

## 亚马逊上空的烟雨云

M. O. Andreae, D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa,  
G. P. Frank, K. M. Longo, M. A. F. Silva - Dias

(Biogeochemistry Department, Max Planck Institute for Chemistry, Post office Box 3060, D-55020 Mainz, Germany)

**摘要** :人们观测到亚马逊森林大火浓烟减小了云滴的大小,使降水产生延迟。因为清洁云在云底以上 1.5 km 处就可以产生降水,而被污染的云中这个高度要抬升到 5 km 以上,在火成云中就要到 7 km 以上了。云中低层被抑止的降雨和气溶胶沉降使得水份和烟尘向高层输送,高层的云就像能卸下很多污染物的“烟”。在抬高了降雨启动高度上,由于相变触发的上升气流导致强的雷雨、大雹以及其他类似的云体突破云顶进入平流层,在平流层沉降的污染物和水汽的辐射效应对气候系统有深刻的影响。大气中激发的风暴在更高层释放出潜热,这就从本质上影响了区域和全球的环流系统。这些过程共同影响了水份循环、大气中污染物的分布以及大气环流的动力学特征。

中图分类号 :P426.5

文献标识码 :A

在每年的干季,亚马逊地区有数 10 万次森林大火和农业大火,浓烟覆盖了广阔的区域<sup>[1-2]</sup>。烟尘的辐射效应抑止了地面的加热和蒸发,使对流层低层稳定,进而抑止了对流云和降水的形成,减缓了水份循环<sup>[3]</sup>。气溶胶对云和降水的微物理效应直到卫星观测和模式推断结果出来以后才显得十分重要。与清洁大气中对流云相比较,烟尘大气中形成的对流云其云滴大小对减小<sup>[4]</sup>,卫星反演的平均有效云滴半径在烟尘大气中是  $9\mu\text{m}$ ,清洁大气中是  $14\mu\text{m}$ <sup>[5]</sup>。云滴大小的减小使得降雨雷达回波的启动高度在大约 6.5 km 处,而清洁云的  $<3\text{km}$ <sup>[6-7]</sup>。

这里,我们给出有效的卫星反演结果、云滴大小分布测量结果以及各种条件下的降水测量结果,从赤道大西洋和亚马逊上空十分清洁的大气到烟尘大气,到极端的火成云(Pyro-clouds,即就是在烈火上空的烟柱中形成的云)。最后得到了各种云和降水的一个概念模型:

(i)蓝色海洋:海上清洁大气,低 CCN 浓度,海洋性微物理过程云,即:滴少但是大,可以迅速碰并产生雨滴。另外,海洋上空典型的弱上升气流使得雨滴在到达冻结高度以前有足够的时间长大并降水。早期的降水进而抑止了上升气流和对流。

(ii)绿色海洋:在没有污染的亚马逊上空,特别

是在雨季,CCN 浓度几乎和海洋上空一样<sup>[8]</sup>。这是由于降水对气溶胶的有效冲刷结果和清洁大气中形成的云有更加快的碰并、降水,气溶胶冲刷的反馈结果。因此,雨季亚马逊一带的云主要表现为海洋性微物理过程云,因此称为“绿色海洋”<sup>[9]</sup>。

(iii)烟云:植被燃烧产生的高浓度气溶胶,其中很大一部分有云滴核化的能力,这就导致高浓度的小云滴慢慢碰并、降水。除非是发展最深的云,一般情况下,降水的缺乏使大气中保持了气溶胶颗粒,为维持烟雾少雨环境创造了正反馈机制。早期降水的缺乏使上升气流加速,云水在深对流中进入高层和过冷却区域,释放出冻结潜热,这是海云早期降雨中没有出现的情况。这些进入高层的水可以产生强烈的降水、冰雹、闪电等,产生更加剧烈的对流风暴。

(iv)火成云:这是烟云的最极端形式,直接在火和热烟上空形成。它们受到两个矛盾的影响:一方面,极端高的 CCN 抑止降水形成,火产生的热激发上升气流并进一步抑止暖雨过程;另一方面,大的烟灰颗粒是巨 CCN 源,能够激发大的降水颗粒<sup>[10]</sup>。最近的模拟研究<sup>[11]</sup>认为这两个相反效果叠加得特别恰当,气溶胶浓度增加的降水抑止效应有个饱和的程度,一定的浓度阈值以后就恢复了滴的大小。然而,激发的上升气流很可能使火成云里观测到的

云滴浓度高于烟云中的。

较不稳定的大气和较干的边界层对云的效果类似于气溶胶,即增加了上升气流的强度和云的电学特性<sup>[9]</sup>。这两个效应都很关键,这里先不考虑其它问题,主要分析一下类似于大气热力学结构的情况(图1和图S1)。

