

# 地球核幔相互作用的 W 同位素研究进展\*

杨振<sup>1,2</sup> 王桂琴<sup>1,3\*\*</sup> 徐玉明<sup>1,2</sup> 曾玉玲<sup>1,2</sup>

YANG Zhen<sup>1,2</sup>, WANG GuiQin<sup>1,3\*\*</sup>, XU YuMing<sup>1,2</sup> and ZENG YuLing<sup>1,2</sup>

1. 同位素地球化学国家重点实验室,中国科学院广州地球化学研究所,广州 510640

2. 中国科学院大学,北京 100049

3. 中国科学院比较行星学卓越创新中心,合肥 230026

1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. CAS Center for Excellence in Comparative Planetology, Hefei 230026, China

2021-12-31 收稿, 2022-03-15 改回.

Yang Z, Wang GQ, Xu YM and Zeng YL. 2022. A review of the W isotope research for the Earth's core-mantle interaction. *Acta Petrologica Sinica*, 38(6):1655–1666, doi:10.18654/1000-0569/2022.06.07

**Abstract** The challenge of studying the Earth's core-mantle interaction is that the samples at the boundary between core and mantle cannot be obtained by current technology. Ocean island basalts and flood basalts are considered to be the products of decompression-melting of mantle plumes, which carry the materials in the core-mantle boundary and are the best samples for researching the core-mantle interaction in the Earth. The isotope of  $^{182}\text{W}$  becomes an important tool for researching the Earth's core-mantle interaction because of the unique geochemical properties of  $^{182}\text{Hf}$ - $^{182}\text{W}$  isotope system. This paper introduces the basic principle of W isotope as tracer and reviews the research progress of W isotope in the Earth's core-mantle interaction. The published data has shown that the global oceanic island basalts are characterized by W content enrichment ( $67 \times 10^{-9} \sim 855 \times 10^{-9}$ ) and  $^{182}\text{W}$  isotope depletion ( $\mu^{182}\text{W} = -0.1 \sim -16.1$ ), which suggest the ocean island basalts might be derived from the "Core-Mantle Equilibrated Reservoir". On the other hand, the flood basalts from the Baffin Bay and Ontong Java Plateau are characterized by enrichment of  $^{182}\text{W}$  ( $\mu^{182}\text{W} = 23.4$ ), which indicate these samples might be derived from the "Early Formed Mantle Reservoir". The difference of  $\mu^{182}\text{W}$  between ocean island basalts and flood basalts might be caused by the heterogeneity of mantle plumes (eg. head-positive vs. tail-negative). In addition, the  $\mu^{182}\text{W}$  anomaly could also be caused by other reasons, such as it might be from isolated preservation of primitive mantle reservoirs, or partial mixing of the late veneer, or inefficient differentiation of the Earth core-mantle, and so on. However, the core-mantle exchange mechanism of W isotopes is still controversial.

**Key words** W isotope; Core-Mantle Interaction; Mantle plume; Ocean island basalt; Flood basalt

**摘要** 地球核幔相互作用的研究难点在于无法获得实际样品。洋岛玄武岩和溢流玄武岩被认为是地幔柱减压熔融的产物,携带了核幔边界的物质信息,可作为研究地球核幔相互作用的样品。 $^{182}\text{Hf}$ - $^{182}\text{W}$  同位素体系的特殊化学性质,使 W 同位素成为研究核幔相互作用的重要工具。本文介绍了 W 同位素示踪的基本原理,并回顾了核幔相互作用的 W 同位素研究进展。目前已发表的数据表明,全球洋岛玄武岩具有 W 元素丰度富集( $67 \times 10^{-9} \sim 855 \times 10^{-9}$ )、 $^{182}\text{W}$  同位素亏损( $\mu^{182}\text{W} = -0.1 \sim -16.1$ )的特征,由此推断洋岛玄武岩可能来源于核幔平衡源区。Baffin Bay 和 Ontong Java Plateau 溢流玄武岩则具有  $^{182}\text{W}$  富集( $\mu^{182}\text{W} = 23.4$ )的特征,可能来源于早期地幔源区。洋岛玄武岩和溢流玄武岩的  $\mu^{182}\text{W}$  差异可能是由地幔柱头尾异质性引起。此外,引起  $\mu^{182}\text{W}$  异常的其他原因可能有:原始地幔源区的隔离保存、后增生薄层物质的部分混入和低效的核幔分异作用。

\* 本文受国家重点研发计划项目(2020YFA0714800)、中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(XDB41020305)、国家自然科学基金项目(42073061)和国家国防科技工业局项目(D020203)联合资助。

第一作者简介:杨振,男,1996年生,博士生,地球化学专业,E-mail: yangzhen@gig.ac.cn

\*\* 通讯作者:王桂琴,女,1968年生,高级工程师,天体化学专业,E-mail: guiqinwang@gig.ac.cn

等。目前, W 同位素的核幔交换机制仍不清楚。

**关键词** W 同位素;核幔相互作用;地幔柱;洋岛玄武岩;溢流玄武岩

**中图法分类号** P542.5; P588.145; P597

地球核幔相互作用持续影响着地核和地幔的物理化学性质,进而广泛地影响了地球磁场运转、地幔岩浆对流和地表造山运动等过程,是深部地球研究的重要科学问题之一。地震波研究表明(Ahrens, 1982),地幔由镁铁质硅酸盐和氧化物组成,地核由 Fe-Ni 合金(90%)与 O、Mg、Si、S 等轻元素(10%)组成,以核幔边界(Core-Mantle Boundary, CMB)作为二者分离的界面。然而,对橄榄陨铁的研究表明,行星核幔边界是一个金属、硅酸盐和其他成分发生相互作用的区域(McKibbin *et al.*, 2019)。对地球而言,45 亿年来,地核和地幔通过核幔边界以缓慢的速度持续发生着核幔相互作用(Core-Mantle Interaction, CMI),互相传递热量、电流、动量和质量,并赋予了核幔边界以独特的物理化学性质(Buffett, 2015)。地球物理研究表明,核幔边界的上下方分别存在一个地震波速异常的区域(图 1):(1)核幔边界至下方约 200km 范围内存在一个密度异常低的区域,称为 E'层(E'

layer)。其低密度特征被归因于较高的轻元素含量,反映了下地幔硅酸盐物质的混入(Buffett and Seagle, 2010);(2)核幔边界至上方约 200km 范围内存在一个地震波速异常低且极不均匀的区域,称为 D''层(D'' layer)。此区域内部温度、密度、成分等物理化学性质复杂多变,反映了地核金属物质的混入(Buffett *et al.*, 2000; Jeanloz, 1993; Wicks *et al.*, 2017)。

地震学层析成像技术在 D''层内识别出两个剪切波速异常低的区域,分别位于非洲和太平洋的下方(Burke and Cannon, 2014),共占据核幔边界约 20% 的面积(Dziewonski *et al.*, 2010; Garnero *et al.*, 2016),称为大低速省(Large Low Shear Velocity Provinces, LLSVPs)。大低速省周围分布多个剪切波速度减小 10%~30%、密度增加 10% 的区域(Ni and Helmberger, 2003; Rost *et al.*, 2005; Wen, 2000; Yu and Garnero, 2018),称为超低速区(Ultra-Low Velocity Zones,

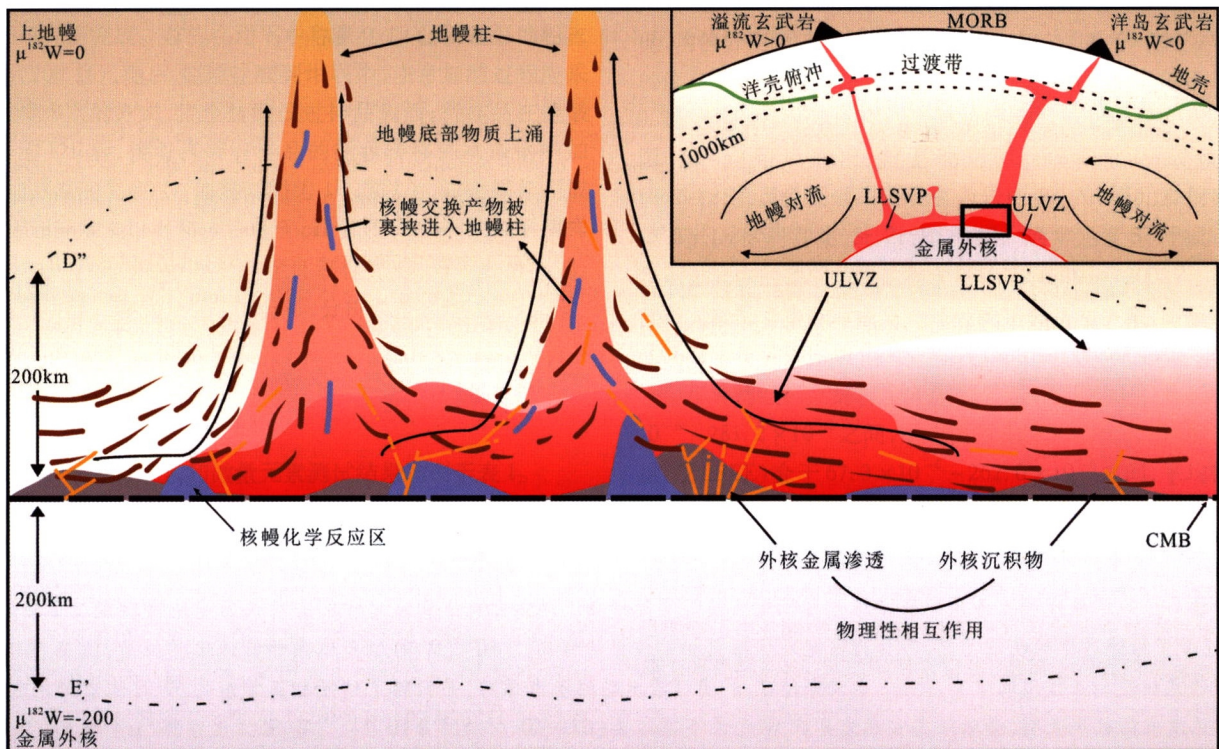


图 1 核幔相互作用示意图(据 Brandon and Walker, 2005; Yuan and Romanowicz, 2017 修改)

