22 卷 4 期421~ 427 页
2004 年 7 月

山 地 学 报
JOURNAL OF MOUNTAIN SCIENCE

Vol. 22, No. 4 pp 421~ 427
July, 2004

文章编号: 1008- 2786(2004) 04- 0421- 07

近百年海螺沟冰川退缩区域土壤 CO_2 排放规律

罗 辑, 李 伟, 廖 晓勇, 何祖慰
(中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

摘 要: 贡嘎山东坡海螺沟冰川退缩地植被原生演替系列的样地调查基础上, 用光合作用测定仪(美国产 CI-301PS)的闭路方法测定土壤呼吸, 并测定相关的生态因子。对植被原生演替过程中草本群落, 川滇柳, 冬瓜杨小树林, 冬瓜杨中龄林, 冬瓜杨成熟林, 针阔混交林, 云冷杉中龄林和云冷杉成熟林 7 个阶段的土壤呼吸速率进行连续 3 a 的测定, 它们的土壤 CO_2 排放通量分别是 51. 67、39. 70、56. 45、58. 89、85. 22、120. 26 和 158. 65 $kgCO_2/hm^2 \cdot d^{-1}$。建立了 7 个阶段的土壤呼吸速率与温度的相关关系, 认为未来大气温度升高将对同一气候区内的草地土壤呼吸影响最大, 对演替过程中的落叶阔叶林土壤呼吸影响次之, 对云冷杉林土壤呼吸影响最小。样地的形成年龄、生物量和净初级生产力这些与演替进程植物群落新陈代谢水平呈正相关的因素, 才是决定样地土壤呼吸速率的主要因素, 也是各样地之间土壤呼吸速率存在差异的主要原因。并将植被原生演替序列土壤 CO_2 排放通量与国内外测定不同类型土壤呼吸速率的结果进行比较, 认为 Raich 等人对温带针叶林土壤排放 CO_2 通量的估测值偏低, 对全球不同生态系统类型土壤排放 CO_2 通量的差异估测不足。

关键词: 海螺沟冰川; 原生演替; 土壤呼吸; CO_2 排放
中图分类号: X 221 文献标识码: A

土壤呼吸释放 CO_2 是生态系统 C 循环的一个重要方面, CO_2 等温室气体在大气中浓度的不断升高导致了全球气候变暖, 预计在 21 世纪全球气温将升高 1. 0~ 3. 5 ℃[1]。大气中 10% 的 CO_2 来自于每年土壤呼吸, 这是每年全球化石燃料燃烧放出 CO_2 量的 10 倍以上。测定土壤呼吸, 对于研究陆地生态系统在全球性 C 循环中的作用以及对全球气候变化的贡献有着重要意义。现已提出了不同的陆地生态系统土壤 CO_2 排放全球格局[2-7], 其中要数 Raich 等人的研究成果比较丰富。森林是陆地生态系统碳循环的主体, 我国对森林生态系统土壤 CO_2 排放的研究工作尚未全面展开, 现已发表的测定结果受 Raich 等人的影响较大。其实, 我们对土壤呼吸研究还远远不够, 土壤中各部分对土壤呼吸的作用尚未研究清楚, 比如根的呼吸作用在土壤呼吸中所占的比例就给出了很大的范围, 从 4% 到 90%[8,9]。由此看来, 准确测定土壤呼吸十分必要。本文试图通过海螺沟冰川退缩区域不同类型土壤呼吸速率的测定, 以增进对土壤呼吸作用的理解。

1 实验地概况和研究方法

调查地点位于贡嘎山东坡海螺沟内海拔2 800 ~ 2 940 m 间, 气候冷湿, 属山地寒温带气候类型。年均温 4. 1 ℃, 1 月均温 - 4. 4 ℃, 7 月均温 12. 5 ℃, 年均降水量1 903 mm, 大部分降水集中在 6~ 9 月, 年平均相对湿度 90%。地带性植被是峨眉冷杉林, 其土壤类型是山地棕色暗针叶林土。

海螺沟冰川末端约1 200 m 范围内形成了完整的植被原生演替系列, 同一小区域内的不同样地之间光照、气温和土壤含水量差异很小, 没有大风和强降雨过程, 为比较研究植被原生演替不同阶段土壤

收稿日期(Received date): 2004- 04- 11; 改回日期(Accepted): 2004- 07- 03。
基金项目(Foundation item): 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所种子基金项目(C3200318) 和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2- SW- 319)资助。[Supported jointly by the fund of Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Conservancy, Chengdu(C3200318) and by the key project of Chinese Academy of Science (KZCX2- SW- 319).]
作者简介(Biography): 罗辑(1960-), 男, 研究员, 主要从事山地环境生态研究。[LUO Ji(1960-), male, Professor, works mainly on mountain environment and ecology.]
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

