

DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2022.04016

王桥,潘桂棠,唐发伟,杨剑,夏时斌,张伟,李华,高慧,廖国忠,2022. 青藏高原壳幔结构构造的基本特征. 沉积与特提斯地质,42(3):319-329. DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2022.04016.

WANG Q, PANG G T, TANG F W, YANG J, XIA S B, ZHANG W, LI H, GAO H, LIAO G Z, 2022. Basic features of crust-mantle structure of the Tibet Plateau. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 42(3):319-329. DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2022.04016.

青藏高原壳幔结构构造的基本特征

王 桥, 潘桂棠*, 唐发伟, 杨 剑, 夏时斌, 张 伟,
李 华, 高 慧, 廖国忠

(中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081)

摘要:青藏高原是新生代以来由于印度板块与欧亚板块碰撞而迅速隆起, 平均海拔超过 4000 m 的高原, 是研究碰撞过程和形成演化的理想窗口。有关青藏高原的碰撞过程及印度板块岩石圈北缘界线, 至今仍然存在较大争议, 这可能主要是由于不同研究方法获得认识的差异性和局限性所导致。基于此, 本文利用前人深部结构资料, 讨论了高原岩石圈的壳幔构造及物质组成等, 并从新的地质视角讨论了班怒带的大地构造属性。通过梳理前人的深部结构资料, 认为青藏高原的壳幔岩石圈结构较为复杂, 如高原内部岩石圈厚度显著大于周缘地区, 中下地壳及上地幔广泛分布着低速高导层, 这些特殊的地质地球物理结构是印亚板块碰撞的结果。此外, 本文进一步对比分析了班怒带的地质与地球物理结构, 揭示该构造带两侧存在显著的差异, 认为其是印度岩石圈的北缘, 这对于认识青藏高原的形成演化具有重要的意义。

关键词:青藏高原; 碰撞; 岩石圈构造; 班怒带

中图分类号: P313.2

文献标识码: A

Basic features of crust-mantle structure of the Tibet Plateau

WANG Qiao, PANG Guitang*, TANG Fawei, YANG Jian, XIA Shibin, ZHANG Wei,
LI Hua, GAO Hui, LIAO Guozhong

(Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, China)

Abstract: The Tibet Plateau, a result of the collision between the Indian plate and the Eurasian plate since the Cenozoic, with a more than 4000 m average elevation, is an ideal site to study the collision processes. The collision processes of the Tibet Plateau and the northern boundary of the Indian plate lithosphere are still controversial, which may be caused by the differences and limitations of different research methods. The crust-mantle structure and material composition of the plateau lithosphere are discussed in this paper, and the tectonic attributes of the Bangonghu-Nujiang tectonic belt are discussed from a new geological perspective. Based on the previous deep structure data, it is concluded that the crust-mantle lithosphere structure of the Tibet Plateau is relatively complex, for example, the lithosphere thickness inner the Plateau is significantly thicker than that in the surrounding areas, and the low velocity and high conductivity layers are widely distributed in the middle and lower crust and upper mantle. These special geological and geophysical structures are the result of the Indian-Asian plate collision. In

收稿日期: 2022-01-20; 改回日期: 2022-02-26; 责任编辑: 黄春梅; 科学编辑: 郭林楠

作者简介: 王桥(1984—), 博士, 高级工程师, 主要从事地球物理应用及研究工作。E-mail: rambo_wq@163.com

通讯作者: 潘桂棠(1941—), 研究员, 博士生导师, 主要从事大地构造学研究。E-mail: 13808091563@163.com

资助项目: 国家重点研发计划项目(2021YFB2301300), 中国地质调查局项目(DD20190033, DD20221635)

addition, the geological and geophysical structures of the Bangonghu-Nujiang tectonic belt are compared and analyzed in this paper. It is concluded that there are significant differences between the two sides of the Bangonghu-Nujiang belt, indicating that it is the northern margin of the Indian lithosphere.

Key words: Tibetan Plateau; collision; lithosphere structure; Bangonghu-Nujiang tectonic belt

0 引言

青藏高原是由于印度板块与欧亚板块经 65 ~ 55 Ma 初始碰撞, 50 ~ 40 Ma 发生陆内碰撞而迅速隆起的全球最高、面积最大、年龄最轻的高原。它是研究碰撞过程的理想地方, 备受国内外学者的重视(潘桂棠等, 2013)。

对于青藏高原大陆碰撞过程与岩石圈结构演化的研究, 可追溯到 20 世纪初(Argand, 1924), 但在 1990 年以前, 对其认识主要基于常规的研究手段和方法所提出的一些假说, 如双地壳模式(Argand, 1924; Gansser, 1966)、推土机模式(Dewey et al., 1973)、地壳侧向向东挤出模式(Molnar et al., 1975; Tapponnier et al., 1975)、地壳俯冲、拼贴模式(常承法, 1992; Mattauer, 1986)等。不少学者的注意力集中在对特提斯构造演化过程的弧-陆、陆-陆碰撞方面(黄汲清等, 1987; 王希斌等, 1987; 刘增乾等, 1990; 肖序常等, 1990; Sengor, 1992; Hsu et al., 1995; 潘桂棠等, 1997)。随着地矿部(中美、中法合作)和国家科委(攀登项目)的大规模综合性科研项目的开展, 获得了大量地球深部的地球物理资料, 使科学家们对特提斯洋消亡、印度与亚洲大陆碰撞过程的岩石圈内部层次有了前所未有的认识, 视角转向高原的隆升机制和隆升过程的研究上来, 从更深层次上对大陆碰撞与高原隆升提出了新的知识模型(吴功建等, 1989; 滕吉文等, 1994, 1996; 赵文津, 1996; 钟大赉和丁林, 1996; 许志琴等, 1996; Willet et al., 1994; Owens et al., 1997; 朱介寿等, 1997; 孙鸿烈等, 1998; 肖序常等, 2000; Tapponnier et al., 2001; Royden et al., 2008; Zhao et al., 2013)。这些新的模式在不同的角度取得了有力的证据, 仍不能给出一个大家都认同的解释, 但有一点是共同的, 即高原的隆升是印度板块与欧亚板块碰撞过程的产物, 它使青藏高原岩石圈结构发生了巨大的变化。

青藏高原的形成, 并不仅仅只是南北大陆碰撞所产生的强烈挤压, 可能还与该高原特有的显生宙三大岛弧盆系形成条块相间的内部结构有关。

这些条块在经历了复杂的洋-陆转换过程后, 在高原周边三大刚性块体围限、陆内俯冲形成了一个巨大的具有塑性、各向异性、热体制特点的构造域, 使之成为全球最大的岩石圈应力集中带, 为高原的形成创造了基本的内在条件。因此, 本文主要利用前人已发表的地球物理资料论述了青藏高原岩石圈的壳幔构造及物质组成等基本特征, 并从新的地质视角讨论特提斯大洋俯冲消亡的地质遗迹班公湖—双湖—怒江—昌宁—孟连对接带(班怒带)的深部结构及其两侧地球物理特征的差异性。需要说明的是, 本文的研究思路和内容来自潘桂棠研究员等 2013 年编写的《青藏高原碰撞构造与效应》专著。

