

Explore the Planet Earth

# 地球科学前沿论坛

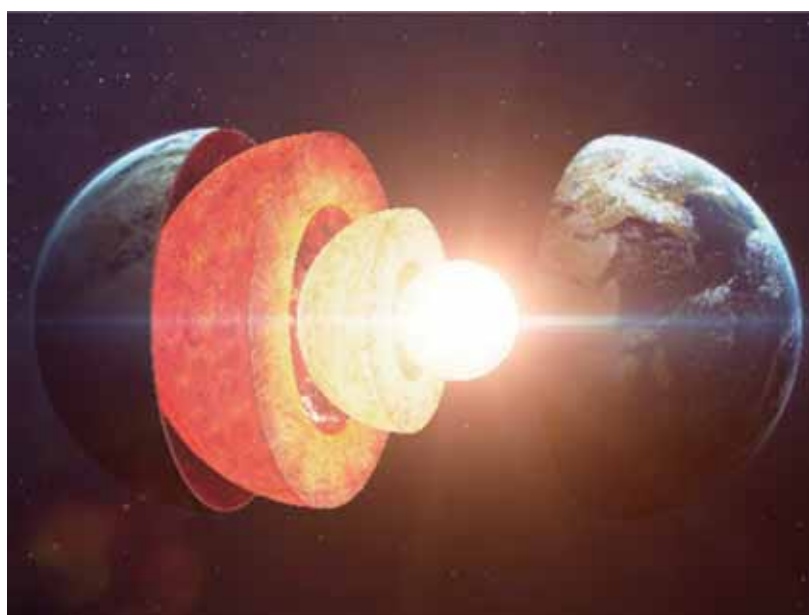
2021 · 第4辑



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

# 地球科学前沿论坛

2021 · 第 4 辑



中国科学院地质与地球物理研究所



# 目录



孙卫东：西太平洋地质过程.....	1
詹中文：海底光纤地球物理学研究.....	6
陈掌星：智能油气工程.....	12
庞雄奇：深层致密介质中油气富集成藏动力机制与演化模式.....	15
赵国春：大陆的起源——岛弧模式 vs. 洋底高原模式.....	19
惠鹤九：月球的形成和早期演化.....	27
Matthew J. Kohn：为什么全球变暖是异常的？.....	33





# 孙卫东：西太平洋地质过程

报告人：孙卫东 | 整理：褚伟、徐亚（油气室）

**摘要：**西太平洋是一个很特别的地方，是澳大利亚、太平洋和欧亚板块相互作用的地方，很多经典的地质现象都出现在这里，同时是研究俯冲起始机制的重要场所。孙卫东研究员带我们分析了太平洋板块的漂移历史以及太平洋洋脊的展布方向，探讨了太平洋板块转向及特提斯带的洋脊俯冲对东亚地质的影响，阐述了西太平洋板块俯冲起始的机制，提出新特提斯洋闭合是太平洋板块新生代俯冲起始的关键。

## 1. 太平洋板块漂移历史

很多人认为太平洋一直是向北西方向运动，实际上太平洋板块在 125 Ma 左右发生了一个大的转向，由南西向转为北西向运动，转向角度大约  $80^\circ$ 。Shatsky Rise 岛链指示了板块的运动方向，岛链北端定年结果是  $\sim 126$  Ma，南端定年结果是 144 Ma，而且岛链北端留下了一个弧形小尾巴，中间有 10 Ma 没有岩浆活动，为什么会出

这个现象？我们认为太平洋板块在  $\sim 125$  Ma 的时候，除了漂移方向变化，板块也在旋转。板块旋转的记录还可以从磁异常条带中找到，目前磁异常条带的精度非常高，分辨率可以达到  $0.5^\circ$ 。磁异常条带 M0 和 C34 之间有一个夹角，我们认为这是由于太平洋板片旋转导致了洋脊的转向，板块逆时针旋转  $50^\circ$  就能产生这个效果。板块转向和旋转的动力来源是 Ontong Java 大火

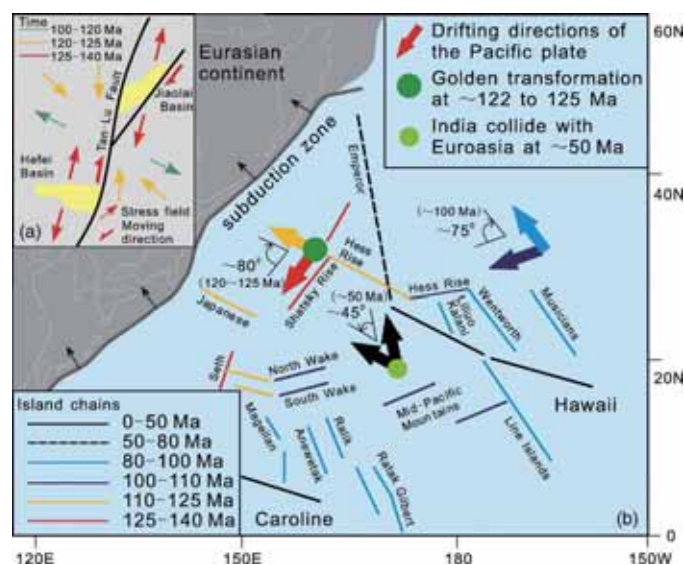


图 1 白垩纪以来太平洋板块的漂移历史 (Sun et al., 2007)



成岩省喷发。在 M0 这个时间，Ontong Java 大火成岩省喷发的岩浆量是 1000 万立方千米，这么大的岩浆量挡住了向南漂移的太平洋板块，导致了板块的转向和旋转。

如果上述分析是正确的，那么在陆上有没有证据？华南中生代岩石圈演化成因模型很多，主要有两类模型，一个是与陆内过程有关，一个与太平洋俯冲有关。近年来大家普遍认为华南板块的形成是低角度俯冲造成的，也就是太平洋可能与华南的大规模成矿有关。华南地区的矿体分布自北向南依次是铁矿、铜矿、铅锌银矿、钨锡矿，这样一个分布跟美洲由俯冲带向内的矿体分布类似的，指示板块在 125 Ma 之前由北东向南西俯冲。因此我们认为华南板块的成矿分带其实是太平洋板块的南西向俯冲导致的。

## 2. 太平洋板块洋脊展布方向

洋脊展布方向也是一个争论的问题，主要的差别在于 Seton et al. (2012) 没有考虑板片的旋转，但是我们认为板片是有旋转的。长江中下游、徐淮都有洋脊俯冲，我们发现 80 Ma 也有洋脊俯冲的痕迹，我们认为 Meiji 火山的位置就是残留洋脊。出现这么多不同的认识是因为太平洋可能有很多次的旋转，但是有些旋转比较小，可能看不出来，125 Ma 的这次旋转则比较大。如果板片旋转，洋脊会跟着旋转，一侧的板片旋转，另一侧的板片不旋转，那么板片旋转  $\theta$  角，洋脊就跟着旋转  $\theta/2$  角。我们现在看到洋脊旋转角度是  $25^\circ$ ，意味着板片旋转了  $50^\circ$ 。

1963 年，Wilson 提出夏威夷 - 帝王岛链大拐弯的原因是太平洋板块的运动方向

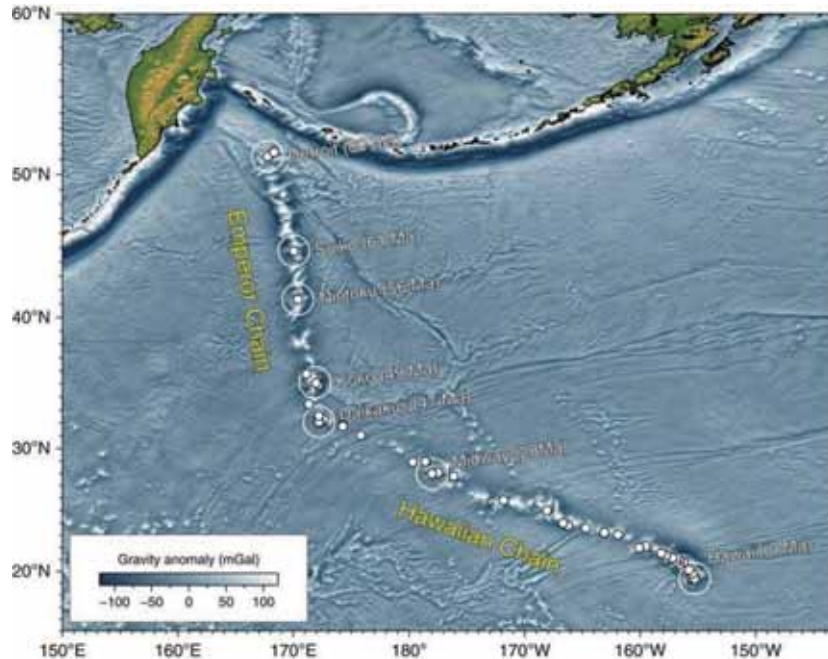


图 2 夏威夷 - 帝王岛链 (Torsvik et al., 2017)



发生了变化，并提出了热点假说。2003年，Tarduno 在这个地方根据大洋钻探结果做了古地磁研究，他认为不是太平洋板块在动，而是地幔柱在动。我们也对这个问题很感兴趣，于是我们用 GPlate 做出太平洋板块的运动，然后用海山的年龄和海山之间的距离再计算出一个板块的运动，发现这两个板块运动的结果差别非常大，所以海山岛链的运动应该是太平洋板块和地幔共同运动叠加的结果。其原因是洋脊与地幔柱相互作用，由于洋脊在这期间一直向北运动，所以底特律等海山被带到较高纬度。

### 3. 特提斯

特提斯构造域不断地有板块从南边撕下来往北贴，这里的俯冲都是单向俯冲，印尼就有很多古俯冲带。特提斯构造域与太平洋构造域的分界线在哪里？

在菲律宾，110 Ma 以前的岩体 Pb 同位素属于太平洋型，107-109 Ma 的岩体的 Pb 同位素转为印度洋型，除了 Pb 同位素，菲律宾板块有 110 Ma 的埃达克岩，这些埃达克岩和更老的火山岩都是太平洋型的，也就是说它受太平洋俯冲的影响，到 107 Ma 之后出现的埃达克岩是印度洋型的，说明是印度洋俯冲洋壳部分熔融，是特提斯的

洋脊俯冲。我们认为这个转变和板块俯冲有关系。特提斯的俯冲形成了一条近东西向的构造带，影响到了中国东部的紫金山，一直向西到达青藏高原。因为在 110 Ma 时有洋脊的俯冲，所以非常靠北远离俯冲带的位置也受到了俯冲带的影响。

因此我们提出这样一个模型，太平洋最初是向北西俯冲，影响了菲律宾、中国东部，110 Ma 之后，太平洋板块向北漂移，不再有向西漂移的分量，新特提斯的洋脊已经俯冲到了华南大陆的底下。菲律宾岛有一个大断层，大断层的东边和西边是完全不同的历史，根据 90 Ma 时的岩浆岩和 Sn-W 分布，我们认为太平洋板块和特提斯之间的转换带应该在菲律宾。

### 4. 西太平洋板块俯冲起始

Stern 和 Gerya 提出了俯冲起始的两种方式，自发俯冲和诱导俯冲。自发俯冲的意思就是自己俯冲下去，诱导俯冲的意思是被推下去。因此一般认为自发俯冲需要密度差，一般是一个陆壳对一个洋壳，或者一个年轻的洋壳对一个老的洋壳。

有人提出板块俯冲起始是由于行星撞击导致的，我认为这是完全错误的，月球上有那么多的陨石撞击坑，也没有出现板

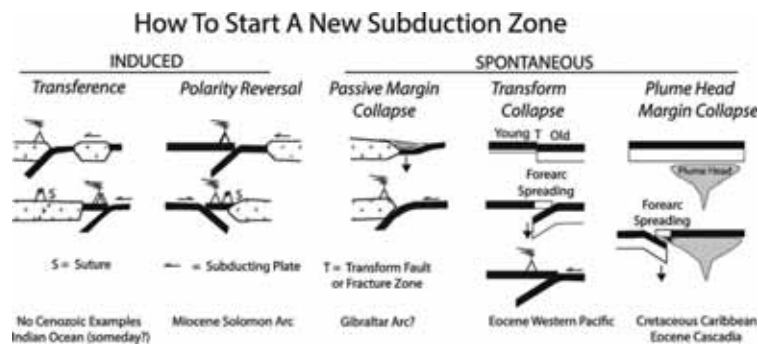


图3 俯冲起始的两种模式 (Stern and Gerya, 2018)





块运动。Campbell et al. (1991) 认为地幔柱上来的时候，会导致上覆板块抬升数公里，板块倾斜，导致板块向两边滑，导致俯冲起始，我认为这是一个特别棒的模型。但是 2005 年，Campbell 和 Gerya 合作，用动力学模型计算的结果是，地幔柱上来之后，中间隆升，板块两边不变，发生俯冲起始，我认为这个模型没有之前的模型合理。

除了动力学模型计算，还可以通过大洋钻探寻找证据，比如 IODP 的三个航次 350、351、352，其中 IODP351 的航次首席科学家之一是澳大利亚国立大学的 Richard Arculus，也是我的老师。Arculus 从岩浆岩的角度认为西太平洋是自发俯冲，但是他们的理由并不充分，他的文章发表之后，不少人都对他有意见，所以这个地方是不是自发俯冲还是存在争议的。

俯冲起始其实是一个很长的过程，从开始俯冲到俯冲体系成熟我们发现要几个 Ma。俯冲起始机制吸引了很多学者参与。

徐义刚院士利用 IODP352 航次拿到的样品做出的结果认为 Robert Stern 的模型有问题。自发俯冲的情况下，老的板块俯冲到下面，就会发生部分熔融，首先是沉积物发生部分熔融，但是徐义刚院士团队发现，沉积物没有熔融，因为低硅型的玻安岩里面没有沉积物，先出现了洋壳部分熔融，然后才出现了沉积物部分熔融。徐义刚院士把这个解释为，最开始俯冲角度小，所以没有沉积物俯冲下去。但是我认为这说明了典型的自发俯冲模型在西太平洋是行不通的，西太平洋不是一个典型的自发俯冲。还有一个问题就是，西太平洋的俯冲大都是在差不多的时间开始的，如果是自发俯冲，俯冲怎么会同时开始呢？李忠海做的自发俯冲模型，是从一点开始俯冲，然后向两边扩展，1 万多公里是要扩展很久的，怎么会同时起始俯冲呢？

我们还发现了一个很有趣的问题，印度板块向北漂移，速度一直变大，速度最大的时候是 60 Ma，然后这时发生了板块碰

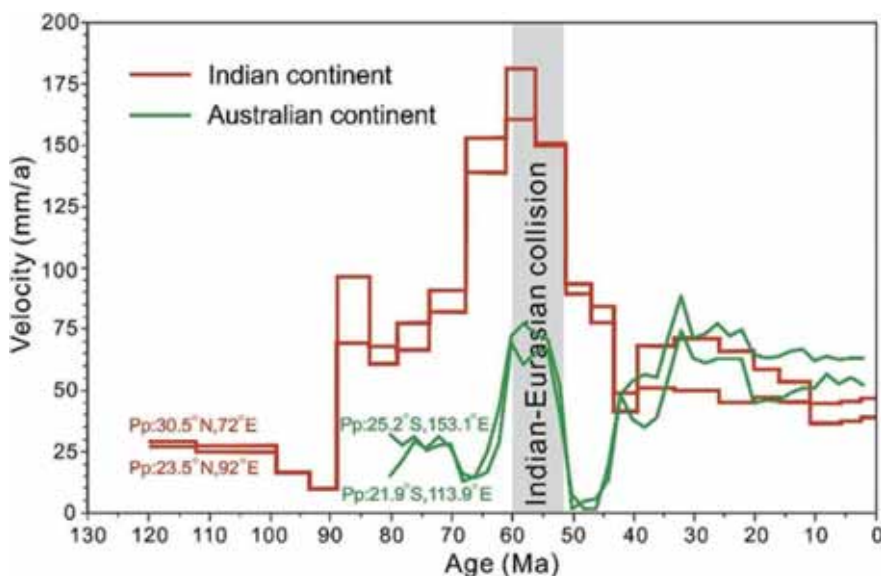


图 4 印度板块在过去 130 Ma 的漂移速度 (Sun et al., 2020)



撞，漂移速度开始下降，下降速度最大的时候是 53 Ma；澳大利亚板块漂移速度一开始变大，然后下降，在 50 Ma 的时候，这个板块就不动了。这两个板块速度下降的时候就是太平洋板块俯冲起始的时候。刚开始，印度板块，澳大利亚板块和太平洋板块都向北漂移，突然印度板块和澳大利亚板块没有继续向北漂移的动力了，因此停下来了，但是太平洋板块还想继续向北漂移，就被拽着转弯了。从 GPlates 可以看到，Tasman Sea 在大约 52 Ma 的时候有一个短暂的扩张。所以我们认为俯冲起始的主要原因是板块的碰撞。至于为什么板块快要碰撞的时候，印度和澳大利亚板块速度会增加呢，其实 Sobolev 等人在 Nature (2019) 说得很有道理，当俯冲带沉积物增加的时候，俯冲速度就会增加，因为沉积物起到了润滑的作用。而当板块开始碰

撞的时候，被动大陆边缘开始俯冲，被动大陆边缘的沉积物特别多，因此俯冲速度增加。

Campbell 讲的板块的起始实际上是板块构造体制的起始，靠的是地幔柱，这个是相当于人类的诞生。而我刚刚讲的西太平洋的俯冲起始，相当于某个小孩的诞生，这是俯冲的一个特殊阶段，对于俯冲的特殊阶段的起始，是老的碰撞诱发了新的俯冲，所以俯冲总是生生不息。我认为，整个板块构造体制的起始是地幔柱引起的，地幔柱是板块构造的点火器。具体到某一个板块的俯冲起始，在板块构造体制形成以后，真正的自发俯冲是很少的，特提斯的俯冲都是单向俯冲，都是诱导俯冲，太平洋的这种双向俯冲可能是自发俯冲，但是也不排除它是诱导俯冲。像西太平洋的俯冲是被特提斯的碰撞诱导出来的。

### 主要参考文献

- Stern R J, Gerya T. Subduction initiation in nature and models: A review[J]. *Tectonophysics*, 2018, 746: 173-198.
- Sun W, Ding X, Hu Y H, et al. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 262(3-4): 533-542.
- Sun W, Zhang L, Li H, et al. The synchronic Cenozoic subduction initiations in the west Pacific induced by the closure of the Neo-Tethys Ocean[J]. *Science Bulletin*, 2020, 65(24): 2068-2071.
- Torsvik T H, Doubrovine P V, Steinberger B, et al. Pacific plate motion change caused the Hawaiian-Emperor Bend[J]. *Nature Communications*, 2017, 8(1): 1-12.



