

玛纳斯河流域低洪积扇台地上黄土沉积的年龄与粒度特征

哈元琪, 葛本伟*, 皮乙秀, 王艳, 李谈谈, 张良娇 (石河子大学理学院地理系, 新疆石河子 832000)

摘要 通过对天山北麓玛纳斯河流域低洪积扇台地上的黄土剖面进行粒度分析和光释光测年分析, 结果表明, 该地区的黄土物质组成以粉沙为主, 平均含量为 61.62%。粘粒的平均含量为 18.99%。剖面中平均粒径、中位数、粘粒含量、细沙含量在剖面中的变化反映了沙尘暴的活动及粉尘堆积的变化。光释光测年的结果表明, 该地区的黄土沉积始于 7 000 aBP 左右, 属于全新世时期的黄土堆积。

关键词 黄土; 粒度; 玛纳斯河; 洪积扇; 天山北麓

中图分类号 S181.3 **文献标识码** A **文章编号** 0517-6611(2014)12-03635-04

Characteristics of Loess Grain Size and OSL Age of Loess Accumulation at Lower Alluvial Fan in the Reaches of Manas River
HA Yuan-qi, GE Ben-wei et al (College of Sciences, Shihezi University, Shihezi, Xinjiang 832000)

Abstract In this paper, loess samples collected from DFS profile that covering on the lower alluvial fan of Manas River were used for analysis of grain size distribution. The result indicated that the loess is composed mainly of silt, accounting for 61.62%, and some clay, accounting for 18.99%. The change of Mz, Md, clay content, sand content in the profile indicated that variation in the strength of dust storms and dust-falls. OSL data indicates that the loess accumulation in the DFS site began in 7 000 aBP and record the climate change during the Holocene.

Key words Loess; Grain size; Manas River; Alluvial fan; North slope of Tianshan

天山北坡的黄土是干旱草原环境下的粉尘堆积物, 也是风力搬运、沉积的产物。黄土的物质源区主要是准噶尔盆地中的古尔班通古特沙漠, 也是该沙漠的同源异相沉积物。晚新生代时期, 随着印度板块向亚洲板块的俯冲, 青藏高原及周边山地也在不断地隆起、抬升^[1]。发生在 1.2~0.6 Ma 期间的昆黄运动使得青藏高原进入了冰冻圈, 同时也使天山山地的海拔达到了 3 000 m 或以上的高度^[2]。从而导致了西北地区的大气环流模式产生了极大的变化, 减弱了湿润的西南季风的影响, 使北疆环境趋于干旱化和沙漠化。从而为天山北坡的黄土提供了丰富的粉尘物源。在翻越准噶尔盆地西部山地的气流及蒙古高压的影响下, 沙漠中的部分粉尘物质被搬运, 并沉积在天山北麓森林线以下不同高度的地貌面上, 形成厚度不均的黄土分布区。如在河流的不同阶地面、古洪积扇的顶部、天山北坡的缓倾斜平原上均分布有薄厚不均的黄土物质, 薄可为 20~30 cm 左右, 厚可达 50 m 以上。这些黄土沉积物记录了粉尘堆积时期环境信息, 也可用于分析源区沙漠的环境变化, 是研究北疆史前气候、环境演化的良好信息载体。

粒度是用于研究沉积物沉积过程和沉积环境的常用指标, 这在黄土高原、陇西黄土分布区、下蜀黄土分布区黄土的研究中均得到了良好的应用^[3-10]。新疆地区的黄土粒度特征也有研究成果发表, 如李志忠等通过分析新疆伊犁河谷可克达拉剖面全新世沉积物粒度组成, 讨论了沉积序列所代表的气候意义^[11]。方小敏等^[12]、史正涛等^[13-14]对天山北坡沙湾县东湾镇一厚达 71 m 的风成黄土剖面进行了粒度及磁化率分析, 讨论该剖面黄土沉积所记录的环境演变和沙漠演变的过程与趋势, 并将其粒度特征与伊犁地区的西风带黄土粒度特征进行了对比。宋友桂等对伊犁地区的黄土分布与磁

学性质也进行了探索^[15-16]。叶玮等也对新疆地区的黄土分布规律、黄土与古土壤磁化率变化特征、黄土的粒度特征、黄土矿物特征与沉积环境、黄土与古土壤微结构、黄土的形成条件等方面进行了较为系统的研究^[17-23]。该研究则主要报道天山北麓低洪积扇台地上黄土沉积的年龄和粒度特征, 试图对天山北麓黄土沉积的研究成果略作补充。

