试验研究

青海省木里江仓煤矿区高寒湿地腐殖质层的形成过程

安福元[1,3,4], 高志香[2,3], 李希来[2,3], 王懿萱[4]

(1. 青海师范大学 地理科学学院 青海省自然地理与环境过程重点实验室, 青海 西宁 810008; 2. 青海大学 农牧学院, 青海 西宁 810016; 3. 青海大学省部共建三江源生态与高原农牧业国家重点实验室, 青海 西宁 810016; 4. 中国科学院 青海盐湖研究所 青海省盐湖地质与环境重点实验室, 青海 西宁 810008)

摘　要: [目的] 对青海省木里江仓煤矿区高寒湿地腐殖质层形成过程进行分析,为当地矿区与渣山的植被恢复提供科学依据。[方法] 应用沉积学、光释光(OSL)年代学以及土壤营养学对江仓和木里地区高寒湿地表层土壤剖面进行了较为全面的研究。[结果] ①江仓剖面由冲积扇砾石层、黄土层、泥炭层和腐殖质层组成,腐殖质层形成年代为 1.7±0.1 ka,木里高寒湿地剖面由基岩风化层和腐殖质层组成,腐殖质层形成年代为 2.0±0.2 ka。②江仓和木里两剖面的腐殖质层中有机碳、全氮、碱解氮、全磷等含量较高。[结论] 该地区高寒湿地腐殖质层的形成时间至少是 2 000 a,形成过程十分缓慢,草原植被生长依赖于含量较高的土壤有机质。后续的渣山植被恢复工作需要因地制宜,通过提高土壤厚度、肥力等方法来缩短土壤形成的时间。

关键词: 高寒湿地; 光释光年代; 土壤营养学; 矿山; 植被恢复

文献标识码: A　　**文章编号**: 1000-288X(2019)02-0001-09　　**中图分类号**: P931.3

文献参数: 安福元, 高志香, 李希来, 等. 青海省木里江仓煤矿区高寒湿地腐殖质层的形成过程[J]. 水土保持通报, 2019, 39(2): 1-9. DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2019.02.001; An Fuyuan, Gao Zhixiang, Li Xilai, et al. Forming processes of humus layers of alpine wetland and in open-pit coal mine spoil heaps of Muli-Jiangcang in Qinghai Pronvince[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2019, 39(2): 1-9.

Forming Processes of Humus Layers of Alpine Wetland in Open-pit Coal Mine Spoil Heaps of Muli-Jiangcang in Qinghai Pronvince

An Fuyuan[1,3,4], Gao Zhixiang[2,3], Li Xilai[2,3], Wang Yixuan[4]

(1. *School of Geographical Science, Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Processes of Qinghai Province, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai* 810008, *China*; 2. *College of Agriculture and Animal Husbandry, Qinghai University, Xining, Qinghai* 810016, *China*; 3. *State Key Laboratory of Plateau Eclogy and Agriculture, Qinghai University, Xining, Qinghai* 810016, *China*; 4. *Qinghai Provincial Key Laboratory of Geology and Environment of Salt Lakes, Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, Qinghai* 810008, *China*)

Abstract: [Objective] The formation age, process and soil nutrients of wetland in Muli-Jiangcang coal mine area in Northeastern Qinghai-Tibet Plateau were studied in order to provide scientific basis for vegetation restoration of open-pit coal mine spoil heaps. [Methods] The strata analysis, optically stimulated luminescence(OSL) dating method and soil nutriology were applied to study the forming progresses of humus layers in alpine wetlands. [Results] ① The Jiangcang coal mine area was composed of alluvial gravels, loess, peat sediment, and humus layers, which had an OSL age of 1.7±0.1 ka. The Muli coal mine area was composed of weathered crust and humus layers which had the ages of 2.0±0.2 ka. ② There were high contents of organic

收稿日期: 2018-09-30　　**修回日期**: 2018-10-24

资助项目: 青海省科技支撑计划项目"高寒矿区植被恢复技术集成与示范"(2015-SF-117); 青海省自然科学基金项目(2016-ZJ-926Q); 国家自然科学基金项目(41867073); 高等学校学科创新引智计划资助(D18013)项目

第一作者: 安福元(1981—), 男(藏族), 青海省湟源县人, 博士, 副教授, 主要从事环境变化与地貌过程研究。E-mail: dongzhu8@sina.com。

通讯作者: 李希来(1964—), 男(汉族), 河南省孟津县人, 博士, 教授, 主要从事草地生态与环境保护方面的研究。E-mail: xilai-li@163.com。

matter, total nitrogen, available nitrogen, and total phosphorus in the humus layers. [Conclusion] The forming age of the humus layers of the wetlands underwent two thousand years at least, indicating a long evolution history. The plants of the wetlands depended on the abundant nutrients of humus layers. It is suggested to adjust measures to local conditions, and increase soil thickness and soil fertility as soon in order to recover the vegetation on coal mine spoil heaps.

Keywords: alpine wetlands; OSL ages; soil nutriology; coal mine spoil heaps; vegetation recovery

青海省木里江仓矿区位于青海省天峻县和刚察县境内,是青海省最大的煤矿,也是优质焦煤和可燃冰资源整装勘查矿区。木里江仓矿区总面积 400 km^2,已探明储量 4.10×10^9 t,平均海拔 4 100 m,由聚乎更、江仓、哆嗦贡玛和弧山 4 个矿区组成,共有 11 家开采企业,7 家为国有或国有控股企业,4 家为民营企业。这些矿区的原生植被以天然高寒湿地为主,畜牧业是全县的主导产业,也是青海省发展牧业生产自然环境条件较好地区之一[1]。近年来随着国民经济的快速发展,该地区地下储存的煤炭资源遭到掠夺式、粗狂型开发,导致当地的高寒湿地遭到严重破坏,加剧恶化了当地的生态环境和牧民的生计,同时也让被誉为"中华水塔"的青藏高原宝贵的湿地资源流失,这与国家这两年来提倡的"绿水青山就是金山银山"的国策不符。因此,近年来,国家和青海省政府加大资金和力度,对该地区的露天煤矿区进行大规模的渣山植被恢复,已经得到了初步成效。高寒矿区海拔高,年积温低,极端的生态环境对于植物的生长极为不利,目前有关矿区渣山植被恢复的研究报道较少[2]。本研究运用年代学、土壤营养学、沉积学,对江仓、木里矿区的高寒湿地进行系统研究,探索该地区高寒湿地表层土壤的形成历史、形成过程以及营养学过程,旨在为当地矿区与渣山植被的恢复提供借鉴和参考意义。

