中国科学: 地球科学 2023 年 第 53 卷 第 12 期: 2830 ~ 2845
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

评 述

显生宙古海洋环境和气候波动与特提斯演化

田力*, 宋海军, 刘羽初, 吴玉样, 楚道亮, 宋虎跃

中国地质大学(武汉)地球科学学院, 生物地质与环境地质国家重点实验室, 武汉 430074
* 通讯作者, E-mail: tianlibgeg@cug.edu.cn

收稿日期: 2023-02-28; 收修改稿日期: 2023-10-08; 接受日期: 2023-10-11; 网络版发表日期: 2023-11-22
国家自然科学基金项目(批准号: 92155201、42272361)资助

摘要 气候和环境是影响生物演化和人类生存发展最为关键的自然因素, 恢复古海洋环境条件和古气候演变历史并揭示其内在驱动机制是研究地质历史时期地球宜居性的重要内容. 本文系统整理了重建古温度、古海洋氧化还原条件和酸碱度的地质记录指标和定量模拟结果, 建立了长时间尺度下古气候-古环境的演变规律: 古生代早期大气氧含量低、古海洋广泛缺氧; 泥盆纪的温室气候和石炭纪-二叠纪冰期是古生代中期最为主要的古气候特征, 古海洋氧化程度和碱度都较高; 在冰期消解之后, 古生代晚期较高pCO_2为主导的温室气候基本上贯穿了整个中生代, 期间发生了多次极端高温和缺氧硫化事件; 一直到新生代中晚期, 温室气候向冰期气候转变, 各种环境和气候条件逐渐演变到现代水平. 综合现有数据和规律后发现, 特提斯的主要演化阶段与古气候及古环境变化密切相关: (1) 原特提斯演化阶段全球古高程较低, 大气氧含量处于较低水平, 该时期的构造活动导致明显的海侵-海退旋回, 但对古气候及古环境影响可能较弱; (2) 古特提斯演化阶段伴随着潘基亚超大陆(也被译为盘古大陆)的形成, 该时期造山活动剧烈, 全球大陆面积和海拔增加, 导致风化作用加强、生产力升高, 进而驱动大气pCO_2下降、氧气含量上升, 促进了晚古生代冰期的形成, 海洋开始富氧; (3) 新特提斯阶段伴随着潘基亚超大陆裂解, 大陆海拔下降, 风化作用减弱, 导致中生代较高的大气pCO_2水平和温室气候, 海洋缺氧事件频发; (4) 在新特提斯洋闭合与阿尔卑斯-喜马拉雅山脉形成时, 全球大陆平均海拔上升, 风化固碳作用增强, 大气pCO_2下降, 东亚季风和北大西洋深水层驱动模式建立, 促使晚新生代冰期启动. 现有的长时间尺度古气候与古海洋环境演变模式显示, 造山运动通过改变海陆格局和大陆高度影响风化作用强弱来影响大气pCO_2, 可能是显生宙长时间尺度下, 大地构造控制古气候和古海洋环境条件变化的主要机制. 特提斯区域是构造运动、火山活动、重大环境和生物事件的交汇场, 其演化贯穿整个显生宙, 因而特提斯演化的气候和环境效应与生物响应研究是未来地球科学发展的一个重要方向, 可以为揭示地球宜居性的演变过程提供重要信息.

关键词 古温度, 古氧化还原条件, 古酸碱度, 构造运动, 地球宜居性

中文引用格式: 田力, 宋海军, 刘羽初, 吴玉样, 楚道亮, 宋虎跃. 2023. 显生宙古海洋环境和气候波动与特提斯演化. 中国科学: 地球科学, 53(12): 2830–2845, doi: 10.1360/SSTe-2023-0041
英文引用格式: Tian L, Song H, Liu Y, Wu Y, Chu D, Song H. 2023. Phanerozoic oceanic and climatic perturbations in the context of Tethyan evolution. Science China Earth Sciences, 66(12): 2791–2806, https://doi.org/10.1007/s11430-023-1205-6

© 2023 《中国科学》杂志社

1　引言

地球深部壳幔活动引发的板块构造运动和火山作用, 对表层圈层产生了重要影响, 进而引发了地质历史时期一系列重要的地质事件(Torsvik等, 2021; 刘静等, 2022; 刘勇胜等, 2022). 特提斯演化是显生宙最重要的地质事件, 在过去五亿多年的演化历史中, 板块运动导致海陆格局和地形地貌不断变迁, 持续影响着陆地气候和海洋环境变化; 大气圈、水圈和生物圈在原特提斯洋、古特提斯洋和新特提斯洋的形成与消亡过程中, 都发生了重要的转折(吴福元等, 2020). 显生宙也记录了生物多样性演化与生态系统演替的主要过程(Bambach等, 2002; Fan等, 2020). 节肢动物、陆地植物和脊椎动物等现生多样性的主要类群, 都起源于早古生代(Erwin等, 2011; Zeng等, 2020; Tian等, 2022; 薛进庄等, 2022); 而现代型生态系统的崛起, 最早可以追溯到中生代初(Benton和Wu, 2022; Dai等, 2023).

近现代的气候与环境变化, 是目前地球宜居性和未来人类可持续发展的重要挑战. 要系统地认识宜居地球的现在和未来, 需要深入了解地球过去的气候与环境演化历史和地质作用过程(朱日祥等, 2021). 温度、氧化还原条件、pH值等, 是制约生物生存的主要环境因子, 这些无机条件在地质历史时期的波动, 是影响生物演化, 引发生物灭绝、复苏和辐射的重要原因(Knoll等, 2007; Vermeij, 2015; 沈树忠和张华, 2017). 本文旨在通过回顾显生宙古海洋的海水温度、氧化还原条件和酸碱度等环境条件的演变过程, 总结地球表层长期变化规律, 探索其与特提斯演化之间的关系. 通过阐明古气候与古环境变化对特提斯洋演化的响应机制, 揭示生物演化、气候和环境变化与大地构造运动及地球内部圈层活动的相互作用机制, 能够为探寻人类可借鉴的、维护地球宜居性的重要地质过程, 提供关键理论模型和地质实证.

2　显生宙的古海水温度

形成于特定温度下的矿物, 可以被用来定性还原海水温度. 例如, 石膏和重晶石的沉淀温度较高, 而六水碳酸钙则只出现在冰水环境中, 因此可以分别用来指示温热和冰冷的环境(Retallack和Huang, 2010; 王舟, 2017). 冰川活动过程中强烈的机械剥蚀作用和搬运作用, 会在冰川前端沉积一定量的杂砾岩(也被称为冰碛岩), 并发育落石和马鞍石构造, 一些砾石表面会留有单向擦痕. 因此冰碛岩是追索深时冰川的关键沉积标识, 其古纬度分布范围是鉴别地质历史时期冰期强弱的主要证据(图1). 一些特定类型的古土壤和蒸发岩等沉积组构, 也被认为有非常强的古气候意义, 常常被用作古地理和古气候重建的沉积标志(Boucot等, 2013; Scotese等, 2021).

大气二氧化碳浓度(pCO_2)是指示大气-海洋系统碳循环的敏感标尺. 二氧化碳也是现代大气中最重要的温室气体, 古大气pCO_2可能在古温度的演化中发挥了重要作用. 重建古大气pCO_2的地质指标多样, 包括植物气孔、叶片气体交换模型、海相浮游植物植烷、古土壤次生碳酸盐、硼同位素、C_3植物有机碳同位素等(周鑫等, 2013). Foster等(2017)收集了前人报道的5种不同指标的1500个pCO_2数据, 建立了420Ma以来的显生宙pCO_2变化曲线. 与前人的CO_2数据曲线相比(Berner, 2006; Royer等, 2014), Foster等(2017)统一校正了一些指标计算方法并使用蒙特卡罗方法, 使得显生宙pCO_2曲线更加可靠. 该曲线整体呈现为“双峰”模式, 即在泥盆纪和三叠纪出现两个CO_2峰值. 相反地, 晚古生代冰期和白垩纪晚期是CO_2的低谷期, 与现代工业革命前的CO_2水平相当, 与沉积物和石油中浮游植物的有机地球化学记录高度吻合(Witkowski等, 2018). 此外, 碳循环模型数值模拟的大气pCO_2曲线的长尺度变化趋势与地质记录基本一致(Mills等, 2021; 张莹刚等, 2023), 也基本上符合高pCO_2对应温室气候和低pCO_2对应冰室气候的总体规律.

老地层由于经历了复杂的埋藏过程, 氧同位素等指标易被区域热变质作用和成岩作用等改造, 因此这些全岩样品的相关指标一般难以准确地恢复古温度. 但是团簇同位素测定的化学键被认为十分稳定, 因此也有人用软体动物化石甚至全岩样品的团簇同位素作为古温度指示器(Guo等, 2019; 岳姣姣等, 2021). 超微浮游植物膜质脂的TEX_{86}也被用来当作古温度的生物标志化合物(Sluijs等, 2006). 包括腕足、有孔虫、珊瑚、牙形石等在内, 具有相对强的抗成岩作用能力的动物壳体/骨骼氧同位素和Mg/Ca等地球化学指标, 是目前使用最多的古海水温度恢复指标(田军, 2013; Song等, 2019). 在古生代、中生代和新生代的研究中, 往往倾向选择腕足壳体和牙形石的氧同位素、牙形石

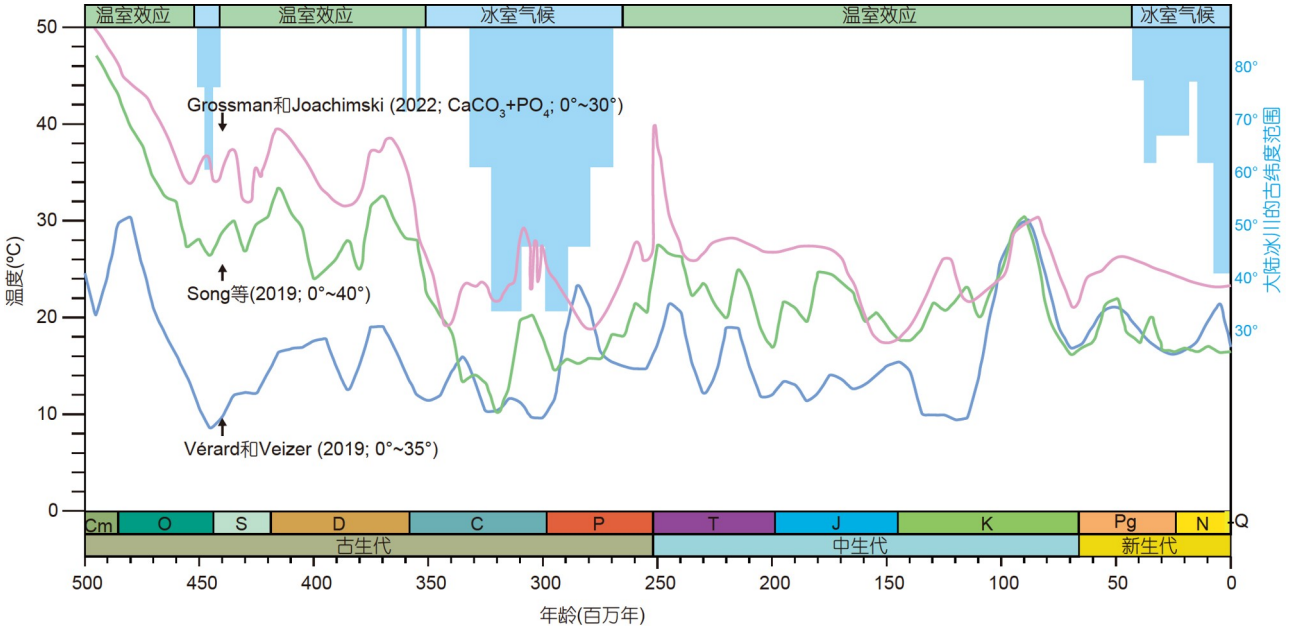

图 1　显生宙的冰期记录和中低纬度温度曲线(修改自Grossman和Joachimski, 2022)

冰川的古纬度范围(浅蓝色柱形图)修改自Song等(2019), 30°S~30°N温度数据(紫色)引自于Grossman和Joachimski(2022), 40°S~40°N古海水表层温度曲线(绿色)引自Song等(2019), 35°S~35°N古海水温度曲线(深蓝色)引自Vérard和Veizer(2019)

和箭石的氧同位素以及有孔虫和珊瑚的Mg/Ca比值进行古温度的定量重建(Veizer和Prokoph, 2015; Song等, 2019; Judd等, 2022).

