

丁磊, 黄建平, 王莉, 等. 陆地氧循环过程研究进展[J]. 地球科学进展, 2022, 37(2): 135-148. DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2022.007. [DING Lei, HUANG Jianping, WANG Li, et al. Advances in researches of terrestrial oxygen cycle processes[J]. Advances in Earth Science, 2022, 37(2): 135-148. DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2022.007.]

## 陆地氧循环过程研究进展\*

丁磊<sup>1</sup>, 黄建平<sup>1,2\*</sup>, 王莉<sup>2</sup>, 刘晓岳<sup>1</sup>, 魏韵<sup>1</sup>

(1. 兰州大学半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000;

2. 兰州大学西部生态安全省部共建协同创新中心, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** 氧循环是地球系统重要的生物化学循环之一, 其变化对地球的宜居性有着重要影响。工业革命以来, 由于人类活动的影响, 现代氧循环相比地质年代的氧循环发生了巨大的变化。陆地氧循环过程在现代氧循环中具有举足轻重的作用。从陆地植被生态系统产氧、陆地燃料燃烧耗氧等方面对已有陆地氧循环过程研究进行了回顾, 表明: ① 陆地过程的变化会直接造成大气氧气浓度的波动, 对大气氧气浓度有预测作用; ② 陆地氧循环过程反映了生态系统对人类活动与气候变化的响应, 对评估生态安全具有指示作用。通过探究陆地氧循环过程对气候变化与人类活动的反馈, 有助于预测未来大气氧气浓度的变化, 为未来区域发展政策制定提供参考。

**关键词:** 氧循环; 燃料燃烧; 陆地植被系统; 大气氧浓度; 生态安全

**中图分类号:** P461<sup>+.8</sup>

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1001-8166(2022)02-0135-14

### 1 引言

氧循环是最重要的地球生物化学循环之一, 其变化驱动着地球生命系统的存在与发展, 塑造了适宜人类和其他生物生存的宜居地球环境<sup>[1-2]</sup>。在岩石圈和生物圈的共同作用下, 大气氧气( $O_2$ )经过亿万年的演变达到现代浓度(Present Atmospheric Level, PAL; 约为21%), 并依靠稳定的循环过程维持了其浓度水平相对平稳<sup>[3-4]</sup>。但是, 自人类社会诞生以来, 人类活动的增强扰乱了原本稳定的氧循环过程<sup>[5]</sup>。斯克里普斯海洋研究所(Scripps Institution of Oceanography)在全球多个站点的观测数据显示, 大气 $O_2$ 浓度自20世纪80年代起呈现出持续并加速下降的趋势<sup>[6]</sup>。尽管目前大气 $O_2$ 浓度的下降幅度较小, 但是研究表明在未来百年内大气 $O_2$ 浓度还会持

续下降<sup>[7]</sup>, 而低氧的环境可能会对人类健康产生影响<sup>[8-9]</sup>。因此, 构建现代氧循环, 估计各个圈层的氧收支, 对探究在人类活动影响不断加剧的背景下地球未来的宜居性变化具有重要意义。

陆地是现代氧循环中重要的组成部分, 其氧收支是大气 $O_2$ 浓度的重要指示标志<sup>[7]</sup>, 其中最关键的2个过程是植被生态系统产氧过程和燃料燃烧过程。其中, 陆地植被生态系统的产氧大约占到现代氧循环中总产氧的90%以上, 是最主要的氧源<sup>[7]</sup>, 其量值不仅与温度、降水等环境因子相关, 也与人类活动, 如植树造林、放牧和耕作有关。燃料燃烧是目前最主要的氧汇, 约占目前全球总耗氧的70%<sup>[10]</sup>, 其量值与燃料燃烧总量以及不同燃烧燃料所占的比例有关。此外, 人类呼吸和家畜呼吸等过程, 也会造成大气每年约5.33 Gt(1 Gt=10<sup>9</sup> t, 1 Gt=10<sup>12</sup> kg)  $O_2$ 的损

收稿日期: 2021-10-28; 修回日期: 2021-12-22.

\* 基金项目: 国家自然科学基金项目“干旱半干旱气候变化机理”(编号: 41521004)和“干旱半干旱地区气候变化及其水循环效应”(编号: 41991231)资助.

作者简介: 丁磊(1995-), 男, 河北张家口人, 博士研究生, 主要从事生态系统碳氧通量对气候变化响应研究. E-mail: dingl19@lzu.edu.cn

\* 通信作者: 黄建平(1962-), 男, 福建漳平人, 教授, 中国科学院院士, 主要从事半干旱气候变化研究. E-mail: hjp@lzu.edu.cn

失<sup>[10]</sup>。因此,如何估计现代氧循环中陆地关键过程的氧通量,直接影响到现代氧循环的构建。

此外,陆地氧收支也反映了生态系统对人类活动与气候变化的响应,有利于评估生态安全。生态安全与可持续发展息息相关,但由于可持续发展能力会受到人类活动与环境因素的综合影响,使得定量评估不同区域的可持续发展能力受到阻碍。而氧循环是一个复杂的多圈层耦合生物化学循环,其变化受到生物圈、水圈、岩石圈以及人类活动的共同影响。因此,基于陆地氧收支建立的生态安全评估指数,例如氧足迹指数<sup>[11]</sup>和生态安全指数<sup>[12]</sup>,能够综合定量评估气候变化与人类活动对生态环境的影响,对评估生态安全与可持续发展有着自身的优势。

随着卫星对碳通量观测的增加以及生物化学模式的更新完善,人类对现代氧循环的认识取得了较大进展。本文通过对陆地氧循环过程的研究进行回顾总结,旨在增进对现代氧循环的认识,探究陆地氧循环过程对气候变化与人类活动的响应,从而对未来氧循环以及大气 O<sub>2</sub> 浓度的变化进行预测,为评估生态安全与相关政府决策提供帮助。

## 2 陆地植被生态系统产氧研究进展

### 2.1 陆地植被生态系统产氧过程

陆地植被生态系统的固碳产氧过程分为 2 步:净光合固碳产氧过程和土壤呼吸放碳耗氧过程。

陆地植被通过光合作用能够固定碳的总量为总初级生产力(Gross Primary Production, GPP),产生的 O<sub>2</sub> 为总光合作用产氧量;但为了满足自身生存,植被需要消耗一部分 O<sub>2</sub>,释放一部分碳,这个过程称为自养呼吸,经过这个过程剩余被固定的碳称为净初级生产力(Net Primary Production, NPP),剩余的产氧量称为净光合产氧量。净光合作用产出的 O<sub>2</sub> 中的一部分会在异养呼吸(Heterotrophic Respiration, Rh)过程中被消耗,同时释放一部分碳返回大气。这里异养呼吸主要是土壤呼吸,包括根与土壤微生物的呼吸,以及凋落物的分解和土壤有机质的氧化。最终剩余的 O<sub>2</sub> 称为陆地植被生态系统的产氧,而经历整个过程后被固定的碳称为净生态系统生产力(Net Ecosystem Production, NEP)<sup>[13]</sup>。

陆地植被生态系统产氧由净光合产氧与土壤呼吸耗氧两个部分组成,这使得定性分析陆地产氧对气候变化与人类活动的响应非常困难。一方面,现代大气中二氧化碳(CO<sub>2</sub>)的浓度较工业前有了大幅度的增加,从 1750 年的  $2.77 \times 10^{-4} \text{ g/g}$ <sup>[14]</sup> 增加到了

2020 年的  $4.15 \times 10^{-4} \text{ g/g}$ <sup>[15]</sup>,CO<sub>2</sub> 的肥化作用使得净光合作用大大增强<sup>[16]</sup>;而且由于工业排放出的氮使得植被有了额外的氮源,这也促进了植被的净光合作用<sup>[17-19]</sup>;此外,由于环境变暖,不少植被的生长期延长<sup>[20-21]</sup>;海洋上蒸发作用的增强致使赤道地区的降水增加<sup>[22]</sup>,促进了赤道附近的植被的净光合作用。但另一方面,在全球变暖的气候变化背景下,温度和土壤湿度的增加使得根的酶催化反应与代谢率增加,土壤微生物的新陈代谢速度加快,根呼吸、微生物对凋落物的分解以及土壤有机质的氧化都有所加强,因此土壤呼吸作用也随之增强<sup>[23-25]</sup>。结合上述两方面的分析可以得出,尽管在气候变化与人类活动增强的背景下,现代净光合作用产氧大大增强,但是土壤呼吸的耗氧量也比历史时期有显著增加。因此,陆地植被生态系统的产氧变化需要定量的估计方法。

### 2.2 陆地植被生态系统产氧的估计

关于陆地植被生态系统产氧的估计,目前研究中常用的方法有 2 种:直接观测法和间接估算法。

#### 2.2.1 直接观测法

不同于 CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> 在大气中含量很大,但变化量很小,观测起来较为困难。为了扣除背景浓度,Keeling<sup>[26]</sup> 提出,由 O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> 的变化来表征 O<sub>2</sub> 浓度的变化,如公式(1)所示:

$$\delta(\text{O}_2/\text{N}_2) = \frac{(\text{O}_2/\text{N}_2)_{\text{样本气体}}}{(\text{O}_2/\text{N}_2)_{\text{参考气体}}} - 1 \quad (1)$$

其设置了参考气体,选用氮气(N<sub>2</sub>)、O<sub>2</sub>、氩气(Ar)及其他痕量气体,按照理论比例进行配比。只要参考气体是统一的,观测数据就可以进行全球对比。

