

华北太古宙晚期地壳生长机制与板块构造的渐进式发展

王玺^{1,2*}, 李三忠^{1,2}, 朱文斌³, 葛荣峰³

1. 深海圈层与地球系统前沿科学中心, 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100

2. 崂山实验室, 海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266237

3. 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093

* 通讯作者, E-mail: wangx@ouc.edu.cn

2025-09-12收稿, 2025-11-29修回, 2025-12-19接受, 2026-01-16网络版发表

国家自然科学基金项目(42472258)与山东省优秀青年基金项目(ZR2023YQ036)资助

摘要 大量地质地球化学证据表明, 板块构造在太古宙时期已经启动, 但在表现形式上与显生宙时期有所不同, 主要与太古宙时期较高的地幔温度有关。认识古老板块构造的运行特点, 对于理解大陆地壳的形成与演化、地球宜居性的逐渐形成具有重要意义。本文通过对华北克拉通晚太古宙两期地壳生长事件的深入剖析, 指出太古宙板块构造很可能经历了从不成熟向成熟的渐进式演化过程。华北克拉通在~2.9–2.7和~2.6–2.5 Ga经历了两期显著的地壳生长事件, 分别表现为太古宙长英质片麻岩的同位素模式年龄峰以及广泛分布的绿岩带镁铁质岩石。尽管保存下来的绿岩带镁铁质岩石总体上具有岛弧型微量元素分布特征, 但其中早期的镁铁质地壳较少, 多数已在几百个百万年内发生再造。TTG(奥长花岗岩-英云闪长岩-花岗闪长岩)作为这些镁铁质地壳部分熔融的产物, 其锆石Hf-O同位素组成指示源区岩石的属性为不同时代的海水热液蚀变洋壳, 说明早期镁铁质新生地壳很可能以洋壳玄武岩为主。TTG的中-低压型特征进一步说明, 洋壳并未成功俯冲到地幔深度, 而是因俯冲夭折增生到陆核边缘或者因板块碰撞而加厚。与之不同, 晚期地壳生长事件中保留下来的镁铁质岩石数量很多, 且其不相容元素的富集程度与根据岩石主量元素计算所得的含水量耦合, 说明岛弧型微量元素特征与源区流体交代作用有关。结合区域上~2.5 Ga的含超高压矿物包裹体蛇绿岩、榴辉岩相残余洋壳等地质证据, 可以认为在太古宙晚期类似现今的板块构造已经有效运行。由此看来, 现代板块构造体制的产生并非一蹴而就, 而是随着板块边缘热状态的演化经历了不同阶段的发展。正因如此, 太古宙板块构造体制下仍能带来显著的地壳生长。两期不同性质的地壳生长事件最终导致华北克拉通的形成。

关键词 地壳生长, 板块构造, 晚太古宙, 华北克拉通, 大洋俯冲

1 引言

在保存至今的大陆地壳中, 太古宙岩石所占的比例不足10%(例如, Goodwin, 1996), 但一系列地壳增长模型都反映出太古宙是陆壳增长的主要时期(Spencer等, 2017; Hawkesworth等, 2019; Diwu等, 2024)。这些模型或是基于对地壳形成年龄的重建(例如, Belousova等, 2010; Dhuime等, 2012, 2017), 或是基于地幔亏损特征的长期演化(例如, Campbell, 2003; Rosas和Korenaga, 2018; McCoy-West等, 2019; Guo和Korenaga, 2020),

结果都指出: 大陆地壳的体积在2.5 Ga之前已达到现今体积的70%以上。目前关于太古宙大陆地壳形成的构造机制主要有两种, 一种是非板块构造体制(例如, Bédard, 2006, 2018; Hamilton, 2011; 赵国春和张国伟, 2021; Cawood等, 2022; Liu S W等, 2022; 赵国春等, 2023; Zhao等, 2022), 另一种是板块构造体制(Condie和Kröner, 2013; Wicander和Monroe, 2016; Kusky等, 2018; Zheng和Zhao, 2020), 或者还有一种较为折中的构造体制表现为两者的联合作用(Wyman等, 2002; Polat, 2009; Martin等, 2014; Gao等, 2019; Wang X等,

中文引用格式: 王玺, 李三忠, 朱文斌, 葛荣峰. 2026. 华北太古宙晚期地壳生长机制与板块构造的渐进式发展. 中国科学: 地球科学, 56(2): 432–451, doi: 10.1360/SSTe-2025-0292

英文引用格式: Wang X, Li S Z, Zhu W B, Ge R F. 2026. Late Archean crustal growth in the North China Craton and its link to the gradual evolution of plate tectonics. Science China Earth Sciences, 69(2): 416–435, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1809-8>

2024a)。

很多地质证据与模拟计算都支持板块构造在太古宙时期已经启动和运行(例如, Shirey和Richardson, 2011; Dhuime等, 2012; Laurent等, 2014; Tang等, 2016; Ge等, 2018, 2023; Kusky等, 2018, 2020; Turner等, 2020; Windley等, 2021; Zhong等, 2022; 郑永飞, 2024)。尤其到了太古宙的中期和晚期(3.2–2.5 Ga), 全球范围内的一系列变化, 包括平均上地壳成分由镁铁质向长英质的转变(Condie, 1993; Tang等, 2016)、花岗岩类岩石的多样化(Laurent等, 2014; Wang W等, 2017; Nebel等, 2018)以及线性构造带/水平增生构造样式的大量出现(例如, Hickman, 2021; Cawood等, 2022)等, 都暗示着板块构造对早期地球的重要控制作用。但是, 由于太古宙时期的地幔温度显著高于显生宙时期(Herzberg等, 2010), 因此板块构造在地球早期与现代之间存在某些差异性(Zheng和Zhao, 2020)。

在显生宙时期的现代板块构造体制下, 大陆地壳的净增长量十分有限。如果太古宙地壳生长和演化同样很大程度上受控于板块构造, 那么太古宙板块构造可能具备一种独特的运行方式, 使之能够带来显著的陆壳增长。太古宙晚期是理解板块构造启动与演化的理想窗口, 因其不仅是地质历史上重要的转折期, 更在全球范围内保留有大量的岩石记录。那么, 板块构造是否为晚太古宙主要的构造体制? 古老板块构造与现代板块构造有哪些异同点? 这两个问题对于理解长英质陆壳的形成与演化具有重要意义。本文通过对华北克拉通晚太古宙两期地壳生长事件的深入剖析, 发现太古宙板块构造经历了从不成熟到成熟的渐进式演化过程。

2 华北太古宙晚期地壳生长与克拉通形成

2.1 晚太古宙两期地壳生长事件

华北克拉通是中国最大、研究程度最高的太古宙克拉通, 在辽宁鞍山、河北东部, 以及河南信阳地区保留着始太古代(3.8–3.6 Ga)岩石记录(Liu等, 1992, 2007; Song等, 1996; Zheng等, 2004; Wan等, 2005, 2021; Ma等, 2020)。除此之外, 在鞍山出露3.45–3.0 Ga的花岗类岩石和表壳岩(Liu等, 2007; Liu等, 2017; Wan等, 2019); 在吉林南部出露3.3–3.2 Ga的二长花岗岩(Liu J等, 2024); 在辽北地区出露3.1 Ga的TTG片麻岩(Liu J等, 2022); 在河北东部出露3.3–3.2 Ga的英云闪长片麻岩、2.9 Ga的花岗片麻岩以及3.46 Ga的变质超镁铁质-镁铁质岩石(Jahn等, 1987; Nutman等, 2011; Liou等, 2017; Wang C等, 2019); 在渤海湾盆地的钻井样品中发

现了~3.1 Ga的TTG片麻岩(Meng等, 2022); 在胶东半岛和安徽蚌埠地区都发现了~2.9 Ga的TTG片麻岩(Jahn等, 2008; Wu等, 2014; Zhang等, 2014; Liu等, 2019)。这些>2.9 Ga的岩石主要分布在华北东部-东北部和南部, 属于华北陆壳巨量增生之前的太古宙基底, 很可能代表古老陆核出露的地区, 其分布区域主要位于Zhai和Santosh(2011)所划分的胶辽微陆块与徐淮微陆块, 因此分别称之为胶辽陆核和徐淮陆核(图1)。此外, 阿拉善迭布斯格杂岩的太古宙晚期长英质片麻岩普遍具有十分富集的锆石Hf同位素组成, 指示古老岩石(>3.0 Ga)的壳内再造(Niu等, 2023; Wang X等, 2024a)。尽管该地区尚未发现老于2.9 Ga的岩石, 但其周边诸如阴山、北大山、德尔和通特等地的晚太古宙片麻岩都具有亏损的锆石Hf同位素组成, 与之形成鲜明对比, 暗示着阿拉善古老陆核的存在(图1; Zhang等, 2013; Wang X等, 2024b; Rong等, 2025)。

尽管华北克拉通拥有至少三个古老陆核(图1), 这些古老岩石只占克拉通基底很小的部分, 85%以上的前寒武纪基底由太古宙晚期岩石所组成。其中, 2.56–2.50 Ga的岩石包括变质火山-沉积岩、TTG片麻岩以及富钾花岗岩等, 又占全部太古宙岩石的80%以上(Zhao和Zhai, 2013)。从太古宙长英质片麻岩的Nd/Hf同位素模式年龄来看, 其中约有85%小于3.0 Ga, 少数大于3.0 Ga的岩石则主要分布在三个古老陆核附近, 这进一步说明古老物质的体量有限, 晚太古宙是显著的地壳生长时期(例如, Wan等, 2019; 翟明国, 2019)。

华北晚太古宙时期出现广泛的2.56–2.50 Ga镁铁质岩浆活动, 而相对缺乏~2.9–2.7 Ga的镁铁质岩浆岩, 这与世界上多数太古宙克拉通不同(例如, Zhao和Zhai, 2013; Wan等, 2014; Zhai等, 2021; Wang等, 2022)。在华北, 2.56–2.50 Ga的绿岩带镁铁质岩石几乎在任何一处早前寒武纪杂岩都有出露, 而目前发现的2.9–2.7 Ga的镁铁质岩石却十分稀少, 仅分布在鲁西、胶北以及华北南缘太华地区(图1; 例如, Huang等, 2010; Wang J P等, 2013, 2019; Gao等, 2019; Wang X等, 2024a)。这似乎暗示着华北克拉通的地壳生长事件主要发生在太古宙末。然而, 形成年龄在2.56–2.50 Ga的长英质火成岩大多具有2.9–2.7 Ga的全岩Nd或锆石Hf同位素模式年龄, 暗示着晚太古宙早期显著的壳幔分异(例如, Wu等, 2005; Jiang等, 2010; Zhao和Zhai, 2013; Wan等, 2014; 翟明国, 2019), 这与全球2.9–2.7 Ga的地壳生长事件相符合。

因此, 华北在晚太古宙经历了两期主要的地壳生长, 只是具有不同的表现形式。早期地壳生长事件发生在

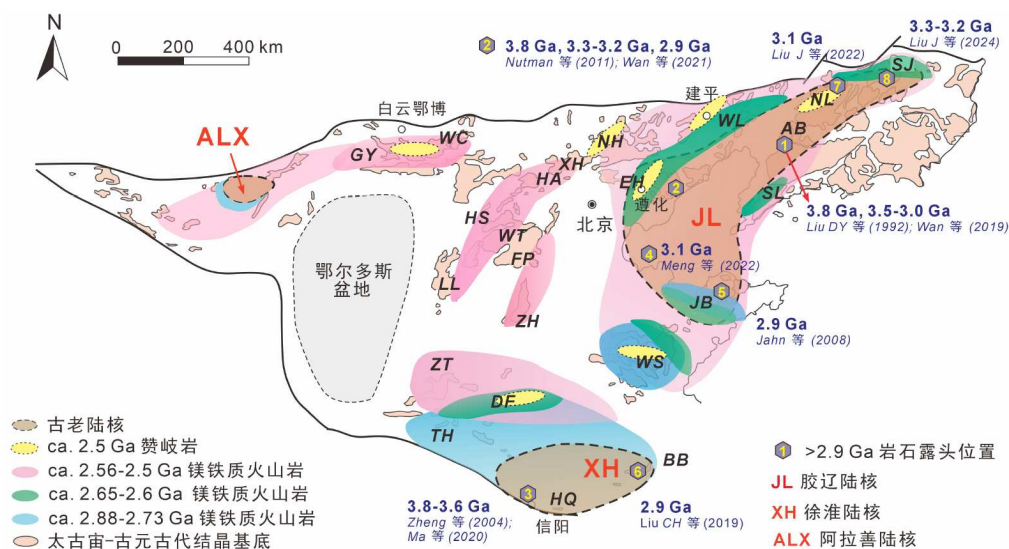


图1 华北克拉通古老陆核与晚太古宙镁铁质岩石分布。其中古老陆核范围主要由>2.9 Ga岩石露头位置所限定, 古老陆核名称沿用Zhai和Santosh (2011)。早前寒武纪杂岩名称: GY-固阳; WC-武川; LL-吕梁; HS-恒山; WT-五台; FP-阜平; ZH-赞皇; HA-怀安; XH-宣化; NH-冀北; EH-冀东; WL-辽西; NL-辽北; AB-鞍本; SJ-吉南; SL-辽南; JB-胶北; WS-鲁西; BB-蚌埠; HQ-霍邱; TH-太华; DF-登封; ZT-中条

~2.9–2.7 Ga, 主要体现在太古宙长英质片麻岩的同位素模式年龄峰; 晚期地壳生长事件主要发生在~2.6–2.5 Ga, 表现为广泛出露的绿岩带镁铁质岩石。华北克拉通正是在晚太古宙经历了这样两期地壳生长, 才从古老陆核(>3.0 Ga)生长为具有一定规模的克拉通。该过程可以概括为两个阶段: 早期(~2.9–2.7 Ga)有大量镁铁质地壳产生, 但是多数没有很好地保存下来, 而是在几亿年之内发生了部分熔融, 转化成了以TTG为主的长英质火成岩; 晚期(~2.6–2.5 Ga)也有大量镁铁质地壳产生, 且这些镁铁质地壳被较好地保存了下来, 伴随着早期地壳的大规模再造。研究两期镁铁质地壳的性质以及早期镁铁质地壳大规模再造的机制, 是理解两期地壳生长事件属性的根本。

2.2 华北克拉通形成的四种主要模型

基于对先存微陆块数量以及两期地壳生长事件属性的不同认识和理解, 学者们提出了关于华北克拉通形成的四种主要模型: (1) 微陆块聚合模型(图2a, 2b); (2) 弧-陆碰撞模型(图2c, 2d); (3) 地幔柱模型(图2c, 2e); (4) 弧-陆增生模型(图2f, 2g)。

微陆块聚合模型认为, 华北克拉通由胶辽、徐淮、迁怀、许昌、鄂尔多斯、集宁和阿拉善七个微陆块组成, 它们沿着~2.5 Ga与~2.6–2.7 Ga的绿岩带聚合成为克拉通。在该模型中, 七个微陆块形成于~2.7 Ga, 是由古老陆核在2.7 Ga的岩浆事件中生长而成(伍家善等, 1998; 翟明国和卞爱国, 2000; Zhai, 2004)。两期镁铁质岩石均形

成于微陆块之间的小洋盆, 代表了残余洋壳以及弧-盆组合(例如, 翟明国和卞爱国, 2000; Zhai和Santosh, 2011; Zhai和Peng, 2020; Zhai等, 2021)。与之不同, 在地幔柱模型中, 华北克拉通由东华北和西华北两个太古宙陆块组成, 两者皆形成于~2.5 Ga, 在古元古代沿着中部造山带(TNCO)聚合(Zhao等, 2005)。在该模型中, 位于东华北与西华北陆块的晚太古宙镁铁质岩石形成于地幔柱洋底高原, 而中部造山带的镁铁质岩石形成于大陆边缘弧环境(例如, Zhao和Zhai, 2013; 赵国春和张国伟, 2021; Zhao等, 2022; Wang X等, 2024b, 2025)。

