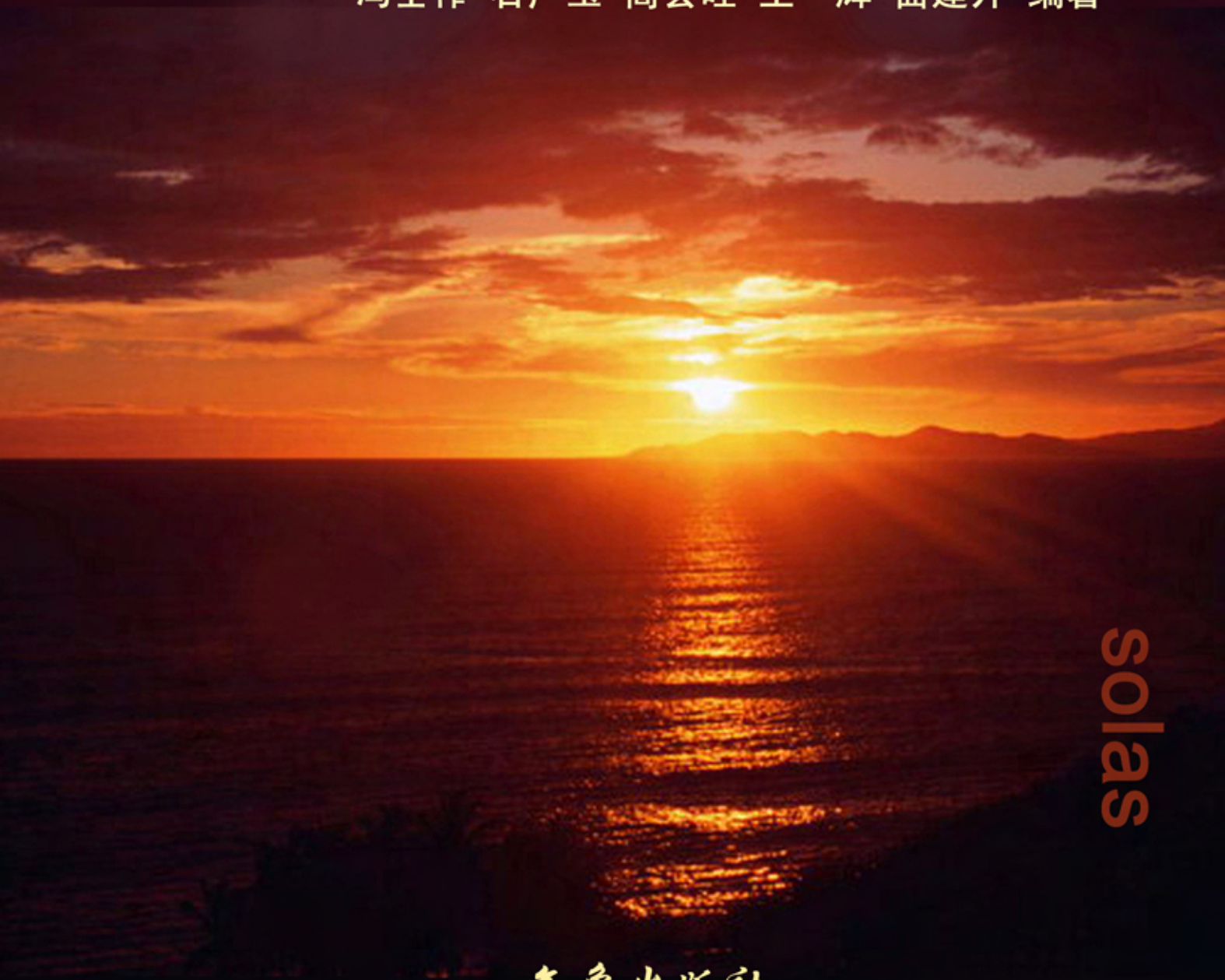
solas

上层海洋与低层大气研究的前沿科学问题

冯士筰 石广玉 高会旺 王 辉 曲建升 编著



solas

气象出版社

上层海洋与低层大气研究的前沿科学问题

主　编：冯士筰
副主编：石广玉　高会旺
编　委：王　辉　曲建升

第二部分：国际 SOLAS 科学计划与实施战略

气象出版社

内容简介

本书介绍了国内外上层海洋与低层大气研究(SOLAS)的发起、发展与前沿科学问题。全书分为两部分:第一部分为"上层海洋一低层大气的相关研究与进展",包括我国学者在这一领域的前期研究成果与进展介绍;第二部分介绍了"SOLAS科学计划与实施策略"。

本书可供从事海洋科学、大气科学、环境科学和全球变化研究以及相关工作的科研教学和管理人员以及研究生和大学生阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

上层海洋与低层大气研究的前沿科学问题/冯士筰主编.—北京:气象出版社,2006.10

ISBN 7-5029-4212-2

Ⅰ.上… Ⅱ.冯… Ⅲ.①海洋-表面 研究②低层大气-研究 Ⅳ.①P7②P42

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2006)第 126655 号

出版者:气象出版社　　**地　址**:北京市海淀区中关村南大街 46 号

网　址:http://cmp.cma.gov.cn　　**邮　编**:100081

E-mail:qxcbs@263.net　　**电　话**:总编室:010-68407112　发行部:010-62175925

责任编辑:李太宇　纪乃晋　　**终　审**:林　海

封面设计:张建永

印刷者:北京中新伟业印刷有限公司

发行者:气象出版社发行　全国各地新华书店经销

开　本:787×1092　1/16　**印　张**:19.75　**字　数**:500 千字

版　次:2006 年 10 月第 1 版　2006 年 10 月第 1 次印刷

印　数:1～1000

定　价:50.00 元

本书如存在文字不清、漏印以及缺页、倒页、脱页等,请与本社发行部联系调换

前 言

上层海洋－低层大气研究(SOLAS,Surface Ocean-Lower Atmosphere Study)是国际地圈生物圈计划(IGBP)第二阶段(IGBP II,2004—2013)的第一个新的核心计划。它是一个由假设驱动的科学研究计划,一些关于特定问题的科学假设是 Watson 在 1997 年对 SOLAS 的最初描述中提出来的。当时就提出,关于 SOLAS 的科学任务、研究重点和假设一旦被完全确定下来,SOLAS 将成为IGBP和 WCRP(世界气候研究计划)的主要组成之一,来自于全球变化相关问题的科学假设也将由 SOLAS 计划设计的科学试验和研究来验证。

1997 年 1 月,英国科学家建议了一个新的研究计划——上层海洋与低层大气研究,研究海洋生物地球化学及其与大气的相互作用。当时提出的 SOLAS 的科学目标是:形成和验证一些关于海洋生物地球化学系统、大气和气候相互作用的假设;量化这些相互作用中的原因和结果;把这些新的认识引入到气候模式中去。并具体提出了五项重要假设:海洋硫排放能通过影响云的反照率而对气候产生重要影响;在高营养盐低叶绿素的海区,来自于大气沉降的铁将刺激硅藻和其他浮游植物的生长,并进一步通过改变海一气交换而影响气候变化;随着工业化进程,大气氮沉降分布的变化将对某些海区的生态系统产生重要影响;21 世纪,海洋生物地球化学的变化对人为 CO_2 海洋吸收能力的影响将是很小的;全球变暖对海洋的主要影响是全球海洋生产力的降低和随之减缓了的热盐环流。这些目标和科学假设构成了国际 SOLAS 科学计划的雏形。

当然,SOLAS 的研究也需要建立在其他前期计划和项目基础之上,如国际全球大气化学(IGAC)、全球海洋通量联合研究(JGOFS)、全球海洋生态系统动力学(GLOBEC)、海洋生物地球化学和海洋生态系统集成研究(IMBER)和世界大洋环流实验(WOCE)等,SOLAS 与气候变率与可预报性研究(CLIVAR)也密切相关。至今,关于海洋系统与大气和气候相互作用的许多关键问题并没有被很好地归纳出来,当然也没有得到回答。SOLAS 研究的独特之处是将大气科学与海洋科学(如生物地球化学、大气化学和物理海洋)结合在一起,探索气候、大气化学和海洋生物地球化学之间的相互作用。

SOLAS 科学计划开始于一个小型的非正式的计划工作组,这个工作组在 IGBP 和 SCOR(海洋研究科学委员会)的帮助下,于 1998 年 12 月在英国东英格兰大学召开会议,这次会议以及其后的讨论促成了第一次国际 SOLAS 研讨会的召开。第一次国际 SOLAS 研讨会是 2000 年 2 月在德国基尔(Kiel)附近的代普(Damp)召开的。来自 22 个国家的 250 多名科学家出席了研讨会。一系列的报告提出了 SOLAS 应关注的科学问题和假设,工作组在对这些问题和假设进行深入探讨和修改的基础上形成了 SOLAS 的基础科学框架。

德国基尔的研讨会之后,由 SCOR、IGBP、CACGP(大气化学和全球污染委员会)和 WCRP 组织了SOLAS计划编写组,负责整个科学计划的编写。2000 年 5 月,编写组成

员在美国新墨西哥州的克拉德克罗伏特(Cloudcroft)聚会,讨论并完成了计划草案,然后在 SOLAS 的主页上公开,邀请参加 SOLAS 研讨会的科学家及对该计划感兴趣的其他科学家提出意见和建议。2000 年 8 月,编写组中的三个小组在英国的诺维奇(Norwich)召开会议,充分考虑和吸纳了有关意见并完成了计划草稿。2000 年 10 月,在华盛顿举行的 SCOR 的例会上又进一步对其讨论和修订。同年 12 月,完成了 SOLAS 科学计划的第一稿,并于 2001 年初提交给 IGBP、CACGP 和 WCRP。2002 年 3 月,编写组完成了科学计划的进一步修改。2002 年 6 月,修改稿被提交给参加阿姆斯特丹国际会议的国家代表进行讨论。2002 年 8 月完成了科学计划的第二稿,2003 年 4 月完成了科学计划的第三稿,2003 年 9 月完成了最终的科学计划。2004 年,IGBP 的第 50 期报告出版了国际SOLAS科学计划。

国际 SOLAS 计划是由许多国家的科学家联合发起的,其核心科学研究领域也体现了一些科学家的学术思想,同时国际科学计划对各国的 SOLAS 相关研究有宏观指导和积极的推动作用。一经提出就得到了各主要海洋国家的积极响应,至今,已有 22 个国家在国际 SOLAS 科学框架下开展了相关研究。各国针对不同的研究基础和地域特点,确定了研究重点。我国是开展 SOLAS 活动较早的国家之一,自 2001 年 9 月开始讨论我国的 SOLAS 科学研究计划。2002 年,中国 SOLAS 筹备工作组提出了一个比较系统的科学计划;2002 年底,成立了中国 SOLAS 工作组,成为 IGBP 中国全国委员会(CNC-IGBP)的第 11 个工作组,也是最年轻的一个工作组;2004 年,SOLAS 研究得到了国家自然科学基金委员会跨学部重大基金项目"上层海洋—低层大气生物地球化学与物理过程耦合研究"的支持,成为世界上第三个得到专门资金支持的国家。

本书以国际 SOLAS 计划的提出为背景,结合我国 SOLAS 相关研究的基础和现状,由多位作者合作完成。全书分为两个部分,第一部分是多篇论文组成的论文集,主要介绍我国在 SOLAS 相关领域的工作积累和研究进展。第二部分是以 IGBP 第 50 期报告形式出版的国际 SOLAS 科学计划的译稿。希望本书能使读者了解国际和我国上层海洋—低层大气研究的情况和关注的主要科学问题,并为相关研究提供有益的参考。由于编者水平有限,书中一定会有不少疏漏和不当之处,敬请提出宝贵意见。

本书得到了国家自然科学基金委员会跨学部重大项目"上层海洋—低层大气生物地球化学与物理过程耦合研究(No. 40490260)"的资助。国际 SOLAS 计划科学指导委员会主席Peter Liss 教授,CNC-IGBP 主席和中国科学院副院长李家洋院士在百忙之中为本书写序。林海研究员、李太宇先生、石金辉博士承担了繁重的稿件组织和审校工作。IGBP 秘书处、SOLAS 国际项目办公室、CNC-IGBP 秘书处气象出版社以及国内外 SOLAS 研究领域的同仁为本书的编写提出了宝贵的建议和意见。在此书付梓之际,谨向以上机构、专家、学者表示诚挚的谢意!

编著者

2006 年 10 月

序一

作为国际“上层海洋－低层大气研究(SOLAS)”计划科学指导委员会(SSC)的主席，我欣喜地看到最近几年来中国对该计划所起的作用在迅速扩大。因此，在这本展示中国在SOLAS科学领域迄今所取得的成就的书籍出版之际，能为之做序我备感高兴。

SOLAS是一个国际性的研究计划，它的目标是“取得对海洋与大气之间的关键生物地球化学和物理过程的相互作用和反馈的定量理解，了解海－气耦合系统如何影响气候和环境变化以及它们又如何被气候和环境变化所影响”。这是一个宏大的目标，其中包含了许多环境科学问题，而这些问题在以前经常是被零散地研究的(也就是说，海洋和大气被看作两个单独的环境系统；化学、生物学和物理学等等，是被分隔开来进行处理的)。在SOLAS的研究中，我们的目标是将海洋和大气作为一个综合的、完整的系统，来研究其生物地球化学和物理过程的相互作用。SOLAS计划不仅对于理解我们这颗星球的活动规律具有重大的科学意义，而且对决策者和政治家乃至普通民众也有着巨大的实际意义。这是因为SOLAS研究的都是与社会相关的问题，例如，定量确定人为释放的二氧化碳目前被海洋所吸收的量并估算其在未来将如何变化；海洋所释放的微量气体怎样影响我们所呼吸的空气的质量；直接或间接来自于气体的颗粒物以及来自于海洋的颗粒物是如何影响地球气候的；来自于陆地表面并沉降于海洋的沙尘是怎样影响海洋生物活动的，等等。

目前已有来自二十多个国家的科学家们正致力于这些重要目标的研究。许多目标已经完成，但仍然有非常多的问题需要解决。SOLAS科学研究的资金有很大一部分来自于各个国家基金组织的资助，我们非常感谢他们的支持。SOLAS的很多工作都是在各个国家计划的基础上实施的。但是，还有一些具有重要意义的研究需要在国际背景下通过多个国家的合作来计划和完成，这就是建立一个像SOLAS这样的国际计划的重要性所在。在这样的国际背景下，我很高兴地获悉中国和加拿大两国的SOLAS委员会将要签署一个合作备忘录，以鼓励两国科学家之间的合作研究。除了积极推动合作研究之外，包括中国在内的许多国家的年轻科学工作者已经参加了我们每两年在法国科西嘉举办一次的SOLAS暑期学习班，它们是非常成功的。最后，我非常期待能够到中国参加即将于2007年3月6～9日在厦门召开的下一届SOLAS开放科学大会。非常感谢中国SOLAS工作组邀请我们在贵国召开这次大会；我相信对于很多其他国家的参会者来说，这将是一次科学和文明的伟大经历。

衷心祝愿你们在未来SOLAS计划的工作中取得更大的成功！

Peter Liss

Peter Liss教授

SOLAS科学指导委员会主席

诺里奇，英国

2006年10月

序二

作为国际地圈生物圈计划中国全国委员会(CNC-IGBP)的主席,我十分高兴地看到,尽管 SOLAS 是 CNC-IGBP 最为年轻的工作组,但他和其他十个工作组一样,将国际计划结合中国国情在中国进行了实施,并对国际 SOLAS 计划做出了越来越多的、富有中国特色的成绩,同时也为我们国家的需求做出了相应的贡献。借本书出版之际,对冯士筰和石广玉先生及由他们领导的一批专家和科研工作者们,在 SOLAS 研究方面取得的成就以及为 CNC-IGBP 所做出的贡献表示衷心祝贺,感谢他们付诸的辛勤劳动。

中国 SOLAS 计划的研究目标是"定量描述我国典型海域重要大气物质(沙尘、氮化合物)的输入通量及其对海洋初级生产过程和生态系统的影响,揭示 CO_2 和其它辐射活性气体在上层海洋与低层大气中的浓度分布、通量及其变化,重点研究上层海洋一低层大气物质交换及关键物理和生物地球化学过程的控制作用,初步认识上层海洋中辐射活性气体释放对气候变化的影响"。这是一个将陆地、大气和海洋系统紧密结合,需要综合利用物理、化学以及生物学等多种方法才能达到的目标。而这个目标的实现不仅对认识中国的气候和环境变化有着重要的科学意义,而且对认识中国在全球变化中的作用也具有重要的价值。

近年来,随着全球变化在世界范围内越来越受到重视,人们已经意识到有很多气候和环境方面的问题需要通过国际合作来研究。中国的科研工作者已经和正在积极参与到各种国际研究计划中,并做出了自己的贡献。中国 SOLAS 工作组经过近几年的不懈努力,积极进取,不断扩大与其他国际 SOLAS 成员国的合作与交流,已经取得了很多国际相关领域认可的成绩。他们的这些努力一方面提高了我国大气和海洋科学的研究水平,另一方面扩大了中国在这些领域的国际影响力,取得了良好的成效,有必要对此继续予以支持。

相信本书的出版能够推动中国 SOLAS 的科学研究,同时也希望中国 SOLAS 的科研工作者在未来的工作中再接再厉,取得更大的成绩。

中国科学院副院长,中国科学院院士

国际地圈生物圈计划中国全国委员会主席

2006 年 10 月

北京

第二部分　国际 SOLAS 科学计划和实施战略

上层海洋—低层大气研究(SOLAS)科学计划与实施战略
…… SOLAS 科学指导委员会(215)

摘要 …… (215)

前言 …… (216)

1　焦点一:海洋与大气之间的生物地球化学相互作用及反馈 …… (223)

1.1　海盐粒子的形成与转化 …… (224)

1.2　微量气体排放与光化学反馈 …… (227)

1.3　二甲基硫与气候 …… (232)

1.4　铁和海洋生产力 …… (236)

1.5　海—气氮循环 …… (242)

2　焦点二:海—气界面交换过程及输送和转化在大气、海洋边界层中的作用 …… (245)

2.1　海—气界面的交换过程 …… (247)

2.2　海洋边界层过程 …… (254)

2.3　大气边界层过程 …… (257)

2.4　焦点二中的综合、同化和升尺度:遥感与模拟 …… (266)

3　焦点三:二氧化碳及其它长寿命辐射活性气体的海—气通量 …… (268)

3.1　海—气间二氧化碳通量的地理分布及亚十年际变化 …… (269)

3.2　海洋表层的碳转化:对全球变化的敏感性 …… (273)

3.3　氧化亚氮与甲烷的海—气通量 …… (279)

4　计划的组织与管理 …… (281)

4.1　SOLAS 计划的组织结构 …… (281)

4.2　数据和模式输出管理 …… (284)

4.3　SOLAS 对科研活动的认可 …… (285)

4.4　与相关项目及活动的联系 …… (286)

4.5　联络 …… (287)

4.6　教育与能力建设 …… (288)

附录一:缩略词表 …… (289)

附录二:国家联络人 …… (291)

附录三:出版与著作者信息 …… (292)

参考文献 …… (293)

目 录

前言
序一
序二

第一部分 上层海洋—低层大气的相关研究与进展

SOLAS 研究的国家计划及关注的核心科学问题 …… 高会旺 王 辉(3)
大气沉降对海洋氮营养盐的贡献 …… 缪国芳 朱 彤(13)
亚洲气溶胶的长距离传输及其对全球环境的影响 …… 庄国顺 郭敬华(23)
大气有机气溶胶及其气候效应 …… 祁建华 石金辉 高会旺(33)
海洋中二甲基硫的生物地球化学与全球变化研究 …… 厉丞烜 杨桂朋 胡立阁等(54)
大气海洋间二氧化碳通量的估计及存在的问题 …… 赵栋梁(65)
近海海洋生态系统动力学模型的关键问题 …… 罗亚威 王 辉 吴辉碇(71)
低纬度边缘海 CO_2 源汇格局及其可能的控制机制 …… 戴民汉 翟惟东(78)
极区和亚极区的上层海洋—低层大气研究 …… 陈立奇 高众勇 杨绪林等(86)
亚洲内陆沙尘气溶胶入海通量的数值模拟研究 …… 申彦波 石广玉(93)
2003—2005 年南海海洋初级生产力的时空分布特征 …… 檀赛春 石广玉(100)
南海海洋大气边界层结构数值模拟研究…… 石 睿 高会旺(109)
三毛金藻生成二甲基硫和二甲巯基丙酸的实验研究 ……
…… 孙 娟 杨桂朋 厉丞烜等(122)
海面飞沫水滴对海—气界面通量的影响…… 史 剑 赵栋梁 梅婵娟(129)
海水中溶解甲烷和氧化亚氮的分析方法研究进展…… 张桂玲 张 峰 张 经等(141)
海洋中溶存甲烷和氧化亚氮研究进展…… 张桂玲 张 峰 张 经(148)
日本浮标附近 NCEP 再分析湍通量的初步分析 ……
…… 史 剑 赵栋梁 邓增安等(156)
大气—海洋系统中的光辐射传输模式…… 林绍迎 高会旺(164)
用离散正交小波提取大气边界层湍流相干结构 ……
…… 李 昕 胡 非 浦一芬等(182)
“上层海洋—低层大气生物地球化学与物理过程耦合研究”及其进展 ……
…… 石金辉 高会旺 石广玉(194)
我国 SOLAS 研究的进展和展望 …… 石广玉 高会旺 冯士筰(206)

第二部分

国际 SOLAS 科学计划和实施战略

上层海洋—低层大气研究(SOLAS)科学计划与实施战略

SOLAS 科学指导委员会

摘要 *:上层海洋—低层大气研究(SOLAS, Surface Ocean-Lower Atmosphere Study)是一项新的国际科学研究计划,其目标是:定量了解海洋和大气之间关键生物地球化学与物理过程的相互作用及反馈,认识这一耦合体系如何影响气候和环境的变化以及对气候和环境变化的响应。这一科学目标的实现对定量理解海—气相互作用在调节气候及全球变化中所起的作用非常重要。

SOLAS 主要着重于海—气界面上的过程研究,强调大气边界层和上层海洋边界层过程。当然,其中的一些过程研究可能(或者必须)同更高层大气以及深层海洋的研究相联系。SOLAS 计划的研究范围涵盖了所有海域,包括海岸和冰层覆盖的海区。

除了学科间的交叉(包括生物地球化学、物理学和数学模型等),SOLAS 还涉及具有紧密联系的研究课题,这些课题需要海洋科学家与大气科学家之间进行密切协作。这是 SOLAS 计划的一个基本特征。这些研究要求科研与资助机构进行态度上的转变,因为在大多数国家,这些机构的运作通常都是相对独立的。

SOLAS 计划可分为以下几个焦点议题,每个焦点又分为若干研究主题。

(1)焦点 1:海洋与大气之间生物地球化学相互作用及反馈。焦点 1 的目标是定量了解在海—气界面中的生物地球化学耦合反馈机制,而只有把海洋和大气作为一个整体来研究才能达到这一目标。这些过程包括对大气化学和气候有重要影响的微量气体和颗粒物的排放以及它们之间的反应,也包括控制海洋生物活动与碳吸收的营养物质的沉积。本焦点的研究主题包括:①海盐粒子的形成与转化;②微量气体排放与光化学反馈;③二甲基硫与气候;④铁与海洋生产力;⑤海洋—大气系统的氮循环。

(2)焦点 2:海—气界面交换过程及传输与转化在海—气边界层中的作用。焦点 2 的研究目标是增进对海—气间质量、动量和能量交换过程的定量认识,在此基础上即可准确计算区域和全球的气体和气溶胶海—气交换通量。因此,就需要确定大气和海洋边界层中的界面传输机制对物理、生物和化学因子的依赖关系,探讨调节这些交换的水平和垂直方向上的输送和转化过程。本焦点的研究主题包括:①海—气界面的交换过程;②海洋边界层过程;③大气边界层过程。

(3)焦点 3:二氧化碳及其它长寿命辐射活性气体的海—气通量。海—气间的二氧化碳通量是全球碳循环中一个关键的库与库之间的碳交换。海洋对其它长寿命辐射活性气体如氧化亚氮的全球平衡有着重要的影响,对甲烷的收支也有一定程度的影响。焦点 3 的目标就是要了解这些气体的海—气通量的变化特征,同时认识驱动通量交换的边界层机理,从而评估其对环境变化的敏感性。其研究主题包括:①海—气间二氧化碳通量的地理分布及亚十年际变化;②海洋表层的碳转化:对全球变化的敏感性;③氧化亚氮和甲烷的海气通量。

本报告还对 SOLAS 的组织和管理以及 SOLAS 的实施框架进行了说明。

---

* 本部分由曲建升翻译,高会旺校对。

前 言*

SOLAS (Surface Ocean-Lower Atmosphere Study) 是一项新的国际科学研究计划，其目标是：

定量了解海洋和大气之间关键生物地球化学－物理过程的相互作用及反馈，认识这一耦合体系如何影响气候和环境的变化以及对气候和环境变化的响应。

SOLAS 的研究范围如图 1 所示，本报告(科学计划与实施战略)将对其进行详细阐述。其中科学计划部分主要基于国际 SOLAS 开放科学会议(2000 年 2 月在德国基尔附近的 Damp 召开，有来自 22 个国家的 250 余名科学家参加)的研究成果。国际地圈生物圈计划(IGBP)，海洋研究科学委员会(SCOR)，大气化学和全球污染委员会(CACGP)，以及世界气候研究计划(WCRP)都对 SOLAS 给予了支持，并且是该计划的主要参与者。

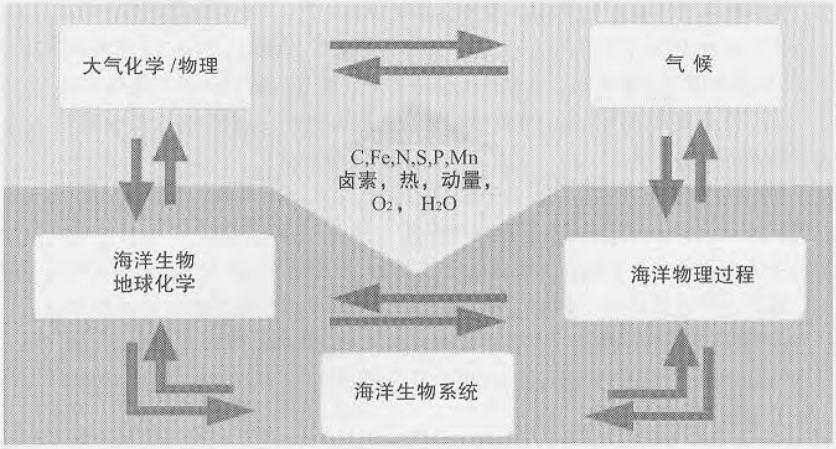


图 1 SOLAS 的研究范畴

(1) SOLAS 的研究方法

在这个科学计划中，要确认关键的科学问题与假设，以及定量描述各种重要过程的变化速度和变率的科学目标。SOLAS 将着重于一些其他科学计划中的非重点议题，同时又需要大气学家与海洋学家进行协作的重要科学问题。该计划可望在 10 年的期限内取得一定的研究成果，诚然某些方面的研究可能需要持续更长的时间。

一般的研究方法是，首先尽可能全面地了解实际的情况，找出认识上的薄弱环节，然后开展实验室研究和集中的野外观测以克服认识上的不足，同时把新的认识引入模式，通过那些精心策划的能够将小尺度过程和全球尺度过程联系起来的观测实验来验证这些模式。在很多情况下，具有高时空分辨率的观测实验对于过程的理解和模式的验证都大有裨益。很明显，许多情况下这都需要利用多种平台(船、飞机、浮标、卫星)进行同步观测。最后一步就是把对相关过程的已有认识整合到各种诊断模式，这些模式可以升尺度到区域尺度或全球

* 本部分由曲建升翻译，高会旺校对。

尺度,从而成为在气候模式中建立各种模块的基础。

SOLAS项目中待验证的关键假设都要通过数学模型对其进行系统的和定量的评估。一般地说,SOLAS的模拟研究可大致分为3类:①进行过程研究中关键步骤的模拟;②作为工具进行综合时间与空间尺度的监测;③发展SOLAS子系统的模式或模块,使其成为地球系统模式的组成部分。

主要由卫星观测得到的遥感数据被认为对SOLAS研究起着至关重要的作用。卫星观测能够提供具有较好时间分辨率的全球海洋生物地球化学特征数据(如海色,微量气体和气溶胶)。经过4～5年的观测,就可以获得较大时间尺度上的观测。特别是卫星遥测使得野外观测能够在更大的时空尺度上进行。因此有必要将野外观测数据、卫星观测数据和模式研究结合起来。

SOLAS的很多关键问题都可以通过时间序列来进行分析,这些观测时间序列或来自于代表广泛生物群系的特定观测点,抑或通过那些可体现广大区域年际变化特征的区域性观测来得到。而且这种野外调查至少需要持续几十年以便区分自然变化和人类活动的影响。野外观测同其它代用资料(如泥炭沼泽、土壤/灰尘的沉积物、积雪、冰以及湖泊和海洋沉积物等)的结合已经清晰地反映出了环境的变化趋势,因为这些变化正在许多观测和代用资料中或者他们的总体平衡中反映出来。同时他们也表明了人类活动是造成很多方面变化的诱因。尽管时间序列分析可以提供较好的结果,但目前对大气所进行的系统的、长时期的和直接的生物地球化学观测还是非常有限,而对海洋生境所进行的观测就更少了。

考虑到建立和维护时间序列观测站需要耗费巨大的资源,在可能的条件下,这些站点需要明确SOLAS中各个课题的科学目标,同时应该与其他科学计划(如IGAC, IMBER, GEWEX计划等)进行共享。这些观测站的建设也应该以目前的时间序列观测站为基础。由于SOLAS主要强调过程驱动机理的研究,因此时间序列分析显然不是其首推的研究手段。在此条件下,SOLAS执行工作组的职责就是明确该研究对长期的卫星和地面常规观测方面的要求以及工作组同科学委员会在长期观测方面的需求,从而对委托人的观测提供支持。

SOLAS计划是通过生物、化学和物理学的交叉,研究海洋—大气系统中生物地球化学相互作用。为实现这个目标,这些学科的融合并不主要在于实现各自的发展,而是作为一种工具来谋求更大目标的实现。例如,SOLAS不会仅仅为了物理学方面的原因而开展海—气间动量和热量交换的研究,而是要借助物理学方面的有用知识同时联合其他学科来对海—气界面间的物质交换过程进行量化研究。

(2)SOLAS的研究范畴

SOLAS重点关注在各种时空尺度上与海—气相互作用相关的科学问题。由于大气的运动速度比海洋环流快得多,SOLAS的这一核心议题不可避免地带来各种过程在时空尺度上的不匹配,以及由此导致的对观测的要求。海洋表面、大气以及边界层的一个明显的特点就是,在靠近界面时各种过程在尺度上会发生剧烈的变化,同时不同过程间的相互依赖性急剧增强。一些本来可以在不同高度(或深度)上进行独立研究的过程,在海—气界面附近就需要考虑其竞争和相互作用所产生的多种影响。在接近界面时,相互作

用现象的尺度变得越来越小并开始相互重叠，非线性相互作用的强度开始增加。

图 2 展示了 SOLAS 的多学科性及其广阔的科学领域。在垂直方向上，SOLAS 主要着重于海一气界面上的过程研究，强调大气边界层和上层海洋边界层过程。当然，其中的一些过程研究可能（或者必须）同更高层大气以及深层海洋的研究相联系（见图 3）。根据其功能特性，大气边界层可定义为边界层云顶以下约 1 km 高的大气层，上层海洋边界层则定义为 100～200 m 水深以上的混合层，或称为真光层。

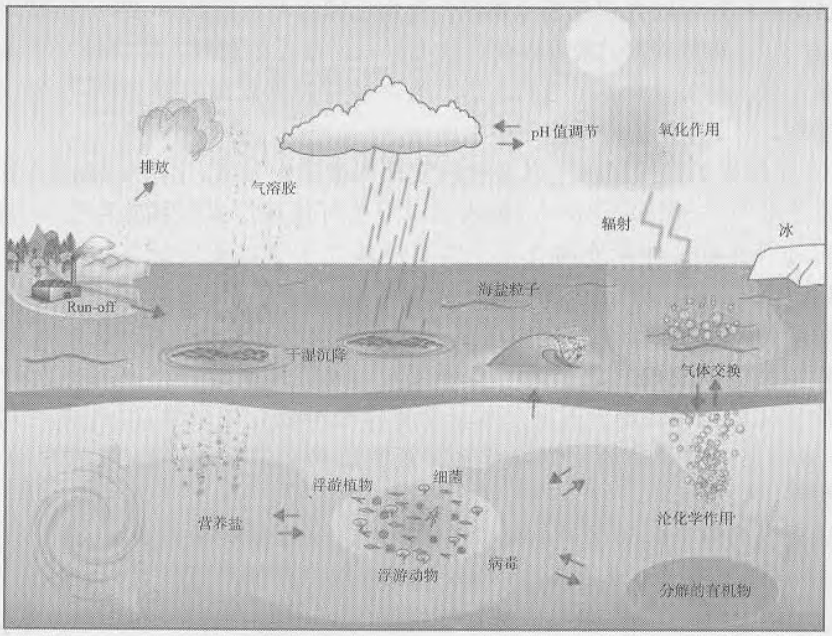


图 2 SOLAS 的研究领域、多学科性以及主要相关过程

1 km	输送、云辐射过程、冷凝	1 km
100 m	湍流、降水、有序循环、气体与微粒的转换	100 m
10 m	大型的海面波浪	10 m
1 m	飞沫、波浪 /湍流相互作用	1 m
1 cm	高频风浪	1 cm
1 mm	微型波浪、水沫	1 mm
0	海 -气界面	0
-1 nm	单分子、蒸发、离子逸散	-1 nm
-1 μm	膜帽层	-1 μm
-1 mm	辐射吸收、热量传输、气体交换	-1 mm
-1 m	破浪 /风混合、泡沫、湍流混合，对流运动、Langmuir 循环	-1 m
-10 m	混合层、温跃层输送、Ekman 抽吸、上升流下潜流	-10 m
-1 km	深层对流	-1 km

图 3 海一气交换中重要过程的垂向空间尺度

在水平方向上,SOLAS的研究区域可以覆盖所有海域,包括海岸、河口以及冰雪覆盖的地区。具有比开放海域更高的初级生产力是海岸生态系统的一个特征,因此这一区域有着较高的碳埋藏速率,从而对全球海洋的碳收支有重要贡献。另外,沿海海域是海洋中某些微量气体(如,氧化亚氮(N_2O),羰基硫(COS),甲烷(CH_4))的主要来源,也几乎是所有微量气体的重要产生地。海岸区域的研究贯穿了整个SOLAS计划,同时也将与LOICZ计划紧密联系。与此类似,发生在冰层边缘以及冰层覆盖海域的各种过程对诸如DMS及有机卤化物等微量气体的排放也非常重要,因此SOLAS的每个焦点议题都在该区域具有重要的研究内容。

在目前的科学范畴内,SOLAS需要在研究上保持统一与连续,不管是在过去、现在、还是将来。针对那些可以指示过去海洋与大气化学与气候的海洋与气候因子所进行的观测,需要能够用于与海一气作用相关的大量因子是如何相互作用及变化的。而长期的重要观测站点则需要提供有关重要的全球过程从年际变率到十年际变率的信息和知识。模式研究要求具备指示过去变化以及现代过程变化的一些信息,以便能够预测环境的变化和全球系统对人类活动的响应。模式研究还可以对观测数据进行不同尺度间的插值,并且可以对不同来源数据进行整合。与室内实验及野外观测同步进行的模式研究可以对数据中产生的各种不同的假设进行系统的、定量的评估。SOLAS中要求具有过去变化方面及模式方面专业知识的必要性表明,SOLAS强烈需要同过去全球变化项目(PAGES)(特别是其中的国际海洋全球变化研究(IMAGES))以及全球分析、与模拟(GAIM)紧密协作。需求数据同化技术(类似于那些应用在数值天气预报和GODAE海洋研究中的数据处理技术)能够处理SOLAS各种观测平台(如船、飞机和卫星)所取得的复杂而且迥然不同的数据集。

SOLAS的化学研究将涵盖所有在生物地球化学循环中扮演着重要作用的元素及其化合物(例如C, N, O, P, S, IA族元素, IIA族元素,卤素,Fe, Mn以及其它微量金属和非金属元素)。某些惰性气体、低反应活性的物质(如镧系元素,天然及人造放射性核素)以及各种持久性有机污染物(POPs)也在SOLAS的研究范围内,但SOLAS只关心那些能够对阐明生物地球化学活性元素和(或者)气候活性元素的海一气行为有所帮助的化学研究。

(3)社会相关

SOLAS可以帮助我们理解海一气界面研究对相关的社会方面所起到的重要作用,比如气候变化、空气质量和海洋健康等。在这其中的每一个方面,SOLAS都积极寻求与相关国际项目进行合作。同样,国际全球环境变化人文因素计划(IHDP)可以与SOLAS一起共同研究生物地球化学通量改变所产生的社会影响及其重要的人文驱动力,例如,可能涉及到伦理、法律和财政等问题。

蒙特利尔协议和京都议定书分别标志着国际社会对臭氧及二氧化碳对全球变化影响的态度的转变。人们已经逐渐意识到臭氧的减少以及温室气体的排放威胁着人类生活质量、全球经济和自然生态系统,而这些威胁需要进行细致的观测和预报。各国都必须根据这些协议共识制定切实可行的计划。对温室气体和臭氧的源和汇进行清晰的和负

责的核实和查证也是必要的。在其研究领域内，SOLAS将有助于更好地量化这些化合物的全球排放，从而能提出一些主要的社会诉求。

然而当今政治的诉求已经远远超前于科学的认识。比如，对海洋和大气中观测的二氧化碳所进行的模式研究表明，北半球陆地生物圈每年吸收空气中的二氧化碳为1～2 PgC（1 PgC =1 GtC），全球海洋每年吸收的量与之相当。但除此之外，对于这些汇存在于哪里（哪个洲、哪个大洋）及其存在原因（哪些过程起作用）或者这些汇的季节变率乃至十年尺度变率如何等仍然缺乏科学共识。另外一个存在知识缺失的例子是有关气溶胶的问题。气溶胶已被公认为对全球气候变化有重要的影响，但其中的量化研究却很少。对其产生机制、化学变化及其最终归宿的研究也相对薄弱。没有对复杂气溶胶系统的深入认识和准确理解，科学家们就无法提供合适的技术及其未来变化趋势的预测，而这些都是我们所需要的。臭氧减少的问题也是一样。尽管蒙特利尔协议已经得以签署，但是臭氧的恢复却由于溴化物、CFC（氟氯烃）等替代物排放量的持续增加以及全球变暖等潜在因素的影响而迟滞。对这些影响因素的评估必须从较大的尺度上进行，同时要考虑到生物源卤素气体（Br，Cl和I）海一气交换的不确定性。还有一个例子就是关于向广阔的大洋施"铁"肥以增加海洋对二氧化碳吸收的建议，这是一个工业化应用大大超前于科学认识的建议。所有这些议题，还有许多其它课题都是SOLAS计划主要的基本科学问题，这些科学问题的解决将为今后相关政策的制定奠定坚实的基础。

