赵俊香、于慎谔,2012,山西应县护驾岗冲洪积台地地层光释光年龄及其指示意义,中国地震,**28**(3),277 ~ 284。

山西应县护驾岗冲洪积台地地层光释光年龄及其指示意义

赵俊香[1,2)]　于慎谔[1)]

1) 中国地震局地壳应力研究所(地壳动力学重点实验室),北京市海淀区安宁庄路 1 号　100085
2) 中国地质大学地球科学与资源学院,北京市海淀区学院路 29 号　100089

摘要　利用细颗粒(4 ~ 11μm)石英简单多片再生法(SMAR)光释光测年技术对山西应县护驾岗冲洪积台地地层进行系统测年,研究表明,样品的光释光信号以快组份为主,适合光释光测年。根据年龄数据和深度建立年龄-深度曲线和函数,推算出了剖面的沉积速率。在(距今,后同)66.46ka ~ 33.62ka 期间,剖面沉积速率共发生 4 次变化,沉积速率的变化与同期古里雅冰芯记录的 $\delta^{18}O$ 变化趋势基本一致,即沉积速率快对应于冷期,沉积速率慢对应于暖期。具体来说,66.46ka ~ 60.23ka,MIS4 冷期,沉积速率为 0.6055m/ka;60.23ka ~ 47.15ka,MIS3c 暖期,沉积速率为 0.0382m/ka;47.15ka ~ 42.65ka,MIS3b 冷期,沉积速率为 0.4512 m/ka;37.89ka ~ 33.62ka,MIS3a 暖期,沉积速率为 0.1986m/ka。综合以上因素得出:气候的变化是研究区 66.46ka ~ 33.62ka 期间沉积环境变化的主要因素。

关键词:　光释光测年　护驾岗　冲洪积台地　沉积速率　气候

[**文章编号**] 1001-4683(2012)03-0277-08　　[**中图分类号**] P315　　[**文献标识码**] A

0　引言

释光定年是目前测定第四纪,尤其晚第四纪沉积物最常用的方法。20 世纪 90 年代以前,主要利用热释光(TL)进行测年,直到 Huntley 等(1985)提出光释光(OSL)测年技术后,由于沉积物的 OSL 信号容易晒退归零,因而 OSL 取代了 TL 方法。沉积物的光释光年龄代表了沉积埋藏时最后一次曝光距今的时间,即其所在地层的沉积年龄。相对于其他测年方法而言,它更直接,而且其测年矿物(石英或长石)为沉积物常见矿物,弥补了 ^{14}C 测年范围和采样的局限性(Aitken, 1985)。近年来,释光测年方法与技术不断更新,测年精度和准确性都有很大提高。在等效剂量测试方法上,首先提出了粗颗粒(90 ~ 300μm)单片再生法(SAR)(Murray et al, 2000),SAR 法的局限性是释光信号-剂量响应在约 120 ~ 140Gy 时饱和,在天然剂量超过该范围时,获得的等效剂量会系统偏小,年龄出现低估(王旭龙等,

[**收稿日期**] 2012-03-16

[**项目类别**] 中央级公益性科研院所基本科研业务专项(ZDJ2010-24,ZDJ2007-14),地震行业科研专项(200908001)共同资助

[**作者简介**] 赵俊香,女,1976 年生,高级工程师,博士研究生(在读),主要从事光释光测年的研究工作。
E-mail: zhjx1014@sina.com

2005a;Wang et al, 2006;Lu et al, 2007)。王旭龙等(2005a、2005b)提出的细颗粒(4 ~ 11μm)简单多片再生法(SMAR)解决了 SAR 法年龄低估的问题,该方法已成功应用于洛川黄土细颗粒石英的测年,可准确测定 130ka 以来黄土样品的年龄(Wang et al,2006;Lu et al, 2007)。本文采用简单多片再生法对护驾岗冲洪积台地地层剖面(图 1)进行系统的光释光测年,进而探讨该剖面沉积环境变化及其原因。