右上角概况图在整体上描绘了地幔柱携带大低速省(LLSVP, 浅红色)和超低速区(ULVZ, 深红色)物质上升形成溢流玄武岩和洋岛玄武岩的过程。绿色实线表示洋壳物质可能俯冲进入地幔柱中。 $\mu^{182}\text{W}$  表示  $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$  比值与全硅酸盐地球(Bulk Silicate Earth, BSE)  $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$  比值的百万分偏差,表达式为  $\mu^{182}\text{W} = [(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{sample}} / (^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{BSE}} - 1] \times 10^6$ 。大图为概况图中黑框部分,展示了外核金属物质进入下地幔的方式:穿透核幔边界形成沉积物(灰色)、渗入下地幔并凝固(橙色细线)、与下地幔物质进行化学平衡反应(蓝色)(详见正文)。CMB 指示的黑色虚线表示假设的核幔边界线。MORB-洋中脊玄武岩(Mid-Ocean-Ridge Basalts)

Fig. 1 A schematic diagram of core-mantle interaction (modified from Brandon and Walker, 2005; Yuan and Romanowicz, 2017)

ULVZs)。大低速省和超低速区被认为是地幔柱孕育带 (Burke *et al.*, 2008; Davies *et al.*, 2015; Thorne *et al.*, 2004; Torsvik *et al.*, 2006); 大低速省和超低速区内的物质受放射性同位素衰变热驱动, 集中向上运动形成地幔柱 (French and Romanowicz, 2015; Hosseini *et al.*, 2020), 并上浮至地表形成洋岛玄武岩和溢流玄武岩等火山产物 (Farnetani *et al.*, 2012; Weis *et al.*, 2011; Zhao, 2007)。因此, 这些洋岛玄武岩和溢流玄武岩被认为保存了核幔边界物质的地球化学特征。

早期核幔相互作用研究的地球化学手段主要是<sup>187</sup>Re-<sup>187</sup>Os、<sup>190</sup>Pt-<sup>186</sup>Os、<sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd 等放射性同位素体系和强亲铁性元素体系 (Highly Siderophile Elements, HSEs, 包括 Au、Re、Pd、Pt、Rh、Ru、Ir 和 Os)。例如, 在多个洋岛玄武岩中发现的<sup>187</sup>Os 和<sup>186</sup>Os 富集被归因于 0.5% ~ 1% 外核金属的混入 (Brandon and Walker, 2005; Brandon *et al.*, 1998; Walker *et al.*, 1995)。然而, 这些洋岛玄武岩中<sup>187</sup>Os 和<sup>186</sup>Os 富集的程度分别小于 7% 和小于 1%, 地幔柱中再循环的高 Pt/Os 地壳物质与海洋沉积物同样能造成这种程度的富集 (Day and O'Driscoll, 2019; Ravizza *et al.*, 2001; Scherstén *et al.*, 2004)。近年来, <sup>182</sup>Hf-<sup>182</sup>W 灭绝核素体系已逐渐发展成为制约核幔相互作用的重要手段。铪 (Hf) 是强亲石、不相容元素, 而钨 (W) 是中等亲铁、强不相容元素, 地球核幔分异作用使 Hf/W 分异, 导致地核远比地幔亏损<sup>182</sup>W (地核  $\mu^{182}\text{W} = -220$ , 地幔  $\mu^{182}\text{W} = 0$ )。最近, 在全球洋岛玄武岩中发现的  $\mu^{182}\text{W}$  负异常 ( $\mu^{182}\text{W} = -16.1 \sim -0.1$ ) 被归因于 0.2% ~ 0.4% 外核金属物质的加入 (Kruijer and Kleine, 2018; Mei *et al.*, 2018; Mundl *et al.*, 2017; Willbold *et al.*, 2011), 成为了地球核幔相互作用的重要证据。然而, 这种认识引起了广泛的争议, 部分研究把这些  $\mu^{182}\text{W}$  负异常归因于其他过程, 如后增生薄层物质的部分混入。此外, 外核金属带入  $\mu^{182}\text{W}$  负异常的同时, 也应引起洋岛玄武岩中其他地球化学特征的变化, 如<sup>187</sup>Os 和强亲铁性元素富集, 但这些现象并没有被观察到。核幔相互作用研究作为认识深部地球运转机制的重要窗口, 近年来愈发受到国内外广大地球科学家的重视。国际上已将 W 同位素发展为研究核幔相互作用的新的关键手段, 并获得了一系列重要成果, 然而, 国内在此研究领域仍处于起步阶段。本文介绍了 W 同位素示踪作用的基本原理, 总结了近年来地球核幔相互作用的 W 同位素制约的研究进展。

## 1 W 同位素示踪原理

自然界中 W 有 5 个同位素 (表 1)。其中, <sup>182</sup>W 可由放射性核素<sup>182</sup>Hf 经两次  $\beta^-$  衰变产生, 半衰期仅为  $8.90 \pm 0.09\text{Myr}$  (Vockenhuber *et al.*, 2004)。因此, <sup>182</sup>Hf 在太阳系形成后约 70Myr 完全衰变, 也被称为灭绝核素。另外, <sup>182</sup>W 也可由放射性核素<sup>186</sup>Os 经  $\alpha$  衰变产生, 但因<sup>186</sup>Os 半衰期太长

表 1 地球 W 同位素组成 (据 Jacobsen, 2005)

Table 1 The isotopic composition of tungsten in the Earth (after Jacobsen, 2005)

同位素	<sup>180</sup> W	<sup>182</sup> W	<sup>183</sup> W	<sup>184</sup> W	<sup>186</sup> W
丰度 (%)	0.1194	26.498	14.313	30.641	28.428
<sup>181</sup> W/ <sup>184</sup> W	0.00390 ± 2	0.86478 ± 4	0.467119	1	0.92776 ± 2

注: i 为每列相对应的同位素质量数

( $2 \times 10^{15}\text{yr}$ ) 而忽略不计。

在太阳系形成过程中, Hf 和 W 为难熔元素, 物理性质稳定 (半凝聚温度分别为 1700°C、1750°C), 因此, 不同行星的 Hf/W 初始比值相同 (Wood *et al.*, 2019)。在地球核幔分异过程中 (太阳系形成后约 30 ~ 50Myr), 强亲石性元素 Hf 全部进入硅酸岩相, 而中等亲铁性元素 W 仅有约 10% 进入硅酸岩相 (McDonough, 2003), 导致地核缺失 Hf, 因而亏损放射性成因<sup>182</sup>W。此外, 在早期地幔分异过程中, W 的不相容性强于 Hf, 导致各地幔源区的 Hf/W 比值不同。若地幔分异发生在<sup>182</sup>Hf 灭绝之前, 则会造成高 Hf/W 比值的源区富集放射性成因<sup>182</sup>W, 低 Hf/W 比值的源区亏损放射性成因<sup>182</sup>W。类似地, 壳幔分异进一步造成 Hf/W 分异, 导致地壳 Hf/W 比值小于地幔。若壳幔分异也发生在<sup>182</sup>Hf 灭绝之前, 还将导致地壳亏损放射性成因<sup>182</sup>W。总结前人研究, 核幔壳分别具有以下特征: 地核 Hf/W = 0, W 含量约为  $500 \times 10^{-9}$ ,  $\mu^{182}\text{W} = -220 \sim -200$  (Kleine *et al.*, 2004; Kleine *et al.*, 2009; McDonough, 2003; Touboul *et al.*, 2012); 地幔整体 Hf/W  $\approx 18$ , W 含量约为  $10 \times 10^{-9}$ ,  $\mu^{182}\text{W} = 0$ , 但内部不均匀 (Arevalo and McDonough, 2008; König *et al.*, 2011); 地壳 Hf/W  $\approx 3.7$ , W 含量约为  $1000 \times 10^{-9}$ ,  $\mu^{182}\text{W} = -14 \sim +20$ ,  $\mu^{182}\text{W}$  值的变化范围来自对壳幔分异时间的不同解释, 太古宙地壳岩石大多具有  $\mu^{182}\text{W}$  正异常, 少数具有负异常 (Brandon and Walker, 2005; Jones *et al.*, 2019; Mundl-Petermeier *et al.*, 2020)。因此, 即便少量地核物质进入地幔柱源区, 也会导致相关火山产物的 W 含量升高、 $\mu^{182}\text{W}$  值降低。

## 2 W 同位素对核幔相互作用的指示

不同程度的  $\mu^{182}\text{W}$  正异常或负异常被广泛报导于各类古陆相岩石 (Dale *et al.*, 2017; Puchtel *et al.*, 2020; Rizo *et al.*, 2016; Touboul *et al.*, 2012; Tusch *et al.*, 2019; Willbold *et al.*, 2011, 2015)、年轻洋岛玄武岩 (Mundl-Petermeier *et al.*, 2020; Mundl *et al.*, 2017; Rizo *et al.*, 2019; Thiemens *et al.*, 2019) 和溢流玄武岩中 (Rizo *et al.*, 2016)。这些  $\mu^{182}\text{W}$  异常引发了对核幔相互作用的 W 同位素制约的广泛讨论。

