

中国大陆构造及动力学若干问题的认识

许志琴, 杨经绥, 嵇少丞, 张泽明, 李海兵, 刘福来, 张建新, 吴才来, 李忠海, 梁凤华

中国地质科学院地质研究所, 国土资源部大陆动力学重点实验室, 北京, 100037

内容提要:中国(东亚)大陆受特提斯、古亚洲和太平洋构造体系的制约, 具有复杂的地体构架和特殊的岩石圈结构。本文从地学前沿——大陆动力学的视野出发, 围绕中国大陆构造及动力学四个方面的研究, 总结已有的进展并提出新的思考: ①中国大陆板块下的构造和整个地幔运动的构架: 地震层析资料揭示西太平洋板片向西俯冲到东亚大陆之下, 其倾角逐渐减小, 最后近水平地插进 400~600km 深度的地幔过渡带中, 成为箕状几何形态的超深俯冲板片。印度岩石圈板片超深俯冲至青藏高原之下~800km 的深度, 在喜马拉雅西构造结部位发生双向不对称深俯冲, 印度岩石圈板片向东俯冲至东构造结东侧之下 300~500km 的深度。②中国大陆变质基底的再活化: 中国大陆的大部分陆块未受显生宙以来构造、变质和岩浆事件的改造与激活, 在冈瓦纳大陆北缘的印度陆块和阿拉伯陆块北缘还发育有形成于泛非期(530~470Ma)的造山带, 其影响范围至高喜马拉雅、拉萨地体和三江地区。新生代的变质活化普遍出现在喜马拉雅、南迦巴瓦、拉萨地体和三江-缅甸地区, 最新的变质年龄仅 2~1Ma(南迦巴瓦)。③中国主要高压-超高压变质带的大地构造背景及深俯冲-折返机制: 中国及邻区含榴辉岩的高压-超高压(HP/UHP)变质带有洋壳(深)俯冲和陆壳(深)俯冲之分。青藏高原中, 大部分洋壳俯冲形成的高压/超高压变质带与原-古特提斯洋盆中诸多微陆块之间的小洋盆的汇聚碰撞有关, 陆壳深俯冲作用有两种机制, 它们分别是大陆块之间剪式碰撞和撕裂式岩石圈舌形板片的深俯冲。④中国大陆造山带的深部物质可经 3 类机制挤出, 即深部地壳物质“牙膏式”挤出、侧向挤出和“挤压转换式”挤出。

关键词: 大陆构造及动力学; 板块下的构造和地幔运动; 变质基底再活化; 高压-超高压变质带; 挤出机制

大陆是纪录地球 45 亿年动力学历史的博物馆。近代大陆岩石圈流变学、地震反射剖面及大陆科学钻探的成果揭示, 大陆岩石圈与简单的大洋刚性块体不同, 是一个不均一、不连续、具多层结构和复杂流变学性质的复合体, 因此大陆的流变学结构和演化过程比大洋的更加复杂。运用经典的板块理论已很难解释大陆构造及动力学过程, 板块构造理论“登陆”不可避免地受到巨大的阻力。

今天的地球科学已发展到了一个依靠现代高新技术、进行多学科搭载和交叉、新理论、新观念不断涌现的时代。“大陆动力学”就是在上述背景下诞生的, 是一门研究大陆组成、结构、行为、动态演化及深部驱动机制的新兴学科, 是地球科学研究的前沿领域和发展方向, 是解决 21 世纪人类面临的资源、环境和灾害等重大问题的新的理论基础。大陆动力学理论的建立和发展是一场新的地学变革, 是继“板块构造”之后固体地球科学发展的新里程碑。从板块

构造到大陆动力学, 意味着一个大陆构造及动力学研究的新阶段已经来临!

中国大陆受特提斯、古亚洲和太平洋构造体系的制约(黄汲清等, 1960, 1965), 具复杂的地体构架和特殊的岩石圈结构; 有长寿、复合和叠置的造山带; 有最高的高原、宽阔的大陆边缘海域和叠合的沉积盆地; 有巨型的高压、超高压变质带; 有古老稳定和再活化的变质基底; 有独特的构造地貌和异常活跃的地震链, 这些都是令世界地学家仰慕的野外实验室和地学窗口。

本文将围绕中国(东亚)大陆构造的关键问题, 拟从中国大陆板块下的构造和地幔运动、稳定和活化变质基底、高压/超高压变质带形成和折返的背景和机理以及中国大陆造山带中的“挤出”机制等 4 个方面的研究进展, 讨论中国大陆构造及动力学的若干问题, 为大陆动力学研究、地球科学理论创新及引领地质调查与找矿的重大突破提供新的思考。

注: 本文为中国地质调查局地质调查项目(编号 121201056606、1212010610105、1212010711816)、国家重点基础研究发展规划“973”项目(编号 2003CB716504)、国家自然科学基金重大项目(编号 40399141)共同资助成果。

收稿日期: 2009-08-12; 改回日期: 2009-11-15; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 许志琴, 女。研究员, 中国科学院院士, 构造地质专业。Email: xzq@ccsd.cn。

1 中国大陆板块下的构造和整个地幔运动

岩石圈指包括地壳和岩石圈地幔在内的固体地球的外壳。板块构造立论于岩石圈,岩石圈刚性板块在软流圈上滑移与运动,地幔的对流驱动岩石圈板块相互运动和碰撞,并制约地壳浅部的地质构造及地貌景观。但是,越来越多的结果表明,研究板块构造只考虑岩石圈的尺度已远远不够,因此人们试图通过软流圈和更深地幔层圈的研究来发展板块学说。

众所周知,板块的俯冲首先从“洋内俯冲”开始,然后经过大洋板块插入大陆板块之下的“洋陆俯冲”,最终为一个大陆板块俯冲 to 另一个大陆板块之下的“陆陆俯冲”。由此提出一个重要问题:大洋和大陆板块究竟能插入到地幔多大的深度?

长期以来,根据俯冲带的地震震中和震源深度分布,地学家们曾认为,板块只能俯冲到地球内部数百公里的深度(一般不超过 600~700km),随着深度增加,温度和压力值也随之增大,俯冲板块内部的温度逐渐增加,岩石的流变强度逐渐减小,即俯冲板块变软,降低了其下插的能干性,而最终彻底消失于软流圈之中。但是,随着全球地震层析技术精度和分辨率的提高,最新的板块会聚边界地幔中的地震波速变化资料(Kendall et al., 1996; Grand et al., 1997; van der Hilst et al., 1997; Bigwaad et al., 1998; van der Voo et al., 1999)揭示,有些大洋板块可以俯冲到过去难以想象的核-幔边界(即 2900km 深度),核-幔边界成为超深俯冲板片的埋葬之地。如:横穿北美洲南部的地幔层析剖面揭示,太平洋东侧由高速体组成的法拉隆大洋岩石圈板块在 100~50Ma 期间从北美洲南部海沟出发,越过 660km 深度的上-下地幔的过渡带,直至下插到 2900km 深处的核-幔边界(Grand et al., 1997)。另外,高分辨的全球地震层析资料还揭示,深部高热、低速异常体可以从核-幔边界上涌,并跨越 660km 的不连续面,直达地表热点,如东非、冰岛、卡那利群岛、黄石和大洋群岛等处的热点(Grand et al., 1997)。为此,一些科学家在全球岩石圈超深俯冲和超地幔柱的新模型基础上,提出全球新构造观(Mattauer, 1999; Maruyama et al., 2007)(图 1),与传统板块构造提出的“岩石圈在软流圈上运动和地幔对流”观念大相径庭,全球新构造观为人们提供地球动力学研究的新思路,即研究板块的运动力必

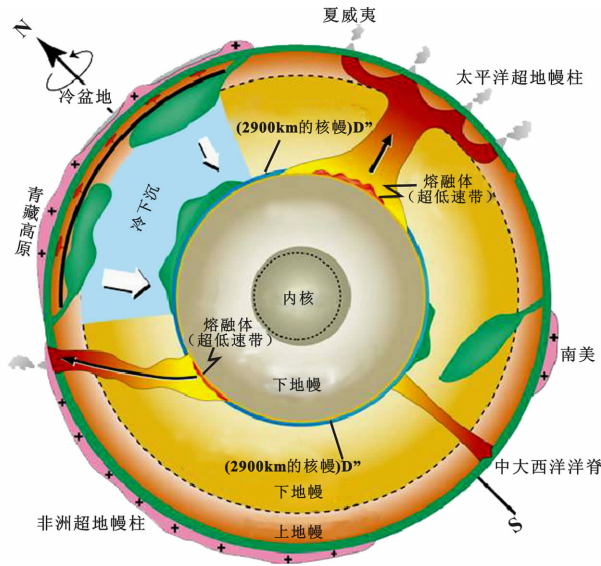


图 1 板下构造及全地幔运动的动力学模式图
(据 Maruyama et al., 2007)

Fig. 1 Dynamic model of tectonics under plate and whole mantle movement (after Maruyama et al., 2007)

须考虑整个地幔的动力学氛围。

因此,一个重要的问题被提出:如何运用新的地震层析资料认识中国大陆的板下构造和地幔结构?如何理解中国大陆的超深地幔构造对浅部地壳行为的制约?

1.1 中国大陆东部板块下的构造和整个地幔运动

中国东部大陆处于环太平洋构造体系范畴,西太平洋和亚洲东部的最新地震层析资料(Huang et al., 2006; Zhao et al., 2009)揭示了中国东部大陆之下不同深度的地震波异常体图像分布(图 2a—h)。

由高速异常体组成的西太平洋板片从 Kuril 海沟、日本海沟和 Izu-Bonin 海沟向西俯冲,俯冲速率分别为 8~9 cm/a, 9~10 cm/a 和 4.5~5.8 cm/a (Huang et al., 2006; Zang et al., 1996)。沿俯冲带分布了大量的中-深源地震,并形成地球上最大的海沟-岛弧-弧后盆地体系。Huang 等(2006)认为,长白山-五大连池和山西大同的活火山并非热点成因,而是与俯冲有关的弧后火山。

西太平洋板块俯冲角度自北向南逐渐变陡(30°~60°),在纬度 41°,西太平洋俯冲角度为 40°~31°;在纬度 33°,俯冲角度为 40°~50°;在纬度 29°~27°,俯冲角度达到 60°。西太平洋板块向西插入东亚大陆之下的上地幔,在上-下地幔的过渡带内转为近水平。因此,西太平洋俯冲带具有箕状几何形态。

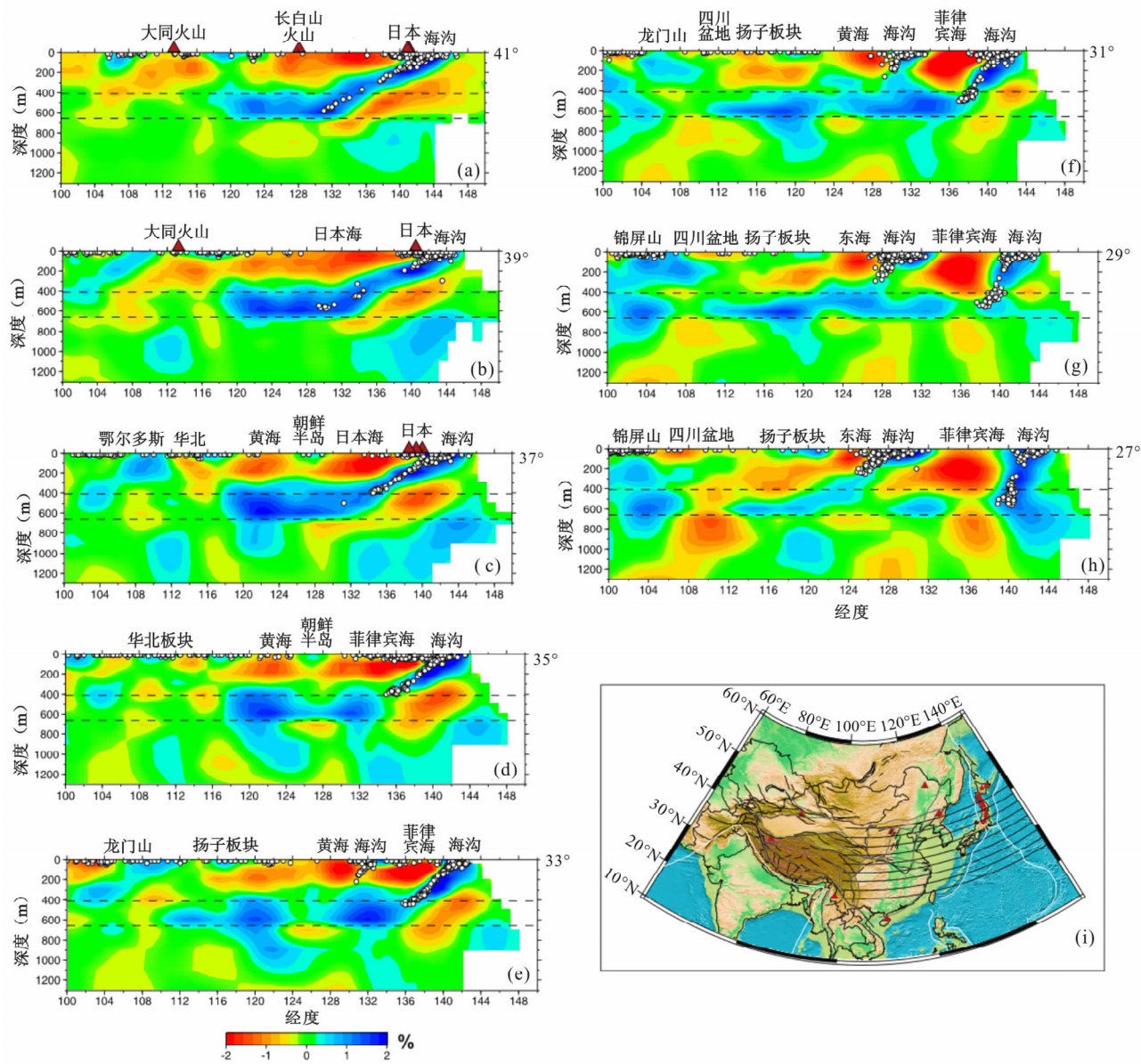


图 2 8 条在东亚大陆之下 1300km 的 P 波速度扰动的 E—W 向垂直剖面(据 Huang et al. , 2006)

Fig. 2 Eight east-west vertical cross sections of regional P-wave tomography down to 1300 km depths under the East Asia (after Huang et al. , 2006)

(i)为 a—h 剖面的平面位置(a—北纬 41°, b—北纬 39°, c—北纬 37°, d—北纬 35°, e—北纬 33°, f—北纬 31°, g—北纬 29°, h—北纬 27°); 红三角为火山;红色和蓝色分别代表低波速和高波速;白点表示剖面 100km 内的地震的分布;黑色虚线代表 410 和 660 km 深度的不连续面
Locations of the cross-sections are shown in the insert map. The red triangle denotes the volcano; Red and blue colors represent low and high velocities respectively. White dots denote earthquakes that occurred within 100 km of the profile. The two dashed lines indicate the 410 km and 660 km discontinuities

从地震层析剖面还可以看出,在西太平洋箕状超深俯冲板片之上,出现低速的热结构。因此可以初步认为,中国大陆东部的海盆、边缘海、陆相盆地及火山群形成的深部背景与西太平洋板片的箕状超深俯冲有关。

西太平洋俯冲板片自北向南地伸进上-下地幔

过渡带,然后逐渐向西推进。在纬度 41°左右,地震波高速体深入到长白山火山群和大同火山群之下的地幔过渡带;在纬度 37°,高速体深入华北盆地下部的地幔转换带;在纬度 33°,高速带达到四川盆地中部的地幔转换带中;在纬度 29°,高速体甚至伸入四川盆地和锦屏山之间下部的地幔过渡带,这似乎表

明,青藏高原的东缘——龙门山-锦屏山的崛起隆升不仅仅是印度/亚洲碰撞和青藏物质向东侧向流动的远程效应,而且还可能与西太平洋板片箕状超深俯冲有一定的关联,因此该地区地壳构造活动很可能是西太平洋构造域和特提斯-喜马拉雅构造共同作用的结果。此外,从地震层析剖面还可以看出,鄂尔多斯和四川陆块的上地幔也由高速异常体组成,这些陆块以冷的上地幔为基础,是长期稳定的地质单元。

上述地震层析资料仅对中国东部大陆板块下的构造和整个地幔运动状态作了初步揭示,但是详细的深部构造背景和地幔动力学问题的根本解决尚需进一步的深入研究。我们认为目前亟待认识的问题主要有二,一是要搞清楚西太平洋板块箕状超深俯冲与中国东部板块之下的地幔结构的成因,二是西太平洋板块箕状超深俯冲的地幔结构如何影响上部岩石圈行为及其构造演化。

1.1.1 西太平洋板块箕状超深俯冲及中国东部板块之下的地幔结构的成因

西太平洋高速体板片的箕状超深俯冲意味着冷的、流变强度大的大洋岩石圈沿日本海沟向西俯冲到 400km 深度以下,俯冲角度在上-下地幔转换带内逐渐变缓,呈近水平沿 670km 深度的不连续面伸入到中国大陆下面(深入多远的问题还有待讨论)。在上述运动的过程中,周围地幔的热传导是如何逐渐使得板片内的温度升高和软化的,即板片内部各处的热结构和流变学结构是如何随时间演化的?板片的俯冲角度为什么会随着深度增加由大变小?随着深度增加,板片内部物质又是如何发生一系列相变、成分演化、流变学性质及其变形机制演化的?

迄今为止,地震层析揭示的波速异常的成因尚具多解性(温度分布异常、成分不均匀性、相变、物态变化如部分熔融、流体(特别是水)含量的差异,以及地震波速各向异性等),有必要进一步加强地壳和上地幔精细结构以及多学科(岩石学、矿物学、地球化学、地球物理、流变学、高温高压实验、物理模拟和数值模拟等)的研究,以准确确定地震波速异常的具体成因和地幔运动学特征,并在此基础上利用最先进的地球物理方法进行中国东部大陆地幔构造的精细填图,检验地震层析揭示的西太平洋箕状俯冲模式。

地震层析图像揭示,西太平洋高速体板片呈箕状超深俯冲插入中国东部大陆之下的地幔转换带(400~600km),而东太平洋高速体板片超深俯冲却直至美洲西部大陆之下的 2900km 深度的核幔边

界,是什么原因造成太平洋板块东、西两侧超深俯冲的巨大差异有待深入探索。

1.1.2 西太平洋板块箕状超深俯冲对上部岩石圈行为及其构造演化的影响

深俯冲岩片受到地幔热的烘烤,势必会发生部分熔融,这些热的物质是如何上涌到岩石圈的底部,促进华北克拉通岩石圈的减薄和破坏(嵇少丞等, 2008)? 如何改变地壳和上地幔的热结构,并造成拉张构造环境,形成盆/山耦合体系和重塑地貌景观?

