

中国新近纪晚期三趾马动物群生活环境的 化石稳定碳同位素证据*

侯素宽^{1,2} 邓涛¹ 王杨³

(1 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 北京 100044; 2 中国科学院研究生院 北京 100039;

3 佛罗里达州立大学地质科学系 美国 塔拉赫西, FL 32306-4100)

摘要 中国新近纪晚期的三趾马动物群化石非常丰富。根据动物群组合特点及有蹄类高冠齿的普遍存在, 中国以及欧亚大陆其他地点的三趾马动物群都曾被认为生活于稀树草原环境中。本文分析了中国三趾马动物群化石的釉质碳同位素组成, 结果显示: 中国西部在晚中新世和早上新世是以 C₃ 草本植物为特征的温带草原, 并非以 C₄ 植物占优势的稀树草原。另一方面, C₄ 植物直到晚中新世最晚期才开始在山西东部地区出现, 其比例在上新世时得到进一步的提高, 但仍未占据统治地位。青藏高原在中中新世开始的明显上升造成了高原北部的降温和干旱, 抑制了 C₄ 植物在中国北方, 尤其是西北部的扩散。随着东亚夏季风的加强, C₄ 植物才逐渐从东向西扩散, 造成了上新世时期华北地区在东西方向上的显著环境分异。

关键词 新近纪 三趾马动物群 碳同位素 植被类型 气候环境

1 前言

许多重要的中国新近纪晚期地点以产丰富的三趾马动物群化石为特点, 包含鼬科 (Mustelidae)、鬣狗科 (Hyaenidae)、马科 (Equidae)、犀科 (Rhinocerotidae)、长颈鹿科 (Giraffidae) 和牛科 (Bovidae) 的丰富种类。这样的动物组合今天只能在非洲的稀树草原上见到, 因此, 中国以及欧亚大陆其他地点的新近纪晚期三趾马动物群也被认为生活于稀树草原环境中^[1~7]。三趾马动物群被解释为稀树草原环境的另一个最重要的证据是有蹄类中高冠齿的普遍存在^[4], 特别是在三趾马中发展到极致的高冠齿^[8]。大多数三趾马种类在生态上被解释为与现代的斑马极为相似, 是稀树草原的硬草取食者。不仅如此, 三趾马动物群中的食肉类和其他有蹄类在系统分类上与现代非洲稀树草原的动物类型也非常相似, 而在晚中新世之前的动物群中缺乏真正的食骨的鬣狗, 大型有蹄类也相当少。新近纪晚期欧亚大陆的稀树草原环境被认为分布于从中国经伊

*国家自然科学基金重点项目 (40232023)、国家重点基础研究发展规划项目 (2006CB806400) 和国家基础科学特殊学科点人才培养基金项目 (J9930095) 资助

侯素宽: 女, 25 岁, 硕士研究生, 主要从事古哺乳动物研究

朗、土耳其、俄罗斯南部直到希腊，甚至延伸至西班牙和北非的广大区域内^[2]，这些三趾马动物群地点正好位于现代的干旱地区。另一方面，也有人认为旧大陆上的这些地点应该是常绿的林地环境^[9]，并证明希腊和土耳其等地晚中新世的三趾马动物群生活于硬叶的常绿林地而非稀树草原^[10]。然而，中国新近纪晚期三趾马动物群的生活环境既非稀树草原也非常绿林地，我们将从食草哺乳动物化石牙齿釉质的稳定碳同位素特征来探讨这一问题。