自 20 世纪 80 年代以来,大气中 O<sub>2</sub> 的观测仪器不断得到改进与发展,从 Keeling<sup>[26]</sup> 的干涉法(Interferometric oxygen analyzer)到 Bender 等<sup>[27]</sup> 的质谱法(Isotope ratio mass spectrometer),后来还有 Manning 等<sup>[28]</sup> 的顺磁法(Paramagnetic O<sub>2</sub> analyzer),Stephens 等<sup>[29-30]</sup> 的真空紫外吸收法(Vacuum ultraviolet analyzer)和电位比较法(Differential O<sub>2</sub> analyzer)<sup>[31]</sup>,以及 Tohjima<sup>[32]</sup> 的气相色谱法(Gas chromatograph analyzer),越来越多的研究开始探究大气中 O<sub>2</sub> 与 CO<sub>2</sub> 变化之间的关系,在这个过程中,自然也就涉及探究生态系统对大气中 O<sub>2</sub> 的贡献。

最初的观测仅能测出净光合作用和土壤呼吸的氧通量。1995 年,Severinghaus<sup>[33]</sup> 设计了一套测定土壤呼吸的实验室装置,将土壤样品放在一个玻

璃罐内,往里面通一定湿度的空气,从罐中通出的气体会进入一个干涉 $O_2$ 分析仪,观测出 $O_2$ 浓度的变化。观测结果发现,不同的土壤样本在数小时后通过呼吸作用会使得 $O_2$ 浓度下降 $3 \times 10^{-5} \sim 6 \times 10^{-5}$  g/g。随后,Stephens等<sup>[31]</sup>设计了一套基于野外梯度塔的 $O_2$ 观测系统,可以直接观测一个陆地植被生态系统对大气 $O_2$ 的贡献,其在威斯康辛北部一处混合林进行了长期的观测。分析得出,在夏季的日间,该混合林使得大气的 $O_2$ 浓度上升了大约 $6.0 \times 10^{-5}$  g/g,而在冬季的日间,该混合林仅使大气 $O_2$ 浓度上升约 $1.0 \times 10^{-5}$  g/g,这证明了植被生态系统的产氧能力会随着季节变化而变化。在此之后,越来越多的研究采用类似野外梯度塔的方式研究了不同生态系统对大气 $O_2$ 的贡献。Ishidoya等<sup>[34]</sup>在日本中部的一处寒温带落叶林进行观测,发现寒温带落叶林8月的日间落叶林能够使大气 $O_2$ 浓度上升大约 $4.0 \times 10^{-5}$  g/g; Battle等<sup>[35]</sup>在美国马萨诸塞州一处混合阔叶林进行观测,发现7月的日间落叶林能够使大气 $O_2$ 浓度上升大约 $15 \mu\text{mol/mol}$ ,而夜间大气 $O_2$ 浓度会下降 $12 \mu\text{mol/mol}$ ,证明植被产氧也存在日变化。

直接观测法可以直接反映出某个植被生态系统对大气 $O_2$ 浓度的影响,但是对观测的要求较高,例如观测地点、观测时间以及观测高度等。由于大气的流动性,局地 $O_2$ 浓度受到局地地下垫面植被与外来大气的共同影响,这就要求在观测时间段观测地点大气几乎只受到单一生态系统的影响。Battle等<sup>[35]</sup>利用Hysplit后向轨迹模型,证明观测6小时内观测地点仅受到当地阔叶林的影响; Seibt等<sup>[36]</sup>在分析美国、德国和苏格兰等地区混合林对大气 $O_2$ 浓度影响时,也预先用TM3大气传输模式证明了影响来源于局地地下垫面的植被。此外由于自由大气受外来大气的较大影响,所以高空中测得的 $O_2$ 浓度在观测时间段变化不大,观测高度应以10 m左右为宜。

直接观测法针对的是 $O_2$ 浓度的变化,难以将浓度转化为通量的形式,也就难以据此估计氧收支;而且,现有的观测研究存在长期的连续观测站点分布较为稀疏的缺陷,大多数观测以观测实验的方式进行,无法用于构建长期的全球数据集;此外,不同观测研究所使用的 $O_2$ 观测方法不同,参考气体也有些微的区别,因此所获得的结果难以进行比较,不确定性难以估计,存在较大的误差。

### 2.2.2 间接估算法

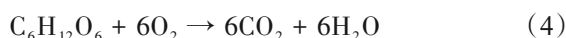
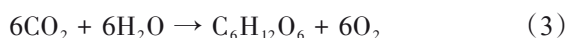
通过生态系统氧化比与生态系统碳通量NEP,可以间接估算陆地生态系统产氧量,由于氧化比指

的是一个过程中产氧(耗氧)量与固碳(释放碳)量的摩尔比,所以生态系统产氧可以写为<sup>[37]</sup>:

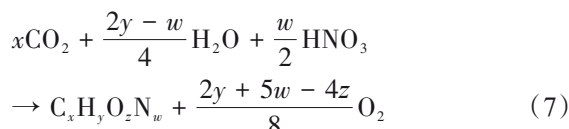
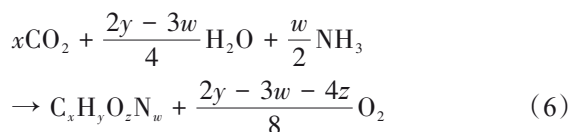
$$F_o = OR_{Net} \times NEP \times \frac{M_{O_2}}{M_c} \quad (2)$$

式中: $F_o$ 为生态系统的氧通量, $OR_{Net}$ 为生态系统氧化比, $M_{O_2}$ 与 $M_c$ 分别为氧气与碳的摩尔质量, $M_{O_2}/M_c$ 约为2.667。

光合作用与呼吸作用的化学方程式如下:



在这两个过程中1 mol的 $O_2$ 产生(消耗)会伴随着1 mol碳的固定(释放),Huang等<sup>[7]</sup>据此认为 $OR_{Net}$ 的理论值为1.0。其结合第五次耦合模式对比计划(the Fifth Coupled Model Intercomparison Project, CMIP5)各模式提供的NEP结果,建立了现代氧循环模型(图1),其中陆地生态系统每年产氧约为16.01 Gt,热带是最主要的氧源,贡献超过全球总产氧的60%(图2)。在未来情景RCP4.5和RCP8.5下,到21世纪末,陆地生态系统产氧会增加到16.75与19.44 Gt。研究还揭示陆地生态系统产氧对人类活动非常敏感:在RCP4.5情景下,工业排在21世纪中叶达到顶峰,随后下降,陆地生态系统产氧的曲线也类似,在21世纪前半叶增加迅速,在人类对工业排放限制后,陆地生态系统产氧增速放缓,最后甚至有下降的趋势;而在RCP8.5情景下,由于21世纪人类未对工业排放进行限制,所以生态系统产氧一直以较快的速度增加(图3)。但是该研究存在一定的缺陷, $OR_{Net}$ 并不能简单用1.0来表示。这是由于含氮物,例如硝酸、氨与氮气等氮源,参与了光合作用和呼吸作用过程,使得植被不同部位的氧化比为0.98~1.26,含氮量的不同会影响植被生态系统的氧化比<sup>[38]</sup>。因此,如果考虑光合作用与呼吸作用中氮的参与,生成的化合物则为 $C_xH_yO_zN_w$ ,化学方程式会随之改写为如下形式:



这时,氧化比就不能仅仅用1.0来表征了。因此,急需一套更加精确的氧化比数据以便更精准地

描述陆地产氧量。

Keeling 等<sup>[37]</sup>建立了大气 CO<sub>2</sub> 与 O<sub>2</sub> 的收支方程组:

$$\Delta\text{CO}_2 = F - O - B \quad (8)$$

$$\Delta\text{O}_2 = -\alpha_F F + \alpha_B B + Z \quad (9)$$

式中:  $F$  为工业燃烧排放的 CO<sub>2</sub>,  $O$  为海洋吸收的 CO<sub>2</sub>,  $B$  为陆地生态系统吸收的 CO<sub>2</sub>,  $\alpha_F$  为全球平均燃料燃烧氧化比,  $\alpha_B$  为全球平均陆地植被生态系统氧化比,  $Z$  为海洋排出的 O<sub>2</sub>。根据 Severinghaus<sup>[33]</sup> 在生物圈 2 号对于多种土壤样本土壤呼吸氧化比的观测, 其认为  $\alpha_B$  为不随时间改变的常数 1.1, 按照公式 (9) 计算出陆地产氧约为 3.08 Gt; 而且对比 1990—2000 年以及 2000—2010 年 2 个时间段的结果, 发现陆地产氧从 3.58 Gt 下降到了 3.08 Gt<sup>[6]</sup>。Li 等<sup>[39]</sup> 在上述研究的基础上, 不使用直接观测的大气 O<sub>2</sub> 浓度变化数据, 而使用基于 CMIP5 多模式平均的结果, 将估算扩展到了未来情景。其估计出的陆地产氧从 1990—2000 年的 3.84 Gt 下降到了 2001—2010 年的 3.70 Gt; 而在未来情景 RCP4.5 条件下, 到 21 世纪末陆地产氧会下降到 2.20 Gt, 在 RCP8.5 情景下则会增加到 10.83 Gt。虽然这种估算方式可以粗略估算出 O<sub>2</sub> 的各个源汇, 但是无法给出源汇的具体空间分布; 此外, Severinghaus 的结果来源于实验室, 仅得到了土壤呼吸的氧化比, 忽略了植被化学组成有别于土壤组成, 将氧化比设为 1.1 是很不确切的。而且根据 Randerson 等<sup>[40]</sup> 的估计, 植被生态系统氧化比不但存在空间上的差异, 而且随着土地利用与环境因素 (如降水和温度等) 的改变, 氧化比会在时间上发生变化。在未来, 随着人口的增加, 很多植被覆盖会变成以粮食作物为主, 所以氧化比在百年内可能会下降<sup>[41]</sup>。因此, 将氧化比设为一个不随时间变化的常数也是有缺陷的。