1 研究区与剖面

青藏高原隆起的构造效应使得晚古生代时期就已形成的天山地槽复活, 并强烈抬升。在天山南北两侧的山麓地带强烈凹陷, 在形成的前陆盆地中, 不仅堆积了巨厚的新生代沉积, 而且形成了三排东西向的逆冲断层与褶皱带^[1, 24]。如山麓背斜带, 吐谷鲁-玛纳斯-霍尔果斯逆断裂背斜带, 安集海-独山子逆断裂背斜带。发源于北天山的冰川的河流由南向北切穿背斜, 并流入古尔班通古特沙漠南缘。在逆断裂背斜与河流交界处多形成峡谷和多级的河流阶段。巨厚的冰水洪积扇不仅分布于逆断裂背斜以南的向斜谷中, 也冲出背斜山地的缺口, 形成多级的阶梯状台地。这些台地及河流阶地上均分布着厚度不等的黄土物质。由于该区域属于大陆性干旱气候, 年均气温 6.5~7.2℃, 年均降水量仅在 120~200 mm 之间, 所以黄土物质地表多为旱生植被, 且植被稀疏。

该研究选择 DFS 黄土剖面作为研究对象, 报道其沉积的年龄和粒度特征。该地点位于天山北麓玛纳斯逆断裂背斜以北, 玛纳斯河右岸的低洪积扇台地上 (图 1)。整个剖面厚 180 cm, 覆盖于洪积扇台地之上。洪积相沉积物由卵砾石组成, 粒径在 1~20 cm 之间, 磨圆度较好, 分选性较差, 且夹有粗砂。剖面顶部较为平坦, 现已被改造为农田。剖面上部 0~20 cm 为表土层, 呈浊黄色, 粉沙质地, 多植物根系, 质地疏松; 20~180 cm 为淡黄色黄土层, 质地疏松, 粉沙质地, 少见植物根系。整个剖面上未见发育显著的古土壤层和碳酸钙结核层, 但在 48~136 cm 之间黄土沉积物质地相对坚实、坚硬。

基金项目 石河子大学高层次人才科研启动基金 (RCZX201001) 资助。
作者简介 哈元琪 (1993-), 女, 新疆塔城人, 本科生, 专业: 资源环境与城乡规划管理。* 通讯作者, 博士, 从事环境演变研究。
收稿日期 2014-04-11



图1 研究区域示意

2 样品采集与分析

为系统研究该剖面上黄土沉积物的年龄与粒度组成特征,自上而下每4 cm连续采集黄土样品用于粒度分析;同时在15~20 cm、114~119 cm、145~150 cm、175~180 cm处采集4个光释光(OSL)测年样品,用于黄土沉积年代的测定。

粒度组成分析在中国科学院新疆生地所实验室内完成。前处理过程是除去植物残体后的样品中加入10%的过氧化氢和10%的盐酸以除去黄土中有机质和碳酸盐,充分分散后采用英国Malvern公司生产的Mastersizer-S型激光粒度仪进行测定。

OSL测年试验在陕西师范大学释光断代实验室中完成,OSL样品在实验室中除去曝光的表层样品,加入30%的过氧化氢和10%的盐酸以除去有机质与碳酸钙,采用湿筛法分选出40~63 μm的组分,再加入40%的HF溶液以除去长石和石英颗粒的表层。所获得颗粒制片后在丹麦生产的DA-20型释光仪上,采用单片再生剂量法(SAR)进行测定。

3 结果与分析

3.1 黄土的沉积年龄 天山北麓黄土沉积的年龄颇有争议。早在20世纪刘东生^[25]、周廷儒^[26]就分析了天山北麓黄土的年代,认为其属于晚更新世黄土。而张云林则认为天山北麓的黄土存在着全新世黄土、晚更新世及中更新世黄土^[27]。方小敏等通过古地磁测年与TL测年,认为天山北麓黄土的底界年为800 ka^[12]。吕红华等通过分析黄土分布与河流阶地和冲洪积扇等地貌面的依存关系,并结合ESR测年,认为天山北麓最老黄土的年代为0.54 Ma^[24]。笔者则利用OSL测年技术,对DFS剖面的4个样品进行了测年试验(试验数据另行发表)。并通过AGE软件计算了该剖面黄土的沉积年龄,结果见图2。

