

doi: 10.12029/gc20160302

陆松年, 王惠初, 郝国杰, 等. 关于板块运动启动时间的争论[J]. 中国地质, 2016, 43(3): 709–720.

Lu Songnian, Wang Huichu, Hao Guojie, et al. The debate concerning the beginning of the plate tectonics[J]. Geology in China, 2016, 43(3): 709–720(in Chinese with English abstract).

## 关于板块运动启动时间的争论

陆松年<sup>1,2</sup> 王惠初<sup>1</sup> 郝国杰<sup>1</sup> 相振群<sup>1</sup>

(1. 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170; 2. 山东科技大学, 山东 青岛 266590)

**摘要:**“板块运动何时启动?”是当前重大和争议较大的科学问题。文章从超大陆研究、板块运动的地质学标志和热动力学数据模拟等 3 方面的研究进展介绍国际地学界对这一问题的不同认识。在分析各种不同观点的基础上,作者阐述了对该问题的倾向性认识,赞同地球板块构造不是在一个特定时期出现的独立全球“事件”,即不是一个等时的重大热–构造事件的认识。但从新太古代开始,地球上已出现具有板块水平运动特征的俯冲作用。由于地幔温度的差异,早期的板块运动缺少深俯冲形成的高压和超高压变质记录,而从新元古代开始,出现与现代板块一致的动力学机制。因此,赞同大致以新元古代作为“原板块样式”和“现代样式”板块运动的转换时间。

**关键词:**超大陆; 板块构造地质标志; 数据模拟原板块; 现代样式板块机制

中图分类号: P542.4 文献标志码: A 文章编号: 1000–3657 (2016)03–0709–12

## The debate concerning the beginning of the plate tectonics

LU Song-nian<sup>1,2</sup>, WANG Hui-chu<sup>1</sup>, HAO Guo-jie<sup>1</sup>, XIANG Zhen-qun<sup>1</sup>

(1. Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170; 2. Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, Shandong, China)

**Abstract:** The problem “When did plate tectonics begin?” is one of highly controversial issues at present. In this paper, the different ideas concerning this problem are described on the basis of advanced involving supercontinent, geological criteria of plate tectonics and numerical models. The authors hold that plate tectonics is not an independent event in the globe in a special period, i.e., it is not a major isochronic thermo–tectonic event. Meanwhile, subduction caused by plate tectonics with lateral movement have occurred since Neoproterozoic. Few high pressure and ultra–high pressure metamorphic rocks, however, in deep subduction belt occurred at the early stage of plate movement because of a higher mantle temperature. The authors agree with the opinion that the transitional period from proto–style to modern style plate tectonic roughly occurred around the Neoproterozoic.

**Key words:** supercontinent; geological criteria of plate tectonics; numerical model; proto and modern style plate tectonics

**About the first author:** LU Song-nian, male, born in 1940, senior researcher, engages in the study of Precambrian geology; E-mail: tjlsongnian@sina.com.

收稿日期: 2016–02–14; 改回日期: 2016–03–21

基金项目: 科技部科技基础性工作专项(2015FY310100)和中国地质调查局项目(121201120115、12120114021701)联合资助。

作者简介: 陆松年, 男, 1940年生, 研究员, 长期从事前寒武纪地质研究; E-mail: tjlsongnian@sina.com。

**Fund support:** Supported by Basic Special Program of Ministry of Science and Technology (No. 2015FY310100) and China Geological Survey program(No. 121201120115, 12120114021701).

与板块运动启动有关有三方面的科学问题:超大陆研究、板块运动的地质学标志及热动力学模拟。本文就这三方面最新研究动态做一概略介绍。

## 1 超大陆研究进展

地球历史演化过程中构造状态及动力学机制的差异、超大陆的形成、解体与演化、超大陆复原的准则等问题是长期探索和争论的地质学难题。现围绕地球历史过程中超大陆的形成、解体与演化,及相关问题的研究现状做一回顾。

### 1.1 地质历史中的超大陆

半个多世纪前,地学界认为联合大陆,即Wegener's Pangea是地球上唯一的超大陆<sup>[1]</sup>。经过数十年的研究,特别是近二十余年的科学进展,地学界普遍接受地球历史中曾经存在数个超大陆,并且幕式的超大陆汇聚和破裂的历史构成的超大陆轮回直接影响了地球地质、气候和生物的演化。

超大陆(supercontinent)是地球上几乎所有大陆块体的联合体。超大陆的形成与地史过程中大陆块体的水平运动密切相关,即板块的“诞生”制约了超大陆的形成。然而对于地质历史中板块何时“诞生”却存在不同的认识。早期认为板块机制仅适用于中生代,后来逐步推广到中元古代末,乃至古元古代末期,其主要原因是在地球历史早期没有发现显生宙大洋壳的残留——蛇绿岩套。对于前板块机制的动力学机制则推测与高热状态下停滞盖对流(stagnant-lid convection)<sup>[2]</sup>有关。在这种状态下,不能形成俯冲带。

地球历史中可能存在过4个超大陆,从老到新依次为基诺兰(Kenorland)、哥伦比亚(Columbia)、罗迪尼亚(Rodinia)和联合大陆(Pangaea)。从超大陆研究历史过程回溯,则是对联合大陆的研究最早。从20世纪末开始,逐步对罗迪尼亚、哥伦比亚超大陆进行研究,而目前对基诺兰超大陆的研究还处在起步阶段。

#### 1.1.1 地史中最新的超大陆——联合大陆

联合大陆是古生代末期(约260 Ma前)形成的超大陆,主要由冈瓦纳和欧亚大陆群拼合而成,是

地史中最年轻和研究程度最高的超大陆。自魏格纳提出大陆漂移说以来,联合大陆的研究已达到很高的水平。目前,对于联合大陆的复原图基本上已取得共识,但某些细节如联合大陆东侧是否存在一个大喇叭口仍存在不同认识。

#### 1.1.2 罗迪尼亚超大陆

罗迪尼亚超大陆是中元古代末期至新元古代早期形成的超级大陆。由于格林威尔及与其时代相近的造山作用使中元古时期若干分离的大陆块逐步汇聚成超大陆。McMenamin et al.<sup>[3]</sup>最先提出“Rodinia”超大陆的概念,指出罗迪尼亚是一个10亿年前由大陆碰撞形成的全球性的超大陆。

#### 1.1.3 哥伦比亚超大陆

哥伦比亚超大陆是1.9~1.85 Ga期间形成的超大陆,其存在的关键性证据来自印度东部和北美的哥伦比亚地区。因此,Rogers等将该超大陆命名为哥伦比亚超大陆。Hoffman在描述古元古代北美地体的拼贴时曾使用了术语Nuna,因此不同的学者在描述这一时期的超大陆时,有的用Columbia,有的用Nuna。

值得注意的是Rogers<sup>[4]</sup>于1996年将波罗的、西伯利亚、劳伦和南极洲构成的大陆命名为Nena,次年Hoffman<sup>[5]</sup>才将波罗的、劳伦、安格拉(西伯利亚)以及澳大利亚的一部分构成的大陆称为Nuna,与Nena的组成并没有多大区别。因此,Meert<sup>[6]</sup>认为哥伦比亚应被接受为古—中元古代超大陆的名称。尽管Nuna一词的应用早于哥伦比亚,但没有可检验的全球复原图,仅仅注意到波罗的和劳伦的连接,这只是这一时期超大陆的一部分。

