

泥炭记录的晚全新世大气铅沉降及其环境意义

赵红艳^{1,2,3}, 杨倩楠³, 王爱霞⁴, 常 帅³, 杨 露³

(1. 东北师范大学国家环境保护湿地生态与植被恢复重点实验室, 吉林 长春 130024;
2. 东北师范大学植被生态科学教育部重点实验室, 吉林 长春 130024; 3. 东北师范大学
地理科学学院, 吉林 长春 130024; 4. 东北师范大学化学学院, 吉林 长春 130024)

摘要: 选择长白山地区2种不同类型的泥炭沼泽, 进行了典型剖面的大气铅沉降研究。植物残体和泥炭性质表明老白山泥炭地已经发育到贫营养阶段, 而大桥泥炭地还处于富营养状态。两地泥炭记录的总铅含量和沉降速率与中国其他地区在同一个数量级上。老白山泥炭记录的大气铅在总铅中占主导地位, 大气铅与富集因子呈明显的正相关($r=0.874, n=16, p<0.01$), 且在16世纪中叶、18世纪初和20世纪出现峰值。大桥泥炭记录的铅可能存在再迁移和再沉降现象, 但是相对较弱, 因此, 它也可以被用来重建当时的大气沉降。

关 键 词: 大气沉降; 铅污染; 贫营养泥炭; 富营养; 小冰期

中图分类号: P531 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2015)08-1014-07

重金属铅及其化合物对人体各组织均有毒性。为了理解当前人类活动造成的铅污染程度, 评价其长期环境行为, 掌握历史记录的有关铅的信息很有必要。重金属铅的记录体包括极地冰雪、土壤、海洋或湖泊沉积物、各种生物介质(珊瑚、树轮和干标本)以及泥炭沼泽, 这些载体提供了非常有价值的全球环境污染的年表^[1]。关于以泥炭沼泽为载体的重金属铅的浓度、沉降速率及其与大气沉降的关系, 最有代表性的是20世纪90年代Shotyk及其团队在瑞士Jura山脉开展的一系列工作^[2-4], 取得的研究结论包括, 贫营养泥炭地仅受大气降水补给、酸性强, 剖面内的铅被有效地固定, 据此, 可根据泥炭记录的大气铅的剖面变化, 重现大气沉降的完整历史^[5]。富营养泥炭地中铅沉降存在着再移动和再沉积的现象, 使得铅浓度剖面不能完整地反映当时大气沉降^[6,7]。但Shotyk认为, 只要水-沉积物相互作用对泥炭中铅富集影响很小, 富营养泥炭地有潜力提供准确的大气沉降的历史记录^[8]。此后, 类似的工作在欧洲大陆内部, 包括西班牙、德国、法国、瑞典、比利时和北美等地区迅速开展^[9-11], 通过铅的富集因子、 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$

比值和同一剖面时隔20 a的 ^{210}Pb 年代序列没有发生变化等研究结果, 揭示贫营养泥炭记录的铅在剖面上基本不再移动, 并以此重建当时的大气沉降。中国学者在铅的累积、迁移和转化等现代行为过程方面研究较多^[12,13], 对各种载体记录的历史时期铅沉降研究还远远不够^[14], 有关泥炭记录的剖面铅沉降的研究仅限于大小兴安岭和青藏高原地区, 且主要针对贫营养泥炭的记录^[15-17], 对长白山地区, 尤其是富营养泥炭记录的铅沉降研究很少。本文的研究目的有以下两个方面: 其一, 作为东北泥炭地集中分布区之一的敦化泥炭记录的剖面铅分布是否能够准确反映大气沉降。其二, 富集的铅是人为造成的还是自然原因。

1 研究区概况

研究区位于吉林省境内张广才岭-威虎岭以东、哈尔滨岭-长白山以西的敦化盆地及其周围, 属于狭义的长白山地。地理位置在 $40^{\circ}40'\text{N}\sim 44^{\circ}30'\text{N}$, $125^{\circ}20'\text{E}\sim 131^{\circ}20'\text{E}$, 距离长白山天池约200 km(图1)。该区受东亚季风控制, 夏季温暖湿润, 冬季漫长寒冷, 年均温 -2°C , 与同纬度其他地区相

收稿日期: 2014-01-20; 修订日期: 2014-06-05

基金项目: 国家自然科学基金项目(40971036、41001121、41471165)、吉林省自然科学基金项目(20130101081JC) 和国家级大学生创新创业训练计划项目(2013102000061)资助。

