

俯冲带形成、后撤和板块构造动力学的 一些基本概念和全新解释

——全球意义、西太平洋弧后盆地的成因
与演化及对中国东部的地质影响

摘要

本文讨论了俯冲带的成因、俯冲板块为什么回转、俯冲带为什么后撤以及俯冲过程对板块构造的决定性作用。没有俯冲带就没有板块构造。冷的、高密度的俯冲大洋岩石圈（板块）及其在地幔 410km 地震波不连续面的提前（较浅处）相变共同决定了俯冲板块的下沉力（slab pull）是太平洋型大洋板块运动的直接驱动力。俯冲带的后撤引起上覆大陆岩石圈（板块）的被动迁移，这就是大陆漂移的力学机制，如东太平洋纳兹卡板块的向东俯冲、该俯冲带的向西后撤和南美陆-洋复合板块的向西漂移。南美陆-洋板块是海底扩张和大陆漂移这两个概念在同一板块的具体表现。西太平洋俯冲带的向东后撤引起亚洲大陆岩石圈向东被动漂移并处于拉张状态。西太平洋俯冲带导致沿大陆边缘的裂解和西太平洋弧后盆地的形成，因此绝大多数岛弧都有具有大陆岩石圈物质的基底。这种岛弧有可能演化成微陆块，而弧后盆地可演化为大洋。俯冲大洋岩石圈在地幔 660km 地震波不连续面的滞后（较深处）相变阻碍了俯冲板块难以进入下地幔（除非温度和周围地幔趋于平衡）。因此，俯冲带的快速后撤会造成俯冲大洋岩石圈滞留在地幔 410~660km 过渡带，即古太平洋板块滞留在中国东部地幔过渡带的原因。后者的脱水作用是中国东部中生代以来岩石圈减薄和一系列地质过程的起因。本文提出的概念和可检验性假说具有全球意义。

关键词

板块构造 俯冲带的成因 弧后盆地的形成 海沟后撤
海底扩张和大陆漂移的驱动力 中国东部地质过程的板块构造成因

牛耀龄^{1,2}

(1. 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071;

2. 英国杜伦大学地球科学系, 杜伦市 DH1 3LE)

1 引言

40 多年前板块构造理论的问世是地球科学领域的一场革命，它能够有效解释绝大部分现代和古生代以来的地质现象和过程，因此被广泛接受，并用作纲领性理论指导我们的日常地质教育和地质科学研究。在作者多年的地质教育和科研经历中发现，许多应用者对这一理论的基本概念不完全清楚，从而在地质解释方面不全面、有偏颇，甚至有错误。科学研究本身是不断更新和纠正错误的过程，所以地质现象解释的错误同样对科学有贡献，因为当我们认识到错误时，就会及时改正，不走弯路。尽管如此，我们有必要避免基本概念的错误，因为这类错误会误导初学者，也许会根深蒂固，阻碍科学的发展。例如，“超高压变质岩是大陆碰撞的产物”反映了基本概念的错误，但这在当代文献里并不少见。我们知道，陆-陆碰撞的构造应力一般小于 1kbar，远小于 25kbars 的超高压条件。陆-陆碰撞的重要性在于它使深俯冲超高压变质岩折返暴露到地表或近地表供我们观察、采集和研究。

本文从板块构造的一些基本概念出发，讨论俯冲带的成因、俯冲带为什么会后撤及其导致的一系列全球构造问题，包括大陆漂移、弧后盆地的形成与演化以及我们都比较关注的中国东部岩石圈减薄的可能原因。

2 全球构造的基本思想

地质过程最终是地球热演化的结果。大洋板块在洋中脊形成，这些板块的运动和生长及最终通过俯冲消减进入地球内部（图 1）为地幔降温提供了有效的机理，从而导致大规模地幔对流。所以板块运动本身是地幔对流的主要表现和直接驱动力。根据定义，板块是刚性、内部不变形但相互运动的岩石圈块体，所以板块构造理论简单明了地解释了沿板块边界分布的地震和火山活动，但不能解释板块内部发生的地震和火山活动。地幔柱假说的问世当初是出于解释这些板块内岩浆活动（如夏威夷板块内岩浆作用和岛链）的需要（Wilson, 1963; Morgan, 1971），并被认为代表了地球内部另一种热对流形式（Davies and Richards, 1992）。一般认为板块构造冷却了地幔而地幔柱冷却了地核。换句话说，地幔冷却导致了板块构造，而地核冷却造就了地幔柱。因此，板块构造理论和地幔柱假说相互补充，能够解释多数地质现象和地质过程。

上述认识代表了当今有关全球构造的主流观点。板块构造毫无疑问地体现在浅部岩石圈运动和显生宙以来大多数不同规模的地质过程和地质现象中，已被反复检验、证实为成熟的理论，尽管其潜力尚未得到全面认识。然而对地幔柱假说来说，虽然其起源于地球深处热边界层（如核-幔边界）有令人信服的理论依据，同时还可以解释晚古生代以来的许多大火成岩省，但因对地幔柱过程无法直接观察，其地质解释又有诸多混乱，所以对地幔柱的存在与否争议颇大，因此出现了固体地球研究史上最大的争论之一，即地幔柱大辩论（Niu, 2005a）。所以地幔柱还谈不上是成熟的理论，而是有待于继续检验的假说。

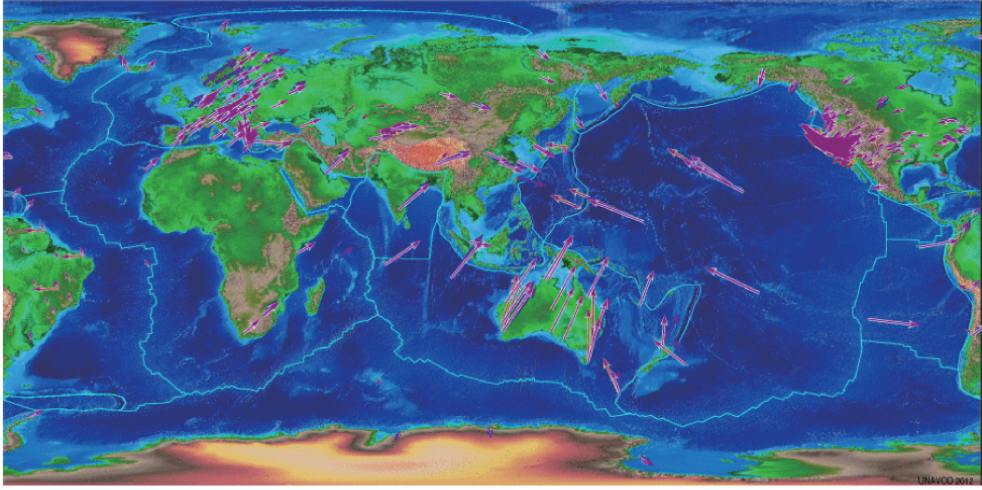


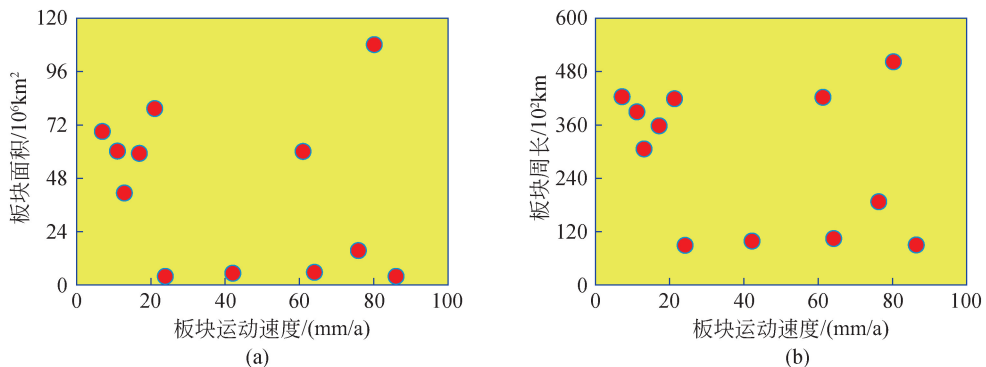
图1 全球地形地貌展示板块构造基本特征

图中显示了大小不等的板块（大洋板块、大陆板块、洋-陆板块等）和板块边界，包括海底扩张中心（洋中脊）和由海沟标示的俯冲带及指示板块运动速率的矢量箭头。值得注意的是广泛发育在西太平洋和北太平洋的弧后盆地。在东太平洋，大洋岩石圈直接俯冲于大陆之下，没有岛弧，没有弧后盆地，而是典型的活动大陆边缘（源于 UNAVCO:

http://www.unavco.org/community_science/science-support/crustal_motion/dxdt/dxdt.html)

3 板块构造的成因

板块构造在地球演化历史中何时开始争议颇大（Stern, 2007）。在太阳系只有地球上存在板块构造意味着板块构造的成因可能与地球上的水体（如海洋）有关（Niu *et al.*, 2003），但与水或水体的成因关系并不清楚（Bercovici, 1998）。就当今板块构造的现状而言，我们最关心的是板块运动的驱动力。这里值得指出的是，20世纪早期约50多年间，尽管大陆漂移假说的多方面证据相当充分（Wegener, 1912），但没有被广泛接受，这是因为该假说缺乏令人信服的驱动力源。Holmes（1931）考虑到地球内部放射性成因热的重要性最早提出地幔对流的概念，并认为地幔对流是大陆漂移的驱动力，但这一代表少数人的观点并未受到广泛重视。特别地，20世纪70年代初当板块构造开始被普遍接受时，大陆漂移和海底扩张的驱动力仍然未知。



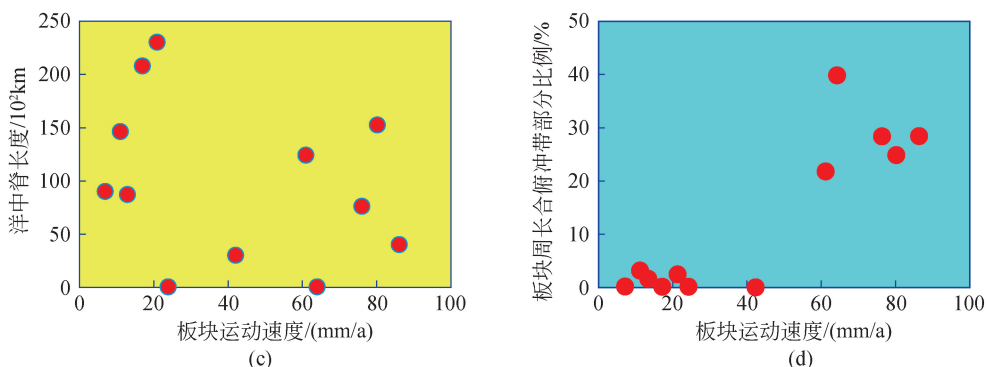


图2 板块运动速度与板块大小、周长、洋中脊长度、板块周长含俯冲带部分比例的关系 (a) ~ (d) 中从左到右, 这 12 个点随运动速度增加依次为 12 个刚性板块 (Forsyth 和 Uyeda): 欧亚板块 (EU)、北美板块 (NA)、南美板块 (SA)、南极板块 (AN)、非洲板块 (AF)、加勒比板块 (CA)、阿拉伯板块 (AR)、印度板块 (IN)、菲律宾板块 (PH)、纳兹卡板块 (NZ)、欧亚板块 (PA) 和考克斯板块 (CO)