呼吸提供了很大方便。我们在海螺沟冰川末端不同距离设置 7 个样地, 测定植被原生演替系列不同阶段土壤呼吸速率。采用便携式光合作用测定仪(美国产 CI- 301PS) 和中国农业机械化研究所用玻璃纤维增强塑料制作的土壤气体采集器, 通过闭路方式测定土壤 CO_2 排放。采集器为圆柱状, 由两部分组成, 主体高 30.0 cm, 直径 24.5 cm, 底座插入土壤中 2.5 cm, 底座有一圈水槽, 用水与主体密封。每次观测前 3 d 将底座内植物的地上部分剪除, 每块样地设置 3 个重复观置点, 同时观测大气湿度、气温、近地表气温(距地表面 30 cm 的气温)、地表温度、5 cm 深地温和 10 cm 深地温等相关气象因子, 并取表层 0~ 10 cm 的土壤样品, 测定土壤含水量和容重。1998~ 2000 年在生长季每月对 7 块样地测定 2 次, 非生长季只测定 1 次, 各样地每年做一次 24 小时连续观测, 并采用美国产 Li- 6200 在不同季节对土壤呼吸速率作平行测定。每年还用激光叶面积仪(美国产 CI- 203) 和植物冠层分析仪(美国产 CI- 203) 测定群落叶面积指数, 用 CI- 301PS 测定群落的净光合速率和植物地上部分的呼吸速率, 并调查群落的生物量和土壤成分。

2 结果分析

2.1 演替系列的群落特征以及环境特点

由于全球气候变暖, 19 世纪中期北半球山地冰川普遍开始退缩。冰川是气候的产物, 它的波动对气候的变化也有很好的指示作用[10]。冰川退缩区域发生植被原生演替, 植被演替进程与冰川退缩过程有着很好的对应关系[11,12], 高山和高纬度生态系统对全球气候变化最为敏感。20 世纪 30 年代以来, 海螺沟冰川强烈退缩[13]。海螺沟冰川退缩后, 底碛经过 3 年的裸露和地形变化, 在第 4 年才有种子植物侵入, 先锋植物主要有川滇柳(*Salix* spp.)、冬瓜杨(*Populus purdomii*)、马河山黄芪(*Astragalus mahoshanicus*)、直立黄芪(*A. adsurgens*)、柳叶菜(*Epilobium amurense*) 和碎米芥(*Cardarnine levicaulis*)等(表 1)。先锋群落的植物生长较差(样地 1)。随后由于有固 N 作用的黄芪数量迅速增多, 土壤条件很快得到改善。川滇柳和冬瓜杨数量增加, 生长加快, 不断有沙棘(*Hippophae rhamnoides*) 进入群落, 最初形成的开敞先锋群落经过 14 *a* 的演替, 形成了相对密闭的植物群落(样地 2)。冬瓜杨高生长明显加快, 其生态位扩展, 导致种间竞争加剧。群落内种群的自疏和它疏作用加强, 川滇柳和沙棘大量死亡(样地 3), 此时林内生境有利于糙皮桦(*Betula utilis*)、峨眉冷杉(*Abies fabri*) 和麦吊杉(*Picea brachytyla*) 进入林地。随后一段时期, 冬瓜杨高和径生长保持较高水平, 自疏作用更进一步加强, 其林木大量死亡, 存留于林内乔木层第二层的川滇柳和沙棘生长速度逐步减慢, 演变为衰退种群(样地 4)。林下针叶树净初级生产力逐步提高, 生长加快, 进入主林层(样地 5), 冬瓜杨亦逐步退出群落(样地 6), 最后形成以峨眉冷杉和麦吊杉为建群种的云冷杉林(样地 7)。105 年以后演替为顶级群落, 顶极群落存在时间很长。

海螺沟冰川退缩地植被演替是群落更替的过程, 表现为群落结构和功能以及所处环境的变化是一个有序的、可以观测的连续过程。在演替的前期和中期, 以冰碛物为母质的土壤特性发生迅速变化, 林内各种温度指标日变化和年变化幅度减小。定居的植物使生境的空间变异性增加, 随着演替的进展, 生态系统稳定性逐步增加。陆地植被原生演替过程中氮素和光是主要的限制因子[14~16], 阿拉斯加 Glacier Bay 冰川退缩区域植被经过 180 年的原生演替, 形成地带性植被, 生境由阳光充足而氮十分匮乏变为林内光线不足而在土壤中含有大量氮素及丰富的矿质营养元素。海螺沟冰川位于中低纬度, 存在于青藏高原东缘, 属于季风海洋性冰川。与高纬度冰川相比, 海螺沟冰川区域气温高, 降水量大, 每年还受东南季风和西南季风影响, 带来大量水分和热量, 植被演替进程较快。