2 原理

对化石的研究显示，牙齿釉质磷灰石内结构碳酸盐的碳同位素组成保存了新生代食草哺乳动物的食物同位素信号^[11, 12]，因此可以提供一个独立的证据来判断与哺乳动物食性有关的植被环境特征。在取食植物的有蹄动物中，具低冠齿的种类以柔嫩多汁的树叶为食，如安琪马 (*Anchitherium*)，而具高冠齿的种类以粗糙难嚼的草本植物为食，如三趾马 (*Hipparion*)。C₃ 植物包括乔木、灌木和草本植物，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于-2.3%~-3.4%之间，平均-2.7%。C₄ 植物全部为草本植物，其 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于-0.9%~-1.7%之间，平均-1.3%^[13]。食草哺乳动物的生物磷灰石内的碳同位素相对于食物源以-1.3%~-1.4%的幅度富集，这样，纯粹取食 C₃ 植物的动物其生物磷灰石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约为-1.3%，纯粹取食 C₄ 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约为+0.1%^[14-16]。由于牙齿釉质对成岩作用有极好的抵抗力，因此地质历史时期食草哺乳动物食物源中 C₃ 和 C₄ 植物的比例可以从对牙齿釉质进行碳同位素分析所得到的 $\delta^{13}\text{C}$ 值判断出来。在以下对哺乳动物化石的讨论中，我们认为具有纯粹 C₃ 食性的哺乳动物其化石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约为-1.3%~-0.9%，纯粹 C₄ 食性的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约为-0.2%~+0.2%，C₃/C₄ 混合食性的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约为-0.9%~-0.2%。

草原的概念比较宽泛，为了区分不同植被类型，本文中严格用稀树草原 (*savanna*) 来指示开阔的热带和亚热带植被环境，这种地区的植物生长在强烈季节性对比的气候条件下，以 C₄ 植物占优势，如阿根廷的潘帕斯草原和东非的塞伦盖迪平原^[17]。温带草原 (*steppe*) 被用来指示开阔的温带植被环境，这种地区的植物生长在温凉的气候条件下，以 C₃ 草本植物占优势，如俄罗斯的西伯利亚平原和加拿大的草原地带^[18]。

3 样品和方法

研究中，我们分析了来自中国不同的新近纪晚期三趾马动物群化石地点(图 1)的 108 件有蹄动物牙齿样品，包括甘肃临夏盆地晚中新世马科的三趾马 (*Hipparion*)、犀科的大唇犀 (*Chilotherium*) 和副板齿犀 (*Parelasmotherium*)、长颈鹿科的萨摩麟 (*Samotherium*)、鹿科的祖鹿 (*Cervavitus*)、牛科的羚羊 (*Gazella*)，上新世的三趾马、长颈鹿科的古麟 (*Palaeotragus*)、祖鹿、羚羊；山西保德地区晚中新世的三趾马、大唇犀、古麟、牛科的古大羚 (*Palaeoryx*)；寿阳地区晚中新世的三趾马；山西榆社盆地上新世的三趾马。这些动物几乎都是取食草本植物的高冠齿种类，以三趾马为典型代表，显示它们的生活环境是以草本植物为主的草原，而非乔木和灌木组成的森林环境。临夏盆地晚中新世样品的年龄分布在 11.1 Ma~8.1 Ma 之间，上新世样品的年龄为 5 Ma (年龄数据来源于根据化石证据^[19]对古地磁序列^[20]的重新解释)；山西保德

地区的样品分别来自 7 Ma 和 5.5 Ma 两个层位^[21]；化石对比显示寿阳样品的层位与保德的上化石层相当，年龄约为 5.5 Ma；榆社盆地的年龄为 4.0 Ma^[22]。

