

青藏高原东北缘岷县—武都地区 构造地貌演化与高原隆升

郭进京¹ 韩文峰^{1,2} 梁收运²

(1. 天津城市建设学院土木工程系, 天津 300384; 2. 兰州大学土木工程与力学学院, 甘肃 兰州 730000)

提要:西秦岭武都—岷县地区位于青藏高原东北缘,是中国两大构造地貌单元的转换过渡带。构造地貌研究表明,该地区发育四级夷平面,分别是Ⅰ级夷平面(山顶面)、Ⅱ级夷平面(主夷平面)和Ⅲ、Ⅳ级夷平面(剥蚀面),分别形成于 K_2-E_3 之前、3.6 Ma、2.5 Ma、1.8 Ma。主要河流发育 4~7 级基座阶地,并且四级及其以下低级阶地的特征具有相似性。夷平面和阶地的高程变化,指示了该地区地壳的隆升具有多阶段性和不均匀性,3.6 Ma 以来平均隆升速率在 0.42~0.57 mm/a,3.6~1.8 Ma 是地壳快速隆升期,1.8 Ma 以来隆升速度减缓,但晚更新世(0.15 Ma)以来,隆升明显加速,显示出青藏高原目前正处于新的加速隆升期。

关键词:青藏高原;西秦岭;构造地貌;夷平面;河流阶地;地壳隆升

中图分类号:P512 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-3657(2006)02-0383-10

青藏高原及邻区是由多种构造地貌复合而成的巨型构造隆起区,经历了长期复杂的地质构造演化历史和深部构造热演化过程,形成了颇具特色的地壳结构与构造地貌格局^[1]。高原周缘的巨型山系的构造地貌特征及其形成演化过程是印度板块和欧亚板块碰撞作用历史过程的地表响应,尤其是晚新生代以来的构造地貌演化可以为揭示青藏高原隆升历史和过程提供良好的约束。关于青藏高原的隆升历史和隆升过程,以李吉均^[2-5]、施雅风^[6]等为代表的中国地质学家,通过对青藏高原及周边地区晚新生代古植物、古动物化石、古岩溶、夷平面、古土壤、沉积盆地碎屑粒度变化等方面的综合研究,提出了青藏高原整体快速隆升主要发生在 3.4~3.6 Ma 以来^[1-12],在这之前虽有几次隆升^[13-15],但都经过了夷平过程,尤其是经过了中新世—上新世早期的区域夷平作用,使高原海拔高度不会超过 1000 m^[11-12]。与此相反,许多国内外构造地质学家基于高原变形的岩石圈动力学分析,提出青藏高原腹地的南北向伸展构造形成的地堑盆地、钾质火山岩活动的起始年代,是高原隆升达到一定海拔高度之后岩石圈减薄作用的产物,青藏高原在中新世(17~25 Ma)已经隆升接近现在的海拔高度^[16-20];但高原及周缘断裂带由逆冲到走滑的构造转换时代和构造热事件测年资料和新生代沉积盆地分析及裂变径迹测年,又指示了 7~8 Ma 甚至更早高原已隆升到现今

的海拔高度^[21-23]。对青藏高原隆升的过程认识上的分歧,说明青藏高原隆升问题的复杂性。笔者通过对青藏高原东北缘西秦岭造山带岷县—武都地区夷平面和河流阶地发育特征的研究,建立其构造地貌演化过程,探讨构造地貌演化与青藏高原东北缘地壳隆升过程的关系。

1 研究区夷平面发育特征

夷平面作为地貌长期发育的终极,是山麓剥蚀平原或准平原经构造抬升、河流切割后残留的平坦地面,是古准平原的残留或称之为“上升的准平原”,它一般跨流域分布,以平坦宽阔的分水岭高地形态出现,为保存在山顶的平缓地面。由于其形成时海拔很低,起伏较小,同时地面物质移动缓慢,形成了各种类型的风化壳,这为确定青藏高原隆升的时间和幅度提供了相对可靠的根据,故夷平面被称之为青藏高原隆升的出发点和起跑线,它们的上升才真正指示了青藏高原地表大面积的隆升^[7-8,11-12]。

青藏高原及其周缘山系的夷平面特征和时代,前人已开展了大量的调查研究^[1-5,7-8,10-12]。青藏高原及其周边山地普遍存在两级公认的夷平面,即山顶面和主夷平面,其中山顶面(summit surface)保存面积较小,一般分布在各大山脉的顶部,在高原主体部分,山顶面海拔在 5500 m 以上,高原周边

收稿日期:2005-10-26;改回日期:2006-01-10

基金项目:交通部西部交通建设科技项目(2002 318 000 36-1)资助。

作者简介:郭进京,男,1962 年生,博士,教授,主要从事构造地质和工程地质科研与教学工作;E-mail:gj@tjucj.edu.cn。

地区有所降低,但也多在4 000 m以上。主夷平面(main surface)分布面积较为广阔,普遍出现在各大河流的源头及河间分水岭地带,可以连续追踪,高度比较稳定,西高东低,从青藏高原西北部5 000 m以上降到东部的3 500~4 000 m,构成了高原及周边山地的主体。青藏高原及周边山地除了上述两级夷平面,还存在着两级称谓不同的层状地貌面,有的称其为3级夷平面^[1],有的称其为剥蚀面,主要分布在青藏高原外围地区,特别是新近纪下沉而第四纪转为上升的新生代盆地,在陇西盆地曾被称为“甘肃期准平原”,海拔多在2 400 m以下^[9]。上述3级夷平面形成时代为:I级夷平面形成于渐新世至中新世早期;II级夷平面(主夷平面)形成于7~3.6 Ma,即中新世—上新世;III级夷平面形成于1.8 Ma以来,其结束并抬升的年代因地而异,一般在1.8~1.4 Ma^[10~12]。

夷平面具有区域性,同时夷平面的划分也有一定的人为性。不同的学者对青藏高原及周边地区夷平面的分级和认识虽有共同点,但也有差异。吴珍汉等^[1]认为青藏高原普遍发育2~3级夷平面,包括5 200~6 000 m夷平面与4 500~5 000 m夷平面,部分地区尚发育3 800~4 300 m夷平面,其中I级夷平面(5 200~6 000 m)为山顶面(summit surface),II级夷平面(4 500~5 000 m)为现今高原主夷平面(main surface),由高原剥蚀面、湖盆与低山丘陵缓起伏山丘面构成;III级夷平面(3 800~4 300 m)主要为高原裂陷盆地地面(basin surface)。

西秦岭岷县—武都地区恰位于中国东西两大一级构造地貌单元转换过渡区域,既是秦岭造山带的组成部分^[9],又是青藏高原的东部边缘^[1],其夷平面特征具有双重特征。根据区域夷平面发育特征,大致可分为两个区,即西区(武都地区)和东区(岷县—宕昌),这两个区普遍发育4级夷平面(表1),同级夷平面高程相差200~300 m。尽管同级夷平面高程不同,但夷平面的特征和时代可以对比,说明区域地壳隆升历史的一致性,同时也反映出地壳隆升幅度由西向东逐渐减小。

