

文章编号: 1000-0690(2002)05-0520-07

# 关于夷平面的科学问题

## ——兼论青藏高原夷平面

潘保田, 高红山, 李吉均

(兰州大学地理科学系西部环境教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** 长期地貌演化研究表明, 夷平面的形成有4种基本方式: 准平原、山麓剥蚀平原、双层水平面和冻融剥夷平原。它们的形成都需要上千万年至数亿年的构造相对稳定时期。青藏高原上的层状地貌面可以划分为两级夷平面和一级剥蚀面。山顶面形成于渐新世至中新世早期; 主夷平面是以双层水平面或山麓剥蚀平原形式发育的, 大致形成于20~3.6 Ma B. P. 期间, 完成时的高度低于1000m; 剥蚀面形成于3.6~1.7 Ma B. P. 期间。

**关键词:** 夷平面; 形成方式; 时代和高度; 青藏高原

中图分类号: P512.2 文献标识码: A

所谓夷平面是指由剥蚀和夷平作用所产生的, 以截面形式横切所有在年龄上先于它的地层和构造的一种平缓地形<sup>[1]</sup>, 是地貌长期发展的终极产物(准平原或山麓剥蚀平原)经抬升破坏或埋藏的结果。夷平面在山地形成演化和新构造运动研究中占有极其重要的地位<sup>[2]</sup>。Coltori 和 Ollier 在研究厄瓜多尔安第斯山的地貌与构造演化时, 就利用了一个上新世被蚀低至海平面的低海拔夷平面<sup>[3]</sup>。Eder 和 Neubauer 根据阿尔卑斯西部广泛分布的新生代夷平面, 对晚第三纪阿尔卑斯山的地貌构造演化进行探讨<sup>[4]</sup>。新西兰的中部奥塔古夷平面也为该区恢复中新世以来的构造与侵蚀演化历史提供了证据<sup>[5,6]</sup>。我国近年来有关地貌演化和山地隆升的研究中, “夷平面”被普遍关注, 但对这一术语的理解也有较大的差异。为更好地利用其研究地貌与新构造问题, 对夷平面的特征、形成方式和形成所需的时间等基本问题进行总结十分必要。

青藏高原隆起及其环境效应是当前国际地学界研究的热点<sup>[7,8]</sup>, 特别是高原隆起过程研究广受关注。高原强烈隆起开始和达到现在高度的时代是目前高原隆升过程研究中的焦点, 但意见分歧很大<sup>[9-12]</sup>。其原因除研究程度不深和覆盖面不够外, 不同学者所用研究方法 with 证据的差异也是十分重要的因素。在众多高原隆升证据中, 我们认为层

状地貌(夷平面、剥蚀面及阶地等)极为重要。因为隆升主要指高原地表大面积的隆升, 个别岩体、山峰以及断层的抬升仅是点状地域, 而以夷平面为主的各种地貌面的分布范围广泛, 高度相对稳定, 它们的上升才真正代表高原的隆升<sup>[13,14]</sup>; 并且夷平面作为地貌长期发育的最终地形, 其形成时海拔很低、起伏很小, 地面物质移动很慢, 形成各种类型的风化壳, 这为确定高原隆升的时间和幅度提供了相对可靠的根据。本文在总结前人研究成果的基础上, 首先讨论夷平面形成的方式和条件, 而后分析青藏高原的夷平面问题。

## 1 夷平面的形成方式和条件

夷平面是在构造相对稳定条件下经过长期外营力作用形成的一个接近基准面的平坦地形。由于全球气候的区域差异性, 各地的外营力组合千差万别, 对地表的作用方式不同, 因此夷平面的形成方式各异。总结现有的地貌长期演化研究成果, 发现其形成主要有4种。

### 1.1 准平原化作用与准平原

准平原化作用形成准平原是由地貌学的奠基人 W. M. Davis<sup>[15]</sup>提出的。他认为: 一个陆块被内力作用迅速抬升到一定高度后, 构造趋于稳定。其后在以流水为主的外营力作用下, 地表被河流沟谷

收稿日期: 2001-11-26; 修订日期: 2002-06-14

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040800)、国家自然科学基金项目(40171010); 教育部重点项目资助成果。

作者简介: 潘保田(1964-), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事地貌演化与第四纪环境研究。E-mail: panbt@lzu.edu.cn

