

郭亿华,李保生,牛东风,等.查格勒布鲁剖面CGS3a层段主元素记录的巴丹吉林沙漠35 000~25 000 a B. P.季风环境变化[J].地理科学,2016,36(6):926-934.[Guo Yihua, Li Baosheng, Niu Dongfeng et al. East Asian Monsoon Variations from Records of Primary Chemical Elements on Millennium Scale in Badain Jaran Desert of China During 35 000-25 000 a B.P. Scientia Geographica Sinica,2016,36(6):926-934.] doi: 10.13249/j.cnki.sgs.2016.06.016

查格勒布鲁剖面CGS3a层段主元素记录的巴丹吉林沙漠35 000~25 000 a B. P.季风环境变化

郭亿华¹,李保生^{2,3},牛东风²,杨艺⁴,温小浩²,司月君⁵

(1.广州地理研究所/广东省地理空间信息技术与应用公共实验室,广东 广州 510070;2.华南师范大学地理科学学院,广东 广州 510631;3.中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室,陕西 西安 710061;4.地质出版社,北京 100083;5.广西师范学院地理科学与规划学院,广西 南宁 530001)

摘要:对巴丹吉林沙漠东南缘查格勒布鲁剖面该层段的CGS3a层段(Chagelebulu Section 3a)139个样品的主元素——SiO₂、Al₂O₃、TOFE(Fe₂O₃+FeO)进行分析,划分出与地层旋回对应的5.5个化学元素旋回。研究认为:沙丘砂和黄土中SiO₂呈现的峰和Al₂O₃、TOFE、(TOFE+Al₂O₃)/SiO₂和CIA呈现的谷是类似于现代干冷的冬季风在过去多次作用的结果,而嗣后的湖相SiO₂呈现的谷和Al₂O₃、TOFE、(TOFE+Al₂O₃)/SiO₂和CIA的呈现的峰是类似于现代暖湿的夏季风在过去多次作用的结果。即35 000~25 000 a B. P.该沙漠经历了5次冬季风和6次夏季风交替的气候波动,这些气候事件与GRIP冰芯氧同位素记录的D/O(Dansgaard/Oeschger)事件相对应,Heinrich事件也在其中有很好的体现。CGS3a层段所记录的千年尺度的气候波动可能是受到了北大西洋气候突变的影响。

关键词:巴丹吉林沙漠;查格勒布鲁剖面;CGS3a层段;主元素;季风环境变化

中图分类号:P532 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-0690(2016)06-0926-09

研究表明,全球海洋氧同位素3期(MIS3晚期)北半球中高纬度地区存在Heinrich事件和多次D/O(Dansgaard/Oeschger)振荡的气候波动^[1-4]。近年,来自中国的冰芯^[5]、湖泊^[6-8]、石笋^[9,10]、黄土^[11,12]、南海钻孔^[13]等也有类似的发现。但迄今为止,这种异常气候在中国沙漠区研究较少。

中国沙漠和沙地面积约为7.129×10⁵km²,加之受沙漠风沙流影响的戈壁和沙漠化区域,其总面积达1.308×10⁶km²^[14],广泛分布于35°N~50°N,75°E~125°E的北方内陆盆地与高原,形成东西长4 500 km、南北宽600 km的横亘于中国北方的断续延展的风成沙质荒漠沉积带,横跨极端干旱荒漠、干旱荒漠、干旱荒漠草原、半干旱草原和半湿润森林草原5个生物气候亚带。其中,本文涉及的巴丹吉林沙漠位于中国东西部沙区之间的现代东亚夏季风降水尾部部位,同时也处在东亚冬季

风自中亚内陆荒漠向黄土高原和华北地区吹送的途径上,对季风气候变化比较敏感^[15]。这种特殊的自然地理位置,对于查明第四纪环境演变及季风进退变化具有特殊意义。

位于巴丹吉林沙漠东南缘的查格勒布鲁剖面是目前该沙漠记录的具有最多风成的沙丘砂堆积序列的地质剖面。20世纪90年代中期以来,一些研究者^[15-20]采用不同气候代用指标剖析了该剖面沉积序列及其形成时的古气候,但大部分成果由于当时缺乏高密度样品的采集特别是年代测试样点不足,难以详细的讨论巴丹吉林沙漠存在的千年尺度气候变化问题。近年,我们发现该剖面具有相当于MIS3晚期即MIS3a(35 000~25 000 a B. P.)的一套主要是沙丘砂与湖相交替的5.5个旋回的沉积序列——CGS3a层段(Chagelebulu section 3a),按平均该层段每个旋回约持续1 800 a,这对

收稿日期:2015-03-15;**修订日期:**2015-12-10

基金项目:国家自然科学基金重大项目(41290250);国家自然科学基金(41471159)资助。[Foundation: Major Research Plan of the National Natural Science Foundation of China(41290250); National Nature Science Foundation of China(41471159).]

作者简介:郭亿华(1987-),女,广东汕头人,硕士,研究方向为自然地理学与编辑出版。E-mail: 358516929@qq.com

通讯作者:李保生,教授。E-mail: libsh@scau.edu.cn

于探讨MIS3a该沙漠千年尺度的气候变化问题提供难以多得的材料。鉴于此,笔者对该层段高密度(2 cm间隔)采集了一系列理化分析样品,在此前工作的基础上,根据对其年代测定以及主元素分析结果,试图探讨该沙漠35 000~25 000 a B.P.的气候演变,以期理解巴丹吉林沙漠过去季风环境演变提供一些线索。

1 研究区域概况与查格勒布鲁剖面CGS3a层段岩性

1.1 研究区概况

查格勒布鲁剖面(以下简称查格剖面)所在的巴丹吉林沙漠位于内蒙古高原西部阿拉善荒漠中心,其范围大致在合黎山、北大山以北,拐子湖、古居延泽以南,雅布赖盐湖与雅布赖山以西,宗乃山公路以西,黑河正义峡出口、弱水东岸至古日乃湖以东,属中国第二大沙漠^[1]。属大陆性温带荒漠草原气候。该地年降水量<100 mm,季节分配不均,多集中在夏季,年际变率大,年均温8~10℃,气温年较差达35℃以上,常年盛行偏西风,平均风速>3.5 m/s^[21]。

