

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

研究
进展

青藏高原的隆升： 青藏高原的岩石圈结构和构造地貌

崔军文 李朋武 李莉

中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要 笔者回顾青藏高原隆升研究的历史、剖析各种隆升动力学模式,依据青藏高原岩石圈结构的强烈不均一性和“三分性”、“对称性”构造地貌格局,提出了青藏高原隆升是印度地块和塔里木—阿拉善地块双向不均一俯冲和青藏腹地深层热隆扩展联合作用的结果。俯冲是高原隆升的重要机制,而热隆扩展是高原隆升的直接原因。

关键词 隆升 俯冲 热隆扩展 岩石圈结构 构造地貌

青藏高原以其2倍于正常地壳厚度的巨厚陆壳(平均厚度70 km),第四纪以来的急剧隆升(平均高程4500~5000 m)和持续、强烈的构造变形而成为国际地学研究的前沿。在21世纪即将来临之际,青藏高原又被誉为大陆动力学计划的野外实验室,人们期待通过青藏高原隆升及其动力学研究,实现大陆动力学和地学理论的重大突破。

1 隆升研究历史的回顾

自从Argand(1924)提出印度地盾向青藏高原俯冲的观点后,在长达50余年的研究史中,俯冲作用一直被视为青藏高原隆升和演化的主要机制。阿尔冈模式及由此而衍生的许多假说,如均一海拔厚度说、俯冲叠覆模式、双向俯冲模式、挤压缩短模式和贯入模式等(Dywey et al., 1970; Molnar et al., 1975; Allegre, 1984; Zhao et al., 1985; 吴功建等, 1989; 郑剑东, 1988; 常承法等, 1990; Wu et al., 1991; 崔军文等, 1992a; 曾融生等, 1992; 边千韬, 1995; Xiao et al., 1995; 许志琴等, 1996b; 钟大赉等, 1996),所依据的基本事实是青藏高原的强烈收缩变形(逆冲、俯冲和褶皱作用等)和高原双倍于正常地壳厚度的巨厚陆壳,基本观点是强调由于印度板块向北俯冲或印度板块和塔里木板块双向俯冲导致青藏高原陆壳南北向强烈缩短,垂向增厚和高原均衡隆升。这种观点忽视了造山作用,特别是造山作用晚期青藏高原普遍出现的纵向伸展作用和岩石圈组构的强烈不均一性,特别是青藏高原岩石圈热、柔性的流变学特征。

Tapponnier等(1976)提出“挤出”或“侧向流动”模式,认为青藏高原陆壳缩短为东西向走滑作用吸收,该模式过于强调东西向走滑运动和物质侧向流动的意义,高原内部,特别是东缘缺乏大尺度物质东向流动的地质和地球物理资料佐证。Harrison等(1992)计算的物质挤出量不足会聚量的1/3。

近年来青藏高原地学研究获得了重要进展,特别是南北向横穿青藏高原的亚东—格尔木地学断面的编制、喜马拉雅深反射地震和地震转换带研究及喜马拉雅碰撞带中高温韧性推覆剪切带、正断裂和大量纵向伸展构造(许志琴, 1988; Burchfiel et al., 1992; 崔军文等, 1992b; Jiang et al., 1995; Wittlinger et al., 1998)的发现,拓宽了人们的研究思路,一个从深部或更广阔的领域探讨青藏高原形成、演化过程及其规律性已成为国际研究趋势。

2 问题的提出

通过隆升研究史的简单回顾可以看出印度板块向欧亚板块的俯冲,在青藏高原隆升机制的研究中一直起主导作用。按板块俯冲模式,在西藏陆壳和地幔中应存在一个和印度板块波速大致相近的高速层,但S波等多种方法的研究表明西藏高原下方并不存在这样的高速块体,却有一个很厚的低速层(H. Lyon-Caen, 1986; 曾融生等, 1992)。作为制约印度陆壳消减的雅鲁藏布江俯冲带,数值模拟表明晚白垩世以来其倾角将随着陆壳的缩短而逐渐增大,在3 Ma以后俯冲带已转变为直立断裂带(崔军文等, 1997b),这与地表观察到的最后一期变形构造

收稿日期:1999-05-15;改回日期:2000-02-12;责任编辑:任希飞。

作者简介:崔军文,男,1938年生。研究员。1965年毕业于北京大学地质系,从事地质构造学研究。通讯地址:100037,北京阜外百万庄26号中国地质科学院地质所;电话:(010)68328473;Email:cuijw@public2.east.net.cn。

