半干旱区土壤水汽吸附的影响因素及变化特征

张强^{①②③*}, 王胜^{①③}, 王闪闪^{①③}, 赵映东^④, 问晓梅^⑤

① 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;

② 甘肃省气象局, 兰州 730020;

③ 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000;

④ 甘肃省水文水资源局, 兰州 730000;

⑤ 上海市宝山区气象局, 上海 201901

* E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn

收稿日期: 2016-03-24; 接受日期: 2016-06-15; 网络版发表日期: 2016-09-22

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB430206)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 41630426)资助

摘要 土壤水汽吸附是陆面非降水性水分的重要来源之一,尤其在干旱和半干旱地区其贡献有时甚至能达到与降水同样量级,对旱作农业和生态环境具有重要影响.但由于对土壤水汽吸附观测比较困难,国际上对该问题研究至今仍不多.本文利用L-G大型称重式蒸渗计观测与微气象和常规气象观测相结合,建立了土壤水汽吸附的定量观测估算方法.在此基础上,分析了典型半干旱区定西的近地层大气风、温和湿等气象要素及土壤湿度、温度和地表可利用能量等土壤环境要素对土壤水汽吸附的影响特征,研究了土壤水汽吸附量、吸附频率和吸附强度的日变化和年变化及其随天气条件的变化特征,对比分析了土壤水汽吸附量对陆面水分收支的贡献.研究发现,半干旱区的土壤水汽吸附受多种小气候要素和土壤环境因素共同影响,一般在近地层相对湿度在6~50%、风速在3~4m s⁻¹、湿度日变幅较大及出现逆湿和弱不稳定,且土壤含水量较低和地表温度不太高的情况下,土壤水汽吸附现象更容易发生,土壤湿度与水汽吸附之间具有负反馈机制.而且,水汽吸附频率和吸附量具有很明显的日和年变化特征,水汽吸附量变化明显受吸附频率控制.水汽吸附主要发生在下午;年峰值出现在12月份,谷值出现在6月份,其变化特征具有明显的区域特点.旱季水汽吸附量明显超过了降水对水分收支贡献.

关键词 半干旱区, 土壤水汽吸附, 微气象要素, 土壤环境条件, 水分收支

1 引言

在缺乏灌溉的干旱和半干旱区,除自然降水外,非降水性水分是陆面水分的重要来源和水分循环的特殊角色(张强等, 2010b),它们有时甚至能够达到或超过自然降水的量级,对土壤水分特征及早作农业和生

态环境具有显著影响.而且,与降水的小概率相比,陆面非降水性水分不仅发生频率高,而且还多发生在无有效降水的旱季,能够对陆面水分来源起到很好的补充和稳定作用,具有独特的气候效应(Monteith, 1985).同时,由于陆面非降水性水分能够直接为土壤或生物吸收利用,其吸收利用效率远高于降水,非常有利于

中文引用格式: 张强, 王胜, 王闪闪, 赵映东, 问晓梅. 2016. 半干旱区土壤水汽吸附的影响因素及变化特征. 中国科学: 地球科学, 46: 1515–1527, doi: 10.1360/N072015-00531

英文引用格式: Zhang Q, Wang S, Wang S S, Zhao Y D, Wen X M. 2016. Influence factors and variation characteristics of water vapor absorption by soil in semi-arid region. Science China Earth Sciences, 59: 2240–2251, doi: 10.1007/s11430-015-5531-5

极端干旱期的土壤生物存活和延续, 对维持脆弱的干旱和半干旱区生态系统(Huang等, 2016)有独特的生态效应。

陆面非降水性水分主要包括雾水、露水(或霜)和水汽吸附(张强和王胜, 2007)。目前, 人们对雾水的了解已经很深入, 在此无须再赘述。对露水也已经有了比较充分的认识(Kidron等, 2002; Kidron, 2000; 张强等, 2010a, 2012), 尤其是欧洲和以色列等国的学者对于干旱/半干旱区露水的形成条件和过程进行了系统深入的研究((Beysens, 1995; Wood等, 2002; Agam, 2004; Acker等, 2008), 发展了利用气象要素预测露水凝结的模型(Jacobs等, 2002)。普遍认为当陆面温度达到或低于露点后近地层水汽便会凝结形成露水(王胜和张强, 2011; 郭占荣和韩双平, 2002; Zhang等, 2011), 是直接发生在水汽接触面上的相变现象, 多出现在夜间或凌晨。而陆面土壤水汽吸附过程则与露水和雾水很不同, 形成机制和分布规律要复杂得多(Orchiston, 1953; Agam和Berliner, 2006)。从本质上讲, 土壤水汽吸附是指空气中的气态水分子在土壤粒子表面的吸附过程, 是两个异相界面结合力或粘合力作用的结果, 是一种比较特殊的界面水分现象(Orchiston, 1953), 当水分子在土壤粒子表面粘附成层后才会发生相变。就力学性质而言, 土壤水汽吸附可分为物理吸附过程和化学吸附过程。由于化学吸附所消耗的能量很大($80\sim 400\text{kJ mol}^{-1}$), 一般在自然条件下不会产生。而物理吸附主要依赖分子间的范德华引力来实现, 其需要的能量大约仅为 20kJ mol^{-1} 或更少(Agam和Berliner, 2006), 在自然条件下比较容易达到(Moore, 1963), 所以本文研究的土壤水汽吸附实际就是指物理吸附。土壤水汽吸附和露水两者相比, 露水只有在陆面温度低于露点温度且近地层相对湿度较高时才会出现(Garratt和Segal, 1988), 而土壤水汽吸附对陆面温度和大气湿度一般没有特别严格的要求, 在很多情况下都可能发生。因此, 在干旱和半干旱区, 土壤水汽吸附与露水相比不仅更容易产生, 而且对陆面水分收支的贡献也可能会更显著。比如, Verhoef等(2006)的研究表明, 西班牙南部半干旱区土壤吸附水能达到 0.7mm d^{-1} , 对陆面土壤水分的贡献非常可观。Kosmas等(2001)也认为半干旱区土壤吸附水有时能够占到蒸散量的70%左右, 在陆面水分收支中发挥着支配作用。这会对干旱和半干旱区农业生态维持、地表生物结皮、昆虫生存及固沙

