

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

青藏高原岩石圈演化与地球动力学过程

——亚东—格尔木—额济纳旗地学断面的启示

高 锐 李廷栋 吴功建

(中国地质科学院岩石圈研究中心, 北京, 100037)

内容提要 笔者等完成的亚东—格尔木和格尔木—额济纳旗地学大断面揭示出青藏高原岩石圈的基本结构、组成、演化和地球动力学过程, 发现了印度板块在南缘向喜马拉雅山下俯冲、阿拉善地块在北缘向高原下楔入的证据, 它们构成了使高原隆升的主要驱动力。多学科研究表明, 青藏高原是一个由8个地体拼合的大陆。高原内部地壳20~30 km深度附近普遍发育低速高导层, 它是构造应力去耦层, 其上地壳脆性变形, 逆冲叠覆, 缩短增厚; 其下地壳结构横向变化大, 韧性变形。藏南下地壳(50~70 km)速度发生逆转; 而藏北下地壳速度增高并呈梯度变化, 具有双莫霍面特征。高原莫霍面起伏变化大, 南北边缘山脉山根特征明显, 在高原内部缝合带两侧莫霍面多有断错。虽然高原地壳巨厚, 但是岩石圈地幔并没有增厚。高原隆升经历了俯冲碰撞(K_2-E_2)、会聚挤压(E_3-N_1)、及均衡调整(N_2-Q) 3个阶段。青藏高原岩石圈现今处于双向挤压的动力学环境, 莫霍面的不稳定变化, 岩石圈地幔下沉等因素引起的壳幔之间和岩石圈与软流圈之间的相互作用, 地壳的走滑与拉伸作用, 是维持高原现今高度和范围的主要动力学因素。

关键词 青藏高原 岩石圈 地学断面 大陆动力学

1980年以来, 中国各有关部门单独或与国外合作在青藏高原开展了大规模的地质、地球物理调查研究, 积累了丰富的实际资料。在这些工作基础上, 根据中国岩石圈委员会统一部署和国际岩石圈委员会地学断面编图指南要求, 我们分两期编制了亚东—格尔木地学断面(1986~1990)和格尔木—额济纳旗地学断面(1991~1995)。两条断面相接构成了纵贯整个青藏高原的亚东—格尔木—额济纳旗地学断面, 简称TGT (Tibet Geosciences Transect)。

在编制断面图过程中, 针对关键地质科学问题, 补充进行了大量地质、地球物理调查研究, 如在亚东—格尔木—额济纳旗地学断面进行了大地热流、大地电磁测深; 沿格尔木—额济纳旗断面进行了爆破地震测深, 在祁连山北缘开展了近垂直反射地震剖面探测, 沿亚东—格尔木—额济纳旗完成了重力和磁力剖面测量等等。经实际调查和综合研究获得一些新的成果和认识, 揭示了青藏高原岩石圈结构、构造演化和地球动力学过程。基础数据及专题研究论文主要发表在文献[1]和[2]中。编制的图件和说明书已公开出版^[3,4]。本文仅概述其主要成果。

1 高原的构造格局

青藏高原夹持于塔里木、华北、扬子与印度等刚性地块之间, 不但在地貌上构造一个统一的高原, 而且在地球物理场和岩石圈结构构造上也自成体系, 形成一个相对独立的构造系统。TGT南起印度地台的恒河平原, 向北穿越喜马拉雅和青藏高原内部诸造山带、柴达木盆地、

注: 本文为中国地质矿产部和国家自然科学基金会联合重点资助项目。

本文1998年3月收到, 4月改回, 章雨旭编辑。

青藏高原东北缘的祁连造山带和河西走廊盆地,翻越北山,止于西伯利亚板块南缘、中蒙边境附近的额济纳旗,全长约 2400 km。高原本身是一个多地体拼合的大陆,沿断面可划分出 10 个地体(其中 8 个地体在高原内部),地体之间被缝合带或大型断裂所分隔^[5,6](图 1)。

