

杨亭. 2026. 计算地球动力学在地球与行星内部过程研究中的进展与展望[J]. 地球与行星物理论评 (中英文), 57(0): 1-23. doi: 10.19975/j.dqyxx.2026-014.

Yang T. 2026. Progress and prospects of computational geodynamics in the study of Earth and planetary interior processes[J]. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 57(0): 1-23 (in Chinese). doi:10.19975/j.dqyxx.2026-014.

计算地球动力学在地球与行星内部过程研究中的进展与展望

杨 亭^{1,2*}

1 南方科技大学 地球与空间科学系, 深圳 518055

2 广东省地球物理高精度成像技术重点实验室 (南方科技大学), 深圳 518055

摘要: 计算地球动力学是地球动力学与计算科学交叉融合的前沿学科. 它依托高性能数值计算, 致力于揭示地球与类地行星内部多尺度、跨圈层、复杂动力过程背后的机理, 已成为该领域不可或缺的研究手段. 本文系统梳理了计算地球动力学的理论基础与核心数值方法, 并重点探讨了其在地球内部动力学 (包括多源观测约束的地幔对流、更真实物理过程的精细化建模、深部-地表跨圈层耦合以及早期地球动力学演化等方面) 与类地行星内部过程 (包括构造体制分异、内部结构、热演化、磁场生灭) 等研究中的关键作用与进展. 最后, 本文展望了该领域的未来发展趋势, 涵盖数据同化的多观测联合约束与动力学自治性、复杂物理过程的可检验性、长时间多尺度高分辨率模拟的算法创新, 以及反演方法的发展. 本文旨在阐明计算地球动力学凭借其数值实验室的独特优势, 推动地球与行星内部过程的认知向多物理过程耦合与多源数据驱动的更定量、更自治、更系统的一体化方向迈进.

关键词: 计算地球动力学; 地幔对流; 类地行星; 数据同化; 早期地球动力学; 多圈层耦合

doi: 10.19975/j.dqyxx.2026-014

中图分类号: P315

文献标识码: A

Progress and prospects of computational geodynamics in the study of Earth and planetary interior processes

Yang Ting^{1,2*}

1 Department of Earth and Space Sciences, Southern University of Science and Technology (SUSTech), Shenzhen 518055, China

2 Guangdong Provincial Key Laboratory of Geophysical High-resolution Imaging Technology,
Southern University of Science and Technology, Shenzhen 518055, China

Abstract: Computational geodynamics is an interdisciplinary frontier discipline integrating geodynamics and computational science. Relying on high-performance numerical computation, it endeavors to uncover the mechanisms behind multi-scale, cross-sphere, and complex dynamic processes inside the Earth and terrestrial planets, and has become an indispensable research method in this field.

This paper comprehensively reviews the theoretical foundations and core numerical methods of computational geodynamics, and focuses on its key roles and advances in the research of geodynamic processes within the Earth and internal processes of terrestrial planets. In terms of geodynamics within the Earth, data assimilation techniques enable the reconstruction of four-dimensional mantle evolutionary sequences consistent with plate tectonic history and geological and geophysical observations; refined modeling of more realistic physical processes is gradually un-

收稿日期: 2026-01-31; 录用日期: 2026-04-07

Received Date: 2026-01-31; Accepted Date: 2026-04-07

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (42474127); 广东省地球物理高分辨率成像技术重点实验室资助项目 (2022B1212010002)

Supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 42474127) and Guangdong Provincial Key Laboratory of Geophysical High-Resolution Imaging Technology (Grant No. 2022B1212010002)

*通信作者: 杨亭 (1984-), 男, 副教授, 主要从事计算地球动力学研究. E-mail: yangt3@sustech.edu.cn



covering the deep-seated mechanisms underlying the formation, maintenance of plate boundaries and earthquake occurrence; cross-spheric coupling models have facilitated a systematic understanding of the complex interactions among various components of the Earth system; by applying the same set of physical laws to the early Earth, terrestrial planets and even exoplanetary super-Earths, we are gaining insights into the unique conditions required for the formation and evolution of the habitability of Earth—the only known cradle of life—within a more universal context. Finally, the paper prospects the future development trends in this discipline, covering the joint constraint of multiple observations and dynamic self-consistency in data assimilation, the testability of complex physical processes, algorithm innovation for long-term multi-scale high-resolution simulations, as well as the development of inversion methods.

This paper aims to demonstrate that computational geodynamics, with its unique advantage as a numerical laboratory, is advancing the understanding of Earth and planetary interior processes toward a more quantitative, self-consistent, and systematic integration driven by multi-physics coupling and multi-source data.

Keywords: computational geodynamics; mantle convection; terrestrial planets; data assimilation; early Earth dynamics; multi-sphere coupling

0 引 言

地球是一台已持续运行数十亿年的巨大热机. 其能量主要来自两方面 (Mulyukova and Bercovici, 2020; Schubert et al., 2001): 在地球形成时, 星子碰撞时由机械能转化而来的地球原始热能; 地球内部大量放射性生热元素 (如 U、Th、K 及一些地球早期存在的短周期放射性元素) 的持续产热. 这一热量释放的过程不仅驱动了地幔对流、板块构造、地震与火山喷发等一系列自然现象, 也为矿产和油气等自然资源的形成与赋存提供了必要条件.

类地行星及月球 (水星、金星、火星、月球) 虽与地球有相近的结构和形成起点, 其内部热引擎也驱动着各自的地幔对流和岩浆活动等动力过程, 但其演化命运却截然不同. 这种差异引出了一系列行星演化的重要问题 (Bercovici et al., 2015; Driscoll and Bercovici, 2013; Koppers et al., 2021): 为何板块构造独见于地球? 行星磁场的生灭受何种机制控制? 地幔柱的起源、运动及其与地表构造和热点的关系是什么? 以及, 是什么机制促使地球形成并长期保存大陆地壳, 而其他类地行星则缺乏这种长英质大陆地壳?

对上述问题的解答, 必须依赖不同学科视角、方法和证据的融合. 各学科均有其优势与固有限制: 地球物理学 (如地震学、大地测量学) 观测为我们提供了当今行星地表及内部结构的精细快照, 但难以回溯其漫长演化历史 (Ritsema et al., 2011; van der Hilst et al., 1997; Wang and Shen, 2020); 高温高压实验可揭示矿物的物性 (Karato, 2010), 却

无法直接模拟地质时空尺度的动力学过程; 地质学与地球化学分析提供了行星演化过程的时间标尺, 但其数据往往是碎片化的, 且相关机理阐释多为定性假设, 因而难以通过模型的持续迭代, 实现对真实地球动力学过程的渐进逼近与定量再现.

地球动力学基于数学、物理、化学的基本原理, 致力于综合多学科观测数据来构建地球与行星内部动力学行为与演化的统一理论框架. 早期地球动力学研究主要依赖于简化的解析模型, 成功阐释了地球动力学的许多一级行为, 并为理解地球动力学过程提供了重要的物理直觉与简化表达 (如, Hager and O'Connell, 1978; McKenzie, 1978; Parsons and Sclater, 1977). 然而, 解析方法难以处理复杂几何形态、非线性及多物理场耦合问题. 为了构建更贴近实际的地球与类地行星模型并更深入地理解其动力学机制, 也因应计算能力和数值算法的迅速发展, 数值模拟逐渐成为地球动力学的核心手段, 最终催生了计算地球动力学 (computational geodynamics) 这一关键分支 (Ismail-Zadeh and Tackley, 2010).

计算地球动力学是地球动力学与计算科学交叉融合的学科. 它通过高性能计算求解地球动力学的控制方程组 (一般为偏微分方程组), 从而在计算机中定量模拟地球与行星内部随时间的演化. 通过在计算机中开展实验, 计算地球动力学能够整合多源观测约束, 自洽地耦合不同物理过程, 模拟从瞬时事件至数十亿年的演化, 并进行现实中无法实现的对照实验 (图 1). 先进的计算地球动力学模拟已成为深化认知的重要工具 (Gerya, 2019a).

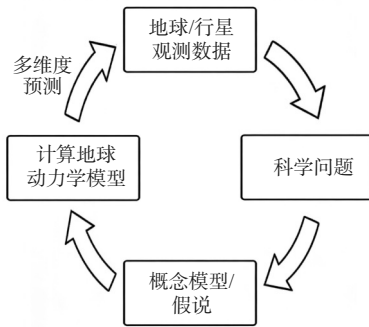


图 1 计算地球动力学作为数值实验室的核心研究逻辑. 研究始于地球/行星观测数据, 从中凝练科学问题并构建概念模型或假说; 随后以高性能数值模拟为核心平台, 通过整合基本物理定律 (控制方程) 与多元观测数据, 开展多维度可观测量的定性及定量预测, 其输出结果可与更多观测数据比对验证, 进而加快并持续驱动理论模型的迭代优化与地球系统动力学认知的深化

Fig. 1 The core research logic of computational geodynamics as a numerical laboratory. The research workflow starts with Earth and planetary observational data, from which scientific questions are raised and conceptual models or hypotheses are developed. Subsequently, taking high-performance numerical simulation as the core platform, it integrates fundamental physical laws (governing equations) with multi-source observational data to perform qualitative and quantitative predictions of multi-dimensional observables. The output results can be cross-validated against further observational data, which in turn accelerates and continuously drives the iterative optimization of theoretical models and the deepening of our understanding of Earth system dynamics

本文旨在通过评述计算地球动力学在地球及类地行星内部动力过程研究中的关键进展, 阐明其驱动该领域认知突破的能力. 现有教材与综述 (曹泽斌和刘丽军, 2026; Gerya, 2019a; Ismail-Zadeh and Tackley, 2010; 张贝等, 2021; Zhong et al., 2015) 多侧重于数值算法, 而对物理基础的系统阐述相对简略. 为此, 本文将首先重点阐述计算地球动力学的理论基础与控制方程, 继而简要回顾有限元、有限差分及有限体积法等核心数值方法, 随后分别展示其在地球内部过程与类地行星动力学中的应用, 最后总结并展望未来发展方向.

1 计算地球动力学的理论基础与数值方法

地球动力学的研究对象通常可视为连续介质 (Schubert et al., 2001). 其动力学演化遵循基本的物理定律, 这些定律可表述为一组偏微分方程, 即

控制方程 (图 2). 控制方程定义了系统演化的普遍规律. 然而, 对于一个特定问题, 其具体的演化路径则由研究对象的几何形态、物理性质、初始条件与边界条件共同决定, 这些要素与控制方程一起构成了完整的定解问题. 因此, 计算地球动力学的核心任务, 即通过数值方法, 在给定几何、物性、边界及初始条件后, 求解该定解问题, 从而模拟系统的动力学演化过程, 进而揭示该物理过程中的因果机制, 并检验相关理论假说 (图 1). 下面将分别介绍控制方程及其常用形式、物质的状态方程与本构方程、边界与初始条件以及核心数值方法.

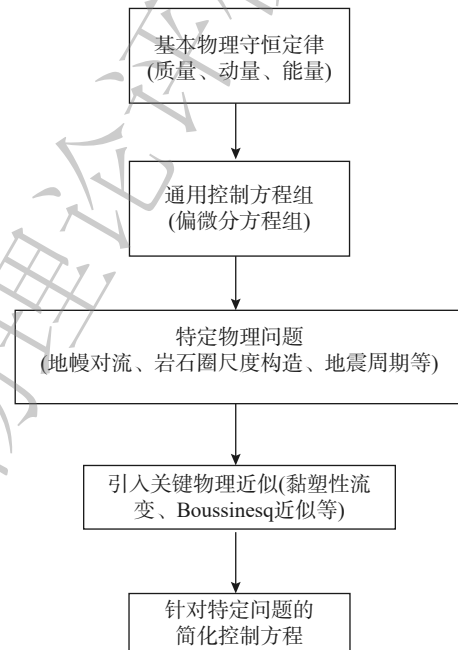


图 2 地球动力学控制方程的简化流程. 计算地球动力学从普适的基本物理守恒定律出发, 表述为通用控制方程组; 继而针对不同的时空尺度与物理过程 (如地幔对流、岩石圈尺度构造、地震周期变形等), 通过引入关键物理近似 (如蠕变流、Boussinesq 近似、弹塑性流变等), 派生出适用于具体研究的简化控制方程, 为后续数值模拟或理论分析提供基础

Fig. 2 Simplification process of geodynamic governing equations. Geodynamic calculations start from the universal fundamental physical conservation laws, which are formulated as a general system of governing equations. Subsequently, for different spatiotemporal scales and physical processes (e.g., mantle convection, lithospheric-scale tectonics, earthquake cycle deformation, etc.), simplified governing equations suitable for specific studies are derived by introducing key physical approximations (e.g., creeping flow, Boussinesq approximation, elastoplastic rheology, etc.). These lay the foundation for subsequent numerical simulations or theoretical analyses

1.1 控制方程

连续介质的动力学行为由三个基本物理守恒定

律所控制：质量守恒、动量守恒和能量守恒 (Malvern, 1969; Schubert et al., 2001; Spencer, 2004)。它们分别通过连续性方程、运动方程和能量方程进行数学描述。由于地球动力学常涉及多组分体系，计算地球动力学还需引入描述组分时空变化的输运方程 (van Keken et al., 1997; Zhong et al., 2015)。

1.1.1 质量守恒方程

质量守恒要求连续介质微元的质量随时间的变化率必须为零，故连续介质微元密度随时间变化源自其体积变化。在直角坐标系下，微分形式方程（使用笛卡尔张量形式并遵循爱因斯坦求和约定）可表述为：

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho v_{i,i} = 0 \quad (1)$$

其中， ρ 为密度， t 为时间， v_i 为第 i 个方向的速度分量，逗号代表空间导数。 $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_i \frac{\partial}{\partial x_i}$ 为物质导数，其中， x_i 为第 i 个方向的空间坐标。

1.1.2 动量守恒方程

动量守恒方程是牛顿第二定律在连续介质中的应用，描述了微元动量变化率与所受外力之间的平衡。其表达式为：

$$\rho \frac{Dv_i}{Dt} = \rho f_i + \frac{\partial \sigma_{ji}}{\partial x_j} \quad (2)$$

其中方程左侧代表单位体积微元的动量变化速率，右侧为作用在微元上的合外力，包括体力 ρf_i （如重力 ρg_i ）和由应力张量 σ_{ji} 的散度表示的净面力。

1.1.3 能量守恒方程

能量守恒定律规定了微元总能量（包括内能和动能）的变化源于热流入、外力做功以及内部生热，可写为：

$$\rho \frac{D}{Dt} \left(e + \frac{1}{2} v^2 \right) = - \frac{\partial q_i}{\partial x_i} + \rho f_i v_i + \frac{\partial (\sigma_{ij} v_j)}{\partial x_i} + H$$

