科学通报 2026 年 第 71 卷 第 21 期: 5046 ~ 5065
科学与技术前沿论坛 评 述
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS
第175次科学与技术前沿论坛·地球系统科学与教育

计算地球系统动力学的思考

李忠海[1*], 王艳芬[2], 石耀霖[1], 张怀[1], 皇甫鹏鹏[1], 崔峰源[1], 王杨[1], 付荟颖[1], 张恒睿[1], 邢洪鑫[1], 朱伟龄[1,3]

1. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 地球系统数值模拟与应用全国重点实验室, 北京 101408
2. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京燕山地球关键带国家野外科学观测研究站, 北京 101408
3. 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原地球系统与资源环境全国重点实验室, 北京 100101
* 联系人, E-mail: li.zhonghai@ucas.ac.cn

2025-04-04 收稿, 2025-06-11 修回, 2025-08-28 接受, 2025-09-10 网络版发表
国家自然科学基金项目(42225403)和中央高校基本科研业务费专项资助

摘要 地球系统包含内部系统和表层系统, 前者在较大的时空尺度内控制着地球的一级演化模式, 后者在相对较小的时空尺度内控制着地表环境和生物宜居性. 地球系统动力学的关键点在于内部和表层系统的联动机制, 但是由于二者的演化存在巨大的时空尺度差异性, 导致内-外系统的耦合建模和综合研究一直短缺. 地球内部和表层系统的耦合可以通过一些关键纽带来实现, 本文重点针对如下三个纽带及其作用进行分析: (1) 以地球内部动力学过程控制的海陆分布格局为纽带的一级内-外联动机制; (2) 以地形地貌演化和地表过程为纽带的物理联动机制; (3) 以挥发分循环为纽带的物质交换联动机制. 本文系统阐明了上述三个关键纽带在地球内部和表层系统联动中的重要作用及机制, 指出了解决跨圈层联动的关键点在于突破内-外系统的时空尺度差异性, 并进一步提出了针对不同的联动纽带采用弱耦合或强耦合的方式进行跨圈层地球系统建模的思路, 为地球内部和表层系统之间的圈层耦合动力学研究提供了启示.

关键词 地球系统, 圈层耦合, 海陆格局, 地表过程, 挥发分循环

地球系统可分为表层系统和内部系统(图1): 前者存在于浅地表以及固体地球外部圈层, 包含与人类活动息息相关的大气圈、水圈、土壤圈、生物圈等; 后者是存在于地球内部的圈层(地壳、地幔和地核). 地球表层系统的空间领域相对较小, 演化的时间尺度相对较短(天际、年际至万年尺度), 观测数据资料丰富, 模型的约束性较强. 与之相反, 地球内部系统的空间领域巨大, 演化的时间尺度超长(百万年尺度), 观测数据相对离散, 模型的约束性和预测性较弱.

地球内部与表层系统是差异巨大但不可分割的整体. 时空演化差异性导致二者的研究体系往往分割开来, 形成相对隔绝的发展态势. 但是, 二者同属一个地球, 共同支撑了人类的生存家园, 它们的演化是紧密耦合在一起的. 譬如, 地球的碳循环过程通常也分为地表碳循环和内部碳循环两个子系统. 地表碳循环过程显著影响人类的生存环境, 因此一直以来备受关注; 但是内部碳循环涉及的碳储量占整个地球系统的99%以上[1], 其可通过洋中脊、地幔柱及岛弧系统的岩浆作用释放到地表系统, 从而对生态环境产生巨大影响. 而地表的碳又可以通过俯冲带进入内部系统[2]. 地表和内部的两个碳循环系统是耦合的, 共同控制着地球的生态环境和宜居性.

地球内部和表层系统联动是探究全地球系统一体化演化的关键. 地球内部系统的巨大体量决定了其特征演化将对表层系统产生重要影响. 地球内部与表层系统的联动主要包含两个方面: 一是物理联动, 其中海

引用格式: 李忠海, 王艳芬, 石耀霖, 等. 计算地球系统动力学的思考. 科学通报, 2026, 71: 5046–5065
Li Z-H, Wang Y, Shi Y, et al. A visit to computational Earth system dynamics (in Chinese). Chin Sci Bull, 2026, 71: 5046–5065, doi: 10.1360/CSB-2025-0436

© 2025《中国科学》杂志社

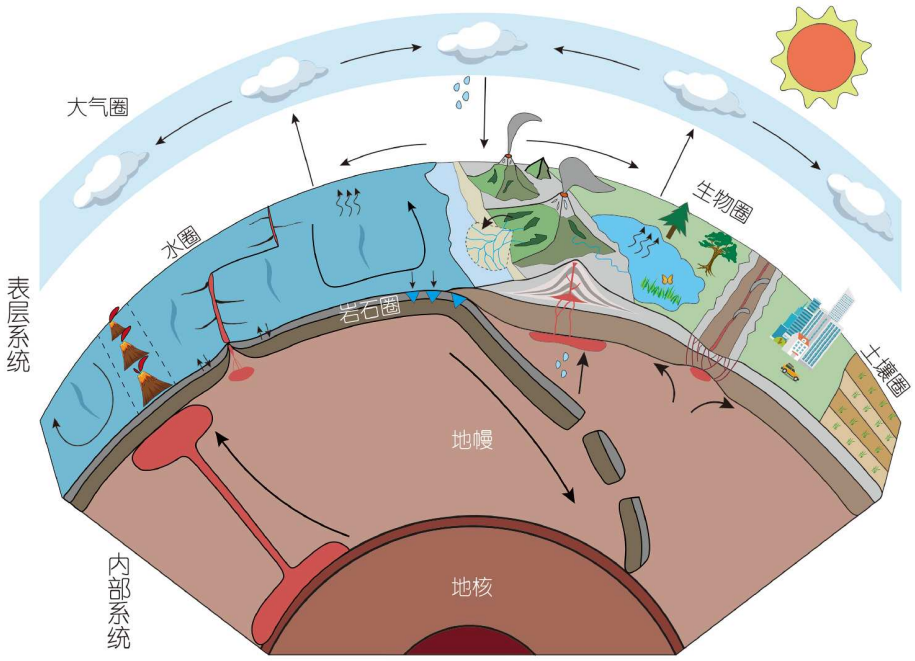


图 1 (网络版彩色)地球内部系统和表层系统示意图
Figure 1 (Color online) A cartoon of the Earth's interior and surface subsystems

陆格局、地形地貌和地表过程是内-外系统物理联动的纽带, 地球内部系统的演化可能导致大陆和大洋板块的漂移, 产生地形的起伏和地貌的变化, 而地表过程(剥蚀、沉积、风化等)将对其进一步改造, 改造的效应可反过来作用于内部系统; 二是物质联动, 地球内部是水、碳、硫、氮等挥发分的主要储库, 其含量远远大于表层系统, 因此内部系统的演化及其伴生的挥发分的迁移将对地表系统产生巨大影响, 而地表系统(例如大气和海洋)的挥发分又可通过各种物理、化学和生物作用固结到岩石中, 进而通过板块俯冲等地质过程进入地球内部. 因此, 地球内部和表层系统的物理和物质联动模式是定量化构建一体化地球系统模型的关键.

上述的物理和物质联动分别对应地球内部的固体和流体系统. 地球内部的固体系统主要包含地幔对流和岩石圈变形演化, 提供了一级的构造格架(类似于人体的骨骼和肌肉系统); 而地球内部的流体系统包含各种流体-熔体及挥发分的循环, 是不可或缺的重要组分(类似于人体的血液和淋巴系统). 二者共同组成了完整的地球内部系统, 同时均会与地球表层系统产生重要联动作用, 分别对应前文的物理联动和物质交换. 本文将以此为逻辑框架, 分别探讨: (1) 以地球内部动力学过程控制的海陆分布为纽带的一级内-外联动机制; (2) 以地形地貌演化和地表过程为纽带的物理联动机制; (3) 以挥发分循环为纽带的物质交换联动机制; (4) 如何突破地球内部和表层系统的时空尺度差异性, 进而提出构建全地球系统一体化模式的关键节点及路线图.

1 地球内部与表层系统的联动纽带一: 海陆格局

地球内部过程的核心是地幔对流及其伴生的板块构造演化, 板块构造的核心是大洋岩石圈的形成(洋中脊)和消亡(俯冲带)过程, 而超级大陆的裂解、漂移、聚合是地球内部过程在地表的直观表现. 上述的大洋和大陆板块的运动塑造了随时间演化的海陆构造格局, 进而直接影响了大气和海洋环流、风化作用以及生态系统, 并控制着地球表层系统的物质和能量传输. 近年来, 多项研究显示, 相较于温室气体所驱动的温度变化, 海陆构造格局在控制季风系统演化与干旱带分布方面具有更为主导性的作用[3,4]. 例如, 潘基亚大陆的超级季风系统在其裂解后逐步瓦解, 现代陆地季风则是在新生代大陆再聚合的基础上重新形成的[3]; 干旱带则长期稳定地分布于副热带地区, 其面积变化与副热带大陆岩石圈的分布和占比呈高度耦合关系[4]. 此外, 由于板块运动引发的热带地区陆地面积的细微改变也会显

著影响全球风化通量, 从而影响大气中CO_2含量、地表平均温度乃至气候演化[5~7]. 在海洋环流方面, Yuan等人[8]的模拟研究进一步指出, 在地质时间尺度上, 全球经向翻转环流强度主要受到深水上升半球的中纬度西风强度的影响, 而西风强度则强烈受控于该纬度带内陆地体积的大小, 强调了板块运动下的海陆分布变化对洋流模式的关键制约. 上述研究共同表明, 海陆格局作为地球内部过程作用于表层系统的中介载体, 具有重要的调控功能. 而在形成海陆格局的多种要素中, 关键海峡的开闭状态不仅直接连接或隔断大洋盆地, 更以“阀门”形式调控洋流模式和物质能量传输通道, 因而在众多构造事件中占据核心地位. 基于此, 本节将聚焦新生代以来六个关键海峡的开合过程, 系统探讨其深部动力学成因及其对洋流模式与气候反馈机制的影响(图2), 以揭示地球内部过程对地球表层系统演化的控制作用.

1.1 德雷克与塔斯马尼亚海峡

现今地球上的大陆地体曾于古生代时期拼合在一起, 形成纵贯南北的超级大陆——潘基亚大陆[10]. 其中, 北半球为劳亚大陆, 主要包括欧亚板块与北美板块; 南半球为冈瓦纳大陆, 主要由南极洲、澳大利亚、印度、南美洲和非洲等大陆组成. 自晚志留纪-早泥盆纪至今的漫长历史演化中, 南部的冈瓦纳大陆不断裂解、北漂、拼合至北部的劳亚大陆, 伴随着多期次的大陆裂解、洋中脊形成, 以及板块俯冲过程[11], 并导致了相应的海陆格局转换[12,13]. 南极洲板块作为冈瓦纳大陆最南端的地体, 经历了多期次大陆裂解, 并最终形成了现今完全被大洋环绕隔绝的大陆.

50 Ma左右, 南美洲板块绝对运动方向从南向转变为西北向, 伴随着South Sandwich俯冲带的产生与海沟后撤, 南美洲大陆与南极大陆发生裂解, 形成了德雷克海峡[14,15]. 通过Nd同位素示踪, 前人发现41 Ma时大西洋南部沉积物的Nd同位素特征开始从大西洋型向太平洋型转变, 因此推断德雷克海峡的形成使太平洋水体开始进入南大西洋, 这是其早期开放的直接证据[15]. 随着两板块的漂移, 德雷克海峡宽度逐渐加大, 直至渐新世早期(约34 Ma)完全开放, 增强了太平洋水体向大西洋水体的流通[16].

