

黄土高原半干旱区露水形成的大气物理特征研究*

王胜† 张强

(兰州大学大气科学学院, 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000)

(中国气象局兰州干旱气象研究所; 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室; 中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 兰州 730020)

(2010年5月11日收到; 2010年11月29日收到修改稿)

运用2009年在黄土高原典型半干旱区定西的观测资料, 分析了半干旱区露水变化特征及其大气影响因子. 研究表明: 在黄土高原半干旱区秋季, 日最大凝结量可以达到0.33 mm, 最小日凝结量0.09 mm, 日平均凝结量为0.23 mm, 这对半干旱区而言是可观的水分输入; 露水凝结持续时间可以长达14 h. 露水的出现频率与风速、大气相对湿度、气温、地-气温差等大气影响因子有显著关系. 露水的形成机理十分复杂, 是湿度因子、热力因子和动力因子综合作用的结果. 在露水形成过程中, 大气湿度是内因, 为露水形成提供所需水汽; 温度则是露水形成的关键, 为露水形成提供“源动力”, 而风速则是重要的外部影响因素, 既可以促进露水形成, 也可以阻碍露水形成, 是露水形成过程中不确定因子. 从露水发生频率的分布特征来看, 在风速0.5—2 m/s、相对湿度>80%及温度-露点差-3—6℃时、地-气温差 $< \pm 2^\circ\text{C}$ 条件下更易形成露水.

关键词: 黄土高原半干旱区, 露水形成, 大气影响因子, 发生频率

PACS: 92.60.Jq, 92.60.Kc, 92.60.Fm

1. 引言

水分以各种不同形态参与气候系统中各个圈层的物理过程、生物过程甚至化学过程之中, 是陆-气交换过程中最重要的因素之一^[1]. 对干旱半干旱地区而言, 短缺的水资源是制约当地生态平衡、社会发展的重要因素. 但是目前的研究中对动力和热力过程^[2-7]关注较多, 对水分过程的认识还多有不足, 尤其对陆面水分循环过程的研究还很不清楚, 其中一个重要的方面是对露水认识不足. 这阻碍了我们对干旱半干旱区水资源更好的利用.

尽管干旱半干旱区露水量比较小, 但它可能是干旱季节生物的惟一水源. 露水的形成及其气候、生态意义正受到人们越来越多的关注. 露水的研究可以追溯到19世纪初, 但是真正重视露水作用是在20世纪50年代以后, Moentith^[8]研究了短草区露水的形成并进行了检验, Went^[9]发现尽管露水的量小, 但它在植物严重失水后的恢复作用是非常重要的. Wallin等^[10]研究了露水在农业的不同方面所起

的作用. 露水不仅对生态和植物有重要影响, 它也影响遥感参数, 如地表反照率^[11,12]; 最近Kabela等^[13]研究了美国爱荷华州的玉米和大豆田里的露水. 他们发现露水的确影响微波波段的亮温和后向反射. 而还有研究表明^[14], 露水对陆-气间亚硝酸的交换有重要作用.

国内在露水方面的研究工作起步较晚, 但是已有越来越多的人注意到露水的重要性. 刘文杰等^[15]研究了西双版纳地区露水的时空分布特征、形成机理及其农业气候意义. 许秀娟等^[16]研究了陕西杨陵小麦田间露水的特征及形成、消失条件. Li等^[17]研究了砂砾和细沙覆盖的露水的凝结量, Liu等^[18]研究了露水对沙坡头微生物结皮的影响. 冯金朝等^[19]研究了沙地表层土壤吸湿露水量及其变化过程, 郭占荣等^[20]研究露水发生的条件及主要影响因素并探讨了露水的生态环境意义. Zhang等^[21]对临近绿洲荒漠的浅层土壤水分变化特征进行了研究. 方静等^[22]对临泽不同下垫面的露水进行了定量研究. Zhang等^[23]采用微渗计法对比研究三种生物结皮类型和自然裸沙对地表露水量及露水蒸散过程的

* 国家自然科学基金(批准号:40830957,41075009), 甘肃省自然科学基金(批准号:0803RJZA091), 半干旱气候变化教育部重点实验室开放基金(批准号:223-860011), 干旱基金项目(批准号:IAM200818-01)资助的课题.

† E-mail: tot Trump@126.com

影响. 露水在城市中的量虽然很少, 但 Ye 等^[24]也进行了研究. 庄艳丽等^[25]对干旱区露水研究现状进行了回顾. 最近张强等^[26]则对陆面水分分量进行了较为系统的总结.

在国内已进行的研究中, 更多的关注荒漠等干旱区的露水, 黄土高原半干旱区露水研究则很少涉及. 黄土高原是我国一个特殊的地理单元, 面积约 $40 \times 10^4 \text{ km}^2$, 横跨多省区, 水土流失严重, 历来为各界人士所关注. 黄土高原有些地区可利用的地面水、地下水源很少(如定西), 农作物主要“靠天吃饭”, 因此在这一地区研究露水的意义更大.