在华北中生代玄武岩及其携带的地幔包体中,能否找到反映上述深部地幔过程的岩石/地球化学/流变学等确凿证据,包括板片俯冲的深度、部分熔融的程度以及地幔物质在上涌过程中主微量元素和同位素成分的分异和演化规律。

1.2 青藏高原下的地幔结构

印度/亚洲的碰撞过程标志新特提斯洋盆的闭合和青藏高原及其周缘造山带崛起的进程。在印度板块与亚洲大陆汇聚以及碰撞过程中,大印度板块变成小印度板块,亚洲大陆一侧近 2000km 的南北向缩短量被吸收(Jaeger et al., 1989; Dewey et al., 1989), 2500 km 宽的大陆变形域形成(Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1986), 以及至今依然存在青藏高原南、北缘(喜马拉雅山和祁连山)很高的挤压速率(分别 18mm/a 和 16mm/a)。

有关印度/亚洲碰撞过程中,大陆动力学的一些重要的问题引起人们的关注:印度岩石圈板块的俯冲样式?俯冲角度?俯冲前缘究竟抵达多远?俯冲的新特提斯大洋岩石圈板块何在?亚洲/印度碰撞是单向俯冲,还是双向碰撞?如何在现今青藏高原的深部地幔结构中显示?通过横穿喜马拉雅造山带的地幔层析示意剖面可以对上述问题进行初步的解析。

1.2.1 喜马拉雅主带的地幔结构:印度板片的俯冲前缘最远抵达班公湖-怒江缝合带之下

喜马拉雅主带及邻区的地幔层析剖面(Bijwaard, 1998; van der Voo et al., 1999)(图 3)揭示,青藏高原下面有不同深度的高速异常体的存在。由高速异常体组成的印度岩石圈板片从地表以低角度往北长距离插入青藏高原之下后倾角逐渐变陡,在北纬 33°附近(班公湖-怒江缝合带位置)变为直立向下,且往南翻转,表明印度板片以“翻转”几何形态俯冲至 800~1000km 的地幔深度。在印度次大陆下面 1000~2300km 的下地幔深度范围内,还出现

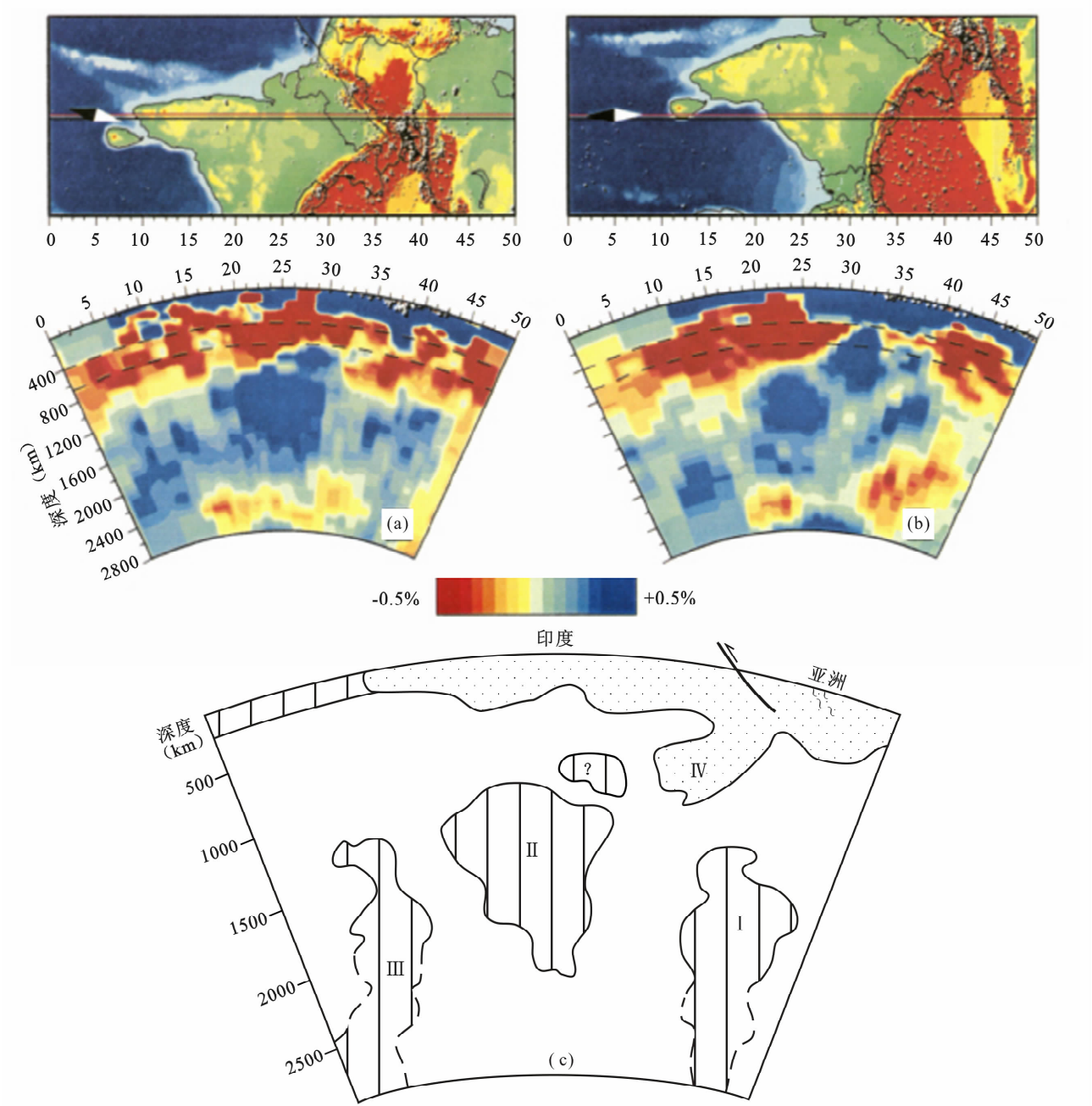


图 3 青藏高原、印度和印度洋之下的地幔层析剖面

Fig. 3 Mantle tomographic profiles under the Tibetan Plateau, India and Indian Ocean

(a) — 穿过印度半岛西部-喜马拉雅西构造结的地幔层析剖面; (b) — 穿过印度半岛中部-西喜马拉雅-塔里木盆地的地幔层析剖面; (c) — 对青藏高原、印度和印度洋之下地幔层析剖面的解析 (据 van der Voo et al., 1999); 红色和蓝色分别代表低波速和高波速。图象显示了印度岩石圈板块呈“翻转构造”样式插入下地幔中。I、II、III — 三个高速异常体代表新特提斯洋岩石圈残片; IV — 代表将拆沉的印度大陆俯冲岩石圈

(a) — Mantle tomographic profile across the West India-West Himalayan Syntaxis; (b) — Tomographic profile of the mantle across the central India-West Himalaya-Tarim basin; (c) — Interpretation for the mantle tomographic profile under the West India-West Himalaya tectonic syntaxis region (after van der Voo, et al., 1999); Red and blue colors denote low and high velocities, respectively. The image indicates the "rollback structure" of the subducted Indian lithosphere. The three high-velocity anomalies I, II and III are interpreted as the residues of the subducted New-Tethyan lithosphere; IV represents the detaching Indian continental lithosphere

若干个与“翻转”高速异常体断开的三条平行 WNW—ESE 方向的带,甚至跌落至核-幔边界的深

度。van der Voo 等(1999)将这些下地幔的高速异常体解释为新特提斯洋闭合和大陆碰撞后印度大陆

岩石圈俯冲后拆沉下去的大洋岩石圈化石残片(图 3)。

INDEPTH- II 和 III 的远震层析资料(Tilmann et al. , 2003) (图 4a)、INDEPTH- II 和中-美 PASSCAL 探测资料(Kosarev et al. , 1999)(图 4b) 以及利用区域地震台阵、中国国家(省级)地震台网和全球 EHB 数据库所限定的上地幔结构(Li et al. , 2008),也揭示了在喜马拉雅中带的印度岩石圈板块向北由缓变陡插入北纬 33°的班公湖-怒江缝合带之下,表明印度岩石圈板片俯冲的最远距离已经抵达班公湖-怒江缝合带(图 4c)。

最近,从 800km 长的密集空间的地震台阵资料,获得喜马拉雅主带和青藏南部的新的地壳和上地幔地震图像(Nábelek et al. , 2009)(图 5),揭示了主喜马拉雅逆冲断裂带(MHT)从尼泊尔浅部的主前缘断裂(MFT)向北以极缓的角度(5°~20°)插入喜马拉雅-青藏南部之下,连续延伸 450km,抵达北纬 31°—线(即班公湖-怒江缝合带以南)之下青藏南部的上地幔。俯冲速度与最新的 GPS 测量结果所推测的情况基本一致:即 20~25Ma 以来印度板块以 1.7~2.0 cm/a 的速度插入喜马拉雅和青藏南部之下,所花的时间相当于碰撞时限(~50Ma)的一半。另外,在地壳和地幔地震图像(图 5d)中可见,印度板块和亚洲板块的下地壳和上地幔具有相反方向的组构(前者向北缓倾,后者向南缓倾),反映两板块的下地壳和上地幔具有相向汇聚的特征;在上地幔顶部存在沿地幔组构方向的地幔地震;位于印度板块中下地壳之间的主喜马拉雅逆冲断裂(MHT)是一条较宽的低速带(LVZ),可能是一条将印度上部地壳物质运输到喜马拉雅造山楔中的传送带(Nábelek et al. , 2009)。

1.2.2 喜马拉雅西构造结的地幔结构:印度和亚洲岩石圈板片的双向俯冲

印度/亚洲碰撞使喜马拉雅西构造结——兴都库什和帕米尔地区成为地球上中-深源地震最为活跃的地区之一。北侧之西,天山地壳强烈挤压和抬升,相对于亚洲大陆发生了 300~700km 的地壳缩短(Gubin, 1960; Burtman et al. , 2000; Negredo et al. , 2007)和 10~20 mm/a 的缩短速率(Wang et al. , 2001)。地震层析资料(Negredo et al. , 2007) (图 6)揭示,在西构造结地区,存在两个方向的俯冲:印度岩石圈板片向北深俯冲到兴都库什之下 500km 深度;亚洲大陆岩石圈板片向南东俯冲于帕米尔之下 300km 深处 (Billington et al. , 1977;

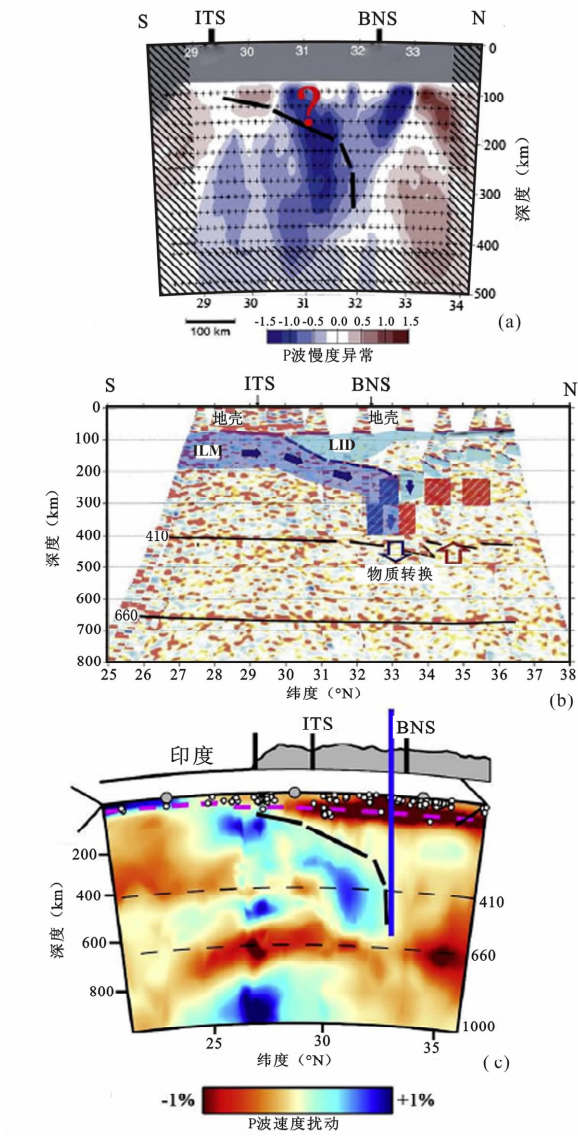


图 4 穿越青藏高原中部的地震层析剖面

Fig. 4 Seismic tomographic profiles across the central Tibetan Plateau

(a)——根据 INDEPTH II 和 III 资料获得的远震层析剖面(据 Tilmann et al. , 2003);(b)——根据 INDEPTH II 和中-美 PASSCAL 探测资料获得的远震层析剖面(据 Kosarev et al. , 1999);(c)——利用区域地震台阵、中国地震台网和全球 EHB 数据库所限定的上地幔结构(据 Li et al. , 2008)。蓝线代表印度板块俯冲前缘; ITS—印度-雅鲁藏布缝合带;BNS—班公湖-怒江缝合带 (a)—Telesismic tomography based on the INDEPTH II and III data (after Tilmann et al. , 2003); (b)—telesismic receiver function image from the INDEPTH II and Sino-American PASSCAL experiments (after Kosarev et al. , 1999); (c)—the upper mantle structure constrained by regional seismic arrays in Tibet and its surrounding areas, national and provincial stations of the Chinese Seismograph Network (CSN) and the global EHB data base; where the blue line shows the northern foremost edge of the subducted Indian plate; ITS—the Indus -Yalu Tsangpo suture zone;BNS—the Bangonghu-Nujiang suture zone

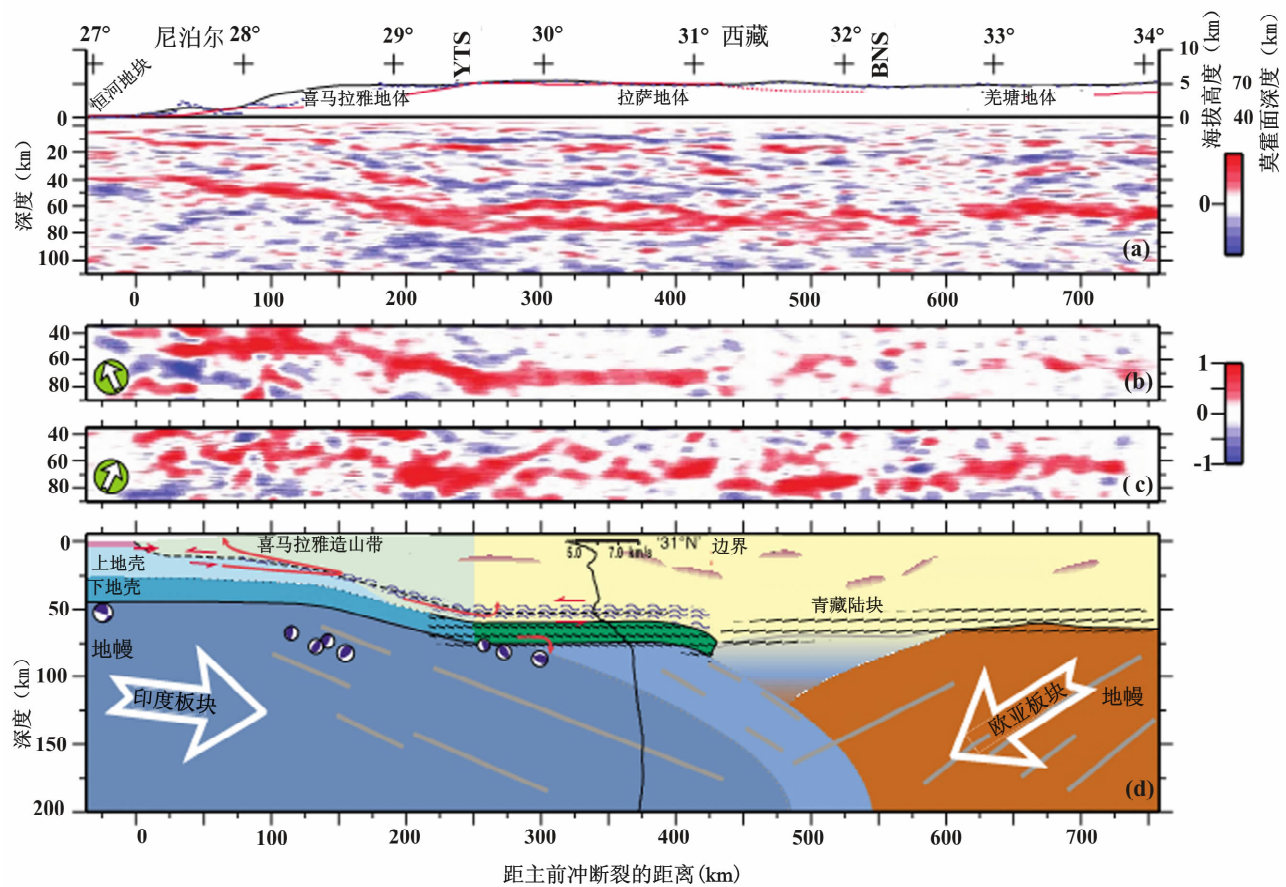


图 5 穿越印度/亚洲碰撞带(喜马拉雅及青藏南部)的地震层析剖面 (据 Nabelek et al. , 2009)

Fig. 5 Seismic tomographic profile across the Indian/Asian collision zone
(Himalaya and Southern Tibet) (after Nabelek et al. , 2009)

(a) —根据 INDEPTH II 和 III 获得的远震层析剖面(据 Tilmann et al. , 2003). 沿主要剖面的接受函数图像显示岩石圈内的主要差异面(红、蓝色分别代表随深度增加和减少的波阻抗界面);(b, c) —Moho 面的图像, 分别代表从北和从南接受的 PS 波函数;(d) —印度/亚洲碰撞带地震层析剖面的构造解译。印度岩石圈的下地壳部分插入喜马拉雅-青藏高原之下, 到达北纬 31°(绿色代表榴辉岩化的下地壳, 下地壳和地幔之间为 Moho 面); 在印度板块和亚洲板块的下地壳和地幔具有相反方向的组构(前者像北倾斜, 后者向南倾斜); 在地幔顶部存在地幔地震; MHT 显示一条较宽的低速带(LVZ)(蓝色波浪线), 低速带可能为一条将印度上地壳物质运输到喜马拉雅造山楔的传送带(红色箭头)

(a) —Receiver function image along the main profile showing the principal contrasts within the lithosphere (red and blue colors represent interfaces with increasing and decreasing impedance with depth, respectively); (b, c) —the images of the Moho using northward and southward illumination by the PS phases, respectively; (d) —interpretative cross section of the India-Eurasia collision zone. The lower part of the Indian lithosphere underplates the Himalayas and Tibetan Plateau up to 31°N. The eclogitized lower crust is shown in green. The Moho locates between lower crust and mantle. The inferred lower crustal and mantle fabrics are opposite under the Indian and Asian plates, north-dipping and south-dipping respectively. Focal mechanisms mark earthquakes in the upper mantle. The MHT, which becomes a broader mid-crustal LVZ (blue wavy pattern), possibly acts as a conduit for the transfer of the Indian upper crust into the Himalayan orogenic prism (red arrows)

Vinnik et al. , 1977; Chatelain et al. , 1980; Burtman et al. , 1993; Fan et al. , 1994), 两者俯冲方向具不对称性。两板片在兴都库什的最东端碰撞, 导致西构造结西侧的 NNE—SSW 走向的恰曼左行走滑断裂和东侧的 NW—SE 向的喀喇昆仑右行走滑断裂的形成。根据印度岩石圈板片在兴都库什之下的俯冲长度与古地磁重建的对比, 估算印度

板片的拆沉发生在距今 44~48Ma 之前, 此后印度板块西端继续向北深俯冲直到现在的兴都库什的位置 (Negredo et al. , 2007)。

1. 2. 3 青藏高原东南部的地幔结构: 印度岩石圈板块向东深俯冲到缅甸弧和三江地体之下
横穿东构造结、缅甸弧和三江地区的四条近 EW 向地震层析剖面 (Zhao et al. , 2007) (图 7) 揭

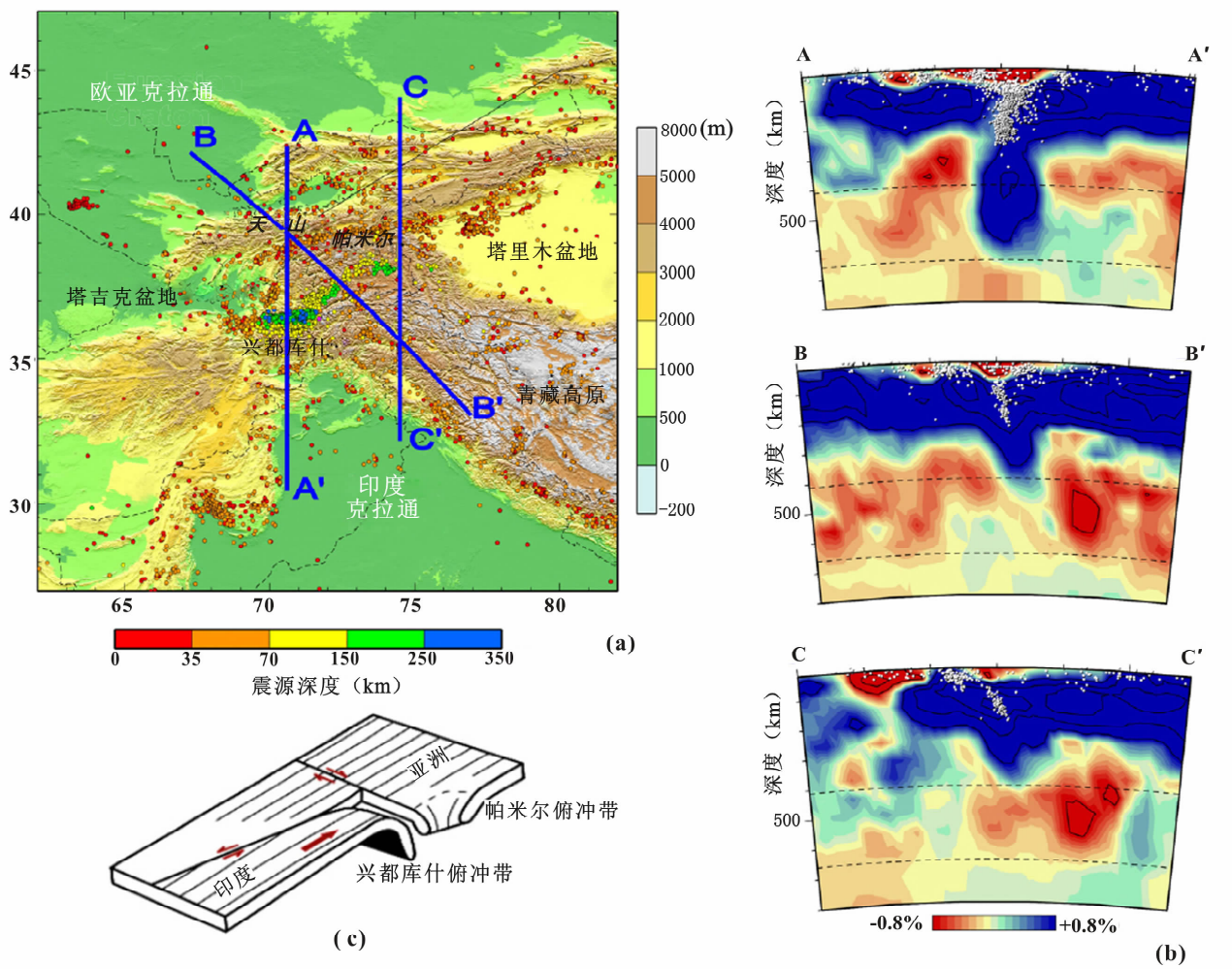


图 6 通过西构造结(兴都库什-帕米尔地区)的 P 波层析模式的垂直剖面(据 Villasenor et al. , 2003)