切割,至主干河流达到均衡状态时结束幼年期阶段;而后支流向分水岭迅速延伸,形成崎岖的山地面貌。当地势降低、山坡和分水岭覆盖厚层风化壳、大小河流均达到均衡状态时,既为壮年期的结束。当地势降低至只留下波状起伏的地表时,即形成老年期地形——准平原。一般认为,准平原接近海平面,其上地形相对高差不超过 $100\text{ m}^{[16]}$ 。南亚研究表明,现在仍在夷平中的平原坡度不大于 $2\%^{[17]}$ ,看来准平原地面坡度应在 $1\%$ 以下。

根据侵蚀循环理论,准平原形成是以河流侵蚀为主、辅助以坡地上的化学风化和土爬等准平原化过程。因此它要求气候比较湿润,有较多的地表水。关于形成一个准平原所需要的构造相对稳定时间, Davis 在研究美国 Utah 州断块山地的准平原时,认为大约需要 $20\sim 200\text{ Ma}$ 。Judson 和 Ritter<sup>[18]</sup>认为,如果不考虑均衡上升与其它构造隆起,以 $6\text{ cm/ka}$ 的平均侵蚀速率,要把全美国陆地夷平到海平面约需 $11\sim 12\text{ Ma}$ 。但是侵蚀速率是随着地形高度的降低而下降的(图 1A~C)<sup>[19-21]</sup>, A. L. Bloom(1991)根据 Ruxton 与 McDougall 的研究,认为要把一个具有 $1\ 000\text{ m}$ 初始高度的山地降低到 $500\text{ m}$ 需要 $1.1\text{ Ma}$ ,降低到 $100\text{ m}$ 需要用 $2.8\text{ Ma}$ ,降低到 $10\text{ m}$ 需要用 $4\text{ Ma}$ ,而低到海平面要用 $4.9\text{ Ma}^{[16]}$ 。其实在夷平过程中,不仅侵蚀速率随地形高度的降低而降低,地表也会因为物质的侵蚀移去发生均衡上升<sup>[22]</sup>。Ahnert<sup>[21]</sup>考虑这些因素后,认为将一个初始地形 $90\%$ 的高度剥夷掉约需 $11\text{ Ma}$ ,若将初始地形 $99\%$ 的高度侵蚀掉约需 $22\text{ Ma}$ (图 1D)。综上所述,形成一个接近海平面的准平原大约需要 $10\sim 20\text{ Ma}$ 的构造相对稳定时期。

### 1.2 山麓剥蚀作用与山麓剥蚀平原

Davis 的侵蚀循环理论十分强调地形的侵蚀降低在地貌演化中的重要作用,而 W. Penck 则认为地貌的演化主要由坡地的平行后退来完成。C. L. King 的山麓剥蚀平原理论即是 W. Penck 思想发展的产物。他认为,地貌演化是通过坡地演化实现的。地球上最典型的坡地形态由 4 部分组成<sup>[23]</sup>:上部凸形坡、自由面与下部直线坡(搬运坡)、凹形坡(基坡)(图 2)。上部凸形坡的地貌过程主要是风化、蠕动和雨滴击溅;自由面坡度很陡,由基岩组成,主要地貌过程是快速的风化崩塌作用;搬运坡由来自自由面的碎屑物质组成,当达到均衡状态

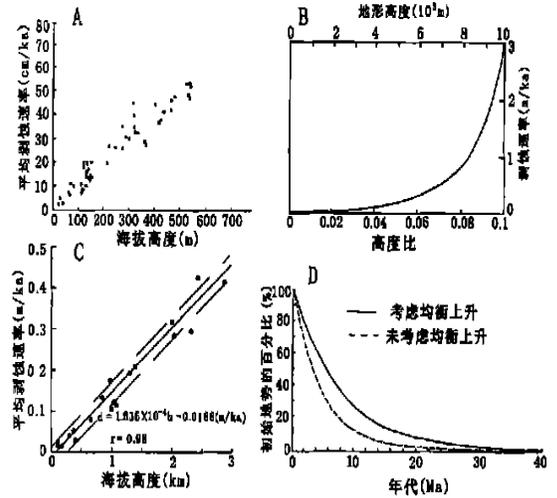


图 1 剥蚀速率、地形高度与年代之间的关系图<sup>①</sup>

Fig. 1 Relationship of the denudation, relief and age

时,它可以通过坡面水流冲刷等过程将自由面崩塌下来的物质搬运至下面;基坡十分平坦,呈凹形,在暂时性和经常性流水作用下能将搬运坡运移来的物质转输出去。这种坡地的演化主要取决于自由面,自由面的平行后退使基坡不断向山地延伸并形成山足面(Pediment)。当平行后退发展到最后仅留下残立的岛山时,形成山麓剥蚀平原。它的高度取决于基准面的高度:在外流区域接近于海平面,内流区域取决于河流尾间湖的湖面高度。