1 区域地质概况与地层描述

第四纪以来,恒山北麓发育多种沉积堆积地貌形式,主要表现为:山前冲洪积扇和河谷冲沟阶地,其中以山前冲洪积扇发育最为广泛。野外调查结果表明,中更新世以来发育 4 期冲洪积扇,其中较早的 2 期冲洪积扇受恒山北麓地层断错,在山前地带形成冲洪积台地。本文中地层剖面地处恒山北麓中段的山西应县小石口至窖子沟山前冲洪积台地分布地段——护驾岗冲洪积台地。该处台地主体为Ⅳ期和Ⅲ期冲洪积台地,前者为 Q_2 冲洪积台地,地层以冲洪积砂、砂砾石为主,后者为 Q_3 黄土-冲洪积台地,呈带状分布,在靠近盆地一侧,台地地貌拔河高度在 18 ~25m。护驾岗冲洪积台地位于护驾岗村村南冲洪积台地冲沟东南坡靠近沟口地段,坐标为 39°26′14.178″N、113°16′21.18″E,高程 1161.4m。剖面线沿冲沟东南坡布置,地层厚度为 20m,实测及采样剖面下部 0 ~3.5m 为后期冲洪积和坡积的混合堆积,上部 12.0 ~20.0m 为风-坡积含砾粉砂层。剖面下部 5.0 ~6.5m 处为早期冲洪积基座地层出露段。本文所研究剖面的地层岩性下部以砂、含砾砂为主,上部以粉细砂、含砾粉砂为主。在 3.5 ~12.0m 段间隔 0.5m 采样,共采集 18 件样品,样品岩性以粉砂与细砂为主。

根据野外观察及岩性描述,将剖面分为 4 段,自下而上表现为由粗到细的正沉积韵律特征。具体岩性描述如下:

①0 ~7.5m。细砂夹多层钙板层,灰黄色,水平层理,钙板层硬胶结,钙板层较厚,约 2.5m。细砂含量为 60% ~70%,粉砂含量 25% ~35%,粘土含量约 5%,不含中砂组分,分选性一般。

②7.5 ~8.0m。含钙结核、含砾中细砂层,顶部含少量钙结核,胶结一般,细砂含量为 35% ~45%,粉砂含量 35% ~60%,粘土含量约 10%,中砂含量约 10%。中砂见斜层理,中部见少量砾石,砾石砾径较小,最大仅 1.5 ~2.0cm,多数为 0.2 ~1.0cm,呈肉红色、白色,少量为黑色,该段分选很差。

③8.0 ~10.0m。灰黄色粉细砂层,细砂含量为 30% ~40%,粉砂含量 50% ~60%,粘土含量约 10%,含极少量中砂,含量小于 5%,分选很差。

④10.0 ~12.0m。黄色粉砂层,细砂含量为 15% ~20%,粉砂含量 70% ~75%,粘土含量约 10%,不含中砂组分,松散,分选一般。

2 样品制备与处理

2.1 样品采集与前处理

野外选择好采样点后使用长约 20cm,直径约 5cm 的不锈钢钢管取样;将其一端用黑色塑料袋密封,将另一端垂直打进清理干净的新鲜剖面取样,并迅速用黑色塑料袋封口,然后将两端再用黑色塑料袋与锡纸及胶带密封(赵俊香等,2009、2011)。本文样品采用 4 ~

