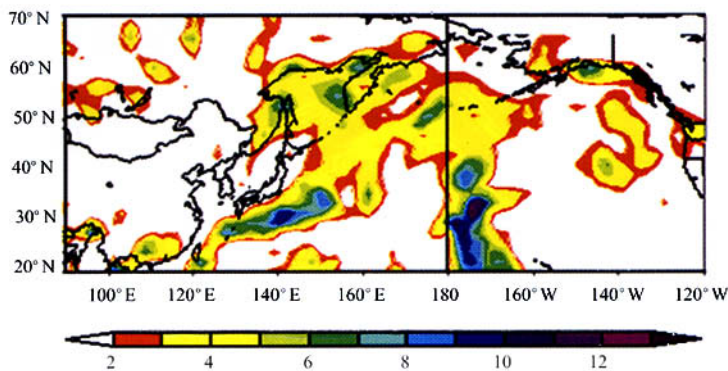


图3 2001年4月11~18日北太平洋地区降水的空间分布(单位: mm/d)

和最终区域沙尘浓度的时间变化、空间格局以及海洋生物变化的绝好机会。

从图4看到,在4月6~9日中国北方地区PM10大多在 $600\sim 700\mu\text{g}/\text{m}^3$ 之间,韩国汉城在11日PM10由 $189\mu\text{g}/\text{m}^3$ 迅速上升到 $398\mu\text{g}/\text{m}^3$ ,之后浓度虽然下降,但在16日前仍高于 $250\mu\text{g}/\text{m}^3$ ,表明中亚高浓度的沙尘粒子传输到韩国时,因重力沉降和粒子在大气中的稀释,已经下降了一半左右,高于 $250\mu\text{g}/\text{m}^3$ 的天数持续了近5天。在4月15日,美国西海岸PM10由 $10\mu\text{g}/\text{m}^3$ 以下迅速上升到 $20\sim 30\mu\text{g}/\text{m}^3$ ,4月18日恢复到了 $10\mu\text{g}/\text{m}^3$ 以下,浓度较沙尘出现前增加 $10\sim 20\mu\text{g}/\text{m}^3$ ,高浓度持续时间达3天左右。美国东海岸地区18日浓度增加,PM10由 $15\sim 17\mu\text{g}/\text{m}^3$ 迅速上升到 $25\sim 45\mu\text{g}/\text{m}^3$ ,其平均值高于西部与美国本土沙尘及其他气溶胶物质有关,但浓度较沙尘出现前增加 $10\sim 18\mu\text{g}/\text{m}^3$ ,与西部相当,高浓度持续时间达5~6天左右<sup>[9]</sup>。由上分析可知,沙尘浓度由源地随着传输距离的增加而急剧减少,持续时间也有类似的规律。据推算,沙尘云进入北太平洋地区的时间约在11日左右,持续时间在5天左右。

在4月10日,Bishop等用碳探测器开始在北太平洋PAPA地区海洋温跃层进行了有机碳和叶绿素的观测<sup>[8]</sup>,观测期间正好记录了这次20年来最强沙尘暴远程传输过程<sup>[9]</sup>对有机碳和叶绿素的影响(图4)。由地面记录可推测4月14~15日PAPA地区的沙尘气溶胶浓度达到最大,与Bishop等根据TOMS卫星观测的12~13日有2天的误差。而4月18日温跃层的有机碳和叶绿素开始快速增长,在4月25~28日达到顶峰并开始下降,这段时间内有机碳和叶绿素的值几乎

较沙尘暴出现以前增加了一倍<sup>[8]</sup>。5月10日以后的有机碳和叶绿素又开始略有增加,这跟来自亚洲的另外一次较弱的沙尘暴有关。

### 3 北太平洋地区沙尘通量和Fe元素供给量的估算

Bishop等用的碳探测器没有收集沙尘的功能,因而缺乏海洋中沙尘通量的资料,而这对证明“铁假说”的成立又非常的重要。上述粉尘的高空远程传输模拟及TOMS气溶胶指标分析表明,它显示的是沙尘的高层传输及空间格局,而缺乏沉降 to 海洋中的沙尘通量与其气溶胶指标的直接函数关系。为此,根据TOMS卫星观测及模拟的沙尘传输路径,在不考虑站点南北差异的情况下,选取在这场沙尘暴过程中处在源地和传输路径上的地面观测站点,并就沙尘沉降通量随传输距离的增加进行了分析。