2.2 土壤呼吸强度

海螺沟冰川退缩区域不同类型土壤呼吸速率差异明显(图 1)。云冷杉林土壤(样地 7) 呼吸速率最高, 平均达 4.17 $\mu mol CO_2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$, 冬瓜杨、川滇柳小树林土壤(样地 2) 呼吸速率最低, 平均达 1.04 $\mu mol CO_2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$。各样地土壤呼吸速率依次为样地 7> 样地 6> 样地 5> 样地 4> 样地 3> 样地 1> 样地 2。不同样地土壤呼吸速率各月份之间变化较大, 样地 7 土壤在夏季 8 月呼吸速率最高, 达 9.38 $\mu mol CO_2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$, 样地 1 土壤在冬季 1 月呼吸速率最低, 为 0.48 $\mu mol CO_2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$, 约为前者的 1/20。7 个样地土壤呼吸速率在一年中月动态相似。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

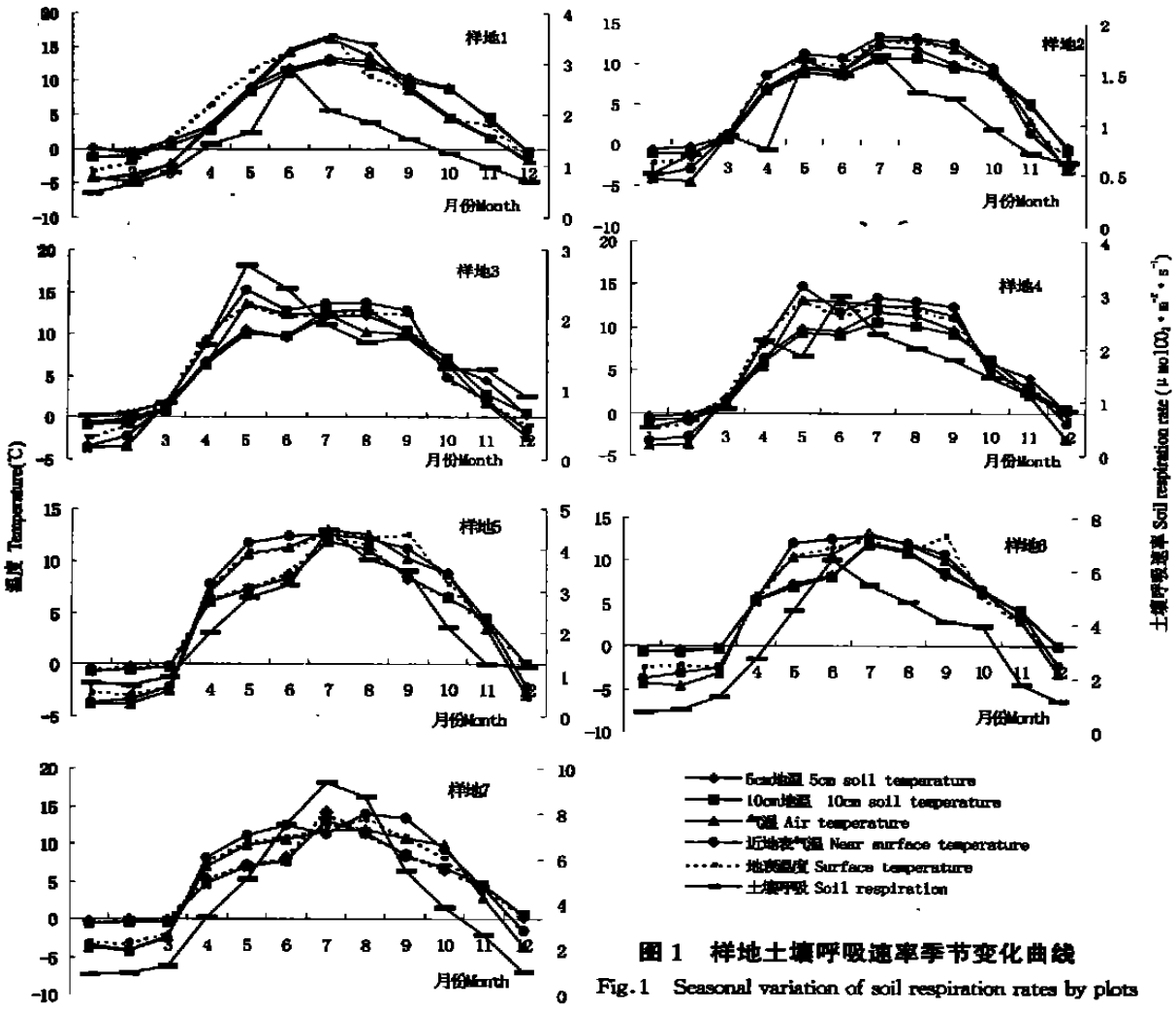

图 1　样地土壤呼吸速率季节变化曲线

Fig.1　Seasonal variation of soil respiration rates by plots

位于同一小流域的不同样地各项温度指标的年平均值差异不大(表 1), 但是季节变化很大。样地 1 各项温度指标的日变幅和季节动态变化最大, 随着植被演替的进程中, 各项温度指标的日变幅和季节动态变化减小。各样地土壤不同的呼吸速率以及在不同季节的差异反映了各自对季 节变化的反应不一, 同时也表明植被在演替过程, 其生理代谢速率不断提高, 群落内部生境不断改善。