1 研究区概况及样品采集

1.1 研究区概况

青海木里江仓矿区地处青藏高原东北端的祁连山中段南部地区[3]。该地区是大通河的上游盆地(图 1),因此该地区露天煤矿的开采严重影响大通河(湟水重要支流)的水质。该地区年最高气温为 19.8 ℃,最低气温可达-34 ℃,年平均气温为-4.2~-5.1 ℃。年平均降水量为 314 mm,蒸发量为 1 418 mm,降雨主要集中在 7—9 月,降雪集中在 1—5 月。矿区四季多风,夏季盛行东南风,冬季盛行西北风。矿区海拔高度为 3 800~4 000 m 左右,属于高原草甸低位沼泽湿地,地势起伏不大,多年冻土发育,地表冻融草沼、热融湖沼、冻胀丘等地貌形态发育。该矿区天然高寒草甸和湿地保存完好,土壤肥沃,植被密度很大,植物种群较多,是青海省东北部较大的天然生态保障地区,也是当地牧民生产生活依托之所。由于长时间、大规模的煤矿开采,使得祁连山腹地的高寒草甸和湿地遭到严重破坏,造成湿地生态系统失衡、地下水遭受污染等环境问题的出现,也对当地牧民的生产生活造成了极大干扰。因此,矿山废弃地的生态植被恢复已成为一项紧迫而及其重要的研究课题。

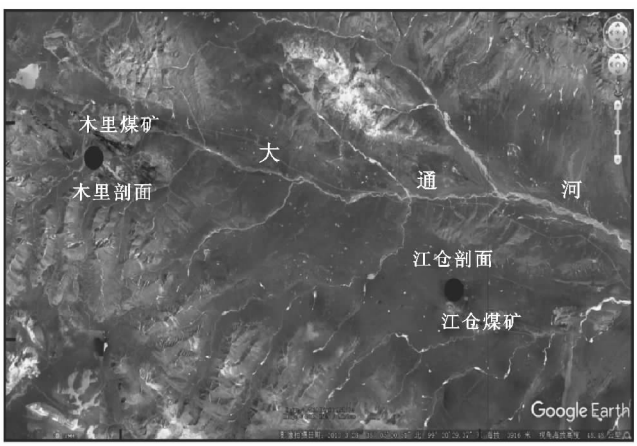
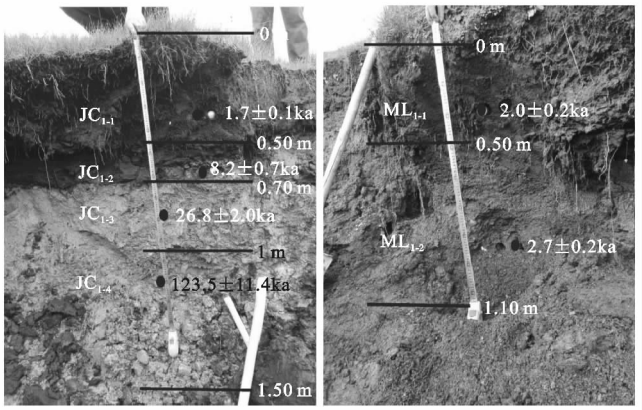


图 1 研究区地理位置及采样点位置

1.2 剖面概况

研究区剖面主要有江仓和木里剖面。其中江仓剖面(JC)位于江仓矿区圣雄煤矿矿坑东北边缘处,地理坐标为 38°2′52″N,99°28′8″E,海拔高度 3 890 m。剖面深度为 1.40 m,其中 0~0.40 m 为腐殖质层,植物根系发育,有机质和植物残体含量较高;0.40~0.60 m 为泥炭层,植物根系稍少,有机质含量高,沉积物以碳质黏土为主;0.60~0.95 m 为黄土沉积层,以黏土,粉砂质黏土组成,稍具水平层理,可能后期受水流改造;0.95~1.40 m 为冲积扇砾石层,砾石粒径在0.01~0.03 m 之间,夹杂 0.10~0.15 m 的砾石,磨圆好,含大量粗砂、中砂(图 2)。木里剖面(ML)位于木里矿区东南部大通河支流河岸阶地上,地理坐标为 38°7′7″N,99°7′23″E,海拔为 4 040 m。该剖面沉积地层比较简单,上部 0~45 cm 为腐殖质层,植物根系和残体发育,有机质含量较高,偶见黄色岩石风化残留

物。下部 0.45～1.00 m 为青灰色强风化基岩母质风化层，粒径为 1～2 cm 为主，原岩为泥岩。该层中偶见黄色条状黏土透镜体(图 2)。



a 江仓剖面　　b 木里剖面

注：JC_{1-1} 腐殖质；JC_{1-2} 泥炭层；JC_{1-3} 黄土；JC_{1-4} 冲积扇砾石；ML_{1-1} 腐殖质；ML_{1-2} 基岩母质风化层。

图 2　江仓、木里剖面地层划分

1.3　样品采集

本次研究共采集光释光年代学样品共 6 个。在江仓剖面，由于剖面的沉积相变化较大，沉积类型多样，因此，按照不同的沉积层位自上而下采集样品 4 个(图 2)；在木里剖面沉积类型相对简单，共采集样品 2 个(图 2)。同时，与年代学样品同层位中，采集土壤营养学样品 6 个，进行全氮、全 P、全 K、碱解氮、速效磷、速效钾和有机质等分析。所有样品在中科院青海盐湖研究所和青海大学进行年代学及土壤营养元素分析。

2　样品的前处理

2.1　光释光年代样品前处理过程

样品的前处理和制备均在暗室弱红光下进行，钢管两端厚约 0.03～0.04 m 的光释光样品可能被曝光，需要被除去，中部没有被提取曝光的部分用于石英提取和等效剂量(equivalent dose，De)测定。样品先后用 10%的 HCL 和 30%的 H_2O_2 除去碳酸盐和有机质，然后对剩余样品进行湿筛后取 38～63 um 的粒径组分。将该粒径的样品用 35%的 H_2SiF_6 浸泡约两周时间以除去样品中的长石矿物，然后将样品用 10%的 HCL 清洗以除去反应生成的氟化物[4]。对上述提纯的石英进行红外释光(infrared stimulated luminescence，IRSL)检测，如果有明显的 IRSL 信号则需重新进行 H_2SiF_6 浸泡，以尽可能除净长石，避免对 De 造成低估[5]。