为了考虑气候变化的区带性对氧源汇估计造成的影响, 需要建立长期的全球生态系统氧化比数据集和生态系统碳通量数据集。但目前的生态系统氧化比观测结果还不足以构建长期的全球数据集, 仅仅在北美、欧洲、南非与澳大利亚进行过少量的观测实验, 时间上也并不连续。Worrall 等<sup>[42]</sup> 在 2013 年通过总结之前已有的观测, 给出了全球平均的不同植被生态系统的氧化比, 结合全球不同植被类型所占面积, 估算出全球平均生态系统氧化比为 1.04 (±0.03), 其于 2014 年在南非进行定点观测并依据观测结果更新了全球平均生态氧化比数值, 结果发现, 仅仅补充南非观测数据之后, 全球平均生态系

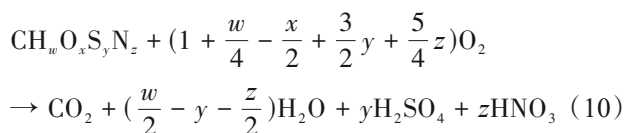
统氧化比增加到了 1.06 (±0.06)<sup>[43]</sup>, 这说明生态系统氧化比的观测较为稀少, 导致全球平均值对新增的观测十分敏感。此外, 碳通量缺少长期连续的观测。目前, 碳通量可以从一些站点和卫星观测数据来获取, 但是依旧存在缺陷。站点观测, 如 FLUXNET, 虽然有大量的站点对碳通量进行观测, 但是观测在空间上并不密集, 而且这些观测在时间上并不连续; 卫星观测, 如温室气体观测卫星 (Greenhouse gases Observing SATellite, GOSAT)<sup>[44]</sup> 和土壤水分主动被动卫星 (Soil Moisture Active Passive, SMAP)<sup>[45]</sup> 等, 都提供了陆地的碳通量, 但是观测时长不足, 例如 SMAP 卫星仅仅提供了 2016—2019 年的 NEP 数据, 远不够估计长时间的陆地生态系统产氧, 也就无法分析陆地生态系统产氧对气候变化与人类活动的响应。因此, 对陆地生态系统产氧的估计目前还主要依赖模式的结果, 存在很大的不确定性。

### 3 陆地燃料燃烧耗氧研究进展

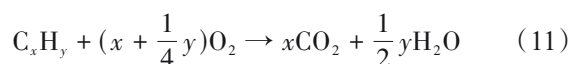
#### 3.1 陆地燃料燃烧耗氧过程

相比陆地植被生态系统产氧过程是净光合作用与土壤呼吸过程的组合, 化石燃料燃烧过程更加简单。但是, 由于各种燃料的化学组成各不相同, 其燃烧化学反应方程式也会有所差异。

根据燃料燃烧的化学方程式 (10), 可以看出燃料燃烧的氧化比取决于燃料化学成分的比例:



式中:  $x$ 、 $y$ 、 $z$  和  $w$  为物质中氧、硫、氮和氢的原子个数。相较于碳 (C) 与氢 (H), 硫 (S) 与氮 (N) 的含量较少可以忽略。以无烟煤为例, 根据 Keeling<sup>[46]</sup> 的研究, 其中硫的含量大约只有 1%; 此外, 不少排放过程中废气是要经过脱硫处理再进入大气的, 因此 S 的影响可以忽略; 在忽略硫与氮后, 燃料的燃烧过程可以简写为:



式中:  $x$  和  $y$  为物质中碳和氢的原子个数。因此, 陆地燃料燃烧的耗氧取决于燃料燃烧的总量 (决定了 CO<sub>2</sub> 排放量) 与种类 (决定了燃料的碳氢比)。

#### 3.2 陆地燃料燃烧耗氧的估计

与陆地生态系统产氧一致, 陆地燃料燃烧耗氧也可以通过直接观测大气中 O<sub>2</sub> 浓度方法, 或是利用燃料燃烧排碳量与燃料氧化比来进行间接估算。

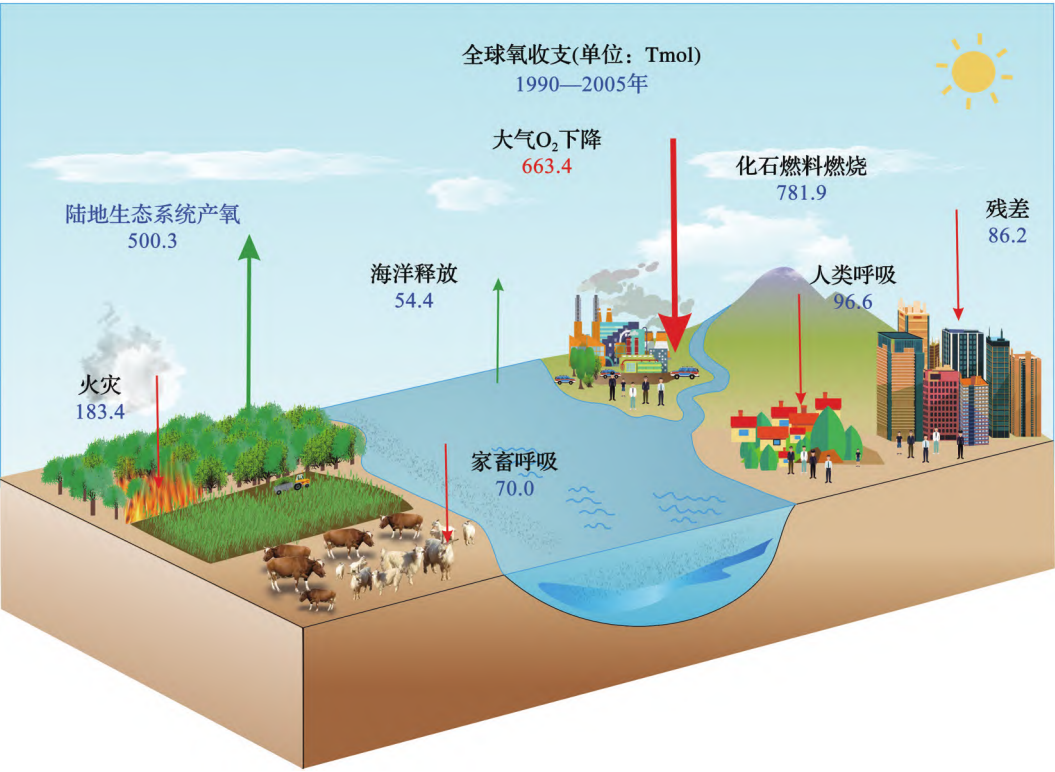


图1 现代全球氧循环示意图(据参考文献[7]修改)  
Fig. 1 The schematic diagram of modern oxygen cycle (modified after reference [7])

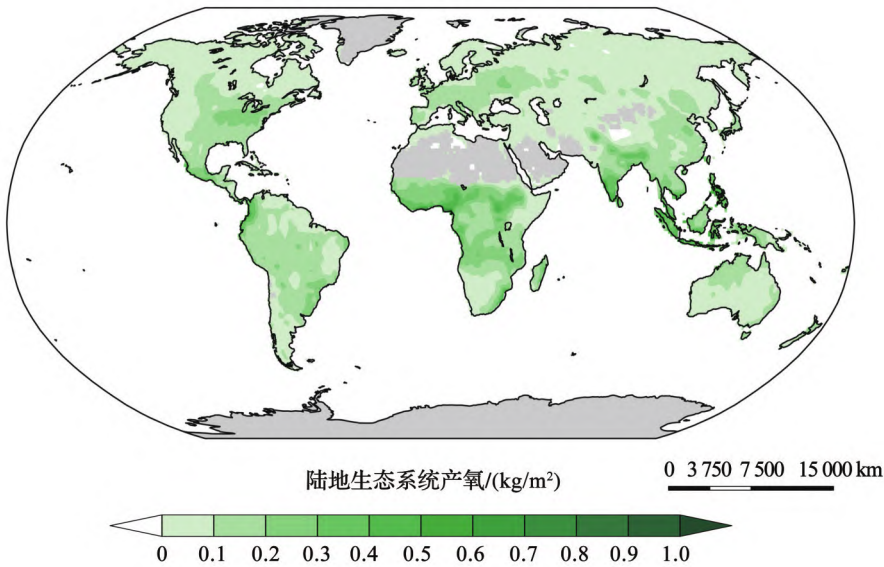


图2 现代全球陆地生态系统产氧的分布(据参考文献[7]修改)  
Fig. 2 The current global distributions of terrestrial ecosystem oxygen production (modified after reference [7])

3.2.1 直接观测法

陆地燃料燃烧耗氧的影响会直接反映在当地大气O<sub>2</sub>浓度之中,在燃料燃烧的影响下,当地大气O<sub>2</sub>与CO<sub>2</sub>的变化比值会表征出燃料使用的比例与

结构。

1988年,Keeling<sup>[46]</sup>利用干涉法在美国马萨诸塞州坎布里奇市进行O<sub>2</sub>浓度观测,发现大气中O<sub>2</sub>与CO<sub>2</sub>的浓度变化呈明显的负相关,且变化比值与汽

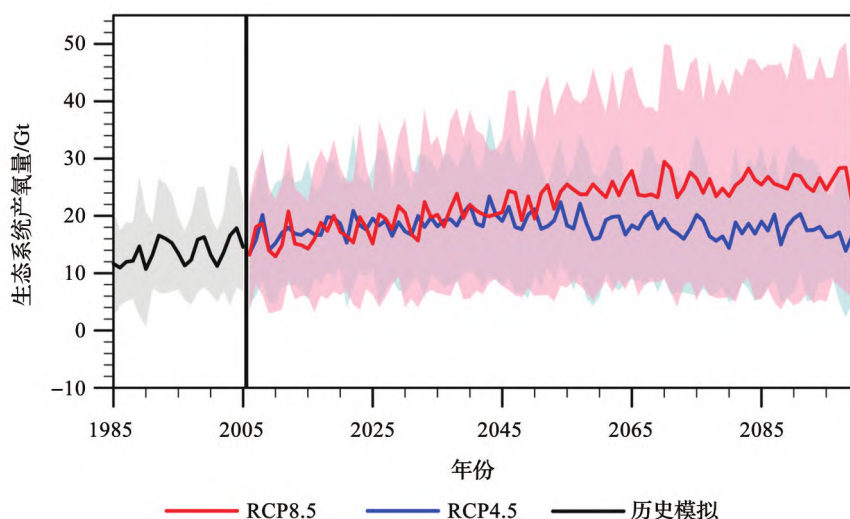


图3 未来情景下陆地生态系统产氧的变化(据参考文献[7]修改)