我们首先制作了各站点沙尘浓度最大一天的PM10浓度随经度变化(图5),从中可以看到,在各站点沙尘浓度最大的一天,中亚源区PM10大多在 $600\sim 700\mu\text{g}/\text{m}^3$ 之间,在兰州一带我们在4月7日观测到了最大PM10在 $727\mu\text{g}/\text{m}^3$ ,而到了韩国和日本已经下降到了 $230\sim 450\mu\text{g}/\text{m}^3$ 之间<sup>[16]</sup>,当越过相对经度距离约120个经距的广阔北太平洋地区进入美国时,PM10已经下降到了 $30\sim 85\mu\text{g}/\text{m}^3$ 之间<sup>[9]</sup>。因此,如果不考虑本地的背景值,可推算从韩国到美国大陆之间的北太平洋地区每越过1个经度PM10浓度将下降 $3.1\mu\text{g}/\text{m}^3$ ,即北太平洋地区沉降在海面的PM10沙尘通量在 $340\sim 60\mu\text{g}/\text{m}^3$ 之间,并随时间和距离的增加而以 $3.1\mu\text{g}/\text{m}^3/\text{经距}$ 的速率减少。

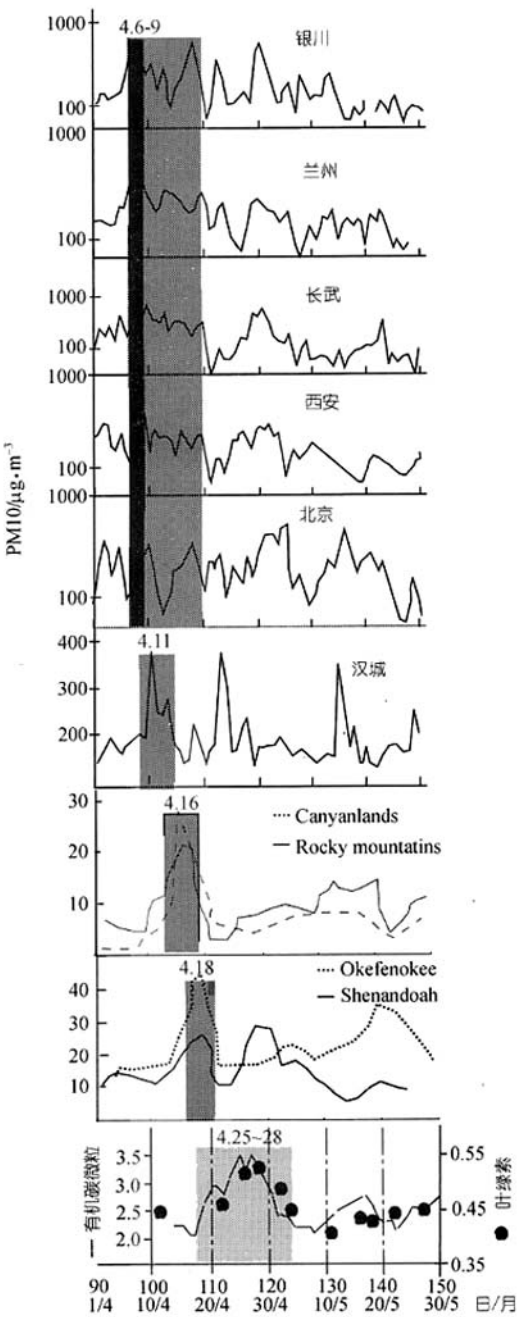


图 4 不同地区 PM10 浓度及北太平洋有机碳和叶绿素时间变化图

沙尘过程参见图 1，此图根据我们自己的观测资料并参考文献[8~12,16]绘制，5 月 10 日以后的有机碳和叶绿素又开始略有增加，这跟来自亚洲的另外一次较弱的沙尘暴有关