光释光样品在 RisoTL/光释光-DA-20 全自动释光仪上进行测试。De 的测定利用单片再生剂量法(single aliquot regeneration，SAR)[6]。测试石英释光信号所用的蓝光波长为 470±20 nm，且在 130 ℃下激发 40 s；检验长石组分所用的红外激光波长为 830 nm，在光电倍增管前放置 1 个 7.5 mm 厚的 U-340滤光片，人工 β 辐射源为 90 Sr/Y90，对于粒径 38～63 μm 石英的辐射剂量率为 0.149 Gy/s。大部分样品在预热坪试验中表明样品的 De 在 240～260 ℃下有一明显的坪区[7]。对于自然和再生剂量在 220 ℃下预热 10 s。在背景值(后 10 s 信号)去除后，选取前 0.64 s 的信号进行生长曲线重建，同时其衰减曲线表明都是快组分，说明样品比较可靠(图 3)。U，Th，K 的含量通过中子活化法测定。对于 38～63 μm 的样品 a 辐射的有效系数为 0.035±0.003[8]。宇宙射线的剂量率根据每个样品的深度、海拔和地磁纬度等参数确定[9]。样品含水量通过实测数据矫正获得。样品的前处理及测试是在中国科学院青海盐湖研究所光释光实验室完成。

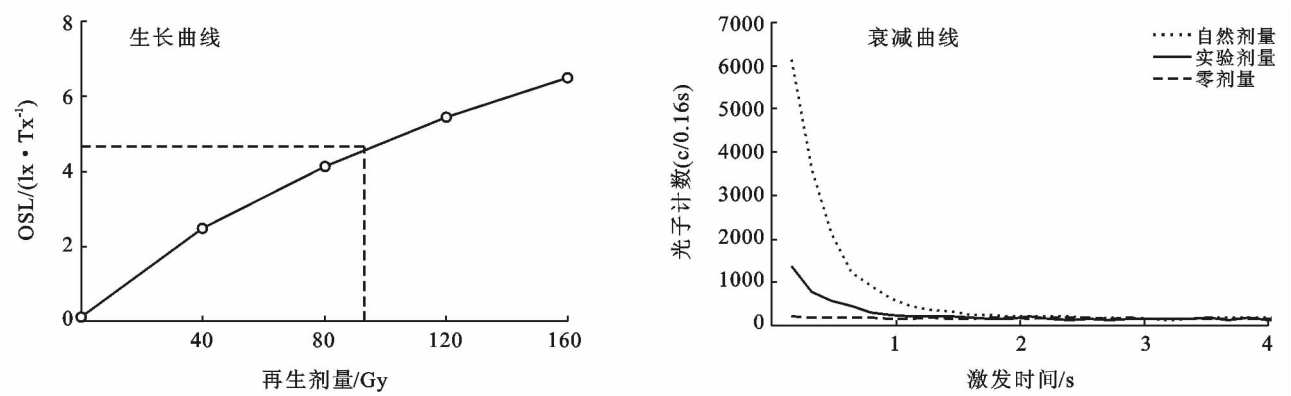


图 3　JC_{1-3} 样品的光释光(OSL)生长和衰减曲线

2.2 土壤营养学样品前处理过程

①全氮。在强碱条件下(pH＞11),用纳氏试剂使铵态氮转化成较稳定的黄色络合物(ONH_2I),进行光电比色后即可测出土壤的含氮量。②全磷。用浓硫酸—高氯酸(或 H_2O_2)强氧化剂氧化,土壤中的难溶性有机磷和无机磷转变为正磷酸盐而进入溶液,在 0.55～0.75 N 酸度范围内,用钼锑抗色剂,可使形成的黄色钼锑杂多酸络合物还原为相当稳定的磷钼兰($MoO_2 \cdot 4MoO_3$)$H_3PO \cdot 4H_2O$,然后进行光电比色。③全钾。定容前,在土壤待测液中加入适量的氯化钠溶液,使钠离子浓度为 1 000 mg/L。用系列标准溶液中钾浓度为零的溶液调节仪器零点。从校准曲线查出或从直线回归方程计算出待测液中钾的浓度。④碱解氮。用碱液处理土壤,使易水解的有机氮及铵态氮转化为氨,硝态氮则先经硫酸亚铁还原为铵,以硼酸溶液吸收氨,再用标准酸滴定,计算出碱解氮含量。⑤速效钾。以中性 1 mol/L 乙酸铵溶液为浸提剂,铵离子与土壤胶体表面的钾离子进行交换,连同水溶性钾离子一起进入溶液。浸出液中的钾含量可以直接用火焰光度测定。⑥速效磷。用 0.5 mol/L 碳酸氢钠溶液提取到溶液中进行测定。⑦土壤有机质。用过量的重铬酸钾、浓硫酸溶液氧化,剩余的重铬酸钾溶液用硫酸亚铁还原滴定,由实际氧化所用去的重铬酸钾的量折算出土壤有机碳的含量,乘以相关系数可获得土壤有机质含量。

3 结 果

3.1 光释光测年结果

两个剖面的年代学环境参数和测年结果数据如表 1 和图 2 所示。从测年结果可以看出,冲积扇砾石层具有较老的年代,为 123.5±11.4 ka,冲积扇砾石层之上是黄土层,年代是 26.8±2 ka,处在深含氧同位素三阶段晚期(MIS3a);黄土层之上的泥炭层沉积年代是早全新世,年代为 8.2±0.7 ka;上覆的腐殖质层年代为 1.7±0.1 ka。由此发现,不同地层间存在沉积间断,而腐殖质层的年代较年轻,属于晚全新世晚期以来的沉积物质。在木里剖面中,基岩母质分化层具有较年轻的年代,为 2.7±0.2 ka,上覆层为腐殖质层,测定年代为 2.0±0.2 ka。表中数据显示,在江仓和木里剖面的腐殖质层具有相近的年代,表明腐殖质层的沉积年代较为年轻,大致处于近 2 000 a 以来的时段。纵观两个剖面,底部冲积扇的沉积年代较老,黄土沉积于末次冰期的暖期,可能与良好的植被发育情况有关,泥炭层沉积在早全新世气候适宜期。腐殖质层最为年轻,为晚全新世相对较干冷气候条件下沉积形成。