测年的结果表明,DFS剖面底部的黄土沉积年龄为6 923 ± 557 aBP,属于全新世中期以来的沉积物;145~150 cm、114~119 cm、15~20 cm处的黄土沉积年龄分别为4 772 ± 418 aBP、4 391 ± 357 aBP、1 731 ± 187 aBP,均属于晚全新世的沉积物。由此可知,该地点黄土沉积的时间较晚,最早可能开始于7 000 aBP左右。结合天山北麓黄土的分布特征,再结合天山北麓黄土沉积与上风向古尔班通古特沙漠的关系,则可以认为天山北麓的黄土沉积并非是一同一时间,而是随着北

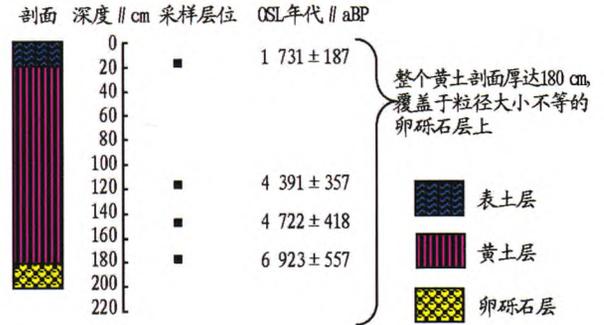


图2 DFS剖面层次与OSL年龄框架

疆干旱化及沙漠化的进程,源区物质的增多,风动力系统形成、稳定而逐渐覆盖于天山北坡不同的地貌面上,并且不同地貌单元接受粉尘堆积的时间可能并不一致。

3.2 粒度的组成特征 黄土作为风力搬运、堆积的产物,在沉积之前往往经过了混合与分选,是由不同粒径颗粒组成的混合物,但其绝大多数颗粒的粒径都在100 μm以下。在粒径的分布频率图表现为多峰非对称分布的平滑曲线,向细粒端有一条细长的尾巴,并存在着第二个众数,约在1 μm左右(图3)。黄土物质的各个组分具有不同的环境意义,通常的研究也是通过这些粒级组分的含量变化,探索气候或环境的演变。有的学者通过分形理论,计算黄土粒度的分维值以分析其在环境演变研究中的作用^[9,28]。也有的学者是通过Weibull分布函数对粒度曲线进行拟合,从而分离出不同的粒级组分,用于分析黄土物质沉积时的环境特征,如粗粒组分、细粒组分、超细粒组分等^[29-30]。

更多的学者是通过分析黄土粒度组成中粘粒、粉砂、极细砂等粒级含量来分析它们代表的的环境意义^[31]。笔者也采用这种相对简便的方法分析DFS剖面黄土的粒度特征,结果见图4。

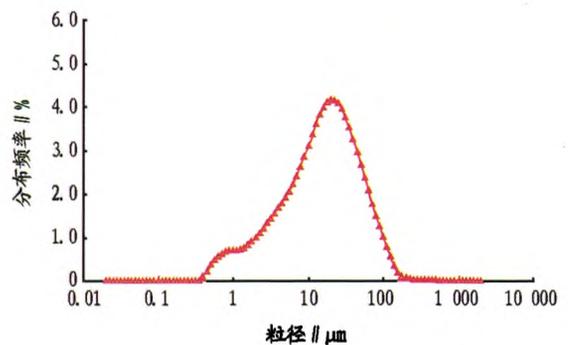


图3 DFS剖面黄土的粒度分布频率曲线

DFS剖面中粘粒(<5 μm)含量在12.68%~28.07%之间,平均含量为18.99%。整个剖面中以48~136 cm间黄土的粘粒含量最高,为21.18%。在136 cm以下层位中粘粒含量较低,平均含量为15.36%。在表土层底界与48 cm范围之间也存在着粘粒含量的低值区,平均含量为16.35%。表土层中的粘粒含量也相对较高。粉砂(5~50 μm)物质是天山北麓黄土中的主要成分,平均含量在61.62%。其中粗粉砂(10~50 μm)物质含量相对较高。粉砂粒级在粘粒含量较

