

doi: 10.3799/dqkx.2010.007

# 青藏高原东北缘若尔盖盆地黄土的成因

盛海洋<sup>1,2</sup>

1. 南京交通职业技术学院公路工程系, 江苏南京 211188

2. 西安科技大学地质与环境学院, 陕西西安 710054

**摘要:** 通过对盆地黄土的粒度组分、石英砂的表面结构以及其它地质现象的综合研究, 对若尔盖盆地黄土成因进行了探讨。在黄土的概率累计曲线上, 跃进组分和悬移组分反映明显, 以悬移组分为主, 并采用矩阵法计算了黄土的粒度参数。对黄土扫描电镜观察和石英颗粒表面特征的统计分析, 反映出气流搬运的特点, 以发育碟形坑为其主要标志, 具有风成环境的表面特征组合。黄土中孢粉稀少, 并在邻区黄土层中发现有冰楔构造。根据上述特征分析出, 若尔盖盆地黄土应为冰缘风成黄土。以测年资料为依据, 黄土形成年代主要为马兰期茶镇梁子黄土和离石期索克藏寺黄土。

**关键词:** 若尔盖盆地; 黄土; 粒度; 石英颗粒; 孢粉; 地层学; 青藏高原。

中图分类号: P588.23

文章编号: 1000-2383(2010)01-0062-13

收稿日期: 2009-07-23

## Zoigê Basin Loess Origin in the Northeast Tibet Plateau

SHENG Hai-yang<sup>1,2</sup>

1. Department of Highway Engineering, Nanjing Communications Institute of Technology, Nanjing 211188, China

2. College of Geology and Environment, Xi'an University of Science and Technology, Xi'an 710054, China

**Abstract** Loess origin of Zoigê basin has been discussed based on synthetic study in grain compositions of the loess, surface texture of quartz sand, as well as other geological phenomena. On the probability cumulative curve of loess, saltation mass and suspension are obvious, and the latter is dominant. Matrix method is adopted to compute grain size of the loess. The statistic analysis on quartz sand surface textures of loess through scanning electron microscope shows the features of air transportation, developed dishing pit, and combined profile features of Aeolian environment. In addition, sporo-pollens are scarce in the loess and ice-wedges are discovered in the neighboring loess strata. The above analysis shows that Zoigê basin loess is Aeolian sediment in the periglacial environment, the age of loess formation mainly are Chazhenliangzi loess of Malan period and Suokezang Temple loess of Lishi period.

**Key words:** Zoigê basin; loess; grain; quartz grain size; sporopollen; stratigraphy; Tibet plateau.

## 0 引言

研究区位于青藏高原的东北边缘, 为四面环山的高原盆地, 地理坐标为  $102^{\circ}10' \sim 103^{\circ}55'E$ ,  $32^{\circ}20' \sim 34^{\circ}05'N$  (图1)。该区属于大陆性高原寒温带湿润、半湿润季风气候。年平均气温  $0.6 \sim 1.6^{\circ}C$ , 全年降水  $654 \sim 780$  mm, 且集中在  $5 \sim 9$  月, 占年降水量的  $70\%$  以上, 年蒸发量达  $1100 \sim 1273$  mm, 年冻土时间达 6 个月。植物区系以北温带性质为主, 形成亚高山草甸、亚高山灌丛草甸植被景观。

研究区地处我国季风区和青藏高原区的交汇地带, 环境对气候的变化非常敏感, 是研究青藏高原风尘沉积和全球变化的重要地区之一 (方小敏等, 1996; 蒋复初等, 1997; 陈诗越等, 2002; 王书兵等, 2005)。但与中国北方黄土研究相比 (刘东生, 1965, 1985; 卢演侑等, 1976; Heller and Liu, 1984, 1986; Kukla, 1987; Maher and Talor, 1988; 甘枝茂, 1989; 张宗祜等, 1989; 库克拉等, 1990; An *et al.*, 1991; Maher and Thompson, 1991; 孙建中和赵景波, 1991; Heller *et al.*, 1993; 朱照宇, 1994; 鹿

基金项目: 中国地质调查局项目 (No. 1212010510304); 国家自然科学基金项目 (No. 40372084); 江苏省高校青蓝工程项目 (苏教师 2006-21)。

作者简介: 盛海洋 (1963-), 男, 教授, 理学博士, 主要从事第四纪地质研究。E-mail: Wan4400@163.com

©1994-2015 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

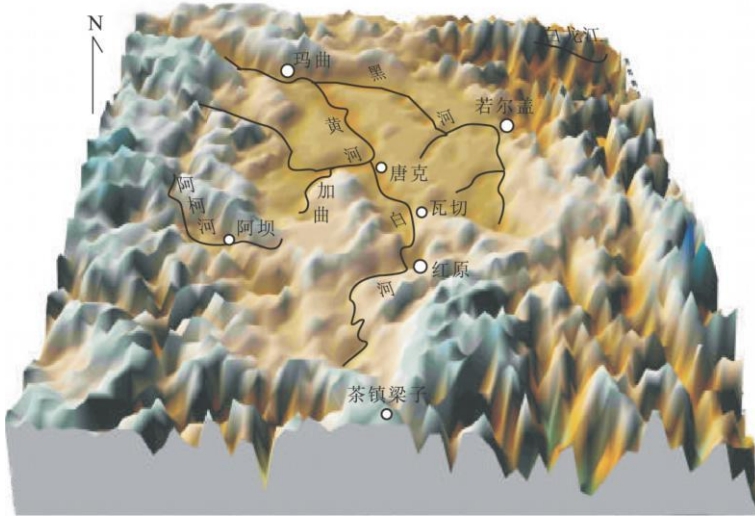


图 1 若尔盖高原盆地三维立体地貌(据中国地质科学院地质力学研究所资料修改, 2005; 比例尺为 1 : 2 800 000<sup>①</sup>)

Fig. 1 Three-dimensional surface picture in Zoigê basin

化煜和安芷生, 1998; Maher, 1999; 王书兵等, 1999, 2000; 吴锡浩等, 1999; 邓清禄和王学平, 2000; Qiao *et al.*, 2006a; 乔彦松等, 2006b; 曾方明等, 2007), 包括川西高原在内的青藏高原东部的黄土研究十分薄弱. 对于工作区的黄土堆积, 早在 20 世纪 80 年代进行的 1 : 20 万区域地质调查中已经引起了人们的注意, 但未对其开展进一步的调查研究. 直至 20 世纪 90 年代以来, 对甘孜盆地黄土的地层学及其古气候环境研究所取得的成果, 引起了人们对川西高原黄土研究的重视(田代沂, 1966; 柴宗新, 1982; 陈富斌等, 1990; 王建民和潘保田, 1997; 潘保田和王建民, 1999; 汪阳春等, 1999; 乔彦松等, 2006; 陈松等, 2008).

本次通过野外详细调查黄土的产状和物质组成, 从宏观上肯定了分布于工作区的黄土堆积属于冰缘风成黄土, 其间夹有被水流改造的次生黄土. 另外, 对黄土堆积物中的粒度、孢粉分别进行了测试和鉴定分析, 并对黄土堆积物中的石英颗粒表面形态特征进行了扫描电镜观察, 从而获得了黄土成因的微观证据.

### 1 风成黄土的宏观特征

黄土主要分布在研究区中西部及南部. 具有较为清晰的黄土—古土壤序列(图 2). 颜色呈土黄或浅桔红色, 主要由粉砂碎屑组成, 质地均匀、结构松

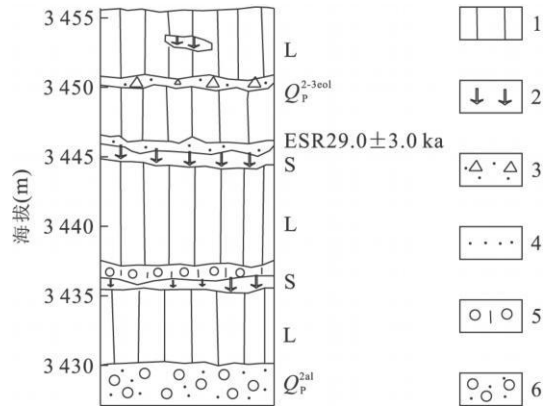


图 2 黄土—古土壤堆积序列

Fig. 2 Pile up order picture of the loess and fossil soil  
1. 黄土; 2. 古土壤; 3. 角砾石层; 4. 细砂层; 5. 含砾粘土; 6. 砂砾石层

散、富含钙质结核、宏观层理不显、垂直节理发育, 并具有很强的湿陷性. 在重力滑塌等外营力作用下, 时常含有花岗岩漂砾、尖棱角状变质砂岩岩块等混入物. 古土壤层厚 0.1 ~ 0.4 m, 呈浅土黄色, 含有密集的钙质淋漓脉及丰富的介壳层. 古土壤—黄土互层, 还出现了明显的多次水流改造成因的次生黄土.