弧-陆碰撞与弧-陆增生两种模型的相关研究主要聚焦于东华北地区与华北中部, 它们基本上延续了地幔柱模型关于太古宙微陆块划分的认识, 都默认在太古宙时期存在一个东华北大陆, 只是关于该大陆形成的时间与地幔柱模型认识不同。在弧-陆增生模型中, 东华北大陆形成于~2.7 Ga之前(Wang W等, 2015), 而弧-陆碰撞模型中与“弧”碰撞的是东华北西缘2.7–2.5 Ga的被动大陆边缘层序(Kusky等, 2020), 也暗示着大陆在2.7 Ga已经存在。弧-陆碰撞模型立足于一些俯冲/碰撞相关的观察, 例如蛇绿岩、双变质带等, 强调华北中部带(COB)的绿岩带可相连为一条~1600 km长的混杂岩带。该混杂岩带记录了位于华北中部的大洋岛弧先后与东华北陆块与西华北陆块之间的碰撞(例如, Wang J P等, 2013, 2015, 2017, 2019; Deng等, 2018; Kusky等, 2020; Ning等, 2020; Kusky和王璐, 2022)。弧-陆增生模型也认同晚太古宙东华北陆块内部存在地幔柱活动, 但更强调东华北大陆的

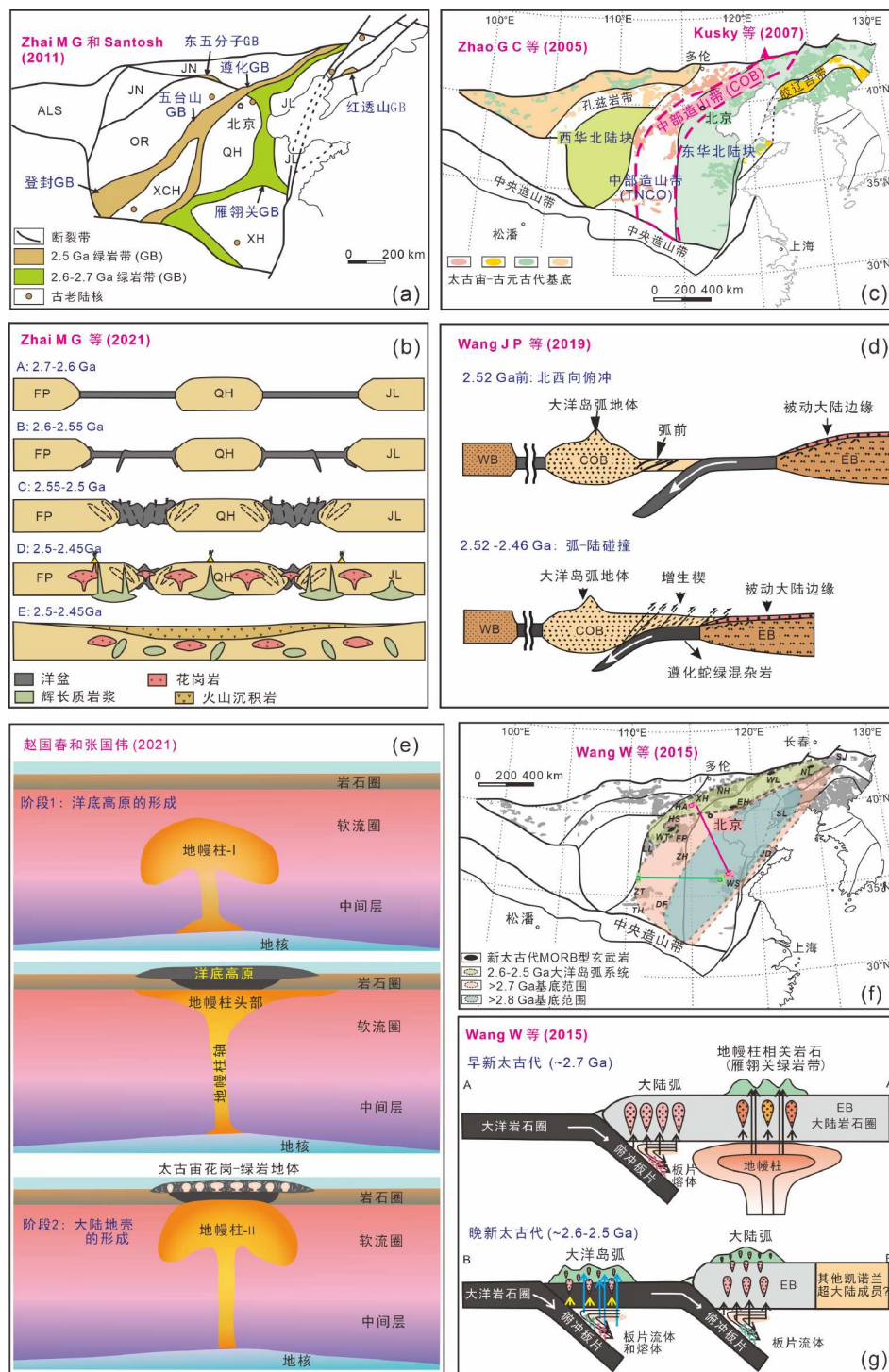


图2 华北克拉通构造划分方案与形成演化模型。(a, b) 华北七个微陆块划分方案(Zhai和Santosh, 2011)与微陆块模型(Zhai等, 2021); (c) 华北三分方案(Zhao等, 2001, 2005), 同时标注了Kuskus等(2007)提出的中部造山带(COB); (d) 基于Kuskus等(2007)三分方案的弧-陆碰撞模型(Wang J P等, 2019); (e) 地幔柱模型(赵国春和张国伟, 2021); (f, g) 弧-陆增生模型(Wang W等, 2015)

边缘为大陆边缘弧, 外侧为大洋岛弧, 且大洋岛弧最终在~2.5 Ga增生到东华北陆块的西缘(例如, Wang W等, 2015; Gao等, 2019)。因此, 该模型中两期镁铁质岩浆岩总体上都与岛弧或大陆弧岩浆作用有关, 具体取决于

其与东华北大陆的相对位置。

上述四种克拉通形成的模型对于先存陆块的数量、形成时代以及绿岩带镁铁质岩石的成因各有不同的认识。关于先存陆块, 地幔柱模型认为2.5 Ga之前就已经存在

东、西华北两个陆块,弧-陆碰撞与弧-陆增生模型假设在2.7 Ga之前已存在东华北大陆,这都在一定程度上受到古元古代中部造山带的影响。虽然造山带/活动带的存在是划分早前寒武纪微陆块的天然边界,然而东、西华北陆块与中部造山带的三分方案反映的是古元古代时期华北的构造格局(Zhao等, 2001, 2005; Kusky等, 2007; Wang等, 2023),在太古宙时期尚不存在中部造山带,那么它也就不应成为划分太古宙板块边界的依据。微陆块聚合模型与上述三种模型的一大不同之处就在于该模型不受古元古代活动带的影响,而是以太古宙绿岩带为界将华北基底划分为七个微陆块。但是,太古宙绿岩带是否可以作为板块边界也曾受到质疑(赵国春, 2009)。绿岩带镁铁质岩石来源于地幔,遍布克拉通各处,其成因及地球动力学解释十分关键。它们是否是板块构造或者地幔柱活动的产物?是产生于离散板块边缘的洋中脊还是汇聚板块边缘的大洋弧或大陆弧?彼此之间有什么联系?能否代表板块碰撞边界?这些问题对于理解晚太古宙地壳生长机制与克拉通形成过程具有重要意义。

考虑到晚太古宙是华北克拉通最主要的地壳生长时期,为了揭示这一时期华北如何由古老陆核完成大量地壳生长从而成长为至少具有现今规模的克拉通,本文暂不采用上述四种模型中的微陆块划分方案(两个或者多个2.5/2.7 Ga微陆块),而是将起点定于>3.0 Ga的三个古老陆核。通过研究晚太古宙镁铁质与长英质地壳的成因来约束古老陆核完成生长的过程与动力学机制。

3 华北太古宙晚期代镁铁质岩石的类型与演化

华北太古宙镁铁质岩石按照形成时代大致可以分为三组:~2.56–2.50、~2.65–2.60和~2.88–2.70 Ga(图3)。其中,~2.56–2.50 Ga的镁铁质岩石遍布华北各处,约占晚太古宙镁铁质岩石总量的82%;~2.65–2.60 Ga的镁铁质岩石主要出露于冀东、鲁西、辽西、登封、辽南、吉南和胶北,约占4%;~2.88–2.70 Ga的镁铁质岩石露头目前仅在鲁西、太华和胶北发现,约占14%(Wang等, 2022; Wang W等, 2024; Wang X等, 2024a)。

3.1 晚太古宙镁铁质岩石特征随时间的长期演化

三期镁铁质岩石主要以玄武质成分为主(图4a)。不同于较晚的两期岩石,~2.88–2.70 Ga的镁铁质岩石分布范围比较局限,并且这一期岩石在三个地区具有不同的地球化学特征。太华与胶北地区的镁铁质岩石相对于鲁西雁翎关的镁铁质岩石而言总体上更加富钾,具有相对低的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(图4, 图5),可能与这两个地区紧邻古老陆核有关(图1)。特别是两个地区~2.88–2.70 Ga的镁铁质岩

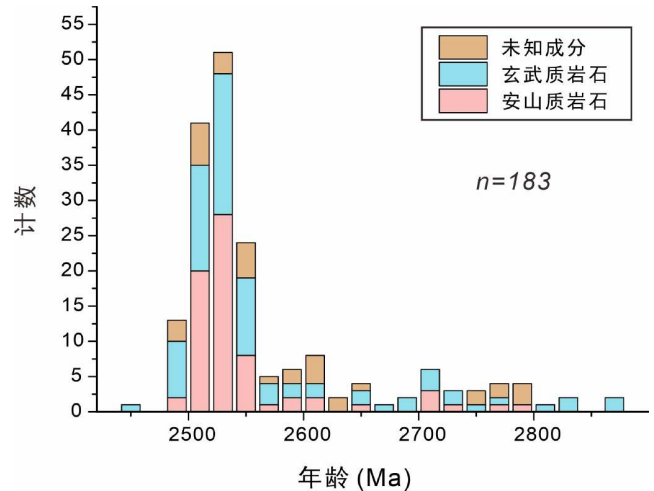


图3 华北晚太古宙玄武质-安山质岩石锆石U-Pb年龄分布直方图

石按照形成时代又都进一步分为两期,早期岩石更加富集不相容元素而晚期岩石具有相对平坦的稀土配分曲线(Wang X等, 2019; Wang W等, 2024),说明早期岩石的地球化学特征很可能更多地受到古老陆核的影响,而晚期岩石特征则更多地反映其地幔源区特点。鲁西雁翎关绿岩带以低钾拉斑玄武岩为主,在其底部出露具有鬃刺结构的科马提岩(Polat等, 2006; Gao等, 2019),与全球典型太古宙绿岩带相似(Condie, 1981; Smithies等, 2021),因此更可能反映该时期地幔的特点。

随着时间的演化,华北晚太古宙镁铁质岩石总体上越来越富集碱质,具有升高的 K_2O 含量与 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值(图4),锆石Hf同位素组成越来越富集非放射成因Hf(图5)。钙碱性安山质岩石直到~2.56–2.5 Ga才开始大量出现(图4a)。这种克拉通范围内安山质岩石的显著增加以及元素、同位素随时间的长期变化,难以通过地壳混染来实现,而最有可能反映了有越来越多的地壳物质再循环进入镁铁质岩石的地幔源区。虽然滴坠(dripduction)等方式也可以将地壳物质带入地幔(例如, Smithies等, 2021),但这种方式更可能发生在地球早期,并且随着地幔温度逐渐降低、地壳力学性质逐渐增强越来越难以进行,不会表现出地壳再循环随时间增强的规律。因此,最有可能的方式为大洋板块俯冲。上述镁铁质岩石地球化学特征的长期演化反映了大洋板块俯冲带的增多或者俯冲效率的增强,这也与华北晚太古宙大陆地壳基底热流值随时间逐渐降低的趋势一致(Sun等, 2021)。

3.2 大洋俯冲的地球化学证据

太古宙基性岩在地球化学上总体都表现出一种弱岛弧亲缘性,具有较小的Nb-Ta负异常、中等大离子亲石元

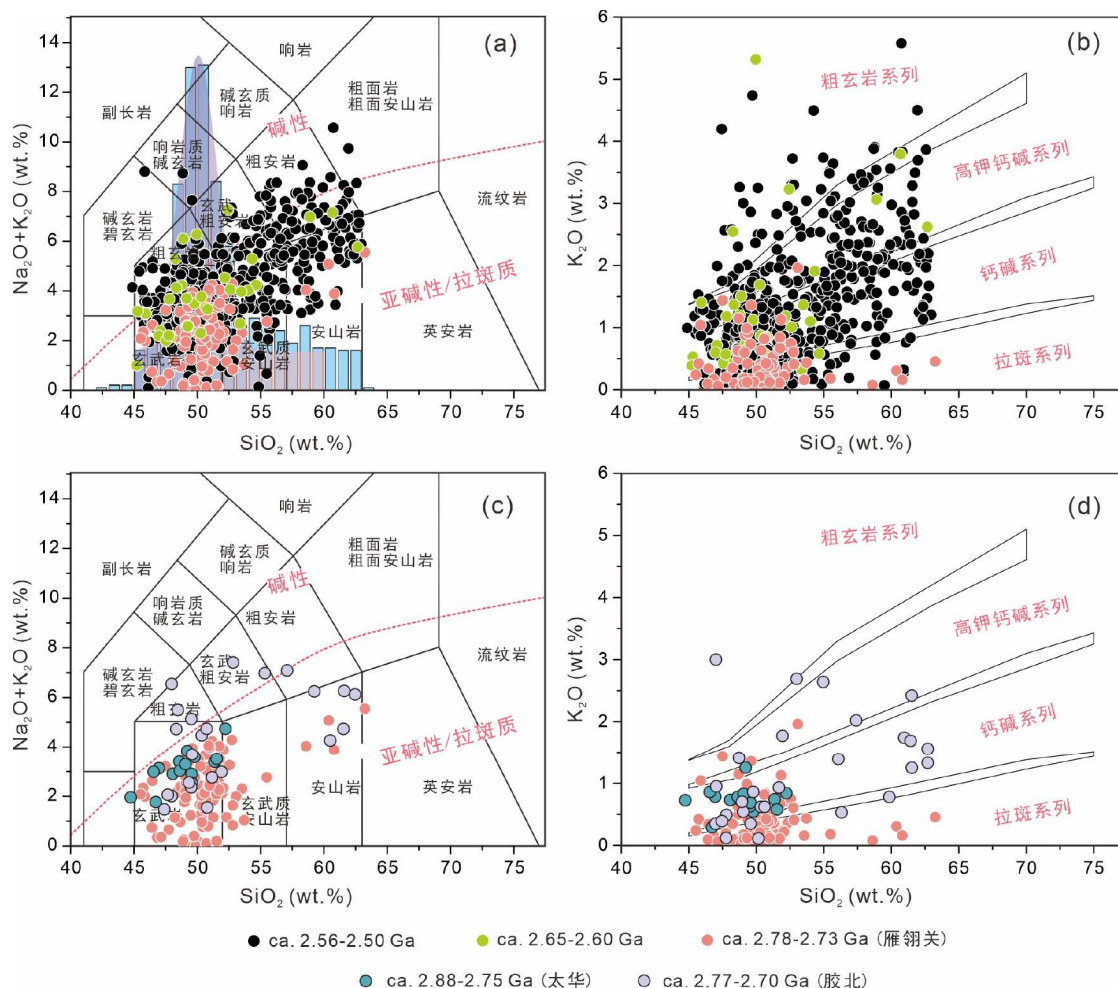


图4 华北晚太古宙玄武质-安山质岩石地球化学分类图解。(a) TAS图解；(b) K_2O - SiO_2 图解。数据来源于Wang等(2022)和Wang W等(2024)

