

# 地质历史中板块构造启动时间

赵振华

(中国科学院 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640)

**摘要:** 地质历史中板块构造是何时开始启动的长期存在着激烈的争论, 最极端的一是认为板块构造在新元古代的 800 Ma 前开始, 二是在冥古宙 4.3 Ga 就已启动, 多数学者认为在太古宙未开始启动。确定板块构造启动时间主要依据以下几方面: (1) 地球动力学特点, 如地幔的热状态以及粘塑性地幔对流模拟表明, 板块构造可能是在地球热和冷停滞状态之间演化的一个相。在太古宙较热的地球中, 板片强度低, 板片的频繁断离阻止了形成类似现代样式的长期俯冲体系, 太古宙的板块构造是短期的、阵发性的; (2) 代表俯冲的标志的蛇绿岩、蓝片岩和超高压(UHP)变质地体; (3) 具有弧特征的岩石组合, 如拉斑玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩及英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩(TTG)岩套; (4) 增生楔中混杂岩和大洋板块地层、前陆盆地、大陆裂谷、双变质带、造山带; (5) 与俯冲带关系密切的造山型 Au 矿、斑岩 Cu 矿和浅成热液矿床、火山岩型块状硫化物矿床(VHMS), 它们最早出现的年龄一致在 3.5~3.1 Ga, 指示了板块构造的开始; (6) 世界不同地区大陆的 Ni/Co、Cr/Zn 比值随沉积年龄变年轻而降低, 陆壳从 3.0 Ga 前的镁铁质转变为 2.5 Ga 时的长英质, 表明全球板块构造的启动应在 3.0 Ga 的古中太古代; (7) 冥古宙锆石、太古宙金刚石中矿物包裹体及 Hf、O、C、N 同位素组成研究表明, 冥古宙地球表面存在类似板块汇聚边缘, 太古宙含有大陆沉积物的海洋岩石圈俯冲进入地幔。

**关键词:** 板块构造; 岩石构造组合; 锆石与金刚石矿物包裹体; 沉积岩 Ni/Co 和 Cr/Zn 比值

**中图分类号:** P547; P59 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2017)01-0001-022

地球是唯一存在着板块构造的行星, 地球为何发育板块构造以及板块构造启动的时间和机制等问题目前还存在着很大的争议, 是地球科学中几个悬而未决的重大问题之一。美国国家研究理事会(National Research Council)于 2008 年 3 月发布了其历时数年完成的《地球的起源和演化: 变化行星的研究问题》(Origin and Evolution of Earth: Research Questions for a Changing Planet)研究报告, 确定了地质学和行星科学(也称为“固体地球科学”)的 10 个重大科学研究问题, 其中第五个问题即为“地球的板块构造与大陆”(郑军卫等, 2008)。板块构造理论是近代地球科学理论取得的革命性进展。从德国科学家魏格纳(Wegener)1912 年提出大陆漂移假说, 约半个

世纪后, 美国海洋地质学家赫斯(Hess, 1960, 1962)和海洋地球物理学家迪茨(Dietz, 1961)几乎同时提出海底扩张说, 到 1965 年加拿大地球物理学家威尔逊(Wilson, 1965)最早使用“板块”一词, 1967~1968 年, 美国地球物理学家摩根(Morgan, 1968)、英国地球物理学家麦肯齐、帕克(McKenzie and Parker, 1967)和法国科学家皮雄(Pichon, 1968)相继论述了岩石圈板块构造运动, 确立了板块构造综合模型(路甬祥, 2013)。根据板块学说, 全球地壳可划分为六大板块(Pichon, 1968): 太平洋板块、欧亚板块、非洲板块、美洲板块、印度洋板块(包括澳大利亚)和南极洲板块。有的将其划分为十二个板块: 太平洋板块、可可板块、纳兹卡板块、欧亚板块、菲律宾海板块、

非洲板块、阿拉伯板块、北美板块、南美板块、加勒比板块、印度洋板块(包括澳大利亚)、南极洲板块。中生代以前地球表面存在一个超大陆,称为泛大陆(Pangea),它是由现南半球主要陆块组成的冈瓦纳古陆(Gondwana)和北半球主要陆块组成的劳亚古陆(Laurasia)于 300~250 Ma 左右(二叠纪)拼合而成。20 世纪 80 年代以来,将 1.0 Ga 前具全球规模的格林威尔造山事件相关的中元古代末至新元古代初(1.25~0.98 Ga)存在的大陆称为罗迪尼亚(Rodinia)超大陆,它在新元古代晚期逐渐裂解。而将罗迪尼亚超大陆之前的(2.1~1.8 Ga)超大陆命名为哥伦比亚(Columbia)超大陆(Roges and Santosh, 2002),或 Nuna 超大陆(Hoffman, 1989)。一些学者提出存在比哥伦比亚或 Nuna 更老的太古宙超大陆(赵国春, 2013),如 2.7 Ga 前的 Kenorland 超大陆(Apler and Chiarenzelli, 1998), 3.0 Ga 前形成的 Ur 超大陆(Roges, 1996), 3.6 Ga 前形成的 Vaalbara 超大陆(Zeger et al., 2002)。这些前哥伦比亚超大陆的存在有很大的推测性。很显然,地球演化历史中不同时期超大陆的确定,核心证据是全球规模的碰撞造山事件,或者说当时是否存在板块构造,这最终涉及到地球的板块构造运动何时启动。

在约 4.5 Ga 的地质历史中,板块构造是何时开始启动的一直存在着激烈的争论,不同学者对此问题的认识有很大差异。2006 年 6 月,在美国怀俄明 Lader 召开了以“When did the plate tectonic start”为主题的彭罗斯会议(Penrose Conference)。表 1 是对该问题不同认识的综合(Arndt, 2014)和补充。不难看出,在地质历史中,板块构造启动时间从约 800 Ma 到约 4.3 Ga 的很长时间范围,多数学者认为板块构造在太古宙末开始启动,而另一些学者则坚持认为其启动时间要远远晚于太古宙。最近, Kaczmarek et al. (2016)认为在始太古代(4.0~3.6 Ga)就存在板块俯冲; Plot (2012), Dhuime et al. (2012), Naeraa et al.

(2012)和 Tang et al. (2016)将板块构造启动时间放在大约或早于 3.0 Ga, Griffin et al. (2014)则将时间放在 3.3~3.5 Ga。综合这些不同认识,最极端的是两类,一是认为板块构造在新元古代的 800 Ma 前才启动(Stern, 2005, 2008, 2013; Hamilton, 2008, 2013);二是板块构造早在冥古宙 4.3 Ga(Harrison et al., 2008; Turner et al., 2014)就已启动。

板块构造的本质决定了确定地球上板块构造何时启动是困难的。因为,板块构造不断地使地球表面变年轻(时间尺度为亿年),它常常抹去了板块构造启动的证据。一些学者认为,由于太古宙与现代的诸多不同,由研究现代地质现象得出的规律可能不适合推广到太古宙去(张旗和翟明国, 2012)。这些争论的基础主要涉及板块运动的标志是什么,必须提供相关的板块俯冲以及用其他独立方法得到的板块移动和旋转等方面的证据。我们必须深刻了解不同时期的地球动力学背景,依靠漂浮的大陆中保存的板块构造副产品,如特殊岩石组合、地球化学及地球动力学等特征鉴别古板块构造。下面重点介绍不同学者在这些方面的研究成果和认识。

## 1 地球动力学特点

### 1.1 地幔的热状态与板块模拟

在理论上,太古宙地幔对于形成俯冲的大洋岩石圈是否太热了?(或太湿?或太干? Arndt, 2014),或是由于大陆地壳尚未发育成熟,岩石圈的刚度不够,不可能出现板块活动。板块运动的推动力来源于地幔对流,而地幔对流的动力主要来自于冷的、致密的岩石圈下沉、俯冲。地球的现代构造形式可称为“俯冲构造”(subduction tectonics)(Stern, 2004);而在前寒武纪,俯冲或板块构造是幕式的(O'Neill et al., 2007; Stern, 2008)。太热的地球会使地幔岩石圈加厚更慢,难以满足发生俯冲所需的密度反转。

表 1 地质历史中板块构造开始时间  
Table 1 Timing of the start of plate tectonics

时间	文献来源
ca. 800 Ma	Stern, 2005, 2008, 2013; Hamilton, 2008, 2011
1.8~2.7 Ga	Bedard, 2006; Brown, 2007; Rollinson, 2010; Keller and Schoene, 2012
ca. 2.7 Ga	Korenaga, 2006; Davies, 2007; O'Neill et al., 2007; Condie and Kroner, 2008; Van Hunen and Moyem, 2012
3.0 Ga	Condie and Benn, 2006; Cawwood et al., 2006; Pearce et al., 2008; Richard and Shirey, 2008; Dhuime et al., 2012; Naeraa et al., 2012; Polat, 2012; Tang et al., 2016
3.3~3.5 Ga	Zegers and van Keken, 2001; Moyen et al., 2006; Smithies et al., 2007; van Kranendonk, 2007; Griffin et al., 2014; Smart et al., 2016
3.8 Ga; 3.9 Ga	Shirey et al., 2008; Arndt, 2014; Kaczmarek et al., 2016
4.3 Ga	Harrison et al., 2008; Hopkins et al., 2010; Turner et al., 2014

因此, 只有地球冷却到足以使岩石圈垮塌到软流圈下面, 板块构造才会开始。俯冲和板块构造要求地球散热。板块构造是地球内部热量散失的主要机制。俯冲带热结构受五种变量控制: 汇聚速度、俯冲板片热结构(与俯冲板片年龄有关)、俯冲板片几何学、剪切生热率和地幔楔中流动的强度和几何学(Peacock, 2003)。

硅酸盐行星有三种散热模型: 岩浆海、板块构造和停滞盖层(stagnant lid)(Sleep, 2000)。Davies (1992)认为, 一直到 1.0 Ga 前, 地球还没有冷却到足以使岩石圈发生俯冲。检验上述有关板块构造驱动力的认识应来自地质记录。

Van Thienen et al. (2004)认为板块构造很大程度受大洋岩石圈浮力分布的控制, 而板块的浮力与岩石圈的年龄有关, 也与由洋中脊下面压力释放发生部分熔融所产生的成分分层有关。这个过程对上述地球长期冷却过程中的温度和压力的强烈变化很灵敏, 因此, 地幔温度影响了熔体产物的成分、密度和岩石圈厚度。Thienen et al. (2004)模拟结果表明, 板块构造运行的关键因素——海洋岩石圈的负浮力(negative buoyancy)起始时间小于几百个百万年(在 500 Ma 内), 地幔的潜在温度低于 1500 K, 这在新太古代具有代表性。在地质历史中, 地幔潜在温度(mantle potential temperature- $T_p$ , 是指软流圈地幔温度沿绝热温度梯度在地表的投影, 它比较不同对流地幔域温度差别的有效参考标准)从 2.5~3.5 Ga 时的 1500~1600 K 降低到现代的 1300 K 左右(Palin and White, 2016)。地幔的水含量对板块构造的产生也有影响。O'Neill et al. (2007)根据统计稳态模拟结果并结合地质证据认为, 当地球(包括行星)演化时, 它可能转变成一系列构造体制, 从早期的热的停滞的端员演化成衰老过程的冷的停滞态, 在这之间, 经历幕式倒转或板块构造机制。

Moore and Webb (2013)提出了有关早期地球热传导、热状态动力学演化与板块关系的热管(heat-pipe)模型。模型中的热和物质由于浮力从岩石圈底部通过热管传导到表面(图 1), 当这些热管成为地球热传导的主要机制时, 它对岩石圈的效应是惊人的、深远的。图 1 中从顶部到底部内部加热和表面热量均增加十倍。内部加热产物引起地幔温度略有增加, 冷盖层厚度显著增加。由于沉积在表面, 火山物质埋藏了冷流而形成了一个厚冷的岩石圈, 产生了一下沉物质的“传送带”, 这些物质将冷的表面温度平流到更深部(图 1 中小图)。

图 2 模型模拟了在热管模型外时热传导转变的鉴别, 用屈服应力(yield stress)模拟岩石圈的有限应力热源(图中红线)的降低引起的转变, 火山热流逐渐降低(蓝绿线), 当火山热流比传导热流小时, 板块被破坏, 整个岩石圈在突然反转中被替代, 但在三维情况下, 岩石圈仅是部分反转。岩石圈反转后, 火山作用快速降低(蓝绿线)。模拟指出, 使平流的表面物质向下运动的频繁火山喷发形成了冷、厚的岩

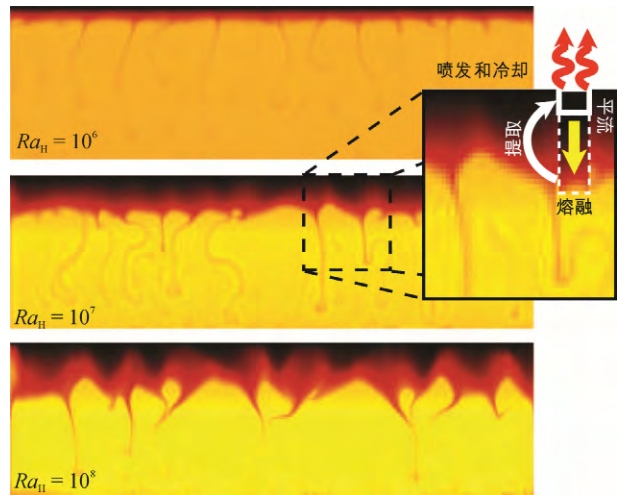
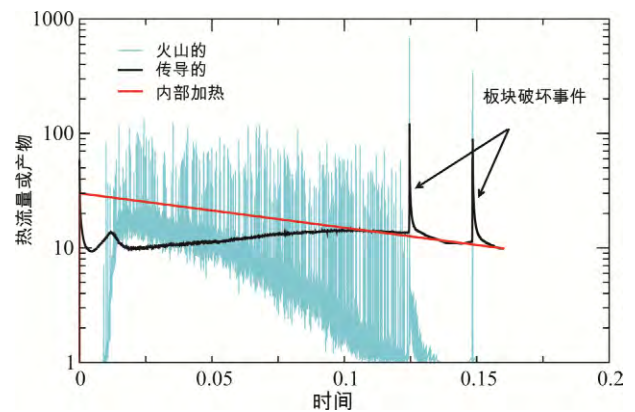


