

Explore the Planet Earth

地球科学前沿报道

2020 · 第3辑



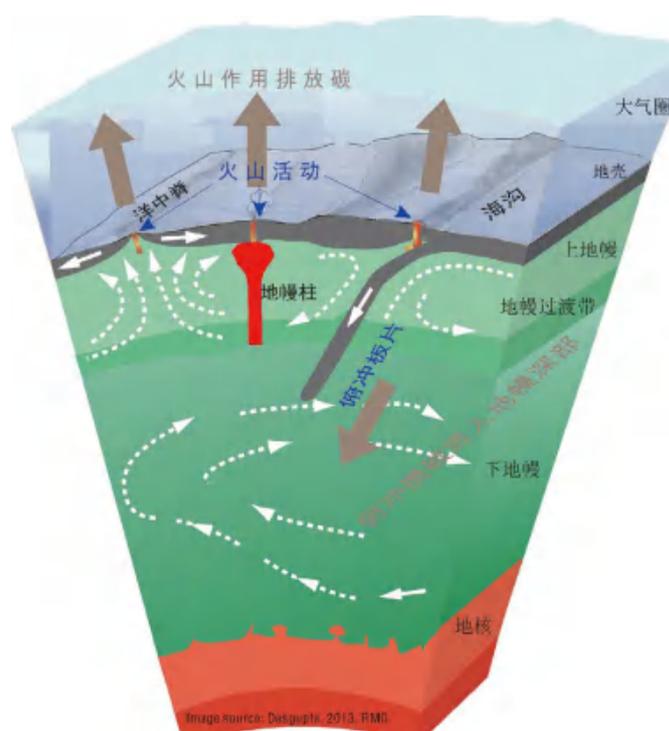
中国科学院地质与地球物理研究所
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS, CHINESE ACADEMY OF SCIENCES



中国科学院前沿科学与教育局
Bureau of Frontier Sciences and Education Chinese Academy of Sciences

地球科学前沿报道

2020 · 第3辑



中国科学院地质与地球物理研究所

目录



1. 地球深部	1
PNAS: 地核及地球的碳含量	2
PNAS: 单颗粒锆石古地磁研究揭示冥古宙地球发电机状态	5
NC: 由古地磁观测和发电机数值模拟推断历史上地磁场的快速变化	10
NG: 地核可能是地球内部最大的氢储库	15
Science: “排序”地震记录揭示核幔边界的散射全景图	19
PNAS: 下地幔稳定存在超富水斯石英	22
NREE: 地球深部地幔弹性性质的实验进展	24
Nature: 克拉通岩石圈地幔的成因模型	31
NG: 深部地幔的二元性 (Double-dealing deep Earth)	34
Nature: 内陆火山可能起源于湿的地幔过渡带	38
2. 板块构造	42
NC: Jack Hills 锆石微量元素反演早期地壳组成	43
NC: 最古老锆石结晶自安山质熔体——板块构造起始于冥古宙的证据?	46
PNAS: 地球地壳的硅含量至少从太古宙早期开始一直保持恒定	49
NG: 晶体 - 熔体的分离作用控制着地球最古老 TTG 质陆壳的形成	55
SA: 洋中脊玄武岩地幔源区中存在再循环洋壳的元素地球化学证据	59



Nature: 软流圈熔体促进构造板块运动	64
Nature: 利用熔融包裹体的元素和同位素示踪俯冲带流体来源	67
Nature: 汇聚板块边缘逆冲剪切力控制着山脉高度	70
NC: 内部垂向力驱动西太平洋快速的俯冲起始和岩浆活动	75
SA 等: 远程驱动的被动陆缘俯冲起始	79
3. 地震寻踪	84
NREE: 基于地震波场的跨尺度地球内部成像	85
Science: 地震波测量深海温度	93
Science: 三维断层结构控制震群的动态发展	98
SA: 慢滑移源区具有岩性和几何非均匀特征	103
SA: 地震触发玄武质火山喷发所需的金凤花条件——来自 2015 年 Ambrym 喷发的证据	109
SA: 2018 年印尼 Anak Krakatau 火山 - 滑坡 - 海啸的地震学快速检测	113
NG: 通过地震活动和地形变推断马约特岛附近深部岩浆的动态运移	117
NC: 局部应力放大引起的下地壳地震成核	121
NREE: 水力压裂诱发地震研究进展	124
NC: 注水诱发地震与孔隙压力变化速率的关系	128
NG: 断层面粗糙度及其对地震的意义	131
4. 宜居环境	134
NREE: 高山流水觅碳踪	135
PNAS: 三氧同位素对陆源硫化物氧化的新认识	142
Nature: 克拉通地幔物质迁移引发的大陆裂谷带深部碳聚集	146
Nature: 热液 $^{15}\text{N}^{15}\text{N}$ 丰度指示地幔中氮的来源	151
Science: 地球的水可能来自顽火辉石球粒陨石	155
NG: 早期地球可能是一个水的世界	159
SA 等: 远古时期的大气	162
NG: 大氧化事件真的存在吗?	169

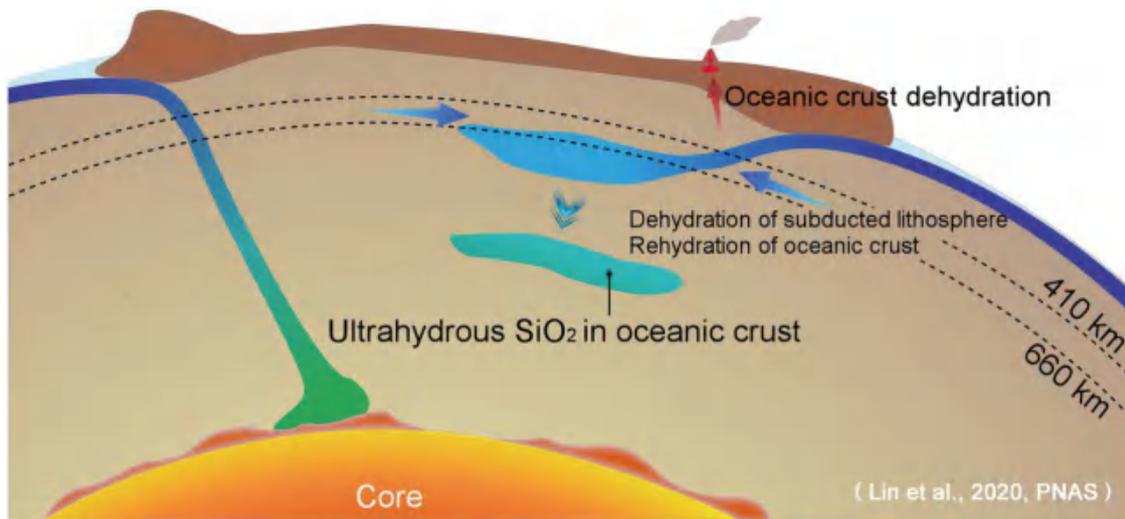


NC: 地幔数据显示可氧化的火山气体的减少可能触发了大氧化事件.....	173
NG: 大氧化事件与 Lomagundi 事件——由深部碳循环和增强的去气作用导致.....	176
Science: 海洋铁汇在调控早期大气氧化中的角色——三铁同位素的限制.....	180
NC: 海水钙含量控制的全球磷埋藏及大气氧化进程.....	184
PNAS: 大型不整合面是否指示冰川活动.....	187
SA: 紫外线 (UV-B) 辐射引发泥盆纪 - 石炭纪界线陆地生物灭绝.....	191
NC: 熔融包裹体气相组成研究揭示大火成岩省挥发分历史——对岩浆喷发和全球气候影响的意义.....	195
Nature: 白垩纪超级暖期南极大陆存在温带雨林.....	199
Science: 6600 万年来天文定年的地球气候变化记录及其可预测性.....	202
Geology: 古近纪晚期北美黄土的成因.....	208
NG: 喜马拉雅地区贯穿新生代晚期气候变化的稳定侵蚀速率.....	213
Nature: 古气候证据表明在低海冰时段永久冻土不稳定.....	216
NC: 绿色撒哈拉由湿变干导致了四千年前中南半岛的大干旱事件.....	221
Science: 月分辨率的珊瑚记录显示 ENSO 的发生与火山强迫没有关系.....	224
Nature: 近千年印度洋偶极子变化规律.....	227
Science: 利用古生态、古气候、古基因记录保护生物多样性.....	231
NC: 气候变暖导致的地表蒸散发加速消耗美国地下水资源.....	235
Science: 全球高砷地下水分布及其危害.....	238
NG: 地下水 - 河水交换带——地下水砷的集散地.....	242
Nature: 向农田施加硅酸盐岩粉应对全球变化.....	245
5. 资源能源	249
SA: 国家制造业矿产品供应风险评估.....	250
SA: 稀土迁移 - 成矿规律新认识.....	254
NC: 离子吸附型稀土矿床中稀土元素赋存机制研究.....	258
SA: 钙同位素对碳酸岩地幔源区的启示.....	264
NC: 控制斑岩铜矿富 Au 或富 Cu 的主要因素.....	269



NG: 沉积岩容矿 Cu-Pb-Zn 矿床受控于克拉通边缘稳定性.....	271
6. 行星科学.....	276
NREE: 探索太空以理解地球.....	277
SA: 比较行星学视角看生命起源.....	283
Science: 预测耀斑的新物理模型.....	287
Science: 日冕磁场衰变与太阳耀斑爆发.....	291
Science: “慵懒”的太阳——新研究发现太阳比其它类太阳恒星更不活跃.....	294
NG: 由金星大气 - 内部演化推测金星经历了“干”的后期增生.....	298
NG: 火星地震活动性.....	301
Science: 火星沙尘季节大气中水的分布和饱和.....	307
Science: “新视野号”探测柯伊伯带的“雪人”.....	311
NC: Itokawa 小行星发现太空风化成因的铁晶须.....	315
PNAS: 极端条件下 H ₃ O 的稳定性及其对天王星和海王星磁场的启示.....	318
7. 前无止境.....	322
NERR: 扩散年代学——揭秘岩浆过程的时间尺度.....	323
PNAS: 沙漠微生物从石膏中汲取水的机制.....	330
NG: 有氧和缺氧地下水混合产生的铁氧化微生物热点区.....	333
NC: 剪切带内孔隙压力短时增加可触发巨型岩质滑坡加速蠕滑.....	335
NG: 反应性流体可驱动深部地壳岩石快速转变.....	338
NG: 海洋元素循环中不可忽视的热液影响.....	341

1. 地球深部



PNAS : 地核及地球的碳含量

碳是生命活动的基础，也是影响地球环境和气候变化的重要因素。作为宇宙中丰度排名第四的元素，碳的作用绝不仅仅局限在地球表面，相当数量的含碳物质存在于地球的深部。它们对一系列深部过程，如俯冲板块矿物脱水、深部地幔熔融等地球动力学过程有深远的影响。考虑到地核的巨大质量和铁碳之间密切的联系，地核被认为是地球上最大的碳储库。然而，地核形成于地球内部金属与硅酸盐地幔的分异，而对于高温高压条件下碳在金属核和硅酸盐地幔之间分配关系还缺少可靠的约束，学界对于地核的具体碳含量还存在很大的争议。

近日，哈佛大学的 Fischer et al. (2020) 通过激光加热金刚石压腔实验模拟了早期地球核幔分异的环境，测量了高温高压条件下碳在金属-硅酸盐两相之间的分配关系，发现在实验条件下碳与铁结合的能力，即所谓的亲铁性，比之前的估计值要低。结合多阶段地核形成模型，他们认为地核中的碳的重量百分比在 0.09% 到 0.20% 之间。尽管这一估计值不会改变地核作为地球最大碳储库的地位，但较低的碳含量意味着碳对地核密度和组成的影响要比原先估计的更小。在利用新数据确定了地核的碳含量之后，通过考察不同挥发分的含量关系，Fischer 等人对早期地球的初始物质来源给出了制约，提出地球的挥发分主要来自碳质球粒陨石。相关成果发表在

PNAS 上。

地核中的轻元素一直是深部研究的热点问题。根据地球物理资料，地核的密度大约要比相同温压条件下的铁镍合金低，说明其中应当包含有相当数量的“轻”元素，常见的猜测有硅、氧、硫、碳等等。作为地表铁合金中的常见组分，地核中的碳含量一直受到广泛的重视，前人的研究表明，含碳的地核在内核波速等方面和地球物理结果具有很好的一致性。然而，之前对于地核中含碳量多利用地球化学和宇宙化学相结合的办法，通过不易进入地核的元素（亲石元素）和易于进入地核的元素（亲铁元素）的比例来估算给出，具有较大的不确定性，不同模型给出的估计值从 0.2% 到 4% 不等。这其中关键的数据之一就是核幔分异条件下碳在硅酸盐和铁合金之间的分配比例，即所谓的配分系数。早期的实验结果认为碳是极为亲铁的元素，铁核中的碳含量可以达到硅酸盐熔体中的 1000-60000 倍。然而，这些实验最高只达到 15 GPa, 2573 K 的温压条件，显著低于可能的核幔分异平均温压条件，从而影响了对地核碳含量的准确估计。

Fischer 等人将橄榄石、铁、镍、石墨等样品封闭在高压的金刚石压腔中，利用激光加热样品到完全熔融，从而实现了 4200-5200 K、37-59 GPa 的高温高压环境以模拟核幔分异的条件（图 1）。利用电子探针和纳米离子探针对回收样品两相（硅酸

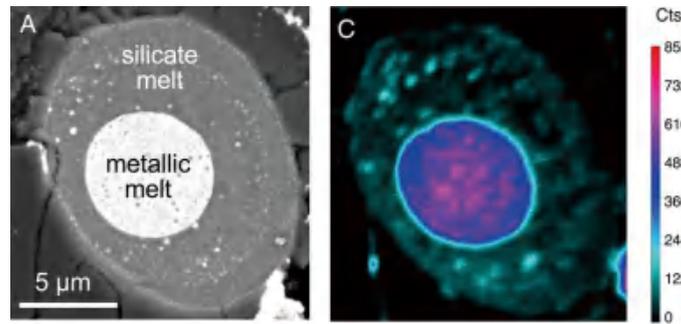


图 1 激光加热金刚石压腔回收样品的背散射图像 (A) 和 ^{12}C 含量 (C)，外侧为硅酸盐，中心为铁镍合金相 (Fischer et al., 2020)

盐、铁镍合金) 中的碳含量进行分析, 结果显示铁镍合金中的碳含量仅是硅酸盐中的 1-100 倍。

综合前人数据分析, Fischer 等人认为碳的分配系数是温度、压力、氧逸度和硅酸盐非桥氧比例 (NBO/T) 的函数。尽管在低压条件 (1-5 GPa) 下碳的分配系数随压力增加略有增加, 但在 12-15 GPa 以上的

高压条件下, 碳的分配系数随压力的增加而显著降低, 碳进入金属相的能力不及预期 (图 2)。碳在地核中的含量较之前估计的要低。

以新测定的分配系数为基础, Fischer 等人结合分异模型探讨了地核中可能的碳含量, 在多阶段分异模型中, 模型给出的结果显示地核中的碳含量仅有 0.09% 到

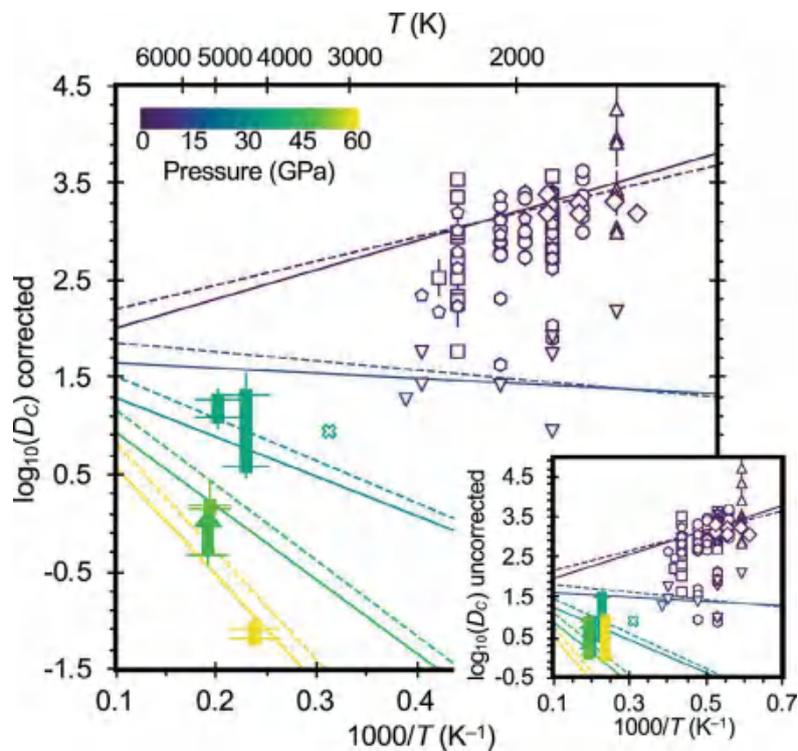


图 2 不同温度压力条件下碳在金属和硅酸盐中的分配系数 (Fischer et al., 2020)

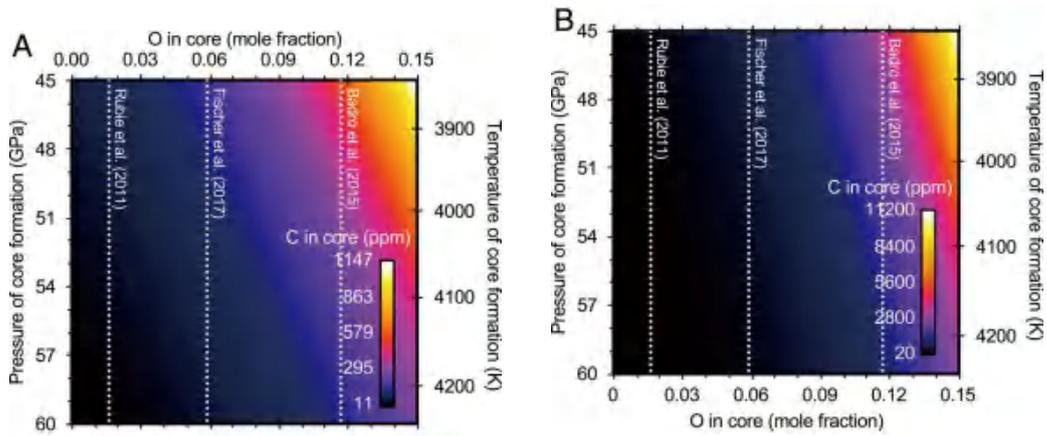


图 3 地核中的含碳量和含氧量随核幔分异压力参数的变化 (Fischer et al., 2020)

0.20 wt% (图 3), 这一含量的碳对地核密度和其它性质的影响有限, 但仍占全地球碳储量的 78%-89%。

基于最新的地核碳含量估计, 综合考虑不同挥发分在地球核幔分离过程中的行为, 尤其是碳 / 硫的比例和分配并对比不同类型已知陨石的挥发份含量, Fischer 等人提出全球的碳 / 硫比例约 0.12-0.25, 考虑到地球形成过程中可能的挥发分丢失, 这一比例与碳质球粒陨石的组成相似, 从而支持碳质球粒陨石为地球主要挥发分来源的主张。

值得一提的是, Fischer 等人的最新实

验测量结果与我所张毅刚研究员在 2012 年 (Zhang and Yin, 2012) 采用第一原理分子动力学这一量子力学理论计算方法给出的预测极为接近。这些工作将前人碳的分配系数降低了大概两个数量级, 显示了压力对偏挥发性元素配分的巨大影响, 使得我们对地球及其地核碳含量取得了全新的认识。这一新的认知进一步影响了我们对地球总成分、地球物质来源、地球形成过程的认识。

【致谢：感谢张毅刚研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

Fischer R A, Cottrell E, Hauri E, et al. The carbon content of Earth and its core[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(16): 8743-8749. (链接)

Zhang Y, Yin Q Z. Carbon and other light element contents in the Earth's core based on first-principles molecular dynamics[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2012, 109(48): 19579-19583. (链接)

(撰稿：张驰 / 地星室)

PNAS: 单颗粒锆石古地磁研究揭示冥古宙地球发电机状态

地球磁场作为地球的基本物理场之一，对保护地球大气圈、生物圈免受太阳风等宇宙射线影响具有重要意义。地球磁场形成的原理和最初形成的时间是地球物理学研究的前沿科学问题。通过古地磁研究和地球物理模拟，地球发电机（Geodynamo）理论成为解释地球磁场产生和维持数十亿年的理论基础。该理论认为地球磁场是由于地球外核中导电流体（液态铁）的热对流以及地球自转的科里奥利力使对流流体发生偏转产生（Glatzmaier and Roberts, 1995）。导电流体形成磁场的同时，会产生电磁感应，感应磁场对原磁场有补偿作用，从而形成可自维持的地球发电机和地球磁场。

对地球早期形成岩石和矿物的古地磁研究是确定地球磁场最初产生时间的有效手段。岩石作为磁性矿物（磁铁矿、赤铁矿、雌黄铁矿等）的载体是古地磁研究的主要对象，而精确定年的古老岩石则是反映地球早期磁场信息的最佳研究对象。目前最老的未变质岩石的古地磁结果来自南非 Barberton 绿岩带中 Onverwacht 群火山岩和沉积岩（3.45 Ga），其原生剩磁结果显示当时地磁场强度为现今的 50%-70%，并记录了一次地球早期磁场的倒转现象，说明 3.45 Ga 时地球可能已经存在偶极磁场（Biggin et al., 2011）。对于地球更早期的地磁场状态和演化，由于缺乏有效的岩石记录，成为古地磁学研究的难点和亟待解决

的科学问题。

寻求新的含有磁性矿物的研究对象成为解决该问题的关键。锆石作为岩石中普遍存在的副矿物，具有稳定的地球化学性质和较高的封闭温度，使其在长期的地质历史时期较难受后期变质和热事件影响，因此已成为 U-Pb 年代学测试的主要载体。锆石内部的包裹体可能含有磁铁矿颗粒，其中单畴（粒径 30-80 nm）和假单畴（粒径 80 nm-25 μm）磁铁矿颗粒可以记录锆石形成时的磁场信息。而且，由于锆石可以获得精确的年龄，其原生剩磁信息可以准确对应到地球早期各个时代，从而揭示地球早期磁场变化。

基于锆石的稳定性和可精确定年两个主要优点，美国罗切斯特大学 Tarduno 等人创造性地开展了锆石的古地磁研究，并应用于地球最古老岩石（西澳大利亚 Jack Hills 砾岩）中的碎屑锆石，获得了 3.3-4.2 Ga 地球磁场信息，据此认为地球发电机和地磁场开始于 4.2 Ga（Tarduno et al., 2015）。同期，Weiss et al. (2015) 对 Jack Hills 砾岩本身和围岩的古地磁研究则显示 Jack Hills 地区岩石受到明显重磁化，重磁化可能由 2.65 Ga 的绿片岩相变质作用导致，因此，碎屑锆石不可能记录 3.3 Ga 之前的地磁场信息。为进一步验证重磁化现象，Weiss et al. (2018) 对 Jack Hills 砾岩中碎屑锆石进行古地磁研究，发现普遍存在于锆石表面及裂缝中的铁磁性矿物为大量次生赤铁矿



而非原生磁铁矿，因此认为锆石所记录的地磁场信息为后期形成铁磁性矿物所携带，这些铁磁性矿物的形成年龄比锆石年轻几亿 - 十亿年，因而无法确定锆石形成时的地球发电机和磁场信息。

上述争议显示锆石古地磁研究的难点在于如何确定锆石中磁铁矿包裹体的剩磁为原生剩磁，而非后期重磁化结果。为证明 Jack Hills 砾岩中碎屑锆石能够携带原生剩磁信息，Tarduno et al. (2020) 在对 4.1-4.0 Ga 碎屑锆石进行详细的光学显微镜和扫描电镜观察、聚焦离子束分析、磁光克尔效

应测量、透射式电子显微镜分析和 Li 同位素含量扫描的基础上，对其进行古地磁学研究。镜下分析显示锆石中磁铁矿包裹体有两种存在状态：(1) 存在于裂隙中和包含在晶体内部（图 1）；(2) 磁铁矿颗粒粒径既包含单畴 - 假单畴颗粒，又包含多畴颗粒（图 1F）。锆石 ^7Li 同位素面扫描得出其带宽最小值为 $3.3\ \mu\text{m}$ ，对应峰期变质温度为 475°C ，低于磁铁矿居里温度 (580°C)，因此不能将原生剩磁完全重磁化。逐步退磁结果分离出低温和高温两个剩磁分量（图 2A、图 2B），低温分量在 400°C 以下获得，

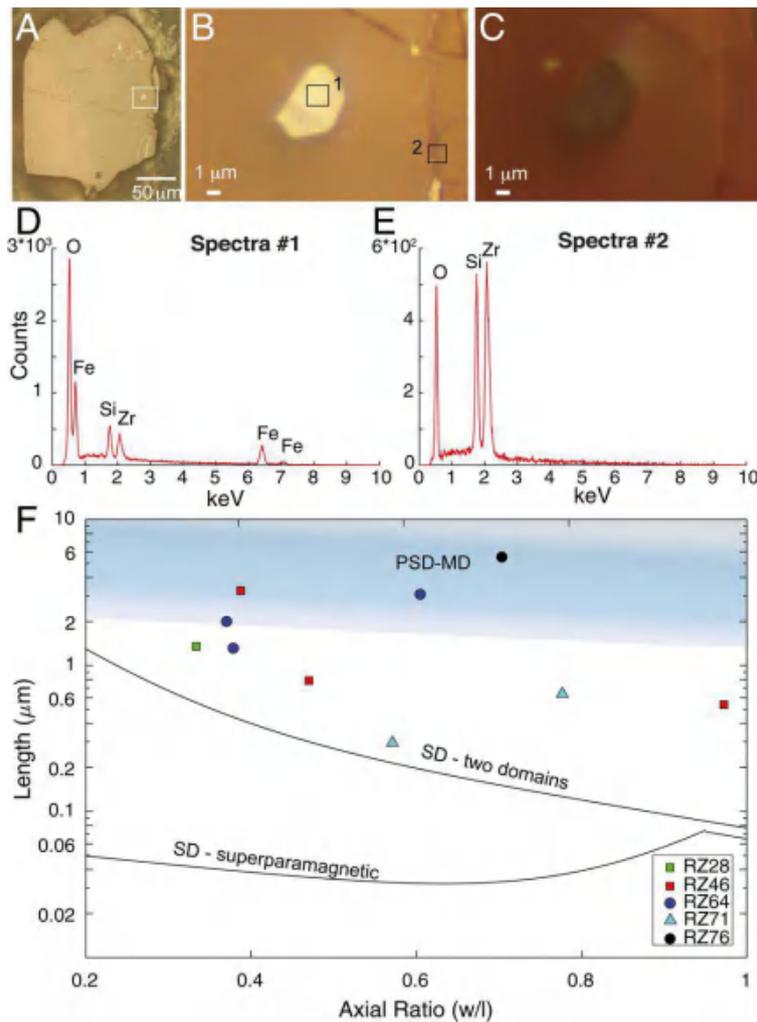


图 1 A-C. 反射光下锆石的表面特征，显示锆石包裹体位于锆石晶体内部；D-E. 不同点位 X 线衍射能谱分析，点位位于 B 中；F. 磁铁矿颗粒粒径分布图

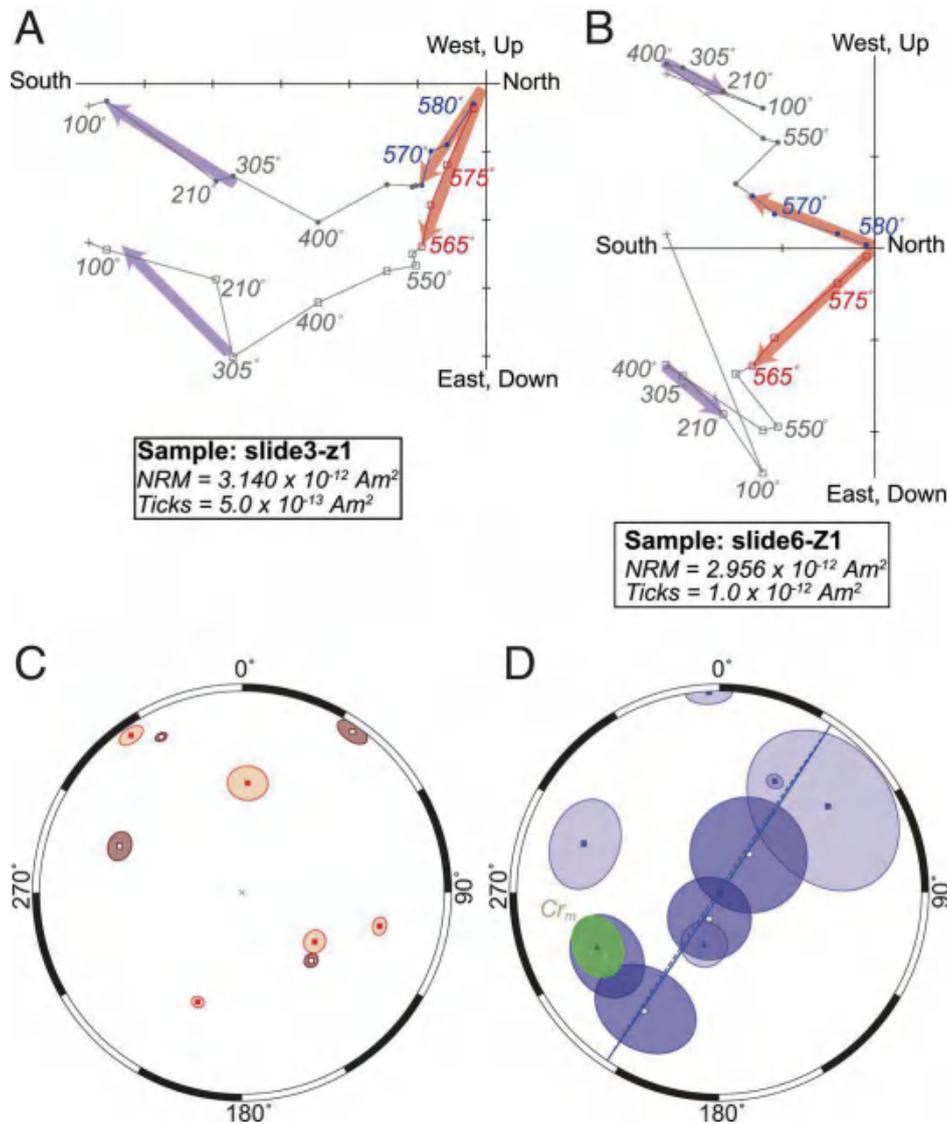


图2 Jack Hills 碎屑锆石古地磁结果。A-B. 正交坐标系下逐步退磁结果，显示低温和高温剩磁分量；C. 高温剩磁分量的微砾石检验，高温剩磁方向分散分布，通过微砾石检验说明高温剩磁是原生的；D. 低温剩磁方向投影显示低温分量与高温分量不同，指示可能为后期重磁化过程中获得

可能代表 2.65 Ga 绿片岩相变质作用的重磁化结果，该剩磁分量可由多畴磁铁矿颗粒携带。高温分量（550-580°C）方向不同于低温分量，剩磁由单畴 - 假单畴磁铁矿携带，并通过微砾石检验（图 2C），因此判定该高温分量代表原生剩磁，可反映锆石形成时地磁场特征。基于以上分析，Tarduno 等人认为 Jack Hills 碎屑锆石的高温分量所

携带的古地磁信息可用于讨论地球冥古宙 - 古太古代地磁场变化、早期地核演化和地球发电机起源等问题。

该研究的主要意义在于两点：1) 揭示了冥古宙地球磁场信息（图 3），认为地球发电机开始于冥古宙。冥古宙 - 始太古代地磁场强度的显著降低（图 3），可能反映液态外核降温导致的热对流减弱及核幔边界



的不均一性，并最终引发地磁场强度减弱。
2) 证明锆石古地磁在研究地球早期磁场演化和地球发电机理论具有广阔的前景。目前全球报道的 >3.6 Ga 的古地磁数据较少，而且主要来自西澳大利亚 Jack Hills (图 3)，

而精细的刻画地球早期磁场状态和演化特征需要来自全球各板块古老锆石的古地磁信息。因此，冥古宙 - 古太古代锆石的古地磁研究将成为古地磁研究的一个重要方向。

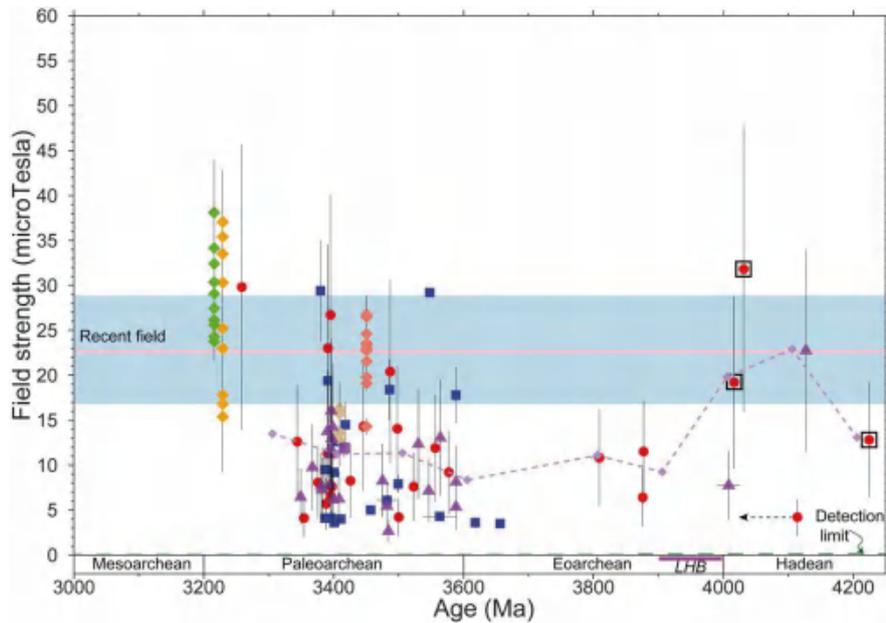


图 3 Jack Hills 碎屑锆石古强度 - 年龄分布图。紫色方块和三角形为本研究新增结果，紫色菱形为 100-Myr 滑动平均。冥古宙 - 古太古代 (4.2-3.3 Ga) 地磁场强度为现今赤道地磁场强度的 1.0-0.12 倍

主要参考文献

- Biggin A J, de Wit M J, Langereis C G, et al. Palaeomagnetism of Archaean rocks of the Onverwacht Group, Barberton Greenstone Belt (southern Africa): Evidence for a stable and potentially reversing geomagnetic field at ca. 3.5 Ga[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 302(3-4): 314-328. ([链接](#))
- Glatzmaier G A, Roberts P H. A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1995, 91(1-3): 63-75. ([链接](#))
- Tarduno J A, Cottrell R D, Davis W J, et al. A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals[J]. *Science*, 2015, 349(6247): 521-524. ([链接](#))
- Tarduno J A, Cottrell R D, Bono R K, et al. Paleomagnetism indicates that primary magnetite in zircon records a strong Hadean geodynamo[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020,



117(5): 2309-2318. ([链接](#))

Weiss B P, Maloof A C, Tailby N, et al. Pervasive remagnetization of detrital zircon host rocks in the Jack Hills, Western Australia and implications for records of the early geodynamo[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 430: 115-128. ([链接](#))

Weiss B P, Fu R R, Einsle J F, et al. Secondary magnetic inclusions in detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia, and implications for the origin of the geodynamo[J]. *Geology*, 2018, 46(5): 427-430. ([链接](#))

(撰稿：赵盼，蔡书慧 / 岩石圈)

NC : 由古地磁观测和发电机数值模拟推断历史上地磁场的快速变化

地球磁场能够阻挡绝大部分宇宙射线，使得地球上的生物免受宇宙射线的侵害。目前普遍认为地球的主磁场是在地球的液态外核中通过磁流体发电机过程产生的，并且已经维持了至少有 35 亿年左右。在过去的地质历史时期，古地磁研究表明地磁场平均每几十万年会倒转一次，倒转的过程可能持续数千年。这期间，磁场整体强度将显著降低，其抵御宇宙辐射的能力会显著减弱。

地磁场倒转主要表现在地磁场整体强度的下降以及地磁场方向的快速变化，古地磁研究表明在公元前 1000 年左右 Levantine 区域磁场强度的年变化率达到了 $0.75\text{-}1.5\mu\text{T}$ ，这显著快于当前在 Holocene 区域的 $0.12\mu\text{T}$ 每年的最大变化率。而最大地磁场方向变化被意大利中部的沉积物所记录，达到了 1° 每年，是当前角方向变化率的十倍左右，和地磁场强度变化的差异类似。

地磁场整体强度及方向的快速变化与液态外核中动力学过程密切相关，但具体的相互关系和引起变化的物理机制仍不明确。仅仅依靠古地磁记录很难呈现全球尺度地磁场的极端快速变化，发生极端快速变化是否有显著的区域特征目前仍然不是很清楚。

最近，英国利兹大学地球与环境学院的 Christopher Davies 及其合作者在 *Nature Communications* 发表相关文章 (Davies and

Constable, 2020)，他们利用最近发展的古地磁模型 GGF100k 以及地球发电机数值模拟分析了过去十万年来地磁场极性的稳定期、短时变化期以及倒转期。为了能够更好地对比古地磁的分析结果，作者同时考虑了局地 ($2^\circ \times 2^\circ$ 的网格) 磁场单位矢量 $\hat{\mathbf{B}}$ 以及对应的等效偶极场单位矢量 $\hat{\mathbf{P}}_p$ ，分别用这两个矢量在两个时间间隔的夹角来描述该位置的方向变化率 ($\partial \hat{\mathbf{B}} / \partial t$, $\partial \hat{\mathbf{P}}_p / \partial t$)。每一次模拟得到的这两个变化率的最大值即为“极端事件”并标记为 ex。

两个模型在模拟地磁场方向变化的幅值及纬度范围变化方面取得了惊人得一致性 (图 1)，均发现最大方向变化率在地磁场强度下降期间能够达到 10° 每年 (图 2a)，这几乎是当前最快变化率的 100 倍。同时，研究也发现极端方向变化事件主要发生在纬度小于 40° 的区域 (图 2b)。古地磁模型 GGF100k 中磁场方向变化率在全球以及不同纬度的对数正态概率密度分布 (图 3a) 以及对应的累积分布函数 (图 3b) 也证实高的磁场方向变化率主要发生在低纬度地区。

为什么会有以上展示的地磁场极端变化呢？这需要联系地球外核中的磁流体动力学过程。已有的研究表明，地球磁场的长期变化与核幔边界上反向磁通量块的区域密切相关 (Reversed flux patch, 该区域磁场方向与其所在半球背景磁场方向相反) (Olsen and Amit, 2006, Korte and Constable,

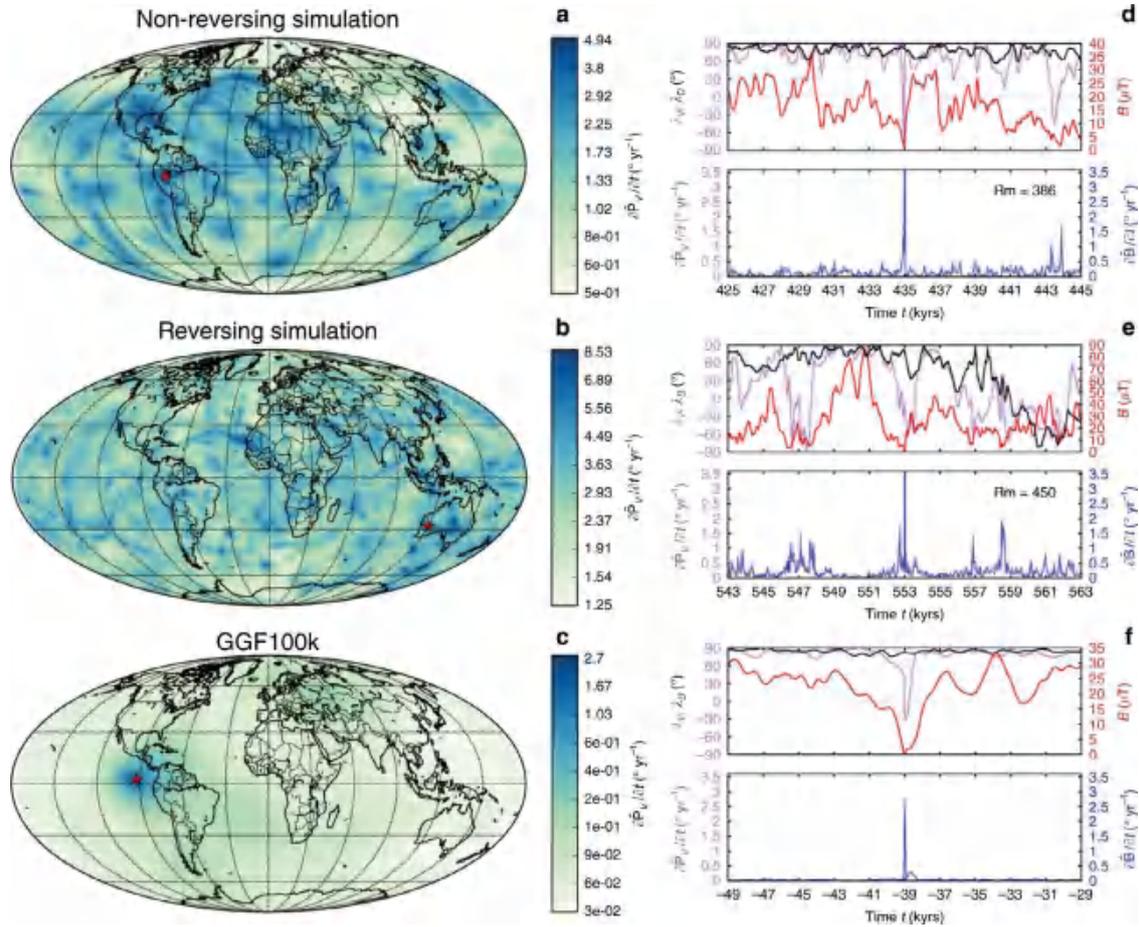
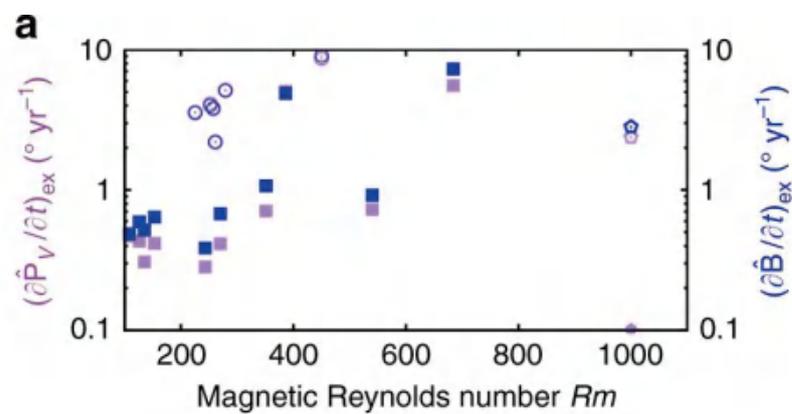


图1 地球发电机和 GGF100k 模拟地磁场方向快速变化。(a, d) 雷诺数为 $Rm=386$ 的非反转的地球发电机模拟; b, e. 磁雷诺数 $Rm=450$ 的一次反转地球发电机模拟。(c, f) 古地磁模型 GGF100k 的模拟结果。左列分别展示了三次模拟结果的磁场方向变化率在地球表面的分布结果, 红色的五角星代表了极端事件所在位置。右列展示了对应方向变化数据在 20000 年尺度内随时间的变化过程



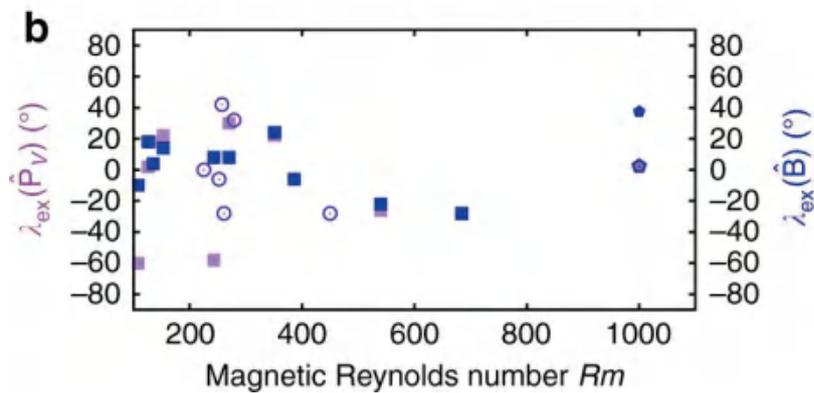


图 2 地球发电机和 GGF100k 模拟结果中的极端事件地磁场方向变化率的大小和位置随磁雷诺数的变化。磁场矢量和等效地磁极的位置分别由 \mathbf{B} 和 \mathbf{P}_V 表示。(a) 模拟的极端事件方向变化率大小随磁雷诺数的变化。(b) 极端事件对应的所在纬度随磁雷诺数的变化。实心的方块和空心的方块分别为地球发电机模型 CALS10k.2 和古地磁模型 GGF100k 的模拟结果

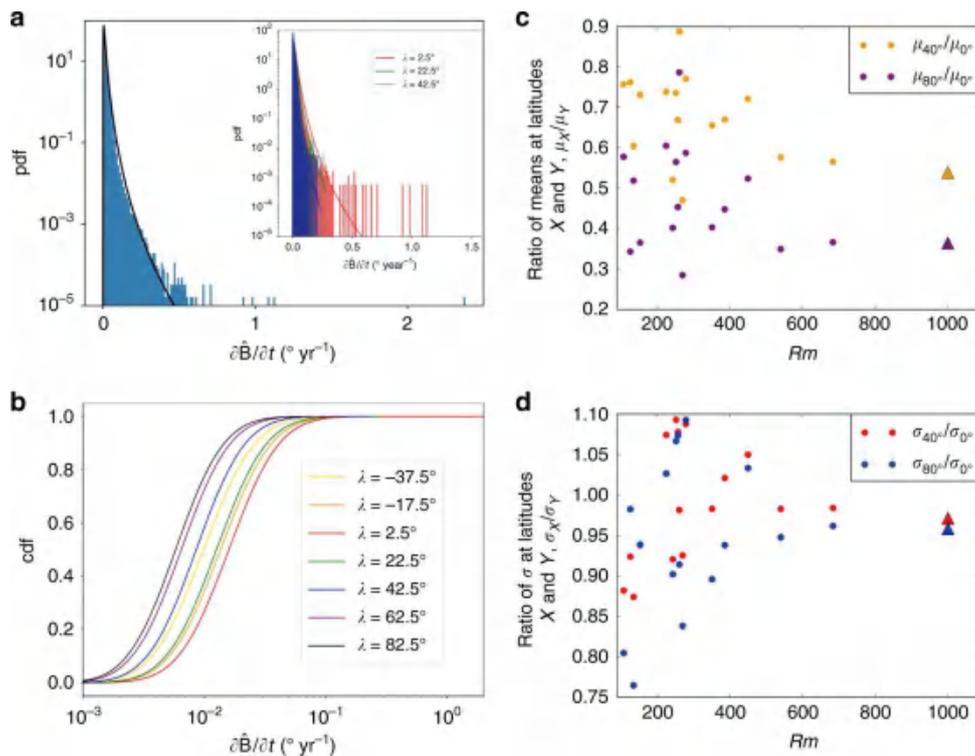


图 3 极端地磁场方向变化事件的统计结果。(a) GGF100k 模型再 $2^\circ \times 2^\circ$ 经纬度网格内, 100 年的事件间隔磁场矢量 \mathbf{B} 的方向变化率的直方图。黑色线代表拟合的平均值 $\mu=0.009$, 标准差 $\sigma=0.011$ 的对数正态概率密度分布 (PDF)。插图分别代表纬度为 2.5° (红色), 22.5° (绿色), 42.5° (蓝色) 的直方图分布, 黑线代表拟合概率密度分布函数。(b) GGF100k 模型计算得到的不同纬度下 $\partial \hat{\mathbf{B}} / \partial t$ 的累计分布函数。(c) GGF100k 和地球发电机模拟得到两个不同纬度 PDF 的平均值的比值 (由不同的下标表示) 随磁雷诺数的变化。(d) 和 (c) 类似但是展示的是标准差的比值



NC: 由古地磁观测和发电机数值模拟推断历史上地磁场的快速变化

2011)。这些反向磁通量块中，最大的一块由南半球非洲南端下向西延伸至南美洲下方，该通量块方向是由外向内进入地核，而南半球的大部分磁通量是指向外的。

为了研究地磁场方向剧烈变化和核幔边界处反向磁通量块之间的联系，作者设计了一个简单的物理模型：核幔边界的径向场由孤立运动的磁通量块叠加在一个静态偶极磁场上，该偶极磁场由高斯球谐系数 $g_1^0=80\mu\text{T}$ 所确定。磁通量块则由振幅为 A ，半宽度 $\sigma_M=15^\circ$ 的 Fisher-von Mises 分布函数

所确定。磁通量块随着时间，沿着经度和纬度方向运动。典型极端事件演化过程的模拟结果显示，极端磁场方向变化事件的产生和向赤道方向运动的反向磁通量块密切相关（图4）。在其他条件完全相同的情况下，相比于正向磁通量块，反向磁通量块的运动能够产生更快的地磁场方向变化（图5）；极端方向变化事件主要发生在低磁倾角区域的主要原因是在这些区域，反向磁通量块的磁场分布和偶极场相互抵消，磁场方向的变化则主要由非偶极场成分控制。

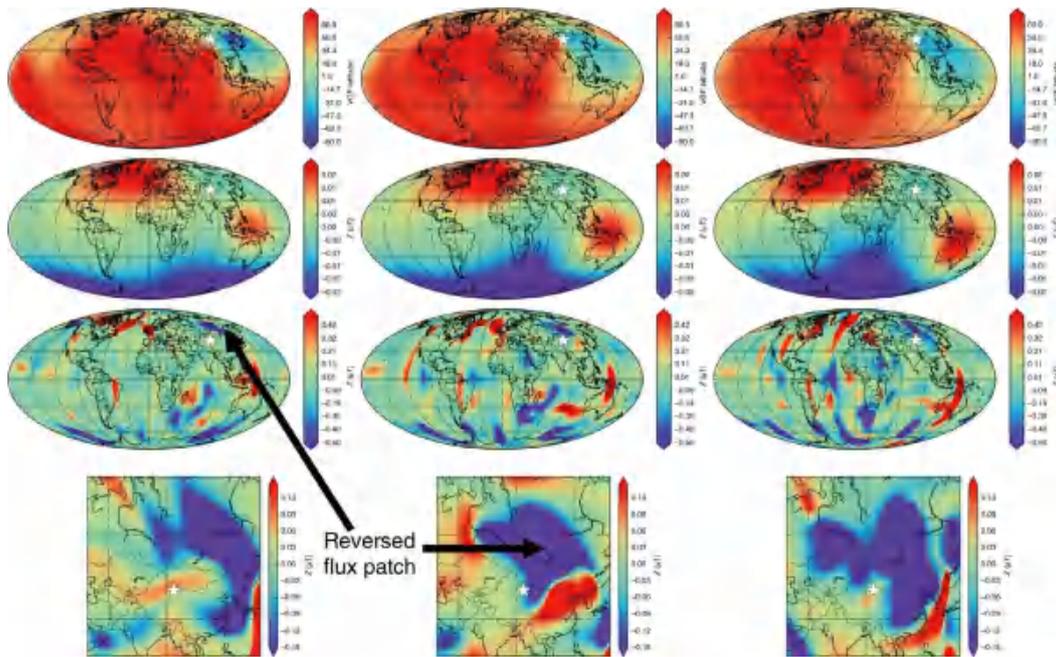


图4 极端事件中虚拟地磁极、核幔边界以及地表径向磁场分量的演化过程。每一列代表了局地最大磁场方向变化周围（白色五角星）虚拟地磁极纬度、地表以及核幔边界的磁场垂直分量。每一行代表极端变化事件之前（左），过程中（中），和之后（右）。极端变化事件源于反极性的通量块从东北方向迁移运动到最大变化所在的位置

本文的地球发电机模拟不仅覆盖了广泛的物理参数，而且模拟了倒转和非倒转的发电机状态。尽管同其他发电机模型一样没有用能够真实描述地核状态的 Ekman 常数和 Prandtl 常数，模拟结果仍然能够很好的展现很长时间尺度的地球磁场的特征。

极端地磁方向变化事件发生的地点和振幅与磁雷诺数无关，与此同时，模拟结果并不会因为改变模拟参数而发生改变，不同的 Ekman 和 Prandtl 能够得到类似的模拟结果。

文章的主要结论是地磁发电机模拟以

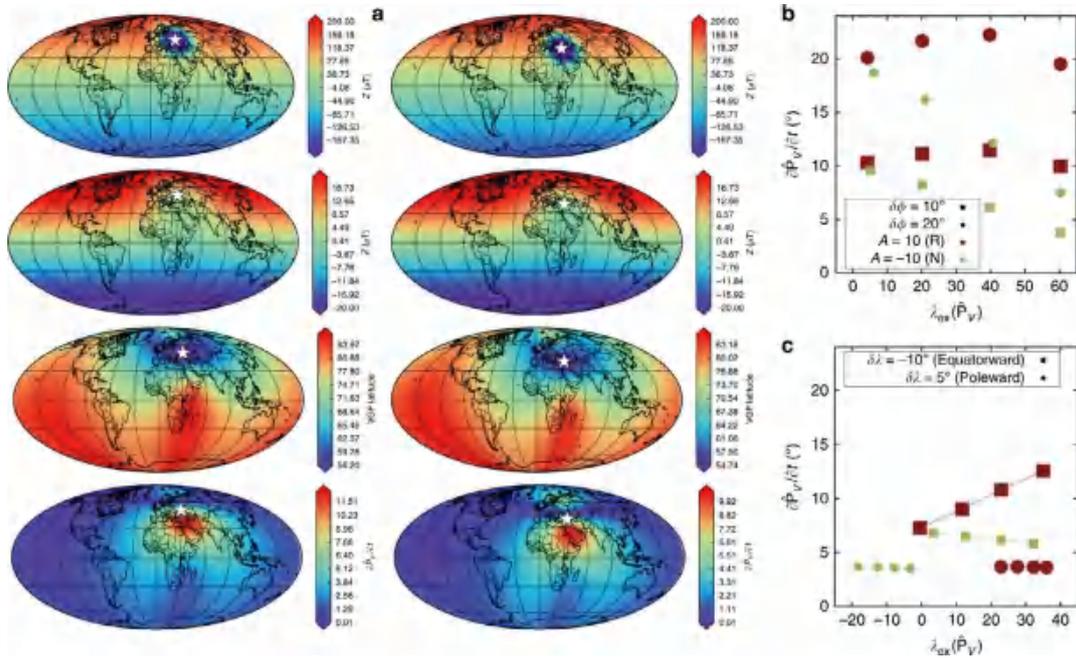


图 5 核幔边界处移动的磁通量块产生磁场方向变化的过程。a. 振幅 $A=10\mu\text{T}$ ，初始纬度为 60° 向南移动到 50° (左) 然后再移动到 40° (右)。从上到下每一列分别代表核幔边界处垂直磁场分量、地表磁场垂直分量、地表虚拟地磁极纬度以及等效偶极场方向变化率。五角星代表核幔边界磁通量块的中心。b, c 由正向磁通量块 ($A < 0$, 用 N 表示) 和反向磁通量块 ($A > 0$, 用 R 表示) 移动所产生的最快磁场方向变化 $\partial \vec{P}_V / \partial t$ 的大小和位置 \vec{P}_V

及古地磁模型均显示历史地磁场方向变化率能够达到 10° 每年，这比局地古地磁数据估计的每年 1° 快得多，甚至是当前最快变化率的 100 倍，极端磁场方向变化来源于核幔边界处反向磁通量块的迁移，而由于反向磁通量块更容易发生在赤道区附近，这就解释了为何低纬度地区更容易发生快

速的磁场方向变化，研究结果提醒研究者对地磁场方向变化的研究应该更关注低纬度地区，同时能够给未来古地磁数据的获取提供指导意义。

【致谢：感谢南方科技大学林玉峰副教授对本文提出的宝贵修改意见。】

主要参考文献

- Korte M, Constable C. Improving geomagnetic field reconstructions for 0–3 ka[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, 188(3-4): 247-259. (链接)
- Davies C J, Constable C G. Rapid geomagnetic changes inferred from Earth observations and numerical simulations[J]. *Nature Communications*, 2020, 11(1): 1-10. (链接)
- Olson P, Amit H. Changes in earth's dipole[J]. *Naturwissenschaften*, 2006, 93(11): 519-542. (链接)

(撰稿：罗浩 / 地星室)

NG : 地核可能是地球内部最大的氢储库

地球内部水/氢的含量和分布一直都是备受关注但又富有争议的科学问题。最近的一些研究提出地球在演化早期就从星云中获得了大量的氢，并且在核幔分异过程中，这些氢可能会进入地核 (Wu et al., 2018)，前提是氢在高温高压条件下具有亲铁性。近两年的实验研究表明低温低压下 (~2000 K, 5~20 GPa) 氢主要呈现亲石性 (Clesi et al., 2018; Malavergne et al., 2019)，但是在核幔边界条件下 (4000~5000 K, 136 GPa) 氢在金属核和硅酸盐地幔之间的分配关系还缺少可靠的约束。

近日，伦敦大学的 John P. Brodholt 教授团队通过第一性原理分子动力学模拟预测了 20~135 GPa 和 2800~5000 K 下氢在铁和硅酸盐熔体之间的分配系数，结果表明在高温高压下氢具有明显的亲铁性，即在核幔分异过程中氢更倾向于进入地核，因此地核很有可能是一个大型的氢储库。相关成果发表在 *Nature Geoscience* 上 (Li Y et al., 2020)。

前人的研究表明氢在铁和硅酸盐熔体中的分配系数受到温度、压力以及氧逸度的影响 (Kuramoto et al, 1996; Okuchi et al, 1997; Clesi et al., 2018; Malavergne et al., 2019)。因此，作者考虑了两种端元组分： $P_{H_2}/P_{H_2+H_2O} = 1$ 和 $P_{H_2O}/P_{H_2+H_2O} = 1$ (相当于实验中在铁和硅酸盐体系中加入纯 H_2 和 H_2O)，分别代表还原和氧化条件。他们通

过第一性原理分子动力学模拟计算自由能的方法，计算了不同温压条件下 H 和 H_2O 在铁和硅酸盐熔体之间的分配系数 (图 1)，结果发现还原条件下 (图 1a) 氢具有明显的亲铁性，而代表氧化条件 (图 1b) 的 H_2O 虽然在 20 GPa 和 2800 K 下是亲石的，但随着温度和压力的升高， H_2O 也会表现出亲铁性。此外，他们还通过模拟相边界经验计数的方法 (图 2) 在 50 GPa 和 3500 K 下直接获得了铁和硅酸盐熔体之间 H 的分配系数为 3.1 ± 0.3 ，也表明高温高压条件下氢具有亲铁性。

综合前人的实验和计算数据分析 (图 3)，该文认为在还原条件下氢在铁和硅酸盐熔体之间的分配系数受温度和压力的影响不大，始终都具有明显的亲铁性；而代表氧化条件的 H_2O 的分配系数在 20~50 GPa 之间受压力的影响很大，前人在氧化条件下的实验数据 (Clesi et al., 2018; Malavergne et al., 2019) 主要集中在 5~20 GPa 之间，同样也显示 H 的分配系数随着压力的升高而增大，在 20 GPa 左右氢会由亲石转变为亲铁。因此，作者推断不管是还原条件还是氧化条件，核幔分异过程中地球上超过 76% 的氢都会分配进地核中，也就是说地核至少会含有 5 个大洋水 (一个大洋水 $\approx 1.5 \times 10^{21}$ kg)。依据图 3，在当前核幔边界条件下，氢表现出明显的亲铁性，由此作者认为地幔深部的异常区域 (例如超低速带和大型低剪切波速省) 都应该该

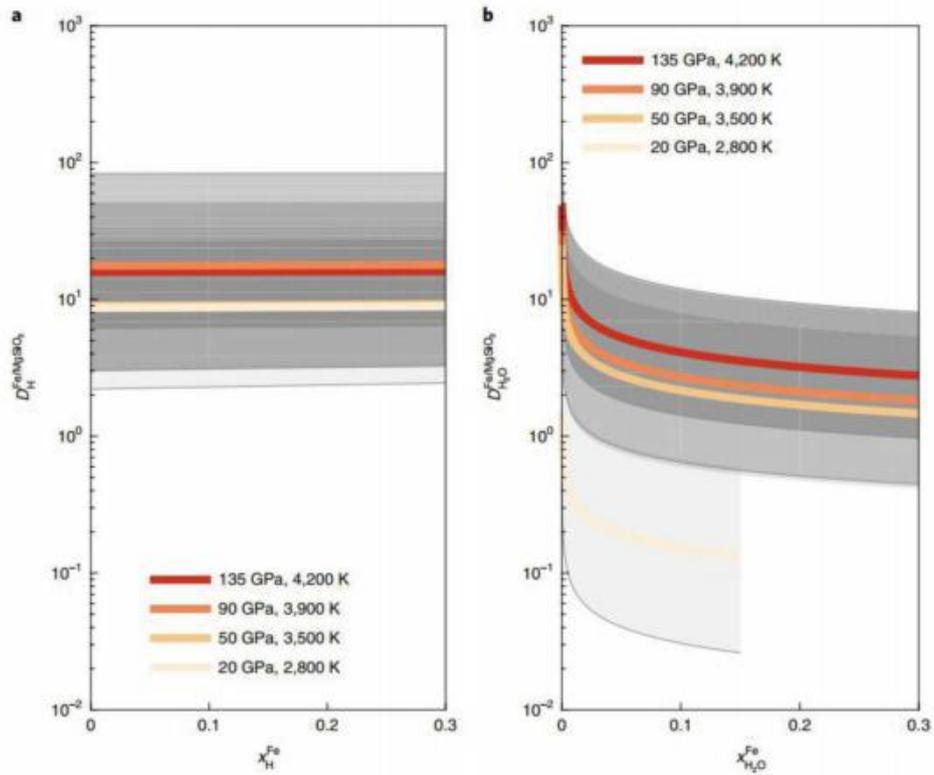


图 1 不同温压条件下 H (a) 和 H₂O (b) 在铁和硅酸盐熔体之间的分配系数，横坐标是 H (a) 和 H₂O (b) 在铁中的摩尔浓度，阴影区域代表不确定度

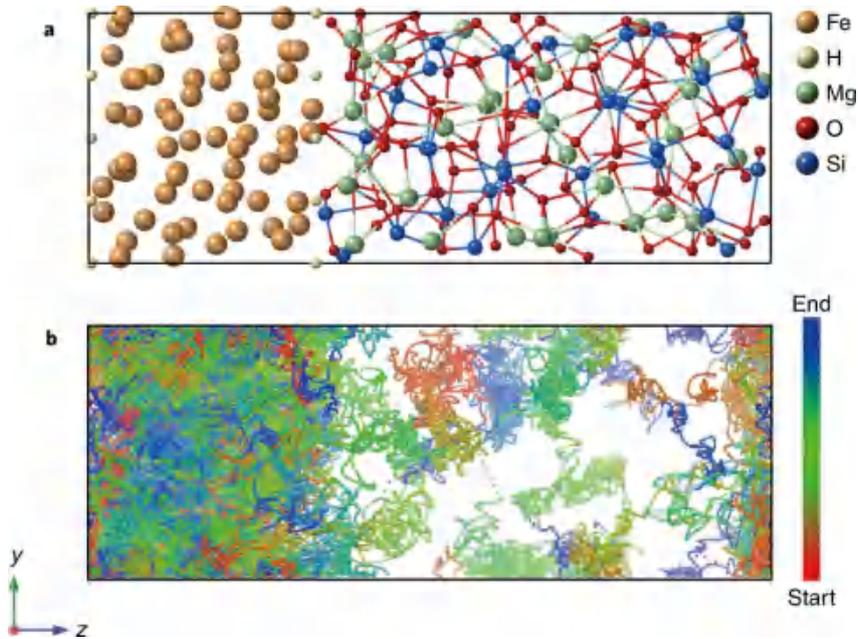


图 2 经验计数法估算 H 的分配系数。(a) 第一性原理分析动力学模拟的初始构型，12 个 H 原子分布在 64 个铁原子 (左) 和 32 个 MgSiO₃ 分子 (右) 的界面处，模拟过程中铁和硅酸盐都是熔体状态；(b) 模拟过程中 12 个氢原子的运动轨迹

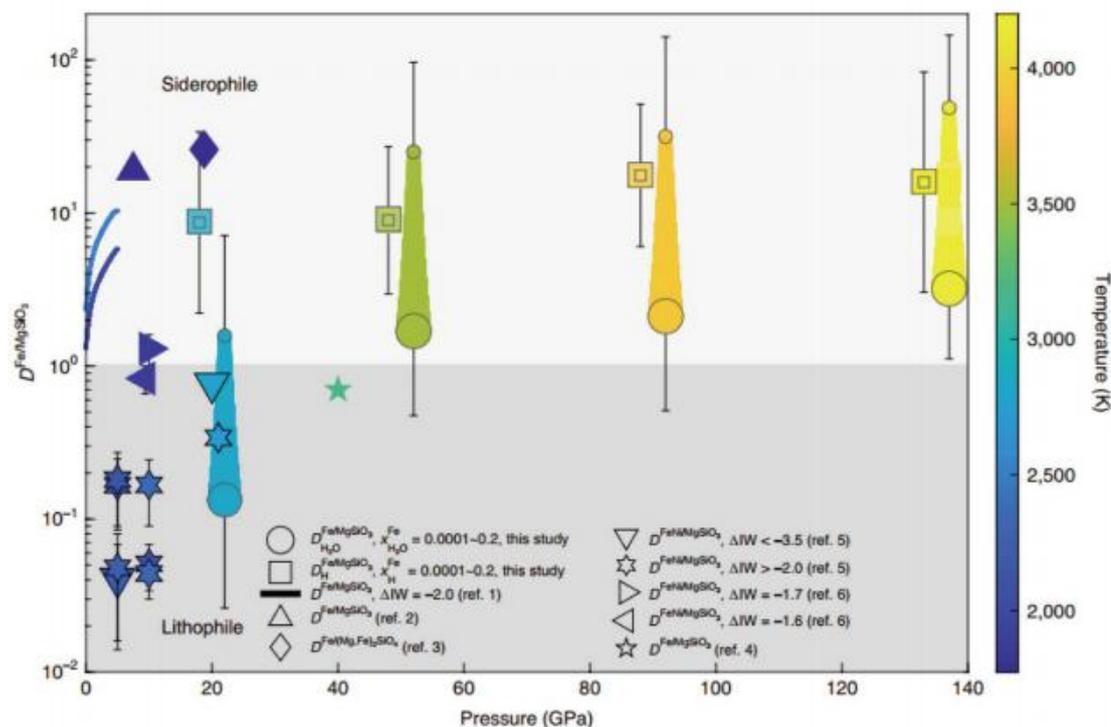


图3 不同温压条件下 H 和 H₂O 在铁和硅酸盐熔体之间的分配系数与前人实验和计算结果的对比

是相对“干燥”的。

对于地核是否是氢/水的储库这一问题，其实仍然有争议和变数。除了氢元素，地核中还可能会有硅、硫、氧和碳等轻元素，这些轻元素之间也会相互影响。其实，该论文本身就报道了铁熔体中 O 和 H 都倾向于与 Fe 成键，O 和 H 之间存在竞争关系；结合他们分配系数的结果来看，O 会减弱 H 的亲铁性，也就是说地核中氧的含量会影

响氢的分配系数。地核中其它轻元素(Si、S、C等)，对 H 分配系数的影响和制约，目前的认识几乎还是空白，这将是未来更多高温高压实验与第一性原理模拟研究关注的重点。

【致谢：感谢地星室张驰副研究员的宝贵修改建议】

主要参考文献

- Clesi V, et al. Low hydrogen contents in the cores of terrestrial planets[J]. Science Advance, 2018, 4(3), e1701876. ([链接](#))
- Kuramoto K. Partitioning of H and C between the mantle and core during the core formation in the Earth: its implications for the atmospheric evolution and redox state of early mantle[J]. Journal of Geophysical Research: Planets, 1996, 101: 14909-14932. ([链接](#))
- Li Y, Vocadlo L, Sun T, et al. The Earth's core as a reservoir of water[J]. Nature Geoscience, 2020,



13(6): 453-458. ([链接](#))

Malavergne V, et al. Experimental constraints on the fate of H and C during planetary core–mantle differentiation. Implications for the Earth[J]. Icarus, 2019, 321: 473–485. ([链接](#))

Okuchi T. Hydrogen Partitioning into Molten Iron at High Pressure: Implications for Earth’ s Core[J]. Science, 1997, 278(5344): 1781-1784. ([链接](#))

Wu J, Desch S J, Schaefer L, et al. Origin of Earth’ s water: chondritic inheritance plus nebular ingassing and storage of hydrogen in the core[J]. Journal of Geophysical Research: Planets, 2018, 123(10): 2691-2712. ([链接](#))

(撰稿：张志明，张志刚 / 地星室)

Science : “排序”地震记录揭示核幔边界的散射全景图

核幔边界 (Core mantle boundary, 简称 CMB) 位于地下 2900 km 深度处, 将体积巨大的硅酸盐地幔和液态铁核分隔开来, 是地球内部速度、密度跳变最为剧烈的界面, 也是地球内部动力学过程中重要的热化学边界层。全球尺度地震层析成像结果揭示出下地幔底部在长波长尺度上 (百 - 千 km) 具有显著的不均匀性和复杂性, 大的低剪切波速省 (LLSVPs) 以及超低速区域 (ULVZ) 与地表的热点火山 (Hotspot volcanoes) 和大火成岩省 (Large Igneous Provinces, LIPs) 的分布相关。对核幔边界处不均匀体的精细成像, 包括 D'' 起伏、LLSVPs 速度变化、延伸范围、边界的尖锐程度, 以及小尺度 ULVZs 的分布、物性特点等, 可以为认识俯冲板片的命运、热点火山的起源以及原始地球化学储库等问题提供关键制约。

通常利用核幔边界上的衍射波 (S_{diff})、反射波 (ScS、ScP) 以及透射波 (SKS) 等约束下地幔底部及核幔边界处的速度结构特征。地震波到时的早晚、波形变化, 包括多路径效应 (Multipath) 导致的波形畸变等都对核幔边界附近的异常结构敏感。传统的做法是聚焦某个特定区域, 对有限的地震波形记录按照震中距或方位角进行排序, 来凸显相对于某一参考模型的变化。现代地震台网每年可以记录到数百万条地震波形序列, 如何有效利用这些海量数据, 充分分析和评估每条波形记录, 自动提取研

究者感兴趣的信息, 进而高效准确约束地球深部物性参数成为现代地震学研究新的挑战。

针对该问题, Kim 等利用机器学习算法——“排序法” (Sequencer) 自动检测和分析核幔边界衍射波 (S_{diff}) 数据集, 获得了太平洋东北部地区核幔边界处较为完整的散射全景图 (图 1)。“Sequencer”方法是一种基于图论的非监督学习算法, 通过波形两两之间的相似度矩阵构建最小生成树, 获得能够显示数据潜在特征变化的排序, 以此来揭示数据集中的主要趋势, 在一定程度上不需要有关结构的先验信息。原始观测数据中的连续性趋势往往可以为研究者提供一些深刻、直觉性的理解; 而一些有重要意义的趋势在常规默认的排序 (例如震中距或方位角排序) 中可能不易观测到。Kim 等针对太平洋洋盆下方核幔边界不均匀体产生的散射波, 开展了自动、大尺度、系统的搜索, 通过对地震图的“排序” (Sequencing), 探测出观测数据中隐藏的 S_{diff} 后驱波变化趋势, 然后再对表现出该趋势的地震记录图开展到时、振幅以及波形分析, 不仅仅探测到核幔边界处广泛存在的横向不均匀性, 还在马克萨斯岛 (Marquesas island) 下方发现了一处超级低速区 (图 2)。

该项工作的主要亮点在于将“数据驱动” (Data-driven) 的非监督分析方法引入到地球深部结构探测中来。在理论认知有

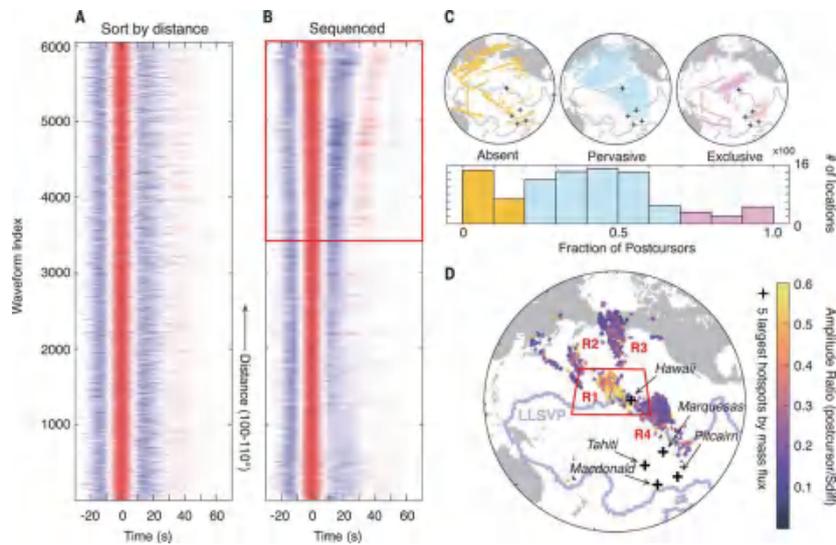


图 1 (A) 按照震中距排序后的地震波形记录；(B) 利用“Sequencer”方法排序后的地震图，可以清楚地看到约有 40% 的波形记录显示出明显的 S_{diff} 后驱波，该趋势在 (A) 中不明显；(C) 以 1° 为半径叠加后的波形图中，有的缺失明显的 S_{diff} 后驱波，橙色给出了相应的位置，有的区域广泛存在这种后驱波（蓝色和粉色线条所示位置）；(D) S_{diff} 后驱波和主震相 S_{diff} 的相对振幅比分布，紫色轮廓对应给出了大的低剪切波速省范围 (Kim et al., 2020)

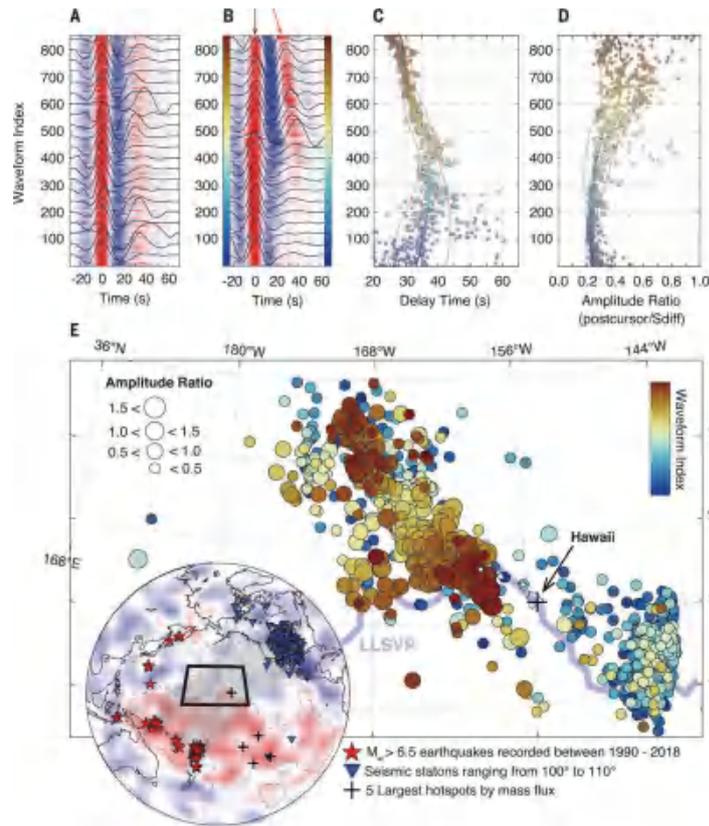


图 2 夏威夷地区观测到的 S_{diff} 后驱波。(A) 按距离排序后的地震图；(B) Sequencer 排序后的地震记录图；(C) 到时延迟；(D) 能量显著的后驱波振幅比；(E) 相应的射线中点位置。Sequencer 排序后的地震记录明显揭示出夏威夷西北部核幔边界上存在空间连续的异常体 (Kim et al., 2020)



限的情况下，可以快速攫取复杂数据集中暗含的趋势/规律，在海量数据中定位到具有特殊意义的“异常”观测记录，再由研究者开展有针对性研究。这种思路完全可以拓展到更高频震相（如 ScS, ScP, Pdiff）的分析甚至其它相关探索中，帮助科学家从覆盖范围更广复杂度更高的数据中获取

全面、高分辨的地球深部结构和物性特征，进而认识像谜一样的核幔边界热化学结构有独特的启示意义。

【致谢】感谢肖卓伟同学对“Sequencer”方法的探讨和建议，杨顺同学的组会报告也加深了撰稿人对该方法的认识。

主要参考文献

Kim D, Lekić V, Ménard B, et al. Sequencing seismograms: A panoptic view of scattering in the core-mantle boundary region[J]. *Science*, 2020, 368(6496): 1223-1228. ([链接](#))

（撰稿：李娟 / 地星室）

PNAS : 下地幔稳定存在超富水斯石英

水是地球区别于其它行星的重要标志物。除了在地表参与气候变化、地貌改造以及一系列生命过程之外，水在地球深部岩浆活动、板块俯冲、地幔对流等诸多地质过程中都起到了关键作用。伴随板块俯冲，地表的含水矿物、流体和挥发分通过这一巨大的传输带进入地球内部，其中相当数量的俯冲水又通过岩浆活动等回到地表，从而形成大规模的深部水循环。

与地球表面常见的水、冰、气等自由水不同，地球深部的水更多的是以包含在矿物结构中的羟基 (OH) 形式存在，其中的氢通常与晶格缺陷有关，并常与晶格中的氧相结合。在地球深部的高温高压条件下，即使是化学分子式中不含氢元素的矿物，即所谓名义上无水矿物 (nominally anhydrous minerals, NAMs)，也具有一定容纳氢的能力。现有的研究表明，上地幔矿物的储水能力大体上随着深度的增加逐渐升高 (杨晓志等, 2016)。更重要的是，在被认为是与地幔过渡带相关的超深起源钻石样品的林伍德石包裹体中，Pearson et al.(2014) 发现其中含有 ~ 1.5% 的水，由此推断地幔过渡带可能至少存在含水量为 ~ 1 wt.% 的富水区域。

然而对于更深的下地幔的含水情况，人们的认识还很有限，尤其是大量水能否以

某种形式进入下地幔？是否能稳定地储存在下地幔矿物中？卡内基地球物理研究所的林彦蒿博士和北京高压科学研究中心毛河光院士团队合作发表在 *PNAS* 的最新研究发现，二氧化硅的高压相之一——斯石英 (stishovite) 在地球下地幔条件下可以容纳大量的水并能形成稳定结构 (Lin et al., 2020)。

林彦蒿博士等利用激光加热金刚石压腔和同步辐射光源，测量了含水条件下的高压斯石英晶格参数，测量的最高压力和温度达到 ~ 58 GPa 和 1850 K。测量结果显示，在相同的压力下，含水的斯石英比无水斯石英的晶胞体积有显著增加，利用前人建立的无水斯石英和含水斯石英的状态方程，估算显示实验中斯石英的含水量至少可达 4%-10% (图 1)，这一数值要远高于前人在较低压力下得到的含水量。鉴于斯石英是俯冲洋壳中的重要矿物 (~ 20 wt.%)，该研究表明斯石英可以成为深部水循环的主要载体，从而为解决地球深部水的传输问题提供了新的思路 (图 2)，也有助于我们更加深入的考察深部过程对全球水循环的影响。

【致谢：感谢原作者林彦蒿博士对本文的建议与修改。】

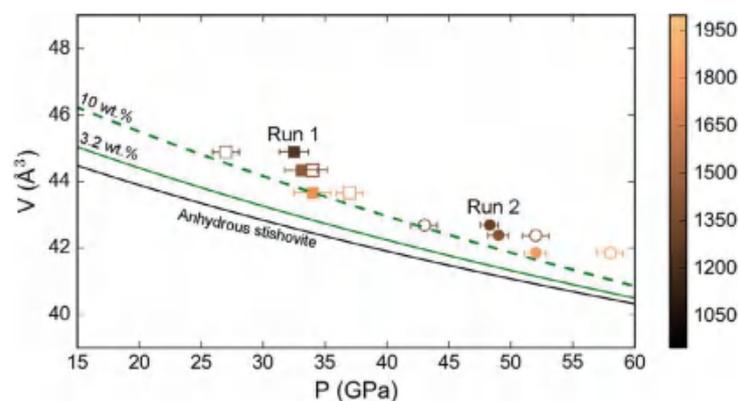


图 1 室温条件下富水高压斯石英的晶胞体积 (Lin et al., 2020)。可见实验中富水高压斯石英的晶胞体积显著高于无水斯石英

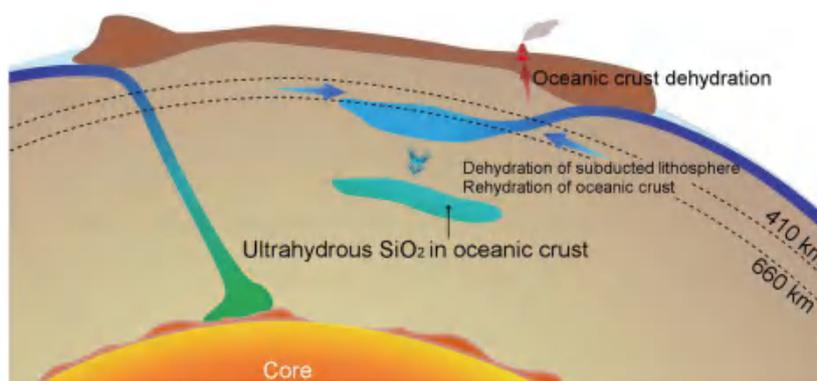


图 2 下地幔斯石英水运移图解 (Lin et al., 2020)。洋壳在通常的俯冲过程会充分脱水, 但部分冷俯冲板片仍能携带相当数量的水进入过渡带, 从而有可能形成富水的斯石英相并进一步进入深部地幔

主要参考文献

Pearson D G, Brenker F E, Nestola F, et al. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond[J]. *Nature*, 2014, 507(7491): 221-224. ([链接](#))

Lin Y, Hu Q, Meng Y, et al. Evidence for the stability of ultrahydrous stishovite in Earth's lower mantle[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(1): 184-189. ([链接](#))

杨晓志, 李岩. 2016. 高温高压实验和硅酸盐地幔中的水. *中国科学: 地球科学*, 46(3): 287-300.

(撰稿: 张驰 / 地星室)

NREE : 地球深部地幔弹性性质的实验进展

地幔的物理和化学性质影响着地幔的动力学过程，不仅控制了地幔内部的行为，对地表板块构造的性质同样有很强的控制作用。因此，准确和定量地理解地幔的物理和化学性质有助于我们探索地球或者其他行星的演化历史。然而，地球深部的不可入性是对其进行研究的最大难题，人们主要通过反演地震观测数据来约束深部地幔的物质成分和温度。现在

地震观测的数据越来越多，也越来越精确，而更大的挑战是如何很好地解释这些观测数据，例如对于地幔中存在的一系列异常（如大型低剪切波速省、过渡带的波速异常和地幔中部广泛存在的散射体等，图 1）仍然缺乏合理的解释，这主要是由于我们对地幔中可能存在的矿物在高温高压下的弹性性质缺乏足够的理解。

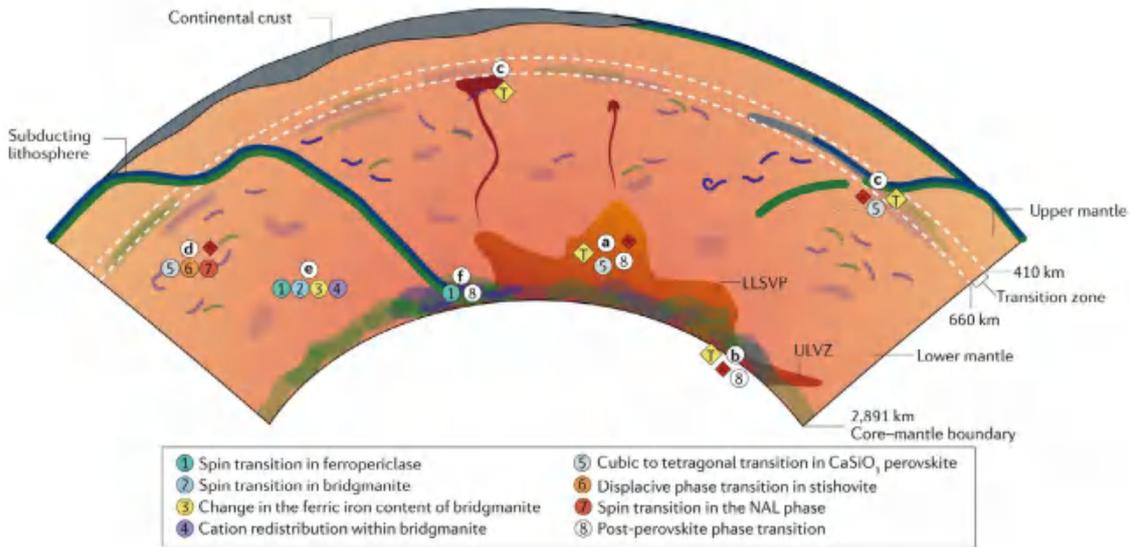


图 1 地球地幔中地震结构解释图

即使是上地幔中含量最丰富、研究最多的橄榄石矿物，最高也只有在 1300 K 和 13 GPa 下测量的弹性性质的实验数据，比地幔温度低了几百度；地幔中其他矿物相的弹性性质数据更少，而且大多局限于较低的温度和压力，这就需要对这些矿物的

弹性性质数据外推至地幔条件才能直接解释地震观测结果。然而有一些矿物性质（如变价元素的自旋状态、晶体缺陷的浓度等）的改变会影响矿物弹性性质的变化规律（图 2），例如人们一般认为铁方镁石的纵波波速会随着温度的升高而降低，但是在中部

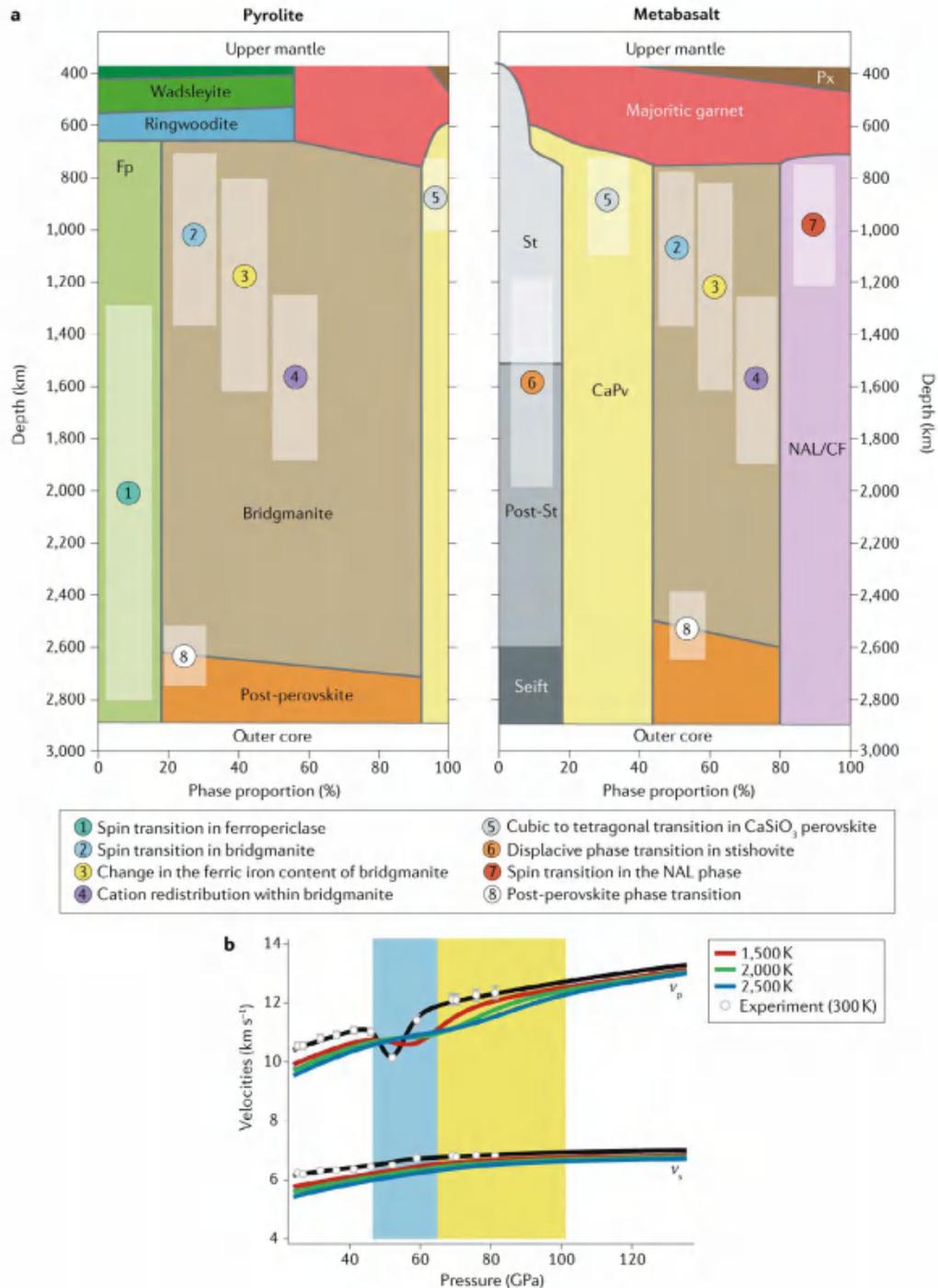


图2 过渡带和下地幔矿物学

地幔压力条件下，铁方镁石中的铁如果发生了自旋状态的转变，那么理论上纵波波速会随着温度的升高而升高，这就颠覆了铁方镁石的弹性性质随温度的变化规律。

因此，通过状态方程外推矿物在高温高压下的弹性数据并不可靠，地震反演依赖于地幔温压条件下原位测量得到的矿物的弹性数据。



随着过去几年新的原位分析技术的出现,人们已经可以在相对高温高压条件下直接测量矿物的弹性性质,为地幔波速异常区域(例《CaSiO₃ 钙钛矿的地震波速实验测定及其对下地幔 LLSVPs 的启示》)提供了新的约束。但是目前实验的温压区间仍然非常有限,远未达到下地幔的温压条件,因此,高温高压下测量矿物的弹性性质的技术方法非常重要。英国牛津大学的 Hauke Marquardt 及其合作者在 *Nature Reviews Earth & Environment* 期刊上发表综述文章 (Marquardt and Thomson, 2020),总结了测定深部地幔条件下矿物弹性性质的主要技术,着重讨论了这些技术的潜力、局限性和误差,同时也总结了最近在实验上取得的关于深部地幔矿物弹性性质的认识。

目前已经有许多实验技术被用来研究地球深部物质的弹性性质,包括非弹性 X 射线散射、非弹性光散射(可见光)以及超声波技术等。这些实验方法可以准确测定矿物波速、弹性各向异性、声子态密度以及声子寿命等,但是有一些实验方法(如共振超声光谱、非弹性中子散射等)只能用于常压条件下的测试。非弹性 X 射线散射 (IXS) 和核共振非弹性 X 射线散射 (NRIXS) 这两种技术非常耗时间(观测单个速度需要 2 ~ 24 小时),并且需要用到同步辐射加速器,因此这些技术还较少应用于地幔矿物的研究。目前地球科学领域最广泛使用的是非弹性光散射和超声波干涉技术。Marquardt 重点对这些技术的基本原理和现状进行了总结。

一、光散射技术

光散射技术包括布里渊光谱 (BS) 和

脉冲激光散射技术 (ISLS), 结合 DAC 可以直接测量地幔压力下的矿物弹性性质。过去 20 年里这两种技术得到了广泛普及,尤其是高压布里渊散射系统的数量在 2020 年已经超过了十套。光散射技术正为研究地幔矿物的弹性性质提供着关键信息。

1. 布里渊光谱 (BS)

布里渊光谱法主要是利用探测激光穿过样品时与样品声子发生非弹性相互作用产生散射光,通过测量激光与散射光之间的频率偏移可以直接算出声速(图 3),因此样品需要保持透明来发生光学散射。在 DAC 中,高压下用 BS 测量的声速数据的准确度和精度分别优于 1% 和 0.5%,但是布里渊信号受样品厚度的影响很大,因此在地幔压力条件的 BS 实验中样品必须非常薄 (<15 μm),导致收集信号的时间需要几十分钟到几个小时。

布里渊光谱法可以测量单晶样品和多晶集合体的弹性性质。BS 在测量单晶样品时,通过测量晶体中几个不同传播方向上的声速来限制单晶样品全部的弹性张量,从而获得矿物的弹性性质。对于立方对称的晶体(如林伍德石、超硅石榴石和铁方镁石)只需要在一个晶面上测量声速,但是也需要很长的实验时间;对于具有较低对称性的矿物而言(例如斜方晶系的瓦兹利石和布里奇曼石),则需要从样品的多个方向来测量以提供额外的晶格方向上的数据,因此耗费时间会更长。多晶集合体的 BS 实验不需要测量特定方向上的波速,因此,所需的测量任务量大大减少,相对而言比单晶 BS 实验快很多。然而多晶 BS 实验测量的速度是一个平均值,丢失了一些弹性张量和弹性各向异性的信息;同时测



量的速度对样品的微观结构（如颗粒尺寸、形状和晶格优先取向等）非常敏感，并且还会受到晶格优先取向、探测激光与声子传播方向之间的耦合效率或样品中应力分布的影响。目前仍然缺乏高压下矿物单晶和多晶 BS 实验的对比。

结合 DAC 的单晶 BS 实验可以达到 100 GPa 的压力条件，但是实验所需的大量时间限制其在地幔压力条件下测量矿物弹性性质的应用，斜方晶系的矿物单晶只有少量的高压下 (<41 GPa) 的实验数据。此外，单晶 BS 实验无法测量 CaSiO_3 钙钛矿、

后钙钛矿或赛石英等矿物，这是由于降压后这些矿物很快发生相变，无法从高温高压环境中淬火获得单晶样品；然而多晶 BS 实验是可以对原位合成的样品直接进行测量。在所有的 BS 实验中，当压力超过 40 GPa 时就很难测量纵波波速，因为纵波的信号会被金刚石压砧的峰值掩盖（图 3b）。

尽管结合 DAC 的 BS 实验可以达到很高的压力条件，但同时实现高温仍然非常具有挑战性。由电阻加热的 DAC 只能在很低的压力和 1000 K 左右进行 BS 实验，目前仅对林伍德石、超硅石榴石和铁方镁石

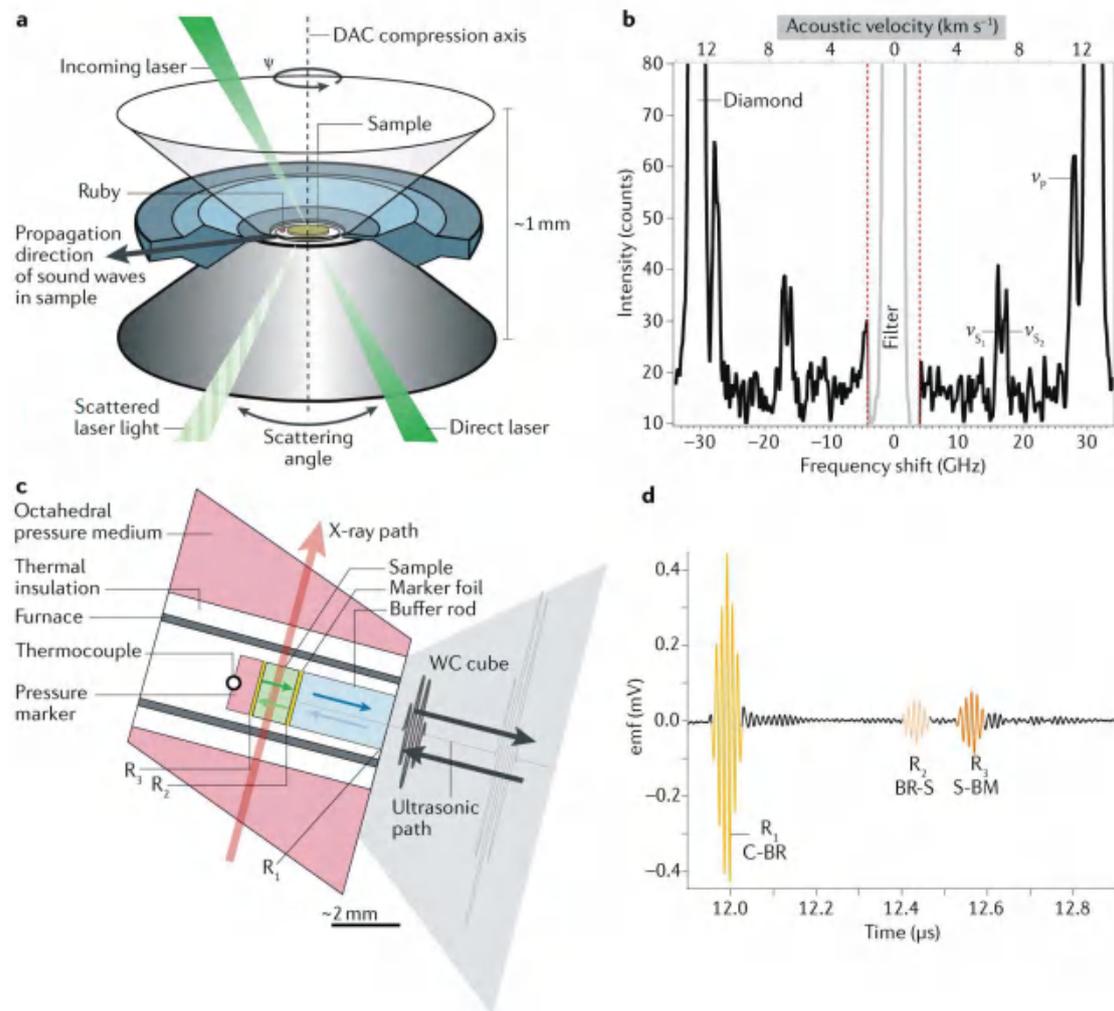


图 3 高压弹性实验示意图



有相关研究。激光加热方法尤其是 CO_2 激光的应用使得在地幔温压条件下进行 BS 实验成为可能，目前已经有学者成功在 2700 K、91 GPa 的高温高压下对含铝 MgSiO_3 布里奇曼石和 MgO 的多晶集体进行 BS 实验，但是仍然没有公开发表的单晶实验数据。

2. 脉冲激光散射 (ISLS)

ISLS 是一种类似于 BS 的技术，但是 ISLS 是用秒级（脉冲）激光器在样品中诱发声波，然后测量声波。两者的区别在于 ISLS 中的脉冲激光会损坏金刚石，因此 ISLS 不会在 DAC 中使用，也就没有了金刚石的干扰。ISLS 与 BS 几乎在所有方面都具有相同的优势和局限性，ISLS 相比于 BS 的优势在于能够测量不透明的样品，并且能够测量高压下的纵波波速，而高压下 BS 实验中金刚石信号会掩盖纵波信号；但是 ISLS 不能准确测量地幔矿物中的剪切波速。因此有学者会结合使用 BS（测剪切波速）和 ISLS（测压缩波速）来准确获得矿物的地震波速。

二、超声波技术

超声波技术，如超声波干涉法 (US) 也能够通过向高压样品中发送高频率 (kHz-GHz) 的“地震波”来研究高压下地球深部物质的弹性性质。声波可以利用压电材料或激光源产生，并在目标样品中传播。使用压电传感器的 US 技术通常在 MHz-GHz 频率下工作，通过结合 DAC 或者大腔体压机 (LVP) 可以直接测量地幔条件下矿物的波速。利用激光源的 US 技术是一种超快脉

冲探测技术，通常称为皮秒超声波 (PSU)，同样可以结合 DAC 实现高压下的测量，但是目前为止还仅局限于相对低温的条件下应用。

US 的原理是将声波传入样本，然后检测回波，从而得到样品上、下表面 (图 3c) 返回的回波之间的延时 (Δt)，样品厚度为 L ，则声速可以简单地表示为 $2L/\Delta t$ 。原理看似简单，事实上高压实验中由于严格的几何限制和无法直观看到样品的长度，测量非常复杂；但是已经开发出相当标准化的测试方法，通过 US 在 DAC 或 LVP 中同时测量剪切波速和压缩波速。其不确定度小于 1%。受限于 DAC 中作为传声粘合剂的石英气凝胶的稳定极限，目前为止基于 DAC 的 US 技术仅限于相对低温低压条件 (<10 GPa 和 <523 K)。

LVP-US 实验最主要的限制来自于样本。样品的表面必须是水平完整的，没有孔隙、裂纹或任何其他宏观缺陷，同时晶体还要保持细粒并没有任何晶格优选。通常要求样品是预先合成的（一般是通过预烧结），并加工成合适的圆柱体，合成一个单一样本并在 LVP 中进行超声实验一共所需要的时间约为一周，这是 LVP-US 技术的主要缺点。最新的研究中将样品预合成与超声波测量结合在一个实验中，大大缩短了实验时间，但是由于样品几何形状的不完美，大量的实验结果并不可靠。然而，在过去的几年里，LVP-US 实验已经取得了许多实质性的进展。例如，由于新的商业碳化钨和烧结合金刚石砧材料的出现，在 LVP 实验中常规可达到的压力和温度条件的范围正在不断扩大 (图 4)。LVP-US 实验现在已经可以在大约 27 GPa 和 2400 K 的温压



条件下进行，而且这个区间将会继续扩大。此外，由于示波器的性能迅速提高，单个超声波测试所需的时间从十年前的大于 5 分钟减少到小于 10 秒。除了时间限制和样品合成之外，没有其它因素可以限制 LVP-

US 技术在单晶样品上的应用。迄今为止，单晶测量仅限于对 MgO 在 8 GPa 和 1600 K 下的研究，但是未来利用 LVP-US 对单晶样品的研究可以提供有关高温下矿物各向异性的重要信息。

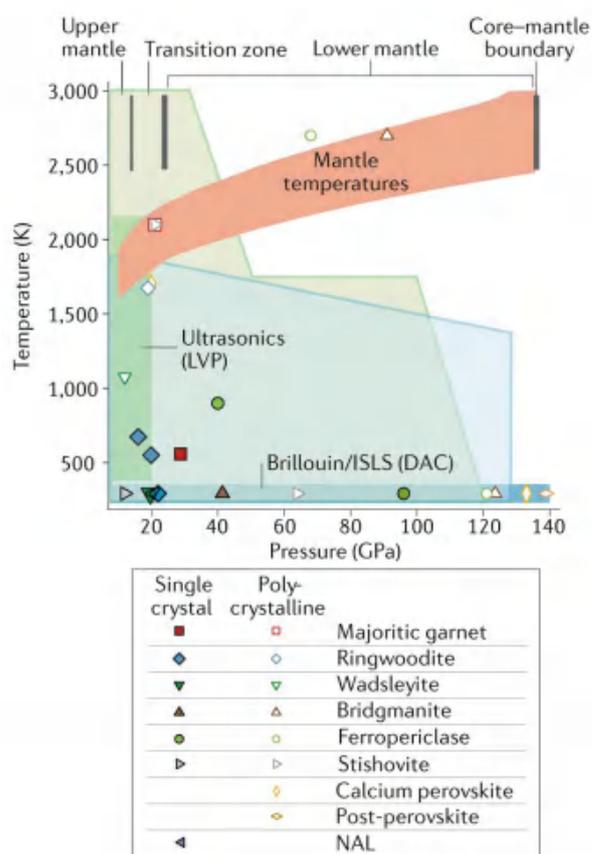


图 4 已发表的光散射和超声波实验所涵盖的条件

除了上述方法之外，X 射线衍射在约束地幔矿物的压缩系数以及高温高压条件下的密度方面非常重要。目前人们已经实现了对样品密度和声速的同时测量，这在同步辐射光源线站是通过将 BS 和 US 技术与 XRD 测量相结合实现的，同时测量样品的密度和声速对于高温高压条件下的实验特别有用，因为实验中对样品的密度几乎没有预先的约束。此外，BS 或 US 的结果

与 XRD 测量相结合，可以更好地确定样品的真实压力。

基于 DAC 的光散射方法以及 LVP-US 技术已经成为高温高压条件下测定地幔矿物弹性性质的主要技术方法。虽然这几种技术提供了绝大部分高温高压下地幔矿物的弹性数据，但是很少有达到下地幔条件的数据。此外，大多数矿物的实验数据仅来源于一两项测量多晶集合体的研究，例



如，在温度 $>1500\text{ K}$ 的条件下，前人使用 LVP-US 研究了林伍德石、钙钛矿、斯石英和超硅石榴石，但是数据仅局限于有限的温压条件和单一组分（每一个矿物相），并且迄今为止很少有重复实验。在 2700 K 和 $\sim 91\text{ GPa}$ 条件下，还有学者用多晶 BS 测量了高温高压下铁方镁石和布里奇曼石的地震性质，但是高温数据仅限于七个独立的点（铁方镁石四个，布里奇曼石三个）。

目前缺乏对新的六方铝相、铁酸钙相、超石英相、赛石英以及后钙钛矿在高于 300 K 条件下的地震性质的实验数据，而对瓦兹利石的测量也只达到 1073 K 。即使是研究最多的下地幔矿物铁方镁石，关于铁自旋转变对其弹性性质的影响以及压力对体弹模量的软化作用仍然存在不确定性，更关键的是缺乏高温下穿过铁方镁石自旋转变区域声速的实验测量数据（图 2b）。此

外，关于地幔中次要矿物相（如碳酸盐、含水矿物相和熔体）弹性性质的实验研究仍然非常少。

作者最后指出，高温高压下地幔矿物的实验数据库还远未完成，现有的数据还不足以建立可靠的模型，很难解释层析成像模型中观察到的地震波异常现象。由于数据不足，我们也无法对实验数据的质量及其相关结果进行可靠的统计测试，很难确定已有实验数据的真实不确定度。我们只有提供足够多的实验数据才能降低不确定度，并更好地解释深部地幔的地震波速。另外，地震层析成像表明在整个地幔中波速存在着显著的、广泛的横向变化，未来的研究将不再局限于将矿物物理数据与全球一维平均速度模型进行对比，而这对矿物弹性性质数据提出了更高的要求。

原文：Marquardt H, Thomson A R. Experimental elasticity of Earth's deep mantle[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2020, 1(9): 455-469. ([链接](#))

（编译：牛笑光，张志明，张志刚 / 地星室）

Nature : 克拉通岩石圈地幔的成因模型

克拉通是地球上古老而又稳定的大陆地块。克拉通的岩石圈地幔是金刚石的宝库，它们形成于 25 亿年前的太古宙和 16~25 亿年前的古元古代 (Peslier et al., 2010; Lee et al., 2011)。克拉通型岩石圈地幔具有明显的特征：厚度巨大（可达 300 km）、密度较低，亏损玄武质成分、高度难熔、地温梯度低 (Lee et al., 2011)，而且岩石圈地幔的年龄越古老，其密度就越小，密度小的原因在于其特定的化学组成。

古老的克拉通岩石圈地幔是在地球演化的早期阶段经过壳幔分异事件之后形成的，它们是原始地幔（主要由易熔的二辉橄榄岩组成）经过高程度的部分熔融，大量玄武质熔体被抽取之后残余的难熔组分（以难熔的方辉橄榄岩为主），因此，古老的克拉通岩石圈地幔具有明显富 Mg、贫 Fe、高度难熔的组成特征。玄武质熔体被大量抽取之后，古老克拉通岩石圈地幔的密度（ $\sim 3.31 \text{ g/cm}^3$ ）小于下伏的软流圈（ $\sim 3.39 \text{ g/cm}^3$ ），因此，它能够像船一样长期“漂浮”在软流圈之上。克拉通的岩石圈地幔具有机械抵抗力 (Arndt et al., 2009)，能够防止地幔对流造成的破坏，因而能够长期存在。

古老克拉通的岩石圈地幔是如何形成的？尽管科学家们针对这一问题开展了大量的研究，然而，目前对克拉通岩石圈地幔成因的认识仍然存在明显的分歧。分歧的焦点主要集中在两种学术观点：熔融模型和堆积模型。

第一种观点（熔融模型）认为，克拉通岩石圈地幔是通过地幔物质底辟上升、地幔倒转、或者地幔柱携带地幔过渡带的物质上升并发生高程度熔融形成的 (Boyd, 1989; Stein and Hofmann, 1994)，因此它们代表高度亏损玄武质熔体、相对干燥、低密度的熔融残余。该模型容易被大家接受，因为它能够合理地解释很多观测到的现象，比如岩石圈地幔的低密度现象（高程度熔融的结果）、有浮力 (Boyd, 1989; Stein and Hofmann, 1994)、岩石圈的厚度与年龄具有正相关性，无水地幔橄榄岩捕虏体的发现指示岩石圈地幔具有足够的粘度而不受下伏软流圈的影响 (Peslier et al., 2010)。根据该模型可以预测，在地幔物质减压熔融的过程中，由于上部地幔物质的熔体抽取程度更高，因此地幔熔融柱顶部的密度应相对较低，而岩石圈地幔底部的密度应相对较高。然而，熔融模型所预测的岩石圈地幔化学分层与其他学者的观测资料和工作模型 (Lee et al., 2011) 所预测的结果有很大出入。

关于克拉通岩石圈地幔成因的第二种学术观点（堆积模型）认为，古老的克拉通岩石圈地幔最初是通过俯冲的大洋地壳及形成于洋中脊的亏损地幔叠置堆积而成 (Helmstaedt and Schulze, 1989; Beall et al., 2018)。该模型也成功地解释了一些地质现象，比如，岩石圈地幔巨大的厚度、岩石圈地幔相对于大洋岩石圈亏损玄武质熔体，



以及克拉通地区金伯利岩中产出的榴辉岩捕虏体具有大洋地壳的地球化学特征。然而，堆积模型也存在着一些问题，比如，难以解释大洋岩石圈中相对大量的古大洋地壳物质与金伯利岩地幔捕虏体中相对稀少的榴辉岩捕虏体之间的不一致性 (Arndt et al., 2009; Lee et al., 2011)。此外，由于古老的俯冲板片中含有相当厚度的大洋地壳，它可能会受到板块断裂和 / 或板块后撤的影响而不能发生多重堆积 (Perchuk et al., 2019)。

为了解决上述存在争议的科学问题，一种新的替代模型——热 - 机械模型被提出 (Sizova et al., 2010; Perchuk et al., 2019)，并在最近得到了进一步的发展。近期，Per-

chuk et al. (2020) 在 Nature 上发表论文，他们在上述模型的基础上，建立了二维高分辨率岩浆 - 热 - 机械模型，通过模拟研究发现：在太古代板块构造开始之后，位于俯冲大洋板块之下具有正浮力和韧性、亏损玄武质熔体的、热的地幔层，在大洋板块俯冲的过程中，不能随着大洋板块同步俯冲 (图 1)，而是滞留于邻近的大陆板块之下，形成具有克拉通规模的粘性原始陆核。之后，随着地温梯度的下降，位于大陆之下具有高粘滞度的亏损地幔层也随之降温，与大陆合为一体，成为古老克拉通的岩石圈地幔。根据大陆岩石圈地幔的厚度估算表明，该模型所展示的动力学机制在古老克拉通岩石圈的主要形成时期是

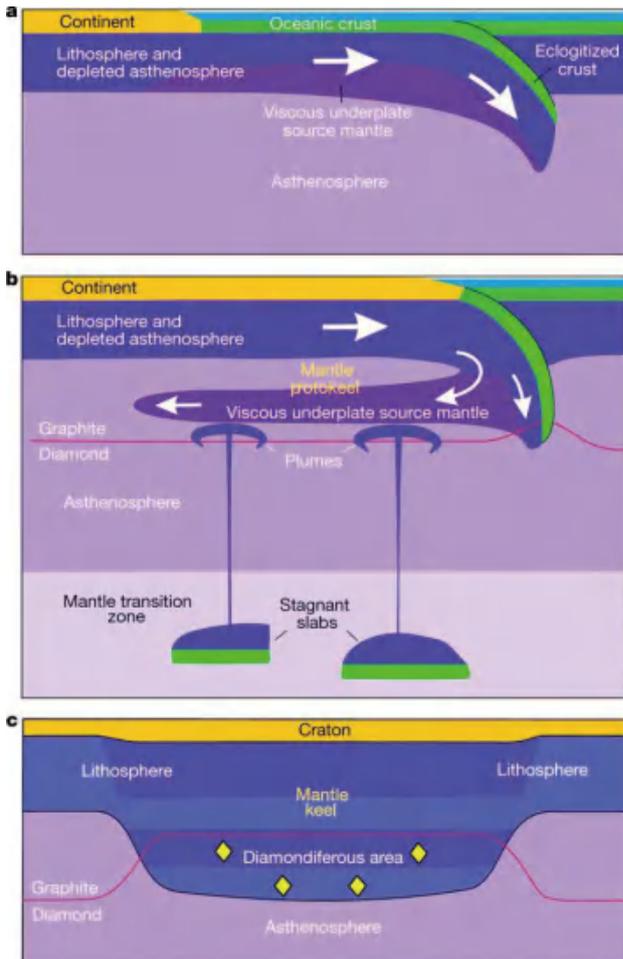


图 1 克拉通岩石圈地幔形成动力学模型示意图 (Perchuk et al., 2020)

a. 板块构造开始的早期，大洋板块携带高度亏损的地幔一起运动，并发生俯冲；b. 粘性的亏损地幔不能随着大洋板块同步俯冲，滞留在相邻的大陆之下形成最初的陆核。地幔过渡带的滞留板片底辟上升，叠置于地幔核之下，成为陆核的下部层位；c. 随着地温梯度的下降，叠置的地幔层温度降低，从而形成古老克拉通的岩石圈地幔。



有效的。因此，前寒武纪时期携带高度亏损地幔层的大洋板块俯冲作用是陆下巨厚岩石圈地幔形成的先决条件，由于巨厚岩石圈地幔的存在，使得古老的克拉通在随

后的板块构造过程中得以长期保存。这项研究为第二种观点提供了新的证据：古老克拉通岩石圈地幔是通过早期大洋板块俯冲引起的板片堆积形成的。

主要参考文献

- Arndt N T, Coltice N, Helmstaedt H, et al. Origin of Archean subcontinental lithospheric mantle: Some petrological constraints[J]. *Lithos*, 2009, 109(1-2): 61-71. ([链接](#))
- Beall A P, Moresi L, Cooper C M. Formation of cratonic lithosphere during the initiation of plate tectonics[J]. *Geology*, 2018, 46(6): 487-490. ([链接](#))
- Boyd F R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, 96(1-2): 15-26. ([链接](#))
- Helmstaedt H, Schulze D J. Southern African kimberlites and their mantle sample: implications for Archean tectonics and lithosphere evolution[J]. *Kimberlites and Related Rocks*, 1989, 1: 358-368. ([链接](#))
- Lee C T A, Luffi P, Chin E J. Building and destroying continental mantle[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2011, 39: 59-90. ([链接](#))
- Perchuk A L, Gerya T V, Zakharov V S, et al. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics[J]. *Nature*, 2020, 586(7829): 395-401. ([链接](#))
- Perchuk A L, Zakharov V S, Gerya T V, et al. Hotter mantle but colder subduction in the Precambrian: What are the implications?[J]. *Precambrian Research*, 2019, 330: 20-34. ([链接](#))
- Peslier A H, Woodland A B, Bell D R, et al. Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons[J]. *Nature*, 2010, 467(7311): 78-81. ([链接](#))
- Sizova E, Gerya T, Brown M, et al. Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments[J]. *Lithos*, 2010, 116(3-4): 209-229. ([链接](#))
- Stein M, Hofmann A W. Mantle plumes and episodic crustal growth[J]. *Nature*, 1994, 372(6501): 63-68. ([链接](#))

(撰稿：汤艳杰 / 岩石圈室)

NG : 深部地幔的二元性 (Double-dealing deep Earth)

编者按：板块构造学说为解释地表观测到的几乎全部地质现象提供了动力学机制，如，板块相对运动机制，远离彼此的大陆板块上相似古生物地理分区的形成，以及大陆穿过不同特定古气候带的原因等等。这些运动通过地幔下降和上涌分别对应的板块俯冲和海底扩张实现。板块运动本质上是地幔对流造成的。科学家确信地幔以某种方式参与了板块运动，但是对于地幔如何参与这一运动仍然是一个谜。板块运动影响地球深部的证据非常少。最近，以科廷大学研究人员为首的研究团队包括我所 Ross Mitchell 副研究员合作在 *Nature Geoscience* 撰文 (Doucet et al., 2020)：他们通过来自数千公里深度之下的岩浆形成的岩石的元素和同位素组成，探索地球深部地幔对岩石圈板块运动的响应。该研究通过对比研究由地幔柱从太平洋和非洲底下的两个大低速省 (LLSVP) 带来的岩浆形成的岩石 (图 1)，发现非洲大低速省地幔具有曾经被俯冲板片交代的地球化学特征，而太平洋大低速省地幔则没有，这种差异可能与从罗迪尼亚到潘吉亚超大陆演化过程中这两个地幔区处于不同的构造部位之下，经历不同地质演化有关。该研究提出地球深部地幔响应板块构造呈现地球化学的二元性。

Plate tectonics has come to explain the dynamics of nearly everything we observe at the surface: the kinematics of how plates move relative to each other, the correlation of ancient biogeographic provinces now in distant lands, and the drift of continents through the climatic belts. We know that such plate motions are achieved by subduction and seafloor spreading that are related to mantle downwelling and upwelling, respectively. We also know that plate tectonics is in fact the modern mode of mantle convection. But even as we know that the mantle is somehow involved in plate tectonics, how exactly it is, still remains largely a mystery. Evidence for surface plate motions affecting Earth's deep interior remain in short supply.

According to new research, the mystery of plate tectonics in the deep Earth is beginning to be revealed. Published in the leading journal *Nature Geoscience*, the research examined the chemical and isotopic compositions of rocks sourced from thousands of kilometers below the surface to better understand how Earth's mantle responds to plate movements that occur near its surface.

In recent decades, seismology has revealed that the deepest mantle, right above the core-mantle boundary, is anything but homogenous. In fact, there are two vast structures sitting on the core-mantle boundary opposite to each other, one under the Pacific plate and one under the African plate (McNamara and Zhong, 2005). Some scientists



have even called them “blobs” . These two blobs are characterized by slow seismic velocities and are termed large low shear-wave velocity provinces (LLSVPs). Although the precise origins of the LLSVPs remain debated, there is consensus that the blobs are chemically different from the ambient mantle that surrounds them.

How LLSVPs are related, or not, to plate tectonics remains unclear. Some researchers believe that the LLVPs are stable, ancient, and quasi-static structures that have maintained their same positions as the continents drift overhead over time (Dziewonski et al., 2010; Torsvik et al., 2010). Other researchers believe that the LLSVPs are dynamic structures that are intimately related to the subduction history of surface plate motions that influence, shape, and shift the deep mantle (Doucet et al., 2019; Mitchell et al., 2012). Finding ways to test between these hypotheses has proven difficult.

In the new study, leader author, Dr. Luc-Serge Doucet, and his international team of researchers, might have found a new way to interrogate the history of the deepest mantle. Even though much about LLSVPs remains mysterious, one thing has become clear: these thermochemical blobs tend to create mantle plumes at their edges. From Hawaii to Iceland, mantle plumes over the past 300 million years of plate reconstructions have been consistently demonstrated to originate from the edges of one of the two LLVPs (Evans, 2010; Torsvik et al., 2010), earning the edges of LLSVPs the name “plume generation zones” . The Hawaii

plume rose from the Pacific LLSVP and the Iceland plume rose from the African LLSVP (Fig. 1).

To make sure the plumes they investigated were indeed chemically linked to the LLSVPs at the base of the mantle, Doucet’ s team had to be careful and selective. Not all mantle plumes originate from the deep mantle. The team used established criteria (Courtillot et al., 2003) to distinguish between shallow sources of mantle melt and those sourced from the deepest mantle that would most likely have a direct connection with the deep LLSVPs. Having selected a handful of deep mantle plumes for each of the two LLSVPs, they compared their geochemistry.

“Our team used trace metals such as lead, strontium, and neodymium, from hotspot volcanic islands including the Galápagos Islands in the Pacific Ocean and Réunion Island in the Indian Ocean, to examine whether these two domains have the same chemical ‘make-up’ ,” Dr. Doucet said.

Prior to this most recent study, the two LLSVPs had been regarded as chemically identical. But what Doucet’ s team discovered was just the opposite: the deep mantle is double-dealing, and the two LLSVPs are chemically distinct. “We found that the African domain was enriched by subducted continental materials, which was linked to the assembly and breakup of the supercontinent Pangaea, whereas no such feature was found in the Pacific domain,” Dr. Doucet said.

The chemical difference between the two

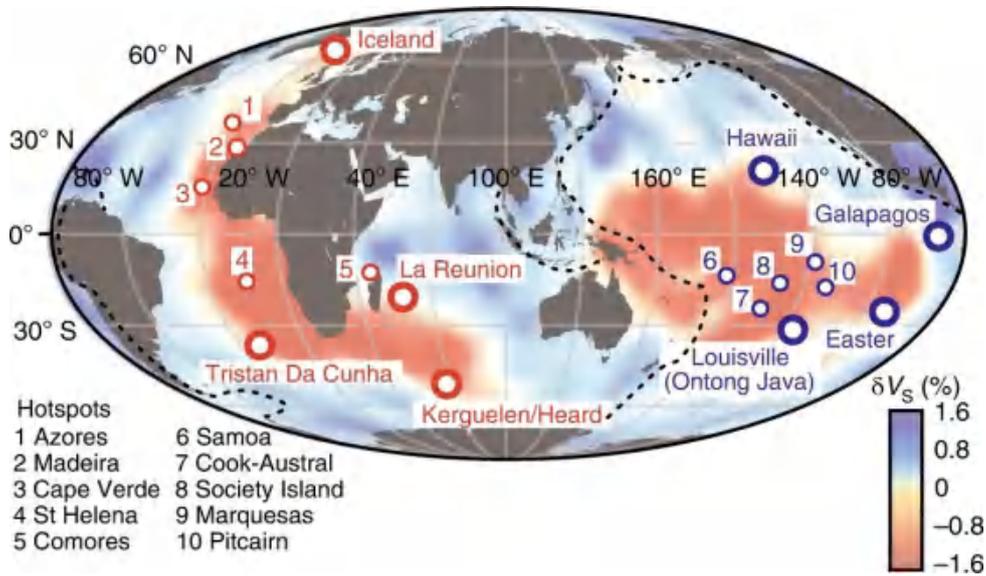


图 1 源自两个地幔大低速省 (LLSVP, 图中红色阴影区域对应 S 波低速体) 的地幔柱在地表形成一系列热点 (Doucet et al., 2020)。研究表明, 来自太平洋 (蓝圈) 和非洲 (红圈) 大低速省地幔柱产物的成分明显不同

Fig. 1 Some mantle plumes forming hotspots at the surface originate deep in the mantle at the edge of one of the two LLSVPs (red shaded regions corresponding to slow shear-wave velocities). It turns out that the compositions of deep plumes derived from the Pacific (blue circles) and African (red circles) LLSVPs are distinct from each other. From Doucet et al. (2020).

mantle domains comes down to a difference in the influence of plate tectonics. After all, the two LLSVPs are separated by the Pacific “ring of fire”, a girdle of subduction along which most earthquakes and volcanoes occur on Earth. Professor Zheng-Xiang Li, co-author on the study, said the two chemically distinct hemispheres discovered by the team can best be explained by the distinct evolutionary histories of the two mantle domains during the Rodinia to Pangaea supercontinent cycles.

“We found that the African mantle domain contains continental materials, which were brought down by the subduction system for at least the past 600 million years. However, the Pacific mantle domain has been protected from the infiltration of such

materials,” Professor Li said.

Due to the location and direction of subduction over the past hundreds of millions of years, the African mantle domain has been contaminated by subduction, but the Pacific domain has remained sheltered from it. During the assembly of supercontinent Pangaea, slabs subducted down over where the supercontinent would eventually reside. Then, after the supercontinent formed, subduction jumped to its edge, again diving beneath the position of the supercontinent. Thus, as deep mantle plumes sourced from the LLSVPs rise through the mantle, they encounter vastly different chemical reservoirs.

The new observation made by Doucet and colleagues is referred to as the deep mantle



geochemical dichotomy (DMGD).

The research was co-authored by researchers from Curtin University in Australia, Tanta University in Egypt, St. Francis Xavier University in Canada, Université Libre de Bruxelles in Belgium, Queen' s University in Canada, and the Institute of Geology and Geophysics Chinese Academy of Sciences in Beijing.

The full paper titled, ‘*Distinct formation history for deep mantle domains reflected in geochemical differences*’, can be found online: <https://www.nature.com/articles/s41561-020-0599-9>.

Part of this summary comes from the Curtin University press release: <https://news.curtin.edu.au/media-releases/new-curtin-research-uncovers-the-two-faces-of-the-earth/>

主要参考文献

- Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. Three distinct types of hotspots in the Earth' s mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 205(3-4): 295-308. ([Link](#))
- Doucet L S, Li Z X, El Dien H G, et al. Distinct formation history for deep-mantle domains reflected in geochemical differences[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(7): 511-515. ([Link](#))
- Doucet L S, Li Z X, Ernst R E, et al. Coupled supercontinent–mantle plume events evidenced by oceanic plume record[J]. *Geology*, 2020, 48(2): 159-163. ([Link](#))
- Dziewonski A M, Lekic V, Romanowicz B A. Mantle anchor structure: an argument for bottom up tectonics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 299(1-2): 69-79. ([Link](#))
- Evans D A D. Proposal with a ring of diamonds[J]. *Nature*, 2010, 466(7304): 326-327. ([Link](#))
- McNamara A K, Zhong S. Thermochemical structures beneath Africa and the Pacific Ocean[J]. *Nature*, 2005, 437(7062): 1136-1139. ([Link](#))
- Mitchell R N, Kilian T M, Evans D A D. Supercontinent cycles and the calculation of absolute palaeolongitude in deep time[J]. *Nature*, 2012, 482(7384): 208-211. ([Link](#))
- Torsvik T H, Burke K, Steinberger B, et al. Diamonds sampled by plumes from the core–mantle boundary[J]. *Nature*, 2010, 466(7304): 352-355. ([Link](#))

(撰稿 : 罗斯·米歇尔 / 岩石圈室 ; 编辑 : 彭澎 / 岩石圈室)

Nature : 内陆火山可能起源于湿的地幔过渡带

物质从固相到液相是温度和压力变化或者是固相线迁移的结果，火山喷发本质上也是这个过程，因此地球上大多数火山作用无非是3种起源：1) 减压熔融，如洋中脊玄武岩 (MORB)；2) 核幔边界起源的强烈热扰动 (地幔柱) 引起的洋岛玄武岩 (OIB)，如夏威夷火山；3) 脱挥发分引起的固相线迁移，如通常处于俯冲板边界的岛弧火山。近年来，有一类

特殊的火山逐渐引起了地球科学家的重视：一种既不属于地幔柱成因，又远离板块边界 (>1000 km)，如长白山火山；还有一种叫做“petit-spot”，它具有EM1的地球化学特征 (图1)，但不属于洋岛玄武岩，如太平洋底新发现的斑点火山。这两种火山分别出现在日本俯冲带的前方和后方，它们的成因无法用经典的板块构造理论解释，还存在巨大的争议 (Sun et al.,2017 ; Zhang

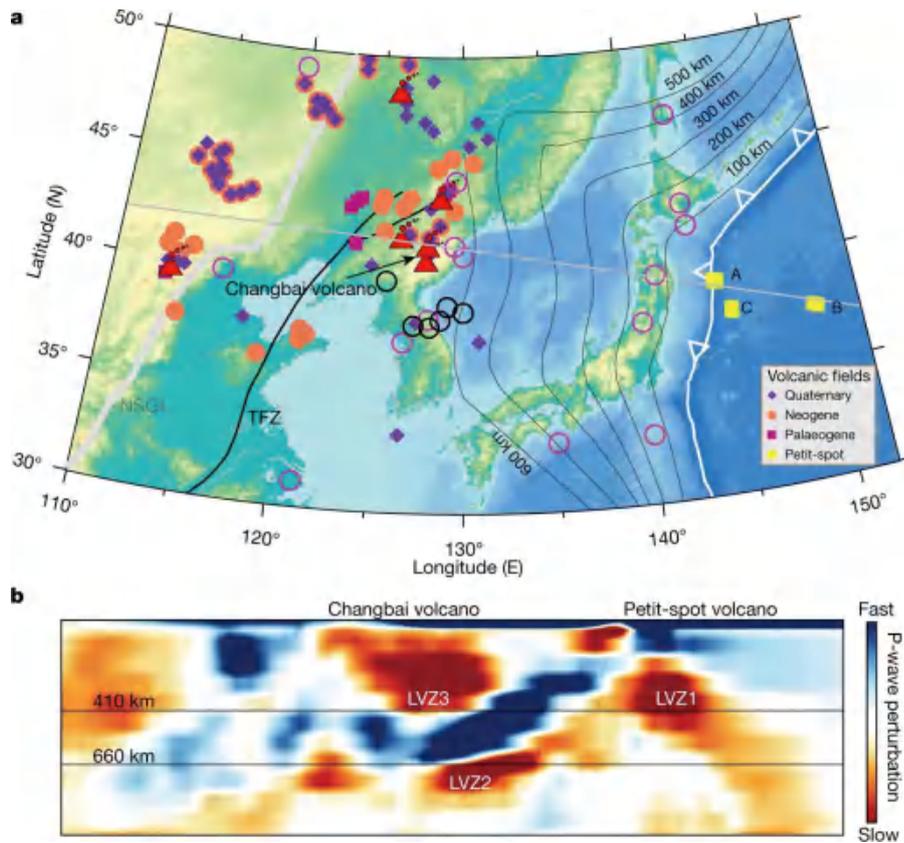


图1 (a) 中国东北地区新生代岩浆和 petit-spot 分布图 ;(b) 地震 P 波速度扰动切片图 (图 a 灰线) (Yang and Faccenda, 2020)



et al.,2018 ; Chen and Faccenda,2019 ; Fan and Chen,2019 ; Lai et al,2019 ; 陈棋福等, 2019)。我所 2017 届博士毕业生杨建锋与意大利帕多瓦大学的 Faccenda 教授合作, 对这一类火山的动力学过程提出了全新的认识, 研究成果发表于 *Nature*。

地幔过渡带 (410-660 km) 具有很强的含水能力, 它主要由瓦兹利石和林伍德石组成, 它们的含水能力比上地幔的主要矿物 (橄榄石) 和下地幔的主要矿物 (布

里奇曼石) 多一两个量级。多学科的证据也暗示中国东部的地幔过渡带确实富水, 含水量可能达到 0.5 wt.%。

研究者设计的动力学数值模型结果表明: 当俯冲板块与湿的地幔过渡带发生相互作用时, 会将地幔过渡带的水挤出, 这些水之后进入上下地幔, 从而促发部分熔融, 形成地震波低速异常及海沟前方的内陆火山 (图 2)。随着板块后撤, 更多的含水地幔流进入上地幔, 在海沟后方发生脱

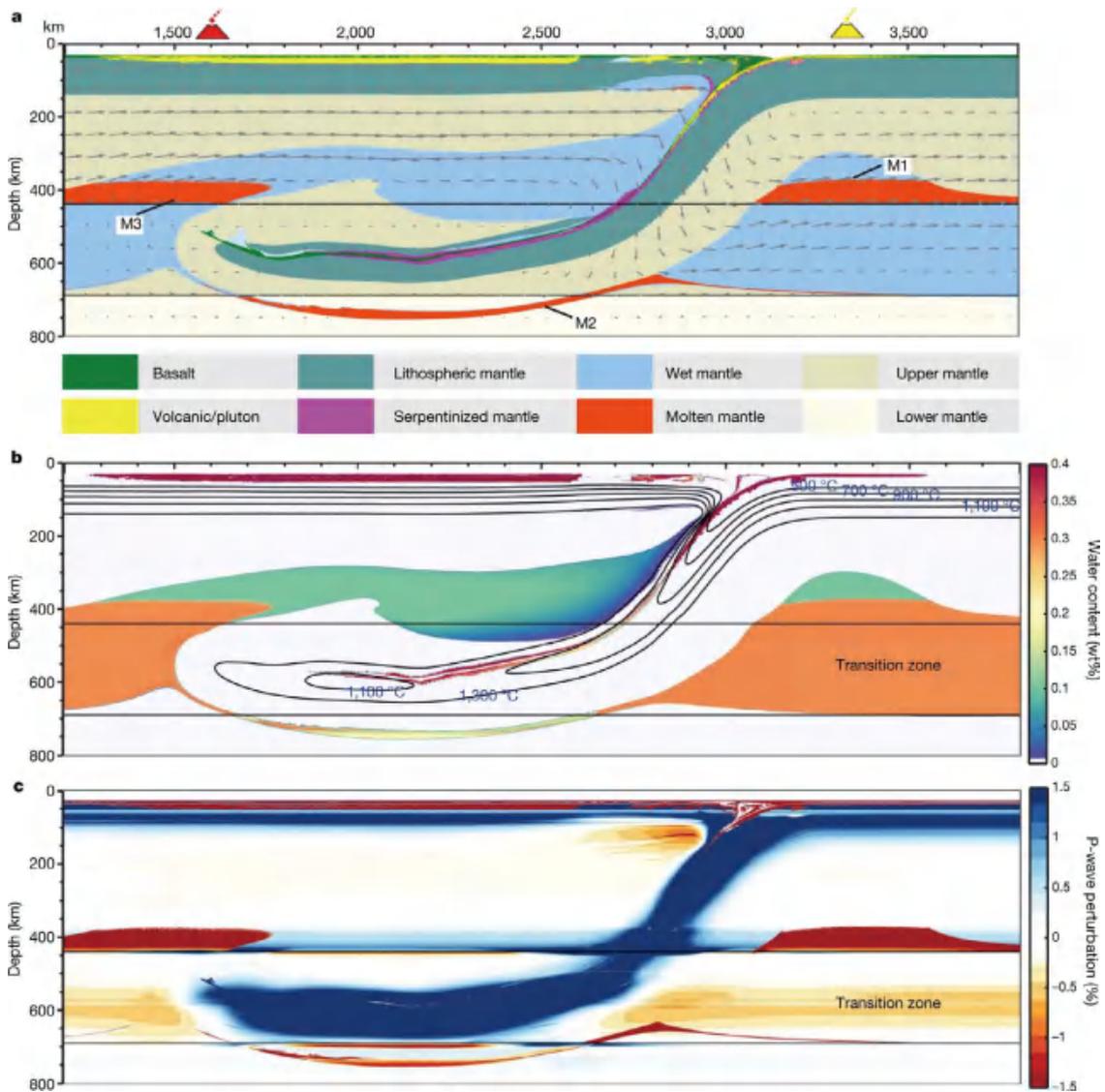


图 2 地幔过渡带之上和之下的脱水熔融。a. 物质成分场; b. 含水量 (曲线为等温线); c. 模拟的地震 P 波速度异常 (Yang and Faccenda, 2020)



水熔融，进而形成 petit-spot 火山。

通过动力学模拟优选模型，发现火山岩的时空变化具有这些特征：大陆一侧，距离海沟越远，火山岩越年轻；海沟后方，距离海沟越远，petit-spot 就越年轻（图 3）。值得注意的是，该模型假设地幔过渡带含水是均匀的，从而使火山岩和 petit-spot 呈

现较好的时空关系，如果过渡带的含水不均匀，可能会打破这种时空关系。因为只有含水量足够多的区域才能发生熔融，不含水或者含水量不足的区域不能发生熔融，也就是说，如果含水量不足，即使地幔转换带的物质因对流进入上地幔，也不能形成火山岩。

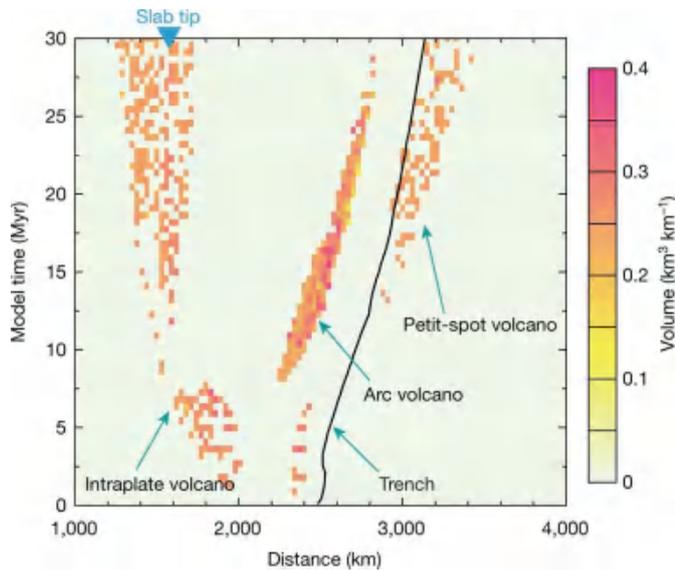


图 3 火山岩体积随时间的演化 (Yang and Faccenda, 2020)

地震波低速异常带位于地幔过渡带 (410 km) 之上，且全球广泛分布，普遍解释是这一低速带由部分熔融引起，且 410 km 之上的融体密度要比周围地幔更重。该研究支持部分熔融的解释，但实验和模拟表明，410 km 处的融体密度要比周围地幔更轻，而不是更重。因为干的熔体相比于周围地幔更重，湿的熔体则更轻，只有更轻，熔体才能进入上地幔并发生熔体抽取。

除了含水量可以影响熔融，是否需要考虑其他因素？岩石物理实验获得的地幔固相线表明，要使 410 km 深度发生熔融有两种可能，一种是存在地幔柱，另一种是含挥发分。地幔过渡带中主要的挥发分有

两种： H_2O 和 CO_2 。如何排除挥发分中的 CO_2 是主因？尽管有实验表明在 ~ 400 km 深度可能会发生碳酸盐化的玄武岩熔融，可以用来解释俯冲板块上方的低速带（图 1 中的 LVZ3），但解释不了板块后方和下方的低速异常（或部分熔融）。另一个方面，当深度超过 ~ 250 km 时，随着深度增加，地幔由于 Fe 饱和 (Rohrbach et al., 2007)，氧逸度降低，从而变得更加还原，也有研究表明在冷的板块内，由于存在含水矿物，可能会形成氧化环境，但在过渡带深度的碳酸盐岩熔体会发生氧化还原冻结 (redox freezing)，所以碳在这个深度范围是稳定的，只能以石墨和金刚石的状态存在，不会



发生部分熔融。总体而言，碳即使参与了熔融，也不会是主因。

这项研究的重要科学意义在于：模拟表明地幔过渡带存在水可以同时解释地质、地球化学和地球物理观测，如地震学上观

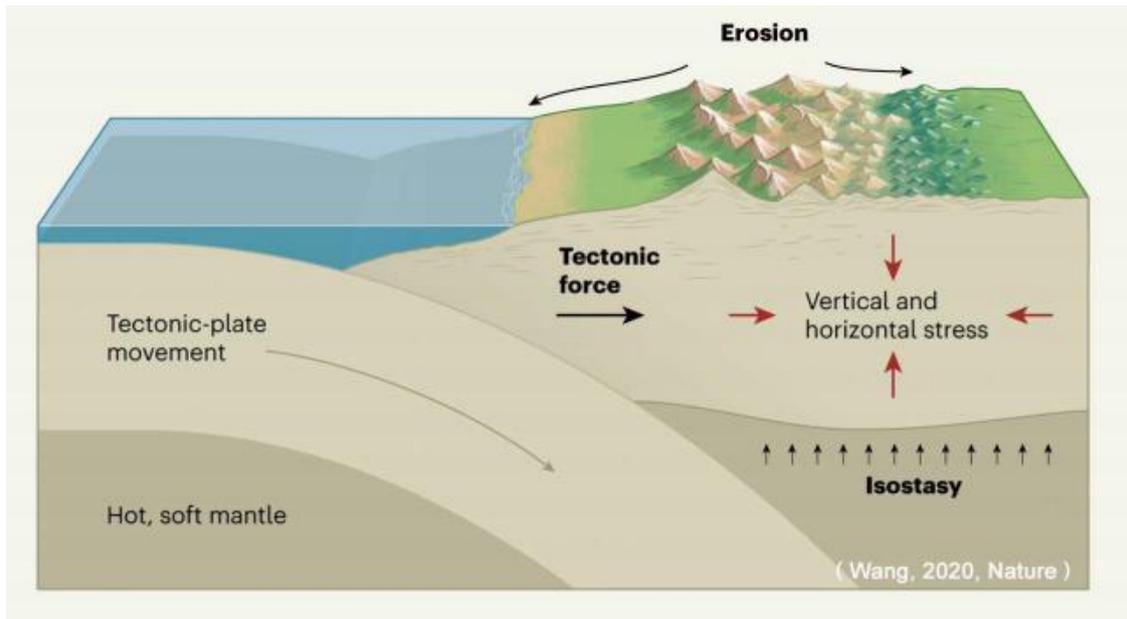
测的上地幔低速带，以及地质学上观测到的内陆火山（如地中海地区的非造山火山、土耳其—伊朗高原的内陆火山）和 *petit-spot*。

主要参考文献

- 陈棋福, 艾印双, 陈赟, 2019. 长白山火山区深部结构的探测研究进展与挑战. *中国科学: 地球科学*, 49(5): 778-795.
- Chen L, Faccenda M. Subduction - induced upwelling of a hydrous transition zone: Implications for the Cenozoic magmatism in Northeast China[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(11): 11489-11504. ([链接](#))
- Fan X, Chen Q F. Seismic constraints on the magmatic system beneath the Changbaishan volcano: Insight into its origin and regional tectonics[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(2): 2003-2024. ([链接](#))
- Lai Y, Chen L, Wang T, et al. Mantle transition zone structure beneath Northeast Asia from 2 - D triplicated waveform modeling: Implication for a segmented stagnant slab[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(2): 1871-1888. ([链接](#))
- Rohrbach A, Ballhaus C, Golla-Schindler U, et al. Metal saturation in the upper mantle[J]. *Nature*, 2007, 449(7161): 456-458. ([链接](#))
- Sun Y, Teng F Z, Ying J F, et al. Magnesium isotopic evidence for ancient subducted oceanic crust in LOMU-like potassium-rich volcanic rocks[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017, 122(10): 7562-7572. ([链接](#))
- Yang J, Faccenda M. Intraplate volcanism originating from upwelling hydrous mantle transition zone[J]. *Nature*, 2020, 579: 88-91. ([链接](#))
- Zhang M, Guo Z, Liu J, et al. The intraplate Changbaishan volcanic field (China/North Korea): A review on eruptive history, magma genesis, geodynamic significance, recent dynamics and potential hazards[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 187: 19-52. ([链接](#))

(撰稿: 赵亮 / 岩石圈室, 杨建锋 / 意大利帕多瓦大学)

2. 板块构造



NC : Jack Hills 锆石微量元素反演早期地壳组成

“地球黑暗时期（地球诞生后最初的 5 亿年，4.5-4.0 Ga）究竟发生了什么”是 21 世纪固体地球科学的十大研究问题之一（美国国家科学院固体地球科学重大研究问题委员会，2010）。在澳大利亚 Jack Hills 地区的变沉积岩中，保留了大量地球早期的碎屑锆石（以下简称 Jack Hills 锆石），其中最古老的年龄可达 4.36 Ga。因而 Jack Hills 锆石成为了探索地球黑暗时期地质演化的最重要窗口。

近 20 年来，研究者利用各类地球化学方法（例如 Ti 温度计、REE 氧逸度计、O 同位素、Hf 同位素、Li 同位素、包体矿物等）探索保存在 Jack Hills 锆石中的早期地球的地壳组成信息。然而，关于早期地球的地壳组成和形成机制仍未有定论。例如，早期地球的地壳是镁铁质的还是长英质的？有没有沉积物加入早期地球的岩浆源区？Jack Hills 锆石的母岩浆是 TTG，俯冲有关

的弧岩浆，板内镁铁质岩浆，还是冲击成因的岩浆？

近期，研究者发现 Jack Hills 锆石的微量元素组成中蕴含了早期地球的地壳组成信息。其中最有代表性的工作为 2017 年澳大利亚国立大学的 Andrew Berry 教授课题组发表于 *Nature Geoscience* 的研究以及 2020 年澳大利亚麦考瑞大学 Simon Turner 教授及其合作者发表于 *Nature Communication* 的研究，两者都通过构建判别图解的方法，尝试探索 Jack Hills 锆石的母岩浆组成。

前者建立了锆石微量元素的 REE+Y vs P 图解（图 1a），并且发现 Jack Hills 锆石的微量元素组成在图解中明显不同于 S 型花岗岩锆石（往往 $P > 20 \mu\text{mol/g}$ ）而接近于 I 型花岗岩锆石（往往 $P < 20 \mu\text{mol/g}$ ），推断 Jack Hills 锆石的母岩浆成分可能更接近 I 型花岗岩，即类似于 TTG（Burnham and Berry, 2017）。后者通过使用分配系数将锆

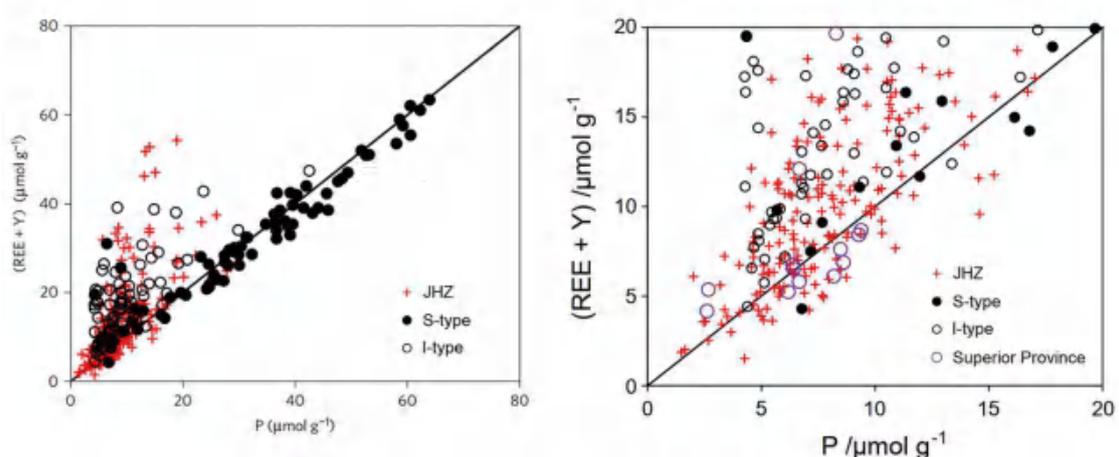


图 1 Jack Hills 锆石微量元素组成与 I 型花岗岩锆石和 S 型花岗岩锆石的对比 (Burnham and Berry, 2017)



石微量元素转化为熔体微量元素，进而运用经典的 Pearce 图解（图 2）示踪 Jack Hills 锆石的母岩浆成分（Turner et al., 2020），最终得出 Jack Hills 锆石的母岩浆与现代俯冲环境的弧岩浆（安山岩）相近的结论。

基于 Jack Hills 锆石的微量元素组成，两个研究团队得出早期地球的地壳具有完全不同的成分（TTG vs 安山岩），这意味着其中至少一个研究是不可靠的。幸运的是，我们有机会看到其他研究者和评审专家对这两篇文章的评述。其中 Bell (2017) 在 *Nature Geoscience* 撰文指出，REE+Y vs P 图解在 $P < 20 \mu\text{mol/g}$ 的区域具有显著的重叠（图 1b），大大削弱了其预测 Jack Hills 锆石母岩浆成分的准确性，其结论无法支持绝大多数 Jack Hills 都结晶自 TTG 的结论。Turner et al. (2020) 的审稿人 2 委婉指出，使用分配系数反演 Jack Hills 锆石母岩浆成分的可靠性是难以评估的 (I can't evaluate if these composition estimates are robust or how dependent they are on the choice of partition coefficients)。

综上所述，这两篇 Jack Hills 锆石微量元素研究虽然为早期地球的地壳组成提供了一定的参考和制约，但由于本身存在一定的问题，使其难以真实准确地揭示早期地球的地壳组成。事实上，锆石微量元素组成的影响因素是非常复杂的，它不仅仅受岩浆成分的控制，还会受到诸如岩浆演化（例如矿物的分离结晶）、包体矿物、后期蚀变、晶格结构（例如晶格应变模型）等因素的影响（Zou et al., 2019）。因此，从锆石微量元素中提取出能够真实反映岩浆组成的信息，是利用 Jack Hills 锆石微量元素反演早期地球的地壳组成的核心前提。这要求研究者从原理上进一步深化对锆石微量元素形成机制的认识、进一步加深对锆石微量元素指标和图解主控因素的认识。但无论如何，锆石微量元素正日益展现出示踪岩浆组成与岩浆过程的巨大潜力。

【相关解读：最古老锆石结晶自安山质熔体——板块构造起始于冥古宙的证据？】

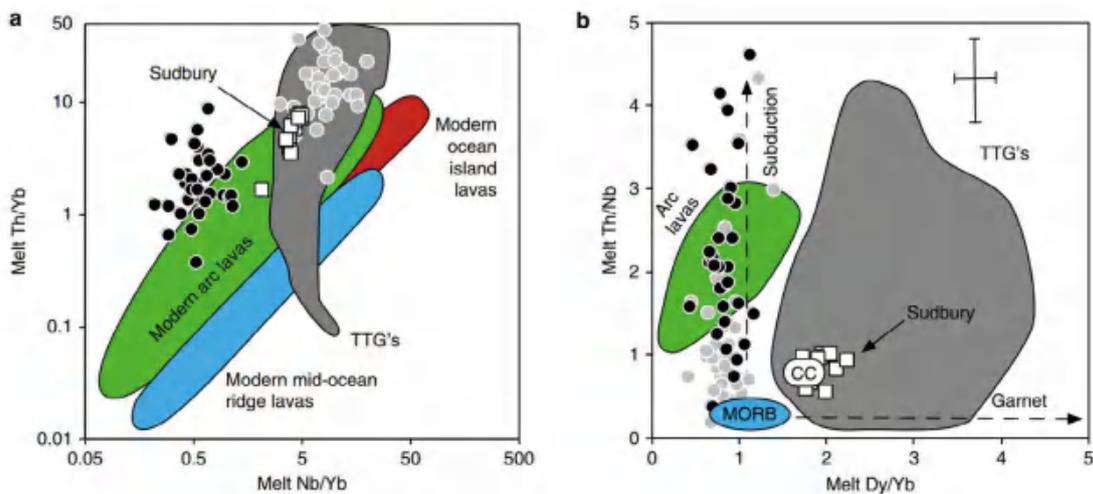


图 2 Jack Hills 锆石的母岩浆成分与冲击成因岩浆（Sudbury）、TTG、现代不同构造背景岩浆（弧、洋中脊、洋岛）的对比 (Turner et al., 2020)



主要参考文献

美国国家科学院固体地球科学重大研究问题委员会. 地球的起源和演化——变化行星的研究问题 [M]. 张志强, 郑军卫, 王天送等译. 北京: 科学出版社, 2010.