表 1 江仓、木里剖面环境信息和光释光年代结果

样品编号	沉积物类型	地理坐标	深度/m	K 含量/%	Th 含量/ppm	U 含量/ppm	含水量/%	剂量率/(Gy·ka^{-1})	De/Gy	光释光年代/ka
JC_{1-1}	腐殖质	38°2′52″N,99°28′8″E	0.30	1.57±0.05	9.72±0.28	2.93±0.11	25±5	2.19±0.16	3.8±0.10	1.7±0.1
JC_{1-2}	泥炭层	38°2′52″N,99°28′8″E	0.50	1.75±0.06	10.90±0.31	2.60±0.10	35±5	2.65±0.18	21.60±1.20	8.2±0.7
JC_{1-3}	黄 土	38°2′52″N,99°28′8″E	0.70	1.95±0.06	11.10±0.31	2.13±0.09	35±5	3.48±0.23	93.10±3.03	26.8±2.0
JC_{1-4}	冲积扇砾石	38°2′52″N,99°28′8″E	1.20	1.79±0.06	12.80±0.36	3.71±0.13	35±5	2.53±0.17	312.6±20.12	123.5±11.4
ML_{1-1}	腐殖质	38°7′7″N,99°7′23″E	0.30	1.93±0.06	11.30±0.32	2.15±0.09	25±5	2.73±0.19	5.5±0.38	2.0±0.2
ML_{1-2}	基岩母质风化层	38°7′7″N,99°7′23″E	0.80	2.36±0.07	18.90±0.49	3.87±0.14	35±5	3.73±0.25	10.2±0.57	2.7±0.2

3.2 土壤营养元素分析结果

从图 4 可以看出,在江仓剖面内,全氮在冲积扇砾石层中含量最少,为 0.4 g/kg,在黄土层中次之,到泥炭层,再到腐殖质层,全氮含量一直在缓慢增加;全氮在黄土层中含量为 0.7 g/kg,泥炭层的含量比黄土层多 5.5 g/kg,在腐殖质层中达到了最大值,为 3.7 g/kg,可能是由植物的固氮作用造成。全 P 的含量在冲积扇砾石层和黄土层的含量相近,为 1.2 g/kg,在腐殖质层和泥炭层的含量分别为 1.7,1.5 g/kg。全 K 在腐殖质层中的含量最少,为 24.6 g/kg,而在黄土层中的含量最多,达到了 30.1 g/kg。从黄土层到腐殖质层,碱解氮含量持续下降,在腐殖质层中的含量最大,为 540 g/kg。速效磷在腐殖质层中最少,含量为 5.5 g/kg,在冲积扇砾石层含量最多,达到了 6.0 g/kg,在泥炭层和黄土层含量较接近,分别为 5.5,5.4 g/kg。有机质在各个地层中的含量分为两个阶段:第一阶段从腐殖质层中的 192 g/kg 到泥炭层中的 118 g/kg,减少 74 g/kg;第二阶段中有机质含量基本不变,从黄土层的 4.4 g/kg 到冲积扇砾石层中的 4.3 g/kg。在木里剖面中,全氮在基岩母质风化层中的含量比在腐殖质层的含量低;全 P_2O_3 在基岩母质风化层中的含量为 2.0 g/kg,在腐殖质层中的含量为 1.9 g/kg,两地层间的含量相差较小;全 K 在基岩母质风化层中的含量为 24.6 g/kg,比腐殖质层多 1.0 g/kg;碱解氮的

含量在不同层位间变化最明显,从腐殖质层中的 312 g/kg,降低到基岩母质风化层中的 198 g/kg;速效钾的变化幅度仅次于碱解氮,随地层厚度的增加呈递减趋势,从 175 g/kg 减少到了 74 g/kg;速效磷在腐殖质层中的含量为 6.7 g/kg,比基岩母质风化层中的含量稍高;相较于速效钾和速效磷,有机质含量变化较小,从腐殖质层中的 97 g/kg 减小到基岩母质风化层中的 74 g/kg。