在巴丹吉林沙漠东南部边缘的雅布赖山西麓的宽平谷地,地表为全新世黄土并上覆风成沙丘。由于流水侵蚀作用,使这一谷地形成冲沟,两侧地层大量出露。查格勒布鲁剖面即是在其中选择的一个代表性的地质记录,39°53'50.6"N, 103°19'25.5"E(图1),海拔约为1 800 m,出露厚度约19.83 m,含中上更新统与全新统^[15]。CGS3a是指堆积深度5.86~8.62 m的一套沉积序列,共计11个

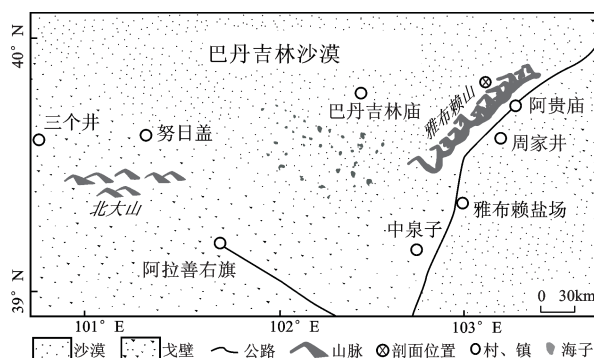


图1 查格勒布鲁剖面位置示意图

Fig.1 Geographical location of the Chagalebulu section

层序:4层风成的沙丘砂,1层黄土,6层湖相,地层编号为23LS~33LS。若以沙丘砂和黄土与其上覆的湖相按一个沉积旋回计,则CGS3a可构成5.5个沉积旋回(该层段底部33LS计为0.5个旋回,见图2)。

1.2 查格勒布鲁剖面CGS3a层段岩性

为了查明CGS3a沉积相的岩性特征,对以2 cm间距采样所得的139个样品做了粒度分析,实验分析采用Malvern Mastersize 2000激光粒度分析仪(测量范围2~2 000 μm),流程参考黄土粒度分析方法^[22]。并采用Folk and Ward^[23]所制定的公式计算了CGS3a粒度参数 M_z (平均粒径)和 σ (标准离差)并显示于图2。现结合野外观测和实验结果将CGS3a沉积相特征阐述如下:

沙丘砂为灰黄—暗灰黄色或棕黄色。以砂(0.05~2.00 mm)粒级占为主,松散、分选较均匀,无层理。可分为2种类型:一是古流动沙丘砂(28D、

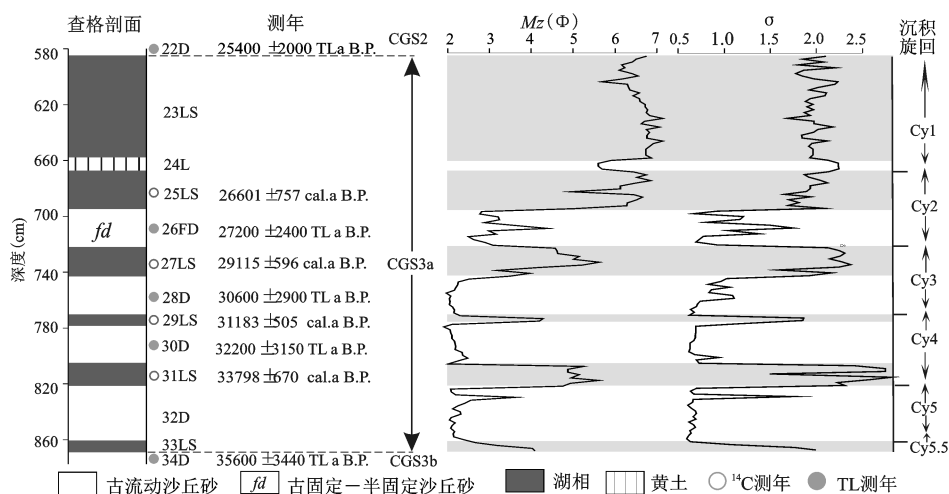


图2 CGS3a 粒度 M_z 和 σ 分布

Fig. 2 The distribution curve of grain-size M_z and σ for CGS3a

30D、32D,共50个样品)灰黄色,松散—略胶结;砂质沉积物占绝对优势,以细砂为主,平均值52.27%,其次为中砂,34.22%;粉砂和黏土含量较低,平均值分别为4.07%和1.13%; M_z 范围为1.9~3.6 Φ ,平均值2.25 Φ , σ 范围0.59~1.74,平均值0.77。二是古固定—半固定沙丘砂(26FD,共13个样品)灰黄色,致密且分选中等,无层理并可见植物根系;以细砂为主,49.57%,其次为极细砂,24.77%;粉砂和黏土含量有所增加,平均值分别为15.25%和2.95%; M_z 范围2.5~4.4 Φ ,平均值3.12 Φ , σ 范围0.67~1.8,平均值1.07。

黄土(24L,共3个样品)灰黄、略发青灰色,垂直节理发育,可能受到后期湖水潜育化作用而呈现轻微的青灰色;粉砂含量最高,以粗粉砂为主,42.27%;其次是黏土,23.80%;砂含量较低,以极细砂为主,8.88%; M_z 范围5.58~5.67 Φ ,平均值5.61 Φ , σ 范围2.237~2.238,平均值2.23。

湖相沉积(23LS、25LS、27LS、29LS、31LS、33LS,共73个样品)主要为灰黄、浅灰、青灰和灰绿色,略胶结。以粗粉砂为主,占40.38%;其次是黏土,占23.87%;砂含量较少,以极细砂和细砂为主,分别占9.57%和10.65%; M_z 范围3.16~7.12 Φ ,平均值5.89 Φ , σ 范围1.49~2.81,平均值2.03。