Fig. 6 Vertical cross-sections of the global P-wave tomographic model through the Hindu Kush and Pamir regions(after Villasenor et al. , 2003)

(a)—喜马拉雅西构造结(兴都库什-帕米尔地区)地震层析剖面位置图;(b)—西构造结(兴都库什-帕米尔地区)地震层析剖面图;
(c)—该地区双向俯冲的三维几何学模式(据 Mattauer, 1986)

(a)—Location map of tomographic profiles through the Hindu Kush and Pamir regions of the west tectonic syntaxis; (b)—vertical cross sections of the global P-wave tomographic model (after Villasenor et al. , 2003) through the Hindu Kush and Pamier regions; (c)—3-D geometry of double subductions in the region(modified from Mattauer, 1986)

示了印度岩石圈板块向东俯冲到喜马拉雅-南迦巴瓦东构造结东侧之下 300km 的深度,以及俯冲于缅甸弧之下 500km 的深度。沿俯冲板片还形成震源深度 100~200km 的地震带。位于俯冲板片上盘的腾冲和保山地体下 100~200km 深度范围的岩石圈和上地幔,呈现高热、低速的特征,说明腾冲火山群的成因与印度板块向东俯冲有关。实际上,缅甸弧和三江地区一带的构造多呈挤压转换带的特征,西侧为印度板块向东俯冲形成具有向西剪切指向的缅甸逆冲断裂带,东侧为高黎贡、澜沧江和红河走滑剪切带组成的滇西转换体系。被称之为 NS 向的滇西

地震构造带实际上与印度板块的向东俯冲形成的挤压转换构造有直接的成因联系。上述结果不仅表明印度板块楔向北和向东同时深俯冲到亚洲板块之下,而且成为印度大陆岩石圈俯冲之前新特提斯大洋岩石圈化石残片拆沉的地球物理证据。

在青藏高原形成的深部动力学机制问题上,现今尚存在不同的认识:第一种观点认为,高原的隆升是印度板块向北以低角度大规模俯冲于青藏高原之下,形成双层地壳,而后由于重力均衡作用造成(Powell et al. , 1973; Beghoul et al. , 1993);第二种观点认为印度板块以高角度向北俯冲于青藏高原

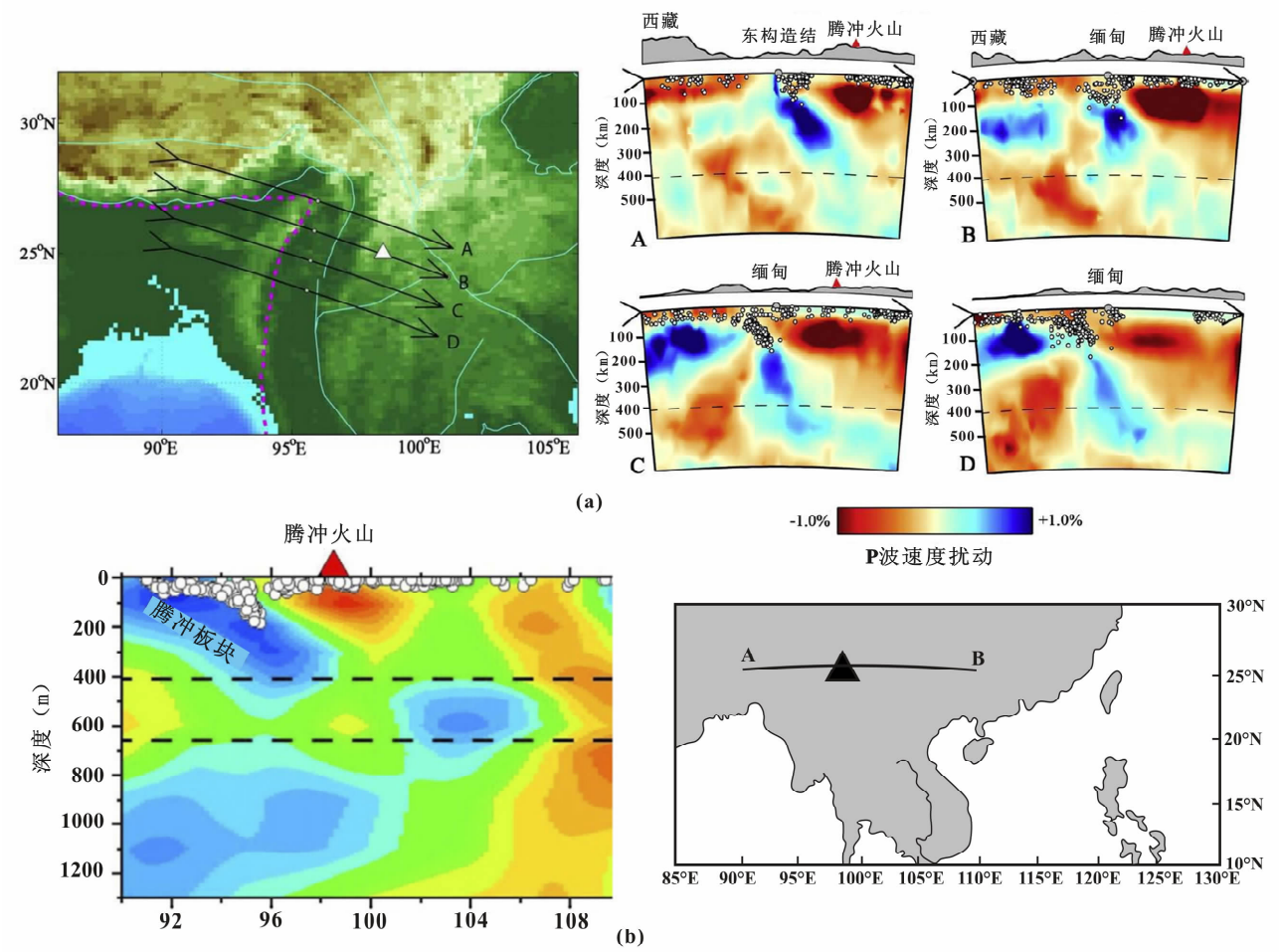


图 7 横穿缅甸弧-三江地区的 EW 向 P 波层析剖面(据 Li et al. , 2008; Zhao et al. , 2007)

Fig. 7 East-west vertical cross sections of P-wave velocity image through the Burma plate-Sanjiang region (after Li et al. , 2008; Zhao et al. , 2007)

(a)—四条横穿缅甸弧自北向南的 EW 向 P 波层析剖面位置图及剖面图(据 Li et al. , 2008); (b)—横穿缅甸弧-三江地区的 EW 向 P 波层析剖面位置图及剖面图(据 Zhao et al. , 2007); 红三角为腾冲火山; 红色和蓝色分别代表低波速和高波速; 白点表示剖面 100km 内的地震的分布; 黑色虚线代表 410 和 660km 深度的不连续面

(a)—P-wave variations at four cross sections along the Burma arc from north to south, where EHS donotes eastern Himalayan syntaxis, TV donotes Tenchong volcanoes. The left figure shows a location map of four cross sections (after Li et al. , 2008); (b)—Location map for east-west vertical cross section of P-wave velocity image through the Burma plate-Sanjiang region (after Zhao et al. , 2006); The red triangle donotes the volcanoes; Red and blue colors denote low and high velocities, respectively. White dots denote earthquakes that occurred within 100 km of the profile. The two dashed lines indicate the 410 km and 660 km discontinuities

之下,伴随超高压变质岩的折返(Coward et al. , 1985; Mattauer, 1986; Replumaz et al. , 2004; Guillot et al. , 2008);第三种观点认为,青藏高原的隆升是由于地幔的拆沉作用造成的(Kay et al. , 1991)。因此,印度/亚洲碰撞的俯冲角度、俯冲前缘到达的位置,以及是单向还是双向的俯冲模式成为正确认识印度/亚洲碰撞的缩短量、应变吸收方式以及青藏高原隆升的深部驱动力等问题的关键。

(1) 俯冲模式在空间时间上的不统一性。青藏高原地幔结构揭示现今喜马拉雅西构造结(兴都库

什)的俯冲为高角度俯冲,中喜马拉雅的俯冲为低角度俯冲,喜马拉雅东构造结(南迦巴瓦)的俯冲状况尚不清楚(推测为高角度);地幔结构还揭示了作为楔形体的印度板块的岩石圈俯冲板片向东俯冲在青藏高原东南侧的缅甸-滇西地体之下,向西可能俯冲在恰曼地体之下。因此,印度岩石圈板片前端向北俯冲和两侧分别向东、西俯冲的特征说明印度岩石圈板片的俯冲在几何学和运动学上的复杂性和不统一性。实际上,对于喜马拉雅造山带的不同部位可能有不同的俯冲模式(Oreshin et al. , 2008),是重新

认识喜马拉雅造山带“M”型结构(喜马拉雅主带、东/西构造结和侧向挤压转换带)形成机理的新理念。至于俯冲模式在时间上的不统一性也是值得重视的问题。

(2) 双向或单向俯冲问题。有的学者曾推测印度/亚洲碰撞以单向俯冲为主导,印度板块的俯冲前缘可到达班公湖-怒江缝合带附近(Kosarev et al., 1999; Li et al., 2008; Nabelek et al., 2009),也有的学者提出双向俯冲模式(Tilman et al., 2003; Tapponnier et al., 2001)。喜马拉雅主带的最新地震层析资料证实印度岩石圈板片低角度和长距离(抵达班公湖-怒江缝合带)的单向俯冲模式起的主导作用。但是印度和亚洲岩石圈板片在喜马拉雅西构造结的双向俯冲十分明显,实质上是印度板片的主动俯冲和亚洲板片被动俯冲的结果。Peter 等(2004)在研究大洋岩石圈俯冲时曾提出“板块剥蚀边缘”的概念,认为大洋岩石圈板片的俯冲作用可以将上部板片中大量陆壳物质拖曳下去,在海沟地带形成板块剥蚀边缘,现已证明在全球具有剥蚀板块边缘的地带有太平洋东岸的中南段、太平洋西岸的日本岛弧东侧及澳大利亚东岸。另外,陆-陆碰撞的壳幔体系的模拟研究(Russell, 2001, 2002)证明陆/陆剥蚀板块边缘存在的可能性。因此,我们认为在西构造结的双向俯冲中,向南俯冲的亚洲板块一侧实质上为被动俯冲的陆/陆剥蚀板块边缘。东构造结是否存在同样的情况有待地震层析等地球物理资料的证实。

2 中国大陆的稳定基底与活化基底

中国大陆的前震旦纪变质(结晶)基底广泛分布在稳定的陆块以及陆块之间的造山带中,可分为未受显生宙以来构造改造和再活化的稳定基底和遭受显生宙以来强烈造山事件影响的活化基底两类。陆块中的基底一般为稳定基底,而造山带中的基底则为活化基底。

2.1 稳定变质(结晶)基底

东亚大陆的主要稳定陆块有西伯利亚陆块、北中国陆块、扬子陆块、塔里木陆块、阿拉伯陆块和印度陆块等。西伯利亚陆块经历前震旦纪的 3550~1750Ma、1650~800Ma 和 850~700Ma 的变质事件;北中国陆块经历 3500~3000Ma, 3000~2500Ma, 2500~1700Ma 的变质事件;南中国陆块经历 2500Ma、2500~1800Ma、1400~850Ma 和 850~700Ma 变质事件;阿拉伯陆块经历 2000Ma 和

900~500Ma 变质事件;印度陆块经历 3500~3000Ma, 1700~1500Ma, 950~750Ma, 750~550Ma 和 511~466Ma 变质事件(Sengor et al., 1996)。

2.1.1 北中国板块为 1.8 Ga 固结的稳定陆块

一些学者认为,北中国陆块可以分为东、西陆块两部分,两者之间为中国最古老的造山带:北中国元古代转换造山带(Trans North China Orogenic belt)。东陆块主要由早-晚太古代的高级 TTG 片麻岩及 2.5 Ga 的同构造花岗岩组成,具有太古代(3.8~3.0Ga)的裂谷型的花岗片麻岩和表壳岩,包括超基性科马提岩到长英质火山岩和变质火山岩,局部为发育于陆间古裂谷的岩石所覆盖。太古代岩石可能经历了 3.5~2.5Ga 之间的变质和变形作用,但同位素信息只反映 2.5Ga 的麻粒岩相的变质事件(Jahn et al., 1984, 1987; Song et al., 1996; Kröner et al., 1998; Zhao et al., 1998)。西陆块具有一个太古代的 TTG 片麻岩穹隆的岩基,两翼为不整合覆盖的早元古代的孔兹岩带(Qian et al., 1987)。太古代基底由 2.5~2.6Ga 的 TTG 和小型基性火成岩和 2.5 Ga 的绿片岩至麻粒岩相的变质沉积岩组成。早元古代孔兹岩的变质年龄为 1.8 Ga (Jin, 1989; Liu et al., 1993, Lu et al., 1993; Zhao et al., 1999a, 1999b)(图 8)。显生宙以来的北中国大陆除了边部遭受与其它板块的汇聚碰撞作用而造成变质活化外,其主体部分保持稳定态势。

2.1.2 南中国陆块为晋宁期拼合(1.0~0.85 Ga)和罗迪尼亚裂解事件(0.7~0.8 Ga)基础上固结的基底

南中国陆块由扬子陆块和华夏陆块组成,经历 2500Ma、2500~1800Ma、1400~850Ma 和 850~700Ma 的前震旦纪的变质事件,由具有晚太古代一早元古代的核部(>1.7Ga)的扬子陆块和具有早元古代核部的华夏陆块组成,两者沿江山-绍兴大断裂在晋宁期(1.0~0.85Ga)拼合造山(Zhao et al., 1999)。新的研究表明,在扬子陆块北缘的苏鲁深俯冲变质板片中发现由基性和中酸性岩石组成的双峰式岩浆产物,为罗迪尼亚裂解事件(0.7~0.8 Ga)的结果(许志琴等, 2006)。在扬子西缘龙门山也发现花岗岩浆和基性岩浆活动形成的结晶基底(Xu et al., 2008)。

2.1.3 印度陆块北缘晚泛非造山期固结的结晶变质基底

位于原特提斯洋和原太平洋之间的冈瓦纳大陆

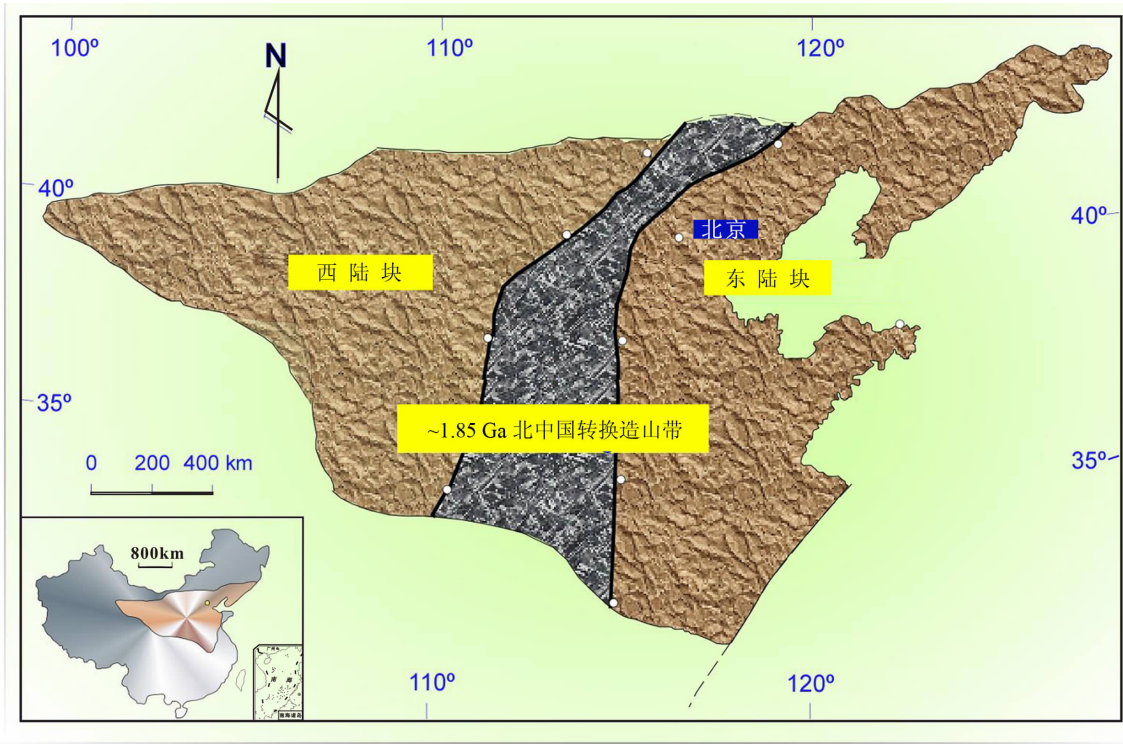


图 8 北中国板块的构造分区图

Fig. 8 Tectonic subdivision of the North China craton (Zhao et al. , 2001a)

北缘的印度陆块,在经历 3500~3000Ma, 2400~2600Ma 和 1700~1500Ma 和 1000~1200Ma 的变质事件后,又经历了泛非裂谷-岛弧-碰撞造山的事件(950~550Ma);阿拉伯陆块也经历 2000Ma 和 900~500Ma 的事件(Sengor et al. , 1996)。在印度-阿拉伯陆块北缘发育 530~470Ma 的晚泛非期造山带(Cawood et al. , 2007)。研究表明,晚泛非造山事件影响范围至高喜马拉雅地体(460~514Ma)(Gehrels et al. , 2003;周志广等,2004;许志琴等,2005)、南迦巴瓦构造结(489~514Ma)(张泽明等,2008a,2008b)、拉萨地体(470~540Ma)(张泽明等,2008a)和三江地区(505~520Ma)(许志琴,未刊资料)(图 9)。

2.2 显生宙以来活化的变质(结晶)基底

中国西部阿尔金-祁连和东-西昆仑造山带的变质基底普遍遭受早古生代变质活化;印支期的变质活化主要发生于古特提斯构造域,从阿尼玛卿缝合带向南抵拉萨地体中部松多缝合带;新特提斯洋盆俯冲到拉萨地体的变质基底之下获得晚中生代变质活化记录,新生代的变质活化普遍发生在喜马拉雅、南迦巴瓦、拉萨地体和三江-缅甸地区,最新的南迦巴瓦变质年龄为 2~1Ma(许志琴待刊资料)是南迦巴瓦东构造结急剧上升的证据。

以下我们将重点解析中国大陆西部早古生代和新生代的变质基底再活化事件。

2.2.1 早古生代造山带变质基底的再活化

祁连-柴北缘-阿尔金-东昆仑地体变质基底岩石主要由变质泥砂质岩(副片麻岩、片岩等)和花岗质岩石(正片麻岩)两个部分组成,伴有少量大理岩、斜长角闪岩和基性麻粒岩。副片麻岩局部具有孔兹岩系的性质。岩石发生强烈变质变形,变质程度通常达角闪岩相,局部达到麻粒岩相,花岗质岩石的锆石 U-Pb(或 Pb-Pb)年龄为 900~1000Ma(张建新等,1997)。南祁连柴北缘绿梁山发现一套包括枕状熔岩和岩墙群等角闪岩相玄武质岩石的蛇绿岩组合, Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素年龄值分别为 $768 \pm 39\text{Ma}$ 和 $780 \pm 22\text{Ma}$,代表晚元古代洋盆形成时代,提供罗迪尼亚裂解直接证据(杨经绥等,2004),此外还发现 770~720Ma 的花岗岩浆活动(吴才来等,2002)。

在早古生代,祁连-柴北缘-阿尔金-东昆仑地区的变质基底普遍产生活化,在祁连-阿尔金地块中,主要表现为与加里东期韧性剪切变形有关的构造热事件的改造($460 \pm 8 \sim 402 \pm 6\text{Ma}$)(许志琴等,2007),而在南阿尔金-柴北缘,变质基底发生过深俯冲作用,经历过 495~440Ma 的高压、超高压(HP-UHP)变质作用的改造,含榴辉岩的片麻岩就是变