#### 1.1.4 基诺兰超大陆

基诺兰超大陆可能是新太古代末期存在的一个超大陆,一般认为它至少由北美劳伦、欧洲波罗的、澳大利亚和南部非洲的卡拉哈里等克拉通组成。在这些古老的克拉通之间,存在距今2.6~2.4 Ga汇聚大陆边缘和陆陆碰撞的证据。这些大陆似乎在新太古代末期汇聚成地史中的第一个超级大陆——基诺兰超大陆,但目前研究程度较低,迄今尚未出现有关基诺兰超大陆的复原图。

尽管如此,部分地质学家已经关注到基诺兰超大陆的复原,如 Eriksson et al<sup>[7]</sup>详细分析和对比了 Superior, Hearne, Fennoscandian 地区,以及 São Francisco, Pilbara 和 Kaapvaal 克拉通古元古时期地层序列和重大地质事件年代格架及特点,认为 Superior、Hearne、Fennoscandian 构成“基诺兰超大陆”的一部分,而 São Francisco、Pilbara 和 Kaapvaal 克拉通则不属于任何一个大的陆块群。

此外,部分地质学家提出在基诺兰超大陆以前还存一个被称为 Vaalbara 的超大陆,它由南非的 Kaapvaal 和西澳的 Pilbara 克拉通组成,被认为是地史中的第一个超大陆,形成于 3.3 Ga 前,但它的规模很小,不能与元古宙及显生宙超大陆相提并论。

## 1.2 超大陆演化

上述每一个超大陆仅仅存在于相对短暂的地质历史时期,而它们的破裂、解体和重组则占据了相当长的历史。目前对早期超大陆形成、解体和重组的过程还不清楚,但从哥伦比亚超大陆开始,经罗迪尼亚到联合大陆形成的轮廓已逐步清晰。

### 1.2.1 从基诺兰的破裂到哥伦比亚超大陆的形成

基诺兰超大陆自古元古代初(距今约 24 亿年)开始破裂,在最终形成哥伦比亚超大陆之前,曾形成 Ur、Nena 和 Atlantica 等 3 个大的陆块群,而从 1.9 Ga 开始的造山运动使这三大陆块群逐步汇聚而形成超大陆。

### 1.2.2 从哥伦比亚的破裂到罗迪尼亚超大陆的形成

哥伦比亚超大陆的破裂始于 17 亿年前,超大陆破裂后,在离散的大陆边缘或内部沉积了厚度较大的包含碎屑岩和碳酸盐岩层及少量火山岩的层序,形成著名的俄罗斯的下一中里菲系、印度的下温地亚群、北美的贝尔特超群、华北的长城群—蓟县群等中元古代地层。同时,也形成了与哥伦比亚超大陆破裂相对应的岩浆事件,其中特别引人注目的是斜长岩-奥长环斑花岗岩组合。因此,有学者认为,这些沉积盆地和岩浆岩及其共生的巨大的矿产资源潜力与从距今 1.8~1.0 Ga 具有行星规模的裂谷事件相联系(planetary-scale rifting events)。哥伦比亚超大陆的破裂和解体为罗迪尼亚超大陆的汇聚奠定了基础,形成以北美劳伦大陆为中心,其他几个大陆块或块体群环绕的新元古代初期(距今 1.0~0.9 亿年)罗迪尼亚超大陆的图像。

### 1.2.3 从罗迪尼亚的破裂到联合大陆的形成

罗迪尼亚超大陆约从 0.8 Ga 开始发生破裂,离散的澳大利亚、印度、南极、刚果、南美等陆块通过距今 0.6~0.5 Ga 的泛非造山运动,造成莫桑比克洋的封闭,从而形成南半球的冈瓦纳陆块群。另一部分陆块,主要是北半球的劳伦和波罗的陆块则由于原大西洋的封闭,通过早古生代加里东运动而联合;其后西伯利亚陆块的加入,则构成北大陆的主体。南、北两个大陆在古生代末期聚合形成地球上最年轻的超大陆——Pangaea。

在地球历史演化过程中,从新太古代末期基诺兰超大陆开始,历经了超大陆的破裂和再形成过程,反映这一过程的地质历史被称为超大陆旋回。每一个超大陆旋回自一个古超大陆破裂开始,至一个新的超大陆形成而结束。因此,超大陆旋回是地球历史发展过程中规模最大、时间最长的地质旋回。这些超大陆旋回的差异性和特殊性成为地质历史过程中全球构造演化的重要特点。

地球历史的重溯由于超大陆研究而进入一个新阶段,超大陆汇聚和裂解如此强烈影响地圈、水圈、大气圈和生物圈演化,毫无疑问这是板块构造问世以来地球科学最重要的进展。超大陆研究必然联系到地球动力学体制,没有以水平运动为主的板块漂移,就没有超大陆的汇聚和形成。尽管板块运动起始时间及地史中第一个超大陆何时形成仍处于争论之中,但随超大陆研究的深入,板块运动启动时间及标志的研究也在不断深化。

## 2 板块运动的地质学标志

根据岩石构造组合(petrotectonic assemblages)和其他板块构造标志,从古老的地质历史记录中可以识别出现代样式板块构造(Modern-style plate tectonics)启动的证据。这些证据表明现代板块构造至少在 3.0 Ga 或更早时期在地球上的一些地点已开始运行<sup>[10]</sup>,且在 2.7 Ga 已变得相当广泛<sup>[11]</sup>,但对板块运动何时启动仍有大相径庭的不同认识。

### 2.1 当前有关板块构造起始时间的主要论点

2006 年 6 月,在美国怀俄明州 Lander 市召开的美国地质学会彭罗斯(Penrose)会议就板块构造的启动时间进行了专题讨论。这次会议作了如下论述:地球是唯一存在着板块构造的行星,但地球为





图1 超大陆复原图

a—哥伦比亚超大陆复原图<sup>[4]</sup>；b—罗迪尼亚超大陆复原图<sup>[8]</sup>；  
c—联合大陆复原图<sup>[9]</sup>

Fig.1 Supercontinent reconstruction  
a—Columbia<sup>[4]</sup>, b—Rodinia<sup>[8]</sup>, c—Pangea<sup>[9]</sup>

何发育板块构造以及板块构造何时开始等问题目前还存在着很大争议。一些学者提出板块构造开始于太古宙,而另一些学者则坚持认为,其启动时间要远远晚于太古宙<sup>[12]</sup>。

关于板块构造起始时间,比较重要的观点有下列几种:

### 2.1.1 始太古代的板块运动

格陵兰 Isua 表壳岩带(ISA)是全球时代最老的表壳岩<sup>[13]</sup>,分为两套构造地层单位:未分异的斜长角闪岩(UA)和 Garbenschiefer 斜长角闪岩(GA)<sup>[14]</sup>。A 中包含了典型的彭罗斯型蛇绿岩岩石组合,而 GA 则主要由未成熟岛弧的火山碎屑岩和火山岩组成。两套单位的地球化学特征差异很大,UA 中的枕状熔岩和岩墙显示与西 Alps—Apennines 蛇绿岩中和大火成岩型(LIP type)的 Caribbean 蛇绿岩中典

