

近期气候变化研究的一些最新进展

李向应^①, 秦大河^①, 效存德^①, 陈茹^②

① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;

② 中国科学院地质与地球物理研究所油气资源研究重点实验室, 兰州 730000

E-mail: shaanxilxy@163.com

2011-05-11 收稿, 2011-08-17 接受

中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室开放基金(SK LCS 09-04, SK LCS 09-07)和中国博士后科学基金(20110490062)资助项目

摘要 气候变化是当前国际上的热点问题之一, 尤其是 IPCC-AR4 以来的全球气候及其影响如何变化更为引人注目. 本文综述了近年在 *Science* 和 *Nature* 等国际杂志上刊登的涉及全球气候变化研究如辐射强迫、温室气体、气溶胶、海水和海平面、温度和降水、南北极地区等的最新研究成果和研究动态, 对全球变化及其相关学科的研究以及即将发布的 IPCC 第五次评估报告具有重要的参考价值.

关键词

辐射强迫
气溶胶
温室气体
海平面
南北极

以气候变暖为特征的全球变化一直是人们关注的焦点, 对人类社会、经济和环境的可持续发展提出严峻挑战. 太阳的入射辐射影响地球的能量收支和气候系统, 地球的大气和地表特征影响太阳的出射辐射并受气候反馈的影响. 地球大气中的温室气体(GHGs)影响大气的辐射平衡, 温室气体增加可增强出射辐射的大气吸收; 气溶胶通过散射和吸收太阳辐射以及改变云的辐射特征影响气候系统. 这些因子的变化可驱动地球气候系统的辐射强迫发生变化并影响全球的温度和降水变化, 而且伴随着南北极和中高纬地区的冰川融化还可促使海平面上升(SLR)和海水变暖^[1,2]. 减缓和适应全球气候变化势在必行. 以温室气体减排等为主的减缓行动有助于减小气候变化的速率和规模, 以提高防御和恢复能力等为主的适应行动有助于将气候变化的影响降至最小. 政府间气候变化专门委员会(IPCC)于 2007 年发布的第四次评估报告(AR4)对全球气候变化的科学、影响与适应以及减缓对策等进行了综合评估^[1]. 阐述了当前气候变化的原因和过程并进行了归因分析, 预估了未来气候系统的变化, 分析了气候变化对社会经济的影响和适应问题, 提出了减缓气候变化的对策, 对

不确定性问题进行了深入研究并指出人类活动很可能是 20 世纪下半叶以来气候变暖的首要元凶. 然而, IPCC-AR4 以来的全球气候如何变化再次成为人们关注的焦点. 本文依据近年在 *Science* 和 *Nature* 杂志刊登的有关全球气候变化的最新研究成果, 对辐射强迫、气溶胶、GHGs、温度和降水、海水和海平面以及南北极地区等的研究结果进行了评述, 旨在为全球变化及其相关研究以及即将发布的 IPCC 第五次评估报告提供参考.

1 辐射强迫

火是地质记录中的普遍现象、影响全球生态系统的模式和过程, 包括植物的分布和结构、碳循环和气候. 火影响气候系统且对气候系统为正反馈, 人类活动和气候在决定火的模式方面扮演着重要角色. 虽然人类和火依存着, 但人类对火的管理能力尚不完善, 将来因气候变化对火体系的改变会变得更加困难. 因全球模式很少考虑火的因素, 对火的风险进行评估比较困难. 景观火(landscape fires)、家庭和工业用的生物体燃烧以及化石燃料燃烧对碳排放的贡献很难区分, 其中生物体燃烧的碳排放由具强烈太阳

辐射吸收且对全球变暖有强烈影响的黑碳气溶胶组成^[1]. Bowman 等人^[3]指出, 来自森林采伐的火的碳排放约为 0.65 Pg a^{-1} ($1 \text{ Pg}=10^{15} \text{ g}$, 下同), 相应的 CO_2 排放可达工业革命^[1]以来增加的辐射强迫的 19%. 鉴于火对地球系统的广泛影响, 理解火在地球历史中如何发展、区分人类活动和火的相互作用、进而开展火的综合研究非常重要, 将来 IPCC 对人为气候强迫进行评估时还应考虑火的因素.

IPCC-AR4 估计的直接气溶胶效应的辐射强迫为 0.5 W m^{-2} 且不确定性为 $0.1\sim 0.9 \text{ W m}^{-2}$ ^[1], 这些不确定性是由全球气溶胶模式及观测估计的气溶胶辐射强迫的差异引起的. 尽管全球气溶胶模式的模拟结果与观测结果具有较好的一致性, 但观测方法和基于中分辨率成像光谱辐射仪(MODIS)数据的方法在确定人为组分方面存在着较大差异^[4]. Myhre^[5]指出, 直接气溶胶效应的全球平均辐射强迫小于 0.5 W m^{-2} 且最优估计值为 $0.3 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$, 这减小了 IPCC-AR4 评估的不确定性, 而且这里的不确定性与气溶胶的垂直廓线以及与云有关的气溶胶的位置有联系. 将来对直接气溶胶效应的辐射强迫进行再评估时必须且至少部分必须依赖全球气溶胶模式.

低云对全球气候有冷却效应且与气候变化关系密切. 如果云量随气候变暖而改变, 将促进或减缓气候变暖. 云反馈是全球气候模式产生不确定性的主要原因. Clement 等人^[6]指出, 多个数据库检测到云的十年际波动, 云量变化与局地的温度结构和大尺度的环流变化有关. 海表面温度(SST)、海平面气压(SLP)和 ERA-40 表面风的回归模式在太平洋东北部 SST 的时间序列上类似太平洋地区云的十年际变率的模式, 观测的云量与区域气象条件的关系为云模拟的真实性提供了检验途径. 唯一能通过检验的模式为低云的正反馈提供了模拟证据. 在十年际尺度上低云反馈在太平洋东北部是正的, 而模拟的反馈不理想^[6]. 因长期的云反馈具有很多不确定性, 所以对地球气候敏感性评估的不确定性较大. Dessler 等人^[7]指出, 短期的云反馈是正的且为 $0.54 \pm 0.74 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$. 云反馈也会出现较小的负反馈, 但其不足以抵消它们的正反馈. 长波和短波组分的短期云反馈均是正的, 气候模式也模拟出了相似的反馈, 而且长期和短期云反馈之间的模式没有相关性.

大气的热结构及组成主要受人射太阳辐射控制. 紫外波长的辐射解离大气分子并驱动化学反应链、产

生等温层臭氧并为中层大气提供热源, 可见波长和近红外波长的辐射主要到达并加热低层大气和地球表面, 因而太阳辐射的光谱组成对大气结构和地表温度至关重要, 而且大气对太阳辐射变化的响应依赖于太阳光谱^[8]. Haigh 等人^[9]指出, 紫外波长光谱的下降在太阳周期的下降相位上比以前预测的要大 4~6 倍. 这种总辐射输出的减小部分被可见波长的辐射增加补偿了. 这些光谱的变化导致了 45 km 高度以下的等温层臭氧在 2004~2007 年显著下降, 在此高度以上臭氧增加. 尽管将短期内的臭氧变化准确归因于太阳影响有些困难, 但辐射-光化学模式的模拟结果与微波临边探测器(MLS)的臭氧测量结果一致. 来自太阳光谱辐射监测器(SIM)的数据指出表面气候的太阳辐射强迫偏离了太阳活动的相位, 尽管目前还没有充分的观测证据来验证 SIM 观测到的光谱变化或者来描述其他太阳活动周期的特征, 但估计太阳变化对大气温度的影响可能与当前的期望值相反^[9].

