

青藏高原渐新世晚期隆升的地质证据

吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 叶培盛, 周春景

中国地质科学院地质力学研究所, 北京, 100081

内容提要:国内外学者普遍认为,地壳缩短增厚是青藏高原隆升的主要原因,青藏高原隆升对环境变迁和东亚季风具有重要影响,但对青藏高原隆升时代存在不同认识。通过统计分析青藏高原中段新生代不同时期的地层倾角,表明区域褶皱变形主要发生于古近纪,中新世湖相沉积地层产状平缓,挤压构造变形微弱,说明地壳缩短增厚主要发生于中新世前。湖相沉积地层的孢粉分析结果表明,青藏地区热带亚热带阔叶林植被自始新世中期开始逐步减少,至中新世早期濒临消亡;暗针叶林植被自渐新世早中期开始逐步增加,至中新世早中期达到繁盛程度甚至居主导地位。根据这些地质证据,结合全球气候变化、古气温及年代学资料,综合推断青藏高原渐新世晚期隆升高度达到海拔 4000m 左右。

关键词: 中新世早期湖相沉积;孢粉组合;古植被;青藏高原隆升

青藏高原隆升时代是地质学家关注的重要科学问题。徐仁(1981)根据植物化石及植物学证据,推断喜马拉雅山脉快速隆升时代为上新世—第四纪。李吉均等(1979)和张青松等(1981)综合古地理、古生物、沉积和黄土多方面的观测资料,推断青藏高原整体隆升开始于 3.6Ma 或 2.5Ma。钟大赉等(1996)根据磷灰石的裂变径迹测年资料,提出青藏高原隆升具有多阶段性,但青藏高原的整体快速隆升发生于 3Ma 之后。肖序常等(2000)、Yin 等(2000)与 Ding 等(2003)也支持青藏高原多阶段隆升模式,但对各阶段隆升时代和速率存在不同认识。Metivier 等(1998)根据柴达木盆地沉积速率变化,推断青藏高原北部快速隆升发生于 5.3Ma 以来。Harrison 等(1995)根据念青唐古拉山东南部伸展型韧性剪切变形的起始年龄推断青藏高原南部隆升早于 8Ma。Blisniuk 等(2001)根据双湖盆地伸展裂陷的起始年龄推断青藏高原北部隆升早于 13.5Ma。Coleman 等(1995)根据 Thakola 地堑初始裂陷年龄推断喜马拉雅地块快速隆升时代早于 14Ma。Spicer 等(2003)根据乌郁火山沉积盆地的树叶化石的高程信息和年代学资料,推断青藏高原隆升早于 15Ma。Turner 等(1996)根据岩石圈拆沉模

式,通过测定地幔源玄武岩的时代,推断青藏高原隆升时代为 13~14Ma。Wang 等(2002)根据新生代地层的沉积学和古夷平面的观测资料,认为青藏高原整体隆升发生于始新世晚期。David 等(2006)根据同位素古海拔高度计,测出伦坡拉盆地在 35Ma 前已经隆升至海拔 4000m 高度。迄今为止,对青藏高原的隆升时代还存在很大争议。

尽管对青藏高原隆升时代存在不同认识,但国内外地质学家普遍认为,地壳缩短增厚与青藏高原隆升存在动力学成因联系(Dewey et al., 1988; Ratschbacher et al., 1994; Harrison et al., 1992; Yin et al., 2000),青藏高原隆升对环境变迁和东亚季风具有重要影响(Quade et al., 1989; Li, 1995; Jiang et al., 2000)。因此可以从构造变形分析和古环境演化不同角度,寻找青藏高原隆升的地质证据(Molnar et al., 1993)。兹根据新生代不同时期湖相沉积地层的构造变形和孢粉组合,结合全球气候变化、古气温及年代学资料,分析青藏高原的隆升时代。

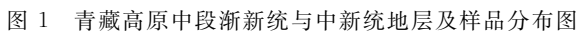
1 新生代沉积地层及变形特征

导致地壳缩短的构造变形主要包括逆冲推覆和褶皱变形。自印度—欧亚大陆碰撞以来,青藏高原

注:本文为中国地质调查局青藏高原综合研究与 INDEPTH-IV 项目及科技部国际合作项目(编号 2001CB711001)资助的成果。

收稿日期:2007-01-23;改回日期:2007-03-20;责任编辑:郝梓国。

作者简介:吴珍汉,男,1965 年生。博士,研究员,主要从事青藏高原区域地质调查与大陆动力学研究工作。通讯地址:100037,北京市西城区百万庄大街 26 号,中国地质科学院科技处;Email:wuzhenhan@yahoo.com.cn。



1—Early Pleistocene detrital deposits; 2—Early Miocene detrital deposits; 3—Early Miocene carbonate rocks; 4—Oligocene-Miocene volcanic rocks; 5—Oligocene brownish-red detrital deposits; 6—Oligocene-Miocene granite; 7—present lake; 8—location and number of photography and sampling. Time of magmatic rocks: N_{1B}—Miocene basalt; N_{1A}—Miocene trachyte; E_{3B}—Oligocene basalt; N_{1G}—Miocene granite



(a)L1点白云岩露头（镜头向北）



(b)L2点泥灰岩露头（镜头向北）



(c)L3点白云岩层面（镜头向北）



(d)L4点泥灰岩（镜头向南）



(e)L5点粉砂质泥灰岩（镜头向西）



(f)L6点泥灰岩与砂岩互层（镜头向西）



(g)L7点泥岩与泥灰岩（镜头北西）

图 2 青藏高原腹地中新统五道梁群湖相沉积地层产状

Fig. 2 Photos of lacustrine strata of Lower Miocene Wudaoliang Group in central Tibetan Plateau(L1~L7 位置如图 1)