型的 MORB 地球化学特征。GA 则以岛弧拉斑玄武岩(IAT)和类玻安岩为特征,岩浆演化可与地中海地区 SSZ 型蛇绿岩对比。Furnes et al<sup>[15]</sup>认为 UA 单元与海底扩张期原始至分异的地幔熔融有关,受到低到中等俯冲作用影响,而稍晚时期形成的 GA 单元中 IAT 和类玻安岩则与受到俯冲作用强烈影响的亏损和含水地幔熔融有关。原作者认为 ISB 中 UA 和 GA 分别是 SSZ 型蛇绿岩早期和晚期的产物,表明生宙板块运动过程在 3.8 Ga 的始太古代已经运行。

### 2.1.2 古太古代的板块运动

部分研究者认为地球早期的板块规模小,岩石圈厚度薄,初生大陆地壳通过小洋板块的不断俯冲逐渐扩大规模。因此,在现存最古老的大陆地壳形成时即已存在板块运动,其表现形式主要是洋壳俯冲,导致弧火山岩和 TTG 岩石组合成为古陆壳的主体。图 2 中的卡通图推测南非的俯冲作用及洋/陆转换从约 3.5 Ga 即已开始。

除南非的例证外,西格陵兰也提供了始—古太古代存在板块运动的证据。格陵兰地区 3.8 Ga 左右形成的 Isua 表壳岩带发育于两个主要构造地层单元中,即未分异角闪岩(UA)和 Garbenschiefer 角闪岩(GA)。未分异角闪岩单元包括了一个典型完整的彭罗斯型蛇绿岩中所有主要岩石单元,然而, Garbenschiefer 角闪岩单元主要由在非成熟岛弧中经常发育的火山碎屑岩和火山岩所组成<sup>[16]</sup>。

此外,西格陵兰南部的 Ivisaartoq 绿岩带包括各类变质、变形的玄武岩、橄榄岩、蛇纹石化超基性岩、辉长岩、富硫化物的硅质层和少量硅质碎屑沉积岩。这些岩类在 2963~3075 Ma 期间至少经历过两个阶段钙—硅质交代和多期变形。交代作用较弱的枕状玄武岩、橄榄岩、辉长岩和闪长岩富含 LREE、近水平的 HREE 和 HFSE(特别是 Nd)亏损的痕量元素模式,指示俯冲带的地球化学特征。超基性岩枕和堆晶岩呈现明显的  $\epsilon_{Nd}$  正值,从 +1.3 至 +5.0,符合强烈亏损的地幔源特征。Ivisaartoq 绿岩带与显生宙弧前蛇绿岩地质特征的相似性指示西格陵兰 Ivisaartoq 绿岩带代表了古太古代上俯冲带洋壳的存在。西格陵兰具有洋壳特征的蛇绿岩的存在,指示了板块运动过程中洋板块的消亡和陆壳的形成,说明在地球演化过程中,某些地区从古太古代

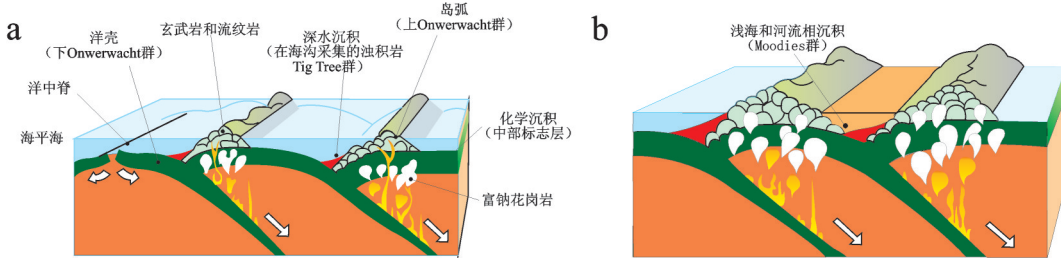


图2 早期海洋及陆壳的形成<sup>[18]</sup>

- a—小洋板块俯冲形成的洋内弧,主体为洋壳组合和TTG;
- b—洋内弧的发展形成典型的大陆地壳,出现浅海和河流相沉积

Fig.2 Formation of early oceanic and continental crust<sup>[18]</sup>

a—Subduction of small oceanic plates that formed the intra oceanic arcs at the early stage of the Earth; b— Micro—continents, shallow marine and river sediments that took place through evolution of the intra oceanic arcs

已进入板块机制<sup>[17]</sup>。

### 2.1.3 板块运动启动于中太古代

西澳Pilbara陆块区是世界上太古宙地质体保存最好的地质单元之一,岩石记录从古太古至新太古代。如果板块构造运动过程从太古宙启动,Pilbara陆块区则是研究这一过程最好的野外实验室。

东Pilbara古太古代岩石形成陆块区的古陆核,3.52~3.25 Ga基性和中性火山岩的地球化学特征指示与现代俯冲过程差异较大,而与地幔柱背景更相似。但其中有些层序表现出与现代俯冲带岩浆作用的地球化学特征相吻合。西Pilbara陆块区与东Pilbara陆块区的岩石地层、地球化学和构造样式存在明显反差。从西Pilbara陆块区以及赋存De Grey超

群的盆地提供了与现代俯冲过程相似的有力证据。覆盖在古老的东陆块区陆核的西和北部边缘的西部火山岩地层形成带状,岩浆既源于亏损地幔源,又同时具有富集的地球化学双重特征,因此不能用地壳混染来进行解释。重要的是该区具有的与现代俯冲过程相似的证据。尽管地球化学不是唯一可信的证据,但它也来自其他几个独立的地质学证据,包括线状岩浆的和构造组构、外来绿岩带的存在,以及广泛发育的同位素特征上与初生地壳更接近的地质体。这些综合特征沿3.12 Ga东Pilbara地体的西北缘出现,最可能位于洋内弧的构造背景(图3)。其后该地体增生到东Pilbara陆块区陆核之上,形成2.97~2.95 Ga的De Grey超群玄武岩-高镁闪长岩套。东Pilbara地体

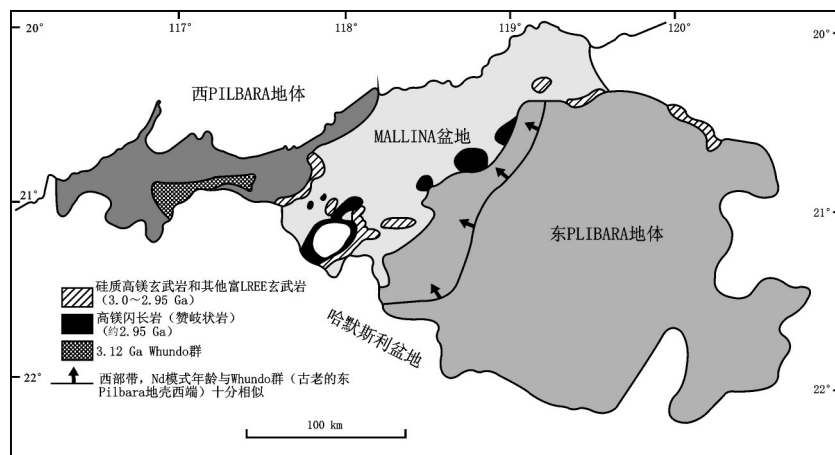


图3 西Pilbara地体和Malina盆地中富镁岩浆单元俯冲带以及古老Pilbara地壳西部界线被年轻(约3.2 Ga)Nd亏损地幔模式年龄限定分布图<sup>[19]</sup>

