论文

塔吉克盆地东北缘海相-风成沉积序列与中亚晚始新世-早中新世干旱化的初步研究

王鑫^{①*}, Brian KRAATZ^②, Jin MENG^③, Barbara CARRAPA^④, Peter DECELLES^④, Mark CLEMENTZ^⑤, Sherzod ABDULOV^⑥, 陈发虎^{①⑦†}

① 兰州大学资源环境学院, 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;

② Western University of Health Sciences, Pomona 91766, USA;

③ American Museum of Natural History, New York 10024, USA;

④ Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson 85721, USA;

⑤ Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming, Laramie 82071, USA;

⑥ Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology of the Academy of Sciences, Dushanbe 734063, Tajikistan;

⑦ 青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101

* 通讯作者, E-mail: xinw@lzu.edu.cn;

† 通讯作者, E-mail: fhchen@lzu.edu.cn

收稿日期: 2015-10-26; 接受日期: 2016-02-22; 网络版发表日期: 2016-05-05

国家自然科学基金项目(批准号: 41302144, 41130102)、教育部国家外专局学科引智计划项目(编号: B06026)和兰州大学西部环境教育部重点实验室开放基金项目(编号: LZUJBKY-2013-BT01)资助

摘要 新生代亚洲内陆干旱化的时空演化历史及其驱动机制, 是国际古环境研究的热点和重点, 然而至今缺少直接来自中国境外干旱区的新生代干旱化记录. 对塔吉克盆地东北缘代表性剖面的沉积相分析结果表明, 该地区早新生界地层底部以副特提斯海沉积序列为主, 中部为厚层风成砂与河流砂交互沉积, 上部以风成黄土、砂黄土状堆积为主, 顶部为河湖相沉积和风成黄土状堆积交互沉积. 根据已发表的火山灰 U-Pb 年代、初步的古地磁年代框架及区域地层划分证据, 风成砂和黄土、砂黄土状堆积物形成于晚始新世和渐新世, 表明中亚的干旱环境可能从始新世晚期已经开始, 其形成和发展与构造活动驱动的晚始新世副特提斯海退缩密切相关.

关键词 塔吉克盆地东北缘, 早新生代, 风成沉积, 副特提斯海, 中亚干旱化

1 引言

地质证据表明, 中亚干旱区经历了由早新生代

副特提斯海主导的湿热环境到晚新生代干旱-半干旱环境的显著转变(图1) (如, Popov等, 2004; Dodonov, 1991), 该环境转变过程可被认作为亚洲内陆干旱化

中文引用格式: 王鑫, Kraatz B, Meng J, Carrapa B, Decelles P, Clementz M, Abdulov S, 陈发虎. 2016. 塔吉克盆地东北缘海相-风成沉积序列与中亚晚始新世-早中新世干旱化的初步研究. 中国科学: 地球科学, 46: 674-690, doi: 10.1360/N072015-00294

英文引用格式: Wang X, Kraatz B, Meng J, Carrapa B, Decelles P, Clementz M, Abdulov S, Chen F H. 2016. Central Asian aridification during the late Eocene to early Miocene inferred from preliminary study of shallow marine-eolian sedimentary rocks from northeastern Tajik Basin. Science China Earth Sciences, 59: 1242-1257, doi: 10.1007/s11430-016-5282-z

过程(如, 刘东生, 1985; Rea等, 1985; An等, 2001; Guo等, 2002). 众多研究认为, 新生代亚洲内陆干旱化的形成和发展与青藏高原隆升(Manabe和Broccoli, 1990; Kutzbach等, 1993; An等, 2001, 2014; DeCelles等, 2007; Molnar等, 2010; Liu等, 2014; Zheng等, 2015)、新生代全球降温(Prell和Kutzbach, 1992; Ding等, 1995; Meng和Mckenna, 1998; An等, 2001; Dupont-Nivet等, 2007; Kraatz和Geisler, 2010; Lu等, 2010; Miao等, 2012)、尤其与副特提斯海的退缩(Ramstein等, 1997; Zhang等, 2007; Bosboom等, 2011, 2014a, 2014b; Sun和Jiang, 2013; Wang等, 2014)等下垫面条件的变化有关. 探讨亚洲内陆干旱化的形成机制, 首先需要来自于亚洲内陆干旱区这一核心区域的直接地质证据, 才能更为深入地理解干旱化与高原隆升、全球变冷或古海陆变迁的具体联系.

北半球中高纬度内陆地区分布面积广泛的风成沉积(包括风成砂和风成粉尘)是亚洲内陆干旱化的产物, 沉积连续的风成沉积序列成为研究亚洲内陆干旱化历史及其驱动机制的核心载体(Heller和Liu, 1982; Rea等, 1985; An等, 2001; Guo等, 2002; Sun等, 2010). 前期, 亚洲风成沉积和亚洲内陆干旱化历史的研究主要集中于东亚季风区的中国黄土高原以及北太平洋地区. 对中国黄土高原黄土-古土壤序列及下伏红黏土序列的研究表明, 主体黄土高原大规模风成物质出现于7~8Ma(Sun等, 1998; Ding等, 1999; Song等, 2001), 西部黄土高原及以西地区的风尘历史最早可追溯到22~26Ma(Guo等, 2002; 刘进峰等, 2005; Hao和Guo, 2007; Sun等, 2010; 强小科等, 2010; Ge等, 2012; Zhang等, 2014), 而最近对塔里木盆地及其周缘(Wang等, 2014; Bosboom等, 2014a; Zheng等, 2015)、准噶尔盆地及天山北麓(Sun等, 2010)、兰州盆地(Zhang等, 2014)等多条新生代剖面的研究结果表明, 风成沉积在早新生代地层中普遍与河湖相地层共存, 风成沉积含量在晚始新世(~34Ma)、早中新世(~23Ma)、5.3Ma、3.4Ma、2.8Ma阶段性增加(Sun等, 2011a; Wang等, 2013, 2014; Zhang等, 2014), 与北太平洋深海岩芯记录的亚洲风尘演化历史大体一致(Rea等, 1985). 随着研究的不断深入, 一些基本的科学问题显得尤为突出, 例如, 亚洲内陆地区是否存在更老的典型风成沉积? 中亚干旱区新生代的干旱化历史? 干旱化与副特提斯海退、青藏高原隆升等区域性地质事件存在怎样的联系? 研究程度极为薄弱的

中亚干旱区的新生代风成沉积记录研究是解决问题较好切入点.

塔吉克斯坦位于亚洲中部的典型西风环流影响区(Chen等, 2008, 2010), 是中高纬度亚洲内陆干旱区的重要组成部分和连接中国沙漠和中亚沙漠的咽喉, 是气候变化“西风模式”的核心区域(Chen等, 2010; 黄伟等, 2015), 更是深入理解新生代中亚干旱区风尘和干旱化历史及其驱动机制的重要地区(Dodonov和Baiguzina, 1995; Ding等, 2002).