在地球的另一面, 冈瓦纳大陆的持续北向裂解形成了独特的特提斯汇聚区[11]. 印度-澳大利亚板块至今仍在北向运动, 产生了印藏碰撞(~55 Ma)以及苏门答

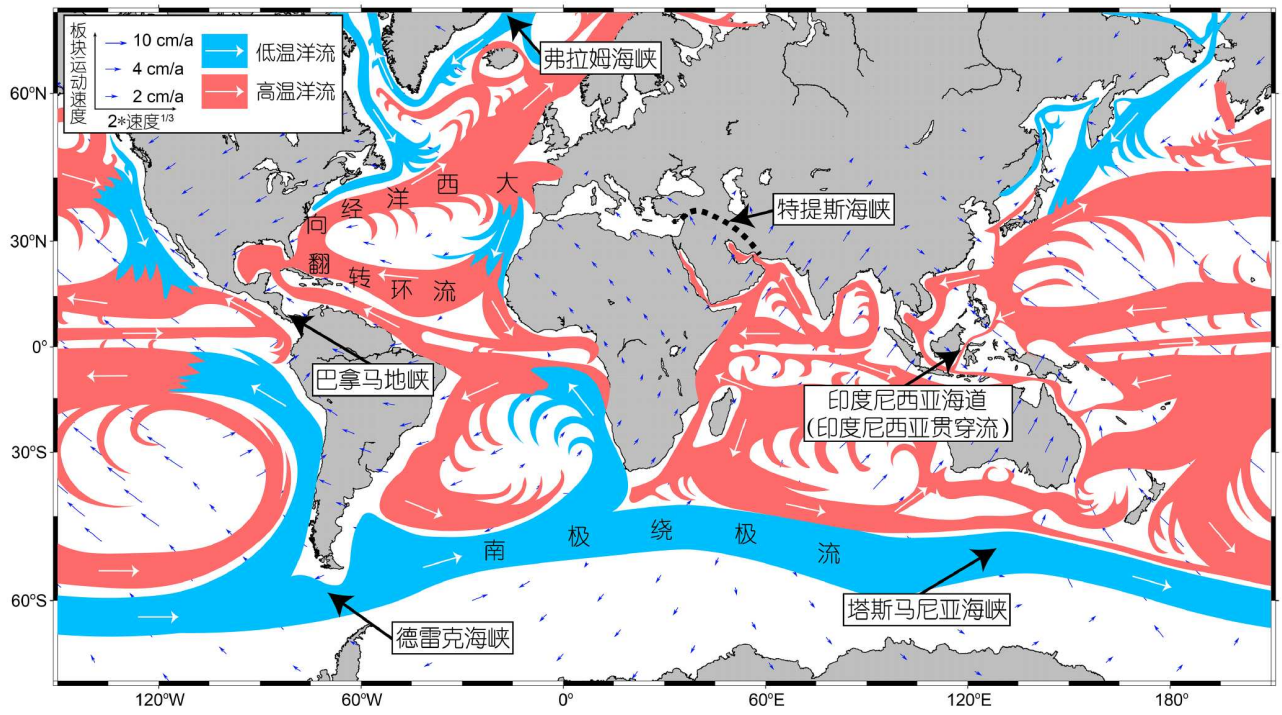


图 2 (网络版彩色)全球洋流模式简图(修改自https://www.britannica.com/science/ocean-current). 全球板块运动速度来自文献[9]

Figure 2 (Color online) Schematic map of global ocean current patterns (revised from https://www.britannica.com/science/ocean-current). Global plate motion velocity is derived from Ref. [9]

腊-爪哇俯冲带(~60 Ma)[17]. 以上过程带动着澳大利亚板块北向运动, 与南极大陆之间形成了塔斯马尼亚海峡. 约49 Ma时, 该海峡便已开始形成浅水通道, 允许有限的水体交换[18]; 而直至渐新世早期, 由于强烈的构造沉降, 该海峡加深至允许印度洋与太平洋的深部水体交换[12,19].

以上两个海峡的打开共同促进了地球上最强、影响范围最广的洋流系统之一: 南极绕极流于34 Ma形成[20]. 这一由西风推动的东向洋流阻止了亚热带表层海水热量输送至南极洲, 从而实现了对南极大陆的热隔离[21], 导致南极大陆保持长期稳定的寒冷、干旱环境, 为维持大规模的南极冰盖提供了关键条件[22]. 而南极冰盖的快速扩展也成为新生代以来地球气候从温室向冰期转变的重要标志[15]. 除热量分布外, 南极绕极流也在全球海水营养物质分配、盐分和碳的分布中扮演重要角色, 对人类生活的表层系统产生了深远影响[23]

1.2 印度尼西亚海道

地球内部过程引发的海陆格局演变不仅会促使海峡的打开, 同样会改变原海峡洋流模式, 甚至会关闭海峡. 澳大利亚板块北向运动打开了塔斯马尼亚海峡, 同时也自25 Ma起与东南亚板块碰撞, 导致原先宽且深的印度尼西亚海峡逐渐受限[12]. 随后, 在过去5 Ma内, 该地区约有60%的现有陆地露出海平面[24], 显著增加了硅酸盐风化速率, 从而吸收、降低了大气中CO_2的含量, 并以此促进了全球气候降温过程. 同时, 澳大利亚板块于5~3 Ma与新几内亚陆块发生碰撞, 显著改变了印度尼西亚贯穿流模式[25,26], 使其层流从过去起源于南太平洋的高温、高盐海水转变为起源于北太平洋的低温、低盐海水[12]. 这一模式转换使印度洋温跃层显著降低2°C, 而太平洋区域则略微升温并形成现代的西太平洋暖池[25]. 该暖池的形成可能导致东南亚构造体系中海洋表层温度趋于稳定且高于全球平均温度, 有利于东南亚海洋初级生产力的提高与油气资源富集[27].

1.3 特提斯海峡

在南部的冈瓦纳大陆持续裂解北漂过程中, 随着新特提斯洋板块俯冲, 非洲-阿拉伯-印度板块北向运动, 导致新特提斯洋逐渐消亡[28]. 其中, 西部非洲板块与欧亚板块之间汇聚形成地中海; 东部印度板块与欧亚板块碰撞而彻底关闭了东特提斯海峡, 而连接北印度洋与大西洋的最后通道即为阿拉伯板块与欧亚板块之间的特提斯海峡[13]. 低温热年代学证据表明, 阿拉伯板块与欧亚板块在渐新世末期(27~23 Ma)发生软碰撞, 此事件可能使特提斯海峡水通量降低90%, 但仍未完全关闭[29]. 随后, 在中-中新世末期(15~12 Ma), 阿拉伯板块与欧亚板块发生硬碰撞, 并在13.8 Ma后彻底关闭了特提斯海峡[13,29]. 该海峡的关闭终止了高温、高盐的海水从特提斯海向大西洋与印度洋的输送, 相应地减少了该地区热量向南半球高纬度地区的传递, 一定程度上加强了南极绕极流, 并可能会促进14 Ma以来的南极东部冰盖扩张[30].

1.4 巴拿马地峡

南美大陆在与南极大陆裂解后向北运动, 与此同时太平洋板块向加勒比板块之下发生俯冲, 并在73 Ma左右形成一条火山岛弧[31], 即为巴拿马地体, 随后该地体与南美洲板块发生碰撞, 在25~23 Ma左右形成巴拿马地峡[31]. 但该地峡的形成却不一定代表着洋流被完全切断. 相反, 太平洋与加勒比海之间的水体交换完全关闭时间不一定与构造运动直接相关, 可能同时受火山活动和全球海平面变化的影响[12]. 因此, 仅依赖构造背景无法清晰理解两大洋盆海水停止交换的时间. 前人通过结合浮游有孔虫的氧同位素($\delta^{18}O$)及镁钙比值约束了两洋盆表层海水盐度和温度的变化规律, 发现4.2 Ma左右加勒比海的盐度显著上升, 而东太平洋则盐度较低, 以此作为巴拿马地峡完全切断两洋盆的直接证据[32]. 巴拿马地峡的关闭对全球洋流与气候产生了重大影响, 主要体现在显著增强了大西洋经向翻转环流: 将更多高温、高盐的加勒比表层海水输送至北大西洋, 并在北大西洋北部冷却下沉, 而后以北大西洋深层水形式输送至南大西洋[8,12]. 这使得北大西洋的海水在4.8~3.8 Ma升温2°C, 而南大西洋则降温2°C[33]. 同时, 增强的大西洋经向翻转环流将更多的水汽输送至高纬度北大西洋, 为北半球冰盖的形成创造了气候条件[34].

1.5 弗拉姆海峡

在新生代早期, 欧洲大陆与格陵兰陆块之间为右行走滑边界, 而在约33.3 Ma时, 两板块之间演变为离散型边界. 走滑运动对该地区岩石圈的弱化作用创造了先存薄弱带, 该薄弱带配合离散边界带来的伸展运动, 为弗拉姆海峡的打开提供了动力学条件[35]. 前人通

过对北冰洋沉积物的有机碳含量、颜色变化以及有孔虫群落演变的研究发现, 约18.2 Ma时北冰洋实现从封闭到开放, 但初期仅允许北冰洋淡水单向流出, 随后弗拉姆海峡逐渐拓宽和加深, 直至17.5 Ma完全打开, 允许北大西洋高盐海水流入, 形成双向流动, 使北冰洋实现从低氧到完全氧化的转变[36]. 北大西洋高盐海水进入北冰洋, 促进了北冰洋高密度水的形成, 这些高密度水在格陵兰海与巴伦支海等区域下沉, 成为北大西洋深水的主要来源. 而这一深水为大西洋经向翻转环流提供了关键驱动力[37]. 但另一方面, 随着北极冰川融化与降雨增加, 通过弗拉姆海峡流入大西洋的表层淡水流量可能会增加, 这又会反过来降低北大西洋的表层盐度, 抑制深水形成, 从而减弱北大西洋经向翻转环流的强度. 因此, 弗拉姆海峡对洋流的影响是复杂且需持续关注的[37].

综上, 海陆格局的变迁毫无疑问地控制着地球表层系统的演化, 直接改变着洋流模式, 因此直接且强烈地影响全球环境和气候. 但是该过程基本上是单向的, 即地球内部控制表层系统, 而表层对内部的反馈在该方面基本可以忽略. 但人类对表层的观测与研究往往更加精确, 能够弥补地球内部过程观测精度的不足, 从而通过表层系统推断地球内部动力过程, 如对巴拿马地峡以及弗拉姆海峡洋流的研究促进了对该地区构造历史的认识与推断. 另一方面, 对地球内部过程的探索仍需深入, 在准确的构造背景中才能理清地球内部过程对表层系统的影响及其中的因果关系. 而人类距离掌握地球内部过程, 进而预测表层的海陆格局演化还有相当长的一段路要走, 这需要未来长时间对地球内部与表层系统的联合研究与探索.

2 地球内部与表层系统的联动纽带二: 地形地貌与地表过程

构造、地表过程和气候是地球内外多圈层耦合的三大基本要素. 三者之间的相互作用形成了复杂的耦合联动关系, 既表现为构造过程对地形地貌和气候演化的一级控制, 也表现为地形地貌和气候演化对构造过程的反馈作用, 同时通过风化剥蚀等地表过程, 又持续塑造着地形地貌[38]. 地表作为联结深层地球系统与表层地球系统的纽带, 是研究地球系统科学深–浅耦合效应的关键一环(图3). 为此, 这里将从地表的物理升降(即: 地形地貌)和地表的物理化学作用(即: 地表过程或风化–沉积作用)两方面, 对构造-地表过程-气候演化之间的相互作用进行探讨.

2.1 地形地貌与内-外圈层耦合

板块构造的深部动力学过程是地球表层多样化地质现象的驱动力. 随着板块之间的俯冲、碰撞或离散, 表层地壳(尤其是大陆区域)经历了长期变形演化; 伴随着地表的强烈隆升或沉降, 直接影响着大洋环流与大气环流, 进而主导地质历史时期重要的地貌-气候-环境效应. 例如, 如果没有喜马拉雅和青藏高原的隆升, 由热带辐合带(ITCZ)的季节性迁移而形成的亚洲季风将仅限于北纬20°以南区域[40]. 然而, 随着~60 Ma以来喜马拉雅与青藏高原的剧烈抬升, 高原形成的强季风环流破坏了地球三圈环流风系, 改变了印度洋和亚洲之间的气流模式, 诱发了南亚季风, 同时增强了东亚季风, 从而使亚洲季风能向北深入至北纬45°, 成为全球重要的超级季风[41]. 也正是此原因, 中国东部的降水量在青藏高原隆升后显著增加, 并逐步从晚白垩世–早始新世的干旱沙漠环境演化为现今“鱼米之乡”的湿润气候[42]. 同时, 高原隆升造成西风强化绕流, 改变了欧亚大陆的气压分布与季风走向, 导致亚洲内陆干旱化气候的形成[40,43].

通过引发地表质量的重新分布, 气候变化不仅改变地球表层系统, 还对深部动力学过程产生反馈作用. 这种联动机制的一个表现在于冰川负荷变化对地壳和岩石圈力学平衡的调控, 以及随之而来的地球物质和能量的重新分配. 具体而言, 全球气温升高会导致极地冰盖的快速融化, 引发海平面显著上升, 进而改变海洋对地壳的压力分布. 这种压力的重新分布能够通过冰川均衡调整引发一系列深部动力学效应, 包括地壳的弹性回弹、岩石圈应力场的重新调整, 以及地幔物质流动的改变[44]. 类似地, 冰川负荷的增加不仅能造成岩石圈的瞬态形变, 还可能通过黏弹性过程引起岩石圈应力场的长期调整. 例如, 冰川均衡调整可能是密西西比河三角洲更新世地层沉降与下伏基底隆升的重要驱动力. 这一过程通过重力场的变化和应力重新分布, 引发基底岩石圈的垂直运动, 展示了表层过程与深部动力学之间的紧密耦合关系[45]. 这些现象表明, 气候变化作为表层系统的驱动力, 能够通过质量重新分布对地球深部系统产生广泛而深远的影响.