Fig. 3 Future scenarios of terrestrial ecosystem oxygen production(modified after reference [7])

油的燃烧氧化比很接近,证明该城市大气中 $O_2$ 变化主要是来源于汽油的燃烧,也证明了人类活动对大气 $O_2$ 浓度水平有着重要的影响;Ishidoya等<sup>[47]</sup>在日本东京进行了长期的观测,其结果显示东京大气中 $O_2$ 与 $CO_2$ 浓度变化的比值为 $1.620(\pm 0.004)$ ,落在液体燃料燃烧氧化比(1.44)与气体燃料燃烧氧化比(1.95)之间,并发现该比值随着季节发生变化,从夏季的 $1.45(\pm 0.27)$ 增加到冬季的 $1.61(\pm 0.15)$ ,这是由于不同季节人类使用燃料组成并不相同,证明了人类活动对大气 $O_2$ 的影响也具有季节性;同样,燃料燃烧对于大气的影响高度是有限的,van der Laan等<sup>[48]</sup>利用飞行器在俄罗斯西部上空不同高度用烧瓶采取空气样本,结果发现通过边界层(100 m左右)空气样本计算出的 $O_2$ 与 $CO_2$ 浓度变化的比值只有 $0.89(\pm 0.12)$ ,远远小于通过自由大气(3 000 m左右)样本计算出的 $1.70(\pm 0.20)$ ,根据大气传输模型TM3,研究者认为这种差异主要是受到了海洋输送来空气的影响。Minejima等<sup>[49]</sup>分析了2006—2008年日本波照间岛污染事件发生时的大气成分观测,发现当污染物主要来源于中国时,大气中 $O_2$ 与 $CO_2$ 浓度变化比值为 $1.14(\pm 0.12)$ ,而来源于韩国时为 $1.31(\pm 0.12)$ ,来源于日本本地时为 $1.37(\pm 0.15)$ ;比值很接近中国的化石燃料燃烧氧化比 $[1.10(\pm 0.03)]$ 和韩国以及日本的氧化比 $[1.36(\pm 0.02)]$ ,这说明燃料燃烧氧化比与各国的工业结构与燃料使用比例有关。人类活动的突变也可以体现在大气 $O_2$ 浓度变化上,例如,在2020年COVID-19疫情期间,Sugawara等<sup>[50]</sup>对东京大气 $O_2$ 与 $CO_2$ 浓度变化进行观

测,发现变化的比值在国家紧急情况期间有所增加,这是由于在这段时间里液体燃料使用减少,而家用气体燃料有所增加导致的。

但是,该观测方法仅仅能证明燃料燃烧对大气 $O_2$ 浓度有重要的影响,并不能直接计算出燃料燃烧的耗氧量,这是因为大气 $O_2$ 浓度也会得到绿化用地产氧补充,而且会受到周边大气传输的影响。目前,直接观测法仅仅用来定性描述燃料燃烧在 $O_2$ 变化中的作用,帮助对某个区域的燃料使用种类进行判断。

### 3.2.2 间接估算法

与生态系统产氧量估算类似,通过燃料燃烧氧化比与燃烧释放的碳通量,可以间接估算燃料燃烧耗氧量:

$$C_{FF} = OR \times E_{FF} \times \frac{M_{O_2}}{M_C} \quad (12)$$

式中: $C_{FF}$ 是由于燃料燃烧消耗的氧气通量,OR为燃料燃烧氧化比, $E_{FF}$ 为燃料在燃烧中释放出的碳通量。

Huang等<sup>[7]</sup>基于CMIP5模型定量估算了全球 $O_2$ 收支,该研究中燃料燃烧的氧化比被设为常数(1.4),计算得到每年燃料燃烧耗氧约为30.55 Gt,研究明确了化石燃料燃烧是过去几十年大气 $O_2$ 浓度下降的主要原因(大约解释了73.05% $O_2$ 浓度的下降)。从分布特征上看,燃料燃烧耗氧高值主要分布在东亚、欧洲和北美,而且仍在迅速增加。但是仅把氧化比设成常数,没有体现出化石燃料的种类在不同地区存在差异。基于这点,Liu等<sup>[10]</sup>结合

PKU-CO<sub>2</sub>数据给出的每个格点上的燃料使用比例,根据 Keeling<sup>[26]</sup>和 Steinbach等<sup>[51]</sup>的研究总结出的不同种类燃料的氧化比,集成出了一套 1975—2018 年全球格点燃料燃烧氧化比数据集。每个格点上的燃料燃烧氧化比按照不同燃料氧化比进行加权平均来获得,权重为不同燃料释放出碳占总释放出碳的比例,如公式(13)所示:

$$OR = \frac{\sum_{i=1}^4 E_{FFi} \times OR_i}{\sum_{i=1}^4 E_{FFi}} \quad (13)$$

式中: $E_{FFi}$ 为第*i*种燃料在燃烧中释放出的碳,OR为氧化比。基于这套数据集及燃烧碳排放数据,Liu等<sup>[10]</sup>估算现代由于燃料燃烧耗氧为38.45(±0.61) Gt,化石燃料燃烧的耗氧高值区位于东亚、南亚、北美与欧洲(图4);并且发现,在过去近30年里全球总燃料燃烧耗氧从16.6(±1.0) Gt增长至38.7(±0.43) Gt<sup>[10]</sup>(图5),这远远超出了生态系统产氧的增长速度;如果不加以限制,在未来情景下燃料燃烧耗氧将继续增长。

该估算方法发展较为成熟,进一步发展需要整合更多燃料燃烧数据,同时通过采集燃料消耗的季变化、周变化与日变化,可以得到更高时间分辨率的燃料燃烧耗氧数据。因此,需要更加密集、连续的燃料燃烧碳排放观测数据以获得更高精度的

燃料燃烧耗氧数据集。

## 4 氧循环中其他陆地过程研究进展

除了生态系统产氧以及燃料燃烧耗氧外,现代氧循环中还有一些陆地氧源汇,也在现代氧循环中具有重要的作用。

### 4.1 人类与家畜的呼吸作用耗氧

随着科技水平的提高,人类寿命不断延长,人口不断增长,而为了满足日益增长的人口需求,家畜数量也随之增加;因此,人类与家畜的呼吸都是现代氧循环中重要的氧汇。人类呼吸耗氧量可以通过人口密度和每日总能量消耗进行估算,其中每日总能量消耗又由基础代谢率(Basal Metabolic Rate, BMR)与身体活动水平(Physical Activity Level, PAL)得来,所以年总人类呼吸作用耗氧可以表示为:

$$C_{Res-H} = \frac{(P \times BMR \times PAL)_{male} + (P \times BMR \times PAL)_{female}}{TEO} \times \rho_{O_2} \times 365 \quad (14)$$

式中: $C_{Res-H}$ 代表年总人类呼吸耗氧量; $P_{male}$ 和 $P_{female}$ 代表每个格点上的男性总人口数和女性总人口数;BMR为一个与性别、年龄和体重相关的变量<sup>[52]</sup>;PAL<sub>male</sub>和PAL<sub>female</sub>分别为1.76和1.64<sup>[10]</sup>;TEO为O<sub>2</sub>的热当量,大约为20.2 kJ/L<sup>[53-54]</sup>;ρ<sub>O<sub>2</sub></sub>为大气O<sub>2</sub>密度,为1.429 g/L。

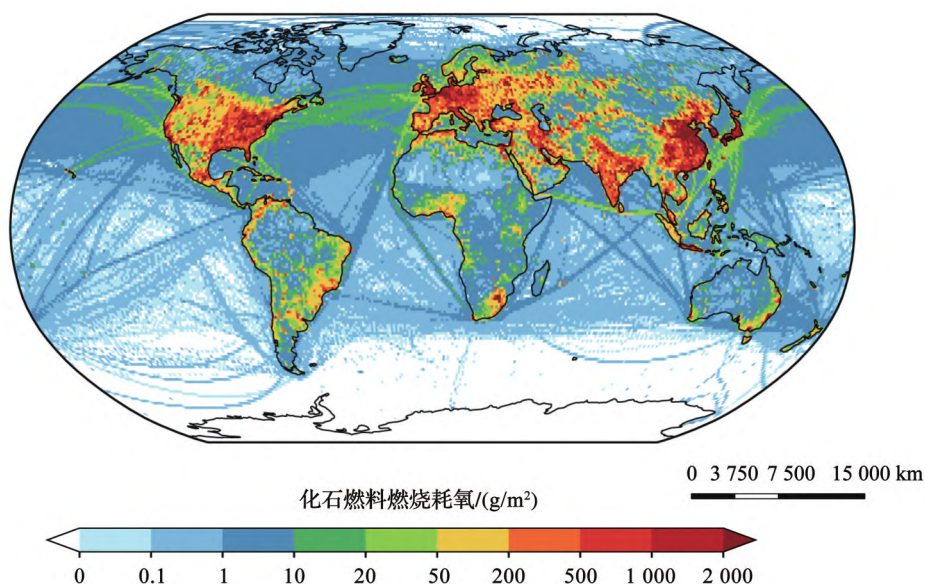


图4 2018年全球燃料燃烧耗氧的分布(据参考文献[10]修改)

Fig. 4 Global distributions of oxygen consumption due to fuels combustion in 2018 (modified after reference [10])

