论文

中始新世晚期以来东亚气候变化的渭河盆地黏土矿物记录

吕恒志¹, 鹿化煜^{1*}, 王逸超¹, 张瀚之¹, 王珖¹, 王可欣¹, 赖文¹, 刘志飞², 李艳丽², 季峻峰³

1. 南京大学关键地球物质循环前沿科学中心, 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023;

2. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 同济大学海洋与地球科学学院, 上海 200092;

3. 南京大学表生地球化学教育部重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023

* 通讯作者, E-mail: huayulu@nju.edu.cn

收稿日期: 2020-12-29; 收修改稿日期: 2021-05-03; 接受日期: 2021-06-07; 网络版发表日期: 2021-07-26

国家自然科学基金项目(批准号: 41888101、41690111、41991320、41920104005)资助

摘要 获得新生代连续的东亚气候变化记录, 是认识东亚气候变化和季风起源、演化及其驱动机制的关键. 文章基于渭河盆地连续的新生代河湖相沉积序列, 开展黏土矿物含量及晶体参数研究, 重建了中始新世晚期以来东亚气候变化过程. 结果表明, 蒙皂石、伊利石是渭河盆地河湖相沉积物中的主要黏土矿物; 伊利石结晶度、伊利石化学指数、蒙皂石与伊利石和绿泥石比例的阶段性降低, 指示了在半干旱半湿润的气候背景下, 中始新世晚期以来渭河流域化学风化阶段性减弱的特征. 坡缕石的形成可能受到成岩作用影响, 相应时期流域风化导致的蒙皂石含量和伊利石结晶度实际可能更高. 以上结果表明, 中始新世晚期到上新世渭河盆地可能处于一个相对暖湿的气候条件. 随着新生代全球温度降低和渭河盆地沉积物的不断加积, 渭河盆地的化学风化强度阶段性减弱, 东亚季风气候阶段性演化并在第四纪变干. 黏土矿物的证据还表明, 渭河盆地晚始新世到渐新世气候变干, 可能是对全球变冷事件(EOT转型)的响应.

关键词 新生代, 渭河盆地, 黏土矿物, 古气候, 东亚季风

1 引言

随着全球大气温室气体浓度的上升, 未来气候可能是新生代以来温暖期的重现(Tierney等, 2020). 亚洲深受季风气候影响, 理解新生代亚洲季风的起源、演化和驱动机制, 对于预测未来气候环境变化有重要的意义. 新生代亚洲地形和全球温度经历了一系列阶段

性变化, 大气环流不断调整, 气候纬度地带性趋于明显, 季风形成(Guo等, 2002, 2008; Sun和Wang, 2005; Licht等, 2014; Lu, 2015; Roe等, 2016; 郭正堂, 2017; 鹿化煜等, 2018). 以中国黄土、红黏土为基础的大量关于东亚季风的研究表明, 从大约2.6Ma(Ding等, 1992; Liu和Ding, 1998; Lu等, 2021)、8~7Ma(Ding等, 1998; Sun等, 1998; An, 2000)乃至25~22Ma(Guo等, 2002,

中文引用格式: 吕恒志, 鹿化煜, 王逸超, 张瀚之, 王珖, 王可欣, 赖文, 刘志飞, 李艳丽, 季峻峰. 2021. 中始新世晚期以来东亚气候变化的渭河盆地黏土矿物记录. 中国科学: 地球科学, 51(10): 1722–1741, doi: [10.1360/SSTe-2020-0369](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0369)

英文引用格式: Lyu H, Lu H, Wang Y, Zhang H, Wang Y, Wang K, Lai W, Liu Z, Li Y, Ji J. 2021. East Asian paleoclimate change in the Weihe Basin (central China) since the middle Eocene revealed by clay mineral analysis. Science China Earth Sciences, 64(8): 1285–1304, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9799-6>

2008)东亚季风开始发育. 然而, 一些植物化石、煤层与蒸发岩、动物化石及同位素的研究认为, 季风起源可能更早(Quan等, 2011, 2012a, 2012b, 2014; Wang D等, 2013; Licht等, 2014; Spicer等, 2016; Bougeois等, 2018; Caves Rugenstein和Chamberlain, 2018; Ma等, 2019).

前人对于新生代陆相古气候记录的研究主要集中于风成沉积及陆相盆地沉积. 中国北方保存的良好的风成沉积序列以晚渐新世以来为主(Guo等, 2002, 2008; 王先彦等, 2006; Lu等, 2010; 强小科等, 2010), 古近纪连续的气候演化记录少. 已研究的陆相盆地多数远离季风影响区, 比如, 西宁盆地(Dupont-Nivet等, 2007; Xiao等, 2010; 龙利群等, 2011; Zhang和Guo, 2014; Fang等, 2015; 胡彬等, 2019)、塔里木盆地(Wang C等, 2013b)、兰州盆地(岳乐平等, 2000; 邓焰平等, 2010; Ao等, 2020)、酒泉盆地(苗运法等, 2008)、柴达木盆地(Song等, 2013, 2018; Ye等, 2018)、准噶尔盆地(Zhang等, 2012; Sun等, 2014)等, 这些盆地受其他因素影响, 可能不是季风长期演化的准确记录. 而位于季风区的盆地大多仅保存了较为片段的沉积记录, 比如, 以古近纪沉积为主的南阳盆地(朱敏等, 2010)和以新近纪沉积为主的天水盆地(张军等, 2011), 难以揭示新生代季风气候演化的全貌.

综上所述, 东亚气候和东亚季风长期变化的特征和驱动机制还存在较大的不确定性, 主要是因为沉积记录不连续以及气候替代性指标不确定. 渭河盆地位于现代亚洲季风降水影响边缘区, 远离青藏高原, 包含从始新世红河组到更新世三门组完整的沉积序列. 因此, 渭河盆地沉积是揭示新生代东亚气候演化过程的良好材料. 结合渭河盆地的沉积地层、哺乳动物化石、花粉等记录, 获得了对东亚古气候和东亚季风演化特征和影响因素的框架认识(孙文峰等, 2017; 鹿化煜等, 2018; 赵琳等, 2018; Wang等, 2019; Wang等, 2020; Zhao等, 2020).

沉积物黏土矿物是受气候控制的风化作用的产物, 在多种沉积物中含量丰富. 已有不少研究利用新生代河湖相沉积(Zhang和Guo, 2014; Liu等, 2020)、风成沉积(季峻峰等, 1997; Gylesjö和Arnold, 2006; 郭正堂和彭淑贞, 2007; Li等, 2018)、海洋沉积(Wan等, 2007; Clift等, 2014; Liu等, 2016)等的黏土矿物重建古气候, 获得了黏土矿物组合反映气候环境的新认识. 本文利

用黏土矿物组合重建渭河盆地新生代古气候变化, 尝试揭示东亚新生代气候变化概貌, 为认识新生代东亚季风变化驱动机制提供新证据.

2 地理环境与样品采集

渭河盆地位于中国黄土高原南缘和秦岭北麓, 是一个处于现代东亚季风降水影响边缘区域的断陷盆地(图1). 新生代渭河盆地沉降, 秦岭山脉隆升, 构成一个伸展构造环境下的山-盆系统(孟庆任, 2017). 从始新世开始, 渭河盆地接受了厚度超过7000m的较为连续的河湖相沉积, 在~7Ma开始堆积同期异相的风成沉积. 因此, 渭河盆地可以看作是新生代亚洲季风降水的“雨量筒”(鹿化煜等, 2018). 通过对岩性地层、生物地层等分析, 厘定了蓝田地区新生代地层序列, 包括始新世红河组, 渐新世白鹿塬组, 中新世冷水沟组、寇家村组、灞河组, 晚中新世-上新世蓝田组, 更新世三门组(与第四纪黄土古土壤为同期异相沉积)(贾兰坡等, 1966; 张玉萍等, 1978; Kaakinen和Lunkka, 2003; Kaakinen, 2005; Wang等, 2014; 孙文峰等, 2017; 鹿化煜等, 2018; Wang等, 2020). 本次研究选取各时代典型代表剖面的泥质沉积层, 共138个样品用于黏土矿物X射线衍射分析(XRD). 其中, 始新世红河组样品40个, 渐新世白鹿塬组样品21个, 中新世冷水沟组、寇家村组样品19个, 灞河组样品19个, 晚中新世-上新世蓝田组样品23个, 更新世三门组样品8个以及现代盆地河流冲积物样品8个(图2).