人们才刚刚开始在未来气候的模拟中将海一气系统对气候和其他环境强迫的响应所产生的生物与化学反馈纳入进来。考虑不同的反馈机制以及采用不同的模拟方法都会给出不同的模拟结果。一旦气候变化产生明显的效应，则与气候有关的活性气体的"自然"源和汇都将会发生实质性的改变，事实上也存在这样的可能性。二氧化碳是研究最集中的一个例子，但二甲基硫（DMS）和其它具有化学活性的微量化合物（如有机卤化物等）也可能会产生重要的影响，但迄今为止，这方面的研究还很少。这些不足使得在全球变化效应的时间和量级上存在数十年的不确定性，而其也明显具有深刻的社会意义和经济意义。适应策略在很大程度上依赖于变化的时间尺度。SOLAS就是要解决这些问题，以便实质性地减小对将来全球和气候变化的时间及其影响进行预测的不确定性。

（4）SOLAS和全球碳循环

SOLAS不可能解决目前及今后海洋在全球碳循环中相关作用的所有问题，而是要解决与其总体研究目标、研究领域以及技术路线相适应的碳循环中的重要环节。这些子课题可以概括为：①定量了解大气和上层海洋间二氧化碳及碳相关属性的交换；②了解海洋表层那些能够改变未来二氧化碳海一气通量且可能改变海洋中碳螯合的过程。

SOLAS将重点研究目前二氧化碳海一气通量的时空分布及其变化，同时从机理上认识各种控制现在和未来二氧化碳海一气通量的表面过程。因此，需要更加重视强迫作用和通量都非常大的大陆架边缘地区。SOLAS并不是建立一个全球尺度二氧化碳分压观测系统的合适之选，但其工作有助于这一系统的建立和发展，这也是SOLAS科学委员会所大力支持的。SOLAS这些有限的研究目标将为在全球碳计划（GCP）中进行更为广泛的全球碳循环研究建立了基础，尤其是在预测未来海洋碳螯合时，SOLAS也为模式中过

程的参数化和评估奠定了基石。

(5)多学科交叉和综合

与通常情况不同的是,SOLAS计划的发展不仅依靠多学科的交叉研究,而且要求不同领域的人员在野外观测中紧密协作,以便取得全面的观测数据。

要理解海一气界面发生的各种过程就要在研究的计划和执行上将环境科学中不同学科之间的合作提到一个更高的层次上。SOLAS成功与否将取决于这些合作的效率和对不同类型观测和分析的综合能力。

要完成这样的工作还需要教育的配合,如暑期培训班就是一个很好的形式。来自发达和发展中国家的年轻学者和知名科学家聚集在一起相互交流思想和经验对计划的执行将是非常有益的(第一次暑期SOLAS培训班已于2003年在法国的科西嘉岛举行)。更重要的是,基于各环境学科(这里指大气和海洋)相互联系的科学研究必然要求学术团体与研究资助机构进行态度上的转变,通常在大多数国家这两者的组织都是各自为政的。因为海一气相互作用对于理解气候和其他全球变化起着关键的作用,因此超越那些观念上的阻碍至关重要。

(6)增值与传承

正如许多其他国际计划一样,SOLAS也通过一些科学活动来实现其领域内研究的增值,例如可以回答一些各个国家共同关心但又不能单独解决的广泛问题;协调大规模的国际活动,鼓励多人研究,而且避免不必要的重复;建立公共数据政策推动数据共享;综合并发表研究计划中的成果;开展资料与模式的比较研究;制定标准化的研究方法;利用新老数据验证模式等。

特别是,通过增进对上层海洋和低层大气中的过程及海一气间交换机制的理解也将实现SOLAS计划的增值。这将改进海一气传输速率的参数化方案,这种参数化方案在模式中的应用将有利于把局地的结果通过尺度扩展而推广到区域尺度和全球尺度。最后,通过SOLAS计划的研究,对海洋和大气之间生物地球化学相互作用的深入理解,将成为不同复杂程度地球系统模式的重要组成部分。SOLAS计划融入到SCOR/IGBP快速跟踪计划"全球铁联系"中去就是当前一个很好的例子。"全球铁联系"将对全球铁循环进行综合评估。

(7)SOLAS研究计划与实施战略的结构

SOLAS科学计划包括三个焦点部分,每个焦点都包括若干研究活动(见图4)。科学计划的主要部分对各个研究活动都进行了介绍,同时对当前的研究现状作了综述。对主要的研究议题都进行了分层次说明,分为基本内容(序号前用*标识)和补充内容,之后又对每个研究活动的目标进行了阐述,接下来讨论了解决相关问题的可行方案及实施战略。最后以对SOLAS的组织和管理的说明作为本报告的结束。

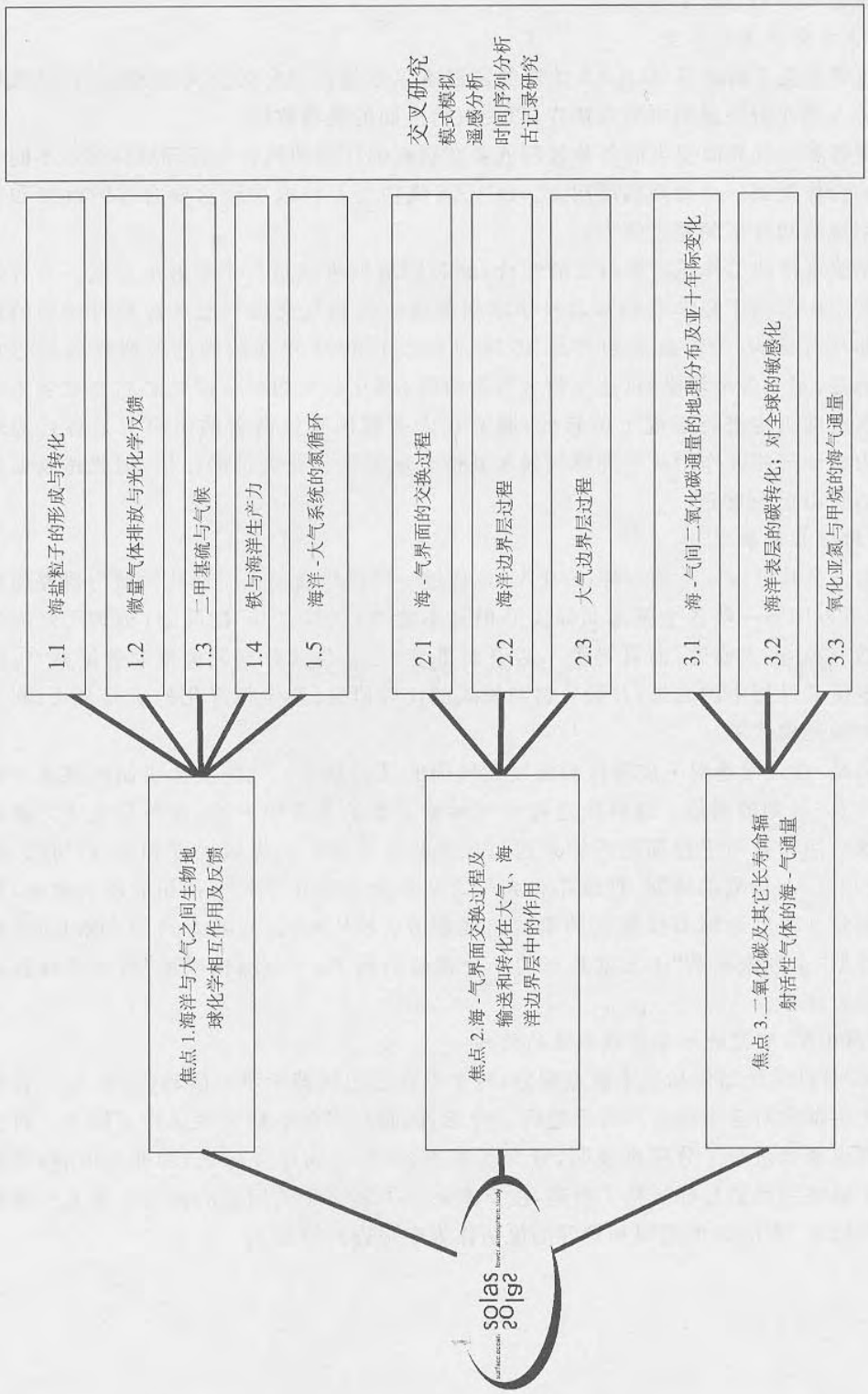


图 4 SOLAS 研究框架

1 焦点一:海洋与大气之间的生物地球化学相互作用及反馈*

焦点1的目标是定量了解海—气界面的生物地球化学耦合与反馈机制,而只有把海洋和大气作为一个整体来研究才能达到这一目标。这些过程包括对大气化学和气候有重要影响的微量气体和颗粒物的排放及其之间的反应,也包括控制海洋生物活动与碳吸收的营养物质沉降。

气候变化可以引起海—气间活性气体和颗粒物交换的变化。海盐颗粒和海冰也可以释放气体并且为非均相化学反应提供反应界面。很多海洋生物气体属于光化学活性气体,因此其排放的变化会引起大气中的辐射环境、化学循环、酸度以及氧化能力的改变。这类气体在大气与开放的水面或者冰面之间都有很强的交换作用。由于臭氧的减少和气候变化导致的大气和海洋中光谱性质和辐射强度的改变,则对大气中的光化学过程和云有着重要影响。这些又将引起海洋真光层中生理学、群落结构和光化学过程的改变。

气候和环境的变化对海洋生物地球化学循环、大气化学以及海洋和大气之间的化学交换有重要影响和反馈作用。例如,气候变化可能引起海洋浮游植物分布的变化,进而引起二甲基硫(DMS)的产生及其向大气中释放的变化。而DMS在大气中氧化形成的硫酸盐气溶胶会改变云的反射率,进而会影响气候。气候的变化也可以引起陆源矿物气溶胶及其相关的铁营养盐向海洋输送的数量及大气输送途径的变化。在初级生产力受铁限制的区域,食物网结构、某些生物源气体排放以及海洋中的生物固碳和生物固氮作用也会因此发生改变。由于人口增长和工业化进程加快,大气向海洋输送的各种形式的含氮化合物将导致海岸地区更严重的富营养化,同时引起寡营养海域生产力的增加及食物网的改变。而每项改变都会引起碳存储和生物源气体排放的变化。这些改变又将反过来对气候和环境变化的尺度和性质产生重要的影响。

只有通过对海洋、大气及其相互作用进行一系列联合的并且协作的研究工作才能理解这些复杂的、相互依赖的过程。因此,本研究同SOLAS其他焦点议题及其他国际项目的合作就显得至关重要。例如我们要提高对大气沉降通量估算的精度,那么从事SOLAS焦点2研究和全球气候研究计划(WCRP)的科学家的共同参与将有助于对干湿沉降通量的理解。与此类似,同国际全球大气化学计划(IGAC-II)合作开展低层大气化学研究将会取得更好的效果。相应的,SOLAS关于大气营养物质输入的研究成果对全球有害赤潮的生态学和海洋学计划(GEOHAB)以及海洋生物地球化学和生态系统综合研究计划(IMBER)也将是有益的。与这些项目的合作也会使选进的海洋生态系统模型得到发展,这些模型不再局限于碳和氮,而是扩展到所有常量和微观营养物。这些模型也会通过某些物种或者功能型来适当描述生物的竞争与适应效应以及物种特异的生物化学作用。

---

* 本部分由王辉、郭敬华翻译,任建国、高会旺、陈彬校对。

1.1 海盐粒子的形成和转化

气候的变化将会引起海洋颗粒物向大气输送通量的改变。

1.1.1 引言

海洋向大气释放大量的海盐气溶胶和气体。这些海盐气溶胶能够通过释放气体(如挥发性有机化合物 VOCs,含硫和卤素的物质)、为非均相化学反应提供反应界面、直接或间接改变大气的辐射场等方式而在大气化学中发挥重要作用。同时,这些气溶胶的物理和化学特性又反映了它们的来源及其经历的物理和化学过程(Chameides 和 Stelson, 1992; O'Dowd 等, 1997)。海盐气溶胶在海洋和大气间的交换受一系列物理过程的控制。气候变化可以引起颗粒物交换和转化控制因素的改变进而通过一系列过程影响大气状态,最终对气候作出反馈。最近有人认为,海洋飞沫有助于清除大气污染物,从而会影响云和降水的形成(Rosenfeld 等, 2002)。

1.1.2 目前的理解

海盐气溶胶是海洋大气边界层(MABL)中主要的反应媒介,同时也是大气碱性物质和有机质的重要来源,它们还是挥发性反应卤化物的前体物。一些重要含硫、氮物质的化学过程和沉降过程以及几类化合物(尤其是在 1.2 中将要讨论的反应活性卤化物气体)的产生都与海盐直接相关。海盐也是云凝结核的重要来源之一,因而能改变包括辐射效应在内的云的特性(Andreae 和 Crutzen, 1997; Keene 等, 1998; Murphy 等, 1998)。海盐因此可以直接或间接引起海洋大气边界层中入射辐射的有效散射。由于海盐颗粒的通量被认为与风速的立方成正比(Monahan 和 O'Muircheartaigh, 1986),气候变化引起的全球风场的变化将明显改变大气中海盐气溶胶的浓度和悬浮时间以及与其相关的反应物及产物的种类,同时还会改变其对辐射传输的影响。然而量化这一海盐通量是非常困难的,文献中各估计值之间约相差一个数量级(见焦点 2)。

另一类重要的颗粒物是由气粒转化形成的。这类颗粒物粒径大多小于 1 μm。二甲基硫(DMS,$(CH_3)_2S$)和羰基硫(COS)从海洋排放到大气中后可以被氧化并形成新的颗粒物,也能导致已有粒子的增长。DMS 的化学特征将在 1.3 中详细阐述,要特别指出的是,DMS 的氧化产物在海盐粒子上的凝结是 DMS 的一种重要的汇。在上层海洋中通过光化学反应产生的 COS(详见 1.2、1.3 中的讨论)在大气中的停留时间比 DMS 要长,所以其被氧化的主要结果是在平流层产生硫酸盐气溶胶。在 1.2 中将详细讨论由微量气体的排放可能引起的光化学颗粒物的爆发。

尽管凝聚有机质对吸湿性增长以及云核特性都会有巨大的影响,但它们是我们了解最少的一类海洋气溶胶(Jacobson 等, 2000)。虽然在一些海域陆源 VOCs 很重要,但海洋大气边界层中很大一部分有机物是随着海盐气溶胶的产生由海洋释放的。这些有机质从海水中聚集到气泡壁上并随着气泡的破裂而被带入大气。海盐带来的有机质在大气中发生液相反应而生成挥发性物质和颗粒物(Kawamura 等, 1996)。凝聚有机质的其它来源也包括生物气溶胶(如细菌和细胞的碎片)向大气的释放过程。

1.1.3 有待解决的主要问题

(1) *与海盐气溶胶相关的具体物理和化学过程是什么？人们已经日益认识到海盐气溶胶是二氧化硫等气体的液相反应媒介。非海盐气溶胶在很多地区控制着颗粒物的数量以及云的特性，但人们对其在大气中的循环了解很少。例如，这些过程中是否有藻类、细菌和其他生物参与。因此除海盐以外，我们还要考虑其他颗粒物来源。哪些非均相反应引起了极地以及其他地区具有反应活性的卤素物种的自催化排放？

(2) 海盐气溶胶的源强、分布以及清除速率如何？目前海盐及非海盐气溶胶的产生和清除速率的巨大不确定性(详见 1.2、1.3、1.4)，导致了对它们在大气中寿命的估算存在很大差异。因此，我们需要更好的降水清除数据以及更好的测量气溶胶干沉降的方法(焦点2)。对源的定义还很笼统，海洋飞沫在开放海域的源还存在一个数量级的不确定性。海浪是产生海洋飞沫的一个重要来源，其区域浓度有时会比大洋上飞沫浓度高两个数量级。这一来源尤其难以量化。

(3) 海洋有机微表层的化学组成是什么？如何进行精确采样？它对有机气溶胶产生什么样的影响？在各种因素当中，微表层(大约几百微米)影响着海盐粒子物的构成。层中包含着大量化合物和一些尚不清楚的复杂有机物。因此，有必要研究这些化合物的特点以及他们对气溶胶性质的影响。

1.1.4 具体研究目标

(1) 估算海盐气溶胶的源(如以局地风速等控制因子的函数形式表达)，并把误差控制在两倍以内。

(2) 在各种条件下量化海盐气溶胶的干、湿清除过程，误差限定在两倍以内。

(3) 把这些研究综合应用到模式中，使用遥感数据预测海盐气溶胶的区域分布，然后应用到气候模式中。

(4) 确定从海盐气溶胶中释放卤素气体的非均相反应机理。

(5) 开发海洋微表层取样方法，用于开展其化学与物理特性的研究。

(6) 开发分析方法，以鉴别海洋微表层化学组成中主要成分。

1.1.5 可行的研究方法及实施战略

研究海盐气溶胶和混合颗粒物在大气中的行为的第一步是确定不同粒径粒子的化学组成、形态特征以及时空分布特点。要理解各种过程，仅依靠现有的，包括在一些多平台大型试验中已做的观测是不够的，我们还要做更广泛的观测。对某些过程的理解需要具有更高时空分辨率的数据。然而，要检验我们对问题综合理解的正确与否，我们需要对某些变量进行几十年的时间序列观测，或者通过遥感手段从高空监测某些可测参数的全球分布及其变化。

由于海盐气溶胶的产生和清除是同时发生的，因而要测定其产生和清除速率非常困难。大海盐粒子的干沉降速度是很快的，而小的气溶胶粒子基本是在很长时间尺度上由湿沉降清除的。在各种源、汇情景下对其粒径分布进行的详细观测可以与气溶胶的过程模式相结合，以便对源、汇进行限定(Vignati 等，2001)。目前已经知道亚微粒不只包括硫酸盐，因此

---

* 表示本条为基本的研究主题。下同。

需要特别注意亚微粒的研究。Murphy(1998)的研究表明,在远洋大气中,粒径为100 nm的颗粒质有一半左右是海盐粒子。在开阔大洋,Nilsson 等(2001)测定了小至 20 nm 的海洋飞沫粒子,同时 Mårtensson 等(2003)也通过实验室模拟证明了气泡破裂可以形成这种粒子。由于实验用的海水是人造的,这些粒子的产生可能与在自然条件下有很大的不同。在2.3 中还对海洋飞沫的其他作用进行讨论。元素碳和有机碳、可能甚至卤素凝结核在积聚态气溶胶中都有很重要的作用。

上述问题不清楚的原因之一是我们对对流层中微量气体和气溶胶的组成及其时空分布还缺乏充分的了解。很多情况下是因为测量方法偏差(例如气溶胶采集过程中的丢失),经费和技术方法限制了许多仪器的应用(例如差分及吸光谱仪(DOAS)、激光雷达(LIDAR)、低空 NO_x),或者还没有合适的检测方法(例如气溶胶中有机质的测定,卤素原子、HOBr 等物质的直接测定等)。对于其它物质,虽然有相对简单而又廉价的测定方法,但是还需要更为广泛的应用以便给出有代表性的分布。对于有机物质,我们需要新的观测方法。像单粒子质谱仪等仪器可以经过调整使其只融化海洋气溶胶的外表层,这样可以有助于了解无机和有机化合物种类分层情况。利用有机蒸气进行单粒子试验也会对有机质的鉴定有所帮助。

目前我们最缺乏了解的是气溶胶中有机质的数量、性质及其机能,部分原因是目前的分析方法甚至还不能确定其中主要的化合物。因此,需要发展用于研究包括水溶性部分在内的有机化合物(至少是其官能团)特性的方法,来开展气溶胶随湿度增加而增长以及云滴核化作用的研究。由于伴随大海盐气溶胶颗粒由微表层而产生的物质与凝聚成积聚态的次生有机化合物有很大的区别,如果无法得到更细的粒径分布,则要至少分为大于和小于1 μm 两种模态进行研究,这一点很重要。显然,了解前体有机蒸气的浓度是研究积聚态有机气溶胶的重要基础(参见 1.2)。

某些海域会受到矿物尘的强烈影响,这些矿物尘可能会成为超微气溶胶。矿尘中常见的碳酸盐会影响海洋气溶胶的 pH 值,所以矿尘矿物学的研究也很重要(参见 1.4)。此外,SO_2、NO_x、NH_3 排放方式的变化也会改变气溶胶的 pH 值。由于 pH 值是气溶胶溶液中控制各种化学过程的主要因素,气溶胶可靠的酸碱特征将为相关的转化提供重要的限制条件。

气溶胶中的卤素化合物也需要进行粒径方面的研究。相关气态化合物的同步测定对量化无机卤素对其它化合物氧化的影响是至关重要的。要确定单细胞藻类或其它单一核子存在与否就要用到单粒子分析(用显微镜或质谱仪)。测定的时间和地点应该与需要研究的问题相适应,如:在极地日出前后、陆地烟雾内外,观测必须足够快、以得到日间变化。从连续的几小时到数年的时间序列研究可以为模式研究提供难得的有价值的限制条件。必须建立稳定的资助机制以确保这些重要数据的连续性,以便在 ENSO 及十年际气候震荡影响下检验诊断模式的预测结果。

SOLAS 还需要建立海洋气溶胶的时空分布。使用反演算法的卫星观测可以区分海洋气溶胶和其它气溶胶(Kusmierczyk-Michulec 等, 2002; Robles-Gonzalez, 2003),这为我们提供了气溶胶空间分布的信息,从而可以在化学输送模式中进行同化以便得到其他时段中没有卫星数据时的分布(我们不可能观测所有地区,也不可能在所有时间都进行观测)。资料同化为模式提供了限制条件,但模拟结果还必须与不同时间尺度上所有主要气团类型中

的实测结果进行比对,也要同激光雷达或探空平台所做的廓线观测进行比较。在更长的时间尺度下,冰芯记录可以为海盐来源的变化提供进一步的限定信息。长期的(船基、岸基观测点)多层的(飞机)现场观测数据可以作为卫星和雷达资料的补充,或者检验四维数据同化模式,也可用于发展海洋浮标观测系统,其作用不可替代。我们可以在气候学基础上建立一个能够确定不同地区最具代表性气溶胶类型的研究方案,但是还需要通过化学输送模式对其进行很大的改进,这需要考虑主要的气溶胶以及气溶胶前体气体的排放来研究气溶胶的初始组成,从而进行反演研究(Verver 等, 2002)。激光雷达和卫星遥感观测也需要用于气溶胶的产生和清除过程(包括降水)的研究。优先发展测定海盐粒子来源和气溶胶干沉降的新方法,例如利用涡度相关法直接测量气溶胶通量(Nilsson 等, 2001, 2003,见 2.3)。也可以考虑使用拉格朗日观测来验证沉降模式。

除了研究感兴趣的地区海盐气溶胶时间变化规律,我们还需要在与环境条件相似的实验室环境下测试其热力学性质和反应速度,以对海盐气溶胶如卤素的释放和二氧化硫的氧化等的各种过程进行化学模拟研究。这些反应机理取决于很多因素,如溶解性和反应速率常数等,而对此我们了解得并不多。我们需要通过实验室测定可靠的热力学和动力学数据,特别是在凝聚相和气体/气溶胶混合相中。利用这些数据建立的模式就可以对一些观测变量进行模拟,并且可与实验室或野外观测数据相比较。例如粒径对卤素清除的影响、产物浓度随时间的变化以及多种化合物的日变化规律等都可以进行较好的过程模式检验。与 IGAC-II 的紧密合作对这样的研究会有很大帮助。

如果干湿清除模式正确的话,那么大部分亚微米海洋粒子(包括海盐粒子)都可以通过湿沉降清除。因此准确测定气溶胶在降雨中的清除是很重要的(见焦点 2)。当然,我们没有办法在更多的地方取得足够的海洋降雨资料并给出真正有代表性的清除数据,所以在适当数量的观测点进行时间序列的观测数据会用于改进降水化学过程模式。

海洋微表层的研究是一个很大的挑战,因为海洋微表层垂直尺度很小,同时在实验室无法适当再现其化学和动力学特征。因此需要建立新的观测方法,例如可以在船、飞机和卫星上探测海洋表层的分光方法等。

对海洋气溶胶过程理解的正确与否最终要通过在 ASTEX/MAGE, ACE-1,和 ACE-2 等项目中使用过的拉格朗日观测来验证。这些研究可以解释一些重要问题,例如海盐和积聚态颗粒物的浓度在降雨后如何恢复?在旱季,亚微粒物质是否按照硫化学模式所预测的速度增加?跟踪观测一个标记气团一天或更长时间可以帮助我们检验包括来源、转化和清除过程等在内的很多模式的预测结果。在一些偏远的地区环境状况非常均一,那么在研究某些问题时,可用欧拉观测代替拉格朗日观测来进行某些方面的研究。无论哪种情况下,海洋大气边界层的垂直廓线对拉格朗日收支研究都非常关键。

1.2 微量气体排放与光化学反馈

影响辐射和被辐射影响的因素的变化都会引起微量气体海一气通量的改变。

1.2.1 引言

人们已经认识到一些辐射驱动过程是理解未来气候条件下微量气体海一气交换的关键(如 Zepp 等,1998),最近关于光化学和光生物学的研究也证实了这一点,这些研究表明,很

多光化学和光生物学反应对气候相关的微量气体(如含硫气体、有机金属卤化物、一氧化碳、碳水化合物等等)的自然循环有重要作用。因为这些海洋释放的微量气体大部分是光化学活性或红外活性的(也就是说它们会影响气候),这些气体的排放会导致大气环境辐射的巨大变化,同时还会影响大气的化学循环、酸度以及氧化能力。例如海洋排放的活性卤化合物(Cl、Br、I)会影响某些地区甚至大部分地区海洋大气边界层的臭氧平衡和氧化能力。这些排放(如1.1节中所讨论的通过有机质前体或者海盐气溶胶排放)的控制因素包括风速、气温、液相光化学和生物活性,这些因素又依赖于辐射以及物理和化学现象。其中任何一个因素发生改变,都会引起有机金属卤化物的排放及其对大气化学环境条件反馈的变化,从而可能引起其他重要微量气体的一系列变化。

虽然人们已经对辐射引起的生物地球化学过程对气候的重要性有了新的认识,但是对海洋表面大多数已知的光化学过程还不很了解,也没有对其在大气模式中进行全部的量化处理。此外也可能存在一些不为所知的其他重要的光化学和光生物学反应。因此,即使不考虑将来气候变化引起的辐射的变化,我们还是需要进一步理解辐射对重要微量气体循环的影响,将其量化并应用于过程模式中。

正如1.1节中讨论的那样,很多情况下由于费用或操作技术等因素,适合的观测仪器不能得以广泛应用(如长期自动采样的微型浮标系统),或者缺乏适合的观测技术(如气溶胶中有机物的分类、卤素原子、HOBr等物质的直接测定)。

1.2.2 目前的理解

许多对海水和大气之间微量气体交换起关键作用的化学和生物过程都直接或间接受太阳辐射的影响,反过来也会影响辐射场的改变。海洋表面或低层大气中的辐射强度或光谱分布的改变会影响受光化学和(或)生物过程控制的微量气体的循环。

辐射对微量气体在上层海洋与低层大气之间交换的直接影响包括:

(1) 重要活性气体如COS(Zepp和Andreae, 1994; Weiss等, 1995)、CS_2(Xie等, 1998)、CH_3I(Moore和Zafiriou, 1994)、烷烃(Ratte等, 1993, 1998)、CO(Valentine和Zepp, 1993; Najjar等, 1995)等的光化学产量;

(2) 其它一些微量气体的光氧化清除过程(Kieber等, 1996),如DMS;

(3) 海水中溶解有机碳光化学分解成二氧化碳的过程(Miller和Zepp, 1995),其分解量估计与新的生物固碳量相当(Johannessen, 2000; Mopper和Kieber, 2000)。

由辐射场和海洋生物活动引起的海洋生物过程的改变也会影响海洋生物产生的卤化合物的排放,进而影响平流层和对流层中卤化物的平衡。短寿命的无机和有机卤化合物也可以直接从海洋排放(如CH_2Br_2、$CHBr_3$、CH_3I),然后在大气中通过前体化合物的光化学转化间接生成,或者通过有海盐气溶胶参与的化学过程在海洋大气边界层中产生(如HCl、HBr、Br_2、BrCl、Cl_2、BrO、ClO、IO)(Platt和Moortgat, 1999)。非均相光化学反应显然也参与了活性卤化物的释放过程(如"溴的爆发",Wennberg, 1999)。

反应活性卤化合物(如来自海洋的溴原子和BrO)可以破坏对流层的臭氧(Barrie和Platt, 1997),南北极边界层中春季的"对流层臭氧洞"就是很好的例子(图5略:卫星在南极和北极观测到的对流层BrO"云")。有证据显示,卤化物可以直接(通过臭氧对红外线的吸收)或者间接(通过改变对流层的氧化能力)影响温室效应,间接影响是因为对流层氧化能力

能控制如甲烷、氟氯烃等温室气体的存留时间及其大气浓度。

有些卤化物本身就是强氧化剂,例如 BrO 和 Cl 原子可能在 DMS 的氧化过程中起着重要作用(Toumi, 1994)。因为 Cl 原子的反应活性约比 OH 自由基能高一个数量级,即使较低的浓度也会影响许多微量气体(Platt 和 Janssen, 1996)和某些碳氢化合物(Singh 等, 1996)在大气中的寿命。

目前有机金属卤化物 CH_3Br 和 CH_3Cl 约占平流层等效氯的 25%,因而对平流层臭氧的消耗作用很大(Solomon, 1999)。如果大气中的 CH_3Br 仅增加 0.5 pptv (5%)(可起源于气候变化),那么就会扭转目前能够消耗臭氧的气体的下降趋势。因此气候变化造成的生物源有机金属卤化物的产生、排放通量或其通过深对流的输送都对平流层臭氧有明显的影响。

海洋也是生物源 VOCs 的重要来源(Plass-Dulmer 等, 1995)。C_2 和 C_3 化合物以及异戊二烯在海洋大气边界层的浓度可以消耗很大一部分 OH 自由基,从而影响大气的氧化能力。在海洋微表层,人们还发现了大量具有表面活性的生物源有机物质,它们可以影响海—气间的气体交换速率(焦点 2)。可凝结的有机气体(由海洋或附近的陆地排放的 VOCs 氧化而来)可能参与新粒子的核化及增长过程。VOCs 具有较强的调节颗粒物作为云凝结核的活化能力。正如 1.1 中所示,海洋大气边界层中很大一部分有机物是与海盐气溶胶一起从海洋中排放出来的。有机物和海盐一起在大气中参与液相化学反应生成挥发性物质和颗粒物(Kawamura 等, 1996)。浓缩有机物的其他来源还包括从海洋向大气释放细菌和细胞碎片等生物气溶胶的过程。这些有机物的鉴别以及其通量的估算都会因采样技术(采样过程中可能有很大一部分从气溶胶中挥发掉)和众多化合物(如目前不清楚的腐殖质物质)的分析技术而受阻。总之,由于缺乏海洋气溶胶中有机物的源和成分的知识,我们还不能很好地了解这些有机物对云的特性、降水形成和气溶胶的化学转化的影响。

海洋表层溶解的有色有机物(CDOM)对太阳辐射的吸收可以间接地控制上层海洋中许多微量气体的循环过程,包括:

(1) 对生物生长有重要作用的金属的光衰减;

(2) 改变上层海洋氧化还原条件和微量营养物质生物可利用性的氧和有机自由基的产生(参见 1.4)(Miller 和 Kester, 1994; Blough 和 Zepp,1995);

(3) 溶解有机碳通过光化学过程转变成具有不同微生物可利用性分子的过程(Moran 和 Zepp, 1997; Mopper 和 Kieber, 2000);

(4) 有色有机物(CDOM)的破坏(光化学分解)及随之产生的海洋光学性质的改变,将引起紫外线穿透更深的水层,同时会改变依赖于 CDOM 吸收的光化学反应速度(Vodacek 等,1997; Nelson 等, 1998);

(5) 重要微量气体如 COS 和 CO 的生成。由于近岸区域的 CDOM 浓度较高,因此对这些气体的生成可能尤其重要。

紫外辐射也会直接损害海洋中的许多生物体并引起一系列的反应,如浮游植物光合作用减少、细菌 DNA 遭到破坏、从病毒细胞到鱼的幼体等一系列生物体生存能力发生改变等。随着可见光的增强,紫外线可以阻碍一些细胞过程如氮的固化(参见 1.4 节,1.5 节)、营养物质的吸收、甲烷的氧化以及硝化过程等。有关这一问题的综述性文章请见 DeMora 等 (2000)和 Hessen, (2002)。很明显,辐射的改变会影响浮游植物群落结构、生物色素分

布以及溶解有机物的利用等。由于光线的变化、氧化还原条件引起的光化学改变和有机碳成分的变化等所引起的外强迫改变，可能引发生物在微量气体循环及其与大气交换作用的改变。

辐射的作用包括对大气化学和海洋生物地球化学系统（特别是与微量气体交换和气候反馈有关的光化学反应）的直接影响和对生物、化学和物理耦合系统的复杂的间接影响。目前我们对前者的理解要深刻得多。然而，这些间接影响可能比已知的直接影响更为重要。但目前任何一种与气候反馈及辐射变化影响微量气体交换有关的过程都没有得到很好的量化。

正如在 1.1 节中提到的，光化学对海洋大气边界层的另一个重要作用是通过气－粒转化形成气溶胶。这类颗粒物的直径通常小于 1 μm。例如 DMS 和有机金属卤化物（O'Dowd 等，2002）在大气中的氧化可能生成新的颗粒物。DMS 的化学作用在 1.3 节中有详细讨论。

相关的现象是"粒子爆发"，它是一种在近岸地区观测到的通过快速光化学反应形成超细粒子的过程（Leck 和 Bigg，1999；O'Dowd 等，2002）。虽然这一过程的全球影响还不清楚，但它为粒子形成理论提供了一个迫切需要的检验手段。三要素系统（H_2O、H_2SO_4、NH_3）生成颗粒物的速度不足以解释所观察到的粒子爆发生成现象，因此，我们还必须考虑其它的可凝结但尚未确定的物质。

1.2.3 有待解决的主要问题

（1）上层海洋和大气之间微量气体通量是多少？其控制因素是什么？

（2）大气的氧化能力如何受反应活性卤化物（Cl、Cl_2、Br、BrO、IO 等）的来源和海洋生物源 VOCs 通量的改变影响？这既包括有机卤化物又包括无机卤化物。目前还不清楚海洋和大气界面、海冰和大气界面以及海盐气溶胶释放卤化物的特性。

（3）海洋微表层、积雪覆盖的冰面和冰表面是光化学相互作用和微量气体排放特别活跃的区域吗？在与大气的直接接触中，如果微表层（具有较高的多种物质和微生物浓度）和冰雪表面得到的太阳辐射没有被削弱，则光化学反应将最为剧烈。

（4）水柱结构、光谱性质和抵达海面的太阳辐射（与云、大气气溶胶等因素有关）和相应辐射穿透深度的关系的改变会影响上层海洋微量气体的光化学和生物循环吗？混合层深度、透明度和光谱都会影响营养物质交换动态中的两个重要因素：累计的生物受光时间和微量气体的生成深度。

（5）海洋 CDOM 的光动力学性质改变和生物群落结构变化会通过上层海洋固有的和所表观的光学性质改变影响微量气体循环吗？光化学氧化是上层海洋 CDOM 一个主要的汇，同时 CDOM 是上层海洋中紫外线的主要吸收者，而生物气溶胶既能吸收（通过光合作用色素）又可以散射（与生物颗粒的数目、粒径及光散射特性有关）海洋表层的太阳辐射。可供光化学和光生物反应的辐射量和光谱性质与微量气体的交换有关，而 CDOM 的光解作用是微量气体的一个排放源。

（6）产生于近岸和极地附近的超细粒子爆发机制是什么？这些粒子（大小仅几纳米）是通过光化学作用在低潮时的潮间带产生的，但我们对其化学过程（还涉及很多化合物）和机制还了解甚少。

1.2.4 具体研究目标

(1) 量化反应活性卤化物对海洋大气边界层氧化能力的影响。

(2) 定量确定海洋表层的光学性质和太阳辐射强度同有重要气候意义的微量气体光化学和生物循环的关系。

(3) 研究卤化物在海冰、积雪或海洋微表层排放的非均相(光)化学反应机理。应该很好地量化这些机理,以便确认由这些反应引起的未来大气变化的尺度和强度。

(4) 确认并参数化海洋 CDOM 光动力学和生物群落结构的变化对微量气体循环的影响。

(5) 量化气—粒转化引起的气溶胶核化和凝结增长。确定气粒转化形成的气溶胶对海洋气溶胶产量的相对贡献。

1.2.5 可行的研究方法及实施战略

正如在引言中提到的,SOLAS 的一般研究方法包括野外观测和实验室测定,随后将资料用于计算机模式发展与检验。气候变化的有关问题与光化学和光生物的测量在时间尺度上有巨大的差别(几十年与十亿分之一秒)。因此对任何微量气体交换情景重要性的评估都必须非常小心,因为其后的各项研究都涉及到完全不同的时间尺度。这一领域的研究与 IGAC-II 的合作将是非常有益的。

要确定微量气体交换的控制因素,就必须对微量气体通量进行比目前大多数化合物更准确、时间分辨率更高的测量。在利用涡度相关法直接测定通量时,化学感应器是否能以 1 Hz 或更高频率进行采样至关重要,如可以利用像化学离子质谱仪一类的测试仪器进行 DMS 的涡度相关法测定,它可以以 25 Hz 的速度测定 DMS。对不能进行快速分析的化合物,可以使用涡度累计和梯度的方法对其进行观测。我们的目标是在 30 min 或更短的时间尺度内进行通量测量,从而可以细致地研究通量对控制因素(如风速、气泡谱和波陡等)变化的反映。对很多重要过程的理解目前都受到排放通量测定准确度的影响。

我们还没有充分了解上层海洋和低层大气中有机金属卤化物气体(及 SOLAS 关注的其它微量气体如含硫气体,见 1.3 节)的浓度场。很多卤素自由基的浓度非常低,所以必须发展灵敏度更高的分析方法。要理解卤化物的时空变化,我们还需要更多的观测。由于卫星观测可以研究大尺度的结构,因此对我们会有很大的帮助。这些过程的理解需要进行大量的野外观测,以测定其通量及其相关的物理、化学和生物控制因素,同时对其后引起大气氧化和气溶胶形成的大气反应进行观测。把这些研究同焦点 1 的研究相结合将会使资源得到更有效的利用。

在研究化学环境对海洋大气边界层化学及其通量的影响时,应当考虑陆地气流对低层大气的影响。在不同区域测定的 O_3、CO、卤化物、VOCs、NH_3 以及气溶胶质量和粒径谱的垂直分布可以显示排放对这些化合物的影响程度并明确其影响机制。卫星观测数据有助于估算对流层下部某些气体(O_3、卤化物、NO_2、CH_2O、CH_4 和 CO)的区域分布,并可用于验证这些化合物的化学输送模式(图略)。另外,准实时的卫星观测数据有助于野外观测计划的设计,而现场观测数据可以校正这些新的卫星传感器。

在与自然环境类似的条件下并考虑了所有可能的氧化剂时,在实验室研究生物源卤代烃和其他重要生物源微量气体的光化学反应也是必要的。需要发展用于比较和校准光归一

化速率和光解频率的标准，包括对于辐射测定的方法。

需要通过实验室研究来确定的光化学和生物学过程对太阳辐射通量的基础响应（尤其是测定用于模式研究的光化学量子产生率和生物学权重函数）。其结果就可以与不同臭氧消耗条件和云条件（例如对极地海域季节变化的研究）下的野外观测结果进行对比，以检验和改进臭氧消耗模型。为此，需要研究测定大洋海水中 CDOM 对 350 nm 以上辐射吸收的测定方法。