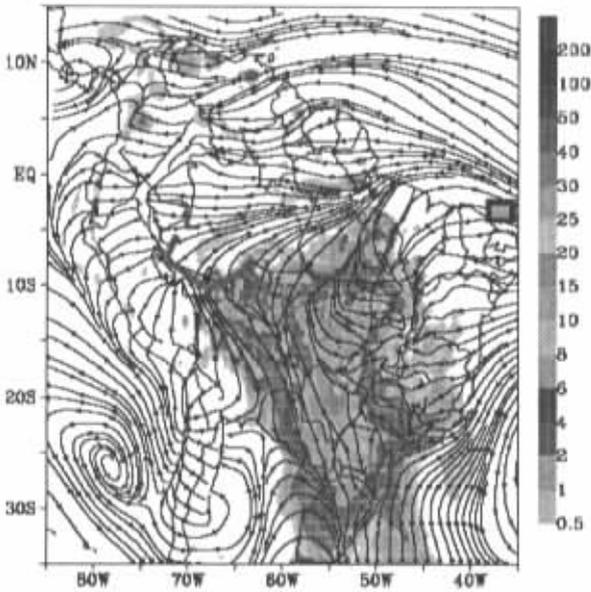


图1 从 Rondonia 到亚马逊西部的飞行界面上,南美洲上空烟尘气溶胶分布( $D < 2.5\mu\text{m}$ ,单位  $\mu\text{g m}^{-2}$ )以及边界的风场。(气溶胶数据来源于 GOES ABBA(地球静止业务环境卫星—自动生物燃烧算法)大火估计烟尘排放,RAMS 模式模拟烟尘的输送和移出<sup>[38]</sup>。飞行轨迹为红线,研究区域为蓝色矩形方块 L 和 F 分别表示 LET 和 FNS 探空站点位置(图 S1))。

表1 LBA-SMOCC 试验期间,不同取样点上 CO, CN, CCN(1%) 和云滴数浓度的代表值,以及众数液水含量的云滴直径、云底以上降水启动的高度和云底高度

	$\alpha$ (ppb)	CN $\text{cm}^{-3}$	CCN at 1% SS $\text{cm}^{-3}$	Cloud droplets ( $\text{cm}^{-3}$ )	$D_L$ ( $\mu\text{m}$ ) at H=1500m	In situ H (m)	Satellite H (m)	Clou heig
Blue ocean	120*	100–350†	320	600	>30	1 000	1 100	4
Green ocean	140	500	340‡	1 000	23–26	1 500 [ 1 400 ]	1 500	1 500
Smoky Cb	200–650	2 000–8 000	1 000–4 000	2 200	15–17	– [ 5 200 ]	6 700	1 700
Pyro-Cb	$1 \times 10^4 \sim 2.2 \times 10^4$ §	$20 \times 10^4 \sim 44 \times 10^4$	$10 \times 10^4 \sim 23 \times 10^4$	2 400	12	–	7 800	1

(绝对)的云滴浓度显然太高,至少在清洁大气中如此,这一点依然不能解释,但是我们在这里报告的是仪器值。另一方面,由于在高气溶胶场合测量范围中云滴的一致性,SPP-100 的质量控制数据十分低。这里的值是没有做任何校正的值。 $D_L$  表征的液水含量的云滴直径接近于有效半径,但是不受由于仪器的限制截断大滴的影响。降水的启动定义为机载雷达的回波和窗户上的可见雨滴,当液水含量表征直径超过  $24\mu\text{m}$  时发生。括号中的数字是泰国的观测结果。飞机取样期间,卫星观测的降水启动有效半径为  $14\mu\text{m}$ 。短线代表数据无效。

注:\* 在蓝色海洋区域飞行的时间和地方,远离巴西海岸线的区域,由大气输送和化学模式得到。†1989年9月,离开巴西、Natal 的大西洋边界中收集到的数据。‡ 仪器发生事故,这段时间不能观测。这里的值是 LBA-CLAIRE-98 试验期间绿色海洋性区域里得到的,CN 为  $500\text{cm}^{-3}$ ,CCN(1%)CN 为 0.68。§ 烟柱通道中最大的观测值。||  $\Delta\text{CN}/\Delta\text{CO} = 20\text{cm}^{-3}\text{ppb}^{-1}$ , CCN/CN = 0.52。)

气溶胶 LBA-SMOCC 期间的气溶胶浓度分为 3 个明显的区域(表 1):在亚马逊最西边,雨季开始时候,地面观测点上 CN 浓度接近  $500\text{cm}^{-3}$ (图 2),这些值比以前整个观测期间亚马逊上空的最低

## SMOCC 试验

为了证实这个概念模型,在 2002 年 9 月到 12 月做了 LBA-SMOCC(亚马逊流域大尺度生态和大气试验——烟尘、气溶胶、云、降雨和气候)试验。在巴西 Rondonia 的地面站,从烟尘环境的干季中期到湿季初期,当污染程度接近背景条件时,我们详细测量了气溶胶的物理和化学性质。我们用 2 架装有仪器的飞机来确定从火成云到清洁空气中气溶胶和云的范围<sup>[12]</sup>。为了考察一定气象背景下烟尘气溶胶的微妙变化,我们设计了 2002 年 10 月 4~5 日的一组飞行观测,涉及到 Rondonia 的中度污染地区和亚马逊西部非常清洁的大气等各个不同的大气环境(图 1)。飞机飞行的整个截面开始于巴西东北部海岸的信风气流,沿着北部气流,大气团和火没有多少关系,而在这个截面的东南部就有火造成的区域性污染。