### 2.1 $\mu^{182}\text{W}$ 负异常对核幔相互作用的制约

Collerson *et al.* (2002) 报道了南非金伯利岩 (被认为起

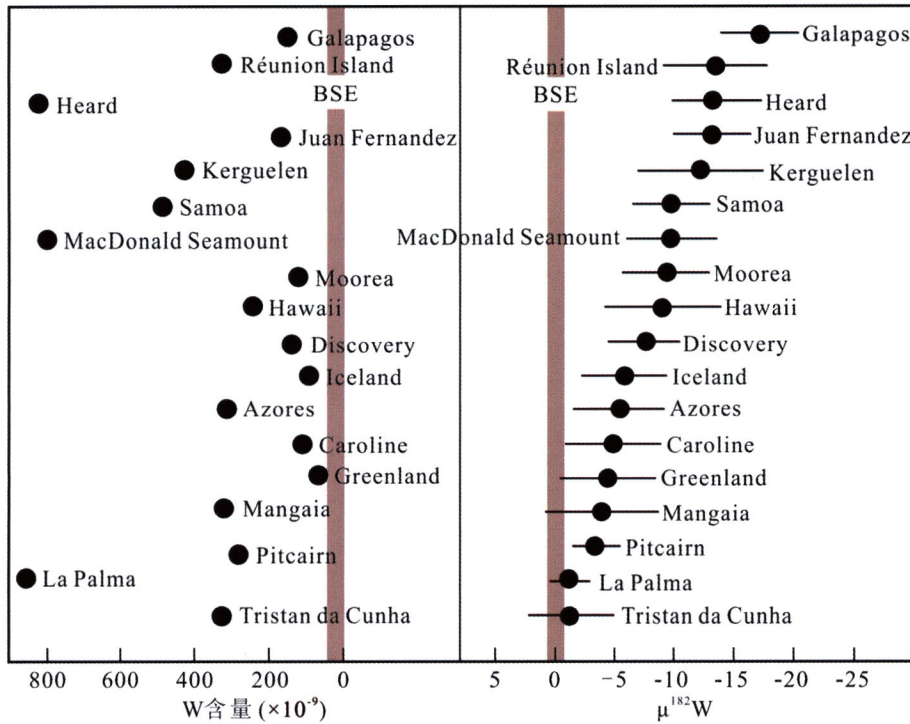


图2 全球19个洋岛玄武岩的平均W含量和 $\mu^{182}\text{W}$ 值

灰色竖线分别表示全硅酸盐地球(BSE)的W含量和 $\mu^{182}\text{W}$ 值. 图中数据点源于Mundl *et al.* (2017); Mundl-Petermeier *et al.* (2019); Rizo *et al.* (2019); Mundl-Petermeier *et al.* (2020);图3同

Fig. 2 Average W concentrations and  $\mu^{182}\text{W}$  values of 19 oceanic island basalts in world

源于深部地幔)样品的 $\mu^{182}\text{W}$ 约为-190,认为此负异常是外核金属进入该金伯利岩源区的结果。然而,Scherstén *et al.* (2004)重新分析了这些样品,获得 $\mu^{182}\text{W} \approx 0$ ,驳斥了上述观点。此外,同时期报导的所有火山产物均不存在 $\mu^{182}\text{W}$ 异常(Irisawa and Hirata, 2006; Kleine *et al.*, 2002; Lee and Halliday, 1996; Schoenberg *et al.*, 2002; Takamasa *et al.*, 2009)。然而,上述研究受限于此时期的W同位素化学纯化和质谱测定技术,这些数据的精度仅为50~100 $\mu$ (Sahoo *et al.*, 2006),不足以分辨不同火山样品与地幔整体间微小的W同位素组成差异( $\mu^{182}\text{W}$ 变化范围小于40 $\mu$ )。近年来,随着热电离质谱仪(TIMs)和多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS)分析技术的提高, $\mu^{182}\text{W}$ 的分析精度可达5 $\mu$ (Archer *et al.*, 2017; Chu *et al.*, 2020; Mei *et al.*, 2018; Touboul and Walker, 2012)。基于高精度的W同位素分析技术,已报导了全球19个洋岛玄武岩的高精度 $\mu^{182}\text{W}$ 数据(图2)。这些洋岛玄武岩分布于全球不同的地理位置上(图3),通常被认为由其下方地幔柱减压熔融产生。

上述数据表明,这些洋岛玄武岩的W含量介于 $67 \times 10^{-9}$ ~ $855 \times 10^{-9}$ 之间,均值为 $311 \times 10^{-9}$ ,远高于BSE; $\mu^{182}\text{W}$ 值介于-16.1~-0.1之间,均值为 $-6.9 \pm 4.0$ (2SD,  $n=19$ ),明显低于BSE。显著的W富集与 $^{182}\text{W}$ 亏损被归因于洋岛玄武岩源区混入了0.2%~0.4%的外核金属物质,可作为核幔相

互作用的有力证据(Jones *et al.*, 2019; Mundl-Petermeier *et al.*, 2020, 2019; Mundl *et al.*, 2017; Rizo *et al.*, 2019)。值得注意的是,这些洋岛玄武岩的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值( $^3\text{He}/^4\text{He} = 5 \sim 40R/R_A$ )普遍高于全硅酸盐地幔( $^3\text{He}/^4\text{He} = 8R/R_A$ ),其中, $R/R_A$ 表示样品与地球大气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比。地球上的 $^3\text{He}$ 主要在地球形成前由太阳核聚变产生,被认为是原始的;而 $^4\text{He}$ 主要在 $^{238}\text{U}$ 、 $^{235}\text{U}$ 和 $^{232}\text{Th}$ 的 $\alpha$ 衰变过程中形成。由于U、Th均为亲石元素,地核物质以高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 为特征( $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 120R/R_A$ ),洋岛玄武岩中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 富集同样可以反映地核物质的混入(Bouhifd *et al.*, 2013; Mundl-Petermeier *et al.*, 2020; Mundl *et al.*, 2017; Tieloff and Kunz, 2005)。

Mundl-Petermeier *et al.* (2020)进一步研究了主要的15个洋岛玄武岩的 $\mu^{182}\text{W}$ - $^3\text{He}/^4\text{He}$ 相关性,以探讨W同位素对核幔相互作用的指示。这15个洋岛玄武岩的 $\mu^{182}\text{W}$ 异常程度和 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 富集程度具有明显的负相关关系,这进一步说明,洋岛玄武岩中可能混入了具有高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和低 $\mu^{182}\text{W}$ 特征的外核金属物质,其过程可能是:核幔相互作用使外核金属物质穿过核幔边界进入大低速省和超低速区,地幔柱起源于大低速省和超低速区并上升至地球表面形成了这些洋岛玄武岩,外核金属物质则被地幔柱裹挟上升进入洋岛玄武岩中。然而,此过程不能解释洋岛玄武岩中 $\mu^{182}\text{W}$ 亏损

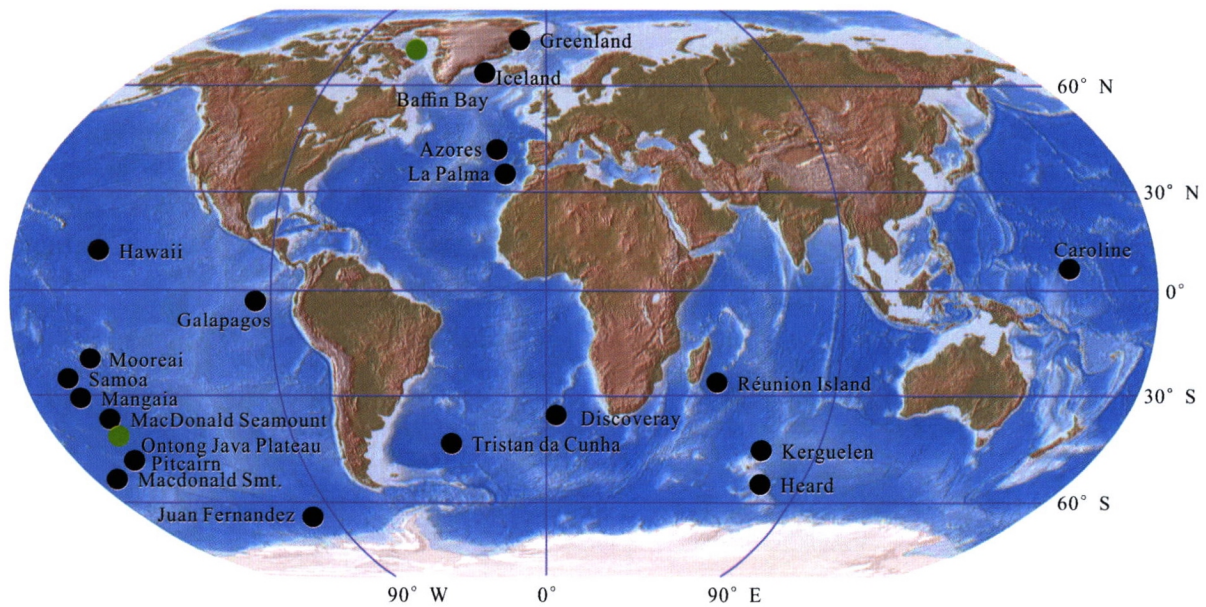


图3 全球 19 个洋岛玄武岩(黑色点)和 2 个溢流玄武岩(绿色点)的地理位置

Fig. 3 Geographic location of 19 oceanic island basalts (black dots) and 2 flood basalts (green dots) in world

和 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 富集的变化,且地幔柱上升过程能否裹挟外核金属物质还存在争议(Brandon and Walker, 2005; Scherstén *et al.*, 2004)。Mundl-Petermeier *et al.* (2020)对此提出建设性的意见,根据 $\mu^{182}\text{W}-^3\text{He}/^4\text{He}$ 斜率将这些洋岛玄武岩分为三个不同的系列:Iceland-high + Hawaii + Samoa 系列、Galapagos + Juan Fernandez + Heard 系列和 Iceland-Low 系列(图 4),认为它们以不同比例起源于三个独特的地幔源区:

(1)以 W 含量为 $8 \times 10^{-9}$ 、 $\mu^{182}\text{W} = 0$ 、 $^3\text{He}/^4\text{He} = 8R/R_A$ 为特征的“周围地幔”(Ambient Mantle, AM),代表了地幔的主体部分,包括地幔柱上升过程混入的上、下地幔物质。周围地幔无法造成洋岛玄武岩的 W 富集、 $\mu^{182}\text{W}$  负异常和 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 富集;