2 高原岩石圈结构构造

地球物理探测资料表明,青藏高原岩石圈具有纵向、横向的不均一性和多层结构,各地体分层结构不尽相同(详见文献[7]图 3 和文献[6]图 3)。

(1) 低速(高导)层 在高原内部地壳 20~30 km 深度左右普遍存在低速层,速度为

5.60~5.80 km/s,厚度一般 5~10 km,推测主要为含水的构造滑脱层,局部可能由熔融岩浆房引起。大地电磁测深也发现壳内存在高导层,沿断面全线展布,但埋深起伏较大。在地壳上部,高导层一般与低速层位置相近;在地壳下部,多为倾斜变化。高导层电阻率一般为 5~10 $\Omega \cdot m$ 。在喜马拉雅山下地壳中下部(25 km 以下)发现向北倾斜、连续展布的高导层。该高导层向南可与 MCT 和 MBT 相连接,表明此层位可能代表印度板块向喜马拉雅山下俯冲的构造踪迹,到达雅鲁藏布缝合带下方进入地幔。

(2) 莫霍面埋深变化 ①高原莫霍面埋深总体上南北两侧较浅,广大腹地较深,印度恒河平原平均约 35 km,高喜

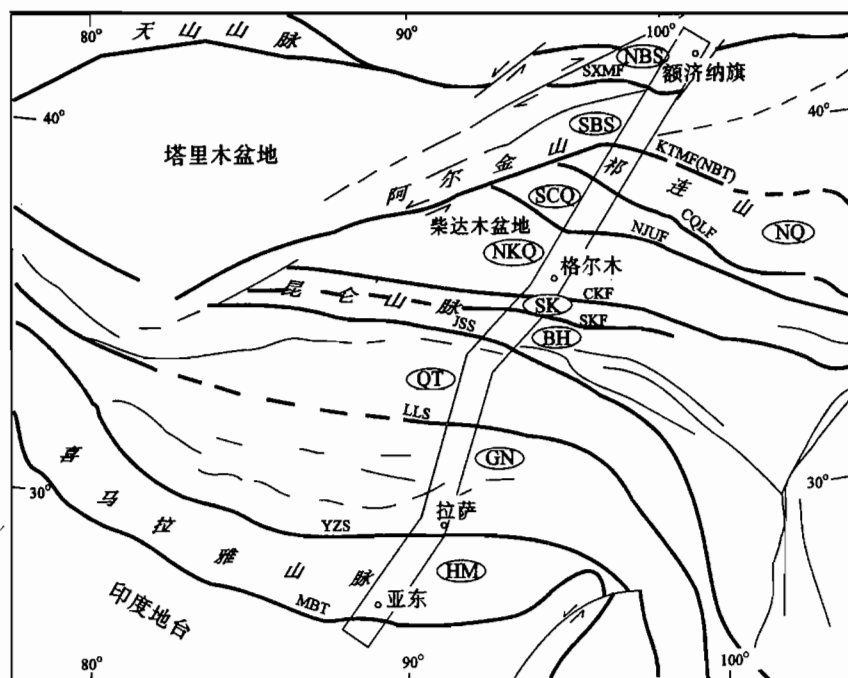


图 1 亚东—格尔木—额济纳旗地质断面(TGT)位置和地体构造

Fig. 1 Location and terrane tectonic of TGT

(NBS)—北山北部地体; SXMF—石板井—小黄山断裂; (SBS)—北山南部地体; KTMF—宽滩山断裂; NBT—北边界断裂; (NQ)—北祁连地体; CQLF—中祁连断裂; (SCQ)—中南祁连地体; NJUF—北宗务隆断裂; (NKQ)—北昆仑—柴达木地体; CKF—昆仑中央断裂; (SK)—南昆仑地体; SKF—南昆仑断裂; (BH)—巴颜喀拉地体; JSS—金沙江缝合带; (QT)—羌塘地体; LLS—龙木错—澜沧江缝合带; (GN)—冈底斯地体; YZS—雅鲁藏布缝合带; (HM)—喜马拉雅地体; MBT—主边界逆冲断裂
(NBS)—North Beishan terrane; SXMF—Shibanjing—Xiaohuangshan Mountain fault; (SBS)—south Beishan terrane; KTMF—Kuantan Mountain fault; NBT—north boundary thrust; (NQ)—north Qilian terrane; CQLF—central Qilian fault; (SCQ)—central-south Qilian terrane; NJUF—north Jun U fault; (NKQ)—north Kunlun—Qaidam terrane; CKF—central Kunlun fault; (SK)—south Kunlun terrane; SKF—south Kunlun fault; (BH)—Bayan Har terrane; JSS—Jinsha River suture; (QT)—Qiangtang terrane; LLS—Lungmu Co—Lancang River suture; (GN)—Gangdise terrane; YZS—Yarlung Zangbo suture; (HM)—Himalaya terrane; MBT—main boundary thrust;