相比于陆相和高纬度海洋地区, 古低纬度地区的温度曲线比较连续, 已经有多个使用不同方案和数据库所建立的曲线发表(Grossman和Joachimski, 2022). 除绝对值有所差别外, 这些曲线都显示出相似的变化规律: 早古生代温度较高, 晚古生代较低, 中生代基本处于中高水平, 新生代波动下降(图1). 目前时空分辨率最高的显生宙古温度曲线与纬度梯度由Scotese等(2021)完成, 该研究结果显示: 除之前有较多证据证实的几次冰室气候与温室气候的转换外, 还新发现了中生代的几次剧烈气候波动, 特别是三叠纪与白垩纪的极热事件、晚侏罗世到早白垩世的降温, 都不同程度地在之前的研究中被忽视了.

3　古海洋的氧化还原条件

沉积物和沉积地层的颜色是判别氧化还原条件最基本和最直观的标识: 黑色和黄绿色代表其中的有机质或者还原态矿物(如黄铁矿)多, 用于指示缺氧-硫化条件; 而红色说明里面含的氧化态矿物(如赤铁矿等)较多, 可以用于指示氧化事件. 基于这个原理, 黑色页岩和海相红层的出现, 往往被分别当作缺氧和氧化的基本指标(胡修棉, 2005). 生物扰动强度被认为和沉积环境的氧化还原状态有直接关系: 颗粒细腻、水平纹层发育良好的泥页岩形成于缺氧-硫化的水体当中, 而有强烈生物扰动痕迹的泥灰岩和泥砂岩则往往形成于氧化的水体中(Savrda和Bottjer, 1986). 在基于宏观沉积组构和沉积微相观测的沉积环境分析中, 往往会采用以上多种指标的共同出现作为氧化还原条件重建的指证(Isozaki, 1997).

古海水的氧化还原条件也可以用一些矿物的形貌来进行分析. 例如黄铁矿, 往往在缺氧的黑色页岩中比较富集, 特别是小颗粒的草莓状黄铁矿, 是指示海水硫化缺氧的重要沉积矿物指标之一. 由于其在浅水碳酸盐岩和深水碎屑岩沉积中都可应用, 所以有学者用其来重建近现代沉积物和古海洋氧化还原条件(例如, Bond和Wignall, 2010). 缺氧环境中黄铁矿的形成, 说明当时的硫酸盐还原作用强烈. 因此, 用黄铁矿硫同位素以及硫酸盐还原菌的相关生物标志化合物来示踪硫酸盐还原作用强度, 也是过去古海洋氧化还原条件重

建研究的重要途径(Grice等, 2005; Bottrell和Newton, 2006). 将黄铁矿形貌分析与无机和有机地化指标相结合, 是非常经典、有效重建古氧相的方法(例如, Nielsen等, 2010; Wei等, 2015). 在现代海洋沉积物中, 很多元素特别是金属元素的含量、比值, 以及同位素值, 都与海水的氧化还原条件密切相关, 常常被用来示踪古海洋缺氧事件(Tribovillard等, 2006). Mo、U和V等元素含量, I/Ca(图2)、V/(V+Ni)、有机碳/磷和硫/碳比值, 以及Ce异常和铁组分等都在晚前寒武纪和显生宙的古海洋氧化还原重建中发挥了重要作用(例如, Wignall和Twitchett, 1996; Xiang等, 2020). 同时, 还有很多同位素指标, 也被用来示踪海洋缺氧. 例如, 铀同位素, 在过去十多年的海洋氧化还原环境重建中被认为可以有效恢复古海水氧含量(Song等, 2017; Bartlett等, 2018; Chen等, 2021). 此外包括铬同位素、钍同位素、钒同位素和钨同位素等在内的非常规同位素指标, 也被用来重建显生宙的古海洋氧化还原条件(Fang等, 2021; Kurzweil等, 2021; Newby等, 2021).

海洋缺氧面积可以通过一些氧化还原敏感元素的含量或同位素指标进行估算和模拟. Ye等(2018)建立了一个以Mo和U含量为指标的模型来估算缺氧和硫化的范围, 其结果显示, 较小的U含量的富集(3~4ppm)(1ppm=1μg g^{-1})可以指示20~30%的底层海水硫化, 而中等程度的Mo含量(40ppm)只能指示5%的海水硫化. δ^{238}U等也可以作为古海水氧化还原条件指标, 应用到Community Earth System Model中进行海水缺氧范围的模拟(例如, Penn等, 2018). Emmings等(2022)使用黄铁矿含量和铁组分等指标进行了显生宙高分辨率的海洋缺氧纬度范围模拟, 结果显示, 泥盆纪早中期的海洋发生了由大面积的持续缺氧向全面氧化的转折. 现有的地质证据也基本支持上述的海洋缺氧范围模拟结果, 早古生代海洋普遍比较缺氧, 从晚古生代一直到现代, 只有在石炭纪晚期、二叠纪-三叠纪之交、侏罗纪早期和白垩纪早中期有全球性比较严重的缺氧事件发生(Wignall等, 2002; Jenkyns, 2010; Chen等, 2022; 陈曦等, 2022), 其他时段的古海洋氧化程度都是比较高的.

但是, 在进行古海洋/海水氧化还原条件恢复研究时要注意对指标和模型的辨证与融合. Algeo和Li (2020)在系统回顾了古氧化还原条件相关的地球化学指标之后明确提出, 不同时空背景下的判别阈值是有明显差异的, 很多指标的使用要特别关注测试样品的岩性和沉积背景等, 所有案例中都通用的万能指标并不存在. 同样, 其他古气候和古环境相关地质记录指标, 也都受沉积空间和埋藏时间的制约, 需要在实际案例中具体分析, 从而增强结果的准确性. 同时, 数值模型模拟需要进一步地调整和完善. 虽然目前已经有很多不同的数值模型用于古气候和古环境模拟研究, 并在过去数十年中不断修正和更新, 但是很多模拟结果与实际发现的地质记录并不统一. 例如Penn等(2018)所展示的二叠纪-三叠纪之交的海水温度和氧含量模拟结果显示, 高温和海洋分层促进了中-高纬度浮游植物的光合作用, 大量利用了全球表层营养元素, 反而使得低纬度地区营养盐供给降低, 生产力下降, 最终导致低纬度地区海水溶解氧增加. 但是实际上, 当时低纬度海相地层的缺氧证据十分丰富(Wignall等, 2002). 只有将数值模型模拟结果与地质实证相融合, 才能提高研究结果的可靠程度.

海洋缺氧的强度和范围, 除了受海洋环流和初级生产力水平的控制, 也和大气组成有非常密切的联系. 显生宙大气O_2的地质记录十分有限, 主要工作来自沉积物的木炭丰度指标建立的显生宙大气O_2变化, 揭示了泥盆纪时期的大气O_2快速升高, 随后大气O_2在一定范围内小幅度波动, 没有显著变化(Glasspool和Scott, 2010). 来自COPSE和GEOCARBSULF模型的数值模拟工作进一步证实了这一长尺度趋势, 两种模型都模拟出了泥盆纪大气O_2的快速上升趋势(Berner, 2006; Lenton等, 2016). 英国利兹大学古环境模拟团队最新修正的模拟结果(Mills等, 2023)显示: 大气O_2在寒武纪到奥陶纪的剧烈波动之后开始波动升高, 在石炭纪早期达到第一峰值后, 又有所回落; 然后在二叠纪达到最高值, 三叠纪开始回落; 从侏罗纪之后一直保持在相对稳定的中高水平, 直至现代.

4　古海水酸碱度

白铁矿和黄铁矿等沉积矿物, 一般在酸性的水体中沉淀; 而蒙脱石和伊利石等黏土矿物, 则在偏碱性的水体中形成. 在自然环境中, 碳酸盐岩矿物, 包括文石、方解石和白云石, 一般都只在碱性环境中沉淀. 原生白云岩、鲕粒和文石假晶等沉积组构, 也都只在碱性且碳酸盐饱和度高的环境中沉积, 所以是最初被用来建立前寒武纪方解石海-文石海演替模式的主要证

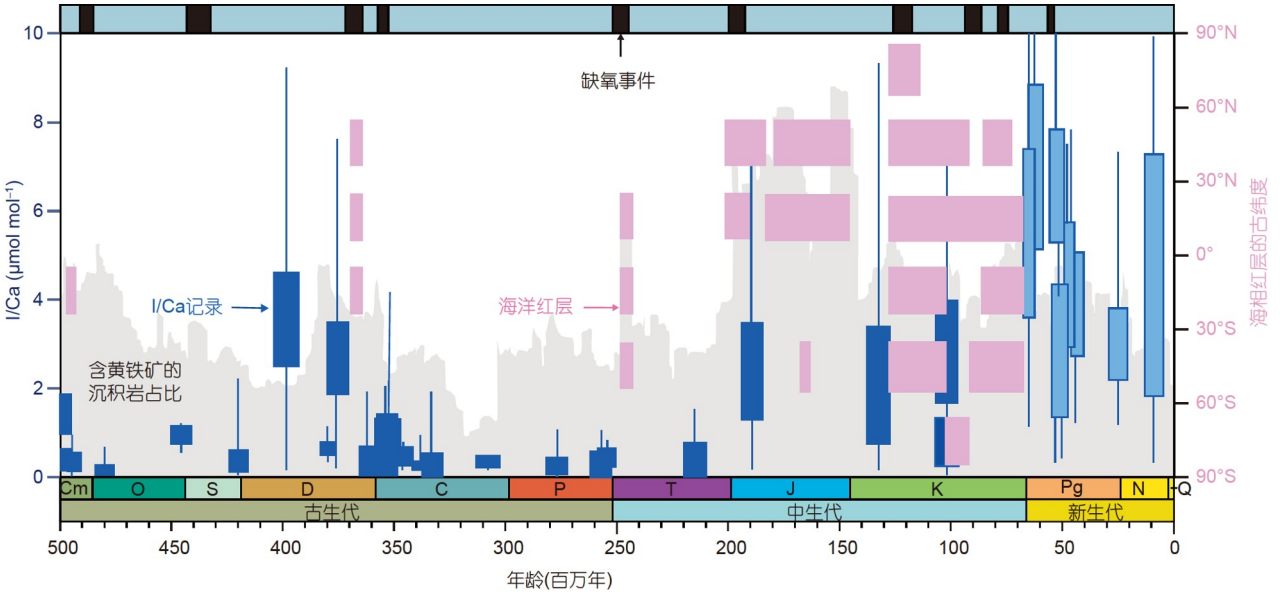

图 2　显生宙古海洋氧化还原条件的主要地质记录

灰色阴影为含黄铁矿的沉积岩占比, 引自Emmings等(2022); 海相红层的古纬度分布范围(粉红色矩形), 引自Song等(2017); 显生宙I/Ca记录(蓝色条形框线), 引自Lu等(2018), 其中深蓝色充填数据来源于碳酸盐岩地层样品, 浅蓝色充填数据来自于大洋钻探工程中的海底沉积物样品