(2)以 W 含量为 $5 \times 10^{-9}$ 、 $\mu^{182}\text{W} \geq 0$ 、 $^3\text{He}/^4\text{He} \geq 50R/R_A$ 为特征的“早期地幔源区”(Early Formed Mantle Reservoir, EFMR),代表了早期地幔基底岩浆洋(Basal Magma Ocean)的结晶产物。这些产物可能与周围地幔源区保持隔离,并堆积形成大低速省保留至今(Ballmer *et al.*, 2016; Mundl *et al.*, 2017)。早期地幔源区可以造成洋岛玄武岩的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 富集,但无法造成其 W 富集和 $\mu^{182}\text{W}$ 负异常;

(3)以 W 含量为 $310 \times 10^{-9} \sim 4500 \times 10^{-9}$ 、 $\mu^{182}\text{W} = -220$ 、 $^3\text{He}/^4\text{He} = 80R/R_A$ 为特征的“核幔平衡源区”(Core-Mantle Equilibrated Reservoir, CMER),代表了核幔化学平衡反应的产物。Trønnes *et al.* (2019)认为,在核幔分异之后,下地幔底部的部分熔融层和液态外核持续发生着化学平衡反应,交换 W、He 等元素,形成了具有高 W 含量、低 $\mu^{182}\text{W}$ 和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 特征的反应产物。由于温度、压力和氧逸度等反应条件随地球演化而变化,这些产物的结构与组成也将逐渐变化。因此,这些产物堆积形成的核幔平衡源区将具有复

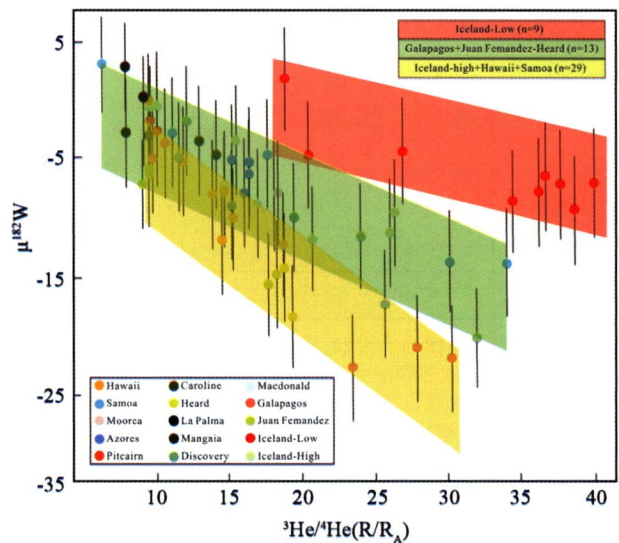


图4 15 个洋岛玄武岩的 $\mu^{182}\text{W}-^3\text{He}/^4\text{He}$ 图(据 Mundl-Petermeier *et al.*, 2020)

黄色区域: Iceland-high + Hawaii + Samoa 系列; 绿色区域: Galapagos + Juan Fernandez + Heard 系列; 红色区域: Iceland-Low 系列

Fig. 4 A  $\mu^{182}\text{W}$  vs.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  diagram of 15 oceanic island basalts (after Mundl-Petermeier *et al.*, 2020)

杂的物理化学性质,这与超低速区的特征十分类似(Mundl-Petermeier *et al.*, 2020; Mundl *et al.*, 2017)。

Mundl-Petermeier *et al.* (2020)的混合模型表明,由于地核和地幔在 W 含量和 $^{182}\text{W}$ 丰度上差异极大,0.03% ~ 0.3%核幔平衡源区物质的加入足以解释洋岛玄武岩单个样品中

最大的  $\mu^{182}\text{W}$  负异常 ( $\mu^{182}\text{W} = -23$ , Galapagos 洋岛玄武岩)。因此, Mundl-Petermeier *et al.* (2020) 认为, 全球洋岛玄武岩中的  $\mu^{182}\text{W}$  更可能来源于核幔平衡源区, 而不是外核物质。基于此观点, 本文认为核幔平衡源区即所谓的超低速区, 代表了核幔相互作用的产物, 地幔柱在此区域起源并在上升过程中与早期地幔源区和周围地幔混合, 最终升至地表形成了洋岛玄武岩。这种模型下, 三者混合比例的不同可以

解释上述洋岛玄武岩之间  $\mu^{182}\text{W}$  异常和  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值的差异。以 Galapagos 洋岛玄武岩为例, 本文通过函数计算得到其 W 含量为  $149 \times 10^{-9}$ ,  $\mu^{182}\text{W} = -16.1$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He} = 21.7\text{R}/\text{R}_A$  的特征, 可以用核幔平衡源区、早期地幔源区和周围地幔以体积比 6 : 22 : 72 均匀混合来解释。尽管这种简单模型并没有考虑源区混合程度、地幔柱结构等诸多细节, 但为核幔相互作用研究提供了一种新的思路。此外, 这种模型可以

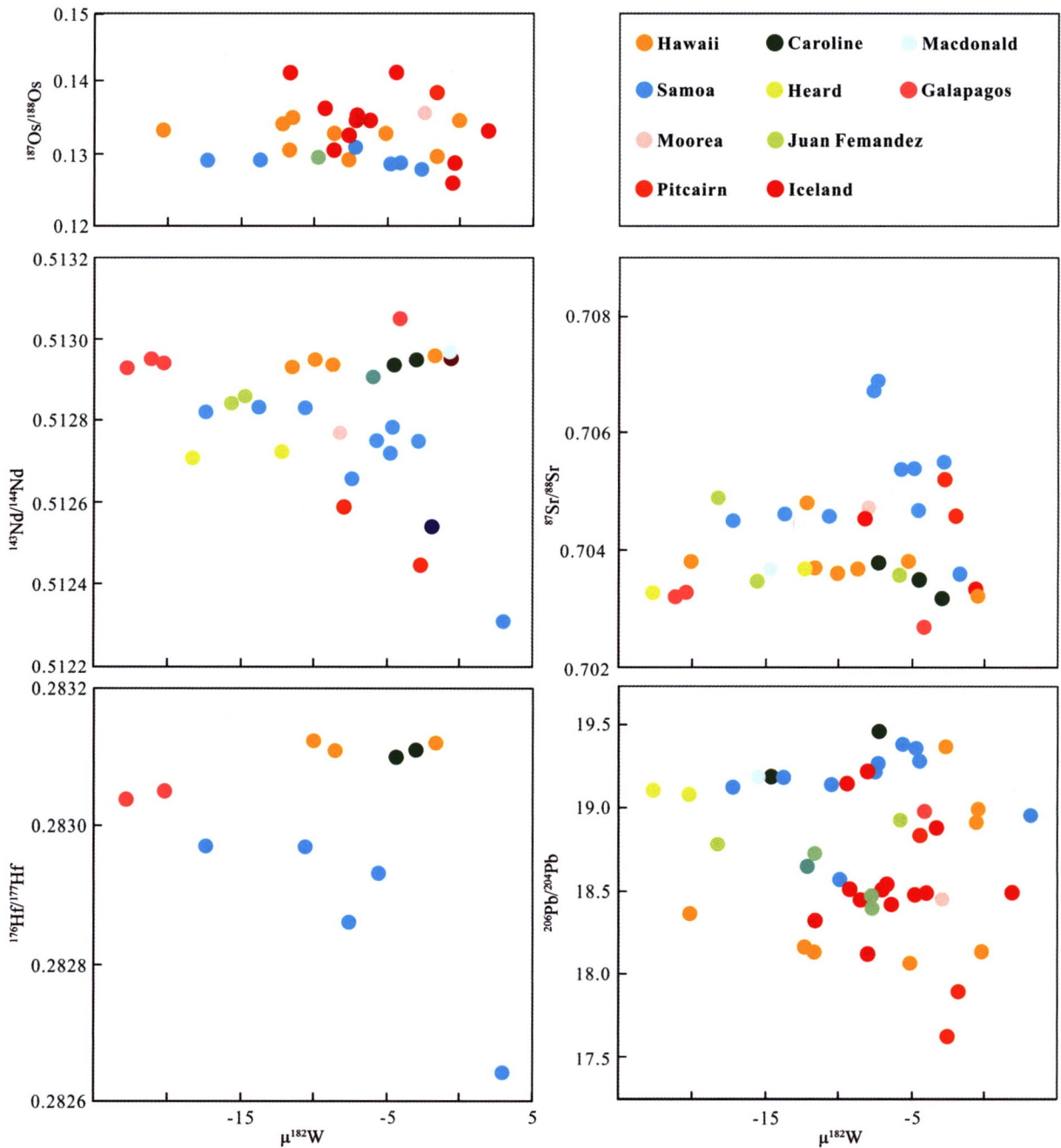


图5 10个主要洋岛玄武岩的  $\mu^{182}\text{W}$  对  $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 、 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  和  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  同位素关系图  
数据来源: Mundl-Petermeier *et al.* (2019); Mundl-Petermeier *et al.* (2020)

Fig. 5 Isotope diagrams of  $\mu^{182}\text{W}$  against  $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  for 10 main oceanic island basalts

解释洋岛玄武岩中其他地球化学特征变化的缺失:

(1) 亲石元素和 Os 同位素。由于地核极度缺乏 Sm、Nd、Rb、Sr、Hf、U、Th、Pb 等亲石元素,核幔平衡源区不具备这些元素的同位素组成异常,0.03% ~ 0.3% 核幔平衡源区物质的加入也不足以引起这些元素在洋岛玄武岩中含量的变化。

外核金属富集<sup>187</sup>Os 和<sup>186</sup>Os,但在核幔化学平衡反应条件下,Os 的行为难以约束,目前还无法评估核幔平衡源区中<sup>187</sup>Re-<sup>187</sup>Os 和<sup>190</sup>Pt-<sup>186</sup>Os 同位素体系的演化过程。因此,难以解释洋岛玄武岩中 $\mu^{182}\text{W}$ 异常与<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os 比值相关性的解耦。根据已有数据,图 3 中洋岛玄武岩的 $\mu^{182}\text{W}$ 值与其<sup>87</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr、<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd、<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf、<sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os、<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 比值之间均没有相关性(图 5)。