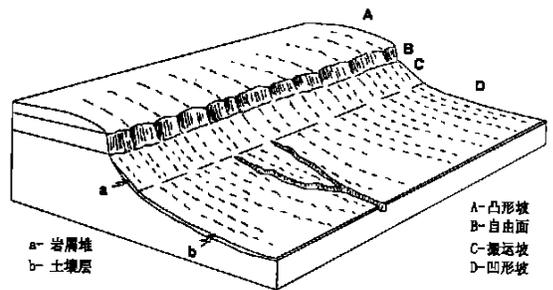


图 2 坡地组成示意图(据 L. C. King et al, 1944)

Fig. 2 Elements of a slope

由于 C. L. King 主要工作在非洲南部的干旱半干旱地区,故一般认为此模式适合于解释干旱半干旱地区的地貌演化。尽管 C. L. King 通过相关沉积确定了非洲各山足面或山麓剥蚀平原的时代,但人们仍希望通过测量现代坡地后退的速率来估算完成一个山足面,特别是山麓剥蚀平原所需要的

① 资料来源: A—Ruxton B P, et al, 1967; B—Schumm S A, 1963; C D—Ahnert F, 1970)

时间。现代坡地后退的速率一般在 1~ 20 mm/a, 尽管个别地区高达 250 m/a (表 1)。按此推算, 坡地后退形成一个几公里宽的山足面, 约需要几十至几百万年的构造相对稳定时间, 而将数百公里宽的山地都夷平似乎需要非常长的时间。但是山麓剥夷不只在山前进行, 同时也在切入山地的河流两岸进行, 因此不能简单地根据山地的宽度推算山麓剥蚀平原形成需要的时间, 较合理的方法是根据山地中河间地的宽度进行估算。根据我国干旱区河网密度的测量, 干旱区河间地的宽度一般在 10~ 20 km, 依此推算, 形成一个山麓剥蚀平原所需的构造相对稳定时间大致为几百万年至上千万年。

表 1 冰缘地区以外的坡地后退速率

Table 1 Rates of slope retreat outside the periglacial environment

地点	岩性	速率 (mm/a)	资料来源
巴西	花岗岩	2.0 <sup>[24]</sup>	Young <sup>[24]</sup>
南非	花岗岩	1.5 <sup>[24]</sup>	
美国西南部	页岩	2~ 13 <sup>[24]</sup>	
密西西比河流域		25 万 <sup>[25]</sup>	Young <sup>[25]</sup>
巴布亚新几内亚	花岗岩	1~ 1.4	Bloom (1991) <sup>[16]</sup>

### 1.3 风化刻蚀作用与双层水平面

上述两种地貌演化理论十分重视地表外营力过程, 对风化作用注意不够。德国地貌学家 J. Budel<sup>[26]</sup> 研究了具有明显干湿季节交替的热带稀树草原 (Savanna) 地区, 提出“双层水平面”理论。他认为经过长期的构造稳定, 在热带稀树草原地区可形成两个相互平行的平坦水平面: 一是地表松散层顶部暴露于气下的冲刷面, 另一个是松散层底部与未风化基岩接触的埋藏面, 即风化前锋或基面。风化壳厚度一般为 30 m, 最大达 60 m, 主要由富含高岭石的红色粘土组成。巨厚风化壳得以在热带

稀树草原地区保存, 应归因于高温及具有一定湿度的气候条件, 这有利于化学风化的进行和有明显旱季的流水作用不能将其全部转移出去。

J. Budel 没有详述冲刷面的形成过程。但从他使用的概念和对地表过程的简要分析来看, 冲刷面主要是通过山麓剥蚀过程形成的, 它的发展对热带稀树草原地区地貌演化有重要意义。因此判定充分发育的双层水平面需要的构造稳定时间, 要靠估算上部冲刷面充分发育所需要的时间来推断。根据前面得出的山麓剥蚀平原形成所需的时间, 我们认为在热带稀树草原地区形成完全是双层水平面占据的地形也需要几百万至上千万的构造相对稳定时期, 这种夷平地形的高度同样取决于该地区河流的侵蚀基准面高度。