2 气溶胶

能见度因气溶胶的存在而下降, 气溶胶强烈影响太阳辐射. 气溶胶浓度在 20 世纪的增加及其对全球辐射平衡影响的不确定性是解译气候变化与 GHGs 浓度关系的主要障碍. Wang 等人^[10]指出, 气溶胶浓度在 1979~2006 年欧洲以外的陆地上增加了. 亚洲气溶胶光学厚度(AODs)的增加源自工业活动且与印度和中国观测的入射太阳辐射及云量变化一致, 欧洲 AODs 的下降与过去测量的气溶胶、太阳辐射及云的变化一致且与气溶胶前体(SO_2 、黑碳、有机碳)的排放一致. 欧洲能见度的增加与报道的欧洲“变亮”一致, 但南亚、东亚、南美、澳大利亚和非洲的能见度减小且造成全球陆地“变暗”. 尽管气溶胶增加有助于 AODs 增加, 但迄今贡献最大的气溶胶及其前体是源自化石燃料使用的气溶胶、尤其是 SO_2 . 这与 IPCC-AR4 指出的硫酸盐气溶胶的全球排放量在 1980~2000 年 $10\sim 20 \text{ Tg a}^{-1}$ ($1 \text{ Tg}=10^{12} \text{ g}$, 下同)的下降^[1]不一致, 估计 IPCC 没有考虑亚洲硫酸盐气溶胶排放 20 Tg a^{-1} 的增加^[10,11].

3 温室气体

CO_2 是地球大气中与气候变化有关的最重要的 GHGs. 水汽和云是气候系统中快速的反馈过程且其大气分布受非凝结 GHGs 引起的持续辐射强迫的调

节. Lacis 等人^[12]指出, 水汽大概占地球 GHGs 效应的 50%、云占 25%、CO₂ 占 20%、较少的 GHGs 和气溶胶占 5%. 占陆地温室效应 25%的非凝结 GHGs 提供了通过占温室效应 75%的反馈过程维持当前的大气水汽及云水平的稳定温度结构, 若没有 CO₂ 和其他非凝结 GHGs, 陆地温室可能会崩溃且全球气候会进入冰封状态. 目前还不能完全理解冰期和间冰期之间千年尺度上影响 CO₂ 变化的物理过程, 但与包括地球轨道参数米兰科维奇变化在内的生物圈和海洋化学有联系. 因为当前的 CO₂ 水平远远超过间冰期 CO₂ 的最大值且比地质记录中任何时期的转换速度更快, 所以 CO₂ 的高速增长令人不安且减少和控制 CO₂ 严峻而紧迫.

因碳循环和气候响应的不确定性, 对引起最大化变暖的 GHGs 排放还不清楚. Meinshausen 等人^[13]指出, 2050 年的排放水平和累积排放量是 21 世纪全球变暖不超过 2℃的可靠指标. 若将 2000~2050 年来自化石燃料使用和土地利用变化的 CO₂ 的累积排放量控制在 1000 Gt(1 Gt=10⁹ t, 下同), 则全球变暖超过 2℃的概率为 25%, 而控制在 1440 Gt 时的概率为 50%. 若可接受的概率为 20%, 则需排放 890 Gt 或更少的 CO₂. 2000~2006 年 CO₂ 的排放量约为 234 Gt 且以 36.3 Gt a⁻¹ 的速度增长^[14], 小于可开采的石油、天然气和煤炭储量的一半, 而且至 2050 年仍可达 2℃的变暖目标. 若将 1990 年的排放量作为基准, 则变暖超过 2℃的概率为 12%~45%. 即使保持平缓的排放方式, 2020 年的排放水平仍不是最大化变暖的可靠指标; 若 2020 年的排放量高于 50 Gt, 则变暖超过 2℃的概率为 75%; 若 2020 年的排放量高于 2000 年的 25%, 则变暖超过 2℃的概率为 53%~87%. 鉴于近来源自化石燃料的 CO₂ 排放显著增长^[14], 若变暖低于 2℃的目标可以实现则必须制定全球减排政策^[13].

因对于与假定的稳定水平 GHGs 浓度相关的且最终达到平衡的全球平均温度还不确定^[1], 使得为避免全球变暖潜在风险的减排目标的设定变得更加复杂. 碳循环存在类似问题, 如当前观测对将来碳排放的响应仅提供了微弱的约束^[15]. Allen 等人^[16]指出, 假定的 CO₂ 累积排放量引起的变暖峰值较长期响应稳定情景的变暖能更好的受到观测的约束, 但过量的排放情景至少需要 3 个目标: 最终的浓度、超标排放的大小和持续时间. CO₂ 的累积排放量与变暖峰值

之间的关系明显不受排放途径(排放时机或最大排放率)的影响, 基于 CO₂ 累积排放的限制性政策目标在不确定性方面相对排放率或排放浓度目标更有说服力. 所有人为排放的 1 Tt(1 Tt=10¹² t, 下同)碳(3.67 Tt CO₂)大约是工业化以来碳排放的一半, CO₂ 排放的峰值导致了较工业化前 2℃的变暖, 而且变暖 1.3~3.9℃的置信水平为 5%~95%^[16].

气候-碳的模拟实验指出, 每单位的 CO₂ 排放引起的变暖不依赖 CO₂ 的背景浓度^[17], 稳定气候状态允许的 CO₂ 排放不依赖排放时机, 响应 CO₂ 突变的温度在几十至几百年的尺度上近似恒定^[16]. Matthews 等人^[18]指出, 定义为“温度变化”与“累积碳排放”比率的“碳-气候响应”(CCR)不依赖 CO₂ 在这些时间尺度上的浓度和变化率. 估计每释放 1 Tt 碳的 CCR 为 1.0~2.1℃且最优估计值为 1.5℃, 与气候-碳模式模拟的 21 世纪的 CCR 一致. 模式估计的 CCR 较前工业时代变暖 2℃的允许碳排放为 1.25 Tt, 观测估计的 CCR 较前工业时代变暖 2℃的允许碳排放为 1.4 Tt. 假定目前来自化石燃料使用和土地利用变化的 CO₂ 的碳排放大约为 0.5 Tt, 那么相应将来变暖 2℃的碳排放需控制在 0.8 Tt(模式和观测的估计值分别为 0.7 和 0.9 Tt). 然而, 土地利用排放的 CO₂ 和气溶胶强迫的不确定性意味着较高的 CO₂ 观测值不能被剔除. 在理想条件下, 当用气候-碳模式进行评估时, CCR 相比气候及碳循环反馈的耦合模式是一个简单有效的度量, 而且对于气候变化的减缓政策也是一个有效的标准. CCR 通过将气候敏感性、碳汇和气候-碳反馈有关的不确定性合并为一个单独的变量, 使得 CO₂ 引起的全球温度变化可由累积碳排放直接推算.