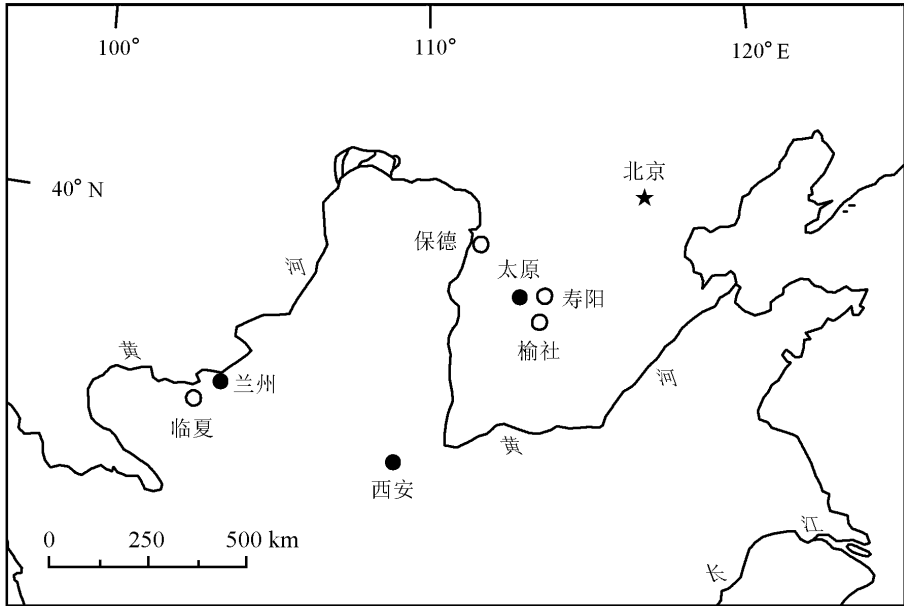


图 1 中国代表性三趾马动物群化石地点的地理位置

Fig. 1 Locations of the representative localities of the Chinese *Hipparion* fauna

哺乳动物的牙齿化石首先用人工清洗，然后将釉质剥离，磨成粉末。将釉质粉末与低浓度（5%）的次氯酸钠反应 12 h，以去除细菌蛋白和腐殖酸盐，然后用微玻璃滤纸过滤，再用蒸馏水彻底冲洗，在真空下冷冻干燥。得到的无机质粉末在低真空下先与 0.6% 的醋酸反应 12 h，以转移成岩碳酸盐，然后过滤清洗，再次真空冷冻干燥。将生物磷灰石釉质样品与 100% 的磷酸反应产生 CO₂ 并提纯，用质谱仪测定碳、氧同位素。所有样品的前处理和测试均在美国佛罗里达国家高磁野外实验室（NHMFL）进行，测量结果用以下公式计算：

$$\delta^{13}\text{C} = (R_{\text{样品}}/R_{\text{标样}} - 1) \times 1000$$

式中， $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ ，所有 $\delta^{13}\text{C}$ 结果都是采用 PDB 标准，分析误差小于 0.2‰（见表 1 和图 2）。

4 结果与讨论

自晚中新世开始，哺乳动物在欧亚大陆开始了快速适应辐射，包括以三趾马为典型代表的高冠齿类型，显然与草原的扩散协同发展。由于与三趾马动物群在生态上相似的现代非洲斑马动物群生活于以 C₄ 植物占优势的稀树草原，因此新近纪晚期的三趾马动物群原来也被认为生活于相同的环境中^[1-7]。

对临夏盆地自 11.1 Ma~8.1 Ma 的晚中新世三趾马动物群中食草有蹄类动物牙齿釉质的同位素分析表明，它们的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -1.2‰~-0.87‰ 之间，平均 -1.01‰，指示了典型的 C₃ 草本植物食性。其中三趾马的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -0.99‰、大唇犀为 -1.05‰、副

表 1 中国三趾马动物群中食草哺乳动物的釉质稳定碳同位素组成

Tab. 1 Stable carbon isotopic composition of tooth enamel of herbivores in Chinese *Hipparion* fauna

