

青藏高原风火山流域凝结水动态特征分析

李春杰^{1,3}, 王根绪^{1,2}, 孙向阳¹, 白炜²

(1. 中国科学院 成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041;

2. 兰州大学 资源环境学院, 甘肃 兰州 730000; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 采用微型蒸渗仪对青藏高原风火山流域不同退化高寒草甸凝结水进行了实地观测实验, 根据观测数据分析了风火山流域凝结水的形成规律。研究结果表明, 青藏高原风火山流域凝结水主要来源于两个方面, 空气中的水汽, 包气带向上迁移的水汽。其中来源于包气带的凝结水显著大于来源于空气的凝结水。凝结水基本发生在夜间 20:00 至次日 8:00 的时段内, 并且在次日 6:00—8:00 之间凝结量最大, 其形成深度主要集中在 0—5 cm 土壤剖面范围内。该区凝结水量随着高寒草甸的退化表现为减小趋势, 凝结水对于青藏高原高寒草甸生态系统平衡的维持具有十分重要的意义。

关键词: 青藏高原; 凝结水; 影响因子; 生态环境效应

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2012)06-0080-04

中图分类号: P426.3

Dynamic Characteristics of Condensed Water in Soils of Fenghuoshan Basin in Qinghai—Tibet Plateau

LI Chun-jie^{1,3}, WANG Gen-xu^{1,2}, SUN Xiang-yang¹, BAI Wei²

(1. Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu, Sichuan 610041,

China; 2. School of Resources and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou,

Gansu 730000, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Using micro-lysimeter, we observed the condensed water in the soils of variously degraded alpine meadows in Fenghuoshan basin of the Qinghai—Tibet Plateau. The formation mechanism of condensed soil water was further analyzed according to the observation data. The results showed that condensed soil water came mainly from two sources: water vapor in the air and in the vadose zone migrated upward under the action of the geothermal gradient. The water vapor from the vadose zone was significantly greater than that from the air. The condensation mainly occurred during night from 20:00 pm to 8:00 am in the next day, and the largest amount of water was condensed in early morning between 6:00 am and 8:00 am. Meanwhile, the condensation mainly occurred within the upper 5 cm of the soil profile. The amount of condensed water decreased with the degradation of alpine meadows, and the occurrence of condensation was of great significance in maintaining the balance of alpine meadow ecological system.

Keywords: Qinghai—Tibet Plateau; condensed water; influence factors; eco-environmental effects

在全球气候变化的背景下, 青藏高原高寒生态系统正在加速退化。受高寒生态系统变化的驱动, 高寒地区水循环过程正发生着显著变化^[1-4]。凝结水作为水循环系统的重要组成部分, 对高寒区生态系统有着十分重要的影响^[5-6], 是该区水资源的一项重要来源^[7]。凝结水发生在大气—水—土壤三相界面上, 是水—汽相互作用的产物^[8], 凝结水过程是与蒸发过程同时发生的, 是蒸发的逆过程^[9]。国内外大量学者对

不同地区的土壤及沙地凝结水进行了大量研究^[10-14], 但关于青藏高原凝结水的研究还未见报道。目前国际上还没有通用的方法和仪器用于凝结水的研究, 然而采用称重法进行凝结水实验, 被越来越多的学者所接受。本研究采用称重法对青藏高原风火山流域凝结水进行实验观测, 定量分析高寒草甸凝结水形成的机制及其生态环境意义, 为高寒地区进行水量平衡分析以及生态环境保护提供科学依据。

