

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

青藏高原三维变形运动学的时段划分 和新构造分区

马宗晋 张家声 汪一鹏

(国家地震局地质研究所, 北京, 100029)

内容提要 青藏高原形成至今经历了4个互有叠接的构造期。 α 期以南北缩短和向北推移为主, 主要发生在45~35 Ma期间; β 期表现为长周期缓慢隆升, 在35~5.3 Ma期间占主导地位; γ 期为短周期快速隆升阶段, 自5.3 Ma开始, 3.0 Ma以后逐渐达到高峰; δ 期以东西向伸展变形为特征, 3.0 Ma以前出现在喜马拉雅地区, 3.0 Ma以后遍及整个高原, 第四纪以后表现为占主导地位的变形运动形式。根据 γ 期和 δ 期构造变动在空间和时间上的不均匀性, 把青藏高原划分为西藏、羌塘和柴达木3个构造域。

关键词 青藏高原 变形运动学 位移速率 新构造区

把青藏高原的形成看作是由于印度次大陆与欧亚大陆发生碰撞所引起的各种地质过程, 其开始时间大约在45~50 Ma前后。自那时以来, 青藏高原的构造活动表现为大陆内部的各种地质过程。不同作者根据各自的观察结果, 对青藏高原的形成演化过程提出了不同的地球动力学模型, 主要包括: 双层地壳或注入模型^[1]、薄粘滞体模型^[2]、滑移线场模型^[3]和多地体拼合模型^[4]。除第4种模型综合包括了青藏高原形成以前的地质历史过程以外, 前3种模型基本上是力求用一种动力学体制对青藏高原的整体构造格架和成因演化进行解释。这些模型强调了青藏高原构造变形的某一方面, 并认为45 Ma以来基本上以一种占主导地位的运动方式持续进行, 而忽视这一构造框架形成的历史进程, 也就是说忽视了递进变形的阶段性。

80年代以来, 国家地震局有关单位围绕青藏高原的新构造运动, 先后开展了一系列独立或合作的研究工作^[5~22], 揭示了青藏高原形成以来, 尤其是第四纪以来强烈构造运动的许多重要特点, 对其影响人类生存环境的各种因素有了更加深入的了解。

本文在上述研究的基础上, 结合其它的相关研究成果, 分析了45 Ma以来青藏高原占主导地位的构造运动的性质随时间发生改变的规律。

1 青藏高原三维变形和运动方式随时间的变化

1.1 演化历史和总体变形

受印度板块持续向北推移和欧亚大陆阻挡, 青藏高原自形成以来始终受到近SN向的挤压作用, 通过发生在块体边界和内部各种方式的构造变形, 表现出向北推移、缩短加厚和向东

注: 本文为国家攀登计划“现代地壳运动和地球动力学研究”和国家自然科学基金(编号49672155)资助的研究成果。
本文1997年10月收到, 1998年4月改回, 王毅编辑。

挤出 3 种主要的运动形式, 局部伴随着块体转动。

60 Ma 前后印度洋发生的海底扩张加速了新特提斯洋的消亡, 新特提斯洋壳在白垩纪中—晚期向北俯冲和消减的过程中, 形成了藏北(冈底斯)岛弧带, 并在其北面发育了白垩纪末至早第三纪的弧后盆地沉积; 45 Ma 左右沿雅鲁藏布江一线发生印度次大陆和欧亚大陆的陆—陆碰撞, 进入青藏高原的演化时期。不同作者用不同方法计算了青藏高原自 45 Ma 前后形成以来不同形式的运动和变形总量, 其中向北推移约 2500 km^[23, 24], 南北缩短 > 1500 km^[25, 26], 总的抬升量为 3200~4000 m^[27], 并据此推算出相关的运动速率。详细的研究表明, 上述 3 种主要的运动方式在青藏高原的演化历史中不是均等的, 即不同时期在不同位置占主导的运动方式随时间发生了变化, 表现出构造运动的时段性。

1.2 陆内碰撞缩短体制和向北推移

青藏高原形成初期的变形运动表现为南北挤压缩短和向北推移两种形式, 其中挤压缩短包括浅层和深层两方面, 浅层变形主要表现为高原内部和主要碰撞边界附近表壳岩石的褶皱和逆冲推覆。例如在雅鲁藏布江碰撞带以南喜马拉雅地体中, 形成了大规模向南推复的叠瓦状褶冲构造, 喜马拉雅地区地壳因此缩短量达 700 km, 藏北地区缩短量约 60 km, 缩短率达 15.4 mm/a^[6, 28]。羌塘地块内部, 渐新世前(35 Ma 以前)的地层受到强烈褶皱变形和冲断层改造, 并被渐新世—新第三纪轻微褶皱或未变形地层不整合覆盖(图 1), 地壳缩短量为 429 km^[21]。

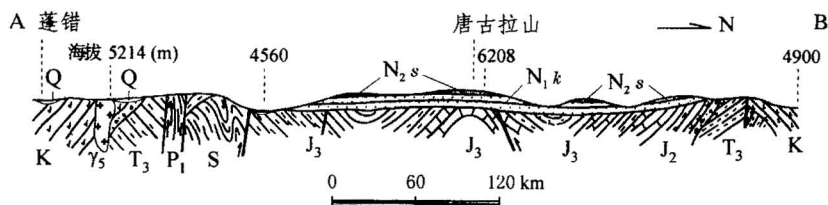


图 1 羌塘地体 SN 向地质—构造剖面(剖面位置见图 8)

Fig. 1 N-S cross section in the Qiangtang terrane (location shown in Fig. 8)

深层变形不仅导致西藏构造域出现双层或多层地壳结构, 而且伴随地壳缩短过程发生的岩浆活动, 证明曾发生了壳—幔之间的构造调整。冈底斯岛弧带之上年龄 < 40 Ma 的花岗岩和碱性火山岩, 及 33 Ma 前羌塘北缘沿红山湖—通天桥一带喷发的碱性、钙碱性火山岩等均属典型大陆内碰撞后的喷发类型, 后者代表地幔顶部的部分熔融产物^[29]。上述浅层岩石的变形构造组合和岩浆活动特征, 说明 45~33 Ma 期间占主导地位的运动性质是整个岩石圈的挤压缩短, 藏南、藏北地区第一级夷平面的形成在始新世以后(35 Ma 以后), 相关沉积和动植物化石特征表明青藏高原当时处于地势低缓, 气候暖湿的环境, 海拔高度不超过 1000m^[28], 而这一阶段柴达木盆地的沉积速率仅为 0.12~0.15 mm/a^[30], 由此可见, 青藏高原形成初期占主导地位的变形运动学是挤压缩短, 没有造成全面隆升。伴随上述挤压缩短的同时存在较大幅度的地壳块体向北推移。丁国瑜等^[6]根据晚第三纪以来活动断裂的水平运动速率, 计算出西藏地块向北推移的速率为 28 mm/a, 柴达木地块向 N25°E 方向的位移速率为 15 mm/a。

上述事实还说明, 青藏高原形成初期发生的地壳缩短和向北推移, 均存在由南向北逐渐减弱的现象。

1.3 加厚和抬升隆起过程的阶段性

随着印度板块持续向北推挤,青藏高原最初以挤压缩短和向北推移为主的运动方式逐渐被地壳加厚和隆起抬升的运动形式所取代。地壳加厚和抬升隆起主要是通过沿近东西向断层不断加强的逆冲推覆实现的,板底垫托也起到了一定的作用。青藏高原的隆起抬升又可以分为 β 和 γ 两个阶段:

早期(β 期,35~5.3 Ma)缓慢抬升阶段。根据青藏高原普遍发育的两级高原夷平面及其相关的动、植物化石和沉积物特征分析^[31~33],第一级夷平面形成于始新世以后到中新世之间(35~20 Ma),相关地层中的植物化石证明当时的海拔高度仍在1000~1500 m以下;第二级夷平面形成于上新世(5.2 Ma)以后,与第二级夷平面相关的上新世盆地中的三趾马动物群化石表明,至上新世早期青藏高原的海拔高度不超过1000 m。与上述两级夷平面有关的盆地沉积也是以粘土岩和细粉砂岩为主,说明这一阶段青藏高原的上升速度非常有限。此外,与岩体冷却有关的年代学研究结果,证明青藏高原这一阶段的抬升是以脉冲式进行,表现为阶段性快速抬升与长周期的相对平静期交替进行的特点(图2)。例如:在西藏构造域的南迦巴瓦(峰)地区,中生代末期岛弧型花岗岩和中一新元古代正片麻岩中榍石(封闭温度285℃)、锆石(封闭温度235℃)和磷灰石(封闭温度110℃)的裂变径迹年龄测定结果说明,在25~17 Ma和13~8 Ma期间存在两次相对较快的抬升^[34],第一次快速抬升还被冈底斯地体中曲水岩体的热释光研究结果所证实^[35],该岩体在20~18 Ma期间有一次快速冷却,抬升速率 >2 mm/a。而刘顺生等^[36]关于高喜马拉雅地体中康马和告乌岩体在11~8 Ma期间出现快速抬升的证据,则与上述第二次快速抬升相一致。上述第一次快速抬升结束了第一级夷平面的发育历史,而在第二级夷平面形成之前还发生过第二次快速抬升。根据裂变径迹采样地点现在的海拔高度,推算这一时期的平均抬升速率小于1 mm/a^[34]。