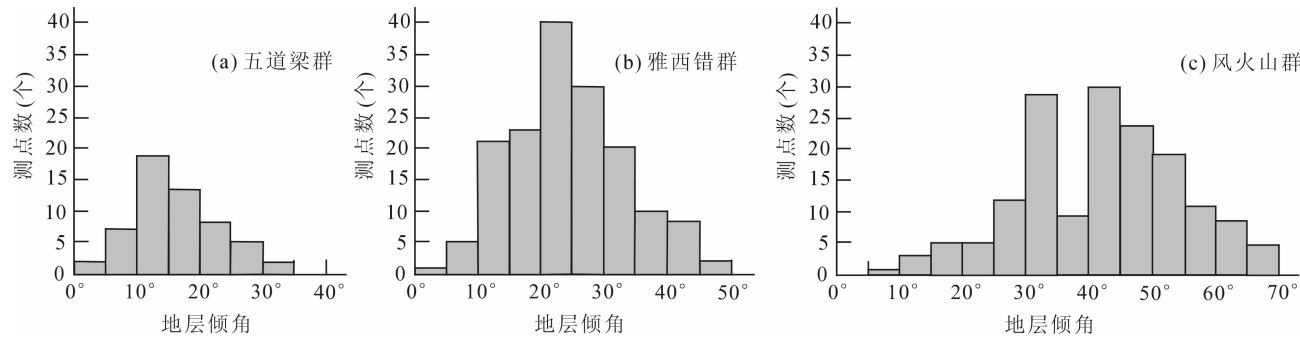


图 3 青藏高原腹地新生代沉积地层倾角统计分布图

Fig. 3 Diagrams of statistic distribution of dip angles of Cenozoic strata in central Tibetan Plateau

逆冲推覆构造与挤压缩短变形主要发生于古近纪,中新世逆冲推覆构造主要发育于喀喇昆仑、东昆仑、祁连、阿尔金、龙门山、冈底斯、喜马拉雅等青藏高原周缘地区(Dewey et al., 1988; Harrison et al., 1992; Yin et al., 2000; Tapponnier et al., 2001)。青藏高原腹地新近纪—第四纪挤压缩短构造变形不甚显著,但走滑和伸展构造比较发育(Amijo et al., 1986; Harrison et al., 1995; Blisniuk et al., 2001; Tapponnier et al., 2001)。

青藏高原中段大面积出露下中新统五道梁群沉积地层(图 1),以白云质灰岩、灰岩、泥灰岩、泥岩、砂岩和砂砾岩为主,主要形成于湖相沉积环境(Wang et al., 2002; 吴珍汉等,2006a)。中新世早期湖相沉积地层产状平缓,褶皱变形微弱(图 2),挤压缩短与地壳增厚不显著。在青藏公路及两侧远离晚期走滑断裂的部位,五道梁群地层倾角绝大部分小于 20°,大部分倾角变化于 10°~20°之间,出现频率最高的露头岩层倾角为 10°~15°(图 3a)。在受冻土冻胀变形影响的青藏高原北部地区,五道梁群部分地层倾角达 20°~30°,局部地层倾角达 32°~35°。五道梁盆地南部中新统地层倾角变化于 15°~35°,大部分为 15°~25°;五道梁盆地北部如楚玛尔河高平原和清水河高平原中新统地层倾角大部分为 10°~15°。北麓河盆地(图 2a-b)、沱沱河盆地(图 2c-d)和通天河盆地的中新统地层倾角大部分为 10°~20°,局部地层倾角大于 25°。那曲盆地(图 2e-f)、色林错盆地、伦坡拉盆地和双湖盆地(图 2g)中新统地层倾角普遍小于 15°,大部分为 10°~15°。

青藏高原中段,五道梁群下伏地层普遍发生区域褶皱变形,产状变化较大。在远离晚期断裂的部位,渐新统雅西错群地层倾角绝大部分为 10°~35°,多数介于 20°~30°之间,雅西错群出现频率最高的

露头岩层倾角为 20°~25°(图 3b)。雅西错群部分露头岩层高达 35°~45°,局部超过 45°。古新统一渐新统风火山群地层倾角变化很大,在远离断裂的部位,风火山群大部分露头岩层倾角为 30°~55°,露头岩层倾角呈现 30°~35°和 40°~45°两个峰值(图 3c)。风火山群部分露头岩层倾角高达 60°~70°。古近纪逆冲推覆构造运动与区域褶皱变形是导致风火山群与雅西错群地层产状变化及地壳缩短增厚的主要原因。

2 孢粉组合与古植被演化

沿青藏公路及两侧对青藏高原腹地渐新世、中新世、第四纪湖相沉积地层取样进行孢粉分析,取样层位和取样位置如图 1;结果显示,很多样品含有孢粉,部分样品孢粉含量达到统计分析要求(吴珍汉等,2006b)。将青藏高原腹地的孢粉资料与西宁—民和盆地(孙秀玉等,1984)、伦坡拉盆地(宋之琛等,1982)、柴达木盆地(青海石油管理局勘探开发研究院等,1985)、渭河盆地(孙秀玉等,1980)的孢粉资料结合起来,能够良好地揭示青藏及邻区新生代古植被演化(表 1),对青藏高原隆升具有重要的指示意义。

根据孢粉资料,青藏南部、青藏北部、柴达木盆地、西宁—民和盆地与渭河盆地的热带亚热带阔叶林植被比例自始新世—渐新世早中期同步减少(表 1、图 4a),对应于深海氧同位素反映的全球气候变冷过程(Schackleton,1984)。青藏及邻区始新世—渐新世热带亚热带阔叶林植物花粉常见分子包括大戟粉(*Euphorbiacites*)、漆树粉(*Rhoipites*)、枫香粉(*Liquidambarpollenites*)、西里拉粉(*Cyrillaceapollenites*)、木兰粉(*Magnoliipollis*)、楝粉(*Meliaceoidites*)、山核桃粉(*Caryapollenites*)、

棕 桐 粉 (*Palmaepollenites*)、芸 香 粉 (*Rutaceipollis*)、桃金娘粉 (*Myrtaceidites*)、枫杨粉 (*Pterocaryapollenites*)、化 香 树 粉 (*Platycaryapollenites*)、冬青粉 (*Ilexpollenites*)、胡 桃 粉 (*Juglanspollenites*) 及 罗 汉 松 粉 (*Podocarpidites*) (吴珍汉等, 2006b)。青藏高原南部、青藏高原北部和青藏高原东北部(西宁—民和盆地)的热带亚热带阔叶林植物花粉含量自渐新世晚期开始快速减少,至中新世早期濒临消亡(表 1、图 4a)。渐新世热带亚热带阔叶林植物花粉含量:青藏高原南部渐新世早