# 詹中文：海底光纤地球物理学研究

报告人：詹中文 | 整理：冯铭业、王新、陈凌（岩石圈室、地星室）

**摘要：**占地表面积 70% 的海洋是地球内部结构和震源研究的空区。美国加州理工学院詹中文等利用现有海底通信光缆，在不添加新设备、不影响正常光纤通讯的情况下，发展了探测地震和海浪运动的新方法。该方法的提出有望填补海洋地球物理观测的空缺，推动建立更经济、更广泛的全球海底地球物理监测网，助力地球物理学和海洋学学科发展。

占地表面积 70% 的海洋是地球物理观测的难点和空白区。海洋地球物理观测的缺失不仅很大程度上限制了我们对海底地震和地球内部结构的认知，也给地震和海啸预警工作带来极大困难。目前，海底地震和海啸预警主要依赖于漂浮式水听器和海底地震仪的观测记录。而漂浮式水听器和海底地震仪价格昂贵，维护困难，难以密集布设，制约了海底地震和海啸预警研究的发展。

美国加州理工学院地震实验室助理教授詹中文联合谷歌光纤通信专家在《Science》发表研究论文，创新性地提出了基于光偏振原理将跨洋通信光缆“转化”为地震仪的方法。这一方法无需增设仪器，不影响光纤正常通讯，不涉及通讯隐私，仅利用通讯公司已有的光纤偏振状态记录即可实现全天候地震、海啸监测，为海底地震研究和海啸预警提供了全新的思路，成为光纤地震学前沿研究领域的新突破。3月3日，詹中文博士受邀参加我所“地球科学前沿论坛”，以“海底光纤地球物理研究：学科交叉与融合”为题做了线上学

术报告。该报告受到国内外学者广泛关注，观众人数峰值达到 500 人上限。

## 1. 光纤地震学发展现状

光纤地震学是一门新兴的地震学分支。近年来，通过将细如发丝的通讯光纤改造为一系列地震传感器，光纤地震学已成功应用于海洋地球物理观测，引起了国际地学界的广泛关注。在詹中文等的新方法提出之前，光纤地震学主要依赖于两项主流技术，即分布式光纤声学传感（Distributed Acoustic Sensing, DAS; Zhan, 2019）和超稳定激光干涉（Ultrastable Laser Interferometry, ULI; Marra et al., 2018）。

分布式光纤声学传感（DAS）技术通过在通讯光缆一端增置调制解调器，输入激光信号并接收光纤内部瑕点反向散射信号，利用 Rayleigh 反向散射干涉获取沿光纤的应变或应变率，从而将通讯光纤改造为一系列地震仪（Sladen et al., 2019; Zhan, 2019）。相比于传统地震仪数公里到数十公里的空间采样率，DAS 的空间采样率可达 1-10m，并且兼具实时传输功能（Wang et



al., 2020)。DAS 方法已成功应用于大陆和大洋不同构造域, 实现了地震波、海洋波浪、海洋表面重力波和海洋微震动等的检测和分离, 浅层结构的探测和成像, 对地震学和海洋科学研究有重要意义 (Williams et al., 2019; Sladen et al., 2019; Spica et al., 2020)。尽管 DAS 方法具有较高的灵敏度和分辨率, 但受限于激光源, 目前仅可将 <100 km 的光缆转变为地震仪。因此, 无法将其应用于洲际海底长拖通讯光缆。

超稳定激光干涉技术 (ULI) 通过干涉分析测量飞秒级 ( $10^{-15}$  s) 激光时延, 能监测数千公里光纤中微米级长度变化, 将洲际海底长拖通讯光缆转变为地震仪 (Marra et al., 2018)。尽管 ULI 技术能够提高观测覆盖性, 但该技术记录到的信号是长达数千公里光纤整体震动的积分效应, 即数千公里光纤仅相当于一台应变仪。此外, ULI 技术需要在海底通讯光缆一端增置成本较高的超稳定激光光源, 并且占用通讯带宽, 存在国家安全和通讯隐私方面的潜在隐患。

因此, 虽然 DAS 和 ULI 技术的成功开发使利用海底通讯光缆的海洋地球物理探测取得了重要进展, 但仍难以实现在探测

精度、分辨率、覆盖范围、适用性等方面均有效的全方位探测。光纤地震学的发展任重道远。

## 2. 基于光纤偏振实现利用跨洋光缆监测地震、海啸

综合考虑光纤地震学两种主流技术的优缺点, 詹中文等开创性地提出基于光纤偏振状态记录实现地球物理监测的新思路, 成功利用海底上万公里的通讯光缆监测海底地震和海浪运动 (图 1; Zhan et al., 2021)。光纤偏振状态可用两个相互独立的 Stocks 参数来表示, 并在 Poincaré 球上直观显示 (图 2)。当光纤没有受到扰动时, 光纤输入端和输出端光信号偏振状态稳定 (图 2A); 当光纤受外部扰动影响时 (如地震、海底生物活动等), 输出端光信号偏振状态随时间改变 (图 2C)。实际处理中, 将实测偏振状态旋转至 Poincaré 球北极 (图 2D), 以减小长期偏振状态漂移效应。

现代光纤通讯通常采用多路复用技术提高数据传输效率。外部扰动会改变光纤信号偏振状态, 进而造成多道信号互扰。因此, 通讯公司在专用集成电路中设置自适应数字均衡器以对信号偏振状态进行恢

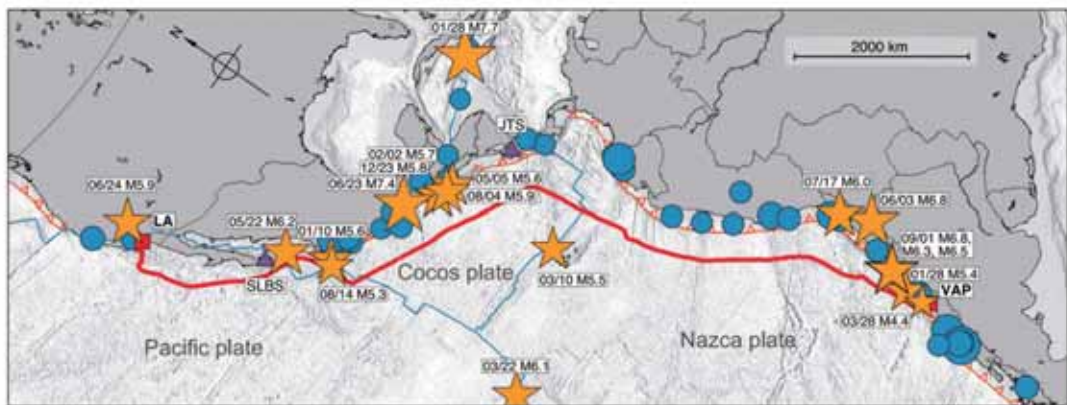


图 1 旧金山—智利居里光缆 (红线) 沿线构造背景和地震活动性 (Zhan et al., 2021)

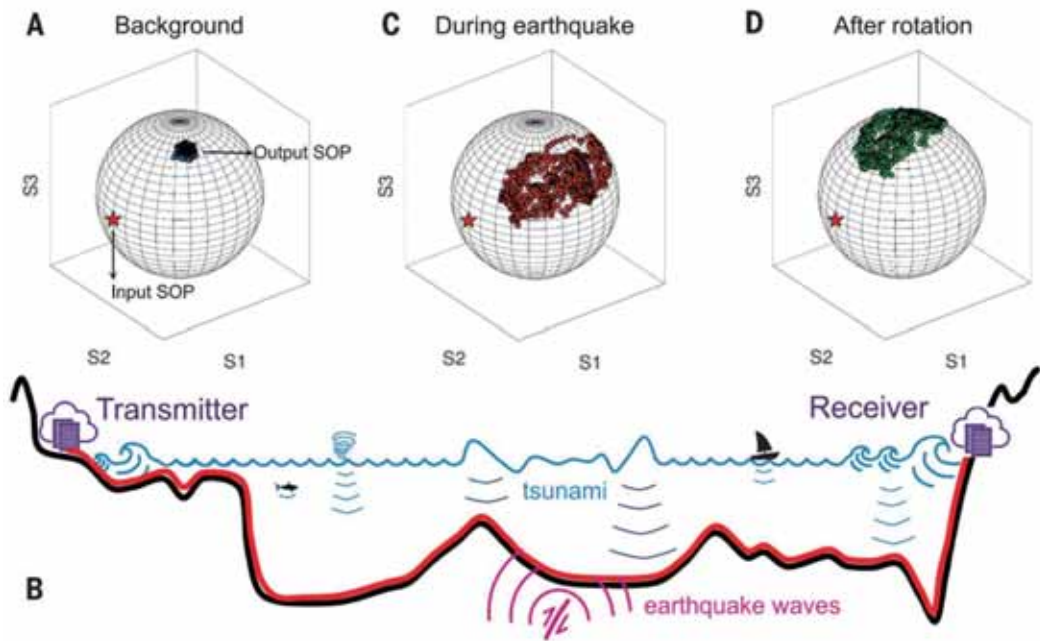


图 2 (A) 常规输出信号偏振状态 (B) 海底光缆地球物理观测示意图 (C) 震间输出信号偏振状态 (D) 旋转后的偏振状态 (Zhan et al., 2021)

复。在大多数商业光学相干应答器中，可以获取几十赫兹采样率的偏振状态数据。詹中文等提出的方法正是利用通讯公司的这些常规光纤偏振记录，无需增设仪器、不影响光纤正常通讯、不涉及通讯隐私，就可实现大尺度海洋地球物理探测。

该研究使用的是 Google 公司的居里光缆偏振状态数据。这条海底光缆连接加州洛杉矶和智利瓦尔帕莱索，全长 10 500 km。在 2019 年 12 月至 2020 年 9 月的 9 个月时间中，成功监测到 9 个中高强度地震 ( $M_w5.0+$ )，以及 1 个恰好位于光纤之下的  $M_w4.4$  地震。居里光缆的偏振状态异常记录与相近震中距陆上地震台站记录具有较好的波形一致性 (图 3G)，但光纤偏振状态异常持续时间约 20 分钟，远长于陆上地震台站 ~ 5 分钟的波形记录 (图 3A)。詹中文等推测，光纤偏振状态反映数千公里光

缆整体震动积分效应，导致近震段与远震段震相记录时间域混叠 (如 P 波、S 波混叠)，因此光缆整体震动时间更长。9 个月观测时间内，居里光缆记录到的最大地震为墨西哥 Oaxaca  $M_w7.4$  地震。该地震频谱最强能量集中于 ~ 0.2 Hz (图 3B)，可能与光缆本身或水波有关，但具体物理机制尚不清楚。秘鲁  $M_w6.8$  中深源地震在 0.8-3 Hz 频段 P 波、S 波震相可明显分辨 (图 3D)，并在该频段观测到未知波包 (主频 ~ 0.5 Hz)，可能是海底地形起伏或海底不均匀性形成的 Scholte 波或水声波。

光纤偏振状态方法不仅可以监测地震，而且有望用于海啸预警。在上述研究时段，研究区域未发生大规模海啸，但海底光缆记录到了远海风暴涌浪的信号。如图 4 所示，在第一类地脉动 (Primary Microseism) 频带 (~0.06 Hz) 每隔几天出现涌浪能量，

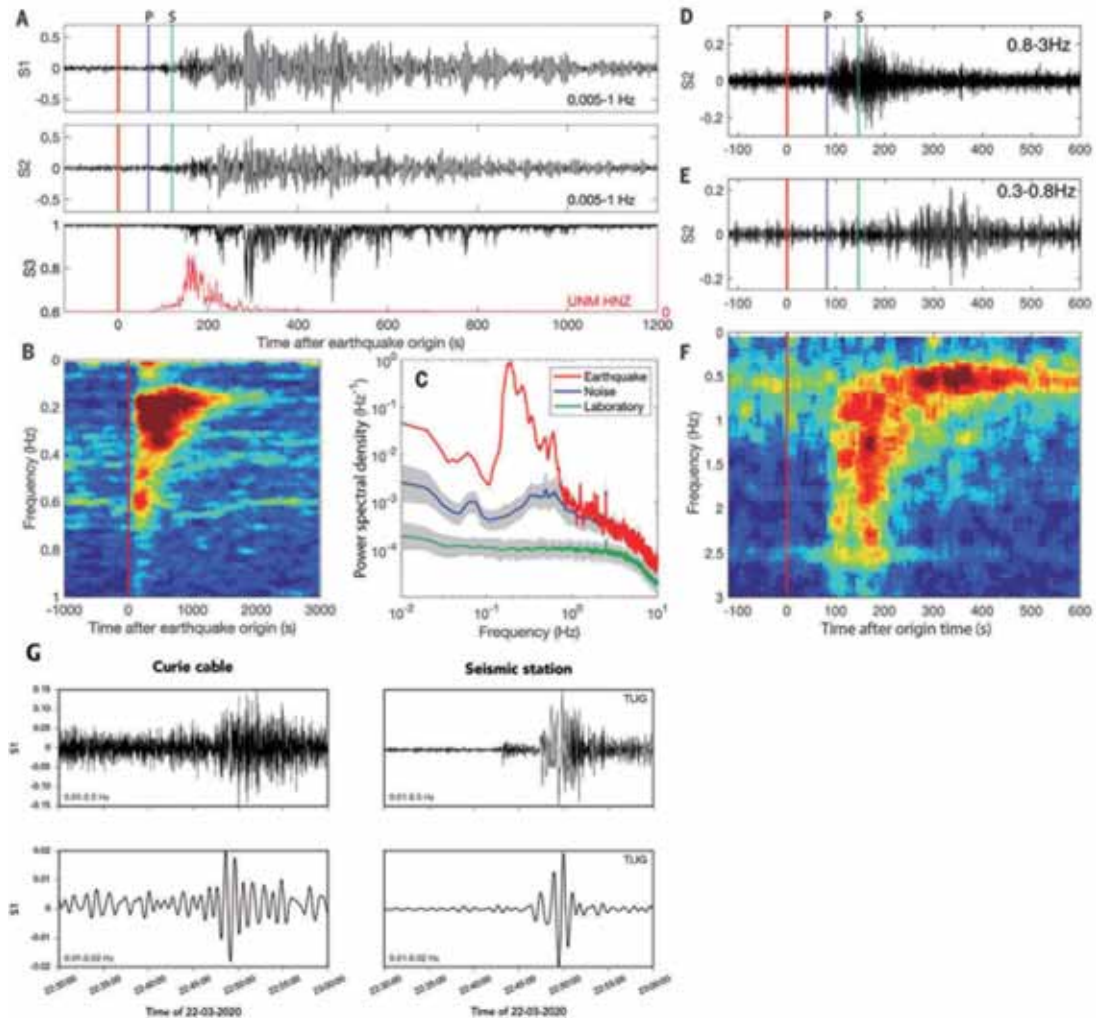


图3 墨西哥  $M_w7.4$  地震引起的光纤偏振状态异常 (A) 及其频谱分析 (B) 和功率谱密度分析 (C); 秘鲁  $M_w6.8$  地震引起的光纤偏振状态异常 (D-E) 及其频谱分析 (F); 墨西哥  $M_w6.1$  地震光纤偏振状态异常记录与陆上地震记录的对比 (G); UNM 和 TLIG 为陆上地震台站名 (Zhan et al., 2021)