地区	地质时代	Ma	化石种类	$\delta^{13}\text{C}$ ($\times 10^{-3}$)									
榆社	早上新世	4.0	三趾马 <i>Hipparion</i>	-6.3	-5.9	-5.1	-4.9	-1.8					
临夏	早上新世	5.0	三趾马 <i>Hipparion</i>	-10.7	-10.3	-10.2	-10.1	-10.0	-10.0				
			古麟 <i>Palaeotragus</i>	-10.4	-10.1								
			祖鹿 <i>Cervavitus</i>	-10.8	-9.0								
			羚羊 <i>Gazella</i>	-12.3	-10.5	-9.8	-9.7	-9.6					
寿阳	晚中新世	5.5	三趾马 <i>Hipparion</i>	-8.3	-8.2	-8.0	-7.8	-7.8	-7.3	-4.4			
保德	晚中新世	5.5	三趾马 <i>Hipparion</i>	-10.0	-9.9								
			大唇犀 <i>Chilotherium</i>	-10.0	-10.0	-9.8	-9.7						
			7.0	大唇犀 <i>Chilotherium</i>	-11.9	-10.8	-10.1						
			古麟 <i>Palaeotragus</i>	-12.2									
临夏	晚中新世	8.1	三趾马 <i>Hipparion</i>	-10.6	-10.3	-10.2	-10.1	-10.0	-10.0	-9.8	-9.6	-9.3	-9.2
			大唇犀 <i>Chilotherium</i>	-9.9	-9.8	-9.4	-9.1	-8.9					
		8.2	三趾马 <i>Hipparion</i>	-10.2	-9.9	-9.7	-9.5	-9.5	-9.4	-9.3	-9.2		
			大唇犀 <i>Chilotherium</i>	-10.8	-10.8	-9.8	-9.7	-9.6	-9.5				
		9.1	三趾马 <i>Hipparion</i>	-11.6	-11.0	-10.9	-10.5	-10.0	-9.9	-9.1			
			大唇犀 <i>Chilotherium</i>	-12.0	-11.6	-11.5	-11.4	-11.4	-11.0				
		9.5	祖鹿 <i>Cervavitus</i>	-10.9	-10.9								
			三趾马 <i>Hipparion</i>	-11.5	-9.8	-9.5							
			大唇犀 <i>Chilotherium</i>	-11.4	-11.2								
			萨摩麟 <i>Samotherium</i>	-10.0	-9.7	-9.6							
			祖鹿 <i>Cervavitus</i>	-10.0	-9.9								
		11.1	羚羊 <i>Gazella</i>	-9.7	-9.1								
			三趾马 <i>Hipparion</i>	-10.5	-10.0	-9.4	-9.3	-9.1	-9.0	-8.7			
副板齿犀 <i>Pareasmotherium</i>	-10.1		-9.9	-9.9	-9.8	-9.8							

板齿犀为-0.99%、祖鹿为-1.04%、萨摩麟为-0.98%、羚羊为-0.94%，都落在食物为纯粹 C_3 植物的-0.9%~-1.3%范围之内且相互非常接近，显示在不同的食草动物之间没有明显的区别。也就是说，临夏盆地晚中新世的所有食草动物的釉质碳同位素组成都显示它们没有摄取 C_4 植物，包括极度高冠的三趾马在内，因此并非由于采样的偏移导致 C_4 植物不存在的结论。临夏盆地 5 Ma 的上新世食草动物釉质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围也在-1.23%~-0.90%之间，平均-1.02%，指示食性仍然为 C_3 草本植物。热带和亚热带的稀树草原以 C_4 植物占优势，显然，在晚中新世和早上新世的三趾马动物群时期，稀树草原并未在中国西部地区出现。另一方面， C_3 草本植物生长于温凉的气候中，因此中国的三趾马动物群的生活环境应该是温带草原。在山西最西部的保德地区，7 Ma 和 5.5 Ma 的晚中新世三趾马动物群的样品同样反映出以 C_3 草本植物占优势的温带草原，

其牙齿釉质 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围在 $-1.23\% \sim -0.97\%$ 之间，平均 -1.08% 。

与此相反，山西东部寿阳地区晚中新世三趾马的牙齿釉质 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围在 $-0.83\% \sim -0.44\%$ 之间，平均 -0.74% ；榆社盆地早上新世三趾马的牙齿釉质 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围在 $-0.63\% \sim -0.18\%$ 之间，平均 -0.48% 。寿阳和榆社样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值都落在食物为 C_3/C_4 混合类型的 $-0.9\% \sim -0.2\%$ 范围之内，指示有相当比例的 C_4 植物存在，在寿阳约占 33%，在榆社约占 56%。上述事实表明 C_4 植物直到 5.5 Ma 的晚中新世最晚期才开始在山西东部出现，并在上新世时得到进一步加强，但仍未占据统治地位。这一结果说明上新世时期华北地区在东西方向上已出现显著的环境分异，其动力显然来自东亚季风的作用。