素富集和弱的高场强元素的亏损，表现出一种洋脊玄武岩(MORB)与陆壳物质之间混合的表象(Moyen和Laur-ent, 2018)。然而，由于太古宙高地幔温度和特殊的地壳流变性质，这些“岛弧”信号是否能够真正反映岩石圈俯冲仍是未解之谜。大洋俯冲的关键在于证实镁铁质岩石的“岛弧”信号与流体有关。

在华北晚太古宙镁铁质岩石中，形成时代在~2.56–2.50 Ga的岩石占主导地位(图3)。这些岩石主要包括高镁的($\text{MgO} > 8\%$)玻安岩-硅质高镁玄武岩-低钛拉斑玄武岩系列(分类标准根据Pearce和Reagan, 2019)以及常规的玄武质-安山质岩石系列。其中的玻安岩与现代大洋俯冲带玻安岩以及太古宙Whundo型玻安岩具有相似的地球化学特征，而与地幔柱相关的Whitney型玻安岩明显不同(Smithies等, 2004)，说明它们很可能形成于太古宙大洋俯冲带，是先前提取过熔体的弧前地幔被俯冲流体交代后再次发生部分熔融的产物(图6)。总体上，这些玻安岩系列的岩石数量较少，多数新太古代末期的镁铁质岩石

都属于常规的玄武质-安山质岩石。

常规玄武质-安山质岩石系列可以进一步划分为轻稀土富集型玄武岩、轻稀土亏损型玄武岩、拉斑玄武质系列安山岩、钙碱性安山岩和赞岐岩类五组。五组岩石在主量元素和微量元素特征上存在明显差别。在同一MgO含量下，五组岩石具有不同的 $\text{Mg}^\#$ (图7a)。随着岩浆的演化，五组岩石表现出不同的Fe含量变化趋势(图7b)。轻稀土亏损型玄武岩与轻稀土富集型玄武岩均表现出Fe富集的趋势，拉斑玄武质系列安山岩与钙碱系列安山岩分别表现出Fe富集与Fe亏损趋势，赞岐岩则表现出明显的Fe亏损趋势。Zimmer等(2010)使用“拉斑玄武质指数”(THI)来表征岩浆演化过程中Fe富集或者亏损的程度，并且在对阿留申火山岩熔体包裹体中的观测中发现岩浆 H_2O 含量与THI值呈反比，据此建立了THI与 H_2O 含量之间的经验公式。该经验公式在更多弧火山、弧后盆地、洋岛以及洋中脊玄武岩的数据中已得到验证。将该方法应用到华北2.56–2.50 Ga的五组镁铁质岩石时，得到不同

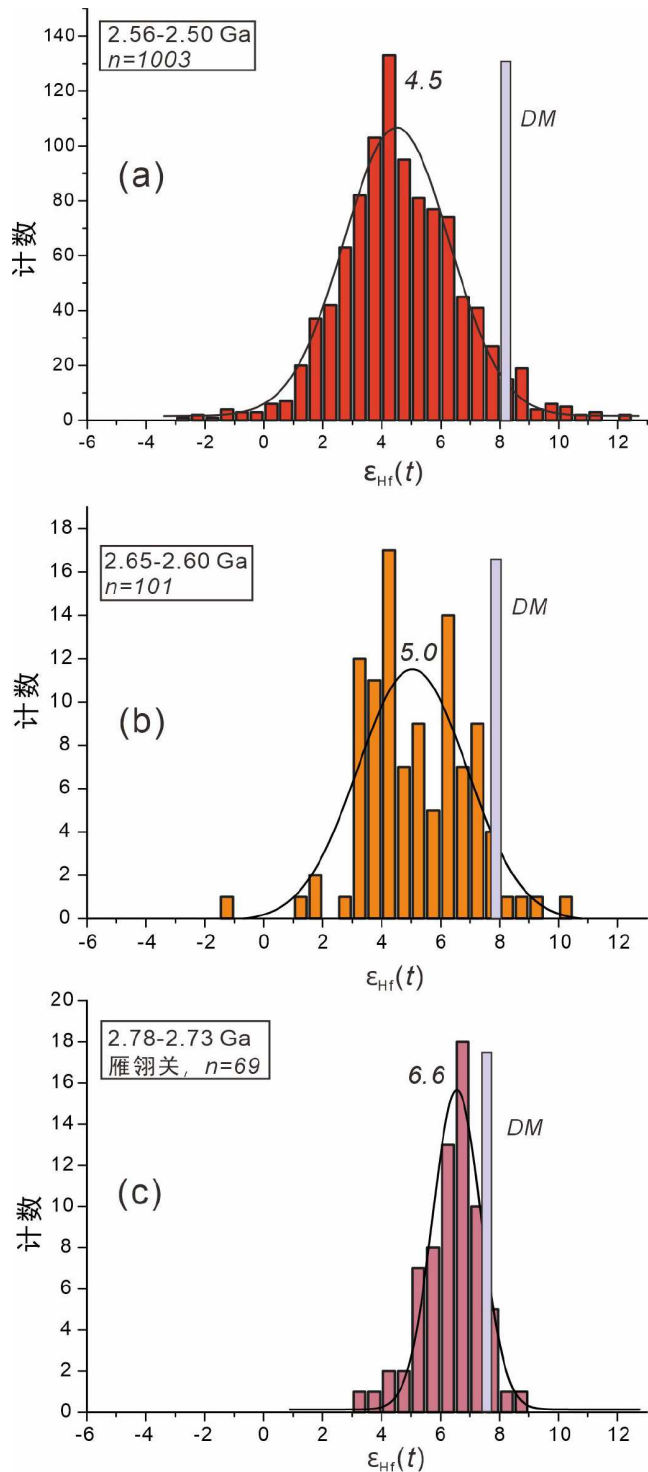


图5 华北晚太古宙玄武质-安山质岩石的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值频率直方图。数据来源于Wang等(2022), 所有 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值都重新采用岩浆结晶年龄进行计算。浅紫色柱子代表同时期亏损地幔(DM)值

的THI值以及对应的岩浆 H_2O 含量(表1)。其中, 三组拉斑玄武质系列岩石所对应的岩浆 H_2O 含量均小于2%, 而钙碱性安山质岩石与赞岐岩的岩浆 H_2O 含量分别为3.8%

和3.9%, 与现代俯冲带镁铁质弧岩浆的平均水含量($\sim 3.9\%$)几乎一致(Plank等, 2013)。

五组镁铁质岩石也表现出不同的微量元素分布特征(图7c, 7d)。轻稀土亏损型玄武岩与正常洋中脊玄武岩(NMORB)的微量元素组成近似, 只是稍稍富集流体活动性元素K和Pb, 说明这些岩石很可能形成于洋底扩张环境下软流圈地幔的减压部分熔融, 但是源区被少量富Pb和K的流体交代。相对于轻稀土亏损型玄武岩, 轻稀土富集型玄武岩系统地富集不相容元素, 具有显著的Nb-Ta亏损和低的 $(\text{Nb/La})_n$ 值(平均为0.47)(图7e)。在Nb/Yb-Th/Yb图解上, 轻稀土富集型玄武岩具有较窄的Th/Nb变化范围, 多数在0.1–0.5之间(图7f)。由于Th是熔体活动性不相容元素, 整体相对低的Th/Nb比值说明镁铁质岩石的源区以流体交代为主, 而交代介质中仅含有少量熔体。其中包含一部分低Th/Nb比值(<0.2)的样品, 似乎与现代岛弧岩浆岩不同(Moyen和Laurent, 2018), 但这些低Th/Nb比值的样品中有很一部分具有高的 $(\text{Nb/La})_n$ 值(图7e), 说明Th/Nb比值低的原因主要是Nb含量高, 它们的地幔源区经历了不同程度但总体上较弱的流体交代作用。轻稀土亏损型与富集型玄武岩的共存现象, 以及它们所记录的俯冲地壳向地幔楔输送元素的差异性特征, 与Marianas海沟-岛弧体系(Pearce, 2008)具有相似性。其中, 轻稀土富集型玄武岩变化的Th/Nb比值, 可与携带熔体活动性元素Th而偏离地幔趋势线的Marianas岛弧玄武岩类比, 而轻稀土亏损型玄武岩则类似于弧后盆地玄武岩。两种玄武岩的普遍共生, 与现代大洋俯冲带弧后盆地的双峰式火山岩组合类似, 可能与太古宙地幔温度高、黏度低、板片容易频繁断离导致的弧后盆地多发有关(例如, van Hunen和van den Berg, 2008)。

拉斑玄武质系列安山岩与轻稀土富集型玄武岩的微量元素特征类似, 只是具有相对低的中稀土含量, 很可能是轻稀土富集型玄武岩浆经过角闪石分离结晶的产物。钙碱性安山质岩石与赞岐岩相对于拉斑玄武质系列的三组岩石都更加富集熔体活动性不相容元素, 具有更低的 $(\text{Nb/La})_n$ 值, 以及高的Th/Nb比值(图7e, 7f), 说明其源区有较多的再循环地壳(洋壳)熔体成分的加入。赞岐岩具有高的Sr/Y、La/Yb以及Dy/Yb比值(图7c, 7d), 说明其母岩浆的形成深度是在石榴子石的稳定域(Moyen, 2009)。一般来说, 俯冲洋壳在弧下深度发生部分熔融时, 石榴子石的确作为残留相存在(Prouteau等, 2001; Klimm等, 2008), 但熔体中的石榴子石信号在交代地幔发生部分熔融时会减弱(Martin等, 2005; Straub等, 2014), 特别是在熔体/橄榄岩比例小于0.1时, 镁铁质岩浆中石榴子石的信号几乎完全消失(Kelemen等, 2003,

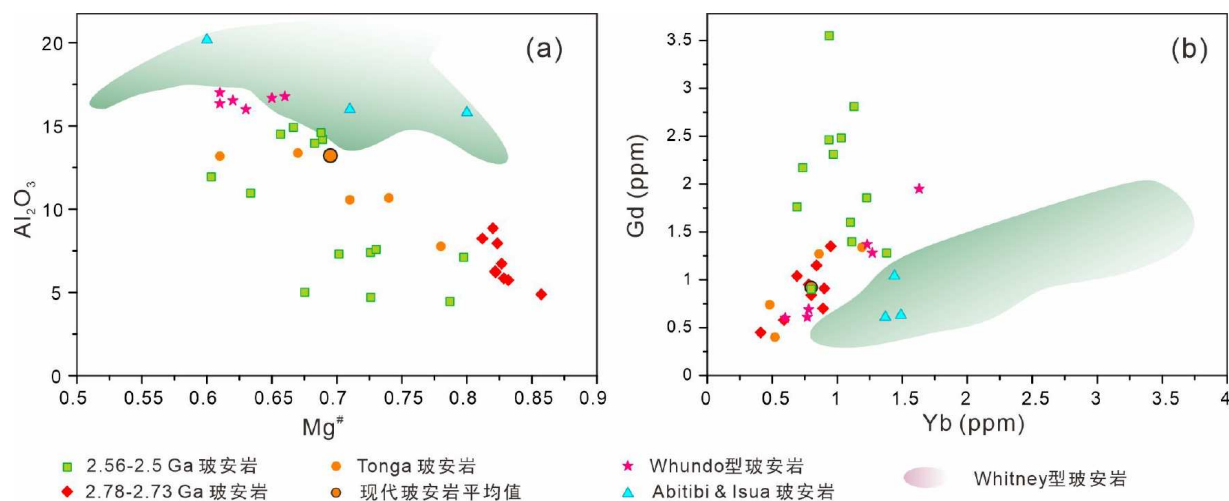


图6 华北晚太古宙玻安岩的主量与微量元素投图, 据Wang等(2022)修改。(a) $Mg^{\#}$ - Al_2O_3 图; (b) Yb-Gd图。太古宙与显生宙典型玻安岩在图中一并展示作为对比。Whundo、Abitibi和Isua, 以及Tonga的数据来源于Smithies等(2004)。平均现代玻安岩数据来源于Kelemen等(2014), Whitney型玻安岩数据来源于Smithies等(2004)

2014)。因此, 相对于钙碱性安山岩的地幔源区, 赞岐岩源区有更多玄武质洋壳/沉积物熔体成分的加入, 熔体/橄榄岩比例至少大于0.1。

上述五组岩石不相容元素的富集程度与根据Fe亏损/富集程度计算所得的岩浆H₂O含量耦合(图7, 表1)。轻稀土亏损型玄武岩最为亏损不相容元素, 具有最高的(Nb/La)_n比值与最低的(La/Sm)_n比值, 同时具有最低的岩浆H₂O含量; 钙碱性安山质岩石与赞岐岩最为富集不相容元素, 具有最高的(La/Sm)_n比值, 同时具有最高的岩浆H₂O含量。这进一步验证了镁铁质岩石中不相容元素的富集与流体有关, 为太古宙大洋板块俯冲作用的存在提供了关键证据。结合同时代俯冲带型玻安岩的存在, 可以认为华北太古宙晚期的大量镁铁质岩石都形成于与俯冲有关的构造环境。较早的两期镁铁质岩石(~2.88–2.70 Ga、~2.65–2.60 Ga)虽然保存下来的很少, 但其地球化学特征与~2.56–2.50 Ga的岩石类似, 只是不相容元素的富集程度更低(Wang等, 2022), 而同期玻安岩也具有俯冲带特征(图6), 因此很可能也形成于与俯冲相关的环境。其中, 鲁西雁翎关绿岩带的镁铁质岩石更为亏损不相容元素, 且与科马提岩伴生, 很可能形成于地幔柱引发的初始大洋俯冲环境(Gao等, 2019)。

总体来看, 华北克拉通晚太古宙玄武质-安山质岩石以拉斑玄武岩为主而非以钙碱性安山岩为主, 且这些岩石中缺乏>2.8 Ga的捕获锆石, 因此更有可能形成于大洋岛弧环境, 而非以大陆弧环境为主。这与古老陆核有限的数量和规模相符合, 暗示着这一时代多期大洋岛弧围绕古老陆核增生的构造格局。

4 “消失的”太古宙晚期镁铁质岩石

如前所述, 华北晚太古宙的两期地壳生长事件具有不同的表现形式。虽然早期有少量镁铁质岩石保存下来(即~2.88–2.70 Ga的镁铁质岩石), 且这些保存下来的岩石同大量~2.5 Ga的镁铁质岩石一样具有俯冲带地球化学特征, 但这一时期的镁铁质地壳多数在形成后的几亿年之内发生了再造, 转变为以TTG为主的长英质片麻岩。因此, 通过研究TTG源区镁铁质岩石的性质及其部分熔融的温压条件, 有望揭示这些已经“消失的”新生地壳产生与再造的机制。东阿拉善地区晚太古宙TTG质片麻岩具有非常显著的锆石Hf-O同位素变化特征, 为研究该问题打开了重要窗口。

阿拉善位于华北西部, 区内大面积被沙漠覆盖, 其早前寒武纪基底主要出露在东部的迭布斯格、波罗斯坦庙和巴彦乌拉山地区, 以及西部的北大山和龙首山地区(图8)。迭布斯格杂岩被认为包括了阿拉善地区最古老的地层单元, 即迭布斯格岩群(例如, 霍福臣等, 1987)。耿元生等(2007, 2010)对迭布斯格岩群下部的一个副片麻岩样品进行了锆石U-Pb定年, 将其最大沉积年龄限定到~2.7 Ga。然而, Dan等(2012)重新检查了该样品的数据, 将最大沉积年龄推后至2.45–2.0 Ga。自此之后, 东阿拉善地区被认为缺乏可靠的太古宙岩石存在的年代学证据。

近年来, Niu等(2021, 2023)在迭布斯格杂岩发现了~2636 Ma的角闪岩透镜体以及2.84–2.5 Ga的长英质片麻岩, 证实了迭布斯格杂岩中太古宙岩石的存在。其中,