我们也需要更多的实验室和野外观测工作以了解超细粒子爆发过程。实验室模拟试验和气溶胶的质谱测定都可以帮助我们增进对核化现象的了解。目前已经知道某些物质（亚硫酸、可凝结有机物、硫酸盐、硝酸铵和碘化物）参与了成核过程，所以这些研究工作也需要包含在内。

通过海洋拉格朗日研究和剖面研究将矿物粒子（如在河流卷流中得到加强）与生物源粒子（如在水华得到加强）进行对比研究，能够为认识变化的光场和继而发生的非均相化学反应提供信息，因为这些反应影响着微量气体的时间演变、生物演替及其反馈。受控试验可在控制辐射强度、特定的混合层深度、粒子浓度、CDOM 浓度等条件下研究微量气体的排放特征。

相对于辐射穿透深度，气候变化引起的混合层深度变化可能改变有机体和化学物质接受的累积辐射量，从而影响与微量气体通量相关的反应及其速率。辐射穿透深度变化影响定量研究要求观测站设在具有较强的自然浊度梯度、颜色梯度和混合梯度的区域，可能包括河流卷流区、融冰区和具有暴风观测序列的站点，同时也要求具有在经向上横穿海岸到开放洋面的站点组合。相反，在平静的洋面上可以进行不同辐射强度影响的研究。以这些过程为基础的模式则需要利用不同环境条件（高纬度、低纬度、大洋、近海）下的野外观测资料进行验证，以保证模式对于未来微量气体排放气候效应的预测能力有一个整体的提高。

1.3 二甲基硫与气候

海洋浮游植物产生的二甲基硫的变化对气候有显著的影响，它可以改变气溶胶和云的反射率。

1.3.1 引言

1987 年，CLAW 假说的发表在很大程度上改变了我们对海一气交换在影响气候方面的理解（Charlson，Lovelock，Andreae，Warren，1987，见图 6）。这篇标志性的文章提出了一个包含海洋浮游植物、硫酸盐气溶胶形成和云的反射率等可能稳定地球系统温度的反馈循环链。浮游植物的增加导致 DMS 排放的增加，并由于 DMS 浓度的增加加快了硫酸盐气溶胶（非海盐硫酸盐-NSS）的形成速度。如果这也会引起云凝结核（CCN）数浓度的升高，那么云会变得更白，把更多的太阳辐射反射回太空，从而使地球变冷。海洋排放的其它类型的含硫气体（如 COS，1.2 节）是平流层硫酸盐气溶胶的重要来源。通过多学科的研究了解这一高度耦合的海一气系统是 SOLAS 的一个重要目的。其中的某些工作要通过与 CLIVAR、IGAC-II、GLOBEC 和 OCEANS 等项目合作来完成。

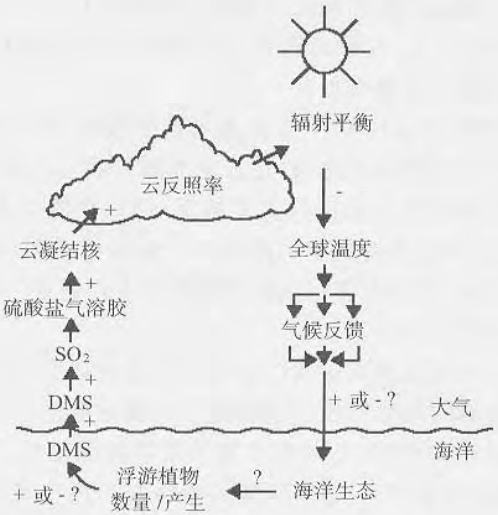


图 6 海藻影响硫酸盐气溶胶浓度和云的反射率的机理及其对稳定气候的可能反馈

1.3.2 目前的理解

虽然我们已经证明了 CLAW 假说的某些部分,例如 Grim 角的 NSS 和云量与 DMS 通量的季节循环具有相关性(Ayers 等, 1991; Boers 等,1994),但由于相关研究的定量化程度还不够,还不能确定 CLAW 假说的反馈循环是否存在。古气候记录是验证这一整体作用的少数几个方法之一,但是由于海洋生产力和冰芯中 MSA(甲磺酸, DMS 的一个保留在冰芯中的氧化产物)关系的不确定性,因此, 我们还没有得到确定的答案(Legrand 等, 1991; Saltzman 等, 1997)。实际上 SOLAS 的研究有助于校正作为 DMS 通量代用资料的 MSA,及他们同海洋生产力的关系。另外,海盐粒子作为 CCN 源的作用还不大清楚,也有人认为在原来的 CLAW 文章中低估了海盐的浓度(Blanchard 和 Cipriano, 1987)。

对于藻华的研究已经建立了浮游植物与 DMS 水平之间的基本联系,但这些研究并没有对很多海域 DMS 浓度的长期的自然的变率进行量化。虽然我们知道某些分类群含有比其它物质高几个数量级的 DMS 前体物 — DMSP,但其原因还不清楚。DMS 的排放是 DMSP 食物网循环的一小部分,而 DMSP 循环的微小变化会引起 DMS 排放的巨大变化,因此需要对这一循环进行深入研究。UV-B 辐射依赖于大气中臭氧的柱浓度,而其改变也会通过生态转换影响 DMS 的生成(1.2 节)。

DMS 向大气的排放量依赖于风速、温度、海水中 DMS 浓度和其它可能的因素。上层海洋中的 DMS 浓度反映了其生物来源和通风散失、光解作用和细菌消耗等过程之间的平衡。目前这些过程的相互作用还没有得以很好的量化,例如,用两个最常用的模式估算 DMS 通量,其结果可能相差一到两倍(Nightingale 等, 2000b)。SOLAS 的焦点 2 对可以减少这些不确定性的研究方法进行了概述。

虽然已经认识到 OH 自由基通过加 OH 和脱氢作用都能与 DMS 产生反应,主要生成 SO_2 和 MSA, 但对 DMS 的整个大气化学过程还不是很清楚。我们确信, 通过每种反应机制生成产物的相对量都是温度的函数,因此可以解释在极地和赤道地区观测到的不同的产

物分布状况。但是目前实验室研究和野外观测都无法确定 OH 与 DMS 发生的一系列反应的速度常数(Davis 等,1999)。NO_3 和卤素自由基(如 BrO)也可以和 DMS 发生反应,但是我们对这些反应机理的重要性了解得更少。

一部分 SO_2 是通过均相反应由 OH 自由基氧化生成的(能导致新粒子核化的唯一途径),其余的部分可能通过干沉降返回海面,在云中的颗粒物上氧化得到或者在短寿命海盐粒子上氧化得到。有些变化可能与我们的直觉相反,例如在能生成高浓度 DMS 的条件下伴随有较强的风(这样空气中就会有更多的海盐粒子来消耗 SO_2),那么可能新生成的硫酸盐气溶胶会减少。另一方面,就像很多目前假定的全球变化情景一样,较高的风速可能带来大气中更多的 DMS 和 NSS 气溶胶。

从 1987 年开始,控制均相成核的因素已经得到了广泛研究,并取得了显著进展。有一种假设(Raes, 1995)认为新的气溶胶粒子最初是在自由对流层(FT)(颗粒物较少)中形成的,尔后进入 MABL 并通过 DMS 气相氧化产物的凝结得以生长。但是在 Macquarie 岛附近的观测结果显示,亚硫酸的凝结不足以解释纳米级粒子的生长速度(Weber 等, 1998)。这就提出一个问题"可凝结的有机物能使原生颗粒物生长到足以成为云凝结核吗?"

我们对颗粒物(CN,凝结核)数浓度与云滴数浓度(CDN)的关系也了解甚少。CLAW 的建立者提出了 CCN(云凝结核, CN 的可活化的一部分)升高的假设,但是数以千计的观测都未能准确建立 CCN 和 CDN 的关系(Chuang 等, 1999)。部分原因是我们无法确定云的上升速度,不过也存在着更严重的问题。云室类的 CCN 仪器无法模拟云内活化的动力学、云的可凝结水汽供应或者可溶性气体的影响(如 HNO_3,MSA,有机酸),但是所有这些过程对颗粒物活化成为云滴都有重要作用。这就是为什么我们观测到的 CDN/CCN 比值在数量级上有一倍以上变化的原因。

虽然我们确认云中的颗粒物越多其反照率越高,但我们对不同类型云的光学效应还不甚了解。高的云滴浓度也可能通过减少降水改变云的寿命和云量。观测到的云的"不规则吸收"是限制我们预测云的反照率及其对气溶胶依赖性的另一个因素。最终的问题是:这些云性质的改变对浮游植物和光化学过程将产生怎样的影响(参见 1.2 节)? 这是闭合 CLAW 假说反馈链的最后一个重要环节。

1.3.3 有待解决的主要问题

(1) 控制 DMS 排放通量的因素有哪些? 我们需要量化不同浮游植物种类及其生长率与 DMS 之间的关系。还要了解 DMS 在上层海洋中通过生物和非生物过程的消耗、DMS 向大气的排放怎样随物理与化学条件的改变而改变(焦点 2),以及这些过程将来会怎样变化。还需要学会如何把卫星可观测到的现象升级到区域或全球尺度。

(2) 大气中多大比例的 DMS 最后会形成 SO_2、MSA 和硫酸盐气溶胶? 这会导致更高的颗粒物数浓度吗? 知道由 DMS 和 SO_2 转化而来的硫酸盐气溶胶的绝对数量和粒径分布是尤其重要的,这要求我们对包括 SO_2 干沉降在内的所有反应途径有准确的了解。我们对硫酸盐的形成和颗粒物数浓度之间的关系的理解还远没有达到量化程度。就此问题,我们有可能同 IGAC-II 一起合作开展研究。

(3) CN、CCN 和 CDN 浓度之间的关系如何? CDN 含量的改变会有显著的辐射效应吗? 目前我们对这些关系的理解至少有一个数量级的不确定性。CDN 浓度的增加可能会

使云滴变小并延长云的寿命。

1.3.4 具体研究目标

(1) 量化生物和非生物过程对 DMS 向大气排放的影响,以便计算不同环境条件下 DMS 向大气的排放通量。

(2) 定量理解 DMS 和 SO_2(来自生物源、火山和人类活动)的反应途径以便能够用模式模拟它们对海洋颗粒物粒径和数浓度的相对影响。

(3) 量化 DMS、CCN 和 CDN 浓度之间的关系以便满足诊断气候模式的需要。

1.3.5 可行的研究方法及实施战略

海洋和大气过程的综合研究可以使我们理解其中任何单一学科研究都无法确认的联系。例如,浮游植物水华或风速改变会引起预期的大气中 DMS 和硫酸盐气溶胶浓度以及云反照率的变化吗? SOLAS 会通过大气—海洋的综合野外观测试验量化从食物网驱动的 DMS 生成到云反照率变化的一系列过程。WCRP 研究计划的重点是大气—海洋反馈系统中与辐射有关的问题,而 SOLAS 将在这方面与其密切合作。类似地,SOLAS 计划中 1.2 和 1.3 两部分的合作则会阐述辐射变化与 DMS 生成之间的反馈关系。SOLAS 将把计划中各方面的科学研究结合起来,以便对整个 CLAW 假说进行评价。

要预测海水中的 DMS 浓度,就要建立描述 DMS 浓度和浮游生物之间的关系模式。由于缺少对过程的整体了解(包括浮游植物、动物、细菌、病毒之间的相互作用,以及温度、营养物质供应、光和其它环境因素),这一模式还处于初级阶段(Liss 等, 1997; Gabric 等, 1998)。与 GLOBEC 和 IMBER 进行合作会对这项工作的开展有很大帮助。对海洋观测站点时间序列资料的研究也非常有价值。为发展合适的过程模式,我们需要在不同环境条件下进行实验室和野外观测试验,野外试验可以采用示踪物标水团的拉格朗日方法。这些研究会涉及到 1.1 节和 1.2 节中提到的 DMS 以外的微量气体。

DMS 通量需要通过涡度相关法(焦点 2)直接测定以改进大气模式中的参数化方案。通量的测定需要沿许多潜在控制因素的梯度方向进行,与此同时,这些控制因素也需要进行观测。海洋和大气之间气体交换机理的详细研究(参见 2.1 节)对改进 DMS 排放通量的计算方案非常关键。为了量化长时间尺度 DMS 通量的时空变化,需要确定一些能够反映 DMS 浓度的适当的代用指标,而这些指标可以通过卫星进行遥测,这是很有益处的。这需要进行特殊的实验室研究工作,包括分子生物学等技术的应用。

大气中部分 DMS 转化成硫酸盐气溶胶过程的定量化需要实验室动力学研究和野外试验工作相结合,野外试验工作则要连续准确地测定环境中大气硫化物的类型、氧化物、介质及产物。由于技术上的限制,许多仪器不能在监测模式下工作,因此,刚开始所进行的集中的过程研究可以在赤道和极地等可能的简单的地区开展(这里的"简单"是指对边界层动力学认识较深刻,附近没有人为硫的排放)。

虽然过程模式对综合观测结果很重要,但是现有的海洋硫模式含有太多未被证实的假设,故无法单独通过模式提高认识水平。针对量化大气中 SO_2 主要消耗过程的研究是非常重要的。我们要设计拉格朗日实验(Huebert 和 Lenschow, 1999)来平衡大气中硫的收支,包括 DMS 和 SO_2 表面通量的涡度相关法直接测定,以尽可能减少自由变量的数目。在不同的风和云的条件下开展这些实验有助于量化海盐粒子和云滴的非均相清除过程。为揭示

硫酸盐的形成和粒子数目的关系，需要在简单环境下用拉格朗日微物理法研究粒子的形成和生长。研究高浓度 SO_2 条件下(来自火山或污染源，或者人为添加)的大气状况对揭示对流层中粒子的形成是有益的。与 IGAC－II 的紧密合作对这些工作会有很大帮助。

由于 CDN 会伴随颗粒物数目的变化而变化，因此要模拟 CDN 的变化，首先要进行大量的实验室和野外研究工作以了解气溶胶数目与云滴数浓度的关系。为量化 CDN 的变化对净辐射平衡的影响，我们需要集中进行微物理学、光学和卫星遥感的现场观测。通过对自然(火山排放的或大火产生的烟尘)或人为扰动条件下所进行的广泛研究，可以得到综合模式中 SO_2 与反照率关系的数据资料，从而加深我们对相关过程的理解。我们既要确定云滴形成所需要的 CCN 的性质，又要确定 CCN 数量随 DMS 排放的变化。项目内部实验的设计是很困难的，因此，与 GEWEX、CLIVAR 和 SPARC 等计划进行密切合作对云物理和辐射传输过程等研究的开展非常重要。

很明显，只有通过多国家合作以及多平台的实验才能解决有关 DMS 归宿的一些重要问题。SOLAS 计划为这类实验提供了设计和协调的平台。为了提高这些实验的投入产出比，实验设计应该能够回答来自若干 SOLAS 项目中的相关问题。

最后，耦合了海洋生物和化学输送的诊断模式就成为预测区域和全球 DMS 通量及其对气候变化影响的工具。然而，这些模式的预测结果不会比对模式中过程的描述更为准确。因此，对于大气和海洋的同步观测将为验证这些包含一系列复杂过程的模式提供支持。

古气候的研究也可以验证我们对全球海洋、大气系统的理解。我们可以比较冰芯中的 MSA 记录和海洋沉积物中记录的生产力变化，从而得到 DMS 通量的长期变化规律。因此，对 DMS 交换机制的深入理解有助于增进我们对与古气候变化相关的海洋生产力、海洋动力学和输送的理解。

1.4 铁和海洋生产力

自然和人类活动引起的气候及全球生物地球化学变化会改变大气中含铁及其它基本微量金属的气溶胶对海洋的输入，这可能引起浮游植物生产力和食物网结构的变化从而改变碳分配和生物源气体的海一气通量。

1.4.1 引言

海洋学最近的一个最重要的进展就是通过实验证实了铁对调节海洋和大气间的生物地球化学和反馈作用的重要性(Martin 等，1994；Coale 等，1996；Boyd 等，2000)，以及意识到海洋中铁的一个基本来源是大气矿物气溶胶。由于铁是地壳中最丰富的元素之一，但乍看起来它对许多种浮游生物的作用却很小，这不禁很令人惊奇。然而上层海水的氧化条件和铁的无机化学性质使它很快沉降，从而使得上层海水中溶解铁的浓度很低(Johnson 等，1997)。对铁贫乏及铁来源的认识受到海洋铁化学的分析(Landing 和 Bruland，1987)及早期风送沙尘和铁沉降率的全球性研究的影响(Duce 和 Tindale，1991)。

1.4.2 目前的理解

上层海水中浮游植物的生长受光和氮、磷、铁等多种营养物质的限制。现在人们已经认识到陆源的铁在大洋浮游区的生物活动中起着一定的作用。尤其是在高营养、低叶绿素(HNLC)地区，如亚北极太平洋、赤道太平洋和南大洋。可用铁的多少可能成为限制初级

生产力的主要因素(De Baar 和 Boyd, 2000)。其它通过大气输送到海洋的微量金属,如Mn、Co 和 Zn,也可能在某些情况下影响某些地区的初级生产力,此时将与氮沉降发生相互作用(见 1.5 节)。

因为藻青菌的生长需要相对较多的铁,所以它在寡营养区(氮限制生产力的地区)对氮的固定也可能受铁的限制(Falkowski 等, 1998; Berman-Frank 等,2001),目前这一论断还有争议(Tyrrell, 1999)。这一争议有一个重要的结果,那就是有助于认识海洋在过去和将来对调节大气中二氧化碳浓度所起的作用。磷、铁和混合层物理过程在控制热带海洋大尺度氮固定中的相对作用以及这些因素之间的反馈作用,是地球系统科学中亟待解决的几个主要问题之一(见 1.5 节)。最近很多证据显示过去二十年中亚热带大西洋和太平洋区域氮的固定有所增加,而在北太平洋混合层中大尺度低频率的物理变化可能是这一现象的引发机制(Karl, 1999);同时如热带大西洋和加勒比海等在主要沙尘源区下风向的海域,来自西非撒哈拉沙尘中铁沉降的增加则被认为促进了氮固定速率的增加(Falkowski 等, 1998)。一项关于海洋固氮生物的分子生物学、光生理学及其分布状况的调查工作正在进行中。区域性和全球固氮作用的估算主要是建立在模式模拟基础上的(Gruber 和 Sarmiento, 1997),并假定固氮是海洋中新生氮的一个主要来源(即除海洋内部循环外的来源)(Jickells, 2002)。

总的来说,在北半球,如热带北大西洋、包括阿拉伯海在内的北印度洋和西北太平洋上空大气中沙尘浓度最高(如 Duce 和 Tindale, 1991)。然而含铁沙尘的输送方式和强度随季节、植被状况和源地土壤干旱程度的变化而急剧变化(Mahowald 等, 1999)。它也取决于自然气候变化、人为活动对土地的干扰、局地和区域尺度的天气状况和全球大气环流。大气沙尘对海洋输入的变化会影响浮游植物的生长,从而改变对具有重要气候意义的微量气体在海一气间的交换(参见 1.2 节,1.3 节),并表现出潜在的气候反馈作用。另外,海洋表层水中生物源颗粒物的增加也可能改变海洋和大气之间的热平衡。

准确测定甚至估算海洋上沙尘的沉降量是很困难的。有人估算大气向海洋中输入铁的总量在 15 $Tg \cdot a^{-1}$到 100 $Tg \cdot a^{-1}$,这个数据并不确定而且会随时间而变化。尽管这个数据可能是其基本的输入量,但其分布很不均匀,远离陆地的海域沉降量最低(这近似对应于HNLC 区域)。此外,铁的总沉降量中只有一小部分能溶于海水中(约 0.8%～2.1%,Jickells 和 Spokes, 2001)。矿物气溶胶中的铁存在于铝硅酸盐的晶格中,因此,这种存在形式的 Fe 无法被初级生产者所利用。铁的溶解度是随 pH 值的变化而变化的,所以它与二氧化硫、其它酸性气体以及人为源和海洋生物源(参见 1.2 节和 1.5 节)颗粒物之间的相互作用可能改变矿物气溶胶中铁的溶解性。一些研究发现了气溶胶中有可溶性的铁(二价),这可能是通过氢氧化铁(三价)的光化学反应形成的,这一过程可能有有机物的参与。然而目前我们对铁在气溶胶和云滴(参见 1.2 节)中详细的化学及光化学性质还了解得很少(Jickells 和 Spokes, 2001)。高离子强度的溶液、低 pH 值的溶液以及在云的形成和蒸发过程中的干湿循环交替都可以增强铁的溶解作用。另外,卤素自由基化学的改变可以改变MABL 的氧化能力,从而影响铁的存在形式。铁和其它微量金属可以催化大气中的氧化过程和卤素的循环反应(Brandt 和 Van Eldik, 1995; Sadanaga 等, 2001)。而这些反应把这部分的研究同 1.1 节,1.2 节,1.3 节的相关研究直接联系起来,并提供了 CLAW 假说中进

一步可能的反馈机理(参见 1.3 节)(Zhuang 等，1992)。

我们目前对上层海洋中溶解铁的归宿了解得相对较少。由于不可溶的含氧/氢氧根颗粒物可能是和三价铁同时形成的，他们可能不会快速沉降而离开真光层。有些铁会被先前已经存在的浮游植物所清除。而剩余的溶解铁，其浓度通常在微微摩尔到纳摩尔范围，如此低的浓度水平可以说明为什么铁是微生物(细菌和浮游植物)生长的有限营养物。在海水中可以观测到的铁中，99%以上都与可溶海洋有机物质中的天然有机配合基复杂地组合在一起(Rue 和 Bruland，1997)。虽然我们知道这些配合基是由浮游植物释放的(Boye 和 Van Den Berg，2000)，但对它们的化学形式、源和汇的了解还很少(Lefèvre 和 Watson，1999)。人们提出了很多方法来说明微生物如何获得它们所需的铁，如由连接在细胞表层的含铁细胞产生或者通过光化学反应产生二价铁(1.2 节)，这些都会增强铁向有机体结合力(如 Wells 等，1994)。在加铁实验(IronEx 1 和 2)中建立的快速循环荧光分析法(FRRF)(Martin 等，1994；Coale 等，1996)，已经显示了环境中的超微浮游植物和微型浮游植物可以根据可吸收铁的含量在几小时内调整其光化学效率(Kolber 等，1994)。我们需要继续应用这种分析方法重点研究某些浮游植物功能群的响应。

至少是对于较短的时间尺度上，两个 HNLC 区域的现场加铁实验(Martin 等，1994；Coale 等，1996；Boyd 等，2000)表明(图 7)：

(1) 铁的添加方式和用量可能引起初级生产力的绝对水平和浮游生物食物网结构的变化；

(2) 铁的加入导致二氧化碳浓度的下降；

(3) 铁的加入导致浮游植物生产力和种类组成的变化，从而引起水中微量气体浓度的变化；

(4) 存在一些与大气化学和气候相关的重要反馈作用(1.3 节)。近期的模式研究使我们对海洋中铁的供应、循环和需求有了全新的认识(Archer 和 Johnson，2000；Fung 等，2000)。

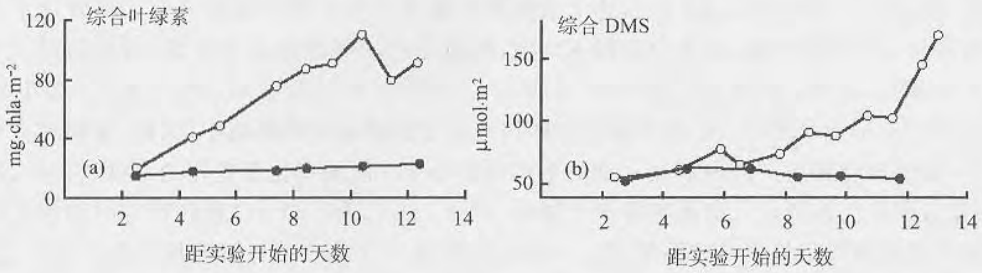


图 7 南大洋 SOIREE 实验中的测定结果展示了 a)叶绿素在加铁区域(空心圈)比未加铁地区(实心圈)有急剧增加；b)液相二甲基硫(DMS)在加铁区域(空心圈)比未加铁地区(实心圈)有急剧增加(Boyd 等，2000)

这些在 HNLC 区域进行的先驱性的加铁实验和海水结构分析已经证明，低的铁浓度会影响海洋的生产力和食物网结构，但对其中的很多生物地球化学问题还不清楚。对 SOLAS 计划来讲，更重要的是与海一气间气体交换有关的问题(焦点 2 的 1. 2 节和 1. 3 节)。

冰芯记录表明，末次盛冰期时输送到海洋的沙尘量有明显增加。如图 8(Turner 等，1996)所示，这可能与大气中二氧化碳含量的减少(Broecker 和 Henderson，1998)、含硫物质在大气中浓度的上升以及海洋生产力的增加存在相关关系。海洋沉积物中也记录着类似的有关过去沙尘通量的信息(Rea，1994)。当然，这些观测结果不能将大气铁的供给同气候变化相联系，但他们确实显示了古记录有助于在长时间尺度下评估沙尘沉降量的变化对海洋生物地球化学的影响。古记录提供很多有价值的有关自然变化的信息，这些信息可用来与时间序列观测数据、现场过程研究以及模式所得的近期记录进行比较或者对比。人们认为将来的气候变化会影响沙漠面积和全球风场、改变土壤湿度、颗粒物粒径，从而改变矿物气溶胶的排放通量。类似地，大气环流、输送路径和铁气溶胶向海洋的沉降也会受到影响，从而导致上述过程发生明显的变化。

在临近较大沙尘源区的海域，高的沙尘通量甚至可能对海水中的悬浮颗粒物和能与颗粒物反应的活性物质产生清除作用，从而减少而不是增加铁的浓度(Jickells，1995)。

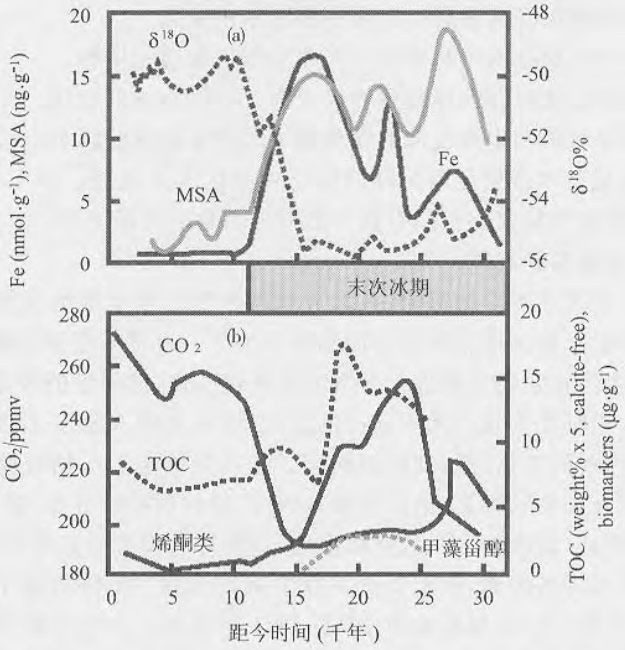


图 8 冰芯和海洋沉积物记录中的不同参数在从全新世到末次冰期间的变化

a)南极冰芯中的 $\delta^{18}O$ (温度变化指标)，Fe 和 MSA (大气中 DMS 的氧化产物)。b)Vostok 冰芯中的 CO_2；东热带太平洋沉积记录中的 TOC(总有机碳)，烯酮类和甲藻甾醇(上层海洋生产力的代用指标)(Turner 等，1996)。

1.4.3 有待解决的主要问题

(1) 大气铁沉降对浮游植物群落的生产力、固氮速度和物种组成会产生什么样的生态或生理效应？这些效应对微量气体排放和二氧化碳的海一气交换有什么作用？虽然人们已经认识到铁对生产力的影响，但是还有很多问题没有解决。这些问题包括物种的响应、群落结构变化等重要的生态效应以及对 DMS 和卤化物生成等的反馈作用。同时对固氮的数量及其控制因素了解甚少。

(2) 大气沙尘向海洋输送和沉降的时空变化规律是什么？他们是如何随气候变化而变化的？理解这些变化对确定铁向海洋输送的全球重要性是非常关键的。

(3) 铁在气溶胶中化学转化的控制因素是什么？人为和自然因素引起的气候变化对海洋表层水中铁的存在形式、溶解性和生物可利用性的影响是怎样的？气溶胶的 pH 值、光化学、云过程等的变化会改变铁的存在形式(这将影响铁及其它微量营养物质的溶解性及对海洋细菌和浮游植物的可利用性)，但是目前我们对大气中矿物气溶胶的非均相化学反应的了解还很少。

(4) 铁在上层海水中的化学和生物化学性质是怎样的？铁在上层海水中的化学形态及其与有机配合基的配位对理解其溶解性和生物可利用性是很重要的。

1.4.4 具体研究目标

(1) 预测铁的全球海洋沉降通量的时空分布及其未来变化。

(2) 量化矿物粒子中的铁在大气和海水中转化后的生物可利用性。

(3) 预测铁沉降通量变化引起的浮游生物组成和食物网结构的变化。

(4) 量化铁沉降通量对碳和生物气体的海洋输入和输出通量的影响。

海洋系统对铁和其它基本微量金属沉降的敏感性变化非常剧烈。SOLAS 的研究将确认最敏感的区域，并减少对气候变化预测有重大影响的因素的不确定性。

1.4.5 可行的研究方法及实施战略

沙尘向海洋的沉降受很多因素的影响，包括上风向数千公里干旱地区的风速和降水分布、半球尺度的大气环流型、锋面系统和云的清除作用等等。遥感现在可以跟踪沙尘从沙漠到海洋的输送，但是迄今为止它还只能进行有限的定量化工作，能提供的沙尘高度的信息也是很少的。由于很多沙尘沉降到我们无法到达的地区，因此在很大程度上必须依赖沉降模式，而这些模式需要利用观测数据进行细致的验证。这些观测应该包括可能与海洋和大气中的增溶作用或复杂反应相关的因素，如矿物质量浓度、颗粒物粒径分布、铁的存在形式、矿物学和相关化合物(硫酸盐、硝酸盐、有机物)浓度等，从而评估模式对这些因素模拟的能力。要模拟控制沙尘输送和沉降的因素，就需要研究沙尘从其起源到沉降的整个历史过程。在这些研究方面，IGAC-II、ILEAPS 和新的 IGBP 陆地计划是很好的合作伙伴。冰芯中的沙尘记录是验证沙尘和气候联系的重要信息，因此与 PAGES 的合作也会很有帮助。同时在研究中也要同从事历史 GCM 模拟的科学家进行合作。

要了解大气中的铁和其它生物所需微量金属的生物可用性及其影响需要进行两方面的实验研究。一方面，室内模拟气溶胶、气体和液体的相互作用可以在理解沙尘气溶胶和铁的循环和溶解方面取得进展，同时新的监测仪器如气溶胶质谱的使用则会提供环境气溶胶矿物粒子组成的详细信息(1.1 节)；另一方面，在陆地和海洋开展的多学科交叉的野外控制实

验,可以提供铁在海水中的化学和生物化学以及铁如何被微生物吸收的有关信息。开展浮游植物的基础生理学及铁和其它微量金属在光合作用、固氮和微量气体排放过程中所起作用等方面的研究也很重要。

需要注意的是上层海洋的无机和生物无机化学过程以及生物对铁沉降的响应都是非常复杂的,在可控的实验室条件下很难模拟。近年来,国际生物地球化学研究组已经取得了很多关于自然(Young 等, 1991)的和实验加铁的现场研究(Martin 等, 1994; Coale 等, 1996; Boyd 等, 2000)方面的经验,这些实验是为重现化学和生物相互作用及其反馈而设计的。鉴于这样的现场试验会有实际操作上和科学上的困难,SOLAS 将鼓励室内模拟和自然添加实验两方面的混合研究,这就需要比目前类似的研究持续更长时间并且在更大的地域上进行。

SOLAS 控制实验实施战略的设计不仅要考虑自然或人为作用对生态系统的强迫,还要考虑到预测的未来可能的强迫,这可以通过区域和全球气候模式的模拟研究得到。这样的实施战略将促进实验科学家、大尺度观测专家以及模式专家的对话和合作(图 9)。

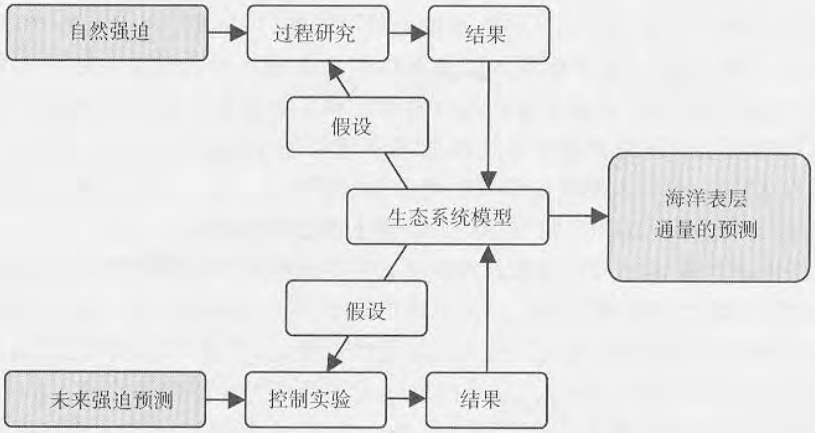


图 9 SOLAS 设计控制实验的一般策略

SOLAS 将特别关注沙尘沉降对有关微量气体排放、固氮、二氧化碳的海一气交换等生物功能群的影响。另外,可利用铁增加的一个明显的影响就是海洋边界层中碳的输出(参见 3.2 节)以及最终的碳损失。这些过程的研究需要与 IMBER 紧密合作。

对自然沙尘沉降事件的研究可以在不同海区展开,这取决于其研究目的是理解沙尘沉降和分解过程(如北大西洋,地中海——频繁事件区),还是这些过程的生物结果(如北太平洋——强而短暂的事件区)。最近的研究表明,使用表层海水中溶解的铝和铁的观测数据可以间接估算铁在大洋较长时间内的沉降总量(Measures 和 Vink, 2000)。增加代用指标的大气观测,加强现有连续观测点上对上层海洋的观测,以及增加不同生物地球化学类型区此类观测点的数目都是很重要的。

开展自然沙尘添加"实验"目前也是可行的。改进的卫星观测和沙尘输送模式可以用来指导船和飞机到指定的大气沙尘沉降事件观测点,这样我们可以更详细地研究生态的和生物的响应。在船上可以详细测定地球化学和生物过程,在飞机上可以测定大气中的变化、

DMS 等生物源气体的排放以及他们对氧化剂、气溶胶和云的影响。这样的实验要求实验科学家和模式专家在实验的整个过程中保持紧密合作。

另外，如自动浮标等海洋观测系统(Bishop 等，2002)为研究沙尘输入的生态影响提供机会，这使得其研究不再依赖于调查船恰巧碰到沉降发生这样的偶然事件。在这些浮标上增加相关仪器以观测沙尘气溶胶、铁和其它相应参数是必要的。

卫星能够对沙尘的全球分布进行很好的观测，但实地观测能够准确地确定沙尘或其他类型的气溶胶浓度的时空变化，这是地基、浮标和船基研究都需要的。这些观测可以校验模式对沙尘分布的预测结果，也用来校准卫星的观测资料。把大气气溶胶浓度转换成沉降通量的研究也是需要的，这将在 2.3 节中进行讨论。

1.5 海—气氮循环

远海和近海大气氮沉降的增加能够显著改变浮游植物的活性，并导致有重要气候意义的气体和气溶胶粒子海—气通量的变化。①

1.5.1 引言

相当数量的氮化合物是通过大气由陆地输送到海洋的(Jickells，2002)，在这部分氮中，绝大多数都源自人类活动(主要是燃料的燃烧和肥料的使用)，而且将来在数量上和地理分布上都会有变化，这主要取决于各个地区人口的增长和工业的发展情况。据估计，在过去的 50 年中，大气中的氮在欧洲和北美沿海地区的沉降量增加了 50%到 200%(Paerl，1995)。这种沉降作用使本来已受到人类严重影响的沿海生态系统又增添了负担。对这些相互作用的综合研究需要 SOLAS、LOICZ 和 IGAC—II 等计划之间的合作。

同时，人们也越来越关注人为活动造成的氮元素对远海输入量的增加，那里的氮是限制性营养物质，例如南北太平洋亚热带区。据目前的估计，在上述地区，大气氮仅占输送到水表面新氮年总量的百分之几，大气氮的输入经常是突发性的，常常在短短的几天内就能达到很大的输入量(如 Spokes 等，2000)。这样的脉冲式沉降与缓慢而连续的输入相比，对初级生产和浮游植物生态系统可能会产生不同的影响。总之，大气氮沉降在大洋和沿岸水域将增加浮游植物的生产，导致 CO_2 交换和其它重要微量气体排放的变化(参见 1.2 节和 1.3 节)。在缺氮的上层海洋，细菌的固氮作用会缓解氮缺乏的影响，但这个过程需要相当数量的铁(参见 1.4 节)，同时固定氮的增加对这一过程有抑制作用。

1.5.2 目前的理解

大气氮的干湿沉降包括几种相似的具有生物活性的无机氮化合物—硝酸盐、亚硝酸盐和铵。此外，有机氮沉降可能占大气向大洋氮输入的相当一部分(Cornell 等，1995)。这种有机氮具有生物活性，但它的源和化学形态还不清楚(Cornell 等，2003)。

排放到大气中的陆源含氮气体(NO、NO_2、NH_3)将转变为水溶性物质(如 HNO_3)，并且(或)在沿海地区与海盐气溶胶发生作用，这一过程改变了其沉降速率并且释放卤化物(参见 1.1 节)，这使得海岸带成为具有特殊动力学和复杂大气氮化学特征的气象条件复杂

① 因为本计划中氮气(N_2)仅对涉及特殊细菌研究(见 1.4 节)的有限研究人员有用处，而且它也不是生物限制性的，因此这里仅讨论除氮气以外的固氮作用和所有无机物和有机物形式的氮。为简化起见，均统称为氮。

的地区（参见 2.3 节）。目前，我们还不能很好地预测沿海的氮通量，因而也不能为环境管理者提供与人类活动有关的氮排放策略的建议。此外，沿海也释放其他一些具有辐射效应的气体，如 DMS、N_2O 和 CH_4，这些气体也容易受到人为氮沉降的影响。

氨的海—气交换受控于铵和氨的大气浓度以及上层海水的铵浓度和 pH 值。在沿岸水域，海—气通量的方向是不确定的，在时空上也有很大的变化。在远离海岸的地方，海洋是大气中氨的一个源。氨是大气中硫酸铵气溶胶形成的重要基础，这也同 CLAW 假设相联系（参见 1.3 节）。

目前我们对大气无机氮对海洋的沉降方式有一个初步的了解，但大气氮对海洋输入的主要位置和相对量将来都可能会改变。Galloway 等(1994)对 1980 年人类活动，如能源(基本以氮氧化物形式排放)和化肥使用，产生的固定氮进行了模式研究，并与 2020 年人类活动可能产生的固定氮做了比较。根据预测，相对来讲发达国家对这一时段大气中固定氮的增加不会有明显影响，而迅速发展的地区则会对固定氮有显著的贡献。能源(氮氧化物，最终成为硝酸盐)和化肥(氨、尿素)都会引发这种增长。例如，能源消耗的增加会导致化合态氮的增加，其中亚洲的贡献约为 40%，而对化肥使用引起氮增加的 87%来源于亚洲。图 10 显示了 2020 年氧化氮的沉降与 1980 年的比值。由图可见，在大面积的沿海和远洋地区，沉降量可能增加 1.5～3 倍，在某些地方甚至达到 4 倍。这些估算没有考虑氨和有机氮通量的可能变化。这样巨大的氮沉降增长可能对沿岸和远洋地区产生区域性的生物地球化学影响。