2.3　影响土壤呼吸的因素

生态因素对土壤呼吸都有影响, 它们对同一类型土壤和不同类型土壤呼吸的作用过程和程度并不一样。在此, 我们从生态因素对同一样地土壤呼吸和演替序列上的不同样地土壤呼吸两个方面来分析。

同一样地土壤呼吸速率与同步测定的相关气象因子进行统计分析, 它们之间不存在显著相关的关系, 将各测定值的月平均值进行多元回归后, 发现只有温度指标与土壤呼吸速率有明显的相关性。有人认为夏季土壤 CO_2 释放速率是冬季的 5 倍[17], 通过对演替序列中各样地土壤呼吸的全年测定, 样地 1 至样地 5 的土壤呼吸速率夏季只有冬季的 3~ 4 倍, 样地 6、样地 7 的土壤呼吸速率夏季高于冬季分别达 6 倍和 9 倍以上, 所以, 利用 1 年中部分测定值来估计全年总量, 存在着一定的偏差, 若再来推测区域的全年总量, 结论更不可靠。

温度指标对植物体各部分生理活动有着直接影响, 同时对有机物分解、土壤微生物活动等产生影响, 因而对土壤呼吸影响最大。若以样地 1 至样地 7 土壤呼吸速率分别以 Y_1 至 Y_7 来表示, 而气温、近地表气温、地表温度、5 cm 深地温、10 cm 深地温分别为 a、b、c、d、f, 分别取 12 个月的平均值做线性回归, 显著度达到极显著相关($p < 0.001$), 共有下列 14 式

$$Y_1 = 0.8709e^{0.0674a} \ (r^2 = 0.8823);$$

$$Y_1 = 0.8581e^{0.0647b} \ (r^2 = 0.8838);$$

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

$Y_2 = 0.7320e^{0.0516a}(r^2 = 0.7424)$,

$Y_2 = 0.7079e^{0.0521b}(r^2 = 0.7866)$;

$Y_3 = 0.8972e^{0.0731a}(r^2 = 0.9117)$,

$Y_3 = 0.8708e^{0.0658b}(r^2 = 0.8889)$;

$Y_4 = 0.7569e^{0.1127b}(r^2 = 0.8653)$,

$Y_4 = 0.8009e^{0.0866c}(r^2 = 0.8615)$,

$Y_5 = 0.9196e^{0.1334d}(r^2 = 0.9418)$;

$Y_5 = 0.9258e^{0.1360f}(r^2 = 0.9483)$,

$Y_6 = 1.1095e^{0.1590d}(r^2 = 0.8903)$;

$Y_6 = 1.1079e^{0.1606f}(r^2 = 0.8866)$,

$Y_7 = 1.1378e^{0.1798d}(r^2 = 0.9362)$;

$Y_7 = 1.1374e^{0.1858f}(r^2 = 0.9412)$,

植被演替的前 40 多年的土壤呼吸受气温影响最大, 近地表气温和地表温度的影响次之。从样地 5 云冷杉形成中龄林开始, 土壤呼吸速率明显升高, 并且受 5 cm 深和 10 cm 深地温影响较大; 当云冷杉为成熟林时, 5 cm 深和 10 cm 深地温对土壤呼吸影响就很大了, 这一阶段土壤呼吸速率最高, 主要是在植物生长季中土壤呼吸速率很高。

采用 Q_{10}值可以对比不同植物群落土壤呼吸对温度变化的敏感程度。根据以上公式, 得到了 Q_{10} 值, 样地 1 Q_{10}值= 1.96, 样地 2 Q_{10}值= 1.67, 样地 3 Q_{10}值= 2.08, 表明在一定温度变化范围内, 气温上升 10℃, 土壤呼吸将分别增加 96%、67% 和 108%。样地 4、样地 5、样地 6 和样地 7 与气温关系不很密切, 可依据气温与地温的关系以及以上公式, 我们认为大气温度升高将对同一气候区内的草地土壤呼吸影响最大, 对演替过程中的落叶阔叶林土壤呼吸影响次之, 对云冷杉林土壤呼吸影响最小, 以上结果反映了不同生态系统类型的结构和功能特征。

