中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 3 期: 569 ~ 583
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

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

胡彬[1,2], 张春霞[1,2,3,4*], 吴海斌[1,2,4,5], 郝青振[1,2,4,5], 郭正堂[1,2,4,5]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;
3. 山东科技大学地球科学与工程学院, 青岛 266590;
4. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 北京 100044;
5. 中国科学院大学, 北京 100049
* 通讯作者, E-mail: cxzhang@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2018-04-08; 收修改稿日期: 2018-08-31; 接受日期: 2018-09-28; 网络版发表日期: 2019-01-16
国家自然科学基金项目(批准号: 41722206、41430531、41690114、41374072)、中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB26000000)和中国科学院国际合作项目(编号: 131C11KYSB20160061)资助

摘要 始新世是全球气候从“温室”转化为“冰室”的一个重要时期, 亚洲内陆在该时期发生了青藏高原隆升、副特提斯海海退等重大地质事件. 位于青藏高原东北缘的西宁盆地具有连续完整的始新世河湖相沉积地层, 以红色泥岩夹石膏层为主, 记录了该时期的气候变化. 本研究采用X射线衍射仪(XRD)对西宁盆地西箕沟剖面始新世河湖相沉积样品进行全岩及黏土矿物定性、半定量分析, 以获取青藏高原东北缘及亚洲内陆地区始新世时期的古气候变化特征. 为了有效解决目前通用的黏土矿物提取方法难以从石膏层中提取足量黏土的问题, 引入一种新的黏土矿物提取方法. 结果表明, 西宁盆地始新世样品中主要矿物为石英、长石、方解石、白云石以及石膏; 黏土矿物为伊利石、绿泥石及蒙脱石(含伊蒙混层矿物(I/S)). 黏土矿物相对含量变化表明, 始新世时期西宁盆地古气候在较为干旱的背景下经历了三次相对湿润的时段: 52~50、41.5~39、35~34Ma. 通过与同时期的深海氧同位素记录、副特提斯海海侵-海退事件以及青藏高原隆升等进行对比分析发现, 西宁盆地始新世古气候主要受控于全球气候变化.

关键词 始新世, 西宁盆地, 黏土矿物, 古气候

1 引言

始新世是全球气候从“温室”变为现今“冰室”的重要降温阶段(Vonhof等, 2000; Zachos等, 2008; Bohaty等, 2009; Lear等, 2008). 该时期以气候变冷、南极冰盖的增长和大气二氧化碳浓度显著降低为特征, 并最终导致晚始新世-早渐新世的降温事件(简称EOT)(Eldrett等, 2009; Pearson等, 2009). 在亚洲地区, 亚欧板块

中文引用格式: 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, doi: 10.1360/N072018-00101
英文引用格式: Hu B, Zhang C, Wu H, Hao Q, Guo Z. 2019. Clay mineralogy of an Eocene fluvial-lacustrine sequence in Xining Basin, Northwest China, and its paleoclimatic implications. Science China Earth Sciences, 62: 571–584, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9282-8

© 2019 《中国科学》杂志社

的碰撞开始于早新生代, 同时伴随着区域内山脉的隆起和副特提斯海海退, 并可能导致了亚洲内陆干旱化的加强(唐天福等, 1992; Beck等, 1995; Patzelt等, 1996; Burtman, 2000; Bosboom等, 2011, 2014b). 前人研究结果表明, 始新世时期, 中国古气候主要受控于行星风系, 存在贯穿东西的干旱带(Liu和Guo, 1997; Sun和Wang, 2005; Guo等, 2008; Zhang等, 2012), 而位于该干旱带内的中国西北部地区, 在晚渐新世/早中新世(22~25Ma)时期转变为内陆干旱区(Guo等, 2002, 2008; Sun和Wang, 2005). 目前, 风成堆积研究的大量开展, 使得早中新世以来内陆干旱区的古气候演化历史已获得较为系统的认识(刘东生, 1985; Ding等, 1999; An等, 2001; Guo等, 2002; 强小科等, 2010; Zhang等, 2015). 然而, 由于缺乏长尺度连续的陆相沉积记录, 对于早中新世之前行星风系控制下的古气候演化历史依然缺乏深入研究.

中国西北地区始新世古气候研究, 主要集中于晚始新世-早渐新世的降温事件(简称EOT)(Dupont-Nivet等, 2008; Pei等, 2009; Kraatz和Geisler, 2010; Xiao等, 2010; Abels等, 2011; Bosboom等, 2011; Wang等, 2013; Zhang和Guo, 2014), 而始新世长尺度气候变化研究较少且尚未达成共识. 有关西宁盆地始新世生物标记化合物的研究显示, 该地区古气候具有持续干旱的趋势(龙利群等, 2011; Fang等, 2015); 兰州盆地沉积学及孢粉研究同样反映了该盆地在51~31.5Ma持续干旱的古环境特征(邓焰平等, 2010; 岳乐平等, 2001). 而Hoorn等(2012)和苗运法等(2008)通过对西宁盆地和酒泉盆地的孢粉研究认为, 始新世古气候具有相对干湿变化的特征; 这一观点在柴达木盆地始新世的古气候研究中也得到了证实(Song等, 2013). 综上可知, 争议的关键在于中国西北地区始新世时期古气候是持续干旱还是具有干湿交替的特征. 要解决上述争议, 亟待在中国西北部地区对始新世时期连续、长尺度且具有较高分辨率的陆相沉积序列开展研究.

西宁盆地位于青藏高原东北缘, 是中国东亚季风、西北干旱区以及青藏高原区三个不同气候带转换区域, 盆地内发育逾千米连续的新生代河湖相沉积序列, 岩性以红色泥岩及与之互层的石膏岩和石膏质泥岩为主, 是研究中国西北地区新生代以来古气候和亚洲内陆干旱化的理想区域(青海省地质矿产局, 1985; Dai等, 2006; Dupont-Nivet等, 2007). 目前, 部分学者对西宁盆地始新世的特征时段(如中始新世气候适宜期(MECO)、EOT)的磁性地层、孢粉和黏土矿物等进行了研究, 并获得了上述时段的古气候演化信息(Abels等, 2011; Hoorn等, 2012; Bosboom等, 2014a; Zhang和Guo, 2014). 然而, 由于受限于红色泥岩层孢粉和石膏层中黏土矿物的提取, 西宁盆地始新世长尺度连续的古气候演化特征依然有待于进一步研究.

由于黏土矿物是风化的产物, 广泛分布于陆表环境, 其矿物组合及相对含量的变化可很好地指示气候变化(Singer, 1984; Gylesjö和Arnold, 2006). Zhang和Guo(2014)曾使用黏土矿物重建了西宁盆地EOT时期的古气候变化, 其他学者也曾指出青藏高原地区黏土矿物所记录的古气候变化与其他指标具有很好的一致性(Hong等, 2010; Wang等, 2011, 2013). 因此, 利用黏土矿物进行西宁盆地始新世古环境重建具有良好的理论基础.

在研究过程中, 我们为了有效解决石膏层中黏土矿物难以提取的问题, 引入一种新的黏土矿物提取方法(胡彬等, 2016). 通过全岩及黏土矿物的分析结果, 本文系统重建了西宁盆地始新世古气候变化特征, 可为新生代早期亚洲内陆及青藏高原东北缘的环境演化提供重要证据和背景信息.

2 材料方法

2.1 地质背景与采样

西宁盆地位于青藏高原东北缘, 36°00′~37°15′N, 101°00′~103°00′E, 海拔约2250~3000m(图1). 西宁盆地属温带半干旱大陆性气候, 年平均气温4.9~7.1℃, 年降水量约243.2~564mm. 由于受东亚季风的影响, 盆地呈现雨热同期的气候特征.