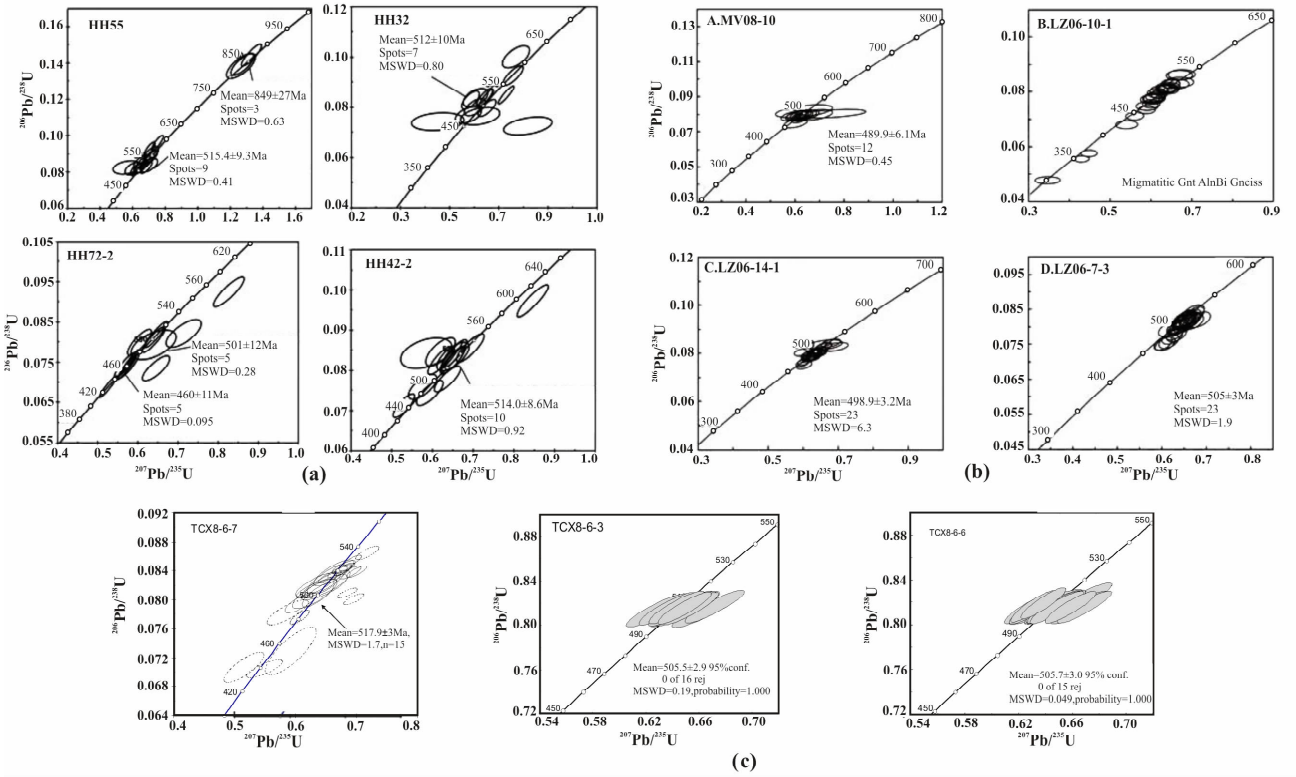


图 9 喜马拉雅(a)、拉萨地体(b)和三江地区(c)中的泛非事件记录: 锆石 LA-ICP-MS 和 SHRIMP U-Pb 一致曲线图
Fig. 9 Dating data for the Pan-African event in the Himalaya(a), Lhasa terrain(b) and Sanjiang region(c): LA-ICP-MS and SHRIMP U-Pb concordans of zircons

质基底经过深俯冲作用的产物(杨经绥等,1998; 张建新等,2002)。西昆仑地体的最古老变质基底的片麻岩年龄为 2261Ma (U-Pb/Zr) 和 2800Ma (Sm-Nb),其上为长城系和蓟县系的片岩、片麻岩和大理岩夹少量石英岩和中基性火山岩。该带侵入的花岗闪长岩体年龄为 449 ± 2.4 Ma 和 474Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) 以及 458Ma (U-Pb/Zr) (Matte et al., 1996),表明西昆仑地体基底为加里东活化基底。

2.2.2 喜马拉雅—转换喜马拉雅造山带变质基底的活化

喜马拉雅造山带和冈底斯造山带(指新特提斯洋盆向北俯冲形成的安第斯型冈底斯造山带)的变质基底主要由高喜马拉雅的聂拉木群、南迦巴瓦群、拉萨地体的林芝群和念青唐古拉群以及三江的高黎贡山群等变质岩系组成。

(1)喜马拉雅—南迦巴瓦构造结变质基底的再活化。组成喜马拉雅东构造结的南迦巴瓦群主要为麻粒岩相和角闪岩相变质岩,南迦巴瓦岩群的原岩记录了 ~ 2500 Ma, ~ 1800 Ma, ~ 1650 Ma 和 ~ 1000 Ma 发生的多期构造热事件(张泽明等,2008b) (图 10a)。这些年代可以与整个高喜马拉雅结晶岩

系,以及与印度陆块中所获的多期前寒武纪年龄相对比。因此认为,高喜马拉雅结晶杂岩的原岩是在太古代印度变质基底之上形成的,并作为印度陆块的一部分经历了 Columbia、Rodinia 和 Gondwana 超大陆的形成与裂解的过程。在南迦巴瓦岩群中还获得 ~ 500 Ma 的岩浆与变质热事件年代(张泽明等,2008b),证明高喜马拉雅经历了晚泛非期的环冈瓦纳大陆周缘的安第斯型造山作用。印度/亚洲碰撞致使南迦巴瓦群的变质基底强烈活化,其原岩记录了 40~20Ma、12~9Ma、5Ma 及 2~1Ma 的多次构造变质事件,表明南迦巴瓦地体在晚近时期还在急剧上升(许志琴等,未刊)。

(2)拉萨地体变质基底的再活化。在拉萨地体的林芝岩群中获得了 3300Ma, 1800Ma, 800~1200Ma 的碎屑锆石年龄以及 470~540Ma 的正片麻岩岩浆锆石的原岩年龄,证明拉萨地体记录的这些年代可以与整个高喜马拉雅结晶岩系以及印度陆块中所获的多期前寒武纪年龄相类比(张泽明等,2008b)。

在拉萨地体南缘获得了约 90Ma 高角闪相-麻粒岩相变质作用和同时代的埃达克质岩浆作用的证

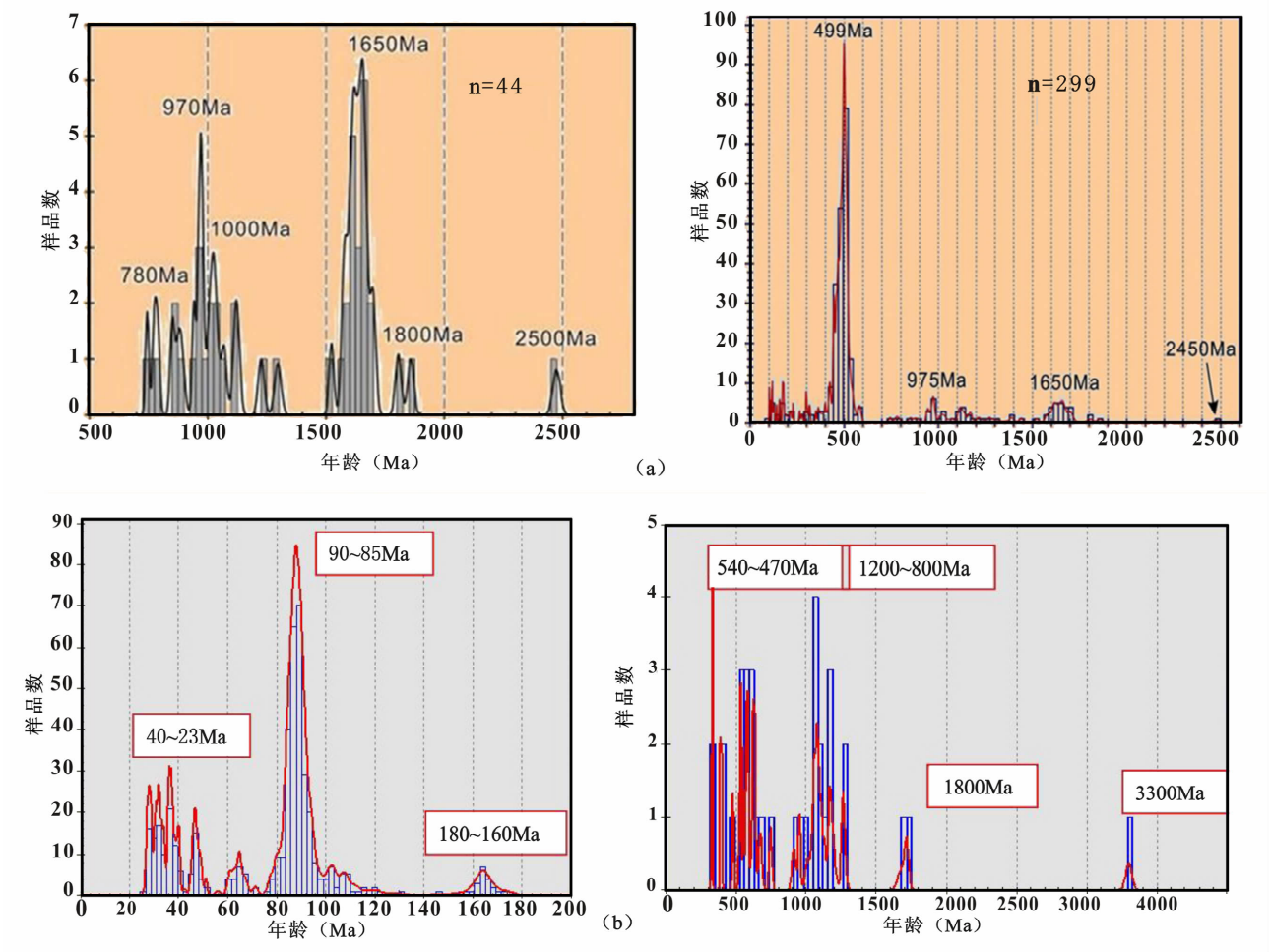


图 10 南迦巴瓦(a)和拉萨地体(b)变质基底岩石的测年资料(据张泽明等,2008b)

Fig. 10 LA-ICP-MS and SHRIMP U/Pb concordans of zircons from the basement of the Namche Barwa and Lhasa terrains

(a) —南迦巴瓦变质地体的片麻岩样品;(b) —拉萨地体变质岩石的年龄分布频率图
(a) —Plots of zircon U-Pb age distribution of zircons for the typical gneisses from the Namche Barwa terrain;
(b) —plots of zircon U-Pb age distribution of zircons from the metamorphic rocks of the Lhasa terrain

据,反映拉萨地体在晚中生代经历了强烈的安第斯型造山作用的深部过程。拉萨地体南缘的多期变质事件序列包括 160Ma、90Ma、70~50Ma 和 40~20Ma(图 10B)(张泽明等,2008b),表明林芝岩群的原岩形成在泛非时期,其角闪岩相至麻粒岩相变质作用主要发生在中、新生代(张泽明等,2008b)。

中国大陆由大陆块及众多的微陆块组成,印度/亚洲碰撞(50~60Ma)前的地质演化历史记载了原特提斯洋盆和古特提斯洋盆中发育众多的微陆块。从洋盆俯冲、闭合到碰撞造山的过程中,微陆块内大部分变质基底岩石都卷入造山运动并发生强烈的变质-变形,这就是为什么在微陆块中普遍存在基底活化证据的原因。此外,在大陆块边界的洋壳俯冲和深俯冲、大陆板片俯冲和深俯冲作用以及陆内深层的拆离和滑脱作用都会导致岩石发生新的变质反

应,乃至高压和超高压变质反应。

3 中国主要高压-超高压变质带的大地构造背景

地震层析资料已揭示大洋和大陆板片的俯冲可以抵达过去人们难以想像的深度,但高压/超高压变质岩石的形成深度目前仅记录不超过 200km,大部分俯冲到地幔中的岩石被拆沉至更深的部位。

含柯石英和金刚石的高压-超高压变质带记录了洋壳/陆壳深俯冲、碰撞造山及折返的历史全过程,揭示了低密度的陆壳物质也能被俯冲(深埋)到 100~150km 深度以下的地幔,然后又快速拆返回地壳。这一壮观地质事件成为了解板块俯冲与碰撞、造山带的缩短与加厚,以及造山带俯冲深根的形成与折返机制等造山过程研究的必不可少的对象,

成为在大陆动力学研究中富有挑战性的前沿课题。

目前,中国境内已发现含榴辉岩的高压、超高压变质带 11 条,这些 UH-UHP 变质带是在什么特定的大地构造条件下形成? 又是在怎样的构造背景下折返而裸露于地表? 为什么世界上仅在中国大陆上出现这么多而且规模可观的 HP-UHP 变质带? 为什么出现洋壳(深)俯冲与陆壳(深)俯冲不同类型的 HP-UHP 带? 这是当今中国大陆构造及动力学研究亟待解决的重要问题之一。

根据形成时代和区域构造背景,可将中国境内含榴辉岩的高压-超高压(HP/UHP)变质带分为 4

类(杨经绥等,2009):①原特提斯早古生代高压/超高压变质带,包括柴北缘-南阿尔金、北祁连-北阿尔金和东秦岭超高压变质带;②古特提斯高压/超高压变质带,包括大别、苏鲁、西藏羌塘和西藏松多(超)高压变质带;③新特提斯高压/超高压变质带,包括南迦巴瓦(超)高压变质带;④古亚洲造山带域南缘高压/超高压变质带,包括新疆西南天山、甘肃北山和冀北高压变质带。根据中国高压/超高压变质带形成的大地构造背景还可以进一步分为洋壳(深)俯冲和陆壳(深)俯冲两大成因类型(图 11)。

在显生宙以来的中国碰撞造山带中,已发现多

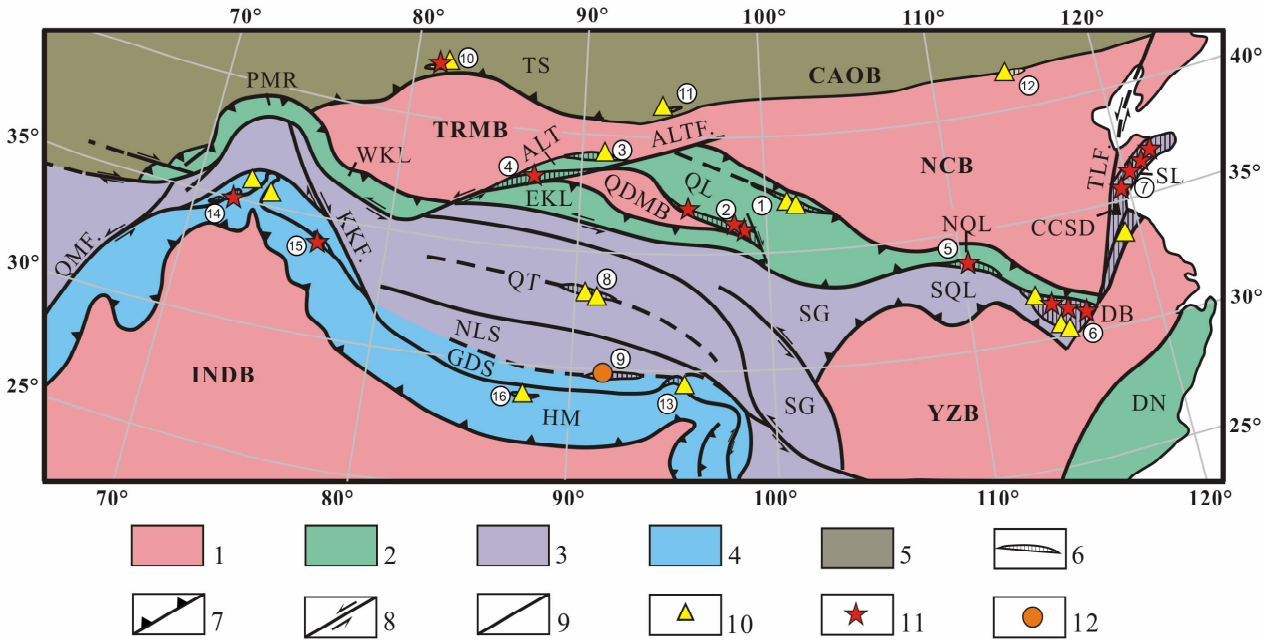


图 11 中国及其邻区主要造山带高压-超高压变质带的分布图(据杨经绥等,2009)

Fig. 11 The distribution of HP-UHP metamorphic belts in major orogenic belts of China and its adjacent regions

1—陆块;2—原始特提斯构造域;3—古特提斯构造域;4—新特提斯构造域;5—古亚洲构造域;6—高压-超高压变质带;7—逆冲断裂;8—走滑断裂;9—断裂;10—高压变质岩;11—超高压变质岩;12—高压(超高压)变质岩;NCB—北中国陆块;SCB—南中国陆块;TRMB—塔里木陆块;QDMB—柴达木陆块;INDB—印度陆块;CAOB—中亚造山带;QL—祁连山地体;NQL—北秦岭地体;EKL—东昆仑地体;WKL—西昆仑地体-帕米尔地体;SG—松潘-甘孜地体;QT—羌塘地体;NLS—北拉萨地体;GDS—冈底斯地体;HM—喜马拉雅地体;SQL—南秦岭地体;DB—大别地体;SL—苏鲁地体;①—北祁连高压变质带;②—柴北缘超高压变质带;③—北阿尔金高压变质带;④—南阿尔金超高压变质带;⑤—北秦岭超高压变质带;⑥—大别高压-超高压变质带;⑦—苏鲁高压-超高压变质带;⑧—中羌塘高压变质带;⑨—松多高压-超高压变质带;⑩—西南天山高压-超高压变质带;⑪—北山高压变质带;⑫—冀北高压变质带;⑬—喜马拉雅东构造结南迦巴瓦高压变质带;⑭—喜马拉雅西构造结的 Kaghan 超高压变质带;⑮—喜马拉雅西构造结的 Tso-Morari 超高压变质带;⑯—喜马拉雅的 Arun 谷高压变质带

1—Block;2—Proto-Tethys tectonic domain;3—Paleo-Tethys tectonic domain;4—Neo-Tethys tectonic domain;5—Paleo-Asian tectonic domain;6—HP-UHP metamorphic zone;7—thrust;8—strike-slip fault;9—fault;10—HP metamorphic rocks;11—UHP metamorphic rocks;12—HP(UHP) metamorphic rocks;NCB—North China Block;SCB—South China Block;TRMB—Tarim Block;QDMB—Qaidam Block;INDB—Indian Block;CAOB—Central Asian orogenic belt;QL—Qilian terrain;NQL—North Qinling terrain;EKL—East Kunlun terrain;WKL—West Kunlun-Pamir terrain;SG—Songpan Gangzi terrain;QT—Qingtang terrain;NLS—North Lasha terrain;GDS—Gangdis terrain;HM—Himalaya terrain;SQL—South Qinling terrain;DB—Dabie terrain;SL—Sulu terrain;①—North Qilian HP metamorphic belt;②—North Qaidam HP metamorphic belt;③—North Altin HP metamorphic belt;④—South Altin UHP metamorphic belt;⑤—North Qinling UHP metamorphic belt;⑥—Dabie HP-UHP metamorphic belt;⑦—Sulu HP-UHP metamorphic belt;⑧—Central Qiangtang HP metamorphic belt;⑨—Songduo HP-UHP metamorphic belt;⑩—Southwest HP-UHP metamorphic belt;⑪—Beishan HP metamorphic belt;⑫—Jibei HP metamorphic belt;⑬—Namche Barwa HP metamorphic belt, East Himalaya syntaxis;⑭—Kaghan HP metamorphic belt, West Himalaya syntaxis;⑮—Tso-Morari HP metamorphic belt, West Himalaya syntaxis;and ⑯—Arun HP metamorphic belt, Central Himalaya

条位于汇聚板块边缘的、来自地幔深部的高压-超高压变质带,其中有位于南、北中国板块之间的北中央早古生代碰撞造山带中的“北阿尔金-北祁连”早古生代高压变质带和“南阿尔金-柴北缘早古生代超高压变质带被阿尔金左行走滑断裂错断 400km (许志琴等,1999; Yang et al. , 2001);位于南中央印支碰撞造山带中三叠纪的大别高压-超高压变质带和苏鲁高压-超高压变质带被郯庐左行走滑断裂错断近 500km(Okey et al. , 1989; 杨建军,1991);位于羌塘地体内部的中羌塘高压变质带(李才等,2006a,b)及拉萨地体中部的松多高压-超高压变质带(杨经绥

等,2007)和蛇绿岩带一起作为古特提斯地体的边界,分别将羌塘地体和拉萨地体单元一分为二;新发现的新特提斯高压(超高压?)变质带位于喜马拉雅造山带东构造结的南迦巴瓦(张泽明等,2007)和西构造结的帕米尔之中(O'Brien et al. , 2001; Mukheerjee et al. , 2005)。此外还有位于西南天山造山带的晚古生代高压-超高压变质带(张立飞等,2002, 2005; Zhang et al. , 2002, 2005; 吕增等,2007;Lu et al. , 2008)等(图 12)。