Turner S, Wilde S, Wörner G, et al. An andesitic source for Jack Hills zircon supports onset of plate tectonics in the Hadean[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 1241. ([链接](#))

Burnham A D, Berry A J. Formation of Hadean granites by melting of igneous crust[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(6): 457-461. ([链接](#))

Bell E. Petrology: Ancient magma sources revealed[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(6): 397-398. ([链接](#))

Zou X, Qin K, Han X, et al. Insight into zircon REE oxy-barometers: A lattice strain model perspective[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 506: 87-96. ([链接](#))

(撰稿: 邹心宇, 方林茹 / 矿产室)

NC : 最古老锆石结晶自安山质熔体——板块构造起始于冥古宙的证据?

冥古宙是地质历史上一个极为特殊的时期，它指的是地球形成初始的 5.6 亿年（45.6-40 亿年间）。由于地球自形成以后经历了强烈的陨石撞击和后期地质构造运动，现今地球上已经很难找到冥古宙时期的岩石记录（仅加拿大 Acasta 片麻岩一例，形成于 40 亿年）。目前几乎所有关于地球冥古宙时期演化的研究都基于一种特殊的副矿物——锆石。锆石是一种在中酸性岩浆岩和变质岩中广泛存在的岛状硅酸盐副矿物，它具有极为稳定的内部结构，可以在经历多次变质和部分熔融作用后残存。当地表岩石风化分解后，锆石作为稳定碎屑存在于沉积岩中，从而保留有珍贵的早期地质历史的记录。目前在全球范围内的多处沉积岩中都发现有冥古宙锆石，但其中最著名的是澳大利亚 Jack Hills 变质砾岩，这是因为，一方面该砾岩中最早发现了冥古宙锆石且年龄最老（最高可达 44 亿年）(Wilde et al., 2001)，另一方面，该套沉积岩中大量产出古老锆石，年龄范围从 44 亿年一直延续到 33 亿年，为研究地质演化提供了连续记录。然而碎屑锆石的研究存在先天不足，其原始的寄主岩石已不复存在，如何通过这些古老的碎屑锆石恢复其结晶时的岩浆成分和性质，从而探究冥古宙时地球的热状态是目前研究的难点和重点。

基于以上问题，澳大利亚 Macquarie 大学的 Simon Turner 教授及其合作者对 Jack

Hills 碎屑锆石开展了详细的 U-Pb 年代学和微量元素分析，在此基础上通过锆石 - 熔体分配系数计算了母岩浆成分。该计算结果表明，Jack Hills 的碎屑锆石结晶自安山质熔体，其平均 SiO_2 含量为 $59 \pm 6 \text{ wt. } \%$ ，Th/Nb 比值为 2.7 ± 1.9 。这些地球化学特征与大陆弧岩浆岩非常类似，显著高于洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩（Th/Nb 比值小于 0.2）(图 1)。此外，这些碎屑锆石的母岩浆成分在 43-33 亿年期间并没有表现出明显的随时间演化的趋势，据此，作者提出现今板块构造可能在冥古宙时已经存在 (Turner et al., 2020)。

值得指出的是，地球板块构造起始于冥古宙并不是一种全新的观点。早期基于锆石 Hf 同位素和 Ti 温度计的研究也得出过类似的结论 (Harrison, 2009)。基于高场强元素和大离子亲石元素在锆石和熔体间的分配系数计算形成最古老地壳的熔体成分才是本文的一种全新尝试。但是该项研究还是非常初步的，仍有诸多未知因素影响计算结果。前人基于理论计算、实验分析和经验校正等不同方法获得的锆石 - 熔体分配系数还存在极大差异 (Padilla and Gualda, 2016)，选择不同的分配系数获得的计算结果显著不同。此外，部分高场强元素和大离子亲石元素在锆石中的含量极低（如 Nb、Ta 和 Sr 等），该研究中所采取的分析方法精度较低，需要更高精度的分析技术（如 SIMS 和高分辨 LA-ICPMS 等）予以验证。



NC: 最古老锆石结晶自安山质熔体——板块构造起始于冥古宙的证据?

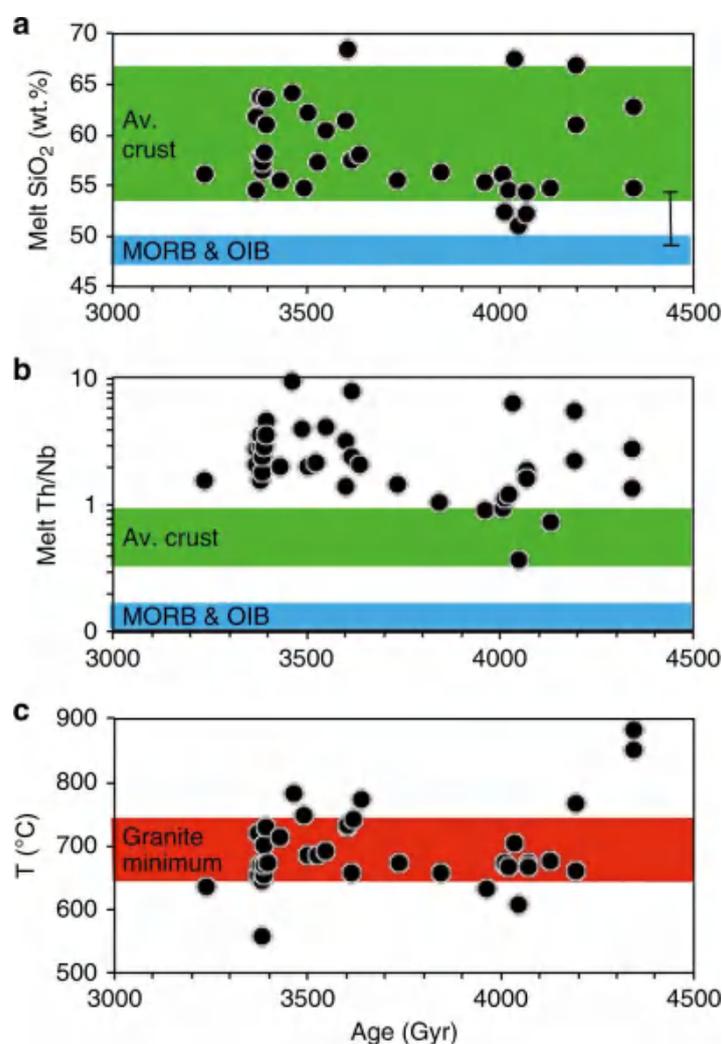


图1 Jack Hills 锆石原岩成分随时间演化关系图 (Turner et al., 2020)

需要说明的是，目前并不清楚 Nb、Ta 和 Sr 等元素在锆石中的封闭温度。U-Pb 同位素体系的封闭并不能确保这些指标性元素体系的封闭，这些冥古宙锆石自形成以后漫长且复杂的演化历史是否已经完全改变了初始的 Nb、Ta 和 Sr 等元素信息仍需要研究。更为重要的是，锆石在中基性岩浆中是晚期结晶矿物，由此方法计算获得的平衡熔体并不能代表原始岩浆，更可能反映的是锆石饱和时的熔体成分特征。大数据统计分析揭示，基性岩浆只有在演化至中

性成分时才会大量结晶出锆石 (Keller et al., 2015)，这可能才是导致所有碎屑锆石（年龄跨度长达 10 亿年）计算获得的母岩浆都为安山质成分的主要原因。具有与现今大陆弧类似的地球化学特征是否意味着全球板块构造的存在则是另一个值得探讨的逻辑推论。总之，该研究为碎屑锆石的研究开辟了一个新的方向，也为探究冥古宙地球热状态提供了新的视角，值得更多工作予以完善。



主要参考文献

- Harrison T M. The Hadean crust: evidence from > 4 Ga zircons[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2009, 37: 479-505. ([链接](#))
- Keller C B, Schoene B, Barboni M, et al. Volcanic-plutonic parity and the differentiation of the continental crust[J]. *Nature*, 2015, 523(7560): 301-307. ([链接](#))
- Padilla A J, Gualda G A R. Crystal-melt elemental partitioning in silicic magmatic systems: An example from the Peach Spring Tuff high-silica rhyolite, Southwest USA[J]. *Chemical Geology*, 2016, 440: 326-344. ([链接](#))
- Turner S, Wilde S, Wörner G, et al. An andesitic source for Jack Hills zircon supports onset of plate tectonics in the Hadean[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 1241. ([链接](#))
- Wilde S A, Valley J W, Peck W H, et al. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago[J]. *Nature*, 2001, 409(6817): 175-178. ([链接](#))

(撰稿: 王浩 / 岩石圈室)

PNAS : 地球地壳的硅含量至少从太古宙早期开始一直保持恒定

地球拥有两种在组成和形态上截然不同的地壳——被海洋覆盖的以玄武质成分为主的洋壳和具有较高硅含量的陆壳，这在太阳系行星中是唯一的。地球洋壳与太阳系其它硅酸盐星球的地壳成分类似，而长英质陆壳则是地球区别于其它行星的主要标志，通常被认为是地幔熔融并经过一系列的分异演化而成。很多研究者认为密度较小、酸性的陆壳通过风化作用降低了大气中的 CO_2 含量，阻碍了超温室效应 (runaway greenhouse)，从而使液态水能够稳定在地球表面。因而，准确地定量评估冥古宙和太古宙时期的陆壳成分，对于完整把握生命起源初期的自然地理条件、构造样式和气候特征，具有十分重要的意义。

在对地球陆壳的初始形成和后期增生演化缺少任何共识的背景下，出现了关于陆壳成因的两种概念性端元模型：一个是在地球形成之初的 10-20 亿年时间里，地壳偏基性并且大都位于海面以下，由此导致当时缺乏调解气候的有效机制；另一个是均变论模型，认为冥古宙和太古宙时期的陆壳仅比现今的陆壳稍微偏基性。近期，美国朴茨茅斯学院 C. Brenhin Keller 与加州大学 T. Mark Harrison 合作在 *PNAS* 发表文章，文中提出了一个基于均变论的陆壳形成和演化模型：至少从太古宙早期开始，地球地壳的硅含量就保持基本恒定 (Keller and Harrison, 2020)。

除了地壳的保存能力以及取样偏差之

外，作者认为导致这种关于陆壳成因争议的因素还包括地幔的持续降温 and 大气圈和水圈氧化状态的改变，这两个因素在以往很多研究大都被忽略。地幔降温导致的地幔熔融程度降低，必然造成幔源岩浆中相容元素和不相容元素含量发生变化；氧化状态的改变则会造成利用陆源沉积物成分特征获取的地球早期地壳硅含量的研究结果不可靠。

地球地幔的持续降温，是地球热量耗散过程的必然结果。为了揭示地幔温度降低这一因素给研究带来的不确定性，作者用了现有数据库以及加权自举证方法 (weighted bootstrap resampling) 发现幔源岩浆中的元素含量与 SiO_2 含量的协变关系在地质历史上并不是恒定不变的 (图 1)。例如，给定 SiO_2 含量的岩石 MgO 含量随时间递减，在偏基性的岩石中变化更为明显；与之相反，对于现存的大陆火成岩，不论是玄武质还是花岗质， K_2O 含量都随时间的推移而显著升高，很多微量元素含量 (或比值) 也是如此 (图 1)。作者在他们的模拟结果中还发现，作为时间的函数，元素含量 (或比值) 的变化趋势很多时候不具有单调性。比如，虽然岩石 K_2O 含量和 Rb/Sr 比值都随时间升高，但 20-10 亿年的花岗闪长岩和花岗质岩石，相对于 10 亿年前到现今的同类岩石， K_2O 含量略微升高，而 Rb/Sr 比值明显更高 (图 1)。

接下来，作者利用数值模拟方法，进



一步明确了地幔熔融程度对幔源岩浆 SiO₂ 含量的影响十分有限：在 2 Gpa 和 0.15wt% 含水量的条件下，初始地幔岩 ~5% 到 100% 部分熔融产生岩浆的 SiO₂ 含量变化范围很小（图 2）。也就是说，尽管地幔熔融程度随时间发生了很大的变化，但地幔部分熔融产生的玄武岩——代表壳幔分异和地

壳自身演化起点的玄武岩的 SiO₂ 含量是保持恒定不变的。

为了进一步说明地幔持续降温的影响，作者基于虚拟假设提出了一个硅恒定参考模型，并获得了一系列主量和微量元素随时间的变化关系（图 3）：作为地幔持续降温的直接结果，幔源岩浆中不相容元素含

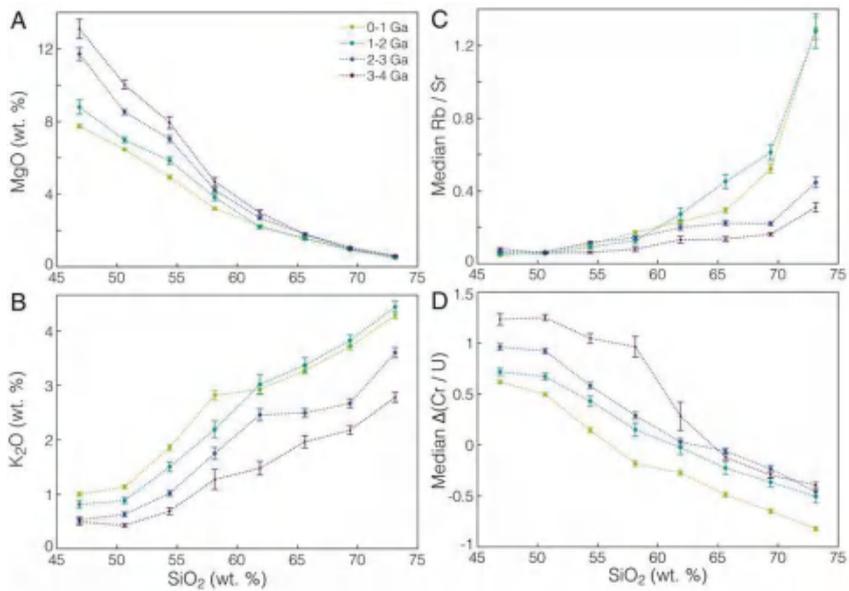


图 1 地质历史上岩石 MgO、K₂O、Rb/Sr 和 Cr/U 等与 SiO₂ 在 0 至 4 Ga 的四个时间区间内的变化关系图解。其中 MgO 和 K₂O 为平均值，Rb/Sr 和 Cr/U 比值为中间值，数据选择为 95% 置信区间，相关的数据库和加权自举证方法的介绍见原文（Keller and Harrison, 2020）

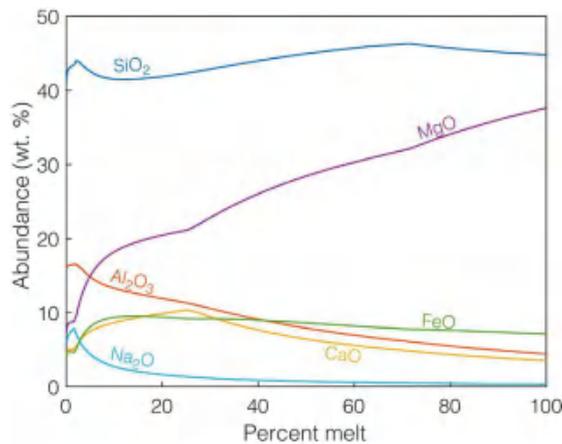


图 2 模拟获得的地幔不同程度部分熔融条件下，熔体成分的变化。初始成分为地幔岩以及 2Gpa 和 0.15wt.% 含水量（Keller and Harrison, 2020）



量升高、相容元素含量降低，模拟结果与实际观察结果高度吻合。作者还将基于无效假设的模拟结果与前人用其它方法获得的结果进行了进一步的对比（图 4A）：虽然前人给出的具体数值仅有实际观察值的四

分之一（Dhuime et al., 2015），但两种不同方法获得的 Rb/Sr 比值随时代的演化趋势几乎在误差范围内一致（图 4A）。因此，作者认为这一现象仅能用恒定硅条件下 Rb/Sr 比值的解释。至于一些研究者给出的

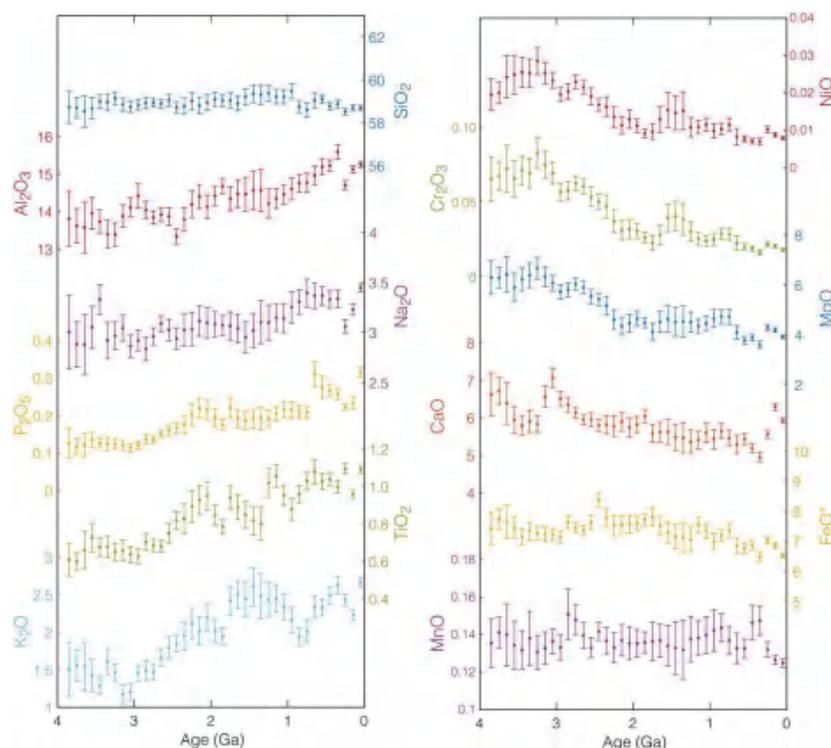


图 3 为了进一步说明在地质历史上不同成分岩浆的比例一直保持恒定，Keller and Harrison (2020) 基于硅恒定这一无效假设构建的岩浆岩地球化学成分随时间的变化关系图解

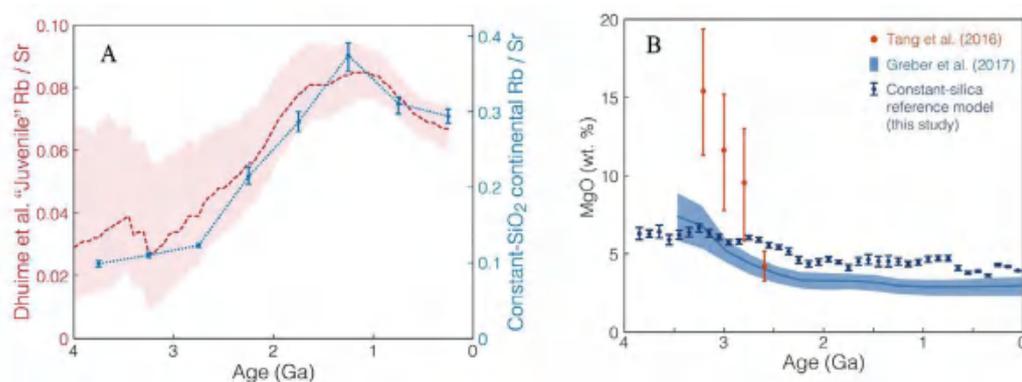


图 4 (A) Dhuime et al. (2015) 估算的地壳岩石初始 Rb/Sr 比值 (左侧) 与 Keller and Harrison (2020) 基于硅恒定参考模型获得的比值 (右侧) 的对比。从图中可以看出，虽然 Dhuime et al. (2015) 给出的值仅有 Keller and Harrison (2020) 估算的平均地壳值的四分之一，二者的变化趋势是一致的。(B) 基于硅恒定模型给出的地壳 MgO 含量变化趋势，图中也展示了 Tang et al. (2016) 和 Greber et al. (2017) 的结果



不同研究结果 (图 4B, Greber et al., 2017 ; Tang et al., 2016), 作者认为可能是地球表面圈层氧化状态和酸碱度的改变造成的。

从冥古宙至今地球表面的氧化还原环境和酸碱度是持续变化的, 作者认为很多研究者忽略了这一因素的影响, 依赖对氧化 - 还原状态敏感的微量元素含量(或比值)进行地壳硅含量研究, 其结果的可信度令人怀疑。作者还提出, 虽然硫的非质量分馏在 2450 Ma 之前的地质记录中广泛存在, 但是地球大气圈和水圈氧化性改变的记录可以追溯到 30 亿年以前, 而年轻的过氧化事件 (overshoot) 可能发生于约 20 亿年前, 也即地球大气圈和水圈的氧化状态并不是在 2450 Ma 发生改变的。基于这些前提, 作者梳理了一些元素溶解度与氧化还原状态和酸碱度的关系 (图 5): 即便是仅考虑体系的氧化还原状态和成分 (O-H-x), 相关的微量和痕量元素的溶解度也显示很大的差异性。许多元素, 特别是具有较低电荷密度的元素在其优先的氧化状态时, 有可能是易溶或难溶的, 例如一些研究中所

用的 Ni 和 Co 等元素 (Tang et al., 2016)。这些溶体活性元素的溶解度随着氧化还原状态和 / 或 pH 值有很大变化, 因而会造成元素间的差异性分馏。

Cr 和 U 也都是还原性敏感元素, 作者认为一些研究者基于太古宙大气缺氧这一前提, 利用这些元素的特征提出的地球 3.0Ga 之前的地壳偏基性的结论也是不可靠的 (Smit and Mezger, 2017)。难溶的氧化状态的 U 和 Cr 的稳定区间其实有很大差异: Cr 可以在高氧化性条件下保持难溶, 因此在缺氧状态下二者的差异性分馏很有可能发生 (图 5A)。类似的, 其它一些关于地球早期地壳硅含量的研究中所用到的 Cr/Zn、Cu/Ag 等元素都会在风化过程中产生明显的分馏。随着更多的元素在没有考虑氧化还原状态和体系组分的情况下被用来进行地球早期演化的研究, 作者表达了自己的担心, 并认为所有利用陆源沉积岩中溶体活性元素, 进行陆壳硅含量的研究都应该被避免。因为如果不考虑上述的因素, 很容易获得陆壳成分从早期的基性演化到现

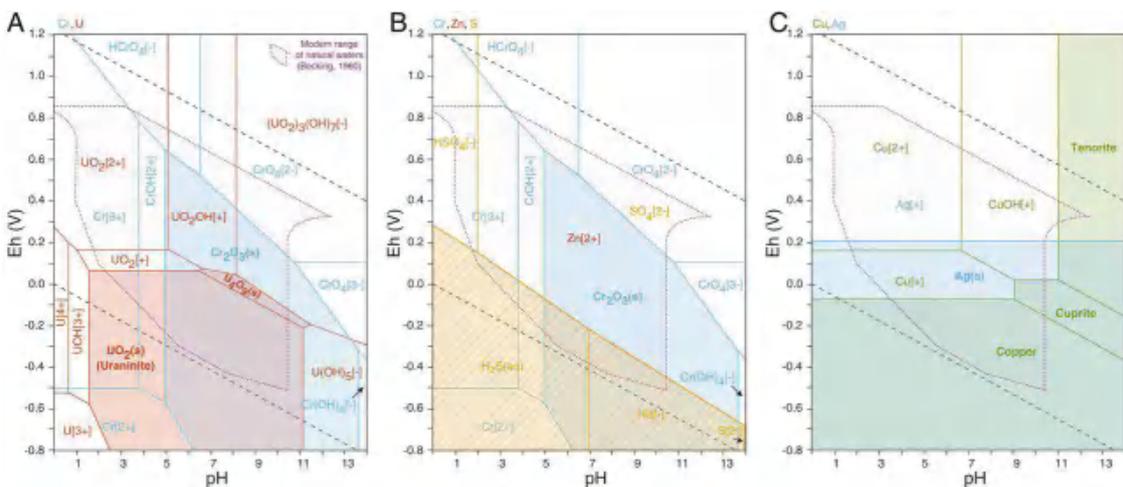


图 5 一些元素对在酸碱度和氧化还原区间的矿物相和溶解度的变化。难溶的相在图中用粗体字以及阴影区域表示。这些展示的矿物对, 很容易由于一种元素可溶, 而另外一种元素不溶, 造成明显的熔体分馏效应 (Keller and Harrison, 2020)



今的中酸性这一错误结论。作者最后提出岩浆弧型地幔加水熔融过过程，主导了全部有岩石记录的陆壳生长过程（Keller et al., 2015），地壳硅恒定模型因而是可以解释地球上现存的岩石组合及其地球化学特征的。

当然，这个陆壳 Si 恒定模型也存在很多问题：

虽然加权自举证重取样方法可以降低取样偏差，但是作者所用的岩石数据库本身可能就是地壳差异性保存的结果，取样数据库各种岩石的取样权重，直接依赖于其保存的实际状态。这种结果究竟能够多大程度上反应地球早期的实际情况，还需要进一步探讨。

很多研究者赞同月球成因的碰撞说，月球保存的地壳可能是代表了地球早期的状况。然而现今研究获得的月壳成分与作

者的研究结果明显相悖。

作者研究结果的一个重要前提是，他们认为陆壳的中酸性岩石主要是通过幔源初始玄武质岩浆的结晶分异过程，而不是陆壳重熔过程形成的（Keller et al., 2015）。这种认识似乎与很多学者的看法完全不同。

地幔的持续降温是基本共识，但是随着地球的演化，地幔的成分也不是一成不变的，由俯冲、拆沉等一系列地质过程导致的地幔成分的变化究竟多大程度上影响了地幔岩浆成分，以及究竟多大比例的地壳中酸性岩石是幔源岩浆结晶分异形成的，都需要进一步的说明。

【致谢：感谢岩石圈室周艳艳副研究员的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Keller C B, Harrison T M. Constraining crustal silica on ancient Earth[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2020, 117: 21101-21107. ([链接](#))
- Keller B, Schoene B. Plate tectonics and continental basaltic geochemistry throughout Earth history[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 481: 290-304. ([链接](#))
- Keller C B, Schoene B. Statistical geochemistry reveals disruption in secular lithospheric evolution about 2.5 Gyr ago[J]. *Nature*, 2012, 485(7399): 490-493. ([链接](#))
- Tang M, Chen K, Rudnick R L. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics[J]. *Science*, 2016, 351(6271): 372-375. ([链接](#))
- Dhuime B, Wuestefeld A, Hawkesworth C J. Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(7): 552-555. ([链接](#))
- Greber N D, Dauphas N, Bekker A, et al. Titanium isotopic evidence for felsic crust and plate tectonics 3.5 billion years ago[J]. *Science*, 2017, 357(6357): 1271-1274. ([链接](#))
- Chen K, Rudnick R L, Wang Z, et al. How mafic was the Archean upper continental crust? Insights from Cu and Ag in ancient glacial diamictites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2020, 278: 16-29. ([链接](#))



Smit M A, Mezger K. Earth' s early O₂ cycle suppressed by primitive continents[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(10): 788-792. ([链接](#))

Keller C B, Schoene B, Barboni M, et al. Volcanic-plutonic parity and the differentiation of the continental crust[J]. *Nature*, 2015, 523(7560): 301-307. ([链接](#))

(撰稿：赵磊 / 岩石圈室)

NG : 晶体 - 熔体的分离作用控制着地球最古老 TTG 质陆壳的形成

板块构造是控制地球圈层分异、壳幔相互作用、地表海陆分布格局以及生命和环境协同演化的一级构造因素，它以发育洋中脊和俯冲带为重要特征，现今陆壳由于具有与俯冲带岩浆岩相似的地球化学特征，通常认为其形成是板块构造活动的必然结果，因此解析陆壳成因对了解板块构造形成过程具有重要意义。与现今陆壳广泛发育的石英二长岩、二长花岗岩与钾长花岗岩等富钾花岗岩类不同，地球早期 (>30 亿年) 陆壳主要以英云闪长岩 (Tonalite) - 奥长花岗岩 (Trondhjemite) - 花岗闪长岩 (Granodiorite) 等富钠花岗岩套 (TTGs) 为主。这些地球早期的 TTG 质陆壳是否形成于俯冲带环境，进而预示着板块构造的存在？这是当前固体地球科学领域重要的前沿科学问题。

通过大数据统计分析发现，TTG 岩石根据地球化学特征的差异可以分为三类，即低压型 (<1.0 GPa)、中压型 (1-1.5 GPa) 和高压型 (>1.5 GPa) (Moyen, 2011)。低压和中压型 TTG 岩石可以由太古宙正常厚度 (20-40 km) 的镁铁质地壳直接部分熔融产生，而高压型 TTG 的形成条件则达到了地幔深度，这与现今地球上的热俯冲带环境类似，因此，高压型 TTG 质岩石被认为是太古宙高地温梯度下板块俯冲的产物。然而这一推论的重要前提假设是 TTG 质侵入岩的全岩地球化学成分真实的代表了原始母岩浆熔体的成分。如果后期岩浆分异

作用明显改变了侵入岩结晶时熔体的成分，那么上述基于 TTG 岩石全岩地球化学特征判断地球动力学过程的前提将不复存在。

近年来，针对显生宙中酸性岩浆的研究发现，尽管具有较高的粘滞度，中酸性岩浆仍可经历明显的晶体 - 熔体分离作用形成地球化学特征差异显著的花岗岩与酸性火山岩 (e.g., Bachmann and Bergantz, 2004; Wu et al., 2020)。那么地球早期是否也存在类似的中酸性岩浆分异过程呢？晶体 - 熔体的分离作用对太古宙 TTG 质陆壳的形成又产生了哪些影响？

瑞士苏黎世联邦理工大学的 Laurent 博士及其合作者对南非巴伯顿花岗岩 - 绿岩地体中 TTG 质花岗岩类和酸性火山岩开展了详细研究，以期探讨晶体 - 熔体分离作用对 TTG 质陆壳形成的影响，成果近期发表于 *Nature Geoscience* (Laurent et al., 2020)。他们的工作概括如下：

详细的岩相学图像扫描与矿物成分分析判定 TTG 岩套具有堆晶结构 (图 1)；

精细的石英 LA-ICP-MS 熔体包裹体分析揭示了演化熔体成分 (图 1)；

高精度 CA-ID-TIMS 锆石 U-Pb 年代学分析与 LA-MC-ICP-MS Hf 同位素分析论述了 TTG 岩套与酸性火山岩的同时和同源性 (图 2)；

系统的模拟计算证明晶体堆积以及晶体和演化熔体的不同比例混合可以表征 TTG 岩套，特别是高压型 TTG 岩套的主要

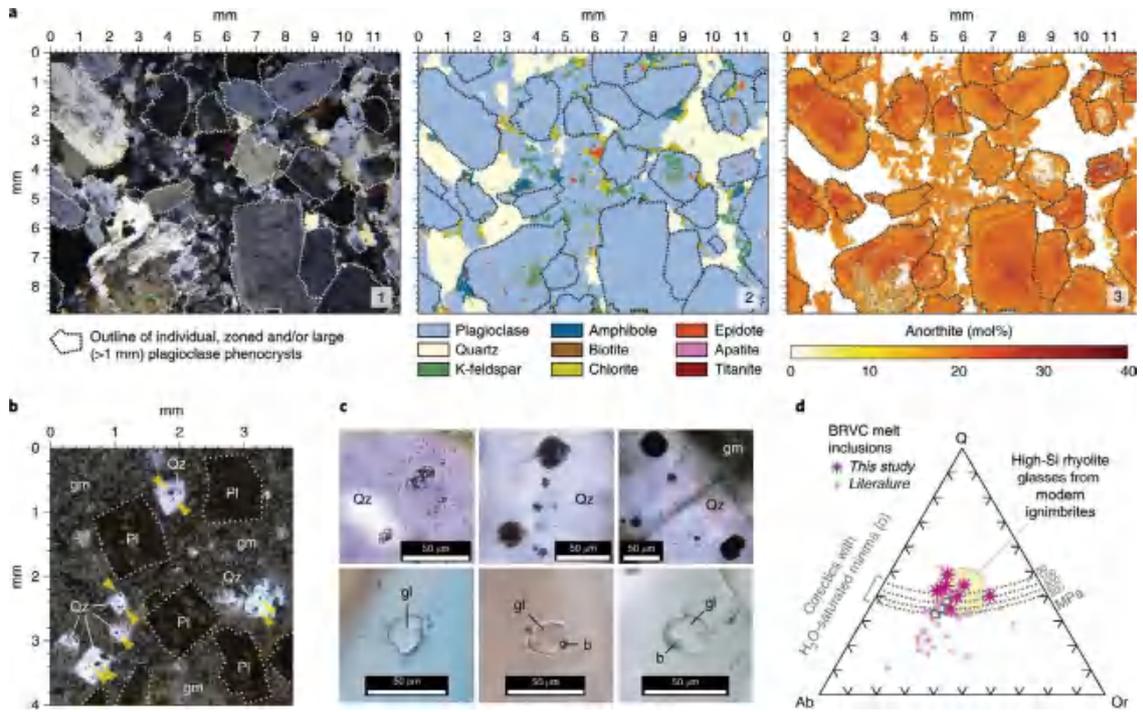
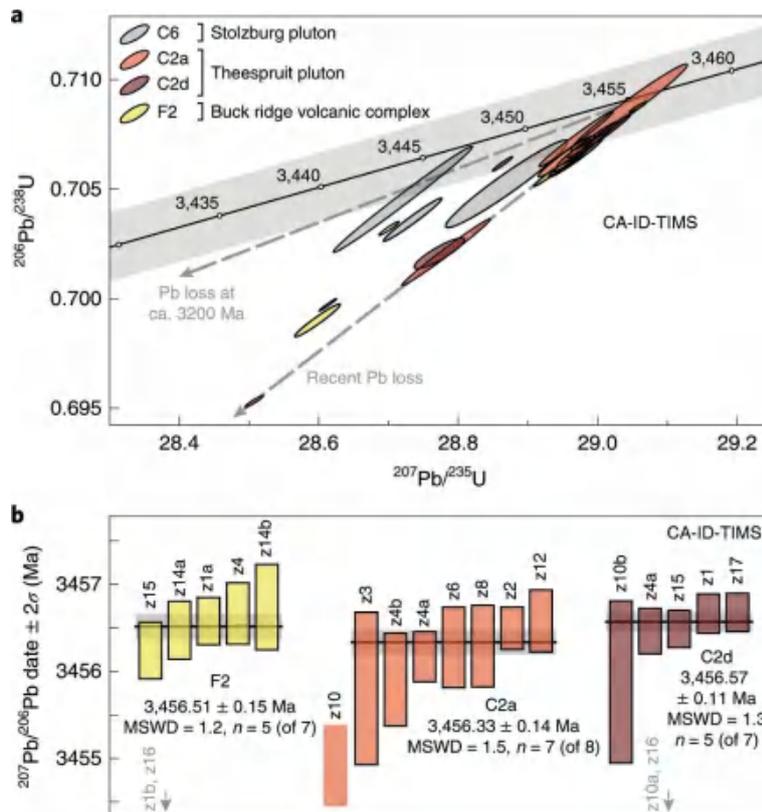


图 1 奥长花岗岩薄片正交偏光、矿物相和斜长石 An 牌号 SEM-EDS 扫描图与酸性火山岩石英斑晶中熔体包裹体镜下照片以及主量元素成分 Qz-Ab-Or 图 (Laurent et al., 2020)



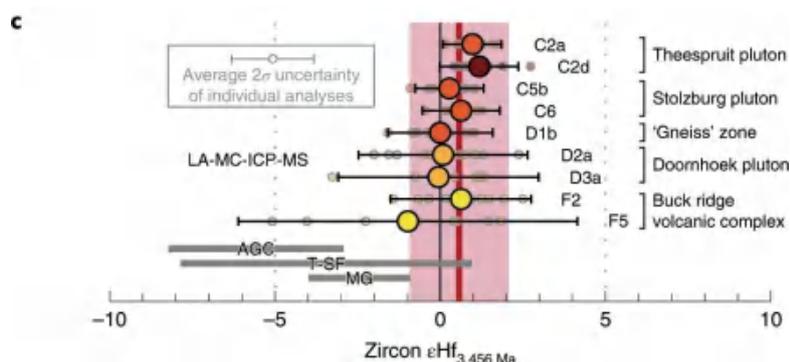


图2 奥长花岗岩与酸性火山岩 CA-ID-TIMS 锆石 U-Pb 年龄与 LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素结果 (Laurent et al., 2020)

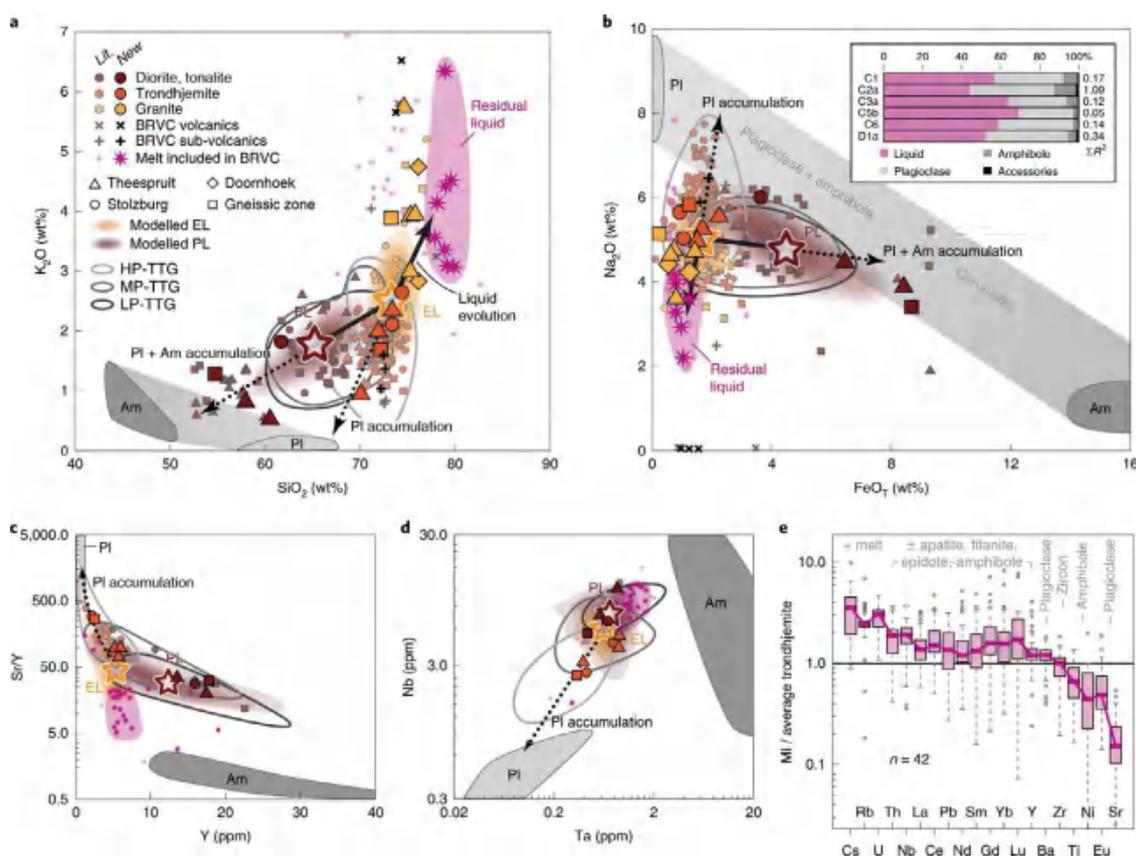


图3 晶体 - 熔体分离作用地球化学模拟结果与实测奥长花岗岩和酸性火山岩成分对比 (Laurent et al., 2020)

地球化学特征 (图3)。

基于以上工作, 作者认为高压型 TTG 岩套的全岩成分明显受控于晶体 - 熔体的分离作用, 因此不具有构造指示意义, 不能作为板块俯冲存在的证据。总而言之, 该

工作提出并详细论述了一个全新的地球早期 TTG 岩套的成因模式, 也为太古宙陆壳形成与演化研究提供了一个全新的视角。该研究中所采取的方法学也非常值得其他地区的研究者学习借鉴。然而, 正如研究



者本人所指出的那样，该模型也并非尽善尽美，仍有很多开放的问题值得深入探讨，如：形成 TTG 的中酸性母岩浆是如何产生的？如果中酸性母岩浆源自含水镁铁质岩浆的分异作用，那么含水镁铁质岩浆中的水又来自何方？对岩浆水的来源进行精确限定可能更有利于判断板块构造的起始过程。

此外，该文的模型计算过程采用了巴伯顿地区的闪长岩和英云闪长岩作为中性母岩浆初始结晶的产物，然而这些中性岩石与酸性岩的同时和同源性并没有在本文中得到论证。事实上，已有部分的研究成

果表明二者并不同源，形成时代存在 2 亿年的差距 (Wang et al., 2019)。如果闪长岩和英云闪长岩基本代表母岩浆的话，那么这些岩石中展现出来的高压型 TTG 岩套的地球化学特征将不能用晶体 - 熔体分离作用解释，此外，残余熔体的抽提需要额外的热源，然而在研究区并未发现具有高温特征的中上地壳岩石，模型所预测的富钾花岗斑岩也并未被发现，这都是该模型目前无法解释的问题。无论怎样，这仍是一个新颖的，具有挑战性的岩石成因模型，仍有诸多方面值得我们去证实或者证伪。

主要参考文献

- Bachmann O, Bergantz G W. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes[J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(8): 1565-1582. ([链接](#))
- Laurent O, Björnson J, Wotzlaw J F, et al. Earth's earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13: 163-169. ([链接](#))
- Moyen J F. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth[J]. *Lithos*, 2011, 123(1-4): 21-36. ([链接](#))
- Wang H, Yang J H, Kröner A, et al. Non - subduction origin for 3.2 Ga high - pressure metamorphic rocks in the Barberton granitoid - greenstone terrane, South Africa[J]. *Terra Nova*, 2019, 31(4): 373-380. ([链接](#))
- Wu F Y, Liu X C, Liu Z C, et al. Highly fractionated Himalayan leucogranites and associated rare-metal mineralization[J]. *Lithos*, 2020, 352: 105319. ([链接](#))

(撰稿：王浩 / 岩石圈室)

SA : 洋中脊玄武岩地幔源区中存在再循环洋壳的元素地球化学证据

洋中脊是绵延于大洋底的长达八万公里的火山山脉。地幔的热对流在洋中脊处上升，快速冷却为洋中脊玄武岩 (MORBs)，形成新的大洋地壳。作为板块运动的一部分，随着洋中脊的扩张，在洋中脊形成的大洋地壳在接近俯冲板块边界的过程中逐渐变冷变重，最终俯冲进入地幔，形成一个大洋地壳的循环。俯冲的大洋地壳在进入地幔之后的命运如何呢？这是一个重要的科学问题。一个经典的地幔模型把这种混入俯冲物质的地幔比喻成大理石蛋糕 (Marble-cake) (Allègre and Turcotte, 1986)，俯冲的洋壳就像缓慢倒入蛋糕糊中的巧克力，而地幔就像是内部不均匀得分布着巧克力的蛋糕。这些“巧克力”的一部分可能会随着地幔对流上升，在洋中脊处重新熔融，进入到新生的大洋地壳中。长期以来，地质学家们都在尝试用各种手段示踪地幔里的“巧克力”，揭示地幔的不均一性。根据稀土元素的富集程度差异，洋中脊玄武岩被划分为了富集 (enriched-MORB)，正常 (normal-MORB) 和亏损 (depleted-MORB) 三种类型。然而，洋中脊玄武岩化学组分上的变化所反映出来的地幔不均一性究竟是由地幔化学成分的不均一性导致的，还是由地幔岩性的不均一性导致的呢？这一问题还存在着较大的争论 (e.g. Hirschmann and Stolper, 1996; Donnelly et al., 2004)。

近日，美国国家高磁实验室 (National

High Magnetic Field Laboratory) 地球化学组的杨蜀颖博士及其合作者对全球近 500 件洋中脊玄武岩玻璃中的过渡金属元素 (First Row Transition Elements)，镓 (Ga) 和锗 (Ge) 以及其它共 60 个元素进行了高精度 LA-ICP-MS 分析，并结合地球化学模拟为地幔的“大理石蛋糕”模型提供了全新的地球化学证据。有关成果发表在最新一期的 *Science Advances* 上 (Yang et al., 2020)。

精确的分析揭示，相较于亏损洋中脊玄武岩 (D-MORB)，富集洋中脊玄武岩 (E-MORB) 表现为低 Ge/Si，高 Fe/Mn 和低 Sc 的特点 (图 1)。Ge, Fe, Mn 和 Sc 在地幔熔融过程中表现为弱不相容 - 弱相容元素，其在岩浆演化过程的分异程度较小，从而可以作为示踪地幔源区岩性不均一性的地球化学指标。俯冲进入地幔的洋壳为辉石岩 (pyroxenite)，其主要矿物构成是辉石 (~ 80%) 和石榴子石 (~ 20%)；而大洋地幔为橄榄岩 (peridotite)，其主要矿物构成是橄榄石 (~ 55%)，辉石 (~ 40%) 及其它副矿物 (~ 5%)。实验岩石学的研究表明 (Davis et al., 2013; Le Roux et al., 2015) Ge 在橄榄岩中的相容性低于在辉石岩中的相容性，因此辉石岩熔体的 Ge/Si 比值较橄榄岩熔体低。Fe 和 Mn 由于具有一致的分配系数在橄榄岩部分熔融的过程中不分异。而 Mn 和 Sc 在石榴子石中为相容元素，因此辉石岩熔体相较于橄榄岩熔体具有较低的 Mn 和 Sc 含量以及较高的 Fe/

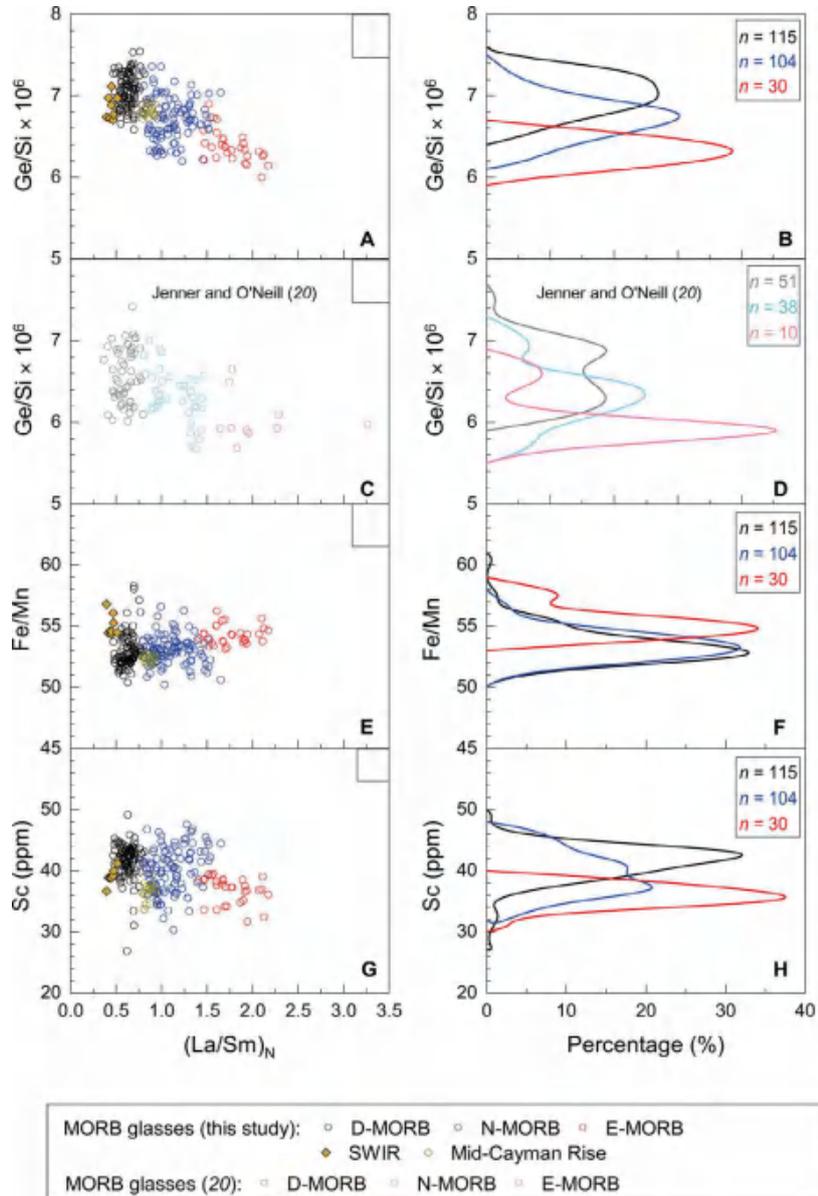


图 1 洋中脊玄武岩的 Ge/Si 和 Fe/Mn 比值以及 Sc 含量与地幔富集程度 (La/Sm) 的关系图及相应的频率分布

Mn 比值。部分熔融模拟计算显示 (图 2), 三种不同成分的辉石岩部分熔融所获熔体均表现为低 Ge/Si, 高 Fe/Mn 和低 Sc 含量的特点。如果把这些熔体和亏损洋中脊玄武岩 (D-MORB) 不同程度的混合, 就可以得到正常洋中脊玄武岩 (N-MORB) 和富集

洋中脊玄武岩 (E-MORB) (图 3)。也就是说, 如果亏损洋中脊玄武岩 (D-MORB) 被认为是纯地幔橄榄岩部分熔融的产物的话, 那么正常 (N-MORB) 和富集洋中脊玄武岩 (E-MORB) 则是不同程度地混入了俯冲再循环洋壳的大洋地幔部分熔融的产物。此外,



洋中脊玄武岩的亲石元素成分变化（如 Nb/Ta 和 Zr/Hf 等）也可以通过地幔的岩性不均一性来解释，这为“正常 (N-MORB) 和富集洋中脊玄武岩 (E-MORB) 起源于混有俯冲洋壳的大洋地幔”的这一结论提供了辅助证据。在此基础上，通过洋中脊玄武岩中 Ge/Si 和 K_2O/TiO_2 的相关性（图 4）以及 Ge/Si 与辉石岩熔体相关性估算获得的俯冲洋壳在大洋地幔中所占比例为 3%-5%。

假设地质历史时期的俯冲速率不变的话，由此估算的板块构造起始时间应该在 25-40 亿年前，与 Korenaga 等人的推测结果一致 (Korenaga et al., 2013)。

这项研究的重要意义在于发现并系统论述了洋中脊玄武岩的 Ge/Si 比值可作为区分地幔源区岩性的可靠指标，并以此可以有效估算大洋地幔中俯冲洋壳的比例，从而对板块俯冲的起始时间提供必要的限定。

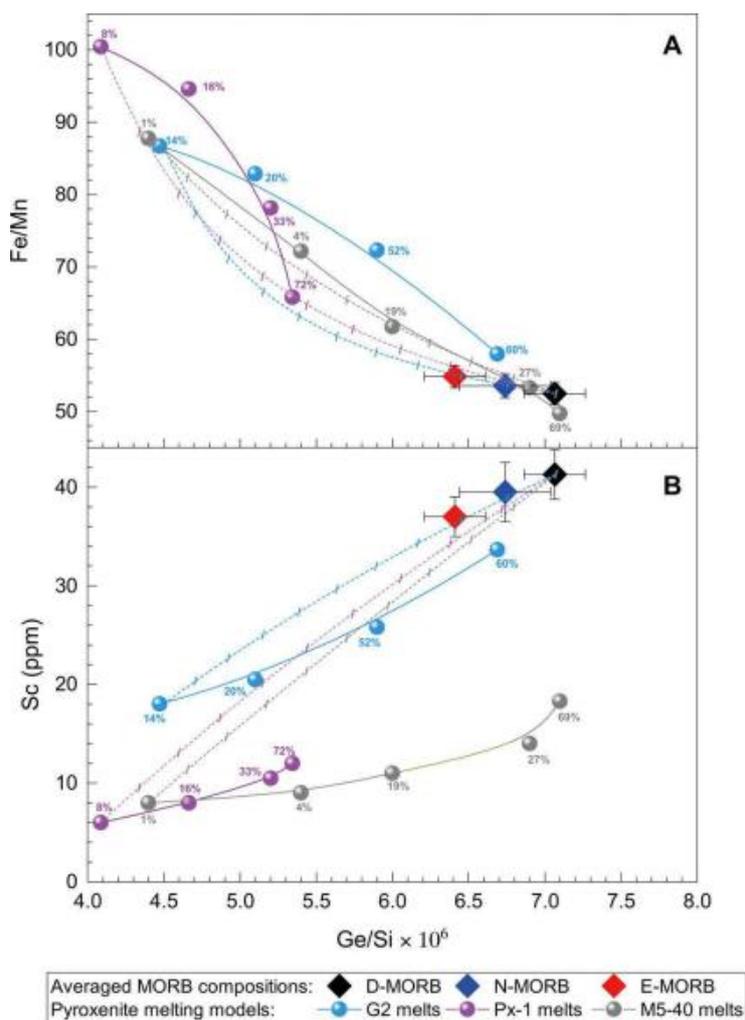


图 2 部分熔融模型及混合模型显示在平均亏损洋中脊玄武岩 (D-MORB) 组分中混入具有低 Ge/Si 比值和 Sc 含量以及高 Fe/Mn 比值的辉石岩熔体，可以得到正常 (N-MORB) 及富集洋中脊玄武岩 (E-MORB)

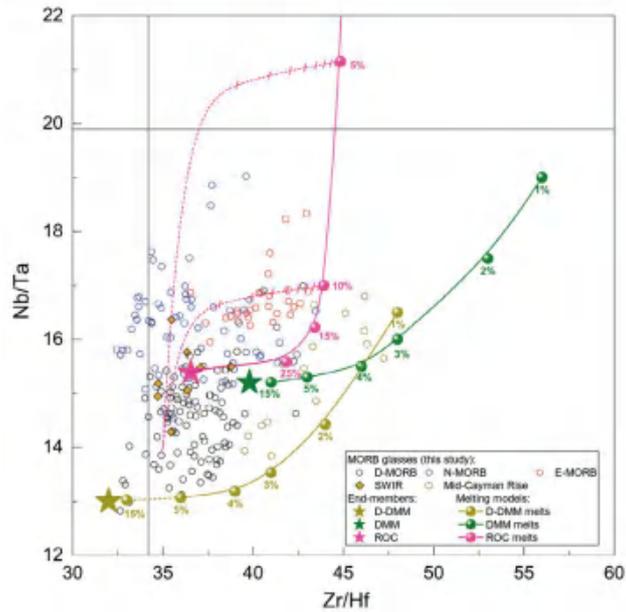


图 3 部分熔融模型及混合模型显示在平均亏损洋中脊玄武岩 (D-MORB) 组分中混入具有高 Nb/Ta 比值的辉石岩熔体可以得到正常 (N-MORB) 及富集洋中脊玄武岩 (E-MORB)

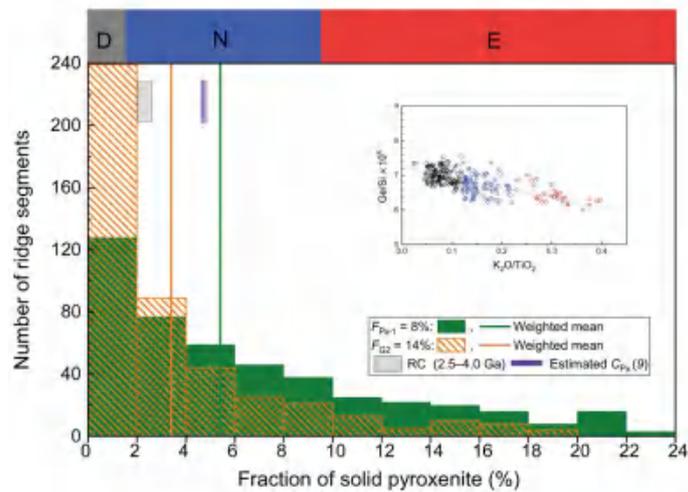


图 4 俯冲再循环洋壳在洋中脊地幔中所占比例的估算。不同的颜色代表不同成分的俯冲洋壳 (桔黄色 .G2 ; 绿色 .Px-1) (Yang et al., 2020)

主要参考文献

Allègre C J, Turcotte D L. Implications of a two-component marble-cake mantle[J]. *Nature*, 1986, 323(6084): 123-127. (链接)

Donnelly K E, Goldstein S L, Langmuir C H, et al. Origin of enriched ocean ridge basalts and implica-



- tions for mantle dynamics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 226(3-4): 347-366. (链接)
- Davis F A, Humayun M, Hirschmann M M, et al. Experimentally determined mineral/melt partitioning of first-row transition elements (FRTE) during partial melting of peridotite at 3 GPa[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, 104: 232-260. (链接)
- Hirschmann M M, Stolper E M. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, 124(2): 185-208. (链接)
- Hawkesworth C, Cawood P A, Dhuime B. Rates of generation and growth of the continental crust[J]. *Geoscience Frontiers*, 2019, 10(1): 165-173. (链接)
- Le Roux V, Dasgupta R, Lee C T A. Recommended mineral-melt partition coefficients for FRTEs (Cu), Ga, and Ge during mantle melting[J]. *American Mineralogist*, 2015, 100(11-12): 2533-2544. (链接)
- Yang S, Humayun M, Salters V J M. Elemental constraints on the amount of recycled crust in the generation of mid-oceanic ridge basalts (MORBs)[J]. *Science Advances*, 2020, 6(26): eaba2923. (链接)

(撰稿: 杨蜀颖 / 美国国家高磁实验室, 王浩 / 岩石圈室)

Nature : 软流圈熔体促进构造板块运动

来自法国里昂大学 CNRS/ENS 实验室的科学家把地震面波层析成像观测结果和矿物物理实验结果相结合，首次在全球尺度下对软流圈内不同深度处的熔体含量进行了估算。他们的新模型不但考虑了地震波速，而且考虑了波速穿过介质时的衰减情况，研究发现，构造板块的运动速度直接与软流圈中熔体含量有关，软流圈中少量熔体的存在可能会极大地促进板块的运动。

岩石圈位于地球最外层，平均厚度约为 80 km，由地壳和部分上地幔组成，它又被划分成许多刚性的构造板块，它们在下伏低粘度的软流圈上运动。岩石圈与软流圈之间的界面被称为 LAB (lithosphere-asthenosphere boundary)。LAB 下方，地震剪切波速下降了 3%-10%，即在软流圈中约 100-200 km 深度处存在一全球范围的地震低速层 (LVZ)，与上地幔的低粘度层在深度上基本一致，但时至今日，人们对低粘度层的起源缺少理解，对 LVZ 的成因也仍有争议。

自 20 世纪 70 年代以来，地震学家重点研究了地震波的传播速度，发现它们随着传播介质的温度（介质越冷，地震波速越快）、化学成分而发生变化。大量实验研究证实，剪切波速 (V_s) 与温度、成分和熔体含量密切相关，而剪切波衰减 (Q_s) 几乎不受化学成分的影响，却强烈地受温度的影响，与温度呈指数关系变化。因此，将 V_s 与 Q_s 观测结合是约束岩石圈之下 LVZ 成因的更有效手段。最近的一系列实验结果进一步表明，熔体可能是一个很好地解释 LVZ 成因的候选项，而水或许不是。

自法国里昂大学 CNRS/ENS 实验室的 Eric Debayle 等人，通过对台站记录到的大量的瑞利面波资料，利用地震面波层析成像方法，不但给出了全球范围内上地幔不同深度处的剪切波速模型 (DR2020s)，而且给出了剪切波的衰减模型 (Q_s ASDR17)，即沿着传播方向地震波速的变化情况，并结合 V_s 和 Q_s 随温度、压力、熔体含量变化的实验结果及相应的模拟结果，第一次给出了上地幔不同深度处的熔体含量 (图 1)。

Debayle 等人的模型结果显示：

(1) 在洋中脊、大的热点和太平洋附近的弧后地区下方 100-200 km 深度处，都有熔体存在，熔体比例高于 0.3%，可达 0.7%，与 Freitas et al.(2019) 最新的实验结果相吻合；

(2) 大洋软流圈中 150-200 km 深度范围，LVZ 中的熔体比例低于 0.3%，大约与 Chantel et al. (2016) 的实验结果相一致，但高于 Selway et al. (2019) 基于 Chantel 等的实验结果模拟计算给出的非析出熔体的比例 (<0.1%) (图 2)；大陆岩石圈下部 150-200 km 深度范围的软流圈中几乎没有

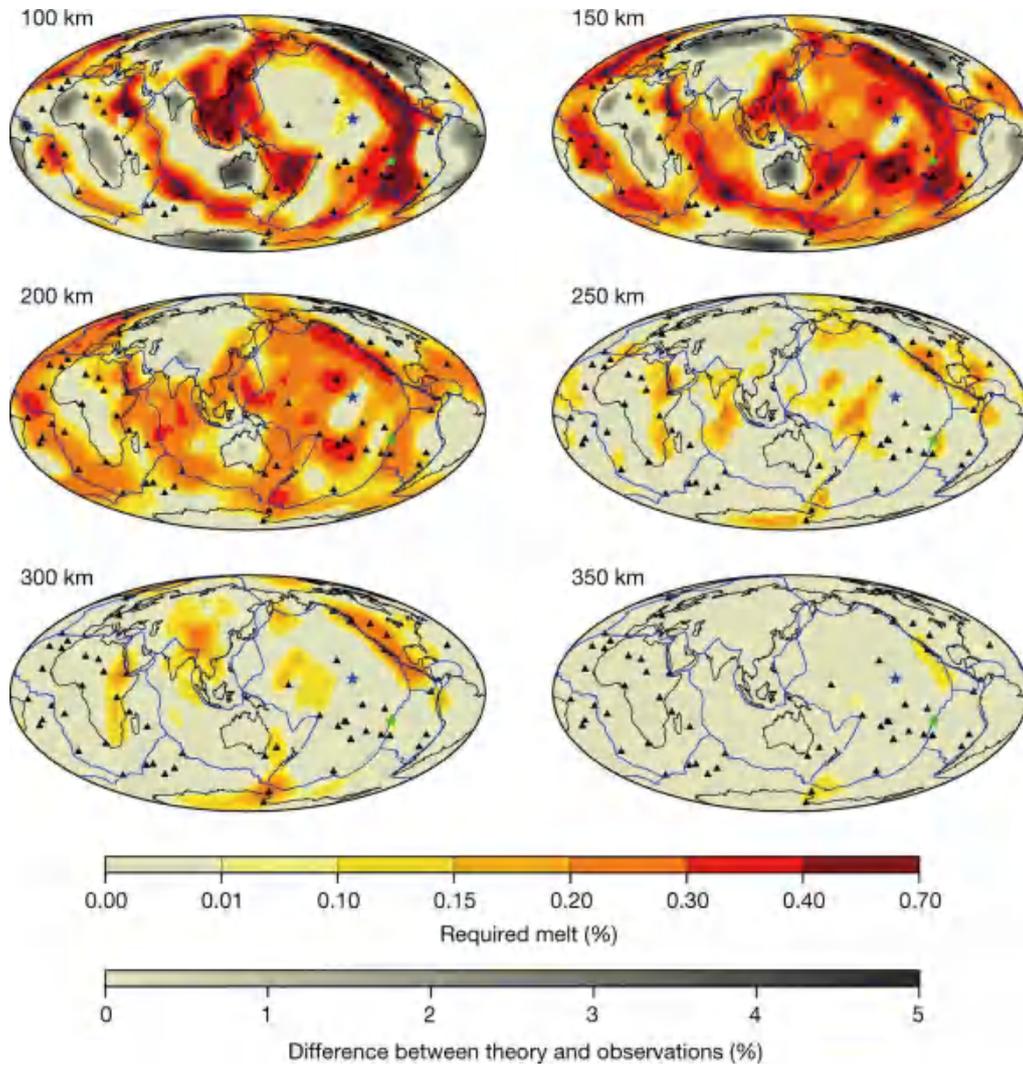


图 1 上地幔不同深度处的熔体含量 (Debayle et al., 2020)

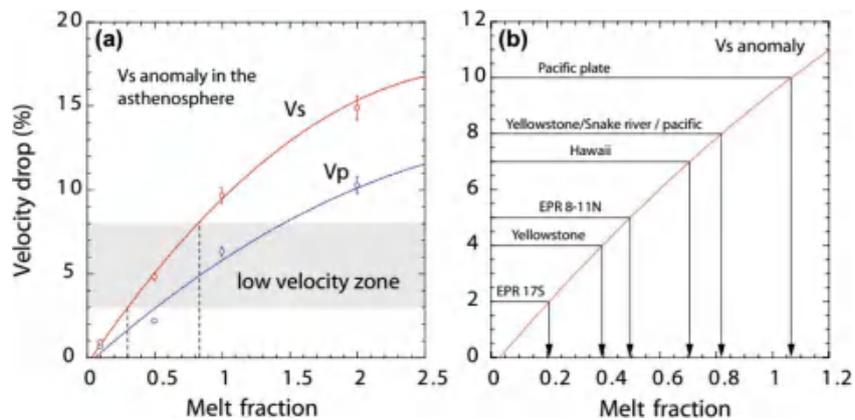


图 2 波速降幅随熔体比例变化的实验结果 (a) ; 利用实验结果估算得到不同地质环境下观测得到的 Vs 异常所对应的熔体比例 (b) (Freitas et al., 2019)



熔体存在；

(3) 东非裂谷、青藏高原、南极洲的 Balleny 岛、北美西部等构造活动地区下方 300 km 深度处，仍有少量熔体存在；

(4) 全球地幔 350 km 深度处几乎没有熔体存在。

熔体实验结果表明，少量非析出熔体 (~ 0.1%) 就可以导致波速的下降 (Selway et al., 2019)，而且部分熔融层状模型可以解释大洋 LVZ 中的径向各向异性，以及 LAB 界面处的速度差、粘度差等，故 Debayle 等的研究成果可以帮助人们更好地辨析 LVZ 的成因。

Debayle 等研究还发现，在快速运动

(大于 4 cm/year) 的板块，如太平洋板块下部，软流圈 100-200 km 深度处的熔体含量也高。这表明，熔体促进了变形，而变形支持 LVZ 中熔体的滞留。少量熔体的存在可使构造板块下方地幔的粘滞系数降低 1-2 个量级，使板块与下伏地幔“解耦”。

少量熔体促进了板块底部的运动和软流圈中大尺度的晶体定向排列，这对理解波速各向异性、板块构造及其运动机制等具有重要意义。

【致谢：感谢岩石圈室陈凌研究员的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Chantel J, Manthilake G, Andrault D, et al. Experimental evidence supports mantle partial melting in the asthenosphere[J]. *Science Advances*, 2016, 2(5): e1600246. ([链接](#))
- Debayle E, Bodin T, Durand S, et al. Seismic evidence for partial melt below tectonic plates[J]. *Nature*, 2020, 586(7830): 555-559. ([链接](#))
- Freitas D, Manthilake G, Chantel J, et al. Simultaneous measurements of electrical conductivity and seismic wave velocity of partially molten geological materials: effect of evolving melt texture[J]. *Physics and Chemistry of Minerals*, 2019, 46(6): 535-551. ([链接](#))
- Selway K, O' Donnell J P. A small, unextractable melt fraction as the cause for the low velocity zone[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 517: 117-124. ([链接](#))

(撰稿：黄晓葛 / 地星室)

Nature : 利用熔融包裹体的元素和同位素示踪俯冲带流体来源

在汇聚板块边缘，大洋岩石圈通过俯冲作用携带挥发分(尤其是水)进入地幔。这些俯冲下去的水/流体控制着岩浆产物、地震活动、陆壳形成和资源成矿。但是，识别不同流体的来源(沉积物，地壳还是岩石圈地幔)具有很大的挑战性(Hacker, 2008; Cooper et al., 2020)。

大西洋俯冲带是研究深部流体循环的绝佳区域，因为缓慢扩张形成的大西洋岩石圈水化作用高度不均一，可能受到了俯冲板片不同端元流体(如沉积物、蚀变洋壳、蛇纹石化岩石圈地幔)的交代。流体来源和流体量的差异会引起受交代岩石圈地幔性质的不均一，从而沿岛弧会产出不同性质的岩浆。英国布里斯托大学 Cooper et al. (2020) 选取大西洋俯冲带小安第列斯火山岛弧(LAA, Lesser Antilles volcanic arc)为研究对象，尝试利用岛弧火山岩中熔融包裹体的B(硼)元素含量和B同位素组成识别俯冲带流体来源。

为什么用熔融包裹体的B元素? B是流体活动性元素，由于俯冲板片的各个端元中B含量显著高于亏损地幔(< 0.1 ppm)，因此岛弧岩浆一旦具有高的B与流体难溶元素(如Ti, Ni, Zr)比值，则表明B主要来自于俯冲的板片流体。因此，俯冲带岩浆中B元素可以示踪俯冲板片释放流体的贡献。同时，俯冲板片中不同端元的流体B同位素组成具有显著差别。蛇纹石来源的B富集 ^{11}B (相对于 ^{10}B)，所以

具有特别高的 $\delta^{11}\text{B}$ 值(从+7‰到+20‰)(De Hoog and Savov, 2018)。由蛇纹石来源的流体诱发的地幔熔融产生的弧岩浆 $\delta^{11}\text{B}$ 高达18‰，明显比MORB地幔源区的 $\delta^{11}\text{B}$ 值(-7.1‰ ± 0.9‰)更高。小安第列斯俯冲沉积物来源的流体虽然富集B元素(50–160 ppm)，但它们与弧下蛇纹石来源流体相比明显具有更低的 $\delta^{11}\text{B}$ 值(约-15‰到+5‰)。再有，岛弧岩浆在浅部地壳会经历一定程度的岩浆分异，都不再是原始成分，但是B同位素特征主要由源区决定而不是分异过程。

Cooper等(2020)利用SIMS(于英国爱丁堡大学完成，仪器为离子探针Cameca IMS-1270)测试了岛弧火山岩(岩性从低MgO高Al玄武岩到流纹岩)单斜辉石中198个玻璃质熔融包裹体的挥发分(H_2O 、 CO_2)和微量元素，并对其中92个熔融包裹体进一步测试了B同位素组成。

分析结果显示，LAA熔融包裹体中溶解的水含量最高可达9.1wt%，但各个岛的水含量值的变化范围都较大(图1)。熔融包裹体的水含量易受岩浆分异过程影响，很难代表原始岩浆的水含量。水含量在经历不饱和结晶的熔体中会升高，在水饱和的情况下会保持恒定，而在晚期去气过程中会从熔体中丢失。捕获后结晶或者熔体扩散也会改造熔融包裹体中的水含量。而流体活动性和不活动性微量元素之间的比值，如B/Nb，能够可靠地指示流体的贡献，



因为这两类元素在熔融和岩浆分异过程中行为相似。LAA 熔融包裹体数据表明中心

岛弧具有高的 B/Nb (图 1), 很可能反应了其来源于特别富流体和富 B 的岩浆源区。

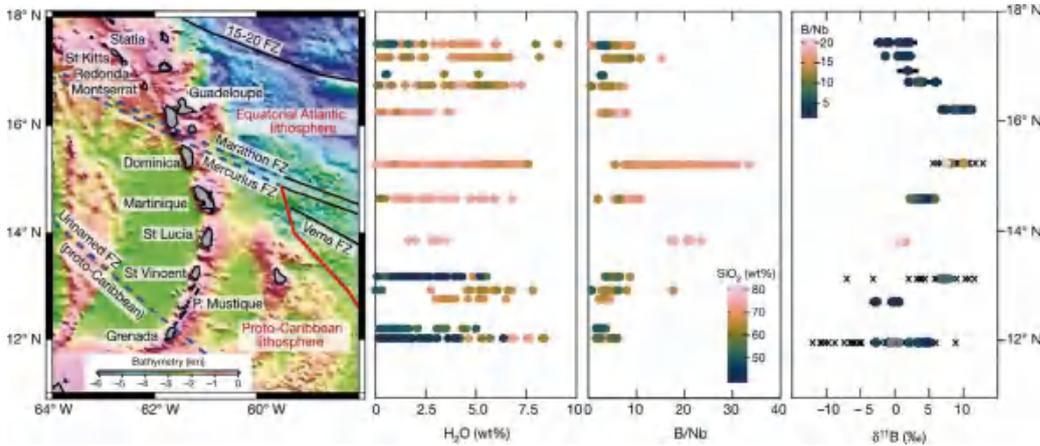


图 1 小安第列斯火山岛弧的等深线图以及与之对应的熔融包裹体的水含量, B/Nb 比值和 $\delta^{11}\text{B}$ 值分布图 (Cooper et al., 2020)。H₂O 含量和 B/Nb 比值图中不同图标颜色代表了熔融包裹体 SiO₂ 的含量值大小 (反应岩浆分异)。δ¹¹B 值图中的不同图标颜色代表了 B/Nb 比值大小 (指示流体加入量)。已发表的熔融包裹体 B 同位素比值以交叉十字符号表示。δ¹¹B 值误差线为 1σ, 一般小于 ±1‰

该研究获得的 LAA 熔融包裹体的 δ¹¹B 值范围为 -2.8‰ 至 +11.2‰ (图 1), 大部分值分布在全球弧岩浆的范围内 (从 -9‰ 到 +16‰), 具有最高 δ¹¹B 值的熔融包裹体来自中心岛弧 (Guadeloupe 和 Dominica 岛)。单个岛弧火山岩熔融包裹体的 δ¹¹B 值存在一定范围的变化, 相邻的火山之间具有相似的主量元素特征却显示明显不同的 δ¹¹B 值, 造成该现象的原因是什么? 作者分析表明: (1) 各火山内部的 δ¹¹B 值变化不可能是地壳分异过程造成的, 因为 δ¹¹B 值没有随分异指示性元素系统地变化 (如 SiO₂ 和 Rb/Sr)。这与前人的发现一致, 分离结晶对熔体 δ¹¹B 值的影响可以忽略不计。(2) 开放体系分异过程中, 地壳同化作用同样可以改变 δ¹¹B 值和 B/Nb, 但是这类来源的物质很可能与蚀变洋壳和沉积物具有相似的同位素和地球化学成分。且 LAA 地壳的同化作用在分异过程中会降低熔体 δ¹¹B 值, 但这样的趋势并未在数据中体现。最终, 作

者认为岛弧火山岩熔融包裹体 δ¹¹B 值的差异反应了岛弧火山之间地幔源区性质的不同。并证实了是由两个不同源区的流体加入引起的: (1) 蚀变的洋壳和沉积物; (2) 蛇纹石脱水。在 LAA 中部位置, 熔融包裹体的 δ¹¹B 值明显高于 +5‰, 对比现有可能的源区, 只有流体量中 > 60% 由蛇纹石脱水贡献才能产生这样的同位素特征 (图 2)。南部和北部岛弧低的 δ¹¹B 值可能主要是由于蚀变洋壳和沉积物释放的流体导致的。但是, δ¹¹B 值与流体加入量 (据 Nb/B 比值, 图 2) 之间没有对应关系。与中心岛弧的 Guadeloupe 和 Dominica 岛相比, 南部 St Lucia 熔融包裹体具有高的流体量的加入, 但是估算结果表明只有 < 30% 来自于蛇纹石。因此, 流体的总量与不同流体来源所占的比例是解耦的。南部和北部火山弧, 除了 St Vincent 岛, 来源于蛇纹石的流体的比例明显低于中心岛弧。那么上述蛇纹石从何处来? 根据 B 同位素, 不可能区分蛇纹岩

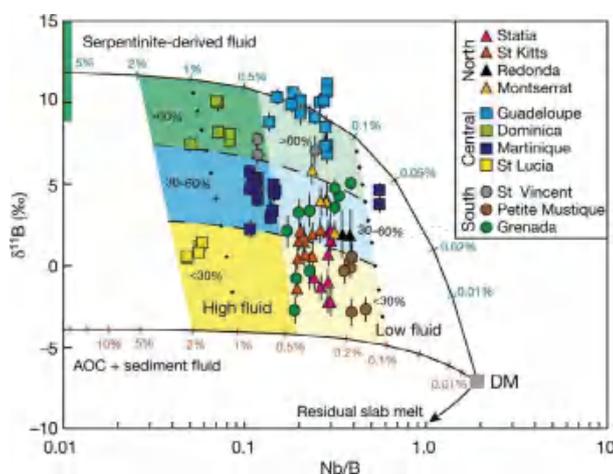


图2 小安第列斯火山岛弧岩浆中熔融包裹体的 Nb/B 比值与 $\delta^{11}\text{B}$ 值关系图 (Cooper et al., 2020)。混合模型 (黑线) 指示亏损地幔 (DM, depleted mantle) 被来自于蛇纹岩的流体和蚀变洋壳 + 沉积物的流体进行不同比例地混染。粗的绿线条代表了全球蛇纹岩流体 $\delta^{11}\text{B}$ 值范围。模式的输入具体参见原文献方法章节

流体源于板片还是来自循环的弧前物质。然而，作者发现在中心岛弧深部地震波呈现出峰值，可以推测是橄榄岩在板片中发生了脱水。综合形成于缓慢扩张的岩石圈中的蛇纹石化橄榄岩的丰度，证实了为 LAA 地幔楔输送流体的蛇纹石来源于板片。

本项研究的意义在于：(1) 通过 LAA 工作揭示的流体活动历史与理论预测的俯冲板片中不同位置断裂带随时间演化释放流体的过程非常一致，阐明板片断裂带脱

水对岛弧形成的意义；(2) 揭示俯冲断裂带中蛇纹石脱水对岛弧岩浆水和元素含量及同位素特征具有主导性贡献；(3) 提供强有力证据证明俯冲的岩石圈地幔中蛇纹石的不均匀分布极大控制着弧下地幔楔的地球化学特征、地震活动、地壳结构和岛弧岩浆产率。

【致谢：感谢岩石圈郭顺副研究员对本文提出的宝贵修改意见。】

主要参考文献

- Cooper G F, Macpherson C G, Blundy J D, et al. Variable water input controls evolution of the Lesser Antilles volcanic arc[J]. *Nature*, 2020, 582(7813): 525-529. ([链接](#))
- De Hoog J C M, Savov I P. Boron isotopes as a tracer of subduction zone processes[M]//Boron Isotopes. Springer, Cham, 2018: 217-247. ([链接](#))
- Hacker B R. H₂O subduction beyond arcs[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(3): Q03001. ([链接](#))

(撰稿：蔡亚春，范宏瑞 / 矿产室)

Nature : 汇聚板块边缘逆冲剪切力控制着山脉高度

山脉作为地球上主要的地貌之一，构成了世界地形的“骨架”。它们通常受到构造挤压作用而形成，因此重要山脉大多发育在板块汇聚带。但是，控制山脉高度的因素很多且存在争议，几十年来一直困扰着地球科学家。加拿大地质调查局王克林研究员总结了三个主要作用（图1）：（1）构造作用力，既可以防止山脉在重力作用下垮塌，也会阻碍它们被推

得无限高；（2）气候控制的侵蚀作用，主要通过移除高海拔地区的物质来限制山脉的高度；（3）地壳均衡作用，它使山脉及其之下的岩石圈浮在软流圈之上，并对山脉质量的增减产生反馈 (Wang, 2020)。虽然这三种过程共同维持着山脉的高度，但到底是侵蚀力还是构造力起着一级控制作用，并未达成共识。

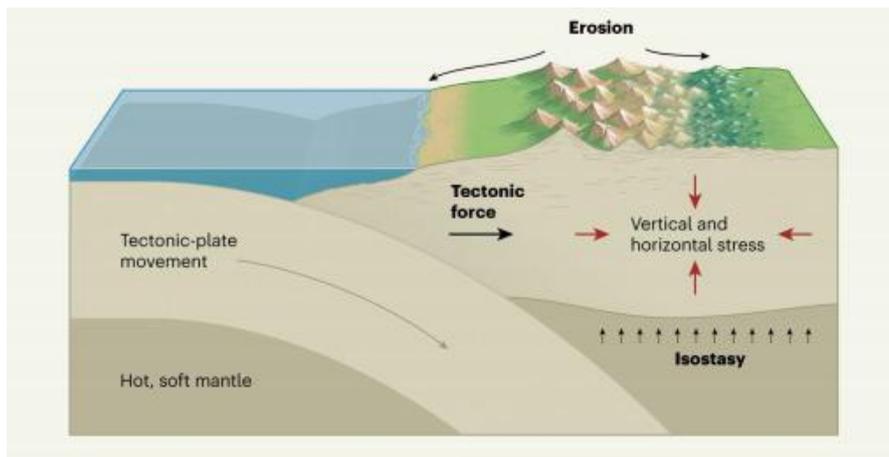


图1 控制汇聚构造板块边界附近山体高度的三种过程 (Wang, 2020)

随着研究的深入，越来越多的学者认为主要是气候作用控制着山脉的高度。Brozovic et al. (1997) 将喜马拉雅山脉西构造结位置划分为多个区域，通过对比研究发现整体地貌的形成很大程度上取决于构造力，但在雪线附近区域，冰川作用抑制了高程的增加和地形起伏，与构造作用的速率无关。气候不仅影响山脉隆升，引起

气候新一轮变化，还可以影响并控制构造的演化 (Molnar and England, 1990)。例如，喜马拉雅山脉的物理及数值模拟实验表明，气候造成的快速剥蚀作用可导致下地壳热而软的物质沿通道向南流动并出露地表 (图2)。

近期德国波茨坦地学研究中心的 Armin Dielforder 等人在 *Nature* 上发表论文

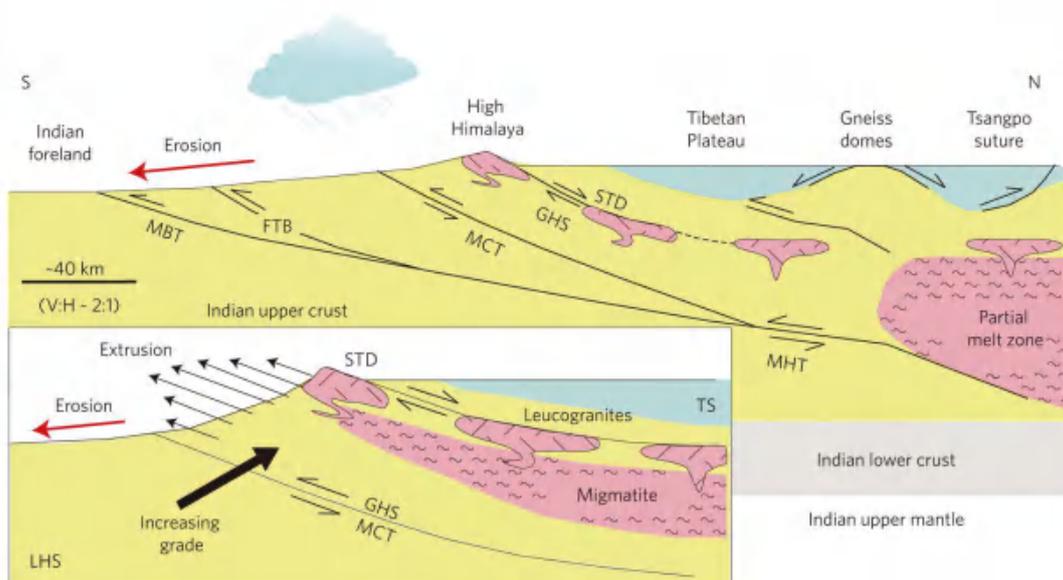


图2 喜马拉雅地区受侵蚀作用驱动变形过程 (Beaumont et al., 2001; Whipple, 2009)

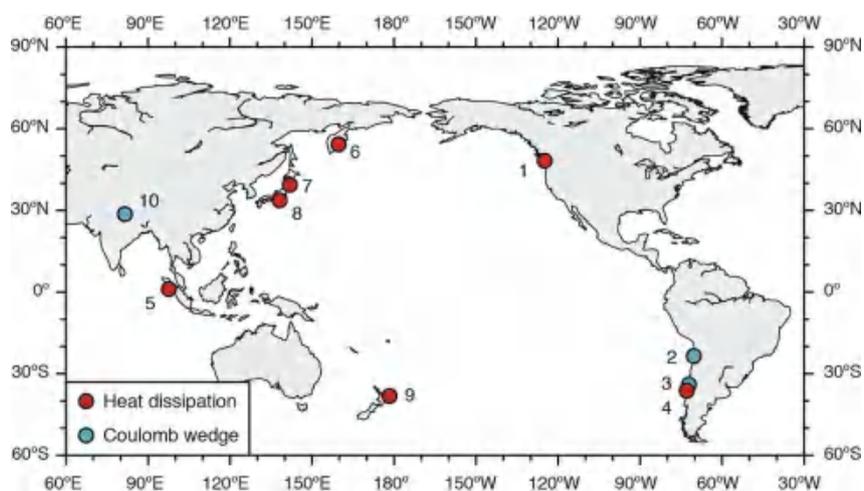


图3 研究的10个山脉位置 (Dielforder et al., 2020)。图中序号: 1. 卡斯卡迪亚 (Cascadia) 北部。2. 安第斯山 (23° S)。3. 安第斯山 (34° S)。4. 安第斯山 (36° S)。5. 苏门答腊北部。6. 堪察加半岛。7. 日本岛弧。8. 日本南海海槽。9. 希古朗伊山 (Hikurangi) 北段。10. 喜马拉雅山

(Dielforder et al., 2020), 对分布在不同纬度范围 (~53°N- ~40°S)、覆盖明显不同气候条件的10个汇聚板块边缘的山脉高度与相关的构造应力进行了分析对比, 提出构造剪切应力大小控制山脉的高度, 从而重新强调了构造在控制汇聚板块边界处山脉高程上的主导作用。

首先, 他们将俯冲带简化为分段流变模型, 计算了沿大型逆冲断层的剪切应力 (F_s)。该模型将大型逆冲断层分为上摩擦段和下粘性段, 它们在半摩擦行为区合并, 通过对沿各断层段的剪切力积分计算获得最终的剪应力 F_s (Gao and Wang, 2014), 其大小主要取决于断层强度和摩擦 - 粘滞过



渡的深度 (图 4)。

其次, 他们使用力学平衡模型, 由流变模型推导的 F_s 值计算出了构造力可以支撑的山体高度 (TSE), 并与山脉的最大平均高程 (MME) 做对比。在所有研究区内,

两个高程值在误差范围内是近似相等的。MME 和 TSE 之间的一致性表明, 所有这些山脉的高度大致符合力学平衡 (图 5)。

对于大多数洋-陆俯冲带, TSE 落在大约 0.6-1.7 km 的范围内。在典型的俯冲

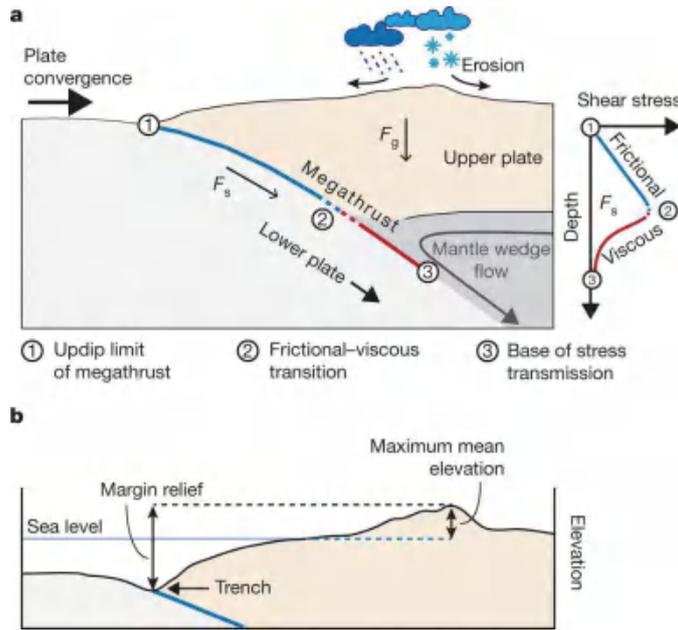


图 4 汇聚板块边缘的运动过程和地形简图 (Dielforder et al., 2020)。a. 当一个板块被压在另一个板块之下时, 板块汇聚就得以实现。大型逆冲断层构成板块界面, 并被划分为摩擦、半摩擦和粘性段。剪切力 F_s 是沿大型逆冲断层的整体剪应力, 并平衡板缘地形 (margin relief) 的重力 F_g 产生的差异应力。b. 对于俯冲带而言, 板缘地形是海沟与最大平均高程 (MME) 之间的高程差, 其中 MME 是主要地形分水岭周围的平均高程。对于没有海沟的碰撞区域, 板缘地形近似等于 MME

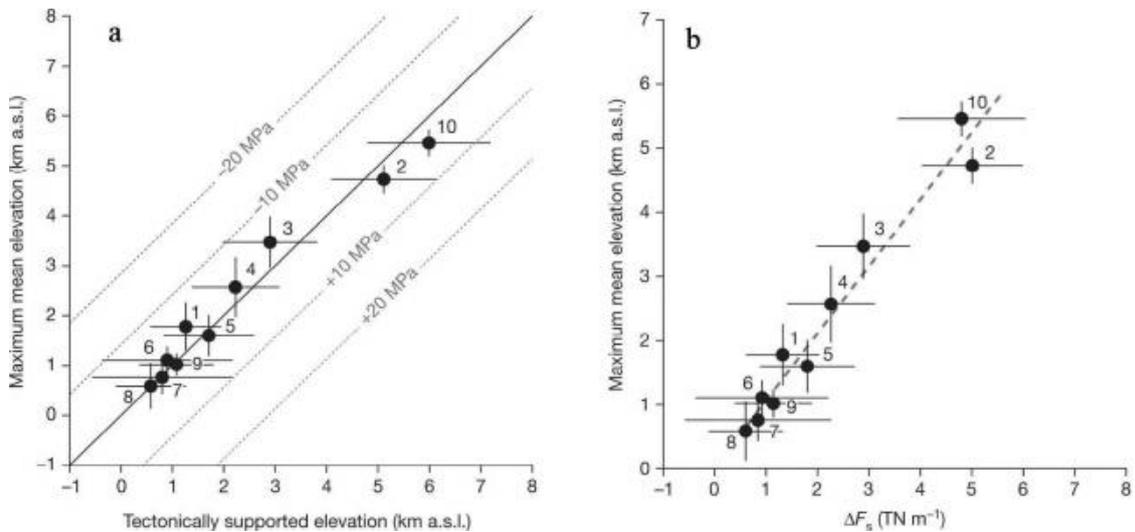


图 5 a. 最大平均高程与构造支撑高程对比; b. 最大平均海拔与剪切力分量的比较。碰撞造山带中, 无海平面以下地形, 则 $\Delta F_s = F_s$ (Dielforder et al., 2020)



带，由于岩石圈的弯曲和上下板块的密度差异，就需要巨大的逆冲剪切力来支撑板缘地形。沿大型逆冲断层的剪切应力 F_s 可以细分为两个分量，第一个分量 F_{SMT} 用于支持板缘地形在海平面下的部分，而另一个分量 ΔF_s 则用于维持海平面之上的山脉高度。所以，对于喜马拉雅这种碰撞造山带，因为这里没有需要维持的海底地形，同样的沿大型逆冲断层的剪切力便会形成更高的山脉。

作为侵蚀作用控制山脉高度的最具代表性的模型，“冰川锯”模型中无论地壳构造作用如何，冰川侵蚀和均衡抬升均会使山脉的高度保持在受气候控制的雪线高度 (Egholm et al., 2009)。但是，Dielforder et al. (2020) 的研究涵盖了卡斯卡迪亚 (Cascadia)、堪察加半岛和喜马拉雅等不同冰川山脉，它们的 MME 与 TSE 相对应，证明高程上的巨大差异主要来自 ΔF_s 差异，进而不支持冰蚀作用对山体高度的一阶控制观点。

Dielforder et al. (2020) 的定量化研究为山脉高度的构造控制论注入了一针强心剂，但由于研究区域有限，需要更多的证据支

持；同时也得出了一些重要推论，例如，在山脉之下水平挤压和垂向重力是均衡的。只有这样，构造应力才能控制山体的高度。然而，由于气候可以产生快速剥蚀，而构造应力积累时间较长，为补偿剥蚀带来的山体质量缺失，他们的模型中需要俯冲带上盘的地壳处于破裂的临界状态，才能通过断裂作用不断叠置地壳岩石，来抬升山脉的高度，进而维持水平挤压和垂向重力的均衡状态。但这显然与传统的上地壳脆性强度认识是不同的，即岩石破裂由差异应力导致，且水平应力要远高于垂向应力。虽然地壳应力在某些俯冲带附近确实几乎是“中性”的 (Wang et al., 2019)，但这样的地壳应力状态是否普遍存在？Dielforder 等人的工作为后续研究提供了一个新的思路，为了进一步证实“力学临界地壳”这个设想，还需要大量的观测和理论研究去揭示更多汇聚板块边界的地壳应力状态和强度。

【致谢：感谢岩石圈室陈凌研究员、梁晓峰副研究员的意见和建议。】

主要参考文献

- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation[J]. *Nature*, 2001, 414(6865): 738-742. ([链接](#))
- Brozovic N, Burbank D W, Meigs A J. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya[J]. *Science*, 1997, 276(5312): 571-574. ([链接](#))
- Dielforder A, Hetzel R, Oncken O. Megathrust shear force controls mountain height at convergent plate margins[J]. *Nature*, 2020, 582(7811): 225-229. ([链接](#))
- Egholm D L, Nielsen S B, Pedersen V K, et al. Glacial effects limiting mountain height[J]. *Nature*, 2009,



460(7257): 884-887. ([链接](#))

Gao X, Wang K. Strength of stick-slip and creeping subduction megathrusts from heat flow observations[J]. *Science*, 2014, 345(6200): 1038-1041. ([链接](#))

Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?[J]. *Nature*, 1990, 346(6279): 29-34. ([链接](#))

Wang K, Brown L, Hu Y, et al. Stable forearc stressed by a weak megathrust: Mechanical and geodynamic implications of stress changes caused by the M= 9 Tohoku - Oki earthquake[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(6): 6179-6194. ([链接](#))

Wang K L. Force takes control in mountain-height debate[J]. *Nature*, 2020, 582: 189-190. ([链接](#))

Whipple K X. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(2): 97-104. ([链接](#))

(撰稿: 辛光耀, 褚杨 / 岩石圈室)

NC : 内部垂向力驱动西太平洋快速的俯冲起始和岩浆活动

板 块构造不仅塑造了地球的地表形态，还促进了地球外部与内部之间物质和能量的转换。目前，学术界对板块构造何时启动的看法仍然存在很大争议，但一般都认为板块俯冲是驱动板块构造的重要力源（例如，陈凌等，2020）。然而，新俯冲带如何起始一直是地球科学领域的难点问题，主要原因是俯冲起始是一个极其短暂的过程，缺少直接的地质记录，

并且现今地球上鲜有正在发生的俯冲起始（Stern and Gerya, 2018）。

西太平洋 Izu-Bonin-Marianna (IBM) 俯冲带保存有最完整的俯冲起始的岩浆记录（图 1），是研究俯冲如何起始的绝佳场所。在这个地区开展的拖网和深潜采样研究显示，俯冲起始最早的产物是一套弧前玄武岩（FAB，类似于洋中脊处产出的玄武岩）。随后是一套玻安岩，这种熔岩，特别

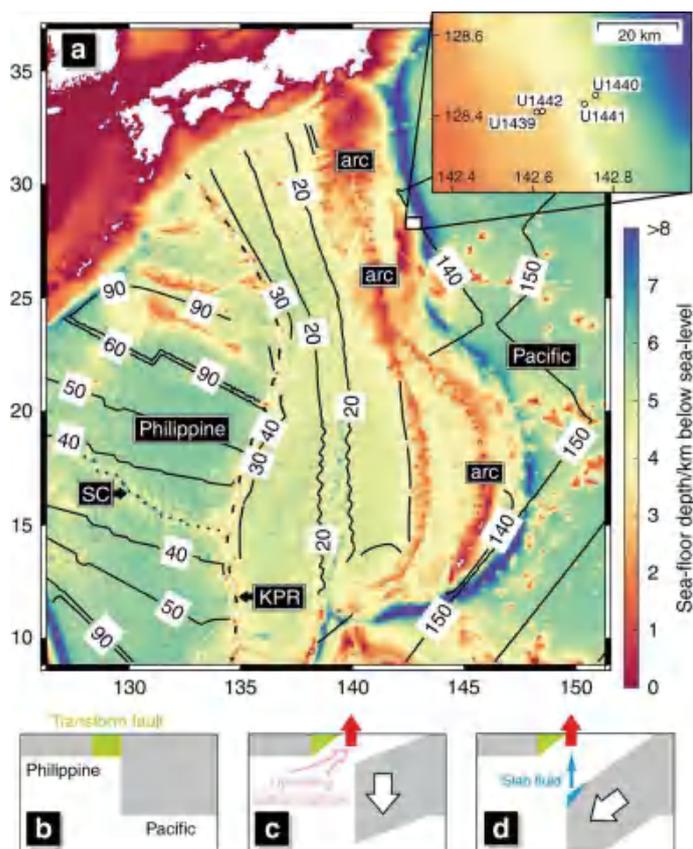


图 1 Izu-Bonin-Marianna 俯冲带研究区域的水深图和俯冲起始的概念模型（Maunder et al., 2020）。黑色实线为洋壳年龄等值线（Ma），右上角插图显示了 352 航次的采样地点，黑色点线标示的为残留扩张中心，黑色虚线标示的为九州 - 帕劳海岭。



是高硅玻安岩，一般认为是由于俯冲板块脱水引起浅部的亏损地幔发生熔融而形成。因此，部分学者认为玻安岩是标志着俯冲起始的直接地质证据 (Arculus et al., 2015)，但也有学者认为这种熔岩不能代表俯冲起始，仅代表俯冲过程中某个阶段的产物 (吴福元等, 2018)。正常俯冲建立之后，弧岩浆由玻安岩转变为正常的拉斑到钙碱性岩浆 (Ishizuka et al., 2011)。最近，国际大洋钻探计划 (ODP) 352 航次在 IBM 弧前的一个区块开展了钻探，对连续取芯的岩样开展高精度测年的结果显示，FAB 岩浆作用的持续时间仅为 0.6-1.2 Myr。这与沿着整个 IBM 弧利用拖网获取的 FAB 具有类似的年龄，表明 IBM 俯冲起始是一个单一的快速事件。

为了解释 IBM 弧前玄武岩 - 玻安岩序列的形成机制，最近，英国帝国理工学院的 B. Maunder 及合作者开展系统的二维动力学数值模拟实验，通过对比分别由板块内部垂向作用力 (板块自身重力) 和远场水平推力主导的俯冲起始，发现前者能很好的解释 IBM 弧前和弧后岩浆序列的时空分布，而后者则无法形成弧前玄武岩。据此，他们提出 IBM 俯冲起始及岩浆活动是由板块内部的垂向力 (由局部密度异常引起) 而非远场水平挤压力导致，相关成果发表于 *Nature Communications*。

作者设计的初始模型为一个年龄为 50 Ma 的太平洋板块与一个年龄为 5 Ma 的菲律宾板块水平相接，二者之间由一个宽为 10 km 的薄弱带 (转换断层) 相连 (图 1b)。这样的初始设计使得年轻的菲律宾板块自发向东推挤古老的太平洋板块，该内部推力的大小约为 2 TN/m。为了让模型

开始运行时水平方向的力保持平衡，作者在太平洋板块的远端施加了一个向西的外部力。在内部垂向力主导 (净水平推力为 0) 的模型中 (图 2a- 图 2d)，作者发现仅需一个小的垂向拉力 (由局部密度异常产生，大小约为 9 TN/m，远小于典型俯冲板块向下的拖拽力 ~ 30 TN/m) 就能导致俯冲快速起始，最终形成末端向下的完整俯冲。在此过程中，太平洋板块下沉进入地幔，在转换断层的下方形成了一个岩石圈“间隙”，软流圈由此上涌发生减压熔融，形成弧前玄武岩 (图 2a、图 2b)。随着太平洋板块的不断下沉，俯冲洋壳的前端越过固相线开始熔融并发生脱水，流体上升使得上方亏损的地幔发生水化熔融，形成玻安岩 (图 2c)。作者发现在此机制下弧前玄武岩与玻安岩初始喷发的时间间隔相差仅 0.6 Myr (图 3)，与钻探取芯的数据近乎一致。随着俯冲起始的进一步发展，俯冲板片开始沿着自身长度持续俯冲，软流圈物质停止流向弧前下方的间隙，减压熔融流向未来的弧后地区，形成一个地幔楔 (图 2d)。新板片水化地幔楔，岛弧上将出现典型的钙碱性岩浆作用。在外部水平推力主导的模型中 (图 2e-h)，没有形成初始阶段的岩石圈“间隙”，也没有软流圈的上涌和减压熔融发生，因此没有形成弧前玄武岩，并且此条件下俯冲起始的时间较长，约 5 Myr。这种俯冲起始可能发生在新西兰南部的普伊斯哥海岭或西南太平洋的马修 - 亨特俯冲带。

作者的结果表明在内部垂向力主导的俯冲起始中，地表喷发的岩浆具有迁移的特点 (图 3)：弧前玄武岩初始形成后逐渐向靠近海沟的方向迁移，而后续新板片熔

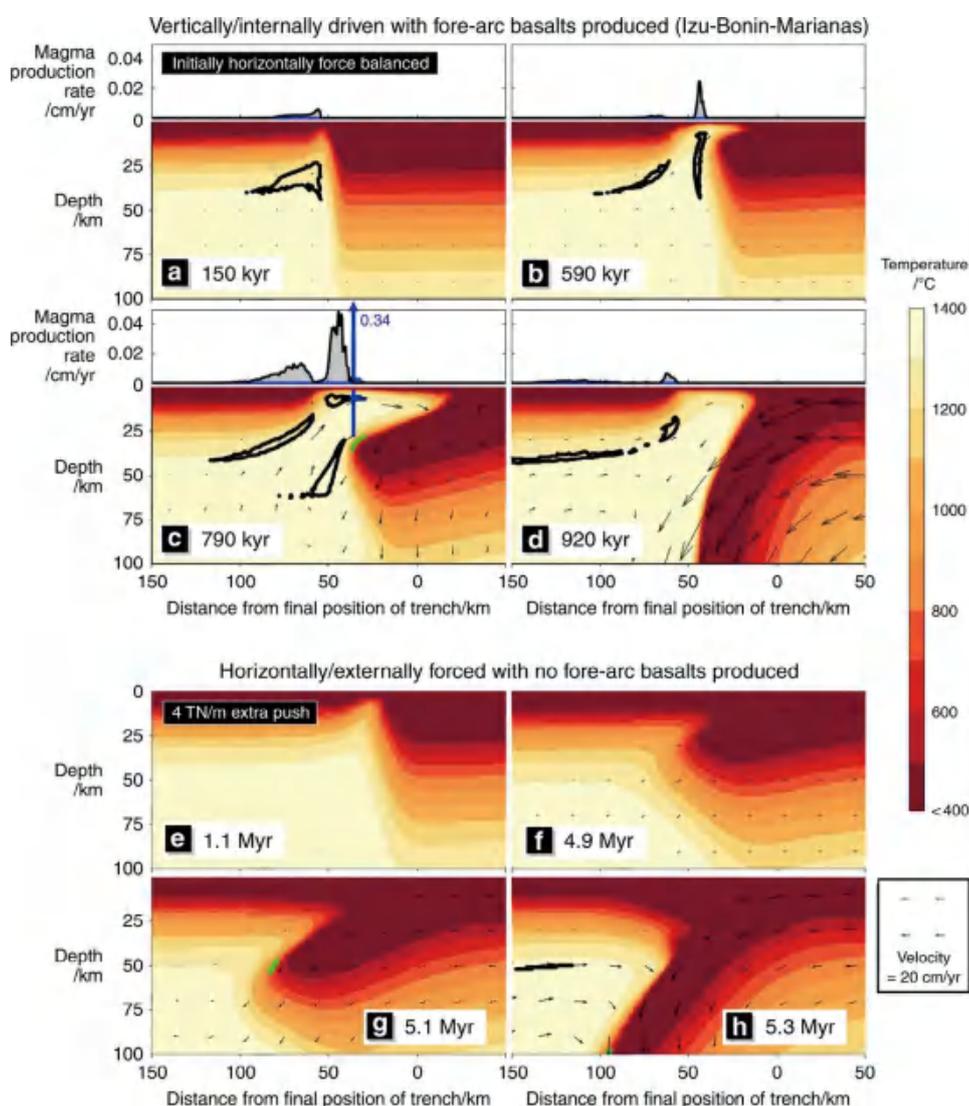


图2 数值模型结果以及岩浆产生率 (Mauder et al., 2020)。上方为内部垂向力主导的俯冲起始，下方为水平推力主导的俯冲起始。图中黑色圈代表熔融区域。

融产生的玻安岩也同样向俯冲板片的方向移动，紧跟在弧前玄武岩的后方。模型预测的岩浆分布特点为 IBM 俯冲带岩浆记录的一些特征提供了解释，例如部分钻井数据显示靠近海沟的位置只检测出弧前玄武岩，而离弧前约 30km 的位置只检测出玻安质岩浆 (Reagan et al., 2017)。

Mauder 等的模型为在 IBM 俯冲带发现的弧前玄武岩 - 玻安岩序列提供了一个合理的解释。由于弧前扩张和弧前玄武

岩仅在内部垂向力主导的模型中产生，作者指出弧前玄武岩的存在可作为判别这类俯冲起始的标志。在特提斯蛇绿岩套中发现有类似弧前玄武岩的岩石，可能预示特提斯的俯冲起始也是由类似的内部垂向力所主导。值得注意的是：最近 Crameri et al. (2020) 的研究表明在过去 1 亿年中，大部分俯冲起始都是由外部水平推力主导，且靠近先存的俯冲带。可见：到底是板块内部垂向力还是外部水平推力起主导俯冲

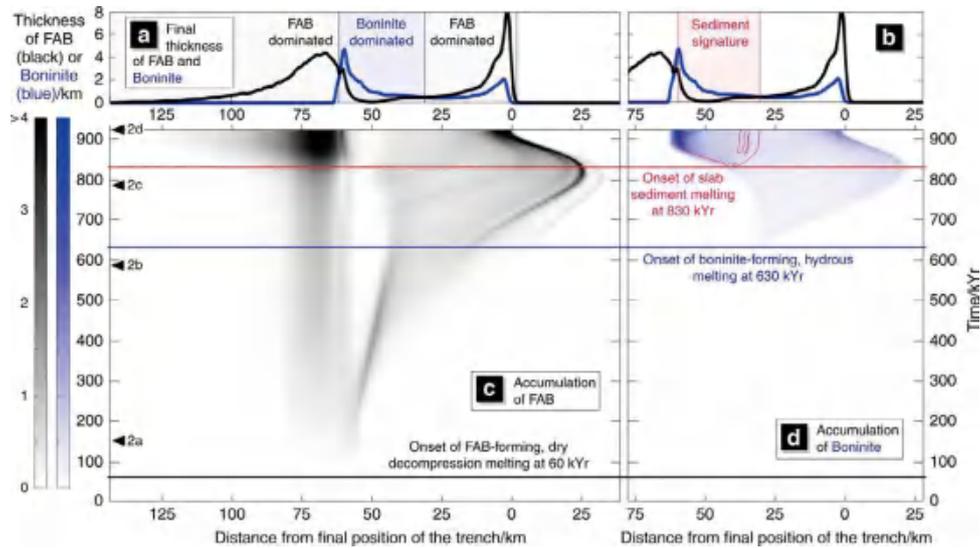


图 3 内部垂向力主导的模型中岩浆产量的时间线 (Mauder et al., 2020)

起始不可一概而论，需要结合地质、地球化学等多学科观测数据，进一步开展高分辨率（时间和空间）的动力模拟研究。

【致谢：感谢岩石圈室陈凌和万博研究员对本文提出的建设性意见。】

主要参考文献

- 陈凌, 王旭, 梁晓峰, 等. 俯冲构造 vs. 地幔柱构造——板块运动驱动力探讨 [J]. 中国科学: 地球科学, 50(4): 501-514.
- 吴福元, 王建刚, 刘传周, 等. 大洋岛弧的前世今生 [J]. 岩石学报, 2019, 35(1): 1-15.
- Arculus R J, Ishizuka O, Bogus K A, et al. A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc [J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(9): 728-733. (链接)
- Cramer F, Magni V, Domeier M, et al. A transdisciplinary and community-driven database to unravel subduction zone initiation [J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 3750. (链接)
- Ishizuka O, Tani K, Reagan M K, et al. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 306: 229-240. (链接)
- Mauder B, Prytulak J, Goes S, et al. Rapid subduction initiation and magmatism in the Western Pacific driven by internal vertical forces [J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 1874. (链接)
- Reagan M K, Pearce J A, Petronotis k, et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling [J]. *International Geology Review*, 2017, 59, 1439-1450. (链接)
- Stern R J, Gerya T. Subduction initiation in nature and models: A review [J]. *Tectonophysics*, 2018, 746: 173-198. (链接)

(撰稿: 唐嘉莹, 陈林 / 岩石圈室)

SA 等：远程驱动的被动陆缘俯冲起始

俯冲带是板块构造体系的核心要素，然而俯冲的起始过程和机制却是板块构造和威尔逊旋回理论的薄弱环节 (Stern, 2004)。一般而言，俯冲起始可能发生在两个部位，一是大洋内部的薄弱带 (洋中脊、转换断层、破碎带等)，另一个是洋陆过渡带 (被动陆缘)。无论是大洋内部还是被动陆缘的俯冲起始，都既可能是自发的 (自身重力驱动)，也可能是诱发的 (远程作用力驱动)。

对于洋内薄弱带的俯冲起始，前人进行了较多的模拟和研究 (e.g., Zhou et al., 2018)，揭示出年轻的上覆岩石圈是发生自发俯冲起始的先决条件，转换断层和上盘洋中脊的三联点处因为阻力最小，所以最有利于发生俯冲起始，而后向两侧扩展；另一个必要条件是两侧岩石圈具有较大的年龄差，而现今地球上转换断层两侧的岩石圈由于年龄和密度差不够大，驱动力一般难以克服阻力而产生自发俯冲起始。

对于典型的被动陆缘，其岩石圈流变强度一般大于洋内转换断层处，因此更难以产生自发俯冲起始。如果要发生，则需要额外的远程作用力参与，那么到底需要多大的作用力，以及这些力又来源于何种构造作用？围绕该问题，中国科学院大学李忠海研究员团队进行了系统的动力学模拟研究，相关成果最近陆续在 *GRL*、*JGR* 和 *Science Advances* 发表。

该研究首先构建新的边界应力驱动的

俯冲动力学数值模型，发现俯冲起始所需要的推动力随着大洋岩石圈年龄的增大而增大 (图 1)。在正常的板块构造推动力下 ($\sim 3 \times 10^{12}$ N/m)，年轻的大洋岩石圈 (≤ 30 Ma) 可在被动陆缘发生俯冲起始，但古老的大洋岩石圈和被动陆缘无法起始。进而揭示东南亚的年轻洋盆正在进行的俯冲起始与远程推动力相关 (图 2)，但该作用力无法驱动大西洋型古老被动陆缘发生俯冲起始 (Zhong and Li, 2019)。

如果聚焦于大西洋型被动陆缘的俯冲起始问题上，考虑到现今西大西洋域已经存在两个小的俯冲带 (南部的 Scotia 和中部的 Lesser Antilles, 图 2c)，那么自然会问：这些小的俯冲带能否沿走向扩展，从而诱发整个大西洋被动陆缘的俯冲起始呢？因为这种俯冲带沿走向扩展的演化历史可能已经发生在其他地区了 (图 3)。就此问题，Zhou et al. (2020) 构建了系统的、高分辨三维数值模型，发现被动陆缘俯冲起始沿走向的扩展是比较困难的，需要两个主要条件，一是被动陆缘的弱化，二是周缘俯冲板块的较大拉力 (图 4)。通过系统的地质对比，揭示大西洋被动陆缘是无法沿着 Scotia 俯冲带进行扩展的，但 Lesser Antilles 俯冲带的北向扩展是可能的，可行与否取决于现存薄弱带的弱化程度。

特提斯演化有别于大西洋，它可以看作多个完整的威尔逊旋回，该过程中伴随着地体与上覆板块的碰撞 (图 5)，进而将

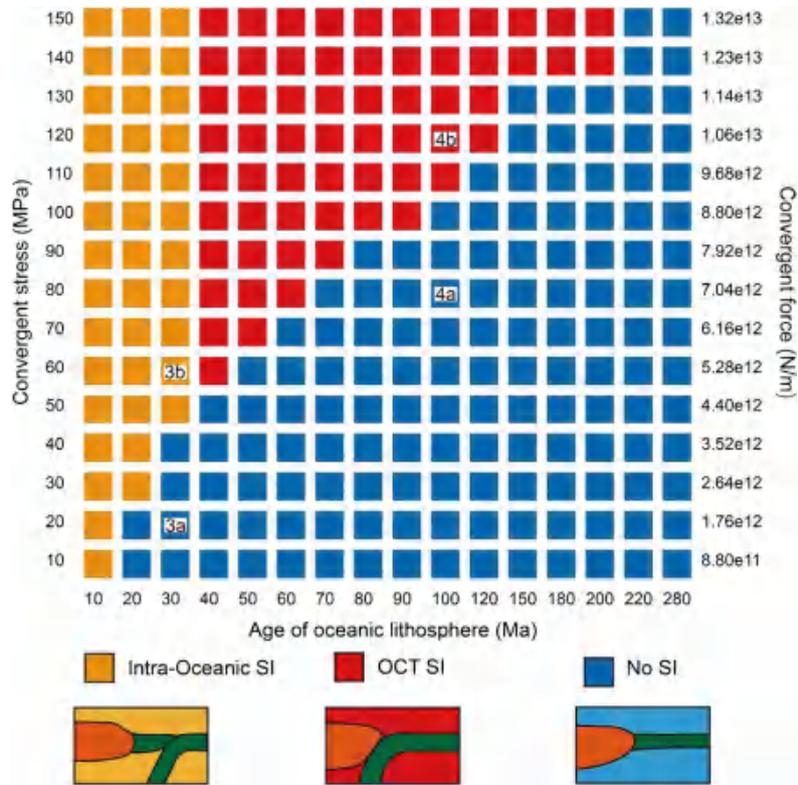


图 1 应力边界条件驱动的被动陆缘俯冲起始模型 (Zhong and Li, 2019)

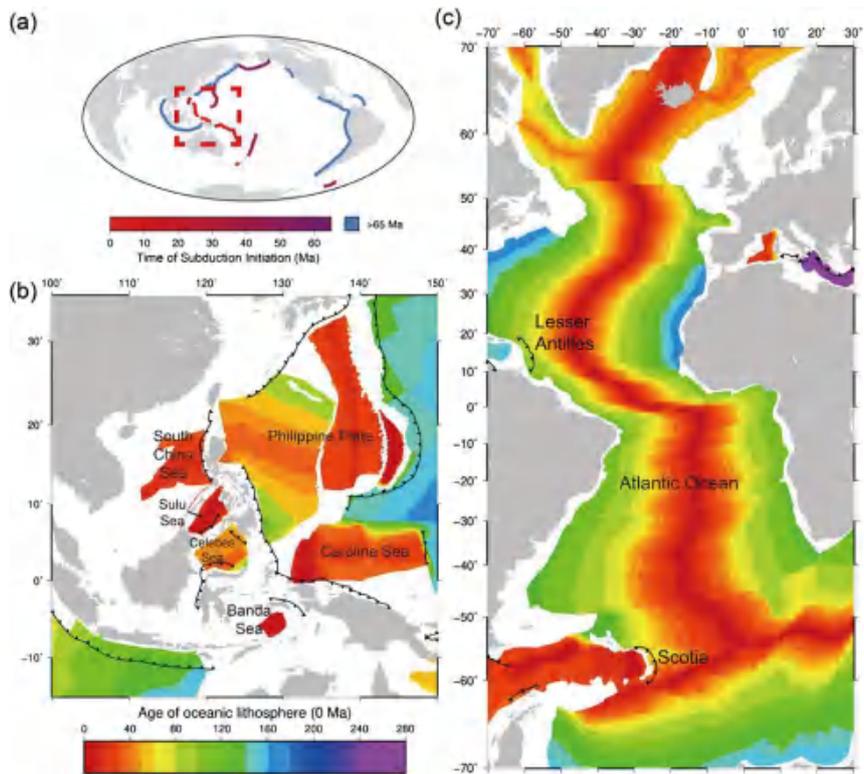


图 2 东南亚年轻洋盆和大西洋古老被动陆缘的洋壳年龄对比 (Zhong and Li, 2019)

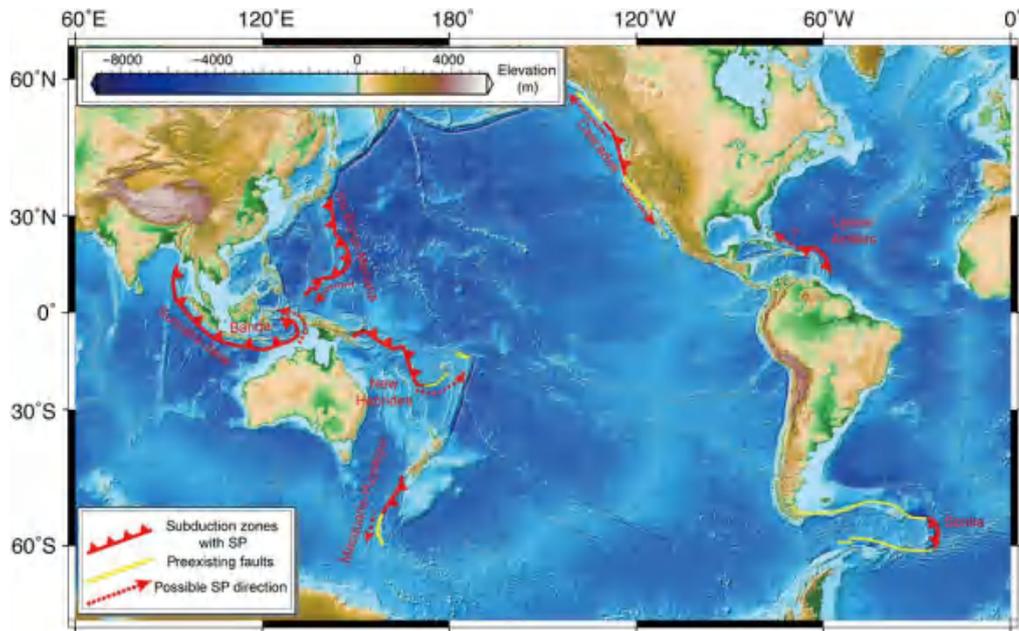


图3 现今地球上的板块俯冲带沿走向扩展的可能实例 (Zhou et al., 2020)

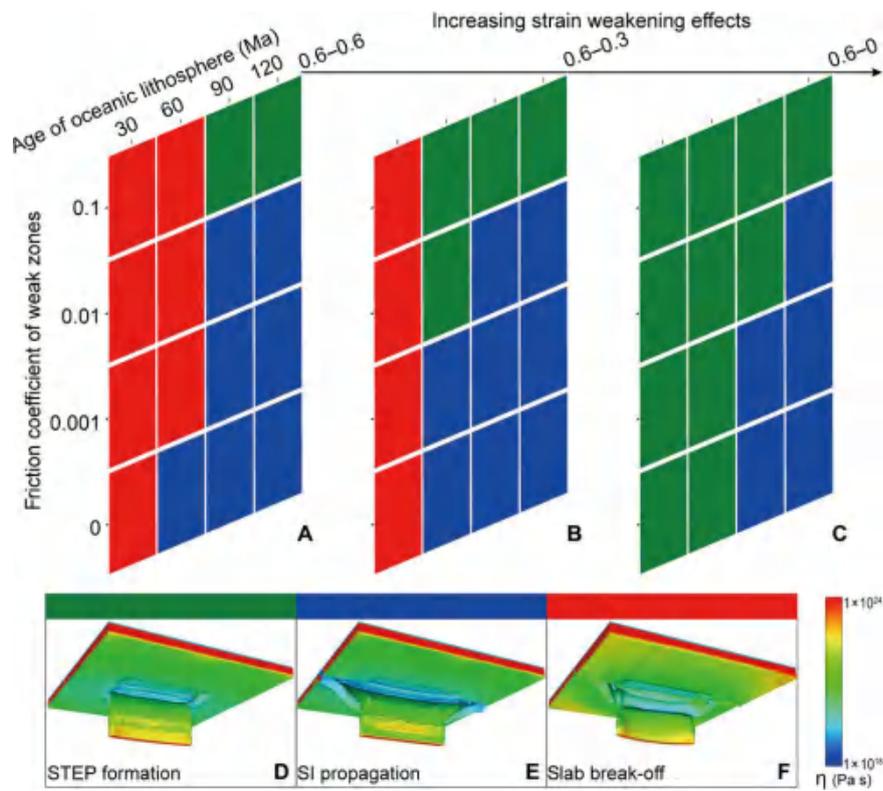


图4 三维俯冲模式依赖于俯冲板块年龄、被动陆缘弱化程度及地幔岩石的应变弱化效应 (Zhou et al., 2020)

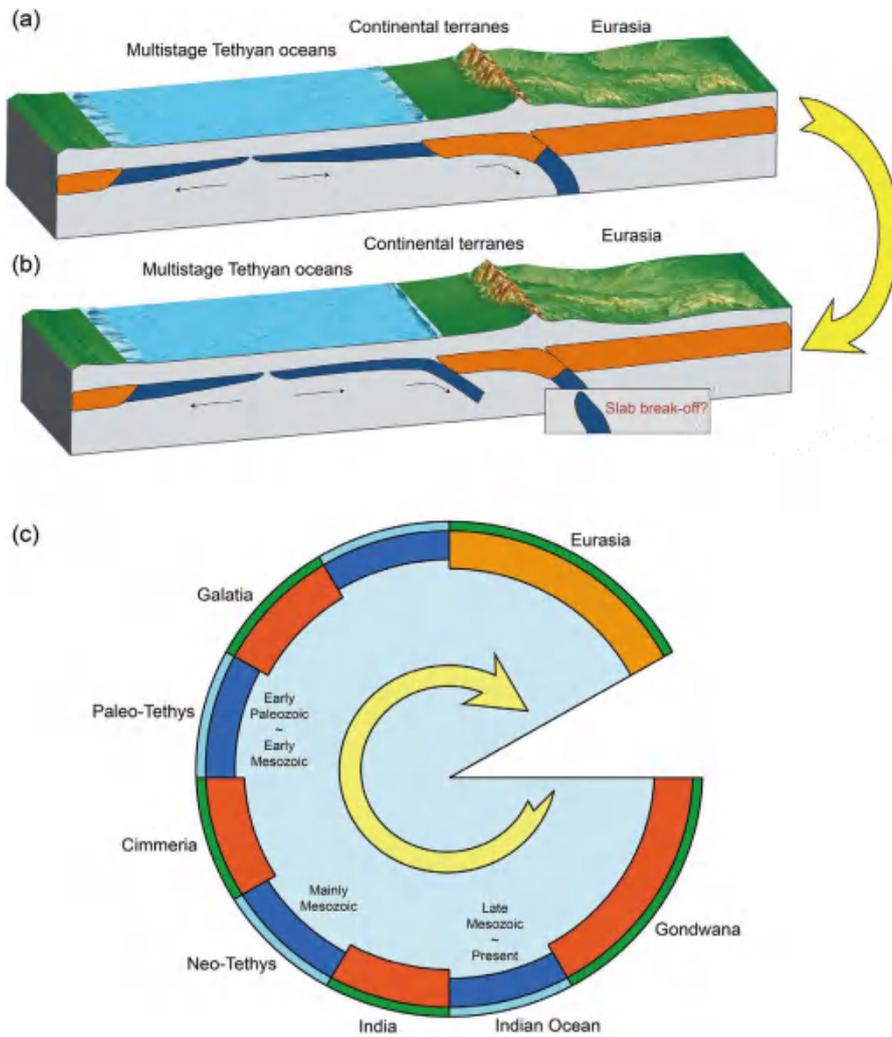


图 5 特提斯演化过程中的地体碰撞 - 拼贴与俯冲带跃迁 (Zhong and Li, 2020)

诱发一个新的俯冲带出现在相邻的大洋板块内 (万博等, 2019)。针对这种地体碰撞诱发的俯冲带跃迁问题, Zhong and Li (2020) 构建了系统的动力学模型, 揭示较大的边界应力及弱化的被动陆缘是发生俯冲起始

跃迁的首要因素, 深入研究继而发现被动陆缘俯冲起始滞后于地体的碰撞拼合, 但时间间隔较短 (10 Ma 尺度), 从而很好地解释了特提斯系统的岩浆记录并揭示其动力学机制。

主要参考文献

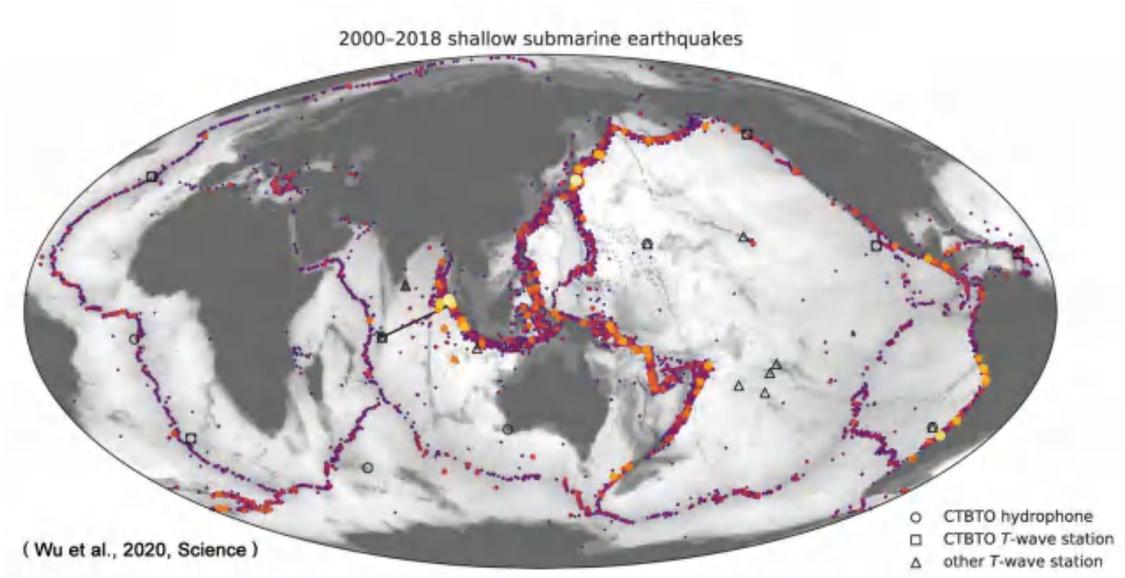
Stern R J. Subduction initiation: Spontaneous and induced [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 226: 275-292. ([链接](#))



- Zhong X, Li Z-H. Forced subduction initiation at passive continental margins: velocity-driven versus stress-driven [J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46: 11054-11064. ([链接](#))
- Zhong X, Li Z-H. Subduction initiation during collision-induced subduction transference: Numerical modeling and implications for the Tethyan evolution [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, 125: e2019JB019288. ([链接](#))
- Zhou X, Li Z-H, Gerya T, et al. Subduction initiation dynamics along a transform fault control trench curvature and ophiolite ages [J]. *Geology*, 2018, 46: 607-610. ([链接](#))
- Zhou X, Li Z-H, Gerya T, et al. Lateral propagation induced subduction initiation at passive continental margins controlled by pre-existing lithospheric weakness [J]. *Science Advances*, 2020, 6: eaaz1048. ([链接](#))
- 万博, 吴福元, 陈凌, 等. 重力驱动的特提斯单向裂解-聚合动力学 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49: 2004-2017. ([链接](#))

(撰稿：李忠海 / 国科大, 万博 / 岩石圈室)

3. 地震寻踪



NREE : 基于地震波场的跨尺度地球内部成像

地震方法是如今人类认识地球内部结构的重要方法之一，也是人类了解地球深部构造的唯一方法。借助地震成像方法，地球物理学家将复杂的地震波波形信息转化为易懂的地球模型参数，如地球内部的速度结构。因此地震成像方法的精度直接决定了人类对地球内部结构的认识程度。

现今精度最高的地震成像方法是诞生于上世纪 70 年代的地震全波形反演方法。与传统的射线方法不同，全波形反演方法是基于地震波波场的成像方法。它的终极目标是利用接收到的地震波全部信息来推断地球的结构特征和动力学信息，例如获得油气藏储层参数、定位地下热点以及监测地震活动和板块活动中的应力场变化等。在过去 10 年间，得益于计算能力的提高和数值算法的进步，全波形反演方法在解决

诸多实际问题中取得了成功。从小微尺度的超声波医学成像，到中等尺度的勘探地震成像再到全尺度的地球内部成像，全波形反演方法的应用场景跨越了足有 9 个量级的频率及波长。全波形反演方法成功预测了 Valhall 油田气层下部的新近世冰川印记，位于比利牛斯山脉西部的伊比利亚地壳推覆体，全球范围内俯冲带的俯冲结构以及非洲超级地幔柱的结构特征。展望未来，随着计算资源的提高及算法效率的提升，全波形反演方法将会呈现出更为精确的地球内部结构以及物理和化学模型参数。普林斯顿大学布莱尔讲席教授 Jeroen Tromp 在 *Nature Reviews Earth & Environment* 期刊发表综述文章，回顾了全波形反演方法的发展历史、基本方法及若干跨尺度的应用实例并展望了该方法的发展方向及挑战。

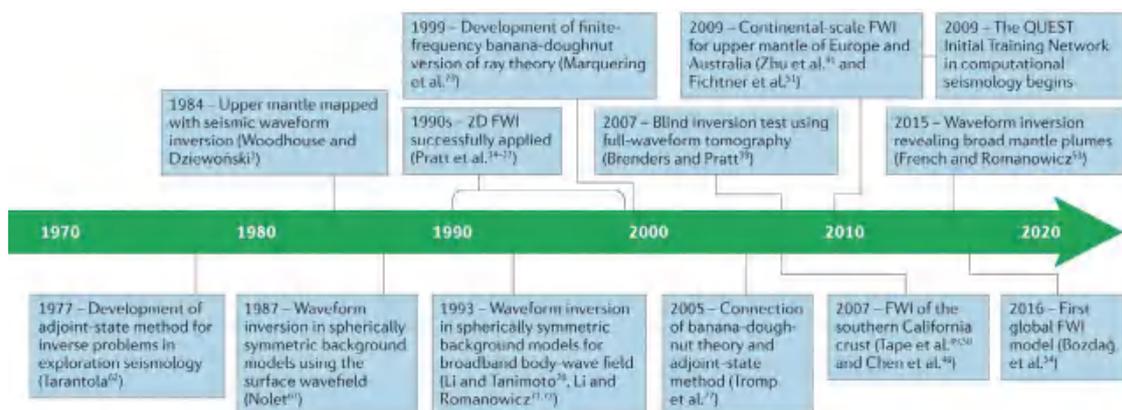


图 1 地震全波形反演方法主要发展线 (Tromp, 2019)



一、基本原理及关键因素

全波形反演方法的基本原理是通过不断比较模拟地震波形数据与观测地震数据来迭代更新地球参数模型（一般为纵、横波速度和密度）。当预测数据与观测数据足够接近时，我们认为此时的地球参数模型也就足以近似地球内部的真实情况。为了生成预测数据，我们需要考虑震源、初始模型及所用的正演模拟方法；为了比较预测数据和观测数据的不同，我们需要选取合适的目标函数；最终数据域的残差通过数据反传映射到模型域并通过优化算法更新参数模型。这些也是决定全波形反演方法应用效果的关键因素。

1. 震源

一般而言，数值模拟所用的震源需要接近观测数据的真实震源以确保数据残差是由于模型参数的不精确引起的。在求解区域及全球尺度问题时，所用的震源一般为天然地震事件，相应的震源信息需要在反演之初求解（如 CMT 解）并在迭代过程中适时更新（震源和模型联合反演）。勘探应用一般选取主动源数据，震源信息较易获得。当震源信息缺失或者不够精确时，也可考虑之前提到的震源与模型联合反演。由于震源反演与模型反演存在一定程度的串扰，现在也发展出了一些不依赖于震源的反演方法（如双差反演）来避免反演震源信息。

2. 初始模型

对于经典全波形反演算法而言，初始模型需要足够接近真实模型以避免反演陷

入局部极值。即基于初始模型得到的预测数据与观测数据的波形（走时）差异要控制在半个波长范围内。区域及全球尺度的应用往往有较为精确的一维甚至三维参考模型，这些模型对常用的长周期观测数据来说已经是足够精确的初始模型了。相反的，勘探应用中并没有足够精确的初始模型。因此，对勘探地震来说，建立初始模型是首要任务。一些针对全波形反演的长炮检距、低频（ ~ 1.5 Hz）数据采集工作已经在一些石油公司展开；同时一些可以突破半波长准则限制的目标函数也被陆续提出。

3. 正演模拟

对于给定的震源和初始模型，若要得到预测地震数据，我们需要模拟地震波的传播过程即正演模拟。在这里我们考虑两个问题：选用的波动方程和求解该方程的数值算法。在很长的一段时间内，石油工业界主要采用时间域有限差分方法求解声波波动方程。这主要是基于计算效率、算法复杂度及观测数据的特点考量的。随着勘探目标的转移，应用于陆地资料处理的弹性波波动方程也逐渐得以应用。与工业界不同，地震学家偏好（黏）弹性方程来处理观测到的横波及面波数据。时间域的谱元法因其在处理起伏地表、流固耦合界面及核幔边界（CMB）的高精度优势也得到了地震学家的青睐。

4. 目标函数

作为衡量模拟数据与观测数据近似程度的指标和模型更新方向的指示（伴随震源），目标函数在某种程度上决定了反演的成败。经典的全波形反演方法选用模拟数



据与观测数据的最小二乘差异作为目标函数, 该目标函数只有在模拟数据与观测数据较为接近(半波长准则)时才有唯一局部极小值, 因此在应用局部优化算法时对初始模型和数据频率范围有较高要求。一般来说, 我们需要根据匹配的数据特点来合理选取目标函数。例如, 当观测数据有明显的离群点时, L1 范数要优于 L2 范数(最小二乘)。在解决区域及全球的反演问题时, 地震学家往往选取那些与观测数据较为接近的模拟数据参与反演并且优先匹配地震数据中的相位(走时)信息。这是由于地震波振幅信息受震源的不确定性、记录仪器的影响往往难以匹配。由于初始模型较为精确, 全波形反演问题中常见的周波跳跃(非唯一局部极值)问题在区域及全球反演问题中并不突出。但该问题却是自全波形反演方法诞生以来一直困扰勘探地球物理学家的棘手问题。相应地, 勘探地球物理学家可以在反演之初选择较为简单的、与观测数据接近的模拟数据参与反演, 如部分初至数据并逐渐增加数据选择范围。同时, 勘探地震学家致力于寻找新的目标函数来突破半波长准则的限制。如自适应波形反演方法、震源-检波点拓展方法、时差拓展方法及最优输运方法等。严格意义上讲, 现有的全波形反演算法并未使用全部的波形信息, 而是使用尽量多的信息来约束反演模型。