作者简介: 赵红艳(1969-), 女, 吉林榆树人, 博士, 副教授, 主要从事自然地理与湿地生态研究。E-mail: hyzhao@nenu.edu.cn

比,夏季和冬季的气温都偏低,年降水量620~690 mm。该地是长白山区泥炭分布最集中的地区之一。老白山泥炭地(44°06'N, 128°03'E, 海拔1 610~1 696 m)发育在敦化盆地西北方向张广才岭顶部第三纪夷平面上,因山顶气候冷湿,地表排水不畅,形成大约10 hm²的泥炭沼泽。该泥炭地灌木层以偃松(*Pinus pumila*)为优势种,伴生有牛皮杜鹃(*Rhododendron aureum*)和越桔(*Vaccinium vitis-idaea*)。草本层以狭叶棉花莎草(*Eriophorum angustifolium*)为单优势种,伴生有沼苔草(*Carex limosa*)、小白花地榆(*Sanguisorba parviflora*)和圆叶茅膏菜(*Drosera rotundifolia*)等沼泽植物。苔藓地被层以泥炭藓属植物为优势,并形成藓丘^[18]。大桥泥炭地(43°17'N~43°20'N, 128°22'E~128°24'E, 海拔350~400 m)发育在敦化盆地南部的山前集水地带,泥炭地总面积257.25 hm²,主体部分已经被开垦为农用地,地表植被为杂类草^[19]。

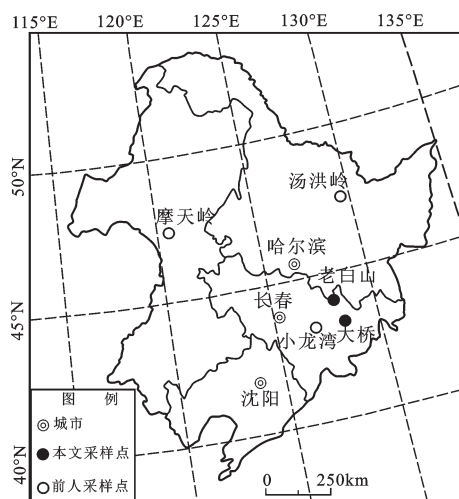


图1 研究区位置

Fig.1 Location of study area

2 材料和方法

2.1 样品采集和处理

2个泥炭地均采用人工剖面法取样。老白山剖面(10 cm×10 cm×54 cm, 2003年8月取样)表层16 cm是活藓层,样品自活藓层向下一直到基底被完整无缺地移出,用塑料袋装好,转移到塑料器皿中,送到实验室。大桥剖面(20 cm×10 cm×140 cm, 2000年6月取回)位于耕地边缘,是在自然冲沟旁边、去掉表层之后、在过渡层之上采集的样

品,剖面特征见文献^[20]。2个泥炭剖面都是用不锈钢刀分割成2.5 cm的切片。

本次用于测量Pb元素的样品含间隔2.5 cm的16个老白山样品和间隔5 cm的28个大桥样品。样品被自然风干,粉碎成80目。之后,用HNO₃-HF-HClO₄在200℃电热盘上进行完全消解氧化,然后转移到25 mL的试管中定容。元素Pb是在ZEEMAN AAS仪器上进行分析,同步测试使用土壤标准参考样GSS-3(国家标准物质GBW-07403),已知标样的Pb浓度为26±3 ug/g,实际测得的浓度是25.7±1.7 ug/g,满足质量控制要求。Zr是用PLASMA SPEC(I) ICP-AES测定,标准差为1.10 ug/mL。样品的测量由东北师范大学分析测试中心完成。泥炭腐殖化度采用碱提取液吸光度法测定^[21]。大桥剖面泥炭的pH、Al、Ti、Sr、Ca、Mg和有机质剖面变化见文献^[20]。

2.2 铅的富集因子和沉降速率的计算

本文使用Zr元素来计算Pb的富集因子,这是因为Zr元素是一种保守金属,没有明显的人为来源。Pb元素的富集因子计算公式为:

$$EF = ([Pb]/[Zr])_{\text{泥炭}} / ([Pb]/[Zr])_{\text{地壳}} \quad (1)$$

地壳中Pb、Zr的浓度分别为14.8 ug/g和203 ug/g^[22]。

计算铅沉降速率时,本文参考Ferrat使用的方法^[17],具体做法是:

铅沉降速率[mg/(m²·y)] = 铅的浓度(ug/g)×样品厚度速率(cm/y)×容重(g/cm³)×10。

2.3 ¹⁴C测年

样品采用常规¹⁴C法定年。烘干的粉末状的样品经过处理,在密闭的真空系统中燃烧生成二氧化碳,被提纯后,通过氨水吸收,然后与SrCl₂溶液反应,产生的SrCO₃经过滤、冲洗、烘干,用镁法合成SrC₂,水解成乙炔。乙炔经过一系列步骤纯化后,在CrO₃-Al₂O₃-SiO₂催化剂的作用下合成苯。在LKS公司Quantulus-1220型和国产FJ-2101型液闪仪上测量1 000 min左右。样品的年代校正采用华盛顿大学提供的年代校正软件(版本为4.1.2和4.3)。样品的测量在东北师范大学完成。

3 结果与分析

3.1 年代

老白山泥炭剖面基底沉积物¹⁴C年龄为380±70 a B.P.,校正后的年龄为464 a B.P.。大桥泥炭地基底140 cm沉积物的¹⁴C年龄为2195±70 a B.P.,校

正后的年龄为 2 120 a B.P., 60 cm 的泥炭年龄是 1 410±70 a B.P., 校正后的年龄为 1 290 a B.P., 年龄深度模型的建立采用线性内插法。这种方法也是泥炭古环境重建常用的一种方法^[23]。

3.2 泥炭地的营养状况

老白山剖面 36.5 cm 以上是泥炭藓泥炭, 39 cm 以下是草本泥炭为主的沉积物, 中间是泥炭藓—草本混合层。老白山藓类泥炭的干容重变化在 0.07~0.11 g/cm³, 吸湿水含量为 11%~12%, 灰分含量为 10%~15%; 草本泥炭—沉积物的干容重变化在 0.45~0.56 g/cm³, 吸湿水含量为 8.4%~7.7%, 灰分含量为 43.6%~46.5%; 泥炭藓—草本泥炭的干容重变化在 0.15~0.25 g/cm³, 吸湿水含量为 9.2%~11%, 灰分含量为 21.3%~27.7% (图 2)。从地形地貌、泥炭残体类型、灰分含量、吸湿水、容重等性质揭示老白山上部 36.5 cm 已经发育成典型的贫营养泥炭沼泽, 泥炭地养分只能依靠大气降水补给。

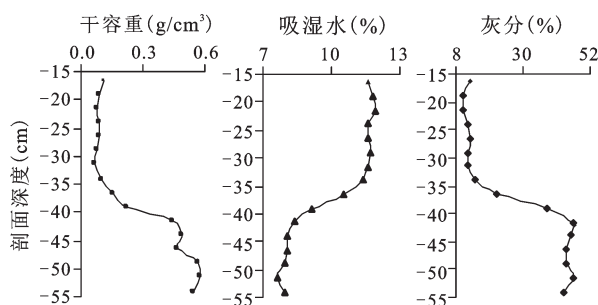


图 2 老白山泥炭剖面干容重、吸湿水和灰分

Fig.2 Bulk density, moisture and ash content versus depth in Laobaishan peatland

大桥泥炭剖面以苔草为主, 褐色草本泥炭干容重变化在 0.1~0.24 g/cm³, 黑褐色草本泥炭容重为 0.4~0.65 g/cm³。褐色泥炭灰分含量为 13.5%~40%, 黑褐色泥炭灰分含量是 49.5%~65.5%。褐色泥炭吸湿水的含量变化在 10%~34.75%, 黑褐色泥炭在 9.5%~10.25% (图 3)。泥炭残体类型和泥炭性质表明, 大桥泥炭地还处于富营养的发育阶段。

3.3 老白山剖面总铅浓度、富集因子和铅沉降速率

老白山剖面泥炭总铅含量在 9.87~38.46 ug/g, 平均值为 21.87 ug/g。从剖面上看其含量随深度增加而减少, 其中 29 cm 以上的铅浓度超过了下部的含量, 并在剖面 21.5 cm、36.5 cm 和 49 cm 处出现峰值 (图 4)。

相对于 Zr 元素, 铅的富集因子表明, 除剖面底

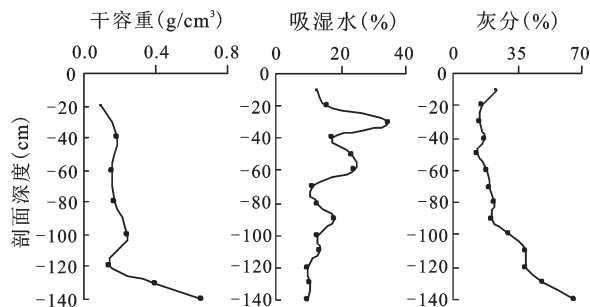


图 3 大桥泥炭剖面干容重、吸湿水和灰分

Fig.3 Bulk density, moisture and ash content versus depth in Daqiao peatland

部 49~54 cm 基本无富集外 (相当于背景值), 其余时间均有不同程度的富集, 尤其到 18 世纪中期以后富集程度越来越大。

老白山剖面铅沉降速率为 1.1~8.8 mg/(m²·y), 在 49 cm 有明显一峰值, 之后逐渐减小, 直到 29 cm 后逐渐增加, 但没有超过 44 cm 以下的沉降速率。