高的时期也出现了一个峰值,含量可达 70% 以上,而在 20 ~ 48 cm 间则含量较低,平均为 49.4%,似乎随着粘粒含量的降低,粉沙组分也随之减少。极细沙(50 ~ 100 μm)及细沙(> 100 μm)的曲线与粘粒及细粉沙的曲线呈相反的变化趋势,在 48 ~ 136 cm 之间出现低谷值,细沙含量多在 6% 以下;在 20 ~ 48 cm 之间细沙呈现峰值区,含量介于 8.4% ~ 15.6% 之

间,正对应着粉沙及粘粒的低谷区。

根据光释光测年的结果,粘粒含量的高值区正对应着全新世中期,而 20 ~ 48 cm 之间的黄土沉积物则对应着全新世晚期,这种对应关系可能说明了在东部季风区气候较为温暖湿润之时,天山北麓黄土沉积物中粘粒含量增大,而在晚全新世之后,随着季风区气候的恶化,天山北麓沉积的黄土物

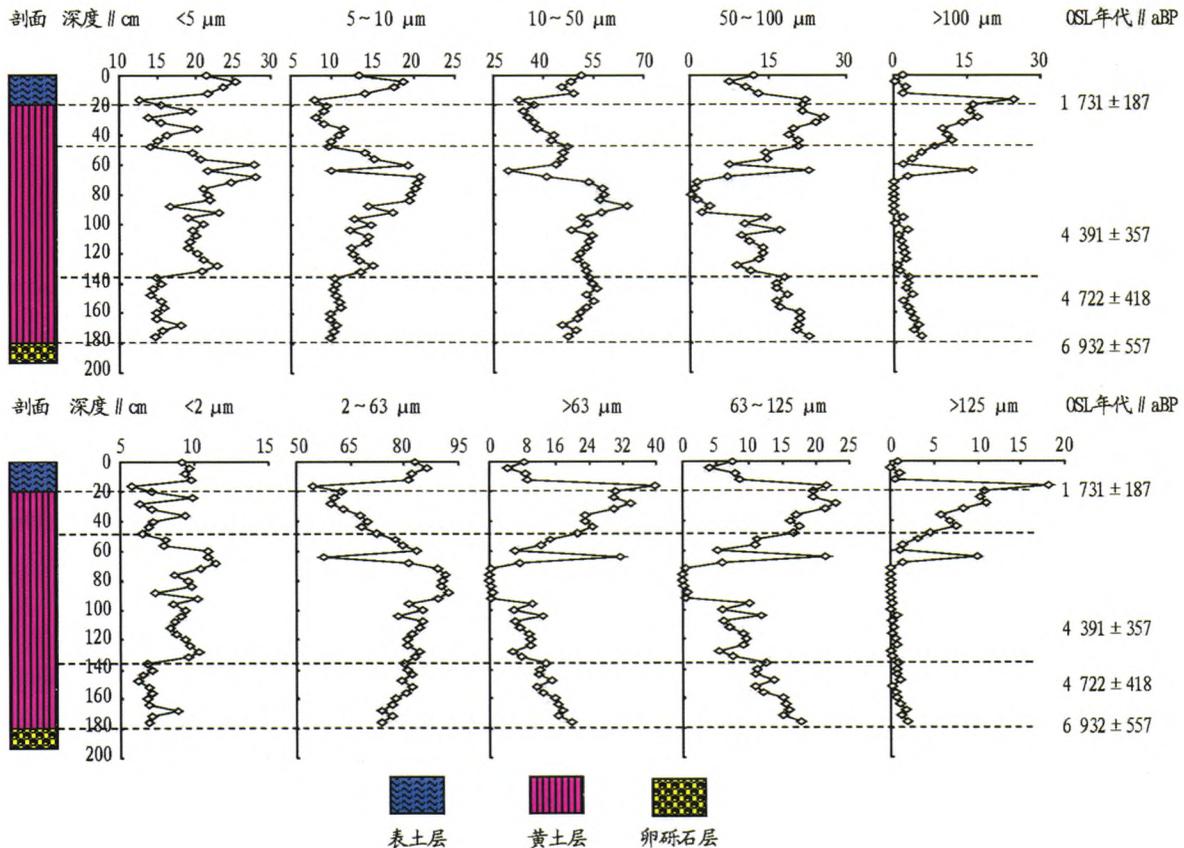


图4 DFS剖面黄土物质的各粒级含量

质中细沙组分增多,而粘粒含量减小。

在季风区黄土的研究中,粘粒含量的变化往往用于指示成壤作用的强弱,而很多试验也证明,古土壤层中的粘粒含量高于黄土层。对于新疆的黄土而言,由于成壤作用很弱,大多数剖面难以区分出古土壤层,尽管全新世中期的黄土层中,粘粒含量较高,但这并不意味着比全新世晚期更强的成壤作用,而可能是粗粒组分沉积量相对较少的原因。> 100 μm 的细沙在全新世晚期黄土层中的含量远高于全新世中期的黄土层,这也说明了该时期黄土沉积明显偏粗,而且能携带粗颗粒的沙尘暴事件增多,可能对应着干冷的气候时期。这与陈惠中等在古尔班通古特沙漠南缘的研究成果相似^[32]。