## 结果

大火排放的烟尘颗粒,我们量化为凝结核(CN)浓度。CN 的大小分布和成分决定 CCN 谱,即 CCN 的数浓度是过饱和度的函数。CCN 谱和云底上升速度决定了云底云滴的大小分布(CDSD)。云底的 CDSD 极大地控制着发展中的对流云团中 CDSD 的垂直分布,CDSD 的垂直分布又反过来决定了云底以上降水启动的高度。从蓝海洋型到火成云型的 4 个环境区域中测得的值见表 1。

值略微高一点( $380 \sim 390\text{cm}^{-3}$  [8,13]),比巴西旁边大西洋上空的海洋性边界层里的典型值高 2 倍。LBA-SMOCC 期间观测到的值比以前的观测值略微高一点的原因可能是干季的降水冲刷减小(以前的资料是湿季得到的)或者有少量烟尘进入大气的缘故。

在烟尘边界层中,平均 CN 范围是  $2\ 000 \sim 8\ 000\text{cm}^{-3}$  烟柱和薄雾中的值常常超过这个范围。一旦进入云排放层(CDL)和自由对流层(FT),CN 浓度一般降低,但是,烟柱和云排放层将 CN 的高度抬升到  $4\ 300\text{m}$  处(图 2)。在大火上空的烟柱里或火成云中存在最大的粒子浓度(表 1)。

烟柱中的烟尘粒子谱和边界层中新生的烟尘粒子谱(几分钟到数小时)几乎没有差异,表征直径大约是  $100\text{nm}$ 。在有云过程或旧的(数天)烟尘颗粒

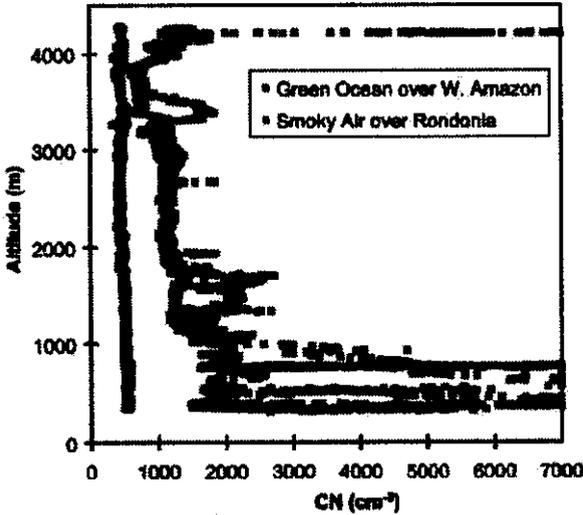


图 2 Rondonia 地区烟尘环境上空的凝结核浓度垂直分布和 2002 年 10 月 4~5 日在亚马逊西部清洁环境中在飞行截面上的取样。

(绿色海洋的值是亚马逊西部几乎没有水平和垂直方向上差异的两个探空站的合成,Rondonia 的资料也来自于两个探空站,代表了云底以下污染了的边界和较低的 CDL,在边界和 CDL 之间有很多的烟柱和薄雾,所在的层次在  $4.2\text{km}$ ,最小的水平范围为  $12\text{km}$ )

的区域性薄雾中和清洁边界层(绿海洋型)中,气溶胶表征直径大约是  $130 \sim 170\text{nm}$ 。这个分布和气溶胶的 CCN 特点一致。CCN 效率谱为云凝结核/凝结核(CCN/CN),是过饱和度 SS 的函数(图 3)。新污染的边界层中大约  $40\% \sim 60\%$  的凝结核在  $1\%$  SS 条件下可以核化为云滴,而旧烟中更大的颗粒和清洁边界层中,这个效率为  $60\% \sim 80\%$ 。Roberts 等人<sup>[14~15]</sup>已经依据 CCN 的尺度和化学成分的关系解释了具有生物特性和火特性的气溶胶 CCN 性质,CCN 的化学成分就是可溶性的无机物和有机物的混合物。

云滴大小分布 云物理探测飞机能够在发展的对流云团顶部附近做垂直剖面探测,发展对流云团的顶部是孤立发展的云团或很接近积雨云(Cb)。

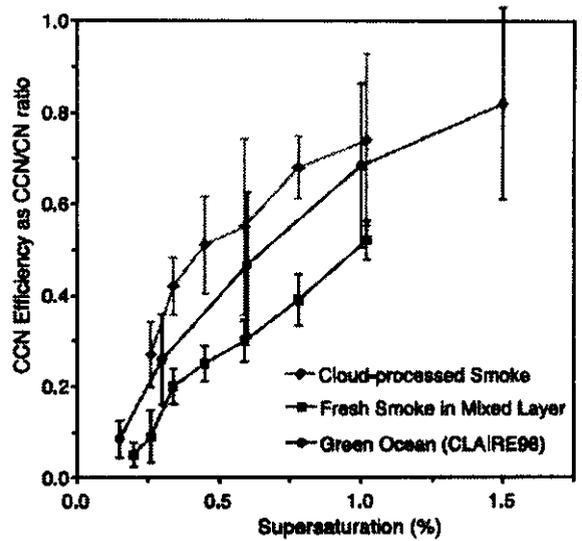


图 3 云滴核化效率(表示为 CCN/CN)和过饱和度的关系。(资料来自于 2002 年 9 月 29 日 SMOCC05 试验期间对烟尘大气的飞行观测和 CLAIRE-98(8)期间对于绿色海洋大气的观测)