3.4 大桥剖面总铅浓度、富集因子和铅沉降速率

大桥泥炭剖面总铅含量变化在 2.55~22.23 ug/g 之间, 平均值为 9.42 ug/g, 整体上比老白山低一点。剖面底部 105~140 cm 绝大多数铅含量在 15~20 ug/g 之间, 向上逐渐减少, 至表层 0~10 cm 略有增加 (见图 5)。

大桥剖面铅的富集因子在 4.4~10.4, 平均值为 6.9, 在底部 135~140 cm、95~105 cm、45~50 cm 和 10~20 cm 富集因子值较高。大桥铅的沉降速率变化范围较大 [0.18~16.33 mg/(m²·y)], 呈现出随着深度减小而变少的趋势。铅沉降速率的变化趋势与铅浓度非常近似 ($r=0.800, n=28, p<0.01$)。

老白山剖面、大桥剖面与中国其他地区泥炭记录的铅含量和铅沉降速率基本在一个数量级上 (表 1)。整体上, 从大兴安岭向老白山、大桥沿着西北-东南方向, 总铅含量和沉降速率递减。而且, 这几个地方泥炭记录的铅浓度都低于龙岗山脉小龙湾湖相沉积物中的结果^[14], 与欧洲瑞士 Jura 山脉泥炭沼泽中的铅含量相近^[10,24], 最大含量比德国、西班牙和比利时泥炭记录的值低一个数量级左右, 铅的最大沉降速率也较比利时低一个数量级。

4 讨 论

4.1 贫营养泥炭记录的大气铅沉降过程及其来源

老白山基底部 49~54 cm 总铅的沉降速率最大, 但铅的富集因子显示底部既没有被消耗, 也没

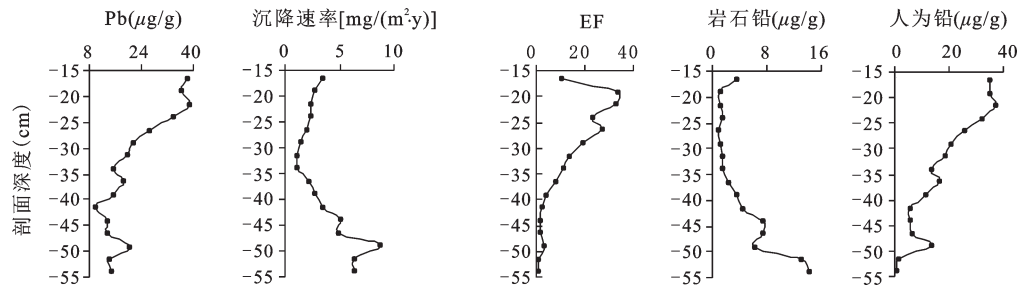


图4 老白山剖面泥炭记录的铅沉降

Fig. 4 Vertical distribution of concentration, accumulation rates and EF of total Pb, lithogenic Pb, atmospheric Pb in the Laobaishan peatland

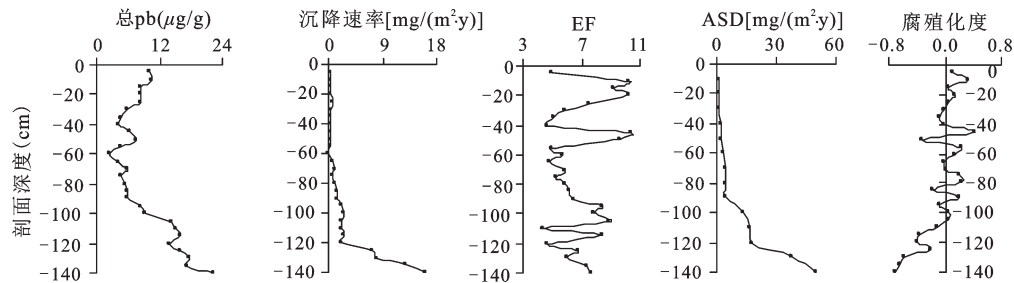


图5 大桥剖面泥炭记录的铅沉降与大气土壤灰尘输入速率和腐殖化度距平值

Fig. 5 Concentration, accumulation rates, EF of Pb, ASD and humification in Daqiao peatland