结合 M_z - σ 散点图(图3)可看出:沙物质高度集中的古流动沙丘砂分选最好,其次为古固定—半固定沙丘砂,而黏土等细粒物质含量相对增高的湖相和黄土分选性比较差; M_z 和 σ 的相关性也较高, r 为0.85。

从沙丘砂或者黄土到其上覆湖相, M_z 和 σ 呈由低到高,形成了与沉积旋回相对应的5.5个粒度旋回。这一结果进一步说明,上述划分的CGS3a 5.5个沉积相旋回实际上也是相同数量的粒度粗细的变化旋回。

2 实验方法与结果

2.1 CGS3a层段年代测定

对CGS3a及该层段之上覆的22D和下伏34D

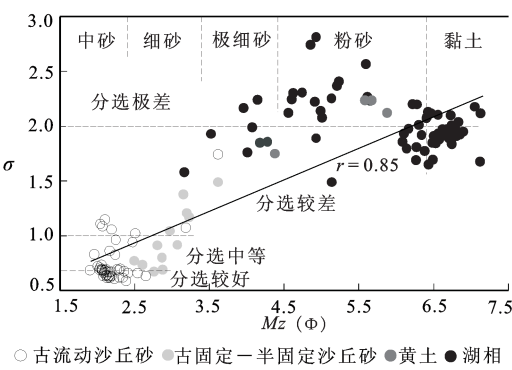


图3 CGS3a粒度 M_z 和 σ 散点图
Fig.3 M_z - σ scattergram of CGS3a

进行了9个样品年代测定。其中4个采用 ^{14}C 常规测试方法,所用材料为沉积物中的有机质,采用北京核仪器厂生产的低本底液体闪烁计数器测试,样品的层位、深度、测试材料及按Calib 5.0.1程序包中Intcal 04数据库^[24,25]进行的校正结果见表1;5个采用TL(热释光)测试,所用材料为沉积物中提取的 $<10\text{ }\mu\text{m}$ 的石英颗粒,采用美国HARSHAW化学公司出产的2000 A型热释光测试仪和英国牛津Littlemore科学仪器公司生产的711型热释光断代仪测试,测试数据和结果见表2和图2。

CGS3a上覆的22D中部的年代为 $25\,400\pm 2\,000\text{ a B.P.}$,其下伏地层34D中部为 $35\,600\pm 3\,440\text{ a B.P.}$ 。据此可推断CGS3a的年代大致为 $25\,000\sim 35\,000\text{ a B.P.}$ 。

2.2 CGS3a主元素

对CGS3a按2 cm间隔采集了139个样品进行常量化学元素 SiO_2 、 Al_2O_3 、TOFE($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$)、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 等分析。实验采用荷兰帕纳科公司生产的偏振能量色散X-射线荧光光谱仪(型号:帕纳科公司Epsilon 5)测定,采用粉末压片法制样。具体步骤为:称取4 g粒度 <200 目的样品,将其在 105°C 下烘干后放入制样模具,用硼酸镶边垫底,在30 t的压力下压成镶边外径为32 mm的样片放入干燥器中测量,经过计算机处理

表1 查格剖面CGS3a ^{14}C 年代及其树轮校正结果

地层编号	深度(m)	^{14}C 年龄(a B.P.)	树轮校正(cal. a B.P.)	测年材料	校正软件
25LS中部	6.9	22071±397	26601±757	有机质	Cal. 5.01
27LS中部	7.32	24285±459	29115±596	有机质	Cal. 5.01
29LS中部	7.73	26457±556	31183±505	有机质	Cal. 5.01
31LS中部	8.13	29610±774	33798±670	有机质	Cal. 5.01

表2 查格剖面 CGS3a 及相关层位的热释光(TL)测定结果及其参数

Table 2 TL dating results and related parameters of some layers in CGS3a and some correlated layers

实验编号-层位	深度(m)	U(10^{-6})	Th(10^{-6})	K(%)	年剂量(mGy)	总剂量(Gy)	TL 年龄(a B.P.)
TGD629-22D 中部	5.74	2.79	8.90	2.11	1.32	29.63×10^3	25400 ± 2000
BSD14-26FD	7.08	2.47	9.70	1.79	1.19	32.41×10^3	27200 ± 2400
BSD6-28D	7.57	1.35	5.30	2.30	1.15	35.188×10^3	30600 ± 2900
BSD4-30D	7.90	1.21	4.80	2.38	1.15	37.04×10^3	32200 ± 3150
BSD2-34D	8.86	1.34	4.10	2.11	1.04	37.04×10^3	35600 ± 3440

得到各元素的分析结果。所有样品在华南师范大学地理科学学院 E5 实验室进行。

在分析的常量元素中,由于 SiO_2 、 Al_2O_3 、TOFE 含量较高(三者含量之和的分布范围为 65.42%~99.66%,平均值 82.03%),且是说明环境变化的较好指标,故本文只以这几类主要氧化物为依据对环境及其变化进行讨论。另外,为了进一步说明环境变化,计算 $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 比值和化学蚀变指数(CIA), $[\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 \times 100 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$,公式中氧化物单位为均为摩尔比, CaO^* 指硅酸盐中 CaO ,校正公式为 $\text{CaO}^* = 0.35 \times 2(\text{Na}_2\text{O}\%) / 62]^{[26]}$ 。

将分析结果统计于表3中,可以看出:

1) 在 CGS3a 层段中,各个元素在不同层位含量不等甚至存在较大差别。 SiO_2 含量最高,范围 44.98%~90.02%,平均值 65.96%; Al_2O_3 含量第二高,范围 5.17%~15.37%,平均值 11.87%;TOFE 范围 1.40%~6.90%,平均值 4.19%; $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 范围 0.07~0.47,平均值 0.27;CIA 范围 39.66~68.26,平均值 58.97。