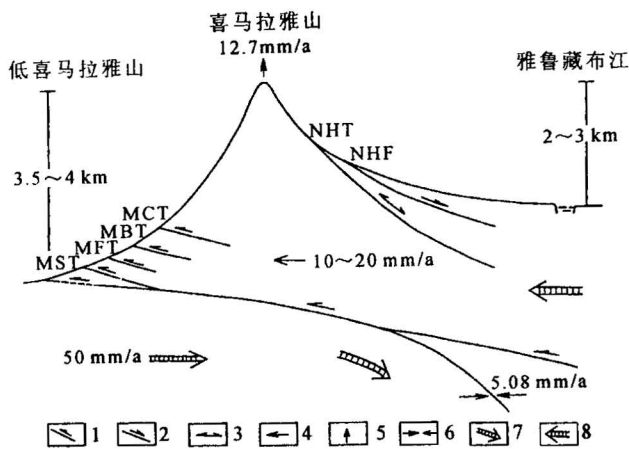


图1 喜马拉雅山动力学分析示意图

Fig. 1 Sketch map for the dynamics analysis of Himalayan mountains

1—冲断裂; 2—正断裂; 3—后期转化为正断裂的冲断裂; 4—喜马拉雅山体的南向运动方向及速率; 5—珠穆朗玛峰上升速率; 6—印度板块和欧亚板块汇聚方向及速率; 7—印度板块俯冲方向及平移运动速率; 8—南向运动(热隆扩展)方向。NHT—北喜马拉雅冲断层; NHF—北喜马拉雅正断层; MCT—主中央冲断裂; MBT—主边界冲断裂; MFT—主前锋冲断裂; MST—主西瓦里克冲断裂

1—Thrust; 2—normal fault; 3—thrust that transformed into normal fault in the late stage; 4—southward movement direction and rate of Himalayan Mts.; 5—uplifting rate of Qomolangma Feng; 6—convergent direction and rate between Indian and Eurasia plates; 7—subduction direction and translation movement rate of Indian Plate; 8—southward movement (or thermal-uplift spreading) direction. NHT—north Himalayan thrust; NHF—north Himalayan normal fault; MCT—main central thrust; MBT—main boundary thrust; MFT—main front thrust; MST—main Siwalik thrust

为近于直立断裂(Tapponnier et al., 1981; 崔军文等, 1992a)的地质现象一致。雅鲁藏布江两侧上地幔各向异性的差异(Hirn et al., 1995), 青藏腹地迄今为止并未获得印度地壳插入西藏地壳的速度剖面(中国地质科学院岩石圈研究中心、地质矿产部地质研究所, 1996), 这些资料似乎都支持晚近时期印度板块沿雅鲁藏布江断裂带以高角度插入上地幔(崔军文等, 1997a)。正如多数地质、地球物理资料证实, 新特提斯洋闭合后, 印度板块和欧亚板块间陆壳缩短约 2000~2500 km, 而且大部分缩短发生在 65~40 Ma 间的古新—始新世时期(崔军文等, 1992a; Patriat et al., 1984; 董学斌等, 1996), 但此时青藏腹地的海拔仅 1000 m 左右, 喜马拉雅还处于海平面之下。40 Ma BP 以来陆壳缩短量仅为总缩短量 1/4~1/5(约 500 km), 而隆升幅度却达 3500~4000 m(李吉均等, 1979; Tapponnier et al., 1981), 是前期

(65~40 Ma)隆升量的 3.5~4.0 倍。3 Ma BP 以来的全区平均隆升速率达 1.173 mm/a, 喜马拉雅地区的平均抬升速率达 1.467 mm/a(崔军文等, 1997b), 可见隆升与陆壳缩短并不成简单的正相关关系。喜马拉雅山现今平均海拔约 6000 m, 与南侧西瓦里克前陆盆地(低喜马拉雅, 海拔 2000~2500 m)和北侧雅鲁藏布江河谷区(海拔 3000~4000 m)地形高差分别约 3500~4000 m 和 2000~3000 m。喜马拉雅山体之下发育向北缓倾斜的壳内拆离层(中国地质科学院岩石圈研究中心、地质矿产部地质研究所, 1996), 当印度板块以 5 cm/a 速度(王文颖等, 1996)沿壳内拆离层向西藏板块俯冲时, 喜马拉雅山体将沿壳内拆离层向北重力滑动, 但实际情况却是喜马拉雅山体目前仍以 10~20 mm/a 速度向南运动或扩展(65 Ma 以来的南向平均逆冲扩展速率为 2.00~3.25 mm/a)(王文颖等, 1996; 崔军文等, 1997b), 无强大的南向动力支撑是不可能的。

3 青藏高原的岩石圈结构

在剖析前人研究成果同时, 我们注意到有关青藏高原岩石圈结构的下列重要现象:

(1) 青藏高原快速上隆及崛起阶段为晚上新世末以来(李吉均等, 1979; 崔军文等, 1992a; 李廷栋, 1995)的后造山阶段, 与此同步的构造现象有前陆的推覆、叠覆及后陆的逆冲、走滑(崔军文等, 1992a, 1999; 许志琴等, 1996a), 围绕青藏高原周边地带古老结晶岩块往外推覆在刚性的印度地块、塔里木地块、阿拉善—鄂尔多斯地块及扬子地块上, 即具刚性流变学的块体插入(俯冲于)具柔性流变学的高原之下, 并形成山前拗陷带, 堆积巨厚的磨拉石。

(2) 高原内部以东西走向、陡倾的正-走滑断裂和断续延伸的南北向正断裂及断陷带为特征, 沿东西向正断裂及其两侧普遍出现新生代岩浆活动(Yang et al., 1997)(图 2)、断陷盆地(堆积火山碎屑), 特别是雅鲁藏布江断裂、班公湖—澜沧江断裂、金沙江断裂和南昆仑断裂等地体边界断裂充填由多期变形的结晶岩、高一中压变质岩和蛇绿混杂岩等深源岩石, 并上叠由反向逆冲断裂组成的扇形构造(图 3), 表明这些强烈变形带由古俯冲带演化而来, 新生代表现为沿断裂带垂直向上的构造伸展(底辟)作用(崔军文等, 1992a)。