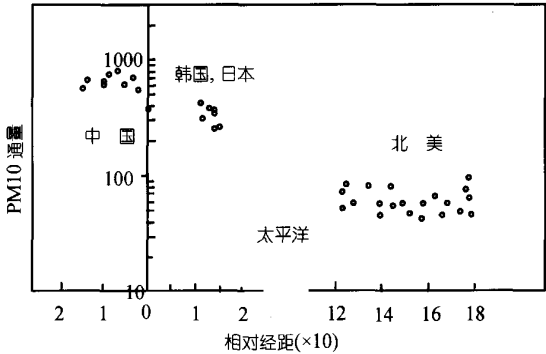


图 5 沙尘暴源区及远程传输区的地面沙尘浓度(PM10)变化

PM10 浓度的单位为  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ，距离以北京为起点，在不考虑站点南北差异的情况下，为各站点距离北京的直线距离

为了寻求其直接的函数关系，同时为了排除气溶胶背景值及北美大陆本身粉尘的影响，我们在传输路径上精选了中国大陆、韩国、日本及美国西海岸共计 21 个站点<sup>[15]</sup>进行分析。在这次沙尘暴期间，找出每个站点地面 PM10 达到最大时的浓度值，然后计算出各站无沙尘暴过程时的 PM10 背景值，差值就是沙尘浓度最大一天沉降到地面的沙尘净通量。在略去南北差异的情况下，在 40°N 纬度线上，以 80°E 为起点，260°E(即 100°W)为终点，横跨中亚大陆、北太平洋、北美西海岸，可以绘出这次沙尘远程传输过程中沙尘净通量随经度变化的曲线图(图 6)。

沙尘净通量随经度的增加而减少，其函数为

$$y = 4336.5e^{-0.0223x}, R^2 = 0.9104,$$

式中:  $x$  为经度;  $y$  为最大沙尘净通量;  $R^2$  为相关系数。

沙尘浓度随经度的增加(传输距离的增加)呈指数衰减，相关非常显著，通过了 0.01 的信度检验。沙尘浓度在源区下降较快，主要是因为粉尘粒子约有一半因重力作用下的干沉降又沉降到源区及其附近的地区<sup>[12]</sup>，而距离源区越远，因沙尘经过长距离的传输和大气中的扩散，重力作用下的粗粒子已经因干沉降而除去，大气中的粉尘粒子已经变得非常均匀而且主要为细粒子( $<10\ \mu\text{m}$ )，它已经被北太平洋的观测及海洋粉尘沉积所证明<sup>[17,18]</sup>，因而在北太平洋中东部地区沙尘浓度下降则变得缓慢，这个结果同 Gao 等<sup>[18]</sup>模拟并得到观测事实支持的北太平洋地区沙尘中平均铁通量随传输距离的变化的曲线完全一致，证明在北太平洋区沙尘沉积通量随传输距离的增加呈指数衰减的结果具有普遍意义。

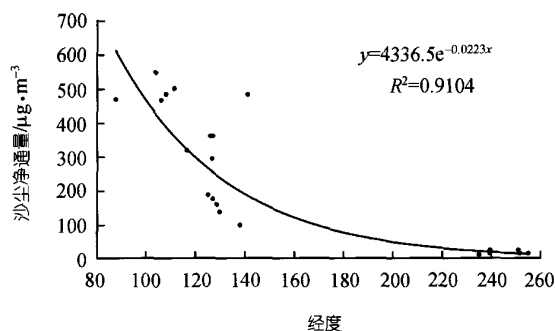


图6 中亚-北太平洋-北美沙尘净通量随经度的变化

因此, 根据此函数, 可直接计算出北太平洋 PAPA 地区(145°W, 50°N)的地面沙尘最大一天的净浓度为  $35.87 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 。沙尘在此区沉降的时间大约为 5 天左右, 假如沙尘浓度的分布呈正态分布, 则其日平均约为  $17.64 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , 低于 Gong 等<sup>[12]</sup>根据 NARCM 粉尘传输模式模拟的北太平洋区东部地面沙尘通量每日平均  $33 \mu\text{g}/\text{m}^3$  的值, 其原因可能同 PAPA 地区的降水中心有关。因此, 我们根据两个结果, 估计这次沙尘过程可给 PAPA 地区每日平均带去  $17.64 \sim 33 \mu\text{g}/\text{m}^3$  的沙尘。我们取沉降的时间为 5 天, 则可估算出这次沙尘过程可给 PAPA 地区总共带去  $88.2 \sim 165 \mu\text{g}/\text{m}^3$  的沙尘。

