

文章编号: 1009-6248(2009)01-0034-09

青藏高原的现今地壳活动性

蔡厚维

(甘肃省地勘局第四地质勘查院, 甘肃 酒泉 735000)

摘要: 古近纪以来, 印度板块与欧亚大陆的碰撞和持续的俯冲作用, 造成了青藏高原强烈的陆内变形, 引起了古造山带的复活; 同时也使高原前陆盆地和内部的一些中小型盆地内数百米至数千米厚的新生代地层发生褶皱和冲断, 遍布全区的逆冲推覆构造、走滑断裂和活动褶皱, 在区域性的北东—南西向的构造应力作用下, 导致高原地壳缩短加厚和整体向东滑移。高原的抬升是整体地、间歇性地、不均速地隆升。它经历了古近纪缓慢抬升—新近纪末至更新世快速抬升—全新世地壳振荡运动频繁的三个阶段。自7Ma至今, 青藏高原累计抬高了3 000~3 500 m, 喜马拉雅山从古地中海崛起以来, 至少上升了5 000 m。现代地热、地震发生, 至今没有停止活动。

关键词: 青藏高原; 古造山带; 构造变形; 层状地形; 岩浆与地热活动; 古地震事件

中图分类号: P542⁺.1 **文献标识码:** A

青藏高原是地壳上最雄伟高大的隆起带, 号称“世界屋脊”。在漫长的地质历史时期, 它经历了多旋回的海洋扩张、闭合和板块俯冲以及多期次的海陆变迁, 由祁连山元古宙开始到北喜马拉雅造山带结束的由北向南的大陆增生, 最后在雅鲁藏布江缝合线发生相撞与焊接, 形成印度板块与欧亚陆壳的统一整体, 从而结束了特提斯洋的发育历史, 铸造了规模宏伟的北西西向, 连续的正弦曲线状展布的阿尔卑斯-喜马拉雅造山带。新生代以来, 新构造运动十分活跃, 使喜马拉雅山脉从古地中海升起后, 一跃成为“全球之巅”。笔者从构造形变、地貌特征、岩浆、地热与地震活动及其构造地貌发育演化等方面, 探讨高原的地壳现今活动性(图1)。

缝合带断裂(带)编号: 主边界断裂带。雅鲁藏布江缝合带。班公湖-怒江缝合带。金沙江-红河缝合带。东昆仑逆冲左旋走滑断裂带。柴达木-北淮阳断裂带。祁连山北缘逆冲左旋走滑断裂带。阿尔金逆冲左旋走滑断裂带。西昆仑逆冲断裂带。10 喀拉昆仑右旋走滑断裂带。11 安宁

河左旋走滑断裂带。12 鲜水河-小江左旋走滑断裂带。13 龙门山逆冲走滑断裂带。14 澜沧江缝合带。

1 新构造运动的表现与特征

1.1 构造形变

古近纪以来, 印度板块与欧亚陆壳的碰撞和持续的俯冲作用, 造成了青藏高原强烈地陆内形变, 引起了古断裂带与古缝合带的复活。同时还使高原周边的前陆盆地和内部盆地的新生代地层发生褶皱和冲断。

高原北缘的阿尔金逆冲左旋走滑断裂带。由多条次级断裂组合而成, 呈北东东向延伸, 长达1 600 km, 断裂带在和田—阿帕段, 古生界由南向北逆冲于新近系和中—下更新统之上, 由中、新生代地层组成的褶皱, 在近断裂处翼角陡; 而远离断裂处则翼角变缓, 新近系和更新统卷入褶皱之中, 其间有多个不整合面存在, 应视为是新构造运动的叠加作用所致。向东至红柳峡和雁丹图段, 元古宙逆冲于

收稿日期: 2008-05-05; 修回日期: 2008-11-12

作者简介: 蔡厚维(1934-), 男, 江西大余人, 高级工程师, 长期从事1:20万、1:5万比例尺区域地质调查工作, 已退休。通讯地址: 735000, 甘肃酒泉市东环北路15号, 甘肃地勘局第四地质院; 电话: 0937-5912920。

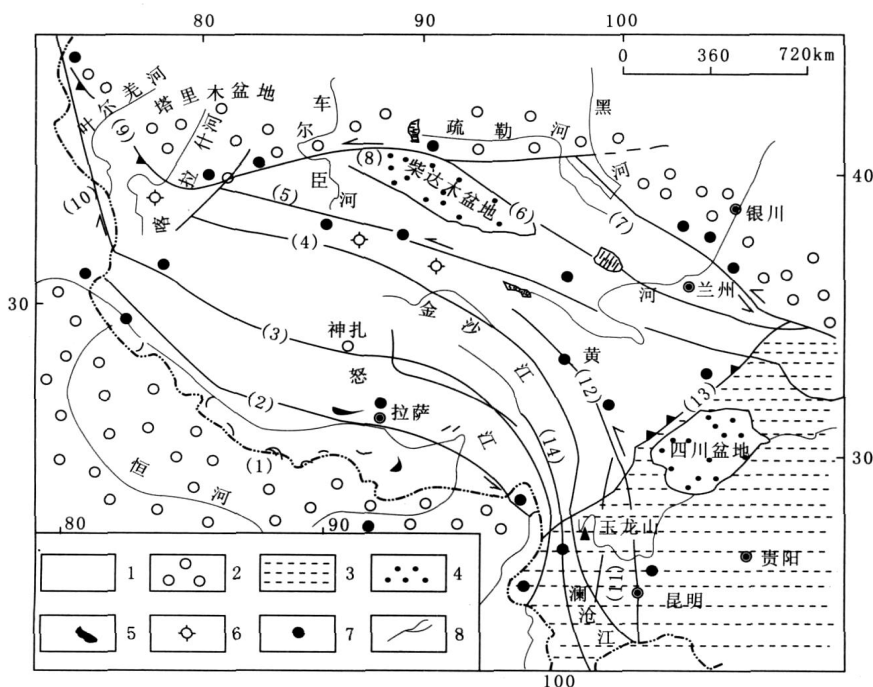


图1 青藏高原新构造运动略图

Fig. 1 The diagram showing Qinghai-Tibet plateau neo-tectonic movement

1. 强烈抬升的青藏高原; 2. 强烈下降的青藏高原前陆盆地; 3. 中等强度抬升的秦岭与云贵高原; 4. 造山带内新生盆地沉积; 5. 花岗岩体; 6. 火山活动; 7. 地震; 8. 河流水系

