

文章编号: 1000-0550(2011)02-0336-10

# 新疆伊犁塔克尔莫乎尔沙漠全新世晚期 沉积微量元素反映的古气候变化<sup>①</sup>

靳建辉<sup>1,2</sup> 李志忠<sup>1,2,3</sup> 陈秀玲<sup>1,2</sup> 凌智永<sup>3</sup> 曹相东<sup>3</sup> 王少朴<sup>3</sup>

(1. 福建师范大学 地理科学学院 福州 350007; 2. 湿润亚热带生态—地理过程教育部重点实验室 福州 350007;

3. 新疆师范大学 地理科学与旅游学院 乌鲁木齐 830054)

**摘要** 在新疆伊犁塔克尔莫乎尔沙漠腹地,选择可克达拉剖面(TKP)进行光释光(OSL)测年、微量元素含量测定,通过不同化学性质微量元素含量变化以及元素比值的相关分析与因子分析,探讨微量元素迁移的气候环境意义,结合粒度参数和碳酸盐含量变化特点,重建了研究区3.71 ka BP以来的气候变化序列。结果表明:晚全新世以来研究区古气候经历多次相对冷湿(凉湿)和暖干波动变化。其中,3.71~3.06 ka BP冷湿;3.06~2.78 ka BP暖干;2.78~2.10 ka BP凉湿;2.10~0.50 ka BP冷湿;0.50 ka BP以来由凉湿转为暖干。在相对冷湿期发育古土壤,示湿型微量元素的含量增加;干暖期发育风沙层,示干型微量元素的含量增加。晚全新世以来,研究区气候变化与北疆各地其他气候记录有较好的对比关系,同时与中高纬西风带上风区的北大西洋区域气候变化存在明显的呼应关系。研究区微量元素迁移特点所指示的典型西风区气候变化模式,可能反映了全球气候变化的区域差异性对微量元素迁移过程的影响。

**关键词** 新疆 塔克尔莫乎尔沙漠 晚全新世 微量元素 地球化学 古气候

**第一作者简介** 靳建辉 男 1981年出生 理学硕士 助教 环境演变 E-mail: jinjianhui1981@163.com

**通讯作者** 李志忠 E-mail: lizzfz@163.com

**中图分类号** P534.63 **文献标识码** A

全新世区域气候演变模式及其对全球变化的响应是国内外关注的热点。现有研究表明,全新世以来我国西北干旱区和东部季风区气候变化模式有较大差异<sup>[1,2]</sup>。以我国沙漠沉积微量元素迁移变化所反映的古气候序列研究为例,在我国东部干旱半干旱沙漠,姚春霞等<sup>[3]</sup>研究了毛乌素沙漠萨拉乌苏河流域风成沙丘与河湖相、古土壤交互旋回沉积剖面微量元素含量变化所记录的气候变化,高全洲等<sup>[4]</sup>、杨艺等<sup>[5]</sup>研究了巴丹吉林沙漠风沙层与黄土、古土壤、湖相沉积旋回的微量元素地球化学变化特征。上述研究发现,在我国东部沙漠河湖相沉积和古土壤中多数微量元素富集,指示了暖湿夏季风影响下的地球化学沉积环境,而多数微量元素含量在风沙层中减少指示了干冷冬季风的影响,因而微量元素组合及其比值变化揭示了我国东部沙漠(沙地)演变过程受控于东亚冬夏季风相互消长的变化机制。在西风带气候影响下的新疆沙漠地区,关有志等<sup>[6]</sup>研究了南疆北部塔里木河沿岸全新世风成沙与河湖沉积交替序列的元

素分布及其古气候意义。钟巍等<sup>[7]</sup>、舒强等<sup>[8]</sup>研究了塔克拉玛干沙漠南部全新世晚期沉积地化元素记录的古气候信息。他们发现,大部分元素在河湖相沉积中含量增加,反映了区域气候相对湿度增加,大部分元素含量在风沙层中减少,反映了气温较高而降水减少的相对“暖干”环境。前人研究表明,新疆全新世气候变化与上风区北大西洋区域的气候变化可能存在着呼应关系<sup>[9~11]</sup>,但缺乏来自干旱沙漠环境的沉积学证据。总体上看,我国西风带沙漠环境微量元素地球化学过程及其古气候意义的研究还较薄弱。

本文所研究的新疆伊犁塔克尔莫乎尔沙漠,为我国典型西风带气候影响下发育的固定半固定沙漠。全新世以来研究区基本处于半干旱气候环境,伴随着气候变化也呈现沙丘活化与固定成壤的旋回交替,发育了古风成沙—古土壤叠覆沉积序列,因此成为研究全新世古气候变化的良好载体。本文基于风成沙光释光年代时标,通过典型剖面微量元素含量、元素比值和元素形态变化的统计分析,探讨晚全新世以来研

<sup>①</sup>国家“十一五”科技支撑计划项目(编号:2007BAC15B07),新疆维吾尔自治区自然科学基金项目(编号:200821103)资助。  
收稿日期:2009-11-20;收修改稿日期:2010-03-17

究区微量元素的迁移和富集特征,讨论区域气候变化及其对全球气候变化的响应,并初步重建晚全新世以来气候环境的演变序列。

## 1 沉积环境与地层年代

### 1.1 区域概况与研究方法

新疆伊犁塔克尔莫乎尔沙漠为固定半固定沙漠,是我国最典型的西风气候影响区(图 1)。研究区西与哈萨克斯坦的穆云克佐沙漠(又名卡拉库姆沙漠)隔河对峙,东西长约 40 km,南北宽 15~40 km,自西向东成一梯形,面积 485 km<sup>2</sup>(4.85 × 10<sup>4</sup> hm<sup>2</sup>),是伊犁河谷面积最大的沙漠,整个沙漠面积占霍城县土地总面积的 9%。研究区气候类型属于炎夏寒冷常温气候(Dfa),最热月平均气温 > 22℃,年均气温 8.4~9.2℃,年平均降水量 200~330 mm,降水季节分配比较均匀,无明显干旱季节,春季降水偏多,冬季平均有 10~25 cm 积雪。地带性土壤为灰钙土,非地带性土壤为风沙土,沙漠南部和东南部为以驼绒藜群系(Form. *Ceratoides latens*)为代表的温带半灌木、矮半灌木荒漠,沙漠西部和中部为以白梭梭群系(Form. *Haloxylon ammodendron*)为代表的温带矮半乔木荒漠,植被覆盖度可达 40%~75%。根据新疆地球化学景观区划,研究区属于半荒漠地球化学景观区<sup>[12]</sup>。

