科学通报 2019 年 第 64 卷 第 17 期: 1844 ~ 1858
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

浑善达克沙地最老砂层的年龄

孙晓巍, 周亚利*, 张岳敏, 炊郁达

陕西师范大学地理科学与旅游学院, 西安 710062

* 联系人, E-mail: ylzhou109@163.com

2018-10-23 收稿, 2019-03-20 修回, 2019-03-22 接受, 2019-05-24 网络版发表

国家自然科学基金(41371209, 41771110)、中国博士后科学基金特别资助项目(2012T50795)和中国博士后基金(2011M501443)资助

摘要 浑善达克沙地位于东亚季风的边缘地带, 是研究气候演变的理想区域. 沙地内分布的火山熔岩覆盖在古砂层之上, 使得较老的砂层由于顶盖岩层保护作用而得以保存. 以往对浑善达克沙地的气候变化过程的研究主要集中于末次盛冰期以来时段, 缺乏更长时间尺度的气候变化记录, 其主要原因是缺乏合适的地质载体和相对应的长尺度年代数据. 本文通过对砂质古土壤、风成砂、湖相砂和火山烘烤层等样品进行光释光测年, 利用常规SAR法、TT-OSL法和$pIRIR_{(200,290)}$法分别对石英和长石进行等效剂量的测定, 并进行了不同测年矿物及方法的对比, 确定最终的沉积年龄, 获得了截至目前最老的风成砂年龄为321.2 ka. 建立了沉积物年代框架, 重建了浑善达克沙地中更新世晚期以来的演化过程: 距今320, 160.3~151.6和4.4 ka时, 风沙物质快速堆积, 沙丘活化, 沙地扩张; 距今5.0, 2.4和1.3 ka时, 风沙活动规模小, 沙丘固定; 距今320.4 ka左右浑善达克沙地内已经是沙丘与湖泊共存的地貌景观.

关键词 浑善达克沙地, 光释光测年, 火山熔岩, 风沙活动

浑善达克沙地位于北半球中纬度温带干旱半干旱气候区, 处于东亚季风尾闾地带, 对全球气候变化的响应十分敏感, 成为古环境变化研究的理想区域. 浑善达克沙地的气候变化研究主要集中于末次冰盛期以来, 年代序列主要集中于全新世[1~7], 目前测得的沙丘最老风成砂的年龄是19.4 ka[6]. 对中更新世晚期以前的气候环境研究较少的原因, 主要是缺少合适的地质载体和可靠的测年数据的支撑. 光释光测年技术近年来被广泛应用于浑善达克沙地沉积地层的年代测定, 结合气候代用指标, 揭示了末次冰盛期以来沙地气候环境变化及特征时期边界变迁[6,8]. 利用^{14}C测年方法测试浑善达克沙地湖泊沉积的年代, 并结合气候代用指标的研究也能够重建浑善达克沙地环境演化过程[9], 但是沙地中植被覆盖度低, ^{14}C测年材料少且容易受到"碳库效应"的影响, 不能获取长尺度的地质记录, 阻碍了沙地古气候环境研究.

浑善达克沙地是中国北部新生代火山分布区之一. 达里诺尔火山区的玄武岩钾氩年龄显示火山喷溢时间自中新世至更新世, 最年轻的钾氩年龄数据表明更新世的0.33 Ma发生过火山事件[10,11], 而该区鸽子山的火山烘烤层的热释光年龄则表明在 22.4±1.9 ka 依然有火山活动[12]; 阿巴嘎旗火山区的玄武岩钾氩年龄表明在0.16 Ma左右发生过火山事件[13]. 根据详尽的野外考察和前人研究的结果, 在浑善达克沙地内部及边缘地区火山喷发而形成的玄武岩与下伏的砂层之间夹有火山烘烤层, 因下伏砂层直接被岩浆覆盖, 经历过高温烘烤, 释光信号晒退更彻底, 可以相对准确地记录火山事件. 同时, 由于上覆玄武岩的顶盖岩层作用, 砂层年龄可代表较老的未被翻动的沙地砂层的年龄, 有望获得沙地较长时间尺度的古风沙活动年代框架.

光释光测年技术是解决晚第四纪沙漠/沙地沉积物测年问题的有效途径, 近年来被广泛应用[14~22]. 尤其是

引用格式: 孙晓巍, 周亚利, 张岳敏, 等. 浑善达克沙地最老砂层的年龄. 科学通报, 2019, 64: 1844–1858
Sun X W, Zhou Y L, Zhang Y M, et al. The age of the oldest aeolian sand in the Otindag sandland (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 1844–1858, doi: 10.1360/N972018-01037

© 2019《中国科学》杂志社

烘烤层样品经历高温炙烤，被埋藏前最后一次热事件时间与玄武岩溢出时间相同，之后重新积累光释光信号, 是较风成砂更为理想的光释光测年材料[23,24]. 但是, 利用石英或者长石进行光释光测年时，较老样品的年龄因释光信号的饱和问题而受到影响. 黄土高原地区石英常规SAR法光释光测年信号的饱和剂量一般约在200~400 Gy之间(年剂量率在3 Gy/ka左右)[25,26]: Lai[25]测试黄土高原石英样品时发现230 Gy(对应样品年代70 ka)后释光信号已经饱和; Lu等人[26]的黄土石英样品测试的最大剂量为409 Gy(对应样品年代130 ka); 但是, 利用TT-OSL(热转移光释光)法可将黄土高原石英的测年范围扩大至776 ka[27]. 长石的饱和剂量高于石英，但是却由于异常衰退会导致年龄的低估, pIRIR(红外激发后红外释光，简称两步法)法和MET-pIRIR(多步红外激发后红外释光，简称多步法)法将长石的异常衰退影响降至可忽略的地步: 利用pIRIR法，黄土的长石测年结果可达300 ka，相对应的等效剂量约为800 Gy[28~30]. Chen等人[31]利用MET-pIRIR法，长石测年上限可达300~600 ka，相对应的等效剂量约为1000~1800 Gy. 因此, 长石较石英测年上限较老. 在老样品的释光测年中存在因饱和剂量致使年龄低估问题. 考虑到不同地区矿物颗粒因物源不同、热历史不同，其释光信号特征并不相同, 饱和剂量和年剂量率差异较大, 导致不同地区、不同沉积物类型的老样品释光年龄上限不同，采用多种测年方法的对比印证, 获得可靠年龄数据. 本文拟利用石英和长石两种矿物作为光释光测年材料，采用单片再生剂量法(SAR)、TT-OSL法和pIRIR法，通过对石英和长石的测年结果的相互补充和对比，以期建立浑善达克沙地较长时间尺度的释光年代框架，重建浑善达克沙地演化过程.

1 研究区概况

浑善达克沙地位于内蒙古高原东部，东西长约360 km，面积约3.71×10^4 km^2[32]. 降水集中在夏季，年降水量约200~350 mm, 年平均气温为2~5°C[33]; 平均海拔1300 m左右, 地势西北高、东南低, 沙地内部沙丘及湖泊交错分布[34]. 沙地西部以半固定沙丘为主, 并有流动的新月形沙丘及沙丘链呈斑点状分布其间; 东部沙丘较固定, 多为沙垄及梁窝状沙丘, 大致走向呈现西北西-东南东方向排列[35]. 达里诺尔湖位于浑善达克沙地东北部，是东亚季风区内的封闭湖泊，遥感数据显示2010年湖面面积为188.48 km^2[36]，湖水最大深度11 m. 在达里诺尔湖流域范围内，南侧为浑善达克沙地的风成砂沉积, 东部为古湖积盆地的一部分.

浑善达克沙地处于中亚造山带中部，大兴安岭-太行山重力梯度带西侧, 地处索伦缝合带附近. 在北东东向的锡林浩特断裂与林西断裂之间, 多火山分布, 基性岩浆溢出地表形成大面积的玄武岩熔岩台地. 阿巴嘎旗火山区的熔岩台地共4级，贝力克火山区因火山喷发也可见明显的4级台地，达里诺尔火山区有3级熔岩台地[13]，但也有将达里诺尔火山区划分为2~5级台地[11]. 图1是浑善达克沙地的区域以及具体的野外采样位置.

2 研究剖面特征

基于对浑善达克沙地详细的野外考察，在沙地东北部临近达里诺尔湖附近选取了3个代表性的剖面作为研究对象，其中DLHD(43.46°N，116.78°E)是天然出露剖面，DRH(43.27°N，116.79°E)和TBB(43.48°N，116.73°E)剖面是人工开挖剖面. 具体的剖面特征描述见表1, 剖面图如图2所示.