< 2 μm 和 > 63 μm 的粒级含量常用于研究所指示的环境演变意义。通常情况下 < 2 μm 颗粒含量的增高被视为成壤作用。但汪海斌等在 2002 年的文献中曾对此予以否定,他在黄土高原西部的黄土研究中,通过聚类分析和主成分分析,认为 < 2 μm 的颗粒含量与成壤关系不大^[5]。DFS 剖面中 < 2 μm 颗粒的含量介于 5.7% ~ 11.4% 之间。在 48 ~ 136

cm 的黄土层中相对略高。相比之下, > 63 μm 粒级含量与极细沙、细沙及 > 125 μm 的颗粒含量变化曲线相似,均是在全新世中期的黄土层中出现低谷,而在全新世晚期黄土层中出现峰值,这说明了该时期北疆干旱化及大气环流的增强。

3.3 粒度的参数特征 粒度的参数特征是对粒度分析数据的统计学分析,用于指示沉积样品的粒度集中分布趋势、粒度的离散程度和粒度的分布形态^[33]。该研究通过图解法,即 Folk-Word 公式计算了平均粒径(Mz),中位数(Md),分选系数(Sd),偏度(SK),峰态(Kg)等粒度参数值(均用 φ 值表示),结果见图 5。

DFS 剖面黄土的平均粒径和中位数曲线变化相似。平均粒径(Mz)值介于 4.48 ~ 6.6 之间,平均值为 5.64。中位数介于 4.85 ~ 6.70 之间,平均值为 5.92。整个剖面中全新世中期黄土层的平均粒径与中位数的 φ 值略大于全新世晚期黄土层,说明全新世中期黄土沉积物质相对偏细。

分选系数(Sd)用来表示沉积物颗粒大小的均匀程度,表明其分选的好与坏。DFS 剖面中分选系数在 1.14 ~ 1.40 之间,平均值为 1.24。在整个剖面中分选系数变化并不显著,

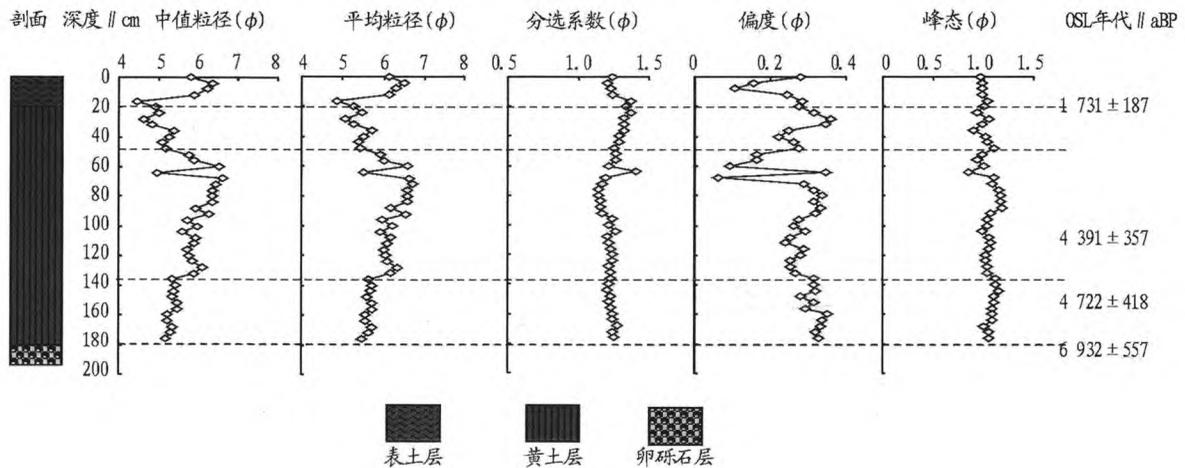


图5 DFS剖面黄土物质的粒度参数曲线

表明天山北坡的黄土沉积物质的分选性较好。

偏度(SK)用于来反映沉积物粒度频率曲线对称性,即粒度分布的不对称程度。DFS剖面中偏度参数值介于0.06~0.36之间,属于正偏态。峰度(Kg)指示了频率曲线两头与中间分选性之间的比率,用来表示分布频率曲线的宽与窄。DFS剖面的峰度值介于0.85~1.19,平均值为1.04。样品频率曲线峰态均属于中等到窄峰态。

