

萨拉乌苏组沉积时代的重新厘定

苏志珠¹

董光荣²

1 (山西大学黄土高原研究所,太原 030006)

2 (中国科学院兰州沙漠研究所,兰州 730000)

提 要 重新认识我国北方地区晚更新世河湖相标准地层——萨拉乌苏组的形成时代,对于萨拉乌苏组与马兰黄土的关系,与冰期气候对比等具有重要意义。笔者近年来根据野外层位对比和地层沉积相的划分,采用绝对年代控制,并结合黄土-古土壤序列研究的最新成果,初步建立了可以与黄土、深海沉积记录和冰期气候波动对比的萨拉乌苏组地层序列。认为河湖相沉积的萨拉乌苏组形成于约 140 000~ 70 000 a. B. P. 的末次间冰期,大致与深海氧同位素第 5 阶段对应,与黄土高原古土壤 S 发育同期。城川组风成细砂形成于约 70 000~ 10 000 a. B. P. 的末次冰期,与黄土高原的马兰黄土是同期异相地质体。

关键词 萨拉乌苏组 地层划分 沉积时代

分类号 P 533

第一作者简介 苏志珠 男 32岁 讲师 第四纪地质学

萨拉乌苏河是河套人化石和萨拉乌苏动物群的产地,也是我国北方晚更新世河湖相标准地层的命名地点。自 1923 年法国人德日进、E° 桑志华建立萨拉乌苏组以来^[1,2],萨拉乌苏组地层地质时代的归属问题一直受到国内外学者关注且长期争论未决。它的解决对于中国北方地区萨拉乌苏组与马兰黄土的关系、与冰期气候对比以及河套人和萨拉乌苏动物群的生活时代等均具有重要的意义。

1 地层沉积相划分及成因类型的确定

本文论及的萨拉乌苏河(又名红柳河)发源于陕北黄土高原白于山北麓,是黄河一级支流无定河在内蒙古巴图湾以上的上游河段,大致以北北东走向流经鄂尔多斯高原东南洼地毛乌素沙漠东南隅。晚近地质时期的构造抬升,使河流强烈下切,沿岸厚层的第四纪河湖相与风成相沉积地层广泛出露。本世纪二十年代初,德日进和 E° 桑志华等人在该区进行考察时,将盛产脊椎动物化石和石器的河湖相沉积命名为与马兰黄土同期的萨拉乌苏组(原称萨拉乌苏系,1956 年改成现名)。在我国 1956 年出版的《中国区域地层表》(草案)中被正式采纳。自此以后,萨拉乌苏组成为我国北方特别是华北地区晚更新世河湖相标准地层而盛名于国内外。近几十年来,国内学者围绕这套地层进行了较多的研究,多数学者一致认为萨拉乌苏组地层是晚更新世的一套河湖相

沉积。但迄今为止,对其形成时代、与马兰黄土的关系以及与冰期气候对比等方面还存在着较大的分歧,就其关键问题是对传统的萨拉乌苏组地层未能进行沉积相成因类型的确切划分和地层年代的精确测定。

笔者近年来对萨拉乌苏河流域第四纪地层的沉积相特征和层位对比作了系统研究。将传统的萨拉乌苏组地层实质上划分为地质界线清楚、层位稳定、时代和成因类型不同的五组地层组合(见图 1)。在内蒙古乌审旗滴哨沟湾附近地层出露良好。该剖面底部为白垩系紫红色砂页岩和第三系红土,上覆厚约 70m 的第四系地层。自下而上依次为:

1.1 中更新世老黄土与风成沙(Q₂)

下部为棕黄色粘土质粉砂,较硬,含约 2 cm 大的钙质结核,可见厚度 4 m;上部为棕黄色细砂,分选较好,具明显的风成交错层理。含大小不等的钙质结核、钙板和钙片等,厚 3.5 m。

1.2 晚更新世下部萨拉乌苏组(Q₃)