3 研究方法

3.1 光释光测年方法

光释光样品在采样时，清除垂直剖面表层至少30 cm出露地层新鲜面, 用直径为5 cm, 长度为20 cm的不锈钢管垂直打入取样，取出样品后及时用锡纸、黑色塑料袋等避光材料密封钢管两端，避免曝光和水分散失[37]. 光释光样品在暗室中进行前处理, 提取石英、长石测年矿物. 暗室条件下剥除钢管两端约2~3 cm的曝光部分, 用于样品环境剂量率的测定. 所有光释光样品的U，Th和K含量是在中国原子能研究院通过中子活化法完成, 含水量采用烘干法测得; 宇宙射线对剂量率值的贡献是依据样品采样地的经纬度、海拔高度、埋藏深度等通过相关方程计算获得[38]; 根据相关公式和转换系数计算了样品的剂量率[37]. 并且, 考虑到样品前处理HF溶蚀石英时粒径会变小, 依据HF溶蚀的次数对测试矿物——石英的粒径大小进行校正. 选择粒径为90~125 μm的石英和钾长石作为测年的材料, 并采用多钨酸钠重液完成对石英和钾长石的提取. 等效剂量测试在陕西师范大学地理科学与旅游学院TL/OSL测年实验室完成, 利用 Risø TL/OSL DA-20型全自动释光仪进行测试，辐射源为^{90}Sr/^{90}Y型β源，其中用于石英测试的蓝光激发光源波长为470±30 nm，滤光片为HoyaU-

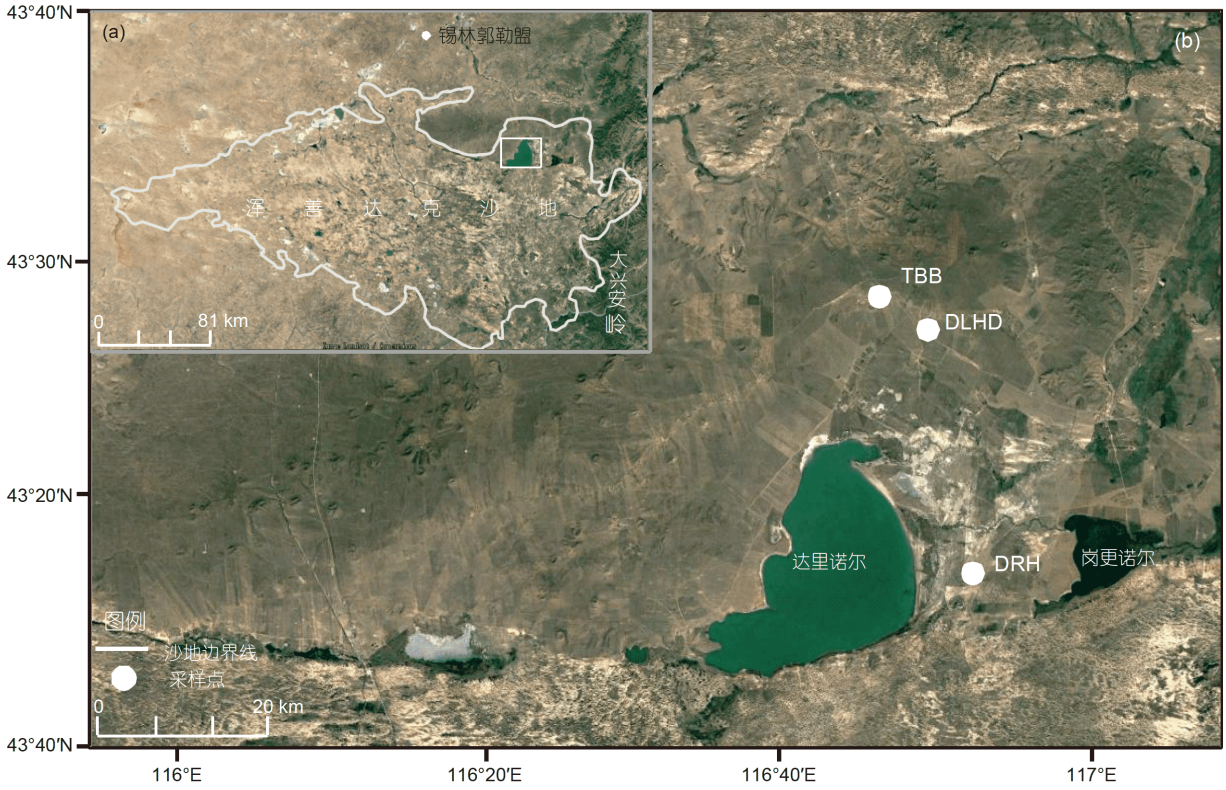


图 1 浑善达克沙地区域(a)和采样位置(b). 图来源于Google earth

Figure 1 The location of the Otindag sandland (a) and the distribution of sampling sites (TBB, DLHD and DRH) (b). The figure is from Google earth

表 1 浑善达克沙地剖面特征描述

Table 1 Stratigraphic description of Otindag sandland profile

剖面	深度(m)	沉积特征
DRH	0~0.9	灰黑色砂质古土壤, 颜色自上而下渐变(浅灰黑色-灰黑色), 粗砂, 致密坚硬
	0.9~1.1	浅黄色粗砂层, 颗粒偏细, 质地疏松
	1.1~1.25	黄褐色至红褐色火山碎屑熔岩层, 可见熔岩气孔, 烧结成块状, 夹杂黑色片状火成岩碎屑
	1.25~1.4	红褐色烘烤层, 粗砂, 质地坚硬
	1.4~2.3	浅黄色(偏白)湖相粗砂层, 有红褐色铁染条带
	2.3~3.3	灰色湖相砂砾石层, 含大小不等的砂、砾石
	3.3~5.3	红褐色红黏土, 团粒结构
	5.3~8.3	灰色片状辉绿岩, 解理发育
DLHD	0~1.3	上部长有草皮, 灰黑色砂质古土壤, 颗粒较粗
	1.3~1.6	上覆黑色玄武岩砾石, 大小不等
	1.6~10	浅黄色湖相粗砂层, 发育水平层理, 并可见红褐色铁染
TBB	0~10	黑色块状玄武岩, 可见气孔
	10~10.2	红褐色砂质烘烤层, 紧实坚硬
	10.2以下	黄色风成粗砂层, 颗粒较粗, 可见风积斜层理

340; 用于长石测试的红外激光波长为880±80 nm, 滤光片为Schott BG-39, 光电倍增管为EMI9235QB15.

选取石英进行光释光测年时, 首先对样品采取常规SAR法测年, 观察测试样品的释光信号特征, 对于SAR-OSL释光信号已经饱和的样品再采用TT-OSL法进行测试. 常规SAR法测年采用Murray和Wintle的方

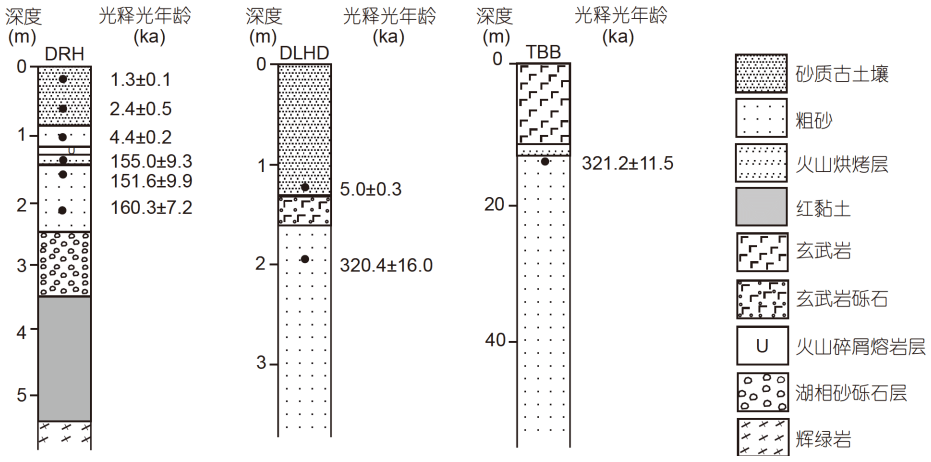


图 2 浑善达克沙地剖面图
Figure 2 OSL dating features of Otindag sandland profile

法[39]. 对同一个测片, 首先测定其天然释光信号强度(LN), 然后对其人工辐照5个再生剂量(即*R*1, *R*2, *R*3, *R*4=0 Gy, *R*5=*R*1, *R*1<*R*2<*R*3), 并且分别测出它们对应的释光信号强度(*L*1, *L*2, *L*3, *L*4, *L*5). 在每一个天然或再生剂量之后, 都给一个较小的固定的实验剂量(test dose), 并测出它们对应的释光信号强度(*T*N, *T*1, *T*2, *T*3, *T*4, *T*5). 将L*X*/T*X*(*X*=1, 2, 3, 4, 5)的值拟合出一条生长曲线, 并将LN/TN内插入生长曲线中, 即可计算出相当于天然释光信号强度对应的剂量值, 即为等效剂量(De). TT-OSL测年法采用的是Liu[24]的方法. 首先在260°C条件下对石英样品预热10 s, 接着在125°C下蓝光晒退100 s去除完全晒退样品的SAR-OSL信号, 再对样品在280°C下进行10 s的预热, 之后在125°C下蓝光激发100 s获取石英TT-OSL信号, 依据不同再生剂量的TT-OSL信号建立生长曲线, 通过内插得到样品的等效剂量值.

对于石英SAR-OSL信号已饱和的老样品, 采用长石样品进行测试, 以期获得较为可靠的年龄数据. 长石样品的测试采用pIRIR$_{(200,290)}$法[40]. 首先在320°C条件下对长石样品预热60 s, 之后在200°C下红外激发200 s去除长石异常衰退信号, 再在290°C下红外激发200 s获取长石pIRIR信号, 将不同再生剂量的pIRIR信号值拟合出一条生长曲线, 最后通过内插得到等效剂量值.

3.2 粒度测试方法

粒度测试在陕西师范大学地理科学与旅游学院环境变迁实验室进行, 使用英国Malvern公司的Master-size2000型激光粒度仪完成, 量程为0.02~2000 μm, 相对误差<4%. 称取少量自然风干的样品置于烧杯中, 分别加入浓度为10%的H_2O_2和HCl, 加热去除有机质和碳酸盐, 加入蒸馏水静置72 h, 上机测试前加入10%的六偏磷酸钠($(NaPO_3)_6$)溶液, 利用超声波震荡, 彻底分散样品[41].

4 光释光测年和粒度数据分析

4.1 石英测年

4.1.1 常规SAR法测年

采用常规SAR法测年时需要确定的等效剂量的测试条件. 因为测试样品中除了风成砂外, 还有火山烘烤层和湖相砂层, 故各选择一个代表性样品来确定各类沉积物的等效剂量测试条件.