图 1 地幔二维对流模型的温度场简图(据 Moore and Webb, 2013)

Fig.1 Snapshots of the temperature field for two-dimensional models of mantle convection



随着深度增加, 产生的热转变为等量的热表面流量; 时间是无量纲的, 用热扩散时间尺度给出。板块破坏事件的时间在 0.125 和 0.15。

图 2 在有限屈服应力模型中内加热产物、表面传导热及火山热传输与热扩散时间关系(据 Moore and Webb, 2013)

Fig.2 Internal heat production, surface conductive heat transport and surface volcanic heat transport as functions of time in a model with a finite yield stress

石圈, 热流随着时间而降低, 进而导致了突然向板块构造的转变。这表明, 从热管模型到板块构造的转变是快速开启的, 这与保持完好的南非巴布顿 (~3.65 Ga)、澳大利亚皮尔巴拉 (~3.55 Ga) 绿岩带记录特点完全一致, 即深源、火山岩熔体比例高, 火山岩与水及表面沉积产物发生过反应。在板块启动后, 热管模型中火山作用迅速降低。

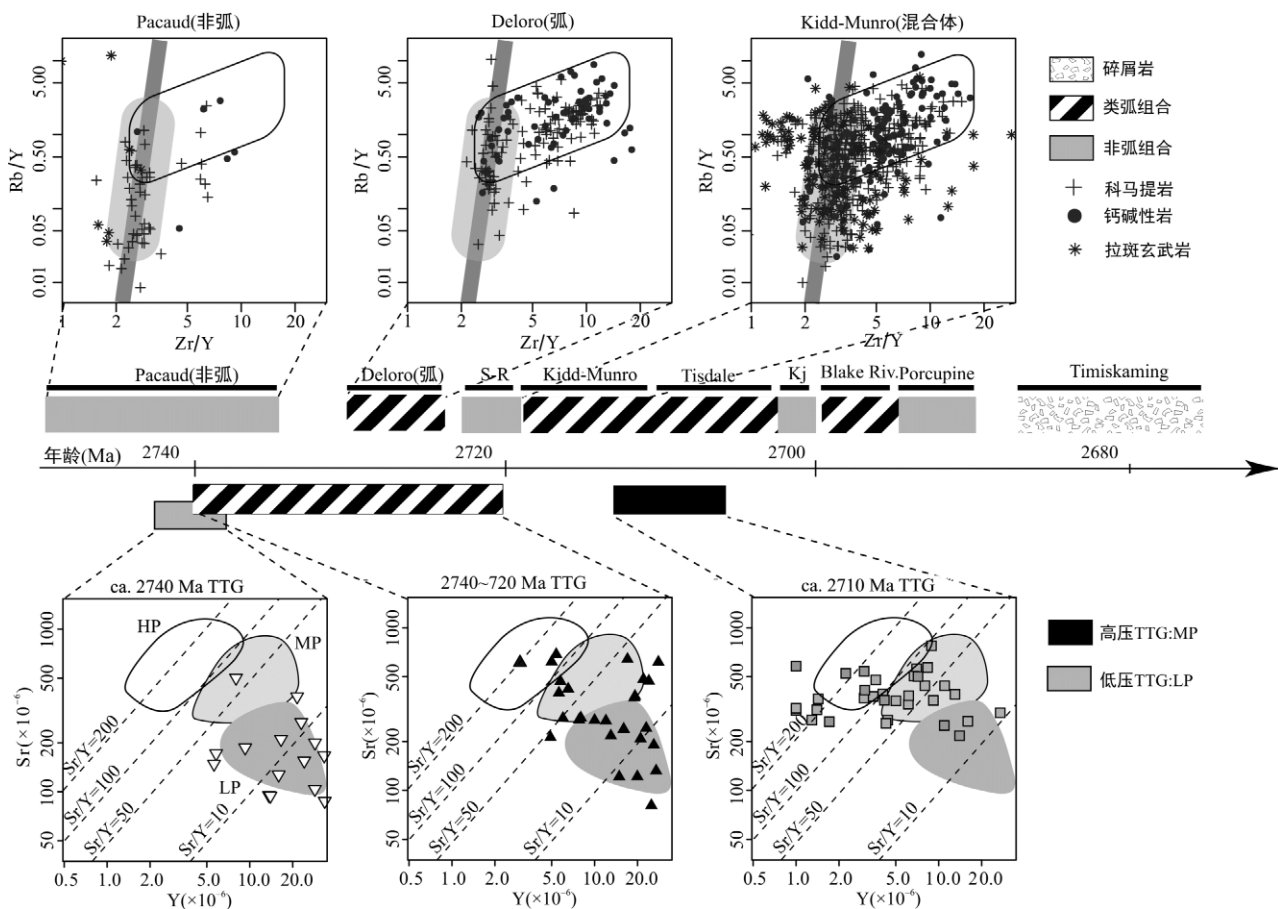
最近, O'Neill et al. (2016) 根据粘塑性对流模拟, 进一步提出地球(行星)演化过程中热的地幔会出现岩浆海演化相, 可形成一热的、停滞盖层体制 (hot stagnant-lid)。同时, 较冷的后岩浆弧海地幔是在一板块构造体制中开始。因此, 板块构造可能是在地球(行星)热和冷停滞状态之间演化的一个相 (phase)。

## 1.2 太古宙板块构造是短期的、阵发性的

在太古宙较热的地球中, 板片强度低, 板片的频繁断裂事件阻止了形成类似现代样式的长期俯冲

体系, 但形成了在一典型的几个百万年尺度上的、频繁停止和重新开始的俯冲过程, 即弧与非弧型火山作用在一类似的时间尺度频繁交替, 这种结果与地球化学观察相一致。当地幔温度减退时, 短周期的原始俯冲随时间演变成长期的、更成功的板块构造样式 (Moyen and Hunen, 2012)。

在加拿大 Superior 省的西 Abitibi, 一些岩石地层“集合体”和相伴的侵入体杂岩具有明显不同年龄 (2750~2670 Ma 之间), 它们显示了不同的地球化学亲和性 (图 3): 一种是亲“弧”, 为钙碱性组合; 另一种是亲地幔柱, 为科马提岩和拉斑玄武岩; 或者是对这两种类型岩石都显示亲和性的双峰式。早于 2740 Ma 的低压 TTG 是由大洋高原底部熔融形成, 与 Pacaud 地幔柱组合同时; 相反, 2710 Ma 为英云闪长岩, 显示清晰的深部特征; 2720~2740 Ma 为正片麻岩, 具有明显的不均一特征, 至少一部分正片麻岩显示深部特征。因此, 根据西 Abitibi 的侵入体和



图中弧与非弧事件由 Abitibi 镁铁质岩石 ( $\text{SiO}_2 < 62\%$ ) 和相伴的 TTG 侵入体地球化学分析测试确定。划分弧与非弧的标志是: 在微量元素图解中的位置; 是否出现科马提岩; 是否存在中性到酸性钙碱性熔岩。

图 3 加拿大 Superior 省的西 Abitibi 太古宙弧与非弧事件的交替 (据 Moyen and Hunen, 2012)

Fig.3 The succession of “arc” and “non-arc” events in the Western Abitibi, Canada

火山的地球化学记录, 似乎是发生了三到四个不连续的短期事件(5~10 Ma)并叠加在似地幔柱活动背景上(Moyen and Hunen, 2012)。在澳大利亚古太古代的东 Pilbara 和南非巴布顿带也显示了类似的型式, 主要为地幔柱序列中夹层的稀少长英质夹层可作为间隔为 10 Ma 俯冲的证据。澳大利亚西 Pilbara 盆地中的中太古代玻安岩组合和富 LREE 的玄武岩相当于短期, 最长不超过 20 Ma。类似的周期性也在津巴布韦克拉通观察到, 在 2740~2620 Ma 期间有四个短期弧事件(间隔 ca. 20 Ma)。

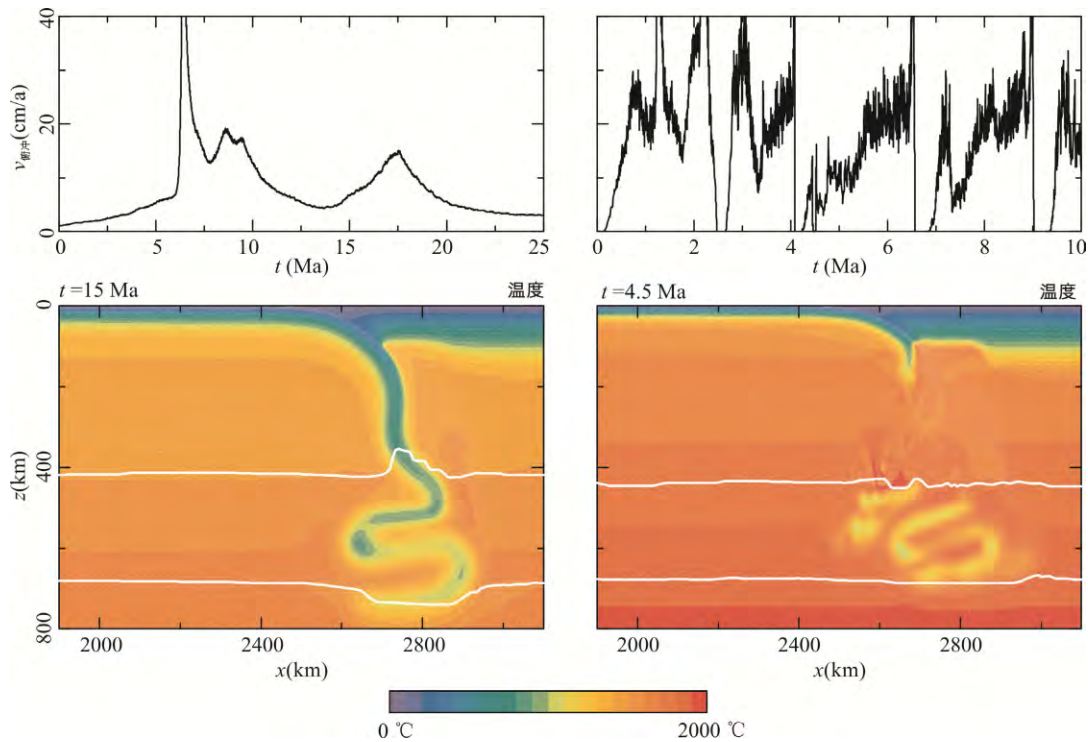
相反, 在显生宙(和新元古代), 俯冲事件间隔较长, 在一增生造山带中, 俯冲的延续时间一般为 100 Ma 数量级。与岛弧有关的单一岩浆作用的脉动, 如钙碱性岩基一般在 20~40 Ma。这比上述 Moyen and Hunen (2012)确定的太古宙俯冲事件间隔大 5 倍。

因此, 与现代相比, 太古宙俯冲事件是唯一的、短期的。太古宙的板块构造是短期的、阵发性的(Moyen and Hunen, 2012)。

### 1.3 太古宙与现代俯冲样式不同的原因

造成太古宙与现代俯冲样式不同的初始原因是地球热机制的改变。太古宙地幔比现代地幔热, 并

以~100 K/Ga 的速度冷却, 这可由玄武质熔岩的液相线温度和 MgO 含量随时间的变化得到证据(Abbott et al., 1994; Herzberg et al., 2010)。地幔温度的降低使地幔更广泛地部分熔融和板块强度降低, 更广泛的部分熔融形成了更多的洋壳, 地幔温度每增加 200~300 K, 可产生 15~23 km 厚的地壳(van Thienen et al., 2004)。在地表, 地壳物质密度明显低于地幔, 这就增加了海洋岩石圈的浮力。由于现代板块构造最初是由俯冲板块的反向浮力驱动的, 因此, 太古宙的板块就难以俯冲, 虽然玄武岩的榴辉岩化也可促进俯冲。地幔岩石温度每增加 100 K, 其脆弱性就增加一个数量级, 板块脆弱性幅度也很可能增加 2~3 个数量级。Moyen and Hunen (2012)根据太古宙俯冲的这些特点进行了数值模拟计算(从现代的地幔温度增加 300 K), 图 4 中将显生宙与地幔温度高于显生宙 200 K 的太古宙背景的俯冲过程进行了对比。图左为显生宙模型, 用现代地幔潜在温度、洋壳厚度为 7 km, 解释了典型汇聚速率为 5~10 cm/a 的连续俯冲, 代表了现代的俯冲; 图右为地幔温度高于显生宙 200 K 的太古宙背景, 洋壳厚度为 15 km, 造成板片频繁与尾随板块脱离, 而后沉入过渡带,



左图: 上部为俯冲速度, 下部为现代地幔潜在温度和 7 km 厚洋壳, 解释了清晰、连续俯冲的板片; 右图: 太古宙地幔温度增加 200 K 的 15 km 厚洋壳, 常发生的板片脱离事件, 薄弱的板片产生了间歇的俯冲。