中国大陆自显生宙以来的造山系主要有“原特提斯”(早古生代)复合造山系(包括昆仑-阿尔金-祁

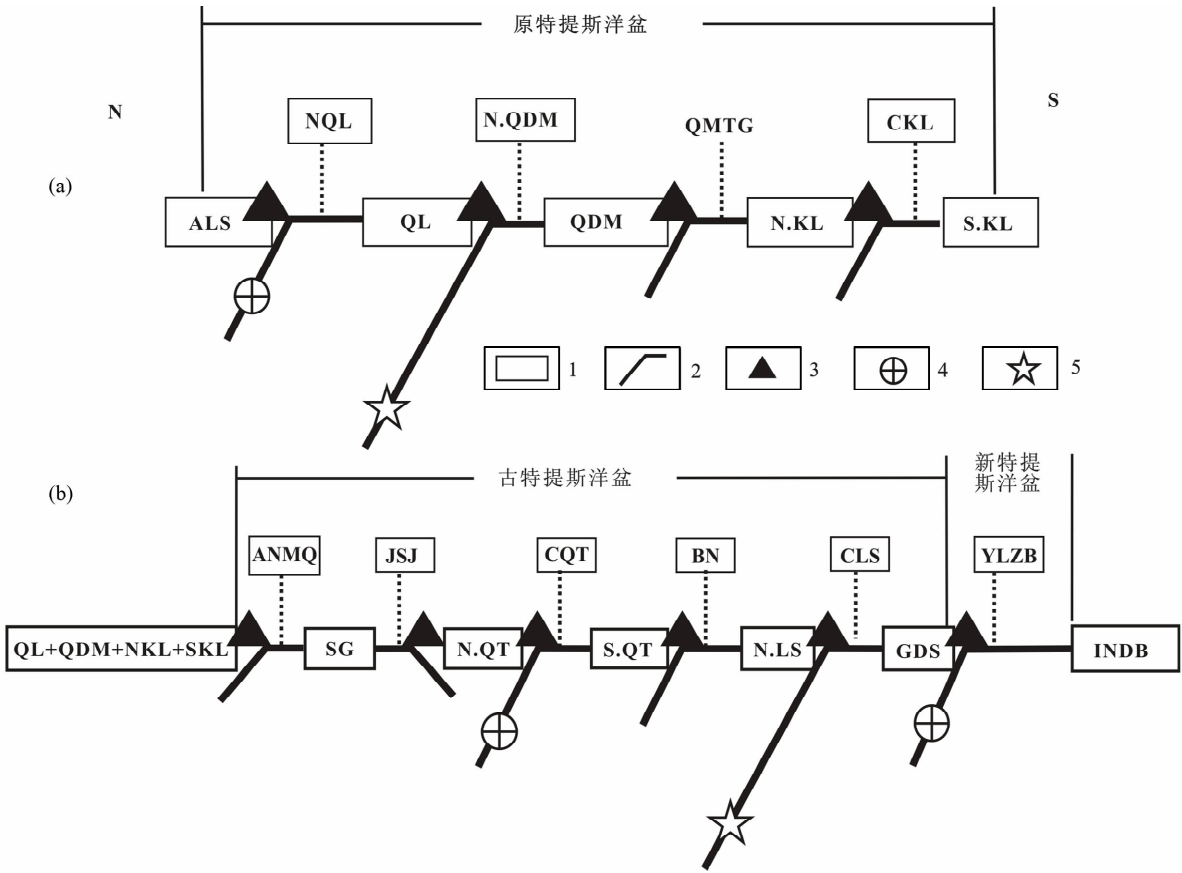


图 12 青藏高原原始-古特提斯域的微陆块(地体)及洋壳俯冲作用模式示意图

Fig. 12 The schematic models for micro-terrains and oceanic subduction in the Proto-Paleotethys domains

(a)一青藏高原原始特提洋盆中微陆块(地体)及洋壳俯冲示意图(据许志琴等,2006); ALS—阿拉善陆块; QL—祁连地体; QDM—柴达木地体; N. KL—北昆仑地体; S. KL—南昆仑地体; CKL—昆中洋盆; NQL—北祁连洋盆; NQDM—柴北缘洋盆; QMTG—柴南缘洋盆; (b)青藏高原古特提斯洋盆中微陆块(地体)及洋壳俯冲示意图(据 Yang et al. , 2009); QL—祁连地体; QDM—柴达木地体; N. KL—北昆仑地体; S. KL—南昆仑地体; SG—松潘-甘孜地体; N. QT—北羌塘地体; S. QT—南羌塘地体; N. LS—北拉萨地体; GDS—冈底斯地体; INDB—印度陆块; ANMQ—阿尼玛卿洋盆; JSJ—金沙江洋盆; CQT—中羌塘洋盆; BN—班公湖-怒江洋盆; CLS—中拉萨洋盆; YLZB—雅鲁藏布洋盆; 1—地体; 2—洋壳; 3—岛弧; 4—高压变质岩; 5—超高压变质岩

(a)—The schematic models for microterrains and oceanic subduction in the Proto-Tethys ocean(Xu et al. , 2006); ALS—Alasha terrain; QL—Qilian terrain; QDM—Qaidam terrain; N. KL—North Kunlun terrain; S. KL—South Kunlun terrain; CKL—Central Kunlun ocean; NQL—North Qilian ocean; NQDM—North ocean; QMTG—Qimantag ocean; (b)—the schematic models for microterrains and oceanic subduction in the Paleo-Tethys ocean (Yang et al. , 2009); QL—Qilian terrain; QDM—Qaidam terrain; N. KL—North Kunlun terrain; S. KL—South Kunlun terrain; SG—Songpan-Gangzi terrain; N. QT—North Qiangtang terrain; S. QT—South Qiangtang terrain; N. LS—North Lasha terrain; GDS—Gangdis terrain; INDB—Indian plate; ANMQ—Animaqin ocean; JSJ—Jinshajiang ocean; CQT—Central Qiangtang ocean; BN—Bangong-Nujiang ocean; CLS—Central Lasha ocean; YLZB—Yalu Tsangpo ocean; 1—terrain; 2—oceanic crust; 3—volcanic arc; 4—HP metamorphic rocks; 5—UHP metamorphic rocks

连-北秦岭-北淮阳造山带和东南造山带)、“古特提斯”复合造山系(南秦岭-大别-苏鲁造山带、松潘-甘孜造山带、羌塘-滇西造山带、北拉萨造山带)和“新特提斯”复合造山系(冈底斯造山带、喜马拉雅造山带)以及古亚洲复合造山系(天山-内蒙-兴安造山带)。研究表明,无数小陆块在特提斯洋盆(特别是原特提斯和古特提斯洋盆)中的独特位置,使陆块之间的刚性洋盆岩石圈可以(深)俯冲到小陆块之下。研究认为,青藏高原内部大部分洋壳俯冲形成的高压/超高压变质带与原特提斯和古特提斯洋盆中诸多微陆块之间小洋盆的汇聚碰撞有关,而大陆块(如北中国、扬子板块、印度板块和亚洲板块)之间特殊部位的碰撞又为陆壳(深)俯冲创造了有利的条件(杨经绥等,2009)。

3.1 洋壳深俯冲的大地构造背景

3.1.1 原特提斯洋内俯冲及高压-超高压变质带

古地磁和全球大陆复原资料表明,在 550Ma 前,位于冈瓦纳大陆的澳大利亚西缘的原特提斯洋北东一侧,存在着新元古代-早古生代多陆块/多岛弧群(Scotese,1997;Gradstein et al.,2004)。北中央“昆仑-阿尔金-祁连-北秦岭-北淮阳”早古生代造山带具有“多地体、多岛弧”的地质构架,并经历了“多俯冲和多碰撞造山”的动力学作用。其中,多地体包括祁连-阿尔金地体、柴达木地体、东昆仑北地体、东昆仑南地体和北秦岭-北淮阳地体等。地体之间的边界为北祁连-北阿尔金缝合带、柴北缘-南阿尔金缝合带、祁漫塔格缝合带和昆中-库地缝合带。在早古生代诸多微地体边部,发育北阿尔金-北祁连火山岛弧、柴北缘火山岛弧、北秦岭二郎坪火山(岛)弧后盆地、祁曼塔格火山岛弧及中昆仑-库地火山岛弧等。因而可以推测,这些微地体和微岛弧曾是原特提斯洋中新元古代-早古生代多陆块/多岛群的成员(许志琴等,2007)。在北中央“早古生代”复合造山系中发现的大型高压-超高压变质带:北祁连和北阿尔金高压蓝片岩分别形成于 440~460Ma 和 490~512Ma(Wu et al.,1993;张建新等,1997),与蓝片岩相伴的榴辉岩相的变质年龄为 463~468Ma(宋述光等,2004)和 479~489Ma(Zhang et al.,2007);南阿尔金-柴北缘-北秦岭超高压变质带的形成时代为 500~440Ma(张建新等,2001,2002;Yang et al.,2002)。以上事实表明,高压-超高压变质带的形成与折返是原特提斯洋盆洋内(深)俯冲、陆壳的深俯冲以及继后的折返作用的产物(图 12a)。

3.1.2 古特提斯洋内俯冲与高压-超高压变质带

中国大陆古特提斯构造域位于全球古特提斯构造域的东部,按传统概念,在古特提斯洋盆中存在三个微陆块(地体):松潘-甘孜地体、羌塘-滇西地体和拉萨地体。

由于近年来在羌塘-滇西地体和拉萨地体中相继发现“中羌塘”双湖-龙木错蛇绿岩/高压变质带(辉长岩:U-Pb,299~314Ma;玄武岩:Rb-Sr,318Ma)和高压蓝片岩和榴辉岩(220~221Ma,李才,1997,2006)及“松多蛇绿岩/高压-超高压变质带(261Ma,杨经绥等,2007),从而使上述两个地体各自又可分成两半。因而,中国西部古特提斯洋盆中间可能存在 5 个微陆块,洋壳俯冲作用形成两条高压(超高压)变质带(杨经绥等,2009)(图 12b)。

3.2 陆壳深俯冲的大地构造背景

与上述洋壳俯冲的高压/超高压变质带的情形相反,大陆深俯冲作用形成的高压/超高压变质带主要出露在大型陆块的汇聚碰撞边缘,如大别-苏鲁高压/超高压变质带位于北中国和南中国(扬子)陆块之间,是两大陆块在三叠纪碰撞-俯冲-折返的产物(Li et al.,1989,1996,2000;Ames et al.,1993.;王清晨等,1998;Liou et al.,1998.;Hacker et al.,1998;Xu et al.,2009),而喜马拉雅超高压变质带位于印度/亚洲陆块碰撞的前沿,是新特提斯大洋岩石圈俯冲以及印度/亚洲板块碰撞导致的陆内深俯冲的结果。

研究表明,高压/超高压变质带并不是沿着整个板块汇聚边界出露的,由于汇聚边界几何学因素以及碰撞时间差的制约,使高压/超高压变质带往往仅局限于汇聚边界的特殊构造部位。

3.2.1 南、北中国板块剪式碰撞:陆壳物质深俯冲及超高压变质带的形成

就位于北中国和扬子板块之间的苏鲁-大别-南秦岭印支造山带而言,高压/超高压变质岩石主要局限于东部的大别-苏鲁地区,但在西部的南秦岭中却显现巨厚(>10000 m)的震旦纪-三叠纪沉积盖层及前震旦纪基底岩石(耀岭河群和武当山群变质岩)。既然大别-苏鲁 HP-UHP 的俯冲作用发生在~250Ma,表明由于两大板块东部的碰撞时限早于 250Ma(T_1 或更早),而西部南秦岭及松潘-甘孜的碰撞造山时限晚至 T_3 ,西段比东段的碰撞时间晚了近 50Ma(许志琴等,1987,1993)。上述两大板块在东西两段碰撞的时间差造成“剪式碰撞”,这就是大别-苏鲁 HP-UHP 变质岩石形成与折返特殊

的背景。这和董树文等(2002)提出的南北板块“点碰撞”观点有相似之处。

3.2.2 亚洲/印度碰撞、撕裂式岩石圈板片深俯冲及超高压变质带的形成

新特提斯大洋俯冲、关闭及陆-陆碰撞过程中形成的“安第斯”型俯冲造山带及喜马拉雅型碰撞造山带的复合造山系。

在喜马拉雅造山带西北部的巴基斯坦蛇绿岩高压变质带内, Shala 蓝片岩形成的时代为 80~100Ma(Maluski et al., 1984; Anczkiewicz et al., 2000)。印度 Ladakh 蓝片岩的形成时代为~100Ma(Honegger et al., 1989), 位于喜马拉雅西构造结 Stak 地区的榴辉岩(Le Fort et al., 1997), 产出于印度-雅鲁藏布江缝合带之中, 很可能是距今 100Ma 左右新特提斯洋壳俯冲作用形成的高压变质带。西构造结巴基斯坦的超高压变质带中 Kaghan 含柯石英榴辉岩的变质年代为 50~40Ma(Tonarini et al. 1993; Spencer et al., 1996), Tso Moriri 超高压岩石的变质年龄为 55±6Ma (de Sigoyer et al., 2000)和 53.3±0.7Ma(Leech et al., 2005)。上述结果表明, 超高压变质带形成于印度/亚洲板块的相互碰撞之后, 是印度板块深俯冲于亚洲板块之下的产物。因此, 喜马拉雅地区的高压/超高压变质带是

洋壳—陆壳深俯冲作用的典例。在 55~50Ma 期间, 受到印度大陆西北缘两条剪切运动方向相反的走滑断裂带(恰曼左行走滑断裂和喀喇昆仑右行走滑断裂)的制约, 兴都库什岩石圈板片在深俯冲过程中发生撕裂。

喜马拉雅东构造结部位的南迦巴瓦地区受“∩”形的印度斯-雅鲁藏布江大拐弯缝合带的制约, 该构造结的东西两侧分别发育墨脱右行走滑断裂和鲁郎左行走滑断裂(许志琴等, 2008), 推测位于印度板块东北缘的南迦巴瓦岩石圈板片也可能以撕裂式岩石圈舌形板片的几何样式, 向东拉萨地体之下先是深俯冲, 然后又快速折返。

地震层析资料揭示, 在喜马拉雅主带和两侧构造结, 印度岩石圈板片的俯冲状态是不同的。在喜马拉雅主带, 印度板片向北以低角度作长距离缓插到青藏高原之下。而在喜马拉雅东西构造结, 印度板片向北以高角度短距离直插于青藏高原之下, 这可能就是在东、西构造结发现了高压/超高压变质带, 而在喜马拉雅中央主带至今尚未发现高压/超高压变质带的原因。由此可见, 出现在喜马拉雅东、西构造结的超高压变质带所揭示的“撕裂式岩石圈舌形板片”深俯冲模式有别于大别-苏鲁的剪式碰撞模式(图 13)(杨经绥等, 2009)。

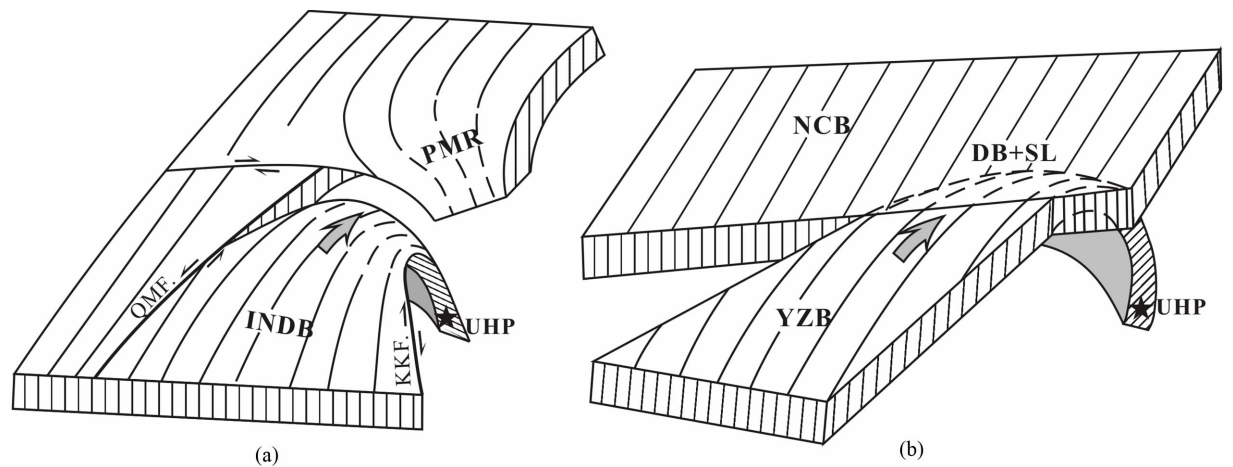


图 13 喜马拉雅西构造结和大别-苏鲁高压-超高压变质带形成的地球动力学模式对比
Fig. 13 Comparison of geodynamic models between HP-UHP metamorphic terrains of the west Himalayan syntaxis and the Dabie-Sulu

(a)—西构造结超高压变质带受反行走滑断裂制约的撕裂式岩石圈舌形板片深俯冲模式; PMR—帕米尔; QMF—恰曼断裂; KKF—喀喇昆仑断裂; INDB—印度陆块; UHP—超高压变质带; (b)—大别-苏鲁超高压变质带形成的剪式碰撞模式; NCB—北中国板块; YZB—扬子板块; DB-SL—大别-苏鲁超高压变质带; UHP—超高压变质带
(a)—Deep subduction model for tear-style lithospheric wedge-shaped slab constrained by anti-direction strike-slip faults; PMR—Pamir; QMF—Chaman fault; KKF—Karakorum fault; Indian plate; UHP—ultra-high pressure metamorphic belt; (b)—Shear-style collision model for formation of the Dabie-Sulu UHP metamorphic belt; NCB—North China block; YZB—Yangtze block; DB-SL—Dabie-Sulu UHP metamorphic terrain; UHP—ultra-high pressure metamorphic belt

4 中国大陆造山带中的“挤出”机制

深部物质的挤出是中国大陆造山带内较为普遍的现象,其结果导致古老变质体的裸露、地壳强烈缩短、应力集中、应变局部化、地震异常活跃、逆冲/拉伸/转换构造样式发育、多金属资源丰富、以及与周缘含油气盆地互馈和克拉通接壤。初步研究表明,中国大陆造山带中深部物质的挤出具三种不同机制:深部地壳物质“牙膏式”向上挤出、走滑与侧向挤出(逃逸)和“挤压转换式”挤出。

4.1 深部地壳物质的“牙膏式”向上挤出

陆-陆碰撞可以产生大规模的地壳变形,而人们对地壳深部(中下地壳)的变形行为知之甚少。50~60Ma以来,印度/亚洲碰撞直接导致新特提斯洋盆的关闭、印度陆壳的向南叠置和印度下地壳和地幔的向北陆内俯冲在亚洲大陆之下并形成增生的喜马拉雅地体。喜马拉雅地体从北到南由四个近平行的岩石构造单元组成:特提斯-喜马拉雅、高喜马拉雅、低喜马拉雅、以及亚喜马拉雅构造岩片(Heim et al., 1936; Le Fort et al., 1975, 1997)。其中,由中地壳的高级变质岩和混杂岩组成高喜马拉雅岩片(GHS)的上、下边界分别是藏南拆离断裂(STD)和喜马拉雅主中央断裂(MCT)(Gansser 1964; Burg et al., 1984)。STD是一个低角度正断层系统(Burchfiel et al., 1992; Grujic et al., 1996, 2002),向北倾,倾角 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$;MCT是一个应变高度集中的韧性剪切带,具反转变质特征,即从上部的矽线石-蓝晶石变质带逐渐过渡到底部的黑云母-绿泥石变质带。STD和MCT主要活动时期皆为中新世,大约22~17Ma(Hodge et al., 1992)。基于STD的发现,Beaumont等(2001, 2004, 2006)提出“隧道流”模式,认为高喜马拉雅岩片像“挤牙膏”一样被挤出。近年来,许多学者深入喜马拉雅地区寻找中下地壳岩石隧道流的证据,取得一批较有影响的结果(Grujic et al., 1996, 2002; Searl et al., 2005; Carosi et al., 2006; Hollister et al., 2006; Jessup et al., 2006; Searle et al., 2006; Godin et al., 2006; Jamieson et al., 2004, 2006)。

Chemenda(1995)曾通过大陆岩石圈俯冲的物理模拟实验,较为成功地重现了喜马拉雅增生地体的演化过程:①碰撞的原始阶段:印度次大陆的陆壳发生深俯冲、来自俯冲板片的上地壳物质被刮削,形成加积柱,出现主中央逆冲断裂(MCT);②俯冲板片的上隆、地壳物质的快速折返、沿折返岩片上界面

形成藏南拆离构造(STD)。与此同时,插入热地幔中的地壳物质被加热,折返到地壳上部之后遭受剥蚀,MCT和STD剪切带同时活动。③形成新的喜马拉雅主边界逆冲断裂(MBT),并中止了MCT的活动(图14)。