温度和湿度是影响土壤呼吸的主要外界环境条件[3], 它们影响着土壤呼吸的季节变化。温度变化与土壤呼吸速率呈指数关系, 而土壤湿度对土壤呼吸的影响没有温度显著, 土壤湿度的增加和减少有时都表现为土壤呼吸速率的降低[18,19]。海螺沟冰川退缩地大气湿度很大, 冰川河两岸的土壤含水量也很高, 且各样地之间土壤含水量差异不大, 土壤含水量对土壤呼吸的影响程度很小; 而随着植物群落演替进程, 气温对样地 1 至样地 7 土壤呼吸的影响程度逐步减弱。

将表 1 中各样地的调查数据与 7 块样地的呼吸速率进行多元回归, 发现土壤 C 层的 N 含量、净初级生产力与植被原生演替过程中呼吸速率呈显著正相关($p < 0.05$), 样地形成年龄、生物量与呼吸速率呈极显著正相关($p < 0.001$)。

表 1 样地编年序列上植物群落及环境条件

Table 1 Characteristics of plant communities and their environment

样地编号 No. of plot	1	2	3	4	5	6	7
裸地形成年龄 Age of exposed shrinking area	7	17	29	41	55	65	105
土壤 A0 层含 N 量 Total N of soil A0 layer(g/kg)	0.52	14.29	20.10	19.21	25.2	24.9	22.2
土壤 C 层含 N 量 Total N of soil C layer(g/kg)	0.14	0.40	0.70	0.70	0.32	0.73	1.60
土壤 A0 层有机质含量 O.M. of soil A0 layer(g/kg)	12.40	351.43	338.60	488.87	457.20	447.91	405.40
土壤 C 层有机质含量 O.M. of soil C layer(g/kg)	11.9	10.10	13.50	18.44	9.22	6.10	6.5
土壤 A0 层容重 Bulk density of soil A0 layer(g/cm^3)	–	0.587	0.894	0.546	0.119	0.113	0.124
土壤 C 层容重 Bulk density of soil C layer(g/cm^3)	1.270	1.323	1.314	0.978	0.991	0.919	1.50
土壤 A0 层 pH pH of soil A0 layer	–	8.55	7.44	7.20	4.89	4.36	4.23
土壤 C 层 pH pH of soil C layer	8.75	7.00	6.65	6.45	6.02	6.30	6.15
大气湿度 RH(%)	86.3	88.6	92.1	93.7	96.8	94.5	93.2
气温 Air temperature(℃)	4.78	5.48	5.44	5.54	5.32	4.72	5.04
近地表温度 Near surface temperature(℃)	5.20	6.06	5.50	6.30	5.83	5.41	6.04
地表温度 Surface temperature(℃)	5.95	6.12	6.40	6.18	5.73	5.32	5.63
5cm 地温 5cm soil temperature(℃)	6.20	6.06	6.09	5.78	5.38	5.10	5.44
10cm 地温 10cm soil temperature(℃)	5.70	5.58	5.98	5.25	5.23	5.06	5.27
生物量 Biomass(t/hm^2)	3.058	48.853	110.772	184.688	271.810	308.009	382.265
净初级生产力 Net primary productivity(t/hm^2·a^{-1})	1.356	4.840	6.145	8.427	10.014	11.215	12.624

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

植物群落通过根系、凋落物和森林小气候等方面影响土壤呼吸, 形成相邻分布的不同植物群落的土壤呼吸不同的现象。在全球范围内, 土壤呼吸速率与净初级生产力和生物量呈正相关[20]。在同一样地和不同样地上环境因子都影响着土壤呼吸的季节变化, 而不同类型的植物群落所具有的生物新陈代谢水平才是决定土壤呼吸速率的主要因素。海螺沟冰川退缩地植被演替系列随着演替进程植物群落新陈代谢水平逐渐提高, 所以, 样地的形成年龄、生物量和净初级生产力这些与演替进程植物群落新陈代谢水平呈正相关的因素, 才是决定样地土壤呼吸速率的主要因素, 也是各样地之间土壤呼吸速率存在差异的主要原因。冰川退缩后露出的底碛十分缺 N, 土壤中 N 含量是影响光合作用第二重要因素[21], 近百年海螺沟冰川退缩区域土壤的淀积层尚未形成, 故土壤 C 层的 N 含量是决定土壤呼吸速率的重要因素。

2.4　土壤排放 CO_2 通量

样地 1 至样地 7 土壤排放 CO_2 通量依次为 51.67、39.70、56.45、56.45、58.89、85.22、120.26 和 158.65 $kgCO_2 \cdot hm^{-2} \cdot d^{-1}$(表 2)。云冷杉林土壤排放 CO_2 通量的值最高, 川滇柳、冬瓜杨小树林土壤排放 CO_2 通量的最低, 前者约为后者的 4 倍。结合我们对贡嘎山云冷杉林结构和功能的研究结果, 认为植被演替形成顶级群落后, 生物量和净初级生产力变化幅度不大, 但是生态系统物质循环维持在一个较高水平。