中期为 7.4%,青藏高原北部渐新世晚期为 9.0%,伦坡拉盆地渐新世早中期为 8.0%、渐新世晚期为 7.7%~10%,青藏高原东北部西宁—民和盆地渐新世晚期为 5.3%;青藏高原南部、青藏高原北部、西宁—民和盆地中新世早期热带亚热带阔叶林植物花粉含量分别为 2.8%~3.5%、2.7%、3.0%,中新世中晚期、上新世、第四纪热带亚热带植物花粉含量一般小于 2.0%(表 1、图 4),包括山核桃粉 (*Caryapollenites*)、胡桃粉 (*Juglanspollenites*) 与罗汉松粉 (*Podocarpidites*)。而位于纬度更高的渭河盆地、柴达木盆地、库车盆

表 1 青藏高原及邻区新生代孢粉组合一览表
Table 1 Sporopollen assemblages in the Tibetan Plateau and vicinity

地理位置	样品、层位及时代	热带亚热带阔叶林	暗针叶林	干旱草本植物
青藏高原南部	D2185 粉砂质粘土岩 (E ₃ ²⁻³)	20.0%	0.0%	3.0%
	D2182 灰色砂质泥岩 (E ₃ ²)	11.1%	0.0%	15.2%
	D2181 暗色灰岩 (E ₃ ¹)	7.4%	0.0%	31.0%
	D2192 粉砂质泥灰岩 (N ₁ ¹)	3.5%	20.8%	2.2%
	D2191 灰色泥灰岩 (N ₁ ¹)	2.8%	16.9%	5.6%
	D7096 灰色泥灰岩 (N ₂ ²)	1.2%	24.1%	0.0%
	D7063 灰色泥岩 (N ₃ ¹)	0.8%	2.6%	12.1%
	D3096 砂质粘土 (Q ₃)	1.0%	4.0%	19.4%~26.1%
	D6241 砂质粘土 (Q ₄)	0.0%	3.0%~5.0%	54.1%
青藏高原北部	D2147 灰色泥岩 (E ₃ ²)	11.4%	0.0%	37.4%
	D6291 砂质泥岩 (E ₃ ³)	9.0%	1.8%	14.2%
	D2411 砂质泥灰岩 (N ₁ ¹)	2.7%	36.3%	1.8%
	D2111 砂质泥灰岩 (N ₃ ¹)	1.8%	2.7%	35.8%
	D2121 砂质泥岩 (Q ₁)	2.1%	1.5%	30.1%
	D2122 砂质泥岩 (Q ₁)	0.0%	1.6%	52.1%
	D2251 砂质粘土 (Q ₃)	0.8%	5.8%	30%~54.0%
伦坡拉盆地	始新世早期 (E ₂ ²)	16.6%	0.0%	17.8%
	始新世晚期 (E ₂ ³)	14.3%	3.8%	36.1%
	渐新世早中期 (E ₃ ¹⁻²)	8.0±3.0%	23.2±12.5%	65.5±22.0%
	渐新世晚期 (E ₃ ³)	7.7%~10.0%	36.0%~39.6%	50.0%~57.0%
柴达木盆地	始新世晚期 (E ₂ ³)	31.8%	1.1%	32.8%
	渐新世早期 (E ₃ ¹)	15.8%	13.7%	26.8%
	渐新世中期 (E ₃ ²)	7.0%	2.6%	68.2%
	渐新世晚期 (E ₃ ³)	5.7%	6.7%	63.3%
	中新世早中期 (N ₁ ¹⁻²)	6.6%~8.5%	9.3%	43.5%
	中新世晚期 (N ₃ ³)	4.4%	17.4%(下段)~ 4.8%(上段)	31.0%(下段)~ 56.4%(上段)
	上新世早期 (N ₂ ²)	9.4%	8.4%	43.7%
	上新世晚期 (N ₂ ³)	4.6%	5.6%	61.4%
西宁-民和盆地	渐新世早期 (E ₃ ¹)	13.3%	3.0%	13.5%
	渐新世中期 (E ₃ ²)	10.0%	11.0%	28.0%
	渐新世晚期 (E ₃ ³)	5.3%	21.5%	10%
	中新世早期 (N ₁ ¹)	3.0%	24.4%	14.0%
	中新世中期 (N ₁ ²)	0.5%	44.5%	19.5%
	中新世晚期 (N ₁ ³)	0.0%	0.7%	57.0%
渭河盆地	渐新世早期 (E ₃ ¹)	23.0%	4.0%	13.0%
	渐新世中晚期 (E ₃ ²⁻³)	9.0%	4.0%	23.0%
	中新世 (N ₁)	10.0%~12.0%	4.0%	15.0%
	上新世 (N ₂)	15.0%	5.0%~7.0%	54.0%

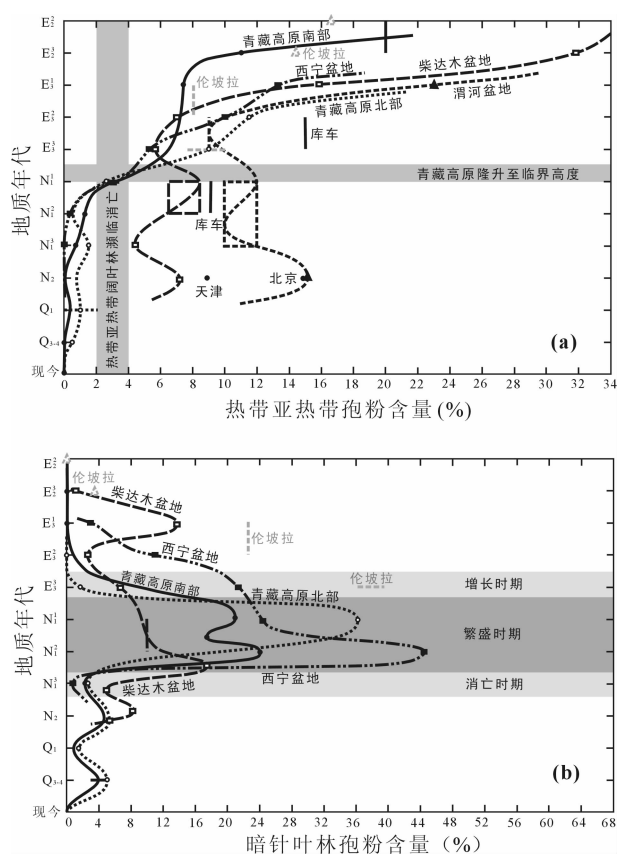


图 4 青藏及邻区新生代孢粉组合与古植被演化图
Fig. 4 Diagrams of percentage of sporopollen assemblages and vegetation changes in Tibet areas and vicinity