西宁盆地为中-新生代碎屑沉积中心, 构造上受控于中北部祁连山断裂和南部拉鸡山断裂两处挤压逆冲断裂, 和一处次级断裂大通断裂(图1). 盆地新生代沉积始于55Ma(Dai等, 2006), 其沉积序列不整合覆盖于中生代湖相沉积上白垩统河口群和下白垩统民和群之上, 部分地层不整合覆盖于岩石基底之上. 西宁盆地新生代盐湖相-河湖相沉积序列被划分为西宁群和贵德群. 西宁群又分为祁家川组(古新世-下始新世)、洪沟组(始新世)和马哈拉沟组(始新世-渐新世). 西宁群上部依次为为贵德群, 及不整合覆盖的临夏群(Dai等,

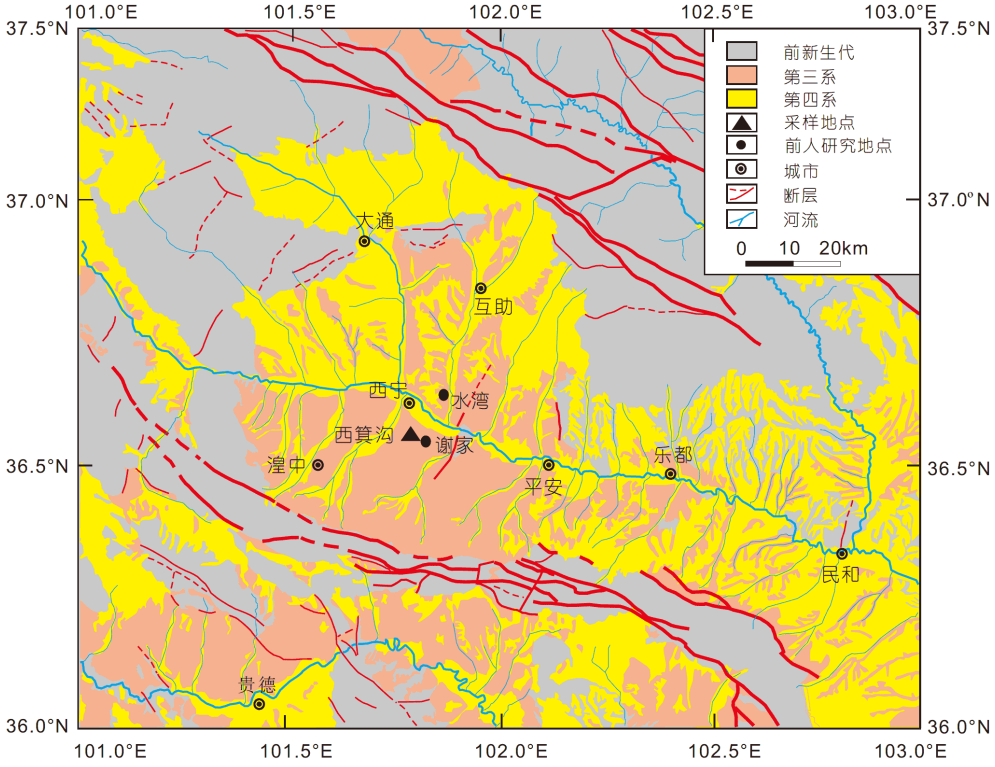


图 1　**西箕沟剖面附近地区地质图**

根据肖国桥(2009)修改

2006).

我们选择了西宁盆地西箕沟剖面始新世-晚渐新世沉积序列(图1)开展古气候演化研究. 该剖面位于西宁盆地中南部, 距西宁市7km. 西箕沟剖面始新世河湖相沉积地层包含了洪沟组和马哈拉沟组(图2), 总厚度约448m. 洪沟组底部年龄约为52Ma(Dai等, 2006), 其主要岩性为红色泥岩, 顶部年龄约41.5Ma(Dai等, 2006). 由于洪沟组岩性稳定, 其内部年龄根据平均沉积速率估算可得. 洪沟组之上为马哈拉沟组, 其顶部巨厚石膏层消失的部位(深度约420m)年龄约为34Ma (Dai等, 2006; 肖国桥, 2009; Zhang和Guo, 2014). 前人将马哈拉沟组分为三段: 下段富含石膏(41.5~37Ma), 中段富含石膏质泥岩(37~34Ma), 上段只含泥岩不含石膏(34~31Ma)(Dai等, 2006; Dupont-Nivet等, 2007; Abels等, 2011). 西箕沟剖面中的马哈拉沟组, 富含石膏的层位为157~295m, 富含石膏质泥岩的层位为295~420m(图2). 根据Abels等(2011)的磁性地层研究, 马哈拉沟组下部富含石膏的层位又分为: 薄层石膏与泥岩互层157~202m(41.5~39Ma)和厚层石膏层位202~295m(39~37Ma). 本次研究取样间隔为3m, 共分析130个样品的全岩及黏土矿物组成.

2.2　全岩和黏土矿物分析

全岩矿物分析是通过对不同层位的矿物组成进行定性及半定量检测, 来反映区域沉积相变化对沉积记录的影响. 而黏土矿物分析是对黏土级颗粒(<2μm)的矿物组成进行定性及半定量分析. 上述测试分析在中国科学院地质与地球物理研究所土壤结构与矿物实验室进行, 使用仪器为荷兰PANalytical公司X射线衍射仪(XRD). 仪器配置Ni滤光片, Cu-Kα靶. 测试条件40kV, 40mA.

全岩矿物分析是将样品研磨至颗粒直径小于45μm, 再将研磨过的样品压入带有方形凹槽的玻璃样品台中, 并保证样品表面平整. 将样品台放入XRD中进行测试, 测试步长0.020°2θ, 扫描速度0.020°2θ/s, 扫描角度2°2θ至35°2θ. 定性分析根据不同矿物的特征衍射峰位确定: 石膏7.60A, 石英4.26A, 长石3.18A, 方解石3.04A和白云石2.89A(图3c). 矿物相对含量由High-

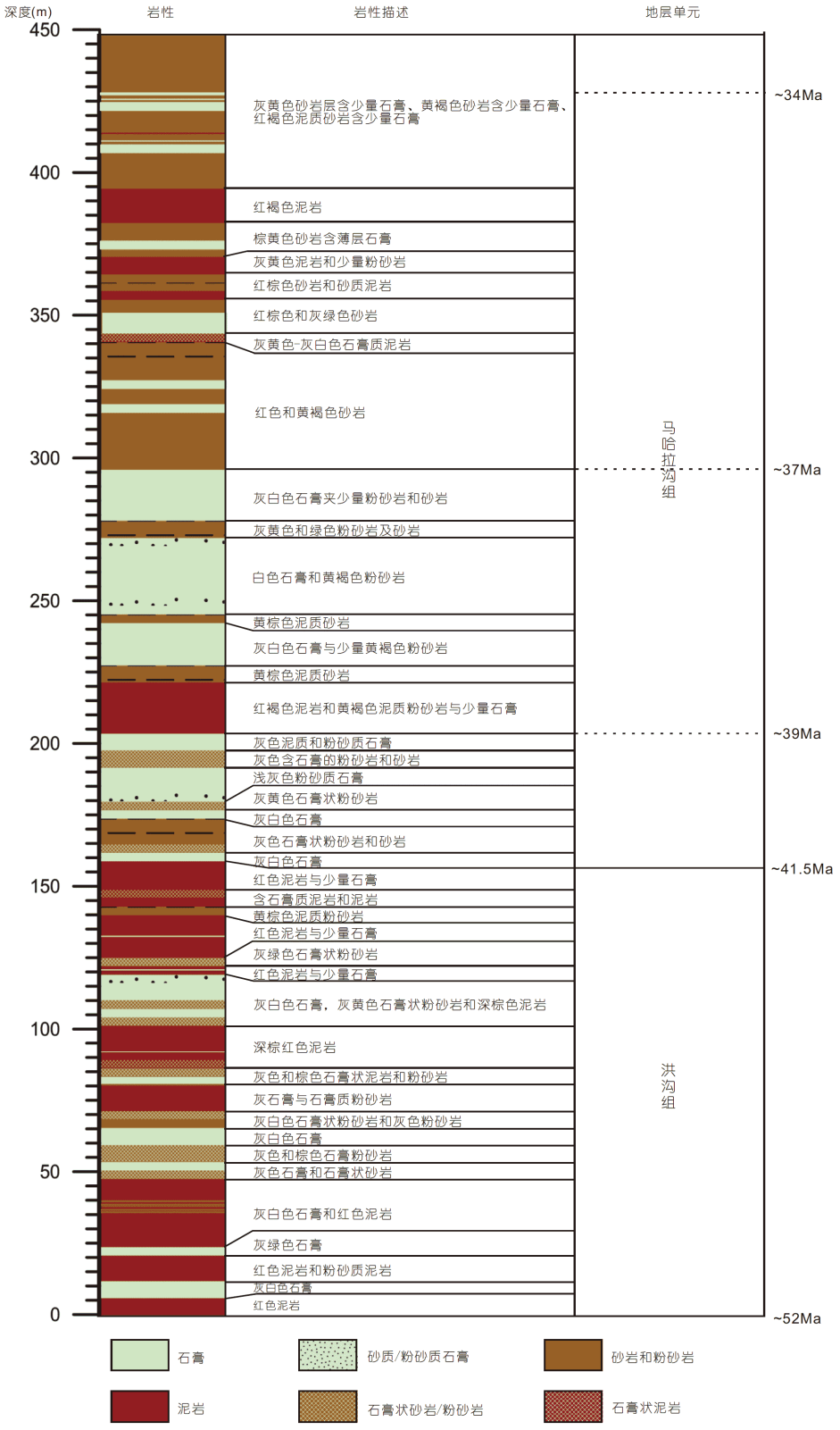


图 2　西箕沟剖面地层岩性示意图

score软件(帕纳科公司提供)计算得到.