由于飞机的限制,飞行高度在  $0^\circ\text{C}$  层以下(海平面以上  $4.8\text{km}$  处),4 个不同场合观测到的 CDS D 见图 4A~D。共同的特点是 CDS D 随高度加宽,这个可以表示为表征液水含量( $D_L$ )的云滴直径和高度  $H$  的关系(图 5)。当  $D_L > 24\mu\text{m}$  的时候,上升气流中就形成暖云,在机载雷达上就形成雷达回波,飞机的窗口上就有可见的云滴。常常在 X 和 Y 探头有记录以前就可用这种办法观测到降雨,这可能是由于样本体积太小的缘故。

所有的例子中,云底的  $D_L$  很小,但 CDS D 的形状却不同。在蓝色海洋上空,云底就出现了大滴的宽末端(图 4A),显然这是信风边界层中有足够的大海盐气溶胶所致<sup>[16~17]</sup>。飞行期间地面风速为  $8\text{ms}^{-1}$  足够在海面形成白浪和飞沫。绿色海洋的大滴宽末端要小很多(图 4B),这可能是由于大生物气溶胶的缘故<sup>[13]</sup>。薄雾中大滴宽末端是最小的(图 4C),火成云中大一点(图 4D),显然是大的灰尘颗粒所致。由于灰尘颗粒密度低和旋绕的形状<sup>[18~19]</sup>其尺度范围由毫米到几厘米,能在大气中存留相对较长的时间(几分钟到数小时)。它们含的物质都是可溶解的,在相对湿度  $> 90\%$  的时候,显微镜下就可以观测到发生潮解。这表明他们能够十分容易地核化成云滴。值得注意的是,和海洋性云相比,火成云中很小的大滴宽末端出现的高度  $H$  也较高。而且,降水的火积雨云的  $H > 7\text{km}$ (表 1)。这表明在烟云中,灰尘颗粒起到大的 CCN 作用不如挟