早期风成黄土 ( $N_3^{2eol}$ ), 以唐克索克藏寺黄河支流白河 II 级阶地黄土堆积层和玛曲阿蒙沟为代表(图 3), 石英 Ge 心 ESR 测年  $128.0 \pm 13.0 \sim 125.0 \pm 12.0$  ka(样品采自黄土层中所夹细砂, 海拔 3 445 m, 地理坐标为  $102^\circ 28' 42.7'' E, 33^\circ 28' 08.3'' N$ . 测年由中国地震局地壳应力研究所年代学实验室和成都理工大学应用核技术研究所测试分析中心测定, 结果列于表 1, 下同), 与我国中部地区中更新统

① 中国地质科学院地质力学研究所, 2005. 青藏高原东缘第四纪地质环境调查与评价重要进展, 12.



图 3 唐克索克藏寺黄土冲沟

Fig. 3 Loess alluvial ditch in Tangke Suokezang Temple

表 1 若尔盖盆地黄土 ESR 测定结果

Table 1 Results of thermoluminescent dating of loess in the Zoigé basin

实验号	野外号	采样地点	古剂量(Gy)	年剂量(mGy)	年龄(ka BP)
M4	TK010	索克藏寺	766.7	5.99	128.0±13.0
M5	TK019	索克藏寺	142.3	4.92	29.0±3.0
M6	D421302	茶镇梁子	415.5	8.99	46.0±5.0
M7	D421203	茶镇梁子	151.6	6.19	24.0±2.0
P6	PM107ESR1	阿蒙沟	750.0	5.97	125.0±12.0
P5	PM107ESR2	阿蒙沟	227.2	6.24	36.0±4.0
P8	PM107ESR6	阿蒙沟	70.0	5.31	13.0±2.0

离石阶黄土层位相当. 晚期风成黄土 ( $N_3^{3ed}$ ), 以含方氏鼯鼠等哺乳动物化石的风成黄土为代表, 石英 ESR 年龄值界于  $46.0 \pm 5.0 \sim 29.0 \pm 3.0$  ka, 与我国中部地区上更新统马兰阶黄土层位相当(韩家懋等, 1994). 但是, 由于两期次黄土具体界线在野外地质填图过程中难以划分, 故本次地质填图统归为中晚更新世黄土.

## 2 黄土的粒度和矿物分析

沉积物的粒度大小是受外营力控制的, 与沉积环境关系密切. 在唐克索克藏寺黄土剖面中共测试了 8 块样品(测试分析在南京师范大学江苏省环境演变与生态建设重点实验室进行. 使用英国马尔文公司的 MS2000 激光粒度仪, 采用激光衍射法对被测样品进行粒度分布的测试. 实验室保持室温  $25^\circ\text{C}$ , 湿度 30%. 样品经过盐酸去除碳酸盐和双氧水去除有机质的前期处理, 以保证结果的可靠性. MS2000 激光粒度仪的可测范围  $0.02 \sim 2000 \mu\text{m}$ , 测试误差  $< 0.1\%$ ).

根据粒度数据绘制的粒度分布概率累计曲线见图 4. 每条曲线可划分出 3 个直线段分别代表滚动、跳跃和悬移等 3 个总体. 滚动总体的粒径为  $1 \sim 1 \phi$ , 跳跃总体为  $0 \sim 3 \phi$ , 悬移总体小于  $2 \sim 3 \phi$ . 悬移

总体的重量占总量的  $94\% \sim 98\%$ , 在悬移总体中, 粉砂(粒径  $4 \sim 8 \phi$ ) 占  $70\% \sim 80\%$ . 从图 4 的曲线可以看出: (1) 各部分的总量分布在对数级数图上共分为 3 段, 从左到右分别表示滚动、跳移和悬移; (2) 每个样品滚动与跃移总量之和一般不足各土样总量的 1%, 说明粉土占绝对优势; (3) 与其他样品相比 TK023、TK019 跃移组分含量相对较少, 表明物源相对较远, 滚动所占比例略高于跃移, 有可能与当地气流作用的复合有关. 因为中砂以下的颗粒由于受结合水的束缚, 很难被风掀起, 而粗砂则比较容易滚动, 从而导致组分比例上的细微变化.

由上述粒度数据采用矩阵法计算黄土的粒度参数见表 2. 黄土的平均粒径 ( $d_{50}$ ) 为  $6.221 \phi$ , 大于古土壤  $7.864 \phi$ . 古土壤的分选系数 ( $r_1$ ) 为 3.698, 略大于黄土 2.465. 黄土和古土壤的偏度系数为  $0.515 \sim 0.687$ , 显示为正偏或近对称. 黄土和古土壤的峰态 ( $K_\phi$ ) 分别为 1.518、0.873, 黄土峰态大于古土壤.

与黄土高原(刘东生, 1985)相比, 青藏高原东部黄土平均粒径略小, 分选极差(表 3). 但总的看来, 研究区与黄土高原黄土堆积(Pecsi, 1990; 王建民和潘保田, 1997)相比粒度特征基本一致, 即黄土层中粗粉砂含量大于古土壤层, 粘粒含量则相反, 揭示了黄土堆积时期冬季风势力强大、古土壤形成时期夏季风占优势的规律, 反映了其风成属性.

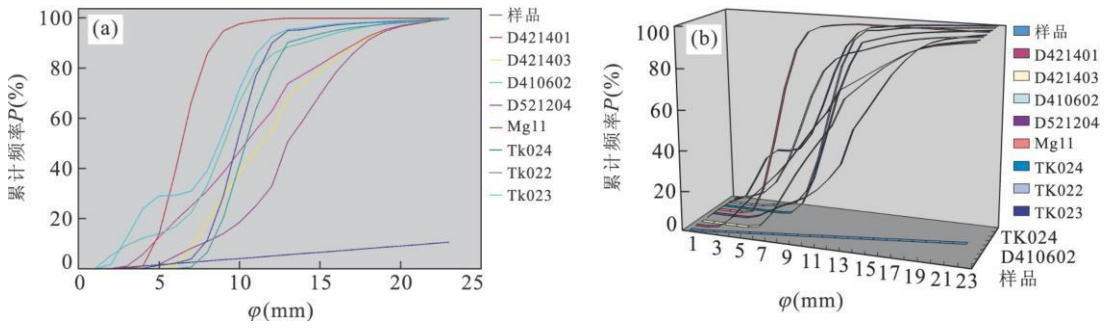


图 4 黄土粒度分布概率累计曲线

Fig. 4 Cumulative curve on arithmetic probability graph paper for grain size distribution of Loess

a. 为折线图; b. 为三维折线图; 横坐标  $\varphi = -\log_2 d$ ,  $d$  为颗粒直径, 以单位 mm 计算

表 2 黄土的粒度参数

Table 2 Grain size parameters of loess

样号	层序	岩性	采样深度 (m)	粒度参数				
				中值粒 $\varphi$	平均粒 $\varphi$	分选系数 $r_1$	偏度 $SK_1$	峰态 $KG$
TK024	8	灰黄色黄土	6.5	6.18 7654 575	6.520 913 836	2.156 898 415	0.787 266 194	1.518 276
TK023	7	古土壤	7.2	7.374 314 299	7.765 047 595	3.758 331 873	0.514 585 242	0.720 281
TK022	6	红黄色黄土	8.4	6.922 089 823	6.029 317 419	2.884 532 742	0.719 693 176	1.507 022
TK021	5	古土壤	9.1	7.185 579 189	7.537 465 567	3.598 265 253	0.556 528 031	0.894 425
TK020	4	红黄色黄土	11.6	6.687 911 091	6.183 406 773	2.165 302 557	0.752 754 082	1.531 245
TK019	3	古土壤	12.0	8.255 597 758	8.271 893 572	3.864 909 498	0.518 950 612	1.072 959
TK018	2	红黄色黄土	13.3	6.828 649 679	6.014 104 475	2.160 512 037	0.763 613 909	1.503 031
TK017	1	古土壤	14.5	8.196 634 075	8.263 689 309	3.690 981 479	0.507 278 576	1.000 882

