

最近 14 Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据^{*}

鹿化煜^{***} 安芷生 王晓勇 谭红兵 朱日祥 马海州
李 珍 苗晓东 王先彦

(中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075; 中国科学院青海盐湖研究所, 西宁 810008; 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 青海师范大学地理学系, 西宁 810008)

摘要 对青藏高原东北缘代表性的河流阶地-风成堆积序列进行了沉积学、地貌学和年代学的综合调查研究, 获得了最近 14 Ma 以来高原东北缘阶段性隆升的新证据和新认识. 湟水流域西宁-互助地区至少发育了 11 级典型的河流阶地(除第 1 级阶地 T1 外, 全部为基座阶地). 测试了阶地上覆风成黄土-红粘土序列的 1030 块古地磁样品、16 块释光样品和 4000 多个粉末样品, 结合地貌发育和地层结构分析表明, T11, T10, T8, T7, T3, T2 和 T1 分别形成于距今约 14, 11.3, 1.55, 1.2, 0.15, 0.07 和 0.01 Ma. 基于沉积物分析和地貌发育过程的研究证实, 这里的河流阶地以构造抬升驱动为主, 以气候变化对河流阶地发育的影响为辅. 因此, 西宁盆地的阶地序列指示了 14 Ma 以来高原东北缘的多次阶段性抬升, 其中, 在距今 14, 11.3, 1.2 和 0.15 Ma 的构造抬升是明显的. 青藏高原东北缘西宁-互助地区的河流在中新世数百万年时间内(T11 到 T9)下切不到 100 m, 而在更新世 1.2 Ma 以来(T7 以来)下切了 432 m, 指示了该地区在晚新生代后期加速隆升的事实. 湟水流域在 1.55~1.2 Ma 之间有一次大的水系格局调整. 在此之前, 古河流流向是西偏南, 之后流向为东偏南, 这次水系调整与构造活动有关.

关键词 青藏高原东北缘 地面抬升 河流阶地 黄土-红粘土 最近 14 Ma

新生代青藏高原隆升是地球演化重要的地质事件, 它可能影响着区域甚至全球的气候与环境^[1~18]. 但是, 现在关于高原隆升的时间、幅度和驱动机制的认识还

存在不同的观点, 高原隆升过程仍然是地球系统科学研究的重要内容之一. 青藏高原南部和中部正断层的测年结果、喜马拉雅山南麓广泛分布的西瓦利克群

2003-09-19 收稿, 2004-01-21 收修改稿

^{*} 国家自然科学基金(批准号: 40325007)和中国科学院知识创新工程项目(批准号: KZCX2-SW-118, KZCX1-10-01)资助

^{**} E-mail: luhy@loess.llqg.ac.cn

(Siwalik Group)的研究及其他地质记录表明,高原在早第三纪^[19]、或者大约 14 Ma 以前^[9,16,20,21],或大约 8 Ma 以前^[7~9,22]已经达到了最高的高度;而在高原东北部和北部的研究表明,在大约 4~2 Ma BP 的隆升对于高原的高度有决定性的作用^[5,13,18,23,24];同时,研究者也认为高原的主要隆升发生在更新世^[11,2,10,25~29]。最近,对高原北部边界阿尔金左行走滑断裂的研究表明,其从渐新世就开始发生错移并延续至今,平均速率是 9 mm/a^[30,31],表明伴随高原北部构造活动的新生代隆升可能很早就开始,而这些构造活动是否与高原南部和中部的构造活动在时间上有联系现在还不清楚。本文通过对青藏高原东北部湟水流域代表性的河流阶地序列及其上覆的风成堆积序列进行较全面的沉积学、地貌学和年代学的综合研究,获得了关于高原东北缘隆升过程的一些新证据和新认识。

1 地质与地貌

西宁盆地是青藏高原东北缘一个东西向延伸的

拉分盆地(图 1)。早第三纪的喜马拉雅运动使该地区弱隆起,中新世以后构造活动强烈,陆内汇聚作用加剧,形成了断裂控制下的盆地,堆积了偏红色厚层的新生代河湖相沉积物^[32,33],晚第三纪的沉积物不整合覆盖于早第三纪沉积物之上;其上堆积着第四纪厚层的风成黄土(夹古土壤)¹⁾^[34~36]。在长期的野外考察之后,我们发现在西宁-互助地区存在与晚第三纪河湖相沉积物同期异相的风成红粘土堆积,它们是粉砂-粘土质、偏红色、无层理、具有直立块状结构的弱复合密集古土壤层堆积,应该是黄土高原晚新生代风尘红粘土堆积在区域上的扩展(见图 2 中 T10 和 T11 阶地砾石层上覆的沉积物)。

湟水是黄河的二级支流,在湟水流域西宁-互助地区至少有 11 级河流阶地(其中,低处的 7 级阶地是湟水的,高处 4 级阶地是一条未命名的古河流的)。部分阶地上堆积着厚层连续的风成黄土和红粘土(图 2),为研究阶地的发育过程提供了很好的年代控制。