和岩石机械风化有显著作用(Hillel, 1998), 也会明显改变该地区陆面能量和水分平衡特征(Agam和Berliner, 2006)。另外长期来说, 土壤吸附水可能与露水类似(问晓梅等, 2008), 对降水产生累积影响。

然而, 由于受土壤水汽吸附的观测技术限制, 以往对土壤水汽吸附的研究相对较少(Agam和Berliner, 2006)。而且这些研究工作(Cary等, 1964; Rose, 1968)大都是用简化的半理论模型估算土壤水汽吸附量、分析其特征及对土壤水分的影响(张强等, 2012; 张强和卫国安, 2003; Zhang等, 2015; Guan等, 2009; Huang等, 2008), 只有不多的研究用观测资料分析实际土壤吸附水的表现特征(Verhoef等, 2006)。特别值得注意的是, 在以往的研究中, 很多时候将露水和水汽吸附混为一谈(Qin等, 2002), 很少将露水和水汽吸附清楚地区分开来进行分析。同时, 很多观测资料由于精度较低和持续时间较短, 只能用于对土壤水汽吸附的短期、定性特征分析, 而对其长期、定量规律还基本缺乏了解, 对其形成机制的认识更是十分有限。

鉴于此, 本文试图将黄土高原典型半干旱区定西试验站(Zhang等, 2015)的L-G大型蒸渗计的观测与微气象和常规气象观测相结合, 利用有效的物理判据从蒸渗计观测信息中客观分离出土壤水汽吸附信息(张强等, 2010b), 建立自动化的土壤水汽吸附定量测量方法。在此基础上, 分析微气象要素和土壤环境条件对土壤水汽吸附的影响特征, 认识水汽吸附的形成机制; 研究水汽吸附的日变化和年变化规律及与天气条件的关系, 探讨其对陆面水分收支的贡献。这将会加深对半干旱地区陆面水分循环特征的认识, 为改进该地区陆面水分循环模拟、水资源管理和干旱监测提供科学依据。

2 观测资料和土壤吸附水估算

2.1 观测试验与资料

本文资料来自定西“黄土高原陆-气相互作用综合试验站(LOESLAI)”(张强等, 2009)。该试验站是国家自然科学基金重点项目“黄土高原陆面过程试验研究(LOPEX)”的三个代表性观测站之一(张强等, 2009), 坐落于我国甘肃省定西市郊($35^{\circ}35'N$, $104^{\circ}37'E$), 地处黄土高原西南部, 海拔高度1896.7m。年平均降水量约为386mm, 主要集中在6~10月, 雨热基本同季。由于处

在我国夏季风影响边缘区,其降水的时空变率较大,年际变幅超过3.5%以上.而且,该地区太阳辐射较充足,年日照时数约为2433h;平均气温为7.5℃,日均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的积温为2998.3℃;蒸发力较强,蒸发皿蒸发量高达1400mm以上.该站观测环境如图1a所示,属于典型的温带半干旱气候区,观测场为比较平坦的农田,能够满足观测试验的代表性和技术性要求.

本文所用研究资料为2004年6月1日至2005年5月31日的蒸渗仪、微气象要素、土壤湿度和温度梯度、土壤热流量、地表辐射分量及常规气象要素等资料.蒸渗仪资料用L-G大型称重式蒸渗仪(柯晓新等, 1994; Zhang等, 2011)观测,图1给出了其观测的外观环境和工作原理示意图.其观测精度为0.1mm,灵敏度为0.01mm,经过订正后精度能达到0.03mm左右.测量钢桶开口的圆面积为4.0m²,观测时测量钢桶内的原状土上种植着与桶外农田同样的作物.微气象资料由16m微气象铁塔观测,温、湿度仪器采用HMP45D传感器,风速仪器采用WAA151传感器,分别安装在1、2、4、8和16m共5个高度层;风向采用WAV151型传感器,安装高度10m.土壤温度梯度资料由分别埋设在地表及5、10、20、30、50和80cm深的铂电阻温度计观测,土壤湿度梯度资料由分别埋设在10、20、30、50和80cm深的TDR土壤水分仪观测,土壤热流量资料由埋设在2cm深的土壤热通量板观测.地表辐射分量资料由安装在1.5m高的美国Eppley公司生产的PIR型辐射

仪观测.有研究(Zhang和Huang, 2004; Zhang等, 2011; Yang等, 2014; 杨兴国等, 2004)对这些观测仪器的技术性能做过比较详细的介绍,并对该观测资料进行了比较充分的分析应用,已表明该资料具有较高的可靠性.本文所有资料的时间均是北京时,与定西地方时大约相差1小时.

2.2 土壤吸附水的判别估算

迄今为止,除了利用模型计算外(Kosmas等, 1998; Katata等, 2007),可用的土壤吸附水观测手段十分有限,蒸渗计观测是目前国际上测量土壤吸附水最可靠的技术手段(van de Griend和Owe, 1994),但它并不能直接观测土壤吸附水量,而需要根据必要的物理判据,利用微气象观测资料和常规气象资料进行判别估算(张强等, 2010b; Qin等, 2002),如Kaseke等(2011)利用露点温度对露水和土壤吸附水进行分离.根据蒸渗仪观测值所包含的信息,本文判别土壤吸附水的流程如图2所示, L-G大型称重式蒸渗仪直接观测的是土样桶的实时重量变化值即增加或减少值.一般,可以通过判别观测值是否减少从观测值中分离出地表蒸散量(张强等, 2011),还可以根据常规气象观测记录将降水量和沙尘沉降量从观测值的增加量中分离出去.然后,再通过判别近地层大气湿度是否饱和及地表温度是否达到了露点,可以从观测值的增加量中分离出雾水量和露水量.最后,剩下的观测值增加量就是本文所

图1 L-G大型称重式蒸渗仪的外观环境(a)和工作原理示意图(b)

图2 用蒸渗仪观测量物理判识土壤吸附水示意图

关注的土壤水汽吸附量. 从本方法的使用来看(Zhang等, 2011, 2015), 本方法有较好的可靠性.