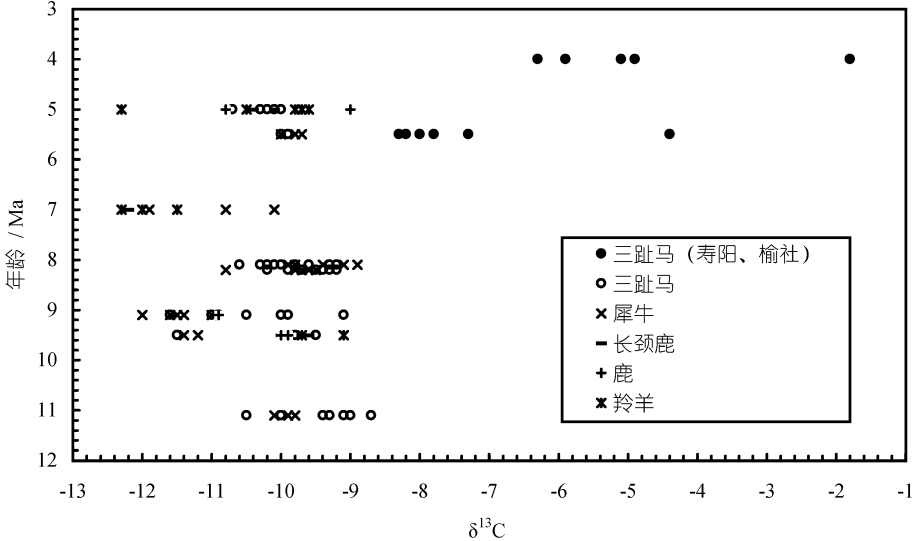


图2 中国三趾马动物群从晚中新世至早上新世的釉质碳同位素组成变化

Fig. 2 Variation of carbon isotopic composition of tooth enamel in the Chinese *Hipparion* fauna from the Late Miocene to the Early Pliocene

在欧亚大陆，马类主要的适应辐射发生在晚中新世，这个时期在牙齿上的重大变化是高冠齿的出现，即中中新世低冠的安琪马被晚中新世高冠的三趾马取代。长久以来，马类的这一变化被解释为从取食嫩叶向取食硬草的过渡，也表明高冠齿的出现与稀树草原环境的扩散相一致，新环境的出现为食草动物提供了一个新的适应地带。由于草本植物中包含了粗糙的矿物质，即植硅体，因此对牙齿的磨蚀作用非常剧烈。然而，我们的结论与稀树草原于晚中新世就已经在东亚广泛扩散的观点不同，因为在现代稀树草原中占优势的 C_4 植物直到上新世时期才在山西东部出现，而在其以西的地区则还要晚得多，我们在甘肃临夏盆地的分析显示 C_4 植物是出现在中更新世时期，并且不占优势地位，因此仍然不是稀树草原环境^[23]。

在南亚和东非，含 C_4 的植物分别在晚中新世和早上新世成为植被中的重要组成部分^[24, 25]。在北美， C_4 植物大量出现于晚中新世^[26]。由于高冠的马科动物出现得较早，因此在北美地区稀树草原环境也相应地被认为出现于晚渐新世或早中新世，但植物证据显示草本植物在中中新世以前并不占优势，草本植物是在晚中新世以后才大量增加

的^[27]。在包括中国在内的欧亚大陆，高冠的三趾马直到晚中新世才取代了低冠的安琪马，而在这个时期草本植物已广泛存在。对晚中新世红黏土的孢粉分析显示草本植物显著增加并在植被中占到优势地位，特别是干旱和半干旱的种类，指示一种干旱的草原环境^[28]。

中国三趾马动物群的化石产于特殊的红黏土堆积中。基于野外观察、磁化率测量和粒度等分析，晚中新世红黏土的形成与风积作用有关^[29-33]。在晚中新世时期，东亚的夏季风相当微弱，磁化率和岩石学特征显示晚中新世红黏土代表了非常干旱的气候特征^[34, 35]。粒度分析显示红黏土物质的物源遥远，有很稳定的风力系统搬运它们^[34]。红黏土中还含有大量喜干冷环境的蜗牛化石，根据碳酸钙结核的分布估计的年平均降雨量只有 400 mm^[36]。对中国红黏土中古土壤碳酸盐的分析也表明 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-0.96\% \sim -0.78\%$ 之间，同样指示 C_3 草本植物占优势的植被系统^[37]。