并且能量持续几天。在尚未发表的研究中，同样清楚地看到了南太平洋风暴引起的涌浪信号。这一特征与近岸地震台站记录到的涌浪第一类地脉动和第二类地脉动 (Secondary Microseism) 频谱特征一致 (图4)。但海底光缆仅可观测到第一类地脉动，难以识别第二类地脉动。由此推测偏振状态弥散波包由海底压力扰动产生，而非沿海底传播的地震波产生，因此这一信号可用于海底压强测量。海啸和远海涌浪振幅

相似，而且海啸波长更长，随深度衰减更小。基于这些特征，该项技术有望用于外海海啸波动监测，提升海啸预警能力。

偏振状态法无需增置仪器，不占用通讯频带，不涉及通讯隐私，通过通讯公司日常光纤偏振状态记录即可实现地震、海啸的跨海光缆监测，具有较高的适用性。然而，偏振状态法获得的是整条光缆扰动的积分记录 (如, Marra et al., 2018)，空间分辨率较低，无法确定震源位置。通过多

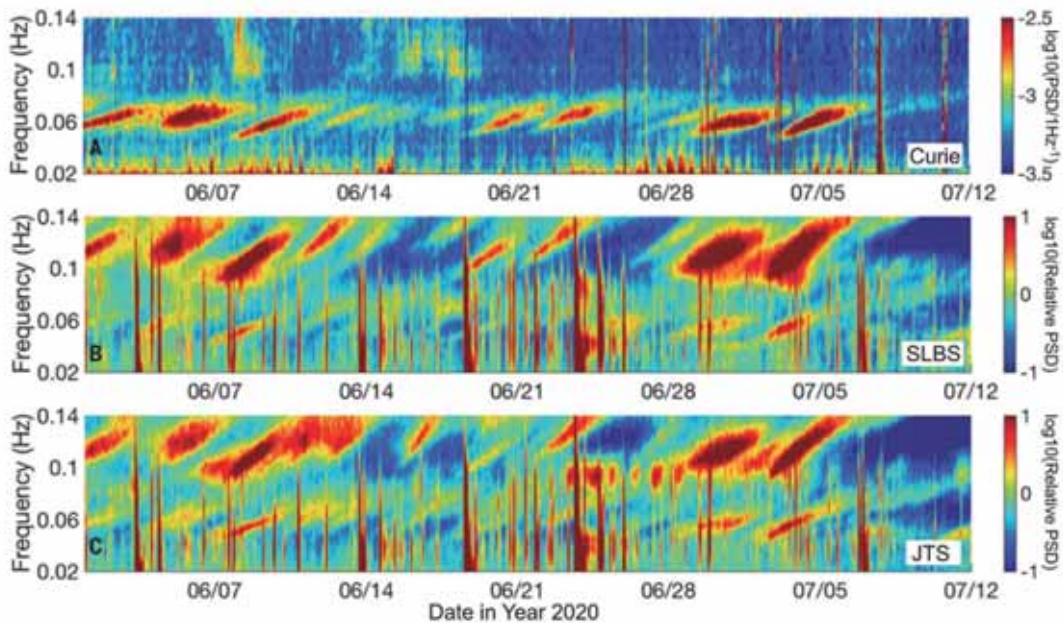


图 4 涌浪偏振状态监测 (Zhan et al., 2021)。(A) 偏振状态频谱;(B-C) 近岸台站地震记录频谱

条光缆联测则可以估算发震位置,在一定程度上克服上述缺陷。尽管如此,该方法显著提高了海域地球物理观测覆盖性,在地震学和海洋科学中具有广阔的应用前景。

### 3. 总结和展望

光纤地震学是地球物理学的前沿和热点,在地震和海洋科学研究领域具有较大潜力。目前几种光纤地震学技术均兼具优势与不足:分布式声学传感技术信号敏感性和空间分辨率较高,但有效光缆覆盖性差。超稳定激光干涉技术有效光缆覆盖性

和信号敏感性较高,但空间分辨率和适用性不足。偏振状态分析方法兼具较高的适用性和有效光缆覆盖性,但空间分辨率不足,且信号敏感性较差。因此,综合不同光纤地震学技术各自优势,弥补各自缺陷,联合观测,方可解决海域地下结构、海底地震监测、海啸预警等地震学和海洋科学难题。当然,光纤地震学新方法不断发展,特别是加强与大型通讯公司合作,将有助于相关分析技术的长足进步,进一步推动海底地震和海啸预警研究。

### 主要参考文献

- Marra G, Clivati C, Lockett R, et al. Ultrastable laser interferometry for earthquake detection with terrestrial and submarine cables. *Science*, 2018, 361(6401): 486–490.
- Sladen A, Rivet D, Ampuero J P, et al. Distributed sensing of earthquakes and ocean-solid Earth interactions on seafloor telecom cables. *Nature Communications*, 2019, 10: 5777.



Spica Z J, Nishida K, Akuhara T, et al. Marine Sediment Characterized by Ocean-Bottom Fiber-Optic Seismology. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(16): e2020GL088360.

Wang X, Williams E F, Karrenbach M, et al. Rose parade seismology: Signatures of floats and bands on optical fiber. *Seismological Research Letters*, 2020, 91(4): 2395–2398.

Williams E F, Fernández-Ruiz M R, Magalhaes R, et al. Distributed sensing of microseisms and teleseisms with submarine dark fibers. *Nature Communications*, 2019, 10: 5778.

Zhan Z. Distributed acoustic sensing turns fiber-optic cables into sensitive seismic antennas. *Seismological Research Letters*, 2019, 91(1): 1–15.

Zhan Z, Cantono M, Kamalov V, et al. Optical polarization-based seismic and water wave sensing on transoceanic cables[J]. *Science*, 2021, 371(6532): 931-936.





# 陈掌星：智能油气工程

报告人：陈掌星 | 整理：汪文洋（岩石圈室）

## 1. 研究背景

机器学习作为一种实现人工智能的方法，其高效的运算能力及强大的预测功能在近几年中获得广泛关注，并被大量应用于生活中的各个方面：如自然语言处理、金融行业、互联网等领域。石油行业许多传统方法都有其局限性，如人工解释测井曲线、识别油层水层，十分消耗人力和时间；数值模拟预测油气产量的方法成本颇高、运算速度慢且许多构建模型的参数无法获得。近几年机器学习已在石油领域崭露头角，并在岩性预测、定向钻井、产量预测等方面表现优异。其中应用较多的机器学习方法包括：贝叶斯学习、深度学习、集成算法等。

## 2. 机器学习在油气工程中的应用

机器学习在油气工程中的应用包括：通过识别低效率区来帮助公司优化生产，提升作业效率；将常规任务自动化，确定最佳实践，降低作业成本；与大数据分析结合以开发预测模型，帮助企业获取和分析生产过程动态，优化上游运营，进行智能数据预测；监控石油和天然气钻机、炼油厂、管道、油井等以提供更安全措施；帮助寻找新的油气资源；降低碳排放；认知地质学家系统能够将数据解释速度提高 6

倍，准确度提高 30 倍；对岩心样品的自动分析使数据处理速度提高了 10 倍，岩心处理时间为数天而不是一两个月；智能钻井可以使钻机的储层穿透效率从 90% 提高到 95%，使资本成本降低 15%；利用大数据和人工智能将石油产量提高了 10%，将运营成本降低了 20%；2030 年，将全球温室气体排放量减少约 1.5% - 4.0%。

机器学习的种类有监督学习和非监督学习，监督学习包括回归算法、基于实例的算法、支持向量机、决策树、集成算法、神经网络和深度学习等，非监督学习包括聚类算法、降维算法和关联规则学习算法等。

## 3. 应用实例

应用实例一：通过测井数据自动识别油气储层类型。输入 2800 个样本数据包括 7 类测井曲线特征和各个样本地层厚度（共 8 个变量）：深侧向（LLD）、浅侧向（LLS）、声波时差（AC）、自然电位（SP）、孔隙度（POR）、渗透率（PER）、含水饱和度（SW）和地层厚度。输出结果：6 类储层。2500 个样本用于训练和验证，300 个样本用于测试，十折交叉验证结果显示，集成算法比单一算法预测效果好，神经网络效果介于二者之间。根据不同算法检验结果的混淆矩阵（图 1），极限梯度提升算法和梯度提

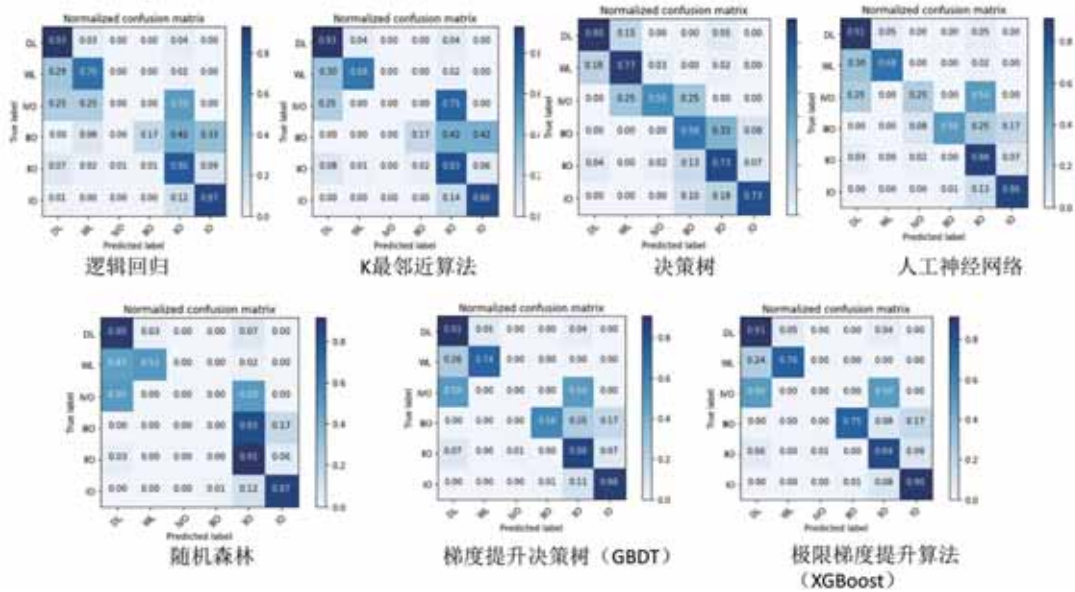


图 1 不同算法检验结果的混淆矩阵

升决策树预测结果相似且最好。

应用实例二：根据储层分类的结果，结合生产动态数据进行未来油气产量的预测。输入变量：射孔油层的总厚度、平均孔隙度、平均渗透率、渗透率变异系数、含水饱和度、首月产量含水率、动液面和生产天数。输出结果：一口单井后续五个月的累积产量。结果显示，极限梯度提升算法和深度学习的预测结果显示出了两者较高的预测能力。其中极限梯度提升算法的表现更出色，训练数据拟合的  $R^2$  高达 0.9986，验证数据拟合的  $R^2$  为 0.915。

应用实例三：组份模型相态计算，提高油气藏数模软件的效率和速度。输入油藏的属性包括孔隙度、渗透率、饱和度和压力等，根据物质守恒、达西定律和相态平行计算，迭代求解非线性方程组，花费总组份模拟时间的 50% -70%，利用深度学习，145 80 个不同组份的测试数据结果显示，当精度为 99.961% 时，占常规计算的

0.35%。

应用实例四：利用微地震数据预测压裂诱发的地震事件。在过去的几年中，美国中部和东部的地震数量急剧增加，在 1973 年至 2008 年之间，平均发生 21 次 M3+ 以上的地震。在 2009-2013 年期间，该比率跃升至每年平均 99 次 M3+ 地震，并且该比率继续上升。仅在 2014 年，就有 659 次 M3 和更大的地震。这些地震大多数在 3-4 级之间，足以被感觉到，但又足够小，几乎不会造成破坏。在加拿大西部，诱发地震是一个非常紧迫的问题。在艾伯塔省和卑诗省都有触发地震的历史，来自于常规资源生产、废水处理和水力压裂等。首次通过人工智能方法，检测水力压裂与诱发地震之间的关系，通过压裂作业次数及强度，预测未来诱发地震的发生（图 2）。

应用实例五：应用于油气管探伤领域，通过对油管焊接部位基本信息的分析预测对其处置。传统情况下判断焊接点现况包

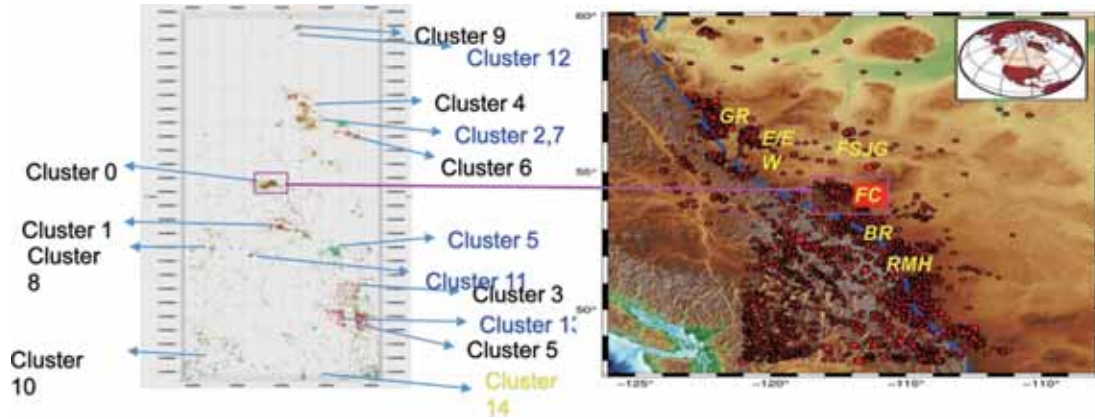


图 2 利用微地震数据预测压裂诱发的地震事件

含两个步骤：①无损检测，②适用性评估。本研究尝试运用人工智能方法取代传统步骤，进而节省大量资金及人力。模型 1：输入数据为油管基本信息，输出为对无损检测结果的预测。模型 2：输入数据为油管基本信息，输出为对适用性评估结果的预测。模型 3：输入数据为油管基本信息和无损检测探伤信息，输出为对适用性评估结果的预测。综合结果显示，模型 2 应用效果

最佳。

#### 4. 展望

机器学习在石油领域中的应用显示出集成算法的优越性，下一步研究将往以下两个方面发展，第一，改进基于应用问题背景的人工智能算法；第二，与工程知识相结合。

#### 主要参考文献

- Liu W, Chen Z, Hu Y. An integrated machine learning system for reservoir identification and production prediction[J]. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 2021.
- Ahmadi M A, Chen Z. Machine learning models to predict bottom hole pressure in multi - phase flow in vertical oil production wells[J]. *The Canadian Journal of Chemical Engineering*, 2019, 97(11): 2928-2940.
- Amirian E, Chen Z J. Cognitive data-driven proxy modeling for performance forecasting of waterflooding process[J]. *Global Journal of Technology and Optimization*, 2017, 8(1): 1-9.
- Amirian E, Dejam M, Chen Z. Performance forecasting for polymer flooding in heavy oil reservoirs[J]. *Fuel*, 2018, 216: 83-100.
- Dang C, Nghiem L, Fedutenko E, et al. AI based mechanistic modeling and probabilistic forecasting of hybrid low salinity chemical flooding[J]. *Fuel*, 2020, 261: 116445.