表1 西秦岭岷县—武都地区区域夷平面

Table 1 Regional planation surfaces in the Minxian—Wudu area, West Qinling

夷平面级序	武都地区(高程)	岷县—宕昌(高程)	形成时代
I	3000~3100m	3200~3300m	K ₂ -E ₃
II	2500m	2600~2700m	3.6 Ma
III	2000~2100m	2200~2300m	2.5 Ma
IV	1500~1700m	1900~2000m	1.8 Ma

I级夷平面是区域山顶面,夷平面上出露的最新地层为下白垩统,西部雷鼓山一带海拔4 000~4 100 m,岷县一带海拔3 600~3 300 m,东部铁架山一带海拔3 000 m,由西到东该夷平面海拔高度逐渐降低,其形成时代是在晚海西—印支期主造山期板块碰撞造山作用基础上,并经历了晚造山到后造山初期的伸展陷陷构造和燕山中期(J₂-K₁)以收缩挤压为主的强烈构造变动之后夷平的准平原的残留。

II级夷平面也是山顶面,其上出露的最新地层是上白垩统一古近系,洮河、岷江、西汉水等河流的支流源头地层是白垩系或古近系,白垩系和古近系分布高程相对均一。晚白垩世沉积盆地无论在隆起的西秦岭造山带,还是在商丹带以北地区都有分布,并且具有相近的沉积特征,说明了晚白垩世是秦岭中生代时期最广泛、最大的伸展断陷盆地发育时期,新生代之初印度板块和欧亚板块的碰撞作用使得西秦岭造山带结束了白垩纪沉积,并使上白垩统产生了褶皱和断层,之后经历了广泛的侵蚀夷平,至古近纪开始接受沉积,古近系底部为河流相沉积,其上是细碎屑或粘土沉积,说明当时地壳隆升有限,地形高差不大。古近纪末的构造运动使古近纪地层发生变形,并可能产生了有限隆升,之后进入新近纪的广泛剥蚀夷平阶段,到了上新世,主要在北部甘肃盆地和东部的徽成盆地出现了以红粘土细粒沉积为特征的地层,岷县的梅川马家一带也见有类似沉积,这次夷平作用强烈,形成了该区域最广泛的夷平面,从夷平面上发育良好的岩溶地貌(马营—地坝—草坪—大板坪)和青藏高原及周边地区的古生物研究表明新近纪以巨犀、古象、长颈鹿和三趾马动物群为代表的热带、亚热带低地森林—草原在高原上及南北两侧均有大量发现分析,当时青藏高原为低地环境^[2-8,10-12]。II级夷平面无疑形成于新近纪末期(3.6 Ma),新近纪红色风化壳的出现、红粘土沉积和岩溶地貌的发育以及古生物特征,充分说明新近纪是夷平面广泛发育时期,即主夷平面,其高度不超过海拔1 000 m^[11]。青藏高原的快速隆升应是新近纪以来的地质事件。II级夷平面海拔高度相对均一,岷县为2 600 m左右,宕昌为2 500 m左右,武都徽成盆地以西为2 400~2 500 m。

III级夷平面分布有局限,东部以武都北部的红层盆地山顶面为代表,高度在2 000~2 100 m,向东逐渐降低,宕昌为II级夷平面之下的次级平台,海拔在2 200 m左右,代表新近纪沉积盆地侵蚀顶面或剥蚀面。

IV级夷平面是第四纪以来构造相对稳定时期的河流宽谷阶段的剥蚀面,是现代河流最高阶地之上的层状地貌面,也是主要河流发育的起始面,根据区域构造地貌演化特征,时代在1.8 Ma^[10-12]。

2 河流阶地发育特征

西秦岭岷县—武都地区主要河流有洮河、漳河、渭河和白龙江、岷江等(图1),它们分属黄河和长江水系,这些河流普遍发育多级阶地,并且这些阶地特征具有可比性,反映了第四纪以来青藏高原整体隆升的阶段特征。

2.1 洮河阶地特征

洮河是黄河的主要支流之一,以岷县为转折点,岷县以西洮河由碌曲经临潭、卓尼至岷县,沿西秦岭中部主构造线自西向东流,但至岷县洮河则转了180°弯,调头自东南向西北流,切穿马寨岭分水岭,经临洮、永靖入黄河。岷县以东的腊子口—哈达铺—马坞(太皇山)北东向分水岭是洮河调头

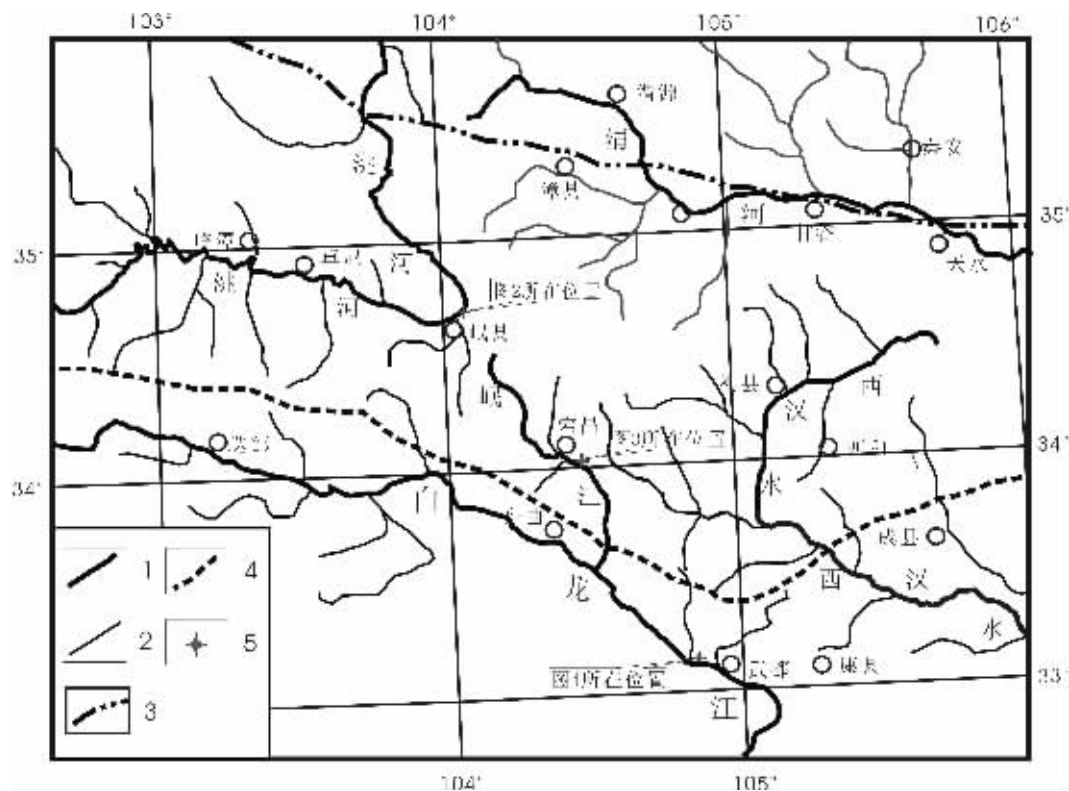


图 1 青藏高原东北缘西秦岭岷县—武都地区水系图

1—主要河流;2—支流;3—西秦岭北缘构造边界;4—武都弧;5—河流阶地剖面位置

Fig.1 Drainage map of the Minxian-Wudu area, West Qinling, on the northeastern of the Qinghai-Tibet Plateau