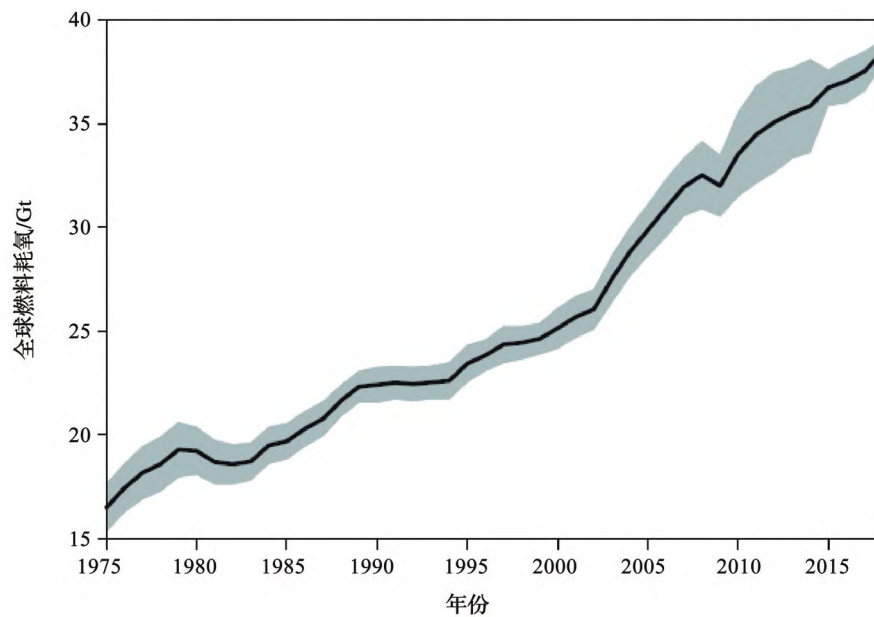


图 5 1975—2018 年全球燃料燃烧耗氧的变化(据参考文献[10]修改)

Fig. 5 Variations in oxygen consumption due to fuels combustion from 1975 to 2018 (modified after reference [10])

与人类活动类似,家畜的呼吸作用可以通过家畜数量、家畜日呼吸量、家畜活动水平以及家畜寿命来进行估算,其可以表示为:

$$C_{\text{Res-L}} = \sum_{i=1}^6 N_i \times C_{\text{daily},i} \times \text{PAL} \times \text{LS}_i \quad (15)$$

式中:  $C_{\text{Res-L}}$  为年总家畜耗氧量;  $N_i$  为第  $i$  种家畜在每个格点上总量;  $C_{\text{daily},i}$  为第  $i$  种家畜平均每日耗氧量,与家畜的重量有关<sup>[55]</sup>; PAL 为家畜的活动水平,大约为 1.2;  $\text{LS}_i$  为第  $i$  种家畜的寿命,对于禽类大约为 45 天,对于畜类大约为 180 天。

根据以上关系, Liu 等<sup>[10]</sup> 结合世界人口密度分布以及世界家畜格点数据,估算了现代人类与家畜的呼吸耗氧总量,给出了耗氧分布。结果显示,家畜和人类每年呼吸耗氧为 2.48 ( $\pm 0.16$ ) 和 1.73 ( $\pm 0.13$ ) Gt。人类呼吸耗氧的高值区位于欧洲西部、中国东部和印度(图 6),在过去 30 年里,人口迅速增长,特别是在亚洲,因此该区域的耗氧也随之增加。家畜呼吸耗氧分布特征与人类呼吸耗氧几乎一致,这是因为畜牧业很大程度上是为了满足人类的食物需求。从种类上看,由于牛的体重较大,

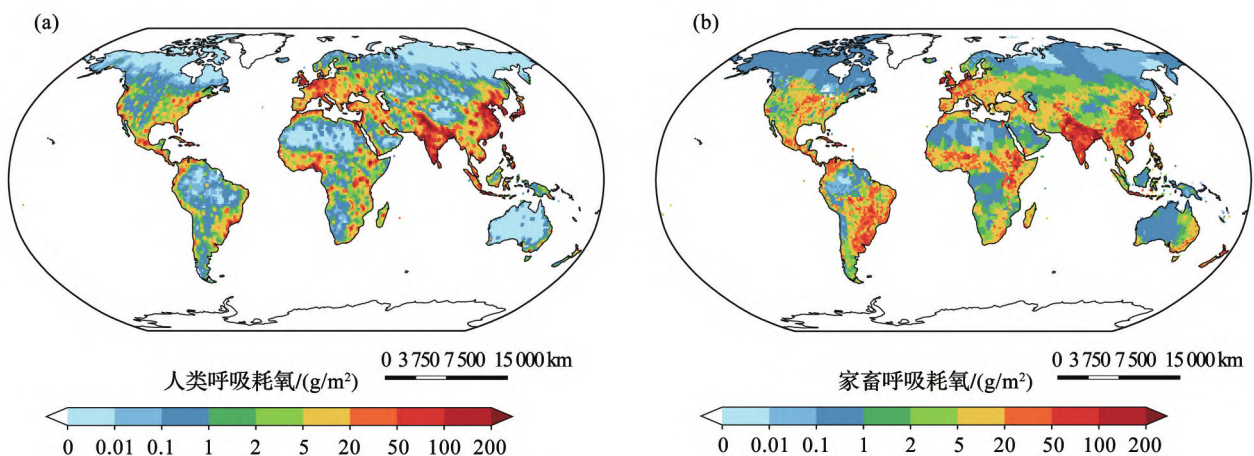


图 6 2018 年人类呼吸耗氧(a)和家畜呼吸耗氧(b)的分布(据参考文献[10]修改)

Fig. 6 Global distribution of oxygen consumption due to (a) human beings respiration and (b) livestock respiration in 2018 (modified after reference [10])

而且寿命较长,所以是家畜中最大的氧汇,大约占总家畜耗氧量的46%。

## 4.2 自然火灾耗氧

通过影响碳循环与排放气溶胶,自然火灾对气候有着重要的影响;此外,自然火灾是一个燃烧生物质的过程,因此与燃料燃烧过程类似,其耗氧量可以通过火灾碳通量与生物质燃烧氧化比进行估算:

$$C_{FF} = M_{O_2} \times \sum_{i=1}^6 \frac{DM \times \text{contr}_i \times EF_i}{M_{CO_2}} \times \alpha_F \quad (16)$$

式中: $M_{CO_2}$ 为 $CO_2$ 的摩尔质量; $i$ 为第 $i$ 种自然火灾类型(火灾类型共有6种:农业废弃物燃烧、北方森林燃烧、泥潭地燃烧、温带森林燃烧、热带森林燃烧以及热带草原燃烧);DM(Dry Matter)为排放的干质量; $\text{contr}_i$ 是第 $i$ 种火灾类型排放的干质量占总量的占比; $EF_i$ 为第 $i$ 种自然火灾的 $CO_2$ 的排放比(排放 $CO_2$ 与燃烧干质量的比值); $\alpha_F$ 是火灾的氧化比,大约为1.1。

Liu等<sup>[10]</sup>根据以上关系,结合世界火灾排放数据集(Global Fire Emissions Database, GFED)中的碳通量数据,估算得到全球平均每年由于自然火灾造成的耗氧大约是5.87 Gt,但近年有下降的趋势,1997年全球因为自然火灾耗氧量为7.97( $\pm 0.80$ ) Gt,而2013年只有4.82( $\pm 0.50$ ) Gt;自然火灾耗氧的高值区位于非洲中部,茂密的植被覆盖以及热带较高

的温度使得该地区由于火灾造成的碳排放要高于其他地区;从全球来看,热带草原上火灾所造成的氧气消耗是最高的,大约占自然火灾耗氧总量的60%(图7)。

## 5 陆地氧收支的指示意义

### 5.1 陆地氧收支对大气氧气浓度的指示作用

由于在现代氧循环中,海洋产氧有限(每年大约仅为1.74 Gt)<sup>[7]</sup>,因此,陆地氧收支对大气氧气浓度有着重要的指示作用,这种指示作用在城市中更为明显。

在生物圈2号的实验中,植被的光合作用产氧无法抵消土壤呼吸作用耗氧,仅仅16个月里,环境 $O_2$ 浓度就从21%下降到了14%<sup>[56]</sup>。Huang等<sup>[7]</sup>研究指出,在目前环境下,植被的光合作用仍强于土壤呼吸作用,陆地生态系统仍是氧源;而在未来情景RCP4.5下,21世纪后半叶植被净光合作用产氧有下降的趋势<sup>[57]</sup>,而土壤呼吸耗氧强度会随着土壤温度升高、土地退化继续增强<sup>[58]</sup>,这说明陆地生态系统产氧增加会逐渐放缓;尽管RCP4.5情景下,化石燃料燃烧也得到一定限制,但是其耗氧仍然要比生态系统产氧高出10 Gt,结合其他耗氧过程,仅靠生态系统的适应力与恢复力,大气 $O_2$ 浓度仍然难以恢复,在未来很长时间内还会持续下降<sup>[7]</sup>。

Wei等<sup>[59]</sup>把研究重点放在城市区域的 $O_2$ 收支,其研究指出城市区域只占全球土地的3.8%,却占了

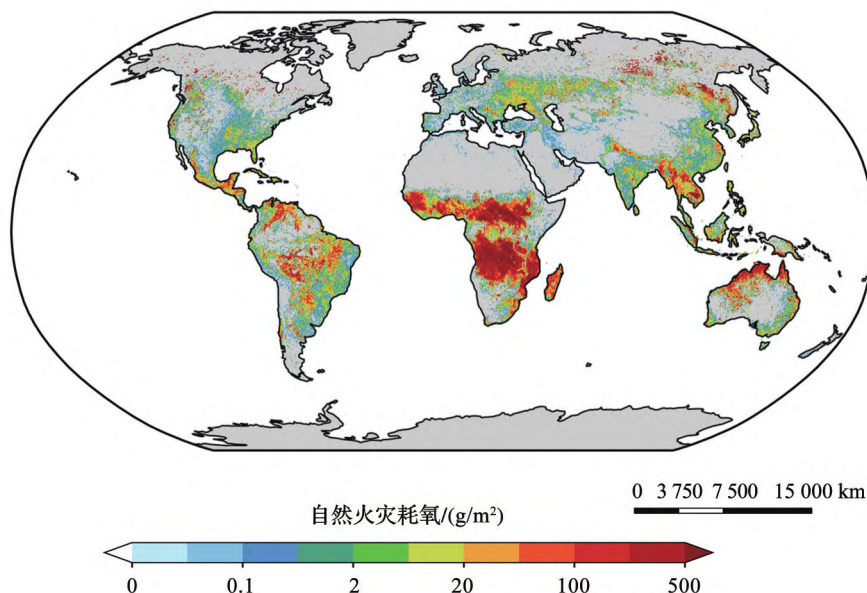


图7 2018年自然火灾耗氧的分布(据参考文献[10]修改)