据(Hardie, 2003). 全岩或钙质化石的硼含量和硼同位素(Clarkson等, 2015; Liu等, 2021), 以及全岩和牙形石等生物骨骼的钙同位素(Payne等, 2010; Hinojosa等, 2012)是重建古海水酸碱度的主要地球化学指标. 也有研究认为碳酸盐岩锂同位素可以作为潜在的古海水pH替代性指标(赵悦等, 2020).

腕足化石壳体中的有机质含量和方解石堆叠模式(Garbelli等, 2017; Ye等, 2019), 以及软体动物壳体表面矿物的溶解和修复痕迹(Foster等, 2022)都可以作为生物相关组构来追踪古海洋酸化事件. 由于目前对地质历史时期的海洋酸化事件定义中, 特别强调碳酸盐饱和度的降低(Hönisch等, 2012), 所以碳酸盐岩矿物和沉积物的溶蚀痕迹, 就是恢复古海洋酸化事件的重要潜在指标. 二叠纪-三叠纪之交浅水台地上广泛发育的碳酸盐岩溶蚀面, 曾经被当作当时表层海水酸化的主要沉积学证据(Payne等, 2007), 但是由于海退导致的浅海暴露, 剥蚀作用也可能会产生类似的不整合面(Wignall等, 2009). 因此对多解性证据的使用, 要保持谨慎.

由于现代海洋中的藻礁珊瑚大都对海水pH值非常敏感, 即使非常轻微的海水酸化也会造成珊瑚礁的白化现象, 所以地质历史时期珊瑚礁的缺失, 也可以考虑作为古海洋酸化的部分证据, 同时需要结合时代背景排除珊瑚灭绝等其他因素造成生物礁缺失的可能(图3). 另外, 现代珊瑚都是石珊瑚类(六射珊瑚), 与古生代的四射珊瑚类群明显不同, 石珊瑚与虫黄藻在三叠纪才开始建立共生关系(Stanley, 2003), 因此古生代的珊瑚记录与古海水酸碱度的关系就更为模糊. 特别要注意的是, 近现代和地质历史时期对海洋酸化的定义是有明显区别的. Hönisch等(2012)明确提出, 地质历史时期的海洋酸化事件, 不仅要有pH值的降低, 同时也要有碳酸钙饱和度的降低, 而且在一万年及更短的时间内发生. 将古酸碱度重建工作的时间分辨率推进到万年尺度以内, 对于大多古生代与中生代的老地层来说, 是短时期内无法实现的.

有一些研究使用碳酸盐岩硼或钙同位素来定量模拟古海水酸碱度变化, 但是目前有详细研究的时段相对较少, 集中在重大地质历史突变期(Clarkson等, 2015; Jurikova等, 2020; Müller等, 2020), 目前还没有显生宙尺度比较连续的数据曲线发表. 鲕粒大小和白云岩丰富曲线在显生宙已经有较为连续的研究记录. 斯坦福大学研究团队开发了基于鲕粒大小定量模拟海水碳酸盐饱和度的模型, 在此基础上, 结合模拟出的大气二氧化碳浓度, 就可以定量重建古海水pH值和碳酸

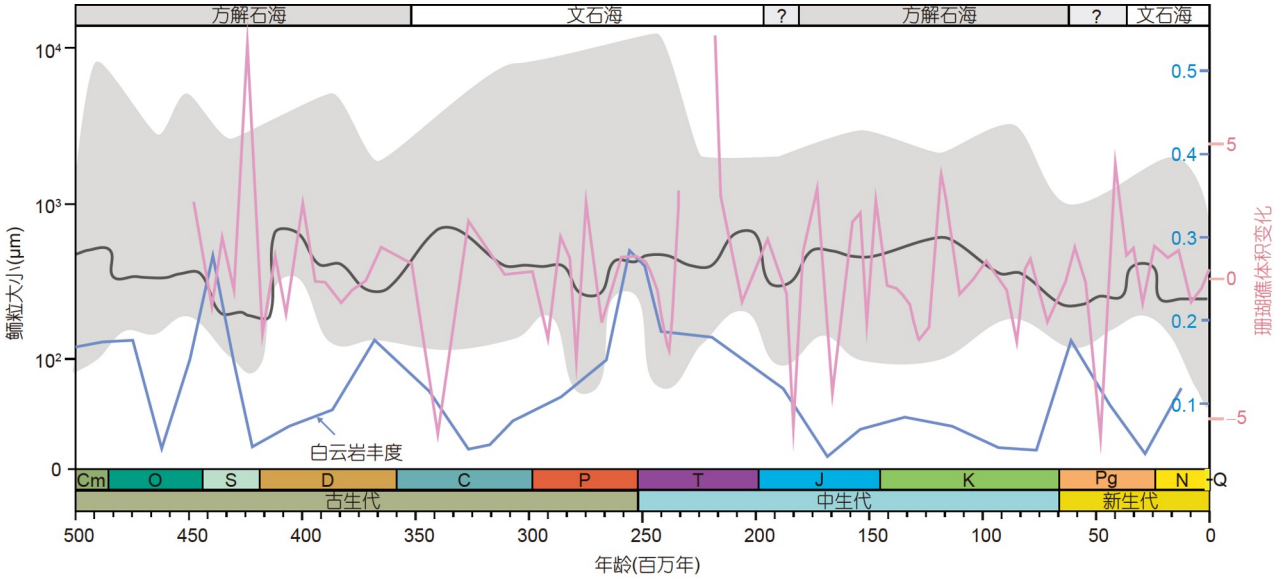

图 3　显生宙碳酸盐岩沉积记录变化曲线

白云岩丰度曲线(蓝色), 修改自Li等(2021); 全球后生动物礁体积变化曲线(粉色), 修改自Kiessling和Simpson(2011); 鲕粒大小的中位数变化曲线(黑色)和鲕粒大小的范围(灰色阴影), 修改自Koeshidayatullah等(2022)

盐饱和度等(Li等, 2021; Trower等, 2022). 该模型模拟结果显示, 碳酸盐饱和度在整个显生宙处于较为稳定的水平, 除白垩纪早期有明显上升外, 其他时期都没有大幅度的波动(图4b). 与此不同的是, 估算出的pH值在显生宙经历了明显的波动: 早古生代海洋pH值偏低, 在晚古生代开始显著上升达到较高水平, 经历了中生代小幅降低后, 新生代又开始急速上升.

5　影响古环境与古气候演变的因素

大型地外星体撞击会引发剧烈的地表气候及环境变化, 例如, 短期温度骤降但是长期变暖的气候效应、巨幅海啸和海洋酸化等(Vellekoop等, 2014). 白垩纪末期的陨石撞击事件引发全球性的生物和环境灾难, 是目前已知地外事件影响地球表层环境变化的经典案例(Kring, 2007; 沈树忠和张华, 2017). 一些研究认为在白垩纪-古近纪之交的陨石撞击事件中也有非常强烈的火山活动发生, 生物圈受到了双重打击(Hull等, 2020; 赵梦婷等, 2021). 但是除此之外, 显生宙鲜有其他大规模陨石撞击显著影响地球气候及环境并导致生物大灭绝的确凿证据. 二叠纪-三叠纪之交的生物灭绝和环境恶化, 也曾经被认为是陨石撞击引发的(Becker等, 2001, 2004), 但是过去的众多研究表明, 二叠纪末发生大型陨石撞击事件的地质证据并不可靠(宋海军和童金南, 2016; Zhang等, 2021; Dal Corso等, 2022a).

大规模的火山喷发和岩浆活动也会引发类似陨石撞击的气候和环境效应: 快速变冷(也被称为"火山冬天")、海洋酸化, 长期变暖、海水返碱, 风化作用加强, 陆源输入增加等(Wignall, 2001; Algeo等, 2011). 在某些地质时段内的火山事件的频繁发生, 会影响数十到数百万年尺度上的古气候及古环境变化, 例如, 晚二叠世到早中三叠世长达5~8个百万年内, 西伯利亚大火山和其他区域火山喷发(殷鸿福等, 1989; Renne和Basu, 1991; Xie等, 2010; Zhang等, 2021). 同时, 也有研究认为超级地幔柱的活跃, 会引发区域甚至全球性的古气候及古环境变化, 例如, 中二叠世的Kamura降温事件, 就被认为是"地幔柱冬天"效应(Isozaki, 2009). 当然, 不同火山活动类型(如海底火山和陆地火山喷发、地幔柱活动)所引发的主要气候和环境效应在不同事件中是有所不同的: 二叠纪-三叠纪之交的火山喷发引发了升温和缺氧、海洋酸化等系列变化; 而在白垩纪晚期的高温和缺氧事件发生时并没有大量的火山喷发活动, 但是金伯利岩记录却达到了顶峰, 暗示侵入型岩浆活动可能影响了表层气候和环境条件(如Torsvik等, 2021).