塔吉克盆地北临天山、东临帕米尔高原(图1c), 地处亚洲内陆干旱中心, 现今和地质历史时期受西风环流影响显著(Ding等, 2002; 黄伟等, 2015). 已有的地层资料表明, 塔吉克盆地边缘的古近系地层以浅海相地层和陆相红层交互沉积组成, 地层序列与费尔干纳盆地、阿赖依谷地和塔里木盆地的相当(Burtman, 2000; Bosboom等, 2014a), 表明上述盆地在新生代早期为统一的大型沉积盆地, 在海侵期构成副特提斯海的最东缘(图1a). 受新生代帕米尔高原向北推移隆升的影响, 横亘中亚的大型沉积盆地在晚新生代的某个时期开始解体(Burtman, 2000), 在帕米尔高原西侧、北侧和东侧分别形成前陆盆地, 发育了巨厚的以磨拉石建造为主的沉积序列(Hamburger等, 1992; Burtman, 2000; Coutand等, 2002; Zheng等, 2000; Sun和Liu, 2006; Heermance等, 2007; Wang等, 2014). 完整的新生界沉积序列, 蕴藏了副特提斯海退缩和帕米尔高原隆升的地质信息.

已有的塔吉克盆地风成沉积记录研究集中于第四纪(Dodonov, 1991; Forster和Heller, 1994; Dodonov和Baiguzina, 1995; Frechen和Dodonov, 1998; Ding等, 2002; Yang等, 2006). Ding等(2002)对Chashmanigar剖面黄土-古土壤序列的年代学和古气候记录研究结果表明, 塔吉克盆地第四系风成黄土-古土壤序列的底界年龄为1.77Ma, 最老可达2~2.5Ma(Dodonov, 1991), 与最新在伊朗黄土高原发现的早更新统黄土同期(Wang等, 2016), 是迄今为止中亚干旱区已报道的最老风成黄土堆积, 为认识中亚风尘和干旱化历史提供了宝贵的沉积记录. 但该地区新生代风成沉积历史和干旱化记录的研究则极为薄弱. 鉴于此, 我们对塔吉克盆地及周边地区开展了新生代地层考察, 在盆地东北缘发现了沉积连续的早新生界副特提斯海-古砂丘砂-风成黄土、砂黄土沉积序列(Carrapa等, 2015). 在前期研究基础上, 本文重点报道了代表性

图1 亚洲内陆中高纬度地区由早新生代副特提斯海主导环境(a)向极端干旱环境(b)的显著转变和中亚地质背景简图(c)

晚始新世副特提斯海海水分布范围示意图改绘自 Wang 等(2014), 现今沙漠-黄土分布范围图改绘自 Dodonov(1991)和 Wang 等(2016), 中亚地质简图改绘自 Carrapa 等(2015). (b) 黑色断线为现代亚洲夏季风的边界线(据 Chen 等, 2010), 绿色实心方块表示研究剖面位置. (c) QS-第四系风成砂; QX-第四系砾岩; Q-第四系; N-新近系; E-N-古近系-新近系; E-古近系; K-E-白垩系-古近系; K-白垩系; J-侏罗系; PJ-古生界和其他

剖面Sari剖面(SR剖面)和Peshtova剖面(PE剖面)的沉积相结果, 通过更详细的岩性、沉积构造、全岩粒度组成、石英颗粒表面微结构特征、常量元素地球化学组成等证据进一步论证了特征层位段沉积物的风成因, 结合初步的古地磁年代框架、火山灰U-Pb年代(Carrapa等, 2015)和区域地层划分(Dzhalilov等, 1982; 塔吉克斯坦1:200000地质图, 1962)证据, 就相关古气候问题进行了初步探讨。

2 实验方法

在PE剖面的特征层位采集散样385块, 进行了粒

度分析, 在剖面下部地层中各选择20个代表性样品, 进行了扫描电子显微镜和地球化学分析. 粒度实验用常规方法(鹿化煜和安芷生, 1997)对样品进行系统的前处理, 步骤如下: (1) 取2~5g粉末样, 放入300mL的烧杯, 加10mL 10%的双氧水(H_2O_2), 在电热板上加热煮沸至反应平静, 以去除原样中的有机质; (2) 注入10mL 10%的盐酸(HCl), 加热至无反应气泡产生, 去除样品中的碳酸盐; (3) 加满蒸馏水, 静置12h使颗粒充分沉淀; (4) 用移液管抽取多余的蒸馏水, 注入10mL分散剂($(NaPO_3)_6$), 在超声振荡仪中振荡7min后, 在Mastersizer 2000全自动激光粒度仪

上完成测量. 扫描电子显微镜实验首先用常规前处理方法去除样品中的有机质和碳酸盐, 将处理过的样品冷却、洗净、干燥后用双面导电胶带黏到样品台上, 在日本日立公司生产的S4800型扫描电子显微镜下观察、照相并记录. 特征地球化学元素含量和比值的测量, 将样品用球磨机研磨, 称取4g压样, 在荷兰Philip公司的PANalytical-PW2403X荧光光谱仪上分析.

在PE剖面下段以~1m间距采集定向手标本, 部分岩性段因粒度过粗不适宜开展古地磁定年和地层批覆原因而未采集古地磁标本, 累计采集古地磁定向样品350块. 选择10块代表性样品在VFTB(variable field transition balance)居里秤上测量高温磁化强度曲线和磁滞回线, 以明确主要的载磁性矿物. 将加工好的古地磁样品首先测量天然剩磁, 然后在MMTD80热退磁炉上自室温按100℃间隔加热至250℃, 以50℃间隔加热至400℃, 以40℃间隔加热至680℃, 在2G 760SRM超导磁力仪上测量样品每一步退磁后的剩磁.

环境磁学实验在福建师范大学福建省湿润亚热带山地生态重点实验室完成, 其余所有实验在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成.

3 地层剖面和沉积序列

研究剖面位于塔吉克斯坦东北缘, 地处帕米尔-天山交汇带西南. 剖面周边地层主要由白垩系、古近系灰绿色浅海相地层和棕褐色陆相红层、新近系陆相红层和第四系风成黄土(Dodonov, 1991; Ding等, 2002; Yang等, 2006)组成(图2a; 据塔吉克斯坦1:200000地质图, 1963). 受帕米尔-天山碰撞影响, 区内构造复杂, 发育了一系列NE-SW向断层(图2a), 导致地层褶皱变形. 根据地层出露, 选择了距Khoviling市东北约40km的SR剖面(38°33'27"N, 69°48'12"E)和PE剖面(38°35'51"N, 69°55'20"E)开展了地层的测量、描述和采样工作.