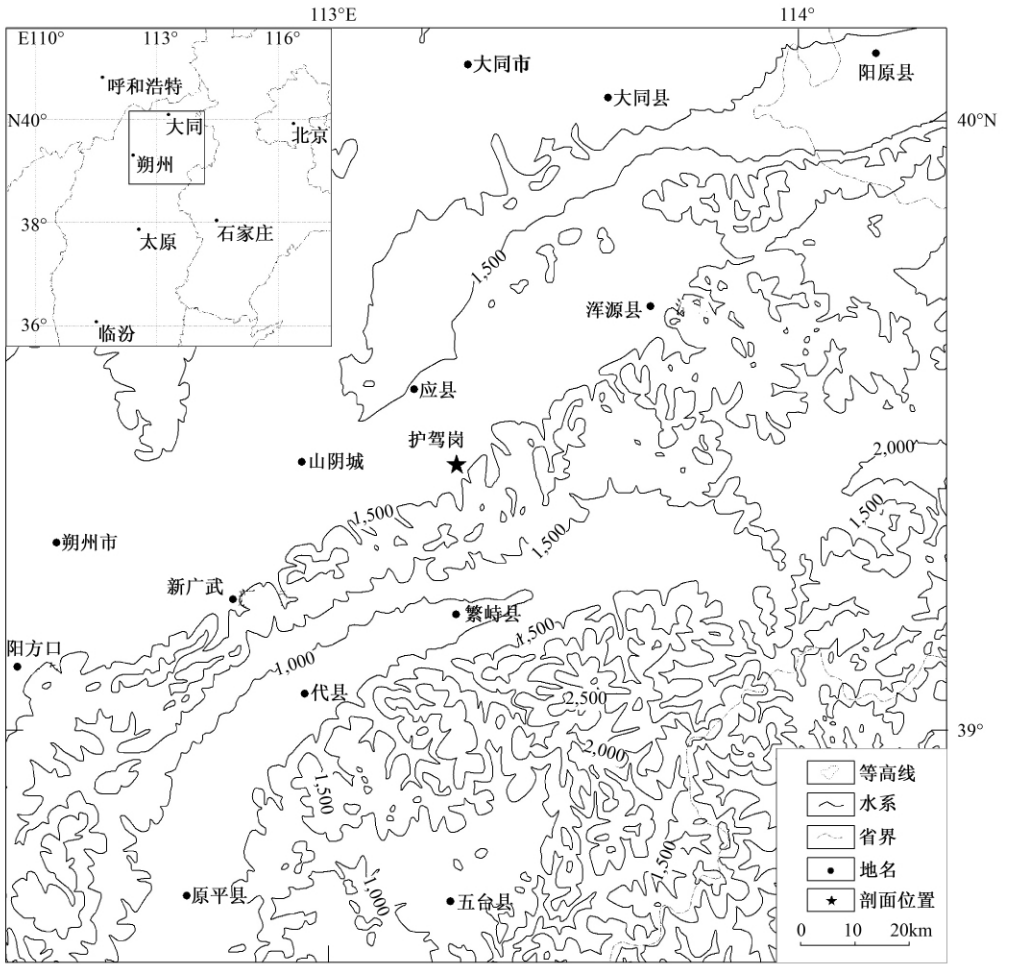

图 1　护驾岗剖面位置图

11μm 细颗粒石英矿物组分进行测年。样品前处理和测试均在中心波长 661nm 的微弱红灯下(王旭龙等,2005a)进行。采用 Aitken(1985、1998)和 Lu 等(1988)的前处理方法:即在暗室中打开包装,去掉钢管两端可能曝光或污染的样品,取中心未曝光的样品作前处理。先取约 20g 样品测其含水量与饱和含水系数,然后将其烘干研磨,筛选出小于 63μm 的组分作 U、Th、K 含量分析。其余样品在烘箱(低温 40℃)中烘干,筛选出小于 90μm 的颗粒,分别用浓度 30% 的 H_2O_2 和 20% 的 HCl 处理,去除有机质和碳酸盐类,然后用静水沉降法分离出粒径为 4 ~ 11μm 的组分。再将分离出的组分用 40% 的氟硅酸处理 3 ~ 5 天,直到样品中的红外释光信号可以忽略为止;即长石类矿物去除,获得较纯净的石英。用丙酮将分离出的 4 ~ 11μm 石英颗粒组分制成悬浊液,沉淀在直径为 9.7cm 的钢片上,每个钢片上的石英质量约为 1mg。

2.2　等效剂量(*De*)的测量

光释光信号测量和 β 辐照均在 Daybreak 2200 自动化测量系统上完成,激发光源分别为

波长 =470 ±5nm 的蓝光束(最大功率 67.3W/cm^2)和 880 ±60nm 的红外光束(最大功率 80.1mW/cm^2)。光释光信号通过 EMI QA9235 型光电倍增管(PMT)检测,在激发光源和 PMT 之间附加两块 U-340 滤光片(厚度分别为 2.5mm 和 4.5mm)。辐照源为 2200 型自动测量系统机载 β 源,2011 年 12 月 20 日对该源进行了标定,源强度为 0.0347Gy/s。