很多国家为了减小因营养物质输入的增加导致的浮游植物丰度和种类组成的改变对沿海生态系的影响，制定了减轻沿岸富营养化的宏伟目标。这些计划大多关注河流输入，但也需要把大气的氮沉降考虑在内。污染物和营养物质的社会排放可以改变沿岸生态，并会在大尺度上影响二氧化碳的吸收、微量气体的循环以及相关的大气化学。当这些影响和全球变化的其他方面共同作用时，会使得一些重要而敏感的生态系统变得尤为脆弱，如珊瑚礁和潮间带。

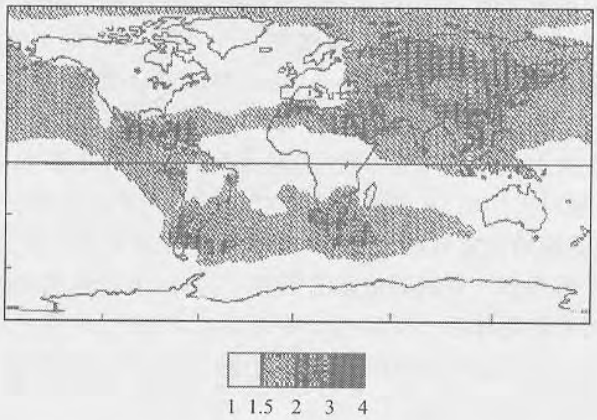


图 10 估算的 2020 年与 1980 年海洋与陆地氮沉降的比值分布图(Galloway 等，1994 和 Watson，1997)

1.5.3 有待解决的主要问题

* 固定氮的沉降(同其他与全球变化相关因子的耦合)对上层海洋生态系统以及海洋中氨和其他有重要气候意义气体排放的影响如何？氨的排放尤其重要，因为它会影响大气中气溶胶粒子的形成和酸碱平衡。这些研究还要考虑到，海洋生态系统同时会受到很多大气或其他来源的营养物质(氮、磷、硅、铁)和污染物的影响。

1.5.4 具体研究目标

(1) 定量理解固定的还原态和氧化态氮向海洋系统输送和沉降的时空变化。为便于海洋模式的利用，需要在一定的时空尺度下将其误差控制在 2 倍以内。由于铁的沉降可以改变氮气的固定速率，因此这些研究要与 1.4 节的研究相结合。

(2) 确定氮对海洋的大气沉降量，对于有机氮则要确定其生物可用性。沉降速度对气溶胶的粒径很敏感。大气中的反应可以明显改变含氮气溶胶颗粒物的大小，需要量化这些过程并引入区域和全球沉降模式(焦点 2)。

(3) 描述大气中固定氮沉降对真光层中的生态系统，及其引起的具有重要气候意义气体的海一气交换的生态影响。这些影响对沿海和开放洋面系统很可能是根本不同的。目前我们甚至对微量气体排放的变化趋势都不明确。这需要耦合的大气/海洋氮循环模式的发展，同时要与沙尘输送和沉降模式相结合(参见 1.4 节)。

对于上层海洋中碳的生物地球化学循环模式，合适的空间尺度是海洋生物地球化学区，而对于沿海环境的管理，需要的空间尺度为数十公里。对应于浮游植物的生长，相应的时间尺度是几天到几个星期，但是对大气中反应速度而言，时间尺度要小得多。

1.5.5 可行的研究方法及实施战略

该研究活动需要对涉及含氮化合物的气相、气溶胶和液相的非均相化学反应进行实验室研究(参见 1.1 节，1.2 节)。气溶胶质谱仪等新仪器的使用，能够使我们更好地了解各种含氮气溶胶的粒径和组成(例如硝酸铵、硝酸钙、硝酸钠和硝酸在混合气溶胶中的相对重要性)。有机氮的研究也可能需要新的仪器。

在测定氮的干湿沉降率时，我们很难确定采样是否有代表性，因此也很难确定控制沉降的因素，所以首先需要量化氮沉降率。对湿沉降来讲，涉及到岛屿、船舶或浮标上的采样，然后通过同降水强度和分布的遥感信息相结合，把有限区域的采集推广到更大的区域。对干沉降，以往的方法是把测定的不同粒径的粒子浓度乘以估算的沉降速度得到通量，进而扩展浓度数据库来描述全球大气氮沉降分布状况，然而我们需要发展新方法。沿岸地区的氮沉降通量可能比较大，但对大洋区，其沉降的研究可能还要和铁沉降的研究结合起来进行(参见 1.4 节)。对冰芯记录的研究可以帮助我们确定工业化前的大气氮沉降，从而为评估人类活动的影响提供一个基准值。对氮同位素的研究(与海洋中溶解氧的分布相结合)，有助于阐明海洋中的生产力和硝化作用一反硝化作用的关系，以便更好地限定氮循环过程和全球氮的大气化学。与 PAGES 合作研究海洋沉积物中残留浮游植物的氮同位素，则可以提供重建海洋和大气氮循环变化的方法。

这些传统的研究方法还存在很多未知的因素，所以还需要一个独立的方法对这些估计予以验证。如拉格朗日实验一类的收支平衡方法，可以通过寻找来源和清除过程之间的平衡关系来验证这些估算值。此外也可以与模式研究相结合。只有能够可靠地测定几小时或

更短时间的通量数据,我们才有可能找出沉降的控制因素。SOLAS 的研究还要包括实验室过程研究,并将研究结果引入计算机模式中,再利用野外观测结果加以验证。

就如前面提到的成功的铁添加实验一样,SOLAS 鼓励进行一系列自然和人工的现场氮添加实验。这些实验可以用来研究生物响应,如生产力、物种组成、多样性、输出以及捕食率等。与 GLOBEC 和 IMBER 的合作对此类问题的研究是有益的。氮沉降实验需要的氮量比加铁实验所需的铁量要多得多,解决这一问题的方法是使用围隔实验袋,但要注意减小围隔可能引起的误差。这种方法有较少的氮用量并可进行重复试验。

生物地球化学相互作用和反馈,如气候相关气体的排放(参见 1.2 节,3.3 节)、pH 值对氨气排放的影响以及铁对固氮的影响(参见 1.4 节)等过程的量化也是这些实验的基本组成部分。现场加铁实验中很多要考虑的问题和设计思想都会应用于到现场氮实验中。这些实验将用到一系列无机固定氮和有机氮化合物。这些氮沉降实验的理想地点位于亚热带涡旋内具有长时间序列的观测站,在这里固氮是初级生产力的重要限制条件。在开放洋面开展围隔实验之前还需要解决一系列关键的技术问题。可以利用一些现有的基础设施进行时间序列观测,这些记录可以成为很好的控制条件。从这些研究中得出的新认识要与上层海洋生物地球化学模式相结合,并进行模式检验。

自动观测浮标的发展有助于监测人工或自然氮沉降事件引起的浮游植物生长参数的变化。发展可以用于采集含氮气溶胶的浮标可能也会很有意义。这些仪器能够用于支持卫星监测数据的转换和氮沉降模式的验证。目前卫星观测可以为研究 NO_2 向海洋环境的输送(及其清除)提供一个可行的方法,这些观测结果可用于验证化学输送模式对人为源氮沉降分布的预测结果。模式研究还需要进行很大的发展,以将含氮物种与海盐的反应(参见 1.1 节)以及氨态氮和有机氮对氮沉降的影响包括在内。实验室和野外观测研究结合模式研究和遥感观测,使得在突发性氮沉降发生的区域有可能进行这种全方位的"自然实验"。

在沿岸区域,我们需要与 LOICZ 计划进行合作以便确定无机和有机氮的大气沉降对生态系统动态的影响。与 1.4 节类似,我们应该特别注意氮沉降对与微量气体排放、固氮和二氧化碳海—气交换相关的生物功能群的影响。与 IOC/SCOR,GEOHAB 科学家的合作会极大地增进我们对自然氮沉降引起的一些有毒而且有害的藻华动力学的认识。

2 焦点二:海—气界面交换过程及输送和转化在大气、海洋边界层中的作用*

焦点 2 的研究目标是增进对海—气间质量、动量和能量交换过程的定量认识,在此基础上即可准确计算区域和全球的气体和气溶胶海—气交换通量。因此,就需要确定大气和海洋边界层中的界面传输机制对物理、生物和化学因子的依赖关系,探讨调节这些交换的水平和垂直方向上的输送和转化过程。

我们对海—气系统中物质(气体,液体和固体颗粒)传输的理解还没有达到对热量、动量和水汽交换过程理解的深度。这种差异清晰地界定了焦点 2 所要解决的问题,主要是增进

* 本部分由高会旺翻译,石广玉校对。

对气体和颗粒物交换的定量理解，是现有物理交换理论应用和发展的重要组成部分。

了解海一气交换潜在机制的根本动力在于解释大尺度生物地球化学过程、物理过程及反馈机制。因此，发展在强迫不断变化的情况下具有可靠预测能力的模式十分必要。但由于海一气交换过程涉及了从微米级到百万米级广泛的空间尺度，因此模式需要做理想化处理，对于不明确的过程在模式中需进行参数化。问题的关键在于除非这些参数化足够可靠，否则模式在预报气候和其它环境变化方面的能力将是有限的。SOLAS 一个里程碑式的工作是发展基于物理学和生物地球化学原理的，包括气体和气溶胶粒子交换的海一气通量模式，这必然要求对海一气界面的物质(气体、气溶胶和水汽)交换(包括干、湿沉降)、动量及能量(包括热能)的交换做出定量观测。同时对表征界面特性和驱动交换过程的生物地球化学参数及物理参数的测定也非常必要。对海一气界面物理过程和生物地球化学过程的同步研究将有助于提高对动量和能量通量的认识。SOLAS 的目标是对海一气交换过程的参数化方案做重大改进，从而可以像焦点 1 和焦点 3 中提到的那样更准确地估计区域和全球海一气交换通量及其时空变化。

传统的海一气间动量通量、热通量以及水汽通量的参数化都基于无因次传输系数(如拖曳系数)，但气体通量的参数化却是基于垂直交换速率；气溶胶生成和干沉降的参数化一般基于风速或摩擦速度。实施焦点 2 的基本目标之一就是在野外研究和理论/模型研究中协调使用这些研究方法。图 11 描述了影响气体和气溶胶在海一气界面传输的过程。SOLAS 的研究重点之一是量化控制海一气交换的所有过程，目标是准确测量小时空尺度的海一气通量，并由此推广至区域和全球尺度。这一目标的实现将有赖于海一气通量研究、边界层研究、卫星遥感以及模拟研究等工作。

增进对图 11 中众多过程理解的科学研究可分为：控制海一气界面交换过程的研究(参见 2.1 节)和大气及海洋边界层中影响海一气交换的过程研究(参见 2.2 节、2.3 节)。每项研究所包含的主要内容如下：

(1)海一气界面的交换过程

- 海表粗糙度
- 微表层活性物质
- 降水的影响
- 热稳定性
- 辐射相关的影响
- 海一气间气体交换与海冰

(2)海洋边界层过程

- 气泡云动力学
- 上层海洋微量气体浓度的控制因子
- 上层海洋传输

(3)大气边界层过程

- 大气边界层特征
- 海洋飞沫的产生
- 海表面的沉降

- 云过程
- 大气的异质性和夹卷作用

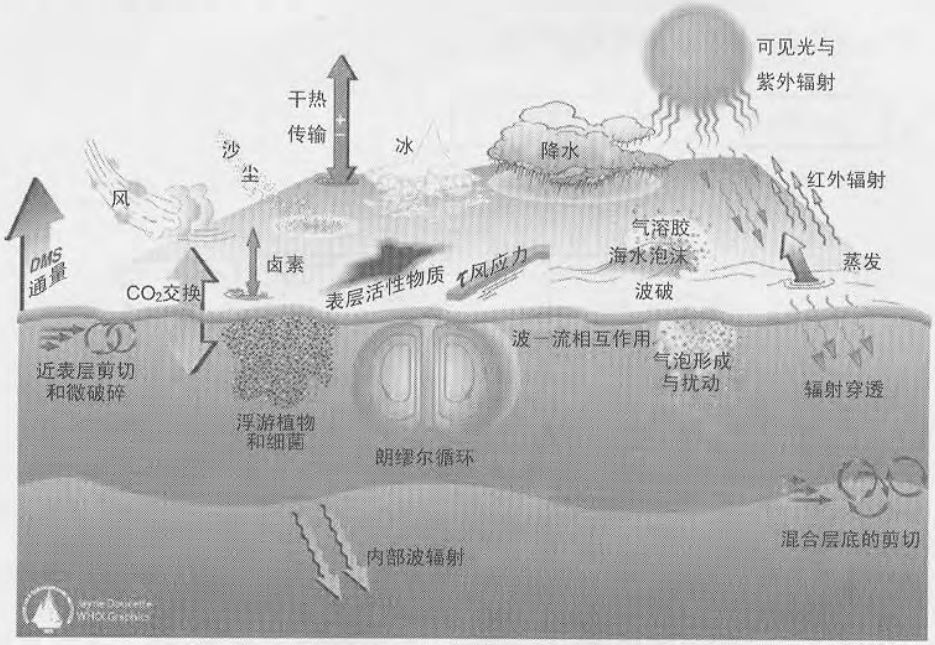


图 11 上层海洋和低层大气中影响物质、动量和热量交换的过程(引自美国 SOLAS 计划)

为实施焦点 2 中提到的三项工作,我们需要制定一个共同的实施方案,以便在研究中获得最大的效益,同时优化大气与海洋之间的交叉研究。本工作中,一个重要的目标就是要充分了解海—气间交换的机制,从而可将平均量的直接测量结果用于区域和全球尺度的海—气交换的研究,并为改善这些尺度下海—气交换的参数化奠定基础。这一目标的实现需要一个协调观测、实验和建模的综合研究计划。模式研究重点关注穿越海—气边界层的小尺度传输,同时也需要包括海—气界面上涉及的湍流模拟,以及穿越海洋大气边界层(MABL)顶及海洋边界层底的更大尺度过程模拟。在大气中,边界层云对输送、湿沉降以及化学转化的影响也应被考虑进来。

2.1 海—气界面的交换过程

了解海—气界面附近的物理和生物地球化学过程是预测气体和气溶胶粒子海—气交换通量的基础,也是确定这些过程如何影响气候变化及其反馈的关键。

2.1.1 引言

海—气界面的物质输送被看作是穿越两种由界面分开的不同流体边界层的湍流传输。穿越耦合边界层的传输速率受到众多过程的约束(图 12)。大气和海洋边界层中的湍流传输速率决定了离开或流向界面的大气输送速率,而湍流传输速率反过来又由表面粗糙度、浮力和风速决定。在上层海洋中,垂直输送也依赖于湍流。接近表面处的湍流是间歇性的,而破波可在很大程度上增大湍流强度。破浪会在海洋表层产生泡沫,从而增强气体传输并导

致海洋飞沫气溶胶的生成；有规律的环流（朗缪尔环流和对流运动）也有助于流向或离开界面层的物质输送。夜间的冷却和混合能够使得下至几十米深的近表层特征发生再分布。正确描述海一气之间的热量和动量的交换是非常重要的，因为这些特征是理解边界层结构和变化，因而也是界面间物质传输的关键因素。

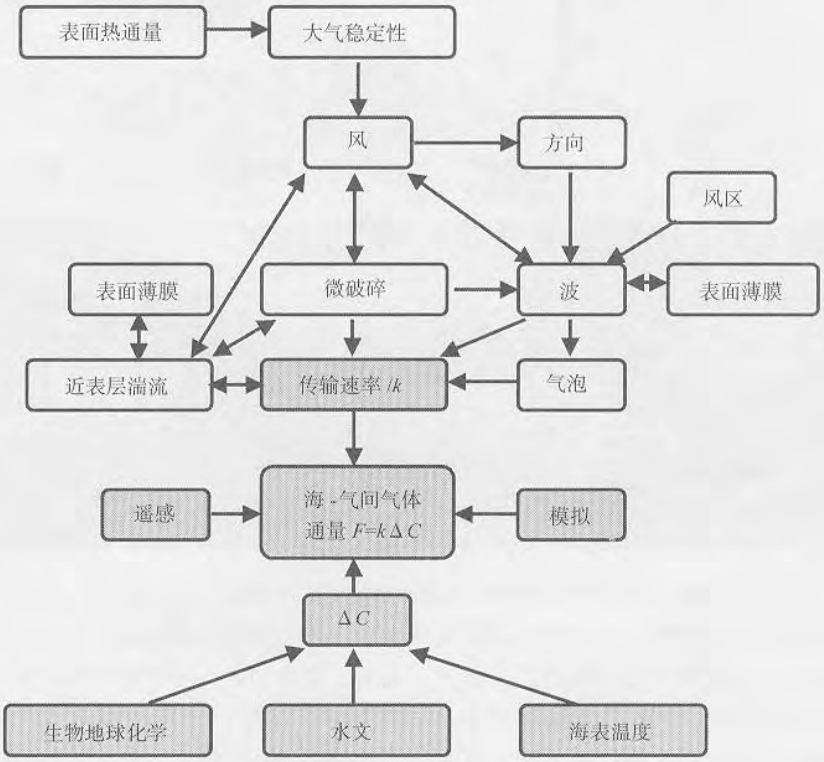


图 12 理解海一气间气体交换并推广到区域和全球尺度所要观测的关键要素

对于穿越具有重要粘滞效应的微尺度界面，传输主要是通过分子输送或传导输送实现。现场的（也可能是催化的）化学反应可在很大程度上改变某些物质的通量。微尺度界面的性质和行为可能会受到表面活性化学物质的影响，这些表面活性物质（surfactants）由光化学过程和生物过程产生（参见 1.2 节），可在很大程度上抑制高波数的波动，从而影响波面斜率谱并在低风速情况下抑制近表面湍流的产生。因此，为了发展令人满意的传输模型就必须观测和了解这些过程的表现及性质。

较低风速情况下，海表面的热量传输和水汽传输（浮力通量）在很大程度上影响着界面附近的输送过程；降水也可通过产生湍流、卷入气泡以及生成飞沫微滴（splash droplets）等途径影响海表面。此外，与热传输有关的海表热异常（冷肤效应，cool skin effect）也可通过温度对气体溶解度产生影响而改变气体的输送通量。

为了在涉及海一气交换的众多方面中对关键问题进行重点研究，模式的敏感性实验是非常有用的。比如假定风场相同而依赖于风速的气体交换的参数化方案不同（Wanninkhof

等，2001；Takahashi 等，2002)，那么估算的海洋 CO_2 吸收率可相差 30%～50%。另一个例子是，辐射强迫可以随海洋飞沫排放量的不同而变化 3 倍之多(Houghton 等，2001)。

2.1.2 目前的理解

持续了数十年的海—气系统物理特性交换研究已经成为一门较成熟的学科，且获得了许多激动人心的成果。对交换过程已有深入的理论、实验室和野外研究，并建立了相关的边界层模式。SOLAS 计划旨在这些研究的基础上进行海—气间气体和气溶胶的交换研究。但考虑到在天气预报和气候应用方面，估算物理特性的交换还有很多不确定因素，特别是在较高或较低的风速条件下。物理特性和物质通量研究项目之间的结合在解决这类问题和增进我们对气体和粒子在穿越海面的交换通量方面是非常有意义的。

在 SLOAS 研究的范围内，大尺度气体交换率与环境条件和强迫的依赖关系还没有很好地建立起来。模式通常都是理想化的、启发式的和不完善的。一个广泛采用的公式利用了风速的二次方函数形式(Wanninkhof，1992)，但此公式的经验基础是薄弱的，特别在大风速情况下更是如此。野外观测不仅受到众多不确定性因素的困扰，而且还面临着高海况下对界面附近进行直接观测的巨大挑战，这就使得经验关系式的评价或参数化工作难以进行。尽管气体交换率可以和风速联系起来，但一些能够更直接地表征界面湍流程度的变量或许更适合气体交换率的参数化(例如波面斜率的均方根)，特别是当这些变量的大尺度观测成为可能之后。

基本的表面更新模式已为具有不同分子扩散率的各种通量之间定量关系的确定提供了有益的指导，并为双重示踪施放实验所证实(Nightingale 等，2000b)。在中低风速条件下，依赖施密特数(粘性系数与扩散率之比)的气体交换率已得到确认，然而我们还不甚清楚在有气泡存在的高风速情况下，这一公式效果如何。

(1) *海洋表面粗糙度*

越来越多的证据表明海—气间气体传输速率与海表粗糙度或交频风浪的波面斜率均方根有密切关系(Jähne 等，1987；Bock 等，1999)。即使有表面膜存在时传输速率和表面粗糙度之间的关系依然有效，因为表面膜的存在会减小海表粗糙度。

目前还不清楚为什么海表粗糙度与气体传输速率有关。虽然理论和实验都已表明，交频风浪在形成拖曳的过程中对总动量通量有很大贡献(如 Makin 和 Kudryavtsev，1999；Uz 等，2001)，然而普遍的观点还是认为交频风浪并不直接贡献于海—气间的气体通量。相反，波浪的作用似乎能通过微尺度破碎、浪流相互作用及其它一些物理过程加速表面更新，进而引起气体和热量交换(如 Melville 等，1998；Zappa 等，2001)。

(2) *微表层的表面活性物质*

气体交换率或者是由实验室测量结果外推得出，或是从野外测量结果估测得出。实验室的观测已经证明，表面活性物质在解释气体交换的基本物理化学机制方面比获取相关参数并外推至一般的环境条件的作用更大(如 Asher 等，1996；De Leeuw 等，2001)。环形风洞的实验研究表明波面斜率和气体交换率依赖于人工及天然表面活性剂浓度(Frew，1997，见图 13)，这为认识那些潜在控制过程提供了有益的基础。然而在 IronEx ll 研究中，使用双重示踪技术的野外观测并未发现传输速率依赖于海藻色素浓度(一种表面活性物质浓度的指标)变化的证据(图 14)，这似乎有悖于以上结论(Nightingale 等，2002a)。为解释这一

现象，我们还需做更多的实验室和野外调查工作。

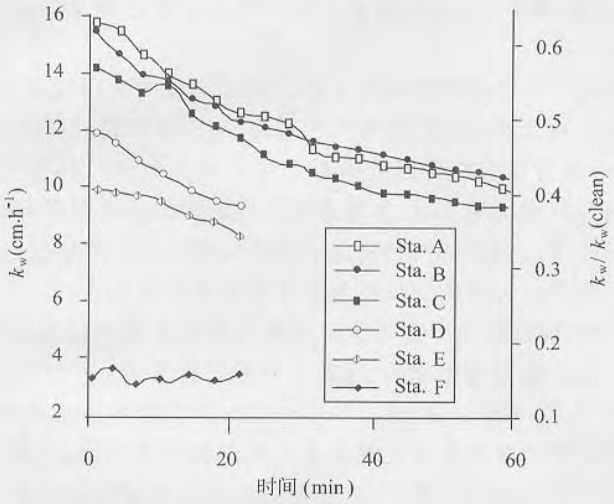


图 13 图中不同符号表示了气体交换动力学参数 k_w（传输速率）随测量时间的变化，这是在环形实验水槽中对一系列从海岸（Narragansett，Rl-站 A）到远海（Bermuda－站 F）断面采集的海水样品的测量结果。图中，右边纵坐标表示传输速率（k_w）与纯净蒸馏水条件下传输速率（k_w(clean)）之比。在实验进行的过程中，通常 k_w 随着表面活性物质在水面或近水面处的聚集而减小（Frew，1997）

（3）降水的影响

室内实验和初步的野外观测表明，落在水面的雨滴增加了水表面的动能通量，同时增加了海一气间的气体交换率（Ho 等，1997；2000）。降水引起的海一气间气体交换的强度主要受由其引发的湍流及次级运动的影响，而降水产生的气泡对总的气体交换来说贡献不大（0～20%），贡献的具体大小取决于降雨强度、雨滴大小以及气体溶解性等多种因素。

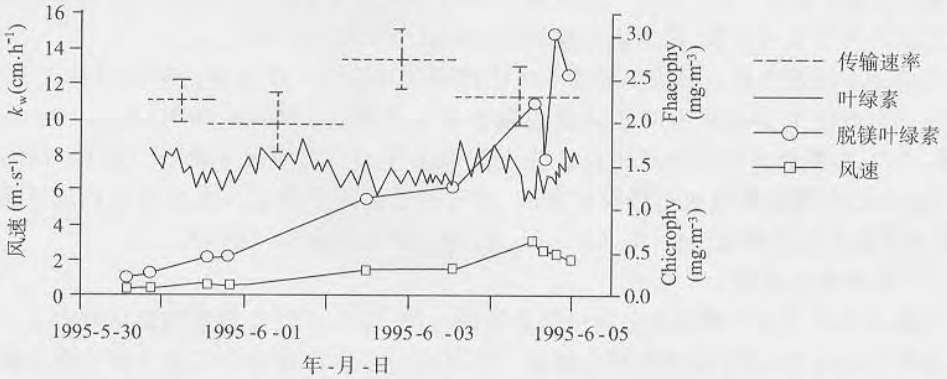


图 14 IronEx ll 实验中，开阔海域藻华发展期间海一气间气体交换率的变化。虚线为以 600 的施密特数规一化的气体传输速率 k600 随时间的变化。图中还标出了叶绿素、脱镁叶绿素以及由最邻近的两个 TAO 浮标测得的风速随时间的变化。如图所示，k600 和海藻色素的增加无关（Nightingale 等，2000a）

在低风速和低降水率情况下,降至海面的雨水可能产生一个低密度水层而阻止海—气间的气体交换,这个低密度水层会缓慢地与下层的海水混合。然而,在中等风速和中等降水率的情况下,任何潜在的层结都会因风导致的混合而散失。目前,尚未能够建立风速和层结散失之间的定量关系。

(4) 热稳定性

海—气界面的热稳定性对海—气之间的动量通量和热量通量来说至关重要,同时在海—气间的气体交换中也扮演着重要角色。观测研究应着眼于量化热稳定性对于海—气间气体交换的影响。热稳定性在高纬度海区尤其重要,那里大量的 CO_2 被吸收,且热不稳定性现象普遍存在。

(5) 辐射相关的影响

受大气成分影响的辐射传输对海洋的热输送具有一定的作用。在上层海洋中,辐射传输与生物和化学过程有复杂的影响和反馈关系。例如,短波辐射能够到达的海洋深度决定于水的透明度。在低风速条件下,近表层海水的不均匀加热会导致密度驱动的层化现象,进而增加了水体的稳定度。生物量的增加会导致水体透明度的下降,这将进一步降低太阳辐射的穿透深度,增加水体的热稳定性。稳定性反过来阻止垂直输送对表层水体营养的补充。这些条件会增强浮游生物对强光和低营养的适应,进而又会影响微量气体的排放(见 1.2 节,1.3 节)。热力分层使得海表的温度较高,通过潜热和感热的交换使海洋向大气的热输送增加,形成一个潜在的不稳定性反馈。特别地,在高纬度地区,稳定性也会受到盐度分层的影响。在低纬度,蒸发会造成盐度驱动的层化现象的变化。

(6) 海—气间气体交换与海冰

一个类似的难题是海冰覆盖区或海冰影响下的海—气交换。海冰能够直接阻挡气体交换,但也会更多地通过改变波浪场以及大气海洋中的湍流场间接地影响气体交换。后者最有可能通过实验方法解决,包括冰缘区和海冰边缘的地球化学平衡及通量观测。采用溶解氧和 ^3He 平衡方法在南大洋(Weddell Sea)的研究表明,了解海冰存在时的气体传输率对正确估测这些区域的气体通量十分关键(Hohmann 等,2003)。

2.1.3 有待解决的主要问题

(1) * 海—气间气体和气溶胶通量对风速、波浪状态、湍流强度、层结、温度、盐度、日照、湿度、降水、海冰覆盖、气泡数量、表面效应以及微表层表面活性物质等因子的定量依赖关系是怎样的?研究表明,交换率和许多环境因素有关而不仅仅依赖于风速。在气体交换研究中已经表明了这一点,观测结果和最为广泛使用的仅依赖于风速的气体交换率公式出现了很大的偏离(Liss 和 Merlivat, 1986; Wanninkhof ,1992)。关于不确定性的另一个例子是,我们对风速超过 15 $m \cdot s^{-1}$ 时海—气交换率依然所知甚少。海洋飞沫气溶胶的情况就更麻烦,对其生成率估计的不确定性还有一个量级的误差。

(2)气候和生态模式对海—气间气体和气溶胶通量的敏感性如何?在 SOLAS 计划中,对海—气交换敏感性的模拟研究将有助于指导有关过程的实验研究。

2.1.4 具体研究目标

(1) 预测通常观测环境条件下气体和气溶胶的交换速率。这需要确定和量化控制物质交换速率的过程,且交换速率的误差应和动量、热量以及水汽通量的误差相当。

(2) 对 SOLAS 中涉及气体通量和海盐辐射强迫等因素的模型敏感性进行量化，并使其敏感测试范围在已知观测不确定性的两倍以上。

2.1.5 可行的研究方法及实施战略

传统的气体交换速率的野外测量是通过多种尺度下的地球化学物质平衡法确定的。这些研究包括从局地的示踪实验，到氡元素的不均衡性测定，再到全球和区域尺度的放射性碳同位素的测定。由于尺度和范围的差异，对比这些观测结果尚有一定难度，但一个成功的海一气交换模型必须满足以上所有不同的约束条件，同时一个设计良好的观测计划也应尽可能地包含足够宽的时空尺度，从而为海一气交换模型的验证和校准提供可靠的保证。

海一气间气体和气溶胶粒子通量的直接观测十分困难，在开阔海域的高风速情况下更是如此。考虑到这一点，以相同的时空分辨率对气体和气溶胶的传输进行同步观测就显得尤为重要，观测结果可以成为描述气体和气溶胶输送量及输送过程的关键参数。这就要求进一步开展比过去更为综合性的探索和研究。最近，在对欧洲北海南部(Jacobs 等，2001)和北大西洋(McGillis 等，2001b，图 15)的研究中，在此方向上迈出了重要的一步，这些研究采用了微气象学和示踪方法，并协同进行了一些重要的附属观测，可将它们看作是 SOLAS 的最初研究。

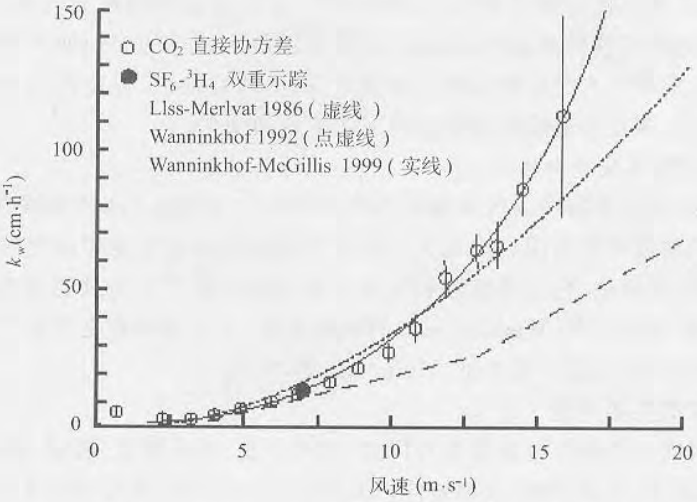


图 15 GasEx-98 实验中，通过涡度相关(直接协方差)法和 SF_6-^{3}He 双重示踪法得到的传输速率 k 随风速的变化曲线。图中还给出了一些广泛使用的以风速参数化的 k 变化曲线(源自 McGillis 等，2001b)

正如 DYCOMS-Ⅱ计划中阐述的那样，采用飞机对二甲基硫(DMS)海一气通量进行直接涡度相关测量已成为可能。为保证通量的直接测量和物理强迫过程变化的研究以相同的时间尺度(20～30 min)和空间尺度(数十公里)进行，应优先考虑大气中生物气体浓度、频率为 1～10 Hz 的仪器的研究(参见 1.3 节)。

Nilsson 等人(2001)已对测量气溶胶通量的直接涡度相关法进行了研究，但仍需要进一步的改进，尤其是在急需了解的分辨粒子大小和化学成分方面。其它有前景的新技术包括飞机航测(Reid 等，2001)以及输送模式的应用(Vignati 等，2001)。用于海洋飞沫源函数

参数化关键因子的选取应建立在微气象学参数和海洋学参数的基础之上，包括风速和风速的变化、热力分层、波陡、水温、气泡浓度和谱形以及表面张力等。在多种大气和海洋状况下对气泡和海洋飞沫的大小分布进行同步观测，并结合海洋飞沫源函数的确定技术，将为建立更好的海盐气溶胶生成参数化方案提供有前景的方法。

本节的实施方案应包括以下内容：

(1)实验室研究

(a)过程研究

· 破浪和含有不同物理性质(施密特数，溶解度)气体的气泡对气体传输速率的影响以及从物理学方面对不同过程贡献的认识(De Leeuw 等，1999；De Leeuw 等，2001)；

· 表面活性物质对破浪、气泡破裂的影响，以及由此造成的对气体传输和气溶胶化学组成的影响，重点是对气溶胶组成和有机物贡献的研究。

· 从单个气泡到气泡流(bubble plume)，对气泡相关的气溶胶产生机制进行详细研究，包括膜、射滴以及能通过可视化技术观测到的直接撕裂作用产生的气泡微滴(spume droplet)的相对重要性。尤其值得注意的是在野外(Nilsson 等，2001)和实验室内(Martensson 等，2002)都能观测到的极小海洋飞沫微滴的产生过程。

(b)参数化的发展

* 破波的性质对气泡流类型和气溶胶生成的影响。

(c)技术的发展

* 应用于开放海域观测研究的仪器及实验技术的开发和测试。

(2)野外观测实验

在各种条件下，采用现有的和创新的实验方法对如下问题进行野外观测研究：

· 基于(松弛)涡度相关法的气体和气溶胶通量直接观测方法和技术的持续发展，包括能够提供化学成分信息的技术(De Leeuw 等，2003；Nilsson 等，2003)；

· 在不同典型环境条件，对不同的通量测量技术进行综合比较；

· 在具有典型海洋学、生物学和微气象学特征的海区，发展气体和气溶胶通量测量的地球化学方法和微气象学方法；

· 在若干有代表性的站点对上述参数进行不同环境条件(微气象学、海洋学、生物学、地理学)下的长期观测，从而研究各种过程的影响及其季节变化。这些研究将与正在执行的长期观测项目密切合作，在可能的条件下，选用与 SOLAS 其他研究活动相同的观测站点。

(3)模拟研究

海—气传输过程的参数化方案在各种模式(如气象学模式、气候模式(GCM)以及局地和区域尺度的化学传输模式)中的应用。例如，海洋飞沫源函数用于 GCM 模式，并估测海盐引起的大气层顶全球尺度的年辐射强迫。对低和高的海洋飞沫产生率，这一量值分别可达 -1.51 和 $-5.03\ W \cdot m^{-2}$。在 SOLAS 计划对海洋飞沫产生的参数化研究中，这种不确定性将得以说明。模式研究者(海—气交换参数化结果的使用者)和实验工作者之间的协作，将为 SOLAS 在今后十年中可能取得的成果提供精度要求和限制条件的保证。

有关海—气交换研究的模拟工作包括：

· 穿越海—气界面的传输速率和通量的参数化，进而对模式中的不同过程进行准确描

述；

· 模拟气体和气溶胶交换的界面过程(例如，气溶胶的沉降、泡沫微滴的产生、气泡破碎过程等)；

· 在化学输送模式中，采用野外表面观测资料和卫星资料(气溶胶、气体、表面特性)的同化数据，通过模式反演方法(inverse modelling)确定海一气界面上的源和汇。该项研究将同 CLIVAR、WGCM 和 WGNE 等项目进行合作；

· 利用风应力和海表粗糙度等卫星数据发展传输速率 k 的参数化方案(Glover 等，2002)。

2.2 海洋边界层过程

理解调节近表层气体和其他物质浓度与海一气交换的上层海洋边界层物理和生物地球化学过程，对于确定这些过程如何影响气候变化和受气候变化影响都是非常重要的。

2.2.1 引言

由于风、表面浮力和辐射的共同作用，上层海洋表现为混合和分层交替出现的状况。混合减小了海一气界面附近特性参数的垂直梯度。在海洋边界层中，上层海洋环流和生物地球化学转化控制着海洋与大气的交换。风混合、波浪作用和流剪切等提供了一个随时间和空间不断变化的动能的输入。此外，上层海洋对这种动态输入的时间响应还受到地球自转效应的影响，从而又引入了其它时空尺度的过程。生物地球化学转化有着独特的时间尺度，通常这种时间尺度和物理过程尺度并不匹配。正是由于这些不同而又相互依存过程的结合及相互作用才产生了海洋表层海水性质随空间和时间的变化。

海一气界面对交换过程施加了一个基本的短期控制，它又受到短时间尺度过程和调节海洋边界层属性的长时间尺度过程相互作用的影响。在这一层中，属性的输送和转化是海一气交换过程从日变化到季节变化的重要影响因子。同时，它们对上层海洋生物地球化学过程的特征和总体交换率有着基本的控制作用，这反过来又在调节界面自身特征方面起到一定作用。尽管从物理上(环流和混合层)或生物上(真光层)定义边界层很方便，但实际上边界层与深层有着密切的耦合关系，这也是值得我们关注的。这种耦合是很重要的，尤其是在考虑营养盐的再矿化及其对生物生产力和微量气体产生的调节作用时就更是如此。只有通过这种将海洋表层和海洋内部联系起来的途径，重要的气候反馈才能表现出来。

2.2.2 目前的理解

(1)气泡云动力学

在较大风速情况下，海一气界面受到扰动并逐渐形成波浪。在水中，气泡可由波破产生并穿透至表层以下一定距离。气泡流向下的穿透及其演化受到波浪作用、有序的流体运动(流环和涡旋)和湍流的共同作用，这种作用是在表面活性物质、粒子以及气泡浮力等其它因素的参与下进行的。因此，气泡谱的变化较大，且从最初的波浪破碎过程之后就一直处在剧烈的演化中(Leifer 和 De Leeuw，2001)，这也促成了气泡对气体输送过程以及海洋飞沫气溶胶生成的调节作用。在海水静压力逐渐增大的情况下，穿过气泡一水界面的气体交换受到另一界面的物理化学传送过程的控制，这一界面性质的演化又受表层活性物质和微粒子的调节，因此每一气泡的气体组成都按各自的轨迹以复杂的方式演化。在不同海况和生物

地球化学因子的作用下,一部分气泡溶解于海水中,而剩下的部分则上升至表面逸失。因此,气泡对于气体来说是海一气界面的独特而又具有潜在重要性的延伸,对那些溶解度较低的气体来说就更是如此。

(2)上层海洋微量气体浓度的控制因子

上层海洋的气体浓度受到物理、化学和生物过程的控制。对于非生物和化学活性的气体来说,其混合层浓度的大小由平流、下层夹卷和海一气界面的交换决定。即便是在这样简单的情况下,量化海一气交换对气体浓度的贡献还是非常困难的。这在风速较高时尤为重要,随着风速增大海一气交换量也将成比例地增加,混合层以下为海一气交换提供的气体也随之增加。