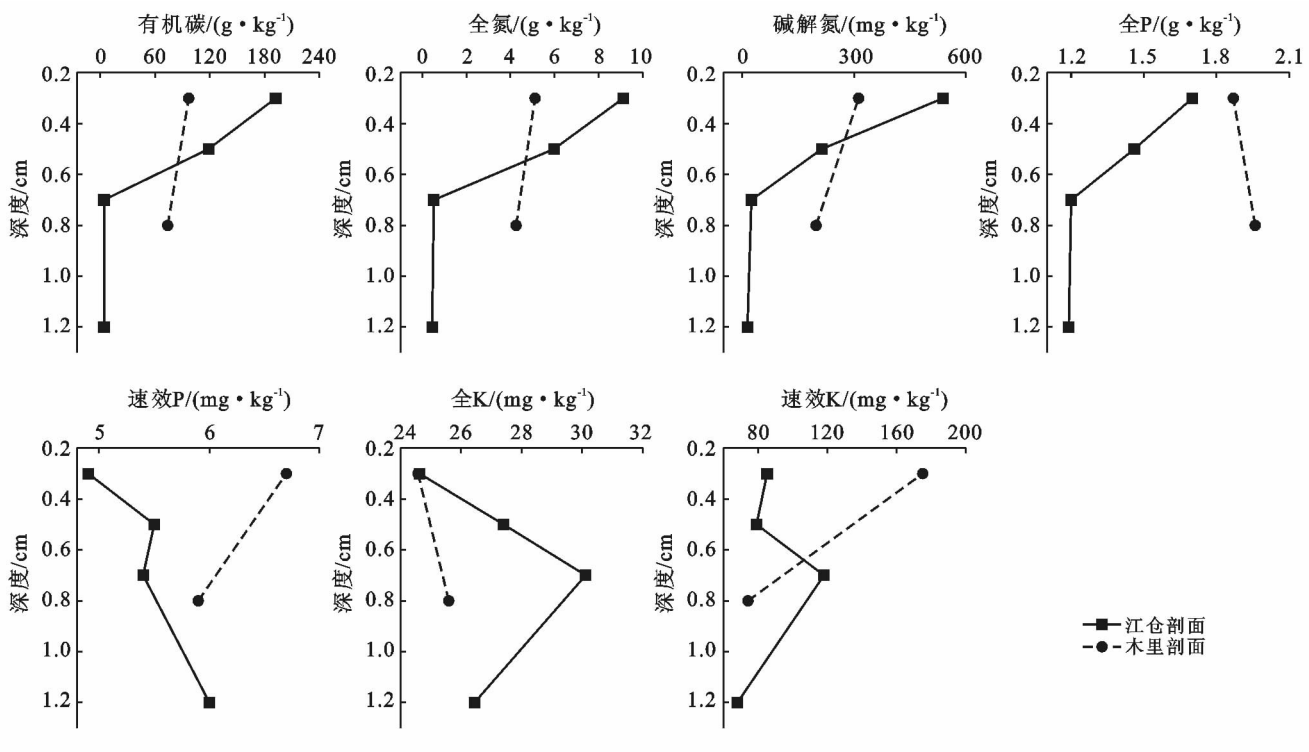


图 4　江仓和木里剖面土壤营养元素随深度变化过程

4　讨论

4.1　木里江仓地区湿地演化历史

湿地的形成、发育与演化是湿地理论研究的核心问题[10],而青藏高原由于特殊的地理位置,独特的生态作用,其高寒草甸、高寒湿地的形成历史是当前第四纪研究、生态研究的热点[11-12]。江仓木里地区位于青藏高原北部的祁连山脉腹地,同时该地区是季风、西风共同作用的交汇区,其草原湿地的形成过程与地区气候变化和地貌过程的联系十分密切[13-14]。从江仓剖面可以看出,作为高寒湿地承载基座的冲积扇形成于 123.5±11.4 ka,属于深海氧同位素 5e(MIS5e)初期。这个阶段,青藏高原上出现了末次间冰期以来最湿润的气候时期[15-16]。因此,充足的降水导致高原东北部山前冲积扇、谷沟填充等地貌过程的发育[17],形成了高原湿地的基座载体。冲积扇沉积层之上为黄土沉积,其年代为 26.8±2.0 ka,表明两层不同类型沉积物中间有将近 10 万年的沉积间断。同时黄土沉积的年代表明该层风成堆积形成 MIS 3a 阶段,该阶段在末次冰期里面是一个短暂的气候适宜期[18]。这一时期,青藏高原东北部普遍存在黄土沉积[19-20]。这种现象意味着气候条件的好转使得地表植被茂盛,起到了固定黄土的作用,从而堆积了厚度达 35 cm 的黄土沉积。进入全新世早期,江仓地区气候条件极大改观,降雨充沛,水草丰茂,湿地面积进一步扩大,大量植物残体沉积下来,碳化压实,形成了近 20 cm 的泥炭层(图 2a),其光释光年代为 8.2±0.7 ka。全新世早中期(约 10～6 ka),青藏高原上的气候进入一个雨热同期的最佳适宜期[21]。这个时期的气候特点是降水出现全新世以来的最大值,气温同样也出现峰值[22-23]。这种雨热同期对青藏高原环境的影响表现为:湖泊水位升高,湖面扩大[24];山地冰川退缩[25];古土壤发育[26];草原湿地面积扩大等[27]。在这种气候背景下,江仓地区的高寒湿地大面积发育,湿地的成熟度和规模扩大,其发育程度超过了现在的水平。同样的湿地大规模发育出现在青海湖流域,刘德梅[27]研究了青海湖地区的全新世土壤沉积地层,发现华扁穗草沼泽湿地出现在 8.4±0.6 ka,表明这一时期气候变化过程与青藏高原东北部是一致的。然而,青海南部三江源地区的高寒湿地主要发育在

14.3～13.2 ka 的末次冰消期，在早中全新世发育停滞[27]，表明在更大的空间尺度上，湿地的发育存在差异性，这种现象可能与不同的大气环流主导及当地地形地貌有关。

江仓剖面的腐殖质层发育年代为 1.7±0.1 ka，表明这些表层湿地草甸主要形成于晚全新世，这与木里剖面腐殖质层年代一致(2.0±0.2 ka)。木里剖面腐殖层下部基岩母质风化层的风化碎屑具有较年轻的光释光年代，为 2.7±0.2 ka，表明这些腐殖层直接发育在风化岩石之上，其光释光年代即为风化形成的年代。研究表明，青藏高原东北部土壤腐殖质层形成的年代较为集中，皆为晚全新世以来发育形成(图 5)。在青海湖地区，草甸土的年代可最早追溯到中晚全新世。鄂崇毅等[28]测定了青海湖流域橡皮山顶($XPSD_2$)和日月山(RYS_1)两个剖面的草甸土年代，其腐殖层开始发育的年代分别为 3.2 ka 和 2.5 ka，持续了约 2 000～3 000 a。常秋芳等对青海湖流域夏拉(XL)水库剖面测定发现其腐殖层发育开始于 3.4 至 1.1 ka 之间[29]。刘德梅[27]测定得出青海湖藏嵩草沼泽湿地和盐地风毛菊沼泽湿地的发育年代为2.1至1.1 ka 之间。综上所述，青藏高原东北部的高寒湿地和草甸形成年代开始于 3 000 a 前，大部分湿地形成于最近 2000 a 以来，且在形成过程、形成时间上具有地域一致性的特点。