本研究通过对黄土高原半干旱区露水的凝结过程及大气影响因子分析, 主要想回答如下问题: 一、黄土高原半干旱区露水日凝结量究竟有多少? 二、什么是影响露水凝结的关键大气因子? 三、露水发生频率的分布特征怎样? 本文的意义在于可以为正确评价露水在半干旱区的生态、气候效应提

供事实依据, 也可对订正微波遥感数据提供判据.

2. 观测点及仪器

本文所用资料来自定西试验站. 定西位于黄土高原西部, 年降水量 380mm 左右, 主要集中在 5—10 月, 昼夜温差大, 年平均气温 6.7°C , 年蒸发量 1536 mm. 冬春季多西北风, 夏秋季多东南风, 是典型的半干旱地区.

试验站 ($35^\circ33'22''\text{N}$, $104^\circ35'37''\text{E}$) 位于定西市西郊农业科技园区内, 距离市区边缘约 5 km, 海拔 1860 m. 定西试验站主要观测项目有近地层风、温、湿梯度 (1 m/2 m/4 m/10 m/16 m) 观测、2.5 m 湍流通量观测、辐射观测、土壤温度 (0/5/10/20/30/40/50/80 cm) 和土壤热流 (5 cm) 观测、土壤湿度观测 (10/20/40/50/80 cm)、降水等观测. 主要仪器见表 1.

表 1 传感器性能概况

传感器	型号	厂家	精度
空气温、湿度	HMP45D	Vaisala, 芬兰	温度: $\pm 0.2^\circ\text{C}$; 湿度 $\pm 2\% \text{ RH}$
风速	WAA151	Vaisala, 芬兰	起动风速 $< 0.5 \text{ m/s}$, σ 精度: $\pm 0.5 \text{ m/s}$
土壤热流板	HFP01SC-L	Campbell Sci. Inc. 美国	3%
超声风速仪	CSAT3	Campbell Sci. Inc. 美国	$U_x, U_y, 1 \text{ mm s}^{-1}; U_z, 0.5 \text{ mm s}^{-1}$;
$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 分析仪	Li7500	Licor, 美国	
土壤温度	109-L 和 107-L	Campbell Sci. Inc. 美国	$\pm 0.2^\circ\text{C}$
土壤湿度	CS616	Campbell Sci. Inc. 美国	$\pm 2.5\%$
电子天平	LA120	赛多利斯公司	0.001g

本次加密观测试验采用称重法测量露水, 该方法已有多人应用^[17,18,22]. 观测时间从 2009 年 9 月 27 日 18 时至 10 月 10 日 08 时. 用直径为 9cm 塑料圆桶取原状土, 放于裸土表面. 每 2 h 用电子天平称量一次, 通过重量变化计算露水. 为减少误差, 共放置三个样本, 最后数据取三者平均.

在 14 天的加密观测期间, 总共有 6 天有降水发生, 最大日降水量为 15.2 mm, 出现在 2009 年 10 月 1 日 20:00—23:00 之间. 10 月 9 日为阴天, 没有产生露水.

本文所有时间为北京时, 定西地方时与北京时约晚 45 min.

3. 资料处理

本研究采用露水计算公式如下:

$$h_{\text{dew}} = 10m/\rho\pi r^2, \quad (1)$$

式中, h 为凝结量 (mm); m 为样品重量变化 (g); r 为容器半径 (cm); ρ 为水的密度 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$).

剔除受降水影响的数据, 实际可用的露水数据总共有 9 天.

4. 结果与分析

4.1. 露水日变化特征

图 1 是 2009 年 9 月 27 日—10 月 6 日露水日凝结总量. 日最大凝结量可以达到 0.33 mm, 最小凝结量 0.09 mm, 日平均凝结量为 0.23 mm, 这个量级与内盖夫沙漠的值接近. 参照内盖夫沙漠地区近 200 个露水出现日数, 则在定西地区一年大约有 45 mm 左右的露水产生. 这相当于定西地区年降水量的

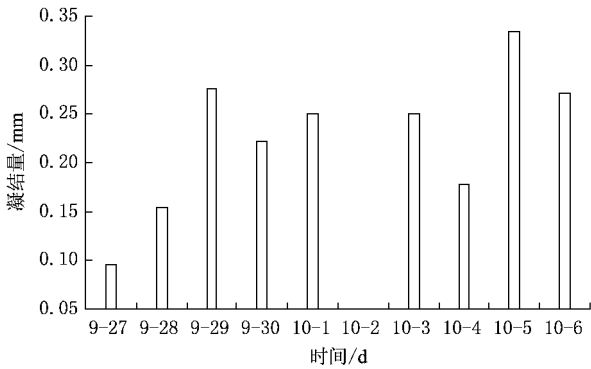


图1 2009年9月27日—10月6日露水的日凝结量

12% . 这对于半干旱地区来说, 是一个相当可观的水分输入. 已有研究表明^[27] 凝结量 > 0.03 mm 即可被微生物利用, 那么黄土高原半干旱区这一量级的露水凝结量无论对微生物还是对植被都有利用价值.