底部是厚 3 m 多的灰黄色粉沙质细砂与砂砾石、钙质结核、钙板,以及灰绿色泥球、老黄土块等组成的砂土砾石层;中下部为湖沼相的黄绿色、灰绿色细砂与粉砂质细砂互层。该层盛产脊椎动物化石和旧石器;上部是湖相沉积的灰绿色与灰黑色粉砂、粘土、亚粘土与灰黄色粉砂质细砂、粉砂互层,具明显的水平层理,单层厚度一般为 20~ 24 cm,最大厚度

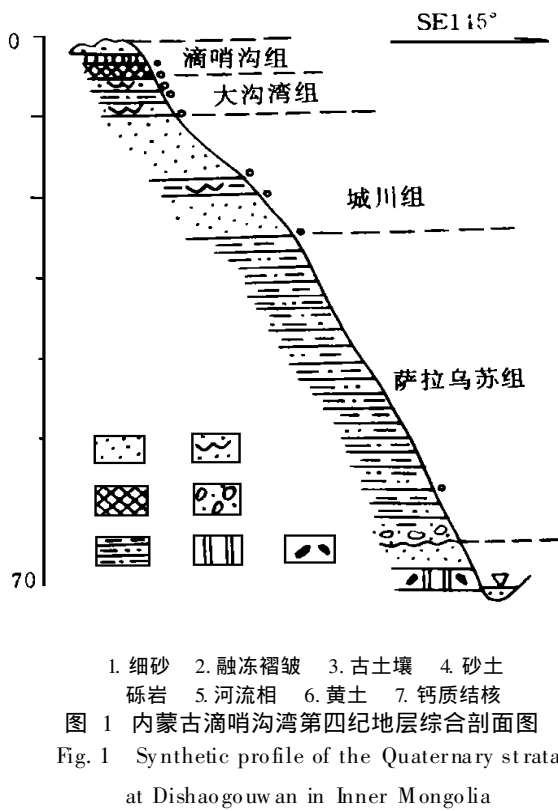


图 1 内蒙古滴哨沟湾第四纪地层综合剖面图
Fig. 1 Synthetic profile of the Quaternary strata at Dishaugouwan in Inner Mongolia

可达 75 cm, 顶部往往有 1~2 层厚 10~20 cm 的棕红色粘土或亚粘土, 该套地层总厚度约 40 m

1.3 晚更新世上部城川组 (Q_3^2)

上、下部以风成砂为主, 棕黄色细砂, 质地松散, 分选均匀, 具明显的风成层理, 中部夹厚 0.5~1.0 m 厚的 1~2 层湖沼相沉积, 以灰黑色和灰绿色粉砂、亚粘土为主, 含大量淡水螺壳, 发育融冻褶皱, 该套地层厚约 20 m

1.4 全新世中下部大沟湾组 ($Q_1^4 - Q_1^3$)

是由湖沼相的灰绿色至黄绿色粉砂、粘土和细砂组成, 上部是灰黑色粉砂质粘土或青砖色粘土, 坚硬, 有孔隙, 含植物根系, 具水平层理, 含平卷螺、塔螺贝壳, 发育约 1 m 厚的融冻褶皱, 总厚度 2.6 m

1.5 全新世上部滴哨沟湾组 (Q_1^1)

上部由风成细砂、沙黑垆土、冲积黄土和现代风成沙组成。下部为灰绿色或锈黄色粉砂质细砂和棕黄色细砂组成, 发育融冻褶皱。该套地层厚约 2.1 m

类似于滴哨沟湾剖面地层的组合形式在鄂尔多斯高原东南洼地河谷区分布普遍, 且具有一定代表性。但在黄土丘陵区, 晚更新世上部城川组风成沙渐变为马兰黄土, 其下伏河湖相沉积的萨拉乌苏组。这样我们从该区地层组合关系上将袁宝印划出的萨拉