1 研究区概况及研究方法

1.1 研究区概况

凝结水观测场位于青藏高原长江源风火山小流域内,地理坐标为 $34^{\circ}43.792'N, 92^{\circ}53.498'E$,海拔 4 772 m。处于高寒半湿润与半干旱的过渡地带,区内多年冻土发育,冻土层平均厚度 70~120 m,活动层平均厚度 1.2~2.5 m。年平均气温为 $-5.1^{\circ}C$,极端最高气温为 $24.7^{\circ}C$,极端最低气温为 $-38.5^{\circ}C$ 。年均降水量为 269.7 mm,年均水面蒸发量为 1 477.9 mm,相对湿度为 57%,主导风向为西风,最大风速 31 m/s。观测场土壤类型以高寒草甸土为主,植被群落以矮蒿草 (*Kobresia humilis*)、高山蒿草 (*K. pygmaea*)、和线叶蒿草 (*K. capillifolia*) 等寒生植物为主。

1.2 材料与方法

凝结水实验选择在青藏高原风火山流域水量平衡观测场中进行。凝结水的观测采用自制微型蒸渗仪试筒,分别选取未退化、中度退化、严重退化的高寒草甸进行对比观测,实验观测期为 2009 年 7 月 31 日至 8 月 16 日。蒸渗仪的内径为 70 mm,每种退化程度分别布置 5, 10, 20 cm 共 3 种规格。首先,在选定的不同退化程度高寒草甸样地内取土柱放入蒸渗仪,然后再将蒸渗仪放回原地,以保证其环境条件不受改变。每个深度蒸渗仪又分为两种处理:一种处理用 400 目尼龙网封底;另一种处理将底封死。在每日 20:00 和次日早晨 8:00 利用电子天平称重(最小分量为 0.01 g),测定蒸渗仪质量的变化,其凝结后与凝结前的质量差即为凝结量。计算公式为:

$$h = m / \pi r^2 \rho$$

式中: h ——凝结水量(mm); m ——土壤重量变化值(g); r ——试筒内径(mm); ρ ——水的密度(g/cm^3)。

土壤温度的观测采用中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室研制的热敏电阻传感器,适用范围 $-40 \sim 50^{\circ}C$,系统精度为 $\pm 0.02^{\circ}C$ ^[15];土壤含水量的观测采用荷兰 Eijkelamp 公司生产的频域反射仪(FDR),其根据电磁波在介质中传播频率来测量土壤的表观介电常数,计算得到土壤体积含水量,系统精度为 $\pm 2\%$ 。气象因子的观测:采用 WatchDog 900ET 型可移动自动气象站进行观测,主要观测项目有气温、降水、湿度、风速、风向与辐射等。

2 结果与分析

2.1 凝结水的来源

空气中的水汽是凝结水的重要来源,在观测期内发现,底部密封的蒸渗仪可以观测到凝结水,这部分

水量无疑是来源于空气中的水汽。在白天大部分时间内,高寒草甸地表温度要明显高于气温,土壤水汽在温度梯度的作用下向上迁移,以蒸发过程为主;到了夜间,地温的下降速率要明显大于近地气温,当近地气温高于地表温度时,空气水汽在温度梯度的作用下向下迁移,并在土壤表层凝结。在 7 月 31 日至 8 月 16 日的实验期间,只有少数时段地表温度低于露点温度,而在绝大多数时段地表温度都要高于露点温度(图 1)。这说明在该区域,大气进入土壤中的水分以吸湿凝结为主。吸湿凝结水是土壤吸湿性的体现,主要通过干燥沙粒的分子引力、静电引力和凹形弯月面毛细凝结作用而发生的^[13,16]。