2) 各个元素在不同沉积相分布上不尽相同甚至存在明显的差别(图4)。总体而言, SiO_2 含量平均值按照从古流动沙丘砂、古固定-半固定沙丘砂、湖相到黄土的次序依次降低;而 Al_2O_3 、TOFE、 $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 和 CIA 平均值则按照此

次序依次增高。需要说明的是,CGS3a 中唯一的 1 层黄土——24L,其 SiO_2 含量平均值较其上覆湖相 23LS 和下伏湖相 25LS 高,而 TOFE 和 $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 平均值则反之, Al_2O_3 和 CIA 含量接近[24L 中 SiO_2 平均值 51.48,TOFE 5.87, $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 0.3; 23LS 中 SiO_2 平均值 49.80,TOFE 6.46, $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 0.43; 25LS 中 SiO_2 平均值 51.41,TOFE 5.97, $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 0.40]。

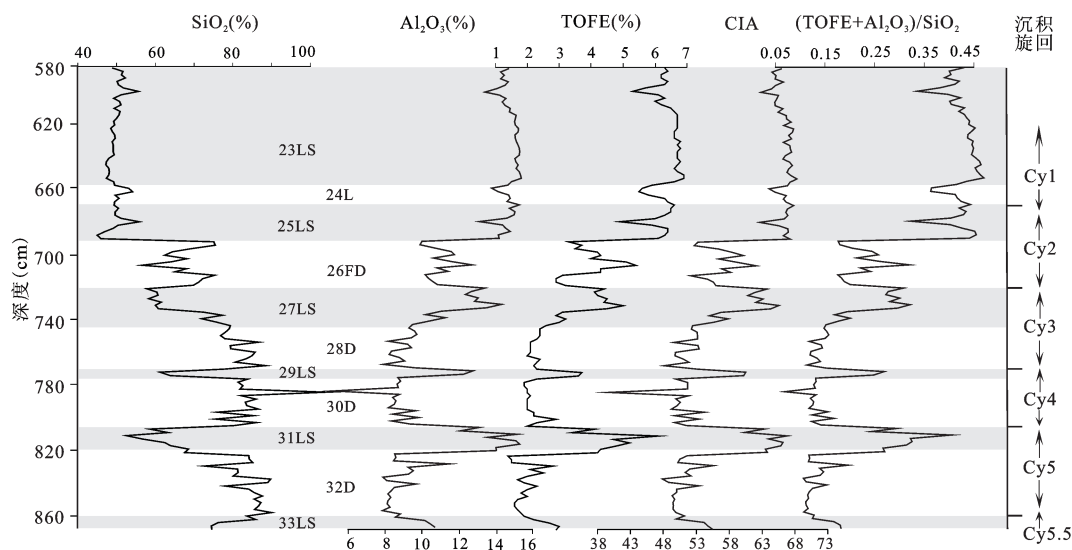
另外不同沉积相的 SiO_2 、 Al_2O_3 、TOFE、CIA 与 M_z 之间存在较好的相关性,其相关系数 r 均达到 0.89 以上(图5),由图亦可看出:① 各个沉积相具有较为显著的独特像位,其中沙丘砂与湖相分野相当明显,而黄土与湖相散点混合;② SiO_2 与 M_z 呈现较强负相关关系,而 Al_2O_3 、TOFE、和 CIA 则与 M_z 呈现较强正相关,即随着颗粒粒径变小, SiO_2 含量减少, Al_2O_3 、TOFE、和 CIA 含量增加。

3) 随着沙丘砂或者黄土至上覆湖相在剖面上的相互交替,化学元素亦表现为峰谷相互交替且具有明显的周期性(见图4)。总体上,从沙丘砂或者黄土至上覆湖相, SiO_2 含量相应由高变低, Al_2O_3 、TOFE、 $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 和 CIA 含量相应由低变高,形成了与沉积旋回相对应的 5.5 个化学元素相对迁移-聚集旋回。

表3 CGS3a 各个沉积相主元素、 $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 和 CIA 的分布Table 3 The distributions of primary chemical elements, $(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ and CIA the sedimentary facies of the CGS3a

项目	D(50)		FD(13)		L(3)		LS(73)	
	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
$\text{SiO}_2(\%)$	72.53~90.02	82.75	56.56~75.43	67.84	49.67~54.09	51.48	44.98~77.26	54.73
$\text{Al}_2\text{O}_3(\%)$	5.17~11.47	8.76	9.88~12.72	10.99	14.11~14.77	14.52	9.98~15.37	14.05
TOFE(%)	1.40~2.90	2.08	2.90~5.40	3.92	5.50~6.30	5.87	2.90~6.90	5.61
$(\text{TOFE} + \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$	0.09~0.20	0.13	0.18~0.32	0.22	0.36~0.42	0.39	0.17~0.47	0.37
CIA	39.66~55.64	50.92	52.15~62.15	56.86	64.99~66.67	65.96	53.29~68.26	64.57

注:LS 湖相;L 黄土;FD 古固定-半固定沙丘砂;D 古流动沙丘砂。括号中数值为样品个数。



注:LS湖相;L黄土;FD古固定-半固定沙丘砂;D古流动沙丘砂。

图4 CGS3a 粒度主元素、CIA 和(TOFE+Al₂O₃)/SiO₂分布

Fig.4 The distribution curve of the primary chemical elements, CIA and (TOFE+Al₂O₃)/SiO₂ for CGS3a