如图2和图3, 研究剖面从老到新分别为红河组王坪村剖面(WPC)、李家西坡剖面(LJXP), 白鹿塬组支家沟剖面(ZJG), 冷水沟组、寇家村组疙瘩庙剖面(GDM), 灞河组水吴村剖面(SWC), 蓝田组茺沟村剖面(CGC), 三门组张家坡沟剖面(ZJPG). 上述剖面均为河湖相沉积. 岩性描述如下:

(1) 王坪村(WPC)剖面厚度为313.5m. 岩性整体为紫红色泥岩夹黄色、灰绿色砂岩, 见水平层理、韵律层, 顶部100m砂岩逐渐增多, 泥岩中常见蓝绿色斑点和条带, 呈网纹化特征, 指示了浅湖沉积环境. 底部19m是黄褐色砾石层(图4a, 4b), 夹少量薄层泥岩, 砾石以石英岩和花岗岩为主, 粒径多为5~40cm, 磨圆差, 一般为棱角状、次棱角状, 风化严重, 可能为盆地发育初期的山间冲积物. 其与上覆白鹿塬组平行不整合接

图1 渭河盆地地区大气环流和地理位置

(a) 红色星号表示渭河盆地。依据1979~2020年ERA5 850hPa 4~9月平均风场数据绘制。(b) 盆地地貌, 插图显示渭河盆地位于黄河流域中游。1, 王坪村剖面(WPC); 2, 李家西坡剖面(LJXP); 3, 支家沟剖面(ZJG); 4, 疙瘩庙剖面(GDM); 5, 水吴村剖面(SWC); 6, 茺沟村剖面(CGC); 7, 张家坡剖面(ZJPG); 8, 段家坡剖面(DJP)

触, 与下伏前震旦系基岩角度不整合接触。

(2) 李家西坡(LJXP)剖面厚度为40.7m。岩性为紫红色砂质泥岩, 顶部与支家沟剖面平行不整合接触, 可能与王坪村剖面顶部有一定的重合。本次研究暂时将李家西坡剖面样品数据放于王坪村剖面 and 支家沟剖面之间。

(3) 支家沟(ZJG)剖面厚度为361.4m。岩性可分为三部分: 下部150m主体为灰白色砂岩、砂砾岩夹薄层棕红色粉砂质泥岩, 见水平层理, 砂岩层巨厚且横向延伸范围广, 为滨湖相沉积; 中部180m为棕红色泥岩、粉砂质泥岩与灰白色砂岩互层, 见水平层理, 浅湖相与滨湖相交替, 代表湖泊进退的沉积旋回; 上部30m是一套巨厚的灰白色砂岩, 夹薄层小砾石层, 为滨湖相沉积(图4c, 4d)。顶部与冷水沟组、寇家村组角度不整合接触。

(4) 疙瘩庙(GDM)剖面厚度为79.3m。岩性可分为两部分: 下部40m主体为灰白色砾岩、砂砾岩, 夹数层棕红色砂质泥岩, 指示辫状河道沉积夹杂少量河漫滩相、浅湖相沉积; 上部39m为棕黄色砂质泥岩与棕红色粉砂质泥岩、泥岩互层, 见水平层理(图4e), 指示浅湖沉积环境。前人将下部划分为冷水沟组, 将上部划分为寇家村组, 两组之间平行不整合接触, 寇家村组顶部与上覆灞河组平行不整合接触。

(5) 水吴村(SWC)剖面厚度为182.8m。岩性可分为

两部分: 下部110m棕红色泥岩夹灰黄色砂层、砂质泥岩; 上部70m为灰白色、淡黄色砂岩与棕红色砂质泥岩互层, 夹薄层灰绿色泥岩。指示辫状河道、洪水漫滩、泛滥平原夹杂古土壤和湖相沉积。最常见的沉积组分为厚层横向延伸好的细粒沉积物, 由洪泛平原上的悬移质沉降形成, 代表低能环境。数米乃至数十公分的砂岩、砾岩代表不断迁移的辫状河道(Kaakinen和Lunkka, 2003)。顶部与上覆蓝田组不整合接触。

(6) 茺沟村(CGC)剖面厚度为268.5m。岩性分为三部分: 底部70m以棕红色泥岩、粉砂质泥岩为主, 夹数层薄层灰白色砂岩、砂砾岩, 偶见薄层砾石层, 见水平层理, 湖相韵律层, 其中泥岩层偶见钙结核、钙质斑点和少量青灰色斑块, 指示了浅湖到滨湖的沉积环境; 中部118m是棕红色块状砂质泥岩、泥岩和含砾砂岩、砂岩、砾岩互层, 砾石次圆到圆, 分选较好, 多为5~10cm, 砂砾层多为颗粒支撑(图4f), 指示了河床、河漫滩、浅湖交替出现的沉积环境; 上部80m棕红色块状砂质泥岩(图4g)与黄色含砾砂岩、砾岩互层, 砾石层多颗粒支撑, 少数基质支撑, 指示了泛滥平原的沉积环境, 砂砾层为水动力较大时的洪水沉积, 部分层位出现较多青灰色斑块, 多成网纹状(图4h), 表明曾暴露于地表。该剖面上覆第四纪黄土古土壤序列, 与风成红黏土为同期异相沉积。

(7) 张家坡沟(ZJPG)剖面厚度为124.1m。岩性分为

图 2 渭河盆地新生代沉积序列及采样层位

WPC、LXP、ZJG、GDM、SWC、CGC为实测剖面; ZJPG剖面深度根据张玉萍等(1978)估计, DJP剖面修改自Zheng等(1992)

图 3 渭河盆地新生代沉积序列典型地层剖面

图 4 渭河盆地新生代沉积序列典型沉积相岩性

(a) 泥泥石流混杂堆积(王坪村剖面); (b) 水平层理浅湖相泥岩(王坪村剖面); (c) 水平层理滨湖相砂岩(支家沟剖面); (d) 斜层理滨湖相砂岩(支家沟剖面); (e) 韵律层, 浅湖相泥岩(疙瘩庙剖面); (f) 河床砾石沉积(茆沟村剖面); (g) 块状结构, 洪泛平原沉积(茆沟村剖面); (h) 网纹化结构(茆沟村剖面)

两部分: 下部50m以灰绿色灰黄色粉砂、粉砂质泥岩为主, 上部以棕黄色砂岩、灰白色砾石与棕红色粉砂质泥岩互层, 均见水平层理, 为浅湖-滨湖沉积。与第四纪黄土古土壤为同期异相沉积。

上述剖面均为几乎连续的沉积序列, 但各剖面之间可能存在一定的缺失。各地层的时代框架根据动物化石、岩性和磁性地层控制(鹿化煜等, 2018), 其中, 红河组王坪村剖面时代为45~33Ma(孙文峰等, 2017),

灞河组水吴村剖面时代为11~7Ma(Wang等, 2014), 蓝田组茆沟村剖面时代为6.73~2.58Ma(Wang等, 2020), 三门组为第四纪沉积(薛祥煦, 1981)。

3 测试方法

3.1 XRD分析

黏土矿物测试在同济大学海洋地质国家重点实验

室完成. 使用黏土粒级矿物(<2 μm)定向薄片的X射线衍射法(X-ray Diffraction, XRD). 用10%过氧化氢溶液去除有机质、0.5%盐酸溶液去除碳酸盐, 利用Stokes沉降法则提取粘粒级组分. 上机测试使用PANalytical X'Pert PRO衍射仪, CuK α 辐射, Ni滤波器, 管压45kV, 管流40mA. 依次对自然条件、饱和和乙二醇条件(36h)、加热条件(490 $^{\circ}\text{C}$ 加热2h)(Liu等, 2016)预处理过的样品薄片进行分析, 加热片只作鉴定黏土矿物使用(部分样品加热多温度梯度200 $^{\circ}\text{C}$ 、300 $^{\circ}\text{C}$ 、490 $^{\circ}\text{C}$ 便于鉴定坡缕石以及高岭石、绿泥石的区分). 依据三种测试条件下获得的XRD叠加波谱的综合对比分析, 鉴定黏土矿物的组成, 然后使用MacDiff软件(R, 2000)在乙二醇饱和和曲线上进行各矿物对应波峰参数的半定量计算, 包括峰积分面积、半峰宽和峰强等. 主要分析四种黏土矿物的相对含量: 蒙皂石、伊利石、高岭石和绿泥石. 采用蒙皂石(包括伊蒙混层矿物)(001)15~17 $\text{\AA}$ 、伊利石(001)10 $\text{\AA}$ 、高岭石(001)和绿泥石(002)7.1 $\text{\AA}$ 进行相对含量的计算, 其中, 高岭石和绿泥石的比例通过拟合3.57 $\text{\AA}$ /3.54 $\text{\AA}$ 峰面积比确定. 计算相对含量时, 选择面积归一化法计算黏土矿物相对百分含量, 权重因子为伊利石: 高岭石(绿泥石): 蒙脱石为4:2:1(Biscaye, 1965), 该方法误差为5%左右. 此外, 所有样品均含有石英(4.26 $\text{\AA}$), 部分样品还含有其他矿物: 坡缕石(10.4 $\text{\AA}$), 长石(3.25 $\text{\AA}$, 3.19 $\text{\AA}$). 计算公式如下:

$$\text{SUM} = 4 \times \text{Ill}(001) + 2 \times (\text{Kao}(001) + \text{Chl}(002)) + \text{Sme}(001), \quad (1)$$

$$\text{Sme}\% = \text{Sme}(001) / \text{SUM} \times 100\%, \quad (2)$$

$$\text{Ill}\% = 4 \times \text{Ill}(001) / \text{SUM} \times 100\%, \quad (3)$$

$$\text{Chl}\% = 2 \times (\text{Chl}(004) \times (\text{Kao}(001) + \text{Chl}(002)) / (\text{Kao}(002) + \text{Chl}(004))) / \text{SUM} \times 100\%, \quad (4)$$

$$\text{Kao}\% = 2 \times (\text{Kao}(002) \times (\text{Kao}(001) + \text{Chl}(002)) / (\text{Kao}(002) + \text{Chl}(004))) / \text{SUM} \times 100\%, \quad (5)$$

$$\text{Pal}\% = \text{Pal}(110) / (\text{SUM} + \text{Pal}(110)) \times 100\%, \quad (6)$$

$$\text{Ill Crysta} = \text{FWHM}(\text{Illite}(001)), \quad (7)$$

$$\text{Ill Chem} = \text{Ill}(002) / \text{Ill}(001). \quad (8)$$

其中, SUM表示四种常见黏土矿物各特征晶面峰面积乘上权重因子之和, Sme为蒙皂石, Ill为伊利石, Kao为高岭石, Chl为绿泥石, Pal为坡缕石, FWHM为半峰宽, Ill Crysta为伊利石结晶度, Ill Chem为伊利石化学

指数. 伊蒙混层矿物中伊利石晶层相对含量依据Reynolds的方法估计(Reynolds, 1980). 对于含有坡缕石的样品, 考虑到拟合分峰的方式只能保证两峰相对面积较为准确, 对实际半高宽可能产生一定的误差, 最终选用10 $\text{\AA}$ 峰右半峰宽度乘2的方式计算伊利石结晶度.

全样非定向片在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成, 没有经过化学处理. 上机测试使用Dmax IIIa衍射仪, CuK α 辐射, 管压40kV, 管流25mA.

3.2 SEM和EDS分析

选取块状样品, 表面喷铂导电处理后进行扫描电镜(SEM)观察矿物形态. 在扫描电镜观察过程中, 所选区域的元素相对含量由15kV, 分辨率为0.8nm的X射线能谱(EDS)系统测定. SEM和EDS观测在南京大学表生地球化学教育部重点实验室使用Sigma 500场发射扫描电镜完成.

4 结果

4.1 全岩矿物组合和黏土矿物含量

全样非定向片XRD结果表明(图5), 渭河盆地新生代沉积序列全样中均包括石英、钾长石、斜长石、方解石, 白云石含量较少或几乎没有, 少量以原白云石为主.

黏土定向片XRD测试表明(图6), 渭河盆地新生代沉积序列样品中黏土矿物均包含蒙皂石(含伊蒙混层矿物(I/S))、伊利石、绿泥石、高岭石及少量石英和长石, 红河组、白鹿塬组、冷水沟组、寇家村组部分样品包含坡缕石. 其中, 坡缕石是纤维性的, 不能在定向片中生成晶面优势性的衍射图. 因为大多数衍射面的峰强度较弱, 所以只有样品中含量较高时才能观察到. 依据乙二醇图谱中10.4 $\text{\AA}$ 和6.4 $\text{\AA}$ 的峰鉴定坡缕石, 根据其不会在乙二醇饱和过程中发生膨胀, 且在加热温度小于200 $^{\circ}\text{C}$ 时不会影响衍射图谱, 随着温度进一步升高衍射峰逐渐转移的特性, 来区别低角度区的其他混层和膨胀性的黏土矿物(李艳丽, 未发表成果)(图6). 其中, 蒙皂石是含量最高的黏土矿物, 伊利石次之(表1).

砾石层和中粗砂层可能是摆动的辫状河道沉积,

图5 渭河盆地新生代沉积各地层组典型层位全样非定向片XRD分析谱

与同期的湖相沉积非同一沉积环境, 并不能准确提供气候信息. 因此本研究为避免不同岩性和不同沉积相的影响, 尽量选择颗粒较细近湖相的层位(包括泥岩、砂质泥岩、粉砂、细砂), 其中泥岩样品56块, 砂质泥岩样品50块, 粉砂样品18块, 细砂样品14块. 如图7和表1, 各岩性之间黏土矿物相对含量并无明显差异.

绿泥石和高岭石含量始终较低, 除少数样品外, 均在10%以下. 黏土矿物含量变化主要以蒙皂石为主, 伊利石变化趋势与蒙皂石相反. 红河组蒙皂石含量较为稳定, 约为50%. 在白鹿塬组蒙皂石含量从50%上升至70%, 伊利石含量从40%下降至20%; 冷水沟组、寇家村组、灞河组蒙皂石含量从89%到16%波动性较大. 蓝田组以来蒙皂石含量从86%到8%波动性下降至今. 在红河组晚期、白鹿塬组及寇家村组、冷水沟组坡缕石出现, 约为3%, 而在后期各组中消失(图8). 伊利石结

晶度在红河组早期较低, 约为0.34, 随后升高至0.49, 从红河组中期开始从0.49阶段性下降至0.25. 伊利石化学指数在红河组从0.56逐渐下降至0.26, 红河组晚期略有回升, 随后在各组间波动, 约为0.37(图9).

4.2 扫描电镜形貌

如图10a和10b, 碎屑矿物颗粒零星散布在沉积物中, 片状及丝状黏土矿物充填在碎屑矿物孔隙或附着在其表面. 碎屑矿物边缘呈棱角状, 反映其经过距离较短的搬运和沉积过程. 伊利石、绿泥石等片状黏土矿物多发育不规则、残缺的边缘或呈卷曲状, 具有典型碎屑成因特征. 坡缕石呈毛发状、纤维状和针状、细棒状, 晶粒长一般为3~5 μm , 宽为0.05~0.3 μm . 如图10c、10d, 毛发状、短棒状坡缕石有时可见沿片状黏土矿物颗粒的边缘交代生长, 不同颗粒相互缠绕呈交

图 6 不同前处理方法提取的黏土矿物样品定向片XRD分析谱

(a) 含坡缕石样品; (b) 不含坡缕石样品。ZJG6910, 724.9m含义为该样品来自白鹿塬组支家沟剖面69.1m处, 对应总深度为724.9m; SWC4550, 439.1m含义为该样品来自灞河组水吴村剖面45.5m处, 对应总深度为439.1m, 以此类推; N, 自然原片样品; EG, 乙二醇饱和样品; H200、H300、H490, 200℃、300℃、490℃加热样品

表 1 渭河盆地红河组-三门组各地层样品不同岩性黏土矿物相对含量

岩性		全部	泥岩	砂质泥岩	粉砂	砂岩
样品数		138	56	50	18	14
蒙皂石(%)	范围	7.7~89.4	16.0~83.4	19.4~85.6	11.9~89.4	7.7~84.4
	平均值	52.3	52.9	51.7	51.7	52.3
伊利石(%)	范围	7.8~77.1	14.3~71.1	11.2~63.6	7.8~62.4	9.5~77.1
	平均值	39.1	39.1	39.6	38.9	37.7
绿泥石(%)	范围	0.6~25.0	0.7~11.9	0.6~11.0	1.4~17.1	1.4~25.0
	平均值	4.5	4.4	4.0	5.6	5.7
高岭石(%)	范围	0.8~14.9	0.8~9.8	1.0~14.9	1.4~8.6	1.5~7.1
	平均值	4.1	3.5	4.7	3.9	4.3

图 7 各剖面湖相地层中不同岩性蒙皂石(含伊蒙混层)与伊利石相对含量分布

织状特征, 表明其自生成因。能谱分析结果表明坡缕石矿物富含Si、O、Al、Fe、Mg, 有的含有一定的K和Ca, 可能与样品中的伊利石和碳酸盐有关。如图10e, 片状黏土矿物富含Si、O、Al、Fe、Mg、Ca, 同时含有一定的K, 可能为伊蒙混层; 图10f中坡缕石附着的片状黏土具有典型的“蜂窝状”结构, 结合能谱表明其含有一定的Ca、Na, 即前驱矿物为蒙脱石。同时, 图10b中蒙脱石矿物表面同样存在较密集的坡缕石纤维。因此, 成岩成因的坡缕石其前驱矿物为蒙脱石或伊蒙混层。