(3) 根据 CP 面波资料(曾融生等, 1992), 青藏高原腹地纵波速度和 Q 值较邻区低, 腹地地下壳(约 50 km 以下)和地幔表层存在有一个很厚的低

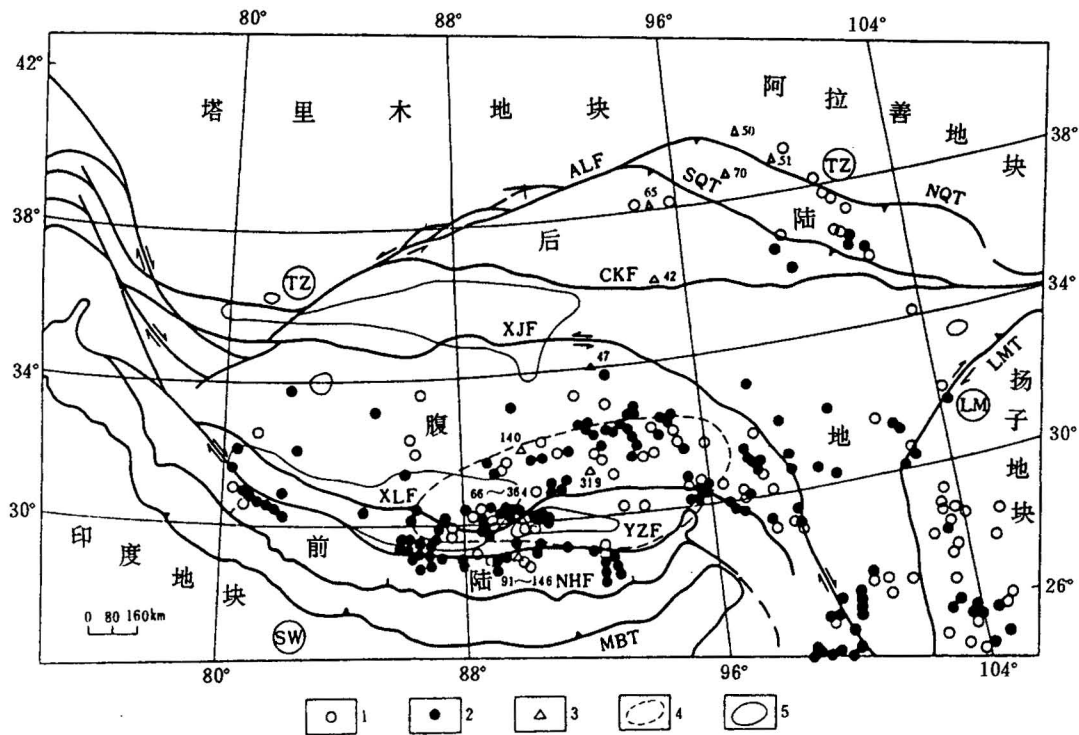


图 2 青藏高原水热活动、高热流值、低速区和新生代火山岩分布
 Fig. 2 Hydro-thermal activity, thermal flow values, low velocity area and Cenozoic volcanic distributions of Qihai-Tibetan plateau

1—40~60℃水热活动点; 2—60~100℃水热活动点; 3—高热流值点, 数字为热流值, 单位: mW/m²; 4—地壳低速区范围; 5—新生代火山岩分布区。ALF—阿尔金断裂; NQT—北祁连冲断裂; SQT—南祁连冲断裂; CKF—中昆仑断裂; XJF—西金乌兰—金沙江断裂; XLF—申扎—嘉黎正断裂; YZF—雅鲁藏布江断裂; NHF—北喜马拉雅正断裂; MBT—主边界冲断裂; LMT—龙门山冲断裂; TZ—塔南—走廊陷带; SW—西瓦里克陷带; LM—龙门山山前陷带

1—40~60℃ hydro-thermal activity sites; 2—60~100℃ hydro-thermal activity sites; 3—high thermal flow sites, number is thermal flow values, unit: mW/m²; 4—extent of low velocity area; 5—Cenozoic volcanic distribution. ALF—Altyn Fault; NQT—North Qilian Thrust; SQT—South Qilian Thrust; CKF—Central Kunlun Fault; XJF—Xijir Ulan—Jinsha Jiang Fault; XLF—Xainza—Lhari Normal Fault; YZF—Yarlung Zangbo Fault; NHF—North Himalayan Normal Fault; MBT—Main Boundary Thrust; LMT—Longmen Shan Thrust; TZ—South Tarim Depression; SW—Siwalik Depression; LM—Longmen Piedmont Depression

速层,其范围大致和地表热水活动、高热流区和新生代岩浆活动区相对应(图 2)。新近的地震转换波研究表明,在可可西里深度 200~360 km 存在南北长 250 km、厚 60 km 的低速异常区(许志琴等, 1996b),说明青藏腹地存在多层次高温异常层(或局部熔融层)和热柱。