2.2 地表过程与内-外圈层耦合

沉积物既是地表过程的“记录者”, 又是内部过程

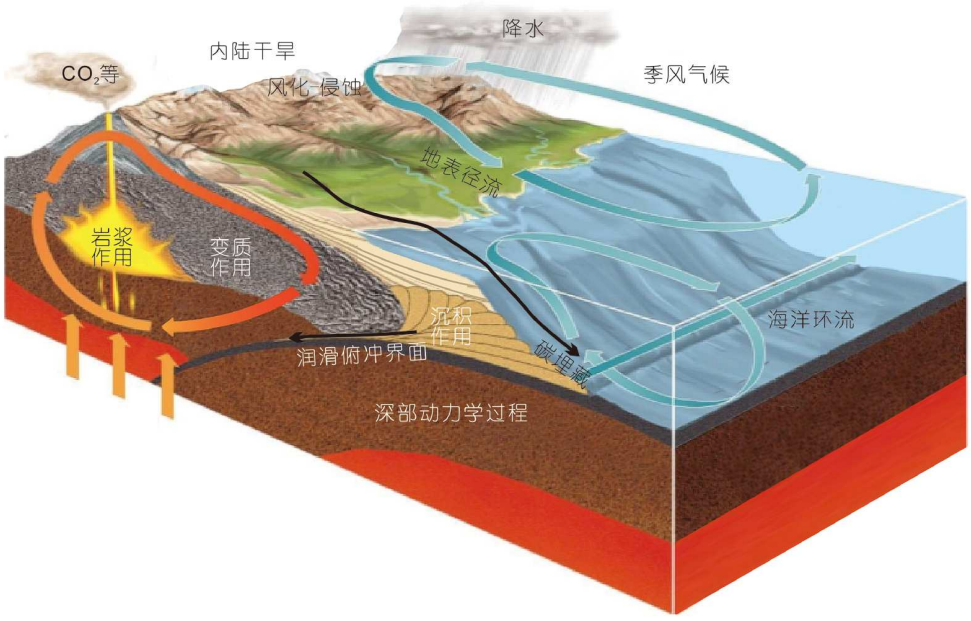


图 3 (网络版彩色)多圈层相互作用下的地形地貌-地表过程演化(修改自文献[39])
Figure 3 (Color online) Topographic evolution and surface processes under cross-sphere interactions (revised from Ref. [39])

的“参与者”, 被认为是连接地球表层圈层(水圈、大气圈、生物圈和岩石圈表层)与内部圈层(地壳深部和地幔)的关键纽带[46]. 沉积物的来源、分布及演化深刻影响着地球系统内、外圈层之间的物质循环与能量传递[38]. 其中, 海洋沉积物能通过俯冲带直接进入地球内部, 参与全球物质循环, 因此是地球系统科学研究的重要载体[47]. 海洋沉积物的主要类型有陆源碎屑沉积物、生物源沉积物、自生沉积物和火山源沉积物等, 其分布受控于构造-气候-水文-生物等多圈层相互作用[48]; 而陆源碎屑沉积物又与河流输入、风尘传输[49,50]、冰川作用等相关. 通过俯冲再循环作用, 沉积物直接驱动着地球内部的地幔地球化学演化、岩浆活动及地震行为[51,52].

以风化剥蚀和沉积作用为主的地表过程可以通过表壳岩石的化学风化作用参与地球多圈层相互作用. 大陆汇聚-碰撞作用导致的地形抬升能加速硅酸岩风化, 同时有利于抬升区域周缘盆地内的有机碳埋藏, 共同对大气CO_2浓度产生影响. 而CO_2作为重要的温室气体, 对地球气候调节与演化具有关键作用[53]. 地球深部的CO_2放气与硅酸岩发生反应, 形成溶于水的碳酸氢钙, 被地表径流带入湖泊和海洋, 最终以碳酸盐的形式进行沉淀. 这种通过风化作用将大气中的CO_2转化为碳酸盐矿物的过程, 被认为是全球表层系统一级碳循环模型[54], 同时也是维持宜居地球温度平衡的重要机制. 新生代喜马拉雅-青藏高原剧烈抬升加快了硅酸岩风化, 仅青藏高原的剥蚀通量就占全球约三分之二[55]; 如此剧烈的风化作用, 能显著降低大气CO_2浓度, 促进CO_2埋藏. 同时, 青藏高原隆升导致的高原地貌水系重组, 在高原南部季风加强和扩展的气候背景下, 促进了岩石风化剥蚀作用, 从而同样导致碳埋藏增加. 因此, 在新生代青藏高原隆升所诱发的亚洲季风与亚洲内陆干旱地理格局的共同作用下, 全球碳循环加速, 这可能是致使全球变冷的重要原因[43].

地表过程中的沉积作用通过沉积物特有的流变性质以及由沉积物运移导致的质量重新分布, 可以对板块构造深部动力学过程产生重要影响[47]. 俯冲沉积物的物质组分及通量可以深刻影响俯冲带系统演化, 包含: 岩浆成分、地壳增生等的物质循环过程[56]和上盘形变、海沟形态等的构造演化过程[57,58]等. 沉积物在俯冲通道中具有较低的摩擦阻力和黏滞系数, 并能释放流体, 提高孔隙压力, 从而降低俯冲界面处的力学强度, 具有润滑俯冲界面的作用[57], 进而减少板块之间的黏性耦合, 弱化上盘岩石圈变形, 并可能加速俯冲. 反之, 海沟沉积物的缺失会增加板块之间的耦合强度, 增强上盘岩石圈变形, 并减速俯冲[58]. 上述地表沉积作用对俯冲-碰撞深部动力学系统的影响在南美安第斯和

青藏高原造山带表现得尤为显著. 动力学数值模拟研究揭示, 安第斯俯冲带中部沉积物的缺乏可能导致了安第斯的剧烈隆升[58]; 相反, 印度大陆被动陆缘巨厚沉积物的俯冲可能加速了65 Ma印度-欧亚板块的汇聚[59]. 另外, 通过加/卸载作用改变岩石圈应力场或通过脱水等化学作用, 地表沉积物也能显著影响造山带演化模式及地壳结构、被动大陆边缘的岩石圈变形[60], 以及俯冲带断层滑移和地震活动性等[51].

3 地球内部与表层系统的联动纽带三: 挥发分循环

地球内部的挥发分相当于固体地球系统的血液, 它们的赋存形式和迁移规律控制着地球内部的状态、物性和演化过程, 也深刻影响着地球表层水圈和大气圈等的物质组成和演化, 是宜居地球的重要调控纽带. 对地球宜居性起重要作用的挥发分包含: 氢、氧、碳、硫、氮、磷; 其中氢和氧分别对标地球表层系统的水圈和大气圈, 是主要生命形式存在的基础要素; 碳和硫可以极大影响大气的成分, 对宜居环境具有重要控制作用; 氮、磷作为生命组成元素和营养元素, 也是环境和生命的关键要素. 下面以此为线索, 简要探讨这些挥发分在地球内部和表层系统的存在及传输规律(图4).

3.1 氧循环

氧是地球组成的关键元素之一. 对于地球表层系统, 现今大气的氧气(O_2)含量为21%, 氧气储库约为1.152×10^{18} kg, 且主要来源于光合生物产氧. O_2直接参与了表层系统中光合作用与有氧呼吸的循环过程, 是人类和多数生物赖以生存的先决条件. 在地球内部系统中, 虽然很难存在自由的O_2分子, 但氧气的化学势(即氧逸度)直接影响了地球内部的氧化还原过程[69], 并控制着地球内部其他变价元素(例如, C、N、S)的价态和存在形式. 氧元素除了在固体地球和表层系统的内部循环, 还参与了这些系统之间的物质交换过程. 在表层系统中, 以大气中的O_2含量为例, 其不仅受控于生物圈的产氧-耗氧过程, 还受到一系列地质过程的影响; 例如, 风化过程中有机质、黄铁矿以及FeO氧化所消耗的氧气通量约2.56×10^{11} kg/a, 岩浆作用所释放的还原性气体的氧化所消耗的氧气通量约4.16×10^{10} kg/a[70]. 对于内部系统, 随俯冲板片进入地球内部的富有机质沉积物可能在地幔中释放CH_4, 进而与地幔反应, 导致局部区域氧逸度的降低[71]. 而地幔氧逸度的波动, 控制着岩浆过程释放到大气中的气体组分[72], 进一步影响了表层大气的气体组成[73]. 总之, 地球内部系统的氧化还原过程与表层系统的氧气含量变化存在着复杂的关联. 就长时间尺度而言, 地质历史时期存在着三幕典型的大气增氧事件, 分别为古元古代早期的大氧化事件(GOE), 新元古代氧化事件(NOE)与古生代氧化事件(POE)(图5(a))[74~79]. 以GOE为例, 大氧化事件GOE的发生使大气首次从缺氧状态转变为含氧状态; 以沉积岩中硫同位素非质量分馏信号彻底消失为标志, 前人将GOE的开始时间限定为~2.33 Ga(图5(b)). 但GOE的成因机制目前仍存在较大争议. 一般认为, 地表系统中生物光合作用产氧是这一期大气增氧的关键原因, 即重要的大气氧"源"[80]. 同时, 近年的研究逐渐聚焦到地球内部过程对表层大气氧分压的影响. 一种观点认为, 下地幔中含Fe^{3+}的布里奇曼石在整个地幔中缓慢的机械混合(~2 Ga)得以将Fe^{3+}带入上地幔, 进而导致上地幔氧逸度的提高(图5(c))[81]; 随着地幔氧逸度升高, 深部过程控制的火山活动喷出的气体还原性降低[72]. 这一深部活动降低了大气的氧"汇", 是产氧光合作用实现大气氧气净积累的重要前提. 此外, "深部造氧说"的观点认为, 氢元素在深部地幔的行为直接影响了大气增氧过程[82]. GOE启动之后, 全球多个地区的沉积岩(年龄为2.22~2.06 Ga)中表现出显著的碳同位素高值, 指示了该阶段大规模的有机质埋藏, 以及其导致的大气O_2含量的显著增加(图5(b)). 同时, 这一时期海水较高的硫酸盐浓度也证实了该阶段大气氧分压的升高(图5(c)). GOE之后, 表层海水被氧化, 但深海区域仍保持缺氧且富铁的状态; 直到NOE发生, 海洋整体变得氧化(图5(c))[80]. 这种海水氧化还原状态的变化直接影响着氮、磷等生命元素的生物地球化学循环.

3.2 氢循环

作为一种关键元素, 氢以H_2、H_2O、含水矿物中的羟基, 乃至名义上无水矿物(NAMs)中的氢原子的形式赋存于大气圈、水圈以及深部的固体地球圈层, 并通过不同圈层之间的物质交换, 深刻影响着大气气体分压、地表海平面变化以及固体地球内部的含水物质组成和物理化学性质等. 就大气圈而言, 地球早期大气中含氢组分(例如, CH_4、H_2O等)的光化学分解, 以及光解形成的H_2的逃逸可能直接导致大气中O_2含量的升高; 或通过降低地壳的还原性, 降低O_2的消耗量, 进而间接影响大气中O_2的净积累[80]. 因此, 早期地球大气圈的氢