由此可见,天山北麓低洪积扇台地上堆积的黄土物质,其粒度分布呈现正偏态,分选性好,频率曲线多属于中等至窄峰的特征。与史正涛等计算的结果相似^[14]。

4 结论

通过对天山北麓低洪积扇台上的黄土沉积剖面进行沉积年龄和粒度特征的分析,得出以下几点结论。

(1)该地黄土的沉积始于7 000 aBP左右,属于全新世黄土。再结合天山北麓不同地区黄土的分布特征,及前人关于黄土沉积年龄的研究成果,认为天山北麓黄土沉积的初始年代可能并不统一,而是随着北疆干旱化及沙漠化的进程,逐渐开始沉积黄土。至于沉积秩序在空间上的分布,则需要更多的测年数据支撑。

(2)天山北麓的黄土沉积物中粉沙含量平均在60%以上,是黄土物质的主要组成部分。粘粒含量,细沙含量,<2 μm和>63 μm的粒级含量在剖面中的变化均反映了黄土沉积的粒径变化。全新世中期沉积的黄土物质相对偏细,而晚全新世时期堆积的黄土物质偏粗。这种变化趋势也反映了北疆在全新世时期内的干旱化、沙漠化及地区大气环流的变化。而成壤作用则在剖面上表现不明显,可能对粒度的变化作用有限。

(3)天山北坡的黄土在粒度分布频率曲线上表现为单峰态,具有第一众数和第二众数。第二众数多位于1 μm左右。并且频率曲线多呈正偏态分布,沉积物质分选性较好,峰态多属于中等至窄峰。

参考文献

- [1] 孙继敏,朱日祥.天山北麓晚新生代沉积及其新构造与古环境指示意义[J].第四纪研究,2006,26(1):14-19.
- [2] 史正涛,宋友桂,安芷生,等.天山黄土记录的古尔班通古特沙漠形成

演化[J].中国沙漠,2006,26(5):675-679.

- [3] 鹿化煜,安芷生.洛川黄土粒度组成的古气候意义[J].科学通报,1997,42(1):66-69.
- [4] 鹿化煜,安芷生.黄土高原黄土粒度组成的古气候意义[J].中国科学(D辑),1998,28(3):278-283.
- [5] 汪海斌,陈发虎,张家武.黄土高原西部地区黄土粒度的环境指标意义[J].中国沙漠,2002,22(1):21-26.
- [6] XIAO J L, NAKAMURA T, LU H Y, et al. Holocene climate changes over the desert/loess transition of north-central China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 197: 11-18.
- [7] 徐树建,潘保田,李琼,等.陇西盆地末次冰期黄土粒度特征及其环境意义[J].沉积学报,2005,23(4):702-708.
- [8] 李徐生,杨达源,鹿化煜.镇江下蜀黄土粒度特征及其成因初探[J].海洋地质与第四纪地质,2001,21(1):25-32.
- [9] 毛龙江,刘晓燕,许叶华.南京江北地区下蜀黄土粒度分形与全新世环境演变[J].中国沙漠,2006,26(2):264-267.
- [10] 黄银洲,王乃昂,程弘毅,等.毛乌素沙地历史时期沙漠化——基于北大池湖泊周边沉积剖面粒度的研究[J].中国沙漠,2013,33(2):426-432.
- [11] 李志忠,凌智永,陈秀玲,等.新疆伊犁河谷晚全新世风沙沉积粒度旋回与气候变化[J].地理科学,2010,30(4):613-619.
- [12] 方小敏,史正涛,杨胜利,等.天山黄土和古尔班通古特沙漠发育及北疆干旱化[J].科学通报,2002,47(7):540-545.
- [13] 史正涛,方小敏,宋友桂,等.天山北坡黄土记录的中更新世以来干旱化过程[J].海洋地质与第四纪地质,2006,26(3):109-114.
- [14] 史正涛,董铭.天山黄土粒度特征及粉尘来源[J].云南师范大学学报,2007,27(3):55-64.
- [15] 宋友桂,史正涛.伊犁盆地黄土分布与组成特征[J].地理科学,2010,30(2):267-272.
- [16] 宋友桂,史正涛,方小敏,等.伊犁黄土的磁学性质及其与黄土高原对比[J].中国科学地球科学,2010,40(1):61-72.
- [17] 叶玮,靳鹤龄,赵兴有,等.新疆伊犁地区黄土的粒度特征与物质来源[J].干旱区地理,1998,21(4):1-8.
- [18] 叶玮.新疆伊犁地区自然环境特点与黄土形成条件[J].干旱区地理,1999,22(3):9-15.
- [19] 叶玮.新疆伊犁地区黄土矿物特征与沉积环境[J].干旱区研究,2000,17(4):1-10.
- [20] 钱亦兵,叶玮.新疆伊犁地区黄土与古土壤的微结构及矿物成分分析[J].干旱区地理,2000,23(2):109-111.
- [21] 叶玮.新疆伊犁地区黄土与黄土状土粒度对比[J].干旱区地理,2000,23(4):310-314.
- [22] 叶玮.新疆西凤区黄土与古土壤磁化率变化特点[J].中国沙漠,2001,21(4):380-386.
- [23] 叶玮,桑长青,赵兴有.新疆黄土分布规律及粉尘来源[J].中国沙漠,2003,23(5):514-520.
- [24] 吕红华,李有利,南峰,等.天山北麓黄土发育特征及形成年代[J].地理科学,2008,28(3):375-379.
- [25] 刘东生.中国黄土堆积[M].北京:科学出版社,1965.
- [26] 周延儒.新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系[J].地理学报,1963,29(2):109-129.