表 3 黄土的粒度参数对比

Table 3 Grain size parameters of loess

样号	岩性	粒度参数				
		中值粒径 $\varphi$	平均粒径 $\varphi$	分选系数 $r_1$	偏度 $SK_1$	峰态 $KG$
若尔盖	黄土	6.625	6.221	2.465	0.687	1.518
	古土壤	7.751	7.864	3.698	0.515	0.873
甘孜	黄土	6.341	6.613	3.024	0.623	1.312
	古土壤	8.576	8.145	3.712	0.441	0.902
阿坝	黄土	6.543	6.673	2.753	0.712	1.243
	古土壤	7.215	7.109	3.184	0.654	1.321
兰州	黄土	5.646	5.683	3.241	0.731	2.893
	古土壤	6.652	6.864	2.923	0.542	1.143
洛川	黄土	6.325	6.043	2.984		
	古土壤	6.323	6.312	3.312		

注: 据王建民和潘保田(1997)资料补充.

黄土层的矿物, 经南京师范大学江苏省环境演变与生态建设重点实验室鉴定, 其结果以石英、长石、云母和方解石等轻矿物为主, 占样品总重量的 97% 左右. 重矿物含量低(仅 3% 左右), 主要矿物有磁铁矿、钛铁矿、赤铁矿、褐铁矿、软锰矿、黄铁矿、白钛矿、绿帘石、透闪石、透辉石、褐帘石、角闪石和普通辉石等 30 多种.

### 3 石英颗粒扫描电镜特征

石英砂表面结构被广泛用于沉积环境的判别和黄土物质来源的分析. 通过扫描电子显微镜对黄土中的石英颗粒形貌特征进行观察, 可获取有关黄土堆积的成因信息 (Krinsley and Doorcamp, 1973; Krinsley and Funnell, 1973; 王颖和 Dinaruir, 1985).

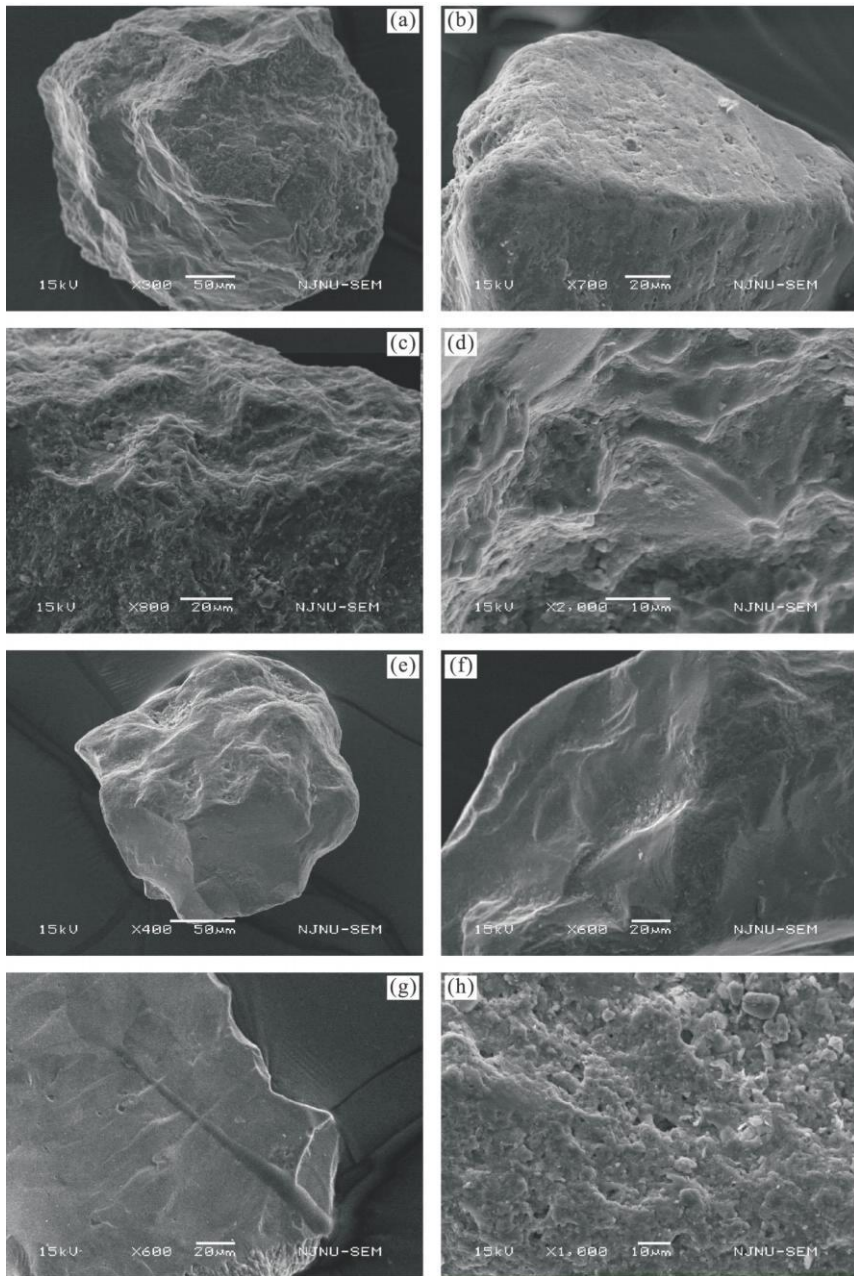


图 5 石英颗粒表面特征

Fig. 5 Surface texture of quartz grain size of loess

a. 次棱角状颗粒; b. 次球状颗粒; c. 压刻坑和后期的溶蚀; d. 碟形坑; e. 贝壳状断口; f. 撞击沟; g. 阶梯状断口; h. 化学沉淀

### 3.1 观察样品处理方法

电镜扫描在南京师范大学理化中心(日本电子公司 JSM 5610LV 型)扫描电子显微镜上进行, 分辨率  $60 \text{ \AA}$ (图 5)。样品处理方法是每个样品中取样 50 g, 浸泡在蒸馏水中, 加入少量 NaCl, 用手轻轻搓分离样品, 直至样品颗粒完全分离, 然后清洗分离出样品、烘干, 用 0.25 mm 的筛子筛选出 0.50 ~ 0.25 mm 粒级的石英砂样品 10 g。筛分后的样品加入浓度为 38% 的  $\text{H}_2\text{O}_2$  溶液, 静置 48 h, 消除表面粘

土物质, 然后将样品置于 15% 的盐酸中煮沸 20 min, 除去矿物颗粒表面粘附碳酸盐矿物。化学处理后的样品用蒸馏水反复冲洗烘干后在双目镜下挑选石英砂单矿物, 每个样品中取 100 ~ 200 粒石英砂, 先观察外形, 然后随机挑选大约 20 粒石英砂均匀的粘放在透明胶纸上, 最好成行粘放, 以便观察。不要重叠也不要太散, 视电镜的样品墩而定, 在较大的样品墩上可同时放几组样品, 小的只能放一组。然后将样品放于标准真空镀膜机中镀上一层金粉便于

导电, 再将镀过的样品贴在样品墩上可进行电镜观察。

### 3.2 石英砂的表面结构

通过对石英颗粒的扫描电镜观察及颗粒形态统计(图 5 和图 6), 总体上不存在明显的差别, 石英颗粒表面结构特征如下:

(1) 颗粒外形. 颗粒形态以次棱角状和次球状颗粒为主(图 5a 和图 5b), 分别占 32%~57%、29%~53%, 仅在个别样品中出现了棱角状、圆球状颗粒. 由于内陆的沙漠砂石英颗粒具有较好的磨圆度, 多呈球体、椭球体或纺锤体, 而冰川砂、泥石流砂、洪积砂多呈尖棱和次尖棱角状不规则多面体形态. 若尔盖盆地黄土石英颗粒形态以次棱角状和次球状颗粒为主, 因此其有别于黄土高原主体黄土, 其物质来源可能具有多源性, 并经历了多种外力作用, 既有来自于沙漠环境的, 也有冰原环境的。

(2) 碟形坑、撞击坑、V 形坑. 石英颗粒表面的各种撞击痕迹是外营力搬运过程中颗粒之间相互碰撞留下的痕迹. 在样品中主要出现了大小不等的碟形

坑(图 5c 和图 5d), 占颗粒总数的 25%~53%; 大部分样品中出现了形态不规则的撞击坑, 占颗粒总数的 6%~24%; V 形坑仅在 3 件样品中少量出现. 一般认为, 碟形坑是风成环境的良好标志, V 形撞击坑是水下磨蚀作用的标志特征; 撞击坑可以是多成因的, 但主要是水成的或风成的。

(3) 贝壳断口和平行擦痕. 大部分样品中均出现了大小不等的贝壳状断口(图 5e), 占颗粒总数的 5%~29%, 在部分颗粒中还出现有平行擦痕. 一般认为, 大贝壳状断口是冰川作用的标志之一. 包含在冰川内部的碎屑物既承受着由上覆冰层重量所产生的压力, 同时还受到由冰层内部的差异运动所产生的切应力, 在这两种力的共同作用下, 冰体内部彼此相邻的石英砂将会发生研磨和摩擦, 颗粒发生破裂, 从而形成大大小小的贝壳状断口. 同时, 石英颗粒相互摩擦时, 尖锐而坚硬的颗粒将会对相邻颗粒表面进行刻划, 形成擦痕。

(4) 撞击沟. 样品中部分颗粒表面出现有直撞击沟(图 5f). 撞击沟是中、高能水下环境的良好标志。

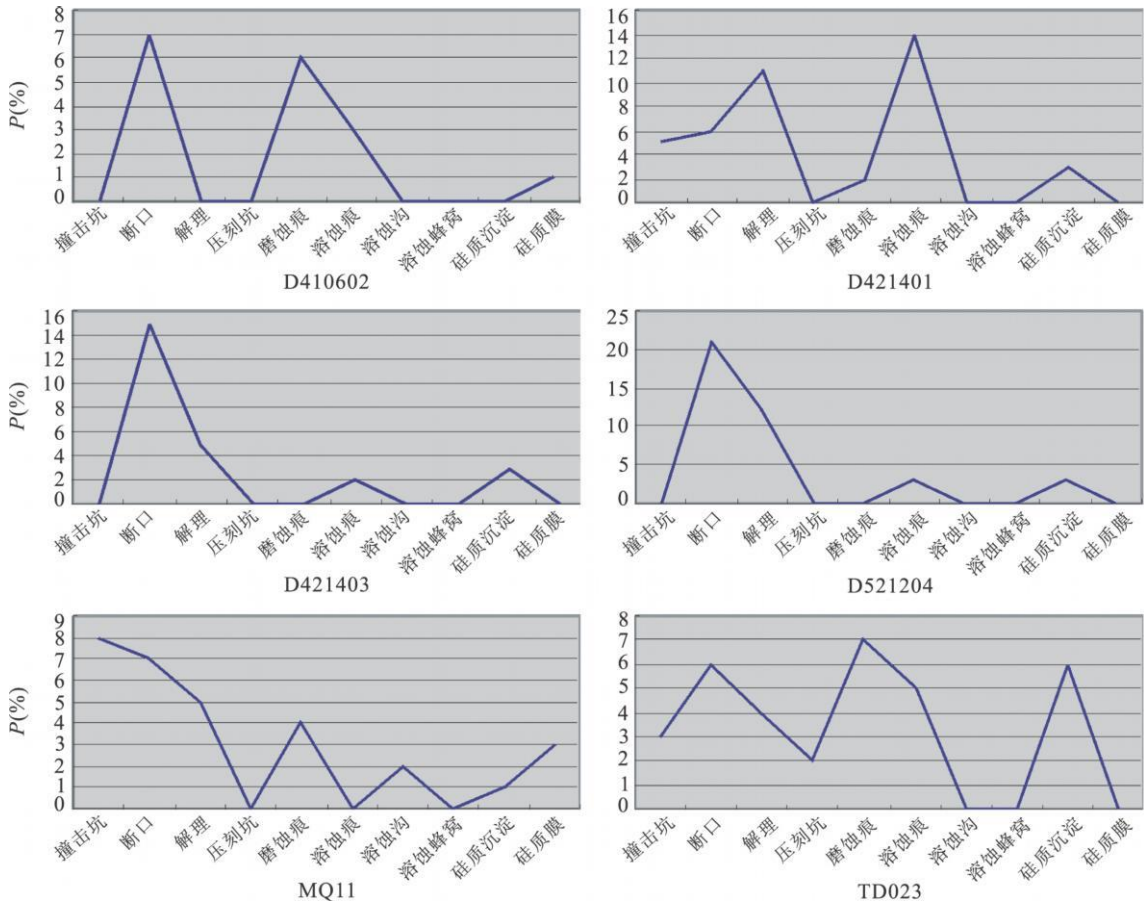


图 6 黄土石英砂表面特征频率曲线

Fig. 6 Frequency curve of surface texture of quartz sand in the loess

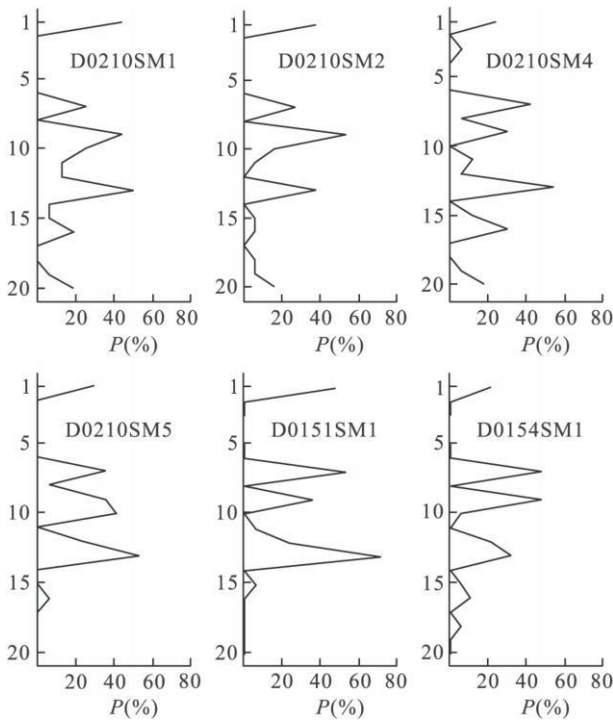


图 7 黄土石英砂表面特征频率曲线(据四川地质调查院, 2006<sup>②</sup>)  
Fig. 7 Frequency curve of surface texture of quartz sand in the loess

图中纵坐标刻度含义: 1. 化学沉积; 2. 方向性蚀坑; 3. 溶蚀坑; 4. 鳞片状剥落; 5. 曲脊; 6. 新月形撞击坑; 7. 碟形撞击坑; 8. 圆球状颗粒; 9. 次圆状颗粒; 10. 直撞击沟和弯撞击沟; 11. V 形撞击坑; 12. 撞击坑; 13. 次棱角状颗粒; 14. 平整的解理面; 15. 阶梯状断口; 16. 大贝壳状断口; 17. 小贝壳状断口; 18. 擦痕或刻痕; 19. 平行擦痕; 20. 棱角状颗粒

(5) 阶梯状断口. 在大部分颗粒中见有半平行或弧形的阶梯状断口(图 5g), 占颗粒总数的 5% ~ 12%. 它是由于强大挤压作用或猛烈撞击作用在石英颗粒表面留下的平行或弧形破裂痕迹, 冰川作用、泥石流、洪流作用都可以形成.