新近系之上, 断面南倾, 倾角 $50^{\circ} \sim 80^{\circ}$; 局部近直立或倒转。肃北南震旦系逆冲于中新统之上, 而中新统又仰冲于下更新统之上。断裂带自上新世以来, 因走滑作用导致车尔臣河与党河近 70 km 的左旋错动。全新世以来, 断裂带西段平均水平滑动速率为 $8 \sim 9 \text{ mm/a}$, 东段为 $4 \sim 4.5 \text{ mm/a}$, 逆冲速率为 $0.5 \sim 2 \text{ mm/a}$ 。据现今GPS 观察结果, 该断裂带的左旋速率为 $5.1 \pm 2.5 \text{ mm/a}$ (袁道阳, 2004), 沿该带有多次地震活动。

祁连山北缘逆冲左旋走滑断裂带呈北西西向延伸, 长达 1100 km。断裂带在古浪南至海原段, 由多条左阶羽列次级断裂组成。在西段的白杨河口、榆木山一带, 常见古生界逆冲于新近系和更新统之上, 产状近直立或倒转。大黄沟的石炭系呈飞来峰“漂浮”在新近纪红层之上, 有的地段因强烈挤压形成紧密褶皱或倒转褶皱。断裂使河流水系发生弯曲, 或近直角拐弯或切割了河谷阶地和冲洪积扇。在榆木山北缘, 组成顺地壳中的折离面向山体外侧河西走廊盆地逆冲的推覆体。在海原南和西华山段的最大水平位移约 $12 \sim 14.5 \text{ km}$; 全新世以来的走滑速率

为 $5 \sim 8 \text{ mm/a}$ 。通过GPS 观测: 横跨祁连山的左旋走滑速率为 $7.5 \pm 1.5 \text{ mm/a}$, 地壳缩短速度为 $4.0 \pm 1.0 \text{ mm/a}$, 沿断裂带有多次强震发生 (袁道阳, 2004)。该断裂带与上述阿尔金断裂带是高原地体与塔里木-中朝板块的分界线, 也是一条重力级带和地势陡变带。

雅鲁藏布江缝合带、班公湖-怒江缝合带、金沙江-红河缝合带、喀拉昆仑右旋走滑断裂带、东昆仑逆冲左旋走滑断裂带、鲜水河左旋走滑断裂带等, 尽管它们起始年代和活动方式不同, 但自新生代以来, 均显示了不同程度的剪切走滑和逆冲活动, 它们通常切过新生代地层或使老地层逆冲于新生代地层之上, 或错断了河谷阶地、洪积扇和夷平面, 或切过断塞塘和湖沼地, 沿断裂带有火山和地震活动。它们的活动对高原的形成与发育演化有着重要的作用。

高原东段: 祁连山在继承原有构造形迹的基础上, 自新生代以来, 形成了一系列以挤压逆冲为主, 部分兼左旋走滑特征的由南向北依次出现的党河南山北缘断裂、疏勒南山北缘断裂、托赖南山北缘断

裂和大雪山北缘断裂等, 均向南西倾, 自南向北推覆, 形成上陡下缓的铲式断裂。青海拉脊山、阿尼玛卿山、苦海和昂赛—莫云等地的叠瓦式逆掩推覆体和辗掩构造多成群出现, 推覆体多指向老地层, 构造变形时间为3.5Ma。东南段是高原整体向东运动的前缘部位, 走滑和倾滑断裂发育, 并有明显的块体转动和强震活动。

高原中段: 喜马拉雅高山带向南仰冲于印度板块之上。在它的前陆盆地边缘, 由新近纪早更新世锡伐利克群构成一系列叠瓦状构造带和背向斜带, 顺地壳中的折离面向高原外侧印度板块逆冲的推覆

体, 但逆掩幅度不大, 向南为背向斜构造, 褶皱强度由北向南逐渐递减, 并为新隆起所代替。在雅鲁藏布江缝合线以北, 金沙江-红河缝合带之南, 发育了一系列近南北向的地堑或裂谷以及小型正断层群, 叠加和改造了近北西西向由中生代先后拼贴的地体构造格局之上, 并控制着水热与晚期的岩浆活动, 表明该区的上地壳范围内呈现出东西向的拉张状态, 也许是高原下大规模地幔运动所导致的弧后拉张体制(图2)(张进, 2004; 何顺东, 2002; 廖志杰, 1989)。