在黏土矿物分析中, 采用两种不同的前处理方法从不同岩性样品中提取粘粒组分. 对于泥岩、粉砂岩及砂岩, 本文采用通用的黏土矿物前处理方法Zhang和Guo(2014). 而对于石膏岩样品, 由于通用的前处理方法无法有效溶解石膏晶体, 导致无法提取出足量黏土矿物进行分析. 因此我们采用了一种新的前处理方法, 有效提高了石膏岩样品中黏粒组分的提取量(胡彬等, 2016).

在使用上述两种前处理方法获得黏土样品后, 将样品分成三份, 分别为原样、Mg-饱和样(加入$MgCl_2$)和K饱和样(加入KCl). 另外, 将Mg-饱和样分为两份, 分别进行甘油饱和和乙二醇饱和, 用于鉴定膨胀性黏土矿物. 将加入K-饱和样品分别在室温、300和550℃下加热后测试, 用于区分高岭石和绿泥石. 具体的黏土矿物的XRD分析方法依照Zhang和Guo(2014)文献中所描述的方法进行. XRD测试条件为步长0.020°2θ, 扫描速度0.050°2θ/s, 扫描范围3°2θ~30°2θ. 黏土矿物鉴定根据8个不同条件黏土滴片上矿物(001)晶面的衍射峰的位置进行. 8个不同条件黏土滴片包括: 原片(AD)、Mg饱和片(Mg)、Mg饱和乙二醇片(Mg-EG)、Mg饱和甘油片(Mg-G)、K饱和片(K)、K饱和加热300℃及K饱和加热550℃(图3a和3b). 黏土矿物半定量分析由Mg饱和乙二醇片(Mg-EG)的衍射结果经Mac-Diff软件(Petschick, 2000)计算而得. 详细过程参照文献(Zhang和Guo, 2014).

3　结果

3.1　全岩矿物分析结果

全岩矿物分析结果显示, 样品中主要矿物组成包括: 石膏、石英、长石、方解石和白云石(图3c). 其中, 石膏含量在1~99%, 中值为73%; 方解石含量在1~22%, 中值为4%; 白云石含量在1~81%, 中值为4%; 石英含量在1~18%, 中值为6%; 长石含量在0~31%, 中值为3%; 黏土矿物含量在0~55%, 中值为4%. 全岩矿物相对含量随深度(地层年龄)变化见图4. 由岩性及全岩矿物相对含量变化可将数据划分为三个区域(Zone A、Zone B、Zone C), 其界限分别为226和298m. Zone A(0~226m, 约52~39Ma)中石膏含量呈现大幅振荡的变化特征, 且石膏与石英、长石、黏土矿物之和的变化呈反相关关系; Zone B(226~298m, 约39~37Ma)中

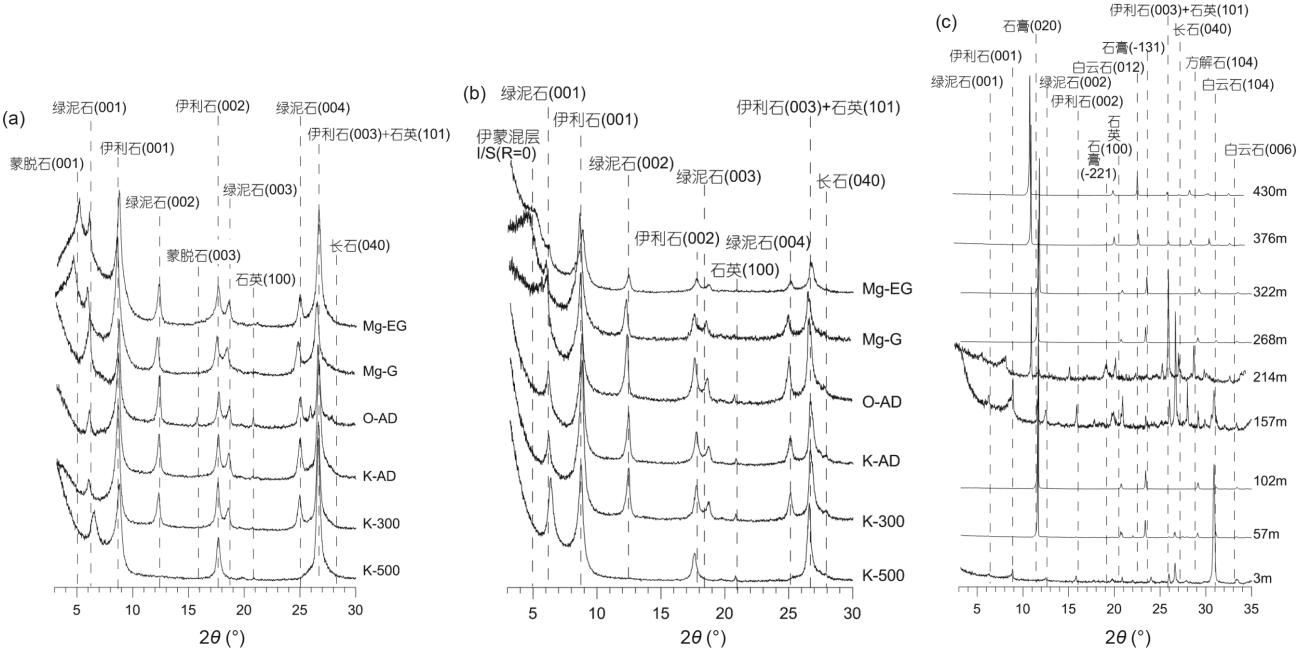


图 3　通过两种不同前处理方法提取的黏土矿物样品及全岩样品XRD分析谱图

(a) 泥岩、粉砂岩样品使用H_2O_2和HAC溶液前处理, 包含黏土矿物伊利石、绿泥石及伊蒙混层矿物(I/S(R=0))(O-AD, 原片样品; Mg-EG, 镁饱和乙二醇样品; Mg-G, 镁饱和甘油样品; K-AD, 钾饱和常温样品; K-300, 钾饱和300℃加热样品; K-550, 钾饱和550℃加热样品); (b) 石膏岩样品使用乙二胺四乙酸溶液前处理, 包含黏土矿物伊利石、绿泥石和蒙脱石; (c) 不同深度全岩样品XRD分析谱图

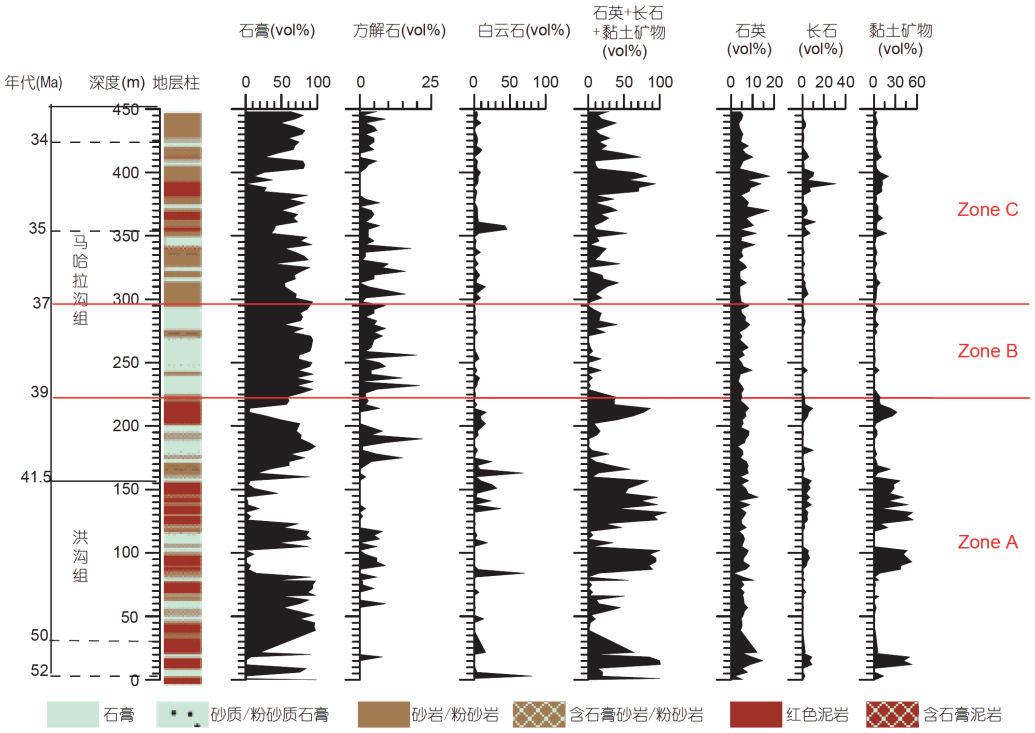


图 4　西箕沟剖面全岩矿物组成及相对含量(%)分布图

石膏含量达到最大值且保持稳定，方解石含量在此区域内达到最大值，白云岩和碎屑矿物含量显著降低; Zone C(298~448m，约37Ma之后)中主要碎屑矿物(石英、长石、黏土)含量较Zone B有所升高，而方解石和石膏含量有所降低.