Burchfiel(2004)甚至认为,“隧道流”不仅存在于青藏高原南缘(喜马拉雅),而且存在于其东缘(龙门山)。但最新的研究表明,位于青藏高原东缘NNE-SSW向的龙门山核心部位为7~8亿年结晶基底岩石组成的杂岩体(彭灌杂岩、宝兴杂岩、康定杂岩),这些杂岩体东南侧的花岗岩和晚元古代变火山岩均经受强烈地韧性变形和糜棱岩化,形成糜棱面理向西陡倾的映秀-北川-泸定韧性逆冲剪切带,而北西侧则以韧性拆离断裂与减薄和糜棱岩化的新元古代变火山岩系和早古生代浅变质岩系呈构造接触,形成糜棱面理向西陡倾的汶川-茂县-康定的韧性拆离(正断)剪切带。事实上,受制于上述两条不同性质韧性剪切带的龙门山杂岩体是继晚三叠世松潘-甘孜造山隆起并形成前陆盆地之后,自白垩纪(120Ma)开始从下部地壳挤出和开始崛起,而不是新生代时期青藏高原东缘中下部地壳物质挤出(隧道流)的结果(许志琴等, 2007; Xu et al., 2008)。

值得注意的是,位于板块边界的大陆深俯冲岩片也同样经历了折返挤出的动力学过程。例如,苏鲁-大别高压-超高压变质带就是北中国板块和扬子板块印支期碰撞的结果,是扬子板块快速(深)俯冲(250~230Ma)到北中国板块之下、继后又快速折返(230~200Ma)的产物(刘福来等, 2006)。地质和地球物理研究揭示,折返的苏鲁高压超高压变质地体为被剥蚀的、拱起的和无根的扬子板片,板片中包含有若干高压、很高压和超高压变质构造岩片(Xu et al., 2009)。构造岩片之间的边界是韧性剪切带,扬子板片上部和下部剪切带的不同剪切指向表明板片在折返阶段具有挤出性质。研究表明,高压(HP)/很高压(VHP)/超高压(UHP)变质地体是陆壳岩石分片、多重式俯冲和折返挤出的产物(许志琴等, 2007)(图15)。

4.2 大型走滑与侧向挤出(大陆逃逸)

中国大陆普遍发育大型走滑断裂,导致块体和块体之间相互侧向滑移(运动)。亚洲/印度大陆碰撞前后形成的青藏高原及其周围地区内十余条大型走滑断裂:阿尔金断裂、南祁连断裂、东昆仑断裂、康西瓦断裂、海源断裂、喀喇昆仑断裂、恰曼(Chaman)断裂、鲜水河-小江断裂、哀牢山-红河断裂、嘉利-高

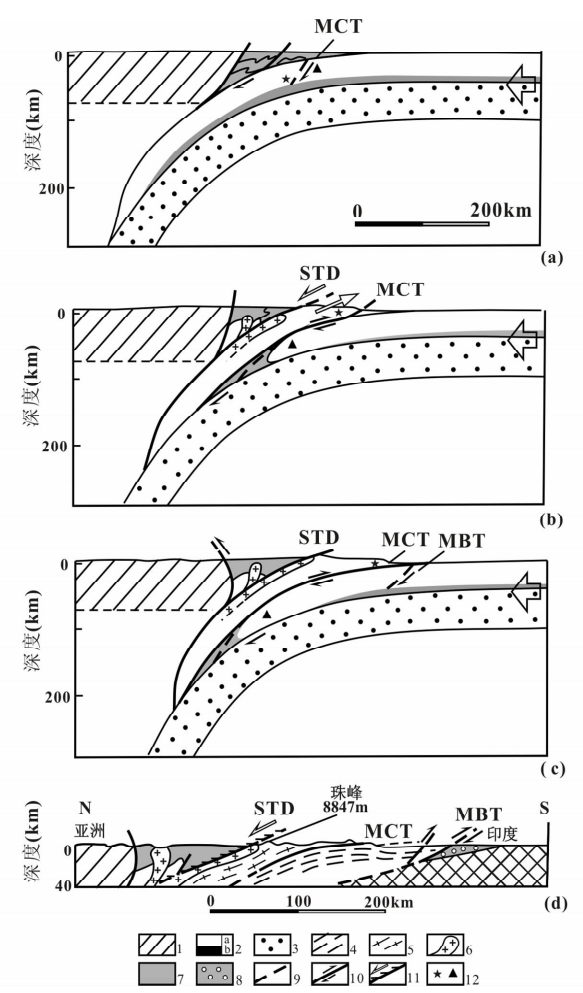


图 14 喜马拉雅造山带的构造演化模式
(据 Chemenda et al., 1995)

Fig. 14 A model for the tectonic evolution of the Himalayan orogenic belt(after Chemenda et al., 1995)
(a)—碰撞初始阶段, MCT 的出现; (b)—印度俯冲板片的地壳物质快速折返和 STD 的形成; MCT 和 STD 的同时活动; (c)—MBT 的形成和 MCT 的活动中止; (d)—横穿喜马拉雅的地质剖面: 1—亚洲板块; 2—印度陆壳; 3—印度岩石圈地幔层; 4—低级变质岩; 5—高级变质岩; 6—花岗岩; 7—俯冲板片的刮削的沉积岩; 8—新生代磨拉石; 9—初始逆冲断裂; 10—逆冲断裂; 11—正断裂; 12—位移量标志; MCT—主中冲断裂; MBT—主边冲断裂; STD—藏南拆离断裂
(a)—Initial stage of the collision, formation of the Main Central Thrust (MCT); (b)—rapid exhumation of the crustal material of the Indian subduction slab and the formation of STD; motion of the MCT and the STD simultaneously; (c)—initiation of the MBT resulted in cessation of the motion along the MCT; (d)—geological profile across the Himalayas. 1—Asian plate; 2—Indian continental crust; 3—mantle layer of the Indian lithosphere; 4—low-grade metasediments (Lesser Himalaya); 5—high-grade metamorphic rocks; 6—granite, generated during the uplift of crustal slice; 7—sediments scraped from the subducting plate; 8—Cenozoic mollasse sediments; 9—initiating major crustal thrust; 10—thrust; 11—normal fault; 12—displacement markers. MCT—main central thrust; MBT—main boundary thrust; STD—south Tibet detachment

黎贡山断裂、墨脱-那邦断裂和钦敦(Sagaing)断裂等,这些大型走滑断裂在青藏高原隆升、地壳物质向 E 和 SE 方向侧向挤出、周缘造山带的形成、特别是当今青藏高原构造格架的铸成起到十分重要的作用(Xu et al., 2009)(图 16)。

按照形成时限,青藏高原的大型走滑断裂可以分为亚洲/印度碰撞前和碰撞后两大类。印度/亚洲碰撞前形成的大型走滑断裂主要有位于青藏高原北部的阿尔金左行走滑断裂、南祁连左行走滑断裂、东昆仑左行走滑断裂和康西瓦右行/左行走滑断裂。同位素年代学研究表明,这四大断裂皆形成于印支期,且具强烈的韧性剪切应变特征。其中阿尔金左行走滑断裂形成于 250~220Ma,之后在 180~160Ma、110~100Ma 和 36~26Ma 期间又多次活动;南祁连韧性左行走滑断裂形成于 250~243Ma;东昆仑韧性左行走滑断裂形成于 236~200Ma,于 148~103Ma 期间再次活动;康西瓦断裂在 445~428Ma 期间呈现韧性右行走滑特征,250~203Ma 时转为韧性左行走滑断裂,之后于 120~110Ma 重新活动(韧-脆性)。阿尔金断裂和康西瓦断裂相接于大约 60~40Ma 之时,形成统一的阿尔金-康西瓦左行走滑断裂,近 10Ma 以来该断裂一直活动强烈。青藏高原北部印支期大型走滑断裂的形成与古特提斯洋盆的闭合以及陆块的碰撞与斜向碰撞密切相关,印度/亚洲碰撞的远程效应使这些断裂普遍表现为脆性应变(许志琴等,2007;Xu,2009);印度/亚洲碰撞以来形成的大型走滑断裂主要位于青藏高原的南部、西部与东南部,围绕喜马拉雅东、西构造结的外侧展布。在西构造结的两侧分别发育喀喇昆仑右行走滑断裂和恰曼左行走滑断裂。东构造结外侧发育有墨脱-那邦断裂右行走滑断裂、钦敦右行走滑断裂、嘉利-高黎贡山右行走滑断裂、哀牢山-红河左行走滑断裂和鲜水河-小江左行走滑断裂等。喀喇昆仑断裂形成于 35Ma,于 27~25Ma 期间再次活动,同构造岩浆作用主要发生于 25~14Ma,喀喇昆仑山脉的快速隆升发生在近 14Ma 以来(李海兵等,2007)。

根据走滑断裂对侧向挤出的制约,可以将走滑断裂分为 4 类(Xu et al., 2009):

(1)由刚性块体的线性位移造成的侧向挤出。当刚性块体的边界为相反剪切指向的走滑断裂时,块体以线性位移的方式作侧向挤出。例如,23~25Ma 以来,夹于阿尔金左行走滑断裂和喀喇昆仑右行走滑断裂之间的陆块以~16.2 mm/a 的速率

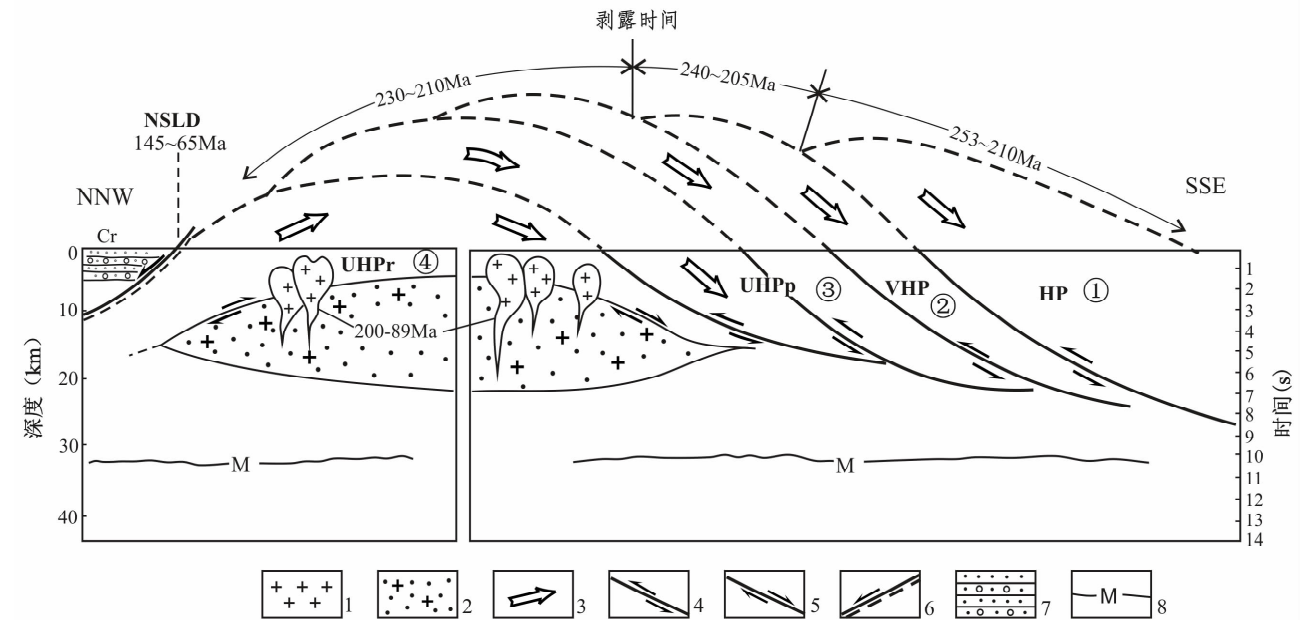


图 15 苏鲁高压/超高压变质地体的地震反射构造解释剖面(据许志琴等,2007)

Fig. 15 Seismic reflection tectonic explanation profile of the Sulu HP-UHP metamorphic terrain

NSLD—北苏鲁拆离断裂;HP—高压变质岩片;VHP—很高压变质岩片;UHPp—副片麻岩组成的超高压变质岩片;UHPr—花岗片麻岩组成的超高压变质岩片;1—花岗岩;2—岩浆房;3—流动方向;4—韧性冲断裂;5—韧性正断裂;6—韧性拆离断裂;7—白垩纪沉积;8—莫霍面

NSLD—North Sulu detachment; HP—high pressure rocks; VHP—very high pressure rocks; UHPp—paragneissic ultra-high pressure rocks; UHPr—granitic ultra-high pressure rocks; 1—granite; 2—magmatic chamber; 3—flow direction; 4—ductile thrust; 5—ductile normal fault; 6—ductile detachment; 7—Cretaceous sediments;8—Moho

沿 ESE108°方向挤出(李海兵等,2007)(图 17a)。

(2)由刚性块体的旋转位移造成的侧向挤出。当刚性块体的边界为相同剪切指向的走滑断裂时,刚性块体以旋转位移方式作侧向挤出。譬如,界于鲜水河左行走滑断裂和哀牢山-红河左行走滑断裂之间的弧形“巴颜喀拉-木里地体”作顺时针旋转式挤出(图 17b)。

(3)由板片的楔入-拖曳作用造成的侧向挠曲挤出。高喜马拉雅地体在距今 20Ma 以来曾发生中下地壳隧道流,位于主中央逆冲断裂(MCT)和藏南拆离断裂(STD)之间的高喜马拉雅地体中的深部物质斜着向上挤出,其中包括一部分自西向东的近水平流动,并在东构造结受到两侧相反剪切指向的走滑断裂的制约,转变为向北的侧向流动(Xu et al., 2009)。张泽明等(2007)在南迦巴瓦地区发现高压变质的石榴石辉石岩($P=2.8\text{ GPa}$ and $T=800\sim 870\text{ }^{\circ}\text{C}$),表明南迦巴瓦板片曾向北深俯冲到拉萨地体之下。这种受走滑断裂制约所致的板片主动楔入(深俯冲)导致物质呈“侧向被动拖曳式挤出”,是发生在喜马拉雅-南迦巴瓦地体中一种特殊的侧向挤出方式(图 18a)。

(4)韧性拆离-走滑转换流动造成的侧向挤出。位于青藏高原东南部的三江地区的韧性拆离构造及韧性走滑断裂具有形成时间和成因上的密切联系,侧向挤出很可能是由韧性拆离-走滑转换流动造成的,这种机制明显加快了地壳物质侧向流动的速度,这就是为什么该地区 GPS 速度值特别大的原因(Xu et al., 2009)。

4.3 “挤压转换式”的挤出机制

青藏高原的周缘造山带构筑了高原与周缘克拉通之间的天然屏障,具有与高原内部完全不同的地壳结构、组成、构造变形、演化历史、资源能源效应、地震灾害规律以及深部地球物理特征。新生代以来,青藏高原的北缘和南缘地壳仍以 $16\sim 18\text{ mm/a}$ 的速率在缩短,因此它是一个十分独特的巨型地质单元。研究表明,青藏高原周缘为新生代再度崛起的具有“挤压转换型”环形山链的显著特征。

喜马拉雅增生地体的两端——东构造结(Namche Barwa)及西构造结(Nanga Parbat)分别连接两条 NS 向的挤压转换带:东侧为呈 NS 向的钦敦右行走滑断裂及相伴随的 Danki 褶皱-逆冲带组成的挤压转换带(Guzmán Speziale and Ni,

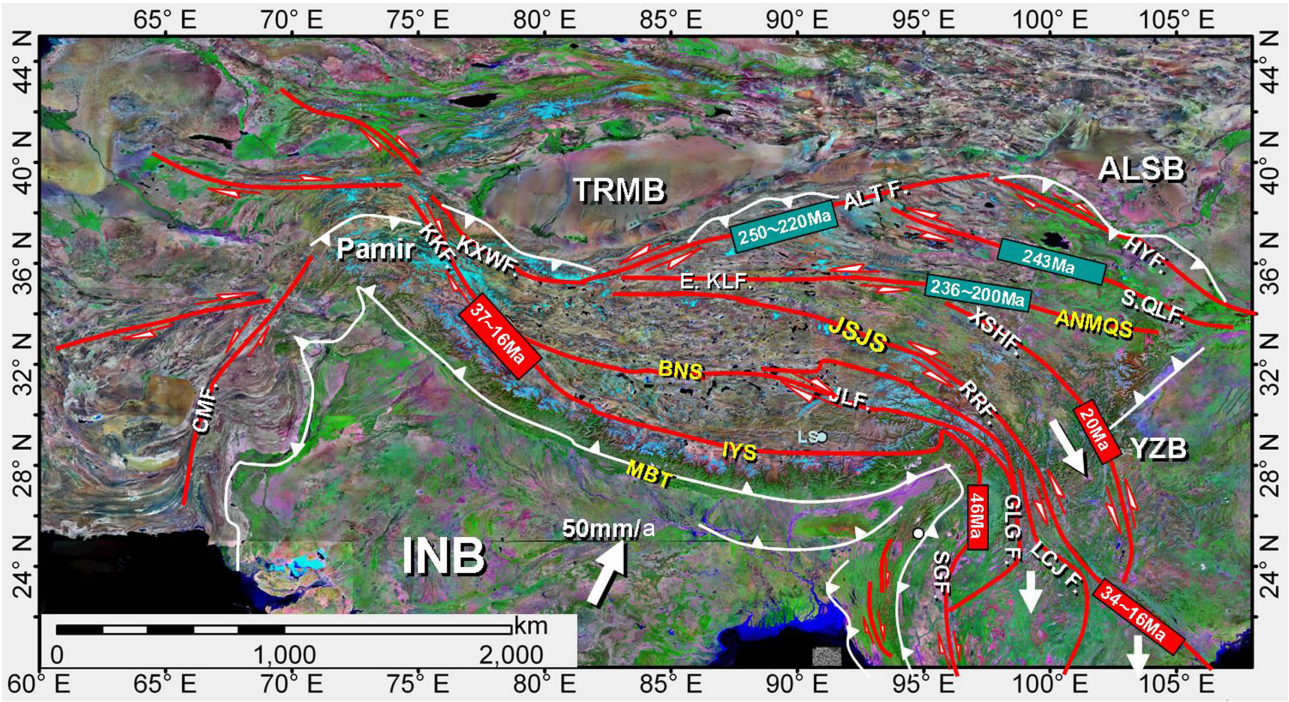


图 16 青藏高原和邻区的大型走滑断裂体系图

Fig. 16 The Map showing large strike-slip faults on the Tibet plateau and its adjacent region

EKL—东昆仑地体; WKL—西昆仑地体; QL—祁连地体; BY-SG—巴颜喀拉-松潘甘孜地体; QT—羌塘地体; LS—拉萨地体; HM—喜马拉雅地体; TC—腾冲地体; BS—保山地体; LP—兰坪地体; TS—天山; ALS—阿拉善地块; IDB—印度陆块; YZB—扬子陆块; ANMQS—阿尼玛卿缝合带; JSJS—金沙江缝合带; BNS—班公湖-怒江缝合带; IYS—印度斯-雅鲁藏布缝合带; HYF—海源断裂; SQLF—南祁连断裂; EKLf—东昆仑断裂; ALTf—阿尔金断裂; XSHf—鲜水河断裂; JLf—嘉黎断裂; GLGF—高黎贡断裂; RRF—红河断裂; LCJf—澜沧江断裂; CMF—恰曼断裂; KKF—喀喇昆仑断裂; KXWF—康西瓦断裂

EKL—East Kunlun terrain; WKL—West Kunlun terrain; QL—Qinling terrain; BY-SG—Bayanaha -Songpan Gangzi terrain; QT—Qiangtang terrain; LS—Lhasa terrain; HM—Himalaya terrain; TC—Tengchong terrain; BS—Baoshan terrain; LP—Langping terrain; TS—Tianshan; ALS—Alashan block; IDB—Indian block; YZB—Yangtze block; ANMQS—Animaqin suture; JSJS—Jingshajiang suture; BNS—Bangonghe Nujiang Suture; IYS—Indus-Yaluzangbu Suture; HYF—Haiyuan fault; SQLF—South Qilian fault; EKLf—East Kunlun fault; ALTf—Altyn Tagn fault; XSHf—Xianshuhe fault; JLf—Jali fault; GLGF—Gaoligong fault; RRF—Red River fault; LCJf—Lancangjiang fault; CMF—Chaman fault; KKF—Karakorum fault; KXWF—Kangxiwa fault