5. 数据反传

模型梯度为更新当前参数模型提供了更新方向。全波形反演方法可以使用弗雷谢特微分或者伴随状态法两种方法求取模

型梯度。在当前数以亿计(大型三维模型)的模型参数条件下, 计算每一模型参数的弗雷谢特微分并不可行。正是由于伴随状态法的提出, 使得全波形反演算法实用化。藉此, 模型梯度可以由正传波场与反传波场的互相关得到。所谓反传波场即由目标函数计算得到的伴随震源在检波点处沿时间反传得到。反传所用的方程为正传方程的伴随形式, 所用的数值算法为之前提到的时间域有限差分或者谱元方法。在实际应用中, 由于正传与反传波场存在传播时间上的差异, 一般需要对正传波场做存储(硬盘)或者重建处理。

6. 优化算法

现有的全波形反演方法使用基于梯度的局部优化算法, 比如最速下降法、共轭梯度法、牛顿法、高斯-牛顿法以及拟牛顿法。其中 L-BFGS 方法被认为是最为实用的拟牛顿方法。然而这些局部优化方法都面临着同样的问题: 收敛到局部极值。当该反演问题有唯一局部极值时, 该局部极值即为全局最优解, 反之反演结果将会是其中某一个局部最优解。反演问题局部极值的多少与上文谈到的初始模型、数据频带范围、正演算子与实际物理过程的近似程度及所用的目标函数等因素直接相关。

全波形反演方法与传统的基于射线理论的层析成像方法有着本质的区别。射线方法假设地球是简单的球形对称结构或者是近似的层状结构, 地震波速度的异常是基于—阶扰动理论给出的。而全波形反演方法则可以适用于复杂的非均质模型, 并考虑到了由此带来的高阶扰动。

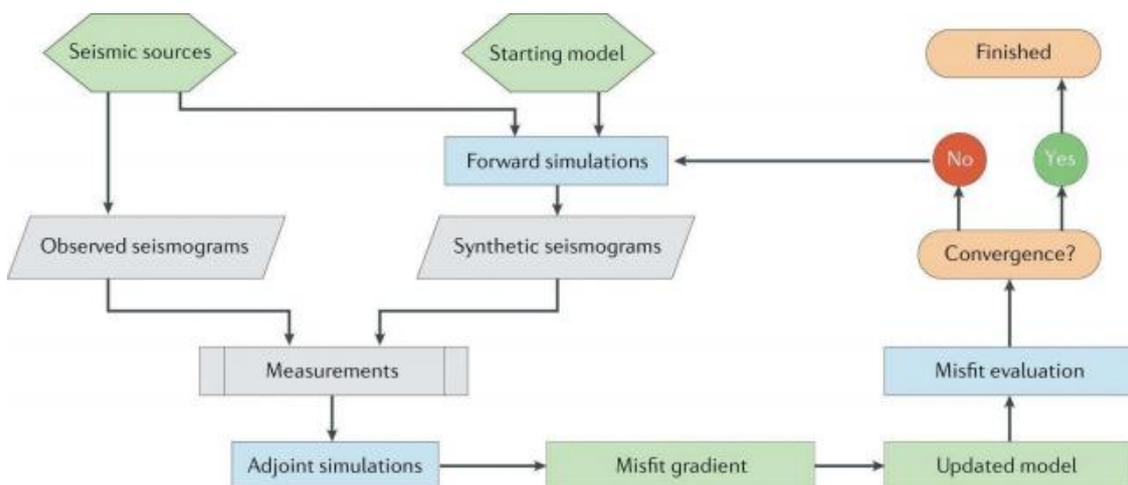


图 2 全波形反演方法的基本流程 (Tromp, 2019)

二、应用实例

地震全波形反演方法已经用于解决多种尺度的结构成像问题，如医学超声成像、无损探伤、地球近地表成像、勘探地球物理和区域及全球成像。所用的震源主要有主动源、天然地震以及环境噪声等。在这些应用中，全波形反演的基本方法并没有显著的不同，但是根据所接收的数据特点及反演目标的不同，上文所述的六大要素需要进行相应的调整。

1. 勘探地震应用实例

过去十几年间，全波形反演方法在勘探地震学领域产生了深远影响。2007年盲测数据的成功应用给了勘探地球物理学家信心，自那时起对全波形反演方法的研究一直是勘探地球物理界的热点领域。值得一提的是全波形反演方法在北海地区Valhall油田的成功应用。该油田位于北海70 m深水区，由于浅部气层的存在，常规的射线方法难以对气层以下区域进行成像。

石油公司在该地区采集了宽频带、宽方位角的海底电缆数据并应用多参数三维粘滞声波全波形反演。反演所用的频率范围为3.5-10 Hz，模型参数为各向异性纵波速度、密度及品质因子(Q)。如下图所示，全波形反演方法精确刻画出了浅层气藏、古河道沉积以及古海底的冰川移动划痕。

2. 全球反演实例

首例全球尺度的全波形反演模型为GLAD-M15各向异性地幔模型。在2019年该模型被最新的GLAD-M25模型代替。该反演过程选取了1480个地震事件，在GLAD-M15模型的基础上增加了10次拟牛顿迭代更新。GLAD-M25模型刻画出了更为精细的地球内部结构：俯冲带地区的细节更加丰富、地幔柱的横波速度异常更加明显。

三、机遇与挑战

在过去的四十多年间，尽管全波形反演方法取得了长足的发展，但其面临的最

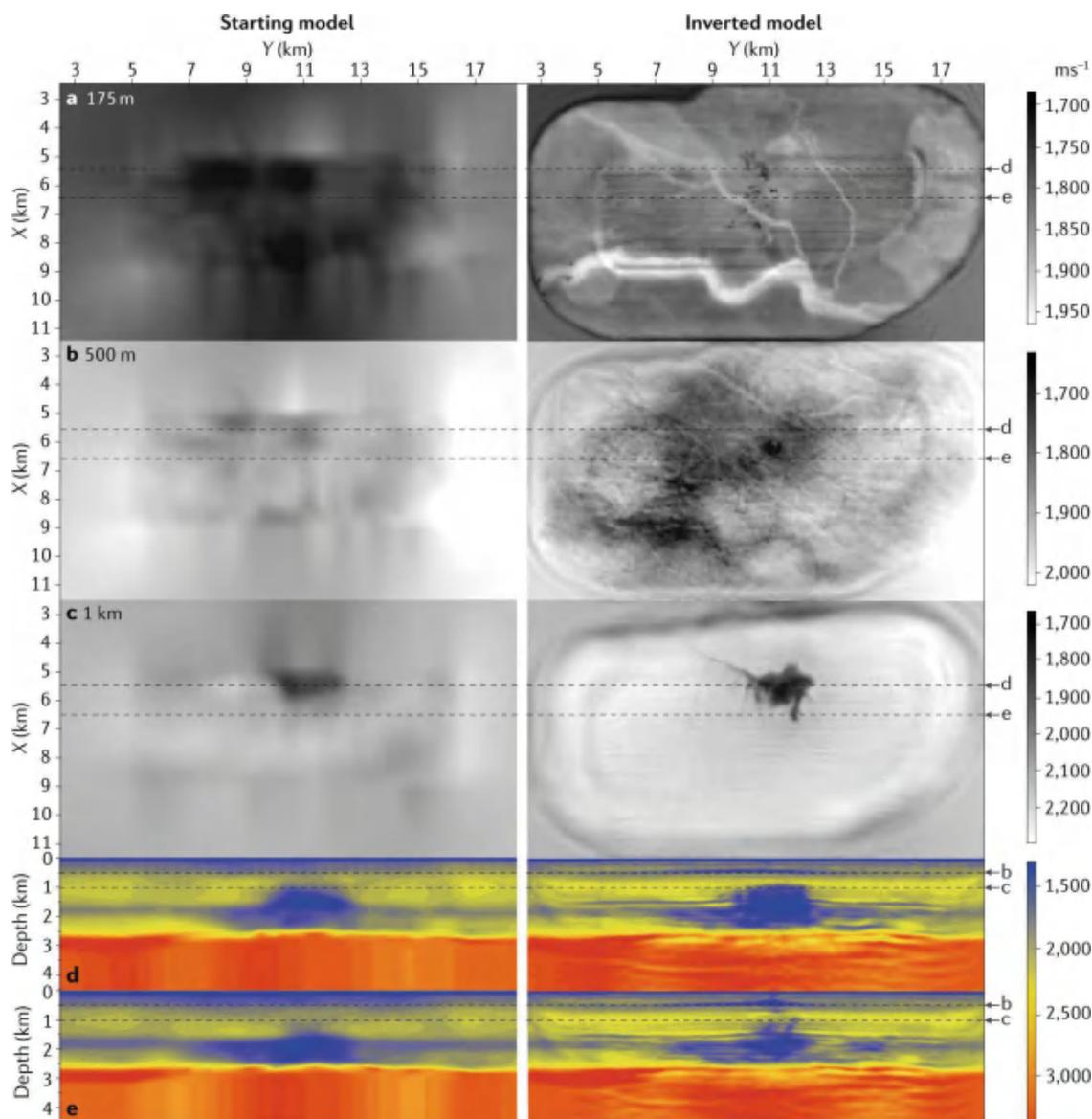


图3 Valhall 油田的多参数粘滞声波全波形反演实例。左侧为初始垂向纵波速度模型（由反射走时层析成像获得）；右侧为相应的更新模型。a-c 为不同深度处的横向速度切片；在反演结果的 175m 深度 (a) 切片处可见古河道沉积及生产平台产生的散射点 ($X=6$ km, $Y=11$ km)；在 500 m 深度 (b) 切片处可见冰川移动在古海底留下的划痕；在 1 km 深度 (c) 切片处可见清晰的气藏结构以及裂缝构造。相应的构造特征在两处纵向速度剖面 (d、e) 中也有体现 (Operto et al., 2018)

大挑战仍来自实际应用。一些实际应用中的棘手问题仍然存在，例如勘探问题中面临的初始速度模型问题、低频数据缺失问题以及全球反演中观测数据分布不均等问题。作者总结了全波形反演方法在地球科

学应用中面临的机遇和挑战。

1. 多参数反演

早期的全波形反演应用侧重于反演单一的速度模型。然而地震波在地下传播

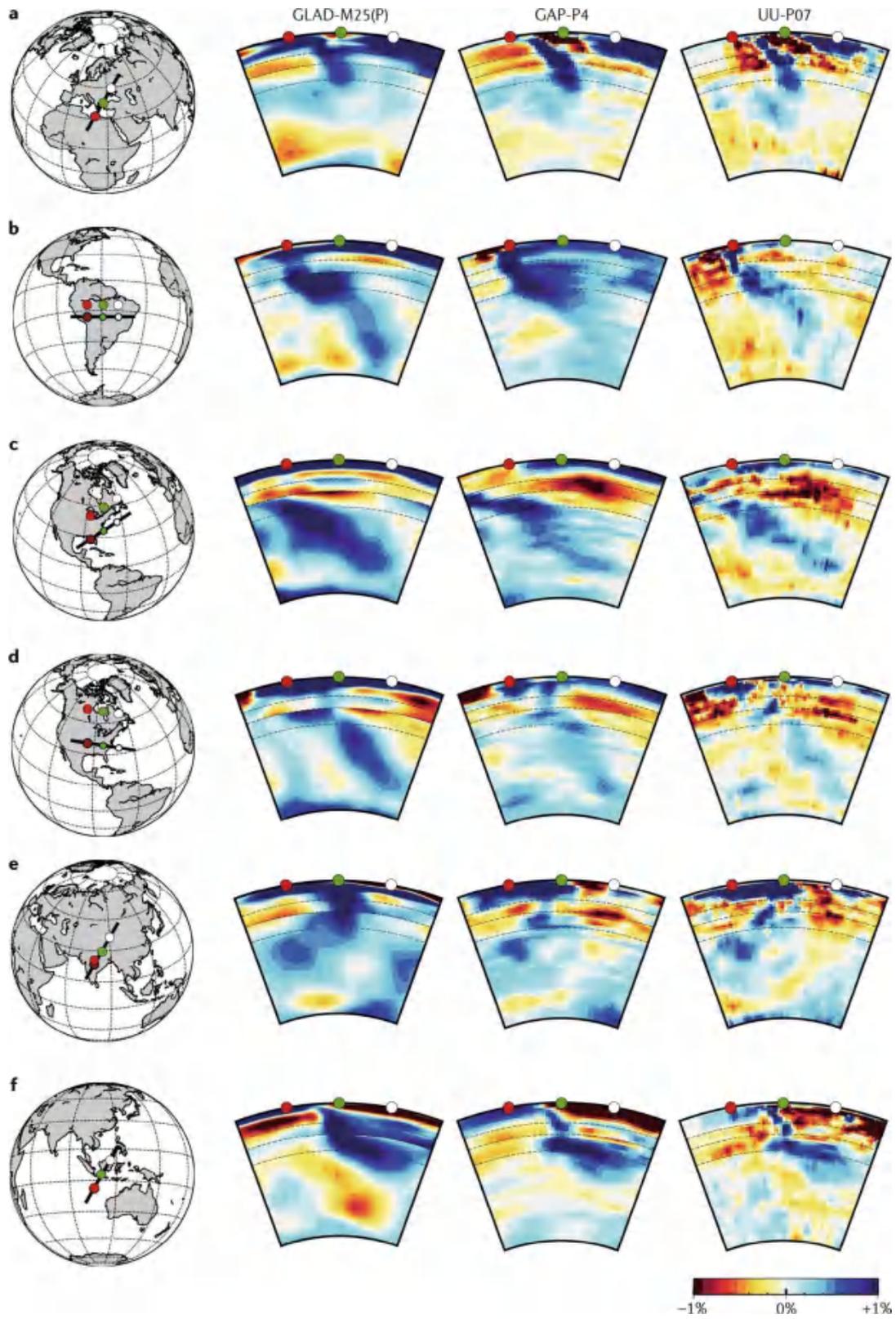


图 4 哈特拉斯 (Hatteras) 俯冲带纵波速度扰动模型切片。红绿白圆圈标记了 GLAD-M25 模型及两个参考模型 (GAP-P4 及 UU-P07) 速度切片的位置 (Lei et al., 2020)



过程还受到除速度以外的其他模型参数的影响,常见的有密度、传播方向(各向异性)以及吸收衰减(Q)等。考虑多参数的全波形反演方法在模拟地震波传播时更加接近真实的物理过程,这也就降低了由于传播算子不精确引起的反演不确定性。在勘探地球物理界,声波各向异性全波形反演已经得以应用,(黏)弹性全波形反演仍在探索中。对地震波的声波近似并不适用于全球反演问题,因此在区域及全球反演问题发展之初就将(黏)弹性全波形反演作为主要发展方向,并逐渐将各向异性参数纳入反演目标。多参数反演加剧了反演问题的病态程度。在有限的观测范围内(地表接收),模型参数间的串扰一直存在(如反射地震中的速度和密度),部分模型参数约束不足(如透射波对密度变化不敏感)。

2. 计算效率

有限的计算资源仍然是制约全波形反演应用的主要因素。计算效率的提升主要考虑计算机硬件系统的进步和算法的优化两个方面。地球物理学家主要通过优化全波形反演算法及流程以提升计算效率,如平衡数值计算与输入/输出(I/O)负担、图形卡计算等。此外,反演结果的可视化对于解释反演结果、科学发现有重要作用。

3. 反演结果的不确定性

受制于有限的观测系统和地震波的传播规律,反演模型的不同区域(如浅层和深层)、不同参数(如纵波速度和密度)的精确程度是不一样的。对反演结果的不确定性分析将会帮助解释反演结果、排除反演假象。目前对反演结果的不确定性分析仍处于探索阶段。常用的数值分析方法是

对棋盘模型的算例分析,但是该方法相当于进行一次全波形反演,耗费大量计算资源。基于贝叶斯理论的不确定性分析方法有望在未来得以发展并应用。

4. 震源编码

震源编码方法可以极大地降低全波形反演方法的计算量,但也容易引入不同震源波场和观测数据波场之间的串扰问题。最新研究表明当地震波传播至稳态状态时,震源波场和反传波场可以准确解码,互相关得到的梯度更加准确。

5. 全局搜索

如前文所述,现有的全波形反演方法依赖于基于梯度的局部优化算法。这也就不可避免地使反演过程收敛于某一个局部极值。基于贝叶斯理论的全局搜索算法有望跳出局部极值,找到全局最优解。然而这类方法的最大问题是需要对每一模型参数进行采样(如正演模拟),计算量巨大。汉密尔顿马科夫链蒙特卡洛方法因其可用伴随状态法求解有望降低计算量,使得全局搜索变得可行。

四、结论及展望

全波形反演方法经过四十多年的发展已经在科学界和工业界产生了巨大的影响。尽管该方法的成功应用仍然面临挑战,但它带来的回报吸引了来自科学界和工业界的持续投入和研究。对地震学家而言,全波形反演提高了地球内部成像精度、提高了人类对地球内部物理和化学过程的认识。对工业界而言,全波形反演帮助开发现有油藏、发现新的油藏,为石油公司带来丰



厚的收入。展望未来，无串扰的震源编码方法、基于哈密顿蒙特卡洛方法的贝叶斯反演框架、机器学习及数据分析方法将

会对全波形方法产生深远影响，进一步帮助人类认识地球内部结构。

原文：Tromp J. Seismic wavefield imaging of Earth's interior across scales[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2019: 1-14. ([链接](#))

(编译：张振东，刘伊克 / 油气室)

Science : 地震波测量深海温度

全球变暖是人类实现可持续发展所面临的最为紧迫的挑战之一。大气中二氧化碳等温室气体浓度的上升，打破了气候系统中的能量平衡，在地球系统中产生了额外热量，导致温度上升。海洋的容积巨大，比热容高，存储和吸收了全球变暖 90% 以上的热量。作为地球气候系统的调节器，海洋很大程度上决定了全球变暖的步调。因此，准确测量全球海洋温度变化成为认识全球变暖及其影响的关键。

现今常用的测量海洋温度的仪器和方法包括 XBT 抛弃式探温仪、船载 CTD 温盐深观测仪、Argo 全球海洋观测网以及卫星测量方式。其中，Argo 观测网由 4000 多个散布于全球海洋的卫星跟踪浮标组成，单个浮标每 10 天对海洋顶层 2000 米进行温度测量，获得的数据远远超过船载测量以及其它仪器设备观测的总和，是研究全球海洋温度变化最重要的数据来源。Argo 观测网的实施极大地提高了全球海洋温度监测能力，但仍存在诸多局限性：Argo 只能采样 2000 米以上的海水，对于占全球海洋体积一半以上的深海则无能为力；海洋中存在大量小尺度（百公里级）涡旋，Argo 观测网密度不足以分辨这类复杂的动力学过程，进而可能导致整体观测模型的偏差；此外，Argo 观测网于 2000 年左右启动，早期浮标数量较少，观测密度低，更早时期则没有任何观测数据。深层海水温度实测资料缺乏，严重制约了全球海洋温度变化

的研究。

针对该问题，加州理工学院博士后吴文波、助理教授詹中文以及中科院精密测量研究院倪四道研究员联合物理海洋学家，提出了利用地震 T 波测量深海温度变化的新方法，通过 T 波波速的变化来精确获取深海海温变化。研究成果发表在近期 *Science* 上。海底地震激发出的弹性波在海底转化为声波，经海洋声道内远距离传播后到达海岸附近，再次转为弹性波，并被地震仪检测到，因为晚于 P 波和 S 波抵达地震台站，因此也被称为第三个到达的波（Tertiary Wave），简称 T 波。这里的海洋声道（SOFAR, Sound Fixing and Ranging Channel）是指海水浅层由于压力、盐度和温度的综合作用形成的声波低速层，表现出波导的性质，可将声波束缚于其内传播，由于能量损失很少，可以传播长达数千千米的超远距离。

上世纪七十年代，圣地亚哥大学的 Walker Munk 教授和麻省理工学院的 Carl Wunsch 教授就已经注意到海洋声道的波导特性，提出了利用海洋声波对大洋环境变量进行成像的概念，并对其进行了理论论证。他们在海洋中设置人工源，在百公里以外的距离接收声波，通过测量声波到时，反推海洋温度及盐度等变量的空间分布（Munk and Wunsch, 1979）。全球变暖议题的提出及其紧迫性，使得该方法在监测大尺度海温随时间变化中得到重要



应用。例如，1996年发起的著名海洋天气声学测温计划 (Acoustic Thermometry of Ocean Climate)，成功地监测了1996-2006年间北太平洋大尺度温度变化。该方法监测精度高，可通过大尺度平均效应有效压制小尺度涡旋扰动因素，成本也低于传统方法，然而由于环保问题、经费限制以及学科间交流障碍等原因，相关研究一度停滞。

吴文波等人提出的方法利用天体地震

激发的T波替代了人工震源产生的声波，继承了原方法高精度的优点。但由于天然地震的震源位置和发震时刻难以精确测量，无法直接利用绝对到时获取海水温度变化。通过利用天然地震中出现的重复地震事件，作者们巧妙克服了这一难点。他们收集了2005-2016年间发生在苏门答腊地区的4272个天然地震在3000 km外印度洋中部迭戈加西亚岛上DGAR地震台T波波形记录，以及位于马来西亚、印尼和澳大利亚

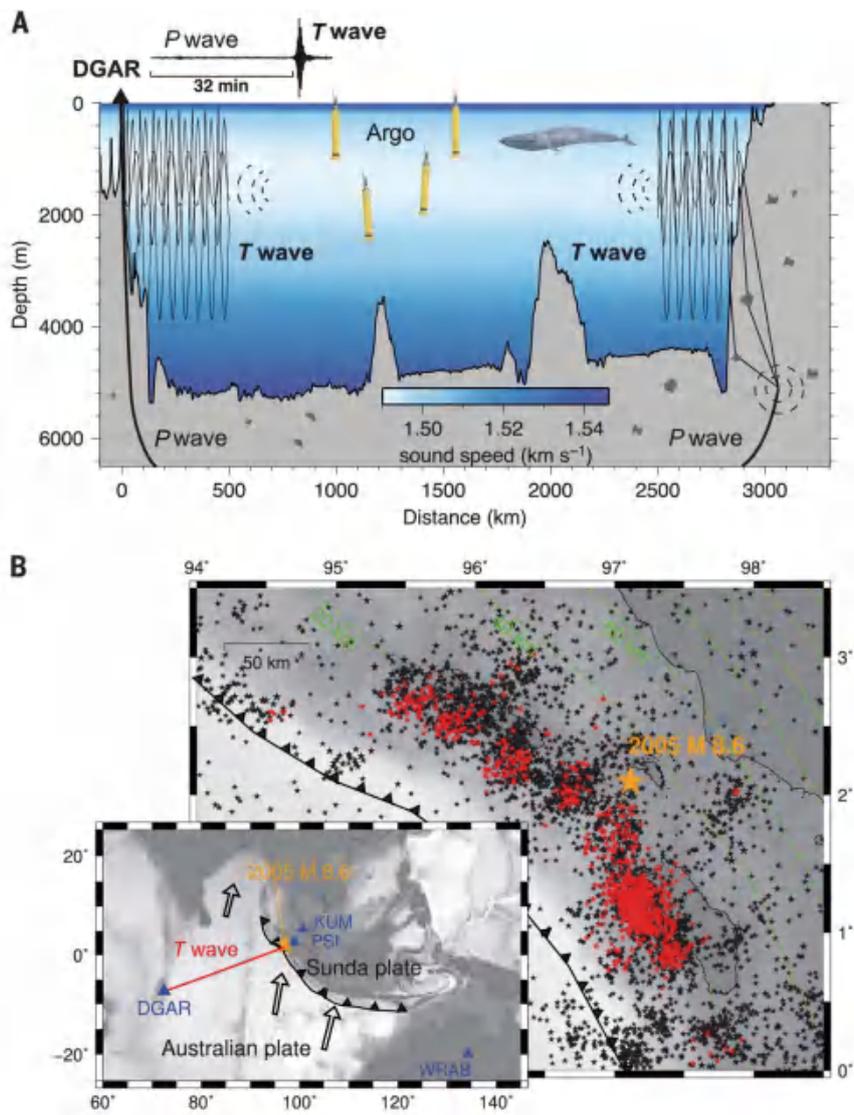


图1 地震波测量海温方法的基本原理和研究区域内地震事件与台站分布情况



的 KUM、PSI 和 WRAB 三个参考地震台上的 P 波和 S 波记录 (图 1)。苏门答腊地区是全球著名的地震活跃带, 澳大利亚板块向巽他次级板块的碰撞俯冲, 产生了大量地震活动, 包括 2004 年 9.1 级苏门答腊地震及 2005 年 8.6 级尼亚斯地震。DGAR 是著名的 T 波台站, 迭戈加西亚岛陡峭的海底地形可有效地将海洋声道内的声波转化为弹性波, 这些都为 T 波研究提供了良好的数据基础。作者利用波形互相关方法检测出 901 个重复地震事件组成的 2047 个重复地震对。三个参考台站数据则被用来判

定重复地震, 同时也可帮助精确测量两个重复地震事件的相对发震时间, 解决了发震时刻难以精确测定的问题。再使用相同的波形互相关方法, 就可以准确测量两个重复地震事件产生的 T 波到时变化, 进而重构出研究期间内 T 波到时变化的时间序列 (图 2)。

作者还利用二维谱元法进行了弹性波场模拟, 获得了 T 波对海水温度变化的敏感核函数。结果表明 T 波到时变化在 ± 0.4 s 以内, 对应的平均海温变化范围为 ± 0.08 °C, 与传统物理海洋学观测及大洋环流模式结

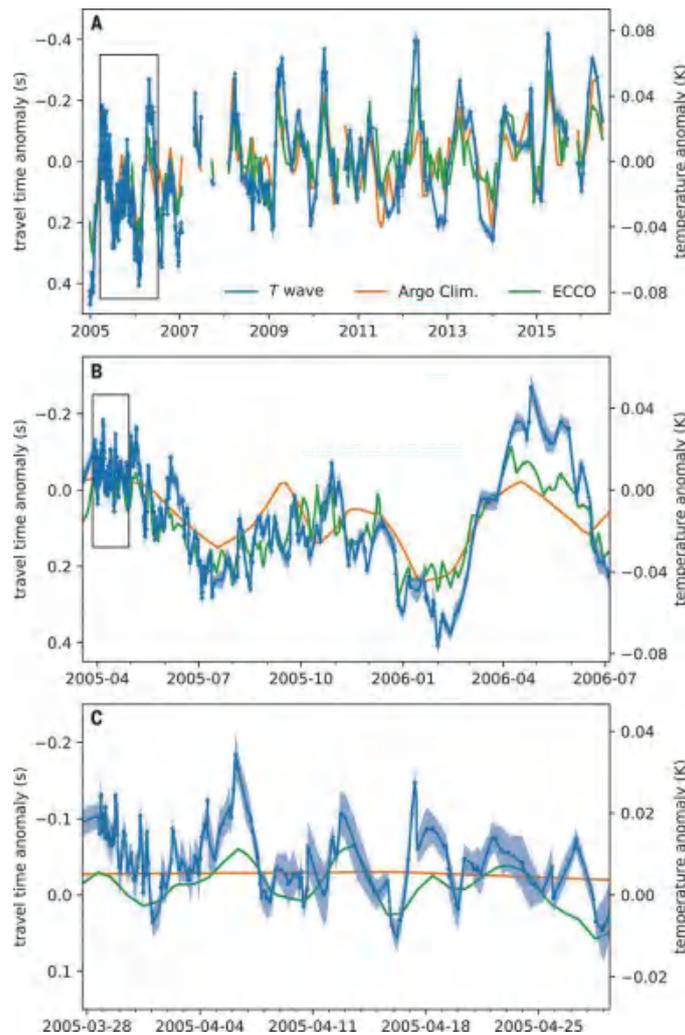


图 2 反演重构得到的 T 波走时异常时间序列与对应的平均海洋温度变化



果高度吻合。不仅如此，T波测量结果还获取了一些 Argo 及 ECCO 模型由于时空分辨率低而缺失的海温变化特征，尤其是 2005 年 8.6 级尼亚斯地震后发生的大量余震，可提供准单周甚至天尺度时间分辨率的平均海温变化。该项研究揭示了赤道东印度洋的深层海水温度存在准双周、半年和年周期等变化，而且新方法测量得到的温度存在十年的线性增长趋势，明显高于 Argo 和 ECCO 的研究结果。对于研究中 T 波采样到的区域而言，Argo 和 ECCO 给出的估计分别是每 10 年 0.026°C 和 0.039°C ，而 T 波结果为每 10 年 0.044°C ，给出的变暖趋势高出 Argo 测量结果 50%。误差分析表明 T 波到时变化主要是由海洋温度变化引起，盐度变化及洋流因素远小于温度造成的海洋声速变化，其海洋温度变化的测量精度可高达 0.006°C 。

用地震波给海洋测温具有诸多优势，包括对 1000-4000 m 的深海温度变化敏感，可以弥补 Argo 对深层海洋（2000 m 以下）

采样的不足；可以作为独立数据检测 Argo 数据产品并指导未来 Argo 浮标的施放；对 Argo 观测网形成前地震数据的利用有望填补早期海温测量的空白。联合国全面禁止核试验条约组织（Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization）在大西洋、印度洋和太平洋都建有水听器台阵和 T 波台站，积累了近二十年的高质量 T 波数据，充分挖掘这类历史数据，可有效融合互补其它类型的实测数据。除此之外，极地地区拥有大量频繁发生的海洋声波源（例如冰震），开展极地海洋声波观测可为相关区域海冰研究提供机遇。而未来借助更先进的光纤水听器观测网等设施，可进一步提升该方法的应用潜力。利用地震波测量深海温度具有环保、高精度、低成本、可追溯历史变化的优点，为大尺度海洋温度变化的监测和全球变暖研究提供了新的思路。文中展示了地震波测量海温方法在赤道印度洋地区应用的可行性及其优势，在全球更多地区的应用还有待进一步研究。

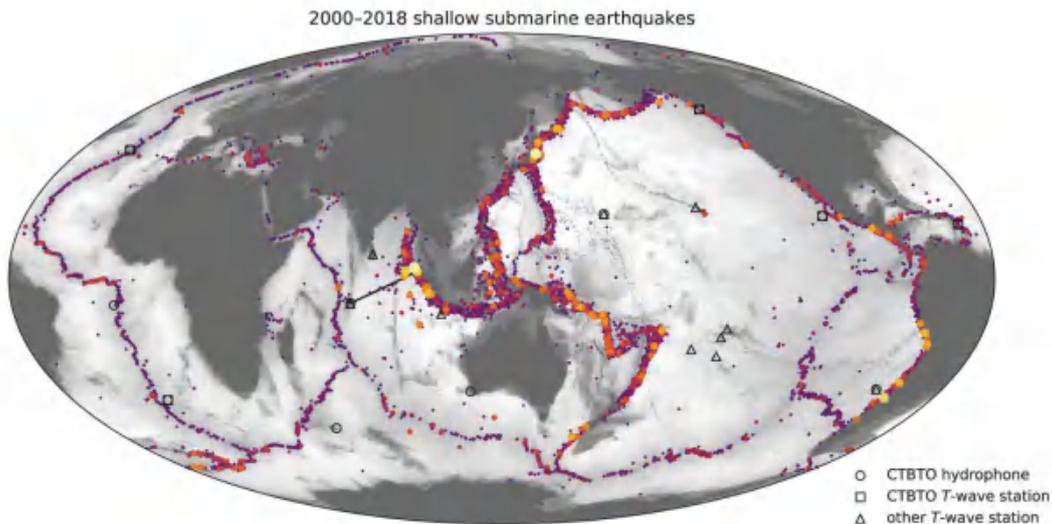


图 3 地震波测海温方法在全球海洋温度变化测量应用中的潜力



主要参考文献

Wu W, Zhan Z, Peng S, et al. Seismic ocean thermometry[J]. *Science*, 2020, 369(6510): 1510-1515.

([链接](#))

Munk W, Wunsch C. Ocean acoustic tomography: A scheme for large scale monitoring[J]. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1979, 26(2): 123-161. ([链接](#))

ATOC Consortium. Ocean climate change: Comparison of acoustic tomography, satellite altimetry, and modeling[J]. *Science*, 1998, 281(5381): 1327-1332. ([链接](#))

(撰稿: 吴文波 / 加州理工学院, 李娟 / 地星室)

Science : 三维断层结构控制震群的动态发展

理解一个地震如何发生及为何开始发生是地震科学的最大挑战之一。考虑到大地震和小地震的发生频度不同，理解断层带地震的发生发展过程可以通过对破坏性大地震的时空破裂过程研究，以及中小地震序列的时空演化过程开展高分辨率探测等途径加以实现。通常认为，断层的结构会控制地震破裂的起始、传播和停止，且断层形态在地下浅部比深部更复杂。但科学家对地下断层结构的探究比较困难，虽可通过钻井等方式直接观测断层的物性特征，但空间采样非常有限。随着地震观测台网密度的增加和分析手段的不断进步，海量中小地震的精定位为认识断层带的三维深部形态提供了一种有效的手段（参见前沿报道《寻找隐藏的微地震》）。

震群 (Earthquake Swarm) 是一类特殊的地震，通常指的是某一特定小区域在较短时间内发生的一系列中小地震，震群的持续时间可以是一些天、几个月，甚至是几年，震群中会存在多个震级相近的震级较大地震，但整个震群的能量释放过程同常见的主震 - 余震序列由 1 个主震或几个大震占主导的方式明显不同。主震后发生的一系列余震不应被称为震群，而震级特别大的多次破坏性地震，一般也不称为震群，比如 1976 年松潘 - 平武地区发生的 2 次 7.2 级强震和最大震级达 6.7 级的余震。震群的发生通常被认为是由于外部作用导致断层上的应力增加或者减少了发震断层的强度

(Shelly et al., 2016) 而致，自然发生的震群常与岩浆迁移和地热流体活动相关联。通过对震群活动的精定位分析研究，可以探究地下岩浆的迁移及断层带内的流体运移过程，为认识地震的孕育和发生发展过程提供直接观测依据。

最近美国加州理工大学的 Zachy Ross 博士及合作者在 *Science* 杂志刊文 (Ross et al., 2020)，针对南加州圣哈辛托断层 (San Jacinto fault) 及埃尔西诺断裂 (Elsinore fault) 之间的卡维拉谷 (Cahuilla Valley) 岩体附近 2016-2019 年发生的震群活动(图 1)，利用南加州密集分布的固定地震台站记录的连续地震波形数据，应用深度神经网络算法进行自动地震检测及精定位分析，获得了展布在 $4 \times 4 \times 2$ km 空间范围内矩震级为 $M_w 0.7-4.4$ 的 22000 多个地震的精细时空分布，进一步分析发现该地区断层带内复杂的三维结构控制着该震群的动态演化过程 (Ross et al., 2020)。通过该项研究，推动了对断层带内部精细结构的一系列认识：

精细的地震分布限定了断层带的三维形态。在断层垂直方向，地震分布范围非常窄，只有几十米或更小，因此断层带的孕震层厚度可能较薄。同时断层面在走向方向和倾向方向上都不是一个平面，尤其在西北段，断层面的倾向随深度发生了多次相反的变化。同时，在断层带内部，存在一系列与走向平行的垂直间距约 200-400 m 较密集展布的地震条带，且这些条带具

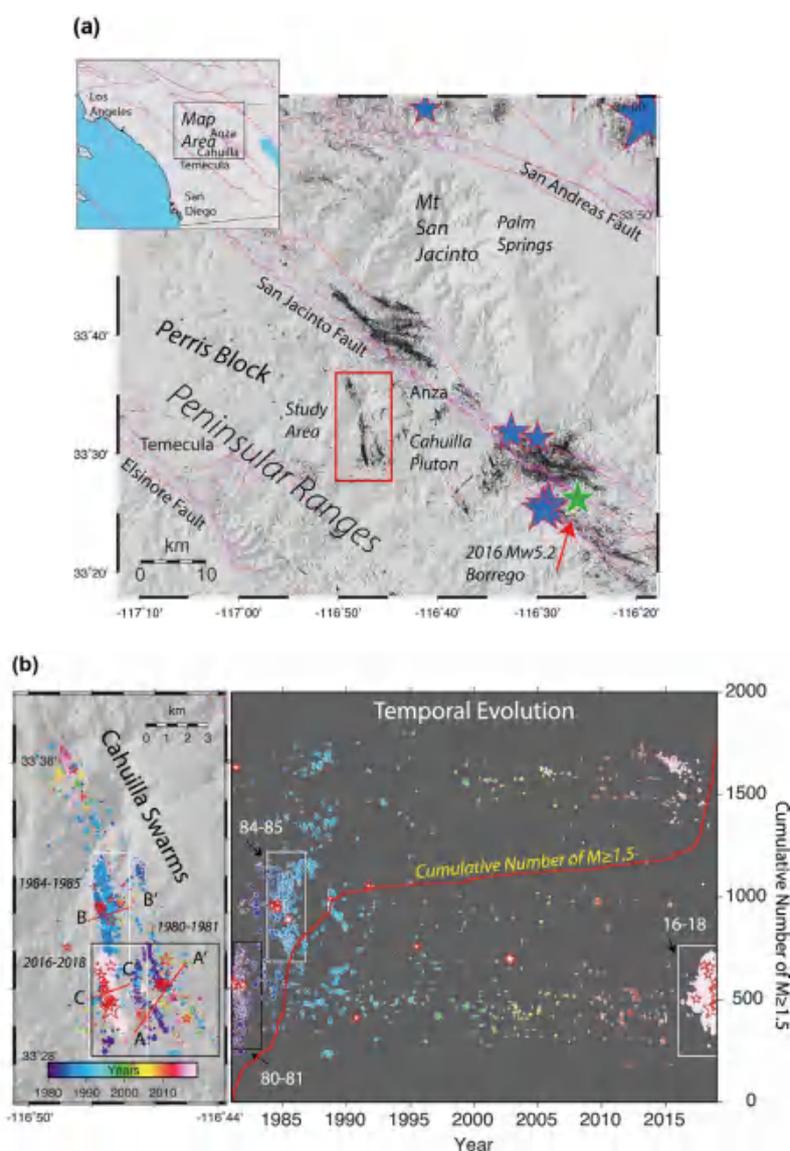


图 1 (a) 研究区的地理位置及主要的活动构造分布; (b) 卡维拉谷附近三个不同时间震群的时空分布图 (Hauksson et al., 2019)

有起伏的几何形态并在断层带内大部分区域都存在。

精细测定的地震时空分布限定了地震序列的演化过程及可能的物理机制。此次地震序列起始于断层带底部（约 8 km 深度）一个约 100 m 宽的区域，其后发生的地震迁移过程与地震波传播类似，存在前锋面（类比地震波传播的波前面），后续的地震活动都发生在该前锋面内部，在前锋面的

前方不存在地震活动（图 2）。这一观测暗示在断层带底部存在一个连续的点状流体注入源，地震活动性的迁移是因为流体持续注入和迁移导致的。其中慢慢扩散的前锋面暗示这个震群主要是由流体运移来驱动的，而不是如典型的地震序列那样由静态或者动态应力触发来驱动。震群迁移的速度非常慢，达到 1-5 m/天，这比慢滑移地震的传播速度（几十千米每天）要慢的

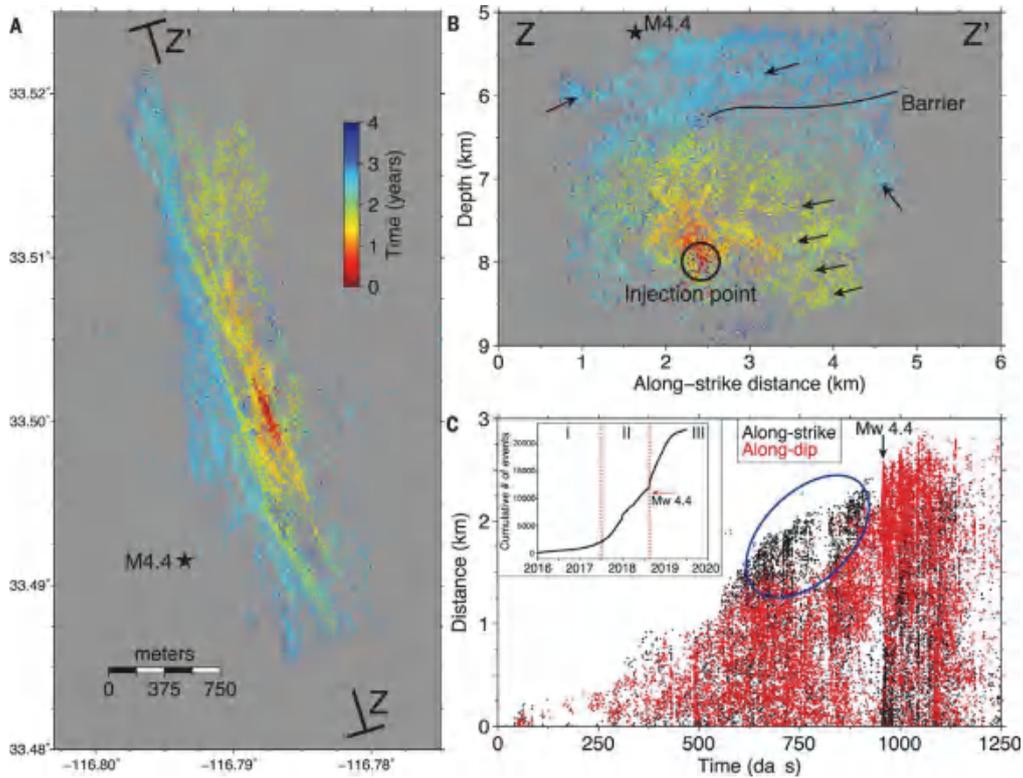


图2 2016-2019年卡维拉谷震群的时空分布。(a)和(b)震群在水平面及沿断层走向的深度剖面上的分布,不同颜色表示相对于震群起始的时间。(c)沿走向和倾向的地震迁移分布,可以看到在阶段2中存在迁移的各向异性,迁移更多是沿着走向方向(蓝色椭圆所示)(Ross et al., 2020)

多,进而估计断层带内的渗透率约为 10^{-17} - 10^{-18} m^2 。整个震群的发展可以分为三个阶段(图2):自2016年至2017年,地震序列平稳发展且地震发生率比较低,然后发展到一个地震高发时段(阶段1和2),直到一次震级较大地震(Mw4.4)发生,地震发生率显著增加(阶段3)后减少并在1年后停止。阶段1和2的地震发生过程可能主要由整个断层区的流体压力扩展驱动,而阶段3的震群活动则由静态应力变化和流体压力变化混合驱动作用。Mw4.4地震在周围断层区形成了显著的应力变化,这可能改变了渗透率结构,从而增强了整个系统的流体流动。随时间变化的应力降分析发现,阶段1和2的应力降中值约8 MPa左右,而阶段3的应力降中值下降为2 MPa,这些

特征进一步证实了上面的推论。

地震序列的空间演化过程为推测断层带的物性特征提供了直接证据。这个震群的非均匀空间分布暗示断层带的渗透性体系是空间变化的。在4年的震群活动期内,只存在极少量震源深度大于8.5 km的地震,因此推测在该深度可能存在一个渗透率障碍物,或者断层带自身没有延伸到更深或者在这个深度存在介质流变性的变化。2016-2017年,震群在断层面内的迁移速度基本是各向同性的。此后,沿走向的迁移相对沿倾向的迁移速度更快,这同流体进入断层通道的推测相一致(图2c)。在2018年8月,在震群开始3年后,在大约6 km深度处沿断层带倾向向上的迁移基本停止了,仅在断层区东南端沿走向约1 km长的



区域内地震继续向上迁移；而在这些地震向上迁移 500 m 后，地震活动快速升级并最终形成序列中最大的地震（Mw4.4 地震）。此后，震群基本是向西北方单向迁移，将深度小于 6 km 的地震空区填满。基于这些观测，作者推测在 6 km 深度存在一个近水平的渗透性障碍体，几乎没有流体可以穿过它。因此，断层区的渗透性结构对局部的扩散性质起控制作用，渗透率不是静止不变的标量，而是一个随空间和时间变化的张量，渗透率可能会伴随滑移和断层恢复过程而随时间变化。

断层区内破坏区的几何形态决定了内部流体运移的通道或者屏障。此次震群由一个局部流体注入点扩散的特征表明断层区可能同一个深部源区相连，但是连接通道最初是被封闭的（图 3）。而卡维拉谷（Cahuilla Valley）岩体附近在 1980-1981 年、1984-1985 年和 2016-2019 年曾多次发生震群活动，表明该地区地壳深部存在一个规模较大的流体源区（图 1；Hauksson et al., 2019）。深部流体供给的运移导致断层区的震群活动，可以用断层阀门模型（Sibson et al., 1981）来进行解释（图 3）。该研究中深度神经网络算法的应用，使对海量连续地震波形记录中的地震检测识别和定位工作可以自动化完成，地震学家仅需检验部分识别结果以确保数据质量，这大大提高了微弱地震的识别效率和定位精度。

震群和主震 - 余震序列的不同很早就被地震学家注意到，并有模型解释其发生机制（如 Hill, 1977）。早期被地震学家深入研究的一个震群是从 1966 年末延续到 1967 年的日本松代震群（Matsushiro Swarm），整个震群共有超过 60 万个地震被记录到，有学者提出用膨胀 - 流体扩散模型解释其机

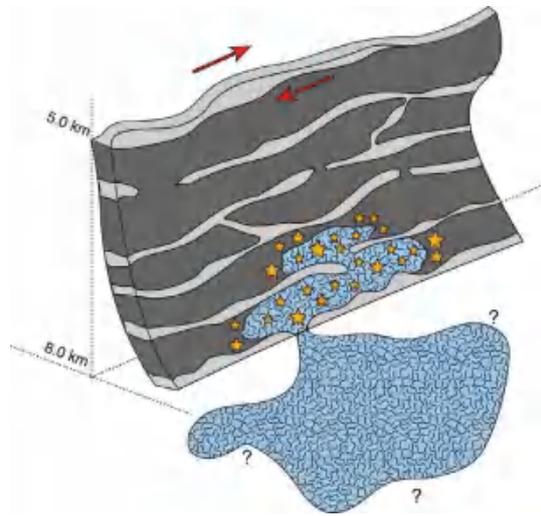


图 3 对震群发生机制的解释卡通图，深部流体穿过底部障碍体的某处进入断层区，并向浅部运移导致震群的发生（Ross et al., 2020）

制（Nur, 1974），也有学者认为其反映了岩浆侵入的过程（Stuart and Johnston, 1975）。针对冰岛地区（White et al., 2019）、黄石火山（Shelly et al., 2016）和印度洋马约特岛（Cesca et al., 2020；前沿报道《通过地震活动和地形变推断马约特岛附近深部岩浆的动态运移》）等火山地区的震群精细定位和分析，为认识岩浆在地壳中的迁移过程提供了重要的直接观测依据。我国境内 1997 年伽师震群、2002-2003 年长白山震群、2013 年吉林松原前郭震群等多处震群活动也受到普遍的关注，其中长白山震群的发生被认为同岩浆向浅部的运移相关（吴建平等，2007）；而松原前郭震群则认为可能同深部流体向浅部的运移相关（Zhang et al., 2019）。但受限于观测条件和资料，未能对震群中地震序列进行高精度的定位，进而深入讨论流体运移的时空演化过程。

【致谢：感谢地星室陈棋福研究员对本文提出的宝贵修改建议。】



主要参考文献

- 吴建平, 明跃红, 张恒荣等. 长白山天池火山区的震群活动研究 [J]. 地球物理学报, 2007, 50(4): 1089-1096. ([链接](#))
- Cesca S, Letort J, Razafindrakoto H N T, et al. Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(1): 87-93. ([链接](#))
- Hauksson E, Ross Z E, Cochran E. Slow - growing and extended - duration seismicity swarms: Re-activating joints or foliations in the Cahuilla Valley pluton, central Peninsular Ranges, Southern California[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(4): 3933-3949. ([链接](#))
- Hill D P. A model for earthquake swarms[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1977, 82(8): 1347-1352. ([链接](#))
- Nur A. Matsushiro, Japan, earthquake swarm: Confirmation of the dilatancy-fluid diffusion model[J]. *Geology*, 1974, 2(5): 217-221. ([链接](#))
- Ross Z E, Cochran E S, Trugman D T, et al. 3D fault architecture controls the dynamism of earthquake swarms[J]. *Science*, 2020, 368(6497): 1357-1361. ([链接](#))
- Shelly D R, Ellsworth W L, Hill D P. Fluid - faulting evolution in high definition: Connecting fault structure and frequency - magnitude variations during the 2014 Long Valley Caldera, California, earthquake swarm[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, 121(3): 1776-1795. ([链接](#))
- Sibson R H. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models//Simpson D W, Richards P G (Eds.). *Earthquake Prediction: An International Review*. American Geophysical Union: 593-603. ([链接](#))
- Stuart W D, Johnston M J S. Intrusive origin of the Matsushiro earthquake swarm[J]. *Geology*, 1975, 3(2): 63-67. ([链接](#))
- White R S, Edmonds M, Macleannan J, et al. Melt movement through the Icelandic crust[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 2019, 377(2139): 20180010. ([链接](#))
- Zhang G, Lei J, Sun D. The 2013 and 2017 Ms 5 Seismic Swarms in Jilin, NEChina: Fluid - Triggered Earthquakes?[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124(12): 13096-13111. ([链接](#))

(撰稿: 梁晓峰 / 岩石圈室)

SA : 慢滑移源区具有岩性和几何非均匀特征

慢滑移地震事件 (SSEs) 是 20 世纪早期在美国西北太平洋地区的卡斯卡迪亚断层 (Cascadia Subduction Zone) 发现的, 这是一种能量释放缓慢的地震, 间歇周期性地重复发生, 比一般地震持续时间长的多, 可以从几分钟到几周甚至几年, 以前常规的地震仪很难记录它们, 因而被称为“无声地震”或者“幽灵地震”。在过去的 20 年间, 由于数字观测技术的发展, GPS 测量和地震观测已经识别出一系列的慢滑移地震事件。观测发现: 慢滑移地震事件在俯冲带的板块构造运动中占有很大的比例 (Schwartz et al., 2007), 在俯冲带浅层地壳地区发生慢滑移事件还可能与海啸的形成和板块间大地震的发生有关, 比如 2011 年日本东北地震之前发生了近十年之久的慢滑移事件, 因此对慢滑移事件的研究可能是预测未来地震的关键 (Araki et al., 2017; Kato et al., 2014)。

尽管学术界已经认识到慢滑移地震事件对于研究俯冲板块地震形成的重要性, 但是对其所在的断层知之甚少。目前普遍认为: 断层岩石过渡摩擦和孔隙压力升高的共同作用, 降低了断层面上有效正应力, 促使了间歇性慢滑移的发生, 但断层内的摩擦、流变以及几何非均匀性都可能是造成慢滑移地震事件的关键因素 (Saffer et al., 2015)。为了测试这些因素, 科学家们需要对慢滑移地震事件源区的物理条件和岩石组分进行直接的观测。

作为地球上研究最深入的浅层俯冲带, 新西兰近海的 Hikurangi 俯冲带北部浅层 (<2 km) 记录有质量较好的慢滑移地震事件, 为研究慢滑移事件所在的断层提供了难得的机会。连续 GPS 测量显示: 该俯冲板片浅层 (<15 km) 的慢滑移地震事件每 1-2 年发生一次 (Wallace et al., 2012)。海底大地测量数据显示慢滑移事件延伸至海底 2 km 以内, 并可能一直延伸到海沟 (Wallace et al., 2016)。1947 年, 该浅层巨型逆冲断层上可能发生了两次 M_w 7.0-7.2 (矩震级) 的地震, 在海岸沿线引发了 8-10 m 的海啸 (Doser et al., 2003; Bell et al., 2014)。这些观测结果表明极浅的板块边界的巨型逆冲断层上可能发生大地震, 也可能发生抗震慢滑。

为了研究俯冲板块上慢滑移事件所在的断层性质, Barnes et al. (2020) 以新西兰北部近海的 Hikurangi 浅层俯冲带为研究对象, 将综合大洋钻探计划 (IODP) 的钻井取芯数据和地震反射剖面观测结果相结合, 开展了俯冲板块进入慢滑移地震事件源区的物质的追踪和慢滑移原岩岩性和物理性质的研究, 得到如下认识: 慢滑移地震事件所在断层的岩性、力学和摩擦非均质性以及与板块俯冲有关的几何复杂性促进了慢滑移事件和相关慢地震的发生。研究成果于 2020 年 3 月发表在 *Science Advances* 上。

基于区域地震相关性, 该研究发现新西兰北部 Hikurangi 浅层俯冲板块界面最有



可能产生并最终形成慢滑移地震事件的关键原岩层段位于钻井点 U1520 的海底 650 m 以下。结合 IODP 钻井取芯 (U1520 和 U1526) 数据和地震反射剖面 (05CM-04) 数据的观测结果, 该研究认为: 慢滑移地震事件源区的板块界面可能具有从厘米尺度到千米大尺度范围的几何、岩石成分和流变的非均匀性。主要表现为: 高度非均质性的岩性组合在卷入板块间内具有广泛变化的物理特性 (图 1, 图 2); 纵波速度 (V_p) 在钻井区域小尺度和远离钻井处的数公里的尺度上都有明显变化 (V_p 的横向变化 >1 km/s) (图 2); 原岩和板块界面岩石主要由碳酸盐岩和火山碎屑沉积岩 (多蚀变为蒙脱石粘土) 组成, 其主要成分、结构、成

岩作用以及蚀变作用也在从厘米到千米的尺度上显著变化, 从而导致粘聚力、弹性模量、强度和摩擦作用发生显著变化。

此外, 该研究还发现在复合基底单元 (Hikurangi 基底: HKB; 火山基底: VB) 的顶部, 俯冲板块地形起伏大于 2 km, 粗糙度为 10^2 - 10^4 m (图 1 和图 3), 造成断层带的几何复杂性, 并控制着输入板块上的各种岩性组合, 进而可能导致板块界面母岩的不完整和高度变化 (图 4A、图 4B)。岩性组合的性质和应变局部化的程度也会随着板片俯冲和岩石之间的相互接触发生变化。因此, 在俯冲基底起伏和不均匀侵入的原岩的共同作用下, 可能形成厚度和应变分布可变的几何不规则的断层, 且断

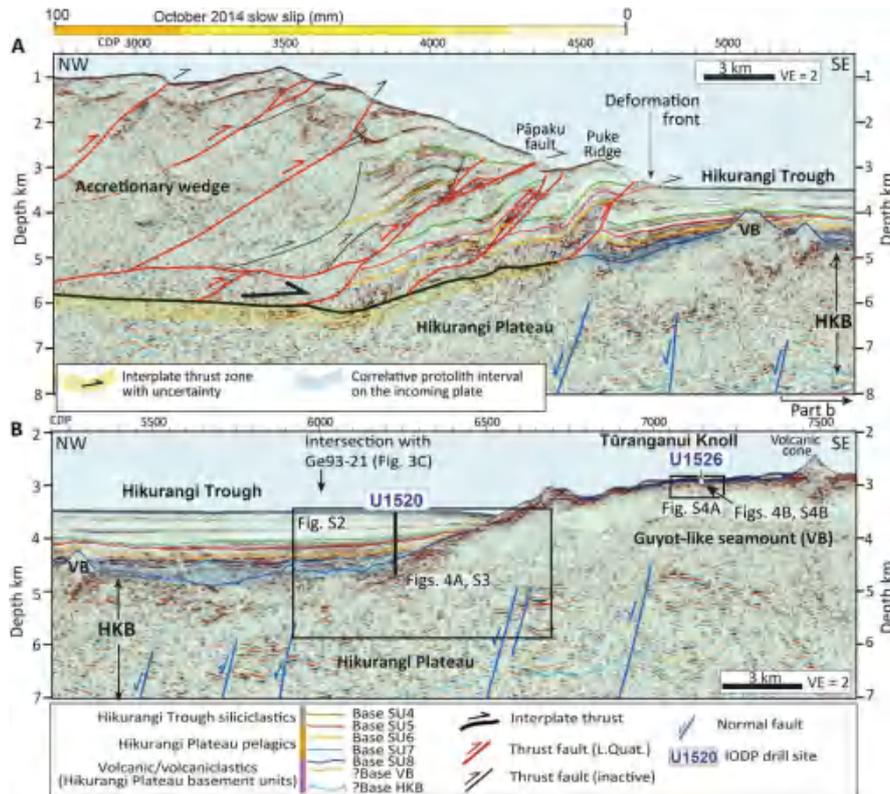


图 1 地震剖面 05CM-04 的放大版, 显示了主要的断层构造、IODP 钻探点 U1520 和 U1526, 以及与钻孔数据相关的地震单元 (SU)。(A) 前缘增生楔, 主要逆冲断层 (带有位移符号的红线)、大逆冲板块界面 (粗体黑线)、俯冲板块的正断层 (蓝线); (B) 在东 Hikurangi 海沟下的俯冲“输入”, 蓝色阴影区代表与板块界面断裂带相关的下倾地层间隔 (Barnes et al., 2020)

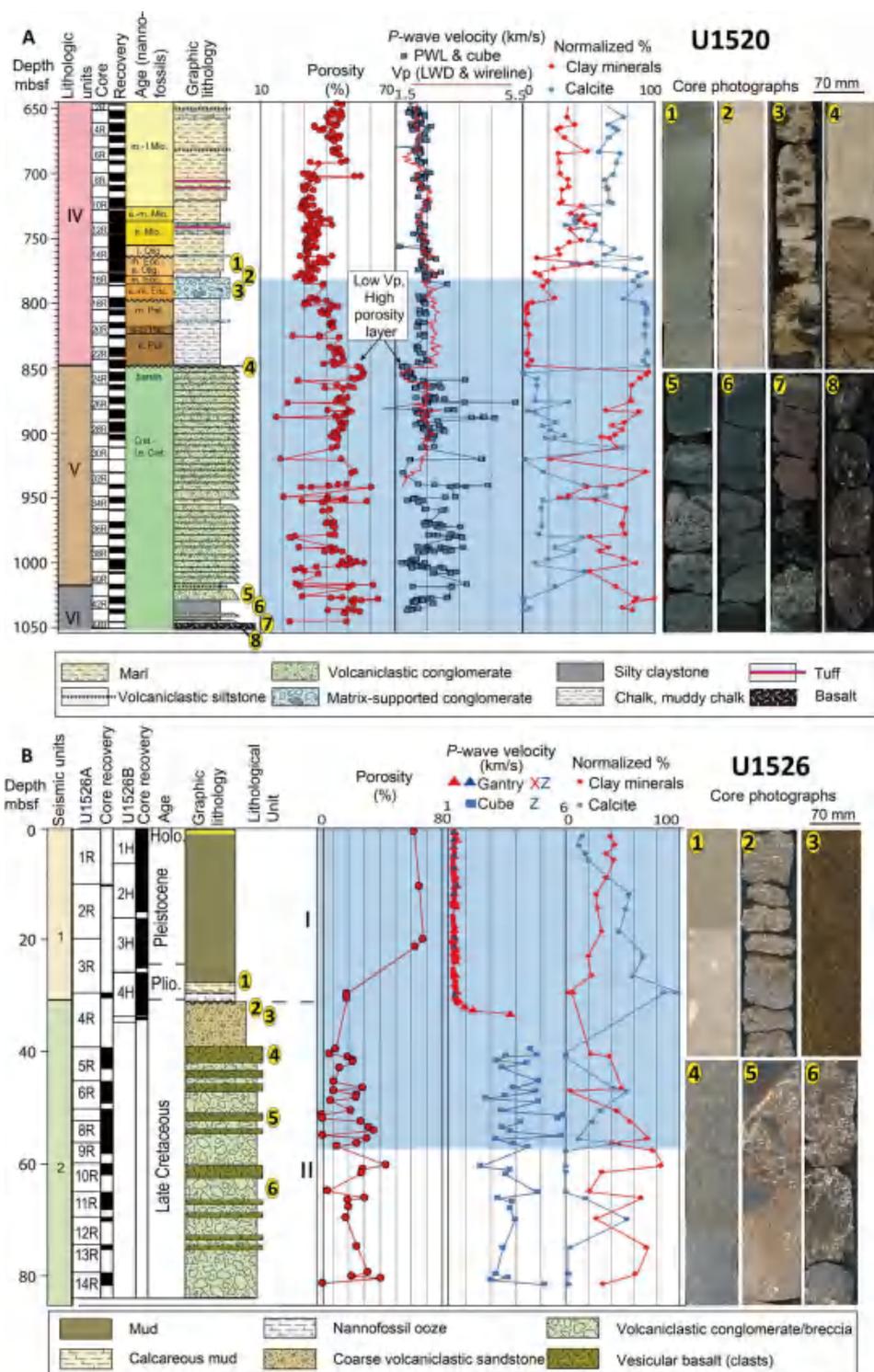


图2 输送到板块界面断裂带和 SSE 震源区的 IODP 岩心和从俯冲层序得到的钻孔数据。两个面板上的蓝色阴影区间表示与主要板块界面区域相关的序列。白色的间隔表示没有主要恢复。(A) U1520 的测井数据：1- 钙质泥岩；2- 白垩；3- 砾岩；4- 白垩覆盖火山碎屑砾岩；5- 火山碎屑岩胶结；6- 粉砂质粘土岩；7- 火山碎屑砾岩上的粉砂岩；8- 玄武岩。(B) U1526 的测井数据：1- 石灰质的泥浆覆盖着纳米级的软泥；2- 卵石砾岩上覆粗砂岩；3- 粗糙的火山碎屑砂；4- 多孔玄武岩；5- 卵石-砾石火山碎屑砾岩；6- 玄武岩角砾岩被方解石胶结 (Barnes et al., 2020)



层由不同力学性质明显不同的各种岩石组成。

该研究关于沿浅层俯冲板块界面的几何、成分和流变异质性的分析为浅层的慢滑移地震事件环境研究提供了一个重要的地质框架，并为地震和抗震滑动行为的共存现象提供了一定的解释。以往的一些野外研究、模拟和室内试验表明，非均质断层可能比大地震滑动更容易发生慢滑移事件 (Doser et al., 2003; Bell et al., 2014)。该研

究的发现为这一概念模型提供了重要的事实基础。

据钻井和地震反射数据的观测结果，该研究推断：在北 Hikurangi 边缘板块界面普遍存在多尺度的非均质性，并且小尺度的非均匀性会影响更大断层板片的活动。该研究提出了一个慢滑移地震事件形成的模式，单个的慢滑移地震事件源 (50-200 km 尺度) 是由厘米到千米尺度的较小的非均质性块体组合而成的，它们连接在一起，会

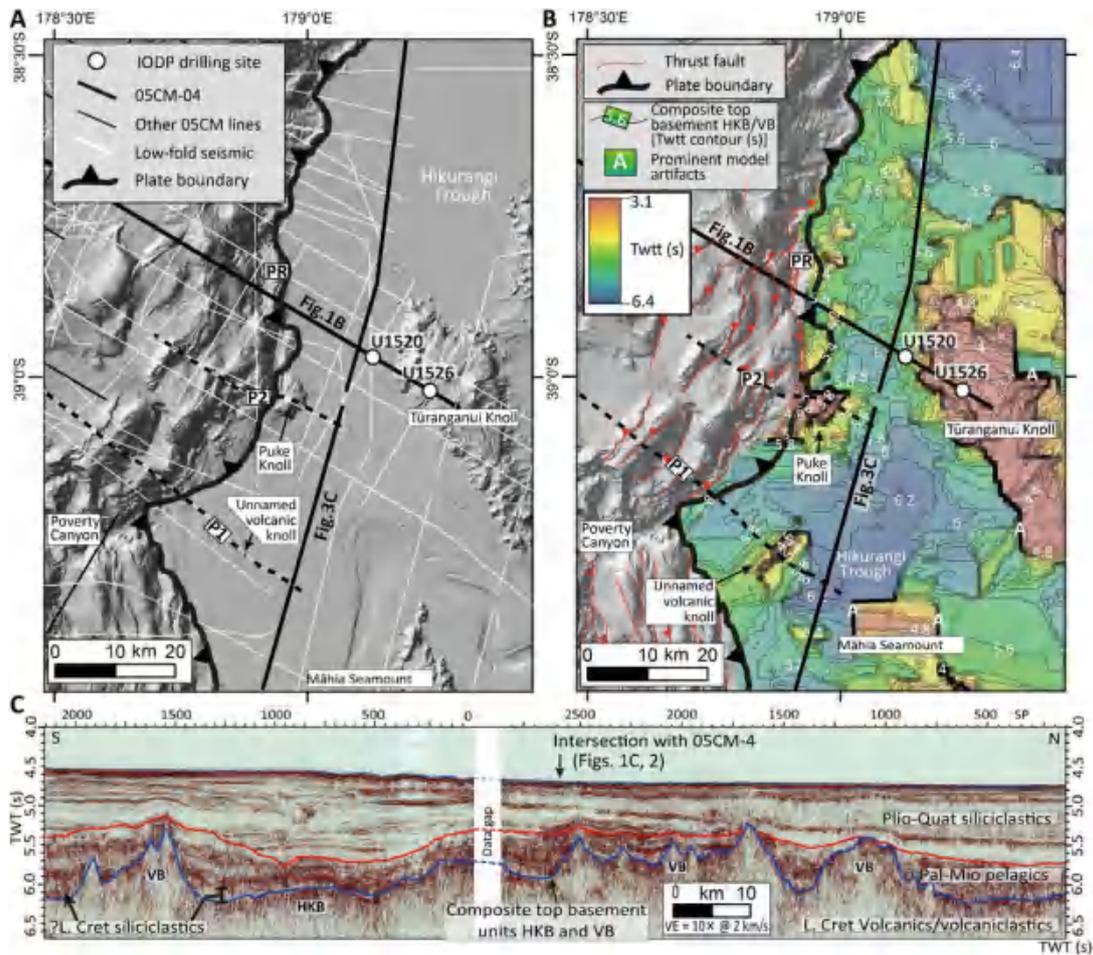


图 3 钻探区域沿俯冲板块的测深剖面、地震剖面覆盖、基底表面和地震剖面图。(A) 研究中使用的地形测深和地震剖面的分布，带有 P1 和 P2 标签的黑色虚线表示基底地形；(B) 合成 HKB/VB 顶部反射的几何形状，标记了 Hikurangi 高原基底俯冲的上表面；(C) 相邻地震反射剖面 GeoDyNZ Ge93-21a 和 Ge93-21b 突出了沿俯冲板块走向的基底起伏和主要地层间隔 (Barnes et al., 2020)

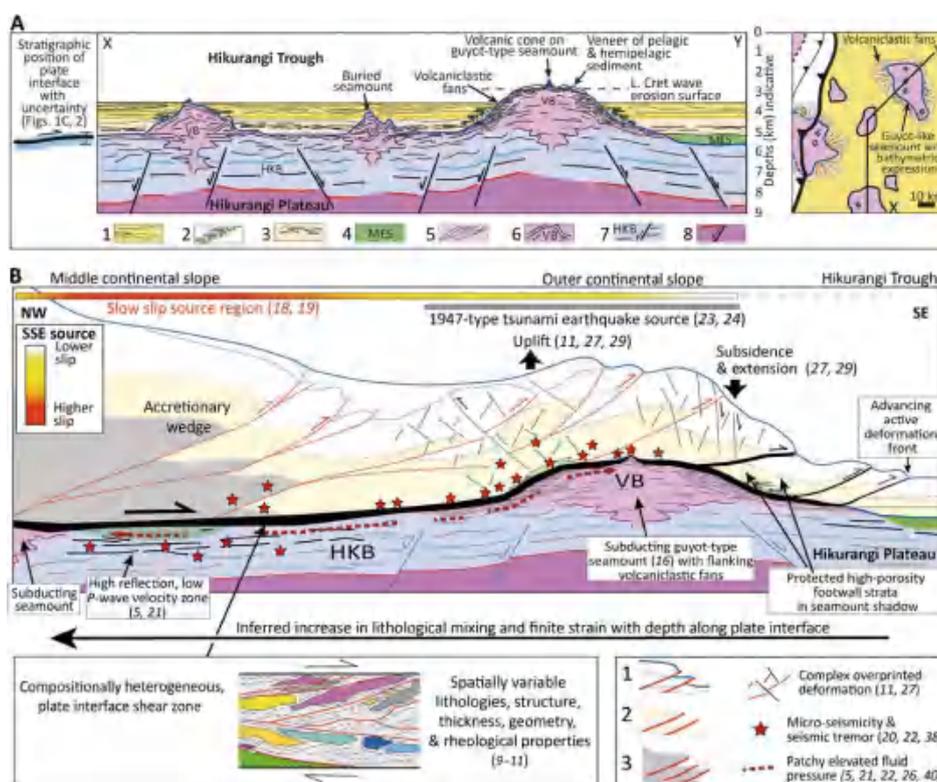


图4 Hikurangi 俯冲高原北部及邻近的浅层俯冲慢滑移环境的概念模型。(A) 横截面 X-Y (未按比例绘制) 描述了对俯冲高原地层构造的解释以及断层俯冲时板块界面形成的位置(不确定), 右侧面板是概念图, 显示 X-Y 部分的位置; (B) 前缘增生楔的横截面(未按比例绘制), 描绘了北部 Hikurangi 浅层慢滑移环境的推测地质框架。该剖面的一阶几何形状与位于钻探断面以南 120 km 的慢滑移区的地震剖面相对应 (Barnes et al., 2020)

在更大范围内产生慢滑移地震事件, 这一模式得到了数值模型的验证。

综合钻井和地震反射数据的直接观测和推论, 该研究认为: 沿板块边界巨型逆冲断层的岩性、几何、力学和摩擦非均匀性可能导致浅层慢滑移和慢地震现象的发生。其他俯冲带区域也存在浅层慢滑移现象, 其特征是卷入板块形态粗糙。因此, 类比 Hikurangi 北部的观测结果, 该研究推

测: 在全球范围内, 这种粗糙的形态增强了沿浅层巨型俯冲带的岩性多样性, 从而促进了包括慢滑移事件在内的复杂滑动行为。但是这样的观点主要基于建模研究和概念论证, 关于慢滑移事件断层的性质还有待进一步深入研究。

【致谢: 感谢页岩气与工程室崔振东副研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

Araki E, Saffer D M, Kopf A J, et al. Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction megathrust[J]. *Science*, 2017, 356(6343): 1157-1160. (链接)



- Barnes P M, Wallace L M, Saffer D M, et al. Slow slip source characterized by lithological and geometric heterogeneity[J]. *Science Advances*, 2020, 6(13): eaay3314. (链接)
- Bell R, Holden C, Power W, et al. Hikurangi margin tsunami earthquake generated by slow seismic rupture over a subducted seamount[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 397: 1-9. (链接)
- Doser D I, Webb T H. Source parameters of large historical (1917–1961) earthquakes, North Island, New Zealand[J]. *Geophysical Journal International*, 2003, 152(3): 795-832. (链接)
- Kato A, Nakagawa S. Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(15): 5420-5427. (链接)
- Saffer D M, Wallace L M. The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(8): 594-600. (链接)
- Schwartz S Y, Rokosky J M. Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones[J]. *Reviews of Geophysics*, 2007, 45(3). (链接)
- Wallace L M, Beavan J, Bannister S, et al. Simultaneous long-term and short-term slow slip events at the Hikurangi subduction margin, New Zealand: Implications for processes that control slow slip event occurrence, duration, and migration[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2012, 117(B11). (链接)
- Wallace L M, Webb S C, Ito Y, et al. Slow slip near the trench at the Hikurangi subduction zone, New Zealand[J]. *Science*, 2016, 352(6286): 701-704. (链接)

(撰稿：李聃聃，田小波 / 岩石圈室)

SA : 地震触发玄武质火山喷发所需的金凤花条件——来自 2015 年 Ambrym 喷发的证据

Ambrym 火山位于瓦努阿图群岛内，印度 - 澳大利亚板块在这里以每年 85 mm 的速度向东俯冲到太平洋板块之下（图 1）。2015 年 2 月 25 日，该火山发生了一次小规模喷发，形成了一个新的火山口 Niri Taten。在喷发前 30 小时，火山以南约 15-20 km 处还发生了一次 $M_w 6.4$ 级地震，地震为逆冲型，震源深度 10 km。人们自然会问，火山喷发与地震之间是否有关系，是不是地震触发了该火山的喷发？

通常认为，地震触发火山喷发的可能性较低（Manga and Brodsky, 2006），有些大地震发生后并没有观测到火山喷发显著增加的现象，但最新的研究也发现了很多的事例，显示大地震会在近场（数十公里）

和远场（数百公里）触发火山活动（Pritchard et al., 2013; Takada and Fukushima, 2013）。虽然具体的触发机制仍有争议，但是可以基本确定的是，地震扰动了原先的应力场，从而触发了火山活动。地震波传播在远场处产生的动态应力变化引起岩浆房内的成核与气泡生长，并导致结晶粥液化或岩浆泡沫崩塌；而静态应力可以使岩浆房体积变化，进一步促进了气泡的生长，挤压了储存在浅层岩浆房中的岩浆，导致其向上迁移并最终喷发。

近期，Hamling and Kilgour（2020）就地震和火山的触发关系提出了新的见解，相关研究成果发表在 *Science Advance* 上。

利用 2015 年 1 月 24 日和 3 月 4 日的

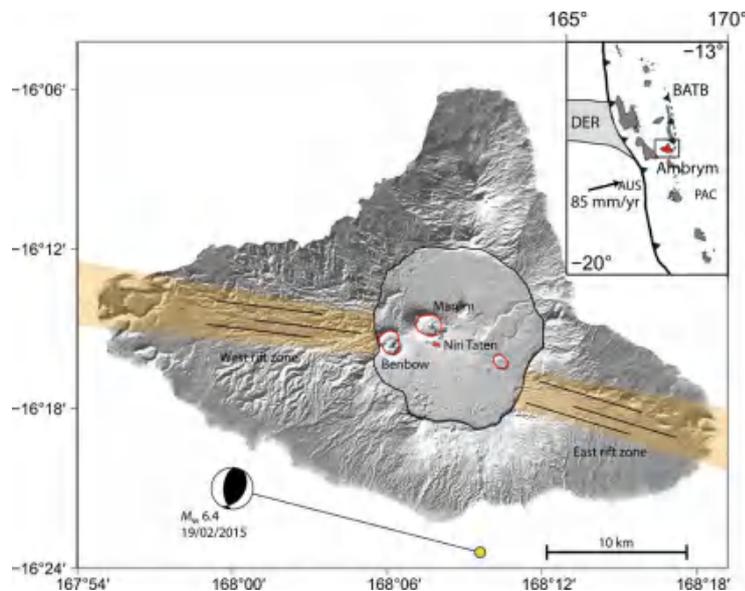


图 1 Ambrym 火山的构造背景图。红色圆圈为火山口，Niri Taten 为 2015 年喷发形成的新火山口。沙滩球展示了喷发前 30 小时发生的地震机制。AUS- 澳大利亚板块；PAC- 太平洋板块



日本 ALOS-2 卫星的升轨数据得到干涉图 (图 2), 他们发现最大形变发生在新喷发口附近, 视向线位移高达 1.5 m, 而之前的喷发口没有明显变形。有限断层模型模拟拉

张位错显示, 最大拉张位错达到了 3.5 m, 延伸至地表以下 3.5 km 的位置 (图 2), 进一步估算获得侵入岩浆体积约为 0.045 km^3 。

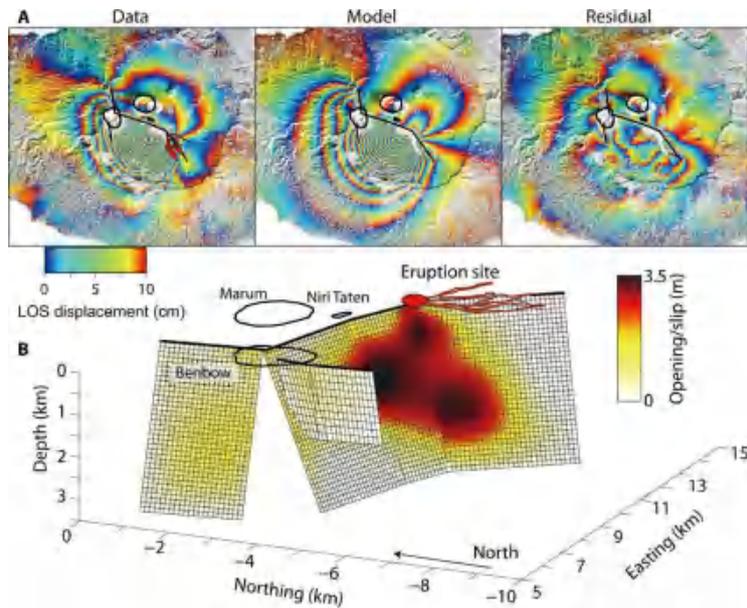


图 2 InSAR 观测与模拟。A 火山喷发期间 InSAR 视向线位移观测数据, 理论模拟值以及残差; B 拉张位错分布

为了研究喷发前 30 小时发生的 $M_w 6.4$ 级地震对浅层岩浆系统的影响, 研究者在考虑震源位置不确定性 (水平 $\pm 5 \text{ km}$; 深度 $\pm 4 \text{ km}$) 的基础上, 根据震源机制解计算出地震导致的法向方向的静态应力变化。结果显示, 浅层岩浆系统的应力整体下降 (法向应力增加), 应力变化的绝对值在 $0.03 \sim 1 \text{ Mpa}$ 之间 (图 3A)。除了静态应力变化外, 地震波的传播还可以在火山系统内产生显著的非永久应力变化。这种动态应力变化的衰减比静态应力的衰减要慢, 因此在较远的距离可以超过静态应力变化, 计算结果显示峰值动应力变化为 $0.9 \sim 1.5 \text{ MPa}$ (图 3B)。

模拟结果显示, 如果喷发产生了 3.5 m

的拉张位错, 最终的超压需要达到 $4 \sim 11 \text{ MPa}$ 。在多数情况下, 这种超压是由于有新的物质注入到浅层岩浆系统中造成的, 同时伴随着变形和地震。但是, 2015 年 Ambrym 火山喷发前没有观测到伴随侵入产生的地震活动性的增强, 且此次地震产生的应力, 无论是静态应力变化, 还是动态应力加载, 其变化均太小, 无法产生驱动喷发所需的超压。

假设没有额外的岩浆侵入, 就需要寻找一种新的机制解释上述现象。对岩浆体内压力恢复的数值模拟表明, 岩浆压力下降导致的气泡生长, 可产生超过一个数量级的超压 (Nishimura, 2004)。在这一过程中, 岩浆的温度和含水量起着重要作用:



同一温度下，含水量越低则气泡生长所需的初始压力降更大；同一含水量下，温度越高则压力降更大（图 3D、图 3E）。如果岩浆较冷且富含水，那么很小的压力降（小于 1 MPa）足以促进气泡的生长，从而导致岩浆体积增加和岩浆房压力升高，进而引起火山喷发。但是低温会产生另一个不利于喷发的影响，因为随着岩浆的冷却，结晶作用会降低其流动性。当晶体的含量

达到 30% ~ 40% 时，岩浆将处于闭锁状态，从而降低其喷发的可能性。对于 H₂O 含量为 2-2.5wt% 的岩浆，其下限温度约为 970 °C。因此存在一个非常窄的温度窗口（~ 50 °C），在该窗口内岩浆保持足够的流动性，且较小的压力降即可导致足够的气泡形成，从而对岩浆房加压引起喷发（图 3D、图 3E）。

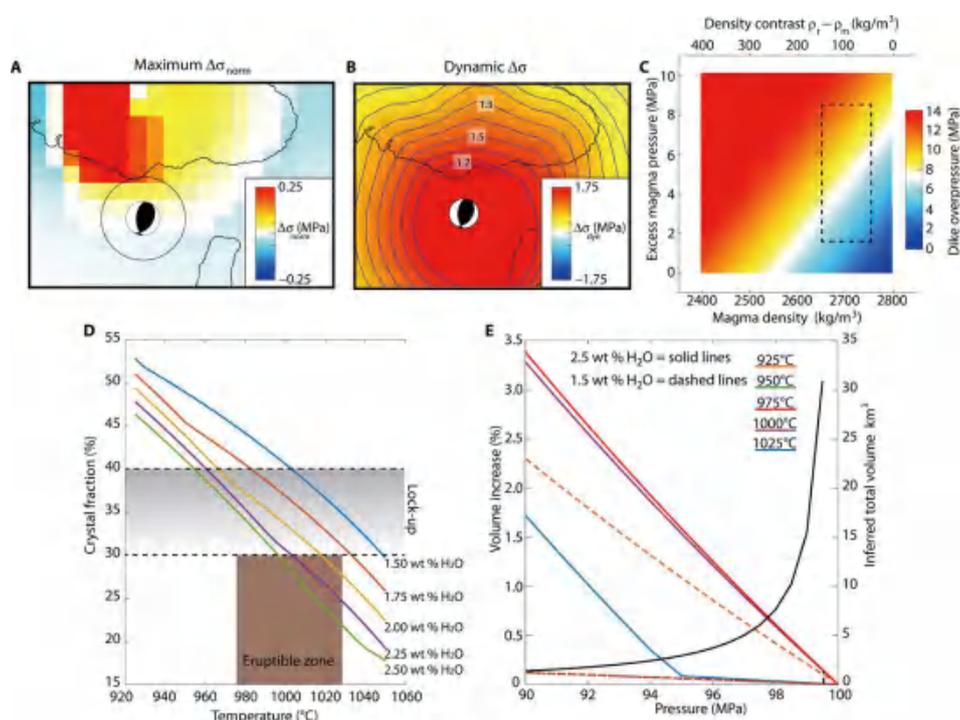


图 3 Mw6.4 级地震产生的应力变化以及对气泡生成的影响。A 静态正应力变化。B 动态应力变化。C 超压与密度、excess pressure 的关系。D 不同含水量下晶体体积百分比随温度的变化。E 不同含水量和温度条件下体积增长随压力降低的变化

综上所述，地震引起的应力变化太小，如果没有额外的气泡生成并对岩浆房加压，就无法解释火山喷发所需要的超压。一种可能的解释是岩浆必须是富含水的，而且其温度要比新侵入的玄武质岩浆温度低，但也不能过低。这种适当的条件被称为金凤花条件，在这种条件下，岩浆在较小的地震应力作用下生成气泡，通过对浅层岩

浆房加压而引发火山喷发。因此有理由推断，岩浆房内如果有部分冷却结晶的玄武质岩浆，就更容易受到地震的触发而产生火山喷发。

【致谢：感谢新生代室郭正府研究员对本文提出的修改建议。】



主要参考文献

- Hamling I J, Kilgour G. Goldilocks conditions required for earthquakes to trigger basaltic eruptions: Evidence from the 2015 Ambrym eruption[J]. *Science Advances*, 2020, 6(14): eaaz5261. ([链接](#))
- Manga M, Brodsky E. Seismic triggering of eruptions in the far field: Volcanoes and geysers[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2006, 34: 263-291. ([链接](#))
- Nishimura T. Pressure recovery in magma due to bubble growth[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(12): L12613. ([链接](#))
- Pritchard M E, Jay J A, Aron F, et al. Subsidence at southern Andes volcanoes induced by the 2010 Maule, Chile earthquake[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(8): 632-636. ([链接](#))
- Takada Y, Fukushima Y. Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(8): 637-641. ([链接](#))

(撰稿：郝金来 / 地星室)

SA : 2018 年印尼 Anak Krakatau 火山 - 滑坡 - 海啸的地震学快速检测

2018 年 12 月 22 日晚 9:30-10:00, 海啸袭击了印尼苏达海峡沿岸城市, 致使 437 人死亡, 几千人受灾。当地民众没有感觉到明显地震动, 印尼地震台网中心 (BMKG) 仅定位到一个 3 级左右的小地震, 因而未提前发布有效的海啸预警。中山大学叶玲玲教授等 (Ye et al., 2020) 利用印尼的宽频带地震波数据, 发现此次海啸由滑坡引发, 与 2018 年活跃的 Anak Krakatau 火山活动有关, 相关成果发表于 *Science Advances*。

叶玲玲等通过细致分析印尼地震台网的宽频带数据, 发现了与海啸事件相关的长周期地震动信号 (图 1)。通过地震矩张量 *W-phase* 方法反演 (Kanamori and Rivera, 2008), 他们得到震源位于 Anak Krakatau 火山附近 (图 2), 机制解显示为向西南方向滑动的极低角度滑动 (倾角 1.4°), 矩震级 $M_w 5.9$ 级, 与海啸之后大地测量的影像资料一致 (图 3), 推测可能是火山活动引发的滑坡滑入海中引发海啸。

地震学中常用单力模型来表征滑坡过程 (Kanamori and Given, 1982; Dahlen, 1993)。滑坡体在滑动过程中受到重力与滑坡底界面的合力使得滑坡起始加速, 而后减速直到停止, 地球受到该合力的反作用力, 激发地震波产生地表震动。叶玲玲等改进 *W-phase* 方法, 发现用单力模型可更好地模拟近场台网记录的长周期信号 (30-83 秒), 结果显示近水平的单力指向东北方向, 与 Anak Krakatau 火山西南侧的滑坡运

动一致 (图 2)。为了获取更细致的滑坡过程参数, 通过宽频带 (8-125 秒) 地震波反卷积方法得到滑坡持续时间约 70 秒 (图 4), 峰值作用力为约 6.1×10^{11} N; 通过联合模拟垂向和水平向波形资料, 得到滑坡的平均倾角约为 12° ; 假设滑坡底界面摩擦系数为 0.05, 推测滑动体积约为 0.2 km^3 。这些参数为海啸预警与模拟提供了重要约束。

不同于大地震事件, 由于滑坡造成的地振动以低频成分为主, 高频成分较少 (图 1), 在全球地震台网中的高频信号非常弱, 因此美国地调局 (USGS) 常规的基于高频地振动信号进行地震探测的方法无法鉴别出此类事件, 传统的地震-海啸预警系统失效。而火山活动引发的海啸时有发生, 1883 年 Krakatau 大火山喷发形成的火山口摧毁了同一地区, 海啸夺去了 35000 人的生命。此次 Anak Krakatau 火山滑坡事件仅为一个中型滑坡事件, 因此提高未来类似事件的海啸预警能力是非常重要的。在 2018 年印尼火山滑坡事件中, 地震波信号 10 分钟传播到整个苏门答腊和爪哇地区, 被几十个地震台接收到 (图 1), *W-phase* 反演方法可实时进行分析, 在 15 分钟内可得到有效的滑坡信息。而海啸传播速度较慢, 大约 30 到 60 分钟可传播到附近的海岸, 这个时间差提供了预警的可能性。因而该研究中基于长周期地震波信号的滑坡快速检测方法可有效运用于滑坡灾害预警中, 特别是潜在的海底滑坡海啸预警。

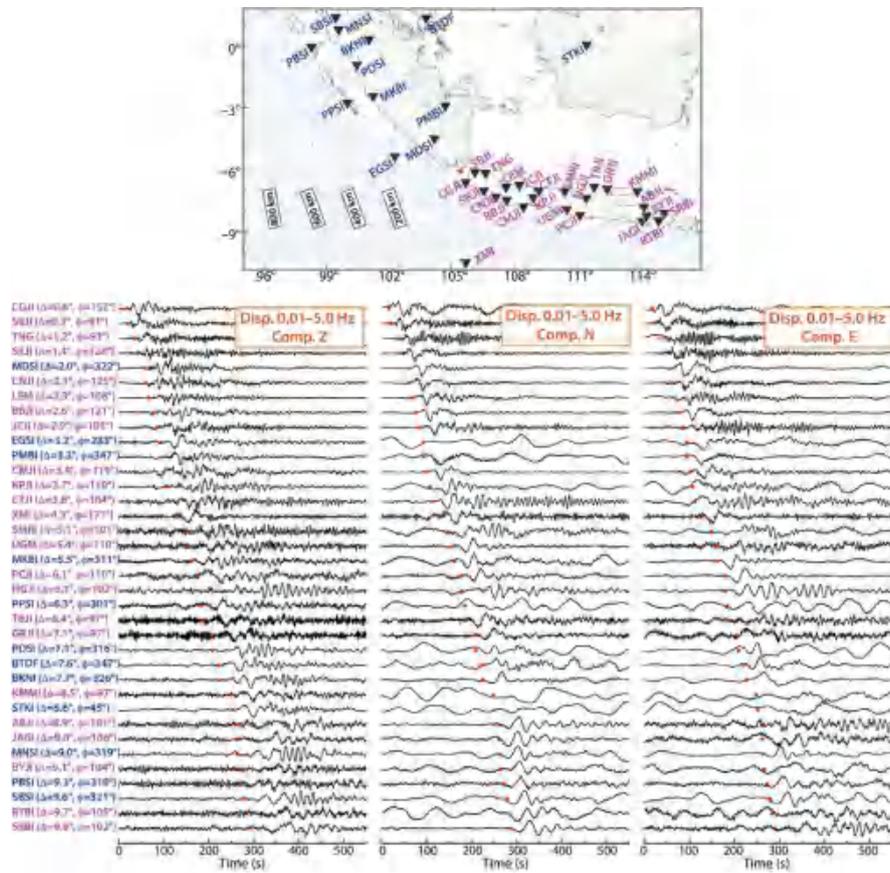


图 1 2018 年印尼火山海啸产生的地表振动信号 (Ye et al., 2020)

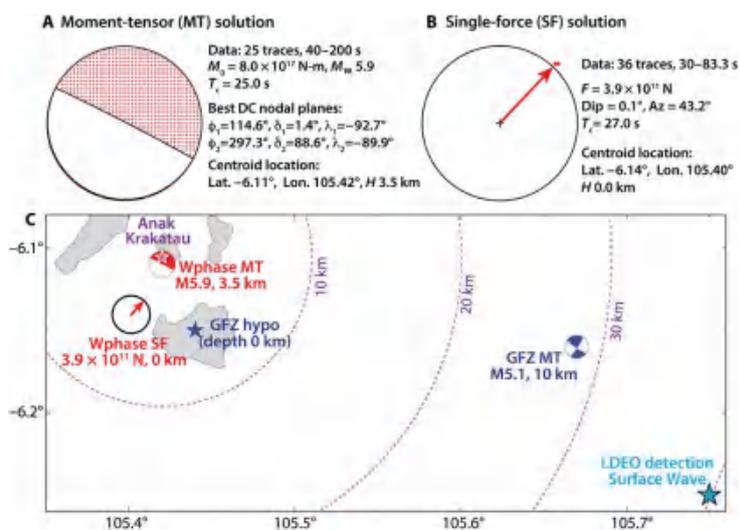


图 2 2018 年印尼火山滑坡的矩张量和单力机制解, 以及 GFZ 中心得到的震源位置及机制解 (Ye et al., 2020)

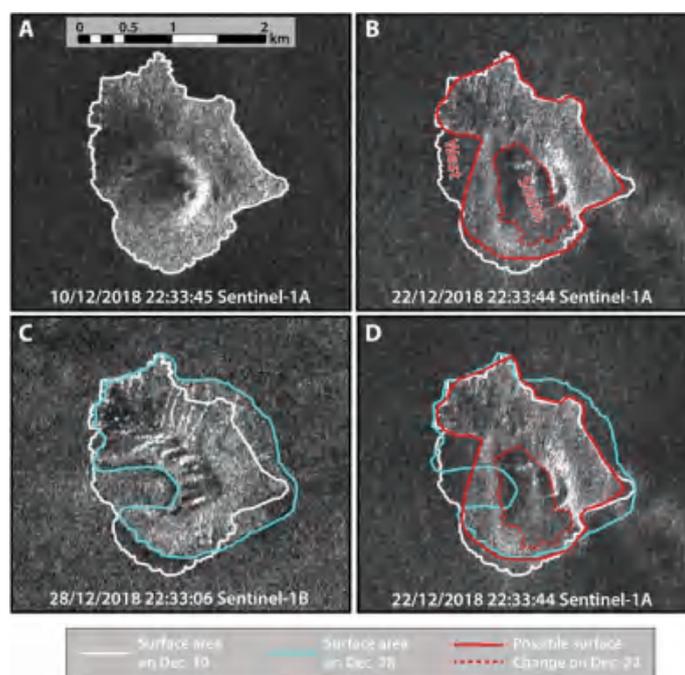


图3 2018年10月-12月欧洲 Sentinel-1 雷达卫星影像 (Ye et al.,2020)

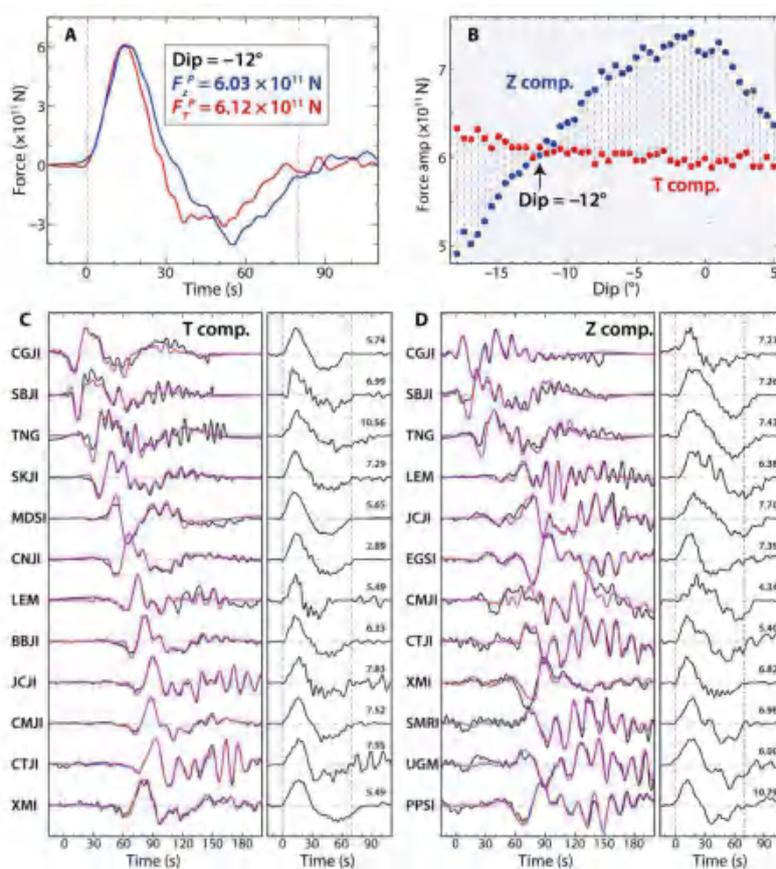


图4 长周期地震波反卷积方法估计滑坡受力时间函数和约束滑坡倾角 (Ye et al., 2020)



主要参考文献

- Ye L, Kanamori H, Rivera L, et al. The 22 December 2018 tsunami from flank collapse of Anak Krakatau volcano during eruption[J]. *Science Advances*, 2020, 6(3): eaaz1377. ([链接](#))
- Kanamori H, Given J W. Analysis of long - period seismic waves excited by the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens—A terrestrial monopole?[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1982, 87(B7): 5422-5432. ([链接](#))
- Kanamori H, Rivera L. Source inversion of Wphase: speeding up seismic tsunami warning[J]. *Geophysical Journal International*, 2008, 175(1): 222-238. ([链接](#))
- Dahlen F A. Single-force representation of shallow landslide sources[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1993, 83(1): 130-143. ([链接](#))

(撰稿：郝金来 / 地星室；校对：叶玲玲 / 中山大学)

NG : 通过地震活动和地形变推断马约特岛附近深部岩浆的动态运移

火成岩厚度可达几公里至几十公里，它的形成和生长是地壳成形的重要过程。随着研究的深入，人们越来越多地认为：火成岩的生成发生在整个地壳中 (Cashman et al., 2017)，很可能不是单一的生长过程，而是由不连续岩浆的反复注入与积聚而成，但该过程在空间和时间上如何控制深部火成岩的侵位和生长，以及相关矿床的形成机制仍不大清楚 (Menand, 2011)。长距离岩浆运移现象在地壳内普遍存在 (Ishizuka et al., 2014)，岩浆运移不仅对火山建造的形成和火山活动有着重要的控制作用，而且对火山效应评估、裂谷带形貌、洋壳形成以及大陆地壳的最终演化和增生都有着重要的控制作用 (Ishizuka et al., 2014)。

地质调查、岩石学和地球化学、地球物理学与火山学等在分析研究岩浆运移过程中发挥着重要的作用，但地壳深处岩浆运移的动态过程很难被捕捉到。Cesca et al. (2020) 新近在 *Nature Geoscience* 发表的文章，利用地球物理（地震活动和地形变）观测资料推断出 2018 年 5 月至 2019 年 3 月的马约特 (Mayotte) 岛附近深部岩浆排出的动态过程。

西印度洋的马约特岛以东约 35 km 为地震相对平静区，但自 2018 年 5 月开始发生了复杂的地震活动，包括有史以来最大的 $M_w 5.9$ 地震以及 2018 年 11 月全球地震台网检测到的长周期地震信号 (VLP 事件)，

马约特岛上的全球卫星导航系统 (GNSS) 4 个观测站也记录到长期的沉降和东倾的位移 (图 1a)。

作者利用 2500 km 内的区域地震台和远在哈萨克斯坦 ABKAR 地震台阵记录的观测数据，以 4 个不同速度结构模型进行了地震矩张量的全波形反演和深度震相分析，获得了较强的火山构造地震的震源机制、质心位置和震源深度 (图 1a 中的震源球)，且利用位于马约特岛上的 YTMZ 三分量地震台 (震中距 100 km 内) 来检测较弱火山构造地震的相对位置 (图 1a 中的圆点)，最终共检测到 6990 个火山构造地震且确定了 1904 个地震的位置，并识别出 407 个 VLP 事件且得到 22 个 VLP 事件的高质量质心矩张量解 (图 1a 中带红线的黑白色震源球)。

作者通过地震和地形变数据分析，确定了研究时段的火山构造地震活动可划分为 4 期：

(1) 2018.5.10-2018.6.7 为第 1 期，该期是火山构造地震最活跃的时段，5.15-5.20 共发生 11 次 $M_w > 5$ 地震且主要发生在马约特岛以东约 35 km 处 (图 2a)，5.31-6.7 的地震活动展示出向上迁移 (参见图 2b 及图 1a 中深度剖面图上的红线箭头)；

(2) 2018.6.7-2018.6.18 为第 2 期，地震震中向南移动到靠近发现的海底火山位置 (图 1a 中橙色的圆和矩形条所示)，第 1-2 期的震源机制以左旋走滑机制为主 (图



1a) ;

(3) 2018.6.28-2018.9.17 为 第 3 期, VLP 事件占主导, 几乎没有发生 $M_w > 4.5$ 火山构造地震 (图 2a) ;

(4) 2018.9.17-2019.3 为 第 4 期, VLP 事件增多并伴随着新型的火山构造地震活动 (图 2c 和 d)。

4 个 GNSS 站观测数据推断出的 VLP 源位置 (图 1a 深度剖面中的红色虚线椭圆) 靠近马约特岛, 所有伴随着 VLP 事件的火山构造地震和第 3-4 期的大多数火山构造地震 (图 1 及图 2a 和 c 的红色和绿色点) 都位于更靠近马约特岛的地方, 并具有陡倾的 NE-SW 逆冲震源机制 (图 1a), 与研究区的张扭性应力状态不一致。

该研究认为马约特岛附近的深部岩浆活动过程可划分为 2 个主要活动阶段 (图 3): 在第一阶段 (第 1-2 期) 发生的由深到浅向上迁移的较强地震群活动是岩浆从 Moho 面向地表运移过程的响应, 第 2 期结束时间可能标志着海底岩浆喷发的开始; 在第二阶段 (第 3-4 期) 同步发生的 VLP 事件和火山构造地震活动及相关的大规模沉降变形, 则标志着大型岩浆储库的岩浆排出伴随着的岩浆储库围岩的逐渐破坏并触发共振而致。研究分析表明: 在马约特岛和新出现的海底火山间存在长约 15 km 的近水平岩浆储库, 该岩浆库的深度位于 25~35 km, 分析时段内至少有 1.3 km^3 的岩浆排出。

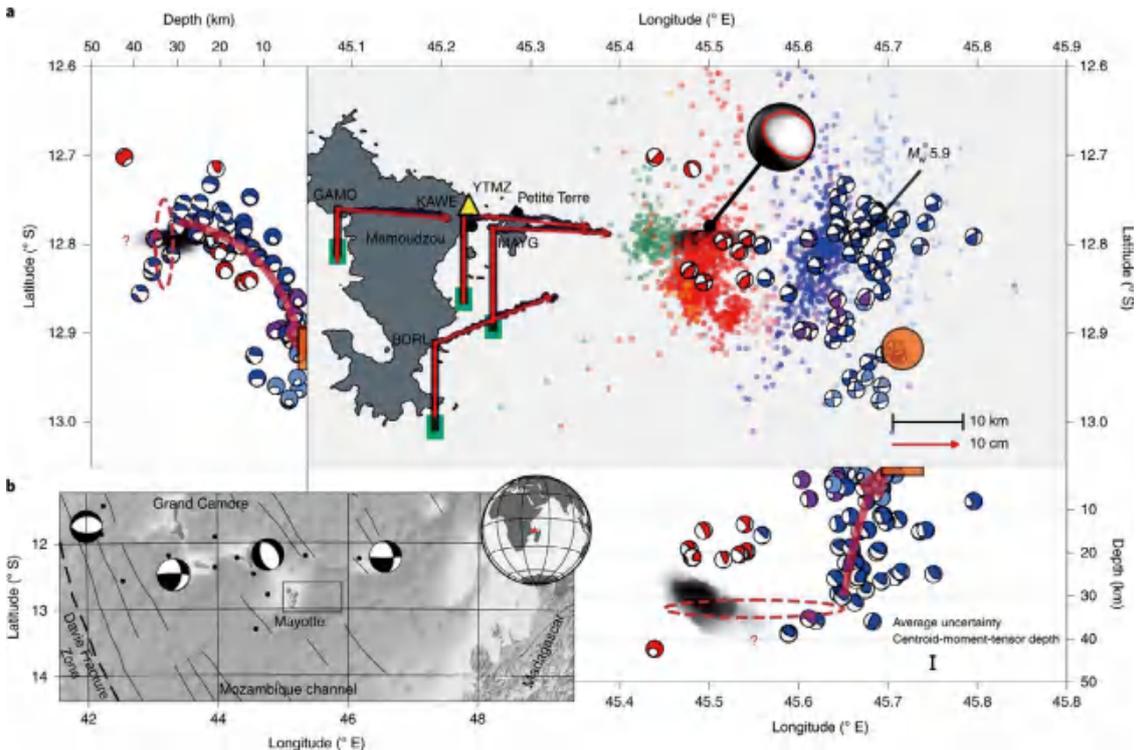


图 1 地震震源和形变观测结果展示 (a) 与科摩罗群岛及主要构造和历史地震及其震源机制解分布图 (b)。a 中震源球和圆点的颜色代表着与 YTMZ 台 (黄三角形) 的距离和波形相似性 (Cesca et al., 2020)

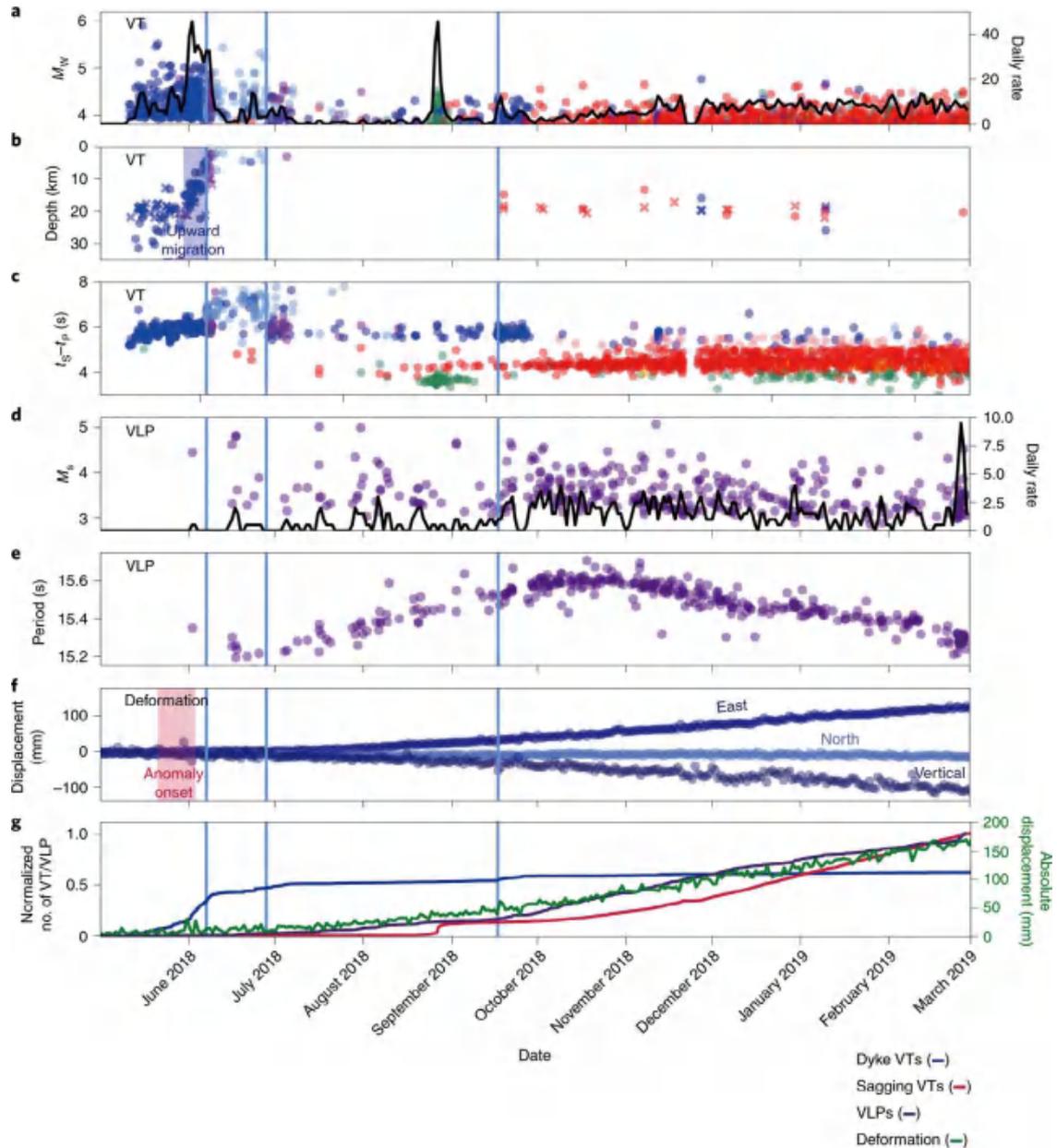


图2 岩浆活动相关的时间序列 (Cesca et al., 2020)。a. 火山构造地震的震级 (圆点) 和日发生率 (黑线); b. 基于地震矩张量反演 (圆点) 和台阵分析 (x) 获得的火山构造地震深度; c. YTMZ 站记录到的火山构造地震的 S-P 到时差作为到 Mayotte 岛距离的近似; d. VLP 事件的震级 (紫色圆点) 和日发生率 (黑线); e. VLP 事件优势周期; f. GNSS 的 MAYG 观测站去均值和去倾后的东倾和北倾与垂直向位移; g. 与岩浆活动相关的火山构造地震 (蓝线和红线)、VLP 事件 (靛蓝线) 和 MAYG 站位移矢量长度 (绿线) 的归一化累积数

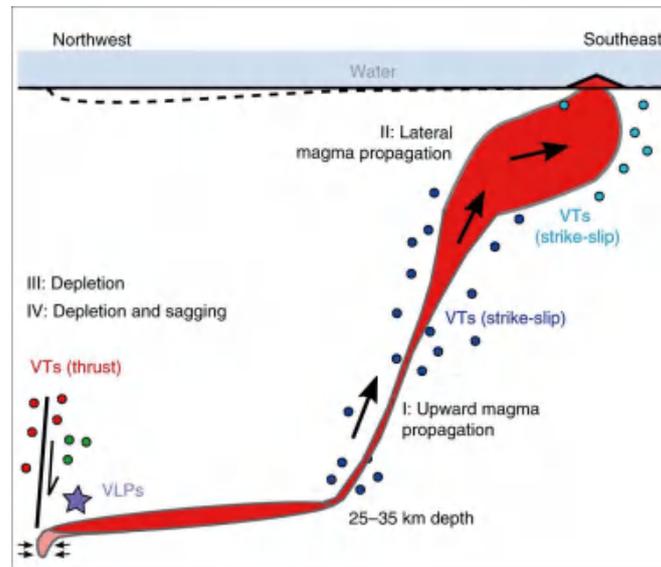


图 3 深部岩浆动态运移过程示意图 (Cesca et al., 2020)

主要参考文献

- Cashman K V, Sparks R S J, Blundy J D. Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes[J]. *Science*, 2017, 355(6331): eaag3055 ([链接](#))
- Cesca S, Letort J, Razafindrakoto H N, et al. Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(1): 87-93. ([链接](#))
- Ishizuka O, Geshi N, Kawanabe Y, et al. Long-distance magma transport from arc volcanoes inferred from the submarine eruptive fissures offshore Izu-Oshima volcano, Izu-Bonin arc[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2014, 285: 1-17. ([链接](#))
- Menand, T. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review[J]. *Tectonophysics*, 2011, 500(1-4), 11-19. ([链接](#))

(撰稿: 陈棋福 / 地星室)

NC : 局部应力放大引起的下地壳地震成核

陆内地震大多为上地壳的浅源地震，下地壳的地震很少（30-40 km），因为下地壳的岩石变形以缓慢的蠕变为主，但下地壳也可以发生地震，为了解释这一现象，目前学者们提出的机制包括：因热逸散导致塑性失稳，脱水反应导致的流体压力增加或局部应力重新分布，以及榴辉岩化作用。上述下地壳地震机制都需要岩石在一些特定的环境条件下发生某些矿物反应，使得岩石的结构或成分发生变化，导致岩石弱化而无法承载差异应力，最终引发地震。然而并不是所有的下地壳地震活动的位置都能满足发生矿物反应的条件。

普利茅斯大学的 L.R. Campbell 等研究人员在 *Nature Communications* 发表研究论文，针对发生在刚性下地壳的陆内地震提出了一种新机制：地壳深处的岩石缓慢蠕变剪切，由于不同剪切带之间的相互作用，直到它们无法承受不断增大的差异应力并突然断裂，从而引发地震。

挪威的 Lofoten-Vesterålen 群岛是世界上为数不多、大面积出露大陆下地壳岩石的地区，为研究下地壳的地震构造提供了重要载体。研究人员首先对该地区进行了详细的构造填图分析，发现了多组剪切带均发育岩石快速滑动过程中摩擦生热熔融的产物——假玄武玻璃。按构造特征可将假玄武玻璃分为两类，强烈糜棱岩化（I类；图1）和未变形（II类；图2）。随后，通过

对比 I 类和 II 类假玄武玻璃的构造关系以及围岩麻粒岩相的矿物组合，该团队认为两类假玄武玻璃均发生在下地壳层次，温压条件为 650–750°C 和 0.7–0.8 GPa。其中 II 类因为未经历变形改造，因此被认为是同震产物。同时，结合对 II 类假玄武玻璃相关的同震破裂长度和位移距离统计，这些地震发生的同时产生了异乎寻常的大应力降 (>1 Gpa)。

因此，研究者在下地壳地震成因上提出了新的解释：剪切带将岩石切割为多个独立的岩块，边界剪切带上持续的蠕变导致加载在块体上的应力不断积累增加。在这一过程中，无论是块体与剪切带体积比，还是块体与剪切带黏度比，都会使得加载在块体上的应力有着数量级上的变化。一旦块体上加载的差异应力超过临界值，块体就会发生局部地震破裂来释放应力，产生的地震破裂会集中在块体内部（图 3a）。虽然弹性应力的积累和释放在每个块体内部发生，但是这些块体内部的地震破裂却可以维持整个强应变带蠕变的动态平衡。

在下地壳相对坚硬岩石破裂成核的模型中，局部应力增加的条件相对于矿物反应条件更容易形成，也不需要浅部地震来为下地壳提供应力，只需要一个由高强度的、干的岩块和剪切带网络组成的系统即可形成。这种情况在许多板内下地壳麻粒岩区都有发现，因此该模型可以用来解释

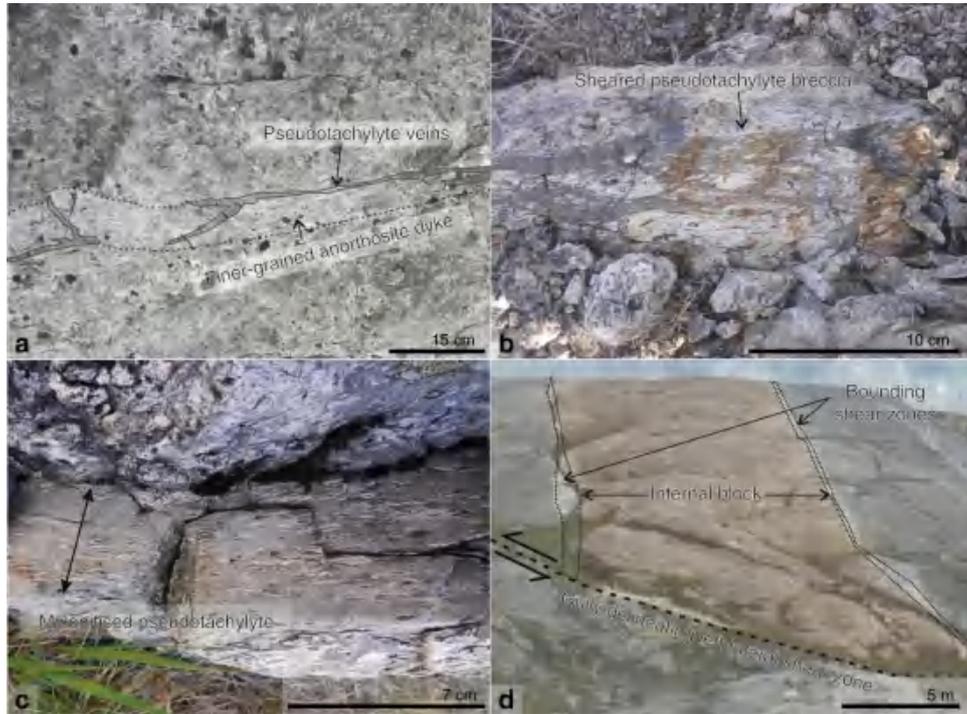


图 1 强烈糜棱岩化的假玄武玻璃 (Campbell et al., 2020)

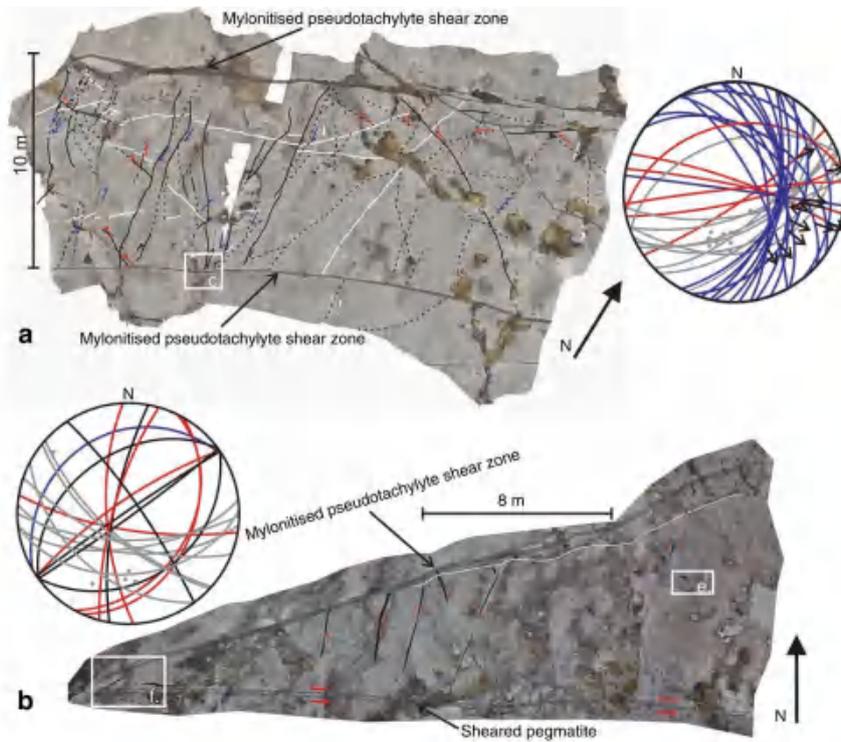


图 2 剪切带内发育的未变形的 II 型假玄武岩 (Campbell et al., 2020)

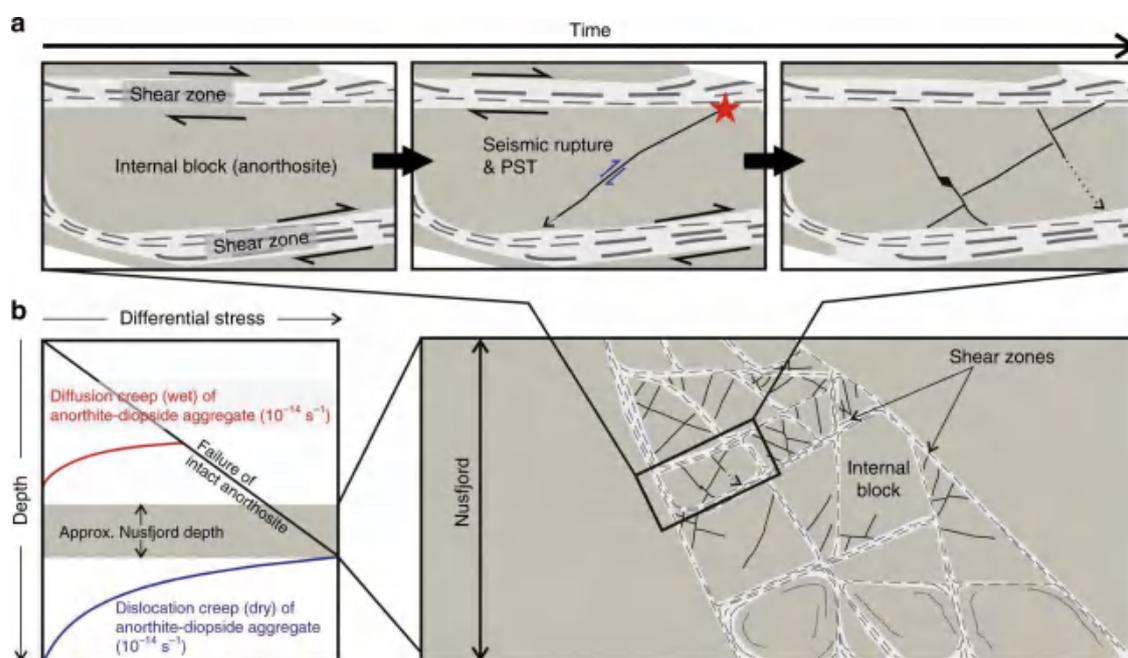


图3 下地壳斜长岩在不同的粘性剪切带相互作用下破裂及地震成核过程 (Campbell et al., 2020)

大陆地壳内部深部低震级的地震活动。

【致谢：感谢岩石圈室褚杨副研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

Campbell L R, Menegon L, Fagereng Å, et al. Earthquake nucleation in the lower crust by local stress amplification[J]. Nature Communications, 2020, 11: 1322. ([链接](#))

(撰稿：杨秋野，张艳 / 地星室)

NREE : 水力压裂诱发地震研究进展

地震的发生往往造成严重的人员伤亡和巨大的经济损失，其预测仍是一个国际难题。近些年，随着地球深部能源和空间的开发利用——非常规油气水力压裂（HF）、增强型地热系统（EGS）以及废弃盐水深部灌注（SWD），诱发地震越来越引起科研人员的广泛关注与高度重视（图1）。美国地调局研究发现造成美国中部近年地震增加的主因是废水处理。与美国不同，加拿大的诱发地震主要由水力压裂引起。在英国兰开夏郡，2011年发生的58起地震都与Preese Hall钻井水力压裂相关。由欧盟“地平线2020”计划资助的页岩气勘探开发风险研究项目（SHEER）旨在降低由页岩气勘探开发引起的负面环境效应。然而，目前尚不能准确预测水力压裂诱发地震的发生以及震级大小，对诱发地震的应对策略也有待进一步优化。

加拿大韦仕敦大学的 Gail M. Atkinson 等

人近期在 *Nature Reviews Earth & Environment* 上发表了关于水力压裂诱发地震的综述文章，从以下六个方面对其研究进展进行了系统总结：（1）水力压裂诱发地震的触发机理；（2）构造环境与水力压裂诱发地震的关系；（3）诱发地震与天然地震的相似性；（4）水力压裂诱发地震的潜在破坏；（5）水力压裂诱发地震是否可以被预测；（6）水力压裂诱发地震和天然地震的相对风险。文章对未来深地工程引起的诱发地震灾害预防和控制研究有重要的指导意义。

对诱发地震机理的研究揭示触发有感地震需具备以下三个条件：应力扰动、存在相当尺寸的处于临界应力状态的断层，以及两者之间存在直接或间接的偶联机制（即，应力扰动可通过某种方式改变断层原有的应力状态）。当应力扰动造成断层面上库伦应力超过临界应力时，就会激活断层并引起断层滑动。引起断层激活主要有

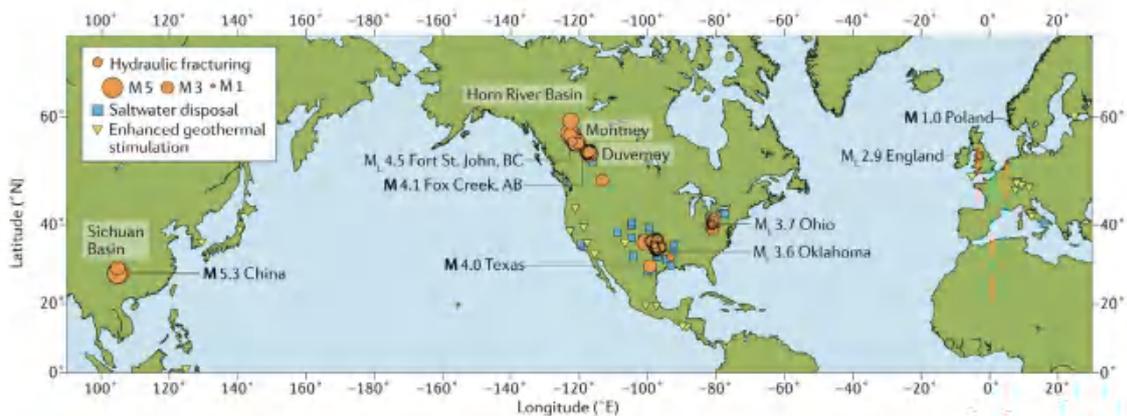


图1 全球诱发地震分布（M代表矩震级， M_L 代表近震震级）（Atkinson et al., 2020）



以下两种效应：(1) 孔隙压力升高直接引起断层面正应力减小，或者通过高渗透性渗流通道传递至远距离断层；(2) 孔隙弹性效应引起周围应力场的扰动。对于黏土含量高的非常规储层，由于速率强化效应引起的稳定断层无震蠕滑会持续作用于不稳定断层，最终导致其破裂。这一远程触发机制通常作用时间相对较长。总体来说，诱发地震的具体触发机制、触发距离以及其发生的概率在很大程度上取决于区域地质构造条件。由于区域构造地质条件的不同，不同地区诱发地震发生的频率以及震级大小有很大差异。

在构造地震和诱发地震的区分上，常用方法是地震事件与工业活动之间的时空关联分析。其他方法还有：物理模型判识、统计相关分析以及震源机制区分。传染型余震序列模型 (ETAS) 被用于识别美国加州和中国四川盆地的诱发地震。以加州为例，诱发地震在统计学特征上表现为高背景速率、快时间衰减序列以及不同的空间聚类属性。然而在特殊情况下，对于二者的区分仅限于大致比例，不能精确到每一口井和每一次地震事件。一些案例分析表明：由水力压裂诱发的微震事件 ($M < 0$) 可能不存在非双力偶分量，而在 $M > 3$ 的诱发地震事件中双力偶震源机制则占据主导地位，由其引发的应力释放也与浅源天然地震相当。当震级和震源距离相同时，诱发地震造成的地表运动也与天然地震程度类似。这点也从一个侧面说明水力压裂通过对天然断层的活化触发地震。由于诱发地震事件通常发生的深度较天然地震浅，二者造成应力释放和地表运动还是存在差异的。与天然地震类似，诱发地震通常也遵

循古登堡-里克特关系式，即：在一定区域足够长的时段内，地震事件发生次数随震级增加呈指数下降。

美国地质调查局通过“你感觉到了吗”报告体系收集了大量由诱发地震事件引起的地表运动信息 (图 2)。他们比较了天然地震与诱发地震 ($M > 3.5$) 造成的地表运动，并将观测数据与模型预测曲线进行了比较。破坏的度量标准主要采用两个指标：峰值地面速度 (PGV) 和修正麦加利烈度 (MMI)。后者可以通过经验公式从峰值地面速度 (PGV) 或者峰值地面加速度 (PGA) 得到。对建筑物和基础设施造成外观损坏的 PGV 阈值为 1-2cm/s，而对于 MMI 指标，其有感阈值、轻微损坏和严重损坏的阈值分别为 2、6 以及 7-8。

图 2a 中的数据点分别为美国俄克拉荷马州 (OK) SWD 及西加拿大沉积岩盆地 (WCSB) HF 引起的不同震级的峰值地面速度。蓝实线代表对 OK 地震事件的模型预测，灰虚线代表对加州天然地震的模型预测。图 2b 中分别给出了 MMI 的观测值、中位数以及模型预测曲线，阴影代表 MMI 观测值 25%-75% 的区域。可以看出，尽管主控触发机制不同，给定震级和震源距离，天然地震与诱发地震引起的地表运动和感应烈度量级相当。另外，观测值和模型预测曲线也有很高的吻合度。诱发地震事件造成的破坏程度取决于事件震级、与居民区和关键基础设施的距离、造成地表运动的强度以及当地基础设施的易损性。

对于诱发地震灾害预测与风险控制，事前规避已知的断层面并不能有效控制水力压裂诱发地震的发生。因此，最常用的风险控制策略是交通灯预警 (TLP)：黄灯

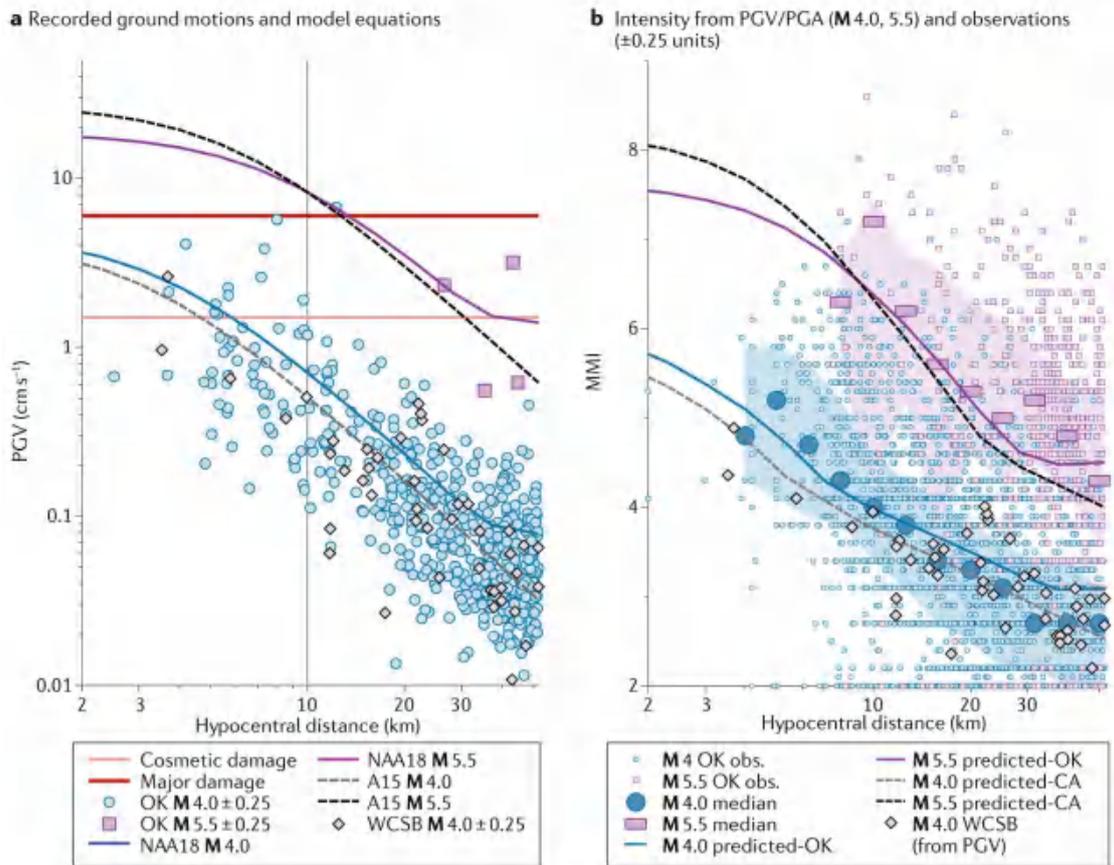


图 2 诱发地震造成的地表运动 (Atkinson et al., 2020)。(a) 地表运动记录及对应模型预测；(b) 由 PGV/PGA 得到的强度数据及观测值

预警时降低注水量，红灯预警时停止注水。预警的阈值通常由震级来确定，也可以使用地表运动阈值。但是由于诱发地震引起的灾害严重程度随人口密度等因素而变，不同区域的预警阈值相差很大。TLP 预警系统概念简单易懂，操作上只需要少量的输入信息，但本质上是一种被动反馈机制。该策略起作用的前提是停止注水可以消除地震事件并防止大震的发生并且大震之前会有先兆性的小震事件产生，然而实践发现这两个前提很多时候并不成立。

此外，还有利用物理和统计模型估计事件震级的方法。物理模型方法由于需要的模型尺寸较大、自由参数较多而难以实

时应用。统计模型采用从诱发地震时间演化中定义少量参数用以外推并预测大震事件震级，由于易于操作而获得了广泛应用。不同的经验公式也被提出用以描述最大破裂尺寸以及累计地震矩。然而，不满足比例关系的异常值也时有发生（如图 3），图中的五个菱形数据点分别代表了五个不同地方发生的诱发地震事件，灰线和黑线分别代表两种不同的累计液体注入量与地震矩之间的线性关系，左上角到右下角的渐变色代表从失控破裂到稳定破裂的过渡，插图给出了 A-A' 截面不同破裂类型的分布直方图。由于无法准确预测诱发地震的时间、地点及震级，因此地震灾害评估通常



只具有概率意义，由此发展起来地震灾害概率分析法（PSHA）。由于模型对灾害预测的不确定性，未来研究还需在 PSHA 中考虑不同地点的作业参数以优化算法。诱

发地震在低中震级区域带来的灾害会远超天然地震，因此在关键基础设施附近进行水力压裂作业时一定要综合运用多种手段确保其安全性。

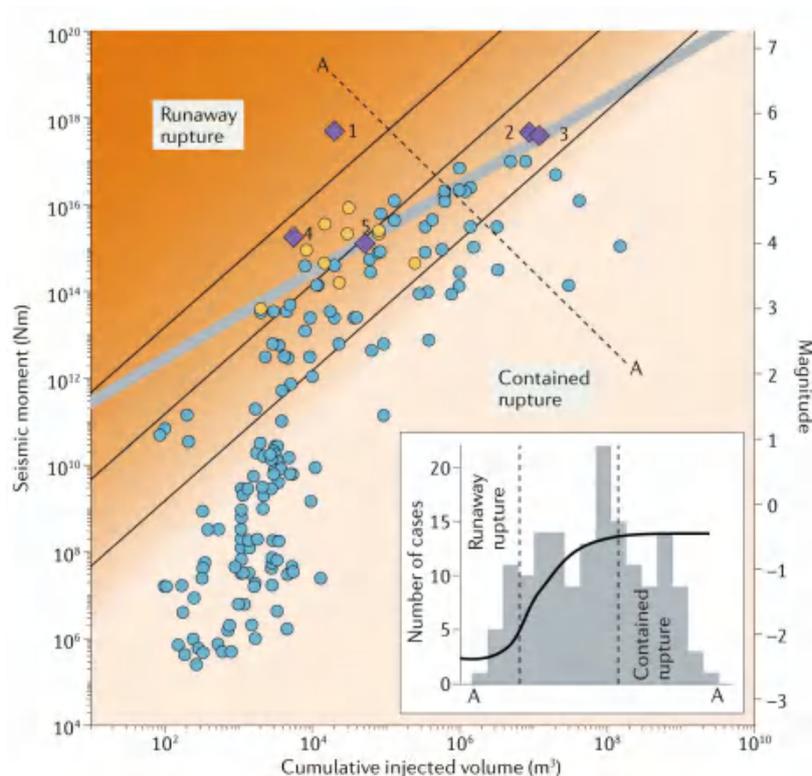


图3 累计液体注入量与地震矩之间的关系 (Atkinson et al., 2020)

主要参考文献

Foulger G R, Wilson M P, Gluyas J G, et al. Global review of human-induced earthquakes[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 178: 438-514. (链接)

Atkinson G M, Eaton D W, Igonin N. Developments in understanding seismicity triggered by hydraulic fracturing [J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2020, 1: 264-277. (链接)

(撰稿：何鹏飞，王鑫尧，李晓 / 页岩气与工程室)

NC : 注水诱发地震与孔隙压力变化速率的关系

随着对能源的需求与日俱增，页岩气、干热岩等新能源的开发日渐增加，水力压裂、返排水处理等向储层或地层中注入流体的行为时有发生，由此引发的包括地下水污染、注水诱发地震等环境问题越来越受到人们的关注。在这些环境问题当中，地下水污染可以通过严格的固井和防漏措施来避免，但诱发地震却尚无可供实施的切实有效的解决方案。

自上世纪 60 年代美国落基山兵工厂发生第一次注水诱发地震 (Healy et al., 1968) 以来，全世界出自各种原因的注水诱发的地震已超过 200 次 (Foulger et al., 2018)。在人口稠密地区，特别是板块内部相对稳定的区域，居民和建筑物都没有做好应对越来越多的诱发地震 (其中不乏震级较大者，如 2016 年 Pawnee 的 $M_{5.8}$ 地震) 的准备，因此掌握诱发地震的机制，尤其是流体的注入和地震活动之间的相互作用，并据此对生产实践做出指导以避免其产生就

显得尤为重要。

目前存在的注水诱发地震机制包括根据库伦准则提出的储层孔隙压力上升导致地震产生的机制，以及根据地震前后断层的应力状态计算得到的注入流体体积影响最大震级的机制 (McGarr, 2014)，然而前者无法解释 Cogdell 油田的低孔压诱发地震，而后者与 2017 年 Pohang 的 $M_w 5.4$ 的压裂诱发地震 (Kim et al., 2018) 不符。为了解决这两种机制与现实案例之间的不协调性，Alghannam and Juanes (2020) 建立了基于带弹簧的孔隙滑块形式的注水诱发地震分析模型 (图 1)，并通过线性稳定性分析和非线性模拟，分析了粘滑摩擦失稳的产生条件——地震的发生机制，并且针对储层注水方案对诱发地震的影响做了进一步分析 (图 2)，相关研究成果发表于 *Nature Communications*。

通过模型分析可以得到，地震发震率与注入持续时间相关。固定注入的体积，

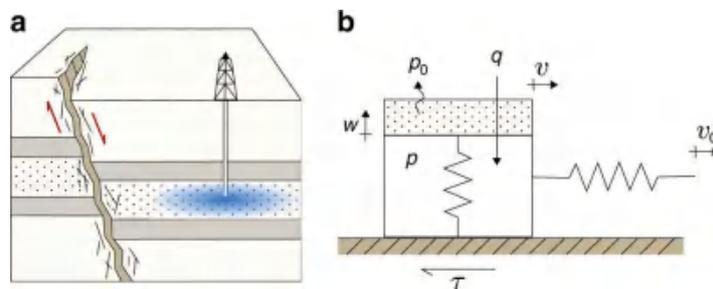


图 1 考虑孔隙弹性效应的诱发地震活动概念图。a. 流体注入在断层周围的储层中引起有效应力变化，增加了断层滑动和地震触发的可能性。b. 与储层段接触的断层段的弹簧 - 孔隙滑块模型。 v_0 为加载速度， v 为块体速度， τ 为摩擦剪切力， w 为活塞伸长率， q 为注入速率， p_0 为环境压力， p 为滑块内部压力 (Alghannam and Juanes, 2020)



更短的注入时间（即更高的注入速率）导致更高的地震诱发率。为了进一步探究如何通过调节注入速率减轻地震风险，模拟了三种不同的注入方案，并比较了三种方案的稳定性。图 3 展示根据不同的注入曲

线，注入相同体积的流体对地震的诱发情况不同。方案 A（图 3a）中保持恒定的注入速率在早期导致临界刚度增加，有可能诱发地震发生，后期临界刚度降低，有可能中止地震发生。此外，观察到临界刚度

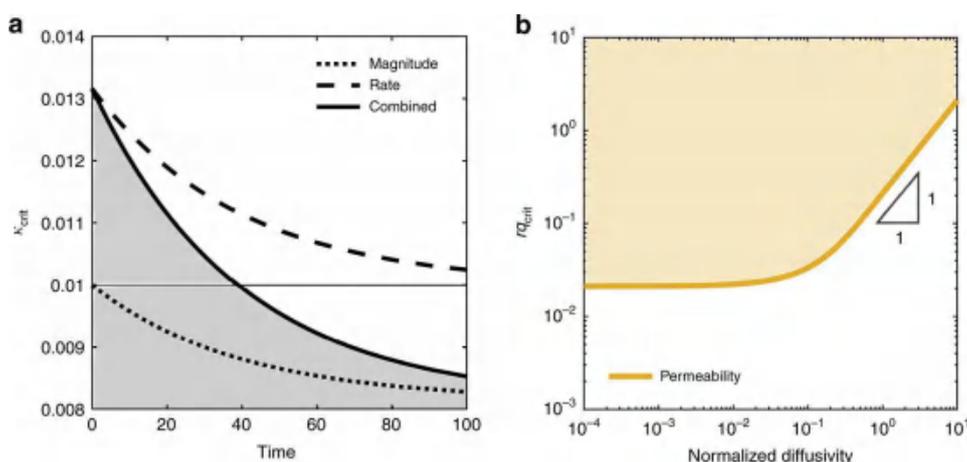


图 2 无量纲临界刚度和临界注入速率。a. 临界刚度 - 低于该临界刚度触发粘滑失稳 ($\kappa < \kappa_{crit}$), 超过该临界刚度则抑制粘滑失稳 ($\kappa > \kappa_{crit}$), 对应在速度弱化材料中恒速注液 ($c = 3 \times 10^{-2}$, $rq = 5 \times 10^{-3}$)。实线说明了复合效应的存在, 说明了注液效果由早期失稳向后后期稳定的转变。孔压大小的影响用点虚线表示。孔压变化速率的影响用短虚线表示。b. 临界注入速率 - 为体系归一化扩散系数的函数, 超过该临界注入速率会触发粘滑失稳, 扩散率随渗透率的变化而变化 (Alghannam and Juanes, 2020)

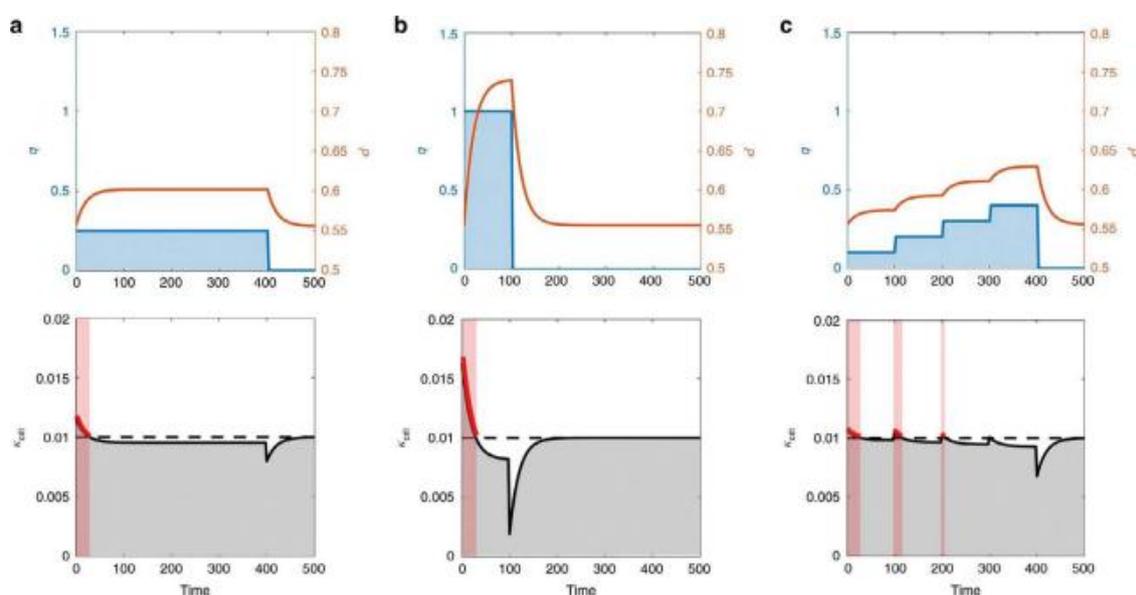


图 3 总注入量相同的三种不同注水方案稳定性曲线比较。a. 参考注入速率和注入周期 ($c = 3 \times 10^{-2}$, $rq = 5 \times 10^{-3}$); b. 注入速率增加 4 倍, 注入周期相应减少 4 倍 ($c = 3 \times 10^{-2}$, $rq = 2 \times 10^{-2}$); c. 注入速率在与参考案例相同的注入周期内呈线性递增 ($c = 3 \times 10^{-2}$, $rq = 2 \times 10^{-3}$)。上部图显示了注入速率 (蓝色) 和孔隙压力 (橙色)。下部图显示了与注入前的临界刚度值 (黑色虚线) 相比, 在不同的注入方案下的临界刚度 (纯黑)。临界刚度峰值越高, 触发地震的可能性越大 (Alghannam and Juanes, 2020)



在停止注入后急剧下降，随后恢复到注入前的值。方案 B（图 3b）中高注入速率相应产生高临界刚度，表明高注入速率会增加地震发生的风险。方案 C（图 3c）采用阶梯递增式的注入方案，相较于其余两个方案，该方案的最大临界刚度相对较小。

该研究指出了注水诱发地震的潜在机制，在这种机制中，孔隙压力增加速率和由其引起的有效正应力卸载速率可以解释一些目前机制所无法解释的注水诱发地震活动。注水量突然增加或大幅度增大，都会加剧孔隙压力变化速率对摩擦滑动的早期失稳作用，而逐渐增大或小幅增大注入

速率，则会减弱其早期失稳效应。除此之外，包括非均质的断层应力，无震滑动的应力变化，孔压扩散的空间增长以及静、动态应力转换等在内的不同机理间的复杂相互作用，通常在地震的发生，特别是发生的时机上起着重要作用，因此未来研究的方向应该是在考虑复杂相互作用的基础上，开发测试新模型以进一步预测和控制诱发地震。

【致谢：感谢李晓研究员对本文提出的建议。】

主要参考文献

- Alghannam M, Juanes R. Understanding rate effects in injection-induced earthquakes[J]. *Nature Communications*, 2020, 11(1): 1-6. ([链接](#))
- Foulger G R, Wilson M P, Gluyas J G, et al. Global review of human-induced earthquakes[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 178: 438-514. ([链接](#))
- Healy J H, Rubey W W, Griggs D T, et al. The denver earthquakes[J]. *Science*, 1968, 161(3848): 1301-1310. ([链接](#))
- Kim K H, Ree J H, Kim Y H, et al. Assessing whether the 2017 Mw 5.4 Pohang earthquake in South Korea was an induced event[J]. *Science*, 2018, 360(6392): 1007-1009. ([链接](#))
- McGarr A. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2014, 119(2): 1008-1019. ([链接](#))