1 级阶地(T1)是堆积阶地,河流砾石层之上沉积

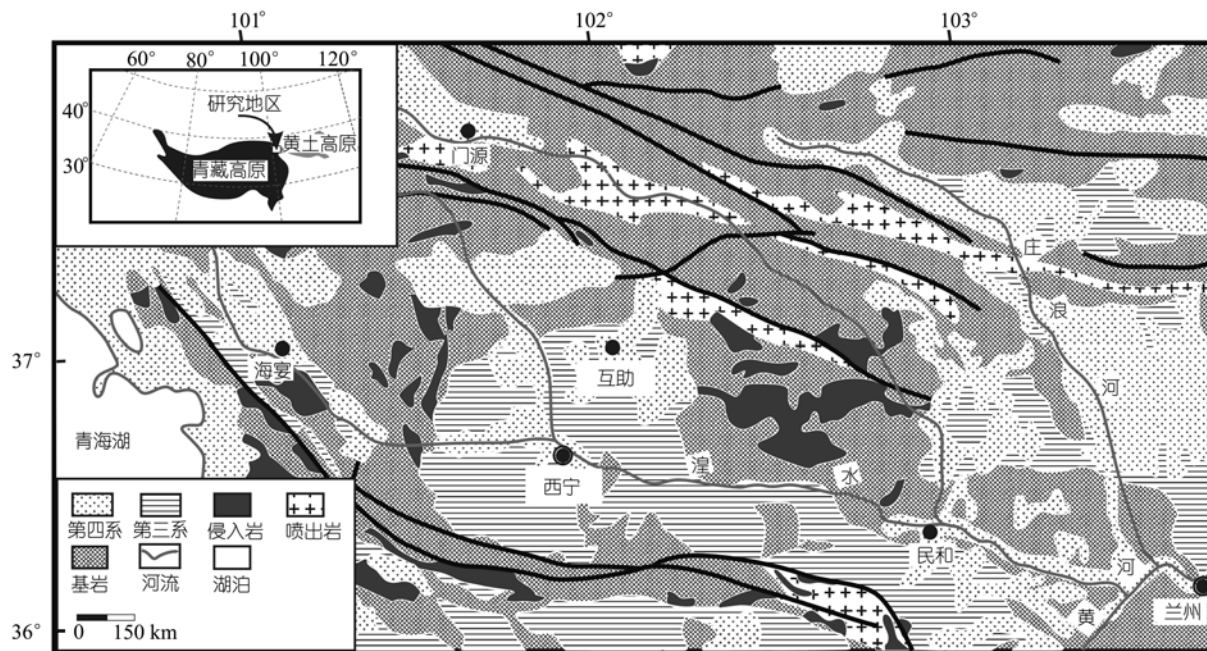


图 1 青藏高原东北部湟水流域地质与地貌图和工作地区位置

1) 马海州. 柴达木盆地湟水谷地沙漠黄土河湖阶地的研究. 兰州大学博士学位论文, 1996

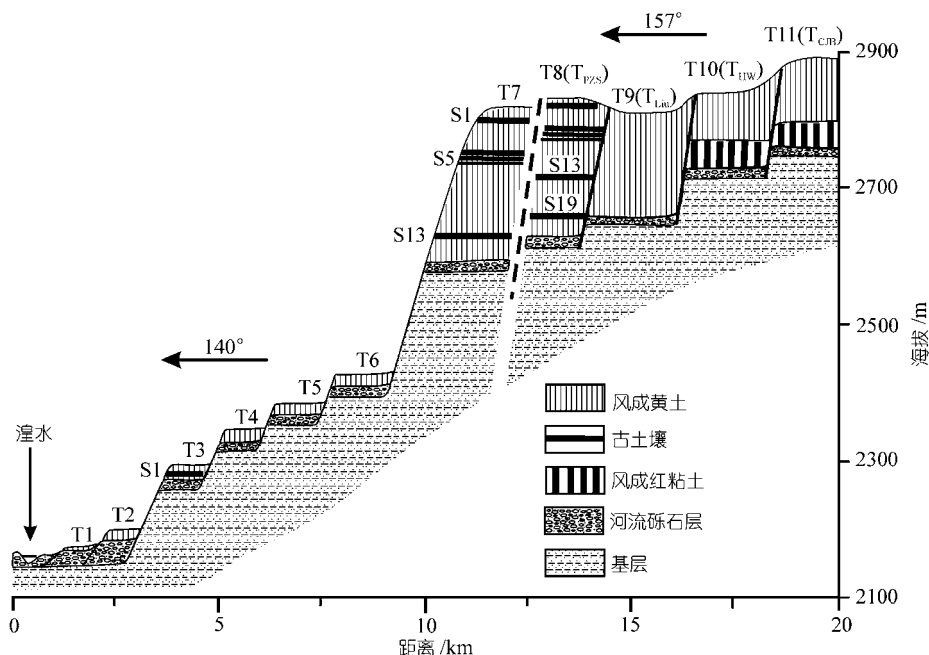


图2 西宁-互助地区的河流阶地序列与沉积结构

了厚约 2 m 的次生黄土. 2 级阶地(T2)是基座阶地, 基座是第三纪泥砂岩, 上覆 7 m 厚的河流砾石层, 之上是黄土古土壤堆积. 3 级阶地(T3)砾石层厚 5 m, 其上覆盖着黄土与古土壤. 4 级阶地 (T4)、5 级阶地 (T5) 和 6 级阶地(T6)的河流砾石层和基座地层出露好, 砾石层厚度分别是 13, 13 和 6 m, 基座是第三纪的河湖相陆源细粒碎屑堆积和厚层的盐类沉积物. 但是, 砾石层之上黄土堆积部分被侵蚀, 由于地层有缺失, 现在很难进行年代学的研究. 在 7 级阶地(T7)和 8 级阶地(T8, 即 T_{pzs})之上是厚层的风成黄土-古土壤序列. 其中, T7 之上的黄土古土壤厚约 230 m, T8 之上的黄土古土壤厚 202 m. 这些风成黄土堆积序列由浅黄白色较粗颗粒的黄土和褐红色颗粒偏细的古土壤交替组成, 黄土层厚度大而古土壤层厚度小. 其下是河流砾石层, 阶地基座是第三纪的河湖相沉积物. 9 级阶地(T9, 或 T_{liu})上的风成堆积保存不全, 难以进行测年研究. 在 10 级阶地(T10, 或 T_{hw})和 11 级阶地(T11, 或 T_{cjb})上覆有厚度约 110~130 m 的风成堆积, 均由两部分组成: 上部是浅黄白色黄土和浅红色弱发育的古土壤, 整体颗粒较粗, 结构疏松; 下部是固结相

对较好的褐红色或浅棕红色的粉砂质粘土, 有土壤团粒结构, 无层理. 观察发现, 这套偏红色的风成粉砂质粘土与黄土高原晚新生代红粘土堆积的结构和构造一样, 应该是早于黄土堆积的晚第三纪的风尘沉积物. 上覆在最高阶地 T11 之上的是风成红粘土的底部, 夹有长石和石英等砂粒以及较细的水平层理, 表明其受到一定的流水作用的影响和改造.