# 庞雄奇：深层致密介质中油气富集成藏动力机制与演化模式

报告人：庞雄奇 | 整理：汪文洋（岩石圈室）

**摘要：**油气短缺迫使勘探从中深层走向超深层，近十多年来我国中西部盆地超过6000米系列大型油气田相继发现鼓舞我们不断向深层拓展。然而，油气是如何克服深层致密介质中强大毛细管阻力富集起来的一直让人们迷惑不解；非浮力虽然被普遍地认为是深层油气富集成藏的主导动力，但哪种非浮力以及在它主导下油气富集成藏与浮力主导下常规油气富集成藏有何不同也一直没有明确认识。本研究从渤海湾盆地2938口探井钻遇67944目的层的结果分析出发，通过统计模拟、物理模拟和数值模拟等方法揭示了深层致密介质条件下油气富集成藏的主导动力并建立了演化模式，阐述了油气富集程度随埋深和储层致密程度的变化规律。

## 1. 科学问题

中国深部地层时代老、埋深大、成熟度高，油气勘探已经走在世界前列，深层和超深层展示广阔前景但遇到重大挑战。与盆地浅层油气浮力主导成藏不同，深层致密油气藏为非浮力形成，这些非浮力包括哪些？深层致密介质毛细管阻力巨大，油气富集动力是什么？非浮力成藏有多种动力机制，哪种非浮力贡献量最大？

## 2. 深层致密油气藏分布地质特征

致密油气藏为需要通过压裂改造等措施才能获得商业产能的非常规油气藏，基本地质特征为油气藏埋深较大、孔隙度和渗透率较低。大量实例剖析结果表明致密油气藏形成分布的原因主要有两个：一是沉积颗粒细小；二是压实成岩较强。致密油气藏最早在加拿大Albert盆地发现，后在美国绿河、红色沙漠等盆地发现，再后在中国鄂尔多斯、四川、准噶尔、松辽等

盆地发现，近期又在哈萨克斯坦楚-萨雷苏盆地发现。致密油气藏分布发育广，资源潜力大，勘探前景好。深层致密油气藏有如下三个地质特征：低孔低渗、源储紧临、位于浮力成藏下限之下（Pang et al., 2021）。

## 3. 深层致密油气藏的成因类型与主控因素

致密油气藏成因有两类五种机制（图1）。第一大类为源外致密油气藏，分为三小类，分别为致密圈闭型，成藏动力机制为早期浮力成藏，晚期压实致密；致密深盆型，早期储层压实致密，后期非浮力成藏；致密复合型，早期浮力主导成藏，晚期非浮力主导成藏。第二大类为源内致密油气藏，有两小类，包括超致密页岩型和超致密煤层型，成藏动力包括分子吸附力、流体粘滞力、毛管力滞留和束缚水封堵。

深层致密油气藏富集的主控因素主要包括沉积岩相、埋藏深度和成藏动力。砂

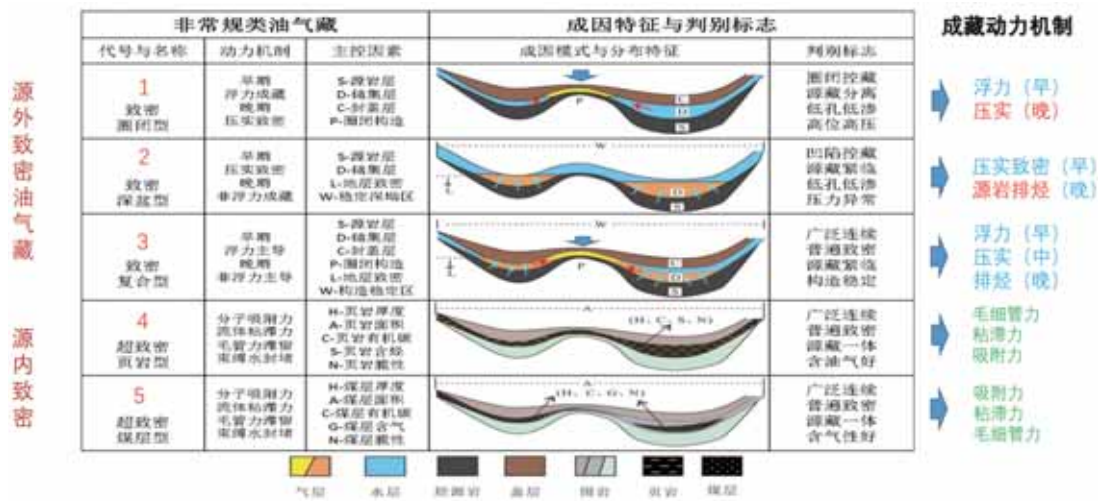


图 1 深层致密油气藏的成因类型

岩目的层沉积岩相特征是影响油气富集程度关键因素；埋藏深度是影响目的层富油气程度综合要素；储层内外毛细管力差是深层油气富集成藏关键动力，非浮力作用对油气富集随目的层埋深增大贡献量增加。

#### 4. 致密介质油气富集动力与源岩排油气作用相对贡献量模拟

致密介质中的毛细管力是油气排运的阻力，与水中油气界面张力、油气水接触角、介质内孔喉半径有关；目的层与围岩之间的毛细管力差是油气运移动力。油气自致密围岩进入目的层富集前提条件是毛细管力差大于目的层内的毛细管力。毛细管力差驱动油气成藏物理模拟实验结果显示：油气富集成藏的基本条件是目的层孔喉半径大于围岩孔喉半径 2 倍以上，储层内外毛细管力差是决定油气富集程度的关键要素。

油气藏形成是源岩层埋深演化过程中多动力综合排油气成藏的结果，源岩多动力排油气过程分三个阶段：第一阶段，压实作用与水溶扩散相排烃阶段，此阶段生

烃量还没有饱和和源岩滞留需要，压实作用排出大量孔隙水，扩散作用排出少量烃；第二阶段，多动力多相态大量排油气阶段，此阶段石油和天然气饱和了源岩滞留需要，岩石流体体积膨胀、干酪根转化和粘土矿物转化增容、毛细管力差等多种动力导致油气排出；第三阶段，高温裂解与分子扩散缓慢排油气阶段，此阶段源岩内滞留烃能力降低，原油因高温裂解与分子扩散是油气排运主要动力，由于生烃潜力已近枯竭，排出烃量有限。

源岩层埋深演化过程中排油气动力包括五类九种：源内岩石热膨胀排烃、源内油热膨胀排烃、源内气热膨胀排烃、源内水热膨胀排烃、源岩压实排烃作用、源内粘土转化脱水增容排烃、源内干酪根产物增容排烃、源储间毛细管力差输导有机网络输导排烃作用和源储间烃浓度扩散排烃作用，源岩层多动力排烃量与相对贡献量评价技术思路可参考论著“含油气盆地地史、热史、生留排烃史数值模拟研究与烃源岩定量评价（庞雄奇等，1993）”。塔里木盆地



奥陶系碳酸盐岩烃源岩埋藏过程中 9 种动力排油气水量变化与相对贡献量评价实例显示，早期主导源岩排烃动力为地层压实作用，其相对贡献量大于 50%，深埋后期，主要排烃动力为毛细管力差，其相对贡献量大于 80%。

### 5. 致密介质油气富集动力机制演化模式

在致密介质油气成藏过程中，源岩层和砂岩层随埋深增大的差异压实作用导致了有效毛细管力差的形成与变化，源储间毛细管力差对油气富集的贡献量最大，储层埋深越大其贡献量越大。砂岩储层埋深增大或储层致密化过程中油气富集动力机制可以划分为五个不同阶段：压实成藏、浮力成藏、浮力和毛细管力差主导成藏、毛细管力差和构造应力改造（图 2）。早期受压实作用，源岩成熟，开始生烃；埋深加大，源岩开始排烃，储层依然为高孔渗状态，浮力主导油气成藏，源 - 储半径差异在

此阶段达到最大；第三阶段，埋深进一步加大，储层孔渗变小，浮力和源 - 储之间的毛细管力差导致油气成藏；第四阶段，继续深埋，储层致密，源 - 储之间的毛细管力差即非浮力主导油气成藏；第五阶段，继续深埋，储层超致密，进入有效储层底限，源岩也进入了供烃底限，达到了油气成藏底限，此时，只有当储层受构造应力的改造，油气才能成藏。

### 6. 深层油气勘探的几点启示

研究成果对深层油气勘探有三点启示：第一，深层油气成藏存在一个底限，在这一底限之下勘探油气风险大；第二，深层油气富集的最好目标是与源紧邻的毛细管力最小的储集体，其钻探风险小；第三，深层碳酸盐岩油气富集动力与砂岩储层有很大不同，深层碳酸盐岩最有利富油气目标是近源的受改造的储集体，包括断裂带、不整合面等。

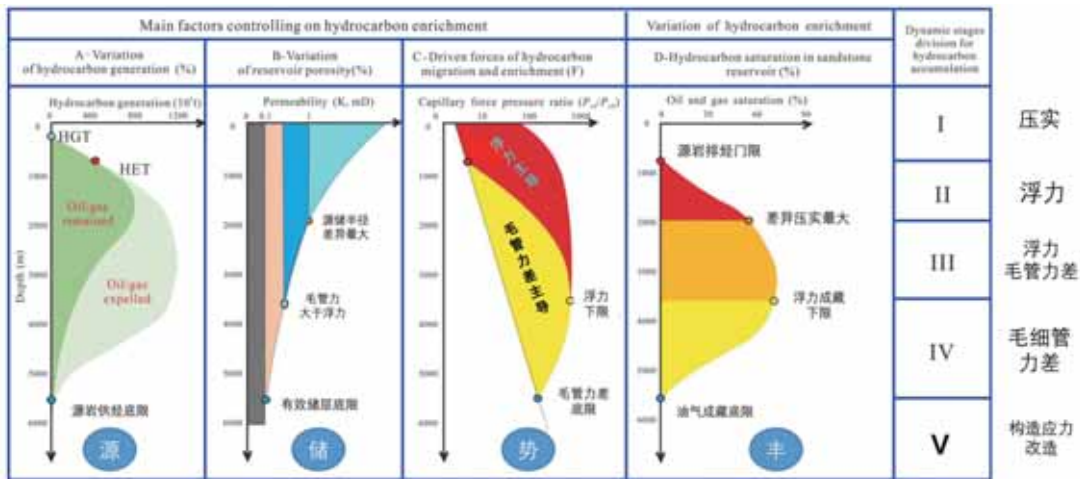


图 2 深层砂岩储层随埋深增大的致密化过程中油气富集动力机制与演化模式



## 主要参考文献

- 庞雄奇. 含油气盆地地史, 热史, 生留排烃史数值模拟研究与烃源岩定量评价 [M]. 地质出版社, 1993.
- Law B E, Curtis J B. Introduction to unconventional petroleum systems [J]. *AAPG Bulletin*, 2002, 86(11): 1851-1852.
- Pang X, Li M, Li S, et al. Geochemistry of petroleum systems in the Niuzhuang South Slope of Bohai Bay Basin: Part 3. Estimating hydrocarbon expulsion from the Shahejie formation [J]. *Organic Geochemistry*, 2005, 36(4): 497-510.
- Pang X, Jia C, Zhang K, et al. The dead line for oil and gas and implication for fossil resource prediction [J]. *Earth System Science Data*, 2020, 12(1): 577-590.
- Pang X, Jia C, Wang W, et al. Buoyance-driven hydrocarbon accumulation depth and its implication for unconventional resource prediction [J]. *Geoscience Frontiers*, 2021, 12(4): 101133.
- Pang X, Shao X, Li M, et al. Correlation and difference between conventional and unconventional reservoirs and their unified genetic classification [J]. *Gondwana Research*, 2021.



# 赵国春：大陆的起源——岛弧模式 vs. 洋底高原模式

报告人：赵国春 | 整理：刘鹏、王冲（岩石圈室）

**摘要：**太阳系固体星球中只有地球具有长英质的大陆地壳。太古宙克拉通主要由 TTG 深成片麻岩（英云闪长岩 Tonalite- 奥长花岗岩 Trondjemite- 花岗闪长岩 Granodiorite 这三类岩石的首字母缩写）和由超基性 - 基性 - 酸性火山岩及少量沉积岩变质的表壳岩（绿岩）组成。以 TTG 为主的长英质大陆形成于板块构造体制还是地幔柱体制下仍然众说纷纭。板块构造体制下，俯冲板片脱水导致地幔楔部分熔融形成的玄武质地壳再次熔融所形成的钙碱性花岗质岩石相当于太古宙低压型 TTG。然而，板块构造体制下的岛弧模式难以解释太古宙绿岩带火山岩组合中缺少大量的安山岩、科马提岩~ 1600℃ 高温形成环境、克拉通规模近于同时侵位的 TTG 岩套、大规模卵形构造样式、代表性的逆时针 P-T 轨迹变质作用演化等诸多特征。而地幔柱洋底高原模式能够合理解释太古宙绿岩双峰式火山岩组合的成因，也能合理解释太古宙 TTG 短时间内巨量产出的现象，同时也能合理解释太古宙克拉通穹隆构造 (dome-and-keel structure) 样式、近等压冷却型 (IBC) 逆时针 P-T 轨迹、缺少蓝片岩和双变质带的等典型岛弧俯冲带的标志的特征，但熔融过程中水如何加入的问题还没有得到很好的解决。

地球是太阳系中唯一既具有板块构造，又具有长英质大陆的星球。地球上的板块构造和长英质大陆二者之间存在着必然联系，但核心问题是板块构造和长英质大陆哪个在地球上先出现。一些学者们认为板块构造出现在长英质大陆壳形成之前。而支持大陆起源于非板块构造的学者们的观点完全相反，长英质大陆在板块构造启动之前就已经形成，是前板块构造时期一系列地质过程，如地幔柱、重力差异沉降 (Sagduction) 等作用的产物，长英质大陆的密度较低，可以诱发密度较大的大洋岩石圈向密度较小的大陆岩石圈下面俯冲，所以他们认为地球上长英质大陆的形成是板块构造启动的前提。但无论哪种模式，以

TTG 为主的长英质古老大陆都应该起源于铁镁质地壳的部分熔融。现代的大洋环境包括大洋盆地、洋中脊、岛弧和洋底高原等。大洋盆地和洋中脊地壳厚度只有 5-10 km，不可能成为长英质大陆壳起源的场所。因此，长英质大陆或起源于板块构造体制下的岛弧，或起源于地幔柱体制下的洋底高原。目前，古老大陆究竟是起源于岛弧还是洋底高原已成为地球科学领域研究的重中之重，是发展和完善板块构造理论和建立前板块构造理论的一个重要窗口。

## 1. 克拉通的主要特征

图 1 展示了全球主要克拉通陆块的空间分布。古老的克拉通大陆长英质岩石





除少量形成于冥古宙 40 亿年前的加拿大 Acasta 长英质片麻岩外，其余多数均主要形成于太古宙。有关北美、格陵兰、南非、澳大利亚等古老大陆太古宙岩石的同位素研究结果显示地球在冥古宙阶段可能已经形成一定规模的初始陆壳，称为原陆壳。由于晚期大冲击事件或者后来的板块构造的强烈改造，原陆壳物质在地球上很少得以保留。

太古宙克拉通陆块可以进一步划分为高级区片麻岩地体和低级区花岗绿岩带，二者岩石组合基本相同但变质程度的不同。TTG 是太古宙克拉通片麻岩地体的主要组成岩石。Condie(2014) 总结 TTG 具有五个主要特征：①富集大离子亲石元素（如 K, Rb, Th 和 La）；②明显地亏损 Nb, Ta 和 Ti；③明显的轻稀土和重稀土分异（高 La/Yb）；④ Sr 和 Eu 无亏损；⑤许多 TTG 具有

高 Ni、Cr 和 Co 含量。如图 2 所示，多数太古宙 TTG 的 La/Yb 和 Sr/Y 比值远高于太古宙之后的钙碱性花岗质岩石。许多学者据此提出富含重稀土的石榴子石应该是其岩浆源区部分熔融的主要残留相，表明玄武质岩石的部分熔融形成太古宙 TTG 应该发生在相对高压的条件下，而符合这样环境下的镁铁质变质岩石应该是石榴斜长角闪岩和榴辉岩。然而，近期一些研究表明，由于太古宙地壳相对富 Mg，石榴石在 ~7 kbar 的正常地壳厚度环境下就能出现，不需要加厚地壳的高压环境下形成。TTG 通常分为低压型、中压型和高压型。低压型 TTG 具相对低的 La/Yb 比值、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O 和 Sr 和高的 Y, Yb, Ta 和 Nb 含量，其岩浆源区部分熔融的主要残余相可能是斜长石和辉石，而高压般形成于高压 (>20Kbar) 条件，有相对高的 La/Yb 比值、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、