(下转第3662页)

表4 草温、雪温与地温时变化

时刻	草温	地温	雪温	地温
02:00	4.3	4.7	-23.3	-23.3
08:00	15.3	11.1	-18.3	-20.3
14:00	20.8	18.4	-7.9	-8.5
20:00	7.2	7.2	-20.3	-20.5

3 小结

(1) 2007~2011年佳木斯观测资料表明,佳木斯草温年平均为5.7℃,雪温年平均为-11.7℃。季平均草温在夏季最高、春季次之、冬季最低;雪温在夏季没有出现,春季平均雪温最高,秋季次之,冬季最低。一年中5~10月份没有降雪全部观测草温,2月积雪淹没草层全部进行雪温观测,其他季节是雪温和草温交替观测,雪温比同期的草温低。佳木斯月平均草温变化范围为-18.0~25.1℃,月平均草温最高出现在7月,最低出现在1月;月平均雪温变化范围为-0.1~-20.0℃,月平均雪温最高出现在4月,最低出现在12和1月。

(2) 草温和雪温日最大值均出现在12:00,以后温度逐渐下降到次日日出前出现最小值。草温和雪温在晴天时日较差最大,云越多日较差越小,雨天日较差最小;最高草面温度在一年四季比气温高,最低比气温低,草温和雪温日较差明显大于气温的日较差。

(3) 月平均草温(或雪温)与气温、人工站地面0 cm温度变化趋势基本一致,从季节分析夏季草温比地面温度变化小,比气温变化大;冬季雪温比它上面的空气温度低,也比裸露土壤表面及雪下土壤表面的温度低;冬季人工站地面地温和雪温变化基本一致;春秋季节草温变化与气温和地面温度变化相一致,季平均值绝对差值最小。形成差异的主要原因是近地面层传感器和温度表安装高度、不同下垫面、仪器不同等造成的。

(4) 草温、雪温与气温、人工站地面0 cm地温呈明显的正相关,其相关系数分别为0.990、0.999,气温和地面温度越高,草温和雪温也越高。夜间草温比气温低,在日出后06:00、17:00左右草温和气温基本相同,夜间草温比气温低2.1~2.9℃;夜间雪温比气温低-4.1~-4.8℃,在08:00、15:00左右雪温和气温基本相同,11:00~12:00雪温比气温高出5.8℃。草温在08:00与地温相差最大,20:00与地面