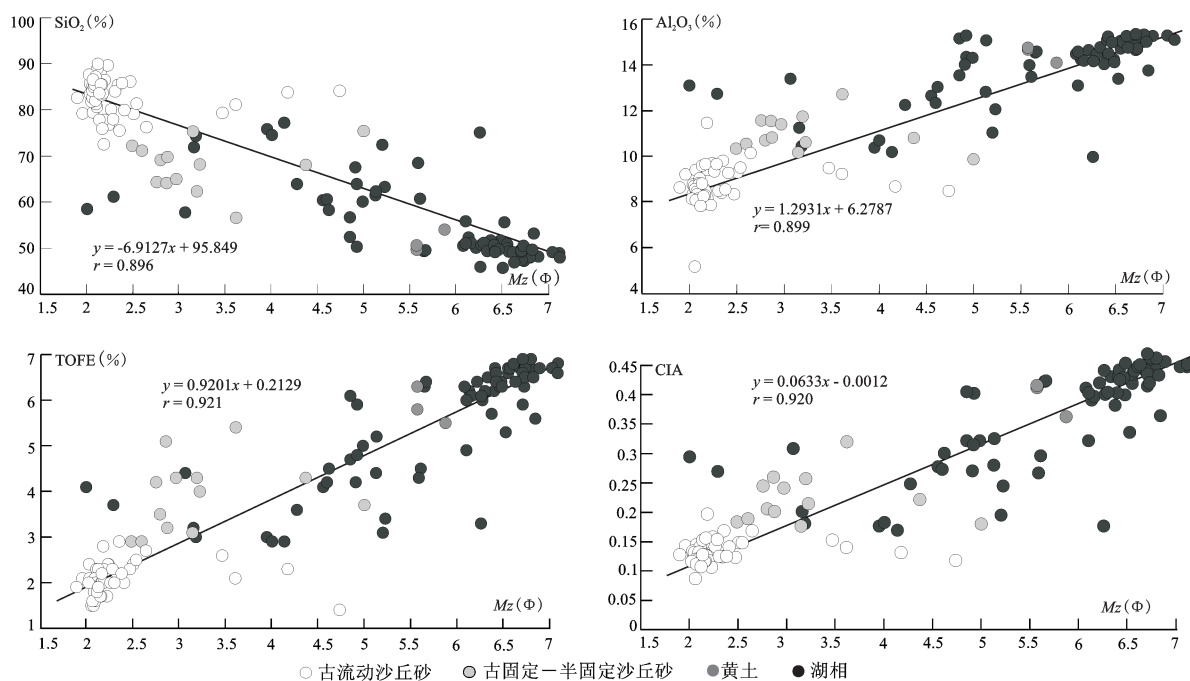


图5 CGS3a SiO₂、Al₂O₃、TOFE、CIA 与 M_z 散点图

Fig.5 The scatter diagrams of SiO₂-M_z, Al₂O₃-M_z, TOFE-M_z and CIA-M_z in the CGS3a

3 讨论与结论

大量研究表明 MIS3 晚期全球表现为气候异常暖湿,有大量湖泊发育,具有间冰期气候特征^[27-29]。CGS3a 层段拥有大量的湖泊沉积物恰恰与这种暖

湿气候环境的“写照”是合拍的。可见,当东亚夏季季风强盛时期,来自东部海洋气流能够向深居内陆的巴丹吉林沙漠漂移,水热条件较好,沙丘间的低洼处形成湖泊沉积。此时由于冬季风力的减弱,风力所携带而来的物质变细,另外周围进入湖

泊中的物质经过后期流水的改造作用也会呈现不同程度的细化。因此,CGS3a湖相层位粒度 M_z 和 σ 显示为颗粒变小和分选变差。而一般来说, Al_2O_3 和TOFE被认为是在表生地球化学条件下相对稳定的元素,气候越干冷,其相对富集程度越低;反之,气候越暖湿,相对富集程度越高^[30,31]。在湖相沉积的地质时期,温暖湿润的环境特别是夏季风盛行的环境下,侵入的石英和硅酸盐矿物相对减少,石英的 SiO_2 稀释效应减弱,从而使得铝、铁元素的含量相对上升;另外,这种气候有利于土壤和植被的发育,由此产生的较多的黏粒和植物根系的吸附作用也可以使得铝、铁元素相对聚集。因而湖相层位 Al_2O_3 和TOFE较沙丘砂明显富集。另外,湖相中较高的CIA值(平均值为64.57)也在一定程度上说明了其时为暖湿的气候环境,化学风化作用较为发育。

MIS3晚期全球暖湿的总体背景下,如果巴丹吉林沙漠存在气候波动的话,那也许就是CGS3a层段湖相之间发育的那些沙丘砂和黄土。从表3中可以看出,沙丘砂在相同化学成分含量上与湖相差异明显,说明沙丘砂堆积时与湖相沉积时的环境已大为不同。查格勒布鲁剖面中现代流动沙丘0MD中 SiO_2 、 Al_2O_3 、TOFE和CIA含量平均值依次79.12%、8.62%、2.43%和49.48,将其与前面所述的CGS3a不同沉积相的相关元素含量分布逐一比较,可以发现剖面中古流动沙丘砂主元素含量与这些现代流动沙丘的相应含量颇为相近,而湖相的相应含量则与之存在明显差异。相对来说,古固定-半固定沙丘砂各元素含量则主要介于古流动沙丘砂与其他几种沉积相化学元素含量之间(表3)。据此,可以认为主导过去沙丘砂沉积环境是类似于沉积现代沙丘砂时的冷干多风的气候背景。可以想象,在西伯利亚-蒙古高压强烈影响下的冬季风盛行的时期,来自北方的干寒气流可以带动更细砂粒级的碎屑形成地表风沙流,强迫更多粉尘形成尘暴流失,并抑制黏粒滋生,颗粒粗化,形成流动沙丘。根据对现代风成沙丘砂碎屑矿物分析结果显示^[32],其轻矿物含量占绝对优势(一般95%以上),而其中绝大多数属石英颗粒,这就不难解释CGS3a层段中沙丘砂 SiO_2 为什么要较其他沉积相含量要高的现象。另外,此时物理风化作用强盛,使得生物活动性降低、胶体渐趋凝聚。因而稳定元素铝、铁的活动性减弱、加之沙丘