地、华北盆地(北京、天津)新近纪—第四纪热带亚热带阔叶林植物花粉仍然占较大比例(宋之琛等, 1999)(表 1、图 4a)。青藏南部、青藏北部、青藏东北部中新世早中期热带亚热带阔叶林同步消亡事件难以用全球古气候变化予以合理解释;深海氧同位素显示,渐新世中晚期—中新世早中期全球气候虽有波动,但总体处于相对稳定的温暖气候环境(Schackleton, 1984);青藏高原隆升是造成青藏与周边邻区新近纪古植被显著分异的主要原因(吴珍汉等, 2006b)。

暗针叶林花粉,包括云杉粉(*Piceapollenites*)与冷杉粉(*Abiespollenites*),于始新世晚期—渐新世早期先后出现于伦坡拉盆地、柴达木盆地与西宁盆地,渐新世晚期开始出现于青藏南部和青藏北部,渐新世晚期是青藏不同地区暗针叶林同步快速增长时期(表 1、图 4b)。暗针叶林云杉粉(*Piceapollenites*)与冷杉粉(*Abiespollenites*)含量在始新世—渐新世中期分别为青藏南部与青藏北部 0.0%、柴达木盆地 1.1%~13.7%、西宁—民和盆地 3%~11%,经过渐

新世晚期的同步快速增长,至中新世早中期增加到 17%~44%,达到繁盛程度或居主导地位;中新世晚期暗针叶林急剧减少,至中新世末期濒临消亡;上新世与第四纪暗针叶林花粉比例虽有波动,但总体含量较低(表 1、图 4b)。相对而言,渭河盆地暗针叶林云杉粉(*Piceapollenites*)与冷杉粉(*Abiespollenites*)在渐新世—中新世—上新世始终保持较低含量(4%~7%)。青藏不同地区中新世晚期—上新世暗针叶林植被减少与深海氧同位素反映的全球气候变冷事件(Schackleton, 1984)呈现良好的对应关系,但渐新世晚期—中新世早中期暗针叶林快速同步增长与同期相对稳定的全球温暖气候环境不相符合,需要用青藏高原隆升予以合理解释。

3 古海拔高度估算

根据青藏高原南部现今植被生长环境的观测资料(徐凤翔, 1981;吕厚远等, 2006),云杉与冷杉绝大部分种属生长于海拔 2500~4000m 的高度,年平均气温为 2~10℃(图 5),仅个别种属生长于年平均气温 0~2℃的相对寒冷环境和 10~11℃的相对温暖环境(徐凤翔, 1981;吴征镒, 1980)。这些资料为估算青藏高原中新世古海拔高度提供了重要依据,但根据植被估算古海拔高度还需要考虑古气候环境。

分析古植被与古海拔高度的关系,需要考虑古气温条件。根据古今植被对比(黄赐璇等, 1983)和冰芯氧同位素比值(姚檀栋等, 1997),青藏高原晚更新世间冰期古气温比现今年均气温至少高 5℃。Spicer et al. (2003) 根据乌郁盆地古植物叶片热焓,估算 15Ma 乌郁盆地的古海拔高度为 4638±847 m~4689±895 m,年平均气温为 (6.8±3.4)℃~(8.1±2.3)℃。根据青藏高原及邻区 20 世纪 80 年代至 90 年代的气温观测资料,得出年平均气温及 6 月份平均气温与海拔高度的关系(图 6);乌郁盆地 15Ma 的古气温位于青藏高原南部 6 月份温度曲线上,与深海氧同位素反映的中新世早中期全球温暖气候环境(Schackleton, 1984)基本符合,因此可借用现今 6 月平均气温比拟中新世早中期年平均气温;考虑青藏高原晚更新世与现今年平均气温(T_a)存在 5℃差异,可用 $T_a+5^{\circ}\text{C}$ 比拟晚更新世间冰期古气温曲线(图 6)。暗针叶林生长的年均温度范围(2~11℃)来自于青藏高原现今云杉和冷杉的实际观测资料(徐凤翔, 1981;吕厚远等, 2006;),热带亚热带阔叶林生长的临界气温(13.5~16.0℃)来自于现今中国大陆北亚热带常绿落叶阔叶混交林带和中亚热

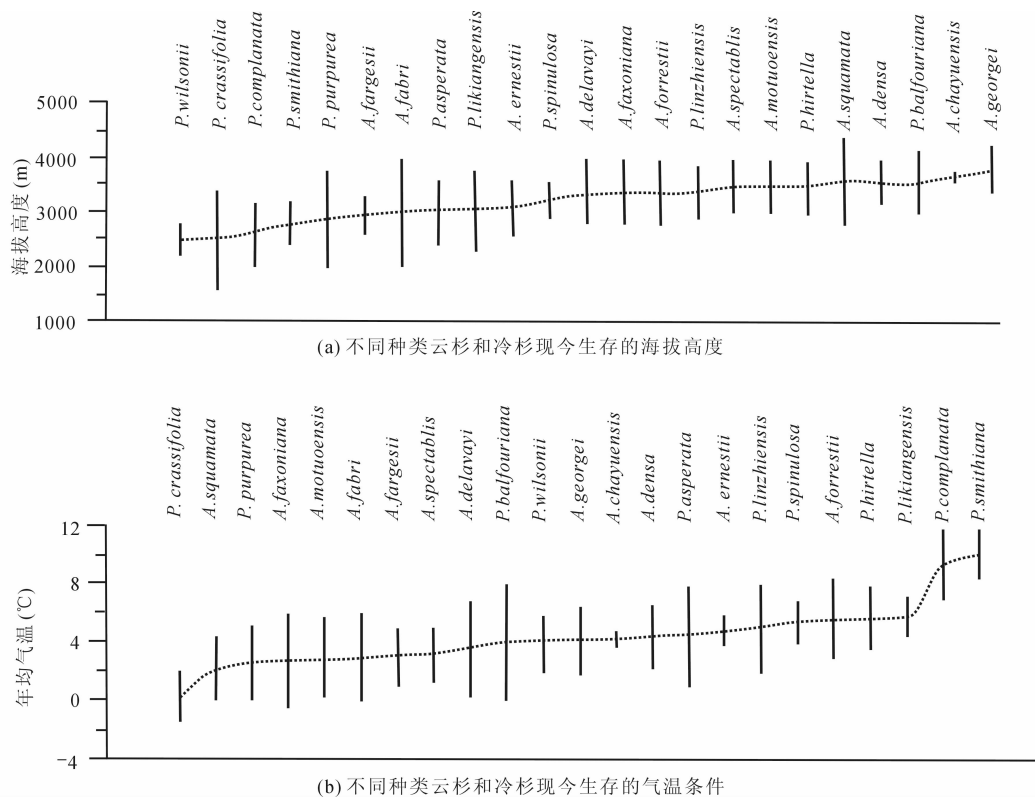


图 5 青藏高原南部云杉与冷杉现今生长环境分布图(据吕厚远等,2006)