青藏高原真正的快速抬升并形成现在的高原面貌的构造作用(γ 期)发生在5.3 Ma以后,至3.0 Ma达到高峰。其中5.3~3.4 Ma期间形成的湖盆沉积中出现细砾—粗砾成分,预示着快速抬升的开始。有事实表明,这一阶段的抬升速率在碰撞块体的边界附近由于构造作用加强而明显高于高原内部。在雅鲁藏布江碰撞带以南的喜马拉雅地区,大规模的抬升出现在3 Ma以后,喜马拉雅山南麓早更新世的巨砾岩的堆积,代表真正的山前磨拉石建造,是喜马拉雅山脉强烈上升的标志;南迦巴瓦(峰)地区大约40%裂变径迹年龄数据(其中75%是封闭温度为110℃的磷灰石)出现在3 Ma以后。据此计算出的抬升速率分别为:3 Ma时为1~2 mm/a,2 Ma时为2~7 mm/a,而1 Ma以来为10~30 mm/a^[34];在喜马拉雅山脉西端,对南迦巴尔帕特(峰)花岗岩中锆英石和磷灰石的热释光年龄分析结果表明,该地区在2.0~0.5 Ma期间经历了一次快速抬升,上升速率为5 mm/a,而从0.5 Ma到现在的上升和剥蚀速率达到9 mm/a^[37]。此外,西昆仑地区早更新世和中一晚更新世曾经出现两期与陆内A-型俯冲有关的钾质火山岩喷发^[29, 38],说明昆仑山—塔里木地体之间挤压碰撞增强,该地区NW向正断层的快速抬升发生在2~1.5 Ma期间,速率达1~4 mm/a。

对于青藏高原内部的其它地区来说, γ 期的抬升幅度和速率相对要小一些。但仍然显示快速抬升的证据。例如2.48 Ma前后,抬升产生的高原效应导致季风形成和广泛的黄土沉积;1.8~1.6 Ma期间,在海拔高度变化于1500~3000 m之间的间歇隆升,形成高原水系;1.1 Ma前后开始的构造运动,在0.8~0.6 Ma达到高峰,使高原隆升的海拔高度已超过3000 m,局部达5000 m,0.15 Ma开始又出现新的强烈隆升。如果根据高原上第二级夷平面现在的海拔高度为4500~5000 m,而3.4 Ma以前的海拔高度不超过1000 m^[27]来估算,则这一时期的平均

抬升速率仅为 $1.0 \sim 1.2 \text{ mm/a}$ 。显然低于喜马拉雅等活动块体边界附近的抬升速率。

1.4 东西伸展的变形运动学和发生的时间

青藏高原在上述挤压缩短和抬升隆起的过程中,自中新世以后逐渐开始了东西方向的伸展变形。由于青藏高原西部帕米尔地区印度板块和塔里木地块之间的碰撞最早发生,至今仍然存在强烈的挤压作用,加上沿阿尔金断裂巨大的左行位移,使东西伸展作用表现为地壳物质向东挤出。这一变形运动学主要是通过以下 4 种方式进行:①东西向主要边界断裂由逆冲推覆变成走滑,导致相邻块体的侧向运动;②沿 NE 向断裂的左行剪切造成物质的侧向挤出;③平面上的纯剪切作用;④SN 向的拉张断陷。其中西藏构造域以发育 SN 向的拉张断陷为主,而羌塘和柴达木构造区则主要表现为块体的侧向运动和块体内部的纯剪切变形。

1.4.1 近 EW 向断裂运动方式的转变

(1)高喜马拉雅北缘剪切带运动方式的转变 在西藏构造区南部,伴随高喜马拉雅结晶基底的抬升形成了北缘正断层剪切带,并在剪切带上盘发育了大量同构造期的壳熔型浅色花岗岩,侵位年龄为 $21 \sim 27 \text{ Ma}$ ^[39]。这些浅色花岗岩的同侵位期和后期变形的构造组构清楚地显示,沿该断裂带的右行剪切作用由西向东逐渐增强,证明高喜马拉雅北缘剪切带的性质在中新世时期已经从正断层转变成为右行走滑断层^[41]。断层以北地体发生了向东的移动。喜马拉雅浅色花岗岩的侵位事件代表该地区向东伸展作用的开始^[40~42]。

(2)雅鲁藏布江断裂带运动性质的转变 雅鲁藏布江断裂带(图 3 ①)是白垩纪中期至始新世期间向北的俯冲消减和碰撞带,早期以强烈挤压和冲断层构造发育为特征。新生代以来存在多期构造活动,主要的一期发生在古新世—始新世期间,根据它对北侧新生代地层分布的控制作用,可能是与喜马拉雅地体的快速抬升有关的正断层。雅鲁藏布江断裂的性质最终也转变成右旋走滑,但转变的时间目前还不清楚。根据其西部喀喇昆仑断裂第四纪以来有明显的右旋走滑活动,而且雅鲁藏布江断裂在卫星影像图上有清晰的表现,推测雅鲁藏布江断裂转变为右旋走滑性质的时间为第四纪初。

(3)喀喇昆仑—嘉黎断裂带由逆冲向右行剪切的转换时间 喀喇昆仑—嘉黎断裂带(班公湖—怒江缝合带,图 3 ②)被认为是冈底斯地块与羌塘地块之间的碰撞边界^[27],形成于中生代末期。早期为压扭性质,后期转变成由多条斜列断层组成的右行走滑带,具有多期活动的特点。其中段在那曲以西地区(图 4A),WNW 向的崩错断层长约 100 km ,走向 $N50 \sim 60^\circ \text{W}$,早期具有挤压特征,中更新世以后转变为右行走滑;沿单条次级断层的最大右行走滑位移量达 1.5 km ,平均滑动速率为 $10 \sim 11 \text{ mm/a}$ ^[8]。格林错断层长 230 km ,走向 $N60^\circ \text{W}$ 。早期同样为压扭性质,在中更新世早期转变为右行走滑^[8]。

以上 3 条近 EW 向的断裂带位于羌塘构造域以南,后期均转变为右旋走滑性质。转变的时间开始于 $21 \sim 23 \text{ Ma}$,其主要转变期在第四纪以后,表现出由南往北逐渐推迟的现象,并与地震活动迁移的规律相一致。从而导致了它们北侧的地体依次向东推移,并在东部的川滇地区受扬子陆块的阻挡产生了复杂的断裂变形和块体转动。

(4)金沙江—鲜水河断裂带性质的转变 金沙江—鲜水河断裂(图 3 ③)为华力西(C—P)时期向南的俯冲消减带和碰撞带^[28],第三纪表现为挤压为主兼右旋走滑,第四纪以来转变为左行走滑^[19, 43]。在风火口一带(图 5),晚第四纪以来左旋走滑的水平滑动速率达 $2 \sim 10 \text{ mm/a}$ 。在甘孜—玉树段走向 $N70^\circ \text{W}$,高角度倾向 NEN,晚更新世以来最大左行位移达 54 m ^[12],全新世平均水平滑动速率为 7.3 mm/a 和 $5.0 \pm 0.5 \text{ mm/a}$ 。断层性质从右旋压扭到左旋走滑的转

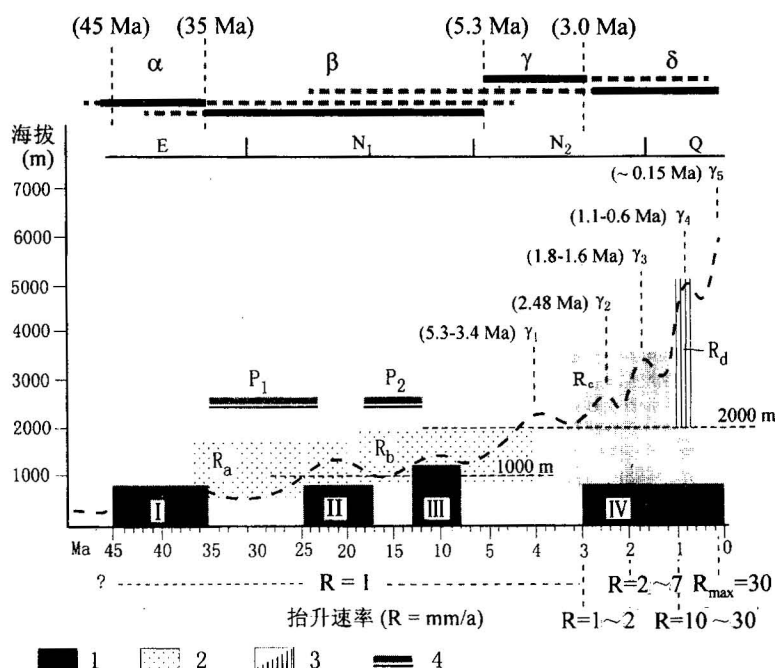


图2 青藏高原抬升速率和海拔高度随时间的变化

Fig. 2 Changes of the rising rate and altitude along with time in the Qinghai-Tibet Plateau

年代学数据来自:1—裂变径迹,2—古气候(冰芯),3—古地理,4—古夷平面研究;I—IV—裂变径迹研究得到的快速抬升时段; R_a, R_b —古气候研究对高原抬升幅度的时段划分; R_c, R_d —古地理研究得出的快速抬升时段; P_1, P_2 —分别代表两期夷平面发育的时段;粗的黑实线和断线分别代表不同运动方式占主导地位 and 次要地位的时间范围: α —体积压缩; β —长周期缓慢抬升; γ —短周期快速抬升; δ —侧向挤出