2 野外采样和实验室测试

对 T1, T2, T3, T7, T8, T10 和 T11 阶地砾石层之上的风成黄土-红粘土堆积进行了较为系统的年代学样品采集: 对年轻的黄土-古土壤堆积的定年主要应用释光年代学和标准黄土地层对比的方法(包括热释光和光释光测年, 下同), 对厚层较老的风成堆积序列主要应用地层对比和古地磁性地层定年. 其中, 对低阶地上部分出露不好的地层采用了探井采样, 总计人工挖井 4 孔, 深度分别是 17, 12, 20 和 16 m. 对 4 个高阶地上厚度总计近 700 m 的剖面进行连续的探槽采样, 探槽深度一般控制在 2~3 m, 使所得到的样品没有被污染.

采集释光年代学样品时, 用长 30 cm 不透明的金属管直接打进新鲜的剖面, 取出含样品的金属管后立即用黑色的塑料薄膜多层密封包好. 测试了 16 个样品, 部分样品同时使用了热释光和光释光的方法进行对比. 释光年龄测试在中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室完成, 使用的仪器是美国 DAYBREAK 公司生产的 TL/OSL1150 装置.

进行古地磁定向样品采集时, 在修理干净的新鲜剖面上取标有正北方向的块样, 每个样品在室内加工成 $2\text{ cm} \times 2\text{ cm} \times 2\text{ cm}$ 的平行样品 3 套, 总共得到 1030×3 块古地磁样品. 古地磁测试在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室的 2G 超导磁力仪上完成. 由于风成黄土-红粘土样品的热退磁曲线较为稳定, 在 300 左右就获得了原生剩磁(图 3), 对一半的样品进行了从 20 到 585 的系统热退磁, 其余样品的热退磁从室温逐步加热到 450 , 全部热退磁和剩磁测试是在零磁空间中($<300\text{ nT}$)进行的. 实验表明, 对高原风成黄土-红粘土交变退磁的效果不如热退磁好.

3 结果

基于地层对比和释光绝对测年, T1 阶地上覆的次生黄土的底部年龄为全新世早期, 距今 0.01 Ma 前后. 这一结果与以前 ^{14}C 测年研究一致^{1,2)}. T2 阶地砾石层之上是黄土堆积: 剖面顶部的古土壤层相当于黄土高原的全新世黑垆土, 其下是相当于马兰黄土的黄土堆积, 未见明显的 S1 古土壤. 系统的释光测年表明 T2 阶地上黄土底部的年龄为 0.07 Ma(图 4). T3 砾石层之上的马兰黄土部分被侵蚀, 保存的地层相当于马兰黄土的底部和 S1 古土壤层, 释光测年也证实了这一认识(图 4). 因此, T1, T2 和 T3 阶地上覆黄土古土壤底部的年龄分别是 0.01, 0.07 和 0.15 Ma(图 4).

野外观察和以前的研究^[34]均表明, T7 阶地砾石层之上的黄土古土壤序列可以与经典的洛川黄土地层^[37,38]对比. 其中, 剖面顶部第 1 层黄土层的释光测年表明其形成于末次冰期¹⁾; S4 古土壤发育好, 颜色

在整个剖面中最红, 厚度较大; 相当于上粉砂层 L9 的地层为厚层砂质黄土; 直接覆盖在 T7 阶地砾石之上的是一层颗粒较粗的砂质黄土层, 根据地层结构序列及与洛川标准的黄土古土壤序列对比^[37,38], 其相当于黄土高原的 L15 下粉砂层. 以前的古地磁研究表明该黄土堆积底部的年龄是 1.2 Ma^[25,34]. 为了验证这一结果, 我们仅对出露较好的 S1-L7 之间的地层进行了古地磁测试, 结果是正极性, 对应于古地磁年表的 Brunhes 正极性段^[39](图 5), 从而确认了野外对地层的认识是正确的. 基于这些分析, T7 形成于 1.2 Ma 以前.

T8 阶地砾石层上覆厚层连续的黄土古土壤堆积, 是本研究工作中主要分析的剖面之一. 该黄土-古土壤堆积的地层结构与黄土高原洛川标准黄土地层结构相似: 马兰黄土较疏松、颗粒粗, 并且颜色偏白; 其下的古土壤颜色偏红, 颗粒较细, 有明显的三分性, 具有黄土高原西部厚层 S1 古土壤的典型特征; 释光测年证明其形成于末次冰期旋回^[36]. 离石黄土由厚层的黄土层和薄层的弱发育古土壤层构成(土壤发育的强弱是相对于标准的洛川剖面的同一古土壤对比而言). 相当于 L2 的黄土层颗粒较粗(含较多细砂质和冻融层), S2 古土壤层具有二分结构, S4 古土壤颜色在整个剖面中最红, 相当于 S5 的古土壤层具有“红三条”的特征. L9 和 L15 颗粒较粗但厚度不是最大的. 午城黄土由较为密集的弱发育古土壤层和弱风化的黄土层构成, 总体上胶结强于离石黄土, 黄土与古土壤的反差较小, 午城黄土堆积序列不全. 从磁性地层和磁化率变化曲线来看(图 5), Brunhes/Matuyama 界线位于该剖面深度 104.5 m 处, Jaramillo 亚极性带位于深度 137~140 m 处. 根据具有年代控制的 Jaramillo 亚极性带以来的沉积速率外推, T8 阶地上覆黄土底部的年龄为 1.55 Ma.