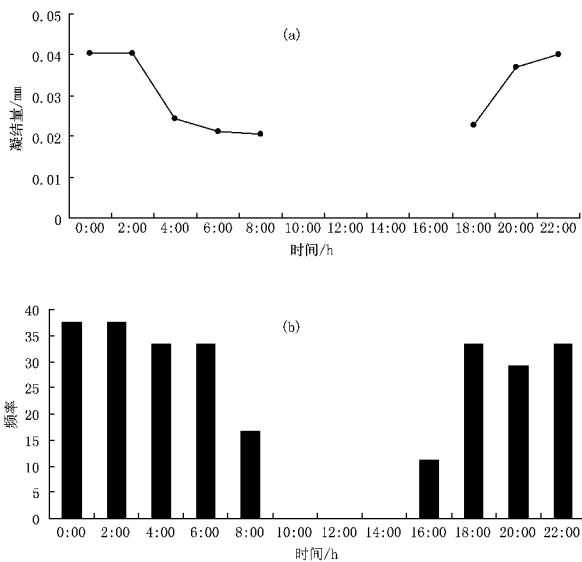


图2 2009年9月27日—10月6日露水平均日变化特征(a)和发生频率(b)

图2(a)是2009年9月27日—10月6日露水平均日变化特征. 凝结持续时间一般从18:00时至第二天08:00时; 凝结持续时间很多时候可以达到14 h. 在20:00时至02:00时这段时间凝结量较大; 2:00后, 凝结量减小. 2 h 凝结量最大可达0.07 mm. 与干旱区古尔班通古特沙漠的日变化特点很不相同; 虽然与干旱区临泽的日变化特征也不尽相同, 但是与之类似的是18:00—2:00 凝结量明显大于后半夜. 其中可能的原因有二: 一、夜间出现弱蒸发. 从2:00开始间歇出现蒸发, 导致4:00时的凝结

比2:00有较为明显的减小. 方静等^[22]在绿洲边缘也发现夜间有弱蒸发现象. 二、云的影响. 已有研究表明, 晴朗无云的夜晚比有云的夜晚会产生更多的露水^[27]. 在4:00时可能有云形成导致凝结量减少. 另外从图中可以看出, 凝结过程并不是很规则, 这可能与凝结过程的影响因子较复杂有关. 露水的形成取决于风速、空气湿度、气温等多种气象因子, 因此露水的变化应该是不规则的.

图2(b)是露水发生频率. 从图中可以看出, 露水在0:00—02:00之间出现的频率最高, 而在16:00时和08:00时出现的频率较低. 10:00—16:00期间以蒸发为主, 不产生露水.

4.2. 大气影响因子分析

由于露水来自大气, 因此大气影响因子是影响露水的主要因子. 下面主要从湿度、热力和动力因子来分析.

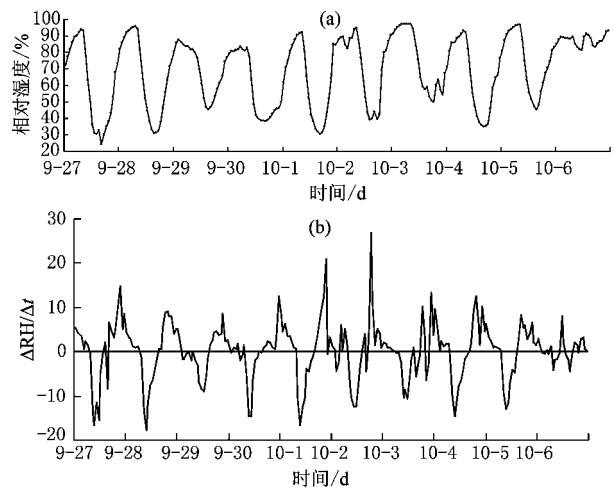


图3 2009年9月27日—10月6日相对湿度的日变化(a)及相对湿度变化率的日变化(b)

图3(a)是2009年9月27日—10月6日相对湿度的日变化. 从图中可以看出, 在没有降水的情况下, 相对湿度存在明显的日变化, 基本为白天减少, 夜间增加, 夜间相对湿度最大值可以接近100%, 这为露水凝结提供了充分的水汽来源. 仔细分析露水发生时段, 发现露水开始形成于相对湿度的增加时段, 即使此时相对湿度较低. 在随后的增加阶段, 露水持续形成. 当相对湿度达到最大值后开始减小, 即已开始出现明显蒸发时, 露水凝结量依然继续增加, 凝结过程并没有立即停止, 仍然可以形成露水, 这与其他地方的研究结果^[23]相一致.