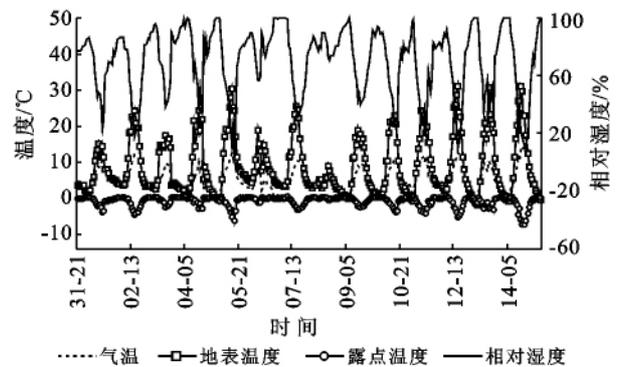


图 1 观测期内气温、地表温度、露点和相对湿度变化
注:横轴数据代表“日期-时刻”。

凝结水的另一个来源是地面以下包气带水汽。从图 2 可以看出,5 cm 网底蒸渗仪比封底蒸渗仪测得的凝结量大得多,这是由于封底蒸渗仪阻断了其与下方包气带的水分联系。从图 3 中可以发现 5 cm 土柱土壤凝结水量要大于 10 和 20 cm 土柱,而从大气中凝结的水量主要集中在土壤表层,根据水量平衡原理,0—5 cm 的凝结水部分来源于 5—20 cm 以下的土壤层。因此地表 5 cm 以下存在水汽的向上迁移,其为凝结水的另一重要水汽来源。

2.2 凝结水的形成深度

图 3 中显示,5 cm 土柱土壤凝结水量要大于 10 和 20 cm 土柱,说明凝结水主要集中发生于 0—5 cm,并且部分水量来源于 5—20 cm 土层中。根据土壤温度分布曲线,发散型热量零通量面分布规律,发散型热量零通量面最深可至 40 cm,因而凝结水形成深度可达 40 cm,但其量甚微。观测期内土壤水分沿土壤剖面先减小后增大(图 4),在 5—15 cm 范围内存在一个低含水层,到达 15 cm 后又开始增大,5—15 cm 是土壤的低含水层,这是水分在地温梯度作用下沿毛细管向上被“抽吸”的结果。因此,土壤凝结水的形成深度主要集中在 0—5 cm 土壤剖面范围内,最深可至 40 cm。

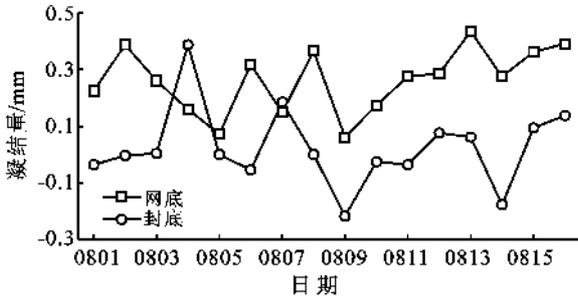


图 2 中度退化高寒草甸土壤实测凝结量过程线

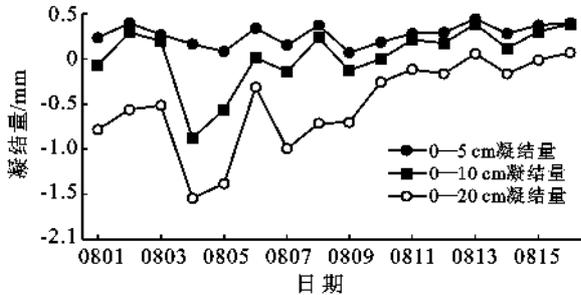


图 3 中度退化高寒草甸不同深度凝结水变化曲线(未封底)