3.2　黏土矿物分析结果

西箕沟剖面样品中黏土组分包括：伊利石、绿泥石、蒙脱石(含伊蒙混层矿物(I/S))及少量石英和长石(图3a和3b). 如表1所示，伊利石是含量最高的黏土矿物，含量为62~97%，中值为87%; 绿泥石次之，含量为2~20%，中值为9%; 蒙脱石(含I/S)含量最低，为0~28%，中值为2%. 石膏/石膏质岩层中伊利石、绿泥石、蒙脱石(含I/S)的含量与泥质岩层中的含量较为一致(表1).

黏土矿物相对含量随深度变化如图5所示. 根据蒙脱石(含I/S)相对含量的变化可将Zone A进一步划分为三个区域(Zone A-1、Zone A-2、Zone A-3). 由于洪沟组岩性较均一，因此结合沉积速率估算Zone A-1顶部(深度39m)的年龄约为~50Ma. Zone A-2顶部界限为洪沟组与马哈拉沟组界限(深度157m，年龄~41.5Ma). Zone A-3(157~226m)，顶部界限为Zone A与Zone B的界限. Zone C中岩性与黏土矿物相对含量的变化与西宁盆地EOT时期岩性与黏土矿物的研究结果一致(Zhang和Guo，2014). 因此，结合Zhang和Guo(2014)的年代学研究，Zone C中高含量蒙脱石(含I/S)区域(355~424m)的年龄约为35~34Ma.

整个剖面的黏土矿物变化详述如下:

Zone A-1(0~39m，约52~50Ma): 蒙脱石(含I/S)含量从23%逐步降低直至基本消失，绿泥石含量从3%逐步升高至17%; Zone A-2(39~157m，约50~41.5Ma): 蒙脱石(含I/S)维持在很低含量0~9%，而伊利石稳定在较高含量80~97%; Zone A-3(157~226m，约41.5~39Ma): 蒙脱石(含I/S)含量逐步升高至26.3%，伊利石降低至70%.

Zone B(226~298m，约39~37Ma): 蒙脱石(含I/S)含量急剧降低并维持在0~2%，伊利石含量较高79~94%，绿泥石含量逐渐升高5~15%.

Zone C(298~448m，约37~34Ma): 蒙脱石(含I/S)含量升高至28%，之后又降低回6%左右，最高含量维持在355~424m; 伊利石和绿泥石含量先由高降低，之后有所回升，其变化趋势与蒙脱石(含I/S)相反.

表 1　不同岩性地层中黏土矿物含量

岩性		所有样品	红色泥岩	石膏/石膏质岩层
样品数		130	101	29
蒙脱石(含I/S)(%)	范围	0~28	0~28	0~16
	中值	2	3	0
伊利石(%)	范围	62~97	62~97	79~96
	中值	87	86	89
绿泥石(%)	范围	2~20	2~20	4~18
	中值	9	9	10

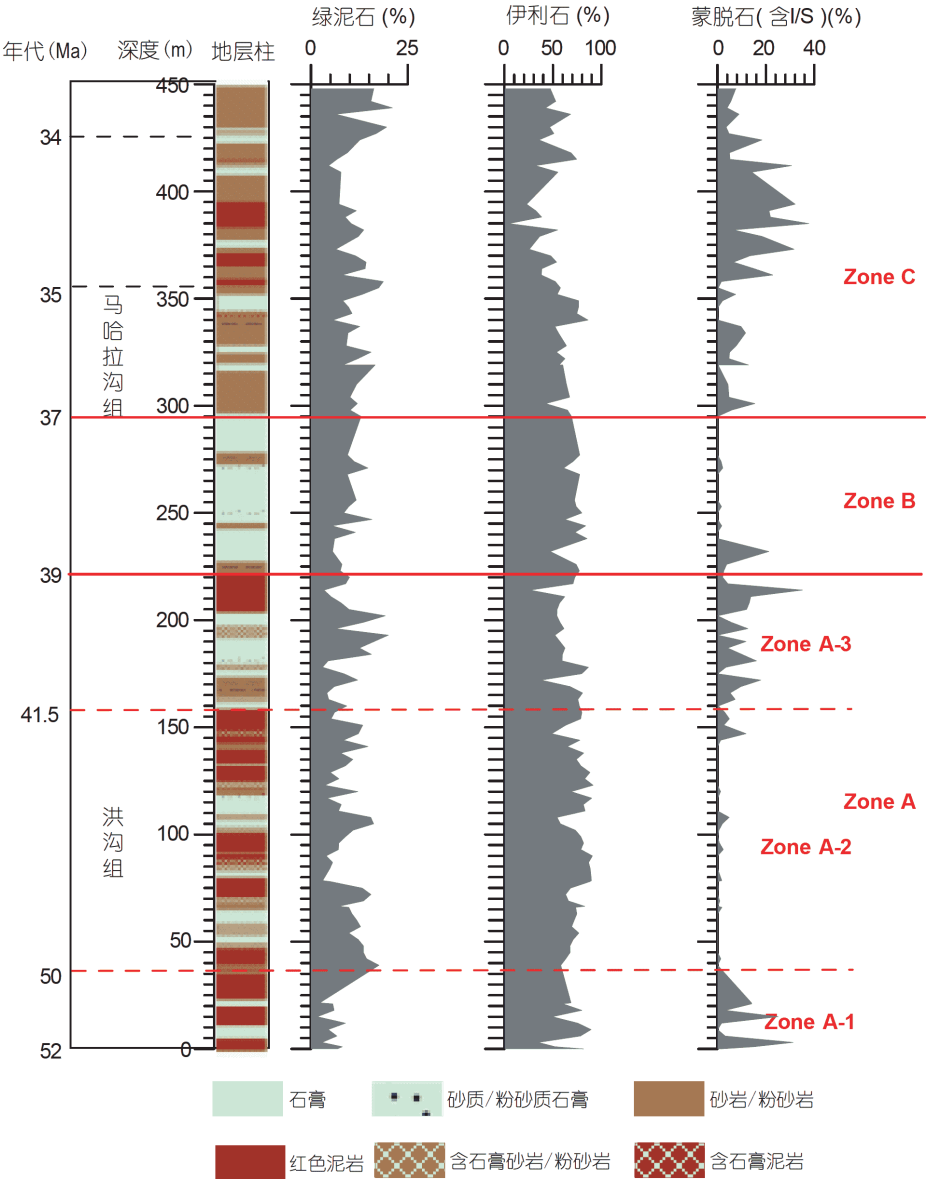


图 5　西箕沟剖面黏土矿物组成及相对含量(%)分布图

4 讨论

4.1 黏土矿物形成及其环境意义

沉积地层中的黏土矿物主要来源于周边母岩或下覆土壤沉积物受到的风化作用, 其组成及相对含量能够反映古环境信息. 不同的风化过程会产生不同的黏土矿物, 云母首先水解形成伊利石, 伊利石继续风化形成蒙脱石, 在热带气候条件下蒙脱石进一步逐步被淋滤脱去K^+转变为高岭石或三水铝石(Chamley, 1989; Velde, 1995); 伊利石和绿泥石主要为干燥或寒冷气候条件下的风化产物(Velde, 1995); 蒙脱石主要在排水不畅的地区由温带干湿气候交替变化形成(Robert和Kennett, 1994); 蛭石和混层黏土矿物为湿润气候条件的标志; 高岭石和三水铝石为湿热气候条件下水解作用过程中金属元素不断被淋滤带走后的最终产物(Velde, 1995).