1 青藏高原壳幔构造的基本特征

青藏高原巨厚壳幔构造主要是印亚大陆碰撞构造期形成的。地壳表层构造是深部壳幔构造最直接的表现形式, 而深部壳幔构造作用则制约了表皮构造的发育特征。高原深部构造研究从 20 世纪 80 年代以来, 发表了大量的重力、人工地震、大地电磁及航磁资料等, 已经取得了许多可喜的成果。这些成果对于了解高原壳-幔构造的基本特征、高原巨厚地壳形成演化, 探讨高原隆升机理, 都是十分重要的基础。

1.1 沉积盖层与基底构造

根据地壳上层速度等值线特征, 结晶基底顶界的速度等值线 6.0 km/s(熊绍柏和刘宏兵, 1997)。基底以上沉积盖层的速度为 4.0 ~ 5.9 km/s(图 1; 熊绍柏和刘宏兵, 1997)。上地壳底部普遍存在一个低速层, 波速 5.6 ~ 5.8 km/s, 埋深 15 ~ 25 km, 厚度 3 ~ 6 km。上地壳速度变化较大, 与强烈的逆冲推覆、走滑伸展变形有关。从航磁资料所显示的青藏高原磁性体埋深特征看(熊盛青等, 2014), 青藏高原内部的基底埋深具有凹凸相间的格局, 隆起区主要出现在高原的周边地区, 以南、北两侧为主。凹陷区出现于高原的中部及北部的柴达木地区。总体上以隆起区为主, 显示区内特提斯演化时期的岛弧造山作用。柴达木地区, 沉积盖层的厚度为 2

~12 km,最厚达 19 km(腾吉文等,1996);可可西里-巴颜喀拉凹陷区沉积盖层的厚度为 3~15 km;措勤-申扎一带沉积层厚度为 2~8 km。近年来,对羌塘地区变质基底之上的沉积盖层进行了深入的研究,累积厚度一般为 10~18 km。由此可以说明,青藏高原内部不仅经历了强烈的构造变形作用,还经历了一定程度的整体剥蚀作用。

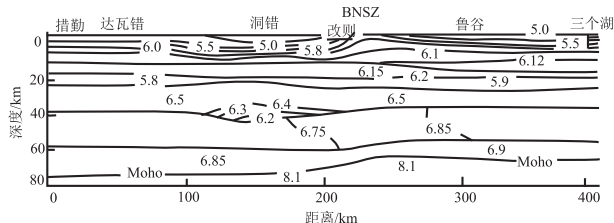


图1 措勤-三个湖地震剖面地壳速度结构(据熊绍柏和刘宏兵,1997)

Fig. 1 The crust structure of the north Tibet plateau (after Xiong and Liu, 1997)

1.2 岩石圈空间结构及物质组成

1.2.1 区域重磁结构

布格重力异常(图2)显示高原为一个封闭的高负异常区,异常区变化范围一般为 $(250 \sim 350) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 时,高原轮廓基本上被 $(-350 \sim 400) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 布格异常等值线所包围,南北边缘均为陡变的重力异常梯度带;高原内部异常值高达 $(-500 \sim -550) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$,为重力异常缓变低值区。重力异常的这种格局显示青藏高原是一个相对封闭独立的体系。高原内部存在有三个近东西向展布的低负异常带:北带低负异常带大体相当于中祁连-柴达木地块区。中带在班怒带之北沿羌塘-唐古拉一线,有五个低负异常中心,最大的低负异常中心相当于羌塘盆地下方,最东边的低负异常中心相当于昌都盆地下方。南带(班怒带以南)沿冈底斯山展布,有三个低负异常中心,西边一个在狮泉河东,中间一个与措勤-申扎弧背断隆相应,东边低负异常带位于念青唐古拉。重力异常的起伏反映了高原莫霍面的起伏变化,高原内部极高的重力异常负值对应着高原区最厚的地壳厚度位置。

从均衡重力异常看,高原内部异常值一般不超过 $\pm 20 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$,高原周缘则出现了不同程度的均衡异常,高喜马拉雅地区为 $(60 \sim 100) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$,昆仑地区为 $(40 \sim 70) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$;柴达木地区出现 $-64.9 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 的负均衡异常。这些资料表

明,高原内部已达到重力均衡状态,高原周边尚不同程度地处于重力均衡补偿不足状态(毕思文等,1997)。高原周边逆冲带的断面毫无例外地向高原方向倾斜,显示周边山链向四周扩展的总趋势(潘桂棠等,1990),喜马拉雅地区的高正均衡异常尤其引人注目,说明喜马拉雅地区目前仍处于印度板块与欧亚板块强烈的挤压之中,来自印度板块的强烈向北挤压,阻碍了该区地壳的均衡调整,使之继续处于升降之中。

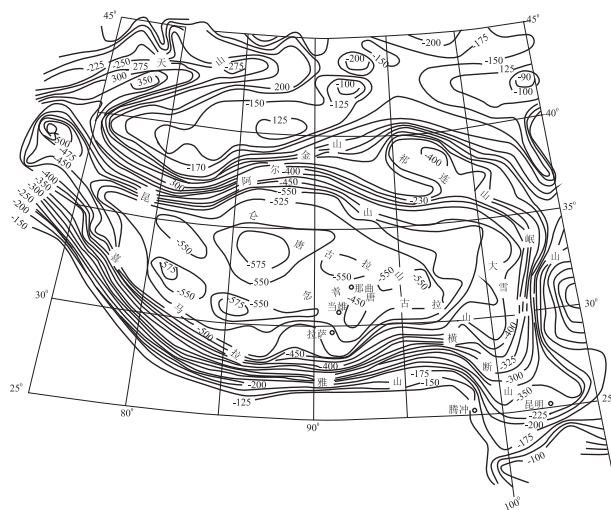


图2 青藏高原 $1^\circ \times 1^\circ$ 布格重力异常(据祝恒宾,1985)

Fig. 2 The bouguer anomaly of the Tibetan Plateau (After Zhu, 1985)

青藏高原及邻区的航磁异常总体上具有条带状分布特征,同时南北两侧高,中间低的特点(图3)。南侧的高航磁异常是指冈底斯-喜马拉雅造山系一带,特别是雅鲁藏布江强磁异常带,其规模宏大、延展连续具有串珠状强磁异常,东西长约1500 km,南北宽约30~60 km,以弧形展布, ΔT 强度一般分布在100~300 nT,最大可达700 nT(熊盛青等,2014)。该区带的航磁异常往往与板块碰撞引起岩体暴露有关。北部的高航磁异常是指塔里木-秦-祁-昆造山系一带,具有高的航磁异常,呈带状或块状, ΔT 强度一般在100~300 nT。此外,班怒带与羌塘-三江造山系具有中等的磁异常,两个块状异常被班怒带的北缘断裂隔开,形成两个独立的磁异常带, ΔT 强度一般分布在50~150 nT(王德发等,2013)。

地震、重力及航磁测量等地球物理资料研究表明,青藏高原岩石圈结构十分复杂,具有多圈层结

构特征,同时在横向上也具有明显的不均匀性(滕吉文等,1996;熊绍柏和刘宏兵,1997;Zhao et al., 2010;熊盛青等,2014)。垂向上大致可分为沉积盖层、上地壳、中地壳、下地壳和莫霍面(图1)。横向上的变化与组成青藏高原地壳的不同地质历史时期形成的秦-祁-昆、羌塘-“三江”和喜马拉雅-冈底斯三大多岛弧盆系构造区均有一定的对应性(图3),各构造区内部的块体间也表现出明显的变化,分隔各块体的弧-弧、弧-陆碰撞结合带也有明显的表现,这些特征决定了高原内部地球动力学背景和岩石圈结构的不均匀性。

