

文章编号: 1671-1505 (2008) 06-0647-10

## 新疆吐鲁番盆地古近纪气候事件的研究\*

咎立宏 程 捷

中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083

**摘 要** 吐鲁番盆地是天山山脉中的一个山间盆地, 古近系保存完好, 是研究中国西北地区古近纪气候变迁的良好地区。通过对吐鲁番盆地连木沁剖面古近系多种气候代用指标( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{CaCO}_3$ 、有机碳、有机碳同位素)的研究, 探讨了吐鲁番盆地古近纪的气候变迁和重要气候事件。利用 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值, 恢复了吐鲁番盆地古近纪的气温: 古新世的年均气温为 $22.35^\circ\text{C}$ , 始新世为 $21.82^\circ\text{C}$ , 渐新世为 $15.69^\circ\text{C}$ , 并且在渐新世的早期和晚期发生较大幅度的降温事件。对地层中 $\text{CaCO}_3$ (碳酸钙)含量的研究表明, 古新统和始新统碳酸钙平均含量分别为4.68%和6.66%, 指示该沉积时期气候相对比较湿润, 而渐新统达15.01%, 指示渐新世气候明显干旱化, 并且渐新世的早期和晚期气候更为干旱。有机碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )值分布于C3植物的范围内, 表明其受C3植物的影响。对地层中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值研究显示, 该值与地层中碳酸钙含量呈负相关, 与气温呈正相关, 即该值偏负时, 地层中碳酸钙含量增加, 气温降低。各种气候指标指示吐鲁番盆地古新世和始新世气候比较温暖湿润, 而渐新世气候干旱温凉。

**关键词** 吐鲁番盆地 古近纪 气候事件 地球化学 有机碳同位素

**第一作者简介** 咎立宏, 女, 1979年生, 中国地质大学(北京)助教, 现从事第四纪地质学的科研与教学工作; E-mail: zlhzh659@163.com。

**中图分类号:** P532 **文献标识码:** A

## Study on the Paleogene climatic events in Turpan Basin, Xinjiang

Zan Lihong Cheng Jie

School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083

**Abstract** The Turpan Basin is an intermountain basin in the Tianshan Mountains. A good preservation of the Paleogene in this basin provides abundant information for studying of the Paleogene climate in Northwest China. Based on various climatic proxies from a section at Lamjin in the Turpan Basin, such as  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaCO}_3$ , organic carbon and organic carbon stable isotopes, this paper focuses on climatic changes and key climatic events during the Paleogene. Temperatures of the Paleogene in the Turpan Basin are estimated by the ratios of  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ . Annual mean temperatures were  $22.35^\circ\text{C}$  in the Paleocene,  $21.82^\circ\text{C}$  in the Eocene and  $15.69^\circ\text{C}$  in the Oligocene respectively. A key temperature-falling event took place during the transitional period from the Late Eocene to the Early Oligocene. Researches on  $\text{CaCO}_3$  content of the Paleogene indicate that the mean content of  $\text{CaCO}_3$  was 4.68% in the Paleocene and 6.66% in the Eocene respectively, while the mean content of  $\text{CaCO}_3$  reached 15.01% in the Oligocene. These data show that the climates in the Paleocene and Eocene were relatively humid, while arid in the

\* 中国核工业总公司地质局资助项目(编号: 2-8-01-04)

收稿日期: 2008-07-01 改回日期: 2008-07-26

Oligocene. Values of organic carbon stable isotopes ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) from the Paleogene sediments concentrate in the scope of the C3 plants, which indicates C3 plants were developed in the Turpan Basin at that time, and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values have a negative relationship with  $\text{CaCO}_3$  content but a positive relationship with temperatures. Namely, a decrease of the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  value corresponds to an increase of the  $\text{CaCO}_3$  content and a fall of the temperature. The various climatic proxies indicate that the climate was relatively warm and humid in the Paleocene and Eocene, while arid and cool in the Oligocene.

**Key words** Turpan Basin, Paleogene, climatic event, geochemistry, organic carbon isotope

**About the first author** Zan Lihong, born in 1979, is an assistant lecturer of China University of Geosciences (Beijing) and is mainly engaged in teaching and researches of the Quaternary geology.

## 1 引言

众所周知,白垩纪气候非常温暖(Herman and Spicer, 1996; Tarduno *et al.*, 1998),不仅全球气温高,而且在极地地区没有冰川发育,并生长大量的森林植被(Falcon-Lang and Cantrill, 2001; Royer *et al.*, 2003),环境特征与现今完全不同;白垩纪末期,地球表面环境发生了巨大的变化,不仅发生了大规模的天体撞击事件(Ganapathy, 1980; Alvarez *et al.*, 1982)和全球性的强烈降温事件(欧阳自远等, 1995; Bralower *et al.*, 2002),而且发生了生物大绝灭事件(Kauffman, 1986; Raup and Sepkoski, 1986)。进入新生代,虽然气温出现了回升(Wolfe, 1990),但始终没有恢复到白垩纪那么温暖的状态。尽管如此,古新世和始新世的气温还是回升到一个比较高的状态,尤其在古新世晚期到始新世中期,出现了自白垩纪末期以来最为温暖的时期(Kennett and Scott, 1991; Zachos *et al.*, 2003),而且气候也比较湿润,常把这个时期称为“最热期或最热事件”(Paleocene-Eocene thermal maximum, PETM),是新生代气温最高的时期。而在始新世末也发生了一系列的地质事件,常被称为始新世末期事件(Terminal Eocene Event),表现为气温发生了强烈下降(Berggren and Prothero, 1992; Miller, 1992),在南极开始发育冰川(Zachos and Kump, 2005),陆地和海洋生物也发生了显著的绝灭事件(Ganapathy, 1982; Prothero, 1994; Cheng Jie, 1996),同时地层中也发现了与陨击事件相关的微玻璃陨石(Glass, 1984)和铱异常(Alvarez and Asaro, 1982)。所以,始新世末期事件也一直受到关注。

无论是晚古新世—早始新世的最热事件,还是始新世末期的降温事件,都是新生代重要的气候变

迁事件,对全球环境都产生了重大影响。对这些事件的地质记录研究主要来自海洋沉积物,如海洋沉积物中的古生物化石、氧同位素含量、无机碳同位素含量和沉积特征等,而陆相沉积物研究得相对较少。通过对吐鲁番盆地陆相沉积物中的氧化物、碳酸钙、有机碳和有机碳同位素含量的研究,很好地揭示了古近纪的这些气候变迁事件。