Age data from: 1—fission track dating, 2—palaeoclimate (ice core) study, 3—palaeogeography, 4—leveling investigations; I—IV—time intervals of rapid elevation derived from fission track dating; R_a, R_b —individual time intervals of the Plateau altitude derived from palaeoclimate studies; R_c, R_d —time intervals of rapid elevation of the plateau derived from palaeogeographic studies; P_1, P_2 —represent the time intervals of summit and main planation respectively; Heavy and dotted lines show the time scopes when the various movement senses are dominant and less important respectively; α —bulk compression; β —long period elevation; γ —short period elevation; δ —lateral escaping

变主要发生在第四纪(2.48 Ma 以后),晚更新世(0.13 Ma 以来)达到高峰。

(5) 昆仑山南缘断裂带性质的转变 昆仑山南缘断裂(图3④)带同样为华力西时期的俯冲消减带和碰撞带^[27],但俯冲消减方向朝北。早期强烈挤压变形,青藏高原形成后的陆内变形表现为大规模的左旋走滑。转变时间在第四纪早期^[44, 45]。

(6) 祁连—海原断裂带构造性质的转变 祁连山断裂带和海原断裂带(图3⑤和⑧)作为青藏高原北界,具有长期的演化历史,在青藏高原形成演化的大部分历史过程中,表现为向北逆冲的运动学特征。第四纪以来大都转变为具有少量斜滑分量的左行走滑为主运动方式^[5, 10]。其中祁连山活动断裂带晚更新世以来的平均水平位移速率达3.2 mm/a,是垂直位移速率的3.5倍(见图7A),且有向东位移速率增大的趋势(西段2.4 mm/a,东段4.7 mm/a)。例如其西段的昌马断裂主体形成于加里东时期,早期至第三纪末表现为继承性逆冲活动^[9],第四纪以来由于运动方式发生变化,形成15条次级活动断裂(图6),开始出现左行走滑运动,晚更新世以

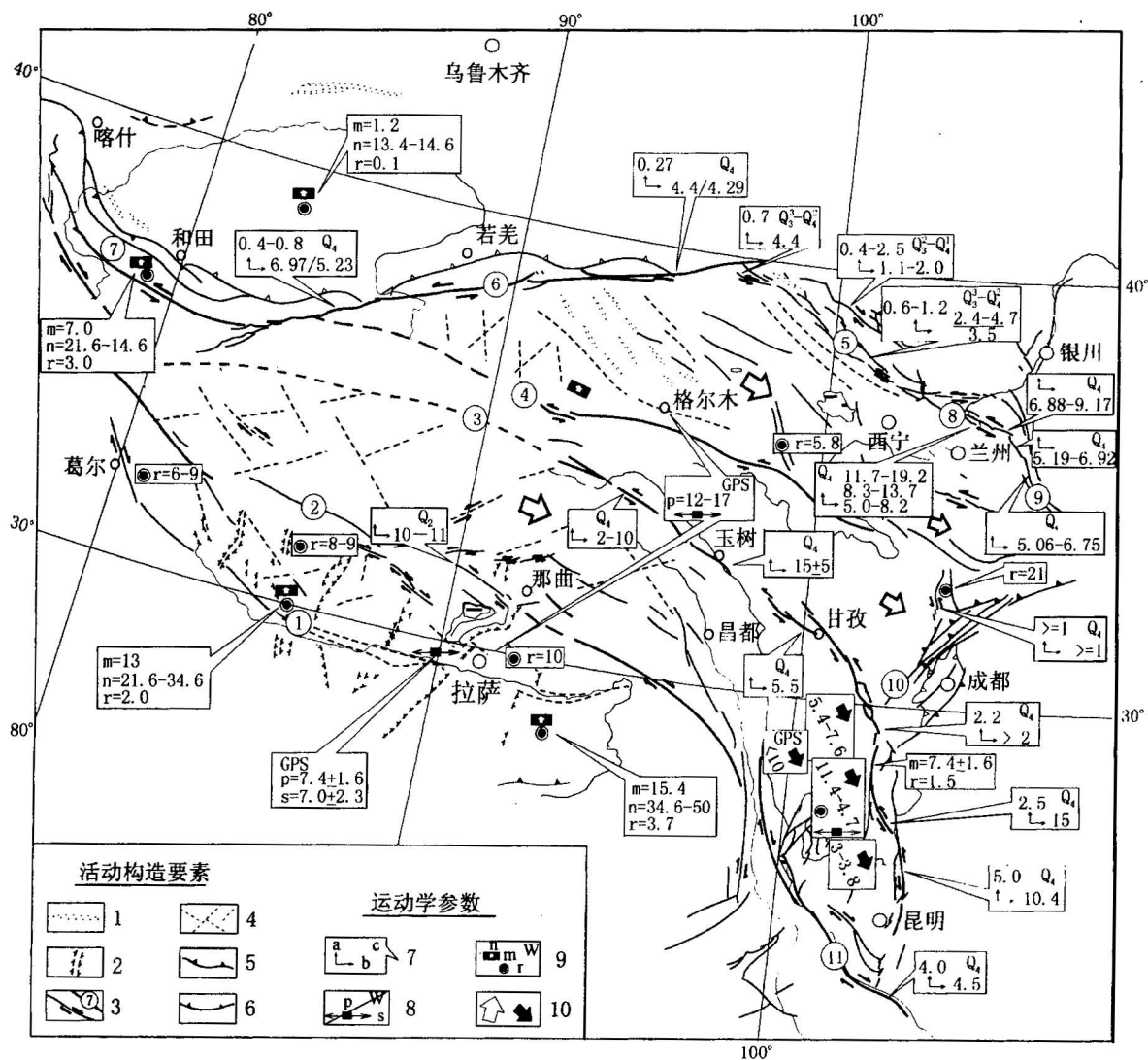


图3 青藏高原现今构造活动及其运动学参数

Fig. 3 Neotectonic and kinematic data in the Qinghai-Tibet Plateau

1—活动褶皱；2—活动张性断层；3—主要和次级活动断裂带及其编号；4—遥感影像解释的线性活动构造；5—盆地边界；6—推覆构造；7—断层位移速率的野外观测数据(mm/a)；a—垂直位移，b—水平位移，c—活动时间；8—GPS观测数据(mm/a)；p—南北缩短，s—东西伸展；9—块体运动速率(mm/a，据丁国瑜等，1991)；m—南北缩短，n—向北推移，r—垂直抬升；10—块体运动方向和运动速率(mm/a)；活动断裂带编号：①—雅鲁藏布江断裂带；②—喀喇昆仑—嘉黎断裂带；③—金沙江—鲜水河断裂带；④—昆仑山南缘断裂带；⑤—祁连山断裂带；⑥—阿尔金断裂带；⑦—西昆仑断裂带；⑧—海原断裂带；⑨—六盘山东麓断裂带；⑩—龙门山断裂带；⑪—红河断裂带

1—Active fold；2—active tensional fault；3—major and second active fault zone；4—linear active structures based on satellite images；5—boundary of basin；6—nappe structure；7—displacement rate of active fault (mm/a) obtained from field investigations；a—vertical，b—horizontal，c—active period；8—GPS observation data (mm/a)；p—shortening in N-S direction，s—extension in E-W direction；9—block movement data (mm/a) calculated by G. Ding et al.，1991；m—shortening in N-S direction，n—northward movement，r—elevation；10—movement direction and rate of blocks (mm/a)；major active fault；①—Yarlung Zangbo fault；②—Karakorum—Jiali fault；③—Jinshajiang—Xianshuihe fault；④—south Kunlun fault；⑤—Qilianshan fault；⑥—Altun fault；⑦—west Kunlun fault；⑧—Haiyuan fault；⑨—east Liupanshan fault；⑩—Longmenshan fault；⑪—Red River fault

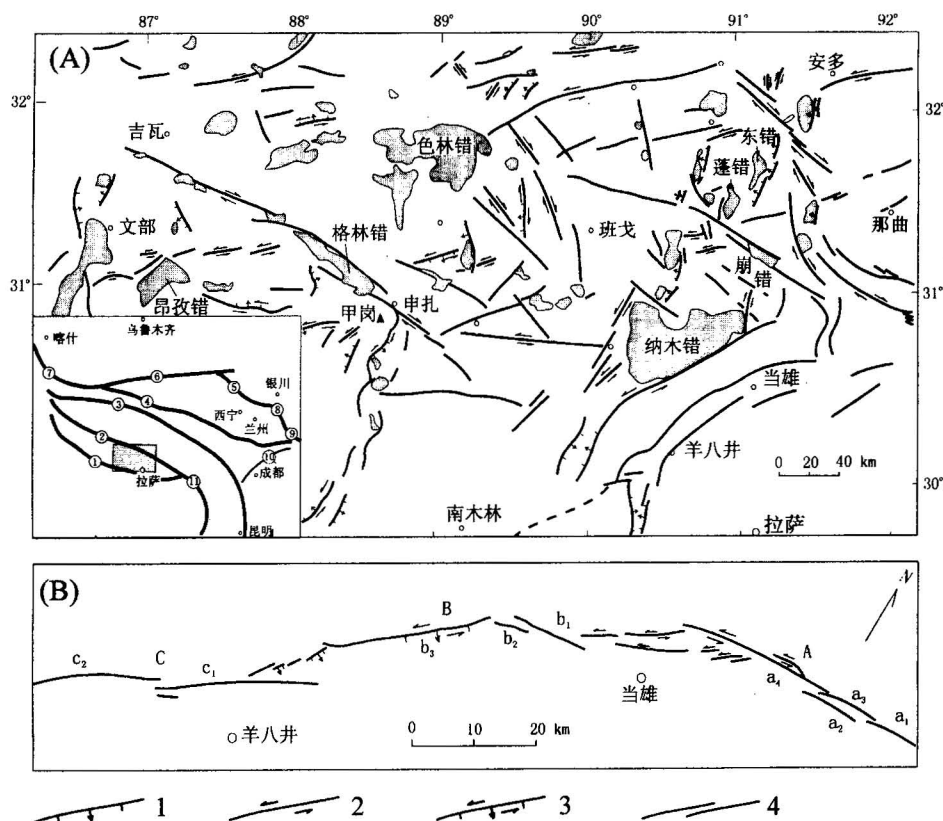


图4 西藏地块中部活动断层(A)和念青唐古拉东南缘断层(B)中段结构及运动学特征(据SSB, 1992^[8])