表 2　海螺沟冰川退缩区区域土壤排放 CO_2 的通量($kg \cdot hm^{-2} \cdot d^{-1}$)

Table 2　The estimated CO_2 flux from soils of glacier shrinking area on Hailuogou Glacier

样地号 No. of plot	1 月 Month	2 月 Month	3 月 Month	4 月 Month	5 月 Month	6 月 Month	7 月 Month	8 月 Month	9 月 Month	10 月 Month	11 月 Month	12 月 Month	平均 Mean
1	18.25	24.71	33.07	53.98	62.73	109.87	78.69	69.95	57.78	47.14	37.26	26.61	51.67
2	19.37	26.61	33.83	28.89	61.97	56.26	63.87	50.18	47.90	36.12	27.37	23.95	39.70
3	23.57	25.47	30.79	62.35	105.68	93.14	73.37	63.87	66.53	49.80	48.66	34.21	56.45
4	20.15	25.09	33.83	81.73	70.71	112.53	86.30	76.79	68.43	55.50	43.71	31.93	58.89
5	31.17	28.51	35.74	76.41	108.73	120.89	170.31	143.70	132.68	81.73	47.90	44.86	85.22
6	26.13	31.55	50.18	103.78	172.59	244.82	208.33	184.76	156.25	149.78	68.81	44.10	120.26
7	32.69	34.97	47.52	129.74	192.74	284.74	356.59	332.64	207.95	145.60	99.98	38.78	158.65

3　讨论

Raich & Schlesinger(1992)根据科学家们在世界各地对土壤呼吸多年的测定结果, 估计了全球不同植被类型土壤排放 CO_2 通量, 进而推测了全球土壤排放 CO_2 为 68 ±4 $PgC \cdot a^{-1}$($Pg = 10^{15}g$), 其中温带针叶林土壤排放 CO_2 通量较高, 变化幅度较大。在 1995 年 Raich & Potter 将每年全球土壤排放 C 量提高了 1~ 9 Pg, 而降低了针叶林土壤排放 CO_2 通量的估算值。从国内外现已获得的观测结果来看, 样地土壤呼吸速率的观测值变动幅度较大, 在我国对相同地区同一类型土壤排放 CO_2 通量测定结果相差 5 倍多[22,23]; 国外不同人测定阿拉斯加苔原土壤排放 CO_2 通量的结果也不一样, 变动范围达 2.0~ 90.2 $kgCO_2 \cdot hm^{-2} \cdot d^{-1}$[24-26]。

自从 1873 年 Pettenkofer 开始观测森林土壤呼吸以来, 现在已经有很多测定土壤呼吸的方法和手段, 可是对根的呼吸在土壤排放 CO_2 通量中所占的比例一直没有定论, 一般估计为 70 % 多。Conlin & Lieffers 研究表明[27], 针叶林的根系在 5 ℃时呼吸速率很高。海螺沟地带性植被云冷杉林土壤温度为 5.27~ 5.44 ℃, 根系呼吸在土壤排放 CO_2 通量中所占比例应该较高。

将土壤排放 CO_2 通量单位统一后, 我们测定的海螺沟冰川退缩区域原生演替过程中不同植被类型的土壤排放 CO_2 通量, 比 Raich 等人在 1992 年对全球不同植被类型的土壤排放 CO_2 通量高, 针叶林的土壤排放 CO_2 通量要高 2.4 倍。我们测定了各样地植物全年的光合作用和地上部分的呼吸作用, 在样地 4 冬瓜杨成熟林中, 将光呼吸和白天叶片的暗呼吸放出的 CO_2 减去后, 每年每公顷植物的叶片净吸收 40 836 $kgCO_2 \cdot hm^{-2} \cdot a^{-1}$, 土壤 CH_4 的通量是 40.891 $gCH_4 \cdot hm^{-2} \cdot d^{-1}$, 植物群落每年的净初级生

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

产力和地上部分呼吸释放的 CO_2 只占叶片净吸收的少部分,叶片吸收的 CO_2 大部分被根系呼吸作用消耗,这样看来植物根系呼吸在土壤呼吸中所占比例也应该较高,海螺沟冰川周围地带性植被的土壤 CO_2 通量测定结果与样地 7 的相近[28]。碱吸收法测定的值通常较小,在 Raich 等人收集的数据中有采用碱吸收法来测定的,根据海螺沟冰川退缩区域原生演替过程林分生物量、净初级生产力、土壤 C 积累和 C 通量等方面的梯度变化,我们认为 Raich 等人对温带针叶林土壤排放 CO_2 通量的估测值偏低,对全球不同生态系统类型土壤排放 CO_2 通量的差异估测不足。

参考文献(Referncenes):

[1] Honghton, J.T., L.G. Meiro Filho, B.A.Callander, N. Harris, A. Kattenberg & K.Maskell. eds. Climate change 1995: the science of climate change[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 1996, 572.