## 2 古近系地层划分

吐鲁番盆地位于天山山脉东段,是一个山间盆地,其南北两侧为断裂所限。从白垩纪到古近纪,吐鲁番盆地已演化成四面环山的沉积盆地,在盆地中形成了一套湖泊和扇三角洲沉积体系(程捷等, 2005),岩性为棕红色、砖红色、浅紫红色的泥岩、砂岩和粉砂质泥岩。笔者在吐鲁番盆地连木沁南的河谷中测制了古近系剖面(图1,图2),该剖面地层出露很好,界线清晰,是研究吐鲁番盆地古近系的良好剖面。

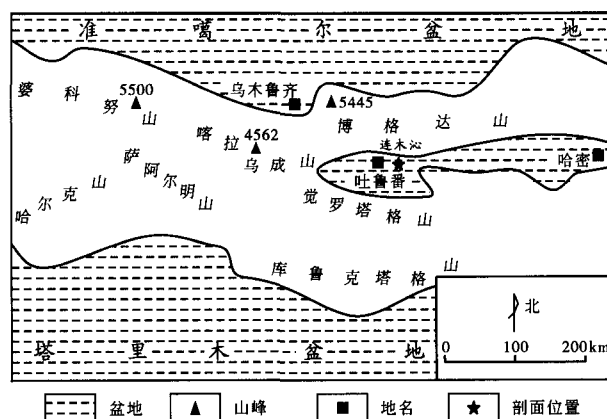


图1 吐鲁番盆地连木沁古近系剖面地理位置

Fig. 1 Geographical location of the Paleogene stratigraphical section at Lamjin in Turpan Basin

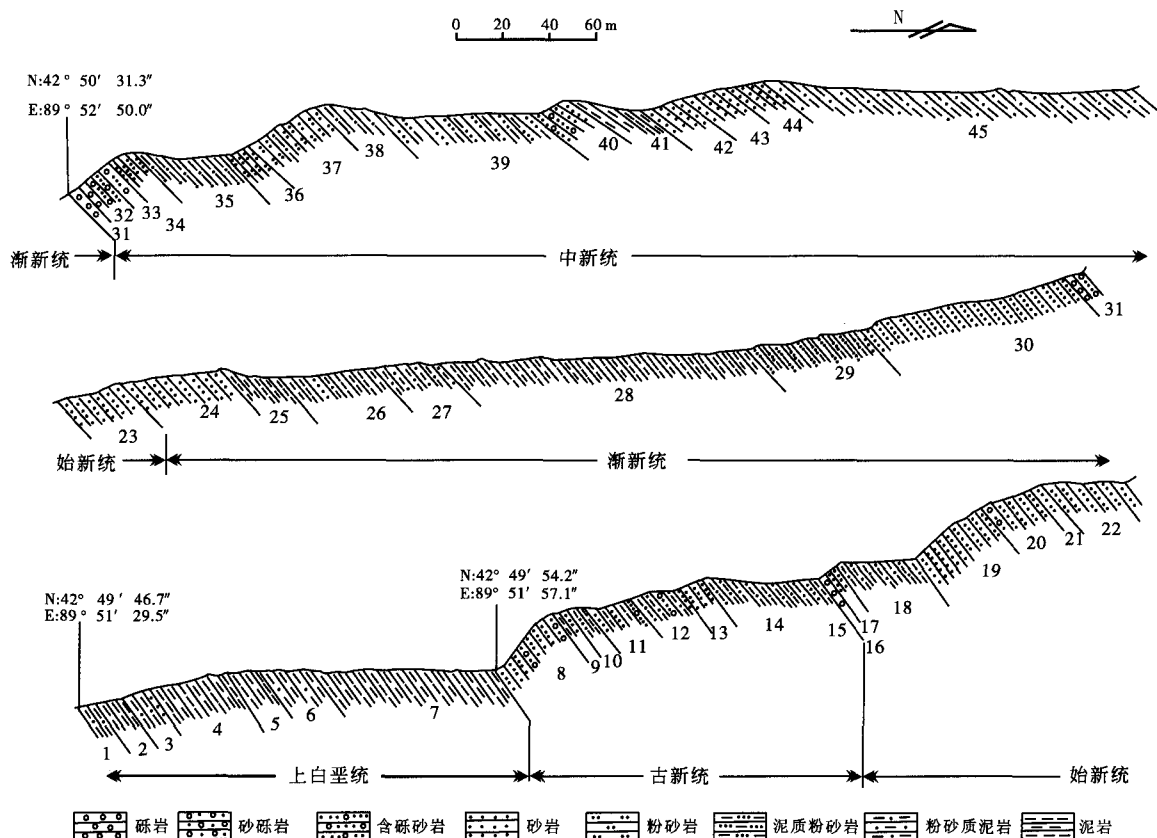


图2 吐鲁番盆地连木沁古近系剖面岩性特征及分层

Fig. 2 Lithologic feature and division of the Paleogene stratigraphical section at Lamjin in Turpan Basin

根据前人对该盆地哺乳动物化石（童永生，1978；翟人杰等，1978；郑家坚，1978）、事件地层（钟筱春等，1993）以及磁性地层（程捷等，2005）的研究，该盆地的古近系可划分为台子村组（古新统）、连坎组（始新统）和桃树园子组（渐新统）。

古新统为一套浅紫红色和棕红色的泥岩、粉砂质泥岩和砂岩，厚140 m。其底部为厚约35 m的浅紫红色中—粗粒砂岩，夹有砂砾岩和粉砂质泥岩（图2），砂岩发育很好的板状交错层理，砂砾岩的砾石分选性较好，砾径一般为2~5 cm，大者达10 cm，磨圆为次圆到次棱。古新统下部夹有多层泥裂，在泥裂中充填有灰绿色的砂质。总体而言，古新统的岩性自下而上具有逐渐变细的趋势。另外，据翟仁杰等（1978）的研究，在该套地层中发现了柴氏假古狒（*Pseudictops chaii*）、连木沁天山兽（*Tianshanilophus lianmuqinensis*）、双尖原恐角兽（*Prodinoceras diconicus*）、拟草原古脊齿兽（*Archaeolambda cf. planicanina*）、秀丽双脊齿兽（*Dil-*

*ambda speciosa*）等哺乳动物化石（童永生，1978）。这个动物群可以与蒙古人民共和国格沙头组动物群（Gashato fauna）对比，表明该套地层的时代为古新世。

始新统为一套棕红色、浅褐红色砂岩、粉砂质泥岩和粉砂岩，厚为145 m。底部发育一层砾岩，厚为1 m，成分以砂岩为主，砾径为0.5~2 cm，大者达5 cm，磨圆较好。砂岩中发育斜层理，泥岩中发育水平层理。在该套地层中，发现了鼻雷兽（? *Rhinotitan* sp.）、外平脊齿兽（*Lophialettes expeditus*）、连坎全齿兽（*Teleolophus liankanensis*）、蒙古两栖犀（*Amynododon mongoliensis*）、沟齿兽（*Bothriodon* sp.）、小新疆异麝鹿（*Xinjiangmeryx parvus*）等（郑家坚，1978）哺乳动物化石。上述哺乳动物化石组成可以与内蒙古晚始新世的伊尔丁曼哈动物群（Irdin Manha fauna）和锡拉木伦动物群（Shara Murun fauna）对比，指示该套地层的时代为晚始新世。