### 1.4 冻融夷平作用、冻融山足面与冻融剥夷平原

冰缘环境下的坡地一般由两部分组成。上部较陡的基岩坡, 坡度可达 40° 以上, 由于强烈的寒冻风化和崩塌作用, 它以平行后退为主; 下部为风化物质组成的缓坡, 坡度多在 10° 以下, 在融冻泥石流和融水冲刷下, 坡地不断向平坦方向发展<sup>[27]</sup>。这种基岩坡的平行后退和低角度坡扩展作用被称为冻融夷平作用。基岩坡的不断后退, 使其坡麓地带形成有少量碎屑物质覆盖的平坦地形, 称为寒冻山足面。在东西伯利亚, 这种山足面坡度在 3°~ 10° 之间, 宽度达几百米至上千米<sup>[28]</sup>。持续冻融夷平作用的结果是, 陡坡在景观中消失, 最终形成仅余下一些孤立突岩的平坦地形, 称为冻融剥夷平原。因为是冻融作用的产物, 冻融剥夷平原的高度受控于冰缘带下界的高度, 而冻融山足面的高度更是取决于局部坡地坡麓的高度。

冻融山足面或冻融剥夷平原形成时间可以据冰缘地区坡地的后退速率给予大致估算(表 2)。

表 2 冰缘环境下坡地后退速率

Table 2 Rates of slope retreat in the periglacial environment

地点	岩性	速率 (mm/a)	资料来源
Northern Lapland, Karkevagge	片岩	0.04~ 0.15 <sup>[25]</sup>	Rapp <sup>[29]</sup>
Spitsbergen, Mt. Templet	灰岩、砂岩	0.34~ 0.50 <sup>[29]</sup>	
Spitsbergen, Mt. Langtunatjell	灰岩、砂岩	0.05~ 0.50 <sup>[29]</sup>	
Ellesmere island, 加拿大	白云岩、灰岩	0.3~ 0.8 <sup>[27]</sup>	Frenck <sup>[27]</sup>
Yukon, 加拿大	白云岩、灰岩	0.5~ 1.3 <sup>[27]</sup>	
Yukon, 加拿大	石英岩、页岩	0.02~ 0.17 <sup>[27]</sup>	Grey <sup>[27]</sup>
Yukon, 加拿大	正长岩、辉绿岩	0.007~ 0.03 <sup>[27]</sup>	
奥地利阿尔卑斯山	片麻岩、页岩	0.7~ 1.0	Poser <sup>[27]</sup>
Mt. St. Hilaire, 加拿大	辉长岩、角砾岩	0.02~ 0.04	Feare <sup>[27]</sup>

A. Young 等的研究表明,在极地和山地冰缘环境下坡地的后退速率为  $0.02 \sim 1 \text{ mm/a}$ , 平均值约为  $0.1 \text{ mm/a}$ , 远小于干旱半干旱等非冰缘地区的坡地后退速率<sup>[24]</sup>。据此推算形成一个几千米宽的冻融山足面, 需要几千万年的时间, 而要完成一个冻融剥夷平原大约需要上亿年的时间。

## 2 青藏高原夷平面与高原隆升问题

### 2.1 夷平面的级数

青藏高原及其周围山地分布着夷平面, 这已被众多中外学者所接受。但在级数上存在意见分歧。Shockleton 等<sup>[30]</sup>认为青藏高原上仅发育一级夷平面。杨逸畴和李炳元等认为高原上有山原面和盆地两级夷平面<sup>[31]</sup>。罗来兴等认为在川西滇北高原仅存在一个统一的夷平面, 现在的多级层状面是夷平面后期变形、移位的结果<sup>[32]</sup>。王树基依据海拔高度变化, 将天山夷平面分为三级<sup>[33]</sup>。我们认为, 青藏高原及边缘山地普遍存在两级不同时代夷平面(山顶面、主夷平面)和一级剥蚀面(图3), 夷平面在形成时基本达到了地貌演化的老年期阶段; 而剥蚀面是地貌侵蚀旋回达到壮年期形成的地貌, 是破坏了的山足面或壮年期河流宽谷。



图3 祁连山东段北麓地带 DEM 图像

Fig. 3 The DEM image at the northern foot of eastern Qilian Mountain

山顶面保存面积较小, 一般分布在各大山脉的顶部, 大部分成为现代平顶冰川和古冰帽的发育中心。在高原主体部分, 海拔在  $5500 \text{ m}$  以上, 而周边地区高度有所降低, 也多在  $4000 \text{ m}$  以上。主夷平面分布面积较为广阔, 普遍出现在各大河流的源头及河间分水岭地带, 构成高原及外缘山地的主体; 高原内部其高度在  $4500 \text{ m}$  以上, 高原外围山