1—Main stream;2—Affluent stream;3—Northern tectonic boundary of the West Qinling;4—Wudu Arc;5—Positions of Figs. 2, 3 and 4

的地形条件,这一与主构造线(主分水岭)近直交的东北向展布的分水岭恰好位于东经 104°~105°南北构造带。洮河与黄河在若尔盖地区 180°的大转弯以及兰州以东地区黄河 90°调头相类似,也同样处在东经 104°的南北构造带范围。这种

异常的地貌是南北向深部地球物理异常带的地表反映之一。

洮河在岷县城北龙王庙发育清晰 4 级阶地即 T₁, T₂, T₃, T₄, 除四级阶地 T₄ 上未保留有河流沉积记录外, T₁, T₂, T₃ 级阶地基座上保留有河流沉积(图 2)。

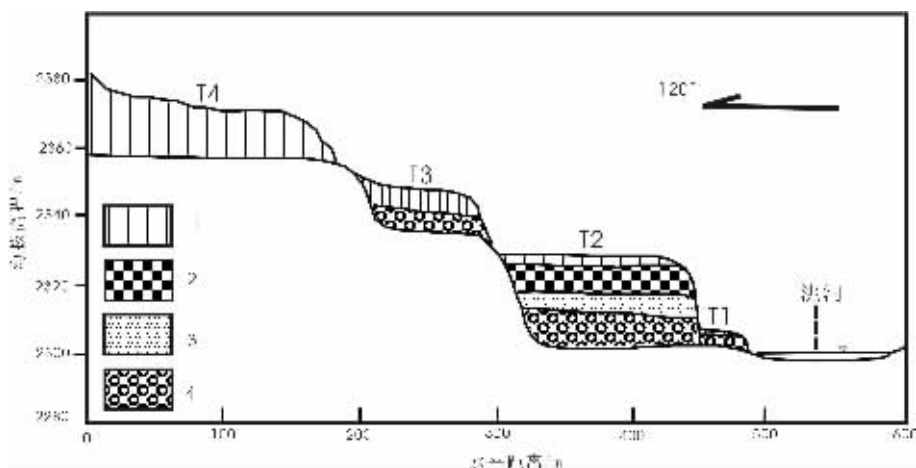


图 2 岷县城北龙王台洮河阶地横断面图(位置见图 1)

1—黄土;2—泥石流堆积;3—河漫滩粉细沙;4—河床相沙砾石

Fig.2 Cross section of terraces of the Taohe River at Longwangtai north of the county seat of Minxian

1—Loess;2—Debris flow;3—Alluvial flat facies fined sand;4—River bed facies gravel

T₁高出河面 3~5 m, 其上堆积有 3 m 左右的河床相砂砾石层, 顶部为近 1 m 的土壤层, 现代河流的侵蚀已露出基座。

T₂为堆积阶地, 自下而上可分为 7~8 m 河床相砂砾石层、3~5 m 的河漫滩相细砂层、8~10 m 的泥石流堆积的砾石层和 2~3 m 的土壤层。

T₃为基座阶地, 自下而上可分为 4~5 m 河床相砂砾石层、3~4 m 的河漫滩相细砂层、10~12 m 的泥石流堆积的砾石层和 8~10 m 的风成黄土。

T₄上未见河流沉积, 仅堆积了 15 m 左右的风成黄土。

上述 T₁, T₂, T₃ 级阶地上河床相堆积砾石粒度相对均匀, 磨圆度良好, 显示了河流在阶地形成时相对稳定的构造环境和气候条件。以基座阶地为主的特征又显示出以地壳隆升为主的特征。

2.2 岷江阶地特征

岷江是白龙江的主要支流之一, 它的源头是哈达铺分水岭, 而哈达铺分水岭是白垩系和古近纪红层沉积。岷江阶地以宕昌县城一带发育最好, 宕昌县东南坡头村保留有 5 级阶地(图 3)。T₁, T₂, T₃, T₄, T₅ 级都有河床相堆积记录, 其中 T₁, T₂, T₃ 级河流沉积发育保存完整。

T₁ 多为堆积阶地, 仅局部地方可以看到侵蚀基座, 阶地底部为 1~2 m 的河床相砂砾石层, 顶部为 1~2 m 的黄土。

T₂ 为基座或堆积阶地, 河流沉积巨厚, 近 40 m, 自下而上为: 20~25 m 河床相砂砾石层, 3 m 粉沙层, 3 m 砾石层, 8 m 粉细砂层, 稀性泥石流层和黄土覆盖层。砾石磨圆度好, 大小较均匀, 平均粒径 2~5 cm, 大的 20~40 cm, 砂层具水平层理。局部地方多层泥石流侵蚀了河流沉积, 占据了原来河流沉积的

空间。

T₃ 为基座阶地, 典型的二元结构, 下部 5~8 m 砾石层, 上部 10 m 左右的粉细砂层, 顶部为黄土。河流堆积的特点与二级阶地类似。

T₄ 和 T₅ 级阶地都为基座阶地, 阶地上都残留有磨圆度好的砾石, 但砾石大, 40~50 cm。

T₅ 之上由于黄土厚度大, 可能还有高阶地埋没。1950 m 高程为一平坦的夷平面(剥蚀面), 其上有黄土堆积。

宕昌南岷江支流的沟坝河同样发育与岷江类似的 T₁, T₂ 级阶地。岷江最南段邓邓桥至滑石关河谷宽窄相间, 河流下切强烈, T₁, T₂ 上堆积物变粗, 分选磨圆度降低, 如滑石关所见 T₁, T₂ 上河床相堆积与宕昌不同, 明显出现泥石流堆积和河流冲积的混合, 说明同样环境下, 由于地形高差不同而出现不同的水动力条件。在化马一带, 岷江 T₂ 上河床相堆积不仅大小混杂, 分选、磨圆都很差, 而且其上堆积有十余米的崩积物, 说明一级阶地下切时地震活动强烈。

2.3 白龙江阶地特征

白龙江是区域主要干流之一, 白龙江阶地以武都沙湾、角弓乡、两水镇、汉王、大岸庙等地保存良好, 尤其是 T₁, T₂, T₃。由于青藏高原第四纪以来强烈隆升, 河流的下蚀和侧蚀作用的交替或同时进行, 泥石流、滑坡发育, 串珠状堰塞湖沉积, 使得阶地的完整形态和沉积记录保存不完整。通过对武都地区白龙江两岸河流阶地的观察和对比, 白龙江阶地的特征基本清楚。武都两水镇白龙江阶地保存最为完好(图 4), 可以辨认 6~7 级阶地。下面以武都两水镇前村白龙江阶地为例结合角弓乡、沙湾、固水子、大崖庙等地的阶地发育特点对白