Fig. 4 Active faults in the central part of the Tibetan terrane(A) and distribution and kinematics of active faults in the mid-segment of the southeast Nyainqentanglha fault zone (B) (after SSB, 1992^[8])

1—正断层; 2—走滑断层; 3—具走滑分量的正断层; 4—性质不明的断层。

1—Normal fault; 2—strike slip fault; 3—normal fault with lateral movement; 4—fault with unclear movement sense

后走滑分量占主导地位,西部垂直与水平运动速率比达到1:24。东段海原断裂由挤压逆冲转变为左行走滑的时间为早更新世,至全新世各级断裂的走滑运动速率达5~7 mm/a^[5, 16]。

以上3条近EW向断裂位于羌塘构造域的北侧,与其南侧近EW向断裂的晚期构造活动性质相反,最新构造活动均表现为左旋剪切。上述左行走滑作用的转变时间大体上为第四纪初,与南侧主要的近EW向断裂一致,但明显晚于喜马拉雅北缘断裂右旋剪切作用的发动时间。沿上述断裂的左行剪切位移同样导致了断层以南的地体向东推移。羌塘构造域以北的地壳物质的向东推移受到鄂尔多斯地块和川中陆块的阻挡,分别在六盘山(图3⑨)和龙门山(图3⑩)形成强烈的具左旋性质的挤压推覆构造。

1.4.2 沿北东向断裂的左行位移导致向东推挤

(1)阿尔金断裂带 阿尔金断裂带(图3⑥)最早形成于古生代末期^[7],青藏高原形成以前可能是一条近EW走向介于塔里木陆块和昆仑古洋壳之间的消减带^[28],青藏高原形成后,受印度次大陆向北的推挤作用,初期具有强烈的逆冲性质,断裂带北西侧晚第三纪地层被南东侧古生代地层逆冲推覆的现象普遍存在^[7, 10],晚第三纪末期(上新世)该断裂带逐渐转成ENE走

向(N60~70°E),延伸达 1600 km。断层位移性质也由逆冲推覆,转变为左行走滑为主,第四纪以来表现为强烈的左行压扭性质。阿尔金断裂自上新世(5.2 Ma)以来的平均水平位移速率达 5.8 mm/a,其中西段第四纪以来的水平位移速率达 6.97 mm/a,水平位移速率是垂直位移速率的 14.7~11.8 倍(图 7B),东段第四纪以来的水平滑动速率达 4.4 mm/a,是垂直滑动速率(0.7 mm/a)的 6.3 倍^[7]。因此,阿尔金断裂由逆冲转变为左旋走滑发生在 5.2 Ma 以后,第四纪以来左旋走滑运动更加强烈。根据沿阿尔金断裂带上新世以来的最大左行位移量为 75 km^[7],按断裂带平均走向 N65°E 计算,由于左行剪切位移,其东侧地体相对塔里木地块至少向东推移了 68 km,上新世以来向东推移的速率为 14.4 mm/a。

(2)当雄—南木林断裂带 在西藏构造域北部,雅鲁藏布江缝合线和喀喇昆仑—嘉黎断裂

带之间的冈底斯山—念青唐古拉山体,地貌上形成于陆—陆碰撞以后的白垩纪末期^[46]。NE 走向的当雄—南木林断裂位于这一山体的中部。详细的地质构造分析表明,当雄—南木林断裂带的形成时间可能不早于中新世^[47],早期具有左行压扭的性质^[8],使原来近东西走向的冈底斯山和念青塘古拉山脉在平面上呈 S 型展布,在地貌上显示曾经发生大幅度左行位移的历史。至早更新世时期(2.48 Ma 前后)转变成张扭性质(念青唐古拉山东南麓断层),并形成一系列复杂次级断裂(图 4B),其中 NE—ENE 走向的次级断层仍然具有左行正斜滑运动性质(图 7C),沿该断裂带强烈的地震和地热活动说明它至今仍然活动。中新世以来沿当雄—南木林断裂带的左行位移必然引起其南东侧地体向东推移,左行位移的性质由压剪转变为张剪,说明更新世后地体的东移由被动变为主动。

1.4.3 羌塘低角度共轭剪切的形成时代

羌塘构造域(图 10, I a)自青藏高原形成以来,构造性质不断发生变化,从白垩纪晚期至始新世末(45~35 Ma 前)长期处于挤压和抬升隆起状态。渐新世—中新世(35~5.3 Ma)时期北部地区发生大规模的裂陷和沉降作用,形成了 4000 m 厚的堆积层(见图 1),并伴随大陆裂谷型碱性火山岩喷发活动。上新世末—第四纪初(2.48 Ma 前后)沿近东西向断裂的挤压逆冲作用又明显加强。上述羌塘构造区的构造变动与青藏高原周缘地带同时发生的变形运动学正好相反。

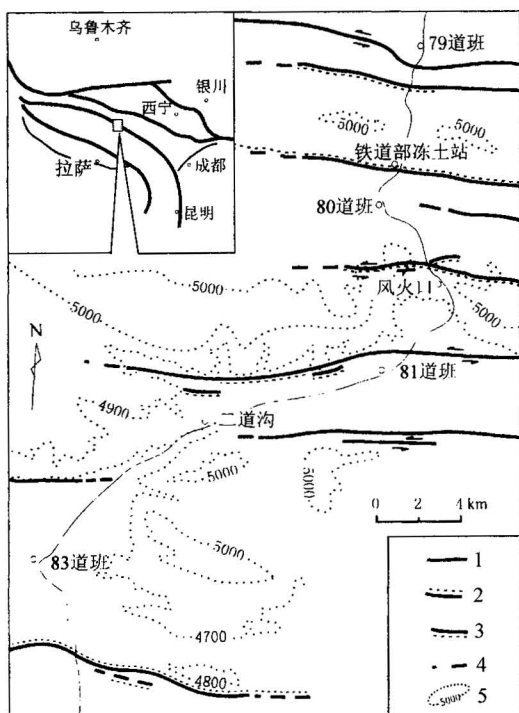


图 5 风火山顶—二道沟一线第四纪断层分布及其运动学特征图(据吴章明等,1993^[43])

Fig. 5 Distribution and kinematics of Quaternary active faults in Fenghuoshan—Erdaogou area

(after Wu Zhangming et al., 1993^[43])

1—第四纪活动断层;2—性质不明的晚第四纪活动断层;3—晚第四纪活动断层及地震地表破裂;4—推测的晚第四纪活动断层;5—等高线和海拔高度

1—Quaternary active fault; 2—Late Quaternary active fault with unclear movement sense; 3—Late Quaternary active fault and seismic failure; 4—inferred Quaternary active fault; 5—iso-hypse and altitude

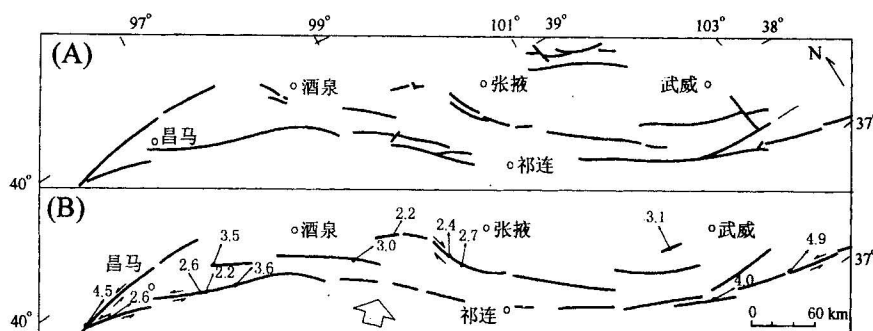


图6 祁连山断裂带晚更新世活动断裂展布(A)及运动矢量(B)(据SSB,1993a^[10])

Fig. 6 Distribution of late Pleistocene active faults (A) and their kinematic vector (B) in the Qilianshan fault zone (after SSB, 1993a^[10])

羌塘构造域除了受到其南部右旋和北部左旋剪切断裂系夹持,整体被向东挤出以外,还通过其内部的北东和北西向两组共轭剪切破裂进行着东西向伸展。由于新构造活动明显,这组规模不大的共轭剪切破裂在卫星照片上有清楚反映(图8)。这一组共轭断裂的形成时间不很明了,很可能与上述上新世末—第四纪初的南北向挤压作用增强有关,早期具有压扭特点,晚期转变为张扭性质。对破裂性质从压扭向张扭转变发生的时间也有不同的认识。Dewey^[48]认为是从1 Ma以来;国家地震局和西藏地质志认为上述两组断裂的主要活动时间是中更新世晚期。因此,羌塘地体通过NW、NE走向的两组共轭剪切破裂的张剪位移发生东西向伸展大致发生在1 Ma前后可能是合理的。