Fig. 3 Map showing the distribution of various subduction-enriched magmatic units of the West Pilbara Terrane and the Mallina Basin, as well as the western limit of 'old Pilbara crust' as defined by young (about 3.2 Ga or younger) Nd depleted-mantle model ages<sup>[19]</sup>

广泛存在的中太古代组合显示了板块构造过程,与现代汇聚大陆边缘特征十分相似,指示3.12 Ga的具现代洋弧特征的西Pilbara地质体,于2.97 Ga拼贴(俯冲)至东Pilbara地体的西北缘,并在东、西Pilbara之间形成时代稍晚的盆地沉积(Mallina basin),表明现代样式的板块俯冲作用的诞生至少从中太古代业已启动<sup>[19]</sup>。

此外,欧洲芬兰斯堪的那维亚地盾东北部Kola和Karelia之间,中太古代Belomorian榴辉岩省还提供了太古宙时期深俯冲作用的例证。该区发育了两种类型的榴辉岩:俯冲型Salma组合和榴辉岩相基性岩墙的组合。Salma榴辉岩的原岩被推断为正常的辉长岩、Fe-Ti辉长岩和橄长岩互层序列,为形成于2.9 Ga缓慢扩张洋脊背景。主要俯冲事件和榴辉岩相变质发生于2.87~2.82 Ga。铁镁质岩浆注入活动陆缘深部,形成Gridino基性岩墙的时间始于2.87 Ga,并在2.82~2.78 Ga碰撞期产生榴辉岩相变质。这次碰撞导致Karelia, Kola和Khetolamba陆块的聚合和中太古代Belomorian增生-碰撞造山带的形成<sup>[20]</sup>。但Li et al.<sup>[21]</sup>通过中俄地质学家合作,从Gridino榴辉岩中获得的变质事件年龄约2.7 Ga,单个样品测定的年龄值分别为(2698±28)Ma、(2649±31)Ma、(2707±31)Ma等,说明芬兰斯堪的那维亚地盾东北部Kola和Karelia之间碰撞造山带的形成可能发生于新太古代早期(约2.7 Ga)。

#### 2.1.4 板块运动从新太古代开始运行

板块运动始于新太古代有较多的岩石学和地球化学证据,文献中越来越多地报道了全球一些重要克拉通上存在新太古代板块运动的地质记录。俯冲带是板块运动存在的重要证据,其岩浆作用的产物包括岛弧拉斑玄武岩(IAT)、钙碱性玄武岩(CAB)、玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩(BADR)组合、玻安岩、苦橄岩、硅质高镁玄武岩(SHMB)、埃达克岩、高镁玄武岩和富铌玄武岩等<sup>[22-24]</sup>。在这些岩石类型中,对玻安岩的识别越来越引起重视。这是一种>8% MgO>52% SiO<sub>2</sub>和<0.5% TiO<sub>2</sub>的火山岩,不相容元素明显亏损,而亲石大离子元素(LILE)不同程度富集,形成于俯冲作用初期或赋存在热的俯冲带中。玻安岩常与IAT共生,或出现在SSZ型蛇绿岩中。Izu-Bonin-Mariana前弧中包括玻安岩在内的岩浆岩组合的研究成果也引起中国前寒武地

质研究工作的高度重视。

在中国华北克拉通各个陆块内(阴山、冀辽、陕豫皖、渤海东及鲁西陆块等)的新太古代地质体中发现了越来越多的与板块运动有关的岩石学证据,如从阴山陆块色尔腾山岩群中识别出的富Nb玄武岩和高镁安山岩等两类具有特殊构造意义的岩石<sup>[25]</sup>,指示洋内弧岩石组合的存在。在鲁西新太古代镁质安山岩的鉴别<sup>[26]</sup>,以及山西五台山新太古代高镁安山岩的识别<sup>[27]</sup>等均为中国华北克拉通新太古代板块运动的启动提供了重要信息。

Guo et al.<sup>[28]</sup>对冀东洒河桥一带原划迁西岩群中的变质中基性火山岩(二辉麻粒岩)的岩石学及地球化学进行了系统研究。原作者根据地球化学资料,划分出4种岩石类型:第一类为低SiO<sub>2</sub>、Yb、Nb/Ta和高Ni、Cr的正常洋中脊玄武岩(N-MORB),系亏损地幔部分熔融的产物;第二类显示右斜的REE和近水平的多元素分布模型,Nb有不同程度亏损,具有地幔楔部分熔融形成的初始弧玄武岩的地球化学特征;第三类为玄武岩和安山岩组合,LREE富集,HREE亏损,Nb和Ta亏损明显,系形成于汇聚板块边缘;第四类为富铌玄武岩(NEB),成因与富HFSE地幔源的熔融有关。这四种岩石的组合表明构造背景与汇聚边缘的俯冲作用有关。

值得重视的是Wang et al.<sup>[29]</sup>从辽西太古宙变质火山岩中鉴别出5种地球化学类型的变质火山岩,分别是洋中脊玄武岩、岛弧拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩、埃达克岩和高镁安山岩,认为它们形成于新太古代2.5~2.6 Ga的洋内弧构造环境。第一类玄武岩具有N-MORB和E-MORB的典型地球化学特征,(Nb/La)<sub>PM</sub>比值较高,分别为0.90和1.27。第二类玄武岩具弱到明显的Nb-Ta-Ti负异常,(Nb/La)<sub>PM</sub>比值较低,为0.46~0.79,地球化学特征明显不同于MORB,而与岛弧拉斑玄武岩相似。第三类玄武岩为钙-碱系列,REE具球粒陨石标准化分离结晶特点,在原始地幔标准化微量元素图中,Nb-Ta明显号亏损。第四类表现出REE的强烈分异,有较高的(La/Yb)<sub>N</sub>和Sr/Y比和Eu正异常,与现代岛弧或太古宙绿岩带变质火山岩中埃达克岩(adakitic rock)地球化学特征相近。第五类为变质的钙-碱性安山岩,含较高的MgO, Ni和Cr含量,属于高镁安山岩系列。根据Ishizuka et al.<sup>[30]</sup>研究Izu-Bonin-Mariana



的资料,辽西新太古代变质火山岩呈现洋内弧特征的岩石组合,从洋中脊玄武岩的喷发,经过高镁安山岩、拉斑玄武岩到钙碱性玄武岩,经历了从初始弧到成熟弧的演化过程,只是新太古代岩石经历了强烈变动,同位素测年精度也难以构建精细年代格架,因此难以建立辽西新太古代洋内弧精细的演化序列,但5种类型岩石提供了与Izu-Bonin-Mariana相似的洋内弧岩石类型,对认识该区洋/陆转换及早期动力学机制有重要意义。