T10 阶地上的风成堆积在剖面深约 70 m 左右有明显的整合面, 上部是第四纪的风成黄土堆积, 下部是棕红色到浅棕色的粉砂-粘土质风成红粘土堆积(图 2). 野外岩性观察和地貌发育分析表明, 这套浅棕红色的红粘土堆积明显老于早更新世的黄土-古土

1) 潘保田. 黄河发育与青藏高原隆起问题. 兰州大学博士论文, 1991

2) 见 856 页脚注

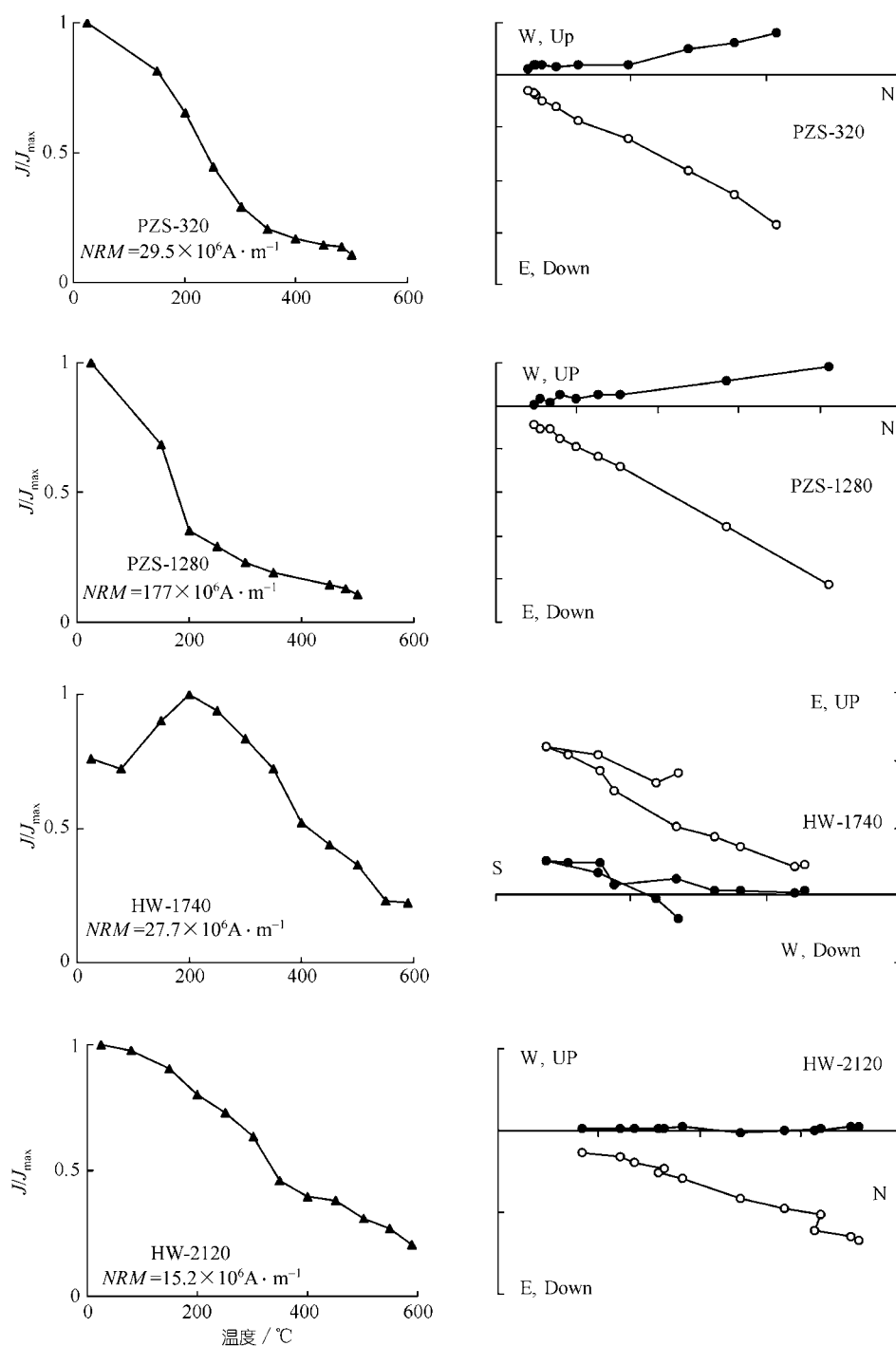


图 3 西宁-互助地区晚新生代黄土-红粘土样品退磁曲线(部分)