选取霍城至 63 团公路北侧可克达拉剖面(TKP 剖面,43°58'13.1"N 80°32'38.9"E,海拔 605 m)进行观测和采样分析。该剖面表层为现代风沙层,疏松,多量植物根系,主体由灰黄色、棕色、灰棕色风成沙(细沙、极细沙)与灰黑色古土壤(含弱成土壤)相互叠置的地层构成。其中,风成细沙、极细沙层分选较好,颜色呈淡棕色、灰棕色,结构略紧实,有云母碎片等碎屑矿物。灰黑色粉沙质古土壤和弱成土壤层质地较细,有较多植物根系,常含有白色斑点状的碳酸钙淀积和灰褐色腐殖质斑点。TKP 剖面出露厚度为 3.60 m,无风蚀或侵蚀不整合面,未见底。根据风成沙光释光测年和沉积相分析,该剖面主要为晚全新世以来的连续沉积。

在野外自下而上,按照 5 cm 间隔等间距采样 73 块。微量元素分析在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室完成。实验仪器采用日本理学株式会社生产的 3070E-X 荧光光谱仪。首先将野外采集的 73 个样品晾干、碾磨,使其粒径 < 75 μm,然后称取粒度 < 75 μm 的粉末试样 4.0 g,用低压聚乙烯镶边垫底,在 30 t 压力下压制成试样

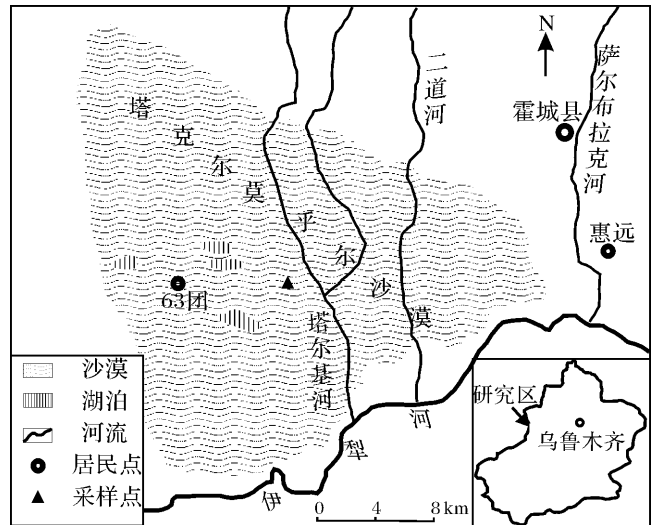


图 1 可克达拉剖面采样位置图

Fig. 1 The location of Takermohuer desert and sampling site

直径为 30 mm 的圆片。在 X 射线管电压为 50 kV、电流为 50 mA、粗狭缝、真空光路的工作条件下,用已建立好的各元素测量条件对样品进行测试,通过计算机处理后得到被测样品的分析结果,实验误差小于 5%。元素含量单位为 μg/g,分析结果见图 2、图 3。此外,为探讨微量元素含量变化与其他因素之间的关系,本文分别测定了样品粒度组成、有机碳(TOC)和碳酸盐(CaCO<sub>3</sub>)含量。其中,粒度分析采用 Master Sizer—2000 激光粒度分析仪进行测试,有机碳采取重铬酸钾—浓硫酸消煮法测定,碳酸钙含量采用容量法测定,分析结果见图 5。

### 1.2 沉积地层的年代测定

采集 TKP 剖面风成沙光释光(OSL)测年样品 3 个,采样深度自表层向下分别为 1.65 m、2.10 m、3.60 m。光释光测年在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所释光实验室完成。测试采用了粒径范围为 63~180 μm 的粗颗粒石英矿物进行 OSL 年代测量。样品制备和测量均在装置有微弱红光灯的暗室中进行。OSL 信号测量在丹麦国家实验室生产的 Risoe—OSL/TL—DA15 释光测量仪上完成,测量仪上装置有剂量率为 0.0104 Gy/sec 的 <sup>90</sup>Sr/<sup>90</sup>Yβ 标准源。所得测年结果自上而下分别为:(1.88 ± 0.29) ka BP、(2.23 ± 0.19) ka BP、(3.71 ± 0.38) ka BP。

利用已有的 OSL 年代数据,分别以 0~1.88 ka BP、2.23~3.71 ka BP 为控制点计算不同深度的沉积地层年龄<sup>[13]</sup>;再分别以 0~2.23 ka BP、1.88~

表1 新疆伊犁可克达拉剖面光释光年代序列

Table 1 The OSL age sequence of TKP section in Yili, Xinjiang

深度/cm	0	45	115	165	210	250	295	345	360
年代/ka BP	0.00	0.50	1.32	1.88 ± 0.29*	2.23 ± 0.19*	2.63	3.06	3.56	3.71 ± 0.38*

注: \* 为实测 OSL 年龄值。

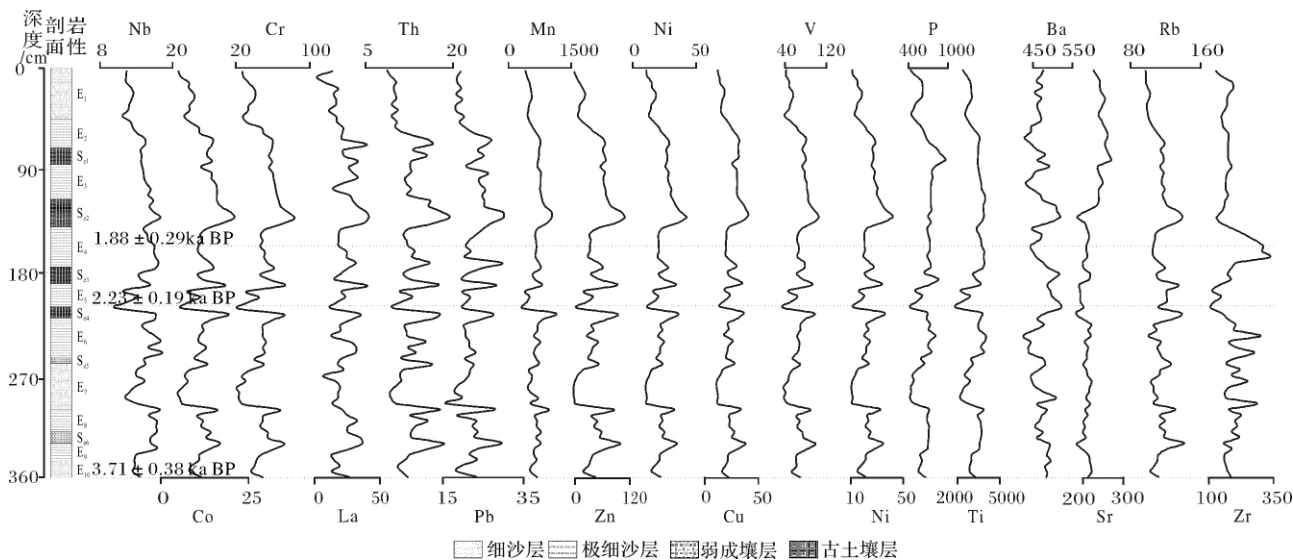
图2 TKP剖面OSL年代及微量元素含量变化(单位:  $\mu\text{g/g}$ )

Fig. 2 The change of trace element content and OSL chronology with depth in TKP section