渐新统为一套灰绿色、砖红色泥岩、粉砂质泥

岩和细砂岩,厚 344 m。底部以一层厚层状的细砂岩与始新统分界。下部发育一层厚 46 m 的灰绿色灰质泥岩,这在连木沁剖面上是一个非常显著的标志层。泥岩中水平层理很发育,粒度较古新统和始新统细。在该套地层中,虽然在连木沁剖面上没有发现哺乳动物化石,但在盆地东部的地层中发现了 *Cadurcodon ardynense*、*Amphelchinus cf. rectus*、*Sinolagomys kansuensis*、*Tataromys cf. sigmodon*、*Paraceratherium lipidus*、*P. tienshanensis*、*Dzungariotherium turfanensis* 等(徐玉瑄和王景文,1978;翟人杰,1978;翟人杰等,1978)哺乳动物化石。根据动物群的性质研究,该套地层的时代不会晚于渐新世,其动物群可以与蒙古人民共和国的渐新世三达河动物群(Hsanda Gol fauna)对比。

### 3 样品采集及测试

分析样品采自连木沁南的实测剖面上,根据岩性特征及岩性分层进行逐层采集样品,在较厚的岩性层取样加密。样品取自粒度较细的泥岩或粉砂质泥岩,在厚度较大的砂岩中,取其间的泥岩或粉砂质泥岩夹层。在取样的过程中,将岩石表面的风化层剥掉,取新鲜的岩石,如遇到方解石、石膏等次生脉体,将其避开,以尽量减少后期形成的碳酸盐对样品的影响,确保样品能代表当时的沉积环境。

在室内,对样品进行研磨,以达到测试分析的要求。地球化学样品送中国地质大学(北京)化学分析实验室测试,有机碳和有机碳同位素样品送国土资源部新星石油公司实验地质研究院分析。

## 4 古近纪气候事件的记录

### 4.1 氧化物记录

地层中一些氧化物的构成和含量与当时的地表环境密切相关,尤其是受气候的影响比较大,因此有不少学者把地层中的铁氧化物含量及其比值作为古气候的代用指标(周延兴,1984;文启中等,1995;张宗祜和魏明建,1995;程捷和高振纪,2004),来恢复古环境。笔者对吐鲁番盆地古近系的铁氧化物含量进行了分析,并计算了 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ 和 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 的值(表1,图3),分析结果清晰地显示了古近纪不同时期的气候差异。

从连木沁剖面铁氧化物含量来看,古新统和始新统中 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 的含量明显偏高(表1),而渐新统显然偏低。在古新统和始新统,除了一个样品的 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 含量为1.66%外,其余样品的含量都高于2%,最高达6.81%,尤其在古新统,平均含量达5.01%(表2);而在渐新统,除少数样品外(在渐新统的顶部和底部),多数样品的含量都低于3.5%,平均值为3.38%,比古新统和始新统都低。相反, $\text{FeO}$ 的含量在渐新统高,而在古新统和始新统都低(表1,表2)。 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 和 $\text{FeO}$ 的形成受气候影响, $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 指示氧化环境,对应于相对温暖湿润的气候,而 $\text{FeO}$ 指示还原环境,对应于相对低温干旱的气候。所以从 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 和 $\text{FeO}$ 的含量变化来看,古新世和始新世的气温比渐新世高。

对连木沁剖面的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 和 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ 值进行计算,结果显示,古新统和始新统的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值明显比渐新统的高(表1,表2),前者没有低于2的样品,而后者样品的值多数低于2。在古新统,除两个样品的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值分别为2.95和2.72外,其余样品的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值都高于3。 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ 值恰好相反,渐新统比较高,而古新统和始新统比较低,与 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 和 $\text{FeO}$ 含量变化一致,指示的气候特征也是古新世和始新世比较温暖湿润,而渐新世明显为低温干旱的气候。

根据前人依据 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值计算古气温的公式(周延兴,1984),计算了吐鲁番盆地古近纪各时期的古气温值(表1)。在这个公式中,需要假设一个当时的年均气温值,因此根据前人的研究成果(杨怀仁,1987),取古近纪的年均气温为20℃。从计算结果来看,古新世和始新世的气温比较高,高于古近纪的平均值,而渐新世的气温明显下降,比古新世和始新世低6~7℃。从表1还可看出,始新世早期的气温更高一些,晚期有降温的趋势。在渐新世,除底部和顶部两个样品的古气温值比较高外,总体特征是:渐新世早期的降温比较明显,中期有升温的趋势,晚期又出现了降温。

### 4.2 碳酸钙记录

对连木沁剖面古近系碳酸钙( $\text{CaCO}_3$ )含量进行的分析表明:古新统和始新统的碳酸钙含量较低,而渐新统碳酸钙含量很高(表1)。从平均值来看(表2),渐新统碳酸钙含量是古新统的3倍

表 1 吐鲁番盆地古近系铁氧化物含量、碳酸钙含量、有机碳含量、有机碳同位素值及古温度  
Table 1 Content of iron oxides, CaCO<sub>3</sub>, organic carbon, organic carbon isotope and  
paleotemperature of the Paleogene in Turpan Basin