高原西段: 主要由一些次级地块组成, 发育喀

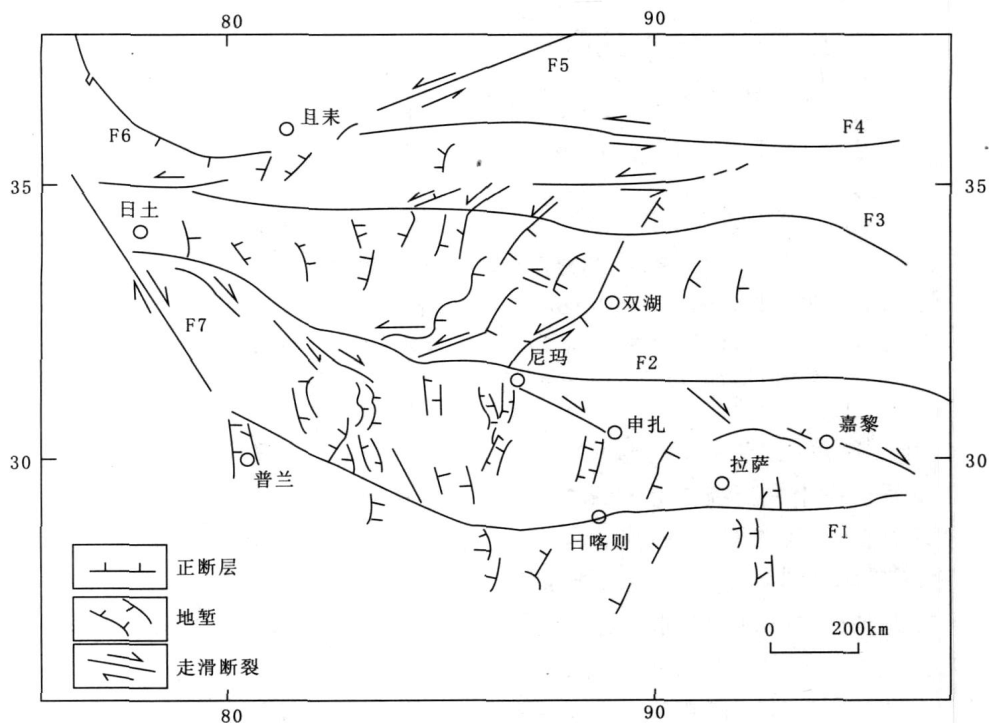


图2 青藏高原中段地堑、裂谷和正断层分布图 (据韩同林: 1987 稍加修改)

Fig. 2 The diagram showing graben, rift valley and normal fault in the middle of Qinghai-Tibet Plateau

F1. 雅鲁藏布江缝合带; F2. 班公湖-怒江缝合带; F3. 金沙江缝合带; F4. 东昆仑逆冲左旋走滑断裂带;

F5. 阿尔金逆冲左旋走滑断裂带; F6. 西昆仑逆冲断裂; F7. 喀拉昆仑右旋走滑断裂带

拉昆仑逆冲走滑断裂和西昆仑前陆褶皱冲断带。该区地表破碎, 剥蚀深度大, 高级变质岩和花岗岩岩基广泛出露。

前陆盆地与高原内陆盆地的新生代地层变形: 塔里木盆缘西段, 发育有2~3排近等距排列的背向斜构造带, 变形时代距今4.6Ma, 一般由山前向盆地中心, 时代变新, 变形强度相应减弱(伍秀芳, 2004)。

在柴达木盆地, 由新生代地层构成了一系列背向斜相间的雁列状褶皱。高原东南盆地由形成高斯正极性约为4.18~2.58Ma的昔格达组(姚海涛, 2007)和ESR测年为3.1~0.9Ma的大冢砾岩(黎兵, 2007)所组成的断裂褶皱, 多成群成带出现, 呈递错排列或呈弧形“S型”展布。

总之, 高原断裂褶皱延伸方向为北西西向或近似东西向、北北西向, 亦有北东向和北西的。鄂尔

多斯盆缘和四川盆地则多为北北东向或北东向, 这与太平洋板块向西俯冲消减有关(孙建博, 2006)。

1.2 地貌特征

高原中段为湖泊群分布区, 地形起伏小, 东西两段, 地形崎岖, 剥蚀较深, 强烈切割的怒江、澜沧江、金沙江与横断山脉呈相间排列, 且它们与藏东南3条缝合带相吻合, 故在地貌上形成高山与峡谷相间排列的地貌景观和构造上构成垒堑式的构造格局。金沙江在石鼓附近, 曾流经红河而注入印度洋, 之后由于这里的隆起才改道东流, 而它南侧的河流则流向洱海, 注入澜沧江。金沙江的支流大金川和岷江袭夺了在阿尼玛卿山南麓的黄河及它的支流嘎曲河和墨由河, 尔后由于这里的掀斜运动, 促使它归入黄河水系。它的支流木里河发育6级阶地, 阶地堆积物为砂砾石层夹粘土, 砾石分选度与磨圆度差, 显然是快速堆积的特征。各阶地拔河高与阶地顶面热释光(TL)年龄值依次为7~9 m $9\ 580 \pm 650$ a、70~80 m $36\ 000 \pm 2500$ a、150~170 m $75\ 000 \pm 5\ 300$ a、260~280 m $143\ 000 \pm 11\ 000$ a、480~510 m $248\ 000 \pm 18\ 000$ a、700~750 m $387\ 000 \pm 27\ 000$ a(周荣军, 2007)。黄河在索藏寺、拉加寺及唐乃亥分别向东向西转了两个大拐弯, 才改为北东向流逝, 这显然是由于阿尼玛卿山和西倾山的抬升才绕道而行。青海湖原由布哈河、罗汉堂河流入黄河, 只因日月山的抬升, 才彼此相隔形成内陆封闭水系。黄河在贵德至李家峡段, 多形成峡间盆地型游荡性河道。峡谷区水流湍急, 宽阔处流速减慢。在贵德处, 坡降仅为1.08%, 松巴峡坡降为8.26%, 这反映了盆地地段地壳相对稳定, 峡谷区相对上升的特征, 也显示了宽窄交接部位有断裂存在, 且河谷两岸阶地不对称。在松巴峡发育8级阶地, 阶地与河面高依次为18 m、70 m、86 m、164 m、294 m、417 m、560 m、615 m; 而左岸仅见5级阶地。在兰州发育4级阶地, 阶地高出河面依次为5~10 m、残留状 65~80 m、130~150 m。澜沧江在昌都附近见4级阶地, 阶地高出河面依次为1~2 m、15 m、21 m、30 m, 它的支流麦楚河发育3级扇形阶地, 其间距为15 m, 该区的刺嘛寺便座落在高扇形地上, 它代表着不同时期的地壳运动。

