

DOI: 10.13745/j.esf.sf.2018.11.7

俯冲带形成机制的可检验假说和检验方案

牛耀龄^{1,2,3}, 沈芳宇^{2,4}, 陈艳虹¹, 龚红梅^{2,4}

1. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋地质功能实验室, 山东 青岛 266061

3. Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, UK

4. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071

Yaoling NIU^{1,2,3}, SHEN Fangyu^{2,4}, CHEN Yanhong¹, GONG Hongmei^{2,4}

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

2. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China

3. Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, UK

4. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China

NIU Yaoling, SHEN Fangyu, CHEN Yanhong, et al. The geologically testable hypothesis on subduction initiation and actions. *Earth Science Frontiers*, 2018, 25(6): 051-066

Abstract: The advent of plate tectonics theory 50 years ago has revolutionized Earth Science thinking and provided a solid framework for understanding how the Earth works. This theory explains in simple clarity that all the geological processes are ultimately consequences of Earth's cooling. This is well manifested by the origin of oceanic plates at ocean ridges, the movement and thickening of these plates, and their ultimate consumption back into the Earth's deep interior through subduction zones, which provides an efficient mechanism to cool the Earth's mantle, leading to large-scale mantle convection. That is, the immediate driving force for plate tectonics is the sinking of the cold and dense oceanic lithosphere, under gravity, into the deep mantle through subduction zones. Hence, there would be no plate tectonics if there were no subduction zones, but exactly how a subduction zone begins remains speculative. Studies on subduction initiation have been many and continue to this day by means of numerical simulation and geological inferences, culminating with three IODP expeditions (350, 351 and 352 in 2014) in the western Pacific to test the ideas of spontaneous and induced subduction initiation. All these efforts are welcome, but the ideas are not testable hypothesis. In this paper, we explain the only hypothesis that is geologically testable on subduction initiation, i.e., subduction initiation is a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere. Such large buoyancy contrast is located at edges of oceanic plateaus in ocean basins and at passive continental margins globally. Because back-arc basins result from seafloor subduction, all the island arcs must have continental (or oceanic plateau) basement. Hence, this hypothesis can be effectively tested by sampling and studying island arc basement rocks that are exposed on landward trench slopes as the result of serpentinite diapirism.

Key words: completion of plate tectonics theory; subduction initiation; passive continental margins; oceanic plateau edges; island arc basement rocks

摘要:五十年前板块构造理论的诞生是地球科学领域的一场革命,它为理解地球如何运作构建了基本框架。过去五十年对该理论的进一步研究告诉我们地质过程最终都是地球热损失的结果。例如,大洋岩石圈板块在洋中脊形成,其运动和增生以及最终通过俯冲带进入地幔导致地幔冷却降温,从而导致大规模的地幔对流。

收稿日期:2018-10-25;修回日期:2018-11-07

基金项目:国家自然科学基金项目(41630968,41130314);国家基金委-山东省联合基金项目(U1606401);青岛海洋科学与技术国家实验室鳌山科技创新计划项目(2015ASKJ03);111计划项目(B14-048)

作者简介:牛耀龄(1959—),男,教授,主要从事岩石学、地球化学、全球构造与地球动力学研究。E-mail:yaoling.niu@durham.ac.uk

亦即,板块构造的直接驱动力是俯冲大洋岩石圈板块的下沉力。因此,没有俯冲带就没有板块构造,但是俯冲带如何开始仍然有争议。对俯冲起始的研究从未中断,有数值模拟也有地质推断。2014年在西太平洋用三个IODP航次(350、351和352)来检验“自发”和“诱发”俯冲开始的想法。所有这些努力都值得肯定,但这些是无法检验的想法。无法检验意味着没有结果。本文介绍至今唯一可用地质学方法检验的假说,亦即“岩石圈内横向物质组成差异导致的浮力差是俯冲带形成的起因”。这种浮力差位于海底高原的边部和被动大陆边缘,因此这些部位是未来俯冲带起始的必然轨迹。在远离这些部位的正常洋盆内因缺乏浮力差而俯冲带不可能起始。换句话说,“所有岛弧一定有大陆(或海底高原)基底”,这可以通过采集和研究岛弧基底岩石来验证。

关键词:完善板块构造理论;俯冲带的成因;被动大陆边缘;海底高原边缘;岛弧基底岩石组成

中图分类号:P541 文献标志码:A 文章编号:1005-2321(2018)06-0051-16

1 板块构造理论的历史回顾和现状

“历经六十多年有关大陆漂移假说的激烈争论最终以板块构造理论的胜利而告结束,它改变了地球科学的基本组构。就人类对大自然认识的重要性而言,板块构造理论可以与生命科学中的进化论和物理学中的量子力学相媲美。”^[1]

50年前板块构造理论的建立彻底改变了人们在地球科学领域的思维,为理解地球在各个尺度上的运行方式构建了坚实的理论框架,成为一个大一统理论。过去几十年对这一理论的进一步研究简单明确地告诉我们所有地质过程最终都是地球冷却(即热损失)的结果^[2-3]。例如,大洋岩石圈板块在洋中脊形成,其运动和增生以及最终通过俯冲带进入地幔导致地幔冷却降温,从而导致大规模的地幔对流^[2,4-8]。该理论的直接地质意义在于它可以毫无例外地有效解释发生在板块边界的所有地质过程(如发生在大洋中脊和俯冲环境的岩浆作用、变质作用、构造变形和地震)。作者通过长期的研究认为,板块构造理论实际上比人们普遍想象的更强大、更有效,其众多功效还有待进一步探索和挖掘^[2]。例如,在远离板块边界的大陆内部,如中国东部、澳大利亚东部和美国西部,岩石圈减薄和相关的岩浆作用(地幔来源的玄武岩和地壳来源的花岗岩岩浆)是板块构造的特殊结果^[2,9-10]。威尔逊旋回指出,大陆碰撞标志着一个板块构造旋回的结束,然而自约55 Ma大陆碰撞以来,印度-亚洲大陆的持续汇聚使有些研究者认为这是板块构造理论的缺陷,但这并不是该理论的不足,而是我们对巨大的印度-澳大利亚板块行为认识的不足^[2]。当巨大的印度-澳大利亚板块解体以及较小的Capricorn板块完全分离时,印度-亚洲的汇聚一定会结束,喜马拉雅山脉的隆升一定会为造山带垮塌所代替^[2]。

尽管如此,历经几代人的不懈努力,板块构造理论尚未完善,仍有两个最基本的问题有待回答,一个是大洋岩石圈与下伏软流圈界面(LAB)的性质,另一个是俯冲带的成因。牛耀龄和合作者最近的研究对LAB的性质给出了至今最合理的解答^[3],同时还在继续致力于回答俯冲带的成因问题^[2,11-12]。这两个基本问题的研究现状扼要总结如下。

1.1 大洋岩石圈与下伏软流圈界面(LAB)的性质

刚性的岩石圈板块相对于下伏软流圈的运动是板块构造理论的基本原理之一。有关大洋LAB的性质一直有很大争议。目前的共识是,大洋岩石圈随着年龄的增长通过下伏软流圈物质的补给而增生,当年龄(t)为约70 Ma时,岩石圈达到最大厚度(L)约90 km(即LAB的深度),这符合 $L \propto t^{1/2}$ 的关系,是地幔通过海底冷却所致。但令人费解的是,尽管海底冷却一直在持续,但当 $t \geq 70$ Ma时,大洋岩石圈却不再加厚。人们普遍用LAB之下软流圈小尺度对流来解释这个困惑,但问题是为什么在 $t < 70$ Ma, $L <$ 约90 km时没有小尺度对流。Niu和Green^[3]最近通过系统总结多年来实验岩石学及全球大洋玄武岩的研究,证明LAB是一个岩石学界面,它受控于地幔橄榄岩中韭闪石的脱水固相线。韭闪石的稳定域(即含韭闪石大洋岩石圈地幔的稳定域)为 $T \leq 1100$ °C和 $p \leq 3$ GPa,所以在 $t < 70$ Ma时,LAB是一个约1100 °C的等温线,并且符合 $L \propto t^{1/2}$ 的关系,而在 $t > 70$ Ma时,LAB是一个约3 GPa(相当于约90 km厚度)的等压线。当压力大于3 GPa、深度超过90 km时,韭闪石不再稳定。因此,当 $t < 70$ Ma,大洋岩石圈随着年龄的增长而加厚,但当 $t > 70$ Ma时保持恒定(约90 km)。同时,该文还强调,当 $t > 70$ Ma时,LAB之下也可能会发生小尺度对流,但后者是LAB的“果”,而LAB是小尺度对流的“因”。该对流提供的热与LAB上覆岩石圈的热损失补偿,保持较老($t > 70$ Ma)海底恒定的热流值、海底水深和岩

石圈厚度。作者认为,这一符合岩石学、实验岩石学、物理学、地质观察和地球物理学的全新认识,应该从根本上解决了板块构造的两个疑难之一。

所以,俯冲带的成因是板块构造理论的最后一个疑难。第一作者首次用本篇中文介绍有关俯冲带成因的唯一可检验假说,简明扼要地阐述为什么这是“唯一可检验”的假说以及如何检验这一假说的具体实施措施^[2,11-12]。

1.2 俯冲带的成因问题

“如果没有俯冲带,就不会有板块构造”^[2,11],但俯冲带起始的原因和机制仍然未知^[2]。过去几十年对俯冲带成因的研究从未停止,有运动学和动力学模拟,也有地质推断^[2,11,13-29],最终达成国际地学界的共识,于2014年在西太平洋用IODP的3个大洋钻探航次(350、351和352)致力于“检验”备受欢迎且流行的“自发”和“诱导”俯冲带起始的想法^[24]。这些想法是基于对西太平洋Izu-Bonin-Mariana沟-弧-盆体系岩浆作用和蛇绿岩侵位的描述性总结^[30-31],是基于对Izu-Bonin-Mariana研究特有的想法,有重要的地质意义,但不是俯冲带成因的可检验假设。因为这些想法没有明确的力学机制,也没有独一无二的目标岩石来钻取,所以无法证实或证伪这些想法(见下)。正确、客观地讲,解开俯冲带起始之谜只能通过用地质学方法检验具有全球普遍意义的可检验的假说来实现^[2,11-12,32]。

2 俯冲带成因的研究现状

综上,有关俯冲带的成因至今悬而未决。最新成果无疑是国际地学界IODP的3个大洋钻探航次(350、351和352)的结论。Arculus等^[33]报道了IODP 350的初步结果,标题为“*Izu-Bonin-Mariana岛弧中自发俯冲开始的记录*”,但这被认为是“没有充分证据的结论”^[34]。Reagan等^[35]报道了在俯冲早期IODP 352岩心样品的初步岩石地球化学结果,但没有涉及俯冲带成因的讨论。Ishizuka等^[36]报道了IODP 351钻孔火山岩岩心样品的年龄数据,认为Izu-Bonin-Mariana岛弧的基底形成时间约为(48.7±1.0) Ma,这实际上与推测的俯冲开始时间(约51~52 Ma)相同或更晚^[37-38]。这些岩石不能代表真正的基底,因为俯冲带必须在已有岩石圈内起始,俯冲开始时已经存在的基底岩石一定不会和俯冲带形成时的岩石同龄,更不会比之后的火山岩年轻。基本