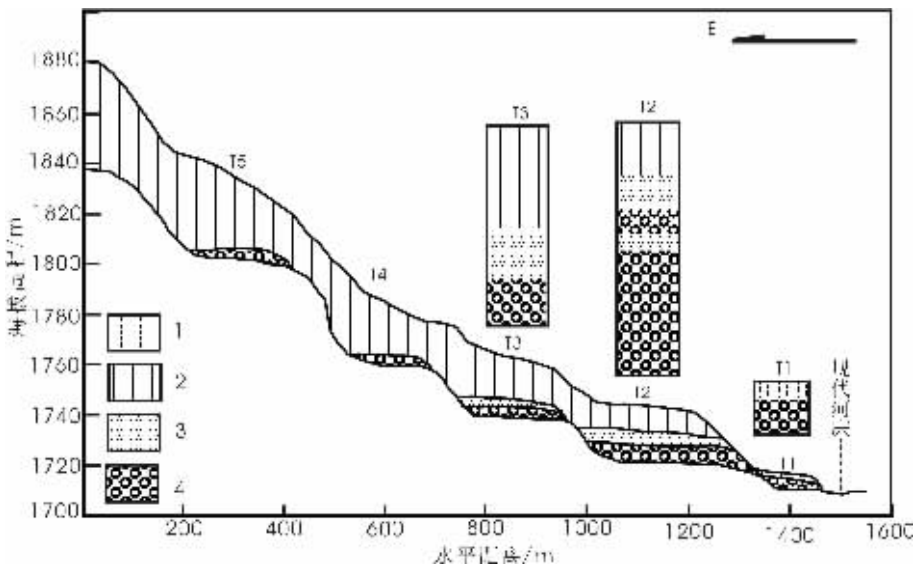


图 3 宕昌县城东南玉地山岷江阶地横断面示意图

1—次生黄土; 2—黄土; 3—河漫滩粉细沙; 4—河床相砂砾石

Fig.3 Cross section of terraces of the Minjiang River at Yudishan southeast of the county seat of Tanchang

1—Secondary loess; 2— Loess; 3—Flood plain silt and fine sand; 4—River bed facies sand and gravel

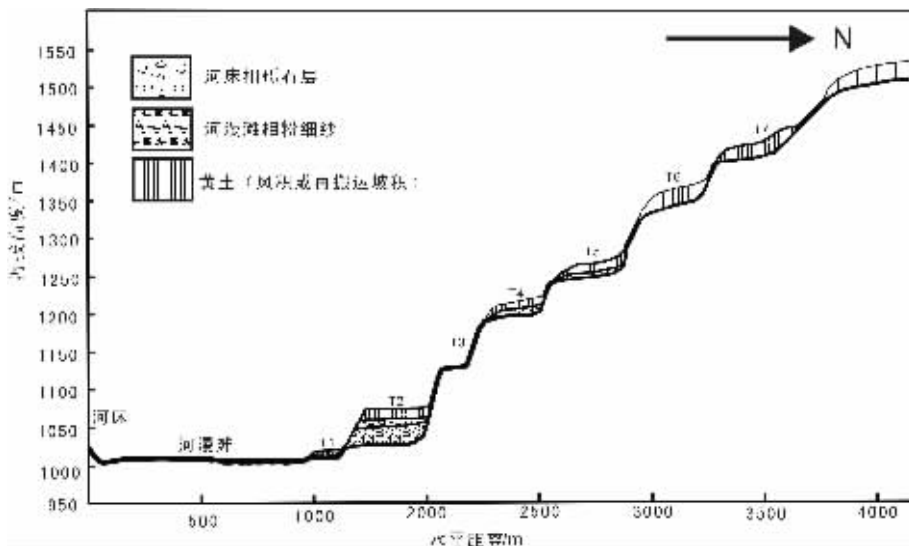


图 4 武都地区两水乡前村东白龙江阶地横断面示意图

Fig.4 Cross section of terraces of the Bailongjiang River at Qiancun Village, Liangshui Township, Wudu

龙江阶地基本特征描述如下。

现在白龙江河床和河漫滩海拔高度在 950~1 015 m,河漫滩多为农田占据,平坦而开阔,由于该地区地形高差大、植被差和降雨量集中,白龙江两岸的沟谷发育大量的泥石流洪积扇,这些洪积扇占据了河漫滩,甚至堵塞河道。白龙江现在下蚀作用依然强烈,在侵蚀岸使现代河漫滩抬高高出河面近10m。

T₁ 保存的较少,阶地顶面海拔高度1 020~1 050 m,阶地上的河流沉积多已被侵蚀殆尽或被现代洪积扇所占据,仅在个别地点可见到,如在角弓乡的高坪村北可见到 15 m 的河床相砾石层,砾石的磨圆度好且砾石层含泥沙量低,说明当时河水清澈,坡降适中,河床稳定。砾石层顶部为 3 m 左右的黄土,说明 T₁ 发育时,地壳相对稳定。但在武都一带 T₁ 为泥石流堆积所占据,说明 T₁ 开始下切,现代河床开始出现时,泥石流出现爆发期,现代泥石流除了人为因素外,主要还是自然地质环境和条件的变化。

T₂ 在武都地区发育和保存相对最好的。其基座海拔高度在 1 050~1 100 m,基座之上有近 20 m 的河床相砂砾石层,从砾石层的砾径的垂向变化显示出清晰的 3 个大的沉积旋回,第二旋回的顶部发育一层 3 m 左右的河漫滩相深灰色含砾中细砂层,第三旋回的顶部发育 5~10 m 的河漫滩相粉沙土(含化石),顶部覆盖 5 m 左右的黄土。这级阶地在角弓乡到两水乡一带记录保存较完整,许多村庄就坐落在宽阔平坦的阶地上,最宽的阶地近千米。

T₃ 在两水乡的前村和角弓乡保留其平台,为侵蚀性阶地,有时为风成黄土或次生水成黄土覆盖。阶地基座顶面海拔高度约 1 150 m。

T₄ 基座上残留有 1 m 左右的磨圆度很好的河床相砾石层,其上为厚度不等的黄土或残破积土覆盖。基座海拔高度约为 1 200 m。

T₅ 基座上也残留有 1 m 左右的磨圆度好的河床相砾石层,其上为厚度不等的黄土覆盖。基座海拔高度约为 1 250 m。

T₆ 为侵蚀阶地,海拔高度约为 1 350 m,最大宽度约为 500 m。

T₇ 为侵蚀性阶地,海拔高度约 1 410 m,上面堆积有厚度不等的黄土。

T₇ 之上是 1 500 m 的夷平面(剥蚀面),其上有近百米的风成黄土堆积。

3 阶地对比与时代的讨论

尽管洮河、岷江、白龙江阶地级数和高程不同,但阶地类型和堆积物特征有相似性,尤其是 T₄ 以下阶地,说明其形成的同时性和共同受区域地壳周期性抬升及长期的气候变化规律所控制。