(6) 化学沉淀特征. 在分析样品的石英颗粒中, 发育由化学作用形成的各种沉淀现象, 占颗粒总数的 21% ~ 47%. 主要有不规则的硅质鳞片(图 5h)和硅质球等. 石英颗粒的沉淀现象虽然普遍发育, 但在发育程度上却存在一定的差异. 在一些次棱角状的颗粒中, 硅质沉淀一般发生在凹陷处, 而一些次圆状颗粒沉淀作用十分发育, 硅质球密集分布, 或形成硅质鳞片. 样品石英颗粒的化学沉淀现象发育, 与物源区冷热气候急剧变化有关, 这种现象在沙漠砂的石英表面特征上得到了证实.

从以上样品中石英颗粒表面特征的统计分析结

果来看(图 6), 颗粒表面出现大量的月牙形、碟形坑及硅质沉淀, 它们反映了石英颗粒在风蚀作用条件下经历的循环, 即当跳跃发生时, 表面出现磨蚀, 当颗粒静止时, 出现硅质溶解和沉淀. 同时, 在石英表面还有大量主要反映流水、冰川等机械作用形成的 V 形坑以及解理、擦槽、挤压坑. 石英颗粒的上述特征证明若尔盖盆地的风尘物质主要来源于青藏高原及其周缘地区的冰水沉积, 并与邻区阿坝盆地黄土石英砂表面特征频率曲线(图 7)和马尔康、甘孜黄土石英颗粒表面结构特征类似(谢启兴等, 2006; 王运生等, 2003).

#### 4 黄土地层中发育的冰缘现象和冰楔构造

若尔盖盆地(海拔 3 400 m 左右)现无多年冻土存在, 青藏高原东北部的现代多年冻土下界位于海拔 4 100 ~ 4 200 m 高度上, 其年均气温大致在  $-3^{\circ}\text{C}$  左右. 然而在若尔盖盆地黄土层顶部 4 m 中却保留着多层冰缘现象, 如砂楔、冻融褶皱等, 这些冰缘现象通常被用来代表多年冻土存在的标志.

杂希塘沟口剖面位于玛曲黄河南岸支谷杂希塘沟口(图 8), 剖面顶部构成黄河的第三级阶地面, 海拔 3 440 m 左右, 出露厚度 7.5 m. 岩性从上到下分为 5 层:

(1) 灰黑色富含有机质泥, 有机质<sup>14</sup>C 测年为  $8\ 860 \pm 220\text{a}$ (李世杰等, 1990), 厚 0.9 m.

(2) 黄色粉砂, 灰白色粉砂质泥夹小砾石, 下部褶皱强烈, 厚 0.8 m.

(3) 黄色砂夹棕褐色小砾石层, 内夹有灰白色淤泥带, 褶皱扰动强烈, 厚 3.5 m.

(4) 灰黑色富含有机质淤泥, 具水平微层理, 整体上呈透镜体状. <sup>14</sup>C 测年为  $14\ 710 \pm 340\text{a}$ (李世杰等, 1990), 厚 1.6 m.

(5) 黄色砂、粉砂层, 具水微层理, 未见底.

杂希塘沟口剖面中的褶皱层的时代代表了距今  $\pm 11\ 000\text{a}$  的 Younger Dryas 寒冷事件, 这与王富葆(1992)对若尔盖泥炭 <sup>δ3</sup>C 研究结果所 Younger Dryas 事件信息吻合.

测得黑河口剖面中的褶皱层形成时代距今 5 000 ~ 6 000 a 之间, 代表了全新世高温期中的强降温事件. 唐克哲郎山剖面中形成的两层褶皱层, 根据上下层位<sup>14</sup>C 测年资料, 分别代表了 4 000 a 和  $\pm 2\ 000\text{a}$  的寒冷事件. 地表浅层被冻融作用形成的土层结构显著变化, 可能代表了小冰期期间的冰缘

② 四川地质调查院, 2006. 1 : 25 万阿坝县幅区域地质调查报告.

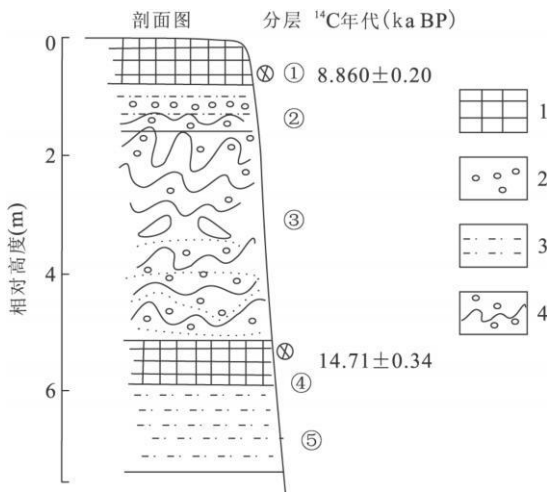


图 8 杂希塘沟沟口剖面(据李世杰等(1990)修改)

Fig. 8 Ditch mouth section in Zaxitang ditch

1. 泥炭; 2. 砂砾层; 3. 砂与粉砂; 4. 冻融褶皱

作用过程.

本区在距今 ±11 000 a 形成的冻融褶皱层厚度可达 3~4 m, 而全新世中发育的几层冻融褶皱层厚度在 ±0.4 m, 其中一期还见有同生构造的楔状体. 它们的形成大致代表了多年冻土下界附近环境状况. 冰缘现象的发育一方面取决于最低温度状况与持续时间, 另一方面也取决于土(岩)层中的水分状况. 从若尔盖盆地黄土地层中冰缘现象发育的地质记录来看, 青藏高原东北部的多年冻土下界在末次盛冰期比今可降低 1 200~1 500 m (徐叔鹰, 1994), 距今 ±11 000 a 的 Younger Dryas 时期比今降低 ±800 m, 距今 5 000~6 000 a 期间和 4 000 a 以及 ±2 000 a, 多年冻土下界大致比今降低 600~700 m. 说明在全新世期间气候存在着较大幅度的波动, 温度的波动幅度至少也在 3.5~4 °C.

此外, 在若尔盖盆地西南邻区黄土层中所见古冰楔构造(图 9), 长约 2.4 m, 顶端宽 0.2 m. 主要由

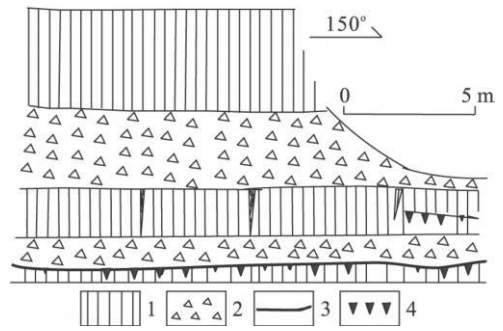


图 9 黄土层中古冰楔(据王运生等(2003)修改)

Fig. 9 Ancient freeze wedge of the loess layer

1. 黄土; 2. 岩屑堆积; 3. 古土壤; 4. 古冰楔

岩屑组成, 其成分与上覆岩屑层基本相同, 主要为板岩、千枚岩, 粒径 2~9 cm (图 10). 这里的黄土也发育褐土型古土壤, 与若尔盖盆地黄土岩性特征类似, 完全可以对比. 一般认为, 冰楔是多年冻土区的典型标志之一(王运生等, 2003).

### 5 孢粉

在唐克索克藏寺黄土剖面中, 进行了 5 块孢粉样品鉴定分析. 分析方法取 100~200 g 样品, 加浓 HCl 去除碳酸钙并分散, 水洗后 HF 热处理去除含硅物质清洗后, 分别经 120 μm 和 8 μm 的分样筛过筛, 除去 > 120 μm 和 < 8 μm 的杂质. 镜检后每样品力争统计 200 粒以上, 超过 200 粒以上的分别写出报告或孢粉图式. 结果仅在 TK024 号样品中发现了少量孢粉(表 4), 松属 *Pinus* 3 粒、蓼科 *Polygonum* 1 粒、毛茛科 *Ranunculaceae* 1 粒、莎草科 *Cyperaceae* 2 粒.