其中， e 为单位质量的内能，微元运动速率的平方 $v^2 = v_i v_i = v_x^2 + v_y^2 + v_z^2$ 体现了微元的动能， q_i 为热流矢量， H 为单位体积的放射性生热率。方程左侧代表微元总能量的时间变化率；右侧从左向右分别代表了单位时间内外界向微元传递的热量、体力做功、面（应）力做功、以及微元内的放射性生热。为突出热力学过程，常从总能量方程中减去机械能方程（即动量守恒方程与速度矢量的内积），从而得到纯粹的内能守恒方程：

$$\rho \frac{De}{Dt} = - \frac{\partial q_i}{\partial x_i} + \sigma_{ij} \dot{\epsilon}_{ij} + H \quad (3)$$

其中， $\dot{\epsilon}_{ij} = (v_{i,j} + v_{j,i})/2$ 为应变率张量。此式表明，体力自身不导致系统内能的改变；内能的变化由热传导、面（应）力做功及内生热共同决定。其中，面力做功项 $\sigma_{ij} \dot{\epsilon}_{ij}$ 是机械能向内能转换的关键途径。

1.1.4 输运方程

输运方程考虑每一组分物质浓度的时空变化。由于固体中化学扩散比热扩散慢至少数个量级，故某一化学组分的物质浓度满足平流方程 (Zhong et al., 2015)：

$$\frac{\partial C_j}{\partial t} + v_i \frac{\partial C_j}{\partial x_i} = 0 \quad (4)$$

其中 C_j ($j = 0, 1, \dots$) 代表第 j 种物质组分的浓度。该方程表明，在不考虑化学反应和物质扩散时，固定点处某种组分浓度的变化主要源于流场的平流输送。鉴于该方法的纯平流特性，直接采用数值网格求解（如有限元、有限差分等）易出现数值扩散。因此，计算地球动力学中常采用示踪粒子（particles, tracers）来高精度地追踪组分场的演化 (McNamara and Zhong, 2004; Tackley and King, 2003; van Keken et al., 1997)。

1.1.5 地球动力学中的近似

上述控制方程（1-4）不仅适用于从短期地震波传播到长期地幔对流等一系列地球动力学过程，也适用于一切连续介质体的演化问题（如海啸、大气环流等）。针对地球与行星内部不同的动力学过程，常引入不同的简化以突出主要矛盾、提高计算效率（图2）。例如，在研究地震波传播时，其应变为微应变，固体地球主要表现为弹性变形，且热力学效应可忽略。因此，地震学研究往往忽略质量守恒方程和能量守恒方程，并在动量守恒方程中省略体力项，得到齐次运动方程 (Shearer, 2019)。

与之相比，在地幔对流研究中，密度变化由介质在垂向（径向）的运动（静岩压的升降）所主导，故质量守恒方程（1）可简化为：

$$\frac{\partial (\bar{\rho} v_i)}{\partial x_i} = 0 \quad (5)$$

其中参考密度 $\bar{\rho}$ 为半径或者高度的函数。若假定介质不可压缩，即流体微元的物质导数 $\frac{D\rho}{Dt} = 0$ ，则质量守恒方程（1）或（5）均简化为：

$$\frac{\partial v_i}{\partial x_i} = 0 \quad (6)$$

在研究固体地球的中长期演化时, 深部岩石主要表现为黏性、黏塑性或黏弹性蠕变 (Turcotte and Schubert, 2014), 其加速度远小于重力加速度, 故动量守恒方程 (2) 左侧的惯性项被忽略. 同时, 将应力张量分解为各向同性的压应力部分和偏应力 (黏滞应力) 部分:

$$\sigma_{ij} = -p\delta_{ij} + \tau_{ij} \quad (7)$$

其中 p 为压强, δ_{ij} 为克罗内克张量, τ_{ij} 为偏应力张量. 将此关系代入动量守恒方程, 可得到适用于描述长期地球动力学过程的运动方程 (Schubert et al., 2001):

$$\frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} - p_{,i} + \rho g_i = 0 \quad (8)$$

此外, 利用热力学等式将内能 e 表示为温度 T 及压强 p 的函数, 同时用傅里叶定律表征热流与温度梯度的关系, 可将内能方程转化为更常用的温度形式能量守恒方程 (Poirier, 2000; Schubert et al., 2001):

$$\rho c_p \frac{DT}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(k \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) + \tau_{ij} \dot{\epsilon}_{ij} + \alpha T \frac{Dp}{Dt} + H \quad (9)$$

其中, c_p 为定压比热容, α 为热胀系数. 该方程清晰地揭示了温度变化的来源: 热传导、黏滞耗散 (摩擦生热)、绝热压缩/膨胀以及内部热源. 对于地球动力学研究, 微元压强的变化主要源于其深度的变化. 在静岩压力近似下, 有 $dp = -\rho g dr$, 其中 dr 为径向增量. 由此可将方程 (9) 中的绝热项转化为 $-\rho g a T v_r$, 其中 v_r 为径向运动速度. 可见, 当微元向下运动时 ($v_r < 0$), 微元会由于压缩而升温; 当微元向上运动时, 微元会由于膨胀而降温.

质量守恒方程 (5)、动量守恒方程 (8)、能量守恒方程 (9)、输运方程 (4) 构成了地幔对流和板块构造研究中的基本控制方程组. 对其的进一步近似, 可参见 Schubert 等 (2001).

1.2 状态方程与本构方程

上述控制方程刻画了地球及类地行星动力学过程应遵循的基本物理定律. 除了这些控制方程外, 不同的研究对象往往拥有特定的物理属性 (如密度、热导率、生热率等). 其中最重要的是密度和岩石的流变性 (即岩石变形与应力之间的关系). 这就涉及到状态方程和本构方程.

1.2.1 状态方程

状态方程描述物质密度与温度、压强和矿物相

之间的关系. 由于密度的横向变化是驱动地幔对流和板块运动的最主要浮力来源. 在地幔对流问题中常采用 Boussinesq 近似 [忽略压强引起的密度变化, 仅考虑温度等引起的横向密度变化, 参见 Schubert 等 (2001)], 此时的状态方程为:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0)] + \delta \rho_{ph} \Gamma \quad (10)$$

其中 ρ_0 为某种物质在参考温度 T_0 下的固有密度, $\delta \rho_{ph}$ 为由于矿物相变导致的密度变化, Γ 为相变程度系数 ($0 \leq \Gamma \leq 1$; Christensen and Yuen, 1985).

1.2.2 本构方程

岩石的流变性直接控制了固体地球对驱动力的响应, 是地球动力学中最关键、最复杂的物理参数, 通过本构方程来进行描述. 在高温 (岩石温度接近其熔点) 时, 岩石以韧性蠕变 (表 1) 进行变形 (Karato, 2010). 此时本构方程可表示为:

$$\tau_{ij} = 2\eta(\dot{\epsilon}_{ij} - \dot{\epsilon}\delta_{ij}) = \eta[(v_{i,j} + v_{j,i}) - v_{k,k}\delta_{ij}] \quad (11)$$

其中 η 为黏度, $\dot{\epsilon}$ 为体应变率. 对地球动力学的许多问题, 岩石可看作不可压缩, 故:

$$\tau_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} = \eta(v_{i,j} + v_{j,i}) \quad (12)$$

另一方面, 黏度 η 依赖于温度、压强、岩石组分、应力、矿物晶粒尺度、水含量等因素 (Karato and Wu, 1993), 其本构关系可统一表示为 (Hirth and Kohlstedt, 2003):

$$\dot{\epsilon}_{ij} = A \tau_{ij}^{n-1} \tau_{ij} d^{-p} C_{OH}^r \exp(\beta \varphi) \exp\left(-\frac{E + pV}{RT}\right) \quad (13)$$

其中 A 为根据实验室测量确定的前置因子 (常数), $\tau_{II} = \sqrt{0.5 \tau_{ij} \tau_{ij}}$ 是黏滞应力张量的第二不变量, n 为应力指数, d 为晶粒尺寸, p 为晶粒尺寸指数, C_{OH} 为水逸度, r 为水逸度指数, φ 为熔体分数, β 为实验室测定的常数, E 为活化能, V 为活化体积, R 为气体常数, T 为绝对温度.

结合公式 (12) 和 (13), 便可得到黏度 η 的表达式. 从公式 (13) 可见, 黏度具有强烈的温度依赖性, 这导致行星外部形成高黏度的刚性岩石圈, 而其下方则是相对低黏度的软流圈, 这种流变学分层是类地行星地幔对流的基本特征. 由于实验室中常采用单轴应力或者简单剪切来测量韧性蠕变的本构关系, 而计算地球动力学中往往采用上述以应力或应变率第二不变量描述的本构关系, 因此前置因子 A 往往是对实验室前置因子 A 乘以某个常数, 具体的数值及其推导, 可参见 Gerya (2019a).

在低温时, 韧性蠕变的效率非常低, 此时岩石

可通过低温塑性蠕变 (Peierls 蠕变) 来进行变形. Peierls 蠕变的本构关系变为 (Katayama and Karato, 2008):

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = A \left[-\frac{E + pV}{RT} \left(1 - \frac{\tau_{II}}{\tau_p} \right)^2 \right] \quad (14)$$

其中 τ_p 为 Peierls 应力. 该机制主要作用于高应力、高压的俯冲板片或岩石圈底部 (Bessat et al., 2020; Duretz et al., 2011; Garel et al., 2014).

对于许多地球动力学问题, 我们还需要考虑岩石的弹性或黏弹性变形. Maxwell 黏弹性模型可以很好地表征岩石的短时弹性-长时黏性行为. Maxwell 黏弹性体将总变形看作弹性变形和黏性变形的叠加 (串联模型), 其本构方程为 (Farrington et al., 2014; Moresi et al., 2003):

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{\tau_{ij}}{2\eta} + \frac{\dot{\tau}_{ij}}{2\mu} \quad (15)$$

其中 η 为岩石黏度, μ 为剪切模量, $\dot{\tau}_{ij}$ 为应力的变化率, 并且保持旋转时应力客观性. 当弹性物体的旋转较小时, 可用 $\dot{\tau}_{ij} = D\tau_{ij}/Dt$ 近似 $\dot{\tau}_{ij}$.

以沿 x 方向的单轴伸展为例, 进一步分析 Maxwell 黏弹性体的变形规律. 此时本构方程 (15) 简化为:

$$\dot{\varepsilon}_x = \frac{\tau_{xx}}{2\eta} + \frac{\dot{\tau}_{xx}}{2\mu} \quad (16)$$

假定该遭受单轴伸展的物体的黏度 η 和剪切模量 μ 恒定, 且在初始施加应力后, 应力保持恒定. 则上述 1 阶常系数微分方程 (16) 可得到解析解:

$$\varepsilon_x = \frac{\tau_{xx}}{2\mu} + \frac{\tau_{xx}}{2\eta} t = \frac{\tau_{xx}}{2\mu} \left(1 + \frac{t}{\eta/\mu} \right) = \varepsilon_e \left[1 + \frac{\varepsilon_v(t)}{\varepsilon_e} \right]$$

其中 ε_e 、 ε_v 分别为时刻 t 时的弹性和黏性变形. 由于应力恒定, 弹性变形在初始时刻瞬时达到 ε_e 后, 保持不变. 而黏性变形 ε_v 则从 0 开始, 随时间线性增加. 在时间达到弛豫时间 $t_r = \eta/\mu$ 后, 黏性应变开始超过弹性变形. 固体地球岩石的剪切模量约为 100 GPa, 软流圈的黏度为 10^{20} Pa·s 左右 (Mitrovica and Forte, 2004), 对应 $t_r \approx 32$ 年. 与之相比, 冷的岩石圈的黏度可达 10^{27} Pa·s 甚至更高. 例如在力学岩石圈底部, 温度较软流圈低约 700 K (Anderson, 1995), 对应的黏度可升高 7 个数量级 (King, 1995), 这对应的弛豫时间 $t_r \approx 3.2$ 亿年. 这解释了为何考虑短时问题时 (如地震波传播), 可假定软流圈为弹性, 以及为何岩石圈长期仍具有弹性.

当岩石内的 (偏) 应力足够高时, 岩石会发生脆性破坏或塑性流动. 脆性变形时, 岩石强度迅速跌落, 往往伴随破裂和断层形成; 而塑性变形时, 岩石强度下降不显著. 地球动力学中, 这类脆-塑性 (脆性破裂或塑性流动) 屈服行为常统一使用 Mohr-Coulomb 准则的光滑近似——Drucker-Prager 屈服准则 (Huismans and Beaumont, 2003) 来描述:

$$\tau_y = P \sin \psi_{\text{eff}} + C_0 \cos \psi_{\text{eff}} \quad (17)$$

其中 τ_y 为屈服应力, P 为压强, C_0 为内聚力, ψ 为内摩擦角. 由于许多问题中的有效摩擦角较小 ($< 20^\circ$), 地球动力学研究中也常对上述屈服准则进行简化:

$$\tau_y = P \tan \psi_{\text{eff}} + C_0 = P f_{\text{eff}} + C_0 \quad (18)$$

其中 f_{eff} 为有效摩擦系数, 它是多种因素 (晶粒破坏、水化、破裂) 的综合结果, 在地球动力学模拟中常表示为累积应变或变形历史的函数.

同时包含黏弹塑性流变的本构方程可写成如下形式 (Moresi et al., 2002):

$$\eta = \begin{cases} \left(\frac{1}{\eta_{\text{dif}}} + \frac{1}{\eta_{\text{dis}}} + \frac{1}{\eta_{\text{pei}}} + \frac{1}{\mu \Delta t_e} \right)^{-1}, & \tau_{II} < \tau_y \\ \frac{\tau_y}{2\dot{\varepsilon}_{II}}, & \tau_{II} = \tau_y \end{cases} \quad (19)$$

其中 Δt_e 为弹性效应的特征观测时间 (Moresi et al., 2002), 其选取由弹性对所研究问题的重要性而定, 且应不小于数值模拟所采用的时间步长.

需注意的是, 弹性变形往往非常有限. 例如, 若岩石屈服应力为 100 MPa, 剪切模量为 100 GPa, 则最大的可能弹性应变约为 0.001. 因此, 自然界中观测到的显著变形, 均为黏性或者脆-塑性 (脆性破裂或塑性流动) 变形. 表 1 给出了岩石变形类型及特征的对比.

1.3 边界及初始条件

除了控制方程和物理性质外, 研究对象的初始条件与边界条件也显著影响着系统的演化.