若 GHGs 的排放持续增加, 则全球 2/3 的北极熊会在 21 世纪中叶消失, 然而这个预测没有考虑 GHGs 减排的影响. 当温度达到临界点时, 温度增加是否会导致北极熊的海冰栖息地成比例减少或海冰面积是否会超过临界点且发生不可逆转的崩塌^[19]? Amstrup 等人^[20]指出, 若 GHGs 排放减少则会保留更多的海冰栖息地, 海冰栖息地增加意味着北极熊较正常情况可在更大的范围内生存. 大气环流模式(GCM)不能揭示海冰亏损的临界点, 而全球平均表面温度和北极熊海冰栖息地的关系证实了海冰的热力学能克服反照率反馈引起的海冰崩塌的临界点^[19]. 模式模拟和观测的夏季海冰的快速亏损指出,

面积正在减少的海冰的挥发性增加了,但这种增加不是海冰崩塌的临界点特征^[19]. GHGs 减排驱动的贝叶斯网络(Bayesian network)的模拟指出, 先前预测的北极熊的分布和数量减少是可以避免的. 因为北极熊是北极海洋生态系统的“哨兵”且其海冰栖息地的变化预示着将来的全球变化, 所以 GHGs 减排在北极和北极以外地区对北极熊有保护作用^[20].

等温层水汽受控于对流层大气传输和等温层甲烷氧化, 水汽变化影响等温层和对流层的温度. 甲烷氧化可增加等温层的水汽量, 但对对流层顶部的水汽贡献较小^[21]. 等温层水汽的十年际变化影响近来的气候, 而对短波辐射的影响小于长波辐射. 尽管早期的数据不完整, 但等温层水汽对 1980~2000 年的变暖有增强作用^[22]. Solomon 等人^[23]指出, 等温层水汽较以前忽略水汽变化的变暖将 20 世纪 90 年代表面的十年际变暖率增强了 30%. 2000 年以来等温层水汽大约减少了 10%, 最大减少幅度在热带和亚热带等温层的最底部. 相比由 CO₂ 和其他 GHGs 引起的全球表面变暖, 等温层水汽将 2000~2009 年全球表面温度的上升率大约减缓了 25%. 等温层水汽是全球表面气候十年际变化的重要驱动者. 2000 年以后等温层水汽的减少与热带暖池区的 SST 以及主导水汽向热带等温层传输的冷点变冷有关. 应用观测值评估等温层水汽对全球表面气候十年际变暖率的影响非常重要, 进一步的观测以及对旨在解释十年际变化和将来预测的气候模式模拟的等温层水汽变化的代表性进行监测也非常必要^[23].

深海的 CO₃²⁻ 浓度和 δ¹³C 对过去海洋-陆地-大气系统中碳的再分布具有重要抑制作用, 为大气 CO₂ 浓度变化的解释提供了新线索. 冰芯的 CO₂ 记录以及深海有孔虫碳酸盐的 δ¹³C 记录指出, 存储于大气和陆地生物圈的碳含量在末次盛冰期分别为 200 和 500 Pg, 较工业化前的碳含量要小^[24]. 因为间冰期向大气和陆地迁移的碳引起碳酸盐系统发生波动, 所以应用 CO₃²⁻ 和 δ¹³C 可洞察海洋-陆地-大气系统的碳重组. Yu 等人^[25]指出, 加勒比海末次冰期的 CO₃²⁻ 较全新世末要高, 极地北大西洋末次冰期的 CO₃²⁻ 较低且全新世的较高, 北大西洋偏上部末次冰期的 CO₃²⁻ 较全新世末上升了 34 μmol kg⁻¹ 且偏下部减小了 18 μmol kg⁻¹, 印度洋和太平洋末次盛冰期和全新世末的 CO₃²⁻ 类似于有孔虫^[26]推测的变化. 像南大洋上涌增强^[27]等过程引起的碳酸盐释放导致的深海 CO₃²⁻ 的瞬

时上升将扰乱河流输入和海洋埋藏之间海洋的碱度平衡, 碳酸盐补偿通过降低海洋碱度使得初始扰动引起的 CO₂ 释放量翻倍. 间冰期早期深海释放的 CO₂ 优先存储于大气中, 末期释放的 CO₂ 除贡献于当时大气 CO₂ 的上升外还有一部分被陆地生物圈吸收^[25]. 海洋、沉积物、大气圈和陆地碳库之间相互作用的变化在解释末次冰期以来深海化学和 CO₂ 的变化方面起着重要作用, CO₃²⁻ 和 δ¹³C 记录的时机和变化幅度对量化过去 CO₂ 变化机制的模式提供了抑制作用^[25].

北方和北极生态系统的多年冻土存储着几乎两倍于当前大气的碳储量^[28], 冻土融化和有机碳的微生物分解是地球变暖过程中从陆地生态系统到大气最可能的一种气候正反馈^[29]. 尽管对多年冻土的碳释放率还不确定, 但释放率对预测碳循环反馈效应的强度和时机至关重要, 且冻土融化对 21 世纪及以后的气候变化非常重要^[29]. 对气候变化有显著正反馈且持续向大气传输的碳源自老碳(old carbon), 这种碳通过几千年的积累形成多年冻土碳池. Schuur 等人^[30]指出, 冻土融化和地面沉降可促进老碳释放, 而植物的碳吸收可抵消老碳释放. 过去 15 年多年冻土融化区每年亏损的老碳比弱融化区高 40%, 随着植物生长增加对碳亏损的抵消而整体表现为生态系统对碳的净吸收. 过去几十年或更早时期多年冻土融化区每年亏损的老碳比弱融化区高 78%, 尽管植被生长增加了但这些老碳的亏损主要贡献于整个生态系统对碳的净释放. 冻土融化和土壤碳的显著亏损在十年际尺度上超过了植物碳吸收的增加, 使得多年冻土成为全球气候变暖下生物圈的巨大碳源. 多年冻土中碳的生物圈反馈随着气候变暖有变大的潜力, 且在一些地方类似于来自土地利用变化^[21]的碳通量的大小^[30].

4 温度和降水

20 世纪的地球表面在 1910~1940 年变暖、1940~1970 年稍微变冷、1970 年以后显著变暖, 这种变化被解释为 GHGs 增加引起的变暖与硫酸盐气溶胶增加引起的变冷或与全球海洋几十年气候演变的叠加, 而且对流层的硫酸盐气溶胶被认为是二战后几十年半球间温度差异的重要因素. 1940~1970 年的微弱变冷被解释为物理因素的变化, 如大气和海洋的相互作用以及人为硫酸盐气溶胶的排放^[1]. Thompson 等人^[31]指出, 温度下降幅度为 0.3℃ 的 1945 年的不连续

记录是显著变冷趋势的特征,比 1991 年皮纳图博火山喷发后的温度下降显著,而且因气候内部变率的影响在对数据进行筛选后变得更加清晰.这个不连续记录是由 SST 记录中未校正的仪器偏差造成的:美国船使用机舱摄入测量,英国船使用非绝缘桶测量,而且机舱摄入相对非绝缘桶测量偏热.对这个记录的校正可改变全球地表温度的历史记录,但不会显著影响温度的长期趋势.Thompson 等人^[31]指出,20 世纪中叶半球间温度趋势的差异主要源自 1968~1972 年北半球 SST 约 0.3℃ 的下降.温度下降的时间尺度相比与对流层气溶胶载量或温度数十年振荡有关的温度下降的尺度要小.温度下降在北半球 SST 的数据库中比较明显,尤其当调整这些数据来抑制高纬度大气环流、厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)和火山喷发的影响时,与任何已知的表面温度测量的偏差没有关系.南北半球表面温度趋势的差异不是源自对流层气溶胶载量的不对称或海洋十年际变化的振荡,而是源自无地理定位的但温度下降的最大幅度在北大西洋北部的北半球海洋的不连续变冷事件^[32].