壤，而年轻于阶地砾石层下的中新世河湖相堆积。其偏红的颜色、粉砂-粘土质颗粒为主、无层理、具直

立状结构和厚层复合弱土壤发育等特征，表明其相当于黄土高原上新世和上新世的红粘土堆积。在西宁-

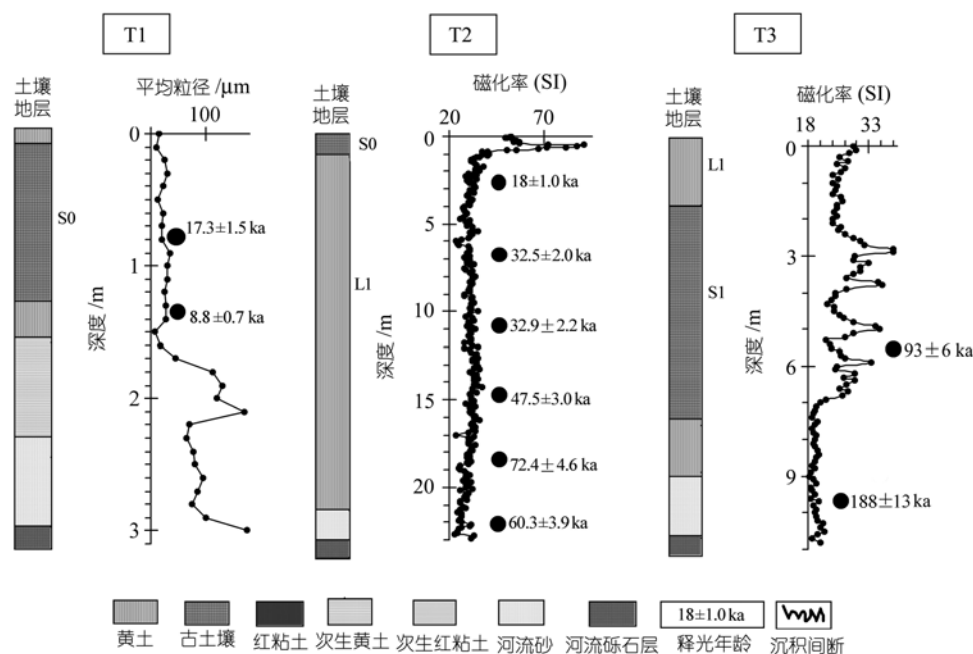


图 4 西宁-互助地区河流低阶地上覆风成堆积序列的释光年龄

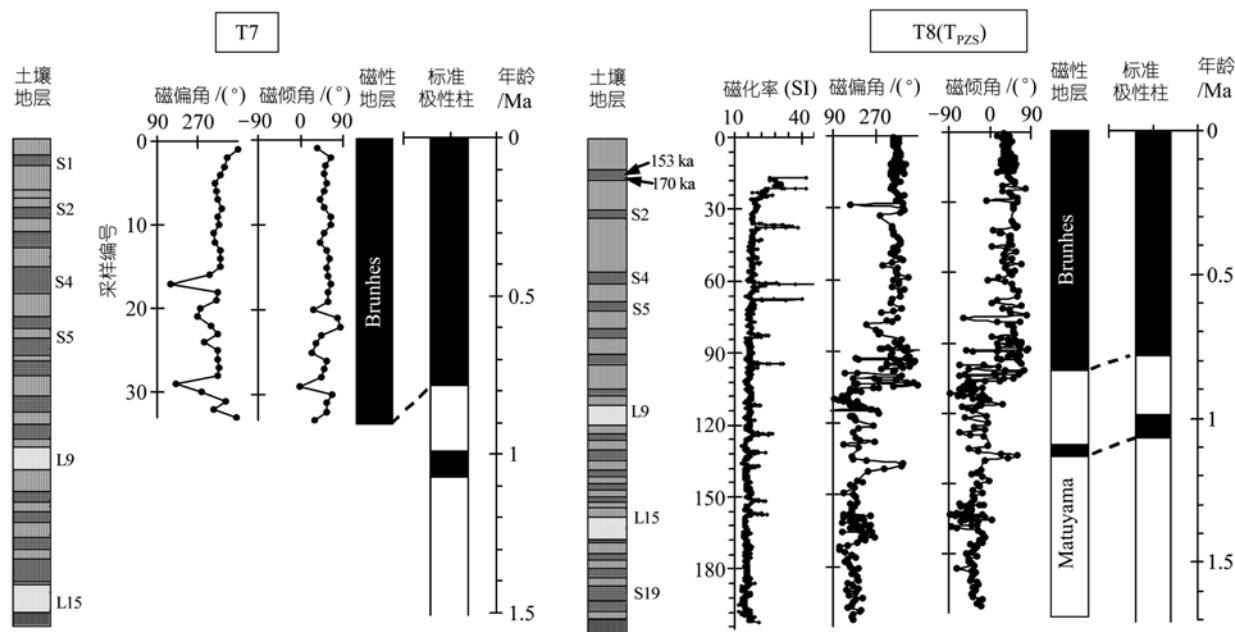


图 5 西宁-互助地区河流阶地上覆风成堆积序列的古地磁年龄(图例同图 4)

互助地区发现的含 *Megacricetodon sinensis* (中华巨尖古仓鼠), *Protalactaga tunggurensis* (原古跳鼠), *Rhinocerotidae* (真犀科) 和 *Cervidae* (鹿科) 等化石的中新世

车头沟组 [32,40,41] 应与这套厚层的风尘堆积为同期异相沉积。因此, 这套红粘土堆积的形成年代应在上新世-中新世期间。对该红粘土剖面进行间距 10 cm

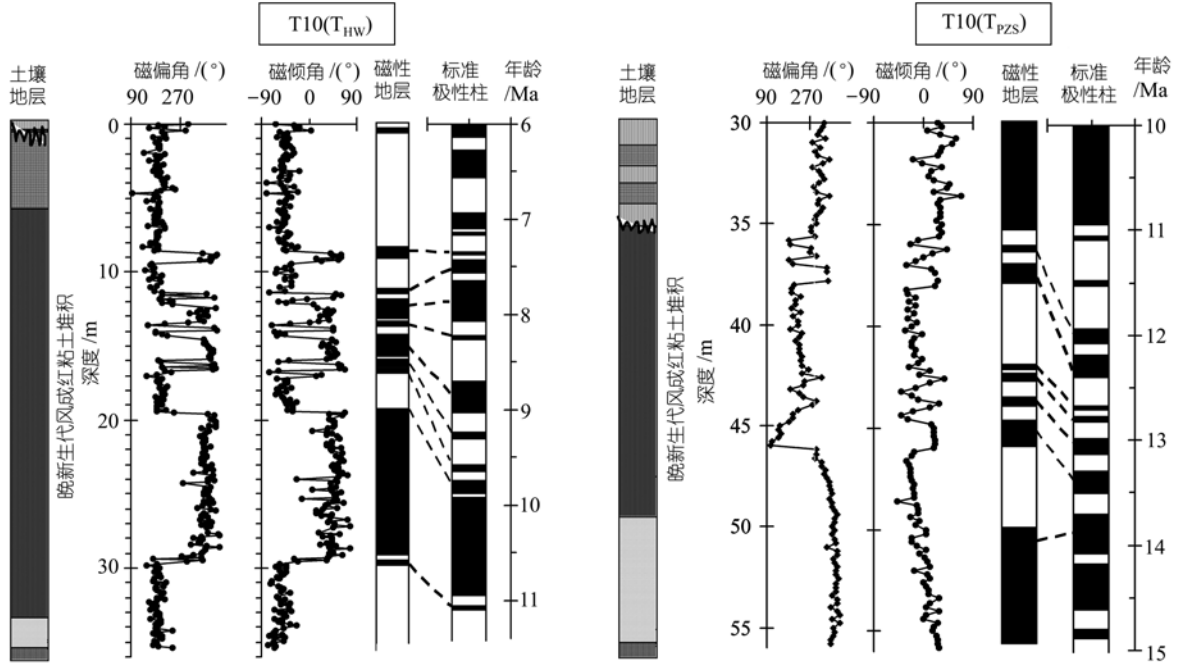


图6 西宁-互助地区河流高阶地上覆风成堆积序列的古地磁年龄(图例同图4)