雅鲁藏布江的支流拉萨河、年楚河及其他支流与主河道流向相反, 构成锐角指向西, 这与该河道现今走滑活动有密切的关系。还有河道北岸支流密

而长; 南岸支流疏而短, 主河道频频向北摆动以及河道流经墨脱和察隅一带, 便急拐弯南下, 与布拉马普特拉河融为一体而注入印度洋, 这与喜马拉雅山脉南高北低的翘起和雅鲁藏布江缝合带的现今活动有关。在哥里西娘一带, 西巴霞曲袭夺了加玉河和加波曲河, 如果西巴霞曲继续向北溯源侵蚀, 雅鲁藏布江将被其袭夺(王二七, 2001)。在定日以南, 南北向的朋曲河袭夺了近东西向的朋曲河, 致使东西向的朋曲河水位降低, 形成了现代水系及其一系列的残留湖泊。雅鲁藏布江及其恒河的支流多形成3级阶地, 但也可见4~5级阶地和湖成阶地。

高原北除祁连山东段的大通河流入黄河外, 均为内陆封闭水系。西段叶尔羌河、喀拉克什河、车尔臣河出现的拐点或急转弯、或出现90°的转折或沿断裂流经一段距离后便改变了流向, 这与西昆仑断裂带和阿尔金断裂带的走滑活动有关; 东段的疏勒河出山口后, 向北流经布隆吉, 因受榆树沟山隆起之阻, 便改向西流, 待它流至柳园东, 便突然断流, 由此处至罗布泊断续出露有早更新世的冰水砾岩, 可知早更新世时与湖泊是相通的, 只是由于地壳变动而留下了其古河道的遗迹。黑河出山口后直向北流, 尔后又西流, 在临泽至高台一线, 由于榆木山的高仰, 迫使它不断地向北迁移, 因此出现了这段被遗弃的古河道演化而成的湖沼地。以上河流一般可见4~6级阶地, 但在黑河上游发育8级阶地, 叶尔羌河可见2~3级“扇中扇”、“谷中谷”以及昆仑山北麓那仁郭勒河冲洪积扇不断迁移现象。河谷阶地的类型、结构均视不同的河源段而定, 一般基岩区多形成侵蚀阶地系或冰阜阶地系; 而山间盆地或山前平原地段多构成堆积或嵌入式阶地系。各阶地的分布高度、保存程度、沉积结构、厚度以及同一河流、同级阶地的抬升幅度均有较大的差异, 这表明是区域性的构造运动不均衡性所致。

高原一级夷平面: 海拔4 500 m以上, 它的主体部分为习称的“藏北高原”; 分布面积大, 保存程度好, 多以山顶面的形式出现, 略向中间部位倾斜。其上的祁连山、昆仑山、巴颜喀拉山、唐古拉山、念青唐古拉山和冈底斯山等, 海拔大都在5 000 m左右, 因遭受长期的剥蚀夷平作用, 山顶面已趋于平缓, 呈宽带状或宽阔平坦状伸展, 老地貌清晰可见, 而高原东南的同级夷平面, 因地貌差异和挠曲运动导致已形成的夷平面解体为5 500~5 000 m、4 500

~ 4 000 m、3 500~ 3 000 m、2 500 m 的四级台地。

二级夷平面位于高原北缘的铁克里克塔格、阿尔金山、祁连山北麓酒泉到张掖南, 海拔为3 200~ 3 000 m, 向东到武威以南的祁连山北与大黄山、冬青岭等地, 山顶亦被削平为准平原化, 高出戈壁平原600~ 700 m。

三级夷平面主要分布在高原外围地带和高原内部的山间盆地中, 它是全区时代较新, 海拔较低的一级夷平面。昆仑山和阿尔金山北麓的山前平原和台地, 海拔一般为2 200~ 2 000 m, 多向北倾, 坡角为 $5^{\circ} \sim 9^{\circ}$ 和祁连山北麓玉门至高台之间由3~ 4级台地与3~ 4级冲洪积扇形地构成了此级夷平面。河西走廊由新近纪组成的红层, 构成盆地中的红色峰顶面以及柴达木盆地南缘发育的5级台地和山前冲洪积倾斜平原也属于此级夷平面。

以上夷平面的存在反映了高原的地壳运动至少经历了3个相对宁静期和3个地壳抬升、侵蚀基准面下降和切割加深期。同时也显示了它剥蚀—构造抬升—再剥蚀—再构造抬升的多期次和多旋回活动的特点。

无论是水系的布局, 河流的袭夺和被袭夺, 河谷中出现的拐点或近直角拐弯, 或山地出现的地形裂点, 都相互印证, 并反映了高原现今地壳活动性。而高原多层地形的出现, 更加显示了高原与盆地在垂直升降运动的总趋势前提下, 伴随有间歇性的脉动式的地壳振荡运动。