Fig. 5 Diagram of elevation and annual temperature for *Picea* and *Abies* living in south Tibetan Plateau at present

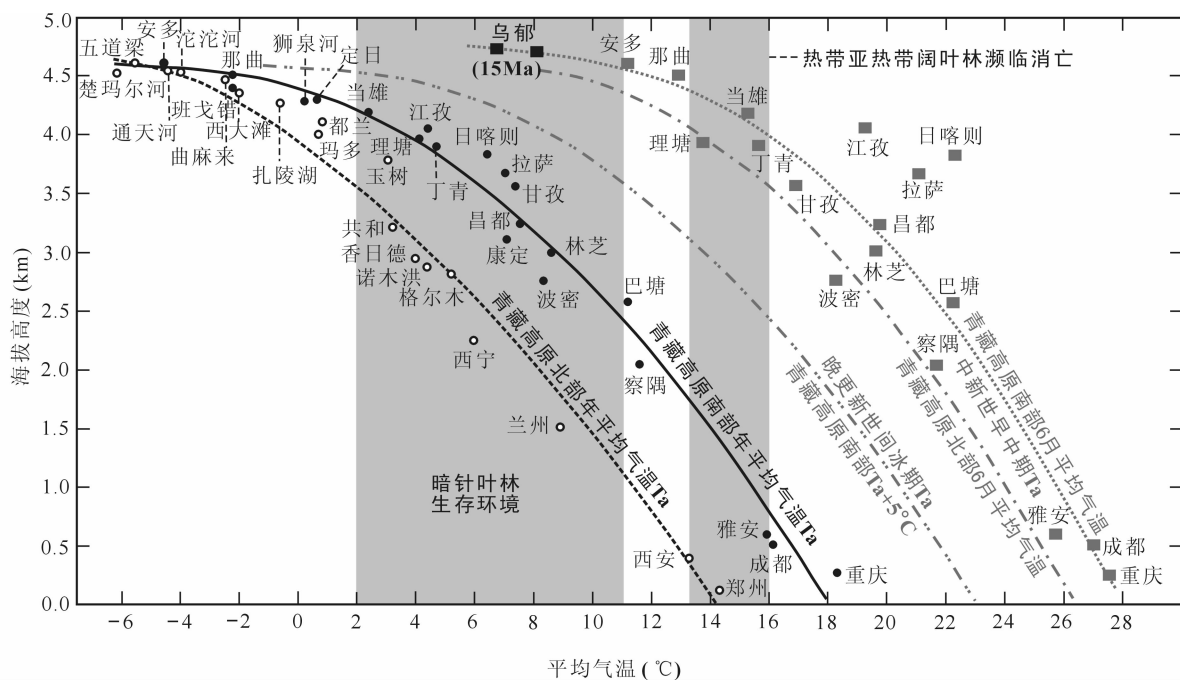


图 6 青藏高原温度-海拔高度相关曲线图

Fig. 6 Diagram of mean annual temperature and elevation of the Tibetan Plateau

带常绿落叶林带北部边界的年均气温观测资料(吴征镒,1980)。

分析古植被与古海拔高度的关系,还需要考虑古雨水条件。在青藏腹地,中新世早中期(23.5~16Ma)发育巨型古大湖(吴珍汉等,2006a);青藏南部、青藏北部和青藏东北部(西宁—民和盆地)干旱草本植物花粉含量分别为2.2%~5.6%、1.8%、14.0%~19.5%(表1),远低于渐新世和中新世晚期—第四纪;这些资料一致表明,青藏地区中新世雨水充沛,雨量充足,雨水条件可能优于现今青藏高原南部地区。

在渐新世晚期—中新世早中期全球相对稳定的古气候环境,青藏高原隆升是导致青藏不同地区热带亚热带阔叶林同步消亡和暗针叶林同步繁盛的主要原因;随着青藏高原整体隆升,青藏不同地区热带亚热带阔叶林同步减少,暗针叶林呈同步增长趋势。对青藏高原北部和东北部(西宁—民和盆地),当隆升高度达到古海拔3500~4000m时,热带亚热带植物濒临消亡,当隆升高度超过古海拔4370m时,暗针叶林开始繁盛;对青藏高原南部,当隆升高度达到古海拔4000~4370m时,热带亚热带植物濒临消亡,当隆升高度超过古海拔4550m时,暗针叶林开始繁盛(图6)。晚更新世间冰期与全新世,青藏高原腹地如那曲、安多、沱沱河、北麓河、五道梁等盆地,由于气温较低,不太适合暗针叶林生存,这与晚更新世孢粉

资料(表1、图4)基本符合。青藏南部、青藏北部、青藏东北部(西宁—民和盆地)热带亚热带阔叶林濒临消亡与暗针叶林同步繁盛发生于中新世早中期(图4),证明青藏高原中新世早中期海拔高度已经达到或超过4000~4500m(图4、6)。

4 年代学约束

构造变形与孢粉资料一致表明,青藏高原渐新世晚期—中新世初期已经隆升,但青藏高原隆升的具体时代尚有待于年代学资料的约束。对青藏高原快速隆升前后形成沉积地层的时代,前人已经开展了大量研究工作。Wang等(2003)和Liu等(2003)根据磁性地层学资料,确定风火山群红层形成时代为65~33.7Ma,雅西错群形成时代为31.5~30.0Ma,五道梁群形成时代为23.5~16Ma。

在风火山北侧北麓河盆地南缘青藏公路西侧,发育由近南北向岩脉断续相连组成的花岗斑岩侵入体,侵入于倾向约30°的雅西错群砂砾岩地层内,在五道梁期湖相沉积前遭受风化剥蚀并出露于地表,局部被五道梁群湖相沉积地层角度不整合覆盖。在该花岗岩西南部露头,取样品D2141(图1),人工挑选锆石单矿物。选取具有清晰环带的岩浆结晶锆石,在北京离子探针中心按照标准程序(宋彪等,2002),进行单颗粒锆石的U-Pb同位素测年,单颗粒锆石的阴极发光照片和年龄如图7a,U-Pb同位素谐