西宁盆地石膏/石膏质岩中黏土矿物组成及相对含量与泥岩层中并无明显差别, 黏土矿物类型包括伊利石、绿泥石和蒙脱石(含I/S). 如图5所示, 整个剖面蒙脱石(含I/S)相对含量随深度变化最为显著: 在Zone A-1、Zone A-3和Zone C中蒙脱石(含I/S)含量处于相对高值, 而在Zone A-2和Zone B中蒙脱石(含I/S)含量明显处于低值. 前人研究表明, 西宁盆地在始新世-渐新世(约52~34Ma)并没有出现重大的区域构造事件(Dai等, 2006). 另外, 由锆石U-Pb同位素数据和古流向所反映的西宁盆地物源研究结果表明, 沉积物均稳定来源于东昆仑山、西秦岭和祁连山的三叠纪复理石沉积, 该时段内沉积物源没有发生明显变化(Zhang等, 2016). 因此, 西宁盆地始新世黏土矿物组合含量的相对变化可能主要受控于气候的变化.

Zhang和Guo(2014)在对西宁盆地EOT时期古气候变化的研究中指出蒙脱石(含I/S)形成于暖湿与干热交替的气候条件作用. 而形成于寒冷或干旱的气候条件下的伊利石和绿泥石更多受控于物理风化作用. 西宁盆地样品中黏土矿物以伊利石和绿泥石含量占主导, 蒙脱石(含I/S)的变化幅度最为显著, 并且缺乏高岭石的特点, 表明区域内气候背景总体比较干旱. 蒙脱石(含I/S)含量高指示气候较为温暖湿润, 而伊利石和绿泥石含量高指示气候较为干旱.

4.2 西宁盆地始新世古气候重建

为更直观反映西宁盆地古气候变化, 我们计算了蒙脱石(含I/S)含量与伊利石和绿泥石含量的比值((Sm+I/S)/(Ch+Ill)), 该比值随深度变化如图6a所示; 比值越高代表气候相对湿润, 比值越低则代表气候相对干旱. 同时, 我们将黏土比值与西宁盆地化学风化指数(Chemical Index of Weathering简称CIW′, 见图6b) (Sayem等, 2018)相结合进行始新世古气候重建分析.

黏土比值(Sm+I/S)/(Ch+Ill)和CIW′的变化(图6a和6b)具有显著的一致性, 均显示西宁盆地始新世在干旱的气候背景下, 具有一定程度的干湿波动. 约52~50Ma, 湿度相对较高, 化学风化也较为强烈, 气候为暖湿与干热不断交替; 约50~41.5Ma, 气候转为干旱, 化学风化强度持续减弱; 约41.5~39Ma, 湿度又一次升高, 化学风化强度再次增强, 气候由干旱转为暖湿与干热气候不断交替; 约39~37Ma, 湿度再次降低, 气候转为干旱; 约37Ma之后, 湿度重新逐步升高, 化学风化强度也在略有降低之后重新升高, 且在约35~34Ma湿度和化学风化强度达到该阶段的最大值, 气候重新变为暖湿与干热气候不断交替, 直至约34Ma之后湿度和化学风化强度再次下降. 值得注意的是, 虽然西宁盆地始新世黏土矿物变化与化学风化强度一致的反应了气候的干湿波动, 但由于化学风化强度总体上呈现逐步减弱的趋势, 故整个气候背景呈现干旱加剧的特征(Sayem等, 2018). 由此可知, 黏土矿物在重建干旱区古气候时, 能够更为敏感的反应暖湿的气候事件, 而对长期趋势的反应则需借助其他气候指标.

前人对于西宁盆地始新世的几个不同时段进行了孢粉研究, 结果显示, 西宁盆地52~50Ma为热带-亚热带湿润炎热的气候, 50~42Ma逐渐变冷变干(陈传飞, 2009); 42~40Ma为较温暖湿润的气候; 40~38Ma随着沙漠-草原植被含量升高、阔叶林植被含量减少, 气候逐渐转为干旱(Bosboom等, 2014a; 图6d); 39.9~36.4Ma气候较为温暖湿润, 之后在36.4~33.5Ma针叶林植被含量突然增大且阔叶林含量减少表明气候逐渐变为冷干(Hoorn等, 2012; 图6c). 通过将黏土矿物含量比值变化与前人孢粉研究比较发现, 黏土矿物含量比值变化与孢粉研究结果所反映的气候变化在大部分时段基本一致(图6). Hoorn等(2012)认为36.4~33.5Ma针叶林植被含量突然增大代表气候变冷变干, 但黏土矿物指示在

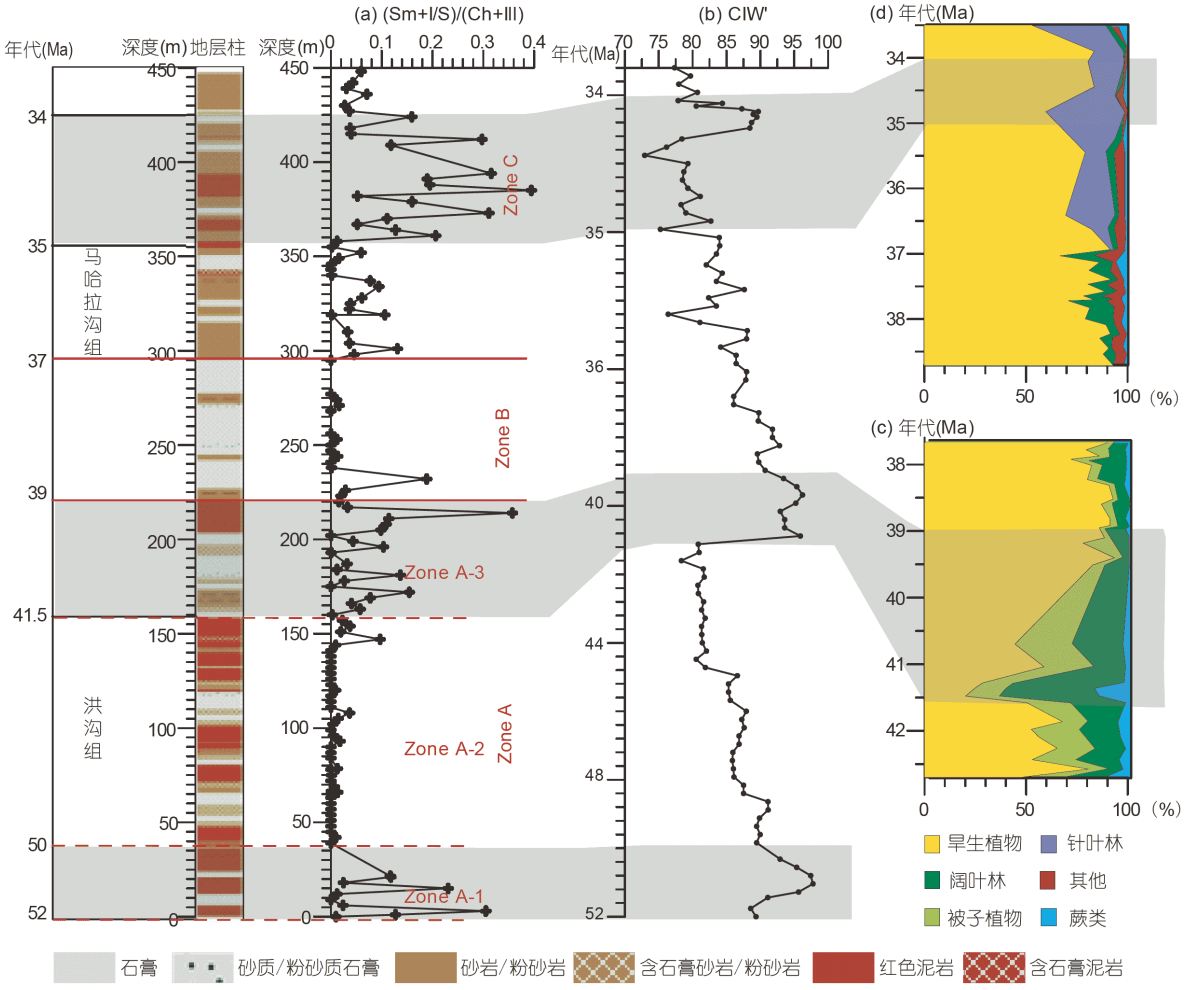


图 6　西宁盆地黏土矿物与孢粉对比图

(a) 西宁盆地黏土比值(Sm+I/S)/(Ch+Ill)(Sm, 蒙脱石; I/S, 伊蒙混层; Ch, 绿泥石; Ill, 伊利石); (b) 西宁盆地化学风化指数(来自Sayem等, 2018); (c) 42~38Ma西宁盆地孢粉含量示意图(根据Bosboom等(2014a)修改), (d) 38.5~35.5Ma西宁盆地孢粉含量示意图(根据Hoorn等(2012)修改)

这一时段气候湿度增大. 前人研究认为, 针叶林的生长需要相当程度的湿度(年平均相对湿度介于70~80%)(陈传飞, 2009), 因此针叶林的出现可能代表了一种冷湿的气候特征(石宁, 1996; 张芸等, 2006), 符合黏土矿物所反应的气候湿度增大的推测. 孢粉与黏土记录的一致性表明, 采用黏土矿物进行的西宁盆地始新世古气候变化的重建是可靠的.