1.3 岩浆与地热活动

高原南部由陆-陆碰撞而产生的近似平行排列的3条花岗岩带, 其岩石性质各不相同。

高喜马拉雅山含电气石白云母花岗岩带: 岩体规模小, 出露零星, 岩石化学特点为富硅、高碱, 而贫钙、铁、镁, 且富含B、Li、Be和Nb等微量元素, 为硅铝层部分熔融而成, 系重熔型花岗岩。岩体K-Ar法年龄为10~ 20 Ma。

分布在特提斯喜马拉雅山内的拉轨岗日片麻状二云母二长花岗岩为中小型, 岩体受褶皱构造轴部及冲断层介面控制, 其岩石具有较高的CaO、MgO和全铁含量, 富含Ba、Y和Ba, 其K-Ar法年龄为20~ 40 Ma。

在雅鲁藏布江缝合带北侧的冈底斯花岗岩带: 岩体呈岩基状产出, 岩石类型复杂, 以闪长岩和花岗闪长岩为主, 次为花岗岩类。其特点与环太平洋

岩浆的活动特点相似。带内岩体侵入时间从白垩纪到新近纪均有。其中, 一些小型花岗岩类侵入体K-Ar法年龄10~ 50 Ma。

北部火山喷发活动有西昆仑山泉水沟的玄武岩和安山玄武岩, 系中心式喷发, 共3次, 每次从基性开始, 以中基性或中性结束; 呈熔岩被覆盖在晚更新世泥岩、砂砾岩层组成的阶地上, 厚度每层为35 m、31 m、37 m。克里雅河的支流阿克苏河出露的晚更新世砾石层夹0.5 m厚的玄武岩层。卡尔达西的方山熔岩覆盖在早更新世的砾岩之上。沿东昆仑山逆冲左旋走滑断裂带有以中心式喷发为主, 裂隙式喷发次之的火山活动, 沿断裂带每隔70 km就有火山口1处, 共有7处。岩石组合有橄榄玄武岩、辉石安山岩、碱玄岩、英安岩、橄榄玄武玢岩和凝灰岩。喷发时间从古近纪至更新世, 从未停止。唐古拉山和可可西里山有上新世过碱性岩的火山喷发活动, 1952年在昆仑山与阿尔金山交汇处, 沿断裂带以及布喀大坂还有火山喷发活动。

高原南部热流值较高, 沿雅鲁藏布江缝合带两侧地热活动相当发育, 著名的羊八井湿热蒸气田即位于此处。日喀则地区的高温水热系统, 如塔各加间歇泉、查布间歇泉、苦玛-科作水热爆炸区均发育在第四纪南北向的地堑内。沿着噶尔曲右旋走滑断裂和念青唐古拉山前左旋走滑断裂, 地热活动也很发育, 前者有那不如、巴尔和索多高温水热区; 后者出露有曲才和羊八井等高温水热区。高原南部有高的热流值是由高热产率的厚层花岗岩层产生的, 并与第四纪近南北向的地堑或裂谷及正断层群有关。高原南部地壳浅部存在的异常热源与区域高热流一起可能成为喜马拉雅地热带内众多地热系统的热源。据估算高原地热资源的底数总量为 1.357×10^{18} J, 大致相当于460亿t标准煤放出的热量(廖志杰, 1989)。

1.4 地震活动

高原北塔里木-河西走廊前陆盆地的地震活动, 不仅强度大, 而且频度高。仅20世纪以来, 发生6级以上的地震达10余次, 如1924年、2007年、2003年, 民丰 $7\frac{1}{4}$ 级、1922年10月17日罗布泊东南6.5级、1954年2月11日山丹7级和1954年7月31日民勤7级地震等。

高原地震的发生与活动断裂密切相关, 沿阿尔

金逆冲左旋走滑断裂带, 发生3期古地震事件和地震破裂形变带, 历史上有多次6~7级中强震发生, 但近代地震活动性减弱。祁连山北缘逆冲左旋走滑断裂带曾发生7次7级以上的强震, 仅20世纪沿带分布就有1920年12月16日海原8.6级和1927年5月23日古浪8级地震等(袁道阳, 2004)。2001年11月14日发生在东昆仑逆冲左旋走滑断裂带库赛湖段的8.1级地震, 是继1981年当雄8.0级地震发生在我国大陆震级较大的一次地震事件。这次地震在东昆仑南缘造成宽数米至数千米、长达462 km的地震形变带, 最大同震水平位移达6.4 m。1937年在该断裂带的花石峡发生的7.5级地震, 2002年在木孜塔格发生的强震等。沿断裂带在库赛湖段还发生9次古地震事件, 它们当中最早一次古地震的年龄为 $31\,900 \pm 1\,923$ a.B.P., 最晚一次古地震的年龄为 $3\,100 \pm 201$ a.B.P., 它的活动性具有准周期性, 其平均重复间隔为 $3\,544 \pm 416$ a, 发生在距今3100年前的倒数第一次古地震事件的离逝时间与重复间隔比较接近, 这说明2001年11月14日发生在库赛湖段的8.1级大地震为该断裂带地震活动在准周期上的再现(胡道功, 2007; 袁道阳, 2004)。

喜马拉雅造山带东段和雅鲁藏布江拐弯处发生的强震主要有: 1950年察隅8.5级与1950年拉萨8.0级地震。在恒河前陆盆地发生了3次8级以上大地震, 还有吉拉特7.9级地震、拉图6.8级地震及一些中小地震, 说明印度板块并非稳定的克拉通, 板内有强烈的活动性。

高原东南缘为一条重要的近南北向地震带, 具有强烈的活动性, 1973年2月6日炉霍发生8.0级地震, 沿鲜水河河谷出现延伸80 km以上的地裂缝, 该地震属于炉霍-康定地震带, 从1986年开始, 地震震中在带内从东南到西北, 又由西北到东南作定向往返迁移。此外尚有安宁河断裂强震带, 小江断裂强震带和中甸-下关强震带等。