(2) 强亲铁性元素。地核富集强亲铁性元素,Mundl *et al.* (2017) 提出,~0.2% 地核金属的加入将使地幔柱源区的强亲铁性元素含量提高一倍以上,但上述全球洋岛玄武岩均缺乏明显的强亲铁性元素富集(Ireland *et al.*, 2009; Rizo *et al.*, 2019)。Rizo *et al.* (2019) 认为 W 在氧化条件下亲铁性减弱,而强亲铁性元素即便在高氧化态下也保持强亲铁性,地球吸积过程的氧化态使 W 更容易进入核幔平衡源区,而强亲铁性元素则不然,这解释了洋岛玄武岩中强亲铁性元素富集现象的缺失。此外,Mundl-Petermeier *et al.* (2020) 评估了早期地幔源区和核幔平衡源区混合物的 Ir 含量,发现无论二者的混合比例是多少,Ir 含量均小于 $10 \times 10^{-9}$ 。这说明洋岛玄武岩的强亲铁性元素来自于周围地幔,这也解释了强亲铁性元素富集现象的缺失。因此,尽管洋岛玄武岩缺乏<sup>182</sup>W 亏损与强亲铁性元素富集的相关性,其 $\mu^{182}\text{W}$ 负异常仍可以作为核幔相互作用的有力证据。

除洋岛玄武岩外,金伯利岩和科马提岩也被认为是深部地幔的熔融产物。Nakanishi *et al.* (2021) 报导的 9 块原始金伯利岩(分布于西伯利亚、非洲南部和加拿大西部)同样富集 W 和亏损<sup>182</sup>W(W 含量为 $550 \times 10^{-9} \sim 3638 \times 10^{-9}$ , $\mu^{182}\text{W} = -7.8 \sim -1.7$ ),与 La Palma 和 Tristan da Cunha 洋岛玄武岩十分相似。核幔相互作用可能以与洋岛玄武岩相似的方式向金伯利岩的地幔源区输送 $\mu^{182}\text{W}$ 负异常,随后源区物质部分熔融形成金伯利岩,但这要求这些熔融物与周围地幔保持相对恒定的比例混合,以解释金伯利岩中较均匀的 $\mu^{182}\text{W}$ 值。此外,南非 Schapenburg 和 Diamictites 科马提岩均具有明显的负异常( $\mu^{182}\text{W} = -10 \sim 0$ )(Mundl *et al.*, 2018; Puchtel *et al.*, 2016),此异常同样被认为是由核幔相互作用导致(Reimink *et al.*, 2020)。

## 2.2 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常对核幔相互作用的制约

Rizo *et al.* (2016) 报导了 Baffin Bay 和 Ontong Java Plateau 溢流玄武岩的 W、He 同位素数据(图 3、表 2)。值得注意的是,Kruijer and Kleine (2018) 再次测定了 Ontong Java Plateau 样品的 W 同位素组成,获得平均 $\mu^{182}\text{W} = -0.4 \pm 5.1$ ,没有异常。Kruijer and Kleine (2018) 认为,Rizo *et al.*

表 2 Baffin Bay 和 Ontong Java Plateau 溢流玄武岩的平均 W 含量、 $\mu^{182}\text{W}$  值和<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值

Table 2 Average W concentrations,  $\mu^{182}\text{W}$  values, and <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He ratios of Baffin Bay and Ontong Java Plateau flood basalts

溢流玄武岩	W 含量( $\times 10^{-9}$ )	$\mu^{182}\text{W}$ 值	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He( $R/R_A$ )
Baffin Bay	50	22.9 $\pm$ 5.4	38.6
Ontong Java Plateau	23	23.9 $\pm$ 5.3?	No data

注:数据源于 Rizo *et al.* (2016)。Ontong Java Plateau 的 $\mu^{182}\text{W}$ 值存在争议,可能由测定过程中核场位移造成的同位素分馏所引起

(2016)报导的 $\mu^{182}\text{W}$ 异常可能由测定过程中核场位移造成的同位素分馏所引起。

与洋岛玄武岩相比,这两个溢流玄武岩的 W 含量较低(均值为 $36.5 \times 10^{-9}$ ), $\mu^{182}\text{W}$ 值为显著的正异常(均值为 23.4),<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值则相似(均值为 $38.6R/R_A$ )。Rizo *et al.* (2016) 把 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常归因于大低速省物质的加入,但没有解释溢流玄武岩的 W 含量与<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值特征。本文认为,结合上述 Mundl-Petermeier *et al.* (2020) 提出的三个地幔源区系列,溢流玄武岩地幔柱可能由周围地幔(W 含量为 $8 \times 10^{-9}$ , $\mu^{182}\text{W} = 0$ ,<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He =  $8R/R_A$ )、早期地幔源区(W 含量为 $5 \times 10^{-9}$ , $\mu^{182}\text{W} \geq 0$ ,<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He  $\geq 50R/R_A$ )和核幔平衡源区(W 含量为 $310 \times 10^{-9} \sim 4500 \times 10^{-9}$ , $\mu^{182}\text{W} = -220$ ,<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He =  $80R/R_A$ )以 25 : 73.5 : 1.5 的体积比混合形成。这种混合模型类似于洋岛玄武岩地幔柱,但早期地幔源区物质所占比例更高。那么,为何洋岛玄武岩地幔柱和溢流玄武岩地幔柱在组成上有所不同? Jones *et al.* (2019) 提出的地幔柱二维数值模型或许可以解释这个问题:地幔柱在起源于核幔平衡源区后,其宽阔的头部具有足够的热浮力裹挟大量稠密的早期地幔源区物质上升,而狭窄的尾部则不具备这种能力。构造板块漂移越过地幔柱时,首先是地幔柱头部减压熔融产生了年龄古老、体积较大的溢流玄武岩,然后是尾部产生了年龄较小、体积较小的洋岛玄武岩岛链。这种模型下,溢流玄武岩中 $\mu^{182}\text{W}$ 正异常(+20)到洋岛玄武岩中 $\mu^{182}\text{W}$ 负异常(-20)的下降可以用地幔柱头尾部的异质性来解释。

## 2.3 $\mu^{182}\text{W}$ 异常的其他成因模型

除核幔相互作用外,前人还提出了多个成因模型来解释上述 $\mu^{182}\text{W}$ 异常现象,包括:原始地幔源区的隔离保存(Mundl-Petermeier *et al.*, 2019; Mundl *et al.*, 2017; Touboul *et al.*, 2012)、后增生薄层物质(Late Veneer)的部分混入(Puchtel *et al.*, 2020; Willbold *et al.*, 2011)和低效的核幔分异作用(Rizo *et al.*, 2016)。这些模型各有其合理性,但也存在许多不足之处,下面将结合 W 同位素和其他同位素体系对这些模型进行讨论。

### 2.3.1 原始地幔源区的隔离保存

Puchtel *et al.* (2016) 报导了南非 Schapenburg 科马提岩

的  $\mu^{182}\text{W}$  值为  $-8.4 \pm 1.6(2\text{SE}, n = 10)$ , 并将此  $\mu^{182}\text{W}$  负异常归因于早期地幔分异产生的低 Hf/W 原始地幔源区。这种解释从理论上来看是合理的, 因为早期地幔分异过程是使 Hf/W 显著分离的过程, 多期的分异会产生一个或多个低 Hf/W 比值的原始地幔源区 (Rizo *et al.*, 2016), 这些源区保存至今将产生不同程度的  $\mu^{182}\text{W}$  负异常。然而, 这种模型存在 2 个难以解决的问题: (1) 目前尚不清楚这些原始地幔源区如何在 45 亿年的地球动态历史中与周围地幔保持化学隔离; (2)  $^{146}\text{Sm}-^{142}\text{Nd}$  灭绝核素体系在早期地幔分异过程中的行为与  $^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$  体系相似。 $^{146}\text{Sm}$  经  $\alpha$  衰变形成  $^{142}\text{Nd}$ , 半衰期为 103 Myr。由于 Sm 的相容性高于 Nd, 低 Hf/W 比值的原始地幔源区也应具有低 Sm/Nd 比值。然而, 耦合的  $^{142}\text{Nd}$  负异常和  $^{182}\text{W}$  负异常并不常见, 迄今为止报导的大多数幔源岩石的  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值变化小于  $5 \times 10^{-6}$  (Reimink *et al.*, 2020; Rizo *et al.*, 2019)。最近, Nakanishi *et al.* (2021) 获得了 10 个金伯利岩全岩样品的  $\mu^{182}\text{W}$  ( $-5.9 \pm 3.6, 2\text{SD}, n = 13$ ) 和  $\mu^{142}\text{Nd}$  ( $2.7 \pm 2.9, 2\text{SD}, n = 6$ ), 提出如果这些异常起源于原始地幔源区, 那么早期地幔分异很可能发生于太阳系形成后的 30 ~ 35 Myr。该时间接近于  $^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$  灭绝核素体系给出的地球年龄上限 (30 Myr), 可能性较小。