3条河流的T₁之上河床相堆积厚度都在 2~3 m,其上都有稳定 1~2 m 厚的黄土,多为堆积阶地,仅个别地区见有现代河流侵蚀出现基座;T₂上河床相堆积厚度都很大,15~25 m,砾石的磨圆度较好,并出现 1~2 层河漫滩相粉细砂夹层,阶地宽度大,说明当时地壳稳定,河流以加积为主,其上覆盖有较厚的多旋回泥石流堆积,顶部有一定厚度的黄土堆积。在武都地区,沿白龙江和岷江 T₂上发育多个堰塞湖沉积,这些堰塞湖都与泥石流堵江事件有关;岷江和洮河 T₃上河床相砾石较厚,但武都地区沿白龙江 T₃上河流堆积较少,甚至缺

失,说明 T_3 发育时河流侵蚀为主; T_4, T_5, T_6 上河流堆积保存有限,但从底部残留的河床相砾石特征看,粒径大,有一定的磨圆,尤其是在宕昌一带,岷江 T_4 和 T_5 之上的砾石巨大,说明当时地壳隆升速度比较快,河流的动力大,以侵蚀为主,能长距离搬运巨大的砾石。

河流的阶地是抬升的古河床,从阶地形成过程分析,河流阶地的时代有多层含义,一是阶地之上的冲积物或洪积物或黄土的时代,代表地层的时代,是一个时间区间;二是阶地前缘陡坎(即谷坡)开始出现的时代,它的意义在于指示了河流下切,新河床开始出现和老河床开始抬升成为阶地时代。准确地说,每级阶地形成的时间为其高一级阶地前缘开始出现和其本身前缘开始出现的两个时刻的时间差,包含3个事件,即下切侵蚀事件、侧蚀拓宽加积事件和构造抬升事件。然而目前阶地年龄主要是通过通过对阶地上堆积物进行测年来确定阶地的形成时代,最典型的方法是测定阶地之上河流沉积最顶部的河漫滩沉积或其上覆盖的古土壤或黄土的 TL 或 OSL 或 AFT 或古地磁或其中的有机体的 ^{14}C 的年龄,来确定河流开始下切、阶地前缘开始出现的时代。青藏高原北缘和东北缘河流阶地,尤其是黄河及其主要支流的阶地前人做了大量的研究^[2-5,11-12,25-31]。黄河中—上游干流主要河段和其支流普遍发育多级阶地,这些河流阶地地貌演化记录了青藏高原的阶段性隆升及黄河溯源侵蚀的过程。黄河在青藏高原东北缘的兰州段和中卫黑山峡出口地段及其主要支流湟水河、大夏河等都发育7级阶地,而其他支流如洮河、渭河等则发育4~5级阶地,笔者在分析这些河流阶地的特征和测年资料发现,尽管不同河流或同一河流的不同河段阶地高程和高差不同,但形成的时代大体一致(表2),然而由于测年对象和测年方法的不同,确定的各级阶地的年龄还存在差异。

但从大的区域构造背景分析,青藏高原北缘和东北缘河流阶地的形成主要受印度板块和欧亚板块碰撞作用的远程效应和第四纪以来地壳周期性隆升所控制,不同构造区域或地壳块体隆升幅度可以不同,但隆升的周期性和时间应具有统一性。因此以研究最为详细的兰州段黄河阶地时代为基础^[3,25,30],结合区域上河流阶地的测年资料和武都地区白龙江阶地之上古土壤和黄土序列特征分析,以阶地前缘陡坎开始出现,即河流开始下切的时间代表阶地的时代,对比确定的洮河、岷江、白龙江各级阶地的时代为: T_1 为 0.01 Ma 左右, T_2 为 0.03~0.05 Ma, T_3 为 0.14~0.15 Ma, T_4 为 0.56 Ma; T_5 为 1.2 Ma, T_6 为 1.5~1.4 Ma, T_7 为 1.7 Ma。

4 构造地貌演化与青藏高原隆升

西秦岭岷县—武都地区位于中国东西两个一级构造地貌单元转换过渡区域,它既是秦岭造山带的组成部分^[24],又是青藏高原的东部边缘^[1]。西秦岭造山带在经历了晚海西—印支期板块构造的最后俯冲碰撞造山之后,又经历了后造山初期(T_3 — K_1) 南北边缘的挤压性前后陆盆地构造和稍后在造山带内发生了伸展塌陷构造、以及中生代燕山晚期(K_2) 和新生代喜山期强烈的陆内造山作用的多旋回造山作用^[24],每期造山之后都经历了广泛剥蚀夷平,如侏罗系含煤断陷盆地和白垩系断陷盆地的细碎屑沉积就是剥蚀夷平的地质记录。尤其是 K_2 —E 红层沉积的广泛分布,说明这个时期剥蚀夷平作用持续时间长,尽管印度板块与欧亚板块新生代之初开始碰撞,但其造成的地壳隆升还未波及到现今高原的东部和北部边缘,新近纪晚期青藏高原东北缘才开始大规模隆升。西秦岭的 I 级夷平面形成在 K_2 之前,是秦岭造山带燕山晚期造山后剥蚀夷平的山顶面的残留,而 II 级夷平面则是 K_2 —E 沉

表 2 青藏高原东北缘典型河流或河段阶地年代(Ma)

Table 2 Ages(Ma) of terraces of typical rivers or river sections on the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau

阶地 分级	黄河兰州段 ^[2-3,25,30]	湟水 ^[3]	大夏河 ^[29]	渭河(宝鸡段) ^[30]	金塔河 ^[11] (祁连山东段)	沙沟河 ^[24] (祁连山东段)
T1	0.01 (^{14}C)	0.01 ($^{14}C, TL$)	0.01 与兰州对比	0.01 (TL)	0.01 (ESR)	0.01 ($^{14}C, TL$)
T2	0.05 ($^{14}C, TL$)	0.05 ($^{14}C, TL$)	0.05 与兰州对比	0.15~0.13 (TL)	0.06 ($^{14}C, TL$)	0.14 (TL)
T3	0.15 (TL)	0.15	0.15 与兰州对比	0.50 (古地磁)	0.14 (TL)	0.25 (TL)
T4	0.60 (古地磁)	0.36	0.60 与兰州对比	0.80 (古地磁)	0.78 (ESR)	0.42 (古地磁)
T5	1.20 (古地磁)	1.27 (古地磁)	1.20 与兰州对比	1.20 (古地磁)	1.24 (ESR)	0.83 (古地磁)
T6	1.50 (古地磁, AFT)	1.41	1.50 与兰州对比			
T7	1.70 (古地磁)		1.63 与兰州对比			