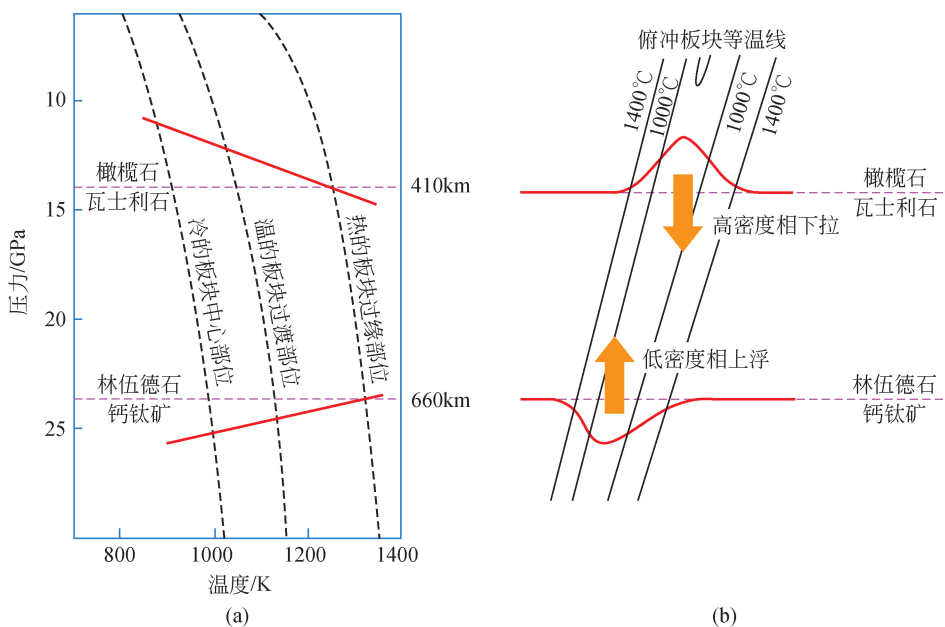


图3 地幔过渡带矿物相变示意 (Ringwood, 1991; Irifune and Ringwood, 1993; Agee, 1998; Frost, 1999) (a) 简化相图展示地幔分别在 410km 和 660km 深度经历两个重要物相转变, 均从密度低的物相 (橄榄石在 410km; 林伍德石在 660km) 随深度转换为密度高的物相 (瓦士利石在 410km; 钙钛矿在 660km), 但对冷的俯冲岩石圈来说, 本来在 410km 的相变提前 (较浅处), 而本来在 660km 的相变滞后 (较深处); (b) 为物理结果, 俯冲板块 410km 的相变使其密度大于周围地幔密度, 增强了下沉力, 增强了板块驱动力, 而俯冲板块在 660km 的相变使其密度小于周围地幔密度, 产生上浮力 (buoyancy), 阻碍板块下沉进入下地幔

在寻找板块运动驱动力时, Forsyth 和 Uyeda (1975) 发现板块运动速度与板块的大

小、周长、洋中脊长度等参数无关，而与板块周长含俯冲带部分的比例有关（图2）。这首次指明了俯冲板块在重力下的下沉力（slab pull）是驱动板块运动的主要力源，这一解释为以后的研究所证实，并被广泛接受。此外，实验岩石学和地震学研究发现地幔在410km和660km深度处有两个主要的相变界面（又称410-D和660-D地震波不连续面），从浅到深，矿物组合密度增大（图3）。相对于正常地幔410-D相变界面，冷的俯冲岩石圈提前（较浅处）发生相变变为高密度矿物组合，产生新的下沉力，增强了下沉力，加速了板块运动。

因此，没有俯冲带就没有板块构造（Niu *et al.*, 2003），俯冲带的成因是理解板块构造的关键。

4 俯冲带的成因

有关俯冲带的成因有不同的模型（McKenzie, 1977; Karig, 1982; Niu *et al.*, 2003），但综合考虑，“岩石圈内部物质成分差异导致的密度差是俯冲带形成的主要机制”是物理学上最简单并与实际观察最吻合的模型（Niu *et al.*, 2003）。图4和图5详细描述和定量展示了俯冲带形成的这一概念。同一岩石圈内物质组成差异能导致密度差异的部位在大洋里是海台或大洋高原（oceanic plateau，如西南太平洋的ontong plateau、印度洋的kerguelen plateau等）的边缘，即图4的模型基础。在全球规模上，岩石圈内密度差最大，规模最大的是大西洋两侧，印度洋大部分的被动大陆边缘。所以被动大陆边缘是未来俯冲带形成最理想和必然的轨迹（Niu *et al.*, 2003）。要注意，俯冲带形成初始时，下盘下沉力（ F_B ）非常重要[图4(d)、(e)]，而这个力与断裂面倾角成反比，也即 $F_B \propto 1/\beta$ ，倾角越小，下沉力越大，越有助于俯冲带的开始[图5(a)左侧]。这就是为什么俯冲作用的最终力源是地心引力，而俯冲带的倾角 β 总是小于 90° 。随着俯冲带的成熟和演化，在重力作用下，俯冲板块趋于垂直（即 β 逐渐增大），更有利于俯冲的继续[图5(b)右侧]，最终引起俯冲板块回转（见下文）。

5 俯冲带后撤及全球动力学意义

5.1 俯冲板块回转（rollback）

图6示意俯冲带形成初始时低角度的俯冲板块（如在时间 T_1 ）随时间的推移和俯冲带的逐渐成熟（ $T_1 \rightarrow T_2 \rightarrow T_3$ ），俯冲板块会在重力作用下趋于垂直。这是板块回转的基本物理机制。为了强调板块回转的概念，图6假设俯冲海沟位置不变，俯冲带上盘岩石圈不动，但这一假设与实际不符（见下文）。另外注意，为强调概念我们假设俯冲带上盘岩石圈为大陆岩石圈。

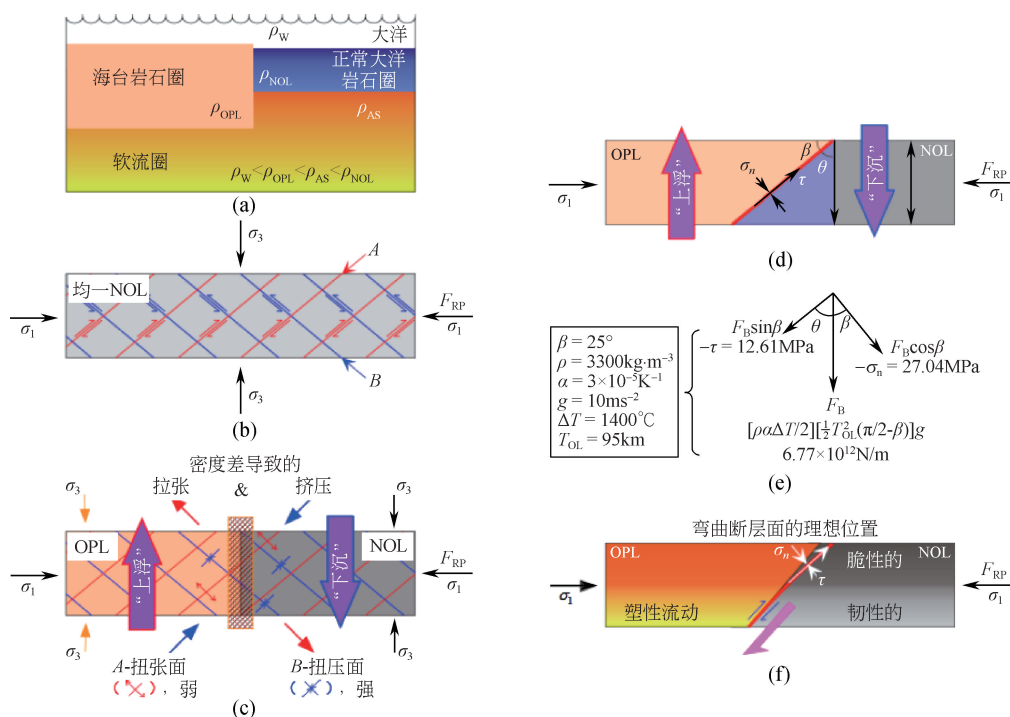


图4 岩石圈内部物质组成差异导致的密度差是俯冲带形成基本条件和机理的定性和定量示意 (据 Niu *et al.*, 2003)

(a) 海洋-岩石圈-软流圈系统示意因组成及温度差而产生的比重差异；(b) 由于洋脊推挤 (F_{RP}) 或其他横向挤压，正常大洋岩石圈中产生两组共轭断裂面 (A 和 B)；(c) 在大洋高原边缘 (或被动大陆边缘) 比重较低的大洋高原岩石圈 (OPL, 趋于上浮) 与比重较高的正常大洋岩石圈 (NOL, 趋于下沉) 在这里构成比重反差，这一比重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 (1996) 的 GDHI 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一侧，因为它应该弱于大洋高原岩石圈，大洋高原岩石圈因快速就位位于稳定的板块内部而刚强，但正常大洋岩石圈 (NOL) 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 (NOL) 的碎块也有可能作为稀少的或“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

5.2 俯冲带海沟后撤 (trench retreating) 的动力学意义

图7 展示随时间的推移和俯冲带的成熟 ($T_1 \rightarrow T_2 \rightarrow T_3$)，俯冲板块不仅回转，而且后撤，即俯冲带、俯冲海沟的后撤。其结果是俯冲带上覆大陆岩石圈板块会紧随俯冲带的后撤被动迁移 (图7 中黄色箭头示意)，其动力学意义在于以下四点。

- (1) 上覆大陆岩石圈的被动迁移就是大陆漂移。
- (2) 上覆大陆岩石圈处于拉张应力状态。

(3) 如果上覆岩石圈类似于南美岩石圈板块 (即南美大陆岩石圈和由被动大陆边缘相接的大洋岩石圈这个岩石圈整体)，随东太平洋 Nazca 板块的俯冲和南美俯冲带的后撤，