等效剂量的测量采用了简单多片再生法(SMAR)(王旭龙等,2005b)。样品在测试之前先检验石英纯度。根据长石对红外信号敏感而石英不敏感的特征,利用红外释光(IRSL)信号来检测石英纯度。以剖面样品 11-OSL-211 为例,如图 2 所示,该样品的天然 IRSL 基本为 0,说明样品中均没有长石类矿物污染,长石的释光信号可忽略,光释光信号(OSL)基本来自石英。用 SMAR 法测量时天然测片为 10 个,预热温度为 260℃,预热时间 10s。光释光信号的获得采用蓝光前 5 秒的信号强度减去第二个 5 秒的信号强度。仍以样品 11-OSL-211 为例,SMAR 法光释光衰减曲线与再生剂量生长曲线见图 3(a)、(b)。从衰减曲线来看,样品的光释光信号较强且快速衰减,在前 5 秒基本衰减到背景信号值,表明释光信号为快速组份,为典型的石英信号特征,符合简单多片再生法光释光测年要求。光释光准确测年的前提是沉积物在沉积埋藏前得到充分的光晒退,其释光信号被晒退至可忽略的水平。同一个样品所有测试样片的等效剂量值大致相同(见图 3(b)中虚线),样品的释光生长曲线均未达到饱和,生长曲线的拟合方式为指数方程,将天然信号通过该曲线投影到 X 剂量轴,即可获得测片的等效剂量(De)。本文样品主要成份为细颗粒组份,只能采用细颗粒简单多片再生法技术。目前为止,细颗粒技术无法检验样品沉积时的光晒退程度,但样品光释光年龄在误差范围内与地层层序一致,说明其光释光年龄是可靠的。

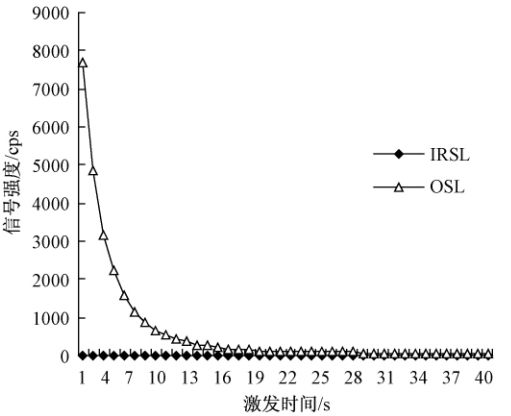

图 2 细颗粒石英纯度检验:天然 IRSL 与 OSL 信号对比(样品 11-OSL-211)

2.3 环境剂量率(D)的测量

环境剂量率是指样品每年吸收的周围环境辐射剂量值。样品环境剂量的来源主要取决于样品及周围物质中的自然放射性核素衰变所产生的 α、β 和 γ 射线及宇宙射线的少量贡献。其中放射性核素对环境剂量的贡献主要来自铀、钍及其衰变子体以及钾。钾的含量通过火焰光度计测量,铀、钍元素及其衰变子体对样品环境剂量的贡献用经标定的 Daybreak 583 型低本底厚源 α 计数仪测定(样品的 α 总计数 >2000,符合统计学要求),在这里沿用的是 α 粒子计数率。计算时 α 系数即 α 辐射产生释光信号的有效系数采用 0.040 ±0.005(Rees-Jones,1995;王旭龙等,2005b)。在测量前先将样品在玛瑙研钵中磨成 <63μm 的颗粒。因为水对 α、β 和 γ 辐射具有一定的吸收作用,样品埋藏层的含水量对样品的环境剂量的影响也不容忽视,如果忽略含水量,环境剂量率将偏大,其最终年龄结果偏小。本批样品可能在采集或运输中失水分,导致实测含水量较低,不代表埋藏时期的实际含水量,因而在计算时平均含水量采用了 10% ~15%,同时也考虑了宇宙射线的影响。最后根据 Aitken