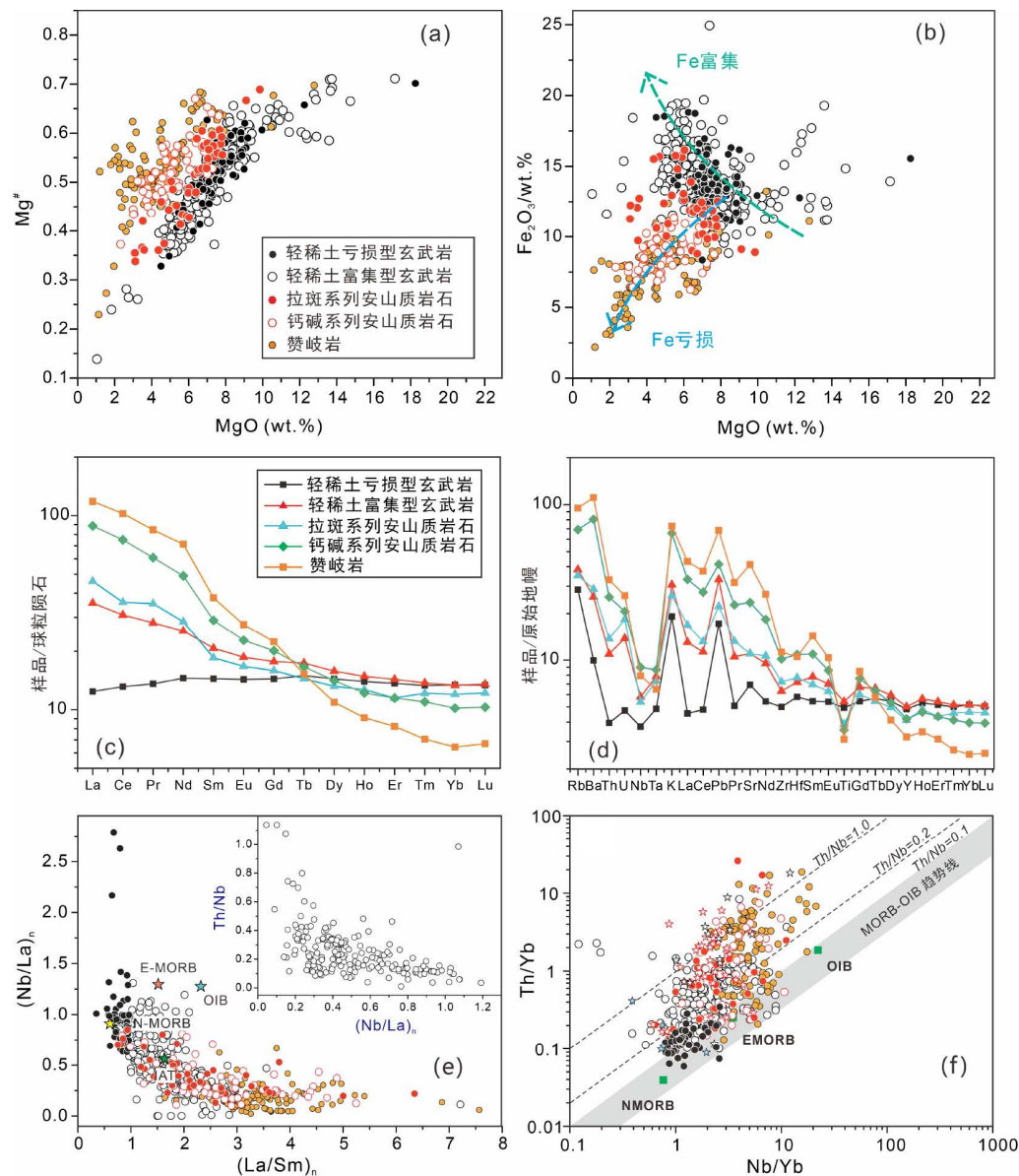


图7 华北2.56–2.50 Ga五组镁铁质岩石的主量与微量元素图解。(a) MgO-Mg[#]图解；(b) MgO-Fe₂O₃图解；(c) 稀土配分曲线；(d) 不相容元素蛛网图，(c, d)中所示为每组岩石数据的中值；(e) (La/Sm)_n-(Nb/La)_n图解；(f) Nb/Yb-Th/Yb图解，据Wang等(2022)修改

表1 华北2.56–2.50 Ga玄武质-安山质岩石的THI值与含水量计算^{a)}

岩石类型	Fe4	Fe8	THI	H ₂ O(wt.%)
轻稀土亏损型玄武质岩石	16.64(<i>n</i> =2)	12.10(<i>n</i> =37)	1.38	0.70
轻稀土富集型玄武质岩石	12.92(<i>n</i> =12)	11.86(<i>n</i> =95)	1.09	1.71
拉斑玄武质系列安山质岩石	10.88(<i>n</i> =8)	9.93(<i>n</i> =10)	1.1	1.67
钙碱系列安山质岩石	7.57(<i>n</i> =31)	9.09(<i>n</i> =6)	0.83	3.80
赞岐岩	6.84(<i>n</i> =49)	8.29(<i>n</i> =11)	0.83	3.89

a) 据Wang等(2022)修改。Fe4: MgO含量为4±1 wt%的样品的平均FeO*含量；Fe8: MgO含量为8±1 wt%的样品的平均FeO*含量；*n*为参与计算的样品数量。THI=Fe4/Fe8, H₂O(wt.%)=exp[(1.26-THI)/0.32]；参考Zimmer等(2010)

长英质片麻岩的锆石Hf同位素组成变化范围较大，同位素模式年龄包括>3.0 Ga和3.0–2.8 Ga两种。Wang X等

(2024a))进一步在东阿拉善迭布斯格与德尔和通特杂岩(图8)的多处片麻岩以及与之互层的斜长角闪岩中获得了

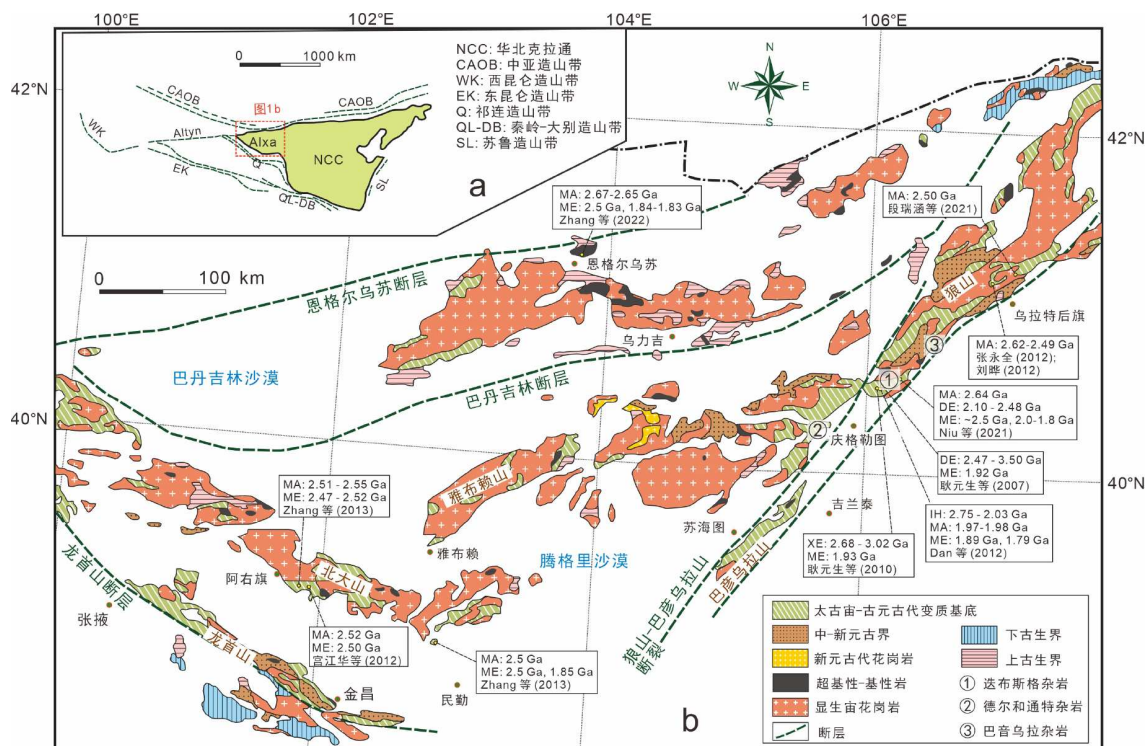


图8 华北克拉通西延的阿拉善地块构造纲要简图。(a) 中国北部构造纲要图以及阿拉善的位置, 据Zhao等(2001)修改; (b) 阿拉善地质简图, 据张建新和宫江华(2018)修改, ①迭布斯格杂岩, ②德尔和通特杂岩, ③巴音乌拉杂岩

2.71–2.76 Ga的岩浆锆石结晶年龄(图9a–9d), 并且发现长英质片麻岩尽管都具有TTG的地球化学特征, 却具有完全不同的锆石Hf-O同位素组成。这些长英质片麻岩总体上具有中等高的La/Yb比值、Sr含量以及Sr/Y比值(图10a, 10b), 大多属于中压型TTG, 指示其源区的部分熔融发生于小于60 km的地壳深度(Moyen, 2011)。锆石Hf同位素组成指示TTG的源区至少有古老地壳和年轻地壳两个端元(图9e, 图11)。其中, 迭布斯格片麻岩的Hf同位素组成相对富集, 加权平均 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 2.3 ± 0.4 , 对应模式年龄为~3.1 Ga; 德尔和通特片麻岩的Hf同位素组成则十分亏损, 加权平均 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 7.6 ± 0.3 , 对应模式年龄为~2.7 Ga。这暗示着迭布斯格杂岩位于一个古老陆核的附近, 而德尔和通特杂岩的片麻岩则几乎未受到该古老陆核的影响(图1)。

锆石O同位素分析能够提供丰富的水岩反应信息, 可以有效区分岩浆源区高温热液蚀变($\delta^{18}\text{O} < 5.0\text{‰}$)、低温热液蚀变($\delta^{18}\text{O} > 6.0\text{‰}$)以及未蚀变地壳($\delta^{18}\text{O} \approx 5.0\text{‰} - 6.0\text{‰}$)的参与情况(例如, Bindeman等, 2008; 张少兵和郑永飞, 2011)。阿拉善晚太古宙TTG片麻岩的锆石O同位素组成变化很大, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $4.3\text{‰} - 7.9\text{‰}$ (图11), 超过了全球多数太古宙锆石的O同位素变化($5.0\text{‰} - 7.4\text{‰}$, Valley等, 2005), 说明这些TTG质片麻岩记录了非常显著的蚀

变地壳再循环过程。根据锆石O同位素组成, 太古宙TTG的源区可能有以下几种情况: (1) 源区为蚀变洋壳, 其中上部洋壳(枕状玄武岩和海底沉积物)因低温海水热液蚀变而具有高 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $7\text{‰} - 10\text{‰}$ (King等, 1998; Hiess等, 2009), 下部洋壳(席状岩墙群)因高温海水热液蚀变而具有低 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $3\text{‰} - 5\text{‰}$ (Valley等, 1998; Hiess等, 2009); (2) 源区为大陆镁铁质地壳, 但岩浆受到少量表壳物质混染时, 可以具有偏高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 具体可以参考平均太古宙陆壳值 $6\text{‰} - 8\text{‰}$ 和太古宙沉积物值 $9\text{‰} - 12\text{‰}$ (Lowe, 1994; Hiess等, 2009); (3) 源区为洋底高原或者大陆/岛弧镁铁质地壳时, O同位素组成与地幔值 $5\text{‰} - 6\text{‰}$ (平均 $\sim 5.3\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$; Valley等, 2005)相当。

阿拉善晚太古宙TTG片麻岩的锆石O同位素与Hf同位素组成具有很好的协同变化关系(图11)。锆石Hf同位素组成所反映出TTG源区至少有年轻和古老两种地壳端元。其中, Hf亏损的年轻地壳端元同时具有低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 说明该地壳端元很可能是年轻的、高温海水热液蚀变的洋壳(图11, M1)。Hf富集的古老地壳端元总体上具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 但若要满足所有样品的Hf-O同位素组成, 该古老地壳端元至少包含两个部分。一个部分具有较为富集的Hf同位素组成, 但是中等高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。这部分有继承锆石的Hf-O同位素数据约束, 代表的是普通太古宙陆

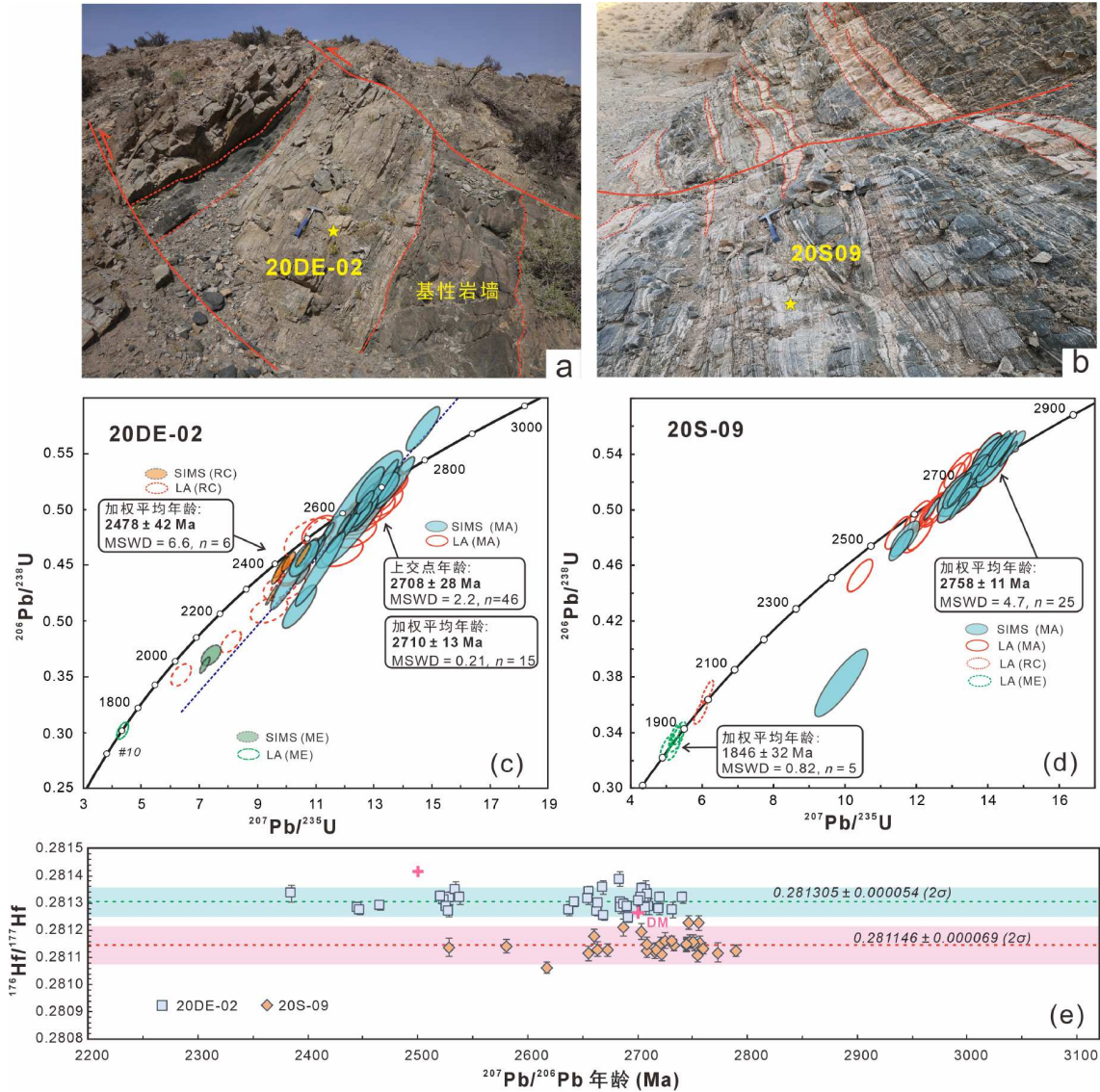


图9 阿拉善晚太古宙火成岩的部分野外照片与同位素数据展示(据Wang X等, 2024b修改)。(a) 德尔和通特长英质片麻岩与侵入其中的基性岩墙。(b) 迭布斯格长英质片麻岩与镁铁质火山岩及侵入其中的钾长花岗岩脉。(c-d) 样品20DE-02和20S-09的锆石U-Pb年龄谱和图, MA: 岩浆锆石; RC: 重结晶锆石; ME: 变质锆石。(e) 样品20DE-02和20S-09锆石Hf同位素组成随 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄的变化