马拉萨山 61 km,特提斯喜马拉雅达 78 km,羌塘地区最深可到 80 km,昆仑山地区又抬升为 63 km,柴达木盆地平均约 55 km,到祁连山又加深到 74 km,呈现出山根特征。在高原南部,莫霍面起伏较大并多有错断,在缝合带或巨型断裂两侧,断距可达 10 km 左右。②在高原腹地,特别是其南部,莫霍面常出现彼此叠覆现象,如雅鲁藏布江以北莫霍面呈断片状雁形排列,显示地壳深部受到强烈的挤压作用。③在藏北地区存在 55 km 左右和 75 km 左右两个宽角地震反射界面,二者之间速度值平均 7.40 km/s。推测浅的强反射界面代表老的莫霍面,受挤压而抬升;深的相对弱的反射界面可能是新形成的莫霍面。

(3) 岩石圈厚度 爆破地震及天然地震探测结果表明,虽然青藏高原地壳厚度巨大,但岩石圈并没有明显的增厚,南部平均 100~120 km,北部平均 110~130 km,局部有起伏。大地电磁测深所揭示的上地幔高导层埋深总体起伏趋势与天然地震解释的岩石圈底面深度相近,但平均埋深较大,在高原南北边缘平均 140 km,在高原内部达 200 km。

(4) 岩石圈物性结构的横向变化 高原岩石圈物性结构横向变化明显,特别在地体边界常出现波速的衰减。地壳平均速度一般为 6.20~6.30 km/s,上地幔顶部速度一般 8.10~8.20 km/s,喜马拉雅山和祁连山的地壳平均速度较其它地体略低。地壳上部速度变化较大,柴达木盆地发育巨厚中新世沉积,其平均速度 5.70 km/s,其它地体因新生代沉积厚度一般不大于 4 km,速度小于 4.00 km/s。但祁连山上地壳平均速度低于柴达木盆地,为 5.51~5.60 km/s。在其他地体,如上地壳组成主要为前寒武纪变质岩系和不同时期花岗岩类的地区,其速度值一般为 5.80~6.00 km/s。地壳中部速度较稳定,一般为 6.30~6.50 km/s,但中祁连山速度较低,在哈拉湖地区最低只有 6.10 km/s。在藏北 50 km 深处左右发现第二个低速层,速度为 6.10~6.30 km/s。地壳下部速度变化最大,喜马拉雅地体地壳下部速度呈逆转现象;冈底斯地体下地壳速度呈强梯度变化;巴颜喀拉地体及南昆仑地体下地壳速度呈弱梯度变化;柴达木盆地和中南祁连地体下地壳速度正常;北祁连地体地壳下部速度较低。岩石圈下部即莫霍面附近及其以下电阻率横向变化十分明显,突出的例子是喜马拉雅地体,以壳内高导层为界,以南电阻率高达 $10000 \Omega \cdot m$,以北只有 $1000 \sim 3000 \Omega \cdot m$,显示出印度地台(高阻)自喜马拉雅山前向北向下倾斜插入喜马拉雅地体的迹象。类似现象也出现于祁连山,其岩石圈下部电阻率也呈现山脉边缘高,中部低的特征。

3 高原地体构造时空演化

古地磁数据^[8,9]和生物地理区系及沉积特征研究显示^[10,11],青藏高原各地体在早古生代时均处于南纬地区。北祁连地体是一个洋岛混合体,它与中南祁连地体拼合的时间约在奥陶纪末期。它们于志留纪时已越过赤道,处于靠近赤道的北纬地区,在志留纪—石炭纪时期又有明显的南移。北昆仑—柴达木地体大约在泥盆纪晚期越过赤道,石炭纪晚期已位于北纬 20°地区,至三叠纪古纬度相对稳定。至于柴达木与中南祁连之间是否曾存在洋盆尚有不同认识,一种意见认为,榴辉岩的发现,标志着此处发生过板块碰撞作用,大约在早中生代又继续发生陆内俯冲^[12];另一种意见认为,未发现典型的蛇绿岩等洋壳建造,因而不曾存在洋盆,最多只是一个深水裂陷槽,于奥陶纪末即关闭^[13]。北昆仑—柴达木地体于石炭纪末与南昆仑地体拼合,并于三叠纪早期漂移到北半球。三叠纪末至侏罗纪早期,南昆仑地体与巴颜喀拉及羌塘地体拼合。在晚侏罗世到早白垩世,冈底斯地体与羌塘地体拼合。最后,于晚白垩世到老第三纪时,喜马拉雅地体与冈底斯地体拼合。至此,青藏高原形成一个统一的大陆。