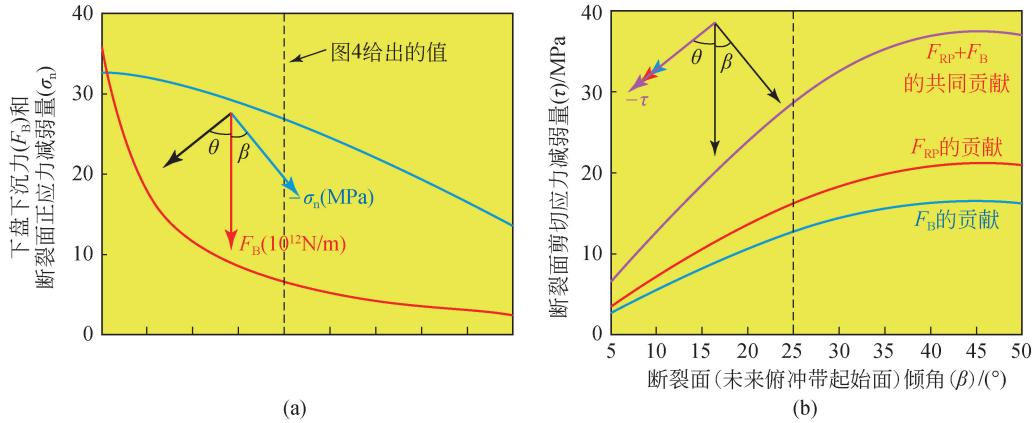


图5 假设成熟正常大洋岩石圈板块为 95km 厚时 (据 Stein and Stein, 1996) 计算所得的与俯冲形成时断裂面有关的力及应力 (据 Niu *et al.*, 2003 修改)

(a) 图 4 (d) 三角区下沉趋势力 (F_B) 随断裂面倾角 (β) 的变化而变化, 该下沉力近似于或远大于洋脊推力 ($\sim 4 \times 10^{12}$ N/m), 且减小正应力 (σ_n) 15 ~ 30MPa, 有效地“拉开”其断裂面, 从而有助于无阻力滑动; (b) F_{RP} 和 F_B 一起可减小断裂面剪切应力 (τ) 25 ~ 37MPa。这一剪切应力减小量远远大于大洋岩石圈的剪切强度 (仅几兆帕, Kanamori and Anderson, 1975; Wiens and Stein, 1983), 也大于一些模型中假设的岩石圈强度 ($\sim 10 \sim 20$ MPa, McKenzie, 1977; Hynes, 1982)。值得注意的是如果仅考虑上部约 50km 厚的弹性部分 (Stein and Stein, 1996), 那有效剪切应力减小量则会更多 ($>50 \sim 70$ MPa)。更值得注意的是 F_B 与断裂面倾角成反比 (a) 有效解释了俯冲带的形成及其早期断裂面倾角小, 而俯冲板块会在重力作用下随时间逐渐变陡, 最终导致俯冲带后撤

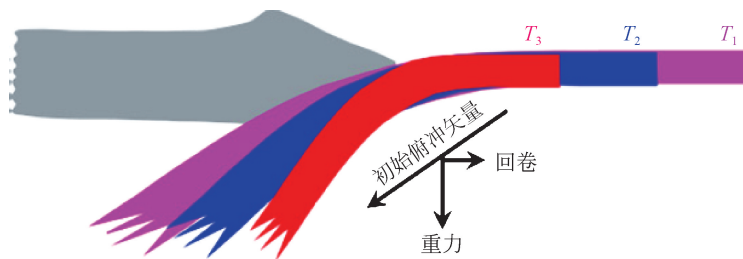


图6 俯冲板块回转的原因

示意性解释俯冲带早期倾角小, 但在重力作用下俯冲板块会逐渐变陡趋于垂直, 即板块回转的概念, 要注意, 俯冲海沟的位置不是不动, 而是随板块回转逐渐后撤 (图 7)

南美板块被动西向漂移 (图 1), 该板块的拉张应力会集中在其最薄弱的南大西洋洋中脊。因此, 大陆漂移和海底扩张是同一过程的不同表现。在这个意义上, 从应力的分布来看, 大西洋可以理解为一个巨大的“弧后盆地” (见下文)。

(4) 如果上覆岩石圈类似于刚性强度较弱、历史复杂的复合型欧亚大陆板块, 那么太平洋板块向西俯冲和西太平洋俯冲带向东后撤, 会导致弧后盆地的形成 (见下文)。

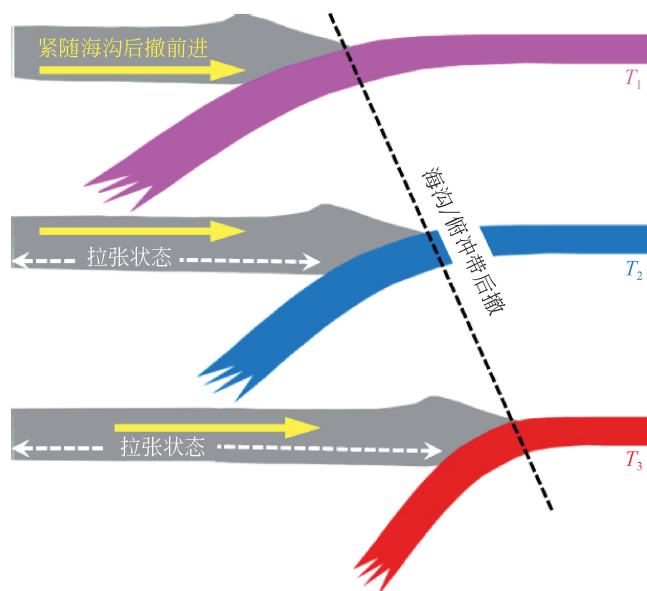


图7 俯冲带（海沟）后撤，上覆大陆板块紧跟（即大陆漂移）并处于拉张状态
随着俯冲板块在重力下回转，俯冲带会后撤，上覆大陆岩石圈紧随俯冲带后撤而运动，即大陆漂移，
同时上覆大陆岩石圈板块处于拉张状态，有可能形成弧后盆地（图8）或陆内拉张性盆地

5.3 弧后盆地的形成和扩张

图8展示随时间的推移，俯冲带的成熟和俯冲带的后撤（ $T_1 \rightarrow T_2 \rightarrow T_3$ ），上覆大陆岩石圈板块在张应力的作用下发生张裂，引起弧后盆地的形成和扩张，其动力学意义在于以下三点。

(1) 早期的活动大陆边缘（大陆岩浆弧）变成了“岛弧”。那么这个岛弧的岩石圈基底必须是大陆岩石圈基底。考虑到俯冲带在正常大洋岩石圈内难以形成（Niu *et al.*, 2003），那么一个极为重要而且可以检验的假说是：所有岛弧岩石圈基底都是裂解于大陆边缘的大陆岩石圈基底（Niu *et al.*, 2003）。

(2) 如果弧后盆地的扩张满足不了俯冲带后撤时，包括弧后盆地在内的岩石圈整体会继续迁移（见图8顶部箭头）。

(3) 如果随俯冲带的后撤和大洋盆的缩小，弧后盆地可以演化为大洋盆，而这个“岛弧”会成为微陆块（microcontinents）。这个概念很重要，对理解弧-陆演化，超大陆的逐渐形成和裂解意义深远。另外，早古生代以来大青藏高原（The Greater Tibetan Plateau）的形成很可能是由一系列这类微陆块逐渐拼贴而成的（Niu and O'Hara, 2009; Zhu *et al.*, 2011a, 2011b）。这意味着有必要正确理解和定义原、古、中、新特提斯海盆及区域地质演化。

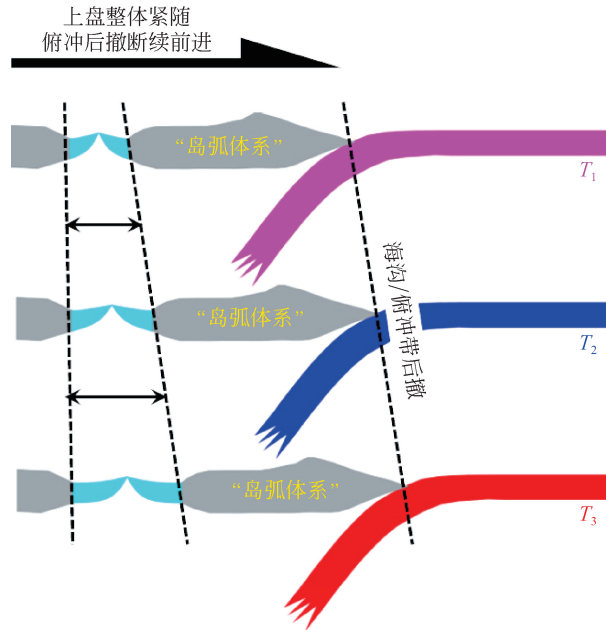


图8 弧后盆地的形成和扩张

上覆大陆岩石圈紧随俯冲带后撤进行“大陆漂移”时处于拉张状态(图7),会形成陆内拉张盆地和弧后盆地。这里演示弧后盆地的形成与扩张。要注意的是,“岛弧体系”裂解于大陆边缘,即岛弧的基底为古老大陆岩石圈物质。弧后盆地也许会演化成大洋,而“岛弧体系”会成为漂移在大洋盆的微陆块

5.4 中国东部地幔过渡带平卧太平洋板块的成因和大陆漂移

Karason 和 Van der Hilst (2000) 首次注意到全球很多俯冲板块穿过 660-D 地震波不连续面进入下地幔,但是穿过南 Kurile 岛弧和 Izu-Bonin 岛弧的地震层析剖面表明,太平洋俯冲板块没有穿过 660-D 地震波不连续面,而是平卧在 410-D 到 660-D 地震波不连续面之间的地幔过渡带内水平向西延伸到中国大陆之下,即在中国东部之下的地幔过渡带内存在一个冷的水平板块,这一早期观察为最新研究所证实(图9; Zhao and Ohtani, 2009)。从图3不难看出,相对于正常地幔 660-D 相变界面,冷的俯冲岩石圈内相变滞后,在更深处转变为高密度矿物组合,这使俯冲岩石圈产生局部上浮力,“拒绝”下沉进入下地幔。当其温度与周围地幔接近时,这个上浮力才会逐渐消失,才有可能下沉进入下地幔,这需要足够的时间使俯冲板块与周围地幔达到热平衡。

有人认为中国东部之下地幔过渡带太平洋板块的水平状态是向西水平俯冲(或 flat subduction)的结果。这个解释是错误的,因为水平俯冲没有驱动力,不可能发生。事实上平卧在地幔过渡带的太平洋板块是西太平洋俯冲带快速后撤滞留下来的。这些板块原地滞留,相对不动,不可能移动,如图9(b)所示。相对运动的是上覆欧亚大陆岩石圈的“大陆漂移”,快速向东运动,是对西太平洋俯冲带快速向东后撤的被动响应。俯冲板块直