(1998)提出的换算关系得出研究区样品的环境剂量率。

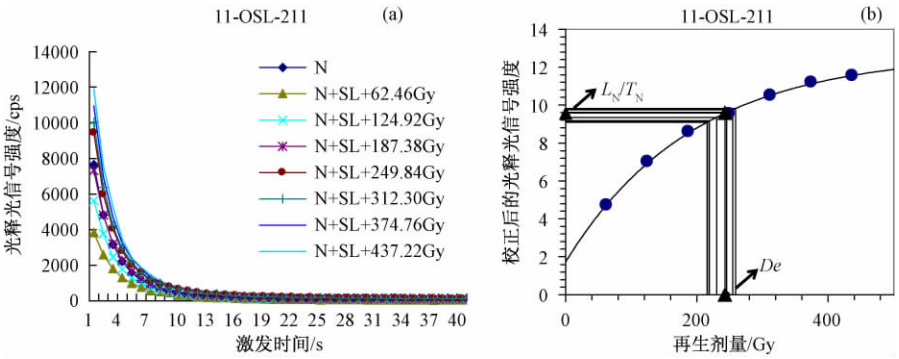

图 3　样品 11-OSL-211 细颗粒石英的 OSL 信号衰减曲线(a)和再生剂量生长曲线(b)

L_N/T_N为天然测片校正后的光释光信号强度

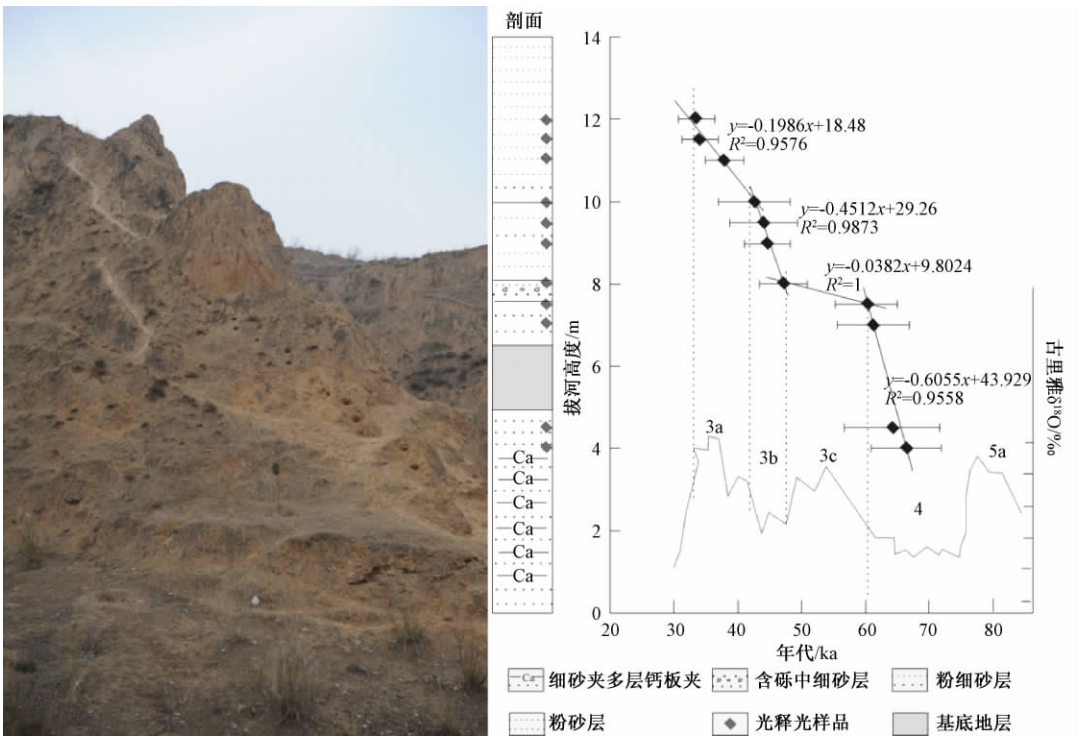

图 4　剖面照片及样品光释光年龄随深度变化曲线(古里雅 $\delta^{18}O$ 变化曲线见施雅风(2011))

