



<b>Title</b>	<b>Megainterstadial climate of the Salawusu valley - Milanggouwan stratigraphical section</b>
<b>Author(s)</b>	<b>Wen, X; Li, B; Zhang, DD; Fan, X; Ye, J; Du, S; Guo, Y; Chen, D</b>
<b>Citation</b>	<b>Acta Geologica Sinica, 2007, v. 81 n. 4, p. 553-562</b>
<b>Issued Date</b>	<b>2007</b>
<b>URL</b>	<b><a href="http://hdl.handle.net/10722/157886">http://hdl.handle.net/10722/157886</a></b>
<b>Rights</b>	<b>Creative Commons: Attribution 3.0 Hong Kong License</b>

# 萨拉乌苏河流域末次间冰阶气候

——以米浪沟湾剖面为例

温小浩<sup>1)</sup>, 李保生<sup>1,2)</sup>, 章典<sup>3)</sup>, 范小平<sup>1)</sup>, 叶建萍<sup>1)</sup>, 杜恕环<sup>1)</sup>, 郭云海<sup>4)</sup>, 陈德牛<sup>5)</sup>

1) 华南师范大学地理科学学院, 广州, 510631; 2) 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, 西安, 710061; 3) 香港大学地理系, 香港; 4) 贵州师范大学地理与生物科学学院, 贵阳, 550001; 5) 中国科学院动物研究所, 北京, 100080

**内容提要:**米浪沟湾剖面末次间冰阶层序粒度和化学元素波动韵律与由古流动砂丘砂和上覆河湖相或古土壤构成的沉积旋回颇为一致。古流动砂丘砂犹如现代流动砂丘砂, 是东亚冬季风主导下干冷气候的产物; 河湖相和古土壤颗粒细化, 化学、生物等地球风化程度增强, 含较多喜暖的软体动物化石, 指示其偏南夏季风主导下的温暖湿润气候。据此, 末次间冰阶萨拉乌苏河流域至少经历了10次温湿(W事件)和9次冷干(C事件)气候波动, 且可划分为MIS3e(58.85~48.98 ka BP)、MIS3d(48.98~39.55 ka BP)、MIS3c(39.55~34.59 ka BP)、MIS3b(34.59~26.47 ka BP)和MIS3a(26.47~23.07 ka BP)等5个亚段。其中, 19次冷/暖波动可与格陵兰GRIP冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 冰段/间冰段相对应, 5个亚段与我国古里雅冰心在波动性质和相位上都极为一致, 与V23-81冷性浮游有孔虫数代表的北大西洋地区气候也具有较好的可比性。谱分析显示出21.70 ka、1.05 ka、0.64 ka、0.50 ka等显著周期, 即该地千百年尺度气候主要受与北大西洋热盐环流波动引起的东亚冬、夏季风强弱有关, 而万年尺度上则受控于岁差周期所导致的太阳辐射变化。

**关键词:** 萨拉乌苏河流域; 米浪沟湾剖面; 末次间冰阶; 粒度和化学元素; 古气候

北大西洋“冰筏”事件(Heinrich Events)和格陵兰冰心千年尺度D/O振荡的发现揭示了北半球中高纬度地区末次间冰阶气候的不稳定性(Heinrich, 1988; Bond et al., 1992, 1993; Dansgaard et al., 1993; North Greenland Ice Core Project Members, 2004), 且可能对当时曾生活于此的尼安德特人和现代人都产生了重要影响(Van Andel, 2002; Stewart, 2005)。近年来, 我国末次间冰阶黄土、冰心、石笋、湖泊沉积等研究也发现类似的气候波动存在(康建成等, 1993; Yao et al., 1997; Wang et al., 2001; 陈一萌等, 2004; 蒋复初等, 2004; 吴中海等, 2004)。末次间冰阶气候的不稳定性逐渐为我国学者所认识。施雅风等根据古里雅冰心 $\delta^{18}\text{O}$ 和青藏高原及其西北内陆称之为“青藏高原大湖期”或“腾格里大湖期”的湖相沉积, 提出末次间冰阶晚期(30

~40 ka BP)存在异常暖湿的“高温大降水事件”(Yao et al., 1997; 李炳元, 2000; Shi et al., 2001; 张虎才等, 2002); 根据山地冰川测年, 认为末次间冰阶早期(44~54 ka BP)可能存在冰进现象(施雅风等, 2002)。位于鄂尔多斯高原毛乌素沙漠东南部边缘的萨拉乌苏河流域, 蕴藏着丰富的晚第四纪环境变化的地质信息, 其中对萨拉乌苏组的研究最多(李保生等, 2001; Li et al., 2005), 但对末次间冰阶气候变化的了解尚少。近年来, 我们对该地调查发现, 其末次间冰阶具有较多层序的风成古砂丘砂与河湖相或古土壤沉积, 这可为揭示这一时期千年尺度气候波动提供一个高分辨率的地质记录。为此, 我们选择该流域米浪沟湾剖面末次间冰阶地层作为代表, 结合年代测定、粒度、化学元素、古生态等指标, 探讨毛乌素沙漠末次间冰阶的气候变化。

注: 本文为国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号2004CB720206)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号KZCX2-SW-118)和国家自然科学基金项目(编号49971009)资助成果。

收稿日期: 2006-09-26; 改回日期: 2007-01-29; 责任编辑: 周健。

作者简介: 温小浩, 男, 1979年生。现为华南师范大学地理科学学院博士研究生。Email: WXHL1979@163.com。通讯作者: 李保生, 男, 1951年生。现为华南师范大学地理科学学院教授和中国科学院地球环境研究所兼职研究员。Email: libsh@scau.edu.cn。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

# 1 米浪沟湾剖面末次间冰阶层序和年代

## 1.1 末次间冰阶层序

米浪沟湾剖面位于该河中游流域米浪沟湾村 NE 约 500 m 的河流左岸,  $37^{\circ}45'47.2''N$ ,  $108^{\circ}33'05.4''E$ , 剖面顶部海拔约 1290 m, 堆积厚度约 83 m, 时代属中更新世—全新世, 自下而上包括离石组、萨拉乌苏组、城川组、大沟湾组和滴哨沟湾组。其中, 城川组可分为下部、中部和上部。根据新近年龄测定, 堆积深度 13.63~28.42 m 的城川组中部(图 1a), 即 31S-49FL, 时代大致为 23~59 ka BP, 相当于 Marine Isotope Stage 3(MIS3) 或末次间冰阶(Martinson et al., 1987)。该层系含 19 个层位: 9 层古流动砂丘砂, 棕黄色(10YR 5/8), 以细砂为主, 松散、分选均匀, 偶见植物残体和流水作用痕迹或铁质锈斑, 有些层具明显的砂丘沉积的休止角; 4 层河流相, 粉砂质细砂—极细砂或细砂与粉砂质极细砂互层, 暗灰黄色(10YR 5/6), 常见钙板或钙结核、钙质夹层; 4 层湖沼相, 粉砂—极细砂或粉砂质极细砂, 暗灰色(2.5YR 6/2), 含较多植物根系和软体动物化石, 见钙板和铁质锈斑; 2 层古土壤, 粉砂质极细砂, 暗灰褐色(2.5YR 4/2), 弱成土型黑垆土, 母质为湖沼相或风成砂, 横向上常相变为湖沼相。为便于阐述, 古流动砂丘砂、河流相、湖沼相和古土壤分别以 D、FL、LS 和 S 表示。