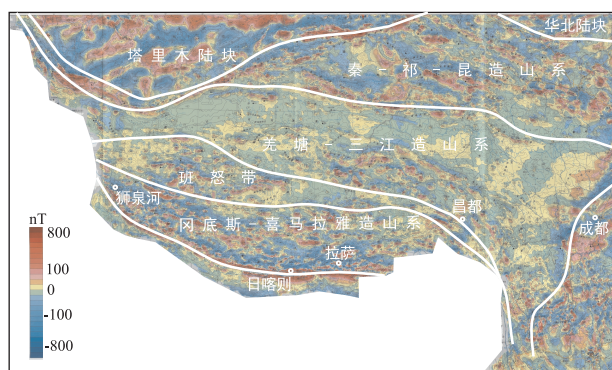


图3 青藏高原航磁异常(据王德发等,2013,修改)

Fig. 3 The aeromagnetic anomaly of the Tibetan Plateau (After Wang et al., 2013)

1.2.2 速度结构

在青藏高原北部(图4),柴达木盆地地壳厚为52 km;地壳中不仅有低速层,而且存在高速梯度夹层。沱沱河至格尔木一带,地壳厚度为58~65 km。其中,上地壳埋深为14~18 km处为低速层,层厚为3~5 km, Pn波速度为5.7~6.3 km/s,底界埋深为20~25 km;中地壳速度为6.3~6.5 km/s,厚度为38~55 km;下地壳速度为6.8~8.0 km/s,厚度为62~57 km。在埋深为14~18 km处有一个低速层,厚度为3~5 km,速度为5.7~5.8 km/s,低速层起伏变化较大,在受到强烈挤压状态下,可能曾为含水脱滑层(滕吉文等,1996)。在地壳底部存在一个壳幔高速带,速度为7.1~8.0 km/s,厚度为6~10 km。西昆仑和塔里木地区的莫霍面反射图像较为清晰,界面平缓,深度为57~65 km(高锐等,2001)。

在青藏高原中部,大致范围为雅鲁藏布江至羌塘南部地区,地壳的厚度较北部大,厚度为65~70 km,地壳结构复杂。壳内普遍存在低速层,岩石圈内部包含5个主要速度层(熊绍柏和刘宏兵,

1997)。第一界面之上为高速的沉积盖层,厚度起伏大,速度为4.0~5.9 km/s(图1)。第二界面以上为包括了沉积盖层的上地壳,厚度约为20 km,藏东地区比西部稍厚,约为25 km。第二界面与第四界面间为中地壳,包括两个亚层,上部为一壳内低速层,速度为5.8~5.9 km/s,可能为壳内含大量液体的剪切滑脱带,中地壳下层速度为6.5 km/s,厚度为11~12 km,该层在洞错一带最厚,之下有一个6.2~6.4 km/s的低速区,这一低速区与壳内高导层的位置基本一致,结合该处地表相对较高的布格重力异常推断,是幔源基性-超基性物质组成的部分熔融体(熊绍柏和刘宏兵,1997)。第四界面与莫霍面之间的下地壳速度为6.75~6.9 km/s,总厚度为27~36 km。该层被第五界面分为两个亚层,其间速度差异不大。

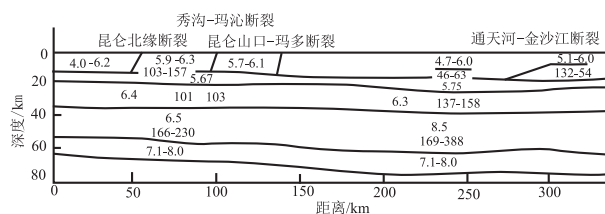


图4 青藏高原北部地壳速度结构(据滕吉文等,1996)

Fig. 4 The crust structure of the north Tibetan Plateau (After Teng et al., 1996)

在青藏高原中部的班怒带是一条非常明显的分界线,地球物理资料显示为一条深层次的构造带。南侧的冈底斯块体内莫霍面界面埋深75~78 km,地壳厚度大,其底部有一高速层(McNamara et al., 1997)。而北侧为65~68 km,其间厚度减薄约10 km的台阶,由藏北地壳明显减薄,且底部缺高速层,暗示着印度岩石圈板块向北延至班怒带之下。熊绍柏和刘宏兵(1997)根据Pm反射波研究证实,上地幔顶部在班怒带附近突然位错,这一位错也正好是10 km左右,而且有几个小的台阶。冈底斯地块北缘埋深75~78 km的莫霍面向南倾。北羌塘地区之下,亚东-格尔木地学断面研究(高锐,1990;吴功建等,1989)认为,50 km是老的莫霍面,现今67~70 km的莫霍面界面,形成双莫霍面组合。羌塘地区的莫霍面比冈底斯地块的莫霍面浅,这一特征可能表明班公湖-怒江洋盆在早白垩世末期消减时洋壳是主体向南局部向北俯冲消减的。

青藏高原南部,指雅鲁藏布江缝合带以南地区,其地壳结构变化十分强烈。雅鲁藏布为一条陡

立的、深达上地幔顶部的构造带,曾认为垂直断距为 6~8 km。亚东到安多剖面揭示了雅鲁藏布江两侧的莫霍面没有 10 km 以上的错距(赵文津,2002)。但进一步研究发现,沿北喜马拉雅带在东西方向上存在很大的差异,西部岩石圈内部莫霍面表现为南浅北深的格局,而东部则表现为北浅南深的特点。在藏南开展的一条东西向地震剖面(普莫雍错—岗巴—定结—佩古错)显示,地壳厚度为 73~77 km,上地壳底部低速层埋深为 15 km(岗巴)和 17 km(普莫雍错),厚度为 3~4 km,层速度为 5.6~5.7 km/s,再向西至定结一带该低速层消失,表现出十分强烈的变化。下地壳的低速层位于地壳底部,埋深为 65 km 左右,层速度为 6.0~6.1 km/s,上地幔顶面速度为 8.1~8.2 km/s(滕吉文等,1996)。

青藏高原地壳厚度起伏变化较大,南部的恒河平原下厚约 40 km,珠穆朗玛峰和北喜马拉雅带亚东康马地区从地震宽角反射、折射探测、重力和大地电磁测深反演均得到一致的认识,地壳厚度为 55~65 km,雅鲁藏布江南侧约为 75 km,藏北约 70 km,沱沱河地区为 65 km,柴达木盆地为 52 km,表现出两侧薄,中间厚,呈不对称状态。青藏高原内部地幔低速层埋深平均为 90~100 km,因此,青藏高原地区具有巨厚地壳和薄的岩石圈结构特征(滕吉文,1996)。

1.2.3 电性结构

二十世纪 70 年代以来,青藏高原地区开展了大量的大地电磁测深,特别是 INDEPTH 计划实施以后(Chen et al., 1996; Wei et al., 2001; Unsworth et al., 2005),认识也由早期的二维电性结构,逐步转向到三维结构(Zhang et al., 2017; 杨文才等, 2020)。青藏高原岩石圈基本电性结构为“高电阻率层—低电阻率层—高电阻率层”三层结构(或称“三明治”电性结构,图 5),其中最主要的发现是高原内部广泛存在中下地壳低电阻率层。