事实是,俯冲开始时的基底必须古老或者非常古老。的确,Li等^[39]报道了来自IODP 352钻孔火山岩岩心样品有古老的锆石(约307 Ma、约162~165 Ma以及约48~52 Ma),比该区俯冲带的起始年龄老多了,表明这些古老锆石捕获自下部古老基底。作为多年来IODP的积极倡导者、鼎力支持者和参与者,本文第一作者充分肯定ODP和IODP的一系列革命性成果,但用IODP来检验俯冲带成因不妥,所以没有结果^[12]。这是因为:(1)要钻透巨厚的岛弧、前弧、后弧火山岩在技术上无法实现,更难能钻到真正的基底岩石;(2)打钻是“微观”取样,在地质构造和地形复杂的海沟-前弧-后弧环境里有效、合理部署钻位困难太大,钻到“理想样品”更难;(3)事实上“自发”和“诱导”俯冲起始的想法没有明确的、独一无二的目标岩石,所以是一个没有明确目标、钻到什么分析测试什么的方法,不是可检验的科学假说。

3 俯冲带成因的可检验假说^[11]

如上所述,板块构造理论阐明所有地质过程最终是地球热损失(冷却)的结果^[2-3]。大洋岩石圈板块在洋中脊形成,其运动和增生以及最终通过俯冲带进入地幔导致地幔冷却降温,从而导致大规模的地幔对流(见上)。也就是说,板块构造的直接驱动力是冷的、高密度大洋岩石圈在重力作用下通过俯冲带进入地幔的下沉力(即slab pull)^[4]。因为太平洋型大洋板块(通过俯冲带下沉到地幔)既是地幔对流的表现形式,也是地幔对流的实际驱动力^[6,40],Niu^[2]阐明(1)大西洋型(即具有被动大陆边缘的洋盆)的海底扩张和(2)大陆漂移是对太平洋型海底扩张的被动响应,亦即,是太平洋型洋盆俯冲海沟后撤所致。要强调的是,不少人因受旧教科书中模糊陈述的影响,认为板块构造的驱动力有争议,这需要纠正。我们对板块运动驱动力的认识很清楚,以大洋板块在俯冲带的下沉力(slub pull)为主导,它直接驱动(1)太平洋型海底扩张,(2)是地幔对流的主体,并间接驱动(3)大西洋型海底扩张和(4)大陆漂移^[2]。洋脊推力(ridge push)等力确实存在,但不重要,比俯冲下沉力小一个数量级^[41-42]。更重要的概念是,大洋中脊是板块构造体系中的被动现象或被动产物^[14,43-52],其形成和演化是因为大洋岩石圈伸展的缘故,但最终也是俯冲板块下沉力的远程拉动所致^[12,40,46,50]。

“因此,没有俯冲带就没有板块构造。”^[2,11]

3.1 俯冲带可检验假说及其提出的历史背景

Niu 等^[11]在岩石学研究、力学分析以及对全球地质现象和演化研究的基础上,得出结论性假说“岩石圈内横向物质组成差异导致的密度差是俯冲带形成的必要条件”。亦即,俯冲带一定会在岩石圈内有这些密度差的部位开始。这里的关键词是岩石圈板块内部因组成变化导致的密度差(实质上是相对于下伏软流圈地幔的浮力差,此后简称“浮力差”)。岩石圈中热浮力差的概念很有吸引力^[14],但是除了大西洋赤道附近的 Romanche 转换断层外,全球洋盆中不存在大规模的线性热浮力差。沿 Romanche 转换断层,洋脊和约 75 Ma 的岩石圈相遇,必定有很大的热浮力差,但是没有俯冲开始的迹象^[11]。俯冲带沿先前的薄弱带(如早期的转换断层、消亡的海底扩张中心等)起始比较流行^[18,23-24,28],但在力学上很难理解在任何地应力状态下为什么这些地带的一侧会选择下沉,而另一侧则选择上升^[11]。位于南大洋标志着澳大利亚和太平洋板块边界的 Macquarie 海岭脊,被认为是俯冲带初始起动的最佳场景,但同样没有俯冲起动的迹象^[11]。俯冲带被动大陆边缘起始在地质学上是预料之中的,这从中国大陆架边缘自<约 15 Ma 以来开始形成的琉球岛弧-俯冲系统的现代实例显而易见^[2],但是当年沿被动大陆边缘俯冲起始数值模拟的失败和“缺乏任何现代例子”否定了这种可能性^[15,20,22]。

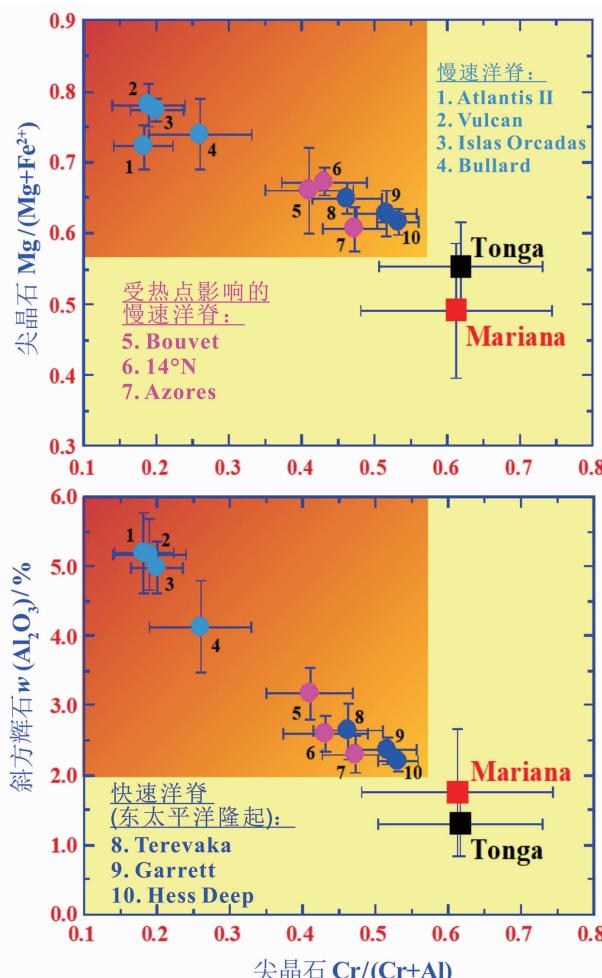
以上这些尝试都是科学假说。假说没有对、错之分,但有合理或不合理之别。可以检验的假说是合理假说,可以被证实并发展成为理论,也可能被证伪而放弃,再提出新的可检验假说。动力学模型有助于评估相关假说的可能性。运动学模型被认为更优越,因为它可同时探索运动学、力学和材料特性以及相互间的作用随时间的变化,而且还有一定的预测性。然而,这些模拟结果尚不能被用作肯定或否定的证据,因为模拟时使用的许多参数往往难以被完全约束。这丝毫没有否定模拟的重要性,而是鼓励模拟者与地质学家合作,正确识别至关重要的参数/变量,选择更合理的边界条件,从而使模拟结果更有实际意义并有预测能力。在全面、客观地考虑了所有已有的想法和假设后,牛耀龄等认为以下假说在地质学上是完全可以检验的,成本低并有望发现确凿证据:

“俯冲带的形成是岩石圈内部横向物质组成差别导致浮力差的结果。”^[11]

简言之,岩石圈内部的组成差异导致的浮力差反映之前地质和岩石成因历史的不同,因而有不同的物质(不同的岩石类型、组合、矿物组成、化学组成等)和不同的密度^[11]。因此,岩石圈内部组成差导致的浮力差是俯冲开始的先决条件。这说明,由于缺乏这种组成(或热)浮力差,俯冲带不可能在正常的大洋岩石圈内(在正常的洋盆中)开始。“大洋板块俯冲在大洋板块之下”的现象,例如在西太平洋,已经误导并继续误导许多人相信西太平洋俯冲带是在正常的大洋岩石圈内起始和发展的。这是不正确的,在这些俯冲带开始之前,岩石圈内部一定已经存在组成差别造成的浮力差别(见下)^[11]。弧后盆地的形成和演化是大洋岩石圈板块俯冲和海沟后撤的结果,后者导致了上覆板块的伸展、裂陷以及弧后盆地的形成和发展^[2,11]。必须指出的是,菲律宾海是一个“边缘海盆地”,是有自己复杂历史的“菲律宾海板块”,它不是弧后盆地。Mariana 海槽是在菲律宾海板块中发展起来的弧后盆地,冲绳海槽和 Lau 盆地分别是与琉球和 Tonga-Kermadec 俯冲带相关的弧后盆地^[2,11]。

3.2 该假说的岩石学依据

图 1 展示西太平洋 Izu-Bonin-Mariana 和 Tonga-Kermadec 海沟拖网采集的前弧地幔橄榄岩(FP)(Scripps 海洋研究所 Hawkins 和 Fisher 给牛耀龄提供的样品)以及从 Izu-Bonin-Mariana 前弧钻取的 FP^[53]比来自正常大洋的深海地幔橄榄岩(AP)更亏损,密度也更低^[11,50,54-57]。FP 和 AP 均为地幔部分熔融之后的残余,FP 是部分熔融程度高的残余,代表俯冲带上盘地幔橄榄岩的主体,而 AP 是洋中脊之下地幔部分熔融程度相对较低的残余,代表俯冲大洋岩石圈地幔橄榄岩的主体^[57]。FP 和 AP 这种组成上的差异决定了二者之间的密度差,FP 的密度比 AP 低约 0.7%,这相当于在热膨胀系数为 $3 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ 时,约 220 °C 的温度差对密度降低的影响。在岩石圈地幔压力条件下石榴石为稳定相时,由于 AP 中 Al_2O_3 含量较高,会有更多的石榴石,因此 FP 的密度比 AP 低约 1.0%,这相当于约 330 °C 的温度效应。过去对 FP 的高度亏损被解释为由于水的作用俯冲带高熔融程度的产物^[53,58-62],但这种解释不正确,因为地幔楔熔融残余会由俯冲板块诱导的地幔楔拐角流输送到更深(>100 km)的地幔深