## 1.2 年代测定和时间标尺

迄今该层序及其邻近层位共获得 5 个  $^{14}C$  和 4 个 TL 年龄(图 1a)。31S 中部  $^{14}C$  年龄  $19.570 \pm 0.366$  ka, 采用 Calib5.0.1(Stuiver et al., 1998, 2005)校正为  $23.266 \pm 0.597$  cal ka。其他 4 个  $^{14}C$  年龄超出校正范围; 4 个 TL 年龄中, 42D 中部  $51.900 \pm 6.150$  ka, 相对于 39LS 和 47LS 的  $^{14}C$  年龄明显偏老和年代颠倒。为此, 在建立时间标尺时将不考虑这 5 个年龄, 而采用 31S 中部  $^{14}C$  校正年龄和其余 3 个 TL 年龄为时间控制点, 参考 Porter 等(1995)提出的粒度模型, 以  $> 20 \mu m$  含量(%) 代表沉积速率相对稳定的大气沉降组分; 同时, 运用线性内插方法建立沉积速率时间标尺。如图 1b, 两者时间标尺基本吻合, 文中统一采用粒度时间标尺。

## 2 采样及实验方法

自上而下以 5 cm (少数 3 cm 或 7 cm) 间距采集样品 299 个, 经室内低温烘干( $< 40^{\circ}C$ )。所有样品

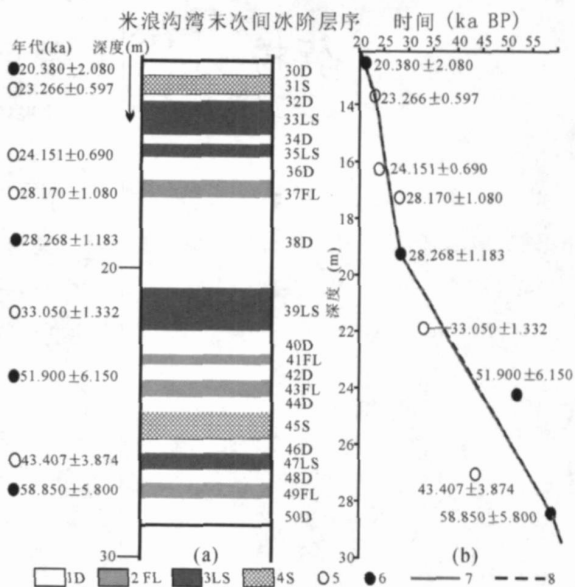


图 1 米浪沟湾剖面末次间冰阶层序和时间标尺

Fig. 1 Megainterstadial sequence and its time-scale of Milangouwan section

1D—古流动砂丘砂; 2FL—河流相; 3LS—湖沼相; 4S—古土壤; 5— $^{14}C$  年代; 6—TL 年代; 7—粒度时间标尺; 8—沉积速率时间标尺

1D—Paleo-mobile dune sands; 2FL—fluvial facies; 3LS—lacustrine facies; 4S—paleosols; 5— $^{14}C$  ages; 6—TL ages; 7—grain size time-scale; 8—depositional rate time-scale

在华南师范大学地理科学学院沉积物实验室进行有机质、碳酸钙和粒度分析。有机质用油浴— $K_2Cr_2O_7$  (重铬酸钾) 容量法测定。碳酸钙采用气量法, 每个样品采用 Boscomb Calcimeter 平行测试 3~4 次, 取其平均值(Bascomb, 1961)。粒度分析使用 Malvern Mastersizer 2000 M 激光粒度仪, 测量范围  $0.02 \sim 2000 \mu m$ , 实验流程参考黄土粒度分析方法(鹿化煜等, 1997)。

在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所采用日本理学 3020 型 X 射线荧光光谱仪进行以 15 cm 间距选取的 101 个样品全量化学元素分析, 常量氧化物以百分含量(%), 微量元素以百万分之一( $\times 10^{-6}$ )表示。此外, 采集含软体动物化石的湖相样品由中国科学院动物研究所鉴定。

## 3 结果分析

### 3.1 粒度组成与粒度参数

对不同类型沉积物的粒度特征进行统计分析(表 1), 并将绘制成图 2。

表 1 末次间冰阶不同沉积相粒度组成(%)

Table 1 Grain-size composition (%) of different sedimentary facies of the megainterstadial sequence

类型	粗砂	中砂	细砂	极细砂	粗粉砂	细粉砂	粘土	
粒径(mm)	1.00~ 0.50	0.50~ 0.25	0.25~ 0.10	0.10~ 0.05	0.05~ 0.01	0.01~ 0.005	< 0.005	
D	分布范围	0~ 7.26	1.39~ 43.16	36.60~ 80.81	0.81~ 41.35	0~ 11.41	0~ 1.26	0~ 2.62
	平均含量	0.23	14.99	63.56	17.90	2.66	0.22	0.44
FL	分布范围	0~ 5.10	0~ 35.44	29.41~ 60.45	8.72~ 44.88	0.91~ 22.42	0~ 2.30	0~ 4.85
	平均含量	0.61	11.34	49.25	28.89	7.51	0.80	1.60
LS	分布范围	0	0~ 16.58	13.00~ 66.78	18.52~ 43.65	2.98~ 44.12	0.05~ 9.38	0~ 12.99
	平均含量	0	2.07	34.53	31.47	23.25	3.44	5.32
S	分布范围	0~ 0.07	0~ 13.64	14.93~ 54.92	11.44~ 47.41	5.99~ 41.83	0.59~ 12.70	1.06~ 18.01
	平均含量	0.01	3.36	40.09	31.27	16.82	3.42	5.03