选取较年轻的砂质古土壤样品(DRH-2)作为代表性样品进行预热坪区、循环比和剂量恢复实验的测试. 样品的预热温度选择180~300°C, 间隔20°C, 预热10 s. 测试表明, 在200~260°C之间出现一个温度坪区(图3(a)), 在此坪区内De值不随温度的升高而发生明显变化.

剂量恢复实验可以有效验证所选的测试条件是否适合样品的等效剂量的测量. 测试时先将样品(DRH-2)完全晒退, 之后给样品辐照7.96 Gy的人工辐射剂量, 得到人工辐照剂量与实测剂量之比即为恢复系数. 在180~300°C的预热温度下测试, 样品在220~280°C之间出现一个坪区(图3(b)). 实验中人工辐照与实测剂量之比(剂量恢复系数)变化范围在0.9~1.1之间, 且在240°C时的剂量恢复系数比为1.05. 样品在测试过程中, 需要

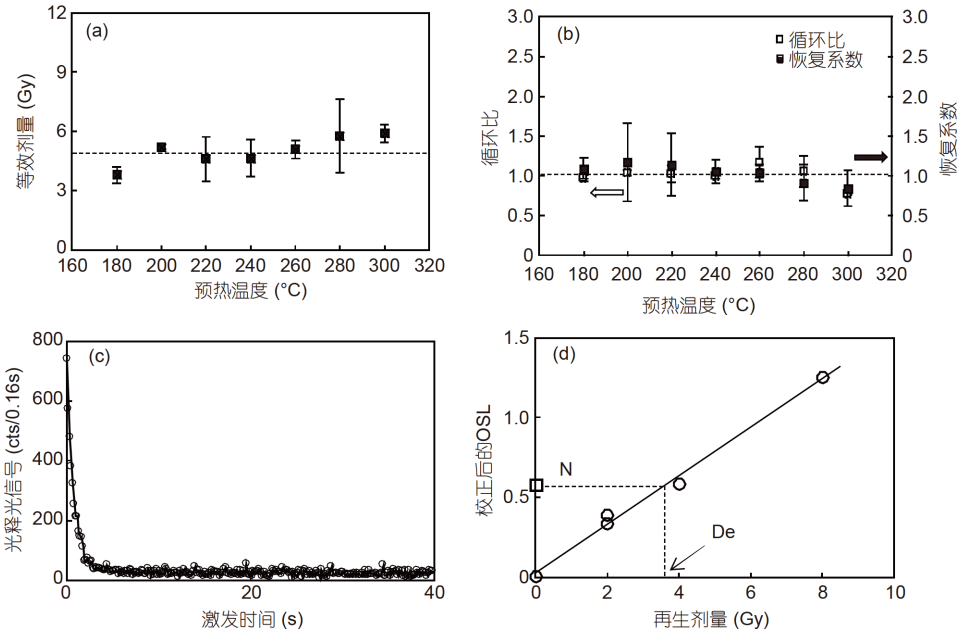


图 3 样品DRH-2的预热坪区实验(a)、剂量恢复及循环比实验(b)、释光信号衰退曲线(c)和生长曲线(d)特征

Figure 3 Preheat plateau plot (a), dose recovery and recycling ratio (b), OSL decay curve (c) and growth curve (d) from sample DRH-2

进行频繁的剂量辐照、预热和晒退，这些过程会对石英释光信号的敏感度产生影响，即释光信号会发生感量变化，样品的循环比在0.9~1.1之间(图3(b))，处于误差范围内，表明石英的感量变化得到很好的校正．因此，综合以上实验条件分析并考虑误差的影响，最终选择Pre-heat 240°C和Cut-heat 200°C作为样品等效剂量的测试条件．另外，图3(c)和(d)是样品DRH-2的石英光释光信号衰退曲线和生长曲线．可得出石英颗粒的天然释光信号经辐照激发后在0.8 s迅速晒退至本底值，生长曲线也几乎经过原点且未达到饱和状态，最终通过内插得到较准确的等效剂量值．

从火山烘烤层DRH-4和湖相砂层DLHD-2样品的石英光释光信号生长曲线和衰退曲线(图4)可看出，石英颗粒的光释光信号生长曲线均未达到饱和，几乎完全经过原点，而且样品DRH-4和DLHD-2的D0值分别为218.1±10.3和220.4±14.1 Gy，都满足De<2D0，DRH-4和DLHD-2的I_{max}(饱和释光强度)值分别是72%和78%；石英颗粒的天然光释光信号经辐照激发后2 s迅速衰减至本底值，表明样品的释光信号以快速组分为主，能够内插得到较为准确的等效剂量值．因此，利用石英光释光测年的常规SAR法对火山烘烤层(DRH-4)及年龄数据较老的粗砂层(DLHD-2)进行测年是可行的．

样品的等效剂量值可信与否很大程度上与样品最后一次埋藏前晒退程度相关．最后一次埋藏前完全晒退样品的自然OSL信号离散度在理论上应与测试时第一个再生剂量OSL信号的离散度相近[42]．因此，通过比较感量校正后的自然释光信号和第一个再生剂量释光信号的离散度(即$RSD_{N\text{-}OSL}$和$RSD_{R\text{-}OSL}$)，判断样品在沉积前的晒退程度，两个离散度值越接近，样品晒退得就越彻底．本文样品等效剂量值是取有效测片的算术平均值所得，选取样品DRH-3(风成砂)，DLHD-2(湖相砂)和DRH-4(火山烘烤层)进行样品晒退数据分析．DRH-3的$RSD_{R\text{-}OSL}$和$RSD_{N\text{-}OSL}$分别为15.80%和16.68%，两个值极为接近；DLHD-2的$RSD_{R\text{-}OSL}$和$RSD_{N\text{-}OSL}$分别为14.96%和12.21%；DRH-4的$RSD_{R\text{-}OSL}$和$RSD_{N\text{-}OSL}$分别为5.51%和2.92%，两个离散度值较为接近，说明3个样品在沉积前都经历了充分的晒退．但是图5表现的火山烘烤层样品De值频率的正态分布更为典型、分布更为集中，出现风成砂和湖相砂样品的De值呈现较宽的偏态分布可能是由样品本身的矿物特性引起的[43]．以上分析表明火山烘烤层样品相对风成砂和湖相砂样品完全晒退的结果更好，更加适用于释光测年．

4.1.2 TT-OSL法测年

石英样品OSL信号能被晒退/激发至本底水平后，如果重新高温预热，再次激发，就可测试到新的OSL信号．这种现象与再次激发前的高温预热有关，这种新信

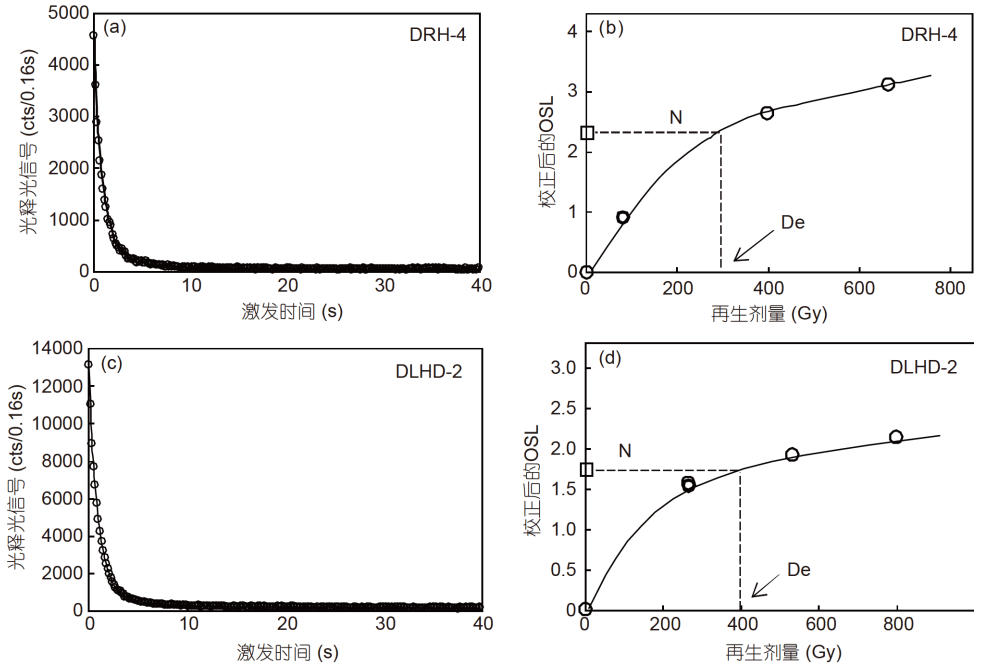


图 4 DRH-4和DLHD-2的释光信号衰退曲线((a), (c))与生长曲线((b), (d))特征
Figure 4 Characteristic of OSL decay curve ((a), (c)) and growth curve ((b), (d)) from sample DRH-4 and DLHD-2

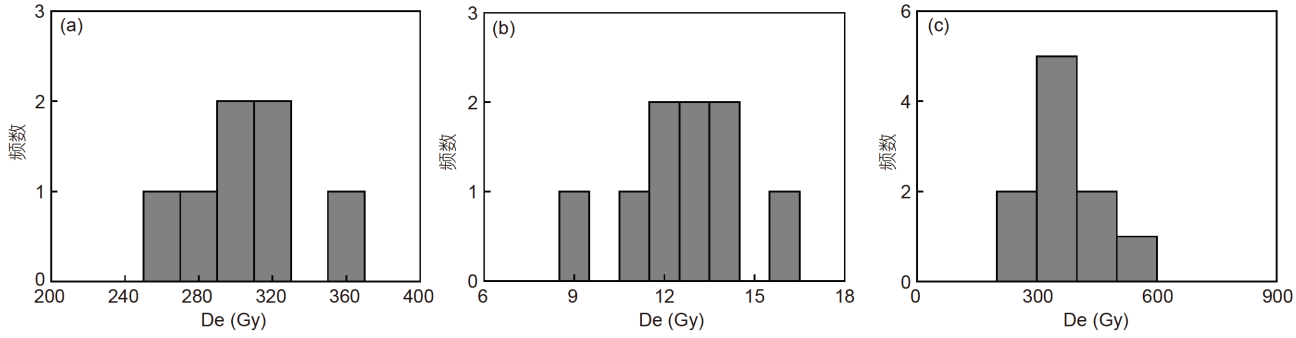


图 5 DLHD-2-湖相砂(a)、DRH-3-风成砂(b)和DRH-4-火山烘烤层(c)的De值频率分布
Figure 5 Frequency distribution of De value for samples DLHD-2 (a) lacustrine sand, DRH-3 (b) aeolian sand and DRH-4 (c) volcanic baked layer