3.1 PE剖面

PE剖面底部位于一大型背斜的核部, 顶部位于一大型向斜核部(图2b). 实测剖面厚度1450m, 岩性变化明显, 根据岩性和沉积相变化, 可分为4个岩性

大段(图3), 自底部向顶部描述. 第一岩性段: 0~257m, 以大套棕褐色泥岩、粉砂岩、细砂岩夹一套灰绿色地层为特征(图3a). 其中, 0~17m以棕褐色泥岩、粉砂岩为主, 块状粉砂岩成层分布, 层面常见波痕等流水作用痕迹, 棕褐色泥岩成薄层分布, 表面风化程度高, 6~8m处为含牡蛎化石的灰绿色泥岩薄层; 17~55m以灰绿色泥岩、钙质泥岩、泥粒灰岩、白云质泥岩为主, 含浅海相双壳类化石; 55~257m下部以棕褐色泥岩夹少量薄层灰绿色泥岩和棕红色块状粉砂岩为主, 中部以红色碎屑岩堆积为主, 地表植被覆盖度高, 上部以薄层棕褐色泥岩和棕红色粉砂岩规律互层组成, 常见水平层理和波痕, 含无层理的棕褐色块状粉砂岩. 第二岩性段: 257~472m, 以表面风化为灰白色的淡桔红色-棕红色细砂岩为主, 含极少量棕红色泥岩薄层(图3a和b). 砂岩富含石英颗粒、分选好、磨圆度高, 常见大型交错层理. 第三岩性段: 472~1310m, 以棕红色无层理的细粉砂岩为主(图3b~e). 其中, 472~658m由棕红色细粉砂岩夹薄层(单层厚度小于5m)淡桔红色细砂岩组成, 658~1310m以棕红色细粉砂岩夹少量薄层(单层厚度小于2m)棕褐色块状泥岩为主. 该岩性段地层以无层理红色碎屑沉积为主, 多见垂直节理, 向上逐渐出现薄层(单层厚度1~5m)具水平层理的棕红色粉砂岩和无层理的灰绿色粉砂岩夹层. 棕红色细粉砂岩质地均一、分选好、磨圆度高、富含石英颗粒, 常见虫孔、锈斑、钙结核等弱成壤作用痕迹. 第四岩性段: 1310~1450m, 由青灰色泥岩、淡紫红色砂岩和棕红色细粉砂岩规律互层组成(图3e). 青灰色-棕红色泥岩层常见薄水平层理、波痕等流水作用痕迹, 淡紫红色砂岩层呈厚层分布, 含少量磨圆度较高的小砾石, 棕红色粉砂岩层与下伏地层的沉积特征大体一致.

PE剖面地层整体向东南倾斜, 地层产状大体一致, 未见明显的角度不整合. 各岩性段间具有岩性渐变特征, 例如, 与最高海相层上下相邻的陆相红层中, 均发育有浅海相灰绿色泥岩、钙质泥岩薄层, 与厚层淡桔红色砂岩层上下相邻的地层中, 均见沉积特征相似的砂岩薄层(图3). 我们在野外追踪了这套地层的空间分布, 结合卫星遥感证据, 发现这套地层至少在900km²范围内均有出露. 地层岩性的渐变特征和大范围内的一致性表明, 该沉积序列无大的沉积间断, 在构造尺度上可能为连续沉积.

图2 塔吉克盆地 SR 和 PE 剖面位置、周边地质图(a)及 NW-SW 向地质剖面简图(b)

改绘自塔吉克斯坦 1:200000 地质图(1962). (a) 黑色实心方框为 Chashmanigar 第四系黄土剖面位置(Ding 等, 2002; Yang 等, 2006)

3.2 SR 剖面

SR剖面受构造运动影响地层发生了倒转(图2b). 主剖面出露了完整的早新生界副特提斯海沉积序列(塔吉克斯坦1:200000地质图, 1962), 由三套浅海相地层和陆相红层交互沉积组成(图4a). 第一套海相层下部为厚度大于100m的巨厚石膏层, 主要由白色、灰白色厚层块状或中厚层晶粒状石膏岩和硬石膏组成(图4b), 夹少量浅灰色及灰白色白云岩; 上部岩性以青灰色钙质砂岩、钙质泥岩和泥质灰岩为主(图4c), 含大量双壳类化石(图4d); 上覆富含石膏的棕红色泥

岩、粉砂岩层(图4e), 未见化石. 第二套海相层下部为黄绿色、灰绿色碳酸盐、钙质泥岩、钙质砂岩和生物碎屑岩互层组成, 表面风化为淡黄色, 生物碎屑以破碎的双壳类化石为主; 上部由青绿色钙质泥岩、钙质砂质组成(图4f), 见大量双壳类化石; 上覆具水平层理的陆相红层, 岩性以棕褐色泥岩与红棕色砂岩为主(图4g), 含少量次生石膏. 第三套海相层为新生代沉积序列中的最高海相层, 由灰绿色泥岩、钙质泥岩、泥粒灰岩、白云质泥岩为主(图4h), 含双壳类、有孔虫等多门类浅海相生物化石; 上覆具水平层理

图 3 PE 剖面岩性柱略图及典型岩性段照片

地层照片中黄色虚线示意岩性界限, 黄色实线示意地层产状. 红色五角星指示最高海相层顶部火山灰夹层位置. 火山灰 U-Pb 年代、岩性柱和图 3c 岩性段照片引自 Carrapa 等(2015). 地层年代划分根据塔吉克斯坦 1:200000 地质图(1962)

的棕红色泥岩、粉砂岩(图4i).

SR剖面出露了完整的早新生界副特提斯海沉积序列, PE剖面出露了最高海相层及上覆的巨厚陆相红层(图2b), 两条剖面可通过最高海相层和表面风化为白色的厚砂层作为标志层可靠对接, 构成完整的早新生界沉积序列. 塔吉克盆地及周边地区的早新生界浅海相地层在不同区域有较好的对比(Carrapa 等, 2015), 在沉积特征和古生物面貌上, 与塔里木盆地西南缘的早新生界副特提斯海沉积序列(唐天福,

1992; Bosboom等, 2011, 2014a, 2014b; Sun和Jiang, 2013; Wang等, 2014)相近.

4 结果和讨论

4.1 沉积相分析

在野外根据沉积物的颜色、成分、结构、构造、古生物化石等证据初步判断沉积相(Reading, 1996), 根据粒度、扫描电子显微镜特征和元素地球化学证据

图4 SR剖面沉积序列及典型岩性照片

进一步验证了沉积物成因. PE剖面岩性变化明显, 可辨识出三种主要沉积相, 分别是浅海相、河湖相和风成相.

浅海相沉积主要分布于第一岩性段下部, 在6~8、17~55、61~62和79~79.5m处可见. 岩性以灰绿色泥岩、钙质泥岩、泥粒灰岩、白云质泥岩为主, 含海相双壳类化石*Gorizdrella cf. kachanovae salibaev*等化石(图5a), 指示了浅海沉积环境.

河湖相沉积主要分布于第一岩性段和第四岩性段, 在第二和第三岩性段以夹层形式出现. 河流相沉积以具水平层理的棕红色、淡紫红色砂岩、砂质泥岩为主(图5b), 在层面常见波痕等流水作用痕迹. 其粒度组成呈多峰分布, 由河流跃移组分(250~400 μm), 河流悬移组分(3~15 μm)和超细粒组分组成(<2 μm), 并普遍叠加有风成短距离跃移组分和长距离悬移组分(图6a), 与干旱区晚新生代河流相砂岩的粒度分布曲线类似(图6b)(Sun等, 2011a). 湖相沉积主要出现于第四岩性段, 以青灰色具薄水平层理的泥岩为主, 与淡紫红色河流相砂岩层和淡棕红色无层理的块状粉

砂岩层规律互层(图5c). 其粒度组成多由众数粒径<10 μm 的湖相悬移组分和超细粒组分叠加而成(图6c), 与现代湖泊中心沉积物的粒度特征相似(图6d).