3　光释光测年结果及指示意义

表 1 列出了研究剖面内 15 件样品的光释光年龄及其参数,其中在 5.0 ~ 6.5m 处采集的 4 个样品年龄与早期冲洪积基座地层年龄一致(80ka ~ 90ka),认为该段落是早期基座地层出露,不代表地层沉积年龄,因而本文未采用该年龄。3.5、8.5 和 10.5m 处的样品颗粒较

粗，未取得 4 ~ 11μm 细颗粒组份，无法用 SMAR 法获得其年龄。剖面 12.0m 以上地层为风坡积次生黄土，非冲洪积地层，未取样。

表 1 **剖面石英颗粒 OSL 年龄及相关参数**

实验编号	野外编号	深度 (m)	α 粒子计数率 (Ksec)	K_2O (%)	环境剂量率 (Gy/ka)	等效剂量 (Gy)	年龄 (ka)
11-OSL-210	11-HJG-TL002	4.0	9.38 ± 0.24	2.13	4.20 ± 0.37	279.13 ± 6.67	66.46 ± 5.55
11-OSL-211	11-HJG-TL003	4.5	8.03 ± 0.22	2.13	3.78 ± 0.27	242.90 ± 20.63	64.25 ± 7.50
11-OSL-212	11-HJG-TL004	5.0	9.55 ± 0.23	2.08	4.08 ± 0.36	331.45 ± 9.78	81.24 ± 6.93
11-OSL-213	11-HJG-TL005	5.5	8.40 ± 0.22	2.13	3.88 ± 0.35	322.76 ± 7.00	83.28 ± 6.90
11-OSL-214	11-HJG-TL006	6.0	9.18 ± 0.23	2.04	3.96 ± 0.34	343.12 ± 8.43	86.56 ± 7.24
11-OSL-215	11-HJG-TL007	6.5	8.39 ± 0.21	2.04	3.80 ± 0.34	340.63 ± 7.19	89.71 ± 7.42
11-OSL-216	11-HJG-TL008	7.0	8.56 ± 0.20	2.13	3.92 ± 0.46	240.46 ± 11.55	61.29 ± 5.72
11-OSL-217	11-HJG-TL009	7.5	7.62 ± 0.19	1.87	3.49 ± 0.37	210.02 ± 1.52	60.23 ± 4.84
11-OSL-218	11-HJG-TL010	8.0	9.71 ± 0.22	2.13	4.13 ± 0.27	194.73 ± 2.97	47.15 ± 3.84
11-OSL-220	11-HJG-TL012	9.0	9.34 ± 0.20	2.17	4.12 ± 0.46	184.08 ± 4.22	44.64 ± 3.71
11-OSL-221	11-HJG-TL013	9.5	10.24 ± 0.21	2.34	4.37 ± 0.20	192.54 ± 17.64	44.05 ± 5.36
11-OSL-222	11-HJG-TL014	10.0	11.24 ± 0.24	2.17	4.52 ± 0.39	192.91 ± 19.80	42.65 ± 5.55
11-OSL-224	11-HJG-TL016	11.0	11.02 ± 0.24	2.3	4.62 ± 0.39	174.89 ± 3.13	37.89 ± 3.11
11-OSL-225	11-HJG-TL017	11.5	12.45 ± 0.21	2.36	4.98 ± 0.37	169.35 ± 1.88	34.00 ± 2.75
11-OSL-226	11-HJG-TL018	12.0	13.22 ± 0.21	2.36	5.15 ± 0.36	173.11 ± 5.30	33.62 ± 2.88

注：样品年龄在中国地震局地壳应力研究所地壳动力学重点实验室完成

依据地层沉积特性和沉积时间建立地层沉积的时序模型，不仅可以揭示地层沉积学参数随时间变化的规律，而且可对沉积过程的环境变化进行研究。根据样品的年龄及其深度分布散点图，得出沉积地层的年龄-深度分布时序变模型（图 4）。对图中各点回归分析，得出年龄-深度曲线和年龄-深度函数（张家富等，2009），其中 x 表示年龄（单位：ka），y 表示深度（单位：m），R^2 表示相关系数。如果地层是连续沉积，那么年龄-深度曲线的一阶导数（dy/dx）就是地层的沉积速率（单位为 m/ka），如果沉积物沉积速率是恒定的（$dy/dx = C$），则年龄与深度为线性关系（$y = Cx + a$）。影响 C 值，即沉积速率随深度变化的因素是多方面的，如物源、河水水量、物质接纳区环境等，诸多因素多归结于气候或构造运动的变化。如果研究区地壳稳定，没有构造运动发生，那么，沉积速率相对稳定或者缓慢变化，反映了气候环境相对稳定。沉积速率变化较大，则反映气候变化明显。