乌苏组上部(袁宝印, 1978)区分为与萨拉乌苏组下部河湖相沉积根本有别的一套风成沙堆积, 并定名为城川组^[3, 15], 且视为与马兰黄土是同期产物, 把真正的萨拉乌苏组地层仅限于下部厚约 40 m 不等的河湖相堆积。马兰黄土或城川组风成沙与萨拉乌苏组地层这种组合关系, 因所在地理位置和地貌部位不同可在横向上发生变化, 但上下叠覆关系始终保持不变。同时, 这种地层组合关系通过比较本区萨拉乌苏组与城川组和马兰黄土中脊椎动物群的生态习性也可得到证实^[12]。

须指出的是, 在沉积相成因类型的确定上, 对袁宝印划出的萨拉乌苏组上部细砂层(即董光荣等命名的城川组)存在风成砂相^[4, 9]与河流相(袁宝印, 1978; 郑洪汉, 1989)两种观点。碎屑沉积物的粒度组成特征, 对于解释其成因和判别沉积环境具有重要意义。尤其是风成沉积物的粒度特征是直接反映当时气候环境最重要的指标之一。经笔者野外系统采样和室内实验分析结果表明^[11], 城川组的粒度组成是以细砂(占 66%~78%)和微砂(13%~25%)为主^①, 中粗砂或粘粒含量少(10%左右), 平均粒径为 2.65~2.96Mz, 标准偏差 δ 为 0.49~0.8, 偏态属近对称或正偏。与区内现代地表风成沙总含沙量(60.29%~97.73%)以及细砂(47.84%~90.60%)和微砂(6.38%~21.45%)含量极其相似, 说明城川组砂质沉积是风成产物, 在粒度概率曲线图上(图 2), 城川组砂质沉积物粒配曲线由推移和两次跳跃组分一三段式构成。跳跃组分区间落在 2.3~4 ϕ 中间, 含量高达 90% 以上, 分异点为 2~2.5 ϕ , 线段斜率陡直为 70°~85°, 推移组分含量在 10% 以下。这一曲线特征与现代风成沙的粒配曲线极其相似, 显示出分选好的风成特征, 两组跳跃组分的存在可能与双风向作用有关, 即本区冬季西北风盛行, 夏季则以东南风为主

扫描电镜观察城川组石英砂表面微结构特征, 表现为具有代表风成环境的碟形坑、麻坑以及由细砂的撞击作用、磨蚀作用形成的麻点和不规则凹坑, 毛玻璃化状态。有的石英砂呈次棱角状到次圆状, 且砂粒表面还具有贝壳状断口, 反映风沙搬运距离较近仍保留了前期沉积的某些特征。化学作用的溶蚀坑, 粒状和片状 SiO_2 沉淀等都很发育, 显示出城川组石英砂颗粒表面程度不同地赋予了高能风成环境