地一般降至  $3200 \sim 3500 \text{ m}$  左右。山顶面与主夷平面两者之间以明显的地形转折分开。例如在甘南高原, 海拔  $4000 \sim 4200 \text{ m}$  的山顶面仅只分布在最高的太子山地区, 面积狭小, 而以美武地区为代表的主夷平面构成甘南高原的主体海拔  $3500 \sim 3600 \text{ m}$ 。两者之间以较陡的斜坡过渡, 没有大型的断裂构造(图3)。在秦岭西端的达里加山地区, 海拔  $4100 \sim 4300 \text{ m}$  的山顶面与海拔  $3700 \sim 3800 \text{ m}$  的主夷平面以一个斜坡过渡, 中间无断层通过, 斜坡两侧地层岩性也无显著变化。这种不受构造和岩性控制的地形转折说明: 山顶面与主夷平面不是一个统一的夷平面后期变形的结果, 也不是因岩性差异而导致的同一夷平面的地形起伏, 而是两个夷平时期形成的终极地貌的残余。

剥蚀面一般面积不大, 分布在高原外围地区, 特别是第三纪下沉而第四纪转为上升的新生代盆地之中。由于在相临两个较大的流域中该级地貌面缺乏联系, 因此它不是一个侵蚀旋回的终极地形。在陇西盆地曾被称为“甘肃期准平原”<sup>[34]</sup>, 海拔在  $2400 \text{ m}$  以下。一些地区则表现为河流的宽谷面, 例如武都地区白龙江的宽谷面, 与主夷平面之间存在着约  $500 \text{ m}$  的高差。

按照长期地貌演化理论, 当高原主夷平面完成时, 代表前一地貌侵蚀旋回的山顶面仅保留很小的面积, 因此在一个地区不可能存在众多代表侵蚀旋回终极地形的夷平面。即使青藏高原在地质历史时期经过了多次夷平, 关于高原上有多级夷平面的认识也是不符合逻辑的。现在高原某一地区存在着多级层状地貌面(不包括河流阶地), 可能是上述两级夷平面和一级剥蚀面后期变形的结果。

### 2.2 夷平面的形成时代

夷平面形成时代的确定是一个比分级更为困难的问题, 也是夷平面研究的难点之一。目前主要有年界法、残留风化壳法和相关沉积法。

山顶面切削的最新地层是始新统沉积和第三纪早期侵入岩体。藏南林子宗花岗岩体的侵入年代为  $45 \text{ Ma}$ , 据此它应晚于始新世。其上堆积有中新统地层<sup>[35]</sup>, 故它应早于新第三纪。高原上老第三纪断陷盆地中发育的渐新统至中新统下部的地层, 应是山顶面的相关沉积。根据柴达木盆地渐新统至下中新统的干柴沟组、河西走廊的火烧沟组和拉萨地区的渐新统地层的岩性变化——底部多为砾岩和砂砾岩, 上部以砂岩和泥岩为主——表明地

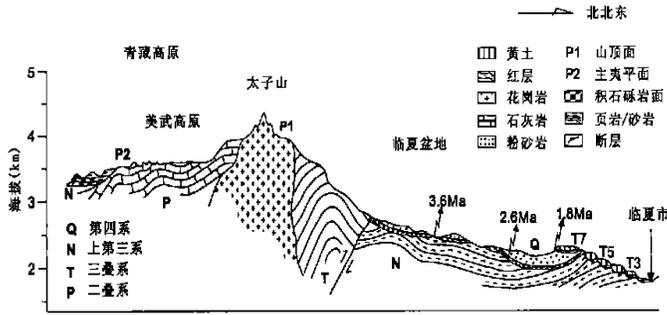


图 4 甘南高原-临夏盆地地貌与地层关系图

Fig. 4 Relationship between geomorphology and stratum in the Gannan Plateau-Linxia Basin