图 4 俯冲动力学随时间变化的数值模拟计算(据 Moyen and Hunen, 2012)

Fig.4 Numerical model calculations for subduction dynamics through time



俯冲是间歇式的。俯冲行为的这种变化源于下述因素：厚的洋壳在漂浮的近地表的地壳与深部致密的(榴辉岩质)地壳之间产生了较大的张力；俯冲平均速度较快，大洋板块较年轻，因而当其到达海沟时变薄和较脆弱；脆弱的地幔导致了更强力的岩石圈下面小规模的对流，随后岩石圈减薄；厚的、原本脆弱的大洋地壳降低了俯冲板块的整体强度；脆弱的地幔对下沉板片的支撑减小。上述因素的结合导致了脆弱板片在俯冲期间不能维持所遇到的张力，因此常常发生板片断裂，这种断裂导致了板片拉力的暂时丧失，在此期间俯冲不存在或很弱，也没有或很少有挥发分加入到地幔中，随后岩浆作用停止。上述结果显示了太古宙时期几个百万年的俯冲阵发性，但准确的断裂事件持续的时间是不太确定的。触发现代大陆碰撞事件的延续时间是一大争论课题，计算的从几百万年到 20 Ma，这受一系列地球动力学因素控制，但大多数因素不能限制一般太古宙的情景(Moyen and Hunen, 2012)。

## 2 岩石学

Stern (2005)认为俯冲是确定板块构造最重要的证据，有三种岩石构造组合(petrotectonic associations)需要俯冲作用：蛇绿岩、蓝片岩和超高压变质岩。蛇绿岩可在后期被部分破坏，但蓝片岩和超高压变质岩不易被剥蚀，这三条证据线可给出存在俯冲的一致证据。因此，这种岩石组合是代表俯冲最重要的标志。Condie and Kröner (2008)将与板块构造有关的岩石构造组合及其他标志性特点概括于表 2 和表 3，表中“首次出现的年龄”是最小年龄，因为较早的实例没有被发现，或者没有保存下来。

表 2 板块构造的岩石组合特点(据 Condie and Kröner, 2008)  
Table 2 Petrotectonic assemblages characteristics of plate tectonics

组合	广泛分布的年龄(Ga)	首次出现的年龄(Ga)
绿岩	≤1.0	3.8?
弧-绿岩	2.7	3.1
增生楔和大洋板块地层	≤1.0	2.7(3.8?)
弧前盆地	≤2.0	2.7(3.25)
蓝片岩和超高压岩石	≤0.1	0.85(1.0?)
被动边缘	≤2.0	2.7(2.9?)
大陆裂谷	≤2.0	3.0
金属矿床	≤2.7	3.5~3.4

表 3 板块构造的其他标志(据 Condie and Kröner, 2008)

Table 3 Other indicators of plate tectonics

标志	广泛分布的年龄(Ga)	首次出现的年龄(Ga)
超高压变质作用	≤0.1	0.6
双变质带	≤2.7	3.3
平移断层和缝合线	≤2.7	3.6?
碰撞造山带	≤2.7	2.2
增生造山带	≤2.7	3.8~3.7
古地磁	≤2.7	≥2.7?
地球化学	≤2.7	≥4.0
同位素	≤3.0	3.5~3.4
大陆	≤2.7	≥3.0?

### 2.1 蛇绿岩

蛇绿岩是板块构造的可靠标志，其形成和定位均与俯冲有关，俯冲早期阶段形成蛇绿岩，并以弧前基底保留，一些蛇绿岩形成于弧后盆地。

对太古宙蛇绿岩的认识是存在争议的，古元古代和中元古代记录也不普遍，最老的、保存完整或几乎完整的是芬兰 Jormua 蛇绿岩(1.95 Ga, Peltonen et al., 1996)和加拿大 Trans-Hudson 造山带北部的 Purtniq 蛇绿岩(2.0 Ga, Scott et al., 1992)，而 1.0 Ga 左右的新元古代蛇绿岩是较普遍的(Stern, 2005)，其最老的在中亚，年龄为 1030 Ma(Khain et al., 2002, 2003)。新元古代蛇绿岩在北非特别普遍，中亚也较多。美洲、西非、欧洲和我国较少。由于蛇绿岩在新元古代较普遍，Moore (2002)认为，1.0 Ga 以前的蛇绿岩与年轻蛇绿岩不同，特别是有非常厚的地壳，而更厚的洋壳阻止了俯冲。

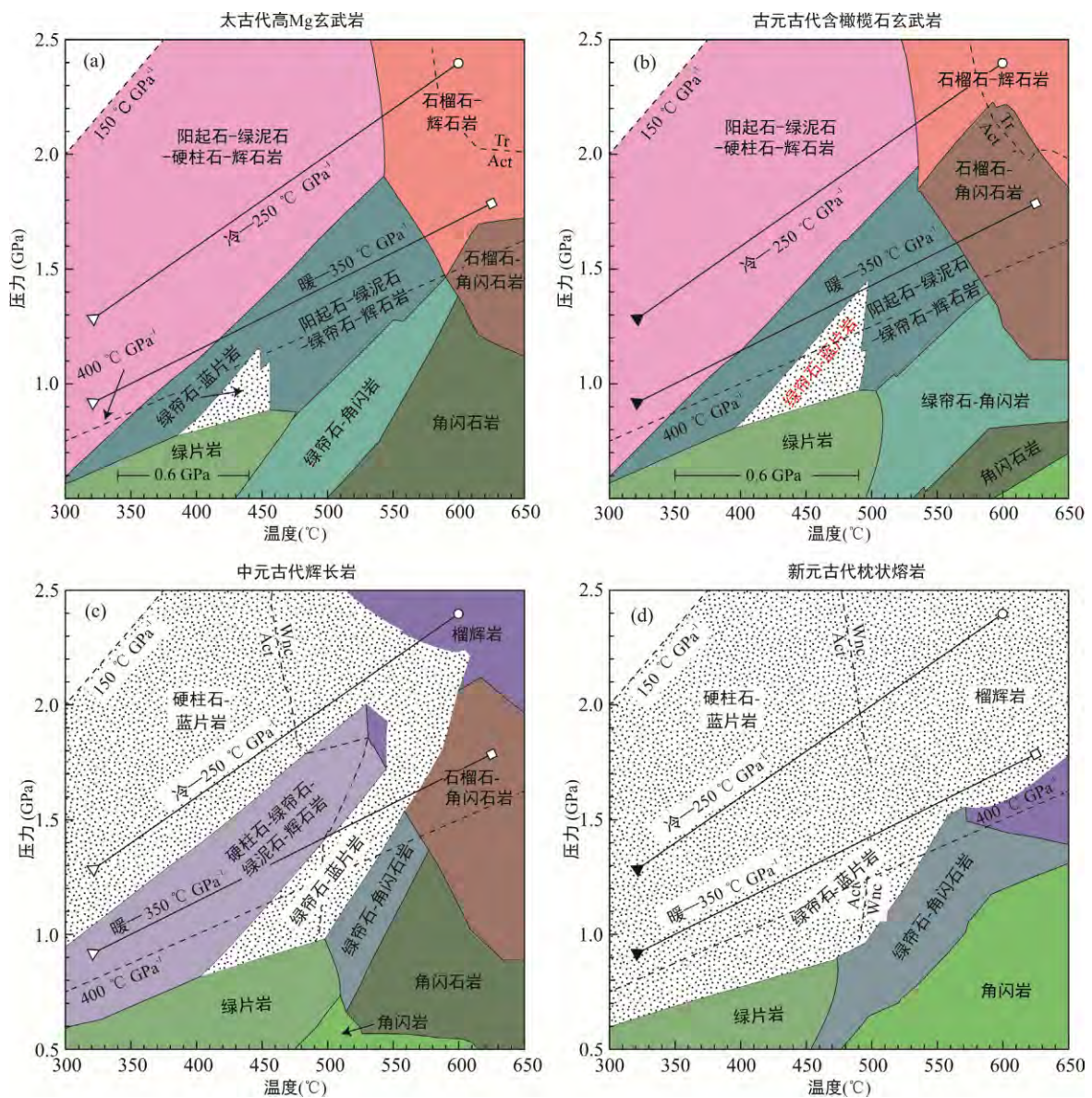
### 2.2 蓝片岩

蓝片岩是在高压、低温条件下稳定存在的变质镁铁岩，需要非正常的上地幔地热，典型的是沿 150~400 /GPa 的地热梯度，即在低于 400 /GPa 的冷地热梯度条件形成，这种条件仅在现代俯冲带产生。因此，蓝片岩是鉴别现代俯冲驱动的板块构造运行的岩石标志(Palin and White, 2016)。根据它与古俯冲混杂岩的密切组合，认为蓝片岩仅形成于俯冲带。较老的蓝片岩为新元古代 800~700 Ma，在西非、印度、我国西部较普遍分布，940 Ma 的分布在华南。新元古代前缺少蓝片岩是由于地球较热，在热的俯冲带蓝片岩是不稳定的，俯冲的缺失阻止了蓝片岩的形成。如果地球岩石圈冷到足以下沉，就会在某些地方形成蓝片岩。南非巴布顿绿岩带中发现 ca. 3.2 Ga 的高压、低温变质岩(Moyen et al., 2006)表

明, 太古宙蓝片岩可能保存在某些太古宙地壳中。

Palin and White (2016)认为, 地幔温度可直接控制在洋中脊形成的原始地壳成分。在地质历史中, 地幔潜在温度从 2.5~3.5 Ga 时的 1500~1600 降到现代的~1300 。因此, 早期地球上的洋壳比现代 MORB(MgO 8%)明显富镁, 这种成分趋势在从太古宙和元古宙绿岩地体中非弧玄武岩得到确认。用热力学相平衡方法计算了不同地质历史时期蓝片岩的形成条件, 包括来自洋中脊的四种洋壳类型: 古太古代高镁玄武岩(MgO: ~16.2%); 古元古代含橄榄

石玄武岩(MgO: ~14.1%); 中元古代辉长岩(MgO: ~11.2%); 新元古代-古生代界线枕状玄武岩(MgO: ~9.7%)。模拟的相平衡图解如图 5。相平衡计算表明, 高 MgO 岩石在俯冲有关地热梯度下不会形成蓝片岩, 而是形成类似于绿片岩相岩石——现代在低温、压条件下形成的变质岩。据此, Palin and White (2016)认为, 古老地质记录中蓝片岩的缺失是由于洋壳成分在地球历史中的长期变化, 是地幔长期冷却的结果。因此, 新元古代 800 Ma 前蓝片岩的缺失不是由于不存在板块构造, 而是由于洋壳成分演化控制。



(a) 古太古代高镁玄武岩(MgO: 16.2%); (b) 古元古代含橄榄石玄武岩(MgO: 14.1%); (c) 中元古代辉长岩(MgO: 11.2%); (d) 新元古代-古生代界线枕状玄武岩(MgO: ~9.7%)。

图 5 不同时代、不同类型洋壳相平衡模拟计算结果(据 Palin and White, 2016)

Fig.5 Results of phase equilibria modeling calculations of four natural lithologies and ages of MOR-derived oceanic crust

### 2.3 超高压地体

超高压地体多数是在碰撞和随后剥露期间大陆壳深俯冲(>100 km)形成。超高压地体属于阿尔卑斯型造山带的特点,它指示变质条件为 700~900 °C, 3~4 GPa。在现代,这种低温、高压只在俯冲带发现,因此,它是俯冲作用的标志,代表大陆壳俯冲到 100~125 km 深处,是陆-陆碰撞并随后剥露作用的结果。最老的含柯石英超高压地体在马里西北 Gourma 区,形成于 650 Ma,最老的含金刚石超高压地体在哈萨克斯坦 Kokchetav 块体,年龄 ca. 530 Ma。

综合上述蛇绿岩、蓝片岩和超高压地体的年龄分布范围, Stern (2005)认为板块构造开始于新元古代。但随后的大量研究成果表明,这种认识看来是过于保守了(见下述)。Condie and Kröner (2008)认为,下述地质记录对确定板块构造也很重要,它们包括弧和弧后岩石组合、增生楔和海洋板块地层学、前陆盆地、被动大陆边缘、大陆裂谷、矿床等。

### 2.4 弧和弧后岩石组合

弧和弧后岩石组合是板块构造岩石组合中最具特色的,它们均提供了俯冲带的证据(Condie and Kröner, 2008),最确定的和最广泛分布的岩石组合是拉斑玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩和英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩(TTG)岩套,它们具有弧的特征。一些学者认为 TTG 岩套与俯冲成因的埃达克岩(Adakite)相同,也是俯冲板片熔融的产物(Defant and Drummond, 1990; Drummond et al., 1996; Martin, 1999; Foley et al., 2002)。这些岩石的相对比例是变化的:洋弧主要含有拉斑玄武岩、玄武安山岩和高镁安山岩,而大陆边缘弧含有较大比例的中性和长英质端元。分布不太广泛和较少的与弧有关的火山岩有埃达克岩、玻安岩、橄榄玄粗岩(shoshonite)、赞岐岩(sanukite)和高镁安山岩。此外,弧后盆地含有大量火山碎屑岩和表层碎屑沉积物以及热液脉矿床。

但应指出,对 TTG 和赞岐岩、玻安岩的形成构造背景认识存在分歧,TTG 岩浆并非俯冲成因,而是镁铁质下地壳部分熔融形成,其成因与加厚地壳底部岩石部分熔融形成的埃达克熔体类似(Smithies and Champion, 2000, 2003; Smithies et al., 2009),地幔柱理论遂应运而成为流行的模式(Condie and Kröner, 2008)。而张旗和翟明国(2012)认为:加厚地壳可以熔融出 TTG 岩石是一个折衷的说法。太古宙 TTG 岩石研究可能需要在以下几个前提下进行:太古宙异常的热;太古宙不同于现代的对流方式;太古宙洋壳的组成以及与现代的差异。