5 讨论

5.1 渭河盆地沉积物黏土矿物的形成环境及其指示意义

在表生风化成壤条件下, 黏土矿物的形成与演化往往与气候条件密切相关, 黏土矿物的组合类型呈现

出明显的地带性分布规律。因此, 根据黏土矿物的组合类型及其特征晶体结构参数可以判断沉积物形成时的气候环境(Singer, 1980; Chamley, 1989; 季峻峰等, 1997; Wang等, 2017; Song等, 2018; Liu等, 2020)。然而, 对于河湖相沉积, 复杂的物源变化、水动力带来的粒径分选及凝絮作用, 搬运沉积过程中自生黏土矿物的形成以及成岩作用也会对黏土矿物含量及其特征造成较大的影响。本文将从以下几个方面进行分析。

(1) 物源。构造运动可能是导致盆地河湖相沉积物物源变化的潜在因素。始新世以来渭河盆地沉积物是来自周缘山地剥蚀的产物, 从红河组到三门组的数千米沉积序列中均存在粉砂-砂-砾石层的旋回, 表明始新世以来构造尺度上渭河盆地河湖沉积体系没有明显的变化(李智超等, 2015; 鹿化煜等, 2018)。我们的采样点位于渭河盆地的南缘, 紧邻北秦岭。北秦岭自始新世以来经历了两次主要的抬升剥蚀阶段: ~50Ma以来缓慢地剥露, ~10Ma开始快速地剥露抬升, 持续至第四纪(Liu等, 2013)。与此同时, 渭河盆地也大幅度沉降。新生代秦岭山脉与渭河盆地构成了较为稳定的伸展构造环境下的山-盆体系(孟庆任, 2017)。Sr-Nd同位素数据表明, 渭河盆地河湖相沉积物的Nd同位素 $\epsilon_{Nd}(0)$ 绝大多数分布于-10~-12, 其分布完全落在北秦岭不同岩体的Sr-Nd同位素分布范围之内(雷昉等, 未发表的数据)。因此, 可推断渭河盆地蓝田地区新生代以来沉积物主要来自于北秦岭。

北秦岭岩性复杂, 包括秦岭群角闪岩相变质岩, 二郎坪群、丹凤群蛇绿岩、火山-沉积岩, 宽坪群绿片岩、角闪岩、变质碎屑岩, 刘岭群浅变质沉积岩系等(王晓霞等, 2015), 另外, 还出露印支期和燕山期花岗岩(张国伟等, 2001)。盆地边缘沉积物是花岗岩、变质

图 8 渭河盆地新生代河湖相沉积物黏土矿物相对含量变化
红色拟合线为三点平滑结果

岩、沉积岩等的混杂堆积。各时期泥质层位薄片显微照片显示均为石英、长石等粗颗粒矿物与黏土矿物、碳酸盐等细颗粒矿物的集合体(图11), 全样XRD的结果同样表明矿物组合并未发生明显的变化(图5), 因此, 不考虑物源的变化导致黏土矿物形成的差异。当黏土矿物组合发生明显变化, 比如由蒙皂石为主转变为伊利石为主, 应当谨慎考虑此过程的气候意义, 很有可能是由于构造的剧烈运动导致物理剥蚀加剧, 使得黏

土矿物的组合发生转变。因此, 利用黏土矿物解释古气候时, 整个风化剖面中黏土矿物组合保持一致极为重要(Singer, 1980)。渭河盆地均以蒙皂石、伊利石为主, 矿物组合未发生明显转变, 是其能用以判断气候的前提条件。

(2) 粒径分选及凝絮作用。不同粒径的沉积物可能经过沉积分选而重新分布。高岭石颗粒较大, 粒径一般在 $0.5\sim 8\mu\text{m}$, 而蒙皂石粒径较小, 通常小于 $1\mu\text{m}$ 。搬运过

图9 渭河盆地黏土矿物及其与其他海-陆记录的对比

(a) 渭河盆地黏土矿物比值($\text{Sm}+\text{I}/\text{S}/(\text{Ill}+\text{Chl})$); (b) 伊利石结晶度; (c) 伊利石化学指数; (d) 坡缕石相对含量; (e) 南海ODP1148钻孔化学风化指标; (f) 南海ODP1146钻孔黏土比值($\text{Sm}+\text{I}/\text{S}/(\text{Ill}+\text{Chl})$); (g) 循化盆地黏土比值($\text{Sm}+\text{I}/\text{S}/(\text{Ill}+\text{Chl})$); (h) 酒泉盆地黏土比值($\text{Sm}+\text{I}/\text{S}/(\text{Ill}+\text{Chl})$); (i) 西宁盆地黏土比值($\text{Sm}+\text{I}/\text{S}/(\text{Ill}+\text{Chl})$); (j) 柴达木盆地黏土比值($\text{Sm}+\text{I}/\text{S}/(\text{Ill}+\text{Chl})$); (k) 深海氧同位素记录。Sm蒙皂石, I/S伊蒙混层, Ill伊利石, Chl绿泥石。(a)~(d)为本文数据; (e)引自Li等(2003)、Wei等(2006); (f)引自Wan等(2007); (g)引自Liu等(2019); (h)引自Liu等(2020); (i)引自Fang等(2019)、Yang等(2019); (j)引自Fang等(2019); (k)引自Westerhold等(2020)

图 10 沉积物样品SEM和EDS显微形貌

(a) 碎屑矿物呈散状分布; (b) 丝状及片状黏土矿物在碎屑矿物中充填; (c) 毛发状坡缕石呈交织状; (d) 细棒状坡缕石; (e) 毛发状坡缕石附着于伊蒙混层; (f) 毛发状坡缕石附着于蒙脱石

程中较大的高岭石可能比蒙皂石沉降更快, 因此蒙皂石可能在更远端的水体中富集(Chamley, 1989)。渭河

盆地河湖相沉积物黏土矿物以蒙皂石为主, 高岭石含量较少, 且周边山地侵蚀产物呈现近距离搬运的特点

图 11 渭河盆地部分剖面泥质层位显微照片

(鹿化煜等, 2018; Wang等, 2020), 因此, 暂不考虑黏土矿物含量的相对变化是高岭石和蒙皂石长距离搬运差异沉降的结果。

(3) 成岩作用. 成岩作用是影响沉积岩中黏土矿物类型的重要因素, 蒙皂石伊利石化是沉积盆地十分普遍的一种成岩过程(Chamley, 1989). 随着成岩作用的加强, 伊蒙混层中蒙脱石晶层会随着深度的增加而降低, 与此同时, 伊利石和绿泥石含量会随着深度的增加而增加(Weaver, 1989). 在沉积地层的成岩过程中, 通常分为两个阶段: 一是伊蒙混层中伊利石层含量较低时, 伊利石层开始明显增加, 表明伊利石化作用开始; 二是有序化界线, 不规则混层伊利石-蒙脱石转变为规则混层伊利石-蒙脱石(Reynolds, 1980; 黄思静, 1990). 如图8, 渭河盆地新生代河湖相沉积黏土中混层矿物均为不规则伊蒙混层, 伊蒙混层中伊利石晶层含量普遍较低, 同时随着深度增加, 含量并未明显持续增加, 可能表明尚未处于明显的成岩阶段. 值得注意的是, 渭河盆地河湖相沉积物在红河组晚期、白鹿塬组、寇家村组均出现坡缕石, 其他各组消失. 而坡缕石一般是干旱、半干旱地区泥灰岩风化及沙漠沉积物的特征矿物, 在偏碱性($\text{pH}=8\sim9$)的环境和蒸发大于降

水条件下, 更有利于坡缕石的形成和保存(Velde和Meunier, 2008). 不同形态坡缕石对应有不同的古环境意义, 针状、细棒状的坡缕石为区域化学风化的产物, 是代表着一种干旱、半干旱的区域环境(Singer和Galan, 2011), 而毛发状、纤维状的坡缕石在陆相河流湖泊中很有可能是成岩作用的产物. 渭河盆地沉积物中的坡缕石主要呈毛发状、纤维状, 细棒状较少, 明显可见其交代蒙皂石边缘及表面, 表明大部分坡缕石为自生成因(图10). 同时, 所有出现坡缕石的层位, 伊蒙混层矿物中伊利石层相对比例均较高(图8), 因此可能存在较弱的早期成岩作用, 导致坡缕石的形成。

(4) 黏土矿物的气候意义. 对现代陆相盆地黏土矿物研究表明, 河湖相沉积物中的黏土矿物具有与周边流域的相似特征. 河流和盐湖中阳离子的缺乏导致很难形成自生黏土矿物(Chamley, 1989). 目前, 渭河流域现代河流样品8个, 包括泾河样品1个, 灞河样品6个, 渭河样品1个, 其中5个样品蒙皂石相对含量为34~50%, 表明现代渭河流域黏土矿物仍然以蒙皂石和伊利石为主. 但因现代样品数量较少, 可能不具有足够的代表性, 未来可能需要更多的关于渭河流域现代河流、湖泊、以及表土的黏土矿物研究. 晚新生代以来流域的

内风尘物质主要包括风成红黏土、黄土古土壤沉积, 前人的研究表明黄土高原风成沉积以伊利石为主, 蒙皂石相对含量较低(3%左右)(Gylesjö和Arnold, 2006), 与本次研究差异较大. 结合上述对于各剖面的沉积学描述, 及典型沉积相岩性分析, 本次研究的河湖相沉积黏土, 可能受到风尘输入的影响较小. 因此, 渭河盆地河湖相沉积物中黏土矿物可能反映流域范围内母岩及风化壳的特征, 可以用来指示新生代以来渭河流域风化强度.