风成相在剖面中普遍可见, 包括风成砂和风成黄土、砂黄土, 集中分布于第二、三岩性段, 在第四岩性段中与河湖相沉积共存. 其中, 风成砂主要发育在第二岩性段, 岩性以淡桔红色细砂岩为主, 常见高角度大型交错层理(图5d和e), 质地疏松、分选好、磨圆度高、富含石英. 典型样品的粒度分布曲线呈双峰分布, 由大量分选好的风成砂组分(ca. 150 μm)和极少量分选较差的粗粒组分(ca. 20 μm)和细粒组分(ca. 10 μm)叠加而成(图6e), 与塔克拉玛干沙漠现代砂丘砂的粒度组成相似(图6f). 石英颗粒粒度较粗, 以次圆-次棱角状为主, 分选好, 见麻面结构、蝶形坑等风成物质特有的微结构形态(图7a和b), 与巴丹吉林沙漠古砂丘砂的特征相近(图7c)(Wang等, 2015), 为典型的古砂丘砂(Pye, 1987).

风成黄土、砂黄土以棕红色块状粉砂岩为主, 无层理(图5f和g)、常见垂直节理, 粉砂岩质地均一、分

图 5 塔吉克盆地中部早新生界沉积序列中典型沉积相岩性照片

(a) 最高海相层; (b) 具水平层理的河流相砂岩; (c) 具薄水平层理的灰绿色湖相泥岩; (d)和(e) 具大型交错层理的风成砂, 黄色虚线示意风成砂交错层理; (f)~(j) 无层理的风成黄土、砂黄土状堆积: (f)和(g)示意无层理沉积特征, 黄色实线示意地层产状; (h) 块状结构; (i) 垂直节理发育, GPS 平行层面放置; (j) 虫孔、铁锰胶膜等弱成壤作用痕迹, 引自 Carrapa 等(2015)

选好、磨圆度高、富含石英、常见虫孔、锈斑和钙结核等成壤作用痕迹(图5h~j), 与风成黄土沉积序列的沉积特征相似. 风成黄土的粒度曲线多呈三峰分布, 由极少量分选较差的超细粒组分($<2\mu\text{m}$)、少量细粒组分(ca. $10\mu\text{m}$)和大量分选较好的粗粒组分(ca. $50\mu\text{m}$)叠加而成(图6g和i), 与中国黄土高原第四系黄土的

粒度组成类似(图6h)(Sun等, 2004). 但粗粒组分的众数粒径普遍较大, 与塔克拉玛干沙漠南缘下风向地区的昆仑山黄土(图6j)更为接近. 该类样品石英颗粒粒度较细、以棱角状和次棱角状为主、常见蝶形坑等风成沉积特有的机械破碎特征(图7d). PE剖面的黄土、砂黄土粒度较粗, 平均粒径为约 $50\mu\text{m}$, 砂粒含量

图6 PE剖面不同沉积相代表性样品的粒度分布曲线及其与典型沉积相样品的对比

粒度组分的分离用粒度分布函数方法(Sun等, 2002)完成. 比较样品粒度分布曲线引文见正文描述. 柱状图图例见图3

介于10~70%(图7e). 平均粒径和砂粒含量较中国黄土高原第四系黄土的粗、高而较现代沙丘砂的细、低, 与塔克拉玛干沙漠南缘昆仑山黄土的粒度特征(图7e)(方小敏等, 2001)较为接近, 指示接近沙漠近源粉

尘的沉积特征. PE剖面的黄土、砂黄土样品特征地球化学元素含量与中国黄土高原晚新生代风成红黏土的大体一致(图7f), 接近上地壳地球化学元素的平均状况, 表明沉积物的形成经历了充分的混合, 进而验

图7 PE剖面代表性风成沉积样品的沉积学特征

(a)~(d) 扫描电子显微镜及其与巴丹吉林沙漠古砂丘砂样品的对比; (e) 土壤质地三角图; (f) 常量地球化学元素组成及其与黄土高原黄土的对比. (a) 扫描电子显微镜照片与 Carrapa 等(2015)为同一样品. 巴丹吉林沙漠古砂丘砂扫描电子显微镜图引自 Wang 等(2015), 昆仑山黄土、塔克拉玛干沙漠沙丘砂、兰州黄土砂粒和黏粒含量数据分别引自方小敏等(2001)、Sun 等(2011a)和 Pan 等(2012), 西峰红黏土常量元素含量数据引自 Guo 等(2002), 土壤质地三角图根据 Gerakis 和 Baer(1999)方法绘制

证了其风成成因(Guo等, 2002; Sun等, 2010). 岩性、粒度、扫描电子显微镜和地球化学元素证据, 从不同侧面, 进一步验证了这类沉积物的风成成因.

根据沉积相在沉积序列和空间上的变化, 可在PE剖面划分出四个大的沉积相组合: 0~257m, 以浅海相-河流相沉积为主, 含少量风成物质; 257~472m, 厚215m, 以风成砂和河流砂交互沉积为主; 472~1310m, 厚838m, 以风成黄土、砂黄土占据主导, 内含若干薄层河流相或冲积相夹层, 向上河流相沉积逐步增多; 1310~1450m, 厚度大于140m, 河湖相-风成相组合, 含大量风成物质.

4.2 塔吉克盆地早新生代沉积序列的年代框架

我们在最高海相层中新发现了丰富的中、晚始新世双壳类、有孔虫和钙质超微化石(Carrapa 等, 2015), 与塔里木盆地西南缘相应海相层中的古生物化石年代相当(Bosboom等, 2011, 2014a, 2014b; Wang等, 2014). 在PE剖面最高海相地层顶部发现了火山灰夹层, 其U-Pb年代为 (38.9 ± 0.5) Ma, 指示了塔吉克盆地最高海相层结束的年代(Carrapa等, 2015).

对PE剖面最高海相层之上的部分层位进行了载磁性矿物分析和初步的古地磁定年研究. 图8为代表性样品的经过顺磁校正后的磁滞回线与热磁曲线.