从另一方面看，高冠齿的大量出现，尤其是以三趾马为典型代表，是从晚中新世开始的。这一事实说明在晚中新世时期东亚显然具有开阔的草原环境，但并非像通常所认为的那样是与今天东非的斑马动物群生活的热带稀树草原一致的环境，而是温带以 C_3 草本植物为主的草原。温带草原同样拥有丰富的草本植物，对食草动物的牙齿有强烈的磨蚀作用。

北美地区的 C_4 植物扩散出现在距今 7 Ma ~ 5 Ma 的晚中新世，因此，当三趾马在 11.2 Ma 的晚中新世初期从北美迁徙到欧亚大陆的时候，它们仍然是适合于取食 C_3 草本植物的动物，所以在欧亚大陆的开阔温带草原地带可以获得极大的适应辐射，产生出大量新种类。直到上新世 C_4 植物在东亚开始出现后三趾马动物群的分异度才降低，经历了中新世末期绝灭事件之后的严重衰退。很多种类的绝灭可能与食物源的改变有关，如大唇犀、萨摩麟和大量的牛科动物。与此对应的是， C_4 植物在北美的晚中新世开始出现，其马科动物的分异度也从晚中新世开始显著降低^[8]。

C_4 植物的扩散被解释为大气二氧化碳水平的降低^[26, 38, 39]或者亚洲夏季风系统随着喜马拉雅山和青藏高原的快速上升而加强^[24, 40]。但也有人认为并不存在全球性的 C_4 植物扩散^[41, 42]，也没有证据显示大气 CO_2 水平在晚中新世有重大变化^[43]。有研究表明希腊和土耳其的众多中新世和上新世化石地点都与这个地区在今天的情况一样，以 C_3 植物占绝对优势，不存在热带稀树草原环境^[44]。

综上所述，中国西北部自晚中新世至早上新世为 C_3 草本植物占优势的温带草原， C_4 植物直到上新世才在华北东部出现，且并未占据统治地位。这一结果明显不同于南亚、东非和北美的情况，在这些地区从 7 Ma 开始 C_4 植物就已经广泛扩散^[24, 26, 39, 45]。中国三趾马动物群的生活环境显然受到了青藏高原隆升和东亚季风出现的强烈影响。青藏高原自中中新世以来的隆升已经达到阻碍印度季风深入中国内陆的程度，因此随着青藏高原北侧的变冷变干，抑制了 C_4 植物在中国北方，尤其是西北部的扩散。直到上新世，随着东亚夏季风的加强， C_4 植物才在华北地区自东向西扩散，但东亚季风的强度尚不能深入到中国西部，因此中国西部一直未出现 C_4 植物占优势的稀树草原环境。随着第四纪冰期的来临，东亚冬季风盛行，这一变化甚至影响到中国东部地区在早更新世又重新回到以 C_3 草本植物占优势的状态^[46, 47]。