① 粒级划分和粒度参数采用 FOLK 标准

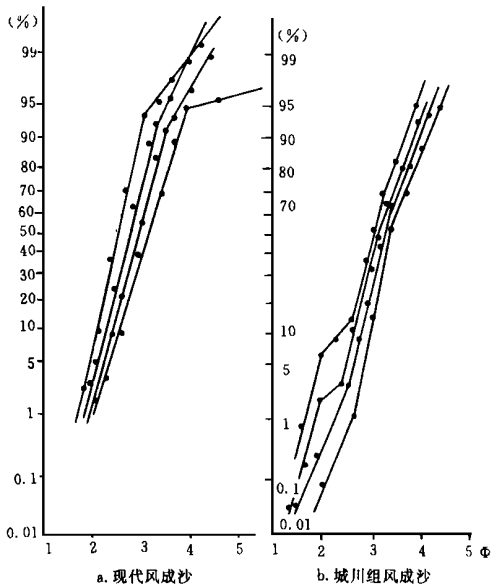
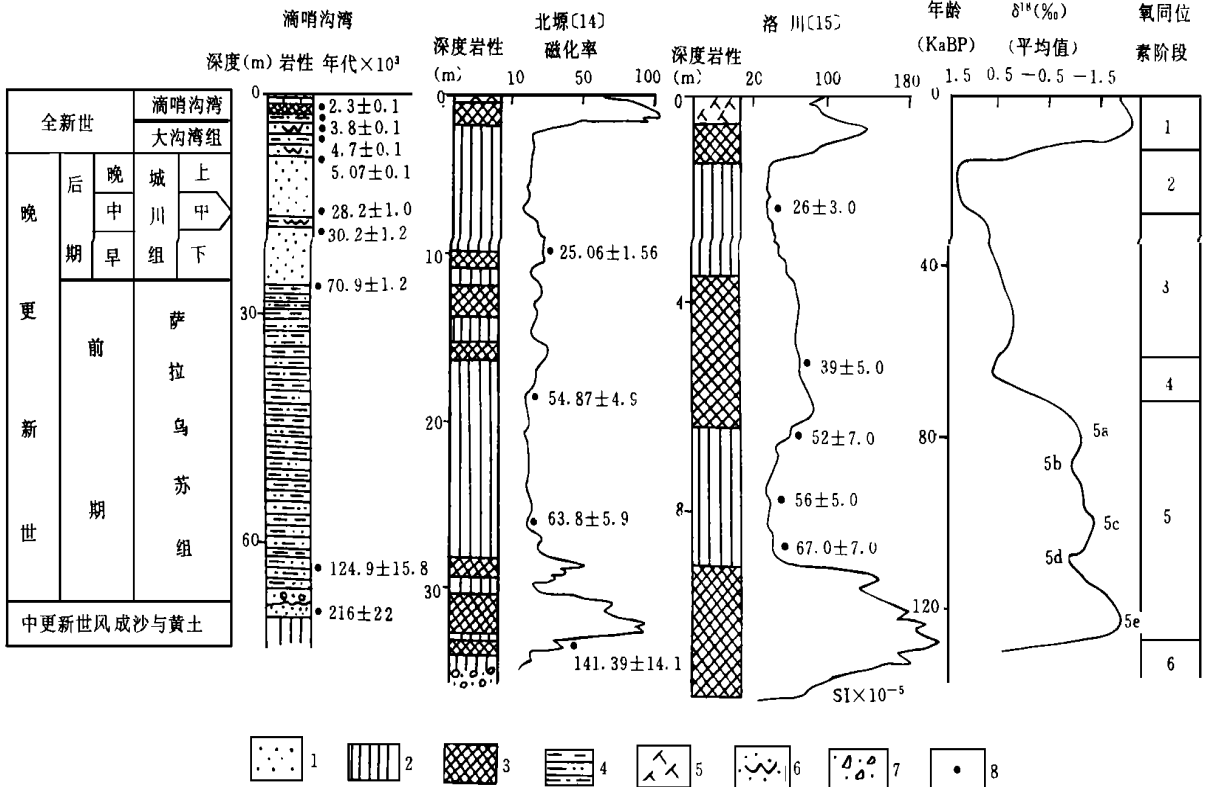


图 2 城川组风成沙与现代地表风成沙粒度概率曲线图
Fig. 2 Probability curves of granularity of paleoaeolian sand and modern aeolian sand in Chengchuan Formation

的沙漠砂特征 此外,对萨拉乌苏河沿岸马兰黄土及夹砂层和城川组风成砂沉积物用道格拉斯等人的 Q_1MdQ_3 指数图分析也表明^[3],城川组和马兰黄土夹砂层 $Q_3(2.18\sim 4.2\phi)$ 与 $Q_1(1.5\sim 3.84\phi)$ 的差值比萨拉乌苏组 $Q_3(3.7\sim 8.3\phi)$ 与 $Q_1(2.43\sim 6.5\phi)$ 的差值小,显示出分选好的风成特征,证明城川组与马兰黄土是同期风力作用下的沙相和黄土相沉积,而对盛产河套人化石和脊椎动物化石的萨拉乌苏组地层是一致公认的河湖相沉积