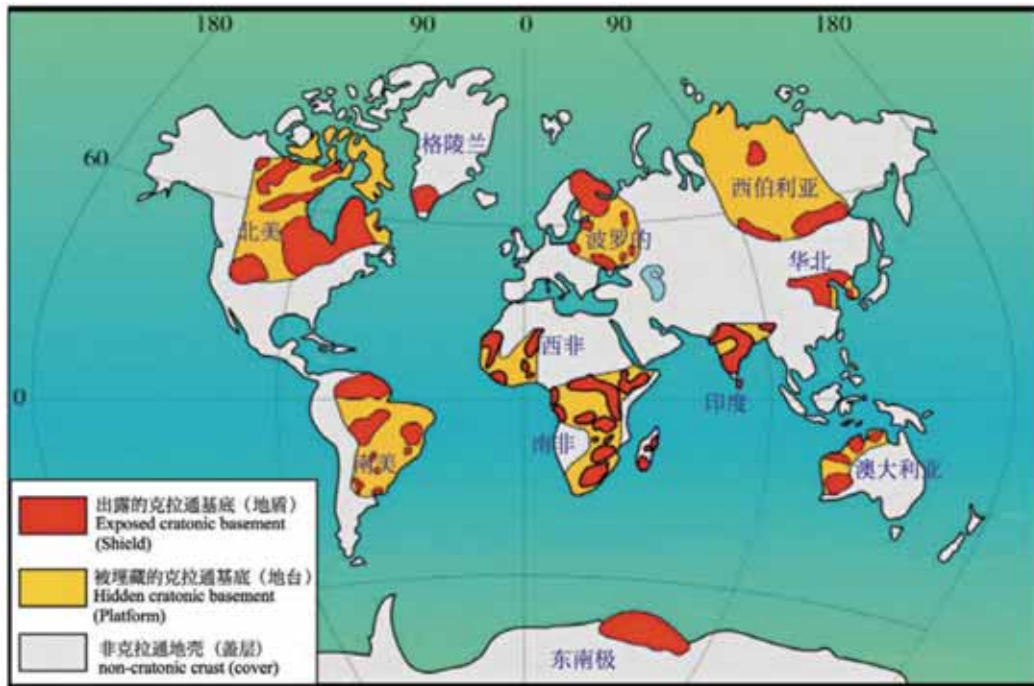


图 1 全球主要克拉通的空间分布



Na<sub>2</sub>O 和 Sr 和相对低的 Y, Yb, Ta 和 Nb 含量, 反映其岩浆源区部分熔融的主要残余相可能是石榴子石和金红石。

在太古宙表壳岩或绿岩中, 常见的火山岩组合是超基性的苦橄岩、科马提岩, 基性的玄武岩和酸性的英安岩、流纹岩构成的双峰式火山岩组合, 而现代岩浆弧的主要火山岩组合安山岩的含量较为缺乏。太古宙表壳岩或绿岩地体中的科马提岩和玄武岩岩浆可由地幔部分熔融产生, 但由于科马提岩 MgO 含量一般在 18 wt.% 以上, 地幔部分熔融程度需要高达 40%- 60%, 这要求极高的部分熔融温度。

早期的陆壳内部构造样式常常以垂向构造运动的片麻岩穹窿 (图 3) 为特征, 表现为组成克拉通主体的 TTG 岩浆以底辟形式上涌形成不同规模的片麻岩穹窿构造

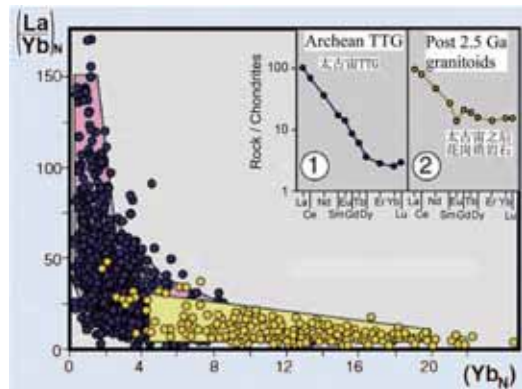


图 2 太古宙 TTG 与太古宙之后花岗质岩石的 La/Yb-Yb 差异图

(dome structure), 同时周缘的相对密度较大的超基性、基性变质表壳岩沉降下凹形成向形或龙骨构造 (keel structure)。这种构造样式在不同古老克拉通内部依然保留很好记录, 在野外记录中则体现为, 片麻岩穹窿与表壳岩接触边界往往以强烈垂向剪切

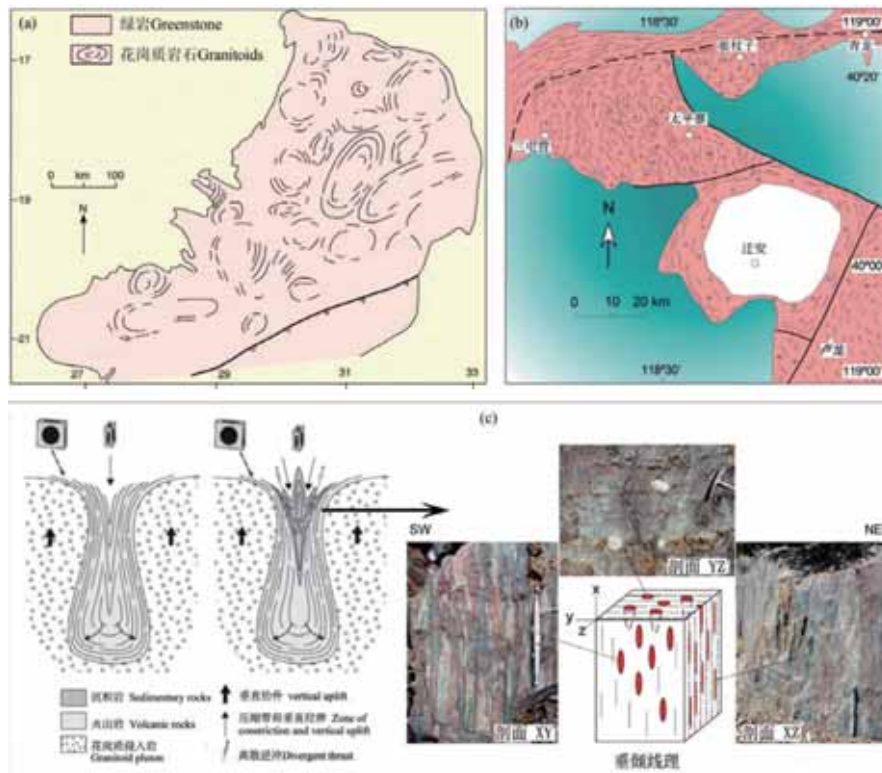


图 3 太古宙克拉通片麻岩穹窿构造样式和剖面解析



拉伸为特征，表现为大量发育近垂直方向的拉伸线理或 L 型构造岩，反映垂向构造运动。这与显生宙反映水平运动为特征的板块构造体制所具有的大规模逆冲带、线性构造带、韧性剪切带、鞘褶皱、矿物拉伸线理、构造混杂岩带等构造样式具有明显差异。

太古宙克拉通变质作用特征太古宙克拉通在变质作用方面具有以下特征：

- (1) 变质作用都是克拉通规模，与元古宙和显生宙的变质作用大多局限在线性构造带（造山带）内形成鲜明对比；
- (2) 变质作用温压条件在正常地热梯度范围内 (10- 30℃ /km)，即以低压 - 中压绿片岩相、角闪岩相和麻粒岩相为主；
- (3) 缺少高压蓝片岩相和高压超高压榴辉岩相变质作用；
- (4) 变质作用演化以具有近等压冷却 (IBC) 逆时针 P-T 轨迹为主（图 4）。

华北克拉通东部陆块和阴山陆块的晚

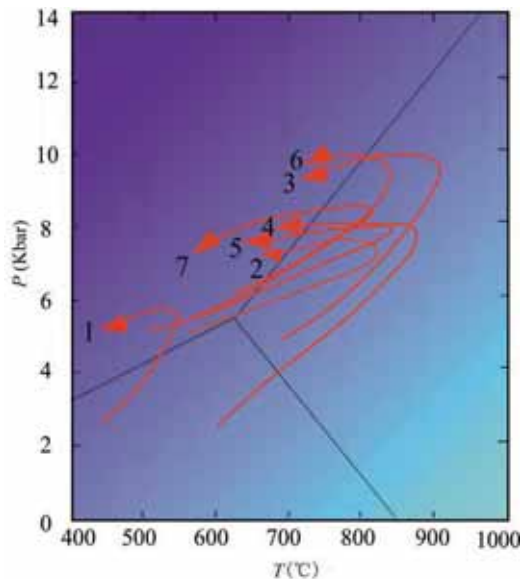


图 4 华北克拉通东部陆块晚太古宙末变质作用 P-T 轨迹

太古宙基底岩系其变质作用演化均以逆时针 P-T 轨迹为特征，并且多具有等压冷却 (IBC) 演化过程。类似轨迹在全球其它太古宙克拉通基底岩石中也有广泛记录。导致岩石发生近等压冷却型 (IBC) 逆时针 P-T 演化的变质作用一般认为与岩浆弧根部带或弧后盆地、大陆裂谷，或地幔柱环境中的大量地幔岩浆底侵有关。

## 2. 古老大陆起源的两种模式

### 2.1 俯冲模式（图 5）

古老大陆形成于板块构造体制下还是形成于前板块构造（如地幔柱）体制目前仍众说纷纭。支持古老大陆起源于板块构造体制下的岛弧的主要证据包括以下几个方面：

(1) 许多显生宙岛弧的根部带深成岩石组合与太古宙克拉通大陆的变质深成岩石组合相似，都是富 Si 和 Na 的长英质 TTG 岩套组成。

(2) 显生宙俯冲带成因的埃达克岩 (adakites) 与太古宙高压型 TTG 非常相似。

(3) 形成太古宙 TTG 的其源区岩石应该是富含石榴子石和 / 或金红石的斜长角闪岩或榴辉岩，而这些岩石是俯冲带的特征变质岩石。而古老大陆克拉通中几乎没有发现太古宙榴辉岩。

(4) 尽管太古宙克拉通变形样式以反映垂向构造运动的片麻岩穹窿为主，但片麻岩穹窿之间也存在一些线性构造带 (keel structure)。线性构造带内岩石经历强烈挤压性变形，与显生宙板块构造体制下的造山带构造样式相似。

(5) 中 - 高压变质岩，尤其是含夕线石的泥质片麻岩或泥质麻粒岩在太古宙地体中非常普遍，其变质压力一般达到

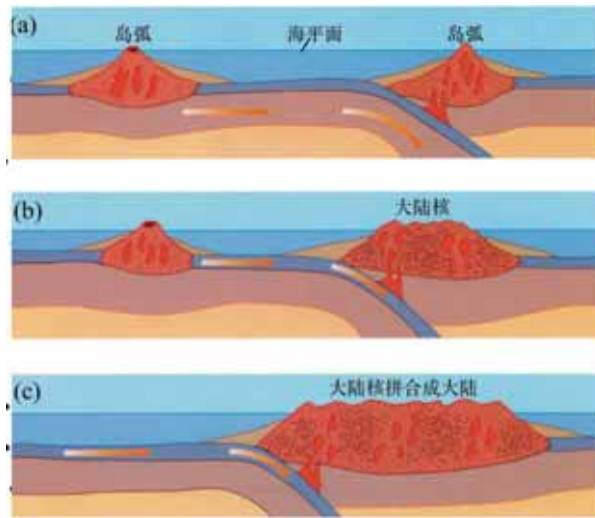


图 5 大陆起源于岛弧的构造模式图

7-8Kbar。

(6) 多数太古宙克拉通陆块经历的太古宙变质作用以具有等压冷却 (IBC) 型逆时针 P-T 演化轨迹为特征，具有等温减压 (ITD) 顺时针 P-T 轨迹的太古宙变质岩石在一些克拉通上也有所报道。具有等温减压 (ITD) 顺时针 P-T 轨迹的变质作用一般被认为是发生在板块俯冲或相互碰撞的构造环境中。

(7) 古老大陆起源于岛弧俯冲带一个最重要的证据是 TTG 必须要在含水的环境下形成，而只有俯冲带能够提供这样含水环境。

岛弧通常经历由不成熟岛弧至成熟岛弧的发展过程。不成熟岛弧由于洋壳较薄，熔浆会全部上涌穿过洋壳而喷发于地表，熔浆在上升过程中不会改变太大，形成的火山岩应该是玄武岩，不会形成大量的中-酸性火山岩，不可能有大量的长英质陆壳的形成。随着弧岩浆作用的不断进行，所形成的玄武岩层越积越厚，火山弧玄武质地壳的根部在新的地幔岩浆加热条件下再次发生部分熔融，形成中-酸性熔浆。中-

酸性熔浆喷出于地表将形成安山岩或英安岩，而没有喷出地表的中-酸性熔浆将在地下结晶形成闪长岩、石英闪长岩、英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩等岩石，类似于太古宙低压型 TTG 岩套，而部分俯冲的大洋板片本身也可能发生部分熔融形成埃达克质岩石，相当于太古宙高压型 TTG 岩套，从而导致玄武质大洋岛弧向长英岛弧的转变。这些长英质岛弧随着俯冲导致洋盆的关闭会发生相互碰撞，形成具有一定规模长英质陆核的弧地体。具有长英质陆核的弧地体的拼合就形成了大陆克拉通，这就是板块构造体制下大陆形成模式 (图 5)。

上述岛弧模式似乎能够圆满地解释太古宙高压型和低压型 TTG 的形成环境，但现今岛弧并没有发现典型的高压或中压型 TTG 岩石，基本上都是钙碱性花岗质岩石。另外，其它许多地质事实也不支持太古宙大陆起源于岛弧这一构造模式。

## 2.2 地幔柱模式 (图 6)

需要注意的是，岛弧模式无法解释太



古宙克拉通绿岩带中常见的苦橄岩、科马提岩和一些双峰式火山岩组合。双峰式火山岩组合通常形成于拉伸的构造环境。适合大量幔源岩浆上涌的拉伸环境主要包括陆内裂谷、弧后盆地和地幔柱/热点等。太古宙绿岩带总是围绕 TTG 片麻岩穹隆分布，而不是局限在线性构造带中，并且缺乏大陆裂谷型沉积，这些基本上排除了太古宙绿岩的原岩形成于大陆线性裂谷带的可能性。Brown et al., (2020) 认为双变质带是确定俯冲带存在的标记，目前还没有发现太古宙的双变质带。因此，太古宙绿岩带中玄武岩和科马提岩形成于弧后盆地环境的可能性也非常低，而这些基性和超基性火山岩最可能的构造环境是地幔柱。

地幔柱是指地球深部核幔边界附近的高温低粘度层 (D' 层) 熔融所产生的呈柱状上升的巨量地幔熔浆。洋底高原和大洋岛玄武岩一般认为与地幔柱直接相关，它们具有较高的形成温度，富含大离子不相容元素、轻稀土元素和较高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$  的地球化学特征，都明显有别于大洋中脊玄武岩和俯冲带附近的岛弧玄武岩。

太古宙绿岩多为基性的拉斑玄武岩和超基性的科马提岩。科马提岩的形成温度

一般在 1600 °C 以上，远远高于拉斑玄武岩 1200-1400 °C 的形成温度。Campbell et al.(1989) 曾提出太古宙绿岩带中科马提岩来自地幔柱尾柱通道的熔融产物，而玄武质岩石则是地幔柱巨大球状顶冠在岩石圈底部发生减压熔融后喷发地表所成。

地幔柱模式仅解决了太古宙绿岩的母岩的成因问题，但这能否解释以 TTG 为主要组成的古老大陆的起源问题呢？如前所述，地球化学和实验岩石学资料都证实，与其它钙碱性花岗质岩石一样，TTG 岩石来源于玄武质基性岩在含水条件下的部分熔融。因此，太古宙 TTG 岩石的形成过程包括两个方面主要问题：

一是，形成太古宙 TTG 的镁铁质原岩于何处及以何种机制从地幔中被抽取出来？

二是，如何将从地幔抽取出来的玄武质地壳转变成太古宙 TTG？

我们认为将玄武质地壳转变成太古宙 TTG 长英质大陆地壳必须满足以下三个条件：

(1) 必须有至少三倍于 TTG 体量的玄武质原岩 (如大火成岩省) 的存在。

(2) 必须有足够厚的玄武质地壳的存在，以保证产生 TTG 的玄武质岩石的部分熔融发生在石榴子石的稳定域。

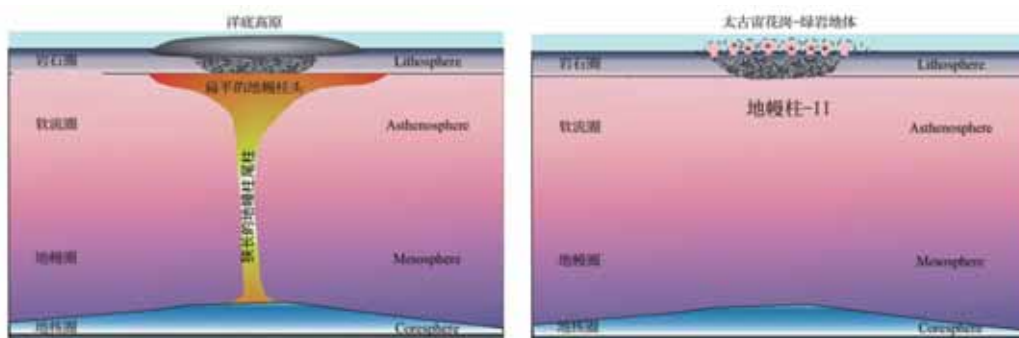


图 6 大陆起源于地幔柱的构造模式图



(3) TTG 的源区玄武质岩石曾经历过水化作用，即玄武质岩石部分熔融体系里必须含有一定量的水，在干的环境中玄武质岩石的部分熔融很难进行。

对于前两个条件，我们可以参考当今洋底高原的产出规模及厚度来分析说明。全球许多现今的洋底高原在洋底处露面积都非常巨大，如现今的翁通爪哇 (Ontong-Java) 洋底高原等。如此巨量的玄武质洋底高原足以满足上述第一个条件的要求。上述第二个条件取决于洋底高原的厚度。大多数现代洋底高原地壳的厚度在 20-30 km，这样的地壳厚度不能满足上述第二个条件。但由于太古宙地幔温度高于现今地幔温度，太古宙洋壳也应该比现今洋壳厚，有学者估算在 40 km 左右。这样的厚度已非常接近形成高压型 TTG 岩石的玄武质岩石的部分熔融深度。另一方面，Kent et al.(1996) 的模拟结果显示，太古宙洋底高原玄武质地壳 MgO 含量为 ~19%，属于科马提质。在原岩相对富 Mg 的条件下，石榴子石在 7-8 Kbar 的中压变质条件下就可以出现，这也与太古宙高级地体中普遍存在含石榴子石 + 斜方辉石 + 单斜辉石 + 斜长石组合的中压铁镁质麻粒岩吻合。因而我们认为太古宙洋底高原环境基本上能够满足上述第二个条件要求。