号称为TT-OSL信号，它是由一个相对较浅非光敏陷阱在加热过程中释放的电荷被更深的OSL陷阱重新捕获而产生[44]. TBB样品在使用常规SAR法测年时，如图6所示，样品的De>2D0，光释光信号生长曲线不再随着再生剂量的增大而增大，生长曲线的斜率随着剂量的增加越来越小并逐渐接近于0，说明该石英样品释光信号的生长曲线已饱和. 在样品释光信号已经饱和的情况下，通过内插得到的等效剂量值较样品的古剂量值偏小，导致样品释光年龄的低估. 鉴于样品TBB在利用SAR-OSL法测年时SAR-OSL信号出现饱和，故采取TT-OSL法进行测试[24,44~46]. 图6是TBB样品TT-OSL法测试得到的光释光信号生长曲线，图中生长曲线未达到饱和，曲线几乎经过原点，最终的等效剂量值取测试样片的等效剂量的算术平均值.

4.2 长石测年

由于通常情况下长石光释光信号饱和剂量较石英大[40,47,48]，故对SAR-OSL信号饱和的样品采用钾长石pIRIR方法测试. 本文选择TBB样品测试首次激发温度以减少样品异常衰退对最终测年结果的影响[49,50]，

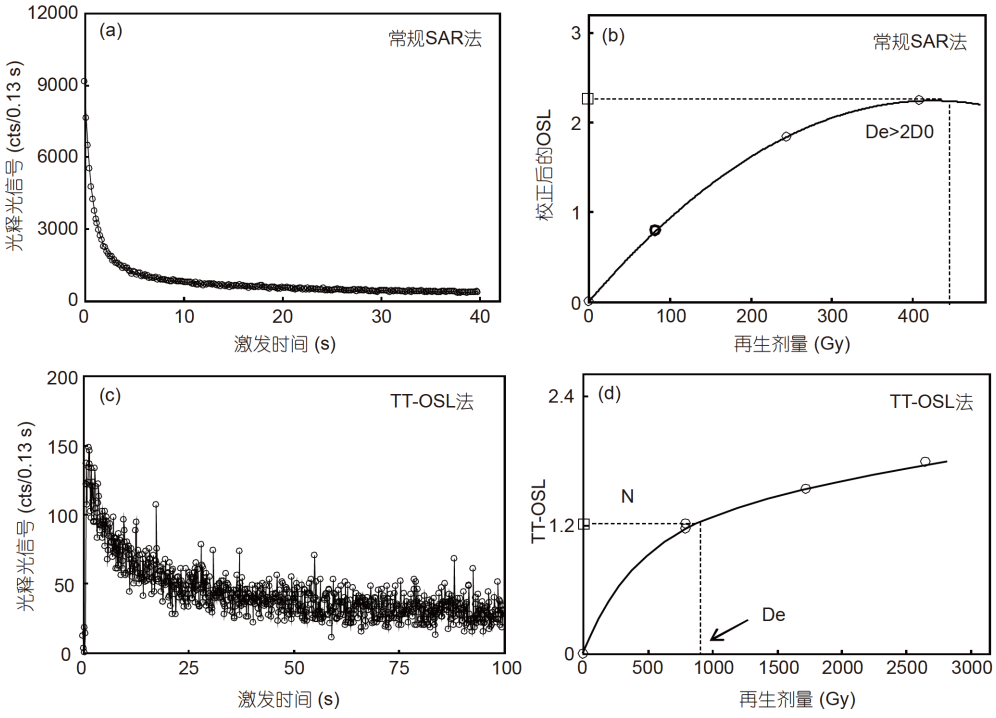


图 6 TBB样品常规SAR法、TT-OSL法的释光信号衰退曲线((a), (c))与生长曲线((b), (d))特征
Figure 6 Characteristic of OSL decay curve ((a), (c)) and growth curve ((b), (d)) of normal SAR method and TT-OSL method from sample TBB

50~260°C, 间隔30°C. 因260°C作为激发温度时无法得出样品De值, 释光衰退曲线也出现晒退异常的现象, 故温度测试实验结果没有采用260°C. 如图7所示, 在80~230°C之间除170°C外De值基本稳定, 考虑到低温对年龄较老的样品测年时误差较大, 并且利用230°C激发样品后所测得的De值误差偏大, 最终选择200°C作为首次激发温度. 利用pIRIR$_{(200,290)}$方法测试长石样品. TBB样品的长石pIRIR$_{(200,290)}$测试结果如图7所示, 释光信号生长曲线的De<2D0(D0=593.0±75.1 Gy), 生长曲线也几乎完全经过原点, 通过内插得到的等效剂量值较为准确.

4.3 光释光年龄结果

由于浑善达克沙地地质历史时期沉积物的含水量无法得知, 通过实验室实测含水量结合沙地的降水量校正, 确定误差为10%; 计算钾长石的内剂量时, 取内部K含量值为12.5±0.5%[51], 最终所得的年剂量包含内剂量; 因样品晒退较彻底, 等效剂量值取有效测片的算术平均值. 通过各样品的等效剂量和环境剂量率, 利用AGE 2003计算软件[52,53]获得所有样品的光释光年龄(表2). DRH剖面6个样品的年代结果分别是: 1.3±0.1, 2.4±0.5, 4.4±0.2, 155.0±9.3, 151.6±9.9, 160.3±7.2 ka; DLHD剖面的2个样品的年代结果分别是: 5.0±0.3, 320.4±16.0 ka; TBB样品的长石年代结果是321.2±11.5 ka, 石英年代结果是384.2±68.0 ka.

为确保测年数据的准确性, 将TBB样品的长石测年年龄与石英测年年龄进行对比, 确定最终的沉积年龄. TT-OSL法测得的样品TBB沉积年龄是384.2±68.0 ka, 这与pIRIR$_{(200,290)}$法测得的321.2±11.5 ka在误差范围内一致. 考虑到TT-OSL法测得的384.2±68.0 ka的误差已超过10%, 故最终采用pIRIR$_{(200,290)}$法测得的321.2±11.5 ka 作为TBB样品的沉积年龄.

4.4 沉积物的粒度频率分布曲线特征

粒度是沉积物的主要特征之一, 粒度分析能够反映颗粒搬运的动力过程, 是区分沉积时的自然地理环境、判定搬运动力类型和大小的重要手段[54,55]. 沙地中风成砂分选较好, 粒度频率曲线一般为单峰; 风成砂质古土壤较风成砂因含细粒成分较多, 粒度频率曲线会呈双峰分布, 但主次组分含量相差悬殊[56,57].

风成砂(DRH-3, TBB)和砂质古土壤(DRH-2)的粒度频率分布曲线(图8)均为尖而窄的单峰, 呈现明显的

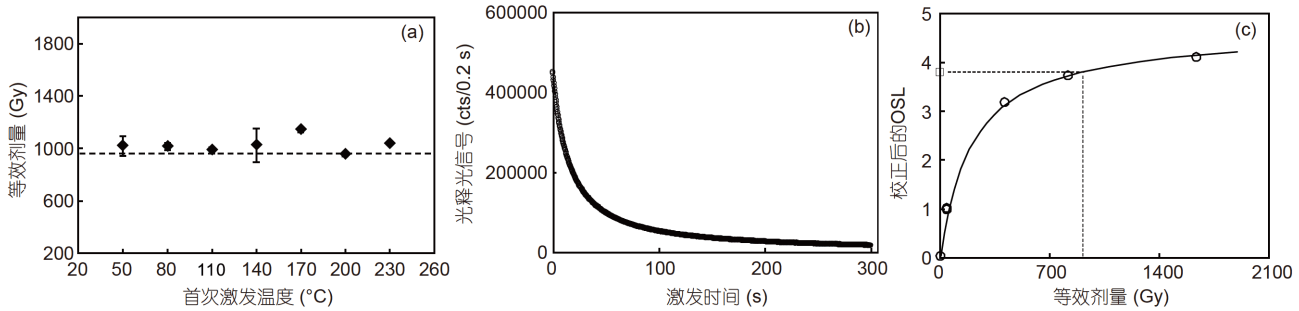


图 7 TBB样品首次激发温度坪区(a)和钾长石pIRIR(200,290)法光释光信号生长曲线(b)及衰退曲线(c)特征

Figure 7 Characteristic of first IR stimulation plateau plot (a) and OSL growth curve of pIRIR(200,290) for K-feldspar OSL growth curve (b) and decay curve (c) from sample TBB