常用年平均温度的变化趋势来描述气候变化,但较大的季节温度变化不依赖年平均温度.已观测到温度年周期的相位和振幅的变化趋势,但由于缺乏较好的自然变率模式且缺少对自然变率的深刻理解,对温度年周期的相位和振幅变化的原因及意义还不了解^[33].许多气候因子可影响温度年周期的相位,如土壤湿度的大规模下降可引起温度年周期的相位向更早的季节移动、大气短波光学性质的扰动也会有效改变温度年周期的相位且短波的吸收率似乎因气溶胶而变化^[34].Stine 等人^[33]指出,1954~2007 年高纬度热带以外的陆地地区表面温度年周期的相位向更早季节移动了 1.7 d,这种变化相比以前的自然变化幅度极其异常,而且年周期的振幅也发生显著变化.尽管陆地地区温度年周期的相位移动明显大于北半球环状模预测的变化趋势,但温度年周期的变化部分与 20 世纪末气候变率的北半球环状模的变化有关,而且 IPCC 的气候模式没有预测到年周期变化幅度的减小及其相位朝较早季节的移动.对长期变化的大气环流的解释也应围绕着温度年周期的相位变化,尽管其机制还不确定但 1954~2007 年的变化趋势已说明它们不同于自然变率且受人类活动的影响^[33].

气候模式对当前气候变暖的响应低估了“湿润地区更湿、干旱地区更干”的现象,引起这种差异的原

因可影响真实的气候预测^[35].Allan 和 Soden^[36]指出,模式模拟的极端降水在人为变暖的气候中会更加普遍,但观测的局限性阻碍了对气候模式预测的降水变化的评估.尽管特种传感器微波成像仪(SSM/I)数据中的中雨和小雨与 SST 呈负相关关系,但气候模式响应大雨与 SST 的关系更加强烈.厄尔尼诺期间,增强的 SLR 在确定降水频率与 SST 的关系方面作用较小.中雨和特大雨频率的增加以小雨和大雨频率的减小为代价.观测揭示了极端降水与温度的显著关系,即强降水事件在温暖期增加、在寒冷期减少.尽管气候模式再现了观测的降水特征,但观测的极端降水事件的放大要大于气候模式预测的结果,这意味着低估了响应人为全球变暖的气候模式对将来极端降水变化的预测结果.对于耗水的陆地地区,气候模式对当前气候的模拟很难捕捉到小雨和中雨对对流外围降水的响应^[36].

5 海水和海平面

地球吸收的大部分能量在海洋上部^[37],这些能量对海洋变暖的影响会限制海平面能量收支、全球辐射平衡及气候模式^[38]的评估.全球海洋上部 300 m 出现了数十年的变暖信号^[39],可归因于人为 GHGs 浓度升高引起的变暖^[40].Lyman 等人^[41]指出,1993~2008 年海洋上部的变暖为 0.64 W m^{-2} 且 $0.53\text{--}0.75 \text{ W m}^{-2}$ 的置信水平为 90%,1993~2003 年的升温率为 $0.63 \pm 0.28 \text{ W m}^{-2}$ 、高于 IPCC-AR4 的 $0.5 \pm 0.18 \text{ W m}^{-2}$.海洋底部的海水也显著变暖且太平洋 1985~1999 年的变暖为 $0.003\text{--}0.01 \text{ }^\circ\text{C}$ ^[42].Shuhei 等人^[43]指出,远离南极 Adelie 海岸的大气-海洋表面热通量的变化与太平洋底部海水的变暖有联系.海洋底部海水从 0.003 到 0.01 K 的变暖相当远离 Adelie 海岸进入南大洋的净热通量在每年由 0.1 W m^{-2} 到 0.32 W m^{-2} 的增加,这种增加与冰芯中甲基磺酸(MSA)浓度和表面净热通量比率估计的净热通量的十年际增加一致.大气-海洋表面的净热通量增加可引起南极底部海水体积减小,进入局部源区的净热通量增加是北太平洋底部海水变暖的原因.极地大气-海洋的表面热通量变化和海洋底部海水的变暖的对比指出,当前在模式预测的海洋对气候变暖的响应中考虑的数百年到上千年的时间尺度太长了.深海热量的变化较先前考虑的大气-海洋的热交换更加敏感^[43].

1950 年以来,世界水库数量显著增长.因北美

和欧洲对环境的关注, 水库数量在过去 30 年逐渐下降且在二战期间也明显下降. Chao 等人^[44]指出, 目前世界陆地人工水库的蓄水总量为 10800 km³, 将海平面的上升幅度减小了 30 mm, 而且在过去半个世纪的平均减小率为 0.55 mm a⁻¹. 观测的海平面在过去 100 年呈阶段式变化: 1930 年以前上升较慢, 随后较快上升至 1960 年, 再次较慢上升至 1990 年, 随后再次较快上升. 重建的海平面变化历史记录解释了水库蓄水对海平面变化的影响. 海平面表面上的变化率是人为因素引起的, 1930 年至最近几年海平面相对 20 世纪 1.7~1.8 mm a⁻¹ 的平均上升率以 2.46 mm a⁻¹ 的恒定速率上升. 人工水库蓄水引起的全球 SLR 的差异代表了水库蓄水在过去几十年对全球 SLR 的负影响, 对全球 SLR 的历史具有重要的指示意义^[44].

以气候模式的模拟和对过去条件的类推为基础, Pfeffer 等人^[45]提出了海平面在 21 世纪末发生数米升高的潜力^[45]. 在考虑了海平面在 2100 年发生较大上升所需的冰川学条件下, 2100 年海平面超过 2 m 的上升在物理学上是不可能的. 然而, 当所有变量快速加速到极高限度时, 海平面大约 2 m 的上升可能会发生, 而且看起来更可信的加速条件会导致海平面在 2100 年大约上升 0.8 m. 这些粗略的抑制情景为包括冰运动动力学的海平面预测的改良提供了一个背景和初始点, 而且较忽视冰动力学的估计提供了更可靠的估计范围.

西南极冰盖(WAIS)位于海洋的部分是不稳定的, 易受由气候边界条件相对适度变化引起的快速崩塌的影响. 风险和减缓评估通常应用历史上源自 WAIS 崩塌导致的 SLR 的值或范围来衡量. WAIS 在过去 40 万年发生了由中等变暖引起的部分崩塌^[46,47], 常引用的由 WAIS 完全崩塌引起的 SLR 的范围是 5~6 m 且 SLR 不存在区域变化^[48]. 因为由 WAIS 冰量变化、固体地球变形以及质量再分配引起的地球旋转矢量的变化导致了地球重力场的区域变化, 海平面变化在不同区域是有差异的. Bamber 等人^[49]重新评估了冰盖快速崩塌对海平面变化以及区域海平面变化的潜在贡献, 指出先前的评估高估了冰盖崩塌对海平面变化的贡献. WAIS 的快速崩塌对 SLR 的贡献约为 3.2 m 且 SLR 具有区域变化, 额外约 6 cm 的 SLR 是岩石圈弹性反弹造成的. SLR 的空间分布是不均匀的^[50], 最大值位于美国的太平洋和大西洋海岸且这里的 SLR 在 WAIS 部分崩塌的情况下也大于全球平

均 SLR 的 25%^[49].