3.71 ka BP 为控制点计算不同深度的地层年龄,对两次计算年龄结果进行内插和外延,建立了近 4 ka BP 以来 TKP 剖面的年代序列(表 1)。

## 2 微量元素变化的古气候意义

### 2.1 微量元素分布的总体特征

由图 2 可知,主要微量元素含量在 TKP 剖面中的峰谷变化明显,并表现出一定的旋回周期特点。Cu、Ti、Mn、V、Ti 等大部分微量元素含量在古土壤层中表现为峰值,而在风成沙中为相对谷值;Sr、Ba 等元素含量则在风沙层中呈现峰值,在古土壤中为相对谷值。由于沉积物中元素含量既取决于微量元素自身理化性质,又受到气候、生物和地貌条件的影响,因此剖面中微量元素含量的变化可以很好地反映区域气候环境的变化。

将 TKP 剖面微量元素含量与新疆天山微量元素丰度背景值进行比较可知(图 3),就平均值而言 Cu、Sr、Ba、Mn、V 等微量元素的富集程度低于或略低于区域元素丰度背景值,其它元素 Pb、Th、La、Zr、Nb 等元素的含量高于区域元素背景值。其中 Sr、Ba 元素含量在古土壤和古风沙沉积层中均低于区域元素丰度值,表明了研究区半湿润的地球化学环境;而 Ni、

Cu、Zn、Pb、Th、V、Cr、Mn、La、Co、Nb 等在古土壤中含量高于区域元素丰度值,Pb、Th、La、Zr、Nb 等元素含量则在古风成沙中高于区域元素丰度值,前者组合反映较低温度、半湿润、弱还原的沉积环境,后者组合更多地指示温暖干旱的氧化沉积环境。

### 2.2 主要微量元素及元素比值变化的气候意义

研究表明,在弱还原条件下,元素 V 在有腐殖酸和富里酸存在的情况下,容易通过有机金属配位体或被基团表面吸附进入沉积物<sup>[15]</sup>。Ni 和 Cu 的含量也与有机质关系密切,主要靠有机质输送到沉积物中。Ni 多以溶解的碳酸镍形式存在,Ni 和有机质形成络合物会加速 Ni 在沉积物中富集。随着有机质的降解,Ni 会重新进入沉积物孔隙水中,即在弱还原环境中,Ni 易溶解在沉积物孔隙水中<sup>[16]</sup>。Cu 和有机质的络合,以及被 Fe、Mn 氢氧化物吸附都会使 Cu 从土壤孔隙中析出而富集在沉积物中<sup>[17]</sup>,即在弱还原环境中,Cu 易被释放进入孔隙水;在还原条件下,Cu 易以硫化物形式富集在沉积物中。这样,沉积物基本保存了 Ni 和 Cu 沉积时的初始含量。总体来看,晚全新世以来 TKP 剖面 V、Cu、Ni 等微量元素含量有多次振荡变化,并具有相似的波动变化规律(图 2,图 3)。它们在古土壤层中的相对富集反映了弱还原沉积环

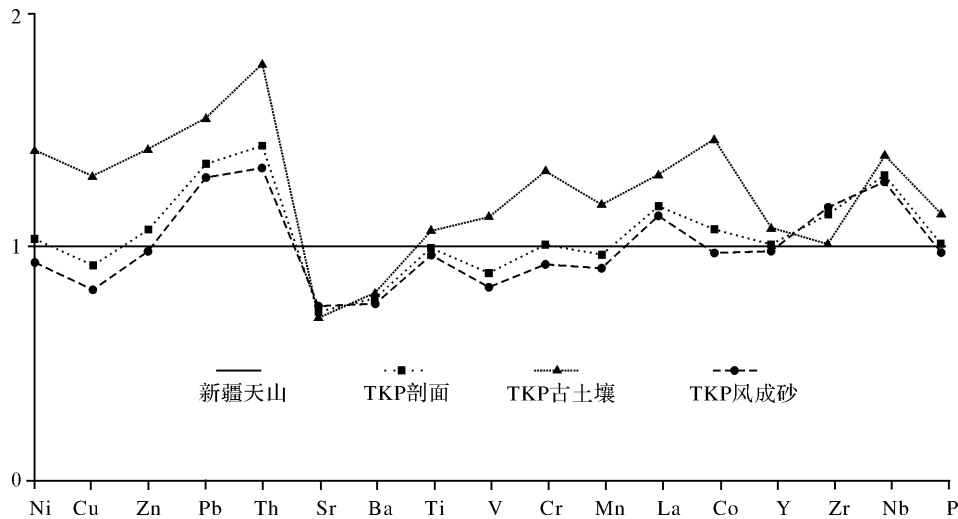


图 3 TKP 剖面微量元素丰度与天山区域背景值的比较(天山背景值据文献[14])

Fig. 3 The trace element abundance of TKP normalized to that of Tianshan region  
(Trace element abundance of Tianshan R. after reference [14])

境,指示相对湿润的古气候条件。

Ba 的离子电离位较低,在水溶液里极易被粘土物质所吸附。而沉积物粘土矿物或次生粘土矿物的多少与化学风化作用强度有关。在化学风化增强期,Ba 易被吸附,含量增加;在化学风化减弱期,Ba 不易被吸附,沉积物中含量减少,即 Ba 的含量大小在一定程度上反映了物源区气候变化。一般来说温暖湿润气候条件有利于  $\text{CaCO}_3$  溶解,但在干旱气候背景中, $\text{CaCO}_3$  溶解度随着温度的升高而下降<sup>[18]</sup>,而降水量(湿度)变化是  $\text{CaCO}_3$  富集和迁移的重要因素。TKP 剖面的  $\text{CaCO}_3$  与 Ba 含量变化在垂直方向上呈现正相关关系,两者的富集都指示了相对低温、湿润的沉积环境(图 2,图 3)。

Zr 的存在形式主要包括硅酸盐和氧化物两类,硅酸盐主要是碱性环境下形成的,而其氧化物则与超基性—碱性盐类中的碳酸盐有关,是在硅不足的情况下形成的。Ti 的离子电位具有两性特点,属于水解元素,在水解时容易发生沉淀。相对湿润的沉积环境更有利于 Ti 的富集。在 TKP 剖面中 Zr 和 Ti 含量在古土壤中的相对富集均表明相对冷湿的沉积环境。

一般情况下,风化程度越高,风化产物中的 Rb/Sr 比值会明显增高,Rb/Sr 比值的大小与风化强度呈现正相关,可以作为沉积物风化成壤程度大小的标志。与其他区域比较,研究区 TKP 剖面 Rb、Sr 含量以及 Rb/Sr、Sr/Ba 比值变化规律与我国东部季风区黄土沉积微量元素含量和比值变化特点类似<sup>[19,20]</sup>。

Sr/Ba 值可以反映某些矿物含量的关系,其比值也与气候条件和风化程度有关,Sr/Ba 值增大,反映沉积环境趋于干旱、风化强度减弱,即 Rb/Sr 和 Sr/Ba 指示的气候条件和沉积环境特征是大致相反的(图 4,图 5)。