表 2 浑善达克沙地样品OSL测年结果

Table 2 OSL dating results for deposits in Otindag sandland

样品编号	深度 (m)	沉积物类型	测年矿物	样片个数	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	含水量 (%)	测试方法	年剂量 (Gy ka^{-1})	等效剂量 (Gy)	OSL年龄 (ka)
DRH-1	0.2	砂质土	石英	24	0.68±0.04	2.83±0.13	1.57±0.05	3.14±0.31	SAR	2.03±0.07	2.56±0.20	1.3±0.1
DRH-2	0.6	砂质土	石英	22	0.45±0.04	2.10±0.11	1.44±0.05	5.43±0.54	SAR	1.80±0.05	4.25±0.82	2.4±0.5
DRH-3	1.0	风成砂	石英	9	0.79±0.04	2.05±0.01	2.36±0.07	0.96±0.10	SAR	2.77±0.09	12.05±0.54	4.4±0.2
DRH-4	1.3	烘烤层	石英	10	1.16±0.04	1.20±0.07	1.42±0.05	1.58±0.16	SAR	1.87±0.07	290.13±14.27	155.0±9.3
DRH-5	1.5	湖相砂	石英	13	0.36±0.03	1.70±0.09	2.43±0.07	3.74±0.37	SAR	2.62±0.08	396.99±22.74	151.6±9.9
DRH-6	2.0	湖相砂	石英	15	0.56±0.04	1.49±0.08	2.20±0.07	3.22±0.32	SAR	2.44±0.08	390.71±11.77	160.3±7.2
DLHD-1	1.1	砂质土	石英	19	0.77±0.04	3.08±0.13	1.33±0.05	3.94±0.39	SAR	1.82±0.06	9.13±0.35	5.0±0.3
DLHD-2	1.8	湖相砂	石英	7	0.32±0.03	1.42±0.08	0.87±0.04	0.31±0.03	SAR	1.20±0.04	383.55±12.91	320.4±16.0
TBB	12.5	风成砂	长石	9	0.45±0.04	1.35±0.08	2.34±0.07	0.73±0.07	pIRIR	2.94±0.08	945.14±20.22	321.2±11.5
			石英	9	0.45±0.04	1.35±0.08	2.34±0.07	0.73±0.07	TT-OSL	2.57±0.07	985.37±172.33	384.2±68.0

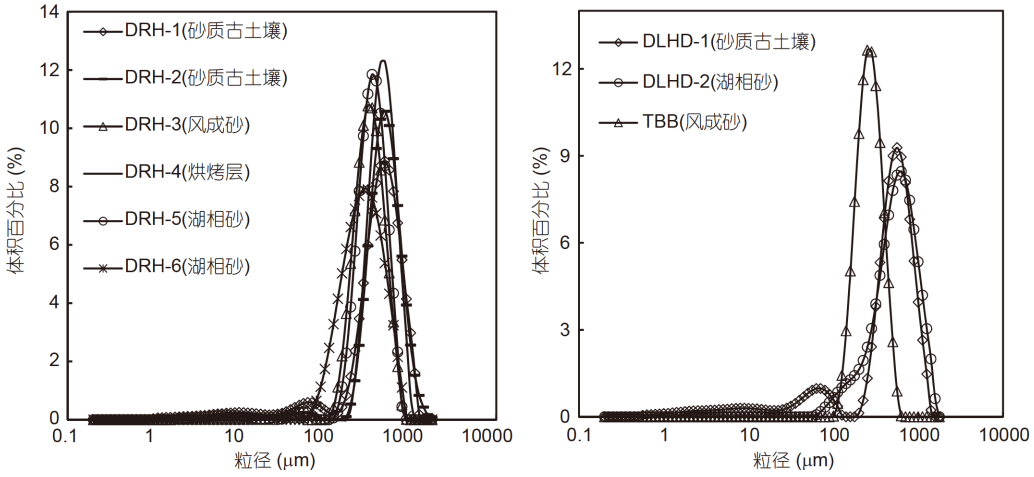


图 8 浑善达克沙地粒度自然频率分布曲线

Figure 8 Features of grain-size distribution frequency of Otindag sandland profile

对称性, 平均粒径范围是308.13~541.33 μm, 沉积物颗粒分选性很好, 粒度总体较粗, 指示了当时风力强盛的环境. 烘烤层(DRH-4)是岩浆烘烤当时的地表风成砂的产物, 其粒度频率分布曲线(图8)呈现的特征与风成砂沉积物一致, 平均粒径为526.89 μm. 但是, 砂质古土壤(DRH-1, DLHD-1)的搬运介质也是风, 粒度频率分布曲线除在500~600 μm有一个瘦高的主峰外, 50~100 μm内还有一个次组分, 细砂的存在表明风力搬运动力强度较小, 指示当时较温暖湿润的气候环境.

湖相砂有DRH-5, DRH-6和DLHD-2, 平均粒径范围是362.13~406.95 μm, 粒度频率分布曲线(图8)特征分别是: DRH-5的粒度频率分布曲线呈现尖而窄的单峰, 表现明显的对称性, 粒度总体较粗, 与风成砂的粒度频率分布曲线相似; DRH-6的粒度分布较宽, 整体呈现较好的对称性, 粒度相对较细; DLHD-2的粒度频率分布曲线呈现正偏态的特征, 偏向中砂和粗砂. 总体来说, 湖相砂层沉积物的粒度偏粗, 粒度频率分布曲线呈现正态或正偏态的特征, 分选较好, 与河流相沉积物分选性差、多峰的粒度频率分布曲线不同, 所以湖相砂层的沉积物主要源于沙地强劲的风力将风成砂搬运沉降至湖泊而成.

5 讨论

5.1 浑善达克沙地古风沙活动年代框架

准确可靠的年代框架是建立浑善达克古风沙活动历史关键所在, 以往研究所建立的沙地演化时间尺度主要集中在末次盛冰期以来[1~7], 那么沙地是否存在更老的风成砂? 能否通过有效的测年方法得到这些老风成砂的堆积年龄? 以浑善达克沙地剖面DRH, DLHD和TBB的光释光测年数据为依据, 来建立沙地中更新世晚期(320 ka)、晚更新世(160. ka)和全新世(5.0 ka)的年代序列, 将现有最老的古风成砂年龄由20 ka[6]扩展到300 ka, 延伸了浑善达克沙地风沙活动历史.

利用石英和长石两种测年矿物, 采用常规SAR法、TT-OSL法和pIRIR$_{(200,290)}$法对砂质古土壤、风成砂、湖相砂和火山烘烤层样品进行光释光测年, 检验年代数据的可靠性. DRH剖面底部的3个样品几乎达到石英常规SAR测年上限年龄[58,59], 其释光生长曲线仍未到达饱和, De<2D0, 并且样品年龄随地层深度的增加而呈现增大的趋势. 样品TBB的年龄(321.2±11.5 ka)是目前得到的浑善达克沙地风成砂的最老年龄, 通过石英和长石两种矿物, 采用长石pIRIR$_{(200,290)}$法测试时选取200°C作为首次激发温度可将长石异常衰退影响降至可忽略的水平, 得到的年龄数据321.2±11.5 ka与石英TT-OSL法的年龄结果384.2±68.0 ka, 在误差范围内一致, 保证了浑善达克沙地目前最老风成砂年龄数据的可靠性. 与此风成砂层位于同一熔岩台地下伏的湖相砂层, 在释光信号未达到饱和状态的前提下, 虽然沉积相不同, 但在误差范围内沉积年龄320.4±16.0 ka与TBB风成砂(321.2±11.5 ka)相当, 说明了熔岩台地下伏风成砂和湖相砂是同期异相沉积物.

浑善达克沙地3个剖面的较老砂层释光测年数据最老可达300 ka, 主要源于研究区热历史不同、物源不同, 石英/长石的饱和剂量和剂量率也不相同[23,37,58~60]. 浑善达克沙地样品DRH-4, DRH-5, DRH-6, DLHD-2的年龄高达150~320 ka, 等效剂量值为290~397 Gy, 年剂量率为(1.20±0.04)~(2.62±0.08) Gy/ka. 其中等效剂量383 Gy对应的年剂量率为1.20 Gy/ka, 所得到的年龄为320.4±16.0 ka, 与常规SAR法测试的石英释光信号达到饱和的样品[26,59~61]的等效剂量值(190~409 Gy)相当. 但是相较其年剂量率((2.47±0.04)~(3.63±0.17) Gy/ka)偏小, 所以年龄较已发表的[23,37,58~60]石英常规SAR年龄值偏大. 同为火山烘烤层, 大同火山黄土烘烤层样品等效剂量在551 Gy时达到饱和状态, 对应的年龄是170 ka[23], 而浑善达克沙地烘烤层样品DRH-4的饱和剂量是436 Gy, 对应的年龄是273 ka, 因此浑善达克沙地烘烤层的测年上限大于大同火山烘烤层. 物源研究表明[61~63], 黄土高原风尘物质主要源于巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、蒙古南部的戈壁沙漠和青藏高原, 多为白云石及火成岩和变质岩风化后高度混合碎屑物. 黄土高原地区典型黄土的长石pIRIR$_{(200,290)}$法测年上限达150 ka(年剂量率约3.5 Gy/ka)[40], 而浑善达克沙地的风成砂来源于火成岩[64], 其长石pIRIR$_{(200,290)}$法年龄可达321 ka(年剂量率为2.9 Gy/ka), 与黄土样品测年结果差异的原因主要是物源的不同进而导致释光特征产生较大差异[37].

浑善达克沙地在321.2 ka发育风成砂层, 在320.4 ka发育湖相粗砂层, 考虑到测年数据的误差范围, 说明沙地在中更新世晚期(320 ka)左右冬季风强盛, 风沙物质供应量大, 风沙活动强烈; 并且, 华北克拉通北缘及中亚造山带北东和北西向基底断裂活动在板块俯冲的背景下表现为拉张构造性质, 形成区内的相对抬升和沉降[11], 此时沙地内沙丘与湖盆共存. 灵台黄土和河南栾川老母洞石笋的记录也反映了这一时期冬季风

较强盛[65,66]. 晚更新世时期(160.3~151.6 ka), 浑善达克沙地东亚夏季风弱化, 风沙活动较强烈, 风力搬运的粗砂在湖盆中沉积, 沙地发育湖相粗砂层. 唐古拉山口地区的冰川活动、青藏高原东北部地区堆积的黄土/砂层和神农架三宝洞石笋δ^{13}C中记录的北大西洋冰漂碎屑事件[67,68], 都反映了这一时期东亚夏季风的弱化. 5.0, 2.4和1.3 ka时期, 东亚夏季风阶段性强[69~73], 不利于大规模的风沙物质供应, 风沙活动微弱; 但是在4.4 ka时期, 冬季风强盛[74,75], 浑善达克沙地风沙快速堆积, 风沙活动强烈, 寒冷干燥的气候环境加速了沙丘的活化.