(撰稿：徐涛，张苏鹏，张召彬，李守定 / 页岩气室)

NG : 断层面粗糙度及其对地震的意义

近年来，断层面粗糙度成为地震学研究的热点之一。地震学家认识到：地震是由于断层面上强度相对较高的锁固段突然破裂产生的，这些锁固段被称为凹凸体（asperity）。地震中滑动传播过程的复杂程度可能与这些凹凸体的分布有关。凹凸体的分布是断层面粗糙度的一种表现形式，因此，断层面的形态对地震有着重要影响。

20 世纪 80 年代，地震学家（Aki, 1984）根据地震滑动位移分布的非均一性推断出断层面上分布着与破裂过程相关的

凹凸体。2008 年汶川地震研究也表明：破裂过程中存在凹凸体，两个明显的余震密集区分布在北川和映秀附近，这两个区域位于断层分段的交界处，同时也是同震位移的高值区域（图 1）。

凹凸体是如何形成的，凹凸体的分布是如何影响断层面粗糙度的，又是如何影响地震破裂过程的？回答这些问题，有助于我们深入认识地震机理以及断层破裂过程。这需从形貌学上对断层面进行更加科学的分区，为地震危险性评价提供参考。

为此，学者们开展了大量室内岩石滑

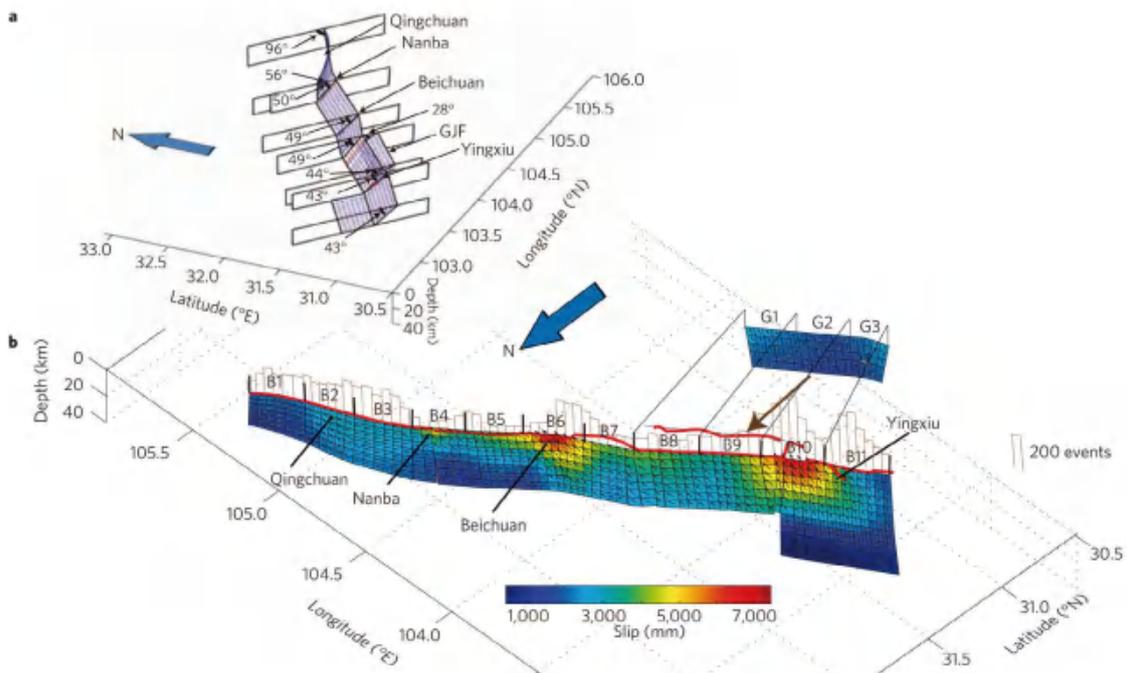


图 1 汶川地震断层几何形态以及同震位移分布。a. 从 SW 方向以 45° 角观察断层几何形态的俯视图；b. 从 NW 方向以 45° 角观察同震位移分布的俯视图，黑色箭头代表同震位移的滑动方向，不同颜色代表位移大小；红色曲线为地表破裂的分布迹线；棕色长方柱体代表该长度段破裂迹线 50 km 范围内的余震累积次数（Shen et al., 2009）



动摩擦实验 (Renard et al., 2012; Yamashita et al., 2018; Tai et al., 2020) 以及断层面形貌学测量 (Candela et al., 2012; Karamitros et al., 2020), 研究断层面粗糙度及其与破裂过程的相关性。然而, 实验室尺度的断层面模型常常被过度简化, 形貌学测量往往也只能观测到数量有限的断层面露头。尽管科学钻探已经可以探测到深度 3 千米以浅的小规模的锁固段, 但破坏性地震涉及地下更深处的数百平方千米的断层面, 仅仅依赖科学钻探并不现实。加拿大麦吉尔大学地球与行星科学系的 Kirkpatrick 等人借助三维地震数据, 分析了哥斯达黎加近海俯冲板块断层面形态 (Kirkpatrick et al., 2020), 实现了对数千米以深无法观测到的可能引发地震的断层面的测量。

通过与未发生俯冲的海底地形进行比较, Kirkpatrick 等定量分析了海平面以下 6 千米内的俯冲板块边界断层面形态。结果表明, 断层面上沿俯冲滑动方向产生擦痕

的区域具有明显的各向异性特征, 且粗糙度较低。而断层面上其他未产生擦痕的区域具有明显的各向同性特征, 且粗糙度较高。可将断层面的这种形貌特征差异与哥斯达黎加俯冲板块的另一个关键特征联系起来: 俯冲板块每隔几公里就被与海沟平行的、间隔开的小尺度正断层切开, 这些小尺度正断层由俯冲板块的弯曲产生。沿着这些次级断层的滑动使得一部分板块边界滑落到较低的构造层次, 并被遗弃在那里, 不再属于板块构造边界 (图 2 中蓝色方框区域); 另一部分区域被迫突破以前未变形的岩体, 形成粗糙度较高且各向同性的新俯冲板块边界断层面 (图 2 中红色方框区域)。除了在板块边界断层面上形成粗糙的块体以外, 正断层还会使更宽范围的板块边界断层面变得粗糙。由于正断层在俯冲板块边界上广泛分布, 从某种程度上说, 大尺度的断层表面甚至比正断层之间新形成的块体表面更加粗糙。

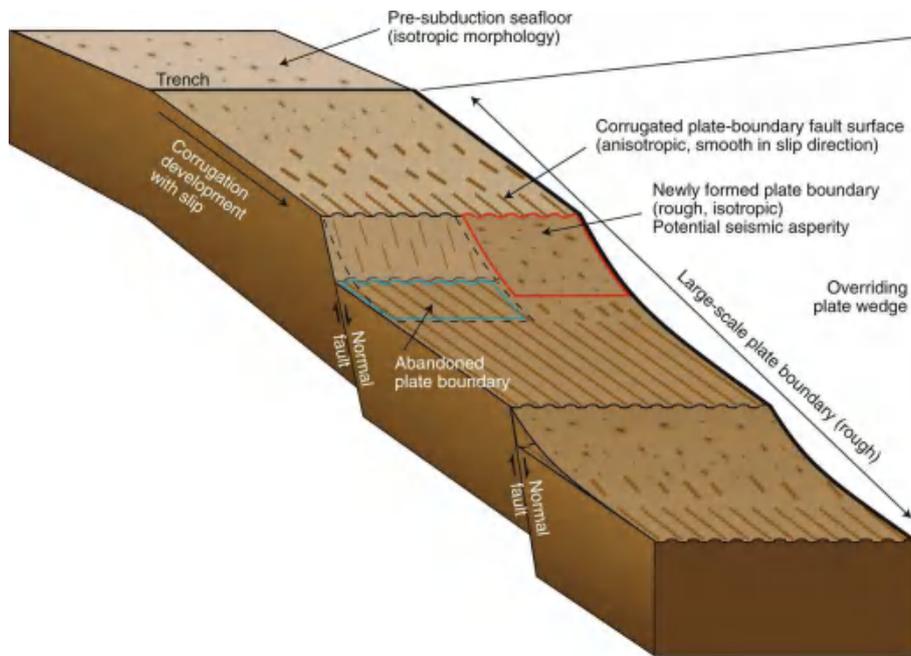


图 2 Kirkpatrick 等人所描述的哥斯达黎加板块边界断层面形态示意图 (Ikari et al., 2020)



Kirkpatrick 等认为：在正断层之间新形成的块体强度较高，这些块体所能提供的摩擦力较大，导致断层的剪应力在这些块体上集中，是潜在的可能产生剪切破裂并引发地震的凹凸体。此外，他们通过对地震资料的分析，得出另外一个有趣的结果：小规模地震破裂所产生的应力降幅度较大，而大规模地震破裂所产生的应力降幅度较小。由此认为小规模的地震破裂可能与断层表面的凹凸体破裂有关，而大规模的地震破裂在滑移过程中将不同区域的

应力降进行了平均，因此较为复杂。

这项研究阐明了俯冲区断层面上凹凸体产生的地质过程，为断层面粗糙度差异的产生机理提供了新的认识。可能引发地震的凹凸体假说也支持了 Wang et al. (2011) 的研究结果：断层面粗糙度高、几何形态复杂的北川段断层在地震破裂中产生了最大的断层滑移量，在汶川地震破裂滑移中起主要作用。这些研究结果为我们深入了解逆冲断层破裂的几何学、运动学特征提供了依据。

主要参考文献

- Aki K. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1984, 89(B7): 5867-5872. (链接)
- Candela T, Renard F. Segment linkage process at the origin of slip surface roughness: Evidence from the Dixie Valley fault[J]. *Journal of Structural Geology*, 2012, 45:87-100. (链接)
- Ikari M J. The rough ride of subducting fault surfaces[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(5):329-330. (链接)
- Karamitros I, Ganas A, Chatzipetros A, et al. Non-planarity, scale-dependent roughness and kinematic properties of the Pidima active normal fault scarp (Messinia, Greece) using high-resolution terrestrial LiDAR data[J]. *Journal of Structural Geology*, 2020: 104065. (链接)
- Kirkpatrick J D, Edwards J H, Verdecchia A, et al. Subduction megathrust heterogeneity characterized from 3D seismic data[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(5): 369-374. (链接)
- Shen Z K, Sun J, Zhang P Z, et al. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(10): 718-724. (链接)
- Tal Y, Goebel T, Avouac J P. Experimental and modeling study of the effect of fault roughness on dynamic frictional sliding[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 536: 116133. (链接)
- Wang Q, Qiao X, Lan Q, et al. Rupture of deep faults in the 2008 Wenchuan earthquake and uplift of the Longmen Shan[J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(9): 634-640. (链接)
- Yamashita F, Fukuyama E, Xu S, et al. Rupture preparation process controlled by surface roughness on meter-scale laboratory fault[J]. *Tectonophysics*, 2018, 733: 193-208. (链接)

(撰稿：张建勇，崔振东 / 页岩气与工程室)

4. 宜居环境



NREE : 高山流水觅碳踪

碳循环对于理解大气 CO₂ 浓度及全球气候变化至关重要，是地球科学研究的重要主题。然而，碳在地球岩石圈、水圈、大气圈和生物圈等圈层之内或之间，历经多级时间和空间尺度，以多种赋存形式进行转换和转移，呈现出复杂的循环样式 (图 1)，也是地球科学研究的持久难题。其中，地球表层岩石风化作用，是连接大气圈与岩石圈碳循环的关键过程，备受关注。

风化作用可使地球表层岩石里的硅酸盐、碳酸盐、硫化物、有机碳等矿物或组分发生分解或溶解，并与大气进行碳的转

移 (图 2)。目前普遍认为，在大于约 10 万年的长时间尺度里 (图 3)，硅酸盐矿物 (如长石、云母、辉石、橄榄石等，主要赋存于硅酸盐岩) 的化学风化作用净消耗大气 CO₂ (图 2, 方程 (1))，碳酸盐矿物 (如方解石、白云石等，主要赋存于碳酸盐岩) 的化学风化作用因溶解和沉淀近似平衡，无大气 CO₂ 净消耗或释放 (图 2, 方程 (2))。需要强调的是，化学风化作用受到水体化学、温度及微生物活动等微观因素的影响，同时也受到区域气候、地形地貌、生态植被等宏观因素的制约。气候温暖潮湿地区，雨水充沛，生物繁茂；地貌起伏地区，物

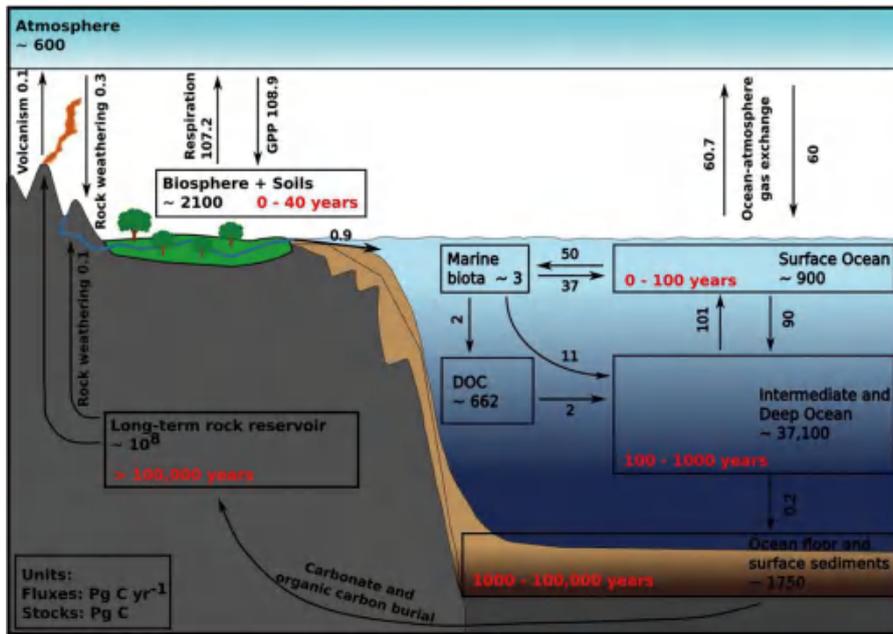


图 1 全球碳循环简图 (Hülse et al., 2017)。黑色图框示意地球系统各类碳储库，其内部黑色数字表示前工业化时代的碳储量 (Pg C)，红色数字表示各储库对大气 CO₂ 浓度施加控制作用的时间尺度。黑色箭头表示储库间的碳转移路径及通量。



理剥蚀（侵蚀）作用不断移除地表土壤、植被和岩石等覆盖物，促进新鲜矿物的持续暴露；二者均是增强化学风化作用的有利地区。据估算，仅占陆地面积约 10% 的高陡地貌区，可贡献全球约 40% 的化学风化量 (Larsen et al., 2014)。因此，各种宏观过程综合决定风化作用程度，其中高山、流水、碳循环，关系密切。

早在 1899 年，研究者便已提出，造山运动可能通过增加硅酸盐矿物的化学风化而促进大气 CO₂ 消耗 (图 4a)，并对全球气候变化产生重要影响 (Chamberlin, 1899)。1992 年，哥伦比亚大学的 Raymo 教授及其合作者在 Nature 撰文，提出新生代以来青藏高原、阿尔卑斯和安底斯等山脉构造抬升，促进了硅酸盐矿物风化、大气 CO₂ 消

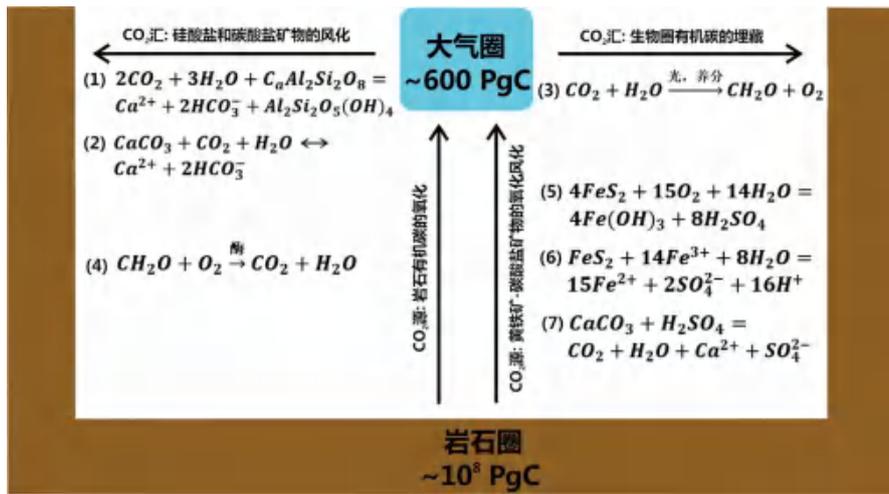


图 2 大气圈、岩石圈和生物圈之间碳循环相关的化学反应。CO₂ 汇：(1) 硅酸盐矿物的风化；(2) 碳酸盐矿物的风化；(3) 生物圈有机碳的埋藏。CO₂ 源：(4) 岩石有机碳的氧化；(5-7) 黄铁矿 - 碳酸盐矿物的氧化风化 (Torres et al., 2014)。

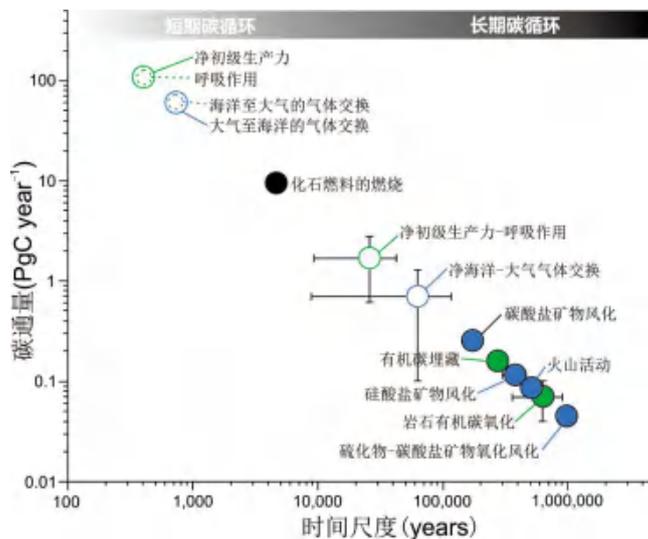


图 3 全球碳循环的碳通量与时间尺度的关系 (修改自 Hilton and West, 2020)。绿色表示有机碳循环，蓝色表示无机碳循环。空心圆圈代表小于 10 万年的短期碳循环，包括净初级生产力、呼吸作用和海气交换。实心圆圈代表大于 10 万年的长期碳循环。



耗和全球气候变冷，成为影响深远的“构造隆升驱动气候变化”学说 (Raymo and Ruddiman, 1992)，并引起了广泛关注和争论。传统上人们普遍认为，造山运动形成高耸延绵的山脉，增强其岩石侵蚀、化学风化及大气 CO_2 净消耗，是平衡火山活动 CO_2 排放、维持大气和气候长期稳定的主要机制 (图 4a)。然而，造山带与碳循环之间的关系，远比早期想象的复杂。

事实上，造山带的岩石类型、地形地

貌、气候环境、生态植被等条件各异，综合影响侵蚀速率和风化程度，以及碳循环效应。例如，造山带岩石和土壤含有多种矿物或物质，经历侵蚀再沉积或化学风化过程时或消耗或释放 CO_2 ，呈现不同的碳源或汇属性，影响长期碳循环 (图 4b)。其中，陆地生物圈有机碳 (如植物残体等) 经侵蚀、搬运和埋藏于沉积物 (图 2, 方程 (3))，可构成长时间尺度的碳汇 (图 3; 大于 10 万年)。同时，陆地岩石有机碳 (如沉积岩里

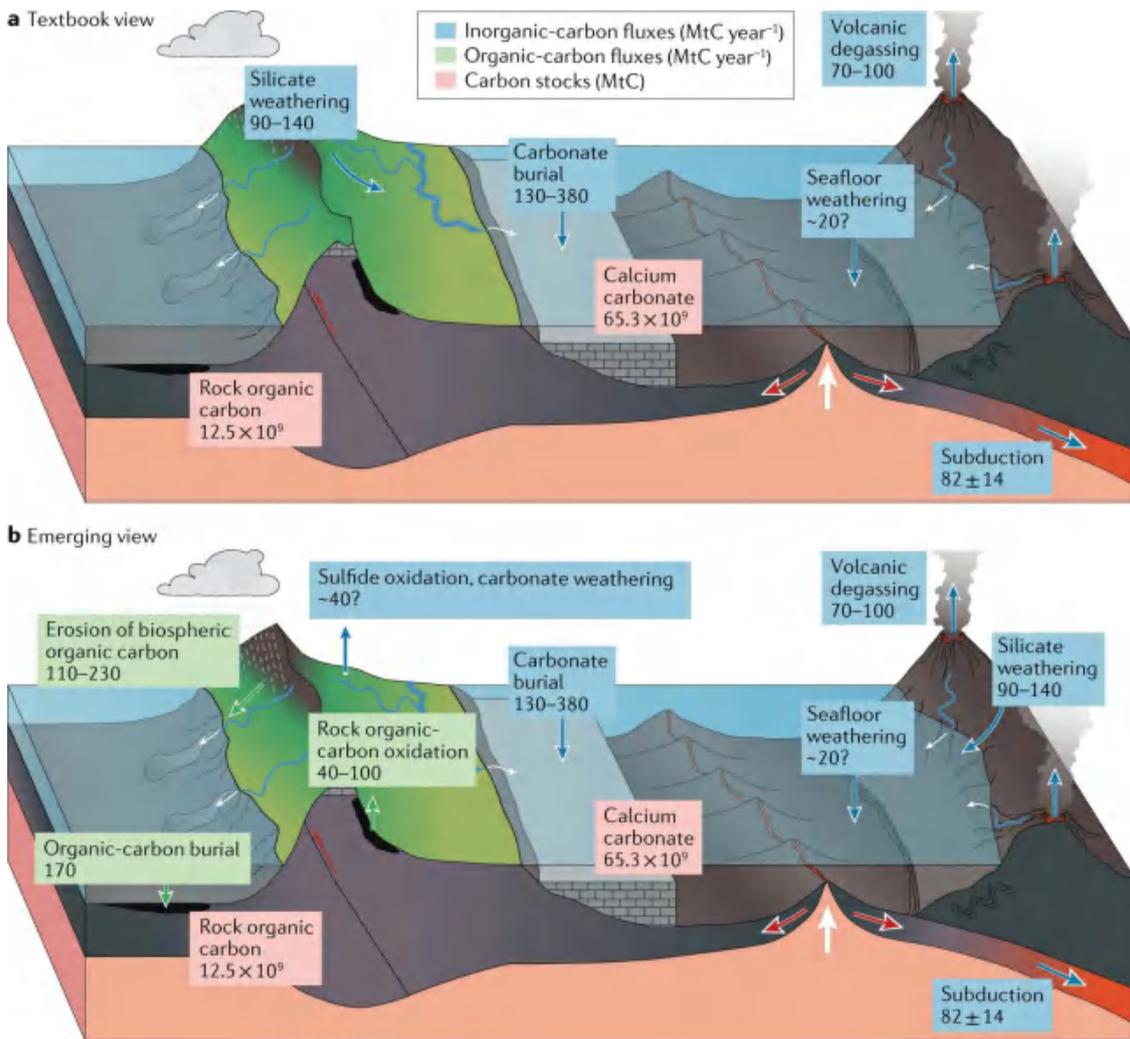


图 4 地质历史时期碳循环特征 (Hilton and West, 2020)。(a) 旧观点认为，火山去气 (碳源) 可与硅酸盐矿物风化 (碳汇) 和碳酸盐矿物埋藏 (碳汇) 进行碳源汇平衡。(b) 新观点认为，陆地生物圈有机碳的侵蚀和埋藏也是重要的碳汇，岩石有机碳氧化和硫化物-碳酸盐矿物氧化风化也是重要的碳源，影响长期碳循环。蓝色框图表示无机碳通量，绿色框图表示有机碳通量，粉色框图表示碳储量



的煤、沥青、有机质等)经氧化风化,可直接释放 CO_2 至大气(图 2, 方程(4)),构成重要的碳源(图 3; 10 万至 100 万年尺度)。此外,岩石中的硫化物矿物(如黄铁矿等)经氧化风化产生硫酸(图 2, 方程(5)、(6)),进一步溶解碳酸盐矿物,释放出 CO_2 (图 2, 方程(7)),也可构成重要的碳源(图 3; 约 100 万年尺度)。

在此背景下,如何更准确理解造山带与碳循环的关系呢?近期,英国杜伦大学的 Robert G. Hilton 教授及其合作者以《Mountains, erosion and the carbon cycle》为题,在 Nature Review Earth & Environment 撰文,系统回顾了山脉、侵蚀作用、碳循环的研究进展,总结了岩石圈、大气圈和生物圈之间的碳转移过程和通量,提出了山脉与碳循环关系的新认识框架(图 4b; Hilton and West, 2020)。

过去二十年里,风化作用与碳转移通量的定量评估,取得重要进展。例如,1999 年,通过汇总全球数条大型河流的水化学数据,估算了全球硅酸盐矿物化学风化所消耗的大气 CO_2 通量可达约 104 MtC year⁻¹,并揭示地表径流和侵蚀速率与化学风化速率之间呈现较好的正相关关系(Gaillardet et al., 1999)。2005 年,通过测量河水的有机碳浓度,估算了陆地生物圈有机碳经侵蚀—搬运—埋藏所消耗的 CO_2 通量可达约 40~80 MtC year⁻¹,在现代海洋沉积物总有机碳埋藏所消耗的 CO_2 通量(约为 170 MtC year⁻¹)中占有重要比例(Burdige, 2005)。2014 年,通过碳同位素等地球化学数据及数值模型,估算了全球古老沉积岩有机碳氧化风化所释放的 CO_2 通量可达约 40~100 MtC year⁻¹(Petsch, 2014)。

2018 年,通过测量不同地理环境和气候区域多条河流中硫酸盐浓度和硫同位素组成,估算了黄铁矿氧化风化向河流中输送的硫酸盐通量可达约 40 MtS year⁻¹(Burke et al., 2018),其伴生的碳酸盐矿物风化和大气 CO_2 释放,不容忽视(Torres., 2014)。总之,通过对现代河流水化学观测和量化分析,初步约束了流域至全球尺度岩石风化作用的 CO_2 转移通量。

另一方面,侵蚀速率与碳转移通量的关系厘定,取得重要进展。通过对全球多个河流集水区的量化研究揭示, CO_2 转移通量普遍随着侵蚀速率的增加而增加(图 5; Hilton and West, 2020)。因此,造山运动导致大气 CO_2 浓度下降和气候变冷,主要源于侵蚀作用驱动下,硅酸盐矿物的化学风化和生物圈有机碳侵蚀程度的增强(Gaillardet et al., 1999; Hilton, 2017)。然而,高侵蚀速率不能导致硅酸盐矿物风化通量、生物圈有机碳的侵蚀通量,及其 CO_2 消耗通量的线性增加(图 5a、图 5b)。另一方面,岩石有机碳氧化和硫化物-碳酸盐矿物氧化风化的 CO_2 释放通量对侵蚀速率变化较敏感(图 5c、图 5d)。此外,低温和低地表径流(如冰川作用)会减弱硅酸盐矿物的风化强度,降低生物圈有机碳的侵蚀-转移通量(Hilton, 2017; West et al., 2005),但是在 O_2 充足供应的条件下可有效进行岩石有机碳和硫化物-碳酸盐矿物的氧化风化(Horan et al., 2017; Torres et al., 2017),导致向大气释放 CO_2 。总之,通过对不同地貌区的综合研究,揭示了侵蚀速率与 CO_2 转移通量并非简单线性关系。

在此基础上,Robert G. Hilton 教授进一步提出了关于山脉、侵蚀作用、碳循环

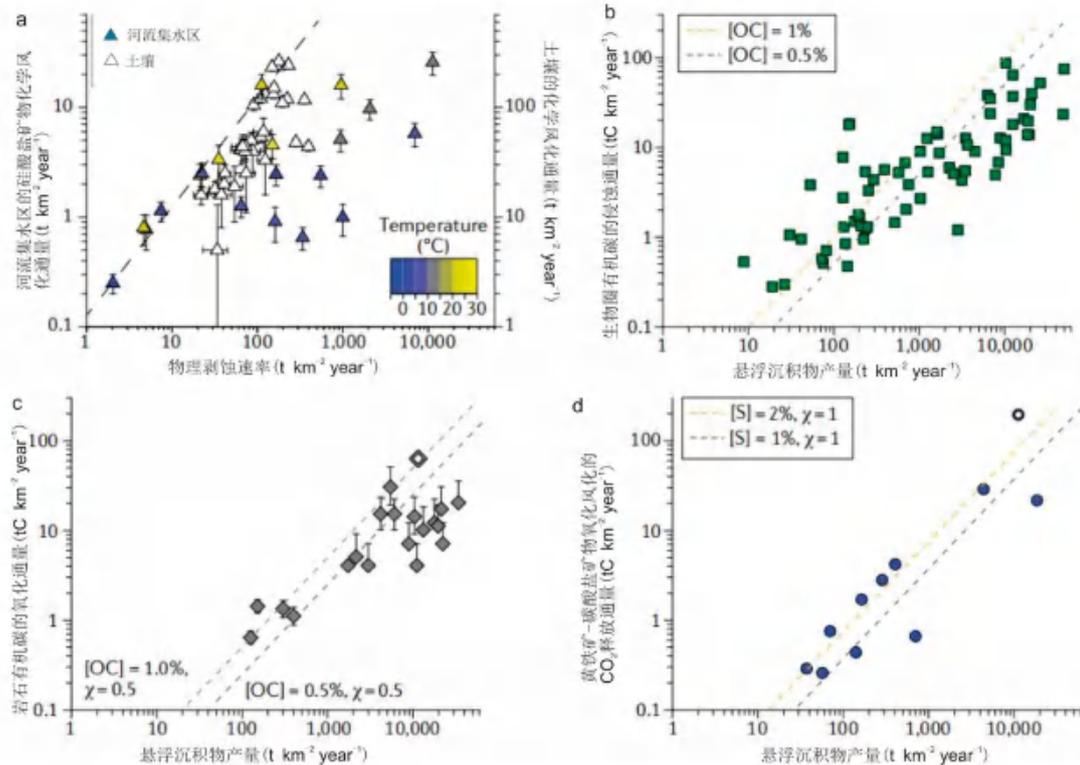


图5 河流集水区的物理侵蚀速率与碳转移关系图解 (修改自 Hilton and West, 2020)。(a) 物理剥蚀速率与硅酸盐风化通量的关系。(b、c、d) 全球不同河流悬浮沉积物产量分别与生物圈有机碳的侵蚀通量、岩石有机碳氧化通量、硫化物-碳酸盐矿物氧化风化的 CO₂ 释放通量的关系

的新认识 (图 6)。由于侵蚀速率的重要控制作用, 造山带不同演化阶段可能对长期碳循环的影响也有所不同。造山带构造隆升活跃时期侵蚀速率较高 (如现今的中国台湾), 山脉岩石风化倾向于成为大气 CO₂ 源; 构造隆升演化后期侵蚀速率较低 (如地势平缓的美国阿巴拉契亚山脉), 山脉岩石风化可能转变为大气 CO₂ 汇 (尽管碳通量可能较低)。此外, 山脉侵蚀作用对碳循环的影响, 受到气候和岩性的复杂调节。例如, 在寒冷气候区, 山脉侵蚀作用更可能产生净 CO₂ 源。同时, 沉积岩含有较丰富的岩石有机碳和硫化物矿物, 其山脉风化可能产生净 CO₂ 源; 火山岩则含有更丰富的硅酸盐矿物, 其山脉风化则可能是有效的 CO₂ 汇。值得注意的是, 由于造山带

岩石组成和大气组分具有长期演化的特征, 山脉岩石风化作用对碳循环的影响也可能随之变化。例如, 前寒武纪时期山脉的沉积岩可能相对较少, 且大气普遍具有较低的氧气含量, 因此风化时可能总体表现为 CO₂ 汇。

总之, 近年相关的定量研究极大的促进了对高山、流水、碳循环关系的理解, 但仍有诸多研究有待推进。未来, 结合不同地形地貌和气候区, 基于风化剖面和河流水化学, 针对不同岩石类型或特定组分, 量化评估风化作用相关的 CO₂ 转移通量, 进一步精细厘定造山带、侵蚀速率、化学风化作用、碳循环的定量关系, 将提升对全球碳循环规律的认识。

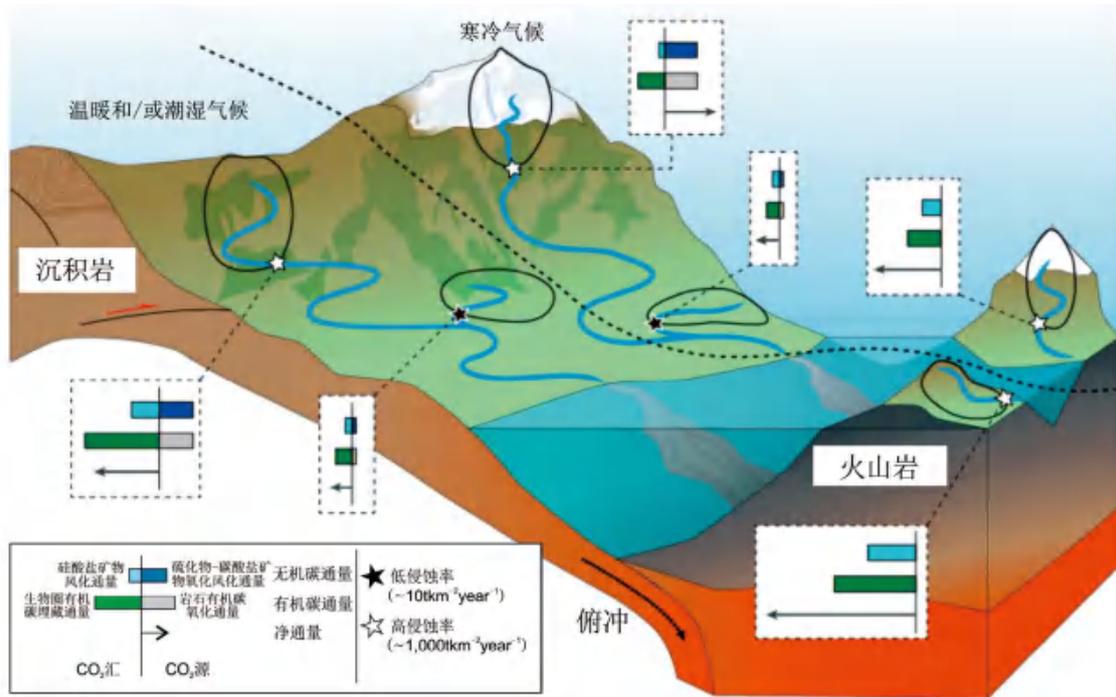


图 6 山脉、侵蚀作用和碳循环的新认识 (修改自 Hilton and West, 2020)。白色和黑色五角星分别代表高侵蚀速率和低侵蚀速率的集水区。沉积岩为主的河流集水区位于左侧, 火山岩为主则位于右侧。虚线两侧分别对应温暖潮湿和寒冷气候。碳通量源自现有数据的定性估算

相关参考文献

- 原文 : Hilton R G, West A J. Mountains, erosion and the carbon cycle[J]. Nature Reviews Earth & Environment, 2020, 1(6): 284-299. ([链接](#))
- Burdige D J. Burial of terrestrial organic matter in marine sediments: A re-assessment[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2005, 19(4). ([链接](#))
- Burke A, Present T M, Paris G, et al. Sulfur isotopes in rivers: Insights into global weathering budgets, pyrite oxidation, and the modern sulfur cycle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2018, 496: 168-177. ([链接](#))
- Chamberlin T C. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis[J]. The Journal of Geology, 1899, 7(7): 545-584. ([链接](#))
- Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, et al. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers[J]. Chemical geology, 1999, 159(1-4): 3-30. ([链接](#))
- Hilton R G. Climate regulates the erosional carbon export from the terrestrial biosphere[J]. Geomorphology, 2017, 277:118-132. ([链接](#))
- Horan K, Hilton R G, Selby D, et al. Mountain glaciation drives rapid oxidation of rock-bound organic carbon[J]. Science Advances, 2017, 3(10): 1-8. ([链接](#))



- Hülse D, Arndt S, Wilson J D, et al. Understanding the causes and consequences of past marine carbon cycling variability through models[J]. *Earth-science reviews*, 2017, 171: 349-382. ([链接](#))
- Larsen I J, Montgomery D R, Greenberg H M. The contribution of mountains to global denudation[J]. *Geology*, 2014, 42(6): 527-530. ([链接](#))
- Petsch S T. Weathering of organic carbon // Holland H D, Turekian K K (Eds.). *Treatise on Geochemistry*[M]. Elsevier, 2014: 217-238.
- Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate[J]. *Nature*, 1992, 359(6391): 117-122. ([链接](#))
- Torres M A, West A J, Li G. Sulphide oxidation and carbonate dissolution as a source of CO₂ over geological timescales[J]. *Nature*, 2014, 507(7492): 346-349. ([链接](#))
- Torres M A, Moosdorf N, Hartmann J, et al. Glacial weathering, sulfide oxidation, and global carbon cycle feedbacks[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2017, 114(33): 8716-8721. ([链接](#))
- West A J, Galy A, Bickle M. Tectonic and climatic controls on silicate weathering[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 235(1-2): 211-228. ([链接](#))

(撰稿：李润，周锡强 / 新生代室)

PNAS : 三氧同位素对陆源硫化物氧化的新认识

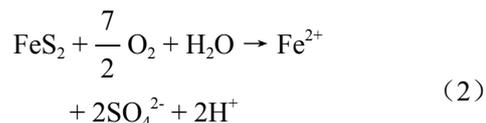
地史时间尺度上,地球大气圈在生物和地质营力的双重驱动下,逐渐由缺氧演化为富氧状态,但对于其演化机制还存在很多认知不清的环节(Holland, 2009)。其中,最关键的问题在于缺乏古大气中氧气浓度(pO_2)直接可靠的代用指标(Lyons et al., 2014)。近年来,随着对地质记录中氧同位素非质量分馏理论认识的加深(Bao et al., 2000, 2008, 2009),海洋沉积记录中硫酸盐的三氧同位素(用 $\Delta'^{17}O$ 来表示,见公式1,式中 $\theta_{RL}=0.5305$,为平衡体系质量依赖分馏线斜率)成为古大气 pO_2 的重要代用指标。

$$\Delta'^{17}O = \left[\ln \left(\frac{\delta^{17}O}{1,000} + 1 \right) - \theta_{RL} \ln \left(\frac{\delta^{18}O}{1,000} + 1 \right) \right] \times 1,000\text{‰}, \quad (1)$$

利用硫酸盐三氧同位素重建古大气氧浓度的基本原理为:平流层中,氧气、臭氧和二氧化碳之间发生光化学反应,会产生异常的 ^{17}O 非质量分馏信号,而该信号进入对流层大气中,则使得对流层的氧气具有 $\Delta'^{17}O$ 负异常。 $\Delta'^{17}O$ 负异常程度取决于大气 pO_2/pCO_2 (决定平流层光化学反应过程导致的 $\Delta'^{17}O$ 负异常信号强度)和生物光合作用产生的氧气量(对平流层 $\Delta'^{17}O$ 负异常起到抵消作用)。因此,在 pCO_2 和生物生产力可以限定的情况下,对流层氧气的 $\Delta'^{17}O$ 可以作为古大气 pO_2 的直接定量代

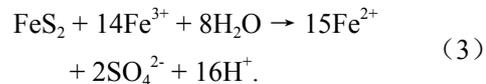
用指标。硫酸盐矿物之所以成为三氧同位素重建地史时期大气 pO_2 的热门工具,在于其形成过程对大气氧气成分的继承性。

黄铁矿在大陆风化过程中被氧化,消耗大气中的氧气(公式2),形成硫酸根,进而由河流搬运入海。因此,大气 $\Delta'^{17}O$ 信号可以通过硫化物氧化保存在海洋沉积物硫酸盐中,而硫酸盐中的氧同位素在地质时间尺度上是稳定的,其 $\Delta'^{17}O$ 可用来指示硫酸盐形成时的地球大气氧状态。



这一逻辑链的成立须满足两个前提:1)大气中的氧气是黄铁矿氧化进而形成的硫酸根产物中氧的直接来源;2)黄铁矿氧化形成硫酸根的 $\Delta'^{17}O$ 信号没有被后续地质或生物过程所改造。换言之,地质记录中硫酸根的 $\Delta'^{17}O$ 信号必须只受黄铁矿发生氧化时大气 pO_2/pCO_2 控制。

然而,黄铁矿氧化过程和影响因素极为复杂,反应机制尚存在不确定性。越来越多的实验室和野外研究显示,除了氧气直接参与之外,水中的氧也是黄铁矿氧化产物硫酸根中氧的重要来源(公式3)。



尤其是现代风化的研究工作,在流域尺度和页岩钻孔中都揭示出黄铁矿在低氧



环境下也广泛发生了氧化反应。这些工作的开展和新发现无疑对利用三氧同位素指示古大气环境提出了挑战。

为了认识以上问题，哈佛大学地球与行星科学系 Jordon Hemingway 等研究人员通过喜马拉雅山南坡河流溶解性硫酸盐 ^{17}O 同位素的非质量分馏 ($\Delta^{17}\text{O}$)、传统硫氧同位素以及河流水化学分析，对地表风化过程中流域硫酸盐和硫酸盐中氧的来源开展了溯源研究，并对黄铁矿氧化形成硫酸盐的机制进行了探讨。

河水中的硫酸根来源复杂，主要包括大气沉降和碳酸盐、蒸发岩、花岗岩及页岩等的风化。作者首先应用河流水化学和物质来源端元特征值，通过端元混合模型和 Monte Carlo 方法计算得到，河水硫酸根主要来源于页岩中黄铁矿氧化，占比为 40%~100%。在上游河水中，页岩黄铁矿来源的硫酸根占比更高，平均值高达 91%，向下游持续降低（图 1）。

在量化黄铁矿来源对河水硫酸根贡献的主导作用之后，对于现代风化过程中硫化

物氧化产生硫酸根中的氧到底来自哪里，是氧气的直接参与还是来自于其他氧化剂等问题，作者采用硫酸根 $\Delta^{17}\text{O}$ 对河水 $\Delta^{17}\text{O}$ 信号的偏离 $\Delta\Delta^{17}\text{O}$ ($\Delta^{17}\text{O}\text{-SO}_4^{2-} - \Delta^{17}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$) 来讨论。如果大气中的氧气直接参与黄铁矿氧化，会导致河流硫酸根 $\Delta^{17}\text{O}\text{-SO}_4^{2-}$ 降低而产生负的 $\Delta\Delta^{17}\text{O}$ ，但所研究河水的 $\Delta\Delta^{17}\text{O}$ 总体上大于 0。针对以上矛盾，作者排除了大气沉降携带正 $\Delta^{17}\text{O}$ 信号和黄铁矿氧化中间产物亚硫酸盐与水同位素平衡交换贡献的可能性后，认为其他具有较正 $\Delta^{17}\text{O}$ 的潜在氧化剂参与了黄铁矿的氧化。 H_2O_2 , $\text{O}_2^{\bullet-}$, and OH^{\bullet} 等活性氧化剂（“reactive oxygen species”，ROS）的参与被认为是主要原因。

进一步分析发现，即使对于岩性较为均一的流域，河水的硫、氧同位素特征组成很宽，几乎横跨世界河流同位素值的范围。河水硫酸根的 $\Delta^{17}\text{O}$ 从上游到下游不断下降。同时，河水硫酸根的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{34}\text{S}$ 数据从上游到下游不断上升，这种空间异质性指示黄铁矿氧化途径和硫酸根中的氧来源都发生了变化。作者认为，流域下游

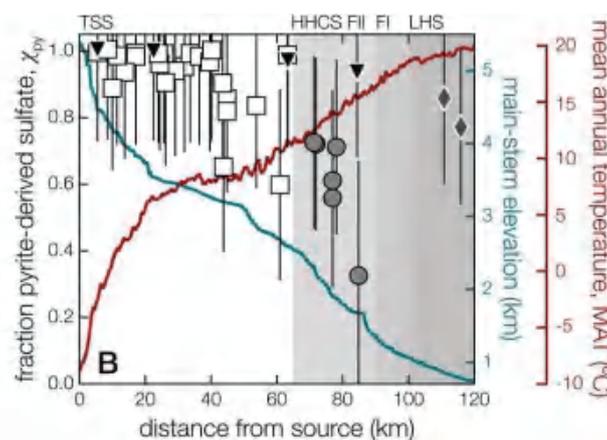


图 1 黄铁矿氧化对河水硫酸根贡献占比的沿程变化（蓝色曲线表示干流的高程变化，红色曲线表示年平均气温变化。黑色三角形代表河流干流样品，白色方块、灰色实心圆和灰色菱形分别表示基岩为 Tethyan Sedimentary Series (TSS)、Higher Himalayan Crystalline Series (HHCS) 和 Lesser Himalaya Series (LHS) 的支流样品 (Hemingway et al., 2020)



平原较高的气温和地形因素，促进了硫酸盐微生物还原作用，形成的 H_2S 被氧气二次氧化，而大气圈中的氧气作为唯一具有 $\Delta^{17}O$ 负异常的组分（现代大气 $\Delta^{17}O$ 约为 -0.5% ），导致硫酸根中 $\Delta^{17}O$ 降低。河水硫酸根中氧来源的端元解析模型也显示出，在下游平原区，氧气参与了硫二次循环中的氧化过程（图 2）。

本研究通过高剥蚀区河流现代风化过程的研究，利用三氧同位素等手段探讨河水硫酸根来源和硫酸根中的氧来源及其形成机制，表明风化环境中，更多情况下黄铁矿的氧化和氧化剂的来源是复杂的和多因素控制的，而非大气圈中的氧气直接参与。其主要贡献在于，发现大陆风化过程中，尤其是在河流上游高剥蚀区，硫化物氧化来源的硫酸根中的氧主要来源于水和 ROS，而氧气主要通过河流下游平原地区发生的硫的二次循环过程进入硫酸根。

本研究对黄铁矿氧化机制和利用地层中的硫酸盐直接指示大气环境氧化状态提

出了一定的挑战。但从地史时期来看，作为唯一具有 $\Delta^{17}O$ 负信号的组分，大气中的氧气依然是前寒武地层中硫酸盐 $\Delta^{17}O$ 负值的主要原因，指示氧气进入硫酸根的过程，而本研究进一步揭示出这一过程可能发生于泛平原地区硫的再次循环。

对于地质记录中硫酸盐 $\Delta^{17}O$ 的解释还存在一系列问题，比如，ROS 的三氧同位素组成及其与 pO_2/pCO_2 之间的定量关系。另外，该关系对古大气氧化状况的指示意义等还需要进一步探索。回答这些问题，需要依赖于对现代风化环境下黄铁矿风化机制和指示意义的深刻认识，以及地史时期硫酸盐矿物 $\Delta^{17}O$ 的高分辨率分析。在提取沉积记录中的大气古环境信息时，需要结合现代过程的工作，应用多种地球化学手段，深入剖析沉积记录的具体形成机制和指示意义。

【致谢：感谢新生代室王旭副研究员、许晨曦研究员对本文的宝贵修改建议。】

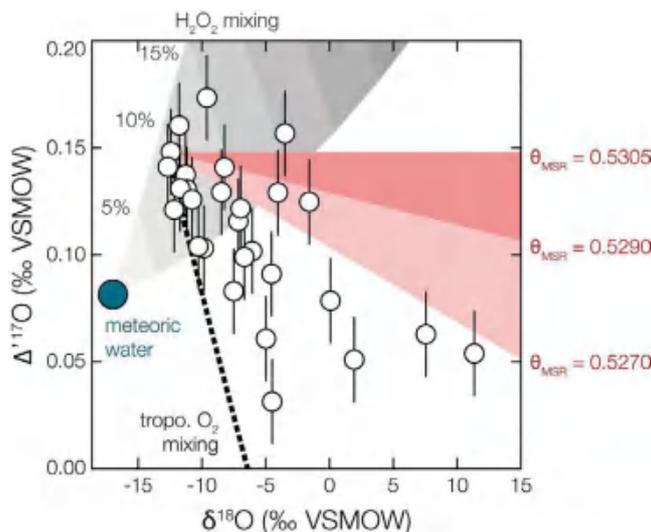


图 2 硫酸盐氧来源同位素端元混合图（白色空心圆代表河水样品，绿色实心圆代表高海拔河流源头大气降水，灰色阴影区域代表河流源头大气降水和 H_2O_2 的混合区域，红色区域表示 MSR（微生物硫酸盐还原）分馏区域，黑色虚线表示河水源头硫酸盐和对流层 O_2 的混合线）（Hemingway et al., 2020）



主要参考文献

- Bao H, Thiemens M H, Farquhar J, et al. Anomalous ^{17}O compositions in massive sulphate deposits on the Earth[J]. *Nature*, 2000, 406(6792): 176-178. ([链接](#))
- Bao H, Lyons J R, Zhou C. Triple oxygen isotope evidence for elevated CO_2 levels after a Neoproterozoic glaciation[J]. *Nature*, 2008, 453(7194): 504-506. ([链接](#))
- Bao H, Fairchild I J, Wynn P M, et al. Stretching the envelope of past surface environments: Neoproterozoic glacial lakes from Svalbard[J]. *Science*, 2009, 323(5910): 119-122. ([链接](#))
- Hemingway J D, Olson H, Turchyn A V, et al. Triple oxygen isotope insight into terrestrial pyrite oxidation[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(14): 7650-7657. ([链接](#))
- Holland H D. Why the atmosphere became oxygenated: a proposal[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73(18): 5241-5255. ([链接](#))
- Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere[J]. *Nature*, 2014, 506(7488): 307-315. ([链接](#))

(撰稿: 刘文景 / 新生代室)

Nature : 克拉通地幔物质迁移引发的大陆裂谷带深部碳聚集

碳元素在地球各圈层间的循环影响着全球环境、气候乃至生物的长期演化。在碳循环各环节中，碳的具体迁移形式及相关定量估计是地球科学交叉领域的研究前沿和热点（相关前沿报道见《俯冲的碳》《大氧化事件与Lomagundi事件——由深部碳循环和增强的去气作用导致》）。

俯冲带、洋中脊、洋岛和岛弧以往被视为碳输入地球深部或返回浅表的主要场所（图1）（相关内容见《俯冲的碳》）。然而，近年来人们愈发认识到大陆裂谷和大陆岩石圈是地球深部碳循环中不可忽视的一环（Foley and Fischer, 2017）：经过地幔柱物质或富碳熔体（与俯冲、地幔对流等过程有关）的长期交代，大量的碳被封存于大陆岩石圈地幔中，使其成为地球重要的深部碳储库；而在大陆裂谷期（continental rifting），贮存在大陆岩石圈中的碳可通过在火山和张性断裂附近发生的去气作用（degassing）以CO₂形式被释放进入大气（图1）。相关研究发现，地质历史时期全球大陆裂谷带发育峰期与大气CO₂高浓度（温室）期存在对应关系（Brune et al., 2017），说明大陆裂谷去气可能对地球长期气候变化有重要贡献。

对大陆裂谷带CO₂释放通量的估计有助于人们对地球大气CO₂浓度长期变化及其影响因素的分析，是深入认识构造活动—气候变化关系的重要切入点。然而，由于现有采样不够充分、全面，人们对大

陆裂谷带内部CO₂释放通量的横向变化不甚了解，其中包括全球最大、出露最好的大陆裂谷带——东非裂谷带（Lee et al., 2016）。在以往对全球裂谷带CO₂释放通量的估计中，这种横向变化也往往被人们所忽视（Brune et al., 2017）。

最近，美国Syracuse大学Muirhead及其合作者对东非裂谷带东段（图2a）进行了更全面的气体采样和源区探讨，并据此构建了横跨Balangida-Manyara盆地（属于坦桑尼亚克拉通，岩石圈较厚）—Natron-Magadi盆地（属于莫桑比克泛非期造山带，岩石圈较薄）的CO₂去气通量剖面（图2b-图2d）。其结果显示：①克拉通一侧去气释放的CO₂主要来自于地壳（低³He/⁴He比值，平均0.05R_A），而造山带一侧则主要来自于岩石圈地幔（高³He/⁴He比值，平均2.3R_A，高达4.0R_A以上）。这一结论也得到前人获得的东非裂谷带岩浆和地幔包体同位素地球化学数据（e.g., Halldórsson et al., 2014）的支持；②造山带一侧CO₂释放通量（均值44.5–50.4 g m⁻² d⁻¹）显著高于克拉通一侧（均值4.1–11.5 g m⁻² d⁻¹）。

大量研究表明，太古代克拉通在其长期演化过程中经历了复杂的成分改造，其岩石圈地幔相比周围元古代造山带通常更富碳。那么，在坦桑尼亚克拉通-莫桑比克造山带边界区域，为何岩石圈地幔来源的CO₂去气作用在相对贫碳的造山带一侧更显著？结合该地区地球物理资料所约束

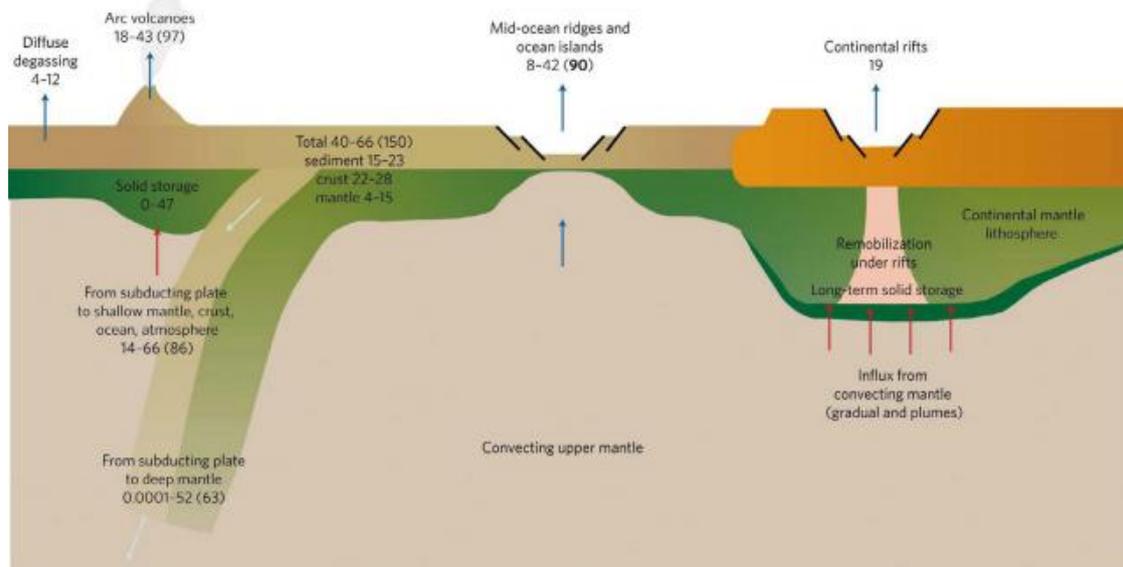


图1 现今全球深部碳循环模式简图 (Foley and Fischer, 2017)。箭头指示了碳输送方向, 数字表示碳通量估计值 (单位: Mt yr^{-1} , 括号里的值为不同研究给出的估计值)

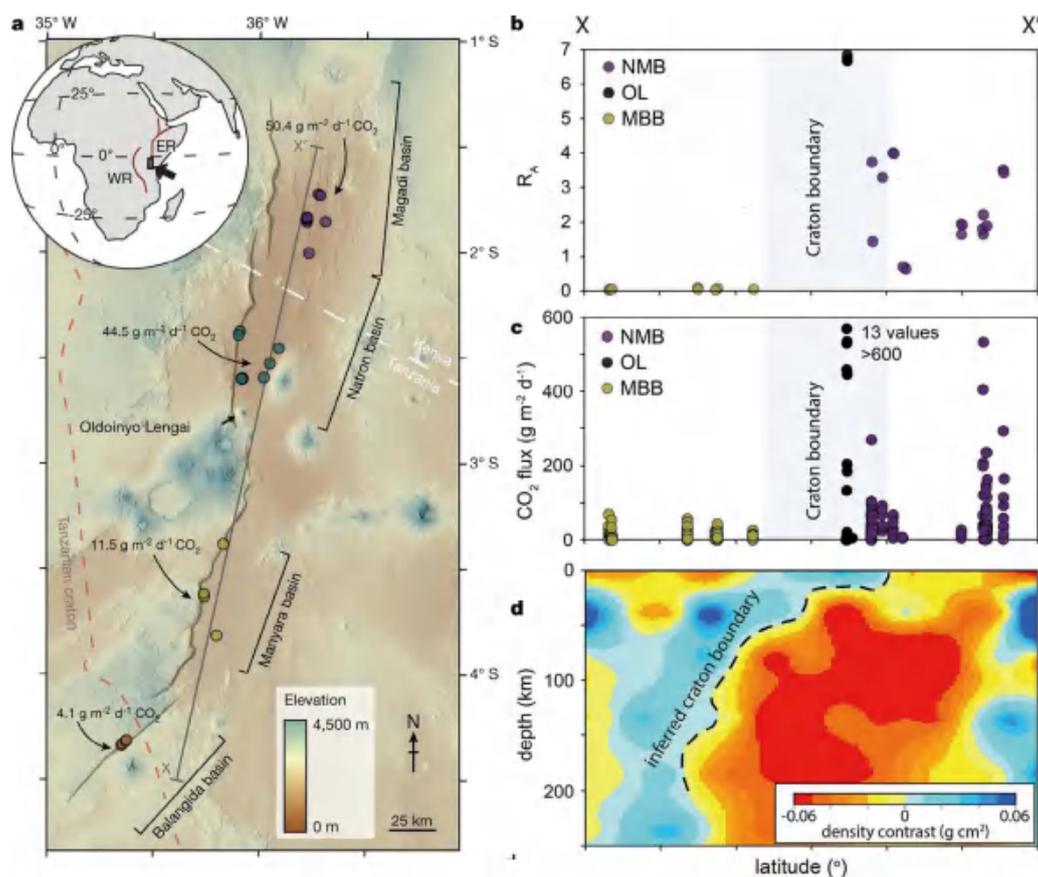


图2 a. 研究区及采样位置 (圆圈)。数字代表各盆地 CO_2 去气通量的平均值, X-X' 对应 b-d 图中所示剖面位置。b. 沿剖面样品 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值 (相对于大气比值 R_A) 的变化, 典型壳源为 $0.05R_A$, 大陆岩石圈地幔源区为 $6.1R_A$ 。c. 沿剖面 CO_2 去气通量变化。d. 地球物理观测给出的沿剖面岩石圈密度模型 (Muirhead et al., 2020)



的岩石圈厚度横向变化和 Related 地球动力学数值模拟结果，Muirhead 等对此现象做出了解释（图 3）：一方面，太古代坦桑尼亚克拉通本身渗透性差，阻碍积累于其地幔中的碳上升抵达地表；另一方面，在克拉通 - 活动构造带交界处由于存在岩石圈厚度梯度，当被改造后化学元素富集的克拉通根部满足低流变强度、较低密度的条件时，克拉通岩石圈根会以侧向平流 (laterally advecting) 方式拆离，较轻的拆离物质可侧向迁移上百公里、同时垂向运移至活动

构造带岩石圈底部 (Currie and van Wijk, 2016)。因此，这些来自克拉通地幔的富碳物质发生减压熔融，部分富碳熔体在裂谷带岩石圈减薄的过程中穿过地幔抵达下地壳，熔体中的富碳挥发分最后通过火山作用或沿深切的张性断裂去气释放。与裂谷同期发育的碳酸岩 (carbonatite) 火山作用主要沿坦桑尼亚克拉通周缘而非裂谷走向分布 (图 4)，该现象同样支持上述受控于岩石圈厚度和成分横向变化的深部碳聚集机制。

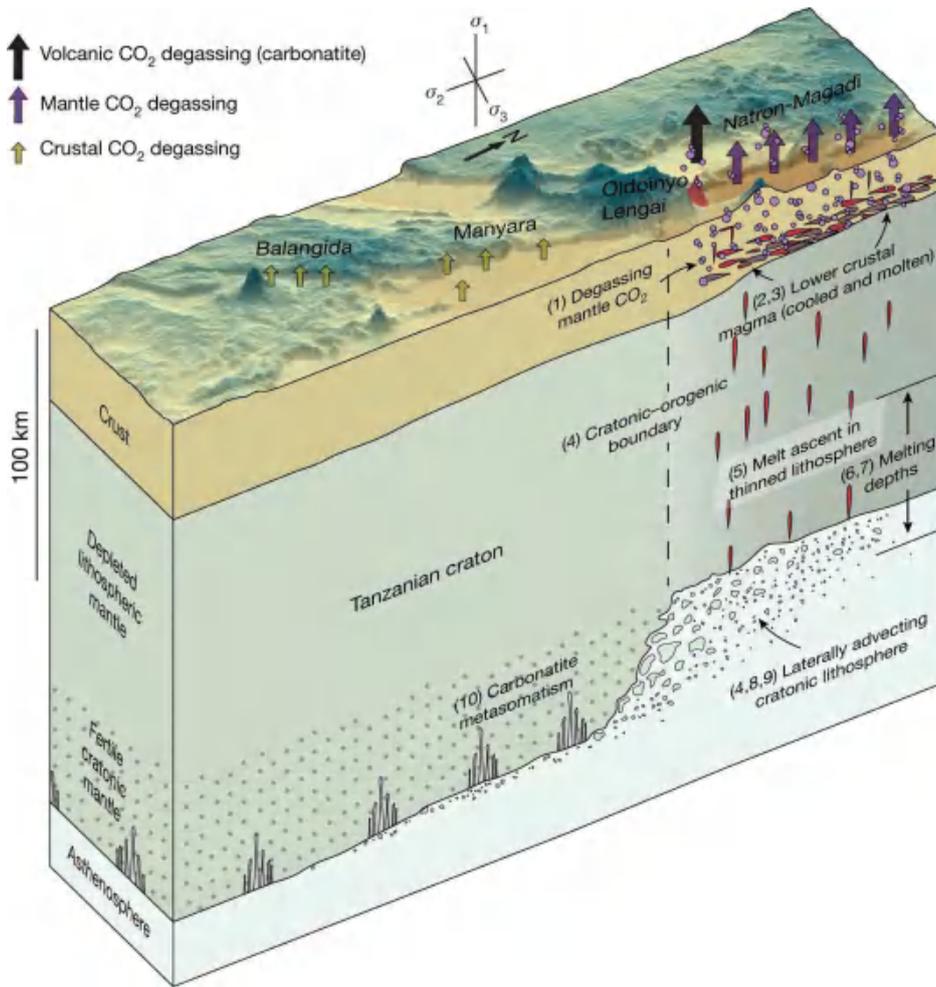


图 3 研究区深部碳在克拉通边界的迁移模式图。该模式强调，富碳的克拉通根部分通过侧向平流拆离，同时垂向运移抵达邻近的活动带岩石圈底部，为其地表处的幔源 CO₂ 强烈去气提供碳源 (Muirhead et al., 2020)

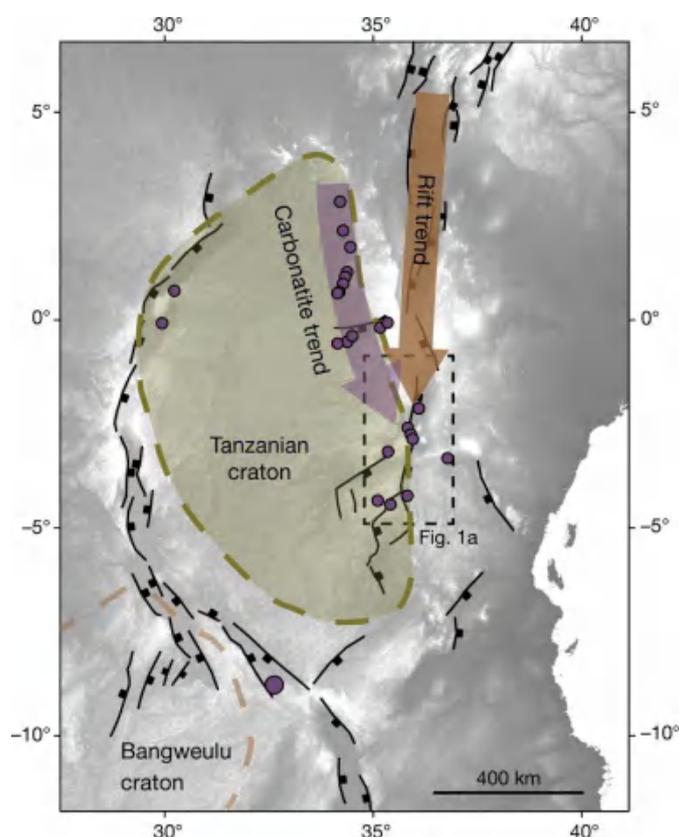


图4 45 Ma 以来与东非裂谷形成有关的坦桑尼亚克拉通区域火成碳酸岩分布。碳酸岩（紫色圈）主要沿坦桑尼亚克拉通边缘（紫色箭头）而非裂谷带主要走向（棕色箭头）分布（Muirhead et al., 2020）

Muirhead 等人的研究揭示了大陆裂谷带内部 CO_2 释放通量存在显著的横向变化，并且可能受控于与岩石圈厚度和成分横向变化有关的深部碳聚集机制。同时，这意味着若要更准确地估算全球大陆裂谷 CO_2 释放通量，从而进一步探讨构造活动—气候变化关系，需要综合考虑裂谷带岩石圈厚度、成分及流变性的横向变化。然而，对于发育在克拉通边界附近的大陆裂谷带，富碳熔体产生的方式是以裂谷带薄岩石圈底部的减压熔融（decompression melting）为主（Muirhead et al., 2020），还是以克拉通厚岩石圈底部的低程度氧化还原驱动熔融（redox melting）为主，或裂谷不同发育阶段熔融方式不同（Foley and Fischer, 2017），

尚存在争议。另外，除了俯冲带、洋中脊、洋岛与岛弧，以及大陆裂谷带之外，近年来本所郭正府研究员团队的大量研究表明，大陆内部青藏高原和长白山火山区是目前全球 CO_2 的高通量释放区（见 Werner et al., 2019 和亮点报道《孙玉涛：玛珥湖温室气体释放：以长白山火山区为例》、《张茂亮：腾冲火山区的温室气体释放揭示大陆俯冲带深部碳循环机制》）。因此，陆内火山（包括休眠火山）的去气作用对于地球碳循环和气候长期变化的贡献也不容忽视（Zhang et al., 2018; Werner et al., 2019）。

【致谢：感谢李献华院士、王选策教授、郭正府研究员对本文提出的建议。】



主要参考文献

- Brune S, Williams S E, Mueller R D. Potential links between continental rifting, CO₂ degassing and climate change through time[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(12): 941-946. ([链接](#))
- Currie C A, van Wijk J. How craton margins are preserved: Insights from geodynamic models[J]. *Journal of Geodynamics*, 2016, 100: 144-158. ([链接](#))
- Foley S F, Fischer T P. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(12): 897-902. ([链接](#))
- Halldórsson S A, Hilton D R, Scarsi P, et al. A common mantle plume source beneath the entire East African Rift System revealed by coupled helium - neon systematics[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(7): 2304-2311. ([链接](#)) .
- Lee H, Muirhead J D, Fischer T P, et al. Massive and prolonged deep carbon emissions associated with continental rifting[J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9(2): 145-149. ([链接](#))
- Muirhead J D, Fischer T P, Oliva S J, et al. Displaced cratonic mantle concentrates deep carbon during continental rifting[J]. *Nature*, 2020, 582(7810): 67-72. ([链接](#))
- Werner C, Fischer T P, Aiuppa A, et al. Carbon Dioxide Emissions from Subaerial Volcanic Regions[M]// Deep Carbon Past to present. Cambridge University Press, 2019: 188-236. ([链接](#))
- Zhang M, Guo Z, Liu J, et al. The intraplate Changbaishan volcanic field (China/North Korea): A review on eruptive history, magma genesis, geodynamic significance, recent dynamics and potential hazards[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 187: 19-52. ([链接](#))

(撰稿：吴子木，陈凌 / 岩石圈室)

Nature : 热液 ^{15}N 丰度指示地幔中氮的来源

氮是地球大气圈的主要成分，也是构成生命必不可少的元素之一，了解地球氮元素的来源和演化过程具有重要的意义。然而大气中较高比例氮气的存在也使得来自地幔的样品普遍受到大气混染的影响，这对于研究地球深处挥发份（如氮、稀有气体等）的起源及运移过程是一个巨大的挑战。

地球对流地幔的 $\delta^{15}\text{N}$ 值为 $-5\% \pm 3\%$ ，地幔柱 $\delta^{15}\text{N}$ 值介于 0 和 $+3\%$ 之间，略高于对流地幔的值，与沉积物或蚀变洋壳的 $\delta^{15}\text{N}$ 比值近似。如何解释这些观测值还存在争议，除了在早期吸积过程中继承的原始氮这一观点外，地球独一无二的板块运动为地幔中氮的来源提供了另一种可能的机制。一种假设是，最初地幔具有类似于顽火辉石球粒陨石较轻的氮同位素特征 ($-20 \pm 11\%$, Grady and Wright, 2003)，在漫长的演化过程中接受了来自地表氮的

信号 ($\delta^{15}\text{N} = 3\%$)，俯冲沉积物中氮的长期积累和改造掩盖了地幔中的原始氮同位素信息，从而形成了现今较重的氮同位素特征 (Javoy et al., 1998; Barry and Hilton, 2016)。尽管如此，由于对地幔储库中氮的丰度知之甚少，地表氮在地幔中的积累机制仍存在不确定性，因而该解释还存在诸多争议。

针对这一问题，美国 UCLA、伍兹霍尔海洋研究所等机构联合法、加、英、德、冰岛等多国学者采集了冰岛、德国 Eifel 以及美国黄石公园地热区的流体样品（包括干气、温泉逸出气及高压水井气等），通过推导气体样品的 $\delta^{15}\text{N}$ 、 $\text{N}_2/{}^3\text{He}$ 、 $\text{N}_2/{}^{36}\text{Ar}$ 等参数排除了深部氮循环过程中普遍存在的一些不确定性（例如空气混染），进而讨论其源区的丰度特征。

研究中使用的样品为热液气体，与幔源岩石较低的气体含量相比，所包含的信

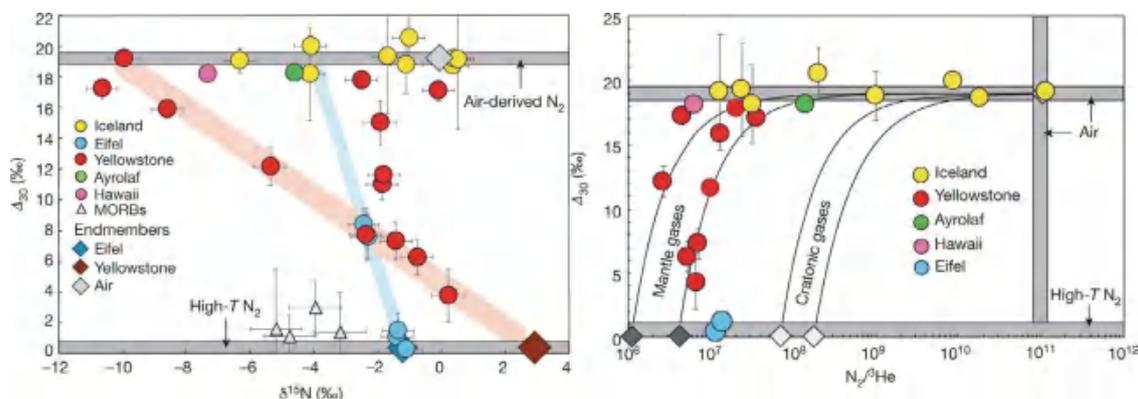


图 1 火山气体 $\Delta_{30}-\delta^{15}\text{N}$ (左) 与 $\Delta_{30}-\text{N}_2/{}^3\text{He}$ (右) 协变图 (Labidi et al., 2020)



息更为丰富,但同时更易受空气混染的影响,因此气体 $\delta^{15}\text{N}$ 比值蕴含的意义并不明确。除了常规的 $\delta^{15}\text{N}$ 比值,同位素在分子之中的排布方式也可以提供信息,例如,氮元素有两种同位素 (^{14}N 、 ^{15}N),因而双原子的 N_2 分子理论上存在三种同位素的组合,最常见的即 $^{14}\text{N}^{14}\text{N}$ 分子,而较罕见的为双取代的 $^{15}\text{N}^{15}\text{N}$ 分子。通过定义一个与 $^{15}\text{N}^{15}\text{N}$ 丰度相关的参数 (Δ_{30}),可以有效区分样品中空气和地幔氮的不同贡献 (Yeung et al., 2017)。所采用的公式如下所示:

$$\Delta_{30} = \frac{{}^{30}\text{R}}{({}^{15}\text{R})^2} - 1 \quad (\%), \quad \text{其中 } {}^{30}\text{R} = \frac{{}^{15}\text{N}^{15}\text{N}}{{}^{14}\text{N}^{14}\text{N}}, \quad {}^{15}\text{R} = \frac{{}^{15}\text{N}}{{}^{14}\text{N}}$$

作者通过分析富挥发分 MORB 样品中的氮,验证了在地幔等高温体系下 N_2 没有团簇同位素的异常,即上述 Δ_{30} 参数接近 0‰ (图 1),而正常大气的 Δ_{30} 值为 $19.1 \pm 0.3\%$ (Yeung et al., 2017),因此大气极端过剩的 Δ_{30} 提供了一个量化天然流体中空气混染程度的工具。这种分析方法的一个重要特点是,即使存在大气污染的情况,数据分布的混合趋势亦可用于确定地幔的 $\delta^{15}\text{N}$ 近似值 (图 1)。采用的测量仪器为 UCLA 的超高分辨率“全景质谱 (Panorama)”,是目前世界上首个发表氮团簇同位素应用的实验室。

冰岛地热气体样品 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R_A) 显示地幔柱成因 ($8.5\sim 16.3 R_A$), $\delta^{15}\text{N}$ 比值介于空气 (0‰) 和对流地幔 (-5‰) 之间,而 $\text{N}_2/^{36}\text{Ar}$ 、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值却接近空气值,这使得气体中 N_2 的来源解释存在矛盾。样品 Δ_{30} 平均值为 $19.1 \pm 1.2\%$,与空气值基本一致 (图 1)。俯冲过程中地表氮主要以 NH_4^+ 离子的形式渗入到有机质或层状硅酸盐的晶格中,所以不会有 $^{15}\text{N}^{15}\text{N}$ 的大气特征得以保存。因此,可以推断几乎所有冰岛气体

样品中的 N_2 来源于地热系统内的空气混染作用。美国夏威夷火山区、非洲埃塞俄比亚 Ayrolaf 温泉气体样品也有类似的特征 (图 1)。德国 Eifel 地区样品 $\delta^{15}\text{N}$ 和 $\text{N}_2/^{36}\text{Ar}$ 等比值略高于对流地幔,大多数样品的 Δ_{30} 值更接近高温体系 (0‰),美国黄石地幔柱的样品 $\delta^{15}\text{N}$ 比值大于对流地幔的值,类似于地表成分,但其 $\text{N}_2/^{36}\text{Ar}$ 和 $\text{N}_2/^{3}\text{He}$ 比值却与对流地幔基本一致,这一观察增加了地幔柱拥有原始成分的可能性。

此外,作者还开发模型进一步探索地幔及地表氮在地质历史时期的演化关系 (图 2)。结果表明,在大部分时间里,对流地幔一直存在氮的净损失,俯冲作用对深部氮循环的影响可能远被高估。考虑到地表氮在地幔中的作用有限,作者认为,对流地幔和地幔柱较重的 $\delta^{15}\text{N}$ 比值可能主要反映了地球形成和早期分化过程中保留的原始特征。模型获得的另一个重要结论是,如果以现今地球排气和俯冲速率进行计算, $\delta^{15}\text{N}$ 比值最终会演化到一种稳态,并且地幔的 $\delta^{15}\text{N}$ 比值要比地表更高 (图 2a 虚线),这与真实情况是相反的。

该研究认为,地热区的气体或幔源气体的 $\delta^{15}\text{N}$ 比值很可能是氮气来源的“伪示踪剂”,利用 Δ_{30} 这一新的同位素体系可以有效消除样品空气混染的干扰,从而提取其中所蕴含的深部信息。因此,对于前人基于地热、温泉等气体样品 $\delta^{15}\text{N}$ 比值所进行的研究及其获得的结论,例如地球内外部储库的建立、物质循环过程示踪等,可能需要重新审视和评估。

【致谢:感谢科技平台冯连君高级工程师对本文提出的宝贵修改建议。】

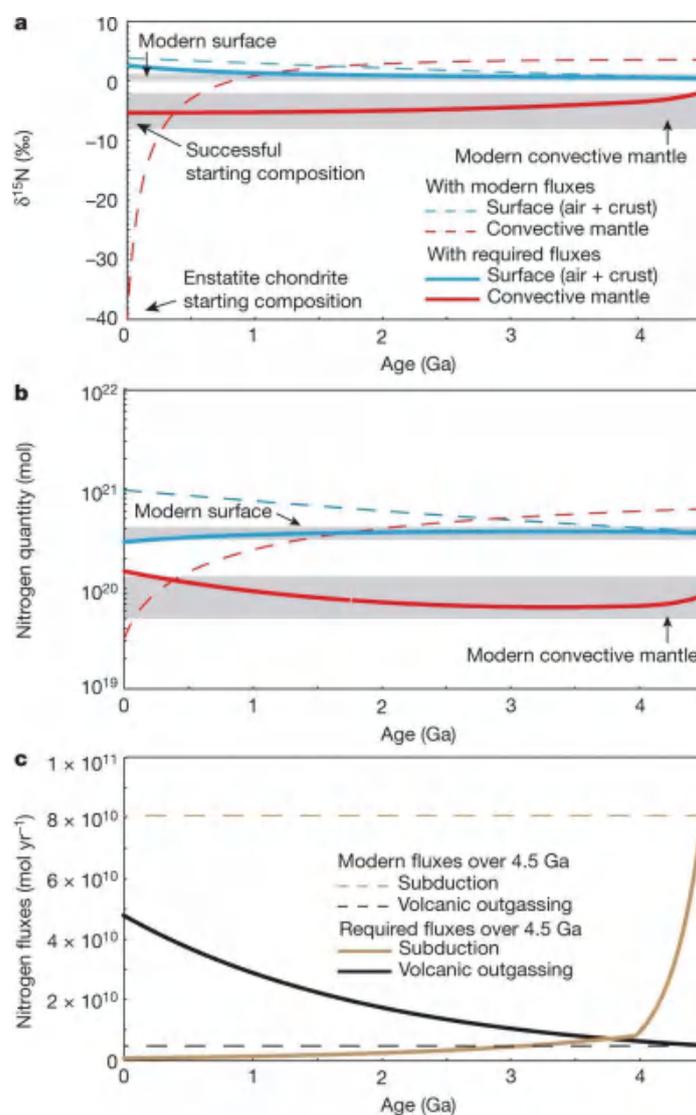


图2 地幔与地表 $\delta^{15}\text{N}$ 比值与氮丰度随时间的演化关系。图中需求通量 (Required fluxes) 指符合现今各项参数的最优模型通量, 这种情况下, 地质历史大部分时间里俯冲速率均低于火山排气速率 (Labidi et al., 2020)

主要参考文献

- Barry P H and Hilton D R. Release of subducted sedimentary nitrogen throughout Earth's mantle [J]. *Geochemical Perspectives Letters*, 2016, 2: 148-159. (链接)
- Grady M M, Wright I P. Elemental and isotopic abundances of carbon and nitrogen in meteorites[J]. *Space Science Reviews*, 2003, 106(1-4): 231-248. (链接)
- Javoy M. The birth of the Earth's atmosphere: the behaviour and fate of its major elements[J]. *Chemical Geology*, 1998, 147(1-2): 11-25. (链接)



Labidi J, Barry P H, Bekaert D V, et al. 2020. Hydrothermal $^{15}\text{N}^{15}\text{N}$ abundances constrain the origins of mantle nitrogen [J]. *Nature*, 2020, 580(7803): 367-371. ([链接](#))

Yeung L Y, Li S, Kohl I E, et al. Extreme enrichment in atmospheric $^{15}\text{N}^{15}\text{N}$ [J]. *Science Advances*, 2017, 3(11): eaao6741. ([链接](#))

(撰稿: 赵文斌, 马琳 / 新生代室)

Science : 地球的水可能来自顽火辉石球粒陨石

地球水的来源一直是地球科学和行星科学研究的热点。氢同位素组成是示踪地球水来源最为重要的依据。现有研究表明，太阳系中天体的氢同位素组成有巨大的差异：太阳、木星和土星具有相似的氢同位素组成（ δD 约为 -865 ‰），且与星际气体的氢同位素组成相同，该值被认为是太阳星云的初始值；而类地行星、球粒陨石和彗星与太阳相比，其氢同位素组成明显偏高，且差异明显，如地球大洋水（ $\delta D=0$ ‰）、碳质和普通球粒陨石（ $\delta D=-220-1600$ ‰，R 型除外）、彗星（ $\delta D \approx -300$ ‰，103P/Hartley 2 除外）。

根据氢同位素组成来溯源，有不少研究提出碳质球粒陨石和彗星是地球水的主

要来源 (Morbidelli et al., 2000 ; Hartogh et al., 2011 ; Marty, 2012)，但是却无法解释地球水与碳质球粒陨石和彗星水在氢同位素上的明显差异。近些年来，越来越多的高精度同位素分析表明，顽火辉石球粒陨石 (EC) 与地球在 O、Cr、Ti、Ca 等同位素组成上几乎完全相同，顽火辉石球粒陨石可能是建造地球的主要材料。

顽火辉石球粒陨石 (图 1) 形成于非常还原的环境，其中的 Na 和 K 元素都可以以硫化物的形式产出，因此一般认为顽火辉石球粒陨石形成于靠近太阳的位置 (图 2)。从星云演化角度看，靠近太阳的位置氢不可能以羟基或水分子的形式与矿物结合，但是仍有报道发现在顽火辉石球粒陨石中



图 1 典型的顽火辉石球粒陨石标本 (Sahara 97096) (图自 French National Museum of Natural History)

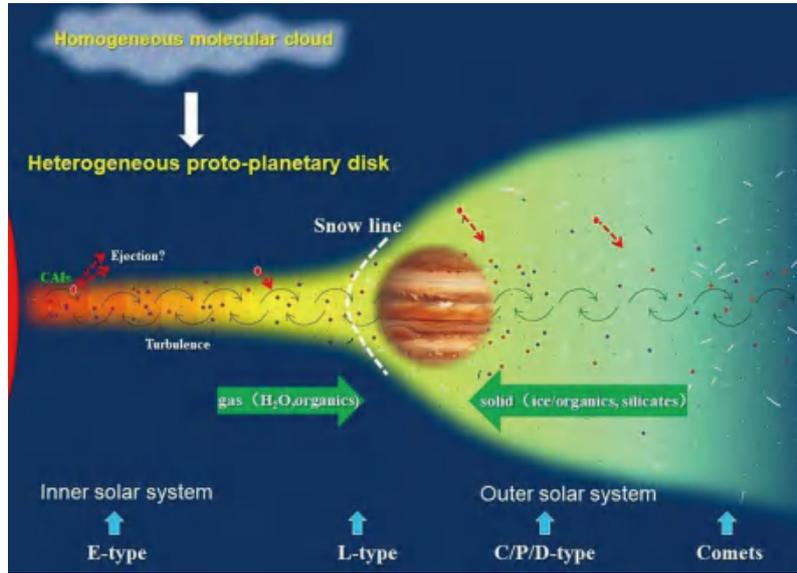


图 2 太阳系概要图 (Lin et al., 2020)

可以有含水矿物，如 Djerfisherite (Fuchs, 1966)。

近期，法国洛林大学的 Laurette Piani 博士对 13 块不同热变质程度的顽火辉石球粒陨石 (3-6 型) 进行了水含量和氢同位素分析，同时还分析了一块被认为是顽火辉石球粒陨石受热后的产物——顽火辉石无球粒陨石 Aubrite。

分析结果表明该顽火辉石球粒陨石的全岩水含量为 0.08 - 0.54 wt%，而顽火辉石无球粒陨石的水含量为 0.3 ± 0.2 wt%，显著低于富水的碳质球粒陨石 (7.2-9.1wt%)。EH3 和 EH4 的氢同位素均值 ($\delta D = -103 \pm 3 \%$) 低于目前的地球大洋水，EH5、EH6 和 Aubrite 的氢同位素组成更低 ($\delta D = -127 \pm 15 \%$) (图 3)。同时，利用离子探针对 Sahara 97096 球粒中的玻璃组分进行了原位水含量和 H 同位素分析。分析结果表明其玻璃组分中水含量为 2700-12300 ppm，氢同位素比值均一 ($\delta D = -147 \pm 16 \%$)。由于没有发现 Sahara 97096

中存在水蚀变的任何证据，因此可以认为该球粒的基质未受到后期水蚀变等事件的干扰。

统计结果表明，球粒的基质水含量约占全岩水的 13%，有机质的水只占 7.7%，那剩下的约 80% 的水从何而来？是不是来自主要组成矿物 - 顽火辉石（属于低钙辉石）？前人研究表明 S 型小天体 Itokawa 上辉石的水含量可达 700-1000 ppm 和普通球粒陨石 (OC) Larkman Nunatak 12036 中辉石的水含量可达 600-1300 ppm (Jin and Bose, 2019)。Aubrite 中顽火辉石的水含量可达 5300 ppm，结合顽火辉石在 EC 中的模式含量 (50 vol%)，估算顽火辉石的水含量占到全岩水的 15% (基于 OC) 或 58% (基于 Aubrite)。该研究表明地球的水可以完全由顽火辉石球粒陨石提供。

由于部分富水的 CM 型碳质球粒陨石的氢同位素组成也落在地幔的范围，因此为了进一步证实顽火辉石球粒陨石是地球水的来源，需要额外的同位素指标来判别。



氢 - 氮同位素组成是一个非常好的指标, 分析结果表明只有顽火辉石球粒陨石的氢 - 氮同位素组成在地幔岩石的范围之内 (图 4), 因此可以认为顽火辉石球粒陨石不仅提供

了水, 也是建构地球的主要物质, 与高精度同位素分析的结果相符。Piani 等人将分析数据应用到地球形成的理论模型之中, 发现类似顽火辉石球粒陨石的物质可为地

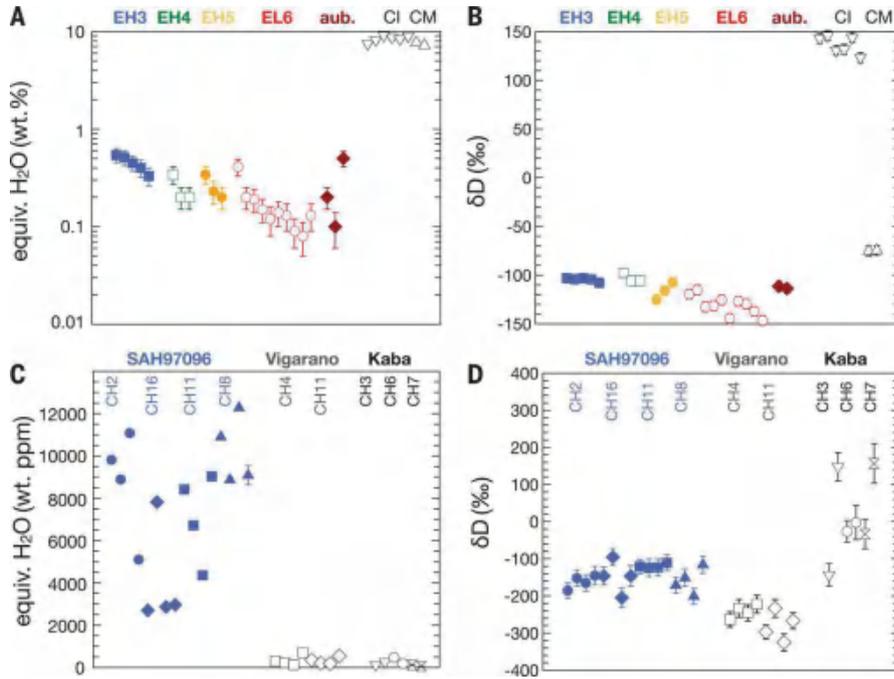


图 3 顽火辉石球粒陨石水含量和氢同位素组成 (Piani et al., 2020)。(A) 全岩水含量 (指数对数表示); (B) 全岩氢同位素组成; (C) 球粒中基质的水含量; (D) 球粒中基质的氢同位素组成

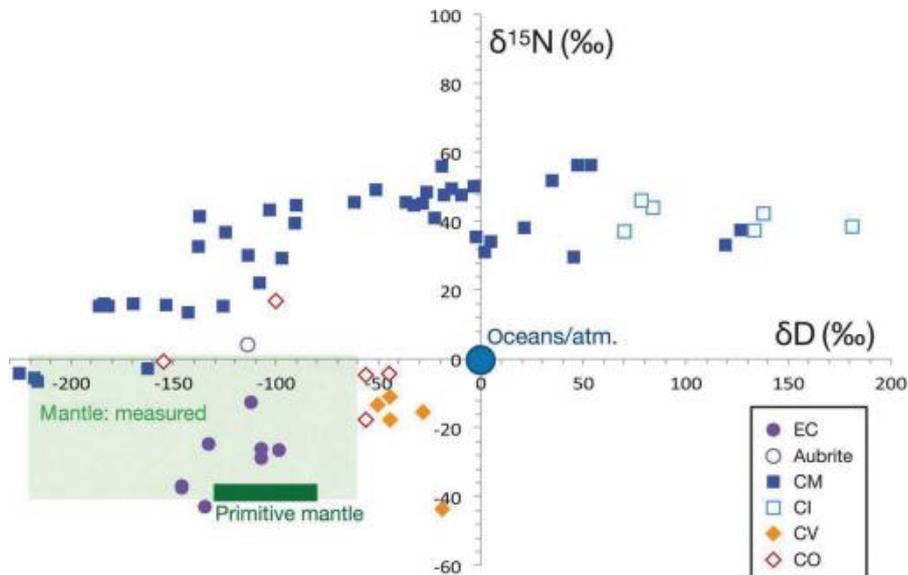


图 4 陨石和地球的氢同位素和氮同位素组成 (Piani et al., 2020)



球贡献 3.4-23.1 倍的地球大洋水，玻璃组分和有机质可贡献 3-4 倍的大洋水，这与地幔水含量的估值相一致。

【致谢：感谢地星室张志刚副研究员对本文提出的宝贵修改意见。】

主要参考文献

- Fuchs L H. Djerfisherite, alkali copper-iron sulfide: a new mineral from enstatite chondrites[J]. *Science*, 1966, 153(3732): 166-167. ([链接](#))
- Hartogh P, Lis D C, Bockelée-Morvan D, et al. Ocean-like water in the Jupiter-family comet 103P/Hartley 2[J]. *Nature*, 2011, 478(7368): 218-220. ([链接](#))
- Jin Z, Bose M. New clues to ancient water on Itokawa[J]. *Science Advances*, 2019, 5(5): eaav8106. ([链接](#))
- Lin Y, Zhang Y, Hu S, et al. Concepts of the Small Body Sample Return Missions-the 1 st 10 Million Year Evolution of the Solar System[J]. *Space Science Reviews*, 2020, 216: 1-22. ([链接](#))
- Marty B. The origins and concentrations of water, carbon, nitrogen and noble gases on Earth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 313: 56-66. ([链接](#))
- Morbidelli A, Chambers J, Lunine J I, et al. Source regions and timescales for the delivery of water to the Earth[J]. *Meteoritics & Planetary Science*, 2000, 35(6): 1309-1320. ([链接](#))
- Piani L, Marrocchi Y, Rigaudier T, et al. Earth's water may have been inherited from material similar to enstatite chondrite meteorites[J]. *Science*, 2020, 369(6507): 1110-1113. ([链接](#))

(撰稿：计江龙，胡森 / 地星室)

NG : 早期地球可能是一个水的世界

海洋化学沉积物和蚀变洋壳记录了海洋的演变历史。过去的研究发现，海洋化学沉积物的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值随时间推移而呈增加趋势，但人们对这一规律有不同的解读：一种可能是地球早期的海洋可能要比现代更为温暖（前提是地球早期海洋的氧同位素组成与今天相似）；也有可能是地球早期水岩反应的性质与现代地球有所不同，从而导致海洋氧同位素组成的系统演变。一般而言，海底热液喷出时，高温水岩反应会使热液和海水更为富集 ^{18}O 同位素；而对于高出海面的大陆，低温风化作用将使海洋亏损 ^{18}O 同位素。这两个水岩反应过程的协同演化控制了海水 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的演化规律。

为准确厘定地球早期古海水的O同位素成分，爱荷华州立大学副教授Johnson和Wing构建了一种反演流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值的方法。这项技术可以通过全岩氧同位素和蚀变温度，来反演区域尺度的水岩比，进而结合整个热液系统的平均O同位素组成和蚀变温度，得到蚀变流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。为证实该方法是否有效，他们将其应用于三个新生代-中生代海洋热液系统，包括东太平洋海隆Hess Deep地区洋壳(0.2 Ma)、Fukazawa-Kosaka地区洋壳(14.2 Ma)和Troodos蛇绿岩Solea Graben地区洋壳(91.6 Ma)，分别计算其蚀变海水的氧同位素成分，并与底栖有孔虫壳体Mg/Ca和 $\delta^{18}\text{O}$ 指标进行对比。尽管它们各自经历了不同持续时间、

不同强度的水岩相互作用，但反演得到的海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值与最近提出的中-新生代海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本吻合(图1)，表明这一反演方法可以有效分辨不同时期的海水 $\delta^{18}\text{O}$ 成分。

西澳Pilbara克拉通Panorama地区的洋壳形成于3.24 Ga，近乎完整地保存了从浅部火山-沉积岩组成的古海床剖面到深成侵位的花岗岩热源的岩石序列。O同位素研究表明，靠近古海床部分的岩石具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值，而在深部则具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值，类似于现今蚀变洋壳和蛇绿岩的O同位素组成。将本文所提出的方法应用于Panorama热液系统，可反演得到Panorama地区3.24 Ga时期海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $3.3\pm 0.1\%$ ，比现代无冰海洋富集约4%(图1)。

有研究认为，3.8 Ga也可能存在富集 ^{18}O 的海洋($\delta^{18}\text{O}=+0.8\%\sim +3.8\%$ ，图1)，而新元古代晚期到显生宙的海水 $\delta^{18}\text{O}$ 大约在-1%左右(图1)。在更早时候，如地球早期岩浆海阶段，极高的温度(1200℃-1300℃)可能会使得原始海洋具有更高的 $\delta^{18}\text{O}$ 成分(+6%~+8%，图1)。那么这种海水 $\delta^{18}\text{O}$ 成分长期下降的趋势该如何解释？

计算结果表明，现代氧循环速率和分馏系数可以使早期海洋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值下降到类似于现代的稳态 $\delta^{18}\text{O}$ 值，但由于现代地球氧循环速度较快，平均每~40 Myr即



可将一个现代海洋规模的氧元素循环完毕 ($\sum K_i=26.1 \text{ Gyr}^{-1}$, K_i 代表以现代海洋质量进行标准化之后的 O 循环速率, 可以指示 10 亿年内一个现代海洋规模的 O 循环完毕所需的时间), 因而无法解释古太古代富集 ^{18}O 的海洋的形成。阶跃指数衰减模型可以拟合海水 $\delta^{18}\text{O}$ 长期下降的趋势 (图 1), 但这一模型需要太古宙初期的地球总体氧循环速率是现代值的 2%-4% ($\sum k_i=0.5-1.0 \text{ Gyr}^{-1}$), 并在 2.5 Ga 增加到现代水平。考虑到已有证据支持板块构造在该时期就已启动, 如此缓慢的氧循环速率可能意味着相比于现代地球, 太古宙多数时期板块构造过程进行得十分缓慢。

还有另外一种可能的解释。在不改变 O 循环速率的前提下, 这一模型要求早期太古代水循环仅以海洋氧循环为特征, 在 3.2

Ga 后的某个阶段大陆氧同位素循环才开始启动 (图 1)。此外, 这种模型还需要早太古代时期与洋壳高温热液蚀变相关的分馏系数 (1.4‰) 在 3 Ga 后演化至现代值 (4.1‰)。该模型中, 海洋 $\delta^{18}\text{O}$ 值从最初的 7‰ 迅速达到约 3‰ 的稳定状态, 随着大陆风化和陆源物质循环在 2.5 Ga 前后开始出现, 海洋 $\delta^{18}\text{O}$ 也逐步降低至现代值 (-1‰) (图 1)。

这两种氧同位素演化模式都指示太古宙多数时间内仅有有限的大陆形成。总之, 富集 ^{18}O 的表层储库是使古太古代海洋 $\delta^{18}\text{O}$ 演化至现代值的必要组分, 这要求, 在 3-2.5 Ga 前后, 大陆开始高出海面, 陆地风化作用开始进行, 富粘土沉积物的地壳组分逐渐增多。这也意味着, 在 3-2.5 Ga 以前的地球缺乏大规模出露水面的大陆, 早期地球可能更像是一个水的世界。

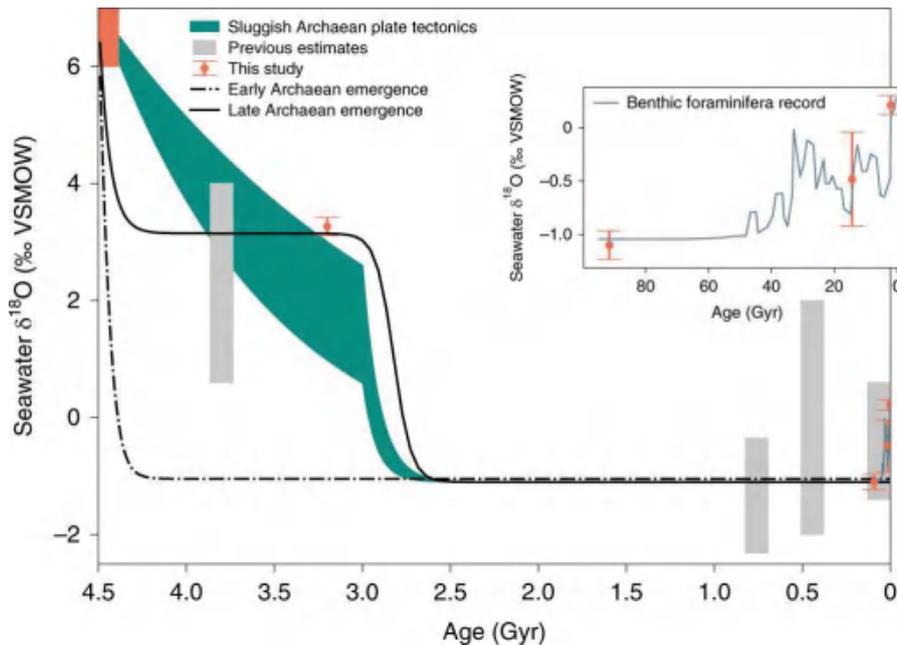


图 1 根据不同的 O 循环速率和不同的大陆出露时间计算得到的海水 $\delta^{18}\text{O}$ 演化曲线。灰色框为不同学者对不同时期的海底玄武岩计算得到的海水 $\delta^{18}\text{O}$, 橙色点为本文计算结果, 其中, 4.45 Ga (橙色框) 海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值基于高温下玄武质岩浆-水达到平衡和总体地球 $\delta^{18}\text{O}=5.5‰$ 的假设。插图为依据底栖有孔虫氧同位素和 Mg/Ca 比值估算的新生代和中生代海水 $\delta^{18}\text{O}$ 成分。绿色区域表示太古宙“缓慢”的板块构造过程, 依据是太古宙多数时期水循环速率仅为现代值的 2%-4%, 在 3 Ga 时才增加到现代值。虚线表示大陆水循环在太古宙早期开始启动, 实线表示大陆水循环在太古宙晚期启动 (Johnson and Wing, 2020)



延伸阅读

- Bindeman I N, Bekker A, Zakharov D O. Oxygen isotope perspective on crustal evolution on early Earth: A record of Precambrian shales with emphasis on Paleoproterozoic glaciations and Great Oxygenation Event[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 437: 101-113. ([链接](#))
- Bindeman I N, Zakharov D O, Palandri J, et al. Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago[J]. *Nature*, 2018, 557(7706): 545-548. ([链接](#))
- Johnson B W, Wing B A. Limited Archaean continental emergence reflected in an early Archaean 18 O-enriched ocean[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(3): 243-248. ([链接](#))
- Spencer C J, Partin C A, Kirkland C L, et al. Paleoproterozoic increase in zircon $\delta^{18}\text{O}$ driven by rapid emergence of continental crust[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2019, 257: 16-25. ([链接](#))

(撰稿: 刘鹏, 郭敬辉 / 岩石圈室)

SA 等：远古时期的大气

地球远古时期遥远而神秘，好奇驱动着人类的探索。现今，地球大气拥有适宜的气压及 N_2 、 O_2 、 CO_2 、 CH_4 等气体组成；我们生活其中，习以为常。然而，这种生物宜居的大气环境，来之不易，几多起伏（例如 O_2 ，图 1；Lyons et al., 2014）。同样，认识远古时期地球大气，绝非易事，几多波折（例如 O_2 ，图 2；Cole et al., 2020）。重建地质历史时期大气组成及其演化，是地球科学领域的重大挑战。

幸运的是，地球大气基于微观的物理、化学和生物作用，通过海水—气体交换及海洋循环、生物演化及其地球化学循环、岩石圈表层风化与反风化、板块运动与岩浆去气等多种地质过程，与宏观的水圈—生物圈—岩石圈产生直接或间接的作用与反作用（如图 3，图 4），并存留影踪。因此，地质学家借助关键地质样品及相关技术方法与理论，不断探寻岩石里的蛛丝马迹，解译远古时期的大气。目前，沉积岩或特征矿物的元素及同位素地球化学指标（如图 5；周锡强等，2017），铁矿、锰矿等沉积型矿

床，晶质铀矿、黄铁矿、菱铁矿等风化再沉积的碎屑矿物，古土壤、冰碛岩、冰芯或矿物流体包裹体、植物叶片或玄武岩气孔、雨滴痕迹、木炭化石、钙化蓝细菌化石等重要地质记录，固氮生物、产甲烷生物、不产氧光合作用生物、产氧光合作用生物、真核生物、动物、陆地植物等生物演化重大革新，GEOCARBSULF、COPSE、LOSCAR 等地球化学模型，非质量相关硫同位素分馏等大气光化学反应模型，从不同角度和精度，对远古时期大气进行定性或定量约束，使其轮廓日渐清晰（图 2，图 6，图 7）。

事实上，早在 1984 年，美国 Harvard University 的 Heinrich D. Holland 教授发表了关于大气和海洋化学演化的里程碑式专著 (Holland, 1984)。其后，古大气研究进展缓慢，部分甚至走入了死胡同；直至 21 世纪随着技术方法与理论的进步，相关研究焕发出新活力。2008 年美国 Pennsylvania State University 的 Lee R. Kump 教授 (Kump, 2008)、2014 年 University of California,

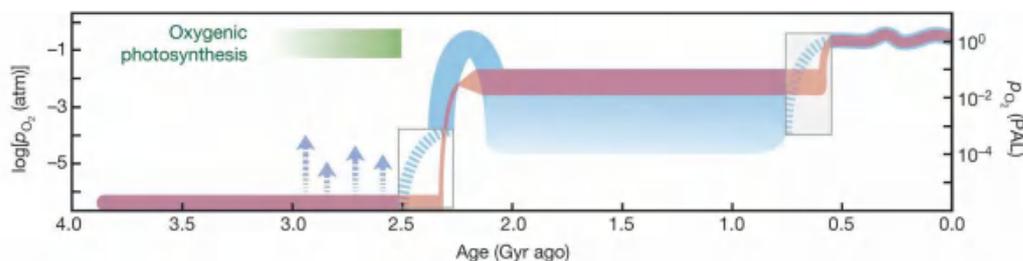


图 1 地质历史时期地球大气氧气含量演化样式 (Lyons et al., 2014)

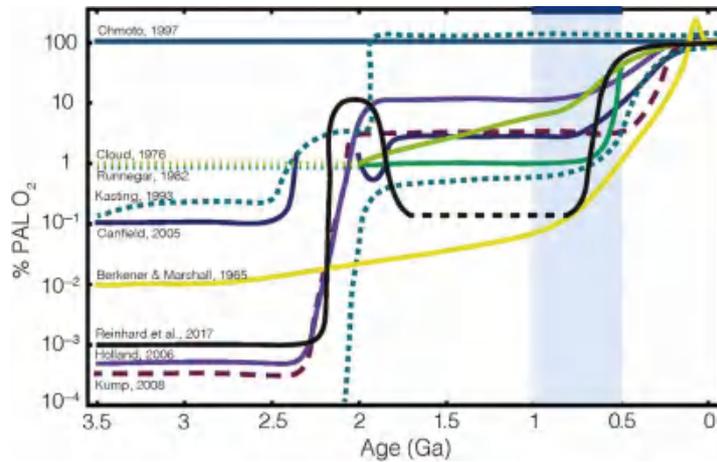


图 2 地球近 35 亿年以来大气氧气含量演化曲线的重建历程和不同样式 (Cole et al., 2020)

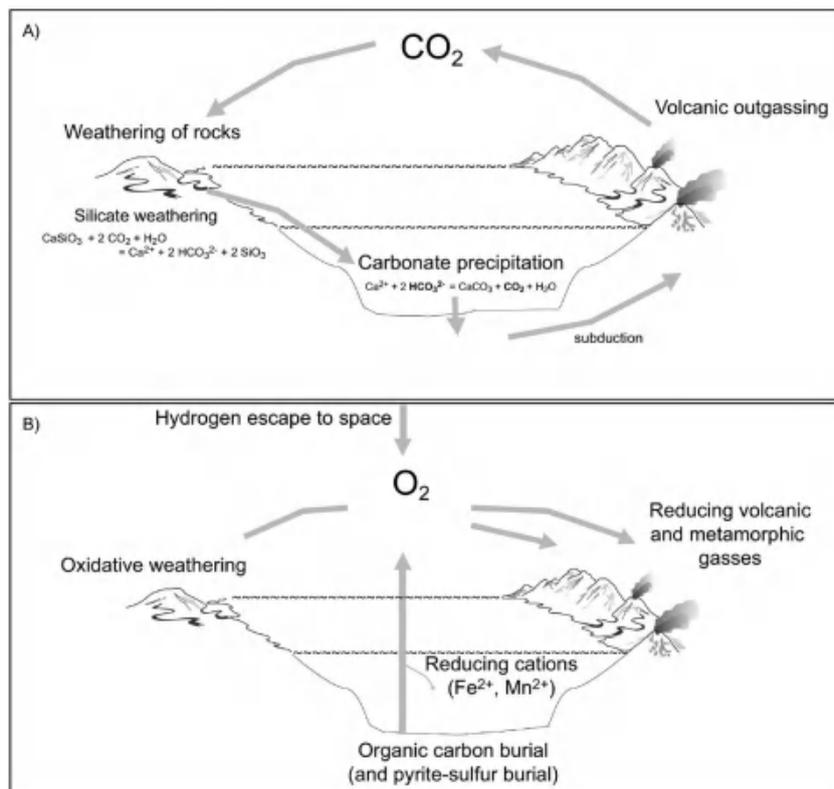


图 3 地球地质历史时期大气 CO_2 和 O_2 的源汇及循环简图 (Dahl and Arens, 2020)

Riverside 的 Timothy W. Lyons 教授及其合作者 (Lyons et al., 2014), 分别在 Nature 期刊发表综述性文章, 系统回顾了地质历史时期大气氧气含量演化的研究进展, 受到广泛关注 and 引用。最近, *Nature Geoscience* 期

刊发表评论文章, 对该期刊近十年来以“古气候”为主题的论文进行了文献统计分析, 揭示了相关研究的地质时代分布特征及发展趋势 (图 8), 具有重要参考价值。此外, 澳大利亚 University of Tasmania 的 Ross R

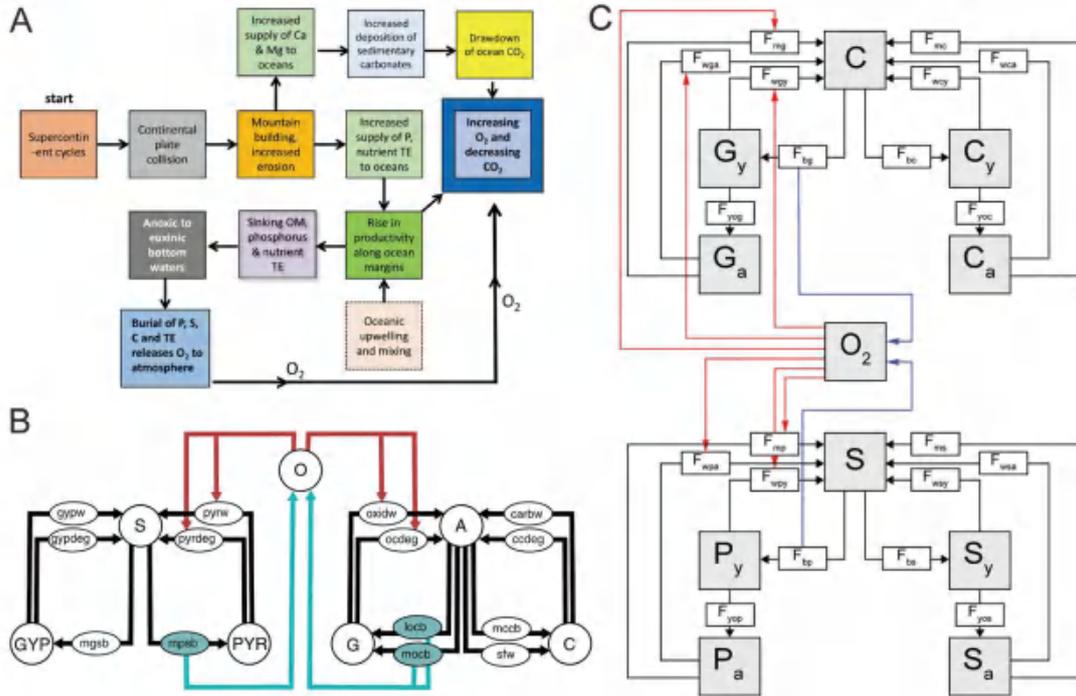


图 4 地质历史时期地球表层 C-O-S 的源汇特征及循环示意图。(A) 大气 O_2 、超大陆旋回、海洋化学之间的联系 (Large, 2019), (B) COPSE 模型 (Lenton et al., 2018) 和 (C) GEOCARBSULF 模型 (Zhang et al., 2018) 的 C-O-S 地球化学循环模式, 相关符号说明参见原文

Large 教授在 *Encyclopedia of Geology* 专著发表章节论述 (Large, 2019), 以及美国 University of Washington 的 David C. Catling 教授及其合作者在 *Science Advance* 期刊发表综述文章 (Catling and Zahnle, 2020), 再次综合回顾了远古时期大气的相关研究进展, 展现了其大致演化历程 (图 6, 图 7)。

冥古宙时期 (约 45–40 亿年前), 地质记录极为稀少, 我们知之甚少。随着海洋、陆地、或生命的起源, 该时期大气可能富含 N_2 、 CO_2 、 CH_4 、及一定量的 H_2 、He 等气体, 但几乎无 O_2 。

太古宙时期 (约 40–25 亿年前), 随着大陆地壳显著增生、大气氢气逃逸、产甲烷及产氧光合作用生物演化等重大地质事件, 地球大气 N_2 含量类似或显著低于现今水平, CO_2 和 CH_4 含量相对较高, O_2 十分

贫乏; 至太古宙晚期, 产氧光合作用生物不同程度释放 O_2 , 使“缺氧荒漠”里出现一定的“氧气绿洲”或者吹入“氧气微风”。该时期目前仅有少量冰川沉积记录报道 (图 7B), 地球总体可能处于较温和的气候状态, 地表平均温度推算介于约 $0^\circ C$ – $40^\circ C$ 。该时期大气 H_2 含量如何, 高空是否存在富有机颗粒物的雾霾, 当时太阳年轻而黯淡 (Faint Young Sun problem) 所带来的气候难题如何缓解等, 一系列问题备受关注。

元古宙时期 (约 25–5.4 亿年前), 随着早期板块构造运动及超大陆旋回、产氧光合蓝细菌、真核生物及动物演化等重大地质事件, 地球大气 CO_2 、 CH_4 、 H_2 等含量进一步降低, O_2 逐步积累并实现源相对于汇的总体超越, 使大气和表层海洋持续处于一定的氧化状态。令人瞩目的



地质应用 同位素类别	物源分析	气候		沉积水体					地球化学循环 及特征过程 识别	沉积-地层 年代约束	成岩作用		部分 代表 文献
		风化作用	大气 组分 特征	化学 组分 特征	氧化还 原性质	生物 生产力	温度	pH值			流体 组分 特征	温度	
$\delta^{13}\text{C}$													[57-61]
δD													[62-66]
$\delta^{18}\text{O}$													[58,67-71]
$\Delta^{17}\text{O}$													[72-74]
Δ_{47}													[75-77]
$\delta^{34}\text{S}, \Delta^{33}\text{S}$													[78-81]
$\delta^{15}\text{N}$													[82-83]
$\delta^{30}\text{Si}$													[84,86]
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}, ^{143}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$													[87-90]
$^{147}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$													[91-93]
$\delta^{98}\text{Mo}$													[94-97]
$\delta^{59}\text{Fe}$													[98-101]
$\delta^{24}\text{Mg}$													[102-106]
$\delta^{44}\text{Ca}$													[107-110]
$\delta^7\text{Li}$													[111-113]
$\delta^{53}\text{Cr}$													[114-116]
$\delta^{60}\text{Ni}$													[117-120]
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$													[121-123]
$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$													[124-127]
$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}, ^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$													[128-132]
$^{138}\text{U}/^{135}\text{U}$													[133-134]
$\delta^{137}\text{Ce}$													[135-137]
$\delta^{200}\text{Tl}, \epsilon^{200}\text{Tl}$													[138-141]
$\delta^{82}\text{Se}$													[142-145]
$\delta^{66}\text{Zn}$													[146-148]
$\delta^{65}\text{Cu}$													[149-150]
$\delta^{200}\text{Hg}, \Delta^{199}\text{Hg}$													[151-153]
$\delta^{114}\text{Cd}$													[154-155]
$\delta^{73}\text{Ge}$													[156-157]
$\delta^{11}\text{B}$													[158-163]
^7He													[162-164]
^{14}C													[165-167]
U-Pb													[168-171]
U-Th													[172-174]
(U-Th)/He													[175-178]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}, \text{K-Ar}$													[179-181]
Rc-Os													[182-187]
Sm-Nd													[189-190]
Rb-Sr													[191-193]

图5 同位素地球化学指标在古气候、古环境和古海洋等方面的部分应用情况。其中沉积水体化学特征及地球化学循环过程与气候存在直接或间接联系，一定条件下可用于约束古大气(周锡强等, 2017)

是，该时段地球大气—海洋氧气含量出现了多次显著波动，以古元古代大氧化事件（Great Oxygenation Event，约24–21亿年期间）、新元古代大氧化事件（Neoproterozoic Oxygenation Event，约8.0–5.4亿年期间）、及中元古代间歇式增氧事件（如约15.6亿年、14亿年、11亿年等时期）为代表。元古宙中期缺少冰碛岩沉积记录（图7B），

被认为总体处于较温和气候状态；然而元古宙早期和晚期全球多次广泛发育大规模冰川沉积，被认为响应了极端寒冷气候状态。在此背景下，重点围绕“氧化事件”（Oxygenation Event）、“雪球地球”（Snowball Earth）、中—新元古代“无聊的十亿年”（Boring Billion）等关键时段，前寒武纪大气研究近年日益升温，相关成果呈现快速

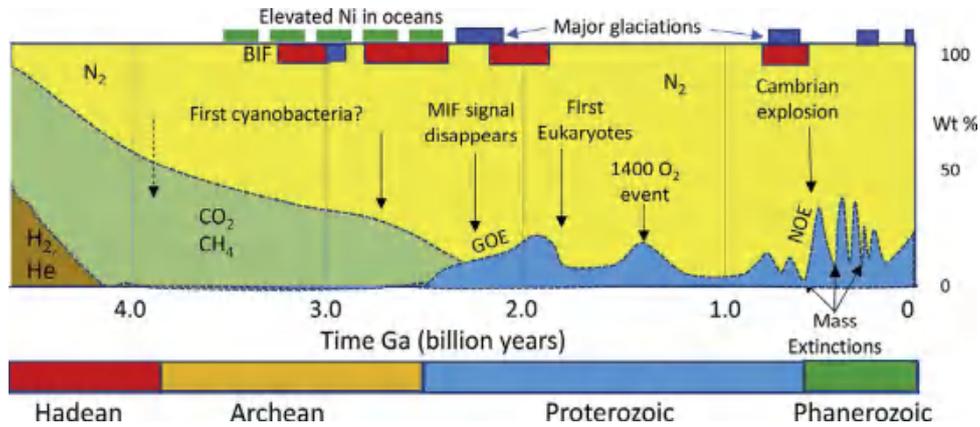


图 6 地球大气演化历程及相关重大地质事件 (Large, 2019)。注意，其中部分细节存在一定的不同观点

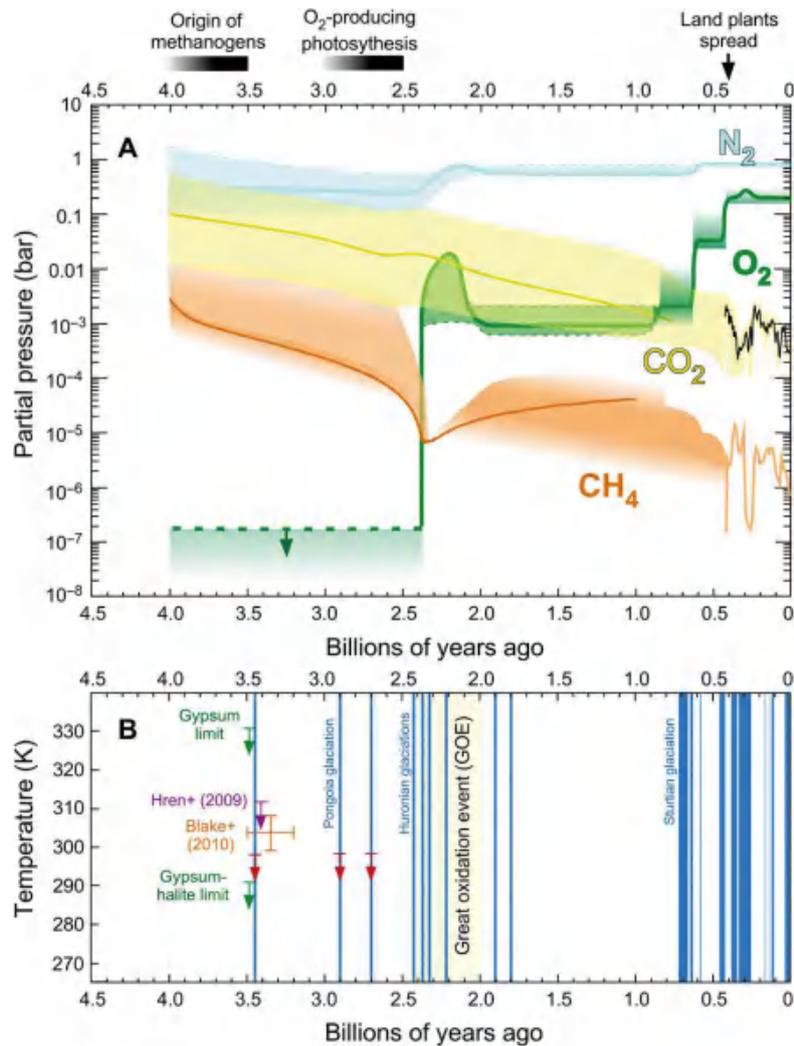


图 7 地球近 40 亿年以来大气演化概况。(A) 大气 N_2 、 O_2 、 CO_2 、 CH_4 含量演化历程，其中产甲烷生物、产氧光合作用生物、陆地植物扩张等生物演化事件对大气具有重要影响；(B) 冰川沉积记录的时代分布特征（蓝色竖条），其中太古宙发育少量冰川沉积记录（红色箭头），可对全球平均气温进行一定的约束（ $< 25^\circ C$ ）(Catling and Zahnle, 2020)



增长趋势（图 8）。

显生宙时期（约 5.4 亿年前至今），随着板块运动及超大陆演化、生物群落兴衰更替，地球大气 CO_2 、 CH_4 等含量进一步降低， O_2 含量显著增加，总体接近现今大气状态，但在一定范围内动态波动。值得注意的是，显生宙海洋和陆地生物圈演化，可显著改变生物地球化学循环和圈层相互作用模式，进而对大气及气候变化产生不同程度的反馈，有助于缓解极端气候状态的发生，使其总体维持相对温和气候状态。其中，寒武纪生命大爆发、奥陶纪生物大辐射、植物登陆、森林繁盛、硅藻演化、生物大绝灭等重大生物演化事件，对显生宙大气产生了显著的反馈，是古气候研究热点时段。需要指出的是，得益于可利用的地质材料的显著增加，显生宙大气研究程度较高，大气演化样式重建更加精细和多样。其中，新生代研究材料和方法最为

丰富，温室及冰室气候变化显著，与人类宜居环境演化关系密切，长期以来备受关注（图 8）。

总之，借助技术方法与理论的不间断进步，以及地质样品的逐渐扩展，我们持续描绘着远古时期地球大气的面貌。过去 20 年里，我们在微观的矿物岩石 - 流体 - 生物之间的相互作用与机理，以及宏观的超大陆旋回、造山过程、海洋化学、生物演化、大气组成特征及相互作用等方面取得了巨大的进步，促进了地球系统科学的快速发展（图 3、4）。近年，关于地球大气与气候演变的研究保持着较高的热度（图 8），但是许多基本问题仍有待回答。

未来，人类除了不忘初心之好奇，还将持续应对全球气候变化的现实挑战，胸怀探寻宜居星球的远大愿景。如何克服重重困难，精确、精准、精细重建地球漫长远古时期的大气及宜居环境演变历程，并

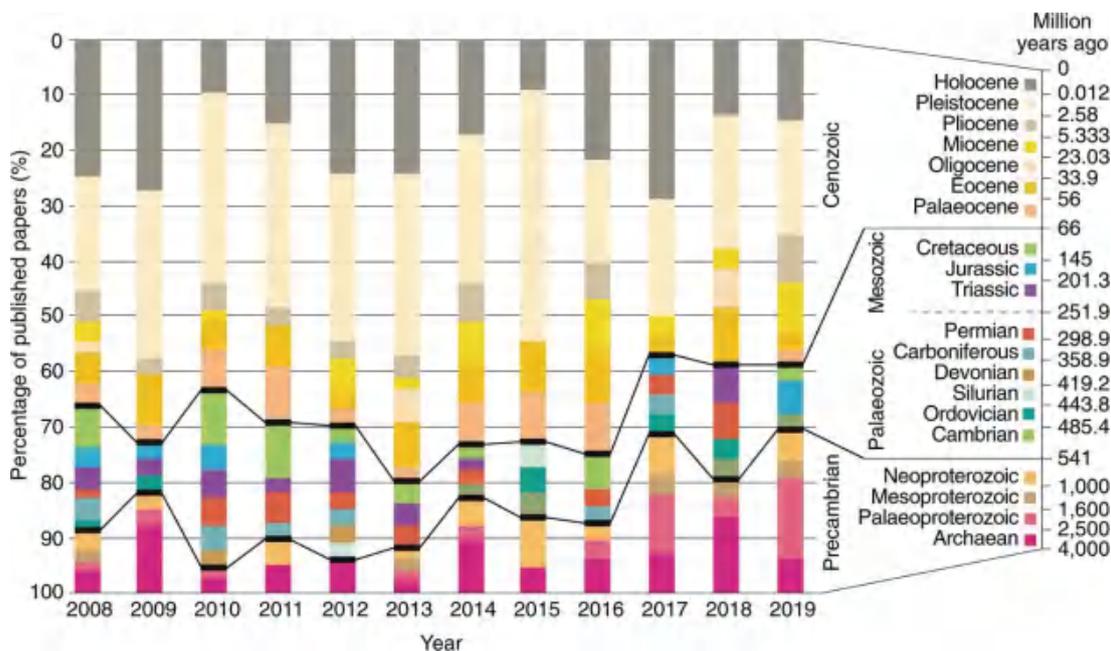


图 8 学术期刊 *Nature Geoscience* 在 2008 - 2019 年期间，古气候相关论文所研究的地质时代分布特征。该期刊年均发表相关论文数量约为 40 - 50 篇，所研究的地质时代分布广泛，以新生代为主（其中全新世和更新世占主体），中生代和古生代次之，前寒武纪占比逐渐攀升（引自 *Nature Geoscience* 评论文章）



解译其前因后果，毫无疑问将是地球科学研究持久征程。

【致谢：感谢中国地质大学（北京）的汤冬杰副教授对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Catling D C, Zahnle K J. The Archean atmosphere[J]. *Science Advances*, 2020, 6(9): eaax1420. (链接)
- Cole D B, Mills D B, Erwin D H, et al. On the co - evolution of surface oxygen levels and animals[J]. *Geobiology*, 2020, 18(3): 260-281. (链接)
- Dahl T W, Arens S K M. The impacts of land plant evolution on Earth' s climate and oxygenation state— An interdisciplinary review[J]. *Chemical Geology*, 2020: 119665. (链接)
- Holland H D. The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans[M]. Princeton: Princeton University Press, 1984.
- Kump L R. The rise of atmospheric oxygen[J]. *Nature*, 2008, 451(7176): 277-278. (链接)
- Large R R, 2019. Evolution of Earth' s atmosphere[C]. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Amsterdam: Elsevier. (链接)
- Lenton T M, Daines S J, Mills B J W. COPSE reloaded: an improved model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 178: 1-28. (链接)
- Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. The rise of oxygen in Earth' s early ocean and atmosphere[J]. *Nature*, 2014, 506(7488): 307-315. (链接)
- Zhang S, Planavsky N J, Krause A J, et al. Model based Paleozoic atmospheric oxygen estimates: a revisit to GEOCARBSULF[J]. *American Journal of Science*, 2018, 318(5): 557-589. (链接)
- 周锡强, 陈代钊, 刘牧, 胡建芳. 中国沉积学发展战略: 沉积地球化学研究现状与展望 [J]. *沉积学报*, 2017, 35(6): 1293-1316.

(撰稿：周锡强 / 油气室)

NG : 大氧化事件真的存在吗?