图8 PE剖面下段地层代表性样品的磁滞回线((a)~(d))和热磁曲线((e)~(h))

从磁滞回线参数来看,多数样品具有较低的饱和磁化强度、饱和剩磁和较高的矫顽力(图8a~c),说明样品中含有少量硬磁性矿物(如赤铁矿)。这些样品的热磁加热与冷却曲线可逆程度很高,表明样品中基本不含热不稳定磁性矿物,其居里点/尼尔点约为650℃(图8a~c),进一步说明赤铁矿的存在。而颗粒较粗的砂岩样品则以顺磁性矿物为主,不含或含极少量能记录古地磁场信息的铁磁性矿物(图8d)。

图9为经地层产状校正后代表性样品的退磁特征图。PE剖面下段地层多数古地磁样品(64%)的退磁特征比较稳定,在表征退磁特征的正交矢量投影图上

存在两个分量(图9a~c):第一分量为次生磁滞剩磁,在480℃以下被完全清洗;第二分量多在480℃以后保持稳定且趋于原点,代表了原生剩磁方向。利用PCA方法(Kirschvink, 1980)对480~680℃之间至少4个温度点的剩磁方向进行拟合,获得样品的特征剩磁方向,并通过置信度检验来判定样品的退磁稳定性。粒度明显偏粗的砂岩、粉砂岩样品的退磁特征不稳定,剩磁强度在250℃左右快速衰减到天然剩磁强度的一半以下,其后随温度的升高而呈不规则的变化,剩磁方向在正交矢量投影图上无趋向原点的特征,在等面积投影图上较为离散(图9d),不能经过置信度

图9 PE剖面下段地层代表性样品的退磁曲线

正交矢量投影图中实心方块表示磁矩在水平面的投影, 空心方块表示在垂直面投影, 正交矢量投影图(左)上数字标示退磁温度(°C)

检验($MAD > 15^\circ$), 被视为不合格数据, 未用于极性柱划分。

图10为PE剖面下段地层的虚拟地磁极(VGP)序列, 可初步划分6个正极性事件和5个负极性事件, 在257~472和117~210m处因未能采集古地磁样品, 暂定为不确定事件。在磁性地层划分中, 最短的极性事件至少包括3个稳定而一致的连续数据点。以下伏海相层顶部火山灰年代为对比依据, PE剖面下段地层的极性柱大体对应于国际标准极性柱(Gradstein等, 2004)的C13R到C18N(图9), 对应年代为约38.5~34.5Ma, 大规模黄土、砂黄土状沉积物的底界年代为~37Ma。需要特别强调的是, 由于缺少关键岩性段的

古地磁数据, 现有的古地磁年代框架还存在很大的不确定性, 需进一步工作完善。但结合最高海相层顶部的火山灰年代(Carrapa等, 2015)和区域地层划分证据(塔吉克斯坦1:200000地质图, 1962), 依然能为约束风成沉积地层的年代框架提供一定参考。

PE剖面第四岩性段地层以淡紫红色河流相砂岩、青灰色湖相泥岩和淡棕红黄土规律互层组成, 为塔吉克盆地中新统地层的特有属性。根据区域地层划分(Dzhalilov等, 1982; 塔吉克斯坦1:200000地质图, 1962), 这套地层的底界年代应为早中新世。该韵律变化与相同纬度的塔里木盆地(Wang等, 2014; Yang等, 2015)、库车盆地(李双建等, 2006)、柴达木

图 10 PE 剖面下段地层初步的 VGP 序列及其与国际标准极性柱(Gradstein 等, 2004)的可能对比方案

极性柱与 GPTS 的对比中, 实线表示能可靠对比的层位, 虚线表示可能的对比方案, 需进一步磁性地层工作确认。柱状图图例见图 3

盆地(韩文霞, 2008)等亚洲干旱区大型沉积盆地中新统地层的韵律大体一致。

综合海相层顶部火山灰年代、初步的古地磁年代框架和区域地层划分资料, 粗略建立了 PE 剖面的年代框架: PE 剖面最高海相层结束的年代为 ~38.9Ma(Carrapa 等, 2015); 剖面上部河湖相沉积开始出现于早中新世(Dzhalilov 等, 1982; 塔吉克斯坦 1: 200000 地质图, 1962); 介于两套地层之间的厚层古砂丘砂和大规模风成黄土、砂黄土形成于晚始新世-渐新世的某个时期, 厚层黄土、砂黄土状沉积物的底界年代可能为 ~37Ma, 准确的年代尚待进一步的磁性地层研究工作确认。

4.3 塔吉克盆地早新生界沉积序列记录的沉积环境变化及其古气候意义

PE 剖面和 SR 剖面, 共出露了三套浅海相和陆相地层交互沉积的地层序列, 沉积特征和古生物化石

面貌均与塔里木盆地西南缘的早新生界副特提斯海沉积序列一致, 记录了新生代早期中亚地区发生的三次大的海侵-海退旋回。PE 剖面最高海相层中含中、晚始新世双壳类、有孔虫和钙质超微化石, 最高海相层顶部发现的火山灰年代为 ~38.9Ma, 指示了副特提斯海于晚始新世从塔吉克盆地中部最终退出(Carrapa 等, 2015)。位置更靠东南的塔里木盆地南缘海水退出的年代为 47~34Ma 之间(Bosboom 等, 2011, 2014a, 2014b; Sun 和 Jiang, 2013), 表明海水退出可能具有从东南向西北逐步退缩的过程, 需进一步研究确认。由于距今 39Ma 前后全球海面并没有发生显著变化(Miller, 2005), 且 PE 剖面新生代陆相地层的矿物组成具有典型前陆盆地的特征, 海水最终从中亚的退出可能由帕米尔高原北缘的构造抬升引起(Carrapa 等, 2015)。

塔吉克盆地中部在晚始新统海相地层之上, 经短暂的河流相沉积过渡, 开始出现风成砂堆积。风成砂在 PE 剖面和 SR 剖面及其周边地区普遍可见, 与河流相沉积交互发育, 表明塔吉克盆地东北缘在副特提斯海退出之后在局地形成了一定规模的沙漠-河湖环境(Carrapa 等, 2015)。风成砂在东距 PE 剖面约 40km 的 Chardara 剖面、WA 剖面(Carrapa 等, 2015)等更靠近山地的地区相变为河流沉积, 表明沙漠的范围并不大, 与现今的大型沙漠存在不同。沙漠的形成需要干旱的气候条件、充足的物源、有利于风成砂保存的地貌条件和适宜的风动力(Pye, 1995)。由于风在地质历史时期普遍存在, 前三者成为影响沙漠形成和发展的关键因素。最新的数值模拟结果表明, 在晚始新全球温度较高和青藏高原尚未隆升到显著高度的背景下(Zachos 等, 2001), 10°~40°N 之间的亚洲内陆地区曾存在一条东西向干旱带(Licht 等, 2014), 其分布范围与岩性和孢粉证据所揭示的新生代早期我国境内的副热带高压带范围大体一致(Sun 和 Wang, 2005; Guo 等, 2008; An 等, 2014)。塔吉克盆地中部位于该干旱带内, 应具备沙漠形成所需的干旱气候背景。然而, 塔吉克盆地东北缘晚始新统地层中的风成砂, 向周边更靠近山体的地带逐步相变为河流相沉积, 表明局地的干旱环境并未呈现明显的带状分布特征。据此推测, 风成砂所指示的干旱环境应属内陆型荒漠环境。塔吉克盆地最高海相层之上的晚始新统-渐新统陆相地层(包括 PE 剖面砂丘砂)的碎屑锆石 U-Pb 年

龄谱中普遍存在~40Ma的峰值,表明周边山体在~40Ma发生了构造抬升,之后经历了不断的剥蚀(Carrapa等, 2015). 大量风化产物通过河流或冲洪积作用被不断输送到山前的平坦地带,在干旱气候条件下,经地表风力分选,就地堆积,形成风成砂. 在风成砂分布范围较大的情况下形成局地沙漠. 塔吉克盆地东北缘PE剖面及周边地区最高海相层上风成砂的存在和塔里木盆地新生代沉积序列中风成沉积含量自最高海相层的显著增加(Wang等, 2014),指示了自副特提斯海从中亚退出后,中亚干旱区发生了初始的干旱化,可能意味着亚洲内陆干旱化进入了新的发展阶段.