以斜方辉石(Opx)和尖晶石(Spinel)为例,比较 Tonga 和 Mariana FP 与 AP 在矿物组成上的差异。所有这些橄榄岩都是熔融残余,其线性关系从左到右指向更高尖晶石 Cr/(Cr+Al) 的比值,反映熔融程度或熔体抽取程度增加。这些趋势与熔融残余中 Ol(橄榄石)、Opx、Cpx(单斜辉石)的 MgO/FeO 的升高以及 Opx、Cpx 和 Spinel 中 Al₂O₃ 含量的降低一致。数据表明,与 AP 相比,FP 在组成上更亏损,熔体抽取量更大,密度更小,浮力更大^[11,49-50,56-57]。注意,较大的 Al₂O₃ 含量变化比较小的 MgO/FeO 变化对岩石密度的影响更重要,因为较高的 Al₂O₃ 含量意味有更多的石榴石,其比 Ol、Opx 和 Cpx 的密度大得多,反之亦然。

图 1 尖晶石 Mg/(Mg+Fe²⁺) 和斜方辉石 Al₂O₃

含量(质量分数)对尖晶石 Cr/(Cr+Al) 投影图解

Fig.1 Spinel Mg/(Mg+Fe²⁺) and Opx Al₂O₃ content
(mass percentage) vs. spinel Cr/(Cr+Al) plots

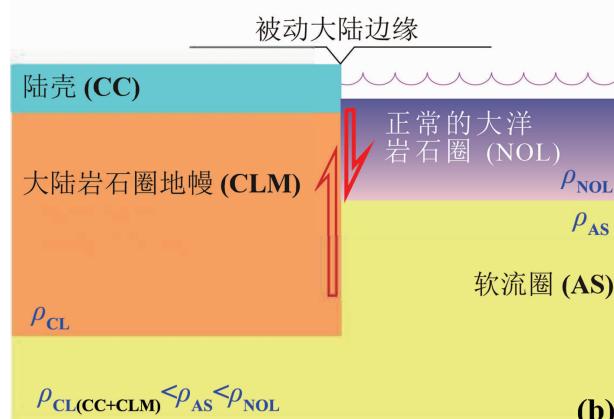
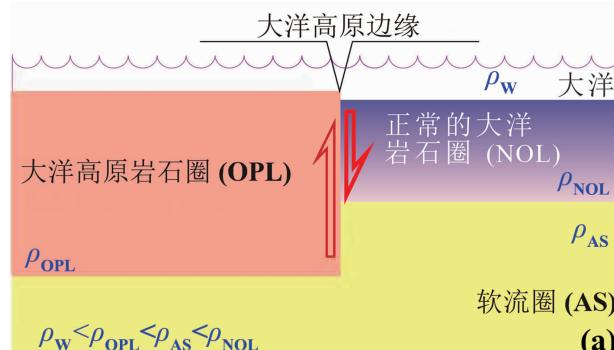
度,而不会上升到海沟^[11]。事实上,FP 的亏损程度与大陆岩石圈地幔橄榄岩类似^[63-64]。因此,Izu-Bonin-Mariana 和 Tonga-Kermadec FP 的亏损反映岛弧地幔基底的岩石学特征,代表更古老的地幔熔融和亏损事件^[11]。也就是说,以 FP 为代表的岛弧基底岩石圈地幔(高度亏损、高浮力)和以 AP 为代表的俯冲太平洋岩石圈地幔(较低亏损、高密度)之间因组成的差异导致的浮力差在西太平洋俯冲开始(约 50 Ma)之前就已经存在^[11]。其实,Izu-Bonin-

Mariana 前弧橄榄岩具有元古宙 Re-Os 年龄的事实^[65]已经证实了这一推论,即早在俯冲开始之前,FP 就记录了古老的熔融亏损事件^[11]。

这些岩石学资料和对它们客观、准确的地质学认识为“俯冲带成因是岩石圈内部横向组成差异导致的浮力差的结果”这一假说奠定了物质基础^[11]。

3.3 该假说的地质依据

地质事实和研究表明,岩石圈内部由于物质组成差异导致的浮力差在大洋里位于海底高原(oceanic plateaus)的边缘(图 2a),在全球规模上位于被动大陆边缘(图 2b; passive continental margins; 如大西洋的两侧和印度洋的大部分地区)。相对于正常大洋岩石圈,大陆岩石圈(岩石圈地幔+地壳)低密度的特征早已被熟知(即 $\rho_{CL(CC+CLM)} < \rho_{AS} < \rho_{NOL}$),从 Wegner



(a)—展示海底高原岩石圈与邻近正常大洋岩石圈之间的浮力差(见正文)。因为海底高原岩石圈的密度低于正常大洋岩石圈的密度,海底高原倾向于漂浮,而正常海底岩石圈因其密度大而倾向于下沉。(b)—因密度大,正常大洋岩石圈倾向于下沉,而密度低、浮力大的大陆岩石圈一定会趋于漂浮。因此,海底高原的边缘和被动大陆边缘是因物质组成的差别而导致岩石圈内部浮力差最大的位置,一定是俯冲带起始的位置。

图 2 海底高原岩石圈、大陆岩石圈与正常大洋岩石圈之间的密度差或浮力差标志着俯冲带的启动位置^[11-12]

Fig.2 The density or buoyancy contrast between oceanic plateau lithosphere, continental lithosphere and normal oceanic lithosphere, indicating the sites of subduction initiation^[11-12]

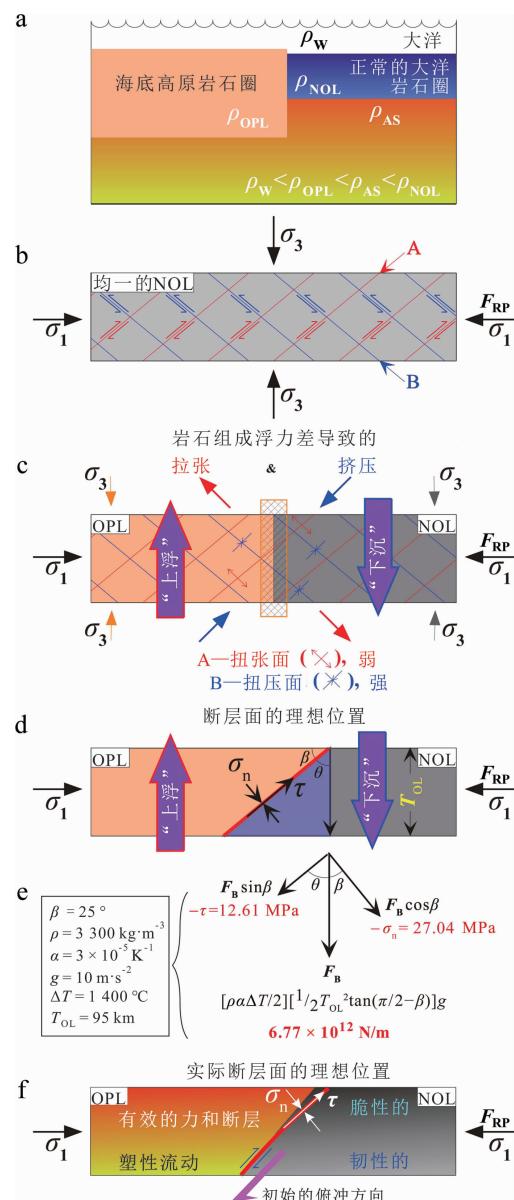
的大陆漂移^[66]、Holmes 的地幔对流^[67]、Hess 的自由漂块^[68]以及近些年来岩相分层的概念^[69-71]和岩石圈“冰山”的说法^[72-73]都用大陆岩石圈低密度的“漂浮”来解释诸多地质现象和过程。这是因为与大洋岩石圈相比大陆岩石圈地幔在组成上(主量元素)更亏损, 密度更低, 浮力更大^[11,51,63-64], 也因为大陆地壳在地球圈层中有最低的密度和最大的浮力。因此, 对于高密度的大洋板块(如 Nazca 板块)俯冲在低密度的大陆板块(如南美大陆)的事实很容易理解, 而高密度的太平洋板块俯冲在西太平洋岛弧、弧后盆地和边缘海板块之下则显得难以理解, 但这个表面疑惑可用本文的可检验假说化解(见下)。相对于正常大洋岩石圈, 海底高原低密度的特征也不难理解并已证实。海底高原玄武岩一般认为是地幔柱头减压熔融的产物; 高温熔融产生巨厚的玄武岩, 其密度低于软流圈地幔, 巨厚的、高亏损熔融残余成为新增生岩石圈的地幔, 也具有低密度的特征, 二者一起的密度也远低于周边正常大洋岩石圈的密度, 所以上浮并具有“海底高原”的正地形地貌特征, 这很容易用计算证实^[2,11,49,74-77]。

事实上, 这些推论已经显而易见。日本岛弧的主体为大陆成因, 大约在 27~16 Ma(确切时间尚有争议)裂解自欧亚大陆的东缘, 成因上与西太平洋俯冲海沟的后撤和日本海的张裂有关^[2,12,32]。此外, 琉球岛弧—海沟—冲绳海槽是沿被动大陆边缘(中国大陆架边缘)俯冲开始和弧后盆地形成的现代(<约 15 Ma)实例^[2]。Niu 等^[11]还注意到大西洋中仅有的两个小尺度俯冲带与地幔柱头成因的海底高原有关: 位于 Scotia 海板块边缘的 Sandwich 岛弧—海沟系统与 Bouvet 地幔柱有关, 而位于 Caribbean 海板块边缘的 Lesser Antilles 岛弧—海沟系统已公认是与 Galapagos 地幔柱头成因有关的海底高原^[11]。此外, Kamchatka-Okhotsk 海板块极有可能是夏威夷地幔柱头成因的海底高原, 而 Kamchatka-Kuril 岛弧—海沟是该海底高原约 43 Ma 与欧亚大陆碰撞后形成的^[11,77-78]。Niu^[2]认为 Indonesia-Sumatra-Andaman 俯冲系统是在被动大陆边缘发展起来的, 尽管该地区有复杂的地质历史。

所有这些“验证”可以被认为是巧合, 或者至多是间接证据。因此, 无可辩驳的证据必须来自对远离大陆的典型巨大“洋内”俯冲系统的采样和岩石学、地球化学以及年代学的研究(见下)。