而从图 3b 可以看出露水的发生时段,当相对湿度变率 >0 时,基本对应凝结阶段;相对湿度变率 <0 时,主要对应蒸发阶段. 在凝结阶段,无论相对湿度变率大小,露水皆有可能发生.

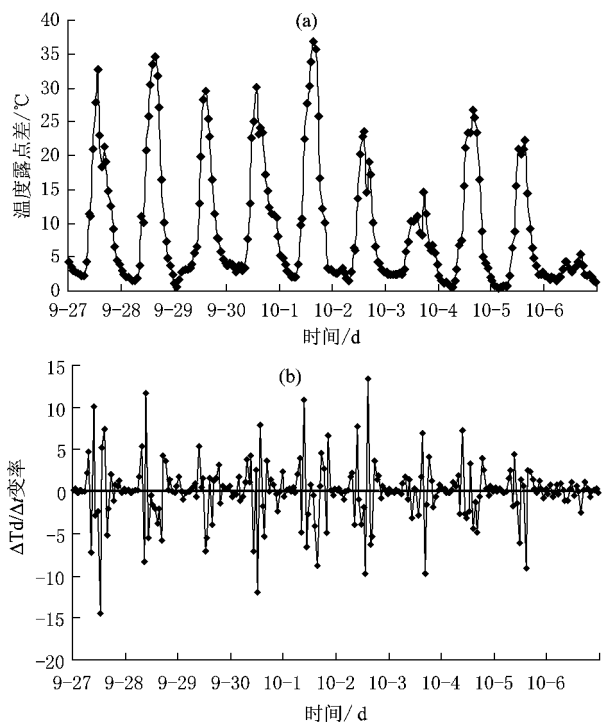


图 4 温度-露点差日变化(a)及温度-露点差变率相对时间的变化(b)

图 4(a)是温度-露点差的日变化. 温度-露点差值越接近零,表明空气中水汽越多. 因此温度-露点差越小,越有利于露水产生. 露水基本发生在温度-露点差减小的阶段,但温度-露点差开始增加的阶段也会有露水产生,此时是凝结即将结束阶段. 图 4(b)是温度-露点差相对时间的变化. 露水发生时段主要在温度-露点差变率 $\Delta T_d/\Delta t >0$ 阶段,对应于图 3(b)中相对湿度变率 >0 的时段. 露水大多数发生在温度-露点差变率 $<5^\circ\text{C}$ 时,而在其 $>5^\circ\text{C}$ 时发生较少.

在本研究观测期间,地表温度始终高于露点温度(图略),这样的结果也出现在其他类似研究中^[22,28]. 考虑露水发生的条件是:凝结面温度等于或低于周围空气的露点温度. 有研究^[28]指出:此时发生的不是凝结过程,而是土壤吸附过程. 但不可忽视的一点是目前地表温度的测量误差. 本研究中使用的地表温度传感器是热耦型传感器,这种传感器目前应用广泛. 其测量地表温度的变化趋势是正

确的,而数值差异明显. 即使两个放置相距很近的传感器测量的地表温度值也可能有 1°C 以上的差异. 因此在地表温度高于露点温度的露水发生时段,或许伴有吸附过程,但也应当考虑地表温度的测量误差. 不应简单的归为吸附过程.

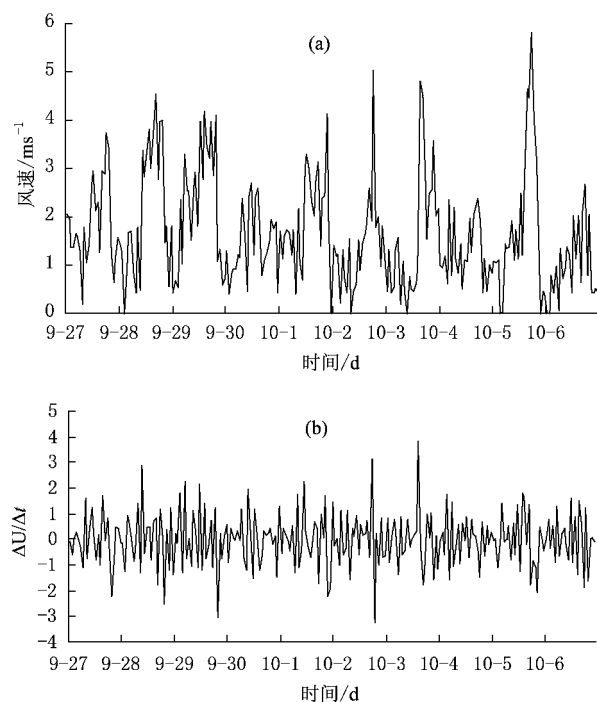


图 5 风速日变化(a)及风速相对时间变率的变化(b)

风速是影响露水形成的又一重要因素. 风速在露水形成中可以起正负两方面的作用^[4],一方面较小的风速利于露水凝结,这是因为小的风速有利于冷却凝结面同时带来水汽;另一方面当风速较大时会使空气流动变快,导致凝结面局部缺少水汽,从而利于蒸发,使露水凝结减弱、消失. 在剔除降水的观测期间,风速大部分时间小于 3 m/s ,夜间风速更小,多数时候 $<2\text{ m/s}$. 仅从风速的日变化(图 5(a))看,似乎风速与露水没有直接的关系. 而从风速相对时间变率(图 5(b))则明显看出,在露水形成期间,风速变率几乎都在 $0-1\text{ m/s}$ 之间. 这更清楚的表明在观测期间,风速一直处于较平稳的状态. 显然这样的条件有利于露水的形成.