PE剖面古砂丘砂之上发育了厚达838m的以风成黄土、砂黄土状堆积为主的红色陆源碎屑沉积,初步的磁性地层结果表明其底界年代可能为~37Ma. 风成沉积的形成包括风尘颗粒的启动、传输、沉降和沉积后的成壤改造(Pye, 1995). 一般而言, >70 μm 的中、粗砂级颗粒,以蠕移和短距离跃移运动为主,通常在源区就地堆积形成风成砂; 20~70 μm 的粗粉砂、细砂级颗粒,以近地面短距离悬移为主,在靠近源区的下风向地区形成砂黄土、亚砂土,在较远的沉积区形成典型黄土; 2~20 μm 的细粉砂级颗粒,以高空长距离悬移为主,在远距离形成背景粉尘(Pye, 1987); <2 μm 的超细颗粒主要在沉积后的成壤过程中产生(Sun等, 2011b). 塔吉克盆地东北缘早新生界风成黄土、砂黄土的粒度较粗、砂粒含量较高,与塔克拉玛干沙漠南缘昆仑山黄土的粒度特征极为相似(方小敏等, 2001),而较中国黄土高原风成黄土(刘东生, 1985)和塔吉克第四系黄土(图6j)(Vandenberghe, 2013)的粒度粗、砂粒含量高(图7c),表明塔吉克盆地早新生界的风成物质主体为近缘沉积. 风成黄土、砂黄土地层中常见虫孔、锈斑和钙结核等成壤作用痕迹,沉积物的粒度组成中普遍存在<2 μm 的超细粒组分,表明这些风尘物质在沉积之后经历了成壤改造,但整套地层中未见典型的古土壤层,超细粒组分含量也较中国黄土高原黄土-古土壤序列的低(Sun等, 2011b),表明成壤作用相对较弱,进而反映了较现今黄土高原更为干旱的气候条件,其沉积环境更类似于塔克拉玛干沙漠南缘昆仑山麓的巨厚黄土沉积,钻孔揭示的厚达671m的黄土、砂黄土内很少能够辨认出古土壤层(据方小敏, 私人通讯). 厚层风成黄土-砂黄土状堆积的

存在,表明晚始新世-渐新世的大部分时期,塔吉克盆地东北缘以干旱-半干旱气候占据主导,指示了干旱度的显著增加.

自早中新世开始,塔吉克盆地中部沉积序列中河湖相沉积开始发育,与风成黄土、砂黄土形成规律互层,这套地层向更靠近帕米尔高原的盆地边缘逐步演变为砾石层和淡紫红色细砂岩、粉砂岩交互沉积(Hamburger等, 1992; Carrapa等, 2015),表明自早中新世开始塔吉克盆地区东北缘的区域古气候条件和沉积环境发生了显著转变,由晚始新世-渐新世相对干旱的风积主导环境转变为中新世相对湿润的河湖相-风积沉积环境,宏观上反映了塔吉克盆地古气候自中新世开始变湿的演化趋势. 该趋势与位于帕米尔高原东侧、西风环流背风坡的中国西北内陆(Wang等, 2014; Bosboom等, 2014a)和黄土高原地区(Guo等, 2002; Sun等, 2010; 强小科等, 2010; Zhang等, 2014)显著变干的趋势存在很大的差异. 众多地质证据表明,中新世早期,帕米尔-青藏高原北缘发生了显著的加速隆升(Sobel和Dumitru, 1997; Robinson等, 2004; Amidon和Hynek, 2010; Bershaw等, 2012),副特提斯海已向西退缩至图兰地体一带(图1a)(Popov等, 2004; Dercourt等, 1993),西距研究剖面~400km的范围(孙东怀等, 2013). 中新世全球气候相对温暖(Zachos, 2001),西风环流携带的水汽较渐新世可能更丰富,遇到帕米尔高原高大山体的阻挡,在位于的西风环流迎风坡的塔吉克盆地形成丰沛的降水,导致河流的发育和区域气候的变湿,而在位于西风环流背风坡的塔里木盆地等中国内陆盆地形成面积广大的“雨影区”,叠加青藏高原的热力和机械阻挡作用,导致干旱化程度的显著加剧.

5 初步结论

塔吉克盆地东北缘早新生界地层序列中的风成砂和黄土、砂黄土状堆积物形成于晚始新世-渐新世,表明中亚干旱区的干旱环境可能自始新世晚期开始形成. 副特提斯海相地层之上经短暂河流相沉积过渡开始堆积厚层风成沉积,表明塔吉克盆地早新生代干旱环境的形成和发展可能与晚始新世副特提斯海退缩密切相关. 初步的磁性地层结果表明,大规模风成黄土、砂黄土状沉积物开始发育的年代为始新世晚期(~37Ma),准确的年代需进一步工作确认.

致谢 Anatoly Ishuck博士、Nikolai Ishuck先生、Oimahmadov Ilhomjon博士和Yunus Mamadjanov所长为野外工作提供了帮助; 吕镔博士、马志伟和梁百庆研究生协助实验分析; 孙东怀教授和孙继敏研究员提出了建设性意见和建议, 在此一并致谢。

参考文献

- 方小敏, 吕连清, 杨胜利, 李吉均, 安芷生, 蒋平安, 陈秀玲. 2001. 昆仑山黄土与中国西部沙漠发育和高原隆升. 中国科学 D辑: 地球科学, 31: 177–184
- 韩文霞. 2008. 柴达木盆地新生代地层记录的亚洲内陆干旱气候演化. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学. 1–151
- 黄伟, 陈建徽, 张肖剑, Feng S, 陈发虎. 2015. 现代气候条件下降水变化的“西风模态”空间范围及其影响因子初探. 中国科学: 地球科学, 45: 379–388
- 李双建, 张然, 王清晨. 2006. 沉积物颜色和黏土矿物对库车坳陷第三纪气候变化的指示. 沉积学报, 24: 521–530
- 刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 497
- 刘进峰, 郭正堂, 郝青振, 彭淑贞, 乔彦松, 孙斌, 葛俊逸. 2005. 甘肃秦安糜子湾剖面中新世风尘堆积的磁性地层学研究. 第四纪研究, 25: 503–509
- 鹿化煜, 安芷生. 1997. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量的实验研究. 科学通报, 42: 2535–2538
- 强小科, 安芷生, 宋友桂, 常宏, 孙有斌, 刘卫国, 敖红, 董吉宝, 符超峰, 吴枫, 卢凤艳, 蔡演军, 周卫健, 曹军骥, 徐新文, 艾莉. 2010. 晚渐新世以来中国黄土高原风成红粘土序列的发现: 亚洲内陆干旱化起源的新记录. 中国科学: 地球科学, 40: 1469–1488
- 孙东怀, 王鑫, 李宝锋, 陈发虎, 王飞, 李再军, 梁百庆, 马志伟. 2013. 新生代特提斯海演化过程及其内陆干旱化效应研究进展. 海洋地质与第四纪地质, 33: 135–151
- 唐天福. 1992. 新疆塔里木盆地西部晚白垩世至早第三纪海相沉积特征及沉积环境. 北京: 科学出版社. 138
- Amidon W H, Hynek S A. 2010. Exhumational history of the north central Pamir. *Tectonics*, 29: TC5017
- An Z S, Kutzbach, J E, Prell W L, Porter S C. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since late Miocene times. *Nature*, 411: 62–66
- An Z S, Sun Y B, Chang H, Zhang P Z, Liu X D, Cai Y J, Jin Z D, Qiang X K, Zhou W J, Li L, Shi Z G, Tan L C, Li X Q, Zhang X B, Jin Z. 2014. Late Cenozoic Climate Change in Monsoon-Arid Asia and Global Changes. In: An Z S, ed. *Late Cenozoic Climate Change in Asia*. Netherlands: Springer. 491–581
- Bershaw J, Garzzone, C N, Schoenbohm L, Gehrels G, Tao L. 2012. Cenozoic evolution of the Pamir Plateau based on stratigraphy, zircon provenance, and stable isotopes of foreland basin sediments at Oytay (Wuyitake) in the Tarim Basin (west China). *J Asian Earth Sci*, 44: 136–148