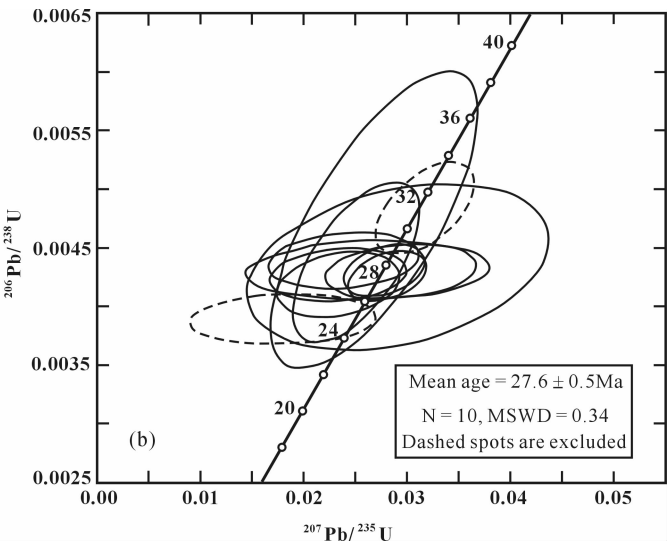
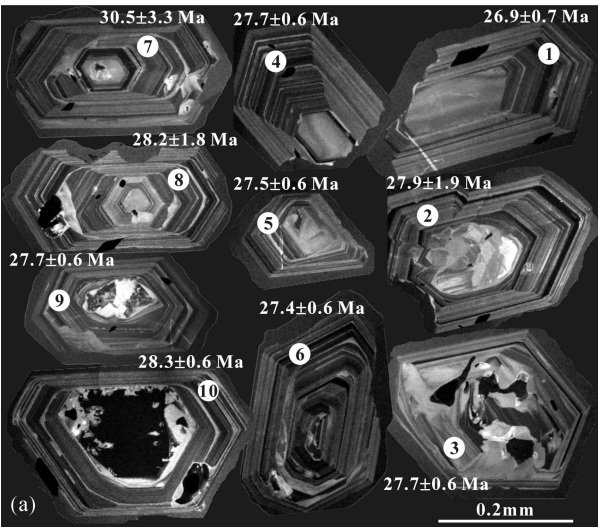


图7 风火山北麓花岗岩D2141样品离子探针测年锆石阴极发光照片和U-Pb同位素谐和曲线图

Fig. 7 CL image and concordia plot of U-Pb isotopic data of zircons from D2141 sampled from granite in north of Fenghuoshan Mts

(a)—单颗粒锆石及测点位置;(b)—U-Pb同位素谐和曲线

(a)—Tsotopic determination spots of the single grain zircons;(b)—concordia plot of U-Pb isotopic data

和曲线如图7b。离子探针U-Pb同位素测年结果表明,样品D2141花岗岩10颗结晶锆石的平均年龄为 27.6 ± 0.5 Ma(图7b),代表花岗岩的侵位结晶时代。

由于风火山北麓D2141花岗岩侵入于雅西错群砂砾岩内,在五道梁期湖相沉积之前遭受隆升和剥蚀,因此该花岗岩结晶锆石的U-Pb同位素年龄为青藏高原隆升提供了良好的年代学约束,说明雅西错群沉积结束时代及雅西错群地层挤压缩短变形时代早于 27.6 ± 0.5 Ma,五道梁群沉积时代晚于 27.6 ± 0.5 Ma,这与磁性地层学资料基本吻合。综合D2141花岗岩测年、雅西错群与五道梁群磁性地层及孢粉组合、古植被演化等资料,推断青藏高原在渐新世晚期约 $27.6 \sim 23.5$ Ma隆升高度达到或超过海拔4000 m。

5 结论与讨论

青藏高原广泛出露的中新世湖相沉积记录了青藏高原隆升的重要地质证据。青藏高原腹地下中新统五道梁群缓倾斜、近水平产状和微弱褶皱变形,指示中新世以来挤压缩短和地壳增厚不显著,地壳缩短增厚主要发生于中新世前。中新世前后的孢粉资料显示,在全球气候相对稳定的温暖气候环境,青藏高原不同地区渐新世中晚期热带亚热带阔叶林同步减少、暗针叶林同步增长,中新世早中期热带亚热带阔叶林几乎同步消亡、暗针叶林同步进入繁盛阶段甚至跃居主导地位,指示青藏高原在渐新世中晚期发生过整体快速隆升,至中新世早中期青藏高原的古海拔高度已经达到4000~4500 m,青藏高原隆升是造成渐新世晚期—中新世早中期青藏与周边邻区古植被显著分异的主要原因。根据现有磁性地层和U-Pb同位素测年资料,青藏高原在渐新世晚期约 $27.6 \sim 23.5$ Ma隆升高度达到或超过海拔4000 m。

根据湖相沉积、构造变形、孢粉组合揭示的青藏高原整体隆升时代与根据磨拉石建造、不整合关系、磁性地层揭示的青藏高原周边山脉快速隆升时代存在较大差别。前人在青藏高原周缘很多山前盆地都发现了巨厚的砾石层(砾岩层)或磨拉石(类磨拉石)建造,并应用磁性地层方法良好地确定了各砾石层的形成时代,如临夏盆地的积石砾岩($3.58 \sim 2.58$ Ma)(方小敏等,1997)、西南天山南麓和帕米尔—西昆仑北麓前陆盆地的西域砾岩($3.6 \sim 1.3$ Ma)(Zheng et al., 2000; 陈杰等,2001)、河西走廊酒泉盆地的玉门砾岩($3.60 \sim 0.93$ Ma)与酒泉砾石层($0.84 \sim 0.15$ Ma)(赵志军等,2001; 苏建平等,