参 考 文 献

- 1 Estes R. Social organization of African Bovidae. In: Geist V, Walter F, eds. *The Behaviour of Ungulates and its Relation to Management*. Berne: International Union for Conservation of Nature and Natural Resources, 1971. 166~205
- 2 Kurtén B. The Chinese *Hipparion* fauna. *Commentationes Biologicae Societatis Scientiarum Fennicae*, 1952, 13: 1~82
- 3 Kurtén B. *The Age of Mammals*. London: Weindelfeld and Nicolson Press, 1971. 1~250
- 4 Webb S D. The rise and fall of the late Miocene ungulate fauna in North America. In: Nitechi M H, ed. *Coevolution*. Chicago: University of Chicago Press, 1983. 267~306
- 5 Janis C M. Evolution of horns in ungulates: ecology and paleoecology. *Biological Review*, 1982, 57: 261~318
- 6 Janis C M. A climatic explanation for patterns of evolutionary diversity in ungulate mammals. *Palaeontology*, 1989, 32: 463~481
- 7 De Bonis L, Bouvrain G, Geraads D, et al. Diversity and paleoecology of Greek Late Miocene mammalian faunas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1992, 91: 99~121
- 8 MacFadden B J. *Fossil Horses*. New York: Cambridge University Press, 1992. 1~369
- 9 Bernor R L, Solounias N, Swisher III C C, et al. The correlation of three classical 'Pikermian' mammal faunas – Maragha, Samos and Pikermi – with the European MN unit system. In: Bernor R L, Fahlbusch V, Mittmann H-W, eds. *The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas*. New York: Columbia University Press, 1996. 137~156
- 10 Solounias N, Plavcan J M, Quade J, et al. The paleoecology of the Pikermian biome and the savanna myth. In: Agusti J, Rook L, Andrews P, eds. *Hominoid Evolution and Climatic Change in Europe, Volume 1: the Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe*. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 436~453
- 11 Thackeray J F, Van der Merwe N J, Lee-Thorp J A, et al. Carbon isotope ratios, atmospheric CO₂ and extinctions: evidence from late Permian therapsids. *Nature*, 1990, 347: 751~753
- 12 Quade J, Cerling T E, Barry J, et al. A 16 Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan. *Chemical Geology*, 1992, 94: 183~192
- 13 Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P, Fontes J C, eds. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 1. The Terrestrial Environment*. Amsterdam: Elsevier, 1980. 329~406
- 14 Sullivan C H, Krueger H W. Carbon isotope analysis of separate chemical phases in modern and fossil bone. *Nature*, 1981, 292: 333~335
- 15 Lee-Thorp J, Van der Merwe N J. Carbon isotope analysis of fossil bone apatite. *South African Journal of Science*, 1987, 83: 712~715
- 16 邓 涛, 李玉梅. 西藏吉隆盆地的植被生态类型及其在哺乳动物牙齿釉质稳定碳同位素组成上的响应. *科学通报*, 2005, 50(11): 1109~1113
- 17 Cole M M. *The Savannas: Biogeography and Geobotany*. London: Academic Press, 1986. 1~438
- 18 Still C J, Berry J A, Collatz G J, et al. The global distribution of C₃ and C₄ vegetation: carbon cycle implications. *Global Biogeochemical Cycles*, 2003, 17: 1~14
- 19 Deng T, Wang X M, Ni X J, et al. Sequence of the Cenozoic mammalian faunas of the Linxia Basin in Gansu, China. *Acta Geologica Sinica*, 2004, 78: 8~14

- 20 Fang X M, Garzzone C, Van der Voo R, et al. Flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet from the magnetostratigraphy of Linxia Basin, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 210: 545~560
- 21 岳乐平, 邓涛, 张云翔, 等. 保德阶层型剖面磁性地层学研究. *地层学杂志*, 2004, 28(1): 48~51
- 22 Tedford R H, Flynn L J, Qiu Z X, et al. Yushe Basin, China: paleomagnetically calibrated mammalian biostratigraphic standard for the Late Neogene of eastern Asia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 1991, 11: 519~526
- 23 Wang Y, Deng T. A 25 Ma record of paleodiet and environmental change from carbon and oxygen isotopes in mammalian tooth enamel and paleosols from the NE margin of the Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 236: 322~338
- 24 Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 1989, 342: 163~166
- 25 Cerling T E. Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *American Journal of Science*, 1991, 291: 377~400
- 26 Wang Y, Cerling T E, MacFadden B. Fossil horses and carbon isotopes: new evidence for Cenozoic dietary, habitat, and ecosystem changes in North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 107: 269~279
- 27 Axelrod D I. Rise of the grassland biome, central North America. *The Botanical Review*, 1985, 51: 163~201
- 28 马玉贞, 李吉均, 方小敏. 临夏地区 30.6 Ma~5.0 Ma 红层孢粉植物群与气候演化记录. *科学通报*, 1998, 43(4): 301~304
- 29 Evans M E, Wang Y, Rutter N W, et al. Preliminary magnetostratigraphy of the red clay underlying the loess sequence at Baoji, China. *Geophysical Research Letters*, 1991, 18: 1409~1412
- 30 Sun D H, Shaw J, An Z S, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25: 85~88
- 31 Ding Z L, Sun J M, Liu T S, et al. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161: 135~143
- 32 Ding Z L, Sun J M, Yang S L, et al. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clay-loess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25: 1225~1228
- 33 Guo Z T, Peng S Z, Hao Q Z, et al. Origin of the Miocene-Pliocene red-earth formation at Xifeng in northern China and implications for paleoenvironments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 170: 11~26
- 34 Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, et al. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 152: 49~66
- 35 强小科, 安芷生, 李华梅, 等. 佳县红黏土堆积的磁性性质及其古气候意义. *中国科学, D辑*, 2004, 34(7): 658~667
- 36 裴云鹏, 吴乃琴, 李丰江. 晚第三纪红黏土成因和沉积环境的生物学证据: 蜗牛化石记录. *科学通报*, 2004, 49(13): 1294~1298
- 37 Ding Z L, Yang S L. C₃/C₄ vegetation evolution over the last 7.0 Myr in the Chinese Loess Plateau: evidence from pedogenic carbonate $\delta^{13}\text{C}$. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 160: 291~299
- 38 Cerling T E, Wang Y, Quade J. Global ecological change in the late Miocene expansion of C₄ ecosystem. *Nature*, 1993, 361: 344~345
- 39 Cerling T E, Harris J, MacFadden B, et al. Global vegetation change through the Miocene-Pliocene boundary. *Nature*,
- 92