伊利石和其他云母矿物一般继承自母岩, 很难通过成壤作用形成. 前人依据伊利石结晶度划分成岩带, 近变质带和浅变质带: $IC < 0.25^\circ \Delta 2\theta$ 为浅变质带, $0.25^\circ \Delta 2\theta < IC < 0.42^\circ \Delta 2\theta$ 为近变质带, $IC > 0.42^\circ \Delta 2\theta$ 为成岩带 (Weaver, 1989). 渭河盆地河湖相沉积物中伊利石结晶度值 ($0.23^\circ \sim 0.50^\circ \Delta 2\theta$) 大部分落在近变质带内, 极少数位于浅变质带和成岩带范围内. 伊利石的结晶度实质是反映伊利石的晶畴大小和结构膨胀程度(季峻峰等, 1997). 渭河盆地河湖相沉积物中伊利石经历了三个阶段: 首先, 古老母岩中的伊利石可能在近变质或者类似中高温的地质环境下形成, 这种情况下形成的伊利石晶型较好, 即伊利石结晶度值较低; 随后, 随着母岩在新生代的暴露剥蚀环境下经历了化学风化的进一步改造, 在此过程中伴随离子的淋失, 其结构中形成膨胀层, 伊利石的退变使得伊利石结晶度值升高; 最后, 渭河流域风化改造后的伊利石经过搬运、沉积汇聚于渭河盆地. 因此, 在渭河盆地物源较为稳定和沉积后成岩作用较弱的前提下, 可用伊利石结晶度和伊利石化学指数来重建区域古气候.

在含有混层矿物时, 伊利石结晶度通常反映其含有膨胀层的多少. 膨胀层的形成通常由三部分因素导致: (1) 随风化淋溶程度的增大, 伊利石结构中形成膨胀层而逐渐退变, 经伊利石-蒙脱石等混层矿物最终导致蒙皂石的形成; (2) 阳离子交换作用的中间产物; (3)

成岩作用使得蒙脱石经伊蒙混层矿物向伊利石逆向转变. 渭河盆地新生代河湖相沉积物中混层矿物的形成包括伊利石的风化和蒙皂石的伊利石化两个过程. 即使通过伊蒙混层的伊利石晶层随深度的变化认为剖面成岩作用较弱, 但仍难以定量区分风化过程和成岩过程形成的混层矿物对于伊利石结晶度的贡献. 因此, 为消除较弱成岩作用导致混层矿物的形成从而影响伊利石结晶度气候意义的判别, 即含有弱成岩成因坡缕石的大部分样品伊利石结晶度值较大, 将含有坡缕石样品剔除后发现伊利石结晶度值阶段性下降趋势同样较为明显(图12).

伊利石化学指数实质是富Fe-Mg伊利石和富Al伊利石相对含量的体现. 由于Mg的衍射能力较弱, 所以伊利石Mg含量的减少会导致伊利石奇数峰(001、003、005衍射峰)相比于偶数峰(002、004衍射峰)减弱, 前人根据伊利石化学指数划分伊利石种类: $III(002)/III(001) < 0.15$ 表明为富Fe-Mg伊利石(黑云母), $III(002)/III(001) > 0.5$ 为富Al伊利石(白云母)(Frey, 1970). 因此, 伊利石化学指数越大, 表明更为活泼的Fe、Mg元素淋失相对更多, 指示更为强烈的化学风化作用.

绿泥石是土壤和风化壳中的一种继承性黏土矿物, 易于风化, 因此伊利石和绿泥石主控的黏土矿物组合指示较强的物理风化过程, 是较弱的水解作用以及在寒冷和干旱气候条件下直接岩石剥蚀的产物(Liu等, 2016). 高岭石和三水铝石是在温暖湿润的条件下母岩经历强烈的化学风化, 金属离子不断淋滤被带走而形成的最终产物(Chamley, 1989), 土壤高岭石的形成需要两个条件: (1) 亚热带和热带森林气候带, 年均温 $15 \sim 20^\circ\text{C}$, 年降雨可能大于1000mm的偏酸性气候环境; (2) 排水条件较好, 有利于 K^+ 、 Na^+ 等阳离子和 SiO_2 的持久淋滤去除.

蒙皂石矿物一般有两种成因: (1) 火山灰和玻璃质凝灰岩蚀变或风化形成蒙脱石, 只要有充足的水供给

图 12 渭河盆地新生代沉积序列剔除含坡缕石样品的伊利石结晶度
拟合线为三点平滑结果

就可以发生,不依赖于特定的气候(Chamley, 1989); (2) 云母类矿物中等风化条件下形成贝得石. 渭河盆地较少见到火山灰、玻璃质凝灰岩等,且周边秦岭山脉广泛出露花岗岩(王晓霞等, 2015),因此,暂不认为渭河盆地蒙皂石矿物的形成与火山灰有关.

在排除火山灰成因的蒙皂石后,蒙皂石的形成需要一定的气候条件: (1) 蒙皂石由伊利石等前体物质经化学风化作用,在干湿气候交替变化下形成,因此在温带地区或者干旱半干旱的条件下,蒙皂石与伊利石、绿泥石的比例可以代表化学风化作用的强度,比例越高,指示化学风化作用越强,气候可能更偏暖湿(Zhang和Guo, 2014; Liu等, 2020); (2) 当达到较大的降水量时,由于淋滤作用的加强,蒙皂石相对含量随着降水量的增大而逐渐减小,同时伴随高岭石等代表更强化学风化作用的产物形成(Singer, 1980); (3) 在相似的气候条件下,蒙皂石在低洼的地形,排水不畅的地区,由于水的传输更慢,溶液离子富集,同时植物可能向地表迁移钾和硅元素导致蒙皂石含量增多(Velde和Meunier, 2008).

渭河盆地始新世以来河湖相沉积物黏土矿物以蒙皂石和伊利石为主,高岭石含量普遍较低,平均含量为4.1%,是泥质矿物组合中的次要成分,表明渭河盆地地区的风化强度不足以形成大量的高岭石.同时,由于红河组晚期、白鹿塬组、寇家村组可能有了不同程度的成岩作用,由于成岩作用伊利石的改造晶型更好,导致伊利石结晶度降低以及蒙皂石向伊利石一定程度的转变(Bjørlykke, 1998),实际流域风化导致的蒙皂石含量与伊利石结晶度可能更高,也解释了当前蒙皂石(含伊蒙混层)与伊利石和绿泥石的比例与伊利石结晶度似乎不太一致的趋势.因此,自红河组以来伊利石结晶度下降的趋势会更加明显.

从渭河盆地沉积演化特征来看,红河组以紫红色泥岩夹黄色、灰绿色砂岩为主,可能是浅水环境下的湖相沉积,而白鹿塬组转变为以灰白色厚层块状砂岩夹棕红色粉砂质泥岩的滨湖相沉积(鹿化煜等, 2018).结合前人钻井及野外观察资料,红河组至白鹿塬组湖泊萎缩变成两个浅湖区(李智超等, 2015).因此,渭河盆地黏土矿物揭示的红河组到白鹿塬组化学风化明显减弱,与沉积环境转变相对应,可能是降水减少的结果.早、中渐新世沉积间断之后,蓝田地区在中新世冷水沟期再次接受沉积.此后的沉积序列主要为灰

白、灰黄砂岩、砾岩和浅棕红色泥岩、粉砂岩的旋回变化,是一个湖相、河流相、冲积相周期性旋回的沉积体系,并在晚中新世以来接受风成红黏土堆积.我们黏土矿物分析揭示的化学风化强度自中新世冷水沟、寇家村组以来阶段性减弱,可能是东亚季风降水量在构造时间尺度上阶段性减少的体现.