沙中大量石英颗粒的稀释作用,导致其在沙丘砂中相对分散、含量降低不是偶然的。这就不难解释沙丘砂中 Al_2O_3 、TOFE和CIA等含量相对较低了。另外,沙丘砂中 M_z 和 σ 分别显示为颗粒变粗和分选较好也在一定程度上反映了其时干冷多风的气候环境。当然,古固定-半固定沙丘砂与古流动沙丘砂的环境也不尽相同,前者沉积期间干冷多风的环境已较为缓和,风力有所减弱,可能还伴随着较多季节性降水,化学风化作用加强, Al_2O_3 和TOFE等元素含量相对富集,这也在一定程度上稀释了 SiO_2 含量,但此时干冷多风仍是其主导环境,而古固定-半固定沙丘砂的 M_z 和 σ 分别显示与古流动沙丘砂较为相似的颗粒粗化和分选较好也支持了这一观点。据此可认为,古固定-半固定沙丘砂沉积时气候仍以干冷多风为主导。

当冬季风力逐渐减弱(风沙速度 ≤ 5 m/s)但仍盛行时,降尘的发生频率有可能大为增加,24L也许这种气候的直接后果。这一期间降水相对增加,有可能形成通常认为的干草原环境,风化作用有所增强,所以,24L较沙丘砂表现为颗粒相对细化,分选变差, SiO_2 含量下降, Al_2O_3 和TOFE等元素含量相对富集。至于24L的 M_z 、 σ 和主元素含量与湖相较为接近,可能与其后期受到湖泊的干扰作用有关。

综上所述,查格剖面CGS3a层段中主元素的差异及其在剖面垂直方向上反映出的5.5个的锯齿状波动旋回,实际上是35 000~25 000 a.B.P. 5.5个东亚冬、夏季风在巴丹吉林沙漠南缘相互对峙、盛衰更替的沉积响应过程。即在35 000~25 000 a.B.P.该沙漠经历了5次以沙丘砂或黄土层位代表的冬季风为主导的干冷和6次以湖相层位代表的夏季风为主导的暖湿气候波动,共5.5个气候旋回。

值得一提的是,CGS3a湖相层位代表的暖事件与贵州七星洞石笋(28 300 a.B.P.、30 100 a.B.P.、31 900 a.B.P.、33 300 a.B.P.、35 500 a.B.P.)^[33]、南京葫芦洞(28 000 a.B.P.、29 000 a.B.P.、31 000 a.B.P.、32 000 a.B.P.、34 000 a.B.P.、35 000 a.B.P.)^[34]、昆仑山阿羌剖面(25 000 a.B.P.、26 600 a.B.P.、29 700 a.B.P.、31 000 a.B.P.、32 200 a.B.P.、35 000 a.B.P.)^[35]等所记录的暖事件在时间和气候性质上基本对应。

再把视角转向格陵兰地区,GRIP冰芯氧同位素曲线反映出6个D/O振荡(D/O3-D/O8)暖锋发生的时间依次距今为25 000 a、26 000 a、29 000 a、

31 000 a、32 000 a、35 000 a^[2],与CGS3a湖相发生的时间和气候性质基本上吻合,而前者暖锋之间的“冷谷”则与CGS3a的沙丘砂和黄土一一对应。另外,北大西洋的冰筏事件H3(29 000 a B.P.~31 000 a B.P.)^[36],与CGS3a的28D(30 600 TL a B.P.±2 900 TL a B.P.)在时间上也是吻合的。

综上所述,可认为CGS3a主元素揭示出来的35 000~25 000 a B.P.千年尺度的气候突变事件在北半球中高纬度具有普遍性。这可为35 000~25 000 a B.P.北半球千年尺度气候波动中国沙漠地区气候响应提供一个理想的地质记录。

参考文献(References):