由表 1 获得该段剖面 4.0 ~ 12.0m 处的沉积年龄为 66.46ka ~ 33.62ka，为末次冰期以来的堆积，即 MIS4 和 MIS3。除了老基座地层的年龄外，其他 11 件样品年龄与地层层序完全一致，说明年龄数据是可靠的。从图 4 可知，66.46ka ~ 33.62ka 期间地层非连续沉积，即沉积速率不是恒定的，在 7.5、8.0 和 10.0m 处发生变化。66.46ka ~ 60.23ka（4.0 ~ 7.5m）期间，沉积速率最大，为 0.6055m/ka；60.23ka ~ 47.15ka（7.5 ~ 8.0m）间沉积速率最小，仅为 0.0382m/ka；47.15ka ~ 42.65ka（8.0 ~ 10.0m），沉积速率较大，为 0.4512m/ka；37.89ka ~ 33.62ka（10.0 ~ 12.0m）间沉积速率较小，为 0.1986m/ka。

从图 4 可以看出，地层剖面沉积速率变化曲线与古里雅冰芯氧同位素特征（$\delta^{18}O$）有着很好的对应关系（图 4），66.46ka ~ 33.62ka 期间，存在 4 次气候波动，即代表了 4 次冷暖气候旋回（MIS4、MIS3c、MIS3b 和 MIS3a）。MIS4（75ka ~ 60ka）为末次冰期早冰阶，这个时段

的气候特征为干冷。MIS3(60ka ~ 30ka)为末次冰期间冰阶,是末次冰期以来的温暖时期,据古里雅冰芯 $\delta^{18}O$ 记录,该时段气候的变化特征为两个暖峰中间夹一冷谷。两个暖峰为 MIS3c 与 MIS3a,温度高出现代 3 ~ 4℃,中间冷谷为 MIS3b,温度低于现代 5℃(施雅风,2011)。沉积速率快的段(66.46ka ~ 60.23ka 和 47.15ka ~ 42.65ka)正好对应于冷期(MIS4 和 MIS3b),速率慢的段(60.23ka ~ 47.15ka 和 37.89ka ~ 33.62ka)对应于暖期(MIS3c 和 MIS3a)。可见,66.46ka ~ 33.62ka 期间由于气候的 4 次冷暖交替变化导致了研究区沉积速率的 4 次变化。

气候的影响主要通过气温、降水对植被发生作用。由于山西应县地区末次冰期属于冰缘地貌环境,冷期的冬季风活动加强,气温低,冻融和机械风化作用加强,碎屑量大,物源丰富;另一方面,冷期降水少,河流水量少,植被不发育,水土流失明显,河流含沙量高,因而沉积速率快。暖期的夏季风活动强烈,气温高,冻融和机械风化作用弱。同时,降水多,河流水量大,植被发育较好,密集程度高,水土流失较弱,河流含沙量少,因而沉积速率慢。由此可见,气候的变化是研究区 66.46ka ~ 33.62ka 期间沉积环境变化的主要因素。

4　结论

通过对山西应县护驾岗冲洪积台地地层野外观察及室内光释光年龄的分析,获得以下认识:

(1)地层自下而上由粗到细,底部以细砂为主,中部以粉砂和细砂为主,顶部以粉砂为主。

(2)样品的光释光信号以快组份为主,适合光释光测年。

(3)66.46ka ~ 33.62ka 期间,剖面沉积环境不稳定,66.46ka ~ 60.23ka(MIS4)间沉积速率为 0.6055m/ka;60.23ka ~ 47.15ka(MIS3c)间沉积速率为 0.0382m/ka;47.15ka ~ 42.65ka(MIS3b)间沉积速率为 0.4512 m/ka;37.89ka ~ 33.62ka(MIS3a)间沉积速率为 0.1986m/ka。