1.3.1 初始条件

初始条件描述了模型在初始时刻的状态. 从控制方程组 (4)、(5)、(8)、(9) 可以看到, 质量守恒方程和动量守恒方程不包含时间项. 因此, 初始条件主要涉及初始时刻温度场和组分场的分布; 之后通过求解质量守恒和动量守恒方程得到与该初始条件及边界条件平衡的稳态速度场及压强场; 之后, 再通过求解能量守恒方程和输运方程获得下一

表 1 岩石变形类型及特征对比表

Table 1 Comparison table of rock deformation types and their characteristics

变形类型	弹性变形	韧(黏)性蠕变	脆-塑性屈服 ^①
变形特征	可逆、瞬时、无耗散	不可逆、无宏观破裂、保持连续性	不可逆、宏观破裂或颗粒尺度破坏
变形机制	晶格可逆变形	热激活的晶内缺陷运动 (扩散蠕变、位错蠕变)	应力驱动的裂纹扩展、碎裂流动或位错滑移
适用条件	低应力、短时过程	低应力、高温、长时过程	低温、低有效压强、高差应力
本构方程	广义胡克定律	牛顿及幂率黏度定理	Drucker-Prager屈服准则
典型应用	地震波传播、冰后回弹初始阶段、岩石圈挠曲	地幔对流、冰后回弹(长期)、震后松弛	断层形成与破裂、浅部板块边界断裂

①本表中的脆-塑性屈服是脆性破裂、塑性流动以及二者之间脆塑性过渡变形的统称。地球动力学中常用Drucker-Prager准则统一描述其宏观屈服行为,而微观机理上三者存在显著差异。

个时刻的温度场和组分场;如此迭代循环,最终获得系统的时空演化序列(Zhong et al., 2015)。

1.3.2 边界条件

边界条件规定了计算区域边界上的物理状态,是系统与外部环境相互作用的数学表述,主要包括力学边界条件和热学边界条件。力学边界条件规定了模型边界上的受力或运动状态,主要包括以下两类:(1)速度边界条件:直接指定边界节点上的速度。(2)应力边界条件:指定边界上的应力矢量。由于力学边界条件关注的两个变量(速度、应力矢量)均为矢量,因此同一个边界节点,不同的方向可以有不同的边界条件。例如,自由滑移边界条件规定在垂向于边界面的方向上速度为零(不可渗透),在平行于边界面的方向上应力(即剪应力)为零(Gerya, 2019a)。自由表面则规定边界上的法向应力和剪应力均为零,且边界几何形状可随物质运动而自由演化(Cramer et al., 2012; Gerbault et al., 1999)。

热学边界条件控制着模型系统的热能输入与输出,主要包括温度边界条件和热流边界条件两大类。温度边界条件固定边界上的温度值,如当模型上边界是地球表面,通常设为恒定的地表温度(如0°C或20°C)。热流边界条件指定垂直于边界的温度梯度,如若模型底部位于地幔中间时,可将其温度梯度固定为绝热温度梯度。

顾名思义,边界条件往往施加于研究区域的边界上。但在某些特定情况下,也可在模型内部施加边界条件。例如,为了更好地刻画俯冲带的温度场,有些研究会给定俯冲板片的速度(Bower et al., 2015; van Keken et al., 2008)。

1.4 核心数值方法

上述控制方程组(1.1节)、研究对象物理性

质(1.2节)及初边值条件(1.3节)共同决定了系统的时空演化。然而,岩石流变性的强烈非线性与空间不均匀性、复杂的几何边界以及多物理过程的紧密耦合,使得绝大多数问题无法求得解析解。因此,数值模拟成为不可或缺的研究手段。

所有数值模拟的核心,在于将连续的物理场(速度、压力、温度等)在空间与时间上进行离散化,从而将偏微分方程控制体系转化为大型代数方程组进行求解。基于不同的离散化原理,发展出了各具特点的数值方法。其中有限元法(FEM)、有限差分法(FDM)和有限体积法(finite volume method, FVM)是目前计算地球动力学领域最主流的数值方法。其他一些方法,如谱方法、边界元法、离散元法、格子-玻尔兹曼法在特定的问题上也有使用,但由于其固有的限定,流行性不如上述三种方法广。鉴于前人已对地球动力学的数值方法进行了系统论述(Gerya, 2019a; Ismail-Zadeh and Tackley, 2010; Zhong et al., 2015),本节仅对有限差分法、有限元法、有限体积法进行简要介绍。

1.4.1 有限差分法

有限差分法(FDM)是经典的数值离散化方法。该方法基于泰勒级数展开,将偏微分方程中的微分算子替换为差分算子(用有限步长的差商近似无穷小极限定义的导数),从而将连续的微分方程转化为离散的代数方程组进行求解(Gerya, 2019a)。在地球动力学中,FDM通常应用于规则网格(如矩形网格),通过中心差分、向前差分或向后差分等形式来近似空间和时间导数。FDM的实施步骤包括:构建计算网格、将场变量、控制方程和边界条件在网格点上离散化、以及求解所得的线性或非线性方程组。

由于有限差分法的数学原理直接源于微积分,易于理解和编程实现,并且无需组装刚度矩阵、进

行数值积分等步骤, 计算高效, 使得它一直是计算地球动力学中最流行的算法之一. 然而, 面对地球动力学中日益突出的复杂几何与多尺度问题, FDM 存在几何灵活性不足、难以高效处理复杂边界与内部结构等局限. 例如, 大尺度地幔对流模拟中的局部物性界面, 有时需要借助自适应网格加密在有限计算资源下实现高精度, 而这在 FDM 框架下实现难度较大. 使用有限差分法的有名的地球动力学软件是 I2VIS 及其后续系列软件 (Gerya and Yuen, 2003a, 2007).

1.4.2 有限元法

有限元法 (FEM) 是对加权余量法 (weighted residual method) 的推广 (Hughes, 2000). 它通过对原微分方程进行分部积分将其从强形式 (在区域内处处严格满足微分方程) 转化为弱形式 (方程在区域内的加权积分严格满足), 并在单元上利用形函数构造近似解, 最终组装为全局代数方程组求解. 具体而言, 首先将计算域划分为有限数量的单元 (如三角形、四边形或六面体), 并在每个单元上构造形函数 (通常为低阶多项式) 来近似微分方程的解 (如速度、温度、压力场). 然后, 通过伽辽金法 (Galerkin method, 加权余量法的一种, 要求将基函数, 也即形函数选取为权函数), 将控制方程 (如动量方程、能量方程) 的残差在全局域内加权积分为零, 最终生成一个稀疏的线性代数方程组进行求解.

有限元法的主要优势在于其几何灵活性: 能够适应复杂边界和内部结构 (如俯冲带、断层), 便于使用非结构化网格进行局部加密. 此外, FEM 可通过高阶形函数实现高精度计算. 这使得有限元法成为处理许多复杂几何、多物理场耦合问题的首选方法. 许多成熟且强大的商业软件 (如 COMSOL、Abaqus、Ansys) 就基于有限元法. 许多流行的计算地球动力学软件也是基于 FEM, 包括: CitCom 系列 (Leng and Zhong, 2008; Moresi et al., 1996; Zhong, 2006; Zhong et al., 2008)、Underworld2 (Mansour et al., 2020; Moresi et al., 2003)、ASPECT (Heister et al., 2017)、Rhea (Stadler et al., 2010) 和 MILAMIN_VEP (Kaus et al., 2008) 等.

然而, 有限元法也存在不足. 首先, 其实现复杂度较高, 需要处理网格生成、弱形式推导、形函数积分和矩阵组装等步骤, 代码开发难度显著大于有限差分法. 其次, 在强对流或尖锐界面问题中, 若未采用迎风格式或稳定化技术, 可能产生数值振

荡 (Brooks and Hughes, 1982; Zhong et al., 2015). 最后, 对于某些问题 (如规则网格), 其与有限差分或有限体积法相比在计算效率上不占优势.

1.4.3 有限体积法

有限体积法 (FVM) 的基本原理是将计算域划分为一系列不重叠的控制体 (单元), 并在每个控制体对守恒方程 (如质量、动量或能量方程) 进行积分 (Ismail-Zadeh and Tackley, 2010). 利用高斯散度定理, 将体积分转化为通过控制体体积表面的通量积分, 从而将偏微分方程转化为离散的代数方程. 这一过程确保了物理量 (如质量、动量) 在控制体界面面上的通量守恒, 即流入与流出通量之差等于控制体内源项的变化.

FVM 是一种结合有限差分法和有限元法各自优势的方法. 与有限差分法相比, FVM 的主要优势在于其天然的守恒性: 由于通量在相邻单元界面上严格相等, 该方法能精确保持质量、动量等物理量的全局守恒, 而不需要使用交错网格. 同时, FVM 兼具几何灵活性: 它可适用于结构网格 (如矩形、球面经纬度网格) 和非结构网格, 便于处理复杂几何边界. 此外, 与有限元法比, FVM 的离散方程物理意义直观, 通量项直接对应物理过程 (如热流、应力), 易于理解和实现.

因上述守恒性和灵活性等优势, FVM 是目前计算流体力学最主流的方法 (如开源软件 OpenFoam; 商业软件 ANSYS Fluent 等). 在计算地球动力学中 FVM 也是地幔对流领域的主流方法之一. StagYY 及其相关版本 (Tackley, 2008) 是目前比较流行的有限体积法地球动力学软件. 然而, 有限体积法在兼顾几何灵活性与物理守恒性的同时, 精度方面往往有所折中, 其高阶精度格式发展仍不成熟. 此外, FVM 虽然能处理复杂几何, 但当网格非正交时, 会引入显著的计算负担和精度损失. 因此, FVM 在处理强非线性问题 (如极端黏度变化) 及基于完全非结构网格的自适应计算时, 仍面临显著挑战.

2 地球内部动力过程的模拟进展

计算地球动力学在 20 世纪末至 21 世纪初进入发展的黄金时期, 以有限元法、有限差分法、有限体积法为核心的数值方法逐渐成熟, 并广泛应用于全球及区域地幔对流、板块构造、岩石圈变形等问

题的模拟中. 2010 年以来, 尽管核心算法与理论框架未出现根本性变革, 该领域却进入了以模型精细化、多物理场耦合、多源观测数据同化以及跨圈层耦合模拟为主要特征的深化发展阶段. 这一转变标志着计算地球动力学正从借助定量计算辅助的定性机理探索, 迈向真实地球的系统性定量认知. 本节将根据作者的研究经验, 从以下四个方面展示计算地球动力学在地球内部动力过程研究中的关键进展.

2.1 数据同化与多观测约束的地幔时空演化

在全球及大尺度的地幔对流研究中, 使用数据同化技术再现地球观测 (如地震波速结构、盆地沉降历史、大地水准面等) 的 4D 时空演化地球动力学模型在本世纪取得了显著进展. 早期研究人员通过假定板片垂向下降速度和零水平运动速度, 构建了基于中生代以来板块俯冲历史的地幔密度非均质性模型 (Lithgow-Bertelloni and Richards, 1998; Ricard et al., 1993). 这些模型以少量的自由参数 (如板片在下地幔的下降速度、上下地幔黏度比) 实现了对地震层析成像和大地水准面的良好拟合, 证实板块构造历史是现今地幔主要结构特征的关键成因, 为地幔动力学、海平面变化等研究提供了重要工具. 然而, 在这些研究中, 地幔密度的横向不均匀性是通过人为设定板片的几何形态与下降路径来获得的, 而非由地幔动力学自洽演化所产生, 因此难以判断其中是否存在非物理的假设 (如板片与周围地幔之间缺乏热交换、忽略水平运动等).

为克服这些问题, 在 20 世纪末及 21 世纪初, Bunge 及其合作者将起源于气象学和海洋学的伴随法 (adjoint method) 和数据同化 (data assimilation) 技术系统地引入地幔对流研究 (Bunge et al., 1998, 2002, 2003), 为这一领域带来了革命性的变化. Bunge 等 (2002) 展示了如何利用序列数据同化 (sequential data assimilation) 方法, 将过去的地表板块运动历史作为边界条件, 向前积分 (forward in time) 地幔对流控制方程, 从而推断出地球现今的地幔结构. 他们成功地展示了, 仅通过驱动一个简单热学对流模型, 并同化过去 1.2 亿年的板块运动数据, 就能预测出与地震层析成像揭示的中、上地幔大尺度结构一致的现今地幔温度场.

相比于序列数据同化方法, Bunge 等 (2003) 提出的变分数据同化 (variational data assimilation) 方法则更为强大. 该方法不只是向前预测, 而是旨

在寻找一个最优的初始地幔状态和演化历史, 使得整个时空范围内的模型预测与所有可用的观测数据 (包括板块运动历史和现今的地震层析成像结果) 之间的差异 (misfit function) 最小化. 作者使用伴随法 (adjoint) 高效计算目标函数相对于海量模型参数 (初始温度场) 的梯度, 使得模型可以高效地获得合理的初始地幔结构, 从而更精准地重建地幔 4D 时空演化. Liu 和 Gurnis (2008) 进一步对 Bunge 等 (2003) 的方法进行了发展, 提出使用简单反向积分 (simple backward integration) 获取初始猜测值, 能大幅提升伴随法的迭代收敛速度. 基于此, Liu 等 (2008) 回溯了北美西部 1 亿年来的地球动力学过程. 他们不仅再现了法拉隆板块在晚白垩世的平卧状态, 并深化了对地震波速与温度关系的理解.

上述工作均未考虑地幔内部的热化学异常结构. McNamara 和 Zhong (2005) 将热化学地幔对流引入序列数据同化中, 探究了非洲和太平洋下方地幔的大型低速地震异常 (large low velocity provinces, LLVPs) 的成因. 结果显示, 板块俯冲历史促使致密物质聚集, 在非洲下方形成西北—东南走向的脊状热化学堆, 太平洋下方则形成更圆的堆体, 与地震层析成像观测一致.

在前人奠定的方法论基础上, 2010 年之后的研究进入了将数据同化技术应用于更长时间尺度、更复杂物理过程和特定区域精细研究的新阶段. 如 Zhang 等 (2010) 将板块运动的约束从中生代延伸到了早古生代 (4.5 亿年), 进一步探究了非洲与太平洋 LLVPs 的成因及时空演变. 之后, Zhang 等 (2012) 进一步构建了 400 Ma 以来首个基于时变地幔对流模型的全球动力地形与大陆垂直运动模型, 证实泛大陆聚合与裂解通过调控俯冲过程和地幔涌升, 显著影响大陆垂直运动; 该工作还验证了 Huang 和 Zhong (2005) 基于数值模拟得到的一个非常有意思的结论: 岩石圈下小尺度对流 (small-scale convection, SSC) 虽能侵蚀岩石圈底部、提升热流, 但其对地形无影响. 换言之, SSC 会减薄古老海洋岩石圈, 但不能解释古老洋盆地形比半空间冷却预测偏浅 2~3 km, 被圈闭在古老洋盆下方的热异常是地形偏浅的原因.