本方法判别出土壤吸附水后, L-G大型称重式蒸渗仪观测的土壤吸附水量可以表示为

$$W_a = 1000 \times \sum_{i=0}^{T/5} \Delta w_i / (\rho_w \times S_p), \quad (1)$$

式中, W_a 是土壤吸附水量, 单位为mm; ρ_w 是水的比重, 单位为 kg m^{-3} ; Δw_i 是蒸渗仪观测到的瞬时土壤吸附水量, 单位为kg, 当判识到没有土壤吸附水时, Δw_i 可以取0; i 是瞬时值的序列号, 每隔10min一个值; S_p 是蒸渗计土样桶的开口圆面积, 单位为 m^2 ; T 是每个资料样本采样时长, 单位为s, 这里取1h. 以此为基础, 可以很容易计算出土壤水汽吸附的各种统计量. 其中, 年平均日变化中各时次土壤水汽吸附量可用下式计算:

$$w_h(j) = \left(\sum_{k=1}^{365} w_a(k, j) \right) / 365, \quad (2)$$

式中, j 是每日的时次, 从1~24; $w_h(j)$ 是第 j 时次的年平均土壤水汽吸附量, 单位是mm; k 是全年天数的序列; $w_a(k, j)$ 是第 k 天的第 j 时次的土壤水汽吸附量. 年平均日变化中各时次土壤水汽吸附强度可用下式计算:

$$I_h(j) = \left(\sum_{l=1}^{N_d(j)} w_a(l, j) \right) / N_d(j), \quad (3)$$

式中, $I_h(j)$ 是第 j 时次的年平均土壤水汽吸附强度, 单位是 mm h^{-1} ; l 是第 j 时次全年出现吸附水天数的序列; $N_d(j)$ 是第 j 时次全年出现吸附水的总天数, 小于365; $w_a(l, j)$ 是第 j 时次出现水汽吸附的第 l 天的土壤水汽吸

附量即该时次水汽吸附强度, 单位为 mm h^{-1} . 日变化中各时次的年土壤水汽吸附频率可用下式计算:

$$f_h(j) = (N_d(j) / 365) \times 100\%, \quad (4)$$

式中, $f_h(j)$ 是第 j 时次的年土壤水汽吸附频率, 单位为%; $N_d(j)$ 是第 j 时次全年出现土壤吸附水的天数, 小于365. 与之类似, 年变化中各月土壤水汽吸附量可用下式计算

$$w_m(s) = \left(\sum_{k=1}^{H(s)} w_a(s, k) \right), \quad (5)$$

式中, $w_m(s)$ 是第 s 月份的土壤水汽吸附量, 单位是mm; k 是第 s 月份的时次序列; $H(s)$ 是第 s 月份的总时次数, 各月有所差别, 但小于或等于 24×31 ; $w_a(s, k)$ 是第 s 月份中第 k 时次的土壤水汽吸附量. 年变化中各月土壤水汽吸附强度可用下式计算:

$$I_m(s) = \left(\sum_{k=1}^{H_y(s)} w_a(s, k) \right) / H_y(s), \quad (6)$$

式中, $I_m(s)$ 是第 s 月份的土壤水汽吸附强度, 单位是 mm h^{-1} ; k 是第 s 月份中出现水汽吸附的时间序列; $H_y(s)$ 是第 s 月份中出现土壤水汽吸附的总时次数, 小于 $H(s)$; $w_a(s, k)$ 是第 s 月份中出现吸附水的第 k 时次的土壤水汽吸附量即该时次水汽吸附强度, 单位为 mm h^{-1} . 年变化中各月土壤水汽吸附频率可用下式计算:

$$f_m(s) = (M_m(s) / M_0(s)) \times 100\%, \quad (7)$$

式中, $f_m(s)$ 是第 s 月份的土壤水汽吸附频率, 单位为%; $M_m(s)$ 是第 s 月份出现土壤水汽吸附的天数, 小于 $M_0(s)$;

$M_0(s)$ 是第 s 月份的总天数,各月有所不同,小于或等于31.

3 土壤水汽吸附的影响因素

3.1 土壤水汽吸附的基本物理机制

在无降水时段,由于露水主要发生在夜间或凌晨,白天陆面水分收支主要由蒸发和土壤水汽吸附这两个过程主导,而且这两个物理过程是时刻相互竞争的互为反向的水分相变过程(van de Griend和Owe, 1994).在某些合适的微气象条件下土壤水汽吸附过程可能会占主导,而随着微气候条件的变化又可能会转化为蒸发过程占主导.从本质上讲,土壤水汽吸附现象发生与否是土壤粒子对大气水分子的吸引力(即吸附能量)与地表可利用能量提供给土壤表面水分子克服吸引力的逃逸力相抗衡的结果.如果土壤比较干燥而且大气水汽条件又比较充足,土壤粒子的吸附能量会较强,对大气水分子的吸引力会占主导,则会发生土壤水汽吸附过程.而如果地表土壤温度较高和含水量较大,而且大气较干燥和风速较大,土壤粒子表面水分子的逃逸力会占主导,则不仅不会发生水汽吸附,反而会发生蒸发过程.