表1 研究区铅沉降与世界各地泥炭记录对比

Table 1 Comparison of concentration, accumulation rates of Pb in Dunhua and other areas

位置	平均含量(ug/g)	含量范围(ug/g)	沉降速率[mg/(m²·y)]	累积时间	养分状况	出处
老白山剖面	21.87	9.87~38.46	1.1~8.8	1440~2002年	贫营养	本研究
大桥剖面	9.42	2.55~22.23	0.18~16.33	2120 B.P.以来	富营养	本研究
小龙湾		20~160		1875~2000年	湖相沉积	Panizzo ^[14]
汤洪岭	10.63	2~22.4	0.39~6.29	5200B.P.以来	贫营养	汤顺林 ^[15]
摩天岭 MP1		14~110	<68.9	1873~2008年	贫营养	Bao ^[16]
摩天岭 MP2		29~262	<138.9	1838~2008年	贫营养	Bao ^[16]
青藏高原		2.96~21.58	0.06~3.52	9500B.P.以来	贫营养	Ferrat ^[17]
瑞士 Jura 山脉		2.3~85.5		2110B.P.以来	贫营养	Shotyk ^[24]
瑞士 Jura 山脉		15.4~29.6		自 2700B.P.	富营养	Shotyk ^[25]
德国				3300~1300 B.C.	贫营养	Roux ^[10]
西班牙		<3~118		自 3000B.P.	贫营养	Gallego ^[9]
比利时		<660(孔 1) <930(孔 2)	<55(孔 1) <140(孔 2)	550B.P.以来	贫营养	Allan ^[11]

有被富集,它意味着这部分铅主要来自于当地岩石或土壤的风化。为此,本文参照 Shotyk 提出的方法^[25],使用 Zr 作为参考元素,估算通过气溶胶的大气沉降带来的岩石铅。

$$[\text{Pb}]_{\text{岩石}} = [\text{M}]_{\text{样品}} * ([\text{Pb}]/[\text{M}])_{\text{岩石}} \quad (2)$$

式中 $([\text{Pb}]/[\text{M}])_{\text{岩石}}$ 来自于地壳的平均组成^[22], $[\text{M}]$ 为 Zr 元素的浓度。

岩石铅含量在剖面底部 49~54 cm 最大,超过

10 ug/g,其余深度均小于这个数值,最低值相当于该值的 1/10 左右,且呈现从底部向上逐渐较少、直到表层又稍高一点的变化规律。

相关分析表明,岩石铅含量与铅沉降速率的变化趋势十分相似($r=0.804, n=16, p<0.01$)。岩石铅和灰分的相关性也强($r=0.799, n=16, p<0.01$),这在一定程度上指示了岩石铅主要来源于地壳岩石矿物的分解。

岩石 Pb 组成确定,外来的 Pb 很容易计算出:

$$[\text{Pb}]_{\text{外来}} = [\text{Pb}]_{\text{总}} - [\text{Pb}]_{\text{岩石}} \quad (3)$$

外来铅剖面变化很大,背景值在 0.8~1.2 ug/g,从底部向上逐渐增加,达到了背景值的 5~37 倍。老白山外来铅含量的变化趋势与总铅十分相似($r=0.956, n=16, p<0.01$),说明外来铅在总铅中占主导地位。外来铅与富集因子变化趋势近似($r=0.874, n=16, p<0.01$),表明铅的富集主要来源于风化之外的物质。总铅、外来铅都和有机质含量呈正相关(r 分别为 0.749 和 0.856, $n=16, p<0.01$),暗示外来的铅可能是被有机物、特别是泥炭藓强烈吸附,发生迁移的可能性很小。

贫营养泥炭养分只来自大气沉降,导致沉降在泥炭层内的外来铅相当于大气铅。老白山剖面大气铅的浓度从 1550~1582 年间有所提高,然后一直到 1680 年都呈下降的状态,之后,大气铅含量逐渐增高,1712 年左右达到一个峰值,短暂的下落后,浓度越来越大,20 世纪初期,已达到背景值的 35 倍左右,后期稍有下降。据此,可利用贫营养泥炭沼泽中的外来铅指示历史时期的大气沉降。分析铅污染的来源,16 世纪的大气铅稍高可能与小冰期期间气温降低、灰尘增加有关;18 世纪初的高含量似乎对应着 1702 年的一次火山活动^[26];20 世纪之后的污染,显然不是降尘的原因,而是和人类活动密切相关,清政府在 1881 年解除了对长白山地区的禁封,20 世纪 30 年代日本人在长白山地区采伐森林,以及新中国成立后的大力建设等这些人类活动都带来了铅的人为污染。