地表热点火山链被认为是深部地幔柱在地表留下的足迹. 近年来, 研究者们开始尝试将热点轨迹作为新的约束数据, 融入数据同化地幔对流模型中. 例如, O'Neill 等 (2005) 结合热点轨迹几何与

放射性定年数据并联合地幔对流模型、古地磁及层析成像约束,迭代优化了热点运动参数.该研究认为:8000 万年前印度—大西洋热点存在 $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 的显著运动,且与古地磁约束一致;8000 万年后,固定与移动热点参考系的差异未超出数据不确定性范围.Hassan 等 (2016) 通过板块重构约束的热化学对流数值模型发现,1 亿至 5 千万年前,北太平洋因长期俯冲系统形成异常强烈的深部地幔极向流动,驱动夏威夷地幔柱快速南移 (约 10°),而南太平洋地幔流动平缓,这种不对称流动导致路易斯维尔和夏威夷—帝王热点轨迹的差异.Hu 等 (2022) 则进一步指出,北太平洋克罗诺茨基洋内俯冲 (Kronotsky intraoceanic subduction) 在始新世的消亡导致的太平洋板块转向和由地幔柱动力学引发的热点漂移作用相当.

除上述进展之外,过去的十几年中,数据同化还被用于众多区域构造和深部动力过程的研究,包括但不限于地幔-热化学长期演化 (Bower et al., 2015)、南大西洋两岸被动大陆边缘地形不对称性的起源 (Flament et al., 2014)、关联深部板片动力学与东南亚异常地表构造变形 (Yang et al., 2016)、东亚地幔过渡带停滞板块的形成机制 (Peng et al., 2021)、印度—亚洲碰撞背景下青藏高原向东生长的机制 (Hou et al., 2024) 等.

值得一提的是,自 2003 年开始的 GPlates 板块重构软件的开发和发展,为数据同化所需的浅表先验信息提供了关键的数据支撑 (Müller et al., 2018). GPlates 采用拓扑板块边界模型 (topological plate boundary models),将板块视作板块边界随时间连续演化的闭合的镶嵌体 (mosaic),这使得板块无重叠地覆盖整个地球表面 (Gurnis et al., 2012).为了更真实地反映板块边界及内部的变形 (如造山带、伸展盆地),GPlates 也支持通过定义随时间演化的拓扑网络,允许构建板块边界及内部可连续变形的可变性板块重构模型 (Gurnis et al., 2018; Müller et al., 2019).

2.2 更真实物理过程的精细化建模

多观测约束的数据同化模型能够揭示与地表构造相吻合的大尺度地幔时空演化特征.然而,这类模型通常将地表板块运动速度作为人为给定的边界条件,且往往采用较为简化的流变本构关系.因此,它们在揭示地球内部动力学过程的完整因果链,特别是内部结构与地表运动之间的双向耦合反馈机制

方面存在局限.要深入理解地球动力学演化的根本成因,必须将更复杂、更真实的物理过程融入数值模型.近年来在这方面的进展,极大地提升了模型解释复杂地质现象的能力.

2.2.1 晶粒尺寸演化与岩石圈弱化机制

岩石的韧性变形主要通过两种机制 (Karato and Wu, 1993): 位错蠕变 (dislocation creep) 和扩散蠕变 (diffusion creep).位错蠕变对应力敏感,而扩散蠕变则强烈依赖晶粒尺寸:晶粒越小,扩散路径越短,变形越容易.由于晶粒的生长与温度指数相关,Solomatov 和 Reese (2008) 指出,早期地球岩浆洋结晶时,奥斯特瓦尔德熟化 (Ostwald ripening) 可以形成 1 cm 至数十厘米的原始大晶粒;而 660 km 深度的尖晶石-钙钛矿相变可将晶粒细化至微米级.他们进一步使用数值模拟表明,在强对流环境下,原始大晶粒物质经数次地幔翻转后通过 660 km 相变再结晶,黏度差异减小并快速与背景地幔混合;而固有密度偏高的原始大晶粒物质则可能被困于下地幔底部,并保持大晶粒尺寸,成为原始地幔物质的化学储库.此外,水星、火星等无尖晶石-钙钛矿相变的行星,地幔对流迟缓,化学不均一性会更显著.

Korenaga (2005) 进一步提出,晶粒尺度的温度依赖性可能导致地幔热柱具有高黏度和宽直径,从而解释地震学看到的胖地幔热柱现象 (French and Romanowicz, 2015; Montelli et al., 2004).然而,最近 Liu 等 (2024) 通过构建含晶粒尺寸演化与 LLVPs 的地球动力学数值模型发现,虽然地幔柱附近黏度高于俯冲板片附近,在一定程度上解释了 Yang 和 Gurnis (2016) 基于地幔黏度反演得到的黏度的弱温度相关性,但晶粒尺寸演化对于地幔柱宽度影响非常有限,无法解释地震观测到的宽地幔柱现象.同时,晶粒演化对地幔柱宽度的有限影响,也暗示其对地幔柱上升速率、热输运效率及地表热点轨迹的调控作用可能同样有限,与地震学看到的胖地幔热柱现象冲突.Liu 等 (2024) 的数值模型与 Korenaga (2005) 的概念模型分歧,主要源于后者未考虑下地幔可能存在的位错蠕变.地震学研究虽解释下地幔总体以扩散蠕变为主,但在高应变率区域,仍存在位错蠕变 (McNamara et al., 2001),而位错蠕变会限定晶粒的增长 (Austin and Evans, 2007).综上,基于现有计算地球动力学模拟,地震学所“观测”到的宽地幔柱是否存在,仍存争议.

晶粒的破坏与重结晶可能是解释岩石圈局部弱化并形成板块边界的关键物理机制之一 (Bercovici, 2003). 基于这一观点, Bercovici 和 Ricard (2014) 进一步建立了双相颗粒演化与损伤耦合的流变学模型, 模拟了压力驱动下的岩石圈流动. 他们提出, 岩石圈矿物晶粒损伤 (促进剪切局部化和长期弱带)、瞬时地幔流动与迁移的原始俯冲带相互作用, 是板块边界积累并最终形成板块构造的关键. 他们进而提出, 金星高温环境中, 岩石圈损伤积累微弱、愈合作用强, 仅存俯冲带, 无板块构造. 晶粒的破坏与重结晶不仅对板块构造网络的初始形成至关重要, 对成熟期板块构造的演化也同样具有关键影响. 近期 Gerya 等 (2021) 通过耦合脆-韧性变形且包含颗粒损伤的二维热动力学数值模型, 发现板块在俯冲外隆区弯曲时, 脆韧性损伤 (脆性破坏+韧性晶粒减小) 的强反馈会导致板块普遍弱化和显著分段 (segmented), 这有助于解释强板块-弱板片的强度二分性 (dichotomy)、高分辨率层析成像观测到的板片内高地震波速异常分段等现象, 也对当今冷俯冲的启动时间有启示意义.

2.2.2 二相流及流体-熔体-岩石相互作用

地球内部并非干燥的固体, 流体 (主要是水) 和部分熔融产生的熔体广泛存在, 并对地球的动力学行为产生重要影响. 要研究流体-熔体-固体岩石的相互作用, 需要考虑二相流. 二相流模型将地幔岩石视为一个由固体基质 (matrix) 和流体/熔体相 (fluid/melt phase) 组成的多孔介质系统 (McKenzie, 1984). 模型需要同时求解固体和流体/熔体的质量、动量和能量守恒方程, 自洽地计算熔体的产生、压实驱动下的分离和运移, 以及这种运移对固体基质造成的化学交代 (metasomatism) 和力学弱化. McKenzie (1984) 从最基本原理出发, 建立了描述部分熔融岩石中熔体提取与基质变形的完整二相流方程组. 该工作为理解地幔部分熔融、岩浆生成与分离、地幔化学不均一性等提供了统一的理论框架. 自此奠基性工作以来, 二相流理论工作得到了持续的发展和深化.

由于二相流问题固有的复杂性, 在早期的模型中, 流体和熔体的影响通常被简化处理. 例如, Gerya 和 Yuen (2003b) 通过给定流体迁移速率来探讨其对俯冲带热结构和熔融过程的影响, 以专注在主要的一阶控制因素. 基于同一程序框架, Li 和 Gerya (2009) 以中国苏鲁超高压地体为参考案例,

通过这种包含熔、流体的简单二维热动力数值模拟研究了大陆俯冲带高压-超高压 (HP-UHP) 岩石的多期形成与折返机制, 发现 HP-UHP 岩石折返受俯冲-拆离-折返的内在周期性控制, 存在多阶段折返.

随着计算地球动力学界对二相流理论 (two-phase flow) 的重视和相关数值算法的成熟, 对熔流体的考虑越来越真实. 例如, Katz (2010) 采用二维二相流岩浆动力学数值模型, 考虑了与孔隙度及温度相关的黏度, 并将残余孔隙浮力 (部分熔融区中熔体因迁移速率有限而动态滞留, 使孔隙度维持在较高水平, 低密度熔体导致平均密度降低) 作为重要的浮力源项纳入动量守恒方程. 模拟表明, 即便仅存在微小的横向浮力梯度 (如几 K 的横向温差), 其横向浮力差异在主动对流的作用下也可能被显著放大, 最终导致熔融分布与地幔流动的强烈非对称性, 为地震学揭示的洋中脊下方地幔结构与各向异性不对称提供了更合理的动力学解释. 此外, 这类模型也成功应用于解释中地壳的低速反射体 (Connolly and Podladchikov, 2004)、俯冲带地幔楔的流体流动和弧岩浆生成过程 (Wilson et al., 2014)、岩浆在弹塑性岩石圈内的运移 (Keller et al., 2013)、东北亚新生代板内火山与日本海沟小斑火山的成因 (Yang and Faccenda, 2020) 以及粥状 (mushy) 月球岩浆海洋的凝固与分异 (Zhang et al., 2025) 等问题.

2.2.3 局部公里级全球地幔对流模拟

俯冲板片是地幔对流和板块运动的最主要驱动力 (Forsyth and Uyeda, 1975). 板块运动的驱动力与阻力高度集中于俯冲带弯曲区、俯冲界面等狭窄区域, 而全球地幔流动又涉及大尺度热-化学对流, 因此需要在全球模拟中兼顾公里级局部分辨率与全球覆盖. Stadler 等 (2010) 采用基于八叉树森林 (p4est) 的并行自适应网格细化技术, 解决了动态负载平衡与网格拓扑管理等难题, 首次在全球地幔流动模拟中实现板块边界处 1 km 分辨率. 研究整合了位错-扩散蠕变、塑性屈服等实验室约束流变, 并融入板块年龄、地震学板片几何与层析成像等多源观测数据, 揭示弧后扩张和板块回滚 (rollback) 是上地幔俯冲板块下沉的自然结果. 这一工作突破了传统模型的计算限制, 大大提升了全球地幔流动模型再现观测的能力. 这一工具已被继续用于解决板块和地幔的流变学特性与应力状态 (Alisic et al., 2012) 及印度—欧亚持续碰撞的驱动力 (Zheng et

al., 2025) 等重要科学问题。

2.2.4 从黏弹塑性到地震周期

在地幔对流和板块构造的研究中, 往往使用黏塑性流变学模型. 这类模型虽然能产生板块边界, 但忽略了岩石的弹性行为. 然而, 岩石圈因其极高的黏度, 在地质时间尺度上仍能够保持弹性 (见 1.2 节), 因此岩石圈尺度的计算地球动力学模拟往往使用黏弹塑性流变, 以更真实地刻画岩石圈在载荷下的变形响应. 例如, Huismans 等 (2001) 通过黏弹塑性有限元模型探究软流圈热浮力与远场板内应力对大陆裂谷形成的相对重要性, 发现被动伸展会驱动岩石圈下对流单元的主动上涌, 更好地解释了陆内裂陷盆地的诸多关键观测现象; Zhong 和 Watts (2002) 利用黏弹性地幔对流模型, 更精准地约束了夏威夷地幔柱动力特征及其引起的地表隆升; 在俯冲起始研究中, Hall 等 (2003) 和 Leng 等 (2012) 的工作则表明, 同时考虑自由表面与黏弹塑性流变对于准确模拟俯冲起始的动力学过程至关重要. 这主要是由于弹性挠曲会显著影响岩石圈的应力状态 (Patočka et al., 2019).

黏弹塑性流变的引入, 不仅提升了对长期构造变形的模拟能力, 更使得统一描述从秒级地震到百万年构造演化的跨尺度动力学过程成为可能. 近年来, 随着计算能力和数值算法的进步, 研究者们开始尝试对原先的黏弹塑性地球动力学程序改进, 进行包含地震周期的模拟. 例如, van Dinther 等 (2013) 基于 Gerya 和 Yuen (2007) 的有限差分程序 I2ELVIS 开发了二维黏弹塑性地震-热-力学模型, 研究长期构造背景下的俯冲带地震. 模型整合了速率-状态依赖的摩擦定律 (rate-and-state friction)、缓慢构造加载和地幔黏弹性应力松弛三大关键要素, 成功模拟了从长期板块加载, 到震间期应力积累, 再到同震快速破裂和震后黏弹性松弛的完整地震周期. 其模拟出的智利俯冲带南部区域 $M_w 8 \sim 9$ 准周期性大地震的复发间隔与震源参数符合观测; 地表位移也与 2010 年智利马乌莱 (Maule) 地震的 GPS 数据高度吻合. Sobolev 和 Muldashev (2017) 通过自适应时间步算法, 模拟了俯冲带大地震的地震周期 (时间尺度从分钟到百万年). 他们发现, 9 级以上大地震发生时, 地幔楔黏度下降超三个数量级; 震后数小时至数天内, 海沟向陆侧数百公里地幔的黏弹性松弛便主导地表运动, 颠覆了余滑主导早期震后变形的传统认知. Yang 等 (2023) 通过对长期构造模拟软件 Underworld2 进行修改, 也成功构建

了融合纳维-斯托克斯方程与黏弹塑性流变学的地震周期数值模型. 他们的工作展示, 下地壳流变学显著影响特征地震周期时长与震间地表变形速率; 克拉通地区 (下地壳强度较高) 经历大地震后, 活动断层附近会形成双峰值地表隆升剖面, 可持续超 1000 年, 为识别稳定克拉通的活动断层提供了诊断标志.

上述工作均基于 Stokes 流体动力学框架, 与传统基于固体力学框架的岩石圈变形计算软件 (如 Unicycle、PyLITH) 相比, 这类方法能够更自洽地耦合岩石的黏性流动、岩石圈的黏弹塑性变形、以及断层上的速率-状态依赖摩擦定律, 在统一的控制方程下实现从秒级同震破裂到百万年构造演化的跨尺度模拟. 例如, 在俯冲带地震学研究中, 板块间的汇聚速率、断层的位置、形状等均可由系统演化自洽地给出, 而不需要人为指定, 从而实现了不同时间尺度动力学过程的统一.