4.3. 露水分布特征

有人认为,露水适宜的凝结风速为 $0.5-2\text{ m/s}$ ^[29],也有人认为 0.2 m/s 风速是临界值,从图 6(a)中可以看出在黄土高原半干旱区露水主要

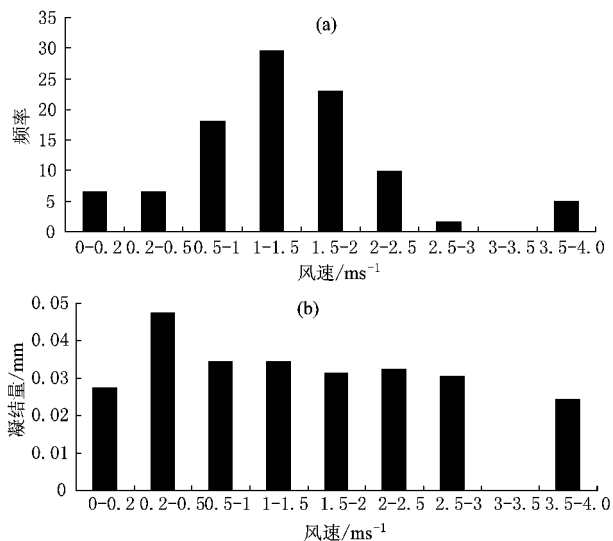
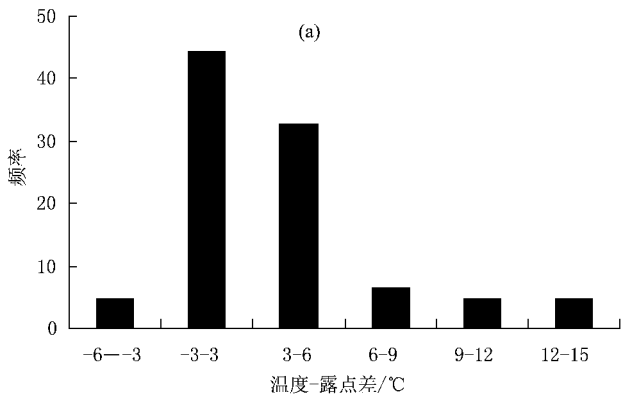


图6 露水随风速的频率分布特征(a)及凝结量分布特征(b)

出现在风速 0.5—2 m/s 的区间内. 而在 0.2 m/s



以下,露水出现频率较小. 从产生凝结量来看,在 0—3 m/s 区间内,凝结量随风速的分布大致接近. 这说明在风速不大的情况下,风速有利于露水的形成.

图 7(a)可以看出,露水主要分布在温度-露点差在 -3—6°C 时,这也说明当温度-露点差的绝对值越小,越有利于露水形成. 而从图 7(b)可以看出,凝结量随着温度-露点差的增加有递减的趋势. 对照相对湿度值,发现温度-露点差大的时刻对应的正是相对湿度较小的时刻. 而图 8 则代表了露水与热力因素的关系. 从图 8(a)可以看出,露水主要分布在地-气温差 < ±2°C 之间,在该区间,露水的出现频率高达 85%. 地-气温差反映了近地表的加热状况,两者差越小,意味着地表加热越弱,有利于凝结;反之,则不利凝结. 而与温度-露点差情况类似,凝结量与地-气温差也没有明显的特点.

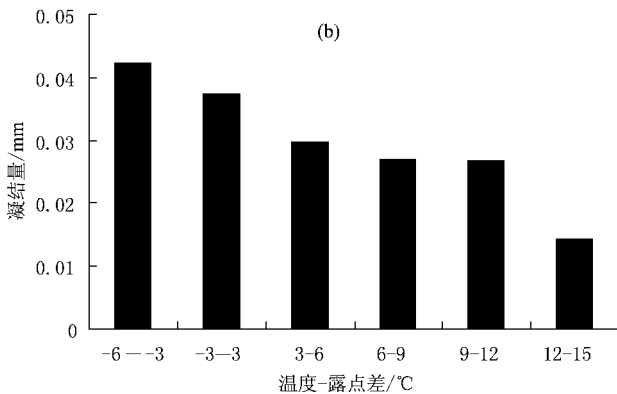


图7 露水随温度-露点差的频率分布特征(a)及凝结量分布特征(b)

由于露水从空气而来,显然,大气相对湿度是形成露水的一个非常重要的因素. 从图 9(a)可以看出,相对湿度 > 80% 时,露水出现频率占总的露水出现频率 70%. 但是在相对湿度较低时,也可以形成露水. 结合图 7(b),图 8(b),发现相对湿度与温度-露点差和地-气温差类似,相对湿度最大的时候,凝结量并不是最大,凝结量与相对湿度分布也不是线性关系. 这可能是由于观测期间,当相对湿度最大时,有云产生所致.