的古地磁测试表明, 在深 19.5~29.5 m 记录了较厚的正极性段, 其以上有多次正负极性的转换。基于磁性地层结构和风尘堆积沉积速率较为稳定的认识, 这个长时间段的正极性应与 Cande 等^[39]极性表中的 C5n.2n 正极性段对应, 其余 3 个较长时间的正极性段应当分别与 C4An, C4n.2n 和 C3Bn 对应。据此对比方案, T10 阶地上风尘红粘土堆积底界的年龄是 11.3 Ma 左右(图 6)。

由于 T11 阶地的高度在 T10 之上, 根据基座阶地地貌发育过程分析, 其形成年代应该早于 T10。T11 阶地砾石层上覆的风成堆积的地层结构与 T10 相似, 由更新世的风成黄土古土壤和中新世-上新世的风尘红粘土构成(图 2), 阶地砾石层下伏中新世厚层的河湖相沉积^[32,33]。因此, 这套红粘土堆积发育的年代应当在距今 11.3 Ma 以前(T10 发育以前), 而在早中新世以后。依据实测磁性地层结构与标准的磁性地层柱对比, T11 上红粘土底部的正极性段应该与标准磁极性柱中 C5can 正极性段对比。考虑到风尘堆积沉积速率相对较为稳定, 这一对比方案使 C5can 正极性段以上

的磁性段可以与标准极性柱良好地对比, 也可以较好地解释整个实测磁性地层结构(图 6)。基于此, T11 阶地上覆的风成堆积底部的年龄大约是 14 Ma。

青藏高原东北地区风尘堆积的物源区在高原中、西部和亚洲内陆干旱地区^[35,36,42], 这些源区在早中新世就开始产出风扬粉尘^[43]。由构造抬升使河漫滩或泛滥平原高出水面时, 粉尘就可能开始堆积。所以, 风尘开始加积的年龄与阶地形成的年龄基本上是同时的, 阶地上风尘堆积底部的年龄就应该代表阶地形成的年龄^[27,29]。所以, 对连续的风成黄土-红粘土堆积的年龄测试获得了河流阶地发育的年代控制。

4 讨论

4.1 构造抬升对西宁-互助地区河流阶地形成的控制

湟水流域西宁-互助地区基座阶地的发育主要是受构造抬升控制的, 气候变化对阶地的形成过程影响较小。原因是: (1) 对低阶地(T1~T3)和高阶地(T7~T11)的测年表明, 这些阶地既可以形成于冰期,

也可以在间冰期或冰期-间冰期过渡时期形成, 因此其发育过程与气候变化关系不大. 另外, 晚新生代发生在 3.6 和 2.5 Ma BP 的重大气候转型^[2,14,15]在西宁-互助地区现在还没有找到相应的阶地记录, 也表明这里的阶地发育受构造抬升驱动. (2) 在西宁盆地湟水北岸河流阶地序列保存非常好, 而在其以南保存不全. 这种不对称的分布很难用气候变化驱动来解释, 可能是地面掀斜抬升的结果. (3) 阶地上的砾石层厚度沿河分布没有任何规律, 并且变化很大. 另外, 阶地砾石层基本不存在标准的二元结构的沉积特征. (4) 中国西北地区的干旱气候从早中新世就已经存在^[43], 因而, 流水作用对地貌发育的影响应该还是比较小的. 在西宁盆地发育的高深河流阶地、深切V型谷以及阶地之间较大的高差等, 也很难用气候变化驱动来解释. (5) 西宁盆地距离海洋超过了 2000 km, 气候变化导致的海面变化很难影响到湟水的地貌发育. 基于以上的原因, 我们认为气候变化驱动河流流量变化难以对西宁盆地高差很大的河流阶地的形成起主导作用. 所以, 西宁盆地的阶地发育主体上是构造驱动的, 地面抬升控制着阶地的级数、高度与高差, 阶地序列可以作为地面抬升过程的指示.

4.2 风成堆积序列的年代

湟水流域西宁-互助地区阶地上风成黄土-红粘土堆积较为连续、地层出露较好. 通过岩石地层学分析及与具有较好时间框架的黄土高原晚新生代的风成黄土-红粘土堆积序列对比, 获得了河流阶地上覆风尘黄土-红粘土堆积序列的年龄框架. 绝对释光年龄和古地磁测试证实, 阶地上保存的风成堆积物主要形成于中新世中、晚期和早更新以来两个时期. T7 和 T8 阶地上的黄土堆积与其临近的黄河兰州盆地高阶地上的黄土地层结构^[2,25]一致, 并且与黄土高原中部洛川标准的黄土地层可以较好地对比. T10 阶地上红粘土堆积的岩性和地层结构也可以与黄土高原的红粘土序列对比, 其老于午城黄土而年轻于早中新世的地层特征表明, 这些沉积物应该是在中中新世-上新世堆积形成的, 古地磁测试结果证实了这一认识(图 6).