形早期起伏较大,而后期基本被夷平。所以山顶面的形成时代应为渐新世至中新世早期。

主夷平面普遍削平了老第三系地层,因此它应在渐新世之后。其上普遍保留着红色风化壳,局部的低凹之处还含有古脊椎动物化石。据邱铸鼎<sup>[36]</sup>和邱占祥等<sup>[37]</sup>的研究,武都龙家沟主夷平面上的沉积中含有平齿三趾马、大唇犀、古中国对角犀、额鼻角犀等化石,大部分是保德期的代表,也有稍晚的平齿三趾马化石(在云南元谋地区的古地磁测年为5.4~3.9 Ma B. P.)。根据我们对可可西里夷平面的研究,主夷平面削平的最新火山岩的K-Ar年龄为7 Ma B. P.,并被形成于3.6 Ma B. P.的昆仑山口断陷盆地所错断。此外,高原东部的芒康海拔4400 m的分水岭夷平面上覆玄武岩的K-Ar年龄为3.4 Ma B. P.和3.8 Ma B. P.,应当是夷平面因青藏运动A幕发生时沿裂隙喷发的玄武岩,是夷平面解体变形的标志,这也为夷平面的最终形成年龄作了肯定。上述年代数据说明青藏高原主夷平面最终形成于7~3.6 Ma B. P.。崔之久等对主夷平面上灰岩溶洞的钙华所做的裂变径迹测年说明,岩溶活动从15 Ma B. P.延至7 Ma B. P.,此后气候变干而停止活动<sup>[35]</sup>。临夏盆地沉降于30 Ma前,其中20~4.0 Ma的中新统至下上新统地层应为主夷平面的相关沉积;尽管这段地层在岩性上含有多个较小的韵律变化,但总体看是底部为砂岩和砂砾岩,物质较粗;上部为泥岩,物质较细,反映该盆地的周围山地在上新世早期基本被夷平。看来主夷平面应该形成于20~3.6 Ma前。

剥蚀面普遍发育在第三系地层之上,兰州地区覆盖着薄层砂砾石和厚达200~300 m的黄土,黄土磁性地层研究和砾石层中所含石膏的裂变径迹测年表明,这个剥蚀面形成于1.7~Ma B. P.<sup>[38]</sup>。

临夏盆地在下上新统王家山组之上不整合地覆盖了一套砾石层和湖相地层,为这级剥蚀面的相关沉积,其形成时代为3.6~1.7 Ma B. P.,所指示的剥蚀面年代与兰州地区的研究是一致的。

综上所述,山顶面形成于渐新世至中新世早期,主夷平面形成于20~3.6 Ma B. P.,剥蚀面形成于3.6~1.7 Ma B. P.。前两者的形成时期长达10~20 Ma,符合前述形成准平原或山麓剥蚀平原等老年期地形的时间要求;后者形成仅用了不到两百万年的时间,应该是个壮年期的地形。

夷平面和剥蚀面发育的停止是构造抬升终止侵蚀旋回的结果,因此他们的解体指示了高原的隆升(图4)。青藏高原上的主夷平面是现代高原隆升的起点,它形成于20~3.6 Ma B. P.说明,形成现代高原的强烈地面隆升开始于3.6 Ma B. P.。年代为3.6~1.7 Ma B. P.的剥蚀面指示青藏高原曾在1.7 Ma B. P.前后发生强烈上升。

### 2.3 夷平面的形成方式和形成时的高度

从地貌学理论考虑,只有主夷平面才能代表现代高原隆升的起点,山顶面与剥蚀面对现代高原的隆起过程意义不大,在此暂不作讨论。

主夷平面发育时期,高原上普遍有三趾马动物群活动。武都地区其上红色风化壳硅铝比为4.0~4.6,FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>比率为0.1~0.16;在玛曲北山其上风化壳的硅铝比低达3.38<sup>[35]</sup>,这就说明当时化学风化较强。另外主夷平面上众多的古岩溶地形也说明当时温度较高且有一定的降水。根据这些古生物、风化壳和地貌证据可以推断,主夷平面发育时气候应为热带亚热带半湿润至半干旱气候。这种气候条件下,发育起来的主夷平面似乎是双层水平面,南北两缘可能分别具有准平原和山麓剥蚀平原的性质。兰州马衔山地区至今保留有较厚的

红色风化壳和岛山地形也支持这一推断。中新世时期青藏地区南有印度洋,北侧的塔里木盆地尚存残余海<sup>[39]</sup>,说明海平面为控制主夷平面发育的侵蚀基准。而当时高原中部地区南北距海约1000 km,按地面比降不大于1‰计算,主夷平面完成时其中心地带高度只有1000 m左右。R. M. Shackleton进一步认为中新世末主夷平面形成时的海拔仅几百米<sup>[30]</sup>。据此可以推断,3.6 Ma前青藏地区的地面高度应在1000 m,最近3.6 Ma高原的隆升幅度达3500~4000 m。