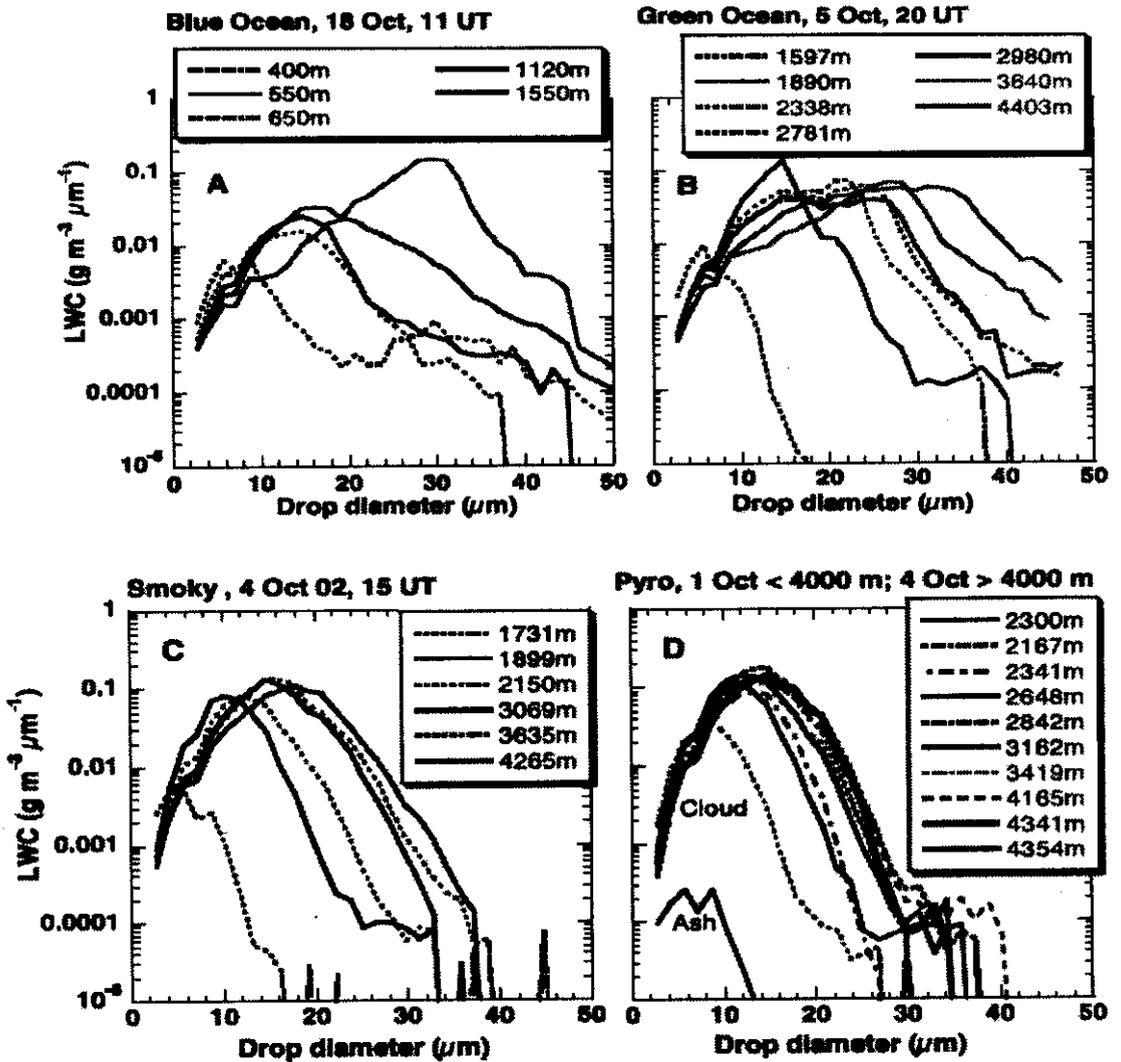


图 4 4 个不同大气环境中发展的对流云中云滴直径分布随高度的演变。(A)蓝色海洋大气 2002 年 10 月 18 日, 11 00 UT(世界时),离开巴西海岸东北方向(4°S 38°W)(B)绿色海洋大气 2002 年 10 月 5 日,20 00 UT(世界时), 亚马逊西端的清洁大气(6°S,73°W)(C)烟尘大气 2002 年 10 月 4 日,15 00 UT(世界时)(10°S,62°W)(D)火成云大气, 4 000m 以下是 10 月 1 日,19 00 UT(世界时)(10°S,56°W)的 4 000m 以上是 10 月 4 日,19 00 UT(世界时)(10°S,67°W)的; (D)中最低的 DSD 反应云外大灰尘颗粒的大小分布,其余每一条线最低的 DSD 表示云底的情况。

注意,从(A)到(D)气溶胶越来越丰富,CSD 越来越窄和 CSD 随高度变宽的速率越来越慢

卷进入污染云的海盐颗粒<sup>[16]</sup>。

云中的基本差异很大,4 个不同区域中  $H = 1000\text{m}$  处的  $D_L$  分别为 10,13,23 和  $25\mu\text{m}$ (图 5)。在蓝和绿色海洋上空,产生降水的高度分别为 1000 和 1500m。在飞机飞行高度 4.5km 的范围内,从 CSD(图 4A,B)来看,海洋上空云底的大滴末端对降雨启动起很大作用,烟雾和清洁大地上空则不然(图 4C)。云顶颗粒有效半径的卫星反演<sup>[20]</sup>表明在  $-22^\circ\text{C}$  和  $-28^\circ\text{C}$ ,降水阈值为  $14\mu\text{m}$ ,分别和烟云、火成云的 6600m,7600m 高度  $H$  相应(图 5)。

对于绿色海洋来说,启动降雨  $D_L$  为  $24\mu\text{m}$  左右,和蓝色海洋一致。我们不能在烟云中到达足够

的高度得到启动降水的  $D_L$ ,在  $H$  为 7km 以内就用飞机观测,和其他飞机观测科学家(D. Rosenfeld)在 SMOCC 试验和泰国的播云试验<sup>[21]</sup>一样。1998 年 5 月 2 日,在泰国西北部的季风前期,由于农业火灾大气为烟尘大气,这一天的  $H - D_L$  关系曲线从低层一直到  $H = 6400\text{m}$  和 2002 年 10 月 4 日巴西的烟尘曲线一致(图 5)。一直到飞机飞行最高的  $-31^\circ\text{C}$  处,云中液水含量  $> 2\text{g m}^{-3}$ 。在  $-22^\circ\text{C}$  ( $H = 5200\text{m}$ )处  $D_L$  为  $22\mu\text{m}$ ,以冻雨的形式出现冰相。如果暖云的阈值是  $D_L = 24\mu\text{m}$ ,在这种烟尘环境中要产生暖雨的高度要超过 6400m。显然,这样低温状态下的任何雨滴很容易冻结并继续长大为冰雹或