地层	样品编号	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /%	FeO/%	CaCO <sub>3</sub> /%	δ <sup>13</sup> C <sub>org</sub> /‰	有机碳/%	Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup>	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	古温度/℃
渐新统	39	5.49	0.99	1.87	-25.72	0.02	4.99	0.18	28.48
	38	3.29	1.21	11.08	-21.02	0.07	2.45	0.37	13.98
	37	2.36	1.19	20.09	-21.58	0.06	1.78	0.50	10.16
	36	1.53	1.28	32.18	-23.90	0.08	1.08	0.84	6.16
	35	3.56	0.99	12.16	-20.48	0.04	3.24	0.28	18.49
	34	5.13	1.29	11.39	-21.50	0.04	3.58	0.25	20.43
	33	4.72	1.29	12.58	-20.27	0.06	3.29	0.27	18.78
	32	1.23	0.61	35.03	-21.63	0.04	1.81	0.50	10.33
	31	3.20	1.18	18.64	-27.45	0.09	2.44	0.37	13.93
	30	2.55	1.52	14.53	-27.39	0.19	1.51	0.60	8.62
	29	3.23	2.45	5.72	-20.51	0.11	1.19	0.76	6.79
	28	1.96	1.63	17.54	-26.58	0.23	1.08	0.83	6.16
	27	5.69	0.70	2.34	-21.83	0.02	7.31	0.12	41.72
始新统	26	5.59	1.69	1.64	-21.18	0.03	2.98	0.30	17.01
	25	3.91	1.22	4.40	-23.06	0.02	2.88	0.31	16.44
	24	5.77	1.19	1.60	-24.05	0.02	4.36	0.21	24.89
	23	1.66	0.70	20.40	-24.57	0.02	2.13	0.42	12.16
	22	6.08	0.77	1.39	-22.65	0.03	7.10	0.13	40.53
	21	2.38	0.84	15.42	-21.46	0.02	2.55	0.35	14.54
	20	5.56	0.76	5.67	-22.14	0.03	6.43	0.14	36.70
	19	5.43	1.45	4.56	-20.12	0.03	3.37	0.27	19.24
	18	5.77	1.34	5.03	-21.74	0.05	3.87	0.23	22.09
	17	2.02	0.71	6.49	-25.63	0.02	2.56	0.35	14.61
古新统	16	2.17	0.46	15.37	-26.65	0.02	4.24	0.21	24.20
	15	5.51	1.59	5.40	-20.36	0.05	3.12	0.29	17.81
	14	5.90	1.70	4.78	-20.34	0.03	3.12	0.29	17.81
	13	6.62	1.45	2.16	-21.41	0.02	4.11	0.22	23.46
	12	4.90	1.18	4.23	-22.37	0.02	3.74	0.24	21.35
	11	5.27	1.05	9.37	-21.58	0.02	4.52	0.20	25.71
	10	6.19	1.73	2.67	-21.04	0.02	3.22	0.28	18.38
	9	4.16	1.21	9.35	-23.10	0.02	3.09	0.29	17.64
	8	5.50	1.16	3.56	-22.32	0.02	4.27	0.21	24.37
	7	5.98	1.36	1.49	-22.46	0.02	3.96	0.23	22.60
	6	2.85	0.87	6.40	-21.28	0.02	2.95	0.31	16.84
	5	5.59	1.33	2.31	-22.34	0.02	3.78	0.24	21.56
	4	3.84	1.08	3.59	-21.24	0.01	3.20	0.28	18.26
	3	6.81	1.58	2.18	-22.05	0.03	3.88	0.23	22.15
	2	5.16	0.53	1.25	-22.91	0.02	8.76	0.10	50.00
	1	3.78	1.25	0.80	-24.48	0.02	2.72	0.33	15.53

多，是始新统的 2 倍多。从图 3 也可以看出，碳酸钙含量在渐新统形成明显的峰值，而在古新统为谷值。

除顶部一个样品的碳酸钙含量为 15.37%，中部两个样品分别为 9.37% 和 9.35% 外，古新统其余样品的碳酸钙含量都比较低，最低值为 0.8%，

多数在 2%~5% 之间，而且波动也不大。始新统中的碳酸钙含量总体上也不高（表 1，表 2），只是比古新统略高些，最高值达 20.4%，最低值仅为 1.39%。与古新统略有不同的是，始新统碳酸钙含量波动较大，到晚期有降低的趋势。渐新统中的碳酸钙含量明显增高，是吐鲁番盆地古近系碳酸钙含

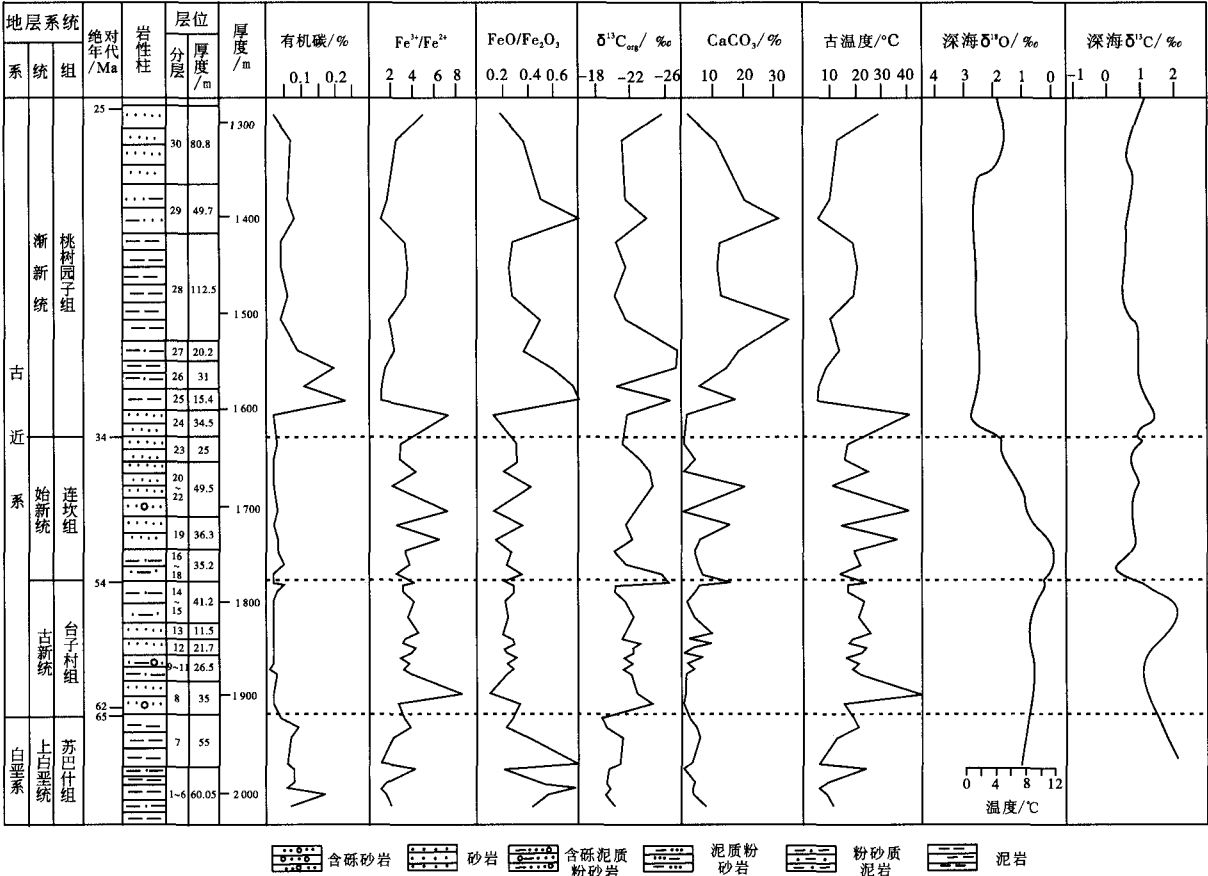


图3 吐鲁番盆地古近系地球化学指标及古温度曲线（深海的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 据Zachos等，2001，有修改）