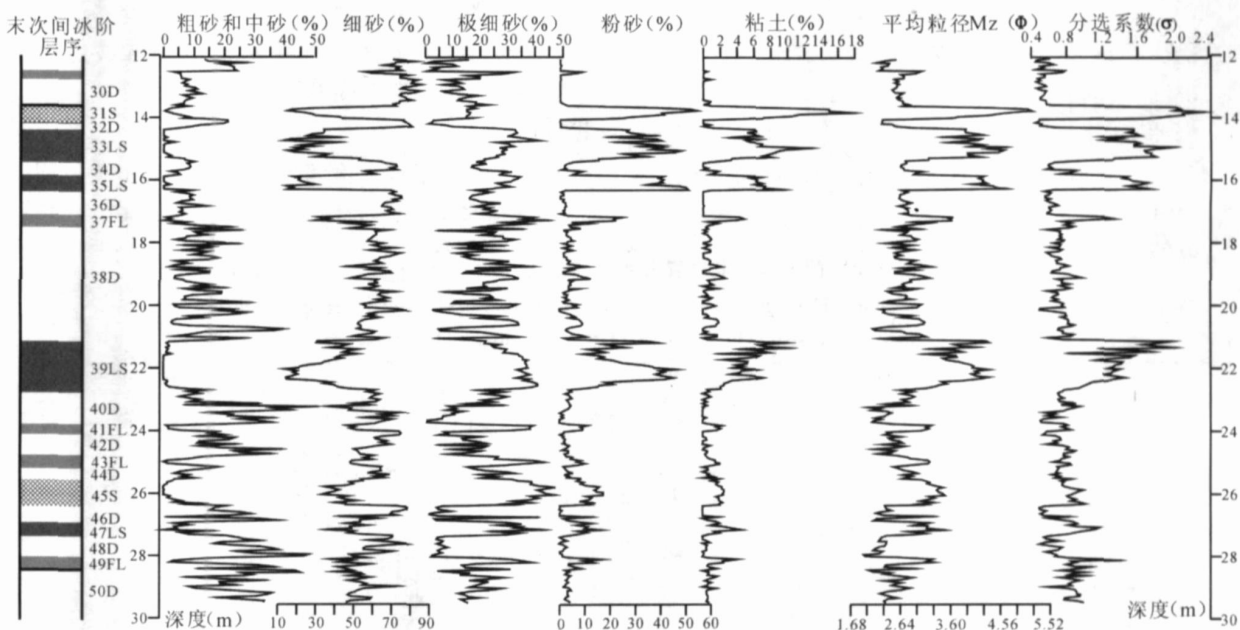


图 2 末次间冰阶粒度组成(%)与粒度参数

Fig. 2 Grain size composition and parameters of the megainterstadial sequence

由表 1 可知, 整个层序以砂物质 (> 0.05mm) 为主, 砂含量 > 80% 的样品数占 80%, 且不同沉积相在各粒级含量上分布不均, 波动幅度较大。以细砂(0.25~ 0.10 mm) 含量最高, 分布范围 13.00%~ 80.81%, 平均含量为 52.87%; 次为极细砂(0.10~ 0.05 mm), 分布范围 0.81%~ 47.41%, 平均 23.53%; 中砂(0.50~ 0.25 mm)、粗粉砂(0.05~ 0.01 mm)、细粉砂(0.01~ 0.005 mm)、粘土(< 0.005 mm), 平均分别为 10.39%、9.51%、1.36%、2.15%; 粗砂(1.00~ 0.50 mm) 含量低, 平均 0.19%。即使不同沉积相都以砂为主, 然而古流动砂丘砂相对于河流相、湖沼相或古土壤, 其粗中砂和细砂含量明显增加, 极细砂含量则降低, 在层序垂直方向上这几者呈现拉锯式高一低波动, 构成若干峰一谷交替的“粗—细”粒度韵律。

不同沉积相粒度参数与上述粒度组成也具有相似的变化性质。以平均粒径(Mz) 为例, 古流动砂丘砂, 分布范围 1.88~ 3.30, 平均 2.56, 这与古流动砂丘砂以细砂为主粒级基本一致; 河流相, 分布范围 2.09~ 3.30, 平均 2.79, 属细砂—极细砂粒级; 湖沼相和古土壤, 分布范围分别为 2.61~ 4.76 和 2.94~ 5.26, 平均为 3.81 和 3.62, 属极细砂—粉砂粒级。再如分选系数( $\sigma$ ), 古流动砂丘砂, 变化于 0.46~ 0.98, 平均 0.69, 属分选好—中等; 河流相, 变化于 0.66~ 1.42, 平均 0.86, 分选中等—较差; 湖沼相, 变化于 0.67~ 2.03, 平均 1.38, 分选中等—差; 古土壤, 变化于 0.74~ 2.34, 平均 1.25, 分选中等—差。这表明, 古流动砂丘砂分选最好, 次为河流相, 湖沼相和古土壤最差。从图 2 也可知, 平均粒径(Mz) 和分选系数( $\sigma$ )

与极细砂、粉砂和粘土含量高低呈现很好地正相关变化趋势,与细砂及其以上颗粒呈显著负相关。

### 3.2 地球化学特征与风化程度

表2和图3列举了常量氧化物  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE(全铁)、微量元素 V、Sr、Cu 含量和  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TOFE})/\text{SiO}_2$  (铝铁硅比) 的分布。可见,整个层序化学成分以  $\text{SiO}_2$  含量最高, 次为  $\text{Al}_2\text{O}_3$  和 TOFE, 三者之和分布范围 72.31%~97.61%, 平均 86.87%。常量氧化物  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE 分布范围分别为 57.70%~90.35%、4.86%~10.86%、1.31%~3.87%, 平均分别为 77.23%、7.41%、2.23%; 微量元素 V、Sr、Cu 分布范围分别为  $(18.30\sim 76.60) \times 10^{-6}$ 、 $(96.00\sim 315.00) \times 10^{-6}$ 、 $(1.20\sim 18.90) \times 10^{-6}$ , 平均分别为  $39.91 \times 10^{-6}$ 、 $150.94 \times 10^{-6}$ 、 $9.47 \times 10^{-6}$ ; 铝铁硅比, 分布范围 0.13~0.25, 平均为 0.16。

如表2,无论在分布范围还是平均值,诸元素在各沉积相含量不等:古流动砂丘砂,  $\text{SiO}_2$  含量显著高于河流相、湖沼相和古土壤,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、V、Sr、Cu 含量和铝铁硅比则低于河流相、湖沼相或古土壤。这种元素含量“高一低”波动在图3呈现出如前述粒度“粗一细”韵律的节拍:  $\text{SiO}_2$  在古流动砂丘砂中尽显峰值,在河流相、湖沼相和古土壤中尽显谷值;反之,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、V、Sr、Cu 和铝铁硅比在前者呈谷值,在后三者呈峰值,如此构成若干锯齿状元素波动过程线。其相关分析也体现了这一特征,  $\text{SiO}_2$  与其他元素相关系数变化于 -0.70~ -0.86, 为显著负相关;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、V、Sr、Cu 彼此相关系数均 > 0.52, 多分布于 0.60~0.85, 较显著至显著正相关。

图4标示了该末次间冰阶层序和洛川黄土剖面 S0-S5 和 L1-L6 大陆风化程度的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -CaO+

表2 末次间冰阶不同沉积相常量氧化物(%)、微量元素含量( $\times 10^{-6}$ )和铝铁硅比

Table 2 Contents of major elements (%) and trace elements ( $\times 10^{-6}$ ) and  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TOFE})/\text{SiO}_2$  of different sedimentary facies of the megainterstadial sequence

类型		$\text{SiO}_2$ (%)	$\text{Al}_2\text{O}_3$ (%)	TOFE(%)	V( $\times 10^{-6}$ )	Sr( $\times 10^{-6}$ )	Cu( $\times 10^{-6}$ )	铝铁硅比
D	分布范围	73.14~90.35	4.86~7.93	1.31~2.37	18.30~53.90	96.00~155.00	1.20~12.10	0.08~0.13
	平均含量	81.58	6.17	1.79	29.73	127.86	7.34	0.10
FL	分布范围	67.33~80.92	6.16~8.99	1.74~2.65	26.70~64.00	123.00~184.00	7.60~13.90	0.10~0.17
	平均含量	77.22	7.72	2.25	42.17	150.77	9.89	0.13
LS	分布范围	59.67~81.13	6.21~10.65	1.82~3.87	32.40~76.60	106.00~315.00	5.90~18.90	0.10~0.23
	平均含量	70.99	8.84	2.77	52.00	181.98	11.97	0.17
S	分布范围	57.70~81.19	7.55~10.86	2.25~3.75	39.80~65.40	135.00~285.50	6.30~17.60	0.13~0.25
	平均含量	74.18	8.50	2.66	48.80	181.98	11.48	0.15