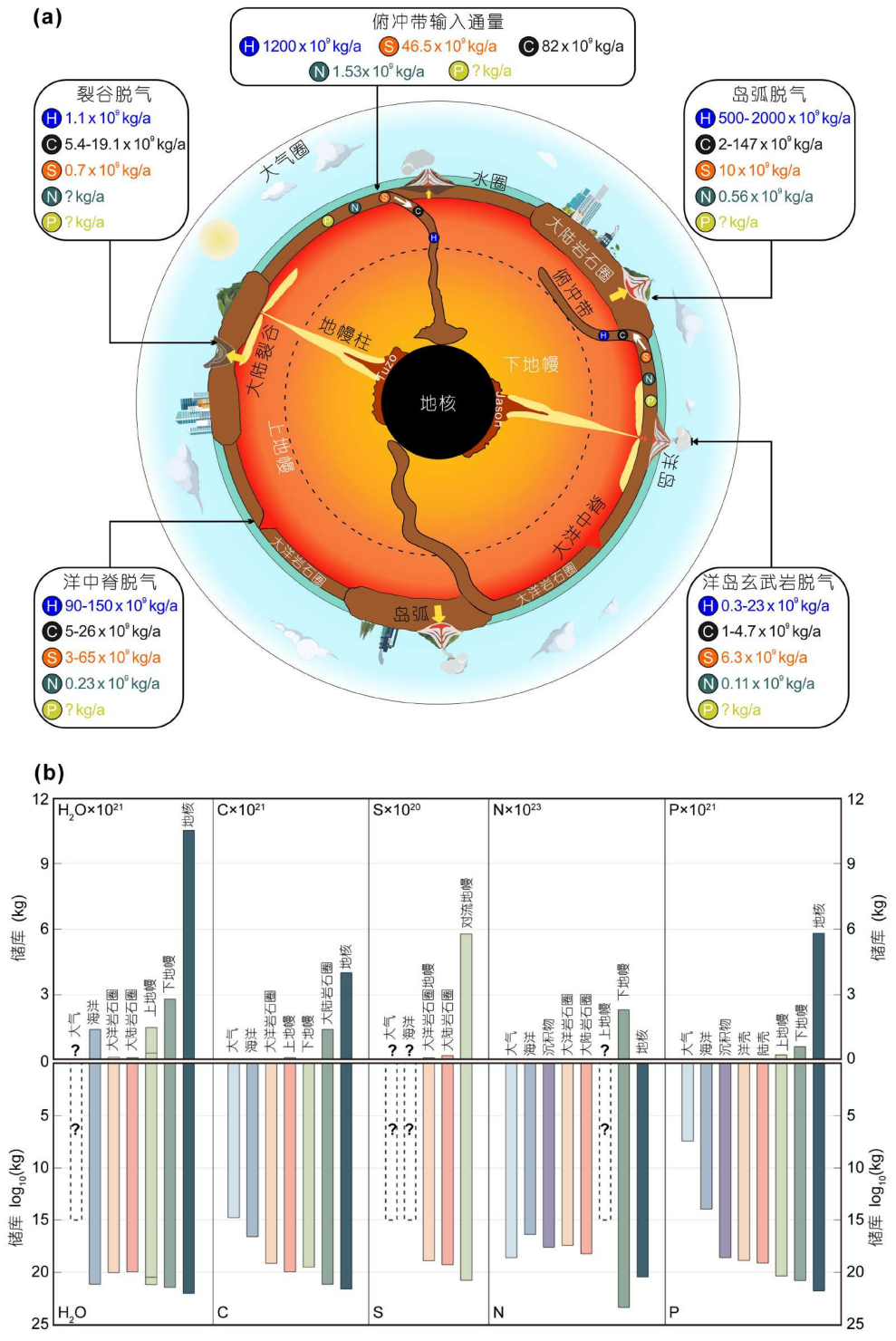


图 4 (网络版彩色)地球挥发分储库及循环通量. (a) 地球主要构造过程及其挥发分元素循环通量; (b) 地球各圈层挥发分元素储量(注: 上图为线性纵坐标, 下图为对数纵坐标). 数据来源: 深部过程水通量[61]、碳通量[61]、硫通量[61]、氮通量[62]、水储库[63,64]、碳储库[2,65,66]、硫储库[61]、氮储库[67]和磷储库[68]

Figure 4 (Color online) Reservoirs and cycling fluxes of volatile elements on the Earth. (a) Earth's major tectonic processes and cycling fluxes of volatile elements; (b) reservoirs and amounts of volatile elements in different spheres of Earth (note: the upper diagram has a linear vertical scale, the lower with a logarithmic vertical scale). Data sources: water flux[61], carbon flux[61], sulfur flux[61], nitrogen flux[62], water reservoir[63,64], carbon reservoir[2,65,66], sulfur reservoir[61], nitrogen reservoir[67], and phosphorus reservoir[68]

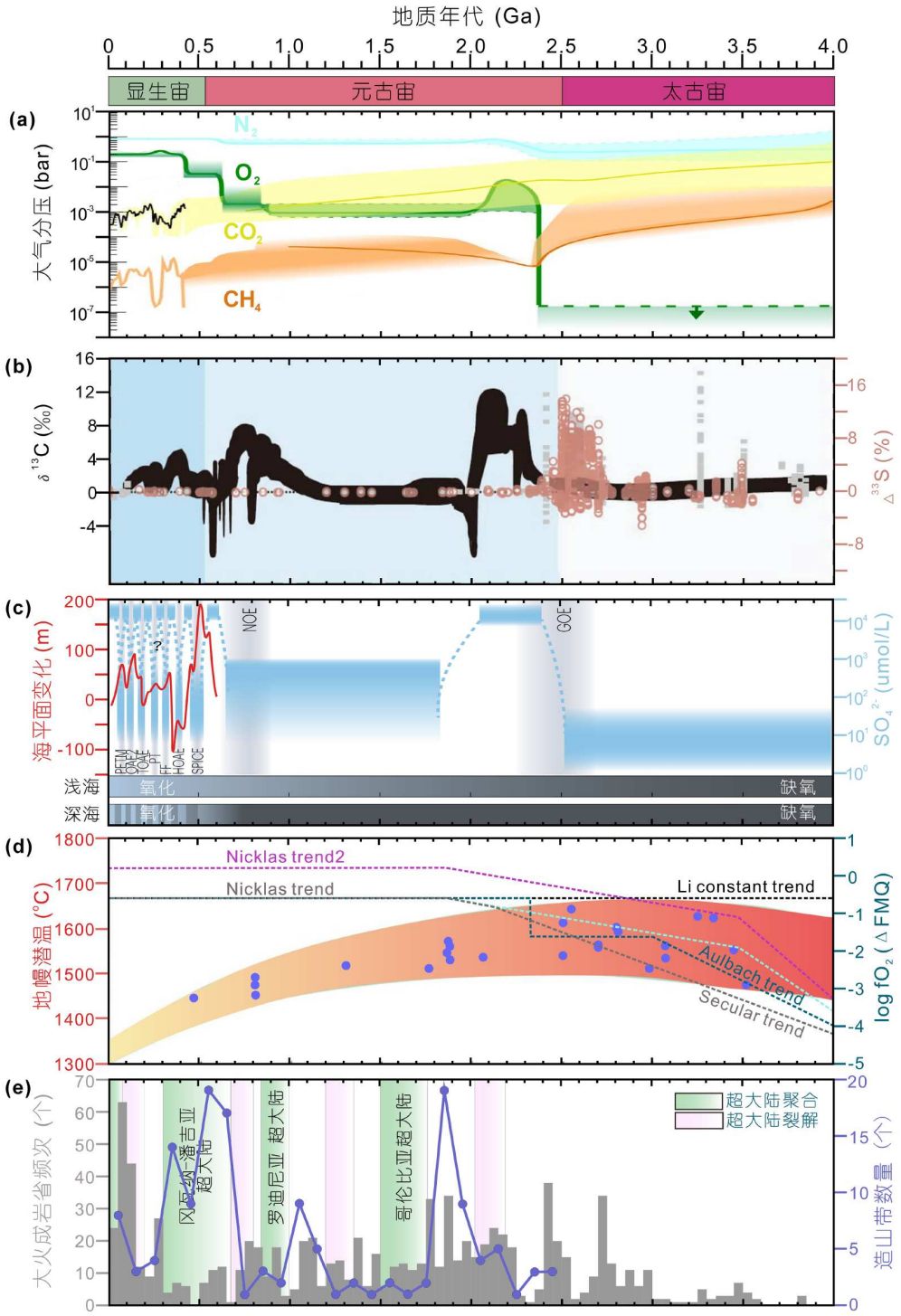


图 5 (网络版彩色)地质历史时期地球表层及内部系统演化. (a) 地质历史时期大气的不同气体分压演化(修改自文献[74]; (b) 碳-硫同位素演化(修改自文献[75]; (c) 海水硫酸盐浓度(修改自文献[76], 海平面变化(修改自文献[77])及深海浅海氧化程度演变(修改自文献[76]); (d) 地幔潜温(修改自文献[78])及地幔氧逸度(修改自文献[72]); (e) 地质历史时期超大陆演变及大火成岩省和造山带演化(修改自文献[79])

Figure 5 (Color online) Evolution of Earth's surface and interior systems through geological time. (a) Evolution of atmospheric gas partial pressure during geological history (revised from Ref. [74]); (b) temporal evolution of carbon and sulfur isotope (revised from Ref. [75]); (c) sulfate concentration in seawater (revised from Ref. [76]), sea-level change (revised from Ref. [77]), and evolution of oxidation states in the deep and shallow oceans (derived from Ref. [76]); (d) potential temperature (revised from Ref. [78]) and oxygen fugacity (revised from Ref. [72]) of the mantle; (e) evolution of supercontinent, large igneous provinces and orogenic belts in geological history (revised from Ref. [79])

逃逸可能是大气增氧以及大氧化事件(GOE)的成因机制. 氢在地表的重要赋存形式: 水(H_2O), 是水圈的重要组成部分, 是维持人类和多数生命活动的重要资源. 现今大气与海洋中的水储量约1.4×10^{21} kg(图4(b))[83]. 对于表层系统的水含量而言, 长时间尺度的地质过程扮演着“源”与“汇”的双重角色. 大洋岩石圈的水化过程, 特别是其在海沟外缘隆起处发生的水化过程, 是水从表层系统进入深部地幔的关键. 据估算, 随俯冲板片进入地幔的水通量约为1.2×10^{12} kg/a[61]. 这些俯冲板片中的水赋存在含水矿物或名义上无水矿物(NAMs)中, 受矿物稳定域与板片热结构的控制, 在地幔不同深度被释放[84]. 其中, 一部分水在弧前及弧下区域脱离俯冲板片, 并随着岩浆过程回到表层系统; 此外, 一定量的水进入地幔深部, 并随着地幔柱等过程的脱气返回地表(图4(a))[61]. 近年来的研究认为, 板块俯冲和岩浆作用主导的深部水循环过程, 以及这些过程中水的输入、输出通量差异, 可能是长时间尺度海平面变化的原因之一(图5(c))[85]. 深部水循环过程除了影响表层系统的水圈演化, 还可能对表层大气成分产生重要影响. 高压实验的结果指示了水在大氧化事件中的关键作用: 被俯冲板片输送至下地幔深部(~1800 km之下)的水与金属铁反应, 可生成氢化的铁超氧化物(式(1)); 这些物质在核幔边界堆积, 直至失稳并触发超级地幔柱, 最终导致铁超氧化物中的O_2释放(式(2)), 这些O_2最终可能进入到大气, 进而成为表层大气中氧气的直接来源[82].

$$4Fe + 2H_2O = FeO_2H_x + 3FeH \quad (1)$$

$$2FeO_2H_x = Fe_2O_3 + xH_2O + 1/2(1-x)O_2 \quad (2)$$

在这一过程中, 现代板块构造的启动是水被俯冲带传送到下地幔, 乃至核幔边界, 进而触发地幔“深部造氧”的重要前提. 但是, 现代板块构造的启动时间目前仍存在巨大争议, 不同学者限定的板块构造启动时间在冥古宙(>4.2 Ga)到新元古代(~0.85 Ga)之间变化, 几乎涵盖了大部分的地质历史时期[86,87]. 此外, 早期地球地幔的含水量以及俯冲板片带入下地幔深部的水通量目前仍缺乏较好的约束, 而这些因素是探讨地球“深部造氧”过程的重要前提.

3.3 碳循环

碳是生命的关键元素, 也是现今大气圈温室气体的重要组成元素. 地球内部的碳储库占地球总碳量的99%, 远超地球表层储库(图4(b)). 碳循环是对地球长-短期气候变化影响最大的挥发分循环过程, 通常可分为地表碳循环及内部碳循环两个子系统[88]. 地表碳循环涉及水圈、大气圈、生物圈等多圈层. 碳酸盐风化、有机碳氧化作用及岩浆构造脱气会导致地表圈层的碳增加, 光合作用-有机碳埋藏和硅酸盐风化-碳酸盐沉积过程会减小地表碳储库[66]. 地球表层碳循环时间尺度较短, 对于全球气候变暖及海平面变化具有影响, 是近年来环境科学的研究热点. 然而对于地质时间尺度, 地表碳循环可能处于被动状态, 内部碳循环控制了地球长期气候变化及宜居性. 地球内部碳循环涉及俯冲带碳埋藏以及不同构造背景下(如岛弧、裂谷、洋中脊等)的构造岩浆脱气相关的碳释放过程(图4(a))[89]. 大洋俯冲带连接了地球内部圈层和外部圈层之间的碳交换过程. 由于板片脱碳涉及变质、溶解、熔融及氧化还原脱碳等复杂的多物理化学过程, 并与俯冲带水循环密切相关[90], 目前对于俯冲板片的脱碳效率及通量仍存在较大争议, 且不同脱碳机制对板片碳释放的相对贡献以及板片脱碳和岛弧脱气通量的相关性仍有待查明. 此外, 对于其他构造背景下的脱碳过程目前也缺乏统一的认识, 如大火成岩省岩浆活动对于地表碳循环是碳源还是碳汇[91]? 如何精确重建大陆裂谷发育规模及脱碳通量[92]? 活动大陆边缘碳酸岩台地的接触变质脱碳对大气CO_2的贡献如何[93]? 造山带地区剥蚀过程的碳汇和岩浆脱气的碳源相对贡献如何? 为构建地质历史碳循环模式, 未来我们亟需从多学科角度构建内-外系统耦合的一体化碳循环模型.