4 高原隆升历史

白垩纪晚期到始新世,新特提斯洋逐步关闭,印度板块与欧亚板块碰撞拼合,青藏高原开始了一个地壳逐渐缩短、加厚和不断隆升的新阶段。高原地隆升经历了一个抬升与剥蚀消长平衡、构造抬升与均衡隆升更叠、从缓慢抬升向快速隆升过渡的复杂的隆升过程^[14]。

(1)俯冲碰撞隆升阶段(K_2-E_2) 在此期间,主要由于包括喜马拉雅地体在内的印度板块向北俯冲、挤压,使冈底斯地体隆升并形成岛弧型火山—深成岩带,其南麓形成“冈底斯磨拉石带”,当时冈底斯山海拔高度约 1000~1500 m。老第三纪时,高原北部和东部为隆起—剥蚀区,大规模走滑断裂产生一系列拉分盆地,堆积了巨厚的含膏盐的河湖相红色碎屑岩系,当时高原东北部海拔高度约数百米,山地可达 2000 m 左右。

(2)会聚挤压隆升阶段(E_3-N_1) 始新世末期,印度板块与欧亚板块完全拼合,印度—澳大利亚板块的持续向北推移挤压和北部、东部刚性地块的阻挡,使高原地壳大规模缩短、加厚,高原持续缓慢抬升。由于陆内会聚作用,在喜马拉雅地区形成大规模的冲断、推覆构造及滑脱系,产生多期淡色花岗岩的侵入活动,喜马拉雅地区的快速隆升,在其南麓形成以穆里群为代表的碎屑岩系,孟加拉湾深海冲积扇开始形成。当时喜马拉雅山高度约 1000 m 左右,主峰带可达 2000~3000 m。在高原内部形成山、盆相间的地形格局,在盆地堆积了河湖相含煤、油碎屑岩系及中基性火山岩系。在中新世末期青藏高原曾出现一准平原面,海拔高度 1000~1500 m,一些山地、山峰可达 2000~3000 m。

(3)均衡调整隆升阶段(N_2-Q) 自上新世开始,由于应力松弛和重力均衡调整作用或软流圈物质上涌引起的热浮力效应及其他尚未探明的深部作用的因素,在前一阶段隆升和夷平基础上,高原进入一个以大幅度整体隆升为主的新阶段,而且隆升速度有越来越快的趋势。在喜马拉雅地区,由于强烈的褶皱、断裂和地壳隆升,产生区域变质、混合岩化和淡色花岗岩的侵入作用;在喜马拉雅山前形成著名的锡瓦利克磨拉石带。上新世—早更新世时期,喜马拉雅地区约海拔 2000~3000 m。抬升到目前高度,是中更新世以来发生的地质事件。在高原内部,由于均衡调整作用产生大幅度快速隆升。在昆仑山前及祁连山北麓,均分布有巨厚的上新世—晚更新世磨拉石。高原东部上新世—早更新世含温带植物群的沉积,目前大多已抬升到 4000 m 以上高山之巅。喜马拉雅山前、塔里木盆地南缘及祁连山北麓的上新世—早更新世磨拉石沉积的反旋回特征,也标志着高原自上新世以来经历了由缓慢抬升到快速隆升的过程。

5 高原隆升的动力学过程

引起青藏高原隆升的驱动力主要来源于印度板块向北运动并俯冲到喜马拉雅地体之下的挤压力,俯冲的踪迹已被大地电磁发现的高导层追踪出来(见文献[7]图 3 和图 5),同时,也受到塔里木及西伯利亚板块向南的挤压力。横过北祁连地体的深地震反射剖面发现了阿拉善地块沿宽滩山断裂插入到祁连山之下的证据,并为深部速度结构、深部温度结构等多种深部地球物理资料所验证(见文献[6]图 3 和图 4)。类比于喜马拉雅南坡的主边界断裂(MBT),笔者将宽滩山断裂作为高原北缘的“动力学边界断裂”,称为“北边界断裂”(north boundary thrust,简称 NBT)^[14],它与青藏地震活动区的北界相吻合。地震震源机制解确定的应力场也表明青藏高原处于双向挤压应力状态之中。在双向挤压力作用下,上地壳岩片沿滑脱层发生逆冲叠覆,岩层发生脆性变形,使上地壳缩短增厚。高原众多地震发生在 30 km 以上的事实,也可以