Fig. 3 Graph of geochemical proxies and paleotemperatures of the Paleogene in Turpan Basin ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of deep sea are modified from Zachos *et al.*, 2001)

表2 吐鲁番盆地古近纪各时代地层地球化学指标  
平均值和年平均气温

Table 2 Mean values of geochemical proxies and annual mean temperatures in various stages of the Paleogene in Turpan Basin

时代	古新世	始新世	渐新世
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\%$	5.01	4.42	3.38
$\text{FeO}/\%$	1.22	1.07	1.26
$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$	3.92	3.82	2.75
$\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.25	0.27	0.45
有机碳/%	0.02	0.03	0.08
$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}/\text{‰}$	-22.25	-22.66	-23.07
$\text{CaCO}_3/\%$	4.68	6.66	15.01
古温度/ $^{\circ}\text{C}$	22.35	21.82	15.69

量最高的时期，平均达到15.01%，最高值为35.03%，多数样品的含量都超过11%。在渐新统的下部和上部，碳酸钙含量存在两个峰值（图3），而在中部含量降低，到渐新统的顶部，降到最低

点，且这一低值一直持续到中新统下部（程捷等，2005）。上述分析表明，吐鲁番盆地渐新世气候非常干旱，湖泊明显地咸化，而始新世和古新世气候比较湿润，与全球的气候变化特征一致。

4.3 有机碳及其同位素记录

从连木沁剖面古近系有机碳含量分析结果来看，古新统和始新统的有机碳含量都比较低，而渐新统含量略高（表1，图3）。在通常情况下，气候温暖湿润，水体中的生物生产力高，致使沉积物中的有机碳含量升高；反之，气候干冷致使沉积物中的有机碳含量降低。由前面的分析得知，古新世和始新世的气候都比较温暖湿润，而渐新世的气候干旱而温凉。因此，古新统和始新统中的有机碳含量应该高，渐新统中的有机碳含量应该低，而实际测试的结果刚好与之相反。造成这一结果的原因可能来自两个方面：一是沉积环境的差异，古新世和

始新世时期，连木沁地区的沉积环境为河流相和三角洲平原亚相，处在较强的氧化环境，不利于有机碳的保存，而渐新世以三角洲相和湖泊相沉积为主，而且这个时期吐鲁番古湖盆处在较快的沉降状态（程捷等，2005），水体变深，湖水循环不畅，水体中的氧含量降低，使沉积物中的有机碳含量增高；二是古新世和始新世气候温暖湿润，植被比较茂盛，大气和地表水体的氧含量高，处在富氧环境，水体的氧化条件强，而渐新世气候干旱，气温降低，地表的植被大量减少，致使大气和水体中的氧含量降低，导致氧化条件减弱。从一些研究来看，渐新世是一个大气低氧含量的时期。

连木沁剖面中的有机碳同位素（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ）值变化比较复杂，总体特征是从古新统到渐新统逐渐偏负。在古新统，除顶部一个样品的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值为  $-26.65\text{‰}$  外，其余样品的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值在  $-20.34\text{‰} \sim -24.48\text{‰}$  之间变化，而且从下部到上部  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值逐渐偏正，变化规律比较清晰。在始新统，也是底部一个样品的值明显偏负（ $-25.63\text{‰}$ ），然后很快偏正（ $-21.74\text{‰}$ ），到上部又逐渐偏负（图3）。在渐新统，有机碳同位素构成变化幅度很大，最低值为  $-27.45\text{‰}$ ，最高值为  $-20.27\text{‰}$ ，差值达  $7.18\text{‰}$ 。这个时期的一个显著特征是：渐新统下部和上部的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值显著偏负，而中部明显偏正（图3）。

影响沉积物中有机碳同位素组成的是 C3、C4 和 CAM 类植物。据研究，C3 类植物的生长贯穿于整个新生代，其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值为  $-25\text{‰} \sim -28\text{‰}$ （Craig, 1954），但其最低值甚至可降到  $-37\text{‰}$ （Smith and Epstein, 1971），最高值可升至  $-20\text{‰}$ （韩家懋等，2002）。C3 类植物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值受气候的影响，气候越干旱，其值越偏正。C4 类植物是一种非常喜旱的植物，出现的比较晚，即从 15 Ma 才开始出现（Retallack *et al.*, 1990; Morgan *et al.*, 1994），到 7 Ma 繁盛起来（Cerling *et al.*, 1993; Ding and Yang, 2000），其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值为  $-14\text{‰} \sim -12\text{‰}$ （Craig, 1954）。所以，影响吐鲁番盆地古近系中有机碳同位素含量的主要是 C3 类植物。通过对晚更新世以来不同纬度湖泊中沉积物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  研究（吴敬禄等，1995）表明，其值是随着纬度的增加（温度降低）逐渐偏负。据郭正堂等（2001）、吕厚远等（2001）的研究，在海拔

3 500 m 以下， $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值随着海拔的升高而降低。这也表明，在低海拔地区，随着温度的降低，沉积物中的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值偏负。但也有不少学者认为，第四系中的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值与气温呈负相关（韩家懋等，2002）。

吐鲁番盆地古近系中的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值变化与气温的关系表现出正相关性，即  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值升高时，气温升高，反之，该值降低，气温降低。这一变化特征与喜马拉雅山南坡的湖相沉积物所反映的特征（Krishnamurthy *et al.*, 1986）相似。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值与干旱程度的关系是：其值升高时，干旱程度降低，地层中的碳酸钙含量降低，反之，该值降低时，干旱程度增加，地层中的碳酸钙含量增加。吐鲁番盆地古近系中的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值与地层中的碳酸钙含量具有很好的相关性（图3）。