早期地球极端缺氧，在距今约 25 亿年前，地球上的自由氧含量显著上升，大气氧水平从几乎为零上升到现代大气含氧量的 1%，这一重大地质事件被称为“大氧化事件”（Great Oxygenation Event, GOE）（Holland, 2002），深刻地影响了早期地球生命演化以及多种元素的地球化学循环过程。关于大氧化事件之前的地球，当前主要的认识有以下 8 点：（1）地球几乎全部由海洋覆盖；（2）大气和海洋中几乎没有自由氧；（3）海洋中富 Fe^{2+} ，而 SO_4^{2-} 的含量非常低；（4）有机质来源于铁氧化细菌而非光合产氧作用；（5）火山喷气是还原性的 H_2S 而非 SO_2 ；（6）广袤的大陆在 25 亿年左右暴露在海平面之上，导致火山喷气变成氧化性的 SO_2 ；（7）在 25 亿年及更老的沉积岩中发现的硫（S）同位素非质量分馏（MIF-S）是早期地球缺氧的最重要证据；（8）缺氧条件下， SO_2 的紫外线光解反应是 S 同位素非质量分馏产生的主要机制。然而，也有学者对地质历史上“大氧化事件”的存在与否持否定观点。近日，美国宾夕法尼亚州立大学的 Hiroshi Ohmoto 教授在 *Nature Geoscience* 上撰文，否定了上述八大观点，认为在早期地球（至少在 35 亿年前）大气中氧含量应该较高，至少应达到现今氧含量的 50% 以上（Ohmoto, 2020）。

鉴于早期大气缺氧的最重要证据来自于 S 同位素的非质量分馏（Farquhar et al.,

2000），该文从元素 S 入手，阐述了早期地球 S 循环，并给出了 S 同位素非质量分馏的其他解释，认为地球早期火山喷气中的硫来自于海洋硫酸盐。根据自然现象观测及 SO_2 溶解度实验，发现洋底火山作用产生的 SO_2 可迅速溶解于海水，并通过一系列反应最终形成单质硫。如果早期地球几乎全部由海洋覆盖的观点成立，应该不会有含 S 气体释放到大气中。此外，由于在一些古老岩系（3.4 Ga）中发现区域剥蚀不整合接触、碎屑沉积岩等陆相沉积的证据，作者认为在太古宙（>2.5 Ga）地球上陆地并非全部由海洋覆盖。那么，在太古宙这些陆地火山喷气的成分究竟是以 H_2S 还是以 SO_2 为主呢？

根据热力学模拟，作者计算了岩浆去气在减压过程中 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ 的含量比值变化，发现火山喷气中 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ 比值明显受控于母岩浆的氧逸度值（图 1）。当 $f\text{O}_2 < \text{FMQ} - 0.5$ 时，气体以 H_2S 为主；当 $f\text{O}_2 > \text{FMQ} + 1.5$ 时，气体以 SO_2 为主；当 $\text{FMQ} - 0.5 < f\text{O}_2 < \text{FMQ} + 1.5$ 时，气体在上升过程中由 H_2S 为主逐渐转变成 SO_2 为主（图 1）。由于现今大洋中脊玄武岩的氧逸度值（ $\Delta \text{FMQ} = 0 \pm 0.5$ ）明显低于岛弧玄武岩的氧逸度值（ $\Delta \text{FMQ} = 0.5 \sim 3$ ），且岛弧火山喷发产生的 S 占据地球整体 S 释放的 70%，因此可以反推在太古宙陆地火山喷气的成分应以 SO_2 为主。

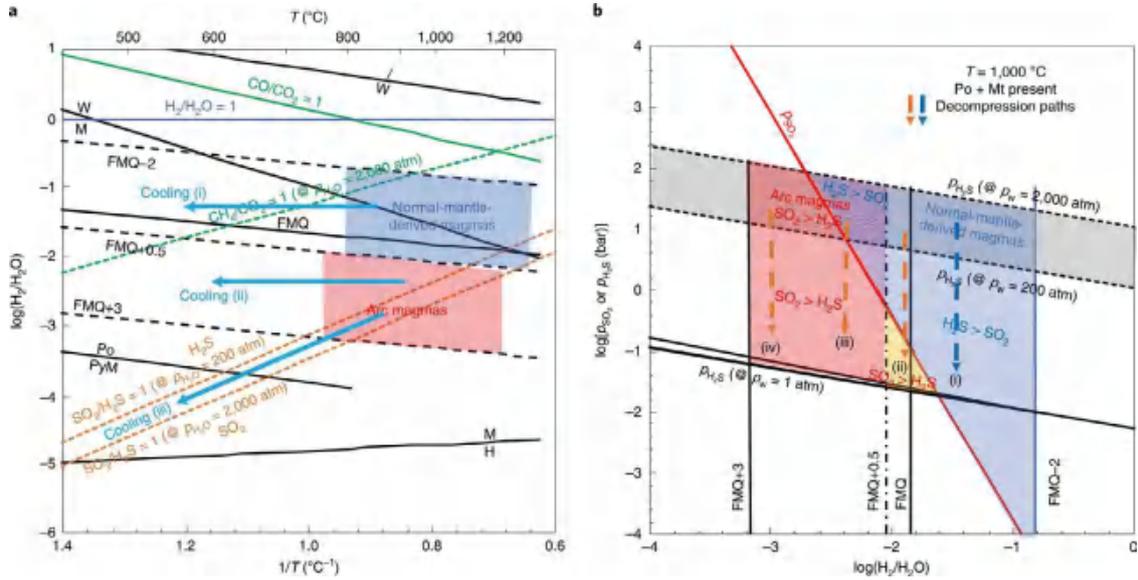


图 1 理论模拟的火山气体的化学成分。a- 普通地幔岩浆与弧岩浆的氧化还原状态及冷却过程中火山气体的氧逸度变化；b- 不同氧逸度条件下火山喷气减压过程中气体成分的变化 (Ohmoto, 2020)

为进一步验证其论点，作者研究了太古宙块状硫化物矿床 (VMS, 3.5 ~ 2.7 Ga) 的 S 同位素及其岩石学特征 (图 2)。太古宙 VMS 矿床硫化物 (主要为黄铁矿) 的 S 同位素值为 +5‰ ± 3‰，与现代弧岩

浆的 S 同位素值一致，应是岩浆 S 与富硫酸盐海水 S 同位素混合的结果。基于太古宙 VMS 矿床中黄铁矿和重晶石的产出特征，根据热力学模拟推算出，同时期古海洋的硫酸盐含量应为 1mM，明显高于前人结果，

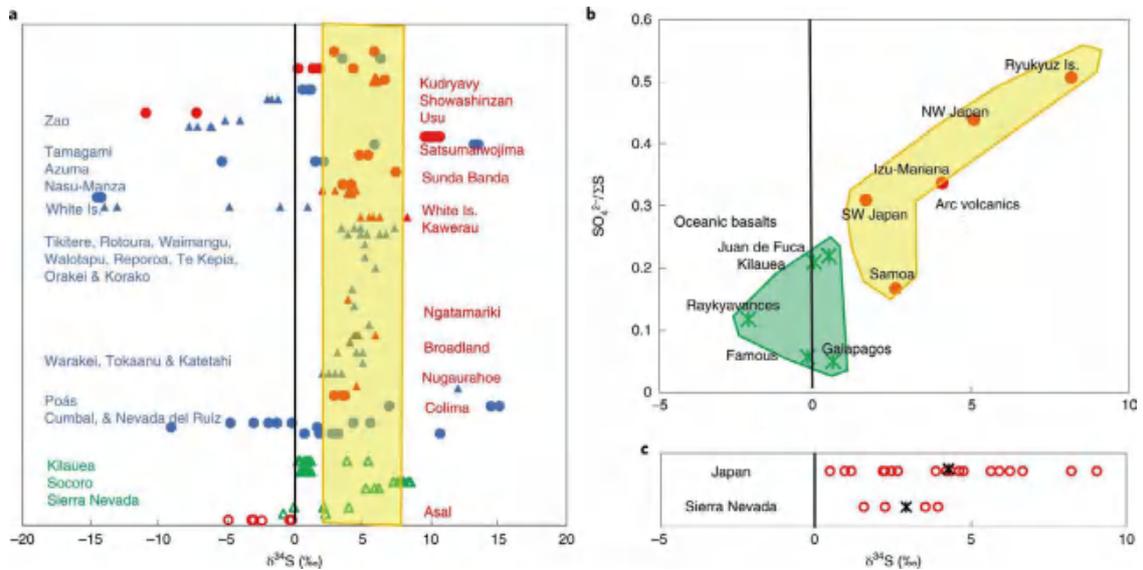


图 2 现代火山气体及火山岩化学组成和 S 同位素特征。a- 来自岛弧岩浆 (实心) 和大洋岩浆 (空心) 的火山气体 $\delta^{34}\text{S}$ 特征；b- 岛弧火山岩和大洋玄武岩的平均 $\delta^{34}\text{S}$ 组成和 $\text{SO}_4^{2-}/\sum\text{S}$ 值 (圆圈 - $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S} > 1$ ；三角 - $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S} < 1$ ；红色 - 气体温度大于 $>500^\circ\text{C}$ ；蓝色 - 低温气体；绿色 - 大洋岩浆)；3- 日本和内华达山脉磁铁矿系列花岗岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成 (叉号为平均值) (Ohmoto, 2020)



借此推测大气氧含量应不低于当今氧含量的 50%。

最后, 作者构建了早期地球的 S 循环模型 (图 3): (1) 早期地球由于 Theia 的撞击导致板块构造自 4.51 Ga 开启; (2) 在接下来的 600 Ma 期间陆壳大规模生长并暴露于海平面之上, 通过风化向海洋中输入营养物质, 为产氧生物的诞生以及之后的氧化大气和富硫酸盐海洋形成创造了条件; (3) 富集 O_2 和 SO_4^{2-} 的海水交代洋壳导致

其发生氧化, 富含三价 Fe, 洋壳的持续俯冲导致地幔尤其是上地幔的 $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ 持续升高; (4) 当氧化的富集 SO_4^{2-} 的地幔楔形成后, 陆地火山喷气逐渐由原来的以 H_2S 为主转变成以 SO_2 为主; (5) 剧烈的火山喷发可以将 SO_2 气体带至平流层, 其中的氧分子可与 SO_2 发生紫外线光解作用, 形成 S 同位素的非质量分馏的特征。此外, 有机质热还原硫酸盐的过程也可产生 S 同位素非质量分馏的信号。

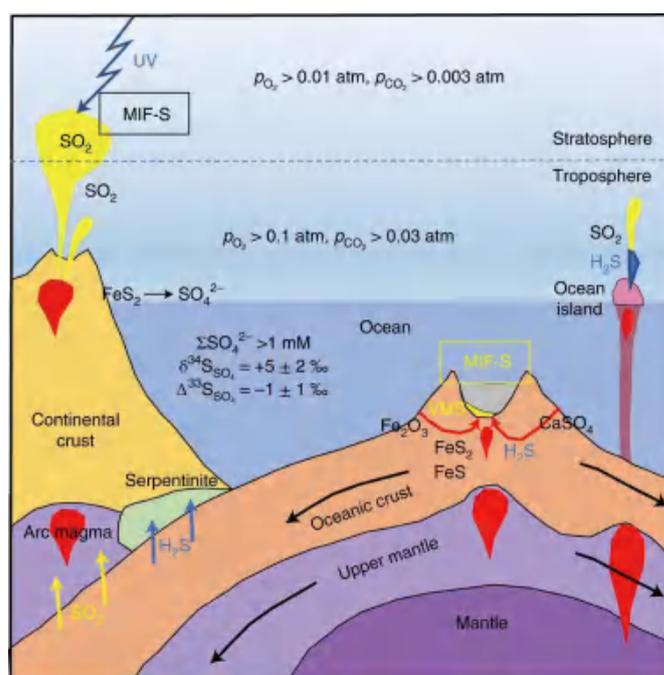


图 3 太古宙硫循环示意图 (Ohmoto, 2020)

Ohmoto 的研究挑战了传统的观点, 建立了不同的早期地球硫循环模型, 对早期地球演化的研究产生重要影响。但是, 该论文依然存在一些尚未解决的科学难题和值得商榷的问题, 如:

(1) Ohmoto 的早期硫循环模式基于板块构造在 4.51 Ga 已经开启, 但目前地质学界对板块构造起始的时间尚未定论, 缺乏可靠的地质与地球化学证据, 支持在 39 亿

年甚至更早存在板块构造;

(2) 该热力学模拟计算利用的现今全球岛弧岩浆及洋中脊岩浆的氧逸度值及 S 同位素值, 逻辑推理也基于现代板块构造理论框架。这种将现今地球的储库性质及运行机制反推到地球早期的适用性问题值得商榷;

(3) 该模拟推导出在俯冲带浅部释放的是富 H_2S 还原性流体, 在俯冲带深部释



放的是富 SO_2 氧化性流体。该结论对其硫循环模型起关键作用。然而，在现在板块俯冲带框架下，俯冲带释放的是氧化性或还原性流体都尚无定论，如根据天然样品和理论模拟得出俯冲带流体在深部是富 H_2S 的还原性流体 (Li et al., 2020)，不支持本文的推理；

(4) VMS 矿床中重晶石发育是作者判断早期大气富氧的重要依据，然而当前研究认为重晶石仅出现于古太古代 VMS 中，而中太古代至新太古代期间的 VMS 矿床普遍不发育硫酸盐矿物 (Roerdink, 2020)；

(5) 作为前寒武纪特殊的化学沉积岩，条带状铁建造 (BIF) 在 GOE 之前广泛发育，应是早期海洋处于缺氧状态的产物

(Konhauser et al., 2017)；而作者却认为早期海洋是氧化的，BIF 的成因机制与 VMS 类似。值得注意的是，现代海底并不发育 BIF，因此该观点有待商榷；

(6) 如果早前寒武纪地球大气氧含量接近现代氧水平的 50% (Ohmoto, 2020)，早期地球诸多表生元素循环应与现代一致。然而，目前大量地质与地球化学证据从不同方面均证明了早期地球在 24 亿年左右大气和海洋氧含量才开始显著提高 (Lyons et al., 2014)。

【致谢：感谢王长乐副研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Farquhar J, Bao H, Thiemens M. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle[J]. *Science*, 2000, 289(5480): 756-758. ([链接](#))
- Holland H D. Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(21): 3811-3826. ([链接](#))
- Konhauser K O, Planavsky N J, Hardisty D S, et al. Iron formations: A global record of Neoproterozoic Palaeoproterozoic environmental history[J]. *Earth-Science Reviews*, 2017, 172: 140-177. ([链接](#))
- Li J L, Schwarzenbach E M, John T, et al. Uncovering and quantifying the subduction zone sulfur cycle from the slab perspective[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 514. ([链接](#))
- Ohmoto H. A seawater-sulfate origin for early Earth's volcanic sulfur[J]. *Nature Geoscience*, 2020: 1-8. ([链接](#))
- Roerdink D. Redrawing the early sulfur cycle[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13: 526-527. ([链接](#))
- Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere[J]. *Nature*, 2014, 506(7488): 307-315. ([链接](#))

(撰稿：李继磊，彭自栋 / 矿产室)

NC : 地幔数据显示可氧化的火山气体的减少 可能触发了大氧化事件

包括人类在内的需氧生物之所以能在地球上繁盛兴旺，主要得益于大气中大量 O_2 的存在，但在地球整个历史的大部分时间内 O_2 含量水平并不高。地质记录中的硫同位素非质量分馏特征表明大气中的 O_2 含量在 2.4~2.1 Ga 大氧化事件期间快速升高，但对氧化还原作用敏感的铁、钼等元素的同位素数据却显示在 3.2~3.0 Ga 时海洋透光层中就已经存在 O_2 ，这意味着能够产生 O_2 的蓝藻的出现时间远早于大氧化事件。地质学上的数据也指出在新太古代海洋和湖泊中存在甲烷营养（厌氧菌以甲烷为营养物质，并将其氧化为 CO_2 ）和氧化氮的循环，以及硫化物和氨基盐分别被氧化成为硫酸盐和硝酸盐过程。这与光合作用开始于中太古代的推论是吻合的。目前，人们对早期大气中氧气积累的具体过程以及为何大气氧化事件滞后于光合作用开始时间仍知之甚少。

早些时候，Kump and Barley (2007) 曾认为从太古代到古元古代火山活动类型由海底喷发转换为陆上喷发，此过程中还原性气体排放逐渐减少，可能对大气增氧也有一定贡献。近年 Aulbach and Stagno (2016), Nicklas et al. (2019) 研究发现地幔从太古代以来变得逐渐氧化，进而推测地幔的氧化有可能导致了大气的氧化。但这种推测尚未得到定量化验证。为了定量检验地幔的氧化能否导致大气的氧化，Kadoya et al. (2020) 在对前人数据再挖掘

的基础上发现太古代还原性火山气体的喷发可以阻止大气中 O_2 的积累，并且这种情况一直持续到大约 2.5 Ga，这一认识对人们普遍认为的地幔的氧化并不是大气中 O_2 演化和有氧生命演化的关键驱动力的观点提出了质疑，并认为需重新考虑地球和其他类地系外行星演化过程中地幔氧化对大气演化的影响。

Aulbach and Stagno (2016) 和 Nicklas et al. (2019) 曾用不同的方法分别揭示出地幔的 f_{O_2} 从早太古代到元古代上升了约 1.3 个对数单位，虽然两种方法得出的 f_{O_2} 的变化趋势相同，但不同时代氧逸度的具体数值（用 ΔFMQ 表示）不尽相同（图 1a）。Kadoya 等以上述两套数据为基础，通过设定统一的现代 MORB 的 f_{O_2} 值（ $\Delta FMQ=0.2\pm 0.3$ ），重新计算了地幔的 f_{O_2} 演化趋势线，发现两套数据在各自的误差范围内获得的地幔 f_{O_2} 演化趋势线可以很好地重合（图 1b）。

在研究中，Kadoya 等构建了氧化参数 K_{oxy} ，用来衡量某一时刻大气是否倾向于氧化的程度。它的定义是氧源通量与氧汇通量的比值，其中的氧汇通量主要受火山喷发的还原性气体控制（如 H_2 、 CO 、 H_2S 、 SO_2 和 CH_4 等）。当 $K_{oxy} < 1$ 时，导致氧汇的火山气体量超过氧源量，大气中 H_2 增加。当 $K_{oxy} > 1$ 时，氧源超过有效氧汇，大气中的 O_2 增加，直到消耗氧气的风化作用发生并使其达到平衡。

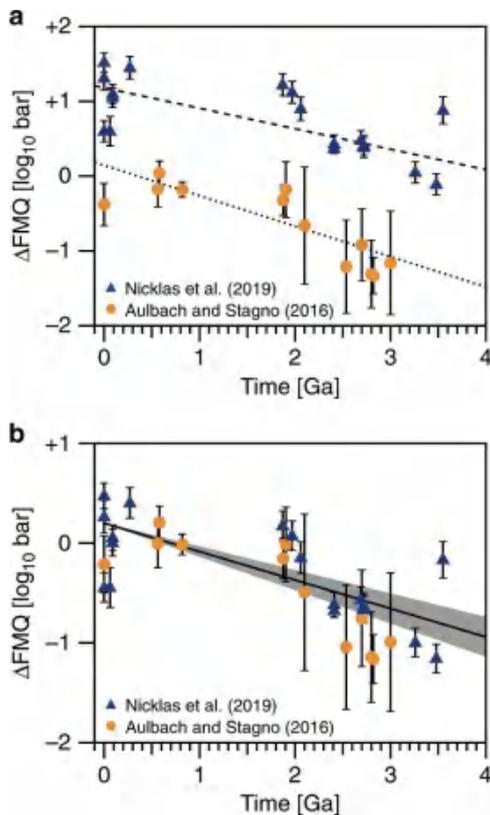


图 1 (a) Aulbach and Stagno (2016) 和 Nicklas et al. (2019) 用不同的方法分别揭示出地幔的氧逸度 (f_{O_2}) 演化趋势。氧逸度值用相对铁橄榄石 - 磁铁矿 - 石英缓冲线 (ΔFMQ) 来表示。图中的虚线分别表示两套数据的线性回归, 可以看出它们的趋势大致相同, 均反映了地幔自太古代以来氧逸度不断升高; (b) Kadoya et al. (2020) 对上述两套数据重新处理后的地幔的氧逸度演化趋势, 处理的方法是将两套数据中现代 MORB 的 f_{O_2} 值均采用 $\Delta FMQ=0.2 \pm 0.3$

研究结果发现, 在 2.62 Ga 及之后, $K_{oxy} > 1$, 即大气具有氧化性的可能性超过 95%, 而在 3.38 Ga 之前, $K_{oxy} > 1$ 的可能性小于 50%, 3.6 Ga 之前 $K_{oxy} > 1$ 的可能性就更小了, 只有 30%。这就表明尽管存在光合作用, 早太古代的大气很可能是还原性的。因此, 地幔不断升高的 f_{O_2} 有可能使得大气从还原性转变为氧化性, 转变期

大约是 2.5 Ga 之前 (图 2)。

作者认为造成地幔的 f_{O_2} 从太古代以来逐渐增加, 并进而触发大氧化事件的原因有两个, 一个是地幔对流所导致的氧化还原状态分层的原始地幔的均一化过程。早期原始地幔的氧化还原状态是分层的, 即下地幔中 Fe^{2+} 在高压下发生歧化反应形成 Fe^{3+} 和单质 Fe, 单质 Fe 进入地核, 残留的 Fe^{3+} 使得下地幔比上地幔更加氧化。在对流作用驱动下, 上述分层的氧化还原状态变得均一化, 并使地幔的 f_{O_2} 升高。另外一个原因是大气中诸如 H_2 之类的强还原剂的大量逃逸进入太空, 从而使得大气逐渐变得氧化。

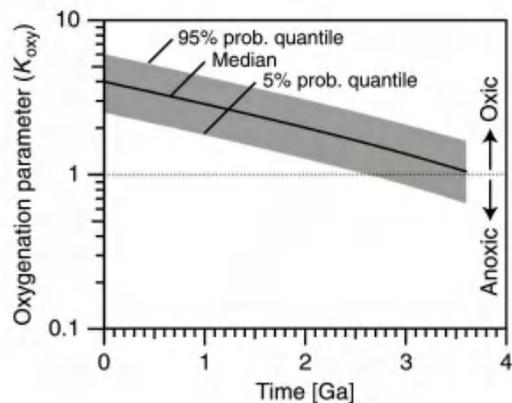


图 2 氧化参数 K_{oxy} 随时间变化趋势图。图中实线为中线, 阴影区域为概率分位数 5%-95% 限定区域。虚线代表了 $K_{oxy}=1$, 虚线之上表示大气为氧化, 之下为缺氧。虚线与概率分位数 5% 相交处对应的年龄为 2.62 Ga, 意味着在 2.62 Ga 及之后, $K_{oxy} > 1$, 即大气具有氧化性的可能性超过 95% (Kadoya et al., 2020)

【致谢：感谢矿产室张连昌研究员对本文提出的修改建议。】



主要参考文献

- Aulbach S, Stagno V. Evidence for a reducing Archean ambient mantle and its effects on the carbon cycle[J]. *Geology*, 2016, 44(9): 751-754. ([链接](#))
- Kadoya S, Catling D C, Nicklas R W, et al. Mantle data imply a decline of oxidizable volcanic gases could have triggered the Great Oxidation[J]. *Nature Communications*, 2020, 11(1): 1-9. ([链接](#))
- Kump L R, Barley M E. Increased subaerial volcanism and the rise of atmospheric oxygen 2.5 billion years ago[J]. *Nature*, 2007, 448(7157): 1033-1036. ([链接](#))
- Nicklas R W, Puchtel I S, Ash R D, et al. Secular mantle oxidation across the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from V partitioning in komatiites and picrites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2019, 250: 49-75. ([链接](#))

(撰稿: 英基丰 / 岩石圈室)

NG : 大氧化事件与 Lomagundi 事件 ——由深部碳循环和增强的去气作用导致

—— 二氧化碳和氧气是影响地球宜居性的两种关键气体。从地球诞生到现今宜居地球的形成，现有的大气成分是三十几亿年以来光合作用和化学合成作用能量存储的结果（汪品先等，2018）：在距今 23 亿年前，地球大气中的氧气含量很低（ $\sim 0.001\%$ ）， $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 混合大气浓厚（Lyons et al., 2014），类似今天的金星大气；然而在 $\sim 23\text{-}20$ 亿年左右，大气中的氧含量增长了若干个数量级，上升到现今水平的 15% 左右。这个重要的环境转折事件被地球科学家称为大氧化事件（Great Oxidation event, GOE）。地球科学家同时发现，紧随大氧化事件之后，海相碳酸岩的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线产生了大约 10‰ 正漂移，这个事件则被称为 Lomagundi 事件。

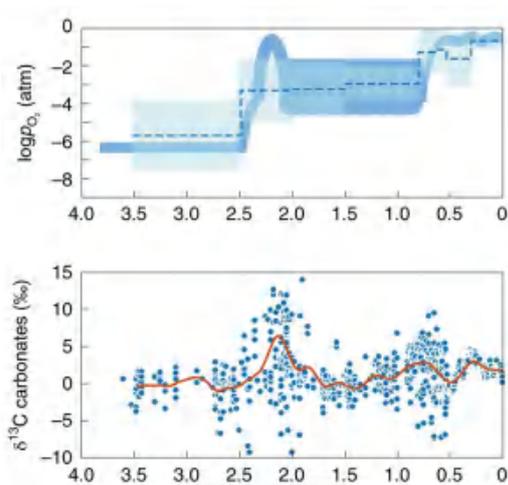


图 1 地球大气中氧气 (a) 和碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ (b) 随地质时间的演化 (Eguchi et al., 2020)

基于大氧化事件和 Lomagundi 事件的时间关联性，以往的研究通常认为这两个事件有一个共同机制，就是有机碳埋藏比例增加（Duncan and Dasgupta, 2017），而有机碳的埋藏量增大的根源在于地球内部构造活动的演化。其逻辑链条为：当地球的构造活动转化成以俯冲模式为主后，俯冲板块携带了更多的有机碳进入地球深部，导致深部有机碳埋藏量增加，导致 O_2 在大气中的含量提升，也导致海相碳酸岩 ^{13}C 同位素增长。近期加州大学 Riverside 分校 Eguchi et al.(2020) 发表在 *Nature Geosciences* 的论文提出反驳：Lomagundi 事件相对大氧化事件毕竟有 1 亿年的时间延迟，单一机制无法同时解释这两个事件。基于碳同位素分析，他们认为大氧化事件与 Lomagundi 事件由深部碳循环和增强的去气作用共同导致。

1. 增强的去气作用

设定大气输入的 CO_2 对同位素漂移贡献值为 $\delta^{13}\text{C}_{in}$ ，它满足

$$\delta^{13}\text{C}_{in} = \delta^{13}\text{C}_{carb}(1 - f_{org}) + \delta^{13}\text{C}_{org}f_{org} \quad (1)$$

其中： $\delta^{13}\text{C}_{carb}$ 为碳酸岩碳同位素值， $\delta^{13}\text{C}_{org}$ 为有机碳碳同位素值， f_{org} 为埋藏碳中有机碳的百分比。

为了便于读者理解，我们将方程 (1) 改写为：

$$\delta^{13}\text{C}_{in} = \delta^{13}\text{C}_{carb} - \delta^{13}\text{C}_{carb-org}f_{org} \quad (2)$$



其中： $\delta^{13}C_{carb-org}$ 是碳同位素在碳酸岩和有机碳中的分馏差，其大致保持恒定，且值 $\approx 25\%$ 。这个公式表明，如果 $\delta^{13}C_{in}$ 保持不变，则增加 f_{org} 导致 $\delta^{13}C_{carb}$ 增加，这种情况对应于传统的模型，可解释 Lomagundi 碳同位素正漂移。

Eguchi 等基于公式 (2) 对传统的解释提出了质疑：当 $\delta^{13}C_{in}$ 与 f_{org} 均保持不变时，如果增加大气中的 CO_2 输入量，也能导致 $\delta^{13}C_{carb}$ 变大。

大气中的 CO_2 输入有三个喷发来源，分别是洋岛玄武岩 (OIB)、洋中脊玄武岩 (MORB) 以及岛弧岩浆岩：

$$\delta^{13}C_{in} = \frac{F_{OIB}}{F_{tot}} \delta^{13}C_{OIB} + \frac{F_{MORB}}{F_{tot}} \delta^{13}C_{MORB} + \frac{F_{arc}}{F_{tot}} \delta^{13}C_{arc} \quad (3)$$

地球化学观测证据表明： $\delta^{13}C_{MORB} \approx -5\%$ (Marty and Zimmermann, 1999)， $\delta^{13}C_{arc} \approx -3\%$ (Mason et al., 2017)， $\delta^{13}C_{OIB}$ 的研究程度相对较低，没有确定的数值，但通常认为大致其与 $\delta^{13}C_{MORB}$ 接近，甚至负漂更大。从公式 (3) 可以看出，如果增加 $\frac{F_{arc}}{F_{tot}}$ ，则 $\delta^{13}C_{in}$ 偏向岩浆成因 CO_2 同位素特征偏移。

地球化学证据表明，在现今的俯冲带碳循环系统中， $\delta^{13}C_{arc}$ 的负漂取决于有机碳百分比的增加 (图 2a)，但碳酸岩的喷发效率比有机碳的高，其负漂的幅度可以被碳酸岩喷发效率轻微抵消。在大氧化事件时期，可以断定当时地幔的温度比现今高 (自元古代以来，地球地幔的温度每 1 亿年，降低 $6-11\text{ }^\circ\text{C}$ ；Van Avendonk et al., 2016)，在高温环境下，碳酸岩的喷发效率比有机碳的更高 (图 2b)，因此 $\delta^{13}C_{arc}$ 漂移受碳酸岩的影响更大。

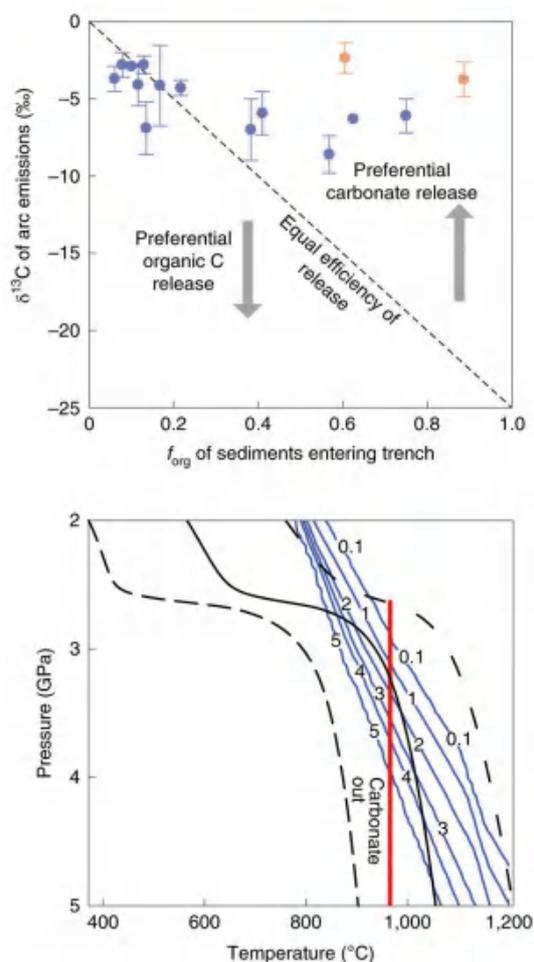


图 2 (a) 现今俯冲系统中， $\delta^{13}C_{arc}$ 与俯冲板片中有有机碳百分比的关系；(b) 古俯冲带的 $P-T$ 曲线 (Eguchi et al., 2020)

2. 深部碳循环的影响

高地幔温度条件下，更强的碳酸岩排气导致俯冲板片更加富集有机碳。有机碳以难溶的石墨或金刚石的相态，可以被俯冲板片携带到地幔深部甚至是核幔边界，这使得地幔深部成因的洋岛玄武岩更加富集有机碳。由于这个喷发过程延迟于俯冲过程 (取决于地幔柱的喷发时间)，因此可以导致海相碳酸岩的碳同位素 $\delta^{13}C$ 曲线在经历正漂移之后能回归到正常水平 ($\sim 0\%$)。

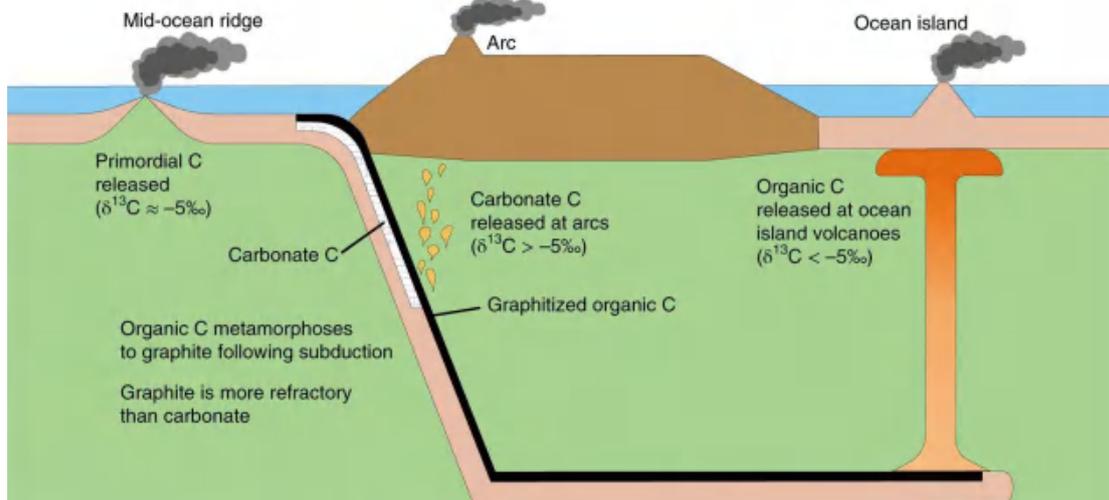


图 3 深部碳循环及其碳同位素特征的卡通图 (Eguchi et al., 2020)

3. 新模型的逻辑链条

基于上述讨论, Eguchi 等开展了碳-氧盒子模型实验, 采用模拟方法演算了深部碳循环和增强的去气作用可以先后驱动大氧化事件和 Lomagundi 事件, 模拟结果能很好地匹配观测结果。总的说来, 新模型的逻辑链条是:

距今 25 亿年, 地球逐步转化为板块构造——陆地面积增加, 冰期作用 (Gumsley et al., 2017) 导致含水沉积物增大, 促进板块边界弱化——促进板块俯冲加强——碳埋藏量增加, 火山 CO₂ 喷发量增加——(碳酸岩的喷发效率比有机碳的高) 大气中氧气量增加, δ¹³C 曲线产生了 ~ 10‰ 正漂移——俯冲碳停留在核幔边界, 延迟的地幔柱作用使得 δ¹³C 曲线回归正常

如何将不同圈层、不同时间尺度的过程连接起来, 分析其耦合作用, 这是地球系统科学面临的挑战 (汪品先等, 2018)。碳循环无疑是一个重要的连接过程, 是地球系统科学研究的有效切入点。Eguchi 等的研究用碳循环将海相碳酸岩碳同位素、

大气氧含量演变和板块构造演化结合起来, 提供了一个很好的研究范例。本研究并未展示新的观测证据, 但通过在分析中引入碳同位素的配分模型, 为解释大氧化事件和 Lomagundi 事件提供了新的视角, 挑战了传统认识。

术语备注:

(1) 碳同位素 δ¹³C: 研究大气中二氧化碳和氧气的演化最常用的表征参数。地球的碳库由碳酸岩和有机碳组成。相对无机成因的碳酸岩, 有机物在合成碳时通常优选较轻的 ¹²C, 因此其碳同位素 δ¹³C 值相对低。增加有机碳的比例可以使得剩下的碳酸岩相对富集 ¹³C。在文献中的定义为: δ¹³C reports carbon isotopes as the ratio of the heavy ¹³C isotope relative to the lighter ¹²C isotope relative to a standard in units of parts per thousand (Mason et al., 2017). The typical values for differences source are:

mantle: -6.0 ± 2.0 ‰

sedimentary organic carbon: < -20 to



-40 ‰

Carbonate carbon: ~ 0 ‰

(2) Lomagundi event: In the wake of

GOE, marine carbonates underwent a large positive spike in carbon isotope ratios

主要参考文献

汪品先, 田军, 黄恩清等. 地球系统与演变. 北京: 科学出版社, 2018.

Duncan M S, Dasgupta R. Rise of Earth' s atmospheric oxygen controlled by efficient subduction of organic carbon[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(5): 387-392. ([链接](#))

Eguchi J, Seales J, Dasgupta R. Great Oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13: 71-76. ([链接](#))

Gumsley A P, Chamberlain K R, Bleeker W, et al. Timing and tempo of the Great Oxidation Event[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2017, 114(8): 1811-1816. ([链接](#))

Marty B, Zimmermann L. Volatiles (He, C, N, Ar) in mid-ocean ridge basalts: Assessment of shallow-level fractionation and characterization of source composition[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(21): 3619-3633. ([链接](#))

Mason E, Edmonds M, Turchyn A V. Remobilization of crustal carbon may dominate volcanic arc emissions[J]. *Science*, 2017, 357(6348): 290-294. ([链接](#))

Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. The rise of oxygen in Earth' s early ocean and atmosphere[J]. *Nature*, 2014, 506(7488): 307-315. ([链接](#))

Van Avendonk H J A, Davis J K, Harding J L, et al. Decrease in oceanic crustal thickness since the breakup of Pangaea[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10: 58-61. ([链接](#))

(撰稿: 赵亮 / 岩石圈室)

Science : 海洋铁汇在调控早期大气氧化中的角色——三铁同位素的限制

铁是地球上最为丰富的金属元素之一，且相比于其他金属元素，具有较高的氧化还原敏感度，因而沉积物中的铁组分可准确地记录地球历史上大气、海洋和陆地的氧化状态及转变历程 (Raiswell and Canfield, 2012)。众所周知，地球表面的氧化历史是一个极其复杂的进程，经过古元古代大氧化事件 (GOE)、新元古代氧化事件 (NOE) 和古生代氧化事件三阶段的提升才达到现今的氧水平 (Lyons et al., 2014)。在早期大气氧含量首次大幅度升高期间，可见大量的硫化铁 (如黄铁矿) 和铁氧化物 (Fe^{3+} 的氢氧化物) 沉积，前者主要赋存在黑色页岩序列中，而后者与硅结合形成大规模的铁建造。

前人针对这两种主要铁的沉淀物开展了大量的铁同位素研究 (Dauphas et al., 2017)，结果显示 GOE 之前沉积的黄铁矿的 $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ 比值具有高达 -3.5‰ 的变化 (相对大部分地球上岩石) (Rouxel et al., 2005)，这在 GOE 之后的岩石记录中很难见到这样程度的分馏 (图 1A)。对 GOE 之前沉积黄铁矿特别轻的铁同位素组成目前有三种解释：(1) 广泛的 Fe^{3+} -氢氧化物形成，可能造成残余海洋中溶解的 Fe^{2+} 富集轻同位素；(2) 微生物异化的 Fe^{3+} 还原作用 (DIR)，优先释放同位素轻的 Fe^{2+} 进入水体；(3) 伴随黄铁矿的部分沉淀过程的动力学分馏效应，生成同位素轻的黄铁矿。这三种作用究竟哪一种起关键作用，一直

争论不休，直接影响到对 GOE 之前海洋的铁循环认识。更重要的是，铁氧化物的沉积是 O_2 的损失，而黄铁矿的埋藏则意味着大气中 O_2 含量相对增加。因此，地球早期古海洋中铁的命运直接影响到对发生在大约 23.2 亿年前大氧化事件 (GOE) 及铁循环变化的认识。

对此，芝加哥大学 Andy Heard 等人创新性地运用三铁同位素分析对早期沉积黄铁矿的铁同位素成因进行了约束 (Heard et al., 2020)。他们首先分析了 GOE 之间的铁建造三铁同位素组成，认为遵从一条质量平衡线 (图 1B)。因为这些铁建造记录了 GOE 之前海洋中的 Fe^{3+} -氢氧化物沉淀，可不同程度地反映铁氧化对海洋中 Fe^{2+} 的同位素组成的影响。随后，通过实验室的 $\text{FeS-H}_2\text{S}$ 溶液合成黄铁矿的实验，他们发现生成的黄铁矿的 $\delta' ^{56}\text{Fe}$ 值 (注： $\delta' ^{xx}\text{Fe}=1000\ln[(^{xx}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{样品}}/(^{xx}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{标准}}]$ ，其中标准为 IRMM-014；而 $\Delta \delta' ^{xx}\text{Fe}$ 值表示物理、化学或生物过程中 $\delta' ^{xx}\text{Fe}$ 值的变化) 比初始的 FeS 同位素偏轻达 -2.4‰，认为反映了黄铁矿形成过程中发生的动力学分馏，因此确定了一条同位素动力学分馏线 (图 1B)。两条线明显不同，代表可能影响沉积黄铁矿的铁同位素组成的两种不同机制。最后，他们测定了 GOE 之前 (晚太古代到古元古代，2.66-2.32 Ga) 的沉积黄铁矿和黑色页岩，发现样品的三铁同位素数据位于上述的两条线之间。这些同位

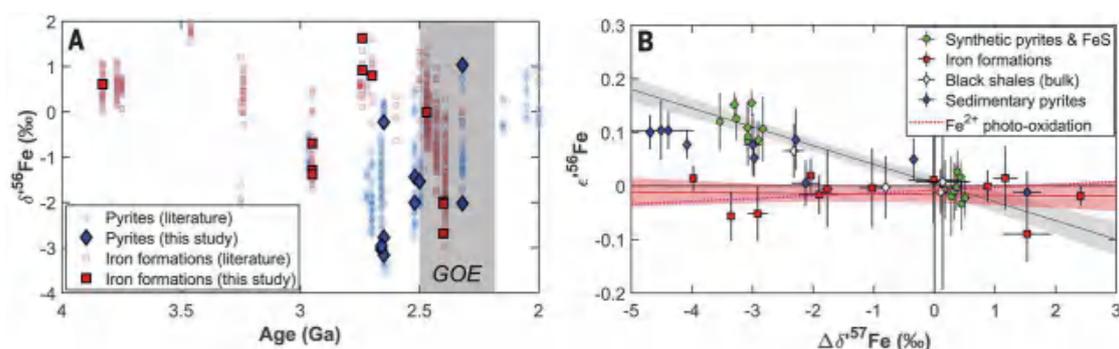


图1 GOE 之前铁沉积物、实验室合成的黄铁矿和 FeS 的铁同位素系统。(A) 早期沉积黄铁矿和铁建造的铁同位素 ($\delta^{56}\text{Fe}$) 特征; (B) 铁建造、黄铁矿和黑色页岩的三铁同位素系统 ($\epsilon^{56}\text{Fe}-\Delta\delta^{57}\text{Fe}$)。所报导天然样品和合成黄铁矿的 $\Delta\delta^{57}\text{Fe}$ 值是与各自起始物质的差值, 相对于标准物质 IRMM-014。红线和红色阴影区域代表与铁的氧化还原有关的质量分馏线, 它们是通过分析同位素轻的、富锰的铁建造获得; 黑线和黑色阴影区域表示黄铁矿化过程中的动力学分馏效应, 是测定通入 H_2S 在实验室沉淀黄铁矿来限定。质量分馏线意味 Fe^{2+} 氧化发生, 它是由 $\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{3+}$ 平衡控制。GOE 之前的黄铁矿落在铁氧化和黄铁矿化两个端元的中间区域

素组成表明黄铁矿的生成需要这两种作用, 即起初海洋的铁氧化作用和黄铁矿自残余海洋沉淀过程中伴随的动力学分馏作用。

根据瑞利分馏, Heard 等人进一步约束两种作用所占的比例 (图 2), 诠释了沉积黄铁矿偏负的 $\delta^{56}\text{Fe}$ 值的形成过程: 早期海洋中的 Fe^{2+} 主要来自于热液, 其 $\delta^{56}\text{Fe}$ 值接近 0 ‰, 当下部海水涌到表层氧化水体中时, 会发生氧化, 部分 Fe^{2+} 氧化形成 Fe^{3+} -氢氧化物, 由于是部分氧化, 因而形成的氧化沉淀物通常具有正的 $\delta^{56}\text{Fe}$ 值, 而残余的海洋中就会富集轻的 Fe^{2+} , 当残余海洋与硫结合时, 会形成黄铁矿沉淀, 其中伴随动力学分馏机制, 致使黄铁矿相比残余海洋具有更低的三铁同位素组成。

由于海洋中 Fe^{2+} 的氧化需要游离氧, 而黄铁矿的埋藏会消耗有机质, 间接可能释放游离氧, 那么地球早期海洋中这两种最主要的铁沉淀方式之间的平衡关系将会直接影响到局部水体环境中 O_2 的积累。依据于此, Heard 等人根据相关的反应和二者的比例关系, 计算了不同的 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ 比值下

O_2 产量进行了计算 (图 3), 认为在局部水体环境中由于黄铁矿埋藏所间接产生的 O_2 量不足以被 Fe^{2+} 氧化完全消耗。据此推测, 两种类型铁沉淀方式的微小比例变化可能会造成 GOE 之前的海洋会局部存在游离氧。

该项工作很有意义, 一定程度上解决了地球早期海洋中沉积黄铁矿的成因, 但是仍有诸多有待商榷之处。例如, 早期沉积的黄铁矿的成因, 可能部分是成岩作用, 这样形成的黄铁矿的铁同位素组成反映孔隙水中 Fe^{2+} 而不是海水的组成; 局部的水体环境 (包括孔隙水) 的铁同位素组成也可遭受到 DIR 作用的影响 (Severmann et al., 2008), 但是该方法无法排除这种机制; 铁同位素的质量平衡线由富锰的铁建造数据来约束的, 而实际上 GOE 之前的铁建造很少富锰, 考虑到铁建造的锰质大多赋存于其中的铁碳酸盐相, 其铁同位素组成极可能是 DIR 作用和初始的铁氧化作用的综合结果 (Johnson et al., 2008); 研究中涉及到的 GOE 之前的样品量十分局限, 代表性可能不足等。该研究工作的另外一个亮点是认为铁沉淀方式的变化可能引起大气的

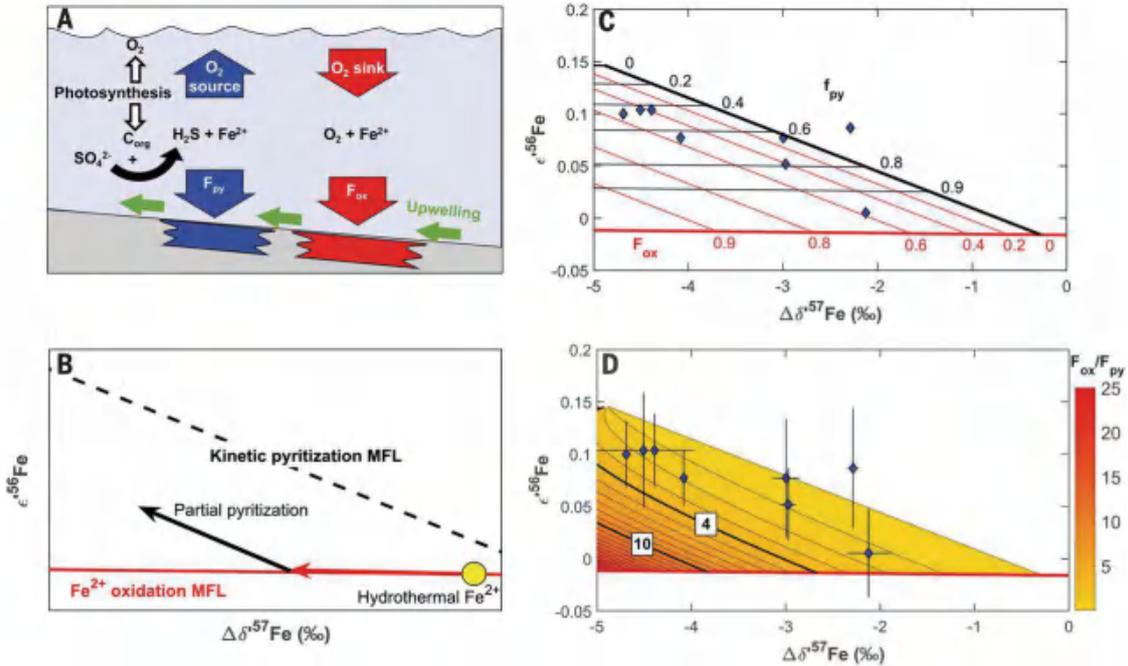


图 2 同位素轻的黄铁矿的三铁同位素组成的解释。(A) 示意图, 显示 GOE 之前海洋中两种铁汇 (F_{ox} 和 F_{py}) 和它们与 O_2 循环之间的联系; (B) 黄铁矿三铁同位素特征的形成涉及到两步作用。起始的铁类似热液的组成 (黄点; $\Delta \delta^{57}Fe = -0.3\%$) 经历部分氧化, 造成残余的海洋中 Fe^{2+} 富集轻的 $\delta^{57}Fe$ 值, 接着部分黄铁矿自残余海洋中沉淀下来, 发生动力学分馏, 形成现今可见更轻的 $\delta^{57}Fe$ 值; (C) 三铁同位素空间中黄铁矿的数据和 F_{ox} 与 f_{py} 的等值线图。按瑞利分馏模拟 Fe^{2+} 的氧化和黄铁矿化。在氧化过程中残余海洋中的铁同位素组成变化, 当深部的 Fe^{2+} 上涌到表层的氧化水体中, 可发生部分 Fe^{3+} - 氢氧化物沉淀; 黄铁矿化期间的铁同位素分馏显示出海洋沉淀物中黄铁矿的铁同位素组成变化特征; (D) 黄铁矿的数据和 F_{ox}/F_{py} 等值线图。当火山喷发气体中的 H_2S/SO_2 比值为 1 时, 二者比例为 4; 当火山喷发气体中的 H_2S/SO_2 比值为 0 时, 二者比例为 10

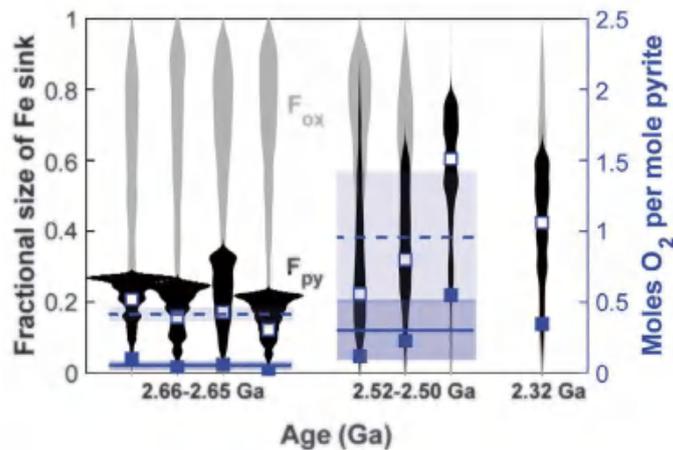


图 3 氧化铁 (F_{ox}) 和黄铁矿 (F_{py}) 占铁汇的比例以及 O_2 产量的估计。根据图 2 的曲线, 采用蒙特卡洛方法模拟, 获得海洋不同时期两种沉淀形式的所占比例。黑色代表硫化铁, 灰色代表氧化铁。根据火山喷发气体中的 H_2S/SO_2 不同的输入比, 对 O_2 产量进行估计, 蓝色实心方框代表输入比为 1, 蓝色空心方框代表输入比为 0。蓝色实线以及阴影区代表 H_2S/SO_2 输入比为 1 条件下的平均 O_2 摩尔产量, 蓝色虚线以及阴影区代表在输入比为 0 的条件下的 O_2 摩尔产量



氧化,但也存在问题,首先,铁的沉淀方式不仅仅是这两种,还有其他方式,如自生的含铁硅酸盐和碳酸盐矿物沉淀;其次,氧气的积累应该仅发生于海洋,至于最终能否进入到大气取决于诸多因素,不能简单假设;最后,铁的氧化方式有诸多种,不仅仅是需要游离氧的氧化(Konhauser et al., 2017),如果是其他不需氧的方式占主

导作用, Heard 等人的 Science 文章的结论和意义将大打折扣。此外,需要注意的是, GOE 之前,尤其是在太古代整体还原环境中对海洋的生产力起决定作用的应该是厌氧的光合生物,而不是产氧的光合作用。

【致谢:感谢储雪蕾研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Dauphas N, John S G, Rouxel O. Iron isotope systematics [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2017, 82(1): 415-510. ([链接](#))
- Heard A W, Dauphas N, Guilbaud R, et al. Triple iron isotope constraints on the role of ocean iron sinks in early atmospheric oxygenation [J]. *Science*, 2020, 370(6515): 446-449. ([链接](#))
- Johnson C M, Beard B L, Roden E E. The iron isotope fingerprints of redox and biogeochemical cycling in modern and ancient Earth [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2008, 36(1): 457-493. ([链接](#))
- Konhauser K, Planavsky N, Hardisty D, et al. Iron formations: A global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history [J]. *Earth-Science Reviews*, 2017, 172: 140-177. ([链接](#))
- Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere [J]. *Nature*, 2014, 506(7488): 307-315. ([链接](#))
- Raiswell R, Canfield D E. The iron biogeochemical cycle past and present [J]. *Geochemical Perspectives*, 2012, 1(1): 1-2. ([链接](#))
- Rouxel O J, Bekker A, Edwards K J. Iron isotope constraints on the Archean and Paleoproterozoic ocean redox state [J]. *Science*, 2005, 307(5712): 1088-1091. ([链接](#))
- Severmann S, Lyons T W, Anbar A, et al. Modern iron isotope perspective on the benthic iron shuttle and the redox evolution of ancient oceans [J]. *Geology*, 2008, 36(6): 487-490. ([链接](#))

(撰稿:王长乐/矿产室)

NC : 海水钙含量控制的全球磷埋藏及大气氧化进程

地质历史时期的大气氧化进程及其与生命进化的关系是地质学和地球生物学研究的热点与前沿。在地质时间尺度上，海洋的初级生产力及生物圈的大小主要受全球磷循环的控制，因此磷循环决定了有机碳的埋藏量，从而制约了大气的氧含量。前人研究提出海洋底栖动物的活动（生物扰动）和表生圈层的氧含量是制约全球磷埋藏的最重要因素 (Boyle et al., 2014 ; Van Cappellen and Ingall, 1996)。碳酸盐氟磷灰石被认为是最大的磷埋藏“汇”，其含量约占全球磷埋藏的一半之多，然而之前对磷循环与大气氧含量关系的研究并没有充分考虑碳酸盐氟磷灰石埋藏的影响。

耶鲁大学地质与地球物理系赵明宇博士及其导师 Noah Planavsky 副教授等通过

生物地球化学模型（图 1）和对新生代大洋沉积物的磷组分数据的统计分析（图 2），发现了海水的钙含量可能是控制地质历史时期磷埋藏的最重要因素。他们进一步的数值模拟（全球碳磷氧循环模型）结果表明海水中的钙含量同时也控制了显生宙大气氧含量的演化。显生宙海水的元素组成主要受控于构造活动，因此显生宙以来的构造、海水元素组成、海洋磷循环和大气氧含量存在紧密的耦合关系。他们的研究成果发表于 *Nature Communications* 上。

研究人员的模拟结果显示了海水的钙含量、氧含量、有机碳通量和生物扰动对磷埋藏均有显著影响作用。而氧含量、有机碳通量和生物扰动对磷埋藏的影响是复杂的和非线性的（图 1），是由于这些因素

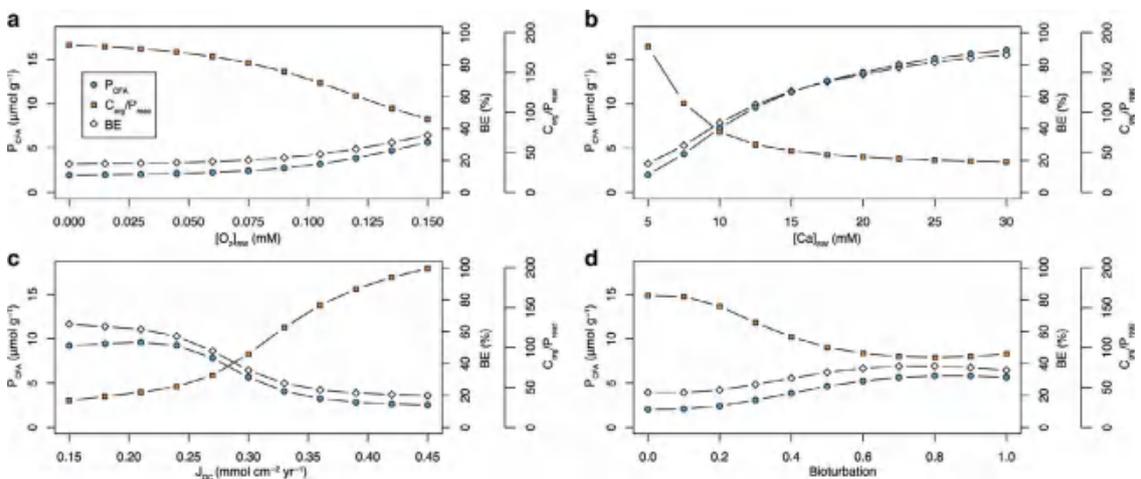


图 1 海水钙含量等对磷埋藏影响的模拟结果。P_{CFA} 指的是碳酸盐氟磷灰石中的磷在沉积物中的含量。BE 指的是磷埋藏的效率。C_{org}/P_{reac} 是有机碳和总活性磷（包括有机磷，碳酸盐氟磷灰石中的磷和铁氧化物中的磷）的比值。[O₂]_{sw} 和 [Ca]_{sw} 分别代表海水中的氧含量和钙含量；J_{OC} 指海水和沉积物界面的有机碳通量；Bioturbation 指生物扰动 (Zhao et al., 2020)

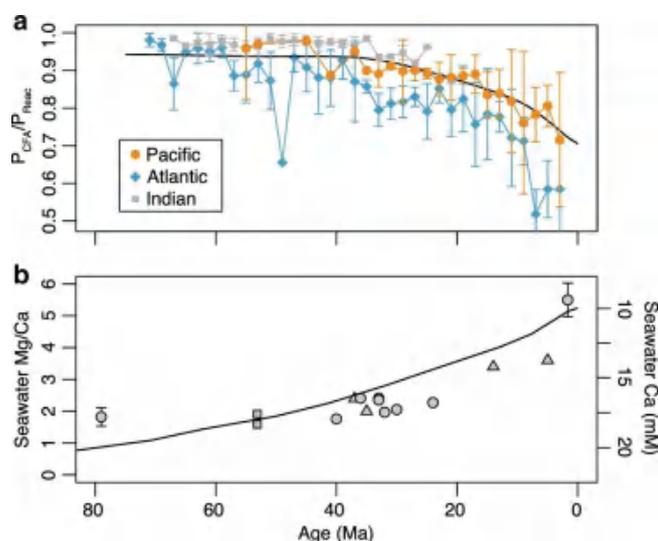


图2 (a) 模拟所得的近 8000 万年以来海洋中的碳酸盐氟磷灰石埋藏 (黑色曲线), 图中的点代表每 2 百万年尺度的平均值, 误差线代表标准差; (b) 近 8000 万年以来海水 Mg/Ca 比值及钙含量的演化曲线, 其中海水 Mg/Ca 比值分别来自洋壳中的方解石脉 (圆圈)、蒸发岩中的流体包裹体 (三角形)、及棘皮小骨的 Mg/Ca (正方形), 其中线代表推测的海水钙含量。 C_{org}/P_{reac} 是有机碳和总活性磷的比值, 其中 C_{org} 代表有机碳, P_{reac} 代表活性磷, 包括有机磷、碳酸盐氟磷灰石中的磷和铁氧化物中的磷 (Zhao et al., 2020)

并不能直接控制碳酸盐氟磷灰石的饱和度。相反, 海水的钙含量能直接地控制碳酸盐氟磷灰石的饱和度, 这也意味着海水钙含量越高其磷埋藏量就越大。

研究人员对近 8000 万年以来太平洋, 大西洋以及印度洋的沉积物的磷组分数据进行统计分析发现, 沉积物中碳酸盐氟磷灰石中的磷占总活性磷 (包括有机磷, 碳酸盐氟磷灰石中的磷和铁氧化物中的磷) 的比例从 4000 万年前开始呈现出逐渐下降的趋势 (图 2)。而 4000 万年以来海水的钙含量也呈现出逐步的降低趋势 (图 2)。这进一步证明了海水中的钙含量是控制碳酸盐氟磷灰石乃至全球磷埋藏的重要因素。

最后, 研究人员通过对成岩模型与全球碳磷氧模型的耦合研究, 进而揭示了海水钙含量对大气氧演化的影响, 并提出了海水钙含量降低能造成大气氧含量的增加。该理论合理解释了显生宙以来大气氧含量

的变化过程: 例如, 石炭纪出现巨型的昆虫等表明具有比现代高的大气氧含量 (图 3c), 同时流体包裹体的数据揭示了该时期海水钙含量较低 (图 3a)。海水中钙含量的降低导致碳酸盐氟磷灰石埋藏的降低。在磷风化输入不变的情况下碳酸盐氟磷灰石埋藏的降低会导致有机磷和有机碳埋藏的升高, 进而增加大气氧含量。此外, 研究人员认为寒武纪早期的大气与海洋氧含量的降低也可能与海水中的钙含量升高有关 (图 3)。

本研究提出了新的控制全球磷循环和大气氧含量变化的主要因素, 他们的研究结果也增进了对地球各系统圈层之间的相互作用机制的认识。

【致谢: 感谢原文作者赵明宇博士对本文提出的宝贵修改建议。】

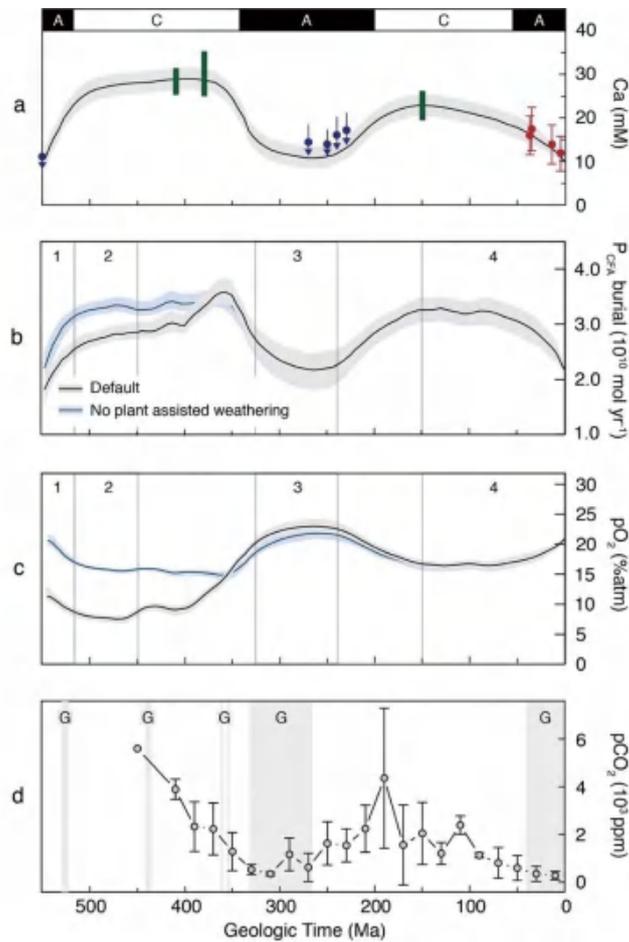


图 3 显生宙海水钙含量控制的磷和大气氧循环。(a) 海水中钙含量随时间的演化 (数据来蒸发岩中的自流体包裹体)。(b) 模拟出的碳酸盐氟磷灰石埋藏通量的演化 (蓝线代表没有植物演化对风化的影响)。(c) 模拟所得的大气氧含量演化。(d) 大气二氧化碳含量演化 (数据点代表每 20 个百万年的平均值, 数据来自于对二氧化碳含量指标的统计) (见 Zhao et al., 2020 补充材料)

主要参考文献

- Van Cappellen P, Ingall E D. Redox stabilization of the atmosphere and oceans by phosphorus-limited marine productivity[J]. *Science*, 1996, 271(5248): 493-496. ([链接](#))
- Boyle R A, Dahl T W, Dale A W, et al. Stabilization of the coupled oxygen and phosphorus cycles by the evolution of bioturbation[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(9): 671-676. ([链接](#))
- Zhao M, Zhang S, Tarhan L G, et al. The role of calcium in regulating marine phosphorus burial and atmospheric oxygenation[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 2232. ([链接](#))

(撰稿: 姜磊 / 新生代室)

PNAS : 大型不整合面是否指示冰川活动

地质历史时期的大型不整合面是指缺少生物化石的前寒武纪地层和富含生物化石的显生宙地层的分界面。对于查尔斯·达尔文来说，复杂宏观化石突然出现在寒武纪地层里，似乎无法解释生物渐变论，这需从全球地层缺失角度来解释化石记录的不完整性。尽管有研究从生物绝灭和辐射的角度来解释了生物化石时间上的不连续，但这并不能完全排除是由于新元古代晚期至寒武纪全球不整合面所导致的 (Peters et al., 2012 ; Keller et al., 2019 ; Sobolev et al., 2019)。这种大型不整合面也出现在北美地区，在那里寒武纪海侵层序常常覆盖在前寒武纪基底岩石之上，可以和其它大陆板块内新元古代 - 寒武纪不整合面相对比 (Keller et al., 2019)。最近，

地质学家推测大型不整合面内的侵蚀作用可能和地球系统的多种变化过程有关，包括新元古代的雪球地球事件、现代板块构造的启动、大气和海洋的氧化以及寒武纪生命大爆发 (Flowers et al., 2020)。然而，这些大型不整合面的形成和持续时间、诱导因素以及全球同时 / 穿时性问题尚无定论。寒武纪沉积岩覆盖在老地层或者不整合地覆盖在基底岩石之上，标志着岩石记录的间断，受到了地质学家的广泛关注并开展了大量工作。但是根据目前保存的岩石记录地质学家还不能直接判断哪些侵蚀过程促使了它们的形成。

以往的研究对大型不整合面形成之前的大陆侵蚀时间和侵蚀幅度提出了四种假说 (图 1)。第一种假说认为大陆的侵蚀作

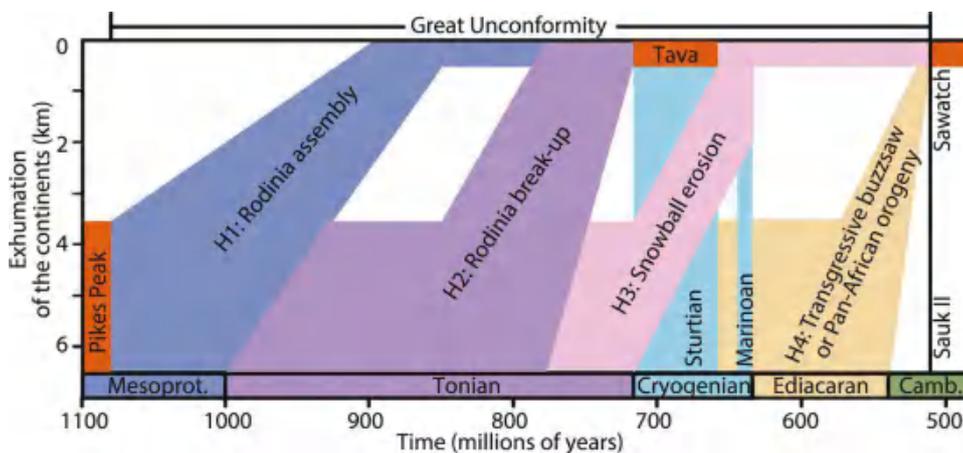


图 1 大型不整合面之下的侵蚀历史。橙色条数据来自美国科罗拉多州。假说 1 认为大陆的侵蚀主要和罗迪尼亚超大陆聚合和地幔上涌有关，假说 2 认为可能主要和罗迪尼亚超大陆裂解有关，假说 3 认为和 717-635 Ma 成冰纪冰川事件相关，假说 4 认为和寒武纪海侵及随后的沉积物埋藏、劳亚大陆边缘裂解或者泛非造山作用和环大西洋造山作用以及潘诺西亚大陆的组建有关。另外一种假说认为存在多个大型不整合面，代表穿时的区域构造现象，主要出现在劳亚大陆和裂谷边缘 (Flowers et al., 2020)



用主要和 850 Ma 之前罗迪尼亚超大陆聚合和地幔上涌有关, 而第二种假说认为可能主要和 850-717 Ma 罗迪尼亚超大陆裂解有关。第三种假说认为和 717-635 Ma 成冰纪冰川事件相关, 而最后一种假说认为动物和现代生态系统的出现是由于陆地遭受侵蚀向海洋输送营养物质以及埃迪卡拉纪 - 寒武纪过渡时期大气氧含量上升所致 (Flowers et al., 2020)。这些争论的核心是这些大型不整合面究竟是代表一期全球性冰川侵蚀事件 (Peters et al., 2012; Keller et al., 2019), 还是多期次构造作用的叠加 (Karlstrom et al., 2012)。这些大型不整合面很可能在长达几亿年时间内经过多期次的区域构造作用形成。这些多期次、不均一的构造作用叠加到一起形成了长期的大型沉积间断面。地球化学和沉积学证据指示大型不整合面是全球现象, 但没有对侵蚀面直接进行年龄测定。年龄上的不确定性也说明这些地球化学证据存在多解性。要对这些大型不整合面形成的各种假说进行验证, 必须通过选取具体剖面来限定显生宙盖层形成之前的前寒武纪基底剥蚀历史, 确定大型不整合面的形成时间。

最近热年代学工作被应用在限定美国中西部地区大型不整合面形成之前的冷却事件, 推测大规模冷却和侵蚀作用和罗迪尼亚超大陆裂解有关 (Orme et al., 2016; DeLucia et al., 2017)。这些地区大型不整合面之上的寒武纪沉积序列限定了不整合面形成于寒武纪之前, 说明热年代学数据可以用来推测新元古代晚期的大型侵蚀作用。把新元古代和寒武纪地质学证据和热年代学数据相结合对于解决冷却和侵蚀历史、区分大型不整合面形成的各种模型假说至

关重要。

美国科罗拉多州南部弗兰特山脉内, 新元古代 - 寒武纪沉积岩覆盖在中元古代晚期派克峰岩基之上。为了限定派克峰岩基初始暴露于地表的时间、验证与大型不整合面相关的各种侵蚀作用假说, Jensen et al. (2018) 对这些新元古代 - 寒武纪沉积岩进行了热年代学研究, 试图通过研究派克峰岩基之上的塔瓦凯夫砂岩岩墙 / 岩床来限定花岗岩的最小初始暴露年龄。塔瓦凯夫砂岩岩墙 / 岩床内 9 颗大粒径热液成因赤铁矿得出了一个 676 ± 26 Ma (U-Th)/He 平均年龄, 限定了派克峰岩基最小侵位年龄 (Jensen et al., 2018)。应用赤铁矿 He 扩散动力学数据进行热演化历史模拟揭示了赤铁矿在随后埋藏作用过程中经历了 He 丢失, 所以只有最老的 4 个赤铁矿年龄可代表派克峰岩基的侵位时间, 其余年轻的年龄均指示 He 丢失 (Jensen et al., 2018)。

Flowers et al. (2020) 对派克峰花岗岩内 30 颗锆石进行了 (U-Th)/He 热年代学分析, 旨在进一步精确限定岩基的初始暴露时间。原理很简单: 岩体侵位、剥蚀、暴露到地表时会冷却, 因此锆石 ZHe 数据能够记录这段关键时期的冷却历史。锆石数据展示了 ZHe 和 U 含量 (eU) 之间呈现负相关关系 (图 2A)。年龄分布在 975 ± 41 Ma ~ 46 ± 1 Ma 之间, eU 分布在 37-1955 ppm 之间。这种分布型式指示放射损伤剂量越高, He 保留的就越少。Flowers et al. (2020) 应用 HeFTy 程序和锆石放射损伤积累和愈合模型 (ZRDAAM) 对派克峰花岗岩锆石的 ZHe 数据进行了时间 - 温度模拟, 以此来检验锆石 ZHe 数据是否和 717 Ma 之前基底剥蚀的地质证据相吻合 (图

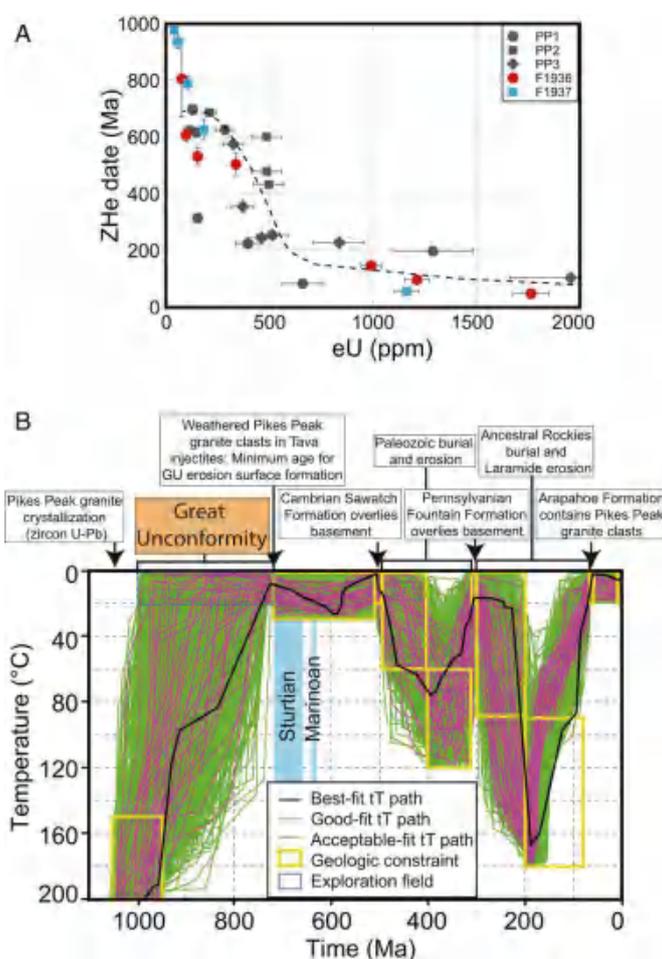


图2 派克峰花岗岩锆石 (U-Th)/He 数据和热演化历史模拟结果。A. 锆石 He 年龄 vs eU 图解, 虚线指示图 B 中最佳拟合路径预测的 He 年龄 -eU 分布。B. 温度 - 时间图解显示派克峰花岗岩 ZHe 数据倒转热演化历史模型结果。模型的初始条件是假定在 1066 ± 10 Ma 时派克峰花岗岩的温度为 600°C , 随后经历了快速冷却。图中只显示了 $<200^{\circ}\text{C}$ 的温度范围, 但最佳拟合路径可以重现图 A 中的 eU 数据 (Flowers et al., 2020)

2B)。拟合最佳的时间 - 温度轨迹再现了所观测到的 ZHe-eU 分布规律。更重要的是, 这套可行的时间 - 温度路径允许浅部花岗岩基在 1000-717 Ma 之间侵位、冷却和剥蚀暴露到地表。该研究说明这些大型不整合面之下的侵蚀作用发生在成冰纪冰川之前,

和冰川作用无关, 更可能是由于区域上多期、穿时的构造侵蚀作用形成的。

【致谢：感谢岩石圈室王非研究员的宝贵意见。】

主要参考文献

DeLucia M S, Guenther W R, Marshak S, et al. Thermochronology links denudation of the Great Un-



- conformity surface to the supercontinent cycle and snowball Earth[J]. *Geology*, 2018, 46(2): 167-170. ([链接](#))
- Flowers R M, Macdonald F A, Siddoway C S, et al. Diachronous development of Great Unconformities before Neoproterozoic Snowball Earth[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(19): 10172-10180. ([链接](#))
- Jensen J L, Siddoway C S, Reiners P W, et al. Single-crystal hematite (U–Th)/He dates and fluid inclusions document widespread Cryogenian sand injection in crystalline basement[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 500: 145-155. ([链接](#))
- Karlstrom K E, Timmons J M. Many unconformities make one ‘Great Unconformity’ [J]. *Geological Society of America, McLean, VA*, 2012, 489: 73-79.
- Keller C B, Husson J M, Mitchell R N, et al. Neoproterozoic glacial origin of the Great Unconformity[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2019, 116(4): 1136-1145. ([链接](#))
- Orme D A, Guenther W R, Laskowski A K, et al. Long-term tectonothermal history of Laramide basement from zircon–He age–eU correlations[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 453: 119-130. ([链接](#))
- Peters S E, Gaines R R. Formation of the ‘Great Unconformity’ as a trigger for the Cambrian explosion[J]. *Nature*, 2012, 484(7394): 363-366. ([链接](#))
- Sobolev S V, Brown M. Surface erosion events controlled the evolution of plate tectonics on Earth[J]. *Nature*, 2019, 570(7759): 52-57. ([链接](#))

(撰稿：兰中伍 / 岩石圈室)

SA : 紫外线 (UV-B) 辐射引发泥盆纪 - 石炭纪界线陆地生物灭绝

泥盆纪末期高温气候损害臭氧层使地表接受紫外线辐射大幅增强，破坏植物 DNA，造成孢子畸形，陆地森林生态系统彻底崩溃。现今全球变暖对臭氧层的影响需要高度重视。

泥盆纪 - 石炭纪界线生物灭绝又称 Hangenberg 事件 (359 Ma 之前)，是泥盆纪晚期系列大规模生物灭绝事件中的最晚一次。此次生物灭绝首先发生于海洋，随后出现于陆地，造成陆生鱼类及森林生态系统彻底破坏。相较于显生宙其他生物灭绝，人们对泥盆纪晚期系列生物灭绝原因的认识最为模糊，尤其泥盆纪 - 石炭纪界线陆地生物灭绝的原因至今没有明确结论。

近期，英国南安普顿大学孢粉学家 John Marshall 及合作者在 *Science Advances* 发表论文，系统阐述了他们对泥盆纪 - 石炭

纪界线生物灭绝事件的最新研究结果，研究认为：气候变暖破坏臭氧层使到达地表的紫外线大幅增加，破坏了植物 DNA，引起孢子畸形，最终造成陆地森林生态系统彻底崩溃。

研究人员对东格陵兰地区记录了泥盆纪 - 石炭纪界线灭绝事件的多个湖相剖面 (Stensiö Bjerg、Celsius Bjerg、Rebild Bakker) (图 1) 开展了孢粉、大化石、碳酸钙含量、总有机碳 (TOC) 和 Hg 含量等指标分析。依据孢子组合，泥盆纪 - 石炭纪界线的划分以 LN* 与 VI 孢子带的界线为准

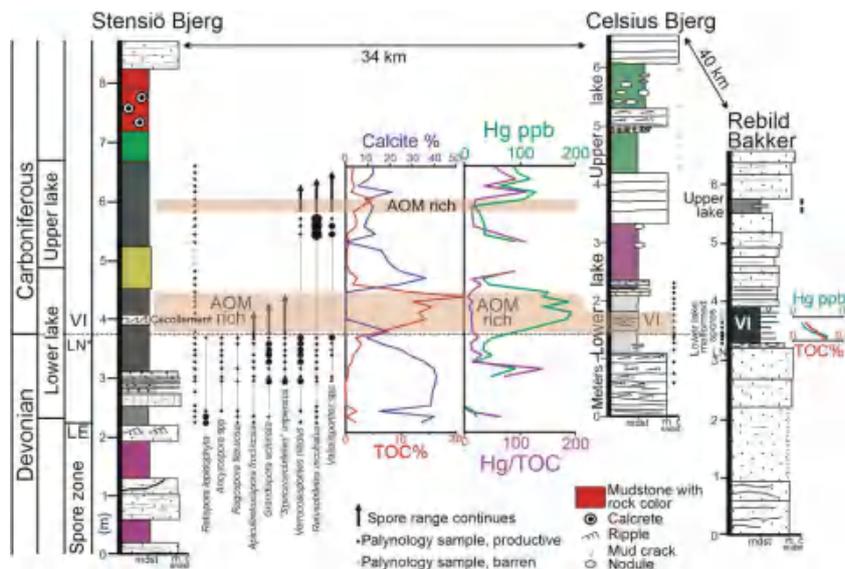


图 1 东格陵兰地区泥盆纪 - 石炭纪界线地层剖面 (Stensiö Bjerg、Celsius Bjerg 及 Rebild Bakker)，从左至右由深湖相转变为浅湖相。三个剖面依据孢子带 LN* 及 VI 对比，其中 LN* 带时代为泥盆纪末期，VI 带时代为石炭纪初期。mdst. 泥岩，sndst. 砂岩，m. 中砂岩，c. 粗砂岩 (Marshall et al., 2020)



(图 1)。

深湖相剖面 Stensiö Bjerg (图 1) 孢子的多样性在 LN* 带内向上逐渐增加, 直到界线之上 TOC 及无定型有机物 (AOM) 含量高层位快速降低并消失, 泥盆纪的代表性植物灭绝。随后至 Upper lake 层位, 孢子再次出现但丰富度仍较低。Celsius Bjerg 剖面大化石组合也显示在界线附近大型植物消失。浅湖相剖面 Rebild Bakker 对应的灭绝层位保存了孢子, 但大量孢子出

现畸形 (图 2, 3)。以 *G. cornuta* 孢子为例, 正常孢子以表面均匀生长近等长、直立且发育尖顶的刺为特征, 而畸形孢子表面刺的数量减少、分布不规则、呈弯曲熔化状且颜色明显变深 (图 2)。部分孢子因无法完成分裂而呈四分体且壁饰杂乱 (图 2R、图 2V、图 2W)。另一代表性孢子 *V. nitidus*, 正常者内部充满浅色且大小均匀的瘤, 而畸形孢子则颜色变深且瘤的大小不一 (图 3)。

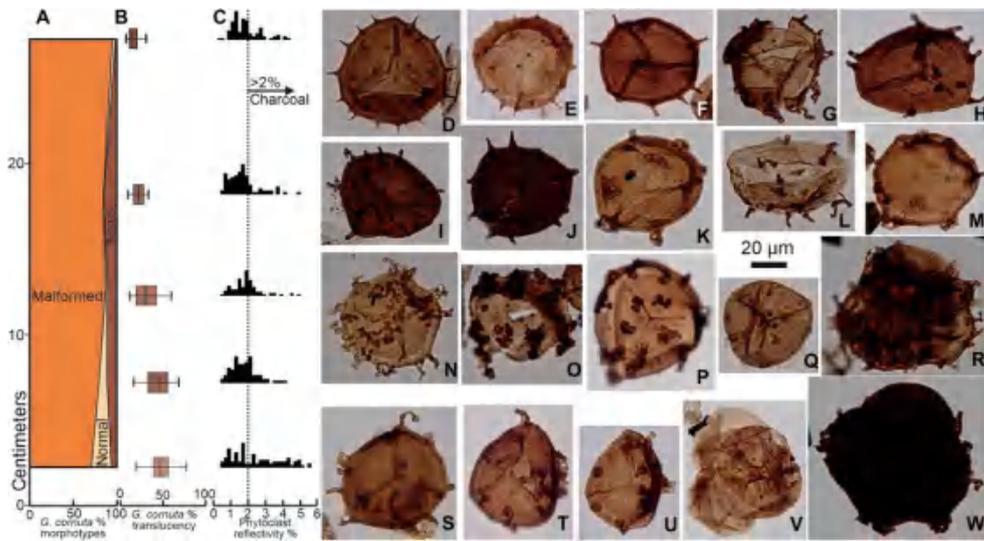


图 2 Rebild Bakker 剖面 Lower lake 层中正常及畸形 *G. cornuta* 孢子。(A) 畸形孢子及四分体比例变化。(B) *G. cornuta* 孢子的透明度变化。(C) 植物碎屑及碳屑含量变化。(D - E) 正常 *G. cornuta* 孢子。(F, H, J) 孢子体刺数量减少伴随色素沉淀增加。(G) 发育不规则窠体孢子。(I) 体刺尖端弯曲孢子。(K - M, P, U) 体刺数量减少且呈不规则熔化状。(N, S, T) 体刺无规律分布且呈熔化状。(O) 形状不规则孢子。(V, Q) 四分体, 其中 (Q) 为一个分离的内体。(R, W) 四分体具不规则壁饰, 其中 (W) 色素沉淀增强 (Marshall et al., 2020)

现代实验表明, 强紫外线 (UV-B 波段) 的照射会破坏植物 DNA, 影响孢子的分裂过程, 造成孢子、花粉畸形, 引起植物不育 (Benca et al., 2018)。Rebild Bakker 剖面灭绝层位畸形孢子指示该时期增强的紫外线破坏了植物的 DNA, 进而引发了灭绝, 也表明当时地球臭氧层已经破坏, 无法阻挡紫外线。

其他生物灭绝期畸形孢子的形成多归因于大规模火山活动, 如二叠纪末生物灭绝期西伯利亚大规模岩浆侵入富有机质及盐类的地层, 释放的大量卤化物破坏了臭氧层, 引起紫外线增强使孢子畸形 (Visscher et al., 2004)。但火山活动指标, 如 Hg/TOC, 在泥盆纪 - 石炭纪界线灭绝期并未增高 (图 1), 表明该时期无大规模火山活动,

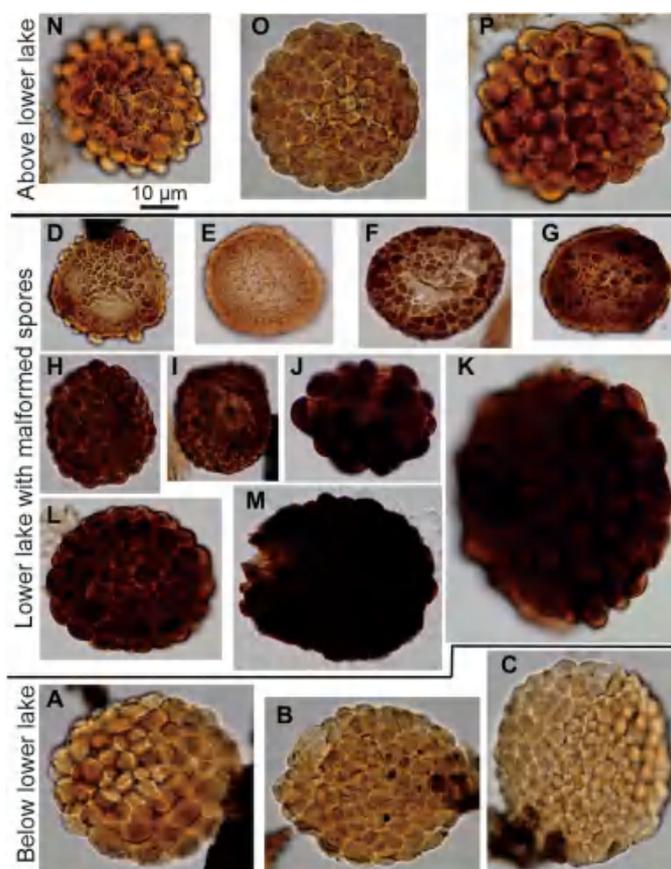


图3 泥盆纪 - 石炭纪界线及其上、下层位正常及畸形 *V. nitidus* 孢子。(A - C) Stensiö Bjerg 剖面 D-C 界线之下充满瘤的正常 *V. nitidus* 孢子。(D - K) Rebild Bakker 剖面 lower lake 层位 *V. nitidus* 孢子。(H - M) 色素沉淀增强且瘤体直径增大的 *V. nitidus* 孢子。(D - G) 个体小色浅且瘤体不规则 *V. nitidus* 孢子。(N - P) Rebild Bakker 剖面 upper lake 层位正常 *V. nitidus* 孢子。(Marshall et al., 2020)

因此该时期臭氧层的破坏不是由火山活动所引发。现代气象观测及模拟 (Anderson et al., 2012) 显示全球变暖导致夏季雷暴增加, 使大量水汽进入平流层并与卤素结合 (主要为 ClO), 加快了臭氧层的损失。已有古气候记录表明泥盆纪末冰期结束后发生了快速全球变暖 (本研究 lower lake 地层形成期, 图 1)。研究人员据此认为增温导致雷暴频发, 使大量水汽进入平流层, 造成了泥盆纪 - 石炭纪界线期臭氧层破坏, 进而引发陆地植物灭绝。基于这一生物灭绝新机制, 如果当前的全球变暖持续下去的话, 相似的生物灭绝很可能再次发生。

但是, 一些大气研究专家对上述推测持怀疑态度。他们认为, 虽然现今夏季雷暴发生率增加, 但是否会对臭氧层造成破坏还不清楚, 需要后续研究检验 (Voosen, 2020)。而且, 现代调查发现严重污染地区的高浓度 SO₂ 也可导致植物孢粉的畸形 (Beerling et al., 2007)。另外, 畸形孢子仅在浅湖相剖面保存, 而深湖相剖面缺乏, 原因何在? 所以, 造成植物孢粉畸形的原因还需深入研究。

【致谢：感谢陈代钊研究员对本文提出的宝贵修改建议。】



主要参考文献

- Anderson J G, Wilmouth D M, Smith J B, et al. UV dosage levels in summer: Increased risk of ozone loss from convectively injected water vapor[J]. *Science*, 2012, 337(6096): 835-839. ([链接](#))
- Beerling D J, Harfoot M, Lomax B, et al. The stability of the stratospheric ozone layer during the end-Permian eruption of the Siberian Traps[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 2007, 365(1856): 1843-1866. ([链接](#))
- Benca J P, Duijnste I A P, Looy C V. UV-B-induced forest sterility: Implications of ozone shield failure in Earth' s largest extinction[J]. *Science Advances*, 2018, 4(2): e1700618. ([链接](#))
- Marshall J E A, Lakin J, Troth I, et al. UV-B radiation was the Devonian-Carboniferous boundary terrestrial extinction kill mechanism[J]. *Science Advances*, 2020, 6(22): eaba0768. ([链接](#))
- Visscher H, Looy C V, Collinson M E, et al. Environmental mutagenesis during the end-Permian ecological crisis[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2004, 101(35): 12952-12956. ([链接](#))
- Voosen P. UV radiation blamed in ancient mass extinction[J]. *Science*, 2000, 368(6494): 926. ([链接](#))

(撰稿：王永达，杨石岭 / 新生代室)

NC : 熔融包裹体气相组成研究揭示大火成岩省挥发分历史——对岩浆喷发和全球气候影响的意义

在岩浆上升的过程中，挥发性元素会通过影响岩浆的行为，最终控制火山爆发的时间和能量。火山气体如 CO_2 、 CH_4 和 SO_2 等快速释放到大气圈会对全球气候和生物系统造成毁灭性的影响 (Clapham and Renne, 2019)。在地质记录中最好的实例就是大火成岩省的岩浆活动，它们与显生宙一些重要的生物灭绝事件同时发生，说明大火成岩省（通过释放挥发分）是全球性气候和环境变化的潜在诱因之一。

大火成岩省通常以大陆溢流玄武岩为主，是特殊的板内岩浆事件，它们往往周期性地爆发、形成巨量的岩浆，导致其中挥发分脉冲式的释放，造成大气圈 CO_2 快速上升以及全球气候变暖。

除了扰动气候，火山 CO_2 对岩浆的贮存、上升和爆发也起了关键的控制作用，并且会驱动岩浆储库的稳定性和演化，控制溢流玄武岩的岩浆作用和与之相关的气体释放量。由于 CO_2 的出溶会改变岩浆的物理性质（如密度，粘度和浮力），因此对岩浆上升过程也至关重要。然而，至今并没有直接证据表明大火成岩省喷发的深部岩浆中含有大量的 CO_2 。

针对上述科学问题，意大利学者 Capriolo et al. (2020) 通过测试熔融包裹体中的挥发分（尤其是 CO_2 ），研究了地球上最大的大火成岩省之一——中大西洋岩浆省 (CAMP, Central Atlantic Magmatic

Province) 岩浆中挥发分的喷发历史，并进一步探讨了其在岩浆喷发和全球气候变化等方面的意义。

CAMP 岩浆的侵位（峰值在 201.6–201.1 Ma）发生在 Pangaea 超大陆裂解的早期，与三叠纪末大灭绝（显生宙五大最严重生物危机之一）的年龄一致。CAMP 玄武质岩浆通过脉冲式喷发或侵入，以高爆发率为特征，如此短且强有力的爆发会对全球气候产生剧烈影响。该研究筛选了北美、非洲和欧洲 CAMP 玄武质熔岩流和岩床中超过 200 个侵入岩和喷发岩的样品，综合多项原位测试技术，研究了熔融包裹体气泡中的挥发分。

研究表明，在超过 200 个 CAMP 玄武质侵入岩和喷发岩的样品中，约有 10% 发现了含气体出溶气泡的熔融包裹体，它们主要寄主在单斜辉石中。熔融包裹体的共焦点拉曼光谱测试结果显示，在单个和多个气泡熔融包裹体中都能够检测到 CO_2 或者元素 C（石墨和非晶质碳），但未检测出 CO 、 CH_4 、 SO_2 和 H_2S ；在熔融包裹体的玻璃质中常能检测到水，但是在气泡中检测不到水。Nano-SIMS 测试结果表明，熔融包裹体的熔体玻璃中含有 0.5–0.6 wt% H_2O 和 30–90 ppm 的 CO_2 。作者利用气泡中气态 CO_2 的密度和熔融包裹体中气泡的体积分数计算了 CO_2 含量，结果显示，其含量介于 0.5–1.0 wt% 之间。

单斜辉石和熔体平衡的温压计算结果



显示, 寄主单斜辉石结晶压力为 $0.1\text{--}0.7 \pm 0.2$ GPa, 结晶温度为 $1150\text{--}1230 \pm 27^\circ\text{C}$, 与前人预测的整个 CAMP 玄武岩中单斜辉石结晶压力的结果 ($0.2\text{--}0.8$ GPa) 一致。上述研究结果表明 CAMP 中的单斜辉石结晶作用主要发生在中部陆壳。

熔融包裹体来源于深部的推断同样被熔体玻璃和气泡中的挥发分含量证实。部分熔融包裹体中出现硫化物的事实表明, 被捕获的熔体硫化物达到饱和状态, S 含量很可能超过了 1500 ppm。并且, 通过 Nano-SIMS 检测出熔融包裹体玻璃中含有 $0.5\text{--}0.6$ wt% 的 H_2O , 揭示了熔体的含水条件。尽管熔融包裹体玻璃中出现了 H_2O 和 S, 但在气泡中并没有检测到这些挥发分。考虑到板内的拉斑玄武质熔体含约 1wt% H_2O 和约 0.1wt% SO_2 , H_2O 和 SO_2 预计出溶压力小于 0.1 GPa (即 < 3 km 深度)。因此, 在熔融包裹体中观察到的玻璃和气泡之间挥发分相的分配表明, 气体出溶和气泡形成是一个富 CO_2 的熔体在相对高压的环境下发生的。

综上推断的 CO_2 出溶和捕获深度显示挥发分来源深度(至少)平均 12 ± 7 km(图 1)。因此 CAMP 就位过程中 CO_2 量不仅仅来源于浅部沉积物同化和去气作用, 因为环大西洋盆地的沉积物在北美东部厚度仅为 5 km, 在摩洛哥和葡萄牙 < 1 km。相反, 至少部分 CO_2 很可能来源于深部到中部地壳变质沉积岩的同化作用, 或者来自含有大量再循环沉积物质的 CAMP 玄武岩地幔源区(图 1)。

利用计算获得的捕获深度(约 12 ± 7 km)的结果, 可以估算 CAMP 岩浆中原始 CO_2 量。玄武质熔体中 CO_2 在压力 0.2 GPa

含量约 1000 ppm 条件下达到饱和, 每 0.1 GPa 渐增 500 ppm。考虑结晶深度, CAMP 岩浆中估算的最少 CO_2 含量, 气体出溶前约为 500–4000 ppm。该值与熔融包裹体中 CO_2 含量一致 ($0.5\text{--}1.0$ wt%)。而且, 用熔融包裹体中 CO_2 含量最小计算值 ($0.5\text{--}0.6$ wt%) 代表 CAMP 岩浆的结果, 假设玄武质岩石的平均密度为 2.90 g/cm^3 , 按照 CAMP 总体积为 $5\text{--}6 \times 10^6\text{ km}^3$ (同时考虑深部通道系统), 可以计算出 CAMP 释放的 CO_2 总量达 10^5 Gt。有趣的是, 估算的 CAMP 岩浆 CO_2 含量 ($0.5\text{--}1.0$ wt%) 和 CAMP 就位过程中释放的火山 CO_2 总量(达 10^5 Gt), 与用不同方法估算的其它大火成岩省的结果一致。

CAMP 熔融包裹体中含 CO_2 气泡可以解释为批式上升的挥发分在其迁移和爆发之前快速被捕获进晶粥状态的熔浆。这是玄武质岩浆在深部发生 CO_2 饱和的证据, 也可以解释 CAMP 脉冲式爆发, 其中 CO_2 扮演了岩浆上升推进剂的角色, 从而引起快速和猛烈的火山爆发。大量含 CO_2 气泡的出现, 脉冲式火山爆发和高效的 CO_2 从玄武质岩浆中释放, 增强了 CAMP 在引起三叠纪末极端温室条件的作用。挥发分释放率在确定地表环境响应的严重程度上起着重要作用, 更快的释放增加了大气中 CO_2 的最大瞬时含量和对环境影响的严重性。假设 CAMP 玄武岩中含有 $0.5\text{--}1.0$ wt% 的 CO_2 , 根据通常认为的 CO_2 平均密度和熔融包裹体的玻璃/气泡比值, 考虑到 CO_2 通过岩浆高效上升到大气圈中, 因此可能仅仅单个 CAMP 火山脉冲就可以严重影响三叠纪末的古气候。事实上, 单个短暂的 CAMP 岩浆脉冲 (0.5 千年喷发约 10^5 km^3)

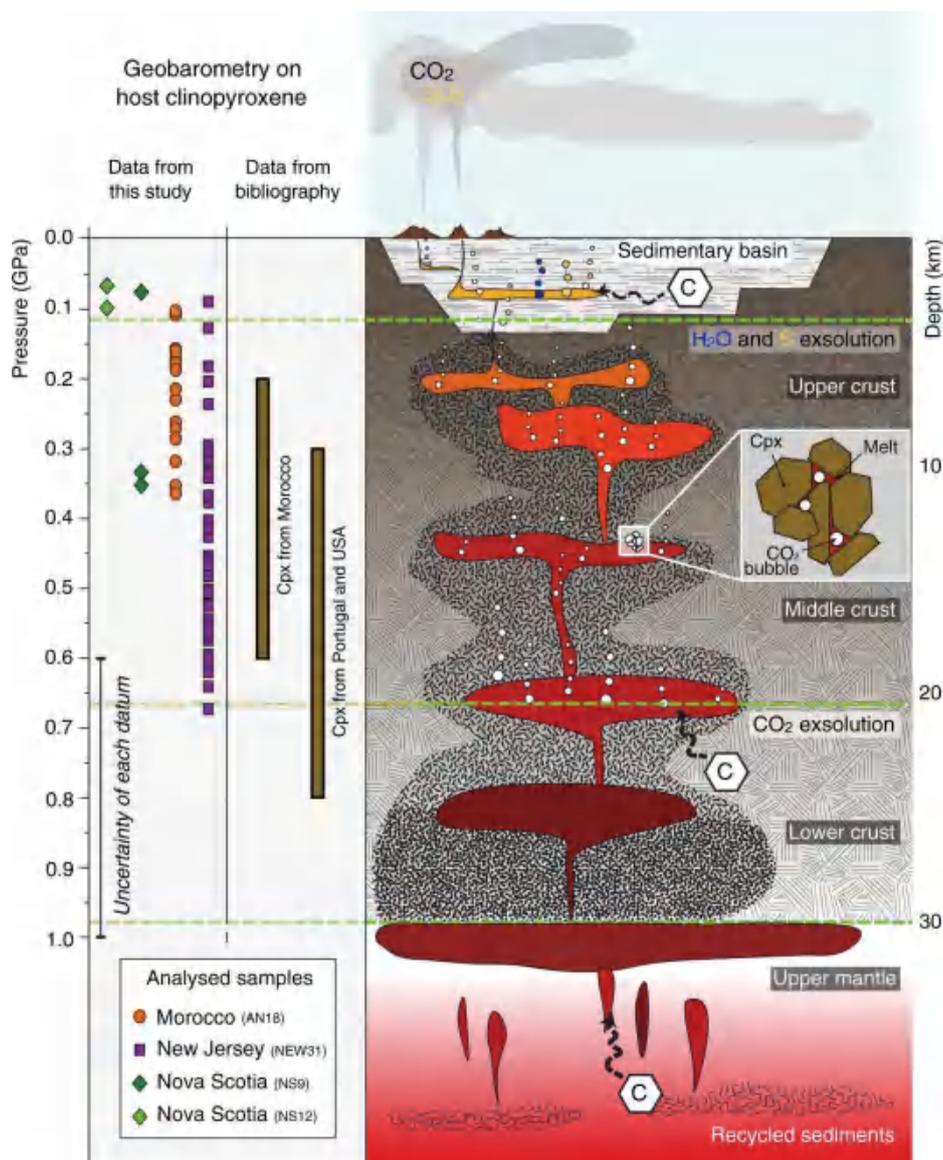


图1 CAMP 玄武质岩浆从地幔到地表岩浆通道系统缩略图 (Capriolo et al., 2020)

可能释放了约 5×10^{16} 摩尔 CO_2 ，与预测的 21 世纪人类活动排放量大致相同。

确定岩浆中挥发分含量非常具有挑战性，本研究以熔融包裹体为研究对象计算了岩浆中的 CO_2 含量，并证实大火成岩省周期性大量脉冲的 CO_2 排放与三叠纪末全球气候和环境变化直接相关，对于理解大火成岩省形成与大灭绝事件的关系非常重

要；该研究另一贡献是确定了部分去气的 C 来自深部（地幔或者中下地壳），深部 C 是大火成岩省岩浆就位的关键控制因素和环境变化的驱动器，而不是前人认为的浅部沉积岩来源 CO_2 （如西伯利亚大火成岩省）。

【致谢：感谢新生代室郭正府研究员对本文提出的宝贵修改意见】



主要参考文献

Capriolo M, Marzoli A, Aradi L E, et al. Deep CO₂ in the end-Triassic Central Atlantic Magmatic Province[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 1670. ([链接](#))

Clapham M E, Renne P R. Flood basalts and mass extinctions[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2019, 47: 275-303. ([链接](#))

(撰稿：蔡亚春，范宏瑞/矿产室)

Nature : 白垩纪超级暖期南极大陆存在温带雨林

白垩纪中期 (94-84 Ma) 是过去 140 Ma 以来的一个超级温室期，当时大气 CO₂ 浓度至少超过 1000ppmv (Foster et al., 2017)，热带地区年平均温度高达 35°C (O' Brien et al., 2017)，海平面比今天要高 170m。在这样的气候背景下，南极大陆呈现出怎样的境况，是否存在极地冰？由于沉积记录的缺乏，相关的古环境古气候信息知之甚少。

2017 年，德国亥姆霍兹极地和海洋研究中心 Johann Klages 团队利用遥控机器人钻机，从西南极陆架上（古纬度 ~ 82°S）钻取了一个长约 30 m 的沉积岩心柱 (图 1)。基于生物地层学和古地磁学，该岩心柱底部近 3 m 的沉积序列的年代被限定到白垩纪中期（土仑阶 - 桑托阶：~ 92-83 Ma）。这为探索该时期南极大陆古气候和古环境演化提供了绝佳的研究材料。最近，Johann

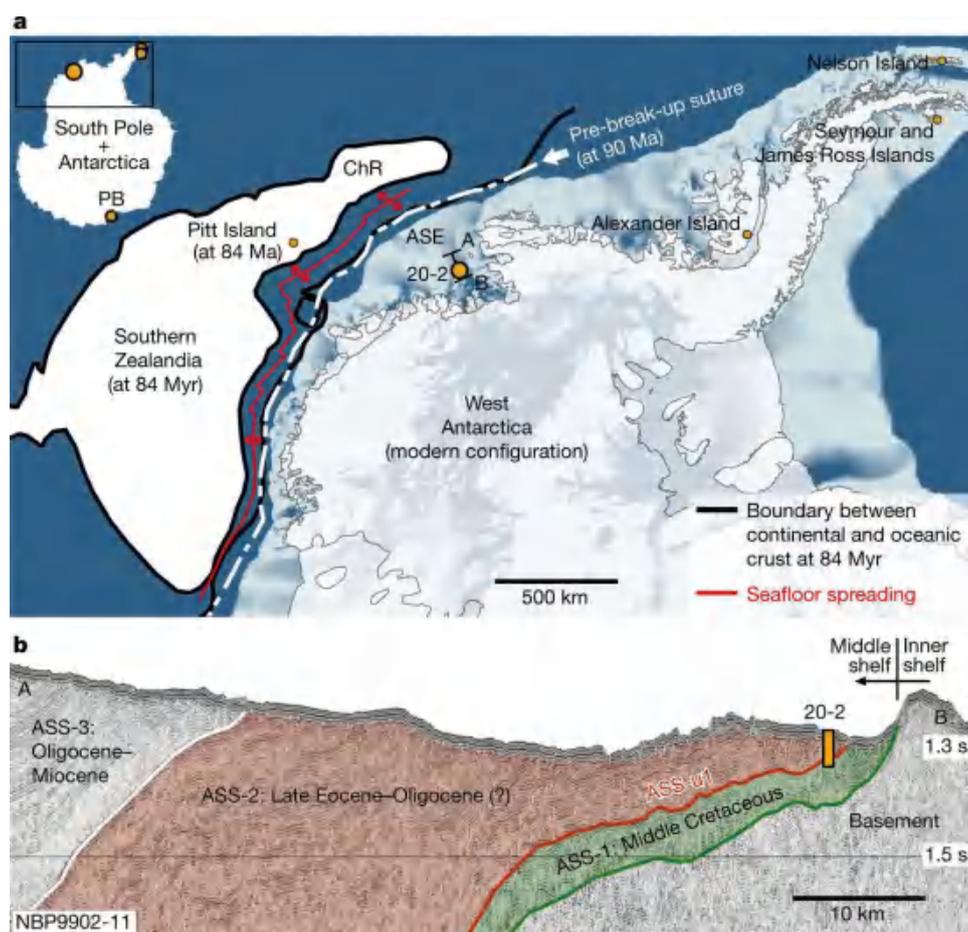


图 1 钻孔位置及地质背景 (Klages et al., 2020)



Klages 团队通过对该岩心柱底部 3 m 的沉积物进行了多指标分析，系统重建了白垩纪中期南极大陆的古气候古环境，成果发表在 *Nature* 上。

从岩性上看，3m 厚的岩心柱由两部分组成：下部具有清晰层理结构的碳质泥岩和上部约 5 cm 厚的褐煤层（图 2）。岩心柱 CT 扫描揭示出沉积物中保存了非常密集且完好的原位根系网络，在显微镜下可清楚辨认出单个的细胞结构。孢粉分析结果显示，植被类型以罗汉松科和南阳杉科的针叶林为主，同时还含有大量的蕨类植物和淡水相的蓝藻生物。结合地球化学和生标证据，Johann Klages 及同事认为中白垩超级温室期西南极地区存在以针叶林为主的复杂温带雨林系统，并发育了广泛的河流流域（图 3）。为了重建这片雨林生长的气候背景，Johann Klages 团队利用孢粉组合特征和生物标志化合物分析，估算出当时南极大陆年平均气温为 13℃，夏季河流或湖泊平均表层水温可高达 20℃，年平均降雨量接近 1120 mm。该气候条件大致与今天英国相当。

为了弄清白垩纪中期南极大陆气候环境变化的主要驱动机制，Johann Klages 团队运行全球气候模型进行 CO₂ 敏感性实验分析。模拟结果显示（图 4），仅当 CO₂ 浓度达 1120ppmv 以上时，模拟出的南极夏季地表温度才与重建结果相吻合。尽管如此，模拟的年平均气温仍远低于重建结果。由于冰对太阳辐射有极高的反照率，而植被对地面长波辐射能有强吸收能力，研究人员推断白垩纪中期南极大陆是一个无冰世界，繁茂的植被和较高的大气 CO₂ 浓度是维持该时期温带气候的必要前提。

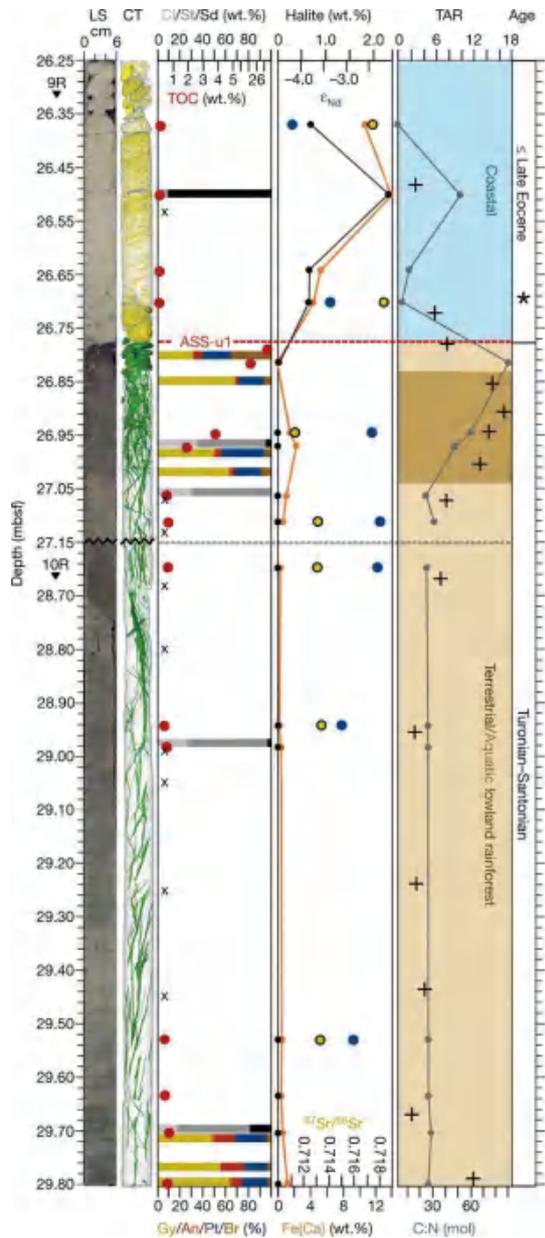


图 2 钻孔岩心多指标古气候古环境重建结果 (Klages et al., 2020)

该研究的主要意义在于填补了南极大陆白垩纪中期超级温室期古环境和古气候记录的空白，为评估古气候模型可靠性以及进一步厘清温室气候的驱动机制提供了关键地质数据。



图3 基于孢粉结果和古环境信息重建的温带雨林复原图 (Klages et al., 2020)

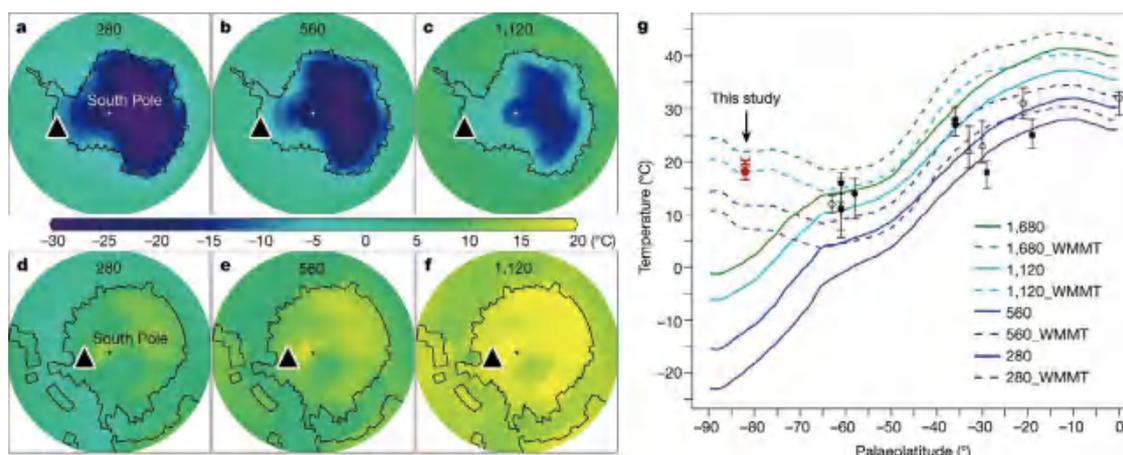


图4 现代和中白垩世 CO₂ 敏感性实验(Klages et al., 2020)。图中虚线表示模拟输出的最暖月平均温度, 实线表示模拟输出的区域平均温度 (Klages et al., 2020)

主要参考文献

- Foster G L, Royer D L, Lunt D J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years[J]. *Nature Communications*, 2017, 8: 14845. ([链接](#))
- O' Brien C L, Robinson S A, Pancost R D, et al. Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX86 and planktonic foraminiferal oxygen isotopes[J]. *Earth-Science Reviews*, 2017, 172: 224-247. ([链接](#))
- Klages J P, Salzmann U, Bickert T, et al. Temperate rainforests near the South Pole during peak Cretaceous warmth[J]. *Nature*, 2020, 580(7801): 81-86. ([链接](#))

(撰稿: 陈祚伶 / 新生代室)

Science : 6600 万年来天文定年的地球气候变化记录及其可预测性

过去 6600 万年以来，大型恐龙绝灭，被子植物、哺乳类和鸟类繁盛，是地质历史中的新生代。新生代早期两极没有冰盖，晚期两极出现大规模冰盖。温室气体浓度一度超过 2000ppmv，而到末次冰期不足 200ppmv。古气候学家一直希望获得新生代以来的气候变化记录，来理解现代的地球气候演化规律和发展趋势。

整整 100 年前，米兰科维奇提出地球轨道参数变化，包括偏心率、倾角以及岁差，影响了地球表面获得的太阳辐射纬度和季节分配，驱动了地球气候准周期变化 (Milankovitch, 1920)。过去 50 年中，米兰科维奇假说不仅成了一种古气候研究的理论范式，而且也为古气候研究提供了天文定年方法。

从 1980 年代中期开始，古气候学者利用深海沉积物的碳、氧同位素记录来集成重建新生代气候历史。迄今最有影响的集成曲线是 2001 年 UCSC 古海洋学教授 Jim

Zachos 团队发表在 *Science* 上的论文 (Zachos et al., 2001a)。这篇文章很大程度上奠定了学界对新生代气候演化的整体认识。但当时，天文定年时间标尺刚刚迈进了古近纪门槛 (Zachos et al., 2001b)，新生代早期的时间标尺主要依赖于生物地层和磁性地层，还有不少分歧。

在过去 20 年里，全球新获得的深海沉积钻孔极大地弥补了这些缺憾 (图 1)，天文时间标尺逐渐跨过新生代，向古生代延伸。新的集成曲线呼之欲出。

最近，这项工作由德国不来梅大学海洋环境科学中心 (MARUM) 的 Thomas Westerhold 领衔完成，论文 9 月 11 日在 *Science* 发表 (Westerhold et al., 2020)。

他们在超过 1000 个深海沉积钻孔中挑选出 14 个钻孔，仔细检查并修正了这些岩芯的拼接方式，选择两个长寿的有孔虫属 *Cibicidoides* 和 *Nuttallides* 的氧、碳同位素记录重建气候历史。根据初步的时间标尺，

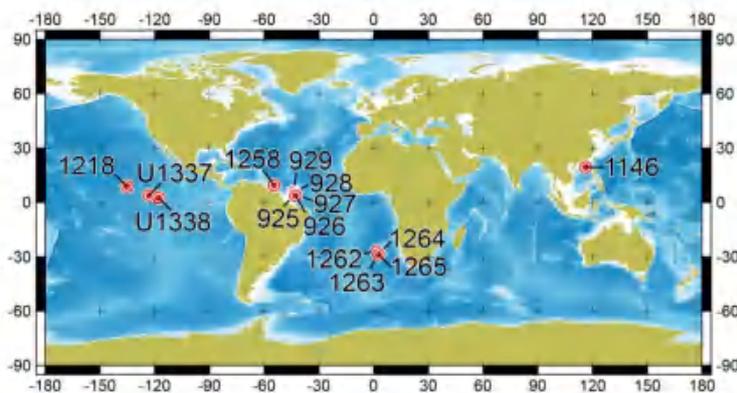


图 1 CENOGRID 钻孔分布 (Westerhold et al., 2020 附件)



补充测试了部分晚中新世到早始新世的样品，来保证足够的时间分辨率。他们收集了所有记录已有的天文时间标尺，并且把这些时间标尺统一调整到 La2010b 的轨道方案，最终获得了一条经过天文调谐定年的，连续覆盖整个新生代全球气候参考曲线 CENOGRID (CENOzoic Global Reference benthic foraminifer carbon and oxygen Isotope

Dataset) (图 2)。

数据集由 23629 个数据点组成，时间分辨率渐新世以来高达 2ka，古新世和始新世为 4.4ka，估计年代误差古新世 - 始新世为 10 万年，渐新世 - 中中新世为 5 万年，晚中新世 - 更新世为 1 万年。这是全球第一条完整覆盖新生代的高清晰度同位素地层参考曲线。

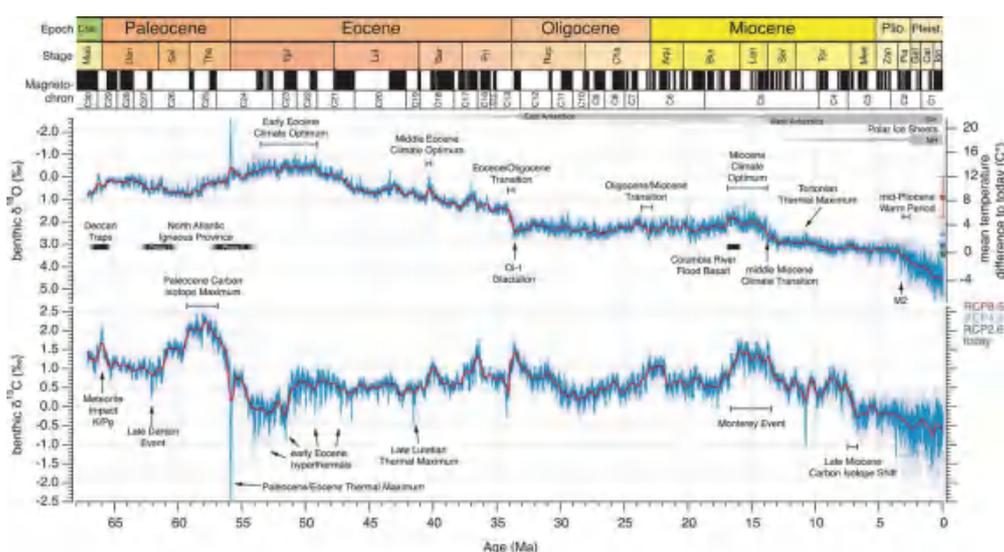


图 2 CENOGRID 数据集 (Westerhold et al., 2020)

全球气候是一个复杂的动态系统，在万年到百万年尺度上，对准周期性的天文强迫有复杂的非线性响应。为研究 CENOGRID 的时域特征，研究团队进行了重现分析 (recurrence analysis, 也称递归分析)。重现分析可以揭示系统的非线性动力学过程，以及非线性相互作用信息，重现图是对时间序列的内部结构及可预测性的可视化。

CENOGRID 氧同位素的重现图揭示了 4 种截然不同的方块区域 (图 3)。每个方块对应着气候在特定状态下反复循环。新生代气候据此可以分成 4 个状态，称为热室、

温室、冷室和冰室状态。热室状态是从 56 Ma 持续到 47 Ma，温度比现在高 10 度，还出现了氧同位素和碳同位素同步负漂的极热事件。温室状态有两个时期，分别是 66 Ma 到 56 Ma，以及 47 Ma 到 34 Ma。这两个温室状态温度相似，但碳同位素值和二氧化碳浓度截然不同。34 Ma 前后始新世 - 渐新世界线是新生代最显著的转换事件。冷室状态从 34 Ma 持续到 3.3 Ma，以 13.9 Ma 可以分为两个阶段。3.3 Ma 之后为冰室状态，地球的气候受北半球冰盖消长控制。这四种状态的划分，与之前对新生代气候历史的认识大体相符，但是重现图首次提

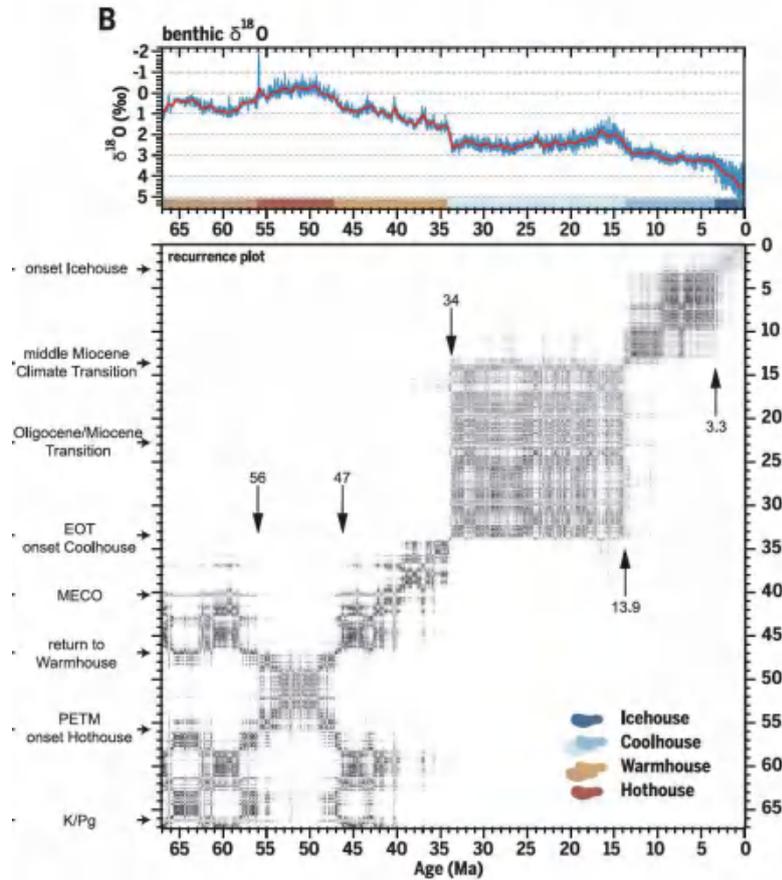


图 3 CENOGRID 氧同位素重现图清晰显示了新生代气候的不同状态 (Westerhold et al., 2020)

供了统计稳健的客观证据。

演化谱显示 (图 4), 在 13.9 Ma 以前, 包括地球热室、温室以及冷室状态的第一阶段, 气候周期以偏心率为主, 意味着低纬过程驱动着气候演化, 推测偏心率调控岁差, 影响了季风降水的季节性, 进而作用于全球水汽和能量的分布。而倾角周期在暖室热室和第一阶段的冷室状态中表现不显著, 可能和当时冰盖的规模小, 缺乏高纬的放大效应所致。随着高纬变冷和冰盖增长, 13.9 Ma 之后地轴倾斜度的信号逐渐增强, 到 3.3 Ma 成为冰室地球气候系统的主导周期。

作者们还计算了 CENOGRID 曲线重现分析的确定性 (图 5), 定量描述系统的可

预测性。当确定性接近 0, 表示系统是随机的, 不可预测, 接近 1, 表明系统确定。结果显示, 温室和热室地球比冷室和冰室地球更可预测。34 Ma 南极冰盖出现, 确定性参数显著降低, 地球气候系统非线性程度大大增强。在冷室地球第一阶段中, 南极冰量相对较少的 25-14Ma, 确定性也相对较高。碳、氧同位素比较而言, 6 Ma 之前, 北极冰量增加, 碳同位素的确定性高于氧同位素, 主要原因可能是碳同位素主要受制于低纬过程, 受极地冰量影响较小。直到 6 Ma 之后, 冰冻圈才深刻地影响了碳循环。到 3.3 Ma 之后, 氧同位素显示出强烈的偏心率周期, 确定性有所增强。

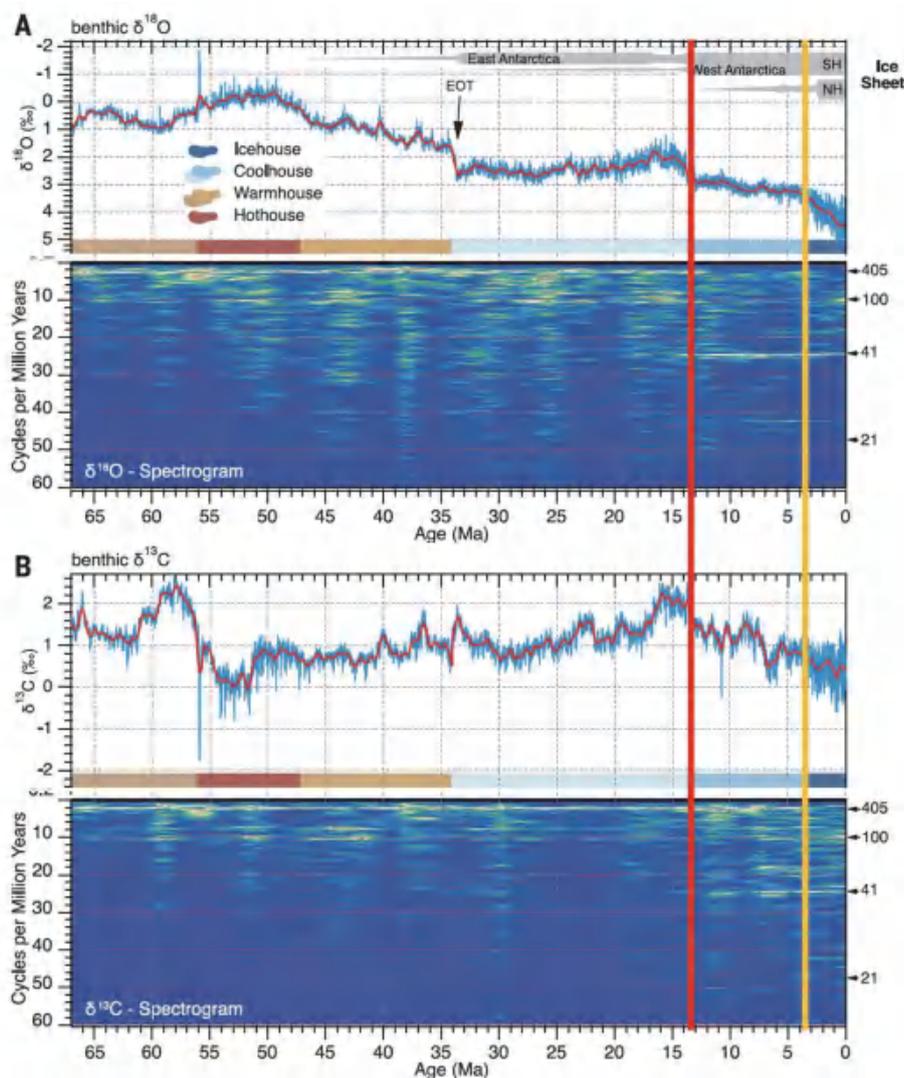


图4 CENOGRID 的演化谱 (改编自 Westerhold et al., 2020)

相对而言，热室地球比温室地球更加不易预测，主要原因是极热事件显示了强烈的非线性过程，放大了天文强迫。另外，值得注意的是，47 Ma 之后，确定性波动幅度越来越大，直到 34 Ma 到达临界点，变成了不可预测的状态。据此，作者推测，两极的冰量不仅仅定义了地球的基本气候状态，同时影响了气候系统对天文辐射响应的可预测性。

CENOGRID 团队还同时公开了对未来气候的预测：目前人为造成的全球变暖的速度远远超过了在新生代任何时候的自然气候波动，并且有可能将地球气候从目前的冰室推向热室状态（图 6）。“预计的人为变暖将比这要大得多，IPCC 预测，如果‘一切照旧’，2300 年全球气温达到 5000 万年以来的最高水平。”

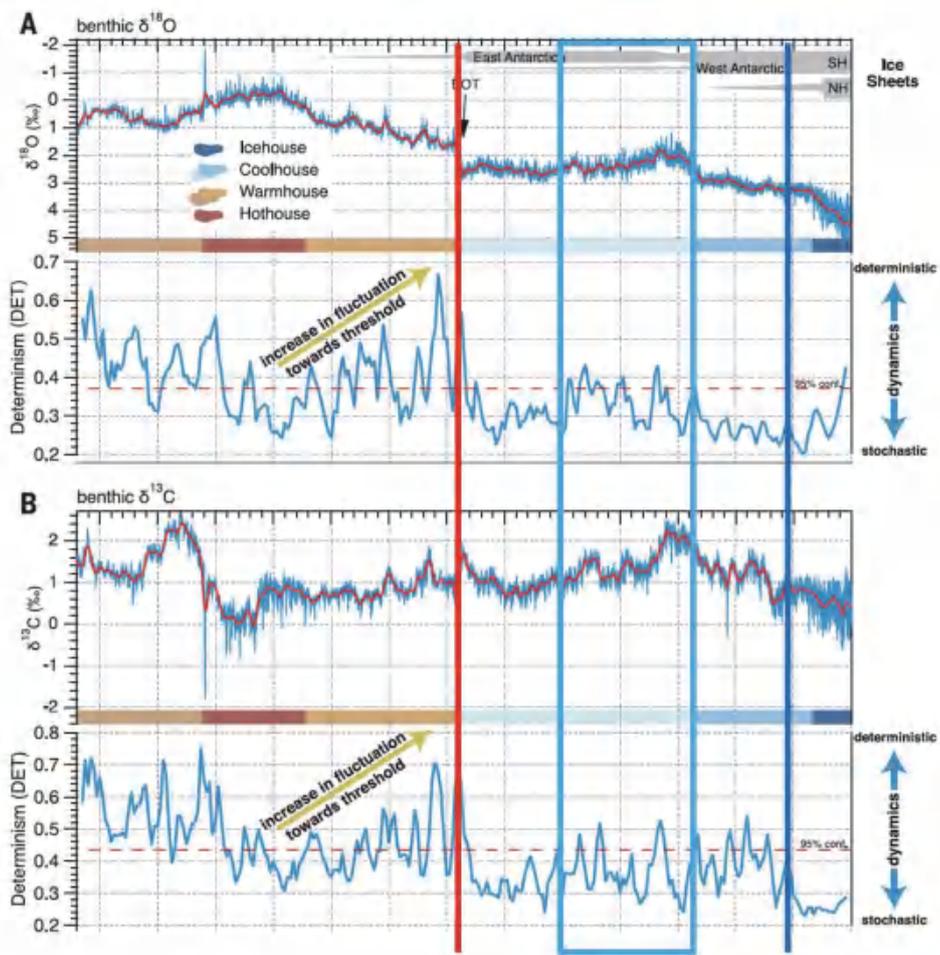


图 5 CENOGRID 重现分析的确切性 (改自 Westerhold et al., 2020)

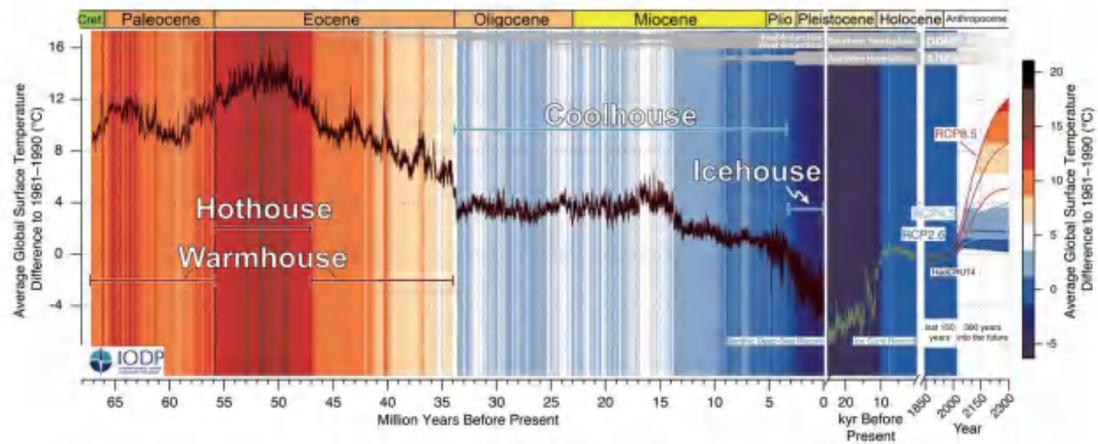


图 6 CENOGRID 团队对未来气候的预测 (图片来源: Thomas Westerhold)



主要参考文献

- Milankovitch M. *Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire* [M]. Paris: Gauthier-Villrs, 1920. ([链接](#))
- Westerhold T, Marwan N, Drury A J, et al. An astronomically dated record of Earth' s climate and its predictability over the last 66 million years[J]. *Science*, 2020, 369(6509): 1383-1387. ([链接](#))
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present[J]. *Science*, 2001a, 292(5517): 686-693. ([链接](#))
- Zachos J C, Shackleton N J, Revenaugh J S, et al. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary[J]. *Science*, 2001b, 292(5515): 274-278. ([链接](#))

(撰稿：唐自华 / 新生代室)

Geology : 古近纪晚期北美黄土的成因

黄土是一种风成沉积物，在全球广泛分布，是古气候的良好载体。其形成过程涉及粉尘源区的产生、大气环流的搬运、粉尘的干、湿沉降、堆积以后的成壤作用以及后期可能的侵蚀等诸多地质过程，涉及到地球各大圈层的相互作用及内在联系。关于黄土的形成过程，已有诸多研究。但是，全球气候变化和构造活动对形成风成沉积物的控制作用一直存在争论，最著名的就是中国黄土。亚洲中部地区的黄土形成于始新世晚期或始新世-渐新世（EO）转换期间，全球变冷、副特提斯海退缩、青藏高原的隆升等地质过程，曾被认为是黄土形成的诱因。目前，以黄土为代表的风成沉积物其形成机制仍需进一步探讨，这也涉及到对构造-气候相互关系这一重要科学主题的探讨。本文以美国

黄土和中国黄土成因为例作简要介绍。

美国西部也存在一个黄土高原。前人已经报道过该区的上新世黄土，但是它的时空模式和具体成因还未确定。该区黄土曾被认为在EO转换期间初始形成于科罗拉多高原，上新世发育在落基山中部地区。有人将黄土东向年轻化仅仅归因于全球变冷。然而，有证据显示北美科迪勒拉山脉在始新世晚期至渐新世期间，经历了构造活化并抬升，这种新生代中期的构造抬升可以造成雨影效应并导致区域干旱化，或对黄土形成有所影响。近期，德克萨斯大学阿灵顿分校的Majie Fan及其合作者们报道了美国西部高原的4个黄土剖面(图1)，从地层学、古气候学、数值模拟角度分析了美国西部黄土的成因。结果表明，黄土形成时间比之前报道的更早，而且分布更

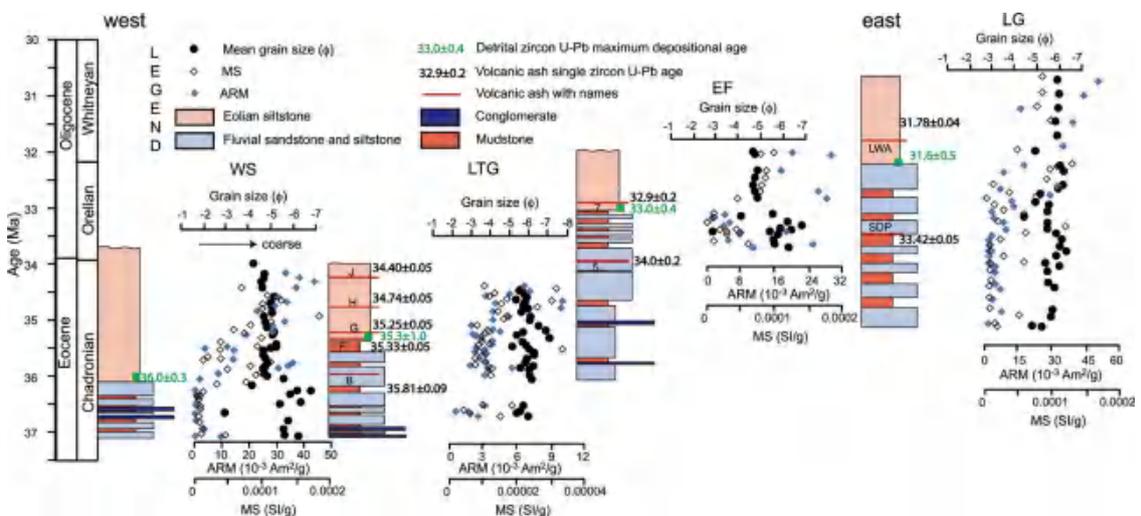


图1 美国西部4个黄土剖面简况 (Fan et al., 2020)



加广泛。他们通过一系列气候模拟，验证了全球变冷、海平面下降、区域地形变化对黄土形成的影响，探讨了区域构造和全球气候变化对黄土成因的控制作用。

Fan et al. 通过火山灰及碎屑岩的锆石 U-Pb 年龄以及生物地层年代学约束，揭示风成沉积始于始新世晚期至渐新世早期，自西向东分别为 36.0 ± 0.3 Ma、 35.3 ± 1.0 Ma、 33.0 ± 0.4 Ma、以及 31.6 ± 0.5 Ma (图 1)，递变年轻表明黄土形成的渐进式，始新世晚期在落基山中部率先形成，逐渐向东扩展到大平原地区。

他们利用 ECHAM5 大气环流模型，分别模拟了 EO 转换期间全球降温、美国西部地形变化这两个因素对风成沉积形成的影响。利用模拟的降水量减去蒸发量 (precipitation minus evaporation, P-E) 指标，观察风成沉积东向扩张的可能原因。

EO 转换期间，海平面下降约 55 米，全球 CO_2 浓度下降，导致墨西哥湾海岸线向南退缩。由于始新世中期 - 渐新世期间，北美科迪勒拉山的隆升历史尚存争议，作者考虑了两种地形条件：(1) 科迪勒拉山腹地高地地形持续至始新世中期，随后降低；(2) 科迪勒拉山南部在始新世晚期和渐新世期间活化抬升。两种地形条件得到了不同的大气环流和水量收支结果。科迪勒拉山南部海拔增加，阻挡了西风水汽，降低了科迪勒拉山腹地及其东部的 P-E，加强了原北美季风，从而促使大平原西部和落基山中部的 P-E 增加 (图 2E)。这一过程，导致了科迪勒拉山腹地和中部前陆盆地的干旱化。这些干旱区或可成为风成物质的潜在源区，并产生了沉降空间，可用于解释科迪勒拉山前缘风成沉积率先形成。如果忽略地形影响，EO 降温和海退会降低落基山中部和

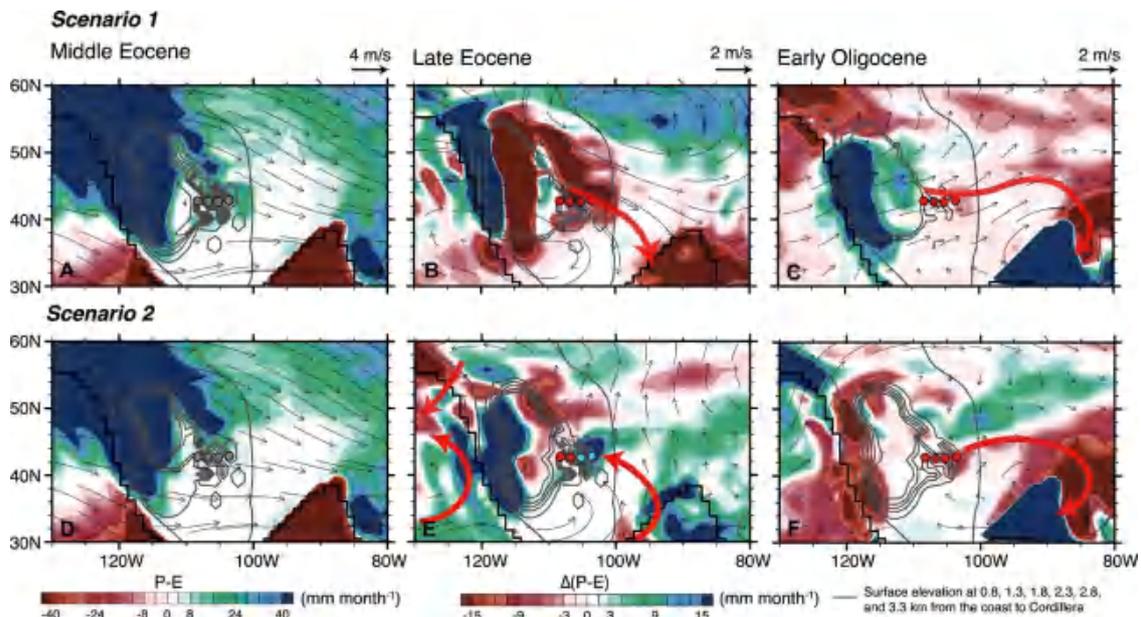


图 2 两种不同地形条件下的古气候模拟结果。A-C. 北美科迪勒拉山海拔降低情形下的结果；D-F. 科迪勒拉山南部构造抬升情形下的结果；B、E. 始新世晚期扣始新世中期的平衡湿度结果；C、F. 始新世晚期扣渐新世早期的平衡湿度结果，此二图为叠加了 EO 降温、海退及山间盆地充填的结果；灰色箭头指示模拟的 700 hPa 风场对年均气候 (A、D) 和异常情形的响应 (B、C、E、F)。彩色小圆点表示剖面所在地的 P-E 变化，红色代表干旱，蓝色代表湿润；红色粗箭头指示模拟区域主要水汽路径 (Fan et al., 2020)



大平原的 P-E (图 2C 和 2F)。这一过程扩大了干旱化范围, 促使北美季风退缩从而导致干旱化东移, 或可解释风成沉积的东向扩展。

美国西部风成沉积物代表的地质过程反映了古近纪晚期由区域构造抬升和全球气候协同控制的大陆干旱化过程。同样, 对于中国黄土而言, 其形成之根本与中国西北内陆的构造活化密不可分。我们通常认为中国黄土高原的粉尘物质来源于中国北方的戈壁、沙漠(巴丹吉林、腾格里、毛乌素等), 实际上这些地区仅是粉尘物质的“中转站”, 粉尘原产地应在中亚造山带

的阿尔泰山、杭爱山脉以及青藏高原东北缘的祁连山脉 (Sun et al., 2018)。印度 - 欧亚板块碰撞的远程效应不仅影响了天山造山带的构造复活, 同样导致了中亚内陆的戈壁阿尔泰山、杭爱山脉在晚新生代的构造复活和隆升。寒冻风化与冰川双重作用产生的巨量碎屑物质被搬至山前, 形成一系列冲洪积扇, 加以风力参与才形成了向下风方向展布的戈壁、沙漠、黄土的空间分带 (图 3) (Sun et al., 2018)。所以, 中国黄土粉尘物质的初始产区应在上风向的高山地区。造山带隆升以及全球变冷导致的冰冻圈出现, 最终造就了巨厚的中国黄

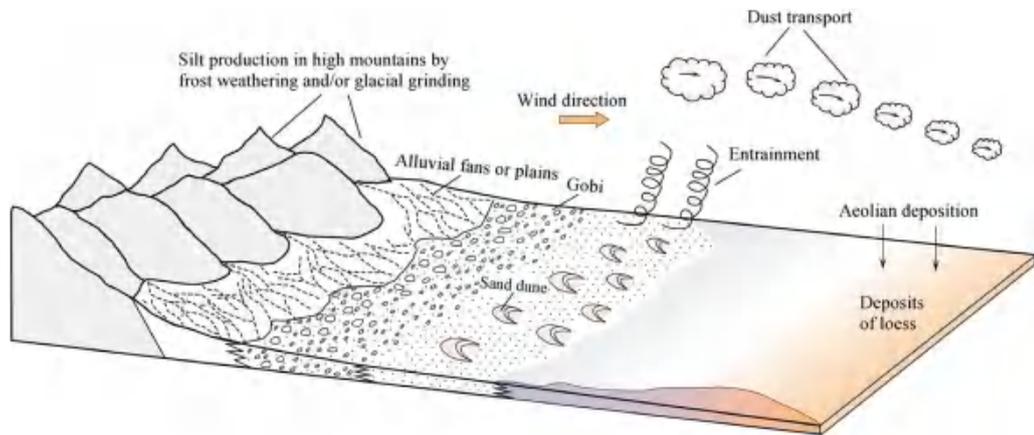


图 3 高山过程与黄土堆积的动力学关联 (Sun et al., 2018)

土堆积 (孙继敏, 2020)。

近日, 地科院矿产资源研究所的 Xiaocan Yu 在 *Marine and Petroleum Geology* 杂志撰文, 报道了江汉盆地上白垩统红花套组中的风成沉积 (图 4)。该组岩性主要为河流相和风成沉积交互出现, 反映了古气候的干湿变化。物源和古流向分析表明黄陵穹隆、南秦岭、大别造山带为该组的主体碎屑源区。正是由于盆地周缘的造山作用和基岩物理风化, 才为盆地中的古沙漠形成提供了丰富的砂源, 晚白垩世江汉

盆地的裂谷沉陷过程恰为风成物质提供了容纳空间 (图 5)。

以上三个示例表明, 风成沉积物的形成并非孤立的地质过程, 需要岩石圈的造山带隆升、冰冻圈的寒冻风化、大气环流的改变等诸多因素的配合。因此, 应从地球系统科学的角度审视风成沉积物的形成过程, 深入对地球圈层相互作用的理解。

【致谢: 感谢孙继敏研究员对本文提出的宝贵修改建议。】



图4 江汉盆地上白垩统红花套组合风成砂剖面的野外照片 (Yu et al., 2020)

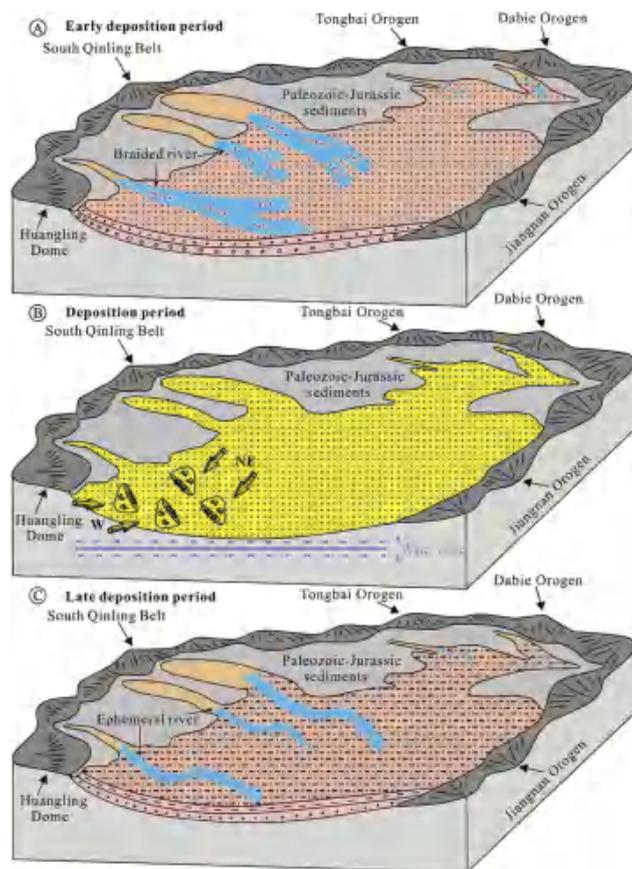


图5 江汉盆地上白垩统红花套组古地理和古气候演化示意图 (Yu et al., 2020)



主要参考文献

- 孙继敏 . 黄土沉积与地球圈层相互作用 [J]. 第四纪研究 , 2020, 40(1):1-7. ([链接](#))
- Fan M, Feng R, Geissman J W, et al. Late Paleogene emergence of a North American loess plateau[J]. *Geology*, 2020, 48: 273–277. ([链接](#))
- Sun J, Ding Z, Xia X, et al. Detrital zircon evidence for the ternary sources of the Chinese Loess Plateau[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018, 155: 21-34. ([链接](#))
- Yu X, Liu C, Wang C, et al. Eolian deposits of the northern margin of the South China (Jiangnan Basin): Reconstruction of the Late Cretaceous East Asian landscape in central China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2020, 117: 104390. ([链接](#))

(撰稿: 佚名 / 新生代室)

NG : 喜马拉雅地区贯穿新生代晚期气候变化的稳定侵蚀速率

沉积物累计速率和就地热年代学的生长速率的证据指示，新生代晚期的气候变化导致了侵蚀速率的全球性显著增加，并认为侵蚀速率的增加对气候变化和重复性冰川作用具有放大效应。但是，全球性侵蚀速率指标 - 海水中的 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比值，与上述假设相矛盾，指示新生代晚期侵蚀速率稳定。这引发了对目前侵蚀速率研究方法的分辨率和偏差的争议。因此，验证气候驱动侵蚀速率的假设需要新的独立的方法。

Lenard 等人 (2020) 基于国际海洋发现计划 (IODP) 353 和 354 航次在孟加拉湾钻取的四个钻孔与梅克纳河下游的现代沉积物，利用独立的侵蚀速率指标 - 宇宙成因核素 ^{10}Be ，结合 $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 和 ϵ_{Nd} 同位素源区示踪技术，重建了 6.2 Ma 以来喜马拉雅地区中部和东部古侵蚀速率的变化。 ^{10}Be 是近地表岩石在宇宙射线作用下产生的核素，沉积物中来自地表岩石石英矿物中的 ^{10}Be 浓度指示了源区侵蚀速率的变化，浓度高指示侵蚀速率低，反之侵蚀速率高。孟加拉冲积扇的沉积物主要由恒河与雅鲁藏布江搬运而来的碎屑物质组成，两者流域盆地的海拔高度和侵蚀速率具有明显差异，导致两条河流的 ^{10}Be 浓度存在较大差异，这为重建古侵蚀速率带来了不同确定性。若想重建古侵蚀速率的变化，需首先厘定沉积物中来自恒河和雅鲁藏布江碎屑物质的组分。由于雅鲁藏布江和恒河流域的地

质构造特征具有明显差别，所以河流碎屑物质的 $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 和 ϵ_{Nd} 同位素组成不同。恒河流域沉积物沉积物主要来自狭义的喜马拉雅岩体，即少喜马拉雅、高喜马拉雅结晶岩系和特提斯沉积体系，具有低 ϵ_{Nd} 和高 $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 比值。而来自雅鲁藏布江的沉积物具有高 ϵ_{Nd} 和低 $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ 比值，其反应的是狭义喜马拉雅地区、冈底斯带和来自地幔岩体的混合信息。根据恒河与雅鲁藏布江碎屑物质同位素组成和 ^{10}Be 浓度的端元组分，研究者计算了孟加拉冲积扇沉积物中来自恒河和雅鲁藏布江的组分 (原文图 2)。在此基础上重建了 6.2 Ma 以来喜马拉雅地区平均侵蚀速率的变化。结果显示喜马拉雅地区的侵蚀速率变化不大，变化范围为 0.8-1.3 mm/yr，与现代的侵蚀速率 (1.0 mm/yr) 非常接近 (图 1)。

本文的结果不支持气候变化导致侵蚀速率增加，与基于热年代学的假设相矛盾。这表明，来自喜马拉雅地区热年代学数据只与区域构造和地貌特征相关，而不能代表喜马拉雅地区平均侵蚀速率的变化。尽管一些记录显示，在新生代晚期的冷期，冰川扩展可能导致侵蚀速率增加，而且喜马拉雅高海拔地区的冰蚀山谷证实强烈侵蚀作用的存在。但本研究的数据显示，这些变化并未对喜马拉雅地区的平均侵蚀速率产生明显影响。相反，0.45 Ma 以来的侵蚀速率呈现减小趋势，而且在冰川作用加剧时期 (0.8 Ma 以后)，相对于以前时期的

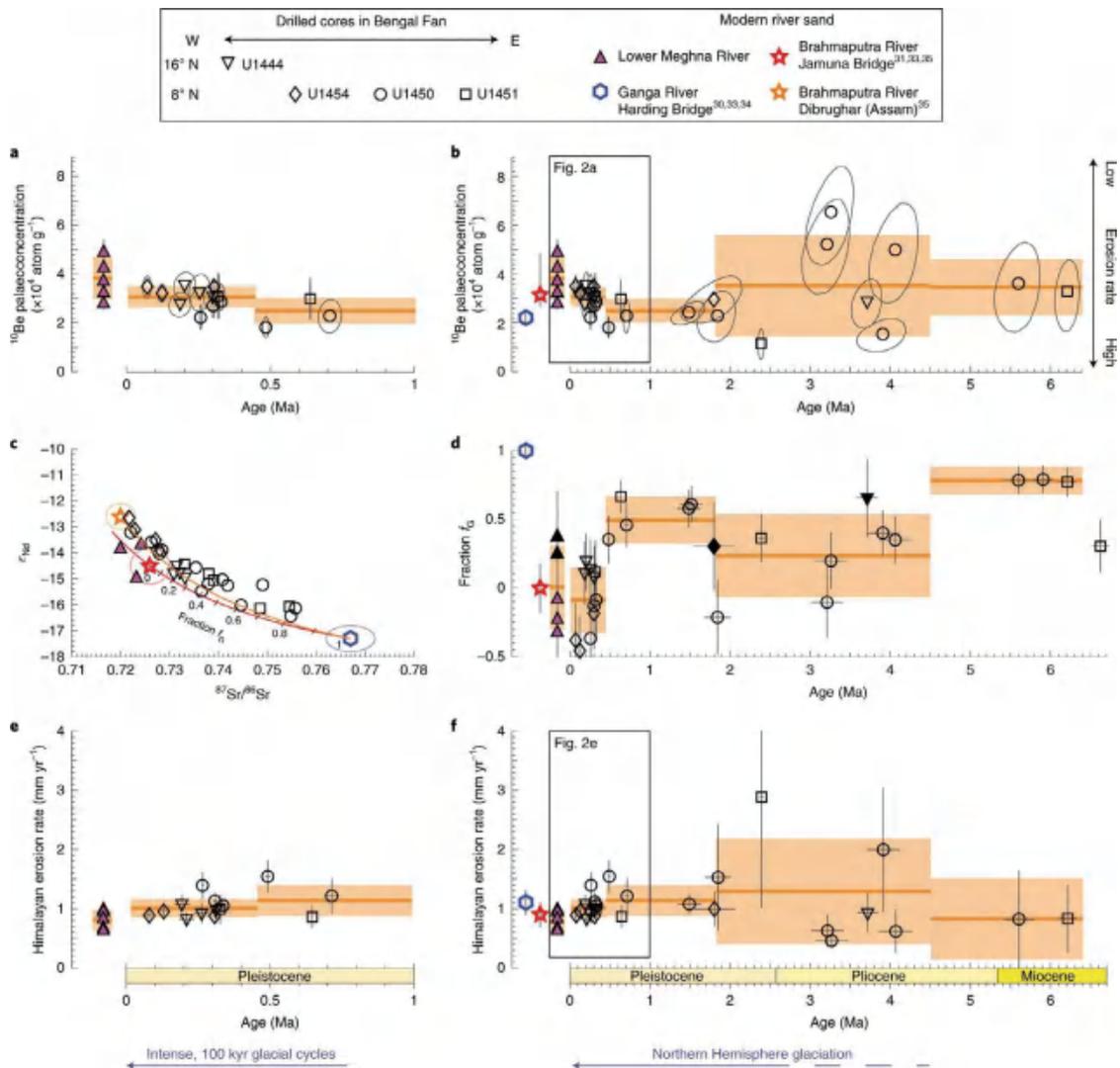


图 1 孟加拉冲积扇和梅克纳河下游的现代沉积物中新 ^{10}Be 和 Sr-Nd 同位素数据限定的喜马拉雅地区晚新生代侵蚀速率变化。a-f: ^{10}Be 古浓度变化 (a, b), Sr-Nd 同位素组成 (c), 孟加拉冲积扇沉积物和梅克纳河下游来源于恒河盆地沙组中恒河来源物质含量 (d) 与计算获得的喜马拉雅地区侵蚀速率 (e, f)。 ^{10}Be 的信号为超过 1 千年的侵蚀速率总和, 并且包括在平原地区 1 千 - 1 万年以上搬运过程对侵蚀速率的损耗和平滑。 1σ 的误差 (椭圆和灰色误差棒) 主要来自 ^{10}Be 的测量误差、一些样品的定年误差 (a, b, e, f)、恒河和雅鲁藏布江河流同位素数据的误差。橙色线和长方形表示具有相同 Sr-Nd 同位素组成时段的平均值和 1σ 标准偏差范围。图 c 中的两条曲线分别表示恒河和雅鲁藏布江河流 (红色) 与恒河与雅鲁藏布江在阿萨姆邦迪布鲁格尔 (橙色) 的混合双曲线

侵蚀速率, 变化幅度变小。这可能反映了冰川 - 海平面变化和沉积搬运过程中沉积物暂时保存的缓冲作用的影响。但无论怎样, 本项研究的数据显示, 冰川侵蚀并未导致喜马拉雅中部和东部地区大量物质的输出。

孟加拉冲积扇沉积物石英颗粒中的 ^{10}Be 含量反映了沉积物源区盆地的侵蚀速

率, 其是山脉坡体在 1 千年以上时间内, 被侵蚀的上百万石英颗粒的平均信号, 在搬运过程中会出现暂时和重复性的储存和改造。这些过程会损耗来自山脉的高频信号。此外, 河流下游的浊流传输也会平滑侵蚀速率的信号, 因此, 本项目研究主要是基于长时间尺度的研究, 对于短时间尺



度侵蚀速率与区域构造、地貌演化和气候变化之间的关系需要高分辨率记录的支持。

【致谢：感谢顾兆炎研究员的宝贵意见。】

主要参考文献

Lenard S J P, Lavé J, France-Lanord C, et al. Steady erosion rates in the Himalayas through late Cenozoic climatic changes[J]. *Nature Geoscience*, 2020: 1-5. ([链接](#))

(撰稿：许冰/新生代室)

Nature : 古气候证据表明在低海冰时段永久冻土不稳定

近几十年来，全球变暖导致永久冻土加速融化，储存在永久冻土中的碳以二氧化碳和甲烷的形式被大量释放出来，进而放大气候变化。此外，永久冻土融化还会增加热岩溶发育、海岸侵蚀和冰原融化，并危及以其作为坚实地基的基础设施。建立长尺度永久冻土的演化历史及其对气候变化的响应，有助于预测未来全球变暖对永久冻土的影响。

永久冻土区的洞穴沉积物，如石笋、石钟乳、流石是永久冻土完全“解冻”或

暂时融化时的遗存物。当大气降水通过渗流带进入洞穴时，洞穴沉积物就开始生长，而当上部渗流带全年都降至 0°C 以下时，岩溶水冻结，渗透中止，洞穴沉积物就停止生长。因此，永久冻土区洞穴沉积物的生长时段已被证明是重建过去永久冻土范围和连续性的有效工具。

2013年，以色列地质调查局 Vaks et al. (2013) 对位于现在整个区域全年都是冻土的连续永久冻土带的 Ledyanaya Lenskaya 洞（图 1）里的沉积物进行年代学研究后发