5.2 古近纪与新近纪东亚气候变化

渭河盆地黏土矿物以蒙皂石和伊利石为主,虽然黏土矿物相对含量可能受到母岩、地貌部位等非气候因素的影响,但总的来说,相比于其他西北地区的盆地,渭河盆地蒙皂石含量仍处于较高值,更不同于塔里木盆地等干旱区伊利石、绿泥石主控的黏土矿物类型(图13).因此,可能表明古近纪渭河盆地相较于西北地区较为湿润.同时,渭河盆地始新世较强的化学风化,以及大面积的淡水湖泊沉积,表明其并非长期处于干旱带内. Quan等(2014)结合动植物化石和对煤层与蒸发岩的新解释,同样认为早期的干旱带不存在.早先认为中国北方盆地中大量发育的红层为沙漠或者热带草原的干旱气候(Sun和Wang, 2005),而Quan等(2014)认为红层在各气候带的湖相、三角洲相、沙漠等非海相沉积均存在,认为其仅代表氧化而非干旱条件下的产物.红层也有可能在类似于中国南方高温高降雨的气候条件下形成(孙文峰等, 2017).因此,东亚古近纪可能存在类似于新近纪的季风格局.

在浅湖环境下,晚始新世到渐新世渭河盆地黏土矿物伊利石结晶度和伊利石化学指数的降低指示了较小尺度气候变干,化学风化减弱的过程.此时期渭河盆地蓝田地区沉积相发生明显的变化,由浅湖沉积转变为滨湖-浅湖交替沉积.因此,晚始新世到渐新世渭河盆地湖盆的萎缩,虽然在一定程度上可能受到构造作用的影响,但是气候演变起主导作用.深海氧同位素记录表明,约34.0~33.5Ma“温室”地球进入“冰室”地球,气候变冷,南极冰盖增长(Zachos等, 2008),全球海平面下降(Westerhold等, 2020),大气二氧化碳浓度显著降低(Pearson等, 2009; Pagani等, 2011).中亚和青藏高原北部的西宁盆地(Dupont-Nivet等, 2007; Zhang和Guo, 2014)、塔里木盆地(Wang等, 2013)、准噶尔盆地(Zhang等, 2012; Sun等, 2014)、柴达木盆地(Ye等, 2018)、酒泉盆地(苗运法等, 2008)等沉积记录均揭示了气候变化对于EOT降温事件的响应.从长期趋势来

图 13 中国北方各盆地黏土矿物均一化相对含量

详细数据来源见表2, 循化盆地引自Liu等(2019); 酒泉盆地引自Liu等(2020); 西宁盆地引自Yang等(2019)、Fang等(2019)、Zhang和Guo (2014)、胡彬等(2019); 柴达木盆地引自Fang等(2019); 塔里木盆地引自Wang C等(2013b); 兰州盆地引自邓焰平等(2010)

表 2 中国北方各盆地不同时代不同剖面黏土矿物相对含量

盆地	剖面	时代(Ma)	蒙皂石(%)	伊利石(%)	绿泥石(%)	高岭石(%)	参考文献
渭河盆地	见文中	45~0	52.3	39.1	4.5	4.1	本文
循化盆地	羊圈沟	28~13	16.2	60.6	23.2	0	Liu等, 2019
酒泉盆地	石羊圈、老君庙	24~0	57.5	23.9	10.2	7.1	Liu等, 2020
西宁盆地	莫家庄	13~5	49.1	35.6	8.9	6.4	Yang等, 2019
西宁盆地	谢家	52~26	55.9	33.5	9.9	0.7	Fang等, 2019
西宁盆地	塔山	36~33	7.2	80.0	12.9	0	Zhang和Guo, 2014
西宁盆地	西箕沟	52~34	2.0	87.0	9.0	2.0	胡彬等, 2019
柴达木盆地	红柳沟	53~26	68.0	22.3	7.2	2.5	Fang等, 2019
塔里木盆地	其木干	古近纪	2.9	82.6	12.4	2.1	Wang等, 2013
兰州盆地	永登	晚古新世到早渐新世	21.0	61.0	18.0	0	邓焰平等, 2010

看, 西宁盆地和柴达木盆地同样记录了古近纪化学风化强度随全球温度下降而减弱的过程(Fang等, 2019), 因此, 渭河流域古近纪后期化学风化强度的减弱, 是一个大区域而非局域的气候变化过程, 可能与全球海洋温度的降低减少大陆内部的水分供应、同时伴随冰量的增加、海平面的下降、特提斯海的退缩使得大陆内部干旱加剧(Lu, 2015)有关。

基于上述讨论, 渭河盆地沉积物伊利石结晶度自中新世寇家村组以来阶段性下降, 表明中新世以来化

学风化强度逐渐减弱。同时, 中国北方风成沉积的分布、粉尘沉积速率和平均粒径揭示了晚新生代东亚地区在15~13、8~7、3.6~2.6、1.2~0.8Ma阶段性的干旱化历程(Lu等, 2010; 鹿化煜和郭正堂, 2013; Fang等, 2020)。中国南海沉积物ODP1148的主微量元素包括Al/Ti、Al/K、Rb/Sr和La/Lu(Li等, 2003)和CIA(Wei等, 2006)以及ODP1146沉积物的黏土矿物和陆源物质积累速度(MAR)等分析结果认为(图9e、9f), 东亚季风自17.2~15.5Ma以来阶段性减弱(Wan等, 2007; Clift等,

2014). 另外, 东亚季风区孢粉学的证据显示自17~14Ma至5Ma降水逐渐下降的趋势(Jiang和Ding, 2008; Miao等, 2012). 而西宁盆地、酒泉盆地、循化盆地等同样记录了新近纪化学风化强度随温度的下降而减弱(Liu等, 2019; Yang等, 2019; Liu等, 2020). 因此, 渭河盆地中新世以来化学风化强度的阶段性减弱, 可能与东亚季风和干旱区气候耦合同步阶段性变化有关.

6 结论

基于渭河盆地新生代河湖相沉积序列的黏土矿物分析, 重建了中始新世晚期以来的东亚气候变化过程. 渭河盆地新生代河湖相沉积物黏土矿物以蒙皂石和伊利石为主, 绿泥石、高岭石次之. 伊利石结晶度、伊利石化学指数、蒙皂石与伊利石和绿泥石的比例指示了在半干旱半湿润的环境下, 中始新世晚期红河组以来化学风化阶段性减弱的演化特征, 表明中晚始新世渭河流域可能处于较为湿润的环境下. 坡缕石的出现可能受到早期较弱的成岩作用控制, 并无明确气候意义. 黏土矿物分析揭示, 古近纪以来, 随着全球温度的降低渭河盆地风化强度减弱, 东亚季风气候阶段性演化并在第四纪变干. 另外, 渭河盆地古近纪晚始新世到渐新世气候变干可能是对全球变冷事件EOT的响应.

致谢 感谢庞奖励教授、周亚利副教授、王翰林博士、张红艳高级工程师、胡榕副教授、赵琳博士、雷昉、黄子晗、胥勤勉、王菁菁、陈瑶、梁承弘、杨帆、董小义、郁晓春、胡少磊、何静、高鑫等在野外采样、沉积相识别和实验室测试的帮助.

参考文献

- 邓焰平, 洪汉烈, 殷科, 徐耀明, 杜鹃, 张克信. 2010. 兰州盆地永登剖面晚古新世-早渐新世沉积物中黏土矿物的特征及其古气候指示意义. 现代地质, 24: 793-800
- 郭正堂, 彭淑贞. 2007. 风成三趾马红土与第四纪黄土的黏土矿物组成异同及其环境意义. 第四纪研究, 27: 277-285
- 郭正堂. 2017. 黄土高原见证季风和荒漠的由来. 中国科学: 地球科学, 47: 421-437
- 胡彬, 张春霞, 吴海斌, 郝青振, 郭正堂. 2019. 西宁盆地始新世河湖相沉积序列黏土矿物组合特征及其古环境意义. 中国科学: 地球科学, 49: 569-583
- 黄思静. 1990. 混层伊利石-蒙脱石的鉴定及其成岩意义. 岩相古地