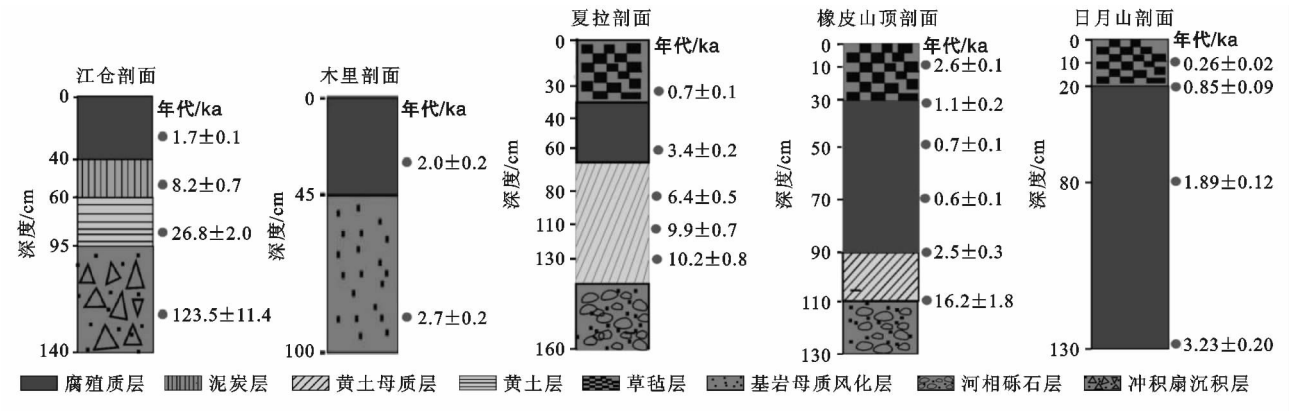


图 5 青藏高原东北部不同湿地剖面地层对比

4.2 木里江仓地区剖面土壤营养成分变化特征

在陆地生态系统中，土壤是氮素和磷素等各种养分的主要储积库。土壤中的有机态氮和无机态氮总称为全氮。土壤中的氮素绝大部分来自于有机质，故有机质的含量与全氮含量成正相关。土壤全氮是衡量土壤肥力水平的重要指标之一[30]。总磷是湿地植物生长的主要营养元素之一，其在土壤中的含量直接影响着湿地生态系统的生产力，也是导致湿地及其相连水系发生富营养化的主要因素，因此研究湿地土壤磷对评估湿地生态涵养能力和控制湿地水域富营养化具有重要意义[31]。土壤中的全钾包括无效态或矿物态钾、缓效性钾、速效性钾，其含量取决于成土母质、风化程度、土壤形成条件、土壤质地和耕作施肥措施，可反映土壤钾素的贮量状况[32]。碱解氮又叫水解氮，包括无机态氮和有机态氮，它可供作物近期吸收利用，故又称速效氮。碱解氮含量取决于有机质含量的高低和质量的好坏，它能反映近期土壤氮素供应能力[33]。速效磷和钾，是指土壤中较容易被植物吸收利用的磷和钾，速效磷和钾是土壤有效磷储库中对作物最为有效的部分，也是评价土壤供磷水平的重要指标[34]。有机质是土壤中来源于生命的物质，包括土壤微生物和土壤动物及其分泌物以及土体中植物残体和植物分泌物。有机质含量的多少取决于当时的植被状况，因此有机质的含量可以间接地视为植被盖度和生物量的指示[35]，而植被盖度和生物量的变化可以反映气候冷暖干湿变化。一般而言，温暖湿润的气候有利于植物茂盛生长，泥炭的有机质含量高，反之，冷干的环境泥炭有机质含量较低。

如图 4 所示，总体上江仓、木里剖面的有机质、全氮、碱解氮和全 P 含量呈现从底部到顶部逐渐升高的趋势，而速效磷、全 K 含量则出现波动。这些变化规律基本和剖面沉积相和沉积类型的变化一致。具体来讲，有机质、全氮、碱解氮以及全 P 含量在江仓剖面下部冲积扇砾石层中含量极低，随着深度的变浅，其含量逐渐升高，表现出非常好的正相关性，表明土壤中全氮、碱解氮和全磷和地层中有机质的储藏密切相关。刘世全等[36]对西藏地区土壤中的全氮与有机质的研究表明两者呈非常明显的线性正相关，而碱解氮则呈非线性正相关。王艳杰和付华[37]对华北灵雾山地区的土壤研究表明其有机质、全氮及碱解氮均随着

深度的增加而减少,且土壤腐殖质层的含量要远远高于其他各层。这与江仓剖面的变化规律十分相似。在灵雾山地区,由于表层残枝落叶的覆盖,在降水丰富的情况下,这些有机质进行腐解,造成了地表层中有机质含量的丰富。随着雨水的下渗,部分有机质被淋溶到深层,形成了有机质等营养元素随深度逐渐降低的变化特征。在江仓、木里地区,地表植被主要以高原藏嵩草、矮嵩草等禾本科植物为主,其有机质的来源主要是植物根系和植物残体腐解。而腐殖质层以下的泥碳层中,由于经过八千多年的压实变质,其所含营养元素有所降低。而在黄土层中,由于其无机粉砂黏土矿物的属性,营养元素进一步降低。虽然有机质反映了地层地质历史时期植被盖度和植物丰度,但这种规律在江仓剖面并不明显,可能是由于八千多年的全新世适宜期沉积下的大量有机质、全氮、碱解氮等营养物质已被降解,所以与过去的气候变化相关性较弱。在木里剖面中,同样表现为上部的腐殖质层中有机质、全氮、碱解氮等营养元素含量最高,而全 P 则为下部层位含量高,上部层位低,可能与下伏基岩风化产物中含有大量磷灰石矿物且向上迁移有关。在两剖面中,速效磷和速效钾的变化比较复杂:江仓剖面中,速效磷含量在泥炭中含量最高,黄土中次之;速效钾在黄土层含量最高、腐殖质层中次之。刘双等[38]研究北京地区湿地时发现土壤中的磷元素含量变化与季节变化、粒径分布等因素有关。另外,江仓剖面中全 K 含量在黄土中含量最高。这些结果表明江仓剖面中的磷和钾元素含量与土壤母质层矿物含量、风化程度、降解程度、元素迁移等因素有关,呈现比较复杂的相关性。在木里剖面中,由于上下沉积地层形成年代很接近(2.0～2.7 ka),层位之间整合接触,无沉积间断,故各营养元素含量呈简单的递增规律(除全 P 含量),在腐殖质层含量达到最高。

综上所述,江仓、木里地区的有机质、全氮、碱解氮和全磷含量土壤营养元素主要储存在腐殖质层中,其次为泥炭层中。而钾元素主要储存在黄土等土壤母质层中,这种含量跟它的原岩矿物组成有关(如钾长石等)。营养元素在垂向上的变化表明其与地质历史时期的气候变化过程相关性不大,这可能与地层属性、地层压实、元素降解等因素有关。