4.3 晚新生代青藏高原东北缘的隆升过程

通过以上的分析可以认为, 西宁-互助地区的河

流阶地序列良好地记录了最近约 14 Ma 以来青藏高原东北缘阶段性的抬升过程. T11 阶地上的砾石层顶面高度是 2760 m (海拔高度, 下同), 其下出露数百米厚的阶地基座. 这个最高阶地形成于距今约 14 Ma 以前, 指示了一次河流下切和地面抬升, T11 也是迄今为止在青藏高原东北缘发现的最老的新生代河流阶地. T10 阶地的砾石层顶面高度是 2731 m, 形成于距今约 11 Ma 以前, T10 与 T11 的高程差是 29 m, 指示了河流较为缓慢的下切. T9 阶地(海拔 2660 m)与 T10 阶地的砾石层顶面的高程差是 71 m, 从阶地砾石层及河流冲击物的结构、岩性和风化程度分析, 这个阶地可能形成于中新世晚期. 但是, 由于阶地上覆的红粘土沉积被严重侵蚀, 阶地形成的具体年代现在还难以确定, 值得进一步研究. 在这些中新世河流阶地形成之后, 直到约 1.55 Ma 前后形成了新一级的 T8 河流阶地(也有可能在晚中新世、上新世和更新世早期形成的河流阶地没有被保存和被发现), 这级阶地砾石层顶面的高程是 2630 m. T7 阶地(海拔 2597 m)形成于距今约 1.2 Ma 前后. T8 和 T7 阶地上砾石的组成、结构和构造有很大的不同: T7 上的砾石层是由砂岩(61.9%)、石英岩(33.3%)和花岗岩(1.4%)组成; 而 T8 上的砾石层主要是砂岩(99%)组成, 花岗岩(0.7%)和石英岩(0.3%)只占很小的比例(表 1). 另外, T8 上的砾石排列指示的古水流偏向西南, 而 T7 偏向东南; T7 与其以下阶地的砾石层的结构与岩性相近, 而 T8 与其以上的阶地的砾石层组成与结构相同, 表明在 T7 和 T8 之间有一次大的流域性的水系调整, 推测是由于构造活动引起的. 在距今 1.55~1.2 Ma 之间流域水系调整之后, 现代湟水形成, 并且在湟水沿岸发育了至少 7 级阶地, 它们分别是: T7 (2597 m, 砾石层顶面海拔高度, 下同), T6 (2410 m), T5 (2368 m), T4 (2329 m), T3 (2272 m), T2 (2185 m) 和 T1 (2170 m). 由于 T6, T5 和 T4 阶地上覆沉积物部分被侵蚀, 不能获得较为确切的年龄. 但是, 基于层状地貌发育过程, 它们形成的年代应该晚于 1.2 Ma BP. 最低的三级阶地 T3, T2 和 T1 分别形成于距今 0.15, 0.07 和 0.01 Ma, 指示在最近的地质历史时期湟水的多次下切. 西宁-互助地区的古河流在中新世数百万年的时间段内下切的深度不到 100 m, 而在更新世大约 1 Ma 的时间内湟水

下切了 432 m, 指示了该地区在更新世加速隆升的事实。这也证实了以前关于青藏高原在更新世加速隆升的认识^[1,2,10,26,28]。当然, 气候变化引起的河流侵蚀量的变化也影响到抬升速率的计算结果。但是, 在晚新生代长时间内中国西北地区总体偏干和在长期的平均状况下气候变率较小^[43~45]的事实, 表明研究地点的下切速率主要受抬升速率控制。

表 1 湟水西宁阶地砾石层岩性野外统计结果

阶地 序号	统计砾石 /块	砂岩 /块	石英岩 /块	花岗岩 /块	其他岩性 /块
T0	391	236	109	25	混合岩 6 块、泥岩 3 块
T1	260	159	56	35	页岩 5 块、花岗岩 2 块
T2	261	108	84	1	麻粒岩、辉绿岩、千枚岩等 11 块
T3	230	134	34	17	砾岩、板岩、辉绿岩等 10 块
T7(DDL)	210	130	70	3	辉绿岩、片岩、片麻岩等 7 块
T(PZS)	300	295	1	2	砾岩 2 块
T(HW)	221	221	0	0	0
T(CJB)	221	217	3	2	0

西宁-互助地区河流阶地序列可能没有捕捉到青藏高原高原东北缘晚新生代隆升过程的每一个细节, 但是, 它为认识高原隆升幅度和时间提供了一个很好的地质记录, 尤其是新发现的中新世河流阶地, 提供了高原东北缘早期隆升的直接证据。一些研究结果显示, 在中新世中期青藏高原南部和中部已经达到了很高的高度^[9,20,21]。最近, 通过对植被变化的研究表明, 喜马拉雅地区抬升的时间比以前的认识要早^[16]。这些关于中新世中期高原隆升的证据也许能够与西宁-互助地区的中新世的河流阶地发育对应: 高原东北地区在距今 14 Ma 前后也开始了可感知的抬升。因此, 高原南北的隆升可能存在某种机制上的联系。在距今 1.55~1.2 Ma 之间发生的一次重要的构造活动以及在大约 1 Ma 的时间里湟水北岸发育 7 级阶地所指示的高原东北缘在更新世的多次隆升, 也被高原上的热水活动记录^[46]和邻近地区的河流地貌研究^[25,27,29]所证实。

以前报道的在距今 4~2 Ma 的高原隆升^[1,2,14,24]在西宁-互助地区的阶地序列中没有显示。一种可能的解释是, 当时形成的阶地没有被保存下来或被后期

的风尘堆积覆盖而没有被发现。在距今 9~8 Ma 的高原隆升在西宁-互助的阶地记录中也不显著, 它可能与 T9 阶地的发育过程对应, 但是, 由于缺乏测年材料, 现在还不能给出明确的回答。本研究还显示, 一些区域性的地面抬升与整个高原隆升有联系, 而另外一些地面抬升只有局部的意义。因而, 关于整个高原隆升过程与区域地质记录的关系需要进一步研究。只有获得了多个地点的研究结果并且通过深入对比分析才有可能得到整个高原隆升过程的正确认识。

现在, 我们还不能完全排除气候变化对西宁-互助地区河流阶地发育的影响。但是, 结合野外和室内的调查分析, 控制湟水流域河流阶地发育的主导因素是构造抬升这一认识是可以接受的。

5 结论

基于对层状地貌发育过程和沉积物的分析以及年代学研究, 获得了晚新生代青藏高原东北缘河流阶地发育过程及其所指示的地面抬升的时间和幅度的新证据, 取得了关于高原东北部隆升过程的一些新认识。青藏高原东北地区湟水流域的河流阶地发育主要受构造抬升控制, 阶地序列较好地指示了最近 14 Ma 以来西宁地区地面抬升的历史。中新世中期河流阶地的发现, 证明高原东北部开始隆升的时间比以前认为的要早, 这也是在青藏高原东北部发现的新生代最老的河流阶地。早更新世以来发育的湟水多级阶地指示了在最近地质时期高原东北缘的阶段性隆升。通过更新世与中新世抬升速率对比, 进一步论证了晚新生代高原东北缘加速隆升的事实。湟水流域在 1.55~1.2 Ma 之间有一次大的水系调整, 之前该地区的河流流向西偏南, 之后流向东偏南。这次水系调整可能受一次强烈的构造活动控制, 也使现代湟水水系格局形成。