(4)人工爆炸测深资料反映青藏腹地下地壳存在壳幔混合层,冈底斯地块的壳幔混合层厚 26~29 km,波速为 6.7~7.4 km/s,和世界上一些著名裂谷区上地幔顶部震波速度值接近(陈年等, 1985)。壳幔混合层的成因推测与岩石圈地幔上涌、沿壳幔拆离层强烈拆离导致的壳幔物质穿插或交换和岩浆底侵作用有关。大地电磁资料(中国地质科学院岩石圈研究中心、地质矿产部地质研究所, 1997)表明青藏腹地的岩石圈厚度为 100~130 km,较前陆和后陆小,

即青藏高原岩石圈—软流圈界面呈向上隆起形态。

(5)在青藏高原腹地存在有和喜马拉雅前陆及昆仑—阿尔金—祁连后陆主要变形事件相对应或耦合的岩浆热构造事件,两者基本同步(崔军文等, 1999)。

(6)青藏高原造山复合体的构造地貌具有明显“三分性”和“对称性”特点。

4 青藏高原的“三分性”和“对称性”构造地貌格局

青藏高原的隆升特点和新生代变形表明高原的构造地貌在南北方向具有明显的“三分性”和近似的“对称性”,而且随着时间推移,“三分性”和“对称性”格局愈趋强烈。

宏观上看青藏高原的高原面由 3 个重要的构造

地貌界面组成:由东西向横亘于青藏高原的巨型山链组成的山顶面和由平坦开阔、波状起伏的中低山组成的山原面,后者平均海拔 5200~5500 m,山原面之下为由湖盆、宽谷组成的盆地面,平均海拔 4500~5000 m(中国科学院青藏高原综合科学考察队,1983)(图 4)。

(1) 3 个界面在南北方向呈现以可可西里—巴颜喀拉地块为轴带的对称式分布。轴带南部的喜马拉雅地块、冈底斯地块和羌塘地块,山顶面位于盆地面的南侧,而轴带北部的祁连地块、柴达木地块和昆仑地块,山顶面位于盆地面北侧,以致每个地块的高原面呈现向轴带对称式掀斜(图 4,上)。高原面整体上呈向南、北两端翘起的盆形,盆底大致位于轴带。

(2) 地理概念上的青藏高原在构造上可视为由喜马拉雅前陆、青藏腹地和昆仑—阿尔金—祁连后陆等 3 个构造域组成的巨型造山复合体(许志琴等, 1996a)(图 4,下)。腹地处于强烈热隆伸展状态,在总体垂向位移的背景上叠置向东、西两侧不对称式扩展或向东侧向流动(Tapponnier et al., 1976; Cui, 1997; 马宗晋等, 1998; 杨振宇等, 1998);而前陆和后陆处于强烈热隆扩展状态,即青藏高原的柔性陆壳向外缘刚性陆壳渐进式扩展(逆冲扩展)和陆壳上部沉积岩系向轴带相向渐进式滑覆(Hodges et al., 1996; Cui et al., 1996; 崔军文等, 1999)。

(3) Moho 相向倾斜和相向错断。前者表现为二道沟以南和不冻泉以北的 Moho 分别向北和向南倾斜,转向带大致位于地貌轴带;相向错断则表现为在安多以南 Moho 向北下插(俯冲),而昆仑山以北的 Moho 向南下插(俯冲)(曾融生等, 1992; Wu et al., 1991; Wang et al., 1997; Cui, 1997),显示印度地块和塔里木—中朝地块向青藏高原的相向俯冲(图 4,下)。

(4) 轴带以南的喜马拉雅地块、冈底斯地块和羌塘地块,隆升速率总体上由南往北递减;但地块内部的隆升速率,南侧大于北侧(刘顺生等, 1987; 崔军文

等, 1992a)。轴带以北的祁连地块、柴达木地块和昆仑地块的隆升速率推测呈相反的演化趋势,即北侧的隆升速率大于南侧。而青藏高原的隆升速率总体上由南往北递减。反映在相向俯冲的动力学背景上,南侧印度地块的俯冲强度大于北侧塔里木地块的俯冲强度。

山顶面、山原面和盆地面的形成与构造作用密切相关。山原面是始新世末构造夷平作用的产物;而山顶面和盆地面则形成于上新世后,特别是上新世末(3 Ma)以来青藏高原急剧隆升阶段,前者与逆冲—叠覆作用(如喜马拉雅山)、断块作用(如冈底斯山)、底辟作用(如中祁连的野马山)和垂向伸展作用(如阿尔金山)有关,后者则是沉积盖层沿基底拆离层(低角度正断层)强烈滑覆作用(图 4)的结果。山顶面、山原面和盆地面的形成真实地反映了青藏高原的隆升历史和深部作用过程。

5 结论与讨论

以上分析表明青藏高原岩石圈组构具强烈不均一性,青藏腹地以持续、强烈深层热构造作用为特征,这是导致一些学者(Molnar, 1988; 崔军文等, 1992a; Willett et al., 1996; 边千韬, 1995; 许志琴等, 1996b)从腹地深部寻找隆升驱动力源的主因。青藏高原隆升是岩石圈演化的最终结果,具有复杂的隆