5.2 火山事件

中国东部经历新构造运动, 在印度板块向北俯冲和太平洋板块正向俯冲的背景之下[76,77], 华北克拉通北缘和中亚造山带北东和北西向基底断裂活动加强[78], 表现为伸展构造性质[76], 华北西部北缘与兴蒙造山带南缘可能经历共同的上地幔演化[79~81], 发生大面积的火山活动[79,80]. 研究区域隶属达里诺尔火山群, 位于兴蒙造山带内部, 大兴安岭-太行山重力梯度带以西[82], 自上新世开始本区域发生多期间歇性的火山喷溢事件, 并且火山活动在湖盆环境中进行[8], 火山烘烤层及下伏的粗砂层测年结果证实在321.2和155.0 ka左右发生过火山活动. 钾氩法测得灰腾西里熔岩台地阿尔更其格火山锥的年龄是0.33 ± 0.25 Ma[11], 本文所测的321.2 ka左右的火山活动与灰腾西里熔岩台地发生火山活动有所印证. 此外, DLHD-2湖相粗砂上覆玄武岩, 表明火山活动时间不晚于320.4 ka, 并且DLHD剖面与TBB剖面位于同一级熔岩台地, 距离相近, 两个火山活动年龄数据相近, 可能是同一期火山活动留下的火山遗迹. 阿巴嘎旗境内最上部的玄武岩年代为0.16 Ma左右[10], 与DRH剖面火山烘烤层的155.0 ka相近, 此时段阿巴嘎旗和达里诺尔附近都发生火山活动, 可能是同一期火山活动在浑善达克沙地的北部和东部留下了火山遗迹. 在距今约151.97 ka, 羌塘地区随着青藏高原共同隆升, 期间伴随着泥火山喷发[83]. 在板块俯冲的背景下, 加上区域构造运动, 兴蒙造山带岩石圈减薄[80,84,85], 断裂带附近地壳抬升, 地幔上升, 岩浆上涌, 发生强烈的火山活动.

6 结论

通过对浑善达克沙地北缘沉积剖面的研究, 基于光释光测年手段对砂质古土壤、风成砂、湖相砂层和火山烘烤层的测试, 获得的浑善达克沙地的年代数据有中更新世晚期(321.2 ka)、晚更新世(160.3~151.6 ka)和全新世(5.0, 4.4和2.4~1.3 ka). 建立了浑善达克沙地自中更新世晚期以来的年代序列, 获得了沙地最老的风成砂年龄, 揭示了浑善达克沙地自中更新世晚期以来的风沙活动演化过程: 321.2, 160.3~151.6和4.4 ka时期, 冬季风强盛, 风沙物质快速堆积, 风沙活动强烈, 沙丘活化, 沙地扩张; 5.0和2.4~1.3 ka时期, 东亚夏季风强盛, 不利于风沙物质的大规模供应, 沙丘相对固定. 浑善达克沙地位于兴蒙造山带内部、大兴安岭-太行山重力梯度带以西, 在板块俯冲的背景下, 内蒙古东部北东向隐伏基底大断裂活动强烈, 于中更新世晚期(321.2 ka)和晚更新世(155.0 ka)深部岩浆上侵, 发生火山活动.

参考文献

1 Mason J A, Lu H, Zhou Y, et al. Dune mobility and aridity at the desert margin of northern China at a time of peak monsoon strength. Geology, 2009, 37: 947–950

2 Yang X, Zhu B, Wang X, et al. Late Quaternary environmental changes and organic carbon density in the Hunshandake Sandy Land, eastern Inner Mongolia, China. Glob Planet Change, 2008, 61: 70–78

3 Gong Z, Li S H, Sun J, et al. Environmental changes in Hunshandake (Otindag) sandy land revealed by optical dating and multi-proxy study of dune sands. J Asian Earth Sci, 2013, 76: 30–36

4 Han P, Sun J M. Study on the Optical luminescence dating of Hunshandake Sandy Land (in Chinese). Quat Sci, 2004, 24: 480–480 [韩鹏, 孙继敏. 浑善达克沙地的光释光测年研究. 第四纪研究, 2004, 24: 480–480]

5 Zhang X Y, Zhou Y L, Pang J L, et al. The relationship between environmental changes and human activities during the medieval warm period and the little ice age in Otindag sandland by OSL Dating (in Chinese). Quat Sci, 2012, 32: 535–546 [张小艳, 周亚利, 庞奖励, 等. 光释光测年揭示浑善达克沙地中世纪暖期和小冰期环境变迁与人类活动的关系. 第四纪研究, 2012, 32: 535–546]

6 Zhou Y L, Lu H Y, Zhang X Y, et al. Changes of the border of Otindag Sand field (northern China) during the Last Glacial Maximum and Holocene Optimum (in Chinese). Quat Sci, 2013, 33: 228–242 [周亚利, 鹿化煜, 张小艳, 等. 末次盛冰期和全新世大暖期浑善达克沙地边界的变化. 第四纪研究, 2013, 33: 228–242]

7 Li S H, Sun J M, Zhao H. Optical dating of dune sands in the northeastern deserts of China. Palaeogeogr Palaeoclimatol PalaeoEcol, 2002, 181: 419–429

8 Jin H L, Su Z Z, Sun Z. Characters of chemical elements in Strata of Middle and Late Holocene in Hunshandake desert and the indicating climatic changes (in Chinese). J Desert Res, 2003, 23: 366–371 [靳鹤龄, 苏志珠, 孙忠. 浑善达克沙地全新世中晚期地层化学元素特征及其气候变化. 中国沙漠, 2003, 23: 366–371]

9 Tang L, Wang X, Zhang S, et al. High-resolution magnetic and palynological records of the last deglaciation and Holocene from Lake Xiarinur in the Hunshandake Sandy Land, Inner Mongolia. Holocene, 2015, 25: 844–856

10 Lin R G. Inner Mongolia volcanic lava landforms (in Chinese). J Inner Mongol Normal Univ (Nat Sci), 1979, 96–120 [林儒耕. 内蒙古火山熔岩地貌. 内蒙古师范大学学报(自然科学汉文版), 1979, 96–120]

11 Luo X Q, Chen Q T. Preliminary study on geochronology for cenozoic basalts from Inner Mongolia (in Chinese). Acta Petrol Et Mineral, 1990, (1): 37–46 [罗修泉, 陈启桐. 内蒙古新生代玄武岩年代学初步研究. 岩石矿物学杂志, 1990, (1): 37–46]

12 Yang R X, Bai Z D, Tan Q W, et al. Study on the geology of Gezi Shan volcano in Xilinhot, Inner Mongolia (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2012, 28: 1181–1188 [杨若昕, 白志达, 谭庆伟, 等. 内蒙锡林浩特鸽子山火山地质研究. 岩石学报, 2012, 28: 1181–1188]

13 Liu R X. Chronology and Geochemistry of the Cenozoic Volcanic Rocks in China (in Chinese). Beijing: Earthquake Press, 1992. 1–427 [刘若新. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 1992. 1–427]

14 Fan Y X, Chen X L, Fan T L, et al. Sedimentary and OSL dating evidence for the development of the present Hobq desert landscape (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2013, 43: 1691–1698 [范育新, 陈晓龙, 范天来, 等. 库布齐现代沙漠景观发育的沉积学及光释光年代学证据. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1691–1698]

15 Fan Y X, Chen F H, Fan T L, et al. Sedimentary documents and Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating for formation of the present landform of the northern Ulan Buh Desert(in Chinese). Sci China Earth Sci, 2010, 40: 903–910 [范育新, 陈发虎, 范天来, 等. 乌兰布和北部地区沙漠景观形成的沉积学和光释光年代学证据. 中国科学: 地球科学, 2010, 40: 903–910]

16 Long H, Shen J. Chronology problems of late Pleistocene high lake-level events over the Tibetan Plateau and adjacent areas: Evidence from the Qaidam Basin and Tengger Desert (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2015, 45: 52–65 [隆浩, 沈吉. 青藏高原及其邻区晚更新世高湖面事件的年代学问题——以柴达木盆地和腾格里沙漠为例. 中国科学: 地球科学, 2015, 45: 52–65]

17 Moska P, Murray A S, Bluszcz A. Luminescence properties of single grain quartz to determine the history of a sample from the Sahara Desert. Quat Geochronol, 2010, 5: 96–101

18 Lu H Y, Yi S W, Xu Z W, et al. Chinese deserts and sand fields in Last Glacial Maximum and Holocene optimum. Chin Sci Bull, 2013, 58: 2775–2783

19 Yang X, Wang X, Liu Z, et al. Initiation and variation of the dune fields in semi-arid China – With a special reference to the Hunshandake sandy land, Inner Mongolia. Quat Sci Rev, 2013, 78: 369–380

20 Li G, Li F, Jin M, et al. Late Quaternary lake evolution in the Gaxun Nur basin, central Gobi Desert, China, based on quartz OSL and K-feldspar pIRIR dating of paleoshorelines. J Quat Sci, 2017, 32: 347–361

21 Smith M, Williams A N, Ross J. Puntutjarpa rockshelter revisited: A chronological and stratigraphic reappraisal of a key archaeological sequence for the Western Desert, Australia. Austral Archaeol, 2017, 83: 1–12