实际上,控制土壤水汽吸附过程的主要有土壤粒子对水汽分子的吸引力和水汽来源两个关键环节(Orchiston, 1953; Agam和Berliner, 2006),前者由土壤粒子的特性所决定,具体而言由土壤理化性质和土壤粒子已吸附的水分量决定(van de Griend和Owe, 1994).一般,土粒尺度越小,比表面越大,其水汽吸附性也越好,所以土壤中粘土含量大小对土壤吸附性至关重要(Agam和Berliner, 2006).尤其,黄土高原的黄土壤为多孔质结构,土壤粒子的比表面积大,其水汽吸附性很强.不过,对特定土壤而言,没有吸附任何水分子的纯粹干土(高温烘干)的土壤粒子对水分子的吸引力最大,随着土壤粒子吸附的水分子层数增加,其对水分子的吸附力会迅速减弱,所以能够对土壤粒子水汽吸附力产生动态影响的实际上主要是土壤含水量变化.土壤湿度(含水量)越大,包围在土壤粒子周围的水分子层数就越多,土壤粒子对水分子的吸附力就越小.而后者即水汽源条件则主要受微气象条件控制.具体地讲,主要受近地层大气湿度和湿度梯度及大气温度、温度梯度和风速条件等因素综合影响(Kharitonova等,

2010).要使土壤水汽吸附过程具有充足的水汽源保证,首先要有较高的近地相对湿度,除此之外还需要大气逆湿及适中的不稳定性及风速等水汽传输条件,它们能够使大气中的水汽通过近地层输送和陆面交换及时输送到土壤粒子孔隙,使土壤粒子周围保持足以满足水汽吸附要求的水汽条件.

3.2 土壤环境条件对水汽吸附的影响

如上面分析,虽然土壤理化性质也是土壤粒子水汽吸附能力的重要影响因素,但相对而言每个地方的土壤理化性质短期内基本保持稳定,因此控制土壤水汽吸附能力动态变化的关键因素实际上是土壤环境条件的变化,尤其是土壤湿度和温度等主要土壤环境条件的变化.图3给出的土壤水汽吸附频率随5cm土壤含水量和地表温度的分布图表明,土壤湿度越小即土壤越干燥,其水汽吸附频率越高.而且,土壤水汽吸附主要发生在土壤湿度小于0.25的情况下,此时吸附频率高达11.3%;而当土壤湿度大于0.35后,土壤水汽吸附率已变得很低,已不足1%.这应该是土壤粒子表面吸附的水分子增厚使其对水分子的吸引力迅速衰减的结果,这与前面的理论分析及在地中海地区的观测结果一致(Kosmas等, 1998).可见,虽然吸附水会使表层土壤湿度有所增加,但土壤湿度增加又会削弱土壤粒子对水分子的引力,降低土壤水汽吸附能力.也就是说,土壤湿度与土壤水汽吸附之间存在负反馈机制.这种负反馈机制会在一定程度上抑制土壤湿度增加,使土壤湿度保持在较干燥的状态.

对土壤温度而言,在表层土壤温度小于 -10°C 时,土壤水汽吸附率最高,接近10%;在表层土壤温度在 $-10^{\circ}\text{C}\sim 30^{\circ}\text{C}$ 范围时,水汽吸附频率基本没有太明显变化;而在表层土壤温度大于 30°C 后,水汽吸附率会明显降低.这说明在表层土壤温度很低时,由于土壤已封冻,蒸发过程几乎完全被抑制,水汽吸附过程会占主导;而在表层土壤温度很高时,土壤粒子表面的水分子的自由能(逃逸力)很大,蒸发过程会占主导,水汽吸附过程反而会被抑制.

一般,出现水汽吸附还是蒸发过程从本质上讲是水分子不同运动状态的表现,这与影响水分子动能的陆面能量交换过程有关.所以,作为土壤表面水分子主要能量来源的陆面可利用能量在一定程度上决定

图3 土壤水汽吸附频率随5cm土壤含水量(a)和地表温度(b)的分布特征

着水汽吸附或蒸发过程的能量状态,是影响水汽吸附或蒸发过程的重要条件. 图4给出的土壤水汽吸附量随可利用能量的分布图表明,由于蒸发过程需要外界能量驱动,而吸附过程反而会把分子内能转化为热能释放出来. 所以,当可利用能量为负值时,水汽吸附量很大,达到了17.9mm;而当可利用能量为正值且小于 450W m^{-2} 时,可能有时会发生蒸发过程,水汽吸附量显著减弱,大约维持在10~6mm,此时实际上是水汽吸附过程和蒸发过程交替进行期. 在交替期究竟发生蒸发还是水汽吸附关键要看土壤粒子对水分子引力与可利用能量给水分子提供的反引力之间强弱对比如何,主要依赖于土壤湿度和可利用能量的大小. 当可利用能量大于 450W m^{-2} 后,土壤水汽吸附量已经微不足道,此时可利用能量提供的水分子的反引力已经强大到了几乎足够完全让蒸发过程控制水分过程.

由于土壤湿度和温度的垂直梯度会影响水分和能量的传输过程及土壤湿度和温度的动态特征,所以在图5中给出了土壤水汽吸附频率随10~5cm土壤湿度差和10~0cm土壤温度差的分布特征. 由图可见,土壤水汽吸附主要出现在土壤湿度差低于0.05时,此时吸附率超过了8%,这主要是由于表层土壤湿度相对较干燥. 当然,水汽吸附作用也会在一定程度上减弱浅层土壤与其下层土壤的湿度差异. 当土壤温度差在 $-15\sim-10^{\circ}\text{C}$ 范围时,水汽吸附率最高,达到了17.4%;当土壤温度差大于 0°C 和小于 -15°C 时,水汽吸附频率均很低. 这说明表层土壤比其下层土壤温度适当高一些时,抑制了土壤下层水分向表层输送,比较有利于发

图4 土壤水汽吸附量随可利用能量的分布特征

生水汽吸附.

3.3 微气象要素对水汽吸附的影响

近地层大气风、温、湿状态及其垂直梯度分布结构不仅决定着土壤吸附的水汽源及其输送,而且还会通过陆面能量交换影响土壤温度,对土壤水汽吸附产生间接作用. 其中,近地层大气相对湿度分布状态对土壤水汽吸附的影响最为重要. 为此,在图6中给出了土壤水汽吸附频率随1m大气相对湿度和其日变幅及4~1m大气相对湿度差的分布特征. 很显然,在相对湿度小于6%时几乎不会出现土壤水汽吸附;土壤水汽吸附主要发生在相对湿度为6~50%时,吸附率超过了10%;当相对湿度再大时,水汽吸附又会显著下降,吸附率不足4%. 这说明如果大气过于干燥,难以满足水