接穿过 660-D 进入下地幔还是滞留在过渡带与俯冲带后撤的速度有关。如果后撤速度快，俯冲板块达不到热平衡，在 660-D 处仍较周围地幔轻（图 3），就会滞留在过渡带（如西太平洋）。如果后撤速度慢，俯冲板块达到热平衡，就会穿过 660-D 进入下地幔（如东太平洋的情形，包括地震层析显示的贯穿整个地幔的 Farallon 板块；Van der Hilst *et al.*, 1997）。另一个重要观察是，西南太平洋的 Tonga-Kermadec 俯冲带近 20Ma 向东后撤速度从南到北快速增大，在北部的 Tonga 之下俯冲板块有明显的过渡带平卧滞留，而南部的 Kermadec 之下俯冲板块穿过 660-D 直接进入下地幔（Van der Hilst, 1995）。

值得指出，现今中国东部之下滞留在地幔过渡带的太平洋板块和现今的西太平洋俯冲板块属同一整体（图 9）。现今西太平洋俯冲带起始于大约 50Ma 前，小于 60Ma（Moberly, 1972；Taylor, 1993）。如果说滞留在过渡带的太平洋板块西至东-西梯度带（图 9 浅紫色垂向虚线），那么，相对于过渡带滞留板块，在过去 50~60Ma，欧亚大陆相对向东漂移了至少 2500km。这是一个十分重要的新认识。

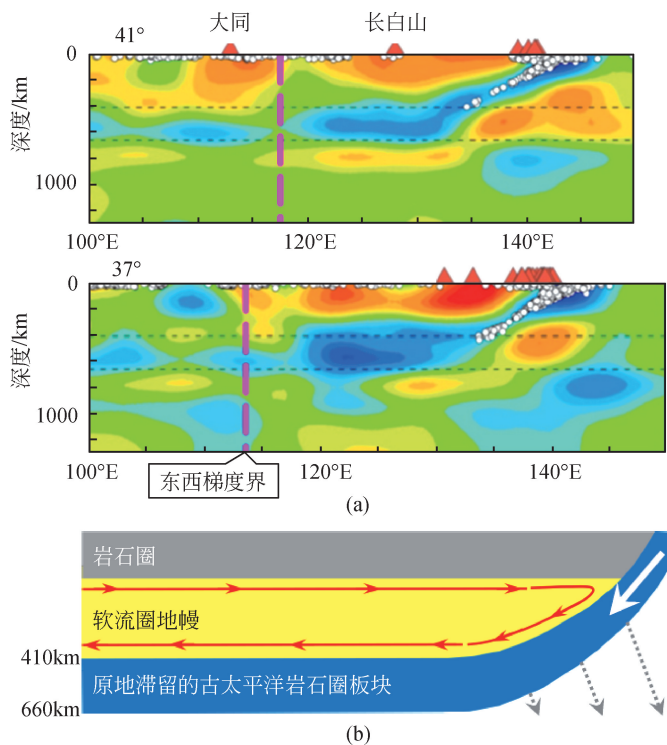


图 9 中国东部地幔过渡带地震波层析成像和地质解释（据 Zhao and Ohtani, 2009）

(a) 西太平洋-中国东部地幔地震波速异常层析沿 41°N 和 37°N 两个维度的剖面，展示俯冲太平洋板块平卧在地幔过渡带（即地震波不连续相变面 410km 和 660km 之间）；(b) 示意平卧在地幔过渡带的太平洋板块不是水平俯冲的结果（没有力源，所以不可能），而是俯冲带后撤造成的被动滞留，滞留板块是相对不动的，所以可以作为参照系来定量计算上覆大陆岩石圈“大陆漂移”的实际规模和幅度

5.5 中国东部地幔过渡带滞留太平洋板块的动力学意义

Niu (2005b, 2006) 提出“底部加水弱化导致中国东部岩石圈减薄”的假说(图 10)。如图 11 所示, 在上地幔条件下, 少量水的加入就完全可以降低黏度, 从而将岩石圈的性质改变为软流圈的性质, 实现岩石圈减薄。这个假说基于两个重要观察。如图 12 所示, 中国东部地幔在 100 ~ 150km 的范围内有地震波低速带(LVZ)的特征。换言之, “中国东部岩石圈减薄的过程实际上是 LVZ 形成的过程。”那为什么会有 LVZ 形成呢? 这是因为中国东部地幔过渡带有冷的富水太平洋板块(图 9)。因为俯冲带脱水不彻底(Niu, 2004, 2005), 平卧在过渡带的太平洋板块会随时间趋于和周围地幔达到热平衡, 这个过程就是脱水的过程(图 13)。简言之, 平卧在中国东部地幔过渡带的太平洋板块为整个中国东部岩石圈之下 LVZ 的形成提供了水源, 这使得“岩石圈底部加水(即富含 $H_2O + CO_2$ 的硅酸盐熔体)弱化导致该区岩石圈减薄、克拉通破坏”的概念更加清晰明朗(Niu, 2005a, 2005b, 2006)。

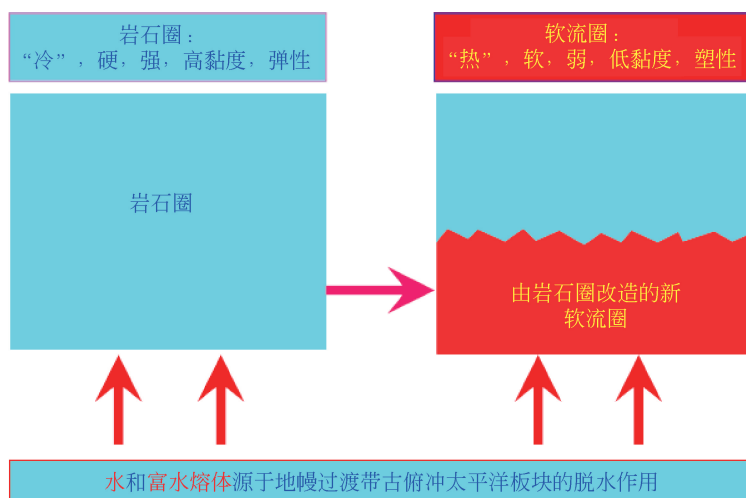


图 10 底部加水弱化导致中国东部岩石圈减薄的概念(据 Niu, 2005)

岩石圈和软流圈的根本区别在于其物理性质的差别, 源于过渡带太平洋岩石圈的水和富水熔体上升改变原岩石圈底部的物理性质, 使其具有黏度低的软流圈特征并伴随有相关的岩浆活动, 实现了岩石圈的减薄

5.5.1 存在问题和新启示

“底部加水弱化导致中国东部岩石圈减薄”这一假说从概念上、逻辑上、物理机制上均无异议, 因此, 似乎很完善, 但有个基本问题。现今西太平洋俯冲带的起始年龄是 50 ~ 60Ma (Moberly, 1972; Taylor, 1993), 而中国东部岩石圈减薄主要发生在中生代 (Zhu *et al.*, 2012), 主要的减薄很可能发生在 110Ma 之前 (Liu *et al.*, 2008; Yang and Li, 2008)。所以, 现今平卧在过渡带的太平洋板块是新生代的, 不是导致中国东部中生代岩石圈减薄的根源, 但提供了水源, 维持着早已形成的 LVZ, 保持了中国东部减薄岩石圈的状态。

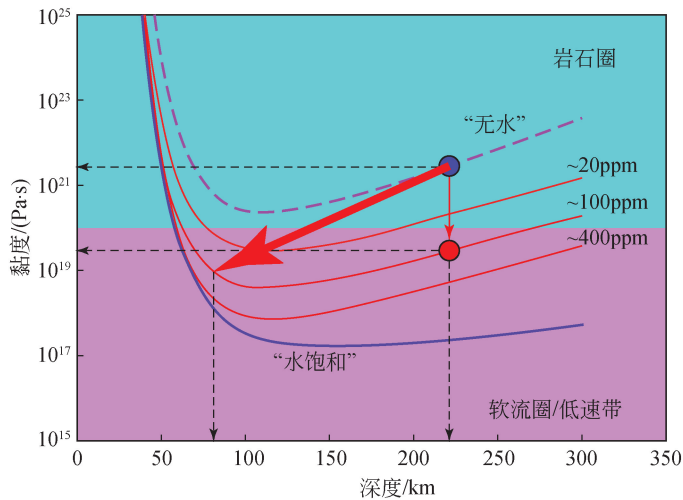


图 11 上地幔黏度与含水量的实验数据 (据 Karato, 2003)

上部淡蓝色区为“刚性”岩石圈的黏度范围 ($>10^{20}\text{Pa}\cdot\text{s}$), 下部紫红色区为“塑性”软流圈 ($<10^{20}\text{Pa}\cdot\text{s}$) 的黏度范围。LVZ 的黏度为 $\leq 10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$ (Hirth and Kohlstedt, 1996; Karato, 2003)。假定中国东部 (如华北克拉通) 岩石圈减薄之前约 220km 厚并无水 (或很干), 那么其黏度为 $\sim 3 \times 10^{21}\text{Pa}\cdot\text{s}$ (蓝色实心圈)。如果该岩石圈仅有极少量的水从底部加入, 相当于 100ppm ($1\text{ppm} = 10^{-6}$) 的水 (溶解于以橄榄石为主的“无水矿物里”), 那么其黏度可降低两个数量级, $\sim 3 \times 10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$ (红色实心圈), 具有软流圈/LVZ 特征, 即“刚性”岩石圈已减薄。粗红线箭头指当今岩石圈厚度为 $\sim 80\text{km}$ 。有相当于 100ppm 水的加入, 足以使岩石圈底部改造为软流圈, 并融入对流地幔中; 平卧在地幔过渡带的古太平洋俯冲板块可提供过求的水 (Niu, 2005b, 2006)