Fig. 7 Global distribution of oxygen consumption due to natural fire in 2018  
(modified after reference [10])

全球耗氧的 39%, 有限的产氧和严重的耗氧使得城市成为严重的氧亏损区域; 其进一步研究指出, 虽然目前大气  $O_2$  浓度对人体是安全的 (约为 20.9%), 但是在高耗氧、低产氧的部分城市, 在静稳天气下, 在 100 m 高度处的  $O_2$  浓度仅需 10 天就会下降到 19.5% (图 8)。医学研究显示, 人体处于该  $O_2$  浓度中会导致血氧不足, 对组织减少  $O_2$  提供, 严重影响人体工作效率与睡眠质量, 严重者甚至会导致呼吸与心血管疾病<sup>[60-63]</sup>。

基于该指示关系, 陆地氧收支对大气  $O_2$  浓度变化的预测与分析有着重要影响。但目前  $O_2$  与碳通量观测的时间、空间分辨率都还不够高, 阻碍了对区域氧收支的分析。以城市区域为例, 目前的观测数据很难给出精确的城市绿化用地的碳通量与氧化比, 尤其是对于城市  $O_2$  浓度的观测较少, 这使得城市区域陆地氧收支的估计有很大的不确定性, 且缺乏验证。

## 5.2 陆地氧收支对生态系统的指示作用

由于生态系统安全涉及生态系统与人类社会的交叉影响, 所以定量评估生态系统安全是一个复杂的问题<sup>[64-65]</sup>。陆地氧收支涉及植被、土壤和人类社会等各个方面, 其变化可以反映气候变化、大气成分变化、土壤物理化学性质变化以及土地利用的改变等, 基于这个关系, 陆地氧收支在评估与

预测生态系统安全上有重要的作用。

基于 Huang 等<sup>[7]</sup>与 Liu 等<sup>[10]</sup>的研究, Han 等<sup>[11]</sup>建立了一个“氧足迹”指数 (定义为陆地耗氧量与生态系统产氧量的比值), 按照气候、土壤、植被和水相关的各个变量把干旱区生态系统对人类活动的响应分为 2 个阶段: 气候变化阶段和干旱土地扩张阶段。在气候变化阶段, 随着氧足迹指数的增大, 地表温度、降水和潜在蒸散会随之增加; 在干旱区, 降水易变且稀少<sup>[66]</sup>, 而潜在蒸散会因为较高的大气温度、低土壤含水量和充足的太阳辐射保持较高的值<sup>[67]</sup>; 由于干旱区的生态系统较为脆弱, 所以这些气候相关的变量很容易对于干旱区生态系统造成影响。随着氧足迹指数的增大, 干旱区生态系统进入到干旱土地扩张阶段, 在频繁的干旱事件与降低的干旱指数下, 干旱区面积随之增加; 此外, 土壤含水量和水分条件的降低可能导致感热通量的能量大于潜热通量, 从而造成更强的极端温度<sup>[68-71]</sup>; 在全球变暖的背景下, 干旱区的扩张将降低土壤有机碳含量, 并向大气排放  $CO_2$ , 进一步增强全球变暖<sup>[11]</sup>。因此, 干旱区域氧足迹指数可以为政府的科学决策提供有用的科学依据, 且可以作为人类活动影响生态系统变化的重要指标。

Huang 等<sup>[12]</sup>基于部分陆地氧收支, 构建了生态安全指数 (Ecological Security Indicator, ESI), 定量评估了全球陆地的生态系统安全程度, 该指数表示为:

$$ESI = \left( \frac{O_c}{O_p} \times T_m \times \frac{1}{AI} \right)^{\frac{1}{3}} \times 10 \quad (17)$$

式中:  $O_c$  为陆地耗氧 (包括燃料燃烧、自然火灾与各种异养呼吸),  $O_p$  为陆地净光合作用产氧,  $T_m$  为温度增温放大率 (为每个格点上自 1901 年的增温趋势与全球增温趋势的比值),  $AI$  为干旱指数。Huang 等<sup>[12]</sup>按指数的大小将全球陆地分为安全 ( $ESI < 1.1$ )、中度安全 ( $1.1 \leq ESI < 1.4$ )、轻度危险 ( $1.4 \leq ESI < 1.9$ ) 和严重危险 ( $1.9 \leq ESI$ ) 4 种级别。按照这个指数, 63% 的陆地是非安全土地, 其中严重危险的土地占了 23.3%, 主要分布在沙漠边缘与人类活动旺盛的区域; 安全的土地主要分布在南美、西伯利亚、中非和青藏高原 (图 9)。在未来情景 RCP8.5 下, 严重危险的土地将扩展到全球总陆地面积的 57.1%, 人类活动与气候变化是造成严重危险土地扩张的主要原因。

目前, 关于利用陆地氧收支评估生态系统的研究还较少, 在氧收支变化的背景下, 植被、土壤和人类活动的响应还有待研究; 此外, 由于数据精度的问

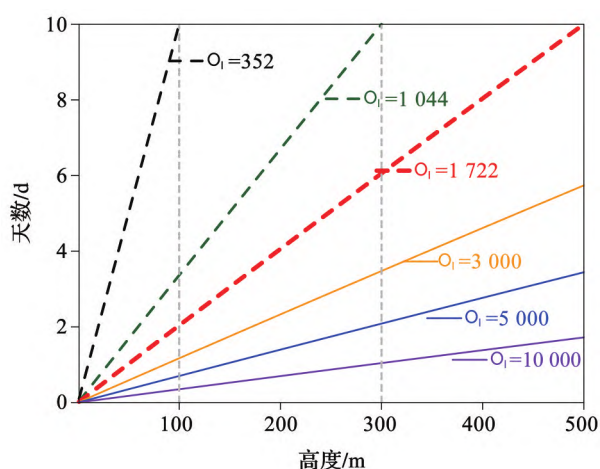


图 8 城市不同高度在不同耗氧情景下氧气浓度降到 19.5% 所需的天数 (据参考文献 [59] 修改)

Fig. 8 Time required for different heights with different  $O_i$  values in urban to reach a hypoxic environment (modified after reference [59])

$O_i$  为城市陆地耗氧与产氧量的比值

$O_i$  is defined as the ratio between urban terrestrial oxygen consumption and production

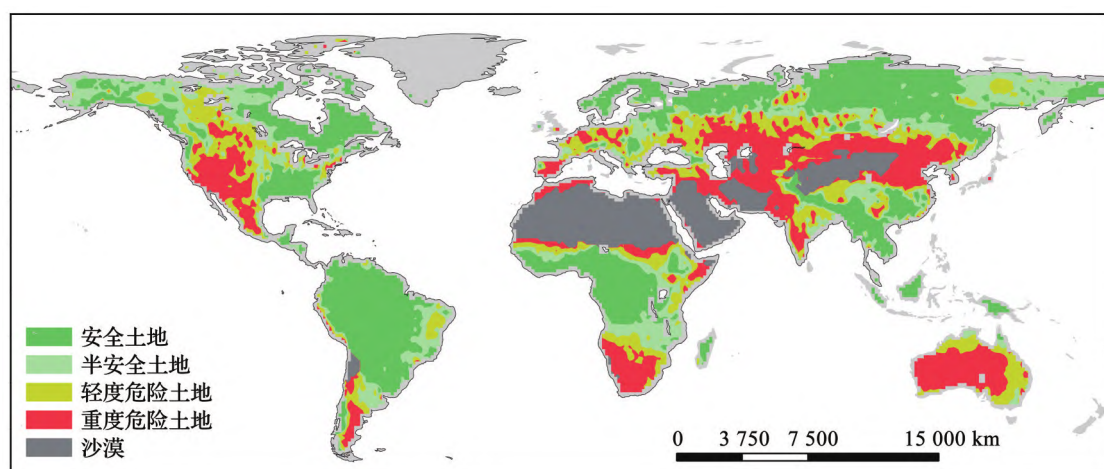


图9 按照生态安全指数划分的不同等级土地分布(据参考文献[12]修改)

Fig. 9 Global distribution of different types of land based on Ecological Security Indicators  
(modified after reference [12])

题,缺乏区域尺度上的生态安全评估,这使得当前的结果仅是针对全球尺度,区域差异特征并不明显。

## 6 结论与展望

本文总结了现代氧循环中陆地过程的研究进展,归纳了重要陆地氧循环过程的氧通量估计方法,介绍了陆地氧收支在估计大气 $O_2$ 浓度变化与评估生态安全的指示作用。以往的工作极大地丰富了人类对现代碳氧循环的认识,但氧循环仍是气候变化的新视角,有一些关键问题尚存争议或尚未解决:

(1)关键陆地氧循环过程的估计缺少相关观测的支持。目前关于氧循环的研究,如Huang等<sup>[7]</sup>和Li等<sup>[39]</sup>的研究,都很依赖模式的结果,所得到的氧通量应当进一步用观测数据进行验证。但目前全球长期 $O_2$ 观测站点较少,高精度的 $O_2$ 观测数据以及对参考气体的严苛要求限制了广泛开展氧气观测<sup>[6]</sup>。此外,长时间的全球碳通量与氧化比是估计陆地氧循环通量的关键。但目前,全球碳通量的观测较为分散,卫星的碳通量数据的时间跨度还不够长;陆地植被氧化比的观测范围仅局限在欧洲和北美,还不足以建立全球数据集。因此,需要重视相关过程的观测,广泛开展 $O_2$ 相关观测,对已有结论进行验证与订正。