青藏高原中下地壳存在高导层(或低电阻率层,一般 $1\Omega\cdot m < \rho < 10\Omega\cdot m$)。该高导层的电阻率常小于 $10\Omega\cdot m$,常常在 $1\Omega\cdot m$,甚至出现 $0.1\Omega\cdot m$,深度常常分布在 20~60 km(Bai et al., 2010)。就高导层的发育规模而言,青藏高原南部发育高导层的规模可能要大于高原北部,这可能与印度板块的持续俯冲有关。

青藏高原的中下地壳高导层可能不是连续分布,常与大型剪切带相伴生。藏南一带深部发育了

大量的高导层,可能是中下地壳发生了局部熔融(Chen et al., 1996; Wei et al., 2001; Unsworth et al., 2005),紧接着在藏东及东南缘发现了两个高导层,这些高导层出露位置与大型走滑断层分布重叠(Bai et al., 2010),认为可能是高原内部弱物质“逃逸”的通道。而现今三维的结果显示,高原内部的这些高导层可能不是连续分布,它们可能是地幔物质上涌的通道(Dong et al., 2016; Zhang et al., 2017; 杨文才等, 2020)。

1.2.4 物质组成

上地幔物质分异,物相转换产生的深部热动力作用,对造就高原地壳,尤其是下部地壳起着十分重要的作用。通过各种地球物理探测手段,已经初步揭示出构成青藏高原中上层的地壳(硅铝层)厚约 30 km,其底部普遍存在一个厚 4~5 km 的低速、低阻介质层(李廷栋,1984)。但是在班—怒带中部的奇林湖—蓬错一带下方低速层下界面深 20~27 km,厚 5 km,向东延伸到安多附近变深,向南到羊八井渐变浅(王式等,1984)。下地壳低速层埋深为 40~45 km,厚 5 km,地壳底部局部有一速度为 7.4 km/s 的介质层,这一异常高速体可能为壳—幔混合物质(滕吉文,1996)。地震反射在帕里—萨马达长约 100 km 地带的探测表明,在 45 km 深度存在壳内熔融体,推测这种灼热的熔融体可能是在高原地壳深部热动力作用下形成,代表了地壳物质可能被剪切错断的深度水平。

当前对厚度超过 30 km 的高原下地壳的物质组成、构造性状以及产生机制,有不同的认识。传统的看法认为下地壳的物质成分就是通常所说的“铝镁壳”,是重力制约的地幔物质分异的产物。高原地区新近纪强烈隆起,不仅引起了高原地壳表面的向上隆起,而且受碰撞缩短的制约导致硅铝质地壳断离,这就意味着元古代麻粒岩相的结晶基底有可能直接进入下地壳。在下地壳是处于温度 700℃ 和压力 1×10^9 Pa 的围岩条件下,形成了细晶、隐晶和易发生脱水液化的玄武质岩石。上地壳分离的物质混合熔融,在热动力作用下运移到下地壳,在构造上表现为塑性变形,是高原陆壳厚度急剧变化加厚的主要地壳层次。根据下地壳人工地震 P 波平均速度为 6.65 km/s(崔作舟,1990),藏南厚 40 km 的下地壳 P 波速度为 6.5 km/s(王式,1984),奇林湖—那曲一带下地壳 P 波平均速度为 6.7~6.8 km/s(滕吉文,1984)。我们以 6.5~6.8 km/s 这个

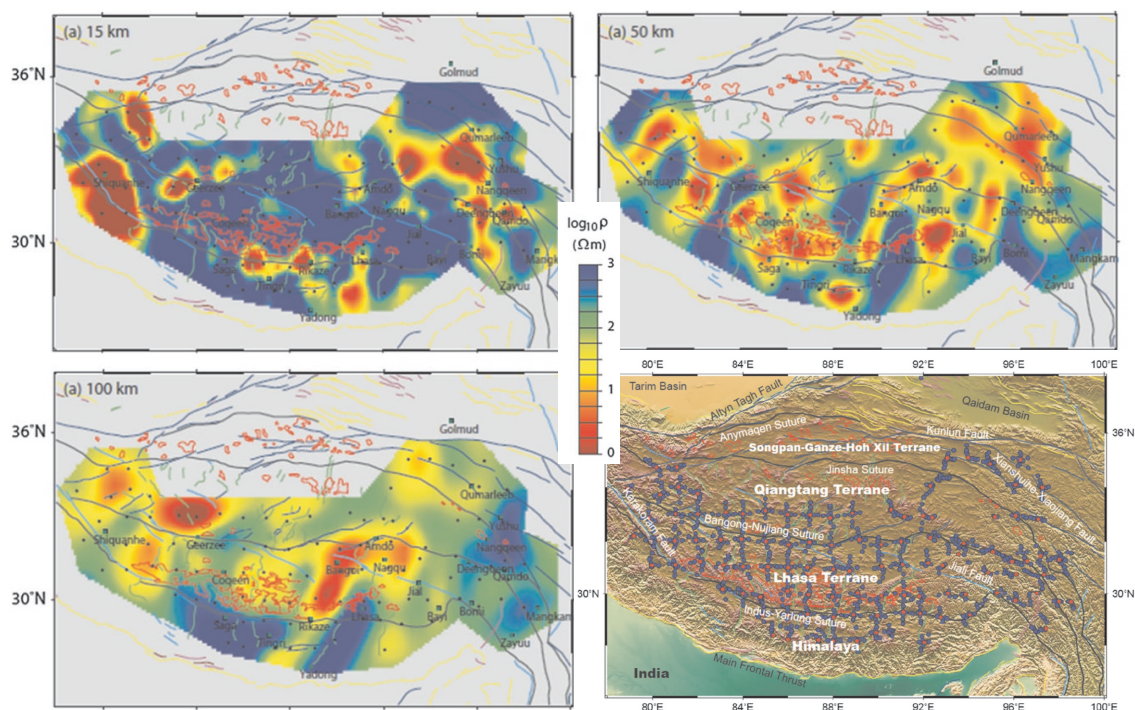


图5 青藏高原岩石圈电性结构(据 Zhang et al., 2017 修改)

Fig. 5 Electrical structure of the Tibetan Plateau lithosphere (After Zhang et al., 2017)

数值来代表下地壳 P 波平均速度,则比较辉长岩的近 7 km/s 的 P 波速来说稍微低,与闪长岩的 6.5 ~ 6.8 km/s 的 P 波速数值正好相当 (Weaver and Tarney, 1984)。因此,笔者认为青藏高原下地壳的物质组成很可能主体是中基性的,相当于不均一麻粒岩组分或闪长岩或基性熔岩成分,而不是含镁铁质高的榴辉岩、辉长岩。假若这一推测是合理的话,那么对现今已经因构造叠置抬升或伸展拆离剥露折返,以及由于侵蚀作用暴露于高原的高压麻粒岩发现地区的研究,如在高原东部边缘衔接扬子地块的康定杂岩中发现的麻粒岩,阿尔金山地区存在的麻粒岩以及喜马拉雅聂拉木群变质体中新发现的麻粒岩等的研究,有可能提供下地壳的深部物质组成的地球化学和构造性状的一些信息。