陆地风化作用的强弱也是影响古海洋环境条件的

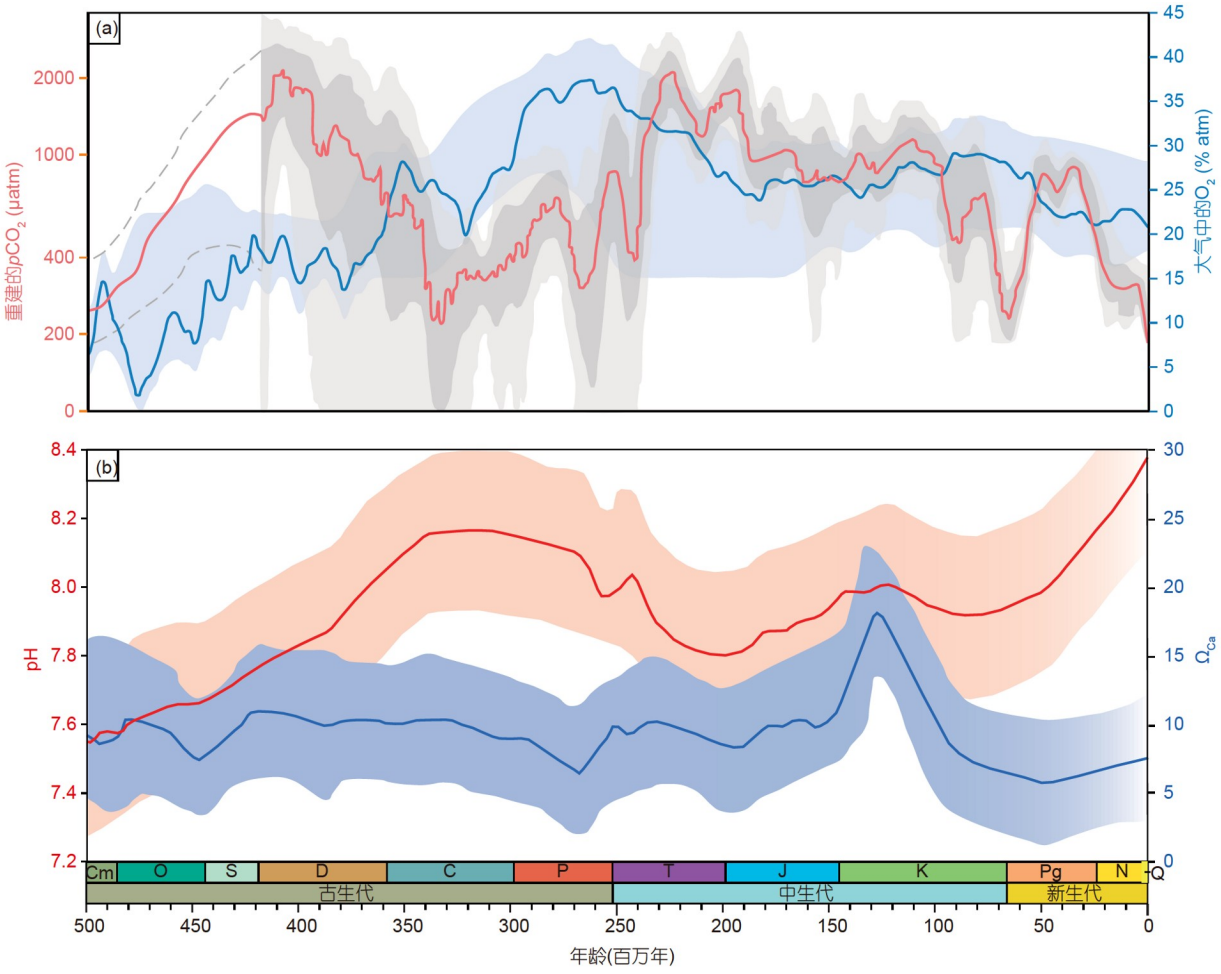

图 4　显生宙大气氧和二氧化碳含量、古海洋酸碱度模拟结果

(a)中GEOCARBSULFOR模型的大气O_2含量模拟曲线(蓝色实线)来源于Mills等(2023), 地质记录重建的大气二氧化碳分压(橙色曲线)修改自Witkowski等(2018); (b)中碳酸盐饱和度Ω_{Ca}(蓝色曲线和蓝色阴影)和pH值(红色曲线和红色阴影)修改自Trower等(2022)

重要因素. 陆源风化产物输入的增加可以提高海洋的碱度, 为表层生产力提供营养盐. 同时, 硅酸盐矿物在风化过程中, 会吸收大量的二氧化碳, 风化产物输入海洋后形成新的沉积物埋藏下来, 从而实现对气候的负反馈(吴卫华等, 2012; Brantley等, 2023). 该机制已经在新生代的很多案例中都被证实(Arnscheidt和Rothman, 2020; Song等, 2023). 值得注意的是, 高温可能会增强风化作用, 对温室效应形成负反馈; 但是如果输入海洋中的硅质矿物碎屑和有机物再矿化作用强盛, 形成比风化量更大的硅酸盐岩, 则被称为反向风化作用, 大气中的CO_2含量不减反增, 从而强化了温室效应(赵彬等, 2018; Cao等, 2022).

板块运动所造成的海陆格局、地形地貌和温度等因素的变化, 直接影响着大气和海洋环流模式的演变. 最经典的例证来自于新生代晚期冰期的构造驱动假说, 板块抬升强化了陆表过程, 吸收了大气二氧化碳, 温室气候转向冰期(Raymo和Ruddiman, 1992). 特提斯洋通道的关闭, 引发了温盐环流反转可能是当时全球变冷、南极冰盖形成的重要驱动因素(张仲石等, 2009). 在古生代与中生代之交, 随着潘基亚超大陆的裂解, 多区域季风共存的复杂格局取代了超级季风模式(Parrish, 1993; 吴福元等, 2020; 宋汉宸等, 2023). 古生代末期古特提斯洋内部存在一个完整的逆时针环流, 而且该洋流与全球环流有较好的连贯性, 而随着东特提斯洋内板块的北移, 古特提斯洋可能接近或者完成闭合, 古特提斯洋内部洋流与泛大洋的环流相互独

立(颜佳新和赵坤, 2002). 二叠纪-三叠纪的洋流变化, 也可能与当时温室气候背景有关: 不仅低纬度极端高温, 高纬度与低纬度海水间的温差也急剧缩小, 高纬度冷水向下, 低纬度热水向上的垂向环流被打破, 加剧了当时的海洋缺氧和生物灭绝(Sun等, 2012; Song等, 2020).

重大生物演变事件也可能会改造环境条件, 引发剧烈的古气候及古环境变化. 例如, 奥陶纪和志留纪陆地植物的出现和发展, 大幅提高了大气的氧含量(Scott和Glasspool, 2006; 薛进庄等, 2022). 沟鞭藻、颗石藻等海洋浮游初级生产者的起源和辐射, 增加了海洋表层海水的固碳能力, 提高了海洋表层的生物产氧效率(Stover等, 1996; Bown等, 2004; 贾恩豪等, 2022). 这两次不同的生物演化事件, 分别导致了早古生代晚期的海洋氧化事件和中生代早期的高海水氧含量(Lu等, 2018). 伴随着维管束植物的辐射和森林生态系统的形成, 强盛的陆地植物光合作用以及它们对生物风化作用的增强效应, 使得温室气体急剧降低, 可能是晚古生代冰期的形成的重要原因(殷鸿福等, 2018; 薛进庄等, 2022). 与此类似, 白垩纪被子植物的大爆发和阔叶型森林系统的形成, 对当时的温室气候形成了负反馈, 促使了白垩纪晚期海水温度的回调(图4a).

6　显生宙气候、环境波动与特提斯演化的关系

目前已有的古气候和古海洋重建研究结果显示出几个明显的特征演化序列: (1) 早古生代早期大气氧含量低, 古海洋温度较为温暖、缺氧严重、海水较酸(相对现代); (2) 晚古生代冰期指示了当时的寒冷气候, 海水氧含量和碱度都较高, 在这之后, 高pCO_2为主导的温室气候基本上贯穿了整个中生代; (3) 温室气候向冰期气候转变, 新生代的各种环境气候条件逐渐演变到现代水平. 此外, 在古生代-中生代之交、中生代-新生代之交都发生了剧烈的气候和环境波动. 结合各个时段构造和古地理演化背景, 可以发现古气候及古环境的演变与特提斯的主要演化阶段存在明显的长时间尺度耦合(图5).

原特提斯演化发生早在古生代. 寒武纪和奥陶纪原特提斯洋在冈瓦纳大陆北缘的中低纬地区形成和消减, 志留纪发生的加里东造山运动标志着原特提斯洋的闭合. 这一时期发生了明显的海侵-海退-海侵旋回, 全球古高程基本上都很低, 只在太康造山运动时有小幅上升(图5a; van der Meer等, 2022). 浅海和陆地面积都占20%左右, 南极有大陆, 北极都是海洋, 只在奥陶纪冰期时有冰盖(Scotese等, 2021). 大气氧含量较低, 水气交互作用和海洋温度梯度较弱, 导致海洋循环不畅, 北极地区缺失大陆的特殊古地理格局可能是当时海洋缺氧严重的主要原因(Pohl等, 2022; 图5c).

原特提斯演化的落幕和古特提斯阶段主要发生在晚古生代. 早期造山运动(阿卡迪亚造山运动)在泥盆纪开始, 造成了明显的古高程、陆地面积增加(吴福元等, 2020; Scotese等, 2021), 进而导致陆地风化作用开始增强. 浅海陆源输入增强会造成表层生产力繁盛, 生物光合作用吸收了大量二氧化碳, 提高大气氧含量, 低纬度海水温度降低、海洋循环增强, 海水开始大面积氧化(图5). 泥盆纪陆地和海洋都具有非常强盛的光合作用(Lu等, 2018; 薛进庄等, 2022), 大气二氧化碳浓度的降低, 导致石炭纪温度开始降低. 随着华力西造山运动(也被译为海西造山运动)的发生, 古高程持续增加, 陆地面积进一步增大, 而浅海面积开始减小, 强烈的风化作用又促进了二氧化碳吸收(Goddéris等, 2017). 潘基亚超大陆贯穿南北, 可能切断了泛大洋的东西环流(类似近现代的沃克环流; 参考Falster等, 2023), 减弱了低纬度大气环流(Montañez等, 2016; 吴福元等, 2020). 全球大陆聚合可能导致泛大陆巨型陆面风和特提斯区域跨赤道风的形成, 进而形成全球性的超级季风(Parrish, 1993; Preto等, 2010; Ji等, 2021; 宋汉宸等, 2023). 同时大陆聚合也促使热带辐合带偏离赤道, 影响大气环流和水循环(Kutzbach和Gallimore, 1989).