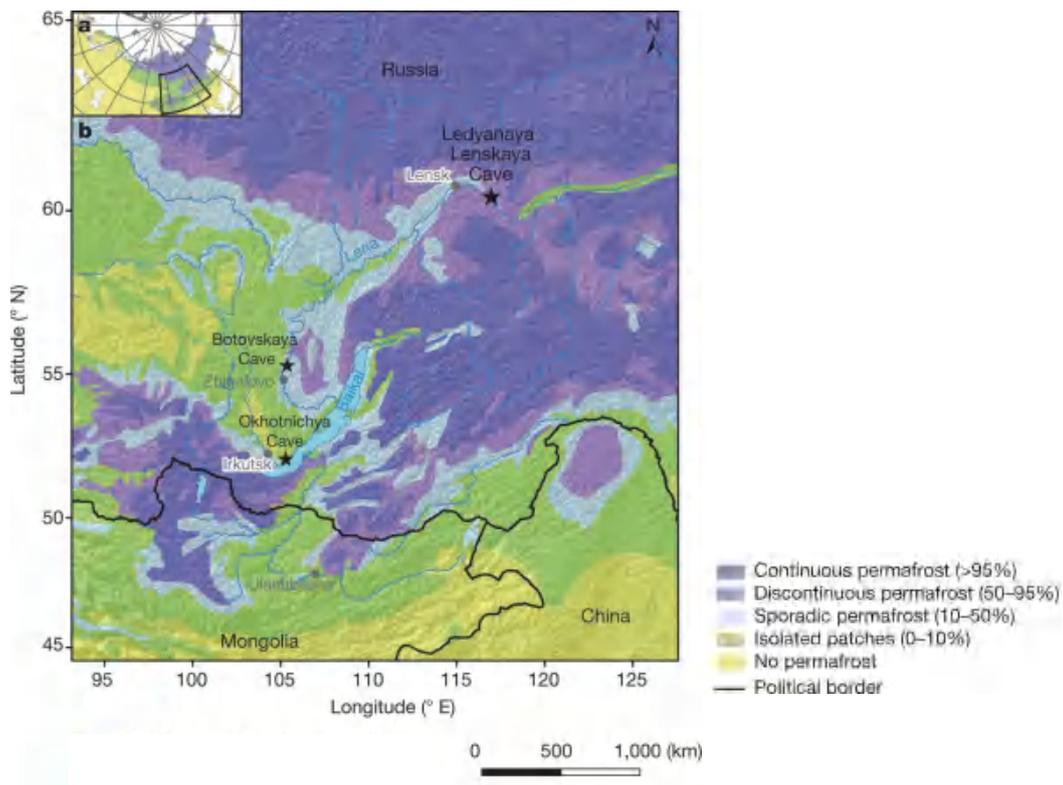


图 1 研究区域和永久冻土分布图



现, 最近的永久冻土融化发生在 42.9 ± 2.3 万年前, 即海洋同位素阶段 (MIS) 11 的温暖期。然而, 该研究由于受到 U-Th 最老约 50 万年的定年限制 (Cheng et al., 2013), 没有对较老洞穴沉积物样品的年代进行分析。最近, Vaks et al. (2020) 利用 U-Pb 定年法对该洞的 11 个洞穴沉积物进行了年代测定, 共获得 52 个 U-Pb 年龄, 从而扩展了西伯利亚永久冻土演化历史的年代

范围, 同时, 他们对稍微靠南温暖一些的 Botovskaya 洞中的 3 个洞穴沉积物也进行了少量年代测定。研究成果发表于 *Nature*。

Ledyanaya Lenskaya 洞里的洞穴沉积物年龄表明永久冻土的演化可以分为三个时段 (图 2a):

(1) ~ 150 万年至 ~ 135 万年, 洞穴沉积物连续生长, 说明此时该洞穴上方的永久冻土不连续或消失。在全球范围内,

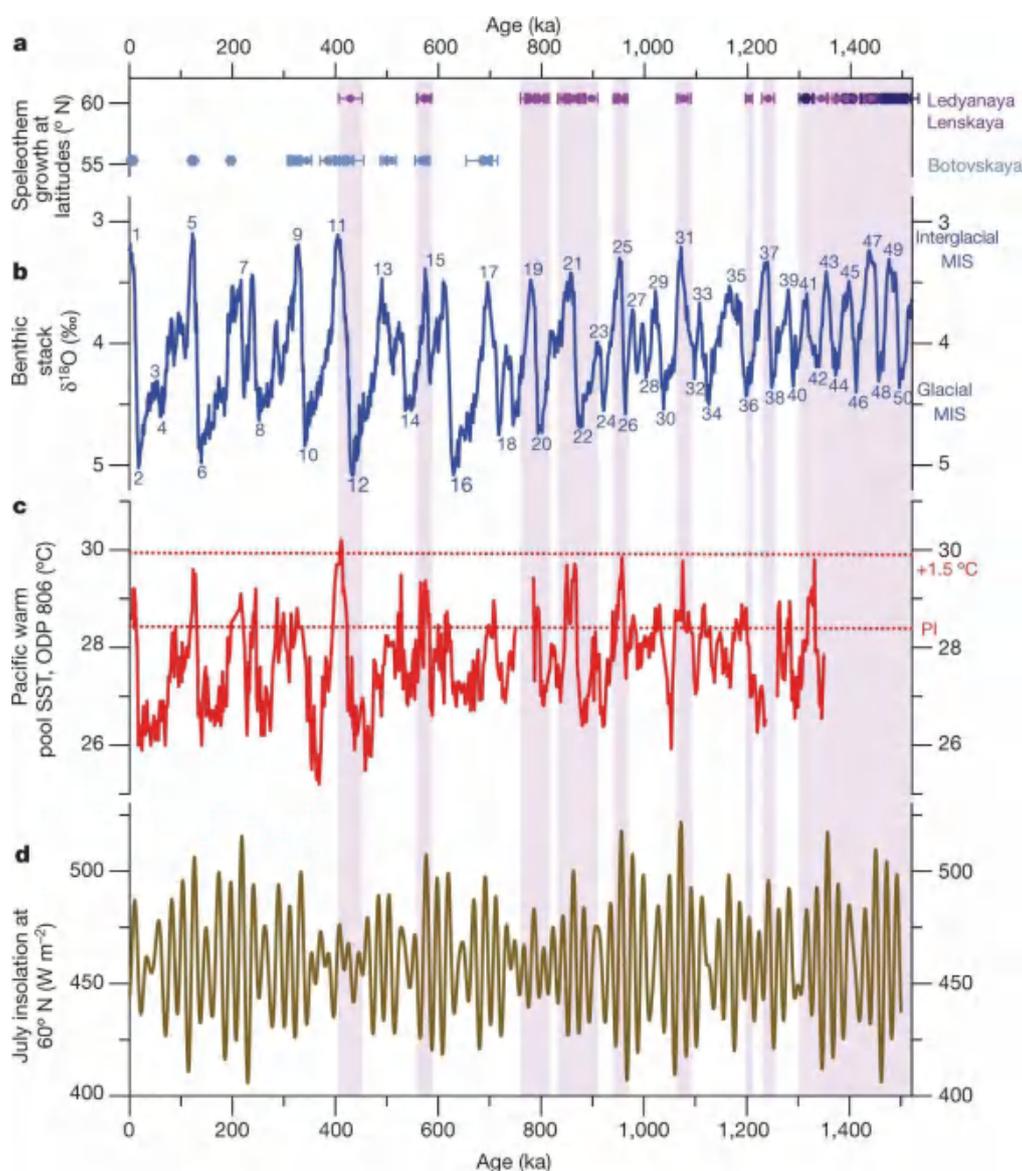


图 2 西伯利亚洞穴沉积物的生长时段与深海同位素阶段 (MISs)、太平洋暖池海表温度记录以及北纬 60° 七月平均太阳辐射对比图



该时间跨度为 MIS 50 至 MIS 43, 其特征是冰期 - 间冰期的周期为 4.1 万年;

(2) ~ 135 万年至 ~ 40 万年, 洞穴沉积物间歇性生长 (长时间、持续的沉积间断, 甚至完全没有沉积), 可能表明永久冻土在该时段是连续存在的, 并且大部分在 MIS 冰期, 少部分在 MIS 间冰期。大部分间冰期都有洞穴沉积物生长, 表明没有永久冻土。从 ~ 130 万年起, 洞穴沉积物仅生长在洞穴较浅的部分 (地表以下 15-20 m), 而较深的区域 (约 60 m) 则没有沉积, 这可能表明永久冻土仅解冻到 15-20 m 的深度。相对于 130 万年之前, 该时段永久冻土消融期的持续时间相对较短或年均温减低。

(3) 从 ~ 40 万年到现在, 洞穴沉积物完全停止生长, 说明 Ledyanaya Lenskaya 洞穴上方的永久冻土似乎是连续存在的。位于贝加尔湖附近、更靠南的 Botovskaya 和 Okhotnichya 洞穴在过去 70 万年的温暖时期有洞穴沉积物生长, 说明西伯利亚南部比 Ledyanaya Lenskaya 洞穴所在区域更温暖。

作者将利用 Ledyanaya Lenskaya 洞穴沉积物重建的西伯利亚永久冻土的演化历史与其它古气候记录进行对比 (图 2, 图 3), 推测了永久冻土可能的控制因素。在 MIS 11 之前, 虽然全球平均温度 (由太平洋暖池海表温度推测) 低于 MIS 11 (例如 MIS 25、19 和 15), 甚至比现在还要低 (例如 MIS 23), 但却有大量洞穴沉积物生长, 说明全球平均温度并不是西伯利亚永久冻土的唯一控制因素。其他可能的控制因素包括: 当地夏季太阳辐射, 古地理变化, 较强的北半球的极向热传递引起北大西洋、北极或欧亚大陆相对温暖, 或北冰洋海表温度和北极夏季海冰覆盖范围。但是研究

发现: 当地夏季太阳辐射与永久冻土消融之间并没有直接关系, 整个过去 150 万年间冰期北极古地理状况与现在相似, 洞穴沉积物生长与北大西洋变暖也没简单的关联性 (图 2, 图 3)。令人惊讶的是, 自 40 万年以来西伯利亚连续的永久冻土与北冰洋常年海冰出现的时间却非常一致 (图 3)。常年海冰的出现以与海冰相关的生物群系在北冰洋西部突然增加和现存在于北大西洋的生物群系从北冰洋消失为标志。

他们仔细分析了北冰洋海冰与西伯利亚永久冻土之间存在关联性的物理机制。现代和古气候模型表明, 北极海冰与欧亚大陆永久冻土之间的关系是由大气水热传输变化引起的 (Dai et al., 2019)。北极海冰的消融使海面上方的空气变暖, 湿度升高, 从而增加了通过大气从海洋向大陆传输的热量 (显热和潜热)。由此引起的变暖可延伸至内陆 1500 km, 在秋季达到峰值。此外, 海冰消融使北极水域更加开阔, 使从海洋到大陆的水汽传输增加, 进而使西伯利亚的秋季降雪量增加, 使地面免受冬季低温的影响, 有助于永久冻土的融化。大约 40 万前出现的北极海冰使北极的热量和水汽源减少, 北极空气变冷, 大陆上的降雪量减少, 地面与寒冷的冬季温度之间的隔绝变差, 使地面温度降低, 从而有助于连续永久冻土的形成。最后文章据此预测, 如果这些过程在现代气候变化条件下仍然存在的话, 那么未来夏季北极海冰的消失将加速西伯利亚永久冻土的融化。

该研究的主要意义在于将 U-Pb 法应用于洞穴沉积物定年, 打破了洞穴次生碳酸盐常用的 U-Th 定年方法上限只有约 50 万年的限制, 进而大大扩展了西伯利亚永久



Nature: 古气候证据表明在低海冰时段永久冻土不稳定

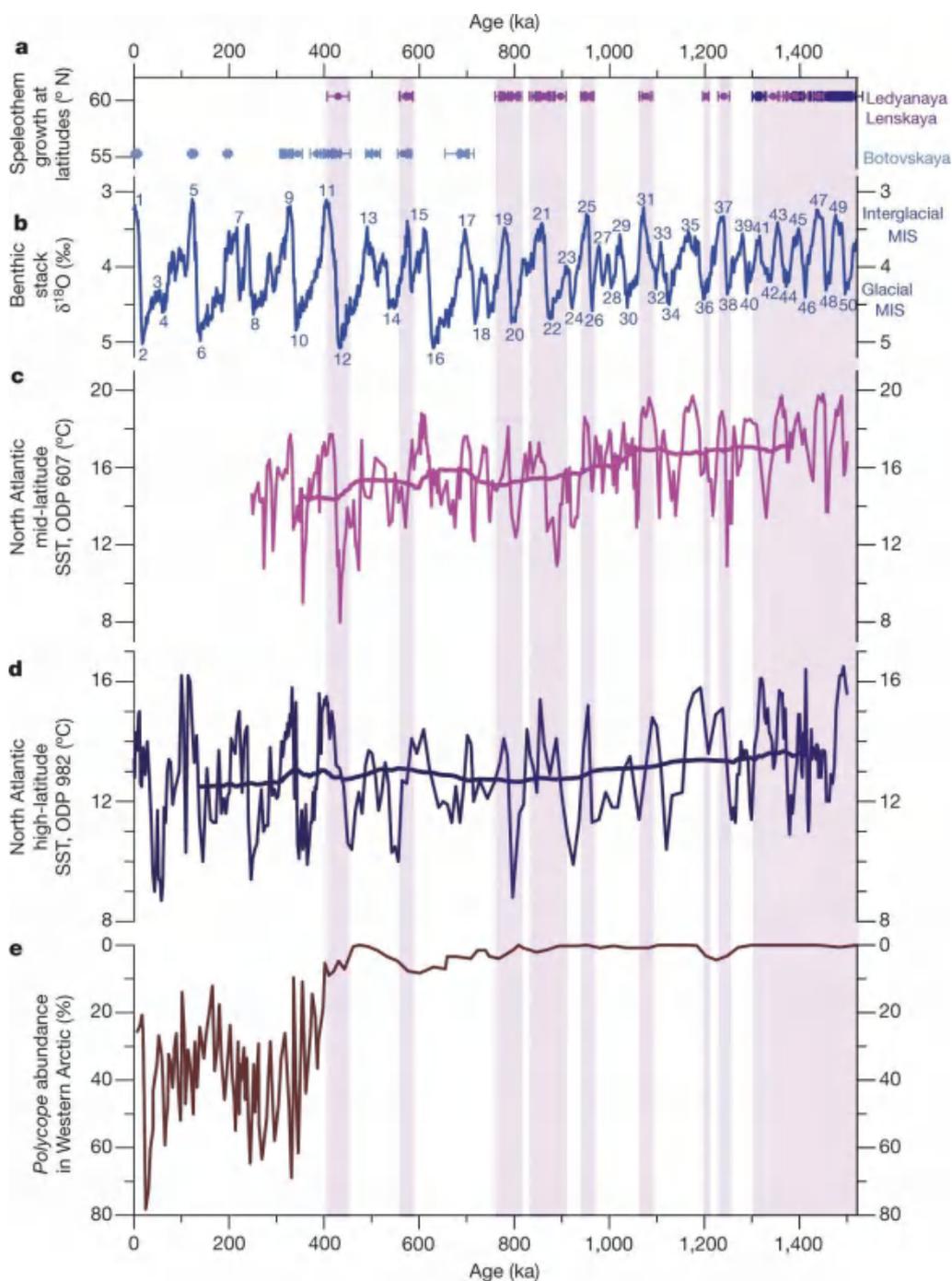


图3 西伯利亚洞穴沉积物的生长时段与深海同位素阶段 (MISs)、北大西洋海表温度以及北冰洋海冰记录对比图

冻土演化历史。目前全球报导的洞穴沉积物 U-Pb 定年方法的研究还很少, 随着该方

法的发展, 将会大大推动石笋——古气候重建学科的发展。



主要参考文献

Cheng H, Edwards R L, Shen C C, et al. Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 371: 82-91. ([链接](#))

Dai A, Luo D, Song M, et al. Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO_2 [J]. *Nature Communications*, 2019, 10: 121. ([链接](#))

Vaks A, Mason A J, Breitenbach S F M, et al. Palaeoclimate evidence of vulnerable permafrost during times of low sea ice[J]. *Nature*, 2020, 577(7789): 221-225. ([链接](#))

Vaks A, Gutareva O S, Breitenbach S F M, et al. Speleothems reveal 500,000-year history of Siberian permafrost[J]. *Science*, 2013, 340(6129): 183-186. ([链接](#))

(撰稿：段武辉 / 新生代室)

NC : 绿色撒哈拉由湿变干导致了四千年前中南半岛的大干旱事件

最近二十年，石笋因其具有可靠的年龄框架，成为古气候变化国际对比的新标准之一，并于2018年在国际年代地层表中首次亮相，成为第四纪新的金钉子（图1）。其中，4.2 ka（千年）冷事件是中全新世诺斯格瑞比期（Northgrippian Age）和晚全新世梅加拉亚期（Meghalayan Age）的分界点（Walker et al., 2012）。考古记录中也发现，古代亚非文明发展起来的农业文明均遭受4.2 ka冷事件的严重影响（Carolin et al., 2019）。多种古气候代用指标也发现，全球范围在约四千年前发生了变冷、变干气候突变事件，如北非的多种地质记录表明，在早中全新世，现在的撒哈拉沙漠所在区域曾经是绿色的草原（Tierney et al., 2017），但“绿色撒哈拉”（Green Sahara）在距今5-4千年之间结束。

4.2 ka的气候突变事件，古亚非农业文明转型，以及北部非洲湿润期的结束近乎同时发生，这是全球气候变化的集中表现，还是它们之间存在着内在联系呢？

最近，Griffiths et al. (2020) 利用位于中南半岛老挝 Tham Doun Mai 洞的三根石笋，建立了全新世9500年以来的多指标集成记录（图2）。作者对比了石笋的氧碳同位素记录（ $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ ）、Mg/Ca 比值和死碳比例（DCP）等代用指标。作者认为石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 指标反映的是季风在源区的雨除效应， $\delta^{13}\text{C}$ 和 Mg/Ca 指标反映的是方解石优先沉积（PCP）的程度，DCP 指标反映的是水岩反应的开放程度。因此老挝石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值在5-4千年前的快速变重指示了亚洲季风的崩溃，而其他代用指标指示了同时期中南半岛经历了降水骤减的突变事件。同时，中南半岛的考古记录发现在此气候转型期间，农业生产模式由狩猎采集转变为谷物种植，古DNA证据也表明在此期间古人类族群发生变化。

作者同时根据贝叶斯概率模型，发现在中南半岛发生的大干旱事件是和北非的“绿色撒哈拉”变干是同步发生的。然后根据现有的PMIP3/CMIP5多成员模拟结果，

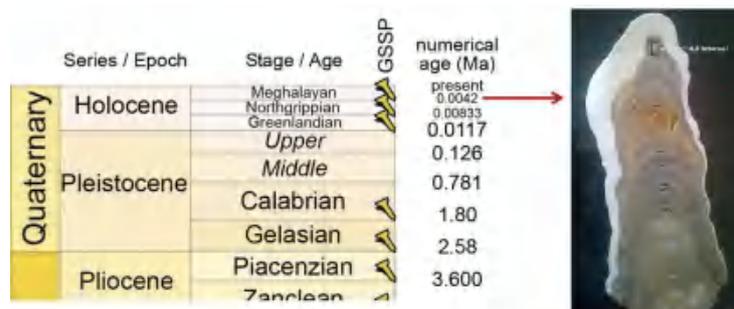


图1 印度东北部的Mawmluh洞穴石笋确定了新的梅加拉亚期的起始点（图片修改自国际地层委员会）

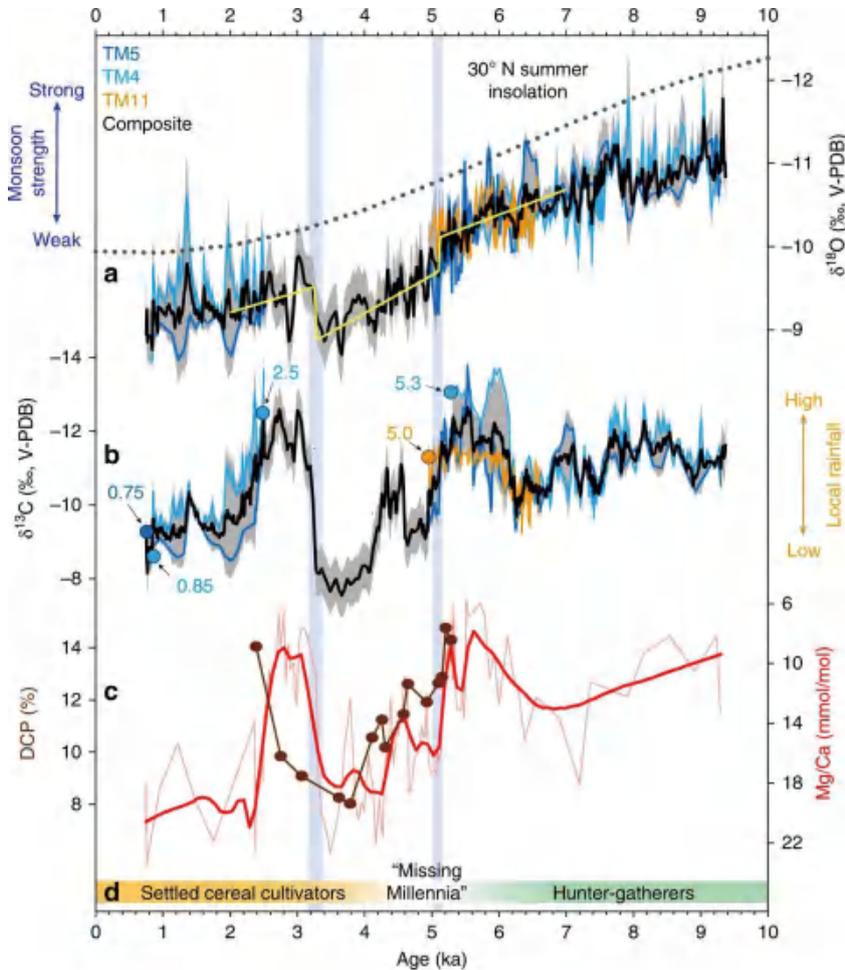


图 2 中南半岛三根石笋的全新世多指标记录：a. $\delta^{18}\text{O}$ ；b. $\delta^{13}\text{C}$ ；c. Mg/Ca 和 DCP；d. 农业生产模式转变 (Griffiths et al., 2020)

在中全新世 (6 ka) 将撒哈拉的下垫面分别设置为灌木丛和沙漠，利用数据 - 模式对比的研究方法探讨了撒哈拉变干和亚洲季风减弱的动力联系 (图 3)。他们发现撒哈拉植被覆盖度下降时，来自北非的粉尘输送增加，导致了沃克环流东移，印太暖池变冷，此时海温的变化与现代的 El Niño 事件类似。而类 El Niño 态和 ENSO 变率加强引起了季风辐合带向赤道收缩，从而导致中南半岛发生大干旱事件。这个结果挑战了传统观点，过去有研究认为是北大西洋发生的冰筏事件驱动了全新世低纬大干旱事件。

季风变化和人类文明在 4.2 ka 事件

中的协同演化对我国意义也非同寻常。特别是有学者提出，黄河流域在约四千年前发生大洪水，大禹成功治水进而开启了夏朝的建立 (Wu et al., 2018)。目前对我国在 4.2 ka 事件中降水空间分布还存在着分歧，特别是亚洲季风减弱的背景下我国是否发生大洪水事件还存在争议。Griffiths et al. (2020) 文中的多指标记录集成和数据 - 模式对比的研究方法，为解决这一重要议题提供了新的思路。

【致谢：感谢新生代室段武辉副研究员、徐德克副研究员对本文的修改建议。】



NC: 绿色撒哈拉由湿变干导致了四千年前中南半岛的大干旱事件

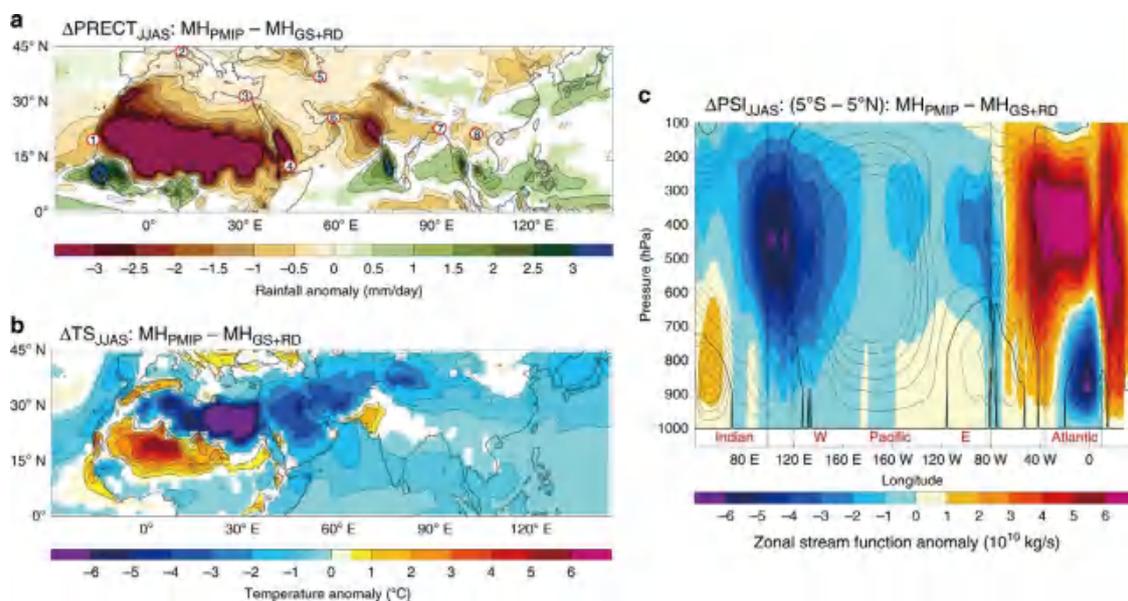


图3 模拟撒哈拉由灌丛变沙漠导致的亚非地区降雨 (a)、温度 (b) 和沃克环流 (c) 的变化 (Griffiths et al., 2020)

主要参考文献

- Carolin S A, Walker R T, Day C C, et al. Precise timing of abrupt increase in dust activity in the Middle East coincident with 4.2 ka social change[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2019, 116(1): 67-72. ([链接](#))
- Griffiths M L, Johnson K R, Pausata F S R, et al. End of Green Sahara amplified mid-to late Holocene megadroughts in mainland Southeast Asia[J]. *Nature Communications*, 2020, 11(1): 1-12. ([链接](#))
- Walker M J C, Berkelhammer M, Björck S, et al. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice - core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy)[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2012, 27(7): 649-659. ([链接](#))
- Wu Q, Zhao Z, Liu L, et al. Outburst flood at 1920 BCE supports historicity of China's Great Flood and the Xia dynasty[J]. *Science*, 2016, 353(6299): 579-582. ([链接](#))
- Tierney J E, Pausata F S R, deMenocal P B. Rainfall regimes of the Green Sahara[J]. *Science Advances*, 2017, 3(1): e1601503. ([链接](#))

(撰稿: 田立军 / 新生代室)

Science : 月分辨率的珊瑚记录显示 ENSO 的发生与火山强迫没有关系

ENSO (El Niño-Southern Oscillation) 是发生于赤道东太平洋地区的风场和海表面温度振荡, 是全球气候系统最显著的年际变率信号, 其变化影响着全球气候格局。然而, 由于仪器观测 ENSO 变化的数据长度较短, 对于 ENSO 过去几百年的变化历史尚不清楚, 以及影响 ENSO 发生的机制也存在争议。

利用地质记录重建 ENSO 的工作为认识 ENSO 的变化历史提供了可行的解决思路。以往研究大多基于树轮等地质记录与东太平洋海温的遥相关关系, 建立回归方程重建 ENSO 历史演化规律 (Li et al., 2013), 以及利用气候模式进行 ENSO 的模拟研究 (Mann et al., 2005)。研究表明, 火山爆发可以激发 ENSO 变化, 形成类厄尔尼

诺现象。然而由于地质记录与东太平洋海温遥相关关系的稳定性问题, 以及气候系统混沌效应导致模式并不能真实反映 ENSO 变率, 因此, 火山喷发与 ENSO 事件的关系仍需要进一步研究。

位于赤道太平洋的珊瑚记录, 与海表面温度 SST 呈现显著线性关系, 是反映 ENSO 变化的理想材料 (Freund et al., 2019), 可从数据重建角度提供研究火山和 ENSO 关系的直接证据。最近, Dee 等利用赤道太平洋 8 个珊瑚段组成了过去千年 (AD 1146–2007) 的 $\delta^{18}\text{O}$ 氧同位素记录, 其中有 320 年 (AD 1146–1465) 是连续的月分辨率珊瑚 $\delta^{18}\text{O}$ 数据 (图 1), 并用其开展了 ENSO 事件与火山活动关系的研究 (Dee et al., 2020)。

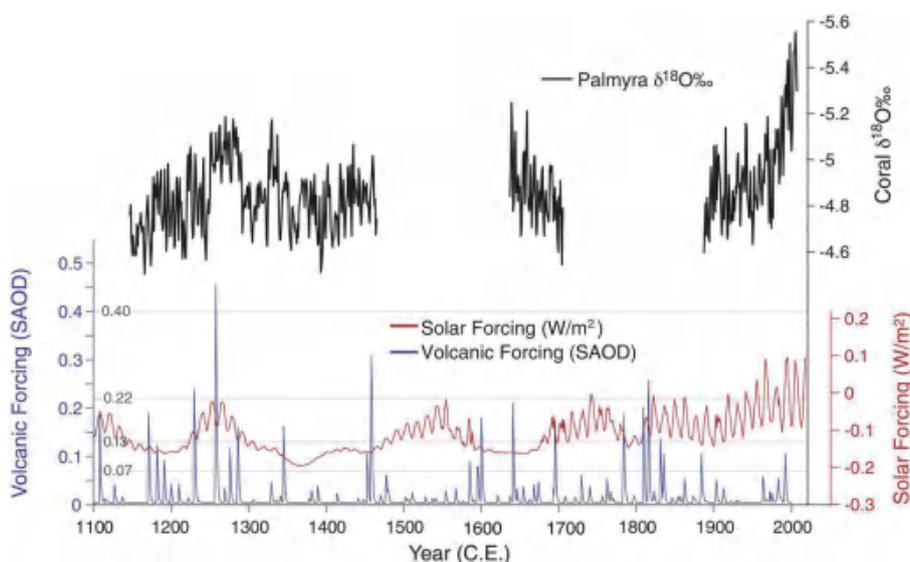


图 1 过去千年太阳活动 (红)、火山爆发 (蓝) 和帕尔米拉珊瑚数据 (黑) 的对比图 (Dee et al., 2020)



基于火山喷发发至平流层气溶胶的光学厚度 (Stratospheric Aerosol Optical Depth, SAOD) 将过去千年火山活动分为四类不同强度的喷发, 使用时序叠加分析方法 (Superposed Epoch Analysis, SEA) 分析发现, 不同程度的火山喷发对赤道太平洋珊瑚记录的影响并不显著, 且难以与气候系统内部引起的变化相区分。同时与现有 PMIP3 (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project Phase 3) 多模式结果, 以及 CESM-LME (Community Earth System Model Last Millennium Ensemble) 多成员模拟结果对比发现, CESM 模式所有成

员在火山爆发后, 赤道东太平洋均出现变暖趋势, 而 PMIP3 多模式间的模拟结果虽并不完全一致, 但这些模式模拟的结果普遍都表现为火山爆发后赤道东太平洋类厄尔尼诺现象的出现, 说明模式模拟的 ENSO 对火山活动的响应非常明显 (图 2)。模式与数据对火山爆发的不同响应意味着目前已有的模式可能高估了 ENSO 对火山爆发响应的敏感度。

该研究对于 ENSO 响应火山活动的传统认识提出了挑战, 启发我们重新思考在工业革命前后气溶胶对 ENSO 变化的影响是否有所不同? 以及历史时期两类 ENSO

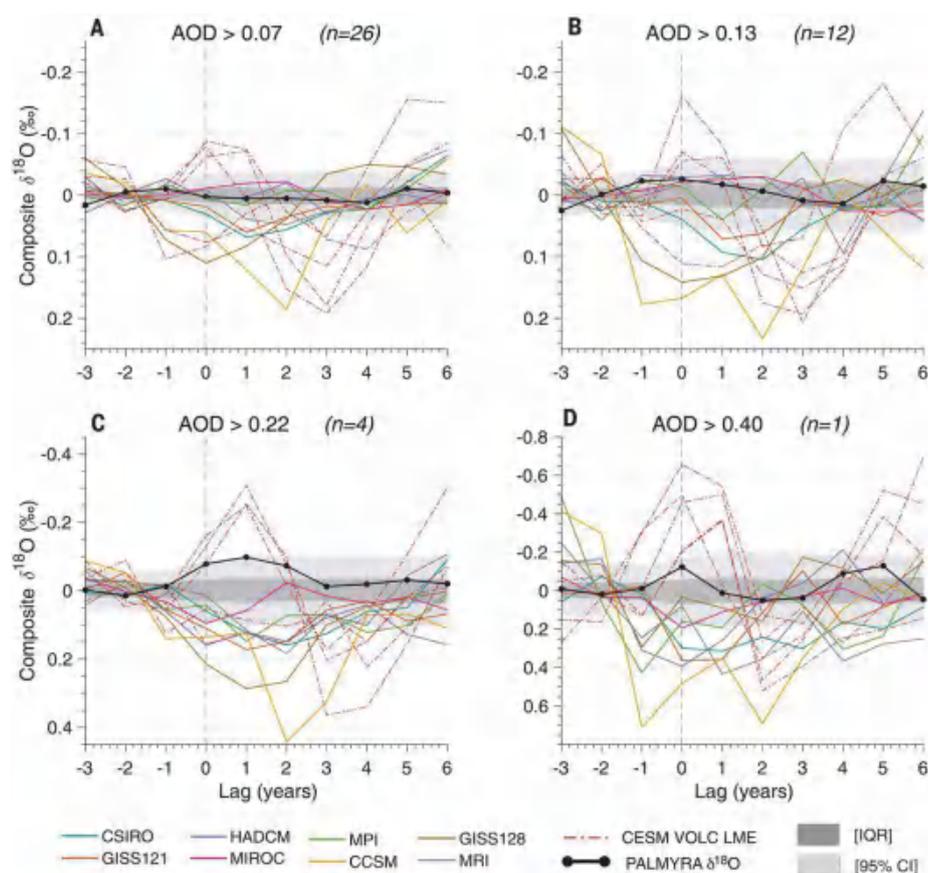


图 2 基于帕尔米拉珊瑚 $\delta^{18}\text{O}$ 数据和模式模拟的 $\delta^{18}\text{O}$ 数据响应火山活动的时序叠加分析结果图。A. AOD>0.07 (包括 26 次火山爆发); B. AOD>0.12 (包括 12 次火山爆发); C. AOD>0.22 (包括 4 次火山爆发); D. AOD>0.43 (包括 1 次 Samalas 火山爆发)。帕尔米拉珊瑚 $\delta^{18}\text{O}$ 数据用黑线表示, PMIP3 模式模拟结果用彩色实线表示, CESM-LME 模型模拟结果用红色虚线表示, 浅灰色阴影区域的边界表示 [5% 95%] 的置信区域, 深灰色阴影区域边界为 [25% 75%] 的置信区域 (Dee et al., 2020)



对气溶胶的响应是否相同? 等科学问题。也对前人提出向平流层注入硫酸盐气溶胶, 用于延缓全球变暖的观点提出了警示, 火山喷发将硫酸盐气溶胶喷入平流层, 反射太阳辐射会冷却地球, 但降温可能在区域尺度上并不一致变化, 至少降温对热带太平洋的影响尚不确定。同时, 该研究也是

“数据 - 模式驱使科学 (data/model-enabled science)” 的典型例子 (郭正堂, 2019), 为我们进行数据 - 模式对比研究提供了新思路。

【致谢：感谢许晨曦研究员对本文的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Dee S G, Cobb K M, Emile-Geay J, et al. No consistent ENSO response to volcanic forcing over the last millennium[J]. *Science*, 2020, 367(6485): 1477-1481. ([链接](#))
- Freund M B, Henley B J, Karoly D J, et al. Higher frequency of Central Pacific El Niño events in recent decades relative to past centuries[J]. *Nature Geoscience*, 2019, 12(6): 450-455. ([链接](#))
- Li J, Xie S P, Cook E R, et al. El Niño modulations over the past seven centuries[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3(9): 822-826. ([链接](#))
- Mann M E, Cane M A, Zebiak S E, et al. Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years[J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(3): 447-456. ([链接](#))
- 郭正堂. 《地球系统与演变》: 未来地球科学的脉络 [J]. *科学通报*, 2019, 64(9): 883-884. ([链接](#))

(撰稿: 薛惠鸿, 史锋 / 新生代室)

Nature : 近千年印度洋偶极子变化规律

印度洋偶极子 (Indian Ocean Dipole, IOD) 是指印度洋西部和东部海表温度差, 通过海气耦合作用, 对印度洋盆地周围地区气候和环境产生重要影响。简单的类比, 可以把 IOD 看作是印度洋的厄尔尼诺 - 拉尼娜现象。Saji et al. (1999) 发现并定义了 IOD 事件 (图 1): 当正 IOD (positive IOD, pIOD) 事件发生时, 西印度洋海温偏高, 东印度洋海温偏低, 会导致印太暖池海温偏低, 印度洋沃克环流减弱, 引起亚洲、澳洲、非洲气候的变化 (例如东非的暴雨、印度尼西亚和澳大利亚南部干旱)。有研究指出: pIOD 发生时, 导致澳大利亚干旱, 有助于丛林大火的发生 (Cai et al., 2009)。值得注意的是, 2019 年是 pIOD 事件, 同年澳大利亚的丛林大火持续数月。

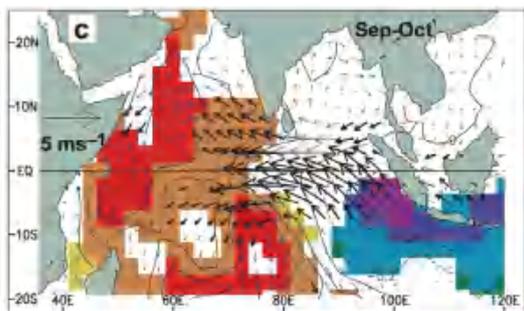


图 1 6 次 IOD 正相位的海温分布 (Saji et al., 1999)

关于 IOD 事件的变化历史、发生机制以及未来可能的变化, 虽然开展了大量的研究, 目前对上述科学问题的认识, 还不

全面。IOD 作为一种气候震荡现象, 会受到自然气候变率和人类活动的共同作用。器测资料表明, 自 1960 年以来, pIOD 事件的频率显著增加, 其原因可能是全球变暖导致的, 气候模式的结果揭示出未来全球增温的场景下会导致 pIOD 事件的频率增加 (Cai et al., 2014)。Abram et al., (2008) 基于印度洋珊瑚重建 IOD 过去 160 年的变化历史, 揭示出 1960 年以来 pIOD 事件的频率显著增加。过去 280 年云南地区季风降水重建结果表明, 自 1970 年以来干旱事件增多, 原因在于 pIOD 事件的增多 (Xu et al., 2019)。上述 pIOD 事件增多的原因仍有争议, 人类活动导致, 还是自然变率的结果, 还很难说, 一方面气候模式会高估 pIOD 事件的频率和强度 (Abram et al., 2020), 另一方面现代观测记录受到人类活动和自然变率的共同影响, 很难区分二者的贡献。因此, 长序列 IOD 变化历史的重建, 获取其自然变率的变化, 对评估其现在和未来的变化尤为重要。

Abram et al. (2008) 利用印度洋东部和西部珊瑚重建东西印度洋的海表温度, 进而获取了 IOD 在过去 160 年的变化历史。由于无法在印度洋西部获取千年的珊瑚样品, 也就无法基于印度洋东部和西部的海温差重建 IOD 近千年的变化。Abram et al. (2020) 发现印度洋东部珊瑚氧同位素与 IOD 关系一致性很好, 可用于重建 IOD 的变化。因此, Abram 团队利用该地的珊瑚氧同位



素重建了过去千年 IOD 变化历史 (图 2), 成果发表于 *Nature*。

研究结果表明: pIOD 事件发生的频率确实在 1960 年以来有显著的增加, 但近年来 pIOD 事件的强度并没有超出过去 1000 年自然变率的范围。1997 年是近年来最强的 pIOD 事件 (图 3a), 但其强度仍弱于 1675 年的 pIOD 事件 (近 1000 年强度最大的 pIOD 事件, 图 3b)。1675 年气候外强迫因素并没有显著变化, 发现该年的 pIOD 事件与外强迫因素 (例如火山活动等) 无关, 揭示了即使在没有气候外强迫要素的显著影响下, 气候系统内部就可以产生极端的 pIOD 事件。

Abram 团队又对 IOD 的变率 (以 30 年

标准差来衡量) 进行了分析, 发现近 50 年来 IOD 的变化幅度增大, 但并没有超过过去 1000 年的自然变率 (图 4b, 蓝线)。17 世纪中下叶 IOD 的变化幅度为近 1000 年中最大值, 高于近 50 年的变化幅度, 而 17 世纪中下叶全球温度明显低于近 50 年 (图 4a)。通过地质记录和气候模式 IOD 变率与 ENSO 变率的对比, 发现地质记录和气候模式里 IOD 变率与 ENSO 变率具有较好的一致性 (图 4c), 揭示了印度洋和太平洋海温变化的耦合关系。

上述研究的开展, 首次重建了过去 1000 年 IOD 的变化历史, 揭示出无明显气候外强迫变化下, 气候系统也会产生极端的 pIOD 事件。

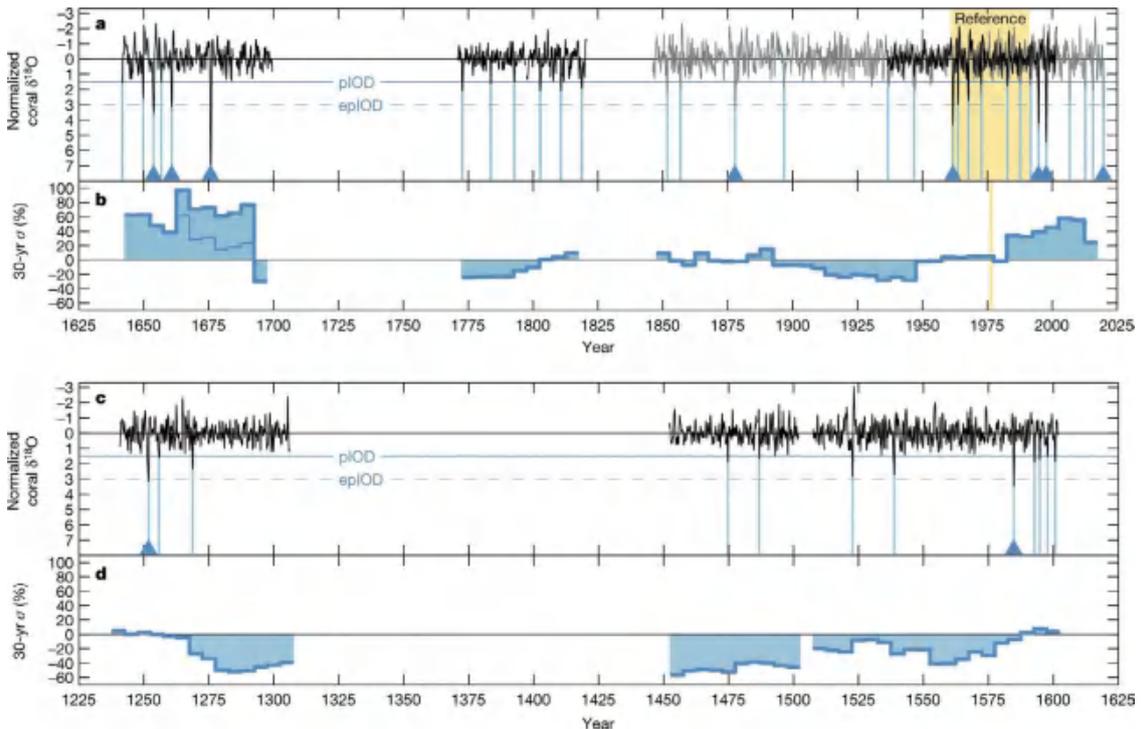


图 2 利用印度洋东部珊瑚氧同位素重建了过去千年 IOD 变化历史 (Abram et al., 2020)

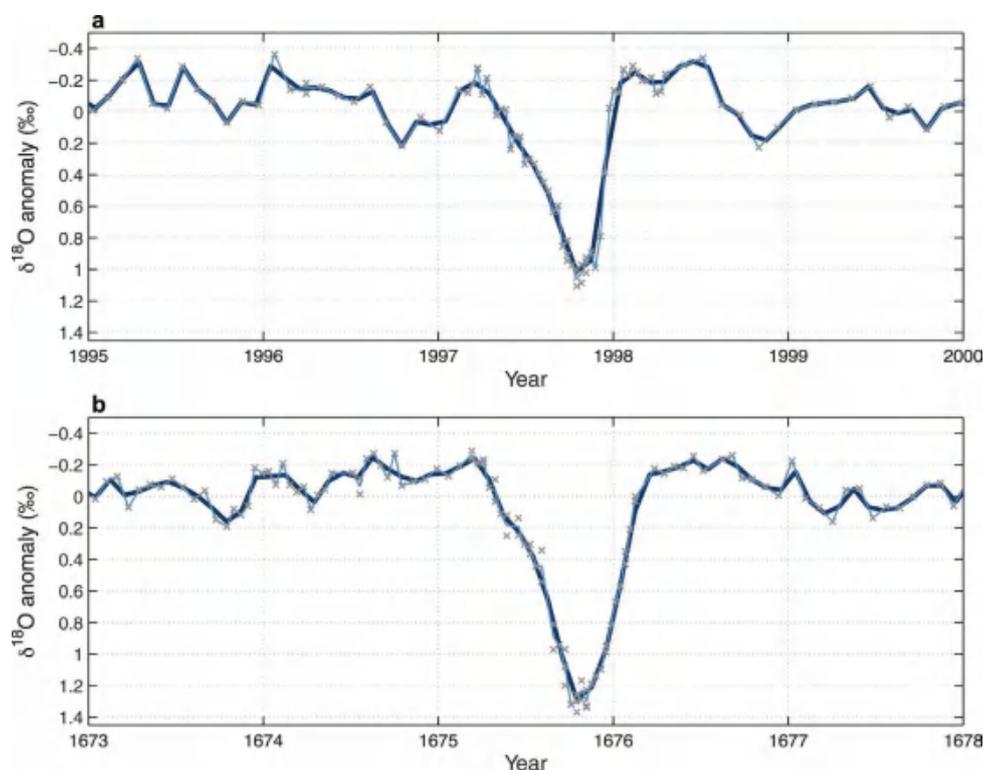


图3 印度洋东部珊瑚氧同位素记录的1997年(a)和1675年(b) pIOD事件 (Abram et al., 2020)

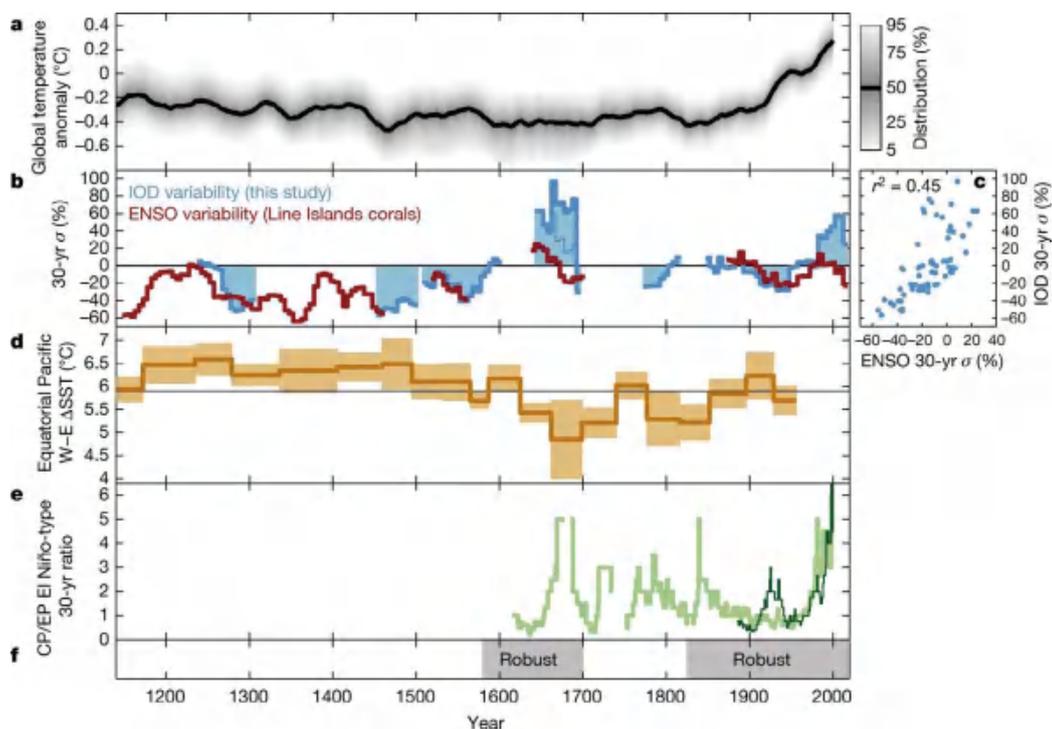


图4 不同记录的对比。a. 全球温度变化；b. IOD(蓝色)和 ENSO(红色)的变率(30年滑动标准差)；c. 地质记录重建 IOD 和 ENSO 的变率关系；d. 东西太平洋温度差；e. 中太平洋型 ENSO 与东太平洋型 ENSO 的比值；f. 显著性估计 (Abram et al., 2020)



主要参考文献

- Abram N J, Gagan M K, Cole J E, et al. Recent intensification of tropical climate variability in the Indian Ocean[J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1(12): 849-853. ([链接](#))
- Abram N J, Wright N M, Ellis B, et al. Coupling of Indo-Pacific climate variability over the last millennium[J]. *Nature*, 2020, 579: 385-392. ([链接](#))
- Cai W, Cowan T, Raupach M. Positive Indian Ocean dipole events precondition southeast Australia bushfires[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(19). ([链接](#))
- Cai W, Santoso A, Wang G, et al. Increased frequency of extreme Indian Ocean Dipole events due to greenhouse warming[J]. *Nature*, 2014, 510(7504): 254-258. ([链接](#))
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean[J]. *Nature*, 1999, 401(6751): 360-363. ([链接](#))
- Xu C, An W, Wang S Y S, et al. Increased drought events in southwest China revealed by tree ring oxygen isotopes and potential role of Indian Ocean Dipole[J]. *Science of The Total Environment*, 2019, 661: 645-653. ([链接](#))

(撰稿：许晨曦 / 新生代室)

Science : 利用古生态、古气候、古基因记录 保护生物多样性

近百年来的气候变暖，究竟会对生物多样性产生怎样的影响和生态后果？当前全球平均温度正趋近于过去 120 万年来的上限，如何保护生物多样性和管理生态系统成为学术界和公众关注的焦点问题。古生态学、古气候学、古基因组学、宏观生态学和保护生物学的交叉研究为预测生物多样性和生态系统对气候和其他环境变化的响应及应对策略提供了新的方法。最近 *Science* 期刊发表了澳大利亚阿德莱德大学 Damien A. Fordham 等研究人员的综述文章 (Fordham et al., 2020)，系统总结了新生代温暖期和与未来增温相似的快速增温期，以及自然增温场景下群落和生态系统的响应方式，并介绍了新构建的“生物多样性监测核心指标”如何量化晚第四纪以来生物群落变化的波动性、脆弱性和恢复力，以评估未来全球变暖对生物多样性的潜在影响。

一、新生代主要暖期和生物多样性响应

研究新生代温暖期生态记录是理解生物群落如何应对气候变暖的必要途径。与现今变暖理想的类比场景是全新世适宜期 (HTM, 12-5 ka BP) 和末次间冰期 (LIG, 129-111 ka BP) (图 1)。大约 6000 年前的全新世大暖期，全球平均温度比现今高约 1-2°C，西伯利亚中部冻土带和森林边界向

北推进 200 km，而北美大平原草原 - 森林的边界随着干旱增加向东迁移了 200-250 km。距今约 127000 年前的末次间冰期，全球温度较工业革命前高约 1°C，北方针叶林向北延伸至格陵兰岛，撒哈拉大部分地区为热带稀树大草原景观。

早始新世 (~50 Ma) 和中上新世 (3.3-3.0 Ma) 温暖期也是未来全球变暖的重要相似型，当时大气二氧化碳浓度远高于现在或相当；年均温比工业革命前温度分别高 >10°C (早始新世) 和 ~3°C (中上新世)。地质记录显示植被带沿纬度方向同样发生了大幅度的迁移，其中苔原向极地收缩，北方针叶林向北扩张，撒哈拉沙漠变绿。这些记录表明，生物群落有能力迁移数百甚至数千公里以应对未来气候变暖，并且不同生物种群对气候变化有不同的响应过程。

二、快速变暖的生态后果

末次冰消期 (LD, 20-10 ka BP) 以来陆地生态系统经历了从 4°C 到 10°C 以上的增温。有些地区是逐渐变暖的，而有些区域的升温过程则是在数十年到数百年时间内发生的，如此快速的气候变暖对生物多样性 (包括基因多样性)、物种的丰度和地理范围、群落组成以及生态系统的结构产生了深刻的影响，例如欧亚大陆许多适应寒冷的哺乳动物种群减少了 50% - 90%，

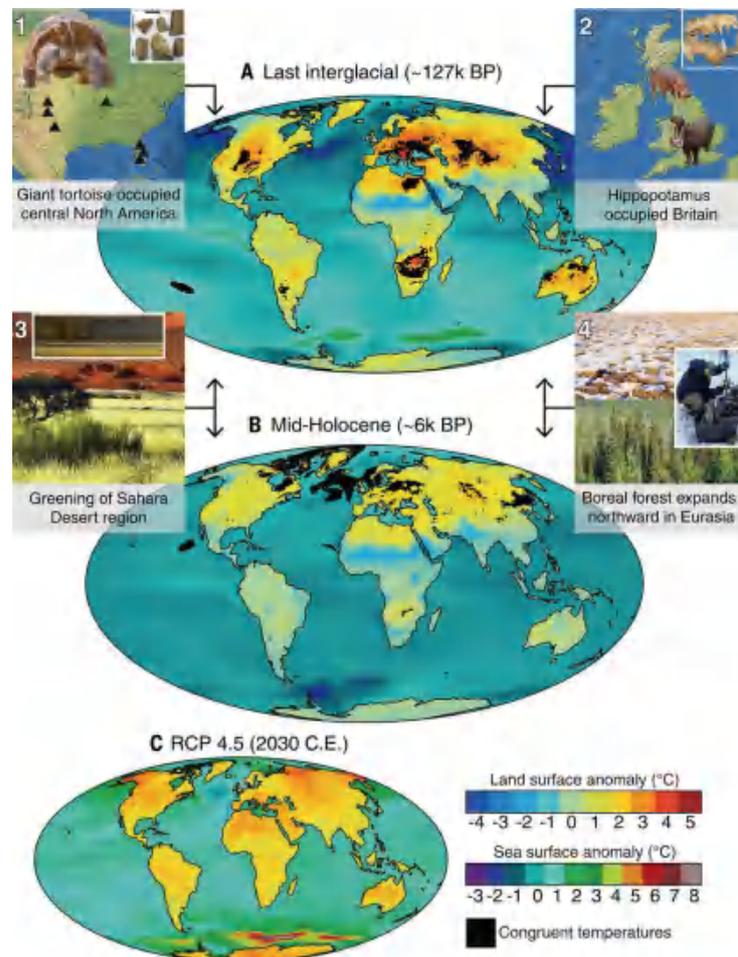


图 1 过去温暖期和未来增温场景的相似性, A 为末次间冰期 (~127 k BP), B 为中全新世 (~6 k BP), C 为预测的 2030 年增温场景 (Fordham et al., 2020)

北美小哺乳动物多样性急剧下降以及曾经广泛分布的克里奇菲尔德云杉 (*Picea critchfieldii*) 消失, 引起了遗传多样性的损失。这些物种分布和丰度的变化从根本上改变了生态系统的结构和功能, 进一步影响了群落的生境属性、地球化学循环和初级生产力。由于 LD 增温幅度与速度与预测的 21 世纪增温场景极为相似, 对这个时段的研究, 将为预测未来全球变暖对生物多样性和生态系统的影响提供重要参考。

三、加强生物多样性保护策略

为了定量监测生物多样性变化, 制定保护生态系统的方案, 生态学家提出了生物多样性监测核心指标 (essential biodiversity variables: EBVs) (Pereira et al., 2013)。然而迄今为止, EBVs 的时间尺度仅限于几十年, 而古气候和古生态记录涉及到更大范围气候和环境状况的变化, 物种丰度以及物种空间分布的变化是重要的 EBV 参数 (图 2)。因

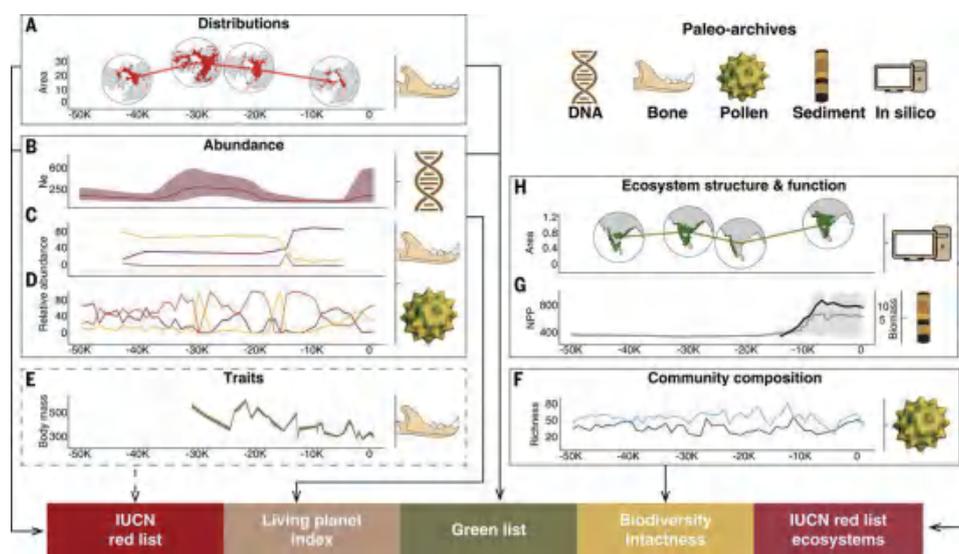


图2 地质载体（DNA、化石和沉积物、模拟重建）记录的物种分布、丰度、性状、群落组成、生态系统结构和功能响应气候的变化 (Fordham et al., 2020)

此，长时间序列的物种丰度记录为检验和识别生态系统转变的预警信号提供了有效手段，提高了对种群崩溃、灭绝事件和生态系统转变阈值的认识。环境 DNA 和化石还可以记录百年至千年分辨率的群落 - 生态系统动态变化（图 2），帮助评估生态系统响应气候变化的波动性和弹性。利用化石记录对动植物丰富度和均匀度进行群落重建可以估算“生物多样性完整性”，从而指导制订减少生物多样性损失的政策。

生态学家正在发展基于过程（理论和数据驱动）的模型，结合地质记录的不同证据以评估气候变化对生态系统的威胁及生物多样性损失的潜在后果（图 3）。基于过程的数值模型不仅为建立生态基线和理解长期的生态响应机制提供了有效方法，而且可以区分生物多样性变化的多重驱动因素，并推断出因果关系。近年来，面向模式的复杂古生态系统建模（POM）正发展成为一种强有力的工具，在 POM 分析中以地质记录中的 EBVs 为目标，提高了所选

结构足够复杂和参数化模型的真实性的真实性，有助于人类做出保护生物多样性和生态系统服务方面的合理决策 (Nolan et al., 2018)。

四、展望

气候学家正充分利用长尺度的高分辨率的古气候记录量化过去气候变化的趋势和幅度、探讨气候变化的动力机制，并模拟未来气候变化的可能情景。生态学家则可以利用时间尺度更长、空间覆盖广、涉及多个生物类群的古生态记录，研究地质历史时期暖期发生的生态系统变化，量化气候 - 生物多样性动态。古生态记录包括基因信息的提取现已扩展到常年冻土、冰芯、海洋和湖泊沉积物，以及粪便中的生物遗骸和保存良好的生物化石。近年来，随着化石记录精确年代学的发展、基因组古 DNA 技术的应用、数值模拟分辨率和可靠性的提高，地质记录特别是晚第四纪（约 13 万年）以来的记录将越多地为揭示气候

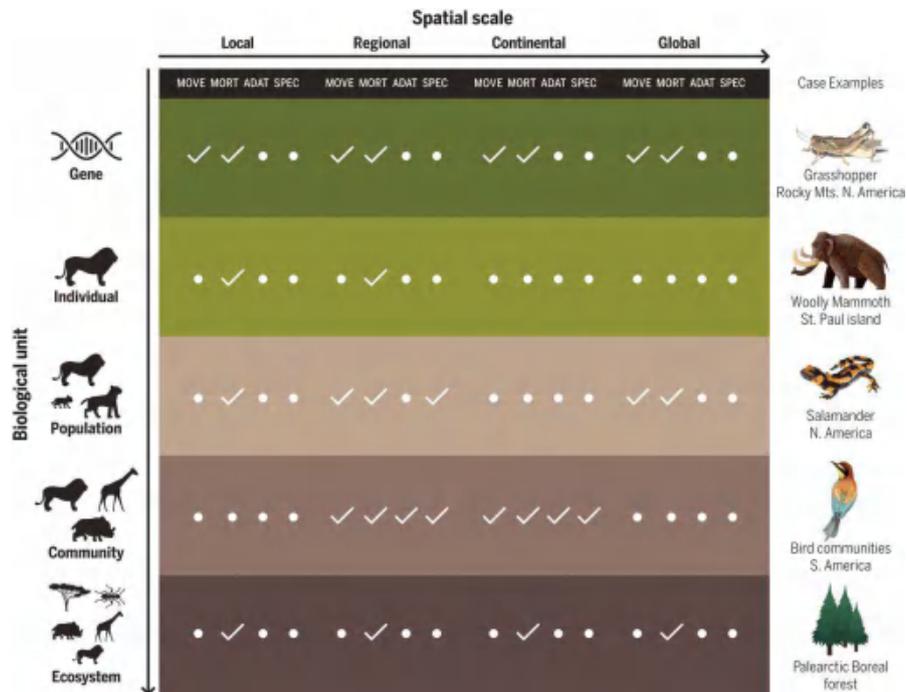


图3 古气候 - 生物多样性动力模拟 (MOVE : 迁徙 ; MORT : 死亡率 ; ADAT : 适应性 ; SPEC : 物种形成) (Fordham et al., 2020)

变化对生物多样性动态的影响、保护生态系统、评估未来气候变化影响的不确定性方面提供新视角。

【致谢：感谢新生代室姜文英研究员的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Fordham D A, Jackson S T, Brown S C, et al. Using paleo-archives to safeguard biodiversity under climate change[J]. *Science*, 2020, 369(6507). ([链接](#))
- Nolan C, Overpeck J T, Allen J R M, et al. Past and future global transformation of terrestrial ecosystems under climate change[J]. *Science*, 2018, 361(6405): 920-923. ([链接](#))
- Pereira H M, Ferrier S, Walters M, et al. Essential biodiversity variables[J]. *Science*, 2013, 339(6117): 277-278. ([链接](#))
- Steffen W, Rockström J, Richardson K, et al. Trajectories of the Earth System in the Anthropocene[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2018, 115(33): 8252-8259. ([链接](#))
- Urban M C, Bocedi G, Hendry A P, et al. Improving the forecast for biodiversity under climate change[J]. *Science*, 2016, 353(6304). ([链接](#))

(撰稿：赵卿宇，董亚杰 / 新生代室)

NC : 气候变暖导致的地表蒸散发加速消耗美国地下水资源

气候变暖导致潜在蒸发量增加，但实际蒸发量取决于水分可获得性。已有的地球系统模式虽考虑了土壤含水量，但对土壤水与地下水之间联系简化处理。自上世纪 80 年代以来，美国东西部水量平衡的气候态界限（即西经 100 度）逐渐向东偏移，温度与植被生产力关系也变弱。这种趋势与水量限制相一致。但未来温度与水分可获得性控制生态系统功能的程度仍然存在不确定性，量化确定地下水在气候变暖条件下的角色具有很大的挑战性。目前大尺度的模型对地下水储量动态及对地表水的贡献没有考虑，或者过于简单。Condon et al. (2020) 基于一个综合的、高分辨率的地表水 - 地下水模型来模拟温度升高对蒸散发及地下水储量的影响，

这也是首个基于美国地下水流动和地表地下水相互作用的水文模型来评价气候变化影响的研究。该研究成果发表在 *Nature Communications* 上。

研究表明，气候变暖增加了潜在蒸散发量 (PET)。在不同增温情景下 (1.5°C、2°C 和 4°C)，干旱指数图 (AI=PET/降水量 P) 清晰地显示美国由西向东从水分限制变为能量限制 (图 1)。通过 3 组增温情景 (分别增温 1.5°C、2°C 和 4°C) 与历史时期气候态的参照试验对比，得到实际蒸散发量 (ET) 和地下水储量对气候变暖的响应。现代气候条件下，西部地区 ET 值较小 (图 2a)，东部较大，表明西部干旱地区较东部湿润地区 ET 更多地受到水分可获得性的限制。从随着模拟中系统增温从 1.5°C 升高到

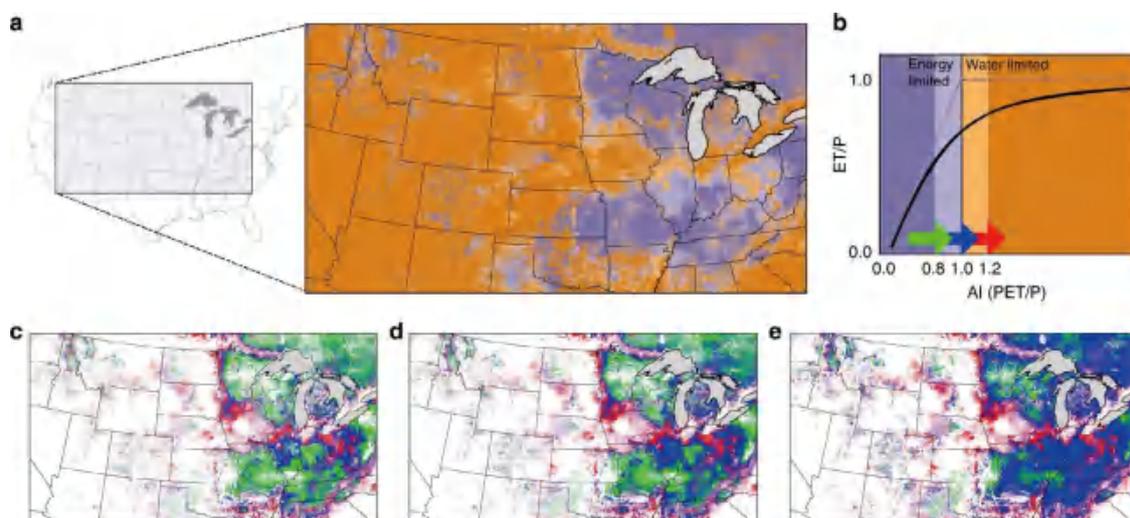


图 1 气候变暖导致的干旱程度增加以及蒸散发量受水分和能量限制的变化情况。a. 干旱程度分布图；b. 干旱指数与蒸发系数关系图 (Condon et al., 2020)

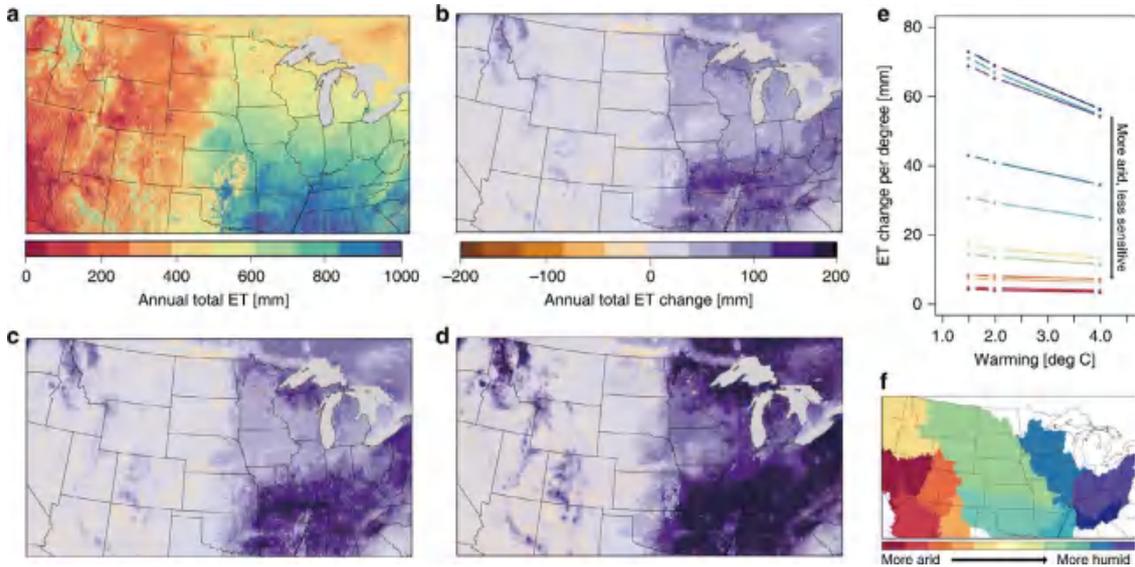


图 2 美国东部地区蒸散量对气候变暖最为敏感。a. 历史时期东西部地区 ET 值气候态分布图；b - d. 增温 1.5°C、2°C 和 4°C 条件下 ET 变化异常值分布图；e. 不同地区 ET 对不同程度增温的响应关系图 (Condon et al., 2020)

4°C (图 2b- 图 2d), ET 在西部变化较小, 东部显著增加。ET 变率对于增温响应在 4°C 增温情景下最低, 1.5°C 增温情景下最高, 表明只有当水持续供应时持续升温才可以保证 ET 值的不断增大。

地下水储量在增温情景下下降且与 ET 对增温的响应相一致, 即增温为 1.5°C 时, 地下水储量响应最大 (减少最多), 再次说明随着干旱程度的增加, 系统对于增温响应的敏感性逐渐减弱。其次, 在每组为期 4 年的模拟中地下水储量均呈现出季节性波动 (冬季得到补给, 夏季发生排泄) (图 3a)。地下水储量的空间变化存在差异 (东部减少较西部多) (图 3b- 图 3d), 东部地区地下水减少主要是 ET 增加造成的, 而西部地区地下水减少主要是补给量减少引起的 (潜在补给量减少 12-15%)。

随着气候变暖以及更多极端气候事件的可能发生, 了解地下水在持续增温条件下作为地下系统的调节作用, 对理解生态系统如何响应气候变化至关重要。该研究使用的集成建模方法证明了大范围内高分辨率地下水模拟在技术上是可行的; 但这需要大量的计算建模, 并且全球尺度模拟和十年尺度上的集成模拟尚不可行。随着研究的深入, 未来可使用更多耦合模型方法研究概念模型中不确定性因素的影响或者进一步将升温后果预测运用到地下水。未来研究重点应放在减少集成模型的计算量上, 以及如何使用现有的大尺度集成模型来验证全球系统模型中地下水地表水的相互作用。

【致谢：感谢新生代室杨石岭研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

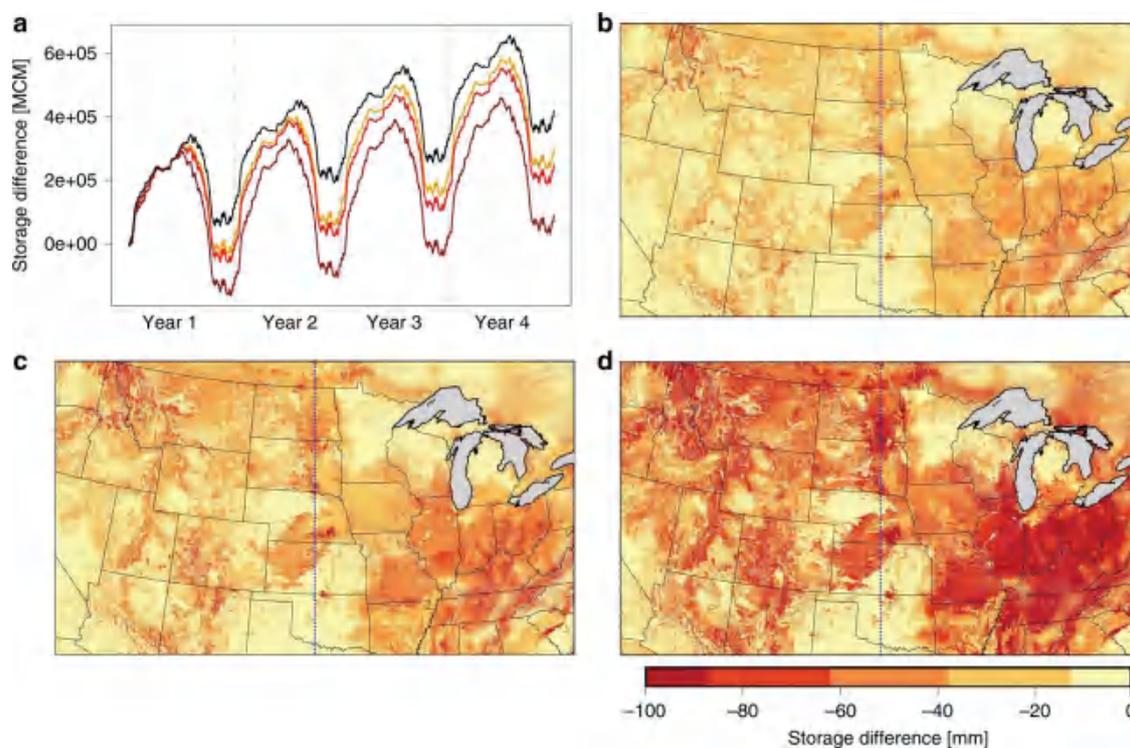


图3 气候变暖导致地下水储量减少。a. 地下水储量变化曲线图，黑线代表历史时期气候态结果，橙色、红色、深红色分别代表增温 1.5°C、2°C和 4°C模拟结果；b - d. 增温 1.5°C、2°C和 4°C地下水最终储量变化异常分布图 (Condon et al., 2020)

主要参考文献

Condon L E, Atchley A L, Maxwell R M. Evapotranspiration depletes groundwater under warming over the contiguous United States[J]. *Nature Communications*, 2020, 11, 873, DOI: 10.1038/s41467-020-14688-0. (链接)

(撰稿：黄天明 / 页岩气与工程室，史锋 / 新生代室)

Science : 全球高砷地下水分布及其危害

砷是一种有毒元素，矿物中的砷会通过水文地球化学和生物地球化学作用进入到地下水中，导致一些地区出现原生的高砷地下水，其砷含量远远超过世界卫生组织指定的饮用水标准（ $10 \mu\text{g/L}$ ）。高砷地下水直接影响着人类和野生动物的健康，长期饮用高砷地下水会导致人体出现皮肤色素异常、角质化、皮肤癌、内脏癌症等慢性砷中毒。据联合国儿童基金会调查报告，目前全球范围内 70 多个国家 and 地区都有高砷地下水分布，具有地源性特征，主要包括印度、孟加拉、柬埔寨、中国、越南、缅甸、美国等国家，其影响的人口达 1.4 亿，且呈现出升高的趋势。为了确定未知的砷污染地区，更清楚地明确这个全球问题的分布范围等，首先需要明确高砷地下水的分布，其次，人类大量开

采地下水资源的行为如何影响高砷地下水向周边或邻近没有砷污染的含水层迁移，也非常值得探索。

已有研究表明，可以利用实测砷浓度数据库和相关地质参数（如气候、土壤、地质、地形相关参数），采用统计学习方法预测高砷地下水的分布。考虑到砷浓度的健康风险，模拟时将世界卫生组织规定的标准作为参考值，Podgorski 和 Berg 两人基于收集到的 80 多份地下水砷含量研究报告（砷含量数据大于 200,000），将得到的砷含量数据平均分配到 1 km^2 网格中，形成用于模拟的超过 55,000 个砷含量数据点，得到全球砷含量数据点分布图（图 1）。在此基础上，综合考虑包括土壤参数（表土、底土、pH 和 fluvisols）、气候参数（降水量、实际和潜在蒸散发量及其综合、温度）和地形

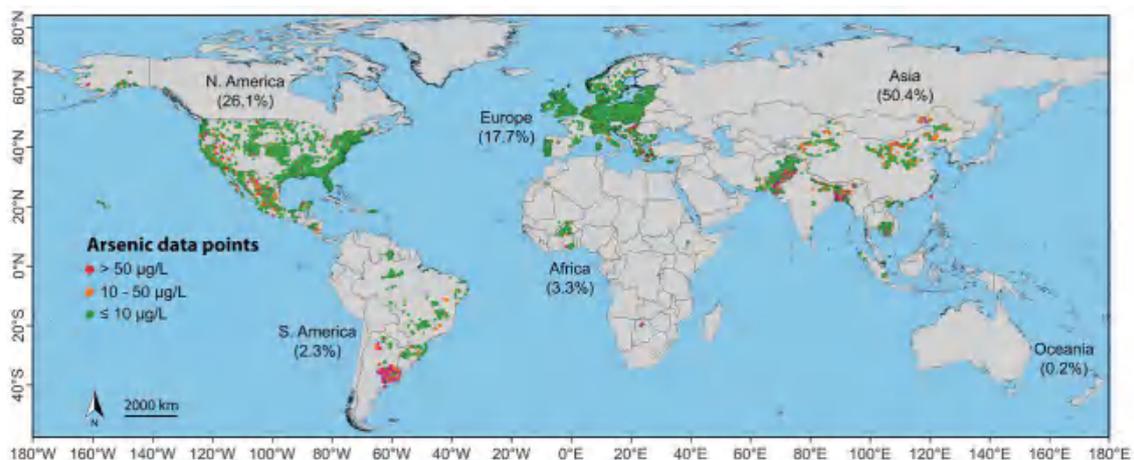


图 1 全球砷含量分布，不包括来源于已知的埋深超过 100 m 含水层的砷含量数据（Podgorski and Berg, 2020）



湿度指数相关的 11 个变量，建立了随机预测模型，得到迄今为止最准确、最详细的全球地下水砷含量分布图（图 2）。该图明确了给定 1 km^2 单元格地下水中砷含量超过 $10 \mu\text{g/L}$ 的概率，模型的不确定性取决于概率本身。模型中 11 个预测变量中，土壤 fluvisols 和 pH 表现出更大的影响性，而温度的影响性最小。例如在巴基斯坦这种干旱、氧化环境下，土壤 pH 就是很重要的变量。因地质数据少，该模型并未考虑地质因素对高砷地下水分布的影响，但并不说明地质因素对其无影响。

根据图 2，预测出的高砷地下水分布于全球，特别是中亚、南亚和东南亚、非洲部分地区以及美国北部和南部。已知的高

砷地下水分布区也清楚显示在该预测图上，如美国西部、墨西哥中部、阿根廷、内蒙古、恒河 - 布拉马普特拉河三角洲和湄公河与红河三角洲等。基本无实测数据的砷含量风险区包括部分中亚、特别是哈萨克斯坦、蒙古、乌兹别克斯坦和北极及亚北极地区，其中中亚地区砷污染危害概率很高。基于已有的砷浓度数据得到敏感性 - 特异性比较概率阈值 (0.75) 和正预测值 - 负预测值 (0.73)，得到风险地区可能受影响人口数量的全球分布图（图 3），利用该图估算饮用砷含量超过 $10 \mu\text{g/L}$ 地下水的人口数量。结果表明，全世界约有 9400 万 -2.2 亿人（85%-90% 分布于南亚）的生活用水来源于高砷地下水，该结果与已有最系统的

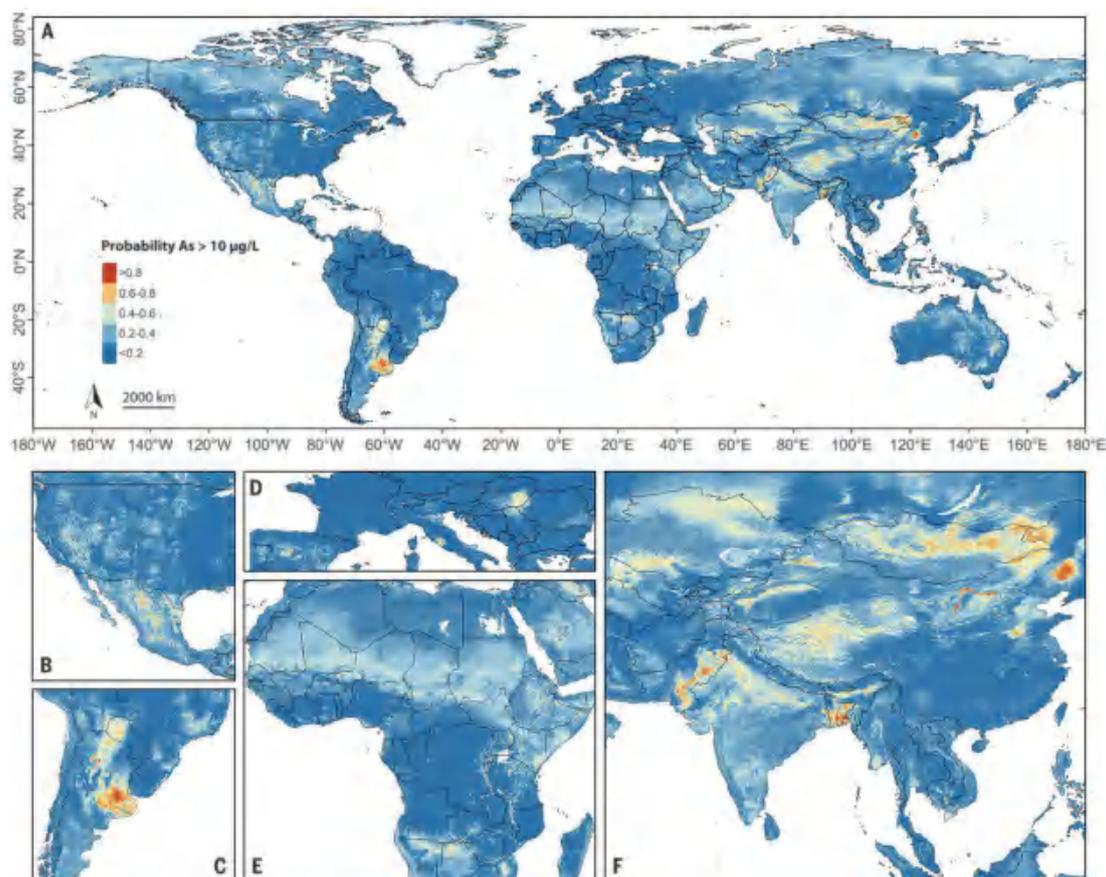


图 2 全球地下水 As 含量分布预测图 (A- 模拟的是全球地下水 As 含量超过 $10 \mu\text{g/L}$ 的可能地区 ;B-F : 人口较集中的影响区) (Podgorski and Berg, 2020)



文献调研数据一致。对于缺少家用地下水统计的 6%~8% 的、受砷污染影响的国家，采用联合国粮食与农业组织的 AQUASTAT 数据库中的数据，误差检验表明利用该数据得到的估算人口是可接受的。

相比已有的全球沉积盆地砷含量预测图，本文中的新模型在几方面都有实质性突破。首先，新模型对所有有人居住的地区都进行了预测，而以前的统计模型仅涵盖了其一般的区域；其次，10 倍的砷含量

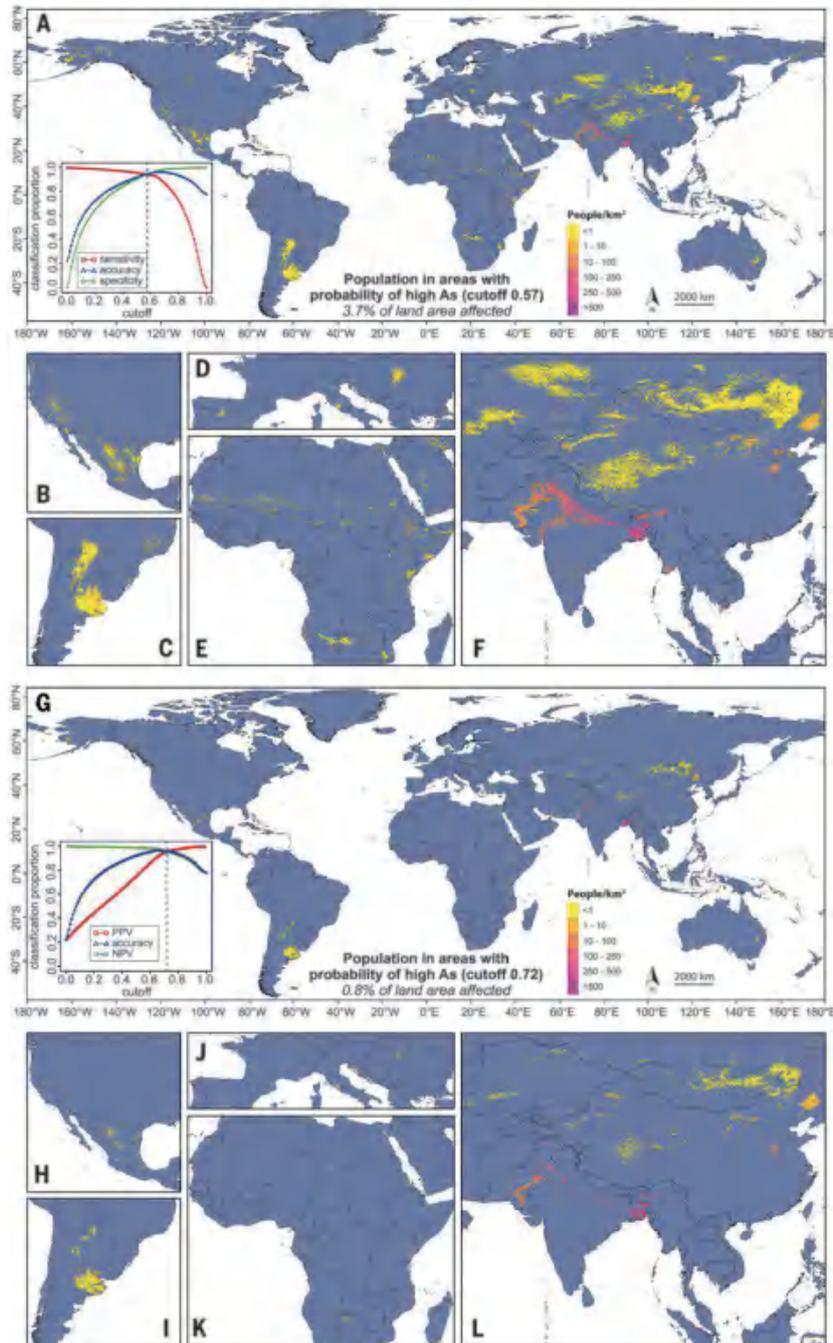


图 3 高砷地下水风险区人口数量估算。(A-F)：其中 (A) - 利用 0.57 的概率阈值得到的处于砷含量超过 $10 \mu\text{g/L}$ 风险区的人口 (Podgorski and Berg, 2020)



数据点使模型更具代表性。过去 10 年产生的全球预测数据库使新模型可以考虑更多的新参数，如土壤类型，空间分辨率也提高了 10-60 倍。随着砷含量数据和各类参数数据库的不断增加，该模型可以不断完善。沉积盆地含水层中，砷含量通常与其埋深相关。由于潜在受影响人口的风险评价方法相对保守，可能低估了人口数量。

本文给出的全球砷概率图可指导未来地下水砷测试，例如在中亚、萨赫勒和非洲其他地区。对于无法用已有全球数据库模拟的小尺度非均质含水层，只有实际的地下水水质检测能够确定地下水砷含量是否满足要求。预测图给出的高风险区分布可为以后的调查提供依据。随着地下水逐渐被更多的人利用，特别是气候变化导致的干旱有关的水资源短缺问题出现，受高砷地下水影响的人口数量还会大幅增加。本研究对于提高公众对砷危害的认识、明确安全水井位置、获得政府的协调作用和财政支持、开展健康干预计划以及改变本

地饮用水资源及地下水除砷等意义重大。

此外，人类活动，如大量开采地下水资源，也会促进高砷地下水的次生污染。例如在地源性地下水砷（As）污染十分普遍的南亚和东南亚，Ilka Wallis 等利用数值模拟方法，综合考虑含水层地下水动力过程和生物地球化学过程，模拟了人为大量开采地下水情况下，越南红河东南 10 km 处一个高砷含水层对周边 As 含量正常的含水层的影响（Wallis et al., 2020）。基于重建的人类活动诱发的地下水流场和生物地球化学动力过程的时空演化机制，确定了百年尺度上 As 的迁移速率及质量平衡。结果表明，河床 - 含水层交互面生物地球化学反应强烈，是 As 浓度增加的主要来源；持续的 As 释放主要取决于富含贫瘠有机物和活性铁氧化物的河泥的定期补充，大量抽水诱发的地下水流动可能有助于 As 运移至距离几公里远的相邻含水层中（详见前沿报道《地下水 - 河水交换带——地下水砷的集散地》）。

主要参考文献

Podgorski J, Berg M. Global threat of arsenic in groundwater[J]. *Science*, 2020, 368(6493): 845-850.

([链接](#))

Wallis I, Prommer H, Berg M, et al. The river-groundwater interface as a hotspot for arsenic release[J].

Nature Geoscience, 2020, 13(4): 288-295. ([链接](#))

(撰稿：李义曼 / 页岩气与工程室)

NG : 地下水 - 河水交换带——地下水砷的集散地

砷，元素周期表的第 33 号元素，广泛存在于自然界。其化合物三氧化二砷即为砒霜，毒性很强。无机砷化合物被称为饮用水中的“隐形杀手”，长期饮用高砷地下水对人体健康影响显著。在前不久的 Science 杂志上，瑞士联邦水科学与技术研究所 Joel Podgorski 和 Michael Berg 撰文指出，全球高砷暴露人口为 9400 万到 2.2 亿人，其中 94% 在亚洲 (Podgorski and Berg, 2020) (见前沿报道《全球高砷地下水分布及其危害》)。南方科技大学环境科学与工程学院讲席教授郑焰在同期 Science 上发表观点文章，强调了全球民用井水砷筛查的必要性。

高砷地下水一般形成于干旱或者半干旱地区的内陆盆地，且多形成于还原条件

下，其主要控制机理是吸附有砷的铁、锰氧化物等发生还原溶解，砷得以解吸进入地下水。长期以来，原生高砷地下水成为国际社会面临的严重环境地质问题之一。与之伴随的大量研究表明，地下水砷浓度随埋深和年龄发生变化，埋深越大 (大于 50 m)，地下水年龄越大，砷浓度越低 (Fendorf et al., 2010 ; Postma et al., 2011)。因此一般而言，多开采深部地下水，以规避砷带来的健康风险。但是由于长期开采深部地下水，导致水流场发生变化，浅部富砷地下水有可能流入深部含水层，污染深部地下水，引发新的担忧——次生高砷地下水或者说砷污染！

最近，澳大利亚弗林德斯大学 Ilka Wallis 等在 Nature Geoscience 发表文章对这



图 1 地下水补给概念模式图 (Wallis et al., 2020)



一问题进行了专项研究 (Wallis et al., 2020)。研究人员在越南 Van Phuc 地区 (位于河内市东南 10 公里) 的一个含水层内发现砷含量超标数十到百倍的地下水, 且砷浓度从地下水 - 河水交换带向远离河岸方向逐渐降低。通过调研发现, 河内市大量的地下水开采已使得该区域地下水流向发生大幅变化, 地下水由原来向河补给 (图 1 中含水层流向红河) 反转为河水向地下水补给 (图 1)。那么地下水的开采是否成为深部含水层高砷富集的原因?

研究人员为分析砷富集机理, 构建了耦合地下水流和溶质运移的数学模型, 并以放射性同位素 (^3H 、 ^3He) 年龄作为标定依据, 分析了过去 60 年以来该含水层的砷富集过程, 量化指出过去 60 年, 含砷地下水大约迁移了 1700 m。基于构建的数学模

型, 分析了不同生物地球化学过程对砷富集的影响, 发现活性有机碳和铁氧化物 (砷的宿主) 的沉积, 致使河流 - 地下水交换带富集有大量砷, 而后通过侧向补给进入地下含水层。放射性同位素为地下水的运移提供了很好的年龄标尺, 可以清晰的指示出沿着地下水流向, 年龄越来越大, 砷浓度越来越小 (图 2)。

模型结果进一步显示, 地下水 - 河水交换带砷更新的速率和地下水中砷释放的速率共同决定地下水中砷的含量。在模拟的前 20 年, 地下水中砷释放的速率小于地下水 - 河水交换带砷更新的速率, 致使交换带砷不断累积。但是 20 年之后, 随着开采造成的水力坡度变大, 地下水流速增强 (超过 8.8 m/a), 地下水中砷释放的速率开始超过地下水 - 河水交换带砷更新的速率, 这样

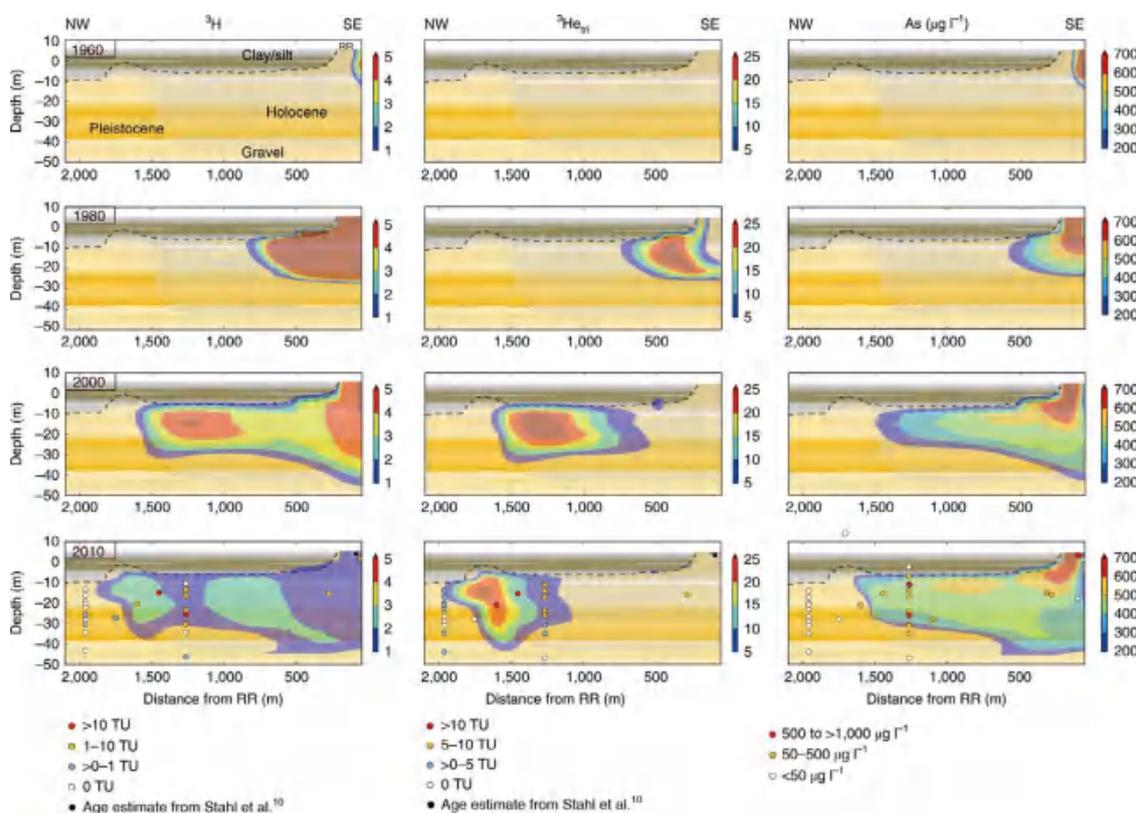


图 2 ^3H 、 ^3He 和砷浓度在含水层中的分布图 (Wallis et al., 2020)



的长期结果致使地下水 - 河水交换带的砷可以逐步变小，地下水中的砷也被逐渐稀释。因此，地下水 - 河水交换带中砷更新的速率十分重要。而十分有趣的是，在以往有关碳循环和氮循环的研究中，地下水 - 河水交换带已经被作为生物地球化学反应转换的关键区域加以对待。

Wallis 等的研究揭示了人类活动诱导的砷污染过程，对地下水过量开采敲响了新

的警钟。鉴于我国多个地区（含内蒙、山西、吉林等北方地区）亦发现有高砷地下水，受影响人口 200 余万，加之我国北方地下水超采严重，这一现象值得重视。此外，Wallis 等将同位素水文学与地下水流数学模型相结合，恰当地利用地下水年龄识别和标定了地下水流模型，是近年来地下水研究的新趋势，正在被逐渐重视。

主要参考文献

- Fendorf S, Michael H A, van Geen A. Spatial and temporal variations of groundwater arsenic in South and Southeast Asia[J]. *Science*, 2010, 328(5982): 1123-1127. ([链接](#))
- Podgorski J, Berg M. Global threat of arsenic in groundwater[J]. *Science*, 2020, 368(6493): 845-850. ([链接](#))
- Postma D, Larsen F, Thai N T, et al. Groundwater arsenic concentrations in Vietnam controlled by sediment age[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(9): 656-661. ([链接](#))
- Wallis I, Prommer H, Berg M, et al. The river-groundwater interface as a hotspot for arsenic release[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(4): 288-295. ([链接](#))
- Zheng Y. Global solutions to a silent poison[J]. *Science*, 2020, 368(6493): 818-819. ([链接](#))

（撰稿：孔彦龙 / 页岩气与工程室）

Nature : 向农田施加硅酸盐岩粉应对全球变化

温室效应及其导致的气候变暖是当前人类面临的全球性环境问题。科学家认为，全球平均气温上升 2℃ 将是灾难性气候变化的开端，意味着全球将面临农作物减产、水资源短缺、海平面上升、物种灭绝、疾病增多等众多危害 (IPCC, 2014)。为应对气候变化，国际社会于 2015 年达成《巴黎协定》，目标是在本世纪末将全球升温控制在较工业化前 2℃ (力争 1.5℃) 以内，但就目前所采取的措施而言很难实现该目标 (ETC, 2016)。人类应对措施的核心在于从源头减少温室气体排放，但另一方面，通过植物造林、生物固碳、地质封存等措施将温室气体固定封存起来，也是减少大气温室气体的重要途径。因此，寻求各种切实可行的减排增汇技术和方案成为当务之急。

对此，英国谢菲尔德大学 David J. Beerling 教授及其团队近期提出了通过向农田施加硅酸盐岩粉进行固碳的方案，研究成果发表在近期 *Nature* 上 (Beerling et al., 2020)。该方法的原理是，通过把粉碎的玄武岩或其它类型硅酸盐岩粉撒入农田中，促进硅酸盐与土壤中的碳酸 ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) 发生化学反应，生成碳酸氢根 (HCO_3^-)，从而将大气/土壤中的 CO_2 以溶解无机碳 (DIC) 的形式溶于水体中，并最终经由地表径流输送到海洋而长期贮存 (超过 10 万年)。受土壤类型和 pH 值影响，大气 CO_2 衍生的 DIC 也可能会直接形成碳酸盐沉

淀而保留在土壤中，但这种形式的固碳效率较低 (沉淀发生时，一半 HCO_3^- 将转为 CO_2 返回大气)。在自然环境中，硅酸盐化学风化是目前已知的在百万年时间尺度上唯一可以吸收和平衡地球内部 CO_2 释放的负反馈机制 (Gaillardet and Galy, 2008)，维持着大气 CO_2 浓度及温度在地质历史上始终相对稳定。

基于各国现有农田面积及能源政策，作者应用化学风化模型估算了世界主要国家 (包括美国、印度、中国、巴西及欧洲国家) 农田土壤剖面的岩石风化速率及其大气 CO_2 消耗量，同时考虑方案实施过程中矿石采集、加工、运输、播撒等环节所产生的额外 CO_2 释放量，从而获得净 CO_2 消耗量 (图 1)。结果显示，此方案在全球范围内每年可去除 5 亿到 20 亿吨大气 CO_2 ，与自然界全球硅酸盐风化的碳汇效应相近 (5-6 亿吨 CO_2 /年; Hartmann et al., 2009)。同时，与其它几种人工措施的固碳潜力也基本一致 (Fuss et al., 2018)，如土壤有机碳封存 (5-50 亿吨/年)、生物能源碳捕获和储存 (BECCS, 5-50 亿吨/年)、植树造林 (5-36 亿吨/年) 等。研究还发现，中国、美国和印度得益于拥有大面积农田是此方法固碳潜力最高的三个国家。欧洲国家的农业用地较少，固碳潜力比这三个国家要低一个数量级 (图 2)。印度尼西亚和巴西的固碳潜力也相对较高，其中一个重要原因在于当地湿热气候有助于提升岩石风化



Simplified schematic overview

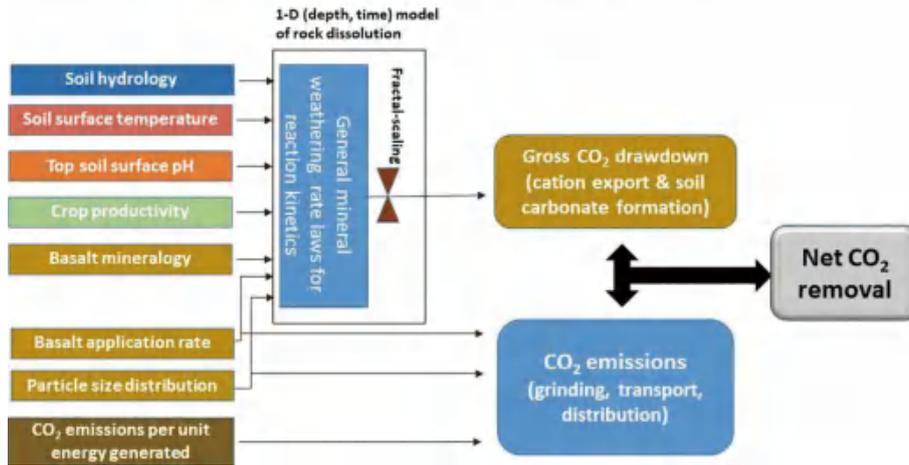


图 1 农田中施加硅酸盐岩粉方案的固碳潜力估算模型 (Beerling et al., 2020)

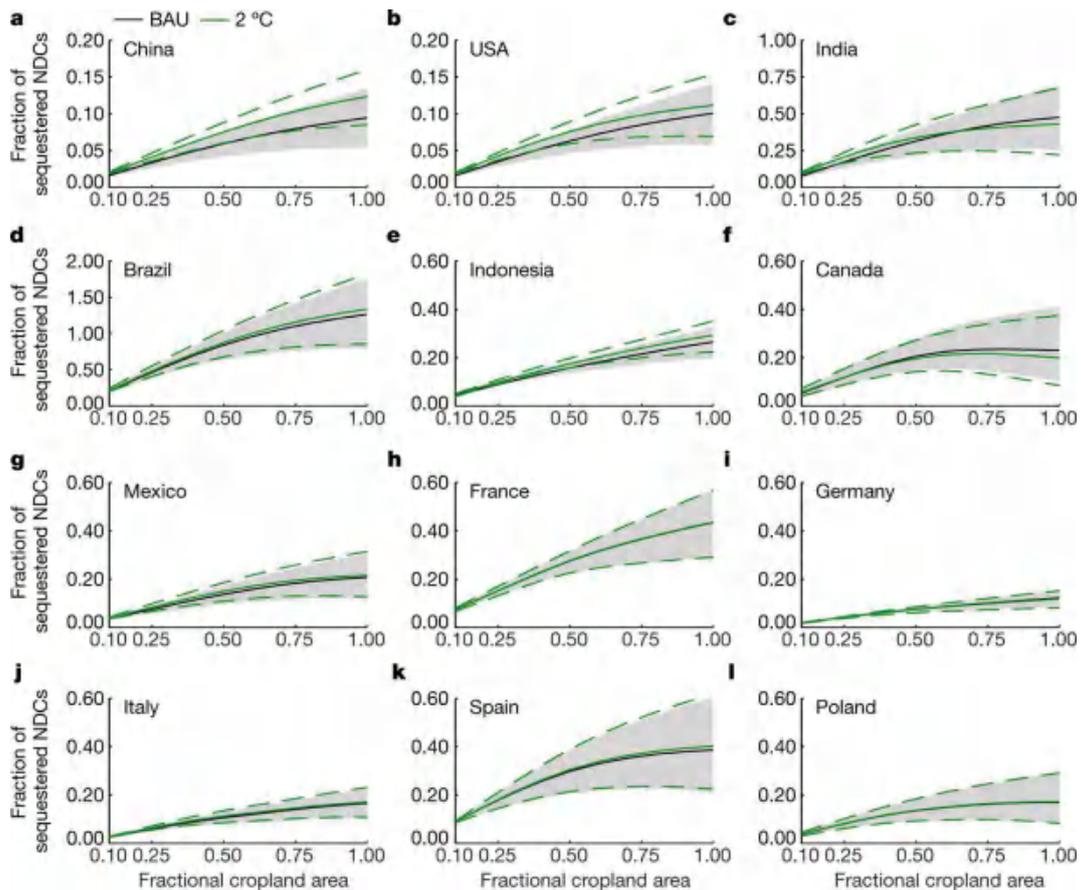


图 2 全球主要国家通过农田施加硅酸盐岩粉可获得的固碳潜力 (纵坐标为固定的 CO_2 量, 横坐标为施加硅酸盐岩粉的耕地面积占该国总耕地面积的比率)。图中显示了控制升温 2°C 和不控升温两种能源政策情景下的估算结果 (分别为绿色和黑色实线, 绿色虚线包围的区域和灰色区域分别为两种估算结果的 90% 置信区间) (Beerling et al., 2020)



速率。总体上，各国通过此方案获得的净固碳量将随着农田作业面积的增加而增加（图2）。在加拿大，农田面积增加意味着更冷的地方被用来作业，那里岩石风化速率低，能源消耗大，导致净固碳量达到峰值后反而会下降（图2）。

《巴黎协定》各缔约方以自主决定贡献（NDC）方式承诺了各自的减排目标，而本方案的实施有助于各国兑现减排承诺，同时可使各国NDC目标提高10%-40%，从而显著增加2℃温控目标的成功概率（UNEP, 2015）。通过详细成本核算表明，应用此方法每固定1吨CO₂约需80-180美元，其中在发展中国家如中国、印度、巴西等则成本更低，约需75-100美元。这与BECCS（100-200美元）、直接空气捕获（DAC, 100-300美元）、生物炭（biochar, 30-120美元）等固碳方法的成本比较接近，但高于土壤有机碳封存和植树造林（0-100美元）。据世界银行预测，到2050年每吨CO₂的市场交易价格为100-150美元。因此，农田硅酸盐岩粉固碳具有参与碳交易的潜力，而市场化操作将有利于该方案的快速部署。另外，该方案所需的硅酸盐岩石在自然界广泛存在，易于获取；且各国在采矿、钢铁制造、建筑等行业会产生大量硅酸盐副产品（如炉渣、废弃混凝土等），通常作为固体废弃物排放并需要花钱去处置，而它们经简单加工处理就可能成为农田固碳的优良材料。

向农田施加硅酸盐岩粉不仅具有固碳作用，同时可改善土壤质量，提高农业生产力（Kelland et al., 2020）。目前全球范围内有很多农田存在土壤酸化和肥力下降问题，如在中国由于土壤退化造成的经济损

失每年达120亿美元（UN, 2017）。硅酸盐风化的产物HCO₃⁻呈弱碱性，可以有效防治土壤酸化，而风化过程中释放的钙、镁、硅、钾等可以为植物生长补充重要的营养元素，从而显著提升农作物的产量和质量。尤为重要的是，该方案与其它基于农田的固碳方案（如土壤有机碳封存、植树造林）非但没有冲突，反而具有协同作用。例如，农作物增产有利于更多有机质残留物累积在土壤中，而硅酸盐风化产生的Ca离子有助于土壤CO₂的固定。此外，硅酸盐风化还具有提高土壤水分保持能力、限制有毒微量元素迁移、减缓海洋酸化等正面环境效应。

以上从技术、经济、社会角度分析了通过农田施加硅酸盐岩粉进行固碳的可行性，但该方案仍存在相当的不确定性和潜在风险。首先，岩石风化速率受岩石类型、岩石新鲜面暴露面积、坡度、温度、降雨、生物作用等多种因素的制约，影响机制十分复杂，而不同地域的气候、地质、地形地貌、农田管理等方面又存在巨大差异，因此，应用风化模型估算全球范围内农用地土壤剖面的硅酸盐风化速率显然过于简化，估算结果具有较大不确定性。其次，农业用地一般坡度较小，物理侵蚀较弱，产生径流的能力小，这可能导致硅酸盐矿物新鲜面暴露不足，从而限制风化的持续进行，同时也不利于风化产物向海洋输送，从而无法实现风化的长期碳汇效应（Goudie and Viles, 2012）。再次，农田中加入硅酸盐岩粉，其风化过程形成的各类次生矿物、溶解盐等物质在土壤环境中会发生怎样的生物地球化学作用？是否影响农业生产甚至粮食安全？这些问题目前尚不



明确 (Lehmann and Possinger, 2020), 需要进一步研究。另外, 该方案的实施需要获得广大农民的支持, 制定配套政策以保证农民能够获益至关重要, 同时也要获得公众及利益相关方的理解和支持, 而这些问题解决并非易事。

正如作者所指出的那样, 鉴于该方案涉及粮食安全和农民问题, 在实施前应首先开展一些示范工程, 以验证理论研究的

有效性和准确性, 并在实践中发现、解决各种可能出现的问题, 因地制宜制定配套政策和 workflows, 调动农民积极性和主动性, 只有在此基础上本方案的大规模实施才有可能获得成功。

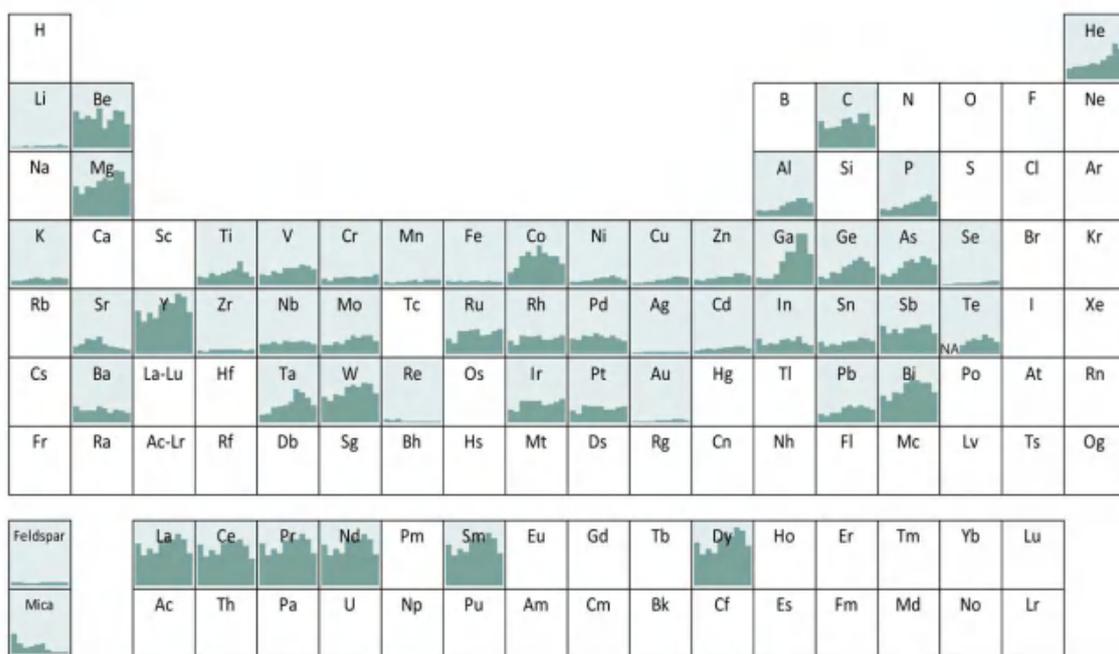
【致谢: 感谢矿产室刘建明研究员对本文提出的宝贵修改意见。】

主要参考文献

- Beerling D J, Kantzas E P, Lomas M R, et al. Potential for large-scale CO₂ removal via enhanced rock weathering with croplands[J]. *Nature*, 2020, 583(7815): 242-248. ([链接](#))
- Energy Transitions Commission (ETC). Pathways from Paris: Assessing the INDC Opportunity[R]. 2016
- Fuss S, Lamb W F, Callaghan M W, et al. Negative emissions—Part 2: Costs, potentials and side effects[J]. *Environmental Research Letters*, 2018, 13(6): 063002. ([链接](#))
- Gaillardet J, Galy A. Himalaya-carbon sink or source?[J]. *Science*, 2008, 320(5884): 1727. ([链接](#))
- Goudie A S, Viles H A. Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives[J]. *Earth-Science Reviews*, 2012, 113(1-2): 59-71. ([链接](#))
- Hartmann J, Jansen N, Dürr H H, et al. Global CO₂-consumption by chemical weathering: What is the contribution of highly active weathering regions?[J]. *Global and Planetary Change*, 2009, 69(4): 185-194. ([链接](#))
- IPCC. Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability[M]. Cambridge University Press, 2014.
- Kelland M E, Wade P W, Lewis A L, et al. Increased yield and CO₂ sequestration potential with the C₄ cereal *Sorghum bicolor* cultivated in basaltic rock dust - amended agricultural soil[J]. *Global Change Biology*, 2020, 26(6): 3658-3676. ([链接](#))
- Lehmann J, Possinger A. Atmospheric CO₂ removed by rock weathering[J]. *Nature*, 2020, 583: 204-205. ([链接](#))
- United Nations (UN). Global Land Outlook[M]. Bonn: Germany, 2017.
- United Nations Environment Programme (UNEP). The Emissions Gap Report 2015[R]. 2015.

(撰稿: 孙会国 / 新生代室)

5. 资源能源



(Nassar et al., 2020, SA)



SA : 国家制造业矿产品供应风险评估

矿产资源是否关键往往取决于评价者的战略目的和资源的供应风险 (Graedel et al., 2012; Gulley et al., 2018), 供应风险往往不能简单地用进口量与消费量的比值来衡量, Russett 早在 1984 年就指出, 矿产资源关键与否要满足四个基本条件和任一附加条件。四个基本条件是指: 1) 进口量与消费量的比值, 2) 供给国是否集中, 3) 供给国供货是否稳定, 4) 供给国是否可靠, 任一附加条件包括: 进口值占国民生产总值的比重, 非弹性需求或矿产品对工业与国防的重要作用 (Russett, 1984)。同时, 自然灾害 (Menzie et al., 2011)、地缘政治 (Le Billon, 2004)、环境保护 (Norgate et al., 2007)、可持续发展 (Sykes et al., 2016)、市场动态 (McCullough and Nassar, 2017)、新兴产业与技术革新等因素, 对制定关键矿产资源清单起到重要作用。

过去数十年, 研究者利用案例分析、指标建模等手段研究各类矿产品是否为关键矿产资源。Hayes and McCullough (2018) 对美国 2005-2018 年已有 32 个关键资源评价开展综合研究, 指出已有研究均将稀土元素、铂族元素、铟、钨、锆、钴、铌、钽、镓、铋、铈和镁列为关键矿产资源, 但受资源禀赋、现今产业结构和国家发展阶段影响, 不同国家、大学和私人咨询公司都制定出了符合自身利益的关键矿产资源清单, 进而建立了现阶段评估关键

性矿产资源的范式 (Hayes and McCullough, 2018), 如澳大利亚就把对农业发展息息相关的钾、磷列为关键矿产 (Skirrow et al., 2013)。

作为国家制造业的重要原材料, 矿产品的供应风险直接决定了各类制造行业的发展前景, 制定降低风险的对策至关重要。近日, Nassar et al. (2020) 在 *Science Advances* 上发表研究成果, 他们利用指标建模方法系统分析了美国制造业 2007-2016 年间 52 种非燃料矿产品的供应风险。

该研究利用传统风险分析方法框架建立了供应风险 (Supply Risk, SR) 模型, 认为 SR 值由中断潜在风险 (Disruption Potential, DP)、贸易风险 (Trade Exposure, TE) 和经济易损性 (Economic Vulnerability, EV) 三个要素组合而成, 这三类要素由各自的关键经济指标进行衡量 (图 1, 图 2)。

(1) 中断潜在风险 (DP) 表征控制矿产品供应中断的影响因素, 包括自然灾害和人为因素。该模型主要关注人为因素——即衡量某一矿产品供给国自身政治经济状况以及供给意愿。前者包括政治是否稳定、基础设施建设、持续供应原材料的劳动力使用情况, 后者包括与本国的贸易关系、军事合作关系和是否共享价值观。某种矿产品在某一年的 DP 指标可利用供给国在该矿产品世界生产总量所占份额、供给国的供给能力指数和供给意愿指数来衡

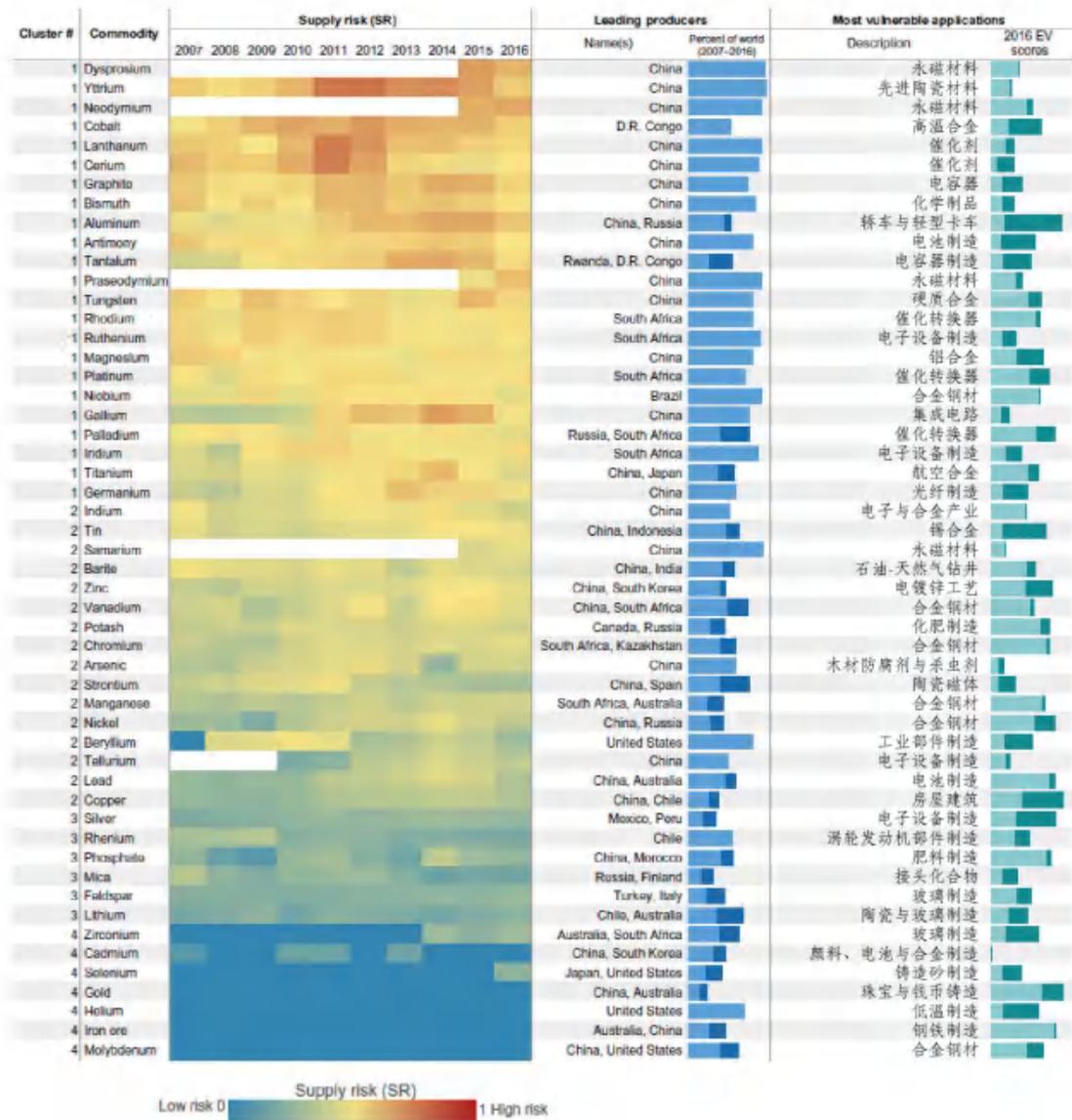


图 2 美国 2007-2016 年间 52 种矿产品供应风险热力图，根据聚类分析分为四类，每种矿产品以蓝色为低风险和红色为高风险展示 10 年间供应风险情况（第一列），其中每种矿产品对应的领先产出国（第二列）和 2016 年最易受损的制造行业已标出（第三列，浅绿为最主要易损产业贡献度，深绿为其余产业贡献度），可以看出大多数矿产品的易损性往往受控于单一用途，如永磁材料对于钐、钕、镨、镱等稀土元素；少部分矿产品如铝和锡可能受控于多个制造业使用

险，其指标建模过程和所选数据针对性强。如何将高供应风险矿产品降至可接受的水平，即如何降低中断潜在风险（DP）、贸易风险（TE）或经济易损性（EV）指标，该研究建议对于高供应风险的矿产品可扩展

供给来源渠道、利用贸易伙伴保障供给、发展国内相关产品一次和二次资源的利用率、大力发展可再生-循环利用资源和替代资源、增加相关产品资源储备等一系列措施降低风险至可控范围。



主要参考文献

- Graedel T E, Barr R, Chandler C, et al. Methodology of metal criticality determination[J]. *Environmental Science & Technology*, 2012, 46(2): 1063-1070. (链接)
- Gulley A L, Nassar N T, Xun S. China, the United States, and competition for resources that enable emerging technologies[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2018, 115(16): 4111-4115. (链接)
- Hayes S M, McCullough E A. Critical minerals: A review of elemental trends in comprehensive criticality studies[J]. *Resources Policy*, 2018, 59: 192-199. (链接)
- Le Billon P. The geopolitical economy of 'resource wars' [J]. *Geopolitics*, 2004, 9(1): 1-28. (链接)
- McCullough E, Nassar N T. Assessment of critical minerals: Updated application of an early-warning screening methodology[J]. *Mineral Economics*, 2017, 30(3): 257-272. (链接)
- Menzie W D, Baker M S, Bleiwas D I, et al. Mines and mineral processing facilities in the vicinity of the March 11, 2011, earthquake in northern Honshu, Japan[R]. US Geological Survey, 2011. (链接)
- Nassar N T, Brainard J, Gulley A, et al. Evaluating the mineral commodity supply risk of the US manufacturing sector[J]. *Science Advances*, 2020, 6(8): eaay8647. (链接)
- Norgate T E, Jahanshahi S, Rankin W J. Assessing the environmental impact of metal production processes[J]. *Journal of Cleaner Production*, 2007, 15(8-9): 838-848. (链接)
- Russett B. Dimensions of resource dependence: Some elements of rigor in concept and policy analysis[J]. *International Organization*, 1984, 38(3): 481-499. (链接)
- Sykes J P, Wright J P, Trench A, et al. An assessment of the potential for transformational market growth amongst the critical metals[J]. *Applied Earth Science*, 2016, 125(1): 21-56. (链接)
- Skirrow R G, Huston D L, Mernagh T P, et al. Critical commodities for a high-tech world: Australia's potential to supply global demand[M]. Canberra: Geoscience Australia, 2013.