青藏高原快速隆升的地质特点,表明由于岩石圈拆沉上地幔分异的物质在地壳下层增添,在高原地区可能是不均一稳态的增长。在高原周边之下的下地壳受不断强化的构造变动,如逆冲岩席,韧性剪切带的发育,原始太古代—早中元古代的结晶基底有可能直接在莫霍面之上,而不一定存在康氏界面,不一定都存在将上、下地壳分开的局部熔融层。而在高原主体部分的下地壳,由于高原周边向心的陆内汇聚,上部地壳通过断块体的滑移、逆冲、

推覆,地壳呈楔形体堆叠加厚,而地壳内部的下地壳与上地幔间出现垂向引张虚脱,将会突出表现上地幔分异物质的稳态增长,提供了高原下地壳急剧加厚,快速隆起的深部热动力条件。

青藏高原显生宙以来,两个古大陆边缘多次的陆壳裂变、沉降,上地幔物质沿特提斯大洋及其两侧的泛华夏大陆南西边缘与冈瓦纳北部边缘弧—盆系活动带发生上涌。特提斯大洋及其两侧多岛弧盆系经弧—弧、弧—陆、陆—陆碰撞形成后,一直经历着持续的构造活化和热事件。在特提斯洋消亡之后,青藏高原地区作为一个统一的高度活动构造区的面貌出现,上地幔物质的运动方式已经出现根本变化,即上地幔物质不仅上涌使下地壳增厚,并且还大致以班怒带为中轴,两侧岩石圈先后有断离拆沉,在相当于莫霍面位置的过渡带界面上发生物相转换。显然这里的关键问题是相当于莫霍面的深度上有没有存在相转换层。

人们通常把地壳定义为 P 波渐增到 7.7 km/s 的地球外部壳层,而莫霍面则定义为 P 波速由 7.2 km/s 增大到 7.7 km/s 的岩石层。据地球物理资料,在雅鲁藏布江断裂带以北的藏北高原地区存在有厚达 13 ~ 21 km,地震波速 7.4 km/s 的地壳下部壳—幔物质混合的特征 (李延栋, 1984)。笔者认为

这一壳幔混合层可能就是相转换层,高原地壳相转换层厚达 25 km,而在太平洋某些部分只有 0.1 km,稳定大陆地区约 0.5 km,一般也只有几千米。这就充分表明了高原地区岩石圈结构的特殊,壳幔界面的构造环境,性状也特殊,似乎处于深部开放系统的虚脱垂向引张环境,使高原地区保持独特的活化区构造特征。

1.3 岩石圈结构特点

据上述地球物理资料成果,作喜马拉雅-祁连山壳幔岩石圈结构剖面图(图 6)。青藏高原地区大致自北而南的莫霍面深度变化和地壳结构是深部物质运动的现今形象,它不是高原地壳原始形象的反映,不能看成是固定不变的构造背景。这一地壳结构形象可以反映青藏高原新生代以来隆起过程的深部物质的运动状态,反映出莫霍面的横向变化特征,也保存了印度岩石圈板块俯冲的结构形态。归纳为以下四个方面的基本特征:

(1)青藏高原地壳比正常大陆地壳厚约两倍。南北向横剖面表明,高原莫霍面为一系列深度不同、阶梯式波状起伏的壳幔界面,一般为 60~70 km。柴达木盆地(包括昆仑山下方)莫霍面有明显的上隆趋势。沿东西方向,即纵向上地壳莫霍面变化并不大,壳-幔界面的变化幅度不到 10 km,一直到青藏高原东部边缘,邻接古老扬子克拉通才表现为区域性重力异常梯度带,地幔斜坡带出现莫霍面由东向西急剧下降,地壳厚度从四川盆地西侧的 50 km 递增至 65~70 km。

(2)高原周边的地壳显示强干层的特性,且上、中、下地壳是拆离的,中上地壳的逆冲和伸展变形将不会向下地壳和地幔延伸(Royden et al., 1997)。

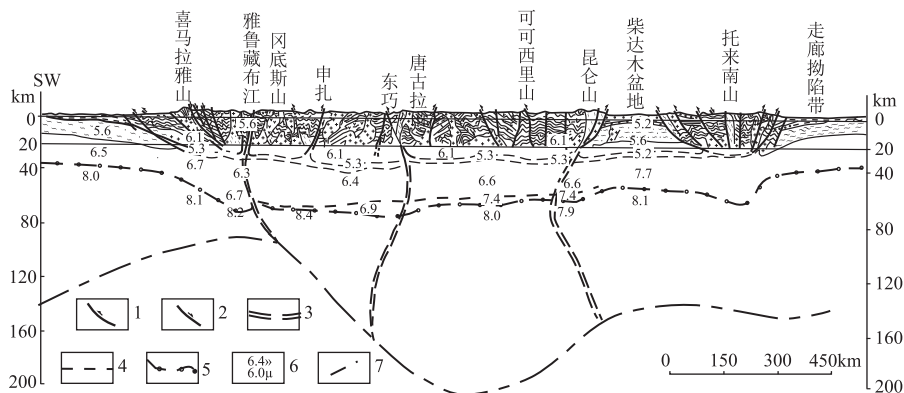
青藏高原周边活动性大断裂地表均向高原区倾斜,高原地质体反冲,对应壳-幔界面可能发生过滑脱、韧性剪发推移和塑性蠕变。

(3)高原内部东西向的主干断裂带(昆仑南缘断裂、班公湖-怒江断裂带、雅鲁藏布断裂带)都是深切上地幔的活动性构造带,但深部壳幔断裂与其对应的浅部断面倾向主要表现为相反的倾斜,昆仑南缘大断裂浅部断面北倾,深部南倾;班公湖-怒江大断裂地表总体北倾,深部向南倾斜;雅鲁藏布江大断裂浅部向南倾,而深部向北倾。高原地区的东西向主干山链的边界断裂带,呈逆掩、仰冲及推覆体的存在,高原内深部莫霍面界面出现隆拗相间起伏变化达 10 km 以上。

(4)高原地壳分为三层结构模式。地壳上层为沉积盖层或变质褶皱基底;中层为结晶变质岩、花岗质岩;下层为闪长-玄武质岩。中地壳相对刚性,具有厚块状结构,岩性强度较高,厚度比较稳定,在 15~20 km 范围内,在陆内汇聚缩短变厚过程中易受切割破碎,有的呈刚性突起断块,底侵到地壳上层,有的挤离进入地壳下层,呈壳-幔混合。地壳增厚主要表现在上、下地壳,而且高原边部主要是上部地壳构造加厚,高原内部主要是下地壳大量幔源物质注入、加厚(潘桂棠等,1990;莫宣学等,2003,2006,2009)。

2 班怒带的地球物理特征差异对比及大地构造属性

关于青藏高原岩石圈的结构、组成,中外地质、地球化学、地球物理学家总的认识是由冈瓦纳大陆北缘分裂块体和泛华夏大陆南部边缘分裂块体共同



1. 冲断层;2. 正断层;3. 推测断层;4. 壳内低速层;5. 壳幔相转换层;6. 莫霍面;7. 岩石圈底界面

图 6 青藏高原岩石圈结构构造示意图

Fig. 6 The lithosphere structure of the Tibetan Plateau

建造了青藏巨厚地壳的物质组成。但是迄今对印度岩石圈的北界到底是可可西里—金沙江带?是雅鲁藏布江带?还是班怒带?意见不一,这成为20世纪80年代以来争论的一个焦点。通过这一热点问题的争论,也促进了地质、地球物理、地球化学(岩石探针)工作更广泛、更深入地开展,在20世纪末期以来涌现了一批重要资料成果。班公湖—双湖—怒江—孟连对接带是原古特提斯大洋形成演化的地质记录,已另文发表(潘桂棠等,2020;Pan et al., 2012),本文进一步剖析了班怒带深部结构及其两侧地质地球物理特征的差异性,并认为班怒带是印度岩石圈板块的北界。