图 10 是露水随相对湿度变率的分布特征. 在相对湿度变率为 0—10% 时(图 10(a)),露水出现频率最高,为 75%. 而在 -10%—0 时,频率次之为 14% 左右. 其他时段相对较小. 与前面几个影响因素不同的是,在露水出现频率最高的区间,对应的是最大的凝结量. 这说明相对湿度变率或许能够更好的反映露水形成的湿度特征.

显然,露水的凝结量与上述影响因子有密切关系,但是综合图 6—图 9 可以发现,露水的凝结量并不取决于某一单一影响因子,似乎是上述因子共同作用的结果. 这也正说明了露水形成机制的复杂性.

5. 结论与讨论

在黄土高原半干旱区秋季,露水最大日凝结量可以达到 0.33 mm,最小日凝结量 0.09 mm,日平均凝结量为 0.23 mm,这一量级的露水凝结量无论对黄土高原半干旱区的微生物还是植被都有利用价值.

在观测期间,剔除降水的 9 天中,有 8 天有露水,露水日发生频率竟高达 89%. 这一方面由于在降水后易产生露水;另一方面是季节因素. 如果进行一年的观测,露水发生频率应该没有这么高. 而

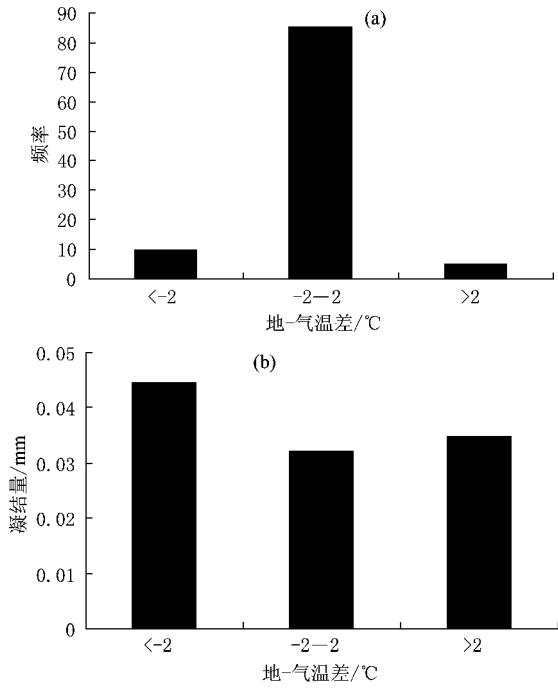


图8 露水随地-气温差的频率分布特征(a)及凝结量分布特征(b)

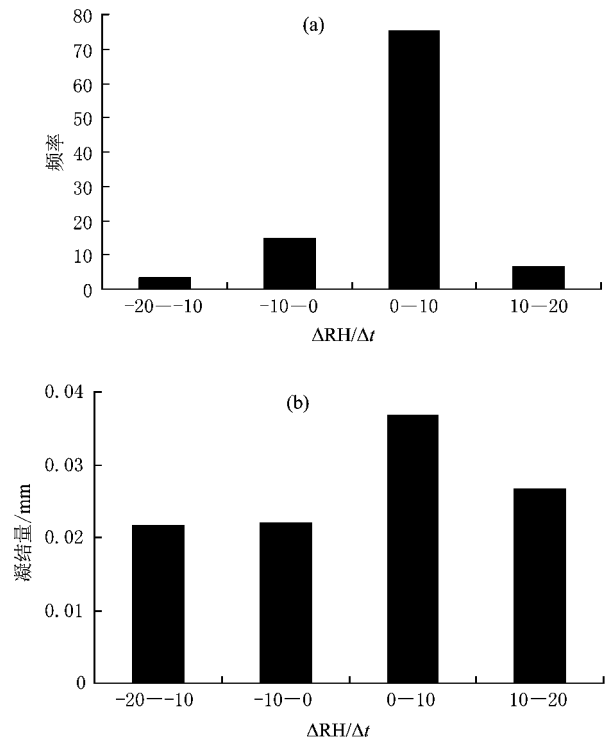


图10 露水随相对湿度变率($\Delta RH/\Delta t$)的频率分布特征(a)及凝结量分布特征(b)