6 南北极地区

南极和格陵兰冰盖(GrIS)边缘的许多冰川正在加速消融, 对全球 SLR 的贡献增大. 估计冰亏损引起的 SLR 约为 1.8 mm a⁻¹^[51], 但若冰架和入海冰川(tidewater glaciers)退缩进一步增强了陆地冰(grounded ice)的亏损或促使冰盖的不稳定部分大范围崩塌, 冰亏损对 SLR 的贡献会继续增大. 目前还不能很好理解由冰盖加速运动(动力减薄(dynamic thinning))引起的冰亏损, 且动力减薄对 21 世纪海平面的贡献仍不可预测. 常通过测高卫星对冰盖表面高程的观测来监测冰盖减薄, 然而以前的传感器不能分辨大多快速运动的海岸冰川(coastal glaciers). Pritchard 等人^[52]指出, 动力减薄已到达格陵兰的所有地区, 已在南极冰盖入海冰川的底部(grounding lines)增强、已在冰架崩塌后持续了几十年、已远远进入冰盖内部, 且海洋驱动的冰架减薄正在蔓延. 降水、温度和海洋条件对南极和格陵兰的冰盖变化有影响, 但动力效应的影响最显著, 大多冰盖变化是由海洋边缘的动力减薄引起的. 格陵兰东南和西北边缘的冰川减薄强烈、南部高海拔地区的冰川增厚, 西北地区的减薄规模较大且表现为持续的动态不平衡. 最强的动力减薄位于格陵兰北部和南极阿蒙森海冰川的底部, 运动速度快的冰盖的减薄速度也快. 尽管南极半岛西侧的冰补给抵消了部分冰亏损, 但西南极和东南极的冰架也出现了动力减薄. 陆地冰川(grounded glaciers)对冰架崩塌响应灵敏, 冰架减薄可归因于海洋驱动的冰川消融.

格陵兰的气候变暖会增加到达冰-基岩界面起润滑作用的融水体积, 这会加速冰的运动且会增加冰的物质亏损. Joughin 等人^[53]指出, 冰的运动速度在消融季节通常较高且伴随着额外的短期加速, 最小运动速度出现在夏末消融结束之后且在春末前的冬季又缓慢增加, 最大运动速度出现在消融末期. 冰盖运动的季节性加速在大部分裸冰带是广泛存在的, 而且夏季的加速运动与早期的观测一致且比早期的观测稍微大点. 尽管观测到的冰盖加速非常明显, 但融水引起的几条入海溢出冰川(outlet glaciers)的平均加速却相对较小. 表面融水促使的底部润滑作用以前作为加速 GrIS 消亡的反馈^[54], 但 Jakobshavn Isbrae 等几条快速运动的溢出冰川对这个过程不太敏感, 而且

冰裂前端每年的前进与退缩是影响 Jakobshavn Isbrae 冰川季节运动的主要原因。对于可使溢出冰川的运动幅度增加 1 倍以上的其他影响, 季节消融对冰运动的影响可能仅局限于以冰盖运动为主的地区。表面融水驱动的冰运动加速可能在气候变暖背景下影响大部分冰盖地区, 而且表面融水增强的冰-基岩界面的润滑作用对 GrIS 将来的演化可能会产生实质性的但不是灾难性的影响^[53]。

GrIS 消融区西部的冰运动速度呈现快而大的波动, 在几天之内就可将冰的融水量增加 4 倍且比以前报道的运动速度更快^[55]。van de Wal 等人^[55]指出, 17 年期间冰的年运动速度略有减小且可将其归因于表面坡度或冰厚度的稍微减少, 这说明冰内的水力系统不断调节着融水的输入且导致了或多或少的恒定冰通量。冰运动速度的变化在一周内可达 30% 且比先前报道的^[53]更加强烈, 冰运动速度响应融水输入的变化与以前观测的响应时间一致且比以前更加显著, 然而在更长的时间尺度上冰内部的排水系统似乎以恒定的年运动速度调节着融水输入的增加。消融率和冰运动速度之间的正反馈机制表现为季节性过程, 这个过程在以后几十年会对气候变暖的冰盖响应产生一定的影响^[55]。

格陵兰冰运动速度的增加^[56]对 SLR 的贡献很大, 冰的快速运动与末端位于海洋的溢出冰川^[54]冰-海洋的相互作用以及表面融水在内陆冰盖岩床的增加有联系。观测的表面融化与冰运动加速^[53]的关系提升了相互增强的表面融化和动力减薄加速之间正反馈的可能性, 说明整体变暖能导致冰川的物质亏损加速^[57]。Schoof 等人^[58]指出, 冰的加速运动不是由简单的表面融化而是由驱动冰快速运动的融水输入的增加引起的。冰川滑动通过冰川基部的水压变化间接响应着冰川融化, 而且冰下融水通过低压渠道或相互连接着的高压锅穴流动着^[59]。此外, 冰川减速运动和渠道化作用发生在水流的临界流动速率以上, 冰川融水输入的短期增加通过水压的暂时性突变被径流系统调节着。融水较高的稳定补给率能抑制动力减薄, 说明冰川融化/动力减薄反馈在格陵兰不是普遍存在的。导致冰加速运动的水压突变受强烈融化的日周期^[55]以及降雨和表面湖排水事件^[60]的增加驱动着^[58]。

近来在格陵兰东西部冰川加速运动引起的径流和冰径流增加以及大气变暖之后, GrIS 的物质亏损出现

加速^[57,61]。20 世纪 90 年代 GrIS 的物质平衡在近平衡和适度的物质亏损^[62]之间变化着, 而 2007 年的物质亏损达到 $267 \pm 38 \text{ Gt a}^{-1}$ ^[63]、相当 SLR $0.13 \pm 0.74 \text{ mm a}^{-1}$ 或 1993~2005 年 SLR 的 4%~23%^[11]。冰盖物质平衡、表面物质平衡和液态水平衡决定着 GrIS 的物质平衡。van den 等人^[64]指出, 相当全球 SLR 0.46 mm a^{-1} 的 2000~2008 年约 1500 Gt 的物质亏损在 GrIS 的表面过程(径流和降水)和冰动力学之间被平分分开。若没有降雪增加和再冻结作用增强的影响, GrIS 的物质亏损在 1996 年以后将会超过 100%, 而且东南部的物质亏损率小于 20% 且局地会超过 $600 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 北部和西部的物质亏损率在 $200 \sim 600 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 变化着。2006 年以来夏季的高消融率使 GrIS 的物质亏损达到了 273 Gt a^{-1} , 相当全球 0.75 mm a^{-1} 的 SLR。此外, 格陵兰冰盖表面物质平衡的季节循环证实了冰盖径流的年内变化不显著。

近几十年南极温度变化的评估强调南极半岛强烈变暖与南极内陆轻微变冷的差异, 有人将这种变化模式归因于响应等温层臭氧变化的绕极西风带的强度增加^[65]。因观测点稀疏且观测时间较短, 这种解释是不完整的。Steig 等人^[66]指出, 南极变暖超出了南极半岛并延伸至西南极的大部分地区, 且西南极的变暖区域远大于以前报道的。1957~2006 年, 西南极每 10 年的变暖($0.17 \pm 0.06 \text{ }^\circ\text{C}$)大于南极半岛($0.11 \pm 0.04 \text{ }^\circ\text{C}$)、东南极($0.10 \pm 0.07 \text{ }^\circ\text{C}$)和南极大陆($0.12 \pm 0.07 \text{ }^\circ\text{C}$), 且西南极在冬春季的变暖最强。虽然西南极的变暖部分被东南极秋季的变冷抵消了, 但是南极大陆近地表的平均温度趋势是正确的。尽管大气环流模式模拟了西南极变暖的空间分布及长期趋势, 但不能将它们直接归因于西风带强度的增加。将来西南极的温度变化取决于影响南半球海冰及区域大气环流模式的大气成分的变化程度, 而且有必要通过大气环流的区域变化以及与大气环流有关的 SST 和海冰的变化来解释西南极的变暖增强, 对大气/海冰的动力学耦合模式进行改进将是预测南极温度变化的关键。