2 萨拉乌苏组地层年代序列的建立

关于萨拉乌苏组时代归属问题争议最大 李保生等(1987)^[3]依据岩石地层学及地质-气候单位的对比,将传统的“萨拉乌苏组”上部单独划分出来,命名为城川组,而将真正的萨拉乌苏组仅限制在原来所谓的“萨拉乌苏组”下部地层范围内。推测萨拉乌苏组的形成时代为晚更新世前期,约 0.10~ 0.07 Ma. BP,上覆的城川组沙质沉积形成时代为晚更新世晚期,约 0.07~ 0.01 Ma. BP



1. 细砂 2. 黄土 3. 古土壤 4. 河流相 5. 耕作层 6. 融冻褶皱 7. 砂土砾石 8. ^{14}C 和 TL年代 ($\times 10^3$ a. BP)

图 3 末次间冰期以来萨拉乌苏河湖相—风成砂沉积序列与深海沉积记录的对比

Fig. 3 Comparison between the deep-sea deposit and the fluvial-lacustrine and aeolian-sand sequence from the Salawusu River area since the last interglacier

袁宝印(1987)^[4]依据大量地层调查和环境指标的对比分析,指出以湖相为主的萨拉乌苏组下部形成时代为晚更新世中期,以河相为主的萨拉乌苏组上部形成时代为晚更新世晚期。二者与黄土区马兰黄土为同期异相关系。而同马兰黄土底砾层相当的晚更新世早期沉积以“丁村组”为代表,在本区尚未出露。与此同时,原思训等(1983)^[5]对距河面以上10 m处河套人与萨拉乌苏动物群的层位测得铀子系法(²³⁰Th)年龄 $49\,500 \pm 2\,200$ a. BP,据此认为萨拉乌苏组的形成时代不早于晚更新世中期。祁国琴(1975)^[6]和周昆叔等(1982)^[7]也分别以古脊椎动物化石和孢粉组合方面提出了类似看法。

黎兴国等(1984)^[8]对萨拉乌苏组中的河套人化石和旧石器文化遗物(包括炭屑、烧骨)测得¹⁴C年龄为 $35\,340 \pm 1\,900$ a. BP,认为萨拉乌苏组的形成时代为晚更新世晚期。另外,郑洪汉(1989)^[9]在萨拉乌苏河距地面44.8 m的位置(萨拉乌苏组中下部)用热释光测得 0.177 ± 0.014 Ma. BP的年龄数据。但无论如何,这一数据难以得到脊椎动物群时代的支持,作者认为过于偏老。

笔者于1990~1992年间再次实地考察和层位取样,并采用¹⁴C和TL进行了绝对年龄测定(图3)。基本结果是:中更新世风成砂TL测年 0.216 ± 0.022 Ma. BP。萨拉乌苏组偏下部(距河床约4 m)TL测年为 $124\,940 \pm 15\,840$ a. BP,推测底界年龄还会更老,萨拉乌苏组顶部TL测年为 $70\,900 \pm 6\,200$ a. BP,这一数据也可视为城川组风成沙堆积的起始年龄。城川组中部的湖沼相沉积,经¹⁴C测年获得 $27\,940 \pm 600$ a. BP、 $28\,170 \pm 1\,080$ a. BP和 $30\,240 \pm 1\,280$ a. BP三个相近数据。大沟湾组底部的¹⁴C和TL年龄分别为 $9\,500 \pm 100$ a. BP、 $9\,600 \pm 160$ a. BP和 $9\,700 \pm 120$ a. BP,几乎完全一致;中部的两个¹⁴C年龄为 $5\,070 \pm 75$ a. BP和 $4\,700 \pm 100$ a. BP;顶部的¹⁴C测年为 $3\,800 \pm 100$ a. BP。滴哨沟湾组中砂质古土壤的¹⁴C年龄为 $2\,300 \pm 90$ a. BP。这样,采用绝对年代的控制基本上建立了萨拉乌苏河地区第四纪地层的年代序列。