3.4 该假说提出的力学分析依据

图 3 用海底高原岩石圈(OPL)与正常大洋岩石

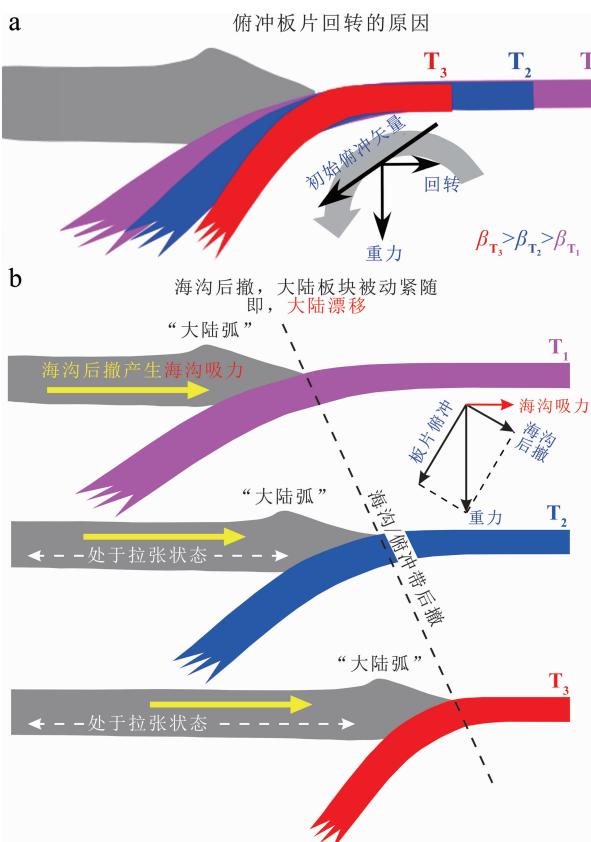


(a)—海洋—岩石圈—软流圈系统示意因组成及温度差而产生的密度差异。(b)—由于洋脊推挤(F_{RP})或其他横向挤压, 正常大洋岩石圈有产生两组共轭断裂面(A 和 B)的潜力。(c)—在海底高原边缘密度较低的海底高原(OPL, 趋于上浮)与密度较高的正常大洋岩石圈(NOL, 趋于下沉)在这里构成浮力反差。这一反差引起次生拉张和压缩, 使 A 组断裂面(扭张)弱于 B 组断裂面(扭压), 从而导致扭张逆断层沿 A 断面发育而释放岩相接触面及邻近部位的应力。(d)—断层面的理想几何形态和位置可用来定量描述有关的力及应力。(e)—正常大洋岩石圈(NOL)沿逆断层下沉趋势力以及一些相应的结果可通过断面以下三角区域沿断层带单位长度来计算。计算参数采用 Stein 和 Stein^[7]的 GDH1 模型。(f)—示意俯冲带形成时理想的断裂面很有可能发育在正常大洋岩石圈(NOL)一侧, 因为它应该弱于海底高原岩石圈。海底高原岩石圈(OPL)因快速就位于稳定的板块内部而刚强, 但正常大洋岩石圈起始于构造活动(断裂发育)的洋脊并缓慢增厚, 因而较脆弱。这一设想意味着正常大洋岩石圈的碎块也可能作为稀少的或“经典”蛇绿岩在俯冲带形成时归并到前弧地区并夹杂到后来的造山带内。

图 3 利用海底高原岩石圈和正常大洋岩石圈的密度差(或相对于下伏软流圈地幔的浮力差)分析推断海底高原边缘是俯冲带起始的最佳部位
(修改自文献[2,11])

Fig.3 The stress analysis indicating the density (buoyancy) contrast between OPL and NOL to be the sites of subduction initiation

圈(NOL)的比较来示意因二者组成的差异导致浮力差的这一概念。 $\rho_{OPL} < \rho_{NOL}$ 是因为 OPL 是由于“地幔柱”头减压熔融所致(见上)。热的地幔柱头体积大、温度高,熔融程度高,可产生巨厚的玄武岩地壳和更厚的熔融残余而成为新增生的岩石圈地幔,两者的密度都分别小于正常岩石圈的密度,二者一起的密度也小于周边正常大洋岩石圈的密度($\rho_{OPL} < \rho_{NOL}$),所以海底高原(Oceanic Plateaus)具有较大的浮力和海底的正地形。这就是为什么海底高原边缘(和正常大洋岩石圈的过渡部位)是俯冲带起始的最佳部位。由于大陆岩石圈密度更低,与正常大洋岩石圈之间的浮力差更大(即 $\rho_{CL(CC+CLMD)} < \rho_{AS} < \rho_{NOL}$)^[11,51,63-64],所以被动大陆边缘更容易形成俯冲



(a)—卡通说明板块回转的原因是重力。图 3e 显示 F_B 是俯冲起始的主要力源,与板块倾角呈反比关系(即 $F_B \propto 1/\beta$),即较小的倾角说明图 3d 中逆断层之下较大三角形面积(单位长度上的体积)和更大的 F_B ,有利于俯冲起动。一旦俯冲开始,俯冲板块会在重力下回转($\beta_{T_3} > \beta_{T_2} > \beta_{T_1}$)。(b)—此外,俯冲带必然会在重力作用下向海方向撤退,这就是“海沟后撤”的概念。虚线指示海沟/俯冲带随时间后移到较新位置: $T_1 \rightarrow T_2 \rightarrow T_3$ 。请注意,上覆大陆岩石圈板块会被迫紧随海沟的后撤,所以说大陆漂移是对海沟后撤的被动响应。还要注意的是,这样漂移的大陆岩石圈板块处于拉张状态,会因拉张而有发育陆内裂谷和形成弧后盆地的潜力。

图 4 重力作用下俯冲板片的回转、海沟后撤与大陆漂移的概念

Fig.4 The concepts of slab rollback, trench retreat and continental drift due to gravity

带^[11]。值得注意的是, $F_B \propto 1/\beta$ (图 4e),亦即,低角度逆断层有利于俯冲开始,这也使俯冲带形成后俯冲板块在重力下的回转(rollback)很自然,并发挥驱动力的作用(图 4a)^[2]。

3.5 俯冲板块回转、海沟后撤和大陆漂移

假定一个在被动大陆边缘俯冲带开始的情形,图 4a 展示我们熟悉的板块回转(slab rollback)的概念;随着时间的推移,俯冲大洋岩石圈(板块)在重力作用下逐渐变陡(β 逐渐增大)。图 4b 展示俯冲大洋岩石圈在重力作用下引起的海沟后撤,即俯冲板块“拐折”部位在重力作用下持续向海方向的迁移。上覆大陆岩石圈随海沟的后撤而紧随其后迁移。因此,大陆漂移的驱动力是对海沟后撤的被动响应^[2]。同时,上覆大陆岩石圈板块处于延伸状态,根据其刚性程度,会发育有大陆裂谷乃至弧后盆地^[2]。注意,图 4b 展示沿安第斯型被动大陆边缘俯冲带的开始和大陆岩浆弧的发展。

图 5 左边是图 4b 的右向翻转,示意图 5 右边 Nazca 板块向东俯冲、南美海沟向西后撤以及南美大陆紧随海沟后撤向西的被动响应,即南美板块向西的“大陆漂移”。因为南美板块是“陆-海”复合板块,这简单明了地展示了南大西洋的打开、大西洋型海底扩张和南美大陆漂移一起,都是对太平洋海沟后撤的被动响应。

3.6 弧后盆地的形成以及岛弧基底必须是大陆或海底高原基底的地质依据

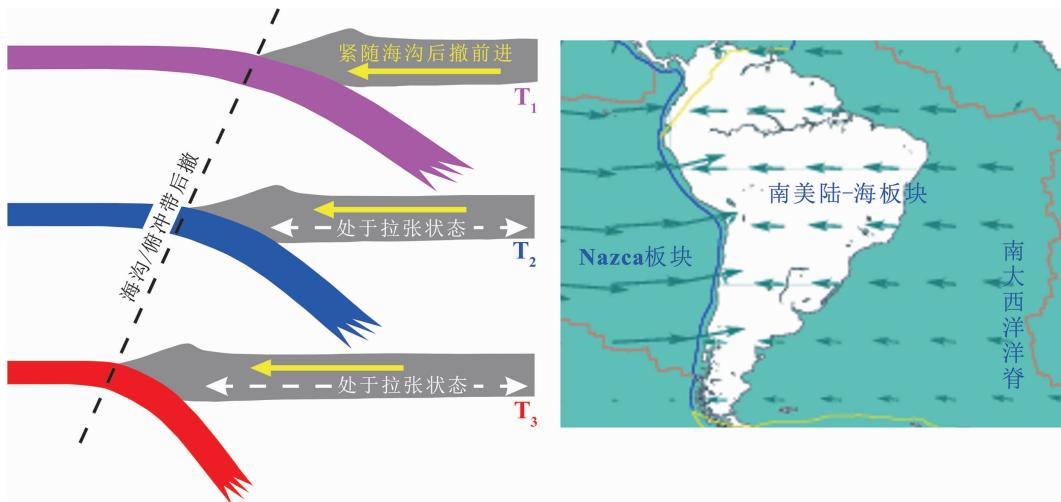
图 6 示意由于海沟后撤引起上覆大陆岩石圈(或海底高原)的拉伸而形成弧后盆地。最重要的是,先前的安第斯型“大陆火山弧”变成了“岛弧”,但是它的基底仍然是之前的大陆(或海底高原)的基底。顺便地,这些弧后盆地可演化成大洋,这些具有大陆(或海底高原)基底的“岛弧”会成为漂移的微陆块(见下)。

所以,我们得到不可避免的结论^[2,12]:

“所有岛弧都必须有大陆(或海底高原)岩石圈的基底。”

这是本文可检验假说科学、合理的地质学推论。

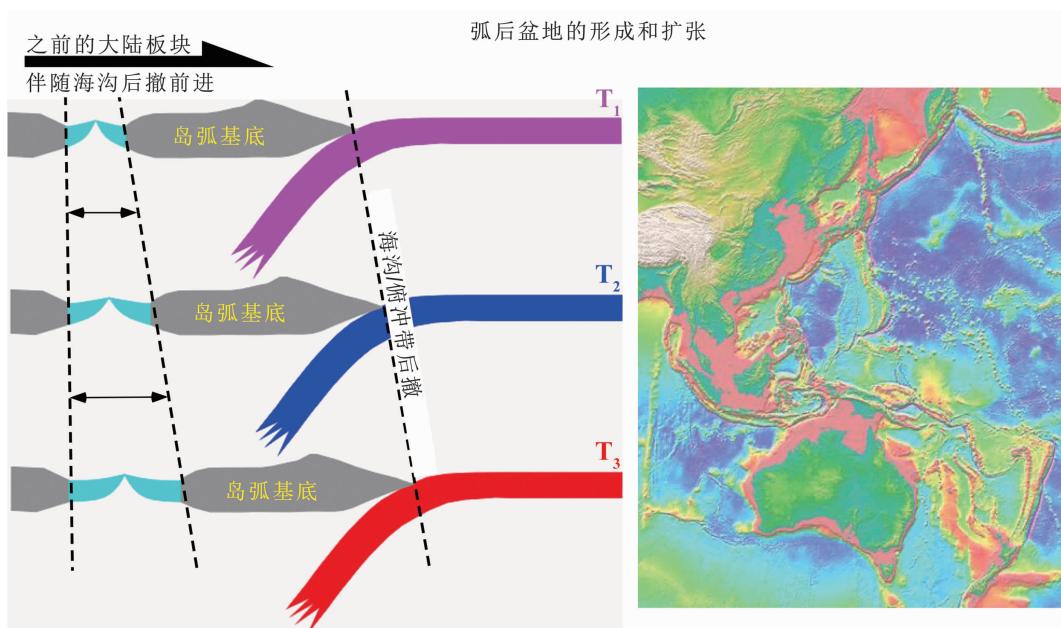
事实上,上覆岩石圈板块(大陆或海底高原)高度亏损的地幔橄榄岩暴露在 Mariana 和 Tonga 海沟陆侧斜坡(图 1)^[11,38,58-60,79]是岛弧基底有高亏损大陆(或海底高原)地幔橄榄岩基底的物质证据。如