[2] Schlesinger, W. H. Carbon balance in terrestrial detrius[J]. *Annual Reviews of Ecology and Systematics*, 1977, **8**: 51~ 81.

[3] Singh, J. S. & S. R. Guptal. Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems. The Botanica Reviews, 1977, **43**: 449~ 528.

[4] Raich, J. W. & K. J. Nadelhoffer. Below ground carbon allocation in forest ecosystems: global trends[J]. *Ecology*, 1989, **70**: 1346~ 1354.

[5] Raich, J.W. & W. H. Schlesinger. The global carbon dioxide flux in soil respiration and relationship to vegetation and climate[J]. *Tellus*, 1992, **44**(B): 81~ 99.

[6] Raich, J. W. & C.S. Potter. The global patterns of carbon dioxide emissions from soils[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, **9**: 23~ 26.

[7] Schlesinger, W.H. & J.A. Andrews. Soil respiration and global carbon cycle. Biogeochemistry, 2000, **48**: 7~ 20.

[8] Phillipson, J., R. J. Putman, J. Steel & S. R. J. Woodell. Litter input, litter decomposition, and evolution of carbon dioxide in a beech woodland-Wytham Woods[J]. *Oxford. Oecologia*, 1975, **20**: 203~ 217.

[9] Thierron, V. & H. Laudelout, 1996. Contribution of root respiration to total CO_2 efflux from the soil of a deciduous forest[J]. *Canadian Journal of Forest Research*, **26**: 1142~ 1148.

[10] Wang, Ninglian & Zang Xiangshong. Mountain glacier fluctuations and climatic change during the last 100 years[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1992, **14**: 242~ 250. [王宁练,张祥松. 近百年来山地冰川波动与气候变化[J]. 冰川冻土[J], 1992, **14**: 242~ 250.]

[11] Cooper, W. S. The Recent Ecological History of Glacier Bay, Alaska: The Interglacial Forests of Glacier Bay[J]. *Ecology*, 1923, **4**: 93~ 128.

[12] Palmer, W.H. & A. K. Miller. Botanical evidence for the recession of a glacier[J]. *Oikos*, 1961, **12**: 75~ 86.

[13] Heim, A. The glacaciation and soilifluction on Minya GongKar [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1936, **87**: 444~ 454.

[14] Crocker, R. L. & J. Major. 1955. Soil Development in relation to vegetation and surface age at Glacier Bay, Alaska[J]. *Journal of Ecology*. 1923, **43**: 427~ 448.

[15] Klingensmith, K. M. Denitrification and nitrogen fixation in floodplain successional soils along the Tanana River, interior Alaska[J]. *Canadian Journal of Forest Research*, 1993, **23**: 956~ 963.

[16] Klingensmith, K.M. & K.V.Cleve. Patterns of nitrogen mineralization and nitrification in floodplain successional soils along the Tanana River, interior Alaska[J]. *Canadian Journal of Forest Research*, 1993, **23**: 964~ 969.

[17] Bunce, J. A. Short and long-term inhibition of respiration of carbon dioxide efflux by elevated carbon dioxide[J]. *Annals of Botany*, 1990, **65**: 637~ 642.

[18] Savage, K., T. R. Moore & P. M. Crill. Methane and carbon dioxide exchanges between the atmosphere and northern boreal forest soils[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**: 29279~ 29288.

[19] Davidson, E. A., E. Belk & R. D. Boone. Siol water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperature mixed hardwood forest[J]. *Global Change Biology*, 1998, **4**: 217~ 227.

[20] Raich, J. W. & A. Tufekcioglu. Vegetation and Soil respiration: correlation and controls[J]. *Biogeochemistry*, 2000, **48**: 71~ 90.

[21] Vance, C. Root-bacteria interaction: symbiotic nitrogen fixation, In: Waisel Y., Eshel A. & kafkafi, U. eds. Plant roots: the hidden half[M]. 2nd ed., New York: Marcel Dekker Press. 1996.

[22] Jiang Gaoming & Huang Yingxiao. A study on the measurement of CO_2 emission from the soil of the simulated Quercus liaotungensis forest sampled from Beijing Mountain areas[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 1997, **17**: 477~ 482. [蒋高明,黄银晓. 北京山区辽东栎林土壤释放 CO_2 的模拟实验研究. 生态学报[J]. 1997, **17**: 477~ 482.]