古特提斯阶段到新特提斯阶段的交替发生在古生代-中生代之交. 早中生代潘基亚超大陆开始裂解, 古特提斯洋可能在二叠纪中晚期就进入了半闭合-闭合的状态, 进入消亡阶段(吴福元等, 2020). 加之当时全球大气和海洋环流异常, 哈德雷环流减弱但纬向边界向中纬度扩张(Zhang等, 2023), 造成或者加剧了中低纬度海洋的超级缺氧(殷鸿福和宋海军, 2013). 古生代末的升温(被称为古生代末大变暖事件)与大气pCO_2浓度的上升和全球变暖的正反馈作用密切相关(Song和Scotese, 2023): 赤道湿润带面积减少、华力西山脉海

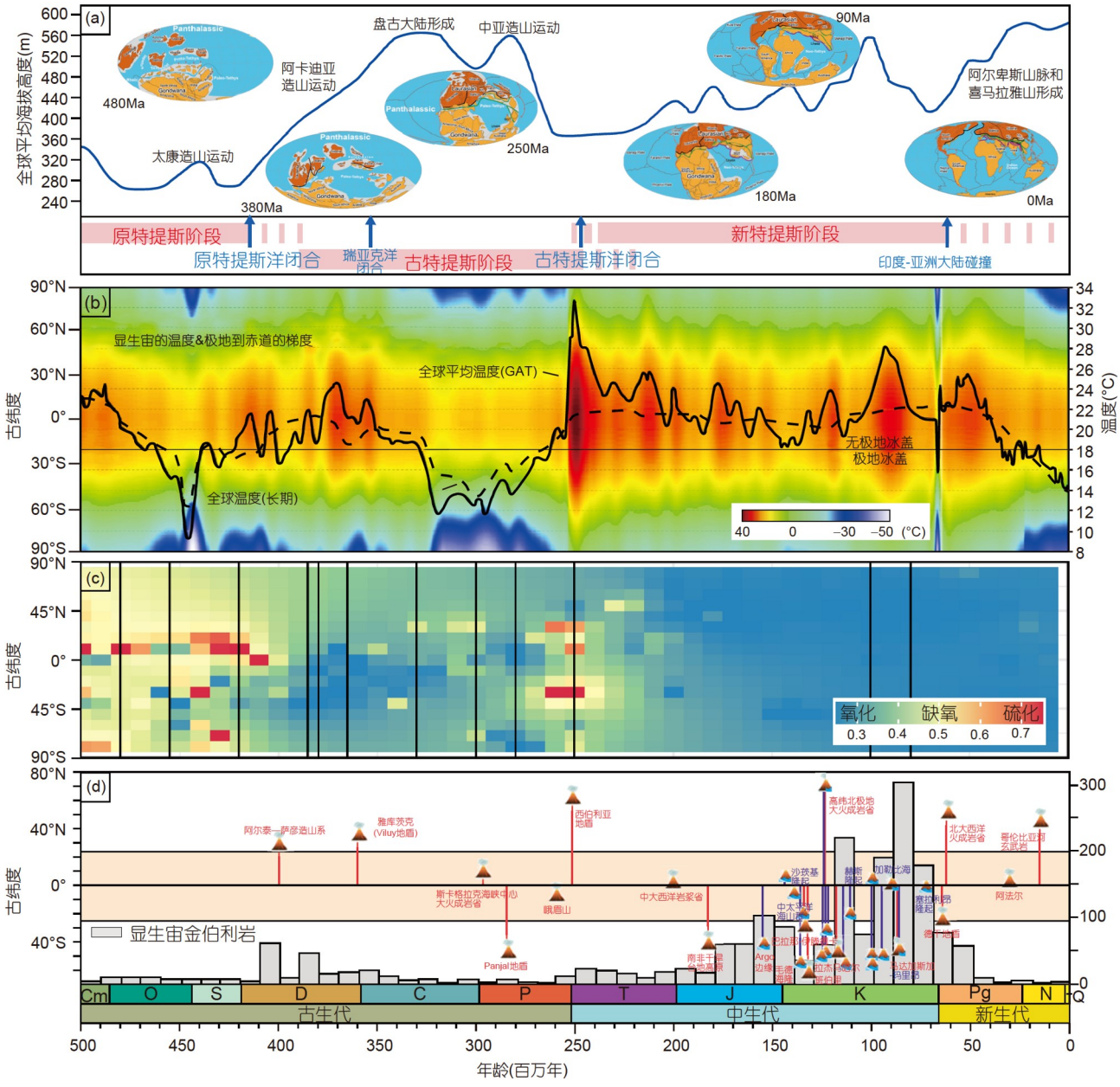

图 5　显生宙古气候和古海洋环境演变与重大地质事件的时间序列

(a) 特提斯演化示意图, 特提斯演化阶段与古高程和造山运动对应关系, 修改自吴福元等(2020); 全球平均海拔高度(蓝色曲线), 修改自Scotese等(2021). (b) 显生宙古温度时空热力图, 修改自van der Meer等(2022). (c) 古海洋氧化还原条件时空演变图, 引于Emmings等(2022). (d) 显生宙的火山活动记录, 修改自Torsvik等(2021)

拔的降低共同导致了大陆风化固碳作用减弱, 叠加上二叠纪长期的弧火山喷发, 释放了大量的CO_2; 冰盖面积减少降低了反照率, 地表吸收了更多的太阳能; 变暖的空气可以容纳更多的水蒸气(也是一种温室气体), 增强了地球的温室效应; 气候变暖还导致永久冻土的融化, 将二氧化碳和甲烷释放到大气中. 二叠纪末和早三叠世火山作用强烈, 大量温室气体在火山喷发时进入地球表层, 直接导致了一系列的环境恶化事件与生物灭绝事件(沈树忠和张华, 2017; Dal Corso等, 2022a). 陆地植物灭绝和较高的pCO_2导致陆地反向风

化作用持续强盛, 加剧了早三叠世的温室气候(Cao等, 2022), 形成了快速极热事件, 升温幅度可能超过了渐新世早期的极热事件(Scotese等, 2021; Song等, 2021). 古特提斯洋闭合后, 南半球冈瓦纳大陆北缘的新特提斯洋在中生代扩张, 其中低纬度与泛大洋联通, 古地理上形成了海陆分明、各自贯通的格局(图5a). 居高不下的pCO_2是中生代温室气候持续的主要原因, 这与潘基亚超大陆的裂解导致的较低的古高程和弱风化作用有关. 从泛大陆聚合高峰到裂解初期, 快速的大陆高程变化促使当时的水循环强烈波动, 在三叠纪和侏罗纪都引发了一系列的气候和环境波动事件(Preto等, 2010; Dal Corso等, 2022b; 宋汉宸等, 2023).

新特提斯演化阶段在中生代晚期进入尾幕, 新生代以来的造山运动进入新的高潮, 全球古高程随着阿尔卑斯山脉-喜马拉雅山脉的形成达到显生宙最高水平(图5a). 海陆格局逐渐向现代的多大洋联通模式演变, 多季风气候格局开始形成, 东亚季风从此建立, 纬向季风分异格局开始转向季风主导的经向气候分异(潘保田等, 1995; 吴福元等, 2020). 古近纪温盐环流由南大洋深层水驱动, 随着热带海道的变化, 温盐环流转为类似现代的北大西洋深层水驱动模式(张仲石等, 2009). 强烈构造作用导致地形地貌上的巨大高差和强烈的地表水作用, 使得硅酸盐矿物风化过程中吸收大量二氧化碳, 是晚新生代冰川形成的重要机制(Ruddiman和Kutzbach, 1989). 青藏高原强烈隆起直接影响了东亚地区的气候地理分异(西北干冷、南方湿热), 促使了北半球冰期的启动(李吉均等, 2001; 汪品先, 2005).

综上, 大地构造运动与古地理格局在显生宙古海洋环境和古气候演变中扮演了重要角色. 显生宙pCO_2的长尺度趋势与大陆聚合和裂解引起的构造运动变化直接相关. 造山运动带来的古高程变化, 可能是调节大气pCO_2的重要构造过程: 在板块聚合期, 造山运动强烈, 平均海拔高, 硅酸盐矿物风化吸收对pCO_2形成负排放, 海水表层营养盐充足相对偏碱, 初级生产力增加, 从而进一步降低pCO_2, 提高大气O_2, 温度降低但是纬度和深度梯度大, 水气和海洋环流增强, 海水氧化程度高; 与之相反, 在板块裂解期, 板块海拔降低, 风化速率减弱, 对大气二氧化碳的吸收能力减弱, 加之火山作用等造成的温室气体的进一步排放, 海水酸化, 气候变暖, 洋流停滞, 大洋严重缺氧.

7　问题与展望

从显生宙古海洋环境气候记录来看, 地球系统对表层环境变化有非常强的自我调节机制. 但是其中还存在不少问题, 需要在今后的研究中注意和重点考虑.

用于古环境与古气候重建的近现代理论模型与地质记录存在明显的时间尺度差异. 近现代气候和环境理论都是基于短时间尺度的(天到年为单位)观测结果建立的, 和动辄以百万年甚至亿年为单位深时地质作用过程假说, 存在着巨大的时间尺度差异, 古今气候和环境研究怎样融合, 仍然有巨大的鸿沟需要跨越(王会军, 2022). 例如近现代记录和观测到的火山喷发规模都比较有限, 引起的气候效应都是年尺度上的, 特别是“火山冬天”大多只会维持数天到数年, 地质历史时期大规模火山喷发后是否有快速降温记录, 一直存在比较大的争议. 尽管有模型模拟出二叠纪-三叠纪之交的快速降温(Black等, 2018), 但是从未被化石氧同位素数据所证实(Chen等, 2020). 与此类似, 二氧化碳急剧增加所引发的海洋酸化事件, 在二叠纪-三叠纪之交的证据也非常有限(Foster等, 2022), 存在较大的争议. 将古环境重建工作的时间分辨率推进到万年尺度以内, 对于大多第四纪之前的老地层来说, 是短时期内无法实现的.

目前所有的古环境古气候指标研究, 都存在明显的数据时空分辨率不均衡现象. 在古温度重建和大气二氧化碳研究模拟中, 无论是指标的多样程度、还是空间与时间的分辨率, 都是时间越老越低. 寒武纪的古温度研究极其匮乏, 能够用于pCO_2模拟的证据指标在泥盆纪之前就非常稀少, 寒武纪基本处于空白状态(Witkowski等, 2018; Mills等, 2021). 中低纬度的古温度数据往往要明显多于高纬度. 在三叠纪, 几乎所有的古温度定量指标证据都来自于中低纬度, 高纬度地区的古温度数据长期缺失, 因此目前无法精准计算当时的温度纬度梯度, 全面刻画全球的大气和海洋环流模式. 被用来进行古海洋氧化还原条件重建的指标十分多样, 但是这些指标所显示的结果往往无法统一, 例如, 海相红层、黄铁矿丰度和I/Ca比值所显示出来的古海洋氧化还原条件演变规律存在明显的差别, 特别是在侏罗纪等时期, 甚至是互相矛盾的(图2). 与古海洋的温度与氧化还原条件的重建研究相比, 海水酸碱性研究工作的指标证据多样性、连续性和分辨率都亟

须加强, 特别是对于二氧化碳快速上升的时段, 古海洋的酸碱性如何响应亟须精细研究.

如何理解长时间尺度上火山活动、板块运动与重大古气候及古环境演变事件间的非精确耦合, 仍然是目前研究深部过程与表层地球系统作用关系的重要挑战. 根据过去510个百万年的古地磁数据(相对于自旋轴)计算出的大火成岩省的喷发纬度(陆地和海洋火山)以及金伯利岩分布频率(Torsvik等, 2021)显示, 在全球范围内, 显生宙的火山活动有两个主峰都在白垩纪, 分别在80~90和110~120Ma之间, 但是长尺度的古气候和古海洋环境并没有发生明显不同于其他时期的变化(图5d). 虽然有研究表明白垩纪早中期处于强温室气候, 海水缺氧和大洋氧化事件频繁转换(胡修棉, 2005), 但是目前已知的记录和数据显示, 白垩纪早中期的气候和环境变化幅度要明显小于三叠纪早期和渐新世早期这些仅有少量火山活动记录的时段(图5).