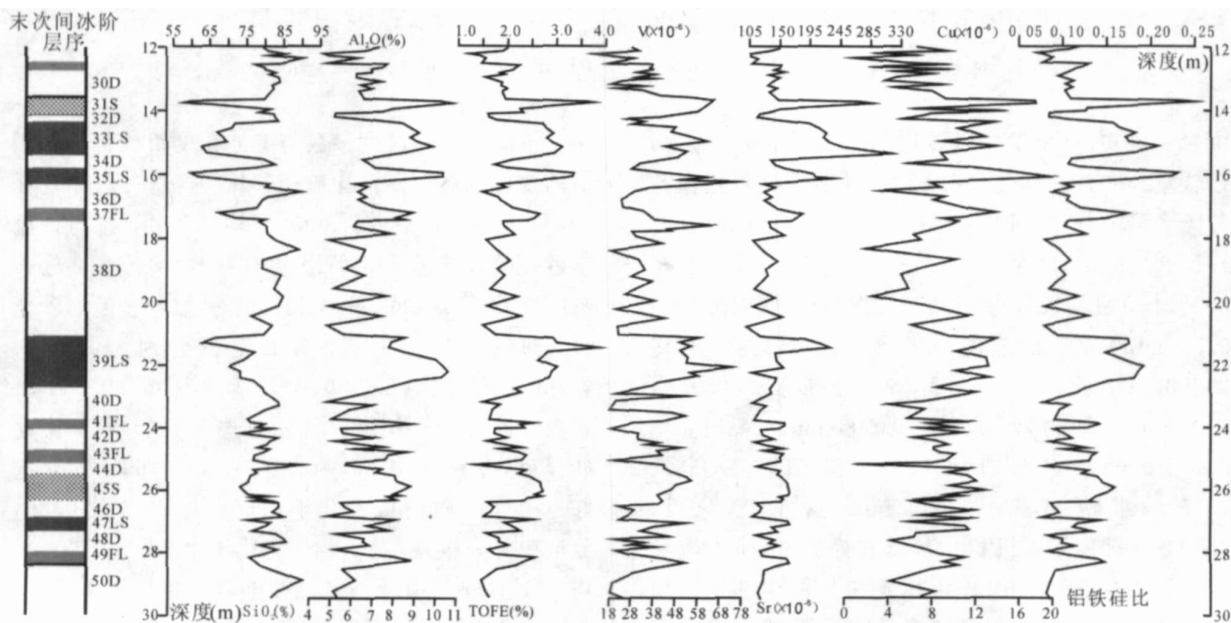


图3 末次间冰阶层序常量氧化物、微量元素含量和铝铁硅比

Fig. 3 Major elements and trace elements and  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TOFE})/\text{SiO}_2$  of the megainterstadial sequence

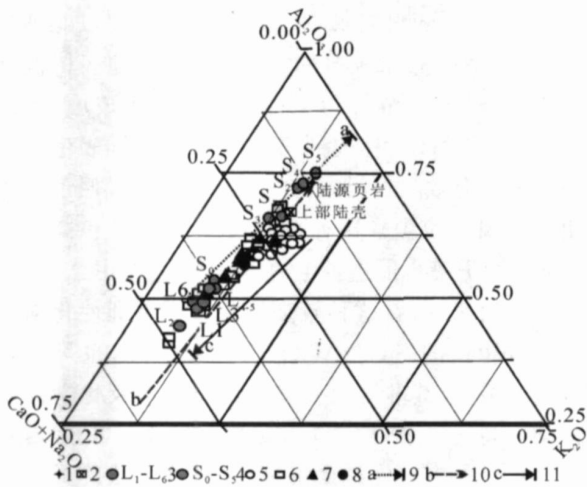


图 4 末次间冰阶层序大陆化学风化强度三角图

Fig. 4 Triangle diagram of continental chemical weathering during the megainterstadial sequence

1—陆源页岩; 2—上部陆壳; 3—洛川黄土 L<sub>1</sub>—L<sub>6</sub>; 4—洛川古土壤 S<sub>0</sub>—S<sub>5</sub>; 5—古流动砂丘砂; 6—湖沼相; 7—河流相; 8—古土壤; 9—洛川黄土-古土壤化学风化趋势线; 10—大陆化学风化趋势及其反向延长线; 11—米浪沟湾剖面末次间冰阶化学风化趋势线(箭头指向为化学风化强)

1—Continental shales; 2—upper continental crust; 3—loess layers of L<sub>1</sub>—L<sub>6</sub> in Luochuan profile; 4—paleosols layers of S<sub>0</sub>—S<sub>5</sub> in Luochuan profile; 5—paleo mobile dune sands; 6—lacustrine facies; 7—fluvial facies; 8—paleosols; 9—chemical weathering tendency of loess paleosols in Luochuan profile; 10—continental chemical weathering tendency and its reverse extending curve; 11—chemical weathering tendency during the megainterstadial sequence of Milangouwan stratigraphical section (the arrow pointing to stronger chemical weathering)

Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O 三角模型图(Nesbitt et al., 1984; 陈骏等, 2001)。由图 4 可以看出, 洛川黄土-古土壤风化趋势线(a)准平行于典型大陆风化趋势线(b)(Nesbitt et al., 1984; 陈骏等, 2001), 这一现象被解释为: 黄土在化学风化过程中发生脱钠、钾的早期阶段, 随着古土壤风化作用的增强(S<sub>0</sub>—S<sub>5</sub>), K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 淋失越多; 反之, 风化作用程度减弱的黄土中 K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 相对富集(陈骏等, 2001)。类似的, 该层序风化程度仍处于脱钠、钾的早期阶段; 与洛川黄土不同, 该末次间冰阶层序以古流动砂丘砂至河湖相或古土壤连线代表的风化趋势线(c), 其准平行于洛川黄土-古土壤和典型大陆风化趋势的反向延长线(b)(Nesbitt et al., 1984; 陈骏等, 2001), 即与代表大陆风化过程中可溶组分的河流溶质组成点连线方向一致(Nesbitt et al., 1984; 陈骏等, 2001)。这

也就是说, 该层序河湖相或古土壤发育时, 除受自身元素的风化程度外, 可能还聚集了当地及其邻区风化作用淋溶、迁移的可溶组分。

### 3.3 古生态指标——软体动物化石

含较多软体动物化石的 33LS、35LS 和 39LS 层位鉴定结果见表 3, 含 7 类陆生、3 类水生共 10 类软体动物化石。

表 3 末次间冰阶湖相软体动物化石

Table 3 Mollusk fossils from lacustrine facies of the megainterstadial sequence

末次间冰阶软体化石鉴定种类	33LS	35LS	39LS	指示环境
伸展瓦娄蜗牛 <i>Vallonia patens</i> Reinhardt (陆生)	+	+	+	潮湿环境
多齿砂螺 <i>Gastropoda armigerella</i> (Reinhardt) (陆生)	+	+		潮湿环境
赤琥珀螺 <i>Succinea erythrophana</i> Ancy (陆生)	+	+	+	极喜暖湿
浅圆盘螺 <i>Discus pauper</i> (Gould) (陆生)			+	潮湿环境
中华榭果螺 <i>Cochlicopa sinensis</i> (Heude) (陆生)			+	潮湿环境
白云石虹蛹螺 <i>Pupilla muscorum</i> (Linne) (陆生)			+	潮湿环境
岩间恰里螺 <i>Kaliella rupicola</i> Moellendorff (陆生)		+		极喜暖湿
凸旋螺 <i>Gyraulus convexiusculus</i> (Hutton) (水生)	+		+	极喜暖湿
小土蜗 <i>Galbapervia</i> (Martens) (水生)	+	+		温暖水域
西伯利亚旋螺 <i>Gyraulus sibiricus</i> (Dunker) (水生)	+	+		温暖水域