在测区茶镇梁子(黄河长江水系分水岭, 海拔 3 703 m, 地理坐标为 102°28'29.6"E, 32°21'03.4"N)黄土剖面中, 进行了 23 块孢粉样品鉴定分析(表 4,



图 10 黄土层中的岩屑及姜石

Fig. 10 Rock trivial and jiangshi of the loess layer



表 4 黄土层中的孢粉鉴定

Table 4 Sporopollen appraising of loess

乔木 Abors		草本 Herbs	
冷杉 <i>Abies</i>	4 粒 D421405, 4 粒 D421406, 2 粒 D421407, 3 粒 D421408	禾本科 <i>Gramineae</i>	2 粒 D421405 2 粒 D421406, 2 粒 D421407, 1 粒 D421408 2 粒 D421412
栎属 <i>Quercus</i>	8 粒 D421405, 8 粒 D421406, 3 粒 D421407	蒿属 <i>Artemisia</i>	2 粒 D421405 2 粒 D421406, 5 粒 D421407, 6 粒 D421408 5 粒 D421412
松属 <i>Pinus</i>	3 粒 TK024, 2 粒 D421405, 2 粒 D421406, 10 粒 D421407	莎草科 <i>Cyperaceae</i>	2 粒 TK024, 15 粒 D421405, 15 粒 D421406, 21 粒 D421407, 11 粒 D421408
榆属 <i>Ulmus</i>	2 粒 D421405, 2 粒 D421406, 2 粒 D421407, 1 粒 D421408	菊科 <i>Compositae</i>	3 粒 D421405 3 粒 D421406, 5 粒 D421407, 2 粒 D421408
榛 <i>Corylus</i>	5 粒 D421405, 5 粒 D421406, 1 粒 D421407, 4 粒 D421408	毛茛科 <i>Ranunculaceae</i>	1 粒 TK024, 2 粒 D421405, 2 粒 D421406
桦木属 <i>Betula</i>	1 粒 D421405, 1 粒 D421406, 1 粒 D421407	藜科 <i>Chenopodiaceae</i>	3 粒 D421407, 1 粒 D421409, 1 粒 D421412
桤木属 <i>Alnus</i>	2 粒 D421406, 1 粒 D421407	蓼科 <i>Polygonum</i>	1 粒 TK024, 1 粒 D421406
胡桃 <i>Walnut</i>	1 粒 D421405, 1 粒 D421406	蕨类 <i>Ferns</i>	
柳属 <i>Salix</i>	4 粒 D421408	水龙骨科 <i>Polypodiaceae</i>	3 粒 D421405, 3 粒 D421406, 1 粒 D421407
鹅耳枥属 <i>Carpinus</i>	2 粒 D421407	卷柏 <i>Selaginellaceae</i>	1 粒 D421408
桤木属 <i>Alnus</i>	2 粒 D421405	紫萁属 <i>Osmunda</i>	1 粒 D421408
杜鹃花属 <i>Rhododendron</i>	1 粒 D421408		
云杉 <i>Picea</i>	1 粒 D421407		
蔷薇科 <i>Rosa</i>	1 粒 D421408		



图 11 茶镇梁子长江、黄河两大水系分水岭

Fig. 11 Watershed between the two big river systems of the Yellow River and Yangtze River at Chazhenliangzi

图 11), 结果仅有 6 块样品中发现了少量孢粉 (图 12).

研究剖面中的孢粉数量较少可排除由于分析原因造成的, 是剖面的真实反映. 即孢粉稀少, 且多低等孢子, 反映黄土沉积时, 气候寒冷, 荒漠或者冰原环境, 植被覆盖度低, 可以与冰楔互相印证.

## 6 结语

综上所述, 青藏高原东北缘若尔盖盆地黄土的粒度组分和石英颗粒表面特征的统计分析结果都反映了气流搬运的特点, 以发育碟形坑为其主要的标志, 具有风成环境的表面特征组合. 黄土中冰川石英

砂的发现表明, 黄土物质部分来源于冰川沉积物, 后期化学作用影响较强. 黄土中冰楔的发现进一步证明, 这些黄土是在冷湿冰缘环境堆积的. 此外, 黄土中孢粉的贫乏, 为冰缘环境提供了有力佐证.

通常, 大面积连续风尘堆积的形成至少需要 3 个基本条件: 第一, 必须具有足够强的风力作为风尘物质搬运的动力; 第二, 必须具有大面积的干旱区为风尘堆积提供物质来源; 第三, 必须具有适合保存风尘物质的地貌条件. 到目前为止, 在川西高原还没有发现老于 1.15 MaBP 的风尘堆积. 该区典型的风尘堆积形成于约 1.15 MaBP, 说明当时的环境条件发生了很大的变化. 主要表现为青藏高原海拔高、宽度大, 其晚新生代强烈整体隆升是北半球气候变化的

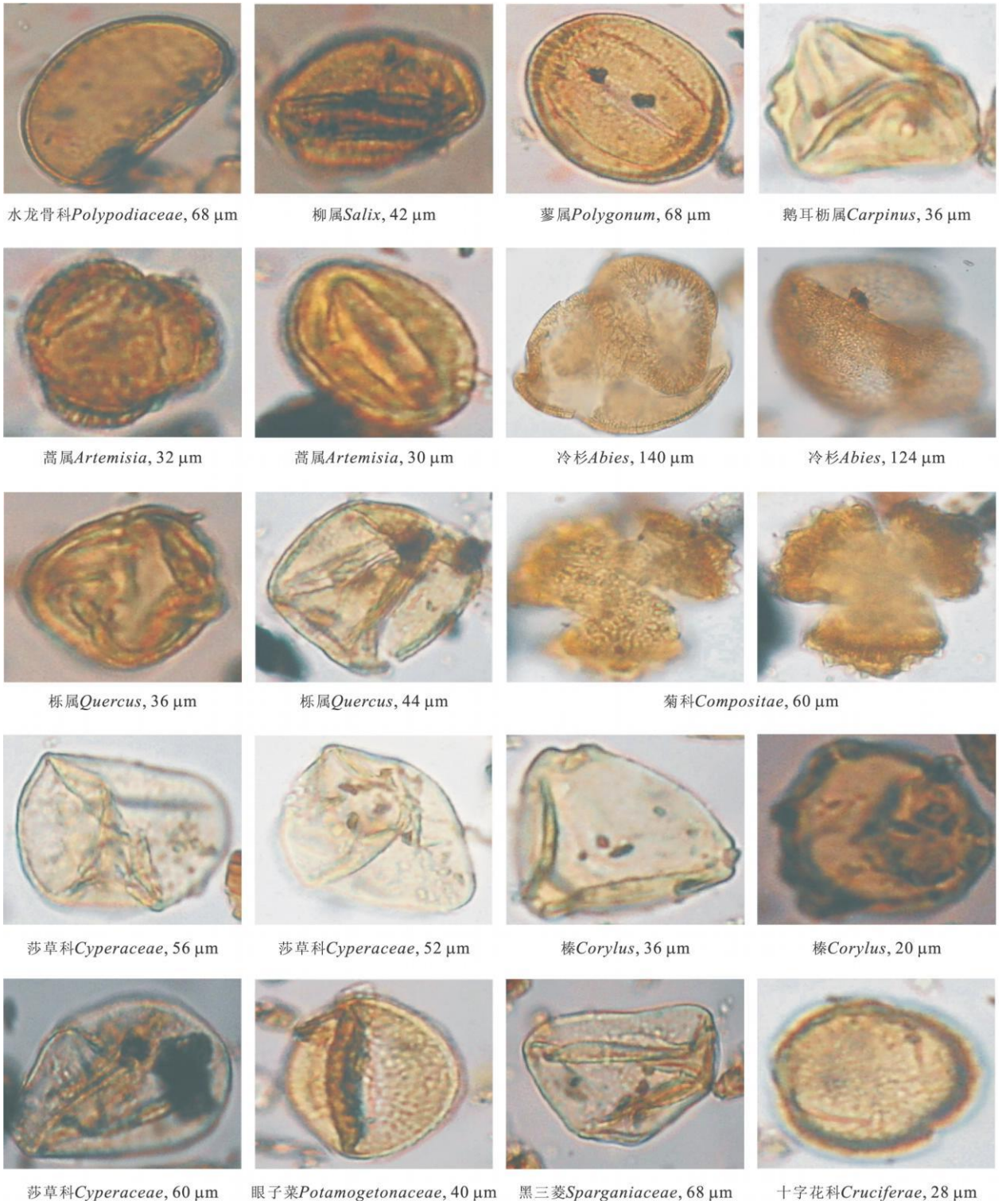


图 12 孢粉图

Fig. 12 Sporopollen plate

主要驱动力(蒋复初等, 1997). 在高原季风环流控制下, 气候干燥寒冷, 青藏高原及周缘地区的植被覆盖率大幅度降低, 使大面积松散的冰水沉积物直接暴露于地表, 为风尘沉积提供了物质来源; 同时, 高原

冬季风在此时急剧增强, 为风尘沉积提供了足够强的动力条件(汤愁苍, 2003).