## 5 讨论与结论

最主要的古近纪气候事件是发生在古新世晚期至始新世早期的“最暖事件”和始新世末至渐新世的“降温事件”，这两个事件都具有全球性，在陆地和海洋的沉积物中都有记录。在“最暖事件”期间，由于海底释放了大量的甲烷水合物进入海洋和大气圈中（Dickens *et al.*, 1997），致使大气圈湿度明显增加，水体酸化（Zachos *et al.*, 2005），海水表面温度上升  $5 \sim 10^\circ\text{C}$ （Kennett and Scott, 1991; Zachos *et al.*, 2003），气温达  $20 \sim 25^\circ\text{C}$ （Wilf, 2000），并认为气温持续为  $25^\circ\text{C}$ ，而该事件发生之前气温为  $20^\circ\text{C}$ （Bowen *et al.*, 2004）。吐鲁番盆地现今的年均气温为  $13.9^\circ\text{C}$ ，如果加上  $5 \sim 10^\circ\text{C}$  的话，那么在“最暖事件”发生期间的气温应为  $18.9 \sim 23.9^\circ\text{C}$ 。笔者根据  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  值计算得到的气温为  $22.35^\circ\text{C}$ ，这很接近前人的研究结果。从计算结果来看，吐鲁番盆地古新世气温波动不大，除一个样品指示的古气温达  $50^\circ\text{C}$  外，其余的都未超过  $26^\circ\text{C}$ ，最低也未低于  $14^\circ\text{C}$ ，说明气温比较稳定。在古新世，中国受行星风系的控制，气候非常温暖，在  $18^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$  之间形成干旱带，在东部地区发育大量碳酸盐、盐类和石膏沉积，而该带以外气候比较湿润。吐鲁番盆地不属于该干旱带之内。有机碳和碳酸钙含量以及  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值在古新统变化幅度都不大，显示了古新世气候比较稳定的特征。

始新世（连木沁剖面主要为始新世晚期）的

气候特点与古新世相似,根据铁氧化物的比值计算出年均气温为  $21.82^{\circ}\text{C}$ ,比古新世略低,接近江汉盆地始新世晚期的气温 ( $17 \sim 21^{\circ}\text{C}$ ) (童国榜等, 2002)。但这个时期的气候还是有别于古新世,因为从古气温值来看,不仅变化幅度明显高于古新世,变化于  $12 \sim 40^{\circ}\text{C}$  之间,而且变化也比较频繁 (表 1)。碳酸钙含量和  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值都存在较大波动 (图 3),而且随着碳酸钙含量增加,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值偏负,表明晚始新世的气候稳定性降低,向干旱化发展。此时中国中部东西向的干旱带也在扩展,吐鲁番盆地处在这个干旱带的北缘。

吐鲁番盆地在渐新世发生了明显的降温和干旱化事件,较大的降温和干旱化发生在渐新世早期和晚期,而中期相对温暖和湿润 (表 1, 图 3)。全球性的降温开始于始新世晚期,在渐新世初期降温幅度最大 (Zachos and Kump, 2005),南大洋高纬度地区海水表面温度 (SST) 下降  $8 \sim 9^{\circ}\text{C}$ ,中国西北地区也存在强降温 (陈隆勋等, 1999),并且气候也变得更为干旱,如美国大平原地区年降雨量从前期的  $1\,000\text{ mm}$  降低到  $250 \sim 450\text{ mm}$  (Retallack, 1992),柴达木盆地为成盐期,西北地区干旱植物明显增加 (耿宝印等, 2001),可可西里盆地出现石膏夹层 (Liu Zhifei *et al.*, 2003)。在吐鲁番盆地,渐新统下部出现灰质泥岩,地层中的碳酸钙含量达到了古近系的峰值 (图 3),其平均值是古新统和始新统的  $2 \sim 3$  倍 (表 2)。据对该盆地的孢粉和古哺乳动物化石研究,渐新统下部的麻黄含量达  $21\%$  (金小凤, 1996),哺乳动物化石中出现了喜旱的副巨犀、巨犀、无角犀、中华鼠兔等,反映吐鲁番盆地渐新世气候干旱。进一步的分析表明,吐鲁番盆地的气候在渐新世早期和晚期更为干旱,中期则略转向湿润。在气温变化上,吐鲁番盆地存在显著的降温,年均温平均为  $15.69^{\circ}\text{C}$ ,比现今的年均温高  $2^{\circ}\text{C}$ ,若始新世的气温为  $21.82^{\circ}\text{C}$ ,那么降温幅度达  $6.13^{\circ}\text{C}$ 。吐鲁番盆地渐新世的气温特征是:早期和晚期都比较低,而中期气温回升。所以,渐新世中期相对比较温暖和湿润,这与全球的气候变化是一致的。

前人做了大量的工作研究古近系中的碳同位素,但主要集中在碳酸盐 (无机) 的同位素研究方面,而有机碳同位素也是古气候研究中重要的代用指标,但对有机质碳同位素研究较少。对吐鲁番

盆地古近系中的有机碳同位素研究表明,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值的变化与气候变迁具有良好的对应关系。从表 1 和图 3 可以看出,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值与地层中的碳酸钙含量具有很好的负相关性,当  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值偏负时,地层中的碳酸钙含量升高,反之,其值偏正,碳酸钙含量降低。这就是说,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值偏负指示气候干旱,而偏正时,气候湿润。虽然吐鲁番盆地古近系的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值与气温的相关性不如与干旱程度相关性好,但还是表现出  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值偏负与气温降低相关,因此在渐新统的上部和下部,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值显著偏负。

## 参 考 文 献

- 陈隆勋,刘骥平,周秀骥,等. 1999. 青藏高原隆起分布变化对亚洲大陆气候的影响[J]. 第四纪研究, 19(4): 314-329.
- 程捷,高振纪. 2004. 环境背景研究[M]. 见:郑绍华主编. 建始人遗址. 北京:科学出版社, 326-359.
- 程捷,张秋营,张西娟,等. 2005. 吐鲁番盆地新生代环境演变[M]. 北京:地震出版社, 1-122.
- 耿宝印,陶君容,颜光普. 2001. 兰州盆地早第三纪植物及气候意义[J]. 植物分类学报, 39(2): 105-115.
- 郭正堂,吴海斌,魏建晶,等. 2001. 用土壤有机质碳同位素探讨青藏高原东南的隆升幅度[J]. 第四纪研究, 21(5): 392-398.
- 韩家懋,王国安,刘东生. 2002. C4植物的出现与全球环境变化[J]. 地学前缘, 9(1): 233-243.
- 金小凤. 1996. 吐哈盆地第三系一白垩系古微体植物、动物群[J]. 石油勘探与开发, 23(1): 33-39.
- 吕厚远,顾兆炎,吴乃琴,等. 2001. 海拔高度的变化对青藏高原表土  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  的影响[J]. 第四纪研究, 21(5): 399-405.
- 欧阳自远,王世杰,肖志峰,等. 1995. 新生代地外物体撞击事件诱发的古气候环境灾变[J]. 第四纪研究, 15(4): 324-331.
- 童国榜,刘志明,郑绵平,等. 2002. 江汉盆地始新世中、晚期古气候定量重建初探[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 27(4): 446-452.
- 童永生. 1978. 吐鲁番盆地晚古新世台子村动物群[C]. 见:中国科学院古脊椎动物与古人类研究所甲种专刊, 第13号. 北京:科学出版社, 82-101.
- 文启中,刁桂仪,贾蓉芬,等. 1995. 黄土剖面中古气候变化的地球化学指标记录[J]. 第四纪研究, 15(3): 223-231.
- 吴敬禄,沈吉,王苏民. 1995. 湖泊沉积物中有机质  $\delta^{13}\text{C}$  形成条件兼论若尔盖盆地中  $\delta^{13}\text{C}$  所示古气候特征[C]. 见:青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成、环境变迁与生态系统研究. 北京:科学出版社, 175-181.
- 徐余瑄,王景文. 1978. 桃树园子群巨犀化石新材料[C]. 见:中国科学院古脊椎动物与古人类研究所甲种专刊, 第13号. 北京:科学出版社, 132-140.
- 薛祥煦,岳乐平,张云祥,等. 2002. 陕西旬邑新近系化学地层与环境变迁[J]. 地层学杂志, 26(2): 81-86.
- 杨怀仁. 1978. 第四纪地质[M]. 北京:高等教育出版社, 1-428.