图5 土壤水汽吸附率随10~5cm土壤湿度差(a)和10~0cm土壤温度差(b)的分布

图6 土壤水汽吸附频率随1m大气相对湿度(a)及其日变幅(b)和4~1m湿度差(c)的分布特征

汽吸附所需要的水汽条件; 而如果大气过于湿, 又容易形成雾水、露水或毛管凝结水等现象, 会抑制了水汽吸附过程。De Vries(1958)认为只有当土壤粒子周围空气相对湿度小于60%时, 土壤水汽吸附才会占主导作用; 而当空气相对湿度大于60%时, 一般毛管凝结作用会占主导。张强等(2012)也认为, 在近地层相对湿度大于80%时比较有利于露水形成。这些研究都很好地支持了图6a所反映的土壤水汽吸附与近地层相对湿度的关系。并且, 土壤水汽吸附与近地层相对湿度日变幅(图6b)也密切相关。水汽吸附率随相对湿度日变幅的增加而加强, 这意味着大气湿度日变幅对土壤水汽吸附过程具有一定程度的驱动作用, 这与Kosmas等(1998)的研究结论是一致的。近地层相对湿度梯度对土壤水汽吸附的作用则要复杂一些(图6c), 当相对湿度梯度差小于0时, 吸附率很低, 基本在2%左右; 只有

当相对湿度差在0~2%范围时, 吸附率最高, 能够达到12.6%; 当相对湿度差大于2%以后, 吸附率又会有所降低, 这说明近地层弱逆湿状态最有利于发生土壤水汽吸附过程。这主要是由于土壤水汽吸附作用一般应该在地表形成水汽汇, 需要近地层大气以逆湿状态保持由上向地表的水汽输送趋势, 但如果逆湿过强更可能达到形成雾或露水的微气象条件。

虽然, 几乎还没有研究关注过近地层大气温度与土壤水汽吸附的关系, 但实际上近地层大气温度梯度会通过大气层结作用影响水汽输送, 由此会间接影响土壤水汽吸附。图7给出的土壤水汽吸附频率随4~1m气温差的分布图表明, 当气温差在-1~0℃范围内时, 吸附率最高, 达到了12.1%; 而当气温差小于-1℃和大于0℃时, 吸附率均不高, 基本在5%以下。从中可以看出, 水汽吸附主要出现在大气弱不稳定状态。这可能

是由于稳定大气状态一般会抑制近地层水汽交换, 从而使地表得不到吸附所需要的水汽输送补充; 而如果大气太不稳定又会使近地层湿润空气被迅速扩散掉, 破坏了吸附需要的水汽环境。

近地层风速不仅是影响近地层水汽输送的重要因素, 而且还会通过影响能量输送过程改变土壤温度状态, 所以其变化过程也会关系到土壤水汽吸附。图8是土壤水汽吸附频率随1m风速的分布特征。由图可见, 风速对土壤水汽吸附的影响似乎没有大气相对湿度和温度那样明显, 但当风速在 $3\sim 5\text{ m s}^{-1}$ 时, 为土壤水汽吸附率的峰值区, 达到了10%以上, 其他情况下土壤

图7 土壤水汽吸附频率随4~1m气温差的分布特征

图8 土壤水汽吸附频率随1m风速的分布特征

水汽吸附率都有所降低。可见, 风速的作用与温度梯度的有点类似, 既需要适当的风速帮助近地层水汽向地表输送, 又需要避免风速过大造成近地层水汽流失。

4 土壤吸附水的变化特征

正是由于土壤水汽吸附受土壤环境条件和微气象要素的深刻影响, 所以水汽吸附不仅会随土壤环境和气象要素的改变而变化, 而且还会由于各地气候背景和土壤理化性质不同表现出其独特的变化特征。

4.1 吸附水的日变化和年变化特征

土壤水汽吸附不属于直接的相变过程, 主要是分子力学作用过程, 没有太苛刻的大气物理条件约束, 只要满足其分子力学要求就会发生。因此, 与露水和雾水发生分别严格受地表温度和大气相对湿度约束不同, 水汽吸附虽然受土壤粒子本身的湿润性控制, 但并没有一个绝对的约束阈值, 所以它的日变化和年变化要比露水和雾水的复杂。

图9给出的年平均土壤水汽吸附强度、吸附量和吸附频率及吸附量与蒸散量比值的日变化曲线表明, 尽管水汽吸附强度的日变化并不明显, 基本维持在 0.045 mm h^{-1} 上下, 但由于水汽吸附率显著的日变化, 致使水汽吸附量的日变化也比较明显, 吸附率控制着吸附量的变化。总体来看, 吸附率白天高, 夜间低, 高值出现在14时, 为14.5%, 谷值出现在21时, 为2.6%。与之相对应, 水汽吸附量的峰值也出现在14时, 接近 0.01 mm ; 谷值出现也在21时, 比峰值小一个量级。可以推测, 白天水汽吸附量和吸附率较高与上午较强的蒸发使土壤变得比较干燥有关, 因为越干燥的土壤粒子对水分子的吸引力越强。尤其在午后, 一方面, 由于上午的蒸发过程已经使土壤粒子表层水分子损失殆尽, 土壤粒子对水分子的引力达到了极强的状态; 而另一方面又由于地表可利用能量逐渐减弱, 蒸发潜力开始变弱。这必然导致午后土壤水汽吸附开始占主导, 并出现水汽吸附率和吸附量的高值区。就水汽吸附量占蒸发量的比值来看, 在傍晚至凌晨期间, 其比值很低, 基本不超过0.01; 而在白天, 水汽吸附所占比例逐渐增大, 在午后达到了峰值, 最高可达0.03以上, 贡献变得比较重要。水汽吸附的这种白天高、夜间低的日变化特点比较符合前面对水汽吸附物理机理的分析, 同时,

也与国际上的结果相一致, 与西班牙南部沿海油橄榄园砂壤土相比, 仅仅水汽吸附高发期的时段要明显偏早(Verhoef等, 2006).