霰。在  $H=5\ 200\text{m}$  处, 固体降水启动高度以上, 大滴的优先冻结很可能抑止  $D_L$  随  $H$  的增长率。

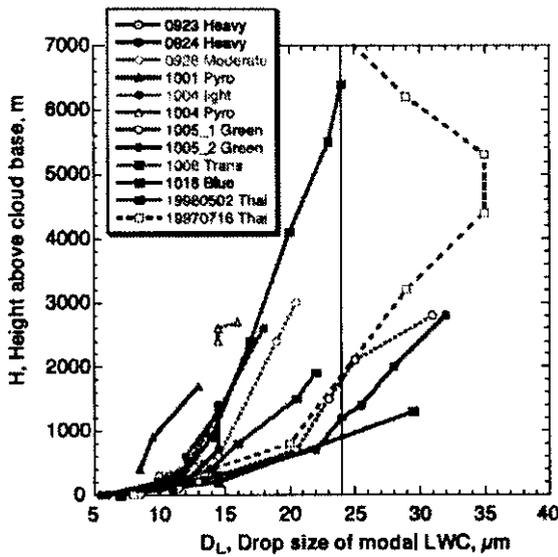


图5 4个气溶胶环境以及过渡环境中表征云液水含量  $D_L$  的云滴直径和云底以上高度  $H$  的关系

为了用同样的办法向更高的高度外推绿色海洋环境的情况, 我们使用1997年7月16日在泰国的一个典型大陆性季风日的资料。飞机测量表明, 暖雨是在  $D_L=24\mu\text{m}$  处产生的, 一直到  $H=4\ 200\text{m}$ , 温度为  $-9^\circ\text{C}$  处一直增大到  $35\mu\text{m}$ , 这里大滴开始冻结, 更高更冷的高处依然有更小的液滴。液态云水在  $-16^\circ\text{C}$  的时候  $<0.5\text{gm}^{-3}$ , 在  $-27^\circ\text{C}$  以上就不可测了, 即便是在强上升气流 ( $>20\text{ms}^{-1}$ ) 中也是一样。

在极端情况下, 相同高度  $H$  上火成云的  $D_L$  最小, 在  $3\ 000\text{m}$  处仅仅是  $16\mu\text{m}$ , 远远低于暖云启动需要的大小, 依据 MODIS 资料(图 S2)分析<sup>[22]</sup>, 这些云中降水的启动在  $7\ 600\text{m}$  的极端高度  $H$  处发生。

## 讨论

尽管在烟尘大气和清洁大气中气溶胶颗粒的来源和成分以及浓度很不相同, 但是它们核化云滴的能力却惊人地相似。绿色海洋上空的气溶胶大部分来源于生物性气溶胶(基本上是由植被和生物性气体转化成颗粒的)。相比较而言, 烟尘是灰尘颗粒、烟煤、有机物和无机盐组成<sup>[23-26]</sup>。生物性和火性的颗粒主要是有机物(有些达80%)组成的<sup>[14]</sup>, 其中60%是可溶水的<sup>[24]</sup>。其余的是可溶性的无机盐 ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{NO}_3^-$ )。因此, 生态物质或是通过燃烧或是通过冷却转化为气溶胶, 尽管和原

来的有机成分有所不同, 但是在整体的化学成分和可溶性方面还是有大量的相似。这一点解释了在 CDL 处绿色海洋和云过程有关的烟尘气溶胶中 CCN 效率谱的相似性以及 CCN 大小分布的相似性(图3)。

在 BL 中表征直径小的烟尘气溶胶有时候是低效率的 CCN, 即  $\text{CCN}/\text{CN}$  小。这些颗粒的生命史为数小时(足够一定区域中大火的燃烧)到  $1\sim 2\text{d}$ (通过燃烧区域过渡的时间)。我们发现, 烟尘边界层中的烟尘个例和新生烟柱 ( $<30\text{min}$ ) 中气溶胶大小分布的差异很小。尽管我们不能直接确定新生烟柱中烟尘的 CCN 效率, 但是大小分布的相似性表明它类似于烟尘边界层气溶胶(图3)。

在蓝色海洋和绿色海洋型大气中, 云的性质十分相似。在整个 CSD 中, 随着气溶胶浓度的增加, 云在最初的反应很敏感。和以前的看法<sup>[11, 27]</sup>不一样, 当向火成云环境接近时, 在没有完全饱和的情况下, 云滴浓度的微小增加或者云滴大小减小能反应气溶胶浓度的增量。

这个明显的矛盾可能是由于以前的研究主要集中在浅云中, 而现在的研究目标主要是深的、强上升气流的可降水性云。我们的发现表明气溶胶基本上对高度  $H$  的增加很敏感(图5), 这就导致了沿着卫星观测得到的降水线上, 降水过程中的气溶胶有极大不同<sup>[6, 7, 20]</sup>。

在烟尘环境下, 降水启动的高度移向高  $H$  处, 这就使得大量的冰相物质形成, 地面冰雹达到  $2\text{cm}$ 。2002年9月23日飞机在烟尘环境的云底飞过以后, 飞机上留下小小的凹陷。这和 18GMT 的 FNS 探空很接近(图 S1), 并没有显示出比其他探空站更大的不稳定。尽管由于烟尘的作用, 地面的太阳辐射实际上减少, 季平均值为  $-62.5\text{Wm}^{-2}$ <sup>[28]</sup>, 但是在烟尘环境下对流活动导致的强雷暴和冰雹(SMOCC 观测到3个实例)是很明显的。而无烟尘环境下, 没有一次冰雹记录。通过飞行的平缓程度也能表明地面对流通量的极大抑止, 即使在烟尘边界的中午, 没有明显的颠簸。云底也很难确定, 云也在更低的高度上断断续续地出现。在上升到  $4\text{km}$  以上就十分活跃了, 当是孤立一块时, 发展就很强了, 产生孤立的强云塔和雷暴。之后, 这些孤立的云团有时候就变成有组织的强爬线。我们知道, 虽然烟尘的辐射效应抑止了边界层云的发展, 但是微物理效应突破了这个辐射抑止, 产生的云比海洋性环境中的云更