2.3 深部-地表跨圈层耦合模拟

地球是一个各圈层密切相互作用的复杂系统. 地幔对流不仅驱动板块运动, 其产生的地形、热流变化和火山活动也深刻地塑造着地表环境. 反过来, 侵蚀、沉积和冰盖消长等地表过程, 也会通过改变岩石圈的负载, 影响其应力状态、断层活动乃至深部的地幔流动 (Braun, 2010). 这种深-表反馈在地质历史中可能产生了深远影响, 例如, 约 30 亿年前大陆开始大范围露出海面后, 沉积物润滑可能对俯冲稳定性及超大陆旋回产生了重要影响 (Sobolev and Brown, 2019).

早期的地表过程-构造耦合研究大多局限于二维模型, 主要关注裂谷盆地或造山带的演化. 如 Burov 和 Cloetingh (1997) 采用包含自由表面和地表过程的耦合黏弹塑性有限元模型, 探究了在裂后沉降 (post-rift subsidence) 阶段, 裂肩 (rift shoulder) 侵蚀与沉积对盆地热-力学演化的影响. 结果展示, 伸展盆地裂后演化并非仅由岩石圈冷却控制, 表面过程 (侵蚀、沉积) 与岩石圈响应 (回弹、局部弱化、下地壳流动) 的耦合也起着关键作用. Beaumont 等 (1994) 则聚焦于岩石圈俯冲引发的挤压造山带地壳变形样式, 为地震反射结构与反向汇聚 (oppositely vergent) 的地壳尺度逆冲-褶皱带提供了解释. 在这些模型中, 地表过程通常通过一个简化的平流扩散方程来模拟, 该方程描述了地形起伏如何被侵蚀作用削平, 以及物质如何被 (短 / 长

距离)搬运和沉积 (Burov and Poliakov, 2001). 这些模型成功地解释了构造活动与盆地沉降 (或造山带隆起)、地貌演化之间的基本关系 (Willett, 1999). 近期, Sternai (2020) 采用热力学-地表过程耦合的数值模型进一步揭示: 地表过程对地壳及地幔岩石的部分熔融也有重要影响, 高效的地表过程可使拉伸盆地之下地壳熔融量增加 (热毯效应增加地壳温度), 同时降低地幔减压熔融 (沉积加载增加上涌地幔的压强).

随着计算能力的飞跃, 可以更精准地捕捉三维地幔流动的复杂效应和处理复杂的河流网络和沉积物输运路径的三维、大尺度深部-地表过程耦合模拟研究取得了长足的进步. 例如, Cacace 和 Scheck-Wenderoth (2016) 采用耦合沉积作用的三维热-力学数值模拟, 探讨了克拉通盆地长期缓慢沉降的成因. 他们发现: 克拉通内盆地的长期沉降可完全由沉积物的加载及其热毯效应解释, 无需假定克拉通长期持续遭受伸展等特殊条件. Wang 等 (2020) 则通过耦合 3D 球域地幔对流驱动的动力地形与表面过程模拟, 揭示地幔对流是北美中白垩纪至古新世大陆尺度排水系统 (drainage system) 重组的核心驱动力. 北美板块上覆 (override) 到法拉隆板块之上, 引发东西向排水反转; 法拉隆板块内海洋高原发生玄武岩-榴辉岩相变, 增强负浮力, 导致墨西哥湾区域强烈沉降, 推动美国中北部排水系统从向北注入北冰洋, 转为向南汇入墨西哥湾.

2.4 早期地球动力学与板块构造起源

地球的地质历史从根本上是由内部热量传递到地表的过程塑造的. 如今, 这一过程由板块构造形式的地幔对流主导. 然而, 前寒武纪尤其是太古宙时期地球的构造体制仍然充满争议. 一个重要的问题是: 板块构造是如何从连续的地幔对流系统中自发产生的? 特别地, 在早期地球显著不同的热状态下, 板块构造是如何起源并逐步建立的? 由于缺乏直接的地质记录, 数值模拟成为探索早期地球动力学的主要手段 (Sizova et al., 2015).

20 世纪 90 年代末至 21 世纪初, 以 Moresi 和 Solomatov (1998)、Bercovici (1998) 和 Tackley (2000) 等为代表的系列工作通过引入塑性屈服, 为上述问题提供了解答. 他们发现, 当岩石圈的有效黏度不仅依赖于温度和压力, 还受到屈服应力 (yield stress) 对最大应力的限制时, 地幔对流产生的应力可以导致岩石圈在局部发生类似脆性的

破坏, 形成狭窄的、低黏度的弱化带. 这些弱化带即是自发形成的板块边界. 通过这种机制, 三维地幔对流模型首次成功地自发产生了类似地球的、由多个大板块和小板块组成的板块构造系统 (Tackley, 2000). Stein 等 (2004) 进一步展示, 随着屈服强度及其他对流参数的不同, 地幔对流可以以不同的模式进行. 对地球构造体制的探讨, 可置于图 3 所示的参数空间框架下加以理解. 该相图以地幔对流强度、岩石圈屈服应力、岩浆喷出/侵入效率为主控参数, 系统区分了停滞盖层 (stagnant-lid)、移动盖层 (mobil-lid, 也即板块构造)、间歇盖层 (episodic-lid, 即周期性倒转 episodic-overturn)、热管构造 (heat-pipe) 与深成-柔性盖层 (plutonic-squishy lid) 等五种体制.

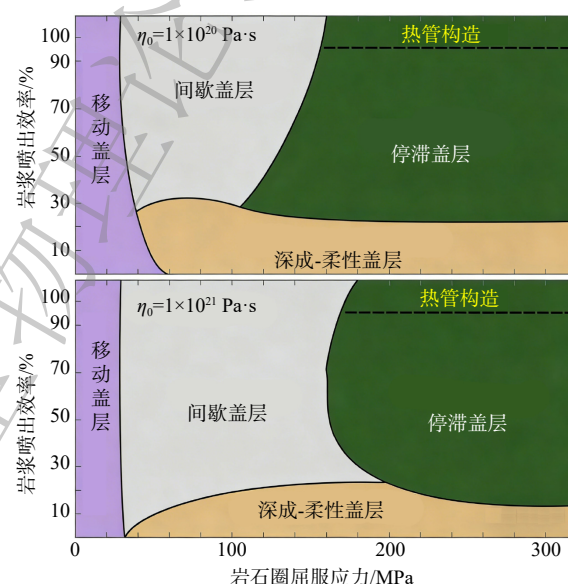


图 3 类地行星在不同参数组合下的构造体制 (地幔对流模式) 划分相图 (修改自 Lourenço et al., 2020). 根据地幔对流强度 (参考黏度 η_0)、地表岩石圈屈服应力、岩浆喷出效率 (侵入效率 = 100% - 喷出效率), 类地行星的构造体制可分为移动盖层、间歇盖层、热管构造、停滞盖层、深成-柔性盖层等五种. 其中热管构造不属于独立于停滞盖层的全新体制, 而是其在喷发效率为 100% 条件下的特殊类型

Fig. 3 Phase diagram for the classification of tectonic regimes (mantle convection patterns) of terrestrial planets under different parameter combinations (modified from Lourenço et al., 2020). Based on the intensity of mantle convection (reference viscosity η_0), surface lithospheric yield stress, and magma eruption efficiency (intrusion efficiency = 100% - eruption efficiency), the tectonic regimes of terrestrial planets can be divided into five types: mobile lid, episodic lid, heat-pipe tectonics, stagnant lid, and plutonic-ductile lid. Among them, heat-pipe tectonics is not an entirely new regime independent of the stagnant lid, but a special type of it under the condition of 100% eruption efficiency

岩石学估算支持太古宙地幔势温 (potential temperature, 即对流地幔岩石等熵上升至地表时的温度) 比现今高 200~400 K, 且在 30 亿年前达到极大值 (Herzberg et al., 2010), 这可能导致早期地球具有与现今板块构造体制截然不同的岩石圈构造体制。然而, 尽管学术界普遍认为, 前寒武纪早期地球经历了从火山主导的散热模式逐步向现代板块构造体制过渡的复杂动态演化过程 (Gerya, 2019b), 针对这一时期地球的具体散热机制与地壳演化过程, 学界却提出了多种不同的理论模型。

Moore 和 Webb (2013) 认为板块构造启动之前, 早期地球以类似于木星的卫星木卫一 (Io) 的散热模式来高效地释放其巨大的内部热量 (图 3)。这一热管地球 (heat-pipe Earth) 模型认为, 在太古宙炎热的地幔之上, 地球岩石圈主要通过剧烈的火山活动, 将地幔深处的熔融物质以岩浆的形式直接输送到地表, 从而将内部热量带出, 这构成了主要的散热方式。在这种构造体制下, 地表被一个相对静止、不参与地幔大规模对流的停滞盖 (stagnant lid) 岩石圈所覆盖。火山喷发形成的熔岩流不断叠加, 冷却后形成新的地壳, 而旧的地壳则被新喷发的物质掩埋并逐渐向下沉降。然而, Lourenço 等 (2020) 则认为, 侵入岩浆作用 (intrusive magmatism) 而非喷出作用, 是冷却地幔更有效的方式 (图 3)。在这一深成-柔性盖层 (plutonic-squishy lid) 体制下, 大量的岩浆侵入到地壳内部和底部, 而不是全部喷发到地表。这种侵入活动会加热并削弱局部岩石圈, 导致岩石圈被塑造成由坚硬的块体 (强区域) 和相对薄弱的区域 (弱区域) 镶嵌组成的柔性盖层 (squishy lid)。这种构造体制也能通过岩石圈拆沉 (lithospheric delamination) 或榴辉岩化的下地壳滴落 (eclogitic drippings) 等机制, 在弱区域附近驱动地壳产生显著的变形和有限的水平运动。因此, 深成-柔性盖层模型解释了在板块构造建立之前, 早期地壳如何实现一定程度的动力学活动和物质循环。

随着地球的逐渐冷却, 地球可能从深成-柔性盖层等非板块构造体制向现代板块构造的转变。俯冲起始在板块构造形成中扮演着重要角色。Gerya 等 (2015) 认为, 地幔柱的活动可能是触发早期俯冲启动的关键机制之一。一个巨大的地幔柱上涌, 其携带的巨大热量和施加的强大应力可以极大地削弱并最终断裂太古宙岩石圈。这种断裂为岩石圈的一侧插入到另一侧之下创造了条件, 从而诱发了初

始的俯冲作用。Rey 等 (2014) 则认为太古宙快速形成的轻且厚的大陆, 由于其具有浮力, 其巨大的重力势能会导致其横向扩展, 导致俯冲起始。两种机制可能在不同阶段或不同区域共同作用, 促进了早期俯冲的启动。

值得注意的是, 早期地球更高的地幔温度意味着更低的地幔黏度, 以及更弱、浮力更大的大洋岩石圈, 使得俯冲板片容易频繁地撕裂和断开, 从而导致俯冲过程只能短暂、局部地进行 (Moyen and van Hunen, 2012; van Hunen and Moyen, 2012)。这些早期俯冲活动可能并非像今天这样构成全球性的连续网络 (Bercovici and Ricard, 2014)。这和现今的金星类似, 可能有局部俯冲 (Gülcher et al., 2020), 但没有板块构造。因此, 从前板块构造到板块构造的转变, 很可能并非一蹴而就的全局性事件, 而更可能是长期、渐进的过程 (O'Neill et al., 2018)。随着地球的长期冷却, 岩石圈变得更冷、更致密、地幔对流模式也发生改变, 这些零星、幕式的俯冲事件最终在约 30—25 亿年前开始连接起来, 逐步形成了全球性的板块构造网络, 开启了我们今天所熟知的地球演化模式 (Cawood et al., 2018)。

上述从非板块构造到板块构造的渐进转变, 应当在克拉通这一最古老大陆地壳的幸存者中, 留下可识别的物质与构造记录。因此, 理解克拉通的形成机制与构造样式, 对于检验和约束板块构造起源的理论模型至关重要。克拉通下方延伸至 200~300 km 深的、冷的、难熔的地幔岩石圈被称为克拉通根 (keel)。这些克拉通根何时、如何形成并为何能历经数十亿年而不被地幔对流所侵蚀, 是地球动力学的经典难题 (Pearson et al., 2021)。Capitanio 等 (2020) 揭示在太古宙的条件下, 岩石圈的伸展和减薄可导致下伏地幔发生广泛的减压熔融。熔体的提取留下的亏损残留体具有化学浮力和更大的黏度。随着时间的推移, 这一过程形成了一个厚的、具有浮力的、高黏性的克拉通根, 抵抗了对流地幔的侵蚀, 确保了其长期稳定性。Beall 等 (2018) 则提出了一个更具灾难性的模型。他们认为克拉通根是在从停滞盖层或热管体制向板块构造启动的快速全球转变过程中形成的。这一盖层破裂事件将在全球范围内产生巨大的挤压应力, 加厚先存的、具有浮力和亏损性质的岩石圈区域, 将其锻造造成我们今天所见的稳定克拉通。Capitanio 等 (2020) 的模型可能解释了浅部成因 (Pearson et al., 2021) 的亏损、高黏度克拉通岩石圈地幔是如

何形成的; 而 Beall 等 (2018) 则展示了这些在浅部形成的亏损岩石圈地幔如何通过后期的挤压堆叠, 最终增厚为现在观测到的厚克拉通根. 然而, 这两种模型仍需结合更丰富的地质学与地球物理观测, 进一步加以验证与完善.

与之后形成的陆壳不同, 太古宙陆壳 (克拉通) 普遍表现为穹脊构造 (dome-and-keel structure) 的独特构造样式 (赵国春和张国伟, 2021). 这种构造以相对低密度的花岗质岩石 (主要为英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩, 即 TTG 片麻岩) 构成的穹窿为核心, 其外围环绕着由变质基性-超基性火山岩及相关沉积岩 (统称为绿岩带) 构成的向形槽带或“脊”. 这种宏观构造格局被认为是太古宙区别于现代板块构造体制的关键地质记录之一. 其形成机制被广泛认为与凹沉构造 (sagduction, 即部分对流倒转, partial convective overturn) 密切相关 (Van Kranendonk, 2011). 数值模拟和地质观察表明, 该过程始于强烈的壳幔相互作用 (François et al., 2014; Gou and Liu, 2026; Yu et al., 2022): 在更高温的太古宙地幔背景下, 地幔部分熔融产生的大量镁铁质岩浆添加至地壳底部, 同时或稍晚, 由这些镁铁质岩石在高压下部分熔融产生的 TTG 花岗质岩浆大规模底侵并上涌至中上地壳. 这些花岗质岩浆的侵入不仅提供了热源, 加热并弱化了上覆地壳, 其本身冷却后形成的 TTG 岩石密度也显著低于原始的镁铁质-超镁铁质绿岩序列, 从而在垂向上创造了显著的密度反转. 随着花岗质穹窿的持续生长, 上覆的、更冷且更致密的绿岩带在重力作用下发生失稳下沉, 形成“脊”. 这一过程可以产生复杂的、共存的压力-温度-时间 (P - T - t) 轨迹 (Yu et al., 2022), 修正了之前特定 P - T - t 轨迹只能存在于特定构造背景的认知. 然而, 穹脊构造对当时的大陆有多大的代表性, 仍有待继续研究 (Gou and Liu, 2026).