地幔柱成因的洋底高原环境似乎无法满足上述的第三个条件。太古宙 TTG 中锆石氧同位素偏高，表明其源区岩石熔融前受到地表水的作用。Arndt (2013) 认为这是古老大陆起源的地幔柱洋底高原模式的致命缺陷。尽管如此，与大陆起源的岛弧模式相比，地幔柱洋底高原模式还是得到更多学者们的接受，被广泛地用来解释全球

各个克拉通大陆花岗-绿岩地体的成因。在一些现今洋底高原上发现 TTG 和相关的长英质岩石是对古老大陆起源于洋底高原模式的有力支持。

### 3. 总结

综上所述，板块构造体制下的岛弧模式和地幔柱成因的洋底高原模式都能解释以 TTG 深成岩和绿岩 (玄武岩和科马提岩) 为代表的太古宙大陆的某些地质特征，但也都存在一定的问题。与岛弧模式相比，洋底高原模式能够很好地解释太古宙克拉通大陆以下一些主要特征：

(1) 地幔柱洋底高原模式能够合理地解释太古宙绿岩地体中科马提岩和拉斑玄武岩的成因，即太古宙科马提岩来源于地幔柱核部热的、低粘度物质，而构成绿岩的玄武岩来源于地幔柱冷的头部物质的部分熔融。

(2) 地幔柱—洋底高原模式不仅能够合理地解释太古宙绿岩地体中科马提岩和拉斑玄武岩的成因，也能够解释太古宙绿岩双峰式火山岩组合中酸性岩石的成因，即超基性的科马提岩和基性的拉斑玄武岩可以直接来源物资与地幔柱物质的部分熔融，而酸性的英安岩、流纹质英安岩和流纹岩是地幔柱热异常导致的地壳底部物质的部分熔融物。

(3) 地幔柱能够合理地解释为什么太古宙 TTG 能够在短时间内巨量产出并在形成时间上没有任何系统变化。

(4) 地幔柱上升及其导致玄武质下地壳部分熔融形成 TTG 岩浆的垂向底辟能更合理地解释太古宙克拉通穹隆构造样式的特征。



(6) 地幔柱洋底高原模式能够很好地解释绝大多数太古宙高级区变质作用所呈现的近等压冷却型(IBC)逆时针P-T演化特征。

(7) 地幔柱洋底高原模式能够解释太古宙克拉通为什么缺少蓝片岩和双变质带的等典型岛弧俯冲带的标志。

由此可见,大陆起源于洋底高原的模式不仅能解释太古宙克拉通大陆的岩石组

合的形成,也能解释其构造变形样式和变质作用特征。不过,尽管我倾向于这种模式,但是其中的一个非常关键的问题——水如何加入的问题——还没有很好的得到解决。

**注:本文据赵国春院士6月8日在前沿论坛讲座内容和刊载于《地质学报》的“大陆的起源”一文综合整理。**

### 主要参考文献

- Arndt N T. Formation and evolution of the continental crust[J]. *Geochemical Perspective*, 2013, 2: 405-533.
- Brown M, Johnson T, Gardiner N. Plate Tectonics and the Archean Earth[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2020, 48: 291-320.
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution[J]. *Precambrian Research*, 2001, 107: 45-73.
- Zhao G C, Sun MA, Wilde S A, et al. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited[J]. *Precambrian Research*, 2005, 136: 177-202.
- Zhao G C. Precambrian Evolution of the North China Craton[J]. Elsevier: Amsterdam, 2014.
- 赵国春, 张国伟. 大陆的起源 [J]. *地质学报*, 2021, 95 (1): 1-19



# 惠鹤九：月球的形成和早期演化

报告人：惠鹤九 | 整理：杨睿豪、陈凌（岩石圈室）

**摘要：**对于月球的形成和早期演化，目前被普遍接受的是大撞击成因假说和岩浆洋假说。这些观点认为，在太阳系演化的早期，一个火星大小的星球（Theia）与原始地球发生撞击，造成二者的熔融，溅射出来的物质经过约 100 年左右的时间吸积形成月球。月球形成初期具有全球规模的岩浆洋，之后岩浆洋结晶分异，橄榄石、辉石等矿物先结晶，堆积在岩浆洋底部，形成原始月幔；而后低密度的钙长石结晶上浮，形成原始斜长岩月壳；后期高密度的钛铁矿才结晶，堆积在原始月幔上部。这种上重下轻的结构具有力学不稳定性，导致 43 亿年左右开始发生“月幔翻转”，从而引发一系列岩浆活动，形成多种月球上特有的火成岩。

## 1. 月球的特征

地球拥有一颗相较自身质量大得异乎寻常的天然卫星——月球。在太阳系中，大多数天然卫星都存在于土星和木星等气态巨行星的周围，与地球类似的只有火星，火卫质量为火星的  $10^{-8}$ ，而月球质量却高达地球质量的 1%。在化学成分上，月球相对地球来说贫铁、贫挥发份。然而从同位素角度来看，月球则与地球非常相似，但与其它天体有明显差异（Wiechert et al., 2001）。此外，根据地月激光测距实验推算，现今地月距离约为 60 个地球半径，月球正以约 3.8 cm/年的速度远离地球。而月球在 45 亿年前刚形成时与地球的距离则大概只有 2.9 个地球半径。

## 2. 月球的起源

传统的行星-卫星理论难以解释月球的上述特征。因此，针对月球起源提出了四种假说：捕获说，同源说，分裂说和大

撞击成因假说。前三类假说，或与天体力学相矛盾，或与现有的地球和月球的化学特征不一致。大撞击成因假说是目前月球起源的主流观点。

早期太阳系的撞击事件是非常普遍的。根据太阳系形成和演化的星云理论，太阳星云盘冷凝吸积形成数公里至数百公里大小的星子，然后相互碰撞进一步聚集成各大行星。大撞击假说认为，月球是一火星大小的星子（现被命名为 Theia）与原始地球撞击后，由溅射物吸积形成（Hartmann and Davis, 1975）。具体来说，Theia 和原始地球剧烈撞击后，被撞出的二者地幔物质以熔体和气体的形式溅射至太空，形成一团难熔的、挥发性低的尘埃云，其中一部分脱离地球的尘埃云凝聚、吸积、碰撞形成月球（图 1），同时 Theia 核中的大部分金属沉入地核。

支持大撞击成因假说的观测有很多。首先碰撞后产生的巨大热量使挥发份迅速



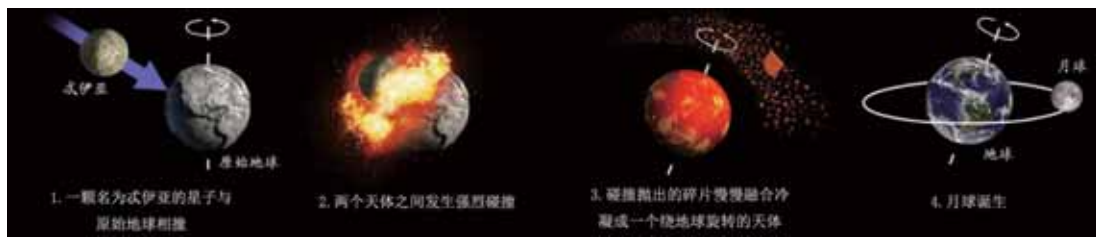


图1 大撞击成因模型示意图(图自网络)

逃逸, 导致月球相对地球贫挥发份; 其次月球(月核除外)主要是由贫铁的硅酸盐熔体-气体盘凝聚吸积而成, 而且地核中加入 Theia 核中的大部分金属, 导致月球整体相对地球贫铁; 大撞击产生的巨大能量也为岩浆洋的形成提供了一个可靠的能量来源; 此外, 现今地轴的倾斜也可以用大撞击模型来解释。Cameron and Ward(1976) 计算发现地月系统的角动量相对于太阳系中其它行星来说很大, 从物理的角度限制了大撞击成因模型, 并推算出撞击体的大小和火星相近。

经典大撞击成因模型指出, 撞击之后以洛希极限(Roche limit, 约 2.9 个地球半径)为界, 分别形成内盘和外盘, 均为硅酸盐熔体-气体盘。外盘物质通过重力吸积和碰撞形成月球, 经计算这段时间仅需约 100 年的时间, 而内盘物质最终回归地球。

然而, 大撞击成因模型难以解释一些观测现象。该模型显示, 大撞击形成的月球中会含有更多 Theia 的成分, 而地球所含 Theia 的成分很少。而返回月岩样品和月球陨石同位素分析结果表明, 地球和月球的组成成分非常相似。若地球和月球中含有 Theia 成分的比例显著不同, 则 Theia 与原始地球的成分应该相似才能解释观测。但最初的 Theia 和地球毫无关系, 它们组成

成分相似的概率很低。为了调和这一矛盾, 有学者提出气体对流使外盘与地球物质发生交换, 从而达到物质平衡。但 Pahlevan 和 Stevenson (2007) 计算发现, 外盘与原始地球物质交换达到平衡需 100-1000 年的时间, 这比外盘吸积形成月球的时间还要长, 显然外盘(月球)来不及与地球达到物质平衡。随后, Cuk and Stewart (2012)、Canup (2012) 模拟发现, 高角动量撞击模型可以使地球和月球含有比例相近的 Theia 成分(图 2a、图 2b)。此外, 还有学者考虑多次撞击模型, 形成多个“小月球”, 最终再合并。但模型中的这些“小月球”不一定会合并, 而且最终可能形成富铁的月球, 与观测不符。

高角动量撞击虽然可以解释地、月成分相似, 但又引出了另一个问题——月球内部水的来源。根据大撞击成因假说, 月球形成后是贫挥发份和水的。但近年来对月球火山玻璃珠、橄榄石包裹体和斜长岩的相关研究均发现了月球含水的证据。撞击过程中中度挥发性元素都会丢失, 那么水是如何保留的? 有学者提出, 最初月盘温度极高, 以重元素蒸汽为主导, 氢的扩散被抑制, 从而水能够得以保留。但在这一过程中, 钾等挥发份的扩散也同样会受到抑制, 还需要引入后期岩浆去气作用,

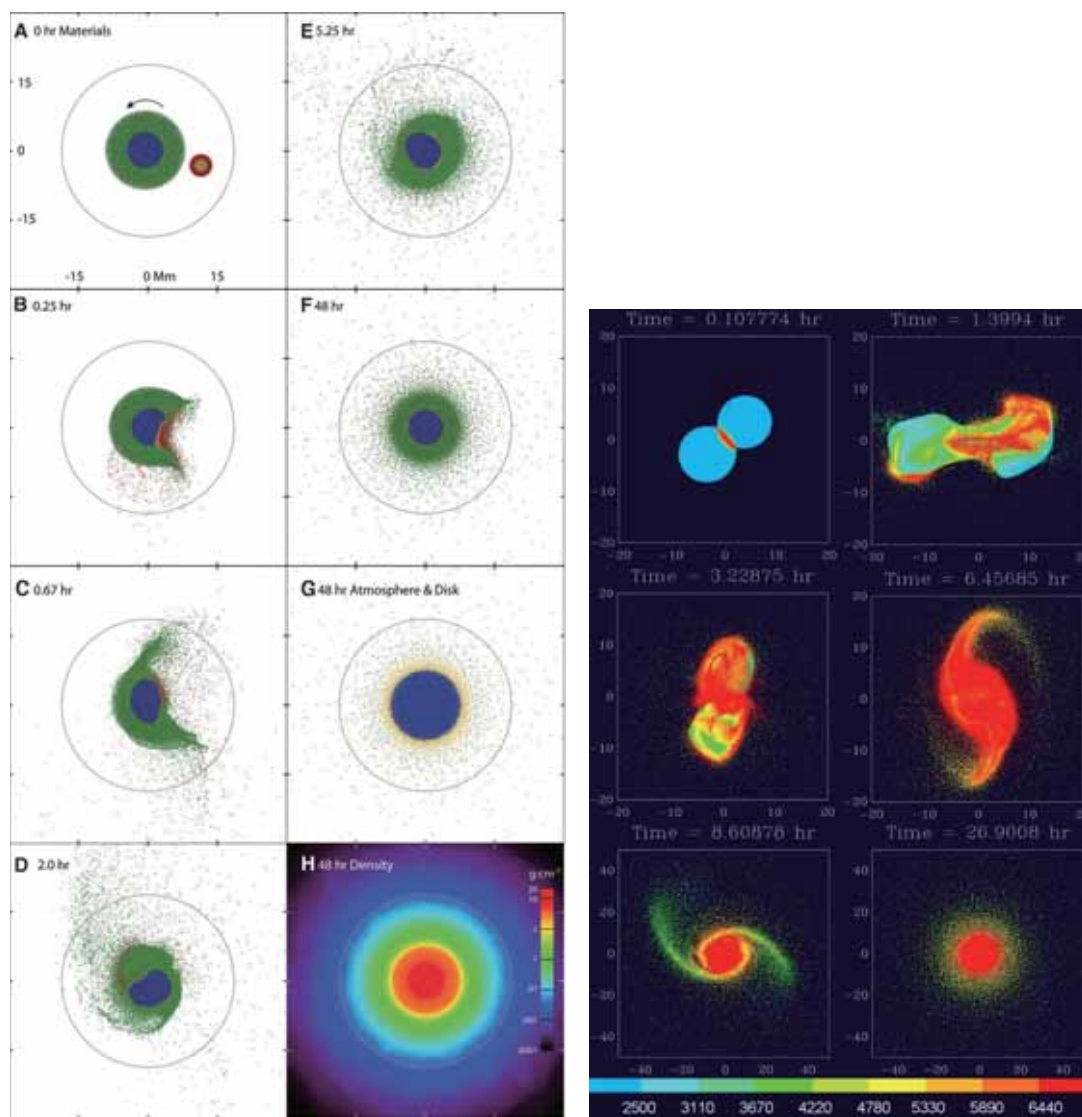


图 2 大撞击成因模型 SPH 数值模拟结果 (SPH 指光滑粒子流体动力学方法)。(左) Cuk and Stewart (2012) 的结果 ;(右) Canup (2012) 的结果

才能解释月球贫挥发份的观测。

针对这些问题，学者们基于大撞击假说不断发展新的模型，如高能、高角动量、多次撞击星巢模型 (Synestia)，为地月成分的相似性提供了新的成因解释。整体来说，大撞击成因假说虽然仍有待于进一步证明和完善，但仍是目前月球起源的最好模型。

### 3. 月球的早期演化

通过对 Apollo 计划返回样品的研究，前人正式提出岩浆洋概念 (Wood et al., 1970)，随后被完善为现今主流的月球岩浆洋假说。根据岩浆洋假说，月球形成之初发生过全球性的岩浆熔融，厚度超过 400 km 的月球表层物质都处于熔融状态。随着月



球冷却，橄榄石和辉石首先从岩浆洋中结晶，并受重力作用下沉堆积在岩浆洋底部，成为原始月幔的主体；当岩浆洋的组成变化达到斜长石的液相线时，密度较小的钙长石开始结晶，并上浮至月球表面形成斜长岩高地，即原始月壳；随后密度较大的钛铁矿开始结晶，堆积于原始月幔上部。它对之后月幔的翻转起了主要启动作用。随着岩浆洋继续固化，残留岩浆中的不相容元素含量不断升高，最终在月幔与月壳之间形成富集钾（K）、稀土（REE）、磷（P）等的克里普（KREEP）岩（林杨挺，2010）。岩浆洋模型如图 3 所示。