根据上述事实以及青藏高原的隆升及其对气候环境的影响, 可以推测当冰期来临时, 川西高原冰川

规模扩大,高原高处冰川发育,形成冷高压,而在其周围为相对低气压区,这时气压梯度力的方向由冰川中心指向外围,致使地面附近的大气由冰川中心向周围运动,形成反气旋。反气旋的气流吹起主要来自青藏高原及其周缘地区高山、高原面上的冰水沉积和寒冻风化物中数量有限的细粒物质,并在背风的相对低洼处堆积下来,形成了与黄土高原黄土的性质、厚度有别的冷黄土,即一般所谓冰缘风成黄土。局部由于受坡面流水作用的影响,风成黄土被再次搬运,形成具水平层理的次生黄土,夹于黄土地层中。

致谢:感谢中国地质调查局项目“四川 1:25 万若尔盖县、红原县、炉霍县、马尔康县幅区域地质调查修测(1212010510304)”提供资助和四川省地质调查院项目组全体成员的大力协作和帮助!

## References

- An, Z. S., Kukla, G. J., Potter, S. C., et al., 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess plateau of Central China during the last 130 000 years. *Quaternary Research*, 36(1): 29–36. doi: 10.1016/0033-5894(91)90015-W
- Chai, Z. X., 1982. Loess of the plateau in West Sichuan. In: Chinese Association for Quaternary Research, ed., Contribution to the Third National Quaternary Academic Meeting. Science Press, Beijing, 273–274 (in Chinese).
- Chen, F. B., Gao, S. H., Chen, J. L., et al., 1990. A preliminary study on Ganzi loess magnetostratigraphy. *Chinese Science Bulletin*, 35(20): 1600 (in Chinese).
- Chen, S. Y., Fang, X. M., Wang, S. M., 2002. Relation between the loess stratigraphy on the eastern Tibetan plateau and Indian monsoon. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 22(3): 41–46, 47 (in Chinese with English abstract).
- Chen, S., Chen, G. J., Xu, G. L., 2008. Mechanism of geological deformation of the processes of formation and Huangtupo landslide. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 33(3): 411–415 (in Chinese with English abstract).
- Deng, Q. L., Wang, X. P., 2000. Growth history of Huangtupo landslide; down slope overlapping landsliding modification. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 25(1): 44–50 (in Chinese with English abstract).
- Fang, X. M., Li, J. J., Chen, F. B., et al., 1996. Garze loess and the evolution of the cryosphere on the Tibetan plateau. *Chinese Science Bulletin*, 41(20): 1865–1867 (in Chinese).
- Gan, Z. M., 1989. Research Loess plateau surface and soil corrosion. The People Press of Shaanxi, Xi'an, 1–165 (in Chinese).
- Han, J. M., Hus, J. J., Liu, D. S., et al., 1994. Malan and Lishi Loess properties of magnetite. *Quaternary Sciences*, 4: 310–323 (in Chinese with English abstract).
- Heller, F., Liu, T. S., 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophysical Journal International*, 77(1): 125–141. doi: 10.1111/j.1365-246X.1984.tb01928.x
- Heller, F., Liu, D. S., 1986. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. *Geophys. Res. Lett.*, 13(11): 1169–1172.
- Heller, F., Shen, C. D., Beer, J., 1993. Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(2–3): 385–390. doi: 10.1016/0012-821X(93)90038-B
- Jiang, F. C., Wu, X. H., Xiao, H. G., 1997. The Ganzi loess stratigraphy in the West Sichuan plateau. *Acta Geoscientica Sinica*, 18(4): 413–420 (in Chinese with English abstract).
- Krinsley, D. H., Doornkamp, J., 1973. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge Press, New York.
- Krinsley, D. H., Funnell, B. M., 1973. Environmental history of sand grains from the Pleistocene of Norfolk. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 121(484): 435–457.
- Kukla, G., 1987. Loess stratigraphy in Central China. *Quaternary Science Review*, 6(3–4): 191–207. doi: 10.1016/0277-3791(87)90004-7
- Kukla, G., An, Z. S., Liu, D. S., 1990. Loess stratigraphy in Central China. In: Liu, T. S., ed., Loess, Quaternary geology and globe change (Part II). Science Press, Beijing, 115–133 (in Chinese).
- Li, S. J., Shi, Y. F., Wang, S. M., 1990. Geology record of climate and environmental changes in ruoergai basin in the past 30 000 years. In: Tibetan Plateau Item Office, ed., Contribution to the formation evolution of Tibetan plateau and environmental changes and research of ecosystem. Science Press, Beijing, 227–235 (in Chinese).
- Liu, D. S., 1965. Chinese loess accumulation. Science Press, Beijing, 11–23 (in Chinese).
- Liu, D. S., 1985. Loess and environment. Science Press, Beijing, 191–208 (in Chinese).
- Lu, H. Y., An, Z. S., 1998. Paleoclimatic significance of grain size of loess-paleosol deposit in Chinese Loess Plateau. *Science in China (Ser. D)*, 28(3): 278–283 (in Chinese).
- Lu, Y. C., Wen, Q. Z., Huang, B. J., et al., 1976. A preliminary