积之后新近纪以来夷平的结果,代表了 3.6 Ma 之前的一次长期的剥蚀夷平。3.6 Ma 以来 II 级夷平面开始解体,该区域经历了一个快速隆升期,之后在 2.5 Ma 又经历了稳定隆升期,形成 III 级夷平面或剥蚀面和在 1.8 Ma 形成了河流发育的基准面,即 IV 级夷平面。1.8 Ma 以来多级河流阶地的发育指示了高原东北缘经历了 7 次隆升事件。

青藏高原隆升的阶段性和隆升速率是一个热点问题^[14-15,31-32],计算隆升速率的关键是开始隆升的基准高度。如前所述,3.6 Ma 形成的 II 级夷平面当时的海拔高程不超过 1 000 m^[2-5,11],那么现在该夷平面海拔高程在 2 500~2 700 m,隆升了 1 500~1 700 m,按此计算 3.6 Ma 以来平均隆升速率在 0.42~0.47 mm/a;2.5 Ma 和 1.8 Ma 形成的 III 级和 IV 级夷平面高差,武都为 400~500 m,平均隆升速率在 0.57~0.71 mm/a,岷县—宕昌为 300 m 左右,平均隆升速率为 0.43 mm/a;1.8 Ma 以来的隆升,如果以 IV 级夷平面和现代河床高程差来代表,则武都地区平均隆升速率在 0.28 mm/a,岷县—宕昌地区平均隆升速率为 0.17 mm/a 左右。上述估算的 2.5 Ma ~1.8 Ma 隆升速率低于青藏高原北缘昆仑山中段 0.55~0.70 mm/a 的构造隆升速率^[32]。

河流阶地的形成主要是构造抬升、气候变化、侵蚀基准面(海平面)升降的结果。大量的研究表明,气候变化形成的阶地的砾石层物质多为地方性基岩碎屑,磨圆度低,分选不良冲积层厚度大大超过河流沉积的正常厚度,砾石层属加积类型,一般具有多个二元结构,阶地之间的高差很小^[26]。武都—岷县地区的白龙江、岷江、洮河发育的阶地除局部地方 T₁ 和 T₂ 为堆积阶地外,大多为基座阶地,相邻阶地基座高程差多大于 10 m,如此大的阶地基座高差,气候变化难以为功,所以从基座阶地类型与基座高差分析,武都—岷县地区的白龙江、岷江、洮河发育的阶地不应是由气候变化造成的,而是地壳周期性和阶段性隆升所致,因此可以利用相邻阶地之间的基座高程差和年龄差估算不同时期地壳隆升的幅度和隆升速率。由于阶地之上的堆积物可能受到后期的侵蚀而保存不完整和其上堆积了不同时代的黄土,相邻阶地顶面的高程差难于准确确定,估算隆升幅度和隆升速率可信度低;而阶地基座高程则不同,后期侵蚀改造的可能小,高程相对稳定,因此可以利用相邻两级阶地之间的基座高程差和年龄差来估算不同阶段的隆升速率(表 3)。但 1.8 Ma 以来不同时期地壳的平均隆升速率并不代表实际地壳隆升时的速率,因为古河床抬升,河流下切侵蚀,新河床基座出现,即前述的河流阶地形成的第一阶段,如果认为河流向下侵蚀的速率与地壳隆升速率近似相等,那么利用河流阶地准确估算地壳隆升的速率应该以阶地顶面与下一级阶地的基座顶面的高程差和年龄差,同时还要考虑到气候变化对河流动力条件的影响因素。由于估算构造隆升时采用基座高程差,没有计算基座之上堆积物厚度,而年龄差又包括了河流加积阶段的时间,因此估算的隆升速率低于实际隆升阶段的隆升速率,同时由

表 3 以河流阶地基座高程差和阶地之间年龄差估算的地壳隆升速率

Table 3 Velocity of crustal uplift estimated according to the differences in height and age of river terrace bases

年代区间 (Ma)	隆升速率 (mm/a)	
	白龙江	岷江
0.01~0.05	0.30	0.20
0.05~0.15	1.10	0.16
0.15~0.56	0.16	0.24
0.56~1.20	0.08	0.06
1.20~1.40	0.30	0.20
1.40~1.70	0.35	

于阶地测年的精度受测年方法和测年对象的影响,因此地质方法估算的隆升速率远低于现代大地水准测量获得的隆升速率。所以表 3 的数据只是近似的估算,可能仅反映了隆升速率的变化总趋势。

5 结 论

作为青藏高原的东北缘的西秦岭岷县—武都地区,构造地貌演化是印度板块和欧亚板块碰撞作用的远程响应地质记录的一部分。该地区发育的 4 级夷平面和多级河流阶地是青藏高原隆升历史和过程的一个缩影。该地区发育 4 级夷平面,其中 I 级夷平面是山顶面,是秦岭造山带在经历了晚海西—印支期主造山期板块碰撞造山作用、晚造山到后造山初期的伸展塌陷构造和燕山中期(J₂—K₁)以收缩挤压为主的强烈构造变动之后夷平的准平原的残留;II 级夷平面是 K₂—E 红层沉积盆地在经历了新近纪早期的构造变形和有限隆升后的侵蚀夷平的山顶面,是区域主夷平面,形成于 3.6 Ma;III 级和 IV 级夷平面是山麓剥蚀面,分别形成于 2.5 Ma 和 1.8 Ma;II、III 和 IV 级夷平面对应于青藏运动 A、B 和 C 三幕^[3]。洮河、岷江、白龙江等主要河流或支流都发育多级河流基座阶地,最高阶地为七级,一般发育 4~5 级阶地,并且低级阶地的特征具有可比性,说明了该地区地壳隆升的多阶段性和时间上的同步,指示了青藏高原东北缘第四纪以来隆升具有整体隆升的特征。

依据夷平面之间和河流阶地之间的高程差与夷平面和阶地的时代之间的关系估算的该地区地壳隆升的速率表明,地壳大规模隆升始于 3.6 Ma,3.6 Ma 以来地壳平均隆升速率在 0.42~0.47 mm/a,2.5~1.8 Ma 地壳隆升加快,平均速率为 0.57~0.71 mm/a,1.8 Ma 以来地壳隆升速度减缓,但 0.15 Ma 以来,即晚更新世以来,隆升突然加速,因此认为目前青藏高原东北缘正处于一个快速隆升时期,这一时期滑坡、泥石流的发育强度也佐证了这一认识。

青藏高原及周缘构造隆升历史和气候变化之间有很强的耦合关系^[4-6,12,33-35],也是一个广泛讨论和研究的复杂问题。笔者对高原东北缘西秦岭岷县—武都地区的新生代以来的地貌演化过程研究得出的初步认识,显示出青藏高原