3.4 硫循环

硫在地球早期的核幔分异、地幔氧化还原状态、岩浆成矿、环境演化、生物多样性及地球宜居性等方面扮演重要角色. 在地球表层系统中, 硫的主要储库包括蒸发岩、海水溶解的硫酸根(海洋中第二丰富的阴离子)、大洋沉积物和洋壳中的硫化物(主要以黄铁矿形式). 海洋硫循环与海水化学条件(如氧化还原、pH等), 硫代谢微生物群和沉积环境[94]密切相关. 微生物硫酸盐还原反应, 硫化物氧化和歧化反应等过程会导致不同种型的硫在海洋和大洋板片的再分配过程, 进而控制了硫的生物地球化学循环[95]. 此外, 硫酸盐离子作为现代海洋系统中最主要的氧化剂之一, 在碳和氧的生物地球化学循环中具有重要作用, 但地质历史时期海水中硫酸根浓度的演化仍有待探明[96]. 加强不同

时空尺度下(尤其是重大关键转折时期)硫、碳、氮循环的耦合对比研究是未来解析地球表层硫循环演变的关键. 地球深部硫循环主要受控于板片俯冲及岩浆脱气过程[96]. 俯冲带是硫进入地球深部的主要途径, 俯冲板片中硫的释放过程与俯冲带热结构及俯冲带流体的氧化还原性质密切相关[97]. 岩石学观测及热力学计算揭示, 硫酸盐矿物在弧前深度随着板片脱水作用会被流体溶解而脱离大洋板片或还原为硫化物, 板片内硫化物的主要脱硫深度集中在70~100 km, 释放流体中的硫主要以HS^-或H_2S形式存在而非硫酸根离子[97]. 对于俯冲带硫通量的初步计算表明俯冲板片中>80%的硫元素可随俯冲作用进入地幔深部[96], 但目前仍缺少对全球现今俯冲带硫循环效率及通量的精确评估. 此外, 在地质历史时期不同构造及热体制下深部硫循环的样式及机制仍有待探明. 构建深时尺度下深浅耦合的地球硫循环模型是理解地质历史上海水硫酸盐含量和硫同位素变化的关键环节, 对于理解相关金属矿产成因及大气环境变化也具有重要意义.

3.5 氮循环

氮不仅是生命过程所需的最基本元素, 而且大气圈中氮气分压在维持地球宜居性上也具有重要作用. 与其他挥发分储库不同的是, 地球大气圈是目前已查明的最大的氮储库(下地幔和地核除外, ~4×10^{18} kg), 氮在大气中主要以N_2形式存在, 地球各储库的氮储量详见图4(b). 尽管N_2并非温室气体, 但大气中氮气分压会影响其他温室气体的吸收谱, 进而会显著影响温室气体的温室效应[98]. 氮循环在地球系统中也可分为两个子系统: 在表层圈层中(包括大气圈、水圈、土壤及表层沉积物圈层等)的浅部氮循环过程主要由地质微生物功能群所驱动, 包括固氮过程、有氧氨氧化过程、厌氧铵氧化过程及硝酸盐还原过程等(具体反应方程式见[99]). 在地球内部的深部氮循环过程则主要涉及板块俯冲驱动的氮埋藏以及火山脱气作用(包括岛弧火山、洋中脊、大陆裂谷等)相关的氮释放(图4(a)). 浅部氮循环的生物地球化学过程主要受控于生物的演化阶段及大气和海洋的氧化还原状态, 因此地质历史时期的大气增氧事件会显著影响地表氮循环机制及深时大气氮分压[100]. 具体而言, 在GOE之前, 地球表层整体处于无氧状态[75], 该时期以厌氧氮循环为主. 根据固氮微生物出现前后可划分为两个阶段: 早期阶段以非生物固氮过程形成生物可利用的氮, 并经由生物同化进入生物圈, 但由于该时期海洋电子受体少, 有机质矿化效率低, 大部分氮以有机质保存于沉积物, 仅少量氮矿化后以NH_4^+形式进入水体, 并以类质同相进入富K的硅酸盐中, 故该阶段氮循环表现为大气N_2单向转移到地表沉积物中[99]. 在3.2 Ga之后固氮微生物群的出现显著提高该氮转移的效率[101], 但对于该时期的氮埋藏通量仍缺乏统一性认识[99,102]. GOE之后, 地球大气从无氧状态转化为永久性含氧状态, 表层海水氧化促使还原态的铵离子(NH_4^+)氧化为硝酸盐(NO_3^-), 但由于当时海洋主体仍以缺氧为主, 大量氧化态的NO_3^-和还原态的NH_4^+在化变层处通过反硝化和厌氧铵氧化过程转化为气态氮(N_2), 重新释放至大气中; 另一方面, 氧化事件还促进了地球表层好氧微生物的扩张和有氧风化作用的增强, 从而加速了大陆地壳中的氮(特别是沉积物和陆壳中的氮)向大气的释放过程, 上述两过程促进了GOE之后大气氮分压的升高(图5(a))[99], 但不同生物演化阶段对浅表氮循环的定量化评估仍有待研究. NOE事件以来(850~540 Ma), 尤其是泥盆纪陆地植物的大量扩张, 促进了陆地和海洋有机质的埋藏, 同时通过与陆地植物共生的固氮微生物的作用提高了氮埋藏[103]. 对于地球深部氮循环而言, 其循环效率显著受控于俯冲带热结构以及地幔的氧逸度[104,105]. 冷俯冲带更有利于俯冲板片中的氮向地球内部传输, 如伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲板片中80%~95%的氮进入深部地幔, 而热俯冲带中俯冲板片近50%的氮可能从岛弧地区返回地表, 如中美地区[104]. 但是, 目前仍缺乏对于全球不同俯冲带氮循环效率及通量的估算, 结合岩石地化数据和热力学-动力学模拟手段是未来定量化评估该问题的关键. 另一方面, 地幔氧逸度是控制深部氮的存在形式及循环过程的重要因素. 在高氧逸度的俯冲板片及地幔楔条件下, 流熔体中氮以高不相容的分子态氮(N_2)存在, 更有利于氮从岛弧火山释放. 而在相对还原的地幔氧逸度条件下, 氮则以相容的铵态氮(NH_4^+)形式赋存于富钾的交代地幔矿物中[106], 难以通过去气作用返回地表. 然而在多次大气增氧事件背景下, 俯冲板片及地幔中氧逸度的变化对地球深部氮循环模式及循环通量的影响仍待研究. 此外, 地质历史时期的氮分压(P_{N2})演化是理解地球宜居性的关键, 但目前对P_{N2}变化的认识仍存在较大争议[99,102]. 整合地表及深部氮循环过程, 以地质观测为抓手, 结合定量模拟手段重建地质历史时期的P_{N2}的演化历史是地球氮循环研究的重要方向.

3.6 磷循环

同氮类似, 磷也是一种重要的生命元素; 作为限制性的营养元素, 一般认为磷在长时间尺度上控制着海洋的初级生产力[107]. 生物地球化学循环控制着现今地球的磷循环过程. 作为磷循环过程中重要的"源", 大陆风化作用通过磷灰石溶解或有机物氧化过程, 将沉积物中的磷释放到生物圈[108]. 伴随这一过程, 磷输入陆地生态系统, 或者通过地表径流、地下水以及大气等形式进入海洋, 参与生物与土壤/海水之间的快速磷循环. 最终, 通过沉积与成岩作用, 这些磷元素以含磷矿物或者有机物的形式进入沉积物; 这一沉积过程是地球磷循环中重要的"汇"[109]. 相较于表层系统的磷储库[68], 前人估算指出, 地球内部磷储库更加丰富, 硅酸盐地球的磷储库量级为10^{20} kg(图4(b))[110]. 因此, 深部过程可能显著影响全球磷循环. 与其他挥发分元素类似, 磷元素可以通过板块俯冲过程进入地球内部系统; 随后, 通过岩浆脱气过程, 在岛弧、洋中脊等地区回到地球表层(图4(a))[111]. 但是, 这些地质过程中的磷通量目前没有很好的约束. 磷通过风化剥蚀等地表过程进入海洋, 可能影响海洋的初级生产力, 进而对表层系统产生深远影响. 作为一种不相容元素, 在熔融程度较低的情况下, 磷更易在熔体中富集; 相反, 高的熔融比例会导致熔体中的磷含量降低. 在地质历史时期, 伴随着地幔的逐渐冷却, 地幔部分熔融程度逐渐降低, 因此岩浆岩中的磷含量随时间演化逐渐增加; ~3.8 Ga以来, 大陆火成岩中磷含量的统计也印证了这一规律[112]. 随着早期地球岩浆岩中磷含量的增加, 风化过程得以将更多的营养元素输入海水; 而更多生物可利用的磷加入海水, 提升了全球海洋的初级生产力, 进而直接提高了大气氧"源". 这一过程被认为是GOE可能的触发机制之一[112,113]. 但另一方面, GOE启动导致的条带状铁建造沉积可能使得矿物对磷的吸附明显提高, 导致海洋中磷含量的降低, 从而再次限制海洋的初级生产力[109]. 此外, 海水的氧化还原状态可能进一步影响着海洋中磷的行为. 例如, 在新元古代富铁的海洋中, 生物可利用的磷与铁矿物结合而被有效去除, 会使得海洋处于贫营养状态, 进而显著抑制光合生物的产氧速率[107]. 地球早期的磷循环过程是多圈层(大气、海洋、生物与岩石圈)共同作用的结果; 对于磷的行为以及其在GOE中的可能作用, 目前仍需进一步探讨.

综上, 在地球长期演化过程中, 氢、氧、碳、硫、氮、磷这些元素在地球表层与内部系统循环, 且彼此之间互相影响并共同塑造了地球的宜居性. 自大氧化事件始, 表层大气由无氧转换为有氧状态; 这种大气氧分压的转变, 一方面受控于氧"源", 即光合生物产氧的提升; 另一方面, 与深部地幔的氧逸度变化导致的氧"汇"降低有关. 对于氧"源", 氮与磷元素控制着海洋初级生产力, 是大气增氧的直接原因. 而对于氧"汇", 地幔氧逸度的变化控制着火山脱气过程中气体的氧化还原状态, 即挥发分元素(例如, 碳、硫等)的价态. 同时, 深部水循环过程, 即氢元素的行为可能是导致地球"深部造氧"的重要机制. 此外, 大气及海洋的氧化状态也控制着氢、碳、硫、氮、磷在地表沉积物和地壳的赋存状态(价态). 随着板片俯冲的行为可能会对地质历史时期地幔的氧逸度及深部挥发分储量有显著影响, 但仍缺乏该方面的定量化评估. 因此, 在未来研究中, 可以通过地球的氧循环为串联, 建立内-外耦合联动的多挥发分元素循环模型, 定量化阐明挥发分在不同圈层之间的交互作用及其对宜居环境的控制.

在地球内外圈层的相互作用过程中, 地幔柱活动及其引发的大火成岩省是深部过程强烈扰动表层系统的重要体现(图5(e)), 并伴随着氢、氧、碳、硫等挥发分元素在地球表层与内部系统之间的显著循环[114]. 大火成岩省的形成通常伴随剧烈的岩浆活动和大量挥发分的释放, 在短时间尺度内释放大量CO_2、SO_2等气体, 显著改变了大气组成和气候状态, 可能引发海洋缺氧、酸化等极端环境事件, 进而与多次生物大灭绝密切相关, 对地球表层圈层的生态系统及碳-氧-硫等元素的跨圈层循环产生深远影响[115]. 除了环境效应外, 地幔柱活动还促进了战略性金属资源的异常富集, 形成了以铜、镍、钛、铂、钯、银、金等为代表的重要矿床, 并伴随多种具有经济价值的成矿过程[116]. 由此可见, 地幔柱不仅是深部动力学活动的重要表现形式, 更构成了联系地球内部过程与表层宜居环境的关键纽带, 在挥发分元素的深浅循环、生态环境演化以及成矿作用等方面发挥着多重关键作用. 未来构建包含地幔柱动力学、挥发分元素循环与气候-生物反馈过程的耦合模型, 将有助于进一步揭示地球宜居环境长期维系的内在机制.

除以上挥发分元素之外, 地幔中的主量元素也深度参与着地球长期演化中的物质循环过程. 以铁元素为例, 铁是地球上丰度最高的变价元素; 对于固体地球圈层, Fe的价态与行为影响着地幔的氧逸度变化. 下地幔Fe^{2+}歧化反应形成的Fe^{3+}可以赋存于布里奇曼石中,

并在地幔对流过程中逐渐进入上地幔, 导致上地幔氧逸度的提高; 这种地幔氧逸度的变化影响着火山脱气过程中碳、硫等元素的价态, 进而可能影响表层大气的气体分压[81]. 对于表层系统, 太古宙缺氧富铁的海水, 降低了其中的磷含量, 进而影响着海洋的初级生产力, 乃至光合生物的产氧量; 在这一阶段, 铁是限制海洋初级生产力的主要因素, 太古宙海水中的铁浓度可能直接影响大气中的氧"源"[109]. 此外, 早期地球高密度的条带状铁建造的形成可能是触发俯冲起始以及板块构造的重要机制[117]; 而板块构造的启动将进一步促进挥发分元素在固体地球内部的循环过程. 因此, 固体地球与表层系统之间的挥发分循环过程同时也伴随着主量元素的循环与迁移. 本章着重强调作为"固体星球血液"的挥发分元素循环, 对于其他主量元素不再详细论述.