### 2.3 微量元素气候型分组相关性分析

研究表明,元素组合变化所指示的气候特征可以消除个别元素突变因素的干扰,因此微量元素组合的系统变化可作为指示沉积环境变迁的有效替代指标<sup>[21]</sup>。本文选取 18 种微量元素进行计算分析,得出了各个元素变量间(R 型)(表 2)和样本间(Q 型)的相关系数矩阵、因子载荷矩阵和各因子贡献率。并绘出 R 型因子载荷图(图 4、表 3)。

表 2 显示了 TKP 剖面主要微量元素之间的相关关系。可以看出,微量元素 Ni、Ti、V、Cr、Mn、Rb、Cu、Zn、Pb 之间表现出很高的相关性,P、Nb、Y、Ti 之间相关性也较好,说明这些元素具有相近的地球化学性质。Sr 与各类微量元素(除 P 外)呈现负相关;Zr 与 Ti、Y、Nb、P、Mn、La、Co 呈现正相关,而与其余元素呈现显著负相关;Ba 与 Ni、Cu、Pb、Zn、Rb、Th、P 等元素呈现不显著正相关,与其余元素表现为显著负相关。Sr 与 P 表现为不显著正相关,与其余各元素呈现较强的负相关关系。由此可知,即使在相同或相似的地球化学环境中,由于化学性质的差异,各个微量元素迁移规律也会存在明显的差异性,因此可以据此分组提取不同微量元素迁移过程所反映的气候变化信息。

表2 TKP剖面微量元素相关系数矩阵

Table 2 Correlation matrix of trace elements in TKP

	Ni	Cu	Pb	Zn	Rb	Th	Sr	Ba	Ti	V	Cr	P	Nb	Y	Zr	Mn	La	Co	
Ni	1.00																		
Cu	0.98	1.00																	
Pb	0.87	0.87	1.00																
Zn	0.99	0.99	0.88	1.00															
Rb	0.81	0.84	0.80	0.85	1.00														
Th	0.87	0.86	0.85	0.89	0.84	1.00													
Sr	-0.11	-0.08	-0.21	-0.16	-0.48	-0.35	1.00												
Ba	0.14	0.15	0.13	0.17	0.37	0.17	-0.42	1.00											
Ti	0.78	0.72	0.65	0.75	0.43	0.70	-0.06	-0.27	1.00										
V	0.98	0.96	0.87	0.98	0.78	0.87	-0.13	0.08	0.82	1.00									
Cr	0.98	0.96	0.84	0.97	0.74	0.85	-0.09	0.06	0.85	0.99	1.00								
P	0.75	0.72	0.55	0.74	0.41	0.59	0.12	-0.14	0.85	0.78	0.81	1.00							
Nb	0.70	0.64	0.63	0.69	0.54	0.75	-0.34	-0.21	0.91	0.74	0.75	0.69	1.00						
Y	0.72	0.66	0.63	0.71	0.48	0.73	-0.23	-0.26	0.96	0.77	0.79	0.78	0.96	1.00					
Zr	-0.17	-0.24	-0.20	-0.19	-0.32	-0.06	-0.07	-0.50	0.39	-0.07	-0.04	0.24	0.43	0.48	1.00				
Mn	0.89	0.86	0.80	0.88	0.74	0.81	-0.17	0.07	0.76	0.88	0.87	0.64	0.73	0.73	-0.03	1.00			
La	0.76	0.76	0.72	0.77	0.72	0.75	-0.24	0.12	0.62	0.76	0.75	0.55	0.63	0.62	-0.06	0.69	1.00		
Co	0.98	0.95	0.88	0.97	0.78	0.86	-0.13	0.07	0.81	0.98	0.98	0.74	0.73	0.76	-0.10	0.89	0.76	1.00	

表3 TKP剖面微量元素R型因子最终载荷及方差累积百分率

Table 3 Final load of R-type factors and variance-cumulative percentage of trace elements in TKP

微量地化元素	主因子			微量地化元素	主因子		
	$F_1$	$F_2$	$F_3$		$F_1$	$F_2$	$F_3$
Ni	0.974	0.974	-0.124	V	0.979	0.979	-0.041
Zn	0.974	0.974	-0.164	Cr	0.976	0.976	0.008
Cu	0.953	0.953	-0.188	Mn	0.908	-0.027	0.026
Pb	0.884	0.884	-0.203	La	0.808	-0.104	-0.087
Th	0.913	0.913	-0.131	Co	0.974	-0.055	0.120
Rb	0.810	0.810	-0.453	Y	0.835	0.492	-0.206
Sr	-0.214	-0.214	0.273	Zr	-0.009	0.866	-0.383
Ba	0.066	0.066	-0.791	P	0.780	0.354	0.229
Ti	0.856	0.856	0.479	Nb	0.822	0.417	-0.319
特征值	12.175	2.579	1.436	特征值	12.175	2.579	1.436
贡献率/%	67.638	14.328	7.976	贡献率/%	67.638	14.328	7.976
累积贡献率/%	67.638	81.967	89.942	累积贡献率/%	67.638	81.967	89.942

由表3可知,主因子 $F_1$ 、 $F_2$ 和 $F_3$ 分别代表了18种微量元素数据信息的67.64%、14.33%和7.98%,三者已代表所有信息的89.94%(表3)。

在 $F_1$ 主因子轴的正向以Rb、Cu、Zn、Ni、Cr、Mn、Th、V、La、Pb、Co、P、Nb、Y、Ti等微量元素组合为代表,负向以Sr为代表,这两组元素反映了两种截然不同的表生沉积环境。其中,标型示湿元素Ti、P位于 $F_1$ 的正向,标型示干元素Sr位于 $F_1$ 的负向。而Ni和Cu与Rb、Zn、Cr、Mn、Th、V、La、Pb、Co等微量元素相比,更适宜作为有机碳(TOC)通量的理想指示,用来反映气候环境的干湿状况(图4)。这些微量元素具有相似的地球化学行为,它们的含量增加可以反映

气候湿润程度相对加强。主因子 $F_2$ 代表了原始数据全部信息的14.33%,故对它在沉积环境方面的意义不能忽视。由图4可知, $F_2$ 正向以Ba、Rb、Cu、Zn、Ni、Cr、Mn、Th、V、La、Pb、Co等微量元素组合为代表,负向以Zr、Sr、P、Nb、Y、Ti等微量元素组合为代表,且P、Nb、Y、Ti等微量元素组合具有相似的地球化学性质。

$F_2$ 与Zr呈现较强的负相关关系( $r < -0.5$ )。通过分析Ba、Sr、Ti、P、Zr等微量元素的化学形态,可以认为主因子 $F_2$ 是沉积环境热量状况的反映,表征了研究区沉积物风化和淋溶过程中区域气候的冷暖变化。即 $F_2$ 主因子轴的正向表示环境温度相对增高,