### 2.3.2 后增生薄层物质的部分混入

后增生薄层理论认为, 在地球增生的晚期, 约 0.3% ~ 0.8% 地球质量的外来球粒陨石物质加积到地球表面, 随着时间推移逐渐混入地幔中。这些后增生薄层物质富集 W ( $100 \times 10^{-9} \sim 200 \times 10^{-9}$ ) 但亏损  $^{182}\text{W}$  ( $\mu^{182}\text{W} = -190$ ), 将逐渐降低地幔的  $\mu^{182}\text{W}$  值 (Kruijer *et al.*, 2015)。幔源岩石中不同程度的  $\mu^{182}\text{W}$  异常被解释为后增生薄层物质逐渐且不均一地混入其源区的结果 (Dale *et al.*, 2017; Mundl *et al.*, 2017; Willbold *et al.*, 2011)。例如, 太古代科马提岩的  $\mu^{182}\text{W}$  值从 3.5 Ga 到 2.5 Ga 由 -10 到 +10 的变化被解释为后增生薄层物质逐渐混入其源区的结果。由于后增生薄层物质具有与地幔相似的 Nd 同位素组成, 这种模型可以解释洋岛玄武岩中  $\mu^{182}\text{W}$  有异常而  $\mu^{143}\text{Nd}$  无异常的现象。Willbold *et al.* (2011) 对此解释进行了 3 点修正: (1) 在月球形成大碰撞后, 撞击体的一小部分金属核部混入到地球地幔中, 使其强亲铁性元素含量达到当前水平的 80% 左右,  $\mu^{182}\text{W}$  为 +15; (2) 随后的后增生薄层物质使上地幔  $\mu^{182}\text{W}$  值降至 0, 强亲铁性元素含量升至当前水平; (3)  $\mu^{182}\text{W}$  正异常火山产物来源于未混合后增生薄层物质的下地幔部分,  $\mu^{182}\text{W}$  负异常火山产物来源于后增生薄层物质隔离保存的上地幔区域。然而, 此模型没有解释后增生薄层物质隔离保存的机制, 其次, 混入地幔中的撞击体金属质量只是理论假设值, 缺乏相关的实验工作。此外, 在对科马提岩强亲铁性元素含量的研究中, 没有发现科马提岩的强亲铁性元素含量随时间有明显的增长趋势, 强亲铁性元素含量与  $\mu^{182}\text{W}$  值之间也没有明显的相关性 (Puchtel *et al.*, 2016; Touboul *et al.*, 2012), Schapenburg 科马提岩样品甚至表现出强亲铁性元素与 W 含

量的负相关性 (Puchtel *et al.*, 2016)。值得注意的是, Reimink *et al.* (2020) 认为地幔源区强亲铁性元素的分配行为受硫化物控制, 而硫化物的部分熔融行为非常复杂, 造成了估算地幔源区强亲铁性元素丰度的复杂性与不确定性。因此, 这种成因模型或许是可行的, 但需要复杂的演化模式来模拟地幔整体的强亲铁性元素和 W 同位素演化过程。

### 2.3.3 低效的核幔分异作用

Rizo *et al.* (2016) 认为, 如果某种机制抑制了地球核幔分异作用, 低效的核幔分异作用将导致地幔保留 0.1% ~ 0.2% 的金属。这种情况下, 不同地幔区域的强亲铁性元素含量可能是相似的, 而 W 同位素组成则取决于其与地核分离的时间。低效核幔分异作用模型的一个关键问题在于, 即使少量金属可以保留在地幔中, 地幔分异过程引起的固-液金属分馏会导致强亲铁性元素分馏, 这与实际观察结果相反。

需要注意的是, 洋壳 (包括相关的海洋沉积物) 再循环到深部地幔可能轻易改变洋岛玄武岩源区的 W 同位素组成 (Ireland *et al.*, 2009)。洋壳整体上富集 W ( $1000 \times 10^{-9}$ ),  $\mu^{182}\text{W} = -14 \sim +20$ , 海洋沉积物则更加富集 W (平均为  $1500 \times 10^{-9} \sim 2700 \times 10^{-9}$ ), 5% 洋壳物质和海洋沉积物再循环进入洋岛玄武岩源区将稀释其  $\mu^{182}\text{W}$  异常 (Brandon and Walker, 2005; Ireland *et al.*, 2009)。另一方面, 多数太古代地壳岩石的  $\mu^{182}\text{W}$  高达 +20 (Touboul *et al.*, 2012; Willbold *et al.*, 2011), 也可以作为溢流玄武岩  $\mu^{182}\text{W}$  正异常的来源。此外, 俯冲洋壳物质因脱气作用而可能具有低于 MORB 的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值, 可以解释 Samoa 和 Mangaia 洋岛玄武岩异常低的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值 (Mundl-Petermeier *et al.*, 2020)。然而, 俯冲洋壳物质可能经历了脱水反应, 流体活动性元素 W 的含量可以降低至  $10 \times 10^{-9}$  (König *et al.*, 2011; Mundl-Petermeier *et al.*, 2020), 且俯冲洋壳物质的加入会造成岩石  $\ln(\text{Mg}/\text{Yb})$  和  $\ln(\text{Si}/\text{Al})$  比值降低, 但最近 Nakanishi *et al.* (2021) 报导的金伯利岩中的  $\ln(\text{Mg}/\text{Yb})$ 、 $\ln(\text{Si}/\text{Al})$  比值与 W 含量、 $\mu^{182}\text{W}$  之间却没有任何相关性。

## 3 W 同位素的核幔交换机制

Trønnes *et al.* (2019) 提出, 在地球岩浆洋结晶后, 随着温度降低, 高初始 Si 浓度的地核和部分固化的地幔之间可能随即发生了显著的核幔化学相互作用。其中涉及的主要方式可能是地幔中铁氧化物溶解到地核中的同时, 地核中沉淀的二氧化硅晶体交换到基底岩浆洋中 (Hirose *et al.*, 2017)。然而, Trønnes *et al.* (2019) 没有讨论在漫长的地球演化历史中, 地核和地幔以何种方式进行相互作用。探索核幔相互作用的机制, 尤其是外核向地幔传输 W 同位素的机制, 对于研究核幔相互作用的 W 同位素制约是十分必要的。目前提出的交换机制主要有四种。



### 3.1 液态金属物理性进入地幔

Buffett *et al.* (2000) 提出, 外核的液态金属可能通过毛细作用穿过核幔边界并堆积于 D'' 层, 包裹在富铁的硅酸盐沉积物中, 随后被带入地幔柱(图 6a)。Ohtake *et al.* (2012) 提出另一种物理方式: E' 层顶部富含 Fe 的 (Fe, Mg)O 晶体穿过核幔边界向 D'' 层传输金属团块(图 6b)。然而, 这两种过程可能仅限于 100m 或更短的距离, 导致外核金属难以进入地幔柱(Poirier *et al.*, 1998)。

### 3.2 氧化物出溶

液态外核较低的密度通常被归因于富集 Si、O、S 等轻元素, Hirose *et al.* (2017) 认为, 在这种情况下, 外核的持续冷却可能导致了硅、铁和镁的氧化物在外核顶部沉淀, 硅镁铁氧化物相从地核中的出溶可以将某些元素输送到地幔中(图 6b)。Rizo *et al.* (2019) 提出, W 可能很容易进入到这些氧化物中被传输到地幔柱源区, 而强亲铁性元素则不易进入。Wade *et al.* (2012) 认为, 内核结晶可能导致液态外核中的氧浓度升高, 使硅镁铁氧化物沉淀增加, W 对液态金属的亲合力降低, 这进一步加速 W 被传输到地幔中。然而, 这种通过氧化物出溶作用传输 W 的机制可能强烈依赖于核幔边界的氧化还原条件, 目前仍没有核幔边界条件下的模拟实验, 具体的元素分配行为还需要后续的探索。

### 3.3 晶界扩散

晶界扩散指原子通过晶粒边界进行扩散。早期实验工

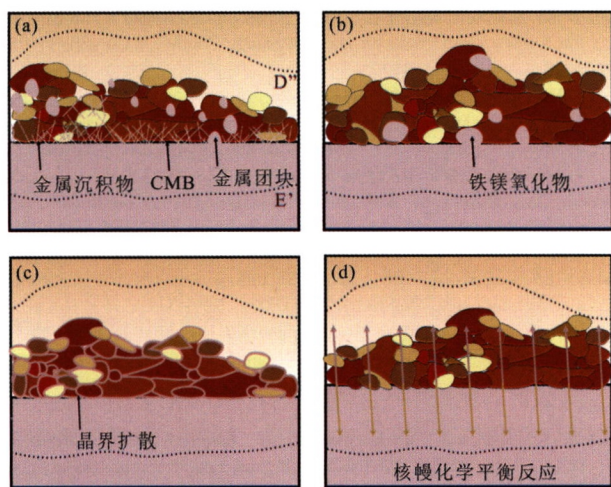


图 6 核幔相互作用的机制示意图

W、HSEs 等元素由地核 E' 层的金属进入下地幔 D'' 层的硅酸盐堆积物中的方式有: (a) 液态金属渗入地幔并沉积于核幔边界上方, 以及 (Fe, Mg)O 晶体向地幔输送金属团块; (b) 硅镁铁氧化物从地核脱溶, 元素随之从地核向地幔迁移; (c) 元素通过晶界扩散从地核转移到地幔; (d) 核幔化学平衡反应

Fig. 6 Mechanisms of core-mantle interaction

作表明, 核幔化学相互作用的长度可能是由元素的晶界扩散距离决定的 (Van Orman *et al.*, 2003)。Hayden and Watson (2007) 提出, 强亲铁性元素和 W 可以通过晶界扩散从 E' 层转移到 D'' 层, 扩散速度则主要取决于扩散率(图 6c)。Van Orman *et al.* (2003) 提出, W 的扩散率随着压力的降低而降低, 随着温度的升高而升高, 在 1450 ~ 1600°C 之间急剧增加, 可以在地幔中扩散 1 ~ 10km 的距离, 足以进入地幔柱源区。Yuan and Romanowicz (2017) 进一步提出, 核幔边界部分熔融硅酸盐的存在将使 W 变得更加亲石, 扩散率更高。但此观点缺乏压力、温度和最下部地幔的动态条件下的扩散实验的支持。Yoshino *et al.* (2020) 报导了在深地幔温压条件下, W 在下地幔相(代替物为后尖晶石和布里奇曼岩)的晶界扩散率。结果表明, 随着地质时间的推移, 这种扩散向硅酸盐下地幔输送大量 W, 有效地改变了 W 同位素组成。而强亲铁性元素的金属-硅酸盐分布系数在低压和高压下均大于  $10^6$ , 不易进入地幔。