跟前面提到羌塘构造域南、北两侧的地壳向东挤出时,因受到东部的阻挡而产生复杂变形运动一样,羌塘地体本身的向东推移也因此而改变了方向(见图3),但受两侧右旋和左旋剪切断裂夹持的构造运动体制,在川滇地区仍然得以保持。

1.5 西藏构造域内部南北向拉张断陷的形成时间

详细的野外调查发现,冈底斯地体上一系列近南北向湖泊和断陷盆地(图3)大多由走向近SN的正断层所控制^[8]。如甲岗东麓断层(图4A)总体走向近南北,长约110 km,由一系列走向变化在N15°W和N10~20°E的次级断裂组成。NNW向次级断层表现为右行剪切性质,沿断层的右旋位移在91~105 m,垂直落差在数十米至数百米,控制了其东侧晚更新世(0.13 Ma)以来的洪积、冰碛物堆积。东错(图4A)第四纪盆地东侧为走向N20°E高角度西倾的正断层,延伸50 km,垂直落差30~40 m,全新世以来的右旋位移>100 m。蓬错(图4A)东侧断层走向为N30~40°E,为一条具有左旋位移的正断层。此外,在达如错、巴木错和错鄂等地均发现第四纪正断层组合的证据。上述NNW和NNE走向的正断层分别具有不同程度的左行或右行位移分量,但SN向断层以正断层位移为主,代表近SN向挤压作用的产物。形成时间大约为第四纪。Armijo等^[49]认为西藏中南部SN向地堑的形成和裂谷运动开始于 2.0 ± 0.5 Ma。

上述事实说明青藏高原占主导的变形运动随时间发生变化。而这种变化又是三维递进变形的必然结果。根据不同变形运动学的基本特征及其发生主要时段,青藏高原的构造演化历史可以划分为 α 、 β 、 γ 和 δ 4个构造期。它们在时间上可能彼此叠置,但运动性质则完全不同。 α 期以南北向挤压缩短和向北推移为主,主要发生在45~35 Ma期间; β 期为青藏高原缓慢隆升阶

段,发生在 35~5.3 Ma 期间,所达到海拔高度不超过 1500 m; γ 期是青藏高原快速隆升时期,自 5.3 Ma 开始,3.0 Ma 以后逐渐达到高峰。 β 和 γ 期抬升隆起分别具有长周期和短周期“脉动”的性质和逐渐加速的特点。其中 β_1 发生在 25~17 Ma, β_2 发生在 8~13 Ma; γ_1 发生在 5.3~3.4 Ma, γ_2 发生在 2.48 Ma 前后, γ_3 发生在 1.8~1.6 Ma, γ_4 发生在 1.1 Ma 前后,在 0.8~0.6 Ma 达到高峰, γ_5 发生在 0.15 Ma 前后。不同抬升期和其中的脉动期具有不同的抬升速率; δ 期以东西向伸展变形为主,表现为通过近 EW 向断裂的走滑位移、沿 SN 向断裂的拉张断陷、沿 ENE 和 WNW 向共轭剪切带的位移转换,及沿 NE 向断裂的挤压或拉张剪切等实现地壳物质向东挤出。 δ 期在喜马拉雅地区可能开始较早,但自 3.0 Ma 以后才遍及整个青藏高原,第四纪 (2.48 Ma) 以后逐渐达到高峰并成为占主导地位的变形运动形式。

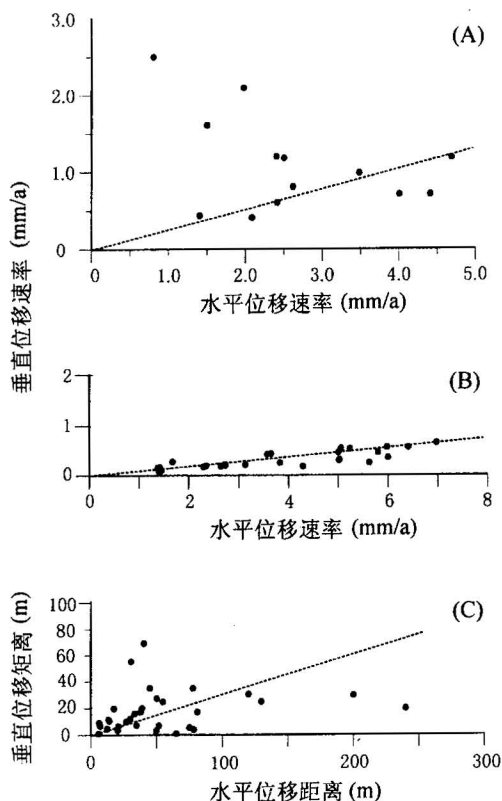


图 7 青藏高原某些第四纪活动断层的水平-垂直位移分布

Fig. 7 Diagrams showing distribution of vertical and horizontal movements in some Quaternary active faults in the Qinghai-Tibet Plateau

(A) 祁连山北缘活动断裂带第四纪以来的位移速率分布; (B) 阿尔金断裂带第四纪以来的位移速率分布; (C) 当雄—南木林断裂带晚更新世以来的位移量分布

(A) Distribution of vertical and horizontal movement rates along the active North Qilianshan fault zone since the Quaternary; (B) distribution of vertical and horizontal movement rates along the Altun active fault zone since the Quaternary; (C) distribution of vertical and horizontal movements along the Dangxiong-Nanmulin active fault zone since the late Pleistocene

2 青藏高原的现今地壳运动

通过遥感卫星照片判读、大地水准测量、GPS 监测、地震活动和震源机制分析,以及重力测量等各种监测和分析手段所获得的数据,进一步肯定了青藏高原的不均匀三维变形和相关运动学参数,其中,对遥感卫星照片的精细判读确认了大量第四纪以来的活动构造(图 4A 和图 8),这些线性构造基本上与野外地质调查结果一致。从而提供了大量新构造活动证据。

根据重复水准测量得到青藏高原现在的抬升速率不仅与上述观察结果相近,而且同样显示了南北方向的上述差异。根据国家测绘局 20 年间隔(1959/1961~1979/1981)重复水准测量结果,青藏高原的平均抬升速率为 5.8mm/a,在其东北部的沱沱河—炉霍一带相对稳定。而在南部雅鲁藏布江缝合带北侧的狮泉河—萨嘎—拉萨—邦达一线平均抬升速率为 8.9 mm/a,其中拉萨—邦达段达 10 mm/a(图 3);北部柴达木地区则以 1.0 mm/a 左右的速率沉降;西部喀喇昆仑轴部最大上升速率达 6~9mm/a。而狮泉河—达则错一带平均仅 2~3mm/[50]。

由 16 个观测点组成的跨青藏高原 GPS 监测网,基线平均相对精度 0.1×10^{-6} 。于 1991~1993 年 3 次重复测量结果表明,拉萨地体东西伸展速率达 7.0 ± 2.3 mm/a,南北缩短率 7.4 ± 1.6 mm/a;格尔木—拉萨间的缩短率为 12

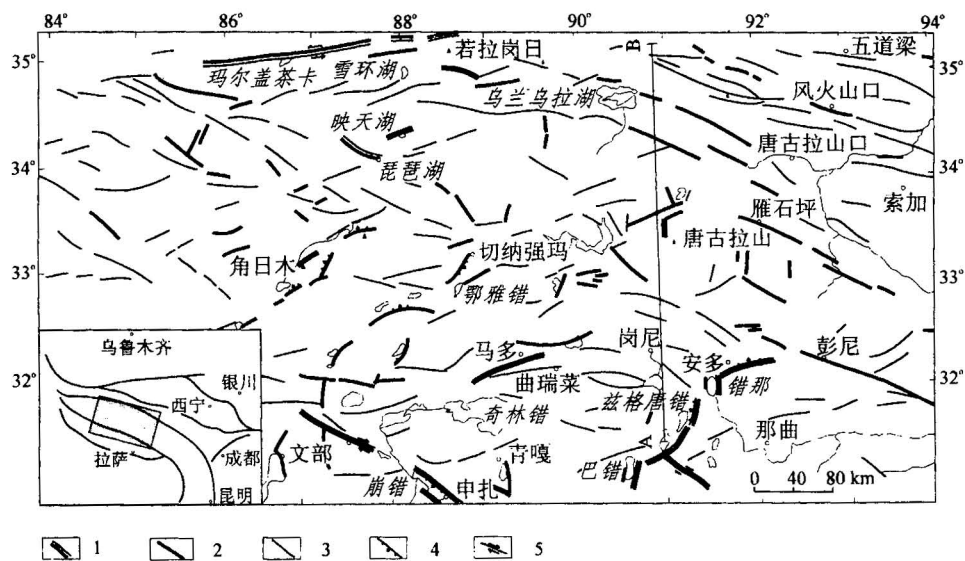


图8 羌塘线性构造的卫星图片解释(据李建华,1996^①)

Fig.8 Active faults in the Qiangtang area interpreted from the satellite images (after Li Jianhua,1996^①)

1—活动明显断层;2—活动较明显断层;3—活动不明显断层;4—正断层;5—走滑断层

1—Evident active fault; 2—relatively obvious active fault; 3—unclear active fault; 4—normal fault; 5—strick-slip fault