加强烈。这些观测事实支持了这样的观点<sup>[9, 29]</sup>:气溶胶在决定云的动力特性、微物理特性和云的电学特性方面起着主要的作用,这些特性区分了大陆性云和海洋性云<sup>[30]</sup>。

假定通过增加风暴的活动削弱了对降水启动的抑止,但是对区域性降水量的净效果依然未知。在烟尘环境下,由于减小了地面蒸发和大气顶边界上负的辐射强迫 $-11.9\text{Wm}^{-2}$ <sup>[28]</sup>,整个水份循环应该减缓,区域性降水应该减小<sup>[31]</sup>。然而,来自于全球环流的反馈能够改变局地降水,这个改变甚至大于最初的效应<sup>[31]</sup>。无论如何,对于相同的降水量来说,由暖云向冰云的改变应该导致云中更高处有更大的潜热释放。这种转移有增强行星尺度高层波的作用,而行星尺度高层波影响全球气候<sup>[32-33]</sup>。

通过检查云排放的大气中凝结核的浓度(标准化到一个保守微量 CO),可以做一个独立的试验来考察云中凝结和降水的重要性。SMOCC 试验中新云柱中 $\Delta\text{CN}/\Delta\text{CO}$ 为 $10\sim 30\text{cm}^{-3}(\text{ppb})^{-1}$ ,可以和 Savanna 大火中报告的 $20\sim 36\text{cm}^{-3}(\text{ppb})^{-1}$ 相比较<sup>[34]</sup>。在 CDL 排放的薄雾层, $\Delta\text{CN}/\Delta\text{CO}$ 在同一个范围里,这表明几乎没有凝结发生。即使在 CN 出现最大值的层次 $H=4.2\text{km}$ (图 2),依然呈现出 $\Delta\text{CN}/\Delta\text{CO}=13\text{cm}^{-3}(\text{ppb})^{-1}$ 。这就表明由于凝结和降水的抑止,在对流传输期间只是发生适当的凝结,对流传输是输送烟尘气溶胶至少到对流层中层高度的有效途径。在深热带对流中,颗粒的损失<sup>[35]</sup>也许更大( $\sim 75\%$ 的 CN 和 $80\%\sim 95\%$ 的累积众数颗粒),但是,一旦大量的生物烟尘排放到热带地区,即使有 $5\%\sim 15\%$ 的气溶胶保留下来并且被输送到对流层上层,依然是对该清洁区域的很大贡献。

在 $H=6\text{km}$ 以下,被抑止的降水也能够解释如下的观测现象:热带的烟尘 Cb 通过大量的云以较小颗粒凝结,从云顶排放,丰富了平流层低层的水汽<sup>[36]</sup>。而且,这种水份和烟尘的抑止与上升气流的活动是相互耦合的,所以和通过云顶排放到平流层的水份和烟尘极大相关。

气溶胶浓度和降低降水效率之间的正反馈可以导致亚马逊上空大陆性 CCN 层和热力学意义上的双稳定,和前面提出的海洋性边界层的一样<sup>[37]</sup>。在绿色海洋环境下,低 CCN 浓度产生高的降水效率,它反过来又降低 CCN 浓度,直到自然 CCN 的产生率和降水排除率平衡为止。有趣的是,在 CCN 的各

个高度上这种平衡和蓝色海洋型的几乎没有差别。相比较而言,高的 CCN 浓度抑止了湿移出,至少在对流层的中低部如此,由此,又稳定了污染物的堆积,这有利于大尺度的扩散和向上传输为平衡区域性污染物排放的重要的“汇”。