然而, 这种机制也存在一些争议。第一, Hayden and Watson (2007) 用的是 MgO 晶圆片来代替核幔边界, 用金属粉末来代替地核和地幔, 无法代表核幔边界真实的物理化学条件。第二, 下地幔主要是镁钙钛矿相, 镁钙钛矿晶界能否成为 W 的高扩散途径尚不清楚。镁钙钛矿的毗连性(颗粒间接触的程度)和下地幔中普遍存在的不连续结构带也可能影响了 W 的长距离扩散。第三, 如果核幔平衡源区的位置距离核幔边界超过 100km, 则不受晶界扩散的影响。第四, 外核中强亲铁性元素丰度远高于下地幔, 因此, 即便强亲铁性元素扩散通量小于 W, 幔源岩石也应表现出强亲铁性元素富集和  $\mu^{182}\text{W}$  负异常的耦合。这种耦合的缺失意味着晶界扩散可能不是核幔相互作用的主要机制。

### 3.4 核幔化学平衡作用

Frost *et al.* (2010) 基于激光加热金刚石对顶砧压机 (laser heating diamond-anvil cell, LHDAC) 技术模拟了极端高温高压条件下 Fe-FeO 平衡实验, 并建立了一个热力学模型来研究核幔边界条件下核幔平衡作用。Frost *et al.* (2010) 提出, 对流地核可以与  $\text{Mg}^\# = 90$  的下地幔实现化学平衡, 且在 O 含量高于 6.7% 时, E' 层将与 D'' 层进行强烈的化学交换反应: D'' 层中的 (Mg, Fe)SiO<sub>3</sub> 组分被有效地输送到 E' 层中, 而 E' 层液态金属则被交换进入 D'' 层。这可能涉及地核最上层的 34vol% 和地幔最下层的 28vol%, 足以涵盖核幔平衡源区和部分早期地幔源区。Mundl-Petermeier *et al.* (2020) 认为这两个源区在极高温高压条件下更可能表现为熔融层, 由于 W 在两个液相之间的扩散速度明显快于固-固或液-固之间的扩散速度, 液态金属中的 W 会受高氧逸度驱动进入到熔融层中。然而, 目前缺乏专门实验来探究 W 在极高温高压条件下的金属-硅酸盐分配行为。

## 4 结论

$^{182}\text{Hf}$ - $^{182}\text{W}$  同位素体系特殊的地球化学性质,使 W 同位素成为研究地球核幔相互作用的重要手段。回顾核幔相互作用的 W 同位素研究,已获得以下几点重要认识:

(1) 全球洋岛玄武岩中存在显著的 W 富集、 $^{182}\text{W}$  亏损和  $^3\text{He}/^4\text{He}$  富集特征,此特征被认为是由核幔相互作用造成,过程可能是:地核与地幔发生核幔化学平衡反应产生了核幔平衡源区,此源区物质受同位素衰变热驱动集中向上运动并与早期地幔源区、周围地幔物质混合,最终上升至地表产生洋岛玄武岩。金伯利岩和科马提岩中的  $\mu$ - $^{182}\text{W}$  负异常也可能形成于这种方式。

(2) Baffin Bay 和 Ontong Java Plateau 溢流玄武岩中的  $\mu$ - $^{182}\text{W}$  正异常形成过程与洋岛玄武岩类似,但早期地幔源区物质的比例更高。这可以用地幔柱头尾异质性来解释:早期地幔源区物质占比高的地幔柱头部产生了年龄古老、体积较大的溢流玄武岩,核幔平衡源区物质占比高的地幔柱尾部产生了年龄较小、体积较小的洋岛玄武岩。

(3) W 同位素的核幔交换机制尚不清楚。W 可能通过物理性进入、氧化物出溶、晶界扩散与核幔化学平衡反应的方式由地核转移到地幔中,目前仍缺乏实验验证。

总之,核幔相互作用的过程和机制目前尚不清楚,但随着科学技术的不断提高和相关研究的深入开展,此问题将得到进一步的解答。

**致谢** 感谢本刊主编翟明国院士和俞良军副主编对本辑的支持和指导。感谢两位审稿人对本文提出的建设性意见。

## References

Ahrens TJ. 1982. Constraints on core composition from shock-waves data. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 306(1492): 37-47

Archer GJ, Mundl A, Walker RJ, Worsham EA and Birmingham KR. 2017. High-precision analysis of  $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$  and  $^{183}\text{W}/^{184}\text{W}$  by negative thermal ionization mass spectrometry: Per-integration oxide corrections using measured  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . *International Journal of Mass Spectrometry*, 414: 80-86

Arevalo R Jr and McDonough WF. 2008. Tungsten geochemistry and implications for understanding the Earth's interior. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3-4): 656-665

Ballmer MD, Schumacher L, Lekic V, Thomas C and Ito G. 2016. Compositional layering within the large low shear-wave velocity provinces in the lower mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(12): 5056-5077

Bouhifd MA, Jephcoat AP, Heber VS and Kelley SP. 2013. Helium in Earth's early core. *Nature Geoscience*, 6(11): 982-986

Brandon AD, Walker RJ, Morgan JW, Norman MD and Prichard HM. 1998. Coupled  $^{186}\text{Os}$  and  $^{187}\text{Os}$  evidence for core-mantle interaction. *Science*, 280(5369): 1570-1573

Brandon AD and Walker RJ. 2005. The debate over core-mantle

interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 232(3-4): 211-225

Buffett BA, Garnero EJ and Jeanloz R. 2000. Sediments at the top of Earth's core. *Science*, 290(5495): 1338-1342

Buffett BA and Seagle CT. 2010. Stratification of the top of the core due to chemical interactions with the mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B4): B04407

Buffett BA. 2015. Core-mantle interactions. In: Schubert G (ed.). *Treatise on Geophysics*. 2<sup>nd</sup> Edition. Oxford: Elsevier, 213-224

Burke K, Steinberger B, Torsvik TH and Smethurst MA. 2008. Plume generation zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(1-2): 49-60

Burke K and Cannon JM. 2014. Plume-plate interaction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51(3): 208-221

Chu ZY, Xu JJ, Li CF, Yang YH and Guo JH. 2020. A chromatographic method for separation of tungsten (W) from silicate samples for high-precision isotope analysis using negative thermal ionization mass spectrometry. *Analytical Chemistry*, 92(17): 11987-11993

Collerson KD, Schroenberg R and Kamber BS. 2002. Unradiogenic W in kimberlites: Direct evidence for core-mantle interaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15A): A148

Dale CW, Kruijer TS and Burton KW. 2017. Highly siderophile element and  $^{182}\text{W}$  evidence for a partial late veneer in the source of 3.8 Ga rocks from Isua, Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 458: 394-404

Davies DR, Goes S and Sambridge M. 2015. On the relationship between volcanic hotspot locations, the reconstructed eruption sites of large igneous provinces and deep mantle seismic structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 411: 121-130

Day JMD and O'Driscoll B. 2019. Ancient high Pt/Os crustal contaminants can explain radiogenic  $^{186}\text{Os}$  in some intraplate magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 519: 101-108

Dziewonski AM, Lekic V and Romanowicz BA. 2010. Mantle anchor structure: An argument for bottom up tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(1-2): 69-79

Farnetani CG, Hofmann AW and Class C. 2012. How double volcanic chains sample geochemical anomalies from the lowermost mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 359-360: 240-247

French SW and Romanowicz B. 2015. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature*, 525(7567): 95-99

Frost DJ, Asahara Y, Rubie DC, Miyajima N, Dubrovinsky LS, Holzapfel C, Ohtani E, Miyahara M and Sakai T. 2010. Partitioning of oxygen between the Earth's mantle and core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B2): B02202

Garnero EJ, McNamara AK and Shim SH. 2016. Continent-sized anomalous zones with low seismic velocity at the base of Earth's mantle. *Nature Geoscience*, 9(7): 481-489

Hayden LA and Watson EB. 2007. A diffusion mechanism for core-mantle interaction. *Nature*, 450(7170): 709-711

Hirose K, Morard G, Sinmyo R, Umemoto K, Herlund J, Helffrich G and Labrosse S. 2017. Crystallization of silicon dioxide and compositional evolution of the Earth's core. *Nature*, 543(7643): 99-102

Hosseini K, Sigloch K, Tsekhmistrenko M, Zaheri A, Nissen-Meyer T and Igel H. 2020. Global mantle structure from multifrequency tomography using P, PP and P-diffracted waves. *Geophysical Journal International*, 220(1): 96-141

Ireland TJ, Arevalo R, Walker RJ and McDonough WF. 2009. Tungsten in Hawaiian picrites: A compositional model for the sources of Hawaiian lavas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(15): 4517-4530

Irisawa K and Hirata T. 2006. Tungsten isotopic analysis on six geochemical reference materials using multiple collector-ICP-mass spectrometry coupled with a rhenium-external correction technique. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 21(12): 1387-1395