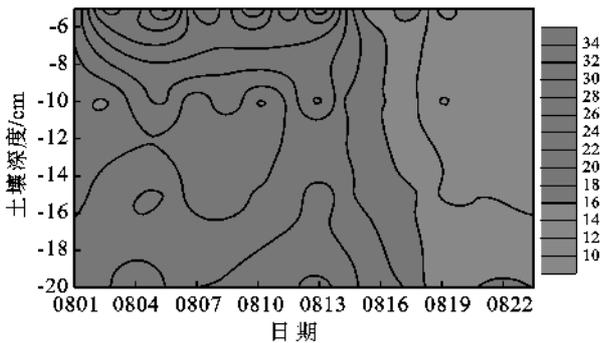


图 4 中度退化高寒草甸 0—20 cm 土壤水分观测期内的变化

2.3 凝结水形成过程

图 1 中可以看到,在白天气温较高时空气湿度往往较低,气温曲线的波峰与露点曲线的波谷相对应,在空气湿度相对较小而地温远远高于露点的状况下,不利于凝结发生,在白天(8:00—20:00)没有凝结水的出现。在晚间空气湿度相对较高,地温曲线的波谷与露点曲线的波峰相对应,地温与露点差值较小,比较有利于凝结的发生。在露点温度低于地面温度的情况下,大气中凝结的水量主要通过干燥土壤黏粒的分子引力、静电引力和凹形弯月面毛细管凝结作用而形成;在露点温度高于地面温度的情况下(图 1),大气中凝结的水量通过大气—土壤热力场作用,湿空气达到过饱和状态凝结得以实现,在整个观测期内饱和凝结发生的天数较少,吸湿凝结是空气中水汽形成凝结水的主要方式。

实验结果表明,凝结水基本发生在夜间 20:00 至

次日 8:00 这段时间内,并且在次日 6:00~8:00 之间凝结量最大,在一日内凝结和蒸发交替占主导作用^[17]。实际上在晚上 20:00 至次日 8:00 的凝结时段内,凝结和蒸发作用是同时进行的,但水汽的凝结占主导,观测值实质是凝结量与蒸发量的代数和,目前还没有具体可行方法把凝结量和蒸发量分开。

2.4 凝结水的数量及其生态意义

经计算,在整个观测期内未退化、中度退化和严重退化草甸的日凝结量分别为:0.315, 0.253 和 0.221 mm(表 1)。来源于空气中的凝结水占总凝结量的比重分别为:未退化草甸为 32.7%,中度退化草甸为 26.8%,严重退化草甸为 14.7%;来源于包气带的凝结水占总凝结量的比重则分别为:67.3%, 73.2%和 85.3%(表 2)。并且,来源于空气中的凝结水要明显大于包气带向上迁移的凝结量。由于凝结水主要发生在土壤剖面 0—5 cm 的范围内,使得在 0—5 cm 范围内存在一个高含水层(图 4),有利于植物的生长发育,特别是对于高寒草甸生态系统中浅根物种来说,凝结水的生态环境意义是十分显著的^[18]。已有的研究表明,凝结水可以有效阻止植物夜间的呼吸作用,降低白天的蒸腾作用,因而可以减少植物机体和土壤水分消耗^[14];凝结水的形成过程还可以减小水汽压亏缺,从而保持作物叶片气孔的开放,增加光合作用的强度^[13],对植被的生长起到促进作用。

表 1 不同地表类型的粒度特征及日凝结水量

高寒草甸 退化程度	容重/ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	<0.1 mm 粒度含量	>0.5 mm 粒度含量	日均凝结量/ ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)
未退化	0.8	93.30	1.15	0.315
中度退化	0.9	93.20	1.45	0.253
严重退化	1.1	93.10	4.95	0.221

表 2 不同退化程度高寒草甸 0—5 cm 土壤凝结水来源及比重

凝结水 来源	退化程度	日均凝结量/ ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)	占日均总凝 结量的比重/%
包气带水汽	未退化	0.212	67.3
	中度退化	0.185	73.2
	严重退化	0.188	85.3
大气	未退化	0.103	32.7
	中度退化	0.068	26.8
	严重退化	0.033	14.7

3 结论

(1) 青藏高原风火山流域凝结水主要来源于两个方面:空气中的水汽形成的凝结水,吸湿凝结是空

气中水汽形成凝结水的主要形式;包气带水汽在地温梯度的作用下向上迁移形成的凝结水。并且来源于包气带的凝结水要显著大于来源于空气的凝结水。未退化、中度退化和严重退化草甸空气中水汽形成的凝结水占总凝结水的比重分别为:32.7%,26.8%和14.7%;包气带水汽向上迁移形成的凝结水占总凝结水量的比重则分别为:67.3%,73.2%和85.3%。