~17 mm/a(图3)。

本世纪以来青藏高原及邻近地区发生的254次6.0级以上地震的震中分布规律,体现了地震发生与新构造活动间的密切联系,并有随时间由西向东迁移的规律性^[14, 15, 51, 52]。而对1966年以来的11次大震所作的震源机制解释(图9),不仅证明喜马拉雅前缘与印度板块碰撞作用仍在持续进行,而且在高原南部的地壳浅部存在着东西向水平拉张力^[51],与上述地质构造分析所得的 δ 期变形运动性质相一致。

3 青藏高原新构造运动的基本格局

根据地体性质、地壳结构,以及上述 γ 期和 δ 期发生的构造变形及其运动方式的基本特征,大体上可以把青藏高原的新构造活动划分为西藏、羌塘和柴达木3个构

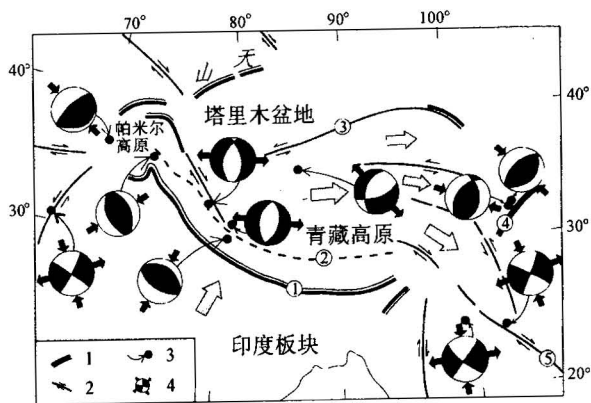


图9 青藏高原地震震源机制解释(据郑斯华,1992^[51])

Fig.9 Interpretation of source mechanism of earthquakes

occurring in the Qinghai—Tibet Plateau

(after Zheng Sihua,1992^[51])

1—逆断层;2—走滑断层;3—震中位置;4—震源机制

1—Thrust; 2—strick-slip fault; 3—epicenter location;

4—mechanism at the source

①李建华. 青藏高原中部活动断层分布. 研究报告,1996.

造区(图 10A),包括 7 个亚区。

西藏构造区(图 10, I)包括喜马拉雅和冈底斯(拉萨)两个亚区,二者以雅鲁藏布江活动断裂带为界。喜马拉雅构造亚区(I a)具有印度次大陆的前寒武纪变质结晶基底,并发育自古生代以来的浅海沉积岩系;冈底斯构造亚区(I b)由古生代(C—P)和中生代(T—J)砂页岩及灰岩等新特提斯沉积组成,但其主体部分被晚白垩世—早第三纪(120~50 Ma)岛弧火山岩(安山岩、凝灰岩、流纹岩)所占据,局部为中生代末至第三纪初的弧后沉积。西藏构造区不仅以其多层地壳结构(图 10B)和较高的热流值^[53, 54]明显区别于其它构造区。而且新构造活动开始的时间和强度均早于和大于其它构造区。喜马拉雅和冈底斯构造亚区第四纪以来的内部构造变动,均以近南北走向的拉张断陷为主要特征,但断陷的间距有所不同,反映东西方向主动的拉伸作用,西藏构造区代表青藏高原最刚性的部分。

羌塘构造区(图 10, II)包括喀喇昆仑—嘉黎断裂带和东昆仑活动断裂带之间的青藏高原主体。其中变质结晶基底岩石很少出露,基底性质不明,地体主要由中生代(T—J)砂页岩、泥岩、灰岩等弧后沉积组成。地壳结构单一(图 10B),地壳厚度大约 70 km,地壳热流值明显低于西藏构造区^[54]。新构造活动以南北挤压缩短和物质向东挤出为特征,羌塘构造区以金沙江—鲜水河活动断裂为界分为南北两个亚区:南亚区(II a)的中—西段由羌塘地块组成。与西藏构造域相反,无论根据羌塘地块通过地壳岩石强烈挤压褶皱和逆冲推复实现的地体缩短,还是沿其内部普遍发育的低角度共轭剪切网络,造成物质向东挤出的变形过程,都说明它具有相对较软的地体性质;其东部受扬子陆块阻挡,在康滇地轴以西,物质挤出方向转向南南东,并伴随着复杂的走滑剪切和局部块体转动;北亚区(II b)由可可西里—巴颜喀拉(松潘—甘孜)地块组成,主要为三叠纪地层,基底性质不明,构造变形以左旋剪切为主,同样造成物质向东推移。东部受四川地块的抵制,形成龙门山推覆构造带。

柴达木构造区(图 10, III)包括东昆仑活动断裂带以北和阿尔金活动断裂带、祁连—海原—六盘山东麓活动断裂带之间的三角地带。该地区可能具有类似华北的前寒武纪结晶基底,并发育中元古代以后的地台盖层。地壳厚度<60 km,地壳热流值低于羌塘构造区。受强大的阿尔金断裂带持续左行位移和华北克拉通阻挡,柴达木构造区在青藏高原形成过程具有特殊的变形方式和演化历史。按新构造活动的特征可大体上分为 3 个亚区:南亚区(III a)在东昆仑一带,主要由前寒武纪变质岩系和大量中生代花岗岩组成,表现为较大的刚性特征,第四纪变形以高角度共轭剪切破裂为主;中亚区(III b)发育厚的第四纪沉积物,地表岩石变形表现为活动褶皱作用;北亚区(III c)由前震旦纪至侏罗纪的地层组成,第四纪变形前期以冲断层作用为主,后期以走滑为主。

上述 3 个构造区分别以深达岩石圈地幔的喀喇昆仑—嘉黎(班公湖—怒江)断裂带和东昆仑活动断裂带为界(图 3 和图 10B),在地壳组成、岩石圈结构和新构造活动的性质等方面都具有不同的特点,第四纪以来的构造活动在平面上表现为南部拉张断陷,中部滑移挤出,北部压缩扭动为主的变形运动学。这种划分既反映了青藏高原内部与周边地区在变形运动学上的差异,又体现了以羌塘构造区为主体向东挤出的运动特征。突出了羌塘构造区在上述时段的变形运动学的特殊性。例如, α 期在整体挤压缩短的同时,提前出现全面稳定的抬升隆起; β 期在周边地区抬升隆起的过程中,发生了大规模的沉降和裂陷作用; γ 期的强烈隆升相对不明显; δ 期仅启动于 2.0 Ma 前后,并在北部(左旋)和南部(右旋)一系列走滑位移的驱使下,通过内部钝角共轭剪切实现 EW 伸展和高原物质大量向东挤出的变形运动学等,则完全不同于其南北两

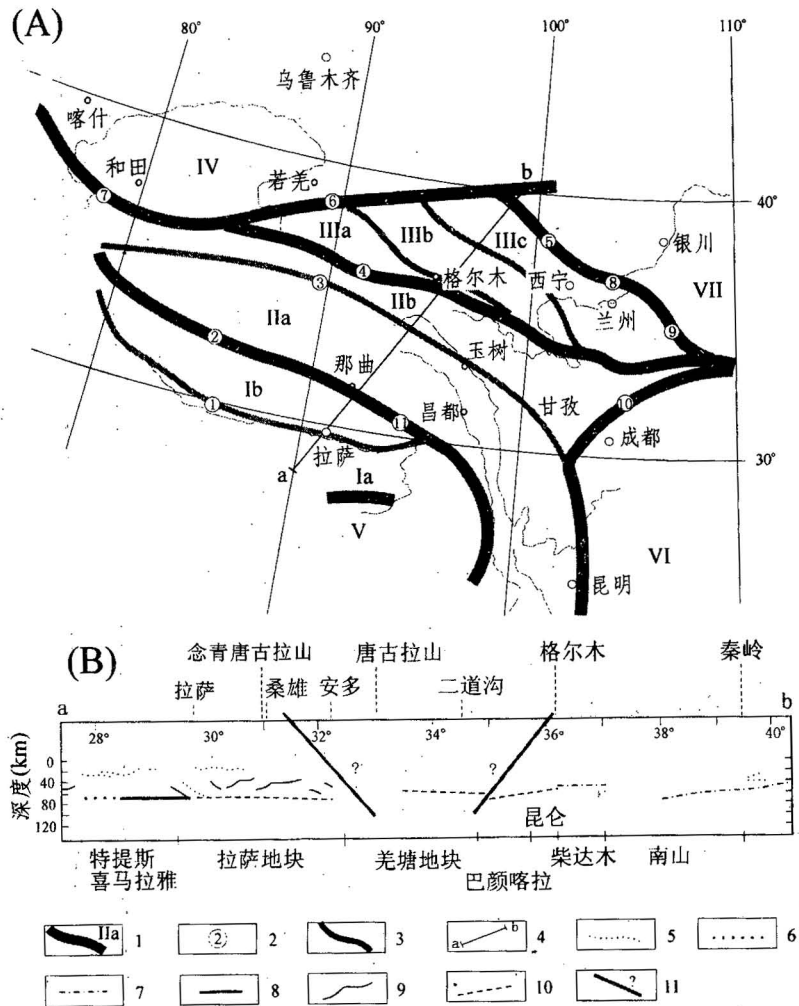


图 10 青藏高原新构造活动分区(A)和喜马拉雅—祁连山综合地壳构造图(B)(据曾融生等, 1996^[21])

Fig. 10 Subdivision of the neotectonics in the Qinghai—Tibet Plateau (A), and comprehensive structural profile between the Himalaya and Qilian Mountains (B) (after Zeng Rongsheng et al., 1996^[21])