根据近年来黄土—古土壤序列的研究^[13],黄土高原古土壤S₁形成于140 000~85 000 a. BP的末次间冰期。最近李吉均教授对临夏北塬剖面进行了深入研究,并和南极冰岩芯记录对比后,认为陆地上末次冰期—间冰期旋回的起始时间定为140 000 a. BP是合理的。我们所获得的萨拉乌苏组偏下部TL年

龄 $124\,900 \pm 15\,800$ a. BP数据的采样位置距萨拉乌苏组底界约有4 m,似乎可以认为萨拉乌苏组的下界年龄为140 000 a. BP是合理的,加之萨拉乌苏组顶部TL测年为 $70\,900 \pm 6\,200$ a. BP,相互对比得出,萨拉乌苏组地层和黄土高原古土壤S₁是同期的产物,约形成于140 000~70 000 a. BP的末次间冰期。

萨拉乌苏组顶部年龄亦可视为城川组风成砂堆积的起始年龄,即 $70\,900 \pm 6\,200$ a. BP。近年李吉均等(1990)^[13]研究了兰州九州台和临夏北塬两剖面后,认为马兰黄土底界年龄为80 000 a. BP是取好的选择。各地马兰黄土起始堆积的时间大致和本文研究区域城川组风成沙堆积时间 $70\,900 \pm 6\,200$ a. BP相近。所以,马兰黄土与城川组风成砂是同期风力作用下的风积物,即末次冰期干冷气候条件的产物。如以距今10 000年为全新世—晚更新世的界线,则萨拉乌苏河流域城川组风成沙形成于70 900~10 000 a. BP间。城川组中部的1~2层湖沼相沉积顶底部¹⁴C测年分别为 $28\,170 \pm 1\,080$ a. BP和 $30\,240 \pm 1\,280$ a. BP,同近年来马兰黄土中的古土壤或弱发育古土壤形成时代 $27\,570 \pm 1\,150$ a. BP和 $29\,400 \pm 1\,550$ a. BP相近^①,说明城川组中部湖沼相沉积与马兰黄土中古土壤是同期发育的,皆是末次冰期间冰段气候的反映。并且城川组中部的湖沼相沉积将城川组地层一分为三,城川组下部和上部风成砂分别形成于约 $70\,900 \pm 6\,200 \sim 302\,400 \pm 1\,280$ a. BP和 $28\,170 \pm 1\,080 \sim 10\,000$ a. BP之间。

全新世以来,本区的湖沼相沉积—大沟湾组底部TL测年为 $9\,700 \pm 1\,200$ a. BP。从现有测年资料来看,该区全新世底界从未超过10 000年。大沟湾组中部和顶部的黑色土或淤泥的¹⁴C测年分别是 $5\,070 \pm 750$ a. BP、 $4\,700 \pm 100$ a. BP和 $3\,800 \pm 100$ a. BP。因此,我们有理由认为全球气候转入冰后期直到 $9\,700 \pm 1\,200$ a. BP才对本区产生明显影响,约比黄土高原11 000 a. BP前开始发育古土壤S₀^[14]的时间滞后1 000多年。该区古土壤或湖沼相沉积主要发育于气候最宜期,最晚结束于约距今 $2\,300 \pm 90$ 年左右,而后气候渐趋干旱接近现代气候条件,说明湖沼相沉积或黑色古土壤应与黄土高原同期发育的S₀相对应。