除上述俯冲带的岩石组合外,一些学者还根据花岗岩类特征及成因,探讨了板块运动启动的时间。太古宙末期的3.0~2.5 Ga是地质记录中极为重要的变化时期。在这一时期太古宙克拉通花岗岩类的特征及岩石成因发生多样化。Laurent<sup>[31]</sup>将这一时期的花岗岩类分为4种类型:TTG,富Mg、Fe和K的赞岐岩类(sanukitoids),过铝质和富K黑云母及二云母花岗岩,及混合成因的高K花岗岩。尽管在不同克拉通之上花岗岩侵位的时代不同,但大致可分为两个阶段:早期较长时期的TTG侵位(0.2~0.5 Ga)和其后较短期的其他类型花岗岩侵位。原作者认为该序列代表了地史中第一个全球俯冲-碰撞旋回。因此太古宙-元古宙的转变代表了地球热损耗机理的重大改变。在3.0~2.5 Ga之前发生大规模的岩浆分异,以原大陆(proto-continents)的形成为特征,但没有明显的星球尺度的旋回特征。此后由于板块构造的启动及全球威尔逊俯冲-碰撞旋回导致地球的热损耗。太古宙末期由于岩石圈板块的稳定化,造成这一时期的板块足够大、冷和刚性,从而经历了俯冲和碰撞,导致板块构造的启动。

#### 2.1.5 板块运动从元古代开始运行

赵国春<sup>[32]</sup>认为作为板块运动的最终结果,大陆碰撞造山带是识别地球历史演化中板块构造机制起主导作用的重要标志。大陆碰撞带变质作用一般以顺时针 $P-T$ 轨迹演化为特征,尤其伴有峰期变质之后的等温减压过程。具有峰后等温减压过程的顺时针 $P-T$ 轨迹是识别地球早期的板块构造作用的重要标志之一。作为世界上最古老的陆壳之一,华北克拉通基底岩石变质作用 $P-T$ 演化在过去几年已得到广泛深入的研究,使得该克拉通可能成为应用大规模变质作用 $P-T$ 轨迹途径来探讨构造环境和构造演化过程的最佳场所。赵国春提出华

北陆块区可划分为3个小的陆块(东部陆块、阴山陆块和鄂尔多斯陆块)和3个古元古代活动带(华北中部碰撞带、孔兹岩带和胶-辽-吉带)。东部陆块和阴山陆块新太古代基底岩石变质作用具有等压冷却型逆时针 $P-T$ 演化轨迹特征,反映变质作用热源与大量地幔岩浆底板垫托或侵位有关。地幔柱模式可能是主导华北东部陆块和阴山陆块新太古代地壳形成和演化的主要构造机制,而板块构造在新太古代并不是其主要的构造机制。

赵国春<sup>[32]</sup>在文中强调碰撞造山作用是板块运动的重要标志,实质上俯冲作用已指示以水平运动为主导的板块运动的存在,因此就华北克拉通而言,板块运动至少从新太古代业已启动。

#### 2.1.6 板块运动从新元古代开始运行

上述介绍的观点认为,板块构造在地球早期的太古宙(甚至更早到地球形成后100 Ma内的Hadean期)就已出现。Stern<sup>[12]</sup>则提出了一个截然不同的观点,他认为地球构造形式是逐步演化的,早期存在着太古宙型构造活动,在古元古代约1.9 Ga时开始出现一种与板块构造类似的构造类型,在新元古代才开始出现具有现代风格的板块构造。原作者强调,要想全面认识板块构造启动的时间和机制,必须要有多学科的参与和交叉学科的研究。毫无疑问,争论有助于提高人们对“板块构造启动的时间和机制”这一问题的认识。

#### 2.2 2006年 Penrose 会议简况

随着国际地学界对板块运动启动时间关注度的日益提高,美国地质学会于2006年6月14—18日在怀俄明 Lander 召开的彭罗斯(Penrose)会议上,Condie et al.<sup>[33]</sup>主持召集了“*When Did Plate Tectonics Begin?*”分组讨论,参加讨论的约有60余名会议代表。会议主持人在会议简况报道中写道:尽管地球动力学模型支持岩石圈板块在整个地球历史中均存在,但对于这些板块何时及如何变成负浮力则是不清楚的。部分原因是我们不能确定地幔早期的热历史。多数与会者认为太古宙地幔是比较热的,但并不能肯定究竟有多热。一个相关和尚未解决的问题是有关太古宙早期大洋地壳的厚度。虽然通常认为比现代的要厚,因此太古宙板块更具浮力。

会议中最具争议的问题是现代岩石组合和俯

冲作用的  $P-T$  机理能否将板块构造应用到太古宙。与弧相似的岩石构造组合(玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩—硬砂岩和其他共生的少量岩石类型)至少在 2.0 Ga 是广泛存在的,在 3.0 Ga 也常见,且在一些地区发现大于 3.0 Ga 的这套组合。会议期间对具有这套组合的怀俄明 South Pass 太古宙绿岩带进行了考察。与俯冲有关的矿床至少在 2.7 Ga 是很常见的,而且与板块构造有关的沉积盆地(被动陆缘、前陆盆地、拉分盆地等)至少在 2.5 Ga 已经出现。可能的例证则可追溯到 3.0 Ga。板块构造双重热机理(低压高温和高压低温)至少在 2.8 Ga 已经出现,并可能回溯到 3.3 Ga。此外,碰撞造山作用似乎在 2.0 Ga 已经存在,而在澳大利亚的西 Pilbara 增生型造山作用在 3.5 Ga 业已出现。两种类型造山带中的地体均具有独特的边界。与俯冲作用有关的岩石组合相反,蓝片岩、超高压变质作用和蛇绿岩在地史中的 1.0 Ga 才很普遍,因此“现代样式”的板块构造在 1.0 Ga 以前并未启动。然而,太古宙时期的俯冲作用可能阻止了蓝片岩和超高压变质岩石返回地表。另一种可能性是太古宙的俯冲地热梯度可能太陡,穿过了蓝片岩的稳定区。但目前对地幔温度和俯冲地热梯度的关系并不很了解。虽然完整的蛇绿岩在 2.0 Ga 还未发现,在 1.0 Ga 前也很稀有,但许多太古宙绿岩带可能代表了上部洋壳的残留。会议期间考察了中怀俄明 Tin Cup 山的上部洋壳的残留。如果太古宙洋壳比现代的厚度大,那么其上部唯有仰冲才能被保存。

在会议开始和结束前就板块构造何时开始进行了非正式投票。虽然两次投票结果,约 70% 赞成板块构造在 2.5~4.0 Ga 的某一时段业已启动,约有 20% 的与会者改变了他们的初衷。一位代表倾向“现代样式”的板块构造在 1.0 Ga 开始运行。尽管不是全部与会者赞同,目前的多数证据指示“现代样式”的板块构造是从早期太古宙某一时期原板块构造(proto-plate tectonics)演化而来。会议代表完全赞同关于板块构造何时开始的问题是理解固体地球系统演化的关键。

### 2.3 板块运动启动时间的标志和证据

板块构造重要标志的水平运动在刚性岩石圈形成后的表层成为重要的运动型式。尽管在地球最早期的 550 Ma 时间段内没有岩石圈的记录被保

存,但西澳 Jack Hills 已知最古老的碎屑锆石 Ti 温度计和 O 同位素资料表明,地球表面约在 4.4 Ga 前已存在冷水<sup>[34]</sup>。这表明板块构造的一个基本条件——刚性的岩石圈在那时已存在。古老的 Jack Hills 锆石的同位素体系表明具有现代地球汇聚大陆边缘钙碱性岩浆作用和地壳深熔作用的特征约 4.4 Ga 前的大陆业已存在,即俯冲作用可能已启动<sup>[35]</sup>。在最古老的 TTG 片麻岩中的构造样式与较年轻造山带相似,西格陵兰保存较好的 Ivisaartoq 绿岩带被视为太古宙弧前地壳最好的证据之一。