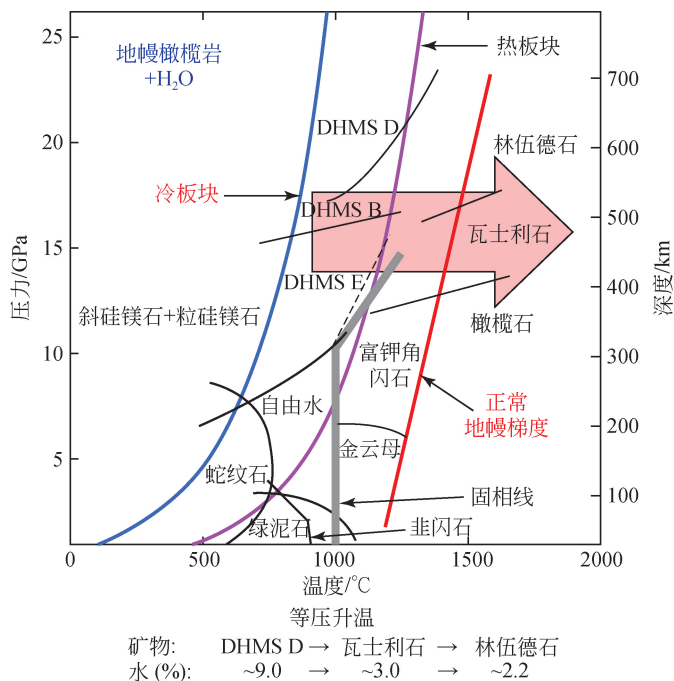


图 12 俯冲大洋岩石圈地幔部分在上地幔和过渡带条件下的相图 (据 Williams and Hemley, 2001 简化) 大洋岩石圈地幔在俯冲之前经历了相当程度的蛇纹石化, 包括近洋脊附近浅部 ($<20\text{km}$) 的热液变质作用 (Dick, 1989; Niu and Hekinian, 1997; Niu, 1997, 2004) 和进入俯冲带前海水沿张性裂隙进入深处 ($\sim 50\text{km}$) 的蛇纹石化作用 (Dobson *et al.*, 2002; Kerrick, 2002), 因此含有大量水。蛇纹岩可含有高达 13% 的水。考虑到俯冲带内部的热结构, 俯冲带脱水作用不会彻底 (Niu, 2004, 2005b)。蛇纹石在俯冲板块的稳定压力可达 7GPa (at $\sim 600^\circ\text{C}$; Ulmer and Trommsdorff, 1995), 但在更高压力下会发生相变, 成为含水更高的高密度富水镁硅酸盐 (DHMS: A, B, D-F-G and G), 稳定压力范围大 ($\sim 5 \sim 50\text{GPa}$) (Frost, 1999; Williams and Hemley, 2001), 含水高 ($\sim 3\% \sim 20\%$), 进入地幔深处 (Kuroda and Irifune, 1998)。从图中可见 (粉红色大箭头), 在地幔过渡带随着时间的推移, 温度趋于升高, 会发生一系列脱水反应, 为上地幔 LVZ 的形成和维持 (即岩石圈减薄) 提供充分水源 (以微量富水熔体形式)

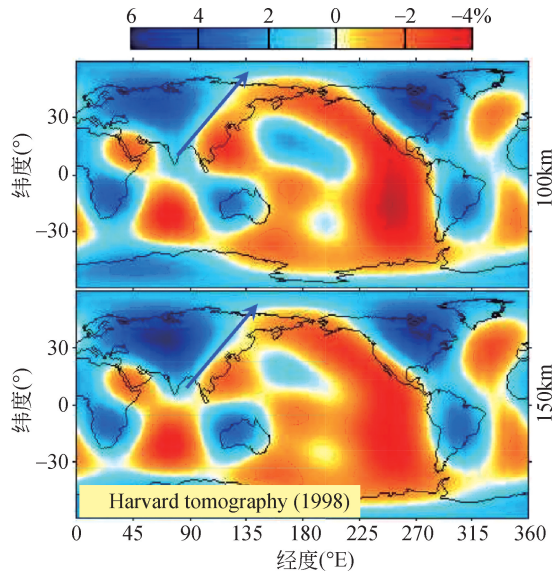
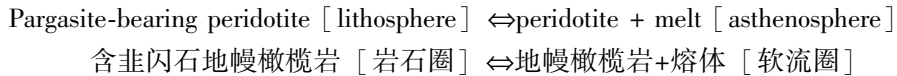


图 13 全球 100 ~ 150km 深度地震波速异常分布 (据 Ekström and Dziewonski, 1998)

中国大陆地幔地震波速异常梯度与海拔“东-西梯度界”(带箭头粗蓝线)吻合。而且,整个中国东部现今的上部地幔结构与大洋地幔结构相似,在减薄的岩石圈之下是 LVZ (Niu, 2005a, 2005b, 2011)

因为岩石圈和软流圈的界面 (LAB) 是一个简单的岩石学界面 (Green *et al.*, 2010 ; Niu *et al.*, 2011), 即代表一个含水矿物 (韭闪石) 的脱水固相线:



所以,岩石圈稳定的基本条件是韭闪石稳定,即 $P \leq 3\text{GPa}$, $T \leq 1100^\circ\text{C}$ 。当今新生代太平洋“含水”岩石圈在地幔过渡带的存在,意味着水源的存在, LVZ 不会消失,岩石圈不会变厚。只要有水存在,岩石圈最厚只能保持到 $P=3\text{GPa}$ 。因为地壳密度小,中国东部相当于 3GPa 的深度为 $\sim 100\text{km}$ 。所以,今天中国东部岩石圈厚度不均一,不少地方远小于 80km ,说明减薄的速率大于冷却加厚的速率,还基本处于“净减薄”的状态!这是一个重要认识。

5.5.2 中生代时中国东部地幔过渡带是否有古太平洋板块存在?

中国东部,尤其是华北克拉通 (NCC) 岩石圈减薄主要发生在中生代 (范蔚茗和 Menzies, 1992; 邓晋福等, 1996; 翟明国等, 2003; Menzies *et al.*, 2007; 高山等, 2009; 徐义刚等, 2009; 张宏福, 2009; 郑建平, 2009; 郑永飞和吴福元, 2009; 朱日祥和郑天愉, 2009; 周新华, 2009)。从华北地区 $\sim 110\text{Ma}$ 之前 (具有 Nb-Ta 相对亏损的“陆壳”或“岛弧”特征) 和 110Ma 之后 (具有“洋岛”特征) 玄武岩地球化学组成的差异 (Liu *et al.*, 2008; Yang and Li, 2008) 推测,华北克拉通岩石圈减薄主要于 110Ma 之前完成,与古俯冲带在地幔过带的脱水有关 (Niu, 2005; Windley *et al.*, 2010)。Zhai 等 (2007)

和 Windley 等 (2010) 对中国东部中生代的构造格局做了形象的三维总结, 均展示古太平洋俯向中国大陆俯冲。其实中国东部广泛分布的北北东-南南西向燕山期花岗岩类 (东北、华北、华南) 是古太平洋板块向中国大陆俯冲的间接、但有力的证据。

Windley 等 (2010) 认为, “底部加水弱化导致华北岩石圈减薄” (Niu, 2005) 有道理, 但不完善, 认为古生代以来, 古太平洋、古亚洲洋和古特提斯洋板块均俯冲于华北之下, 有更多的水储存在华北地幔导致 NCC 岩石圈减薄 (图 14)。但是, 俯冲板块脱水的条件是这些板块滞留在地幔过渡带, 而后者是俯冲带后撤的缘故。古西太平洋俯冲带后撤, 在过渡带留下俯冲的岩石圈板片, 有水释放 (图 12), 最终导致中国东部岩石圈 “底部加水弱化” (图 10、图 11), 形成 LVZ (图 13), 岩石圈减薄。如果没有俯冲带后撤, 就不会有岩石圈板片滞留在过渡带, 就没有水释放, 就不会有 “岩石圈底部加水弱化”, 也就不会有岩石圈减薄。这是因为俯冲大洋岩石圈进入到下地幔会发生相变, 构成以钙钛矿结构为主的矿物组合, 这种组合类似于 “海绵”, 是 “水库” (Litasov *et al.*, 2003), 因此, 不会脱水。

古亚洲洋闭合, 蒙古-华北碰撞, 没有俯冲带后撤; 古特提斯闭合, 华南-华北碰撞, 也没有俯冲带后撤 (Windley *et al.*, 2010)。只有古太平洋俯冲带后撤, 所以中生代中国东部岩石圈减薄只与古太平洋俯冲有关。事实上, 古亚洲洋板块从未滞留在过渡带而是俯冲到了下地幔 (Van der Voo *et al.*, 1999), 推测古特提斯洋板块同样地俯冲到了下地幔。

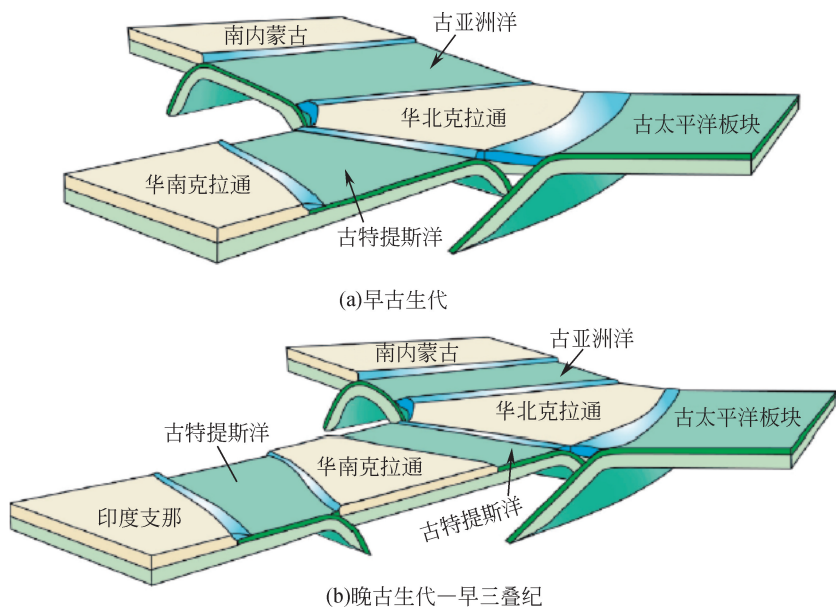
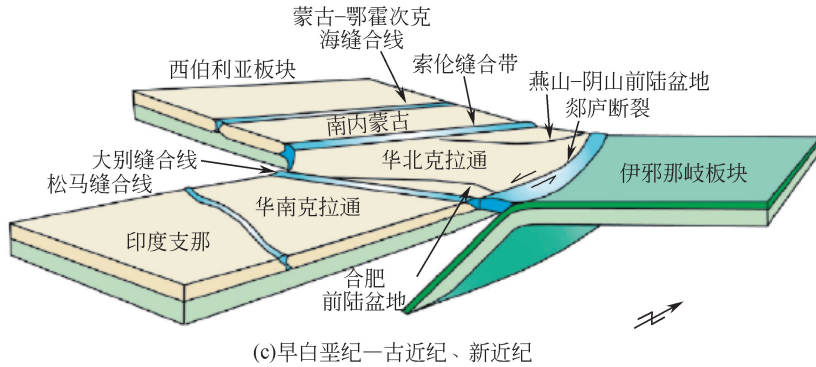