对不同季节的土壤水汽吸附日变化的对比表明(图10), 无论是水汽吸附频率还是吸附量, 冬季、秋季和春季都是白天高, 夜间低. 而夏季似乎与之反位相, 很多时候夜间比白天还高, 这可能与夏季白天蒸发作用更突出及近地层大气相对湿度较低有关. 夏、春、秋、冬季土壤水汽吸附率峰值依次出现在04、09、13和14时, 分别约为0.002、0.006、0.011和0.016mm,

峰值越高出现时间越晚; 谷值依次出现在09、03、20和21时, 均大约要比峰值小一个量级以上. 总之, 冬季水汽吸附的日变化最突出, 秋季次之, 夏季最不明显. 水汽吸附日变化的这种季节差异性实际上反映了气候的季节变化对土壤粒子的水分引力和近地层水汽条件的综合影响特征.

图11给出了土壤水汽吸附强度、吸附频率和吸附量的年变化特征及其对陆面水分平衡贡献率. 由该图可见, 土壤水汽吸附强度1月份最大, 为 0.053mm h^{-1} ; 6月份最小, 为 0.021mm h^{-1} . 吸附率变化与吸附强度不

图9 年平均土壤水汽吸附强度、吸附量和吸附频率(a)及吸附量与蒸散量的比值(b)的日变化特征

图10 不同季节平均土壤水汽吸附水量(a)和吸附频率(b)的日变化比较

图 11 土壤水汽吸附强度、吸附频率和吸附量的年变化(a)及其对陆面水分平衡贡献率(b)

一致, 峰值出现在11月份, 高达83.3%, 而谷值出现在5月份, 仅为9.67%。与日变化特征类似, 水汽吸附量年变化与吸附频率基本一致, 最大值也出现在11月, 多达4.84mm; 最小值出现在6月, 只有0.17mm, 相差近30倍。这种年变化特征与土壤湿度和温度年变化的综合影响有关。在冬季, 不仅由于土壤比较干燥, 土壤粒子对水分子的引力更强, 而且由于其土壤温度较低, 土壤粒子对水分子的粘性更强, 所以这期间的土壤水汽吸附率更高, 而夏季正好相反。这既符合土壤水汽吸附的影响规律, 也与以往其他研究结果基本一致(Agam和Berliner, 2006)。

就水汽吸附量的贡献来看, 其与降水量的比值在冬季(11~1月份)很高, 超过了1, 尤其在11月份高达2.3, 既是在春季(2~3月份)也在0.5左右; 而夏季(5~7月份)的比值要小得多。水汽吸附量与蒸发量比值的大值区也出现在冬春季(11~4月份), 基本都大于0.02, 尤其在12月份高达0.16左右, 而夏季比值却很低。可见, 在旱季(冬春季节), 不仅土壤水汽吸附量较大, 而且降水较少和蒸发较弱, 所以水汽吸附对陆面水分收支的贡献也更加显著。这与Agam等(2006)研究所指出的在干旱季节土壤吸附水在陆面非降水性水分来源中占主导地位的观点是一致的。但不如在地中海半干旱区发现的土壤吸附水所占蒸散量的比例高(Kosmas等, 2001), 这可能与Kosmas等的结果没有分离露水及其受海洋湿润空气影响有关。

图12中进一步给出了不同季节土壤水汽吸附水频率和吸附量及其对陆面水分收支贡献的对比。该图表明, 水汽吸附量在冬季最大, 高达11.9mm, 占到了全年的45%左右, 而在夏季最小, 仅为1.5mm。水汽吸附率却在秋季最大, 高达60.5%, 既是冬季水汽吸附频率也能接近50%左右; 而夏季最小, 只有17.5%左右。水汽吸附量与吸附率季节变化一定程度的不一致性主要是吸附强度的季节差异造成的, 尤其是冬季的吸附强度要明显比秋季的大一些。从水汽吸附量的贡献来看, 冬季水汽吸附量与蒸发量比值超过了0.05, 其他季节的比值都较低, 尤其夏季远低于0.01, 几乎与冬季相差一个量级。冬季水汽吸附量与降水量的比值比较可观, 接近1.0左右, 即使在秋季其比值也超过了0.1, 可见冬秋季节水汽吸附的贡献比较突出。而夏春季节水汽吸附量与降水量的比值要低得多, 其贡献基本可以忽略。

4.2 水汽吸附随降水过程和天气条件的变化

除了日变化和年变化而外, 天气演变过程也会显著改变微气象要素和土壤环境条件, 从而影响土壤水汽吸附过程。为此, 在图13中给出了土壤水汽吸附量和吸附频率随降水过程和天气条件的变化特征, 这里选取了降水事件前后3天内无其他降水事件发生的典型降水过程。总体来看, 刚降水后第一天, 由于受降水影响, 土壤湿度相对较大, 土壤粒子对水分子的吸引力较弱, 土壤水汽吸附量和吸附强度都比降水发生前更

图 12 不同季节土壤水汽吸附频率和吸附量(a)及其对陆面水分收支贡献(b)的对比

图 13 土壤水汽吸附量和吸附频率随降水过程(a)和天气条件(b)的变化特征

低, 吸附量由1.35mm降到了1.09mm, 但吸附强度变化不如吸附量明显. 随着距降水事件渐远, 蒸发使土壤迅速变干, 土壤粒子对水分子引力开始增强, 再加之此时大气水汽条件仍然比较好, 水汽吸附量迅速回升, 在降水后第二天就增加到了1.57mm, 增幅达到了44%.

该图还表明, 晴天和阴天的水汽吸附强度非常接近, 均约为 0.043mm h^{-1} ; 但它们之间的水汽吸附量相差较明显, 分别为9.29和5.2mm, 这说明晴天水汽吸附率比阴天的更高. 可见, 虽然阴天空气相对湿度较高, 有利于水汽吸附. 但与之相比, 晴天强蒸发过程导致的土壤干燥化对土壤粒子的水分子引力增强可能更有利于土壤水汽吸附. 这也说明, 在黄土高原半干旱地区, 近地层大气水汽条件一般比较容易满足土壤水

汽吸附的物理要求, 而土壤粒子对水分子的引力条件一般不太容易达到水汽吸附要求. 所以, 在决定是否发生土壤水汽吸附过程时, 土壤粒子的水分子引力作用比大气水汽条件更占主导地位. 同时, 这也可能意味着, 土壤湿度对水汽吸附率影响更大, 而大气相对湿度对水汽吸附强度影响更大.