2.1 班怒带两侧的壳幔结构差异性

2.1.1 深部结构

青藏高原的地壳速度结构具有成层性特点,南北两侧的层速度存在差别。具体表现在:格尔木—楚玛尔地区的五层速度结构,藏北的七层速度结构和藏南喜马拉雅识别出八层速度结构特别指出了高原岩石圈的多圈层结构是显而易见的,高原南部从亚东到安多段,地壳内有上下两个低速高导层,两者位置大体一致;上部低速高导层在喜马拉雅地区厚4~9 km,层速度为5.6~5.8 km/s,深度为15~16 km,而藏北地区班怒带以北该低速高导层变薄,仅4~5 km,层速度为5.5~5.8 km/s,埋深在20~30 km;下部低速高导层厚约14 km至极薄,层速度为6.0~6.2 km/s,埋深在50 km下的深部或接近莫霍界面。高原北部的沱沱河到格尔木一带地壳内只有上部低速高导层,而没有下部低速高导层(孙鸿烈等,1998)。藏中和藏南地区具有厚壳薄幔及热壳热幔特征。藏北地区是厚壳厚幔结构,具有冷壳冷幔特征。南北两带水平向有一些错动(赵文津等,2002)。

青藏高原的南北两侧地壳内广泛分布的高导层具有南浅北深特点,并呈现低角度叠瓦状俯冲的特征。不同的是藏南地区壳内有两个高导层,藏北地区壳内只有一个高导层。高导层的分布特征表明,它们是印度板块向欧亚板块俯冲碰撞过程中壳层间的滑脱层,而且两个板块的地壳有可能是分层相互挤入的。印度板块地壳沿深部高导层向北挤入欧亚板块的上地幔,参与深部物质循环。在班怒带两侧高导层也被错断,错距超过10 km,而且班怒带还是岩石圈厚度的陡变带(图7),说明班怒带是贯穿岩石圈的深层断裂,是印度大陆岩石圈板块北

界,也为中生代末期,东特提斯洋消亡,印度和欧亚两大板块的对接碰撞等提供了重要证据。

反射地震探测结果表明,青藏高原岩石圈地幔的平均厚度约在80 km,而班怒带南北岩石圈厚度有显著的差别。高原以南厚度在90~120 km,北部岩石圈的厚度虽然各家推算的结果并不一致,大体在160~210 km(图6)。因此,地壳厚度与岩石圈地幔的厚度比值没有多大变化,接近于全球平均值,仅仅是这里的地壳和岩石圈地幔几乎等地比正常克拉通地区加厚了一倍,明显地存在软流圈物质上涌,致使这里的岩石圈地幔较薄,如雅鲁藏布带下方软流圈物质几乎直接与下地壳相接。大陆岩石圈的平均厚度在100 km左右,全球岩石圈的平均厚度约70 km。在统一的青藏高原上深部结构差异如此之大,南部雅鲁藏布江一带岩石圈地幔厚仅10 km多,而北部厚可达100~150 km,如此巨大的差异是如何产生的?这可能与印度岩石圈板块在中生代末70 Ma左右与欧亚大陆发生碰撞有一定关系,但特提斯大洋向南俯冲,与泛华夏大陆岩石圈沿班怒带的强烈汇聚碰撞应该是最主要的原因,增厚的岩石圈地幔有一部分可能就是特提斯大洋岩石圈俯冲增生杂岩系。

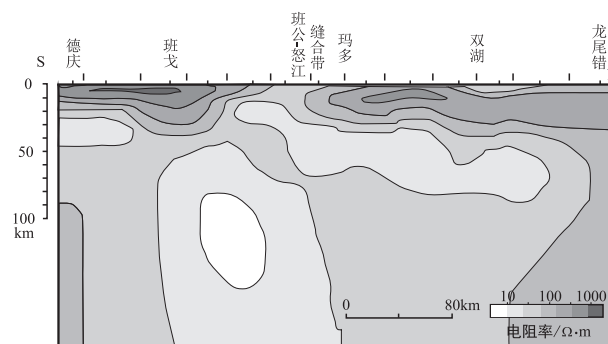


图7 LIMAS数据—TM反演电性结构(据赵文津等,2002)

Fig. 7 Electrical structure of LIMS data in TM model (After Zhao et al., 2002)

2.1.2 热结构与古地磁

班怒带以南地区,高地热显示十分普遍而且强烈。班怒带以北地区地表水热显示较少,温度亦较低。但是强烈的近代火山活动十分引人注目,是全球大陆内部火山活动的典型区域之一,而且主体表现为新近纪大面积分布的钾质、高钾火山岩。在冈底斯带虽然目前有第四纪火山活动迹象,主要表现为古近纪强烈火山活动、新近纪局部沿南北向地堑

表 1 青藏高原古地磁及地壳缩短数据(据肖序常和李廷栋,2000)

Tablet 1 Paleomagnetism and shorten distance of the Tibetan Plateau (After Xiao and Li, 2000)

地体	年代	古纬度 D1/°(N)	现代纬度 D/°(N)	向北位移度数 (D - D1) × 110/km	现在两地体 间距/km	地壳缩短 /km	资料来源
喜马拉雅	古近纪— 新近纪	4.5°(2.5° ~ 5°, 4.6°)	28.5°	2664			周桃秀等, 1984, 1990
冈底斯	古近纪— 新近纪	12°(10° ~ 13.8°)	30°	1980	130	2664 - (1980 + 130) = 554	周桃秀等, 1984; 董学斌等, 1990
羌塘	古近纪— 新近纪	27.5°(25.4° ~ 29.5°)	32.5°	550	440	1980 - (550 + 440) = 990	周桃秀等, 1984, 1990; 董学斌等, 1990
柴达木	古近纪— 新近纪	37°(34° ~ 40°)	38°	110	480	550 - (110 + 480) = -40	董学斌等, 1990

带的深源火山活动和东西向成带的深源斑岩岩侵位活动。

班怒带两侧的大地热流值显示为南高北低的差异。不仅地表热显示强烈,深部热现象也非常显著,从目前高原仅有的几个热流值测量数据看,南部的热异常亦极为显著。在羊卓雍错所测的平均热流值为 4.245 HFU(魏斯禹等,1985;沈显杰等,1989,1990),或者为 146 mW/m²,普莫雍错为 91 mW/m²,羊八井为 108 mW/m²,羊应乡为 364 mW/m²,伦坡拉盆地为 140 mW/m²,但班怒带以北的沱沱河为 47 mW/m²,东昆仑北麓为 42 mW/m²,锡铁山为 40 ~ 47 mW/m²。这些直接测量的实际数据虽然不多,但从这些数据中明显地反映出班怒带两侧热流值南高北低的差异,反映出地球物理场的差别。北部北羌塘-巴颜喀拉、昆仑-柴达木为“厚壳厚幔”和“冷壳冷幔”型的岩石圈结构,南部冈底斯-北喜马拉雅为热幔岩石圈结构特征。