左边是图 4a 的右向翻转, 示意右边 Nazca 板块向东俯冲、南美海沟向西后撤以及海沟后撤南美大陆紧随海沟后撤向西的“大陆漂移”。因为南美板块是“陆-海”复合板块, 南美大陆漂移和大西洋型海底扩张都是对 Nazca 海沟后撤的被动响应。

图 5 Nazca 板块向东俯冲引发南美海沟向西后撤
(南美大陆向西漂移和南大西洋的增长)

Fig.5 The eastward subducting of Nazca plate causing the westward trench retreat and westward drift of South America continent and growth of the Atlantic Ocean basin



西太平洋海沟后撤地质意义的示意图解。西太平洋海沟后撤导致弧后盆地形成(如 Kuril 盆地、日本海、黄海、冲绳海槽、Mariana 海槽、Lau 盆地)。重要的是, 先前的大陆弧变成了“岛弧”, 然而这些岛弧的基底就是之前的大陆(或海底高原)基底。因此, “所有岛弧都必须有大陆(海底高原)起源的基底”^[2,76]。

图 6 西太平洋海沟后撤地质意义的示意图解

Fig.6 The schematic illustration showing the geological significance of the Western Pacific trench retreat

上讨论, 这些蛇纹石化的前弧橄榄岩(FP)不可能是高地幔楔熔融的残余, 而是上覆地幔橄榄岩基底蛇纹石化后通过底辟带到海沟的(见下)。

可以说, Kamchatka-Kuril 岛弧基底(以及整个堪察加-鄂霍次克海基底)很可能是夏威夷地幔柱头成因的海底高原^[11,77], Tonga-North Fiji 盆地地

体基底也可能是 Louisville 地幔柱头成因的海底高原^[11], Scotia 海板块、Caribbean 海板块分别是 Bouvet 和 Galapagos 地幔柱头成因的海底高原^[11]。在 Caribbean 海沟、Lesser Antilles 海沟和 Scotia 海沟采集陆坡基底岩石应该有助于有效地检验我们的假说^[11]。但我们建议对西太平洋的 Izu-Bonin-Mariana

海沟和 Tonga-Kermadec 海沟进行采样研究,因为它们是远离任何大陆的典型巨大洋内俯冲带系统(见下)。

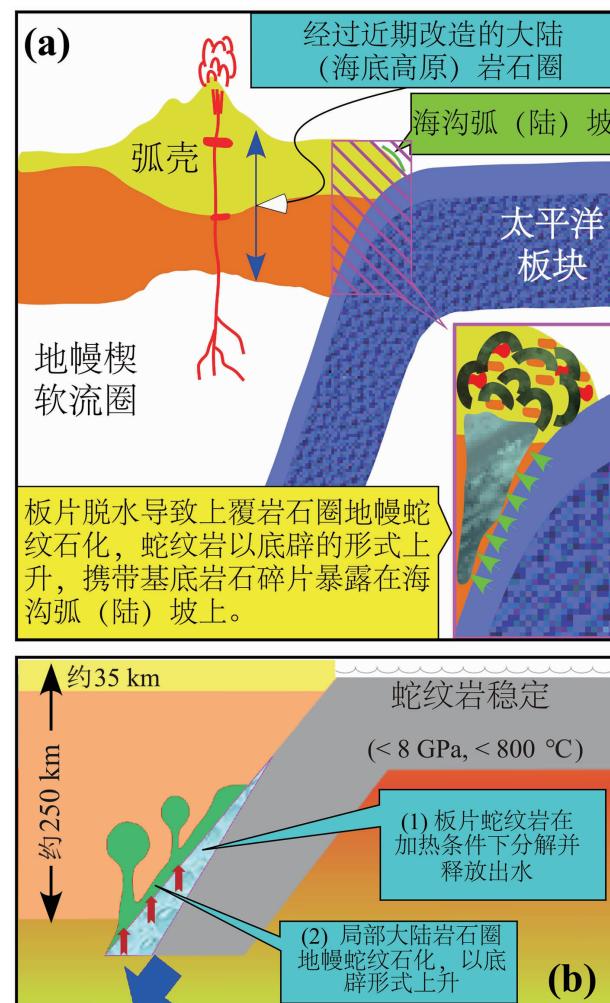
值得强调的是,图 6 所示的弧后盆地的形成使“岛弧”与“原大陆(或海底高原)”隔离。这种情形具有全球构造意义。弧后盆地可以演变成开阔的洋盆,岛弧可以演变成微陆块,这可有效地解释显生宙各个(原、古、中、新)特提斯海的历史以及青藏高原的逐渐增生^[2,80]。

还值得思考的是,如果南美大陆基底橄榄岩暴露在秘鲁—智利海沟陆坡的话人们不会怀疑这些橄榄岩代表南美大陆的基底,因为 Nazca 板块直接俯冲在南美大陆之下(图 5),但人们会怀疑西太平洋海沟陆坡橄榄岩是大陆(或海底高原)基底的可能性,因为人们不用思考地习惯了西太平洋“大洋板块俯冲在大洋板块之下”的“事实”。在这里,一个简单、有趣,但很重要的相关科学问题是为什么南美洲没有类似于西太平洋的弧后盆地。答案很简单,因为南美洲板块是一个“大陆+海洋”的复合板块,最弱的拉伸应力集中在南大西洋洋中脊(图 5 右边)。因此,大西洋在目前的状态可看作是一个巨大的“弧后盆地”(在概念上和力学上,不讲成因),所以就没有类似于西太平洋的弧后盆地^[2]。更重要的是,随着 Nazca 板块的向东俯冲和秘鲁—智利海沟向西的后撤,南美陆—海复合板块随海沟的后撤而向西被动迁移。这一简单现象清晰地说明南美大陆漂移和大西洋型海底扩张是同一个机制的不同表述:二者同时是东太平洋海沟后撤的结果(图 5)^[2]。

3.7 为什么大陆(“海底高原”)地幔橄榄岩基底会暴露在海沟陆坡?

与平均 35 km 厚的大陆地壳或 20 km 厚的海底高原地壳相比,垂直剖面约为 5~10 km 的海沟相当浅。而且,新近的前弧岩浆作用还可能掩盖并使有可能出露的基底岩石变得复杂无序。在这种情况下,我们怎么能期望在海沟看到大陆(或海底高原)基底岩石?答案很简单而且基底岩石不仅出露在海沟还有不少成功采样的先例^[30,38,58-60,79,81-84]。如图 7a 所示,正是俯冲板块脱水导致上覆岩石圈地幔橄榄岩(最近改造过的大陆或海底高原岩石圈)蛇纹岩化,底辟上升,并携带途经地幔和地壳的各种岩石(包括蛇纹岩本身、新鲜的地幔橄榄岩碎块、角闪岩和麻粒岩相地壳变质岩等)。如果被动大陆边缘的陆侧基底有克拉通的性质,还会随蛇纹岩的底辟

带来高压或超高压的岩石或矿物(图 7b)^[2]。



(a)—示意大洋俯冲板块脱水会导致上覆大陆(或海底高原)板块的地幔岩石圈发生蛇纹岩化,蛇纹岩以底辟的形式上升,携带地幔橄榄岩和地壳岩石碎片暴露在海沟陆坡上,供拖网采集和取样研究。(b)—如果俯冲带被证明是在被动大陆边缘与加厚的克拉通开始的,蛇纹岩底辟可能携带在深部岩石圈地幔条件下形成和稳定的高压或超高压岩石和矿物,包括金刚石^[2]。

图 7 上盘基底蛇纹岩底辟上升,将地幔橄榄岩和地壳岩石碎片带到海沟陆坡(a),蛇纹岩底辟亦可携带地幔条件下形成的高压、超高压岩石和矿物(b)

Fig.7 The serpentinite diapirism can carry mantle and crustal rock fragments up to the trench slopes(a) and can carry HP and UHP rock and minerals formed under deep lithospheric mantle conditions(b)

4 检验这一可检验假说的有效实施方案

因为“所有岛弧都必须有大陆(或海底高原)岩石圈的基底”(见上),而且“大陆(“海底高原”)地幔橄榄岩基底会暴露在海沟陆坡”(见上),因此,用科考船前往理想海沟采集基底岩石样品,并对这些样品进行必要的室内研究分析测试是唯一有效检验这

一假说的办法。

4.1 海上采样

如上所述, 我们的首要任务是获得西太平洋 Izu-Bonin-Mariana 和 Tonga-Kermadec 这些典型岛弧-海沟系统的基底岩石样品。从技术上讲, 大洋钻探无法实现(见上), 但用传统的拖网采样和我们已有的采样经验完全可以成功采集到这些样品并进行必要的室内研究(图 7)。

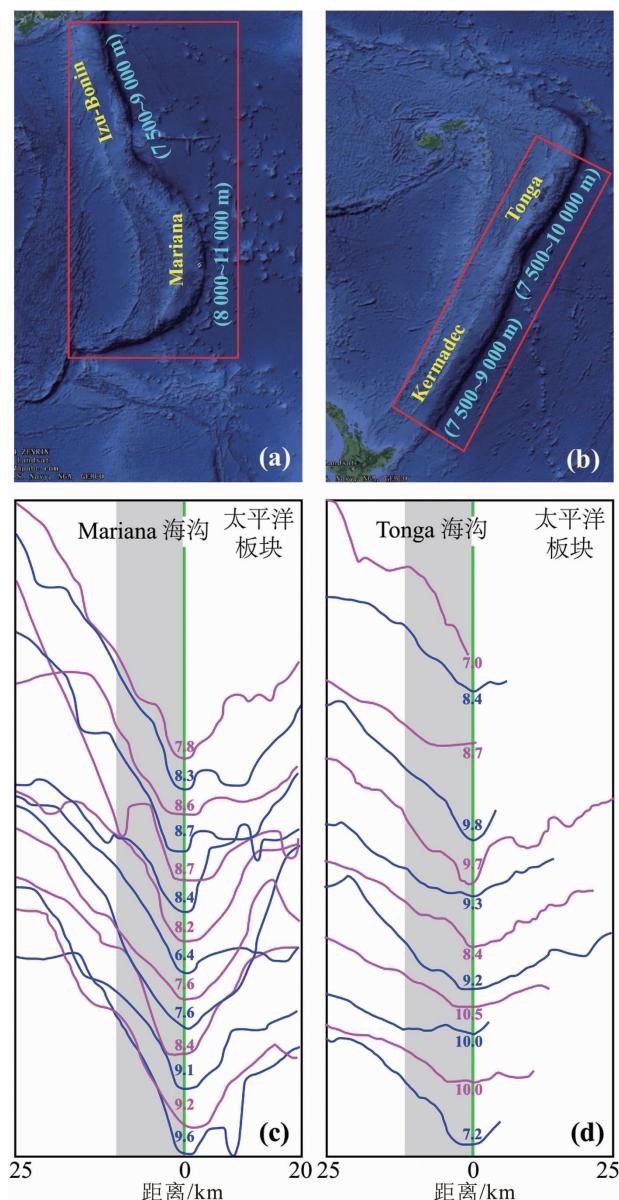
国内的诸多科考船都可满足采样的要求(如“科学号”“向阳红 01 号”“张謇号”“探索号”等), 都具有(1) $>4\ 500$ 吨位的能力、(2)动态定位系统(用于 GPS 控制的船舶操纵的 DPS)、(3)多波束回声测深系统(用于海底地形测绘以及采样点周围环境的地形地貌信息)、(4)单道回声测深器系统(如用于拖网的 12 kHz Pinger)、(5)具有足够长的钢缆($>10\ 000$ m)和匹配的绞车系统, 以及(6)高质量拖网。我们计划两个航次:

航次 I : Izu-Bonin-Mariana 海沟(图 8a, c; 北端: $34.29^{\circ}\text{N}, 141.73^{\circ}\text{E}$; 南端: $10.94^{\circ}\text{N}, 141.23^{\circ}\text{E}$), 长约 3 000 km, 海沟轴向水深 $7\ 500\sim10\ 000$ m(海沟陆坡逐渐变浅), 30 个站位, 30 天站位取样, 站位间距约 100 km, 每天站间航行约 5.4 h, 速度为约 10 节, 每站拖网取样需要约 18.6 h, 考虑到水深的变化和拖网下放/提升的最佳速度, 时间是充足的。这个航次应该在北半球冬季进行, 以避免台风的潜在威胁。

航次 II : Tonga-Kermadec 海沟(图 8b, d; 北端: $14.94^{\circ}\text{S}, 172.63^{\circ}\text{W}$; 南端: $35.78^{\circ}\text{S}, 178.91^{\circ}\text{W}$), 长约 2 600 km, 海沟轴向水深 $7\ 000\sim10\ 000$ m(海沟斜坡逐渐变浅), 26 个站位, 26 天站位取样, 站位间距约 100 km, 每天站间航行约 5.4 h, 速度为约 10 节, 每站拖网取样约 18.6 h, 考虑到水深的变化和拖网下放/提升的最佳速度, 时间是充足的。这个航次应该在南半球冬季进行, 以避免飓风的潜在威胁。

4.1.1 样品描述、分类、归档、预处理

每天完成所采样品的所有这些各个方面。采到的样品包括蛇纹岩、蛇纹石化橄榄岩、基底地壳岩(麻粒岩和角闪岩相变质岩的碎片和各种火成岩), 以及前弧玄武岩、安山岩、流纹岩、辉长岩和镁铁质/超镁铁质堆晶岩垮塌松散漂石和碎片。由于海沟水深, 平均每天只有一个完整的拖网采样点(见上), 每天应该有足够的时间仔细完成船上的所有任务。这包括:(1)详细描述和完整记录样品(编号、照相、大小、重量、岩石类型、矿物学、新鲜度等);(2)将选定



部分 Google 地图(2016)突显 Izu-Bonin-Mariana(a) 和 Tonga-Kermadec(b) 岛弧-海沟体系。(c) 和 (d) 分别代表 Izu-Bonin-Mariana^[85] 和 Tonga-Kermadec^[86] 的一系列横切海沟的水深剖面, 海沟轴深以海平面以下 km 表示。灰色带是采样目标斜坡水深间隔^[12]。

图 8 Mariana(a) 和 Tonga(b) 的 Google 地图(2016)与该两地区横切海沟的水深剖面(图 c,d)

Fig.8 Partial Google map (2016) of Izu-Bonin-Mariana(a) and Tonga-Kermadec(b) water-deep profiles across Izu-Bonin-Mariana(c) and Tonga-Kermadec(d) trenches

的样品切割成合适的尺寸和形状, 用于制作抛光片、抛光薄片和用来分析测试元素及同位素的“化学样块”等;(3)由于定年至关重要, 必须为合适的定年方法准备所有样品, 包括橄榄岩尖晶石的 Re-Os 定年(最新鲜、少改造的“原始”矿物; 定年有挑战, 但有成功的例子)、橄榄岩斜锆石(ZrO_2)的 U-Pb 定年(所有岩石类型代表样品的锆石 U-Pb 定年), 以及新鲜

火成岩样品 Ar-Ar 定年。

必须注意的是,之前从海沟采到的一些变质岩块和碎片被忽略了,但这些样品极其重要,其中许多确实有确凿的证据来检验本文的假设。因此,这是一项艰苦细致的工作,怎么强调都不为过。

4.2 室内样品准备和制备

这包括:(1)从橄榄岩中选取斜锆石用于 U-Pb 定年;(2)选取尖晶石用于溶液 Re-Os 定年(这将与 LA-MC-ICP-MS 原位法比较);(3)从橄榄岩中选取锆石进行 U-Pb 测年(这通常被认为是不可能的,但有成功的经验,尽管可能性较小);(4)从包括火山岩在内的所有其他岩石中选取锆石进行 U-Pb 测年,我们有很成功经验;(5)从所有非橄榄岩样品中选取磷灰石,用于 Fission-track 年代测定(记录底辟过程历史和可能的海沟内构造过程);(6)制作用于详细岩相学和原位微量元素及同位素分析的抛光片和抛光薄片;(7)为矿物分离不能达到研究目的的样品仔细准备全岩石粉末(尽量避免)。

尤其要特别关注上述(1)~(3),因为我们的假说预测可能有“异常”副矿物,特别是高压、超高压副矿物(见图 7b)^[87]。

4.3 实验室分析测试

这包括:(1)详细的岩相学记录,包括所有样品的显微照片和 SEM 成像(在廊坊完成);(2)斜锆石和锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年;(2)尖晶石的 LA-MC-ICP-MS Re-Os 定年(并和溶液法比较);(3)磷灰石的 LA-ICP-MS 裂变径迹定年^[88];(4)LA-ICP-MS 原位微量元素分析;(5)全岩样品主量元素(ICP-OES)和微量元素(ICP-MS)分析;(6)MC-ICP-MS 对全岩样品的 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析;(7)MC-ICP-MS 对橄榄岩全岩样品 Os 同位素分析;(8)MC-ICP-MS 对选定前弧火山岩样品的 Fe-Mo(-Cu-Zn)同位素分析,以提供俯冲带岩浆作用的新思路,特别是对比 Izu-Bonin-Mariana 和 Tonga-Kermadec 岩浆来源和过程,以及继承基底的异同。

关于 Fe 同位素,已有的研究认为洋脊玄武岩反映均匀的地幔 Fe 同位素组成^[89]。全球 AP(深海橄榄岩)Fe 同位素与洋脊玄武岩略有不同,但也是均一的^[90]。但是,作者团队最近^[91]发现东太平洋洋脊海山玄武岩的 Fe 同位素与主、微量元素和 Sr-Nd-Pb-Hf 放射性同位素均呈相当好的相关关系。这为我们认识地幔过程和引起地幔源区非均一性的成因提供了前所未有的、非常丰富的信息。基于我们要检

验俯冲带成因的假说和我们对 Fe 同位素行为的新认识,我们可以预测不同的岩石,特别是弧前橄榄岩(FP)和深海橄榄岩(AP)Fe 同位素的可能异同和变化以及与其他岩石学参数的各种可能的相关关系,这为检验我们俯冲带成因的假说提供了额外的证据。我们预测 Mo-Cu-Zn 同位素也会提供新的证据。

5 总结

通过采集并研究出露在海沟陆坡典型岛弧(Izu-Bonin-Mariana 和 Tonga-Kermadec)基底岩石来验证“岩石圈内横向物质组成差别导致的浮力差是俯冲带形成必要条件”的假说(图 7,8),从而完善板块构造理论。

为便于读者更加简单明了地理解相关概念,我们选择进一步叙述性地(有部分重复)总结这一假说的来龙去脉以及为什么说该假说是唯一可检验的假说,并有望完善板块构造理论。

(1)俯冲带如何起始是板块构造理论的最后一个难题。无疑,检验具有全球普遍意义并可用简单的地质学方法来检验俯冲带成因的假说才有可能解决这一难题,这是完善板块构造理论的唯一途径。

这个可检验的假说是:俯冲开始是岩石圈内部横向物质组成差别导致的浮力差所致(图 2,3)。

因为正常大洋岩石圈内没有物质组成差导致的浮力差,俯冲不能在正常的大洋岩石圈内(正常的海盆内)开始,这与缺乏基本物理机制的普遍观点不同。

岩石圈内浮力差最大的部位在大洋里是海底高原的边缘,在全球规模上是被动大陆边缘。这是因为海底高原和大陆岩石圈相对密度低,趋于“漂浮”而与它们相邻的正常大洋岩石圈因密度高而趋于“下沉”(图 2,3)。

因此,很容易理解密度高的 Nazca 大洋板块直接俯冲在低密度的南美大陆之下,但并不易理解为什么密度高的太平洋板块会俯冲在另一个海底板块(如菲律宾海板块)之下。然而后者被广泛认为是海洋-海洋板块俯冲的典型例子。这就导致了人们试图说服自己洋内俯冲起始的“事实”,但就是找不到物理机制,因此就有了俯冲带成因的疑难。事实上在正常大洋岩石圈内如果没有组成差引起的浮力差,俯冲起始是不可能的。这就是本文“可检验假说”的由来(图 2,3)^[2,11-12],检验这个假说是本文倡导这项研究的目的(图 1,7)。

相对于正在俯冲密度高的正常大洋岩石圈板块,其上覆板块的密度必然要小,趋于上浮,但要强调的是,这种组成差引起的浮力差必须在俯冲开始之前就已经存在(图 2,3)。

因此,今天的岛弧和前弧一定有更早(更老)大陆边缘或海底高原的基底岩石,只是被后来与俯冲带有关的岩浆作用和很厚的岩浆岩完全覆盖。所以说,从技术上讲,通过钻孔穿透加厚的(达数 10 km)岩浆岩进入基底是不可能的(见上)。

(2)采集到这些岛弧基底的岩石,并从岩石学、地球化学和年代学角度对其进行研究,一定会找到支持本项目假说的确凿证据,完善板块构造理论。

岛弧基底岩石会暴露在全球许多海沟的陆坡,因为俯冲板块脱水导致上覆岩石圈地幔基底发生蛇纹石化,并由蛇纹岩的底辟作用带到海沟弧坡(图 7),所以本文倡导的假说检验工作是去西太平洋的 Izu-Bonin-Mariana 海沟和 Tonga-Kermadec 海沟采集这些岛弧基底岩石。