不同圈层间的物质和能量是如何循环和相互作用的, 是亟须解决的重大科学问题(吴魏伟和杨经绥, 2022). 岩浆被认为是连接地球深部过程与浅部系统的关键载体(郑建平等, 2022), 地球深部物质和能量释放, 会对表层圈层(大气圈、水圈和生物圈等)产生多种时间和空间尺度的影响(Zaffos等, 2017; 刘勇胜等, 2022). 同时, 也需要进一步深入认识地球表层系统对深部圈层的反馈过程. 深部的碳进入地球表层后, 经过生物作用和沉积作用形成有机碳和无机碳等多种形式固存在地壳以及地表沉积物中, 然后随着板块俯冲等过程重融到地球深部(Müller等, 2022). 地壳表层碳酸盐的俯冲和再循环, 会在地幔交代过程中加入大量挥发分(水和二氧化碳), 显著降低地幔岩石的固相线温度, 使熔体更贫硅、富碱(刘勇胜等, 2022). 与之类似, 全球变暖如何影响海底稳定性和生物圈如何影响壳幔物质组成等, 都是非常值得探索的关键科学问题(孙启良, 2022; 谢树成, 2022).

虽然目前的地球系统多圈层研究还处于探索阶段, 但是通过对显生宙长时间尺度地球表层古气候及古环境与特提斯演化关系的总结, 不难发现, 板块运动在深部与表层圈层的交互中扮演了桥梁的角色. 特提斯的形成与消亡过程中伴随着强烈的构造运动和火山作用, 造成了海陆分布格局与地形起伏的巨大变化, 这些过程都可以引起碳的排放和吸收效率的改变, 进而影响当时的气候和环境. 同时, 大陆弧作为洋壳向大陆板块边缘俯冲的产物, 发育有强烈的火山活动以及岩石风化作用, 是大气中CO_2“源”和“汇”的重要场所(Lee等, 2015; 宗克清等, 2022). 特提斯构造域内大陆弧岩浆活动强度的变化也可能是控制长时间尺度地表气候和环境演变的重要因素(McKenzie等, 2016; Macdonald等, 2019; 吴福元等, 2020). 碳是地球深部和表层圈层物质和能量交换的关键载体. 地球超过99.9%的碳都赋存于深部(Orcutt等, 2019), 并通过构造活动和岩浆作用将地球深部的碳释放到地表, 进而深刻影响着地球的环境气候变化. 未来研究中应该对特提斯演化过程中的深部动力机制和表层环境气候效应开展综合研究, 从地球系统科学的角度全面认识深部与地表的物质与能量循环过程.

参考文献

陈曦, 郭会芳, 姚翰威, 韩凯博, 汪恒慧. 2022. 白垩纪大洋缺氧事件OAE2期间碳循环扰动的过程与机制. 科学通报, 67: 1677–1688

胡修棉. 2005. 白垩纪中期异常地质事件与全球变化. 地学前缘, 12: 222–230

贾恩豪, 宋海军, 雷勇, 罗根明, 姜仕军. 2022. 古生代-中生代之交海洋生物泵演变与浮游革命. 科学通报, 67: 1660–1676

李吉均, 方小敏, 潘保田, 赵志军, 宋友桂. 2001. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响. 第四纪研究, 21: 381–391

刘静, 刘丛强, 陈喜, 徐胜, 徐海, 王礼春. 2022. 圈层相互作用: 深部过程如何影响表层地球系统? 地球科学, 47: 3781–3782

刘勇胜, 宗克清, 何德涛, 汪在聪, 陈康, 沈俊. 2022. 地球深部物质释放如何影响地表环境? 地球科学, 47: 3783

潘保田, 李吉均, 陈发虎. 1995. 青藏高原: 全球气候变化的驱动机与放大器——Ⅰ 新生代气候变化的基本特征. 兰州大学学报: 自然科学版, 31: 120–128

沈树忠, 张华. 2017. 什么引起五次生物大灭绝? 科学通报, 62: 1119–1135

宋海军, 童金南. 2016. 二叠纪-三叠纪之交生物大灭绝与残存. 地球科学, 41: 901–918

宋汉宸, 宋海军, 张仲石, 吴玉样, 楚道亮, 舒文超. 2023. 古生代-中生代之交的水循环演变及驱动机制. 科学通报, 68: 1501–1516

孙启良. 2022. 全球变暖如何影响海底稳定性? 地球科学, 47: 3794–3795

田军. 2013. 过去海水表层温度的重建方法. 见: 丁仲礼, 主编. 固体地球科学研究方法. 北京: 科学出版社. 82–103

王会军. 2022. 古今气候环境研究怎样融合? 地球科学, 47: 3811–3812

汪品先. 2005. 新生代亚洲形变与海陆相互作用. 地球科学——中国

地质大学学报, 30: 1–18
王舟. 2017. 鄂西埃迪卡拉纪早中期碳酸盐岩地层成岩作用及其六水碳钙石假晶的古环境意义. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学(武汉)
吴福元, 万博, 赵亮, 肖文交, 朱日祥. 2020. 特提斯地球动力学. 岩石学报, 36: 1627–1674
吴卫华, 郑洪波, 杨杰东, 罗超. 2012. 硅酸盐风化与全球碳循环研究回顾及新进展. 高校地质学报, 18: 215–224
吴魏伟, 杨经绥. 2022. 深俯冲地壳物质如何循环至地表? 地球科学, 47: 3772–3775
谢树成. 2022. 生物圈能在多大程度上影响地球深部圈层? 地球科学, 47: 3815–3817
薛进庄, 王嘉树, 李炳鑫, 黄璞, 刘乐. 2022. 陆地植物的起源, 早期演化及地球环境效应. 地球科学, 47: 3648–3664
颜佳新, 赵坤. 2002. 二叠-三叠纪东特提斯地区古地理、古气候和古海洋演化与地球表层多圈层事件耦合. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 751–759
殷鸿福, 黄思骥, 张克信, 杨逢清, 丁梅华, 毕先梅, 张素新. 1989. 华南二叠纪-三叠纪之交的火山活动及其对生物绝灭的影响. 地质学报, 63: 169–180
殷鸿福, 宋海军. 2013. 古、生代之交生物大灭绝与泛大陆聚合. 中国科学: 地球科学, 43: 1539–1552
殷鸿福, 喻建新, 罗根明, 宋海军, 徐珍. 2018. 地史时期生物对冰室气候形成的作用. 地球科学, 43: 3809–3822
岳姣姣, 肖举乐, 王旭, 范佳伟, 秦奔. 2021. 湖泊自生碳酸盐团簇同位素分析与区域古温度定量重建——以内蒙古达里湖为例. 中国科学: 地球科学, 51: 411–425
张莹刚, Benjamin M, 何天成, 杨涛, 朱茂炎. 2023. 显生宙长时间尺度碳循环演变的模拟: 现状与展望. 科学通报, 68: 1580–1592
张仲石, 王会军, 郭正堂. 2009. 温盐环流反转及其对新生代气候的影响. 第四纪研究, 29: 1064–1070
赵彬, 姚鹏, 杨作升, 于志刚. 2018. 大河影响下的边缘海反风化作用. 地球科学进展, 33: 42
赵梦婷, 马明明, 何梅, 邱煜丹, 刘秀铭. 2021. 南雄盆地白垩纪-古近纪(K-Pg)界线位置探讨——来自火山活动及古气候演化的证据. 中国科学: 地球科学, 51: 741–752
赵悦, 李延河, 胡斌, 侯可军, 范昌福, 高建飞. 2020. 碳酸盐(岩)的锂同位素组成: 一种潜在的古海水pH替代性指标. 地球学报, 41: 613–622
郑建平, 马强, 苏玉平, 陈明, 平先权, 戴宏坤. 2022. 岩浆如何链接地球深部过程与浅部系统? 地球科学, 47: 3779–3780
周鑫, 刘恋, 郭正堂. 2013. 地质历史时期大气CO_2浓度重建方法. 见: 丁仲礼, 主编. 固体地球科学研究方法. 北京: 科学出版社. 39–54
朱日祥, 侯增谦, 郭正堂, 万博. 2021. 宜居地球的过去, 现在与未来——地球科学发展战略概要. 科学通报, 66: 4485–4490
宗克清, 何德涛, 陈春飞, 陈唯, 虞凯章, 刘勇胜. 2022. 深部碳循环的环境气候效应. 岩石学报, 38: 1389–1398
Algeo T J, Chen Z Q, Fraiser M L, Twitchett R J. 2011. Terrestrial-marine teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic marine ecosystems. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 308: 1–11
Algeo T J, Li C. 2020. Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems. Geochim Cosmochim Acta, 287: 8–26
Arnscheidt C W, Rothman D H. 2020. Routes to global glaciation. Proc R Soc A, 476: 20200303
Bambach R K, Knoll A H, Sepkoski Jr. J. 2002. Anatomical and ecological constraints on Phanerozoic animal diversity in the marine realm. Proc Natl Acad Sci USA, 99: 6854–6859
Bartlett R, Elrick M, Wheeley J R, Polyak V, Desrochers A, Asmerom Y. 2018. Abrupt global-ocean anoxia during the Late Ordovician-early Silurian detected using uranium isotopes of marine carbonates. Proc Natl Acad Sci USA, 115: 5896–5901
Becker L, Poreda R J, Basu A R, Pope K O, Harrison T M, Nicholson C, Iasky R. 2004. Bedout: A possible end-Permian impact crater offshore of northwestern Australia. Science, 304: 1469–1476
Becker L, Poreda R J, Hunt A G, Bunch T E, Rampino M. 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. Science, 291: 1530–1533
Benton M J, Wu F. 2022. Triassic revolution. Front Earth Sci, 10: 899541
Berner R A. 2006. GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O_2 and CO_2. Geochim Cosmochim Acta, 70: 5653–5664
Black B A, Neely R R, Lamarque J F, Elkins-Tanton L T, Kiehl J T, Shields C A, Mills M J, Bardeen C. 2018. Systemic swings in end-Permian climate from Siberian Traps carbon and sulfur outgassing. Nat Geosci, 11: 949–954
Bond D P G, Wignall P B. 2010. Pyrite framboid study of marine Permian-Triassic boundary sections: A complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction. Geol Soc Am Bull, 122: 1265–1279
Bottrell S H, Newton R J. 2006. Reconstruction of changes in global sulfur cycling from marine sulfate isotopes. Earth-Sci Rev, 75: 59–83
Boucot A J, Chen X, Scotese C R, Morley R J. 2013. Phanerozoic paleoclimate: An atlas of lithologic indicators of climate. In: SEPM Society for Sedimentary Geology Volume 11. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology)
Bown P R, Lees J A, Young J R. 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. In: Thierstein H R, Young J R,

eds. Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact. Berlin, Heidelberg: Springer. 481–508

Brantley S L, Shaughnessy A, Lebedeva M I, Balashov V N. 2023. How temperature-dependent silicate weathering acts as Earth's geological thermostat. Science, 379: 382–389