壳(图11, M2)。另一部分具有相对亏损的Hf同位素组成, 同时具有较高的 $\delta^{18}O$ 值。它有可能是一种相对年轻的沉积物, 但是端元混合模拟表明, 该部分在源区所占的比例较高(图11), 与TTG源区以基性岩为主的事实不符(Moyen, 2011)。另外若为沉积物, 需要一个复杂的过程将其从地表运移到地下四五十公里的深度, 因此该部分更有可能是一种较为古老的低温海水热液蚀变洋壳(图11, M3)。根据锆石Hf同位素组成, 该洋壳的年龄可以有一个变化范围(图11), 大致为3.0–2.9 Ga。

因此, 阿拉善晚太古宙TTG质片麻岩源区共有三个端元: M1为~2.75 Ga的高温海水热液蚀变洋壳; M2为>3.0 Ga的陆核地壳; M3为3.0–2.9 Ga的低温海水热液蚀

变洋壳。其中, 蚀变洋壳为这些TTG的主要源区。根据TTG的中压型特征, 这些不同时代、不同蚀变特征的洋壳以及少量陆核物质需要在<60 km的下地壳深度(而非地幔深度)发生部分熔融。这说明, 这些洋壳并未成功俯冲到地幔深度, 而是发生了俯冲夭折导致这些具有不同 $\delta^{18}O$ 值的蚀变洋壳增生到陆核边缘, 成为中压型TTG的潜在源区。

与上述TTG质片麻岩同期的镁铁质岩石具有相对低的Fe、Ti含量, 在岩浆演化过程中表现出弱的Fe亏损(图10c), 属于含水的(或较湿的)钙碱性岩浆。它们在微量元素蛛网图上具有明显的Nb-Ta亏损以及不相容元素的富集(图10d), 与前述华北克拉通~2.56–2.50 Ga的钙碱性安

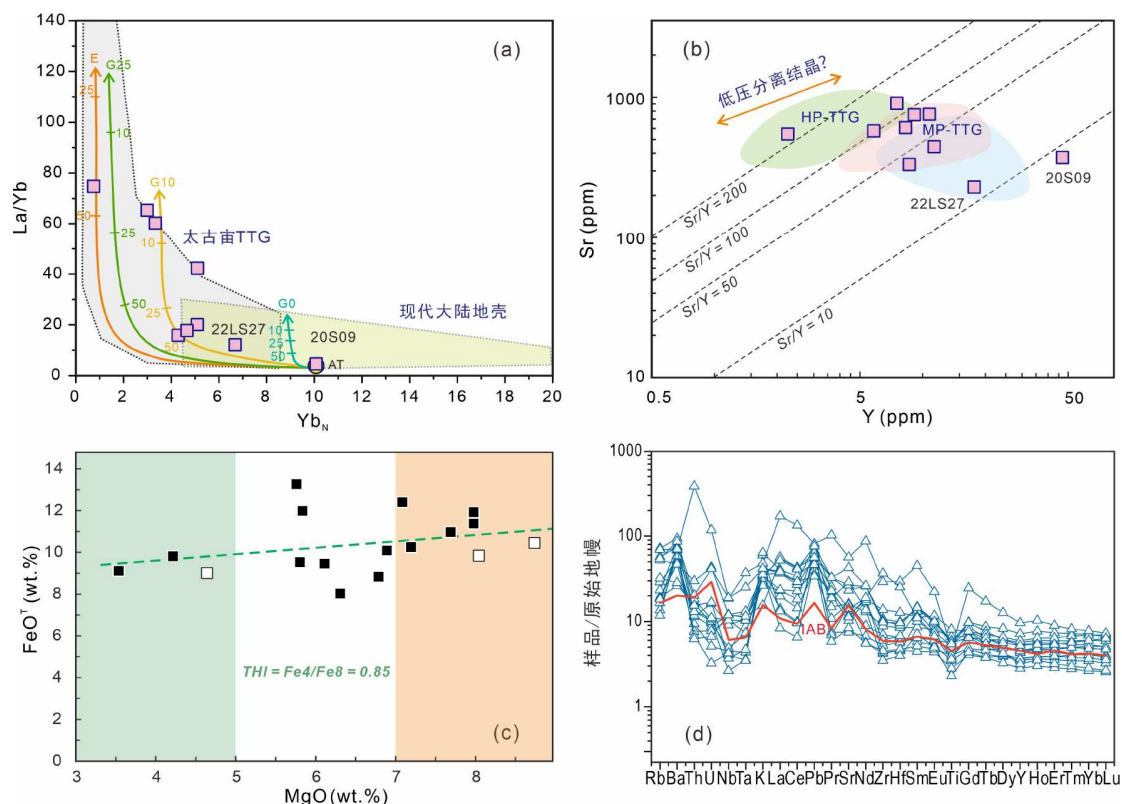


图10 阿拉善晚太古宙变质火成岩地球化学图解(据Wang X等, 2024a, 修改)。(a) La/Yb-Yb_N图解, 模拟的部分熔融曲线根据Martin(1987), 源区成分采用太古宙拉斑玄武岩(AT), 通过变质脱水形成不含石榴子石的(G0)、含10%石榴子石的(G10)、含25%石榴子石的(G25)的角闪岩以及榴辉岩(E); (b) Sr-Y图解; (c) FeO^T-MgO图解, TH1值根据Zimmer等(2010)计算; (d) 镁铁质岩石的不相容元素蛛网图, 原始地幔值根据McDonough和Sun(1995)

山岩的微量元素特征类似。这说明洋壳此时已成功地俯冲到地幔深度, 释放流体交代上覆地幔楔, 使之部分熔融产生钙碱性玄武质-安山质弧岩浆。

根据阿拉善晚太古宙TTG质片麻岩以及同期钙碱性镁铁质岩石的元素与同位素特征可以建立晚太古宙早期大洋俯冲从夭折向成功的转变过程(Wang X等, 2024b)。在~3.1–2.75 Ga之前, 至少经历了两次俯冲夭折, 使不同时代的洋壳直接增生到陆核边缘, 并伴随着不同层次蚀变洋壳(高温热液蚀变洋壳、低温热液蚀变洋壳)的分离。到了大概2.75 Ga, 洋壳成功俯冲至弧下深度并释放流体交代上覆地幔, 形成交代地幔。在此之后, 由于板片回卷等作用, 软流圈地幔上涌导致交代地幔和上盘地壳(包括陆核地壳、低 $\delta^{18}\text{O}$ 洋壳、高 $\delta^{18}\text{O}$ 洋壳)一同加热而发生部分熔融, 形成钙碱性弧岩浆岩以及具有不同Hf-O同位素特征的中压型TTG。

5 华北太古宙晚期地壳生长事件的性质

通过对保存下来的镁铁质岩石的直接研究, 以及对曾经存在而未保存下来的镁铁质岩石的间接研究, 本文

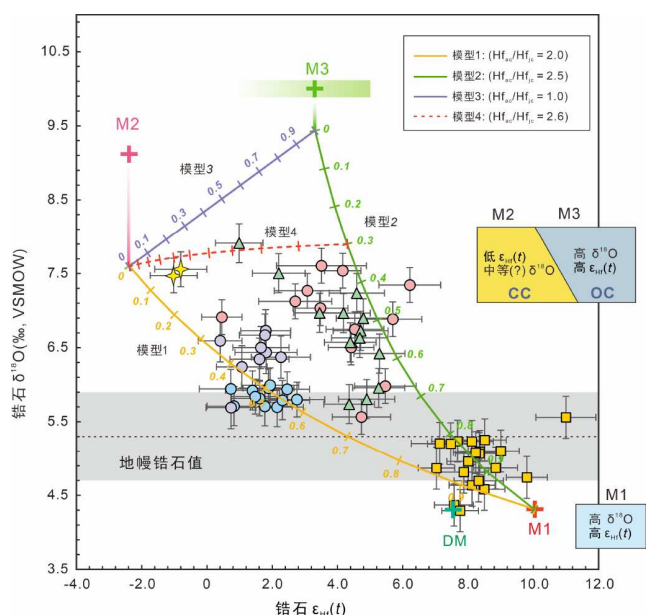


图11 阿拉善晚太古宙长英质火成岩(~2.75 Ga)的锆石Hf-O同位素组成端元模拟。其中绿色渐变阴影代表M3低温蚀变洋壳可能的Hf同位素组成。CC=大陆地壳; OC=大洋地壳; DM=亏损地幔(据Wang X等, 2024b修改)

明确了华北晚太古宙两期地壳生长事件的性质。

5.1 早期大洋俯冲夭折引起显著地壳生长

晚太古宙早期($\sim 3.0\text{--}2.8\text{ Ga}$)相对缺乏镁铁质岩石,尽管鲁西地区具有鬣刺结构的科马提岩表明华北局部很可能存在地幔柱活动(例如, Polat等, 2006; Gao等, 2019),阿拉善TTG的Hf-O同位素组成指示这一时期显著的地壳生长量也可能通过洋壳的俯冲夭折来实现。该时期镁铁质新生地壳很可能以洋中脊型玄武岩为主,它们所代表的洋壳在汇聚板块边缘没有成功地俯冲到地幔深度,而是增生在陆核边缘或者在板内发生加厚,从而引起了显著的地壳增长(图12)。需要指出的是,该时期陆核周边不排除局部存在成功的大洋俯冲,从而在陆核保留有少量镁铁质弧岩浆岩。到了 $\sim 2.8\text{--}2.7\text{ Ga}$,大洋俯冲在克拉通范围逐渐得以顺利进行,在大洋内部可能形成以拉斑玄武岩为主体的岛弧地体,在陆核边缘则可能形成以钙碱性玄武岩为主的边缘弧(例如,阿拉善,胶北,太华)(Wang X等, 2019, 2024a; Wang X等, 2024a)。在局部的地幔柱活动也已诱发初始俯冲形成科马提岩-岛弧拉斑玄武岩组合。尽管晚太古宙早期的新生地壳可能包括洋中脊型玄武岩、钙碱性弧岩浆岩以及科马提岩等,但这一时期地壳生长的主控因素很可能是不成熟板块构

造背景下大洋俯冲夭折引起的洋壳向陆核的增生。

这种太古宙洋壳俯冲夭折的现象主要归因于该时期特殊的地幔热状态。一些热模型和岩石学计算都表明,太古宙时期对流地幔的温度至少比显生宙高 $150\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上(Korenaga, 2008; Herzberg等, 2010; Ganne和Feng, 2017)。在如此高的地幔温度下,一方面新生洋壳的厚度可达 $25\text{--}35\text{ km}$ (Herzberg等, 2010; Ganne和Feng, 2017),远大于现今地幔温度下扩张洋脊产生的 $6\text{--}7\text{ km}$ 的洋壳厚度(McKenzie和Bickle, 1988);另一方面,高的地幔温度使其黏度降低从而易于对流,这最终会影响到大洋板片的强度、浮力以及板块边缘的流变学性质,使洋壳俯冲相对难以进行(例如, Weller等, 2019; Palin等, 2020),甚至可能在汇聚板块边缘发生滞留和缩短加厚(郑永飞等, 2022)。地球动力学模拟(例如, van Hunen和van den Berg, 2008; Moyen和Laurent, 2018; O'Neill等, 2018)以及一些岩石学和地球化学观察(Moyen和van Hunen, 2012; Smithies等, 2018)都指出,太古宙板块构造以间歇性俯冲为主,且俯冲起始后易于夭折。

因俯冲夭折而碰撞增厚的洋壳成为TTG(特别是中、低压型TTG)的潜在源区。近年来,很多同位素地球化学证据都支持海水热液蚀变洋壳是太古宙TTG的主要源区。André等(2019)和Deng等(2019)最早发现始太古代到新太

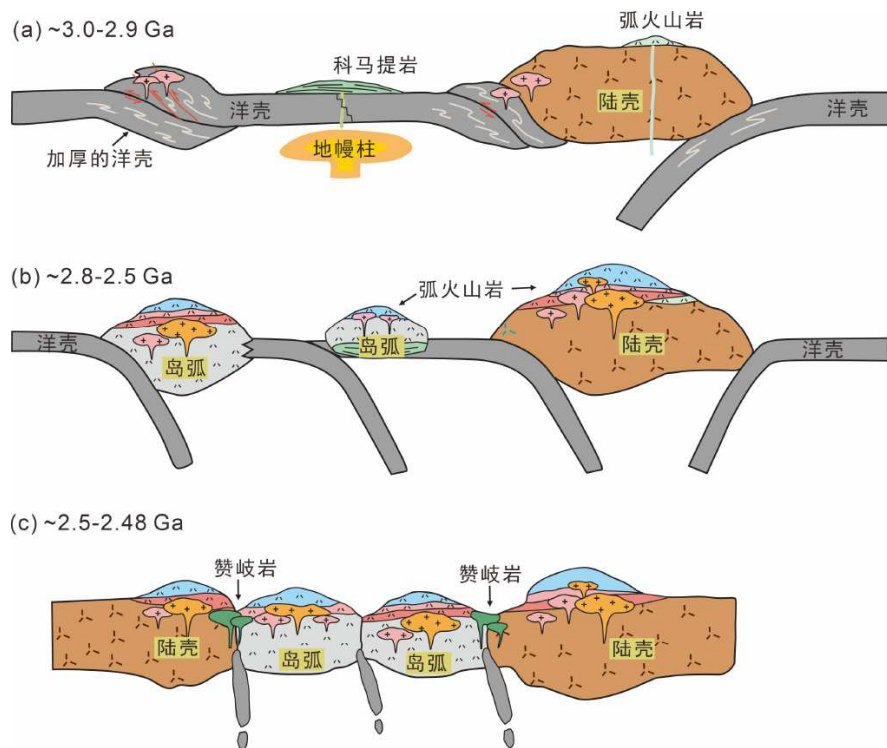


图12 华北晚太古宙地壳生长与构造演化模型。(a) 晚太古宙早期多种动力学机制并存,大洋板片俯冲夭折导致早期地壳生长;(b, c) 大洋岛弧围绕陆核增生导致晚期地壳生长

古代TTG具有重的全岩Si同位素组成, 将其归因于太古宙海水富集重同位素 ^{30}Si 的特征, 由此提出TTG是经历过海水硅化的洋壳部分熔融的产物。再如, 海水蚀变洋壳具有偏离MORB($-0.42\pm 0.06\text{‰}$, Xu等, 2019)的K同位素组成, 表现为洋壳在低温热液蚀变过程中从海水中吸收轻K同位素 ^{39}K 而具有偏低的 $\delta^{41}\text{K}$ 值, 而其在高温热液蚀变过程中则由海水淋滤出 ^{39}K 因此具有偏高的 $\delta^{41}\text{K}$ 值。南非Kaapvaal克拉通Barberton花岗-绿岩带中3.5–3.2 Ga的TTG片麻岩以及华南崆岭杂岩3.0–2.8 Ga的TTG片麻岩都表现出变化的 $\delta^{41}\text{K}$ (-0.58‰ 至 0.07‰)和 $\delta^{18}\text{O}$ (5.1‰ 至 7.4‰), 且两者呈负相关关系, 说明这些TTG源区的镁铁质岩石为不同温度条件下海水蚀变的洋壳(Xiong等, 2025; Zhang等, 2025)。