(3)我们选择这两个地区是因为:①这些海沟是远离任何已知大陆的典型洋内海沟;②没有或少有陆源沉积物而有利于采集基底岩石;③这些海沟已有成功采样的记录,而且有基底岩出露在海沟陆坡上;④有详细的海底地形地貌和地球物理资料可用(图 7)^[85-86]。

(4)证伪的可能性不大,因为全球其他岛弧的基底已知是大陆或海底高原的基底,比如,Kamchatka-Kuril 基底很可能是夏威夷地幔柱头的产物(需要检验)^[77-78],位于中美洲岛弧和 Lesser Antilles 岛弧的基底是 Galapagos 地幔柱头的产物,Sandwich 岛弧的基底是 Bouvet 地幔柱头的产物,日本岛弧的基底来自东部欧亚大陆,琉球岛弧的基底是俯冲带沿被动大陆边缘(中国大陆架)起始的现代实例^[2,11-12]。如果的確证伪的话,我们应该更客观合理地寻求可检验的假说,而不是随波逐流地花费巨资盲目钻探无法打穿的弧壳,去检验无法检验的说法。

(5)此外,本项研究有助于增进对俯冲带岩浆作用的认识并改进相关模型。我们知道,在海沟拖网采样时,遇到更多的是弧前玄武岩、粗玄岩、安山岩、流纹岩、辉长岩和堆晶岩等滑坡松散碎片(以及基底岩石)。这些岩石样品极有价值,这将前所未有的地用来有效研究比较 Izu-Bonin-Mariana 和 Tonga-Kermadec 这两个典型洋内岛弧系统岩浆作用的异同,从而完善与俯冲作用有关岩浆作用的

理论模型。至今,俯冲带岩浆作用的主流模型主要基于对 Izu-Bonin-Mariana 系统的研究^[92-94],但这些岩石组合以及地球化学特征与 Tonga-Kermadec 系统大有不同^[95-99]。

(6)最后,根据审稿人的意见和建议,作者在这里总结几个概念:①冷的大洋岩石圈俯冲进入下地幔有困难,因为 660 km 相变面是阻力,所以这使得俯冲大洋岩石圈滞留在地幔过渡带(如中国东部)成为可能^[2],使其滞留在地幔过渡带最有效的机制是俯冲海沟的快速后撤。因为是滞留,这不是水平俯冲的证据,而且水平俯冲没有驱动力。因此,相对于中国东部地幔过渡带滞留的古太平洋板块,欧亚大陆东部岩石圈新生代以来从西向东漂移 2 000~2 500 km^[2]。②高压-超高压变质岩沿某些陆-陆碰撞带的出露不是俯冲带在大陆内部发育的证据,而是大洋闭合(陆-陆碰撞)时俯冲岩石圈岩石选择性折返的证据;折返是因为俯冲下去被动大陆边缘花岗岩质陆壳低密度(高浮力)的缘故,高压-超高压变质岩(如榴辉岩)只是折返花岗质岩石携带的碎块。大洋岩石圈俯冲到上地幔深处、下地幔乃至核幔边界的超高压变质岩是折返不回来的(这与地幔柱和再循环的概念不同),但俯冲到浅处的榴辉岩、蓝片岩可被蛇纹岩的底辟带到地表^[100]。③东南印度洋的打开和澳大利亚向北的漂移似乎难以用当今俯冲海沟的后撤解释,难点在于如何正确重建新生代以来东南亚-西南太平洋地域的板块构造历史^[101-103]以及太平洋板块、欧亚大陆板块和印度-澳大利亚板块在该地域的相互作用;类似地,古生代以来冈瓦纳的逐渐裂解、微陆块的向北漂移和青藏高原的增生等一系列过程同样存在需要解决的“问题”,但“没有大洋岩石圈的俯冲就没有大陆漂移”是我们解决这一系列“问题”毋庸置疑的基本制约。④正像碱性玄武岩喷发时带来的地幔捕虏体供我们研究岩石圈地幔一样,蛇纹岩的底辟作用把岛弧基底岩石带到海沟供我们采集和研究。⑤本文的科学意义在于我们可以用成本低、简单、直截了当的地质学方法检验俯冲成因的可检验假说,“可检验”是其科学价值,不需要“说服绝大多数专家”,毕竟科学问题的结论不同于选举,不应该投票决定;魏格纳“大陆漂移的假说”有近半个世纪没被认可。

作者非常荣幸有这个机会为莫宣学老师专辑撰文,祝贺他几十年如一日对地质科学的重要贡献。牛耀龄第一次熟悉莫老师的科研还是 1988 年初在美国西北大学,上课老师

让读一篇硅酸盐熔体中 Fe_2O_3 偏摩尔体积的文章^[104]。1998年12月牛耀龄第一次访问中国地质大学(北京),结识了莫老师和他的团队,从此开始了20年的友谊和紧密的合作。莫老师岩石探针的理念不仅具有重要的理论意义,还有指导找矿的现实意义,作者受益匪浅。牛耀龄“大陆碰撞带为陆壳增长主要场所”的可检验假说^[80]与莫老师的鼓励和他团队对藏南同碰撞花岗岩类的合作研究是分不开的。也正是莫老师的鼓励和邀请,牛耀龄发表了“底部加水弱化导致中国东部岩石圈减薄”的假说^[9]。牛耀龄的地质科研生涯受益于5位无私的国际著名科学家(来自法国、澳大利亚、英国、美国、中国),都是忘年交,莫老师是其中最年轻的长者。谢谢莫老师!

参考文献

- [1] FRANKEL H R. The continental drift controversy, volume I: Wegener and the early debate[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2012.
- [2] NIU Y L. Geological understanding of plate tectonics: basic concepts, illustrations, examples and new perspectives[J]. Global Tectonics and Metallogeny, 2014, 10(1): 23-46.
- [3] NIU Y, GREEN D H. The petrological control on the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath ocean basins [J]. Earth-Science Reviews, 2018, 185: 301-307.
- [4] FORSYTH D, UYEDAF S. On the relative importance of the driving forces of plate motion[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1975, 43(1): 163-200.
- [5] PARSONS B, MCKENZIE D. Mantle convection and the thermal structure of the plates[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1978, 83(B9): 4485-4496.
- [6] DAVIES G F, RICHARDS M A. Mantle convection[J]. Journal of Geology, 1992, 100: 151-206.
- [7] STEIN S, STEIN C A. Thermo-mechanical evolution of oceanic lithosphere: implications for the subduction process and deep earthquakes[J]. American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 1996, 96: 1-17.
- [8] BERCOVICI D. The generation of plate tectonics from mantle convection[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 205(3/4): 107-121.
- [9] NIU Y L. Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in eastern China[J]. Geological Journal of China Universities, 2005, 11(1): 9-46.
- [10] NIU Y, LIU Y, XUE Q, et al. Exotic origin of the Chinese continental shelf: new insights into the tectonic evolution of the western Pacific and eastern China since the Mesozoic[J]. Science Bulletin, 2015, 60(18): 1598-1616.
- [11] NIU Y, O'HARA M J, PEARCE J A. Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: a petrological perspective [J]. Journal of Petrology, 2003, 44(5): 851-866.
- [12] NIU Y. Testing the geologically testable hypothesis on subduction initiation[J]. Science Bulletin, 2016, 61(16): 1231-1235.
- [13] VLAAR N J, WORTEL M J R. Lithospheric aging, instability and subduction[J]. Tectonophysics, 1976, 32(3/4): 331-351.
- [14] MCKENZIE D P. The initiation of trenches: a finite amplitude instability[J]. American Geophysical Union Monograph, 1977, 1: 57-61.
- [15] CLOETINGH S A P L, WORTEL M J R, VLAAR N J. Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones[J]. Nature, 1982, 297(5862): 139.
- [16] HYNES A. Stability of the oceanic tectonosphere: a model for early Proterozoic intercratonic orogeny[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1982, 61: 333-345.
- [17] KARIG D E. Initiation of subduction zones: implications for arc evolution and ophiolite development[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1982, 10(1): 563-576.
- [18] CASEY J F, DEWEY J F. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centres: implications for ophiolitic geology and obduction[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1984, 13(1): 269-290.
- [19] ELLIS M. Lithospheric strength in compression: initiation of subduction, flake tectonics, foreland migration of thrusting, and an origin of displaced terranes[J]. The Journal of Geology, 1988, 96(1): 91-100.
- [20] MUELLER S, PHILLIPS R J. On the initiation of subduction zone[J]. Journal of Geophysical Research 1991, 96: 652-665.
- [21] ERICKSON S G. Sedimentary loading, lithospheric flexure, and subduction initiation at passive margins[J]. Geology, 1993, 21(2): 125-128.
- [22] KEMP D V, STEVENSON D J. A tensile, flexural model for the initiation of subduction[J]. Geophysical Journal International, 1996, 125(1): 73-93.
- [23] TOTH J, GURNIS M. Dynamics of subduction initiation at preexisting fault zones[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1998, 103(B8): 18053-18067.
- [24] STERN R J. Subduction initiation: spontaneous and induced [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 226(3/4): 275-292.
- [25] MART Y, AHARONOV E, MULUGETA G, et al. Analogue modelling of the initiation of subduction[J]. Geophysical Journal International, 2005, 160(3): 1081-1091.
- [26] STERN R J, REAGAN M, ISHIZUKA O, et al. To under-