4.2 富营养泥炭记录的铅的移动性及其揭示的大气沉降

与老白山剖面相比,大桥剖面更倾向于富营养化。除了泥炭残体中苔草占绝对优势、泥炭理化性质呈现富营养特点外,大桥剖面泥炭 pH 在 4.0~5.5 之间,Al 和 Ti 含量之间没有相关性,Sr 与灰分含量不对应,大多数的 Ca 随着深度增加而增大,这些意味着剖面物质可能存在着沉积后的化学溶解或受地下水影响,但剖面泥炭的 Ca/Mg 却小于或等于当地雨水^[20]。

总铅、铅沉降速率都是基底部为极大值,向上递减,到表层又增加。这样的剖面分布规律意味着可能发生了沉积后的再迁移。但富集因子却显示,最大值出现在亚表层,基底部的富集因子偏小,这一现象似乎表明,铅在剖面上的迁移相对较弱。

本文参考 Ferrat 使用的方法^[27],略作修改,计算了大桥泥炭地大气土壤灰尘输入速率的历史变化,计算公式为,

$$ASD = Ti / 0.4\% \times \rho \times AR / 100 \quad (4)$$

式中,ASD 表示大气土壤灰尘输入速率[g/(m²·y)],Ti 是样品中元素 Ti 的含量(ug/g),Ti/0.4% 相当于泥炭中土壤降尘的浓度, ρ 是泥炭密度(g/cm³),AR 是泥炭累积速率(cm/y)。

计算结果显示,大桥剖面大气土壤灰尘输入速率变化在 0.93~50.12 g/(m²·y),平均为 11.45 g/(m²·y),这个数值与鲍崴山计算的长白山区外源土壤尘埃的大气输入速率一致^[28]。总体上,大桥剖面大气土壤灰尘输入速率随剖面垂直向上递减(图 5),其变化趋势与总铅、铅沉降速率的发展趋势一致,相关分析表明,大气灰尘输入速率与总铅浓度呈明显的正相关($r=0.908, n=14, p<0.01$),与铅的沉降速率也呈明显的正相关($r=0.952, n=14, p<0.01$),即剖面底部铅浓度高、沉降速率大与大气土壤灰尘输入速率显著相关。而大气灰尘输入速率与腐殖化度呈明显的负相关,即灰尘输入速率大的时期,腐殖化度低($r=-0.830, n=14, p<0.01$),分解较弱。由此可以初步判断,大桥剖面铅的再沉积和再移动较弱,因此可以从铅沉积来重建大气土壤灰尘输入速率,这一点与 Shotyky 的结论一致。

大桥剖面铅浓度和铅沉降速率峰值均出现在 2120 a B.P.,铅的富集因子揭示大约 1898 a B.P.、1720~1809 a B.P.、1057~1175 a B.P. 和 235~470 a B.P. 间铅富集程度较重,这些时段的铅富集都远在当地工业革命之前,相对当地人为活动而言,更有可能是远方大气携带而来。腐殖化度的分析证明在约 1765~1809 a B.P.、约 1057 a B.P. 和约 1480~1715 年期间气候偏干。巧合的是,最近的铅富集时间 235 a B.P.(相当于 1715 年)在老白山剖面也有所体现,而 2120 a B.P. 的铅浓度和铅流峰值在瑞士 Jura 山脉泥炭记录中也有所表现^[5]。

大桥剖面总铅含量整体上小于老白山剖面,可能是大桥剖面年代相对老,当时的铅污染相对较轻;另一种可能与其海拔比老白山低、反应环境变化不够敏感有关;还有可能的原因是,东亚冬季风从西北方向带来了远方的灰尘,首先在老白山沉降,至大桥剖面时已减弱,而大兴安岭总铅和沉降速率都高于小兴安岭、老白山和大桥,似乎也符合这一规律。实际的结果也可能是上述几种可能的复合。

5 结 论

敦化地区贫营养泥炭和富营养泥炭记录的铅浓度、铅沉降速率与中国其他地区泥炭记录的结果在同一个数量级上,整体上贫营养泥炭地老白山剖面记录的铅浓度高于富营养泥炭地大桥剖面记录的含量。富集因子与外来的大气铅呈明显的正相关,表明铅的富集主要来源于大气沉降。大气铅在总铅中占主导地位,并与有机质呈明显的正相关,揭示其很可能被泥炭藓等有机物质吸附,而没有发生较大的移动。据大气铅富集因子在剖面的变化情况,推测本区在小冰期期间大气降尘量大,18世纪初期铅的峰值可能与当地的火山喷发有关,而20世纪后的铅污染是人类活动的结果。