图 14 古生代以来华北克拉通及周边板块构造演化 (据 Windley *et al.*, 2010)



(c) 早白垩纪—古近纪、新近纪

图 14 古生代以来华北克拉通及周边板块构造演化 (据 Windley *et al.*, 2010) (续)

这些作者和 Zhai 等 (2007) 形象地刻画了显生宙中国东部及邻区的构造演化史。Windley 等 (2010) 支持 Niu (2005) 的假设, 认为中国东部岩石圈减薄及华北克拉通破坏与曾俯冲于华北地幔的俯冲大洋岩石圈的脱水有关, 但强调不仅古太平洋板块, 而且古特提斯洋板块 (华南岩石圈的大洋板块部分) 和中生代时消失的古亚洲洋板块的脱水都很重要, 共同贡献导致华北克拉通破坏和岩石圈减薄。但是俯冲大洋岩石圈脱水的前提条件是其滞留在地幔过渡带, 逐渐加热脱水 (图 9、图 12), 如果其不滞留在过渡带, 而是进入下地幔, 就不会脱水, 因为岩石圈进入下地幔后以钙钛结构为主体的矿物相成了水的“汇”。加之大洋岩石圈滞留过渡带的前提条件是俯冲带的快速后撤 (图 9)。但古亚洲洋闭合, 蒙古-华北碰撞, 没有俯冲带后撤; 古特提斯闭合, 华南-华北碰撞, 也没有俯冲带后撤, 而只有古西太平洋俯冲带后撤 (Lithgow-Bertelloni and Richards, 1998)。所以, 古太平洋板块在地幔过渡带的脱水是造成中国东部 (不仅华北) 岩石圈减薄的实质

6 总结

以下以结论、检验性假说及存在问题的形式对以上讨论进行总结。

6.1 主要概念性结论

(1) 岩石圈内部物质成分差异导致的密度差是俯冲带形成的主要机制。在全球规模上, 同一岩石圈内密度差最大, 规模最大的是被动大陆边缘, 被动大陆边缘是未来俯冲带形成的必然轨迹 (图 4、图 5; Niu *et al.*, 2003)。

(2) 尽管俯冲带俯冲起始的驱动力是重力, 低角度的初始破裂面有助于下盘下沉 (即 $F_B \propto 1/\beta$) 和俯冲带俯冲的开始 (图 4)。在重力的驱动下随俯冲带逐渐成熟, 俯冲板块趋于垂直, β 逐渐增大, 即板块回转 (slab rollback, 图 6)。

(3) 俯冲板块的局部可能会有 $\beta \approx 0^\circ$, 但简单的大规模平板俯冲 (flat subduction, 即 $\beta \approx 0^\circ$) 是不可能的, 因为没有驱动力。平卧在地幔过渡带的大洋岩石圈俯冲现象不是平板俯冲 (不可能发生), 而是俯冲带快速后撤时原地滞留的简单结果 (图 9)。

(4) 以西太平洋为例, 俯冲带的向东后撤为直接引起欧亚板块向东紧随的被动响应, 即大陆漂移的原因; 以东太平洋为例, 俯冲带的向西后撤直接引起南美“大陆-海洋” (含被动大陆边缘) 板块向西紧随的被动响应, 即大陆漂移+海底扩张这同一运动机制的

两个方面。这两个例子清楚解释了太平洋逐渐变小而大西洋逐渐增大的这一全球现象。

(5) 由俯冲后撤形成的“漂移的大陆”总体始终处于拉张状态(图7)。如果俯冲带后撤比较快(如西太平洋,图1),大陆板块比较大,刚性强度比较弱(如造山带型复合欧亚大陆),就会形成内陆拉张盆地,尤其是弧后盆地,如西太平洋的诸多弧后盆地(图1)。

(6) 为什么东太平洋没有弧后盆地(图1)?我们可以换个角度回答这个问题。以比较简单的南美板块为例,南美板块是“大陆+大洋”的复合板块,整体因俯冲带的后撤向西漂移,并处于拉张状态,但最弱的部位不在这个复合板块内部,而是大西洋洋中脊,所以东太平洋没有类似西太平洋的弧后盆地。从力学的角度出发,我们可以把大西洋看作是一个超大的弧后盆地。

6.2 可检验性假说和几个基本问题

(1) 因为俯冲带在正常大洋岩石圈内难以形成,而被动大陆边缘是形成未来俯冲带的必然轨迹,因此以上有关弧后盆地成因的讨论意味着岛弧首先来源于大陆边缘的裂解。由此我们有一个非常重要的可检验假说:“所有岛弧岩石圈基底都是裂解于大陆边缘的大陆岩石圈物质”(图8)。

(2) 日本海和南中国海早已停止了海底扩张,但没有理由说弧后盆地都是“短命的”。由图8可见,弧后盆地可以演化成大洋,而岛弧可以演化成微陆块(microcontinents)。这一概念可以用来理解原、古、中、新特提斯海盆系统的演化,尤其是青藏高原的形成和演化。换句话说,俯冲带沿被动大陆边缘的形成、弧后盆地和微陆块(“岛弧”)的形成与演化反映超大陆的裂解。另一方面,这些微陆块的逐渐拼贴(如“大青藏高原”)则是超大陆的形成过程(Niu and O'Hara, 2009)。

(3) Niu (2005b) 强调,中国东部岩石圈减薄不只限于华北克拉通,而是整个中国东部,反映在该区上地幔LVZ的连续广泛分布(图13)。这一LVZ的形成就是中国东部岩石圈减薄的过程,发生在中生代(图10~图12),而新生代以来平卧于地幔过渡带的太平洋板块的逐渐脱水(图9、图12)保持了该区现今LVZ的现状(图13)。关键问题之一是,东-西梯度界(图9)是否是新生代太平洋板块在地幔过渡带的最远边界?是否有中生代古太平洋岩石圈滞留地幔过渡带的证据?东-西梯度界以西地幔过渡带内高速层(图9)是否是中生代残留体?现代仍然活跃的大同火山活动是否与仍残存的中生代古太平洋板块的继续脱水作用有关?

(4) 如果中国东部(尤其是华北)大规模的岩石圈减薄在110Ma已经基本完成,那么110Ma代表一个重要地质事件,应该有这一事件的地质、地球物理记录/证据,是什么,在哪?此外,中生代古太平洋俯冲带动缝合线的位置在哪?在陆地还是在冲绳海槽以西的中国大陆架?这需要更仔细的大陆地质工作和有部署的海洋地质、地球物理工作。

(5) 中国大陆北北东-南南西向的海拔梯度突变界线与东-西部重力异常吻合,所以该界又被广泛称为南北重力梯度带。这个界线称为“东-西梯度界”(Great Gradient Line)更合适(Niu, 2005b),因为这个梯度反映在海拔、重力、地壳厚度、地热和地幔地震波

速变化的各个方面。归根结底，这在成因上与岩石圈厚度的突变有关，西部高原岩石圈厚度 $>150\sim 200\text{km}$ ，而东部丘陵平原岩石圈厚度 $<80\text{km}$ ，受控于重力均衡原理。但关键问题是，为什么西部地壳厚而东部地壳减薄（Gao *et al.*，1998）。中国东部地壳本来就薄还是与岩石圈一起减薄的？怎么减薄？这是一个非常重要，但被忽略的基本问题。

(6) 位于东-西梯度界以西华北的鄂尔多斯和华南（扬子）的四川盆地代表相对稳定、岩石圈减薄程度低或尚未波及的克拉通核心。因为滞留在地幔过渡带（古）太平洋板块相对不动（图9），而是欧亚大陆岩石圈板块在向东漂移，这两个克拉通核心也许尚未或者刚刚由西向东进入过渡带太平洋板块脱水域（即LVZ）？如果这个推测是正确的，那么，这两个克拉通核心的减薄刚刚开始，因此在其岩石圈底部应该有地震波速降低的异常，尤其是鄂尔多斯地块；四川盆地地块因受青藏高原岩石圈运动的影响而有“异常”。

致 谢 我非常荣幸有机会为孙枢先生专辑撰文祝贺他对地质科学的杰出贡献。我熟悉孙先生的科研已有30年了。我在兰州大学当助教时读过不少孙先生的文章，尤其是沉积盆地与大地构造方面。我在国外的这些年里，对孙先生有关多岛海和弧后盆地大地构造的文章都及时阅读。我在澳大利亚昆士兰大学任教时，还托人买了一套《中国大地构造相图》，对我学习中国区域地质和大地构造极为有用。我记得10多年前还读过孙先生和其他几位老一辈地质学家编写的一本关于《中国地球科学发展战略》的书，令人备受鼓舞。孙先生“从地学大国走向地学强国”的理念一直在影响我，我感到自己有责任和国内同仁一道努力缩短这个由量变到质变的过程。谢谢孙先生对我工作的极大支持，谢谢国内地质学界同仁对我的支持和国家自然科学基金委员会对我的支持。

参 考 文 献

- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学等. 1996. 中国大陆根-柱构造. 北京: 地质出版社: 1~110.
- 范蔚茗, Menzies M A. 1992. 中国东部古老岩石圈下部的破坏与软流圈地幔的增生. 大地构造与成矿, 16: 171~180.
- 高山, 章军锋, 许文良等. 2009. 拆沉作用与华北克拉通破坏. 科学通报, 54: 1962~1973.
- 徐义刚, 李洪颜, 庞崇进等. 2009. 论华北克拉通破坏的时限. 科学通报, 54: 1974~1989.
- 翟明国, 朱日祥, 刘建明等. 2003. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. 中国科学(D辑), 3: 913~920.
- 张宏福. 2009. 橄榄岩-熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键. 科学通报, 54: 2008~2026.
- 郑建平. 2009. 不同时空背景幔源物质对比与华北深部岩石圈破坏和增生置换过程. 科学通报, 54: 1990~2007.
- 郑永飞, 吴福元. 2009. 克拉通岩石圈的生长和再造. 科学通报, 54: 1945~1949.
- 周新华. 2009. 华北中-新生代大陆岩石圈转型的研究现状与方向——兼评“岩石圈减薄”和“克拉通破坏”. 高校地质学报, 15: 1~18.
- 朱日祥, 郑天愉. 2009. 华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系. 科学通报, 54: 1950~1961.
- Agee C B. 1998. Phase transformations and seismic structure in the upper mantle and transition zone. In: Hemley R J (ed). Ultrahigh-Pressure Mineralogy. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 37: 165~203.