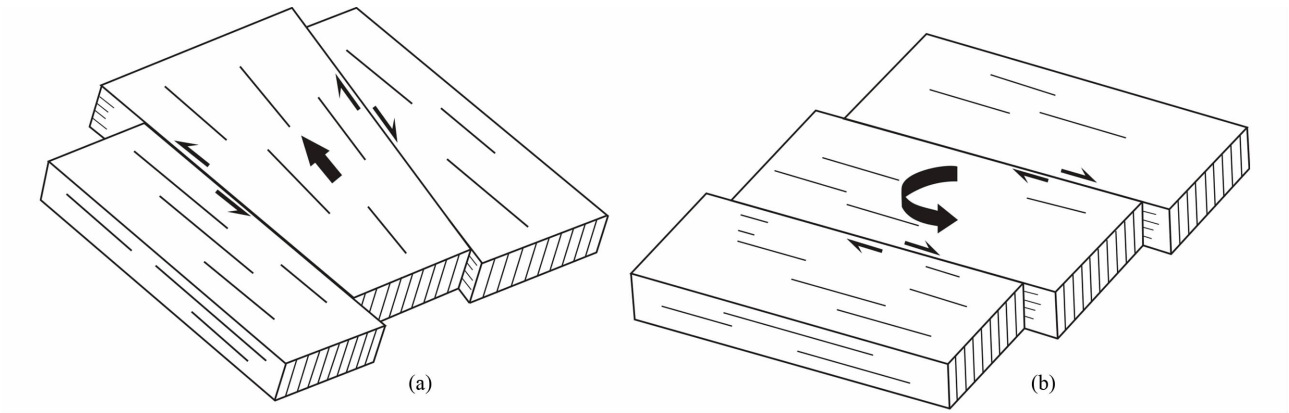


图 17 受走滑断裂制约的刚性地体的侧向挤出运动学模式

Fig. 17 Lateral extrusion models of rigid terrains constrained by strike-slip faults

(a)—受反向走滑断裂制约的刚性体的线性侧向挤出运动学模式; (b)—受同向走滑断裂制约的刚性体的线性侧向挤出运动学模式

(a)—Lateral extrusion models of rigid terrains constrained by opposite-directional strike-slip faults; (b)—lateral extrusion models of rigid terrains constrained by homo-directional strike-slip faults

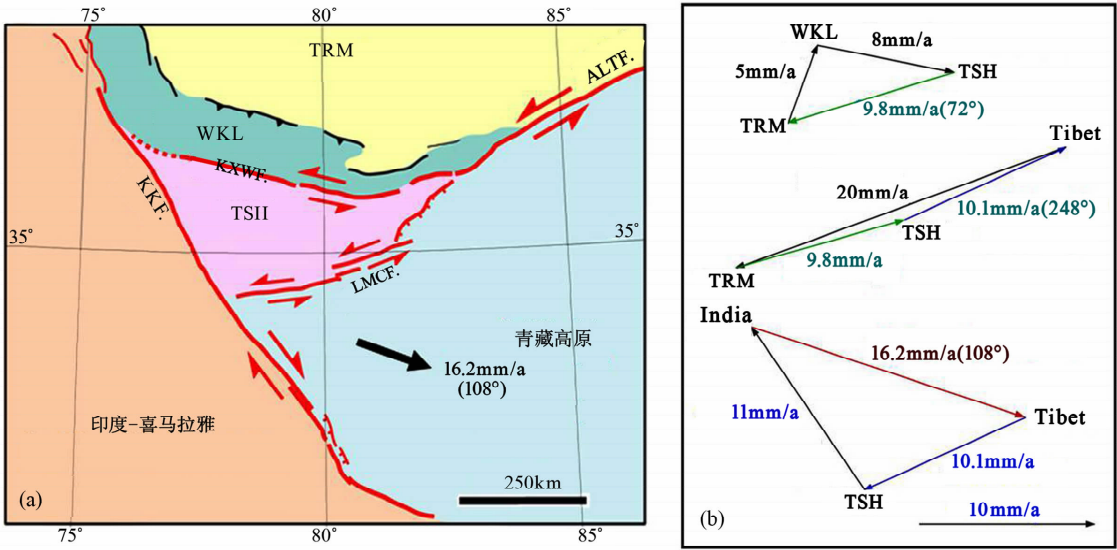


图 18 青藏高原西部大量地壳物质运动的运动学模式

Fig. 18 Kinematic model for the eastward movement of crustal materials in the western Tibet

(a)—青藏高原西部构造图；(b)—青藏高原西部大型走滑断裂的几何学、运动学分析(据李海兵等,2008)；TRM—塔里木地体；WKL—西昆仑地体；TSH—甜水海地体；Tibet—青藏高原；India-Himalaya—印度-喜马拉雅；ALTF—阿尔金走滑断裂；KXWF—康西瓦走滑断裂；LWCF—龙木措走滑断裂；KKF—喀喇昆仑走滑断裂

(a)—Tectonic sketch map of the western Tibet；(b)—geometric and kinematic analysis of large strike-slip faults at the western Tibet；TRM—Tarim terrain；WKL—West Kunlun terrain；TSH—Tianshuihai terrain；ALTF—Altyn Tagn fault；KXWF—Kanxiwa strike-slip fault；LWCF—Longmucuo strike-slip fault；KKF—Karakorum strike-slip fault

1996),总延长 2000km 以上,并与印度尼西亚岛弧带相连;西侧为呈近 NS 向恰曼左行走滑断裂及相伴随的 Kirthar-sulaimai 褶皱-逆冲带组成的挤压转换带(Schelling,1999),总延长达 1000km 以上。两条挤压转换带像两条不等长的“辫子”往北与喜马拉雅地体相连,使喜马拉雅造山带组成特殊的“M”型结构(尹安,2006)。

青藏高原西北缘的阿尔金地体和西昆仑地体是以早古生代造山活动为特征、在白垩纪-新生代时期再度崛起的山链。阿尔金地体的南缘为印支期形成和新近纪强烈活动的 NEE—SWW 向的阿尔金左行走滑主断裂(Tapponnier et al. , 2001),北缘为与之平行的挤压型的阿尔金逆冲断裂,往北叠覆在塔里木盆地之上。西昆仑地体的北缘为 EW 向西昆仑北缘逆冲断裂系,根据山/盆结合带中塔西南凹陷的上白垩统、古新统、始新统、渐新统和中新统砂岩中的磷灰石裂变径迹年龄为 80~90Ma(崔军文等, 2006)、50~70Ma (Ding et al. , 1996)、10~30Ma 和 2~5Ma (Sobel et al. , 1996),塔西南凹陷的沉积物主要来自其南侧的西昆仑造山带,表明白垩纪-新近纪时期,西昆仑造山带存在强烈的热构造活动;而在西昆仑南缘的康西瓦左行走滑断裂自白垩

纪(100~120Ma)至今也有强烈的左行活动表现(Matte et al. , 1996)。因此,阿尔金地体和西昆仑地体的最后隆升受到相互平行的前缘逆冲断裂和后缘走滑断裂(即前缘挤压型、后缘转换型)的应变制约,西昆仑和阿尔金山链是“挤压—转换”机制的产物。

青藏高原北缘祁连山链的挤压转换性质表现为两种形式:自白垩纪-新近纪,阿尔金断裂作强烈走滑运动,伴随南侧(祁连山)一系列的向北凸出的弧形逆冲断裂和盆-山体系的形成;另一种形式为 NWW—SEE 向海源走滑断裂,它与北祁连山链的前陆逆冲断裂一并构成一个挤压-转换体系(许志琴等,2007)。

此外,作为青藏高原东缘的龙门山,其隆升始自白垩纪,为挤出机制的产物。新近纪以来,龙门山断裂体系转变为挤压-转换性质(逆冲-走滑兼之)(许志琴等,2007; Xu et al. , 2007)。“挤压转换型”山链成为块体特有的“挤压”和“转换”兼而有之、复合机制的产物。

5 结论

本文从四个方面对中国大陆构造及动力学研究

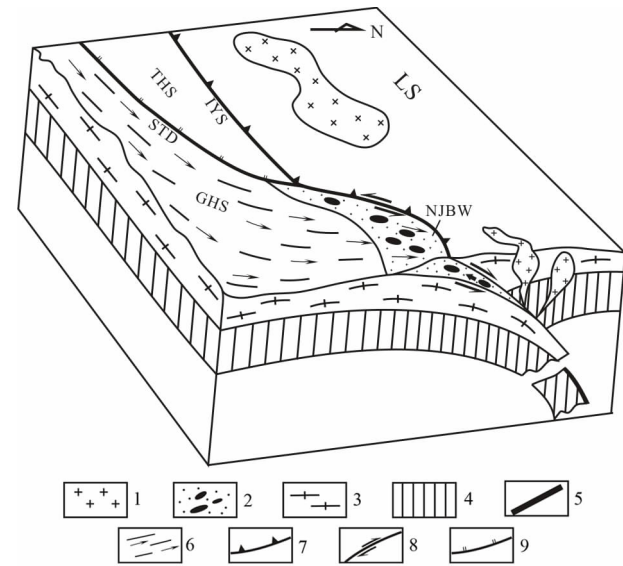


图 19 地壳韧性物质的侧向挤出模式:东构造结的俯冲/插入-拖曳造成的侧向韧性挠曲式挤出

Fig. 19 Lateral extrusion models of crustal ductile material: The model shows lateral ductile deflecting extrusion by indenting (subduction) dragging process of east tectonic syntaxis

1—花岗岩;2—俯冲杂岩带;3—片麻岩;4—地幔;5—洋壳蛇绿岩;6—面理轨迹;7—逆冲断裂;8—走滑断裂;9—正断裂;LS—拉萨地体;NJBW—南迦巴瓦;IYS—印度斯-雅鲁藏布江缝合带;STD—藏南拆离系;THS—特提斯喜马拉雅单元;GHS—高喜马拉雅单元

1—Granite; 2—subduction complex; 3—gneiss; 4—mantle; 5—ophiolite; 6—foliation; 7—thrust fault; 8—strike-slip fault; 9—normal fault; LS—Lhasa; NJBW—Namche Barwa; IYS—Indus-Yalu Tsangpo Suture zone; STD—South Tibet detachment; THS—Tethys-Himalayan sequence; GHS—Greater Himalaya sequence

进展进行了初步总结,并为未来研究提出新的思考。

(1) 中国大陆板块下的构造和整个地幔运动的构架。地震层析资料揭示,中国大陆板块下的构造及地幔结构。西太平洋板片向西俯冲到东亚大陆之下,俯冲倾角逐渐减小,最后呈近水平抵达 400~600km 深度的地幔过渡带,成为具有箕状几何形态的超深俯冲板片。印度岩石圈板片以缓角度超深俯冲到青藏高原之下近 800km 深度,在喜马拉雅西构造结发生双向高角度不对称深俯冲。印度岩石圈板片向东俯冲到东构造结东侧之下 300~500km 深度。在俯冲板片上盘的腾冲和保山地体之下 100~200km 深度存在明显的热结构,为地面腾冲火山群的深部成因。

(2) 中国大陆变质基底的再活化。中国大陆的

大部分陆块未受显生宙以来构造、变质和岩浆事件的改造和再活化。位于冈瓦纳大陆北缘的印度陆块和阿拉伯陆块北缘还发育 530~470Ma 泛非期形成的造山带,影响范围至高喜马拉雅、拉萨地体和三江地区。新生代的变质活化普遍发生在喜马拉雅、南迦巴瓦、拉萨地体和三江-缅甸地区,最新的变质年龄仅为 2~1Ma(南迦巴瓦)。

(3) 中国大陆主要高压-超高压变质带的大地构造背景。中国境内含榴辉岩的高压-超高压(HP/UHP)变质带迄今已发现 11 条,根据时代和区域构造背景,大可分为 4 类:始特提斯早古生代高压/超高压变质带、古特提斯高压超高压变质带、新特提斯高压超高压变质带、以及古亚洲造山带域南缘高压/超高压变质带。中国高压/超高压变质带形成的大地构造背景有洋壳(深)俯冲和陆壳(深)俯冲之分。青藏高原中大部分洋壳俯冲形成的高压/超高压变质带与始-古特提斯洋盆中诸多微陆块之间小洋盆的汇聚碰撞有关,而大陆块(如北中国和扬子、印度和亚洲)之间特殊部位的碰撞为陆壳(深)俯冲创造了有利条件,还可进一步分为大陆块之间剪式碰撞和撕裂式岩石圈舌形板片深俯冲作用等两种机制。

(4) 中国大陆块体的挤出机制。中国大陆的陆块主要受三种挤出机制的制约。以高喜马拉雅岩片为代表的深部地壳物质“牙膏式”向上挤出、以青藏高原周缘山链为代表的“挤压转换式”挤出机制、以及由大型走滑断裂活动造成的 4 类侧向挤出,即刚性块体之间的线性位移、旋转位移、板片的楔入-拖曳以及韧性拆离-走滑转换流动等。

中国大陆构造及动力学的研究正处于新的历史时期,“若干问题的认识”是基于笔者群体十余年的研究进展以及某些国内外研究成果的参考。诚然,由于笔者水平有限,文中涉及的认识可能不全面或不准确,愿与同行商榷。

致谢:本研究得到李廷栋院士、肖序常院士和杨文采院士的帮助,舒良树教授和王勤副教授等提出宝贵意见,笔者曾与加拿大 P. Robinson 教授进行过有益的讨论,蔡志慧、许翠萍和张森协助图件绘制、参考文献查询和整理等,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 崔军文,王连捷,唐哲民,史金松. 2006. 苏鲁高压-超高压变质带深俯冲阶段陆表面、Moho 和构造应力场的时空变化. 地质学报, 80(12): 1944~1951.
- 董树文,武红岭,刘晓春,薛怀民. 2002. 陆-陆点碰撞与超高压变质作用. 地质学报, 76(2): 163~172.

- 嵇少丞,王茜,许志琴. 2008. 华北克拉通破坏与岩石圈减薄. 地质学报, 82: 174~193.
- 李才,翟庆国,陈文,于介江,黄小鹏,张彦. 2006a. 青藏高原羌塘中部榴辉岩 Ar-Ar 定年. 岩石学报, 22(12): 2843~2849.
- 李才,翟庆国,董永胜,黄小鹏. 2006b. 青藏高原羌塘中部榴辉岩的发现及其意义. 科学通报, 51(1): 70~74.
- 李才. 1997. 西藏羌塘中部蓝片岩青铝闪石⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年及其地质意义. 科学通报, 42(4): 114.
- 李海兵, Franck V, 刘敦一, 许志琴, 杨经绥, Arnaud N, Tapponnier P, Lacassin R, 陈松永, 戚学祥. 2007. 喀喇昆仑断裂的形成时代: 锆石 SHRIMP-U-Pb 年龄的制约. 科学通报, 52(4): 438~447.
- 刘福来,薛怀民,许志琴,梁风华, Axel Gerdes. 2006. 大别超高压变质带的进变质、超高压和退变质时代的准确限定: 以双河大理岩中榴辉岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年为例. 岩石学报, 22(7): 1761~1778.
- 黄汲清. 1960. 中国地质构造基本特征的初步总结. 地质学报, 40(1): 1~37.
- 黄汲清,肖序常,任纪舜,赵庆林,姜春发,刘湧泉,崔述德. 1965. 中国大地构造基本特征—三百万分之一中国大地构造图说明书. 北京: 中国工业出版社, 333.
- 宋述光,张立飞, Niu Y, 等. 2004. 北祁连榴辉岩锆石 SHRIMP 定年及其构造意义. 科学通报, 49: 592~595.
- 王清晨,从柏林. 1998. 大别山超高压变质带的大地构造框架. 岩石学报, 14(4): 481~492.
- 吴才来, Wooden J L, 杨经绥, 李海兵, Trevor I, Liou J G, Wan Y S, 史仁灯. 2002. 祁连山缘花岗岩和榴辉岩之间的关系: 嗽唠山花岗岩 SHRIMP 锆石年龄证据. 地质学报, 1: 106.
- 许志琴,蔡志慧,张泽明,李化启,陈方远,唐哲民. 2008. 喜马拉雅东构造结——南迦巴瓦构造及组构运动学. 岩石学报, 24(7): 1463~1476.
- 许志琴,侯立玮,王宗秀. 1993. 中国松潘—甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 190.
- 许志琴,刘福来,戚学祥. 2006. 南苏鲁超高压变质地体中罗迪尼亚超大陆裂解事件的记录. 岩石学报, 22(7): 1745~1760.
- 许志琴,杨经绥,李海兵,张建新. 2007. 造山的高原——青藏高原的地体拼合·碰撞造山及隆升机制. 地质出版社, 458.
- 许志琴,杨经绥,张建新,姜枚,李海兵,崔军文. 1999. 阿尔金断裂两侧构造单元的对比及岩石圈剪切机制. 地质学报, 73(3): 193~205.
- 许志琴,曾令森,梁风华,戚学祥. 2005. 大陆板片多重性俯冲与折返的动力学模式. 岩石矿物学杂志, 24(5): 357~367.
- 许志琴. 1987. 扬子板块北缘的大型深层滑脱构造及动力学分析. 地质通报, 4: 289~300.
- 许志琴,梁风华,杨经绥,张泽明,唐哲民. 2009. 再论“大陆深俯冲和折返动力学”: 来自中国大陆科学群钻及苏鲁超高压变质带的制约. 岩石学报, 25(7): 1561~1574.
- 杨建军. 1991. 中国东部山东和江苏北部的榴辉岩、辉石岩和有关的超基性岩. 北京: 地质出版社, 205~213.
- 杨经绥,史仁灯,吴才来,陈松永. 2004. 柴达木盆地北缘新元古代蛇绿岩的厘定. 地质通报, 23(9-10): 892~898.
- 杨经绥,许志琴,李海兵,吴才来,崔军文,张建新,陈文. 1998. 我国西部柴北缘地区发现榴辉岩. 科学通报, 43: 1544~1548.
- 杨经绥,许志琴,李天福等. 2007. 青藏高原拉萨地块中的大洋俯冲型榴辉岩: 古特提斯洋盆的残留? 地质通报, 26(10): 1277~1287.
- 杨经绥,许志琴,宋述光,吴才来,史仁灯,张建新,万渝生,李海兵,金小赤, Jolivet M. 2000. 青海都兰榴辉岩的发现: 试论我国中央造山带中的高压-超高压变质带的分布及构造意义. 地质学报, 74(2): 156~168.
- 杨经绥,许志琴,张建新,张泽明,刘福来,吴才来. 2009. 中国主要高压-超高压变质带的大地构造背景及俯冲/折返机制的探讨. 岩石学报, 25(7): 1529~1560.
- 尹安. 2006. 喜马拉雅造山带新生代构造演化: 沿走向变化的构造几何形态、剥露历史和前陆沉积的约束. 地学前缘, 13(5): 416~515.
- 张建新,许志琴,陈文,徐惠芬. 1997. 北祁连中段俯冲-增生杂岩/火山弧的时代探讨. 岩石矿物学杂志, 16(2): 112~119.
- 张建新,许志琴,杨经绥,张泽明,崔军文. 2001. 阿尔金西段榴辉岩岩石学、地球化学和同位素年代学研究及其构造意义. 地质学报, 75(2): 186~197.
- 张建新,杨经绥,许志琴,等. 2002. 阿尔金榴辉岩中超高压变质作用证据. 科学通报, 47(3): 231~234.
- 张立飞, David J E, 艾永亮, 等. 2002. 新疆西天山超高压变质榴辉岩. 岩石矿物学杂志, 21(4): 371~386.
- 张立飞,艾永亮,李强,李旭平,宋述光,魏春景. 2005. 新疆西南天山超高压变质带的形成与演化. 岩石学报, 21: 1029~1038.
- 张泽明,郑来林,王金丽,赵旭东,石超. 2007. 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群中的石榴辉石岩——印度大陆向欧亚板块之下俯冲至 80~100km 深度的证据. 地质通报, 26(1): 1~12.
- 张泽明,王金丽,沈昆,石超. 2008a. 环东冈瓦纳大陆周缘的古生代造山作用: 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群的岩石学和年代学证据. 岩石学报, 24(7): 1627~1637.
- 张泽明,王金丽,赵国春,石超. 2008b. 喜马拉雅造山带东构造结南迦巴瓦岩群地质年代学和前寒武纪构造演化. 岩石学报, 24(7): 1477~1487.
- 周志广,刘文灿,梁定益. 2004. 藏南康马奥陶系及其底砾岩的发现并初论喜马拉雅沉积盖层与统一变质基底的关系. 地质通报, 7: 655~663.
- Ames L, Tilton G R, Zhou G. 1993. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. Geology, 21: 339~342.
- Anczkiewicz R, Burg J P, Villa I M, Meier M. 2000. Late Cretaceous blueschists metamorphism in the Indus suture zone, Shangla region, Pakistan Himalaya. Tectonophysics, 324: 111~134.
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, Lee B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. Nature, 414: 738~742.
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, Medvedev S. 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. Journal of Geophysical Research, 109. DOI: 10.1029/2003JB002809.
- Beaumont C, Nguyen M H, Jamieson R A, Ellis S. 2006. Crustal