## 4 讨论与结论

### 4.1 古今流动砂丘砂粒度、化学元素指示的砂丘砂沉积环境

根据我们对毛乌素沙漠现代地表流动砂丘砂 57 个粒度分析结果, 现代地表流动砂丘砂粒度组成以细砂为主, 分布范围 27.91%~92.60%, 平均 56.27%; 次为极细砂, 分布范围 6.38%~63.96%, 平均 27.09%; 中砂分布范围 0.99%~40.32%, 平均 12.63%; 含有少量的粗砂, 平均 3.85%, 多数样品缺失; 基本不含粉砂和粘土。粒度参数 M<sub>z</sub> 分布于 2.13~3.48, 平均 2.88; σ 变化于 0.35~1.03, 平均 0.68。

16 个现代流动砂丘砂, 常量化学元素 SiO<sub>2</sub> 平均 81.55%, 变化于 75.20%~90.22%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 平均 7.85%, 变化于 4.62%~9.13%; TOFE 平均 2.15%, 变化于 1.51%~2.09%; 铝铁硅比, 分布

范围 0.07~0.13, 平均 0.09。

为了进一步说明古今流动砂丘砂之特点, 比较了两者的碎屑矿物成分。据 14 个该地现代流动砂丘砂的碎屑矿物分析显示, 石英含量最高, 分布范围 51.30%~81.90%, 平均值 72.18%, 绝大部分样品在 60% 以上; 其次是硅酸盐类矿物中含量最高的长石, 分布范围 5.80%~23.40%, 平均值为 16.66%, 其绝大部分样品在 13% 以上; 重矿物含量虽少, 但 2/3 以上是硅酸盐类矿物, 如普通角闪石、辉石、绿帘石等。18 个晚第四纪古流动砂丘砂碎屑矿物中石英含量最高, 分布范围 45.70%~82.10%, 平均值 66.59%, 绝大部分样品在 60% 以上; 其次是长石类, 分布范围 5.60%~30.40%, 平均值 18.55%, 绝大部分样品在 13% 以上; 重矿物中同样是硅酸盐类矿物(角闪石、绿帘石、石榴子石、绿泥石等)含量占 2/3 以上。

由此不难看出, 该层序古流动砂丘砂与当地现代流动砂丘砂的粒度组成及其参数  $M_z$  和  $\sigma$ 、常量氧化物  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE 含量、铝铁硅比以及碎屑矿物, 无论在分布上还是其平均值似乎都显示出高度相似性, 说明古流动砂丘砂的沉积环境犹如现代流动砂丘砂的堆积背景。据对现代风砂风尘活动观察, 每年冬春季西伯利亚—蒙古高压异常强大, 几乎可以控制整个欧亚大陆, 进而触发强大的冬季风频繁南侵, 风砂流频繁侵入, 较细的粉砂和粘土颗粒极易以悬浮方式被输送至更远距离, 随之以跃移为主的较粗颗粒则就地堆积。如果这样一种气候背景在地质时期旷日持久, 风砂多次叠加堆积作用之强是可以想见的, 也就不难理解该层序中一些风砂堆积厚度逾 3 m, 80% 的古流动砂丘砂样品缺失 < 63  $\mu\text{m}$  的颗粒, 而以 315~100  $\mu\text{m}$  的中细砂居多。此时, 该地冬季风盛行, 气温较低, 降水稀少, 植被稀疏, 物理风化较强, 化学生物风化作用甚弱。正如前述现代风砂流所带来的颗粒(尤其砂粒级)含量最多的碎屑矿物就是化学性质十分稳定且分解缓慢的最终风化产物之一——石英, 通常高达 70%, 而相对分解较快的其他物质容易变成粉末随风飘流沉淀到下风方向, 使得  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、V、Sr、Cu 等含量和铝铁硅比降低。

#### 4.2 粒度、化学元素和古生态指标指示的河湖相和古土壤沉积环境

相反地, 无论分布范围还是平均值, 该层序河湖相和古土壤在粒度、化学成分含量上显示出与古今流动砂丘砂的明显差别, 表明其沉积环境已与后者

显著不同。此时, 西伯利亚—蒙古高压势力减弱并北退, 冬季风随之衰弱, 来自偏南夏季风得以北进并影响到该地, 带来较多的降水和热量, 地表植被得以生长, 古流动砂丘得以固定乃至成土成壤, 使得颗粒细化, 粉砂和粘土含量增加; 同时, 地表生长的植被既可有效阻挡粗颗粒的风砂侵入, 又便于捕获更多的细粒粉尘。这种良好的水热条件和植被覆盖, 无疑进一步促进了生物、化学风化作用。

一般来说, 在这种较强风化作用下即使化学性质相对稳定的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、 $\text{TiO}_2$  也可能被轻微淋溶, 但其淋溶损失强度可能远不及化学性质活动性高一中等的  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ , 这四者在风化过程中首先遭受淋溶、迁移而含量降低。但事实上, 该层序除  $\text{SiO}_2$  含量外,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  等含量都呈现不同程度增加。这种矛盾现象在前人研究中已给予较好解释(李后信等, 2002), 认为这与该地处于黄土高原东南洼地这一独特地貌位置有密切关系。由于受较强生物化学风化作用, 相对活动性高一中等的元素  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  首先从洼地周围较高的平地、坡地乃至丘陵与高原等正地形位置淋失、迁移并随水流汇集到河湖沼泽沉积中, 同时稳定元素  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、 $\text{TiO}_2$  则在这种正地形地貌部位上得以相对聚集; 若某一瞬间大气降水增多, 地表径流、特别是坡面水流作用加强, 平时聚集在地表的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、 $\text{TiO}_2$  等相关元素也同样可以随水流汇集到河湖沉积中。至于本区古土壤, 其发育条件比较复杂, 常常发育在低地或紧靠河湖岸边, 使得地下水位时常影响古土壤的发育, 此时古土壤的堆积环境及元素迁移聚集与湖沼相也颇为类似, 两者在横向上常相变可为其证。这也许是因为该地暖湿气候发育的河湖相和古土壤中同样富含  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、TOFE、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  等元素; 反之, 气候干冷、物理风化作用加强, 相应抑制该地四周正地形元素的溶解与迁移, 导致古流动砂丘砂中上述元素含量相对降低。据此,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO}$ + $\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{K}_2\text{O}$  三角模型中出现其大陆风化趋势线(c)反向平行于洛川黄土—古土壤和典型大陆风化趋势线(b)也就易于理解。

如表 3, 湖相中所含这些软体动物种类的现生种, 除小土蜗 *Galba perversa* (Martens) 外, 多数生活于我国 40°N 以南的喜温暖湿润环境, 尤其是陆生种属岩间恰里螺 *Kaliella rupicola* Moellendorff 多见于我国广东、广西、湖南等极喜温暖潮湿的环境,

凸旋螺 *Gyraulus convexiusculus* (Hutton) 主要生活于我国长江流域及其以南的亚热带—热带极喜温暖水域, 向南还可达东南亚和南亚各国。至于出现 7 类陆生软体动物化石可能跟陆生软体动物自身习性和沉积物横向相变具有密切关系。据研究, 陆生软体动物的迁移能力非常弱, 其生存主要依赖陆地上的植被, 以绿色植物、真菌和藻类为主要食物, 其发育过程中需要不断从钙含量相对丰富的环境中摄取钙质(陈德牛等, 1997)。在萨拉乌苏河流域, 湖沼相与古土壤横向上常互为相变, 无论是湖沼相或古土壤发育时, 其植被郁闭度和环境湿度都较高, 加之含较多碳酸钙, 这些都有利于陆生软体动物在湖沼相和古土壤相变区生存。