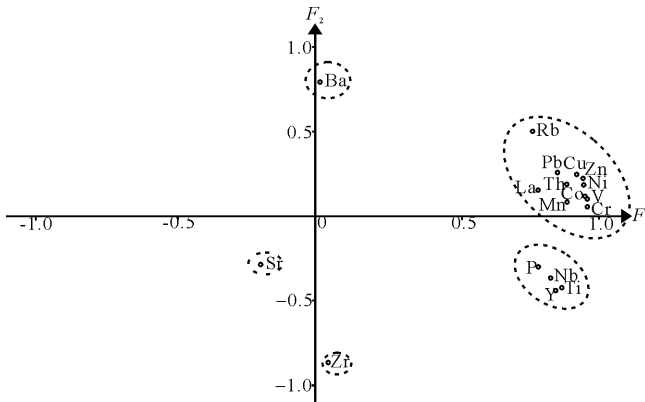


图 4 TKP 微量元素 R 型因子主因子  $F_1$ 、 $F_2$  载荷坐标图

Fig. 4 Loading diagram of R-type component factors  $F_1$  and  $F_2$  for trace elements in TKP

负向表示环境温度相对降低。

### 3 微量地化元素分布与晚全新世气候演化

综合上述 TKP 剖面微量元素含量变化、元素组合以及元素比值的气候意义,以光释光年代作为时间标尺分析 3.7 kaBP 以来剖面微量元素的迁移呈现出明显的阶段性变化(图 2、图 4)。根据平均粒径( $M_z$ )、有机碳(TOC)、碳酸盐( $\text{CaCO}_3$ )和元素比值 Rb/Sr 的最优聚类分割结果,可将研究区晚全新世以来的气候演化划分为五个阶段,各个指标反映的寒冷期与北大西洋各种记录指示的冷事件有较好的对比关系(图 5)。

阶段 I 3.71~3.06 ka BP。本段剖面出现一次风成沙与弱成古土壤旋回。Ni、Cu 等喜湿型微量元素所代表的  $F_1$  主因子正向元素组合出现峰值, Sr 所代表的  $F_1$  主因子负向出现谷值,显示研究区比较湿润的气候特征; Ba 含量呈现持续减小趋势,表明气温有降低趋势; Sr/Ba 比值出现谷值, Rb/Sr 比值为峰值,也指示相对湿润的沉积环境,成壤作用有增强趋势;同时 P、Ti 等微量元素所代表的  $F_2$  主因子负向元素组合出现微弱峰值,也表明本阶段区域环境呈现相对冷湿状态。我国东部季风区此时正处于第四新冰期向新温暖期过渡阶段,同时北半球处于第三新冰期阶段<sup>[24]</sup>。其中 3.71~3.56 ka BP 期间,TKP 剖面为古风成沙沉积( $E_{10}$ 、 $E_9$ )。北疆玛纳斯湖沉积在 3.8~3.5ka BP 期间曾出现短期干旱事件<sup>[25]</sup>。东道海子沉积相记录在 3.5ka BP 以前湖面水位下降,磁化率和粒径出现峰值,也反映干旱气候事件<sup>[26]</sup>。在 3.56~

3.06 ka BP 期间,TKP 剖面发育弱成古土壤( $S_{e6}$ ) 其中有薄层腐殖质,说明在北半球第三新冰期干冷气候背景下研究区至少有过一次温凉湿润波动。

阶段 II 3.06~.78 ka BP,TKP 剖面主要发育厚层风成沙  $E_6$ 。Ni、Cu 等喜湿型微量元素所代表的  $F_1$  主因子正向元素组合含量持续降低, Sr 元素含量波动增加,显示此阶段的干旱气候; Ba 元素含量有微弱增加,表明此时气温较高; Sr/Ba 比值波动增大, Rb/Sr 比值波动减小,也指示出沉积环境持续干旱,成壤作用较弱; P、Ti 等微量元素所代表的  $F_2$  主因子负向元素组合呈微弱波动减小。上述指标综合显示本阶段研究区气候环境呈现暖干多风特征。此时新疆古尔班通古特沙漠西南隅的莫索湾在 3.05 ka BP 阶段有弱沙质古土壤发育<sup>[27]</sup>。我国东部季风区正由新温暖期向干冷期过渡。北半球处于第三新冰期与第四新冰期之间的暖期阶段<sup>[24]</sup>。冰岛北部陆架钻孔沉积物也显示在 3.0~2.75 ka BP 期间是相对较暖的时期<sup>[22]</sup>。

阶段 III 2.78~2.10 ka BP。Ni、Cu 等喜湿型微量元素所代表的  $F_1$  主因子正向元素组合含量降低至谷底后较快回升,元素 Sr 含量波动减小,显示气候由干旱向相对湿润发展; Sr/Ba 比值波动减少, Rb/Sr 比值波动增大,也表明古气候由干旱转向湿润; Ba 元素含量有微弱增加, P、Ti 等微量元素所代表的  $F_2$  主因子负向元素组合呈微弱波动减小至谷底后较快回升,显示气温在缓慢到达高值后有降低趋势。本阶段出现两个风成沙—古土壤的叠置旋回,其中在 2.75 ka BP 前后发育弱成古土壤( $S_{e5}$ ),显示短暂温凉湿润的气候波动。天山北坡鹿角湾黄土剖面黑垆土的出现年代( $2.79 \pm 0.17$ ) ka BP 也是该时期短暂凉湿气候的证据<sup>[26]</sup>。TKP 剖面 2.70~2.25ka BP 期间发育古土壤( $S_{e4}$ ),后期转为古风成沙( $E_5$ )沉积。古尔班通古特沙漠西南隅的莫索湾剖面也显示在 2.72 ka BP 和 2.34 ka BP 阶段有过两次弱沙质古土壤发育<sup>[27]</sup>。此时,我国东部季风区处于干凉期向第五高湿期的过渡阶段。冰岛北部陆架钻孔沉积物硅藻组合成分变化也显示 2.75~2.52 ka BP 为相对较冷的时期<sup>[22]</sup>。

阶段 IV 2.10~0.50 ka BP。本阶段发育三层古土壤与风成沙交替旋回, Ni、Cu 等喜湿型微量元素所代表的  $F_1$  主因子正向元素组合含量出现全剖面最大峰值, Sr 元素含量出现谷值,显示湿润古气候; Sr/Ba 比值出现谷值,而 Rb/Sr 比值出现峰值,也显示研究区相对冷湿的气候环境特点,成壤作用有所加强; Ba