大桥剖面富集因子最大值出现在亚表层,基底部的富集因子偏小,这一现象似乎表明,铅在剖面上的迁移相对较弱。而且,剖面上总铅浓度、铅沉降速率随着深度增加而增大,这一点与大气土壤输入速率呈明显的正相关。由此可以推断,大桥泥炭记录的铅在剖面上再移动或再沉积较弱,可以用其重建当时的大气沉降。

参考文献:

- [1] Weiss D, Shotyk W, Kempf O. Archives of atmospheric Pb pollution[J]. *Naturwissenschaft*, 1999, **86**: 262-275.
- [2] Shoryt W, Cheburkin A K, Appleby P G, et al. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony, and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, **145**(1-4): E1-E7.
- [3] Shotyk W, Norton S A, Farmer J G. Summary of the workshop on peat bog archives of atmospheric metal deposition[J]. *Water, Air, and Soil Pollution*, 1997, **100**(3-4): 213-219.
- [4] Weiss D, Shotyk W, Kramers J D, et al. Sphagnum mosses as archives of recent and past atmospheric lead deposition in Switzerland[J]. *Atmospheric Environment*, 1999, **33**(23): 3751-3763.
- [5] Shotyk W, Weiss D, Appleby P G, et al. History of atmospheric Lead deposition since 12,370 ¹⁴C yr BP from a peat bog, Jura Mountains, Switzerland[J]. *Science*, 1998, **9**: 1635-1640.
- [6] Urban N R, Eisenreich S J, Grigal D F, et al. Mobility and diagenesis of Pb and ²¹⁰Pb in peat[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1990, **54**(12): 3329-3346.
- [7] Mackenzie A B, Logan E M, Cook G T, et al. Distributions, inventories and isotopic composition of lead in ²¹⁰Pb-dated peat cores from contrasting biogeochemical environments: Implications for lead mobility[J]. *The Science of the Total Environment*, 1998, **223**(1): 25-35.
- [8] Shotyk W. The chronology of anthropogenic, atmospheric Pb deposition recorder by peat cores in three minerogenic peat deposits from Switzerland[J]. *The Science of the Total Environment*, 2002, **292**(1-2): 19-31.
- [9] Gallego J R, Ortiz J E, Sierra C, et al. Multivariate study of trace element distribution in the geological record of Roñanzas Peat Bog (Asturias, N. Spain). Paleoenvironmental evolution and human activities over the last 8000 cal yr BP[J]. *Science of the Total Environment*, 2013, **454-455**: 16-29.
- [10] Roux G L, Aubert D, Stille P, et al. Recent atmospheric Pb deposition at a rural site in southern Germany assessed using a peat core and snowpack, and comparison with other archives [J]. *Atmospheric Environment*, 2005, **39**(36): 6790-6801.
- [11] Allan M, Roux G L, Vleeschouwer F D, et al. High-resolution reconstruction of atmospheric deposition of trace metals and metalloids since AD 1400 recorded by ombrotrophic peat cores in Hautes-Fagnes, Belgium[J]. *Environmental Pollution*, 2013, **178**: 381-394.
- [12] 丛志远, 康世昌, 郑伟, 等. 偏远地区铅和汞的现代过程与历史记录研究综述[J]. *地理学报*, 2010, **65**(3): 351-360.
- [13] 程新伟. 土壤铅污染研究进展[J]. *地下水*, 2011, **33**(1): 65-68.
- [14] Panizzo V N, Mackay A W, Rose N L, et al. Recent palaeolimnological change recorded in Lake Xiaolongwan, northeast China: Climatic versus anthropogenic forcing[J]. *Quaternary International*, 2013, **290-291**: 322-334.
- [15] 汤顺林, 许军苗, 王涛, 等. 小兴安岭雨养型泥炭记录的大气铅沉降及与气候变化的响应研究[J]. *河南理工大学学报(自然科学版)* [J]. 2010, **29**(3): 406-410.
- [16] Bao K, Xia W, Lu X, et al. Recent atmospheric lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog of Great Hinggan Mountains, Northeast China, from ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating[J]. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2010, **101**(9): 773-779.
- [17] Ferrat M, Weiss D J, Dong S, et al. Lead atmospheric deposition rates and isotopic trends in Asian dust during the last 9.5 kyr recorded in an ombrotrophic peat bog on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2012, **82**: 4-22.
- [18] 卜兆君, 王升忠, 郎惠卿, 等. 黄泥河自然保护区老白山南坡植被垂直带谱及其特点[J]. *山地学报*, 2003, **21**(1): 80-84.
- [19] 赵红艳, 周道玮. 吉林省敦化地区晚全新世泥炭沼泽孢粉组合特征及古植被[J]. *应用生态学报*, 2006, **17**(2): 197-200.
- [20] 赵红艳, 王升忠, 李鸿凯. 长白山地区全新世泥炭剖面地球化学特征及其古地理意义[J]. *古地理学报*, 2004, **6**(3): 355-362.
- [21] Chambers F M, Beilman D W, Yu Z. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics[OL]. *Mires and Peat*, 2011, 7 (Article 07): 1-10[2011-2-18]. <http://www.mires-and-peat.net/>
- [22] Wedepohl K H. The composition of the continental crust[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, **59**(7): 1217-1232.
- [23] Piotrowska N, Blaauw M, Mauquoy D, et al. Constructing deposition chronologies for peat deposits using radiocarbon dating