- [1] Heinrich H. Origin and consequence of cyclic ice-rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years[J]. *Quaternary Research*, 1988, 29(1): 142-152.
- [2] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record [J]. *Nature*, 1993, 364(6434): 218-220.
- [3] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China[J]. *Science (New York, N.Y.)*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [4] 甄治国, 钟巍, 薛积彬, 等. 中国不同区域 MIS-3 时期气候特征研究进展[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(5): 814-824. [Zhen Zhiguo, Zhong Wei, Xue Jibin et al. Progress in the studies of climatic features in different areas of China during the MIS-3. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(5): 814-824.]
- [5] 姚檀栋. 末次冰期青藏高原的气候突变——古里雅冰芯与格陵兰 GRIP 冰芯对比研究[J]. *中国科学 D 辑*, 1999, 29(2): 175-184. [Yao Tandong. The climate abrupt change in the Tibetan Plateau in last glaciation: comparative study with Guliya and Greenland GRIP ice core. *Science in China (Series D)*, 1999, 29(2): 175-184.]
- [6] 林晓, 常浩, 李云涛, 等. 青藏高原东缘都江堰湖相沉积 MIS3a 阶段的快速气候变化记录[J]. *地球科学-中国地质大学学报*, 2010, 35(5): 857-866. [Lin Xiao, Chang Hao, Li Yuntao et al. Rapid paleoclimate changes during MIS3a reflected by lacustrine deposits of dujiangyan in the eastern margin of Qinghai-Tibet plateau. *Earth Science - Journal of China University of Geosciences*, 2010, 35(5): 857-866.]
- [7] 蒲阳, 张虎才, 雷国良, 等. 青藏高原东北部柴达木盆地古湖泊沉积物正构烷烃记录 MIS3 晚期气候变化[J]. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40(5): 624-631. [Pu Yang, Zhang Hucai, Lei Guoliang et al. Climate variability recorded by n-alkanes of paleolake sediment in Qaidam Basin on the Northeast Tibetan Plateau in late MIS3. *Science China Earth Sciences*, 2010, 40(5): 624-631.]
- [8] 陈明勇, 徐胜利, 吴中海, 等. 新疆赛里木湖的湖滩岩特征、时代及其对 MIS3 阶段湖面变化的指示意义[J]. *地质力学学报*, 2014, 20(2): 174-184. [Chen Mingyong, Xu Shengli, Wu Zhonghai et al. The features and ages of lake beach rock around Sayram Lake in western Tian Shan and its significance on lake level fluctuation during the Last Interglacial Epoch MIS3. *Journal of Geomechanics*, 2014, 20(2): 174-184.]
- [9] Wang Yongjin, Hai Cheng, Edwards R L et al. Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years[J]. *Nature*, 2008, 451: 1090-1093.
- [10] 崔英方, 汪永进, 刘殿兵. 黔西南南雾洞石笋记录的 MIS3 晚期亚洲季风变化和南北极气候的联系[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2011, 31(3): 101-107. [Cui Yingfang, Wang Yongjin, Liu Dianbing. High-Resolution talagmite $\delta^{18}\text{O}$ records of Asian monsoon changes in southwest Guizhou during the late episode of MIS3: A test of the Bi-Polar See-Saw model at centennial scale. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2011, 31(3): 101-107.]
- [11] 翟新伟, 李富强, 吴松. 会宁剖面黄土粒度记录 MIS3 阶段气候变化研究[J]. *干旱区地理*, 2013, 36(5): 773-780. [Zhai Xinwei, Li Fuqiang, Wu Song. Huining MIS3 stage climate change based on the loess grain size record. *Arid Land Geography*, 2013, 36(5): 773-780.]
- [12] Sun Youbin, Clemens S C, Morrill C et al. Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(1): 46-49.
- [13] Du Jianghui, Huang Baoqi. Variations in upper water structure during MIS 3 from the western South China Sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(3): 301-307.
- [14] 朱震达, 吴正, 刘恕, 等. 中国沙漠概论(修订版)[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 1-7. [Zhu Zhenda, Wu Zheng, Liu Shu et al. *Introduction of Chinese desert(revision)*. Beijing: Science Press, 1980: 1-7.]
- [15] Gao Quanzhou, Tao Zhen, Li Baosheng et al. Palaeomonsoon variability in the southern fringe of the Badain Jaran Desert, China, since 130 ka BP[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2006, (31): 265-283.
- [16] 李保生, 高全洲, 阎满存, 等. 150 ka BP 以来巴丹吉林沙漠东南区域地层序列的新研究[J]. *中国沙漠*, 2005, 25(4): 457-465. [Li Baosheng, Gao Quanzhou, Yan Mancun et al. A recent study on sedimentary sequence of southeastern Badain Jaran Desert since 150 ka BP. *Journal of Desert Research*, 2005, 25(4): 457-465.]
- [17] 李云卓, 李保生, 高全洲, 等. 巴丹吉林查格勒剖面记录的 150 ka BP 以来的常量化学元素波动[J]. *中国沙漠*, 2005, 25(1): 10-16. [Li Yunzhuo, Li Baosheng, Gao Quanzhou et al. 2005. Fluctuations of main chemical elements since 150 ka BP as indicated in Chagelbulu Stratigraphical Section, Badain Jaran Desert. *Journal of Desert Research*, 2005, 25(1): 10-16.]
- [18] Guo Yihua, Li Baosheng, Wang Fengnian et al. East Asian monsoon variations on millennial scale during 35,000-25,000 a BP from records of grain size, CaCO_3 and organic matter in the Ba-

- dain Jaran Desert, China[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2015, 8(9): 6545-6553.
- [19] Guo Yihua, Li Baosheng, Wang Fengnian et al. Holocene millennial-scale climate variations from the record of primary chemical elements in Badain Jaran Desert, China[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, DOI: 10.1007/S12517-015-2123-x.
- [20] Yang Yi, Li Baosheng, Li Yunzhuo et al. Climatic changes indicated by trace elements in the chagelebulu stratigraphic section, badain jaran desert, China, since 150 kyr B P[J]. *Geochemistry International*, 2008, 46(1): 96-103.
- [21] Dmroes M, Peng G. The climate of China[M]. Heidelberg: Springer-Verlag, 1988: 336.
- [22] 鹿化煜, 安芷生. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究[J]. *科学通报*, 1997, 42(23): 2535-2538. [Lu Huayu, An Zhisheng. Pretreatment methods influences on grain size measurement of Loess. *Chinese Science Bulletin*, 1997, 42(23): 2535-2538.]
- [23] Folk P L, Ward W D. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1957, 27(1): 3-26.
- [24] Stuiver M, Reimer P J. Extend ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program[J]. *Radiocarbon*, 1993, 35(1): 215-230.
- [25] Reimer P J, Baillie MGL, Bard E et al. INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr B P[J]. *Radiocarbon*, 2004, 46: 1029-1058.
- [26] Honda M, Shimizu H. Geochemical, mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan Desert sands[J]. *Sedimentology*, 1998, 45(6): 1125-1143.
- [27] Antje H L, Voelker. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage(MIS)3: A data-base[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21(10): 1185-1212.
- [28] Shi Yf, Yu G, Liu Xd et al. Reconstruction of the 30-40kaB P. enhanced India monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 169(2): 69-83.
- [29] 李炳元. 青藏高原大湖期[J]. *地理学报*, 2000, 55(5): 174-182. [Li Bingyuan. The last greatest lakes on the xizang (tibetan) plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2000, 55(5): 174-182.]
- [30] 关有志, 陈振英, 贾惠兰. 萨拉乌苏河地区第四纪地层中的元素分布与古气候[J]. *中国沙漠*, 1986, 6(1): 36-39, 45. [Guan Youzhi, Chen Zhenying, Jia Huilan. Ancient climate and element distribution in the Quaternary Strata in Sajara-Osol-Gol district. *Journal of Desert Research*, 1986, 6(1): 36-39, 45.]
- [31] 高尚玉, 董光荣, 李保生, 等. 萨拉乌苏河第四纪地层中化学元素的迁移和聚集与古气候的关系[J]. *地球化学*, 1985, (3): 269-276. [Gao Shangyu, Dong Guangrong, Li Baosheng et al. Migration and accumulation of chemical elements in the Quaternary Strata of the Saawusu River area in relation to climatic evolution. *Geochimica*, 1985, (3): 269-276.]
- [32] 李保生, 董光荣, 高尚玉, 等. 萨拉乌苏河地区地层中的碎屑矿物及其所反映的中更新世末期以来之气候环境变化[J]. *岩石矿物学杂志*, 1991, 10(1): 84-90. [Li Baosheng, Dong Guangrong, Gao Shangyu et al. The change in climatic environment of the saawusu river area since the terminal of mid-Pleistocene as indicated by detrital minerals in quaternary sediments. *Acta Petrologica Et Mineralogica*, 1991, 10(1): 84-90.]
- [33] 彭子成, 张兆峰, 蔡演军, 等. 贵州七星洞晚更新世晚期石笋的古气候环境记录[J]. *第四纪研究*, 2002, 22(3): 273-282. [Peng Zicheng, Zhang Zhaofeng, Cai Yanjun et al. The paleoclimatic records from the late Pleistocene stalagmite in Guizhou Qixing Cave. *Quaternary Sciences*, 2002, 22(3): 273-282.]
- [34] 汪永进, 吴江滢, 吴金全, 等. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与 GRIP 冰芯对比[J]. *中国科学 D 辑*, 2000, 30(5): 533-539. [Wang Yongjin, Wu Jiangying, Wu Jinqian et al. Comparison of climate record by the high resolution climate records of Nanjing stalagmite and GRIP Ice Core in the Last Glacial Period. *Science in China(D)*, 2000, 30(5): 533-539.]
- [35] 李保生, 温小浩, Zhang D D, 等. 昆仑山北麓阿羌黄土剖面 AQS3 层段记录的末次间冰阶千年尺度的气候波动[J]. *第四纪研究*, 2008, 28(1): 140-149. [Li Baosheng, Wen Xiaohao, Zhang D D et al. Millennial-Scale climate fluctuations during the last interstadial recorded in the AQS3 segment of the aqiang loess section in the North piedmont of the kunlun mountains. *Quaternary Sciences*, 2008, 28(1): 140-149.]
- [36] Labeyrie L, Leclair H, Waelbroeck C et al. Temporal variability of the deep-waters of the North West Atlantic Ocean and orbital and millennial scales[J]. *Geophysical Monograph*, 1999, 112: 77-98.