近几十年北极近表面温度升高是全球平均温度的 2 倍(“北极放大”(Arctic amplification))^[11]。有人将此归因于 GHGs 浓度的增加、海洋环流和大气环流以及云量的变化、雪冰污染物引起的反照率变化^[67-69]。较好理解引起北极放大的过程对评估将来北极的快速变暖和海冰减少的可能性及影响非常重要^[70-73]。

Rune 等人^[74]指出,海冰在夏季的大量消融将增强雪冰反馈且成为未来北极放大的主导机制,因雪冰反馈主要影响大气最低层的温度变化且只引起了观测的春季变暖,所以不是北极放大的主要原因.大气能量的对流变化指出,北极的最大化变暖不在地表,而在冬夏季的地表上部,而且最大化变暖的趋势几乎与秋季 400 hPa 以下的变暖相当.地表上部的水汽和云量变化以及特定高度的云量增加均可引起北极变暖,若 700 hPa 高度的对流空气比其周围空气更加湿润且能有效吸收长波辐射也会引起北极变暖.大气能量向北极传输的北极温度场可解释北极夏季变暖的垂直结构,大气热传输变化是近来北极放大的重要原因^[74]. Screen 和 Simmonds^[75]指出,北极变暖的放大除了源自海冰亏损的由海洋到大气的热传输以外,其他过程也有贡献.部分湿度增加受与海冰减少有关的地表水汽通量增强的驱动,水汽含量增加可能在夏季和秋初的大气较低部位增强了变暖.近期的海冰面积及厚度减少在每年大多数时候增强了北极变暖,海冰减少对近来北极放大起主要作用.冰-温度的强烈正反馈已出现在北极且增加了北极快速变暖和海冰减少的可能性,会影响北极的生态系统、冰盖的物质平衡以及人类活动^[75].

仪器观测的北极变暖与北极过去 2000 年的气候背景不一致,远远超出了高分辨率古气候数据在北极最近 400 年的温度范围^[76],而且近期合成的北半球平均温度序列也没有指出过去北极长达 1900 年的整体变冷趋势^[77].基于合成的过去 2000 年的温度代用指标记录,Kaufman 等人^[78]指出,过去北极的普遍变冷在 2000 年前一直持续着,穿过中世纪进入小冰期.瞬时气候模式模拟指出温度对夏季太阳辐射的敏感性与代用指标重建的温度记录是相同的,这支持过去北极夏季的长期变冷趋势是由稳定轨道驱动的夏季太阳辐射的减小引起的推论.20 世纪北极的强烈变暖与以前的变冷趋势形成了鲜明对比且北极的变冷趋势在 20 世纪发生了逆转.20 世纪末的夏季温度在过去 2000 年是最暖的,过去 2000 年中 5 个最暖的 10 年中有 4 个发生在 1950~2000 年.近年北极的变暖幅度高于自然变率,与夏季海冰面积的急剧减小和环北极湖生物活动的快速增加一致.过去北极温度的最强变冷趋势是每 1000 年 0.22 ± 0.06 °C,而最近 10 年(1999~2008 年)是过去 2000 年中最暖的 10 年,这为全球变暖又提供了一个强有力的北极变暖

的证据^[78].

冰-反照率的反馈放大了北极变暖,流入北冰洋的淡水调节着深海洋流且对全球变化有强烈影响.过去 50 年北极的降水量和河流径流量伴随海水淡化呈增加趋势^[79],近来大多数气候模式也预测到将来北部高纬度地区的降水会增加且径向翻转环流(MOC)会减弱^[1].然而,人类活动是否会影响北极的降水增加还不确定.Min 等人^[79]指出,20 世纪下半叶人为的 GHGs 和硫酸盐气溶胶对降水时空变化的影响在 55°N 以北的陆地地区变化着.模式模拟的降水变化对人为强迫的响应弱于观测的变化,说明模式模拟的将来的降水变化可能很弱,但其对人类适应性政策的发展具有重要意义:将来北冰洋海水淡化和 MOC 减缓会比当前 GCM 模拟^[80]的速度更快.人为引起的北极变湿与观测的北极河流径流量的增加以及北极海水的淡化是一致的,这为“人类活动会导致北极的水文发生变化”提供了新证据^[79].

7 其他

1950 年以来 SST 上升和飓风活动增加使人们开始关注人为气候变化是否正在增强大西洋的飓风活动. Bender 等人^[81]指出,大西洋热带气旋的出现频率随着气候变暖而减小.当模拟结果基于 18 个风暴模式模拟的平均值时,尽管热带气旋出现的频率减小但 4 类和 5 类飓风的出现频率在 21 世纪末几乎翻倍.4 类和 5 类飓风的出现频率在大西洋西部 20°~40°N 的增加最大,最强飓风($>65 \text{ m s}^{-1}$)的出现频率无变化.所有类别飓风的出现天数在加勒比海明显减小,在墨西哥湾的减小最适中.模式对飓风在活动和不活动期间的强度分布差异的低估指出,在对人为引起的飓风强度进行模拟时需要谨慎.尽管模式预测的飓风数量减少,但人为引起的非常强的大西洋飓风频率的显著增加在 21 世纪下半叶的气候变化背景下可能出现,这依赖于全球气候模式^[81].以后的研究中应使用更新的气候模式和改良的飓风模式对这个结果进行重新评估.

印度河、恒河、雅鲁藏布江、长江和黄河流域上游的雪冰储量对河水的季节变化非常重要且受气候变化的影响显著,但气候变化对其影响的程度以及雪冰融化与亚洲水文的关系还不清楚.Immerzeel 等人^[82]指出,融水对印度河极其重要,对雅鲁藏布江比较重要,对恒河、长江和黄河的重要性适中.尽管

预测的冰冻圈变化很明显,但其影响小于预期.如 IPCC 指出气候变化和冰川融化可能造成恒河、印度河、雅鲁藏布江和其他河流在不久成为季节性河流^[1].然而,因冰川融化和雨季的出现时间一致且降水补偿了部分融水减少,这些河流已经成为季节性河流.预计印度河和雅鲁藏布江在 2046~2065 年左右夏季和春末的径流量将持续减少,对食品安全会产生显著影响.预测流域内可养活人口的减少范围为雅鲁藏布江的 34.5 ± 6.5 百万人至印度河的 26.3 ± 3.0 百万人,然而黄河流域会增加 3.0 ± 0.6 百万人.由于人口数量大且对灌溉农业和融水的高度依赖,印度河和雅鲁藏布江对径流量的减小最敏感,估计会威胁 6000 万人的食品安全.因黄河对融水的依赖程度低且其上游的降水会增加,所以气候变化对其流域会产生积极影响,而且当水贮存在水库时会增加农业灌溉和食品安全的可用水平.亚洲水塔受到气候变化的威胁,但对于预测的气候变化在什么程度上会影响亚洲的可用水和食品安全,不同流域之间存在着较大差异^[82].

8 小结与展望

气候变化是当前国际上关注的热点问题之一,尤以 IPCC-AR4 以来的全球气候及其影响如何变化更为引人瞩目.气候变化研究对人类社会的可持续发展意义重大,减缓和适应气候变化任重道远.目前,全球气候变化研究在火、直接气溶胶效应和低云的辐射强迫、陆地气溶胶浓度的变化、温室气体的排放和减排、陆地表面温度和极端降水事件、海水变暖和海平面变化、南北极的冰川变化及气候变暖、飓风活动的频率以及水安全等方面取得了重要进展.而且对 IPCC-AR4 中没有涉及的一些科学问题开展了深入研究并进行了归因分析,对涉及的且已归因的一些科学问题提出了新见解并对一些科学结论进行了校正,使人们对涉及气候变化的一些科学问题的认识更加客观和深入,这对全球变化及其相关学科的研究以及即将发布的 IPCC 第五次评估报告具有重要的参考价值.然而,因影响气候变化的因子比较复杂且对量化的一些科学问题还存在较大的不确定性,为此还需加强以下研究.