Condie and Kröner (2008)认为太古宙绿岩也与板块构造有关。它们可分为两种主要类型,镁铁质平原型(mafic plain)和弧型,前者包括枕状玄武岩和科马提岩,后者主要为钙碱性火山岩和相关沉积物。弧型绿岩在新太古代克拉通分布广泛,如加拿大 Superior 和 Slave 省,澳大利亚 Yilgarn 和东、南非洲克拉通。虽然枕状玄武岩是绿岩的主要岩石,但钙碱性火山岩占弧型绿岩达 50%,主要为安山岩和英安岩。这些绿岩含有大量杂砂岩和各种火山碎屑岩,指示了在弧系统中沉积。太古宙绿岩在成分上是双峰式的,Hamilton (1998)认为这表明太古宙不存在板块构造。但大量研究表明,双峰式岩浆作用在显生宙普遍存在于大陆裂谷和许多岛弧,因此双峰式岩浆作用不是太古宙现象,它出现在至少两种主要板块背景中。与太古宙弧型绿岩最明显类似的岩石组合,包括玻安岩、橄榄玄粗岩、埃达克岩和其他少量火山岩类型,强力表明了这些绿岩的成因与俯冲有关。弧型绿岩的广泛分布为 2.7 Ga,但最老的绿岩是在西澳大利亚 Pilbara 克拉通的 Whundo 组,年龄为 3.12 Ga。

### 2.5 增生楔中混杂岩和大洋板块地层

增生楔是俯冲的大洋板块从海沟下潜时被上盘板块刮削下来的沉积盖层和洋壳碎片,连同原地深海沉积物一并在海沟的向陆侧堆积而成。增生楔中形成的混杂岩是被搬运到弧或活动大陆边缘的洋壳和深海沉积物,甚至到高级变质作用之后的产物,许多这类产物仍是可鉴别的,但它们在太古宙岩石记录中的缺少被作为反对太古宙存在俯冲的证据(Hamilton, 1998)。但 Stern (2008)提出,多数太古宙弧系统是洋内的,俯冲剥蚀占主导,不会形成增生楔。类似的中生代增生楔型混杂岩是加拿大 Superior 省 Schreiber 绿岩带 (2.75~2.70 Ga, Polat and Kerrich, 1999),其特点是不同程度的碎裂化和混合,范围从原地沉积层和火山流到强烈的剪切、转移和混合的构造混杂岩。Condie and Kroner (2008)认为,确定大洋板块地层(ocean-plate stratigraphy)也是鉴别增生杂岩的关键问题,因为大洋板块地层保留了俯冲大洋板块从洋脊诞生到在俯冲带终止的过程记录。能否确认在古太古代绿岩带中增生楔中的大洋板块地层及伴随的构造特征是存在争论的,例如,西南 Greenland 的 Isua 带被认为是最古老的大洋板块地层和增生构造的代表(Komiya et al., 1999),但 Myers (2004)认为原始地层关系已被强烈的韧性变形破坏了。



## 2.6 前陆盆地

前陆盆地是介于克拉通与造山带前缘的沉积盆地, 有两种类型: 在大陆弧后形成的弧后型及与碰撞造山带组合的边缘型。前陆盆地的关键构造特征是沉积物的同构造性, 来自逆断层的碎屑沉积上升并再沉积到演化的前陆盆地中, 粗粒的不成熟沉积物, 如角砾岩和长石砂岩是邻近相的特点, 细粒碎屑沉积物常带有海相碳酸盐, 是更远相的特点。

弧后型和边缘型前陆盆地的演替在古元古代是较普遍的, 经典实例是加拿大 Trans-Hudson 和 Wopmay 造山带(1.9~1.85 Ga, Bowring and Grotzinger, 1992; Ansdell et al., 1995)及西澳大利亚 Capricorn 造山带。新太古代一些弧后前陆盆地的实例是加拿大 Superior 克拉通和 Abitibi 绿岩带(2.7 Ga)(Mueller and Donaldson, 1992; Camire et al., 1993; Mueller et al., 1994)。最古老的可能的前陆盆地(弧后型)在南非 ca. 3.25 Ga 的巴布顿绿岩带中 Fig Tree 组的南部相(Lowe and Nocita, 1999)。Condie and Kröner (2008)认为前陆盆地在中太古代清楚地出现, 在古元古代开始广泛分布。

## 2.7 大陆裂谷

大陆裂谷是超大陆循环和板块构造的一部分(Condie, 2005b)。大陆碎裂化开始是由大陆裂谷记录的, 例如亚丁湾和东非现代的红海活动裂谷系统。大陆裂谷具有特征的岩石构造组合: 被动裂谷是有大量的不成熟碎屑沉积, 如长石砂岩, 而活动裂谷是拉斑质和双峰式岩浆作用组合。在追踪地质历史中大陆裂谷时需注意, 因为难以区别与大陆溢流玄武岩相关的和与非溢流玄武岩相关的裂谷组合, 前者是由地幔柱形成的(Condie, 2005b)。最早的裂谷组合产生在中-新太古代, 首次确认的南非克拉通 Nsuze 组, ca. 3.0 Ga 时沉积在较老陆壳上(Burke et al., 1985; Weilers, 1990; de Villarroel and Lowe, 1993)。

## 2.8 双变质带

现代板块构造特点是有一对偶式的热机制: 一种类型是低温度梯度, 产生低温高压变质, 相当于俯冲带; 另一种类型是高温度梯度, 产生高温低压变质带, 相当于弧和弧后盆地, 它们呈区域尺度的变质带, 称为双变质带——paired metamorphic belts (Miyashiro, 1961; Brown 2006a, 2008)。这种对偶性是板块构造的特点。3.0 Ga 前, 绿岩带记录的  $P$ - $T$  条件特点是低-中压, 中-高温变质作用(Brown, 2006a, 2006b)。西南格陵兰的 Isua 超地壳和南非巴布顿绿岩带(3.2 Ga)记录的变质作用是 3.8 Ga 变质

作用的实例。这种对偶性, 低温高压和高温低压变质作用, 在新太古代和较年轻绿岩带是普遍的, 最老的可能在 3.3 Ga(Brown, 2006b)。

## 2.9 造山带

板块构造形成两种类型的造山带(Dewey, 1977): 一是碰撞造山带, 由两个或多个板块碰撞形成。如果碰撞角度很明显, 地壳会大大加厚。逆冲、变质和部分熔融可改造碰撞板块边缘。在碰撞造山过程中, 有少量新生地壳产生或构造捕获; 二是增生型造山带, 特点是包含了新生地体和小地壳块体(蛇绿岩、岛弧、大洋高原、微板块等)的增生和缝合, 以及沉积-岩浆混合的增生楔。增生型造山带含有不同量的老地壳, 多被解释为外来的大陆薄片。2.0 Ga 前的碰撞造山带未确切确定, 增生型造山带从太古代就存在(Condie, 2007)。确认的碰撞造山带是西澳大利亚 Capricorn 造山带, 它在 2.2 Ga Yilgarn 和 Pilbara 碰撞时形成。Limpopo 造山带形成于津巴布韦和南非 Kaapvaal 2.0 Ga 前的碰撞, 加拿大 Trans-Hudson 造山带可能是研究较深入的元古宙造山带, 它形成于 1.9 Ga 时 Superior 与 Hearne 克拉通的碰撞(Bickford et al., 1990; Lucas et al., 1994)。

确认的增生型造山带在古元古代和新太古代, 如津巴布韦、加拿大 Superior Slave, 澳大利亚 Yilgarn 和南非 Kaapvaal 克拉通(Bowring and Grotzinger, 1992; Percival et al., 1994; Jelsma et al., 1996; Bleeker, 2002; Schmitz et al., 2004)。多数太古宙花岗绿岩带地体看来是代表了增生型造山带的碎块。

## 3 矿床

每一种矿床类型都显示了明显不同的时间型式和与特殊构造背景的关系, 这在很大程度上反映了在演化的地球中构造过程和环境条件的变化。多数矿床与俯冲带有密切关系, 包括造山型 Au 矿床、斑岩 Cu 矿床和浅成热液矿床、火山岩型块状硫化物矿床(VHMS)(Barley et al., 1998; Groves et al., 2005; Kerrich et al., 2005)。因此, 对这些类型矿床的研究, 特别是它们形成的时间及构造背景, 可为探讨地质历史中板块构造启动时间提供重要资料。

### 3.1 造山型 Au 矿床

造山型金矿形成于汇聚板块边缘以挤压和转换为主的增生型地体中, 它常伴随俯冲和碰撞造山运动。在全球范围, 大型造山型 Au 成矿省主要出现在各地区主要的增生造山过程中。最早的造山型 Au 矿产在 3.4~3.1 Ga 的澳大利亚 Pilbara 和南非

Kaapvaal 克拉通(Zegers et al., 2002), 较晚的形成了前寒武纪两个年龄主峰 2.75~2.55 Ga 和 2.1~1.75 Ga, 1.7 Ga~ 600 Ma 之间的矿床明显减少, 600~50 Ma 则主要呈循环式分布(Goldfarb et al., 2001)。造山型金矿一般产在低绿片岩相地体中, 矿石矿物为低硫型, Ag 含量高, Au/Ag 比值 1~10, 伴有 W、Mo、Te 等富集。成矿流体盐度低, 近中性, 富 CO<sub>2</sub>, 具有明显不混溶性。

### 3.2 斑岩型 Cu-Au 矿床和浅成热液 Au-Ag 矿床

斑岩型 Cu-Au 矿床和浅成热液 Au-Ag 矿床在汇聚边缘背景中强烈受构造控制(Sillitoe, 1976), 它们形成于上升速率高的弧和弧后环境中浅部地壳水平。一般发育于洋-陆俯冲和陆-陆碰撞有关的汇聚边缘的大陆弧。环境最古老的斑岩矿床实例在西澳大利亚绿岩带(3.3 Ga, Barley, 1982)。

### 3.3 火山岩型块状硫化物矿床(VHMS)

该系统形成于洋中脊(如东太平洋洋隆)和弧后盆地(如巴布亚新几内亚的 Lau 盆地)。它们作为大洋高原依附在汇聚边缘或直接形成在弧后盆地(Solomon and Quesada, 2003)。在新太古代有许多 VHMS 矿床实例, 年龄峰值在 2.7~1.9 Ga, 这与造山型 Au 矿和地壳生长峰值相同(Condie, 2000)。最古老的 VHMS 矿床在澳大利亚 Pilbara 和南非 Kaapvaal 克拉通 3.50~3.25 Ga 绿岩带, 与最古老的全球造山型金矿事件一致(Zegers et al., 2002)。

由上可见, 几种矿床类型最早出现的年龄一致的在 3.50~3.1 Ga 期间, 指示了板块构造的开始。

## 4 地球化学

### 4.1 鉴别弧火成岩的微量元素地球化学指标

弧(岛弧、大陆边缘弧)是板块构造的重要组成部分。因此, 对弧岩浆岩的识别是板块构造研究的重要内容。具有弧地球化学特征的火成岩空间记录, 可用于推测弧和俯冲带, 进而推测板块构造在地质历史中何时启动(Condie, 1994)。现代洋内弧系统的玄武岩中的流体活动元素相对于相邻元素显示了明显富集或尖峰, 如 K、Sr、Pb, 这种富集与不相容高场强元素, 特别是 Nb、Ta 的强烈亏损有关(Stern, 2002)。对弧的亲合性可根据微量元素标准化(原始地幔或球粒陨石)蛛网图推断, 这些图解已广泛用于火成岩构造背景判别。在原始地幔标准化图解中, Nb、Ta、Ti 相对于相邻元素 K、La 和 Eu、Dy 呈现亏损, 即 Ti、Nb、Ta 负异常(TNT 异常)成为岛弧构造背景

的重要地球化学指标。用 La/Nb 值表示, 原始地幔为 0.98~1.0, 岛弧岩浆 >1(1~8), 平均为 3。Condie (1999)以 La/Nb=1.4 为界线, 岛弧玄武岩 >1.4, 洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩 <1.4(图 6)。

在识别岩石的弧地球化学特征时, 必须鉴别是否受地壳混染或继承大陆岩石圈特点。用 Th/Yb 对 Nb/Yb(或 Ta/Yb)或 Nb/Th 对 Zr/Nb 作图(Condie, 1994, 2005a; Pearce and Peate, 1995), 可识别与俯冲有关的火成岩, 这些元素比值不受蚀变强烈影响, 可以鉴别地壳混染轨迹, 高 Th/Yb 比值指示明显的沉积物加入。玄武岩地球化学可追踪与弧有关火山岩到太古宙, 已发现许多具有弧特征的新太古代绿岩实例, 如津巴布韦和肯尼亚弧型绿岩。在现代, 玻安岩、高镁安山岩、埃达克岩和富铌玄武岩都具有弧地球化学特征。在一些新太古代绿岩中, 具有弧特征的最老玄武岩(3.1 Ga), 是在西澳大利亚 Pilbara 克拉通的 Whundo 绿岩中, 最老的玻安岩是在格陵兰西南 3.8 Ga 的 Isua 绿岩中。

### 4.2 地质历史中亏损地幔的 Nb/Th 和 Th/U

源自亏损地幔的镁铁-超镁铁岩的 Nb/Th 和 Th/U 比值在 3.6 Ga 开始发生了明显改变, Nb/Th 比值从 7 增加到现代的 18.2, Th/U 从 4.2 降低到 2.6(图 7), 这种变化与俯冲-蚀变板片在 3.9 Ga 开始俯冲的普通地幔中的循环有关(Shirey et al., 2008)。