致谢 特别感谢郭正堂研究员对本文提出许多宝贵的修改意见。

参 考 文 献

- 1 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. 中国科学, 1979, (6): 608~616
- 2 李吉均. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 1~11

- 3 张林源. 青藏高原上升对我国第四纪环境演变的影响. 兰州大学学报(自然科学版), 1981, (3): 142~155
- 4 Johnson N M, Opdyke N J, Johnson G D, et al. Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1982, 37: 17~42[DOI]
- 5 Powell C McA. Continental underplating model for the rise of the Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Letters*, 1986, 81: 79~94 [DOI]
- 6 Searle M P, Windley B F, Coward M P, et al. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 1987, 98: 678~701
- 7 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663~1670
- 8 Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 1993, 31: 357~396 [DOI]
- 9 Turner S, Hawkesworth C, Liu J, et al. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 1993, 364: 50~54[DOI]
- 10 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨, 中国科学, D 辑, 1996, 26(3): 289~295
- 11 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. *地理学报*, 1999, 54(1): 10~21
- 12 肖序常, 李庭栋. 青藏高原的构造演化与隆升机制. 广州: 广东科技出版社, 2000. 1~313
- 13 Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671~1677[DOI]
- 14 An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since late Miocene times. *Nature*, 2001, 411: 62~66[DOI]
- 15 Zhang P Z, Molnar P, Downs W R. Increased sedimentation rates and grain sizes 2~4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 2001, 410: 891~897[DOI]
- 16 Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, et al. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 2003, 421: 622~624[DOI]
- 17 Ruddiman W F, ed. *Tectonic Uplift and Climate Changes*. New York: Plenum Press, 1997. 1~515
- 18 Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 1992, 359: 117~122 [DOI]
- 19 Chung S, Lo C, Lee T, et al. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 1998, 394: 769~773[DOI]
- 20 Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 1995, 374: 49~52 [DOI]
- 21 Blisniuk P M, Hacker B R, Glodny J, et al. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. *Nature*, 2001, 412: 628~631 [DOI]
- 22 Burbank D W, Derry L A, France-Lanord C. Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon. *Nature*, 1993, 364: 48~50 [DOI]
- 23 Metivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two areas: The Qaidam and Hexi corridor basins, China. *Tectonics*, 1998, 17: 823~842[DOI]
- 24 Zheng H B, Powell C M, An Z S, et al. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 2000, 28: 715~718 [DOI]
- 25 李吉均, 方小敏, 马海州, 等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 316~322
- 26 王富葆, 李升峰, 申旭辉, 等. 吉隆盆地的形成演化、环境变迁与喜马拉雅隆起, 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 329~335
- 27 岳乐平, 雷祥义, 屈红军. 黄河中游水系的发育年代. 地质论评, 1997, 43: 186~192
- 28 Sun J M, Liu T S. Stratigraphic Evidence for the Uplift of the Tibetan Plateau between ~1.1 and ~0.9 myr Ago. *Quaternary Research*, 2000, 54: 309~320 [DOI]
- 29 潘保田, 邬光剑, 王义祥, 等. 祁连山东段沙沟河阶地的年代与成因. 科学通报, 2001, 45(24): 2669~2674
- 30 Yue Y J, Liou J G. Two-stage evolution model for the Altyn Tagh fault, China. *Geology*, 1999, 27: 227~230[DOI]
- 31 Yin A, Rumelhart P E, Butler R, et al. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. *GSA Bulletin*, 2002, 114: 1257~1295
- 32 青海省地质矿产局. 青海区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991. 195~245
- 33 邓中林, 侯元才, 古凤宝, 等. 青海东北部第三纪西宁-贵德-化隆盆地充填特征、孢粉组合方式与古气候变化. 青海地质, 2000, 9(1): 43~53
- 34 曾永年, 马海州, 李珍, 等. 西宁地区湟水阶地的形成与发育研究. 地理科学, 1995, 15(3): 253~258
- 35 李珍, 聂树人. 西宁黄土沉积及其物质来源. 地球科学——中国地质大学学报, 1999, 24(6): 581~584
- 36 鹿化煜, 马海州, 谭红兵, 等. 西宁黄土堆积记录的最近 13 万年高原季风气候变化. 第四纪研究, 2001, 21(5): 416~426
- 37 Liu T S. *Loess and Environment*. Beijing: China Ocean Press, 1985. 1~251
- 38 Lu H Y, Liu X D, Zhang F Q, et al. Astronomical calibration of loess-paleosol deposits at Luochuan, central Chinese Loess Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 154: 237~246[DOI]
- 39 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 6093~6095 [DOI]
- 40 邱铸鼎, 李传夔, 王士阶. 青海西宁盆地中新世哺乳动物. 古脊椎动物与古人类, 1981, 19(2): 156~169
- 41 李传夔, 邱铸鼎, 王士阶. 青海西宁盆地中新世地层及哺乳动物群性质. 古脊椎动物与古人类, 1981, 19(4): 313~320
- 42 谢远云, 张序强, 何葵, 等. 青藏高原东北缘黄土粒度组成及物质来源分析, 中国地质, 2002, 29(3): 317~321
- 43 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159~163 [DOI]
- 44 Sun D H, Shaw J, An Z S, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2Ma late Cenozoic aeolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25(1): 85~88[DOI]
- 45 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[DOI]
- 46 侯增谦, 李振清, 曲晓明, 等. 0.5 Ma 以来的青藏高原隆升过程——来自岗底斯带热水活动的证据. 中国科学, D 辑, 2001, 31(增刊): 27~33[摘要] [PDF]