- 理, (5): 23-29
- 季峻峰, 陈骏, 王洪涛. 1997. 陕西洛川黄土-古土壤剖面中伊利石结晶度——黄土物质来源和古气候环境的指示. 地质论评, 43: 181-185
- 贾兰坡, 张玉萍, 黄万波, 汤英俊, 计宏祥, 尤玉柱, 丁素因, 黄学诗. 1966. 陕西蓝田新生界现场会议论文集. 北京: 科学出版社. 311
- 李智超, 李文厚, 李永项, 李玉宏, 韩伟, 闻金华, 陈萌, 秦智. 2015. 渭河盆地新生代沉积相研究. 古地理学报, 17: 529-540
- 龙利群, 方小敏, 苗运法, 白艳, 王永莉. 2011. 新生代全球变冷背景下北部青藏高原变冷和干旱化事件: 西宁盆地早第三纪沉积物中正构烷烃和孢粉的记录. 科学通报, 56: 1221-1231
- 鹿化煜, 郭正堂. 2013. 晚新生代东亚气候变化: 进展与问题. 中国科学: 地球科学, 43: 1907-1918
- 鹿化煜, 张瀚之, 王逸超, 赵琳, 王翰林, 孙文峰, 张红艳. 2018. 渭河盆地新生代沉积序列与亚洲季风气候起源演化. 第四纪研究, 38: 1057-1067
- 苗运法, 方小敏, 宋之琛, 吴福利, 韩文霞. 2008. 青藏高原北部始新世孢粉记录与古环境变化. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 187-196
- 孟庆任. 2017. 秦岭的由来. 中国科学: 地球科学, 47: 412-420
- 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黏土序列的发现: 亚洲内陆干旱化起源的新记录. 中国科学: 地球科学, 40: 1479-1488
- 孙文峰, 鹿化煜, 王逸超, 冯晗, 王翰林, 李永祥, 吴耕泓, 李殊玥, 蒋品欣. 2017. 渭河盆地蓝田始新世红河组沉积物特征和古环境记录. 高校地质学报, 23: 533-544
- 王先彦, 鹿化煜, 季峻峰, 王晓勇, 赵景波, 黄宝春, 李珍. 2006. 青藏高原东北缘中新世红色土状堆积序列的成因及其对亚洲干旱过程的指示. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 261-272
- 王晓霞, 王涛, 张成立. 2015. 秦岭造山带花岗岩质岩浆作用与造山带演化. 中国科学: 地球科学, 45: 1109-1125
- 薛祥煦. 1981. 陕西渭南一早更新世哺乳动物群及其层位. 古脊椎动物与古人类, 19: 35-44
- 岳乐平, Heller F, 邱占祥, 张莉, 颜光普, 邱铸鼎, 张云翔. 2000. 兰州盆地第三系磁性地层年代与古环境记录. 科学通报, 45: 1998-2003
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社. 863
- 张军, 颜光普, 李吉均, 宋春晖, 赵志军. 2011. 甘肃秦安崖湾剖面新近纪哺乳动物化石及其生态环境特征. 第四纪研究, 31: 614-621
- 张玉萍, 黄万波, 汤英俊, 计宏祥, 尤玉柱, 童永生, 丁素因, 黄学诗, 郑家坚. 1978. 陕西蓝田地区新生界. 北京: 科学出版社. 60
- 赵琳, 鹿化煜, 唐领余. 2018. 渭河盆地新生代孢粉组合与植被演化特征. 第四纪研究, 38: 1083-1093
- 朱敏, 丁仲礼, 王旭, 陈祚伶, 蒋汉朝, 董欣欣, 季军良, 唐自华, 罗攀. 2010. 南阳盆地PETM事件的高分辨率碳同位素记录. 科学通报,

- 55: 2400–2405
- An Z S. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat Sci Rev*, 19: 171–187
- Ao H, Dupont-Nivet G, Rohling E J, Zhang P, Ladant J B, Roberts A P, Licht A, Liu Q, Liu Z, Dekkers M J, Coxall H K, Jin Z, Huang C, Xiao G, Poulsen C J, Barbolini N, Meijer N, Sun Q, Qiang X, Yao J, An Z. 2020. Orbital climate variability on the northeastern Tibetan Plateau across the Eocene-Oligocene transition. *Nat Commun*, 11: 5249
- Biscaye P E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol Soc Am Bull*, 76: 803
- Bjørlykke K. 1998. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins—A key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. *Clay Miner*, 33: 15–34
- Bougeois L, Dupont-Nivet G, de Rafélis M, Tindall J C, Proust J N, Reichart G J, de Nooijer L J, Guo Z, Ormukov C. 2018. Asian monsoons and aridification response to Paleogene sea retreat and Neogene westerly shielding indicated by seasonality in Paratethys oysters. *Earth Planet Sci Lett*, 485: 99–110
- Caves Rugenstein J K, Chamberlain C P. 2018. The evolution of hydroclimate in Asia over the Cenozoic: A stable-isotope perspective. *Earth-Sci Rev*, 185: 1129–1156
- Chamley H. 1989. Clay Sedimentology. New York: Springer. 623
- Clift P D, Wan S M, Blusztajn J. 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies. *Earth-Sci Rev*, 130: 86–102
- Ding Z L, Rutter N, Han J T, Liu T S. 1992. A coupled environmental system formed at about 2.5 Ma in East Asia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 94: 223–242
- Ding Z L, Sun J M, Yang S L, Liu T S. 1998. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clay-loess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau. *Geophys Res Lett*, 25: 1225–1228
- Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, Abels H A, Dai S, Fang X. 2007. Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*, 445: 635–638
- Fang X, An Z, Clemens S C, Zan J, Shi Z, Yang S, Han W. 2020. The 3.6-Ma aridity and westerlies history over midlatitude Asia linked with global climatic cooling. *Proc Natl Acad Sci USA*, 117: 24729–24734
- Fang X, Galy A, Yang Y, Zhang W, Ye C, Song C. 2019. Paleogene global cooling—Induced temperature feedback on chemical weathering, as recorded in the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 47: 992–996
- Fang X, Zan J, Appel E, Lu Y, Song C, Dai S, Tuo S. 2015. An Eocene-Miocene continuous rock magnetic record from the sediments in the Xining Basin, NW China: Indication for Cenozoic persistent drying driven by global cooling and Tibetan Plateau uplift. *Geophys J Int*, 201: 78–89
- Frey M. 1970. Step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. *Sedimentology*, 15: 261–279
- 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
- Gylesjö S, Arnold E. 2006. Clay mineralogy of a red clay-loess sequence from Lingtai, the Chinese Loess Plateau. *Glob Planet Change*, 51: 181–194
- Jiang H, Ding Z. 2008. A 20 Ma pollen record of East-Asian summer monsoon evolution from Guyuan, Ningxia, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 265: 30–38
- Kaakinen A. 2005. A terrestrial sequence in Lantian—A window into the late Neogene palaeoenvironments of Northern China. Department of Earth Sciences. University of Helsinki
- Kaakinen A, Lunkka J P. 2003. Sedimentation of the Late Miocene Bahe Formation and its implications for stable environments adjacent to Qinling mountains in Shaanxi, China. *J Asian Earth Sci*, 22: 67–78
- Li X, Wei G, Shao L, Liu Y, Liang X, Jian Z, Sun M, Wang P. 2003. Geochemical and Nd isotopic variations in sediments of the South China Sea: A response to Cenozoic tectonism in SE Asia. *Earth Planet Sci Lett*, 211: 207–220
- Li Y, Song Y, Zeng M, Lin W, Orozbaev R, Cheng L, Chen X, Halmurat T. 2018. Evaluating the paleoclimatic significance of clay mineral records from a late Pleistocene loess-paleosol section of the Ili Basin, Central Asia. *Quat Res*, 89: 660–673
- Licht A, van Cappelle M, Abels H A, Ladant J B, Trabucchi-Alexandre J, France-Lanord C, Donnadiou Y, Vandenberghe J, Rigaudier T, Lécuyer C, Terry Jr D, Adriaens R, Boura A, Guo Z, 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 J, Zhang P, Lease R O, Zheng D, Wan J, Wang W, Zhang H. 2013. Eocene onset and late Miocene acceleration of Cenozoic intracontinental extension in the North Qinling range–Weihe graben: Insights from apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 584: 281–296