4 突破地球内部和表层系统的时空尺度差异性

地球内部和表层系统的联动体现在不同的时空尺度上. 海陆格局的演化对应地球系统的超长时间尺度(亿年)和超大空间尺度(千公里), 从而受控于地球内部动力学过程, 为地球表层系统提供了一级控制格架. 地形地貌和地表过程演化具有中等时空尺度(年-百万年、公里), 是链接地球内部(百万年)和表层系统(天-万年)的有效纽带. 挥发分的循环在地球内部和表层系统具有巨大的储量和时间尺度差异性; 例如碳在地球内部的储量达99%以上, 但是循环的时间尺度漫长(百万年尺度), 而在地球表层虽然储量较少, 但是循环较快(天-千年尺度), 从而与人类生活息息相关. 空间尺度的巨大差异性同样是计算地球系统科学中内-外圈层相互作用研究的核心难题. 各圈层关键过程的特征空间尺度跨越多个数量级: 全球尺度(千-万公里, 例如板块构造运动、全球海洋/大气环流等), 决定了地球长期演化和物质-能量分配的基础框架; 区域尺度(百-千公里, 例如造山带演化、大型河流水文过程等), 联结全球驱动与局部响应的桥梁, 表现为复杂相互作用的整合; 局部尺度(米-百公里, 例如断层活动/地震破裂、河流侵蚀与沉积等), 对边界条件高度敏感, 是系统响应的直观表现; 微观尺度(<米, 例如矿物晶格变形、气溶胶动力学等), 控制材料的物理化学性质, 是宏观行为的物理基础. 在计算地球系统研究中, 空间耦合难题主要体现在跨尺度跃迁. 例如, 板块俯冲(千公里级)引发的大地震(断裂带破裂尺度为十至百公里级, 地表断层错动为米级), 同时产生的海啸在深海传播(波长百公里级), 可造成浅水海岸局部(米级)破坏; 全球尺度的温室气体浓度升高(全球大气圈), 驱动区域尺度的冰川融化(公里级), 造成局部尺度的海平面上升与海岸侵蚀(米级).

上述地球系统多圈层耦合研究中的时空尺度差异(从天到百万年、从微观到全球尺度)是理解地球复杂行为的关键, 但也构成了巨大的科学和计算挑战. 从定量化模型的构建来讲, 主要有两种思路来突破时间尺度的差异性问题(图6). 一种是弱耦合的方式, 即封装不同时间尺度的子系统进行相对独立的运算, 而后在各子系统之间采用通量数据传输的方式完成. 这类似于Zhao等人[118]提出的实现固体–表层圈层耦合计算的边界参数条件关联方法(BCCA), 即各子系统模型之间通过传递边界参数实现耦合. 例如, 固体圈层模拟输出的海陆分布、板块边界、构造碳通量等边界条件, 以0.5~1 Ma的时间步长(化学风化消耗大气CO_2的时间量级)输入到化学风化模拟和气候模拟中, 而化学风化模型和气候模型又通过土壤、CO_2消耗、气候场等边界条件相互联动. 这种弱耦合方式比较简单, 不影响各子系统的运算效率, 因此是目前阶段较为流行的方式. 譬如, 将地球动力学数值模拟软件(如ASPECT、I3VIS、CitcomS、Underworld等)与地貌演化模拟模型(如Fastscape等)相结合, 实现海陆格局、地形地貌演化的深浅耦合; 又如, 将板块重构模型(如GPlates)与地球系统气候模型CESM(community Earth system model)相结合, 模拟挥发分在固体圈层和大气圈层间的跨时间尺度循环. 但是这种耦合并未真正实现跨系统的耦合建模. 相较之下, 另一种是强耦合的方式, 即通过内部和表层系统模式在方程求解端直接耦合和嵌套, 实现各子系统之间实时的耦合运算, 这意味时间尺度较长的子系统(一般较低的时间分辨率, 如地幔对流的千年级分辨率)需要等待时间尺度较短的子系统(一般较高的时间分辨率, 如模拟火山喷发或气候变化对应的日-小时级步长)的迭代运算. 这种耦合联动建模的效率就会大大降低, 因此需要大规模的并行计算, 尤其是在不同的子系统分配不同规模的资源进行运算, 以便实现其同步性和高效性. 对于地球系统模型空间尺度的巨大差异性, 虽然可以通过提高模型的空间分辨率进行处理, 但若在模型中同时以高分辨率模拟从全球板块运动到局部断层滑动或河口生态, 很容易出现"维度灾难"问题, 所需的计算资源远超当前常规能力. 另外, 考虑到不同

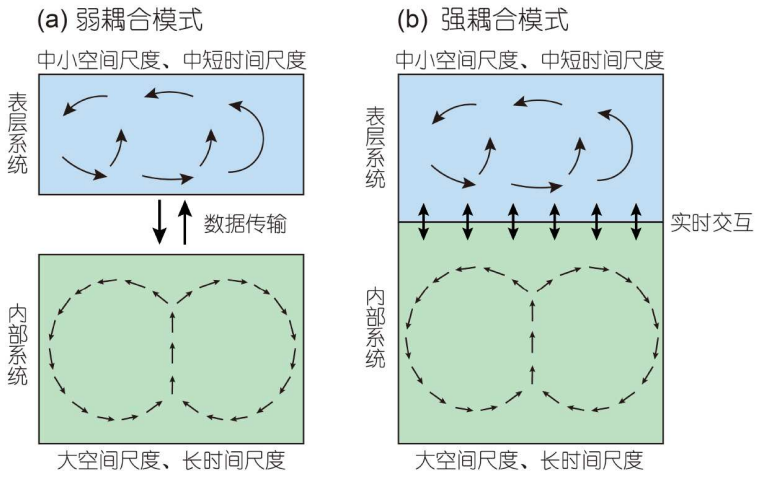


图 6 (网络版彩色)构建跨时空尺度的地球系统定量化模型. (a) 弱耦合模式, 该模式的特点是内部和表层系统相对独立的运算, 二者之间通过运算结果(通量数据)进行衔接; (b) 强耦合模式, 该模式是将内部和表层系统模式在方程求解端进行耦合和嵌套, 从而实现跨时空尺度的实时耦合计算

Figure 6 (Color online) Construction of a quantitative Earth system model across multiple temporal and spatial scales. (a) Weak coupling mode, which is characterized by the separate simulations of Earth's interior and surface subsystems, and then integrating by the transfer of model results; (b) strong coupling mode, in which both subsystems are integrated during the solution of numerical equations, in order for real-time coupling with contrasting temporal and spatial scales

圈层、不同空间尺度存在的大量非线性反馈关系, 如何数值准确、物理自洽地在不同分辨率的网格之间传递能量、物质和动量, 也是一个巨大挑战. 不恰当的耦合可能引入数值误差或虚假反馈. 在传统的数值模拟基础上, 发展先进的多尺度建模方法(例如嵌套、自适应网格等), 实时融合数据同化和机器学习, 正逐步提升对地球多圈层复杂相互作用的理解和模拟能力.

下面针对前文地球内部与表层系统的三个联动纽带进行一定探讨. 首先是海陆格局纽带, 它主要受控于深部动力学过程, 进而对地表的海洋和大气环流等产生巨大影响. 该联动过程基本上是单向的, 即深部控制地表, 而地表对深部的作用可以忽略; 因此可以采用弱耦合的方式进行建模, 即长时间尺度深部过程控制的海陆格局作为相对短时间尺度地表系统的边界条件, 从而各子系统可以相对独立地运算. 相反, 对于地形地貌与地表过程纽带, 它既包含深部过程对地表地形地貌的强烈改造作用, 也包含了地表过程对其自身形态的改造, 同样包含了地表对深部过程的作用, 因此是一种强耦合的联动模式. 对于该纽带, 仅靠子系统间的数据传输往往无法实现完整的跨系统联动, 而需要子系统间的实时耦合运算, 因此需要更高级的算法, 从控制方程的基础端进行强耦合计算.

对于挥发分循环纽带, 这个过程是最复杂的, 不仅涉及物理过程, 还涉及化学和生物过程, 是跨圈层多相态耦合联动的难点. 挥发分的循环过程在地球内部和表层系统之间也同样存在较大的时间尺度差异性, 同时在表层系统中还存在物理、化学、生物等不同作用过程的差异性, 从而导致挥发分的完整循环过程非常复杂, 目前仍无法构筑完善的建模方案. 现阶段地球内部和表层系统的挥发分循环联动主要是侧重二者之间的传输通量, 即挥发分物质在内-外系统之间此消彼长的关系, 从而对地表宜居环境产生巨大影响. 对于该问题, 地球内部和表层系统的演化仍然是相对独立的, 而只以通量作为传输纽带, 从而是一种框架性的耦合. 未来的发展有望逐步实现挥发分物质在地球内部和表层系统的真正耦合联动, 这需要实时耦合二者之间的挥发性物质传输和联动, 以目前的技术手段仍存在一定的困难.

综上, 地球内部和表层系统的时间尺度差异性是阻碍内-外系统联动建模的巨大阻力, 从弱耦合到强耦合、分步骤的推进有望实现最终的全耦合建模. 该研究方向是打通地球系统圈层耦合的关键途径, 值得深入研究.

5 结论与展望

地球内部和表层系统是紧密耦合的, 共同支撑了

宜居地球的形成和演化. 地球内-外系统的联动通过多重纽带而实现, 主要包含地球表层的大尺度海陆格局变迁、地形地貌和地表过程, 以及整个地球系统的挥发分循环. 本文重点针对上述三个关键纽带进行了系统的分析, 得到如下主要结论和认识: (1) 地球内部动力学驱动的海陆格局变迁为表层的洋流系统提供了关键边界条件, 从而控制了一级的洋流模式, 并对大气环流(如季风)有直接且强烈的影响; 该因素的作用基本上是单向的, 即地球内部控制表层系统. (2) 地形地貌和地表过程纽带既包含深部过程对地表地形地貌的强烈影响, 也包含了地表过程对地形地貌和深部过程的双向作用, 从而该内-外联动机制是双向、强耦合的. (3) 挥发分在地球内部和表层系统的迁移是宜居地球演化的关键要素; 地球内部的挥发分含量占绝对主导, 但是循环效率较慢; 相反, 地球表层系统的挥发分含量相对很低, 但是循环较快, 并直接控制宜居环境. 挥发分在地球内-外系统的强耦合联动建模目前仍存在困难, 因此一般采用弱耦合的方式进行. 综合地球内部和表层系统联动的三个关键纽带, 我们进一步提出地球内部与表层系统耦合建模的关键难点在于突破演化时间尺度的巨大差异性, 这是未来亟待解决的关键科学问题.

此外, 本文探讨的地球内部和表层系统的耦合尚未涵盖地球深内部的地核与地表之间的可能联系: 一方面, 地核产生的地磁场有效阻挡了来自太空的高能粒子, 维持了地球表层系统的宜居性, 而地磁场在时间和空间上的变化(如地磁极性倒转和漂移)可能导致地表磁场强度显著减弱, 从而削弱对紫外辐射和带电粒子的阻挡能力, 进而可能对气候系统和生物演化造成潜在影响[119]; 另一方面, 有研究发现了地球表层气候变化可能引起全球冰川融化和陆地水储量变化, 导致地表的大陆-海洋质量的重新分布, 进而引发地球自转轴偏移, 即极移(polar motion)现象, 最终可能扰动外核的流动模式并影响地磁场[120]. 然而, 目前关于地核-地表耦合的认识主要还是基于观测的相关性, 其耦合的物理机制及建模方法等问题仍有待未来进一步探索.

致谢 感谢中国科学院学部主办的“地球系统科学与教育”前沿论坛和专题组织者的邀请, 促使我们针对该问题进行了系统的思考和总结. 感谢两位评审人提出的建设性意见.