卫星图片上能够显示的中尺度结构是海洋的一个主要特征,因此无疑也在物质传输中起到关键性作用。中尺度涡和锋面的形成是海洋内部动力学过程对大尺度风场以及浮力强迫响应的结果。锋面代表了不同性质水团之间的重要边界,往往与跨等密面混合以及垂直运动相伴出现,从而产生更强生物的响应。高分辨率的数值模拟表明,非地转运动以及与此有关的密度锋面的消隐导致了营养盐在垂直方向和穿越等密面方向上的交换,这种效应似乎增加了海水的生产力(Mahadevean 和 Archer, 2000; Nurser 和 Zhang, 2000),接着又可能增加了微量气体的浓度。此外,也有充分证据表明中尺度涡是提高生产力的机制之一(McGillicuddy 等, 1999)。与以前低分辨率的模式相比,上层海洋次中尺度生物地球化学模式的结果显示了生物生产力的显著增加,从而表明了小尺度(~1km)运动的重要性。

(3)上层海洋传输

锋面物理性质的水平梯度也对海一气交换有着反馈作用。例如,海表面温度的不同改变了大气稳定度,从而形成了相应的风响应,伴随着局地表面散度场对波浪场的改变,最终引起海一气间的输送。不同的云和雾状况也可以进一步改变表面浮力通量和锋面两侧的光合有效辐射强度,而光合有效辐射有着重要的生物学意义。浮游植物和其它颗粒物质的存在影响太阳辐射的穿透深度,从而也影响上层海洋的热稳定性。

营养盐的量控制着生物活动,进而影响气体、表面活性物质以及某些原生粒子的释放。从这种意义上说,量化近表层营养盐的水平和垂直梯度是非常重要的。除热带以外,冬季的季节性混合对营养盐的补充起着重要作用;在春季和夏季,风导致的混合以及表层浮力通量控制着海水的分层,从而对生物活动产生影响。可以认为,夏季风混合的减弱将限制营养盐的输入,降低碳吸收,减少 CO_2 以及其它气体的海一气交换。然而在副热带海区,尽管在垂直方向上可将营养盐消耗的真光层与下面富含营养盐的密度跃层明确区分开来,夏季由光合作用造成的氧气累积、DMS 以及 CO_2 的吸收等还是与这种简单的观点相悖。地球化学的质量平衡分析揭示了生产力可能有相当一部分产生于夏季,这预示着模式必须包含和描述其它的营养盐来源,包括物理过程(如锋的交换以及涡的变化)以及藻青菌的固氮作用,此外,生物降解的光化学抑制也可能起到一定作用。

在层化了的热带海域,无光层(aphotic zone)中再矿化作用生成的营养盐必须通过穿越等密面的湍流混合或风引起的海水上涌实现向真光层的补充。前者在赤道附近海域尤为重要,在那里强纬向气流会产生较大的剪切。热带海水的上涌的一个特征是引起具有异常高浓度氮营养盐的区域从赤道向外散开,在这些地方,可能通过同样过程供给的微量营养元素

铁已被浮游植物耗尽。这些区域的生物学和生物地球化学特征在表现形式和对气候变化的反馈方面可能是很独特的。

沿岸海域的传输及混合过程在很多方面有别于远海。在有河流淡水输入的地方分层作用会得到加强，这种分层可能由盐度而非温度控制。在陆架浅海区，潮汐可以大大增强整个水柱的混合，表层和海底之间的相互作用会导致一些重要地球化学效应的出现。生物响应的多样性和变动范围在沿岸海域也要大得多，并且，人类对海洋的影响也绝大部分集中于沿海，地表径流、大气输入以及地下水排放等途径释放的农业或其它污染物对近海的化学成分、生物生产以及呼吸作用都有着深刻影响。尽管沿岸海域面积相对大洋要小得多，但它的重要性并不与面积成正比，原因是沿岸海域与人类的关系更密切，且水体的变化幅度更大。因此，沿岸和近岸区域(offshore areas)之间的输送对近岸水的变化来说有着特殊的重要性，而它反过来又影响着更广阔范围内发生的海一气交换。这是一个与 LOICZ 计划相互交叉并可以相互受益的研究问题。

2.2.3 有待解决的主要问题

(1) * 上层海洋的物理输送及生物地球化学过程如何调节具有重要生物地球化学意义的物质(如营养盐、氧气、二氧化碳、DMS 等)的近表层浓度？理解控制近表层物质浓度的过程是认识海一气交换的核心要求。要确定近表层浓度就要考虑海洋表层与温跃层以下水体的耦合，同时也要考虑中尺度结构，如涡和锋面等过程引起的水平梯度。

(2) * 上层海洋气泡的产生及其演化如何控制海洋气溶胶的产生及气体的交换？气泡产生的海洋气溶胶由海表气泡物理特性和化学组成所控制。有机物质和无机物质可在气泡表面累积，并积聚于薄膜微滴和射滴中。气泡增大了气体的交换，从而导致了某种程度的过饱和及湍流混合的出现。

2.2.4 具体研究目标

(1) 准确测量上层海洋气体的浓度梯度及其变化，发展一个生物地球化学和海洋上混合层耦合的动力学模式，其时间分辨率小于 10 min，近表层的垂直分辨率小于 1m，特别是可以预报近表层盐度、营养盐、氧气、CO_2、DMS、DIC、DOC 以及含 Fe 物质的浓度及其梯度，同时给出相应过程的描述。

(2) 发展依赖于风速(如果可能也包括海况)的气泡和气溶胶产生的参数化方案。

2.2.5 可行的研究方法及实施战略

包括二氧化碳、DMS、含 Fe 物质以及营养盐在内的若干具有重要生物地球化学意义的物质是在短时间尺度内，通过化学过程(如光化学转化)、浮游植物、浮游动物和细菌的作用在海洋表层被吸收、转化并(或)释放的。因为我们对这些过程的认识尚有很多空白，因此该方面的研究也是一个活跃的领域，首先要关注特定物质的循环。

极小尺度(very small scale)过程在驱动上层海洋生物地球化学行为中的重要性，要求我们发展具有极高分辨率的数值模式，同时进行相应的观测，以认识、参数化和检验这些过程。数值实验是一项重要的工作，因为它可揭示不同尺度过程的重要程度及其相互关系。模式有效性的判定检验，不仅要包括宏观行为及其演化和小尺度过程变化的模拟能力，还包括对物理参数的统计特征和具有重要生物地球化学意义物质的模拟能力，在研究中需采用许多方法，其中有一些适用于 SOLAS 所有关键科学问题的研究。

应当关注下一代适用于浮标、拖曳装置、自动运载工具以及锚系的传感器研究。这与SOLAS计划提出的所有工作有关,但对焦点2尤为重要,因为本研究要求的传感器频率范围(也包括稳定性)很宽,短至10^{-1} s (10Hz)长至10^{8} s (~3年)。

这些工作将与如下野外观测密切相关:

· 物理强迫的研究,包括表面混合层内以及穿越温跃层的平流、上升流和垂直交换;

· 示踪物的测量,如^{3}He、O_2/Ar之比;

· 重要的生物地球化学要素以及化合物(营养盐、氧气、碳和硫化物)时间序列的观测,包括站点观测和锚系观测;

· 使用于浮标上的光学气泡观测系统;

· 区域和全球尺度的遥感观测以及年际和年代际变化的研究(如叶绿素、生物量、海表面温度等)。

需要研究不同复杂程度的数值模式,它们应该能够模拟气候变动造成的海洋动力学、上层海洋环流变化。为此,我们需发展:

· 一个理想的并且合理参数化的上层海洋边界层模式,能够模拟目前的海洋特性,并且预测海洋边界层中的物质交换;

· 一个正确考虑相关物理过程和生物地球化学过程及其对环境变量响应的数值模式。

较高的风速会增加对近表层过程和界面过程观测的难度。近来发展了一些轻型漂浮传感器,即使在高风速的条件下,这些传感器也能用于温度廓线的细微结构、气泡大小分布以及海洋表层相关性质的海面观测。声学方法在研究破浪和气泡分布时非常有效。高频声纳可对气泡分布进行远距离探测。在朗缪尔环流及其它有规律运动的作用下气泡会变得有序并随环流而输送,因此它们可作为近表层流场的示踪物。声纳也可用于观测气泡的穿透深度,而声学多普勒方法则可直接测量速度场。通过表面波破碎时发出的声音可以探测其存在与否、破碎强度以及穿越海表面的运动情况。气泡可产生回声,从而为推断气泡大小的分布提供了一种声学信号,这一性质已在追踪气泡大小分布随深度和时间变化的传感器中得到开发和利用。气泡的大小分布依赖于其前期的生命史,从波浪破碎时因湍流混合而产生,到平流过程,再到浮力作用和溶解过程而消失,在这些过程中,对气泡大小的测量为探索上层海洋边界层详细的物理性质奠定了基础。多镜头照相技术已在波浪槽中用于气泡流演化及气泡大小分布的观测研究(De Leeuw 和 Leifeer, 2001; Leifer 和 De Leeuw, 2001),其结果已与远海测量的"背景"气泡大小分布进行了对照。观测表明,海洋中的气泡浓度和形状有着非常多样的变化(De Leeuw 和 Cohen, 2001)。

2.3 大气边界层过程

理解大气边界层中的物理过程和生物地球化学过程,对于预测海一气间的气体和粒子交换以及确定这些过程如何影响气候变化和受气候变化影响都是至关重要的。

2.3.1 引言

低层大气,尤其是边界层,将海一气界面上发生的过程与大气层的其余部分联系起来。为了量化大气中气体和颗粒物的垂直输送及其归宿,有必要了解其中涉及到的物理机制和化学机制。通常来说,水面上的大气边界层观测要比陆地上更加困难。因此,尽管两类边界

层有显著的不同之处，但海洋大气边界层的参数化方案中还是常常用到陆地的观测结果。由于海陆过渡带表面性质的变化，沿岸地区的情况有其特殊性。不难理解，高风速情况下的观测是最困难的，但此时由于海洋飞沫作用(参见 1.1 节，1.2 节和 1.3 节)的增强，气体和颗粒物的输送就显得尤为重要。这里所说的海－气交换代表着海气耦合中较敏感的部分，气候的变化，如温度或风速的变化，都将通过这种耦合作用而产生反馈。因此，了解这些过程对于发展可靠的预报模式是非常重要的。

大气边界层中的能量、动量和物质的传输是通过一系列过程完成的。干湿沉降、海洋飞沫动态以及大气的异质性都是应考虑的重要因素。微量物质通过积聚、凝结以及扩散作用(布朗运动)进入云滴中。因此，云凝结核(CNN)的粒径谱以及吸湿性对控制云的微物理过程、化学和光学性质都非常关键，而这些性质又接下来影响大气化学过程、湿沉降以及边界层湍流。

2.3.2 目前的理解

(1)大气边界层

大尺度的大气环流通过剪切不稳定产生小尺度运动，这主要是由于边界层内的摩擦拖曳作用引起的。这些小尺度运动被描述为充满边界层的湍流涡旋，它们的垂直运动决定了动量以及其他要素的垂直传输。在近表面处，湍粘性随着高度快速变化，与上层海洋边界层不同的是，锋面和风暴过境的影响几乎不会引起埃克曼螺旋的发展。由界面上热量输送产生的对流效应可以有效地混合边界层和中层大气，因此通常把这一层称作混合层。

Monin-Obukhov (M-O)相似理论是解释边界层特性的重要理论，这一理论是在假设表层湍流结构由机械强迫和热力强迫控制的基础上提出的。在描述机械强迫和热力强迫之间的平衡时引入了 M－O 长度 L，它的大小为机械强迫和热力强迫的强度之比，其正负符号由浮力通量的方向决定。相似性假设是指经过适当无量纲化后的湍流特征可由一个依赖于参数 $\zeta=z/L$ 的普适函数来表示，这里 z 是指距表面的高度。这种方法已在许多大气实验中得到验证，并广为气象学界所接受。

在稳定层结下($\zeta>0$)，垂直输送受到抑制，大气边界层很薄(米的量级)。这种情况下，M-O 参数化方法经常不能给出较满意的结果。然而，海洋上更常见的情况是近中性层结(尤其在高风速时)或不稳定层结($\zeta<0$)。在这种情况下，边界层可认为是由三个层次组成：波浪影响占重要地位的近表层或波浪边界层(wave boundary layer)(米的量级)、“常通量”层(10 m 量级)和混合层(百米到 1～2 km 的量级)。

混合层可以向上延伸至主逆温层，也可能被一层薄的积云或层积云覆盖。有云覆盖的海洋大气边界层的典型厚度是大约 1000 m。相对于陆地大气边界层来说，海洋大气边界层(MABL)的一个显著特点是云顶蒸发和云辐射过程的作用与表面通量的影响大体相当或更大，因此云层可从近表面混合层分离出来(或仅仅只是间歇性地耦合)，从而抑制了向云层的垂直输送。关于这些边界层过程的详细研究超出了 SOLAS 计划的范围，但它们对于气体和粒子交换的影响还是应该考虑的。

(2)海洋飞沫(sea spray)的产生

当气泡到达水表面时，它们破裂并产生两种类型的水滴。膜滴(film drops)是在膜帽(film cap)打开时产生的，只有大于 1200 μm 的气泡才能产生这种水滴。每个气泡可以产生

100～1000 个膜滴(Blanchard,1963)。垂直射流可以从气泡炸裂时在水表面留下的小洞中喷出,在大气中,射流可以分裂为 6 个水滴,这些水滴被称为射滴(jet drops)。射滴的数量依赖于气泡的大小,最小的气泡能产生 6 个射滴(Spiel,1997),而大于 1700 μm 的气泡不产生射滴。高风速条件下(>9 m·s^{-1}),波帽(wave cap)的直接撕裂会产生羽滴(spume drops)(Monahan 等, 1986; Marks,1990),这增加了水—气界面物质交换的有效表面积。膜滴、射滴和羽滴统称为海洋飞沫气溶胶。

海表面飞沫微滴的生成率可以粗略地以 10 m 高风速(U_{10})的三次幂来估算。Andreas 和 DeCosmo (1999)估计,当 U_{10}超过 20 m·s^{-1}时单位面积海表面上方空气中飞沫的表面积相当于此单位面积的 10%。换句话说,在高风速的情况下飞沫迅速增大了海洋的有效表面积,因此增强了海—气界面各种成分或要素的传输效率。飞沫进一步产生的过程是风对浪尖的撕裂作用下羽滴的生成,与此同时会产生尺度大于 20 μM 的微滴。撞击海面的雨滴和羽滴都能产生飞沫微滴(Splash droplets)(Andreas 等, 1995)。羽滴的贡献占了飞沫体积通量的大部分,但其沉降要比气泡爆裂产生的更小微滴快得多;小水滴可在边界层中广泛散布并起到云凝结核(CNN)的作用。

飞沫的蒸发可影响湿度和温度的分布,因为,在风速较大时,飞沫气溶胶的表面积增大,因此气溶胶为蒸发、热传递和化学反应提供了有利的条件。海面飞沫携带的生物和化学成分(包括气体)的浓度都比海—气界面上更高(参见 1.1 节, 1.2 节和 1.3 节),因此,海洋飞沫在这些性质向上输送到边界层并最终进入自由大气的过程中起到了载体的作用。

海洋飞沫在海洋大气边界层中也有其它作用。海洋飞沫脱水可以形成海盐气溶胶(海洋气溶胶的主要贡献者),进一步影响气候。这主要通过以下两种途径:直接影响表现为对入射辐射的散射作用(如, Haywood 等, 1999);间接影响是提供 CCN 从而影响海上云的光学特征(Ghan 等, 1998; Murphy 等, 1998)。相对于海水来说,产生绝大部分海洋飞沫和海盐气溶胶的气泡富含海表活性物质,从而增加了颗粒有机物的海—气通量(Blanchard 和 Syzdek, 1972; Macintyre, 1972; Duce 和 Hoffman, 1976; Blanchard, 1983)。飞沫可影响到卤素(例如氯和溴)从海洋到大气的传输,在大气中它们经过化学反应产生气相的卤素原子成分。气相的 Br 和 Cl 在海洋边界层 O_3 的动态变化方面起着关键性作用(Sander 和 Crutzen, 1996; Ericson 等, 1999)。海盐粒子具有吸湿性且为大气化学反应提供了体积巨大的反应载体,这些多相化学过程对大气中其它重要成分,包括臭氧、S 化合物、N 化合物以及碳氢化合物的循环具有重要影响(如 Sander 和 Crutzen, 1996; Ravishankara, 1997; Keene 等, 1998; Erickson 等, 1999; Galbally 等, 2000)。

然而,人们对作为风速函数的海洋飞沫的量级还有相当大的争议。多种不同观点共存的主要原因是我们对所谓的飞沫生成函数(即单位面积海面上不同尺度微滴的生成率)的认识不足。对于任意给定的风速和微滴直径,由现有文献中给定的飞沫产生函数计算得到的飞沫生成量上下可逾六个数量级。由于模式模拟的飞沫的影响与此函数线性相关,所以飞沫产生函数的不同也就意味着模拟的飞沫的影响具有很大的不确定性。为了寻求统一的结论,最近 Andreas(2001)对所有可用的飞沫产生函数进行了回顾。理论检验和一些间接证据表明,许多飞沫产生函数是不切实际的,并应予以舍弃,最终只推荐了四个看来最为可信的形式,这四个函数的差别不超过半个数量级。这与最近基于新方法和新技术确定的海洋

飞沫产生函数有着一致的不确定性范围(Schulz 等，2003)。基于 HEXOS 试验测得的感热和潜热表面湍流通量(DeCosmo，1991)，Andreas 和 DeCosmo(1999；2001)采用一个似乎可信的函数形式(Andreas，1998)研究了海洋飞沫问题。分析认为，在高度为 10 m 风速大于 12 $m \cdot s^{-1}$的情况下，飞沫导致的焓通量大致可占到总湍流通量的 10%。

(3)海洋表面的沉降

大气通过干湿沉降向海洋输入物质，其中干沉降包括气溶胶沉降和气体交换(参见 2.1 节)。为了能够足够精确地描述沉降过程，以满足 SOLAS 计划中建模的需要，干湿沉降的参数化形式都需作进一步地改进。

大气粒子的干湿沉降是微量营养物质如铁、氮和磷等进入上层海洋的主要路径，因此可靠的沉降速率对于预测海洋生物对环境(包括气候)变化的响应及其反馈是必要的。此外，诸如 SO_4^{-2}、NO_3^-、NH_4^+ 和 Al 等物质的大气沉降率反映了其前体物质(SO_2、NO、NH_3 和地壳尘土)在上游源区的释放通量，同时也提供了其在大气中的转化速率和寿命等相关信息。因此，这些通量(特别是多年时间序列的湿沉降)被广泛用于收支平衡的研究，以及对全球化学输送和气候模型的参数化及模型验证。然而，有限时空范围的可用沉降资料以及这些通量的巨大不确定性严重限制了现有模式的可信度。干沉降与湿沉降的相对重要性随时间、空间和物质的不同有很大变化。在某些地区，不明原因的云、雾水影响下的沉降对总沉降通量也有着显著贡献。

湿沉降的可靠估算既需要对降水的化学成分，也需要对降水率进行精确测定。采用现有的采样、储存及分析程序，可以对降水中许多感兴趣的物质进行精确测定。然而，遗憾的是，仅在少数海域拥有多年的且可靠的资料记录(如 Galloway 等，1982；Moody 等，1991；Galloway 等，1993)。相对于降水化学成分的准确测量，降水量常常是不确定的。海上降水的采样通常是在岛屿、大陆的沿岸地区以及海面船舶上进行，由于局地地形、热岛效应、海陆风的影响以及局地风场的扰动，岛屿和沿岸地区湿沉降经常会呈现巨大的空间梯度。此外，海上船舶的运动通常使降水的测量不太可靠，量器的水收集效率、入口几何形状以及风速大小都对降水量的测量有重要影响。因此，区域性湿沉降通量测定的不确定性要比降水成分测定的不确定性大得多。

目前，能够可靠估算粒子在海表面干沉降的前提是测定不同粒径的气溶胶组成(及推算的密度)以及相应的风速、相对湿度和温度。沉降通量则可利用最先由 Slinn 和 Slinn (1980)发展的模式或改进的方案(如 Williams，1982；Hummelshøj 等，1992)计算得到。这些方案中考虑了海洋亚表层中的重力作用、压缩作用(impaction)以及随粒径变化的布朗扩散的影响。在短期的野外实验中同时获得这么多输入数据已经比较困难，更不用说得到长时间序列的干沉降资料。目前还没有能够直接精确估算干沉降通量的技术，因此，需要进一步提高对干沉降速度的估算精度，发展干沉降通量的直接观测技术(参见 1.4 节，1.5 节)。

已有若干可用于推断干沉降速率的其它方法，主要是通过测定气溶胶样品的化学组成和“平均的“或”具代表性的”沉降速度来进行。然而，许多我们感兴趣的特定物质(如 NO_3^-、SO_4^{-2}、Fe)，其干沉降通量通常受到大粒子气溶胶的支配(如，Huebert 等，1996；Turekian 等，2000)，且随空间和时间有较大变化，因此这种方法的不确定性也就非常大。

微气象学技术(如，Sievering，1987)和推断技术(如，Meyers 等，1998)已被用于陆地上细粒子(直径<2 mm)气溶胶干沉降通量的估算。然而，据我们所知，这种方法尚未成功地应用于海洋的研究，也未曾用于大粒子气溶胶沉降通量的测定。在海洋上，大粒子的沉降恰恰是许多物质进入海洋表面的主要途径。目前，即便使用最可靠的方法，对海上粒子干沉降的估算的不确定性至少为 200%。

(4)云过程

云的变化也是全球气候预报中一个较大的变数，这主要是因为人为作用对全球云凝结核 CCN 收支的贡献尚不清楚。与自然 CCN 相比，人为产生的 CCN 增加了云滴浓度并减小了云滴大小。物质在云中通过云滴碰并而进一步地被输送，碰并率依赖于云滴的大小和浓度，而这些又受 CCN 谱分布的控制。

与人为 CCN 有关的云滴数量增多和云滴尺度减小降低了碰并的效率，从而减少了降水量。其结果是云量的增加和反照率的增大对全球气候有净的冷却效应。云量的变化影响了边界层过程，包括海一气物质和热量交换以及上层海洋光化学过程的变化。到目前为止我们对海一气交换究竟如何影响 CCN，包括 CCN 海洋源的强度和 CCN 干湿沉降作用，尚有相当大的不确定性。

云层内部众多化学反应的发生都和云滴有关。来自海洋表面的 CCN 改变了云滴浓度，进而改变云的反照率以及降水概率。边界层云(以及深对流和高云层)降水能够清除云下粒子及气体并将它们带回到海洋中去(参见 1.1 节)。

(5)大气的异质性和夹卷作用

粒子和气体从大气边界层向上进入自由对流层的输送过程一般发生在锋区和深对流区。在锋面上，整个边界层有可能被密度更大的气团取代并向上抬升，从而与海表面分离；在深对流边界层中，空气有可能被输送到对流层上部并从云的边缘离开。这两个过程都可能伴随着降水的发生，并清除大气中的各种粒子和气体。

在大气边界层顶，夹卷作用将自由大气中的各种粒子和气体向下输送至边界层中，此过程对有云覆盖的边界层来说其输送作用更为有效。

海洋大气边界层(MABL)中存在着若干水平变化的尺度。在这一层中发生的基本输送过程是受控于热对流和经向环流(longitudinal rolls)的作用，它们的尺度都在海洋大气边界层的厚度以内，量级一般为一千米。热对流是海洋大气边界层对海表面处浮力盈余的主要响应，它通过垂直的连贯运动有效地混合了海洋大气边界层，而这种垂直运动随着高度升高其尺度也在不断增大(Lenschow 和 Stephens，1980)。经向卷拢是近似平行于平均风向的准二维反向旋转环流涡旋，它是在浮力和剪切的共同作用下形成的(Etling 和 Brown，1993)。以上两种连贯结构都能造成风场和浓度场的水平变化，在水平均一的表面上这种变化的尺度为几百米到几千米的量级。此外，海洋大气边界层中还存在着一些由其它过程产生的中尺度变化，如大气扰动、云驱动的对流以及重力波等，它们可产生几千米至几万米的尺度变化。云是一个尤为重要的因子，它不仅可以直接产生速度以及其它标量的波动，而且还可对海一气交换产生间接作用，间接作用包括降水、辐射交换的变化、云滴对微量气体和气溶胶的作用以及海洋大气边界层与自由大气的有效交换(伴随着上面空气向海洋大气边界层的补偿性输入)等过程。大气中的非线性相互作用导致这些尺度的强迫向更小的尺度

串级，形成厘米甚至更小耗散尺度的连续谱。

因此，为了对海洋大气边界层中的湍输送进行直接观测，必需解决近表面处从几米至几百米波长范围的湍涡问题。实际观测通量时，近表面处的平均长度尺度应为几千米，而海洋大气边界层中部的长度尺度应为几万米。在谱的另一端，还需解决近地表面小至几米量级以及边界层中部几十米量级的涡动问题。

2.3.3 有待解决的主要问题

(1) * 原生海洋气溶胶对大气边界层化学组成及物理性质的影响如何？由于海洋飞沫的观测资料还十分有限，所以难以给出确切结论，特别在高风速情况下更是如此。目前对海洋飞沫源函数的认识还存在较多不确定性，因此我们还需要建立新的源函数(Andreas 和 DeCosmo, 1999; Schulz 等, 2003)。在此研究中最迫切需要解决的问题，是在高风速条件下对海洋飞沫进行更为广泛和准确的观测。

(2) * 海洋大气边界层中重要的物理与化学相互作用(比如粒子和气体与云的相互作用)是什么？海表面产生的气溶胶有可能被输送至可作为云凝结核的高度上，从而导致云量的增加。从海洋释放到大气的 DMS 气体可经过化学转化和物理输送增加大气中硫酸盐气溶胶和云凝结核的数量(参见 1.3 节)。

(3) 改进海浪边界层的参数化需要哪些工作？海洋大气边界层与陆地大气边界层主要的不同之处就在于海洋表面有波浪的存在，因此利用陆地观测推断海上表面通量的办法是有问题的。这就迫切需要进行海浪边界层的通量观测，以检验和改进基于陆地观测的公式。

(4) 大气边界层在沿岸地区是否存在显著的变化？在向岸风的影响下，海况和波浪破碎可能会因水深较浅和潮流的影响发生显著改变。离岸风会将陆源粒子和气体带到海上。破波带(surf zone)是海洋飞沫气溶胶的一个直接来源，这些气溶胶将进一步参与化学反应(参见 1.1 节)。在海陆交界处，地表粗糙度和岸边的 ζ 都有显著变化，从而会在陆地对流边界内部形成海洋大气边界层，这种效应在离岸 10～100 km 以内十分显著，若再加上海况的影响，它就可以延伸至距岸数十几公里或更远(Geernaert 和 Astrup, 1999; Zagar 等, 2003)。

2.3.4 具体研究目标

(1) 确定一种以风速和海况为自变量，在风速超过 20 $m \cdot s^{-1}$ 时依然适用的定量描述海洋飞沫生成的算法，且误差不大于 200%；

(2) 量化从海表面进入大气的 DMS 通量以及硫化合物在海洋大气边界层中的输送，进而模拟由于 DMS 释放导致的云凝结核的时空变化(参见 1.3 节)；

(3) 改进气体的大气表层模式，进行气体和其他物质的海气边界层耦合研究；

(4) 对从破波带到离岸 10～100 km 的区域进行研究，估计此范围内海洋飞沫粒子浓度、表面粗糙度以及边界层稳定度的梯度分布。此目标可通过空基和船基的剖面观测以及一系列的平台观测实现。

2.3.5 可行的研究方法及实施战略

(1) *粒子通量方法*

目前，对大气中海盐粒子的产生机制、分布、大气中的滞留时间、随风速的变化，以及在改变气溶胶辐射强迫和海洋大气化学特征中的作用等方面的认识都还很不够的(参见 1.1

节)。据 Gong 等(1997)收集的资料显示,随风速的不同海盐粒子浓度的变化可超过一个量级。对于进出海洋表面的粒子通量进行直接观测是不可能实现的,这是因为海洋表面在产生海洋飞沫的同时又会有其它来源的粒子沉降,而目前的微气象学测量技术能够达到的采样频率还无法区分它们。

目前采用的模式都是基于实验室观测和考虑白帽覆盖的经验关系(Monahan 和 O'Muircheartaigh, 1986),或基于产生和清除两者之间的平衡关系(Smith 等, 1993),而后者只对超微粒子适用。有前景的几种新技术分别是:对于考虑风区成长的空气柱进行的飞机航测(Reid 等, 2001)、输送模式的应用(Vignati 等, 2001)、直接的协方差观测(Nilsson 等, 2001)以及基于实验室实验的参数化研究(如 Mårtensson 等, 2002)。这些技术得到的结果的精度都处在同一量级之内。这和气泡大小分布类似,气泡是中等风速下海洋飞沫气溶胶的主要来源。现有源函数的参数化都是基于风速或摩擦速度,在解释实验室的白沫覆盖和水温实验结果时还要考虑水温和大气层结的影响。当风速加大,浪尖的直接撕裂作用会产生沫滴(spume drops),它与通过气泡产生的海盐粒子有着重要联系,而目前为止这还是一个没有解决的问题。

在云内和云下都可发生气体和气溶胶粒子的清除过程,如果液态水转化为降水,则发生湿沉降。湿清除的效果主要取决于气溶胶的粒径大小、种类和大气中水汽含量。海上湿沉降通量可通过雨水中的物质浓度和降水量估测得出。由于对后者的了解还不深入,所以 SOLAS 将与 GEWEX 开展合作以改进相应的估算。在模式研究中,湿沉降通常由清除率(scavenging ratio)来表示,人们试图通过这一参数来参数化湿清除过程。这一形式还有待于进一步的改进或在模式中进行更为基础性地描述。

(2)微气象方法(参见 2.1 节)

至今,还只有少数的大气观测方法被用于海一气交换通量的直接测定。早期人们利用微气象技术观测海一气气体(尤其是 CO_2)通量的效果并不好,对于海洋通量的估算甚至在量级上都有很大的争议(Broecker 等, 1986)。由于人们对通量直接观测的信心不足,所以海一气气体交换的参数化主要还是依赖于间接的参数化技术,从而使得将海表面气体浓度的观测和气体交换率的参数化结合起来的模式研究得以发展(Liss 和 Merlivat, 1986; Waston 等, 1991; Wanninkhof, 1992; Wanninkhof 和 McGillis, 1999; Nightngale 等, 2000a)。然而,目前还没有合适的数据集能够确定哪怕是海一气气体交换中的一个关系。

微气象技术在气体通量观测上的若干进展使得人们自然想到是否可以将它应用到海洋的观测中去(Fairall 等, 2000)。梯度法和协方差方法观测的进展已将通量观测的时间尺度减小至 1 小时以内,尤其是利用其在海上进行海一气间的 CO_2 通量(Donelan 和 Drennan, 1995; McGillis 等, 2001b)以及 DMS 通量(Dacey 等, 1999; McGillis 等, 2001a; Mitchell, 2001)的观测时。目前利用微气象技术观测海一气气体通量存在的若干问题是:①由于测量平台(如船舶、飞行器)的运动导致的测量污染问题;②由于测量平台的存在改变了周围的流动状态而导致的误差;③气体传感器的灵敏度和频率响应不够理想。对此已作了一些研究(Fairall 等, 2000),但还需要开展更多的研究。

最直接观测大气气体表面通量的方法是涡度相关技术或协方差技术。通量由相应基本

量的瞬时值和垂直速度之积的平均值得出。尽管协方差技术是海一气通量测量的标准方法，但在应用上还存在着许多限制，比如在一定的响应时间内无法测出对微量气体通量有贡献的各种波动成分。通量计算的另一种办法是测量不同高度上微量气体的平均浓度差，然后通过湍流相似理论导出的通量梯度关系利用浓度梯度求取实际通量；其它的相似性关系将相应标量的变化与其表面通量联系起来。也可以仅考虑高频变化，利用惯性副区假定来估算通量，这对于需要校正低频运动的船舶测量来说尤具吸引力。这些技术大多依赖于经验公式来计算通量的(如 Lenschow，1995)。

另一种用于测量微量气体通量的途径是采用一些特殊的采样技术。采样时，气体被采集到两个或更多个采集器中。在涡旋累积技术(eddy accumulation)中，按正比于垂直速度的速率收集气体，当垂直速度为正时气体样本收集在一个采集器中，当垂直速度为负时气体样本收集在另一个采集器中，通量正比于两个容器中气体的质量之差除以采样时间。在松弛涡旋累积法(relaxed eddy accumulation)中，采样速率为常数，最后测得的通量正比于垂直速度与气体浓度乘积的标准差和一个由经验确定的尺度参数。

理论上讲，上述方法也都可用于海一气气溶胶交换的估算，然而对于随粒径变化的气溶胶成分的大部分测量技术都缺乏足够的时间分辨率；此外，大部分的飞机航测都无法对决定许多物质沉降通量的超微尺度海盐气溶胶粒子进行定量采样。因此对海洋上颗粒物质的垂直浓度分布及沉降通量大小的认识还很少。

(3)大气反演方法

海一气间碳同位素的交换主要是由于表层海水中的碳同位素组成与大气不平衡(相对大气组成来说热带和中纬度海区表层海水中富含^{13}C，但在高纬度海区就基本上被耗尽了)。过去对海洋同位素通量的估算，通常根据现场的大气和海洋观测资料，结合海一气气体交换模式和月平均风速而得到(Wanninkhof，1992；Wanninkhof 和 McGillis，1999；Gruber 和 Keeling，2001)，或者是通过海洋生物地球化学模式预测得到(Heimann 和 Maier-Reimer，1996；Murnane 和 Sarmiento，2000)。某个区域内同位素总通量也可通过大气二氧化碳中$^{13}C/^{12}C$之比的反演方法估算，而不需要使用海一气气体交换模式。大气的反计算方法(inverse calculation)为碳同位素通量估算提供了另一种独立的途径，并可对海洋观测或海洋模式的结果进行检验。

海一气间能量、动量、气体以及气溶胶的交换存在着时间和空间的变化。细微尺度(fine-scale)海表通量的大气信号在各种扩散过程(夹卷、天气尺度涡，经向环流)的作用下趋于分散和均一化。当大气的空间和时间分布型在较长时间内得以维持时(例如从 1 h 到一个季节)，表面通量在空间和时间分布上趋于均匀。大气中 CO_2 及其它微量气体的观测可以与输送模式(平流和扩散)相结合，从而得出空间和时间平均的表面通量。大气中 CO_2 输送的观测和反模式方法为全球海陆二氧化碳的源汇分布提供了有益的信息。

海一气交换反计算方法的空间分辨率目前还受到空间覆盖的限制。海洋和陆地的生物地球化学模式已用于 100 km 空间分辨率的表面通量的研究，因此应用于海洋模式的海一气气体交换速率代表的是水平尺度大约 100 km 的平均值。我们有必要去了解控制海一气交换的物理和生物过程，从而将观测塔、船舶或其它观测平台上气体交换的观测尺度调整到 100 km 的网格尺度上来。

全球尺度的反计算方法还进一步受到输送模式的限制。比如,全球气候模式(GCM)中哈得莱环流的强弱依赖于非绝热过程,包括辐射传输、深对流以及对纬向风的拖曳作用。最近从示踪输送模式的比较研究发现,输送误差的主要来源是海洋大气边界层中的湍流混合过程的参数化,以及平流层自由大气向行星边界层夹卷作用的参数化(Denning 等,1999)。由于海洋大气边界层的输送观测比较匮乏,因此应纳入到基于观测塔或船舶的长期观测项目中来。在陆地上的某些森林站点,表面通量观测与大气边界层高度以及混合层厚度测量相结合,被证明是评估行星边界层输送模式最为有效的方法(Bakwin 等,1990;Davis 等,1997),因此也应该可以应用于海洋方面的研究。

(4)过程研究方法

过程研究应包括固定站点(如观测塔)和移动观测平台(如船舶和飞机)的综合观测。固定站点观测的优点是可对特定地点进行长期的连续观测而无需对平台进行移动校正,并且通常对传感器响应时间的要求也不是很高。移动平台的优点是能够对许多不同区域包括偏远地区进行观测,从而可在较短时间内得到某一区域效果较好的平均湍流统计特征;此外,飞行航测还可了解大气边界层及其以上大气层的垂直结构和水平结构。

对于大气边界层中粒子的输送需进行野外研究,以确定湍流运动的强度,并进一步确定M-O理论的适用范围。粒子的表面粗糙长度和海况之间的关系至今尚不清楚。一般认为这一关系依赖于波龄(wave age),但其它一些因素如巨浪的存在或波面平均斜率的不同都有可能产生显著的影响,因而也应进行野外观测。在SOLAS计划中,不仅要考虑不同风速下的分类观测,确定粗糙长度和海况也很重要。

对从海—气界面到整个大气边界层的输送,包括越过边界层顶的夹卷以及云驱动的混合和其他过程(包括气溶胶的产生,清除,非均相反应等)都需进行过程研究。对于海洋大气边界层中有规律的运动诸如经向卷拢(longitudinal rolls)、云驱动的中尺度环流以及天气尺度的变化等也需作进一步地研究。大气边界层中垂直湍流输送的海上观测可采用DMS作为一种便利的示踪物,因为飞机已能够对其在表面边界层以上的浓度垂直梯度进行可靠的观测(参见1.3节)。

高风速下的观测应采用自容式的气体测定传感器。激光雷达技术可用于研究破浪和拍岸浪导致的气溶胶形成及其在发展中的内边界层中的输送。同时,观测内容也应包括随粒径大小和高度变化的海洋气溶胶的化学组成及吸湿特征。

SOLAS的过程研究也有必要包括对沿岸大气边界层的研究。然而其强烈的异质性却对采样的代表性提出了挑战。沿岸区域独特的物理和生物地球化学特征有待于通过SOLAS计划去认识。

(5)数值天气预报方法(NWP)

数值天气预报模式可以通过观测资料进行验证,通过参数化方案的校正能较好地进行天气的预报,这些对研究海气交换过程的参数化具有重要的意义。欧洲中尺度天气预报中心计划把数值天气预报扩展到对整个地球系统进行预报,包括海洋生物地球化学模块。这是一个应当给予鼓励的有前景的多学科交叉研究。把海洋水色和气溶胶的遥感资料引入数值天气预报模式也是一个新的挑战。在这方面,SOLAS计划愿意做出积极的贡献。

2.4 焦点2中的综合、同化和升尺度:遥感与模拟

SOLAS面临的一个主要挑战是如何综合和参数化焦点2中涉及的小尺度过程的研究,从而可以将其应用于大尺度的研究,尤其是可预报未来地球系统变化的区域和全球模式。这种尺度升级的关键工具是遥感、同化模式以及大尺度观测资料的客观描述。

2.4.1 遥感

卫星特别适于从各种综合过程研究中提取升尺度的信息。目前,卫星已能够广泛提供各种环境参数的观测,如降雨量、风速风向、海况、海表面温度、叶绿素浓度、浊度、大气气溶胶和气体以及涡旋能量等。利用由过程研究得到的信息,也可估算诸如浮游植物类型(如有害藻华、球石藻等)、初级生产力和输出生产力、气体传输速率等导出量的值。但目前它们的分辨率还不足以分辨控制海一气交换的小尺度过程。尽管如此,影响区域气体通量估算的变量还是可以通过卫星获得。这样的卫星观测同样也为定点观测提供了区域背景,并通过耦合模式或经验的参数化形式将定点观测推广至区域或全球。在理想的研究海域,取样的分辨率可通过飞机、地球同步卫星平台或若干卫星在不同时间的联合观测等途径得到显著地提高。对于遥感观测的缺限,诸如极大和极小风速值、气溶胶的特性、光穿透深度以及大气校正的不确定性等都可通过巨大的数据量来弥补,这些数据使同化程序的应用成为可能,从而增强了模式的效果。随着卫星的新发展、校准/标定方面的改进以及对恢复信号和恢复技术的更多了解,卫星数据产品的质量也正得到提高。以前地球观测采用的光学仪器仅适用于无云区,而如今的观测已得到云穿透技术(如主动微波等)的补充。对遥感信息的进一步开发利用可得到比单纯地使用标准产品更丰富的成果。野外观测与遥感的紧密结合会更有可能产生新的应用。比如,有可能采用现场观测与若干卫星数据集的结合,发展局地、实时、替代性的校正方案从而生成新的卫星数据产品。此外,局地的现场观测,如风或SST等也可用于校正卫星观测的变化及偏差,从而可为进行敏感性研究和采用遥感数据集进行概率估计提供统计基础。