Condie<sup>[36]</sup>认为初始大陆地壳的主体的形成与 2.7~1.8 Ga 的地幔柱活动有关,并与至少从中太古代业已存在的板块构造机制重叠。Nutman et al.<sup>[37]</sup>及 Polat & Kerrich<sup>[38]</sup>则提出板块构造启动的时间可能更早,因为在南非巴布顿存在古太古代玻安质科马提岩。这表明从地幔柱到板块机制的转换在空间和时间上不是固定的,这种转换与板块构造前与地幔柱有关的垂直运动变成与板块运动有关的水平运动占优势的地球动力学模型是一致的。

Condie & Kröner<sup>[39]</sup>较系统地总结了与板块构造相关的构造岩石组合(表 1),以及另外一些板块构造识别标志(表 2)。

许多前寒武纪岩浆岩显示与现代俯冲环境相近的地球化学、岩石学和同位素特征,指示形成于相似的构造背景。加拿大地盾 Trans-Hudson 古元古代造山带提供了极好的例证,造山带中与俯冲有关的岩石组合的微量元素特征与现代洋内弧几乎完全相似。现代弧前位置出现的玻安岩也从 Pilbara 造山带 3.12 Ga 的 Whundo 组合和 >3.7 Ga 的 Isua 绿岩带中被发现。其他的例证还有芬兰和瑞士西南的 Svecofennian 地体、西澳 Capricorn 古元古代造山带、西非 2.1 Ga 洋底高原和弧地体、俄罗斯科拉半岛 2.45~1.9 Ga Pechenga-Varzuga 带、美国西南部 1.86~1.6 Ga Mazatzal 和 Yavapai 省等。最后从太古宙 Man 和圭亚那地盾之下地幔中含金钢石榴辉岩的化学和氧同位素体系表明俯冲作用至少从新太古代业已开始,因为异常高的氧同位素值反映了俯冲前和深部构造埋藏作用与古海水的交代。

## 3 热动力学模拟的最新进展

关于板块构造起始时间的讨论主要源于地质、



表1 板块构造的构造岩石组合特征<sup>[39]</sup>Table 1 Petrotectonic assemblages characteristics of plate tectonics<sup>[39]</sup>

组合	广泛分布/Ga	首次出现/Ga
蛇绿岩	≤1.0	3.8
岛弧和弧后	2.7	3.1
增生楔和远洋沉积	≤1.0	2.7(3.8?)
前陆盆地	≤2.0	2.7(3.25?)
蓝片岩和超高压岩石	≤0.1	0.85(1.0?)
被动陆缘	≤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2 其他板块构造识别标志<sup>[39]</sup>Table 2 Other indicators of plate tectonics<sup>[39]</sup>

识别标志	广泛分布/Ga	首次出现/Ga
超高压变质作用	≤0.1	0.6
双变质带	≤2.7	3.3
转换断层和缝合带	≤2.7	3.6(?)
碰撞造山作用	≤2.0	2.2
增生造山作用	≤2.7	3.8~3.7(?)
古地磁证据	≤2.7	≥3.2(?)
地球化学	≤2.7	3.1
同位素	≤3.0	≥4.0
大陆	≤2.7	≥3.0(?)

岩石和地球化学的观测。然而这些地质观测资料的解释并不能确定前寒武纪构造体制的样式。一方面有众多证据表明,太古宙,特别是中一新太古代板块构造和俯冲作用的存在。然而一些学者提出俯冲作用的现代样式只是在元古宙蛇绿岩和新元古代晚期超高压变质作用出现后才运行。地球板块构造似乎不是在一个特定时期出现的独立全球“事件”,在太古宙早期到晚期,它可能从局部开始,而逐渐变得广泛<sup>[40]</sup>。

为了解释显生宙和前寒武纪地球动力学的差异,正在进行一系列2D数字模拟实验。实验之一是应用岩石学-热动力数字模拟进行,通过模拟自然运动的大陆板块碰撞,以现代为基准,估计上地幔周围温度和放射性热生成的增加数量。如Sizova et al.<sup>[41]</sup>用洋-陆俯冲的2D岩石-热动力模型进行模拟试验,系统调查活动板块边缘构造-变质和岩浆作用、上部地幔温度、地壳放射性热的生成和在流体及熔体影响下岩石圈软弱的程度。根据

这些实验确定“非俯冲”到“前俯冲”,最后到现代样式俯冲作用的一级转变点。

模拟实验表明首次转换是渐变的,出现在上地幔温度高于现代值250~200°C的情况下,然而第二次转换是突变,温度仅高175~160°C。地质观察和模型结果指示现代板块构造体制可能在中一新太古代3.2~2.5 Ga已经出现。在前俯冲构造体制状态下(上地幔温度高于现代175~250°C),板块由于来自下伏热的岩石圈地幔熔体广泛渗透而变软。因而汇聚不能产生自身支撑的一侧俯冲,但可能造成双向岩石圈的下插和大陆板块之下洋板块的浅俯冲。当上地幔温度增加到>250°C时则转变为非俯冲机制,小规模变形的板块水平位移被内部应力调整,即使浅俯冲也不能形成。

还有一些模拟实验表明,太古宙早期地球动力学以地幔柱构造和岩石圈拆沉为主。类洋和类陆岩石圈由于莫霍面温度>800°C,从而产生流变的软弱带,以及从部分热的熔融岩石圈的渗透,排除了稳定俯冲作用发生的可能性(相当于非俯冲状态)。地球上广泛发育的现代样式俯冲作用开始于中一新太古代,其标志是双变质杂岩的出现及大陆岩石圈地幔中最老的榴辉岩的年龄。许多模型提出这种转变出现在地幔温度比现代高约200°C,引起大陆和大洋类型板块的稳定。由于热的地幔温度,板片拆离在前寒武纪更频繁,造成比现代更多的周期性俯冲。

#### 4 地球早期和后期板块作用的差异性

长期以来,地质学家们围绕早期板块边界性质、俯冲碰撞过程、高级区与低级区关系,典型造山带组成、变质作用及运动学,早期大洋地质记录等开展研究工作,对早前寒武纪板块构造过程和作用方式进行了许多卓有成效的探索。但是,早前寒武纪板块构造的地质记录并不等同于显生宙板块构造。早期地球表面以高热流为特点,地壳涉及强烈的再循环作用,地幔对流可能造成古陆壳向地幔内的循环和快速消亡,类似蛇绿岩和高压变质带等板块缝合证据不易保存或不易形成。

通过对现代碰撞造山带的研究而了解前寒武纪碰撞造山特点仍然是个谜。由于这个原因,通常根据板块构造应用统一的模型解释前寒武纪地质

及大陆复原。确实在现代和元古宙造山带之间,岩石类型有许多相似之处,如肢解的蛇绿杂岩、榴辉岩,以及在晚太古代在构造样式和岩浆岩化学成分的众多变化。

这些从新太古代和元古宙省的地质、地球化学和地球物理资料指示由于大洋岩石圈俯冲而引起洋盆的消亡,这与克拉通大规模侧向漂移完全一致。这已经根据古地磁资料被鉴别,从而导致许多研究者认为与现代地球相似的板块构造机制在前寒武纪已经运行,可能早到中太古代晚期。然而,在新元古代以前的地质记录中,从折返的变质岩石中,并没有蓝片岩或大陆壳深俯冲的证据。由于这些是显生宙板块构造和碰撞造山带的特征,研究者认为现代板块构造体制仅仅在元古宙,可能从新元古代才开始运行。