3 类地行星内部动力过程的模拟进展

计算地球动力学不仅为我们理解地球提供了定量工具, 也为探索其他类地行星的内部过程提供了统一的物理框架. 由于难以直接观测行星内部, 数值模拟成为比较行星学研究的关键手段. 通过将控制地球动力学的基本物理定律应用于地外行星, 并调整初始条件、物理参数 (如尺寸、热状态、流变学) 和边界条件, 我们得以在统一的框架下探究行

星演化轨迹分异的根本原因. 本节将聚焦计算地球动力学在理解行星构造体制、内部结构、热演化与磁场生灭等核心问题上的应用, 展示其在揭示类地行星乃至系外行星演化规律中的核心作用.

3.1 类地行星内部结构与演化的数值模拟研究

地球、火星、金星和水星尽管同为类地行星, 却展现出从活跃的移动盖层 (板块构造) 到停滞盖层的巨大差异. 计算地球动力学最显著的成果之一, 是揭示了类地行星地幔对流 (地表构造) 的可能模式及控制因素 (图 3; 2.4 节). 通过调整屈服应力、对流强度、岩浆喷出/侵入效率等关键参数, 模型可以系统地再现多种对流体制. 这一理论框架为理解行星演化路径的多样性及地球板块构造的独特性奠定了基石. 它指出, 目前地球处于活动盖层中的板块构造对流体制, 金星处于间歇盖层对流体制, 而火星、水星及月球则处于停滞盖层构造体制 (Lenardic, 2018). 需要指出的是, 关于类地行星构造体制的归属, 以及初始条件与随机因素对构造体制的影响, 目前仍处于持续探索中 (Lyu et al., 2025).

岩石流变性是控制地幔对流、地表构造模式及类地行星热化学演化的最重要物理量. 通过结合地表地球物理观测 (重力场、动力地形、冰后回弹时序响应等) 与地震学层析成像推测的地下内部结构, 地球动力学家在过去的数十年间对地球内部的黏度结构进行了广泛的约束 (Hager, 1984; Mitrovica and Forte, 2004; Rudolph et al., 2015; Yang and Gurnis, 2016). 对于类地行星, 早期尝试主要依赖重力场、地形等间接约束. 例如, Steinberger 等 (2010) 以重力谱、地形与火山分布为约束, 联合矿物物理实验, 在没有地震层析成像的情况下, 使用地幔对流模拟约束了火星及金星内部的径向 1D 黏度、密度及温度剖面, 并结合随机密度模型, 推测了火星及金星内部密度的横向变化. 其指出, 金星的长波长地形主要由地幔对流产生的动力地形支撑, 且其 2~4 阶地幔密度异常远小于地球; 而火星地幔密度结构以 2 阶为主. 需要指出的是, 受限于数据与方法, 该研究得到的 1D 黏度只在相对变化上有意义, 而非实际的绝对黏度值.

由于数据的匮乏, 对类地行星地幔黏度的反演进展一直缓慢. 近期 Broquet 等 (2025) 通过分析火星古冰川的均衡调整数据, 约束了其内部黏度结构, 发现火星地幔黏度远高于地球, 其在 500 km

深度以下对流地幔中达到了 $(2\sim6)\times 10^{22}$ Pa·s 的高值. 这一高黏度特征与火星长期处于停滞盖层、岩石圈缺乏大规模水平运动和俯冲的观测一致, 同时也为陨石所揭示的火星地幔强烈不均一性提供了动力学解释 (Day et al., 2018).

另一个有趣的进展在于火星长英质地壳的研究. 如前所述, 地球是唯一被认为存在大陆地壳的类地行星. 其他类地行星很少观测到形成大陆所需的长英质岩石 (Wray et al., 2013). 早期, InSight 团队的地震学研究曾基于火星下地壳生热率低于地表的假设, 排除了其薄壳端元模型 (Knapmeyer-Endrun et al., 2021). 然而, 这一论断可能忽视了类地行星地壳演化路径的差异. 在地球上, 生热率高、密度低的花岗质岩石 (如 TTG) 最初形成于深部, 是通过后期强烈的构造翻转 (如凹陷作用) 和剥蚀才得以出露地表的 (François et al., 2014). 而火星缺乏此类过程, 其深部即便存在长英质岩层, 也难以暴露于浅表. 近期 Lee 等 (2025) 通过求解热传导方程获得了不同时期火壳内部的温度分布. 他们展示了火壳下部很可能存在数千米厚的长英质岩石. 这一深部长英质岩层难以像地球那样出露到浅表, 不易被直接观测. 对这一假说的验证, 将切实增进地球和类地行星的比较联系.

虽然质量和半径与地球相近, 但金星表面缺乏板块构造证据. 数值模拟研究 (Moresi and Solomatov, 1998; Uppalapati et al., 2020) 提出金星高温、干燥条件下 (Constantinou et al., 2025) 的高摩擦系数 (高屈服应力) 可能导致其岩石圈的灾难性的幕式翻转 (episodic lid overturn, 也即间歇盖层) 机制 (图 3), 即地幔对流在长时间停滞后突然触发全球性地壳翻转. Huang 等 (2013) 通过结合数值模拟与金星地表地形和重力场特征进一步认为, 金星无地球式软流圈, 这可能也是金星没有板块构造的重要原因. 值得注意的是, 虽然金星缺乏全球联通的板块构造系统, 近期基于数值模拟和地表地形的对比研究发现, 金星一些冠状结构之下存在由地幔热柱所导致的局部俯冲 (Gülcher et al., 2020). 这一现象为理解地球早期的构造模式提供了启发: 地球太古宙可能也存在类似的局部、间歇式俯冲, 而非一开始就拥有全球统一的板块构造体系.

太阳系中最小的类地行星——水星——是停滞盖层对流模式的极端例子. 水星异常巨大的铁核 (约占半径的 83%) 和仅约 400 km 厚的硅酸盐地幔 (Smith et al., 2012), 使得其内部对流被极大地

抑制. 计算模型表明, 这种结构必然导致其长期处于一种极端的停滞盖层模式, 地表构造活动微弱 (Grott et al., 2011).

除构造体制的多样性外, 计算地球动力学在揭示行星体早期演化与不对称结构方面也发挥了关键作用. 通过将数值模拟与观测数据紧密结合, 研究者尝试揭示了从月球形成、岩浆洋结晶、到地幔翻转、不对称表面特征 (如月海分布、成分不对称) 和火山活动形成的一幅连贯图景. 其中, Zhang 等 (2021) 通过联合冲击物理模拟和地幔对流模拟, 解释了月球正反两面的成分不对称性 (如月海玄武岩、钛和 KREEP 的分布差异), 并重现了 SPA 盆地形成 (约 4.2—4.3 Ga) 后的热化学过程. Yuan 等 (2023) 进一步通过高分辨率流体动力学模拟、热演化建模和地幔对流模拟发现, 月球形成的巨型撞击中, 月球形成撞击体忒伊亚 (Theia) 的部分地幔物质可进入原始地球固态下地幔, 这可能是地球下地幔大型低速省 (LLVPs) 的起源.

关于火星最显著的地表特征——地形南北二分性 (dichotomy) 及占火星表面 1/4 面积的塔西斯 (Tharsis) 高原的形成机理, 前人通过计算地球动力学模拟, 也取得了重要进展. 根据二分性边界的椭圆形状, 前人指出火星南北二分性形成于巨型天体撞击 (Andrews-Hanna et al., 2008). 然而, 单纯撞击模型难以完全解释现今观测到的 ~26 km 地壳厚度差异; 也无法解释为何塔尔西斯隆起恰好位于二分性边界上. 为此, Citron 等 (2018) 通过三维地幔对流模拟, 提出了二分性形成的混合模型: 北半球巨型撞击产生初始地壳厚度与成分不对称, 随后南部厚地壳的隔热效应与产热元素富集共同诱发一阶地幔对流, 进一步增厚南部地壳并形成强磁异常. Roberts 和 Zhong (2007) 则通过计算揭示, 二分性形成后, 其自身厚度差异即可驱动真极移, 使二分性边界转为南北向并位于赤道, 并指出塔尔西斯并非真极移的主要驱动因素. Zhong (2009) 进一步通过三维球壳地幔对流模拟发现, 火星二分性形成后, 南部高地的高黏度熔残残余物可与地幔柱相互作用, 驱动岩石圈相对地幔旋转, 从而解释了塔尔西斯火山活动从南半球高地向二分性边界迁移的时空演化规律. 针对火星的地震活动性, Plesa 等 (2018) 通过三维热演化模型进行了约束, 该结果与 InSight 任务之后的观测一致 (Plesa et al., 2022).

3.2 对行星磁场的制约及系外超级地球研究拓展

行星磁场是地球之所以成为目前已知唯一的生

命绿洲的重要原因之一. 行星磁场的命运与其内部冷却历史息息相关. 地幔对流的效率直接控制了地核的热流 (Tackley, 2012), 从而决定了液态外核能否维持产生磁场所需的对流 (即地磁发电机). 数值模拟显示, 解释 InSight 观测到的火星地幔平均温度需要高的活化能 (Murphy and King, 2024), 而高的活化能会显著抑制火星的地幔对流, 产生巨厚岩石圈, 并因此降低 CMB (核幔边界) 热流, 导致火核对流不足以驱动地磁发电机形成 (Li and Kiefer, 2007). 这可能解释了火星 40 亿年来没有磁场的原因. 弱地幔对流导致的低地表热流, 阻碍地磁发电机的形成, 也可以用于解释金星地磁场的缺乏 (Nimmo, 2002).

我们的太阳系中没有质量大于地球的类地行星. 然而, 随着观测技术的进步, 研究人员发现, 在目前已探测到的系外行星中, 超级地球是最常见的种群 (Dorn et al., 2018). 所谓超级地球, 指质量大于地球且小于 10 倍地球质量的类地行星 (van Heck and Tackley, 2011). 由于超级地球的广泛存在及更易观测, 对它们的研究有助于我们理解类地行星形成与演化规律, 并最终助力寻找地外生命迹象. van Heck 和 Tackley (2011) 通过联合标度分析 (scaling laws) 与地幔对流数值模拟, 将计算地球动力学的应用范围拓展至对这些系外行星. 他们探究了行星大小、加热模式 (基底加热 / 内部加热) 及屈服应力特性对超级地球板块构造可能性的影响. 这为超级地球是否存在板块构造这一核心问题提供了初步解答.

4 结论与未来展望

4.1 结 论

综上所述, 经过数十年的发展, 计算地球动力学已从早期以定性机理探索为主的辅助工具, 成长为融合多源观测、耦合多物理过程、驱动地球与行星内部过程定量认知的核心研究手段. 本文系统梳理了其理论基础与核心数值方法, 并评述了其在地球内部动力学与行星内部过程研究中的进展. 主要结论如下.

(1) 数值方法与理论基础日趋成熟. 有限差分法、有限元法与有限体积法三大主流数值方法各具优势, 共同支撑了从全球地幔对流到局部构造变形等不同尺度问题的模拟. 复杂系统控制方程与本构

关系的持续完善, 特别是多物理场耦合的引入, 使模型能够更真实地刻画岩石圈弱化、板块边界形成以及熔流体-固体相互作用等一系列复杂动力学行为, 并具备多维度定性及定量预测的能力. 这为统一解释多学科数据、不同区域、不同行星、不同时刻的物理过程提供了关键支撑.

(2) 地球内部动力学的数据驱动与多物理场模拟. 伴随法与序列数据同化技术的系统引入, 使得地幔对流模型能够同化板块运动历史, 并与地震层析成像等多源观测一致, 实现了对地幔四维时空演化的定量重建. 与此同时, 晶粒尺寸演化、二相流、公里级全球分辨率模拟、黏弹塑性地震周期等精细化物理过程的融入, 使模型得以再现岩石圈自发产生并维持板块边界的过程, 以及岩浆的生成、运移与侵位过程, 并实现了从秒级地震到百万年构造演化的跨尺度统一描述. 深部—地表跨圈层耦合模拟的发展, 进一步揭示了地幔对流与地表气候间的相互作用.

(3) 早期地球及类地行星的统一演化框架. 数值模拟揭示了早期地球在更高地幔温度条件下可能存在的多种构造体制, 包括热管地球、深成-柔性盖层以及间歇盖层等, 并表明板块构造的形成并非一蹴而就, 而是经历了从局部、幕式俯冲向全球性板块网络转变的长期渐进过程. 对克拉通根与穹脊构造形成机制的研究, 深化了对前板块构造体制下壳-幔相互作用机制的认识. 通过将地球动力学模型拓展至水星、金星、火星及月球, 研究者系统揭示了构造体制 (移动盖层-停滞盖层-间歇盖层) 与行星尺寸、热状态、流变性及岩浆活动效率之间的内在关联. 通过对地幔对流效率的限定, 研究者解释了行星磁场的生灭及行星内部不均匀性的起源.

4.2 未来展望

尽管计算地球动力学在理论发展与应用拓展上取得了上述显著进展, 但一些根本性的瓶颈仍在制约着我们从定性机理探索走向定量系统认知. 这些瓶颈既体现在对观测数据的拟合能力上, 也体现在复杂物理过程的可检验性和计算方法本身面临的约束上. 未来 5~10 年, 领域需要直面并攻克这些长期存在却未得到足够重视的瓶颈.

(1) 数据同化的多观测联合约束与动力学自洽性. 如 2.1 节所述, 伴随法与序列数据同化技术的引入, 使得地幔对流模型能够同化板块运动历史, 并再现与地震层析成像大尺度结构相吻合的现今温

度场. 然而, 这类模型采用的流变性往往比较简单, 且在拟合长波长大地水准面时存在显著误差. 这一偏差可能来源于流变性假设过于简化 (如普遍采用牛顿黏性), 或者化学组分与相变效应的贡献未被充分考虑. 虽然具体根源尚不明确, 但它意味着现今数据同化模型给出的地幔密度或者流变学结构与实际不一致. 未来应发展能够包含更真实流变性等物理参数、同时拟合多种观测类型 (层析成像、大地水准面、动力地形) 的联合反演框架, 迫使模型在多约束下达到真正的动力学自洽.