2005)、龙门山山前盆地的大邑砾岩($2.7 \sim 2.2$ Ma)(李吉均等,2001)、喜马拉雅山南尼泊尔砾岩($3.0 \sim 2.5$ Ma)(Quade et al., 1995)。青藏高原周缘山前或前陆盆地的上新世—第四纪早期砾石层不但厚度巨大,而且在砾石沉积期间和沉积期后普遍发生了强烈的逆冲推覆构造运动和显著的区域褶皱变形,在砾石层底部、砾石层内部及砾石层上部形成多期角度不整合,具有磨拉石建造的典型特征(陈杰等,2001),对造山运动具有重要指示意义(Li et al., 1999; 李吉均等,1998, 2001; 陈杰等,2001),与山脉快速隆升存在良好对应关系。如玉门砾岩、酒泉砾石层与酒泉盆地周缘逆冲推覆构造运动存在动力学成因联系,对应于祁连山2期快速隆升事件(赵志军等,2001; 苏建平等,2005);大邑砾岩发育与龙门山推覆构造运动存在成因联系,对应于龙门山快速隆升事件(李吉均等,2001);西域砾岩发育与西南天山南麓、帕米尔—西昆仑北麓的逆冲推覆构造运动存在动力学成因联系(陈杰等,2001),对西南天山与西昆仑的山脉快速隆升事件具有重要指示意义;尼泊尔砾岩和西瓦利克上部砾石层记录了喜马拉雅山晚期快速隆升事件(李吉均等,2001)。但类似时代的巨厚砾岩、磨拉石建造及构造变形、造山运动在青藏高原内部却未见报道。青藏高原内部中新世早中期处于相对稳定的古大湖沉积环境(吴珍汉等,2006a),中新世晚期—第四纪长期处于伸展(走滑)构造环境(Harrison et al., 1995; Blisniuk et al., 2001),挤压构造变形微弱(图2),地壳缩短增厚不显著,不具备形成巨厚磨拉石建造的构造环境。因此,约3.6 Ma以来的造山运动和磨拉石建造主要发育于青藏高原周缘山区,对青藏高原内部没有产生显著影响,与青藏高原隆升似乎也不存在直接关系和成因联系,青藏高原(内部)挤压缩短变形和构造隆升主要发生于中新世早中期五道梁群湖相沉积之前。

尽管青藏高原不同地区新生代中晚期湖相沉积地层及其构造变形、孢粉组合良好地记录了青藏高原隆升及古环境演化过程,为青藏高原隆升提供了重要的地质证据,但仍然存在不少需要进一步研究的问题。相关问题包括:(1)大部分地区风火山群、雅西错群、五道梁群及其相当层位的地层存在显著差异,磁性地层资料为各地层单元(群)的时代提供了良好的年代学约束,但对部分露头的地层时代目前仍然存在争议;将雅西错群与五道梁群进一步细分,划分出 E_3^1 、 E_3^2 、 E_3^3 与 N_1^1 、 N_1^2 、 N_1^3 ,主要依据地层层序、孢

粉组合及部分样品的介形虫化石等资料(吴珍汉等, 2006b), 难免存在误差或误判;(2)新生代中晚期, 不同类型的古植被生存条件可能随时间发生不同程度的变化, 因此古植被与古海拔高度的关系可能更加复杂, 但根据古植被组合结合图 6 判别古海拔高度的误差目前尚难以估算;(3)伦坡拉盆地孢粉显示, 暗针叶林在渐新世早中期已经达到很高的比例(约 23%), 至渐新世晚期高达 36%~39.6%(图), 跃居主导地位, 说明青藏高原中部伦坡拉地区的隆升时代早于青藏其它邻区, 这与根据氧同位素比值得出的古海拔高度变化(David et al., 2006)基本吻合;(4)对青藏高原的隆升机理, 仅根据地表构造观测资料尚难以合理解释, 深部动力学过程具有不可忽视的重要作用(Klemperer, 2006)。对青藏高原的隆升过程和隆升机理, 还有待于更多更加深入的研究工作。

致谢:本文早更新世及早更新世前的孢粉分析和详细鉴定由王大宁研究员协助完成, 晚更新世与全新世的孢粉资料由赵希涛研究员提供; 科技部国际合作重点项目 2001CB711001 首席科学家赵逊研究员与 INDEPTH 项目首席科学家赵文津院士对论文相关工作给予了大力支持和长期指导, 美国地质学家 Patrick J. Barosh 教授对论文进行了精心修改。对各位专家的指导和帮助, 在此一并致谢。

参 考 文 献

陈杰, 卢演铸, 丁国瑜. 2001. 塔里木西缘晚新生代造山过程的记录—磨拉石建造及生长地层和生长不整合. 第四纪研究, 21(6): 528~539.

方小敏, 李吉均, 朱俊杰, 陈怀录, 曹继秀. 1997. 甘肃临夏盆地新生代地层绝对年代测定与划分. 科学通报, 42(14): 1457~1471.

黄赐璇, 王燕如, 梁玉莲. 1983. 试从孢粉分析论西藏中南部全新世自然环境的演变. 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队编, 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社, 179~192.

李吉均, 文世宣, 张青松等. 1979. 青藏高原隆升的时代、幅度和形式探讨. 中国科学(B辑), 9(6): 608~616.

李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 43(15): 1569~1574.

李吉均, 方小敏, 潘保田, 赵志军, 宋友桂. 2001. 新生代晚期青藏高原强烈隆升及其对周边环境的影响. 第四纪研究, 21(5): 381~391.

吕厚远, 王淑云, 沈才明, 羊向东, 童国榜, 廖淦标. 2004. 青藏高原现代土中云杉和冷杉花粉的空间分布. 第四纪研究, 24(1): 39~49.

青海石油管理局勘探开发研究院, 中国科学院南京地质古生物研究所. 1985. 柴达木盆地第三纪孢粉学研究. 北京: 石油工业出版社, 1~219.

宋彪, 张玉海, 万渝生等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26~30.

宋之琛, 刘金陵. 1982. 西藏南木林第三纪孢粉组合. 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队编, 西藏古生物第五分册. 北京: 科学出版社, 153~164.

宋之琛, 刘耕武. 1982. 西藏东北部早第三纪孢粉组合. 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队编, 西藏古生物第五分册. 北京: 科学出版社, 165~190.

宋之琛, 郑亚惠, 李曼英, 张一勇, 王伟铭, 王大宁. 1999. 中国孢粉化石(第一卷): 晚白垩纪和第三纪孢粉. 北京: 科学出版社, 741~773.

苏建平, 仵彦卿, 李麒麟, 张应华, 温小虎. 2005. 第四纪以来酒泉盆地环境演变与祁连山隆升. 地球学报, 26(5): 443~448.