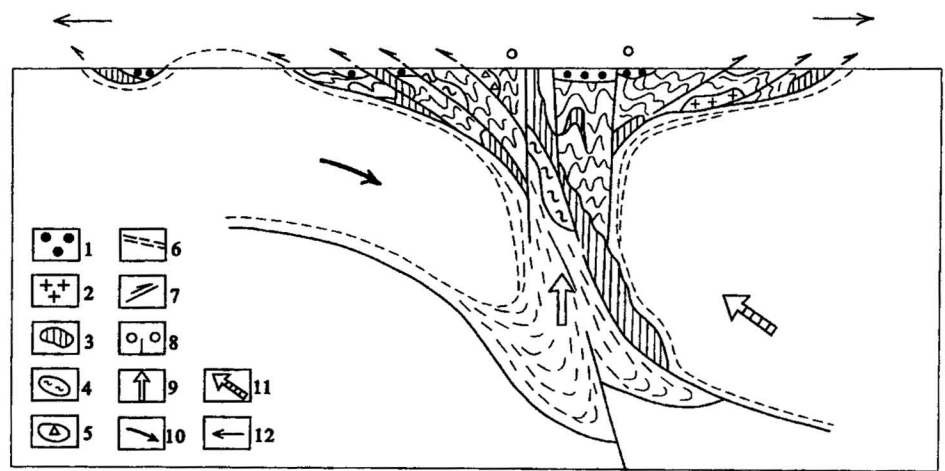


图 3 地体边界断裂带构造岩石组合综合性示意图(以雅鲁藏布江断裂为界)

Fig. 3 Synthetic sketch map for the tectonic and rock assemblage on boundary fault zone of terranes

- 1—盆地; 2—花岗岩; 3—超基性岩; 4—高压变质岩; 5—混杂堆积; 6—流劈理; 7—冲断裂; 8—正—右行走滑断裂; 9—热隆伸展方向; 10—印度板块俯冲方向; 11—热隆扩展方向; 12—逆冲扩展方向
- 1—Basins; 2—granite; 3—ultrabasic rock; 4—high-pressure metamorphic rock; 5—melange accumulation; 6—flow cleavage; 7—thrust; 8—normal-right slip fault; 9—thermal-uplift extension direction; 10—subduction direction of Indian plate; 11—thermal-uplift spreading direction; 12—thrust extension direction

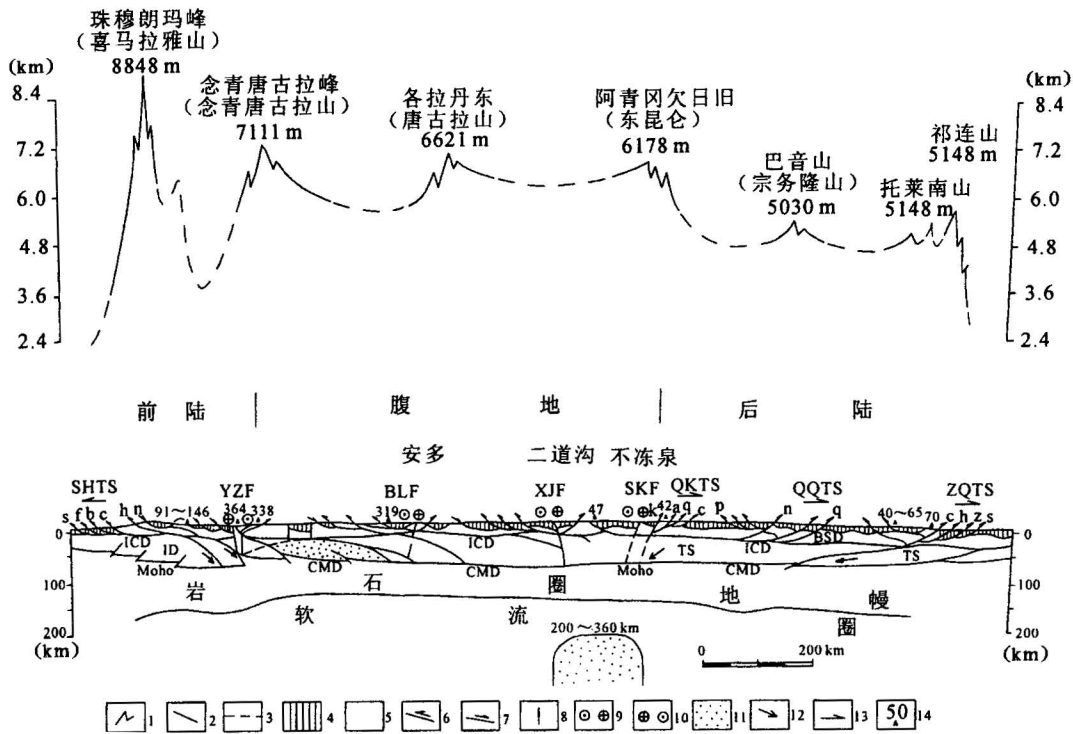


图 4 青藏高原南北向构造地貌和岩石圈结构示意图

上图:南北向高原面形态示意图,垂直比例尺放大 75 倍;下图:南北向横穿青藏高原地学断面简图

Fig. 4 Sketch map for north-south-trending tectonic landform and lithosphere structures of Qinghai-Tibetan plateau, Up: sketch map for north-south-trending plateau plane morphology, with a vertical scale enlarged by 75 times; Down: sketch map for north-south-trending geoscience transect across Qihai-Tibetan plateau