1—构造域边界及其编号和名称; 2—主要断裂带及其编号(见图 3); 3—地块边界; 4—地球物理测深剖面; 5—壳内地震铅直反射界面; 6—地震铅直反射 Moho 界面; 7—地震测深 Moho 界面; 8—壳内广角反射界面; 9—广角反射 Moho 界面; 10—接收函数和 Pn 走时 Moho 界面; 11—推测的岩石圈断裂。I—西藏构造域; I a—喜马拉雅地体; I b—冈底斯地体; II—羌塘构造域; II a—羌塘地体; II b—东昆仑—巴颜喀拉地体; III—柴达木构造域; III a—东昆仑地体; III b—柴达木地体; III c—祁连山—海原地体; IV—塔里木地体; V—印度板块; VI—扬子地体; VII—华北地体; 剖面位置见 A

1—Boundary of tectonic domains, number and name; 2—major faults and their number (name of fault is same as in Fig. 3); 3—boundary of blocks; 4—profile of geophysical exploration; 5—intracrustal interface derived from vertical seismic reflection; 6—Moho derived from vertical seismic reflection; 7—Moho derived from seismic sounding; 8—intercrustal interface derived from wide-angle seismic reflection; 9—Moho derived from wide-angle seismic reflection; 10—Moho derived from receiving function and Pn traveltime; 11—inferred lithospheric fault. I—Tibet neotectonic domain; I a—Himalaya terrane; I b—Gangdise terrane; II—Qiangtang neotectonic domain; II a—Qiangtang terrane; II b—east Kunlun—Bayan Har terrane; III—Qaidam neotectonic domain; III a—east Kunlun terrane; III b—Qaidam terrane; III c—Qiliangshan—Haiyuan terrane; IV—Tarim Block; V—India plate; VI—Yangtze Block; VII—North China Block; location of profile shown in A

侧的青藏高原周边地区,在大部分演化历史中似乎都表现了与南、北两侧的正相反变的变形运动学。讨论认为,这种反差与羌塘构造区的地壳和盖层的物性相对于南、北两侧刚性较低有关。

4 讨论和结论

挤压加厚的大陆地壳受重力均衡调整控制,总是力图恢复到正常厚度。一个地区构造挤压力和重力之间的消长关系,决定了该地区大陆地壳的变形方式。当挤压力减小或停止时,加厚的地壳通过多层次的伸展拆离实现自身减薄,其伸展方向与挤压方向平行,称为后造山伸展^[55];当挤压作用持续进行时,大陆地壳不可能无限制的加厚,在一定阶段必然会在垂直挤压力的方向被挤出(escape),但这一过程并不减小地壳已经达到的厚度,被称为同造山伸展^[57]。45 Ma 以来印度洋板块以大约 5 cm/a 的速度持续向北推挤,青藏高原在经历大幅度的南北缩短和垂向加厚的同时,必然发生侧向挤出,表现出一定程度的同造山伸展^[42]。

所提供的事实证明,本文对青藏高原三维演化历史过程中变形运动学的时段划分,以及根据现今构造变动的性质将其划分为西藏、羌塘和柴达木 3 个新构造区,既反映了青藏高原随时间发生改变的构造历史进程,又强调了其内部与周边变形运动学性质和强度方面的差异,即体现了第四纪以来以羌塘构造区为主体向东挤出的运动特征。鉴于目前的资料数据,上述划分方案还存在以下值得讨论的问题:

(1) β 期在印度板块持续向北推挤的情况下,经历了近 30 Ma 的演化历史过程中,其总体抬升量似乎与这一阶段的总应变量不协调。以下情况有可能对这一问题作出解释:① α 期之后,壳-幔作用和随之而来的板底岩浆作用逐渐加剧,地壳底部不断更新,从而消耗掉一部分应变和挤压加厚的地壳。藏北和羌塘地区渐新世—中新世时期广泛发育的钾质火山岩有可能对应这一阶段逐渐加强的壳-幔作用^[57]①。②根据崔之九等的研究^[33],在唐古拉山和念青唐古拉山之间的羌塘构造区中,并没有第一级夷平面(山顶面)的记录,这意味着当时羌塘构造区的抬升速率大于同时的剥蚀率。也就是说, β 期青藏高原在整体缓慢抬升的背景下,局部(羌塘构造区)有可能存在较快的抬升。③这一阶段印度板块向北推挤的速度相对较小。

(2)需要指出的是,高喜马拉雅北侧正断层转变为右旋走滑的时间为 27~21 Ma,大大早于其它近东西向断裂发生转变的时间。与此同时,受喜马拉雅地体东西伸展的影响,藏东地区的贡日嘎布断裂(24.7 Ma)、阿尼桥断裂(26.7 Ma)和川滇西部地区红河断裂(26~23 Ma^[34,39], 20~19 Ma^[17])、澜沧江断裂(20~17 Ma^[34])也曾表现出高度的活动性。说明雅鲁藏布江缝合线以南的喜马拉雅地体存在更早的伸展变形历史,这或许跟其南侧的俯冲作用开始较早有关。但这一期伸展变形在整个青藏高原没有普遍意义。根据本文提供的事实,以及川滇地区的新构造运动主要发生在 3.4~3.8 Ma 以后,0.4 Ma 以来挤出构造全面复活的证据②,说明青藏高原具普遍意义的全面伸展是自第四纪以来开始的,并逐渐成为全区占主导地位的变形运动方式。

(3)由于对主要由可可西里山和巴颜喀拉山组成的构造亚区(Ⅱb)形成演化的许多基本地质构造问题,尤其是新构造活动的性质等问题,目前还缺乏足够的资料和深刻的认识,因此它究竟应该归属于羌塘构造区,还是柴达木构造区显然还存在争议。根据:①其基底性质和岩石

① 邓万明,钟大赉,“壳-幔过渡带”:对岩石成因和造山带演化的制约,科学通报(待刊)。

② 申旭辉,三万年以来川滇地区的构造变形与现今地壳运动,博士论文,1996。

组成与羌塘相似;②羌塘地体北侧,地壳40~50 km处存在一个大约10 km的莫霍面错断点(见图10B),它向上达格尔木附近,具地壳冲断层性质,可能是羌塘地体与柴达木地体之间的边界^[21,22]。也就是说羌塘地体与柴达木地体之间的边界在地表与昆仑山南缘断裂带一致;③在空间上,昆仑山南缘断裂带以北的地壳变形更明显地受阿尔金断裂的控制和影响。本文暂且把可可西里—巴颜喀拉地体作为独立的构造亚区归属于羌塘构造区可能更加合理。

(4)柴达木构造区至少在第三纪末期以来,被围限在由3条主要的活动边界断裂组成的三角形范围内。而这个三角形范围第四纪以来具有外部逆时针转动和内部顺时针转动的运动学,在这种情况下,柴达木地体内部二级构造单元详细的变形几何学和运动学还了解甚少。上述问题还有待于进一步获得实际资料来进行研究。

综上所述,根据三维变形过程中占主导地位的变形运动所开始和持续的时间,青藏高原的构造演化可以划分出4个时段:青藏高原在经历了初期(α 期,45~35 Ma)的挤压缩短和向北推移之后,进入了以垂向加厚和抬升隆起为主的变形运动阶段,抬升隆起具有明显的阶段性,早期(β 期,35~5.3 Ma)为缓慢抬升,晚期(γ 期,5.3~3.0 Ma)为快速抬升。抬升过程分别表现为长周期和短周期的脉动特点。其中快速抬升期 β_1 发生在25~17 Ma, β_2 发生在8~13 Ma; γ_1 发生在5.3~3.4 Ma, γ_2 发生在2.48 Ma前后, γ_3 发生在1.8~1.6 Ma, γ_4 发生在1.1 Ma前后,在0.8~0.6 Ma达到高峰, γ_5 发生在0.15 Ma前后。不同抬升期和脉动期具有不同的抬升速率。总的看来,青藏高原近东西向断裂和阿尔金断裂由挤压逆冲转变为走滑的时间大致都发生在第三纪末—第四纪初,其它方式的伸展变形的开始时间也大体上与此相当。这意味着青藏高原的三维变形在3.0 Ma以后逐渐转变成以伸展变形和向东挤出为主的运动体制(δ 期)。在青藏高原形成演化的一定阶段出现东西伸展是三维变形的必然结果。东西伸展之所以表现为向东挤出的运动方式,主要是由于印度板块的向北推挤在帕米尔地区的“西构造结”受到相对稳定的塔里木地块的强烈阻挡,以及沿阿尔金断裂的大规模左行走滑位移造成的。从整体上看,青藏高原以羌塘地块为中心,其南部的东西向断裂最新构造活动均为右旋,而北部的近东西向断裂均为左旋,表明夹持其间的羌塘地体被向东挤出,与此同时,羌塘地体还通过内部北东和北西两组共轭断裂挤压或拉张剪切作用发生东西向伸展。相对于所有其它形式的伸展变形来说,沿近东西走向断裂的走滑运动是主导的。

上述关于青藏高原演化历史的时段性的初步认识,不仅为该地区地球动力学实验场的建立、GPS观察站的设置和结果解释,以及地震和地质灾害预测提供了理论依据,而且将在这些研究的基础上得到进一步的充实和完善。

参 考 文 献

- 1 Dewey J F, Stephen C, Walter C P. Tectonic evolution of the India/Eurasia Collision zone. *Eclogae geol. Helv.*, 1989, 82 (3):717~734.
- 2 England P C, Mckenzie D P. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys J. R. astron. Soc.*, 1982, 70: 295~321.
- 3 Tapponnier P, Molnar P. Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 1976, 264: 319.
- 4 常承法,潘裕生,郑锡澜. 青藏高原地质构造. 北京: 科学出版社, 1982. 1~19.
- 5 国家地震局地质研究所,宁夏地震局. 海源活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1990.
- 6 国家地震局. 中国岩石圈动力学概论. 丁国瑜主编. 北京: 地震出版社, 1991.
- 7 兰州地震局. 阿尔金活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1992.
- 8 国家地震局地质研究所. 西藏中部活动断裂. 北京: 地震出版社, 1992.