(撰稿: 赵俊兴, 秦克章 / 矿产室)

SA : 稀土迁移 - 成矿规律新认识

稀土元素 (REE) 是元素周期表中镧系元素、钪、钇共 17 种元素的统称。稀土元素亦被称为工业维生素, 其具有优良的光、电、磁等物理特性, 已被广泛应用于国防军工、航空航天、清洁能源、信息技术等领域, 对国民经济、国家安全和科技发展具有重要的战略意义。由于稀土元素在高新科技产业中具有十分重要的应用, 世界各国纷纷加强了稀土矿床的研究与勘查找矿工作。

据统计, 全球超过 60% 的稀土资源来自于与碳酸岩相关的稀土矿床 (Weng et al., 2015)。相较于其它类型的稀土矿床, 该类矿床具有规模大、品位高和放射性物质含量低等特点, 备受矿床学家们的关注。碳酸岩往往经历了复杂的岩浆 - 热液演化历史, 而稀土成矿与岩浆期后热液活动密切相关, 稀土在热液中高效迁移是确保成矿的关键因素。以往大量工作研究了 F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} 等阴离子对稀土迁移行为的控制作用 (Migdisov and Williams-Jones, 2008; Migdisov et al., 2009; Tsay et al., 2014)。尽管这些工作大大推进了人们对稀土迁移规律的认识, 但仍不能解释诸多稀土富集与成矿的现象。一个重要的原因是自然界的热液是多相复杂体系, 而以往的工作主要关注稀土元素在单个阴离子流体体系中的迁移规律。特别需要指出的是, 很多成矿的碳酸岩含硅富碱, 但是尚没有研究系统地评估硅 (Si) 和碱金属元素 (Na

和 K) 对稀土迁移 - 富集行为的影响。

近期, 澳大利亚国立大学 Michael Anenburg 博士及合作者通过活塞圆筒实验, 在微观尺度“重现”宏观的成矿现象, 并创新性地揭示了 Si、Na、K 对稀土运移 - 成矿的重要控制作用, 相关成果发表于 *Science Advance*。该研究共设计了 IV 组实验 (图 1): 第 I 组实验 (CbX) 初始物质包括接近天然碳酸岩组分的碳酸盐组合 ($CaCO_3$ 、 $MgCO_3$ 、 $FeCO_3$)、水 (H_2O) 和少量氟化物 (MgF_2)、氯化物 ($MgCl_2$)、磷酸盐 ($FePO_4$)、轻稀土元素 La 及重稀土元素 Dy; 第 II (CbSi)、III (CbNa) 和 IV 组 (CbK) 实验分别在第一组物质基础上加入 SiO_2 , Na_2CO_3 ; 和 K_2CO_3 。第 I 组实验初始温度和压力为 $1050^\circ C$ 和 $2.5 GPa$, 其他组别实验初始温度和压力分别为 $1200^\circ C$ 和 $1.5 GPa$ 。实验开始后, 温度和压力在四天内分别均匀下降至 $200^\circ C$ 和 $0.2 GPa$, 然后淬火。第 I 组实验模拟了贫硅贫碱碳酸岩的岩浆 - 热液演化过程, 第 II、III、IV 组实验和其他实验对比着重考察 Si、Na、K 对稀土运移富集行为的影响。

结果显示, 每组实验均发育岩浆和热液两阶段矿物 (图 1)。岩浆阶段形成方解石、白云石、铁白云石和磷灰石, 第 II 组实验因富 Si 还形成大量硅酸盐矿物。在上述岩浆矿物中, 稀土主要赋存于磷灰石, 其中第 II 组实验中磷灰石的稀土含量最高, 局部形成铈硅磷灰石。不同组别磷灰石中



轻/重稀土的比例不同, 第 I 和 II 组的磷灰石相对富集重稀土, 而 III 和 IV 组的磷灰石相对富集轻稀土。在四组实验的热液阶段均形成稀土矿物或富稀土的物相。第 I 组实验主要发育氟碳铈矿和独居石。第 II 组实验主要形成氟碳铈矿和未知稀土磷酸盐矿物, 由于岩浆阶段稀土大量进入到磷灰石, 该组实验中热液稀土矿物的比例明显

低于其他组别。第 III 组实验富稀土的热液矿物主要为黄碳锶钠石 (burbankite) 族矿物, 其核部相对富 La, 边部相对富 Dy。该组与 I 和 II 组实验的明显区别是发育富稀土的淬火物相, 该物相相对富集重稀土。第 IV 组实验未见稀土矿物, 和第 III 组实验类似, 发育大量富稀土淬火物相。该物相同样富集重稀土, 且其重稀土的富集程度比

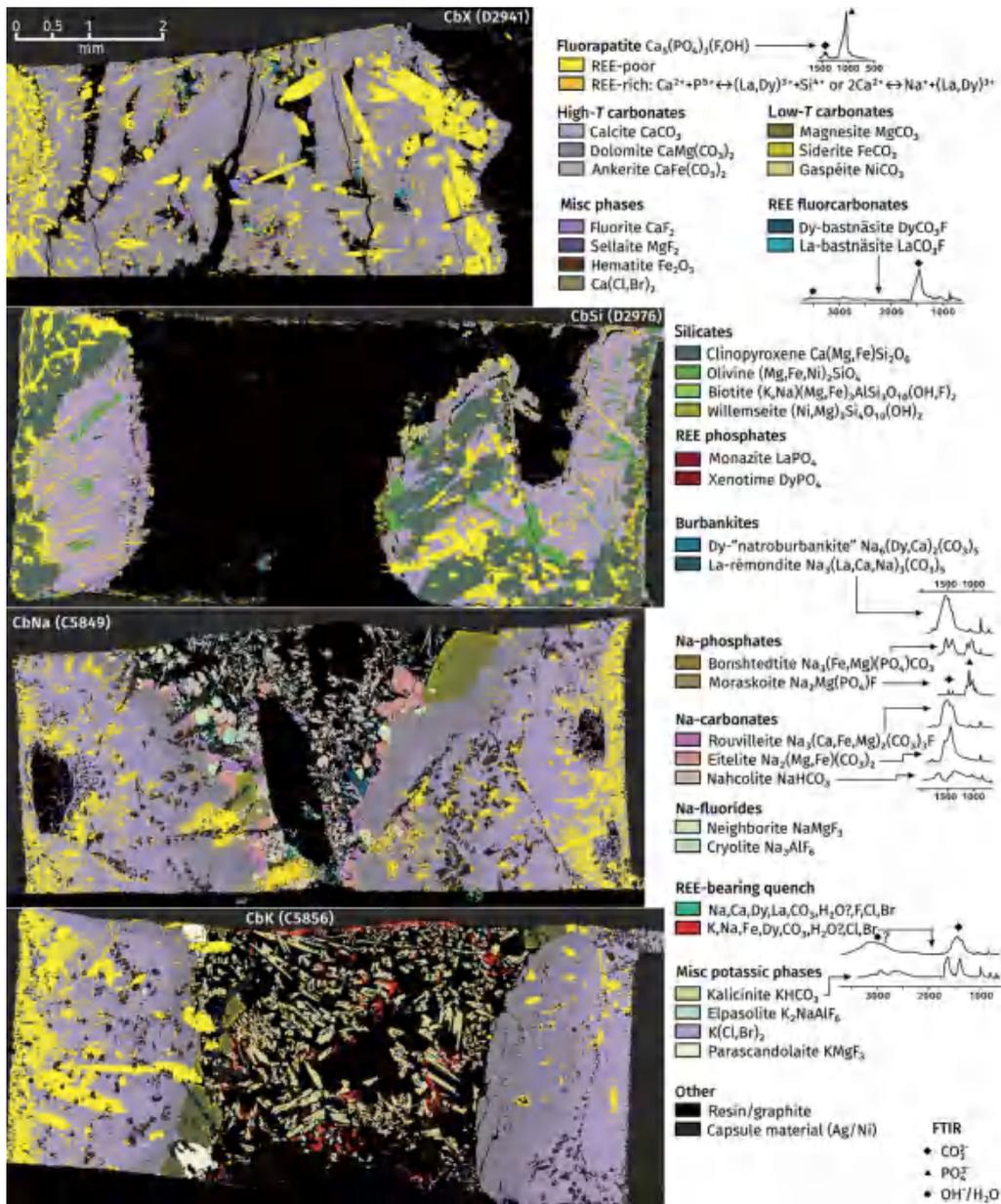


图 1 实验产物分布图 (岩浆矿物贴着反应管两端的壁生长, 热液物相向反应管中间生长)



第 III 组淬火物相更高。

基于上述实验结果，可得到如下重要认识：

(1) K 和 Na 利于稀土在流体中迁移。第 I 和 II 组实验不含 K 和 Na，稀土较早沉淀至氟碳铈矿、独居石等矿物中（图 1，图 2A）；而第 III 和 IV 组实验均发育富稀土的淬火物相（图 1），表明体系降温至 200°C 稀土仍未完全沉淀。该结果有利地说明 Na 和 K 可增加稀土的溶解度，并促进稀土在流体中迁移。

(2) K 和 Na 可促进轻 / 重稀土分异。一方面，Na 和 K 可促使岩浆阶段结晶的磷灰石更加富集轻稀土（图 2C），从而导致晚期流体相对富集重稀土。另一方面，在流体演化阶段，Na 和 K 更容易提高重稀土的溶解度，进一步造成晚期流体富集重稀土（图 2C）。此外，第 III 和 IV 组实验淬火物

相重稀土富集程度的差异还说明 K 更容易造成轻重稀土分异。

(3) Si 的存在不利于稀土富集成矿。首先，磷灰石是碳酸岩中赋存稀土的主要岩浆矿物，Si 可促进稀土进入岩浆磷灰石 ($Si^{4+} + REE^{3+} = P^{5+} + Ca^{2+}$)，从而降低晚期流体的成矿潜力（图 2B）。其次，若岩浆 Si 含量过高，可以和碱结合形成霓辉石、钠闪石、云母等矿物（图 2D），降低岩浆-热液体系 Na 和 K 的含量，从而不利于稀土在热液阶段迁移富集。

该实验工作率先揭示了热液体系中的阳离子对稀土运移富集行为的影响，对认识稀土元素的热液地球化学行为和稀土矿床的成因具有重要意义。同时该研究引发一系列思考和问题，如：

(1) 尽管本文的研究表明体系富 Si 不利于稀土成矿，但也有研究发现 Si 可以增

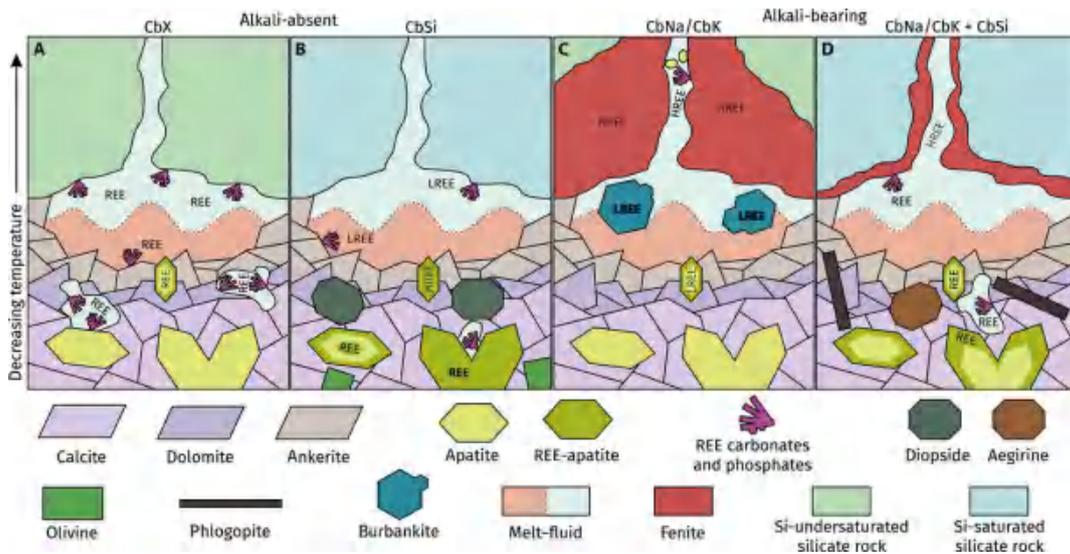


图 2 不同岩浆-热液体系稀土迁移富集行为示意图。A. 贫碱碳酸岩侵入硅不饱和岩石。稀土主要富集在热液碳酸盐及磷酸盐矿物中，这些矿物主要分布在晚阶段低温碳酸岩相。如果稀土矿物没有分散，在有限的空间集中分布，可形成具有经济价值的矿体。B. 贫碱碳酸岩侵入硅饱和岩石。稀土大量进入岩浆磷灰石，热液阶段仅形成少量富集轻稀土的碳酸盐及磷酸盐矿物。C. 富碱碳酸岩侵入硅不饱和岩石。部分稀土（以轻稀土为主）沉淀在富碱富稀土的热液碳酸盐矿物中，这些矿物往往分布在碳酸岩体周围，后期倾向被蚀变为其他物相。部分稀土（以重稀土为主）随流体继续迁移沉淀在碳酸岩体外围蚀变带中。D. 富碱碳酸岩侵入硅饱和岩石。碳酸岩体中的碱和硅结合形成硅酸盐矿物，因此热液中碱含量低，岩体外围蚀变带不发育。稀土主要赋存在岩体内部的碳酸盐及磷酸盐矿物中，岩体外围形成稀土矿体的可能不大



加硫酸盐在流体中的溶解度，进而大大提高稀土的运移能力（Cui et al., 2019）。考虑到地质条件的复杂性，影响稀土成矿的因素需要综合评估。

（2）本文的结果表明碳酸岩富碱可促进稀土运移成矿。自然界碳酸岩的碱含量差别很大，什么性质的地幔源区熔融或什么岩浆演化过程容易导致碳酸岩富碱？此外，考虑到东非地区正在活动的碳酸岩岩浆实际为钠质碳酸岩，且 Na、K 碳酸岩在常温下的溶解度极高，很难在地质记录中保存。那么，是否有可能碳酸岩熔体实际

具有较高的 Na、K 含量，而非现今所观察到的 Ca-Mg-Fe 碳酸岩体系？

（3）根据本文的研究结果，若岩体富碱，成矿晚期重稀土富集的可能很大，但目前只有极少数成矿碳酸岩相对富重稀土（如 Songwe Hill 和 Nolans Bore 矿床），其原因是什么？考虑到重稀土的重要应用，其找矿方向是什么？

【致谢】感谢北京科技大学钟日晨副教授对本文提出的宝贵修改建议！

主要参考文献

- Anenburg M, Mavrogenes J A, Frigo C, et al. Rare earth element mobility in and around carbonatites controlled by sodium, potassium, and silica[J]. *Science Advances*, 2020, 6(41): eabb6570. ([链接](#))
- Cui H, Zhong R, Xie Y, et al. Forming sulfate-and REE-rich fluids in the presence of quartz[J]. *Geology*, 2020, 48(2): 145-148. ([链接](#))
- Migdisov A A, Williams-Jones A E. A spectrophotometric study of Nd (III), Sm (III) and Er (III) complexation in sulfate-bearing solutions at elevated temperatures[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, 72(21): 5291-5303. ([链接](#))
- Migdisov A A, Williams-Jones A E, Wagner T. An experimental study of the solubility and speciation of the Rare Earth Elements (III) in fluoride-and chloride-bearing aqueous solutions at temperatures up to 300 C[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73(23): 7087-7109. ([链接](#))
- Tsay A, Zajacz Z, Sanchez-Valle C. Efficient mobilization and fractionation of rare-earth elements by aqueous fluids upon slab dehydration[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 398: 101-112. ([链接](#))
- Weng Z, Jowitt S M, Mudd G M, et al. A detailed assessment of global rare earth element resources: opportunities and challenges[J]. *Economic Geology*, 2015, 110(8): 1925-1952. ([链接](#))

（撰稿：李晓春 / 矿产室）

NC : 离子吸附型稀土矿床中稀土元素赋存机制研究

离子吸附型稀土矿床，亦被称为风化壳型稀土矿床，是全球重稀土资源的主要供给者。在该类矿床中，稀土元素在地表风化壳中富集成矿，具有易选冶、回收率高、开采成本低的特点，尤以富集中、重稀土而闻名，因而备受全球关注。

离子吸附型稀土矿床最早于 1969 年在我国赣州龙南地区花岗质岩石的风化壳中发现，后发现碱性火成岩（基性 - 超基性岩、碱性花岗岩、碱性岩）和变质岩等基岩的风化壳中也可形成稀土资源可观的离子吸附型矿床（Sanematsu and Watanabe, 2016; Li et al., 2017, 2019）。进入 21 世纪后，高新技术产业及国防建设的持续发展使得全球对中、重稀土资源的需求不断增加，促使世界各国极度重视稀土矿床的科学研究及勘查工作，发育在初步富集中、重稀土元素原岩（如过碱性火成岩）之上的风化剖面已经成为当下勘探中、重稀土元素的重要目标。近年来，在华南以外的马拉维、马达加斯加、美国、巴西、缅甸、泰国及老挝等地均发现了发育在碱性岩和花岗岩风化壳中的中、重稀土矿床。

传统观念认为，稀土元素在风化壳型稀土矿床中主要以离子吸附形式赋存在粘土矿物中，这很大程度上是由于稀土能透过化学交换直接从这类矿床中提取出来。然而，上述稀土元素的赋存状态尚没有明确的证据支持。此外，不同矿床中粘土矿

物的结构是否具有可比性，稀土元素在不同矿床中的赋存形式是否存在差异仍不明确。为了解决这些问题，Borst et al.(2020) 利用同步辐射 X 射线吸收光谱（包括 X 射线吸收近边结构 XANES、扩展 X 射线吸收精细结构 EXAFS 及微同步辐射 X 射线荧光元素扫面 μ SXRF）对比研究了江西寨背花岗岩风化剖面和马达加斯加北部 Ambohimirahavavy 碱性杂岩体风化剖面中 Y 和 Nd（分别代表重稀土和轻稀土）的分布状态及局部成键环境。结果表明，稀土元素以易浸出的 8-9 配位水合配合物的形式吸附于高岭石上。

寨背风化剖面基岩为侏罗纪过铝质黑云母花岗岩（图 1c），主要组成矿物为石英、钾长石、斜长石、黑云母，以及少量白云母和角闪石。在基岩中，稀土元素主要赋存在云母、角闪石及少量副矿物中（如独居石、锆石、褐钨铀矿、磷钨矿、易解石）。实验样品采自该基岩上部 2 米的风化层，此处稀土分馏程度最高。风化层主要组成矿物为粘土矿物、钾长石、石英及铁氧化物。X 射线衍射分析结果表明粘土矿物主要为高岭石，含少量三水铝石。Ambohimirahavavy 风化剖面从下至上依次为：弱风化的基岩、半风化层、全风化层和表土层（图 1a）。基岩中富集稀土元素的岩性单元为过碱性花岗岩、霞石正长岩和伟晶岩脉（图 1b; Estrade et al., 2019），其中含稀土的矿物主要包括氟碳铈矿、氟碳钙铈矿、锆

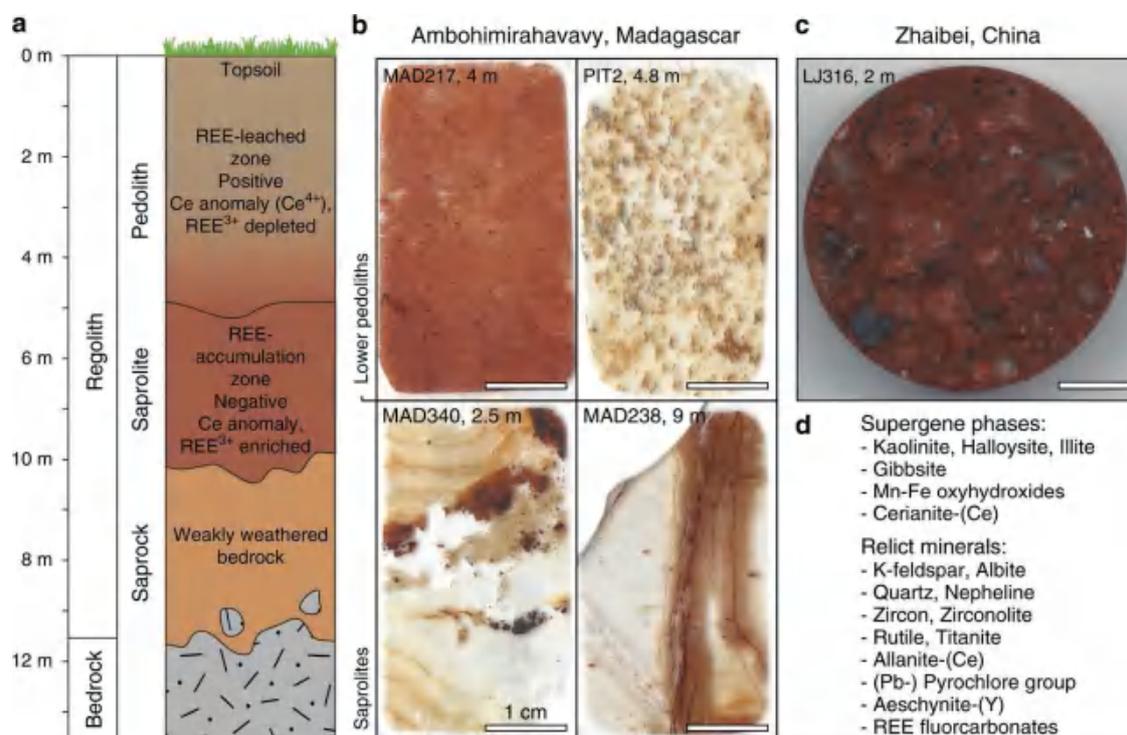


图 1 (a) 风化层剖面示意图 ; (b、c) 研究样品照片 ; (d) 风化层样品中表生及残余矿物相的种类 (Borst et al., 2020)

石、异性石、铈硅石、硅钛铈矿、褐钇铈矿、烧绿石、独居石及铈磷灰石等。该风化剖面矿物组成包括三水铝石、锰和铁的氢氧化物以及粘土矿物（高岭石为主、少量埃洛石和伊利石）(Estrade et al., 2019)。

研究发现：(1) 寨背风化壳土壤层样品的 μ SXRF 图像显示在粘土矿物内部及周围存在丰富的 Y 元素，并且也可见赤铁矿、针铁矿等。马达加斯加样品显示出相似的元素分布特征，Y 沿粘土矿物聚集体的边缘明显富集；(2) 在马达加斯加和寨背风化剖面中富 Y 的高岭石具有相同的 Y XANES 图谱 (图 2)；(3) 两者风化壳中粘土矿物 Nd XANES 图谱的前缘均观测到了 Ce 的峰，显示 Ce 的存在， Ce^{3+} 为主， Ce^{4+} 含量总体不高，但变化范围较大。并且 Ce^{4+} (6197eV) 的峰值在马达加斯加样品中锆石

和富铁锰氧化物的区域最为突出 (图 3)。在单个表土层样品中，粘土和氧化物的 Nd-XANES 是相同的，但寨背样品的光谱与马达加斯加的略有不同，马达加斯加 PIT2 样品的特征 B (6286 eV) 比寨背样品更为突出；(4) 所有的径向分布函数 (图 4) 都显示出一个单峰，代表了平均距离约为 2.4 Å 的 Y 周围散射原子的第一配位球。寨背和马达加斯加样品中粘土 EXAFS 的最小二乘拟合模型得到了中心 Y 原子周围 $2.35-2.38 \pm 0.01 \text{ \AA}$ 处 $7.9-8.3 \pm 0.9$ 个氧原子的局部配位。基于以上认识，建立稀土元素在高岭石表面的吸附模型如图 5 所示。

研究认为，马达加斯加和寨背样品的主要区别在于基岩的矿物组成不同，这体现在来自马达加斯加半风化层样品中赋存稀土元素的残存矿物相的复杂性上。在寨

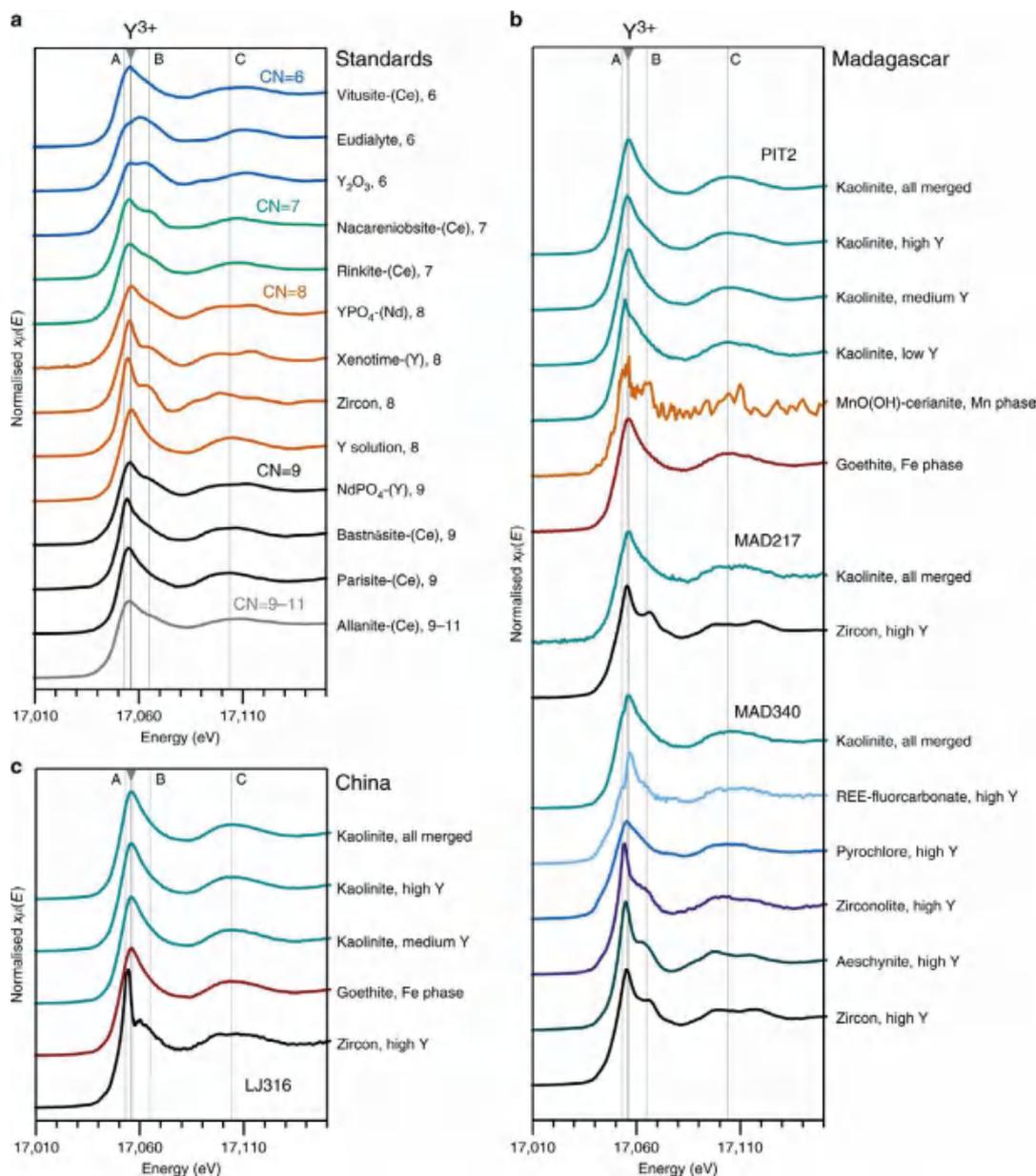


图 2 Y 的 X 射线吸收光谱图。(a) 标准矿物和溶液的 Y K-edge XANES 光谱；(b、c) 马达加斯加和寨背样品中粘土和残余矿物相的 Y XANES 光谱 (Borst et al., 2020)

背花岗岩中，原生 Zr 的赋存相比马达加斯加样品更少，并且更高比例的 REE（尤其是 HREE）从更容易风化的黑云母、独居石、稀土氟碳酸盐、褐钇铋矿及易解石中释放出来，随后吸附到风化剖面中的粘土矿物上。在马达加斯加样品中，烧绿石族

矿物的部分分解形成稀土氟碳酸盐，表明了更活泼的钷酸盐可能也是风化溶液中稀土元素的重要来源。

该研究证明，在寨背和马达加斯加样品中，与粘土矿物（主要是高岭石）相关的可交换稀土元素含量很高（硫酸钠浸取

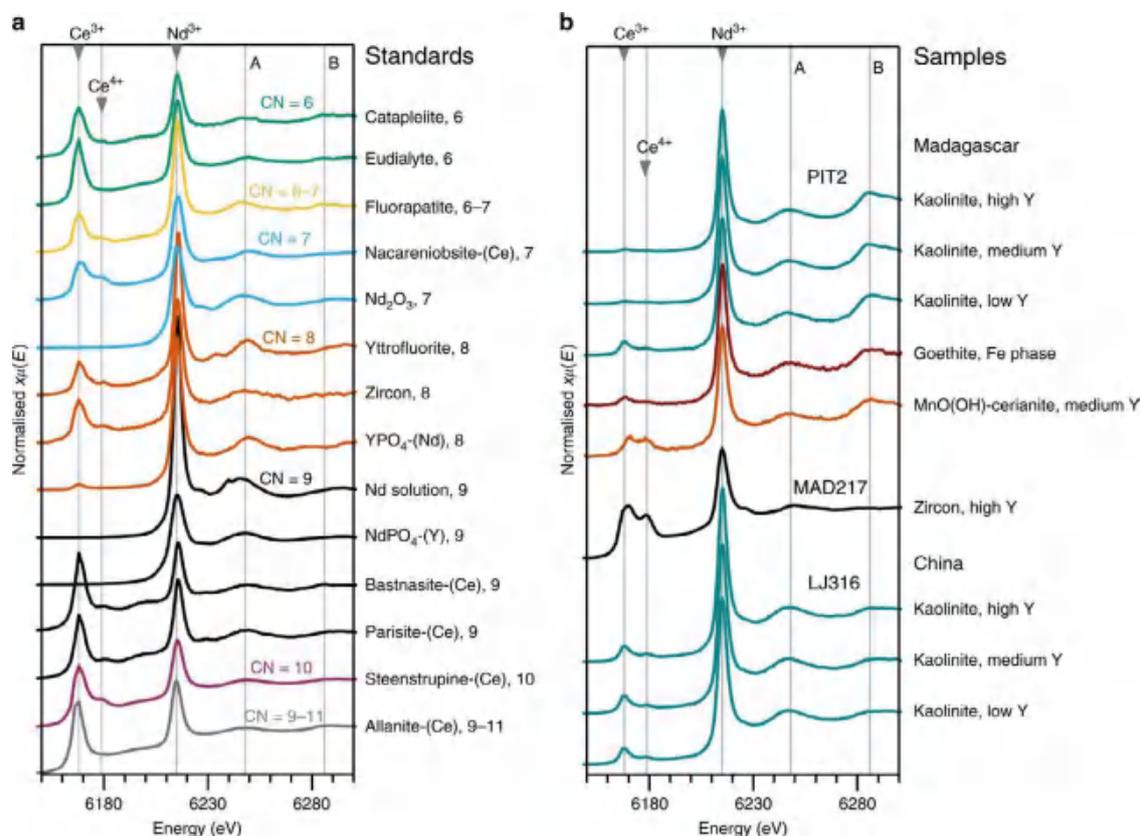
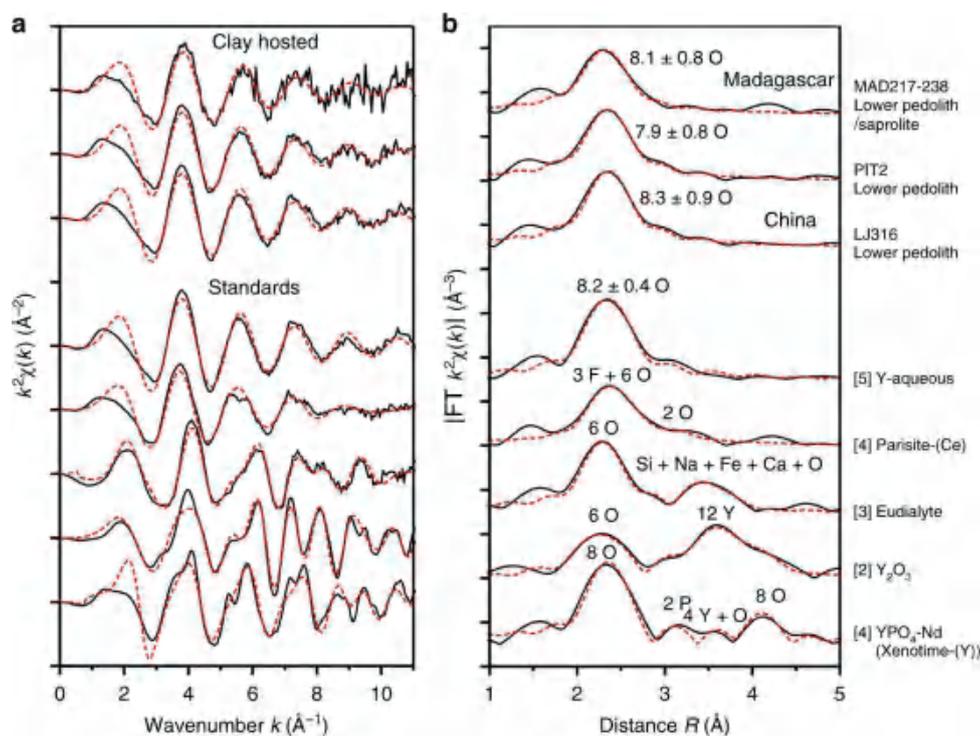


图3 Nd的X射线吸收光谱图。(a) 标准矿物和溶液的Nd L₃-edge XANES光谱；(b) 马达加斯加和寨背样品中粘土和残余矿物相的Nd XANES光谱 (Borst et al., 2020)



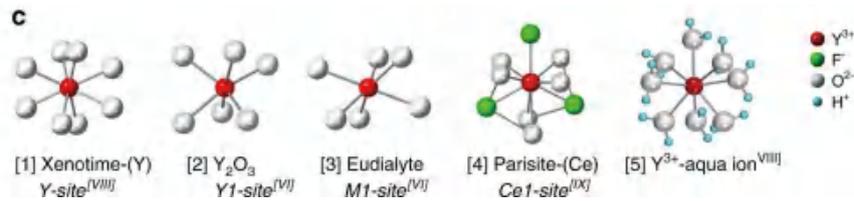


图 4 粘土矿物中赋存 Y 和标准物质的一致性图解 (Borst et al., 2020)

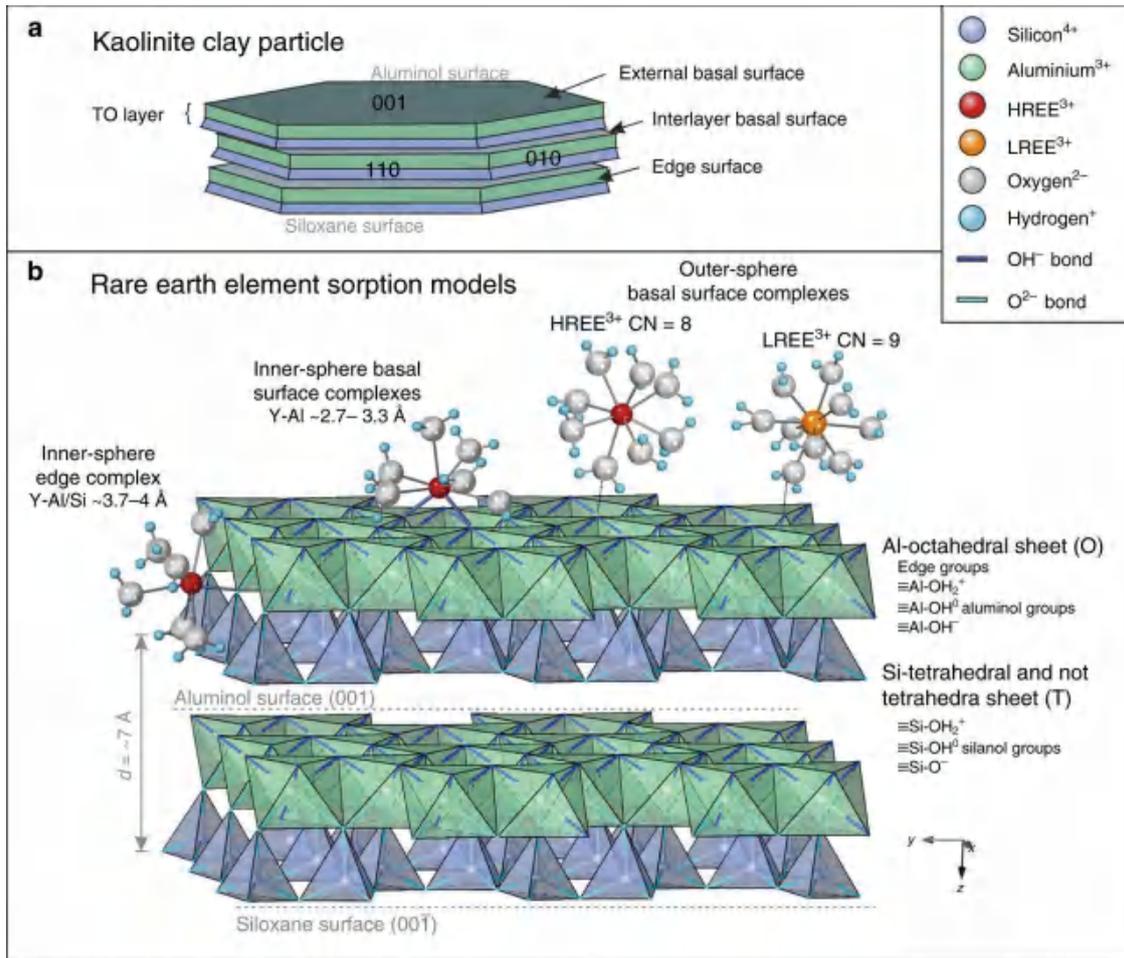


图 5 稀土元素吸附在高岭石表明模型示意图。(a) 高岭石结构示意图, Al-八面体 (O) 和 Si-四面体 (T) 片呈 1:1 堆积, 与铝、硅氧烷外基面、边缘和层间面形成 TO 层状结构; (b) 高岭石的 Al-八面体片的稀土吸附模型 (Borst et al., 2020)

实验), 两者分别为 <1000 ppm Total REE (29%-44%HREE), 高达 1963ppm (6%-29% HREE)。岩相特征和 μ SXRF 扫面结果表明, 在晚期岩浆蚀变和随后的表生风化过程中, 稀土元素从基岩中的原生稀土元素赋存相 (如烧绿石、异性石和锆石) 中释放

出来。寨背和马达加斯加粘土型稀土元素中 Y 和 Nd XANES 与 Y 在水溶液中和 Nd 在稀土氟碳酸盐中的 XANES 相当, 其中 Y 和 Nd 分别为 8 和 9 次配位。用 EXAFS 进一步约束与高岭石有关的 Y 的结构状态, 得到的配位数为 $7.9-8.3 \pm 0.9$, 平均 Y-O 键



间距为 $2.35-2.38 \pm 0.01 \text{ \AA}$ 。X 射线吸收数据结合淋滤实验证实有相当一部分 MREE 和 HREE 吸附于粘土矿物表面。基于上述认识, 作者认为来自马达加斯加和寨背的 REE 吸附性粘土具有相似的结构, 其中 REE 主要以易交换的 8-9 次配位水合外球基面络合物的形式吸附在高岭石上, 而不是作为内层或层间络合物的形式存在。

这一研究揭示了风化壳型稀土矿床中

稀土易浸出的原因, 以及稀土在粘土矿物中的吸附机制。而不同地理位置的稀土矿床受控于同一吸附机制, 表明这一机制在全球风化剖面中很可能具有普遍性, 因此在类似的表生环境中寻找中、重稀土矿床具有很好的前景。

【致谢: 感谢李晓春副研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Borst, Anouk M., et al. Adsorption of rare earth elements in regolith-hosted clay deposits[J]. *Nature Communications*, 2020, 11(1): 1-15. ([链接](#))
- Sanematsu K, Watanabe Y. Characteristics and genesis of ion adsorption-type rare earth element deposits[J]. *Reviews in Economic Geology*, 2016, 18: 55-79.
- Li Y H M, Zhao W W, Zhou M F. Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith-hosted REE deposits in South China: an integrated genetic model[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, 148: 65-95. ([链接](#))
- Li M Y H, Zhou M F, Williams-Jones A E. The genesis of regolith-hosted heavy rare earth element deposits: Insights from the world-class Zudong deposit in Jiangxi Province, South China[J]. *Economic Geology*, 2019, 114(3): 541-568. ([链接](#))
- Estrade G, Marquis E, Smith M, et al. REE concentration processes in ion adsorption deposits: Evidence from the Ambohimirahavavy alkaline complex in Madagascar[J]. *Ore Geology Reviews*, 2019, 112: 103027. ([链接](#))

(撰稿: 余海东, 范宏瑞 / 矿产室)

SA : 钙同位素对碳酸岩地幔源区的启示

碳酸岩是指碳酸盐矿物含量超过50%的火成岩，依据其主要矿物组成可以分为方解石质、白云石质以及铁白云石质碳酸岩。大多数侵入碳酸岩是碱性岩-碳酸岩杂岩体的一部分，在空间上与一个或多个碱性侵入岩群相连。从太古宙至今，全球各大陆和部分现代海洋盆地均有碳酸岩的产出，并且年轻的碳酸岩体比更古老的碳酸岩体分布更为广泛（Simandl et al., 2018）。据统计，全球绝大多数具有经济价值的稀土矿床与火成碳酸岩密切相关，如我国的白云鄂博、美国的 Mountain Pass、澳大利亚的 Mount Weld 等稀土矿床，因而有关碳酸岩的起源及演化问题也受到了许多矿床学家的关注。

自上世纪 60 年代在非洲坦桑尼亚首次发现并确认正在喷溢碳酸岩浆的 Ol Doinyo Lengai 火山以来，人们对碳酸岩的来源及成因等开展了大量研究。虽然人们一致认为碳酸岩来源于上地幔，通过极低程度的部分熔融直接产生，或者是通过碳质硅酸岩浆的分异产生，但对碳酸岩物质来源仍存在巨大争议，目前有两种主流观点，一是来源于地壳（Ferrero et al., 2016），二是来源于地幔，但可能混染少量地壳物质（Cheng et al., 2017）。

为探讨碳酸岩的来源，前人开展了大量同位素研究，包括 Sr-Nd-Hf-Pb 同位素和惰性气体等，用于揭示碳酸岩源区的组成，但碳酸岩中的碳为循环碳还是原生碳，始

终无法确认。由于稳定同位素组成随时间不发生变化，因此低温环境中分馏的稳定同位素是示踪幔源火成岩是否存在地壳再循环物质的重要指标（Halama et al., 2008）。自上世纪 90 年代以来，随着多接收电感耦合等离子体质谱和热电离质谱等实验技术的发展和进步，钙同位素的研究逐渐受到研究学者们的关注（Griffith and Fantle, 2018）。作为地幔和地壳的主要造岩元素之一，钙广泛分布于碳酸盐矿物、辉石、长石和磷灰石等矿物中，因此钙同位素研究对于了解地球及其各圈层的演化与相互作用具有重要意义（Gussone et al., 2016）。而且与地幔（整体硅酸盐地球 $\delta^{44/40}\text{Ca}$ 约为 0.9‰）相比，海相碳酸盐岩富含较轻的钙同位素（ $\delta^{44/40}\text{Ca}$ 可低至 -1‰），因此钙同位素是研究地球物质俯冲再循环进入地幔的重要示踪剂，对研究碳酸岩起源具有重要的指示意义（Amsellem et al., 2020）。

针对碳酸岩到底是来源于原始地幔还是来自地表物质再循环这一科学问题，Amsellem et al. (2020) 分析了 30 亿年以来大陆和海洋构造背景中 74 个碳酸岩（包括 Lengai 碱质碳酸岩，24Ma 的 Fuerteventura、Fogo 和 Brava 洋岛钙质碳酸岩，与裂谷相关的 3000-4 Ma 的钙质、镁质和铁质碳酸岩）及其伴生硅酸岩的钙同位素组成，以及 37 个样品的 O 和 C 同位素比值。结果表明（图 1），除 Lengai 碳酸岩以外，其它来源的碳酸岩均表现出富集轻钙同位素特征



(相对于玄武岩和地幔), 平均钙同位素组成为 $\delta^{44/40}\text{Ca}=0.26\pm 0.25\text{‰}$ (2SD, $n=50$)。而来自 Lengai 火山的五个新鲜碳酸岩样品与幔源玄武岩的钙同位素相似, 平均值为 $0.71\pm 0.20\text{‰}$ (2SD, $n=5$)。此外, 所有碳酸岩的 $\delta^{44/40}\text{Ca}$ 值与其就位年龄、就位方式(侵入/喷出)及产出构造背景(大洋/大陆)无关。来自 Brava 和 Greenland 与碳酸岩相关的硅酸岩的钙同位素组成变化范围为从 $0.31\pm 0.02\text{‰}$ 到 $1.14\pm 0.09\text{‰}$ 。这一研

究成果发表在近期出版的权威期刊 *Science Advances* 上。

研究认为, 相对于幔源岩石(如玄武岩), 富钙、富镁和富铁的碳酸岩具有较轻的钙同位素组成特征, 但与古老海相碳酸盐岩具有相似的钙同位素组成, 即两者均富集钙的轻同位素。这一特点与碳酸岩是地表碳酸盐物质进入地幔再循环后产物的认识是一致的。

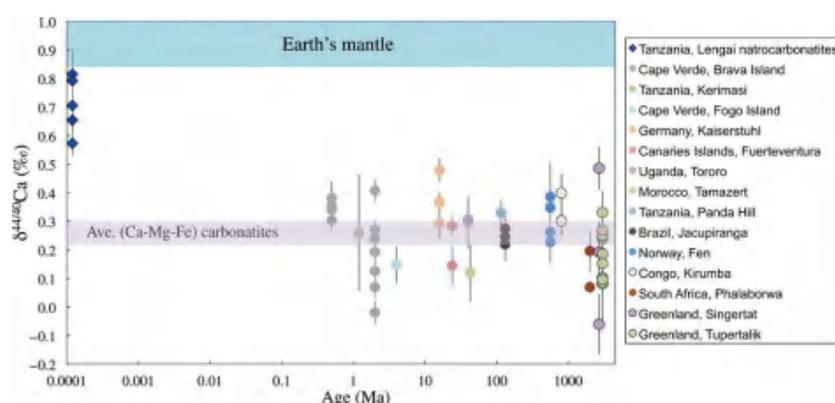


图1 不同时代碳酸岩的钙同位素组成。阴影区为硅酸盐地球估计值以供比较。来自于 Lengai 火山碱(钠)质碳酸岩与幔源玄武岩的钙同位素组成有部分重叠, 除此之外, 所有碳酸岩的钙同位素组成均比玄武岩和地幔轻

Lengai 火山作为全球现代唯一喷发的钠质火成碳酸岩, 形成后受到次生作用改造并发生了不同程度的 $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$ 置换, 为了研究这种替代是否会造成钙同位素变轻, Amsellem et al. (2020) 分析了不同蚀变程度的钠质碳酸岩。结果表明, 蚀变钠质碳酸岩的钙同位素组成没有发生分析仪器可观测到的变化, 并且钙同位素组成与 CaO 含量(图 2A)及碳同位素之间也没有相关关系(图 2B)。这一观点也得到了来自 Brava 洋岛碳酸岩的 BRAV-1 (侵入岩, $\delta^{44/40}\text{Ca}=0.34\pm 0.05\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=9.06\pm 0.06\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}=-7.49\pm 0.11\text{‰}$) 和 BRVA-2

(喷出岩, $\delta^{44/40}\text{Ca}=0.35\pm 0.04\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=23.66\pm 0.06\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}=-2.65\pm 0.05\text{‰}$) 样品钙同位素测试结果的支持。此外, 挪威 Fen 杂岩体中不同碱性蚀变程度的碳酸岩也具有相似的钙同位素。以上这些证据表明, 富钙、富铁、富镁的碳酸岩富集钙的轻同位素, 或是继承源区, 或是在岩浆部分熔融和分离结晶过程中形成。

对与碳酸岩伴生的硅酸盐开展钙同位素分析可能揭示硅酸盐-碳酸岩分离时的钙同位素行为。来自 Brava 和 Singertat 硅酸岩的钙同位素与岩石本身的 CaO 、 MgO 含量存在相关性(图 3 和图 4), 表明硅酸岩

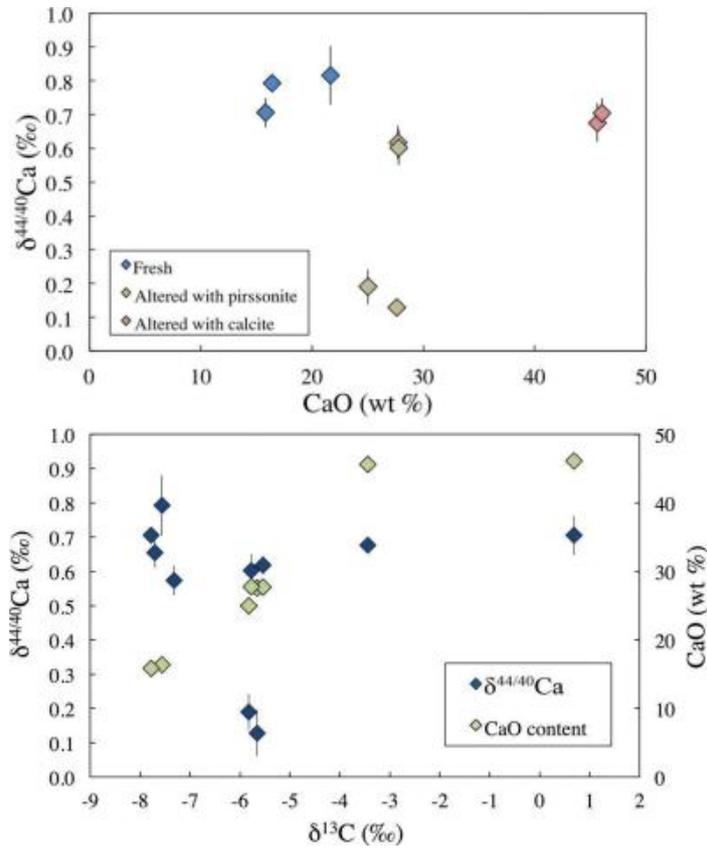


图 2 Lengai 火山新鲜及蚀变钠质碳酸岩钙同位素、碳同位素及 CaO 含量相关性图解。A. 新鲜及蚀变钠质碳酸岩的钙同位素 vs. CaO 含量图解，钙同位素组成与蚀变程度无相关关系，表明钠钙间的置换不能改变样品的钙同位素组成；B. 钙同位素 vs. 碳同位素 vs. CaO 含量图解

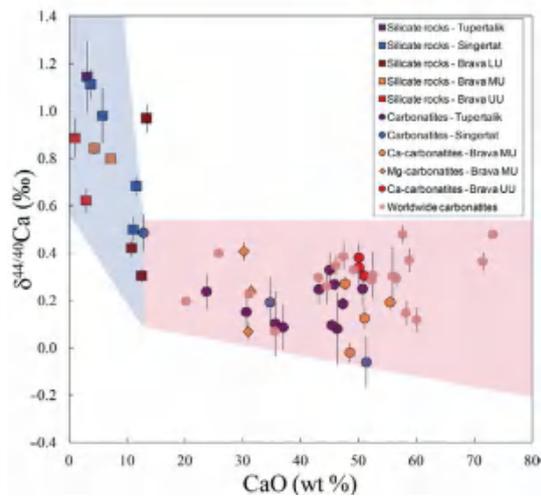


图 3 Brava 和 Greenland 碳酸岩及伴生硅酸岩的钙同位素相对 CaO 含量图解

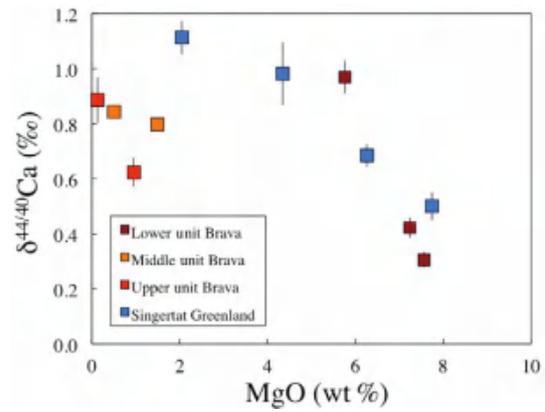


图 4 Brava 和 Singertat 硅酸盐的钙同位素相对 MgO 含量图解

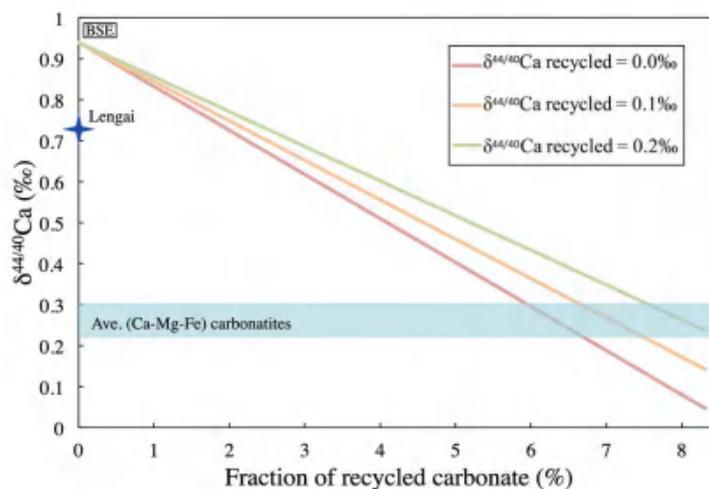


图5 海相碳酸盐物质再循环进入并形成碳酸岩化地幔中比例的估算。富钙、铁、镁碳酸岩的地幔源区中含有高达7%的再循环碳酸盐物质。地幔端元以靠近 Lengai 碳酸岩样品的 BSE 值表示

岩浆分异过程中存在钙同位素分馏，但相对于变化较大的钙含量，大部分碳酸岩的钙同位素组成极其相似，因而钙同位素或许不能揭示碳酸岩的分异趋势，而碳酸岩与伴生硅酸盐岩钙同位素组成的不同，可能代表了硅酸盐岩浆的分异。来自 Brava 和 Singertat 分异程度较低的硅酸盐样品显示出与碳酸岩类似的钙同位素组成以及高的钙含量，因此硅酸盐地幔源区与碳酸岩源区应具有相似的源区组成。可将硅酸盐趋势线与碳酸岩组成的交汇处作为地幔源区的范围（钙含量约为 11%， $0.31\text{‰} < \delta^{44/40}\text{Ca} < 0.50\text{‰}$ ）（图 3）。

研究还表明，地幔组分（CaO 含量 = 3.5%， $\delta^{44/40}\text{Ca} = 0.94$ ）与再循环碳酸盐

岩（CaO 含量 = 40%， $0 < \delta^{44/40}\text{Ca} < 0.2$ ）简单混合之后的组成，与约 7% 的再循环海相碳酸盐岩进入地幔源相一致（图 5）。Amsellem et al. (2020) 指出，富钙、镁、铁的碳酸岩富集钙的轻同位素表明，碳酸岩源区可能含有多达 7% 的海相碳酸盐岩再循环物质，并认为含碳酸盐的橄榄岩 / 榴辉岩熔融是碳酸岩熔体的来源。基于这一认识，考虑到碳酸岩样品年龄最大为 3.0Ga，该研究结果也为太古宙大洋岩石圈的再循环提供了启示，并为板块构造的开始提供了最小年龄。

【致谢：感谢岩石圈室英基丰研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Amsellem E, Moynier F, Bertrand H, et al. Calcium isotopic evidence for the mantle sources of carbonatites[J]. *Science Advances*, 2020, 6(23): eaba3269. (链接)
- Cheng Z G, Zhang Z C, Hou T, et al. Decoupling of Mg-C and Sr-Nd-O isotopes traces the role of re-



cycled carbon in magnesio碳酸岩 from the Tarim Large Igneous Province[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, 202: 159–178. ([链接](#))

Ferrero S, Wunder B, Ziemann M A, et al. Carbonatitic and granitic melts produced under conditions of primary immiscibility during anatexis in the lower crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 454: 121–131. ([链接](#))

Griffith E M, Fantle M S. Introduction to calcium isotope geochemistry: Past lessons and future directions[J]. *Chemical Geology*, 2020, 537: 119470. ([链接](#))

Gussone N, Schmitt A D, Heuser A, et al. Calcium Stable Isotope Geochemistry[M]. Berlin: Springer, 2016: 1-260.

Halama R, McDonough W F, Rudnick R L, et al. Tracking the lithium isotopic evolution of the mantle using carbonatites[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 265: 726–742. ([链接](#))

Simandl G J, Paradis S. Carbonatites: Related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods[J]. *Applied Earth Science*, 2018, 127: 123-152. ([链接](#))

(撰稿：余海东，范宏瑞 / 矿产室)

NC : 控制斑岩铜矿富 Au 或富 Cu 的主要因素

斑岩型矿床提供了世界上约 75% 的 Cu、20% 的 Au 和 90% 的 Mo，其形成与侵位至地壳浅部（多数 <5 km）的中酸性岩株直接相关，而中酸性岩株及成矿流体则直接来源于中下地壳（10-15 km）的中间岩浆房。虽然斑岩矿床的成矿物质都需要经历矿质元素从岩浆转移至流体、继而在流体中沉淀这一过程，然而不同的斑岩矿床可能具有截然不同的金属组合和成矿规模。例如，富 Au 斑岩铜床的 Au/Cu 约为 80×10^{-6} ，而富 Cu 斑岩铜床的 Au/Cu 约为 4×10^{-6} 。

多年来，研究者一直致力于探索究竟是哪些因素决定了斑岩铜矿的规模和 Au/Cu 比值。然而，由于各斑岩铜矿都有着差异的岩浆组成（岩浆房规模、岩浆含水量、含铜量、含金量）和成矿过程（成矿作用持续时间、成矿深度、金属沉淀效率），致使探讨决定斑岩铜矿的规模和 Cu/Au 比的主要因素变得十分困难。

为了解决这一问题，瑞士日内瓦大学的 Chiaradia (2020) 在搜集 118 个斑岩铜矿的规模和 Cu/Au 比等数据的基础上，创造性地采用了蒙特卡洛方法，通过“掷骰子”的方式，随机生成斑岩矿床的形成深度、沉淀效率、成矿持续时间、岩浆含水量、岩浆含铜量等一系列成矿要素，并基于以上随机获得的斑岩矿床的岩浆成分、岩浆规模和物理化学条件参数，计算该条件下斑岩矿床最终沉淀的 Cu 与 Au 的规模。

通过成千上万次的随机模拟实验，研究者模拟得到了与自然界各斑岩铜矿十分接近的趋势（图 1）。

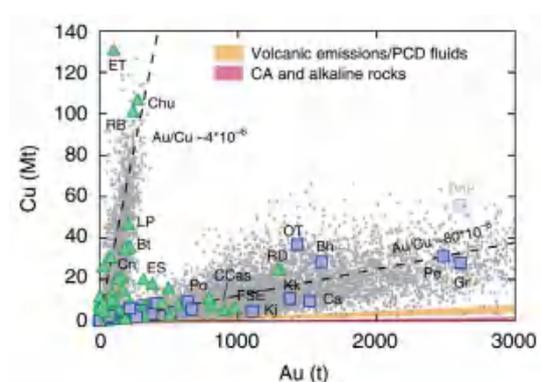


图 1 蒙特卡洛方法模拟结果（灰点）与自然界富 Au 的斑岩铜矿（蓝色）和富 Cu 的斑岩铜矿（绿色）的 Cu、Au 规模对比示意图。图中的英文缩写（如 ET、Chu 等）为全球主要斑岩铜矿（El Teniente、Chuquicamata 等）的英文缩写

研究者发现，斑岩铜矿受中下地壳深度产生的中间岩浆房体积，以及岩浆上升到浅部发生流体出溶以及矿质沉淀的持续时间控制，前者决定了斑岩铜矿的金属总量，后者决定了斑岩铜矿的最终规模。而在模拟的众多岩浆成分和物理化学条件参数中，有两个因素对富 Au 斑岩铜矿和富 Cu 斑岩铜矿的形成起到了极其重要的作用：即富 Au 斑岩铜矿的形成要求 Au 在流体中具有很高的沉淀效率，而富 Cu 斑岩铜矿的形成需要深部发育富水的大规模岩浆房以提供足够的 Cu。

研究者还发现，斑岩铜矿的形成深度对金属类型和矿床规模亦具有控制作用（图

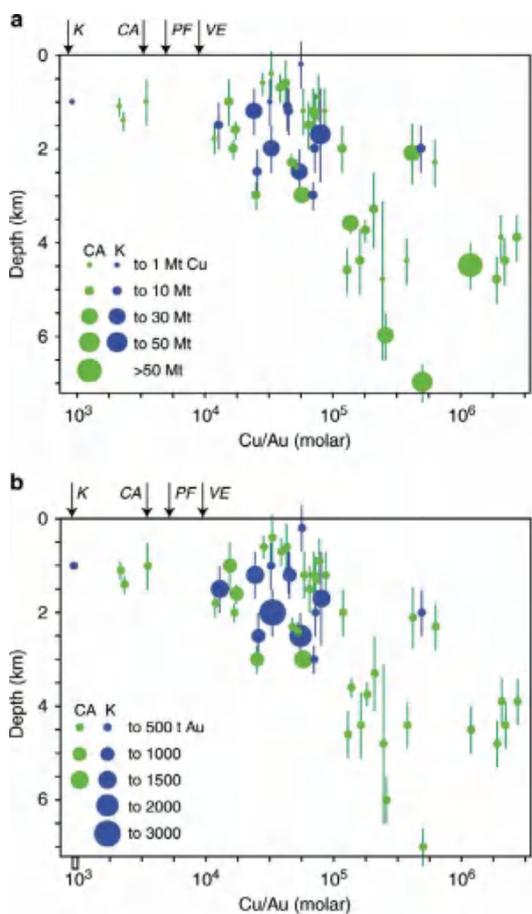


图 2 不同 Cu、Au 规模的斑岩铜矿的成矿深度与 Cu/Au 的关系示意图。CA 为与钙碱性岩浆有关的斑岩铜矿，K 为与高钾钙碱性 - 碱性岩浆有关的斑岩铜矿

2)，即富 Cu 斑岩铜矿的形成深度（往往大于 3 km）和储库规模较大，而富 Au 斑岩铜矿往往形成深度（往往小于 3 km）和储库规模较小。这可能由于富 Cu 斑岩铜矿往往形成于俯冲挤压期、更容易具备大规模的安山质岩浆房，而形成于俯冲晚期 - 俯冲后、碰撞后等伸展条件下的富 Au 斑岩铜矿不利于形成大规模的岩浆房。此前，Chiaradia and Caricchi（2017）对斑岩铜矿的蒙特卡洛模拟表明，中间岩浆房的就位深度也会通过影响岩浆体积和岩浆出溶流体的体积，从而最终影响斑岩铜矿的规模。

斑岩铜矿的成矿是一个复杂过程，虽然本研究没有充分考虑某些可能的因素对斑岩铜矿的金属类型和规模的影响（例如岩浆演化过程中氧逸度变化和硫逸度的变化、流体演化过程中天水流体或地层流体的加入），但本研究大大推进了人们对形成富 Au 斑岩铜矿及富 Cu 斑岩铜矿的主控因素的理解，深化了人们对控制斑岩铜矿金属类型和规模因素的认识。更重要的是，本研究是利用大数据及统计模拟方法解决地质问题的一个成功范例，为我们解决多变量地质问题提供了全新的视角。

主要参考文献

Chiaradia M, Caricchi L. Stochastic modelling of deep magmatic controls on porphyry copper deposit endowment[J]. *Scientific Reports*, 2017, 7:44523. ([链接](#))

Chiaradia M. Gold endowments of porphyry deposits controlled by precipitation efficiency[J]. *Nature Communications*, 2020, 11:248. ([链接](#))

（撰稿：邹心宇，李真真，秦克章 / 矿产室）

NG : 沉积岩容矿 Cu-Pb-Zn 矿床受控于克拉通边缘稳定性

贱金属是指除了金、银、铂等贵金属之外其它的所有金属，如铁、铜、铅、锌、镍、铝、锡和钨等。沉积岩容矿贱金属矿床由于储量大（相对于火山块状硫化物矿床）、品位高（相对于斑岩铜矿），并且开采过程中环境污染小，适应社会可持续发展和向清洁能源经济过渡的需求，但现有矿产资源的开采速度已经超过了新矿床发现的资源量。为了扭转这种态势，必须大幅度提高矿床勘查的成功率，尤其是找寻那些埋藏在沉积物或冰层等浅覆盖物之下的矿床。

沉积岩容矿贱金属矿床大多产在裂谷和被动大陆边缘环境，成矿流体来源于低纬度的蒸发岩，为中温（80-250℃）、中-高盐度（10-30 wt.% NaCl）的氧化性流体，被途经的氧化性陆相沉积物稀释，并淋滤长石砂岩和长英质火山岩中的 Pb 和镁铁质岩石中的 Cu 和 Zn（Hitzman et al., 2010）。成矿流体在裂谷作用或盆地反转过程中沿断层运移，到达氧化还原界面（如远端黑色页岩）时沉淀出金属（Huston et al., 2016）。目前，控制沉积岩容矿矿床空间分布的一级地质因素仍然未知，严重限制了圈定新找矿靶区的成功率。

前人对岩浆成矿系统的研究，提出与岩浆作用有关矿床的空间分布受岩石圈尺度结构控制，结合板块构造背景约束关键成矿系统的位置，可大大缩小找寻岩浆矿床的勘查范围（Griffin et al., 2013）。岩浆矿

床分布研究为沉积岩容矿 Cu-Pb-Zn 矿床的分布研究提供了新思路。

基于此思路，Hoggard et al. (2020) 统计分析了全球 2166 个贱金属矿床的空间分布，包括沉积岩容矿 Cu 矿床（Cu-sed）、碎屑岩容矿铅锌矿床（PbZn-CD）、密西西比河谷型 Pb-Zn 矿床（PbZn-MVT）、斑岩型铜矿床（Cu-por）、岩浆 Ni-Cu-PGE 矿床和火山块状硫化物矿床（VMS）。并以澳大利亚北部的 Carpentaria 铅锌矿带为重点研究对象，该带产有几个世界级碎屑岩型铅锌矿（PbZn-CD），呈弧线状分布于地壳地质边界附近（图 1a），暗示受深部岩石圈尺度构造控制。Hoggard et al. (2020) 用地震层析成像方法绘制了澳大利亚岩石圈-软流圈边界（LAB），利用 FR12 模型获得高分辨率区域 LAB 图，并用 SL2013sv 模型制作了全球 LAB 图（Fishwick and Rawlinson, 2012; Schaeffer and Lebedev, 2013）。

研究结果显示，澳大利亚主要的沉积岩容矿贱金属矿床的分布与厚岩石圈边缘之间有着惊人的相关性（图 1b）。Carpentaria 铅锌矿带主要的 PbZn-CD 和 Cu-sed 矿床沿 170 km 岩石圈厚度等值线分布。Hoggard et al. (2020) 将研究扩展到全球范围，进一步证实了这种相关性（图 2）。全球所有的大型沉积岩容矿贱金属矿床分布与 170 km 岩石圈厚度等值线相关，由于 180-220 km 的 LAB 厚度可能代表了克拉通通岩石圈，170 km 等值线则代表了克拉通

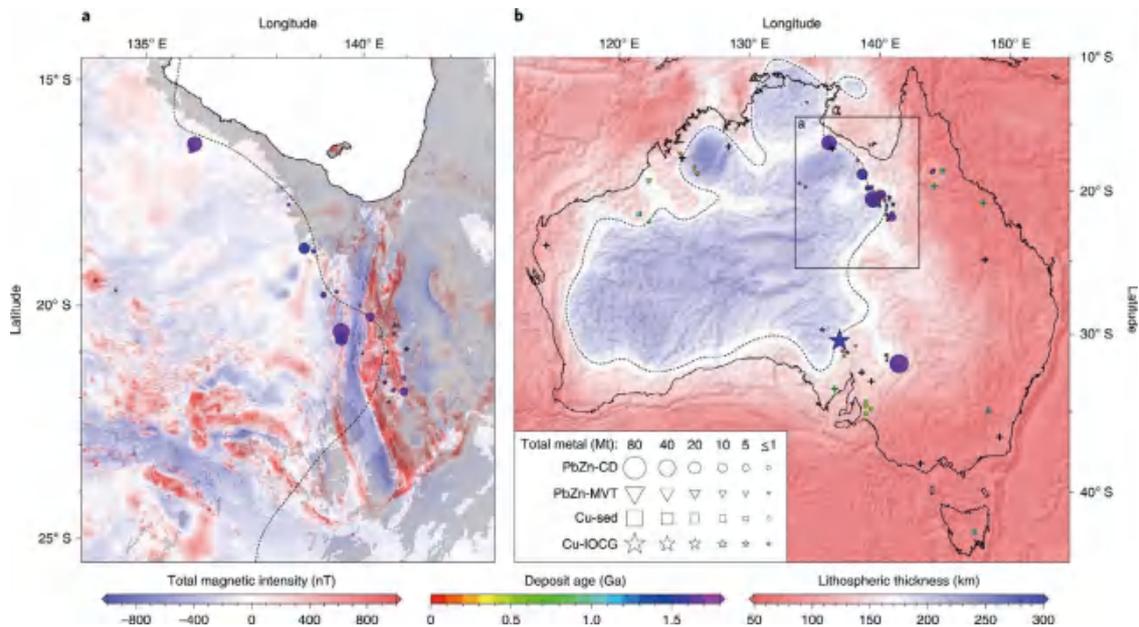


图 1 澳大利亚沉积岩容矿和 IOCG 型贱金属矿床分布与岩石圈厚度关系图。a. Carpentaria 铅锌矿带, 黑色虚线表示 170 km LAB 厚度线; b. 澳大利亚 LAB 厚度图 (Hoggard et al., 2020)

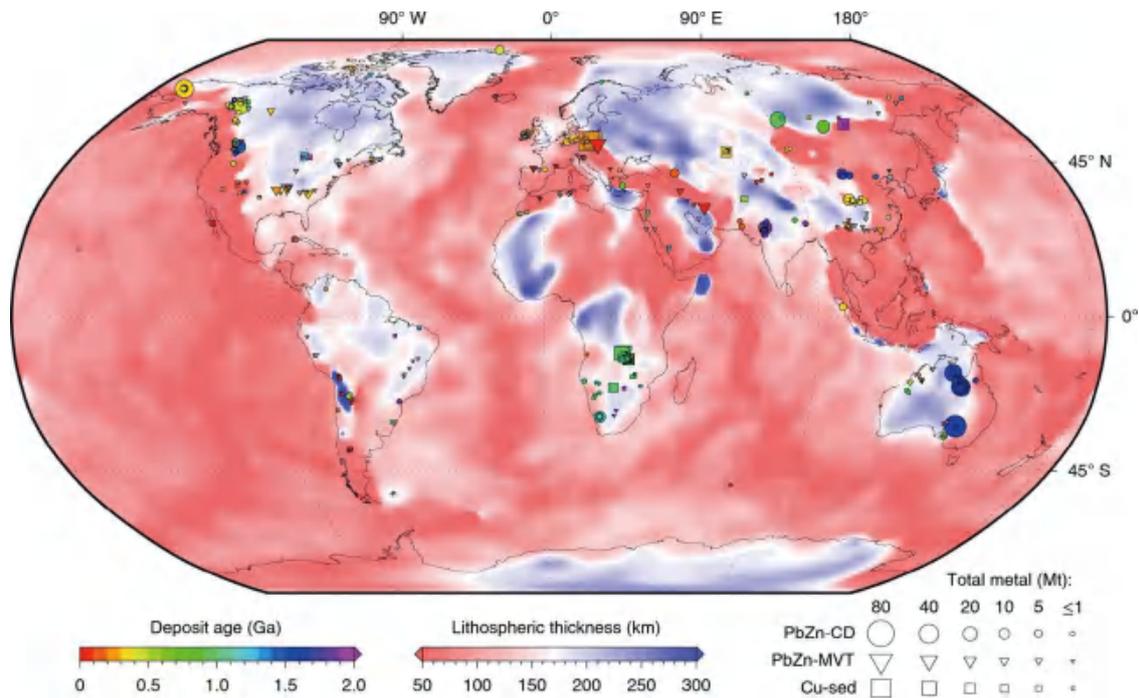


图 2 全球沉积岩容矿贱金属矿床分布与岩石圈厚度关系图 (Hoggard et al., 2020)

边界。

为了量化这种视觉关系, Hoggard et al. (2020) 计算出每个矿床与 170 km LAB 厚度等值线之间的最短距离, 并将结果绘制在

累积分布函数(CDF)中(图 3)。结果显示, 在全球范围内约 95% 的 Cu-sed、约 90% 的 PbZn-CD 和约 70% 的 PbZn-MVT 资源位于 170 km LAB 厚度等值线两侧的 200 km 范

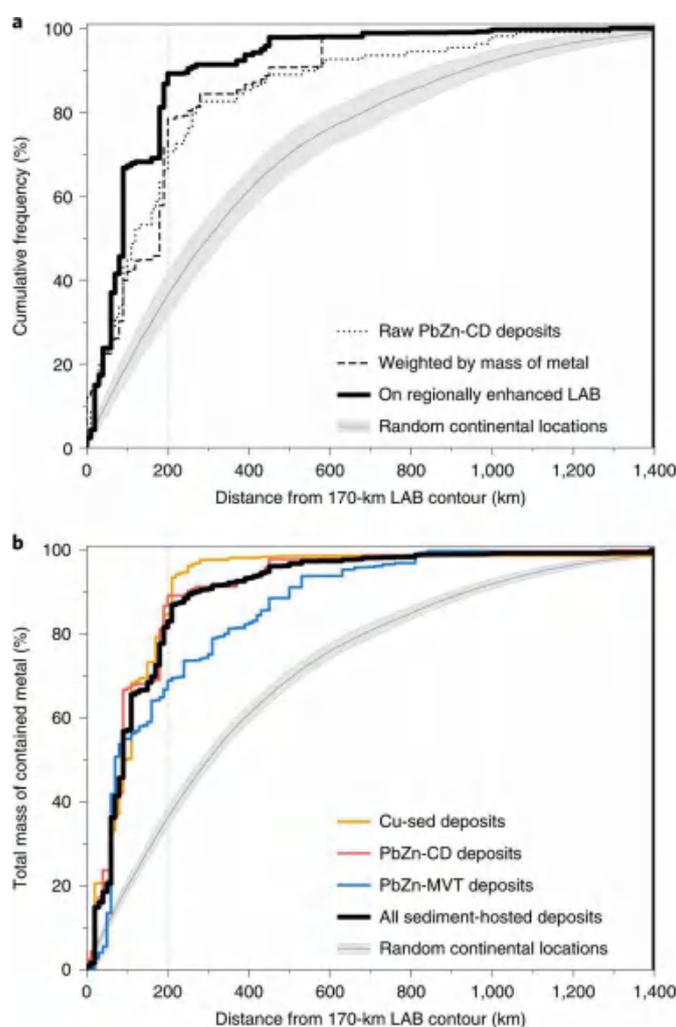


图3 全球沉积岩容矿贱金属矿床所含金属量与距 170 km LAB 厚度等值线最短距离的累积分布函数图 (Hoggard et al., 2020)

围内 (图 3b)。

Hoggard et al. (2020) 的研究结果揭示了厚的岩石圈边缘是控制拉伸盆地和沉积岩容矿贱金属矿床空间分布的一级地质因素。那么，为什么经历裂谷作用的克拉通岩石圈容易形成大型矿床？裂谷作用导致岩石圈局部减薄，并产生从氧化陆地环境到海洋环境的横向过渡，这种过渡提供了矿床形成所必需的最佳因素和位置。相邻的克拉通提供了丰富的氧化沉积物和广阔的低海拔平台，这些平台可促使蒸发岩的

形成。邻近的陆地物质还有助于发展受限的海洋环境，非常适合积累厚的蒸发岩序列，并促进了富营养的水质条件，有利于沉积高有机碳含量的还原性页岩。盆地中部岩石圈的变薄导致减压熔融，生成镁铁质和长英质的火山岩，为金属提供源区。

沉积岩容矿贱金属矿床中金属沉淀通常是由在约 250°C 下氧化还原反应驱动的 (Huston et al., 2016)。可以使用拉伸因子 β 估算盆地的总拉伸量，该因子是原始地壳厚度与最终地壳厚度之比。在普通大陆岩

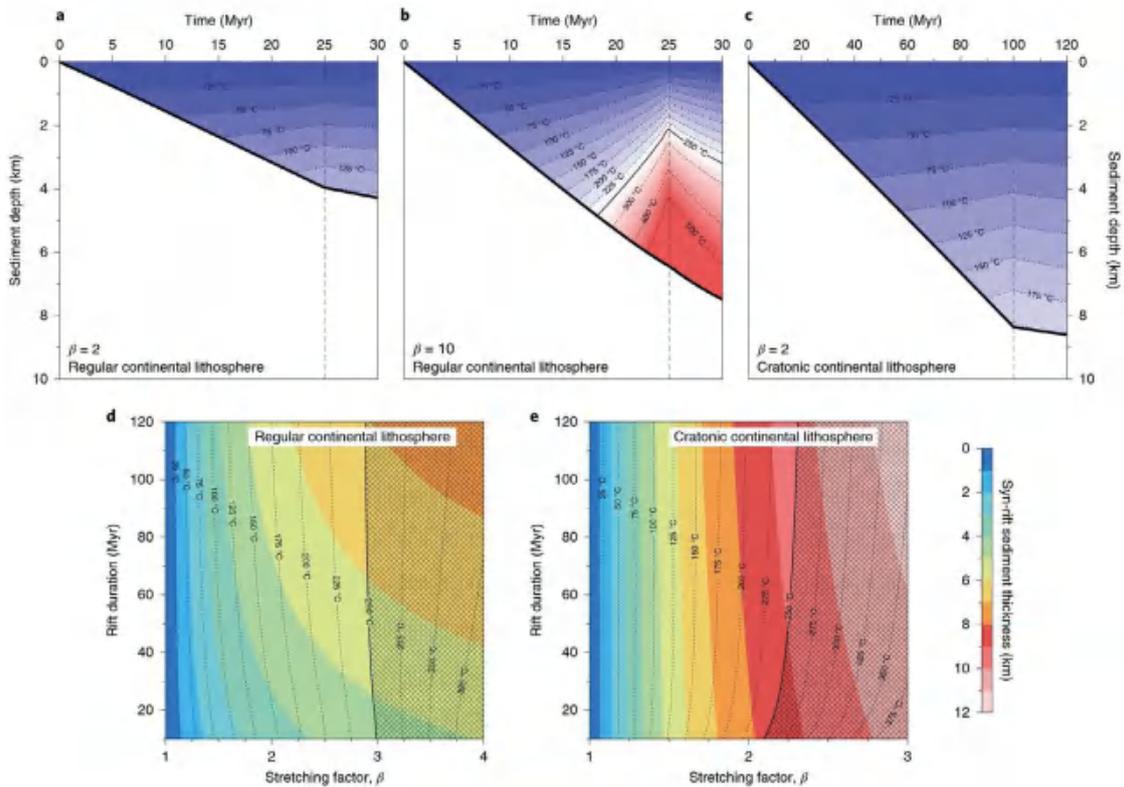


图 4 盆地沉降历史热模拟。a. 普通大陆岩石圈内同裂谷沉积， $\beta=2$ ；b. 普通大陆岩石圈内同裂谷沉积， $\beta=10$ ；c. 克拉通大陆岩石圈内同裂谷沉积， $\beta=2$ ；d. 普通大陆岩石圈内裂谷作用控制下的成矿系统，颜色代表沉积物厚度，阴影区代表温度过高不沉淀金属矿物；e. 克拉通大陆岩石圈内裂谷作用控制下的成矿系统 (Hoggard et al., 2020)

石圈（如北海）上的裂谷通常具有 $\beta \approx 2$ ，纯剪切裂谷作用下简单热模拟表明，这会产生约 4 km 的同裂谷沉积物，其底部温度 $<250^\circ\text{C}$ （图 4a）。极端的裂谷作用会导致软流圈上升到相当浅的深度，将底部沉积物加热到 $>250^\circ\text{C}$ ，这会抑制金属的沉淀（图 4b）。

在克拉通岩石圈形成裂谷期间发生两个重要的差异。首先，岩石圈的初始厚度越大，地热梯度就越低，因而裂谷过程中基底热流峰值大大低于普通的大陆裂谷。其次，与普通岩石圈相比，化学侵蚀使克拉通岩石圈的密度降低了约 50kgm^{-3} 。增加的浮力降低了裂谷沉降过程的阻尼作用，导致在固定拉伸因子时，沉积物厚度大大

增加。假设有无限量的沉积物供给， $\beta \approx 2$ 会产生 8-9km 的同裂谷沉积物堆积，其底部保持在比阈值 250°C 低的温度（图 4c）。因此，经历裂谷作用的克拉通岩石圈可产生两倍量以上的成矿系统，持续时间最多可达四倍（图 4d, e）。这种机制解释了为什么大型矿床形成在最厚岩石圈边缘的裂谷盆地。并且，在随后发生的造山事件和超大陆循环中，厚岩石圈边缘背景可以增强矿床的保存潜力。

Hoggard et al. (2020) 的研究揭示了大型沉积岩容矿贱金属矿床与稳定的厚岩石圈边缘之间的紧密联系。世界上约 55% 的铅、45% 的锌和 20% 的铜都在分布在该边缘两侧约 200km 范围内。这一成果可以用



于寻找沉积岩容矿贱金属矿床，仅根据岩石圈厚度标准，全球寻找新矿床的搜索空间就可减少三分之二。

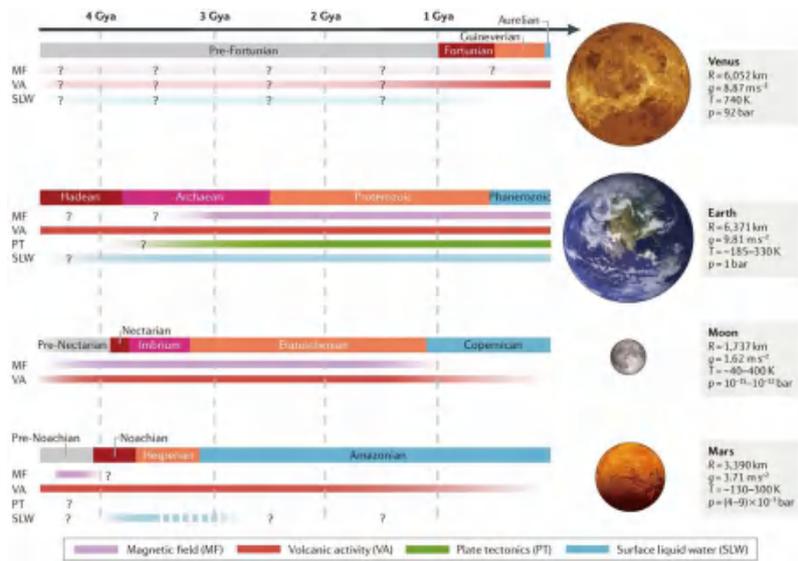
【致谢：感谢岩石圈室万博研究员、矿产室徐兴旺研究员的宝贵修改意见。】

主要参考文献：

- Fishwick S, Rawlinson N. 2012. 3-D structure of the Australian lithosphere from evolving seismic datasets [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 59: 809–826. ([链接](#))
- Griffin W L, Begg G C, O’ Reilly S Y. 2013. Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits [J]. *Nature Geoscience*, 6: 905–910. ([链接](#))
- Hitzman M W, Selley D, Bull S. 2010. Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through Earth history [J]. *Economic Geology*, 105: 627–639. ([链接](#))
- Hoggard M J, Czarnota K, Richards F D, et al. 2020. Global distribution of sediment-hosted metals controlled by craton edge stability [J]. *Nature Geoscience*, 13: 504–510. ([链接](#))
- Huston D L, Mernagh T P, Hagemann S G, et al. 2016. Tectono-metallogenic systems – the place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples [J]. *Ore Geology Reviews*, 76: 168–210. ([链接](#))
- Schaeffer AJ, Lebedev S. 2013. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone [J]. *Geophysical Journal International*, 194: 417–449. ([链接](#))

(撰稿：李兴辉，范宏瑞 / 矿产室)

6. 行星科学



(Lapôtre et al., 2020, NREE)



NREE : 探索太空以理解地球

大约两个世纪以来，地球科学的进步通常遵循一个共同的基本理念：地球的现在是了解其过去和未来的关键。这个理念是理解地球科学领域相关知识的基础。类似的，在研究其他行星的演化历史时，这些在地球上已知的知识也可以被用于进行相关的推测。然而，科学家们发现对其他行星的观测又可以加深我们对地球的理解。从这个角度看，科学家们认为很多关于地球的奥秘必须要通过研究例如金星、火星或月球等地球之外的星体

来得到解答。未来的太空任务提供了丰富多彩的行星观测，对行星的探索可以在对地球的研究过程中起到重要作用。

我们对地球的大部分认识来自对地球当前状态的观测，以及从物理学和生命科学的视角对地球过去的推测。假设我们所知道的物理学和化学定律在整个宇宙中都是通用的，那么地球地质学和大气科学也可以用来理解其他行星的过去、现在以及未来。最早应用这个思想进行的科学研究可以追溯到伽利略通过对比地球和月球

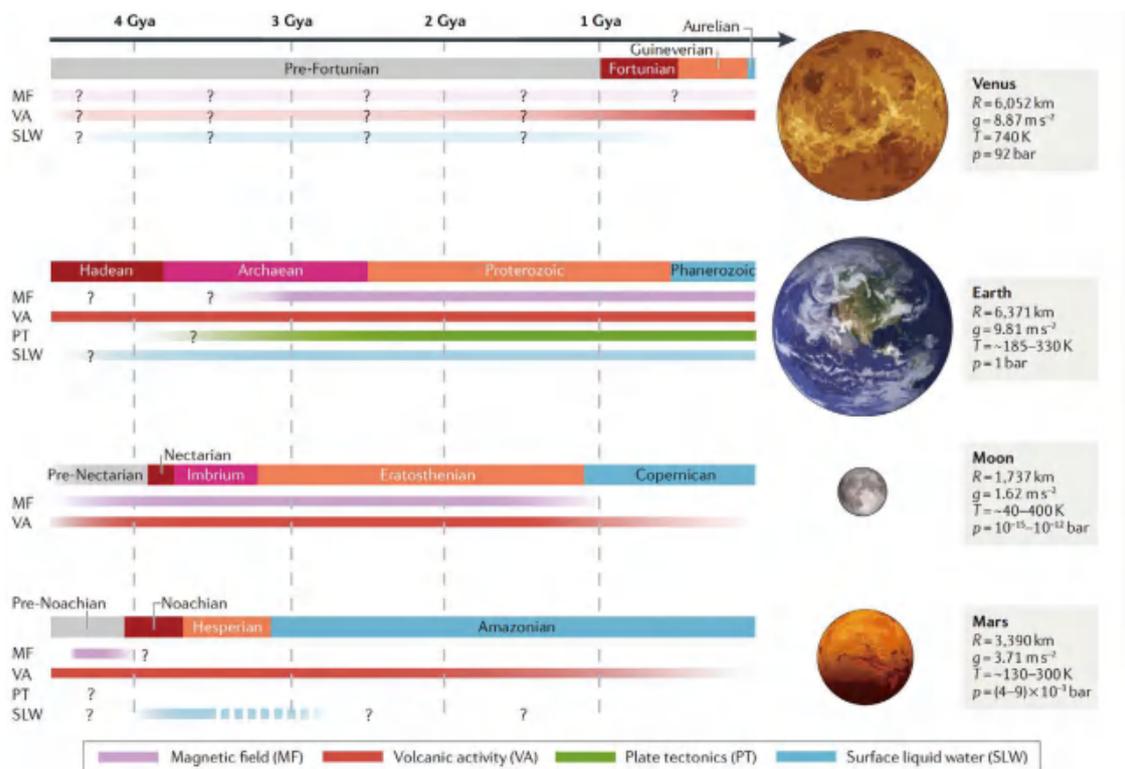


图 1 目前推测的金星、地球、月球和火星的磁场、火山活动、板块构造、表面液态水随着时间的演化过程 (Lapôtre et al., 2020)



的山谷来研究月球。1980年，R. Sharp 提出：行星探测是条双行道。在接下来的40年内，研究者们广泛应用来自太阳系天体的新知识来理解地球。例如在理解地球大气、核物理、火山喷发和温室效应等问题上，科学家都通过研究行星来寻找答案。多种多样的太阳系行星和系外行星为解决地球最基础的奥秘提供了重要的观测依据。图1展示了金星、地球、月球和火星的磁场、火山活动、板块构造、表面液态水随着时间的演化历史。这些星体可以类比地球过去，现在以及未来从而了解地球过去发生过的一些物理过程。另外，行星、卫星以及一些其他小天体可能记录了地球本身没有保存下来的有关地球历史的关键信息。未来的行星科学探测将为地球的探索提供新的思路。美国 Stanford University 的 Mathieu G. A. Lapôtre 教授及其合作者在 *Nature Reviews Earth & Environment* 期刊发表综述文章 (Lapôtre et al., 2020)，整理了一系列科学问题来展示如何通过行星探索来了解地球。

一、行星可以作为地球的参照物

地球的历史有几个重要时间节点，包括地核的形成；发电机的产生；早期大气层的产生；板块运动的开始；生命的出现。太阳系其他行星可以作为地球不同时期星球环境的参照物。由于持续进行的板块运动，地球早期的演化历史在地表的痕迹都被抹除了，迫使人们把目光转移至其他行星。以下4个科学问题可以通过类比早期地球和其他行星来进行研究。

1. 地核与发电机形成

古地磁记录表明地球磁场从35亿年前就开始了持续不断的活动，在大多数时间下磁场强度与现代磁场强度相近。然而地球热力学演化模型推测地核发电机的开始应晚于15亿年前。这个差异被称为“地核悖论”，其关键问题是地核发电机为何能开始得那么早并且持续存在（例《颗粒锆石古地磁研究揭示冥古宙地球发电机状态》）。由于冥古宙到古太古宙时期的古地磁观测较为模糊，解决地核悖论应着眼于其他星球。月球与火星的大小不能支持其产生类似地球发电机的物理过程，但火星和月球观测到了40亿年前的古磁场记录。金星目前未观察到全球性磁场，但寻找金星的地壳剩余磁场可以揭示地球与金星是否有一个相似的早期演化过程。

2. 地球大气层演化

地球大气层演化模型依赖于大气层形成时的地球原始成分，但地质记录极其有限。形成于太阳系早期的小行星陨石可以为大气层原始成分提供记录（例《小行星 Benu 和 Ryugu 的新发现对小行星起源和演化的新认识》）。因此地球早期的大气层演化模型可以通过陨石进行研究，陨石提供了行星形成时的原始成分。

3. 地球板块运动的开始

由于缺乏地球形成早期的地质记录，理解地球何时启动板块构造是困难的。一个可行的做法是把目光放在地球的邻居——金星上。金星的表面相比地球更加年轻。现今金星表面岩石圈类似于地球的太古宙岩石圈，其地幔比地球目前更热约200K且其岩石圈更薄。若地球板块运动起



源于太古宙，金星表面的构造特征能为研究地球何时开始板块运动提供线索。

4. 生命形成前的地球化学循环

生命行为深刻影响了地球的表面过程。生命活动显著影响着岩石风化，土壤形成和侵蚀，长期气候变化等地球表面过程。通过地球化学循环，生命活动影响着地球表面沉积物的通量。但在生命存在之前，地球地质记录相对匮乏。相反的，火星表面有丰富的地质构造，提供了独特的窗口来研究地球在生命形成前的地质过程、地球化学循环与地球古气候（例《火星生命探索——“好奇号”发现古老的火星有机物与季节性变化的甲烷》）。

二、行星可以作为天然实验室

完备的地质或大气模型需要知道所有控制变量。然而在地球上的观测不可能测试所有变量，因此模型的预测能力往往受到未知变量的限制。不同行星的物理化学特性多种多样，可以在一些地球环境无法实现的变量空间为我们提供独特的实验环境。以下三个科学问题就可以利用太阳系行星的多样性来研究。

1. 构造活动

地球是太阳系行星中唯一一个有明显板块运动的星体。地球的软流圈含有丰富的水，被认为在板块构造中起到了重要的作用。然而这种理论最近受到了质疑（Fei et al., Small effect of water on upper-mantle rheology based on silicon self-diffusion coefficients. Nature, 2013），有研究表明在上

地幔流变学中水只起到了很小的作用。金星大小与地球类似，但其地表缺乏水且没有板块构造的迹象。火星大小比地球小得多，但其内部和地表都富含水，却也没有板块构造。因此对不同大小、含水量和水分布的行星进行构造活动观测将有助于理解水对板块构造影响的物理机制。

2. 失控的温室效应

地球表面覆盖着蓝色的海洋，是太阳系中唯一表面稳定存在液态水的行星（如图2所示）。但是随着太阳的衰老，地球的海洋与可宜居性将发生变化。金星失控的温室效应是一个经典的例子。年轻太阳的亮度逐渐增加，当达到某一光度阈值时，金星表面迅速热化，水蒸气聚集到金星大气中，引起的温室效应使金星地表温度急剧上升，最终使海洋全部蒸发。尽管人们坚信今天的地球可以避免这种灾难性的后果，但金星大气演化告诫人们太阳微小的变化就可能显著改变地球的环境。

3. 底形和沉积物运输

底形（Bedforms）构造如涟漪或沙丘，是当流体经过颗粒状地表时产生的地貌形态。例如水历经沙子或砾石，风历经沙子，会产生波纹状的独特地貌。由于底形构造与环境息息相关并可以得到保存，一直是地球古环境研究的重要指标。人们对地球底形构造的理解基于地球地表的观测，但这种理解在其他行星的观测中受到了挑战。如图3所示，火星米级风成沙丘很常见，但在地球却罕有观测。对这些沙丘构造的认识不仅为现有的地球沙丘成因机制带来了考验，也促使我们对地球河床及风沙底形构造有了新的理解，对地球环境及沉积

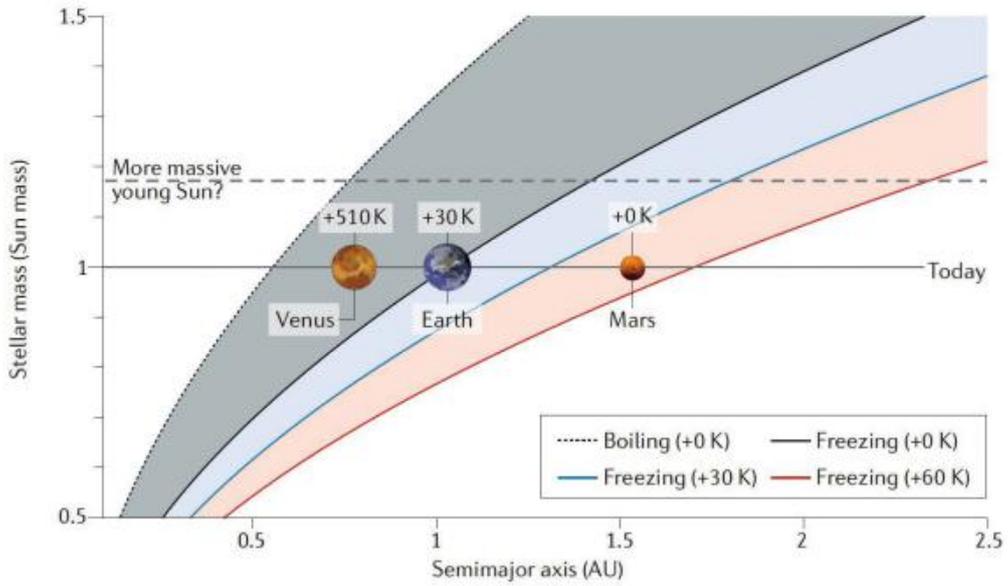


图 2 随着温室效应和太阳活动而移动的“宜居带” (Lapôtre et al., 2020)

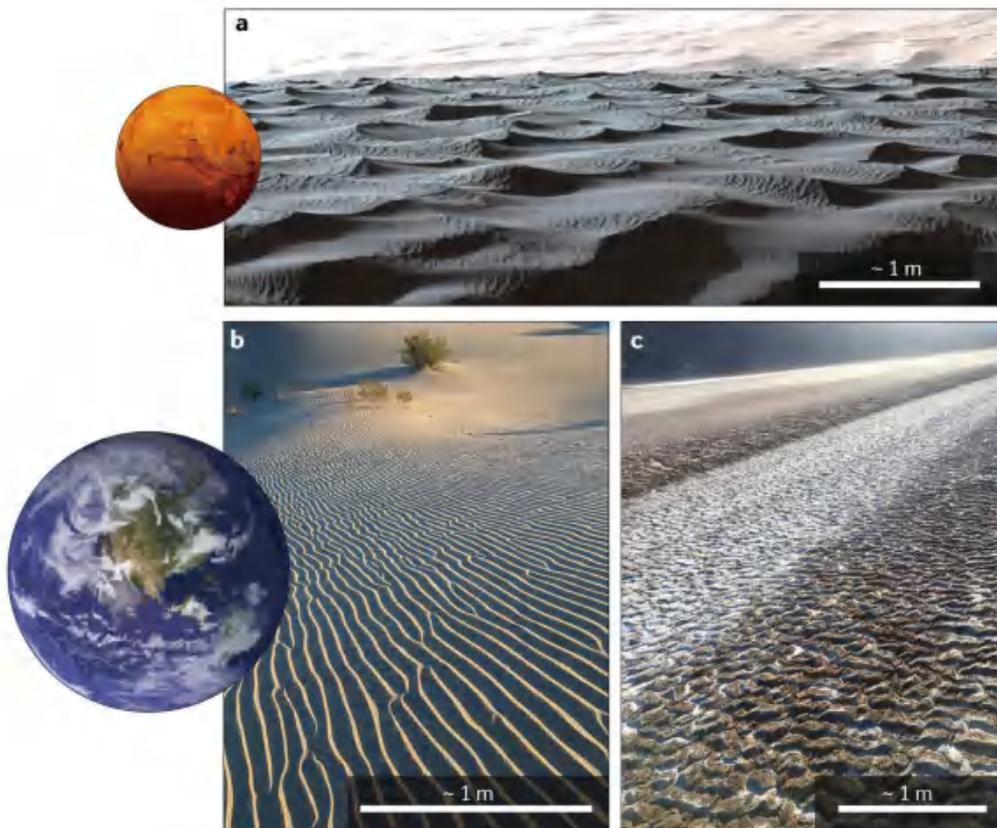


图 3 (a) 火星上的大型风成沙丘；(b) 美国加州的风成沙丘；(c) 干枯河床上的水成涟漪 (Lapôtre et al., 2020)



记录有重要的应用价值。

三、太空可以作为“档案馆”

由于月球形成时的大撞击过程、不断循环的板块构造、大气层和水循环的侵蚀等原因，地球的地质记录中缺少了地球历史的很多关键信息。科学家们认为这些信息并没有完全丢失，而是可以通过太空探测来找到。以下3个科学问题可以用来阐明如何通过太空探索来重建或推断地球遗失的历史记录。

1. 地球形成

地球与成千上万系外行星形成于相似的宇宙环境。首先，气态的原始行星吸积盘将持续1-10 Myr，然后行星胚胎之间相互碰撞持续100 Myr。只有观测类似年轻太阳的恒星星系才能重构出地球形成早期的重要信息。长期以来，陨石一直被用来推断太阳系和地球的早期形成历史（例《地核及地球的碳含量》）。另外观测系外原始行星吸积盘将帮助人们理解地球形成的过程。

2. 月球档案馆

月球是地球早期历史的档案馆，因为月球的高地区域自月球形成初期以来还没有被严重的改造过。通过比较地球和月球的Hf-W同位素构成（例《Hf-W体系对月球形成时间的启示》），阿波罗探测计划采集的月球样品可以被用来确定地核形成的时间。月球样品的锆石定年结果显示，月球形成时的大撞击过程发生在45.1亿年附近（例《月球起源与地球岩浆洋》）。地球的陨石撞击历史对理解冥古宙地表环境至

关重要，但由于地球地质活动的影响该记录并没有在地球上成功保存下来。然而，由于月球和地球共享一个环绕太阳的运行轨道，因此，月球提供了一份独特的关于地球冥古宙时期陨石撞击历史的记录（例《月球与水星上浅陨石坑中的厚冰沉积》）。此外，最近在阿波罗14号样品中发现了一颗可能来自地球的陨石，如果其地球起源得到证实，那么该陨石就为冥古宙和太古宙时期的地球提供了一个全新的研究窗口。此外，月壤也可能记录了地球早期的大气成分（例《月球背面月壤蕴藏着地磁发电机35亿年演化的信息》）。

3. 年轻的太阳

有研究认为，在大约40亿年前太阳的亮度只有现在亮度的70%-75%。这带来了“黯淡太阳悖论（Faint Young Sun Paradox）”：在昏暗的太阳下，液态水如何在地球和火星表面稳定存在而不结冰。如果地球早期大气中存在诸如CO₂、CH₄、NH₃或H₂之类的温室气体，则该悖论可以得到解决。然而长期地质活动导致在地球上无法找到形成早期的沉积记录来研究当时的大气成分。火星是验证这一猜想的目标，火星的沉积记录比地球更长。因此，火星土壤的采样返回可以解决这一重要问题。

地球科学与行星科学之间的对话是许多基础问题进步的根本。太空探索可以加深人类对地球的理解。短期内有许多深空探测项目已经启动，可以预见通过这些深空探测项目我们将更进一步的了解地球。但是太空探索是一项艰巨的工作，在地球上科学家完成的即使是最简单的工作在另



一个星球上想要完成都是无比困难的。不断努力发展探测技术以及推进行星探测计划将有助于对地球有更深刻的理解。

原文：Lapôtre M G A, O' Rourke J G, Schaefer L K, et al. Probing space to understand Earth[J]. Nature Reviews Earth & Environment, 2020: 1-12. ([链接](#))

(编译：高佳维，刘迪，魏勇 / 地星室)

SA : 比较行星学视角看生命起源

生命起源是人类一直关心的基本科学问题，研究表明生命起源的路径可能有多条。目前学术界普遍接受的观点是化学起源，它包括前生命合成过程和分子自组装过程两步。前生命化学过程合成了核苷酸、氨基酸和脂质的分子构建模块，这些分子模块进一步自组装形成细胞 (Lin et al., 2019; Jordan et al., 2019)。关于前生命合成化学模型，一类没有考虑行星环境背景，只做实验室化学合成，比如低效率地合成非选择性的核苷。另一类则考虑了行星环境背景，比如著名的米勒模拟实验 (Miller, 1953) 就模拟了还原大气发

生的闪电作用、深海热液喷口附近低效率地合成少量相关分子及其副产物，但缺少化学实验验证。近几年，英国剑桥大学的 John D. Sutherland 团队在前生命化学合成领域取得了新的突破，成功用 HCN(氢氰酸)、H₂S(硫化氢)和紫外线合成了核酸、氨基酸和脂质的前体，即 Cyanosulfidic 模型 (Ritson et al., 2018; Patel et al., 2015)。这种模型将实验室的结果和现存生命分子的核心生化性质、行星地质、地球化学和天体物理学的认识结合起来 (Baross et al., 2020; Betts et al., 2018) (图 1)，为理解生命的起源提供了重要的依据。

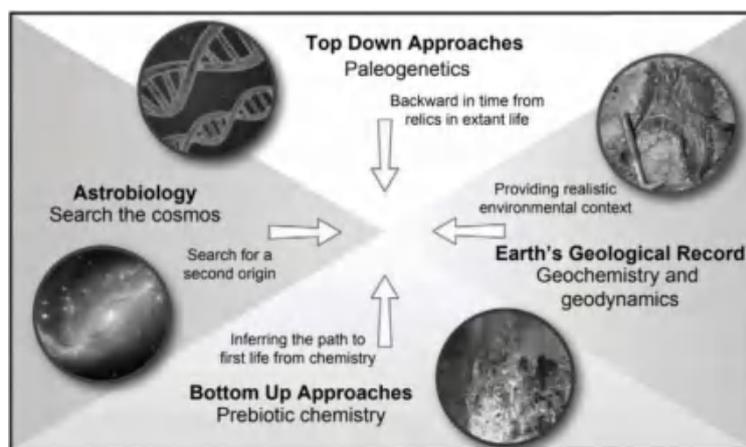


图 1 研究生命起源的四种方法 (Baross et al., 2020)

综合前生命化学和行星早期表面环境演化的最新研究进展，假定生命起源的环境可以通过比较行星学获得认识 (地球早期环境的沉积记录被构造改造)，今年，美国哈佛大学 Dimitar D. Sasselov 教授、加

州理工大学 John P. Grotzinger 教授与 John D. Sutherland 教授在 Science Advances 上系统论述了 Cyanosulfidic 模型是如何与行星早期环境的演化密切相关 (Sasselov et al., 2020)。陨石撞击、闪电和太阳耀斑对原



始大气 (CO_2 、 N_2 和水蒸气) 进行高能改造, 生成 HCN 、 CO 和 NO 。HCN 作为前生命化学的原材料, 必须要在地球表面积累到一定浓度。生成的 HCN 与富 Fe^{2+} 还原湖泊、潟湖和浅海发生反应, 生成不溶于水的亚铁氰化物盐比如 $\text{CaK}_2[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ 和 $\text{MgNa}_2[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ 。亚铁氰化物盐在干燥 - 湿润的气候循环下在沉积盆地中不断富集, 经过 $10^2 \sim 10^3$ 年时间尺度, 就有足够的 HCN 类盐供前生命化学合成。亚铁氰化物盐经过火山活动或者陨石撞击等热变质作用会形成变质盐类, 比如 CaCN_2 、 KCN 、 Mg_3N_2 和 NaCN , 这些盐类一旦和 pH 中性附近的液态水接触, 就会快速变成活性的 H_2CN_2 、 HCN 和 NH_3 。在中程紫外线的照射和磷酸盐、亚硝酸盐的参与下, 火山喷发的高浓度 SO_2 和 HCN 快速发生反应, 生成现存生物分子的核酸、氨基酸和脂类前身而很少产出副产物 (图 2)。

Cyanosulfidic 化学模型所需要的条件

在古老的火星和地球应该很常见。在地球和火星早期, 陨石撞击、闪电、火山作用和太阳耀斑很活跃, 根据理论推测, 原始大气可能均含有 N_2 - CO_2 (图 3), 因此原始大气通过高能改造可以生成前生命化学的原材料 HCN。火星 Gale 陨石坑保存的湿润 - 干燥湖相沉积物富含氰化物盐, 也支持了火星早期可能具有类似于 Cyanosulfidic 模型的前生命化学过程。火星保存的 38 亿年前的沉积岩还含有多种自生和成岩矿物, 这些矿物含有不同价态的 C、H、O、S、N、P、Fe、Mn 等元素, 指示了早期火星曾经有大量中 - 弱酸性、不同盐度的湖泊, 生命元素循环活跃 (图 3)。另外火星岩石或者陨石中能观察到中 - 低等变质作用, 说明火星很可能受过火山作用和陨石撞击等热变质事件, 火山作用释放出的 SO_2 可以为 Cyanosulfidic 反应提供原材料。前生命合成过程所需要的原材料和条件, 没有一种环境能够同时满足, 很可能不同的环境背

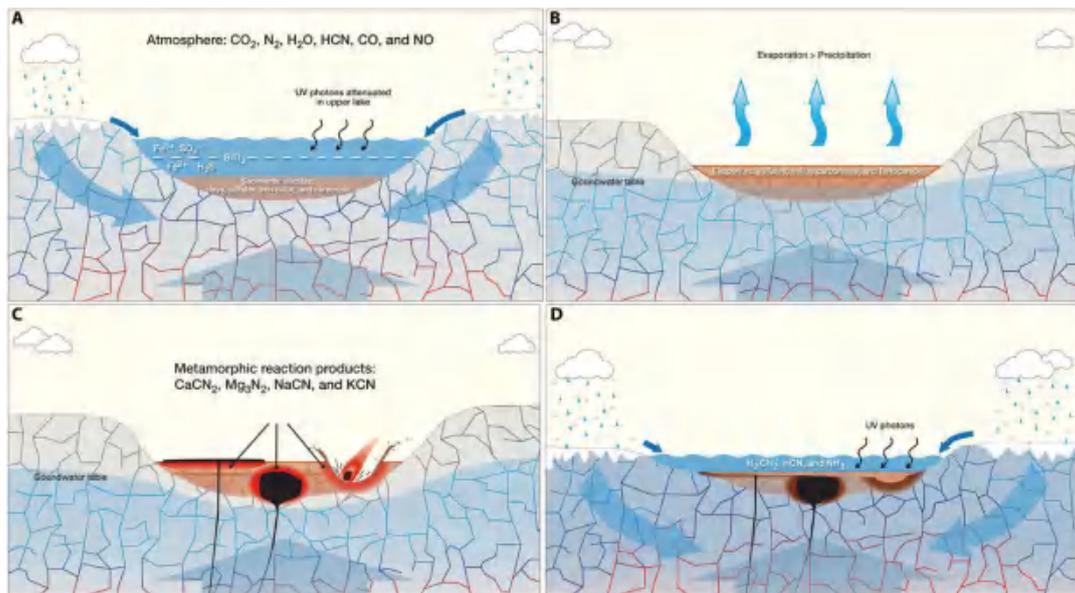


图 2 Cyanosulfidic 前生命化学模型所需的原始化合物的积累过程。浅水盆地沉积物形成, 以及它们与水圈、大气圈相互作用的模型 (Sasselov et al., 2020)

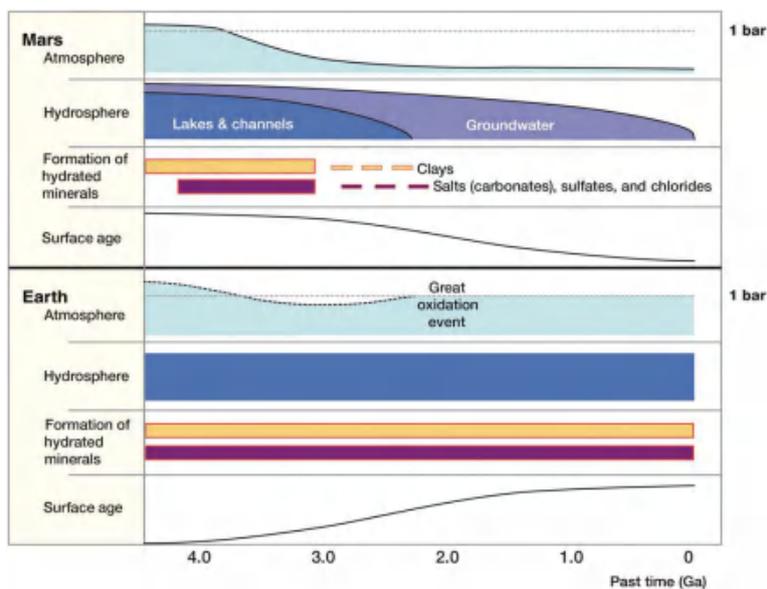


图3 火星和地球演化历程的示意图 (Sasselov et al., 2020)

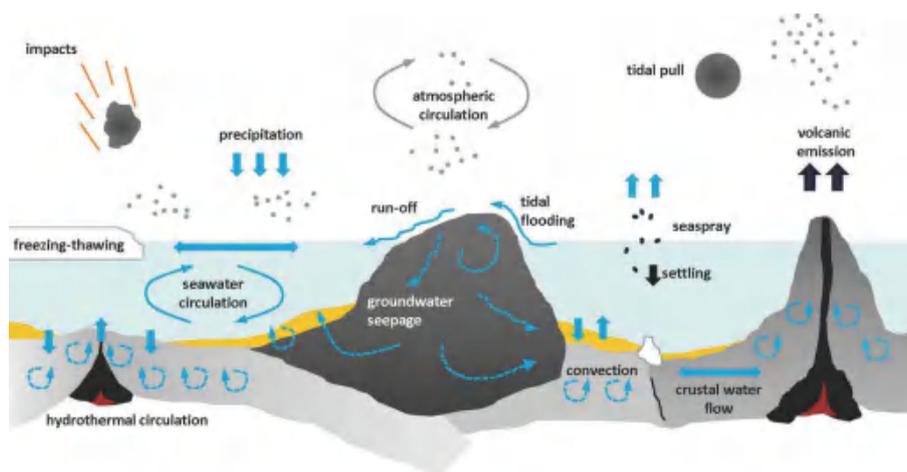


图4 冥古宙时期地球不同环境发生的前生命化学过程 (Stüeken et al., 2013)

景生成不同的生命分子，通过雨水河流将这些生命分子搬运到一起 (Global Chemical Reactor; Stüeken et al., 2013) (图4)。因此，前生命化学条件可能在早期火星和地球很常见 (Sasselov et al., 2020)。

Cyanosulfidic 化学模型的提出代表着前生命合成路径已得到初步理论支持和实验室验证，还差早期地球和火星环境的实证。美国宇航局 2020 年发射的火星探测器将着

陆 Jezero 陨石坑，为生命的起源研究提供前所未有的机遇。另外，对于早期地球环境的认识，主要基于比较行星学的研究。理论预测石质行星最终会演化出氧化地幔，从而具有 N_2 - CO_2 大气和稳定的气候。虽然目前无法直接观测地球和火星早期的大气状态，但通过观测不同演化阶段的地外石质行星的大气光谱，可以有助于理解早期地球和火星大气的组成。液态 H_2O 的分布



对于生命起源和宜居环境起到重要的作用，火星表面水的存续时间是否支持前生命合成还有待于火星探测器对火星早期的环境进行考察。未来生命起源的研究还需要更

多学科交叉并相互印证。

【致谢：感谢地星室胡森副研究员的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Baross J A, Anderson R E, Stüeken E E. The environmental roots of the origin of life // Meadows V et al. (Eds.). *Planetary Astrobiology*. Tucson: University of Arizona Press, 2020: 71-92.
- Betts H C, Puttick M N, Clark J W, et al. Integrated genomic and fossil evidence illuminates life's early evolution and eukaryote origin[J]. *Nature Ecology & Evolution*, 2018, 2(10): 1556-1562. ([链接](#))
- Jordan S F, Ramm H, Zheludev I N, et al. Promotion of protocell self-assembly from mixed amphiphiles at the origin of life[J]. *Nature Ecology & Evolution*, 2019, 3(12): 1705-1714. ([链接](#))
- Lin W, Li Y, Wang G, et al. Overview and perspectives of Astrobiology[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2019, 65(5): 380-391. ([链接](#))
- Miller S L. A production of amino acids under possible primitive earth conditions[J]. *Science*, 1953, 117(3046): 528-529. ([链接](#))
- Patel B H, Percivalle C, Ritson D J, et al. Common origins of RNA, protein and lipid precursors in a cyanosulfidic protometabolism[J]. *Nature Chemistry*, 2015, 7(4): 301-307. ([链接](#))
- Ritson D J, Battilocchio C, Ley S V, et al. Mimicking the surface and prebiotic chemistry of early Earth using flow chemistry[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 1-10. ([链接](#))
- Sasselov D D, Grotzinger J P, Sutherland J D. The origin of life as a planetary phenomenon[J]. *Science Advances*, 2020, 6(6): eaax3419. ([链接](#))
- Stüeken E E, Anderson R E, Bowman J S, et al. Did life originate from a global chemical reactor?[J]. *Geobiology*, 2013, 11(2): 101-126. ([链接](#))

(撰稿：陈妍，林巍 / 地星室)

Science : 预测耀斑的新物理模型

耀斑是太阳上最壮观的爆发活动现象，可以导致剧烈的空间天气扰动，对宇航员和天基地基的技术系统带来巨大危害。太阳耀斑会产生剧增的电磁辐射和高能粒子，而电磁辐射约 8 分钟就可以到达地球，如此短的时间使得我们来不及做相应的防御措施。因此更早的预测耀斑发生特别是大耀斑的发生，显得尤为重要。然而，受日冕磁场无法直接测量的限制，对于可靠预测耀斑发生所必需的物理条件仍处在争论中。现在的耀斑预测多是基于光球磁场参数的经验模型，如活动区总磁通量、强磁场梯度等，然而经验模型的预测准确度还很差。Kusano et al. (2020) 引入一种预测太阳耀斑的新物理模型，即通过触发磁重联的磁流体动力学 (MHD) 不稳定性的临界条件预测大耀斑的发生，并对第 24 太阳活动周发生的几个大耀斑测试

成功。

太阳耀斑中能量释放的一种合理机制是 MHD 不稳定性和磁重联之间的正反馈，它们之间相互加强，导致能量从磁场中失控地释放。因此，MHD 不稳定性可能是太阳耀斑爆发的必要条件。前人研究提出了太阳耀斑爆发时电流驱动的不稳定性——环面模式 (torus) 和扭结 (kink) 模式，但这两种不稳定性与耀斑初始触发的关系依旧不清楚，所以还没有基于 MHD 不稳定性的耀斑预测模型。Ishiguro and Kusano (2017) 提出双拱不稳定性 (double-arc instability, DAI) 可能是导致耀斑初始触发的原因。DAI 由施加在日冕载流磁环的洛伦兹力驱动的，与环面不稳定性类似，但与其不同的是 DAI 明确地解释了磁重联的触发效应。如图 1 所示，双拱不稳定性始于两个剪切磁环之间的小尺度磁重联，这一过程将形

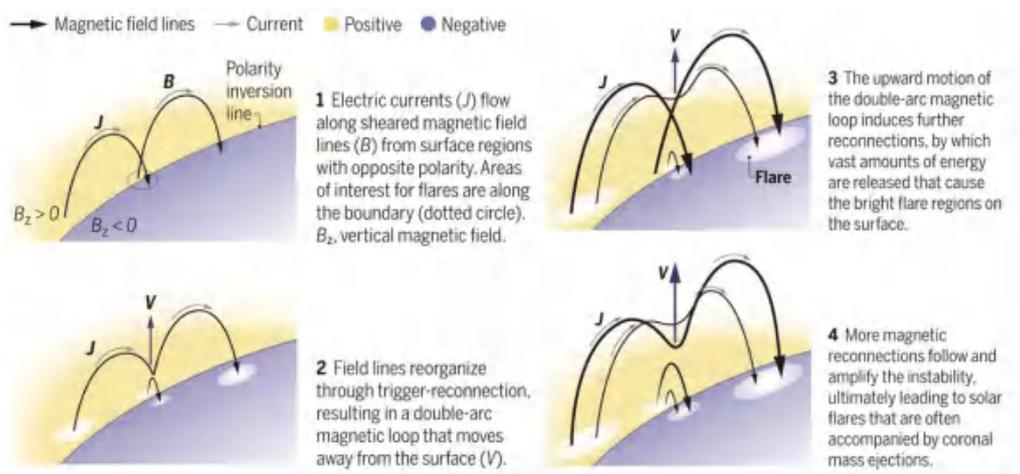


图 1 太阳耀斑磁能释放过程示意图 (Veronig, 2020)



成携带磁自由能的双拱磁环，称为“触发重联”。随着不稳定性的发展，双拱磁环将向上运动，导致进一步的磁重联，形成不稳定性的正反馈，释放双拱磁环的自由能。当双拱的极向磁通量与覆盖其上的稳定磁场的磁通量的比值超过一个临界值(~ 0.1)之后，就会触发双拱不稳定性，这一条件是触发双拱不稳定性的充分必要条件。基于这一判据，Kusano 等提出了一个新的耀斑预测模型，称之为 k-scheme。

在使用该模型预测耀斑时，需要根据光球磁图外推出活动区上方的日冕磁场，并根据得出的磁场计算沿磁中性线 (PIL) 不同位置处不稳定性发生的最小临界尺度 r_c

和通过不稳定性可以释放的磁能 E_r 。其中 r_c 为满足判据的临界半径，其值越小意味着 PIL 附近磁场剪切越严重，磁场越不稳定，DAI 越容易发生，耀斑越容易爆发。

作者首先用该模型对活动区 (AR) 12673 进行了分析。分析发现，在该活动区 9 月 6 日两个大耀斑发生前都满足 $r_c < 1\text{Mm}$ 且 $E_r > 10^{32}\text{erg}$ (图 2) 的条件，这说明当满足该条件时大耀斑将会发生。耀斑发生后， r_c 重新上升到 1 Mm 以上，说明耀斑爆发后该区域磁场又逐渐变得稳定。

随后，作者对 2006 年至 2019 年间观测到的活动区进行了统计分析。作者将这些观测到的活动区分为两组。第一组由 198

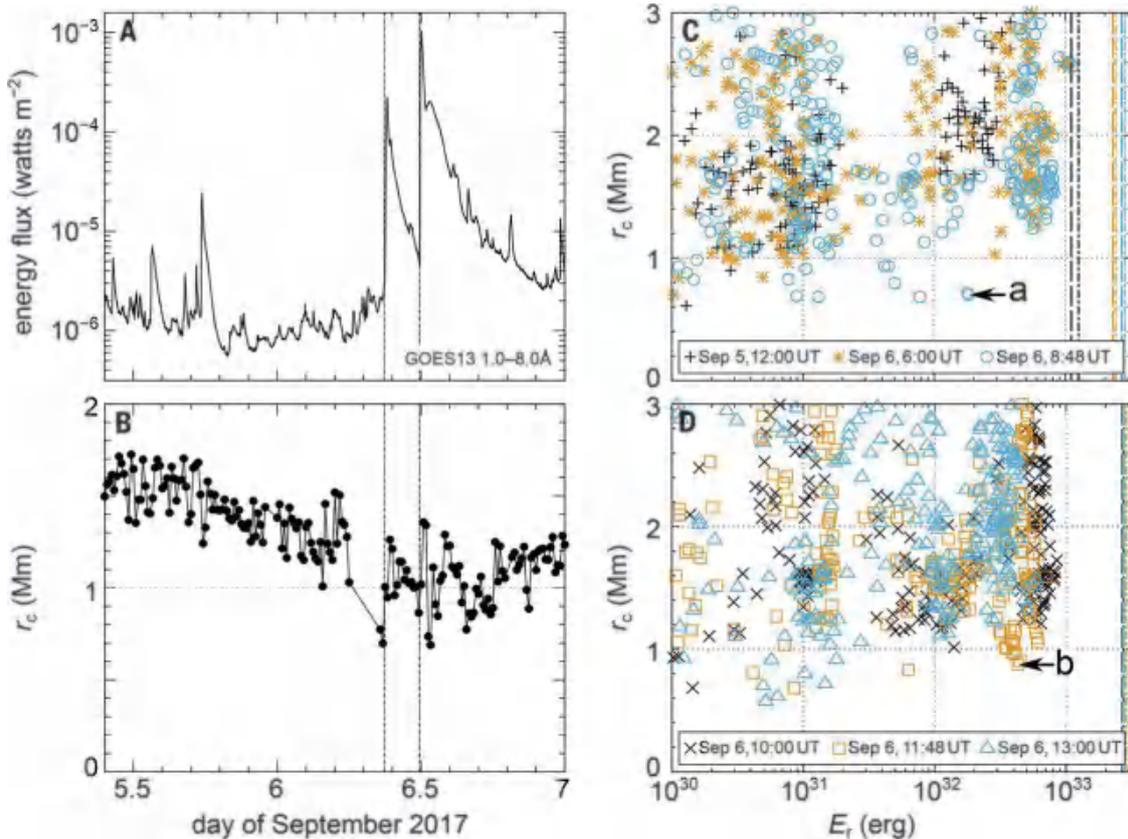


图 2 软 X 射线光变曲线和 AR 12673 -scheme 的分析结果。(A) 软 X 射线光变曲线 (B) 触发重联的最小临界尺度 r_c 的时间演化 (A,B) 中两条竖线分别标示两个 X 级耀斑的触发时刻 Sep 6 08:57 UT (X2.2) 和 Sep 6 11:53 AUT (X9.3) (C,D) 高自由能区域磁中性线上所有点的 r_c 和 E_r (Kusano et al., 2020)



个活动区组成，这些活动区都没有发生过 X2 级以上的耀斑。第二组包含 9 个活动区样本，在这些活动区中都发生过 X2 级以上的大耀斑。每个活动区所选时间段（1.5-5.5 天）都包含了 X2 级以上的大耀斑发生的时段。研究发现在第二组除了 AR12192 活动区，其他活动区在大耀斑发生前都满足且 $r_c < 1\text{Mm}$ 且 $E_r > 4 \times 10^{31}\text{erg}$ 的条件（见图 3B），这说明当 PIL 上有点满足该条件时 X 级耀斑通常会发生。而第一组没有爆发过 X2 级以上的耀斑的活动区在选取的时间点处确实没有出现满足 X 级耀斑触发条件的情况（见图 3A）。

2014 年 10 月 AR12192 活动区的两个 X2 级以上大耀斑在爆发前都没有出现满足 X 级耀斑触发条件的情况（见图 3B），说明耀斑预测方法对该活动区大耀斑不适用。该活动区产生了多个大耀斑，其中有 6 个 X 级耀斑，这些大耀斑有一个共同点是都没有伴随日冕物质抛射。Kusano et al. (2020) 对该活动区大耀斑预测的失败，说明对不伴随日冕物质抛射的约束耀斑 (confined flares) 的预测还有特殊的困难。这可能是由于约束耀斑重联发生在相对高的日冕或者上面有强磁场束缚爆发。

预测太阳耀斑是一项非常具有挑战性的任务。这个物理过程非常复杂，涵盖了大范围的空间尺度，而目前却缺乏日冕磁场这样的关键参数。并且，耀斑具体内禀的随机特性也是不能被排除的。尽管如此，研究者还是提出了解决这个问题的各种方法。于 2019 年 12 月初光观测的 4 米口径井上太阳望远镜 (DKIST) 将提供高分辨率

的太阳磁场测量以及对耀斑研究至关重要的日冕磁场的测量。这些关键数据可以帮助我们更好地理解太阳耀斑的物理过程，更准确地确定太阳耀斑的触发条件，为太阳耀斑预测提供重要的观测支持。

【致谢：感谢中科院国家天文台李婷研究员和比利时鲁汶大学阮文治博士的宝贵修改建议。】

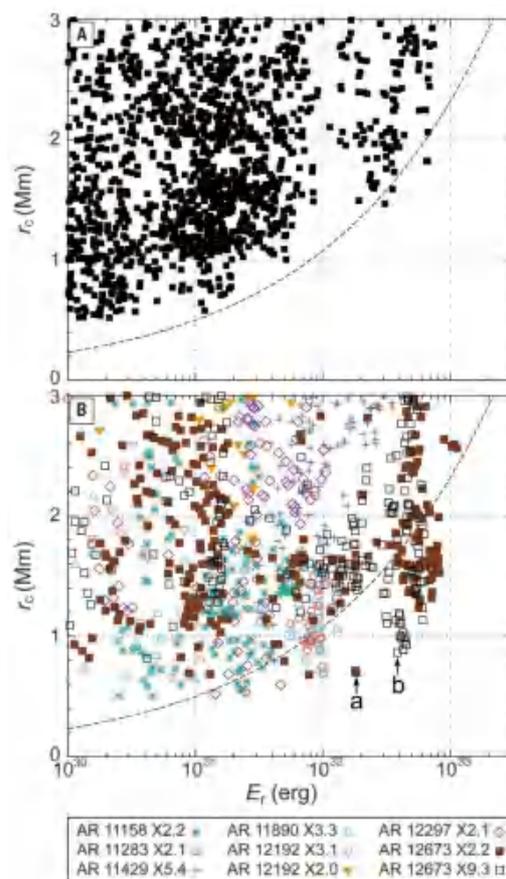


图 3 2006 年至 2019 年间观测到的活动区统计结果。(A) 没有爆发 X2 级以上耀斑的活动区 (B) 爆发过 X2 级以上大耀斑的活动区 (Kusano et al., 2020)



主要参考文献

- Kusano K, Iju T, Bamba Y, et al. A physics-based method that can predict imminent large solar flares[J]. *Science*, 2020, 369(6503): 587-591. ([链接](#))
- Ishiguro N, Kusano K. Double arc instability in the solar corona[J]. *The Astrophysical Journal*, 2017, 843(2): 101. ([链接](#))
- Veronig A M. Can we predict solar flares?[J]. *Science*, 2020, 369(6503): 504-505. ([链接](#))

(撰稿: 闫丽梅 / 地星室)

Science : 日冕磁场衰变与太阳耀斑爆发

太阳耀斑是发生在太阳大气（光球层、色球层、日冕）局部区域的一种快速剧烈的能量释放过程，它可以在几分钟到几十分钟内释放出 $10^{28} \sim 10^{32}$ erg 的能量，这些能量包括辐射能、动能、热能和热能等。耀斑主要发生在太阳的色球层和日冕，但有些大耀斑在我们肉眼可见的光球层也会发生辐射增强，被称之为白光耀斑，1859年9月1日英国天文学家理查德 C. 卡灵顿（Richard C. Carrington）第一次观测记录到的太阳耀斑，就是一个白光耀斑。太阳耀斑爆发时，从长波的无线电波到短波的 X 射线、伽玛射线，几乎整个电磁波谱的辐射都有增强，这对地球电离层产生了很大影响，特别是极紫外到 X 射线；此外，还会产生 10^3 - 10^9 eV 的高能粒子辐射，这会对航天器等造成损伤。因此，太阳耀斑的相关研究一直是学界研究的焦点。

太阳耀斑能量的存储和释放过程是重要问题。标准太阳耀斑模型假设磁能是在日冕磁场中通过磁重联释放出来的，但日冕磁场无法直接测量，只能通过间接方法。传统方法是对观测的光球层磁场进行外推，该方法虽然可以获得量化的结果，但它的缺点也很明显，如外推法无法在足够短的时间尺度上对局部磁场的动态变化进行量化。

为解决这一难题，Fleishman et al. (2020) 采用微波谱拟合技术，该技术

在均匀源假设的基础上，用一个考虑非热电子的回旋同步辐射和热等离子体的自由-自由辐射的物理激发模型，对耀斑期间观测到的微波谱进行拟合，由此获得日冕磁场的强度变化。基于该技术，研究人员获得了耀斑区域高时空分辨率的磁场强度及局部日冕磁场的量化动态演化特征，发现耀斑过程中由磁能衰减而转化的能量足以促使耀斑爆发，并首次准确地确定了耀斑能量释放的位置和速度，研究成果发表于 *Science*。

作者研究的是 2017 年 9 月 10 日爆发的 X8 级强耀斑，该耀斑爆发于太阳西边缘的一个活动区（日面西经 91 度、南纬 9 度）。图 1A 显示该耀斑形态体现了标准耀斑模型的主要成分，包括一个明显的电流片和一个向上运动的嵌套磁环的尖状结构。基于扩展欧文斯谷太阳阵列（EOVSA）在 3.4-15.9 GHz 的 26 个微波波段（图 1B 中彩色区域）的高时空分辨率观测数据，通过微波谱拟合技术得到耀斑区域磁场强度随时间的演化。

图 2 展示了不同时刻耀斑区域的二维日冕磁场图。可以看到，极尖区（图 2 白色方块）的磁场强度在 1 分钟内从约 600 高斯下降到约 200 高斯（图 3A 黑色圆圈），磁场衰减率约为 6.6 Gs/s。远离极尖区（图 2 红色方块）的磁场强度在 2 分钟内从约 900 Gs 下降到约 250 Gs（图 3A 红色圆圈），其衰减率约为 5.4 Gs/s。微波辐射在由磁场衰

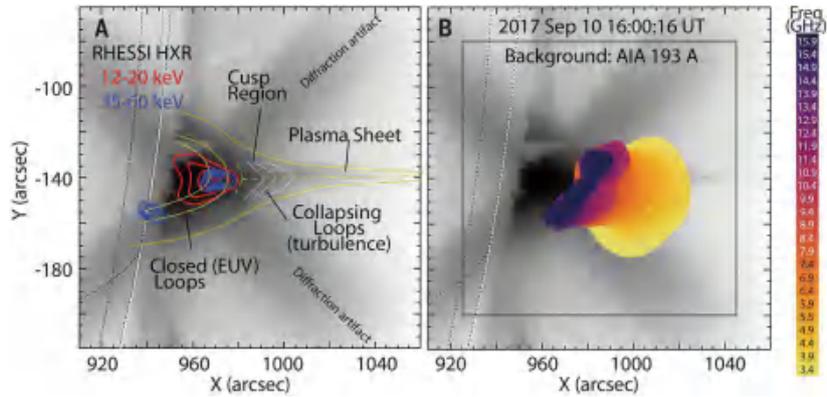


图 1 2017 年 9 月 10 日 X8 级耀斑的多波段观测。A. EUV(193 埃) 波段的耀斑区域反色 (颜色越暗辐射越强) 图像。红色和蓝色等值线分别标示了硬 X 射线辐射的热成分和非热成分, 绿线标示了耀斑的主要区域; B. 背景图像与 A 图一样, 彩色标示了 EOVSVA 在 3.4-15.9 GHz 内 26 个微波波段的结果

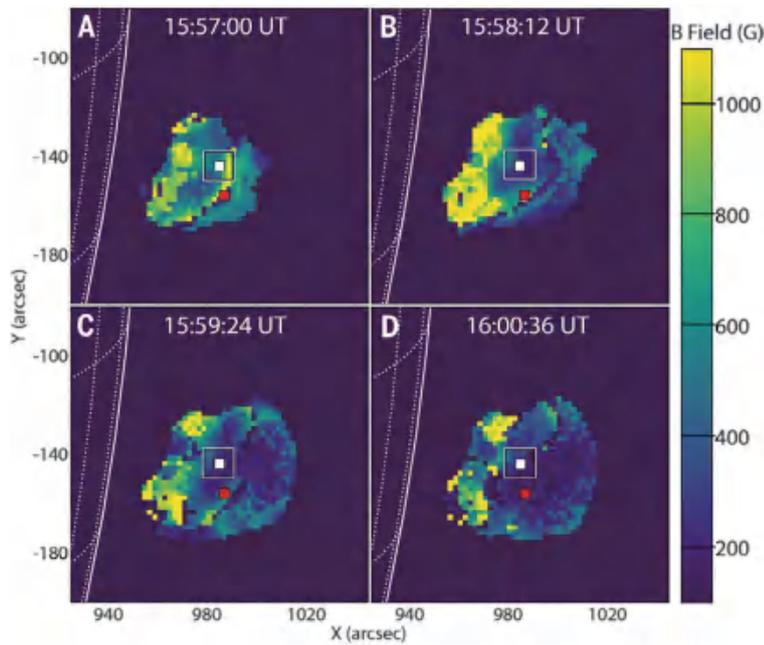


图 2 2017 年 9 月 10 日耀斑区域日冕磁场演化图。白色和红色填充的正方形标示了用来研究磁场强度演化的位置, 白色方框标示用来计算磁能密度的区域

减引起的能量释放过程基本结束的时候达到峰值, 这与由捕获电子引起的微波辐射理论预测基本一致。以上所得的磁场衰减率对应的电场约为 20 V/cm, 远大于 Dreicer 电场 ($\sim 10^4$ V/cm), 这就说明几乎所有电子都能被有效加速。极尖区磁场衰减对应的电场在磁场方向上的分量 (即平行电场) 可以有效加速粒子产生微波辐射, 并驱动

观测到的加热增强。

为了定量分析耀斑过程中的磁能损失, 并衡量损失的磁能是否足以提供耀斑的所有能量, 研究者估算了磁能密度、非热能量密度、热能量密度和动能密度随时间的演化。磁能密度和非热能量密度都从微波谱拟合获得。基于微波谱拟合和极紫外观测数据, 可以估算热能密度和动能密度。

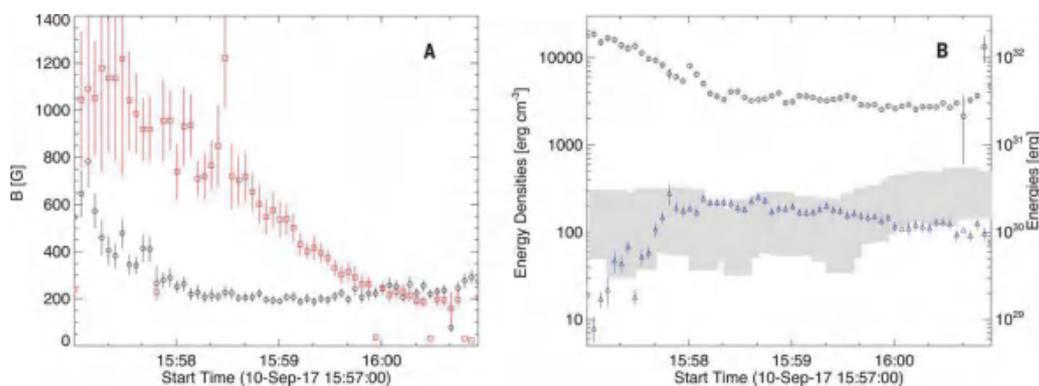


图3 磁场强度和磁能密度的演化。(A) 在图2中两个位置的磁场强度演化。(B) 平均磁能密度(黑圆圈)和非热电子的平均能量密度(蓝色三角形)。灰色阴影表示热能密度范围。Y轴右坐标是采用的标称耀斑体积为 10^{28} cm^3 时对应的能量

热能密度基本与非热能量密度的下边界重合。动能密度比热能密度低两个数量级。通过磁能密度与其他形式能量密度的对比,发现极尖区的磁能释放足以为耀斑爆发提供能量。这也确定了耀斑的能量转化发生在极尖区而非传统观点的电流片内部。

该研究加深了我们对耀斑能量转换过程的认识和理解,它首次定量化分析了耀斑区域磁场的衰减率约为 5 G/s , 确定了耀斑能量释放的确切位置是极尖区(cusp region)而非传统观点认为的电流片内部,发现磁能的衰减足以提供太阳耀斑的各种能量,包括相关的爆发、粒子加速和等离子体加热。

2018年8月12日,美国宇航局(NASA)发射了帕克太阳探测器(Parker

Solar Probe),不同于历史上的任何航天器,它将直接飞入太阳外层大气层日冕所在轨道上,距离太阳表面最近仅650万公里,这将是人类探测器首次如此近距离直接探测太阳大气。2020年2月9日,欧洲宇航局(ESA)和NASA联合研制的“太阳轨道探测器(Solar Orbiter)”在美国成功发射升空。太阳轨道探测器将利用金星的引力随着时间的推移升高其轨道,并在越来越高的纬度上观测太阳极区,这是人类首个可以观测太阳极区的探测器,它为我们研究太阳及其发出并吹向太空的太阳风提供全新视角。帕克太阳探测器和太阳轨道探测器这两个前所未有的太阳探测器将对太阳耀斑相关过程进行不同视角的高精度联合观测,为研究太阳耀斑相关问题提供极佳的契机。

主要参考文献

Fleishman G D, Gary D E, Chen B, et al. Decay of the coronal magnetic field can release sufficient energy to power a solar flare[J]. *Science*, 2020, 367(6475): 278-280. ([链接](#))

(撰稿:乐会军,闫丽梅/地星室)

Science：“慵懒”的太阳——新研究发现太阳比其它类太阳恒星更不活跃

太阳活动水平代表了太阳输出磁场能量的变化，也代表了太阳对地球/行星系统的影响力，探究太阳活动水平的演化，是理解太阳系各行星空间圈层演化的重要一环。由于太阳演化本身观测资料和地球保存的资料有限，我们最多可以获得其在全新世的演化，对于更长时间尺度上的演化，只能借助于其它类太阳恒星来推演。然而，目前对太阳活动水平与类太阳恒星活动水平是否相似一直存在争议。

恒星的自转周期与其磁活动密切相关。之前的类太阳恒星活动性研究并没有要求其自转周期接近太阳自转周期，这很可能会影响研究结果。最近，开普勒太空望远镜的观测数据为我们提供了成千上万颗恒星的自转周期信息 (Reinhold et al. 2013; McQuillan et al. 2014)，这为加入恒星自转周期限定参数提供了契机。德国马普太阳系研究所 Reinhold et al. (2020) 在对比太阳和类太阳恒星活动水平时加入了自转周

期的限制条件，结果发现太阳的活动水平比同类型恒星的活动水平要弱。

开普勒太空望远镜对天鹅座和天琴座星座区域的星空有持续 4 年之久的高质量观测数据，这些数据为研究恒星活动提供了很好的机会。基于开普勒太空望远镜观测到的恒星，Reinhold et al. (2020) 采用了 34030 颗具有确定的自转周期的恒星样本和 99000 颗未探测到自转周期的恒星样本。作者按照是否探测到确定的自转周期将恒星样本分为“有明确周期”恒星样本和“无明确周期”恒星样本。分别从“有明确周期”恒星样本和“无明确周期”恒星样本中挑选出有效温度 T_{eff} 、表面重力 $\log g$ 与太阳接近的恒星样本。对于“有明确周期”恒星样本，将自转周期限定在 20 至 30 天 (太阳：24.47 天)。进一步基于盖亚飞船 (Gaia spacecraft) 的天体测量数据构建的赫罗图，限定了恒星的年龄和金属丰度 $[\text{Fe}/\text{H}]$ (图 1 黑色实线和虚线之间)。最终经过所有判据

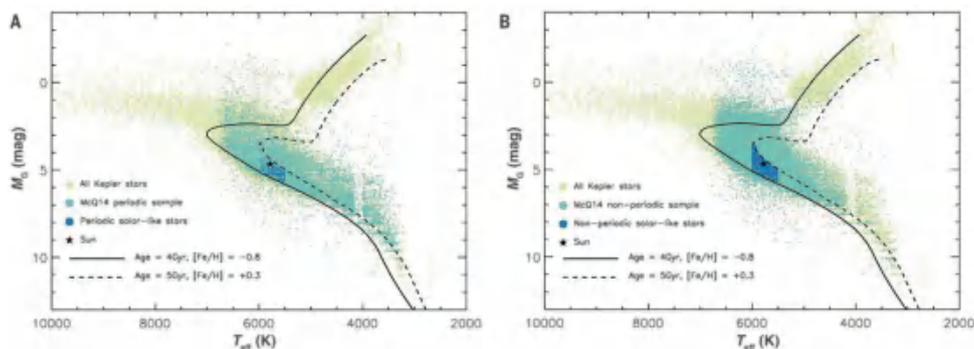


图 1 恒星样本的赫罗图。(A) 和 (B) 中深蓝色点分别标示了用于本研究的周期性恒星样本和非周期性恒星样本在赫罗图的位置 (Reinhold et al., 2020)



挑选出 369 颗具有明确自转周期的恒星样本（图 1A 中深蓝色点）和 2529 颗未探测到明确自转周期的恒星样本（图 1B 中深蓝色点）。作者将“有明确周期”恒星样本称之为类太阳（solar-like）恒星，“无明确周期”恒星样本称之为赝太阳（pseudo-solar）恒星。

黑子是表征恒星活动的重要参量，它在恒星表面分布不均，会导致恒星测光光度随自转而发生变化。黑子数量和分布的变化可改变恒星的光变幅度，因此恒星的光度变化可以表征恒星活动，光度变化振幅越大，代表恒星活跃程度越高。

作者采用光变曲线的 95% 分位和 5% 分位的差值 R_{var} 来表征太阳和所选恒星的光度变化幅度。研究表明，类太阳恒星光度的变化幅度比太阳更高（图 2），多数类太阳恒星的光度变化幅度（图 3 蓝色）远高于太阳过去 140 年的最大值（图 3 绿色），即大多数接近太阳自转周期的类太阳恒星比太阳更活跃。太阳与活动较低的恒星有相似的 R_{var} 分布，而这些活动较低的恒星主要来自于那些没有明确探测到自转周期的赝太阳恒星。从这个角度来看，如果用开普勒望远镜来观测太阳，那么太阳很可能会被归类为赝太阳恒星。

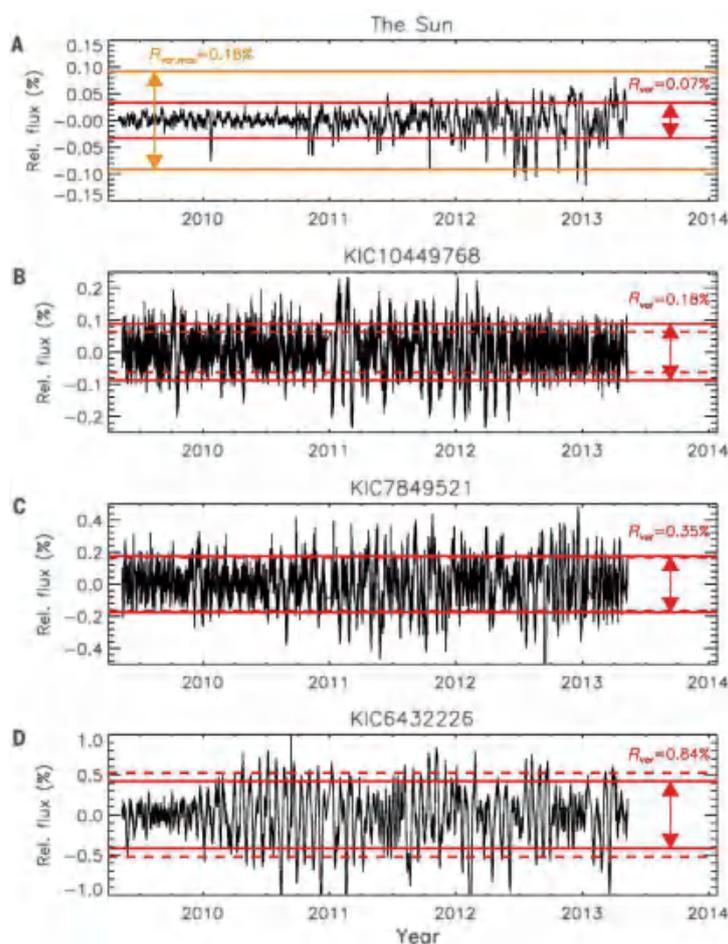


图 2 太阳和三颗具有明确自转周期的恒星的光变曲线。(A) 橙色实线标示太阳光度最大变化范围；(B-D) 红色实线和红色虚线分别标示修正前和修正后（修正对恒星有效温度、自转速度、金属丰度等基本参数的依赖）的 R_{var} (Reinhold et al., 2020)

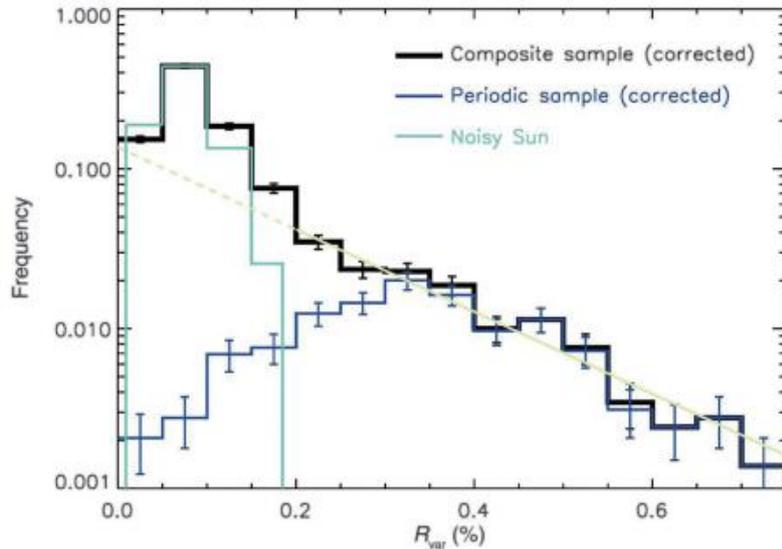


图3 太阳和恒星光变幅度分布。浅绿色标示太阳的结果，深蓝色标示周期性恒星样本修正后的结果，黑色标示综合恒星样本（有明确周期恒星样本 + 无明确周期恒星样本）的结果。黄色线是用对综合恒星样本拟合结果（Reinhold et al., 2020）

关于为什么太阳的活动性弱于同类型的恒星，作者提出了两种可能的原因：（1）类太阳恒星与类太阳恒星和太阳之间可能存在目前无法认知的差异。例如：由于太阳内部较差自转的改变，太阳发电机可能正在过渡到较低的活动状态（Metcalf et al. 2016, 2017）。依据这一解释，类太阳恒星具有更高的活动性，而类太阳恒星可能正在向低活动期转变或正处在低活动期。（2）综合样本（有明确周期恒星样本 + 无明确周期恒星样本）代表了太阳所有可能呈现的情况。在这种情况下，测量到的太阳活动分布之所以与类太阳恒星不同，只是因为太阳在过去 140 年里没有表现出其全部的活动范围。但基于宇宙同位素重建的 9000 多年的太阳活动数据表明，太阳活动并没有比过去 140 年更高。这可能是因为在大于 9000 年尺度上在高活动和低活动之间交替。

目前的分析结果还无法回答这一问题。值得期待的是，凌星系外行星巡天卫星（Transiting Exoplanet Survey Satellite, TESS）和未来的行星凌星和恒星振荡（Planetary Transits and Oscillations of stars, PLATO）空间任务将提供大量的恒星样本（Santos and Mathur, 2020），虽然这些恒星样本数据是一定时间段内的观测结果，难以直接获得恒星活动水平长期演化的准确描述，但这些任务可以将恒星样本扩展到更亮的恒星，从而可以用地面望远镜对所观测到的恒星进行长期追踪，并获得更多恒星样本的长时间观测资料。未来太空望远镜与地面望远镜的结合，或许会帮助我们回答这一问题。

【致谢：感谢中科院国家天文台贺晗研究员和德国马普太阳系研究所杨丹博士的宝贵修改建议。】



主要参考文献

- McQuillan A, Mazeh T, Aigrain S. Rotation periods of 34,030 Kepler main-sequence stars: the full auto-correlation sample[J]. *The Astrophysical Journal Supplement Series*, 2014, 211(2) : 24. ([链接](#))
- Metcalf T S, Egeland R, Van Saders J. Stellar evidence that the solar dynamo may be in transition[J]. *The Astrophysical Journal Letters*, 2016, 826(1) : L2. ([链接](#))
- Metcalf T S, van Saders J. Magnetic evolution and the disappearance of sun-like activity cycles[J]. *Solar Physics*, 2017, 292(9) : 126. ([链接](#))
- Reinhold T, Reiners A, Basri G. Rotation and differential rotation of active Kepler stars[J]. *Astronomy & Astrophysics*, 2013, 560: A4. ([链接](#))
- Reinhold T, Shapiro A I, Solanki S K, et al. The Sun is less active than other solar-like stars[J]. *Science*, 2020, 368(6490) : 518-521. ([链接](#))
- Santos Â R G, Mathur S. What future awaits the Sun?[J]. *Science*, 2020, 368(6490) : 466-467. ([链接](#))

(撰稿: 闫丽梅 / 地星室)

NG : 由金星大气 - 内部演化推测金星经历了“干”的后期增生

类地行星在形成过程中，经受了大量的撞击。这些撞击包括大量原始星子的轰击 (Planetesimal bombardment) 和少量火星大小且发生分异的大天体撞击 (Giant impact)。目前普遍认为月球就是一颗火星大小的天体撞击地球后形成的 (Giant impact hypothesis)，即月球大碰撞起源假说，该假说主要论据包括月球和地球稳定同位素比率相同、月球铁核较小、月球公转方向和地球自转方向相同等特征。大碰撞事件应该是地球经历的最后一次大型撞击，后续的撞击都没能再整体性的改变地球的性质。类地行星在经历完大撞击阶段或内核形成之后，还有大量的小星体不断撞击内地行星，即后期增生 (Late Accretion) (Morbidelli and Wood, 2015)，后期增生事件可能是内地行星挥发份、甚至生命元素的主要来源。因此，后期增生阶段对类地行星挥发份的起源和行星演化有重要影响。主要的科学问题包括：(1) 类地行星在后期增生阶段一共吸积了多少物质？(2) 这些物质中挥发份的含量、特别是水含量占多少？(3) 这些物质来源是哪类小星体？(4) 撞击体的大小和数量的分布特征？

地球的后期增生研究较多，目前认为地球的后期增生事件贡献了 0.5%-1.5% 的地球质量。从解决地球水来源的角度看，含水较多的碳质球粒陨石 (CC) 是后期增生最佳的物质来源，但是最近的地球化学分析结果显示干燥的顽辉石球粒陨石 (EC) 才可

能是地球后期增生的主要物质来源 (Fischer-Gödde and Kleine, 2017; Dauphas, 2017)。金星由于缺乏岩石样品，对金星的过去了解有限。考虑到金星没有生物圈、积水和全球板块运动，其大气经历的挥发份循环比地球要少很多，因此可以从现在金星的大气成分来推测原始金星的大气成分 (Lammer et al., 2018)。

Gillmann et al. (2020) 将撞击模型与行星内部 - 大气耦合模式相结合，模拟了在岩浆洋固化后的挥发物演化 (图 1)，通过对比不同的后期增生模型，将模拟结果与现今金星大气对比，获得了最佳的后期增生模型 (图 2)。金星早期的增生性碰撞和大气导致高温，形成岩浆洋。此阶段原始大气会在千万年尺度就逃逸掉，每十万到千万年间陆地水将流失一次，岩浆洋在百万年间迅速固化。因此，在岩浆洋固体化后，也就是演化模型开始时，金星大气的初始水含量为零；岩浆洋会释放二氧化碳，氮气主要被束缚在表面，所以后期增生阶段开始时的挥发物压强设定为 (0 bar N_2 , 0 bar H_2O , 65 bar CO_2)。在后期增生阶段，尽管有大气逃逸和撞击侵蚀，但并不足以防止挥发物的积聚，火山脱气和由撞击熔融引起的去气也只是一个二阶效应。水被认为主要来自碳质球粒陨石， N_2 和 CO_2 主要来自碳质球粒陨石和顽辉石球粒陨石。后期增生结束之后，大气含水量就完全由大气逃逸和火山去气决定，它们也会导致金星大气中氮气和二氧化碳的缓慢富集



NG: 由金星大气 - 内部演化推测金星经历了“干”的后期增生

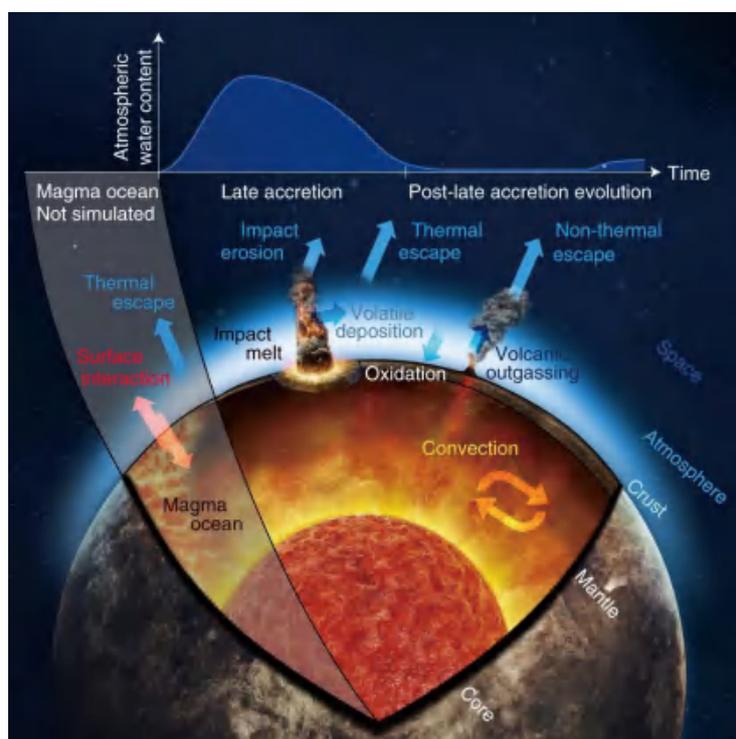


图 1 金星长期演化过程中金星大气水含量的变化, 及影响金星大气水含量的交换机制 (Gillmann et al., 2020)

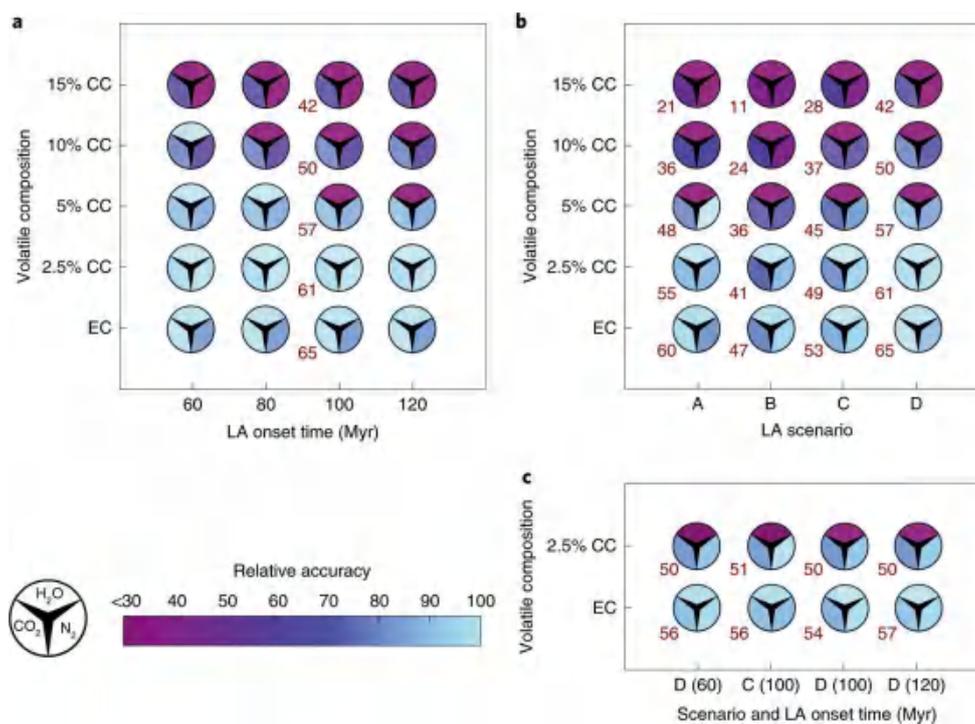


图 2 不同后期增生模型的模拟结果与现今金星大气挥发物含量的一致性。(a-b) 为强大气逃逸假设, (c) 为更真实的弱大气逃逸假设。(a) 为方案 D 采用不同后期增生开始时间, (b) 为方案 A-D 采用相同后期增生开始时间, (c) 为方案 C 和 D 采用不同后期增生开始时间。纵轴为 EC 与 CC 含量。红色数字显示达到现今观测值所需的金星大气初始 CO_2 压强 (bar) (Gillmann et al., 2020)



(见图 1)。

由于后期增生阶段撞击体的大小和数量可能会影响行星的演化，所以 Gillmann 等模拟了四种不同的后期增生方案：A 方案为 1 次超大撞击 ($R=1,819\text{km}$)，B 方案为 9 次大撞击 ($R>500\text{km}$)，C 方案为 82 次中型碰撞 ($R>125\text{km}$)，D 方案为 244 个小型撞击 ($R>50\text{km}$)。金星后期增生的发生时间选在富钙铝包体 (CAI) 形成后的 50-150 百万年之间。撞击物选为类似 EC 的成分 ($0.1\% \text{H}_2\text{O}, 0.4\% \text{CO}_2, 0.02\% \text{N}_2$) 和类似 CC 的成分 ($8\% \text{H}_2\text{O}, 4\% \text{CO}_2, 0.2\% \text{N}_2$)。大气逃逸和火山脱气分别选择了三种端元，即最大逃逸量和最小排气量 (最湿的后期增生过程)、最小逃逸量和最大排气量 (对应最干的后期增生过程) 和前两者之间中间的情况。

通过对比不同后期增生模型产生的大气与现今观测的金星大气，可以得出最可能的金星后期增生模型 (图 2)。对比发现只要 CC 含量少于 2.5%，即使采用不同的后期增生启动时间，结果都能满足现今金

星大气条件 (图 2a)。而四种不同撞击物尺寸 - 频率分布对结果影响很小，特别是对产生水几乎没区别 (图 2b)。在更准确代表目前对太阳极紫外辐射和水损失演变理解的假设下，即弱大气逃逸或最干后期增生假设，发现后期增生的撞击物已经基本干燥 (CC 物质少于 2.5%，EC 物质多于 97.5%) (图 2c)。综上所述，模型与现今金星大气的最佳吻合表明，金星的后增生物质主要来自干的顽火球粒陨石 (EC)，只有少量 ($<2.5\%$) 来自湿的碳质球粒陨石 (CC)，因此金星的挥发份应该主要来自岩浆洋固结之前。数值模拟表明，后期增生在早期太阳系可能具有普适性，且具有相似的物质来源。所以可以推测类地行星的大多数挥发份都是在行星形成的主增生阶段获得，而不是后期增生阶段，这一结果与先前基于地球和火星物质同位素的研究结果相符。

【致谢：感谢地星室胡森副研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Dauphas N. The isotopic nature of the Earth's accreting material through time[J]. *Nature*, 2017, 541(7638): 521-524. ([链接](#))
- Fischer-Gödde M, Kleine T. Ruthenium isotopic evidence for an inner Solar System origin of the late veneer[J]. *Nature*, 2017, 541(7638): 525-527. ([链接](#))
- Gillmann C, Golabek G J, Raymond S N, et al. Dry late accretion inferred from Venus's coupled atmosphere and internal evolution[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(4): 265-269. ([链接](#))
- Lammer H, Zerkle A L, Gebauer S, et al. Origin and evolution of the atmospheres of early Venus, Earth and Mars[J]. *The Astronomy and Astrophysics Review*, 2018, 26(1): 2. ([链接](#))
- Morbidelli A and Wood B J. Late Accretion and the Late Veneer // Badro J and Walter M J. The Early Earth: Accretion and Differentiation. John Wiley & Sons, 2015: 71-82. ([链接](#))

(撰稿：柴立晖 / 地星室)

NG : 火星地震活动性

2018年11月26日，美国洞察号（Insight）火星探测器登陆火星赤道附近的埃律西昂平原（Elysium Planitia）。2019年2月底，火星地震仪（简称火震仪）布设完成，其研究任务包括探测火星内部的地震活动性、约束火星内部结构、物质成分及动力学过程。近期，Giardini et al. (2020) 在 Nature 上发表了《The seismicity of Mars》一文，首次提供火星地震活动性、地震波传播和火星内部结构的证据。

一、研究成果概述

地震学研究地球和行星内部结构的基本步骤包括：第一步是检测事件与定位，第二步是利用事件震相走时或振幅开展内部结构的研究。Giardini et al. (2020) 的主要研究成果包括以下三点：

(1) 截至2019年9月30日，火震仪一共检测到的174个火震事件，主要包括两类：小震级（ <3.0 ）、高频率（6-12Hz）的事件，其在地壳内传播，数量150个，事件持续时长10-20分钟； M_w 震级3-4的低频率（ $<1\text{Hz}$ ）事件，震源位于地幔，数量24个，事件持续时长5-20分钟。

(2) 上地幔可能存在S波低速度层。

(3) 两个震级最大的事件位于Cerberus Fossae 断裂附近。

二、火震事件的检测与定位

Giardini et al. (2020) 确立三个准则来检测火震事件，即满足以下三个条件：(1) 波形频率位于0.1-10Hz之间；(2) 持续时间5-30分钟；(3) 振幅略大于背景噪音的最低值。

图1显示了Sol 189事件，图1a为事件波形的时频分析图，图1b是0.357-0.83Hz频带的火震波形。Sol 189事件的频带是0.357-0.83Hz，持续时间长约17分钟，信号的振幅略大于背景噪音，满足上述原则而确定为火震事件。

在检测到火震事件后的第一件事情是确定其发生的位置。由于火星上仅有一台火震仪，火星的速度结构也不清楚，亦缺少其它信息如面波等，确定震源位置是很有挑战的。单台事件定位需要知道P波和S波震相走时差，以及震相的极性，由于火震事件信噪比差，在检测到的174个事件中，仅有两个事件（S0173a和S0235b）可以较准确确定其震中位置。