地球早期和后期地质作用的差异性早已为地质学界所公认,在研究板块作用时也充分注意到了这种差别。在一些国外文献中,多用“proto-plate tectonics”指地球早期板块构造,而用“modern-style plate tectonics”应用于与现代板块相似的早期以后的板块构造,二者转换的时代约在 1.0 Ga,我们对此持相同观点。从国外文献分析,持不同观点的学者在认识上并无根本分歧,认为板块运动启动早于新元古代的人也承认早、晚板块运动性质的差异;另一方面坚持板块运动启动于新元古代的研究者也同意此前的动力学体制与板块运动有一定程度的相似性。根据扬子克拉通东南大陆边缘及其他地区的研究成果,新元古代早期的板块作用已具有现代板块运动特征,形成了 SSZ 型蛇绿岩(伏川、樟树墩等)、弧火山岩、弧侵入岩及弧前增生楔等指示洋陆转换的产物。新疆柯坪蓝片岩的形成时代也被标定为新元古代,因此,大致从新元古代开始,板块运动已具现代样式(modern-style)。此前的板块运动虽与现代样式板块运动具有一定的相似性,亦具明显的差异性,为了突出地史过程中地质作用和板块运动的阶段性特征,我们在对变质岩区的大地构造相进行划分时分成 3 个阶段并使用了不同的命名规则<sup>[42]</sup>:

#### (1) >2.8 Ga 的前新太古代陆核

根据中国大陆古老变质岩石分布的状况,前新太古代岩石分布范围小且零散,难以像格陵兰、南

非巴布顿和西澳那样,从广布的古老露头中重溯中太古代,甚至古太古代地史演化特点。使用陆核一词有两个涵义,一是指时代上大于 2.8 Ga 的岩石(不一定是地球上最早形成的岩石),二是编图中不再对其形成的板块构造环境进一步界定,但并不代表它一定是前板块机制,只是由于出露范围过小,提供的地史演化信息量有限,难以确定它的构造机制。

#### (2) 从新太古代至中元古代末的原板块构造

地球进入原板块构造机制,有明显的水平运动和洋陆转换及陆陆碰撞,但没有经典和大量的蛇绿岩和高压—超高压变质带。对这一阶段大地构造环境的划分,一律冠以“古”字,如古裂谷、古岛弧等,以表示与现代样式板块环境的区别。

#### (3) 从新元古代开始的现代样式板块构造

从新元古代开始,大地构造相的命名不再冠以“古”字,一律使用正常板块构造环境名称,如蛇绿混杂带、海山、增生楔、岛弧、裂谷等,表示已进入新元古代以后现代样式板块构造机制。

显然,关于板块运动何时启动的问题是一个涉及面广及争议很大的科学问题,也远超越了作者的知识范畴。作者只是根据所能理解和搜集到的有限资料,依据超大陆研究、板块运动的地质学标志和数值模拟的进展,介绍当前文献中对板块运动启动时间的不同认识。在分析诸多不同认识的基础上,结合作者对中国前寒武纪演化特点的认识,赞同对板块运动启动的下述基本观点,并探索性地应用于对中国大地构造的分析和研究:

(1) 板块运动不是一个全球性独立和等时启动的重大构造-热事件,板块运动可能在某些地区在相对较早历史时期即已启动,而在另一些地区则在相对较晚历史时期才开始运行。

(2) 板块运动的重要标志是板块的漂移和板块的俯冲,而板块俯冲产生的岛弧及洋玄武岩(oceanic basalts)等一系列岩石组合和地球化学标志存在于众多克拉通,包括华北克拉通的新太古代岩石记录中。因此,板块运动在许多地区在新太古代业已启动。这一时期的板块运动还造成部分克拉通之间非超大陆规模的陆陆碰撞。

(3) 指示大陆板块碰撞和洋板块消亡的地质记录保存在古元古代中—晚期许多造山带中,该时期造山运动的结果是全球哥伦比亚超大陆的形成。

(4)新元古代以来的板块运动具备了现代板块运动的许多特点,突出表现在蛇绿岩-蛇绿混杂岩、蓝片岩和高压-超高压榴辉岩的出现,表现出与先前板块运动地质记录的明显差异。因此,新元古代前的板块构造可称为“proto plate tectonics”,而新元古代以来的板块构造则称为“modern-style plate tectonics”。这种板块运动特点的差异可能与地史不同时期地幔温度的差异有关。

**致谢:**笔者分别自2006年和2008年开始参与了《中国地质调查局《全国成矿地质背景研究》和《全国区域地质志》编写的相关工作,从相对熟悉和传统的前寒武纪地层学、年代学和区域地质学的研究转入到生疏的大地构造学的研究领域。多年来在李廷栋和叶天竺的领导和支持下,与肖庆辉、潘桂棠、邓晋福、冯益民、李锦轶、丁孝忠、冯艳芳、张进等共同探讨和不断学习,对前寒武纪大地构造逐步有了一些心得。参与与本项研究工作的还有王明镇、牛广华、李怀坤、康健丽、郝爽等。本文曾在2014年5月纪念李春昱先生逝世110周年“板块构造理论与中国大陆构造”学术研讨会及2015年5月地质志内部交流会做过汇报。现应《中国地质》编辑部王学明的邀请,将汇报材料整理成文发表。对上述所有给予帮助和支持的同仁一并致以衷心感谢。