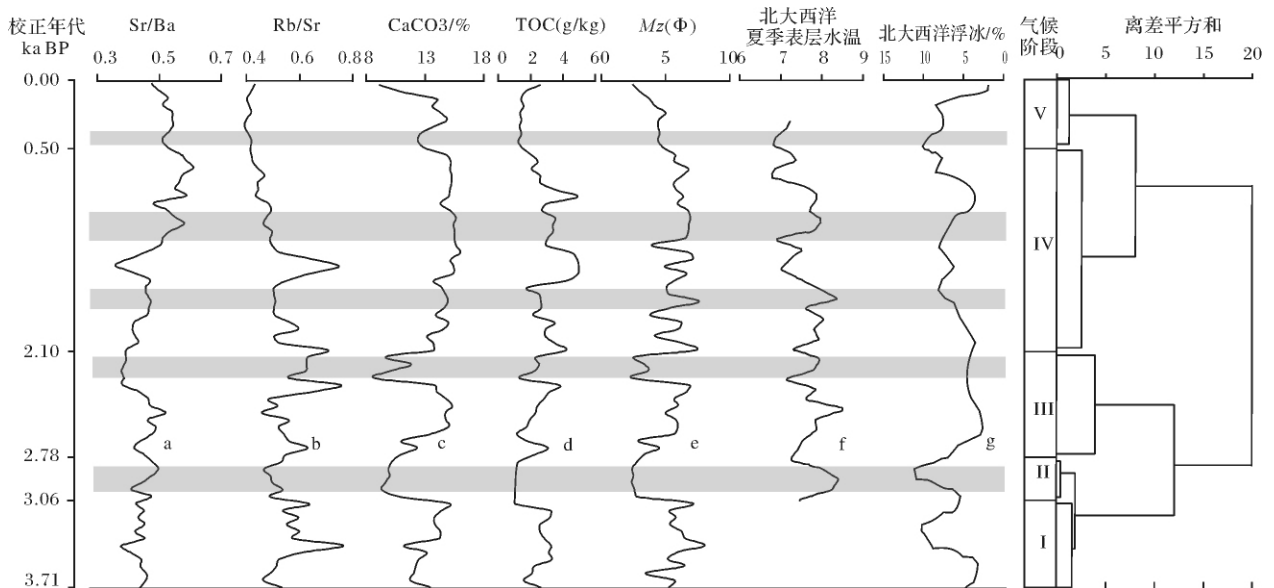


图5 可克拉拉剖面微量元素比值和相关指标记录的气候变化阶段及其区域对比

a - e 为 TKP 剖面相关指标; f. 北大西洋夏季表层水温变化曲线<sup>[22]</sup>; g. 北大西洋 VM29-491 浮冰碎屑记录<sup>[23]</sup>

Fig. 5 Climatic stages with the record of environmental variation indicators in TKP section and contrast with other regions

a - e from TKP section in Yili Xinjiang; f. summer surface temperature on North Atlantic<sup>[22]</sup>;  
g. Concentration and petrology of lithic grains at VM29-491 in North Atlantic<sup>[23]</sup>

元素含量有减小趋势,表明区域气温回落,并跌至晚全新世以来的最低值;P、Ti等微量元素所代表的 $F_2$ 主因子负向元素组合呈现峰值,证明此阶段气温降低。本阶段对应我国东部地区从第五高湿期向小冰期冷干气候转变阶段。其中,TKP剖面2.10~1.88 ka BP发育一个次级古土壤( $S_{e3}$ )—风成沙( $E_4$ )沉积旋回,反映较湿润—干旱的次级波动变化;1.88~1.32 ka BP的古土壤( $S_{e2}$ )—风成沙( $E_3$ )旋回,也反映了气候干湿波动变化。第三期古土壤( $S_{e1}$ )形成时间1.32~0.5 ka BP,与中世纪暖期(900~100 A. D.)在时间上较为接近。此外,古尔班通古特沙漠莫索湾剖面此时出现三个凉湿气候阶段<sup>[27]</sup>,冰岛北部陆架在2.10~0.50 ka BP期间有3次明显降温事件<sup>[23]</sup>,这些研究与本区在此阶段发育的3次风成沙—古土壤沉积旋回有较好的对应关系。

阶段V 0.50 ka BP至今。本阶段Ni、Cu等喜湿型微量元素所代表的 $F_1$ 主因子正向元素组合含量持续波动减小,Sr元素含量在出现峰值后呈下降态势,但均值仍较大,主要反映温凉气候;Sr/Ba比值出现峰值后逐渐下降,但均值较大,Rb/Sr比值逐渐降低并出现谷值,也反映比较温凉的气候特点,成壤作用很弱;Ba元素含量出现谷值后逐渐增大,表明后期气温升高;P、Ti等微量元素所代表的 $F_2$ 主因子负向元

素组合逐渐降低,也同样指示气温回暖的特征。本阶段对应我国东部地区从第五高湿期向小冰期冷干气候转变阶段,北半球气候正从暖期转变为第四新冰期阶段<sup>[24]</sup>。北疆古尔班通古特沙漠的莫索湾剖面主要以风成沙沉积为主,显示出干冷多风的气候,但在0.38 ka BP发生一次短暂的、相对冷湿的气候波动<sup>[27]</sup>。草滩湖湿地在0.65 ka BP以来也呈现以藜科和蒿属为优势的荒漠景观<sup>[28]</sup>。艾比湖<sup>[29]</sup>、巴里坤湖<sup>[30]</sup>等湖泊外围自0.3~0.5 ka BP以来呈现现代荒漠景观,湖面总体上波动下降。表明研究区最近0.5 ka BP以来的气候变化特点与新疆其他地区仍有较好的一致性。

## 4 讨论与结论

综上所述,新疆伊犁塔克尔莫乎尔沙漠TKP剖面古风成沙—古土壤序列微量元素组合以及元素比值变化,较好地揭示了研究区晚全新世以来的气候环境变化特征。晚全新世以来,研究区古气候变化总体上呈现出振荡式趋于干旱化的特点。自下而上,TKP剖面Rb、Cu、Zn、Ni、Cr、Mn、Th、V、La、Pb、Co等喜湿型微量元素含量呈现波动式减少趋势,而Sr、Ca所代表的喜干型元素含量呈现波动增大趋势;同时Sr/Ba比值也呈现波动增大趋势,而Rb/Sr比值则呈现振荡

减小趋势。研究区最近 3.7ka BP 以来的气候波动阶段,与新疆其它区域以及我国东部季风区沙漠的古气候记录具有较好可比性,并与北大西洋区域的冷事件有明显的遥相关。

晚全新世以来,TKP 剖面指示湿度变化的 Zn、Ni、Cr、Mn 等微量元素组合,指示温度变化的 P、Ti 微量元素组合以及元素比值 Rb/Sr 等所揭示的区域气候变化模式,主要表现为相对冷湿—暖干的水热配置。这种在西风气候模式控制下的半干旱荒漠地球化学环境元素迁移规律不同于我国东部季风区沙漠沉积环境中的元素迁移特点。最近 3.7 ka BP 以来,受北半球中高纬度不断加强的西风环流波动影响,研究区古气候大致经历 5 个相对冷湿(凉湿)、暖干的变化阶段。在相对冷湿期,区域降水较多,蒸发减少,周边高山冰雪融水增多,流经沙漠径流增加,形成弱还原条件,有利多数示湿型微量元素的积聚和古土壤发育;在干旱暖期,蒸发加强、降水减少,物理风化加强、风力作用较强,风沙层中微量元素多以碎屑方式淋失、迁移和积聚,示干型微量元素不易释放,含量相对增加<sup>[29]</sup>,这就构成典型西风气候影响区沙漠地层剖面记录的沉积地球化学旋回。