- Bosboom R, Dupont-Nivet G, Houben A J P, Brinkhuis H, Villa G, Mandic O, Stoica M, Zachariasse W J, Guo Z J, Li C X. 2011. Late Eocene sea retreat from the Tarim Basin (west China) and concomitant Asian paleoenvironmental change. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 299: 385–398
- Bosboom R, Dupont-Nivet G, Grothe A, Brinkhuis H, Villa G, Mandic O, Stoica M, Kouwenhoven T, Huang W T, Yang W, Guo Z J. 2014a. Timing, cause and impact of the late Eocene stepwise sea retreat from the Tarim Basin (west China). *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 403: 101–118.
- Bosboom R, Dupont-Nivet G, Grothe A, Brinkhuis H, Villa G, Mandic O, Stoica M, Huang W, Yang W, Guo Z J, Krijgsman W. 2014b. Linking Tarim Basin sea retreat (west China) and Asian aridification in the late Eocene. *Basin Res*, 26: 621–640
- Burtman V S. 2000. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir-Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene. *Tectonophysics*, 319: 69–92
- Carrapa B, DeCelles P G, Wang X, Clementz M T, Mancin N, Stoica M, Kraatz B, Meng J, Abdulov S, Chen F H. 2015. Tectono-climatic implications of Eocene Paratethys regression in the Tajik Basin of central Asia. *Earth Planet Sci Lett*, 424: 168–178
- Chen F H, Yu Z C, Yang M L, Ito E, Wang S M, Madsen D B, Huang X Z, Zhao Y, Sato T, John B, Birks H. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat Sci Rev*, 27: 351–364
- Chen F H, Chen J H, Holmes J, Boomer I, Austin P, Gates J B, Wang N L, Brooks S J, Zhang J W. 2010. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region. *Quat Sci Rev*, 29: 1055–1068
- Coutand I, Strecker M R, Arrowsmith J R, Hilley G, Thiede R C, Korjenkov A, Omuraliev M. 2002. Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai valley (Pamir-Tien Shan region, central Asia): An example of intracontinental deformation due to the Indo-Eurasia collision. *Tectonics*, 21: TC1053
- DeCelles P G, Quade J, Kapp P, Fan M J, Dettman D L, Ding L. 2007. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth Planet Sci Lett*, 253: 389–401
- Dercourt J, Ricou L E, Vrielynck B. 1993. *Atlas Tethys, Paleoenvironmental Maps: Explanatory Notes*. Paris: Gauthier-Villars. 307
- Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, Yu Z W, Guo Z T, Zhu R X. 1995. Ice-volume forcing of east Asian winter monsoon variations in the past 800000 years. *Quat Res*, 44: 149–159
- Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, Yang S L, Gu Z Y, Liu T S. 1999. 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. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 152: 49–66

- Ding Z L, Ranov V, Yang S L, Finaev A, Han J M, Wang G A. 2002. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese Loess. *Earth Planet Sci Lett*, 200: 387–400
- Dodonov A E. 1991. Loess of central Asia. *GeoJournal*, 24: 185–194
- Dodonov A E, Baiguzina L. 1995. Loess stratigraphy of central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects. *Quat Sci Rev*, 14: 707–720
- Dzhalilov M, Alekseev M, Andreev Y N, Salibaev G. 1982. Mesozoic and Cenozoic deposits of the northern part of the Afghano-Tajik Basin. *Miner Resour Dev Ser*, 3: 131–137
- Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, Abels H A, Dai S, Fang X M. 2007. Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*, 445: 635–638
- Forster T, Heller F. 1994. Loess deposits from the Tajik depression (Central Asia): Magnetic properties and paleoclimate. *Earth Planet Sci Lett*, 128: 501–512
- Frechen M, Dodonov A E. 1998. Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan. *Geol Rundsch*, 87: 2–20
- Ge J Y, Guo Z T, Zhan T, Yao Z Q, Deng C L, Oldfield F. 2012. Magnetostratigraphy of the Xihe loess-soil sequence and implication for late Neogene deformation of the West Qinling Mountains. *Geophys J Int*, 189: 1399–1408
- Gerakis A, Baer B. 1999. A computer program for soil textural classification. *Soil Sci Soc Am J*, 63: 807–808
- Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G. 2004. A geologic time scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press. 589
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, Wu H B, Qiao Y S, Zhu R X, Peng S Z, Wei J J, Yuan B Y, Liu T S. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 416: 159–163
- Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, Peng S Z, Xiao G Q, Ge J Y, Hao Q Z, Qiao Y S, Liang M Y, Liu J F, Yin Q Z, Wei J J. 2008. A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. *Clim Past*, 4: 153–174
- Hamburger M W, Sarewitz D R, Pavlis T L, Popandopulo G A. 1992. Structural and seismic evidence for intracontinental subduction in the Peter the first range, central Asia. *Geol Soc Am Bull*, 104: 397–408
- Hao Q Z, Guo Z T. 2007. Magnetostratigraphy of an early-middle Miocene loess-soil sequence in the western Loess Plateau of China. *Geophys Res Lett*, 34: L18305
- Heermance R V, Chen J, Burbank D W, Wang C. 2007. Chronology and tectonic controls of Late Tertiary deposition in the southwestern Tian Shan foreland, NW China. *Basin Res*, 19: 599–632
- Heller F, Liu T S. 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*, 300: 431–433
- Kirschvink J L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys J Roy Astron Soc*, 62: 699–718
- Kraatz B P, Geisler J H. 2010. Eocene-Oligocene transition in Central Asia and its effects on mammalian evolution. *Geology*, 38: 111–114
- Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. 1993. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. *J Geol*, 101: 177–190
- Licht A, van Cappelle M, Abels H A, Ladant J B, Trabuccho-Alexandre J, France-Lanord C, Donnadiou Y, Vandenberghe J, Rigaudier T, Lecuyer C, Terry Jr D, Adriaens R, Boura A, Guo Z J, Soe A N, Quade J, Dupont-Nivet G, Jaeger J J. 2014. Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world. *Nature*, 513: 501–506
- Liu W G, Liu Z H, An Z S, Sun J M, Chang H, Wang N, Dong J B, Wang H Y. 2014. Late Miocene episodic lakes in the arid Tarim Basin, western China. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 16292–16296
- Lu H Y, Wang X Y, Li L. 2010. Aeolian sediment evidence that global cooling has driven late Cenozoic stepwise aridification in central Asia. *J Geol Soc London*, 342: 29–44
- Manabe S, Broccoli A J. 1990. Mountains and arid climates of middle latitudes. *Science*, 247: 192–195
- Meng J, McKenna M C. 1998. Faunal turnovers of Palaeogene mammals from the Mongolian Plateau. *Nature*, 394: 364–367
- Miao Y F, Herrmann M, Wu F L, Yan X L, Yang S L. 2012. What controlled mid-late Miocene long-term aridification in central Asia? Global cooling or Tibetan plateau uplift: A review. *Earth-Sci Rev*, 112: 155–172
- Miller K G, Kominz M A, Browning J V, Wright J D, Mountain G S, Katz M E, Sugarman P J, Cramer B S, Christie-Blick N, Pekar S F. 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310: 1293–1298
- Molnar P, Boos W R, Battisti D S. 2010. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 38: 77–102
- Pan B T, Hu Z B, Wang J, Vandenberghe J, Hu X F, Wen Y H, Li Q, Cao B. 2012. The approximate age of the planation surface and the incision of the Yellow River. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecon*, 356–357: 54–61
- Popov S V, Rögl F, Rozanov A Y, Steininger F F, Shcherba I G, Kovac M. 2004. Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys 10 maps Late Eocene to Pliocene. Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1–46
- Prell W L, Kutzbach J E. 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360: 647–652
- Pye K. 1987. Aeolian dust and dust deposits. London: Academic Press. 334
- Pye K. 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quat Sci Rev*, 14: 653–667