高原地震深度多为浅源地震, 只有在雅鲁藏布江缝合带南侧江孜和错那等地深度多为100~180 km(中源地震)。地震多分布在高原周边的前陆盆地内, 而在内部则较分散, 强度和频度也较低。据此下述地区是发震危险区, 应加强防震: 源原-古浪地震活动迁移带。炉霍-康定地震活动迁移带。东昆仑逆冲左旋走滑断裂带的西大滩段, 地震平均重复间隔为 $1\,730 \pm 278$ a, 上一次大地震离逝时间已

超过1500 Ma, 正逼近该段古地震重复周期(胡道功, 2007)。喜马拉雅造山带东西段。

2 构造地貌的发育演化

(1) 发生在距今55 Ma, 印度板块与欧亚大陆汇聚相撞, 沿雅鲁藏布江发生蛇绿岩构造侵位, 古近纪—白垩纪及其以前地层发生褶皱和冲断, 并伴随岩浆活动和变质作用, 从此结束了特提斯洋的发育历史, 开创了陆相沉积的新纪元。

古近纪晚期为山前拗陷及山间盆地内的内陆湖相沉积, 主要为含膏盐的红色碎屑岩建造。由于陆-陆相撞的持续作用, 应力场向挤压转化, 构造变形十分强烈, 古缝合带、古断裂带开始活化, 同时也使褶皱带山脉与盆地之间形成较为明显的地势差异, 但这种地势差异基本上是遵循和继承中生代已形成的北西西向转为近南北向的垒堑式构造格局进行。

经过较长期的剥夷作用, 高原的最高一级夷平面已初具规模, 随着构造变动在不断地抬升。

(2) 新近纪初期为主要造盆时期。在盆地中沉积了一套以山麓河湖相为主的含煤、含膏盐的红色碎屑岩建造, 盆缘地带粗碎屑成分大增, 甚至以山麓相砾岩为主, 岩层中含犀类、长鼻类和高山栎动植物化石, 反映沉积环境是在温暖湿润的气候条件下形成的。新近纪晚期, 由于地壳变动, 盆地群大量萎缩、封闭和衰亡, 而这时的沉积层形成后发生褶皱和冲断, 古缝合带和古断裂持续活化, 逆冲推覆构造发育, 周边山前断裂带使高原地体向前陆盆地扩张, 致使老地层压覆于新近纪地层之上。岩浆活动仍以花岗岩类侵入为主。据三趾马、高山栎化石和岩溶地貌的发育演化, 说明高原在700万a前是一片丘陵平原地带, 海拔大致500~1000 m。来自印度洋的湿润季风, 滋润着这里的大地, 热带森林繁茂, 以三趾马为主的动物群能在这里生存。后经地壳变动, 高原再遭受剥夷作用, 此时二级夷平面已形成, 并随着高原整体开始强烈地、大幅度地快速隆升, 高原周边巨厚的磨拉石沉积是代表它较快速隆起的记录。

(3) 更新世高原出现3~4次冰期与间冰期变化, 反映在沉积上有冰碛物与河湖相砂砾石层、土垠层或风化壳。在古气候上有过3~4次寒冷期与温

润期的交替变化(赵希涛, 2007), 这与我国华北气候的演变大体相似(表1)。下更新统与新近系呈区域性不整合接触, 以及更新世内部之间的几个嵌入式的不整合, 代表了高原在这一时期内地壳变动和突发性的变革事件。在高原中段形成了地堑、裂谷

及正断层群的构造格局, 逆冲推覆构造随时间进展逐渐减弱, 走滑旋转活动相应加强。周边山前地带堆积的新近纪—更新世上粗下细反序列的磨拉石建造, 代表高原在不断地抬升。岩浆侵入活动在不断减弱, 而火山喷发活动则相应加强。

表1 青藏高原主要山脉第四纪冰期对比

Tab. 1 The correlation of Quaternary ice age of the main mountains of Qinghai-Tibet

时代	喜马拉雅山	玉龙山	西昆仑山	东昆仑山	唐古拉山	中国西部
全新世	新冰期	新冰期	新冰期	新冰期	新冰期	冰后期
晚更新世	绒布德冰期 间冰期	大理冰期 间冰期	里田冰期 $^{14}\text{C } 16150 \pm 55. \text{ aB} \cdot \text{P}$ 间冰期	玉珠峰冰期 间冰期	巴斯错冰期 间冰期	大理冰期 间冰期
中更新世	珠穆朗玛冰期	丽江冰期 $\text{ESR } 0.31 \sim 0.13 \text{ MaB} \cdot \text{P}$	布拉克巴什冰期 $\text{TL } 206 \pm 17 \text{ KaB} \cdot \text{P}$	哑口冰期	扎加藏布冰期	庐山冰期
	加布拉间冰期	间冰期	间冰期	间冰期	间冰期	间冰期
	聂聂雄拉冰期	干海子冰期 $\text{ESR } 0.53 \sim 0.43 \text{ MaB} \cdot \text{P}$	玉龙喀什冰期 $\text{TL } 333 \pm 46 \text{ KaB} \cdot \text{P}$	望昆冰期 $\text{ESR } 0.71 \text{ MaB} \cdot \text{P}$	唐古拉冰期	大姑冰期
早更新世	帕里间冰期	玉龙冰期 $\text{ESR } 0.7 \sim 0.6 \text{ MaB} \cdot \text{P}$	西域组	羌唐组		翻阳冰期
	希夏帮马冰期	蛇山组 $\text{ESR } 1950 \pm 230 \text{ KaB} \cdot \text{P}$				红崖冰期