(2)有部分陆地氧循环过程还未得到定量估计。根据Huang等<sup>[7]</sup>建立的氧循环过程,仍有约86.2 Tmol的残差没有得到解释,证明还有部分关键陆地氧循环过程没有被考虑到现在的氧循环模型中。例如,陆地湖泊的氧源汇作用还没有定量地进

行估计,按照Effler等<sup>[72]</sup>的研究,湖泊是潜在的氧汇,但由于观测数据的限制,还没法对全球湖泊对氧循环的贡献进行估算;此外,目前的氧循环也并未讨论沙漠与冰川的作用。因此,还需要对这些过程开展观测研究,对目前的氧循环模型进行补充。

(3)缺少关于现代氧收支的生物化学模式。目前考虑氧循环的生物化学模式,如GEOCARB模式,主要针对的是地质时期的氧循环<sup>[73]</sup>,其考虑了植被的演变以及地质活动的影响。进入人类世以来,人类活动对于植被、水汽、能量循环的影响使得氧循环过程相较于地质时期有了很大的变化。但目前耦合地球系统模式还未将氧循环考虑到模式之内,难以研究现代氧循环对气候变化与人类活动的响应。因此,可以在当前地球系统模式中耦合关键的陆地氧循环过程,就气候变化与人类活动进行敏感性实验。

(4)陆地氧收支在生态安全评估中的应用较少,缺乏机理解释。目前基于陆地氧收支建立的生态安全评估指数主要是在全球尺度上进行应用<sup>[11-12]</sup>,对于区域尺度的生态安全缺乏应用。此外,对于不同安全等级的划分还缺少机理解释,需要描述不同安全等级内动物、植被、土壤、水、人类活动和气象要素的特征,使划分更加合理。

## 参考文献(References):

- [1] CHAMEIDES W L, PERDUE M. Global biogeochemical cycles: a computer-interactive study of Earth system [M]. New York: Oxford University Press, 1999.
- [2] HUANG Jianping, LIU Xiaoyue, HE Yongsheng, et al. The

- oxygen cycle and a habitable Earth [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2021, 51(4): 487-506. [黄建平, 刘晓岳, 何永胜, 等. 氧循环与宜居地球[J]. 中国科学: 地球科学, 2021, 51(4): 487-506.]
- [3] COLMAN A S, MACKENZIE F T, HOLLAND H D, *et al.* Redox stabilization of the atmosphere and oceans and marine productivity [J]. *Science*, 1997, 275: 406-408.
- [4] CAMPELL I H, ALLEN C M. Formation of supercontinents linked to increases in atmospheric oxygen [J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1: 554-558.
- [5] LEWIS S L, MASLIN M A. Defining the Anthropocene [J]. *Nature*, 2015, 519: 171-180.
- [6] KEELING R F, MANNING A C. Studies of recent changes in atmospheric O<sub>2</sub> content [M]. San Diego: Elsevier, 2014.
- [7] HUANG J, HUANG J, LIU X, *et al.* The global oxygen budget and its future projection [J]. *Science Bulletin*, 2018, 63: 1 180-1 186.
- [8] WANG M, YAN G, YU L, *et al.* Effects of different artificial oxygen-supply systems on migrants' physical and psychological reactions in high-altitude tunnel construction [J]. *Building Environment*, 2019, 149: 458-467.
- [9] DE AQUINO LEMOS V, DOS SANTOS R V T, LIRA F S, *et al.* Can high altitude influence cytokines and sleep? [J]. *Mediators of Inflammation*, 2013: 1-8. DOI: 10.1155/2013/279365.
- [10] LIU X, HUANG J, HUANG J, *et al.* Estimation of gridded atmospheric oxygen consumption from 1975 to 2018 [J]. *Journal of Meteorological Research*, 2020, 34(3): 646-658.
- [11] HAN D, HUANG J, DING L, *et al.* Oxygen footprint: an indicator of the anthropogenic ecosystem changes [J]. *Catena*, 2021, 206: 105501.
- [12] HUANG J, YU H, HAN D, *et al.* Declines in global ecological security under climate change [J]. *Ecological Indicators*, 2020, 117: 10665.
- [13] TANG X, FAN S, DU M, *et al.* Spatial and temporal patterns of global soil heterotrophic respiration in terrestrial ecosystems [J]. *Earth System Science Data*, 2020, 12(2): 1 037-1 051.
- [14] JOOS F, SPAHNI R. Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20 000 years [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2008, 105: 1 425-1 430.
- [15] FRIEDLINGSTEIN P, O'SULLIVAN M, JONES M J, *et al.* Global carbon budget 2020 [J]. *Earth System Science Data*, 2020, 12: 3 269-3 340.
- [16] SMITH W K, REED S C, CLEVELAND C C, *et al.* Large divergence of satellite and Earth system model estimates of global terrestrial CO<sub>2</sub> fertilization [J]. *Nature Climate Change*, 2015, 6(3): 306-310.
- [17] TOWNSEND A R, BRASWELL B H, HOLLAND E A, *et al.* Spatial and temporal patterns in terrestrial carbon storage due to deposition of fossil fuel nitrogen [J]. *Ecology Application*, 1996, 6(3): 806-814.
- [18] SUTTON M A, SIMPSON D, LEVY P E, *et al.* Uncertainties in the relationship between atmospheric nitrogen deposition and forest carbon sequestration [J]. *Global Change Biology*, 2008, 14(9): 2 057-2 063.
- [19] WHITTINGHILL K A, CURRIE W S, ZAK D R, *et al.* Anthropogenic N deposition increases soil C storage by decreasing the extent of litter decay: analysis of field observations with an ecosystem model [J]. *Ecosystems*, 2012, 15(3): 450-461.
- [20] NEMANI R R, KEELING C D, HASHIMOTO H, *et al.* Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999 [J]. *Science*, 2003, 300(5 625): 1 560-1 563.
- [21] PIAO S, FRIEDLINGSTEIN P, CIAIS P, *et al.* Growing season extension and its impact on terrestrial carbon cycle in the Northern Hemisphere over the past 2 decades [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2007, 21(3). DOI: 10.1029/2006GB002888.
- [22] STOCKER T F, QIN D, PLATTNER G K, *et al.* Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.
- [23] YU P, HAN D, LIU S, *et al.* Soil quality assessment under different land uses in an Alpine grassland [J]. *Catena*, 2018, 171: 280-287.
- [24] BAUER J, HERBST M, HUISMAN J A, *et al.* Sensitivity of simulated soil heterotrophic respiration to temperature and moisture reduction functions [J]. *Geoderma*, 2008, 145(1): 17-27.
- [25] TRUMBORE S E, CZIMCZIK C I. An uncertain future for soil carbon [J]. *Science*, 2008, 321: 1 445-1 456.
- [26] KEELING R F. Development of an Interferometric oxygen analyzer for precise measurement of the atmospheric O<sub>2</sub> mole fraction [D]. Cambridge: Harvard University, 1988.
- [27] BENDER M L, TANS P P, ELLIS J T, *et al.* A high precision isotope ratio mass spectrometry method for measuring the O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> ratio of air [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58: 4 751-4 758.
- [28] MANNING A C, SEVERINGHAUS J P. Precise atmospheric oxygen measurements with a paramagnetic oxygen analyzer [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1999, 13: 1 107-1 115.
- [29] STEPHENS B B. Field-based atmospheric oxygen measurements and the ocean carbon cycle [D]. San Diego: University of California, 1999.
- [30] STEPHENS B B, PAPLAWSKY W J. Shipboard measurements of atmospheric oxygen using a vacuum-ultraviolet absorption technique [J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2003, 55: 857-878.
- [31] STEPHENS B B, BAKWIN P, TANS P P, *et al.* Application of a differential fuel-cell analyzer for measuring atmospheric oxygen variations [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2007, 24: 82-94.
- [32] TOHJIMA Y. Method for measuring changes in the atmospheric O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> ratio by a gas chromatograph equipped with a thermal conductivity detector [J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2000, 105: 14 575-14 584.
- [33] SEVERINGHAUS J P. Studies of the terrestrial O<sub>2</sub> and carbon cycles in sand dune gases and in biosphere 2 [D]. New York: Columbia University, 1995.
- [34] ISHIDOYA S, MURAYAMA S, TAKAMURA C, *et al.* O<sub>2</sub>: CO<sub>2</sub> exchange ratios observed in a cool temperate deciduous forest ecosystem of central Japan [J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2013, 65: 21120.
- [35] BATTLE M, MUNGER J, CONLEY M, *et al.* Atmospheric