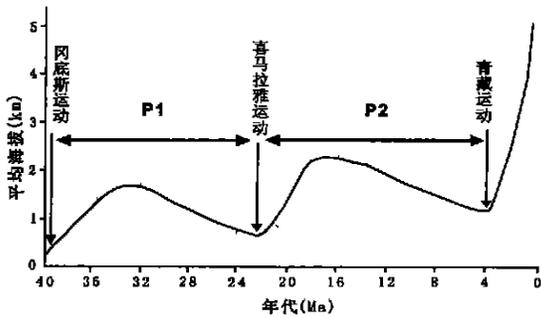


图5 青藏高原新生代高度变化示意图

Fig. 5 The sketch of altitudes of Qinghai Xizang Plateau in the Cenozoic era

现有研究揭示:夷平面在解决高原隆升时代和幅度问题上有着良好的前景,尽管最近几年青藏高原夷平面研究取得了可喜的进展,但仍比较薄弱,特别是夷平面定年资料仍不够多、不够确切。相信这方面的研究将会深化我们对青藏高原隆升过程的认识。

## 参考文献:

[1] 徐叔鹰. 论夷平面的成因、年龄与变形[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 1963, (2): 96~106.

[2] Ollier C D, Pain C F. The Origin of Mountains[M]. Routledge, London, 2000.

[3] Coltorti M, Ollier C D. Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadoran Andes[J]. Geomorphology, 2000, **32**: 1-19.

[4] Eder N, Neubauer F. On the edge of the extruding Wedge: neogene kinematics and geomorphology along the southern Niedere Tauern, eastern Alps[J]. Eclogae Geologicae Helveticae, 2000, **93**: 81-92.

[5] Stirling M W. The Old Man Range and Garvie Mountains- tectonic geomorphology of the central Otago peneplain, New Zealand[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1990, **33**: 233-243.

[6] Markley M, Norris R J. Structure and neotectonics of the

Blackstone Hill antiform, Central Otago, New Zealand[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1999, **42**: 205-218.

[7] Guo Z T, Ruddiman W F. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China[J]. Nature, 2002, **416**: 159-163.

[8] Ruddiman W F, Kutzbach J E. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West[J]. J. Geophys. Res., 1989, **94**(D): 18409-18427.

[9] Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age of east-west extension[J]. Nature, 1995, **374**: 49-52.

[10] Harrison T, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet[J]. Science, 1992, **255**: 1663-1670.

[11] 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.

[12] Li J J et al. Uplift of the Qinghai- Xizang (Tibet) Plateau and global change[M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995.

[13] 潘保田, 李吉均, 李炳元. 青藏高原地面抬升证据讨论[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2000, **36**(3): 100-111.

[14] 李吉均, 方小敏, 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.

[15] Davis W M. The Geographical Cycle[J]. Geogr. J., 1899, **14**(A): 481-503.

[16] Bloom A L. Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms (2nd ed.)[M]. Prentice-Hall, Inc. 1991.

[17] 崔之久, 李德文, 伍永秋, 等. 关于夷平面[J]. 科学通报, 1998, **43**(17): 1794-1804.

[18] Judson S, and Ritter D F. Rates of regional denudation in the United States[J]. Jour. Geophys. Res., 1964, **69**: 3359-3401.

[19] Ruxton B P, and McDougall I. Denudation rates in north-east Papua from potassium-argon dating of lavas[J]. American Journal of Science, 1967, **265**: 545-561.

[20] Schumm S A. The disparity between present rates of denudation and orogeny[J]. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1963, 454-H, 13pp.

[21] Ahnert F. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins[J]. American Journal of Science, 1970, **268**: 243-263.

[22] Molnar P, England P. Late Cenozoic Uplift of the mountain range and global climatic change: Chicken or egg? [J]. Nature, 1990, **346**: 29-34.

[23] King L C, Fair T J D. Hillslopes and dongs[J]. Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1944, **47**: 1-4.

[24] Young A. Slopes[M]. London and New York: Longman, 1972.