(1) 辐射强迫. 完善全球火的模式模拟、加强火

体系图的绘制,为将来 IPCC 对火的评估奠定基础.开发大量的能通过检验的气候模式,为当前单一模式模拟的低云的正反馈提供更多的模拟证据.加强太阳光谱变化的观测,为全球温度评估和模式模拟提供重要依据.

(2) 气溶胶. 综合评估全球及亚洲硫酸盐气溶胶的排放强度,尤其是源自化石燃料使用的 SO_2 排放,为解释近期研究和 IPCC-AR4 评估的 1980~2000 年硫酸盐气溶胶排放强度的差异以及即将发布的 IPCC 第五次评估报告提供参考依据.

(3) 温室气体. 结合地质历史记录对冰期和间冰期时间尺度上陆地-海洋-大气系统中碳的时空分布和变化趋势、影响碳排放的生物-物理-化学过程以及碳排放的气候反馈进行综合研究,为全球气候变化及其影响的再评估以及温室气体减排目标及减排政策的合理制定提供有效的参考依据.

(4) 温度和降水. 对全球高纬度陆地地区地表温度年周期的相位和振幅及其物理机制,以及年周期的相位变化与大气环流的关系进行综合研究,为深刻认识响应全球气候变化的地表温度的变化过程及变化机理提供依据.开发适用于不同气候单元的气候模式,为全球变暖背景下极端降水事件模拟能力的提高提供保障.

(5) 海水和海平面. 对响应全球变暖的深海上部及底部海水的变暖进行深入研究,对模拟海洋底部海水变暖的模式考虑的时间尺度以及南大洋的作用进行全面评估,为解释近期研究与 IPCC-AR4 关于海洋上部海水变暖大小的差异以及即将发布的 IPCC 第五次评估报告提供可靠依据.对冰川和冰帽范围内海洋溢出冰川的数量、规模和流域面积进行深入调查,为将来 SLR 的模式模拟提供关键参数.

(6) 南北极地区. 对影响极地冰川运动加速的水文气象、海洋、动力效应等因素和物理机制以及冰盖退缩对海平面变化的影响进行研究,并且结合绕极西风带强度、大气成分、大气环流及 SST 和海冰的变化对南极变暖进行研究,为全球冰冻圈变化及其影响的全面评估提供参考依据.对涉及大气热传输和海冰减少等因素的北极放大进行研究,为全面评估将来北极变暖和海冰减少的可能性以及它们的综合影响因素提供依据.

参考文献

- 1 IPCC. Climate change 2007: The physical science basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007
- 2 Ramanathan V, Carmichael G. Global and regional climate changes due to black carbon. *Nat Geosci*, 2008, 1: 221–227
- 3 Bowman D M J S, Balch J K, Artaxo P, et al. Fire in the earth system. *Science*, 2008, 324: 481–484
- 4 Bellouin N, Jones A, Haywood J, et al. Updated estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite observations and comparison against the Hadley Centre climate model. *J Geophys Res*, 2008, 113: D10205
- 5 Myhre G. Consistency between satellite-derived and modeled estimates of the direct aerosol effect. *Science*, 2009, 325: 187–190
- 6 Clement A C, Burgman R, Norris J R. Observational and model evidence for positive low-level cloud feedback. *Science*, 2009, 325: 460–464
- 7 Dessler A E. A determination of the cloud feedback from climate variations over the past decade. *Science*, 2010, 330: 1523–1527
- 8 Haigh J D. The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature*, 1994, 370: 544–546
- 9 Haigh J D, Winning A R, Toumi R, et al. An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. *Nature*, 2010, 467: 696–699
- 10 Wang K, Dickinson R E, Liang S. Clear sky visibility has decreased over land globally from 1973 to 2007. *Science*, 2009, 323: 1468–1470
- 11 Ohara T, Akimoto H, Kurokawa J, et al. An Asian emission inventory of anthropogenic emission sources for the period 1980–2020. *Atmos Chem Phys*, 2007, 7: 4419–4444
- 12 Lacis A A, Schmidt G A, Rind D, et al. Atmospheric CO₂: Principal control knob governing Earth's temperature. *Science*, 2010, 330: 356–359
- 13 Meinshausen M, Meinshausen N, Hare W, et al. Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2°C. *Nature*, 2009, 458: 1158–1163
- 14 Canadell J G, Le Q C, Raupach M R, et al. Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2007, 104: 18866–18870
- 15 Matthews H D. Effect of CO₂ fertilization uncertainty on future climate change in a coupled climate-carbon model. *Glob Change Biol*, 2007, 13: 1068–1078
- 16 Allen M R, Frame D J, Huntingford C, et al. Warming caused by cumulative carbon emissions towards the trillionth tonne. *Nature*, 2009, 458: 1163–1166
- 17 Caldeira K, Kasting J F. Insensitivity of global warming potentials to carbon dioxide emissions scenarios. *Nature*, 1993, 366: 251–253
- 18 Matthews H D, Gillett N P, Stott P A, et al. The proportionality of global warming to cumulative carbon emissions. *Nature*, 2009, 459: 829–833
- 19 Notz D. The future of ice sheets and sea ice: Between reversible retreat and unstoppable loss. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2009, 106: 20590–20595
- 20 Amstrup S C, DeWeaver E T, Douglas D C, et al. Greenhouse gas mitigation can reduce sea-ice loss and increase polar bear persistence. *Nature*, 2010, 468: 955–960
- 21 Rohs S, Schiller C, Riese M, et al. Long-term changes of methane and hydrogen in the stratosphere in the period 1978–2003. *J Geophys Res*, 2006, 111: D14315
- 22 Smith C A, Haigh J D, Toumi R. Radiative forcing due to trends in stratospheric water vapour. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 179–182
- 23 Solomon S, Rosenlof K H, Portmann R W, et al. Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science*, 2010, 327: 1219–1223
- 24 Sigman D M, Boyle E A. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 2000, 407: 859–869
- 25 Yu J, Broecker W S, Elderfield H, et al. Loss of carbon from the deep sea since the Last Glacial Maximum. *Science*, 2010, 330: 1084–1087
- 26 Anderson D M, Archer D. Glacial-interglacial stability of ocean pH inferred from foraminifer dissolution rates. *Nature*, 2002, 416: 70–73
- 27 Anderson R F, Ali S, Bradtmiller L I, et al. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. *Science*, 2009, 323: 1443–1448
- 28 Zimov S A, Schuur E A G, Chapin F S. Permafrost and the global carbon budget. *Science*, 2006, 312: 1612–1613
- 29 Heimann M, Reichstein M. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. *Nature*, 2008, 451: 289–292
- 30 Schuur E A G, Vogel J G, Crummer K G, et al. The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra. *Nature*, 2009, 459: 556–559