火震事件定位取决于速度模型和震相走时（图2）。火星速度模型存在很大的不确定性，采用不同的速度模型，其定位结果会存在较大差异。若地壳S波速度为4km/s时，S0264e事件的震中距为 60° ，而当地壳S波速度为0.7-1km/s时，S0264e事件的震中距则为 $10-15^\circ$ （火星 1° 约为

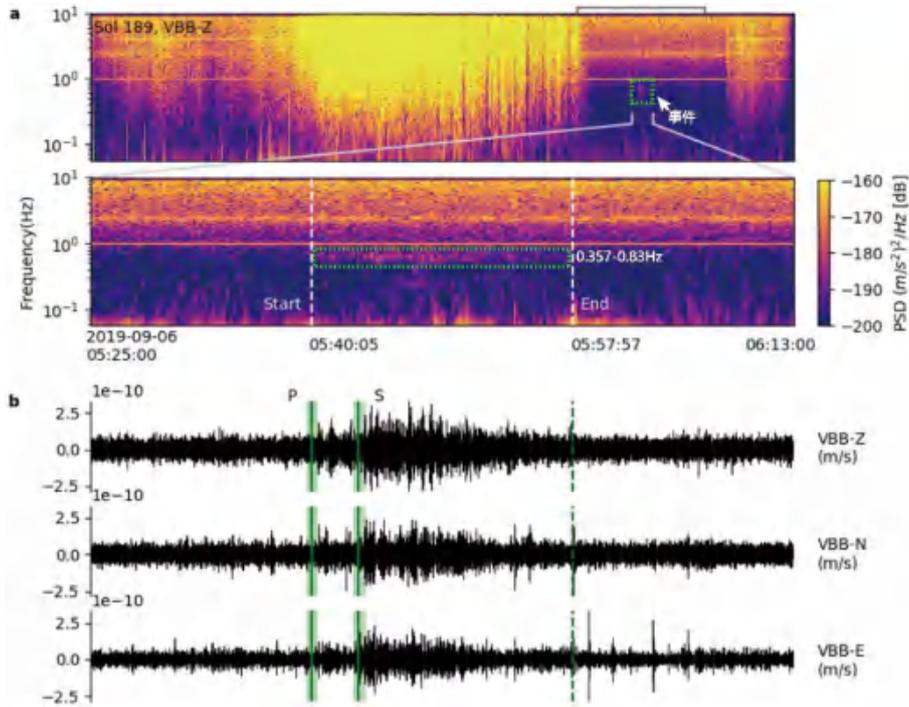


图 1 检测到的火震事件，编号 S0189。(a) 火震事件的时频分析及其放大显示，图中绿色虚线框给出了事件检测的指示；(b) 火震事件波形，滤波频段是图 1a 中绿色框线所示的 0.357-0.83 Hz (修改自 Giardini et al., 2020)

59.3km，地球 1° 约为 111.2km)。

Giardini et al. (2020) 共使用了 2500 个模型以保证最优模型空间的覆盖，这些模型是不同研究机构独立建立的，且满足质量、惯性矩（或转动惯量，moment of inertia）以及潮汐响应（tidal response）。特别地，这些模型也考虑了其它不同方法，如热演化模拟和反演，以及火星物质组成等。得益于两个高质量火震事件（图 3 绿色圆圈标注），即 S0173a (S-P 时差 $174 \pm 3s$) 和 S0235b (S-P 时差 $157 \pm 4s$)，可以观测到确定的 P 波和 S 波走时差，可以剔除 60% 的先验模型，最终使用 2500 个模型。

火震事件记录的信噪比低，震相走时的拾取的误差较大，可达到 $\pm 10-60s$ ，但对于高质量事件 S0235b 震相的拾取误差仅 $\pm 2s$ 。

综上所述，如 Giardini et al. (2020) 所述，这一研究中使用的事件信息在今后的工作中仍会被继续修正。

三、火星事件概览

图 3 给出了所有检测到的 174 个火震事件的时间分布。图 3a 是火震事件 S0185a 和 S0185b 的时频谱检测，该过程与上述图 1 展示的 S0189 检测过程相同。S0185a 从低频地震记录的频谱信息中检测到，S0185b 则是从高频地震记录频谱中检测到 (Insight 携带了 6 个地震传感器，包括 3 个高频和 3 个低频传感器)。因此，S0185a 属于 LF (low frequency) 事件，其震源位置位于地幔，而 S0185b 属于 HF (high frequency) 事件，其震源位于地壳，二者的发生时刻相隔约

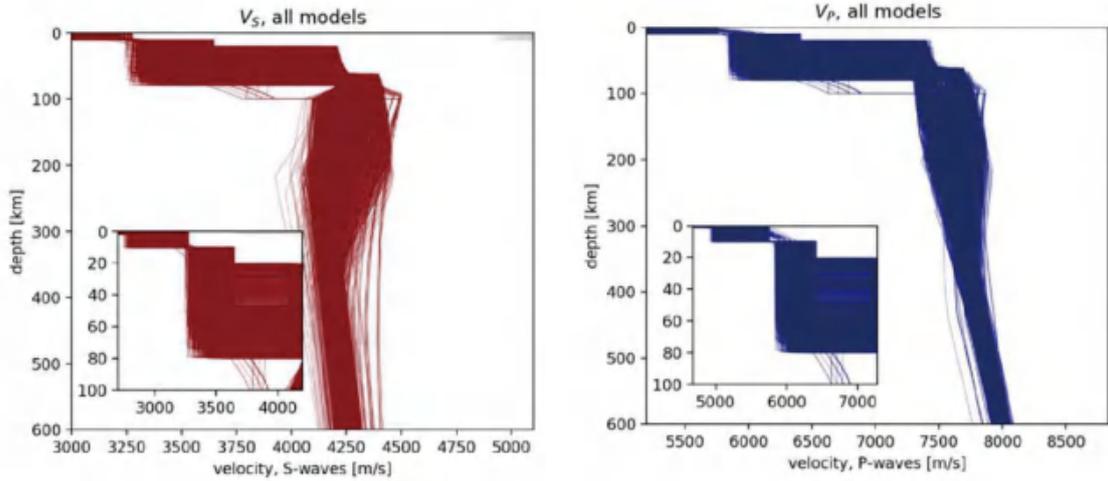


图2 火震事件定位使用的所有 S 波（上图）和 P 波（下图）模型（Giardini et al., 2020）

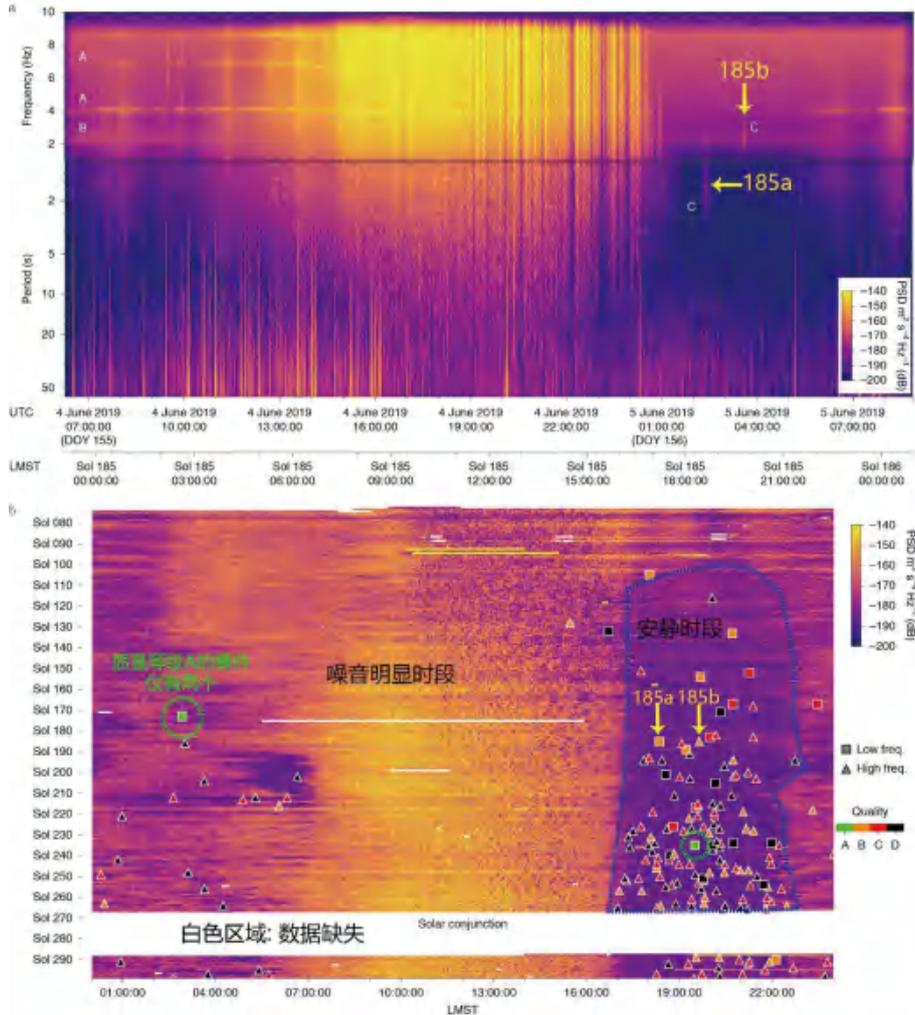


图3 (a) S0185a和S0185b事件检测；(b) 174个火震事件的日期和时间分布。背景颜色代表噪声水平，事件三角形代表高频事件，震源位于地壳，方块代表低频事件，震源位于地幔。所有事件被划分为 ABCD 四个质量等级（修改自 Giardini et al., 2020）



80 分钟。

图 3b 是所有 174 个火震事件发生日期和时间分布。图 3 背景颜色代表波形的能量，蓝色表示波形能量低，即火星表面比较安静、噪音低，黄色代表波形的高能量，即火星表面噪音比较强。为了较为准确的拾取火震事件，仅挑选大多发生在安静时间段内满足上述三原则的作为火震事件。如图 3 所示，大部分火震事件发生夜间安静时段。该研究把火震事件按照质量分为 ABCD 四个等级，A 等级最高，可清楚识别震相及其极性（振幅的正负），B 级为中等质量，可清楚识别震相但不能识别极性，C 级为低质量事件，可识别信号但不能拾取震相到时，D 为微弱或疑似事件。在 174 个事件中，仅有 2 个属于 A 等级。

四、火星内部结构：上地幔存在 S 波低速结构

图 4 中展示了三类振幅特征的火星事件，I) P 波和 S 波振幅均清楚，II) P 波振幅清晰，S 波振幅不清楚，III) P 波振幅模糊，S 波振幅可分辨，其中第 III 类事件难以确定震中距（震源至火震仪之间的距离），其可能的原因是事件位置与火震仪距离更远。

图 4 中，震中距为 25-30° 和 58-64° 的火震事件均为第 I 类事件，而震中距 40-50° 之间的火震事件为第 II 类事件，即 S 波震相振幅很小或不清楚。Giardini et al. (2020) 基于震中距大于 30° 的 S 波振幅降低，推测上地幔深于 300km 存在明显低速体或强衰减区域。但原文作者在文中说明上地幔存在 S 波低速结构的推论与图 4a 中更远距离的 III 类事件呈现强 S 波振幅的观

测不符。

评述：图 4a 中，第 II 类事件的 P 波振幅清晰而且大于第 I 类事件振幅；第 II 类事件数量共计三个，其中两个事件的 S 波震相时间窗内存在毛刺（即振幅很大的野值），有可能影响 S 波震相的解读，但受毛刺影响的时长短于 I 类和 III 类 S 波震相包络持续时间。上地幔存在 S 波低速或强衰减之结论需更确定资料的验证。

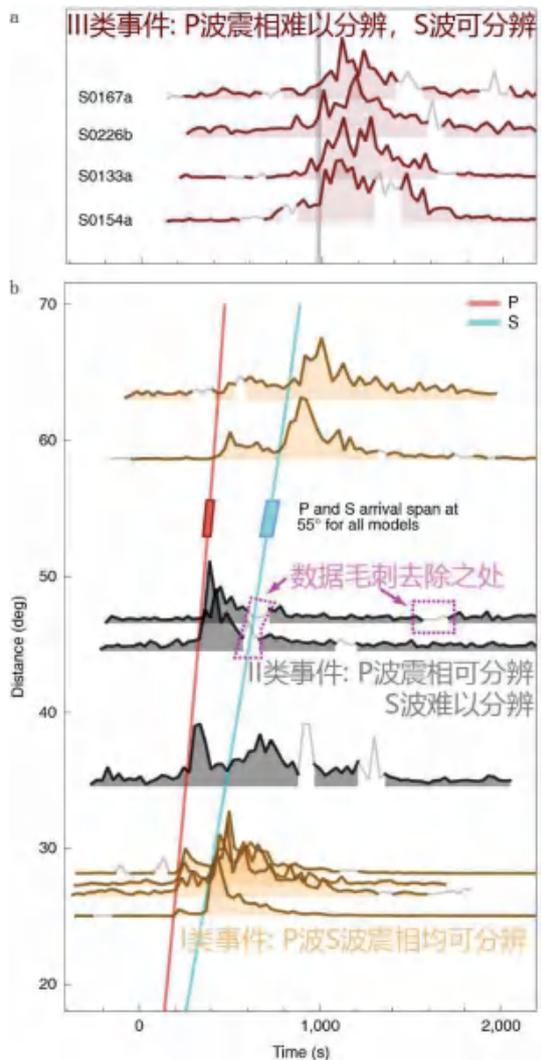


图 4 火震事件波形的包络。(a) 未能确定震中距的火震事件；(b) 按照震中距排列的火震事件（修改自 Giardini et al., 2020）

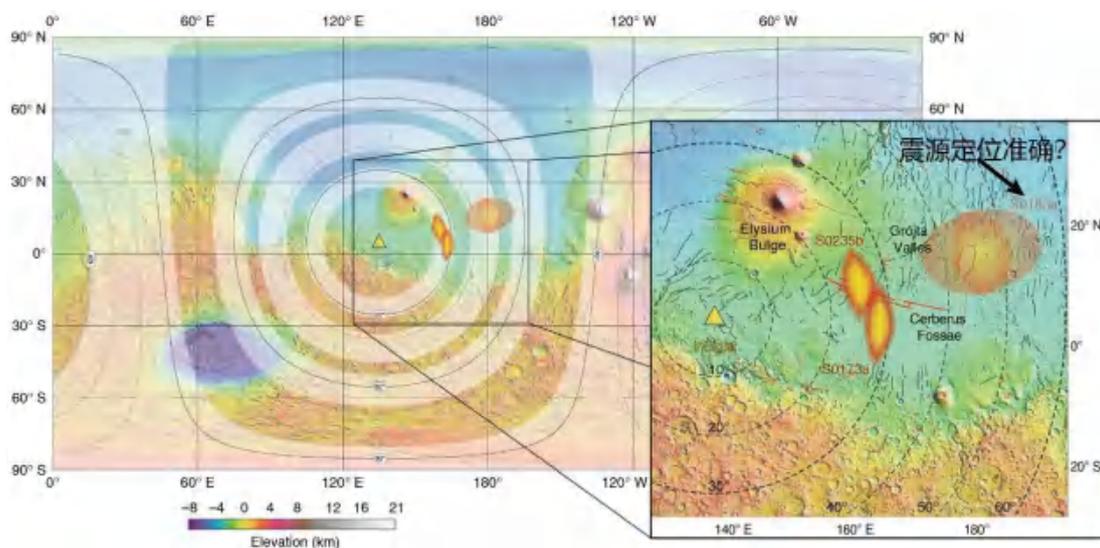


图5 定位的三个火星事件与 Insight 火震仪位置分布图 (修改自 Giardini et al., 2020)

五、火震事件空间分布及启示

Giardini et al. (2020) 确定了三个火震事件的震中位置, 即 S0235b, S0173a 和 S0183a (图 5)。S0173a 和 S0235b 事件震相的质量等级为 A, 其定位较为可靠。S0173a 和 S0235b 事件震中位于 Cerberus Fossae 裂隙附近, 这可能暗示火震事件可能是局部构造应力集中以及内部冷却引起的。目前火星内部结构的探测处于初期, 震源机制可能另有解释, 如陨石撞击、流体迁移等。

评述: 图 5 中, S0235b, S0173a 事件震相质量评级为 A, 但 S0183a 质量评级为 D (图 3b), 其信号起始时间 Sol 183 2019-06-03T02:32:11。如前所述, 质量评级 D 的事件为微弱或疑似事件, 另外 S0183a 事件的震中距 Insight 台站的距离比 S0235b, S0173a 更远, 因此 S0183a 事件的定位准确程度应以斟酌。

六、未来展望

月球 Apollo 计划和火星 Insight 项目获取的行星地震数据的信噪比均很低, 原因可能如下: 行星的地震活动性远远弱于有板块构造活动的地球, 尽管有研究称月球和火星仍然处于活动状态; 月球和火星浅地表的结构与物理性质可能与地球差异明显, 如产生长时间的散射波; 行星地震仪器性能指标、部署与地表耦合条件限制。为了更有效调查行星内部结构, 相关研究可考虑上述因素, 开展行星地震仪器研制和地震数据处理新方法的攻关研究。

【阅读提示: 火震仪记录的数据信噪比低, 原始火震波形通常未能清晰显示火震事件震相, 原文作者在分析研究过程中优先使用频谱以及包络。因此, 在该研究中这些拾取的震相被假定为初至波。】



主要参考文献

Giardini D, Lognonné P, Banerdt W B, et al. The seismicity of Mars[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(3): 205-212. ([链接](#))

(撰稿: 孙伟家 / 地星室)

Science : 火星沙尘季节大气中水的分布和饱和

火星探测器在火星表面观测到了大量河流、湖泊和海洋留下的地质痕迹（图1）。这说明曾经的火星和地球一样，有大量的地表水和温湿的气候（Carr et al, 1987; Lasue et al., 2013）。但现在的火星气候寒冷干燥，失去了所有的地表液态水，只有两极干冰极盖区存在少部分冰和大气中存在少量水蒸气。火星曾经的湖泊海洋为什么会消失，那么多地表水去了哪里，地球会不会有一天也像火星一样失去所有的液态水？这些都是我们需要研究清楚的问题。

火星地表水有两种可能的去向，一是上天逃逸到太空中去了，二是入地变成了地下水。火星大气和陨石的同位素观测提供了一个研究线索（图2）。火星大气中的

重水（氘）含量要比地球的高。这说明火星大气丢失了更多质量较轻的普通水（氢），普通水蒸气比重水水蒸气更容易到达高空，更容易从太空逃逸，从而形成观测到的质量分馏。由此推测，火星上的水有一部分是从太空逃逸的（Owen et al., 1988 ; Jakosky et al., 2017）。到底逃逸了多少，能否达到一个海洋的水量？要给出定量的结果，需要精细的观测和细致的推算。庆幸的是火星的太空水逃逸过程现在仍在发生。火星大气中还有少量水蒸气，人造卫星也在火星后方观测到逃逸出去的水分解物氧离子（O⁺）和氢离子（H⁺）。因此，可以通过观察研究现在火星上的水逃逸过程，搞清楚火星水逃逸的机制、估算火星过去几十亿年逃逸掉的总水量。

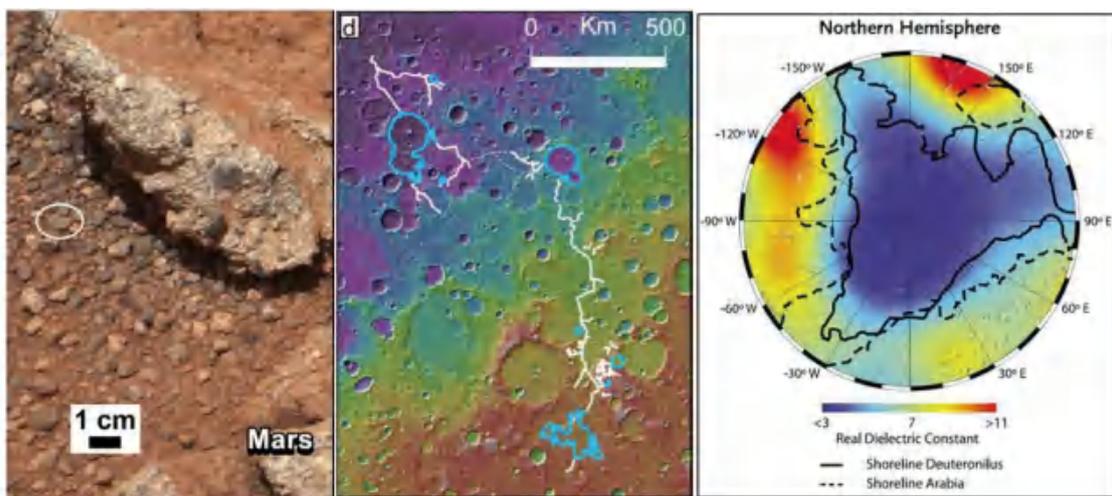


图1 火星表面观测到的很可能由流水形成的砾岩，以及河流、湖泊（Fassett and Head, 2008）和海洋（Mouginot et al., 2012）的地质证据

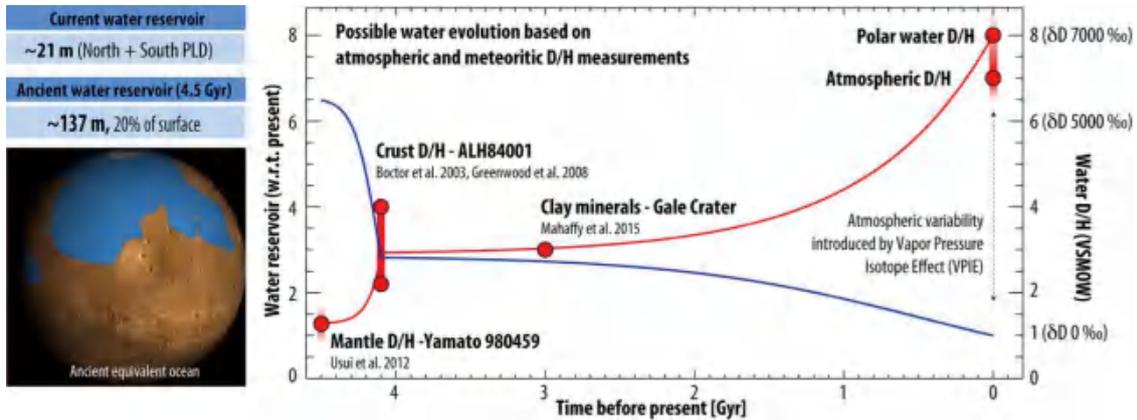


图 2 火星陨石、大气和极盖区水中观测到的同位素氘气比 (D/H) 变化 (红线), 推算出火星从 40 多亿年前到现在的水储量变化 (蓝线) (Villanueva et al., 2015)

火星上的水要达到逃逸速度、脱离火星引力, 需要从太阳和火星周围的高速太阳风那里获得足够的能量和动量。这需要火星上的水首先以蒸气的形式从地表上行到高层大气才可以。近期, 俄罗斯和欧洲的研究人员在 *Science* 上发表了一篇火星水蒸气的高度分布随沙尘季节变化的文章 (Fedorova et al., 2020)。他们采用的是 ExoMars (Exobiology on Mars) 微量气体卫星的观测, ExoMars 是欧洲航天局主持的一项火星生命探索计划, 它的主要目的是寻找火星过去或现在的生命迹象, 研究火星的水和地球化学环境变化, 以及火星大气中甲烷等微量气体的来源。ExoMars 包括 2016 年发射的微量气体卫星和 2020 年发射的火星漫游车。其中微量气体卫星上的红外光谱仪, 可以观测火星大气主要成分和火星大气中的尘埃和水冰颗粒的吸收谱线, 得到火星大气的高度剖面图 (图 3)。

Fedorova 等人通过研究 2018-2019 火星南半球春夏季期间火星大气的特征, 发现:

(1) 火星在离太阳比较近的轨道时, 火星大气中的水蒸气会有效地上升到高高度区 (图 3C), 即使大气中有大量颗粒气溶胶 (图 3C), 火星高层大气仍保持着水汽饱和和状态 (图 3D), 这种现象显示火星水逃逸可能比之前认为的还要多;

(2) 处于春夏季节的南半球要比处于秋冬季节的北半球湿润很多 (图 3 左、图 3 右);

(3) 在两次大沙尘暴期间 (Ls=188-250, Ls=320-335), 火星大气都出现了大量水蒸气急速上升到 100 km 高度的现象 (图 3.C 和 E)。

作者们分析认为, 尽管火星全球性沙尘暴会影响水汽上行, 但这种沙尘天气出现频率不规律, 总体不会对火星水逃逸量有大的影响。近日轨道的区间和季节的重复性, 决定了它们才是控制火星水汽上行的有效因素。因此, 火星在近日轨道的季节变化, 是火星水逃逸总量的一个重要控制因素。

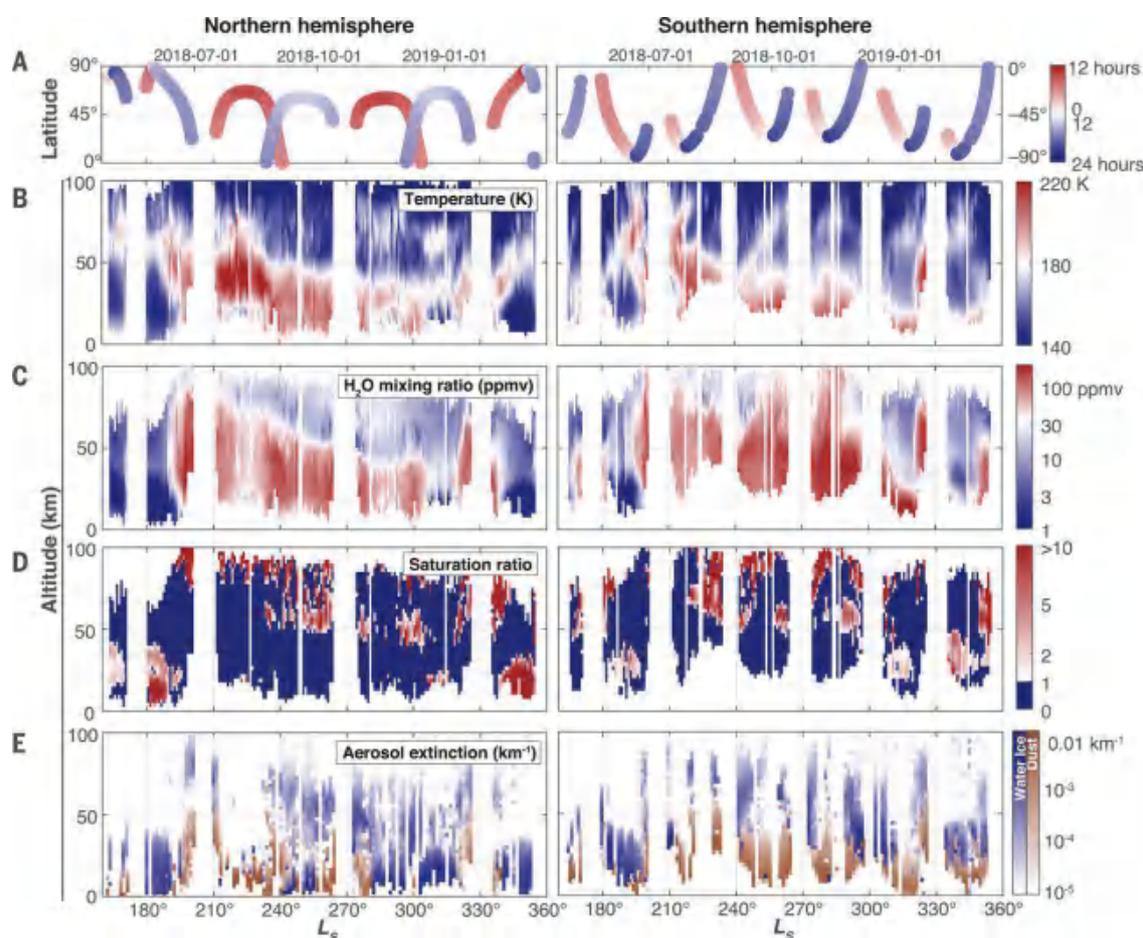


图3 火星沙尘暴季节的大气特征。掩星观测时间 (A)、大气温度 (B)、水含量 (C)、饱和度和水冰粒子 (E) 的在 5-100 km 高度分布随火星季节 L_s 的变化。在 $L_s=188-250$ 期间火星发生了一次全球性沙尘暴，在 $L_s=320-335$ 期间火星发生了一次大的局部沙尘暴 (Fedorova et al., 2020)

主要参考文献

- Carr M H. Water on Mars[J]. *Nature*, 1987, 326(6108): 30-35. ([链接](#))
- Fassett C I, Head III J W. The timing of Martian valley network activity: Constraints from buffered crater counting[J]. *Icarus*, 2008, 195(1): 61-89. ([链接](#))
- Fedorova A A, Montmessin F, Korablev O, et al. Stormy water on Mars: The distribution and saturation of atmospheric water during the dusty season[J]. *Science*, 2020, 367(6475): 297-300. ([链接](#))
- Jakosky B M, Slipski M, Benna M, et al. Mars' atmospheric history derived from upper-atmosphere measurements of $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ [J]. *Science*, 2017, 355(6332): 1408-1410. ([链接](#))
- Lasue J, Mangold N, Hauber E, et al. Quantitative assessments of the martian hydrosphere[J]. *Space Science Reviews*, 2013, 174(1-4): 155-212. ([链接](#))



Mouginot J, Pommerol A, Beck P, et al. Dielectric map of the Martian northern hemisphere and the nature of plain filling materials[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(2). ([链接](#))

Owen T, Maillard J P, De Bergh C, et al. Deuterium on Mars: The abundance of HDO and the value of D/H[J]. *Science*, 1988, 240(4860): 1767-1767. ([链接](#))

Villanueva G L, Mumma M J, Novak R E, et al. Strong water isotopic anomalies in the martian atmosphere: Probing current and ancient reservoirs[J]. *Science*, 2015, 348(6231): 218-221. ([链接](#))

(撰稿：柴立晖 / 地星室)

Science : “新视野号” 探测柯伊伯带的 “雪人”

柯伊伯带小行星被认为是原地形成的星子，在后期巨行星轨道迁移事件中未受到严重扰动，因此它们记录了星云形成星子的详细过程，是揭示太阳系起源和早期演化这一基本科学问题的“钥匙” (Nesvorný, 2018)。2006年发射的“新视野号”(New Horizons)于2019年1月飞至柯伊伯带，对编号为486958的小行星(Ultima Thule, 2014 MU₆₉)开展了近距离探测，首次获得了柯伊伯带小行星高清的地形地貌 (Spencer et al., 2020)、矿物成分 (Grundy et al., 2020)、内部结构 (Spencer et al., 2020) 等信息，为认识太阳系早期演化提供了重要线索 (McKinnon et al., 2020)，相关结果于2020年2月29号发表在Science上。486958号小行星已正式命名为Arrokoth，意为“天空”。该小行星形似雪人，本文以“雪人”形象称呼它。

“雪人”小行星有着以下地质和地球物理特征 (Spencer et al., 2020)：它是一个双小行星 (Binary asteroid)，由大 (身体) 小 (头部) 两个小行星粘连在一起 (图 1A)，自转周期为 15.92 ± 0.02 小时。其中身体尺寸为 $20.6 \times 19.2 \times 9.4$ km，头部尺寸为 $15.4 \times 13.8 \times 9.8$ km，密度约 500 kg/m^3 ，与67P彗星相当。全球0.6微米归一化反射率为0.23，身体和头部均有反射率偏高的区域 (图 1B)，被认为是内部物质活动所致。综合地形地貌和光谱数据，可以划分为若

干单元，包括撞击坑、洞、亮区、暗区、未熔融区等 (图 1C)。统计年代学分析结果表明，撞击坑保存年龄为约40亿年，基本保留了太阳系形成以来的演化历史。

“雪人”小行星的矿物组成和温度特征如下 (Grundy et al., 2020)：可见光波段的三波段合成假彩色图片显示，它具有比较均匀的光谱特性 (图 3B)，说明它表面的主要组成矿物分布比较均匀。可见光波段具有明显的变红趋势，即随波长增加，反射率升高，升高幅度为 $27\%/100\text{nm}$ (图 3C)；统计分析结果表明，它的头部和身体的光谱特征几乎没有差异。近红外波段的反射光谱数据质量并不理想，通过扩大分析区域 (图 4B)，Grundy et al.(2020)给出了“雪人”一些区域的近红外光谱 (图 4C)。累计平均的光谱曲线 (图 4C) 显示，它在1.5-1.6、2.0-2.1、2.27和2.34微米波段存在一些吸收峰，指示存在甲醇、水冰和氨水，其中甲醇在2.27和2.34微米波段的吸收峰较强，可信度较高。微波热辐射探测数据表明“雪人”的平均亮温为 $29 \pm 5\text{K}$ ，结合密度、轨道、公转周期等其他物理参数后，估算其春季的表面温度为 $40\text{-}55\text{K}$ ，冬季可能为 $10\text{-}20\text{K}$ 。这些新发现表明“雪人”是外太阳系星云直接凝聚的星子，而非内太阳系形成后迁移到外太阳系所致。夏冬两季的温度变化会导致一些组成气体挥发份丢失，可能是导致它表面成分差异的主要原因。

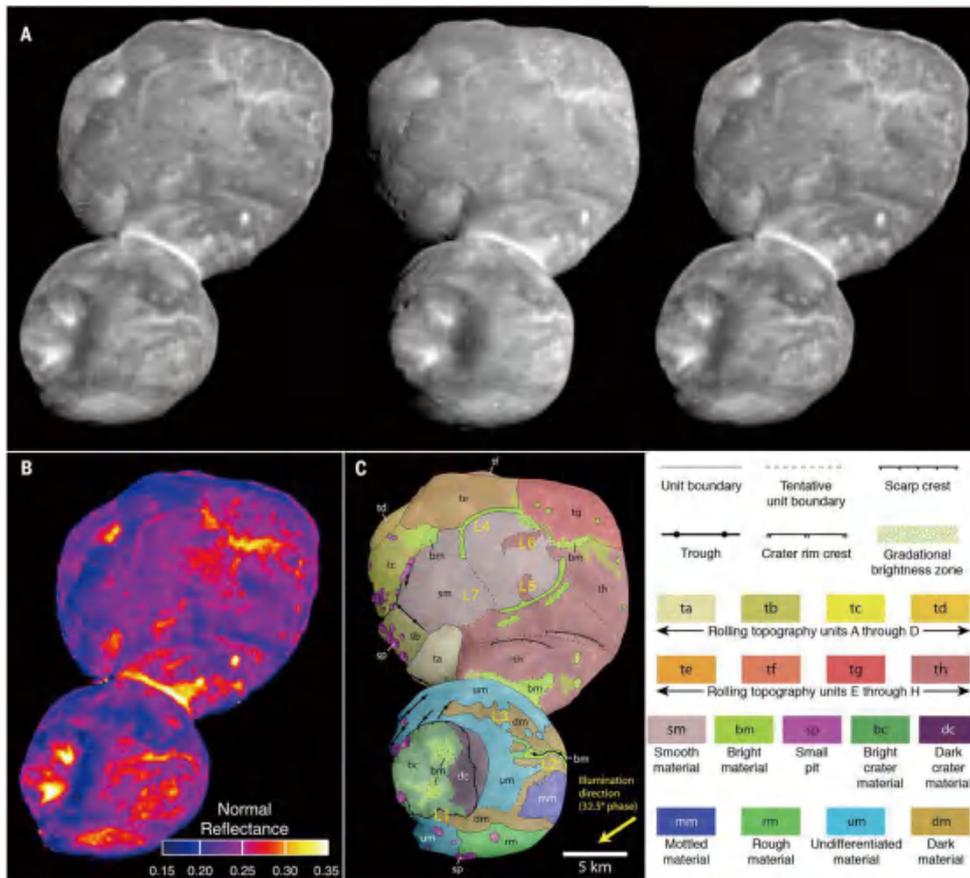


图 1 “雪人”小行星的形貌和地质图 (Spencer et al., 2020)。(A) 地形地貌特征；(B) 0.6 微米归一化的反射率；(C) 地貌分类图

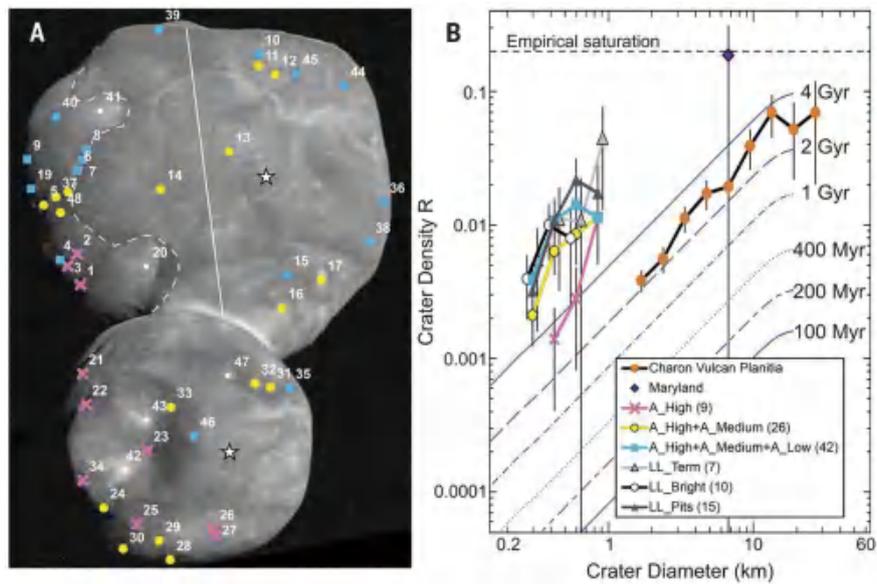


图 2 (A) “雪人”小行星上撞击坑和洞的分布。(B) 撞击坑年代学统计, 受限于空间分辨率, 其中粉红色曲线代表撞击坑的数据, 可信度较高, 指示撞击坑年龄为~40 亿年; 其它颜色曲线的结果可能混有非撞击坑的信号 (Spencer et al., 2020)

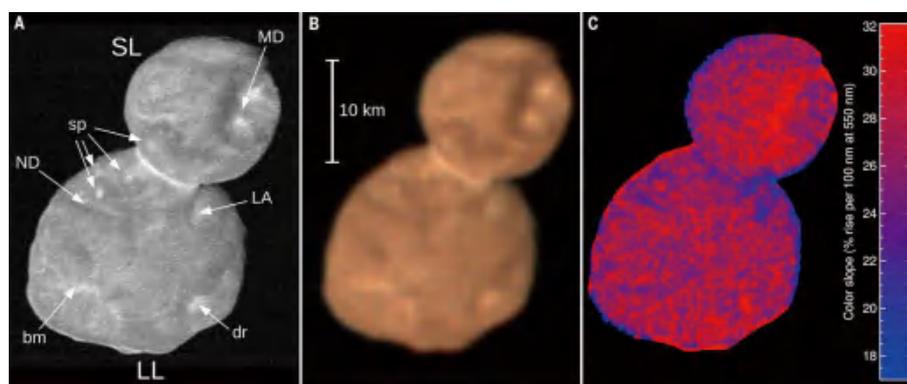


图3 (A) “雪人”小行星的形貌图, 空间分辨率 83 m/pixel ;(B) “雪人”小行星可见光波段的假彩色图, 数据来自 : 400-450 nm、540-700 nm 和 780-975 nm 的反射率, 空间分辨率 340 m/pixel;(C) 彩色坡度图, 基于不同波段反射率的线性拟合 (Grundy et al., 2020)

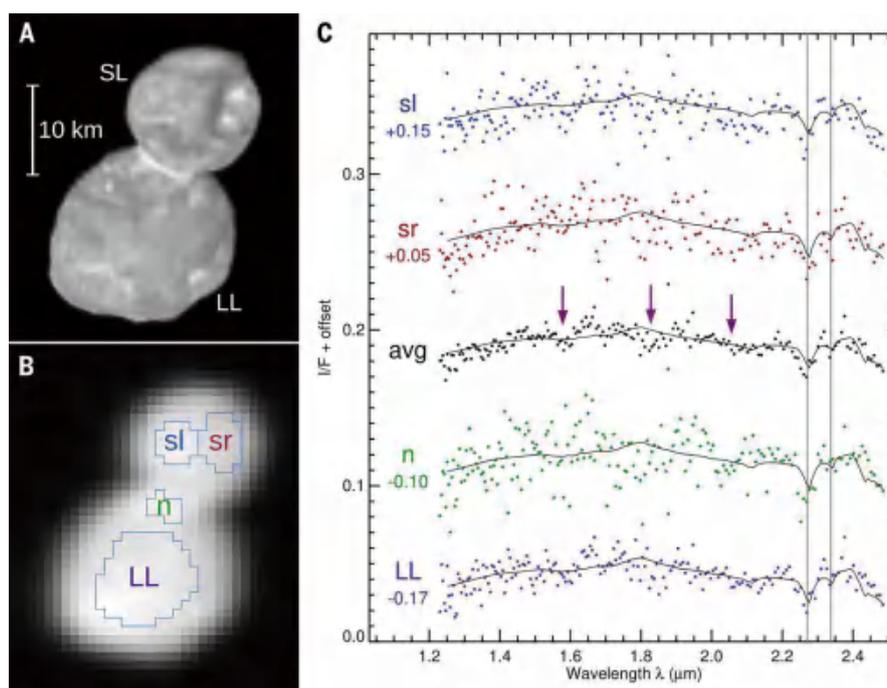


图4 “雪人”小行星近红外光谱 (Grundy et al., 2020)。(A) “雪人”小行星的形貌图, 空间分辨率 138 m/pixel ;(B) “雪人”小行星的近红外光谱图像, 空间分辨率 1.9 km/pixel ;(C) B 图标记区域的反射光谱与 Hapke 模型对比, 2.25-2.35 微米波段可见甲醇的吸收峰, 紫色箭头指示微弱的甲醇、水冰和氨水的吸收峰

根据新发现的“雪人”小行星的地形地貌、物理性质和化学成分等 (Spencer et al., 2020; Grundy et al., 2020), McKinnon et al.(2020) 对比分析现有双小行星的形成机制, 并通过数值模拟计算, 结果表明只有在撞击速度 ~ 2.9 m/s 条件下, 两个小行星

才会形成“雪人”的形态特征 (图 5), 他们认为“雪人”的形成机制在星子生长阶段可能具有普遍性。

我国深空探测起步较晚, 月球、火星、小行星和木星将是未来我国深空探测的主要对象。相比火星等行星系统, 小行星是

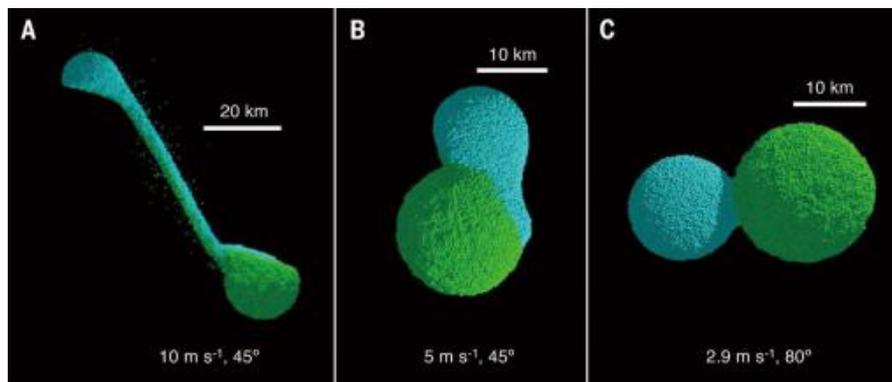


图 5 “雪人”小行星形成的数值模拟 (McKinnon et al., 2020)。(A) 撞击速度 10 m/s, 撞击角度 45° ; (B) 撞击速度 5 m/s, 撞击角度 45° ; (C) 撞击速度 2.9 m/s, 撞击角度 80°

太阳星云直接凝聚形成的星子，是构建行星的初始材料，因此小行星探测是揭示太阳星云过程、行星系统形成和生命起源等重大科学问题的突破口。国际上已经对 Itokawa、Yugu、Benu、Vesta、Ceres、67P

等小行星和彗星开展一些开拓性的探测，然而小行星在矿物组成、化学成分、形成条件、物理性质、空间分布等存在显著的差异，还有更多的科学问题等待探索。

主要参考文献

- Grundy W M, Bird M K, Britt D T, et al. Color, composition, and thermal environment of Kuiper Belt object (486958) Arrokoth[J]. *Science*, 2020, 367(6481): eaay3705. ([链接](#))
- McKinnon W B, Richardson D C, Marohnic J C, et al. The solar nebula origin of (486958) Arrokoth, a primordial contact binary in the Kuiper Belt[J]. *Science*, 2020, 367(6481): eaay6620. ([链接](#))
- Nesvorný D. Dynamical evolution of the early solar system[J]. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 2018, 56: 137-174. ([链接](#))
- Spencer J R, Stern S A, Moore J M, et al. The geology and geophysics of Kuiper Belt object (486958) Arrokoth[J]. *Science*, 2020, 367(6481). ([链接](#))

(撰稿：胡森 / 地星室)

NC : Itokawa 小行星发现太空风化成因的铁晶须

太空风化是暴露在严苛的太空环境中的天体表层所经历的一系列变化过程的总称，主要包括陨石和微陨石的轰击，以及太阳风粒子和银河宇宙射线的辐射等。在太阳系之中，太空风化作用主要发生在水星、月球、火星卫星以及小行星等无大气行星体表面。太空风化使这些天体的表壤发生非晶质化，形成囊泡结构和纳米单质铁，并强烈地改造其光谱特征 (Pieters and Noble, 2016)。

陨硫铁 (FeS) 是地外样品中的常见矿物，其中 S 是挥发性元素，它在太阳星云凝聚以及后期热事件等过程中会发生明显的迁移和分馏。另外，地外样品的 S 含量的研究是制约地球早期 S 的含量和生命演化重要途径。但是，太空风化引起的 S 亏损可能会影响无大气行星体的原始 S 丰度分析。因此，陨硫铁的空间风化模式对于了解小行星的动力学、早期太阳系的遗迹及其对陆地行星生命演化影响至关重要。之前的太空风化研究表明陨硫铁在太空风化作用下几乎不会发生改变，但有模拟实验结果却表明离子辐照可以改变它的结构和化学组成。迄今为止，这一问题仍然没有定论。

2010 年日本“隼鸟”号采集的 Itokawa 小行星样品为研究矿物的太空风化提供了关键样品。近日，日本九州大学文理学院的 Toru Matsumoto 及其合作者对 Itokawa 颗粒开展了陨硫铁太空风化的电子显微学

研究，成果发表于 *Nature Communications*。他们发现：

(1) 大多数 FeS 颗粒表面存在明显的金属铁晶须 (纤维状铁晶体)，尺寸从几十纳米到几微米不等，尖端较小 (图 1)。

(2) 铁晶须属于 bcc 结构，和 FeS 之间没有明显的取向关系，偶尔含有少量 Ni；每个晶须由一个铁晶体或晶体取向略有不同的几个子晶构成 (图 2)。

(3) 带有晶须的 FeS 颗粒表面大多存在近平行的鳞片状的小泡通道 (图 3a)，这些结构垂直于 FeS 的 c 轴而伸长 (图 3a、图 3b)。而 SEM 图中没有明显囊泡结构的 FeS 内部还有囊泡出现，深度可以到 50 nm

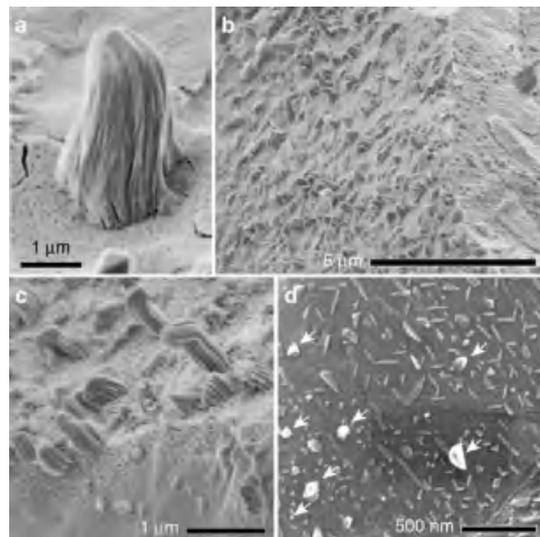


图 1 Itokawa 小行星颗粒表面形貌。a-c. 陨硫铁表面上不同尺度的晶须的二次电子图像，FeS 表面的黑点是开放的囊泡，c 可以观察到从囊泡到非囊泡结构的逐渐变化；d. 沿特定方向拉长的薄板结构的二次电子图像，晶须用箭头表示 (Matsumoto et al., 2020)

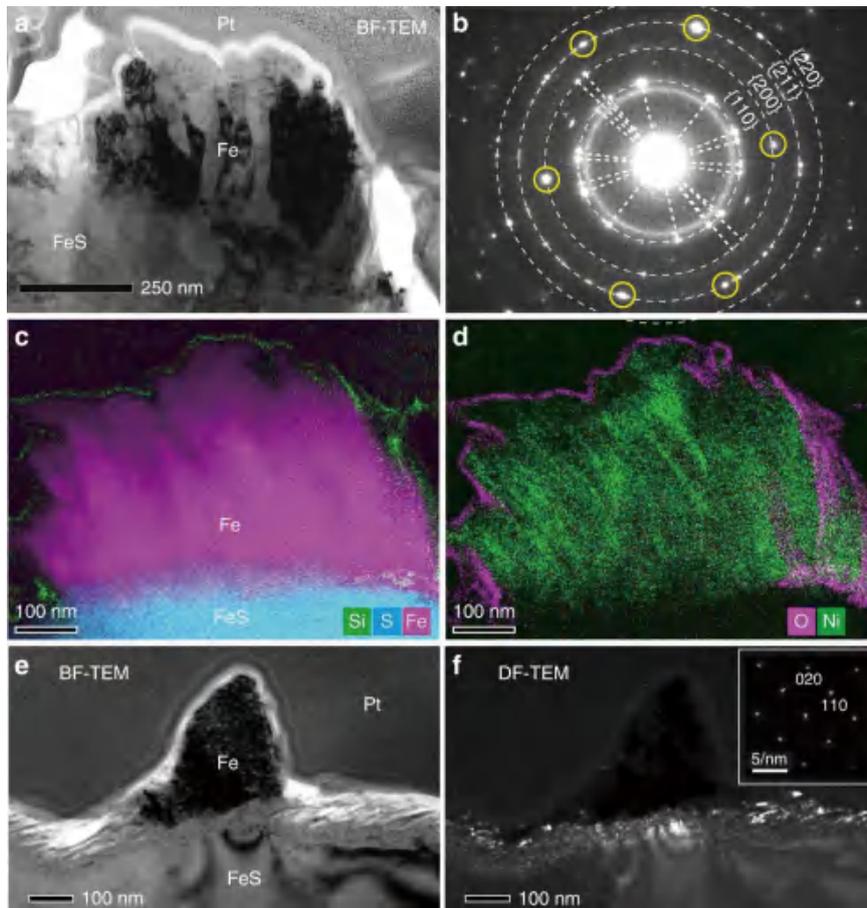


图 2 金属铁晶须的精细结构分析。a. 晶须的 TEM 明场像；b. 晶须整个区域的选取电子衍射；虚线环的半径对应于 bcc 结构铁平面的晶面间距；c. Si (绿色)、S (青色) 和 Fe (品红色) 的面分布图；d. O (品红色) 和 Ni (绿色) 的面分布图；e-f. 侧面观察 (电子束几乎平行于陨硫铁表面) FIB 截面中较细晶须的 TEM 明场像和暗场像 (Matsumoto et al., 2020)

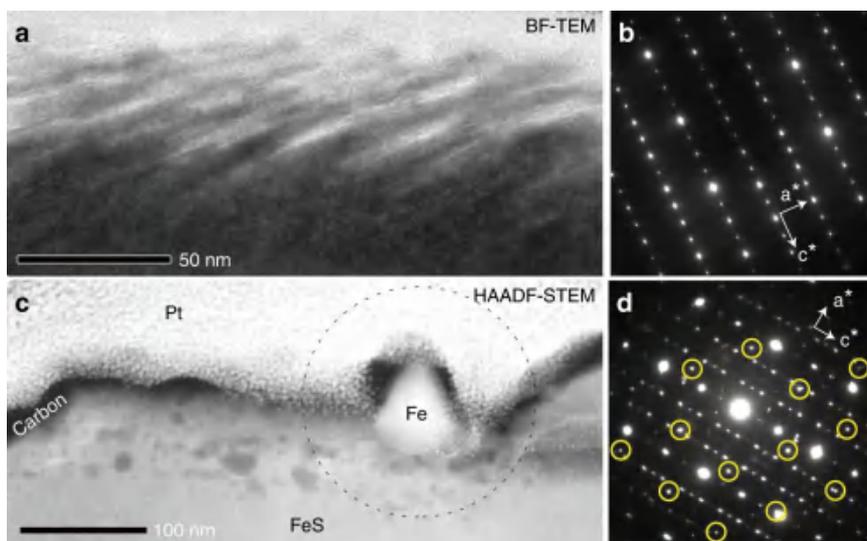


图 3 陨硫铁表面结构图。a-b. 具有开放囊泡的陨硫铁表面的 TEM-BF 图像及对应的选取电子衍射；c-d. 具有内部囊泡结构的陨硫铁的 HAADF-STEM 图像，可以观察到有铁晶须，下方的深色斑点对应于囊泡；d. 对应于图 c 中圆圈区域的选取电子衍射，黄色为金属铁的衍射斑 (Matsumoto et al., 2020)



(图 3c)。另外，表面具有开放囊泡的区域中的 Fe/S 比增加，而带有内部囊泡的表面具有比较恒定的 Fe/S 比。

(4) 铁晶须、FeS 和硅酸盐表面覆盖一层厚约 7-15 nm 的富 O 和 Si 的风化层(图 2c、图 2d)。FeS 表面包含 O、Si 和 Mg，甚至还包含 Na、Cl 和 Ca。这些边缘可能是由太阳风溅射或微陨石撞击所产生的气相沉积层。

基于以上分析结果，作者认为铁晶须最合理的形成机制是从固体基质中直接生长。捕获在囊泡中的 H₂ 气在太阳加热下可能发生下列反应：



其中 H 由太阳风提供，生成的 H₂S 气体沿亚晶界、裂缝或开放的气泡释放。这一反应会导致陨硫铁颗粒的硫不断消耗和

Fe²⁺ 过饱和。过量的 Fe²⁺ 最终与自由移动的电子结合 (Fe²⁺ + 2e⁻ = Fe⁰) 被还原为金属铁 (Fe⁰)。持续的 S 损失和 Fe²⁺ 的还原使得金属铁晶须不断生长。作者推测控制晶须生长的另一个重要因素可能是陨硫铁和金属铁之间热膨胀性质差异引起的金属铁的压应力释放，这是由 Itokawa 小行星自转过程中热循环导致的。

该项研究表明陨硫铁受离子辐照容易分解，太阳风辐射导致 FeS 中的 S 亏损，进而造成全岩样品的 S 丰度下降，说明太空风化作用对于行星际和星际环境中铁和硫的分配起着重要作用。此外，铁晶须这一新的太空风化特征，可能成为解释无大气天体表面演化历史的独特指标，同时为 Hayabusa 2 和 OSIRIS-Rex 返回的 C 型小行星样品的研究提供借鉴。

主要参考文献

- Matsumoto T, Harries D, Langenhorst F, et al. Iron whiskers on asteroid Itokawa indicate sulfide destruction by space weathering[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 1117. ([链接](#))
- Pieters C M, Noble S K. Space weathering on airless bodies[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2016, 121(10): 1865-1884. ([链接](#))

(撰稿：谷立新 / 科技平台 | 审校：胡森 / 地星室)

PNAS : 极端条件下 H₃O 的稳定性及其对天王星和海王星磁场的启示

天王星和海王星 (Uranus、Neptune, 下文简称 U/N) 是太阳系八大行星中距离太阳最远的两颗行星。它们距日心平均距离分别为 19.2 AU 和 30 AU (1AU=日地距离, 约 1.5 亿公里)。由于距离远, 观测少, 多年来, 人们对它们知之甚少。直到在 1986 和 1989 年, 旅行者 2 号探测器分别访问了 U/N, 才慢慢揭开这两颗行星的神秘面纱。人们发现这两颗行星的许多特性都非常相似, 并且都具有异常的非偶极子磁场和非轴对称的偶极磁场。其中, 发现 U/N 都有非常大的偶极倾角 (偶极磁轴与自转轴之间的夹角), 天王星的偶极倾角

为 59°、而海王星的则为 47° (图 1), 这与地球、木星和土星的磁场特征极为不同。

是什么物理过程驱动 U/N 磁场的产生呢? 人们把目光投向 U/N 的核部, 提出了种种结构模型来解释 U/N 的磁场。Podolak et al. (1991) 和 Hubbard et al. (1995) 的研究提出, U/N 核部稳定流体层之上“薄层”流体的对流可能解释 U/N 的异常磁场, 随后 Stanley and Bloxham (2004) 运用数值模拟方法检验了该模型 (如图 2 所示), 结果表明该“薄壳”发电机模型确实可以产生与观测结果相似的磁场。从此该发电机模型被很多人认可。

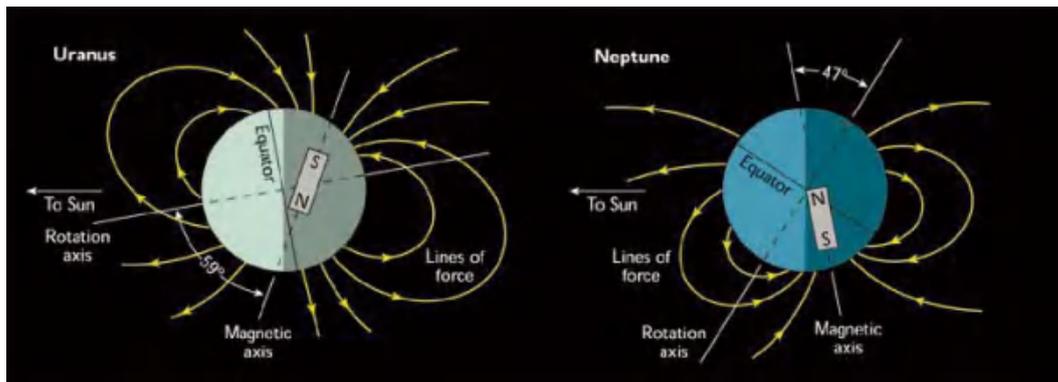
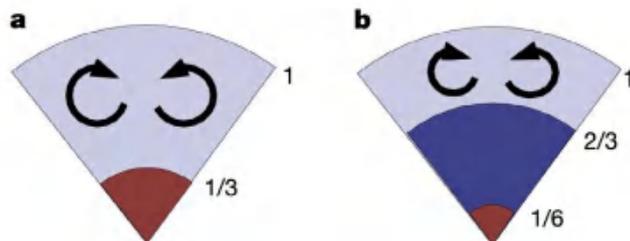


图 1 天王星和海王星的磁场, 由 NASA 的旅行者 2 号航天器测量提供 (Nellis, 2015)

图 2 行星磁场产生的两种核结构示意图 (Stanley and Bloxham, 2004)。左图 a 对应地核的结构, 棕色的区域为固态的内核, 淡蓝色的为液态的外核, 如图中箭头示意, 整个外核的对流产生了地磁场; 右图 b 即为所谓“薄层”发电机模型, 与地核结构不同, 该模型将液态的外核又分为两层, 深蓝色的区域内流体不对流, U/N 的磁场由浅蓝色薄层内流体对流产生





既然 U/N 的内部可能存在能产生特殊磁场的“薄层”对流流体，那这种流体的成分和结构究竟是怎么样的呢？人们对此做了很多猜测。作为巨型冰质行星的代表，U/N 内部的主要成分可能为 H₂O、CH₄ 和 NH₃ (Hubbard, 1981)，因此人们的主要研究思路，都从这些化学成分在 U/N 内部的反应与平衡入手，配合电导率的测量或估算，来推测最有可能产生磁场的流体成分和结构。

早在 1988 年，Nellis 等在实验压力和温度高达 75GPa 和 5000K 的条件下，测量了 H₂O-CH₄-NH₃ 混合物的电导率，发现它们的电导率上限约为 20 (Ω cm)⁻¹；而 Cavazzoni 等人的第一原理计算则表明，H₂O 和 NH₃ 的流体在高温高压条件下经历了从分子流体到非金属离子流体再到金属流体的转变（如图 3），导致其电导率在

300 GPa 左右就能达到 200 (Ω cm)⁻¹；Nellis 等人最近则提出，U/N 的磁场更可能是由行星内部金属流体氢（MFH）对流产生，因为 MFH 在压力高于 140 GPa 时，电导率就能高达 2000 (Ω cm)⁻¹。

事实上，看似简单的 H-O-C-N 体系在 U/N 内部条件下的反应与性质，要远比人们想象得复杂。近年来，人们开始关注 U/N 内部混合物体系的相态、结构与电导率，这对高温高压实验来说是巨大的挑战，因为 U/N 内部的温压可以达到 7000 K、600 GPa，这就使得第一原理模拟预测成为最为重要甚至是唯一的研究手段。

最近，吉林大学超硬材料国家重点实验室的马琰铭教授团队，利用其开发的晶体结构量子力学非线性程序，对 H₂-H₂O 二元体系在 U/N 深部条件下的结构进行了系统搜索，找到一种新的类似水合物的结构（如图 4），该结构在化学成分上的 H/O 比例为 3，因此记为 H₃O。他们还研究了 H₃O 的化学稳定性和电导率，发现这种结构的性质可以较好地与上述“薄层”发电机模型对应起来 (Huang et al., 2020)。

依据第一原理模拟计算的自由能，他们得到如图 5a 所示的 H₂-H₂O 相图。从该相图可以看到，随着温度的升高，H₃O 固体中 H 首先被“解放”，而 O 则仍然保持在其晶格位置上，使之成为超离子固体；而继续升高温度，O 也将被熔化，使之成为 H₃O 成分的流体，而这种流体的电导率，被证明要明显高于纯水的电导率，从而非常有利于其产生磁场。他们将该相图与 U/N 的可能温压曲线相对应，发现具有高电导的 H₃O 流体可能存在于 U/N 核部外侧的 0.32-0.39 R（R 代表 U/N 的总半径）范围内，从

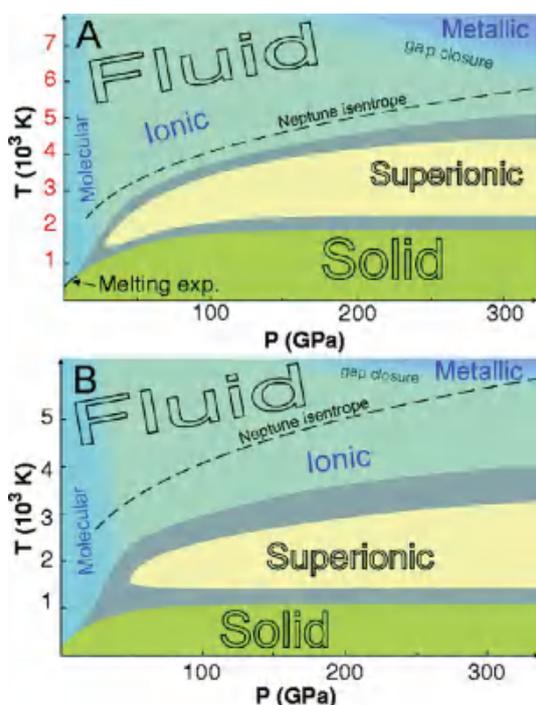


图 3 H₂O 和 NH₃ 的高温高压相图 (Cavazzoni et al., 1999)

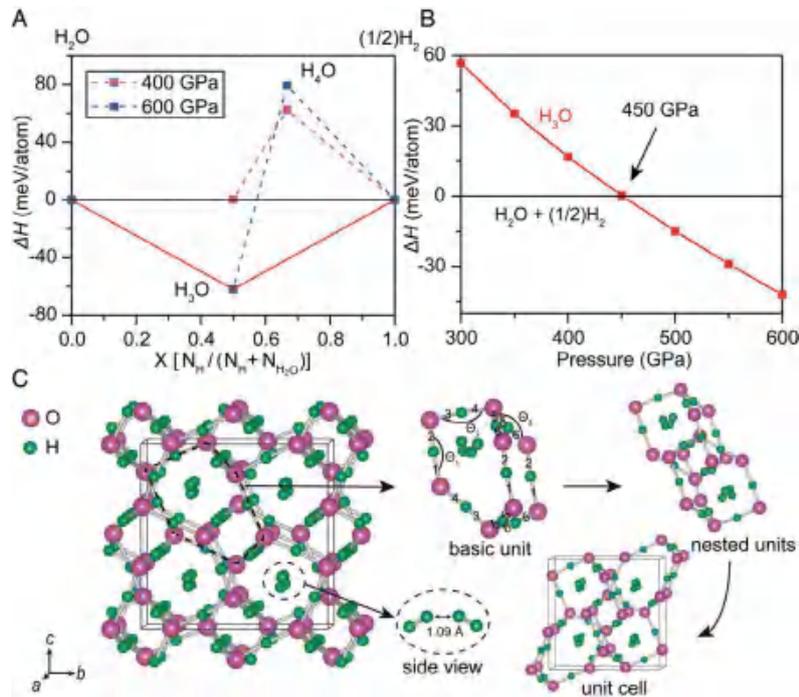


图 4 H₂O 的晶体结构。红色小球为 O，绿色小球为 H (Huang et al., 2020)

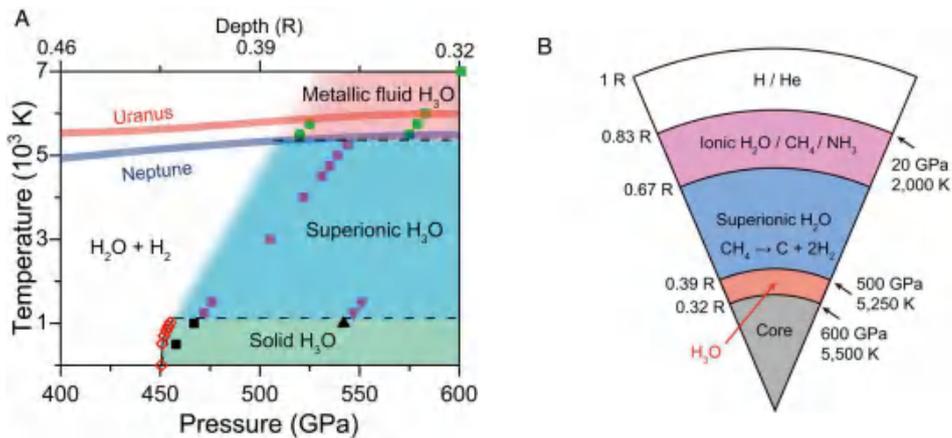


图 5 (a)H₂O 的相图；(b)U/N 内部可能的结构与成分 (Huang et al., 2020)

而为“薄层”发电机模型中的流体成分与结构提供了新的解释。进一步地，依据这些结果，他们还提出了 U/N 内部可能的圈层结构与成分变化（如图 5b）。

Huang et al. (2020) 的研究，对天王星/海王星异常磁场产生的物质基础提供了新的有益探讨。然而，人们对该问题的认识显然仍然十分不足。实际上，它们的总体

成分如何、内部温压如何变化、C-N 等元素如何分布，等等，这些基本问题其实都还有很大的不确定性，值得将来观测、实验和模拟工作的继续深入。

【致谢：感谢戎昭金副研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

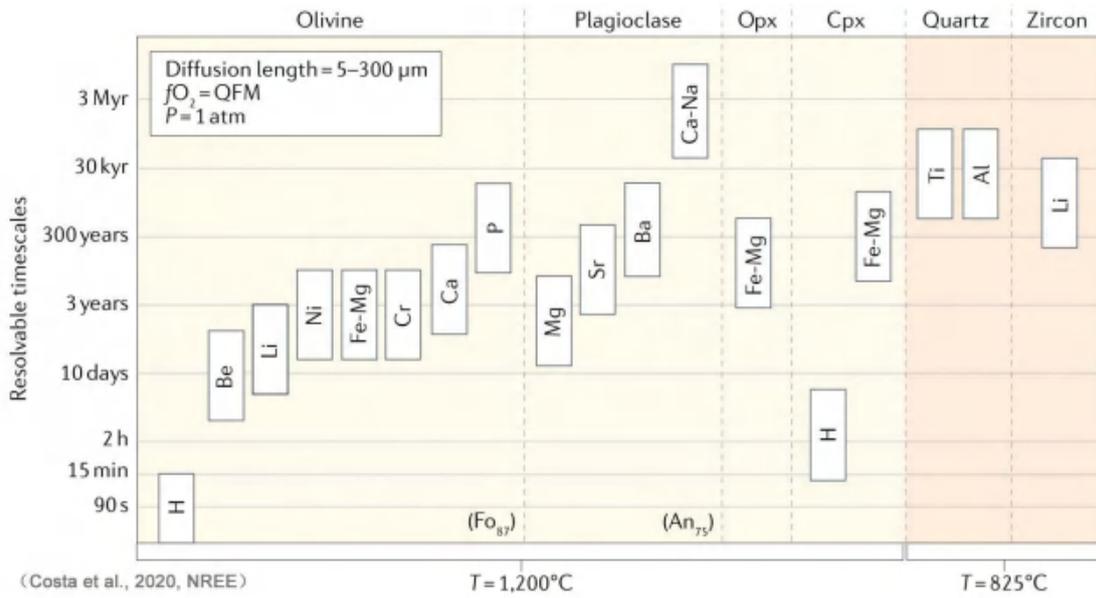


主要参考文献

- Cavazzoni C, Chiarotti G L, Scandolo S, et al. Superionic and metallic states of water and ammonia at giant planet conditions[J]. *Science*, 1999, 283(5398): 44-46. ([链接](#))
- Huang P, Liu H, Lv J, et al. Stability of H₂O at extreme conditions and implications for the magnetic fields of Uranus and Neptune[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(11): 5638-5643. ([链接](#))
- Hubbard W B. Interiors of the giant planets[J]. *Science*, 1981, 214(4517): 145-149. ([链接](#))
- Hubbard W B, Podolak M, Stevenson D J. The interior of Neptune in Neptune and Triton[M]. Cruikshank D P. Tucson: University of Arizona Press, 1995:125-154.
- Nellis W J, Hamilton D C, Holmes N C, et al. The nature of the interior of Uranus based on studies of planetary ices at high dynamic pressure[J]. *Science*, 1988, 240(4853): 779-781. ([链接](#))
- Nellis W J. The unusual magnetic fields of Uranus and Neptune[J]. *Modern Physics Letters B*, 2015, 29(1): 1430018. ([链接](#))
- Podolak M, Hubbard W B, Stevenson D J. Models of Uranus interior and magnetic field in Uranus[M]. Bergstralh T, Miner E D, Matthews M S. Tucson: University of Arizona Press, 1995: 29-61.
- Stanley S, Bloxham J. Convective-region geometry as the cause of Uranus' and Neptune' s unusual magnetic fields[J]. *Nature*, 2004, 428(6979): 151-153. ([链接](#))

(撰稿：高慧，张志刚 / 地星室)

7. 前无止境



NERR : 扩散年代学——揭秘岩浆过程的时间尺度

扩散作用是物质内质点运动的基本方式，是重要的传质过程之一，宏观上表现为物质的定向迁移，包括化学扩散（化学浓度梯度驱动）和热扩散（温度梯度驱动），其支配着元素/同位素在物质内的迁移和再分配，广泛存在于矿物、熔体、流体和气体中。在给定的条件下，化学扩散引起的元素丰度变化是时间的单调函数，这正是扩散年代学（Diffusion chronometry）推断地质过程时间尺度的根基。

由于不同元素的扩散速率可存在几个数量级的差异，多元素扩散联用可约束数分钟到数百万年时间尺度的岩浆活动。因此，扩散年代学可提取极高分辨率的时间

信息，是研究各类岩浆过程的时长及速率时广泛采用的绝佳途径之一（图 1）。

以下，我们结合新加坡南洋理工大学 Fidel Costa 教授及其合作者于 2020 年发表在 *Nature Reviews Earth & Environment* 上的综述文章“Diffusion chronometry and the timescales of magmatic processes”，简要介绍扩散年代学在探究岩浆过程时间尺度上的理论基础、应用现状及发展前景。

一、扩散年代学的研究基础

1. 扩散环带的形成

扩散年代学常被用于推断岩浆从存储到喷发的时间尺度。将喷发前岩浆活动的

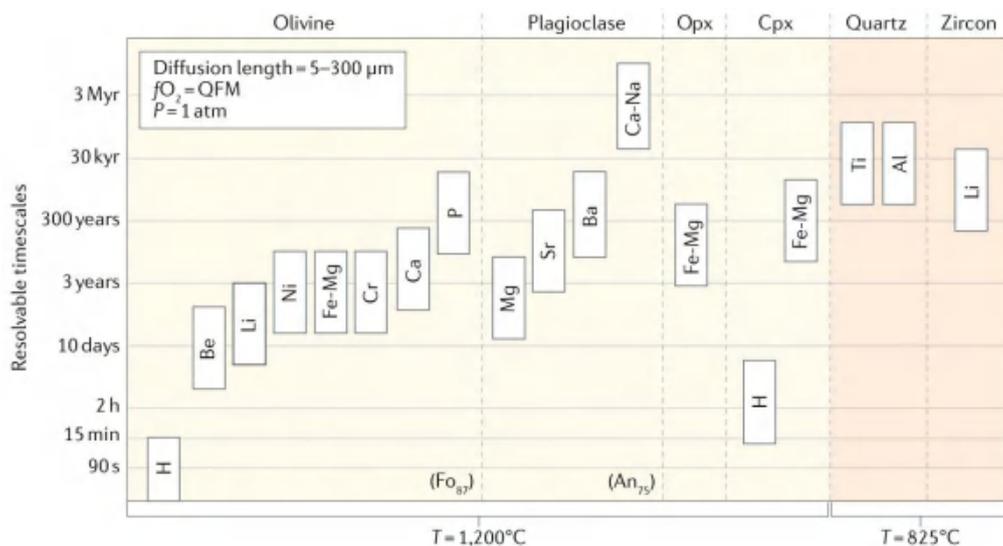


图 1 特定条件下，不同元素在常见矿物中的扩散时间尺度分辨范围总结（Costa et al., 2020）。图示时间尺度的估算基于以下参数条件：对于赋存于玄武岩中的矿物（如橄榄石、斜长石、斜方辉石和单斜辉石）和流纹岩中的矿物（石英、锆石），分别取 1200°C 和 825°C 为例；假设扩散长度为 5-300 微米，氧逸度为 QFM buffer，压力为 1 个标准大气压



时长与岩浆活动引起的地震、地表形变以及火山排气等观测结合，火山学家可构建岩浆喷发前的运动轨迹，厘清火山喷发机制和规模的主控因素。

以火山下的玄武质岩浆系统为例。上涌岩浆将深部结晶的矿物（如橄榄石）带至浅部岩浆房；在岩浆化学分异和 / 或岩浆补给的作用下，浅部岩浆房中的岩浆的化学成分发生变化（如向低镁演化）；新生长的橄榄石边缘继承这一组成变化，形成具不同元素组成的环带。在化学浓度梯度（化

学势）的驱动下，元素在晶体内发生扩散，扩散计时器开始计时。随着岩浆持续分异以及来自深部岩浆的挥发分补给，岩浆中挥发份逐渐达到饱和，岩浆在浮力作用下向浅表运移，最终喷发。岩浆在喷发前快速上移及喷出地表的过程中会经历相对快速的降温，当温度足够低时，晶体中元素的浓度几乎不再变化，扩散计时器停止。通过测量火成岩晶体中元素浓度的空间分布，可以反推出在一定温度下元素在晶体中扩散所消耗的时间（图 2）。

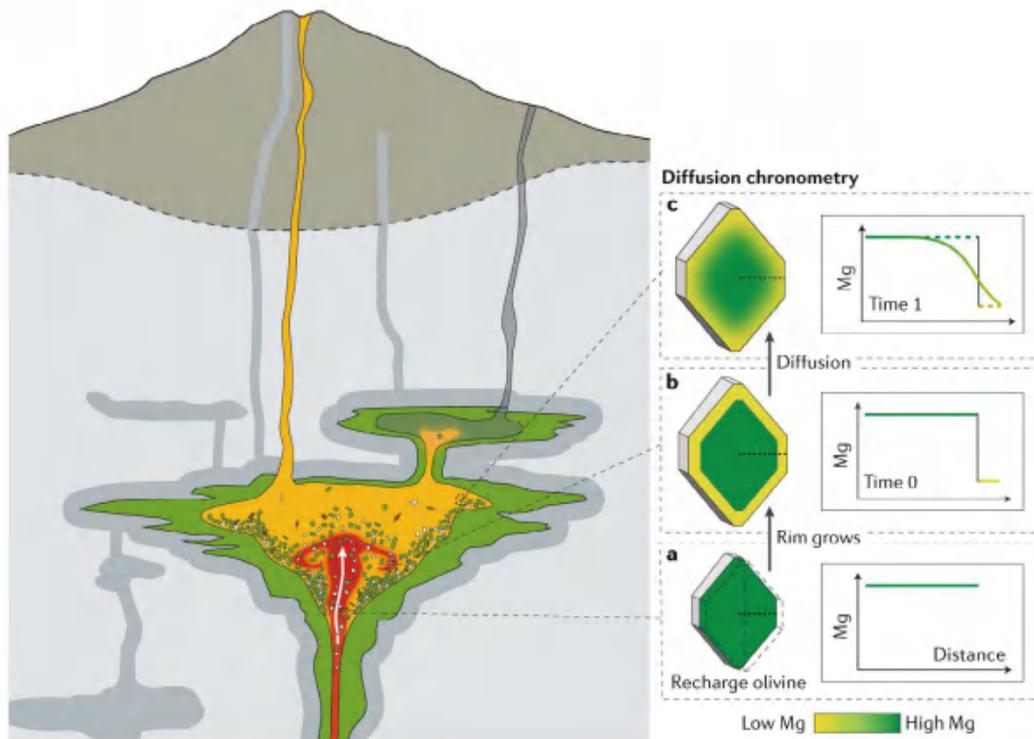


图 2 岩浆过程橄榄石中镁元素扩散环带形成示意图 (Costa et al., 2020)

2. 环带成分的测量

观测自然样品中元素浓度空间分布的分析技术主要包括电子探针 (EPMA)、离子探针 (SIMS)、红外线光谱 (FTIR)、激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪 (LA-ICP-MS) 等。通常来说，元素浓度剖面越精细（测

试精准度和空间分辨率越高），计算获得的扩散时间越精确。例如，利用电子探针获得的浓度剖面的分辨率可以达到 1 微米左右，而使用 NanoSIMS 则可以获得空间分辨率高达几十纳米的剖面，从而获得更精确的扩散时间。



3. 影响扩散时间的参数及扩散的数值模拟

在观察到晶体中的元素环带之后，我们可以利用各种化学分析仪器，测出元素浓度 (C) 在晶体中随距离 (x) 变化的剖面 (如图 3)。浓度剖面的形态与时间 (t) 和元素的扩散系数 (D) 的关系可以用菲克第二定律 (Fick's second law) 表示：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$$

扩散系数 (D) 通常由特定温度及压力条件下已知时长的扩散实验测得。扩散系数与温度密切相关，通常可以用阿伦尼乌斯 (Arrhenius) 方程表示：

$$D = D_0 e^{-E/RT}$$

其中， T 是温度 (单位 K)， D_0 是指前因子 (即温度无限大时的扩散系数)， E 是表观活化能， R 是理想气体常数。

由于温度对扩散系数 (D) 的巨大影响，只有在正确地估算扩散温度的前提下，我们才能获得准确的扩散系数及扩散时间。对扩散温度的计算多基于已有的矿物温度

计 (Putirka, 2008)，但是，如何进一步减小矿物温度计的误差仍是一个难题。除温度之外，一些元素 (如橄榄石中的 Fe-Mg) 的扩散系数 (D) 还与氧逸度、压力、矿物的化学成分及扩散的各向异性等因素有关。这些参数的误差也会影响估算的扩散时间的误差。

利用已知的扩散系数，以及设定的扩散的初始条件及边界条件，我们可以使用有限差分法对菲克第二定律求解。把有限差分模拟获得的经假定时长扩散后形成的浓度剖面，与自然晶体中测得的浓度剖面进行对比，便可以找出拟合程度最好的曲线，由此获得扩散时长。

针对扩散的有限差分数值模拟可以利用多种编程语言实现。目前已有一些针对特定矿物中特定元素扩散的模拟计算工具，包括针对橄榄石扩散的 *DIPRA* 程序 (exe) (Girona and Costa, 2013) 和针对磷灰石扩散的 *ApTimer* 网页计算工具 (<https://aptimer.wovodat.org> ; Li et al., 2020a)。

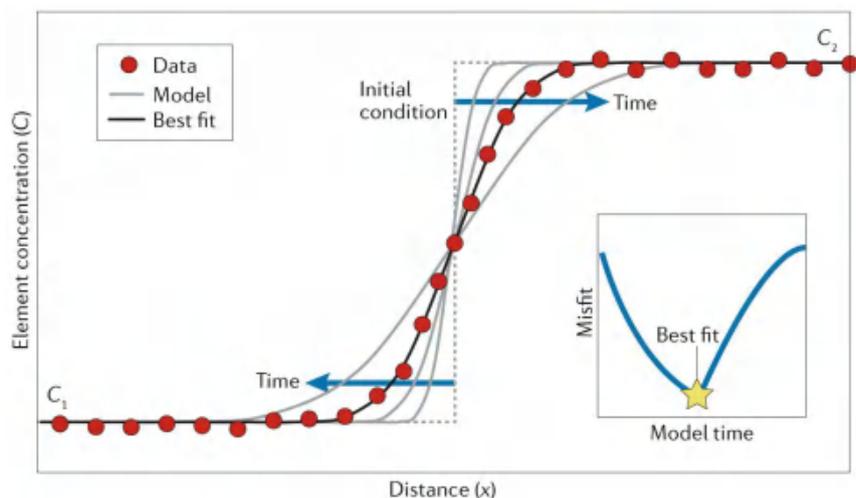


图 3 利用特定初始条件对元素浓度剖面进行扩散模拟的示意图 (Costa et al., 2020)



二、扩散年代学——研究实例

1. 岩浆在岩浆房中的滞留时间：‘冷’‘热’储存之争

将前文提到的扩散原理、测量方法以及数值模拟等方法应用在火山岩矿物上，可以估算出岩浆混合后在岩浆房中的滞留时间。喷发前的岩浆滞留时间对偏基性（如玄武岩质）的体系来说，通常为几天至几年，但对偏酸性（如流纹岩质）且演化程度更高的岩浆体系来说，则可以长达几十年甚至几千年（Costa et al., 2020）。即使是时间相对较长的中酸性岩浆体系，扩散年代学给出的时限依然比通过铀钍（U-Th）定年获得的时间尺度小至少两个数量级。这些时间尺度显著低于传统认识，因此引发了有关岩浆热、冷“存储”的争论（Cooper and Kent, 2014; Barboni et al., 2016）。一种可能的解释是，在偏酸性、喷发间隔较长、且规模较大的岩浆体系（如破火山口式火山 - caldera）中，源自下地壳的岩浆可能多

次上涌，并与浅部岩浆发生混合，直到达到喷发的临界条件而最终引发喷发。由此，喷发形成火山岩中的矿物可能经历了复杂的热历史，早期岩浆混合对矿物化学成分的改造“痕迹”，很有可能被后期的岩浆混合事件覆盖了。

2. 岩浆上升到喷发的时间尺度：‘瞬时’喷发

除了岩浆混合及滞留过程，扩散年代学还可以应用于探究喷发前岩浆从浅部岩浆房上升至地表这一更短过程的时限。由于浅部岩浆上升至地表这一过程通常仅耗费数小时到数天，探究这一过程的时长需要依靠扩散速度更快，且浓度会在岩浆上升（减压）作用下发生变化的元素或组分。目前已有的方法包括模拟矿物中熔体包裹体（melt inclusion）及半开放包裹体（melt embayment）中水的扩散（图4），橄榄石及辉石中氢元素的扩散，以及长石及石英中的锂元素扩散，等等。此外，地幔捕掳体中橄榄石及辉石中的氢元素扩散，还被用于推测地幔岩浆快速上升至地表的时长。

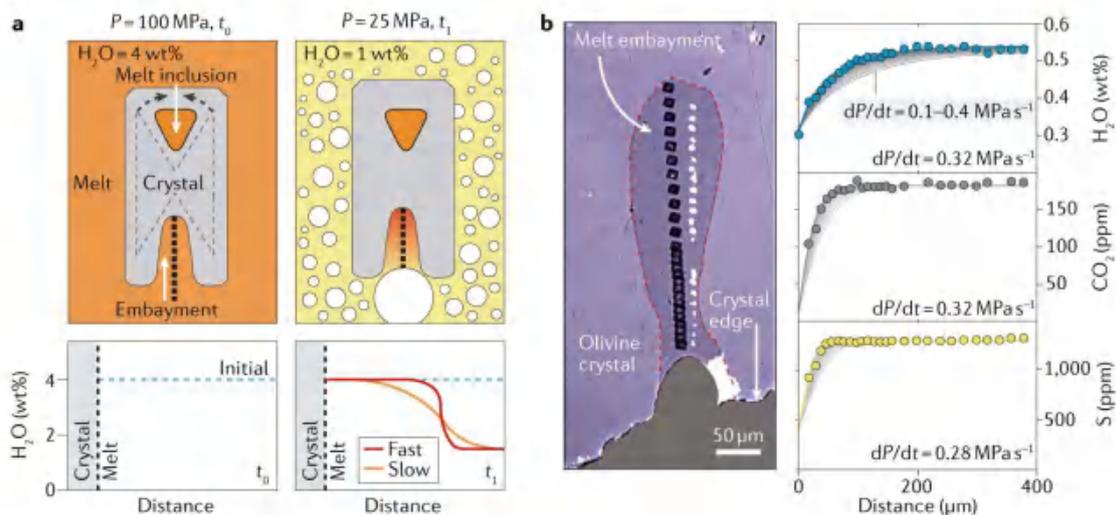


图4 Melt embayment 中 H_2O 扩散反映的岩浆上升时间及减压速率 (Costa et al., 2020)



Costa 教授团队的李蔚然博士近日发表在 EPSL 上的文章 (Li et al., 2020a) 提出, 火山岩中磷灰石中的 F-Cl-OH 元素扩散可以用来约束岩浆上升的时间, 并可结合岩浆开始上移的深度估算岩浆上升的速率, 从而揭示岩浆上升速率与火山喷发剧烈程度的关系。结合高温扩散实验和实验样品中元素扩散的数值模拟, 她们提出磷灰石中 F、Cl、OH 的扩散遵循“多组分扩散 (multicomponent diffusion)”机制, 即这三种共存于磷灰石同一晶格位置的阴离子的扩散速度受彼此浓度大小的影响, 因此, 模拟磷灰石中 F-Cl-OH 的扩散时间时, 需要同时拟合三个组分的浓度剖面。在岩浆上升过程中, 岩浆中的水含量会在达到饱和后随减压过程大幅度减小, 而岩浆中 F 和 Cl 的含量在未达到饱和 (即低于其相应溶解度) 的情况下会随着微晶的结晶而升高。在岩浆中 Cl/OH 和 F/OH 比例升高的情况下, 与岩浆接触的磷灰石晶体的边缘则会形成富 Cl 和 / 或 F, 且贫 OH 的环带, 并逐渐向晶体中心扩散。因此, 磷灰石晶体边缘 F-Cl-OH 的扩散时间大致对应了岩浆从开始上升 (丢失水) 到喷出地表的这段时间。

基于这一理论, Li et al. (2020a) 建立了模拟磷灰石中 F-Cl-OH 三组分扩散的模型, 并应用于印度尼西亚默拉皮火山 2006 年和 2010 年两次喷发形成的自然样品上 (Li et al., 2020b)。这两次喷发的喷发形式和规模有很大差异: 2006 年为溢流式喷发 (VEI 1) 而 2010 年为爆发式、规模更大的喷发 (VEI 4), 但两次喷发形成的磷灰石包裹体及熔体包裹体反映的喷发前岩浆中挥发分的饱和深度, 均在距地表 1-10 公里范围内。然而, 两次喷发形成的火山岩基质中的磷灰石具有明显的

成分差异: 2006 年喷出的基质磷灰石的晶体边缘大多有 3-7 微米宽的氯元素环带 (图 5 a、图 5b), 而 2010 年更大规模喷发形成的基质磷灰石没有显著的氯或氟元素环带 (图 5 c、图 5d)。这暗示了 2010 年喷发前岩浆上升的时间相比 2006 年更短。Li et al. (2020a) 对这些磷灰石晶体中的 F-Cl-OH 浓度剖面进行了扩散时间的模拟, 提出假如两次喷发前岩浆从类似的深度开始上升, 那么 2010 年更大规模的喷发对应的岩浆上升的速度大概比 2006 年快至少 5 到 10 倍。这一发现与“较快岩浆上升通常对应更剧烈的火山喷发”的普遍规律吻合。

二、扩散年代学——研究展望

扩散年代学在岩浆体系研究中具有广阔的应用前景。通过对比记录在同一岩浆体系中不同矿物中的扩散时间, 并结合放射性同位素定年, 以及岩浆的地球化学信息, 可以更全面地还原岩浆的化学成分随时间和空间的演化历史, 从而揭示不同形式的火山喷发背后的机制, 并为火山喷发的准确预测奠定基础。

另外, 为了获得更高精度的扩散时间, 未来的扩散研究还应当致力于: (1) 准确获取目标元素扩散系数; (2) 测定更高精度和空间分辨率的元素 / 同位素剖面; (3) 将二维扩散模型扩展至三维; (4) 在模拟过程中考虑扩散边界的浓度随时间的变化等。

【致谢: 感谢岩石圈室路凯博士生的修改。】

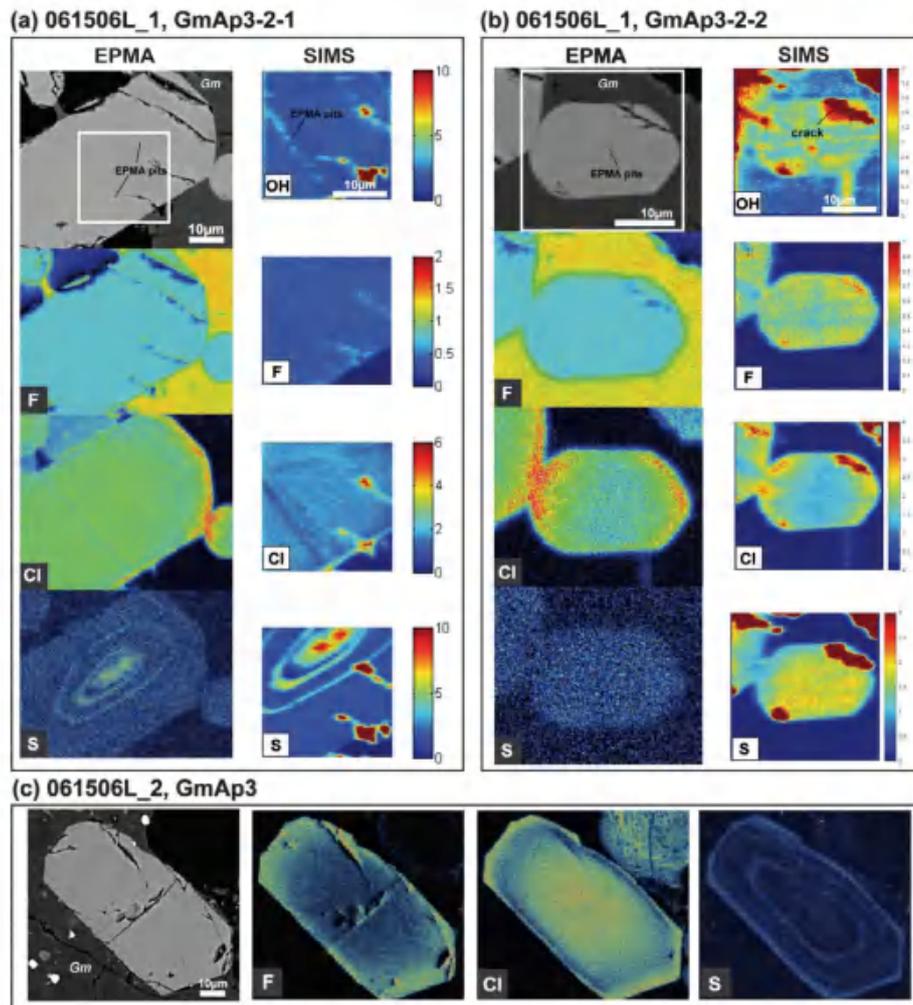


图 5 印尼默拉皮火山 2006 年 (a,b) 和 2010 年 (c,d) 两次喷发形成的火山岩基质中的磷灰石晶体的挥发分成分。其中, 2006 年喷出的磷灰石晶体有氯元素环带, 而 2010 年喷出的磷灰石没有显著环带 (Li et al., 2020b)

主要参考文献

- Barboni M, Boehnke P, Schmitt A K, et al. Warm storage for arc magmas[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2016, 113(49): 13959-13964. (链接)
- Cooper K M, Kent A J R. Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage[J]. *Nature*, 2014, 506(7489): 480-483. (链接)
- Costa F, Shea T, Ubide T. Diffusion chronometry and the timescales of magmatic processes[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2020, 1(4): 201-214. (链接)
- Girona T, Costa F. DIPRA: A user - friendly program to model multi - element diffusion in olivine with applications to timescales of magmatic processes[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2013,



14(2): 422-431. ([链接](#))

Li W, Chakraborty S, Nagashima K, et al. Multicomponent diffusion of F, Cl and OH in apatite with application to magma ascent rates[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 550: 116545. ([链接](#))

Li W, Costa F, Nagashima K. Apatite crystals reveal melt volatile budgets and magma storage depths at Merapi volcano, Indonesia[J]. *Journal of Petrology*, 2020b: ega100. ([链接](#))

Putirka K D. Thermometers and barometers for volcanic systems[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2008, 69(1): 61-120. ([链接](#))

(撰稿: [李蔚然](#) / 新加坡地球观测研究所, [李扬](#) / 岩石圈室)

PNAS : 沙漠微生物从石膏中汲取水的机制

智利阿塔卡玛沙漠是地球上最干燥和最古老的沙漠之一（极端干旱沙漠的干旱指数为 0.05，而该沙漠的干旱指数低至 0.0075），其环境条件与火星类似。但是，在这种极端干旱的环境中依然有生命存在（Frischkorn, 2020）。因为一些岩石可以阻挡紫外线直射，为众多岩内微生物类群提供庇护，其中包括蓝藻、放线菌门、绿弯菌门和变形菌门。因石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）本身具有多孔结构和吸水、保水能力，岩内微生物常与其相伴。石膏中水分子以结晶水形式存在晶格中，占石膏总质量的 20.8%。因此，有理由推测石膏可作为极端干旱条件下生物体的水源（Escudero et al., 2015），且有研究在西班牙东北部发现生长于石膏上的半日花（*Helianthemum squamatum*）在干旱的夏

季可以通过根系从石膏中汲取水分（Palacio et al., 2014）。但是，生物体从石膏中汲取水的机制以及石膏脱水过程却并不清楚。

针对上述问题，加利福尼亚大学的 Wei Huang（黄威）、David Kisailus 等研究者对阿塔卡玛沙漠和实验室合成的石膏样品开展了详细的显微镜和光谱观测，试图揭开微生物从石膏中摄取水的机制并探讨其对石膏晶体的影响。研究者发现阿塔卡玛沙漠的石膏岩表面之下经常发育有绿色微生物聚集区（图 1a），表明存在光合微生物。微米计算机断层扫描图像（微米 CT，图 1b）揭示微生物菌落分布于岩石基质的孔隙中。扫描电子显微镜（SEM）表明微生物对石膏特定晶面有较好的附着性。拉曼光谱分析和 SEM 观察结果进一步显示微生物主要聚集在石膏 {011} 晶面上。石膏的

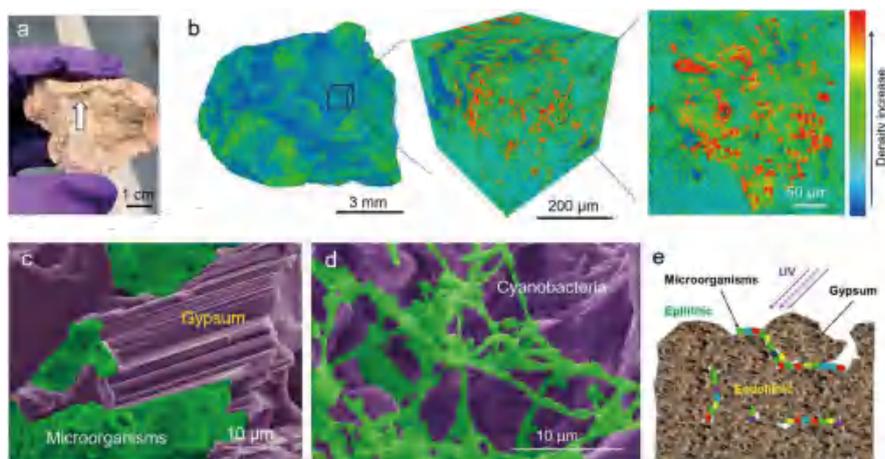


图 1 阿塔卡玛沙漠石膏岩中的微生物。(a) 石膏岩手标本照片，白色箭头指向微生物聚集区，(b) 石膏岩的微米 CT 图像，黄色和红色代表岩石中的微生物菌落。(c-d) 石膏的扫描电镜图像，(e) 石膏岩中的微生物的位置的。Cyanobacteria- 蓝藻细菌，Gypsum- 石膏，Microorganisms- 微生物，epilithic- 表生的，Endolithic- 岩石内的，UV- 紫外线（Huang et al., 2020）



{011} 晶面表面较为粗糙，可能使微生物更易附着（图 1c），也有助于水的加入与溶解。微生物菌落的形态特征表明这些微生物为蓝藻细菌（图 1d），图 1e 则展示了干旱压力下微生物栖息于岩石内部的示意图。这些样品的傅立叶变换红外光谱测试表明结晶水在蓝藻生长旺盛的区域含量逐渐降低，暗示蓝藻的生长使石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）向硬石膏（ CaSO_4 ）转变。

为了进一步验证蓝藻生长与石膏晶体中水的关联，研究者设计了两组蓝藻与石膏的反应对比实验，使用阿塔卡马沙漠的石膏样品作为培养基质，并加入从石膏样品中分离得来的蓝藻细菌，将石膏试片与蓝藻分别置于干燥和潮湿两种环境。在 30 天培养期内，石膏试片表面及其内部的细菌均呈亮绿色，表明存在光合色素。实验表明硬石膏只存在于“干燥条件”培养的

石膏试片中，未见于“潮湿条件”实验组以及未加微生物的石膏样品中。这说明“干燥条件”促进了蓝藻从石膏岩中汲取水，并导致其转化为硬石膏。这些结果证实了基于阿塔卡马沙漠蓝藻从石膏晶体汲取水的推论。更重要的是，实验揭示蓝藻细菌数量与硬石膏数量呈正相关，指示微生物在相变中所起的重要作用。作者认为蓝藻周围的生物膜中存在有机酸，有机酸腐蚀了石膏并促使晶格中的水释放到蓝藻中。随着蓝藻细菌的生长，它们产生更多的有机酸，并从石膏中获取更多结晶水，从而加速石膏脱水过程。这就相当于，牙齿表面的细菌生物膜含有乳酸，这些酸会导致磷酸钙的溶解和牙釉质的腐烂。

通过对蓝藻、石膏和硬石膏晶体的结构变化可将微生物作用下石膏脱水过程（石膏转变为硬石膏）分为四个阶段（图 2）。

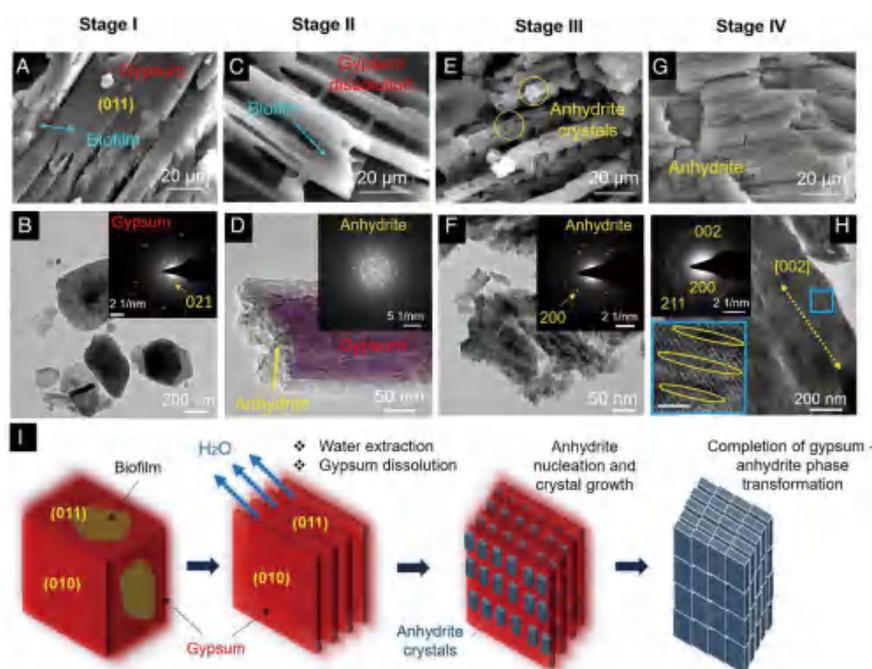


图 2 石膏在微生物作用下转变为硬石膏的机制。第一阶段（A、B）微生物附着在石膏晶体上形成生物膜（Biofilm）；第二阶段（C、D）：石膏颗粒外部的多孔结构指示其发生溶解，硬石膏在石膏晶体表面成核、沉淀；第三阶段（E、F）：硬石膏晶体大面积生长，石膏表面形成的硬石膏颗粒，明场透射电镜图像显示硬石膏纳米晶的短程排列表明颗粒附着；第四阶段（G、H）：石膏 - 硬石膏相变转换完成；（I）微生物诱导石膏 - 硬石膏相变总结及示意图（Huang et al., 2020）



第一阶段：微生物附着于石膏晶体 {011} 平面并形成生物膜（图 2A），该阶段石膏呈单晶体状态（图 2B）；第二阶段：覆盖在石膏表面的生物膜（图 2C-D）含有促使矿物溶解的有机酸，使矿物溶蚀并释放结晶水，样品表面多孔的生物膜加剧了矿物的溶解（图 2C），硬石膏纳米晶在溶解的石膏表面附近随机沉淀（图 2D）。该阶段石膏 - 硬石膏相变程度取决于其所在环境特征，微生物活动产生的酸性环境以及水的释放可以有效地促进石膏的脱水。第三阶段：当形成硬石膏时，“初级”纳米晶体通过短距离排列形成有序的介质晶（图 2E-F）。最后，定向附着使两个相邻纳米晶体发生晶面错位并重新组合（图 2G-H），形成更大的硬石膏颗粒。蓝藻诱发的石膏 - 硬石膏相变的过程与机理如图 2I 所示。该发现还表明硬石膏在微生物参与下的生长机制有别于经

典晶体结晶模式，其晶体由纳米颗粒晶组成，表面粗糙不平。

了解岩内微生物如何在极端条件下摄取水分不仅有助于探究干旱环境孕育潜在生命（例如火星），也有助于开发新的储水和取水技术。该研究揭示了在蓝藻等微生物的活动下，石膏会失去结晶水转变为硬石膏的机制，不仅阐明了微生物如何在严重干旱条件下汲取水分，还为生活在极端环境中有机体的生存机制提供了线索，指示含水矿物作为外星水资源勘探的可能性。另外，该研究揭示的微生物和矿物质的相互作用为环境的生物修复提供了一些参考和研究思路。

【致谢：感谢加利福尼亚大学黄威博士与地星室刘立的修改建议。】

主要参考文献

- Escudero A, Palacio S, Maestre F T, et al. Plant life on gypsum: a review of its multiple facets[J]. *Biological Reviews*, 2015, 90(1): 1-18. ([链接](#))
- Frischkorn K R. Water from a stone[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2020, 1: 280. ([链接](#))
- Huang W, Ertekin E, Wang T, et al. Mechanism of water extraction from gypsum rock by desert colonizing microorganisms[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(20): 10681-10687. ([链接](#))
- Palacio S, Azorín J, Montserrat-Martí G, et al. The crystallization water of gypsum rocks is a relevant water source for plants[J]. *Nature Communications*, 2014, 5(1): 1-7. ([链接](#))

（撰稿：毛亚晶，郑旭阳 / 矿产室）

NG : 有氧和缺氧地下水混合产生的铁氧化微生物热点区

地下水是全球最大的液态淡水体，供全球 20 亿人饮用，地下水质量广受关注。长期以来，对地下水质的研究主要集中在地下水运移过程中的各种物理化学作用，随着研究的深入，科学家们逐渐认识到微生物是改变地下水质的的重要参与者，应给予重视。事实上，地下水是多种微生物栖息的空间，微生物参与的氧化还原反应会显著影响地下水水质 (Chapelle, 2001)。

一般而言，地下水里的微生物热点区多集中在地下水和地表水的混合地带，此处生物量较大，也便于取样和研究。但深部的微生物热点区由于样品难以获得，且无法通过常规的生物地球化学反应模型进行预测 (Li et al., 2017)，因此对于深部微生物热点区的空间分布特征及其与水文过程的影响关系，人们所知甚少。人们通常认为，地下水从补给区到排泄区，随着循环深度逐渐增加，将由氧化环境逐步变成还原环境，在地下深处氧化微生物难以生存。实际情况究竟如何？

近日，法国雷恩大学 Bochet O. 等通过在法国 Ploemeur 观测基地一个 130 m 的钻孔，对地下水进行分层取样与研究后发现，随深度逐渐增加，整体上铁的含量逐渐增加，溶解氧的浓度则逐渐降低。但有意思的是，在 54 m 深处，氧气浓度异常高 (图 1d)，且光学成像表明整个钻孔从 0-60 m 呈锈红色，而 60 m 以下仅局部见此色 (图 1a)。鉴于钻孔内压力较高，显然氧

气不可能是从钻孔上部向下泄露所致。作者通过扫描电镜成像和微生物宏基因组学分析后发现，在 54 m 处上下存在一个以 Gallionellaceae 科铁氧化细菌 (FeOB) 为主的热点。作者随后开展了室内实验，验证发现流体内的铁应是 FeOB 氧化所致。

为理解形成 FeOB 热点的原因，作者基于地下水流速分布、溶解氧浓度分布和裂隙特征提出了一个概念模型：在补给条件下，部分垂向裂隙可以作为地下水流的优先通道，成为富含溶解氧的“捷径流”，然后在向下流动的过程中，与裂隙网络中的其他地下水流相互混合，形成了地下 54m 深处的氧气浓度峰值 (图 1)。这一认识，打破了传统观点，提醒我们铁氧化细菌热点可以在地下深处出现。作者进一步进行了定量计算，认为裂隙的渗透系数对微生物热点的分布至关重要，假定有两组裂隙交汇，在富含溶解氧的裂隙渗透系数与不含溶解氧的渗透系数比值小于 0.001 时，微生物的氧化区域分布较浅；该比值在 0.01-0.1 时，微生物的氧化区域则会分布在深浅多个区域内。

这一研究结果解释了地下水内氧化微生物热点的分布机理，有助于理解氧化细菌对地下水质的影响。尤其是在开展气候变化和人类活动对三水 (地下水 - 地表水 - 大气水) 循环这一统一体的影响评估时，人们总是认为深部地下水可以作为一个缓冲区，这一研究提醒人们地下深处会因裂隙的非均质性，而导致地下水易受到污染。

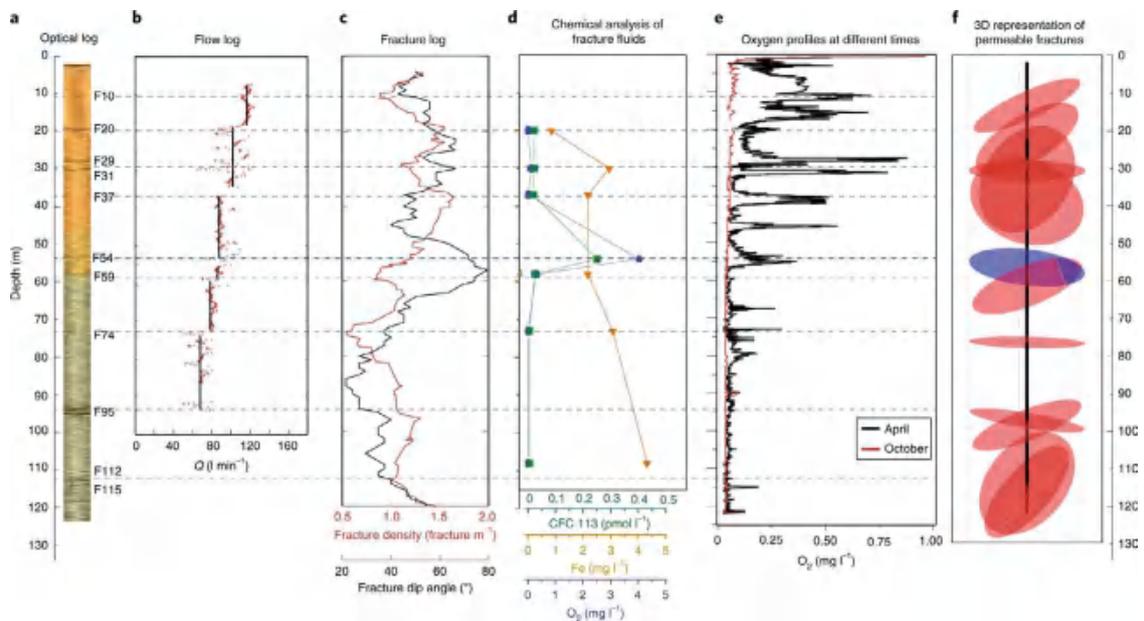


图 1 钻孔内揭示的裂隙分布、密度、走向、地下水流速和化学特征。a. 钻孔光学特征；b. 流速分布；c. 裂隙分布；d. 裂隙内流体化学特征；e. 不同时间的溶解氧分布；f. 裂隙特征三维展布 (Bochet et al., 2020)

主要参考文献

- Bochet O, Bethencourt L, Dufresne A, et al. Iron-oxidizer hotspots formed by intermittent oxic-anoxic fluid mixing in fractured rocks[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13: 149-155. (链接)
- Chapelle F. Ground-Water Microbiology and Geochemistry[M]. John Wiley and Sons, 2001.
- Li L, Maher K, Navarre-Sitchler A, et al. Expanding the role of reactive transport models in critical zone processes[J]. *Earth-Science Reviews*, 2017, 165: 280-301. (链接)

(撰稿：孔彦龙 / 页岩气室，曹长乾 / 地星室)

NC : 剪切带内孔隙压力短时增加可触发巨型岩质滑坡加速蠕滑

巨型岩质滑坡在自然界广泛分布，由于其滑体方量巨大（通常可达 10^6-10^8 m^3 ），一旦失稳往往动能大、滑移距离远，对人类生命和财产安全构成重大威胁。令人费解的是，巨型岩质滑坡在经历很长时间缓慢蠕滑后，会突然加速蠕滑直至灾难性失稳滑动（图1），然而这种由慢到快过渡的调控机制至今仍悬而未决。

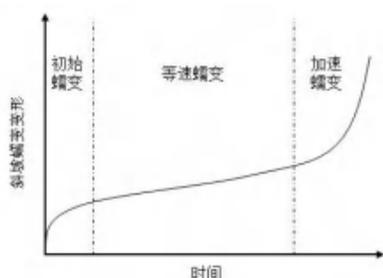


图1 典型的斜坡三阶段蠕变曲线

通常，大型自然斜坡通过坡体渐进破坏过程对外界扰动做出响应，其中对水文条件的变化非常敏感。为此，很多学者认为捕捉巨型滑坡在不同蠕变阶段起始点处水文过程与力学过程之间的耦合行为是预测其从慢到快过渡的关键。

然而，当前对滑坡随时间变化的运动和对水文触发瞬态响应的认识，多依赖于对降雨、地下水和位移时间序列的统计分析以及基于简化粘性流变学的数学模型。尽管这些方法很有用，也比较容易应用，但它们并不能全面反映岩质滑坡的演化特征，且其自身相当大的不确定性往往影响预测模型和预警标准的可靠性。此外，亦

有一些学者利用依赖速度 - 状态的摩擦模型来描述滑坡运动（包括缓慢滑动和灾难性崩塌），亦或引用不排水的水 - 力耦合和扩张型强化机制来解释滑坡运动的周期性和时变模式。然而，将这些模型应用于巨型缓慢蠕滑的岩质滑坡尚缺乏实验支持，且有关模型也无法在原位现场监测和实验室数据之间进行直接比较。

近期，意大利米兰大学的 Federico Agliardi 博士及合作者通过对意大利 Spriana 巨型岩质滑坡的基底剪切带物质开展室内不排水蠕变剪切试验，以揭示水动力作用下大型岩质滑坡蠕变速率由慢到快转化的物理力学机制。通过保持法向应力和剪切应力恒定，以阶梯式加载路径逐次在短时间内增加样品孔隙水压力的方法，来模拟实际降水、冰雪融化等入渗引起滑坡基底剪切带物质的孔压快速变化。如图2的实验结果显示，短时间内快速增加样品孔压，会引起剪切带的蠕变速率突然增加而形成加速脉冲，同时伴随着剪胀变形发生。每个蠕变速率的脉冲峰值均出现在孔压增加之后，且延迟时间随着孔压的持续增加而逐渐变小。同时，每个加速脉冲之后存在着一个自减速阶段（Creep I），并逐渐演化为长时等速蠕变阶段（Creep II），其蠕变速率相比于峰值减小十倍以上。随着蠕变速率的增加，剪切带的压密变形增加。剪切变形的自减速效应随着孔压持续增加而减弱，从而提升等速蠕变阶段（Creep II）

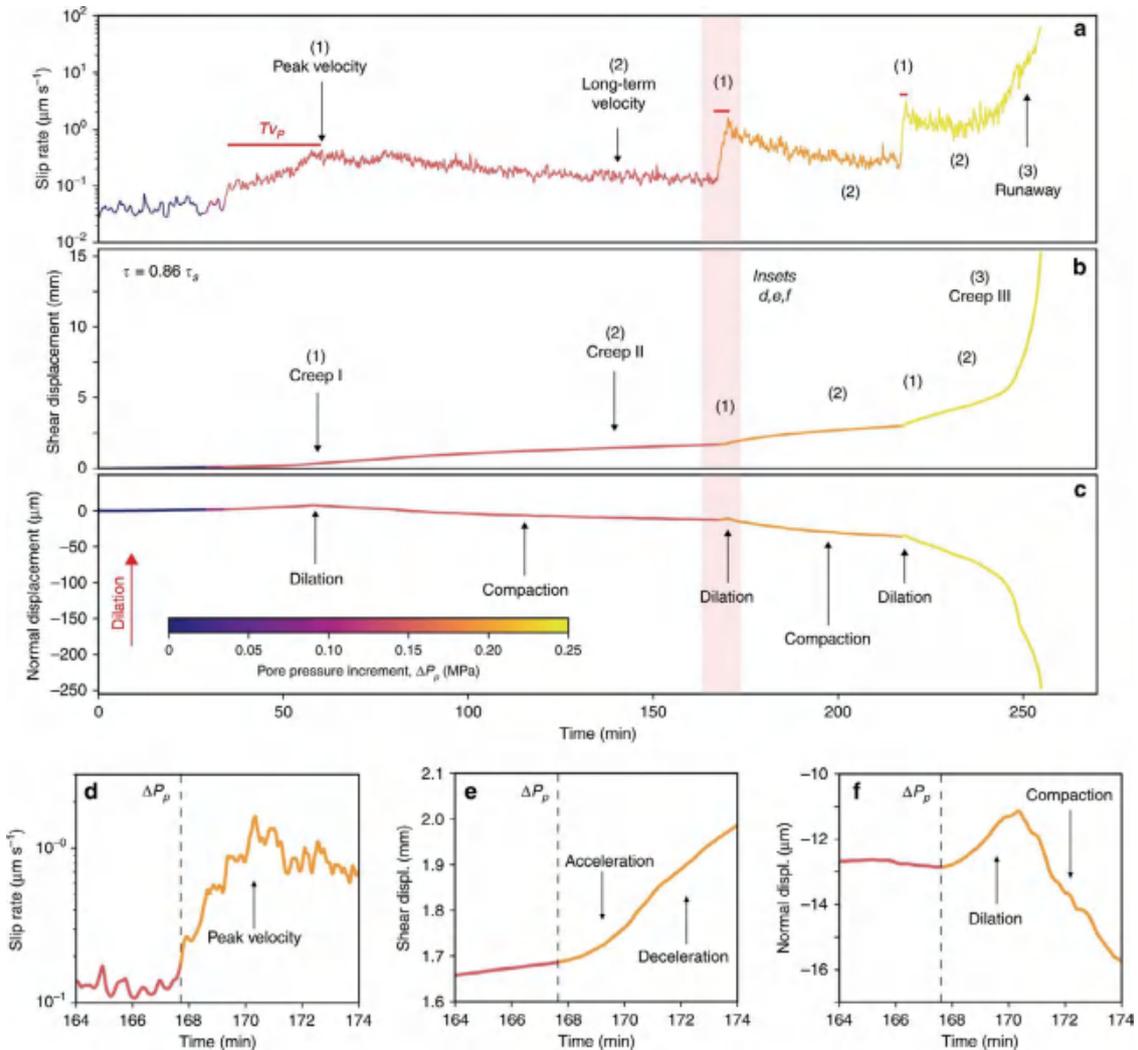


图 2 孔隙水压力阶梯式增加剪切蠕变试验结果 ($\tau=0.86 \tau_s$)。(a) 剪切滑移速率随时间的变化；(b) 累积剪切位移随时间的变化；(c) 法向位移随时间的变化；(d) - (f) 分别对应 (a) - (c) 粉红色区域的放大图 (Agliardi et al., 2020)

的整体蠕变速率。当应力状态接近样品的剪切强度时，继续增加孔压激发加速脉冲后，仅发生一个短时间的自减速过程，然后就转化为加速蠕变阶段 (Creep III)，直至最终破坏。以上的实验巧妙地模拟了岩质滑坡基底剪切带受水力耦合作用过程，表明当剪切应力较高时在短时间内蠕变速率就能达到峰值，且只需很小的孔隙水压力增量就能触发剪切带由慢速蠕变阶段快速过渡到加速蠕变阶段 (Creep III)。

在此基础上，Federico Agliardi 等人将室内试验结果与野外观测结果 (图 3) 进行对比发现，虽然模型尺度和复杂程度存在差异，但是试验获得的峰值脉冲时间 (TV_p)、峰值蠕变速率 (V_p) 以及长时蠕变速率 (V_{PCH}) 随孔隙水压力增量 (ΔP_p) 的变化与实测的结果具有很好的一致性。随着 ΔP_p 的增加， TV_p 表现出逐渐减小的趋势，而 V_p 和 V_{PCH} 表现出很强的对数线性增大趋势。



以上研究从试验角度模拟了水动力作用下巨型岩质滑坡的蠕变力学行为，揭示了其由慢速蠕变阶段过渡到快速蠕变阶段的水力耦合作用机制，为水动力滑坡预测预报提供了基于物理过程和与尺度无关的试验依据。

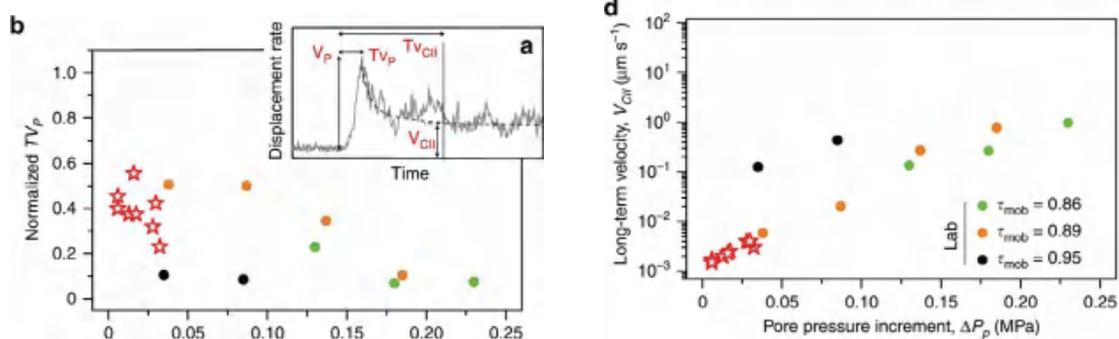


图3 试验结果和野外观测结果对比 (Agliardi et al., 2020)

延伸阅读

- Agliardi F, Scuderi M M, Fusi N, et al. Slow-to-fast transition of giant creeping rockslides modulated by undrained loading in basal shear zones[J]. *Nature Communications*, 2020, 11: 1352. (链接)
- Crosta G B, Agliardi F, Rivolta C, et al. Long-term evolution and early warning strategies for complex rockslides by real-time monitoring[J]. *Landslides*, 2017, 14(5): 1615-1632. (链接)
- Geng Z, Bonnelye A, Chen M, et al. Time and temperature dependent creep in Tournemire Shale[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, 123(11): 9658-9675. (链接)
- Handwerker A L, Rempel A W, Skarbak R M, et al. Rate-weakening friction characterizes both slow sliding and catastrophic failure of landslides[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2016, 113(37): 10281-10286. (链接)
- Helmstetter A, Sornette D, Grasso J R, et al. Slider block friction model for landslides: Application to Vaiont and La Clapiere landslides[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, 109(B2). (链接)
- Scholz C H. Mechanism of creep in brittle rock[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1968, 73(10): 3295-3302. (链接)

(撰稿：黄晓林，薛雷 / 页岩气与工程室)

NG : 反应性流体可驱动深部地壳岩石快速转变

流体与岩石的相互作用是地球动力学过程的基本组成部分，它不仅将物质、能量的传递与大规模构造变形相联系，也控制着矿床形成、碳封存过程以及岩石圈流变特征变化 (Jamtveit et al., 2000)。流体与岩石相互作用过程几乎不受限于空间尺度，在矿物颗粒、岩石露头和板块等不同尺度上均可发生 (Engvik et al., 2008)。

但在时间尺度上，由于缺少合适的定年方法，很难对区域尺度流体与岩石相互作用的持续时间进行有效的精确约束 (Baxter and DePaolo, 2000)。放射性测年技术提供的是绝对年龄而不是持续时间，且其不确定性太大，无法捕获快速而短暂的地质过程。而通过室内实验获取作用速率，再进行尺度升级的方法也十分困难。

挪威卑尔根大学 A. Beinlich 与柏林自由大学 T. John 等研究者为了量化区域尺度的流体 - 岩石相互作用的持续时间提出了新的研究方法 (Beinlich et al., 2020)。他们针对挪威北部蛇绿岩进行了详细的研究，依据流体驱动导致的蛇纹石化蚀变的地表露头反应锋面几何形状，获取了反应性流体的运移条件的重要野外证据 (图 1)。然后，作者建立了对流 - 扩散 - 反应耦合的动力学数值模型来模拟蚀变过程的矿物分布变化，并通过拟合实际野外数据来约束流体 - 岩石相互作用的持续时间。

作者在研究中采用了一维反应溶质运移模型模拟垂直于断裂的渗流途径上由于含碳、硅、锂流体对流与扩散导致的蛇纹岩被滑石岩所替代的过程 (图 2)。模型中使用已知的扩散系数、流体和岩石密度等

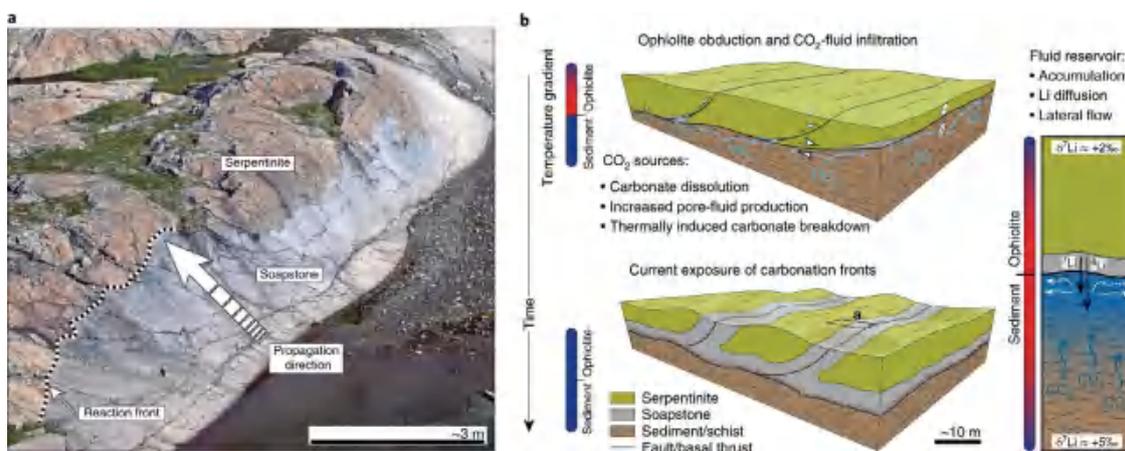


图 1 蛇绿岩的逆冲和蚀变。a. 蛇纹岩裂缝边缘约 3 m 宽的滑石蚀变露头；b. 蚀变过程示意图，蛇绿岩与下覆片岩之间普遍存在的碳酸盐岩接触带表明了蚀变流体的起源于沉积物压实而释放出的含碳流体。沿蛇纹岩内的裂缝（长度为十到几百米，并与逆冲基底相连）断层泥中也存在滑石，表明裂缝起了流体导通作用 (Beinlich et al., 2020)



参数，而通过改变流体流速对模型进行拟合校正，重现实际的反应锋面的几何形状。同时，利用反应锋面两侧岩石的 Li 同位素的扩散来约束流体的运移速度。通常，快速对流会导致反应锋面扩展更快且锋面更加尖锐。采用这个方法计算获得的改造过程被限定在 20 年左右，即流体流速大约为 0.13m/a。这是一个相当快的速度，比退变质实验推测的速度快几个数量级。在此流速条件下，基于 Darcy 定律可知在反应前沿扩展期间的介质渗透率约为 $10^{-14.5} \text{ m}^2$ ，这比实验测得的蛇纹岩和页蛇纹石渗透率都要高得多 (10^{-17} m^2 和 10^{-20} m^2) (Katayama et al., 2012)。

虽然数值模型是选取了一个典型的蛇纹石 - 滑石反应锋面，而实际上这种锋面在约 70 km^2 的区域内广泛存在，蚀变在裂缝通道两侧扩展的距离通常在几厘米到几十米之间变化。以数值模型获取的流速计算，区域尺度的流体 - 岩石反应持续时间约为 10-100 年。而在地壳下部温度更高的条件下，流体与岩石相互作用的时间尺度可能会更短。

该研究结果表明，流体蚀变锋面扩展速度至少与大规模构造过程速度（如洋中脊扩张、板块运动和俯冲）相当 (Stern, 2012)。因此，从地球动力学的角度来看，流体作用引发的岩石及其物性的变化可以快速进行。而这种快速的岩石转变过程，会引起介质渗透率的增加，从而促进了地壳中低渗透率岩石的流体导通能力。作者得到主要结论认为当存在反应性流体时，大陆碰撞和俯冲带中的大规模流体引起的岩石矿物转变可快速发生（数十年的时间尺度上）。因此从地质学角度推断，自然状

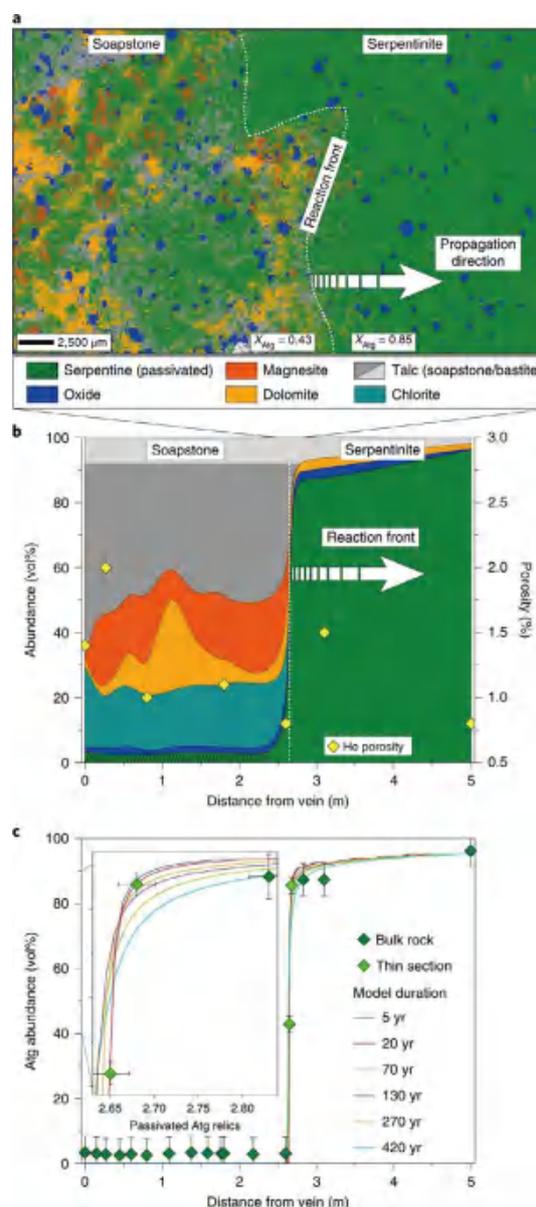


图2 蛇纹石蚀变过程中的矿物变化。a. 反应界面上的矿物分布；b. 反应界面的矿物丰度变化。蛇纹石中的滑石是早期辉石的残余。滑石中的蛇纹石以菱镁矿的夹杂物形式存在；c. 反应溶质运移模型中不同反应持续时间下测出的叶蛇纹石体积分数拟合结果 (Beinlich et al., 2020)

态下碳封存、矿床形成以及地壳的岩石物理变化可以快速发生。

反应运移数值模型是分析地球系统物理、化学和生物耦合过程必不可少的工具，构建恰当的模型可以较好地描述地质过程



的时空演化, 如预测地下污染物迁移行为、地壳物质通量以及变质作用与岩浆输运等深部地球过程 (Steefel et al., 2005)。多数模型研究是采用正演模拟预测地质过程, 而本研究基于典型的野外证据采用反演模拟来限定流体流速, 克服了模型参数的不确

定性, 这为地质过程时空演变定量研究提供了新的思路和方法。

【致谢: 感谢岩石圈演化国家重点实验室刘传周研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Baxter E F, DePaolo D J. Field measurement of slow metamorphic reaction rates at temperatures of 500° to 600 °C [J]. *Science*, 2000, 288(5470): 1411-1414. ([链接](#))
- Beinlich A, John T, Vrijmoed J C, et al. Instantaneous rock transformations in the deep crust driven by reactive fluid flow[J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13(4): 307-311. ([链接](#))
- Engvik A K, Putnis A, Gerald J D F, et al. Albitization of granitic rocks: the mechanism of replacement of oligoclase by albite[J]. *The Canadian Mineralogist*, 2008, 46(6): 1401-1415. ([链接](#))
- Jamtveit B, Austrheim H, Malthe-Sørenssen A. Accelerated hydration of the Earth' s deep crust induced by stress perturbations[J]. *Nature*, 2000, 408(6808): 75-78. ([链接](#))
- Katayama I, Terada T, Okazaki K, et al. Episodic tremor and slow slip potentially linked to permeability contrasts at the Moho[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(10): 731-734. ([链接](#))
- Steefel C I, DePaolo D J, Lichtner P C. Reactive transport modeling: An essential tool and a new research approach for the Earth sciences[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 240(3-4): 539-558. ([链接](#))
- Stern R J. Subduction zones[J]. *Reviews of Geophysics*, 2002, 40(4): 3-1-3-38. ([链接](#))

(撰稿: 董艳辉 / 页岩气与工程室)

NG : 海洋元素循环中不可忽视的热液影响

海洋元素生物地球化学循环对于海洋生物圈分布与演化具有重要影响。海底热液系统是海洋不同元素的重要来源或汇，是理解海洋元素循环过程的关键要素。现代海底热液系统自1977年发现以来 (Corliss et al., 1978) 一直备受关注。通常，海底热液自海底喷流至海水，可上浮运移一段距离，最终沿着等密线向周围扩散数十甚至数千公里，形成热液柱或热液羽。在此过程中，由于物理、化学和生物等的作用，热液不同元素或形成颗粒物沉淀至海底，或以可溶形式稀释入海水，或以微颗粒形式悬浮于海水，参与地球化学循环。依据元素的这些物理化学行为，常划分为保守元素（如 He）和非保守元素（如 Fe 和 Mn），其中前者在热液中的浓度变化仅因为周围海水的稀释作用。

铁和锰是热液系统中最为常见的两种主量元素，不仅可直接影响海洋生物分布，而且二者形成的微颗粒也可影响其他生命元素（如 Zn 和 P）的地球化学循环，因而众多学者一直致力于这两种元素在海洋中的分布形式和质量平衡研究。虽然近半个世纪的研究工作极大提高了对热液中元素循环及其对海洋生物地球化学系统影响的认知，但同时对这些元素也形成了不同且完全对立的学说。在此背景下，美国地调局 Amy Gartman 博士和其合作者在 *Nature Geoscience* 上撰文，系统回顾和总结前人关于热液柱中元素尤其是 Fe 和 Mn 的生物

地球化学行为的成果，重新评估了热液柱对海洋元素循环的潜在影响 (Gartman and Findlay, 2020)。

一般来讲，可利用热液中的保守元素来定量估计热液对海洋的元素贡献，同时也可示踪热液柱的活动轨迹。然而，当前研究仅发现氦和镭具有良好的示踪作用，而其他一些保守元素如 Mg 在热液柱中由于海水的添加可能会形成悬浮颗粒 (图 1)，从而影响对热液贡献的准确判断。

铁元素虽作为海洋生物必需元素，但在现代海洋中含量较低。热液铁由于在海底热液喷口附近形成硫化物沉淀，或在氧化环境形成氧化物沉淀，因此被认为其对海水铁含量贡献有限，其余来源如河流和冰川才是海水铁的主要来源 (Raiswell and Canfield, 2012)。然而，近些年来发现二价铁离子在热液中可通过与有机质结合或形成二价铁矿物微粒等形式来提高其稳定性，降低其氧化速度，因而可随着热液柱长距离运移，最终影响海洋甚至表层海洋的生物地球化学循环。

与铁相比，锰元素氧化常需自由氧和较高的氧逸度（完全相反的观点——生物厌氧化，请参阅 Daye et al., 2019），且非生物作用的氧化速率偏低。另外，锰与硫基本不会结合，因而锰元素含量可用来指示热液柱远距离的搬运。然而，近些年来对不同热液柱 Mn 元素的研究发现，Mn 的沉淀速度类似或快于 Fe，这可能由于热液柱

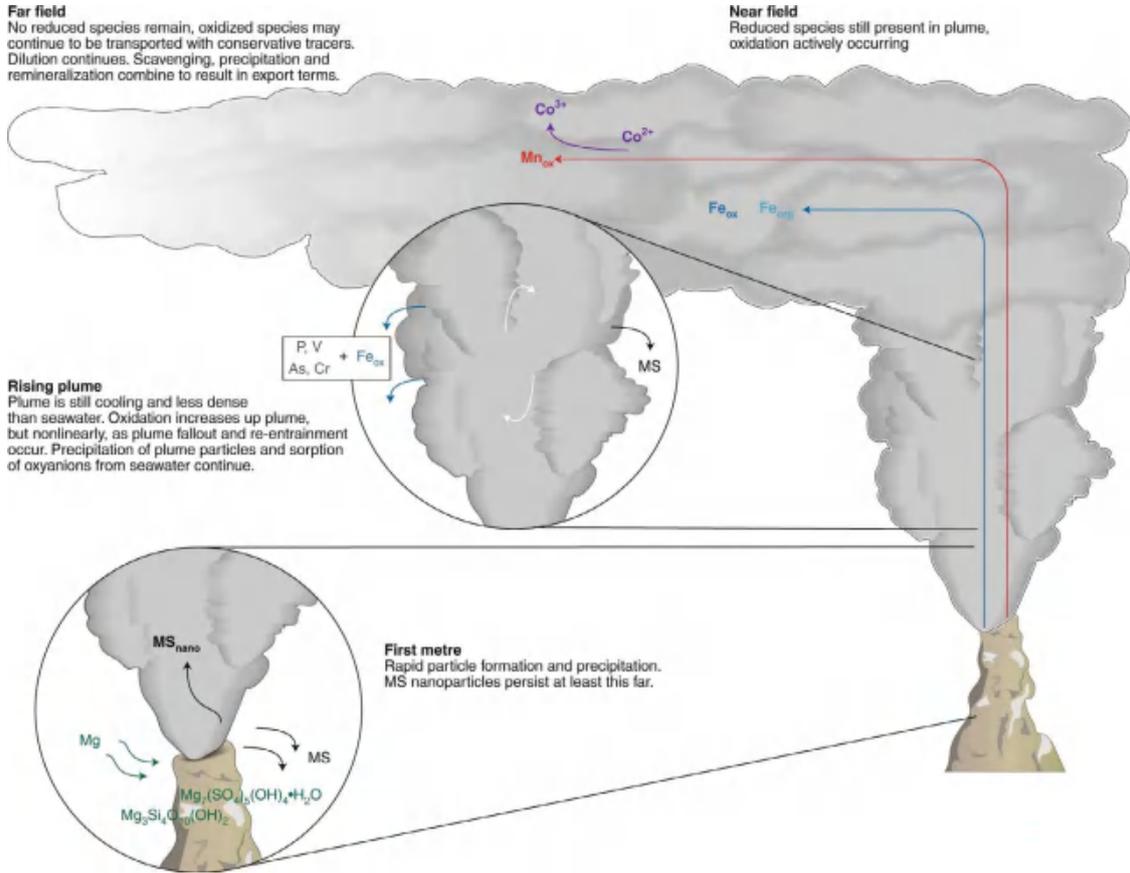


图 1 热液柱特征。在热液柱形成和上升的初期，同位素数据和地质观察显示此时会发生金属硫化物 (MS) 的快速沉淀，其速度和规模受控于热液金属离子与硫的浓度。热液体系中，Fe 相比于 Mn 更易与硫结合形成硫化物，而那些不与硫结合的金属离子通常或会发生氧化，或与有机质络合。金属硫化物在热液柱上升过程可发生氧化，也可被有机质絮状物吸收。通常，热液柱中发生的氧化作用持续时间较长，即使在热液柱停止上升时，也可在热液喷口附近继续发生。在热液柱扩散到最远端时，热液中所有的还原组分均会被氧化，此时海洋作用会取代热液作用，即热液贡献骤减。MS_{nano}—金属硫化物纳米颗粒；Fe_{ox}—铁氧化物；Mn_{ox}—锰氧化物；Fe_{org}—有机质络合的铁 (Gartman and Findlay, 2020)

在形成和迁移过程中广泛的生物地球化学作用所致 (Dick and Tebo, 2010)，如 Mn 可在微生物作用下发生快速的氧化沉淀，其沉淀速度在热液柱发育的不同阶段和不同的热液体系中会有所不同。

综上所述，定量估计热液对海洋元素的贡献十分复杂，与热液和元素的地球化学性质以及不同程度的混合和沉淀作用密切相关 (图 2)。为了准确描述热液的影响，作者建议可采取氧化还原边界，将热液柱

划分为还原和氧化两部分，前者含有还原性组分，后者组分发生完全氧化。该种划分可准确诠释热液柱在长距离迁移过程中发生的组分含量变化。值得注意的是，当热液柱运移到远端时，可能已经经历了较大程度的氧化，此时发生的作用主要为物理沉降，虽然沉降速度偏低，但可能对更为广袤的海洋盆地的生物地球化学循环具有重要影响。

该项总结性的工作促进了对热液元素

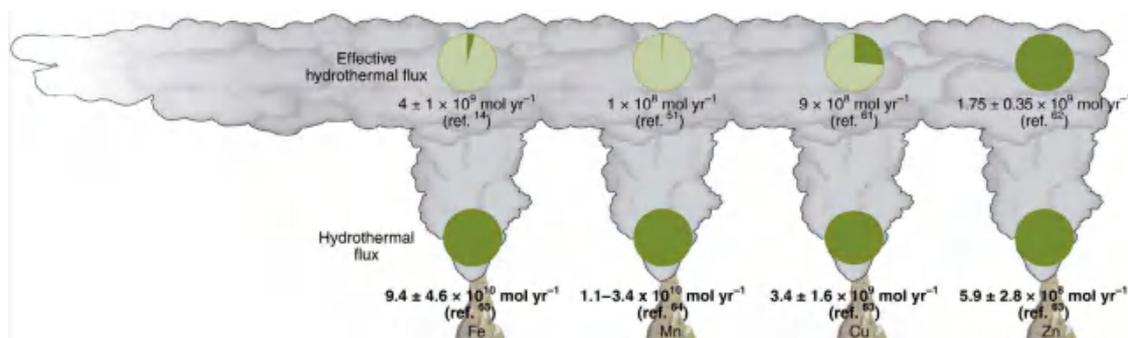


图2 不同金属元素的热液输入量和有效热液输入量 (Gartman and Findlay, 2020)。热液输入量代表热液喷口中起始的金属量, 即金属从地壳进入热液量; 有效热液输入量为最远端热液柱中的金属量。饼图代表二者的比例, 从中可看出铁与锰具有较好的一致性 (Elderfield and Schultz, 1996), 而锌却显示出有效热液输入量大于原始输入量的趋势

在海洋循环的理解, 对研究海洋一些关键生命元素 (如 Cu) 的质量平衡 (Little et al., 2017) 和地球化学循环具有启示意义。如何寻找和建立有效的地球化学特征指标, 示踪海底热液对整个海洋的贡献, 仍需更多

的研究工作。

【致谢: 感谢油气室周锡强副研究员对本文提出的宝贵修改建议。】

主要参考文献

- Corliss J B, Lyle M, Dymond J, et al. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, 40(1): 12-24. ([链接](#))
- Daye M, Klepac-Ceraj V, Pajusalu M, et al. Light-driven anaerobic microbial oxidation of manganese[J]. *Nature*, 2019, 576(7786): 311-314. ([链接](#))
- Dick G J, Tebo B M. Microbial diversity and biogeochemistry of the Guaymas Basin deep-sea hydrothermal plume[J]. *Environmental Microbiology*, 2010, 12(5): 1334-1347. ([链接](#))
- Elderfield H, Schultz A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1996, 24: 191-224. ([链接](#))
- Gartman A, Findlay A. Impacts of hydrothermal plume processes on oceanic metal cycles and transport[J]. *Nature Geoscience*, 2020. ([链接](#))
- Little S H, Vance D, McManus J, et al. Copper isotope signatures in modern marine sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, 212: 253-273. ([链接](#))
- Raiswell R, Canfield D E. The iron biogeochemical cycle past and present[J]. *Geochemical Perspectives*, 2012, 1(1): 1-2. ([链接](#))

(撰稿: 王长乐 / 矿产室)