当现场采样不可行时,卫星观测依然可以提供相应的数据。卫星遥感方法是短时间内进行全球尺度观测的唯一途径。类似的,它还为局地的定点观测提供空间背景,如在空间分布的差异等,弥补了定点观测的不足。因此,卫星观测在定点研究成果向全球、区域或海盆尺度的推广、模拟研究以及对野外强化观测计划的补充等方面都起着关键性的作用。

经验关系不是野外观测和遥感观测的唯一结果。通过多传感器的使用和(或)同步的过程研究,有可能深入了解控制参数和过程,这是卫星观测能够拓展时空的结果。跨学科海洋探测传感器的使用可获取综合的观测资料,这将对弥补野外采样资料、改进实验设计以及探索新的遥感传感器等提供有益的帮助。

当前,利用遥感技术对海一气间动量、热量、气体交换、生物过程以及气溶胶分布的观测应和野外观测结合起来。SOLAS计划要求的大多数的卫星传感器在全球综合观测系统(IGOS)的海洋和大气化学研究部分都已经阐明,为了细化焦点2中的实施战略,有必要对这些计划进行回顾。遥感和现场观测之间的联系是重要的,只有这样才能取得最大进展。当然,也应发展与卫星下行设施的通讯技术,以在事件驱动的海一气通量过程(如台风)研究

中采集到高分辨率的数据集。

2.4.2 模拟研究

这部分研究的建模工作具有双重任务:把小尺度过程的研究结果向大尺度过程推广,以及改进区域和全球尺度耦合气候模式中的边界层参数化方案。由于 SOLAS 关注小尺度过程,所以建立 MABL 和上层海洋边界层耦合过程模式就非常必要,这些模式在被引入区域或全球的三维数值模式之前,将用于建立参数化方案及其评估。目前,3D 气候耦合模式采用海—气间信息的传递来确定海—气通量。而过程模式或是用于上边界通量给定的上层海洋的研究,或是集中于 SST 和海况给定的低层大气边界层的研究,然后计算海—气通量。

特别关注的两项工作是:

(1)稀疏观测同化模式

过程研究和能够给出时间系列的台站都受到空间和(或)时间覆盖的限制。正如天气预报一样,卫星观测和地面观测的同化模式可用于大气特征在空间和(或)时间上的最优估计。目前这些技术在 WCRP 的研究中已发展得较为完备,但仍需 SOLAS 开展一些研究工作以确定每个生物地球化学变量合适的相关长度和时间尺度,从而保障它们可以在最佳估测方案中得到应用。

(2)耦合的边界层模式(CBLMs)

SOLAS 观测计划的尺度与区域和全球 3D 模式之间需要中间尺度模式将两者连接起来。针对 SOLAS 研究,我们计划发展一个"实验床"(test bed),即一维耦合边界层模式(CBLMs)。在此"实验床"中,海—气交换过程的各种参数可在应用于区域和全球尺度的 3D 耦合模式之前得到完善和评估。CBLM 模式应包含一般化的海洋混合层模式并耦合大气的"单柱"模式,其尺度应从海—气界面至超过大气边界层顶的某个高度,从而可以包括云的影响和中尺度的对流结构。

一种可能的海洋混合层模块是大洋湍流模式(GOTM: http://www.gotm.net)。作为一个上层海洋模式(Burchard 和 Bolding, 2001; Burchard, 2002),它可通过调节一个简单的软件开关来选用不同的海洋湍流混合方案(Mellor-Yamada, PWP, KPP, kappa-epsilon);一种可能的大气边界层模块是单一气柱大气模式,如由美国国家大气研究中心(SCCM)和加拿大气候模拟与分析中心合作发展的模式,其中考虑了与 NCAR CCM 以及 CCC AGCM 相同的(一维)物理过程(例如 Lohmann 等, 1999)。除此之外,加拿大的模式中还包含了硫以及其它具有重要气候意义的化学物质。

两个模块应以双向信息传递方式耦合起来,并使信息的传递在交换过程要求的时间尺度上(对参数化过程来说,其量级为 10 min)符合海—气通量计算的要求。由于 GOTM 模块目前不包括气相化学,所以,就 CO_2 来说,就应把溶解无机碳化学,包括碱度引入到 GOTM 中来。同样,气体通量公式也应引入到海—气通量传输模块中来。

3 焦点三:二氧化碳及其它长寿命辐射活性气体的海一气通量*

二氧化碳(CO_2)的海一气通量是全球碳循环中碳库之间的关键交换。在其它长寿命辐射活性气体(包括 N_2O 以及在某种程度上也包括 CH_4)的全球收支中,海洋也扮演着重要角色。焦点 3 的目标就是阐明这些气体的海一气通量和驱动它们的边界层机制,以便评估它们对环境强迫变化的敏感性。

作为人为 CO_2 主要的汇,海洋吸收了化石燃料所释放 CO_2 的 25%~35%(Prentice 等,2001)。决定 CO_2 海一气净通量的因子是:CO_2 的溶解度以及"较老的"深海水在大气中的暴露速度。目前大气的二氧化碳分压(pCO_2)已经比工业革命前有明显增加,这种"人为"通量叠加在随地理和时间变化的大量自然交换的基础上。这些交换是由一系列过程所驱动的,其中包括表层水的加热和冷却,生物吸收和表层有机碳的输出,海洋生物钙化,以及富碳的深层水向表层的上涌。在工业革命前的海洋中,某些区域(源区)碳的净通量是从海洋到大气的,这类区域与汇区连接的桥梁是颗粒沉降与海洋环流造成的碳输送。1750 年以来,大气中 pCO_2 的增加势必使 CO_2 汇区的海一气通量增加,同时使源区的海一气通量减少,从而增加了海洋中的碳储存。

假定对气体交换已有很好的了解(参见 2.1 节),那么通过测量海一气界面的分压差,就可计算出海一气 CO_2 通量。理论上,这种测量可以定量估计全球尺度上的海一气通量,进而给出这两个主要碳库中(海洋和大气)其中的一个碳库的碳通量。随着全球海表 pCO_2 观测网的建立(目前这方面的计划进展较快),这些研究就可能实现。全球观测网的设计及其成果的最优化使用都迫切要求对海一气 CO_2 通量变化进行基础性的研究。即使全球的观测网络还没建成,通过与大气观测资料和模式的结合,区域尺度的变化特征研究也能够降低对海一气和陆一气 CO_2 通量估算的不确定性(3.1)。

与全球变化相联系的未来变化,如海洋温度和海洋环流、营养物供给和生物碳循环中的其它变化,都有可能在区域和全球尺度上改变海一气 CO_2 通量的人为和自然分量。要对任何这类变化进行预测、评估和证实,一个必要前提是阐明当前海一气通量以及驱动海一气通量及其变化过程的特性。考察沉积物记录中表层水 pCO_2 的代用指标,也可以用来揭示海一气通量对气候变化的敏感度。

此外,海洋对至少两种其它长寿命辐射活性气体的全球收支也起着重要作用。特别是 N_2O 和 CH_4 都产生于海洋并向大气中排放,不仅是大气中的温室气体,同时又活跃地参与对流层和平流层的化学循环。尽管与 CO_2 相比,我们对这些气体的野外观测较少,对可用来评估其气候敏感性的过程研究更少,但是这些气体的海一气通量可能对气候比较敏感。对海岸生态系统中微量气体的研究很少,但这一生态系统具有很高的多样性,并且具有较高的 N_2O 和 CH_4 的生产率和交换率,这种作用经常受到人类活动的影响而增强。因此,认识这些区域的微量气体通量将具有非常重要的意义。

---

* 本部分由石广玉等翻译,林海、高会旺、陈彬校对。

3.1 海—气间二氧化碳通量的地理分布及亚十年际变化

海洋对大气 pCO_2 增长率的亚十年际变化具有重要贡献。

3.1.1 引言

海洋对人为 CO_2 的吸收在全球尺度上是对海—气 CO_2"自然"通量时空变化的扰动。此外,大气中 CO_2 的时间和空间分布是受海—气和陆—气通量控制的。因此,海—气间 CO_2 通量的变化特征是估计海洋对 CO_2 的净吸收和理解驱动大气 CO_2 变化过程的基础。

利用测量得到的 pCO_2 大气梯度以及与碳有关的特性(例如 O_2、^{13}C),并结合大气输送模式,反演模式正越来越多地用来推算陆地和海洋表层未知的碳源和碳汇的区域和时间分布。我们可以预测已知化石燃料排放量所产生的大气 pCO_2(和其他碳相关特性)的地理和时间分布,然后对海洋和陆地 CO_2 汇的量级及其区域分布进行调整,以便与观测到的大气分布相吻合。部分受到全球范围内控制碳排放的影响,该研究的主要目标就是了解难以测量的陆地表面碳净通量的特性。这些研究不可避免受到对大气输送与混合的细节(如 Denning 等, 1999)以及对大气分布等方面的认识不足而带来的限制。要得到区域和(或)全球海—气通量的一些其它的限制条件,就需要更清晰地确定地—气通量的位置和数量(Tans 等, 1990; Fan 等, 1998)。为了发展和应用这些约束条件,不仅要知道平均的海—气通量,还要了解其变化的详细信息。特别地,关于 CO_2 的海—气通量及碳相关特性的区域和时间(季节到十年际)变化的信息,将对大气 CO_2 及碳相关特性的反演模式(inverse model)的研究提供帮助。

可以利用日益增多的有关海面 pCO_2 和 CO_2 通量变化的资料,对沿海和大洋碳通量对诸如气候变化等扰动的敏感性进行诊断。这种变化可通过直接观测得到(如基于时间序列观测的亚十年际变化),也可以根据古记录(如冰芯数据或海洋沉积物中的代用资料记录)复原得到。目前,在地—气和海—气表面通量年际变化的量级方面还存在争议(Rayner 和 Law, 1999)。如果可以分辨海洋和陆地对大气中 CO_2、^{13}C 和 O_2 变化的相对贡献,那么,观测得到的地—气和海—气碳通量对气候扰动的敏感性就会成为一个关键的参数,来检验全球碳循环模式是否能准确预测未来气候变化条件下的碳吸收量。

3.1.2 目前的理解

目前已经对过去 30 年间观测到的海洋表层的 pCO_2 浓度进行了时空外推和内插(Takahashi 等, 2002),以估计海洋和大气间 CO_2 净通量的全球分布(图 16)。此外,还整理了表层海水氧分压季节变化的气候资料(Najjar 和 Keeling, 2000)。通过给大气反演模式提供限制条件,这类信息可直接用于定量了解包括陆地生物圈过程在内的现代全球碳循环。然而,尽管已经进行了大量的工作,但可以利用的表层海水 pCO_2 数据在空间和时间上仍很分散,而且还受到不同数据集之间测量精度不一致的影响。目前,有必要将所有现存的上层海洋数据整理或标准化到一个"虚拟年",以给出一个全球的分布图。即使假定控制海洋表层 pCO_2 的物理和生物条件不变,这种标准化也是重要的,因为大气 pCO_2 一直在增加。相应的上层海洋 pCO_2 的增加可能与之同步,也可能滞后,甚至也可能稍微超过大气 pCO_2 的增长率(Wallace, 2001),这取决于所研究特定海域的环流和混合动力学特征。但如果海洋表层 pCO_2 的年际变化显著,则由零散数据所得到的这些通量的气候变化会更有问题。

过去 40 年的观测表明，大气 pCO_2 的总增长率具有显著的年际变化，变化达到 2 PgC·a^{-1}。净 CO_2 源和汇的年际波动，在幅度上与大气中化石燃料燃烧产生的 CO_2 的平均累积率相当。关于这种年际变化在多大程度上受到海一气碳通量变化的影响，在多大程度上是由地一气通量的变化所致，或者受两者的共同控制的问题，目前还存在较大的分歧。对赤道太平洋的时间序列研究表明，海一气通量的年际变化较强，变化率约为 0.6 PgC·a^{-1}(Feely 等，1999)。对格陵兰海的研究也表明，与气候强迫和冰盖变化相关联的海一气 CO_2 通量的年际变化也很大(Skjelvan 等，1999)。然而，包括沿海区域在内的具有较大海一气净通量的海区，可以直接用来估算这种通量的变化的数据却很少。

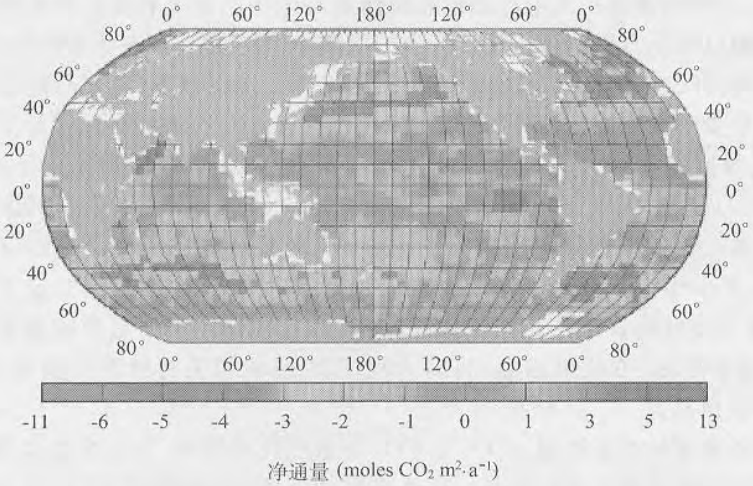


图 16 由内插得到的海一气 CO_2 年净通量的全球气候值分布图，表示为与 1995 年海一气 pCO_2 的距平(Takahashi 等，2002)

原则上可用大气 CO_2、^{13}C 和 O_2/N_2 的时间序列观测资料，来区分大气中陆地源和海洋源的 pCO_2 变化。已有研究利用这些观测数据通过不同的方法进行这样的分类(Francey 等，1995；Keeling 等，1996；Battle 等，2000)，但所有这些研究都表明：海一气通量的变化具有主要的贡献。另一方面，海洋模式的研究(Le Quere 等)以及将海一气通量变化进行全球(Lee 等，1998)和区域(Boutin 等，1999)外推的尝试都表明，海一气通量的变化较小。而仅考虑陆地生产力的变化，陆地碳循环模式似乎可以解释所有观测到的大气变化(Prentice 等，2001)。要解决这些矛盾并提高碳循环模式的模拟能力，我们就需要有关这些特性的长时间连续观测资料，并进一步加深对 CO_2 海一气通量和碳有关特性(包括 O_2 和 ^{13}C 等)的数量及其变化原因的了解。

尽管图 16 的全球分布给人以深刻的印象，但其掩盖了海洋 pCO_2 数据的相对缺乏以及气体输送速度的不确定性(专题 2.1 节)，其实目前对净通量的估计仍然有高达 50%～75% 的不确定性(Takahashi 等，1997；1999；2002)。其它重要的与碳有关的示踪物(^{13}C，O_2)的情况也不会比这更好。SOLAS 的主要目标之一，就是通过对气体交换(焦点 2)进行更合理的参数化，并收集高分辨率的上层海洋和大气资料，以降低这种不确定性的程度。需要继续提高对全球和区域通量的估计；即使缺乏全球覆盖的资料，但作为对反演模式(inverse

model)的约束,关键海域的区域通量估计也极有价值。

3.1.3 有待解决的主要问题

(1) * 在区域和全球尺度上,CO_2、O_2 和 ^{13}C 的海一气通量的大小及其时间变化(季节、年际以及更长时间)如何?这些信息可为旨在分辨大气 CO_2 源、汇的全球分布的碳循环模式提供所需的约束条件。

(2) 碳循环模式能够准确地表示这些观测到的变化吗?固定点的大气时间序列观测资料能够检测到多大尺度的通量变化(长度、时间)?数值模拟为估计区域尺度和全球尺度的海一气通量及其变化提供了另外一种可供选择的方法。碳有关特性的大气时间序列综合了大时空尺度的海一气通量变化。必须确定这些尺度的大小,以指导时间序列资料的解释分析,同时优化未来测量网络的设计。

3.1.4 具体研究目标

(1) 为建立上层海洋与大气的碳观测系统(包括相关的数据同化方案)提供支持。这种系统适合于将海盆尺度上的海一气 CO_2 年净通量限制在 0.2 $PgC \cdot a^{-1}$ 内。

(2) 利用季节和年际变化的野外观测资料,严格评估碳循环预报模式的性能,以指导模式发展,认识强迫变化后产生的影响。

(3) 基于观测资料的海一气通量估计和大气反演模式相结合,提高对陆地碳汇大小和位置的确定程度。

3.1.5 可行的研究方法及实施战略

海一气通量的估算精度主要依赖于气体传输速率的参数化。但是,在减少这方面不确定性(参见 2.1 节,2.3 节)的同时,也需要获取合适的数据来评估海一气 CO_2 通量的时空变化。这一目标的实现要依赖现有的技术和采样平台(Doney 等, 2002),以及对古记录的分析。

SOLAS 计划的目的并不在于建立全球的 pCO_2 观测系统。但是,SOLAS 应当为估计海盆尺度的 pCO_2 通量所需要的观测基础设施提供设计和支持。这种通量估计的基础是海盆尺度的海一气间 pCO_2 差异的调查(包括在沿海区域的观测)。相关的观测平台,包括志愿观测船(VOS)、锚系浮标(表面浮标或装有近表面传感器组件的浅标)和漂流浮标。对于该方面的实施问题,已制定了几个执行计划书(参见 IOC-SCOR CO_2 委员会网站 http://ioc.unesco.org/iocweb/CO_2panelObsProgs.htm # strategydocs),其中包括美国的大尺度 CO_2 观测计划(http://www.ogp.noaa.gov/mpe/gcc/CO_2/observingplan/)。SOLAS 计划将通过国际海洋碳协作计划(http://ioc.unesco.org/ioccp)来确保与其他国家、地区和全球计划的合作。

这样一个综合观测计划,还包括诸如温度、盐度和气象等方面的数据观测,不可能仅由 SOLAS 计划独立完成。但是,SOLAS 计划将尽可能地利用现有的或计划中的其它项目(尤其是海洋观测系统计划,如 GOOS 和 GCOS)的基本观测设施,同时履行相关责任和义务。此外,与气候和气象观测计划的合作非常重要,比如世界气象组织的计划和 IOC JCOMM 船舶观测组(Ship Observations Team)。JCOMM 全球网络的常规观测包括了许多估计 CO_2 通量所需要的参数。该观测组目前正在发展一个试点计划,考虑把某些生物地球化学参数也包含进去。在这方面,SOLAS 正是其理想的合作伙伴。此外,南极供给船的常规经向运输线,为在偏远的南大洋进行采样提供了难得的机会。

如果没有可能的共享平台，SOLAS 也可以建立自己独立的观测平台。任何“SOLAS 专有”平台均要慎重选择，主要是为了：

(1) 填补某些参数的观测空白，而这些参数对 CO_2 通量估算十分关键。

(2) 为与其它 SOLAS 研究活动进行相互协作提供可能(例如，志愿观测船的大气化学采样)。

(3) 为 SOLAS 的过程研究和活动提供区域和时间环境。

在所有这些平台上，均需包括表层海水和大气 pCO_2 的观测。值得注意的是，总体混合层温度与表面温度间差别的不确定性，会导致海一气 CO_2 通量估算产生很大的不确定性(参见 2.1 节)。所以，同步的表面温度测量对改进通量估计是有用的。GODAE 高分辨率的海表温度试点计划正在发展这方面的能力。要尽可能地进行高质量的大气观测，以强化现有的大气观测网。考察中要收集计算氧通量所需要的资料，而且有可能的话，还要收集计算碳同位素通量所需要的数据。此外，测量数据需要在观测点和测量时段之间进行插值。对表层测量的时间和空间内插来说，遥感观测是特别有效的工具。因此，制定的观测计划就需要包括一些关键的支撑变量，这些变量对于通过同化模式和(或)遥感方法对 pCO_2 数据进行外推和内插是不可缺少的(例如营养盐、叶绿素和颗粒有机碳)。

近年来，对决定海一气 CO_2 通量变化的生物和物理因子的了解，极大地得益于对大气和海洋时间序列数据的解译和对古记录的分析。然而在海一气 CO_2 失衡因而通量较大或者通量变化可能很大的区域，目前的海洋时间序列观测资料却很少。SOLAS 和其它海洋研究计划迫切需要在这些地区获取额外的海洋时间序列观测资料(例如，高纬度的北大西洋、印度洋北部、南大洋、赤道太平洋以及沿岸海域，包括上升流区)。在海洋沉积物中 CO_2 代用指标的时间序列中，记录了海洋表层 pCO_2 对较大的生物和物理强迫波动的响应。通过对这些记录和其它古记录的详细研究，可以检验更长时间尺度上的气候、生物过程以及表层海水 pCO_2 之间的联系。与 PAGES 在该领域的合作对 SOLAS 的研究非常重要。

最后，大气中 CO_2、O_2/N_2 和 ^{13}C 的时间序列为海一气通量研究提供了另外一种有价值的补充信息。大气快速的输送和混合，意味着这些时间序列资料包含了随空间变化的通量的影响，当然也受到了与陆地生物圈交换的强烈影响。

除了鼓励使用基于现有技术的观测系统外，SOLAS 还应不断追求技术进步，以使观测计划更加高效，数据覆盖更加广泛(如使用自动观测设备)。在 SOLAS 计划的进行中，商船也可以扮演重要角色，因为无论对于海洋表层还是低层大气的采样来说，它们都是理想的观测平台。但是，由商船来执行科学任务，却并非那么简单，它要求测量系统可以快速安装、易于维护，而且不影响商船的正常运营。SOLAS 应优先发展适于志愿观测船使用的、耐用的紧凑型观测系统。这一发展计划可推广到 pCO_2 测量系统以外的其它系统，例如，适用于碳同位素分析的质谱测量系统、生物/生物光学传感器以及水样采集设备等。从长远来看，应优先考虑与造船业合作，设计能安装在下一代商船上的标准化仪器设备。

还应当支持先进的定点锚系观测技术和廓线传感器平台的开发。目前已经有商用的近表层 pCO_2 自动观测传感器和测量系统，当然还需要进一步改进。问题在于这些传感器是否能在海洋表层进行长期工作，包括生物附着，海浪、海上交通以及海冰等对近表层传感器和锚系系统的潜在影响。SOLAS 应当鼓励进一步改进海洋表层长期自动观测系统，并与 CLIVAR 和其他计划合作，共同设计和发展近表层系锚系观测系统。

至少有三种类型的模式与本研究有关：

(1) 资料同化模式。同化模式的信息与上层海洋的观测数据和遥感数据的结合，为在空间和时间上对零散的 pCO_2 观测数据进行外推(内插)提供了可能。理论上，这种方法可以提供更为综合的海—气碳通量分布图。该方法的建立需要进行基础实验、统计和理论研究工作。在此，应当鼓励实践海洋学与模式研究的结合研究。

(2) 大气观测资料反演模式(inverse model)。它们将在提高我们对大气 CO_2 变化的海洋贡献评估中起到重要作用。这类模式能够揭示大气 CO_2、O_2/N_2 和 ^{13}C 数据反演结果对一些限制因素的敏感性，这些限制因素都用于基于观测的海—气通量估计。

(3) 海气耦合碳循环预报模式。这类模式有助于对控制海—气碳通量的过程的理解，并最终可以用来分析未来的强迫变化对海—气碳通量的影响。这些模式的检验和改进，需要与 PAGES 进行合作，通过与观测事实的直接比较或利用古记录资料来完成。

3.2 海洋表层的碳转化：对全球变化的敏感性

海洋表层碳的转化对预测的未来 100 年全球环境变化很敏感。

3.2.1 引言

海洋是人为产生二氧化碳的一个巨大的汇，因为表层和大洋内部海水通过与工业革命以来增加的大气二氧化碳建立局部平衡而吸收 CO_2。大多数的研究和数值模式，都把这种吸收作为叠加在稳定的自然条件下海洋碳分布的一个扰动。在使用这种方法时，是假定控制海洋自然碳循环过程的机制和速率并未受到影响(如 Sarmiento 等，1992)。海洋环流和层结的未来变化，可能会强烈影响这种海—气碳通量的人为扰动(如 Sarmiento 和 Le Quéré，1996)。有待进一步研究的是，未来气候变化或者其它环境强迫究竟可能在多大程度上改变海洋自然碳循环的机制和速率，以及这种变化是否会对大气—海洋碳的分配产生重大影响。由于沿海海域一般都属于净异养体，因此无论这些区域是大气 CO_2 的净源还是净汇，未来生物过程速率的改变都会对其产生影响。

冰芯记录所反映的冰期—间冰期期间大气 pCO_2 的变化清楚地表明：大气和海洋之间碳的自然分配对气候是敏感的(Petit 等，1999)。目前对此还没有一个普遍接受的、全面的解释。为了揭示对气候变化敏感的碳循环机制，并评估其未来变化，必须增进对这种剧烈的自然变化的理解。

理解过去的变化机制，对指导未来碳循环行为的预测研究很有必要。但是，未来的情形可能和过去很不一样。例如，与人类活动造成的气候变化相关的全球尺度气候强迫，可能要比由冰期向间冰期过渡时所发生的变化快得多。而且，大气中的二氧化碳浓度已经达到了 1500 万年以来的最高水平(Prentice 等，2001)。在化学方面，这意味着大气—海洋系统正处于缓冲能力大为减弱的状态中，但是这种减弱对海—气间碳分配的气候敏感性的影响还无法直接评估。另外，如果气候预测是正确的，那么与至少过去 400,000 年相比，在未来几个世纪中地球将明显变暖。冰期—间冰期 pCO_2 的变化幅度小于 100 ppmv，反映了比现在冷的气候的过渡情况。冰芯中记录的最高大气二氧化碳浓度(<300 ppmv)也远低于目前的水平(约为 370 ppmv)。因此，在最近的历史时期中还没有这样一个快速(10 年到 100 年的时间尺度)变暖的，同时具有高 pCO_2 的相似阶段。

但是，在确定和理解造成海洋 pCO_2 变化的原因方面，那些过去曾经作用过的机制，可

能与现在或未来有相似之处。因此，尽管史无前例的系统变化很可能会发生，但对古气候的研究可以为我们提供一种重要的方法，去辨识其中的关键过程，增进对其作用过程的理解并发展相关过程的模式。

3.2.2 目前的理解

以我们目前对过程的认知水平或者依据与过去情况的比较，很难预测海一气碳通量的较大自然组成的未来变化趋势。驱动大气和海洋之间碳分配变化的因子可以细分为两类：物理一化学相关的和生物相关的。物理一化学因子相对认识得较多，而且已经可以在海洋模式中进行参数化处理，它们包括：

(1)变暖

CO_2 在暖水中的溶解度较低。任何全球变暖都将使表面水温升高，并逐渐降低海洋对 CO_2 的吸收能力。另外，温度的变化还会产生对生物方面的效应(见下文)。

(2)缓冲能力变化

随着海洋吸收 CO_2 的增加，海洋表层水溶解人为 CO_2 的能力将下降。伴随着更高的 CO_2 浓度，未来海洋缓冲能力的降低必将大大降低海洋碳汇的效能(Sarmiento 等，1995)。

(3)海冰范围

假设认为，南大洋海冰范围的变化能通过控制海一气交换的速率，引起冰期一间冰期时间尺度上大气 pCO_2 的巨大变化(Stephens 和 Keeling，2000)。对季节性海冰覆盖的区域，对生物因子驱动海一气碳通量的理论，已经提出一种校正方案，在研究碳通量时要考虑海洋生物生产的时间性、气体交换和海冰覆盖的变化(Yager 等，1995)。在全球变暖的情景下，有人预测海冰覆盖会发生大规模的变化(Houghton 等，2001)，在北极地区甚至已经可以观测到这种变化(Parkinson 等，1999)。因此考虑到海冰对未来海一气通量变化所产生的直接的和间接的影响，应该就气候驱动的海冰范围变化进行评估。

(4)淡水注入

全球气候模式预测的情景之一是，全球水循环将在空间和强度上发生很大的变化。另外，冰雪覆盖地区的融化水量也可能会增加。这些淡水的注入将对海洋环流、生态系统和海洋表层水的化学特性产生重要的影响。同时，这种淡水的注入对大气一海洋间气体交换的影响也需要进行研究分析。与 GEWEX 的合作及其全球资料的使用将会有助于该项工作的开展。

(5)风、风暴和气候变率

在开阔的海洋上，风暴是驱动海气界面间交换(如 Bates 等，2002)和增加近表面混合层厚度的重要因子，后者与营养盐和溶解无机碳向表层水的夹卷相关。风的形式能决定 Ekman 抽吸和近岸海域上升流的总体分布和强度，所以它控制着二氧化碳和营养盐等进、出表面混合层的垂直输送过程。尽管有些研究认为，小温带风暴会减少，而大而强的风暴会增加，但目前的气候模式在预测风暴的未来变化方面还没有取得一致的结果。风暴事件频率和强度的这种变化将影响海洋混合层生态系统动态、碳循环和海气通量，这些变化应当利用生物地球化学模式来研究。

气候变率的自然模式(natural modes)对海一气 CO_2 通量有很强的影响(如，ENSO 和 NAO)。这些模式的未来变化连同气候变化也可能会影响未来的海一气通量。

(6)生物相关的过程

目前，一般认为生物相关的过程对人为二氧化碳的吸收作用不大，或者说不起直接作

用。但 Falkowski 等 (1998)列出了 3 种可能改变未来海—气通量和碳分配的生物相关因子：

· 海洋中营养物质存量的变化

· 主要营养物质在海洋表层利用效率的变化

· 海洋表层生物源物质沉降中元素组成的变化(包括海洋表层输出的有机碳产生率与碳酸钙产生率之比(rain ratio))

上层海洋中可能引起这些因子变化的两类主要过程是：

(a)生物限制性营养物质(Fe,Si,N 和 P;见 1.4 节和 1.5 节)的外部供给的变化。富铁试验(图 17)清楚地表明了短期控制 pCO_2 的可能性。作为现场固氮作用(或反硝化作用)的结果,来自内部源、汇的固氮供给的改变,也能够改变营养盐存量、碳输出和表层海水中的 pCO_2。Falkowski(1997)在氮固定与外部铁的输入之间假定了一种关系,但 Sanudo-Wilhelmy 等(2001)对此提出了质疑,这种关系目前尚未被实验证实(参见 1.4 节)。研究表明,北太平洋副热带涡旋中表层水的固氮作用对气候是敏感的(Karl 等, 1997)。

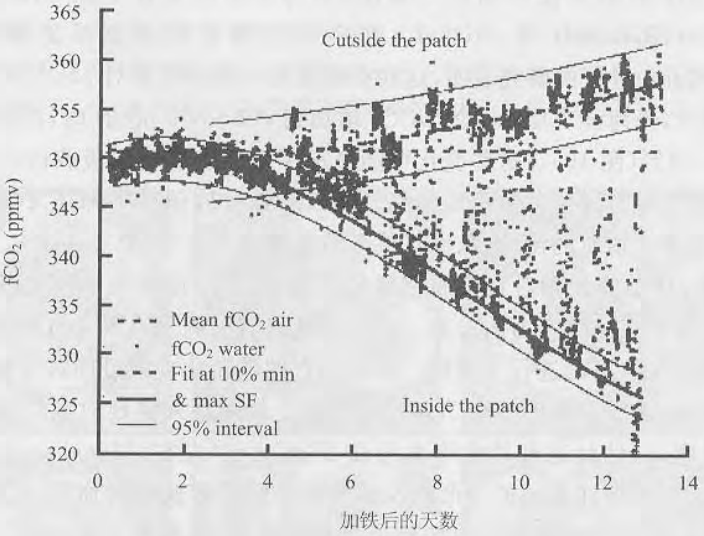


图 17 SOIREE 实验(Watson 等 2000)中,表层海水中二氧化碳逸散的变化

(b)海洋表层生态系统的变化会直接影响海—气二氧化碳通量。例如,含钙与含硅浮游有机体的相对分布,可能已经对过去海洋表层水的碱度、pCO_2 和海—气通量造成了很大影响(Archer 和 Maier-Reimer, 1994)。而海洋生态系统结构本身又受到了气候相关因子的影响,其中包括温度、云量、营养盐可用性、混合层物理特性和海冰范围等。在未来的 100 年里,至少需要对两个影响上层海洋生物地球化学过程的直接强迫因子的变化进行考虑:温度的升高和 pH 值的减小。

根据当前的 IPCC 情景以及大气—海洋耦合气候模式,预计在未来 100 年里地面气温将平均升高 2.2～3 °C。这意味着海洋表层的水温也将有相同幅度的变化。在陆地生物圈方面,已经就全球变暖对植物生长和土壤呼吸作用的影响进行了广泛的研究;相比之下,这种系统性升温对海洋表面过程的可能影响,目前的研究还相当少。Law 等(2000)发现,碳

的输出与海洋表层总生产力的比值与环境温度呈反向变化。这就意味着，由于未来海洋表层水温的升高，海洋碳的“输出效率”将降低。这与以下发现是一致的，即随着温度的升高，细菌的生长率下降，而其呼吸作用增强(Rivkin 和 Legendre，2001)。由于细菌的呼吸作用代表着很大一部分生物群落的呼吸，所以海表水温的增加会使表层附近的有机体的呼吸作用加快，这与海洋碳输出效率的降低是一致的。另外，我们还需要研究海洋表层过程对变暖的响应，包括检验其对古气候记录的过去气候变化的响应。

自工业化开始以来，海洋表层水对人为二氧化碳的吸收已经使全球海表水体的平均 pH 值下降了 0.12 个单位；再过 100 年，如果大气二氧化碳的浓度上升到 750 ppmv 的话，则 pH 还要再下降 0.25 个单位(图 18)。这种下降在幅度上与当前表层海水 pH 值的整个变化范围(7.7～8.2)相当。虽然目前还不太清楚 pH 值的这种变化可能对海洋生态系统带来何种影响，但由于它可能影响海洋表层水的碱度和 pCO_2，所以很可能对方解石，特别是对霰石形成有机体(aragonite-forming organisms)是有害的。最近对珊瑚和大型珊瑚藻的研究表明，如果 pH 值的变化达到这一幅度，则钙化率将显著下降(Gattuso 等，1998；Landon 等，2000；Riebesell 等，2000)。在实验室钙化的小型浮游藻类(planktonic calcifying microalgae)进行的研究表明，这些有机物的生物钙化率对 pH 值的变化也非常敏感。初步结果显示，当海洋表层水中的 pCO_2 增加到 700～800 ppmv 时，浮游生物的钙化率可能下降 16%～83%(图 19)。这些变化可能显示了海洋二氧化碳吸收的一种重要反馈机制，同时也表明了它对海洋生物的重要影响。可以想象，pH 值的下降还可能产生更复杂影响，诸如增加微量营养物质的流动，从而可能影响生物生产力(参见 1.4 节)。

除了温度和 pH 值这些相对直接的全球尺度强迫以外，还要考虑沙尘沉降物的变化对铁和氮限制以及海洋表层生产力的影响。这些与气候有关的强迫因子对海洋表层碳循环的影响在 1.4 节和 1.5 节中已进行了讨论。还有其它的碳转化方式可能对气候强迫产生更为微妙的响应。例如，溶解有机碳(DOC)通过在气泡上的聚集来实现向颗粒有机碳(POC)的转化。在全球尺度上，估计这种转化率大约在 $2PgC \cdot a^{-1}$ 左右(Monahan 和 Dam，2001)。这种可能影响 DOC 在海洋表层的寿命以及微生物呼吸总体速率的物理/化学过程，有可能对风暴出现频率以及波浪破碎和气泡的形成过程很敏感(见焦点 2)。目前，还不清楚这类过程对大尺度碳循环的总体影响，这就意味着不但需要进行基础的实验研究，而且还要考虑这种小尺度和间歇过程在大尺度过程中的作用。

这些机制对海一气二氧化碳净通量及海洋碳的沉积的综合影响是一个非常复杂的科学问题，涉及到许多研究领域(例如，深海环流，次表层的再矿化作用，对生态系统结构的自上而下的控制作用，海岸带的相互作用及生物地球化学动态，全球海洋碳循环模拟等)。正如前言中对 SOLAS 的研究目标和研究范围的概述所指出的，这些研究领域，很多都超出了 SOLAS 本身的范围。这就意味着，这些过程对全球碳收支的影响、有关的模式研究及其它研究活动，不一定仅由 SOLAS 直接地或全部地开展进行，而需要其它项目和计划的支持，或者与其它项目和计划协作进行。尽管如此，SOLAS 主要关注的上层海洋及其中的作用过程研究，需要解决与更大的碳循环问题有关的若干关键过程(或有关的方面)。表 1 列出了 SOLAS 计划对面向过程的碳循环研究的一些可能贡献。

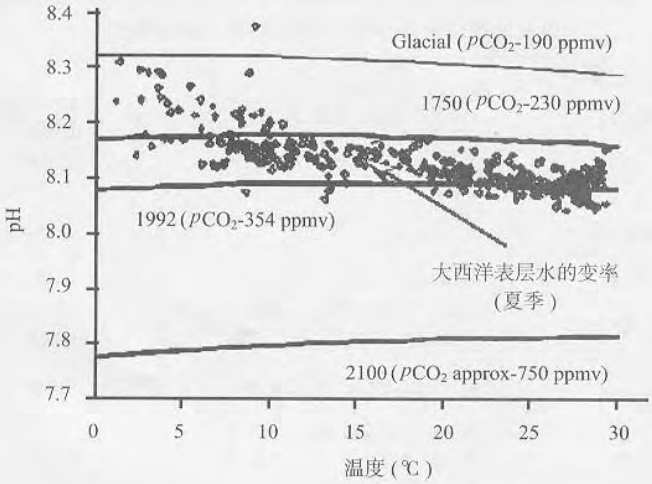


图 18 与各种大气 pCO_2 浓度水平相均衡的平衡海水的 pH 值,其中包括了冰期时的大气 CO_2 浓度水平。计算假定海洋表层的碱度不变。图中还表示出了根据 20 世纪 80 年代初海洋调查中测定的海洋瞬变示踪物(Transient Tracers)的资料计算得到的北大西洋夏季的 pH 值(小圆点)