- flow models in large hot orogens. In: Law RD, Searle MP and Godin L (eds) Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. Geological Society, London, Special Publications, 268: 91~145.
- Beghoul N, Barazangi M, Isacks B L. 1993. Lithospheric structure of Tibet and western north America: mechanisms of uplift and a comparative study. *Journal of Geophysical Research*, 98: 1997~2016.
- Bigwaard H, Sjakman W. 1998. Closing the Gap between Regional and Global Travel Tomography. *Journ. Geoph. Res.*, 103: 30055~30078.
- Billington S, Isacks B I, Barazangi M. 1977. Spatial and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu Kush Pamir region: a contorted Benioff zone. *Geology*, 5: 699~704.
- Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, Liu Y, Royden L H, et al. 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 269: 1~41.
- Burchfiel B C. 2004. New technology: new geological logical challenges. *GSA Today*, 14: 4~9.
- Burg J P, Chen G M. 1984. Tectonics and structural formation of southern Tibet, China. *Nature*, 311: 219~223.
- Burtman V S, Molnar P. 1993. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.* 281: 6.
- Burtman V S. 2000. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene. *Tectonophysics*, 319: 69~92.
- Carosi R, Montomoli C, Rubatto D, Visona D. 2006. Normal-sense shear zones in the core of the Higher Himalayan Crystallines (Bhutan Himalayas): evidence for extrusion? In: Law RD, Searle MP and Godin, (eds) Channel flow, Ductile extrusion and exhumation in Continental Collision Zones. Geological Society, London, Special Publications, 268: 425~444.
- Cawood P A, Buchan C. 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth Science Reviews*, 82(3-4): 217~256.
- Chatelain J L, Roecker S W, Hatzfeld D, Molnar P. 1980. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the HinduKush region and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 85: 1365~1387.
- Chemenda A I, Mattauer M, Malavielle J, Bokun A A. 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 132: 225~232.
- Coward M P, Butler R W H. 1985. Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya. *Geology*, 13: 417~420.
- De Sigoyer J, Chavagnac V, Blichert-Toft J, Villa I M, Luais B, Guillot S, Cosca M, Mascle G. 2000. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 28: 487~490.
- Dewey J F S, Cande W C, Pitman. 1989. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. *Eclogae. Geol. Helv.*, 82: 717~734.
- Fan G, Ni J F, Wallace T C. 1994. Active tectonics of the Pamirs and Karakorum. *J. Geophys. Res.* 99: 7131~7160.
- Gansser A. 1964. The Geology of the Himalayas. London, Wiley interscience, 1~289.
- Gehrels G E, Yin A, Wang W F. 2003. Detrital-zircon geochronology of the northeastern Tibetan plateau. *GSA Bulletin*, 115(7): 881~896.
- Godin L, Gleeson T P, Searle M P, Ullrich T D, Parrish R R. 2006. Locking of southward extrusion in favour of rapid crustal-scale bucking of the Greater Nepal. In: Law RD, Searle MP and Godin L (eds) Channel flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. Geological Society, London, Special Publications, 268: 269~292.
- Grand S R, Hilst van der R D, Widiyantoro S. 1997. Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth. *GSA Today*, 7: 1~7.
- Grandstein F M, Ogg J G, Smith A G, Bleeker W, Lourens L J. 2004. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27(2): 83~100.
- Grujic D, Casey M, Davidson C, Hollister L S, Kundig R, Pavlis T, Schmid S. 1996. Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz micro-fabrics. *Tectonophysics*, 260: 21~43.
- Grujic D, Hollister L, Parish R. 2002. Himalayan metamorphic sequence as an orogenic channel: insight from Bhutan. *Earth and Planetary Science Letters*, 198: 177~191.
- Gubin J E. 1960. Regularities of earthquakes in Tadjikistan area (geology and seismicity). Moscow: USSR Sci. Acad. Print Office, 464.
- Guillot S, Hattori K, Schwartz S, Vidal O. 2008. Exhumation processes in oceanic and continental contexts: A review. "High pressure and ultrahigh pressure rocks". a series in *Frontiers in Earth Sciences* from Springer. Springer Berlin Heidelberg, 1863~4621.
- Guzmán-Speziale M, Ni J F. 1996. Seismicity and active tectonics of the western Sunda Arc. In: Yin An and Harrison, Editors, The tectonic evolution of Asia, 63~84.
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Dong S. 1998. U-Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qin-ling-Dabie Orgen, China; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 161:215~230.
- Hodges K V, Parrish R R, Housh T B, et al. 1992. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. *Science*, 258: 1446~1470.
- Hollister L S, Grujic D. 2006. Pulsed channel flow in Bhutan. In: Law RD, Searle MP and Godin L (eds) Channel flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones.

- Geological Society, London, Special Publications, 268: 415~423.
- Honegger K, Le Fort P, Mascle G, Zimmerman J L. 1989. The blueschists along the Indus Suture Zone in Ladakh, N. W. Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 57~72.
- Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research*, 111: B09305.
- Jaeger J J V, Courtillot P, Tapponnier P. 1989. Paelontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/tertiary boundary, and the India/Asia collision. *Geology*, 17: 316~319.
- Jahn B M, Auvray B, Cornichet J, Bai Y D, Shen Q H, Liu D Y. 1987. 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei Province, China: field occurrence, petrography, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry. *Precamb. Res.* 34: 311~346.
- Jahn B M, Zhang Z Q. 1984. Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb) and geochemistry of Archaean granulite gneisses from the eastern Hebei Province, China. In: A. Kröner, G. Hanson and A. M. Goodwin, Editors, *Archaean geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin and New York, 204~234.
- Jamieson R A, Beaumont C, Medvedev S, Nguyen M H. 2004. Crustal channel flows; 2. Numrical models with implications for metamorphism in the Himalayan-Tibetan Orogen. *Journal of Geophysical Research*, 109. DOI: 10.1029/2003JB002811.
- Jamieson R A, Beaumont C, Nguyen M H, Grujic D. 2006. Provenance of the Greater Himalayan Sequence and associated rocks: predictions of channel flow models. In: Law RD, Searle MP and Godin, L (eds) *Channel flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 268: 165~182.
- Jessup M J, Law R D, Searle M P, Hubbard M S. 2006. Structural evolution and vorticity of flow during extrusion and exhumation of the Greater Himalayan Slab, Mount Everest massif, Tibet/Nepal; implications for orogen-scale flow partitioning. In: Law RD, Searle MP and Godin L (eds) *Channel flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 268: 379~414.
- Jin W. 1989. Geological evolution and metamorphic dynamics of early Precambrian basement rocks along the northern boundary (central section) of the North China Craton. Ph. D. Thesis, Changchun University of Science and Technology, Changchun (in Chinese).
- Kay R. W., Kay S M. 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geol. Rundschau*, 80: 259~278.
- Kendall J-M, Silver P G. 1996. Constraints from seismic anisotropy on the nature of the lowermost mantle. *Nature*, 381: 409~412.
- Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, Yuan X, Hanka W, Oreshin S. 1999. Seismic Evidence for a Detached Indian Lithospheric Mantle Beneath Tibet. *Science*, 283(5406): 1306~1309.
- Kröner A., Cui W Y., Wang S Q, Wang C Q, Nemchin A A. 1998. Single zircon ages from high-grade rocks of the Jianping Complex, Liaoning Province, NE China. *J. Asian Earth Sci.* 16: 519~532.
- Le Fort P, Guillot S, Picher A. 1997. HP metamorphic belt along the Indus suture zone of NW Himalaya: new discoveries and significance. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, 325: 773~778.
- Leech M L, Singh S, Jain A K, Klemperer S L, Manickavasagam R M. 2005. The onset of India-Asia continental collision: early, steep subduction required by timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth and Planet Science Letters*, 234: 83~97.
- Li C, Hilst van der R D, Meltzer A S, Engdahl E R. 2008. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. *Earth and Planetary Science Letters*, 274: 157~168.
- Li S G, Hart S R, Zhang S G, Liu D L, Zhang G W, Guo A L. 1989. Timing of collision between north and south China blocks-The Sm-Nd isotopic age evidence. *Science in China*, 32: 1393~1400.
- Li S G, Jagoutz E, Chen Z, Li Q L. 2000. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mould sins central China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64:1077~1093.
- Li S G, Jagoutz E, Xiao Y L, Ge N J, Chen Y Z. 1996. Chronology of ultrahigh-pressure metamorphism in the Dabie Mountains and Su Lu terrane. *Science in China(Series D)*, 39:597~609.
- Liou J G, Zhang R Y, Ernat W G, Rumble D, Maruyama S. 1998. High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks; Review in *Mineralogy and Geochemistry*, 37:33~96.
- Liu X S, Jin W, Li S X, Xu X C. 1993. Two types of Precambrian high-grade metamorphism, Inner Mongolia, China. *J. Metam. Geol.* 11: 499~510.
- Liu Y G, Guo J H. 1993. The early Precambrian geology of northwestern Hebei Province. In: Zhao, Z. F. (Ed.), *Crustal Evolution of the Sino Korean Platform*. Science Press, Beijing, 284~330 (in Chinese with English abstract).
- Lu L Z, Jin S Q. 1993. P-T-t paths and tectonic history of an early Precambrian granulite facies terrane, Jining district, south-eastern Inner Mongolia, China. *J. Metam. Geol.* 11: 483~498.
- Lu Z, Zhang L, Du J, Bucher K. 2008. Coesite inclusions in garnet from eclogitic rocks in western Tianshan, NW China: Convincing proof of deep subduction. *American Mineralogist*, 93:1845~1850.
- Maluski H, Matte P. 1984. Ages of Alpine tectonometamorphic events in the northwestern Himalaya (northern Pakistan) by $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method. *Tectonics*, 3(1):1~18.
- Maruyama S, Santosh M, Zhao D. 2007. Superplume, supercontinent, and post-perovskite; Mantle dynamics and anti-

- plate tectonics on the Core-Mantle Boundary. *Gondwana Research*, 11: 7~37.
- Mattauer M. 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In: Coward, M. P., Ries, A. C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., 19: 37~50.
- Mattauer M. 1999. Seismique et tectonique. *La Science*, 265: 28~31.
- Matte P, Chemenda A. 1996. Mechanism for exhumation of HP metamorphic rocks during continental subduction in Southern Urals. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323: 525~530.
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189: 419~426.
- Mukheerjee B, Sachan H K, Ahmad T. 2005. A new occurrence of microdiamond from Indus Suture zone, Himalaya: A Possible origin. In: Memoire HS (ed.). *Special Extended Abstract Volume*. *Geologie Alpine*, 44: 136.
- Nabelek J, Hetenyi G, Vergne J, Sapkota S, Kalle B, Jiang M, Su H P, Chen J, Huang B S. 2009. the Hi-CLIMB Team. 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone Revealed by the Hi-CLIMB Experiment. *Science*, 325: 1371~1374.
- Negredo A M, Replumaz A, Villaseca A, Guillot S. 2007. Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir Hindu Kush region. *Earth and Planetary Science Letters*, 259: 212~225.
- O'Brien P J, Zotov N, Law R, Khan M A, Jan M Q. 2001. Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology*, 29: 435~438.
- Okay A L, Xu S T, Sengor A M C. 1989. Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China. *European Journal of Mineralogy*, 1: 595~598.
- Oreshin S, Kiselev S, Vinnik L, Prakasam K S, Rai S S, Makeyeva L, Savvin Y. 2008. Crust and mantle beneath western Himalaya, Ladakh and western Tibet from integrated seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4): 75~87.
- Powell C M A, Conaghan P J. 1973. Plate tectonic and the Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, 20: 1~12.
- Qian X L, Chen Y P, Liu J Z. 1987. Archean crustal evolution of the North China Craton. *Workshop on the growth of continental crust*, Oxford, England, 76-78.
- Replumaz A H, Karason R D, van der Hilst J B, Tapponnier P. 2004. 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221: 103~115.
- Russell 2001. C. T. Russell, In defense of the term ICME. *EOS Trans. AGU* 82 39 (2001), p. 434.
- Russell C T, Mulligan T. 2002. On the magnetosheath thicknesses of interplanetary coronal mass ejections. *Planetary and Space Science*, 50(5-6): 527~534.
- Schelling D. 1999. Frontal structural geometries and detachment tectonic of the northeastern Karachi arc, southern Kirthar Range, Pakistan. In: Macfarlane A, Sorkhabi R B, Quade J (Eds.). *Himalaya and Tibet: mountain roots to mountain tops*. Geological Society of America Special Papers, 328: 287~302.
- Scotese C R. 1997. *Paleogeographic Atlas*, Paleomap Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Texas.
- Searle M P, Law R D, Jessup M J. 2006. Crustal structure, restoration and evolution of the Greater Himalaya in Nepal South Tibet: implication for channel flow and ductile extrusion of the middle crust. In: Law RD, Searle MP and Godin L (eds) *Channel flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 268: 355~378.
- Searle M P, Szulc A G. 2005. Channel flow and ductile extrusion of the High Himalayan slab-the Kangchenjunga-Darjeeling profile, Sikkim Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 173~185.
- Sengor A M C, Natal'in B A. 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis, in: A. Yin, M. Harrison (Eds.) *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge Univ. Press, 443~486.
- Sobel E R, Dumitru T A. 1996. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.*, 102(B3): 5043~5063.
- Song B, Nutman A P, Liu D Y, Wu J S. 1996. 3800 to 2500 Ma crustal evolution in Anshan area of Liaoning Province, Northeastern China. *Precamb. Res.* 78: 79~94.
- Spencer D A, Gebauer D. 1996. SHRIMP evidence for a Permian protolith age and a 44 Ma metamorphic age for the Himalayan eclogites (Upper Kaghan, Pakistan): implications for the subduction of Tethys and the subdivision terminology of the NW Himalaya. 11th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop.
- Tapponnier P, Peltzer, Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia, in *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ. London, 19: 115~157.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294(5547): 1671~1677.
- Tilmann F, Ni J, INDEPTH seismic team. 2003. Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath central Tibet. *Science*, 300: 1424~1427.
- Tonarini S, Villa I M, Oberli F, et al. 1993. Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya: Implications for IndiaEurasia Collision. *Terra Nova*, 5: 13~20.
- van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. 1997. Evidence for Deep Mantle Circulation from Global Tomography. *Nature*, 386: 578~584.
- van der Voo R, Spakman W, Bijwaard H. 1999. Tethyan subducted slabs under India. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 7~20.
- van der Voo R, Stamatakis J A, Parsons J M. 1997. Kinematic constraints on thrust-belt curvature from syndeformational magnetizations in the Lagos del Valle Syncline in the Cantabrian

- Arc, Spain. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 102 (B5): 10105~10119.
- Villase or A., Spakman W., Engdahl E R. 2003. Influence of regional travel times in global tomographic models. EGS AGU EUG Joint Assembly, Nice.
- Vinnik L P., Lukk A A., Nersesov I L. 1977. Nature of the intermediate seismic zone in the mantle of the Pamir Hindu Kush. *Tectonophysics*, 38: 9~14.
- Wang Q., Zhang P., Freymueller J T., et al. 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements. *Science*, 294: 574~577.
- Wu H., Feng Y., Song S. 1993. Metamorphism and deformation of blueschist belts and their tectonic implications, north Qilian Mountains, China. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 523~536.
- Xu Z Q., et al. 2009. Abstract, 24th International Workshop of Himalaya-Karakorum Tibet.
- Xu Z Q., Ji S C., Li H B. 2008. Uplift of the Longmen Shan range and the Wenchuan earthquake. *Episodes*, 31,(3): 291~310.
- Xu Z Q., Yang W C., Ji S C., Zhang Z M., Yang J S., Wang Q., Tang Z M. 2009. Deep root of a continent continent collision belt: Evidence from the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) deep borehole in the Sulu ultrahigh-pressure (HP UHP) metamorphic terrane, China. *Tectonophysics*, 475:202~217.
- Yang J S., Liu F L., Wu C L., Xu Z Q., Chen S Y. 2005. Two ultrahigh-pressure metamorphic events recognized in the Central Orogenic Belt of China: Evidence from the U-Pb dating of coesite-bearing zircons. *International Geology Review*, 47:327~343.
- Yang J S., Xu Z Q., Pei Z Z., et al. 2002. Discovery of diamond in North Qingling; Evidence for a giant UHPM belt across Central China and recognitions of Paleozoic and Mesozoic dual deep subduction between North China and Yangtze plates. *Acta Geologica Sinica*, 76 (4): 484~495 (in Chinese with English abstract).
- Yang J S., Xu Z Q., Song S G., Zhang J X., Wu C L., Shi R D., Li H B., Maurice B. 2001. Discovery of coesite in the North Qaidam Early Paleozoic ultrahigh pressure (UHP) metamorphic belt, NW China. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets / Earth and Planetary Sciences*, 333 : 719~724.
- Yin A., Mark H. 1996. *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press.
- Zang S., Ning J. 1996. Study on the subduction zone in western pacific and its implication for the geodynamics. *Chin. J. Geophys.*, 39: 188~202.
- Zhang L F., Ai Y L., Li Q., Li X P., Song S G., Wen C J. 2005. The formation and tectonic evolution of UHP metamorphic belt in southwestern Tianshan, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 21 (4):1029~1038(in Chinese with English Abstract).
- Zhang L F., David J E., Ai Y L., et al. 2002. Ultra-high pressure metamorphic eclogite in western Tianwshan Mountains, Xinjiang. *Acta Petrologica Et Minerlogica*, 21(4): 371~386(in Chinese with English Abstract).
- Zhang Z M., Zheng L L., Wang J L., Zhao X D., Shi C. 2007. Garnet pyroxenite in the Namche Barwa Group-complex in the eastern Himalayan tectonic syntaxis, Tibet, China: Evidence for subduciton of the Indian continent beneath the Eurasian palte at 80~100 km depth. *Geological Bulletin of China*, 26:1~12 (in Chinese with English abstract).
- Zhao D P., Ohtani E. 2009. Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences: Evidence from seismology and mineral physics. *Gondwana Research*, doi:10. 1016/j. gr. 2009. 01. 005.
- Zhao D P. 2007. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Research*, 12: 335~355.
- Zhao G C., Cawood P A., Lu L Z. 1999. Petrology and P T history of the Wutai amphibolites: implications for tectonic evolution of the Wutai Complex, China. *Precambrian Research*, 93: 81~199.
- Zhao G C., Cawood P A., Lu L Z. 1999a. Petrology and P T history of the Wutai amphibolites: implications for tectonic evolution of the Wutai Complex, China. *Precambrian Res.* 93:181~199.
- Zhao G C., Wilde S A., Cawood P A., Lu L Z. 1999b. Tectonothermal history of the basement rocks in the western zone of the North China Craton and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 310: 7~53.
- Zhao G C., Wilde S A., Cawood P A., Lu L Z. 1998. Thermal evolution of the Archaean basement rocks from the eastern part of the North China Craton and its bearing on tectonic setting, *Int. Geol. Rev.* 40: 706~721.
- Zhao G C., Wilde S A., Cawood P A., Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Research*, 107: 45~73.

On the Continental Tectonics and Dynamics of China

XU Zhiqin, YANG Jingsui, JI Shaocheng, ZHANG Zeming, LI Haibing, LIU Fulai,
ZHANG Jianxin, WU Cailai, LI Zhonghai, LIANG Fenghua

*Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences; Key laboratory of Continental Dynamics,
Ministry of Minerals and Resources, Beijing, 100037*

Abstract

The Chinese continent, which is strongly constrained by the Tethyan, Paleo-Asian and Pacific tectonic systems, is characterized by a complex tectonic framework and a particular lithospheric structure. Based on the theory of continental tectonics and dynamics, here we provide a comprehensive overview of recent research results with a particular attention to four important scientific problems on the Chinese (East Asian) continent. ① Tectonics of the mantle beneath the Chinese continental lithospheric plate. Seismic tomographic profiling reveals that the western Pacific slab is subducted westward to depths of 400~600km beneath the East Asian continent, and the subducted slab becomes subhorizontal and listric-shaped in the mantle transitional zone. The Indian slab is subducted northward to a depth of ~800km far north under the Banggonghu-Nujiang sutute zong between the the Lhasa and Qiangtang terrains. Double subductions are asymmetrical beneath the western syntaxis of the Himalayan belt. In the eastern syntaxis, however, the Indian slab is subducted eastward to depths of 300~500km beneath the Burma-Sanjiang terrain. ② Reactivation of the Chinese continent's metamorphic basements. Most blocks of the Chinese continent have not been reactivated by significant tectonic, metamorphic or igneous events since the Phanerozoic. The north Indian and Arabian blocks (northern edge of Gondwana) were shaped by pan-African orogenic belts at 530-470 Ma. This tectonic field occurred mainly in the higher Himalaya, Lhasa terrain and Sanjiang terrain. The Cenozoic metamorphic reactivation appeared ubiquitously and uniquely in the Himalaya, Namche Barwa, Lhasa terrain and Burma-Sanjiang terrain with the youngest metamorphic ages of 2~1 Ma. ③ The tectonic backgrounds and processes for the formation and exhumation of HP-UHP metamorphic belts in China. The eclogite-bearing HP-UHP metamorphic belts in China formed in either oceanic or continental deep subduction zones. Most of the oceanic HP-UHP belts in the Tibetan plateau are related to the collisions of multiple small oceanic basins among multiple micro-continental blocks. Two mechanisms of the continental deep subduction are plausible: subduction driven by interblock shear collision and subduction of wedge-shaped, teared lithospheric slabs. ④ Three categories of mechanisms for the extrusion of deep materials within the Chinese continental orogenic belts: constrictional extrusion; lateral extrusion; and transcompressional extrusion.

Key words: continental tectonics and dynamics; mantle tectonics beneath the continental lithosphere; reactivation of metamorphic basement; HP-UHP metamorphic belts; mechanisms of continental extrusion