西宁盆地始新世河湖相沉积序列的黏土矿物分析结果显示, 该盆地始新世古气候在干旱的大背景下经历了三次相对湿度增大的时段. 相对湿度增大的时段分别为52~50、41.5~39、35~34Ma, 上述三个时段内古气候以暖湿与干热气候不断交替为特征. 而50~41.5和39~37Ma, 这两个时段古气候以干旱为主要特征.

4.3　西宁盆地始新世气候变化机制探讨

西宁盆地始新世干旱的气候背景, 主要受行星风系影响下贯穿中国东西的宽广干旱带控制(Liu和Guo, 1997; Sun和Wang, 2005; Guo等, 2008; Zhang等, 2012). 在此基础上, 黏土记录所呈现的相对湿润与干旱气候不断交替的特征, 则可能与该时期青藏高原隆升、副特提斯海海退以及全球气候变化有关.

4.3.1　青藏高原隆升对西宁盆地气候变化的影响

新生代早期由于亚欧大陆与印度洋板块碰撞导致

的青藏高原隆起, 对亚洲、以及全球气候变化都有深远影响. 尽管目前对于亚欧大陆与印度洋板块碰撞开始的时间虽然仍有争议, 但大部分地质记录显示其可能发生于晚白垩至始新世之间(55±10)Ma(Ding等, 2005; Najman等, 2010; Cai等, 2011; Lippert等, 2014). 这表明, 青藏高原的隆起至少应晚于(55±10)Ma. 大量海相与陆相地层转换的证据显示, 青藏高原大部分地区直至40~45Ma海拔才接近海平面(Rowley, 1996; Wang等, 2002; Zhu等, 2005), 只有在局部地区如南部的冈底斯山、拉萨地块及中部羌塘地块早-中始新世发生了构造隆升且具有较高海拔(Hetzel等, 2011; Rohrmann等, 2012; Wang等, 2008; Rowley和Currie, 2006; Xu等, 2013). 根据孢粉反映的古海拔高度显示, 青藏高原中北部可可西里地区晚始新世40~37Ma海拔不超过2000m, 与其相邻的柴达木、西宁、兰州等六个北部盆地也具有相似的孢粉比例(Miao等, 2016). 这反映出, 直至晚始新世西宁盆地海拔依然较低, 其作为青藏高原东北边缘在当时受青藏高原隆升影响依然十分有限. 因此我们认为, 40~37Ma之前西宁盆地黏土矿物所指示的气候变化基本不受青藏高原隆升影响.

西宁盆地从37~36Ma开始针叶林孢粉比例显著增大, 表明盆地周边地形开始出现海拔梯度变化(Dupont-Nivet等, 2008; Hoorn等, 2012). 而同时期西宁盆地的沉积速率并没有显著增高, 依然较低为1.8cm kyr^{-1}, 直至34.5Ma才稍有增高至4.1cm kyr^{-1}, 与中新世青藏高原北部盆地受强烈隆升影响时沉积速率高达20~200cm kyr^{-1}相比, 西宁盆地34.5Ma沉积速率的较小变化表明其受构造隆升影响较小(Dai等, 2006). 本次研究的全岩与黏土数据显示, 约37~34Ma全岩矿物组成并没有明显变化. 同时, 黏土矿物中反映物理风化的伊利石和绿泥石的相对含量也没有明显增大的趋势, 相反, 反映化学风化强度的蒙脱石(含I/S)相对含量却显著增大. 因此我们推测, 37~34Ma青藏高原北部发生的隆升事件, 对西宁盆地的影响较小. 而且青藏高原的隆升, 并不能解释黏土记录所指示的始新世时期西宁盆地的多次湿润化事件.

4.3.2 副特提斯海对西宁盆地气候变化的影响

古地理研究表明, 自晚始新世至早渐新世, 亚欧大陆从古地中海至中国西北的塔里木盆地的广大区域内存在一个巨大的陆缘浅海, 该陆缘浅海被称为“副特提斯海”(唐天福等, 1992; Burtman, 2000; Bosboom等, 2014b). 气候模拟与地质记录证据显示, 副特提斯海作为亚洲内陆水汽的来源, 其最终退出中亚可能引发了内陆干旱化及季风系统的形成(Ruddiman和Kutzbach, 1989; Prell和Kutzbach, 1992; Sun和Wang, 2005; Kent-Corson等, 2009; Bosboom等, 2014b). 为揭示西宁盆地始新世气候变化与副特提斯海的关系, 我们将反映西宁盆地始新世时期古气候变化的黏土比值(Sm+I/S)/(Ch+Ill)及CIW′与副特提斯海在塔里木盆地海侵-海退事件进行对比(图7a~c). 结果显示, 西宁盆地约52~50Ma相对湿润的气候对应副特提斯海的一次海侵事件, 而41.5~39Ma以及35~34Ma相对湿润气候时段则对应了两次海退事件. 由此看出, 副特提斯海作为可能的水汽来源, 其海平面的变化与黏土矿物所反映的西宁盆地始新世相对干旱与湿润气候的交替变化并不直接对应. 但前人对于亚洲内陆水汽来源研究指出: 始新世时期的亚洲内陆特别是青藏高原北部受副热带高压和西风带的共同作用, 水汽来源的主体是副特提斯海, 来自南部印度洋水汽在那时就被隆起至相当高度的青藏高原稳定的阻隔于南部地区而无法进一步向北运移, 且这一水汽格局自始新世早期形成并一直延续至今(Caves等, 2015; Bougeois等, 2018). 这表明副特提斯海海侵、海退的变化并不是西宁盆地始新世气候变化的主控因素, 而可能存在其他因素驱动了水汽运移量的变化, 从而导致了西宁盆地在干旱背景下相对湿润与干旱化的交替.

4.3.3 全球变化对西宁盆地气候变化的影响

为揭示西宁盆地始新世时期气候出现多次湿润化的可能机制, 我们进一步将反映西宁盆地始新世时期古气候变化的黏土比值与深海氧同位素记录(图7a和7f)进行了对比. 结果发现, 黏土矿物所反映的相对湿度较高的三个时段52~50、41.5~39、35~34Ma分别对应了氧同位素相对降低所代表的全球升温时段, 而黏土矿物所反映干旱加剧的两个时段50~41.5、39~37Ma分别对应了氧同位素相对升高所代表的全球降温时段.

深海氧同位素所反映的第一个升温时段52~50Ma为早始新世适宜期(简称EECO)的一部分, 此时全球气候在59~50Ma经历了一个极为温暖的时期, 其中最热的时期即为52~51Ma(Bains等, 1999; Lear等, 2000;

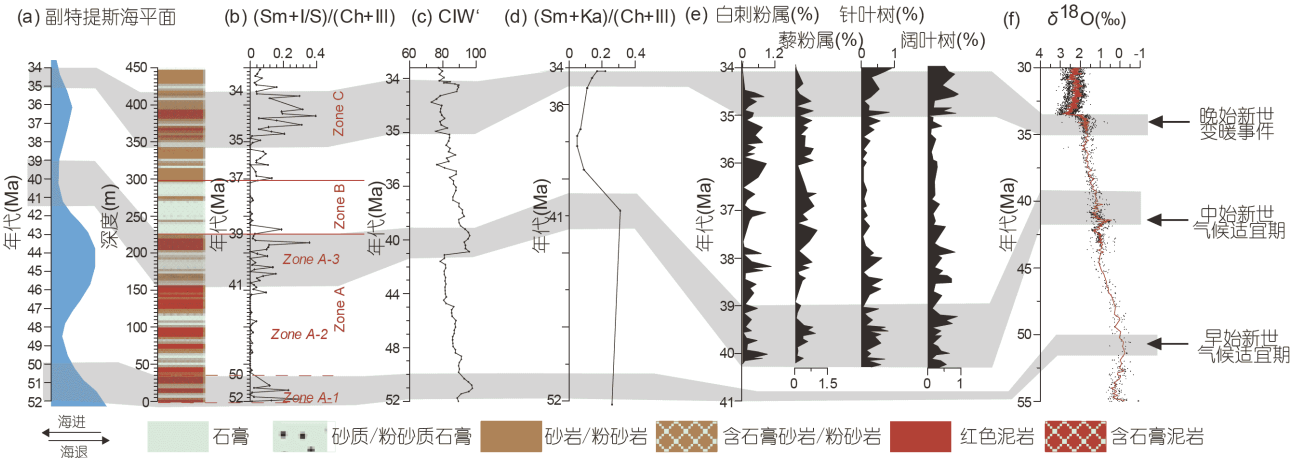


图 7　塔里木盆地副特提斯海海侵-海退示意图(a)、西宁盆地黏土比值(Sm+I/S)/(Ch+Ill)(b)、西宁盆地化学风化指数(c)、塔里木盆地黏土比值(Sm+Ka)/(Ch+Ill)(d)、酒泉盆地始新世孢粉记录(e)和深海氧同位素记录(f)