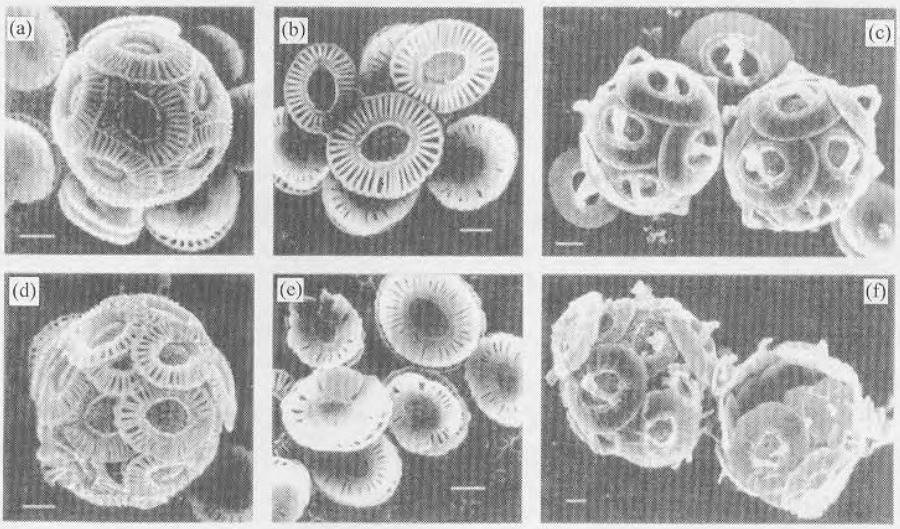


图 19 电子显微镜扫描的球石藻(钙板藻)(*coccolithophorids*)在低 CO_2 和高 CO_2 条件下的生长情况,(a—c)对应的 CO_2 浓度为 300ppmv,(d—f)为 780～850ppmv。正常 CO_2 水平和增加 CO_2 情况下,球石结构(coccolith structure)(包括畸形,malformations)以及细胞生长钙化程度都是不同的(Riebesell 等, 2000)

表 1 发生在海洋表层的重要的碳转化过程及其对外部强迫的敏感性，以及这些研究与 SOLAS 整体目标的相关程度

海洋表层碳的转化/输送	有关的强迫	SOLAS 的作用	有关联的计划
钙化/PIC 输出	pH 值，温度，生态系统	主要	IMBER，GCP，LOICZ，PAGES
海一气 CO_2 通量	温度，CO_2 分压，风/海浪，海冰	主要	IMBER，CLIVAR，WGSF，WGCM，CLIC，GCP，LOICZ
食物链中的碳传输	生态系统	次要	IMBER，GLOBEC，GCP
河流一海洋通量	河流	次要	LOICZ，GCP
碳固定、呼吸、输出	温度，海冰，沙尘，生态系统，河流，环流	参与	IMBER，GLOBEC，CLIVAR，GCP，LOICZ
POC-DOC 的转化	风/海浪，聚集，生态系统	参与	IMBER，GCP，LOICZ
大陆架碳循环	风，大气沉降，温度，[O_2]，冰，生态系统，河流的输入，上涌	参与	LOICZ，IMBER，GCP

3.2.3 有待解决的主要问题

*预计未来 100 年内，碳酸盐系统物种、温度和海冰范围将发生很大变化，而海洋表层碳循环和海一气碳通量对这些变化的敏感性究竟如何？根据最近的试验结果，海洋和近岸生物钙化率及由此引起的海洋表层碱度可能发生显著的变化，并可能对未来大气二氧化碳浓度产生一种负反馈作用。目前，对气候驱动的海洋表层生态系统过程的可能变化，还缺乏了解及量化。这些过程的基础研究对发展用于海洋碳循环模式的参数化方案具有指导作用。

3.2.4 具体研究目标

(1) 设计并开展试验(与 1.4 节，1.5 节的研究合作)，阐明大气中沙尘供给的变化对表层海水 CO_2 分压、固氮及输出产物的影响。

(2) 通过实验检验未来 pH 值的变化对上层海洋碳循环的影响，尤其是对生物钙化的影响。

(3) 利用实验、野外观测和模式研究，确定上层海洋碳循环的路径和净通量对预测的表层水温变化的灵敏度。

(4) 利用模式和野外时间序列观测资料，检验所预测的淡水输入、风应力和冰盖的可能变化对上层海洋碳循环和海一气 CO_2 通量的影响。

3.2.5 可行的研究方法及实施战略

这些重要问题的解决，需要通过野外观测、室内实验以及模式研究相结合的方法。很多情况下，用于估算全球变化影响的基本物理学和机制的研究基础并不完善。上面提到的关于温度影响碳输出和细菌呼吸的研究表明，将实验和野外资料有机结合起来是非常重要的。焦点 1 已经讨论了一些可能的实验方法。例如，关于铁的作用，需要对铁供给对海洋有机物的生理机能、物种演替等的影响有一个更好的基本认识。在一些关键区域(例如，贫营养区或高营养盐低叶绿素地区)，将实验室研究和野外加铁实验(脉冲或连续)结合起来，可望实现这一目标。另外一个选择是，深海中海岛下游的富铁水羽流区，可作为天然的实验室进行研究。

关于主要的营养盐供给，需要对那些缺乏认识的因子进行实验室和野外观测研究，诸如

固氮的数量与控制因子,以及 P、N 和 Si 在决定上层海洋生态系统结构、物种组成、功能类型等方面所起的限制作用,还有 C∶N∶P 的比率等。海洋的时间序列的研究同实验室的控制扰动实验(例如受控试验)和野外观测研究结合在一起,有可能提高我们对这些重要问题的认识。在这些实验中,迫切需要把 CO_2 的测量包括进来,尤其是与 1.4 节和 1.5 节相关的试验,同时还应当考虑生物活性区域的碳输出(沉积)。与 IMBER 和 LOICZ 计划的合作,对于解决这些问题是很有好处的。

对于上层海洋 pH 值不断减小产生的影响,需要对重要钙化物(calcifying species)对 pH 值变化的响应进行进一步的物理和实验研究。需要对有机物能否在较长时期内适应这种变化的可能性进行研究。在较大尺度上,必须更好地了解有机碳的产量和输出与生物钙化产物之间的关系。例如,受控实验可用于研究 CO_2 分压的增加是否触发生物群落发生系统性变化,包括有机碳产量与生物钙化(biocalcification)比值的变化。甚至有可能在大洋进行这样一些较大尺度的研究,例如,通过加入 CO_2 或者酸,有意控制某一个涡旋中的上层海洋 pH 值。也可以利用近岸上涌区作为天然的实验室开展这方面的研究,因为这里 pCO_2 的变化范围可达 200～700 ppmv。

一般的策略是,鼓励进行小尺度的过程研究,同时通过实验室或/和受控实验中进行实验研究,并通过模式模拟和野外实验把这些研究与大尺度研究联系起来。这种综合的处理方法使我们可以评估与大气二氧化碳有关的可能重要的反馈效应,而且这种方法可以为模拟这类效应提供基础,以便评估计它们的全球重要性。SOLAS 计划在以下两方面尤其重要,1)协调和指导小尺度实验团队;2)促进受控实验中的多种实验研究。

在可能的情况下,应该把在实验室和野外研究中得到的过程认识转化成一套合适的参数化方案,并引入到数值模式中去。通过这种方式,就可以通过 SOLAS 实验研究得到的知识,对上层海洋过程变化对整个海洋碳循环和大气—海洋碳循环的影响进行评估。

3.3 氧化亚氮与甲烷的海—气通量

海洋氧化亚氮(N_2O)和甲烷(CH_4)向大气的排放通量对气候强迫及人类活动引起的海岸带的变化是敏感的。

3.3.1 引言

氧化亚氮(N_2O)对地球气候的影响非常大,这种影响既有直接的也有间接的。对流层的 N_2O 是一种主要的温室气体,而在平流层,它又是 NO 自由基的主要来源,而 NO 参与臭氧的化学循环。现代的资料和古记录都表明,对流层 N_2O 有较大的长期和短期变化,但现在还不能很好地解释这些变化(如 Flückiger 等, 1999)。

大气甲烷(CH_4)也是一种主要的温室气体,它在控制氢氧基的浓度上也起着重要作用。一般来说,海洋表层水的 CH_4 是过饱和的,但其原因还不清楚。目前,对大气来讲,世界海洋似乎是一个相对适中的 CH_4 自然源(Lelieveld 等, 1998)。

3.3.2 目前的理解

对于 N_2O 源的估计表明,在全球大气 N_2O 的收支中,海洋的作用很大(Khalil 和 Rasmussen, 1992; Bouwman 等, 1995; Nevison 等, 1995)。河口、沿海上涌区和大陆架虽然只占整个海洋的很小一部分,但在全球 N_2O 的海洋源中,其 N_2O 的排放量却几乎占了整个海洋释放的 15%～60%(Bange 等, 1996; Seitzinger 和 Kroeze, 1998; Naqvi 等, 2000)。

另外，Bouwman 等（1995）认为，以前的研究对南大洋释放 N_2O 的估计可能过低。因此，对长期平均 N_2O 海洋源的估计也仍然存在很大的时空不确定性（Bouwman 等，1995）。

目前在海洋的氧化环境中，对 N_2O 的形成与消耗方式以及它们对外部环境变化的敏感性仍然知之甚少。海水中 N_2O 源包括浅源与深源，其中浅源（真光层底部）与细菌硝化作用有关（Dore 和 Karl，1996；Dore 等，1998），而深源常与硝化作用和（接近于低氧水域）反硝化作用有关（Codispoti 等，1992）。这两种形成机制对气候扰动的灵敏度可能不同。Karl（1999）最近指出，气候变化对北太平洋副热带气旋生态系统的影响可能会导致 N_2O 排放的增加，因而提出一个以 N_2O 为媒介的大洋区海一气反馈的概念性框架。通过硝化和反硝化作用方式，来自沿海、河口及近海的氧化亚氮的海一气通量的变化对气候也会很敏感。在这点上，对于多种变化（海平面升高、河流输入变化、风暴及其它短暂事件）交织在一起的沿海系统，气候变化的影响可能尤其强烈。我们还应当考虑人为干扰的影响：污水排放及其它方式对沿海水域的物质输入，已经增加了 N_2O 的生产量（例如，在印度西海岸，Naqvi 等，2000）；而且随着沿海城市化的进一步深入，其影响无疑还会加剧。

研究有关对流层 N_2O 收支问题的一个非常有力的工具，就是它的稳定同位素组成（Kim 和 Craig，1990），包括最近的“异位同位素”组成（即 ^{15}N 在线性 NNO 分子内的位置，Yoshida 和 Toyoda，2000）。这种方法有可能解决海洋、陆地和平流层对全球 N_2O 收支的贡献问题，而且在海洋内部它也有助于确定 N_2O 产生的特定机制。

目前低生产力的大洋区域对海洋 CH_4 排放的贡献较小，而高生产力的海区（例如，河口和沿海地区）则对海洋 CH_4 总排放量有接近 75%的贡献（Bange 等，1994；Bates 等，1996；Upstill-Goddard 等，2000）。尽管与微生物活动有关的甲烷（甲烷生成）只能在缺氧条件下产生，但是一些研究表明，有充足氧供给的大洋表层可以富含大量的溶解 CH_4（见 Bange 等，1994 的述评）。扩散和混合过程一般不是 CH_4 的源，但已经提出了现场 CH_4 产生的各种不同机制，诸如 CH_4 在浮游动物的进食过程中形成（De Angelis 和 Lee，1994），或者在颗粒内缺氧微环境下形成（Karl 和 Tilbrook，1994）。然而，仍然没有哪种机制能完全打开所谓的在有充足氧气供给的海洋表层中甲烷积聚的“海洋甲烷潘多拉盒子”。

总之，还缺乏解释 N_2O 和 CH_4 在对流层收支的基本信息。进一步说，对控制 N_2O 和 CH_4 在表层水中浓度的机制还不够了解。在这些问题上，需要与 1.5 节密切合作。

3.3.3 有待解决的主要问题

（1）＊决定海洋表层水中 N_2O 和 CH_4 的丰度及其变化，进而决定其海气排放的关键因素是什么？有必要了解其中的物理一化学过程（例如，溶解度变化，扩散，混合，海一气交换）和生物过程（例如，硝化作用，反硝化作用，甲烷生成，甲烷氧化，物质组成变化）的相对重要性。是否还有目前尚未认识到的其它过程可能对 N_2O 和 CH_4 在海洋表面的形成或损耗有贡献（例如，同化硝酸盐减少，氮气固定等）？这些考虑将使我们对由 N_2O 交换引起的重要的海一气反馈机制进行评估成为可能。

（2）富营养化和其他人类活动引起的海岸带的变化对 N_2O 和 CH_4 的排放产生什么样的影响？在发达的沿海地区，这是一个愈来愈引起人们关注的问题（Naqvi 等，2000）。应该特别注意的是，在目前的全球 N_2O 收支中，是否已经正确地考虑了沿海环境的贡献，其中包括沿海水域中 N_2O 稳定同位素的组成是否与大洋表层水中的相匹配。

3.3.4 具体研究目标

（1）确定海洋尤其是沿海地区的 N_2O 释放对全球 N_2O 收支的贡献。

(2) 进一步认识控制表层 N_2O 和 CH_4 饱和的因子,包括评估其对气候变化和人为河流输入的敏感性。

3.3.5 可行的研究方法及实施战略

SOLAS 应当通过时间序列研究、现场速率测量以及实验室研究相结合的方法,来检验控制这些化合物海一气通量的关键因子。包括分子技术在内的现代生物技术以及同位素地球化学方法的应用,有可能为我们提供许多新的视点。

3.3 节将特别把研究重点放在海岸地区(与 LOICZ 计划协作),因为海岸地区会发生海水上涌,同时还发育有接近缺氧条件下的 O_2 的低值区。N_2O 排放的其它主要区域都处于大洋的上升流系统中。为了较全面地了解全球 N_2O 和 CH_4 通量的收支情况,同时认识控制这些组分从海洋向大气排放的机制,SOLAS 计划应该与 IMBER 计划和 GLOBEC 计划协作,在深度为 1000 m 左右的深海开展反硝化作用区的研究。

在这些时间序列的研究中,有关过程和新陈代谢的研究,应该区分并定量地认识产生与清除过程,其中包括对生物体和有关新陈代谢的确认。使用分子探针可以帮助我们了解特定的微生物在这些气体的海洋循环中的作用。如前所述,除了基于野外观测的过程研究外,受控实验可以用来估算特定的环境因子对 N_2O 和 CH_4 产生率和分解率的影响。

从 N_2O 和 CH_4 的稳定同位素组成中,可以提取有关 N_2O 和 CH_4 收支及产生/清除过程的大量信息。因此,现场和实验研究应该尽可能包括稳定同位素的测量。对于 N_2O,应该了解其异位同位素组成的特征。为了支持这种同位素研究,可能需要对分馏因子(fractionation factors)的特征进行基础实验研究,以及参考物质与稳定同位素测量结果之间的相互标定。

4 计划的组织与管理*

4.1 SOLAS 计划的组织结构

4.1.1 科学指导委员会

SOLAS 科学执指导员会(SSC)负责为 SOLAS 项目的计划与执行提供科学指导,同时监督其进展情况,包括负责 SOLAS 各研究活动之间的相互交流,以及 SOLAS 研究成果的出版和分发。SOLAS 科学指导委员会将鼓励各国政府、地区和国际基金机构为 SOLAS 核心研究计划的实施提供支持,并通过国家、地区及国际层面上的大力支持,实现 SOLAS 计划的目标。SSC 还鼓励 SOLAS 研究与发起者及其他组织的相关研究之间进行合作,其中包括与 IGBP、SCOR、CACGP 及 WCRP 等相关计划的集成研究。

4.1.2 国际项目办公室

作为 SOLAS 计划的秘书处,国际项目办公室(IPO)主要管理计划的日常事务。IPO 设在英国,由自然环境研究委员会资助。IPO 负责协助 SSC 各方面的工作,整理并传达与各国和国际 SOLAS 研究相关的信息。作为一个庇护性的组织,IPO 将与发起者一起保护 SOLAS 研究所需的各种资源;此外,它还要确保与发起者的其他活动进行有效协调,建立项

* 本部分由曲建升翻译,高会旺校对。

目的数据管理和档案系统。同时也在考虑建立与其他研究计划进行数据共享的共享数据管理系统的可能性。

IPO 还负责记录 SOLAS 的研究成果，包括：

(1) 综述性和回顾性的论文；

(2) 专题学术讨论会的报告；

(3) 书籍；

(4) 专刊；

(5) 数据和模式的输出结果及代码；

4.1.3 国家联络人与国家委员会

SOLAS 的各国联络人与国家委员会在制定和推动研究计划方面都起着非常重要的作用。他们除了在 SOLAS SSC 与各国科学家和资金资助机构之间起联络作用外，还可以协调其所在的国家的科学和交流活动。例如，2002 年 6 月 11～12 日在阿姆斯特丹举行了一次国家代表会议，使得代表们能够参与本报告的编纂。

会议由来自 19 个国家的代表参加，每个国家都递交了一份书面报告。最新的国家报告

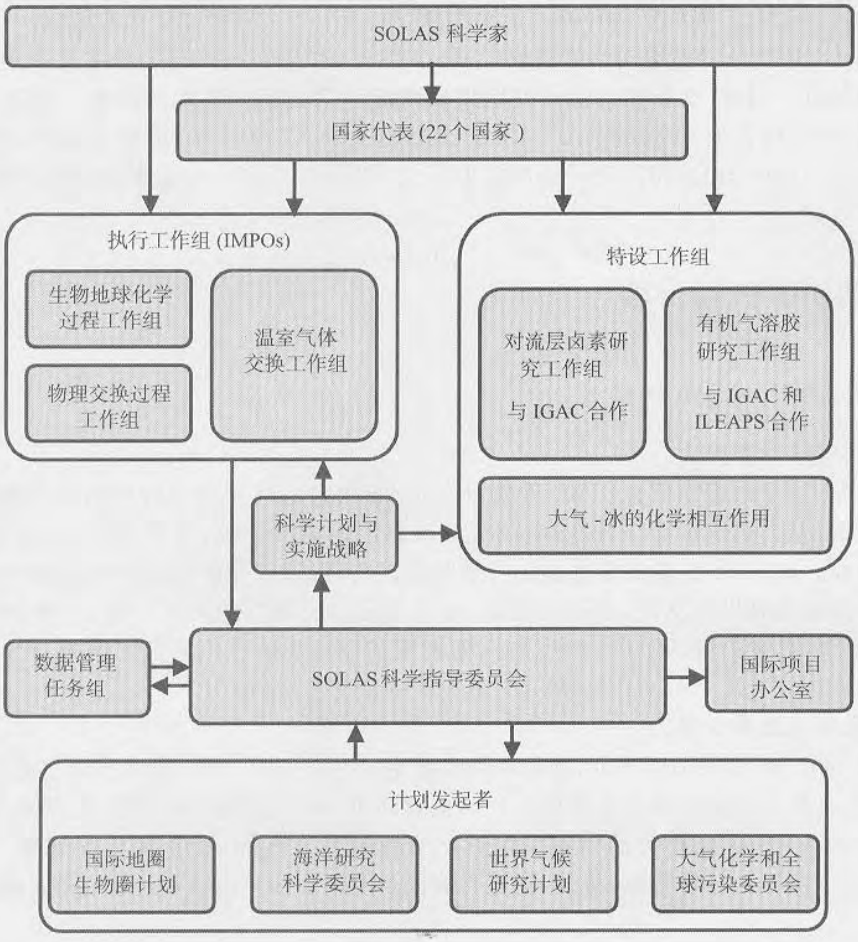


图 20 SOLAS 的组织结构图

可以从 SOLAS 网站上进行访问。会议就不同国家对 SOLAS 研究专题感兴趣的程度,对各国代表进行了非正式调查,结果如表 2 所示。应当把这些信息看作是意向性的而不是结论性的,原因一方面在于它只是有关国家少数人(有些仅为一个代表)的估计,另一方面它只反映了当时的情况,也许很快就会过时。但是,会议确认了一些很有可能覆盖全球的 SOLAS 研究领域上的信息,更重要的是,也确认了一些目前仍缺乏相关资源的 SOLAS 研究专题,这是非常有用的。SOLAS SSC 有意促进与各个国家委员会之间的定期双向交流,并在 SOLAS 网站(www. solas-int. org)上提供了联络信息。

表 2　2002 年各国对 SOLAS 各项研究感兴趣的程度,数值越大表示越感兴趣

	1.1 海盐粒子的形成与转化	1.2 微量气体排放	1.3 二甲基硫与气候	1.4 铁与海洋生产力	1.5 海洋-大气系统的氮循环	2.1 海-气界面	2.2 海洋边界层	2.3 大气边界层	3.1 海-气间二氧化碳通量	3.2 海洋表层的碳转化	3.3 氧化亚氮与甲烷海气通量	模式模拟	遥感	时间序列
澳大利亚	1	1	3	3	1	3	3	1	3	2	2	3	2	3
比利时	0	0	2	3	0	1	2	0	3	3	0	3	1	0
巴西	1	1	1	1	1	3	3	3	3	1	1	3	1	3
加拿大	3	3	3	3	2	3	3	2	3	1	1	3	3	3
智利	0	0	0	0	2	0	3	2	3	0	2	0	0	0
中国	3	3	3	3	1	3	2	2	3	2	3	3	2	3
中国台北	0	2	0	3	0	3	3	1	3	0	0	3	3	3
法国	1	2	3	3	2	1	2	1	3	3	1	3	3	3
德国	2	3	2	3	3	2	1	2	2	3	2	3	3	2
日本	2	2	3	3	3	2	1	1	2	2	3	2	2	3
韩国	1	1	2	3	2	1	2	1	2	2	1	2	3	1
荷兰	3	1	3	3	1	3	1	2	3	1	1	1	3	1
挪威	2	2	3	3	2	3	3	3	3	3	1	3	3	3
俄罗斯	2	0	2	1	0	3	3	3	2	2	1	2	1	3
西班牙	1	1	3	3	3	1	1	1	3	2	1	1	2	3
瑞典	0	3	3	3	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
英国	2	3	3	3	2	2	2	2	3	2	1	3	1	1
美国	2	2	2	3	2	3	2	2	2	3	1	3	3	3
印度	1	3	3	0	3	2	3	2	3	3	3	2	2	3
MODE	1.2	3	3	3	2	3	2.3	2	3	2	1	3	3	3

4.1.4 执行工作组与特设工作组

SOLAS 计划中描述的许多研究工作的执行将由若干特设工作组和执行工作组来完成，分别负责短期和长期活动。

对于明显需要进行国际合作的特殊研究问题，可以建立特设工作组。这些特设工作组常常是与其他计划联合建立的，以便能够涵盖其涉及的各个方面。

SOLAS 执行工作组是协调和执行本科学计划中的科学研究的关键部分。执行工作组将负责制定详细的实施计划，并负责计划的定期更新与修订。每个工作组都要同数据管理任务组(DMTT)密切合作，以阐明其在数据管理和质量保证上的要求。工作组的成员需要包括模式和数据管理的专家，也要同 SOLAS 的相关计划保持密切联系。

SOLAS 也在 WCRP 计划的表面通量研究工作组(WGSF)中发挥着充分的作用。该工作组是过去 SCOR/WCRP 海一气通量(能量、热量、动量)工作组的部分延续，同时还包括了物质(气体，海盐、粒子、降水)通量的研究。这部分工作主要是为 SOLAS 计划中的焦点 2 提供研究支撑，同时也为 SOLAS 计划的其他部分以及 WCRP 的若干研究专题提供支持。

4.2 数据和模式输出管理

4.2.1 背景与需求

SOLAS 计划的实施所涉及的大量环境资料，将通过国家计划和国际计划来收集。这些资料将通过过程研究、试验、时间序列研究和大规模调查来获得。同样，SOLAS 研究也要使用各种不同层次的模式方法。在大部分情况下，这些研究计划中涉及到的模式和资料的使用都将超出研究计划本身的范畴，同时也是其他领域的研究者所感兴趣的。此外，许多 SOLAS 资料在与其它资料和模式(包括非 SOLAS 资料)相互结合或比对时才会更加有用。SOLAS 得到的科学发现和结论能够便于其他独立的科学家进行评估，这就要求 SOLAS 的基础资料和(或)模式能够易于获取。

关键的管理问题越来越依靠模式的结果和数据。模式的模拟结果还广泛地服务于其它模式研究、科学计划和政策制定。因此，SOLAS 必须确保其所发展和(或)使用的模式以及收集到的数据应有详细的说明，因此可以进行独立的评价，同时还要易于获取，以便于学界的评估和分析。

因此，数据和模式管理是 SOLAS 的一项重要工作，但也应该认识到其所面临的巨大挑战。有效的数据管理是一个全球性的问题，SOLAS 将进行不懈的努力，采用最好的实践方法，并从以前的项目(如 WOCE、JGOFS 等计划)中吸取经验。

SOLAS 将涉及许多繁杂资料的收集，其中包括许多难于观测且容易产生误差的生物学、物理学和化学参数的收集。由于 SOLAS 是一项由很多研究者参与的国际计划，所以有关的测量工作将在全球范围内，由不同的研究小组，在不同时间，而且经常是用不同的设备和方法来进行。同时注重数据质量的管理对于科学分析的完整性和 SOLAS 计划的成功实施也非常重要。

4.2.2 数据管理的原则

指导 SOLAS 数据的管理程序的某些基本原则包括：

(1) 尽量运用现有的知识和设施，不做无谓的重复工作；

(2) 尽量使用国际公认的标准和协议；

(3) 与其他计划合作，建立一个综合的数据管理系统和方法；

(4) 事先对快速的数据汇集进行计划；

(5) 数据管理者应对数据观测者提供支持；

(6) SOLAS 应对优秀的数据收集和分发进行奖励；

(7) SLOAS 研究项目的参与者需要向 SOLAS 许可的数据库或数据中心提交数据。

4.2.3 数据管理的详细步骤

SOLAS 将建立一个数据管理国际工作组，至少有一位专职工作人员。其工作包括：

(1) 评估并说明 SOLAS 可能的资料需求(数据类型、数据量、数据来源以及元数据要求)。

(2) 与 WCRP(WOCE/CLIVAR)及 IGBP/SCOR(JGOFS,IMBER,GLOBEC,LOICZ,GEOHAB)数据管理人员一起集中讨论已有的经验、目前的数据管理政策、问题及解决方法等，并进行综合性评述。探讨在现有的结构和计划中进行 SOLAS 数据管理的可能性。

(3) 召开一次模式研讨会，以建立一个可行的模式管理方案并编写书面计划。

(4) 与其他计划一起，讨论创立刊物《*Journal of Global Change Data (peer reviewed)*》的可能性和益处。参加绘制 IGBP 全球变化图集。

(5) 制定详细的 SOLAS 数据管理条例。其中包括时限、执行手续、访问权、数据要求、报告要求及程序，数据质量和归档以及与数据代理的联系等。该条例可能包括对模式描述和数据组织的指南。

(6) 与数据中心进行协商，探讨他们在数据管理程序和工具方面，对研究的主要调查者(PIs)提供直接支持的可能性。

4.2.4 数据质量管理

除了制定明确的数据管理指导方针外，SOLAS 还必须建立评估和控制数据质量的方法。从 WOCE 和 JGOFS 中得到的经验知识会对 SOLAS 有关问题的处理有所帮助。

数据管理工作组应该明确数据质量管理的有关规定：

(1) 为 SOLAS 数据建立明确的质量目标；

(2) 为“标准”的 SOLAS 测量方法编写推荐的实施方案；

(3) 为技术研讨会、培训班以及校正和相互校正活动提供支持。

4.3 SOLAS 对科研活动的认可

SOLAS 的目的是提供一个框架，鼓励多个国家和地区尽可能地参与其科学研究活动。SOLAS 不会给这些研究活动强加一个硬性的框架。然而，某些 认可程序是必要的，以便与(1)SOLAS SSC 能够了解在 SOLAS 名义下进行着何种研究工作；(2)带有 SOLAS 标志的研究工作是否在 SOLAS 科学计划和实施战略所界定的科学领域内进行；(3)这些研究是否与本计划中列出的科学原则相一致。

主要研究人员和国家/地区工作组可以通过 SOLAS 网站提交他们的计划，以获得 SOLAS SSC 的认可。

得到 SOLAS 认可的研究计划将获得以下主要的利益和责任。这只是一种建议指南，

而不是制度。这些利益和责任是通过 GLOBEC SSC 的实践，经过调整制定的。

(1)利益

· 为参加发展、计划和实施国际合作科学研究计划提供机会；

· 通过提供补充信息，例如，扩大研究范畴及扩展研究的时间和空间覆盖范围，提高研究工作的科学价值；

· 通过会议和出版物的形式，促进学术思想和研究成果的快速交流；

· 建立和检验标准化的方法和协议，以便推动数据质量控制和有意义的数据共享；

· 对相关子研究收集到的数据建立可用的数据库，并且制定一个通用的数据管理政策；

· 能够与其他相关的国际计划和研究建立紧密的工作联系；

· 为参与模式比较研究提供机会。

(2)责任

· 接受 SOLAS 科学计划和实施战略中制定的总体原则和目标；

· 开展与 SOLAS 科学计划和实施战略相一致的项目研究；

· 通过计划的管理体系参加本计划的各种活动，并协助计划的制定和发展；

· 在 SOLAS 数据政策许可下，开放研究中收集到的数据；

· 在项目的成果中包含对 SOLAS 的感谢(例如，在科学论文中的致谢)。

4.4 与相关项目及活动的联系

SOLAS 计划由 IGBP、SCOR、CACGP 和 WCRP 联合发起，其实施是在这些组织所发起的其他正在执行的及新的计划框架中进行的，SOLAS 将开展一些合作性的研究活动，以充分利用不同研究组织所独有的技术资源，而避免不必要的重复。SOLAS 将与重点研究海洋、大气和陆地子系统及其界面，以及整个地球系统的其它计划进行合作.

在生物地球化学领域，SOLAS 的各个研究活动之间应进行相互协作，同时将尽可能与 IGAC-II，ILEAPS(一个新的 IGBP 陆地计划)GLOBEC，IMBER 和 LOICZ 的研究充分合作。SOLAS 也将参与 IGBP 的快速跟踪计划(IGBP Fast Track projects)的研究，如铁和氮的研究。而物理过程的研究方面，将与 CliC，CLIVAR，GEWEX 和 WGSE 合作与集成。SOLAS 在海洋古记录的利用方面，与 PAGES(特别是 IMAGES)进行合作。SOLAS 将与 GAIM 进行合作，开展地球系统的模拟研究。全球碳研究计划将促进 SOLAS 和 IGBP，IHDP 及 WCRP 其它有关研究计划之间碳研究的合作和结果的综合，并且研究与碳有关的全球可持续性问题。在遥感和观测系统研究方面，SOLAS 将与 CEOS、GOOS 和 GCOS，GAW，WWW 和 JCOMM 等计划紧密合作。SOLAS 将与 START，IAI 和 APN 一起工作，促成对 SOLAS 各种活动的广泛参与，提高各地区的科学家进行 SOLAS 相关研究的能力。在此方面，计划发起者的国家委员会也要起到应有的作用。SOLAS 的社会影响方面将与 IHDP 合作进行解决(见前言中的“社会意义”)。

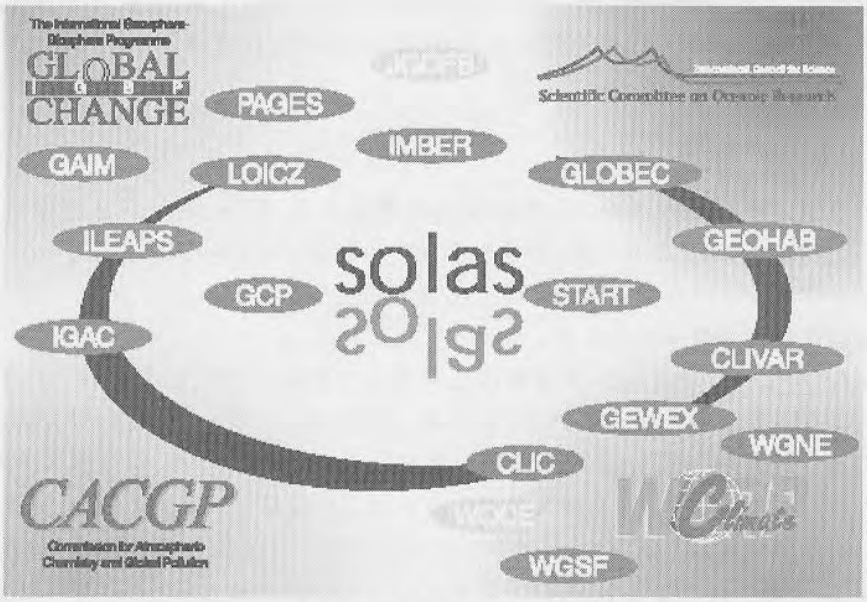


图 21 SOLAS 与发起者的其他计划的联系

图中的词语的含义见缩略语表

SCOR 目前发起了几个与 SOLAS 计划实施有关的活动，其中包括研究海洋二氧化碳的 SCOR-IOC 顾问组，海洋浮游生物及全球气候调节的 SCOR120 工作组，以及全球有害赤潮的生态学和海洋学计划(GEOHAB)。SOLAS 将建立与这些计划和工作组的相应合作。IOC 也对 SOLAS 的研究很有兴趣，特别是对于焦点 3 中有关 CO_2 的研究。

SOALS 可以同发起者及其他的研究计划和活动一起合作开展一些研究活动，来为 SOLAS 研究计划的实施提供支持。与其他计划的可能合作，已在有关部分的实施战略中进行了详细介绍。

4.5 联络

SOLAS 内部各研究间以及与其他研究组织之间在科学研究及其他方面的交流，是 SOLAS 的一个重要方面。国际 SOLAS 网站(www. solas-int. org)将成为包括科学计划与实施战略、科研焦点、出版物、联络、SOLAS 内部文件提供及活动安排等事项的信息传播中心，同时它也是通向各个国家的 SOLAS 网站和数据中心的门户。在国际 SOLAS 团体内部和对此计划感兴趣的科学家之间，通过电子邮件公告和时事通讯，可以进行更方便的联系。

SOLAS 研究计划的制定、实施和研究成果的汇总，将通过全球范围的研讨会、野外研究和专题会议来进行。SOLAS 的宗旨是，鼓励各个国家对所有相关研究活动进行广泛的参与，在参与 SOLAS 研究的地区举办会议，以便促进更广泛的参与。国家委员会和区域网络是 SOLAS 交流不可或缺的部分。

SOLAS 的研究成果将主要以科学论文的形式发表在国际刊物上。除了科学文献之外，SOLAS 还将定期制作和广泛分发各种综合材料，包括图文并茂、通俗易懂的报告。这样能

使更广大读者，特别是政策制定和资源管理群体以及有兴趣的公众，了解 SOLAS 的研究结果。SOLAS 也鼓励开展其他的一些相关活动(如新闻报道，在通俗杂志上发表文章，以及科普和公共教育活动等)。

4.6 教育和能力建设

正如计划中所提到的，SOLAS 所起到的特殊教育作用不仅在于将多种学科(例如化学、生态学、物理学等)连系在一起，而且要求大气和海洋领域的科学家进行综合性的集成研究。这种多学科及学科内交叉给教育带来了很大的挑战。上面提到的 SOLAS 的通讯策略将在这种教育进程中发挥重要作用。

SOLAS 将通过各种实际的或虚拟的研讨在发展中地区进行能力建设。SOLAS SSC 将非常鼓励在世界各地开展研究生或年轻科研人员的强化培训，课程将由世界各地的专家学者来讲授。特别是 SOLAS 的暑期学校已经开始运作，首期已于 2003 年夏季在法国的科西嘉举办(详见 SOLAS 网站)。此次暑期学校的培训对象是来自不同国家，工作于 SOLAS 某些专门科学领域的博士研究生，目的在于给他们提供一个对海一气相互作用的生物地球化学方面的广泛认识。这将使他们了解到，如何将他们的博士研究工作与更大范畴的 SOLAS 研究活动联系起来。SOLAS 还将与 START，IAI 和 APN 进行合作，以便使其基金计划和其他机制能够服务于能力建设。同时与各个国家委员会也要开展类似的培训计划。

SSC 将鼓励进行专题研讨和包括远程学习(通过互联网)在内的其他方式的培训，以便将对 SOALS 研究有价值的新技术和新方法介绍给广大的相关科学工作者。

SOLAS 将寻求多种来源的资金支持，以尽可能地使全球各地的学者能参与 SOLAS 的这些活动。

附录一:缩略词表

ACE 1,2	气溶胶特性实验
ASTEX	大西洋层积云变化实验
BATS	百慕大大西洋时间序列研究
CACGP	大气化学和全球污染委员会
CBLM	耦合边界层模式
CCN	云凝结核
CDN	云滴数目
CDOM	有色有机溶解物
CEOS	地球观测卫星委员会
CFC	氯氟烃
CLIVAR	气候变率及其可预报性研究计划
CN	凝结核
DIC	溶解无机碳
DMS	二甲基硫
DMSP	二甲基硫化丙酸酯
DOAS	差分光学吸收光谱测定法
DOC	溶解有机碳
DYCOMS-II	海洋层积云动力学和化学实验 II:夹卷研究
ENSO	厄尔尼诺—南方涛动
ERS1,2	欧洲遥感卫星
FRRF	高重复频率荧光计
GAIM	全球分析、集成和模拟系统
GCOS	全球气候观测系统
GCP	全球碳计划
GEOHAB	全球有害赤潮的生态学和海洋学计划
GLOBEC	全球海洋生态系统动力学研究计划
GOME	全球臭氧检测试验
GOOS	全球海洋观测系统
GOTM	通用海洋湍流模式
HCFC	含氢氯氟烃化合物
HEXOS	海洋湿度交换
HNLC	高营养盐—低叶绿素
HOTS	夏威夷海时间序列

IGAC	国际全球大气化学计划
IGBP	国际地圈生物圈计划
IHDP	国际全球环境变化的人文因素计划
ILEAPS	陆地生态系统—大气过程集成研究计划
IMAGES	国际海洋全球变化研究
IMBER	海洋生物地球化学与生态系统集成研究计划
IOC	国际海洋委员会
IPCC	政府间气候变化专门委员会
IR	红外
JCOMM	WMO-IOC 海洋学和海洋气象学联合技术委员会
JGOFS	全球海洋通量联合研究
LIDAR	光探测与测距
LOICZ	海岸带陆海相互作用研究计划
MABL	海洋大气边界层
MLD	混合层厚度
M-O	Monin-Obukhov
MSA	甲磺酸
NCAR-CCM	NCAR 公共气候模式
NSS	非海盐硫酸盐
OCEANS	海洋生物地球化学和生态系统分析计划
OCMIP	海洋碳模式比较计划
PAGES	过去全球变化研究计划
PgC	10^{15} 克碳
POC	颗粒有机碳
POP	持续有机污染物
ppmv	体积混合比百万分率
SAR	合成孔径雷达
SCOR	海洋研究科学委员会
SOIREE	南大洋富铁实验
SOLAS	上层海洋—低层大气研究
SST	海表温度
START	全球变化系统的分析、研究和培训计划
TOC	有机碳总量
UV	紫外线
VOC	挥发性有机化合物
VOS	志愿观测船
WCRP	世界气候研究计划

附录二:国家联络人

详细联络方式(2003):

澳大利亚	Neil Tindale	n. tindale@bom. gov. au
比利时	Christiane Lancelot	laucelot@ulb. ac. be
巴西	Amaur Pereira de Oliveira	apdolive@usp. br
加拿大	William Miller	William. miller@dal. ca
智利	GiovanniDaneri	gdaneri@udelmar. cl
中国(北京)	石广玉	shigy@mail. iap. ac. cn
中国(台北)	龚国庆	cgong@mail. iap. ac. cn
丹麦	Soren E. Larsen	Soeren. larsen@risoe. dk
法国	Catherine Goyet Remi Losno	cgoyet@univ—perp. fr losno@lisa. univ—paris12. fr
德国	Doug Wallace	dwallace@ifm. uni-kiel. de
印度	Dileep Kumar	dileep@csnio. ren. nic. in
意大利	Maurizio Ribera d'Alcala	Maurizio@alpha. szn. it
爱尔兰	Colin O'Dowd	Colin. odowd@cmas. demon. co. uk
日本	植松光夫	uematsu@ori. u—tokyo. ac. jp
韩国	Sung Yang	sryang@hosim. kwangiu. ac. kr
荷兰	Hein de Baar	debar@nioznl
新西兰	Philip Boyd	pboyd@alkali. otago. ac. nz
挪威	Truls Johanneessen	TrulsJohanneessen@gfi. uib. no
俄罗斯	Sergey Gulev	gul@sail. msk. ru
西班牙	Emilio Fernandez	esuarez@uvigo. es
瑞典	David Tumer	david@amc. gu. se
英国	Philip Newton	ppn@nerc. ac. uk
美国	Rik Wannikof	www. aoml. noaa. gov/ocd/solas

附录三:出版与著作者信息

《上层海洋—低层大气研究(SOLAS)科学计划与实施战略》由 SOLAS 科学指导委员会组织编写。IGBP 秘书处纳入 IGBP 报告序列出版。本报告的英文电子版可以从 SOLAS 网站(www. solas-int. org)上下载。

SOLAS 指导委员会成员包括:Peter Liss(英国,主席)、Philip Boyd(新西兰)、Elsa Cortijo(法国)、Ken Denman(加拿大)、Barry Huebert(美国)、Tim Jickells(英国)、Truls Johannessen(挪威)、Gerbrand Komen(荷兰)、Dileep Kumar(印度)、Paty Matrai(美国)、William Miller(加拿大)、Ulrich Platt(德国)、Katherine Richardson(丹麦)、Peter Schlosser(美国)、Mitsuo Uematsu(日本)、Ilana Wainer(巴西)、Douglas Wallace(德国)、Casey Ryan(SOLAS 国际项目办公室)。

参与本报告及其早期版本撰写的专家包括:James Aiken(英国)、Gregory Ayers(澳大利亚)、Hermann Bange(德国)、Richard Barber(美国)、Gerrit de Leeuw(荷兰)、Robert Duce(美国)、Anton Eisenhauer(德国)、David Farmer(加拿大)、Martin Heimann(德国)、William Jenkins(英国)、David Karl(美国)、Wade McGillis(美国)、Anthony Michaels(美国)、Graeme Pearman(澳大利亚)、Alex Pszenny(美国)、Peter Taylor(英国)、Neil Tindale(澳大利亚)、Andrew Watson(英国)。

以下专家在科学研究计划与实施战略的筹备工作中提供了帮助:John Bellamy(IGBP 秘书处)、Wendy Broadgate(IGBP 秘书处)、Bill Young(IGBP 秘书处)、Adele Chuck(东英吉利大学)、Rosie Cullington(东英吉利大学)、Vladimir Ryabinin(WCRP Joint Planning Staff)、Ed Urban(SCOR 秘书处)、Phil Williamson(NERC)。

参考文献

Andreae M O. 1990. Ocean-atmosphere interactions in the global biogeochemical sulfur cycle. *Mar. Chem*, **30**, 1

Andreae M O and Crutzen P J. 1997. Atmospheric aerosols: Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. *Science* **276**, 1052

Andreas E L. 1998. A new sea spray generation function for wind speeds up to 32 m • s^{-1}. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 2175

Andreas E L. 2001. A review of the sea spray generation function for the open ocean. Atmosphere-Ocean Interactions. Ed. W. A. Perrie, WIT Press.