- 翟人杰. 1978. 吐鲁番盆地东部桃树园子群哺乳动物化石[C]. 见: 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所甲种专刊, 第13号. 北京: 科学出版社, 126-131.
- 翟人杰, 郑家坚, 童永生. 1978. 新疆吐鲁番盆地第三纪地层[C]. 见: 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所甲种专刊, 第13号. 北京: 科学出版社, 68-81.
- 张宗祜, 魏明建. 1995. 黄土中全氧化铁与气候指标的定量关系[J]. 科学通报, 40(13): 1 219-1 221.
- 郑家坚. 1978. 吐鲁番盆地连坎组哺乳类化石及其地质时代[C]. 见: 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所甲种专刊, 第13号. 北京: 科学出版社, 116-125.
- 钟筱春, 唐文松, 赵秀兰, 等. 1993. 新疆吐鲁番坳陷连木沁剖面陆相白垩—第三系界线灾变事件初步研究[J]. 科学通报, 38(4): 341-344.
- 周延兴. 1984. 论沧州沿海地区第四纪沉积物  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  垂直变化周期及其应用[J]. 海洋地质与第四纪地质, 4(2): 103-110.
- ### References
- Alvarez L W, Alvarez W, Asaro F, *et al.* 1982. Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extinction[J]. Geological Society of America, Special Papers, 190: 517-528.
- Alvarez W, Asaro F. 1982. Iridium anomaly approximately synchronous with terminal Eocene extinction[J]. Science, 216: 886-888.
- Berggren W A, Prothero D R. 1992. Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution: An Overview[M]. In: Prothero D R, *et al.* (eds). Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Princeton: Princeton University Press, 1-28.
- Bowen G J, Beerling D J, Koch P L, *et al.* 2004. A humid climate state during the Paleocene/Eocene thermal maximum[J]. Nature, 432: 495-499.
- Bralower T J, Silva I P, Malone M J. 2002. New evidence for abrupt climate change in the Cretaceous and Paleogene: An Ocean Drilling Program expedition to Shatsky Rise, northwest Pacific[J]. GSA Today, 12(11): 4-11.
- Cerling T E, Wang Y, Quade J. 1993. Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the Late Miocene[J]. Nature, 361: 344-345.
- Chen Longxun, Liu Jiping, Zhou Xiuji, *et al.* 1999. Impact of uplift of Qinghai—Xizang Plateau and change of land—ocean distribution on climate over Asia[J]. Quaternary Sciences, 19(4): 314-329 (in Chinese with English abstract).
- Cheng Jie. 1996. On Biotic Mass Extinctions During Late Eocene-Early Oligocene[M]. Annual Report of Laboratory of Lithosphere Tectonics and Its Dynamics: 93-112.
- Cheng Jie, Gao Zhengji. 2004. Environmental Setting[M]. In: Zheng Shaohua(ed). Jiashi Hominid Site. Beijing: Science Press, 326-359 (in Chinese with English summary).
- Cheng jie, Zhang Qiuying, Zhang Xijuan, *et al.* 2005. Environmental Evolution During the Cenozoic in the Turpan Basin[M]. Beijing: Seismological Press, 1-122 (in Chinese with English abstract).
- Craig H. 1954. Carbon 13 in plants and the relations between carbon 13 and carbon 14 variations in nature[J]. The Journal of Geology, 62: 115-148.
- Dickens G R, Castillo M M, Walker J G G. 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate[J]. Geology, 25: 259-262.
- Ding Z L, Yang S L. 2000. C3/C4 vegetation evolution over the last 7.0 Myr in the Chinese loess plateau: Evidence from pedogenic carbonate[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 160(3-4): 291-299.
- Falcon-Lang H J, Cantrill D J. 2001. Leaf phenology of some Mid-Cretaceous polar forests, Alexander Island, Antarctica[J]. Geological Magazine, 138: 39-52.
- Ganapathy R. 1980. A major meteorite impact on the earth 65 million years ago: Evidence from the Cretaceous-Tertiary boundary clay[J]. Science, 209: 921-923.
- Ganapathy R. 1982. Evidence for a major meteorite impact on the earth 34 million years ago: Implications for Eocene[J]. Science, 216: 885-886.
- Geng Baoyin, Tao Junrong, Xie Guangpu. 2001. Early Tertiary fossil plants and paleoclimate of Lanzhou Basin[J]. Acta Phytotaxonomica Sinica, 39(2): 105-115 (in Chinese with English abstract).
- Glass B P. 1984. Multiple microtektite horizons in Upper Eocene marine sediments? [J]. Science, 224: 309.
- Guo Zhengtang, Wu Haibin, Wei Jianjing, *et al.* 2001. Tentative estimate of the southeast margin uplift of Qinghai—Xizang Plateau using organic carbon isotope composition of paleosols[J]. Quaternary Sciences, 21(5): 392-398 (in Chinese with English abstract).
- Han Jiamao, Wang Guo'an, Liu Tunsheng. Appearance of C4 plants and global changes[J]. Earth Science Frontiers, 9(1): 233-243 (in Chinese with English abstract).
- Herman A B, Spicer R A. 1996. Paleobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean[J]. Nature, 380: 330-333.
- Jin Xiaofeng. 1996. Cretaceous-Tertiary micropaleontologic flora and fauna in Turpan-Hami Basin[J]. Petroleum Exploration and Development, 23(1): 33-39 (in Chinese with English abstract).
- Kauffman E G. 1986. High-resolution event stratigraphy, regional and global Cretaceous bio-events[C]. In: Walliser O(ed). Global Bio-events. Berlin: Springer-Verlag, 279-335.
- Kennett J P, Stott L D. 1991. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene[J]. Nature, 353: 225-229.
- Krishnamurthy R V, Bhattacharya S K, Kusumgar S. 1986. Palaeoclimatic changes deduced from  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and C/N ratios of Karewa Lake sediments, India[J]. Nature, 323: 150-152.
- Liu Zhifei, Wang Chengshan, Trentesaux A, *et al.* 2003. Paleoclimate changes during the Early Oligocene in the Hoh Xil Region, Northern Tibetan Plateau[J]. Acta Geologica Sinica, 77(4): 504-513.
- Lü Houyuan, Gu Zhaoyan, Wu Naiqin, *et al.* 2001. Effect of altitude on the organic carbon isotope composition of modern surface soils from Qinghai—Xizang Plateau[J]. Quaternary Sciences, 21(5): 399-405 (in Chinese with English abstract).