3.7 ka BP 以来,TKP 剖面微量元素地球化学指标所反映的沉积地球化学特征,总体表现为降水量较少、温度较低、风沙活动频繁的环境特点,因此物理风化较强、化学风化较弱,大部分微量元素的淋溶迁移强度较小,半干旱的荒漠气候和半荒漠地球化学环境未有重大改变。通过微量元素地球化学迁移的相对强度以及相关指标重建的各个冷湿—暖干波动阶段,均建立在半干旱荒漠气候背景之上,具有相对变化意义。本区远离海洋且地处中亚西风带下风区的地理位置,使得在全球气候变化影响下,表生沉积地球化学环境变迁过程既有全球变化的共性特点,也有鲜明的地域性特点。

### 参考文献(References)

- 1 李吉均. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式[J]. 第四纪研究, 1990, (4): 197-204 [Li Jijun. The model of environmental evolution in the northwest region of China during Late Pleistocene[J]. Quaternary Sciences, 1990, (4): 197-204]
- 2 陈发虎, 黄小忠, 杨美临, 等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式——以新疆博斯腾湖记录为例[J]. 第四纪研究, 2006, (6): 881-887 [Chen Fahu, Huang Xiaozhong, Yang Minlin, et al. Westerly dominated Holocene climatemodel in arid central Asia—a case study on Bosten Lake, Xinjiang, China [J]. Quaternary Sciences, 2006, (6): 881-887]
- 3 姚春霞. 米浪沟湾剖面 150ka BP 以来微量元素的高分辨率环境演变记录[D]. 广州: 华南师范大学, 2002 [Yao Chunxia. High resolution environmental evolution recorded by the trace elements in Milang Valley profile since 150ka BP [D]. Guangzhou: Normal University of South China, 2002]
- 4 高全洲, 陶贞, 董光荣. 微量元素记录的化学风化和气候变化——以巴丹吉林沙漠查格勒布鲁剖面为例[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 374-379 [Gao Quanzhou, Tao Zhen, Dong Guangrong. Chemical weathering and climatic changes recorded by the trace elements in Changelebulu section, Badain Jaran desert, China [J]. Journal of Desert Research, 2001, 21(4): 374-379]
- 5 杨李, 李保生, 李云卓, 等. 巴丹吉林沙漠查格勒布鲁剖面微量元素反映的 150 ka BP 以来的气候变化[J]. 中国沙漠, 2007, 27(1): 1-8 [Yang Yi, Li Baosheng, Li Yunzhuo, et al. Palaeoclimate change indicated from fluctuations of trace elements since 150 ka BP in Chagelebu stratigraphical section, Badain Jaran Desert [J]. Journal of Desert Research, 2007, 27(1): 1-8]
- 6 关有志, 李志忠. 塔克拉玛干沙漠北部全新世沉积中的元素分布与古气候[J]. 干旱区地理, 1994, 17(3): 19-26 [Guan Youzhi, Li Zhizhong. Element distribution in the Holocene stratum and paleoclimate in the northern part of Taklimakan desert [J]. Arid Land Geography, 1994, 17(3): 19-26]
- 7 钟巍, 吐尔逊, 克依木, 等. 塔里木盆地东部台特玛湖近 25.0ka BP 以来气候与环境变化[J]. 干旱区地理, 2005, 28(2): 183-187 [Zhong Wei, Tuexun, Keyimu, et al. Paleoclimatic and paleoenvironmental evolution since about 25ka BP in the Taitema lake area, south Xinjiang [J]. Arid Land Geography, 2005, 28(2): 183-187]
- 8 舒强, 钟巍, 熊黑刚, 等. 南疆尼雅地区 4 000a 来的地化元素分布特征与古气候环境演化的初步研究[J]. 中国沙漠, 2001, 21(1): 12-18 [Shu Qiang, Zhong Wei, Xiong Heigang, et al. Study on the characters of the geochemical elements and changes of paleoclimate since about 4000a B. P. in Niya Section [J]. Journal of Desert Research, 2001, 21(1): 12-18]
- 9 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的“西风模式”讨论[J]. 地学前缘, 2009, 16(6): 23-32 [Chen Fahu, Chen Jianhui, Huang Wei. A discussion on the westerly dominated climate model in mid-latitude Asia during the modern interglacial period. Earth Science Frontiers. 2009, 16(6): 23-32]
- 10 Bö hner J. General climatic controls and topoclimatic variations in central and high Asia [J]. Boreas, 2006, 35: 279-295
- 11 安成邦, 陈发虎. 中东亚干旱区全新世气候变化的西风模式——以湖泊研究为例[J]. 湖泊科学, 2009, 21(3): 329-334 [An Cheng-bang, Chen Fahu. The pattern of Holocene climate change in the arid central Asia: a case study based on lakes [J]. Journal of Lake Sciences, 2009, 21(3): 329-334]
- 12 刘拓, 单金忠, 王学彦, 等. 新疆地球化学景观区划分及意义[J]. 新疆地质, 2001, 19(3): 228-230 [Liu Tuo, Shan Jinzhong, Wang Xueyan, et al. Division of geochemical landscape regions and its significance in Xinjiang [J]. Xinjiang Geology, 2001, 19(3): 228-230]