孙秀玉, 范永瑛, 邓茨兰, 余正清. 1980. 渭河盆地新生代孢粉组合. 中国地质科学院院报地质研究所分刊, 1(1): 82~109.

孙秀玉, 赵英娘, 何卓生. 1984. 青海西宁—民和盆地渐新世至中新世孢粉组合. 地质论评, 30(3): 207~215.

吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 赵逊, 叶培盛. 2006a. 青藏高原腹地中新世早期古大湖的特征及其构造意义. 地质通报, 25(7): 782~791.

吴珍汉, 吴中海, 叶培盛, 胡道功, 彭华. 2006b. 青藏高原晚新生代孢粉组合与古环境演化. 中国地质, 33(5): 966~979.

吴征镒主编. 1980. 中国植被. 北京: 科学出版社, 30~49.

肖序常, 李廷栋. 2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制. 广州: 广东科学出版社, 237~270.

徐凤翔. 1981. 西藏亚高山暗针叶林的生长和分布. 南京林产工业学院学报, 1(1): 70~80.

徐仁. 1981. 大陆漂移与喜马拉雅山上升的古植物学证据. 见: 中国科学院青藏高原综合考察队编, 青藏高原隆升的时代、幅度和形式. 北京: 科学出版社, 8~18.

姚檀栋, Thompson L G, 施雅风等. 1997. 古里雅冰心中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学(D辑), 27(5): 447~452.

张青松, 李炳元, 景可等. 1981. 青藏地区上新世古地理和高原隆起. 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队编, 青藏高原隆升的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 26~29.

赵志军, 方小敏, 李吉均, 潘宝田, 史正涛, 颜茂都. 2001. 酒泉砾石层的古地磁年代与青藏高原隆升. 科学通报, 26(14): 1208~1212.

钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学(D辑), 26(4): 289~295.

Amijo R, Tapponnier P, Mercier J L, Han T. 1986. Quaternary extension in south Tibet: Field observations and tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 91(B14): 13803~13872.

Blisniuk M P, Hacker R B, Glodny J, Ratschbacher L, Bi Siwen, Wu Zhenhan, McWilliams O M, Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5Ma ago. Nature, 412: 628~632.

Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplifted before 14Myr ago from a new minimal age for east-west extension. Nature, 374: 49~52.

David B Rowley, Brian S Currie. 2006. Paleo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. Nature, 439: 677~681.

Dewey J F, Shackleton R M, Chang Chengfa, Sun Yiyin. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A327: 379~413.

Ding Lin, Kapp P, Dalai Zhong, Dan Wanming. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction. Journal of Petrology, 44(10): 1833~

- 1865.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, An Yin. 1992. Raising Tibet. *Science*, 225: 1663~1670.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Lovera O M. 1995. Activation of the Nyainqentanghla shear zone; implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. *Tectonics*, 14(3): 658~676.
- Jiang Dexin, Elenora I Robbins. 2000. Quaternary palynofloras and paleoclimate of the Qaidam basin, Qinghai Province, northwest China. *Palynology*, 24: 95~112.
- Klemperer S L. 2006. Crustal flow in Tibet: geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow. *Geological Society of London Special Publication*, 268: 39~70.
- Li Jijun. 1995. Records of uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and long-term climate change, in Li Jijun ed. *Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global changes*. Lanzhou Univ. Press, 1~18.
- Li Jijun, Fang Xiaomin. 1999. Uplift of Qinghai-Xizang Plateau and environmental change. *Chinese Science Bulletin*, 44(23): 2217~2224.
- Liu Zhifei, Zhao Xixi, Wang Chengshan, Liu Shun, Yi Haisheng. 2003. Magnetostratigraphy of Tertiary sediments from the Hoh Xil basin; implications for the Cenozoic tectonic history of the Tibetan Plateau. *Geophysical Journal International*, 154: 233~252.
- Metivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B. 1998. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: the Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 17(6): 823~842.
- Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon. *Review of Geophysics*, 31(4): 357~396.
- Quade J, Cerling T E, Bowman J R. 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 342: 163~166.
- Quade J, Cerling T E. 1995. Expansion of C₄ grasses in the late Miocene of northern Pakistan; evidence from stable isotope in paleosols. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 115: 91~116.
- Ratschbacher L, Frisch W, Liu G. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the Indus-Asia collision. *Journal of Geophysical Research*, 99: 19917~19946.
- Schackleton N J. 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, 307: 620~623.
- Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, Herman A B, Guo S, Valdes P J, Wolfe J A, Kelley S. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 Million years. *Nature*, 421: 622~624.
- Tapponnier P, Xu Z, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibetan Plateau. *Science*, 294: 1671~1677.
- Turner S, Arnaud N, Liu L, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, Van Calsteren P, Deng W M. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37: 45~71.
- Wang Chengshan, Liu Zifei, Yi Haisheng, Liu Shun, Zhao Xixi. 2002. Tertiary crustal shortening and Peneplanation in Hoh Xil region; implications for tectonic history of the northern Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 211~223.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 211~280.
- Zheng H B, Powell C M, An Z, et al. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 28(8): 715~718.

Geological Evidences for the Tibetan Plateau Uplifted in Late Oligocene

WU Zhenhan, WU Zhonghai, HU Daogong, YE Peisheng, ZHOU Chunjing

Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081

Abstract

Most geologists believe that uplift of the Tibetan Plateau is geodynamically related to shortening and thickening of the crust, further more which cause the change in monsoon intensity and the ecological shift in Asia. However, uplift time of the Tibetan Plateau is still unsolved. Statistical analyses of dip angle of Cenozoic strata outcropped in central Tibetan Plateau indicate that major shortening and thickening of the crust occur in Paleogene, and lacustrine strata kept horizontal and gently dipping over vast areas since Early Miocene. Sporopollen assemblages contained in lacustrine strata in the region show that tropical-subtropical broad-leaved trees decrease from Middle Eocene to Late Oligocene and almost disappear since Early Miocene while dark needle-leaved trees increase in Early-Middle Oligocene and flourish or dominate in Early-Middle Miocene. These data, together with climate change and chronological dating, indicate that the central Tibetan Plateau uplifted to ~4000 m in Late Oligocene.

Key words: lacustrine strata; sporopollen assemblage; vegetation change; Tibetan Plateau uplift