根据目前研究中沙尘通量与铁通量的关系, 我们取最常采用的每  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$  中含有铁通量约  $3.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$  的比值<sup>[18]</sup>进行计算, 可以大体估算出这次沙尘沉降在北太平洋 PAPA 地区的风成 Fe 元素在  $3.1 \sim 5.8 \mu\text{g}/\text{m}^3$  之间。

## 4 讨论

Bishop 在北太平洋 PAPA 地区的观测为“铁假说”的成立提供了自然状态下有力的沙尘—海洋过程生物环境效应证据, 但由于缺少沉降到海水表层的沙尘通量, 使“铁假说”中最核心的控制海洋生物繁殖量的可溶性 Fe(II) 含量不能确定。我们通过对这场大陆沙尘过程的动力诊断和粉尘远程传输及沉降特征分析, 结合沙尘暴源区、沙尘远程传输区同步的地面粉尘 PM10 观测资料, 估算出了沉降到 PAPA 地区海洋中的沙尘沉降通量, 进而给出了沉降到该区中的风成铁通量。然而, 在海水中, 铁的生物学效应主要取决于铁的溶解性和它的化学形成特性<sup>[19]</sup>。研究表明, 粉尘的远程传输因光化学反应可使不溶性 Fe(III)

有利于向溶解性 Fe(II) 的转化<sup>[20]</sup>; 同时通过阵性的降水也可大大增加粉尘中的可溶性铁的含量<sup>[21]</sup>, 也即粉尘的湿沉降有利于增加可溶性铁的含量<sup>[18]</sup>; 溶解性 Fe(II) 主要储存在小于  $3 \mu\text{m}$  的细粒粉尘中<sup>[22]</sup>, 它约占总风成 Fe 含量的 25%~53%<sup>[23]</sup>, 最近发现甚至在一半以上<sup>[19]</sup>。我们可根据这些研究成果来讨论 PAPA 地区的能够参与海洋生物效应的溶解性铁的含量。从中亚大陆到 PAPA 地区, 粉尘远程传输了近万公里, 根据美国西海岸的粉尘观测<sup>[9]</sup>及深海粉尘沉积<sup>[17]</sup>推测其粉尘的粒径在  $2 \mu\text{m}$  左右, 粉尘在北太平洋地区湿沉降约占总沉降的 80%~90%<sup>[14,16]</sup>, 而且在 PAPA 地区以东, 也就是观测到海洋温跃层有机碳和叶绿素大幅增长的地区有一个日降水在 4 mm 左右的相对降水高值中心(图 3), 这些因素均有利于不溶性 Fe(III) 向溶解性 Fe(II) 的转化, 所以我们取溶解性 Fe(II) 占总风成 Fe 含量的 50% 进行计算, 可大体估算出这场来自中亚的强沙尘暴过程可以为北太平洋地区带去能够被海洋生物利用的  $1.6 \sim 2.9 \mu\text{g}/\text{m}^3$  溶解性 Fe(II), 从而激发了海洋生物泵的效率, 使海洋温跃层有机碳和叶绿素大幅增长。由于沉降到海洋中的铁通量随着粉尘沉降通量增加而增加, 其变化必然反映到海洋中的溶解性 Fe(II) 的变化, 进而反映到海洋有机碳和叶绿素的变化上来。图 4 中 4 月 15~30 日海洋表层有机碳和叶绿素的变化趋势与前期大气粉尘通量(特别是美国西海岸)的变化趋势几乎完全一致, 海洋有机碳和叶绿素的峰值滞后该区大气沙尘浓度峰值的时间约 2 周左右, 为 Bishop 认为铁肥料效应的持续时间不超过两周的结论提供了佐证<sup>[8]</sup>, 而 1999 年在南大洋进行的人工加铁实验在大约 6 周后才在卫星上清楚观测到了叶绿素的大幅增长<sup>[3]</sup>, 这种时间差异暗示自然状态下风成铁由于上面提及的原因, 更容易转化为能够被海洋生物利用的溶解性 Fe(II), 较人工加铁促使海洋生物繁盛具有更高的效率。我们为 Bishop 海洋观测补充的证据, 进一步从机制上表明大气粉尘—风成铁—溶解性 Fe(II)—海洋有机碳和叶绿素的变化是一个环环相扣的完整链条, 从机理上为铁肥料假说在自然状态下成立提供了证据。