参考文献

1 Xu Y G, Huang X L, Wang Q, et al. Earth’s habitability driven by deep processes (in Chinese). Chin Sci Bull, 2024, 69: 169−183 [徐义刚, 黄小龙, 王强, 等. 地球宜居性的深部驱动机制. 科学通报, 2024, 69: 169−183]
2 Dasgupta R, Hirschmann M M. The deep carbon cycle and melting in Earth’s interior. Earth Planet Sci Lett, 2010, 298: 1–13
3 Hu Y, Li X, Boos W R, et al. Emergence of the modern global monsoon from the Pangaea megamonsoon set by palaeogeography. Nat Geosci, 2023, 16: 1041–1046
4 Li Z, Hu Y, Fu Q, et al. Evolution of terrestrial aridity and dryland since Pangea. Paleoceanog Paleoclimatol, 2025, 40: e2024PA004886
5 Berner R A. The Phanerozoic Carbon Cycle: CO_2 and O_2. Oxford: Oxford University Press, 2004. 150
6 Liu Y, Zhang J, Zuo H, et al. Spatial continuous modeling of early Cenozoic carbon cycle and climate. Natl Sci Rev, 2024, 11: nwae061
7 Zuo H, Liu Y, Li G, et al. A revised model of global silicate weathering considering the influence of vegetation cover on erosion rate. Geosci Model Dev, 2024, 17: 3949–3974
8 Yuan S, Liu Y, Hu Y, et al. Controlling factors for the global meridional overturning circulation: a lesson from the Paleozoic. Sci Adv, 2024, 10: eadm7813
9 Kreemer C, Blewitt G, Klein E C. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. Geochem Geophys Geosyst, 2014, 15: 3849–3889
10 Domeier M, Van der Voo R, Torsvik T H. Paleomagnetism and Pangea: the road to reconciliation. Tectonophysics, 2012, 514-517: 14–43
11 Li Z H, Cui F, Yang S, et al. Key geodynamic processes and driving forces of Tethyan evolution. Sci China Earth Sci, 2023, 66: 2666–2685 [李忠海, 崔峰源, 杨舒婷, 等. 特提斯演化的关键动力学过程与驱动力. 中国科学: 地球科学, 2023, 53: 2701−2722]
12 Bahr A, Kaboth-Bahr S, Karas C. The opening and closure of oceanic seaways during the Cenozoic: pacemaker of global climate change? Geol Soc Spec Publ, 2023, 523: 141–171
13 Sun J M, Sha J Y, Wang S Q. Stepwise closure of the Tethyan Seaway and its impact on the Earth’s multi-sphere interactions during the Cenozoic (in Chinese). Chin Sci Bull, 2023, 69: 184−199 [孙继敏, 沙金庚, 王世骐. 新生代特提斯海峡关闭过程及其圈层耦合效应. 科学通报, 2023, 69: 184−199]

14 van de Lagemaat S H A, Swart M L A, Vaes B, et al. Subduction initiation in the Scotia Sea region and opening of the Drake Passage: when and why? Earth-Sci Rev, 2021, 215: 103551
15 Scher H D, Martin E E. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. Science, 2006, 312: 428–430
16 Lagabrielle Y, Goddéris Y, Donnadieu Y, et al. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. Earth Planet Sci Lett, 2009, 279: 197–211
17 Zhu D C, Wang Q, Zhao Z D, et al. Magmatic record of India-Asia collision. Sci Rep, 2015, 5: 14289
18 Anderson L D, Delaney M L. Middle Eocene to early Oligocene paleoceanography from Agulhas Ridge, Southern Ocean (Ocean Drilling Program Leg 177, Site 1090). Paleoceanography, 2005, 20: 2004PA001043
19 Stickley C E, Brinkhuis H, Schellenberg S A, et al. Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway. Paleoceanography, 2004, 19: PA4027
20 Lawver L A, Gahagan L M. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2003, 198: 11–37
21 Martinson D G. Antarctic circumpolar current's role in the Antarctic ice system: an overview. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2012, 335-336: 71–74
22 Kennett J P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. J Geophys Res, 1977, 82: 3843–3860
23 Hasenfratz A P, Jaccard S L, Martínez-García A, et al. The residence time of Southern Ocean surface waters and the 100,000-year ice age cycle. Science, 2019, 363: 1080–1084
24 Molnar P, Cronin T W. Growth of the Maritime Continent and its possible contribution to recurring Ice Ages. Paleoceanography, 2015, 30: 196–225
25 Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to East African aridification around 3–4 million years ago. Nature, 2001, 411: 157–162
26 Gallagher S J, Auer G, Brierley C M, et al. Cenozoic history of the Indonesian Gateway. Annu Rev Earth Planet Sci, 2024, 52: 581–604
27 Zhu R, Wang H, Wang H, et al. Multi-spherical interactions and mechanisms of hydrocarbon enrichment in the Southeast Asian archipelagic tectonic system. Sci China Earth Sci, 2024, 67: 566–583 [朱日祥, 王红军, 王华建, 等. 东南亚多岛海构造体系圈层相互作用与油气富集机理. 中国科学: 地球科学, 2024, 54: 587−603]
28 Fournier M, Chamot-Rooke N, Petit C, et al. Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden. J Geophys Res, 2010, 115: B04102
29 Bialik O M, Frank M, Betzler C, et al. Two-step closure of the Miocene Indian Ocean Gateway to the Mediterranean. Sci Rep, 2019, 9: 8842
30 Ramsay A T S, Smart C W, Zachos J C. A model of early to middle Miocene deep ocean circulation for the Atlantic and Indian oceans. Geol Soc Spec Publ, 1998, 131: 55–70
31 O'dea A, Lessios H A, Coates A G, et al. Formation of the Isthmus of Panama. Sci Adv, 2016, 2: e1600883
32 Groeneveld J. Effect of the Pliocene closure of the Panamanian Gateway on Caribbean and east Pacific sea surface temperatures and salinities by applying combined Mg/Ca and d18O measurements (5.6–2.2 Ma). Doctor Dissertation. Kiel: Kiel University, 2005
33 Karas C, Nürnberg D, Bahr A, et al. Pliocene oceanic seaways and global climate. Sci Rep, 2017, 7: 39842
34 Driscoll N W, Haug G H. A short circuit in thermohaline circulation: a cause for northern hemisphere glaciation? Science, 1998, 282: 436–438
35 Engen Ø, Faleide J I, Dyreng T K. Opening of the Fram Strait gateway: a review of plate tectonic constraints. Tectonophysics, 2008, 450: 51–69
36 Jakobsson M, Backman J, Rudels B, et al. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean. Nature, 2007, 447: 986–990
37 Weijer W, Haine T, Siddiqui A, et al. Interactions between the Arctic Mediterranean and the Atlantic meridional overturning circulation: a review. Oceanography, 2022, doi: 10.5670/oceanog.2022.130
38 Sobolev S V, Brown M. Surface erosion events controlled the evolution of plate tectonics on Earth. Nature, 2019, 570: 52–57
39 Grotzinger J P, Jordan T H. Understanding Earth (2nd Ed.). New York: W H Freeman, 2014
40 Boos W R, Kuang Z. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. Nature, 2010, 463: 218–222
41 Jiang D B, Tian Z P. Last Glacial Maximum and mid-Holocene water vapor transport over East Asia: a modeling study (in Chinese). Quat Sci, 2017, 37: 999−1008 [姜大膀, 田芝平. 末次冰盛期和全新世中期东亚地区水汽输送的模拟研究. 第四纪研究, 2017, 37: 999−1008]
42 He S, Ding L, Xiong Z, et al. A distinctive Eocene Asian monsoon and modern biodiversity resulted from the rise of eastern Xizang. Sci Bull, 2022, 67: 2245–2258
43 Wu F, Fang X, Yang Y, et al. Reorganization of Asian climate in relation to Tibetan Plateau uplift. Nat Rev Earth Environ, 2022, 3: 684–700
44 Peltier W R. Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history. In: Douglas B C, Kearney M S, Leatherman S P, eds. International Geophysics. New York: Academic Press, 2001. 65−95

45 Chang C, Liu L. Distinct responses of intraplate sedimentation to different subsidence mechanisms: insights from forward landscape evolution simulations. JGR Earth Surf, 2019, 124: 1139–1159

46 Chen G, Cheng Q, Peters S E, et al. Feedback between surface and deep processes: insight from time series analysis of sedimentary record. Earth Planet Sci Lett, 2022, 579: 117352

47 Behr W M, Becker T W. Sediment control on subduction plate speeds. Earth Planet Sci Lett, 2018, 502: 166–173

48 Pickering K T, Carter A, Andò S, et al. Deciphering relationships between the Nicobar and Bengal submarine fans, Indian Ocean. Earth Planet Sci Lett, 2020, 544: 116329

49 Liu P, Liu Y, Peng Y, et al. Large influence of dust on the Precambrian climate. Nat Commun, 2020, 11: 4427

50 Lin Q, Liu Y, Guo J, et al. Simulated dust activity in typical time periods of the past 250 million years. Fundamental Res, 2024, doi: 10.1016/j.fmre.2024.02.004

51 Spinelli G A, Saffer D M. Along-strike variations in underthrust sediment dewatering on the Nicoya margin, Costa Rica related to the updip limit of seismicity. Geophys Res Lett, 2004, 31: L04613

52 Spencer C J, Roberts N M W, Santosh M. Growth, destruction, and preservation of Earth's continental crust. Earth-Sci Rev, 2017, 172: 87–106

53 Gaillardet J, Galy A. Himalaya–carbon sink or source? Science, 2008, 320: 1727–1728

54 Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. Am J Sci, 1983, 283: 641–683

55 Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. Geophys J Int, 2002, 137: 280–318

56 Tatsumi Y. The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. Gsa Today, 2005, 15: 4

57 Lamb S, Davis P. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. Nature, 2003, 425: 792–797

58 Hu J, Liu L, Gurnis M. Southward expanding plate coupling due to variation in sediment subduction as a cause of Andean growth. Nat Commun, 2021, 12: 7271

59 Zhou H, Hu J, Dal Zilio L, et al. India–Eurasia convergence speed-up by passive-margin sediment subduction. Nature, 2024, 635: 114–120

60 Beaumont C, Ellis S, Pfiffner A. Dynamics of sediment subduction-accretion at convergent margins: short-term modes, long-term deformation, and tectonic implications. J Geophys Res, 1999, 104: 17573–17601

61 Gibson S A, McKenzie D. On the role of Earth's lithospheric mantle in global volatile cycles. Earth Planet Sci Lett, 2023, 602: 117946

62 Hudak M R, Barry P H, Bekaert D V, et al. Deep nitrogen fluxes and sources constrained by arc lava phenocrysts. Geophys Res Lett, 2024, 51: e2024GL111312

63 Ni H, Zheng Y F, Mao Z, et al. Distribution, cycling and impact of water in the Earth's interior. Natl Sci Rev, 2017, 4: 879–891

64 Ohtani E. The role of water in Earth's mantle. Natl Sci Rev, 2020, 7: 224–232

65 Tucker J M, Mukhopadhyay S, Gonnermann H M. Reconstructing mantle carbon and noble gas contents from degassed mid-ocean ridge basalts. Earth Planet Sci Lett, 2018, 496: 108–119

66 Lee C T A, Jiang H, Dasgupta R, et al. A framework for understanding whole Earth carbon cycling. In: Orcutt B, Daniel I, Dasgupta R, eds. Deep Carbon: Past to Present. Cambridge: Cambridge University Press, 2019. 313−357

67 Johnson B, Goldblatt C. The nitrogen budget of Earth. Earth-Sci Rev, 2015, 148: 150–173

68 Jusino-Maldonado M, Rianço-Silva R, Mondal J A, et al. A global network model of abiotic phosphorus cycling on Earth through time. Sci Rep, 2022, 12: 9348

69 Wang J, Xiong X, Chen Y, et al. Redox processes in subduction zones: progress and prospect. Sci China Earth Sci, 2020, 63: 1952–1968 [王锦团, 熊小林, 陈伊翔, 等. 俯冲带氧逸度研究: 进展和展望. 中国科学: 地球科学, 2020, 50: 1799−1817]

70 Hu Q, Luo G, Li Y. Mechanisms for the rise of atmospheric oxygen: bridging surface oxygenation processes and redox conditions of deep interiors (in Chinese). Chin Sci Bull, 2024, 69: 253–267 [胡清扬, 罗根明, 李元. 大气增氧机制: 地球表层过程与深部氧化还原状态的耦合. 科学通报, 2024, 69: 253−267]

71 Sun W D. Oxygen fugacity of Earth (in Chinese). Geochimica, 2020, 49: 1−20 [孙卫东. 地球氧逸度. 地球化学, 2020, 49: 1–20]

72 Wang Z, Liu Y, Zong K, et al. Mantle degassing related to changing redox and thermal conditions during the Precambrian supercontinent cycle. Precambrian Res, 2020, 350: 105895

73 Ji W Q, Wu F Y. Volatile cycling and evolution of habitable environment on Earth (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2022, 38: 1285–1301 [纪伟强, 吴福元. 地球的挥发分循环与宜居环境演变. 岩石学报, 2022, 38: 1285−1301]

74 Catling D C, Zahnle K J. The Archean atmosphere. Sci Adv, 2020, 6: eaax1420

75 Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. Nature, 2014, 506: 307–315