在这一时期, 高原的最低一级夷平面已形成, 并在不断抬升, 周期韵律式上升, 河流下切, 形成了多级阶地陡坎(包括高台地、高河谷阶地)。在前期地壳运动所造成的古地形基础上, 高原进一步演化成为与现代地貌相近似的地表形态。

(4) 全新世时为新冰期。沿各大河流和冲沟形成冲积物和冲洪积物。1.2 万 a 至今, 间歇性抬升, 形成河谷低阶地和河漫滩。由于河流的不断溯源侵蚀, 导致分水岭的偏移和水系的非对称性, 同时也加强了河床的底蚀作用。以无比的侵蚀能力穿过喜马拉雅山的波曲河、朋曲河和吉隆河, 均出现纵河床呈阶梯状下跌, 沿河有无数瀑布, 波曲河已下切 100 m 以上。酒泉北大河 II 级阶地文化层 $^{14}\text{C } 3030 \pm 120 \sim 5770 \pm 120 \text{ aB} \cdot \text{P}$, 高出河面 12 m (曹兴山, 2004)。全新世新构造活动并没有停止, 新隆起、新拱曲和掀斜运动普遍存在, 地震、地热和火山活动依然不断。

3 结语

(1) 青藏高原的新构造运动有着复杂多变的演化历史, 它的隆升大致可分为古近纪为慢速抬升阶段; 新近纪末至更新世为快速抬升阶段; 全新世地壳振荡运动频繁, 河流加速下切, 并且在不断地抬升。它的抬升方式是经历过 3 次较长期的剥蚀夷平, 以后才逐次依阶段性的整体大面积抬升, 但在抬升过程中由于构造运动的不均衡性, 甚至有的地区有相对的下降。据动植物化石、地貌、沉积相、古土壤等外部环境的变化记录, 高原自 700 万 a 至今, 已累计抬高了 3 000~ 3 500 m, 喜马拉雅山自古地中海崛起以来至少被抬高了 5 000 m。

(2) 青藏高原是由东西向或北西西向转为近南北向的几个条状地体, 在中、新生代后拼合而成。新生代以来构造变形十分强烈。古褶皱带的复活、逆冲推覆构造的大量出现, 左旋或右旋走滑断层的活动, 以及高原周边前陆盆地和内部盆地内出现的新生代褶皱和冲断, 它们共同构成了高原构造变形的总体图像, 导演着现今的构造变形和演变历史。尽管它们的变形和转换关系不同, 但总体导致高原向东滑移和地壳不断加厚。

(3) 高原地壳缩短增厚是由于高原的地体、块

体和微形岩片等的逆掩、推覆、重叠、离散和聚合。活动褶皱和岩浆的贯入以及塔里木-中朝板块、扬子板块的阻挡、推挤和向高原内部插入,再加上地壳内部热能较高,地壳膨胀强烈等多种因素造成的复杂过程。其机制是以印度板块向北推移为主的双向侧压力导致软流圈的运动和重力均衡调整,所以加快了高原的抬升速度。

(4) 新构造运动造就了现今的构造地貌格局,形成了一系列北西西向转为近南北向的山脉与盆地、谷地相间的体系,形成了隆中有坳、坳中有隆或隆坳相间的地貌景观,以及垒塍式或阶梯状的构造格局。但这种构造地貌是在中生代的构造变形基础上发展起来的,具有显明的继承性。古老褶皱带山脉已被剥平,峰顶平缓,高差大致相同,其上的老地貌依稀可辨。这说明这些古老的造山带山脉是已经过剥夷作用,之后随着地壳活动,构造复活,河流下切,再度隆起的新世代山脉了。这与藏南经新生代造山作用所形成的雄伟壮观的喜马拉雅山脉“尖山削岭”和“壮丽的冰川地貌”有明显的不同。

(5) 高原急速抬升,喜马拉雅山崛起,使全球环境发生了不可估量的变化。它不仅改变了亚洲大气环境,而且产生强大的季风系统,并对北半球的环境产生了重大的影响。由于喜马拉雅山脉的隆升,特别是30 kaB.P 以来的隆升十分强烈,成为阻隔印度洋季风的障碍,而太平洋的东南季风也不易输送大量水气到这里,致使中国西北地区气候变得更加炎热干燥,土地沙漠化和盐渍化不断扩大,耕地面积减少。尤其近年来,全球性气温持续偏高,自然灾害频发,受厄尔尼诺影响,高原冰川大部分退缩,冰川面积减小,冻土层也退缩到海拔较高的位置,特别是冰川面积的缩小,意味水量的减少,而高原是欧亚大陆的重要水源地,为全世界近50%人口提供用水,因此高原冰川减少,对人类活动、自然环境和生活用水以及经济文化的发展不利。

为此在我国实施“西部大开发”的战略中,要考虑到本地区自然干旱化的生态背景,在这样的条件下规划西北地区的经济环境和人类的社会环境,使人类和自然生态能和谐的发展。

参考文献 (References):

袁道阳, 张培震, 刘百箴, 等. 青藏高原东北缘晚第四纪活

动构造的几何图像与构造转换 [J]. 地质学报, 2004, 78 (2): 270-278.

张进, 马宗晋. 西藏高原西、中、东的分段性及其意义 [J]. 地质学报, 2004, 78 (2): 218-227.

何顺东, 丁林, 吴根耀, 等. 藏南格仁错地区孜桂错断裂的第四纪活动及其构造意义 [J]. 地质科学, 2002, 37 (1): 8-12.

廖志杰, 张振国. 西藏南部地热 [J]. 地质论评, 1989, 35 (4): 366-373.

伍秀芳, 刘胜, 汪新, 等. 帕米尔—西昆仑北麓新生代前陆褶皱冲断带构造剖面分析 [J]. 地质科学, 2004, 39 (2): 260-271.