上:1—山顶面;2—山原面;3—盆地;4—沉积层;5—花岗岩、闪长质岩石层;6—冲断裂;7—正断裂;8—陡倾断裂;9—左行走滑断裂;10—右行走滑断裂;11—热柱或壳幔混合层;12—俯冲方向;13—逆冲扩展方向;14—热流测量点和热流值(单位:mW/m²)。BSD—基底拆离层;ICD—壳内拆离层;CMD—壳幔拆离层。SHTS—西瓦里克—喜马拉雅冲断裂系:s—主西瓦里克冲断裂(MST),f—主前缘冲断裂(MFT),b—主边界冲断裂(MBT),c—主中央冲断裂(MCT),h—北喜马拉雅冲断裂(NHT),n—北喜马拉雅正断裂(NHF);YZF—雅鲁藏布江断裂;BLF—班公湖—澜沧江断裂;XJF—西金乌兰—金沙江断裂;SKF—南昆仑断裂;QKTS—柴达木南缘—北昆仑冲断裂系:c—柴达木中冲断裂(QCT),q—祁漫塔格冲断裂(QMT),a—阿尔格冲断裂(AKT),k—中昆仑断裂(CKF);QQTS—南祁连—柴达木北缘冲断裂系:q—南祁连冲断裂(SQT),n—柴达木北缘冲断裂(QNT),p—柴达木北缘山前逆冲断裂(QPT);ZQTS—走廊南缘—北祁连冲断裂系:s—走廊南缘冲断裂(ZST),z—走廊南山冲断裂(ZLT),h—黑河冲断裂(HHT),c—中祁连冲断裂(CQT)。ID—印度地(板)块;TS—塔里木—中朝地(板)块

1—Summit plane; 2—plateau plane; 3—basin; 4—sedimentary cover; 5—granitic and dioritic rocks; 6—thrust; 7—normal fault; 8—steeply inclining fault; 9—left-strike-slip fault; 10—right-strike-slip fault; 11—plume or crust-mantle mixed layer; 12—subduction direction; 13—thrust extension direction; 14—measurement locations of heat flow (unit: mW/m²). BSD—basement detachment layer; ICD—intra-crust detachment layer; CMD—crust-mantle detachment. SHTS—Siwalik—Himalayan thrust system; s—Main Siwalik thrust (MST), f—Main Front thrust, b—Main Boundary thrust (MBT), c—Main Central thrust (MCT), h—North Himalayan thrust (NHT), n—North Himalayan normal fault (NHF); YZF—Yarlung Zangbo fault; BLF—Banggong Co—Lancang Jiang fault, XJF—Xijir Ulan—Jinsha Jiang fault; SKF—South Kunlun fault; QKTS—Qaidam Northern Margin—North Kunlun thrust system; c—Qaidam Central thrust (QCT), q—Qimantag thrust (QMT), a—Arkatag thrust (AKT), k—Central Kunlun fault (CKF); QQTS—South Qilian — Qaidam Northern Margin thrust system; q—South Qilian Thrust (SQT), n—Qaidam Northern Margin thrust (QNT), p—Qaidam Northern Margin Piedmont thrust (QPT); ZQTS—Zoulang Southern Margin — North Qilian thrust system; s—Zoulang Southern Margin thrust (ZST), Zoulang Nan Shan thrust (ZLT), h—Heihe thrust (HHT), c—Central Qilian Thrust (CQT). ID—Indian plate; TS—Tarim Sino-Korea plate

升机制和动力学过程。笔者提出深层热隆扩展动力学模式,其意是强调尽管印度板块和塔里木—中朝板块向青藏高原的持续、强烈俯冲是高原隆升的主导驱动力源和重要机制,但并非隆升的直接原因。除

青藏高原边缘的喜马拉雅山、祁连山和西昆仑山的隆升显示与板块俯冲作用直接有关外,占据青藏高原最大地域的腹地,缺少能将隆升直接归因于印度板块俯冲的深部地球物理资料。青藏高原的隆升也

并非单纯由于高原内部均衡调整作用,即靠高原内部自身力量。而笔者等强调应将高原隆升直接归因于更深层的热动力作用,即不同构造层次的深层热隆扩展(层圈剪切和垂向伸展)作用及其与板块俯冲的联合作用(Cui, 1997;王连捷等,1998)。

强调板块俯冲是青藏高原隆升的主导驱动力源和重要机制主要是因为不同构造层次的热隆扩展作用是板块持续、强烈俯冲的结果(崔军文等,1992a; Cui, 1997),属于次级驱动力源。长期(时间条件)、快速(速度条件)的板块俯冲或陆—陆碰撞作用是诱导深层热隆扩展作用的必要条件,也是青藏高原隆升的必要条件,但并非直接原因。

完整的动力学模式的建立必须尽可能多地把握地表观察到的各种地质现象和众多地球物理方法传递的深部动力学信息,将青藏高原作为一个整体,把不同时期、不同层次的地质、地球物理和地球化学过程纳入统一的地球动力学系统。隆升的研究不仅要阐明其过程和机制,更重要的要阐明印度板块俯冲或印度板块和塔里木板块双向俯冲过程中,青藏高原岩石圈收缩与伸展、平移与旋转、均衡与非均衡和隆升与拗陷的时空转化和复杂的应力场、位移场。笔者提出的青藏高原隆升动力学模式——“岩石圈深层热隆扩展动力学模式”(崔军文等,1992a;崔军文等,1999),不同于板块俯冲—碰撞模式,也不同于热膨胀模式。俯冲、碰撞模式强调的是岩石圈整体的挤压和收缩作用,热膨胀模式强调物质的整体垂向运动,而热隆扩展动力学模式强调青藏高原岩石圈在区域性挤压应力场中整体的伸展(拉张)作用和物质水平(剪切)运动(扩展)。对此,笔者将在另文详论。