(4)综合考虑推测 66.46ka ~ 33.62ka 期间气候变化是研究区剖面沉积环境变化的主要因素。

参考文献

施雅风,2011,第四纪冰川新论,上海:上海科学普及出版社。

王旭龙、卢演俦、李晓妮,2005a,黄土细颗粒单测片再生法光释光测年的进展,核技术,**28**(5),383 ~ 387。

王旭龙、卢演俦、李晓妮,2005b,细颗粒石英光释光测年:简单多片再生法,地震地质,**27**(4),615 ~ 623。

张家富、莫多闻、夏正凯等,2009,沉积物的光释光测年和对沉积过程的指示意义,第四纪研究,**29**(1),23 ~ 33。

赵俊香、任俊杰、于慎谔等,2009,山西忻定盆地断层崩积楔 OSL 年龄及其对古地震事件的指示意义,现代地质,**23**(6),1022 ~ 1029。

赵俊香、任俊杰、于慎谔等,2011,断层崩积楔单片再生法光释光测年:以山西忻定盆地西田探槽为例,现代地质,**25**(2),356 ~ 362。

Aitken M J, 1985, Thermoluminescence dating, London: Academic Press.

Aitken M J, 1998, An introduction to optical dating, London: Oxford University Press.

Huntley D J, Godfrey-Smith D I, Thewalt M L W, 1985, Optical dating of sediments, Nature, **313**, 521 ~ 524.

Lu Y C, Zhang J Z, Xie J, 1988, Thermoluminescence dating of loss and paleosols from the Lantian section, Shaanxi Province,

China, Quaternary Science Reviews, **7**, 245 ~ 250.

Lu Y C, Wang X L, Wintle A G, 2007, A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130000 years for the Chinese Loess Plateau, Quaternary Research, **67**, 152 ~ 160.

Murray A S, Wintle A G, 2000, Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, Radiation Measurements, **32**, 57 ~ 73.

Rees-Jones J, 1995, Optical dating of young sediments use fine-grain quartz, Ancient TL, **13**(2), 9 ~ 14.

Wang X L, Lu Y C, Zhao H, 2006, On the performances of the single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol for Chinese loess: fine quartz and polymineral grains, Radiation Measurements, **41**, 1 ~ 8.

OSL age of Hujiagang alluvial-pluvial platform stratum in Yingxian, Shanxi Province and its significance

Zhao Junxiang[1,2] *Yu Shen'e*[1]

1) Key Laboratory of Crustal Dynamics, Institute of Crustal Dynamics, CEA, Beijing 100085, China

2) School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

Abstract We use simplified multiple aliquot regenerative-dose (SMAR) protocol from fine grain quartz (4 ~ 11μm) to systematically dated samples of Hujiagang alluvial-pluvial platform stratum, which is located in Yingxian County, Shanxi Province. OSL signals of these samples dominated by fast component shows that they are suitable for OSL dating. Based on the optical ages obtained and the buried depth of these samples, the age depth curve and function were obtained for dated samples, the accumulation rate for this section is calculated using age-depth function. Deposition rate experienced four changes between 66.46ka and 33.62ka. The change of depositional rate consists with oxygen isotope variations recorded in Guliya ice core, which shows that the depositional rate was fast during cold period, or vice versa. 66.46ka ~ 60.23ka was cold phase MIS4 and the deposition rate was 0.6055m/ka; 60.23ka ~ 47.15ka was mild phase MIS3c and the deposition rate was 0.0382m/ka; 47.15ka ~ 42.65ka was cold phase MIS3b and the deposition rate was 0.4512 m/ka; 37.89ka ~ 33.62ka was mild phase MIS3a and the deposition rate was 0.1986m/ka. Based on the analysis above, climate change was the main factor for depositional rate changes between 66.46 and 33.62ka in the studied area.

Key words: **Optical dating Hujiagang Alluvial-plucial platform Deposition rate Climate**