Jacobsen SB. 2005. The Hf-W isotopic system and the origin of the Earth

- and Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(10): A386
- Jeanloz R. 1993. Chemical reactions at the Earth's core-mantle boundary: Summary of evidence and geomagnetic implications. In: *Relating Geophysical Structures and Processes*. Geophysical Monograph Series. Washington DC: American Geophysical Union, 76: 121–127
- Jones TD, Davies DR and Sossi PA. 2019. Tungsten isotopes in mantle plumes: Heads it's positive, tails it's negative. *Earth and Planetary Science Letters*, 506: 255–267
- Kleine T, Münker C, Mezger K and Palme H. 2002. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry. *Nature*, 418(6901): 952–955
- Kleine T, Mezger K, Palme H and Münker C. 2004. The W isotope evolution of the bulk silicate Earth: Constraints on the timing and mechanisms of core formation and accretion. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1–2): 109–123
- Kleine T, Touboul M, Bourdon B, Nimmo F, Mezger K, Palme H, Jacobsen SB, Yin QZ and Halliday AN. 2009. Hf-W chronology of the accretion and early evolution of asteroids and terrestrial planets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(17): 5150–5188
- König S, Münker C, Hohl S, Paulick H, Barth AR, Lagos M, Pfänder J and Büchl A. 2011. The Earth's tungsten budget during mantle melting and crust formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(8): 2119–2136
- Kruijer TS, Kleine T, Fischer-Gödde M and Sprung P. 2015. Lunar tungsten isotopic evidence for the late veneer. *Nature*, 520(7548): 534–537
- Kruijer TS and Kleine T. 2018. No  $^{182}\text{W}$  excess in the Ontong Java Plateau source. *Chemical Geology*, 485: 24–31
- Lee DC and Halliday AN. 1996. Hf-W isotopic evidence for rapid accretion and differentiation in the early solar system. *Science*, 274(5294): 1876–1879
- McDonough WF. 2003. Compositional model for the Earth's core. In: Holland HD and Turekian KK (eds.). *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Pergamon, 547–568
- McKibbin SJ, Pittarello L, Makarona C, Hamann C, Hecht L, Chernozhukhin SM, Goderie S and Claeys P. 2019. Petrogenesis of main group pallasite meteorites based on relationships among texture, mineralogy, and geochemistry. *Meteoritics and Planetary Science*, 54(11): 2814–2844
- Mei QF, Yang JH and Yang YH. 2018. An improved extraction chromatographic purification of tungsten from a silicate matrix for high precision isotopic measurements using MC-ICPMS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 33(4): 569–577
- Mundl A, Touboul M, Jackson MG, Day JMD, Kurz MD, Lekic V, Helz RT and Walker RJ. 2017. Tungsten-182 heterogeneity in modern ocean island basalts. *Science*, 356(6333): 66–69
- Mundl A, Walker RJ, Reimink JR, Rudnick RL and Gaschnig RM. 2018. Tungsten-182 in the upper continental crust: Evidence from glacial diamictites. *Chemical Geology*, 494: 144–152
- Mundl-Petermeier A, Walker RJ, Jackson MG, Blichert-Toft J, Kurz MD and Halldórsson SA. 2019. Temporal evolution of primordial tungsten-182 and  $^3\text{He}/^4\text{He}$  signatures in the Iceland mantle plume. *Chemical Geology*, 525: 245–259
- Mundl-Petermeier A, Walker RJ, Fischer RA, Lekic V, Jackson MG and Kurz MD. 2020. Anomalous  $^{182}\text{W}$  in high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ocean island basalts: Fingerprints of Earth's core? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 271: 194–211
- Nakanishi N, Giuliani A, Carlson RW, Horan MF, Woodhead J, Pearson DG and Walker RJ. 2021. Tungsten-182 evidence for an ancient kimberlite source. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 118(23): e2020680118
- Ni SD and Helmberger DV. 2003. Ridge-like lower mantle structure beneath South Africa. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 108(B2): 2094
- Ohtake M, Takeda H, Matsunaga T, Yokota Y, Haruyama J, Morota T, Yamamoto S, Ogawa Y, Hiroi T, Karouji Y, Saiki K and Lucey PG. 2012. Asymmetric crustal growth on the Moon indicated by primitive farside highland materials. *Nature Geoscience*, 5(6): 384–388
- Poirier JP, Malavergne V and Le Mouél JL. 1998. Is there a thin electrically conducting layer at the base of the mantle? In: Buffett BA, Knittle E, Wysession ME and Gurnis M (eds.). *The Core-Mantle Boundary Region*. Washington: American Geophysical Union, 131–137
- Puchtel IS, Blichert-Toft J, Touboul M, Horan MF and Walker RJ. 2016. The coupled  $^{182}\text{W}$ - $^{142}\text{Nd}$  record of early terrestrial mantle differentiation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6): 2168–2193
- Puchtel IS, Mundl-Petermeier A, Horan M, Hanski EJ, Blichert-Toft J and Walker RJ. 2020. Ultra-depleted 2.05Ga komatiites of Finnish Lapland: Products of grainy late accretion or core-mantle interaction? *Chemical Geology*, 554: 119801
- Ravizza G, Blusztajn J and Prichard HM. 2001. Re-Os systematics and platinum-group element distribution in metalliferous sediments from the Troodos ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3–4): 369–381
- Reimink JR, Mundl-Petermeier A, Carlson RW, Shirey SB, Walker RJ and Pearson DG. 2020. Tungsten isotope composition of Archean crustal reservoirs and implications for terrestrial  $\mu^{182}\text{W}$  evolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(7): e2020GC009155
- Rizo H, Walker RJ, Carlson RW, Horan MF, Mukhopadhyay S, Manthos V, Francis D and Jackson MG. 2016. Preservation of Earth-forming events in the tungsten isotopic composition of modern flood basalts. *Science*, 352(6287): 809–812
- Rizo H, Andraut D, Bennett NR, Humayun M, Brandon A, Vlastélic I, Moine B, Poirier A, Bouhifd MA and Murphy DT. 2019.  $^{182}\text{W}$  evidence for core-mantle interaction in the source of mantle plumes. *Geochemical Perspectives Letters*, 11: 6–11
- Rost S, Garnero EJ, Williams Q and Manga M. 2005. Seismological constraints on a possible plume root at the core-mantle boundary. *Nature*, 435(7042): 666–669
- Sahoo YV, Nakai S and Ali A. 2006. Modified ion exchange separation for tungsten isotopic measurements from kimberlite samples using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analyst*, 131(3): 434–439
- Scherstén A, Elliott T, Hawkesworth C and Norman M. 2004. Tungsten isotope evidence that mantle plumes contain no contribution from the Earth's core. *Nature*, 427(6971): 234–237
- Schoenberg R, Kamber BS, Collerson KD and Eugster O. 2002. New W-isotope evidence for rapid terrestrial accretion and very early core formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(17): 3151–3160
- Takama A, Nakai S, Sahoo Y, Hanyu T and Tatsumi Y. 2009. W isotope compositions of oceanic islands basalts from French Polynesia and their meaning for core-mantle interaction. *Chemical Geology*, 260(1–2): 37–46
- Thiemens MM, Sprung P, Fonseca ROC, Leitzke FP and Münker C. 2019. Early Moon formation inferred from hafnium-tungsten systematics. *Nature Geoscience*, 12(9): 696–700
- Thorne MS, Garnero EJ and Grand SP. 2004. Geographic correlation between hot spots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1–2): 47–63
- Torsvik TH, Smethurst MA, Burke K and Steinberger B. 2006. Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle. *Geophysical Journal International*, 167(3): 1447–1460
- Touboul M and Walker RJ. 2012. High precision tungsten isotope measurement by thermal ionization mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry*, 309: 109–117
- Touboul M, Puchtel IS and Walker RJ. 2012.  $^{182}\text{W}$  evidence for long-term preservation of early mantle differentiation products. *Science*, 335(6072): 1065–1069
- Trieloff M and Kunz J. 2005. Isotope systematics of noble gases in the Earth's mantle: Possible sources of primordial isotopes and

- implications for mantle structure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 148(1): 13–38
- Trønnes RG, Baron MA, Eigenmann KR, Guren MG, Heyn BH, Løken A and Mohn CE. 2019. Core formation, mantle differentiation and core-mantle interaction within Earth and the terrestrial planets. *Tectonophysics*, 760: 165–198
- Tusch J, Sprung P, van de Locht J, Hoffmann JE, Boyd AJ, Rosing MT and Münker C. 2019. Uniform  $^{182}\text{W}$  isotope compositions in Eoarchean rocks from the Isua region, SW Greenland; The role of early silicate differentiation and missing late veneer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 257: 284–310
- Van Orman JA, Fei YW, Hauri EH and Wang JH. 2003. Diffusion in MgO at high pressures; Constraints on deformation mechanisms and chemical transport at the core-mantle boundary. *Geophysical Research Letters*, 30(2): 1056
- Vockenhuber C, Oberli F, Bichler M, Ahmad I, Quitté G, Meier M, Halliday AN, Lee DC, Kutschera W, Steier P, Gehrke RJ and Helmer RG. 2004. New half-life measurement of  $^{182}\text{Hf}$ ; Improved chronometer for the early solar system. *Physical Review Letters*, 93(17): 172501
- Wade J, Wood BJ and Tuff J. 2012. Metal-silicate partitioning of Mo and W at high pressures and temperatures; Evidence for late accretion of sulphur to the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 85: 58–74
- Walker RJ, Morgan JW and Horan MF. 1995. Osmium-187 enrichment in some plumes; Evidence for core-mantle interaction? *Science*, 269(5225): 819–822
- Weis D, Garcia MO, Rhodes JM, Jellinek M and Scoates JS. 2011. Role of the deep mantle in generating the compositional asymmetry of the Hawaiian mantle plume. *Nature Geoscience*, 4(12): 831–838
- Wen LX. 2000. Intense seismic scattering near the Earth's core-mantle boundary beneath the Comoros hotspot. *Geophysical Research Letters*, 27(22): 3627–3630
- Wicks JK, Jackson JM, Sturhahn W and Zhang DZ. 2017. Sound velocity and density of magnesiowüstites; Implications for ultralow-velocity zone topography. *Geophysical Research Letters*, 44(5): 2148–2158
- Willbold M, Elliott T and Moorbath S. 2011. The tungsten isotopic composition of the Earth's mantle before the terminal bombardment. *Nature*, 477(7363): 195–198
- Willbold M, Mojzsis SJ, Chen HW and Elliott T. 2015. Tungsten isotope composition of the Acasta Gneiss Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 419: 168–177
- Wood BJ, Smythe DJ and Harrison T. 2019. The condensation temperatures of the elements; A reappraisal. *American Mineralogist*, 104(6): 844–856
- Yoshino T, Makino Y, Suzuki T and Hirata T. 2020. Grain boundary diffusion of W in lower mantle phase with implications for isotopic heterogeneity in oceanic island basalts by core-mantle interactions. *Earth and Planetary Science Letters*, 530: 115887
- Yu SL and Garnero EJ. 2018. Ultralow velocity zone locations; A global assessment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(2): 396–414
- Yuan KQ and Romanowicz B. 2017. Seismic evidence for partial melting at the root of major hot spot plumes. *Science*, 357(6349): 393–397
- Zhao DP. 2007. Seismic images under 60 hotspots; Search for mantle plumes. *Gondwana Research*, 12(4): 335–355