参 考 文 献

- 边千韬. 1995. 青藏高原隆升机制初探. 青藏高原与全球变化研讨会论文集. 北京:气象出版社, 235~240.
- 陈年. 1985. 大陆扩散与全球构造. 福州:福建科学技术出版社.
- 崔军文,朱红,武长得等. 1992a. 青藏高原岩石圈变形及其动力学. 北京:地质出版社, 106~114.
- 崔军文. 1992b. 青藏高原的伸展构造及对建立陆内碰撞模式的意义. “七五”地质地址科技重要成果学术交流会议论文集. 北京:科学技术出版社, 152~155.
- 崔军文. 1997a. 喜马拉雅碰撞带的构造演化. 地质学报, 71(2): 105~112.
- 崔军文,史金松. 1997b. 青藏高原隆升数值模拟的地质解释和启迪. 中国地球物理学会年刊, 326.
- 崔军文,唐哲民,邓晋福等. 1999. 阿尔金断裂系. 北京:地质出版社.
- 常承法, Shackleton R M, Dewey J F 等. 1990. 青藏高原的构造. 中英青藏高原综合地质考察队. 青藏高原地质演化. 北京:科学出版社, 384~415.
- 董学斌,王忠民,杨惠心等. 1996. 古地磁新数据和地体拼合关系.

- 见:中国地质科学院岩石圈研究中心,地质矿产部地质研究所编. 青藏高原岩石圈结构和演化. 北京:地质出版社.
- 李吉均,文世宣,张青松等. 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学, 6: 608~616.
- 李廷栋. 1995. 青藏高原隆升的过程和机制. 地球学报, 1: 1~9.
- 刘顺生,张峰. 1987. 西藏南部地区的裂变径迹年龄和上升速度的研究. 中国科学(B辑), 17: 1000~1010.
- 马宗晋,张家声,汪一鹏. 1998. 青藏高原三维变形运动学的时段划分和新构造分区. 地质学报, 72(3): 211~227.
- 王文颖. 1996. 青藏高原的地壳运动及其测量. 中国青藏高原研究会主编. 青藏高原与全球变化研究讨论会论文集. 北京:气象出版社, 214~221.
- 王连捷,崔军文. 1998. 青藏高原北缘的岩石圈构造应力场. 北京:冶金工业出版社.
- 吴功建,肖序常,李廷栋. 1989. 青藏高原原东—格尔木地学断面. 地质学报, 63(4): 285~296.
- 许志琴. 1988. 韧性推覆剪切带及喜马拉雅山链的变形机制. 喜马拉雅岩石圈构造演化总论. 北京:地质出版社, 121~140.
- 许志琴,崔军文,张建新. 1996a. 大陆山链变形构造动力学. 北京:冶金工业出版社.
- 许志琴,姜枚,杨经绥. 1996b. 青藏高原北部隆升的深部构造物理作用. 地质学报, 70(3): 195~206.
- 杨振宇, Besse J, 孙知明等. 1998. 印度支那地块第三纪构造滑移与青藏高原岩石圈构造演化. 地质学报, 72(2): 112~125.
- 曾融生,朱介寿,周兵. 1992. 青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型. 地震学报, 14(增刊): 523~533.
- 郑剑东. 1988. 青藏高原地球动力学初探. 现代地质, 2(2): 194~206.
- 中国地质科学院岩石圈研究中心,地质矿产部地质研究所主编. 1996. 青藏高原岩石圈结构和演化. 北京:地质出版社.
- 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 1983. 西藏地貌. 北京:科学出版社.
- 钟大赉,丁林. 1996. 青藏高原隆升过程及其机制探讨. 中国科学(D辑), 26(4): 289~295.

References

- Allegre C J. 1984. Structure evolution of the Himalaya—Tibet Orogenic belt. *Nature*, 307(5946): 17~22.
- Argand E. 1924. La tectonique de l'Asie. *Proc 13th Int. Geol. Congr.*, Brussels, 7: 171~372.
- Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, 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.
- Cui Junwen. 1997. Tectonic evolution of Himalayan collision zone. *Acta Geological Sinica*, 71(2): 105~112 (in Chinese with English abstract).
- Cui Junwen, Xu Zhiqin. 1996. The Tethyan—Himalayan orogenic complex. *Continental Dynamic*, Institute of Geology, CAGS, 1(1): 20~29.
- Cui Junwen. 1997. Lithospheric fabric of the Qinghai-Tibet plateau. *Proc. 30th Int'l. Geol. Congr.* 6: 141~153.
- Dewey J F, Bird J M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75: 2625~2647.
- Harrison T M, Mark T, Copeland P, et al. 1992. Raising Tibet. *Science*, 255: 1663~1670.
- Hirn A, Jiang M, Sapin M, et al. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. *Nature*,