#### 4.3 萨拉乌苏河流域末次间冰阶气候变化

综上所述, 该层序由古流动砂丘砂至河湖相或古土壤构成的若干粒度或元素含量波动和古生态特征在很大程度上反映了末次间冰阶东亚冬、夏季风在萨拉乌苏河流域所在的毛乌素沙漠相互对峙、盛衰交替的产物。也就是说, 如果以  $Mz(\quad)$ 、 $SiO_2$ 、 $Al_2O_3 + TOFE$  含量为代表, 基于文中所建立的时间标尺(ka BP), 古流动砂丘砂  $Mz(\quad)$  谷值、 $SiO_2$  含量峰值、 $Al_2O_3 + TOFE$  含量谷值指示了冬季风主导下的冷干气候, 标记为“C 事件”, 则依次为 C1 (23.47~23.77 ka BP)、C2 (24.70~25.04 ka BP)、C3 (25.41~26.23 ka BP)、C4 (26.47~34.59 ka BP)、C5 (39.55~43.10 ka BP)、C6 (43.77~45.50 ka BP)、C7 (47.58~48.98 ka BP)、C8 (51.80~53.53 ka BP) 和 C9 (55.06~57.48 ka BP); 反之, 河湖相和古土壤  $Mz(\quad)$  峰值、 $SiO_2$  含量谷值、 $Al_2O_3 + TOFE$  含量峰值指示了夏季风主导时, 气候相对温暖、湿润, 标记为“W 事件”, 依次为 W1 (23.07~23.47 ka BP)、W2 (23.77~24.70 ka BP)、W3 (25.04~25.41 ka BP)、W4 (26.23~26.47 ka BP)、W5 (34.59~39.55 ka BP)、W6 (43.10~43.77 ka BP)、W7 (45.50~47.58 ka BP)、W8 (48.98~51.80 ka BP)、W9 (53.53~55.06 ka BP) 和 W10 (57.48~58.85 ka BP) (图 5)。如图 5, 该地末次间冰阶至少经历了 9 次冷干和 10 次暖湿的气候波动, 且在波动频次、持续时间上呈现 5 个亚段: ① MIS3e (58.85~48.98 ka BP), 含 W10/C9/W9/C8/W8, W 持续 5.72 ka, C 持续 4.15 ka; ② MIS3d (48.98~39.55 ka BP), 含 C7/W7/C6/W6/C5, W 持续 2.68 ka, C 持续 6.68 ka; ③ MIS3c (39.55~34.59 ka BP), 含 W5, 持续 5.0 ka; ④

MIS3b (34.59~26.47 ka BP), 含 C4, 持续 8.12 ka; ⑤ MIS3a (26.47~23.07 ka BP), 含 W4/C3/W3/C2/W2/C1/W1, W 持续 2.029 ka, C 持续 1.654 ka。

可见, 亚段 MIS3e、MIS3c、MIS3a 以暖事件 (W) 频次 > 冷事件 (C), 暖事件持续时间 > 冷事件; 亚段 MIS3d 和 MIS3b 以暖事件 (W) 频次 < 冷事件 (C), 暖事件持续时间 < 冷事件。这些与我国古里雅冰心氧同位素 18 含量 59~50 ka BP、40~32 ka BP、26~22 ka BP 高值和 50~40 ka BP、32~26 ka BP 低值所指示暖湿和冷干气候性质和相位上都显示出高度的吻合 (Yao Tandong et al., 1997); 如果考虑测年手段和技术差异, 与北大西洋 V23-81 冷性浮游有孔虫数 59~44 ka BP、35~30 ka BP、26~23 ka BP 低值和 44~35 ka BP、30~26 ka BP 高值所反映的暖、冷变化趋势也较为类似 (Bond et al., 1993)。

若以 W/C 持续时间来看, 这些暖冷事件长者达 8.2 ka, 短则只有 240 a, 多数在 500~2000 a, 即该地末次间冰阶至少经历了 19 次近万年或数千年至数百年尺度的温湿和冷干气候波动。其中, 该地发生于 26.47~34.59 ka BP、39.55~43.10 ka BP、51.80~53.53 ka BP 砂丘砂堆积事件 C4、C5、C8, 从气候性质上与北半球 (尤其北大西洋地区) 诸多研究中揭示的极寒冷“冰筏”事件 H3、H4、H5 (Heinrich, 1988; Bond et al., 1993), 其新近  $^{14}C$  测年分别为 26~28 ka、35~36.5 ka、50~52 ka (Bond et al., 1992), 与我国葫芦洞石笋确定 30 ka BP、39 ka BP、48 ka BP 冷期也是较为一致的 (Wang et al., 2001)。同样, 这种千百年尺度气候波动在格陵兰 GRIP 冰心、葫芦洞石笋 (Wang et al., 2001) 等表现为一系列间冰段和冰段波动, 即 D/O 振荡 (Bond et al., 1992; Dansgaard et al., 1993; North Greenland Ice Core Project Members, 2004)。如图 5, 该地暖冷波动频次虽不及格陵兰 GRIP 冰心 (Bond et al., 1992; North Greenland Ice Core Project Members, 2004), 但如果考虑年代误差, 暖事件 W 和冷事件 C 都可以在 GRIP 冰心中一一找到对应的间冰段和冰段。例如, 持续约 5.0 ka、2.82 ka 和 1.53 ka 的较显著暖事件 W5、W8 和 W9 分别对应 GRIP 冰心极显著 Denekamp (IS8)、Glinde (IS14) 和 Oerel (IS16) 暖事件, 弱暖事件 W6 对应于 Hengelo (IS12); 持续 1.73 ka C6 和 1.40 ka C7 大致对应间冰段 IS12、IS13、IS14 之间的冰段