- [OL]. Mires and Peat, 2011,7(Article 10):1-14[2011-6-21]. <http://www.mires-and-peat.net/>
- [24] Shotyk W, Weiss D, Kramers J D. Geochemistry of the peat bog at Etang de la Gruère, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace metals (Sc, Ti, Y, Zr, and REE) since 12,370 ¹⁴C yr B.P. [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, **65**(14):2337-2360.
- [25] Shotyk W, Blaser P, Grunig A, et al. A new approach for quantifying cumulative, anthropogenic, atmospheric lead deposition using peat cores from bogs: Pb in eight Swiss peat bogs profiles [J]. *The Science of the Total Environment*, 2000, **249**(1-3): 281-295.
- [26] 靳英华, 许嘉巍, 梁 宇, 等. 火山干扰下的长白山植被分布规律 [J]. *地理科学*, 2013, **33**(2):203~208.
- [27] Ferrat M, Weiss D J, Spiro B, et al. The inorganic geochemistry of a peat deposit on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau and insights into changing atmospheric circulation in central Asia during the Holocene [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2012, **91**:7-31.
- [28] 鲍银山. 东北山地泥炭沼泽沉积及其记录的近 200 年环境变化 [D]. 长春: 中国科学院研究生院东北地理与农业生态研究所, 2012.

Atmospheric Lead Deposition Recorded in Two Types of Mires and Its Implication for Palaeoenvironment from Dunhua Basin, Jilin Province in China

ZHAO Hong-yan^{1,2,3}, YANG Qian-nan³, WANG Ai-xia⁴, CHANG Shuai³, YANG Lu³

(1. State Environmental Protection Key Laboratory of Wetland Ecology and Vegetation Restoration, Northeast Normal University, Changchun, Jilin 130024, China; 2. Key Laboratory of Vegetation Ecology, Ministry of Education, Northeast Normal University, Changchun, Jilin 130024, China; 3. School of Geographical Science, Northeast Normal University, Changchun, Jilin 130024, China; 4. Faculty of Chemistry, Northeast Normal University, Changchun, Jilin 130024, China)

Abstract: Two peat profiles respectively from Laobaishan mire (44°06'N, 128°03'E) and Daqiao mire (43°17'N, 128°22'E) from Changbai Mountains in northeast China, were investigated to reconstruct atmospheric deposition since 2120 B.P., and decide whether Pb inventories in minerotrophic mires are mobile. The plant macrofossil types and characteristics of peat samples indicate Laobaishan mire has developed into ombrotrophic bog, and Daqiao mire is still in minerotrophic status. The largest concentration, accumulation rates of Pb in Laobaishan and Daqiao are 22.23-38.46 ug/g and 8.8-16.33 mg/(m²·y) respectively, and are in the same order of magnitude as the other places in the world. A positive correlation between lithogenic Pb and ash content ($r=0.799, n=16, p<0.01$) in Laobaishan profile indicate lithogenic Pb mainly from rock weathering underlying peat deposits. Atmospheric Pb is dominant in total Pb deposition that suggests cumulative Pb is most from atmospheric deposition. High enrichment factors of Pb in Laobaishan profile occurred in the middle of 16th century, the early of 18th century and 20th century. They are in good agreement with little ice age during the middle of sixteen centuries, volcano eruption happened in Changbai Mountains in 1702 and human activities in the 20th century. Pb content and accumulation rate recorded in Daqiao mires are the most value in the downmost layer. This corresponds with atmospheric soil dust flux very well. Moreover, the Pb enrichment factor is the greatest at the subsurface.

Key words: atmospheric deposition; Pb pollution; ombrotrophic; minerotrophic; little ice age