Andreas E L and DeCosmo J. 1999. Sea spray production and influence on air—sea heat and moisture fluxes over the open ocean. Air-Sea Exchange-Physics, Chemistry, and Dynamics. Ed. G. Geernaert, Kluwer, 327

Andreas E L and DeCosmo J. 2001. The signature of sea spray in the HEXOS turbulent heat flux data. *Bound.-Layer Meteor*, **103**, 303

Andreas E L, Edson J B et al. 1995. The spray contribution to net evaporation from the sea: A review of recent progress. *Bound.-Layer Meteor.*, **72**: 3

Archer D and Maier-Reimer E. 1994. Effect of deep—sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO_2 concentration. *Nature*, **367**, 260

Archer D E and Johnson K. 2000. A model of the iron cycle in the ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 269

Asher W E, Karle L M et al. 1996. The influence of bubble plumes on air—seawater gas transfer velocities. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12017

Ayers G P, Ivey J P et al. 1991. Coherence between seasonal cycles of dimethyl sulphide, methanesulphonate and sulphate in marine air. *Nature*, **349**, 404

Bakwin P S, Wofsy S C et al. 1990. Measurements of reactive nitrogen oxides (NOy) within and above a topical forest canopy in the wet season. *J. Geophys. Res.*, **95**, 16765

Bange H W, Bartell U H et al. 1994. Methane in the Baltic and North Seas and a reassessment of the marine emissions of methane. *Global Biogeochem. Cycles*, **8**, 465

Bange H W, Rapsomanikis S et al. 1996. Nitrous oxide in coastal waters. *Global Biogeochem. Cycles*, **10**, 197

Barrie L A and Platt U. 1997. Arctic tropospheric chemistry: An overview. *Tellus*, 49B, 450.

Bates N R, Pequignet A C et al. 2002. A short-term sink for atmospheric CO_2 in subtropical mode water of the North Atlantic Ocean. *Nature*, **420**, 489

Bates T S, Kelly K C et al. 1996. A reevaluation of the open ocean source of methane to the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 6953

Battle M, Bender M et al. 2000. Global carbon sinks and their variability, inferred from atmospheric O_2 and $\partial^{13}C$. *Science*, **287**, 2467

Berman-Frank I, Cullen J T et al. 2001. Iron availability, cellular iron quotas and nitrogen fixation in Trichodesmium. *Limnol. Oceanogr.*, **46**, 1249

Bishop J K B, Davis R E et al. 2002. Robotic observations of dust storm enhancement of carbon biomass in the North Pacific. *Science*, **298**, 817

Blanchard D C. 1963. Electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea. Progress in

Oceanography. Ed. M. Sears, Pergamon. , **1**, 73

Blanchard D C. 1983. The production, distribution, and bacterial enrichment of the sea—salt aerosol. Air—Sea Exchange of Gases and Particles. Eds. P. S. Liss and W. G. N. Slinn, Reidel, 407

Blanchard D C and Cipriano R J. 1987. Biological regulation of climate. *Nature*, 330, 526.

Blanchard, D. C. and L. Syzdek . 1972. Concentration of bacteria in jet drops from bursting bubbles. *J. Geophys. Res.* , **77**, 5087

Blough N V and Zepp R G. 1995. Reactive oxygen species in natural waters. Active Oxygen in Chemistry. Eds. C. S. Foote, J. S. Pacentine et al. , Chapman and Hall, 280

Bock E J, Hara T et al. 1999. Relationship between air-sea gas transfer and short wind waves. *J. Geophys. Res.* , **104**, 25821

Boers R, Ayers G P et al. 1994. Coherence between seasonal variation in satellite—derived cloud optional depth and boundary layer CCN concentrations at a mid — latitude Southern Hemisphere station. *Tellus*, **46**B, 123

Boutin J, Etcheto J et al. 1999. Satellite sea surface temperature: a powerful tool for interpreting in situ pCO_2 measurements in the equatorial Pacific Ocean. *Tellus*, **51**B, 490

Bouwman A F, Van Der Hoek K W et al. 1995. Uncertainties in the global source distribution of nitrous oxide. *J. Geophys. Res.* , **100**, 2785

Boyd P W, Watson A J et al. 2000. A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization. *Nature*, **407**, 695

Boye M and Van Den Berg C M G. 2000. Iron availability and the release of iron—complexing ligands by Emiliania huxleyi. *Mar. Chem.* , **70**, 277

Brandt C and R Van Eldik. 1995. Transition metal catalyzed oxidation of sulfur(IV)-oxides. Atmospheric-relevant processes and mechanisms. *Chem. Rev.* , **95**, 119.

Broecker W S and Henderson G M. 1998. The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO_2 changes. Paleocean. , **13**, 352

Broecker W S, Ledwell J R et al. 1986. Isotopic versus micrometeorological ocean CO_2 fluxes-a serious conflict. *J. Geophys. Res.* , **91**, 10517

Burchard H. 2002. Applied turbulence modelling in marine waters. Amsterdam, Springer.

Burchard H and Bolding K. 2001. Comparative analysis of four secondmoment turbulence closure models for the oceanic mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.* , **31**, 1943

Chameides W L and Stelson A W. 1992. Aqueous-phase chemical processes in deliquescent sea-salt aerosols: A mechanism that couples the atmospheric cycles of S and sea salt. *J. Geophys. Res.* , **97**, 20565

Chuang P Y, Charlson R J et al. 1999. Kinetic limitations on droplet formation in clouds. *Nature*, **390**, 594

Coale, K. H. , K. S. Johnson, et al. (1996). A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem—scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **383**, 495

Codispoti L A, Elkins J W et al. 1992. On the nitrous oxide flux from productive regions that contain low oxygen waters. Oceanography of the Indian Ocean. Ed. B. N. Desai, Oxford Publishing, 271

Cornell S, Rendell A et al. 1995. Atmospheric inputs of dissolved organic nitrogen to the oceans. *Nature*, **376**, 243

Cornell S E, Jickells T D et al. 2003. Organic nitrogen deposition on land and coastal environments: a review of methods and data. *Atmos. Env.* , **37**(16), 2173

Dacey J W H, Edson J B et al. 1999. In situ estimation of air—sea gas transfer using DMS. *Bound. -Layer Meteor.* , 425.

Davis D, Chen G et al. 1999. Dimethyl sulfide oxidation in the equatorial Pacific: Comparison of model simulations with field observations for DMS, SO_2^-, H_2SO_4(g), MSA(g), MS, and NSS. *J. Geophys. Res.* , **104**, 5765

Davis K J, Lenschow D H et al. 1997. The role of entrainment in surface-atmosphere interactions over the boreal forest. *J. Geophys. Res.*, **102**, 29219

De Angelis M A and Lee C. 1994. Methane production during zooplankton grazing on marine phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, **39**, 1298

De Baar H J W and Boyd P M. 2000. The role of iron in plankton ecology and carbon dioxide transfer of the global oceans. The Dynamic Ocean Carbon Cycle: A Midterm Synthesis of the Joint Global Ocean Flux Study. Eds. R. B. Hanson, H. W. Ducklow et al., Cambridge University Press, 61.

De Leeuw G and Cohen L H. 2001. Bubble size distributions on the North Atlantic and the North Sea. Gas Transfer at Water Surfaces. Eds. M. A. Donelan, W. M. Drennan et al., American Geophysical Union, 271

De Leeuw G, Kunz et al G J. 1999. Breaking waves and air—sea gas transfer (LUMINY). TNO Physics and Electronics Laboratory

De Leeuw G, Kunz G J et al. 2001. LUMINY-An overview. Gas Transfer at Water Surface. Eds. M. A. Donelan, W. M. Drennan et al., American Geophysical Union, 291

De Leeuw G and Leifer I. 2001. Bubbles outside the plume during the LUMINY wind wave experiment. Gas Transfer at Water Surfaces. Eds. M. A.

Donelan W M Drennan et al. American Geophysical Union, 295

De Leeuw G, Moerman M et al. 2003. Aerosols, bubbles and sea spray production studies during the RED experiments. AMS conference, Long Beach, CA

DeCosmo J. 1991. Air-sea exchange of momentum, heat and water vapor over whitecap sea states. PhD Thesis, University of Washington.

DeMora S, Demers S et al. 2000. The effects of UV radiation in the marine environment, Cambridge University Press

Denning A S, Takahashi T et al. 1999. Can a strong atmospheric CO_2 rectifier effect be reconciled with a "reasonable" carbon budget? *Tellus*, **51**B, 249

Donelan M A and Drennan W M. 1995. Direct field measurements of the flux of carbon dioxide. Air-Water Gas Transfer. Eds. B. Jahne and E. C. Monahan: 677

Doney S C, Kleypas J A et al. 2002. The US JGOFS synthesis and modeling project-An introduction. Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr., **49**, 1

Dore J E and Karl D M. 1996. Nitrification in the euphotic zone as a source for nitrite, nitrate, and nitrous oxide at station ALOHA. *Limnol. Oceanogr.*, **41**, 1619

Dore J E, Popp B N et al. 1998. A large source of atmospheric nitrous oxide from subtropical North Pacific surface waters. *Nature*, **396**, 63

Duce R A and Hoffman E J. 1976. Chemical fractionation at the air/sea interface. *Ann. Rev. Earth and Plan. Sci.*, **4**, 187

Duce R A and Tindale N W. 1991. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **36**, 1715

Erickson D J, Seuzaret C et al. 1999. A general circulation model based calculation of HCl and $ClNO_2$ production from sea salt dechlorination: Reactive Chlorine Emissions Inventory. *J. Geophys. Res.*, **104**, 8347

Etling D and Brown R A. 1993. Roll vortices in the planetary boundary layer: A review. *boundary-layer meteor.*, **65**, 215

Fairall C W, Hare J E et al. 2000. Parameterization and micrometeorological measurements of air-sea gas transfer. *Bound.-Layer Meteor.*, **96**, 63

Falkowski P G. 1997. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological CO_2 pump in the ocean. *Nature*, **387**, 272

Falkowski P G, BarberR T et al. 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science*, **281**, 200

Fan S, Gloor M et al. 1998. A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science*, **282**, 442

Feely R A, Wanninkhof Ret al. 1999. Influence of El Niño on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO_2 accumulation. *Nature*, **398**, 597.

Flückiger J, A Dällenbach et al. 1999. Variations in atmospheric N_2O concentration during abrupt climatic changes. *Science*,**285**, 227

Francey R J, Tans P P et al. 1995. Changes in oceanic and terrestrial carbon uptake since 1982. *Nature*, **373**, 326

Frew N. 1997. The role of organic films in air-sea gas exchange. The Sea Surface and Global Change. Eds. P. S. Liss and R. A. Duce, Cambridge University Press, 121

Fung I Y, Meyn S K et al. 2000. Iron supply and demand in the upper ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 281

Gabric A J, Whetton P H et al. 1998. The impact of simulated climate change on the air—sea flux of dimethylsulphide in the subantarctic Southern Ocean. *Tellus*, **50**B, 388

Galbally I E, Bentley S T et al. 2000. Mid-latitude marine boundary—layer ozone destruction at visible sunrise observed at Cape Grim, Tasmania, 41 degrees S. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(23), 3841

Galloway J N, Levy H et al. 1994. Year 2020: Consequences on deposition of oxidized nitrogen. Ambio, 23, 120

Galloway J N, Likens G E et al. 1982. The composition of precipitation in remote areas of the world. *J. Geophys. Res.*, **87**, 8771

Galloway J N, Savoie D L et al. 1993. The temporal and spatial variability of scavenging ratios for NSS sulfate, nitrate, methanesulfonate and sodium in the atmosphere over the North—Atlantic ocean. *Atmos. Env.*, **27**, 235

Gattuso J P, Frankignoulle M et al. 1998. Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. *Glob. Planet. Change*, **18**, 37

Geernaert G and Astrup P. 1999. Wind profile, drag coefficient, and cross—section over the coastal zone, for quasi-homogeneous conditions. The Wind Driven Air-Sea Interface, Electromagnetic and Acoustic Sensing, Wave Dynamics, and Turbulent Fluxes. Ed. M. Banner, University of New South Wales, 305

Ghan S J, Guzman G et al. 1998. Competition between sea salt and sulfate particles as cloud condensation nuclei. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3340

Glover D M, Frew N M et al. 2002. A Multi-year Time Series of Global Gas Transfer Velocity from the TOPEX Dual Frequency, Normalized Radar Backscatter Algorithm. *Geophys. Mon.*, **127**, 325

Gong S L, Barrie L A et al. 1997. Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere, 2, Atmospheric concentrations and fluxes. *J. Geophys. Res.*, **102**, 3819

Gruber N and Keeling C D. 2001. An improved estimate of the isotopic air—sea disequilibrium of CO_2: Implications for the oceanic uptake of anthropogenic CO_2. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 555

Gruber N and Sarmiento J. 1997. Global patterns of marine N—fixation and denitrification. *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, 235

Haywood J M, Ramaswamy V et al. 1999. Tropospheric aerosol climate forcing in clear—sky satellite observations over the oceans. *Science*, **283**, 1299

Heimann M and Maier-Reimer E. 1996. On the relationships between the oceanic uptake of CO_2 and its carbon isotopes. *Global Biogeochem. Cycles*, **10**: 89

Hessen D O. 2002. UV Radiation and Arctic Ecosystems, Springer—Verlag. Ho, D. T., W. E. Asher,

et al. (2000). On mechanisms of rain—induced air—water gas exchange. *J. Geophys. Res.*, **105**, 24045

Ho D T, Bliven L F et al. 1997. The effect of rain on air-water gas exchange. *Tellus* **49**: 149

Hohmann R, Schlosser P et al. 2003. 3He and dissolved oxygen balances in the upper waters of the Weddell Sea: implications for oceanic heat fluxes. *J. Geophys. Res.*, **108**, art. no. 3087.

Houghton J T, Ding Y et al, Eds. 2001. Climate Change 2001: The ScientificBasis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press

Huebert B J and Lenschow D H. 1999. What have Lagrangian experiments accomplished? *IGACtivities Newsletter*, **17**, 4

Huebert B J, Pszenny A et al. 1996. The ASTEX/MAGE Experiment. *J. Geophys. Res.*, **101**, 4319

HummelshØj P, Jensen N O et al. 1992. Particle dry deposition to a sea surface. Precipitation Scavening and Atmosphere-Surface Exchange. Eds. S. E. Schwartz and W. G. N. Slinn, Hemisphere Publ Corp, 829

Jacobs C, Nightingale P et al. 2001. Comparison of deliberate tracer techniques and eddy covariance measurements to determine the air/sea transfer velocity of CO_2. Gas Transfer at Water Surfaces. Eds. M. A. Donelan, W. M. Drennan et al., American Geophysical Union, 225

Jacobson M C, Hansson H C et al. 2000. Organic aerosols: Review and state of the science. *Rev. Geophys.*, **38**, 267

Jähne B, Münnich K O et al. 1987. On the parameters influencing air-water gas exchange. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1937

Jickells T D. 1995. Atmospheric inputs of metals and nutrients to the oceans: Their magnitude and effects. *Mar. Chem.*, **48**, 199

Jickells T D. 2002. Emissions from the Oceans to the Atmosphere, Deposition from the Atmosphere to the Oceans and the interactions between them. Challenges of a Changing Earth. Proceedings of the Global Change Open Science Conference 10—13 July 2001. Eds. W. Steffen, J. Jäger et al., Springer-Verlag

Jickells T D and Spokes L J. 2001. Atmospheric iron inputs to the oceans. The Biogeochemistry of Iron in Seawater. Eds. D. Turner and K. A. Hunter, Wiley, 85

Johannessen S. 2000. A photochemical sink for dissolved organic carbon in the ocean. PhD Thesis, Dalhousie University

Johnson K S, Gordon R M et al. 1997. What controls dissolved iron in the world ocean? Mar. Chem. **57**, 137

Karl, D. M. (1999). A sea of change: Biogeochemical variability in the North Pacific Subtropical Gyre. Ecosystems, **2**, 181

Karl D M, Letelier R et al. 1997. The role of nitrogen fixation in biogeochemical cycling in the subtropical North Pacific Ocean. *Nature*, **388**, 533

Karl D M and Tilbrook B D. 1994. Production and transport of methane in oceanic particulate organic matter. *Nature*, **368**, 732

Kawamura K, Sempere R et al. 1996. Water soluble dicarboxylic acids and related compounds in Antarctic aerosols. *J. Geophys. Res.*, **101**, 18

Keeling C D, Chin J F S et al. 1996. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO_2 measurements. *Nature*, **382**, 146

Keene W C, Sander R et al. 1998. Aerosol pH in the marine boundary layer: A review and model evaluation. *J. Aerosol Sci.*, **29**, 339

Khalil M A K and Rasmussen R A. 1992. The global sources of nitrous oxide. *J. Geophys. Res.*, **97**, 14

Kieber D J, Jiao J F et al. 1996. Impact of dimethylsulfide photochemistry on methyl sulfur cycling in the

equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3715

Kim K R and Craig H. 1990. Two isotope characterization of N_2O in the Pacific Ocean and constraints on its origin in deep water. *Nature*, **347**, 58

Kolber Z S, Barber R T et al. 1994. Iron limitation of phytoplankton photosynthesis in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **371**, 145

Kusmierczyk-Michulec J, De Leeuw G et al. 2002. Empirical relationships between aerosol mass concentrations and Angstrom parameter. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1145

Landing W and Bruland K. 1987. The contrasting biogeochemistry of iron and manganese in the Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 29

Langdon, C., T. Takahashi, et al. (2000). Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 639

Laws E A, Falkowski P G et al. 2000. Temperature effects on export production in the open ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 1231

Le Quéré C, Orr J C et al. 2001. Interannual variability of the oceanic sink of CO_2 from 1979 through 1997. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 1247

Leck C and Bigg E K. 1999. Aerosol production over remote marine areas — A new route. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3577

Lee K, Wanninkhof R et al. 1998. Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, **396**, 155

Lefèvre N and Watson A J. 1999. Modeling the geochemical cycle of iron in the oceans and its impacts on atmospheric CO_2 concentrations. *Global Biogeochem. Cycles* **13**: 727

Legrand M, Feniet-Saigne C et al. 1991. Ice-core record of oceanic emissions of dimethylsulphide during the last climate cycle. *Nature* **350**: 144

Leifer I and De Leeuw G. 2001. Gas transfer at water interfaces. Gas Transfer at Water Surfaces. Eds. M. A. Donelan, W. M. Drennan et al., American Geophysical Union, 303

Lelieveld J, Crutzen P J et al. 1998. Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus*, **50**B, 128

Lenschow, D. (1995). Micrometeorological techniques for measuring biosphere — atmosphere trace gas exchange. Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water. Eds. P. Matson and R. Harriss, *Blackwell Science*, 126

Lenschow D H and Stephens P L. 1980. The role of thermals in the convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.* **19**, 509

Liss P S, Hatton A D et al. 1997. Marine sulphur emissions. Phil. *Trans. R. Soc. B* **352**: 159

Liss P S and Merlivat L. 1986. Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis. The role of Air—Sea Exchange in Geochemical Cycling. Ed. P. Buat-Menard, Reidel, 113

Lohmann U, McFarlane N et al. 1999. Comparing different cloud schemes of a single column model by using mesoscale forcing and nudging technique. *J. Climate*, **12**, 438

Macintyre F. 1972. Flow patterns in breaking bubbles. *J. Geophys. Res.*, **77**, 5211

Mahadevean, A. and D. Archer (2000). Modeling the impact of fronts and mesoscale circulation on the nutrient supply and biogeochemistry of the upper ocean. *J. Geophys. Res.*, **105**, 1209.

Mahowald N, Kohfeld K et al. 1999. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15895

Makin V K and Kudryavtsev V N. 1999. Coupled sea surface—atmosphere model — 1. Wind over waves coupling. *J. Geophys. Res.*, **104**, 7613

Marks R. 1990. Preliminary investigations on the influence of rain on the production, concentration, and

vertical distribution of sea salt aerosol. *J. Geophys. Res.*, **95**, 22

Mårtensson M, Nilsson E D et al. 2003. Laboratory simulations of the primary marine aerosol generated by bubble bursting. *J. Geophys. Res.*, **108**, art. no. 4297

Martin J H, Coale et al K H. 1994. Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **371**, 123

McGillicuddy D J J, Johnson R et al. 1999. Mesoscale variations of biogeochemical properties in the Sargasso Sea. *J. Geophys. Res.*, **104**, 13381

McGillis W R, Edson J B et al. 2001a. Direct covariance of air—sea CO_2 fluxes. *J. Geophys. Res.*, **106**, 16729

McGillis W R, Edson J B et al. 2001b. Carbon dioxide flux techniques performed during GasEx-98. *Mar. Chem.*, **75**, 267

Measures C I and Vink S. 2000. On the use of dissolved aluminium in surface waters to estimate dust deposition to the ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 317

Melville W K, Shear R et al. 1998. Laboratory measurements of the generation and evolution of Langmuir circulations. *J. Fluid Mech.*, **364**, 31

Meyers, T. P., P. L. Finkelstein, et al. (1998). A multilayer model for inferring dry deposition using standard meteorological measurements. *J. Geophys. Res.*, **22**, 22645

Miller W L and Kester D. 1994. Photochemical iron reduction and iron bioavailability in seawater. *J. Mar. Res.*, **52**, 325

Miller W L and Zepp R G. 1995. Photochemical production of dissolved inorganic carbon from terrestrial input: Significance to the oceanic organic carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 417

Mitchell G M. 2001. Determination of vertical fluxes of sulfur dioxide and dimethyl sulfide in the remote marine atmosphere by eddy correlation and an airborne isotopic dilution atmospheric pressure ionization mass spectrometer. PhD Thesis, Drexel University

Monahan E C and Dam H G. 2001. Bubbles: An estimate of their role in the global oceanic flux of carbon. *J. Geophys. Res.*, **106**, 9377

Monahan E C and O'Muircheartaigh I G. 1986. Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface. *Int. J. Remote Sensing*, **7**, 627

Monahan E C, Spiel D E et al. 1986. A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption. Oceanic whitecaps and their role in Air-Sea exchange. Eds. E. C. Monahan and G. Macniocaill, Reidel, 167

Moody J L, Pszenny A A P et al. 1991. Precipitation composition and its variability in the Southern Indian Ocean: Amsterdam Island, 1980—1987. *J. Geophys. Res.*, **96**, 20769

Moore R M and Zafiriou O C. 1994. Photochemical production of methyl iodide in seawater. *J. Geophys. Res.*, **99**, 16415

Mopper K and Kieber D J. 2000. Marine photochemistry and its impact on carbon cycling. The Effects of UV Radiation in the Marine Environment. Eds. S. Demora, S. Demers et al., Cambridge University Press, 101

Moran M A and Zepp R G. 1997. Role of photochemistry in the formation of biologically labile compounds from dissolved organic matter. *Limnol. Oceanogr.*, **42**, 1307

Murnane R J and Sarmiento J L. 2000. Roles of biology and gas exchange in determining the ∂^{13}C distribution in the ocean and the preindustrial gradient in atmospheric ∂^{13}C. *Global Biogeochem. Cycles* **14**: 389

Murphy D M, Anderson J R et al. 1998. Influence of sea-salt on aerosol radiative properties in the Southern Ocean marine boundary layer. *Nature* **392**: 62

Najjar R G, Erickson I D J et al. 1995. Modeling the air—sea fluxes of gases formed from the decomposition

of dissolved organic matter: Carbonyl sulfide and carbon monoxide. Role of nonliving organic matter in the earth's carbon cycle. Eds. R. G. Zepp and C. H. Sonntag, Wiley, 107

Najjar R G and Keeling R F. 2000. Mean annual cycle of the air-sea oxygen flux: A global view. *Global biogeochem. Cycles*, **14**, 573

Naqvi S W A, Jayakumar D A et al. 2000. Increased marine production of N_2O due to intensifying anoxia on the Indian continental shelf. *Nature*, **408**, 346

Nelson R K, Seigel D A et al. 1998. Seasonal dynamics of chromophoric dissolved organic matter in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.*, **45**, 931

Nevison C D, Weiss R F et al. 1995. Global oceanic emissions of nitrous oxide. *J. Geophys. Res.* 100, 15809.

Nightingale P D, Liss P S et al. 2000a. Measurements of air-sea gas transfer during an open ocean algal bloom. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2117

Nightingale P D, Malin G et al. 2000b. In situ evaluation of air-sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 373

Nilsson E D, M Mårtensson et al. 2003. Eddy correlation measurements of the primary marine aerosol source. AMS conference, Long Beach, CA

Nilsson E D, Rannik Üet al. 2001. Turbulent aerosol fluxes over the Arctic Ocean 2. Wind—driven sources from the sea. *J. Geophys. Res.*, **106**, 32139

Nurser A J G and Zhang J W. 2000. Eddy-induced mixed layer shallowing and mixed layer/thermocline exchange. *J. Geophys. Res.*, **105**, 21851

O'Dowd C, Jimenez J L et al. 2002. Marine aerosol formation from biogenic iodine emissions. *Nature*, **417**, 632

O'Dowd C D, Lowe J A et al. 1997. Biogenic sulphur emissions and inferred non—sea—salt sulphate cloud condensation nuclei in and around Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12839.

Paerl H W. 1995. Coastal eutrophication in relation to atmospheric nitrogen deposition: Current perspectives. *Ophelia*, **41**, 237

Parkinson C L, Cavalieri D J et al. 1999. Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978—1996. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **104**, 20837

Petit, J. R., J. Jouzel, et al. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429

Plass-Dulmer C, Koppmann R et al. 1995. Light nonmethane hydrocarbons in seawater. *Global Biogeochem. Cycles*, **8**, 79

Platt U and Janssen C. 1996. Observation and role of the free radicals NO_3, ClO, BrO and IO in the Troposphere. *Faraday Discuss.*, **100**, 175

Platt U and Moortgat G K. 1999. Heterogeneous and homogeneous chemistry of reactive halogen compounds in the lower troposphere. *J. Atm. Chem.*, **34**S, 1

Prentice I C, Farquhar G D et al. 2001. The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. Climate Change 2001: the Scientific Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. J. T. Houghton, Y. Ding et al., Cambridge University Press, 183

Raes F. 1995. Entrainment of free tropospheric aerosols as a regulating mechanism for cloud condensation nuclei in the remote marine boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2893

Ratte M, Bujok O et al. 1998. Photochemical alkene formation in seawater from dissolved organic carbon: Results from laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, **103**, 5707

Ratte M, Plass-Dulmer C et al. 1993. Production mechanism of C_2-C_4 hydrocarbons in seawater: Field measurements and experiments. *Global biogeochem. Cycles*, **7**, 369

Ravishankara A R. 1997. Heterogeneous and multiphase chemistry in the troposphere. *Science*, **276**, 1058.

Rayner P J and Law R M. 1999. The interannual variability of the global carbon cycle. *Tellus*, **51**B, 210

Rea D K. 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Rev. Geophys.*, **32**, 159

Reid J S, Jonsson H H et al. 2001. Evolution of the vertical profile and flux of large sea-salt particles in the coastal zone. *J. Geophys. Res.*, **106**, 12039

Riebesell U, Zondervan I et al. 2000. Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO_2. *Nature*, **407**, 364

Rivkin R B and Legendre L. 2001. Biogenic carbon cycling in the upper ocean: Effects of microbial respiration. *Science*, **291**, 2398

Robles-Gonzalez C. 2003. A new algorithm developed to retrieve the aerosol optical depth over the INDOEX campaign area. submitted for publication.

Rosenfeld D, Ronen L et al. 2002. The role of sea spray in cleansing air pollution over ocean via cloud processes. *Science*, **297**, 1667

Rue E L and Bruland K W. 1997. The role of organic complexation on ambient iron chemistry in the equatorial Pacific Ocean and the response of a mesoscale iron addition experiment. *Limnol. Oceanogr.*, **42**, 901

Sadanaga Y, Hirokawa J et al. 2001. Formation of molecular chlorine in dark condition: Heterogeneous reaction of ozone with sea salt in the presence of ferricion. *Geophys. Res. Lett.* **28**: 4433

Saltzman E S, Whung P Y et al. 1997. Methanesulfonate in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26649

Sander R and Crutzen P J. 1996. Model study indicating halogen activation and ozone destruction in polluted air masses transported to the sea. *J. Geophys. Res.*, **101**, 9121

Sanudo-Wilhelmy S A, Kustka A et al. 2001. Phosphorous limitation of nitrogen fixation by Trichodesmium in the central Atlantic Ocean. *Nature*, **411**, 66

Sarmiento J L and Le Quéré C. 1996. Oceanic carbon dioxide uptake in a model of century—scale global warming. *Science*, **274**, 1346

Sarmiento J L, Le Quéré C et al. 1995. Limiting future atmospheric carbondioxide. *Global Biogeochem. Cycles*, **9**, 121

Sarmiento J L, Orr J C et al. 1992. A perturbation simulation of CO_2 uptake in an ocean general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 3621

Schulz M, Leeuw G D et al. 2003. Sea-salt aerosol source functions and emissions. Emissions of Atmospheric Trace Compounds. Eds. C. Granier, P. Artaxo et al., Kluwer (in press)

Seitzinger S P and Kroeze C. 1998. Global distribution of nitrous oxide production and N inputs in freshwater and coastal marine ecosystems. *Global Biogeochem. Cycles*, **12**, 93

Sievering H. 1987. Small-particle dry deposition under high wind speed conditions: Eddy flux measurements at the Boulder Atmospheric Observatory. *Atmos. Environ.*, **21**, 2179

Singh H B, Gregory G L et al. 1996. Low ozone in the marine boundary layer of the tropical Pacific Ocean: Photochemical loss, chlorine atoms and entrainment. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1907

Skjelvan I, Johannessen T et al. 1999. Interannual variability of fCO_2 in the Greenland and Norwegian Seas. *Tellus*, **51**B, 477

Slinn S A and Slinn W G N. 1980. Predictions for particle deposition on natural waters. *Atmos. Env.*, 15, 123

Smith M H, Park P M et al. 1993. Marine aerosol concentrations and estimated fluxes over the sea. Q. *J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 809

Solomon S. 1999. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. *Rev. Geophys.* 37, 275

Spiel D E. 1997. More on the births of jet drops from bubbles bursting on seawater surfaces. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5815

Spokes L J, Yeatman S G et al. 2000. Nitrogen deposition to the eastern Atlantic Ocean. The importance of south-easterly flow. *Tellus*, **52**B, 37

Stephens B B and Keeling R F. 2000. The influence of Antarctic sea ice on glacial — interglacial CO_2 variations. *Nature*, **404**, 171

Takahashi T, Feely R A et al. 1997. Global air-sea flux of CO_2: An estimate based on measurements of sea-air pCO_2 difference. NASA Colloquium Volume on Carbon Dioxide and Climate Change. Ed. C. D. Keeling, Proc. *Natl. Acad. Sci.*, **94**, 8292

Takahashi T, Sutherland S C et al. 2002. Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean pCO_2, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Research* II, **49**, 1601

Takahashi T, Wanninkhof R H et al. 1999. Net sea-air CO_2 flux over the global oceans: An improved estimate based on the sea-air pCO_2 difference. Proceedings of the 2nd International Symposium CO_2 in the Oceans, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan

Tans P P, Fung I Y et al. 1990. Observational constraints on the global atmospheric CO_2 budget. *Science*, **247**, 1431

Toumi R. 1994. BrO as a sink for dimethylsulphide in the marine atmosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 117

Turekian V C, Macko S A et al. 2001. Application of stable sulfur isotopes to differentiate sources of size—resolved particulate sulfate in polluted marine air at Bermuda during spring. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1491

Turner S M, Nightingale P D et al. 1996. Increased dimethyl sulphide concentrations in sea water from in situ iron enrichment. *Nature*, **383**, 513

Tyrrell T. 1999. The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nature*, **400**, 525

Upstill-Goddard R C, Barnes J et al. 2000. Methane in the southern North Sea: Low-salinity inputs, estuarine removal, and atmospheric flux. *Global biogeochem. Cycles*, **14**, 1205

Uz M B, Donelan M A et al. 2001. Laboratory studies of wind stress over surface waves. *Bound.-Layer Meteor.*, **102**, 301

Valentine R L and Zepp R G. 1993. Formation of carbon monoxide from the photodegradation of terrestrial dissolved organic carbon in natural waters. *Environ. Sci. Technol.*, **27**, 409

Verver G H L, Henzing J S et al. 2002. Aerosol retrieval and assimilation (ARIA). Final report Phase 1. NUSP-2. Royal Netherlands Meteorological Institute

Vignati E, De Leeuw G et al. 2001. Modeling coastal aerosol transport and effects of surf-produced aerosols on processes in the marine atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20225.

Vodacek R L, Blough N V et al. 1997. Seasonal variation of CDOM and DOC in the middle Atlantic Bight: Terrestrial inputs and photooxidation. *Limnol. Oceanogr.*, **42**, 674.

Wagner T, Leue C et al. 2001. Spatial and temporal distribution of enhanced boundary layer BrO concentrations measured by the GOME instrument aboard ERS-2. *J. Geophys. Res*, **106**(24), 24225

Wallace D W R. 2001. Storage and transport of Excess CO_2 in the Oceans: the JGOFS/WOCE Global CO_2 Survey. Ocean Circulation and Climate-Observing and Modelling the Global Ocean. Eds. G. Siedler, J. Church et al., Academic Press, 489

Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res*, **97**, 7373

Wanninkhof R, Doney S et al. 2001. The effect of using averaged winds on global air—sea CO_2 fluxes. Gas

Transfer at Water Surfaces. Eds. M. A. Donelan, W. M. Drennan et al., AGU Press., **127**, 351

Wanninkhof R and McGillis W R. 1999. A cubic relationship between air-sea CO_2 exchange and wind speed. *Geophy. Res. Lett.*, **26**, 1889

Watson A J. 1997. Surface Ocean-Lower Atmosphere Study (SOLAS). *Global Change Newsletter*, *IGBP*, **31**, 9

Watson A J, Bakker D C E et al. 2000. Effect of iron supply on Southern Ocean CO_2 uptake and implications for glacial atmospheric CO_2. *Nature*, **407**, 730

Watson, A. J., R. C. Upstill—Goddard, et al. (1991). Air—sea exchange in rough and stormy seas, measured by a dual tracer technique. *Nature*, **349**, 145

Weber R J, Mcmurry P H et al. 1998. A study of new particle formation and growth involving biogenic and trace gas species measured during ACE 1. *J. Geophys. Res.*, **103**, 16385.

Weiss, P. S., S. S. Andrews, et al. (1995). Photoproduction of carbonyl sulfide in South Pacific Ocean waters as a function of irradiation wavelength. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 215

Wells M L, Price N M et al. 1994. Iron chemistry in seawater and its relationship to phytoplankton. *Mar. Chem.* **48**: 147.

Wennberg P O. 1999. Bromine explosion. *Nature*, **397**, 299

Williams R M. 1982. A model for the dry deposition of particles to natural water surfaces. *Atmos. Env.*, **16**, 1933

Xie H, Moore R et al. 1998. Photochemical production of carbon disulphide in seawater. *J. Geophys. Res.*, **103**, 5635

Yager P L, Wallace D W R et al. 1995. The Northeast water polynya as an atmospheric CO_2 sink: A seasonal rectification hypothesis. *J. Geophys. Res.* **100**: 4389

Yoshida N and Toyoda S. 2000. Constraining the atmospheric N_2O budget from intramolecular site preference in N_2O isotopomers. *Nature*, **405**, 330.

Young R M, Carder K L et al. 1991. Atmospheric iron inputs and primary productivity: Phytoplankton responses in the north Pacific. *Global biogeochem. Cycles*, **5**, 119

Zagar M, Svensson G et al. 2003. Method for determining the small—scale variability of the surface turbulent momentum flux seaward of the coast. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 291.

Zappa C J, Asher W E et al. 2001. Microscale wave breaking and air-water gas transfer. *J. Geophys. Res.*, **106**, 9385

Zepp, R. G. and M. O. Andreae (1994). Factors affecting the photochemical production of carbonyl sulfide in seawater. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2813

Zepp R G, Callaghan T V et al. 1998. Effects of enhanced solar ultraviolet radiation on biogeochemical cycles. *J. Photochem. Photobiol. B: Biology*, **46**, 69

Zhuang G, Yi Z et al. 1992. Link between iron and sulphur cycles suggested by detection of Fe (II) in remote marine aerosols. *Nature*, **355**, 537

责任编辑：李太宇　纪乃晋

ISBN 7-5029-4212-2

9 787502 942120 >

ISBN 7-5029-4212-2/P·1548

定价：50.00元