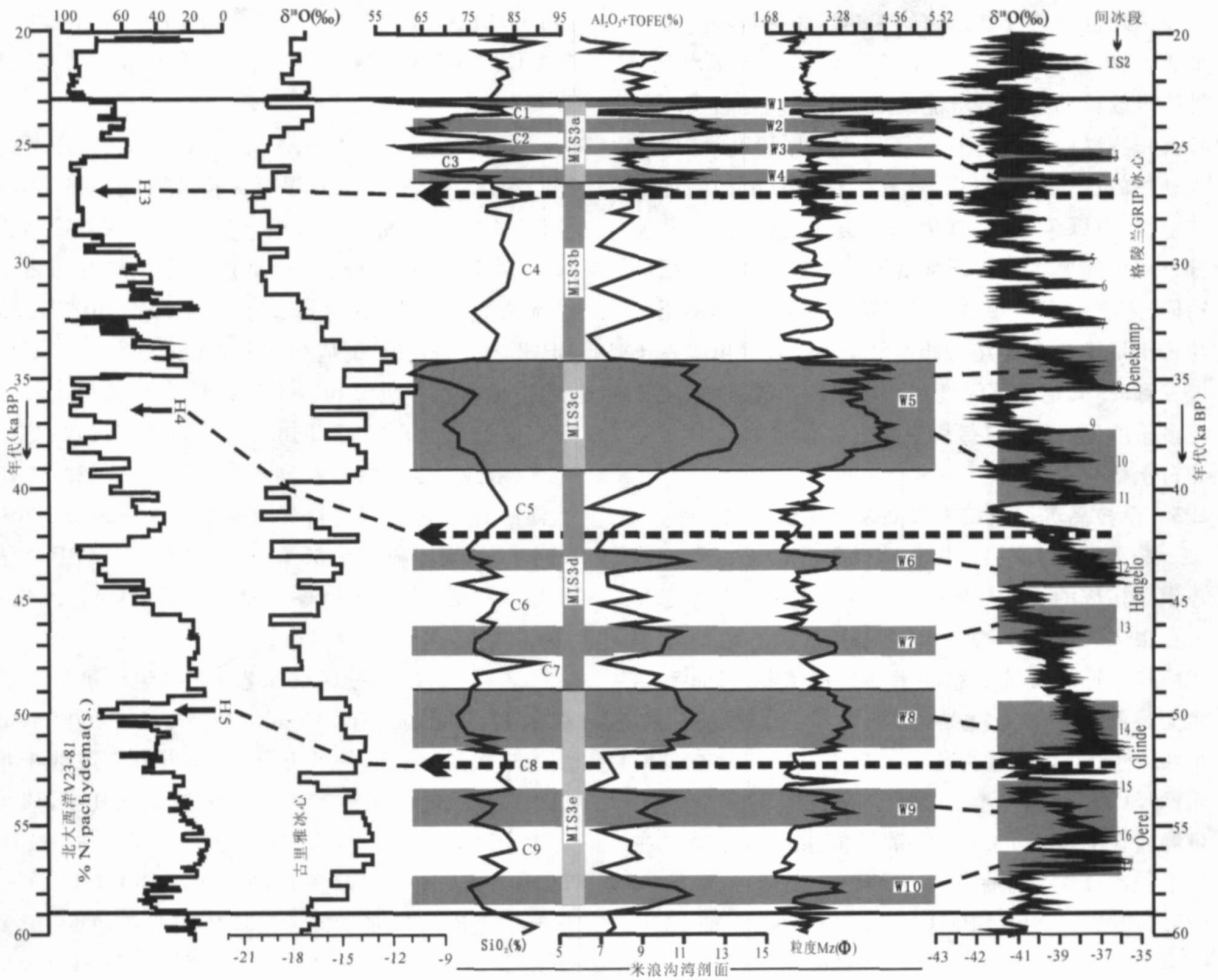


图 5 末次间冰阶萨拉乌苏河流域气候与北大西洋 V23-81、我国古里雅和 GRIP 冰心  $\delta^{18}O$  比较

Fig.5 Comparison of the megainterstadial climate between the Salawusu valley and  $\delta^{18}O$  from V23-81 in North Atlantic, Guliya ice core and GRIP in Greenland islands

(Bond et al., 1992; North Greenland Ice Core Project Members, 2004)。

值得指出的是亚段 MIS3c 和 MIS3a。亚段 MIS3c 属于施雅风等提出的 30~ 40 ka BP “高温异常降水事件”(Shi et al., 2001) 时段内的 W5 事件, 我国青藏高原、腾格里沙漠等地都发现这一时段的高湖面, 黄土高原在大约 35~ 42 ka BP 的马兰黄土期则普遍发育一层古土壤(孙建中, 2005), 而从该地沉积厚达 1.65 m 的湖相以及含极喜暖的凸旋螺 *Gyraulus convexiusculus* (Hutton) 等判断, 当时水热条件是相当可观的。亚段 MIS3a 在我国黄土高原地区也普遍发育一层古土壤, 时代大约 22~ 27 ka BP, 该地除发育一层类似古土壤外(孙建中, 2005), 还可见两层同样含极喜暖湿的岩间恰里螺 *Kaliella rupicola* Moellendorff 和凸旋螺 *Gyraulus*

*convexiusculus*(Hutton)。

#### 4.4 气候波动周期

利用 Redfit38(Schulz and Mudelsee, 2002) 对该剖面 Mz( ) 进行功率谱分析, 揭示出 21.70 ka、1.05 ka、0.64 ka、0.50 ka 等周期(图 6)。其中, 21.70 ka 通过红噪声 90% 的检验水平, 其恰好是岁差周期(19~ 23 ka) 的平均值(Imbrie et al., 1984)。1.05 ka、0.64 ka、0.50 ka 都通过红噪声 99% 的检验水平, 1.05 ka 可能与北大西洋的浮冰事件揭示的 1450 a 有关(Mayewski et al., 1997), 0.50 ka 与反映北大西洋热环流不稳定性的 512 a 周期相近(Stuiver and Braziunas, 1993)。此外, 还揭示了另一显著周期, 大约 0.64 ka。由此可见, 在千百年尺度上末次间冰阶萨拉乌苏河流域气候变化显然受北大西洋热盐环流引起的东亚冬、夏季风强弱影响; 在

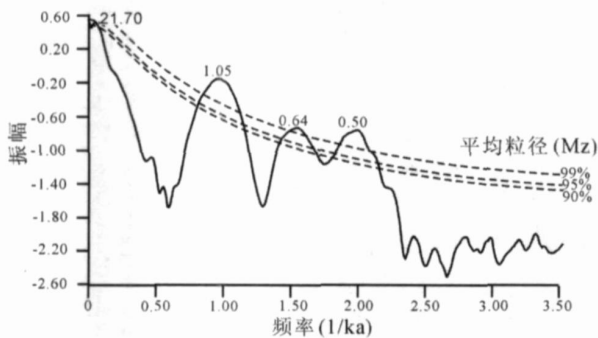


图 6 末次间冰阶平均粒径(Mz)的谱周期

Fig. 6 Spectrum of the mean diameter(Mz) of the megainterstadial sequence

万年尺度主要受岁差周期变化所导致的太阳辐射变化控制。

**致谢:** 中国科学院广州地球化学研究所热释光实验室卢良才女士和黄宝林先生进行了 TL 年代测试, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所<sup>14</sup>C 实验室胡智育先生和中心分析室孙忠先生分别进行了<sup>14</sup>C 年代测试和化学元素分析, 在此一并致谢。

## 参 考 文 献

陈德牛, 杨龙龙, 张国庆. 1997. 西双版纳热带森林地区不同生境陆生软体动物多样性研究. 生物多样性, 5(1): 5~ 13.

陈骏, 安芷生, 刘连文, 季峻峰, 杨杰东, 陈旸. 2001. 最近 2.5 Ma 以来黄土高原风尘化学组成的变化与亚洲内陆的化学风化. 中国科学(D 辑), 31(2): 136~ 145.

陈一萌, 饶志国, 张家武, 陈兴盛. 2004. 中国黄土高原西部马兰黄土记录的 MIS3 气候特征与全球气候记录的对比研究. 第四纪研究, 24(3): 355~ 365.

蒋复初, 王书兵, 赵志中, 傅建利. 2004. 中原邙山黄土与末次间冰期以来古季风特征. 地质论评, 50(5): 554~ 560.

康建成, 李极均. 1993. 甘肃临夏黄土剖面: 15 万年环境演变的良好记录. 地质论评, 39(2): 165~ 175.

鹿化煜, 安芷生. 1997. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究. 科学通报, 42(3): 2535~ 2538.

李炳元. 2000. 青藏高原大湖期. 地理学报, 55(2): 174~ 182.

李保生, 吴正, Zhang D D, 范安康, 阎满存, 孙武, 靳鹤龄, 董光荣, 祝一志, 高全洲, 张甲申. 2001. 中国季风沙区晚更新世以来环境及其变化. 地质学报, 75(1): 127~ 137.