- Liu T, Ding Z. 1998. Chinese loess and the paleomonsoon. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 26: 111–145
- Liu Y, Song C, Meng Q, He P, Yang R, Huang R, Chen S, Wang D, Xing Z. 2020. Paleoclimate change since the Miocene inferred from clay-mineral records of the Jiuquan Basin, NW China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 550: 109730
- Liu Z, Hong H, Wang C, Han W, Yin K, Ji K, Fang Q, Algeo T. 2019. Oligocene–Miocene (28–13 Ma) climato-tectonic evolution of the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau evidenced by mineralogical and geochemical records of the Xunhua Basin. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 514: 98–108
- Liu Z, Zhao Y, Colin C, Stattegger K, Wiesner M G, Huh C A, Zhang Y, Li X, Sompongchaiyakul P, You C F, Huang C Y, Liu J T, Siringan F P, Le K P, Sathiamurthy E, Hantoro W S, Liu J, Tuo S, Zhao S, Zhou S, He Z, Wang Y, Bunsomboonsakul S, Li Y. 2016. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea. *Earth-Sci Rev*, 153: 238–273
- Lu H Y. 2015. Driving force behind global cooling in the Cenozoic: An ongoing mystery. *Sci Bull*, 60: 2091–2095
- Lu H Y, Wang X Y, Li L P. 2010. Aeolian sediment evidence that global cooling has driven late Cenozoic stepwise aridification in central Asia. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 342: 29–44
- Lu H Y, Wang X Y, Wang Y, Zhang X J, Yi S W, Wang X Y, Stevens T, Kurbanov R, Marković S B. 2021. Chinese loess and the Asian monsoon: What we know and what remains unknown. *Quat Int*, doi: 10.1016/j.quaint.2021.04.027
- Ma Y, Fan M, Lu Y, Liu H, Zhang S, Liu X. 2019. Stable isotope record of middle Eocene summer monsoon and its instability in eastern China. *Glob Planet Change*, 175: 103–112
- Miao Y, Herrmann M, Wu F, Yan X, Yang S. 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
- Pagani M, Huber M, Liu Z, Bohaty S M, Henderiks J, Sijp W, Krishnan S, DeConto R M. 2011. The role of carbon dioxide during the onset of Antarctic glaciation. *Science*, 334: 1261–1264
- Pearson P N, Foster G L, Wade B S. 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene-Oligocene climate transition. *Nature*, 461: 1110–1113
- Petschick R. 2000. MacDiff 4.2.2: A software of calculating concentration of minerals for XRD data. <http://servermac.geologie.un-frankfurt.de/Rainer.html>
- Quan C, Liu Y S C, Utescher T. 2012a. Paleogene temperature gradient, seasonal variation and climate evolution of northeast China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 313–314: 150–161
- Quan C, Liu Y S C, Utescher T. 2012b. Eocene monsoon prevalence over China: A paleobotanical perspective. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 365–366: 302–311
- Quan C, Liu Y S, Utescher T. 2011. Paleogene evolution of precipitation in Northeastern China supporting the Middle Eocene intensification of the East Asian monsoon. *Palaio*, 26: 743–753
- Quan C, Liu Z, Utescher T, Jin J, Shu J, Li Y, Liu Y S C. 2014. Revisiting the Paleogene climate pattern of East Asia: A synthetic review. *Earth-Sci Rev*, 139: 213–230
- Reynolds R C. 1980. Interstratified clay minerals. London: In: Brindley G W, Brown G, eds. Mineralogical Society. Elsevier. 249–303
- Roe G H, Ding Q, Battisti D S, Molnar P, Clark M K, Garzione C N. 2016. A modeling study of the response of Asian summertime climate to the largest geologic forcings of the past 50 Ma. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 5453–5470
- Singer A. 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth-Sci Rev*, 15: 303–326
- Singer A, Galan E. 2011. Developments in Palygorskite-Sepiolite Research, Volume 3. Elsevier. 520
- Song B, Zhang K, Lu J, Wang C, Xu Y, Greenough J. 2013. The middle Eocene to early Miocene integrated sedimentary record in the Qaidam Basin and its implications for paleoclimate and early Tibetan Plateau uplift. *Can J Earth Sci*, 50: 183–196
- Song B, Zhang K, Zhang L, Ji J, Hong H, Wei Y, Xu Y, Algeo T J, Wang C. 2018. Qaidam Basin paleosols reflect climate and weathering intensity on the northeastern Tibetan Plateau during the Early Eocene Climatic Optimum. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 512: 6–22
- Spicer R A, Yang J, Herman A B, Kodrul T, Maslova N, Spicer T E V, Aleksandrova G, Jin J. 2016. Asian Eocene monsoons as revealed by leaf architectural signatures. *Earth Planet Sci Lett*, 449: 61–68
- 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 J, Ni X, Bi S, Wu W, Ye J, Meng J, Windley B F. 2014. Synchronous turnover of flora, fauna and climate at the Eocene–Oligocene Boundary in Asia. *Sci Rep*, 4: 7463
- Sun X, Wang P. 2005. How old is the Asian monsoon system?—Paleobotanical records from China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 222: 181–222
- Tierney J E, Poulsen C J, Montañez I P, Bhattacharya T, Feng R, Ford H L, Hönisch B, Inglis G N, Petersen S V, Sagoo N, Tabor C R, Thirumalai K, Zhu J, Burls N J, Foster G L, Goddérès Y, Huber B T, Ivany L C, Kirtland Turner S, Lunt D J, McElwain J C, Mills B J W, Otto-Bliesner B L, Ridgwell A, Zhang Y G. 2020. Past climates inform our future. *Science*, 370: eaay3701

- Velde B, Meunier A. 2008. *The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks*. Berlin, Heidelberg: Springer. 406
- Wan S, Li A, Clift P D, Stuut J B W. 2007. Development of the East Asian monsoon: Mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 254: 561–582
- Wang B, Zheng H, He Z, Wang P, Kaakinen A, Zhou X. 2014. Middle Miocene eolian sediments on the southern Chinese Loess Plateau dated by magnetostratigraphy. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 411: 257–266
- Wang C, Adriaens R, Hong H, Elsen J, Vandenberghe N, Lourens L J, Gingerich P D, Abels H A. 2017. Clay mineralogical constraints on weathering in response to early Eocene hyperthermal events in the Bighorn Basin, Wyoming (Western Interior, USA). *Geol Soc Am Bull*, 129: 997–1011
- Wang C, Hong H, Li Z, Liang G, Xie J, Song B, Song E, Zhang K. 2013a. Climatic and tectonic evolution in the North Qaidam since the Cenozoic: Evidence from sedimentology and mineralogy. *J Earth Sci*, 24: 314–327
- Wang C, Hong H, Li Z, Yin K, Xie J, Liang G, Song B, Song E, Zhang K. 2013b. The Eocene–Oligocene climate transition in the Tarim Basin, Northwest China: Evidence from clay mineralogy. *Appl Clay Sci*, 74: 10–19
- Wang D, Lu S, Han S, Sun X, Quan C. 2013. Eocene prevalence of monsoon-like climate over eastern China reflected by hydrological dynamics. *J Asian Earth Sci*, 62: 776–787
- Wang H, Lu H, Zhao L, Zhang H, Lei F, Wang Y. 2019. Asian monsoon rainfall variation during the Pliocene forced by global temperature change. *Nat Commun*, 10: 5272
- Wang Y, Lu H, Wang K, Wang Y, Li Y, Clemens S, Lv H, Huang Z, Wang H, Hu X, Lu F, Zhang H. 2020. Combined high- and low-latitude forcing of East Asian monsoon precipitation variability in the Pliocene warm period. *Sci Adv*, 6: eabc2414
- Weaver C E. 1989. *Clays, Muds, and Shales*. Amsterdam: Elsevier Science. 785
- Wei G, Li X H, Liu Y, Shao L, Liang X. 2006. Geochemical record of chemical weathering and monsoon climate change since the early Miocene in the South China Sea. *Paleoceanography*, 21: PA4214
- Westerhold T, Marwan N, Drury A J, Liebrand D, Agnini C, Anagnostou E, Barnet J S K, Bohaty S M, De Vleeschouwer D, Florindo F, Frederichs T, Hodell D A, Holbourn A E, Kroon D, Lauretano V, Littler K, Lourens L J, Lyle M, Pälike H, Röhl U, Tian J, Wilkens R H, Wilson P A, Zachos J C. 2020. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, 369: 1383–1387
- Xiao G Q, Abels H A, Yao Z Q, Dupont-Nivet G, Hilgen F J. 2010. Asian aridification linked to the first step of the Eocene-Oligocene climate Transition (EOT) in obliquity-dominated terrestrial records (Xining Basin, China). *Clim Past*, 6: 501–513
- Yang R, Yang Y, Fang X, Ruan X, Galy A, Ye C, Meng Q, Han W. 2019. Late Miocene intensified tectonic uplift and climatic aridification on the Northeastern Tibetan Plateau: Evidence from clay mineralogical and geochemical records in the Xining Basin. *Geochem Geophys Geosyst*, 20: 829–851
- Ye C, Yang Y, Fang X, Hong H, Wang C, Yang R, Zhang W. 2018. Chlorite chemical composition change in response to the Eocene-Oligocene climate transition on the northeastern Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 512: 23–32
- Zachos J C, Dickens G R, Zeebe R E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283
- Zhang C, Guo Z. 2014. Clay mineral changes across the Eocene–Oligocene transition in the sedimentary sequence at Xining occurred prior to global cooling. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 411: 18–29
- Zhang R, Kravchinsky V A, Yue L. 2012. Link between global cooling and mammalian transformation across the Eocene–Oligocene boundary in the continental interior of Asia. *Int J Earth Sci-Geol Rundsch*, 101: 2193–2200
- Zhao L, Lu H, Wang H, Meadows M, Ma C, Tang L, Lei F, Zhang H. 2020. Vegetation dynamics in response to evolution of the Asian Monsoon in a warm world: Pollen evidence from the Weihe Basin, central China. *Glob Planet Change*, 193: 103269
- Zheng H, An Z, Shaw J. 1992. New contributions to Chinese Pliocene–Pleistocene magnetostratigraphy. *Phys Earth Planet Inter*, 70: 146–153

(责任编辑: 胡建芳)