5 讨论与结论

当前, 对土壤水汽吸附量观测相对比较困难. 而本文建立的土壤吸附水估算方法利用L-G大型蒸渗计观测与微气象和常规气象观测相结合, 通过一些必要的物理判据能够从蒸渗计观测信息中剔除蒸发、降水、干沉降、雾水和露水等影响因素, 从中有效分离

出土壤水汽吸附量, 从而实现对土壤水汽吸附量的客观、定量估算。

虽然, 以往对土壤水汽吸附的认识有限。但就基本物理机理而言, 土壤水汽吸附现象主要由土壤粒子对水分子的引力和水汽源两个因素控制, 前者由土壤粒子的特性所决定, 而后者主要受微气象条件影响。黄土高原的黄土壤为多孔质结构, 土壤粒子的比表面积大, 其水汽吸附性较强, 水汽吸附会比较突出。并且, 由于该地区土壤环境和微气象条件变化幅度很大, 受其影响土壤水汽吸附的动态变化比较明显。

黄土高原典型半干旱区定西站的观测试验表明, 土壤湿度越小, 其对水汽的吸附率越高。土壤水汽吸附主要发生在土壤湿度小于0.25的情况下, 土壤湿度大于0.35后土壤水汽吸附率已不足1%, 土壤湿度与水汽吸附之间具有明显的负反馈机制。并且, 水汽吸附主要发生在表层土壤温度小于 -10°C 时。在表层土壤温度大于 30°C 后, 由于蒸发过程会占主导, 水汽吸附过程被抑制, 吸附率明显降低。不过, 土壤水汽吸附又需要前期陆面可利用能量提供的蒸发为土壤粒子积累的水分子引力能为保障。水汽吸附与微气象要素的关系更为复杂一些。但总体而言, 在近地层相对湿度日变幅较大、相对湿度在6~50%、风速在 $3\sim 5\text{m s}^{-1}$ 及4~1m相对湿度差在0~2%之间和气温差在 $-1\sim 0^{\circ}\text{C}$ 之间时, 水汽吸附率会比较高, 吸附量也较大。也正因为如此, 降水过程和天气阴晴也会对土壤水汽吸附有一定影响, 一般晴天水汽吸附率要比阴天的更高, 降水后水汽吸附率也与降水前明显相同。这种影响特征不仅与水汽吸附的基本物理机制相符合, 而且也与其他地区有限的观测结果比较一致。

由于受土壤环境和微气象条件显著变化的影响, 土壤水汽吸附率具有明显的日变化、年变化及季节变化特征, 水汽吸附量变化过程主要受水汽吸附率控制。水汽吸附主要发生在白天, 夜间很少; 年吸附率峰值出现在12月份, 谷值出现在6月份, 相差一个量级。并且, 相比较而言, 冬季的日变化最突出, 夏季不仅日变化相对不明显, 而且似乎还与冬季的变化反位相。水汽吸附的变化特征虽然总体与土壤环境和微气象条件的影响规律相吻合, 但与一些近海地区的观测结果相比许多变化特征具有明显的差异性。

土壤水汽吸附量对陆面水分收支的贡献在冬季

和白天更显著。在干旱时段, 降水量更少, 水汽吸附量反而更大, 土壤吸附水的作用会显得越加突出, 是干旱和半干旱区必须考虑的水资源要素。而且, 水汽吸附与降水之间具有很好的季节互补性, 可以有效缓解季节性干旱的发展。

虽然, 本文对黄土高原半干旱区定西观测试验站的土壤水汽吸附特征及其影响因素进行了比较全面的分析, 但由于微气象观测准确性的限制(比如难以观测到真正的地表温度), 很难精确判别出露水等一些物理过程发生与否, 因而并不能绝对将土壤水汽吸附信息与其他信息分离开来。同时, 由于受L-G大型蒸渗计观测误差影响, 估算的土壤水汽吸附量也未必很准确, 也可能影响一些定量分析结论的可靠性。另外, 虽然定西观测试验站具有很好的区域代表性, 但土壤性质和气候背景的局地差异也不容忽视。这些都需要今后开展更广泛和更精确的观测试验来深化对黄土高原半干旱区土壤水汽吸附特征及其影响机制的认识。

致谢 杨兴国、杨启国、王润元、王鹤龄、赵鸿、刘宏谊、岳平和闫敬泽等同志参加了本文资料的观测, 并对本文的研究给予了大力支持, 在此一并致谢。

参考文献

- Monteith J.L. 1985. 卢其尧, 江广恒, 高亮之, 译. 植被与大气——原理. 北京: 农业出版社. 144-149
- 郭占荣, 韩双平. 2002. 西北干旱地区凝结水试验研究. 水科学进展, 13: 623-628
- 柯晓新, 林日暖, 徐国昌, 彭素琴, 杨兴国, 张旭东. 1994. 大型称重式蒸渗计的研制. 应用气象学报, 5: 151-157
- 王胜, 张强. 2011. 黄土高原半干旱区露水形成的大气物理特征研究. 物理学报, 60: 840-847
- 问晓梅, 张强, 王胜, 张杰. 2008. 陆面露水特征及生态气候效应的研究进展. 干旱气象, 26: 5-11
- 杨兴国, 张强, 王润元, 马鹏里, 杨启国, 刘宏谊. 2004. 陇中黄土高原夏季地表能量平衡观测研究. 高原气象, 23: 828-834
- 张强, 问晓梅, 王胜, 张杰. 2010a. 关于陆面降水测量方法及其开发利用研究. 高原气象, 29: 1085-1092
- 张强, 胡向军, 王胜, 刘宏谊, 张杰, 王润元. 2009. 黄土高原陆面过程试验研究(LOPEX)有关科学问题. 地球科学进展, 24: 363-371
- 张强, 王胜, 曾剑. 2010b. 论干旱区非降水性陆面液态水分分量及其与土壤水分关系. 干旱区研究, 27: 392-400
- 张强, 王胜, 问晓梅, 南玉合, 曾剑. 2012. 黄土高原陆面水分的凝结现象及收支特征试验研究. 气象学报, 70: 128-135