综上所述,以滴哨沟湾剖面为代表的萨拉乌苏

① 据兰州大学地理系康建成博士论文,1992

河湖相—风成砂沉积序列基本上记录了末次冰期旋回以来该区气候的变迁史。与深海沉积记录对比(见图3),可将萨拉乌苏组放在氧同位素第5阶段,而底部年龄为 0.216 ± 0.02 Ma. BP的风成砂堆积则是倒数第二次冰期干冷气候所致。这就是我们对长期争论不休的萨拉乌苏组地层时代归属问题的一个较为合理的解决方案。关于萨拉乌苏组地层的沉积环境董光荣等(1986)^[10]已作过详细讨论,这里不再赘述。

3 结 语

通过对传统萨拉乌苏组地层沉积相划分和地层年代的测定,我们可以得到以下几点认识:

(1)传统的萨拉乌苏组,实际上包括时代和成因不同的五组地层,即中更新世的老黄土和风成沙;上更新世下部以河湖相为主的萨拉乌苏组;上更新世上部以风成沙为主的城川组,全新世早中期以湖沼相沉积和发育黑垆土为主的大沟湾组,全新世晚期以风成沙和次生黄土为主的滴哨沟湾组。

(2)萨拉乌苏组约形成于 $0.14 \sim 0.07$ Ma. BP的末次间冰期,大致与深海氧同位素第5阶段对应,与黄土高原古土壤 S_1 发育同期;城川组约形成于 $70 \sim 10$ Ka. BP的末次冰期,相当于深海氧同位素第2~4阶段,与马兰黄土对应;其间约在 $30 \sim 28$ Ka. BP前后气候转温湿发育了城川组中部 T_1 ~ T_2 层湖沼相沉积,与马兰黄土中弱发育古土壤对应。进入全新世气候转暖和最宜气候期,发育了湖沼相或古土壤的大沟湾组,约形成于 $9700 \pm 1200 \sim 3800 \pm 100$ a. BP间,和黄土区古土壤 S_0 发育同期。约距今 3800 ± 100 a至现代,形成以次生黄土和风成沙为主的滴哨沟湾组。

(3)萨拉乌苏河湖相—风成砂(或马兰黄土)地层序列的年代界定,进一步证实了城川组或马兰黄土与萨拉乌苏组是上下迭覆关系,城川组与马兰黄土是同期异相(风成砂相和黄土相)地质体。

(4)以滴哨沟湾剖面为代表的萨拉乌苏河湖相—风成砂(或马兰黄土)沉积序列,与黄土—深海沉积记录具有可比性,说明该区和深海一样经历了相似的冷暖气候旋回,它们从不同的地域反映出全球变