- 375(15): 571~574.
- Hodges K V, Parrish R R, Searle M P. 1996. Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics*, 15 (6): 1264~1291.
- Jiang M, Hirn A, Poupinet G. 1995. Tibetan plateau seismic experiment; design and preliminary results. 1992~1993. *Global Tectonic and Metallogeny*, 4:199~201.
- Li Jijun, Wen Shixuan, et al. 1979. A probe to Qinghai - Tibetan plateau uplift time, range and form. *Science in China*, 6: 608 ~ 616(in Chinese with English abstract).
- Li Tingdong. 1995. Uplift process and mechanism of the Qinghai - Tibetan plateau. *Acta Geoscientia Sinica*, 1: 1 ~ 9(in Chinese with English abstract).
- Liu Shunsheng, Zhang Feng. 1987. The study on fission — track dating and elevation velocity of southern Tibetan area. *Science in China, Series B*, 17: 1000~1010(in Chinese with English abstract).
- Lyon-Caen H. 1986. Comparison of the upper mantle shear wave velocity structure of the Indian shield and the Tibetan plateau and tectonic implications. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 86: 729 ~ 749.
- Ma Zongjin, Zhang Jiasheng, Wang Yipeng. 1998. The 3-d deformational movement episodes and neotectonic domains in the Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 72(3): 211~227(in Chinese with English abstract).
- Molnar P. 1988. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, 355: 131~137.
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental tectonics. *Nature*, 284(5584): 319~324.
- Patriat P, Achache J. 1984. India—Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311:615~621.
- Tapponnier P, et al. 1981. The Tibetan side of the India—Eurasia collision. *Nature*, 294:405~410.
- Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*. 284 (5584): 319~324.
- Wang Zeju, Wu Congjian, Xiao Xuchang, et al. 1997. Global geoscience trasect, Golmud—Ejin transect China. Beijing, China Geological Map Printing House.
- Wittlinger C, Tapponnier P, Poupinet G, et al. 1998. Tomographic evidence for localized lithospheric shear along the Altyn Tagh fault. *Science*, 282: 73~76.
- Willett S D, Beaumont C. 1996. Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision. *Nature*, 369(23): 642~644.
- Wu Gongjian, Xiao Xuchang, Li Tingdong. 1989. Geo-science transection from Yadong to Golmud in Qinghai - Tibetan plateau. *Acta Geological Sinica*, 63(4): 285 ~ 296(in Chinese with English abstract).
- Wu Gongjian, Xiao Xuchang, Li Tingdong, et al. 1991. Yadong to Golmud Transect, Qinghai-Tibetan plateau, China, *Global Geosci. Transects*. 3 AGU, Washington. D C.
- Xiao Xuchang, Li Tingdong. 1995. Tectonic evolution and uplift of the Qinghai-Tibet plateau. *Episodes*, 18(1~2):31~35.
- Xu Zhiqin, Jiang Mei, Yang Jingsui. 1996. Deep tectonophysis action of the Qinghai - Tibetan plateau uplift. *Acta Geologica Sinica*, 70 (3): 195 ~ 206(in Chinese with English abstract).
- Yang JS, Xu Z Q, Bai W J. 1997. Characteristics and zonation of the Cenozoic volcanic rocks on the Qinghai-Tibetan plateau. *Continental Dynamics*, 2(3): 1~11.
- Yang Zhenyu, Jean Besse, Sun Zhiming, Zhao Yue. 1998. Tertiary Squeeze-out of the Indo-China Block and Lithospheric Evolution of the Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 72(2): 112~125(in Chinese with English abstract).
- Zeng Rongsheng, Zhu Jietao, Zhou Bing. 1992. Three - dimensional seismic wave velocity structure in the Qinghai - Tibetan plateau and its adjacent eastern area. *Seismic Sinica*, 14(supplement): 523 ~ 533(in Chinese with English abstract).
- Zhao Wu-Ling, Morgan J. 1985. Uplift of Tibetan plateau. *Tectonics*, 4(4): 359~369.
- Zheng Jiandong. 1988. A tentative probe to Qinghai - Tibetan uplift mechanism. *Modern geology*, 2(2): 194 ~ 206(in Chinese with English abstract).
- Zhong Dalai, Ding Lin. 1996. A discussion on the process and mechanism of the uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. *Sciences in China (Series D)*, 26(4): 289~295 (in Chinese).

Uplift of the Qinghai-Tibet Plateau: Tectonic Geomorphology and Lithospheric Structure of the Qinghai-Tibet Plateau

CUI Junwen, LI Pengwu, LI Li

Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

Through a review of the research history of the Qinghai-Tibet Plateau uplift and analysis of various dynamic models of the uplift, a dynamic model of the Qinghai-Tibet Plateau uplift, deep thermal uplift spreading, is suggested on the basis of the intensive inhomogeneity of the lithosphere fabrics and structural geomorphologic pattern of tridivision and symmetry. The uplift of the Qinghai-Tibet Plateau is a synthetic result of the bidirectional inhomogeneous subduction of the India block and Tarim-Alxa block and deep thermal-uplift spreading of the Qinghai-Tibet hinterland. Subduction is an important mechanism of the uplift, and deep thermal-uplift spreading is the direct cause.

Key words: uplift; subduction; thermal-uplift spreading; lithospheric structure; structural geomorphology