- 13 陈一萌,陈兴盛,宫辉力,等. 对黄土磁化率、粒度年龄模型的检验(自检)[J]. 地理研究, 2006, 25(3): 415-420 [Chen Yimeng, Chen Xingsheng, Gong Huili, *et al.* Test of the susceptibility and grain-size age models of the Chinese loess (self-test) [J]. Geographical Research, 2006, 25(3): 415-420]
- 14 杨万志,姜云辉,周军,等. 新疆区域地球化学参数特征及其研究意义[J]. 新疆地质, 2008, 26(3): 236-239 [Yang Wanzhi, Jiang Yunhui, Zhou Jun, *et al.* Parameter characteristics and significance meaning of regional geochemistry of Xinjiang [J]. Xinjiang Geology, 2008, 26(3): 236-239]
- 15 Breit G N, Wanty R B. Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: a review of geochemical controls during deposition and diagenesis [J]. Chemical Geology, 1991, 91: 83-97
- 16 Morse J W, Luther III G W. Chemical influences on trace metal sulfide interactions in anoxic sediments [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63: 3373-3378
- 17 Fernex F, Fevrier G, Benaim J, *et al.* Copper, lead and zinc trapping in Mediterranean deep-sea sediments: probable coprecipitation with manganese and iron [J]. Chemical Geology, 1992, 98: 293-308
- 18 文启忠,余素华,耿安松,等. 中国黄土地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1989: 84-92 [Wen Qizhong, Yu Suhua, Geng Ansong, *et al.* Geochemistry of Chinese Loess [M]. Beijing: Science Press, 1989: 84-92]
- 19 陈骏,仇纲,鹿化煜,等. 最近 13ka 黄土高原季风变迁的 Rb 和 Sr 地球化学证据 [J]. 科学通报, 1996, 41(21): 1663-1666 [Chen Jun, Qiu Gang, Lu Huayu, *et al.* Geochemical evidences of monsoon changing with Rb and Sr in recent 13ka [J]. Chinese Science Bulletin, 1996, 41(21): 1663-1666]
- 20 Goldich S S, Gast P W. Effects of weathering on the Rb-Sr, K-Ar ages of biotite the morton Gneiss, Minnesota [J]. Earth and Planet Science Letter, 1996, 1: 372-375
- 21 Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites [J]. Nature, 1982, 299: 715-717
- 22 蒋辉,任健, Karen L K, 等. 冰岛北部陆架 3000 年以来夏季表层海水温度及古气候事件 [J]. 科学通报, 2006, 51(22): 2657-2664 [Jiang Hui, Ren Jian, Karen L K, *et al.* Seawater temperature of surface layer and paleoclimatical affairs of north continental shelf of Iceland since 3ka BP [J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(22): 2657-2664]
- 23 Bond G, Showers W, Cheseby M. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates [J]. Science, 1997, 278(14): 1257-1266
- 24 Denton G H. Holocene climatic variation—their pattern and possible cause [J]. Quaternary Research, 1973, 3: 155-205
- 25 林瑞芬,卫克勤,程致远,等. 新疆玛纳斯湖沉积柱样的古气候古环境研究 [J]. 地球化学, 1996, 25(1): 63-72 [Lin Ruifen, Wei Keqin, Cheng Zhiyuan, *et al.* A paleoclimatic study on lacustrine cores from Manas Lake, Xinjiang, Western China [J]. Geochimica, 1996, 25(1): 63-72]
- 26 冯晓华,阎顺,倪健,等. 新疆北部平原湖泊记录的晚全新世湖面波动及环境变化 [J]. 科学通报, 2006, 51(S1): 49-55 [Feng Xiaohua, Yan Shun, Ni Jian, *et al.* Paleoclimatic and changing of lacustrine acreage from lacks of northland of Xinjiang [J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(S1): 49-55]
- 27 陈惠中,金炯,董光荣. 全新世古尔班通古特沙漠演化和气候变化 [J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 333-339 [Chen Huizhong, Jin Jiong, Dong Guangrong. Holocene evolution processes of Gurbantungut Desert and climatic changes [J]. Journal of Desert Research, 2001, 21(4): 333-339]
- 28 张芸,孔昭宸,倪健,等. 新疆草滩湖湿地 4550 年以来的孢粉记录和环境演变 [J]. 科学通报, 2008, 53(2): 306-316 [Zhang Yun, Kong Zhaochen, Ni Jian, *et al.* Climate and environment changes inferred from pollen and spore records since 4550a BP in Caotan lake of Xinjiang [J]. Chinese Science Bulletin, 2008, 53(2): 306-316]
- 29 阎顺,穆桂金,远藤邦彦,等. 2500 年来艾比湖的环境演变信息 [J]. 干旱区地理, 2003, 26(3): 227-232 [Yan Shun, Mu Guijin, Kunihiko Endo, *et al.* Environmental evolution information from Aiby Lake since the Last 2500a [J]. Arid Land Geography, 2003, 26(3): 227-232]
- 30 钟巍. 近 500 年来新疆巴里坤湖相沉积物地球化学元素的古气候意义 [J]. 干旱区地理, 1993, 16(4): 38-44 [Zhong Wei. Paleoclimatic significance of geochemical elements from the lacustrine sediments of Barkol lake, Xinjiang since last 500 years [J]. Arid land Geography, 1993, 16(4): 38-44]

## Paleoclimatic Significance of Geochemical Elements from Takermohur Desert , Xinjiang since Late Holocene

JIN Jian-hui<sup>1 2</sup> LI Zhi-zhong<sup>1 2 3</sup> CHEN Xiu-ling<sup>1 2</sup> LING Zhi-yong<sup>2</sup>  
CAO Xiang-dong<sup>2</sup> WANG Shao-pu<sup>2</sup>

( 1. School of Geography Science , Fujian Normal University , Fuzhou 350007;

2. Key Laboratory of Humid Subtropical Ecosystem and Geography , Ministry of Education , Fuzhou 350007;

3. School of Geography and Tourism , Xinjiang Normal University , Urumqi 830054)

**Abstract** Takermohur desert is located in Yili valley of west Xinjiang , which is also situated at semiarid desert geochemical environment in mid-latitude westerlies of northern hemisphere. In the center of the desert , we observed a continuously sedimentary profile ( with 3.6m outcropped thickness) which is formed with alternative aeolian layers and paleosol layers. On this profile , we collected 72 samples with 5cm equal interval and 3 samples for OSL dating. In the laboratory , we tested 18 trace elements content with X-ray fluorescence and grain-size composition with laser particle sizer for all 72 samples. Also , we tested the content of CaCO<sub>3</sub> and TOC of all samples. On this basis , we carried out correlation analysis and factor analysis for the content changes and assemblage of trace elements and the ratio of Sr/Ba. According to the different geochemical environment which is indicated by trace element migration with different geochemical properties and the ratio of characteristic elements , we discussed the paleoclimatic characteristics which are recorded by trace element shift and accumulation of different layer in the profile. Based on the OSL time scale , we reconstructed climatic sequence since 3.71 ka BP , which contrast the changes of grain-size composition , CaCO<sub>3</sub> and TOC content and refer to the optimal cluster analysis of different parameters. On the whole , the climatic changes of late Holocene in research area could be divided into 5 stages: 3.71 ~ 3.06 ka BP , cold and humid; 3.06 ~ 2.78 ka BP , warm and arid; 2.78 ~ 2.10 ka BP , cool and humid; 2.10 ~ 0.50 ka BP , cold and humid; 0.50 ka BP to present , changed from cold and humid to warm and arid. During the cold-humid climatic period , paleosol developed , and grain-sizes of the layer are finer , and amount of CaCO<sub>3</sub> and TOC increased. The accumulation of trace element such as Ti、P、Nb et. al which indicates the humid sediment environment increased , and the ratio of Sr/Ba is decreased. During the warm-arid climatic period , aeolian layers developed , grain sizes are coarse , amount of CaCO<sub>3</sub> and TOC at a relative low , and accumulation of Sr *et al* , which shows the arid environment increased , so the ratio of Sr/Ba is increased. In general , there has been a climatic aridification tendency in the region since late Holocene. And the paleoclimate characteristics alternating by arid and humid and climatic change stages were similar between the study area and other regions in northern Xinjiang. At centennial scales , the climatic change has teleconnection with that of north Atlantic , which is located in the upper wind of mid-high latitude westerlies. It may suggests that the climatic change of northern Atlantic regions as well as the global climate change is one of the most important driving factor for the climatic change of the study area since late Holocene. The climate change model of the study area indicated by assemblage and variation of trace elements is different from the monsoon zones in east China. It is reflected that there are regional difference refer to the process of trace element migration at supergene geochemical environment under the influence of global climate change.

**Key words** Xinjiang; Takermohur Desert; late Holocene; trace element; geochemistry; paleoclimate