(2) 复杂物理过程的可检验性. 如前文 2.2 节所述, 晶粒演化、二相流、化学反应等复杂过程的引入, 极大提升了模型的物理真实性. 然而, 这些复杂过程的矿物物理参数仍存在高度不确定性, 且缺乏直接观测手段对模型结果进行独立验证. 以晶粒演化为例, 其本构关系中的晶粒生长指数、损伤耦合强度等关键参数存在很大的不确定性, 且地幔晶粒空间分布至今仍难以通过地球物理方法进行约束. 这使得这些复杂模型的可靠性难以被检验: 我们可以在模型中加入晶粒演化, 却难以判断模拟出的晶粒尺度分布是否接近真实情况, 也无法独立验证其在实际地球上, 对板块边界形成是否真的起到决定性作用. 未来需要计算地球动力学与矿物物理、实验岩石学、多种观测学科进行更深度的协同, 以扎实推进对地球动力学过程的理解和量化建模.

(3) 长时间、多尺度、高分辨率模拟的算法创新. 如 2.2 节所述, Stadler 等 (2010) 基于并行自适应网格技术首次在全球地幔流动模拟中实现板块边界处公里级分辨率, 但该模型仅能计算单个时间步的稳态流场, 且无法合理计算地表地形及重力场. 与此相对, 黏弹塑性地震周期模型, 实现了从秒级地震到百万年构造演化的跨尺度模拟, 但主要局限于二维, 三维模型的计算量仍远超当前常规计算资源. 未来数值算法的开发需持续向前, 包括高效的自适应网格技术以解决从大尺度对流到局部断层跨越的巨大尺度差异; 稳健高效的非线性求解器以处理岩石破坏、二相流等强非线性问题; 以及高性能计算技术的优化等.

(4) 反演问题与方法的日益重要. 传统计算地球动力学研究多针对框架性科学问题, 通过设计少数关键数值实验进行机理探索. 随着对多圈层耦合系统认识的深入以及自洽数据同化框架的发展, 反演问题将变得愈发重要. 类似于反演在地震学中的重要作用, 未来有望更多地通过反演方法直接约束

模型参数 (如黏度结构、初始条件、热化学场分布), 进而定量确定地球内部的四维热化学状态演化历史. 人工智能与机器学习与计算地球动力学的结合前景广阔. 目前机器学习在地球动力学中的应用主要以数据挖掘为主, 未来有望通过对物理信息神经网络 (physics-informed neural networks, PINNs) 等方法的优化来增强反演能力, 开辟新的研究工具.

致谢

作者感谢陈林研究员邀稿, 感谢三位评审人及编辑的认真评审与富有建设性的建议.

References

- Alisic L, Gurnis M, Stadler G, et al. 2012. Multi-scale dynamics and rheology of mantle flow with plates[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117: 2012JB009234.
- Anderson D L. 1995. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere[J]. *Reviews of Geophysics*, 33: 125-149.
- Andrews-Hanna J, Zuber M, Banerdt W. 2008. The Borealis Basin and the origin of the Martian crustal dichotomy[J]. *Nature*, 453(7199): 1212-1215.
- Austin N J, Evans B. 2007. Paleowattmeters: A scaling relation for dynamically recrystallized grain size[J]. *Geology*, 35: 343-346.
- Beall A P, Moresi L, Cooper C M. 2018. Formation of cratonic lithosphere during the initiation of plate tectonics[J]. *Geology*, 46: 487-490.
- Beaumont C, Fullsack P, Hamilton J. 1994. Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere[J]. *Tectonophysics*, 232: 119-132.
- Bercovici D. 1998. Generation of plate tectonics from lithosphere-mantle flow and void-volatile self-lubrication[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 154: 139-151.
- Bercovici D. 2003. The generation of plate tectonics from mantle convection[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 107-121.
- Bercovici D, Ricard Y. 2014. Plate tectonics, damage and inheritance[J]. *Nature*, 508: 513-516.
- Bercovici D, Tackley P J, Ricard Y. 2015. The Generation of Plate Tectonics from Mantle Dynamics[M]. Schubert G. Treatise on Geophysics. Amsterdam: Elsevier: 7: 71-318. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00135-4>
- Bessat A, Duretz T, Hetényi G, et al. 2020. Stress and deformation mechanisms at a subduction zone: Insights from 2-D thermomechanical numerical modelling[J]. *Geophysical Journal International*, 221: 1605-1625.
- Bower D J, Gurnis M, Flament N. 2015. Assimilating lithosphere and slab history in 4-D Earth models[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 238: 8-22.
- Braun J. 2010. The many surface expressions of mantle dynamics[J]. *Nature Geoscience*, 3: 825-833.

- Brooks A N, Hughes T J R. 1982. Streamline upwind/Petrov-Galerkin formulations for convection dominated flows with particular emphasis on the incompressible Navier-Stokes equations[J]. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 32: 199-259.
- Broquet A, Plesa A-C, Klemann V, et al. 2025. Glacial isostatic adjustment reveals Mars's interior viscosity structure[J]. *Nature*, 639: 109-113.
- Bunge H-P, Richards M A, Lithgow-Bertelloni C, et al. 1998. Time scales and heterogeneous structure in geodynamic Earth models[J]. *Science*, 280: 91-95.
- Bunge H-P, Richards M A, Baumgardner J R. 2002. Mantle-circulation models with sequential data assimilation: Inferring present-day mantle structure from plate-motion histories[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360: 2545-2567. <https://doi.org/10.1098/rsta.2002.1080>
- Bunge H-P, Hagelberg C R, Travis B J. 2003. Mantle circulation models with variational data assimilation: Inferring past mantle flow and structure from plate motion histories and seismic tomography[J]. *Geophysical Journal International*, 152: 280-301.
- Burov E, Cloetingh S. 1997. Erosion and rift dynamics: New thermo-mechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150: 7-26.
- Burov E, Poliakov A. 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106: 16461-16481.
- Cacace M, Scheck-Wenderoth M. 2016. Why intracontinental basins subside longer: 3-D feedback effects of lithospheric cooling and sedimentation on the flexural strength of the lithosphere[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121: 3742-3761.
- Cao Z B, Liu L J. 2026. Progress and prospects of numerical modeling in geodynamics[J]. *Science China Earth Sciences*, 56(3): 903-927.
- Capitanio F A, Nebel O, Cawood P A. 2020. Thermochemical lithosphere differentiation and the origin of cratonic mantle[J]. *Nature*, 588: 89-94.
- Cawood P A, Hawkesworth C J, Pisarevsky S A, et al. 2018. Geological archive of the onset of plate tectonics[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376(2132): 20170405.
- Christensen U R, Yuen D A. 1985. Layered convection induced by phase transitions[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90: 10291-10300.
- Citron R I, Manga M, Tan E. 2018. A hybrid origin of the Martian crustal dichotomy: Degree-1 convection antipodal to a giant impact[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 491: 58-66.
- Connolly J A D, Podladchikov Y Y. 2004. Fluid flow in compressive tectonic settings: Implications for midcrustal seismic reflectors and downward fluid migration[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109: 2003JB002822.
- Constantinou T, Shorttle O, Rimmer P B. 2025. A dry Venusian interior constrained by atmospheric chemistry[J]. *Nature Astronomy*, 9: 189-198.
- Cramer F, Schmeling H, Golabek G J, et al. 2012. A comparison of numerical surface topography calculations in geodynamic modelling: An evaluation of the 'sticky air' method[J]. *Geophysical Journal International*, 189: 38-54.
- Day J M D, Tait K T, Udry A, et al. 2018. Martian magmatism from plume metasomatized mantle[J]. *Nature Communications*, 9: 4799.
- Dorn C, Noack L, Rozel A B. 2018. Outgassing on stagnant-lid super-Earths[J]. *Astronomy & Astrophysics*, 614: A18.
- Driscoll P, Bercovici D. 2013. Divergent evolution of Earth and Venus: Influence of degassing, tectonics, and magnetic fields[J]. *Icarus*, 226: 1447-1464.
- Duretz T, Gerya T V, May D A. 2011. Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response[J]. *Tectonophysics*, 502: 244-256.
- Farrington R J, Moresi L-N, Capitanio F A. 2014. The role of viscoelasticity in subducting plates[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15: 4291-4304.
- Flament N, Gurnis M, Williams S, et al. 2014. Topographic asymmetry of the South Atlantic from global models of mantle flow and lithospheric stretching[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 387: 107-119.
- Forsyth D, Uyeda S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion[J]. *Geophysical Journal International*, 43: 163-200.
- François C, Philippot P, Rey P, Rubatto D. 2014. Burial and exhumation during Archean sagduction in the East Pilbara Granite-Greenstone Terrane[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 396: 235-251.
- French S W, Romanowicz B. 2015. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots[J]. *Nature*, 525: 95-99.
- Garel F, Goes S, Davies D R, et al. 2014. Interaction of subducted slabs with the mantle transition-zone: A regime diagram from 2-D thermo-mechanical models with a mobile trench and an overriding plate[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(10): 3930-3949.
- Gerbault M, Burov E B, Poliakov A N B, Daignières M. 1999. Do faults trigger folding in the lithosphere?[J]. *Geophysical Research Letters*, 26: 271-274.
- Gerya T. 2019a. Introduction to Numerical Geodynamic Modelling (2nd ed)[M]. Cambridge (UK): Cambridge University Press.
- Gerya T. 2019b. Geodynamics of the early Earth: Quest for the missing paradigm[J]. *Geology*, 47: 1006-1007.
- Gerya T V, Yuen D A. 2003a. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140: 293-318.
- Gerya T V, Yuen D A. 2003b. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel 'cold plumes' at subduction zones[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 47-62.
- Gerya T V, Yuen D A. 2007. Robust characteristics method for modeling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 163: 83-105.
- Gerya T V, Stern R J, Baes M, et al. 2015. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation[J]. *Nature*, 527:

- 221-225.
- Gerya T V, Bercovici D, Becker T W. 2021. Dynamic slab segmentation due to brittle-ductile damage in the outer rise[J]. *Nature*, 599: 245-250.
- Gou Y, Liu M. 2026. Archean dome-and-keel structures indicate local thermal anomalies[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 138(3-4): 1634-1650.
- Grott M, Breuer D, Laneuville M. 2011. Thermo-chemical evolution and global contraction of mercury[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 307: 135-146.
- Gülcher A J P, Gerya T V, Montési L G J, Munch J. 2020. Corona structures driven by plume-lithosphere interactions and evidence for ongoing plume activity on Venus[J]. *Nature Geoscience*, 13: 547-554.
- Gurnis M, Turner M, Zahirovic S, et al. 2012. Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates[J]. *Computers & Geosciences*, 38: 35-42.
- Gurnis M, Yang T, Cannon J, et al. 2018. Global tectonic reconstructions with continuously deforming and evolving rigid plates[J]. *Computers & Geosciences*, 116: 32-41.
- Hager B H, O'Connell R J. 1978. Subduction zone dip angles and flow driven by plate motion[J]. *Tectonophysics*, 50: 111-133.
- Hager B H. 1984. Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89: 6003-6015.
- Hall C E, Gurnis M, Sdrolias M, et al. 2003. Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 15-30.
- Hassan R, Müller R D, Gurnis M, et al. 2016. A rapid burst in hotspot motion through the interaction of tectonics and deep mantle flow[J]. *Nature*, 533: 239-242.
- Heister T, Dannberg J, Gassmüller R, Bangerth W. 2017. High accuracy mantle convection simulation through modern numerical methods – II: Realistic models and problems[J]. *Geophysical Journal International*, 210: 833-851.
- Herzberg C, Condie K, Korenaga J. 2010. Thermal history of the Earth and its petrological expression[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 292: 79-88.
- Hirth G, Kohlstedt D. 2003. Rheology of the Upper Mantle and the Mantle Wedge: A View from the Experimentalists[M]//Eiler J. *Geophysical Monograph Series*. Washington D C: American Geophysical Union: 83-105. <https://doi.org/10.1029/138GM06>
- Hou Z, Liu L, Zhang H, et al. 2024. Cenozoic eastward growth of the Tibetan Plateau controlled by tearing of the Indian slab[J]. *Nature Geoscience*, 17: 255-263.
- Hu J, Gurnis M, Rudi J, et al. 2022. Dynamics of the abrupt change in Pacific Plate motion around 50 million years ago[J]. *Nature Geoscience*, 15: 74-78.
- Huang J, Zhong S. 2005. Sublithospheric small-scale convection and its implications for the residual topography at old ocean basins and the plate model[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5): B05404.
- Huang J, Yang A, Zhong S. 2013. Constraints of the topography, gravity and volcanism on Venusian mantle dynamics and generation of plate tectonics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 362: 207-214.
- Hughes T J R. 2000. *The Finite Element Method: Linear Static and Dynamic Finite Element Analysis*[M]. New York: Dover Publications.
- Huismans R S, Podladchikov Y Y, Cloetingh S. 2001. Transition from passive to active rifting: Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106: 11271-11291.
- Huismans R S, Beaumont C. 2003. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108: 2496.
- Ismail-Zadeh A, Tackley P. 2010. *Computational Methods for Geodynamics*[M]. Cambridge(UK): Cambridge University Press.
- Karato S, Wu P. 1993. Rheology of the upper mantle: A synthesis[J]. *Science*, 260: 771-778.
- Karato S. 2010. Rheology of the Earth's mantle: A historical review[J]. *Gondwana Research*, 18: 17-45.
- Katayama I, Karato S. 2008. Low-temperature, high-stress deformation of olivine under water-saturated conditions[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168: 125-133.
- Katz R F. 2010. Porosity-driven convection and asymmetry beneath mid-ocean ridges[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11: Q0AC07.
- Kaus B J P, Steedman C, Becker T W. 2008. From passive continental margin to mountain belt: Insights from analytical and numerical models and application to Taiwan[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171: 235-251.
- Keller T, May D A, Kaus B J P. 2013. Numerical modelling of magma dynamics coupled to tectonic deformation of lithosphere and crust[J]. *Geophysical Journal International*, 195: 1406-1442.
- King S D. 1995. The viscosity structure of the mantle[J]. *Reviews of Geophysics*, 33: 11-17.
- Knapmeyer-Endrun B, Panning M P, Bissig F, et al. 2021. Thickness and structure of the Martian crust from InSight seismic data[J]. *Science*, 373: 438-443.
- Koppers A A P, Becker T W, Jackson M G, et al. 2021. Mantle plumes and their role in Earth processes[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2: 382-401.
- Korenaga J. 2005. Firm mantle plumes and the nature of the core-mantle boundary region[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 232: 29-37.
- Lee C-T, Keller D, Dasgupta R, et al. 2025. Crustal thickness effects on chemical differentiation and hydrology on Mars[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 651: 119155.
- Lenardic A. 2018. The diversity of tectonic modes and thoughts about transitions between them[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376: 20170416.
- Leng W, Zhong S. 2008. Viscous heating, adiabatic heating and energetic consistency in compressible mantle convection[J]. *Geophysical Journal International*, 173: 693-702.
- Leng W, Gurnis M, Asimow P. 2012. From basalts to boninites: The geodynamics of volcanic expression during induced subduction ini-