岩浆洋假说符合现有很多观测。例如，它很好地解释了月球高地斜长岩的分布和克里普组分的存在；它可以解释高地斜长岩的 Eu 正异常和月海玄武岩的 Eu 负异常：由于月球氧逸度极低，大量二价 Eu 可以进入斜长石，导致 Eu 的高度富集，相应的形成高地斜长岩之后的月幔来源岩石（如月海玄武岩）应该具有 Eu 负异常。

目前基本可确定岩浆洋从 45 亿年前开

始结晶，但整个岩浆洋结晶的过程持续时间还难以确定（Elkins-Tanton et al., 2011）。岩浆洋结晶完成后，学者们认为月球还会出现“月幔翻转（Lunar mantle overturn）”的过程（图 4）。由于岩浆洋的结晶分异，原始月幔上部（晚期）的岩石相对富铁，密度较大，因此原始月球在力学上处于不稳定状态，可能发生“月幔翻转”，即原始月幔上下层物质出现置换，从而引发大量岩浆活动。通过对月球最古老岩浆作用的研究，如阿波罗 14 高铝玄武岩反映的由不同比例原始克里普岩浆（urKREEP）交代过的原始月幔最早的部分熔融事件（4.31-3.93 Ga）、月球陨石 Kalahari 009 反映的最早的高地隐月海玄武质岩浆作用（~4.35 Ga），有学者认为 43 亿年前月幔就已经开始翻转（Hui et al., 2011, 2013）；但这些岩浆作用是月幔翻转的产物，还是月球早期频繁撞击事件的结果，仍存在争议（Terada et al., 2007）。

同样，“月幔翻转”模型依然存在问题。该模型认为，在月幔上升的过程中会造成部分熔融，熔体进入斜长岩月壳，形成镁

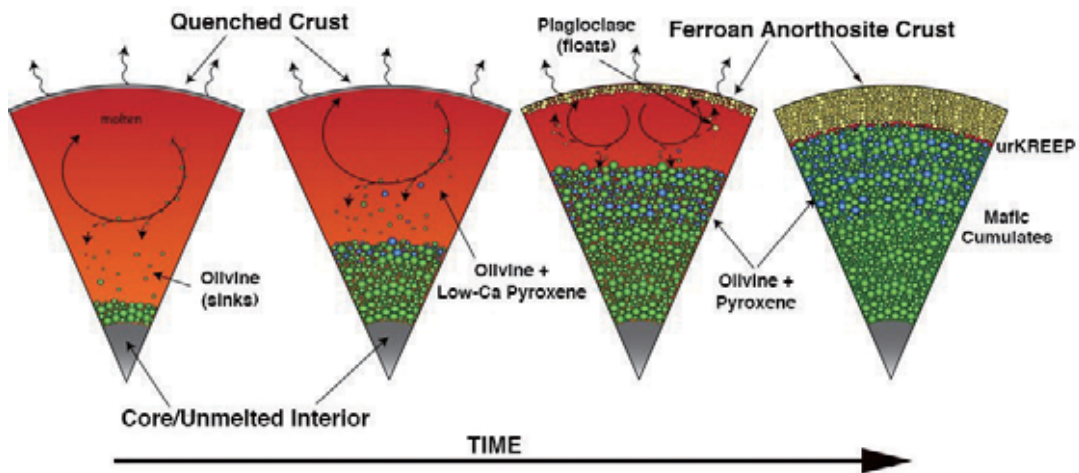


图 3 月球岩浆洋模型示意图（图 / Jennifer Rapp）

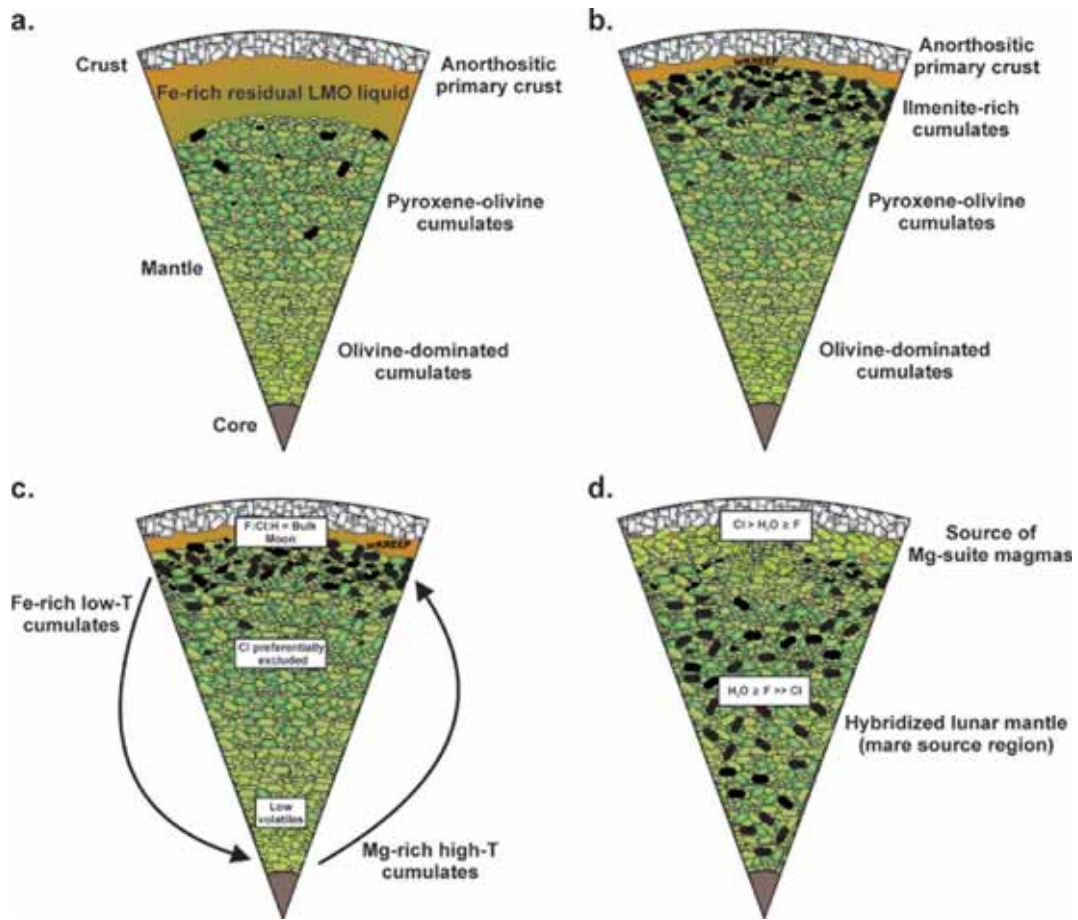


图4 “月幔翻转”示意图 (McCubbin et al., 2015)

质岩套，而斜长岩在“月幔翻转”之前已完成结晶，其年龄应该老于镁质岩套。但实际定年结果显示，斜长岩和镁质岩套的年龄均落在同一个区间内。此外，斜长岩中主微量元素含量的跨度区间非常大，对于从同一源区岩浆中直接结晶形成的岩石来说几乎是不可能的，而且斜长岩中斜长石与辉石的矿物和微量元素组成也不平衡。针对这些问题，南京大学惠鹤九教授团队对月球斜长岩微量元素组成做了细致分析，提出斜长岩可能不是从岩浆洋中直接结晶形成的，而可能是原始月壳、月幔、克里普成分三个端元混合的结果。即在月幔熔体上升过程中，如果温度

足够高，能够使长石质月壳重熔，则形成镁质岩套；如果温度较低，无法熔融长石质月壳，只发生熔体交代作用，则形成现在我们看到的斜长岩 (Xu et al., 2020)。

#### 4. 结论与展望

阿波罗计划建立了月球形成和早期演化的基本框架，但对月球起源及演化历史的认识仍然存在许多不完善的地方，需要进一步发展和探讨。随着我国“嫦娥计划”的实施，其研究成果必将有助于完善和更新人们对月球起源和演化的认知，同时为揭示地球早期历史提供重要依据。



## 主要参考文献

- 林杨挺. 月球形成和演化的关键科学问题 [J]. 地球化学, 2010, 39(01):1-10.
- Cameron A G, Ward W R. The origin of the Moon[J]. *Lunar Planet Sci Conf*, 1976, 7:120-122.
- Canup R M. Forming a Moon with an Earth-like Composition via a Giant Impact[J]. *Science*, 2012, 338(6110):1052-1055.
- Cuk M, Stewart S T. Making the Moon from a Fast-Spinning Earth: A Giant Impact Followed by Resonant Despinning[J]. *Science*, 2012, 338(6110):1047-1052.
- Elkins-Tanton L T, Burgess S, Yin Q Z. The lunar magma ocean: Reconciling the solidification process with lunar petrology and geochronology[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 304(3-4):326-336.
- Hartmann W K, Davis D R. Satellite-sized planetesimals and lunar origin [J]. *Icarus*, 1975, 24(4): 504-515.
- Hui H J, Neal C R, Shih C Y, et al. Petrogenetic association of the oldest lunar basalts: Combined Rb–Sr isotopic and trace element constraints[J]. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 2013, 373(4):150-159.
- Hui H J, Oshrin J G, Neal C R. Investigation into the petrogenesis of Apollo 14 high-Al basaltic melts through crystal stratigraphy of plagioclase[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011, 75(21):6439-6460.
- Mccubbin F M, Kaaden K V, R Tartèse, et al. Magmatic volatiles (H, C, N, F, S, Cl) in the lunar mantle, crust, and regolith: Abundances, distributions, processes, and reservoirs[J]. *American Mineralogist*, 2015, 100(8-9):1668-1707.
- Pahlevan K, Stevenson D J. Equilibration in the Aftermath of the Lunar-Forming Giant Impact[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 262(3-4):438-449.
- Terada K, Anand M, Sokol A K, et al. Cryptomare magmatism 4.35 Gyr ago recorded in lunar meteorite Kalahari 009[J]. *Nature*, 450(7171): 849-852.
- Wiechert U, Halliday A N, Lee D C, et al. Oxygen isotopes and the Moon-forming giant impact[J]. *Science*, 2001, 294(5541): 345-348.
- Wood J A, Dickey J S, Marvin U B, et al. Lunar Anorthosites[J]. *Science*, 1970, 167(3918): 602-604.
- Xu X Q, Hui H J, Chen W, et al. Formation of lunar highlands anorthosites[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 536:116138.



# Matthew J. Kohn : 为什么全球变暖是异常的?

报告人 : Matthew J. Kohn | 整理 : 何少雄、张少华 (岩石圈室)

**摘要 :** 地质历史时期, 全球气候出现过比现今更加温暖的时候, 也出现过更加寒冷的时候。如果说气候变化就是全球平均温度的上升和下降, 那么我们从何得知现代全球气候变暖是正常的还是异常的呢? 地质学家如何知道过去的气候, 尤其是人类历史记录之前的气候是什么样的呢? 根据百年尺度的气候记录工具——钻孔、以及千年尺度的工具——树轮的重建结果表明, 全球气候在中世纪暖期之后的大约 400 年间经历了一次降温, 但是在 1910 年以来的一个世纪经历了明显的升温, 全球平均温度升高了  $1 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 。对于更长时间尺度的气候记录, 目前只能通过冰芯、有孔虫化石氧同位素、植物气孔密度和海洋藻类碳同位素等载体, 通过恢复大气二氧化碳或甲烷浓度, 来间接恢复地质历史时期的全球气候。南极冰芯的研究结果显示在过去 80 万年中, 间冰期大气二氧化碳的平均浓度为 265 ppm、甲烷的平均浓度为 630 ppb, 而通过正常气候演化达到现今二氧化碳浓度的概率是  $1/(5 \times 10^{32})$ , 达到现今甲烷浓度的概率是  $1/(1 \times 10^{197})$ 。这一结果表明人类排放的温室气体正在将地球推向异常气候状态, 至少这种状态在 80 万年的尺度上是异常的。此外, 从已有的地质记录来看, 现今全球变暖的速率及程度都是非常反常的。地质历史时期, 全球气候的变化从没有像近一个世纪以来如此剧烈, 除非发生灾难性地质事件, 如流星撞击, 火山喷发等。因此, 我们有必要也有义务采取行动来减缓全球变暖的速度。

## 1. 全球变暖是证据确凿的

目前有众多证据都表明全球气温正在升高, 并且对我们的生存环境产生了很多影响。包括冰川消融、两极冰盖范围缩小、海平面上升、极端天气事件增加、山火更加频繁、物种灭绝速度增加等等。2021 年有两份关于全球气候变化的报告于 8 月出版。其中一份是联合国政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 的报告。另一份是中国国家气候中心的报告, 主要记录的是中国的气候数据。第一张图展示的是全球 1850

年以来的气温变化, 在 1910 年之前, 虽然全球气温有升有降, 但总体保持平稳, 在这之后全球气温整体呈现上升趋势 (图 1a)。第二张图是中国 1900 年以来的气温变化, 我们看到了同样的记录 (图 1b)。因此, 不论是全球记录还是区域记录, 它们都显示出同样的特征, 即在上个世纪中全球气温升高了  $1 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 。

## 2. 全球变暖是正常的吗?

全球气温升高, 我们说这不正常。但我们如何得知什么样的气候变化是正常的

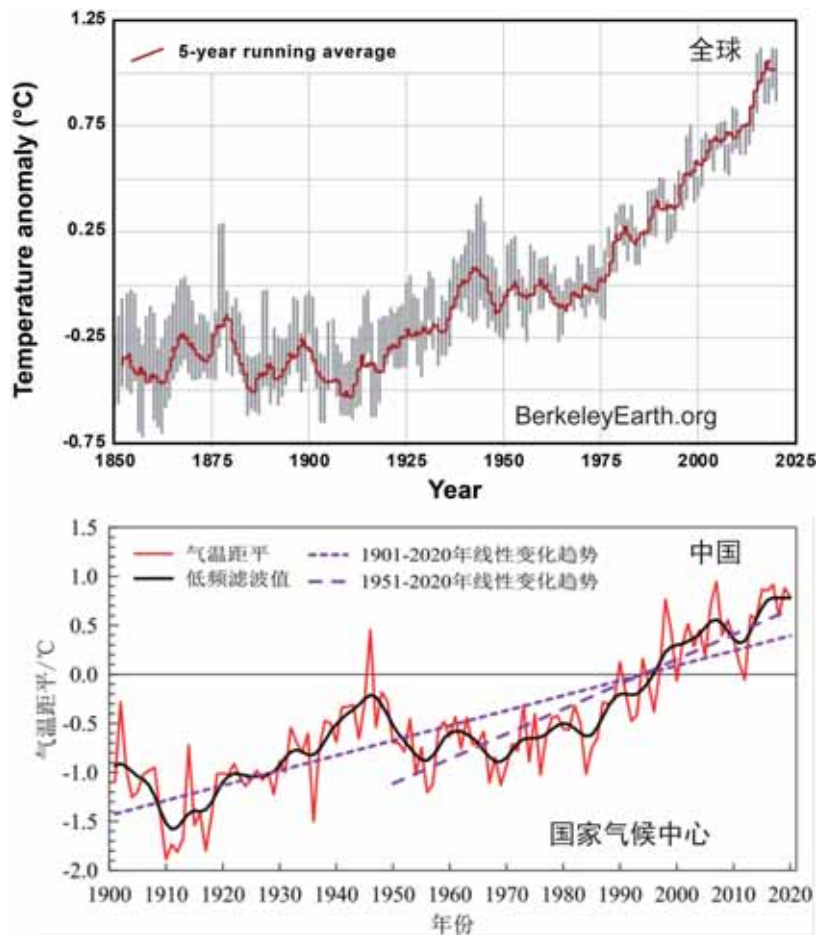


图1 过去100年间全球和中国的气温变化(a修改自IPCC 2021年度报告 b修改自中国气候变化蓝皮书)

呢？因此我们需要尝试量化气候变化，并进行定量化比较。通过一个多世纪的研究，研究人员发现了以下三种古气候记录工具，分别是钻孔、树轮和冰芯（George and Ault, 2014; González-Rouco et al., 2009; Thompson et al., 2013）。这三种古气候记录工具分别应用于不同年代学尺度的古气候重建。如果我们只需要知道近 500 年来的全球气温变化，那么我们可以运用已有的各种类型的钻孔去得到相关数据。地球地表之下的热状态受地球内部热量的传导和地表温度变化的控制。对于没有内部热源且没有地表温度变化的均质地壳，地下温度随深度线

性增加。相对于短期气候变化的时间尺度，该剖面可以被视为处于准稳态。由于热扩散，地下温度异常的幅度与地表温度扰动的持续时间和幅度成正比。地表温度的长期变化会传播到地下，并被记录为对地热准稳态的瞬态扰动。因此，研究人员可以通过钻孔中的温度剖面数据来恢复大约 500 年的地表温度变化。总结这些数据可以知道在大约 150 年前，全球温度相对较低，被称为小冰河时代，然而现今全球温度已大幅回升  $1 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ （图 2a）。如果想要更长时间的数据记录，这时候我们就需要用到树轮。树轮是目前可以记录近 2000 年以来