#### 参考文献(References):

- [1] Nance R, Damian J, Brendan Murphy, M Santosh. The supercontinent cycle: A retrospective essay[J]. *Gondwana Research*, 2014, 25:4-29.
- [2] Neill C O, Debaille V. The evolution of Hadean-Eoarchean geodynamics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*. 2014, 406: 49-58
- [3] McMenamin M A S, Mc Menamin D L S. The Emergence of Animals[M].*The Cambrian Breakthrough*. Columbia University Press, New York, 1990, (217 pp.).
- [4] Rogers J J W. A history of continents in the past three billion years[J]. *J. Geol.*, 1996, 104: 91-107.
- [5] Hoffman P F. Tectonic genealogy of North America. in *Earth structure*[C]//van der Pluijm B A, Marshak S (eds.). *An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. McGraw-Hill, New York, 1997: 459-464.
- [6] Meert J G. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent[J].*Gondwana Research*,2012, 21, 987-993.
- [7] Eriksson P G, Condie K C. Cratonic sedimentation regimes in the ca. 2450-2000 Ma period: relationship to a possible widespread magmatic slowdown on Earth?[J].*Gondwana Research*,2013, 25: 30-47.
- [8] Pisarevsky S A, Wingate M T D, Powell C McA, et al. Models of Rodinia assembly and fragmentation[C]//Yoshida, M., Wincley B F, Dasgupta S, et al(eds.). *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*[J], vol. 206. Geological Society of London, London, 2003: 35-55 (Special Publication).
- [9] Rogers J J W, Santosh M. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia[M]. *Gondwana Research*, 2009, 15: 373-380.
- [10] GeryaTaras. Precambrian geodynamics: Concepts and models[J]. *Gondwana Research*,2014, 25:442-463.
- [11] Condie Kent C, Kroner A. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record[J]. *GeolSocAmeSpe Pap*, 2008. 2014, 440: 281-294.
- [12] Stern R J. When did plate tectonics begin on Earth? Theoretical and empirical constraints[J]. *Chinese Bulletin of Science*, 2007, 52: 578-591.
- [13] Nutman A P, Allaart J H, Bridgwater D, et al. Stratigraphic and geochemical evidence for the depositional environment of the early Archean Isua Supracrustal Belt, Southern West Greenland[J]. *Precambrian Research*,1984, 25 (4):365-396.
- [14] Polat A, Hofmann A W, Rosing M. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7- 3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the Earth[J]. *Chemical Geology*, 2002, 184, 231-254.
- [15] Furnes Harald, Minik Rosing, Yildirim Dilek, et al. Isua supracrustal belt (Greenland) —A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archeogeology[J].*Lithos*,2009, 113:115-132
- [16] Dilek Y, Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere[J]. *Geological Society of America Bulletin*,2011, 123 (3/4): 387-411.
- [17] Polat A, Hofmann A W. Alteration and geochemical patterns in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland[J]. *Precambrian Research*,2003, 126, 197-218.
- [18] Terence McCarthy, Bruce Rubidge. *The story of Earth & Life*[M]. Compiled by staff of the School of Geosciences, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 2005: 333.
- [19] Smithies R H, M JVan Kranendonk, D C. Champion.The Mesoarchean emergence of modern-style subduction[J]. *Gondwana Research*,2007,11: 50-68.
- [20] Mints M V, Ksenia A Dokukina, Alexander N. Konilov.The Meso-Neoarchean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution[J]. *Gondwana Research*,2012.25: 561-584.
- [21] Li Xiaoli, Lifei Zhang, Chunjing Wei, Alexander .Slabunov. Metamorphic *PT* path and zircon U- Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province,



- Russia[J]. *Precambrian Research*, 2015, 268:74–96.
- [22] Polat A, Kerrich R. Reading the geochemical fingerprints of Archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in a mobile tectonic regime[J]. *Am. Geophys. Monogr.* 2006, 164: 189–213.
- [23] Li Y B, Kimura J I, Machida S, et al. High-Mg adakite and low-Caboninite from a Bonin Forearc seamount: implications for the reaction between slab melts and depleted mantle[J]. *J. Petrol.* 2013, 54: 1149–1175.
- [24] Manikyamba C, Jyotiskar Ray, Sohini Gangulya M, et al. Boninitic metavolcanic rocks and island arc tholeiites from the Older Metamorphic Group (OMG) of Singhbhum Craton, eastern India: Geochemical evidence for Archean subduction processes[J]. *Precambrian Research*, 2015, 271:138–159.
- [25] 陈亮. 固阳绿岩带的地球化学和年代学[R]. 中国科学院地质与地球物理研究所. 博士后出站报告. 2007: 1–40.  
Chen Liang. Geochemistry and geochronology of the Guyang Greenstone Belt. Institute of Geology and Geophysics[R]. Chinese Academy of Sciences. Post-doctoral Report. 2007: 1–40 (in Chinese).
- [26] 冯艳芳, 邓晋福, 王世进, 等. 鲁西地区早前寒武纪花岗岩类中镁安山质岩石系列(MA)的识别及大陆地壳生长[J]. *中国地质*, 2010, 37(4): 1119–1129.  
Feng Yanfang, Deng Jinfu, Wang Shijin, et al. The recognition of the magnesian andesitic series (MA) in the Precambrian granitic rocks in western Shandong Province and the continental crustal growth[J]. *Geology in China*, 2010, 37(4): 1119–1129 (in Chinese with English abstract).
- [27] 张永忠, 刘翠, 邓晋福, 等. 五台山新太古代绿岩带中高镁安山岩(HMA)的化学特征[J]. *地学前缘*, 2012, 19(5): 187–194.  
Zhang Yongzhong, Liu Chu, Deng Jinfu et al. Chemical characteristics of high magnesian and esites in the Neoproterozoic Wutai Greenstone Belt[J]. *Earth Sciences Frontiers*, 2012, 19(5) 187–194 (in Chinese with English abstract).
- [28] Guo R, Liu Shuwen, M Santosh et al., Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes of metavolcanics from eastern Hebei reveal Neoproterozoic subduction tectonics in the North China Craton[J], *Gondwana Research*, 2013, 24:664–686.
- [29] Wang Wei, Shuwen Liu, M Santosh, et al. 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[J]. *Earth–Science Reviews*, 2015, 150: 329–364.
- [30] Ishizuka Osamu, Kenichiro Tani, Mark K. Reagan. Izu–Bonin–Mariana Forearc Crust as a Modern Ophiolite Analogue[J]. *Elements*, 2014. VOL. 10, PP. 115–120.
- [31] Laurent O, H Martin J F, Moyen R D, et al. The diversity and evolution of late–Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern–style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga[J]. *Lithos*, 2014, 20:208–235.
- [32] 赵国春. 从变质作用观看板块构造何时在华北克拉通开始[J]. *地学前缘*, 2007, 14(1): 19–32.  
Zhao Guochun. When did plate tectonics begin on the North China Craton? Insights from metamorphism[J]. *Earth Science Frontier*, 2007, 14(1): 19–32 (in Chinese with English abstract).
- [33] Condie Kent C., Alfred Kröner, Robert J. Stern. When Did Plate Tectonics Begin?[J]. *GSA, TODAY*, 2006; 40–41.
- [34] Watson, E.B., and Harrison, T.M., Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth[J] *Science*, 2005, 308: 841–844.
- [35] Harrison T M, Blichert–Toft J, Müller W, et al. Heterogeneous Hadean Hafnium: Evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga[J]. *Science*, 2005, 310: 1947–1950.
- [36] Condie K C. *Earth as An evolving planetary System*[M]. Elsevier Academic Press, 2005: 447.
- [37] Nutman A P, Friend C R L, Bennett V C. Evidence for 3650–3600 Ma assembly of the northern end of the Itsaq Gneiss Complex, Greenland: Implication for early Archean tectonics[J]. *Tectonics*, 2002, v. 21, doi: 10.1029/2000TC001203.
- [38] Polat A, Kerrich R. Precambrian arc associations: Boninites, adakites, magnesian andesites, and Nb–enriched basalts[C]// Kusky, T M, (ed.), *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, 2004, p: 567–597.
- [39] Condie K C, Kröner A. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record[C]//Condie K C, Pease V (eds.). *When Did Plate Tectonics begin on Planet Earth?*. The Geological Society of America, Special Paper, 2008, 440: 281–294.
- [40] Gerya T V. Plume–induced crustal convection: 3D thermo mechanical model and implications for the origin of novae and coronae on Venus[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 391:183–192.
- [41] Sizova E T Gerya, M Brown, et al. Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments[J], *Lithos*, 2010, 116(3/4): 209–229.
- [42] 陆松年, 郝国杰, 王惠初, 等. 中国变质岩大地构造图说明书[M]. 北京: 地质出版社, 2015, 92.  
Lu Songnian, Hao Guojie, Wang Huichu, et al. *A Booklet of the Geotectonic Map of China Metamorphic Rocks* [M]. Beijing: Geological Publishing House. 2015, 92 (in Chinese).