- tiation[J]. *Lithosphere*, 4: 511-523.
- Li Q, Kiefer W S. 2007. Mantle convection and magma production on present-day Mars: Effects of temperature-dependent rheology[J]. *Geophysical Research Letters*, 34: 2007GL030544.
- Li Z, Gerya TV. 2009. Polyphase formation and exhumation of high- to ultrahigh-pressure rocks in continental subduction zone: Numerical modeling and application to the Sulu ultrahigh-pressure terrane in eastern China[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114: B09406.
- Lithgow-Bertelloni C, Richards M A. 1998. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions[J]. *Reviews of Geophysics*, 36: 27-78.
- Liu L, Gurnis M. 2008. Simultaneous inversion of mantle properties and initial conditions using an adjoint of mantle convection[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113: B08405.
- Liu L, Spasojević S, Gurnis M. 2008. Reconstructing farallon plate subduction beneath North America back to the Late Cretaceous[J]. *Science*, 322: 934-938.
- Liu Y, Yang T, Wang K, et al. 2024. Influence of grain size evolution on mantle plume and LLSVP dynamics[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 25: e2024GC011807.
- Lourenço D L, Rozel A B, Ballmer M D, Tackley P J. 2020. Plutonic-squishy lid: A new global tectonic regime generated by intrusive magmatism on Earth-like planets[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21: e2019GC008756.
- Lyu T, Ballmer M D, Li Z-H, et al. 2025. Dissecting the puzzle of tectonic lid regimes in terrestrial planets[J]. *Nature Communications*, 16: 10037.
- Malvern L E. 1969. Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium[M]. New Jersey: Prentice-Hall, Inc.
- Mansour J, Giordani J, Moresi L, et al. 2020. Underworld2: Python geodynamics modelling for desktop, HPC and cloud[J]. *Journal of Open Source Software*, 5: 1797.
- McKenzie D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- McKenzie D. 1984. The generation and compaction of partially molten rock[J]. *Journal of Petrology*, 25: 713-765.
- McNamara A K, Karato S-I, van Keken P E. 2001. Localization of dislocation creep in the lower mantle: Implications for the origin of seismic anisotropy[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 191: 85-99.
- McNamara A K, Zhong S. 2004. Thermochemical structures within a spherical mantle: Superplumes or piles?[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109: B07402.
- McNamara A K, Zhong S. 2005. Thermochemical structures beneath Africa and the Pacific Ocean[J]. *Nature*, 437: 1136-1139.
- Mitrovica J X, Forte A M. 2004. A new inference of mantle viscosity based upon joint inversion of convection and glacial isostatic adjustment data[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 225: 177-189.
- Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, et al. 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle[J]. *Science*, 303: 338-343.
- Moore W B, Webb A A G. 2013. Heat-pipe Earth[J]. *Nature*, 501: 501-505.
- Moresi L, Zhong S, Gurnis M. 1996. The accuracy of finite element solutions of Stokes's flow with strongly varying viscosity[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 97: 83-94.
- Moresi L, Solomatov V. 1998. Mantle convection with a brittle lithosphere: Thoughts on the global tectonic styles of the Earth and Venus[J]. *Geophysical Journal International*, 133: 669-682.
- Moresi L, Dufour F, Mühlhaus H-B. 2002. Mantle convection modeling with viscoelastic/brittle lithosphere: Numerical methodology and plate tectonic modeling[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 159: 2335-2356.
- Moresi L, Dufour F, Mühlhaus H-B. 2003. A lagrangian integration point finite element method for large deformation modeling of viscoelastic geomaterials[J]. *Journal of Computational Physics*, 184: 476-497.
- Moyen J-F, van Hunen J. 2012. Short-term episodicity of Archaean plate tectonics[J]. *Geology*, 40: 451-454.
- Müller R D, Cannon J, Qin X, et al. 2018. GPlates: Building a virtual Earth through deep time[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19: 2243-2261.
- Müller R D, Záhrović S, Williams S E, et al. 2019. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic[J]. *Tectonics*, 38: 1884-1907.
- Mulyukova E, Bercovici D. 2020. Mantle Convection in Terrestrial Planets[M]// Oxford Research Encyclopedia of Planetary Science. Oxford: Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190647926.013.109>
- Murphy J P, King S D. 2024. Reconciling Mars InSight results, geoid, and melt evolution with 3D spherical models of convection[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 129: e2023JE008143.
- Nimmo F. 2002. Why does Venus lack a magnetic field?[J]. *Geology*, 30: 987-990.
- O'Neill C, Müller D, Steinberger B. 2005. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6: Q04003.
- O'Neill C, Turner S, Rushmer T. 2018. The inception of plate tectonics: A record of failure[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376: 20170414.
- Parsons B, Sclater J G. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age[J]. *Journal of Geophysical Research*, 82: 803-827.
- Patočka V, Čížková H, Tackley P. 2019. Do elasticity and a free surface affect lithospheric stresses caused by upper-mantle convection?[J]. *Geophysical Journal International*, 216: 1740-1760.
- Pearson D G, Scott J M, Liu J, et al. 2021. Deep continental roots and cratons[J]. *Nature*, 596: 199-210.
- Peng D, Liu L, Hu J, et al. 2021. Formation of East Asian stagnant slabs due to a pressure-driven Cenozoic mantle wind following Mesozoic subduction[J]. *Geophysical Research Letters*, 48: e2021GL094638.
- Plesa A, Wiczeorek M, Knapmeyer M, et al. 2022. Interior Dynamics and Thermal Evolution of Mars—a Geodynamic Perspective[M]// Advances in Geophysics. Amsterdam: Elsevier: 179-230. doi:

- 10.1016/bs.agph.2022.07.005.
- Plesa A-C, Knapmeyer M, Golombek M P, et al. 2018. Present-day Mars' seismicity predicted from 3-D thermal evolution models of interior dynamics[J]. *Geophysical Research Letters*, 45: 2580-2589.
- Poirier J-P. 2000. Introduction to the Physics of the Earth's Interior (2nd ed)[M]. Cambridge (UK): Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139164467>
- Rey P F, Coltice N, Flament N. 2014. Spreading continents kick-started plate tectonics[J]. *Nature*, 513: 405-408.
- Ricard Y, Richards M, Lithgow-Bertelloni C, Stunff Y L. 1993. A geodynamic model of mantle density heterogeneity[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98: 21895-21909.
- Ritsema J, Deuss A, van Heijst H J, Woodhouse J H. 2011. S40RTS: A degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements[J]. *Geophysical Journal International*, 184: 1223-1236.
- Roberts J H, Zhong S. 2007. The cause for the north-south orientation of the crustal dichotomy and the equatorial location of Tharsis on Mars[J]. *Icarus*, 190: 24-31.
- Rudolph M L, Lekić V, Lithgow-Bertelloni C. 2015. Viscosity jump in Earth's mid-mantle[J]. *Science*, 350: 1349-1352.
- Schubert G, Turcotte D L, Olson P. 2001. Mantle Convection in the Earth and Planets[M]. Cambridge (UK): Cambridge University Press.
- Shearer P M. 2019. Introduction to Seismology (3rd ed)[M]. Cambridge (UK): Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316877111>
- Sizova E, Gerya T, Stüwe K, Brown M. 2015. Generation of felsic crust in the Archean: A geodynamic modeling perspective[J]. *Precambrian Research*, 271: 198-224.
- Smith D E, Zuber M T, Phillips R J, et al. 2012. Gravity field and internal structure of Mercury from MESSENGER[J]. *Science*, 336: 214-217.
- Sobolev S V, Muldashev I A. 2017. Modeling seismic cycles of great megathrust earthquakes across the scales with focus at postseismic phase[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18: 4387-4408.
- Sobolev S V, Brown M. 2019. Surface erosion events controlled the evolution of plate tectonics on Earth[J]. *Nature*, 570: 52-57.
- Solomatov V S, Reese C C. 2008. Grain size variations in the Earth's mantle and the evolution of primordial chemical heterogeneities[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113: B07408.
- Spencer A J M. 2004. Continuum Mechanics[M]. New York: Dover Publications.
- Stadler G, Gurnis M, Burstedde C, et al. 2010. The dynamics of plate tectonics and mantle flow: From local to global scales[J]. *Science*, 329: 1033-1038.
- Stein C, Schmalzl J, Hansen U. 2004. The effect of rheological parameters on plate behaviour in a self-consistent model of mantle convection[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 142: 225-255.
- Steinberger B, Werner S C, Torsvik T H. 2010. Deep versus shallow origin of gravity anomalies, topography and volcanism on Earth, Venus and Mars[J]. *Icarus*, 207: 564-577.
- Sternai P. 2020. Surface processes forcing on extensional rock melting[J]. *Scientific Reports*, 10: 7711.
- Tackley P J. 2000. Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(9): 1-26.
- Tackley P J, King S D. 2003. Testing the tracer ratio method for modeling active compositional fields in mantle convection simulations[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4: Q08302.
- Tackley P J. 2008. Modelling compressible mantle convection with large viscosity contrasts in a three-dimensional spherical shell using the yin-yang grid[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171: 7-18.
- Tackley P J. 2012. Dynamics and evolution of the deep mantle resulting from thermal, chemical, phase and melting effects[J]. *Earth-Science Reviews*, 110: 1-25.
- Turcotte D L, Schubert G. 2014. Geodynamics[M]. Cambridge (UK): Cambridge University Press.
- Uppalapati S, Rolf T, Cramer F, Werner S C. 2020. Dynamics of lithospheric overturns and implications for Venus's surface[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 125: e2019JE006258.
- van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography[J]. *Nature*, 386: 578-584.
- van Dinter Y, Gerya T V, Dalguer L A, et al. 2013. The seismic cycle at subduction thrusts: Insights from seismo-thermo-mechanical models[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118: 6183-6202.
- van Heck H J, Tackley P J. 2011. Plate tectonics on super-Earths: Equally or more likely than on Earth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 310: 252-261.
- van Hunen J, Moyen J-F. 2012. Archean subduction: Fact or fiction?[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 195-219.
- van Keken P E, King S D, Schmeling H, et al. 1997. A comparison of methods for the modeling of thermochemical convection[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102: 22477-22495.
- van Keken P E, Currie C, King S D, et al. 2008. A community benchmark for subduction zone modeling[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171: 187-197.
- Van Kranendonk M J. 2011. Cool greenstone drips and the role of partial convective overturn in Barberton Greenstone Belt evolution[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 60: 346-352.
- Wang H, Gurnis M, Skogseid J. 2020. Continent-wide drainage reorganization in North America driven by mantle flow[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 530: 115910.
- Wang M, Shen Z-K. 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125: e2019JB018774.
- Willett S D. 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104: 28957-28981.
- Wilson C R, Spiegelman M, Van Keken P E, Hacker B R. 2014. Fluid flow in subduction zones: The role of solid rheology and compaction pressure[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 401: 261-274.

- Wray J J, Hansen S T, Dufek J, et al. 2013. Prolonged magmatic activity on Mars inferred from the detection of felsic rocks[J]. *Nature Geoscience*, 6: 1013-1017.
- Yang H, Moresi L, Weng H, Giordani J. 2023. Numerical modeling of earthquake cycles based on Navier-Stokes equations with viscoelastic-plasticity rheology[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24: e2023GC010872.
- Yang J, Faccenda M. 2020. Intraplate volcanism originating from upwelling hydrous mantle transition zone[J]. *Nature*, 579: 88-91.
- Yang T, Gurnis M. 2016. Dynamic topography, gravity and the role of lateral viscosity variations from inversion of global mantle flow[J]. *Geophysical Journal International*, 207: 1186-1202.
- Yang T, Gurnis M, Zahirovic S. 2016. Mantle-induced subsidence and compression in SE Asia since the Early Miocene[J]. *Geophysical Research Letters*, 43: 1901-1909.
- Yu C, Yang T, Zhang J, et al. 2022. Coexisting diverse P-T-t paths during Neoproterozoic sagduction: Insights from numerical modeling and applications to the eastern North China Craton[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 586: 117529.
- Yuan Q, Li M, Desch S J, et al. 2023. Moon-forming impactor as a source of Earth's basal mantle anomalies[J]. *Nature*, 623: 95-99.
- Zhang B, Morra G, Yuen D A, et al. 2021. Numerical methods of geodynamics in big data era: Review and outlook[J]. *Reviews of Geophysics and Planetary Physics*, 52(1): 89-105 (in Chinese).
- Zhang N, Zhong S, Leng W, Li Z-X. 2010. A model for the evolution of the Earth's mantle structure since the Early Paleozoic[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6): B06401.
- Zhang N, Zhong S, Flowers R M. 2012. Predicting and testing continental vertical motion histories since the Paleozoic[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318: 426-435.
- Zhang N, Ding M, Zhu M. 2021. Lunar compositional asymmetry explained by mantle overturn following the South Pole-Aitken impact[J]. *Nature Geoscience*, 15(1): 37-41.
- Zhang Y, Zhang N, Tian M, Liu Y. 2025. Solidification and differentiation of a mushy lunar magma ocean: 3D numerical modeling[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 130: e2024JE008532.
- Zhao G C, Zhang G W. 2021. Origin of continents[J]. *Acta Geologica Sinica*, 95(1): 1-19 (in Chinese).
- Zheng Q, Hu J, Gurnis M, et al. 2025. Ongoing India-Eurasia collision predominantly driven by Sumatra-Java slab pull[J]. *Nature Geoscience*, 18: 909-915.
- Zhong S, Watts A B. 2002. Constraints on the dynamics of mantle plumes from uplift of the Hawaiian Islands[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 105-116.
- Zhong S. 2006. Constraints on thermochemical convection of the mantle from plume heat flux, plume excess temperature, and upper mantle temperature[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111: B06406.
- Zhong S, McNamara A, Tan E, et al. 2008. A benchmark study on mantle convection in a 3-D spherical shell using CitcomS[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9: Q10017.
- Zhong S. 2009. Migration of Tharsis volcanism on Mars caused by differential rotation of the lithosphere[J]. *Nature Geoscience*, 2: 19-23.
- Zhong S J, Yuen D A, Moresi L N. 2015. Numerical Methods for Mantle Convection[M]// Schubert G. Treatise on Geophysics (Vol. 7: Mantle Dynamics). Amsterdam: Elsevier: 197-222.

附中文参考文献

- 曹泽斌, 刘丽军. 2026. 地球动力学数值模拟进展与展望[J]. *中国科学: 地球科学*, 56(3): 903-927.
- 张贝, Gabriele Morra, David A. Yuen, 等. 2021. 大数据时代的地球动力学数值计算方法回顾与展望[J]. *地球与行星物理论评*, 52(1): 89-105.
- 赵国春, 张国伟. 2021. 大陆的起源[J]. *地质学报*, 95(1): 1-19.