22 Chun X, Chen F H, Fan Y X, et al. Evidence of palaeolake existence in Ulan Buh desert and its environmental evolution (in Chinese). Acta Geogr Sin, 2009, 64: 339–348 [春喜, 陈发虎, 范育新, 等. 乌兰布和沙漠腹地古湖存在的沙嘴证据及环境意义. 地理学报, 2009, 64: 339–348]

23 Zhao H, Wang C M, Mao H L, et al. OSL dating of volcanic baked sediments in Datong area, Shanxi Province of China (in Chinese). Quat Sci, 2012, 32: 510–515 [赵华, 王成敏, 毛洪亮, 等. 大同火山烘烤层的光释光年龄. 第四纪研究, 2012, 32: 510–515]

24 Liu J, Murray A S, Jain M, et al. Developing a SAR TT-OSL protocol for volcanically-heated aeolian quartz from Datong (China). Quat Geochronol, 2012, 10: 308–313

25 Lai Z P. Chronology and the upper dating limit for loess samples from Luochuan section in the Chinese Loess Plateau using quartz OSL SAR protocol. J Asian Earth Sci, 2010, 37: 176–185

26 Lu Y C, Wang X L, Wintle A G. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130000 yr for the Chinese Loess Plateau. Quat Res, 2007, 67: 152–160

27 Wang X L, Lu Y C, Wintle A G. Recuperated OSL dating of fine-grained quartz in Chinese loess. Quat Geochronol, 2006, 1: 89–100

28 Thiel C, Buylaert J P, Murray A, et al. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. Quat Int, 2011, 234: 23–31

29 Buylaert J P, Jain M, Murray A S, et al. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. Boreas, 2012, 41: 435–451

30 Li B, Li S H. Luminescence dating of Chinese loess beyond 130 ka using the non-fading signal from K-feldspar. Quat Geochronol, 2012, 10: 24–31

31 Chen Y, Li S H, Li B, et al. Maximum age limitation in luminescence dating of Chinese loess using the multiple-aliquot MET-pIRIR signals from

K-feldspar. Quat Geochronol, 2015, 30: 207–212
32 Ma S W. Desertology (in Chinese). Hohhot: Inner Mongolia People's Press, 1998. 1−441 [马世威. 沙漠学. 呼和浩特: 内蒙古人民出版社, 1998. 1−441]
33 Yang P, Ye W. Environmental changes of sand field in Inner Mongolia, China since the Holocene recorded by sandy paleosoil (in Chinese). J Desert Res, 2013, 33: 1670−1677 [杨萍, 叶玮. 古土壤记录的内蒙古沙区全新世环境变化. 中国沙漠, 2013, 33: 1670−1677]
34 Zhu F Y, Lu H Y, Zhang W C, et al. Mapping deserts and sandy fields in northern China and surface process analysis based on 3S techniques (in Chinese). Quat Sci, 2013, 33: 197−205 [朱芳莹, 鹿化煜, 张文超, 等. 中国北方沙漠(沙地)地理底图绘制与地表动态过程分析——基于3S技术的新结果. 第四纪研究, 2013, 33: 197−205]
35 Zhu Z D, Wu Z, Liu S, et al. Outline to Chinese Desert (Revised Edition) (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 1−107 [朱震达, 吴正, 刘恕, 等. 中国沙漠概论(修订版). 北京: 科学出版社, 1980. 1−107]
36 Zhen Z L, Zhang S, Shi X H, et al. Research on the evolution of Dali Lake area based on the remote sensing technology (in Chinese). China Rural Water Hydropower, 2013, 7: 6−9 [甄志磊, 张生, 史小红, 等. 基于遥感技术的达里诺尔湖湖面演化研究. 中国农村水利水电, 2013, 7: 6−9]
37 Aitken M J. An Introduction to Optical Dating. Oxford: Nber Chapters Press, 1998. 1−279
38 Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. Radiat Meas, 1994, 23: 497–500
39 Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiat Meas, 2000, 32: 57–73
40 Buylaert J P, Yeo E Y, Thiel C, et al. A detailed post-IR IRSL chronology for the last interglacial soil at the Jingbian loess site (northern China). Quat Geochronol, 2015, 30: 194–199
41 Lu H Y, An Z S. Grain-size composition of Luochuan loess and paleoclimate implication (in Chinese). Chin Sci Bull, 1997, 42: 66−69 [鹿化煜, 安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义. 科学通报, 1997, 42: 66−69]
42 Zhang J F, Zhou L P, Yue S Y. Dating fluvial sediments by optically stimulated luminescence: Selection of equivalent doses for age calculation. Quat Sci Rev, 2003, 22: 1123–1129
43 Zhou Y L, Lu H Y, Zhang J F, et al. Active and inactive phases of sand-dune in Mu Us and Otindag sandlands during Late Quaternary suggested by OSL Dating (in Chinese). J Desert Res, 2005, 25: 342−350 [周亚利, 鹿化煜, 张家富, 等. 高精度光释光测年揭示的晚第四纪毛乌素和浑善达克沙地沙丘的固定与活化过程. 中国沙漠, 2005, 25: 342−350]
44 Aitken M J, Smith B W. Optical dating: Recuperation after bleaching. Quat Sci Rev, 1988, 7: 387–393
45 Wang X L, Wintle A G, Lu Y C. Testing a single-aliquot protocol for recuperated OSL dating. Radiat Meas, 2007, 42: 380–391
46 Wang X L. Studies on luminescence dating of Chinese Loess-New methods and protocols (in Chinese). Doctor Dissertation. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2005 [王旭龙. 中国黄土释光测年研究—新方法和新技术. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大学, 2005]
47 Wallinga J, Murray A S, Duller G A T, et al. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. Earth Planet Sci Lett, 2001, 193: 617–630
48 Buylaert J P, Murray A S, Huot S. Optical dating of an Eemian site in Northern Russia using K-feldspar. Radiat Meas, 2008, 43: 715–720
49 Wallinga J, Bos A J J, Dorenbos P, et al. A test case for anomalous fading correction in IRSL dating. Quat Geochronol, 2007, 2: 216–221
50 Yi S, Buylaert J P, Murray A S, et al. High resolution OSL and post-IR IRSL dating of the last interglacial-glacial cycle at the Sanbahuo loess site (northeastern China). Quat Geochronol, 2015, 30: 200–206
51 Huntley D J, Baril M R. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. Ancient TL, 1997, 15: 11−13
52 Grün R. The Age.exe computer program for the calculation of luminescence dates. Unpublished Computer Program. RSES, Canberra. 2003
53 Adamiec G, Aitken M J. Dose-rate conversion factors: Update. Ancient TL, 1998, 16: 37−50
54 Sun D H, Lu H Y. Grain-size and dust accumulation rate of Late Cenozoic Aeolian deposits and the inferred atmospheric circulation evolutions (in Chinese). Quat Sci, 2007, 27: 251−262 [孙东怀, 鹿化煜. 晚新生代黄土高原风尘序列的粒度和沉积速率与中国北方大气环流演变. 第四纪研究, 2007, 27: 251−262]
55 Palchan D, Stein M, Almogi-Labin A, et al. Dust transport and synoptic conditions over the Sahara-Arabia deserts during the MIS6/5 and 2/1 transitions from grain-size, chemical and isotopic properties of Red Sea cores. Earth Planet Sci Lett, 2013, 382: 125–139
56 Long H, Wang N A, Li Y, et al. Particle size characteristics of deposits from PJHZ section in northern edge of Mu Us Desert and their environmental significance. J Desert Res, 2007, 27: 187−193 [隆浩, 王乃昂, 李育, 等. 毛乌素沙地北缘泊江海子剖面粒度特征及环境意义. 中国沙漠, 2007, 27: 187−193]
57 Chen C T A, Lan H C, Lou J Y, et al. The dry Holocene megathermal in Inner Mongolia. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2003, 193: 181–200
58 Lai Z P, Fan A C. Examining quartz OSL age underestimation for loess samples from Luochuan in the Chinese Loess Plateau. Geochronometria,