及周缘的构造地貌事件的同步性和隆升幅度和隆升速率的差异性。同步性反映了青藏高原及周缘的地貌过程主要受印度板块和欧亚板块的碰撞作用动力学统一控制,差异性反映了板块碰撞的远程效应的扩散和南北构造带活动的叠加作用。其中发育岩溶的主夷平面、3.6~1.8 Ma 地壳的快速隆升和0.15 Ma 以来的突然加速隆升是高原地貌过程中最重要的地质事件,这些地质事件在青藏高原东北缘具有惊人的相似性。尤其是区域上 T_2 阶地的特征反映出 0.15 Ma 以来先经历了一个快速构造隆升和河流强烈下切的过程,而后开始了一个较长的侧蚀拓宽和加积的过程,宽阔的阶地平台和多个二元结构的巨厚冲积层,既是构造相对稳定的标志,又是气候冷暖变化的体现。由于青藏高原及周缘的构造地貌过程影响因素多,如构造隆升的多阶段性和不均匀性、全球气候环境变化、区域地质结构和构造背景的差异等,尤其是高原构造隆升的环境效应与全球环境变化之间相互叠加和耦合的影响更为复杂,再加上地质记录的不完整性和研究方法的不完备性,因此对青藏高原的构造地貌过程的争论和研究探索是一个长期的任务。笔者对高原东北缘西秦岭岷县—武都地区的新生代以来的地貌演化过程的研究详细程度有限,尤其是尚缺乏详细精确测年数据支撑和对环境变化对地貌过程影响的分析,因此提出的一些认识仅仅是初步的,今后对该地区研究应加强对地貌事件和沉积事件及构造事件的测年研究和气候环境变化的地质记录研究,真正建立地貌、沉积、构造、气候环境等多因素耦合的构造地貌演化过程。

参考文献(Reference):

- [1] 吴珍汉,吴中海,江万,等. 中国大陆及邻区新生代构造—地貌演化过程与机理[M].北京:地质出版社,2001. 1~274.
Wu Zhenhan, Wu Zhonghai, Jiang Wan, et al. The Tectonic Evolution and Mechanism of Tectonic-Landforms of China Continent and Its Adjacent Areas [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2001. 1~274(in Chinese with English abstract).
- [2] 李吉均,文世宣,张青松,等. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨[J]. 中国科学,1979, (6): 608~616.
Li Jijun, Wen Shixuan, Zhang Qingsong, et al., A discussion on the period, amplitude and type of lift of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Scientia Sinica, 1979, 22(11):1314~1328(in Chinese).
- [3] 李吉均,方晓敏,马海洲,等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起[J]. 中国科学(D辑),1996,26(4):316~322.
Li Jijun, Fang Xiaomin, Ma Haizhou, et al. Geomorphologic and environmental evolution in the upper reaches of Yellow River during the Late Cenozoic [J]. Science in China(Series D), 1996, 26(4):316~322(in Chinese).
- [4] 李吉均,方晓敏. 青藏高原隆起与环境变化研究[J]. 科学通报, 1998,43(15):1569~1574.
Li Jijun, Fang Xiaomin. Uplift and environmental change of Qinghai-Tibetan plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(15): 1569~1574(in Chinese).
- [5] 李吉均,方晓敏,潘保田,等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响[J]. 第四纪研究,2001,21(5):381~391.
Li Jijun, Fang Xiaomin, Pan Baotian, et al. Qinghai-tibetan plateau violent uplift and influence upon circumjacent environment in Late Cenozoic [J]. Quaternary Sciences, 2001, 21(5):381~390(in Chinese with English abstract).
- [6] 施雅凤,李吉均,李炳元,等. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化 [M]. 广州:广州科技出版社,1998.1~463.
Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan, et al. Uplift and Environmental change in Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau in the Late Cenozoic [M]. Guangzhou: Guangzhou Science and Technology Press, 1998.1~463(in Chinese).
- [7] 崔之久,高全洲,刘耕年,等. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升[J]. 中国科学(D辑),1996,26(4):378~386.
Cui Zhijiu, Gao Quanzhou, Liu gengnian, et al. Planation surfaces, palaeokarst and uplift Xizang (Tibet) Plateau [J]. Science in China (Series D), 1996, 39(4):391~396(in Chinese).
- [8] 崔之久,高全洲,刘耕年,等. 青藏高原夷平面与岩溶年代及其起始高度[J]. 科学通报,1996, 41(15):1402~1405.
Cui Zhijiu, Gao Quanzhou, Liu Gengnian, et al. The initial elevation of palaeokarst and planation surfaces on Tibet Plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 1977, 42(11):934~939(in Chinese).
- [9] 钟大赉,丁林. 青藏高原的隆升过程及其机制探讨[J]. 中国科学(D辑),1996,26(4):289~295.
Zhong Dalai, Ding Lin. Uplift process of Tibetan Plateau and its mechanism discussion [J]. Science in China(Series D), 1996, 26(4): 289~295(in Chinese).
- [10] 潘保田,高红山,李吉均. 关于夷平面的科学问题—兼论青藏高原夷平面[J]. 地理科学, 2002, 22(5):520~526.
Pan Baotian, Gao Hongshan, Li Jijun. On problems of the planation surfaces: A discussion on the planation surfaces in Qinghai-Xizang Plateau [J]. Scientia Geographica Sinica, 2002, 22(5):520~526(in Chinese with English abstract).
- [11] 潘保田,高红山,李炳元,等. 青藏高原层状地貌与高原隆升[J]. 第四纪研究,2004,24(1):50~58.
Pan Baotian, Gao Hongshan, Li Bingyuan, et al. Step-like landforms and uplift of the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Quaternary Sciences, 2004, 24(1):50~58(in Chinese with English abstract).
- [12] 郑度,姚檀栋,等. 青藏高原隆升与环境效应[M]. 北京:科学出版社,2004.
Zheng Du, Yao Tandong. Uplift of Qinghai-Tibetan Plateau and Its Environmental Effects [M]. Beijing: Science Press, 2004 (in Chinese with English abstract).
- [13] 李廷栋. 青藏高原隆升过程和机制[J]. 地球学报, 1995,16(1):1~9.
Li Tingdong. The uplifting process and mechanism of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Acta Geoscientia Sinica, 1995, 16(1):1~9(in Chinese with English abstract).
- [14] 肖序常,王军. 青藏高原构造演化及隆升的简要评述[J]. 地质论评,1998,44(4):372~381.
Xiao Xuchang, Wang Jun. A brief review of tectonic evolution and