[23] Liu Shaohui, Fang Jingyun & K. Makoto. Soil respiration of mountainous temperate forests in Beijing, China[J]. *Acta Phytoecologica Sinica*, 1998, **22**: 119~ 126. [刘绍辉, 方精云, 清田信. 北京山地温带森林的土壤呼吸, 植物生态学报[J], 1998, **22**: 119~ 126.]

[24] Bunnell, F. L., S. F. MacLean Jr. & J. Brown. Structure and function of tuntra ecosystems[J]. *Ecological Bulletin*, 1975, **20**: 73~ 124.

[25] Peterson, K.M. & W.D. Billings. Carbon dioxide flux from tundra soils and vegetation as related to temperature at Barrow Alaska [J]. *American Midland Naturalist*, 1975, **94**: 88~ 98.

[26] Billings, W. D., K. M. Peterson, G. R. Shaver & A. W. Trent. Root growth, respiration and carbon dioxide evolution in arctic tundra soil[J]. *Arctic and Alpine Research*, 1977, **9**: 129~ 137.

[27] Conlin, T. S. S. & V. Lieffers. Anaerobic and aerobic CO_2 efflux rates from boreal forest conifer roots at low temperatures[J]. *Canadian Journal of Forest Research*, 1993, **23**: 767~ 771.

[28] Luo Ji, Yang Zhong & Yang Qingwei. CO_2 emissions from soils in Abies fabri forest region on the east slope of Gongga Mountain [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2000, **30**: 403~ 409. [罗辑,杨忠,杨清伟. 贡嘎山东坡峨眉冷杉林区土壤 CO_2 排放. 土壤学报[J]. 2000, **30**: 403~ 409.]

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

CO_2 Emissions From Soils of the Deglaciered Region on Hailuogou Glacier in the Past 100 Years

LUO Ji, LI Wei, LIAO Xiaoyong, HE Zhuwei

(Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Conservancy, Chengdu 610041, China)

Abstract: Hailuogou glacier has been retreating since the middle of the 19th century and primary vegetation succession has taken place in the deglaciated region. The increase of greenhouse gases globally is believed to result in climate warming causing glacier recession. Mountain and high latitude ecosystems are the most sensitive to global changes. Soil respiration is a major CO_2 flux within terrestrial ecosystem as well as between the biosphere and the atmosphere. Greenhouse gases are predicted to increase temperature and other global changes. The observed values which varied in different plots or with different measuring methods or by different observers, together with regional or landscape estimates of annual CO_2 fluxes from small scale leaded to uncertainty to the study on the global carbon balance. In this study, spatial versus temporal variability of soil respiration was studied on the deglaciered region on Hailuogou. Our overall objectives were to compare the characteristics of different soil respiration which was based on the achievements of the studies on the glacial recession region and vegetation succession and to establish a series of soil CO_2 flux. We also tried to express our opinion on the already existed global patterns of soil CO_2 flux.

Soil respiration rates were measured during 1998 to 2000 using a soil respiration chamber connected to a portable photosynthesis system (CI-301). The chamber was a cylinder, 24.5 cm in diameter and 30.0 cm in height. Vegetation succession on glacial recession region is serially divided into 7 stages: ①herbs community, ②Salix-Populus sapling forest, ③Populus young forest, ④deciduous and broad-leaved forest, ⑤coniferous and broad-leaved mixed forest, ⑥Abies-Picea middle age forest ⑦coniferous forest. The series of soil CO_2 flux were: 51.67, 39.70, 56.45, 58.89, 85.22, 120.26 and 158.65 $kgCO_2 \cdot hm^{-2} \cdot d^{-1}$, respectively. Environmental variation affects soil respiration rates. Seasonal change in soil respiration is influenced by two principal environmental factors, temperature and moisture. Soil respiration rates vary exponentially with increases temperature. Q10values, a convenient index in comparing the sensitivity of soil respiration with temperatures. In the early stage (the first through the third stage) of primary succession, soil respiration is mostly influenced by atmosphere temperature, while in the sixth and the seventh stage, by 5cm and 10cm soil temperatures. The response of soil respiration to change in soil moisture was less marked than for temperature. The net primary productivity at each stage of succession, and site age, and biomass, and N content in C soil layer all impacted soil respiration rates when different sites were compared.

It is prognosticated that with the increase of atmosphere temperature, the soil CO_2 emission flux in herb stage will increase at the highest rate whereas that of coniferous forest at the lowest one. In this study, our aim is to By comparing with the world wide research achievement, the soil CO_2 flux in various soil types of the primary succession on Hailuogou were greater than Raich and some other's results on different soil type with different vegetation throughout the world, and taiga's CO_2 flux was 2.4 times higher.

Keywords: Hailuogou Glacier; primary vegetation succession; soil respiration; CO_2 emission

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net