- nary discussion of the origin of loess materials in China. *Geochimica*, (1): 47—53 (in Chinese with English abstract).
- Mahe, B. A., Taylor, R. M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature*, 336: 368—370. doi: 10.1038/336368a0
- Mahe, B. A., Thompson, R., 1991. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Geology*, 19(1): 3—6. doi: 10.1130/0091-7613(1991)019
- Mahe, B. A., 1999. Comments on “Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess”. *Quaternary Science Review*, 18: 865—869.
- Pan, B. T., Wang, J. M., 1999. Loess record of Qinghai-Xizang plateau monsoon variations in the eastern part of the plateau since the last interglacial. *Quaternary Sciences*, (4): 330—335 (in Chinese with English abstract).
- Pecsi, M., 1990. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International*, 7(8): 1—21. doi: 10.1016/1040-6182(90)90034-2
- Qiao, Y. S., Guo, Z. T., Hao, Q. Z., 2006a. Grain size features of a Miocene loess soil sequence at Qin'an: implications on its origin. *Science in China (Ser. D)*, 49(7): 731—738.
- Qiao, Y. S., Zhao, Z. Z., Wang, Y., et al., 2006b. Magnetostriation and its paleoclimatic significance of a loess soil sequence from Ganzi area, West Sichuan plateau. *Quaternary Sciences*, 26(2): 250—256 (in Chinese with English abstract).
- Sun, J. Z., Zhao, J. B., 1991. Loess plateau Quaternary. Science Press Beijing, 12—34 (in Chinese).
- Tang, C. C., 2003. Formation and evolution of plateau the traditional and modern monsoon. In: Zheng D., ed., Qinghai-Tibetan plateau formation on environment and development. Hebei Science and Technology Press, Shijiazhuang, 114—120 (in Chinese).
- Tian, D. Y., 1966. Loess survey of Ruogai plateau in surrounding area. *Geological Review*, 24(1): 68—70 (in Chinese).
- Wang, F. B., 1992. Climate basic character during the Holocene. In: Shi, Y. F., ed., Chinese Holocene megathermal climate and environment. Marine Press Beijing, 197—205 (in Chinese).
- Wang, J. M., Pan, B. T., 1997. Loess deposit in eastern part of Qinghai-Xizang plateau: its characteristics and environment. *Journal of Desert Research*, 17(4): 395—402 (in Chinese with English abstract).
- Wang, S. B., Jiang, F. C., Tian, G. Q., et al., 2005. The Jinchuan loess stratigraphy in western Sichuan plateau. *Acta Geoscientica Sinica*, 26(4): 355—358 (in Chinese with English abstract).
- Wang, S. B., Jiang, F. C., Wu, X. H., et al., 1999. Paleomonsoon events from the last glacial maximum to Early Holocene in Sanmenxia area. *Acta Geoscientica Sinica*, 20(4): 433—438 (in Chinese with English abstract).
- Wang, S. B., Wu, X. H., Jiang, F. C., et al., 2000. Two loess profiles in Pinglu, Shanxi and corresponding paleoclimatic reconstruction. *Journal of Geomechanics*, 6(4): 27—36 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. C., Cai, Z. X., Liu, S. Z., et al., 1999. The loess in Hengduan Mountains and its significance. *Journal of Mountain Science*, 17(4): 300—305 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y., Dinaruir, B., 1985. The atlas of surface texture of quartz grain size. Science Press, Beijing, 23—44 (in Chinese).
- Wang, Y. S., Li, Y. Z., Xiang, F., 2003. The Ganzi loess origin in the West Sichuan plateau. *Journal of Geomechanics*, 9(1): 91—96 (in Chinese with English abstract).
- Wu, X. H., Jiang, F. C., Xiao, H. G., et al., 1999. Mangshan loess on China Central plain and its response to tectonic movement and climate change during the last 200 ka. *Science in China (Ser. D)*, 29(1): 75—81 (in Chinese).
- Xie, Q. X., He, W. J., Qin, Y. L., et al., 2006. Regional geologic reconnaissance report of the PRC (1:250 000). Sichuan Province Geology Investigate Bureau, Sichuan, 114—116 (in Chinese).
- Xu, S. Y., 1994. The paleosols and their reflection of the environmental changes in the northeast region of the Qinghai-Xizang plateau. *Scientia Geographica Sinica*, 14(3): 225—232 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, F. M., Xiang, S. Y., Lu, Y. L., et al., 2007. Environmental evolution of Late Pleistocene loess deposits at Lintao County, Gansu Province. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(5): 703—712 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. H., Zhang, Z. Y., Wang, Y. S., 1989. Chinese loess. Geological Publishing House, Beijing, 16—32 (in Chinese).
- Zhu, Z. Y., 1994. Swarms of events and climatic tectonic cycles with 0.4 Ma quasi-period. *Geochimica*, 23(1): 69—79 (in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

- 柴宗新, 1982. 川西高原的黄土. 见: 中国第四纪研究委员会编, 第三届全国第四纪学术会议论文集. 北京: 科学出版社, 273—274.

- 陈富斌, 高生淮, 陈继良, 等, 1990. 甘孜黄土剖面磁性地层初步研究. 科学通报, 35(20): 1600.
- 陈诗越, 方小敏, 王苏民, 2002. 川西高原甘孜黄土与印度季风演化关系. 海洋地质与第四纪地质, 22(3): 41—46 47.
- 陈松, 陈国金, 徐光黎, 2008. 黄土坡滑坡形成与变形的地质过程机制. 地球科学——中国地质大学学报, 33(3): 411—415.
- 邓清禄, 王学平, 2000. 黄土坡滑坡的发育历史: 坠覆—滑坡—改造. 地球科学——中国地质大学学报, 25(1): 44—50.
- 方小敏, 李吉均, 陈富斌, 等, 1996. 甘孜高原黄土与青藏高原冰冻圈演化. 科学通报, 41(20): 1865—1867.
- 甘枝茂, 1989. 黄土高原地貌与土壤侵蚀研究. 西安: 陕西人民出版社, 1—165.
- 韩家懋, Hus J. J., 刘东生, 等, 1994. 马兰黄土和离石黄土的磁学性质. 第四纪研究, 4: 310—323.
- 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国, 1997. 川西高原甘孜黄土地层学. 地球学报, 18(4): 413—420.
- 库克拉, 安芷生, 刘东生, 1990. 中国中部黄土地层学. 见: 刘东生编, 黄土。第四纪地质。全球变化(II). 北京: 科学出版社, 115—133.
- 李世杰, 施雅风, 王苏民, 1990. 若尔盖盆地3万年来气候与环境变化的地质记录. 见: 青藏项目专家委员会编, 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究. 北京: 科学出版社, 227—235.
- 刘东生, 1965. 中国的黄土堆积. 北京: 科学出版社, 11—23.
- 刘东生, 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 191—208.
- 鹿化煜, 安芷生, 1998. 黄土高原粒度组成的古气候意义. 中国科学(D辑), 28(3): 278—283.
- 卢演侑, 文启忠, 黄伯均, 等, 1976. 中国黄土物质来源的初步探讨——石英粉砂颗粒表面结构的电子显微镜研究. 地球化学, (1): 47—53.
- 潘保田, 王建民, 1999. 末次间冰期以来青藏高原东部季风演化的黄土沉积记录. 第四纪研究, (4): 330—335.
- 乔彦松, 赵志中, 王燕, 等, 2006b. 川西甘孜黄土磁性地层学研究及其古气候意义. 第四纪研究, 26(2): 250—256.
- 孙建中, 赵景波, 1991. 黄土高原第四纪. 北京: 科学出版社, 12—34.
- 汤愁苍, 2003. 高原古季风的形成与演化. 见: 郑度, 青藏高原形成环境与发展. 石家庄: 河北科技出版社, 114—120.
- 田代沂, 1966. 若尔盖高原边缘地区的黄土观察. 地质论评, 24(1): 68—70.
- 王富葆, 1992. 青藏高原全新世气候环境基本特征. 见: 施雅风主编, 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 197—205.
- 王建民, 潘保田, 1997. 青藏高原东部黄土沉积的基本特征及其环境. 中国沙漠, 17(4): 395—402.
- 王书兵, 蒋复初, 田国强, 等, 2005. 四川金川黄土地层. 地球学报, 26(4): 355—358.
- 王书兵, 蒋复初, 吴锡浩, 等, 1999. 三门峡地区末次盛冰期至全新世早期的古季风事件. 地球学报, 20(4): 433—438.
- 王书兵, 吴锡浩, 蒋复初, 等, 2000. 山西平陆两个黄土剖面及古气候重建. 地质力学学报, 6(4): 27—36.
- 汪阳春, 柴宗新, 刘淑珍, 等, 1999. 横断山区的黄土及意义. 山地学报, 17(4): 300—305.
- 王颖, Dinaruir, B., 1985. 石英砂表面结构图集. 北京: 科学出版社, 23—44.
- 王运生, 李永昭, 向芳, 2003. 川西高原甘孜黄土的成因. 地质力学学报, 9(1): 91—96.
- 吴锡浩, 蒋复初, 肖华国, 等, 1999. 中原邙山黄土及最近200 ka构造运动与气候变化. 中国科学(D辑), 29(1): 75—81.
- 谢启兴, 何文劲, 秦宇龙, 等, 2006. 四川省地质调查院. 四川: 中华人民共和国区域地质调查报告(1:25万阿坝县幅), 114—116.
- 徐叔鹰, 1994. 青藏高原东北部的古土壤及其对环境变迁的反映. 地理科学, 14(3): 225—232.
- 曾方明, 向树元, 路玉林, 等, 2007. 甘肃临洮晚更新世黄土环境变迁. 地球科学——中国地质大学学报, 32(5): 703—712.
- 张宗祜, 张之一, 王云生, 1989. 中国黄土. 北京: 地质出版社, 16—32.
- 朱照宇, 1994. 具有0.4 Ma准周期的事件群发性与气候——构造旋回论——以黄土区为对比区. 地球化学, 23(1): 69—79.