康凤琴,译自于 2004 年 2 月 27 日《科学》,303 卷,1 337-1 342。

#### 附:References and Notes

- [1] M. O. Andreae et al., *J. Geophys. Res.* 107, 10. 1029/2001JD000524 (2002).
- [2] M. A. Silva Dias et al., *J. Geophys. Res.* 107, 10. 1029/2001JD000335 (2002).
- [3] V. Ramanathan, P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, D. Rosenfeld, *Science* 294, 2119 (2001).
- [4] R. C. Egan, P. V. Hobbs, L. F. Radke, *J. Appl. Meteorol.* 13, 553 (1974).
- [5] Y. J. Kaufman, R. S. Fraser, *Science* 277, 1636 (1997).
- [6] D. Rosenfeld, *Geophys. Res. Lett.* 26, 3105 (1999).
- [7] D. Rosenfeld, W. L. Woodley, in *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, W. -K. Tao, R. Adler, Eds. (American Meteorological Society, Boston, 2003), vol. 51, pp. 59-80.
- [8] G. C. Roberts, M. O. Andreae, J. Zhou, P. Artaxo, *Geophys. Res. Lett.* 28, 2807 (2001).
- [9] E. Williams et al., *J. Geophys. Res.* 107, 10. 1029/2001JD000380 (2002).
- [10] D. B. Johnson, *J. Atmos. Sci.* 39, 448 (1982).
- [11] G. Feingold, L. A. Remer, J. Ramaprasad, Y. J. Kaufman, *J. Geophys. Res.* 106, 22907 (2001).
- [12] Materials and methods are available as supporting material on Science Online.
- [13] P. Guyon et al., *Atmos. Chem. Phys.* 3, 951 (2003).
- [14] G. Roberts, P. Artaxo, J. Zhou, E. Swietlicki, M. O. Andreae, *J. Geophys. Res.* 107, 10. 1029/2001JD000583 (2002).
- [15] G. C. Roberts, A. Nenes, J. H. Seinfeld, M. O. Andreae, *J. Geophys. Res.* 108, 10. 1029/2001JD000985 (2003).
- [16] D. Rosenfeld, R. Lahav, A. Khain, M. Pinsky, *Science* 297, 1667 (2002).
- [17] M. O. Andreae, S. J. de Mora, W. Elbert, *J. Geophys. Res.* 100, 11335 (1995).
- [18] L. F. Radke et al., in *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*, J. S. Levine, Ed. (MIT Press, Cambridge, MA, 1991), pp. 209-224.
- [19] M. O. Andreae et al., in preparation.
- [20] D. Rosenfeld, I. M. Lensky, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 2457 (1998).
- [21] D. Rosenfeld et al., paper presented at the Seventh World Me-

- teological Organization Scientific Conference on Weather Modification, Chiang Mai, Thailand, 17 到 22 February 1999.
- [ 22 ] MODIS ( Moderate Resolution Imaging Spectrometer ) onboard NASA 's AQUA satellite , passing over around 13 30 solar time.
- [ 23 ] B. Graham et al. , J. Geophys. Res. 107 , 10. 1029/2001JD000336 ( 2002 ).
- [ 24 ] O. L. Mayol - Bracero et al. , J. Geophys. Res. 107 , 10. 1029/2001JD000522 ( 2002 ).
- [ 25 ] R. J. Ferek , J. S. Reid , P. V. Hobbs , D. R. Blake , C. Liousse , J. Geophys. Res. 103 , 32107 ( 1998 ).
- [ 26 ] J. S. Reid et al. , J. Geophys. Res. 103 , 32 059 ( 1998 ).
- [ 27 ] J. S. Reid , P. V. Hobbs , A. L. Rangno , D. A. Hegg , J. Geophys. Res. 104 , 6145 ( 1999 ).
- [ 28 ] A. S. Procopio , L. A. Remer , P. Artaxo , Y. J. Kaufman , B. N. Holben , Geophys. Res. Lett. 2003GL018063RR ( 2003 ).
- [ 29 ] J. Molinie' , C. A. Pontikis , Geophys. Res. Lett. 22 , 1085 ( 1995 ).
- [ 30 ] E. J. Zipser , Mon. Weather Rev. 122 , 1837 ( 1994 ).
- [ 31 ] F. J. Nober , H. - F. Graf , D. Rosenfeld , Global Planet. Change 37 , 57 ( 2003 ).
- [ 32 ] A. Kasahara , P. L. D. Dias , J. Atmos. Sci. 43 , 1893 ( 1986 ).
- [ 33 ] A. M. Grimm , P. L. D. Dias , J. Atmos. Sci. 52 , 3538 ( 1995 ).
- [ 34 ] P. V. Hobbs et al. , J. Geophys. Res. 108 , 10. 1029/2002JD002352 ( 2003 ).
- [ 35 ] M. O. Andreae et al. , Geophys. Res. Lett. 28 , 951 ( 2001 ).
- [ 36 ] S. Sherwood , Science 295 , 1272 ( 2002 ).
- [ 37 ] M. B. Baker , R. J. Charlson , Nature 345 , 142 ( 1990 ).
- [ 38 ] S. R. Freitas , M. A. F. Silva Dias , P. L. Silva Dias , Hybrid Methods Eng. 2 , 317 ( 2000 ).
- [ 39 ] We thank all members of the LBA - SMOCC Cooperative LBA Airborne Experiment 2002 and LBA Radiation , Cloud , and Climate Interactions science teams for their support during the field campaign , especially J. von Jouanne , M. Welling , P. Guyon , G. Nishioka , T. Germano , and the pilots of the Universidade Estadual do Ceara' ( UECE ) and Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais ( INPE ) aircraft. We thank E. Freud for help with the scientific processing of the cloud physics aircraft data , M. Lawrence for providing results from the MATCH model , and E. Williams for stimulating discussions about the manuscript. This project was funded by the European Commission ( Project SMOCC ) , the Max Planck Society , the Fundac 3o de Amparo a' Pesquisa do Estado de Sa 3o Paulo , and the Conselho Nacional de Desenvolvimento Cient 3fico ( Instituto do Mile 3nio LBA ).