- Bercovici D. 1998. Generation of plate tectonics from lithosphere-mantle flow and void-volatile self-lubrication. *Earth and Planetary Science Letters*, 154: 139 ~ 151.
- Davies G F, Richards M A. 1992. Mantle convection. *Journal of Geology*, 100: 151 ~ 206.
- Dick H J B. 1989. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders A D, Norry M J (eds). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42: 71 ~ 105.
- Dobson D P, Meredith P G, Boon S A. 2002. Simulation of subduction zone seismicity by dehydration of serpentine. *Science*, 289: 1407 ~ 1410.
- Ekström G, Dziewonski A M. 1998. The unique anisotropy of the Pacific upper mantle. *Nature*, 394: 168 ~ 172.
- Forsyth D, Uyeda S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal of International*, 43: 163 ~ 200.
- Frost D J. 1999. The stability of dense hydrous magnesium silicates in earth's transition zone and lower mantle. *Geochemical Society Special Publication*, 6: 283 ~ 297.
- Gao S, Zhang B R, Jin Z M, *et al.* 1998. How mafic is the lower continental crust? *Earth and Planetary Science Letters*, 161: 101 ~ 117.
- Green D H, Hibberson W O, Kovacs I, *et al.* 2010. Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature*, 467: 448 ~ 451.
- Hirth G, Kohlstedt D L. 1996. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 93 ~ 108.
- Holmes A. 1931. Radioactivity and earth movements. *Nature*, 128: 496 ~ 496.
- Hynes A. 1982. Stability of the oceanic tectonosphere—a model for early Proterozoic inter-cratonic orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, 61: 333 ~ 345.
- Irfune T, Ringwood A E. 1993. Phase transformation in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600 ~ 800 km in the mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 117: 101 ~ 110.
- Kanamori H, Anderson D L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of Seismological Society of America*, 65: 1073 ~ 1095.
- Karason H, Van der Hilst R. 2000. Constraints on mantle convection from seismic tomography. *Geophysical Monograph*, 121: 277 ~ 288.
- Karato S I, 2003. *The Dynamic Structure of the Deep Earth*. Princeton: Princeton University Press: 241.
- Karig D E. 1982. Initiation of subduction zones: Implications for arc evolution and ophiolite development. In: Leggett J K (ed). *Trench-Forearc Geology*. London. Geological Society Special Publication, 10: 563 ~ 576.
- Kerrick D, 2002. Serpentinite seduction. *Science*, 289: 1344 ~ 1345.
- Kuroda K, Irfune T. 1998. Observation of phase transformations in serpentine at high pressure and high temperature by in situ X-ray diffraction measurements. *Geophysical Monograph*, 101: 545 ~ 554.
- Litasov K, Ohtani E, Langenhorst F, *et al.* 2003. Water solubility in Mg-perovskites and water storage capacity in the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 211: 189 ~ 203.
- Lithgow-Bertelloni C, Richards M A. 1998. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions. *Review of Geophysics*, 36: 27 ~ 78.
- Liu Y, Gao S, Kelemen P B, *et al.* 2008. Recycled crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in the North China Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 2349 ~ 2376.
- McKenzie D P. 1977. The initiation of trenches: A finite amplitude instability. In: Talwani M, Pitman W C (eds). *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. Maurice Ewing Series, 1: 57 ~ 61.

- Menzies M, Xu Y G, Zhang H F, *et al.* 2007. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton. *Lithos*, 96: 1 ~ 21.
- Moberly R. 1972. Origin of lithosphere behind island arcs with reference to the western Pacific. *Geological Society of American Memoir*, 132: 35 ~ 55.
- Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42 ~ 43.
- Niu Y L. 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, 38: 1047 ~ 1074.
- Niu Y L. 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath ocean ridges. *Journal of Petrology*, 45: 2423 ~ 2458.
- Niu Y L. 2005a. On the great mantle plume debate. *Chinese Science Bulletin*, 50: 1537 ~ 1540.
- Niu Y L. 2005b. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a hypothesis for the origin of the Mesozoic-Cenozoic volcanism in eastern China. *Geological Journal of China Universities*, 11: 9 ~ 46.
- Niu Y L. 2006. Continental lithospheric thinning results from hydration weakening, not “delamination”, and is a special consequence of plate tectonics, for “mantleplume.org”. <http://www.mantleplumes.org/Hydration.html>.
- Niu Y L, Hekinian R. 1997. Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, 385: 326 ~ 329.
- Niu Y L, O'Hara M J. 2009. MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle. *Lithos*, 112: 1 ~ 17.
- Niu Y L, O'Hara M J, Pearce J A. 2003. Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: A petrologic perspective. *Journal of Petrology*, 44: 851 ~ 866.
- Niu Y L, Wilson M, Humphreys E R, *et al.* 2011. The origin of intra-plate ocean island basalts (OIB): The lid effect and its geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 52: 1443 ~ 1468.
- Ringwood A E. 1991. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2083 ~ 2110.
- Stein S, Stein C A. 1996. Thermo-mechanical evolution of oceanic lithosphere: Implications for the subduction processes and deep earthquake. In: Bebout G E, Scholl D W, Kirby S H, *et al.* (eds). *Subduction top to bottom*. American Geophysical Union Monograph, 96: 1 ~ 17.
- Stern R J. 2007. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. *Chinese Science Bulletin*, 52: 578 ~ 591.
- Taylor B. 1993. Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins. *Oceanus*, 35: 17 ~ 25.
- Ulmer P, Trommsdorf V. 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268: 858 ~ 861.
- Van der Hilst R D. 1995. Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench. *Nature*, 374: 154 ~ 157.
- Van der Voo R, Spakman W, Bijwaard H. 1999. Mesozoic subducted slabs under Siberia. *Nature*, 397, 246 ~ 249.
- Wegener A L. 1912. Die Entstehung der Kontinente. *Geologische Rundschau*, 3: 276 ~ 292.
- Wiens D A, Stein S. 1983. Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithospheric evolution. *Journal of Geophysical Research*, 88: 6455 ~ 6468.
- Williams Q, Hemley R J. 2001. Hydrogen in the deep earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29: 365 ~ 418.

- Wilson J T. 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41: 863 ~ 870.
- Windley B F, Maruyama S, Xiao W J. 2010. Delamination/thinning of sub-continental lithospheric mantle under eastern China: the role of water and multiple subduction. *American Journal of Science*, 310: 1250 ~ 1293.
- Yang W, Li S G. 2008. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos*, 102: 88 ~ 117.
- Zhai M G, Fan Q C, Zhang H F, *et al.* 2007. Lower crustal processes leading to Mesozoic lithospheric thinning beneath eastern North China: Underplating, replacement and delamination. *Lithos*, 96: 36 ~ 54.
- Zhao D, Ohtani E. 2009. Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences: Evidence from seismology and mineral physics. *Gondwana Research*, 16: 401 ~ 413.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2011a. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 301: 241 ~ 255.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2011b. Lhasa Terrane in southern Tibet came from Australia. *Geology*, 39: 727 ~ 730.
- Zhu R X, Xu Y G, Zhu G, *et al.* 2012. Destruction of the north China craton. *Science China-Earth Sciences*, 55: 1565 ~ 1587.

谨以此书献给著名地质学家孙枢先生

板块构造、地质事件与资源效应 ——地质科学若干新进展

翟明国 肖文交 主编

科学出版社

北京

内 容 简 介

本书所述的科学问题都是当前地质科学的前沿问题。最近 20 年来,我国地质界以及身居海外的华裔学者对地质科学重大和前沿问题的研究已大大提升了地质科学的水平和中国在这个领域的国际地位,本书的许多作者都是为此做出卓越成绩的贡献者和群体的重要成员,他们以广阔的视野展现了当代地质科学相关领域的新面貌和新进展:从火星的板块构造到地球板块构造的俯冲带、造山带、克拉通……从前寒武纪重大地质事件、白垩纪大洋红层到第四纪冰期,既涉及地质科学的重大基础理论,也涉及资源、能源、环境面临的挑战和未来发展战略。

本书可供构造地质、地球化学、沉积学等地质科学相关专业的专家和学生参考,也可供跨学科、跨专业的专家和学生阅读和了解。

图书在版编目(CIP)数据

板块构造、地质事件与资源效应:地质科学若干新进展/翟明国,
肖文交主编. —北京:科学出版社, 2015. 1

ISBN 978-7-03-043422-7

I. ①板… II. ①翟…②肖… III. ①地质学-文集 IV. ①P5-53

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2015) 第 033481 号

责任编辑:韦沁 韩鹏 / 责任校对:李影

责任印制:肖兴 / 封面设计:耕者设计工作室

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

中国科学院印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2015 年 1 月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2015 年 1 月第一次印刷 印张:28 1/2

字数:680 000

定价:258.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

从地学大国走向地学强国

(序)

刘嘉麒

中国科学院地质与地球物理研究所

当前，地球科学正在突飞猛进地向前发展，人类面临的资源、能源、环境、灾害等一系列重大问题无不与地球科学密切相关，无不依赖地球科学去解决。面对这些挑战，地质科学的基础研究承担着科学创新源泉的关键作用。这部由翟明国和肖文交主编的《板块构造、地质事件与资源效应——地质科学若干新进展》文集，汇集了 17 篇论文，共 61 位作者，他们以广阔的视野展现了当代地质科学有关领域的新面貌和新进展：从火星的板块构造到地球板块构造的俯冲带、造山带、克拉通……从前寒武纪重大地质事件、白垩纪大洋红层到第四纪冰期，既涉及地质科学的重大基础理论，又涉及资源、能源、环境面临的挑战和未来发展战略。

本书的写作和编撰有其自己的特色。在约稿时就建议作者可从自己已发表的著作中选择一个或几个问题进行阐述和讨论，并便于非本专业的专家和学生阅读及了解。我读完这些文章后感到，这个目的基本上达到了。例如，尹安在文章引言中说：“鉴于读者可能有很不相同的背景，文章力求简明易懂，主要介绍火星的基本大地构造历史。……如对此十分关注，则请阅读我的两篇长文，其中含有本文讨论的每个问题的参考文献目录。”我想这对火星板块构造专业以外的读者来说是十分有益的。其他作者的文章也都同样有着已发表论文的背景，这反映在其参考文献中。

文集涉及的科学问题都是当前地质科学的前沿问题。最近 20 年来，我国地质界以及身居海外的华裔学者对地质科学重大和前沿问题的研究已大大提升了地质科学的水平和中国在相关领域的国际地位，本书的许多作者都是为此做出卓越成绩的贡献者及群体的重要成员，他们已发表的论文在国际上有着引人注目的高引用率，我因能为此文集作序感到高兴和骄傲。文集内容很丰富，但限于自己的知识水平，要把每篇文章的精髓都提炼出来是很难的，只能就自己能理解和感兴趣的问题略谈一二。