这些对水-岩作用敏感的同位素体系为识别TTG源区的蚀变洋壳提供了有力证据, 特别是多种同位素联用, 能够最大程度地约束蚀变洋壳的时代与性质。但是, 关于这些蚀变洋壳发生部分熔融的动力学背景有不同的解释。例如, Lei等(2023)在华北克拉通胶北地体的三期TTG片麻岩中都获得了偏重的Si-O同位素组成, 指示源区镁铁质岩石主要为低温海水蚀变的洋壳。其中, 2.95–2.93 Ga与2.56–2.54 Ga的两期TTG相对于2.75–2.71 Ga的TTG具有更为亏损的锆石Hf同位素组成与更高的La/Yb比值。因此, Lei等(2023)认为~2.9 Ga和~2.5 Ga的TTG形成于俯冲洋壳在高压下的部分熔融, 而~2.7 Ga的TTG则形成于被弧岩浆埋藏的古老洋壳在低压条件下由地幔柱活动诱发的部分熔融。再如, Li等(2021)在华北南缘太华地区2.65 Ga的TTG中获得了偏重的O同位素组成以及亏损的Hf同位素组成, 提出这些TTG是碰撞加厚的洋壳部分熔融的产物。同样地, Xiong等(2025)与Zhang等(2025)也将TTG的形成归因于碰撞加厚洋壳因岩石圈拆沉引起的部分熔融。这主要是因为太古宙汇聚板块边缘在高地热梯度下更富韧性, 厚的洋壳既可能发生暖俯冲产生弧岩浆, 也可以发生暖碰撞使洋壳进一步加厚(郑永飞等, 2022; 郑永飞, 2024)。类似地, 也有观点认为太古宙洋壳由于强烈水化作用变得浮力增强且富含水分, 有时会在洋内发生仰冲, 导致水化洋壳逆冲岩片的堆叠加厚(de Wit等, 1992)。

TTG源区蚀变洋壳部分熔融的动力学背景关系到地球早期构造体制, 目前主要由部分熔融的温压条件所约束。例如, 高压条件下($>2.0\text{ GPa}$)的部分熔融发生在 $>60\text{ km}$ 的地幔深度; 中低压条件下的部分熔融则发生在 $<50\text{ km}$ 的地壳深度。一般认为, 前者通过大洋板片俯冲来实现, 后者则不会直接关联到大洋俯冲。对此, 也有学者提出, 太古宙高的地幔温度下洋壳厚度可达25–35 km

(Herzberg等, 2010), 在汇聚板块边缘的韧性挤压应力下可以进一步加厚到60 km以上, 从而不需要假设板块俯冲来解决洋壳部分熔融压力问题(郑永飞, 2024)。阿拉善地区~2.75 Ga的TTG质片麻岩显著的锆石Hf-O同位素变化特征能够明确地在其源区识别出不同时代、不同类型的蚀变洋壳, 而其中、低压特征则暗示着这些蚀变洋壳是在地壳深度而非地幔深度发生部分熔融, 这为俯冲夭折引起洋壳加厚、堆叠、在陆核边缘增生的构造背景提供了岩石地球化学证据。如果应用板块平俯冲模型来解释TTG岩浆成因, 那么上覆板块的厚度(一般大于100 km)就制约了俯冲洋壳部分熔融的深度, 由此所产生的TTG岩浆应属于高压型。

除阿拉善地区之外, 华北中部、东部广泛分布2.75–2.70 Ga的TTG片麻岩(例如, Kröner等, 2005; Wan等, 2011; Zhou等, 2014; Diwu等, 2020; Mao等, 2024), 这些岩石多数具有亏损的锆石Hf同位素组成, 说明岩浆受古老陆壳物质的影响不明显, TTG的源区可能是大洋板内环境下俯冲起始后夭折所导致的加厚的或堆叠的洋壳(图12)。俯冲起始的原因可能与地幔柱活动导致的局部破裂有关(例如, Gerya等, 2015; Gao等, 2019), 也可能是由于高地幔温度下洋壳自身厚度与成分的不均一性, 而俯冲夭折后TTG熔体的产生会加剧洋壳内部的不均一性, 从而为后续俯冲的成功进行创造了条件。在这些岩石中, 少数具有高的Sr/Y和La/Yb比值, 属于高压型TTG(Moyen, 2011), 指示局部可能有俯冲到地幔深度的大洋板片。在古老陆核附近, 诸如太华、胶北地区, ~2.7/2.9 Ga的TTG片麻岩一般具有相对富集的锆石Hf同位素组成, 但同时具有明确的蚀变洋壳信号(偏离地幔值的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{30}\text{Si}$ 值), 再加上这些岩石主要是中、低压型TTG, 说明其源区很可能是增生到陆核边缘的(古老)蚀变洋壳。虽然前人提出多种模型解释这些TTG片麻岩的成因, 其核心都是将蚀变洋壳埋藏到~35–60 km的深度(Li等, 2021; Lei等, 2023; Yao等, 2023)。俯冲夭折导致的蚀变洋壳向陆核边缘的增生同样可以解释这些TTG的形同位素地球化学特征。

5.2 晚期岛弧地体增生引起地壳生长

晚太古宙晚期(~2.7–2.5 Ga)的地壳生长主要通过大洋俯冲背景下岛弧地体向陆核的拼贴来实现(图12)。新太古代以来, 随着地幔温度的逐渐降低(Herzberg等, 2010), 板块构造日渐成熟, 大洋俯冲得以顺利进行, 在华北形成多期大洋岛弧围绕古老陆核增生的格局。这一时期镁铁质新生地壳以弧岩浆岩为主, 包括拉斑玄武岩系列玄武岩-安山岩以及少量钙碱性安山岩, 形成时代主

要在~2.56–2.50 Ga。这些镁铁质岩石不仅具有富集大离子亲石元素、亏损高场强元素的“岛弧型”微量元素特征，而且其不相容元素的富集程度与根据主量元素计算出的岩浆H₂O含量耦合，说明镁铁质岩石的“岛弧型”特征来源于被流体交代的地幔(Wang等, 2022)，从而印证了大洋俯冲的成功进行(即可以俯冲到地幔深度)。

华北中部建平、遵化、赞皇以及登封杂岩出露2.55–2.50 Ga侵位的(蛇绿)混杂岩，表现为在变质沉积岩基质中包裹着蛇纹石化橄榄岩、变辉石岩、变辉长岩、枕状玄武岩等镁铁质-超镁铁质团块(例如, Kusky等, 2020; Ning等, 2020)。其中, Kusky等(2021)在遵化-上营蛇绿岩的豆荚状铬铁矿中发现有壳源超高压矿物包裹体，说明洋壳曾经俯冲到>270 km的地幔深度后折返至地表。随后, Ning等(2022)在该蛇绿混杂岩中发现了变质为石榴单斜辉石岩的残留洋壳，并通过多种矿物对的主微量元素温压计限定出峰期变质温压条件达到榴辉岩相，说明洋壳经历了深俯冲-折返过程。除此之外, Huang等(2020)在登封杂岩发现西部和东部~2.5 Ga的石榴角闪岩分别记录了高T/P(~720–1200 °C/GPa)与中等T/P(~425–600 °C/GPa)的峰期变质条件，认为它们分别代表了岛弧-弧前的高地热梯度与增生杂岩的低地热梯度，因而可与现代汇聚板块边缘的双变质带相比。在登封杂岩以南, Huang等(2022)报道了2.55–2.51 Ga的海底扩张-俯冲起始-成熟岛弧岩石系列，为新太古代末期水平板块运动(包含成功的大洋俯冲)提供了证据。

尽管Huang等(2020)在登封杂岩发现的“太古宙双变质带”与现代太平洋型高T/P与低T/P变质岩并置的经典双变质带不同(Miyashiro, 1961)，其中的低T/P变质带被中等T/P变质带所取代，但这很可能反映了太古宙特殊地幔热状态下俯冲-岛弧系统的变质温压条件。遵化-上营等地区蛇绿岩的侵位，特别是其中超高压矿物的发现和榴辉岩相峰期变质条件的限定则直接证明太古宙末大洋板片已经有能力俯冲到深部地幔，这与该时期区域上广泛分布的岛弧型镁铁质岩石的源区流体交代特征相符合。Kusky等(2020)将华北中部这些(蛇绿)混杂岩连接起来，认为这代表一条延伸可达1500 km的太古宙缝合带，是大洋岛弧与东华北大陆碰撞的遗迹。该缝合带与华北中部古元古代构造带以及两条中生代大断裂(即华山-离石-大同-多伦断裂和信阳-开封-石家庄-建平断裂)大致重合(Zhao等, 2001, 2005)。因此，有一种可能是太古宙(蛇绿)混杂岩曾在区域上很常见，只是在后期构造事件中被差异剥露而成带状。由此，建平、遵化、赞皇以及登封地区出露的(蛇绿)混杂岩不仅支持太古宙末岛弧-增生系统的存在，且与Wang等(2022)提出的多期大洋岛弧围绕

古老陆核(而非成熟大陆)增生(图1)的模式并不矛盾。这也与新太古代遍布华北各处、形成于岛弧环境的Algoma型条带状铁建造(BIFs)的存在相符(Jiang等, 2024)。

在广泛的绿岩带镁铁质岩浆活动与TTG岩浆侵入之后，华北克拉通在2.5–2.49 Ga发生区域麻粒岩相变质作用，伴随着广泛的富钾花岗质岩浆活动。其中，冀东、辽北(清源)、阴山等地太古宙中基性与泥质表壳岩的变质温压条件可达到超高温麻粒岩相，且具有逆时针P-T轨迹(例如, Liu和Wei, 2018; Zhai等, 2021; Xu等, 2022; 崔润泽等, 2023; Liu T等, 2024; Yang等, 2025)，可能与岛弧地体增生/碰撞之后由重力垮塌或板片断离引起的岩石圈地幔减薄、软流圈地幔上涌有关。上涌的软流圈地幔物质对上覆交代地幔与加厚的地壳进行加热，一方面形成遍布克拉通各处的幔源赞岐岩侵入体，另一方面使早先各个时代的镁铁质岩石、TTG片麻岩进一步发生部分熔融转化为相对富钾、更为成熟的大陆地壳。经过晚太古宙两期地壳生长与再造事件后，华北逐渐由分散的古老陆核成长为具有一定规模的克拉通。大量富钾花岗岩浆与幔源赞岐岩浆的侵入标志着克拉通化的完成(翟明国, 2011, 2019; Wang等, 2022)。

6 对板块构造体制渐进式发展的启示

一般认为，板块构造至少在太古宙时期已经开始运行(例如, 郑永飞, 2024及其参考文献)。然而，数值模拟与地质记录均表明，板块构造并非从前板块构造体制直接转变为现代板块构造体制，而是包含了多个阶段的演化过程或者经历了多次失败的尝试(O'Neill等, 2018; 王孝磊等, 2020)。Cawood等(2018, 2022)指出，在前板块构造体制(>~3.2 Ga)与现代板块构造体制(<~2.5 Ga)之间可能有500–700 Ma的过渡阶段。在这一过渡阶段，岩石圈已经趋于稳定且逐渐富有刚性，可以分异为大洋型与大陆型两种类型，但尚未形成全球规模的板块构造。这也可以理解为，太古宙时期的板块构造与显生宙时期的板块构造有所不同。Zheng和Zhao(2020)以及郑永飞(2024)将太古宙以来的活动层盖构造划分为前寒武纪时期的古老板块构造和显生宙时期的现代板块构造。他们指出，太古宙时期的地幔温度较高，因此古老板块构造相对于现代板块构造来说是以韧性暖俯冲/碰撞为主要特征，板块规模相对较小而板块边缘活动带宽度较大。Huang等(2025)在总结太古宙板块构造特点时得出了类似的结论，此外还指出太古宙俯冲-增生周期短、俯冲带沉积物供应量少，且大洋板块地层中包含BIF。Zhai和Peng(2020)基于对华北克拉通的长期研究，将板块构造的发展过程划分为始板块构造(3.0/2.7–2.5 Ga)、早期板块构

造(2.2–1.8 Ga)和现代板块构造(<0.7 Ga)三个阶段。其中,太古宙时期的“始板块构造”主要表现为微陆块边缘绿岩带中BIF重力沉降诱发的绿岩带壳内俯冲,而古元古代时期的“早期板块构造”相对于现代板块构造来说也具有俯冲深度相对小、俯冲速率较慢等特点,相当于将板块构造由产生向现代体制的转变时间延续到了古元古代。

近年来,华北克拉通晚太古宙(特别是~2.7–2.5 Ga)地壳生长研究取得了显著进展,这些成果不仅深化了对华北克拉通自身演化的认识,而且为理解全球太古宙板块构造的运行机制提供了关键启示(例如, Wang W等, 2015; Sun等, 2023; Diwu等, 2024; Mao等, 2024; Huang等, 2025)。越来越多的研究表明,在晚太古宙,类似于显生宙板块构造的俯冲/碰撞作用在华北克拉通已经有效运行,但其具体过程可能受当时地球内部高热流状态的影响而表现出一些“太古宙特色”。在华北晚太古宙的两期地壳生长事件中,早期新生镁铁质地壳以MORB玄武岩为主或者至少包含了很多未在俯冲带消亡的海水热液蚀变洋壳。这表现为作为它们部分熔融产物的中、低压型TTG具有高温/低温海水蚀变的O同位素组成以及变化的Hf同位素组成。与之不同,晚期新生镁铁质地壳则以岛弧型拉斑玄武岩为主,伴有钙碱性安山岩与赞岐岩,且这些岩石的不相容元素富集程度与岩浆含H₂O量耦合。这分别反映了早期蚀变洋壳在地壳尺度的围积以及晚期俯冲洋壳脱水在地幔深度引发的流体/熔体交代活动。其中,前者可能包括大洋板片在板内碰撞导致的洋壳加厚(Li等, 2021; 郑永飞, 2024; Xiong等, 2025; Zhang等, 2025)或者在陆核边缘的俯冲夭折(Wang X等, 2024b),而其核心都是高地幔温度下大洋板片难以俯冲至地幔深度。太古宙末,随着不断增加的大陆面积以及降低的大洋板片浮力,大洋俯冲以及由此带来的地壳物质再循环逐渐变得易于进行。

本文研究进一步指示,板块构造体制演变的根本取决于板块边缘热状态的演化(王孝磊等, 2020; 翟明国等, 2020; Zheng和Zhao, 2020)。这不仅表现为空间尺度上由局部向全球的扩张,也体现在时间尺度上由不成熟向成熟的渐进式发展。因此,认识太古宙与显生宙时期地球在地幔温度、地壳厚度和新生地壳成分上的一系列差异(郑永飞, 2024),是正确解释太古宙地质现象的关键。

7 结论

华北克拉通在晚太古宙经历了两期地壳生长事件,从而由分散的古老陆核成长为具有一定规模的克拉通。其中太古宙末(~2.6–2.5 Ga)的地壳生长事件表现为广泛

出露的绿岩带镁铁质岩石以及侵入绿岩带中的闪长质岩体,以拉斑玄武质系列玄武质-安山质岩石为主,包含少量钙碱性安山岩和赞岐岩。这些岩石具有岛弧型微量元素分布特征,且不相容元素的富集程度与根据主量元素计算所得的岩浆水含量一致,说明岛弧型微量元素特征来源于流体交代作用,反映了镁铁质岩石形成于大洋俯冲环境。晚太古宙早期(~2.9–2.7 Ga)的地壳生长事件主要体现在太古宙长英质片麻岩同位素模式年龄在该时期达到峰值,而同期的镁铁质岩石较为稀少,说明大量早期镁铁质地壳在形成后的几亿年之内发生了再造。胶东、太华、阿拉善等地的晚太古宙TTG片麻岩具有偏离地幔值的锆石O同位素组成,特别是东阿拉善~2.7 Ga的TTG质片麻岩同时具有偏高与偏低的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值,说明这些TTG源区的镁铁质地壳主要是海水热液蚀变洋壳。TTG源区的的中、低压部分熔融条件进一步说明,在洋中脊产生的洋壳玄武岩经历高温/低温海水热液蚀变后并没有随着俯冲而消亡或者在地幔深度发生部分熔融,而是因俯冲夭折增生到陆核边缘且随后在下地壳深度发生部分熔融,由此带来晚太古宙早期的地壳生长。