(a) 示意图根据Bosboom等(2014b)修改; (c) 来自Sayem等(2018); (d) Sm, 蒙脱石; Ka, 高岭石; Ch, 绿泥石; Ill, 伊利石; 来自Wang等(2013); (e) 来自苗运法等(2008); (f) 来自Zachos等(2001)

Zachos等, 2001, 2003, 2005), 由黏土矿物所指示的同时期西宁盆地也反映了相对湿润的气候特点. 在EECO之后直至始新世中期, 全球经历了一次降温过程(Lear等, 2000; Zachos等, 2001), 同时期西宁盆地的黏土矿物记录指示了干旱加剧的气候特征. 深海氧同位素所反映的第二个升温时段41.5~40Ma, 被称为中始新世气候适宜期(简称MECO), 该时期南半球深部海水温度快速上升并持续了50万年, 西宁盆地黏土记录在此阶段反映了相对湿润的气候特征. MECO之后气温急剧下降, 出现一系列降温事件(Bohaty等, 2009; Edgar等, 2010), 该时期西宁盆地黏土记录也反映了干旱加剧的特点. 全球始新世第三次升温时段在35~34Ma, 有记录显示始新世末变冷之前, 欧洲北部气温上升约2~3℃, 北美中部年均温上升约4℃, 该时期被称为晚始新世温暖事件(简称LEW)(Zachos等, 2001; Zanazzi等, 2007; Lear等, 2008; Hren等, 2013). 西宁黏土记录指示约37~34Ma气候逐渐湿润化, 34Ma之后西宁盆地干旱程度逐渐加剧. Zhang和Guo(2014)的黏土记录也同样揭示了约34Ma西宁盆地干旱加剧的古气候事件.

从区域上来看, 始新世亚洲内陆对于全球气候变化的响应并不仅局限于西宁盆地. 与塔里木盆地的黏土记录(图7d; Wang等, 2013)以及酒泉盆地孢粉记录(图7e; 苗运法等, 2008)进行对比可以发现: 黏土矿物所反映的西宁盆地52~50、41.5~39、35~34Ma三个气候相对湿润的时段分别对应了塔里木盆地黏土比值((Sm+Ka)/(Ch+Ill))的升高, 和酒泉盆地阔叶树组分的相对升高及白刺粉属和藜粉属的相对降低. 这表明, 在始新世干旱的气候背景下, 西宁盆地所经历的三次相对气候湿润化在塔里木盆地和酒泉盆地也有不同程度的体现.

综上所述, 西宁盆地始新世相对湿润的气候时段: 52~50、41.5~39和35~34Ma, 分别对应了始新世三次全球气候变暖的事件EECO、MECO和LEW; 西宁盆地始新世相对干旱的时段: 50~41.5、39~37Ma, 分别对应了全球长期降温的阶段. 因此我们推测, 西宁盆地始新世时期古气候变化主要受到全球气候变化的影响.

5　结论

本文通过对西宁盆地西箕沟剖面始新世河湖相沉积序列的全岩及黏土矿物的定性及半定量分析, 系统重建了西宁盆地的始新世古气候变化特征, 主要结论如下:

(1) 西箕沟剖面始新世样品的全岩组成包括石膏、石英、长石、方解石、白云石. 黏土矿物包括伊利石、绿泥石、蒙脱石(含伊蒙混层矿物I/S). 全岩及黏土矿物组成显示, 西宁盆地始新世处于相对干旱的气候背景下, 黏土矿物相对含量的变化主要受控于气

候变化.

(2) 黏土矿物相对含量及黏土比值(Sm+I/S)/(Ch+Ill)反映了西宁盆地始新世经历了三次相对湿度增大的时段和两次干旱加强的时段. 相对湿度增大的时段分别为52~50、41.5~39、35~34Ma, 上述三个时段内古气候以暖湿与干热气候不断交替为特征; 两次干旱加强的时段分别为50~41.5和39~37Ma, 这两个时段古气候以干旱为主要特征.

(3) 通过与始新世青藏高原隆升、副特提斯海海侵-海退事件以及深海氧同位素记录的对比分析, 我们推测: 西宁盆地始新世气候变化受副特提斯海及青藏高原隆升的影响较小, 可能主要受控于全球气候变化. 三次相对湿润的气候时段分别对应了始新世三次全球气候变暖的事件EECO、MECO和LEW.

致谢 感谢李佩、林雅婷、任祥斌、祝舒雅等在野外工作中的大力支持, 感谢安文玲、Abu Sayem、高新勃对文章及实验工作给予的帮助.

参考文献

陈传飞. 2009. 青藏高原东北缘西宁盆地新生代孢粉记录与古生态环境演化. 硕士学位论文. 兰州: 兰州大学. 27–95

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

胡彬, 张春霞, 郭正堂. 2016. 石膏岩中黏土矿物提取的一种新方法及在古气候重建中的应用. 第四纪研究, 34: 926–934

刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 44–106

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

苗运法, 方小敏, 宋之琛, 吴福莉, 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, 51: 1089–1098

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: 1469–1488

青海省地质矿产局. 1985. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:50000), 多巴幅, 西宁市幅, 田家寨幅, 高店幅. 北京: 地质出版社. 199

唐天福, 薛耀松, 俞从流. 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. 1–138

石宁. 1996. 上新世-早更新世云杉属和冷杉属在华北地区的发展及其气候指示意义. 第四纪研究, 4: 319–328

肖国桥. 2009. 西宁地区晚始新世-早中新世沉积的磁性地层与沉积环境演化研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院. 1–92

岳乐平, Heller F, 邱占祥, 张莉, 颉光普, 邱铸鼎, 张云翔. 2001. 兰州盆地第三系磁性地层年代与古环境记录. 科学通报, 46: 770–773

张芸, 孔昭宸, 闫顺, 杨振京, 倪健. 2006. 天山北坡晚全新世云杉林线变化和古环境特征. 科学通报, 51: 1450–1458

Abels H A, Dupont-Nivet G, Xiao G, Bosboom R, Krijgsman W. 2011. Step-wise change of Asian interior climate preceding the Eocene-Oligocene transition (EOT). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 299: 399–412

An Z S, Kutzbach J E, Prell S C. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. Nature, 411: 62–66

Bains S, Corfield R M, Norris R D. 1999. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. Science, 285: 724–727

Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, Riley G W, Barndt J K, Berry J R, Afzal J, Khan A M, Jurgen H, Metje J, Cheema A, Shafique N A, Lawrence R D, Khan M A. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. Nature, 373: 55–58

Bohaty S M, Zachos J C, Florindo F, Delaney M L. 2009. Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. Paleoceanography, 24: 1–16

Bosboom R E, Abels H A, Hoorn C, van den Berg B C J, Guo Z J, Dupont-Nivet G. 2014a. Aridification in continental Asia after the Middle Eocene climatic optimum (MECO). Earth Planet Sci Lett, 389: 34–42

Bosboom R E, Dupont-Nivet G, Houben A J P, Brinkhuis H, Villa G, Mandic O, Stoica M, Zachariasse W J, Guo Z J, Li C X, Krijgsman W. 2011. Late Eocene sea retreat from the Tarim basin (west China) and concomitant Asian paleoenvironmental change. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 299: 385–398

Bosboom R, Dupont-Nivet G, Grothe A, Brinkhuis H, Villa G, Mandic O, Stoica M, Kouwenhoven T, Huang W, Yang W, Guo Z J. 2014b. Timing, cause and impact of the late Eocene stepwise sea retreat from the Tarim Basin (west China). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 403: 101–118

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

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

Cai F, Ding L, Yue Y. 2011. Provenance analysis of upper Cretaceous strata in the Tethys Himalaya, southern Tibet: Implications for timing of India-Asia collision. Earth Planet Sci Lett, 305: 195–206

Caves J K, Winnick M J, Graham S A, Sjostrom D J, Mulch A, Chamberlain C P. 2015. Role of the westerlies in Central Asia climate over the Cenozoic. Earth Planet Sci Lett, 428: 33–43