尹安指出，火星和地球虽然都有板块构造，却存在很大差异。现时地球上的板块构造具有全球性，而火星的板块构造仅在局部地区出现，约占火星面积的 25%。火星和地球在太阳系形成的早期可能有共同的演化阶段，因而，火星的构造演化可以作为理解板块构造如何贯穿于地球形成和发展历史的一个导向。

牛耀龄强调 40 多年前板块构造理论的问世是地球科学的一场革命，是地球科学的纲

领性理论。他从一些基本概念出发,讨论了俯冲带的成因、俯冲带后撤的原因及由此导致的一系列全球构造问题,如大陆漂移、弧后盆地的形成与演化及我国东部岩石圈减薄的可能原因。

周新华和张宏福重点讨论了显生宙华北大陆岩石圈转型各阶段的时空特征及物质组成变异,提出并论证发生在地幔深度的熔/流体交代作用是导致岩石圈转型的关键机制,而周边板块的俯冲和碰撞作用造成的熔/流体活动是克拉通深部物质和能量交换的一级外部控制因素。

李正祥系统简要地论述了包括扬子克拉通和华夏地块的华南大地构造演化史,论及古老结晶基底的物质组成,四堡造山和 Rodinia 聚合,新元古代板内岩浆作用,大陆裂谷作用,地幔柱和 Rodinia 裂解,奥陶纪—志留纪武夷—云开造山带和前陆盆地,二叠纪—侏罗纪造山事件及侏罗纪—白垩纪大岩浆岩省,从安第斯型活动边缘向现代西太平洋型边缘的转换,以及新生代印度—欧亚陆陆碰撞在华南地块西缘的效应。

蔡克大、孙敏等根据大量新资料指出,早古生代哈巴河群形成于活动陆缘环境而非被动陆缘,阿尔泰造山带约84%的物质系古生代地幔来源的年轻物质,主要由古生代时期的消减增生体组成而非前寒武纪微大陆;提出用增生造山过程中的洋脊俯冲模型来解释构造岩浆事件。

高俊、龙灵利等通过西天山造山带研究,提出了“同俯冲期弧杂岩侧向增生”和“后碰撞幔源物质底垫垂向增生”的两阶段模型,阐述了中亚造山带显生宙地壳生长机制;并指出西天山具前寒武纪基底,同东西准噶尔和阿尔泰造山带相比,西天山有更多古老地壳物质的再循环。

肖文交、韩春明等阐述了早古生代至二叠纪—早三叠世中亚造山带的演化与形成,指出北疆古生代时类似现今西南太平洋的多岛海格局,动态地发育弧前增生、弧后扩张与增生弧—增生楔等复杂造山作用,并具多重构造极性,这一过程成为中亚大陆侧向增生的主要机制之一。

黎明国在华北克拉通早期演化研究的基础上,总结出地球早前寒武纪历史上最重大的三个地质事件,即陆壳的巨量增生、前板块机制/板块机制的构造转折和由缺氧到富氧的地球环境剧变。他着重指出25亿年作为太古宙与元古宙的界限具有深刻的内涵,其实质是超级克拉通的形成以及拥有稳定的固—气—水圈层的地球系统。

王成善和胡修棉根据我国西藏的地层剖面提出“白垩纪大洋红层”(CORB)概念,通过“国际地学合作计划”(IGCP)研究证实了其全球性分布,阐明其形成条件为高度氧化、贫营养和低沉积速率,建立了白垩纪大洋富氧事件模式,成为探讨白垩纪大洋沉积特征和海洋—大气系统相互关系和变化的一个重要突破口。

程海在第四纪冰期—间冰期旋回、地质记录的绝对年代、同一时间尺标的气候事件序列以及地质记录之间的相关关系与对比的研究基础上,讨论了从冰期—间冰期相对快速转变过程的内、外条件,提出了在外界动力条件下地球气候系统的相互作用与反馈的循环过程导致冰期终止的新假说。

王清晨剖析了大别山和天山两条造山带的剥蚀与其相邻盆地的充填过程。重建的来自大别山的碎屑物在中侏罗纪初、中期注入合肥盆地的顺序为非超高压变质岩—高压变质岩—超

高压变质岩, 而天山被断裂带切割成的不同块体因剥蚀隆起的时间差异, 碎屑物注入周边盆地绝不是简单的镜像对应关系。

罗晓容、张立宽等论述了油气成藏动力学的基本原理和研究方法, 主张油气成藏动力学是含油气系统概念面对生、运、聚、散复杂过程的必然延伸, 并以近十多年来对多个盆地的剖析, 阐明碎屑岩系常规油气运聚成藏机制及过程研究以及勘探目标评价和资源预测工作方法等方面取得的进展。

车长波、杨虎林等从我国经济快速发展的战略需求出发, 阐明了国家新一轮油气资源评价工作的背景、评价的资源类别及以能源地质原理为基础的评价方法。129 个含油气盆地共获得石油的地质资源量为 765 亿 t、天然气资源量为 35 万亿 m^3 。勘查工作持续发展, “十一五” 动态评价得出油气最新地质资源量分别为 881 亿 t 和 52 万亿 m^3 。评价成果表明我国油气能源地质科学大有可为。

秦克章、唐冬梅等指出世界主要铜镍矿多产于克拉通, 而近年来中亚造山带北疆和邻区的造山带铜镍资源已具有相当的重要性。根据 20 多处早二叠世岩体和矿床的系统研究, 揭示其产出环境为地幔柱对造山带的叠置, 分析了小岩体镍、铜、钴成矿理论问题, 展望了中亚和类似造山带研究和勘查前景。

孙卫东、丁兴等发现侏罗纪、白垩纪我国东部的岩浆事件、成矿和构造演化多与太平洋板块俯冲轨迹的变化有着密切的耦合关系, 其中最显著的是中国东部石英脉型金矿的形成时代与太平洋板块俯冲方向转变的时代基本一致, 均发生在距今 122 ± 3 Ma 左右。他们同时指出本区至少受到三次洋脊俯冲影响, 其中 145 Ma 左右的一次俯冲形成长江中下游成矿带, 而 120 Ma 左右者可能是华北克拉通破坏的主要因素。

孙卫东、李贺等概述了“俯冲工场”的相关研究进展, 特别是俯冲带高氧逸度的控制因素、大火成岩省的形成、斑岩铜金矿的成矿及 Nb、Ta、Ti 的热迁移等问题。他们指出板块俯冲是全球尺度上物质循环、元素分异的最重要过程之一, 对大陆地壳生长、地幔柱的产生和成矿等起着重要作用。

董树文、姜建军等在回顾百年来特别是近三十年来国际国内地质工作和地质科技发展历史的基础上, 分析当前面临的重要挑战和机遇, 提出了构建“大地质”地球系统科学体系和“大资源”能源资源材料替代体系两大科学技术体系, 开拓“深陆”、“深海”、“深空”、“深时”和“深蓝”(即高科技)的“五深”探索优先重点研究领域, 提出稳步迈向“地质强国”的战略目标。

写到这里我不禁想起, 1998 年孙枢先生同中国科学院地学部“中国地球科学发展战略”研究组首先提出“从地质大国走向地质强国”的战略目标, 随后又针对地质科学提出“从地质大国走向地质强国”的战略目标, 已逐渐成为学术界的共识。2002 年他在纪念中国地质学会成立 80 周年的大会主题演讲中指出: “使中国地质学成为既是解决本国国计民生问题和保护地球的地质学, 又是有力促进全球地球科学进步的地质学, 就能使‘地质强国’的理想变为现实”。今年二月, 他在中国地质调查局委托中国地质图书馆举办的“地球科学与文化研讨会”的报告中谈到, 要成为地质强国就要在科学理论创新、技术方法创新、研究思路创新等方面对世界有所贡献。他特别强调近些年来的可喜变化, 我国地球科学 SCI 论文在数量上较十年前有了数量级的变化, 而且有了相当数量的高引用率的中

国和华裔地质学家，只要继续努力提高我国的研究水平和质量就能实现成为地质强国的愿望。他的这些论述充分说明他对发展我国地质科学的广阔视野和深刻的战略思考。

孙枢院士是著名地质学家、沉积学家，也是出色的科学技术管理专家。他丰富的工作经验、卓越的组织才能和德高望重的人格魅力，受到同事、同行的广泛称颂和尊重。他对沉积地质学的研究，对推动我国地质科学事业以及其他科技事业的发展，对我国经济社会发展等诸多方面都做出了重要贡献。今年是孙枢先生八十大寿，我们谨借本文集的出版向他表示诚挚的祝福。文集作者除几位是他过去的学生和博士后外，绝大多数是孙枢先生作为忘年交的学者和专家，我同他们一起衷心祝愿孙先生健康长寿，继续带领大家以天地为己任，山川做课堂，为人类谋福祉，为科学做贡献，把豪迈的地质事业推向新的高度。

目 录

从地学大国走向地学强国 (序)	刘嘉麒	(i)
火星板块构造及其对早期地球板块构造启动的启示	尹 安	(1)
俯冲带形成、后撤和板块构造动力学的一些基本概念和全新解释	牛耀龄	(10)
中国华北大陆岩石圈转型与熔/流体交代作用	周新华 张宏福	(30)
华南大地构造演化综述	李正祥	(54)
中国阿尔泰造山带地质格架与古生代构造演化		
..... 蔡克大 孙 敏 袁 超 肖文交 龙晓平		(89)
中亚造山带古生代大陆地壳生长的两阶段模型——以西天山为例		
..... 高 俊 龙灵利 钱 青 王信水		(113)
新疆北部古生代复合增生造山作用与中亚大陆侧向增生	肖文交 韩春明	
袁 超 孙 敏 Shoufa Lin 陈汉林 厉子龙 李继亮 孙 枢		(137)
前寒武纪重大地质事件与华北克拉通早期构造演化	翟明国	(160)
白垩纪大洋红层与富氧事件	王成善 胡修棉	(181)
冰期之终止	程 海	(220)
造山带隆起剥蚀过程与沉积记录	王清晨	(242)
油气成藏动力学研究方法与应用	罗晓容 张立宽 雷裕红	(272)
我国油气资源潜力与发展前景	车长波 杨虎林 朱 杰 张道勇 刘成林	(295)
造山带岩浆铜镍硫化物矿床：研究进展与展望	秦克章 唐冬梅 苏本勋	(328)
西太平洋板块俯冲与中国东部晚中生代成岩成矿		
..... 孙卫东 丁 兴 凌明星 李 贺 李聪颖 周继彬 杨晓勇 王光杰		(362)
“俯冲工场”研究进展	孙卫东 李 贺 丁 兴 凌明星 李聪颖	(392)
我国地质工作与地质科学发展战略思考		
董树文 姜建军 谭永杰 陈宣华 熊嘉育 叶锦华 李三忠 王成善 余际从		(421)