说明脆性—半脆性变形的深度。挤压作用也使上地幔顶部发生强烈变形,引起莫霍面发生叠瓦状重叠,使地壳双向(向上和向下)增厚^[15]。局部莫霍面错断,引起下地壳与上地幔拆离,使冷而重的岩石圈地幔下沉,导致热的轻的软流圈地幔上涌,产生局部熔融,藏北中地壳的第二低速高导层可能就是这种局部熔融所引起。软流圈物质上涌的热源力效应可能也是高原快速上升的原因之一,同时加大了地壳上部的拉伸作用^[16]。藏北羌塘地区高钾火山岩可能是在这种动力学背景下产生的。地球物理探测揭示了各地体的接合关系,地体边界的深部形态,既反映了地体拼贴缝合的残迹,又表现了改造后的特征。地体边界(古老缝合带)在挤压力作用下发生侧向走滑,使两侧莫霍面发生较大起伏,说明走滑作用可能席卷的深度很大^[17]。

总之,莫霍面的不稳定变化,岩石圈地幔下沉引起的壳幔之间和岩石圈与软流圈之间的相互作用,地壳的走滑与拉伸作用,是维持青藏高原现今高度和范围的主要动力学因素。

6 问题和讨论

本文概括了青藏高原岩石圈横断面的基本结构与构造格局,表达了高原形成及隆升的演化过程和动力学模型(图2)。然而,亚东—格尔木及格尔木—额济纳旗两条地学断面所积累的丰富信息,远不是仅由编图者们在短时间内能完全理解和解释的。而且,在亚东—格尔木地学断面编制之后,及编制格尔木—额济纳旗地学断面同时,在青藏高原又进行了一些其他地球物理探测和地质研究^[18~20],有的成果与亚东—格尔木及格尔木—额济纳旗两条地学断面成果相

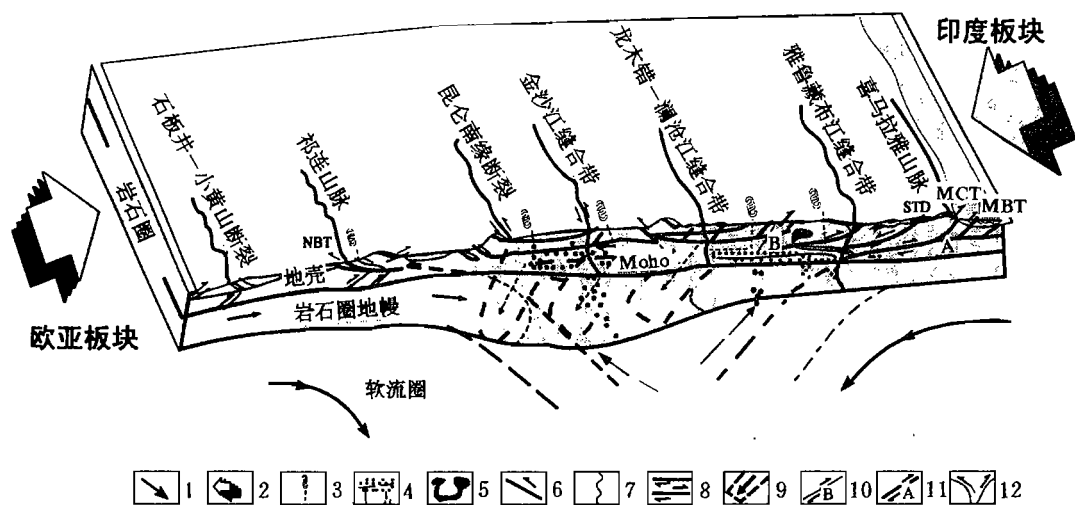


图2 青藏高原隆升动力学模型图

Fig. 2 Geodynamic model for the uplift of Qinghai-Tibet Plateau

1—岩石圈板块俯冲方向;2—板块挤压方向;3—岩浆活动;4—底侵作用与上地幔物质侵入;5—壳内岩浆囊;6—逆冲断层;7—走滑断层;8—上地壳滑动层面;9—古的岩石圈板块俯冲型式;10—大洋岩石圈俯冲;11—陆内俯冲;12—软流圈物质上涌;Moho—莫霍面;NBT—北边界断裂;STD—藏南滑脱断层;MBT—主边界断层;MCT—主中央断层