Chamley H. 1989. Clay Sedimentology. New York: Spring-Verlag Berlin Heidelberg

Dai S, Fang X M, Dupont-Niver G, Song C H, Gao J P, Krijgsman W, Langereis C, Zhang W L. 2006. Magnetostratigraphy of Cenozoic sediments from the Xining Basin: Tectonic implications for the northeastern Tibetan Plateau. J Geophys Res, 111: B11102

Ding L, Kapp P, Wan X. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. Tectonics, 24: TC3001

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. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 152: 49–66

Dupont-Nivet G, Hoorn C, Konert M. 2008. Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin. Geology, 36: 987–990

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

Edgar K M, Wilson P A, Sexton P F, Gibbs S J, Roberts A P, Norris R D. 2010. New biostratigraphic, magnetostratigraphic and isotopic insights into the Middle Eocene climatic optimum in low latitudes. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 297: 670–682

Eldrett J S, Greenwood D R, Harding I C, Huber M. 2009. Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. Nature, 459: 969–973

Fang X M, Zan J B, Appel E, Lu Y, Song C H, Dai S, Tuo S B. 2015. An Eocene-Miocene continuous high resolution 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

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 regime 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

Hetzel R, Dunkl I, Haider V, Strobl M, von Eynatten H, Ding L, Frei D. 2011. Peneplain formation in southern Tibet predates the India-Asia collision and plateau uplift. Geology, 39: 983–986

Hong H L, Zhang K X, Li Z H. 2010. Climatic and tectonic uplift evolution since ~7 Ma in Gyirong basin, southwestern Tibet plateau: Clay mineral evidence. Int J Earth Sci-Geol Rundsch, 99: 1305–1315

Hoorn C, Straathof J, Abels H A, Xu Y, Utescher T, Dupont-Nivet G. 2012. A late Eocene palynological record of climate change and Tibetan Plateau uplift (Xining Basin, China). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 344-345: 16–38

Hren M T, Sheldon N D, Grimes S T, Collinson M E, Hooker J J, Bugler M, Lohmann K C. 2013. Terrestrial cooling in Northern Europe during the Eocene-Oligocene transition. Proc Natl Acad Sci USA, 110: 7562–7567

Kent-Corson M L, Ritts B D, Zhuang G, Bovet P M, Graham S A, Page Chamberlain C. 2009. Stable isotopic constraints on the tectonic, topographic, and climatic evolution of the northern margin of the Tibetan Plateau. Earth Planet Sci Lett, 282: 158–166

Kraatz B P, Geisler J H. 2010. Eocene-Oligocene transition in Central Asia and its effects on mammalian evolution. Geology, 38: 111–114

Lear C H, Bailey T R, Pearson P N, Coxall H K, Rosenthal Y. 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. Geology, 36: 251–254

Lear C H, Elderfield H, Wilson P A. 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. Science, 287: 269–272

Lippert P C, van Hinsbergen D J J, Dupont-Nivet G. 2014. Early Cretaceous to present latitude of the central proto-Tibetan Plateau: A paleomagnetic synthesis with implications for Cenozoic tectonics, paleogeography, and climate of Asia. Geol Soc Am Spec Pap, 507: 1–23

Liu T S, Guo Z T. 1997. Geological environment in China and global change. In: An Z S, ed. Selected Works of Liu Tungsheng. Beijing: Science Press. 192–202

Miao Y, Wu F, Chang H, Fang X, Deng T, Sun J, Jin C. 2016. A Late-Eocene palynological record from the Hoh Xil Basin, northern Tibetan Plateau, and its implications for stratigraphic age, paleoclimate and paleoelevation. Gondwana Res, 31: 241–252

Najman Y, Appel E, Boudagher-Fadel M, Bown P, Carter A, Garzanti

E, Godin L, Han J, Liebke U, Oliver G, Parrish R, Vezzoli G. 2010. Timing of India-Asia collision: Geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints. J Geophys Res, 115: B12416

Patzelt A, Li H, Wang J, Appel E. 1996. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: Evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia. Tectonophysics, 259: 259–284

Pearson P N, Foster G L, Wade B S. 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene-Oligocene climate transition. Nature, 461: 1110–1113

Pei J L, Sun Z M, Wang X S, Zhao Y, Ge X H, Guo X Z, Li H B, Si J L. 2009. Evidence for Tibetan plateau uplift in Qaidam basin before Eocene-Oligocene boundary and its climatic implications. J Earth Sci, 20: 430–437

Petschick R. 2000. MacDiff 4.2.2: A software of calculating concentration of minerals for XRD data. Online: http://servermac.geologie.un-frankfurt.de/ Rainer.html

Prell W L, Kutzbach J E. 1992. Sensitivity of the indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 360: 647–652

Robert C, Kennett J P. 1994. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: Clay-mineral evidence. Geology, 22: 211–214

Rohrmann A, Kapp P, Carrapa B, Reiners P W, Guynn J, Ding L, Heizler M. 2012. Thermochronologic evidence for plateau formation in central Tibet by 45 Ma. Geology, 40: 187–190

Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. Earth Planet Sci Lett, 145: 1–13

Rowley D B, Currie B S. 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. Nature, 439: 677–681

Ruddiman W F, Kutzbach J E. 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West. J Geophys Res, 94: 18409

Sayem A S M, Guo Z, Wu H, Zhang C, Yang F, Xiao G, He Z. 2018. Sedimentary and geochemical evidence of Eocene climate change in the Xining Basin, northeastern Tibetan Plateau. Sci China Earth Sci, 61: 1292–1305

Singer A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments—A review. Earth-Sci Rev, 21: 251–293

Song B W, Zhang K X, Lu J F, Wang C W, Xu Y D. 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

Sun X J, Wang P X. 2005. How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 222: 181–222

Velde B. 1995. Origin and Mineralogy of Clays. Paris: Springer-Verlag Berlin and Heidelberg. 207–210

Vonhof H B, Smit J, Brinkhuis H, Montanari A, Nederbragt A J. 2000. Global cooling accelerated by early late Eocene impacts? Geology, 28: 687

Wang C S, Li X H, Hu X, Jansa L F. 2002. Latest marine horizon north of Qomolangma (Mt Everest): Implications for closure of Tethys seaway and collision tectonics. Terra Nova, 14: 114–120

Wang C S, Zhao X X, Liu Z F, Lippert P C, Graham S A, Coe R S, Yi H S, Zhu L D, Liu S, Li Y L. 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. Proc Natl Acad Sci USA, 105: 4987–4992

Wang C W, Hong H L, Li Z H, Yin K, Xie J, Liang G J, Song B W, Song E P, Zhang K X. 2013. The Eocene-Oligocene climate transition in the Tarim Basin, Northwest China: Evidence from clay mineralogy. Appl Clay Sci, 74: 10–19

Wang C W, Hong H L, Song B W, Yin K, Li Z H, Zhang K X, Ji J L. 2011. The early-Eocene climate optimum (EECO) event in the Qaidam basin, northwest China: Clay evidence. Clay miner, 46: 649–661

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

Xu Q, Ding L, Zhang L, Cai F, Lai Q, Yang D, Liu-Zeng J. 2013. Paleogene high elevations in the Qiangtang Terrane, central Tibetan Plateau. Earth Planet Sci Lett, 362: 31–42

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

Zachos J C, Röhl U, Schellenberg S A, Sluijs A, Hodell D A, Kelly D C, Thomas E, Nicolo M, Raffi I, Lourens L J, McCarren H, Kroon D. 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. Science, 308: 1611–1615

Zachos J C, Wara M W, Bohaty S, Delaney M L, Petrizzo M R, Brill A, Bralower T J, Premoli-Silva I. 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum. Science, 302: 1551–1554

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

Zanazzi A, Kohn M J, MacFadden B J, Terry D O. 2007. Large temperature drop across the Eocene-Oligocene transition in central North America. Nature, 445: 639–642

Zhang C X, Guo Z T. 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 C X, Xiao G Q, Guo Z T, Wu H B, Hao Q Z. 2015. Evidence of late early Miocene aridification intensification in the Xining Basin caused by the northeastern Tibetan Plateau uplift. Glob Planet Change, 128: 31–46

Zhang J, Wang Y N, Zhang B H, Zhang Y P. 2016. Tectonics of the Xining Basin in NW China and its implications for the evolution of the NE Qinghai-Tibetan Plateau. Basin Res, 28: 159–182

Zhang Z S, Flatøy F, Wang H J, Bethke I, Bentsen M, Guo Z T. 2012. Early Eocene Asian climate dominated by desert and steppe with limited monsoons. J Asian Earth Sci, 44: 24–35

Zhu B, Kidd W S F, Rowley D B, Currie B S, Shafique N. 2005. Age of initiation of the India-Asia collision in the East-Central Himalaya. J Geol, 113: 265–285

(责任编委: 鹿化煜)