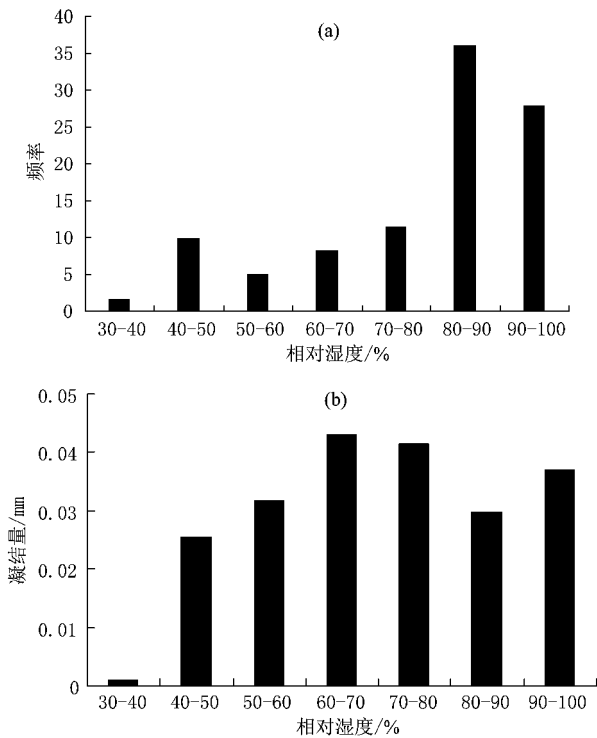


图9 露水随相对湿度的频率分布特征(a)及凝结量分布特征(b)

在观测期间,露水的时发生频率则很高,从18时至08时都可以产生露水,凝结持续时间可以长达14 h.

地表温度高于露点温度时,有两种可能:一是真实地表温度 > 露点温度;二是观测仪器误差造成的.也即此时地表温度仅仅是数值高于露点温度,实际上并非如此.这是研究露水等陆面水分过程应该注意的问题.

露水开始形成于相对湿度增加阶段、温度-露点差的减少阶段,即使此时相对湿度并不是很大,只要条件适宜即可形成露水.这一点与以往的研究结果并不相同. Jackson 等指出最佳的露水形成条件之一是在日落时相对湿度 > 90%. 而本研究表明在相对湿度 > 30% 时,即可出现露水;相对湿度在80%—90%之间形成露水的发生频率较高.

露水的形成机理十分复杂.是湿度因子、热力因子和动力因子综合作用的结果.在露水形成过程中,大气湿度是内因,为露水形成提供所需水汽;温度则是露水形成的关键,为露水形成提供“源动力”,而风速则是重要的外部影响因素,既可以促进露水形成,也可以起反面作用,是露水形成过程中不确定因子.

从露水发生频率的分布特征来看,在风速 0.5—2 m/s、相对湿度 > 80% 及温度—露点差 -3—6°C 时、地-气温差 < ±2°C 条件下更易形成露水.

相对其他测量方法,本文所用称重法计算露水

的凝结量误差相对较小,但是由于称重法是一种人工称量方法,不能够长期、连续的对露水进行观测,因此不能对露水最大凝结量的时间做准确判定.考虑季节因素,本文所提到的凝结量的最大和最小凝结量以及日平均凝结量值仅基本能代表黄土高原

半干旱区秋季的凝结量,要得到全年的凝结总量还要进行更长时间序列的观测试验.另外本文的结论仅限于裸土下垫面,黄土高原半干旱区植被下垫面的露水特征还有待于进一步研究.