- Ramstein G, Fluteau F, Besse J, Joussaume S. 1997. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386: 788–795
- Rea D K, Leinen M, Janecek T R. 1985. Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science*, 227: 721–725
- Reading H. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy*. Oxford: Wiley-Blackwell. 704
- Robinson A C, Yin A, Manning C E, Harrison T M, Zhang S H, Wang X F. 2004. Tectonic evolution of the northeastern Pamir: Constraints from the northern portion of the Cenozoic Kongur shan extensional system, western China. *Geol Soc Am Bull*, 116: 953–973
- Sobel E R, Dumitru T A. 1997. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim Basin during the India-Asia collision. *J Geophys Res*, 102: 5043–5063
- Song Y G, Fang X M, Masayuki T, Naoto I, Li J J, An Z S. 2001. Magnetostratigraphy of Late Tertiary sediments from the Chinese Loess Plateau and its paleoclimatic significance. *Chin Sci Bull*, 46(Suppl): 16–22
- Sun D H, Shaw J, An Z S, Cheng M Y, Yue L P. 1998. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophys Res Lett*, 25: 85–88
- Sun D H, Bloemendal J, Rea D K, Vandenberghe J, Jiang F C, An Z S, Su R X. 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and a eolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sediment Geol*, 152: 263–277
- Sun D H, Bloemendal J, Rea D K, An Z S, Vandenberghe J, Lu H Y, Su R X, Liu T S. 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese Loess, and its palaeoclimatic implications. *Catena*, 55: 325–340
- Sun D H, Bloemendal J, Yi Z Y, Zhu Y H, Wang X, Zhang Y B, Li Z J, Wang F, Han F, Zhang Y. 2011a. Palaeomagnetic and palaeoenvironmental study of two parallel sections of late Cenozoic strata in the central Taklimakan desert: Implications for the desertification of the Tarim Basin. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 300: 1–10
- Sun D H, Su R X, Li Z J, Lu H Y. 2011b. The ultrafine component in Chinese Loess and its variation over the past 7.6 Ma: Implications for the history of pedogenesis. *Sedimentology*, 58: 916–935
- Sun J M, Liu T S. 2006. The age of the Taklimakan Desert. *Science*, 312: 1621
- Sun J M, Ye J, Wu W Y, Ni X J, Bi S D, Zhang Z Q, Liu W M, Meng J. 2010. Late Oligocene-Miocene mid-latitude aridification and wind patterns in the Asian interior. *Geology*, 38: 515–518
- Sun J M, Jiang M S. 2013. Eocene seawater retreat from the southwest Tarim Basin and implications for early Cenozoic tectonic evolution in the Pamir Plateau. *Tectonophysics*, 588: 27–38
- Sun X, Wang P. 2005. How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 222: 181–222
- Vandenberghe J. 2013. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification. *Earth-Sci Rev*, 121: 18–30
- Wang F, Sun D H, Chen F H, Bloemendal J, Guo F, Li Z J, Zhang Y B, Li B F, Wang X. 2015. Formation and evolution of the Badain Jaran Desert, North China, as revealed by a drill core from the desert centre and by geological survey. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 426: 139–158
- Wang X, Wei H T, Taheri M, Khormali F, Danukalova G, Chen F H. 2016. Early Pleistocene climate in western arid central Asia inferred from loess-palaeosol sequences. *Sci Rep*, 6: 20560
- Wang X, Sun D H, Chen F H, Wang F, Li B F, Popov S V, Wu S, Zhang Y B, Li Z J. 2014. Cenozoic paleo-environmental evolution of the Pamir-Tien Shan convergence zone. *J Asian Earth Sci*, 80: 84–100
- Wang X, Sun DH, Wang F, Li B F, Wu S, Guo F, Li Z J, Zhang Y B, Chen F H. 2013. A high-resolution multi-proxy record of late Cenozoic environment change from central Taklimakan desert, China. *Clim Past*, 9: 2731–2739
- Yang S L, Ding F, Ding Z L. 2006. Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan. *Geochim Cosmochim Acta*, 70: 1695–1709
- Yang W, Dupont-Nivet G, Jolivet M, Guo Z J, Bougeois L, Bosboom R, Zhang Z Y, Zhu B, Heilbronn G. 2015. Magnetostratigraphic record of the early evolution of the southwestern Tian Shan foreland basin (Ulugqat area), interactions with Pamir indentation and India-Asia collision. *Tectonophysics*, 644–645: 122–137
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693
- Zhang Y B, Sun D H, Li Z J, Wang F, Wang X, Li B F, Guo F, Wu S. 2014. Cenozoic record of a eolian sediment accumulation and aridification from Lanzhou, China, driven by Tibetan Plateau uplift and global climate. *Glob Planet Change*, 120: 1–15
- Zhang Z S, Wang, H J, Guo Z T, Jiang D B. 2007. What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat? *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 245: 317–331
- Zheng H B, Powell C M A, An Z S, Zhou J, Dong G R. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 28: 715–718
- Zheng H B, Wei X C, Tadar R, Clifte P D, Wang B, Jourdan F, Wang P, He M Y. 2015. Late Oligocene-early Miocene birth of the Taklimakan Desert. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 7662–7667