华北晚太古宙两期地壳生长事件反映了板块构造在太古宙时期由不成熟向成熟的发展过程。早期地幔温度高、洋壳厚度大,大洋板片的俯冲容易发生夭折,因而在板内或陆缘加厚,成为中-低压型TTG的潜在源区。太古宙末,随着地幔温度的逐渐降低,大洋板片可以越来越多的俯冲到地幔深度,形成大洋岛弧围绕古老陆核增生的构造格局,最终导致克拉通的形成。华北晚太古宙时期的构造演化研究不仅为“太古宙末全球板块构造已有效运行”这一重要假说提供了翔实的区域地质支撑,而且为板块构造的渐进式发展提供了可靠的地质证据。这推进了我们对地球早期动力学演化的理解,表明板块构造机制在25亿年前已经在地球上扮演着关键角色。未来的研究将更精细化地揭示汇聚板块边缘的具体热力学和动力学过程、微陆块拼合的几何学与运动学,以及古老板块构造与早期地球特殊条件(如高热流、缺乏稳定大陆根)之间的相互作用。

致谢 感谢主编郑永飞院士的约稿以及对本文提出的宝贵意见。感谢三位匿名评审人对本文提出的建设性意见。

参考文献

- 崔润泽, 魏春景, 段站站. 2023. 华北克拉通清原地体新太古代和古元古代两期麻粒岩相变质作用. 岩石学报, 39: 2257–2278
- 耿元生, 王新社, 沈其韩, 等. 2007. 内蒙古阿拉善地区前寒武纪变质岩系形成时代的初步研究. 中国地质, 34: 251–261

- 耿元生, 王新社, 吴春明, 等. 2010. 阿拉善变质基底古元古代晚期的构造热事件. *岩石学报*, 26: 1159–1170
- 霍福臣, 曹景轩, 董燕生等. 1987. 贺兰山-阿拉善地区下、中前寒武系的划分对比及其变质、成矿作用特征. *长春地质学院学报*, 17: 35–46
- Kusky T, 王璐. 2022. 洋内弧和陆缘弧体系中的大陆地壳生长: 与太古宙体系的类比. *中国科学: 地球科学*, 52: 1966–2001
- 王孝磊, 刘福来, 李军勇, 等. 2020. 前寒武纪俯冲和板块构造的渐进式演变. *中国科学: 地球科学*, 50: 1947–1968
- 伍家善, 耿元生, 沈其韩等. 1998. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化. 北京: 地质出版社
- 翟明国. 2011. 克拉通化与华北陆块的形成. *中国科学: 地球科学*, 41: 1037–1046
- 翟明国. 2019. 华北克拉通构造演化. *地质力学学报*, 25: 722–745
- 翟明国, 卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末-中元古代裂解. *中国科学D辑: 地球科学*, 30(增刊I): 129–137
- 翟明国, 赵磊, 祝禧艳, 等. 2020. 早期大陆与板块构造启动——前沿热点介绍与展望. *岩石学报*, 36: 2249–2275
- 张建新, 宫江华. 2018. 阿拉善地块性质和归属的再认识. *岩石学报*, 34: 940–962
- 张少兵, 郑永飞. 2011. 低 $\delta^{18}\text{O}$ 岩浆岩的成因. *岩石学报*, 27: 520–530
- 赵国春. 2009. 华北克拉通基底主要构造单元变质作用演化及其若干问题讨论. *岩石学报*, 5: 1772–1792
- 赵国春, 张国伟. 2021. 大陆的起源. *地质学报*, 95: 1–19
- 赵国春, 张健, 尹常青, 等. 2023. 前板块构造与大陆起源. *科学通报*, 68: 2312–2323
- 郑永飞. 2024. 太古宙地质与板块构造: 观察与解释. *中国科学: 地球科学*, 54: 1–30
- 郑永飞, 陈伊翔, 陈仁旭, 等. 2022. 汇聚板块边缘构造演化及其地质效应. *中国科学: 地球科学*, 52: 1213–1242
- André L, Abraham K, Hofmann A, et al. 2019. Early continental crust generated by reworking of basalts variably silicified by seawater. *Nat Geosci*, 12: 769–773
- Bédard J H. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochim Cosmochim Acta*, 70: 1188–1214
- Bédard J H. 2018. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geosci Front*, 9: 19–49
- Belousova E A, Kostitsyn Y A, Griffin W L, et al. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119: 457–466
- Bindeman I, Gurenko A, Sigmarsson O, et al. 2008. Oxygen isotope heterogeneity and disequilibria of olivine crystals in large volume Holocene basalts from Iceland: Evidence for magmatic digestion and erosion of Pleistocene hyaloclastites. *Geochim Cosmochim Acta*, 72: 4397–4420
- Campbell I H. 2003. Constraints on continental growth models from Nb/U ratios in the 3.5 Ga Barberton and other Archaean basalt-komatiite suites. *Am J Sci*, 303: 319–351
- Cawood P A, Hawkesworth C J, Pisarevsky S A, et al. 2018. Geological archive of the onset of plate tectonics. *Phil Trans R Soc A*, 376: 20170405
- Cawood P A, Chowdhury P, Mulder J A, et al. 2022. Secular evolution of continents and the Earth system. *Rev Geophys*, 60: e2022RG000789
- Condie K C. 1981. Archaean Greenstone Belts. Amsterdam: Elsevier. 34
- Condie K C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem Geol*, 104: 1–37
- Condie K C, Kröner A. 2013. The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. *Gondwana Res*, 23: 394–402
- Dan W, Li X H, Guo J, et al. 2012. Paleoproterozoic evolution of the eastern Alxa Block, westernmost North China: Evidence from in situ zircon U-Pb dating and Hf-O isotopes. *Gondwana Res*, 21: 838–864
- de Wit M J, de Ronde C, Hart R J, et al. 1992. Formation of an Archaean continent. *Nature*, 357: 553–562
- Deng H, Kusky T, Polat A, et al. 2018. Magmatic record of Neoproterozoic arc-polarity reversal from the Dengfeng segment of the Central Orogenic Belt, North China Craton. *Precambrian Res*, 326: 105–123
- Deng Z, Chaussidon M, Guitreau M, et al. 2019. An oceanic subduction origin for Archaean granitoids revealed by silicon isotopes. *Nat Geosci*, 12: 774–778
- Dhuime B, Hawkesworth C J, Cawood P A, et al. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, 335: 1334–1336
- Dhuime B, Hawkesworth C J, Delavault H, et al. 2017. Continental growth seen through the sedimentary record. *Sediment Geol*, 357: 16–32
- Diwu C R, Wang T, Zhao J. 2020. Persistence of partial melting in the southern North China Craton: Evidence from Paleoproterozoic migmatites of the Taihua Complex. *Precambrian Res*, 348: 105872
- Diwu C, Sun Y, Si B, et al. 2024. Archean continental crustal growth and reworking of the North China Craton: Constraints from zircon U Pb age and Hf isotopic composition. *Earth-Sci Rev*, 248: 104624
- Ganne J, Feng X. 2017. Primary magmas and mantle temperatures through time. *Geochim Geophys Geosyst*, 18: 872–888
- Gao L, Liu S W, Zhang B, et al. 2019. A ca. 2.8 Ga plume-induced intra-oceanic arc system in the eastern North China Craton. *Tectonics*, 38: 1694–1717
- Ge R F, Zhu W B, Wilde S A, et al. 2018. Remnants of Eoarchean continental crust derived from a subducted proto-arc. *Sci Adv*, 4: eaat3159
- Ge R F, Wilde S A, Zhu W B, et al. 2023. Earth's early continental crust formed from wet and oxidizing arc magmas. *Nature*, 623: 334–339
- Gerya T V, Stern R J, Baes M, et al. 2015. Plume-induced subduction initiation triggered plate tectonics on Earth. *Nature*, 527: 221–225
- Goodwin A M. 1996. Principles of Precambrian Geology. London: Academic Press. 327
- Guo M, Korenaga J. 2020. Argon constraints on the early growth of felsic continental crust. *Sci Adv*, 6: eaaz6234
- Hamilton W B. 2011. Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos*, 123: 1–20
- Hawkesworth C, Cawood P A, Dhuime B. 2019. Rates of generation and growth of the continental crust. *Geosci Front*, 10: 165–173
- Herzberg C, Condie K, Korenaga J. 2010. Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth Planet Sci Lett*, 292: 79–88
- Hickman A H. 2021. East Pilbara Craton: A record of one billion years in the growth of Archean continental crust. Geological Survey of Western Australia, Report 143, 187
- Hiess J, Bennett V C, Nutman A P, et al. 2009. In situ U-Pb, O and Hf isotopic compositions of zircon and olivine from Eoarchean rocks, West Greenland: New insights to making old crust. *Geochim Cosmochim Acta*, 73: 4489–4516
- Huang B, Johnson T E, Wilde S A, et al. 2022. Coexisting divergent and convergent plate boundary assemblages indicate plate tectonics in the Neoproterozoic. *Nat Commun*, 13: 6450
- Huang B, Kusky T M, Johnson T E, et al. 2020. Paired metamorphism in the Neoproterozoic: A record of accretionary-to-collisional orogenesis in the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 543: 116355
- Huang B, Kusky T, Fu D. 2025. Neoproterozoic accretionary and collisional tectonics in the southern North China Craton: Implications for crustal growth and plate tectonic styles. *Precambrian Res*, 420: 107730
- Huang X L, Niu Y L, Xu Y G, et al. 2010. Geochemistry of TTG and TTG-like gneisses from Lushan-Taihua complex in the southern North China Craton: Implications for late Archean crustal accretion. *Precambrian*

- Res, 182: 43–56
- Jahn B M, Auvray B, Cornichet J, et al. 1987. 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei province, China: Field occurrence, petrography, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry. *Precambrian Res*, 34: 311–346
- Jahn B M, Liu D Y, Wan Y S, et al. 2008. Archean crustal evolution of the Jiaodong Peninsula, China, as revealed by zircon SHRIMP geochronology, elemental and Nd-isotope geochemistry. *Am J Sci*, 308: 232–269
- Jiang K, Wang J P, Kusky T, et al. 2024. Genesis of Archean to Paleoproterozoic banded iron formations in the North China Craton: Geological and paleoenvironmental implications. *Earth-Sci Rev*, 250: 104710
- Jiang N, Guo J H, Zhai M G, et al. 2010. ~2.7 Ga crust growth in the North China Craton. *Precambrian Res*, 179: 37–49
- Kelemen P B, Yogodzinski G M, Scholl D W. 2003. Along-strike variation in the Aleutian island arc: Genesis of high Mg[#] andesite and implications for continental crust. *Geophys Monogr*, 138: 223–276
- Kelemen P B, Hanghoj K, Greene A R. 2014. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treat Geochem*, 3: 593–659
- King E M, Valley J W, Davis D W, et al. 1998. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite-greenstone belts of the Superior Province: Indicator of magmatic source. *Precambrian Res*, 92: 365–387
- Klimm K, Blundy J D, Green T H. 2008. Trace element partitioning and accessory phase saturation during H₂O-saturated melting of basalt with implications for subduction zone chemical fluxes. *J Petrol*, 49: 523–553
- Korenaga J. 2008. Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle. *Rev Geophys*, 46: RG2007
- Kröner A, Wilde S A, O'Brien P J, et al. 2005. Field relationships, geochemistry, zircon ages and evolution of a late Archean to Palaeoproterozoic lower crustal section in the Hengshan Terrain of Northern China. *Acta Geol Sin*, 79: 605–629
- Kusky T M, Li J H, Santosh M. 2007. The Paleoproterozoic North Hebei Orogen: North China Craton's collisional suture with the Columbia supercontinent. *Gondwana Res*, 12: 4–28
- Kusky T M, Windley B F, Polat A. 2018. Geological evidence for the operation of plate tectonics throughout the Archean: Records from Archean paleo-plate boundaries. *J Earth Sci*, 29: 1291–1303
- Kusky T, Wang J P, Wang L, et al. 2020. Mélanges through time: Life cycle of the world's largest Archean mélange compared with Mesozoic and Paleozoic subduction-accretion-collision mélanges. *Earth-Sci Rev*, 209: 103303
- Kusky T, Wang L, Robinson P T, et al. 2021. Ultra-high pressure inclusion in Archean ophiolitic podiform chromitite in mélange block suggests deep subduction on early Earth. *Precambrian Res*, 362: 106318
- Laurent O, Martin H, Moyen J F, et al. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205: 208–235
- Lei K, Zhang Q, Liu Y, et al. 2023. Heavy silicon and oxygen isotope signatures of TTGs formed in distinct tectonic settings. *Precambrian Res*, 397: 107202
- Li Z X, Zhang S B, Zheng Y F, et al. 2021. Crustal thickening and continental formation in the Neoproterozoic: Geochemical records by granitoids from the Taihua Complex in the North China Craton. *Precambrian Res*, 367: 106446
- Liou P, Guo J, Huang G, et al. 2017. 2.9 Ga magmatism in Eastern Hebei, North China Craton. *Precambrian Res*, 326: 6–23
- Liu C H, Zhao G C, Liu F L, et al. 2019. A Paleo- to Mesoproterozoic microcontinent entrained in the Jiao-Liao-Ji belt at the southeastern North China Craton: Evidence from the zircon record in the Bengbu area. *Geol Mag*, 156: 1565–1586
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, et al. 1992. Remnants of ≥3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology*, 20: 339–342
- Liu D Y, Wan Y S, Wu J S, et al. 2007. Eoarchean rocks and zircons in the North China Craton. In: Van Kranendonk M J, Smithies R H, Bennett V, eds. *Earth's Oldest Rocks*. Amsterdam: Springer. 251–273
- Liu J, Zhang J, Liu Z, et al. 2022. Origin of the ca. 3.1 Ga Luanjiajie rock assemblage in the northeastern margin of the North China Craton: New constraints on the Mesoproterozoic geodynamic regime. *Precambrian Res*, 376: 106697
- Liu J, Palin R M, Mitchell R N, et al. 2024. Archean multi-stage magmatic underplating drove formation of continental nuclei in the North China Craton. *Nat Commun*, 15: 6231
- Liu S W, Wang M, Wan Y, et al. 2017. A reworked ~3.45 Ga continental microblock of the North China Craton: Constraints from zircon U-Pb-Lu-Hf isotopic systematics of the Archean Beitai-Waitoushan migmatite-syenogranite complex. *Precambrian Res*, 303: 332–354
- Liu S W, Bao H, Sun G Z, et al. 2022. Archean crust-mantle geodynamic regimes: A review. *GeoSyst Geoenviron*, 1: 100063
- Liu T, Wei C J. 2018. Metamorphic evolution of Archean ultrahigh-temperature mafic granulites from the western margin of Qian'an gneiss dome, eastern Hebei Province, North China Craton: Insights into the Archean tectonic regime. *Precambrian Res*, 318: 170–187
- Liu T, Wei C J, Johnson T E. 2024. Archean UHT metamorphism with counterclockwise P-T path: Insights from pelitic granulites from East Hebei, North China Craton. *Gondwana Res*, 133: 108–128
- Lowe D R. 1994. Archean greenstone-related sedimentary rocks. In: Condie K C, ed. *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier. 121–169
- Ma Q, Xu Y G, Huang X L, et al. 2020. Eoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution in the North China Craton: Evidence from U-Pb and Hf-O isotopes of zircons from deep-crustal xenoliths. *Geochim Cosmochim Acta*, 278: 94–109
- Mao M X, Liou P, Du L L, et al. 2024. Petrogenesis of 2.7–2.65 Ga TTGs in the Wutai Complex: Constraints on the Neoproterozoic crustal evolution of the North China Craton. *Precambrian Res*, 400: 107245
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland; major and trace element geochemistry. *J Petrol*, 28: 921–953
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1–24
- Martin H, Moyen J F, Guitreau M, et al. 2014. Why Archean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, 198–199: 1–13
- McCoy-West A J, Chowdhury P, Burton K W, et al. 2019. Extensive crustal extraction in Earth's early history inferred from molybdenum isotopes. *Nat Geosci*, 12: 946–951
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. *Chem Geol*, 120: 223–253
- McKenzie D, Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J Petrol*, 29: 625–679
- Meng F, Tian Y, Kerr A C, et al. 2022. Neoproterozoic reworking of Mesoproterozoic and Paleoproterozoic crust (3.4–3.0 Ga) within the North China Craton: Constraints from zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes from the basement of the Bohai Bay Basin. *Precambrian Res*, 369: 106497
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *J Petrol*, 2: 277–311
- Moyen J F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*, 112: 556–574
- Moyen J F. 2011. The composite Archean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth. *Lithos*, 123: 21–36
- Moyen J F, van Hunen J. 2012. Short-term episodicity of Archean plate