East Asian Monsoon Variations from Records of Primary Chemical Elements on Millennium Scale in Badain Jaran Desert of China During 35 000-25 000 a B.P.

Guo Yihua¹, Li Baosheng^{2,3}, Niu Dongfeng², Yang Yi⁴, Wen Xiaohao², Si Yuejun⁵

(1. Guangdong Open Laboratory of Geospatial Information Technology and Application, Guangzhou Institute of Geography, Guangzhou 510070, Guangdong, China; 2. School of Geography, South China Normal University, Guangzhou 510631, Guangdong, China; 3. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710061, Shaanxi, China; 4. Geological Publishing House, Beijing 100083, China; 5. School of Geography and Planning, Guangxi Teachers Education University, Nanning 530001, Guangxi, China)

Abstract: The CGS3a segment of the Chagelebulu section in the southeastern of Badain Jaran Desert, records five and a half sedimentary cycles consisting of alternations between dune sands or loess and overlying fluvio-lacustrine during 35 000-25 000 a B.P. Based on the analysis of primary chemical elements (139 samples)— SiO_2 , Al_2O_3 , TOFE($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$), we found that: 1) The variation of the primary chemical element content shows five and a half chemical element cycles, which are approximately consistent with the sedimentary cycles. 2) Among SiO_2 , Al_2O_3 , TOFE, $(\text{TOFE}+\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ and CIA, SiO_2 has the highest content in the CGS3a (range: 44.98% -90.02%, average: 65.96%), followed by Al_2O_3 (range: 5.17%-15.37%, average: 11.87%), and then TOFE (range: 1.40%-6.90%, average: 4.19%), $(\text{TOFE}+\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ (range: 0.07-0.47, average: 0.27) and CIA (range: 39.66-68.26, average: 58.97). 3) The contents of SiO_2 , Al_2O_3 , and TOFE significantly differ among the different sedimentary facies. The average SiO_2 content is higher in the dune sands than in the fluvio-lacustrine and loess, whereas the average Al_2O_3 , TOFE, $(\text{TOFE}+\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ and CIA contents are higher in the fluvio-lacustrine and loess than in the dune sands. This study suggests that the peaks of SiO_2 contents and the valleys of Al_2O_3 , TOFE, $(\text{TOFE}+\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$, and CIA contents in the dune sands and loess represent the dominant periods of East Asian winter monsoon, the valleys of SiO_2 contents and the peaks of Al_2O_3 , TOFE, $(\text{TOFE}+\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$, and CIA contents in the fluvio-lacustrine reflect the dominant periods of East Asian summer monsoon. Therefore, we suggest that the CGS3a segment experienced at least five cold-dry climates and six warm-humid climates during 35 000-25 000 a B.P. Of these, the warm climate fluctuations (23LS, 25LS, 27LS, 29LS, 31LS, 33LS) correspond well to the Dansgaard-Oeschger events (D/O3-D/O8, ie, 25 000 a B.P., 26 000 a B.P., 29 000 a B.P., 31 000 a B.P., 32 000 a B.P., 35 000 a B.P.) recorded in the Greenland Ice Core Project (GRIP). Moreover, the cold period (28D, 30 600 a B.P. $\pm$ 2 900 a B.P.) correlates well with the Heinrich Event H3 (approximately between 29 000 a B.P. and 31 000 a B.P.). The abrupt changes of East Asian monsoon recorded in the CGS3a segment correspond well to Dansgaard-Oeschger climate fluctuations and Heinrich events, which indicate that the East Asian monsoon was probably affected by the climate changes in the North Atlantic. This study offers significant geological evidence to support the East Asian monsoonal millennial scale climatic fluctuations, which is the regional response to the millennial scale climate changes from the North Hemisphere in China's deserts during 35 000-25 000 a B.P.

Key words: Badain Jaran Desert; Chagelebulu section; CGS3a segment; primary chemical elements; East Asian monsoon variations on millennium scale