[25] Young A, Saunders I. Rates of surface processes and denuda-

- tion[ A ]. In: A. D. Abrahams (ed.) Hill slope processes[ C ]. Allen & Unwin, Inc. Boston and New York, 1986, 3- 27.
- [ 26 ] Budel J. Double Surfaces of Leveling in the humid tropics[ A ]. Adams G. Planation Surfaces[ C ]. Haksted Press, 1975, 361 - 366.
- [ 27 ] French H M. The Periglacial Environment[ M ]. London: Longman, 1976.
- [ 28 ] Czudek T, Demek J. Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief[ J ]. Quaternary Research, 1970, 1: 103- 120.
- [ 29 ] Rapp A. Recent development of mountain slopes in Karkevegge and surroundings, northern Scandinavia[ J ]. Geografiska Annaler, 1960, 42: 71- 200.
- [ 30 ] Shockleton R M, Chang C F. Cenozoic uplift and deformation of the Tibetan Plateau: the geomorphologic evidence[ J ]. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1988, A: 327- 377.
- [ 31 ] 杨逸畴, 李炳元, 王富葆, 等. 西藏地貌[ M ]. 北京: 科学出版社, 1983.
- [ 32 ] 罗来兴, 杨逸畴. 川西滇北地貌形成的探讨[ J ]. 地理集刊, 1963, (5): 1~ 57.
- [ 33 ] 王树基. 亚洲中部山地夷平面研究[ M ]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [ 34 ] 陈梦熊. 甘肃中部之水文[ J ]. 地质论评, 1947, 12(6): 545 ~ 556.
- [ 35 ] 崔之久, 高全洲, 刘耕年, 等. 青藏高原夷平面与岩溶时代及其起始高度[ J ]. 科学通报, 1996, 41(15): 1402~ 1406.
- [ 36 ] 邱铸鼎. 华北几个地点的上新世哺乳动物化石[ J ]. 古脊椎动物与古人类, 1979, 17(3): 222- 235.
- [ 37 ] 邱占祥等. 论甘肃和政新发现的大唇犀类化石——兼论中国“对鼻角犀”的性质[ J ]. 中国科学( B 辑), 1987, (5): 545 ~ 552.
- [ 38 ] 朱俊杰, 曹继秀, 钟巍, 等. 兰州地区黄河最高阶地与最老黄土沉积的发现及其古地磁年代学的研究[ A ]. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文集[ C ]. 北京: 科学出版社, 1994, 77- 90.
- [ 39 ] 郝诒纯, 曾学鲁, 李汉敏. 塔里木盆地西部晚白垩世和第三纪地层及有孔虫[ J ]. 地球科学( 古生物专辑), 1982, 17(2): 1~ 161.

## On Problems of Planation Surface

### —A Discussion on the Planation Surface in Qinghai-Xizang Plateau

PAN Bao-tian, GAO Hong-shan, LI Ji-jun

(MOE National Laboratory of Western China's Environment & Department of Geography, Lanzhou University, Lanzhou, Gansu 730000)

**Abstract:** Planation surface is a remnant of landform in old age and the erosion surface is of a mature landform, according to the Davisian cycle. Studies on the long-term landscape evolution show that there are four types of planation surface, penplain, pediplain, double leveling surfaces and cryoplain. The penplain is formed through lowering of relief in wet region. The pediplain is developed by slope retreating in dry region. The double leveling surfaces appears in Savanna landscape. The cryoplain is formed in periglacial environment. Measurement of erosion rates and retreating rates of slope indicated that formation of planation surface needs the tectonic equability for several million years or thousands million years. In the the Qinghai-Xizang Plateau, there are two planation surfaces and one erosion surface, Summit Surface, Main Surface and Erosion Surface. The Summit Surface have formed in the Oligocene and early Miocene, and the Main Surface between 20-3.6Ma B. P. Tectonics on the Qinghai-Xizang Plateau were relatively stable between 3.6Ma B. P. and 1.7Ma B. P. and the Erosion Surfaces was formed. Because the Main Surface is a “jumping-off point” of the Qinghai-Xizang Plateau, studies on its mode of formation and height have great significance in determining the altitude of the Qinghai-Xizang Plateau before uplift. Synthesizing the proofs from mammal fauna, regolith and geomorphology, we think the Main Surface was developed as a typical double level surface. There could be the penplain in the south of it and the pediplain on north. Its altitude should not exceed 1000 m when it was formed. The Intense tectonic uplift, which resulted in the present Qinghai-Xizang Plateau with an altitude of 4500-5000m, happened in last 3.6Ma when the Main Surface was destroyed.

**Key words:** planation surface; formation mode, altitude and age; Qinghai-Xizang Plateau