- 张强, 王胜. 2007. 关于干旱和半干旱区陆面水分过程的研究. *干旱气象*, 25: 1–4
- 张强, 卫国安. 2003. 邻近绿洲的荒漠表层土壤逆湿和对水分“呼吸”过程的分析. *中国沙漠*, 23: 379–384
- 张强, 张之贤, 问晓梅, 王胜. 2011. 陆面蒸散量观测方法比较分析及其影响因素研究. *地球科学进展*, 26: 538–547
- 张旭东, 杨兴国, 杨启国. 2004. 半干旱区旱作春小麦耗水规律研究. *干旱地区农业研究*, 22: 63–66
- Acker K, Beysens D, Möller D. 2008. Nitrite in dew, fog, cloud and rain water: An indicator for heterogeneous processes on surfaces. *Atmos Res*, 87: 200–212
- Agam (Ninari) N, Berliner P R, Zangvil A, Ben-Dir E. 2004. Soil water evaporation during the dry season in an arid zone. *J Geophys Res*, 109: 1355–1363
- Agam N, Berliner P R. 2006. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments—A review. *J Arid Environ*, 65: 572–590
- Beysens D. 1995. The formation of dew. *Atmos Res*, 39: 215–237
- Cary J W, Kohl R A, Taylor S A. 1964. Water adsorption by dry soil and its thermodynamic Functions I. *Soil Sci Soc Am J*, 28: 309–314
- De Vries D A. 1958. Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Trans AGU*, 39: 909–916
- Garratt J R, Segal M. 1988. On the contribution of atmospheric moisture to dew formation. *Bound-Layer Meteor*, 45: 209–236
- Guan X, Huang J, Guo N, Bi J, Wang G. 2009. Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal parameters over the Loess Plateau. *Adv Atmos Sci*, 26: 692–700
- Hillel D. 1998. *Introduction to Environmental Soil Physics*. California: Elsevier Academic Press. 19–20
- Huang J, Yu H, Guan X, Wang G, Guo R. 2016. Accelerated dryland expansion under climate change. *Nat Clim change*, 6: 166–171
- Huang J, Zhang W, Zuo J, Bi J, Shi J, Wang X, Chang Z, Huang Z, Yang S, Zhang B, Wang G, Feng G, Yuan J, Zhang L, Zuo H, Wang S, Fu C, Jifan C. 2008. An overview of the Semi-arid Climate and environment research observatory over the Loess Plateau. *Adv Atmos Sci*, 25: 906–921
- Jacobs A F G, Heusinkveld B G, Berkowicz S M. 2002. A simple model for potential dewfall in an arid region. *Atmospheric Res*, 64: 285–295
- Katata G, Nagai H, Ueda H, Agam N, Berliner P R. 2007. Development of a land surface model including evaporation and adsorption processes in the soil for the land-air exchange in arid regions. *J Hydrometeorol*, 8: 1307–1324
- Kaseke K F, Mills A J, Brown R, Esier K, Henschel J R, Seely M K. 2011. A method for direct assessment of the ‘non rainfall’ atmospheric water cycle: Input and evaporation from the soil. *Pure Appl Geophys*, 169: 1–11
- Kharitonova G V, Vityazev V G, Lapekina S I. 2010. A mathematical model for the adsorption of water vapor by soils. *Eurasian Soil Sci*, 43: 177–186
- Kidron G J, Herrnstadt I, Barzilay E. 2002. The role of dew as a moisture source for sand microbiotic crusts in the Negev Desert, Israel. *J Arid Environ*, 52: 517–533
- Kidron G J. 2000. Analysis of dew precipitation in three habitats within a small arid drainage basin, Negev Highlands, Israel. *Atmos Res*, 55: 257–270
- Kosmas C, Danalatos N G, Poesen J, van Wesemael B. 1998. The effect of water vapour adsorption on soil moisture content under Mediterranean climatic conditions. *Agric Water Manage*, 36: 157–168
- Kosmas C, Marathanou M, Gerontidis S, Detsis V, Tsara M, Poesen J. 2001. Parameters affecting water vapor adsorption by the soil under semi-arid climatic conditions. *Agric Water Manage*, 48: 61–78
- Moore W J. 1963. *Physical Chemistry*. 4th ed. London: Longmans
- Orchiston H D. 1953. Adsorption of water vapor: I. Soils at 25°C. *Soil Sci*, 76: 453–465
- Qin Z, Berliner P, Karnieli A. 2002. Numerical solution of a complete surface energy balance model formulation of heat fluxes and surface temperature under bare soil environment. *Appl Math Comput*, 130: 171–200
- Rose D A. 1968. Water movement in dry soils: I. Physical factors affecting sorption of water by dry soil. *Eur J Soil Sci*, 19: 81–93
- van de Griend A A, Owe M. 1994. Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resour Res*, 30: 181–188
- Verhoef A, Diaz-Espejo A, Knight J R, Villagarcía L, Fernández J E. 2006. Adsorption of water vapor by bare soil in an olive grove in Southern Spain. *J Hydrometeorol*, 7: 1011–1027
- Yang F, Zhang Q, Wang R, Zhou J. 2014. Evapotranspiration measurement and crop coefficient estimation over a spring wheat farmland ecosystem in the Loess Plateau. *PLoS ONE*, 9: e100031
- Zhang Q, Huang R H. 2004. Water vapor exchange between soil and atmosphere over a gobi surface near an oasis in the summer. *J Appl Meteor*, 43: 1917–1928
- Zhang Q, Wang S, Wen X M, Li H Y. 2011. Experimental study of the Imbalance of water budget over the Loess Plateau of China. *Acta Meteorol Sin*, 25: 756–773
- Zhang Q, Wang S, Yang F L, Yue P, Yao T, Wang W Y. 2015. Characteristics of dew formation and distribution, and its contribution to the surface water budget in a semi-arid region in China. *Bound-Layer Meteor*, 154: 317–331