温度一致;雪温在08:00与地温相差最大,02:00与地面温度一致。

(5) 夏季草温传感器的下垫面植被的性质、高度以及传感器在草面、草中的位置、太阳直接辐射传感器、温度表等原因是否对草温、地温观测数据带来误差影响,以及这些影响的大小有待进一步研究。另外,草温观测场要求草高小于10 cm,冬季积雪淹没草层就开始雪温观测,此时草高也许在1~10 cm,造成每年可能积雪深度不一,雪温观测高度也不一就开始雪温观测,这些影响将带来多大偏差,也有待进一步研究。建议对草温传感器多层安装、各种植被安装、冬季雪深不同高度安装进行对比分析,得出仪器安装的正确方法,减少因下垫面植被和仪器安装错误带来的误差。

参考文献

- [1] 章澄昌. 气象仪器和观测方法指南[M]. 6版. 中国气象局监测网络司, 2005.
- [2] 宗曼华, 王晓辉, 刘小宁, 等. 地面气象观测规范[M]. 北京: 气象出版社, 2003.
- [3] 贺庆棠, 阎海平, 任云卯, 等. 北京地区植物表面温度的初步研究[J]. 北京林业大学学报, 2005(3): 94-96.
- [4] 沈瑾, 罗慧, 甘泉, 等. 西安世园会园区5-6月草温与气温对比分析[J]. 陕西气象, 2011(5): 22-24.
- [5] 赵艳玲, 李静锋, 刘泳梅. 利用草面温度预报霜的分析[J]. 安徽农业科学, 2009(3): 1248-1250.
- [6] 周晓香, 黄少平, 刘冬梅. 江西省草面温度变化特征及与气象因子的相关分析[J]. 江西科学, 2009(8): 517-521.
- [7] 陈玲, 张劲梅, 李秀艳. 东莞市草温与地温、气温的差异[J]. 广东气象, 2010(5): 274-278.
- [8] 张景哲, 刘启明. 北京城市气温与下垫面结构关系的时相变化[J]. 地理学报, 1988(2): 159-168.
- [9] 贾物, 高春铃. 利用自动站草面温度判定霜的形成[J]. 黑龙江气象, 2008(2): 31.
- [10] 王琳琳, 苗海梅, 李蓓莉, 等. 石景山站草面温度变化特征分析[C]//第二届全国气象观测技术经验交流会文集. 北京, 2012.
- [11] 周淑贞, 张如一, 张超, 等. 气象学与气候学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2011.
- [12] 孙学金, 王晓蕾, 李浩, 等. 大气探测学[M]. 北京: 气象出版社, 2010.
- [13] 于梅, 邢俊江, 于洪敏. 黑龙江省近46年的气温变化[J]. 自然灾害学报, 2009, 18(3): 158-164.
- [14] 邓天宏, 王国按, 焦建丽, 等. 草温、0 cm地温气温间变化规律分析[J]. 气象与环境科学, 2009(4): 47-50.
- [15] 郑红, 蒋慧亮, 潘华盛. 黑龙江省气候变暖及其影响分析[J]. 黑龙江水专学报, 2007, 34(1): 82-85.
- [16] 谢安, 孙永罡, 白人海. 中国东北近50年干旱发展及对全球气候变暖的响应[J]. 地理学报, 2003, 58(21): 75-82.
- [17] 李凤云, 王玉山, 吴泽新, 等. 地面温度与雪面温度对比[J]. 气象科技, 2010(1): 71-74.
- [18] 意义[J]. 沉积学报, 2000, 18(3): 327-335.
- [19] 张云林. 天北麓的黄土堆积[J]. 新疆地质, 1981, 42(1): 21-39.
- [20] 郭峰, 孙怀东, 王飞, 等. 巴丹吉林沙漠地层序列的粒度分布及其成因分析[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2014, 34(1): 165-173.
- [21] 张威, 郭善莉, 李永化, 等. 辽东半岛黄土粒度分维特征及其环境意义[J]. 地理科学进展, 2010, 29(1): 79-86.
- [22] 陈惠中, 金炯, 董光荣. 全新世古尔班通古特沙漠演化和气候变化[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 333-339.
- [23] 孙东怀. 黄土粒度分布中的超细粒组分及其成因[J]. 第四纪研究, 2006, 26(6): 928-936.
- [24] 卢连战, 史正涛. 沉积物粒度参数内涵及计算方法的解析[J]. 环境科学与管理, 2010, 35(6): 54-60.
- [25] 孙东怀, 鹿化煜, DAVID R, 等. 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候

(上接第3638页)