- uplift of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geological Review*, 1998, 44(4):372~381(in Chinese with English abstract).
- [15] Xiao Xuchang, Li Tingdong. Tectonic evolution and uplift of Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Episode*, 1995, 18(1-2):31~35.
- [16] Harrison T, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet[J]. *Science*, 1992, 255:163~1670.
- [17] Williams H, Turner S, Kelley S, et al. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism [J]. *Geology*, 2001, 29(4):339~342.
- [18] Hodges K V. Tectonics of the Himalaya and Southern Tibet from two perspectives[J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 2000, 112(3):324~350.
- [19] Yin A, Harrison P. Geological evolution of the Himalayan-Tibet orogen[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2000, 28:211~280.
- [20] 尹安,彭聪,冯锐.喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化—显生宙亚洲大陆增生[A].见:张有学,尹安主编.地球结构、演化和动力学[C].北京:高等教育出版社,2002.208~282.
Yin An, Peng Cong, Feng Rui. Geological evolution of Himalaya orogenic belt—Asian Continental Accretion in Phanerozoic Eon[A]. In: Zhang Youxue and Yin An (ed.). Structures, Evolution and Dynamics of The Earth[A]. Beijing: High Education Press, 2002.208~282(in Chinese).
- [21] Ding L, Zhong D, Yin A, et al. Cenozoic structure and metamorphic evolution of the eastern Himalayan Syntaxis (Namde Baruca) [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 2001, 192:423~438.
- [22] Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision[J]. *Science*, 1975, 189:419~425.
- [23] Zheng Dewen, Zhang Peizhen, Wan Jinglin, et al. Late Cenozoic deformation subsequence in northeastern margin of Tibet - Detrital AFT records from Linxia Basin [J]. *Science in China, Series D: Earth Sciences*, 2003, 46(SUPP):266~275.
- [24] 张国伟,张本仁,袁学诚,等.秦岭造山带与大陆动力学[M].北京:科学出版社,2001.1~85.
Zhang Guowei, Zhang Benren, Yuan Xuecheng, et al. Qinling Orogenic Belt and Continental Dynamics[M]. Beijing: Science Press, 2001.1~85(in Chinese).
- [25] 潘保田,李吉均,朱俊杰,等.兰州黄河阶地发育与地貌演化[A].见:中国西部第四纪冰川与环境[C].北京:科学出版社,1991.271~277.
Pan Baotian, Li Jijun, Zhu Junjie, et al. Terrace development and geomorphology evolution of Yellow River in Lanzhou [A]. In: Quaternary Glacier and Environment of Western China [C]. Beijing: Science Press, 1991.271~277(in Chinese).
- [26] 潘宝田,郭光剑,王义祥,等.祁连山东段河流阶地年代与成因[J].*科学通报*,2000,45(24):2669~2675.
Pan Baotian, Wu Guangjian, Wang Yixiang, et al. Age and genesis of Shagou River terraces in eastern Qilian Mountains [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001,45(24):2669~2675(in Chinese).
- [27] 韩文峰,等.黄河黑山峡大柳树松动物体工程地质研究[M].兰州:甘肃科学技术出版社,1993.315.
Han Wenfeng, et al. Engineering Geological Study on the Relaxed Rockmass at Daliushu Region, Heishan Gorge of Yellow River [M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press, 1993. 1~315 (in Chinese).
- [28] 郭进京,杜东菊,韩文峰,等.青藏高原东北缘黄河黑山峡出口段阶地特征与断层活动[J].*工程地质学报*,2004,12(4):367~372.
Guo Jinjing, Du Dongju, Han Wenfeng, et al. The characteristics of river terraces and activity of the faults in the outlet of Heishan Gorge of the Yellow River, Northeast part of the Tibet Plateau [J]. *Journal of Engineering Geology*, 2004, 12(4):367~372(in Chinese with English abstract).
- [29] 张志勇,于文庆,张可信,等.黄河上游第四纪河流地貌演化[J].*地球科学——中国地质大学学报*,2003,28(6):621~626.
Zhang Zhiyong, Yu Qingwen, Zhang Kexin, et al. Geomorphological evolution of Quaternary river from upper Yellow reaches and geomorphological evolution investigation for 1:250 000 scale geological mapping in Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2003, 28(6):621~633(in Chinese with English abstract).
- [30] 岳乐平,雷祥义,屈红军.黄河中游水系的阶地发育时代[J].*地质论评*,1997,43(2):186~192.
Yue Leping, Lei Xiangyi, Qu Hongjun, The age of terrace development in the middle reaches of the Yellow River [J]. *Geological Review*, 1997,43(2):186~192(in Chinese with English abstract).
- [31] 柏道远,孟德保,刘耀荣,等.青藏高原北缘昆仑山中段构造隆升的磷灰石裂变径迹记录[J].*中国地质*,2003,30(3):240~246.
Bai Daoyuan, Meng Debao, Liu Yaorong, et al. Apatite fission-track records of the tectonic uplift of the central segment of the Kunlun mountains on the northern margin of Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Geology in China*, 2003, 30(3):240~246 (in Chinese with English abstract).
- [32] 刘百箴,刘小凤,袁道阳,等.黄河中上游阶地对青藏高原东北部第四纪构造活动的反映[J].*地震地质*,2003,25(1):133~145.
Li Baizhen, Liu Xiaofeng, Yuan Daoyang, et al. Quaternary tectonic activity in northeastern Qinghai-Xizang Plateau as reflected by river terraces along the middle-upper reaches of the Yellow River [J]. *Seismology and Geology*, 2003, 25(1):133~145 (in Chinese with English abstract).
- [33] 施雅风,李吉均,李炳元,等.晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化[J].*地理学报*,1999,54(1):10~21.
Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan, et al. Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and East Asia environmental change during late Cenozoic [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1999, 54(1):10~21 (in Chinese with English abstract).
- [34] 刘东生,等.中国第四纪环境概要[A].见:Williams A J, Dunkerley D L,等著,刘东生等编译,第四纪环境[C].北京:科学出版社,1997.189~239.
Liu Dongsheng et al. Outline of Quaternary Environment of China [A]. In: Williams A J, Dunkerley D L, Deckkar P, et al (eds.).

Quaternary Environment[C]. Beijing: Science Press, 1997.189~239.

[35] An Zhisheng, Kutzback J E, Prell W L, et al. Evolution of Asia

monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since late Miocene times[J]. Nature, 2001, 411:62~66.

Tectono-morphological evolution of the Minxin-Wudu area on the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau and plateau uplift

GUO Jin-jing¹, HAN Wen-feng^{1,2}, LIANG Shou-yun²

(1. Department of Civil Engineering, Tianjin Institute of Urban construction, Tianjin 300384, China;

2. College of Civil Engineering, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract: Located on the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau, the Minxian-Wudu area in the West Qinling is tectonically a transition zone between two major tectono-morphological units in China. Tectono-morphological study shows that four planation surfaces are developed in this area; they are planation surfaces I (mountain top surface), II (main planation surface) and III and IV (erosional surface), which formed before the Middle Cretaceous-late Paleocene and at 3.6, 2.5 and 1.8 Ma respectively. Four to seven terraces are developed for main rivers in this area, and terrace IV and those of still smaller orders in these rivers have similar characteristics. The variations in attitude of these planation surfaces and terraces indicate that the crustal uplift in the area occurred in several stages and heterogeneously: the average uplift rate has been 0.42 - 0.57 mm/a and the 3.6 - 1.8 Ma period was a stage of rapid crustal uplift; the uplift rate became low at 1.8 Ma but the uplift accelerated markedly since the late Pleistocene (0.15 Ma), suggesting that the plateau is now in a new stage of uplift acceleration.

Key words: Qinghai - Tibet Plateau; West Qinling; tectono-morphology; planation surface; river terrace; crustal uplift

About the first author: GUO Jin-jing, male, born in 1962, professor and Ph.D, mainly engages in scientific research and teaching of structural geology and engineering geology; E-mail: gjj@tjuci.edu.cn.