- 9 国家地震局兰州地震研究所. 昌马活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1992.
- 10 国家地震局地质研究所, 兰州地震研究所. 祁连山—河西走廊活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1993.
- 11 唐荣昌, 韩渭宾. 四川活动断裂与地震. 北京: 地震出版社, 1993.
- 12 李坪. 鲜水河—小江断裂带. 北京: 地震出版社, 1993.
- 13 邓起东, 米仓伸之, 徐锡伟, 铃木康弘, 王存玉, 竹内章, 苏宗正, 汪一鹏. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. 地震地质, 1994, 16(4): 339~345.
- 14 马宗晋. 中国地震震中分布图的构造解释. 中国地震, 1992, (1): 10~17.
- 15 马宗晋, 李献智. 全球 $M \geq 7 \frac{3}{4}$ 级地震的定向迁移. 地震地质, 1994, 16(2): 127~136.
- 16 Zhang P Z, Burchfiel B C et al. Rate, amount and style of late Cenozoic deformation of southern Ningxia, northeastern margin of Tibetan Plateau. Tectonics, 1991, 10: 1111~1129.
- 17 陈文寄, 哈里森 T M, 洛弗拉 O M. 哀牢山—红河剪切带的热年代学研究. 地震地质, 1992, 14(2): 122~128.
- 18 陈文寄, 李齐, 周新华, 尹安, 哈里森 T M. 西藏高原南部两次快速冷却事件的构造含义. 地震地质, 1996, 18(2): 109~115.
- 19 汪一鹏, 任金卫, 叶建青. 怒江缝合带上活动断裂新知. 地震地质, 1995, 17(1): 52~58.
- 20 Wang Y P. Principal features of the active tectonics in Qinghai—Xizang Plateau. J. of Earthquake Prediction Research, 1996, 5: 348~362.
- 21 Zeng Rongsheng, Ding Zhifeng, Wu Qingju. Lateral variation of crustal structure from Himalaya to Qilian and its implication on continental collision process, in "Global Tectonic Zones", Proc. 30th IGC, 1996.
- 22 Zeng Rongsheng, Ding Zhifeng, Wu Qingju. A review on the lithospheric structures in the Tibet Plateau and constraints for Dynamics. PAGEOPH, 1995, 145(3/4): 425~443.
- 23 Dewey J F, Stephen C, Walter C P. Tectonic evolution of the India/Eurasia Collision zone. Eclogae geol. Helv., 1989, 82(3): 717~734.
- 24 Le Pichon X, Fournier M, Jolivet L. Kinematics, topography, shortening and extension in the India—Eurasia collision. Tectonics, 1992, 11(6): 1085~1098.
- 25 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science, 1975, 189: 419~426.
- 26 袁学诚, 王式, 李立. 青藏高原地壳上地幔形成与演化的地球物理研究. 物探与化探, 1987, 11(1): 1~11.
- 27 孙鸿烈(主编). 青藏高原的形成演化. 上海科技出版社, 1996.
- 28 丁国瑜, 卢演涛. 对我国现代板内运动状况的初步探讨. 科学通报, 1986, (18): 1412~1415.
- 29 邓万明. 新南藏北碰撞后的钾质火山作用. 中科院地质所岩石圈室年报. 北京: 中国科学技术出版社, 1991. 85~89 页.
- 30 Mercier J L, Armijo R, Tapponnier P. Changes from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India—Asia collision. Tectonics, 1987, 6(3): 275~304.
- 31 张青松, 李炳元. 喀喇昆仑山—西昆仑山地区新生代隆起过程及环境变化初探. 自然资源学报, 1989, 4(3): 234~240.
- 32 杨逸畴, 李炳元, 尹泽生. 西藏地貌. 北京: 科学出版社, 1983.
- 33 崔之久, 高全洲, 刘耕年. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆起. 中国科学, 1996, 26(4): 378~385.
- 34 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学, 1996, 26(4): 289~295.
- 35 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F. Raising Tibet. Science, 1992, 255: 1663~1670.
- 36 刘顺生, 张峰. 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, 1987, (9): 1000~1010.
- 37 Zeitler P K. Fission track evidence for Quaternary uplift of Nanga parba region Pakistan. Nature, 1982, 298: 255~257.
- 38 刘丛强, 解广轰, 中井俊一. 新疆于田县康苏拉克斯新生火火山岩 Sr、Nd、Ce、O 同位素及微量元素地球化学. 科学通报, 1989, 23: 1803~1806.
- 39 Schärer U, Zhang L S, Tapponnier P. Duration of strike-slip movements in large shear zones, the Red river belt, China. Earth and Planetary Science Letter, 1994, 126: 379~397.
- 40 Burg J P. Deformation of the leucogranites of the crystalline main central sheet in southern Tibet (China). Journal of Structural Geology, 1984, 6: 532~542.
- 41 Pecher A, Bouchez J L, Le Fort P. Miocene dextral shearing between Himalaya and Tibet. Geology, 1991, 19: 683~685.
- 42 Guillot S, Pecher A, Le Fort P. Emplacement of Himalaya leucogranites records Tibetan extension (abstract). In: Late Orogenic Extension in Mountain Belts, Abstract Volume. Document du BRGM, 1993, (219): 86~87.
- 43 吴章明, 汪一鹏, 任金卫. 青藏高原北部金沙江、怒江缝合线晚第四纪的活动性. 地震地质, 1993, 15(1): 28~31.
- 44 吴章明, 曹忠权, 申屠炳明. 念青唐古拉山南东麓断层的初步研究. 地震研究, 1990, 13(1): 40~50.
- 45 任金卫, 汪一鹏, 吴章明, 叶建青. 青藏高原北部库玛斯裂东西大滩段全新世地震形变带及其位移特征和水平滑移速率. 地震地质, 1993, 15(3): 285~288.

- 46 徐华鑫. 西藏自治区地理. 拉萨: 西藏人民出版社, 1986.
- 47 中国科学院青藏高原综合考察队. 西藏地热. 北京: 科学出版社, 1981.
- 48 Dewey J F, Shackleton R M, 常承法. 青藏高原的构造演化. 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社, 1990. 384~451页.
- 49 Armijo R, Tapponnier P. Quaternary extension in southern Tibet: field observation and tectonic implications. *J. G. R.*, 1986, 91(B14): 13803~13872.
- 50 张青松, 周跃飞, 陆祥顺. 现代青藏高原上升速度问题. 科学通报, 1991, (7): 529~531.
- 51 郑斯华. 青藏高原及其周围地区地震的地震矩张量及震源参数的尺度关系. 地震学报, 1992, 14(4): 423~434.
- 52 郑斯华. 青藏高原地震的震源深度及其构造意义. 中国地震, 1995, 11(2): 99~106.
- 53 滕吉文. 西藏高原北部地区色林错—蓬错—那曲—索县地带地壳结构与速度分布. 地球物理学报, 1985, 28(增刊 I): 28~42.
- 54 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.
- 55 张家声. 造山后伸展构造研究的进展. 地学前缘, 1995, 2(1): 67~84.
- 56 Brun J P, Van Den Driessche J. Syn-shortening versus post-thickening extension in lithosphere. In: Late Orogenic Extension in Mountain Belts, Abstract Volume. Document du BRGM, 1993, (219): 86~87.
- 57 邓万明. 青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和 Sr/Nd 同位素地球化学研究. 岩石学报, 1993, 9(4): 379~387.

The 3-d Deformational Movement Episodes and Neotectonic Domains in the Qinghai—Tibet Plateau

Ma Zongjin, Zhang Jiasheng and Wang Yipeng

(Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing, 100029)

Abstract

The formation of the Qinghai—Tibet plateau has progressed through four partly overlapped tectonic episodes. The α episode mainly witnessed NS shortening and northward movement in 45~35 Ma. This was followed by a long period of slow uplift, i. e., the β episode, from 35 to 5.3 Ma. The γ episode was a short period of rapid uplift that started 5.3 Ma ago and reached its culmination after 3.0 Ma. The δ episode was characterized by E-W extension. It occurred before 3.0 Ma B P in the Himalaya area and spread to the whole plateau after 3.0 Ma B P. Extension became a dominant mode of deformation movement in the Quaternary. On the basis of the inhomogeneity of tectonic deformation in space and time in the γ and δ episodes, the Qinghai—Tibet is divided into three tectonic domains, Tibet, Qingtang and Qaidam.

Key words: Qinghai—Tibet plateau; deformational movement; displacement rate; neotectonic domain

作者简介

马宗晋,男,1933年出生。1955年毕业于北京地质学院普查系,1957~1961年为中国科学院地质研究所研究生,1961年毕业后在中科院地质所构造室工作,1967年转国家地震局分析预报中心,1988年以后调国家地震局地质研究所工作至今。现任中国科学院院士,主要从事大地构造、地震地质、地震分析预报和地球动力学研究。通讯地址:100029,北京市 9803 信箱,电话:010—62023377—332,传真:010—62028617,电子信箱:disgroup@public.bta.net.cn。