76 Fakhraee M, Crockford P W, Bauer K W, et al. The history of Earth's sulfur cycle. Nat Rev Earth Environ, 2025, 6: 106–125

77 Barley M, Bekker A, Krapez B. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. Earth Planet Sci Lett, 2005, 238: 156–171

78 Herzberg C, Condie K, Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression. Earth Planet Sci Lett, 2010, 292: 79–88
79 Condie K C. A planet in transition: the onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? Geosci Front, 2018, 9: 51–60
80 Luo G, Zhu X, Wang S, et al. Mechanisms and climatic-ecological effects of the Great Oxidation Event in the early Proterozoic. Sci China Earth Sci, 2022, 65: 1646–1672 [罗根明, 朱祥坤, 王水炯, 等. 元古宙早期大氧化事件的成因机制与气候生态效应. 中国科学: 地球科学, 2022, 52: 1665−1693]
81 O'neill C, Aulbach S. Destabilization of deep oxidized mantle drove the Great Oxidation Event. Sci Adv, 2022, 8: eabg1626
82 Mao H K, Hu Q, Yang L, et al. When water meets iron at Earth's core–mantle boundary. Natl Sci Rev, 2017, 4: 870–878
83 Korenaga J, Planavsky N J, Evans D A D. Global water cycle and the coevolution of the Earth's interior and surface environment. Phil Trans R Soc A, 2017, 375: 20150393
84 Li Z. Flat subduction versus big mantle wedge: contrasting modes for deep hydration and overriding craton modification. JGR Solid Earth, 2020, 125: e2020JB020018
85 Karlsen K S, Conrad C P, Magni V. Deep water cycling and sea level change since the breakup of Pangea. Geochem Geophys Geosyst, 2019, 20: 2919–2935
86 Tang M, Chen K, Rudnick R L. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. Science, 2016, 351: 372–375
87 Windley B F, Kusky T, Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean. Precambrian Res, 2021, 352: 105980
88 Li Z H, Wang Y, Cui Q, et al. Dynamics of convergent plate margins: progress and challenge. Sci China Earth Sci, 2025, 68: 4033–4061 [李忠海, 王杨, 崔起华, 等. 汇聚板块边缘动力学: 进展与挑战. 中国科学: 地球科学, 2025, 55: 4188−4217]
89 Zong K Q, He D T, Chen C F, et al. The effect of the deep carbon cycle on environment and climate (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2022, 38: 1389–1398 [宗克清, 何德涛, 陈春飞, 等. 深部碳循环的环境气候效应. 岩石学报, 2022, 38: 1389−1398]
90 Li Z H. Integrated thermodynamic and thermomechanical numerical modeling: a useful method for studying deep Earth water and carbon cycling. GeoSyst GeoEnviron, 2022, 1: 100002
91 Schaller M F, Wright J D, Kent D V, et al. Rapid emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province as a net sink for CO_2. Earth Planet Sci Lett, 2012, 323-324: 27–39
92 Brune S, Williams S E, Müller R D. Potential links between continental rifting, CO_2 degassing and climate change through time. Nat Geosci, 2017, 10: 941–946
93 Chu X, Lee C T A, Dasgupta R, et al. The contribution to exogenic CO_2 by contact metamorphism at continental arcs: a coupled model of fluid flux and metamorphic decarbonation. Am J Sci, 2019, 319: 631–657
94 Fike D A, Bradley A S, Rose C V. Rethinking the ancient sulfur cycle. Annu Rev Earth Planet Sci, 2015, 43: 593–622
95 Blättler C L, Bergmann K D, Kah L C, et al. Constraints on Meso- to Neoproterozoic seawater from ancient evaporite deposits. Earth Planet Sci Lett, 2020, 532: 115951
96 Li J L, Gao J, Huang G F, et al. Geochemical behavior and recycling of sulfur in subduction zones (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2022, 38: 1345–1359 [李继磊, 高俊, 黄高风, 等. 俯冲带硫的地球化学行为及硫循环. 岩石学报, 2022, 38: 1345−1359]
97 Li J L, Schwarzenbach E M, John T, et al. Uncovering and quantifying the subduction zone sulfur cycle from the slab perspective. Nat Commun, 2020, 11: 514
98 Wordsworth R, Pierrehumbert R. Hydrogen-nitrogen greenhouse warming in Earth's early atmosphere. Science, 2013, 339: 64–67
99 Stüeken E E, Kipp M A, Koehler M C, et al. The evolution of Earth's biogeochemical nitrogen cycle. Earth-Sci Rev, 2016, 160: 220–239
100 Luo G M. Geobiological cycling of nitrogen: coupled evolution of biology and geology (in Chinese). Bull Miner Petrol Geochem, 2024, 43: 897−911 [罗根明. 氮的地球生物学循环: 生物与地质演化的耦联. 矿物岩石地球化学通报, 2024, 43: 897−911]
101 Stüeken E E, Buick R, Guy B M, et al. Isotopic evidence for biological nitrogen fixation by molybdenum-nitrogenase from 3.2 Gyr. Nature, 2015, 520: 666–669
102 Johnson B W, Goldblatt C. EarthN: a new Earth system nitrogen model. Geochem Geophys Geosyst, 2018, 19: 2516–2542
103 Lenton T M, Dahl T W, Daines S J, et al. Earliest land plants created modern levels of atmospheric oxygen. Proc Natl Acad Sci USA, 2016, 113: 9704–9709
104 Busigny V, Cartigny P, Laverne C, et al. A re-assessment of the nitrogen geochemical behavior in upper oceanic crust from Hole 504B: implications for subduction budget in Central America. Earth Planet Sci Lett, 2019, 525: 115735
105 Li Y, Keppler H. Nitrogen speciation in mantle and crustal fluids. Geochim Cosmochim Acta, 2014, 129: 13–32
106 Mikhail S, Sverjensky D A. Nitrogen speciation in upper mantle fluids and the origin of Earth's nitrogen-rich atmosphere. Nat Geosci, 2014, 7: 816–819
107 Guilbaud R, Poulton S W, Thompson J, et al. Phosphorus-limited conditions in the early Neoproterozoic ocean maintained low levels of atmospheric oxygen. Nat Geosci, 2020, 13: 296–301

108 Zhao M, Mills B J W, Poulton S W, et al. Drivers of the global phosphorus cycle over geological time. Nat Rev Earth Environ, 2024, 5: 873–889
109 Zhou Q, Jiang Y B, Hao J H, et al. Advances in the study of biogeochemical cycles of phosphorus (in Chinese). Geol J China Univ, 2021, 27: 183−199 [周强, 姜允斌, 郝记华, 等. 磷的生物地球化学循环研究进展. 高校地质学报, 2021, 27: 183−199]
110 Ma C, Tang Y, Ying J, et al. The phosphorus budget of the silicate Earth based on an updated estimate of the P/Nd ratio. JGR Solid Earth, 2023, 128: e2022JB025384
111 Jiao L, Dodd M S, Algeo T J, et al. A five-stage evolution of Earth's phosphorus cycle. Acta Geol Sin (Eng), 2023, 97: 1306–1317
112 Cox G M, Lyons T W, Mitchell R N, et al. Linking the rise of atmospheric oxygen to growth in the continental phosphorus inventory. Earth Planet Sci Lett, 2018, 489: 28–36
113 Alcott L J, Mills B J W, Bekker A, et al. Earth's Great Oxidation Event facilitated by the rise of sedimentary phosphorus recycling. Nat Geosci, 2022, 15: 210–215
114 Xu Y G, Zhong Y T, Wei X, et al. Permian mantle plumes and Earth's surface system evolution (in Chinese). Bull Miner Petrol Geochem, 2017, 36: 359−373 [徐义刚, 钟玉婷, 位荀, 等. 二叠纪地幔柱与地表系统演变. 矿物岩石地球化学通报, 2017, 36: 359−373]
115 Ernst R E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014
116 Xu Y G, Wang Y, Wei X, et al. Mantle plume-related mineralization and their principal controlling factors (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2013, 29: 3307−3322 [徐义刚, 王焰, 位荀, 等. 与地幔柱有关的成矿作用及其主控因素. 岩石学报, 2013, 29: 3307−3322]
117 Zhang S, Li Y, Leng W, et al. Photoferrotrophic bacteria initiated plate tectonics in the Neoarchean. Geophys Res Lett, 2023, 50: e2023GL103553
118 Zhao L, Guo Z, Yuan H, et al. Dynamic modeling of tectonic carbon processes: state of the art and conceptual workflow. Sci China Earth Sci, 2023, 66: 456–471 [赵亮, 郭正堂, 袁怀玉, 等. 深部碳过程动力学模拟: 最新进展与工作流程设计. 中国科学: 地球科学, 2023, 53: 444−460]
119 Pan Y, Li J. On the biospheric effects of geomagnetic reversals. Natl Sci Rev, 2023, 10: nwad070
120 Kiani Shahvandi M. Core-climate coupling: changes in the Earth's core dynamics driven by climatic processes. Phys Earth Planet Inter, 2025, 364: 107366

Summary for “计算地球系统动力学的思考”

A visit to computational Earth system dynamics

Zhong-Hai Li[1*], Yanfen Wang[2], Yaolin Shi[1], Huai Zhang[1], Pengpeng Huangfu[1], Fengyuan Cui[1], Yang Wang[1], Hui-Ying Fu[1], Hengrui Zhang[1], Hongxin Xing[1] & Weiling Zhu[1,3]

[1] *State Key Laboratory of Earth System Numerical Modeling and Application, College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 101408, China*
[2] *Beijing Yanshan Earth Critical Zone National Research Station, College of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 101408, China*
[3] *State Key Laboratory of Tibetan Plateau Earth System, Environment and Resources, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*
* Corresponding author, E-mail: li.zhonghai@ucas.ac.cn

The Earth system comprises the interior subsystem and the surface subsystem, together sustaining the formation and long-term evolution of the habitable Earth. The interior subsystem governs the primary evolutionary patterns of the Earth on relatively large spatial and temporal scales, whereas the surface subsystem regulates the surficial environment and biological habitability on comparatively smaller scales. A critical point of Earth system dynamics is to elucidate the coupling mechanisms between the interior and surface subsystems. However, due to the significant differences in their characteristic time and spatial scales, integrated modeling and comprehensive studies on the cross-sphere coupling remain scarce.

The coupling between Earth’s interior and surface subsystems can be realized through several key “bridges”. This paper specifically analyzes the following three bridges and their respective roles: (1) first-order coupling linked by ocean-continent distribution patterns, which is further controlled by deep Earth processes and dynamics; (2) physical coupling linked by topographic evolution and surface processes; and (3) material-exchange coupling linked by volatile cycling. Through systematic analyses, this study elucidates the importance and underlying mechanisms of these three key bridges in connecting Earth’s interior and surface spheres. The large-scale ocean-continent distribution driven by deep Earth processes provides critical boundary conditions for oceanic and atmospheric circulation systems in the surface spheres, forming predominantly unidirectional coupling from the deep interior to the surface subsystems. In contrast, the physical coupling linked by topographic evolution and surface processes is inherently bidirectional and strongly interactive, involving both the shaping of landforms by deep tectonic processes and the feedback of surficial processes on both topography and dynamics of the deep Earth. Meanwhile, volatile cycling between Earth’s interior and surface spheres constitutes a fundamental material-exchange mechanism that underpins the maintenance of long-term habitability. The development of coupled models for multi-volatile cycling is therefore essential for a comprehensive understanding of the interactions among these elements across spheres and their contributions to the evolution of habitable Earth.

Furthermore, the great contrast in spatial and temporal scales of these three bridges between interior and surface processes is identified as the critical issue for resolving cross-sphere interactions. Ocean-continent distribution evolves over timescales of hundreds of millions of years and across spatial scales of thousands of kilometers. Topography and surface processes operate on intermediate spatiotemporal scales (kilometers, years to millions of years), linking the slow evolution of Earth’s interior dynamics with the rapid changes occurring at the surface (days to tens of thousands of years). In volatile cycling, deep reservoirs operate on million-year timescales, whereas surface reservoirs respond on much shorter timescales, from days to millennia. To address these scale disparities, we propose a cross-sphere Earth system modeling framework that adopts weakly or strongly coupled strategies according to the characteristics of each linkage. In the weak coupling strategy, subsystems with different timescales are modeled independently, with coupling realized through the exchange of boundary conditions. This strategy enables computational efficiency while capturing the primary characteristics of cross-sphere interactions. In contrast, the strong coupling strategy integrates subsystem models at the basic, equation-solving level, enabling real-time interactive simulations and resolving dynamic feedbacks between subsystems. This strategy places higher demands on computational efficiency. Overall, this study presents a systematic perspective on the coupling mechanisms between the Earth’s interior and surface subsystems, offering insights for future cross-sphere, multi-scale, and multi-process Earth system modeling.

Earth system, cross-sphere coupling, ocean-continent distribution, surface process, volatile cycling

doi: 10.1360/CSB-2025-0436