- 31 Thompson D W J, Kennedy J J, Wallace J M, et al. A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature. *Nature*, 2008, 453: 646–649
- 32 Thompson D W J, Wallace J M, Kennedy J J, et al. An abrupt drop in Northern Hemisphere sea surface temperature around 1970. *Nature*, 2010, 467: 444–447
- 33 Stine R, Huybers P, Fung I Y. Changes in the phase of the annual cycle of surface temperature. *Nature*, 2009, 457: 435–441
- 34 Wild M, Gilgen H, Roesch A, et al. From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, 2005, 308: 847–850
- 35 Zhang X, Zwiers F W, Hegerl G C, et al. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, 2007, 448: 461–465
- 36 Allan R P, Soden B J. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science*, 2008, 321: 1482–1484
- 37 Levitus S, Antonov J I, Wang J, et al. Anthropogenic warming of Earth's climate system. *Science*, 2001, 292: 267–270
- 38 Domingues C M, Church J A, White N J, et al. Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, 2008, 453: 1090–1093
- 39 Levitus S, Antonov J, Boyer T P, et al. Warming of the world ocean. *Science*, 2000, 287: 2225–2229
- 40 Barnett T P, Pierce D W, AchutaRao K M, et al. Penetration of human-induced warming into the world's oceans. *Science*, 2005, 309: 284–287
- 41 Lyman J M, Good S A, Gouretski V V, et al. Robust warming of the global upper ocean. *Nature*, 2010, 465: 334–337
- 42 Fukasawa M, Freeland H, Perkin R, et al. Bottom water warming in the North Pacific Ocean. *Nature*, 2004, 427: 825–827
- 43 Shuhei M, Toshiyuki A, Nozomi S, et al. Simulated rapid warming of abyssal north Pacific waters. *Science*, 2010, 329: 319–322
- 44 Chao B F, Wu Y H, Li Y S. Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level. *Science*, 2008, 320: 212–214
- 45 Pfeffer W T, Harper J T, O'Neel S. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science*, 2008, 321: 1340–1343
- 46 Scherer R P, Aldahan A, Tulaczyk S, et al. Pleistocene collapse of the West Antarctic ice sheet. *Science*, 1998, 281: 82–85
- 47 Fox D. Freeze-dried findings support a tale of two ancient climates. *Science*, 2008, 320: 1152–1154
- 48 Tol R S J, Bohn M, Downing T E, et al. Adaptation to five metres of sea level rise. *J Risk Res*, 2006, 9: 467–482
- 49 Bamber J L, Riva R E M, Vermeersen B L A, et al. Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the west Antarctic ice sheet. *Science*, 2009, 324: 901–903
- 50 Mitrovica J X, Gomez N, Clark P U. The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse. *Science*, 2009, 323: 753
- 51 Meier M F, Dyurgerov M B, Rick U K, et al. Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century. *Science*, 2007, 317: 1064–1067
- 52 Pritchard H D, Arthern R J, Vaughan D G, et al. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, 2009, 461: 971–975
- 53 Joughin I, Das S B, King M A, et al. Seasonal speedup along the western flank of the Greenland ice sheet. *Science*, 2008, 320: 781–783
- 54 Zwally H J, Abdalati W, Herring T, et al. Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, 2002, 297: 218–222
- 55 van de Wal R S W, Boot W, van den Broeke M R, et al. Large and rapid melt-induced velocity changes in the ablation zone of the Greenland ice sheet. *Science*, 2008, 321: 111–113
- 56 Rignot E, Kanagaratnam P. Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet. *Science*, 2006, 311: 986–990
- 57 Bartholomaeus T C, Anderson R S, Anderson S P. Response of glacier basal motion to transient water storage. *Nature Geosci*, 2008, 1: 33–37
- 58 Schoof C. Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature*, 2010, 468: 803–806
- 59 Kamb B, Raymond C F, Harrison W D, et al. Glacier surgemechanism: 1982–1983 surge of Variegated Glacier, Alaska. *Science*, 1985, 227: 469–479
- 60 Das S B, Joughin I, Behn M D, et al. Fracture propagation to the base of the Greenland ice sheet during supraglacial lake drainage. *Science*, 2008, 320: 778–781
- 61 Velicogna I, Wahr J. Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004. *Nature*, 2006, 443: 329–331
- 62 Krabill W, Abdalati W, Frederick E, et al. Greenland ice sheet: High-elevation balance and peripheral thinning. *Science*, 2000, 289: 428–430
- 63 Rignot E, Box J E, Burgess E, et al. Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L20502
- 64 van den Broeke M R, Bamber J, Ettema J, et al. Partitioning recent Greenland mass loss. *Science*, 2009, 326: 984–986
- 65 Thompson D W J, Solomon S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 2002, 296: 895–899
- 66 Steig E J, Schneider D P, Rutherford S D, et al. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, 2009, 457: 459–462

- 67 Alexeev V A, Langen P L, Bates J R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcings” experiments without sea ice feedbacks. *Clim Dyn*, 2005, 24: 655–666
- 68 Chapman W L, Walsh J E. Simulation of Arctic temperature and pressure by global coupled models. *J Clim*, 2007, 20: 609–632
- 69 Hansen J, Sato M, Ruedy R, et al. Dangerous human-made interference with climate: A GISS modelE study. *Atmos Chem Phys*, 2007, 7: 2287–2312
- 70 Gillett N P, Stone D A, Stott P A, et al. Attribution of polar warming to human influence. *Nat Geosci*, 2008, 1: 750–754
- 71 Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L01703
- 72 Graverson R G, Mauritsen T, Tjernstrom M, et al. Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*, 2008, 451: 53–56
- 73 Boe J, Hall A, Qu X. September sea ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100. *Nat Geosci*, 2009, 2: 341–343
- 74 Rune G G, Thorsten M, Michael T, et al. Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*, 2008, 451: 53–56
- 75 Screen J A, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 2010, 464: 1334–1336
- 76 Overpeck J, Hughen K, Hardy D, et al. Arctic environmental change of the last four centuries. *Science*, 1997, 278: 1251–1256
- 77 Moberg A, Sonechkin D M, Holmgren K, et al. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 2005, 433: 613–617
- 78 Kaufman D S, Schneider D P, McKay N P, et al. Recent warming reverses long-term Arctic cooling. *Science*, 2009, 325: 1236–1239
- 79 Min S-K, Zhang X, Zwiers F. Human-induced Arctic moistening. *Science*, 2008, 320: 518–520
- 80 Peterson B J, McClelland J, Curry R, et al. Trajectory shifts in the Arctic and Subarctic freshwater cycle. *Science*, 2006, 313: 1061–1066
- 81 Bender M A, Knutson T R, Tuleya R E, et al. Modeled impact of anthropogenic warming on the frequency of intense Atlantic hurricanes. *Science*, 2010, 327: 454–458
- 82 Immerzeel W W, van B L P H, Bierkens M F P. Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, 2010, 328: 1382–1385

Progress regarding climate change during recent years

LI XiangYing¹, QIN DaHe¹, XIAO CunDe¹ & CHEN Ru²

¹State Key Laboratory of Cryospheric Science, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

²Key Laboratory of Petroleum Resources Research, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

Global warming has been a key international issue, particularly with respect to changes in global climate and its effects, since IPCC-AR4. Here, the latest research results and trends in radiation forcing, greenhouse gases (GHGs), aerosols, ocean water and global sea level, temperature and precipitation in the Antarctic and Arctic are reviewed with respect to changes in global climate. The literature review conducted herein was restricted to papers published in *Science* and *Nature* from 2008 to 2010. This paper supplies valuable references for studies on global change and other associated studies, as well as for the fifth assessment report of the IPCC.

radiation forcing, aerosol, greenhouse gases, sea level, Antarctic and Arctic

doi: 10.1360/972011-913