Nb 和 Th 均具有强不相容性, 在变质和蚀变过程中不相容性也相似。现代 MORB 的 Nb/Th 比值明显高于球粒陨石值, 亏损地幔中 Nb/Th 比值的增加一直到 2.9 Ga 都是很慢的, 从 1.8 Ga 开始迅速增加, 这主要是由于亏损 Nb 的弧型陆壳不断从亏损地幔中形成、分离所致。与 U 相比, Th 的不相容性较高。

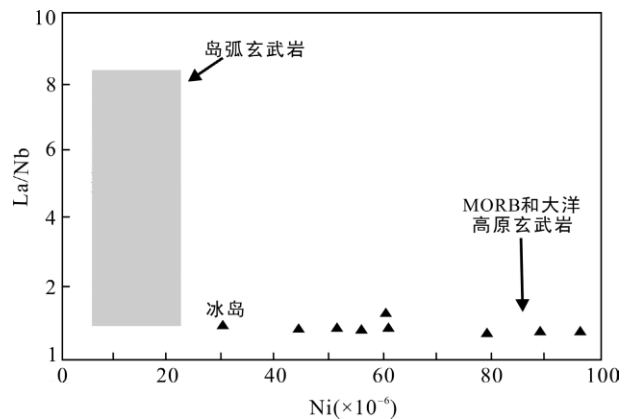


图 6 不同构造背景玄武岩的 La/Nb-Ni 图解(据 Condie, 1999)  
Fig.6 La/Nb vs. Ni plot for basalts of different tectonic settings

U 由于其  $U^{6+}$  的活动性而在风化过程中丢失, 通过还原成  $U^{4+}$  进入海洋沉积物和含水大洋岩石圈, 而后伴随俯冲板片返回地幔, 当大气圈在 2.2 Ga 左右变得更氧化时, 这种效应进一步加强。俯冲作用是导致 U 比 Th 优先循环进入地幔的主要机制。陆壳不断从地幔中形成、分离, 导致了亏损地幔中 Th/U 比值自 3.6 Ga 以来稳定降低。综合亏损地幔的 Nb-Ta-Th-U 系统, 大陆地壳不断从地幔中形成、分离, 以及洋壳岩石圈板片不断地循环改变了这些高场强元素的丰度, 而俯冲带上的熔融和板片俯冲是唯一知道的地质过程。因此, Shirey et al. (2008) 认为, Nb-Ta-Th-U 系统强烈支持 3.9 Ga 俯冲开始和陆壳开始形成, 是板块构造的开始。

#### 4.3 上陆壳在中太古代从镁铁质转变为长英质

板块构造研究离不开地壳特别是大陆壳的最早形成及其后地质历史中的成分演化。Tang et al. (2016) 将地壳成分与板块构造相联系, 从恢复地壳 MgO 含量入手, 发现由于 Mg 的可溶性, 大陆壳岩石受风化、剥蚀和构造作用而被搬运到海洋, MgO 含量不断降低。过渡族元素 Co、Ni、Cr、Zn 不溶于水, 虽

然 Cr 的氧化态  $Cr^{6+}$  是可溶的, 但太古宙大气圈缺氧阻止了 Cr 的氧化。因此, 大陆壳岩石中 Co、Ni、Cr、Zn 在 Mg 大量流失后还能保留很长时间。在岩浆过程中, Ni 和 Cr 比 Co 和 Zn 更相容。因此, Ni/Co 和 Cr/Zn 比值更能保留原始陆壳的特点和灵敏反映早期阶段火成岩的分异。对世界 18 个太古宙克拉通中细粒陆源沉积岩(泥质岩和杂砂岩)、冰川混积岩和火成岩的 Ni/Co 和 Cr/Zn 比值变化及与 MgO 的关系统计研究(图 8), 可见它们与 MgO 呈明显正相关关系, 但太古宙与后太古宙的相关趋势不同。

Ni/Co 和 Cr/Zn 比值随沉积年龄则显示了长期变化趋势, 太古宙 Ni/Co 和 Cr/Zn 比值高, 后太古宙比值低并基本保持恒定(图 9a, c), 后太古宙的 Ni/Co、Cr/Zn 与用黄土和地表采样计算的现代上部大陆壳一致(图 9b, d)。

世界不同地区太古宙细粒沉积物 Ni/Co、Cr/Zn 比值随沉积年龄变年轻而降低, 在太古宙结束时降到现代上陆壳平均值(图 10)。这些比值随时间的降低, 反映了从中太古代(3.5~3.0 Ga)到新太古代(3.0~2.5 Ga)上陆壳不断变化成长英质。

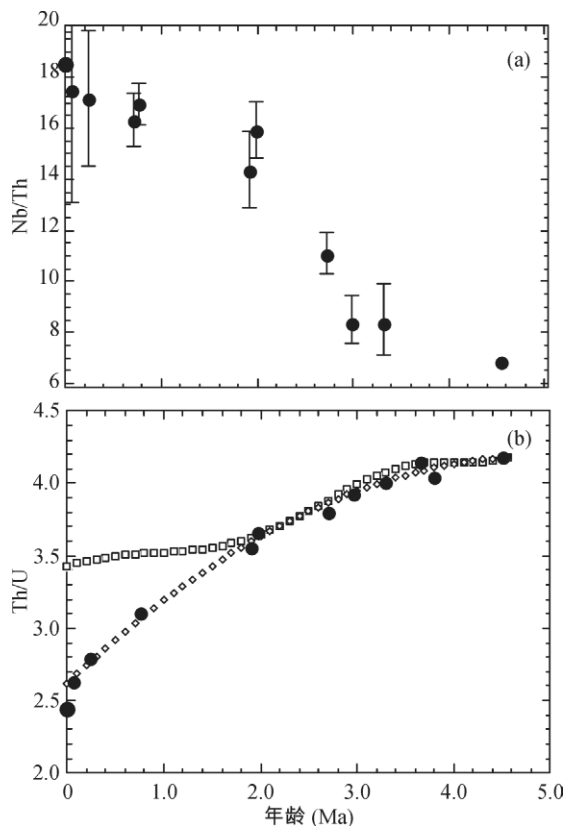
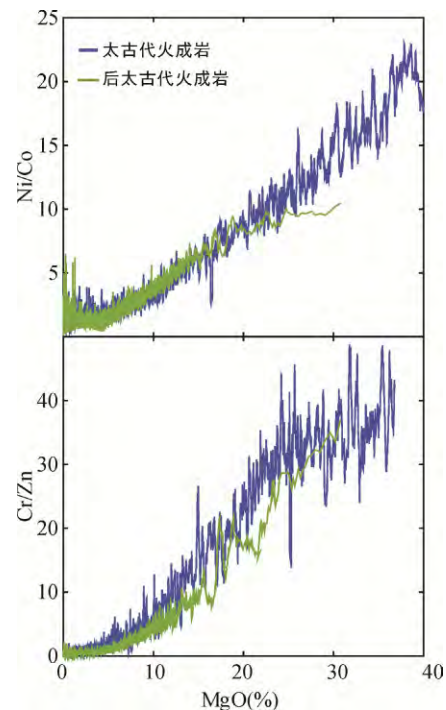


图 7 亏损地幔中 Nb/Th、Th/U 比值随时间变化的重建 (据 Shirey et al., 2008)

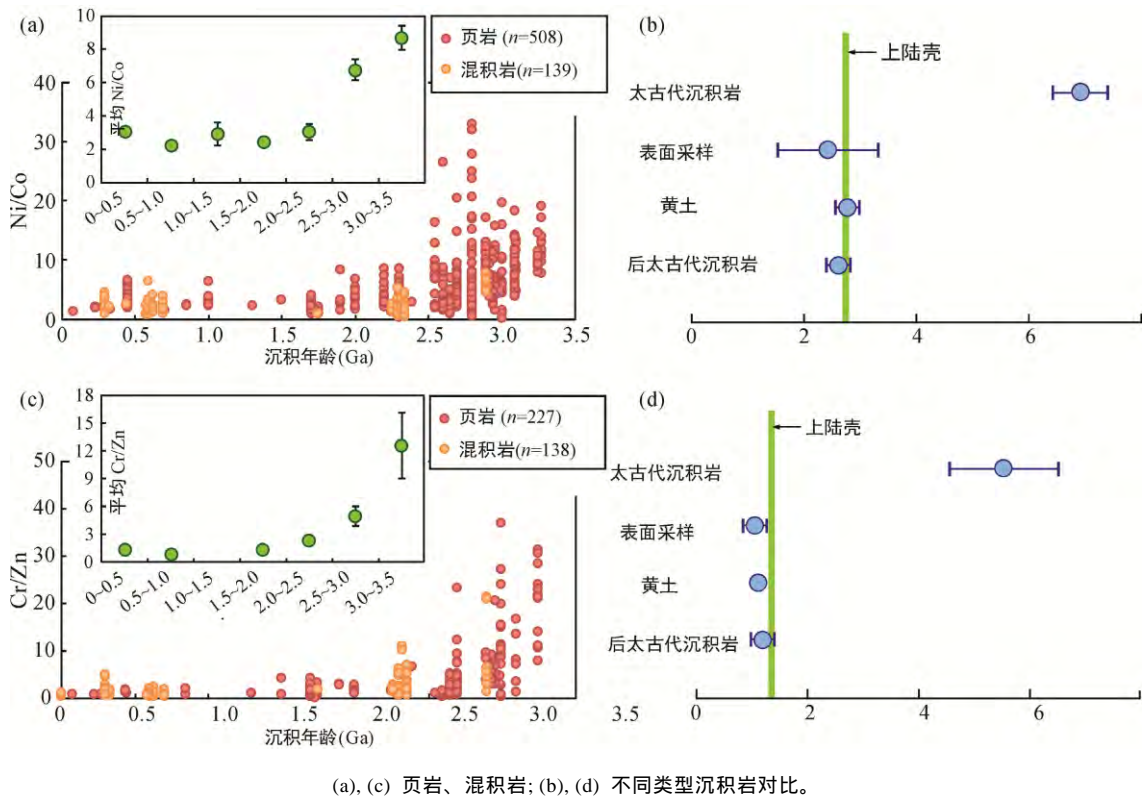
Fig.7 Reconstruction of the depleted mantle Nb/Th and Th/U with time



图中数据为每 20 个样品的平均值。太古宙火成岩的投影(蓝色)根据收集的太古宙克拉通火成岩和变火成岩; 后太古宙投影(绿色)采用 Keller et al. (2015)综合的数据。

图 8 太古宙(蓝色)与后太古宙(绿色)火成岩 Ni/Co 和 Cr/Zn 与 MgO 关系的不同趋势(据 Tang et al., 2016)

Fig.8 Ni/Co vs. MgO and Cr/Zn vs. MgO differentiation trends for Archean and post-Archean igneous rocks



(a), (c) 页岩、混积岩; (b), (d) 不同类型沉积岩对比。

图 9 地质历史中陆源细粒沉积岩 Ni/Co、Cr/Zn 比值随沉积年龄的变化(据 Tang et al., 2016)

Fig.9 Ni/Co and Cr/Zn ratios in terrigenous fine-grained sedimentary rocks through time compared with the present-day upper continental crust

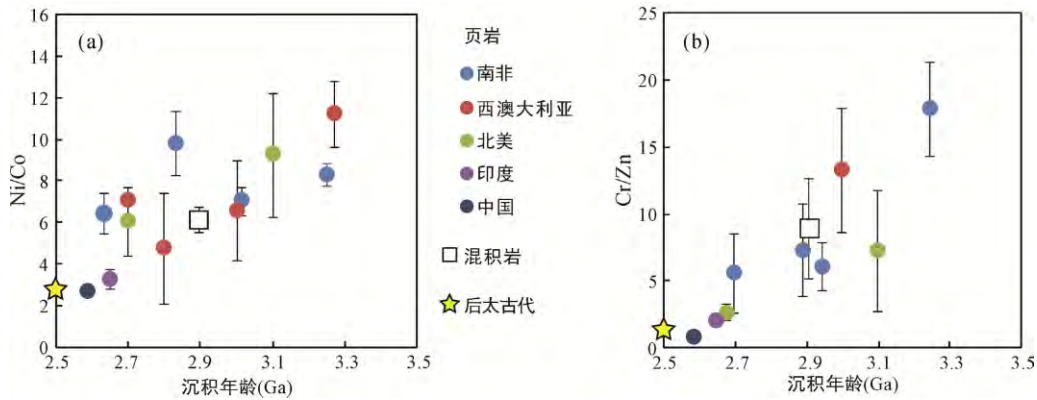


图 10 不同地区太古宙细粒陆源沉积岩 Ni/Co、Cr/Zn 比值平均值随沉积年龄变化(据 Tang et al., 2016)

Fig.10 Average Ni/Co and Cr/Zn ratios vs. depositional ages in Archean fine-grained terrigenous sedimentary rocks from different locations

世界不同地区大陆的 Ni/Co、Cr/Zn 比值随沉积年龄变年轻而降低的趋势反映了全球地壳成分的演化, 它不是区域性的(图 10)。Tang et al. (2016)用蒙特卡洛(Monto Carlo)混合模型确定了太古宙上部陆壳的 MgO 平均含量(样品数  $n=5063$ ), 可见, MgO 含量从 11%(中太古代)到太古宙结束时降低到~4%(图 11), 接近现代上陆壳水平(2%~3%)。根据 MgO 含量的变化, Tang et al. (2016) 给出了太古宙陆壳质量随