4.3　江仓、木里地区剖面腐殖质层的沉积年代与土壤营养指标含量对矿山植被恢复的意义

通过对比江仓、木里草原湿地剖面(JC,ML)和青海湖地区高寒草原剖面(XL,$XPSD_2$ 和 RYS_1)(图 5),我们发现青藏高原东北部的草原和湿地腐殖质层最早是 3.4 ka 以来形成的,大部分形成于 2 ka 左右,说明这些自然生长形成的高寒草甸和高寒湿地腐殖质层在经历了近 2.0～3.0 ka 的时间才发育到目前的成熟度。刘德梅[27]对青海湖沼泽湿地的测定年代为2.1～1.1 ka 之间,也进一步佐证了这种长期的形成历史。腐殖质层主要是历史植物残体堆积腐化形成的。按照平均两千年的时间来算,要形成厚度 40 cm 左右的腐殖质层,其年平均沉积速率为 0.2 mm,形成的过程十分缓慢且不易。因为青藏高原恶劣的气候环境和短暂的春夏季节,植被的生长短暂缓慢,其单位面积的生物量较低,平均为 500 g/m^2 左右。目前对于江仓、木里地区煤矿矿山的植被恢复主要采用人工种植的方法。由于矿区开采出来的矿渣基本由粗砂、砾石、块石以及多年冻土组成,含土量和肥力极低,矿山植被恢复时间短(2015—2018 年),加之矿渣山体滑坡、坍塌等影响,其人工种草后植被恢复状况远不及天然草原湿地植被盖度和成熟度,主要表现为人工种植形成的土壤层很薄,植被单一且稀疏,植物类型并不是区域草原优势种,其土壤稳定性、植被抗旱/寒性和生态环境相当脆弱(图 6)。从该地区天然草原腐殖质层形成的地质历史时间看,要使已经受到严重破坏的高寒湿地恢复到原有状态,还需要进行更科学的植被恢复方法研究;要使矿山生态环境在有限的时间里采用人工种植技术得到最大程度的恢复,就要借鉴自然界表层腐殖质层的形成机制和土壤营养学动态变化过程。影响土壤形成的因素主要有母质、气候、生物、地形和时间,矿山恢复的关键就是要缩短人工表层腐殖质层的形成时间,使其在较短的时间内达到较高的腐殖质化,稳定化和植物种群结构的合理化,从而彻底使矿山矿渣表层植被恢复到较高水平。因此,今后的研究工作需要更深入地探究矿区高寒湿地腐殖质层的形成过程和机理,并加大矿区渣山人工干预,选取科学的方案,通过优化组合的方法缩短植被腐殖层形成时间。比如对一些矿山矿渣地表砾石含量高,植物不易生长的区块,进行腐殖质土的客土覆盖或喷播技术,采用人工干预的方式增加土壤厚度和有机含量,这对于植被根系发育、植被盖度提高和植被物种多样性合理化具有重要意义。通过提高煤矸石表层植被覆盖度和植物根系对土壤水分的吸附力,可有效增强煤矸石表层土壤的水源涵养功能,其中,要重视改善渣山表层土壤物理性质,选择增施畜圈牛羊粪或者牛羊颗粒有机肥(工厂熟化)等措施;同时,根据高寒湿地土壤主要营养元素的变化规律,增

施人工土壤中的 N,P,K 等植物所需元素肥料,提高土壤养分,改善土壤化学性状,加快成土速度,使煤矸石表层土壤环境得到快速改善,为恢复区植被生长和其它先锋植物的入侵创造良好的立地条件,缩短恢复时间,加快矿区植被恢复演替进程。



注:a 天然高寒草甸;b 天然高寒湿地;c 矿山人工建植草地;d 天然高寒湿地和人工建植草地对比(近处为人工草地,远处为天然湿地)。

图 6 木里江仓矿区天然高寒湿地和人工草地对比

5 结 论

(1) 江仓和木里地区存在着大面积的优质湿地资源,其中江仓地区湿地剖面地层变化较大,从底层的冲积扇砾石层、黄土层、泥炭层发育到顶部的腐殖质层;而木里湿地剖面较为简单,下部为基岩母质风化层,上部为腐殖质层。光释光年代学研究表明,江仓剖面的腐殖质层形成于 1.7±0.1 ka 以来;木里剖面的腐殖质层形成于 2.0±0.2 ka 以来。该结果与青海湖地区草原表层腐殖质层的形成年代基本一致。

(2) 江仓、木里剖面的土壤营养学表明,腐殖质层中有机碳、全氮、碱解氮、全磷等含量最高,其中氮、磷元素的含量跟有机质含量成正比,说明草原植被生长需要较高的土壤肥力;全钾含量在土壤母质层中最高;速效磷和速效钾含量在各地层中变化波动较大。

(3) 青藏高原东北部高寒草甸、高寒湿地腐殖质层的形成年代表明其形成时间至少在两千年以上,形成过程十分缓慢,沉积速率非常低,这对于江仓、木里地区矿区和渣山的植被恢复工作具有指导意义。根据天然高寒湿地腐殖质层的形成年代和形成过程,采用人工种草方式恢复矿区生活区和排土场渣山的植被生态,还需要增加矿山矿渣表面土壤厚度和肥力,从而加快矿区土壤结构和植被多样性的恢复进程。

[参 考 文 献]

[1] 肖莲桂,石明章. 1961—2015 年天峻地区极端降水变化趋势[J]. 青海农林科技,2016(4):52-55.

[2] 金立群,李希来,孙华方,等. 不同恢复年限对高寒露天煤矿区渣山植被和土壤特性的影响[J]. 生态学杂志,2019,38(1):121-128.

[3] 石明章,肖莲桂. 青海省天峻县气候变化特征及其对草原生态环境的影响[J]. 北京农业,2014(36):277-278.

[4] Lai Zhongping, Wintle A G. Locating the boundary between the Pleistocene and the Holocene in Chinese loess using luminescence[J]. The Holocene, 2006, 16: 893-899.

[5] Lai Zhongping, Wintle A G, Thomas D S G. Rates of dust deposition between 50 ka and 20 ka revealed by OSL dating at Yuanbao on the Chinese Loess Plateau [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007,248(3):431-439.