(2) 凝结水主要发生在夜间 20:00 至次日 8:00 的时段内,并且在次日 6:00—8:00 之间凝结量最大,其形成深度集中在 0—5 cm 土壤剖面范围内。

(3) 总凝结量随着高寒草甸的退化而减小,凝结水对于青藏高原高寒草甸生态系统平衡的维持具有十分重要的意义。

[参 考 文 献]

- [1] Jorgenson M T, Racine C H, Walters J C, et al. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming in central Alaska[J]. *Climatic Change*, 2001, 48(4):551-579.
- [2] McGuire A D, Wirth C, Apps M, et al. Environmental variation, vegetation distribution, carbon dynamics and water/energy exchange at high latitudes[J]. *Journal of Vegetation Science*, 2002, 13(3):301-314.
- [3] International Geosphere-Biosphere Program (IGBP). Northern Eurasia Study: Prospectus for an Integrated Global Change Research Project[R]. Stockholm: IGBP, 1996.
- [4] Middelkoop H, Daamen K, Gellens D, et al. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine Basin[J]. *Climatic Change*, 2001, 49(1/2):105-128.
- [5] 赵文智,程国栋. 生态水文研究前沿问题及生态水文观测实验[J]. *地球科学进展*, 2008, 23(7):671-674.
- [6] Kidron G J. Analysis of dew precipitation in three habitats within a small arid drainage basin, Negev Highlands, Israel[J]. *Journal of Atmospheric Research*, 2000, 55(3/4):257-270.
- [7] Beysens D, Clus O, Mileta M, et al. Collecting dew as a water source on small islands: The dew equipment for water project in Bisevo (Croatia)[J]. *Energy*, 2007, 32(6):1032-1037.
- [8] Garratt J R, Segal M. On the contribution of atmospheric moisture to dew formation[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1988, 45(3):209-236.
- [9] 王积强. 关于“土壤凝结水”问题的探讨:与于庆和同志商榷[J]. *干旱区地理*, 1993, 16(2):58-62.
- [10] Jacobs A F G, Heusinkveld B G, Berkowicz S M. Dew measurements along a longitudinal sand dune transect, Negev Desert, Israel[J]. *International Journal of Biometeorology*, 2000, 43(4):184-190.
- [11] Subramaniam A R, Kesava Rao A V R. Dew fall in sand dune areas of India[J]. *International Journal of Biometeorology*, 1983, 27(3):271-280.
- [12] Ye Youhua, Zhou Kai, Song Liying, et al. Dew amounts and its correlations with meteorological factors in urban landscapes of Guangzhou, China[J]. *Atmospheric Research*, 2007, 81(1):21-29.
- [13] Agam N, Berliner P R. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments: A review[J]. *Journal of Arid Environments*, 2006, 65(4):572-590.
- [14] 蒋瑾,王康富,张维静. 沙地凝结水及在水分平衡中作用的研究[J]. *干旱区研究*, 1993, 10(2):1-9.
- [15] Cheng Huiyan, Wang Genxu, Hu Hongchang, et al. The variation of soil temperature and water content of seasonal frozen soil with different vegetation coverage in the headwater region of the Yellow River, China[J]. *Environ. Geol.*, 2008, 54(8):1755-1762.
- [16] 方静,丁永建. 荒漠绿洲边缘凝结水量及其影响因子[J]. *地球科学进展*, 2005, 27(5):755-760.
- [17] 韩双平,荆继红,荆磊,等. 温度场与凝结水的观测研究[J]. *地球学报*, 2007, 10(28):482-487.
- [18] 刘娜娜,赵世伟,王恒俊. 黄土丘陵沟壑区人工柠条林土壤水分物理性质变化研究[J]. *水土保持通报*, 2006, 26(3):15-17.