古地磁资料主要提供自古近纪以来青藏高原地壳缩短、加厚数据(周桃秀等,1984;董学斌等,1990),从表 1 中可看出,主要块体古近纪—新近纪向北位移量,从南向北越来越小,南部喜马拉雅地体位移量最大达 2664 km,向北冈底斯为 980 km,羌塘为 550 km,柴达木仅 110 km。从地表缩短量来看,冈底斯对羌塘块体之间班怒带缩短量最大为 990 km,次为喜马拉雅带对冈底斯带,为 554 km,而羌塘块体对柴达木地块之间出现了负值(-40 km)。以上数值,与深部地球物理资料大体一致,即班怒带以北存在反映压缩量大的较厚岩石圈,而柴达木地块古近纪以来相对羌塘有南移,班怒带相对向南楔入的分量,而出现负值,也可能表明柴达木新生代以来,表现为分别受昆仑、祁连山再生山链

的对冲被压缩的行为特征。

2.2 班怒带的大地构造属性

前述的地球物理资料揭示了班怒带两侧存在截然不同的物性特征,如速度、电性、古地磁以及热结构等,这对于我们进一步认识班怒带的大地构造属性奠定了基础。除了班怒带南北两侧的地球物理结构差异性,地表地质特征也存在明显的差别。近年来,大量的地质和地球物理资料进一步深化了对班怒带的三维时空结构、组成、演化的认识。

班怒带是特提斯大洋岩石圈俯冲增生杂岩带,南、北两侧地质演化史的重大差异主要表现在:(1)基底性质:南侧为 600 ~ 550 Ma 的泛非基底,而北侧相当于扬子大陆裂离的地块为 1000 Ma 的晋宁基底。(2)盖层的特征:南侧的喜马拉雅-冈底斯地区古生代基本上是连续的海相沉积,而北侧多数表现为晚古生代至中生代沉积盖层。(3)多岛弧盆系的时空结构:北部秦-祁-昆地区是早古代的小洋盆和弧后洋盆,时代主要是 ϵ_3 —O;北羌塘-“三江”地区是晚古生代的小洋盆和弧后洋盆,时代主要是 C₁—P,而南侧主要是 T—K 的弧后洋盆。(4)主碰撞造山事件的时空特征:北部羌塘“三江”地区主体表现为上三叠统与下伏地层的不整合,秦-祁-昆地区主体表现为泥盆系与下伏地层的不整合,而南部冈底斯地区主体表现为上白垩统竟柱山组与下伏地层的不整合。(5)石炭纪—二叠纪的冰川事件,可分为大陆冰川、陆缘冰川和漂浮冰山,冈瓦纳大陆及其北侧的特提斯洋,类似南极大陆及其北侧的南太平洋。喜马拉雅→冈底斯显示出陆缘冰川泥石流沉积→浅海→牵斗坡含砾砂泥岩沉积。班怒带北侧南羌塘等地的含砾泥板岩夹硅质岩,其中的砾石是来自冈瓦纳漂冰的垂落物,而浊积岩型

的泥板岩是特提斯洋盆的沉积物。(6)冷水和暖水动物群的时空分布表现为以班怒带的对称分布。南侧冈底斯带为冷暖混生区,喜马拉雅带以冷水动物群为主体,含个别暖水型分支;北侧南羌塘带为冷暖混生区,北羌塘-昌都及以北为暖水型动物群为主体,含个别冷水型分支。(7)新生代火山-岩浆活动反映出两侧岩石圈性质的不同。(8)班怒带及其两侧时空结构、组成不同(潘桂棠等,1997,2001;2012;2020),存在着原-古-新特提斯大洋演化和消亡的地质记录。

基于上述证据,认为班怒带是冈瓦纳大陆的北界,是印度岩石圈板块和亚洲(泛华夏)大陆岩石圈板块的碰撞动力学的边界。

3 结论

新生代以来的印亚板块碰撞,引起了青藏高原隆升和壳幔岩石圈的强烈变形,高原具如下结构特点:

(1)青藏高原的壳幔岩石圈结构十分复杂,具有多圈层结构特征,横向上变化与青藏高原地壳的地质历史演化过程中形成的“一个大洋,两个大陆边缘,三个多岛弧盆系转化的造山系”具有一定对应性。高原内部壳幔岩石圈的厚度显著大于周缘地区;高原的壳幔岩石圈具有层状结构特点,在地下壳和上地幔发育有低速层,这些低速结构兼具高电导率性质,可能代表了热的介质;显然,这些特殊的壳幔岩石圈结构也是印亚板块碰撞的结果。

(2)班怒带南北两侧的地质地球物理结构具有显著的差异,如两侧低速高导层位错;北侧岩石圈厚度大于南侧;南侧大地热流值高于北侧;南侧块体的缩短量显著大于北侧等。这些差异性的特点可能揭示了班怒带是印度岩石圈的北缘。

致谢:六十年地调,你风华正茂,谨以此文庆贺中国地质调查局成都地质调查中心(原国土资源部成都地质矿产研究所)成立60周年!此外,向长期奋斗在青藏高原从事地质地球物理调查和研究的地质学家们致以崇高的敬意!敬请各位专家学者不吝批评与指教。

参考文献(References):

Argand E, 1924. La tectonique de l'Asie[C]//Proceedings of the 13th International Geological Congress, 7: 170-372.

- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al., 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging[J]. *Nature Geoscience*(3): 358-362.
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al., 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109: B06406.
- Brown L D, Zhao W J, Nelson D K, et al., 1996. Bright spots, structure, and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling[J]. *Science*, 274: 1688-1690.
- Chen L, Booker J R, Jones A G, et al., 1996. Electrically conductivity crust in Southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying[J]. *Science*, 274: 1694-1696.
- Dewey J F, Burke K, 1973. Tibetan, Variscan, and Precambrian Basement Reactivation: Products of Continental Collision[J]. *The Journal of Geology*, 81(6): 683-692.
- Dong H, Wei W, Jin S, et al., 2016. Extensional extrusion: Insights into south-eastward expansion of Tibetan Plateau from magnetotelluric array data[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 454: 78-85.
- Gansser A, 1966. The Indian Ocean and the Himalayas—A Geological Interpretation[J]. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 59(2): 831-848.
- Hsu K J, Pan G, Sengor A M C, et al., 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis[J]. *International Geology Review*, 37: 473-508.
- Liang C, Song X, 2006. A low velocity belt beneath northern and eastern Tibetan Plateau from Pn tomography[J]. *Geophysical Research Letters*, 33(22): 22306-1-22306-5.
- Mattauer M, 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts[J]. *Geological Society of London Special Publications*, 19(1), 37-50.
- McNamara D E, Walter W R, Owens T J, et al., 1997. Upper mantle velocity structure beneath the Tibetan plateau from Pn travel time tomography[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B1): 493-505.
- Molnar P H, Tapponnier P, 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision[J]. *Nature*, 189(4201): 419-426.
- Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, et al., 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results[J]. *Science*, 274: 1684-1688.
- Owens T J, Zandt G, 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution[J]. *Nature*, 387: 37-43.
- Pan G T, Wang L Q, Li R S, et al., 2012. Tectonic evolution of Qinghai-Tibet plateau[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 53: 3-14.
- Royden L H, King R W, Chen Z, et al., 1997. Surface Deformation and Lower Crustal Flow in Eastern Tibet[J]. *Science*, 276(5313): 788-790.
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D, 2008. The Geological Evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Science*, 321: 1054-1058.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al., 2001. Oblique stepwise rise and