- Miller K G. 1992. Middle Eocene to Oligocene stable isotopes, climate, and deep-water history; The terminal Eocene event[C]. In: Prothero D R, *et al*(eds). Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Princeton: Princeton University Press, 160 - 177.
- Morgan M E, Kingston J D, Marino B D. 1994. Carbon isotopic evidence for the emergence of C4 plants in the Neogene from Pakistan and Kenya[J]. *Nature*, 367: 162 - 165.
- Ouyang Ziyuan, Wang Shijie, Xiao Zhifeng, *et al*. 1995. Palaeoenvironmental and palaeoclimate catastrophe induced by Cenozoic bolide impact events[J]. *Quaternary Sciences*, 15(4): 324 - 331 (in Chinese with English abstract).
- Prothero D R. 1994. The Late Eocene-Oligocene extinction[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22: 145 - 165.
- Raup D M, Sepkoski J J Jr. 1986. Periodic extinction of families and genera[J]. *Science*, 241: 94 - 96.
- Retallack G J, Dugas D P, Bestland E A. 1990. Fossil soils and grasses of Middle Miocene east African grassland[J]. *Science*, 247: 1 325 - 1 328.
- Retallack G J. 1992. Paleosols and changes in climate and vegetation across the Eocene/Oligocene boundary[C]. In: Prothero D R, *et al* (eds). Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Princeton: Princeton University Press, 382 - 398.
- Royer D L, Osborne C P, Beerling D J. 2003. Carbon loss by deciduous trees in a CO<sub>2</sub>-rich ancient polar environment[J]. *Nature*, 424: 60 - 62.
- Smith B N, Epstein S. 1971. Two categories of <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratio for higher plants[J]. *Plant Physiology*, 47: 380 - 384.
- Tarduno J A, Brinkman D B, Renne P R, *et al*. 1998. Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous arctic vertebrates[J]. *Science*, 282: 2 241 - 2 244.
- Tong Guobang, Liu Zhiming, Zheng Mianping, *et al*. 2002. Primary study on quantitative reconstruction of Middle-Late Eocene climate in Jiangnan Basin[J]. *Earth Science—Journal of University of Geosciences*, 27(4): 446 - 452 (in Chinese with English abstract).
- Tong Yongsheng. 1978. Late Paleocene mammals of the Turpan Basin, Sinkiang[C]. In: *Memoirs of the Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology Academia Sinica* (No. 13). Beijing: Science Press, 82 - 101 (in Chinese).
- Wen Qizhong, Diao Guiyi, Jia Rongfen, *et al*. 1995. Geochemical records of paleoclimate change in loess sections[J]. *Quaternary Sciences*, 15(3): 223 - 231 (in Chinese with English abstract).
- Wilf P. 2000. Late Paleocene-Early Eocene climatic changes in southwestern Wyoming: Paleobotanical analysis[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 292 - 307.
- Wolfe J A. 1990. Paleobotanical evidence for a marked temperature increase following the Cretaceous/Tertiary boundary [J]. *Nature*, 343: 153 - 156.
- Wu Jinglu, Shen Ji, Wang Sumin. 1995. Formation of the  $\delta^{13}\text{C}$  values of organic matter in lacustrine sediments and paleoclimatic characteristics deduced from  $\delta^{13}\text{C}$  of sediments in Zoigê Basin[C]. In: Expert's Committee of the Qinghai-Xizang Project (eds). *Evolution, Environmental Change and Ecosystem of Qinghai-Xizang Plateau*. Beijing: Science Press, 175 - 181 (in Chinese with English abstract).
- Xu Yuxuan, Wang Jingwen. 1978. New materials of giant rhinoceros [C]. In: *Memoirs of the Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology Academia Sinica* (No. 13). Beijing: Science Press, 132 - 140 (in Chinese).
- Xue Xiangxu, Yue Leping, Zhang Yunxiang, *et al*. 2002. The Neogene chemical stratigraphy and environmental changes of Xunyi, Shaanxi Province[J]. *Journal of Stratigraphy*, 26(2): 81 - 86 (in Chinese with English abstract).
- Yang Huairan. 1987. *Quaternary Geology*[M]. Beijing: Higher Education Press, 1 - 428 (in Chinese).
- Zachos J C, Kump L R. 2005. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene[J]. *Global and Planetary Change*, 47: 51 - 66.
- Zachos J C, Wara M W, Bohaty S M, *et al*. 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum[J]. *Science*, 302: 1 551 - 1 554.
- Zachos J C, Röhl U, Schellenberg S A, *et al*. 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum[J]. *Science*, 308: 1 611 - 1 615.
- Zhai Renjie, Zheng Jiajian, Tong Yongsheng. 1978. Stratigraphy of the mammal-bearing Tertiary of the Turpan Basin, Sinkiang[C]. In: *Memoirs of the Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology Academia Sinica* (No. 13). Beijing: Science Press, 68 - 81 (in Chinese).
- Zhai Renjie. 1978. Late Oligocene mammals from the Taoshuyuanzi Formation of eastern Turpan Basin[C]. In: *Memoirs of the Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology Academia Sinica* (No. 13). Beijing: Science Press, 126 - 131 (in Chinese).
- Zhang Zonghu, Wei Mingjian. 1995. Quantitative relation of total iron oxides and climatic index in loess[J]. *Chinese Science Bulletin*, 40(13): 1 219 - 1 221 (in Chinese).
- Zheng Jiajian. 1978. Description of some Late Eocene mammals from Lian-kan Formation of Turpan Basin, Sinkiang[C]. In: *Memoirs of the Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology Academia Sinica* (No. 13). Beijing: Science Press, 116 - 125 (in Chinese).
- Zhong Xiaochun, Tang Wensong, Zhao Xiulan, *et al*. 1993. Preliminary study on catastrophic event of the boundary between Cretaceous and Tertiary in Lamjin section, Turpan Basin[J]. *Chinese Science Bulletin*, 38(4): 341 - 344 (in Chinese).
- Zhou Yanxing. 1984. The periodicity of vertical variation of the Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> ratio in the Quaternary sediments and its application in the Cangzhou coastal area, Heibei Province[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 4(2): 103 - 110 (in Chinese with English abstract).