2014, 41: 57–64
59 Kang S G, Wang X L, Lu Y C. Quartz OSL chronology and dust accumulation rate changes since the Last Glacial at Weinan on the southeastern Chinese Loess Plateau. Boreas, 2013, 42: 815–829
60 Singarayer J S, Bailey R M. Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using linear modulation. Radiat Meas, 2003, 37: 451–458
61 Rao W B, Yang J D, Chen J, et al. Isotopic geochemistry of aeolian deposits in arid and semi-arid regions of China: An indication of loess sources and monsoon evolution. Chin Sci Bull, 2006, 51: 378–386 [饶文波, 杨杰东, 陈骏, 等. 中国干旱-半干旱区风尘物质的Sr, Nd同位素地球化学: 对黄土来源和季风演变的指示. 科学通报, 2006, 51: 378–386]
62 Sun Y, Tada R, Chen J, et al. Tracing the provenance of fine-grained dust deposited on the central Chinese Loess Plateau. Geophys Res Lett, 2008, 35: L01804
63 Yang J D, Li G J, Dai Y, et al. Isotopic evidences for provenances of loess of the Chinese Loess Plateau. Earth Sci Front, 2009, 16: 195–206 [杨杰东, 李高军, 戴霎, 等. 黄土高原黄土物源区的同位素证据. 地学前缘, 2009, 16: 195–206]
64 Yang X, Zhang F, Fu X, et al. Oxygen isotopic compositions of quartz in the sand seas and sandy lands of northern China and their implications for understanding the provenances of aeolian sands. Geomorphology, 2008, 102: 278–285
65 Zhou B, Guzailinuer W L, Peterse F, et al. Organic carbon isotope and molecular fossil record of vegetation evolution since 450 ka in the central Loess Plateau (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2016, 46: 509–518 [周斌, 古再丽努尔·外力, Peterse F, 等. 黄土高原中部450 ka以来植被演化的有机碳同位素与分子化石记录. 中国科学: 地球科学, 2016, 46: 509–518]
66 Li S Y, Yang Y, Li T Y, et al. Asian Monsoonal climate variability at orbital scales during the MIS8-MIS9: Based on stalagmite data from Laomu cave, Henan Province, China (in Chinese). Geol Rev, 2011, 57: 754–760 [李珊英, 杨琰, 李廷勇, 等. MIS8-MIS9阶段亚洲季风的轨道尺度气候变率: 栾川老母洞石笋记录. 地质论评, 2011, 57: 754–760]
67 Duan Z M, Li Y, Li Y L, et al. Quaternary tills at the pass of the Tanggula Mountains on the Qinghai-Tibet Plateau and their geological-environmental significance (in Chinese). Geol China, 2005, 32: 128–134 [段志明, 李勇, 李亚林, 等. 青藏高原唐古拉山口第四纪冰碛层划分及其地质环境意义. 中国地质, 2005, 32: 128–134]
68 Lu H Y, Wang X Y, Sun X F, et al. Loess stratigraphy and palaeoclimate changes during Quarternary in northeastern Tibetan Plateau revealed by loess core (in Chinese). Quat Sci, 2007, 27: 230–241 [鹿化煜, 王先彦, 孙雪峰, 等. 钻探揭示的青藏高原东北部黄土地层与第四纪气候变化. 第四纪研究, 2007, 27: 230–241]
69 Zhou Y L, Lu H Y, Mason J A, et al. The Chronology sequence and Holocene climate change in Otindag sandlands (in Chinese). Sci China Ser D Earth Sci, 2008, 38: 452–462 [周亚利, 鹿化煜, Mason J A, 等. 浑善达克沙地的光释光年代序列与全新世气候变化. 中国科学D 辑: 地球科学, 2008, 38: 452–462]
70 Shi Y F, Kong Z C, Wang S M, et al. Climate and environment at the megathermal maximum of the Holocene in China (in Chinese). Sci China Ser B, 1993, 23: 865–873 [施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境. 中国科学: B辑, 1993, 23: 865–873]
71 Yang F, Jin H L, Li X Z, et al. Climate change in the southeastern Mu Us Sandy Land in Middle and Late Holocene (in Chinese). J Desert Res, 2017, 37: 431–438 [杨帆, 靳鹤龄, 李孝泽, 等. 中晚全新世毛乌素沙地东南部气候变化过程. 中国沙漠, 2017, 37: 431–438]
72 Li S H, Sun J. Optical dating of Holocene dune sands from the Hulun Buir Desert, northeastern China. Holocene, 2006, 16: 457–462
73 Yao T D. Climatic and environmental record in the past about 2000 years from the Guliya Ice Core (in Chinese). Quat Sci, 1997, 17: 52–61 [姚檀栋. 古里雅冰芯近2000年来气候环境变化记录. 第四纪研究, 1997, 17: 52–61]
74 Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 1993, 365: 143–147
75 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 1997, 278: 1257–1266
76 Li S L, OuYang Z Y. Tectonic framework and envolution of Xing'Anling-Mongolian Orogenic Belt (XMOB) and its adjacent region (in Chinese). Marine Geol Quat Geol, 1998, 18: 45–54 [李双林, 欧阳自远. 兴蒙造山带及邻区的构造格局与构造演化. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18: 45–54]
77 Zheng J P, Dai H K. Subduction and retreating of the western Pacific plate resulted in lithospheric mantle replacement and coupled basin-mountain respond in the North China Carton (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2018, 48: 436–456 [郑建平, 戴宏坤. 西太平洋板片俯冲与后撤引起华北东部地幔置换并导致陆内盆-山耦合. 中国科学: 地球科学, 2018, 48: 436–456]
78 Zhao Y W, Fan Q C, Li N, et al. Study on volcanic geology characteristics and magma feeding fractures of Late Quaternary volcanoes in Dalinor volcanic field, Inner Mongolia (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2017, 33: 127–136 [赵勇伟, 樊祺诚, 李霓, 等. 内蒙达里诺尔火山群晚第四纪火山地质特征与岩浆裂隙通道研究. 岩石学报, 2017, 33: 127–136]
79 Chen S S, Fan Q C, Zhao Y W, et al. Mantle peridotite xenoliths and the nature of lithospheric mantle in Abaga, Inner Mongolia (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2012, 28: 1108–1118 [陈生生, 樊祺诚, 赵勇伟, 等. 内蒙古阿巴嘎地幔岩捕掳体与岩石圈地幔性质探讨. 岩石学报, 2012, 28: 1108

−1118]
80 Chen S S, Fan Q C, Zhao Y W, et al. Geochemistry characteristics of basalts in Beilike area and its geological significance, Inner Mongolia (in Chinese). Acta Petrol Sin, 2013, 29: 2695−2708 [陈生生, 樊祺诚, 赵勇伟, 等. 内蒙古贝力克玄武岩地球化学特征及地质意义. 岩石学报, 2013, 29: 2695−2708]
81 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. Geochim Cosmochim Acta, 2003, 67: 4373–4387
82 Fan Q C, Zhao Y W, Cheng S S, et al. Quaternary volcanic activities in the west of the Daxing'anling-Taihangshan gravity lineament (in Chinese). Bull Mineral Petrol Geochem, 2015, 34: 674−681 [樊祺诚, 赵勇伟, 陈生生, 等. 大兴安岭-太行山重力梯度带以西的第四纪火山活动. 吉林大学学报(地球科学版), 2015, 34: 674−681]
83 Yang H T, Li C, Li L Q. Evidence of tectonic activities happened since the Middle Pleistocene in central Qiangtang, northern Tibet, China (in Chinese). Geol Bull China, 2009, 28: 1325−1329 [杨韩涛, 李才, 李林庆. 藏北羌塘中部中更新世以来构造活动的证据. 地质通报, 2009, 28: 1325−1329]
84 Xu Y G, Chung S L, Ma J, et al. Contrasting Cenozoic lithospheric evolution and architecture in the Western and Eastern Sino-Korean Craton: Constraints from geochemistry of basalts and mantle xenoliths. J Geol, 2004, 112: 593–605
85 Li S G, Wang Y. Formation time of the big mantle wedge beneath eastern China and a new lithospheric thinning mechanism of the North China Craton-Geodynamic effects of deep recycled carbon (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2018, 48: 809−824 [李曙光, 汪洋. 中国东部大地幔楔形成时代和华北克拉通岩石圈减薄新机制——深部再循环碳的地球动力学效应. 中国科学: 地球科学, 2018, 48: 809−824]

Summary for “浑善达克沙地最老砂层的年龄”

The age of the oldest aeolian sand in the Otindag sandland

Xiaowei Sun, Yali Zhou*, Yuemin Zhang & Yuda Chui

School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China
* Corresponding author, E-mail: ylzhou109@163.com

The Otindag sandland, located at the boundary of the East Asian monsoon area, is sensitive to climate change and is therefore an ideal place to investigate past environmental evolution. Due to frequent volcanic eruptions that have occurred since the Cenozoic, numerous interbeds of multi-stage basalt and sand exist in the stratigraphic sequence, which allowed older sand to be preserved due to the protective effect of the overlying rock. Previous studies of climate change in the sandland mainly focused on the time interval since the last glacial period, and information is lacking regarding climate change over longer timescales and younger volcanic activity. The key reason for this is that suitable geological carriers are rare, which prevents the expansion of the desired sediment chronological scale. In order to establish the chronological framework, samples of the sandy paleosoil, aeolian sand, lacustrine sand and volcanic baked layer were collected and dated by the optically stimulated luminescence (OSL) method. The conventional SAR, TT-OSL and $pIRIR_{(200,290)}$ procedures were used to obtain equivalent doses of quartz and feldspar. To ensure the accuracy of the dating data, the age of the feldspar dating of the oldest aeolian sand sample (TBB) was compared with the quartz result, and the quartz and feldspar ages were found to be consistent with each other within the error range. Considering the error of the age measured by TT-OSL (384.2±68.0 ka) exceeded 10%, the age measured by the $pIRIR_{(200,290)}$ method (321.2±11.5 ka) was adopted to represent the deposition age of the aeolian sand sample. In addition, the age of the oldest sand deposition in the three sections of the Otindag sandland may reach 300 ka, mainly due to the different thermal history and provenance from other areas such as Loess Plateau, resulting in the different saturation dose and dose rate lever of quartz or feldspar. The sedimentary age framework established by OSL dating enabled the reconstruction of the evolution process of the Otindag Sandland. The climate was cold and dry during the periods corresponding to 321.2, 160.3−151.6 and 4.4 ka, and the aeolian sand material quickly accumulated during these times, as dunes were activated and the sandland expanded. During the periods corresponding to 5.0 ka and 2.4−1.3 ka, sandy soil developed efficiently, implying the dunes were fixed. The oldest lacustrian sand age is 320.4±16.0 ka for quartz dated by the SAR method. Hence, aeolian sand and lacustrine sand developed in the same period, which indicates that there was a landscape where dunes and lakes coexisted around 320.4 ka, such as at present. The Optical Stimulated Luminescence dating results of the volcanic baking layer and the underlying coarse sand layer confirm that volcanic activity occurred around 321.2 and 155.0 ka. Combined with results of previous research, this study indicates that the northeast and northwestward basement faults of the northern margin of the North China Craton and the Central Asian orogenic belt are characterized by extensional tectonic properties in the background setting of plate subduction, and relative uplift and settlement occur in the sandland formation zone.

Otindag sandland, OSL dating, volcanic lava, aeolian activity

doi: 10.1360/N972018-01037