- [1] Zhang Q, Huang R H, Wang S, Wei G A, Cao X Y, Hou X H, Lv S H, Hu Z Y, Ma Y M, Wei Z G, Nian Y J, Gao H C, Gao H M, Yan Y P 2005 *Adv. Earth Sci.* **20** 427 (in Chinese) [张强、黄荣辉、王胜、卫国安、曹晓彦、侯旭红、吕世华、胡泽勇、马耀明、韦志刚、聂彦将、高洪春、高红梅、阎宇平 2005 地球科学进展 **20** 427]
- [2] Zhang L J, Li L, Shen Y P 2005 *Acta Phys. Sin.* **54** 1958 (in Chinese) [张立杰、李磊、沈永平 2005 物理学报 **54** 1958]
- [3] Lin J Z, Li H J, Zhang K 2007 *Chin. Phys.* **16** 2033
- [4] Zhang Q, Li H Y 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 5888 (in Chinese) [张强、李宏宇 2010 物理学报 **59** 5888]
- [5] Zhang Y, Zheng L C, Zhang X X 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 5501 (in Chinese) [张艳、郑连存、张欣欣 2009 物理学报 **58** 5501]
- [6] Li L, Hu F, Cheng X L, Jiang J H, Ma X G 2006 *Chin. Phys.* **15** 149
- [7] Cui X P 2008 *Chin. Phys. B* **17** 2304
- [8] Monteith J L 1957 *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* **83** 322
- [9] Went F W 1955 *Yearbook Agriculture* US Department of Agriculture 103
- [10] Wallin J R 1967 *Agr. Meteorol.* **4** 85
- [11] Menenti M, Bastiaanssen W G M, Van-Eick D 1989 *Remote. Sens. Environ.* **28** 327
- [12] Minnis P, Mayor S, Smith W L, Young D F 1997 *IEEE T. Geosci. Remote* **35** 879
- [13] Kabela E D, Hornbuckle B K, Cosh M H, Anderson M C, Gleason M L 2009 *Agr. Forest Meteorol.* **149** 11
- [14] He Y, Zhou X L, Hou J 2006 *Geophys. Res. Lett.* **33** L02813
- [15] Liu W J, Li H M, Duang W P 1998 *J. Nat. Res.* **13** 40 (in Chinese) [刘文杰、李红梅、段文平 1998 自然资源学报 **13** 40]
- [16] Xiu X J, Shang H S, Jin J X 1994 *J. Northwest Sci-Tech Univ. Agri. Forest.* **22** 38 (in Chinese) [许秀娟、商鸿生、井金学 1994 西北农业大学学报 **22** 38]
- [17] Li X Y 2002 *J. Hydrol.* **260** 151
- [18] Liu L C, Li S Z, Duan Z H, Wang T, Zhang Z S, Li X R 2006 *J. Hydrol.* **328** 331
- [19] Feng J C, Liu L C, Xiao H L, 1998 *J. Desert Res.* **18** 10 (in Chinese) [冯金朝、刘立超、肖洪浪 1998 中国沙漠 **18** 10]
- [20] Guo Z R, Han S P 2002 *Adv. Water Sci.* **13** 623 (in Chinese) [郭占荣、韩双平 2002 水科学进展 **13** 623]
- [21] Zhang Q, Huang R H 2004 *J. Appl. Meteorol.* **43** 1917
- [22] Fang J, Ding Y J 2005 *J. Glaciol. Geocryol.* **27** 755 (in Chinese) [方静、丁永建 2005 冰川冻土 **27** 755]
- [23] Zhang J, Zhang Y M, Alison D, Cheng J H, Zhou X B, Zhang B C 2009 *J. Hydrol.* **379** 220
- [24] Ye Y H, Zhou K, Song L Y, Jin J H 2007 *Atmos. Res.* **86** 21
- [25] Zhuang Y L, Zhao W Z 2008 *Adv. Earth Sci.* **23** 31 (in Chinese) [庄艳丽、赵文智 2008 地球科学进展 **23** 31]
- [26] Zhang Q, Wang S, Zeng J 2010 *Arid Zone Res.* **27** 392 (in Chinese) [张强、王胜、曾剑 2010 干旱区研究 **27** 392]
- [27] Kidron G J 2000 *Atmos. Res.* **55** 257
- [28] Zheng X J, Wang Q X, Liu R, Li Y 2009 *Prog. Nat. Sci.* **19** 1175 (in Chinese) [郑新军、王勤学、刘冉、李彦 2009 自然科学进展 **19** 1175]
- [29] Jackson T J, Moy L 1999 *Remote. Sens. Environ.* **70** 129

Atmospheric physical characteristics of dew formation in semi-arid in loess plateau*

Wang Sheng[†] Zhang Qiang

(Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

(Institute of Arid Meteorology, China Meteorology Administration; Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province; Key Open Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of CMA, Lanzhou 730020, China)

(Received 11 May 2010; revised manuscript received 29 November 2010)

Abstract

Based on the data measured in 2009 in the DingXi, a typical semi-arid region in loess plateau, the temporal variation of condensed water and the influence factors are investigated. Meanwhile, the measurements of condensed water, made by weighing approach and eddy-correlation approach separately, are compared in this work. The results show that in the semi-arid regions in Loess Plateau, the daily maximum amount of condensation can reach 0.33 mm, the daily minimum recorded is 0.09 mm, and the average daily amount is 0.23mm. No obvious correlations is found between the amount of condensation and wind velocity, relative humidity, temperature, or land-air temperature difference. In the process of dew formation, the relative humidity which supplies the water vapor for condensing is an internal factor. The temperature which is motive power for condensing process is a key factor. The wind speed has an important effect and is an uncertain factor, which promotes but also can restrain the dew formation. It is also found that the following conditions favor the condensation process: wind speed of 0.5—2 m/s, relative humidity > 80% and land-air temperature difference < $\pm 2^{\circ}\text{C}$.

Keywords: semi-arid region in losses plateau, dew formation, atmospheric affect factor, the frequency of occurrence

PACS: 92.60.Jq, 92.60.Kc, 92.60.Fm

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40830957, 41075009), the Gansu Province Natural Science Foundation of China (Grant No. 0803RJZA091), the Open Fund in Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education (Grant No. 223-860011), the Arid Meteorology Science Foundation (Grant No. IAM200818-01).

[†] E-mail: totump@126.com