**致谢** 本文得到国家自然科学基金项目(批准号: 40421101, 40075025)和国家重大基础研究发展规划项目专题(批准号: 2005CB422000)共同资助。

# 参 考 文 献

- 1 Martin J H. Glacial-interglacial CO<sub>2</sub> change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, 1990, 5: 1~13
- 2 Coale K H, Johnson K S, Fitzwater S E, et al. A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 1996, 383: 495~501
- 3 Watson A J, Bakker D C E, Ridgwell A J, et al. Effect of iron supply on Southern Ocean CO<sub>2</sub> uptake and implications for glacial atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, 2000, 407: 730~733
- 4 Duce R A, Unni C K, Ray B J, et al. Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: Temporal variability. *Science*, 1980, 209: 1522~1524
- 5 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climatic and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 339: 429~436
- 6 Ridgwell A J. Feedback in the earth system: the biogeochemical linking of land, air and sea. IGBP 'Global Change' Newsletter, 2002, 360: 2905~2924
- 7 Ridgwell A J. Implications of the global CO<sub>2</sub> "Iron hypothesis" for Quaternary climate change. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(9), 1076, doi:10.1029/2003GC000563
- 8 Bishop J K B, Davis R E, Sherman J T. Robotic Observations of Dust Storm enhancement of Carbon Biomass in the North Pacific. *Science*, 2002, 298: 817~821
- 9 Jaffe D, Snow J, Cooper O. The 2001 Asian dust events: transport and impact on surface aerosol concentrations in the US. *EOS*, 2003, 84(46): 501~516
- 10 Merrill J T, Uematsu M, Bleck R. Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosol over the North Pacific. *J Geophys Res*, 1989, 94: 8584~8598
- 11 Zhang X Y, Gong S L, Shen Z X. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 1. Network observations. *J Geophys Res*, 2003, 108 (D9), doi:10.1029/2002JD002632
- 12 Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, et al. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport/distribution during 2001 ACE-Asia 2. Model Simulation and Validation. *J Geophys Res*, 2003, 108, (D9): 4262, doi:10.1029/2002JD002633
- 13 Herman J, Bhartia P, Torres O, et al. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *J Geophys Res*, 1997, 102: 16911~16922
- 14 Zhao T L, Gong S L, Zhang X Y, et al. Modeled size-segregated wet and dry deposition budgets of soil dust aerosol during ACE-Asia, 2001: Implications for trans-Pacific transport. *J Geophys Res*, 2003, 108(D23), 8665, doi:10.1029/2002JD003363
- 15 韩永翔, 赵天良, 宋连春, 等. 北太平洋地区春季粉尘的空间分布特征——观测及模拟研究. *中国环境科学*, 2005, 25(3): 150~155
- 16 Chung Y S, Kim H S, Han K Y, et al. On east Asian sand and dust-storms and associated significant dustfall observed from January to May 2001. *Water, Air, and Soil Pollution*, 2003. Focus 3: 259~277
- 17 Rea D K, Hovan S A. Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific. *Paleoceanography*, 1995, 10: 251258
- 18 Gao yuan, Fan songmiao, Sarmiento J L. Aeolian iron input to the ocean through precipitation scavenging: A modeling perspective and its implication for natural iron fertilization in the ocean. *J Geophys Res*, 2003, 108(D7): 4221, doi:10.1029/2002JD002420
- 19 Wells M L, Price N M, Bruland K W. Iron chemistry in seawater and its relationship to phytoplankton: A workshop report. *Mar Chem*, 1995, 48: 157~185
- 20 Zhuang G, Yi Z, Duce R A. Chemistry of iron in marine aerosols. *Glob Biogeochem Cyc*, 1992, 6: 161~173
- 21 Colin J L, Jaffrezo J L, Gros J M. Solubility of major species in precipitation: factors of variation. *Atmos Environ*, 1990, 23: 537~544
- 22 Siefert R L, Johansen A M, Hoffmann M R. Chemical characterization of ambient aerosol collected during the southwest monsoon and intermonsoon seasons over the Arabian Sea: Labile-Fe(II) and other trace metals. *J Geophys Res*, 1999, 104: 9423~9444
- 23 Zhuang G, Yi Z, Wallace G T. Iron (II) in rainwater, snow, and surface seawater from a coastal environment. *Mar Chem*, 1995, 50: 41~50

(2005-06-27 收稿, 2005-11-09 收修改稿)