- growth of the Tibet plateau [J]. Science, 294 (5547): 1671 - 1677.
- Willet S D, Beaumont C, 1994. Subduction of Asian lithosphere mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision [J]. Nature, 369(6482): 642 - 645.
- Unsworth M J, Jones A G, Wei W, et al., 2005. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data [J]. Nature, 438: 78 - 81.
- Weaver B L, Tarney J, 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust [J]. Nature, 310(5978): 575 - 577.
- Wei W B, Unsworth M, Jones A, et al., 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies [J]. Science, 292: 716 - 718.
- Zhang L T, 2017. A review of recent developments in the study of regional lithospheric electrical structure of the Asian continent [J]. Surveys in Geophysics, 38: 1043 - 1096.
- Zhao J M, Yuan X H, Liu H B, et al., 2010. The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 107 (25): 11229 - 11233.
- Zhao L F, Xie X B, He J K, et al., 2013. Crustal flow pattern beneath the Tibetan Plateau constrained by regional Lg-wave Q tomography [J]. Earth and Planetary Science Letters, 383: 113 - 122.
- 毕思文, 李继亮, 1997. 地球系统科学与可持续发展 (IV) 统一构造理论中的青藏高原 [J]. 系统工程理论与实践, 17 (9), 83 - 92.
- 常承法, 1992. 特提斯及青藏碰撞造山带的演化特点: 大陆岩石圈构造与资源 [M]. 北京: 海洋出版社, 1 - 18.
- 崔作舟, 尹周勋, 高恩源, 等, 1990. 青藏高原地壳构造及其与地震的关系 [J]. 中国地质科学院院报 (2): 215 - 226.
- 高锐, 孟令顺, 李莉, 1990. 青藏高原亚东—格尔木条带布格重力异常数字图象处理与地壳现代构造 [J]. 地球学报 (2): 1 - 11.
- 高锐, 肖序常, 刘训, 等, 2001. 新疆地学断面深地震反射剖面揭示的西昆仑—塔里木结合带岩石圈细结构 [J]. 地球学报, 22 (6): 547 - 552.
- 黄汲清, 陈炳蔚, 1987. 中国及邻区特提斯海的演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1 - 78.
- 刘增乾, 徐宪, 潘桂棠, 等, 1990. 青藏高原大地构造与形成演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1 - 174.
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等, 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应 [J]. 岩石学报, 10 (3): 135 - 148.
- 莫宣学, 潘桂棠, 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造—岩浆事件的约束 [J]. 地学前缘, 31 (6): 43 - 51.
- 莫宣学, 2020. 从岩浆岩看青藏高原的生长演化 [J]. 地球科学, 45 (7): 2245 - 2257.
- 潘桂棠, 王培生, 徐耀荣, 等, 1990. 青藏高原新生代构造演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1 - 190.
- 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 等, 1997. 东特提斯地质构造形成演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1 - 218.
- 潘桂棠, 王立全, 李兴振, 等, 2001. 青藏高原区域构造格局及其多岛弧盆系的空间配置 [J]. 沉积与特提斯地质, 21 (3): 1 - 26.
- 潘桂棠, 刘宇平, 郑来林, 等, 2013. 青藏高原碰撞构造与效应 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1 - 466.
- 潘桂棠, 王立全, 耿全如, 等, 2020. 班公湖—双湖—怒江—昌宁—孟连对接带时空结构—特提斯大洋地质及演化问题 [J]. 沉积与特提斯地质, 40 (3): 1 - 19.
- 潘裕生, 孔祥儒, 1998. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1 - 428.
- 沈显杰, 张文仁, 管烨, 等, 1989. 纵贯青藏高原的亚东—柴达木热流大断面 [J]. 科学通报, 34 (17): 1329 - 1330.
- 沈显杰, 张文仁, 1990. 西藏中部地热区的钻孔热流测量 [J]. 地质科学 (4): 376 - 384.
- 滕吉文, 1994. 康滇构造带岩石圈物理与动力学 [M]. 北京: 地质出版社.
- 滕吉文, 张中杰, 胡家富, 等, 1996. 青藏高原整体隆升与地壳短缩增厚的物理—力学机制 (上、下) [J]. 高校地质学报 (2): 121 - 133.
- 王德发, 王乃东, 张永军, 等, 2013. 青藏高原及邻区航磁系列图及说明书 (1:3000000) [M]. 地质出版社, 1 - 71.
- 王式, 卢德源, 黄立言, 等, 1990. 西藏高原南北走向的地壳结构模型和速度分布特征 [C] // 西藏地球物理文集. 北京: 地质出版社, 38 - 50.
- 王希斌, 鲍佩声, 肖序常, 1987. 雅鲁藏布江蛇绿岩 [M]. 北京: 测绘出版社, 1 - 128.
- 魏斯禹, 邓肖粤, 金志翰, 1985. 雅鲁藏布江地带的地热活动、地球物理场特征与地壳—上地幔的热状态 [J]. 地球物理学报, 28: 108 - 123.
- 吴功建, 肖序常, 李廷栋, 等, 1989. 青藏高原亚东—格尔木地学断面 [J]. 地质学报, 63 (4): 285 - 296.
- 肖序常, 李廷栋, 李光岑, 等, 1990. 青藏高原的构造演化 [J]. 地球学报, 11 (1): 123 - 125.
- 肖序常, 李廷栋, 2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1 - 313.
- 熊绍柏, 刘宏兵, 1997. 青藏高原西部的地壳结构 [J]. 科学通报, 42 (12): 1 - 4.
- 熊盛青, 丁燕云, 李占奎, 2014. 西藏及西南三江深断裂构造格局新认识 [J]. 地球物理学报, 57 (12): 4097 - 4109.
- 孙鸿烈, 郑度, 1998. 青藏高原形成演化与发展 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1 - 348.
- 赵文津, 车敬凯, 纳尔逊, 等, 1996. 喜马拉雅地区深反射地震——揭示印度大陆北缘岩石圈的复杂结构 [J]. 地球学报, 17 (2): 138 - 152.
- 赵文津, 赵逊, 史大年, 等, 2002. 喜马拉雅和青藏高原深剖面 (INDEPTH) 研究进展 [J]. 地质通报, 21 (11): 691 - 700.
- 钟大赉, 丁林, 1996. 东喜马拉雅构造结变形与运动学研究取得重要进展 [J]. 中国科学基金, 10 (1): 52 - 53.
- 朱介寿, 曹家敏, 李显贵, 等, 1997. 中国及其邻区地球三维结构初始模型的建立 [J]. 地球物理学报 (5): 627 - 647.
- 祝恒宾, 周文武, 武立高, 1985. 青藏高原重力场特征及其在大地构造上的含义 [J]. 地球物理学报, 增刊, 28: 60 - 70.
- Sengor A M, 周祖翼, 丁晓, 1992. 板块构造学与造山运动: 特提斯例析梗概 [M]. 海洋地质译丛 (1): 1 - 11.