[6] Roberts H M. Assessing the effectivence of the double-SAR proyocol in isolating a luminescence signal dominated by quartz[J]. Radiation Measurements, 2007, 42 (10):1627-1636.

[7] Lai Zhongping, Brtickner H. Effects of feldspar contamination on equivalent dose and the shape of growth curve for OSL of siltsized quartz extracted from Chinese loess[J]. Geochronometria, 2008,30:49-53.

[8] Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations [J]. Radiayion Measurements, 1994,23(2/3):497-500.

[9] 于禄鹏,赖忠平,安萍,等. 柴达木盆地中部与西南部古沙丘的光释光年代学研究[J]. 中国沙漠,2013,33(2):453-462.

[10] 杨永兴,王世岩,何太蓉,等. 三江平原典型湿地生态系统生物量及其季节动态研究[J]. 中国草地学报,2002,24(1):1-7.

[11] 李希来. 三江源地区不同类型高寒湿地的退化与保护[J]. 青海科技,2017. 24(1):35-38.

[12] 常秋芳. 青藏高原风成沉积和那棱格勒河河流阶地释光年代学及环境意义[D]. 北京:中国科学院研究生院,2017.

[13] Fan Qishun, Ma Haizhou, Wei Haicheng, et al. Late Pleistocene paleoclimatic history documented by an oxygen isotope record from carbonate sediments in Qarhan Salt Lake, NE Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2014,85(2):202-209.

[14] An Fuyuan, Liu Xiangjun, Wang Yixuan, et al. Drainage geomorphic evolution in response to paleoclimatic changes since 12.8 ka in the eastern Kunlun Mountains, NE Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Geomorphology,

2018,319:117-132.

[15] Owen L A, Finkel R C, Ma Haizhou, et al. Late Quaternary landspcape evolution in the Kunlun Mountains and Qaidam Basin, Northern Tibet: A framework for examining the links between glaciation, lake level changes and alluvial fan formation[J]. Quaternary International, 2006,154/155(4):73-86.

[16] Liu Xiangjun, Lai Zhongping, Fan Qishun, et al. Timing for high lake levels of Qinghai Lake in the Qinghai-Tibetan Plateau since the last interglaciation based on quartz OSL dating[J]. Quaternary Geochronology, 2010,5(2):218-222.

[17] Gao Linman, Wang Xianyan, Yi Shuangwen, et al. Episodic sedimentary evolution of an alluial fan(Huangshui Catchment, NE Tibetan Plateau)[J]. Quaternary, 2018,1(2):16-25.

[18] Liu Xiangjun, Xiao Guoqiao, Chongyi E, et al. Accumulation and erosion of aeolian sediments in the Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau and implications for provenance to the Chinese Loess Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2017,135:166-174.

[19] Stauch G, Schulte P, Ramisch A, et al. Landscape and climate on the northern Tibetan Plateau duing the late Quaternary[J]. Geomorphology, 2017,286:78-92.

[20] Ran Min, Feng Zhaodong. Holocene moisture variations across China and driving mechanisms: A synthesis of climatic records[J]. Quaternary International, 2013(313/314):179-193.

[21] An Zhisheng, Colman S M, Zhou Weijian, et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka[J]. Scientific Reports, 2012,2:619-625.

[22] Hou Juzhi, Huang Yongsong, Zhao Jiangtao, et al. Large Holocene summer temperature oscillations and impact on the peopling of the Northeastern Tibetan Plateau[J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43(3):1-8.

[23] Liu Xiangjun, Madsen D B, Liu Riyuan, et al. Holocene lake level variations of Longmu Co, Western Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Environmental Earth Sciences, 2016,75(4):301.

[24] Yu Lupeng, Lai Zhongping. Holocene climate change inferred from stratigraphy and OSL chronology of aeolian sediments in the Qaidam Basin, Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Quaternary Research, 2014,81(3):488-499.

[25] Li Xiangzhong, Liu Xiangjun, He Yuxin, et al. Summer moisture changes in the Lake Qinghai area on the Northeastern Tibetan Plateau recorded from a meadow section over the past 8 400 yrs[J]. Global & Planetary Change, 2018,161(1):1-9.

[26] Liu Demei, Chen Guichen, Lai Zhongping, et al. Late Glacial and Holocene vegetation and climate history of an alpine wetland on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Geological Quarterly, 2013,57(2):261-268.

[27] 刘德梅. 全新世以来典型高寒沼泽湿地的环境演化过程[D]. 北京:中国科学院研究生院,2013.

[28] 鄂崇毅,张晶,吴成永,等. 青海湖流域草甸土光释光年代学研究[J]. 土壤学报,2018,55(6):1325-1335.

[29] 常秋芳,芦宝良,赖忠平,等. 青海南山风成沉积光释光年代学研究[J]. 盐湖研究,2016,24(2):54-61.

[30] 徐国策,李占斌,李鹏,等. 丹江中游典型小流域土壤总氮的空间分布[J]. 地理学报,2012,67(11):1547-1555.

[31] 刘双,李敏,张晶,等. 野鸭湖湿地土壤总磷分布特征及影响因素研究[J]. 环境科学与技术,2012,35(4):10-14.

[32] 彭莹,邓小华,田峰,等. 湘西州植烟土壤全钾含量分布特征[J]. 中国农学通报,2014,30(9):165-169.

[33] 王艳杰,付桦. 雾灵山地区土壤有机质全氮及碱解氮的关系[J]. 农业环境科学学报,2005,24(1):85-90.

[34] 徐茂,王绪奎,顾祝军,等. 江苏省环太湖地区速效磷和速效钾含量时空变化研究[J]. 植物营养与肥料学报,2007,13(6):983-990.

[35] 田应兵,熊明彪,宋光煜. 若尔盖高原湿地生态恢复过程中土壤有机质的变化研究[J]. 湿地科学,2004,2(2):88-93.

[36] 刘世全,高丽丽,蒲玉琳,等. 西藏土壤有机质和氮素状况及其影响因素分析[J]. 水土保持学报,2004,18(6):54-57.

[37] 王艳杰,付桦. 雾灵山地区土壤有机质全氮及碱解氮的关系[J]. 农业环境科学学报,2005,24(S1):85-90.

[38] 刘双,李敏,张晶,等. 野鸭湖湿地土壤总磷分布特征及影响因素研究[J]. 环境科学与技术,2012,35(4):10-14.