- 1997, 389: 153~158
- 40 Quade J, Cerling T E. Expansion of C₄ grasses in the Late Miocene of northern Pakistan: evidence from stable isotopes in paleosols. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1995, 115: 91~116
- 41 Morgan M, Kingston J, Marino B. Carbon isotopic evidence for the emergence of C₄ plants in the Neogene from Pakistan and Kenya. *Nature*, 1994, 367: 162~164
- 42 Kingston J, Marino B, Hill A. Isotopic evidence for Neogene Hominid paleoenvironments in the Kenya Rift Valley. *Science*, 1994, 264: 955~958
- 43 Pagani M, Freeman K, Arthur M. Late Miocene atmospheric CO₂ concentrations and the expansion of C₄ grasses. *Science*, 1999, 285: 876~879
- 44 Quade J, Solounias N, Cerling T E. Stable isotopic evidence from paleosol carbonates and fossil teeth in Greece for forest or woodlands over the past 11 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 108: 41~53
- 45 MacFadden B, Solounias N, Cerling T E. Ancient diets, ecology, and extinction of 5 million-year-old horses from Florida. *Science*, 1999, 283: 824~827
- 46 邓 涛, 薛祥煦, 董军社. 第四纪初气候转寒事件的化石稳定碳同位素证据. *科学通报*, 1998, 43(17): 1897~1900
- 47 邓 涛, 董军社, 王 杨. 化石稳定碳同位素记录的中国华北第四纪陆地生态系统演变. *科学通报*, 2001, 46(14): 1213~1215

STABLE CARBON ISOTOPIC EVIDENCE OF TOOTH ENAMEL FOR THE LATE NEOGENE HABITATS OF THE *HIPPARION* FAUNA IN CHINA

HOU Sukuan^{1,2} DENG Tao¹ WANG Yang³

(1 *Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100044;* 2 *Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039;* 3 *Department of Geological Sciences, Florida State University, Tallahassee, FL 32306-4100, USA*)

ABSTRACT

Fossils of the Late Neogene *Hipparion* fauna are very abundant in China. According to the features of faunal components and the presence of hypsodont teeth in ungulates, the *Hipparion* faunas in China and other Eurasian regions were considered to live in savannas. Carbon isotopes of tooth enamel of the Chinese *Hipparion* fauna are analyzed in this paper.

The analytical results show that the habitats in western China were steppes dominated by C₃ grasses during the Late Miocene and Early Pliocene instead of savannas dominated by C₄ plants. On the other hand, C₄ plants have not appeared until the terminal Miocene in eastern Shanxi, and they have increased but not dominated the vegetation up to the Pliocene. The significant uplift of the Tibetan Plateau since the Middle Miocene caused the cooling and aridity in the north side of this plateau, and restrained the dispersal of C₄ plants in northern, especially northwestern China. Along with the strengthening of the East Asian summer monsoon, C₄ plants dispersed gradually from the east to the west, and resulted in the obvious east-west differentiation of environments in northern China.

Key words Neogene, *Hipparion* fauna, carbon isotope, vegetation, environment