时间的变化曲线(图 11), 要使 MgO 含量降低到太古宙结束时的 4%, 即陆壳从 3.0 Ga 前的镁铁质转变为 2.5 Ga 时的长英质, 计算表明, 这需要太古宙代表性岩石(英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩, TTG)加入到上陆壳, 使上陆壳质量增加约 5 倍。而大规模 TTG 的形成应主要是由俯冲板块熔融产生(Foley et al., 2002; Rapp et al., 2003), 俯冲作用不断提供水进入镁铁质源区(如俯冲洋壳), 形成长英质岩浆。



根据上述, Tang et al. (2016)认为, 全球板块构造的启动应在 3.0 Ga 的古中太古代。

#### 4.4 始太古代(Eoarchean)与现代弧前岩石地球化学地层对比

对年龄为 4.4~3.8 Ga(始太古宙)的加拿大魁北克 Nuvvuagittuq 超地壳带镁铁质岩与现代伊豆-小笠原-马里亚纳的弧前岩石的对比研究(Turner et al., 2014), 发现它们的地层和地球化学特征非常相似, 这种地球化学地层(geochemical stratigraphy)提供了比从岩石或

碎屑矿物获得的单一的化学或同位素标志更有力的对古俯冲背景的检验标准。非科马提质太古宙镁铁质岩石和现代俯冲带看到的岩石之间相似性是长期倍受关注的。在上述对比中, 流体不活动元素(包括 Th 和 Zr)相对于 Nb、Ta 和 Yb 浓度的升高(图 12), 明显的 Nb 和 Ti 负异常, 都是弧熔岩和大陆地壳的特点。现代和太古宙镁铁质岩石地球化学型式之间存在差别, 例如, 现代镁铁质岩石的弧与非弧背景之间显示了清晰的双峰态分布, 而太古宙镁铁质岩石则穿过这两个区域分布(图 12)。

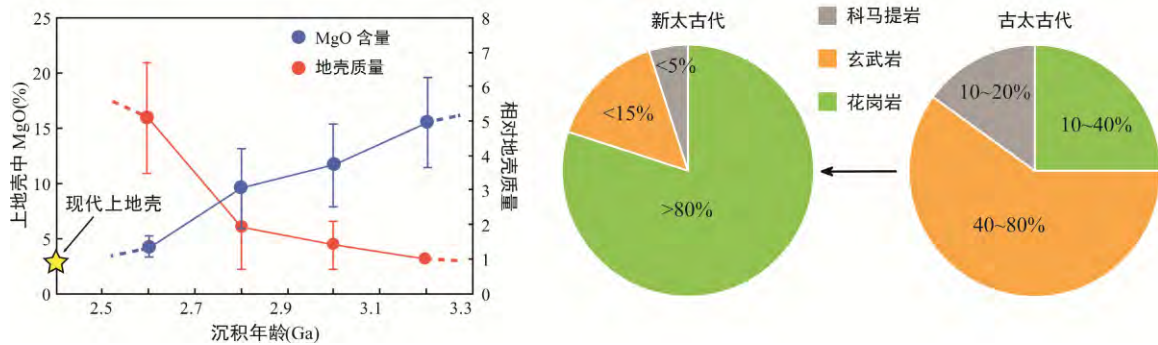


图 11 太古宙上陆壳 MgO 含量、相对质量的演化(据 Tang et al., 2016)

Fig.11 Evolution of MgO and relative mass of the upper continental crust in the Archean

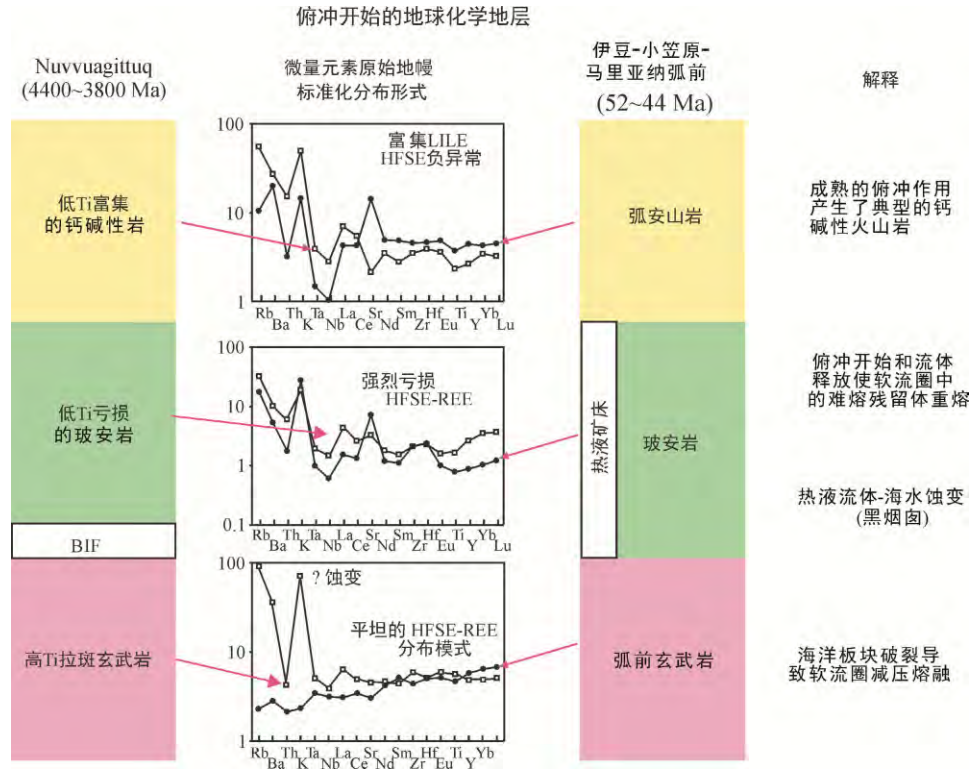


图 12 加拿大魁北克 4.0~3.8 Ga Nuvvuagittuq 超地壳带镁铁质岩石与伊豆-小笠原-马里亚纳原始弧地球化学地层对比图解(据 Turner et al., 2014)

Fig.12 Geochemical stratigraphy comparison of Isu-Bonin-Mariana arc lava and Nuvvuagittuq supracrustal belt, Quebec, Canada



这些锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}$  值随年龄的变化显示了很大的范围, 从靠近禁区带到高正值, 几乎所有  $\epsilon_{\text{Hf}}$  值均落在亏损上地幔 DM 演化线下面。其总体趋势是, 随年龄变年轻,  $\epsilon_{\text{Hf}}$  值降低, 但在 3.8 Ga 后  $\epsilon_{\text{Hf}}$  值进入另一个区域, 虽然仍保留了之前的变化趋势, 但 3.8 Ga 时  $\epsilon_{\text{Hf}}$  值显示高正值, 并与 DMM 演化线相交。Arndt (2014) 认为这是来自地幔的新生物物质再次加入, 是 3.8 Ga 之前的 4.0~3.9 Ga 大量陨石撞击地球时, 强烈的撞击破坏了形成西澳 Jack Hills 长英质岩石的镁铁质地壳, 因而改变了全球的动力学体制。这种动力学体制的变化, 表明板块构造在 3.8 Ga 开始启动。

#### 4.6 太古宙金刚石中包裹体及同位素组成

利用微量元素和同位素原位分析, 研究密封在化学上惰性的、难渗透的金刚石中的矿物包裹体的成分, 可以给出金刚石形成时的化学环境、压力、温度、年龄及源区物质特征的系统资料。目前, 从大陆岩石圈地幔的金刚石巨晶中发现了多种类型矿物包裹体, Shirey et al. (2008) 将包裹体分为两种类型, 一是硅酸盐型, 如柯石英、石榴子石、橄榄石、斜方辉石和单斜辉石; 二是硫化物型, 如雌黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿。硅酸盐型包裹体又可根据石榴子石(Cr, Al)和辉石(Na, Mg, Fe)成分划分为两类, 一为 P 型, 如橄榄岩质, 包括二辉橄榄质和方辉橄榄质成分; 二为 E 型榴辉岩质。根据硫化物型包裹体的 Ni 含量划分为 P 型和 E 型。这些包裹体的 Sm-Nd、Rb-Sr 同位素组成, 特别是硫化物包裹体的 Re-Os 同位素组成不仅可给出包裹体寄主金刚石的年龄, 初始同位素组成更提供了其源区物质特征, 为板块构造的关键过程——板块俯冲作用启动时间提供了重要证据。

##### 4.6.1 太古宙金刚石 N、C 同位素组成

最近, Smart et al. (2016) 研究了南非 Kaapvaal 克拉通中形成于 3.1~3.5 Ga 的源自上地幔的 Witwatersrand (Wits) 金刚石的 N、C 同位素组成, 其方法是用二次离子探针质谱对金刚石从核部到边缘进行 N、C 同位素原位分析。结果表明,  $\delta^{13}\text{C}$  分别为  $-5.7\text{‰} \sim -5.0\text{‰}$  和  $-4.2\text{‰} \sim -3.0\text{‰}$ , 与地幔值  $-8\text{‰} \sim -2\text{‰}$  (平均  $-5\text{‰}$ ) 一致, 表明该金刚石是从原始地幔 C 中形成的。但 N 的含量为 330 和 1230 原子  $10^{-6}$  (中值为 519 原子  $10^{-6}$ ), 该值与世界榴辉岩质金刚石 N 含量一致 (中值 378 原子  $10^{-6}$ );  $\delta^{15}\text{N}$  分别为  $-0.5\text{‰} \sim +1.8\text{‰}$  和  $+0.1\text{‰} \sim +2.7\text{‰}$ , 明显高于现代地幔平均值 ( $-5\text{‰} \pm 2\text{‰}$ ) 和平均值为负值的全球金刚石值 ( $-5\text{‰} \pm 3\text{‰}$ )。轻和重两个极端的 N 同位素组成分别来自两个隔离的、亏损  $^{15}\text{N}$  的原始

地幔储源和富  $^{15}\text{N}$  的含有循环地壳组分的地幔, 现代沉积物具有唯一的正  $\delta^{15}\text{N}$  值 ( $\sim +6\text{‰}$ ), 与太古宙沉积物相似 ( $\delta^{15}\text{N}$  值为  $\sim +3\text{‰}$ ), 3.8~3.2 Ga 沉积物具有明显变化的  $\delta^{15}\text{N}$  值 ( $-10\text{‰} \sim +25\text{‰}$ )。综合上述 C 与 N 同位素的脱偶特点表明, 太古宙循环的地壳物质卷入到了 Witwatersrand 金刚石的源区。Smart et al. (2016) 推测, 3.0 Ga 前地壳物质循环是由含有大陆沉积物的海洋岩石圈俯冲进入地幔的, 形象地说是地幔源被俯冲带循环的沉积物“污染”了, 表明现代型的板块构造在古太古代 (3.5 Ga 前) 就开始了。

##### 4.6.2 太古宙金刚石包裹体

在熔体形成过程中, Re 与 Os 的强烈分异反映在洋中脊玄武岩、含金石榴辉岩、推测的与它们的类似岩石、及最终的大陆地壳中的低 Os 和高 Re/Os 比值上, 因此, Re-Os 系统是榴辉岩质源区最好的示踪剂。对南非 Kaapvaal 克拉通下面的大陆地幔最深处金伯利岩中金刚石的 18 个榴辉岩质 E 型硫化物包体进行了 Re-Os 同位素组成测定 (Richardson et al., 2001), Os 含量最低的单颗粒硫化物包体年龄为新太古代, 而 Os 含量较高的包体给出了 2.9 Ga 的等时线年龄, 其原始 Os 同位素组成为  $\gamma_{\text{Os}} = +45$ 。这些结果表明, 与俯冲有关的地壳循环在中太古代大陆形成中已是可行 (viable) 的过程。

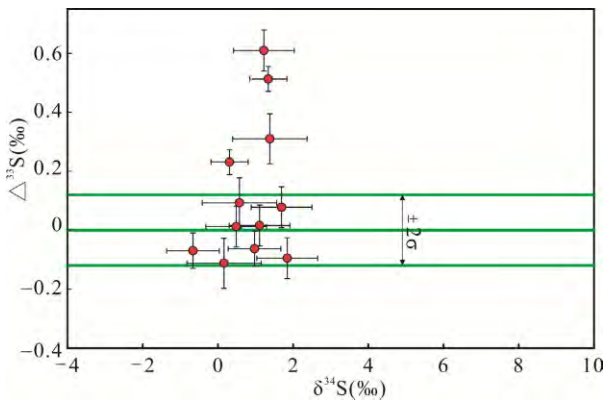
博茨瓦纳 Kaapvaal-津巴布韦克拉通 Orap 金伯利岩岩管, 金刚石的硫化物包裹体具有轻的  $\delta^{34}\text{S}$  ( $-11\text{‰} \sim +9.5\text{‰}$ , Eldridge et al., 1991;  $-1.4\text{‰} \sim +2.6\text{‰}$ , Farquhar et al., 2002b) 和异常的 Pb 同位素组成 (Rudnick et al., 1993), 其形成与低温和地表 S 有关。但重要的是保存了 S 同位素非质量分馏  $\Delta^{33}\text{S}$ , 11 粒金刚石中 23 个硫化物包裹体分析  $\Delta^{33}\text{S}$  为  $-0.11\text{‰} \sim 0.61\text{‰}$  (图 13)。由图 13 可见, 金刚石的硫化物包裹体  $\Delta^{33}\text{S}$  异常与其  $\delta^{34}\text{S}$  值无关, 表明  $\Delta^{33}\text{S}$  异常的出现与地幔中由质量控制的 S 同位素分馏无关。而 S 同位素非质量分馏  $\Delta^{33}\text{S}$  的产生是 2.3 Ga 前低氧逸度大气圈条件下光催化反应产生的 (Farquhar et al., 2002a, 2002b), 因此, 这表明在太古宙物质从大气圈搬运到地幔中, 即硫化物通过大洋玄武岩蚀变还原, 随后经俯冲作用进入金刚石源区。在金刚石源区, S 没有发生很好的混合 (Farquhar et al., 2002b)。上述资料表明, 含金石榴辉岩捕虏体和榴辉岩质金刚石组合之间与俯冲作用有间接、但可能是广泛的联系 (Shirey et al., 2008)。