全球气温变化的有效工具。当天气暖和时，树木生长得繁盛，它们的树轮也更宽。当天气较冷时，它们的树轮则会变窄。研究人员的做法是通过收集地质历史时期的树芯，并测量树木年轮的宽度，然后结合<sup>14</sup>C定年手段，就可以得到近2000年来的温度变化图（图2b）。

然而要获得数千至数十万年尺度的全球温度记录是非常困难的。这就是为什么人们大多关注大约2000年来的树轮记录。因为树轮是一个时间尺度较长，且能够直接记录气温变化的工具。如果想获得数千至数十万年尺度的全球温度记录，我们需要研究冰芯。尽管冰芯不能直接记录当时的形成温度，但从根本上与温度有关。冰芯记录的是温室气体浓度，比如二氧化碳和甲烷的浓度，而温度与温室气体浓度是相关的。例如，格陵兰冰盖中冰芯的形成时代可以追溯到大约10万或12.5万年，而南极冰芯则可以追溯到80万年前。因此，冰芯是目前温室气体浓度记录时间最长的工具，也是温室气体浓度的连续记录工具。

图3显示的分别是80万年以来南极冰芯的二氧化碳和甲烷浓度变化。在间冰期，二氧化碳和甲烷浓度较高，而在冰河时期大气二氧化碳和甲烷浓度则较低。在过去的80万年中，冰期和间冰期以十万年的周期出现。这是由地球沿轨道运动导致的正常变化。我们可以看到，在过去80万年中，大气二氧化碳浓度的最大值为299 ppm，大气甲烷浓度的最大值为752 ppb。数据表明2021年夏天地球大气中二氧化碳的浓度为419 ppm，而甲烷浓度为1,875 ppb，超出了过去80万年期间地球大气二氧化碳和甲烷的最大浓度。为了衡量现今大气二氧化碳和甲烷浓度的异常程度。我们需要计算过去80万年冰期的平均二氧化碳浓度，及其高斯分布的标准差。通过计算可以得到间冰期大气二氧化碳的平均浓度为265 ppm、甲烷的平均浓度为630 ppb。计算结果表明要达到现今大气二氧化碳浓度的概率需要在离平均值12个标准差（12 $\sigma$ ）的范围内，对于甲烷来说则是30个标准差（30 $\sigma$ ）（图3）。对于其概率我们可以采用如

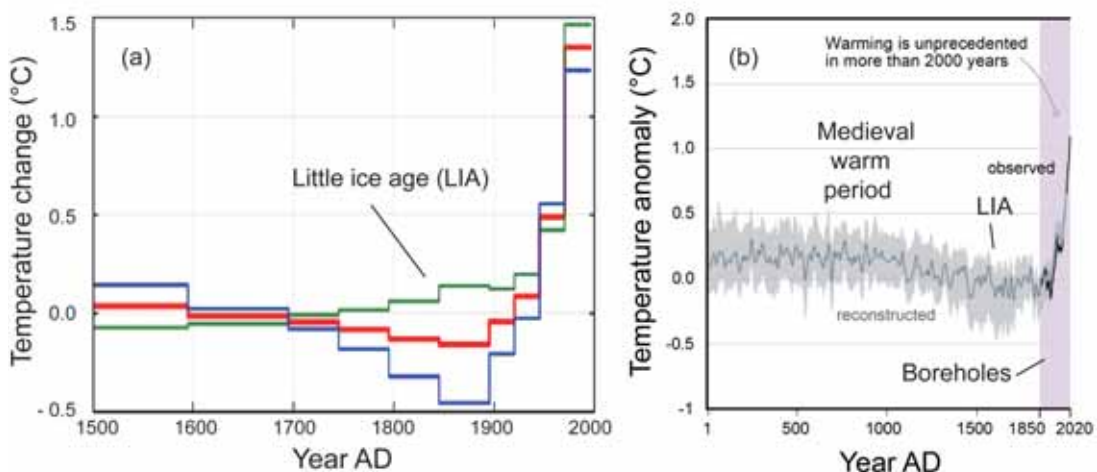


图2 (a) 钻孔的温度剖面反演的地表温度变化（修改自Jaume-Santero et al., 2016）;(b) 树轮记录的过去近2000年的温度变化（修改自IPCC 2021年度报告）



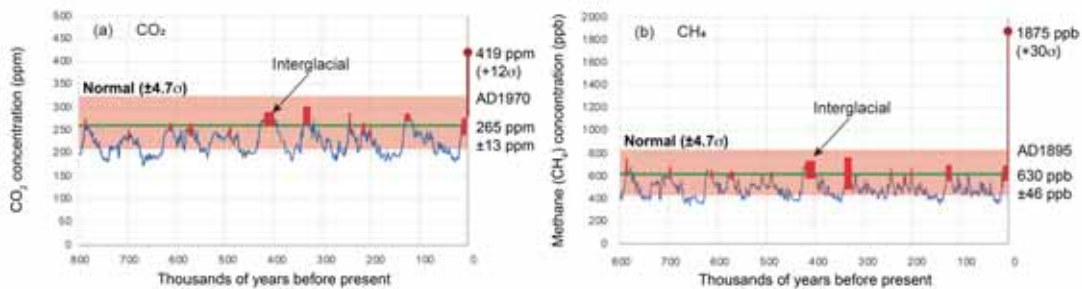


图 3 过去 80 万年间南极冰芯的二氧化碳和甲烷浓度变化

下概率密度函数计算：

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right)$$

式中  $x$  代表变量（现今值）， $\mu$  代表平均值， $\sigma$  代表标准差

通过计算如果要达到现今二氧化碳浓度的概率是  $1/(5 \times 10^{32})$ ，甲烷浓度的概率是  $1/(1 \times 10^{197})$ 。这就好比你和你的朋友都随机选中了银河系中的同一颗星星，抑或是地球上的同一粒沙子。这样的可能性明显非常非常小。毫无疑问，人类排放的温室气体正在将地球推向异常气候状态，至少这种状态在 80 万年的尺度上是异常的。

### 3. 地质历史时期的气候是否与现今气候类似？

从地质证据来说，地质历史时期的气

候与现今气候相比非常不同。那么，我们的地球是否曾经出现过温度比现在还高的情况呢，答案是肯定的。晚白垩世以来深海底栖有孔虫化石记录的氧同位素 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) 证据表明，在早始新世时期，全球温度是最高的，被称为早始新世大暖期 (Early Eocene Climate Optimum: EECO)，从这之后全球逐渐降温 (Westerhold et al., 2020)。其中在始新世 / 渐新世转换期 (Eocene/Oligocene Transition)，中新世大暖期 (Miocene Climate Optimum) 和中上新世暖期 (Mid-Pliocene Warm Period) 三个时期的降温最剧烈 (图 4)。在地质历史时期，地球温度的变化主要受控于大气中二氧化碳浓度的变化。过去的 65 Ma 以来，全球出现了多次温室气体事件：比如距我们最

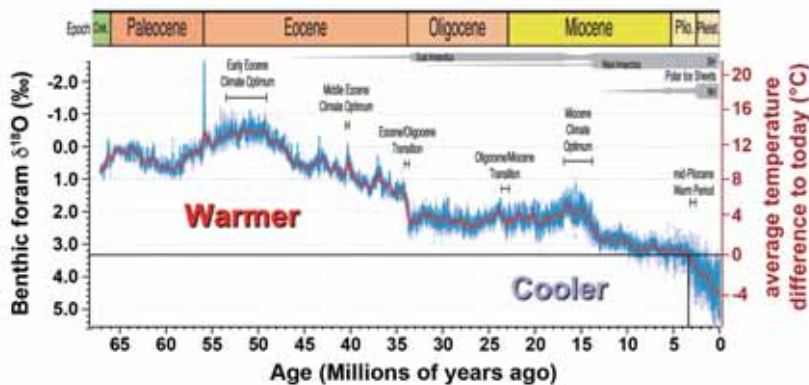


图 4 深海底栖有孔虫化石记录的晚白垩世以来全球温度变化情况 (Westerhold et al., 2020)



近约 3 Ma 的上新世暖期 (Pliocene Climatic Optimum) 和距今 17-14 Ma 的中新世暖期 (Miocene Climate Optimum)。而按照目前的碳排放趋势, 未来 100 年后的地球大气二氧化碳浓度会达到中新世暖期的水平。

作为大气中主要的温室气体, 大气中二氧化碳浓度的变化调控着全球气温, 也是我们厘清气候突变触发机制的关键所在。目前研究人员可以通过植物气孔密度、海洋藻类碳同位素、海洋有孔虫硼同位素、古土壤碳酸盐碳同位素和其他一些手段 (有机分子碳同位素等) 来重建大气中的二氧化碳浓度。IPCC 总结了所有指标并重建了过去 60 Ma 以来大气二氧化碳浓度的变化情况。其结果显示大气二氧化碳浓度在约 50 Ma 时达到了最大值 (1500 ppm), 随后

一直在下降, 并在经历了多个冰期的轮回之后达到了现今浓度 (图 5a)。而现今大气二氧化碳浓度与 15 Ma 之前的浓度相当。以上是过去 60 Ma 以来大气二氧化碳浓度的变化, 这段时间仅占地球历史的 14.4%, 那么更遥远的地质历史时期大气二氧化碳浓度是怎样的呢? IPCC 的重建结果表明, 500 Ma 以来地球上出现了多次二氧化碳浓度很高的情况 (比如说: 早泥盆世、中晚三叠世、早白垩世、始新世等), 并在 ~ 400 Ma 时达到了最高值 (约为 2000 ppm), 而在晚古生代时期是很低的 (图 5b)。这可能与长期的生物演变有关。例如, 陆生植物在大气二氧化碳浓度高的时期 (泥盆纪, ~ 400 Ma) 大量发育, 随后消耗了大量的二氧化碳, 从而导致了降温, 驱动了

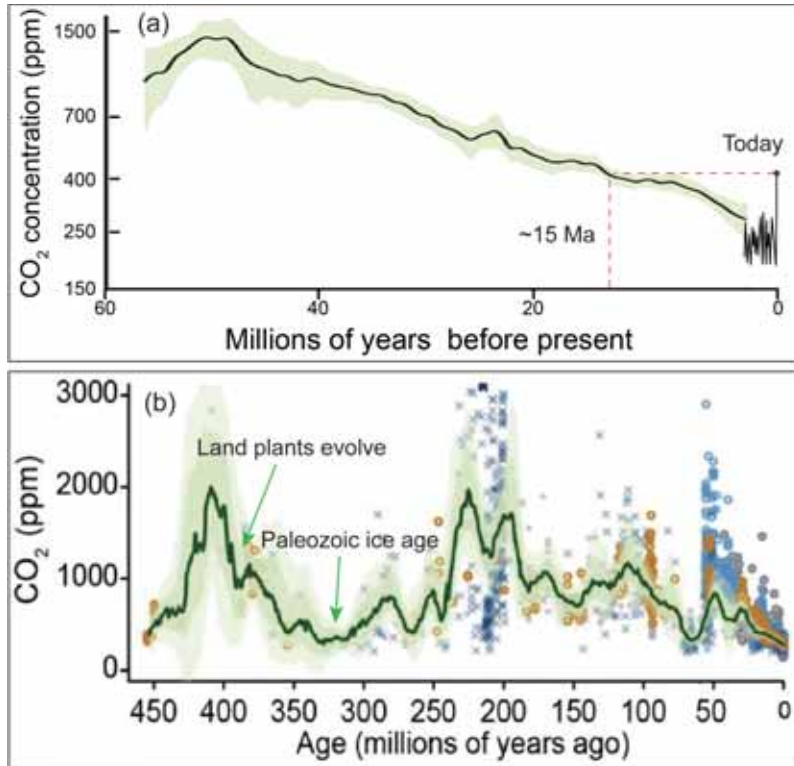


图 5 IPCC 2021 年重建的早古新世 (~ 60 Ma, a) 和晚奥陶世 (~ 450 Ma, b) 以来全球大气中二氧化碳浓度变化特征 (数据来自于 Paleo-CO<sub>2</sub>.org)



晚古生代冰期的出现。随后又出现了侏罗纪时期的升温事件，但是目前对于该时期的升温机制还不是很清楚。不过，我们可以肯定的是这种变化是周期性的，而且似乎与长期的生物演变有关。

从已有的地质记录来看，现今的全球变暖也是非常反常的。地质历史时期地球气候的变化从没有如此剧烈，除非灾难性地质事件的出现，如流星撞击，火山喷发等，而今天的气候变化速度远远超过了地质历史时期的记录。由于气候的变化主要与大气中的二氧化碳浓度有关，我们可以看到人类活动释放的二氧化碳含量与大气中二氧化碳浓度之间的变化具有很好的相关性，全球所有的火山每年释放的二氧化碳通量小于 1 Gt/yr，而人类活动释放的二氧化碳通量可达到 40 Gt/yr，约为全球火山释放通量的 200 倍（图 6a）。人类活动既可以释放温室气体（比如甲烷、二氧化碳等），也可以释放二氧化硫等冰室气体导致全球降温，当我们将所有因素（人类

活动释放的温室气体、自然因素、人类活动输入大气中的气溶胶）都考虑进去，进行建模之后发现，模型得到的近年来全球气温变化与观测数据具有很好的一致性（图 6b）。IPCC 最新的模型结果表明：如果我们不采取措施的话，到 2100 年左右温度要升高 5℃；而如果各国遵守巴黎协定，到 2100 年左右我们基本可以将升温幅度控制在 2℃ 以下。

#### 4. 减排建议

地质记录告诉我们，全球气温变化对大气二氧化碳浓度变化是非常敏感的，至少比模型预测的要敏感的多。我们在日常生活中应该怎样做才能尽量减少自己对气候变化的影响呢？Matthew J. Kohn 教授给出了自己的一些建议：少吃肉、减少纯净水的使用（因为生产纯净水会释放大量的二氧化碳）、尽量少使用私家车出行、多使用公共交通工具出行、限制长途旅行，从日常生活点滴中减少自己的碳排放量。

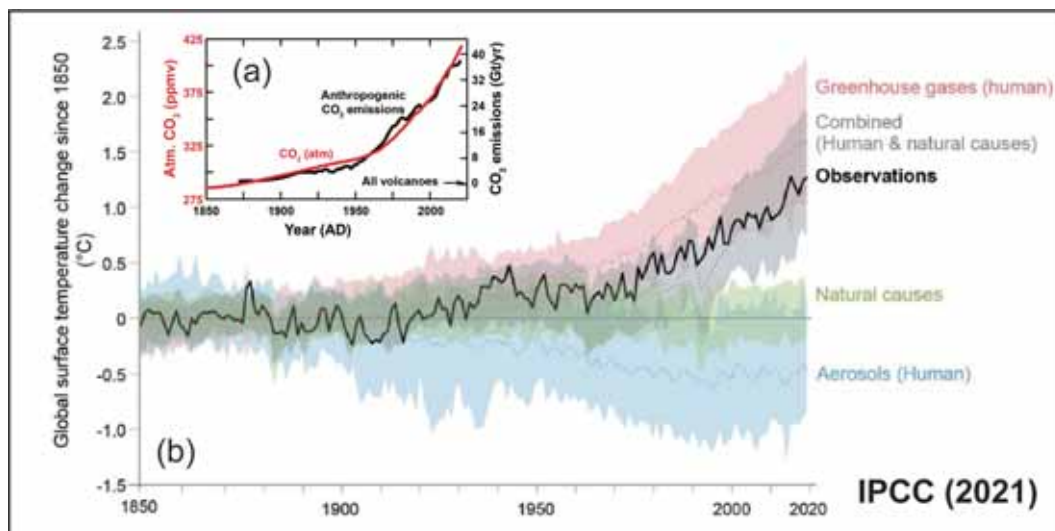


图 6 (a) 1850 年以来大气中二氧化碳浓度变化与人类活动释放的二氧化碳通量变化情况；(b) 1850 年以来人类活动引起的温度变化与实际观测结果之间的关系



## 主要参考文献

- González-Rouco J F, Beltrami H, Zorita E, et al. Borehole climatology: a discussion based on contributions from climate modeling[J]. *Climate of the Past*, 2009, 5(1): 97-127.
- Jaume-Santero F, Pickler C, Beltrami H, et al. North American regional climate reconstruction from ground surface temperature histories[J]. *Climate of the Past*, 2016, 12(12): 2181-2194.
- George S S, Ault T R. The imprint of climate within Northern Hemisphere trees[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 89: 1-4.
- Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~ 1800 years[J]. *Science*, 2013, 340(6135): 945-950.
- 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.