Cao C, Bataille C P, Song H, Saltzman M R, Tierney Cramer K, Wu H, Korte C, Zhang Z, Liu X M. 2022. Persistent Late Permian to Early Triassic warmth linked to enhanced reverse weathering. Nat Geosci, 15: 832–838

Chen J T, Montañez I P, Zhang S, Isson T T, Macarewich S I, Planavsky N J, Zhang F F, Rauzi S, Daviau K, Yao L, Qi Y P, Wang Y, Fan J X, Poulsen C J, Anbar A D, Shen S Z, Wang X D. 2022. Marine anoxia linked to abrupt global warming during Earth's penultimate icehouse. Proc Natl Acad Sci USA, 119: e2115231119

Chen J, Shen S, Zhang Y, Angiolini L, Gorgij M N, Crippa G, Wang W, Zhang H, Yuan D, Li X, Xu Y. 2020. Abrupt warming in the latest Permian detected using high-resolution in situ oxygen isotopes of conodont apatite from Abadeh, central Iran. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 560: 109973

Chen X, Tissot F L H, Jansen M F, Bekker A, Liu C X, Nie N X, Halverson G P, Veizer J, Dauphas N. 2021. The uranium isotopic record of shales and carbonates through geologic time. Geochim Cosmochim Acta, 300: 164–191

Clarkson M O, Kasemann S A, Wood R A, Lenton T M, Daines S J, Richoz S, Ohnemueller F, Meixner A, Poulton S W, Tipper E T. 2015. Ocean acidification and the Permo-Triassic mass extinction. Science, 348: 229–232

Dai X, Davies J H F L, Yuan Z, Brayard A, Ovtcharova M, Xu G, Liu X, Smith C P A, Schweitzer C E, Li M, Perrot M G, Jiang S, Miao L, Cao Y, Yan J, Bai R, Wang F, Guo W, Song H, Tian L, Dal Corso J, Liu Y, Chu D, Song H. 2023. A Mesozoic fossil lagerstätte from 250.8 million years ago shows a modern-type marine ecosystem. Science, 379: 567–572

Dal Corso J, Mills B J W, Chu D, Newton R J, Song H. 2022b. Background Earth system state amplified Carnian (Late Triassic) environmental changes. Earth Planet Sci Lett, 578: 117321

Dal Corso J, Song H, Callegaro S, Chu D, Sun Y, Hilton J, Grasby S E, Joachimski M M, Wignall P B. 2022a. Environmental crises at the Permian-Triassic mass extinction. Nat Rev Earth Environ, 3: 197–214

Emmings J F, Poulton S W, Walsh J, Leeming K A, Ross I, Peters S E. 2022. Pyrite mega-analysis reveals modes of anoxia through geological time. Sci Adv, 8: eabj5687

Erwin D H, Laflamme M, Tweedt S M, Sperling E A, Pisani D, Peterson K J. 2011. The Cambrian conundrum: Early divergence and later ecological success in the early history of animals. Science, 334: 1091–1097

Falster G, Konecky B, Coats S, Stevenson S. 2023. Forced changes in the Pacific Walker circulation over the past millennium. Nature, 622: 93–100

Fan J, Shen S, Erwin D H, Sadler P M, MacLeod N, Cheng Q, Hou X, Yang J, Wang X, Wang Y, Zhang H, Chen X, Li G, Zhang Y, Shi Y, Yuan D, Chen Q, Zhang L, Li C, Zhao Y. 2020. A high-resolution summary of Cambrian to Early Triassic marine invertebrate biodiversity. Science, 367: 272–277

Fang Z, Qin L, Liu W, Yao T, Chen X, Wei S. 2021. Absence of hexavalent chromium in marine carbonates: Implications for chromium isotopes as paleoenvironment proxy. Natl Sci Rev, 8: nwaa090

Foster G L, Royer D L, Lunt D J. 2017. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. Nat Commun, 8: 14845

Foster W J, Hirtz J A, Farrell C, Reistroffer M, Twitchett R J, Martindale R C. 2022. Bioindicators of severe ocean acidification are absent from the end-Permian mass extinction. Sci Rep, 12: 1202

Garbelli C, Angiolini L, Shen S. 2017. Biomineralization and global change: A new perspective for understanding the end-Permian extinction. Geology, 45: 19–22

Glasspool I J, Scott A C. 2010. Phanerozoic concentrations of atmospheric oxygen reconstructed from sedimentary charcoal. Nat Geosci, 3: 627–630

Goddéris Y, Donnadieu Y, Carretier S, Aretz M, Dera G, Macouin M, Regard V. 2017. Onset and ending of the late Palaeozoic ice age triggered by tectonically paced rock weathering. Nat Geosci, 10: 382–386

Grice K, Cao C, Love G D, Bottcher M E, Twitchett R J, Grosjean E, Summons R E, Turgeon S C, Dunning W, Jin Y. 2005. Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. Science, 307: 706–709

Grossman E L, Joachimski M M. 2022. Ocean temperatures through the Phanerozoic reassessed. Sci Rep, 12: 8938

Guo Y, Deng W, Wei G, Lo L, Wang N. 2019. Clumped isotopic signatures in land-snail shells revisited: Possible palaeoenvironmental implications. Chem Geol, 519: 83–94

Hardie L A. 2003. Secular variations in Precambrian seawater chemistry and the timing of Precambrian aragonite seas and calcite seas. Geology, 31: 785

Hinojosa J L, Brown S T, Chen J, DePaolo D J, Paytan A, Shen S, Payne J L. 2012. Evidence for end-Permian ocean acidification from calcium isotopes in biogenic apatite. Geology, 40: 743–746

Hönisch B, Ridgwell A, Schmidt D N, Thomas E, Gibbs S J, Sluijs A, Zeebe R, Kump L, Martindale R C, Greene S E, Kiessling W, Ries

J, Zachos J C, Royer D L, Barker S, Marchitto Jr. T M, Moyer R, Pelejero C, Ziveri P, Foster G L, Williams B. 2012. The geological record of ocean acidification. Science, 335: 1058–1063

Hull P M, Bornemann A, Penman D E, Henehan M J, Norris R D, Wilson P A, Blum P, Alegret L, Batenburg S J, Bown P R, Bralower T J, Cournede C, Deutsch A, Donner B, Friedrich O, Jehle S, Kim H, Kroon D, Lippert P C, Loroch D, Moebius I, Moriya K, Peppe D J, Ravizza G E, Röhl U, Schueth J D, Sepúlveda J, Sexton P F, Sibert E C, Śliwińska K K, Summons R E, Thomas E, Westerhold T, Whiteside J H, Yamaguchi T, Zachos J C. 2020. On impact and volcanism across the Cretaceous-Paleogene boundary. Science, 367: 266–272

Isozaki Y. 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. Science, 276: 235–238

Isozaki Y. 2009. Integrated “plume winter” scenario for the double-phased extinction during the Paleozoic-Mesozoic transition: The G-LB and P-TB events from a Panthalassan perspective. J Asian Earth Sci, 36: 459–480

Jenkyns H C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. Geochem Geophys Geosyst, 11: Q03004

Ji K X, Wignall P B, Peakall J, Tong J N, Chu D L, Pruss S B. 2021. Unusual intraclast conglomerates in a stormy, hot-house lake: The Early Triassic North China Basin. Sedimentology, 68: 3385–3404

Judd E J, Tierney J E, Huber B T, Wing S L, Lunt D J, Ford H L, Inglis G N, McClymont E L, O’Brien C L, Rattanasriampaipong R, Si W, Staitis M L, Thirumalai K, Anagnostou E, Cramwinckel M J, Dawson R R, Evans D, Gray W R, Grossman E L, Henehan M J, Hupp B N, MacLeod K G, O’Connor L K, Sánchez Montes M L, Song H, Zhang Y G. 2022. The PhanSST global database of Phanerozoic sea surface temperature proxy data. Sci Data, 9: 753

Jurikova H, Gutjahr M, Wallmann K, Flögel S, Liebetrau V, Posenato R, Angiolini L, Garbelli C, Brand U, Wiedenbeck M, Eisenhauer A. 2020. Permian-Triassic mass extinction pulses driven by major marine carbon cycle perturbations. Nat Geosci, 13: 745–750

Kiessling W, Simpson C. 2011. On the potential for ocean acidification to be a general cause of ancient reef crises. Glob Change Biol, 17: 56–67

Knoll A H, Bambach R K, Payne J L, Pruss S, Fischer W W. 2007. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. Earth Planet Sci Lett, 256: 295–313

Koeshidayatullah A, Trower E J, Li X, Mukerji T, Lehrmann D J, Morsilli M, Al-Ramadan K, Payne J L. 2022. Quantitative evaluation of the roles of ocean chemistry and climate on ooid size across the Phanerozoic: Global versus local controls. Sedimentology, 69: 2486–2506

Kring D A. 2007. The Chicxulub impact event and its environmental consequences at the Cretaceous-Tertiary boundary. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 255: 4–21

Kurzweil F, Archer C, Wille M, Schoenberg R, Münker C, Dellwig O. 2021. Redox control on the tungsten isotope composition of seawater. Proc Natl Acad Sci USA, 118: e2023544118

Kutzbach J E, Gallimore R G. 1989. Pangaean climates: Megamonsoons of the megacontinent. J Geophys Res, 94: 3341–3357

Lee C T A, Thurner S, Paterson S, Cao W. 2015. The rise and fall of continental arcs: Interplays between magmatism, uplift, weathering, and climate. Earth Planet Sci Lett, 425: 105–119

Lenton T M, Dahl T W, Daines S J, Mills B J W, Ozaki K, Saltzman M R, Porada P. 2016. Earliest land plants created modern levels of atmospheric oxygen. Proc Natl Acad Sci USA, 113: 9704–9709

Li X, Trower E J, Lehrmann D J, Minzoni M, Kelley B M, Schaal E K, Altiner D, Yu M, Payne J L. 2021. Implications of giant ooids for the carbonate chemistry of Early Triassic seawater. Geology, 49: 156–161

Liu Y W, Rokitta S D, Rost B, Eagle R A. 2021. Constraints on coccolithophores under ocean acidification obtained from boron and carbon geochemical approaches. Geochim Cosmochim Acta, 315: 317–332

Lu W, Ridgwell A, Thomas E, Hardisty D S, Luo G, Algeo T J, Saltzman M R, Gill B C, Shen Y, Ling H F, Edwards C T, Whalen M T, Zhou X, Gutchess K M, Jin L, Rickaby R E M, Jenkyns H C, Lyons T W, Lenton T M, Kump L R, Lu Z. 2018. Late inception of a resiliently oxygenated upper ocean. Science, 361: 174–177

Macdonald F A, Swanson-Hysell N L, Park Y, Lisiecki L, Jagoutz O. 2019. Arc-continent collisions in the tropics set Earth’s climate state. Science, 364: 181–184

McKenzie N R, Horton B K, Loomis S E, Stockli D F, Planavsky N J, Lee C T A. 2016. Continental arc volcanism as the principal driver of icehouse-greenhouse variability. Science, 352: 444–447