金刚石中的柯石英包裹体, 保留了金刚石形成时的 O 同位素特征。对南美圭亚那地盾委内瑞拉

Guaniamo 榴辉岩套金刚石中的柯石英包裹体 O 同位素组成的研究结果如表 5(Schulze et al., 2003)。其中一粒金刚石的两个柯石英包裹体  $\delta^{18}\text{O}$  值为+15.0‰和+16.4‰, 另一柯石英为+16.9‰, 平均值为+16.1‰; 另一粒金刚石的柯石英  $\delta^{18}\text{O}$  值为+10.2‰。在地幔条件下, O 同位素分馏是很小的, 已知地幔橄榄岩和新鲜玄武岩的 O 同位素组成  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$  值为+5.5‰~+5.9‰, 该值严格限制了普通地幔的 O 同位素组成, 图 14 给出了金刚石中柯石英包裹体与不同类型玄武岩全岩的 O 同位素组成比较。可以看出, 委内瑞拉 Guaniamo 榴辉岩套金刚石中的柯石英包裹体  $\delta^{18}\text{O}$  值明显高于克拉通下面地幔捕虏体, 是典型的俯冲带变玄武岩  $\delta^{18}\text{O}$  值。因此, Schulze et al. (2003) 认为, 这提供了蚀变洋底玄武岩与地幔榴辉岩捕虏体之间的联系, 是金刚石榴辉岩岩套的原岩具有俯冲特点的证据。

4.7 橄榄石组构指示始太古代板块俯冲

对格陵兰~3720 Ma Isua 上壳岩带(supracrustal



图中 $\pm 2\sigma$  绿线范围为 S 同位素由质量控制所产生的分馏区, 该区外的四个数据为非质量分馏。

图 13 博茨瓦纳 Kaapvaal-津巴布韦克拉通 Orapa 金伯利岩管金刚石的硫化物包裹体 $\Delta^{33}\text{S}-\delta^{34}\text{S}$  图解 (Farquhar et al., 2002b)

Fig.13 Plot of  $\Delta^{33}\text{S}$  vs.  $\delta^{34}\text{S}$  of inclusion populations from individual diamonds from the Orapa kimberlite pipe

表 5 委内瑞拉 Guaniamo 金刚石中柯石英包裹体 O 同位素组成(据 Schulze et al., 2003)

Table 5 Oxygen isotope values of coesite inclusions in Guaniamo diamonds

柯石英包裹体编号	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)
13-127-16	15.0
13-127-16	16.4
13-127-16	16.9
13-127-X	10.2

belt)中 2 个纯橄岩透镜体的橄榄石进行了组构(febric)分析, 它们给出了 B 型晶格优先方位(lattice-preferred orientation-LPO)。这种 B 型 LPO 在现代地球中与俯冲系统中上盘岩石的变形有关, 实验结果支持 B 型 LPO 形成于高温(1000~1400 °C)、高压(1.6~11 GPa)、中-高水含量( $200 \times 10^{-6} \sim 2129 \times 10^{-6}$  H/Si)和高应力(150~516 MPa)环境, 表明俯冲工厂在始太古代(4.0~3.6 Ga)已经存在(Kaczmarek et al., 2016)

5 结 语

板块构造理论在地球科学的发展过程中发挥了、并将继续发挥重要作用, 目前的研究成果已将板块构造的启动时间推进到太古宙。在地球上不同时间开始的板块构造并不是单一事件, 而是在一局部开始, 而后从古太古代到新太古代日益广泛。著名英国地质学家莱伊尔的《地质学原理》(1830-1833), 它本来的副标题就是“将当今运营的原因解释地球表面的此前变化”, 即将今论古, 是奠定现代地质学基础的里程碑著作。大陆漂移假说在思维方法上是将今论古。涂光炽(1981)曾指出, “说得夸大一点, 没有将今论古, 地质学本身就难成立”, “然而, 将今论

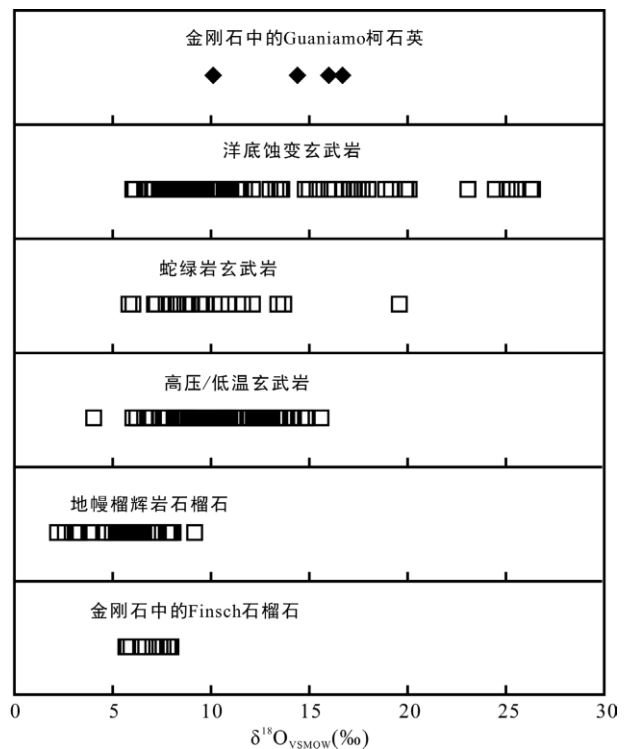


图 14 金刚石中柯石英包裹体与不同类型玄武岩全岩 O 同位素组成比较(据 Schulze et al., 2003)

Fig.14 Oxygen isotope compositions of diamond inclusion minerals and of various basaltic rocks



古不能绝对化, 因为事物还有另外一面, 即地球在演化, 地壳在演化, 矿产也在演化”, “正确的思路应当是将今论古与地球演化的结合”。随着地球科学研究手段的不断进步, 如分析、探测技术和数值模拟的进步, 研究将更加深入到下地幔直至地核的物理状态和物质组成, 这些资料的积累必将对地球的形成和演化从宏观和微观提供更全面、准确、可靠的依据。

致谢: 两位审稿人对本文提出了建设性修改意见, 曾令君、赵严博士帮助清绘图件, 作者特此致谢。

#### 参考文献(References):

- 路甬祥. 2013. 魏格纳等给我们的启示——纪念大陆漂移学说发表一百周年 // 丁仲礼. 固体地球科学研究方法. 北京: 科学出版社: 1-12.
- 涂光炽. 1981. 地质学中的若干思维方法. 地质与勘探, 7: 1-5.
- 张旗, 翟明国. 2012. 太古宙TTG 岩石是什么含义? 岩石学报, 28(11): 3446-3456.
- 赵国春. 2013. 超大陆及其研究方法 // 丁仲礼. 固体地球科学研究方法. 北京: 科学出版社: 819-830.
- 郑军卫, 张志强, 赵纪东. 2008. 21世纪地球科学研究的重大学术问题. 地球科学进展, 23(12): 1260-1267.
- Abbott D, Burgess L, Longhi J and Smith W H F. 1994. An empirical thermal history of the Earth's upper-mantle. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 99: 13835-13850.
- Arndt N T. 2014. Formation and evolution of the continental crust. *Geochemical Perspectives*, 2(3): 436-504.
- Ansdell K M, Lucas S B, Connors K and Stern R A. 1995. Kiseeynew metasedimentary gneiss belt, Trans-Hudson orogen: Back-arc origin and collisional inversion. *Geology*, 23: 1039-1043.
- Apler I B and Charenzelli J R. 1998. Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. *Sedimentary Geology*, 120: 75-104.
- Barley M E. 1982. Porphyry style mineralization associated with early Archean calc-alkaline igneous activity, Eastern Pilbara, Western Australia. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 77: 1230-1236.
- Barley M E, Krapez B, Groves D I and Kerrich R. 1998. The late Archean bonanza: Metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. *Precambrian Research*, 91: 65-90.
- Bedard J H. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 1188-1214.
- Bell E A, Harrison T M, McCulloch M T and Young E D. 2011. Early Archean crustal evolution of the Jack Hills zircon source terrane inferred from Lu-Hf,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , and  $\delta^{18}\text{O}$  systematics of Jack Hills zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75: 4816-4829.
- Bickford M, Collerson K, Lewry J, Van Schmus W and Chiarenzelli J. 1990. Proterozoic collisional tectonism in the Trans-Hudson orogen, Saskatchewan. *Geology*, 18: 14-18.
- Bleeker W. 2002. Archean tectonics: A review, with illustrations from the Slave craton. *Geological Society, London, Special Publication*, 199: 151-181.
- Bowring S A and Grotzinger J P. 1992. Implications of new chronostratigraphy for tectonic evolution of Wopmay orogen, NW Canadian Shield. *American Journal of Science*, 292: 1-20.
- Brown M. 2006a. A duality of thermal regimes is the hallmark of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, 34: 961-964.
- Brown M. 2006b. Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change. *International Geology Review*, 49: 193-234.
- Brown M. 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change. *International Geology Review*, 49: 193-234.
- Brown M. 2008. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint through Earth history // Condie K C and Pease V. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? *Geological Society of America Special Paper*, 440, DOI: 10.1130/2008.2440(05)
- Burke K, Kidd W S F and Kusky T M. 1985. The Pongola structure of southeastern Africa: The world's oldest preserved rift? *Journal of Geodynamics*, 2: 35-49.
- Camire G E, Lafleche M R and Ludden J N. 1993. Archean metasedimentary rocks from the NW Pontiac subprovince of the Canadian Shield: Chemical characterization, weathering and modelling of the source areas. *Precambrian Research*, 62: 285-305.
- Cawood P A, Kröner A and Pisarevsky S. 2006. Precambrian

- plate tectonics: Criteria and evidence. *GSA Today*, 16: 4–11, DOI: 10.1130/GSAT01607.1
- Condie K C. 1994. Greenstones through time // Condie K C. Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier: 85–120.
- Condie K C. 1999. Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust. *Lithos*, 46: 95–101.
- Condie K C. 2000. Episodic continental growth models: After thought sand extensions. *Tectonophysics*, 322: 153–162.
- Condie K C. 2005a. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79: 491–504.
- Condie K C. 2005b. Earth as an evolving planetary system. Amsterdam: Elsevier Academic Press: 447.
- Condie K C. 2007. Accretionary orogens in space and time // Hatcher R D, Jr Carlson M P, McBride J H and Martínez Catalán J R. 4-D Framework of Continental Crust. *Geological Society of America Memoir*, 200: 145–158.
- Condie K C and Benn K. 2006. Archean geodynamics: Similar to or different from modern geodynamics? *American Geophysical Union, Monograph*, 164: 47–59.
- Condie K C and Kröner A. 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geological record // Condie K C and Pease V. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Boulder: Geological Society of America Special Papers.
- de Villarroel G H and Lowe D R. 1993. Stratigraphy, petrography and provenance of Archean sedimentary rocks of the Nsuze Group, Pongola Supergroup, in the Wit M'folozi Inlier, South Africa. *American Association of Petrology Geology Bulletin*, 77: 320.
- Davies G F. 1992. On the emergence of plate tectonics. *Geology*, 20: 963–966.
- Davies G F. 2007. Dynamics of the Hadean and Archean mantle // van Kranendonk, Smithies M and Bennett H. Earth's oldest rocks. Elsevier, Amsterdam: 61–69.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665.
- Dewey J F. 1977. Suture zone complexities: A review. *Tectonophysics*, 40: 53–67, DOI: 10.1016/0040-1951(77)90029-4
- Dhume B, Howkesworth C J, Cawood P A and Storey C D. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, 335: 1334–1336.
- Dietz R S. 1961. Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190: 854–857.
- Drummond M S, Defant M J and Kepezhinskis P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87: 205–215.
- Eldridge C S, Compston W, Williams I S, Harrison J W and Bristow S W. 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, 353: 649–653.
- Farquhar J, Wing B A, McKeegan K D and Harris J W. 2002a. Insight into crust-mantle coupling from anomalous  $\Delta^{33}\text{S}$  of sulfide inclusions in diamonds // Abstracts of the 12th annual V M Goldschmidt conference. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 225.
- Farquhar J, Wing B A, McKeegan K D, Harris J W, Cartigny P and Thiemens M H. 2002b. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on the early Earth. *Science*, 298: 2369–2372.
- Foley S F, Tiepolo M and Vannucci R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417: 837–840.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18: 1–75.
- Griffin W L, Belousova E A, O'Neill C, O'Reilly S Y, Malkovets V, Pearson D G, Spetsius S and Wilde S A. 2014. The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189: 2–15.
- Groves D I, Vielreicher R M, Goldfarb R J and Condie K C. 2005. Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time. *Geological Society, London, Special Publication*, 248: 71–101.
- Hamilton W B. 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91: 143–179.
- Hamilton W B. 2008. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91: 143–179.
- Hamilton W B. 2011. Plate tectonics began in Neoproterozoic time, and plumes from deep mantle have never operated. *Lithos*, 123: 1–20.
- Harrison T M, Schmitt A K, McCulloch M T and Lovera O M. 2008. Early ( $\geq 4.5$  Ga) formation of terrestrial crust: Lu-Hf,  $\delta^{18}\text{O}$ , and Ti thermometry results for Hadean

- zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 268: 476–486.
- Herzberg C, Condie K and Korenaga J. 2010. Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters*, 292: 79–88.
- Hess H H. 1960. Evolution of ocean basins // Report to Office of Naval Research. Contract No.1858(10), NR081-067: 1–38.
- Hess H H. 1962. History of ocean basins // Petrologic Studies. A Volume in Honor of AF Buddington. *Geological Society of America*: 599–602.
- Hinton R W and Upton B G. 1991. The chemistry of zircons: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 3287–3320.
- Hoffman F P. 1989. Speculation on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology*, 17: 135–138.
- Hopkins M D, Harrison T M and Manning C E. 2010. Constraints on Hadean geodynamics from mineral inclusions in >4 Ga zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 298: 367–376
- Jelsma H A, Vinyu M L, Valbrach P J, Davies G, Wijbrans J R and Verdurmen E A T. 1996. Constraints on Archean crustal evolution of the Zimbabwe craton: A U-Pb zircon, Sm-Nd and Pb-Pb whole-rock study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124: 55–70.
- Moore E M. 2002. Pre-1Ga (pre-Rodinia) ophiolites: Their tectonic and environmental implications. *Geological Society of America Bulletin*, 114: 80–95.
- Kaczmarek M A, Reddy S M, Nutman A P, Friend CR L and Bennett V C. 2016. Earth's oldest mantle fabrics indicate Eoarchean subduction. *Nature Communications*, 7: 10655, DOI: 10.1038/ncomms10665.
- Keller C B and Schoene B. 2012. Statistical geochemistry reveals disruption in secular lithospheric evolution about 2.5 Gyr ago. *Nature*, 485: 490–495.
- Kerrick R, Goldfarb R and Richards J P. 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 100: 1097–1136.
- Khain E V, Bibikova E V, Kröner A, Zhuravlev D Z, Sklyarov E V, Fedotova A A and Kravchenko-Berezhnoy I R. 2002. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 199: 311–325.
- Khain E V, Bibikova E V, Salnikova E B, Kröner A, Gibsher A S, Didenko A N, Degtyarev K E and Fedotova A A. 2003. The palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: New geochronologic data and palaeo-tectonic reconstructions. *Precambrian Research*, 122: 329–358.
- Komiya T, Maruyama S, Nohda S, Masuda M, Hayashi H and Okamoto S. 1999. Plate tectonics at 3.8–3.7 Ga: Field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland. *The Journal of Geology*, 107: 515–554.
- Korenaga J. 2006. Archean geodynamics and the thermal evolution of earth // Benn K, Mareschal J C and Codie K C. Archean Geodynamics and Environments. Washington: American Geophysical Union Monograph: 7–32.
- Le Pichon X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73: 3661–3697.
- Lowe D R and Nocita B W. 1999. Foreland basin sedimentation in the Mapepe Formation, southern-facies Fig Tree Group. *Special Paper of the Geological Society of America*, 329: 233–258.
- Lucas S, White D, Hajnal Z, Lewry J, Green A, Clowes R, Zwanig H, Ashton K, Schledewitz D, Stauffer M, Norman A, Williams P F and Spence G. 1994. Three-dimensional collisional structure of the Trans-Hudson orogen, Canada. *Tectonophysics*, 232: 161–178.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411–429.
- McKenzie D and Parker K L. 1967. The north Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216: 1276–1280.
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 2: 277–311.
- Moore W B and Webb A A G. 2013. Heat-pipe Earth. *Nature*, 501: 501–505.
- Morgan W J. 1968. Rises, trenches, great fault, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73: 1959–1982.
- Moyen Jean-Francois, Stevens G and Kisters A. 2006. Record of mid-Archean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature*, 442: 559–562.
- Moyen Jean-Francois and van Hunen J. 2012. Short-term episodicity of Archean plate tectonics. *Geology*, 40:

- 451–454.
- Mueller W and Donaldson J A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: An overview. *Canadian Journal of Earth Science*, 29: 2249–2265.
- Mueller W, Donaldson J A and Doucet P. 1994. Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archean Kirkland basin, Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research*, 68: 201–230, DOI: 10.1016/0301-9268(94)90030-2
- Myers J S. 2004. Isua enigmas: Illusive tectonic, sedimentary, volcanic and organic features of the >3.8 –>3.7 Ga Isua greenstone belt, south-west Greenland // Eriksson P G, Altermann W, Nelson D R, Mueller W U and Catuneanu O. *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Publishers: 66–73.
- Naeraa T, Schersten A, Rosing M T, Kemp A I S, Hoffmann J E. 2012. Hafnium isotope evidence for a transition in the dynamics of continental growth 3.2 Gyr ago. *Nature*, 485: 627–631.
- O'Neill C, Lenardic A, Moresi L, Torsvik T and Lee C A. 2007. Episodic Precambrian subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 262: 552–562.
- O'Neill C, Lenardic A, Weller M, Moresi L, Quenette S and Zhang S Q. 2016. A window for plate tectonics in terrestrial planet evolution? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 255: 80–92.
- Palin R M and White R W. 2016. Emergence of blueschists on Earth linked to secular changes in oceanic crust composition. *Nature Geoscience*, 9: 60–65.
- Peacock S M. 2003. Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. *American Geophysical Union*, 138: 7–22. DOI: 10.1029/138GM02
- Pearce J A and Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251–285.
- Pearce J A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14–48, DOI: 10.1016/j.lithos.2007.06.016
- Peltonen P, Kontinen A and Huhma H. 1996. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite, northeastern Finland. *Journal of Petrology*, 37: 1359–1383.
- Percival J A, Stern R A, Skulski T, Card K D, Mortensen J K and Begin N J. 1994. Minto block, Superior Province: Missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga. *Geology*, 22: 839–842.
- Polat A. 2012. Growth of Archean continental crust in oceanic island arcs. *Geology*, 40: 383–384.
- Polat A and Kerrich R. 1999. Formation of an Archean tectonic mélange in the Schreiber-Hemlo greenstone belt, Superior Province, Canada: Implications for Archean subduction-accretion process. *Tectonics*, 18: 733–755.
- Rapp R P, Shimizu N and Norman M D. 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425: 605–608.
- Richardson S H, Shirey S B, Harris J W and Carlson R W. 2001. Archean subduction recorded by Re-Os isotopes in eclogitic sulfide inclusions in Kimberley diamonds. *Earth and Planetary Science Letters*, 191: 257–266.
- Richardson S H and Shirey S B. 2008. Continental mantle signature of Bushveld magmas and coeval diamonds. *Nature*, 453: 910–913.
- Rollinson H R. 2010. Coupled evolution of Archean continental crust and subcontinental lithospheric mantle. *Geology*, 38: 1083–1086.
- Rogers J J W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, 104: 91–107.
- Rogers J J W and Santosh M. 2002. Configuration of Columbia a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5: 5–22.
- Rudnick R L, Eldridge C S and Bulanova G P. 1993. Diamond growth history from in situ measurement of Pb and S isotopic compositions. *Geology*, 21: 13–16.
- Schmitz M D, Bowring S A, de Wit M J and Gartz V. 2004. Subduction and terrane collision stabilize the western Kaapvaal craton tectosphere 2.9 Ga. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 363–376.
- Schulze D E, Harte B, Valley J W, Brenan J M and Channer D M R. 2003. Extreme crustal oxygen isotope signatures preserved in coesite in diamond. *Nature*, 423: 68–70.
- Scott D J, Helmstaedt H and Bickle M J. 1992. Purtuniqu ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of early Proterozoic oceanic crust. *Geology*, 20: 173–176.
- Shirey S B, Kamber B S, Whitehouse M J, Mueller P A and Basu A R. 2008. A review of the geochemical evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archean: Implications for the onset of plate tectonic subduction // Condie K C and Pease V. *When Did Plate*



- Tectonics Begin on Planet Earth? *Geological Society of America Special Papers*, 440.
- Sillitoe R H. 1976. Andean mineralization: A model for the metallogeny of convergent plate margins. *Geological Association of Canada Special Papers*, 14: 58–100.
- Sleep N H. 2000. Evolution of the mode of convection within terrestrial planets. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991–2012), 105(E7): 17563–17578.
- Smart K A, Tappe S, Stern R A, Webb S J and Ashwa L D. 2016. Early Archean tectonics and mantle redox recorded in Witwatersrand diamonds. *Nature Geoscience*, 9: 255–259.
- Smithies R H and Champion D C. 2000. The Archaean high-Mg dioritesuite: Links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for Early Archaean crustal growth. *Journal of Petrology*, 41: 1653–1671.
- Smithies R H and Champion D C. 2003. Adakites, TTG and Archaean crustal evolution. *Geophysical Research Abstracts*, 5: 01630.
- Smithies R H, van Kranendonk M J and Champion D C. 2007. The Mesoarchean emergence of modern-style subduction. *Gondwana Research*, 11: 50–68.
- Smithies R H, Champion D C and van Kranendonk M J. 2009. Formation of Paleoproterozoic continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 281: 298–306.
- Solomon M and Quesada C. 2003. Zn-Pb-Cu massive sulfide deposits: Brine pool types occur in collisional orogens, black smoker types occur in backarc and/or arc basins. *Geology*, 31: 1029–1032.
- Stern R J. 2002. Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40: 1012.
- Stern R J. 2004. Subduction initiation: Spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226: 275–292, doi: 10.1016/S0012-821X(04)00498-4.
- Stern R J. 2005. Evidence from ophiolites, blueschists and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics begun in Neoproterozoic time. *Geology*, 33: 557–560.
- Stern R J. 2008. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretative interpretation of Earth's tectonic history // Condie K and Pease V. When Did Plate Tectonics Begin? *Geological Society of America Special Papers*, 440: 265–280.
- Sren R J. 2013. When did plate tectonics begin on Earth, and what came before? *GSA blog*: <http://geocociety.wordpress.com/2013/04/28/when-did-plate-tectonics-begin-on-earth-and-what-came-before/>
- Tang M, Chen K and Rudnick R L. 2016. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. *Science*, 351: 372–375.
- Turner S, Rushmer T, Reagan M and Moyon Jean-Francois. 2014. Heading down early on? Start of subduction on Earth. *Geology*, 42: 139–142.
- Valley J M, Peck W H, King E M and Wilde S A. 2002. A cool early Earth. *Geology*, 30: 350–354.
- Van Hunen J and Moyon J F. 2012. Archean subduction: Fact or fiction? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 195–219.
- Van Kranendonk M J. 2007. Tectonic evolution of the early earth // van Kranendonk M J, Smithies R H and Mennett V. Earth's Oldest Rocks. Amsterdam: Elsevier: 1105–1116.
- van Thienen P, Vlaar N J and van de Berg A P. 2004. Plate tectonic on the terrestrial planets. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 142: 61–74.
- Watson E B and Harrison T M. 2005. Zircon thermometer reveal minimum melting condition on earliest Earth. *Science*, 308: 841–844.
- Weilers B F. 1990. A review of the Pongola Supergroup and its setting on the Kaapvaal Craton: Johannesburg, South Africa, Economic Research Unit. *University of Witwatersrand, Information Circular*, 228: 69.
- Wilde S A, Valley J W, Peck W H and Grahman C M. 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409: 175–178.
- Wilson J T. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207: 343–347.
- Zegers T E and van Keken P E. 2001. Archean gravity-driven tectonics on hot and flooded continents: Controls on long-lived mineralised hydrothermal systems away from continental margins. *Geology*, 29: 1083–1086.
- Zegers T E, Barley M E, Groves D I, McNaughton N J and White W J. 2002. Oldest gold: Deformation and hydrothermal alteration in the early Archean shear-zone hosted Bamboo Creek deposit, Pilbara, Western Australia. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 97: 757–776.

## When Did Plate Tectonic Start on Earth?

ZHAO Zhenhua

*(Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China)*

**Abstract:** It is controversial when Earth's modern tectonic regime began. Most scientists believe it operated in Late Archean, even though some researchers suggest it began late in Neoproterozoic ca. 800 Ma, and others argue that subduction began early in Hadean ca. 4.3 Ga. The following indicators can be tracked into the geologic past plate tectonics: (1) geodynamics, such as the mantle potential temperature have shown the interior of the early Earth was much hotter than it is today which resulted frequent slab break-off events prevented a modern-style long-lived subduction system, and plate tectonics may be a phase in the Earth's evolution based on viscoplastic mantle convection simulations; (2) petrotectonic assemblages such as ophiolites, blue schists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes are reliable indicators of plate tectonics, in addition the arc and back-arc rock assemblages—tholeiite-andesite-dacite-rhyolite and TTG suites are also evidence of subduction zones; (3) accretionary prisms and ocean plate stratigraphy, foreland basins, continental rifts, paired metamorphic belts and orogens are all important hallmarks. Other reliable indicators are from porphyry Cu-Au and epithermal-type Au-Ag deposits, orogenic gold deposits and VHMS and other types of mineral deposits. Ni/Co and Cr/Zn ratios of the Archean terrigenous sedimentary rocks and Archean igneous/metagneous rocks showed that the crust evolved from a highly mafic bulk composition before 3.0 Ga ago to a felsic by 2.5 Ga ago. This compositional change suggests the onset of global plate tectonics at ca. 3.0 Ga ago. Archean subduction was recorded by Re-Os isotopes in sulfide inclusions in diamonds. Extreme crustal oxygen isotope signatures preserved in coesite inclusions in Archean diamond present compelling evidence for the subducted nature of the protoliths of the diamond eclogite suite.

**Keywords:** plate tectonics; petrotectonic assemblage; mineral inclusions in diamond and zircon; Ni/Co and Cr/Zn ratios of sedimentary rocks