- tectonics. *Geology*, 40: 451–454
- Moyen J F, Laurent O. 2018. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*, 302–303: 99–125
- Nebel O, Capitanio F A, Moyen J F, et al. 2018. When crust comes of age: On the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Phil Trans R Soc A*, 376: 20180103
- Ning W B, Kusky T, Wang J P, et al. 2020. From subduction initiation to arc-polarity reversal Life cycle of an Archaean subduction zone from the Zunhua ophiolitic mélange, North China Craton. *Precambrian Res*, 350: 105868
- Ning W, Kusky T, Wang L, et al. 2022. Archean eclogite-facies oceanic crust indicates modern-style plate tectonics. *Proc Natl Acad Sci USA*, 119: e2117529119
- Niu P F, Qu J F, Zhang J, et al. 2021. Precambrian tectonic affinity of the southern Langshan Area, northeastern margin of the Alxa Block: Evidence from zircon U-Pb dating and Lu-Hf isotopes. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 96: 1516–1533
- Niu P F, Qu J F, Zhang J, et al. 2023. Archean crustal evolution of the Alxa Block, Western North China Craton: Constraints from zircon U-Pb ages and the Hf isotopic composition. *Minerals*, 13: 685
- Nutman A P, Wan Y S, Du L L, et al. 2011. Multistage late Neoproterozoic crustal evolution of the North China Craton, eastern Hebei. *Precambrian Res*, 189: 43–65
- O'Neill C, Turner S, Rushmer T. 2018. The inception of plate tectonics: A record of failure. *Phil Trans R Soc A*, 376: 20170414
- Palin R M, Santosh M, Cao W, et al. 2020. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Sci Rev*, 207: 103172
- Pearce J A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archaean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14–48
- Pearce J A, Reagan M K. 2019. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics. *Geosphere*, 15: 1008–1037
- Plank T, Kelley K A, Zimmer M M, et al. 2013. Why do mafic arc magmas contain ~4 wt% water on average? *Earth Planet Sci Lett*, 364: 168–179
- Polat A. 2009. The geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2700 Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada: Implications for petrogenetic and geodynamic processes. *Precambrian Res*, 168: 83–105
- Polat A, Li J, Fryer B, et al. 2006. Geochemical characteristics of the Neoproterozoic (2800–2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence for plume-craton interaction. *Chem Geol*, 230: 60–87
- Proust G, Scaillet B, Pichavant M, et al. 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410: 197–200
- Rong Y W, Zhu W B, Wang X, et al. 2025. Paleoproterozoic orogenic event in the western North China Craton: Insights from zircon U-Pb-Lu-Hf isotopes and geochemistry of meta-supracrustal rocks in the Beidashan complex, Alxa block. *Precambrian Res*, 419: 107728
- Rosas J C, Korenaga J. 2018. Rapid crustal growth and efficient crustal recycling in the early Earth: Implications for Hadean and Archaean geodynamics. *Earth Planet Sci Lett*, 494: 42–49
- Shirey S B, Richardson S H. 2011. Start of the Wilson cycle at 3 Ga shown by diamonds from subcontinental mantle. *Science*, 333: 434–436
- Smithies R H, Champion D C, Sun S S. 2004. The case for Archaean boninites. *Contrib Miner Petrol*, 147: 705–721
- Smithies R H, Ivanic T J, Lowrey J R, et al. 2018. Two distinct origins for Archaean greenstone belts. *Earth Planet Sci Lett*, 487: 106–116
- Smithies R H, Lu Y, Kirkland C L, et al. 2021. Oxygen isotopes trace the origins of Earth's earliest continental crust. *Nature*, 592: 70–75
- Song B, Nutman A, Liu D, et al. 1996. 3800 to 2500 Ma crustal evolution in the Anshan area of Liaoning Province, northeastern China. *Precambrian Res*, 78: 79–94
- Spencer C J, Roberts N M W, Santosh M. 2017. Growth, destruction, and preservation of Earth's continental crust. *Earth-Sci Rev*, 172: 87–106
- Straub S M, Zellmer G F, Gómez-Tuena A, et al. 2014. A genetic link between silicic slab components and calc-alkaline arc volcanism in Central Mexico. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 385: 31–64
- Sun G Z, Liu S W, Cawood P A, et al. 2021. Thermal state and evolving geodynamic regimes of the Meso- to Neoproterozoic North China Craton. *Nat Commun*, 12: 3888
- Sun G, Hu Y L, Liu S W, et al. 2023. Featured Neoproterozoic granitoid association in the central North China Craton: An indicator of warm plate subduction. *GSA Bull*, 135: 295–309
- Tang M, Chen K, Rudnick R L. 2016. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. *Science*, 351: 372–375
- Turner S, Wilde S, Wörner G, et al. 2020. An andesitic source for Jack Hills zircon supports onset of plate tectonics in the Hadean. *Nat Commun*, 11: 1241
- Valley J W, Kinny P D, Schulze D J, et al. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope variability among mantle melts. *Contrib Miner Petrol*, 133: 1–11
- Valley J W, Lackey J S, Cavosie A J, et al. 2005. 4.4 billion years of crustal maturation: Oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contrib Miner Petrol*, 150: 561–580
- van Hunen J, van den Berg A P. 2008. Plate tectonics on the early Earth: Limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere. *Lithos*, 103: 217–235
- Wan Y S, Liu D Y, Song B, et al. 2005. Geochemical and Nd isotopic compositions of 3.8 Ga meta-quartz dioritic and trondhjemitic rocks from the Anshan area and their geological significance. *J Asian Earth Sci*, 24: 563–575
- Wan Y S, Liu D Y, Wang S J, et al. 2011. Juvenile magmatism and crustal recycling at the end of the Neoproterozoic in Western Shandong Province, North China Craton: Evidence from SHRIMP zircon dating. *Am J Sci*, 310: 1503–1552
- Wan Y S, Xie H Q, Dong C Y, et al. 2019. Hadean to paleoproterozoic rocks and zircons in China. In: Van Kranendonk M J, Bennett V C, Hoffmann J E, eds. *Earth's Oldest Rocks*. Amsterdam: Elsevier. 293–327
- Wan Y S, Xie H Q, Wang H C, et al. 2021. Discovery of ~3.8 Ga TTG rocks in eastern Hebei, North China Craton. *Acta Geol Sin*, 95: 1321–1333
- Wan Y, Xie S, Yang C, et al. 2014. Early Neoproterozoic (~2.7 Ga) tectono-thermal events in the North China Craton: A synthesis. *Precambrian Res*, 247: 45–63
- Wang C, Song S, Wei C, et al. 2019. Palaeoproterozoic deep mantle heterogeneity recorded by enriched plume remnants. *Nat Geosci*, 12: 672–678
- Wang J P, Kusky T M, Polat A, et al. 2013. A Late Archaean tectonic mélange in the Central Orogenic Belt, North China Craton. *Tectonophysics*, 608: 929–946
- Wang J P, Kusky T M, Wang L, et al. 2015. A Neoproterozoic subduction polarity reversal event in the North China Craton. *Lithos*, 220–223: 133–146
- Wang J P, Kusky T M, Wang L, et al. 2017. Structural relationships along a Neoproterozoic arc-continent collision zone, North China Craton. *GSA Bull*, 129: 59–75
- Wang J P, Li X W, Ning W B, et al. 2019. Geology of a Neoproterozoic suture: Evidence from the Zunhua ophiolitic mélange of the Eastern Hebei Province, North China Craton. *GSA Bull*, 131: 1943–1964
- Wang J P, Jiao Y Z, Jiang K, et al. 2023. Two Paleoproterozoic tectono-thermal events in the Central Orogenic belt, North China Craton, determined from EPMA Th-U-Pb monazite geochronology of the Zhanhuang massif. *Terra Nova*, 35: 552–569
- Wang W, Yang E X, Zhai M G, et al. 2013. Geochemistry of ~2.7 Ga basalts

- from Taishan area: Constraints on the evolution of early Neoproterozoic granite-greenstone belt in western Shandong Province, China. *Precambrian Res*, 224: 94–109
- Wang W, Liu S W, Santosh M, et al. 2015. Neoproterozoic intra-oceanic arc system in the Western Liaoning Province: Implications for Early Precambrian crustal evolution in the Eastern Block of the North China Craton. *Earth-Sci Rev*, 150: 329–364
- Wang W, Cawood P A, Liu S, et al. 2017. Cyclic formation and stabilization of Archean lithosphere by accretionary orogenesis: Constraints from TTG and potassic granitoids, North China Craton. *Tectonics*, 36: 1724–1742
- Wang W, Liu S, Cawood P A, et al. 2024. Early Neoproterozoic alternation of plate subduction and deep mantle upwelling. *Precambrian Res*, 402: 107303
- Wang X, Huang X L, Yang F. 2019. Revisiting the Lushan-Taihua Complex: New perspectives on the Late Mesoproterozoic-Early Neoproterozoic crustal evolution of the southern North China Craton. *Precambrian Res*, 325: 132–149
- Wang X, Zhu W B, Zheng Y F. 2022. Geochemical constraints on the nature of Late Archean basaltic-andesitic magmatism in the North China Craton. *Earth-Sci Rev*, 230: 104065
- Wang X, Ge R F, Zheng Y F, et al. 2024a. Successful subduction of oceanic plate after failed attempts in the Late Archean: Petrological and geochemical constraints. *Earth Planet Sci Lett*, 644: 118944
- Wang X, Zhang J, Liu J, et al. 2024b. Geochemistry and geochronology of the TTG-sanukitoid suite in the Zhulagou area: Constraints on the Neoproterozoic crustal evolution of the western North China Craton. *Lithos*, 478–479: 107636
- Wang X, Liu J, Zhou H, et al. 2025. Petrogenesis and tectonic setting of Neoproterozoic K-rich granitoids in the Zhulagou area: Implications for the crustal maturation of Yinshan Block, western North China Craton. *GeoSyst Geoenviron*, 4: 100384
- Weller O M, Copley A, Miller W G R, et al. 2019. The relationship between mantle potential temperature and oceanic lithosphere buoyancy. *Earth Planet Sci Lett*, 518: 86–99
- Wicander R, Monroe J S. 2016. *Historical Geology—Evolution of Earth and Life through Time*. Boston: Cengage Learning. 450
- Windley B F, Kusky T, Polat A. 2021. Onset of plate tectonics by the Eoarchean. *Precambrian Res*, 352: 105980
- Wu F Y, Zhao G C, Wilde S A, et al. 2005. Nd isotopic constraints on crustal formation in the North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 24: 523–545
- Wu M L, Zhao G C, Sun M, et al. 2014. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes of major lithologies from the Jiaodong Terrane: Implications for the crustal evolution of the Eastern Block of the North China Craton. *Lithos*, 190–191: 71–84
- Wyman D A, Kerrich R, Polat A. 2002. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: Plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex. *Precambrian Res*, 115: 37–62
- Xiong D Y, Wang X L, Li W, et al. 2025. Potassium isotope evidence for origin of Archean TTG rocks from seawater-hydrothermally altered oceanic crust. *Geochem Geophys Geosyst*, 26: e2024GC011892
- Xu N Q, Zhao G C, Zhang H C G, et al. 2022. Metamorphic P-T paths and zircon U-Pb ages of the intermediate to felsic granulites from the Jianping Complex, the North China Craton: Implications for the Neoproterozoic tectonic regime. *Lithos*, 424–425: 106754
- Xu Y K, Hu Y, Chen X Y, et al. 2019. Potassium isotopic compositions of international geological reference materials. *Chem Geol*, 513: 101–107
- Yang Z Z, Wei C J, Wang B, et al. 2025. Identification of Neoproterozoic UHT (ultrahigh-temperature) metamorphism from intermediate migmatitic granulites in the Yinshan Block, North China Craton. *J Metamorph Geol*, 43: 591–612
- Yao J C, Wang W, Gao L, et al. 2023. Initiation of Mesoproterozoic nascent subduction zone in the North China Craton. *GSA Bull*, 136: 949–963
- Zhai M G. 2004. Precambrian geological events in the North China Craton. In: Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R, et al., eds. *Tectonic Evolution of China*, vol. 226. Geological Society of London Special Publication. 57–72
- Zhai M G, Santosh M. 2011. The early Precambrian odyssey of the North China Craton: A synoptic overview. *Gondwana Res*, 20: 6–25
- Zhai M G, Peng P. 2020. Origin of early continents and beginning of plate tectonics. *Sci Bull*, 65: 970–973
- Zhai M G, Zhao L, Zhu X Y, et al. 2021. Late Neoproterozoic magmatic-metamorphic event and crustal stabilization in the North China Craton. *Am J Sci*, 321: 206–234
- Zhang J X, Gong J H, Yu S Y, et al. 2013. Neoproterozoic-Paleoproterozoic multiple tectonothermal events in the western Alxa block, North China Craton and their geological implication: Evidence from zircon U-Pb ages and Hf isotopic composition. *Precambrian Res*, 235: 36–57
- Zhang S B, Tang J, Zheng Y F. 2014. Contrasting Lu-Hf isotopes in zircon from Precambrian metamorphic rocks in the Jiaodong Peninsula: Constraints on the tectonic suture between North China and South China. *Precambrian Res*, 245: 29–50
- Zhang S B, Zhang L, Yao X Y, et al. 2025. Formation of early continental crust by remelting of hydrothermally altered oceanic crust: Evidence from potassium and oxygen isotopes. *Chem Geol*, 690: 122888
- Zhao C, Zhang J, Zhao G C, et al. 2022. Kinematics and structural evolution of the Anziling dome-and-keel architecture in east China: Evidence of Neoproterozoic vertical tectonism in the North China Craton. *GSA Bull*, 134: 2115–2129
- Zhao G C, Zhai M G. 2013. Lithotectonic elements of Precambrian basement in the North China Craton: Review and tectonic implications. *Gondwana Res*, 23: 1207–1240
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res*, 107: 45–73
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. *Precambrian Res*, 136: 177–202
- Zheng J, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. 2004. 3.6 Ga lower crust in central China: New evidence on the assembly of the North China Craton. *Geology*, 32: 229–232
- Zheng Y F, Zhao G C. 2020. Two styles of plate tectonics in Earth's history. *Sci Bull*, 65: 329–334
- Zhong Y T, Kusky T M, Wang L. 2022. Giant sheath-folded nappe stack demonstrates extreme subhorizontal shear strain in an Archean orogen. *Geology*, 50: 577–582
- Zhou Y Y, Zhao T P, Zhai M G, et al. 2014. Petrogenesis of the Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and granites in the Lushan area, southern margin of the North China Craton: Implications for crustal accretion and transformation. *Precambrian Res*, 255: 514–537
- Zimmer M M, Plank T, Hauri E H, et al. 2010. The role of water in generating the calc-alkaline trend: New volatile data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index. *J Petrol*, 51: 2411–2444

(责任编辑: 郑永飞)