- stand subduction initiation, study forearc crust; to understand forearc crust, study ophiolites[J]. *Lithosphere*, 2012, 4(6): 469-483.
- [27] SHERVAIS J W, CHOI S H. Subduction initiation along transform faults: the proto-Franciscan subduction zone[J]. *Lithosphere*, 2012, 4(6): 484-496.
- [28] LENG W, GURNIS M. Subduction initiation at relic arcs[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(17): 7014-7021.
- [29] MARQUES F O, KAUS B J P. Speculations on the impact of catastrophic subduction initiation on the Earth System[J]. *Journal of Geodynamics*, 2016, 93: 1-16.
- [30] BLOOMER S. Structure and evolution of the Mariana Trench: petrologic and geochemical studies[D]. San Diego: University of California, 1982.
- [31] STERN R J, BLOOMER S H. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1992, 104(12): 1621-1636.
- [32] NIU Y, TANG J. Origin of the Yellow Sea: an insight[J]. *Science Bulletin*, 2016, 61(14): 1076-1080.
- [33] ARCULUS R J, ISHIZUKA O, BOGUS K A, et al. A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(9): 728.
- [34] KEENAN T E, ENCARNACIÓN J. Unclear causes for subduction[J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9(5): 338.
- [35] REAGAN M K, PEARCE J A, PETRONOTIS K, et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling[J]. *International Geology Review*, 2017, 59 (11): 1439-1450.
- [36] ISHIZUKA O, HICKEY-VARGAS R, ARCULUS R J, et al. Age of Izu-Bonin-Mariana arc basement[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 481: 80-90.
- [37] ISHIZUKA O, TANI K, REAGAN M K, et al. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 306(3): 229-240.
- [38] REAGAN M K, MCCLELLAND W C, GIRARD G, et al. The geology of the southern Mariana fore-arc crust: implications for the scale of Eocene volcanism in the western Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 380: 41-51.
- [39] LI Y B, PEARCE J A, RYAN J G, et al. Subduction initiation existed along the ancient continent margins? Evidence of U-Pb ages of zircons from the Bonin Trench, Japan[C]// AGU Fall Meeting Abstracts. New Orleans: AGU, 2017.
- [40] DAVIES G F. Dynamic Earth[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1999.
- [41] ZOBACK M L, ZOBACK M D, ADAMS J, et al. Global patterns of tectonic stress[J]. *Nature*, 1989, 341 (6240): 291.
- [42] ZOBACK M L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1992, 97(B8): 11703-11728.
- [43] MCKENZIE D P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1967, 72 (24): 6261-6273.
- [44] REID I, JACKSON H R. Oceanic spreading rate and crustal thickness[J]. *Marine Geophysical Researches*, 1981, 5(2): 165-172.
- [45] MORGAN J P. Melt migration beneath mid-ocean spreading centers[J]. *Geophysical Research Letters*, 1987, 14(12): 1238-1241.
- [46] MCKENZIE D, BICKLE M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. *Journal of Petrology*, 1988, 29(3): 625-679.
- [47] TURCOTTE D L, MORGAN J P. The physics of magma migration and mantle flow beneath a mid-ocean ridge[J]. *American Geophysical Union Monograph*, 1992, 71: 155-182.
- [48] FORSYTH D W. Geophysical constraints on mantle flow and melt generation beneath mid-ocean ridges[J]. *American Geophysical Union Monograph*, 1992, 71: 1-65.
- [49] NIU Y. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38(8): 1047-1074.
- [50] NIU Y, HEKINIAN R. Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges[J]. *Nature*, 1997, 385(6614): 326.
- [51] NIU Y, O'HARA M J. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth: a new perspective[J]. *Journal of Petrology*, 2007, 49(4): 633-664.
- [52] NIU Y. The meaning of global ocean ridge basalt major element compositions[J]. *Journal of Petrology*, 2016, 57(11/12): 2081-2103.
- [53] PARKINSON I J, PEARCE J A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(9): 1577-1618.
- [54] DICK H J B, FISHER R L, BRYAN W B. Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, 69(1): 88-106.
- [55] DICK H J B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42(1): 71-105.
- [56] NIU Y, HÉKINIAN R. Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 146(1): 243-258.
- [57] NIU Y. Bulk-rock major and trace element compositions of

- abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges[J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(12): 2423-2458.
- [58] BLOOMER S H. Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana Trench: implications for its structure and evolution[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1983, 88(B9): 7411-7428.
- [59] BLOOMER S H, HAWKINS J W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite[J]. *American Geophysical Union Monograph*, 1983, 27: 294-317.
- [60] BLOOMER S H, FISHER R L. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench: a non-accreting plate boundary[J]. *The Journal of Geology*, 1987, 95(4): 469-495.
- [61] DICK H J B, BULLEN T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1984, 86(1): 54-76.
- [62] BONATTI E, MICHAEL P J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, 91(3/4): 297-311.
- [63] BOYD F R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, 96(1/2): 15-26.
- [64] GRIFFIN W L, O'REILLEY S Y, RYAN C G. The composition and origin of subcontinental lithosphere[J]. *Geochemical Society Special Publication*, 1999, 6: 13-46.
- [65] PARKINSON I J, HAWKESWORTH C J, COHEN A S. Ancient mantle in a modern arc: Osmium isotopes in Izu-Bonin-Mariana forearc peridotites [J]. *Science*, 1998, 281 (5385): 2011-2013.
- [66] WEGENER A. Die entstehung der kontinente[J]. *Geologische Rundschau*, 1912, 3(4): 276-292.
- [67] HOLMES A. Principles of physical geology[M]. New York: Ronald Press, 1945: 505-509.
- [68] HESS H H. History of the ocean basins[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1962, a volume in honor of A. F. Buddington: 599-620.
- [69] O'HARA M J. Non-primary magmas and dubious mantle plume beneath Iceland[J]. *Nature*, 1973, 243(5409): 507.
- [70] OXBURGH E R, PARMENTIER E M. Compositional and density stratification in oceanic lithosphere-causes and consequences[J]. *Journal of the Geological Society*, 1977, 133 (4): 343-355.
- [71] JORDAN T H. Structure and formation of the continental tectosphere[J]. *Journal of Petrology*, 1988 (1): 11-37.
- [72] ABBOTT D H, DRURY R, MOONEY W D. Continents as lithological icebergs: the importance of buoyant lithospheric roots[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 149(1/2/3/4): 15-27.
- [73] HERZBERG C. Phase equilibrium constraints on the formation of cratonic mantle[J]. *Geochemical Society Special Publication*, 1999, 6: 241-258.
- [74] NIU Y, BATIZA R. In-situ densities of silicate melts and minerals as a function of temperature, pressure, and composition[J]. *Journal of Geology*, 1991, 99(767): e775.
- [75] NIU Y, BATIZA R. DENSCAL: Program for calculating densities of silicate melts and mantle minerals as a function of pressure, temperature, and composition in melting range [J]. *Computers & Geosciences*, 1991, 17(5): 679-687.
- [76] NIU Y. Origin of back-arc basins and effects of western Pacific subduction systems on eastern China geology[C]// AGU Fall Meeting Abstracts. San Francisco: AGU, 2013.
- [77] NIU Y, SHI X, LI T, et al. Testing the mantle plume hypothesis: an IODP effort to drill into the Kamchatka-Okhotsk Sea basement[J]. *Science Bulletin*, 2017, 62 (21): 1464-1472.
- [78] NIU Y. Origin of the 43 Ma bend along the Hawaiian-Emperor Seamount Chain: problem and solution[M]// Oceanic hotspots. Berlin, Heidelberg: Springer, 2004: 143-155.
- [79] MEFFRE S, FALLOON T J, CRAWFORD T J, et al. Basalts erupted along the Tongan fore arc during subduction initiation: evidence from geochronology of dredged rocks from the Tonga fore arc and trench[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2012, 13(12): 1-17.
- [80] NIU Y, ZHAO Z, ZHU D C, et al. Continental collision zones are primary sites for net continental crust growth: a testable hypothesis[J]. *Earth-Science Reviews*, 2013, 127: 96-110.
- [81] FISHER R L, ENGEL C G. Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Trench[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1969, 80(7): 1373-1378.
- [82] FISHER R L. Pacific-type continental margins[M]// BURK C A, DRAKE C L. The geology of continental margins. New York: Springer-Verlag, 1974: 25-41.
- [83] HAWKINS J W, BLOOMER S H, EVANS C A, et al. Evolution of intra-oceanic arc-trench systems[J]. *Tectonophysics*, 1984, 102(1/2/3/4): 175-205.
- [84] OHARA Y, REAGAN M K, FUJIKURA K, et al. A serpentinite-hosted ecosystem in the Southern Mariana Forearc [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2012, 109(8): 2831-2835.
- [85] OAKLEY A J, TAYLOR B, MOORE G F. Pacific Plate subduction beneath the central Mariana and Izu-Bonin fore arcs: new insights from an old margin[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(6): 1-28.
- [86] WRIGHT D J, BLOOMER S H, MACLEOD C J, et al. Bathymetry of the Tonga Trench and Forearc: a map series [J]. *Marine Geophysical Researches*, 2000, 21(5): 489-512.

- [87] SONG S, ZHANG L, NIU Y, et al. Geochronology of diamond-bearing zircons from garnet peridotite in the North Qaidam UHPM belt, Northern Tibetan Plateau: a record of complex histories from oceanic lithosphere subduction to continental collision[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 234(1/2): 99-118.
- [88] PANG J, ZHENG D, MA Y, et al. Combined apatite fission-track dating, chlorine and REE content analysis by LA-ICPMS[J]. *Science Bulletin*, 2017, 62(22): 1497-1500.
- [89] TENG F Z, DAUPHAS N, HUANG S, et al. Iron isotopic systematics of oceanic basalts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, 107: 12-26.
- [90] CRADDOCK P R, WARREN J M, DAUPHAS N. Abyssal peridotites reveal the near-chondritic Fe isotopic composition of the Earth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 365: 63-76.
- [91] SUN P, NIU Y L, GUO P Y, et al. Varying Fe isotopic composition in the eastern Pacific mantle as a consequence of ancient mantle depletion and localized metasomatism. 2018. Submitted.
- [92] STERN R J, MORRIS J, BLOOMER S H, et al. The source of the subduction component in convergent margin magmas: trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55(5): 1467-1481.
- [93] STOLPER E, NEWMAN S. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 121(3/4): 293-325.
- [94] ELLIOTT T, PLANK T, ZINDLER A, et al. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1997, 102(B7): 14991-15019.
- [95] REGELOUS M, COLLERSON K D, EWART A, et al. Trace element transport rates in subduction zones: evidence from Th, Sr and Pb isotope data for Tonga-Kermadec arc lavas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 150(3): 291-302.
- [96] TURNER S, HAWKESWORTH C, ROGERS N, et al. ^{238}U - ^{230}Th disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(22): 4855-4884.
- [97] EWART A, COLLERSON K D, REGELOUS M, et al. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-back-arc systems: the role of varying mantle wedge composition in space and time[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(3): 331-368.
- [98] CASTILLO P R, LONSDALE P F, MORAN C L, et al. Geochemistry of mid-Cretaceous Pacific crust being subducted along the Tonga-Kermadec Trench: implications for the generation of arc lavas[J]. *Lithos*, 2009, 112(1): 87-102.
- [99] TIAN L, CASTILLO P R, HILTON D R, et al. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin lavas: implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011, 116(B11). DOI: 10.1029/2011JB008791
- [100] NIU Y. Slab breakoff: a causal mechanism or pure convenience? [J]. *Science Bulletin*, 2017, 62: 456-461.
- [101] YAN C Y, KROENKE L W. A plate tectonic reconstruction of the southwest Pacific, 0 – 100 Ma[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 1993, 130: 697-709.
- [102] HALL R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animation[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 20: 353-431.
- [103] HALL R, SPAKMAN W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia[J]. *Tectonophysics*, 2015, 658: 14-45.
- [104] MO X, CARMICHAEL I S E, RIVERS M, et al. The partial molar volume of Fe_2O_3 in multicomponent silicate liquids and the pressure dependence of oxygen fugacity in magmas[J]. *Mineralogical Magazine*, 1982, 45(337): 237-245.