李后信, 李保生, 祝一志, 靳鹤龄, David Dian ZHANG, 阎满存, 张宇红, 罗开利, 姚春霞. 2002. 150 ka B. P. 以来萨拉乌苏河流域主元素变动旋回. 地球化学, 31(5): 424~ 432.

施雅风, 姚檀栋. 2002. 中低纬度 MIS 3b ( 54~ 44 ka BP) 冷期与冰川前进. 冰川冻土, 24(1): 1~ 9.

孙建中. 2005. 黄土学. 香港: 香港考古学会出版社.

吴中海, 赵希涛, 吴珍汉, 周春景, 严富华, 麦学舜, 朱大岗. 2004. 西藏纳木错地区约 120ka BP 以来的古植被、古气候与湖面变化. 地质学报, 78(2): 242~ 252.

张虎才, 马玉贞, 彭金兰, 李吉均, 曹继秀, 祁元, 陈光杰, 方红兵,

穆德芬, Pachur H J, Wünnemanna B, 冯兆东. 2002. 距今 42~18ka 腾格里沙漠古湖泊及古环境. 科学通报, 47(24): 1847~ 1857.

Bascomb C L. 1961. A calcimeter for routine use on soil samples. Chem Ind: 1826~ 1827.

Bond G, Heinrich H, Broecker W, Labeyrie L, McManus J, Andrews J, Huon S, Jantschik R, Clasen S, Simet C, Tedesco K, Klas M, Bonani G, Ivy S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial. Nature, 360: 245~ 249.

Bond G, Broecker W, Johnsen S, McManus J, Labeyrie L, Jouzel J, Bonani G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365: 143~ 147.

Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, Dahl-Jensen D, Gundestrup N S, Hammer C U, Hvidberg C S, Steffensen J P, Sveinbjörnsdóttir A E, Jouzel J, Bond G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record. Nature, 364: 218~ 220.

Heinrich H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130000 years. Quaternary Research, 29: 142~ 152.

Imbrie J, Hays J G, Martin D G. 1984. The orbit theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}O$  record. In: Berger A, et al., eds., Milankovitch and Climate. Reidel, Dordrecht: 269~ 305.

Li Baosheng, David Dian Zhang, Wen Xiaohao, Dong Yuxiang, Zhu Yizhi, Jin Heling. 2005. Multi-cycles of climatic fluctuation in the last interglacial period. Acta Geologica Sinica, 79(3): 398~ 404.

Mayewski P A, Meeker L D, Twickler M S, Whitlow S, Yang Q, Lyons W B, Prentice M. 1997. Major features and forcing of high latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110, 000-year-long glaciochemical series. Journal of Geophysical Research, 102(26): 345~ 366.

Martinson D G, Pisias N G, Hays J D, Imbrie J, Moore T C, Shackleton N J. 1987. Age dating and the orbital theory of the Ice ages: development of a high-resolution 0 to 300, 000-year chronostratigraphy. Quaternary Research, 27: 1~ 29.

Nesbitt H W, Young G M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 1523~ 1534.

North Greenland Ice Core Project Members. 2004. High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature, 431: 147~ 151.

Porter S C, An Zhisheng. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. Nature, 375: 305~ 308.

Schulz M, Mudelsee M. 2002. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from an evenly spaced paleoclimatic time series. Computers and Geosciences, 28: 421~ 426.

Shi Yafeng, Yao Tandong. 2002. MIS3b ( 54~ 44 ka BP) cold period and glacial advance in middle and low latitudes. Journal of Glaciology and Geocryology, 24(1): 1~ 9.

Stewart J R. 2005. The ecology and adaptation of Neanderthals during the non-analogue environment of Oxygen Isotope Stage 3. Quaternary International, 137: 35~ 46.

- Stuiver M, Braziunas T. 1993. Sun, Ocean, Climate and atmospheric  $^{14}\text{C}$ : an evaluation of causal and spectral relationship. *Holocene*, 3(4): 289~305.
- Stuiver M, Reimer P J, Bard E, Beck J W, Burr G S, Hughen K A, Kromer B, McCormac F G, v. d. Plicht J, Spurk M. 1998. INT CAL98 Radiocarbon age calibration 24, 000 cal BP. *Radiocarbon*, 40: 1041~1083.
- Van Andel T H. 2002. Reconstructing climate and landscape of the middle part of the last glaciation in Europe: The Stage 3 Project. *Quaternary Research*, 57: 2~8.
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294(0555): 2345~2348.
- Yao Tandong, Thompson L G, Shi Yafeng, Qin Dahe, Jiao Keqin, Yang Zhihong, Tian Lide, Mosley-Thompson E. 1997. A study on the climate changes from Guliya ice core records since Last Interglacial Period. *Science in China (Series D)*, 27(5): 447~452.

## Megainterstadial Climate of the Salawusu Valley

### —Milangouwan Stratigraphical Section

WEN Xiaohao<sup>1)</sup>, LI Baosheng<sup>1, 2)</sup>, David Dian ZHANG<sup>3)</sup>, FAN Xiaoping<sup>1)</sup>, YE Jianping<sup>1)</sup>,  
DU Shuhuan<sup>1)</sup>, GUO Yunhai<sup>4)</sup>, CHEN Deniu<sup>5)</sup>

1) School of Geography, South China Normal University, Guangzhou, 510631

2) State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment,  
Chinese Academy of Sciences, Xi'an, 710061

3) Department of Geography, the University of Hong Kong, Hong Kong

4) School of Geographic and Biological Sciences, Guizhou Normal University, Guiyang, 550001

5) Institute of Zoology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100080

### Abstract

The fluctuating rhythms of the megainterstadial grain sizes and chemical elements for the Milangouwan stratigraphical section is fairly coincident with the sedimentary cycles of the paleo-mobile dune sands alternate with fluvial-lacustrine facies/paleosols. The paleo-mobile dune sands are compared with modern mobile dune sands that are products of cold and dry climate dominated by the East Asian winter monsoon. The fluvial-lacustrine facies/paleosols' particles are finer, their geochemistry and weathering are strengthening, and especially they contain more mollusk fossils living in warm and wet environments, which indicate that they are controlled by the wet and warm climate of the East Asian summer monsoon. Hereby it seems that the megainterstadial climates of the Salawusu valley at least went through ten wet-warm events and nine cold-dry events and could be divided into five substages: MIS3e (58.85~48.98 ka BP), MIS3d (48.98~39.55 ka BP), MIS3c (39.55~34.59 ka BP), MIS3b (34.59~26.47 ka BP) and MIS3a (26.47~23.07 ka BP). Thereinto, nineteen cold/warm climatic fluctuations correspond with stadial/interstadial of GRIP, the five substages are rather consistent with the Guliya ice core in the climatic fluctuating features and phase as well as the North Atlantic climate reflected by the N. pachyderma(s.) numbers of V23-81 core. The notable spectrums of the mean diameter are 21.70 ka, 1.05 ka, 0.64 ka and 0.50 ka, that is to say, the millennial-centennial climate is closely related with the relative growth and decline between the winter monsoon and the summer monsoon of East Asia controlled basically by the North Atlantic Deep-Sea Current, the ten millennial climate is closely linked to the Sun's radiation under the precession period.

**Key words:** Salawusu valley; Milangouwan stratigraphical section; megainterstadial; grain size, chemical elements; paleoclimate