1—Subduction direction of lithospheric plate; 2—compressional direction of plate; 3—magmatism; 4—underplating and intrusion from upper mantle; 5—magma batch in the crust; 6—thrust fault; 7—strike-slip fault; 8—slip plane in the upper crust; 9—subduction type of old lithospheric plate; 10—subduction of ocean lithospheric plate; 11—underthrusting of continent; 12—upwelling of asthenospheric material; Moho—Moho; NBT—north boundary thrust; STD—south Tibetan detachment; MBT—main boundary thrust; MCT—main central thrust

符,有的矛盾。我们曾提出有关高原的组成、结构与变形、物质流动、隆起的历史、及动力学等 5 个方面的 30 个问题^[21],论述了青藏高原岩石圈结构与地球动力学须深化研究的若干问题,与有兴趣者共同讨论。也许其中一些问题涉及到青藏高原目前的科学前沿,也许一些问题仅是皮毛。但无论如何,我们都希望通过讨论把青藏高原的地球动力学研究推向更加深入。

参 考 文 献

- 1 亚东—格尔木地学断面项目组. 青藏高原亚东—格尔木地学断面研究论文集. 中国地质科学院院报(21),北京:地质出版社,1990.
- 2 格尔木—额济纳旗地学断面组. 格尔木—额济纳旗地学断面研究文集. 地球物理学报,1995,38(增刊Ⅱ).
- 3 Wu Gongjian, Xiao Xuchang, Li Tingdong, Cheng Qingyun, Cui Junwen, Cui Zuozhou, Dong Xuebin, Gao Rui, Huang Huaizheng, Liu Xun, Meng Lingshun, Shen Xianjie, Yin Zhouxun, Yu Qinfan, Zhou Yaoxiu. Global Geoscience Transect 3, Yadong to Golmud transect, Qinghai—Tibet Plateau, China. Copublished by the Inter-Union Commission on the Lithosphere and American Geophysical Union. Washington, 1991.
- 4 Wang Zejiu, Wu Gongjian, Xiao Xuchang, Liu Xun, Gao Rui, Deng Jingfu, Yao Peiyi. Global Geoscience Transect, Golmud—Ejin transect, China. Beijing: Geological Publishing House, 1997.
- 5 吴功建,肖序常,李廷栋. 青藏高原亚东—格尔木地学断面. 地质学报,1989,63(4): 285~296.
- 6 高锐,成湘州,丁谦. 格尔木—额济纳旗地学断面地球动力学模型初探. 地球物理学报,1995,38(增刊Ⅱ):3~14.
- 7 吴功建,高锐等. 青藏高原“亚东—格尔木地学断面”综合地球物理调查研究. 地球物理学报,1991,34(5): 552~562.
- 8 董学斌,王忠民,谭承泽等. 亚东—格尔木地学断面古地磁新数据与青藏高原地体演化模式的初步研究. 见:中国地质科学院院报(21). 北京:地质出版社,1991.139~148页.
- 9 董学斌,杨惠心,李鹏武. 格尔木—额济纳旗地学断面地体构造的古地磁学研究. 地球物理学报,1995,38(增刊Ⅱ): 71~85.
- 10 刘训,傅德荣,姚培毅等. 青藏高原不同地体的地层、生物区系及沉积构造演化史. 北京:地质出版社,1992. 116~129页.
- 11 陈炳蔚,姚培毅,郭宪璞等. 青藏高原北部地质构造演化. 北京:地质出版社,1996.
- 12 Yang J, Deng J. Garnet peridotites and eclogites in the Northern Qaidam Mountains, Tibetan Plateau; a first record workshop on Ultrahigh-P. Metamorphism and Tectonics, Stanford, Calif., 1994. 20.
- 13 刘训,傅德荣,韦光明,王永. 从沉积特征研究格尔木—额济纳旗地学断面走廊地体的构造演化史. 地球物理学报,1995,38(增刊Ⅱ): 114~129.
- 14 李廷栋. 青藏高原隆升的过程和机制. 地球学报,1995,16(1): 1~9.
- 15 高锐. 青藏高原岩石圈的变形与陆壳运动. 见:中国地球物理学会编. 中国地球物理学会年刊. 北京:地震出版社,1990. 121页.
- 16 高锐,吴功建. 青藏高原亚东—格尔木地学断面地球物理综合解释模型与现今地球动力学过程. 长春地质学院学报,1995,25(3): 241~250.
- 17 高锐,孟令顺,李莉. 青藏高原亚东—格尔木条带重力异常数字图像处理与地壳现代构造. 见:中国地质科学院院报(21). 北京:地质出版社,1990. 149~162页.
- 18 高锐. 青藏高原地壳上地幔地球物理调查研究成果综述(上). 中国地质,1995,(4): 26~28.
- 19 高锐. 青藏高原地壳上地幔地球物理调查研究成果综述(下). 中国地质,1995,(5):20~29.
- 20 Zeng Rongsheng, Gao Rui. A Review on the studies of lithosphere structures and dynamics in Tibetan Plateau. In: China National Report on Seismology and Physics of the Earth's Interior for the XXIIth General Assembly of IUGG. Beijing: China Meteorological Press, 1995. 41~53.
- 21 高锐. 青藏高原岩石圈结构与地球动力学的 30 个为什么? 地质论评,1997,43(5): 460~464.