化的一致性。

致谢: 本项研究的粒度分析和电镜扫描分别由中科院兰州冰川所的张红、孙维贞和兰州沙漠所的戴枫年完成,年代测定分别由中国科学院兰州沙漠所胡智育、陈振英(^{14}C)和中国科学院西安黄土与第四纪地质国家重点实验室张景昭(TL)完成,在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Teilhard de chardin P and Licent E. On the discovery of a palaeolithic in North China. Bull Geol. Soc. China, 1924, 3(1): 45~50.
- [2] P德日进, E·桑志华. 陕西北部黄土地带与河套东西南之理想剖面. 中国地质学会志, 1924, 3(1).
- [3] 李保生, 董光荣, 高尚玉等. 鄂尔多斯萨拉乌苏河地区马兰黄土与萨拉乌苏组的关系及地质时代问题. 地质学报, 1987, 61(3): 218~230.
- [4] 袁宝印. 萨拉乌苏组的沉积环境及地层划分问题. 地质科学, 1978, (3): 220~224.
- [5] 原思训, 陈铁梅, 高世君. 用铀子系法测定河套人和萨拉乌苏文化的年代. 人类学学报, 1983, (2): 90~94.
- [6] 祁国琴. 内蒙古萨拉乌苏河流域第四纪哺乳动物化石. 古脊椎动物与古人类, 1975, 13(4): 239~249.
- [7] 周昆叔, 黎兴国, 邵亚军. 内蒙古萨拉乌苏河流域冰缘期划分及其意义. 见: 史前地震与第四纪地质文集. 西安: 陕西科技出版社, 1982, 149~153.
- [8] 黎兴国, 刘光联, 许国英等. 河套人及萨拉乌苏文化的年代. 见: 第一次全国 ^{14}C 学术会议文集. 北京: 科学出版社, 1984, 141~143.
- [9] 郑洪汉. 中国北方晚更新世河湖相地层与风积黄土. 地球化学, 1989, (4): 343~351.
- [10] 董光荣, 李保生. 试论内蒙古萨拉乌苏河沿岸马兰黄土与萨拉乌苏组地层的关系及环境演化. 见: 青海柴达木盆地晚新生代地质环境演化. 北京: 科学出版社, 1986, 104~121.
- [11] 苏志珠, 董光荣. 内蒙古萨拉乌苏河地区第四纪研究的新进展. 干旱区地理, 1994, 17(4): 1~8.
- [12] 谢俊义, 高尚玉, 董光荣等. 萨拉乌苏动物群. 中国沙漠, 1995, 15(4): 1~10.
- [13] 李吉均, 朱俊杰, 康建成等. 末次冰期旋回兰州黄土剖面与南极东方站冰岩芯的对比. 中国科学(B辑), 1990, (16): 1086~1094.
- [14] 刘东生等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985, 81~99.
- [15] 李保生, 董光荣, 吴正等. 我国北方上更新世城川组的建立. 地质论评, 1993, 39(2): 91~100.

Re-determination on the Sedimentary Age of Salawusu Formation

Su Zhizhu¹ and Dong Guangrong²

1 (Institute of Loess Plateau Geography, Shanxi University, Taiyuan 030006)

2 (Institute of Desert Research, Academia Sinica, Lanzhou 730000)

Abstract

The Salawusu River area is one of the standard sections of the Late Pleistocene strata in North China. However, there have been a lot of different views about the strata since the establishment of Salawusu Formation, especially in the aspects of sedimentary facies, stratigraphic data and its climate significance. According to the stratigraphic subdivision, age dating and the analysis of the sedimentary facies, the following recognitions can be gained:

1 The original Salawusu Formation could be further divided into Lishi Loess interbedded with sandy sediments (Q_2^2), Salawusu Formation (Q_3^1), Chengchuan Formation (Q_3^2), Dagouwan Formation (Q_4^{1-2}) and Dishaogouwan Formation (Q_4^3).

2 Salwusu Formation is mainly a fluvial-lacustrine deposit corresponding to the Stage 5 of deep sea in $\delta^{18}O$ and formed between about 140–70 Ka. BP. Chengchuan Formation is mainly fossil aeolian sands, with some lacustrine silty-clay in the middle part, corresponding to Stages 2–4 of deep sea in $\delta^{18}O$ and formed between 70–10 Ka. BP. Dagouwan Formation is lacustrine sediments and black-paleosol, indicating the warm-humid climate and formed in the middle-early period of Holocene. Dishaogouwan Formation is mainly sub-loess and aeolian sands, representing the cold-dry climate and being believed to belong to the late Holocene.

3 As a fluvial-lacustrine sedimentary stratum, Salawusu Formation is quite different from its upper Chengchuan Formation both in geochronology, lithology and sedimentary facies and in palaeontology. Chengchuan Formation and Malan Loess belong to heteropic deposits (sandy and loessic facies) formed contemporaneously under the same wind action.

4 As a fluvial-lacustrine-aeolian-sand sequence by observing the Dishaogou profile in the Salawusu River area, its climatic records can compete with the records of loess and deep sea deposits, they may be divided into 5 climatic periods just by oxygen isotope. It is suggested that the climatic change of this region during the last interglacial period is synchronous with that of the whole earth.

Key Words Salawusu Formation stratigraphic division sedimentary age