- measurements of the terrestrial  $O_2:CO_2$  exchange ratio of a mid-latitude forest [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2018, 19: 8 687-8 701.
- [36] SEIBT U, BRAND W A, HEIMANN M, *et al.* Observations of  $O_2/CO_2$  exchange ratios during ecosystem gas exchange [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2004, 18: GB4024.
- [37] KEELING R F, SHERTZ S R. Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle [J]. *Nature*, 1992, 358(6 389): 723-727.
- [38] BLOOM A, CALDWELL R, FINAZZO J, *et al.* Oxygen and carbon dioxide fluxes from barley shoots depend on nitrate assimilation [J]. *Plant Physiology*, 1989, 91: 352-356.
- [39] LI C, HUANG J, DING L, *et al.* Estimation of oceanic and land carbon sinks based on the most recent oxygen budget [J]. *Earth's Future*, 2021, 9: e2021EF002124.
- [40] RANDERSON J T, MASIELLO C A, STILL C J, *et al.* Is carbon within the global terrestrial biosphere becoming more oxidized? Implications for trends in atmospheric  $O_2$  [J]. *Global Change Biology*, 2006, 12: 260-271.
- [41] POORTER H, VILLAR R. The fate of acquired carbon in plants: chemical composition and construction costs [M]// Bazaz F, Grace J P. Plant resource allocation. The Hague, the Netherlands: SPB Academic Publishing, 1997.
- [42] WORRALL F, CLAY G D, MASIELLO C A, *et al.* Estimating the oxidative ratio of the global terrestrial biosphere carbon [J]. *Biogeochemistry*, 2013, 115: 23-32.
- [43] CLAY G D, WORRALL F. Oxidative ratio of southern African soils and vegetation: updating the global or estimate [J]. *Catena*, 2015, 126: 126-133.
- [44] YOKOTA T, KIKUCHI N, YOSHIDA Y, *et al.* Six-year-long GHG observation by GOSAT and three-year carbon flux estimation [C]. Tokyo: Japan Geoscience Union Meeting 2015, 2015.
- [45] O'NEILL E, ENTEKHABI D, NJOKU E, *et al.* The NASA Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission: overview [C]//30th IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Hawaii, 2010.
- [46] KEELING R F. Measuring correlations between atmospheric oxygen and carbon dioxide mole fractions: a preliminary study in urban air [J]. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 1988, 7: 153-176.
- [47] ISHIDOYA S, SUGAWARA H, TERAOKA Y, *et al.*  $O_2:CO_2$  exchange ratio for net turbulent flux observed in an urban area of Tokyo, Japan, and its application to an evaluation of anthropogenic  $CO_2$  emissions [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2020, 20: 5 293-5 308.
- [48] VAN DER LAAN S, VAN DER LAAN-LUIJKX I T, RODENBECK C, *et al.* Atmospheric  $CO_2$ ,  $\delta(O_2/N_2)$ , APO and oxidative ratios from aircraft flask samples over Fyodorovskoye, Western Russia [J]. *Atmospheric Environment*, 2014, 97: 174-181.
- [49] MINEJIMA C, KUBO M, TOHJIMA Y, *et al.* Analysis of  $\Delta O_2/\Delta CO_2$  ratios for the pollution events observed at Hateruma Island, Japan [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, 12: 2 713-2 723.
- [50] SUGAWARA H, ISHIDOYA S, TERAOKA Y, *et al.* Anthropogenic  $CO_2$  emissions changes in an urban area of Tokyo, Japan, due to the COVID-19 pandemic: a case study during the state of emergency in April-May 2020 [J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(15): 1-10.
- [51] STEINBACH J, GERBIG C, RODENBECK C, *et al.* The  $CO_2$  release and Oxygen uptake from Fossil Fuel Emission Estimate (COFFEE) dataset: effects from varying oxidative ratios [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, 11: 6 855-6 770.
- [52] HENRY C J K. Basal metabolic rate studies in humans: measurement and development of new equations [J]. *Public Health Nutrition*, 2005, 8: 1 133-1 152.
- [53] DINTENFASS L, JULIAN D G, SEAMAN G V F. Heart perfusion, energetics, and ischemia [M]. Boston: Springer, 1983.
- [54] FRAPE D. Equine nutrition and feeding (third edition) [M]. Oxford: Blackwell Publishing, 2004.
- [55] KLEIBER M. Body size and metabolism [J]. *Hilgardia*, 1932, 6: 315-353.
- [56] SEVERINGHAUS J P, BROECKER W S, DEMPSTER W F, *et al.* Oxygen loss in biosphere 2 [J]. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 1994, 75: 33-37.
- [57] SUN G D, MU M. Understanding variations and seasonal characteristics of net primary production under two types of climate change scenarios in China using the LPJ model [J]. *Climatic Change*, 2013, 120: 755-769.
- [58] SUN G D, MU M. Projections of soil carbon using the combination of the CNOP-P method and GCMs from CMIP5 under RCP4.5 in north-south transect of Eastern China [J]. *Plant and Soil*, 2017, 413: 243-260.
- [59] WEI Y, WU J, HUANG J, *et al.* Declining oxygen level as an emerging concern to global cities [J]. *Environmental Science and Technology*, 2021, 55: 7 808-7 817.
- [60] VINGRYS A J, GARNER L F. The effect of a moderate level of hypoxia on human color vision [J]. *Documenta Ophthalmologica*, 1987, 66(2): 171-185.
- [61] HOBKIRK J P, DAMY T, WALTERS M, *et al.* Effects of reducing inspired oxygen concentration for one hour in patients with chronic heart failure: implications for air travel [J]. *European Journal of Heart Failure*, 2013, 15(5): 505-510.
- [62] LUTTMANN-GIBSON H, SARNAT S E, SUH H H, *et al.* Short-term effects of air pollution on oxygen saturation in a cohort of senior adults in Steubenville, Ohio [J]. *Journal of Occupational and Environmental Medicine*, 2014, 56(2): 149-154.
- [63] DART T, GALLO M, BEER J, *et al.* Hyperoxia and hypoxic hypoxia effects on simple and choice reaction times [J]. *Aerospace Med Human Performance*, 2017, 88: 1 073-1 080.
- [64] CAI Yunlong. Socioeconomic perspectives on ecological problems [J]. *Advances in Earth Science*, 2020, 35(7): 742-749. [蔡运龙. 生态问题的社会经济检视 [J]. 地球科学进展, 2020, 35(7): 742-749.]
- [65] QIU Guoyu, ZHANG Xiaonan. China's urbanization and its ecological environment challenges in the 21st century [J]. *Advances in Earth Science*, 2019, 34(6): 640-649. [邱国玉, 张晓楠. 21世纪中国的城市化特点及其生态环境挑战 [J]. 地球科学进展, 2019, 34(6): 640-649.]
- [66] RYAN C, ELSNER P. The potential for sand dams to increase the adaptive capacity of East African drylands to climate change [J]. *Regional Environment Change*, 2016, 16: 2 087-2 096.

- [67] JI F, WU Z H, HUANG J P, *et al.* Evolution of land surface air temperature trend [J]. *Nature Climate Change*, 2014, 4: 462-466.
- [68] SENEVIRATNE S I, CORTI T, DAVIN E L, *et al.* Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: a review [J]. *Earth Science Reviews*, 2010, 99: 125-161.
- [69] SHERWOOD S, FU Q. A drier future [J]. *Science*, 2014, 343: 737-739.
- [70] SENEVIRATNE S I, DONAT M G, MUELLER B, *et al.* No pause in the increase of hot temperature extremes [J]. *Nature Climate Change*, 2014, 4: 161-163.
- [71] VOGEL M M, ORTH R, CHERUY F, *et al.* Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture-temperature feedbacks [J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44: 1 511-1 519.
- [72] EFFLER S W, O'DONNELL D M, OWEN C J. America's most polluted lake: monitoring rehabilitation with computer-driven robots [J]. *Journal of Urban Technology*, 2002, 9: 21-44.
- [73] BERNER R A. GEOCARBSULF: a combined model for Phanerozoic atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006, 70(23): 5 653-5 664.

## Advances in Researches of Terrestrial Oxygen Cycle Processes\*

DING Lei<sup>1</sup>, HUANG Jianping<sup>1,2\*</sup>, WANG Li<sup>2</sup>, LIU Xiaoyue<sup>1</sup>, WEI Yun<sup>1</sup>

(1.Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric and Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2.Collaborative Innovation Center for Western Ecological Safety, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** Oxygen cycle is one of the essential global biogeochemical cycles on Earth, and the change of oxygen cycle is of great importance to the Earth habitability. Since the industrialization, due to anthropogenic disturbance, such as land use change and fossil fuel combustion, modern oxygen cycle has undergone drastic changes compared with the cycle in geologic time scale. As a consequence, modern oxygen cycle provides an innovate view on studying the response of Earth system to climate change and human activities, which has aroused the concern of the academic community. Terrestrial oxygen cycle processes, such as terrestrial ecosystem oxygen production and fuels combustion consumption, are important components of modern oxygen cycle. In the recent years, as the improvement of observing methods and biogeochemical models simulation, the key terrestrial oxygen cycle processes are better understood and estimated. By reviewing the previous studies on key terrestrial processes oxygen fluxes, the methods to estimate or observe the terrestrial oxygen fluxes are summarized, and the main terrestrial oxygen fluxes distribution patterns are presented. The change of terrestrial oxygen budget can directly influence the atmospheric oxygen concentration level through the change in consuming or producing oxygen, therefore playing essential roles in predicting future atmospheric oxygen concentration change. Also the indexes based on terrestrial oxygen cycle processes, such as oxygen footprint index and ecosystem security index, can reflect interactions among different Earth system components and exhibit the responses of ecosystem to climate change and anthropogenic activities, which help to evaluate the security of terrestrial ecosystem. Reviewing the advances in research of terrestrial oxygen processes can improve the understanding of modern oxygen cycle and explore the responses of terrestrial oxygen cycle processes to climate change and human beings activities. This can be helpful to predict the future variation in atmospheric oxygen concentrations and make developmental policies.

**Key words:** Oxygen cycle; Fossil fuels combustion; Land vegetation ecosystem; Atmospheric oxygen concentration; Ecological security.

\* **Foundation item:** Project supported by the National Natural Science Foundation of China "Mechanism of climate change in arid and semi-arid regions" (Grant No. 41521004) and "Climate change in arid and semi-arid regions and its effects on hydrologic cycle" (Grant No. 41991231).

**First author:** DING Lei (1995-), male, Zhangjiakou City, Hebei Province, Ph. D student. Research areas include responses in carbon and oxygen fluxes of ecosystem to climate change. **E-mail:** dingl19@lzu.edu.cn

\* **Corresponding author:** HUANG Jianping (1962-), male, Zhangping City, Fujian Province, Professor, Academician of the Chinese Academy of Sciences. Research areas include climate change in semi-arid regions. **E-mail:** hjp@lzu.edu.cn