Mills B J W, Krause A J, Jarvis I, Cramer B D. 2023. Evolution of atmospheric O_2 through the Phanerozoic, revisited. Annu Rev Earth Planet Sci, 51: 253–276

Mills B J W, Donnadieu Y, Goddéris Y. 2021. Spatial continuous integration of Phanerozoic global biogeochemistry and climate. Gondwana Res, 100: 73–86

Montañez I P, McElwain J C, Poulsen C J, White J D, DiMichele W A, Wilson J P, Griggs G, Hren M T. 2016. Climate, pCO_2 and terrestrial carbon cycle linkages during late Palaeozoic glacial-interglacial cycles. Nat Geosci, 9: 824–828

Müller R D, Mather B, Dutkiewicz A, Keller T, Merdith A, Gonzalez C M, Gorczyk W, Zahirovic S. 2022. Evolution of Earth’s tectonic carbon conveyor belt. Nature, 605: 629–639

Müller T, Jurikova H, Gutjahr M, Tomašových A, Schlögl J, Liebetrau

V, Duarte L, Milovský R, Suan G, Mattioli E, Pittet B, Eisenhauer A. 2020. Ocean acidification during the early Toarcian extinction event: Evidence from boron isotopes in brachiopods. Geology, 48: 1184–1188

Newby S M, Owens J D, Schoepfer S D, Algeo T J. 2021. Transient ocean oxygenation at end-Permian mass extinction onset shown by thallium isotopes. Nat Geosci, 14: 678–683

Nielsen J K, Shen Y, Piasecki S, Stemmerik L. 2010. No abrupt change in redox condition caused the end-Permian marine ecosystem collapse in the East Greenland Basin. Earth Planet Sci Lett, 291: 32–38

Orcutt B N, Daniel I, Dasgupta R. 2019. Deep Carbon: Past to Present. Cambridge: Cambridge University Press

Parrish J T. 1993. Climate of the supercontinent Pangea. J Geol, 101: 215–233

Payne J L, Lehrmann D J, Follett D, Seibel M, Kump L R, Riccardi A, Altiner D, Sano H, Wei J. 2007. Erosional truncation of uppermost Permian shallow-marine carbonates and implications for Permian-Triassic boundary events. Geol Soc Am Bull, 119: 771–784

Payne J L, Turchyn A V, Paytan A, DePaolo D J, Lehrmann D J, Yu M, Wei J. 2010. Calcium isotope constraints on the end-Permian mass extinction. Proc Natl Acad Sci USA, 107: 8543–8548

Penn J L, Deutsch C, Payne J L, Sperling E A. 2018. Temperature-dependent hypoxia explains biogeography and severity of end-Permian marine mass extinction. Science, 362: eaat1327

Pohl A, Ridgwell A, Stockey R G, Thomazo C, Keane A, Vennin E, Scotese C R. 2022. Continental configuration controls ocean oxygenation during the Phanerozoic. Nature, 608: 523–527

Preto N, Kustatscher E, Wignall P B. 2010. Triassic climates—State of the art and perspectives. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 290: 1–10

Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359: 117–122

Renne P R, Basu A R. 1991. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary. Science, 253: 176–179

Retallack G J, Huang C. 2010. Depth to gypsic horizon as a proxy for paleoprecipitation in paleosols of sedimentary environments. Geology, 38: 403–406

Royer D L, Donnadieu Y, Park J, Kowalczyk J, Godderis Y. 2014. Error analysis of CO_2 and O_2 estimates from the long-term geochemical model GEOCARBSULF. Am J Sci, 314: 1259–1283

Ruddiman W F, Kutzbach J E. 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west. J Geophys Res, 94: 18409–18427

Savrda C E, Bottjer D J. 1986. Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. Geology, 14: 3–6

Scotese C R, Song H, Mills B J W, van der Meer D G. 2021. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. Earth-Sci Rev, 215: 103503

Scott A C, Glasspool I J. 2006. The diversification of Paleozoic fire systems and fluctuations in atmospheric oxygen concentration. Proc Natl Acad Sci USA, 103: 10861–10865

Sluijs A, Schouten S, Pagani M, Woltering M, Brinkhuis H, Damsté J S S, Dickens G R, Huber M, Reichart G J, Stein R, Matthiessen J, Lourens L J, Pedentchouk N, Backman J, Moran K. 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature, 441: 610–613

Song H, Huang S, Jia E, Dai X, Wignall P B, Dunhill A M. 2020. Flat latitudinal diversity gradient caused by the Permian-Triassic mass extinction. Proc Natl Acad Sci USA, 117: 17578–17583

Song H, Kemp D B, Tian L, Chu D, Song H, Dai X. 2021. Thresholds of temperature change for mass extinctions. Nat Commun, 12: 4694

Song H, Wignall P B, Song H, Dai X, Chu D. 2019. Seawater temperature and dissolved oxygen over the past 500 million years. J Earth Sci, 30: 236–243

Song H, Scotese C R. 2023. The end-Paleozoic great warming. Sci Bull, doi: 10.1016/j.scib.2023.09.009

Song H, Song H, Algeo T J, Tong J, Romaniello S J, Zhu Y, Chu D, Gong Y, Anbar A D. 2017. Uranium and carbon isotopes document global-ocean redox-productivity relationships linked to cooling during the Frasnian-Famennian mass extinction. Geology, 45: 887–890

Song Z, Wan S, Colin C, France-Lanord C, Yu Z, Dapoigny A, Jin H, Li M, Zhang J, Zhao D, Shi X, Li A. 2023. Enhanced weathering input from South Asia to the Indian Ocean since the late Eocene. Sci Bull, 68: 305–313

Stanley Jr. G D. 2003. The evolution of modern corals and their early history. Earth-Sci Rev, 60: 195–225

Stover L E, Brinkhuis H, Damassa S P, De Verteuil L, Helby R J, Monteil E, Partridge A D, Powell A J, Riding J B, Smelror M, Williams G L. 1996. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: Jansonius J, McGregor D C, eds. Palynology: Principles and Applications. Indianapolis: AASP Foundation. 641–750

Sun Y, Joachimski M M, Wignall P B, Yan C, Chen Y, Jiang H, Wang L, Lai X. 2012. Lethally hot temperatures during the early Triassic greenhouse. Science, 338: 366–370

Tian Q, Zhao F, Zeng H, Zhu M, Jiang B. 2022. Ultrastructure reveals ancestral vertebrate pharyngeal skeleton in yunnanozoans. Science, 377: 218–222

Torsvik T H, Svensen H H, Steinberger B, Royer D L, Jerram D A, Jones M T, Domeier M. 2021. Connecting the deep Earth and the

atmosphere. In: Marquardt H, Ballmer M, Cottaar S, Konter J, eds. Mantle Convection and Surface Expressions. Hoboken, NJ: Wiley. 413–453

Tribovillard N, Algeo T J, Lyons T, Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. Chem Geol, 232: 12–32

Trower E J, Smith B P, Koeshidayatullah A I, Payne J L. 2022. Marine ooid sizes record phanerozoic seawater carbonate chemistry. Geophys Res Lett, 49: e2022GL100800

van der Meer D G, Scotese C R, Mills B J W, Sluijs A, van den Berg van Saparoea A P, van de Weg R M B. 2022. Long-term Phanerozoic global mean sea level: Insights from strontium isotope variations and estimates of continental glaciation. Gondwana Res, 111: 103–121

Veizer J, Prokoph A. 2015. Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans. Earth-Sci Rev, 146: 92–104

Vellekoop J, Sluijs A, Smit J, Schouten S, Weijers J W H, Sinninghe Damsté J S, Brinkhuis H. 2014. Rapid short-term cooling following the Chicxulub impact at the Cretaceous-Paleogene boundary. Proc Natl Acad Sci USA, 111: 7537–7541

Vérard C, Veizer J. 2019. On plate tectonics and ocean temperatures. Geology, 47: 881–885

Vermeij G J. 2015. Paleophysiology: From fossils to the future. Trends Ecol Evol, 30: 601–608

Wei H, Algeo T J, Yu H, Wang J, Guo C, Shi G. 2015. Episodic euxinia in the Changhsingian (late Permian) of South China: Evidence from framboidal pyrite and geochemical data. Sediment Geol, 319: 78–97

Wignall P B, Kershaw S, Collin P Y, Crasquin-Soleau S. 2009. Erosional truncation of uppermost Permian shallow-marine carbonates and implications for Permian-Triassic boundary events: Comment. Geol Soc Am Bull, 121: 954–956

Wignall P B, Twitchett R J, Koeberl C, MacLeod K G. 2002. Extent, duration, and nature of the Permian-Triassic superanoxic event. Spec Pap Geol Soc Am, 356: 395–413

Wignall P B, Twitchett R J. 1996. Oceanic anoxia and the End Permian mass extinction. Science, 272: 1155–1158

Wignall P B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. Earth-Sci Rev, 53: 1–33

Witkowski C R, Weijers J W, Blais B, Schouten S, Sinninghe Damsté J S. 2018. Molecular fossils from phytoplankton reveal secular pCO_2 trend over the Phanerozoic. Sci Adv, 4: Eaat4556

Xiang L, Zhang H, Schoepfer S D, Cao C, Zheng Q, Yuan D, Cai Y, Shen S. 2020. Oceanic redox evolution around the end-Permian mass extinction at Meishan, South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 544: 109626

Xie S, Pancost R D, Wang Y, Yang H, Wignall P B, Luo G, Jia C, Chen L. 2010. Cyanobacterial blooms tied to volcanism during the 5 m.y. Permo-Triassic biotic crisis. Geology, 38: 447–450

Ye F, Jurikova H, Angiolini L, Brand U, Crippa G, Henkel D, Laudien J, Hiebenthal C, Šmajgl D. 2019. Variation in brachiopod microstructure and isotope geochemistry under low-pH-ocean acidification conditions. Biogeosciences, 16: 617–642

Ye Y, Wang H, Zhai L, Wang X, Wu C, Zhang S. 2018. Contrasting Mo-U enrichments of the basal Datangpo Formation in South China: Implications for the Cryogenian interglacial ocean redox. Precambrian Res, 315: 66–74

Zaffos A, Finnegan S, Peters S E. 2017. Plate tectonic regulation of global marine animal diversity. Proc Natl Acad Sci USA, 114: 5653–5658

Zeng H, Zhao F, Niu K, Zhu M, Huang D. 2020. An early Cambrian euarthropod with radiodont-like raptorial appendages. Nature, 588: 101–105

Zhang H, Zhang F, Chen J, Erwin D H, Syverson D D, Ni P, Rampino M, Chi Z, Cai Y, Xiang L, Li W, Liu S A, Wang R, Wang X, Feng Z, Li H, Zhang T, Cai H, Zheng W, Cui Y, Zhu X, Hou Z, Wu F, Xu Y, Planavsky N, Shen S. 2021. Felsic volcanism as a factor driving the end-Permian mass extinction. Sci Adv, 7: eabh1390

Zhang S, Hu Y, Yang J, Li X, Kang W, Zhang J, Liu Y, Nie J. 2023. The Hadley circulation in the Pangea era. Sci Bull, 68: 1060–1068

(责任编委: 万博)