姚海涛, 赵志中, 乔彦松, 等. 四川冕宁昔格达组磁性地层学初步研究及意义 [J]. 第四纪研究, 2007, 27 (1): 74-84.

黎兵, 李勇, 张开均, 等. 青藏高原东缘晚新生代大邑砾岩的物源分析与水系变迁 [J]. 第四纪研究, 2007, 27 (1): 64-73.

孙建博, 陈刚, 章辉若, 等. 鄂尔多斯盆地中新世构造事件的峰值年龄及其沉积响应 [J]. 西北地质, 2006, 39 (3): 91-96.

周荣军, 叶友清, 李勇, 等. 理塘断裂带沙湾段的晚第四纪活动性 [J]. 第四纪研究, 2007, 27 (1): 45-53.

王二七, 周勇, 陈智燊, 等. 东喜马拉雅缺口的地质与地貌成因 [J]. 地质科学, 2001, 36 (1): 122-128.

胡道功, 吴中海, 吴珍汉, 等. 东昆仑断裂带库赛湖段晚第四纪古地震研究 [J]. 第四纪研究, 2007, 27 (1): 27-34.

赵希涛, 张永双, 曲永新, 等. 玉龙山西麓更新世冰川作用及其与金沙江河谷发育的关系 [J]. 第四纪研究, 2007, 27 (1): 35-44.

曹兴山, 屈君霞, 赫明林, 等. 甘肃第四纪地层的划分 [J]. 甘肃地质学报, 2004, 13 (1): 16-37.

YUAN Daoyang, ZHANG Peizhen, LIU Baichi, et al. Geometrical imagery and tectonic transformation of late Quaternary active tectonics in northeastern margin of Qinghai-Tibet plateau [J]. Acta Geologica Sinica, 2004, 78 (2): 270-278.

ZHANG Jin, MA Zongjin. East-west segmentation of the Tibetan plateau and its implication [J]. Acta Geologica Sinica, 2004, 78 (2): 218-227.

HE Shundong, DING Lin, WU Genyao, et al. Quaternary activity of Ziguicuo fault in Gayringco area, south Tibet and its tectonic implications [J]. Chinese Journal of Geology, 2002, 37 (1): 8-12.

LIAO Zhijie, ZHANG Zhenguo. Geothermics of southern

- Tibet [J]. Geological Review, 1989, 35 (4): 366-373.
- WU Xiufang, LIU Sheng, WANG Xin, et al. Analysis on structural sections in the Cenozoic Pamir-western Kunlun foreland fold-and-thrust belt [J]. Chinese Journal of Geology, 2004, 439 (2): 260-271.
- YAO Haitao, ZHAO Zhizhong, QIAO Yansong, et al. Magneto stratigraphic dating of the Xigeda formation in Mianning Sichuan and its significance [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27 (1): 74-84.
- LI Bing, LI Yong, ZHANG Kaijun, et al. Provenance of the siliciclastic rocks of the late Cenozoic dayifan and drainage change at eastern margin of the Tibetan plateau [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27 (1): 64-73.
- SUN Jianbo, CHEN Gang, ZHANG Huiruo, et al. Peak ages and sedimentary responses of the Mesozoic-Cenozoic tectonic events in Ordos basin [J]. Northwestern Geology, 2006, 39 (3): 91-96.
- ZHOU Rongjun, YE Youging, LI Yong, et al. Late-Quaternary activity of the shawan segment of the Liang fault [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27 (1): 45-53.
- WANG Erqi, ZHOU Yong, CHEN Zhiliang, et al. Geologic and geomorphic origins of the east Himalayan gap [J]. Chinese Journal of Geology, 2001, 36 (1): 122-128.
- HU Daogong, WU Zhonghai, WU Zhenhan, et al. Late Quaternary paleoseismic history on the Kusai lake segment of east Kunlun fault zone in northern Tibet [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27 (1): 27-34.
- ZHAO Xitao, ZHANG Yongshuang, QU Yongxin, et al. Pleistocene glaciations along the western foot of the Yulong mountains and their relationship with the formation and development of the Jinsha river [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27 (1): 35-44.
- GAO Xingshan, QU Junxin, HE Minglin, et al. The division of Quaternary stratigraphic in Gansu [J]. Acta Geologica Gansu, 2004, 13 (1): 16-37.

Present Crustal Activity Tibetan Plateau

CAI Houwei

(No. 4 Exploration Institute of Geology and Mineral Resources, Jiuquan, 735000 Gansu, China)

Abstract: The collision between Indian plate and Eurasian continent and its continuous subduction have resulted in severe intra-continental deformation in Tibetan plateau since the Paleogene period, leading to a revival of the paleo-orogenic belt, which, in turn, making the Cenozoic strata (hundreds to thousands of meters in thickness and located in foreland basins and in middle-to-small sized basins of the plateau) be folded and thrust. Furthermore, thrust nappe structures, strike-slip faults, and active folds all over the study area make the crust shortened and eastward slipped as a whole under the NE-SW structural stress. The uplift of the plateau as a whole is discontinuous and uneven, undergoing three stages: a slow uplift in Paleogene, a fast uplift from the end of Neogene to Pleistocene epoch, and a frequent crust oscillatory movement in Holocene epoch. The Tibetan plateau has been uplifted by 3 km to 3.5 km during the last 7 Ma and the Himalaya uplifted by at least 5 km since its rising from the lower Mediterranean. In addition, geothermal activity and earthquake keep frequently taking place.

Key words: Tibetan plateau; paleo-orogenic belt; structural deformation; layered strata; magma and geothermal activity; paleo-earthquake event