作 者 简 介

高锐,男,1950年5月生。1981年于长春地质学院获硕士学位,现为研究员。长期从事地球物理与深部构造的调查与综合研究,近十年来主要进行全球地学断面(GGT)研究。通讯地址:100037,北京阜外百万庄路26号中国地质科学院岩石圈研究中心。

Lithospheric Evolution and Geodynamic Process of the Qinghai-Tibet Plateau:

An Inspiration from the Yadong—Golmud—Ejin Geoscience Transect

Gao Rui, Li Tingdong and Wu Gongjian

(Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037)

Abstract

During 1986~1995, the authors separately compiled the Yadong—Golmud geoscience transect (1986~1990) and the Golmud—Ejin geoscience transect (1991~1995) supported by the Ministry of Geology and Mineral Resources of P. R. China and the National Natural Science Foundation of China. The two transects link up to form the Yadong—Golmud—Ejin geoscience transect passing through the whole Qinghai-Tibet Plateau, from south to north, totalling about 2400 km long, which is called the TGT (Tibet Geoscience Transect) for short. TGT revealed the basic structures, tectonic evolution and geodynamic process of the lithosphere of the Qinghai-Tibet plateau. The evidence of underthrusting of the Indian plate beneath the Himalayan Mountains on the southern margin and southward wedging of the Alaxa block on the northern margin beneath the plateau has been found. They were the driving forces causing the plateau uplift. The plateau is a continent resulting from amalgamation of eight terranes. These terranes are separated by sutures or large-scale faults, different terranes have different lateral inhomogeneity and multi-layered lithospheric structures. At depths of about 20~30 km of the crust in the interior of the plateau there commonly exist low-velocity layers. It is an uncoupled layer of the tectonic stress; above the layer, the upper crustal slices were thrust and overlapped each other and the rocks underwent brittle deformation, thus leading to shortening and thickening of the upper crust. Below the layer, the lateral change of the structure of the lower crust varies most greatly and ductile deformation is found. The lower crust velocity of the Himalaya terrane shows the reversed features; the lower crust velocity of the Gangdise terrane shows strong gradient variation and shows the character of the double Moho. On the whole the Moho of the plateau is greatly undulatory, on the north and south sides the characteristics of the mountain root are very conspicuous; and the Moho is displaced in many places across the suture zone or gigantic faults. Although the crust of the Qinghai-Tibet Plateau has a great thickness, the lithosphere does not thicken markedly. The plateau uplift evolved through three stages: uplift due to subduction and collision (K_2 — E_2); uplift due to convergence and compression (E_3 — N_1) and uplift due to isostatic adjustment (N_2 — Q). The plateau is in a state of bi-directional compression. The unstable change of the Moho, the interaction between the crust and mantle and between the lithosphere and asthenosphere caused by the sinking of the lithospheric mantle and the strike-slip and extension of the crust are the major dynamic factors for maintaining the present height and scope of the Qinghai-Tibet plateau.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau; lithosphere; geoscience transect; continental dynamics