

# 准噶尔盆地东南缘盐生荒漠生态系统的凝结水输入\*

郑新军<sup>1,2</sup> 王勤学<sup>3</sup> 刘冉<sup>1,2</sup> 李彦<sup>1\*\*</sup>

1. 中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039;  
3. 日本国立环境研究所, 筑波 305-8506 日本

**摘要** 凝结水输入是干旱地区生态系统重要水分来源之一. 文中分析了采用涡动相关法测定的2005年准噶尔盆地东南缘盐生荒漠灌木群落凝结水输入数据, 并对其在一年中的输入量、时间分布规律和在全年降水中的比重进行了探讨. 2005年凝结水全年输入总量为24.9 mm, 占全年总降水量的17.5%; 全年325天有凝结发生, 平均日输入量为0.077 mm. 总体看来, 该地区凝结水输入有稳定性高、发生频率高和在干旱季节里比重大的特点. 对一次降水过后凝结水的成因分析表明, 空气接近露点而导致水汽直接凝结的情形并未发生, 驱动夜间向下潜热通量除了地气逆温(地温低于空气露点温度)外, 还有白天地表急剧升温、土壤表层过分干燥导致的夜间恢复性吸湿. 由于干旱区环境的特殊性, 夜间恢复性吸湿是最易发生的主导机制.

**关键词** 凝结水输入 涡动相关 盐生荒漠灌木群落

干旱区最显著的特征, 是降水极端稀少而又不确定. 降水以脉冲的形式、间断而又不确定的输入生态系统, 使生活在此环境中的生物长期处于干旱胁迫之中<sup>[1, 2]</sup>. 任何降水以外的水资源输入(如凝结水), 即使量非常小, 也可能对荒漠生态系统的维持和存续产生重要影响<sup>[3, 4]</sup>, 而对非干旱地区则可能意义不大<sup>[5]</sup>. 在对美国西部 Great Basin 地区相距不远的灌溉苜蓿地和原始荒漠灌木群落比较研究中发现, 灌溉苜蓿地凝结水输入只占到全年实际蒸散量的2.92%, 而原始荒漠群落凝结水输入却占到全年实际蒸散量的8.96%<sup>[5]</sup>. 可见对于干旱区原始植被而言, 凝结水输入作为可利用水资源远比其在农田中的作用重要, 而农田中凝结水研究更多的集中在其与病虫害的诱发关系上<sup>[6, 7]</sup>. 现在已有证据证明, 凝结水输入可以作为灌木植被<sup>[8]</sup>、土壤结皮生

物<sup>[9]</sup>、昆虫和其他小动物<sup>[10-12]</sup>获取水分的重要来源<sup>[13]</sup>. Zangvil(1996)<sup>[14]</sup>认为, 在干旱区凝结水输入相较于普通降水, 在干旱季节也许是更加可靠、更加稳定的水分来源. 此外, 凝结水输入对于抵消由于蒸散而消耗的土壤水分<sup>[15]</sup>, 维持沙丘稳定性<sup>[16]</sup>、叶片和冠层<sup>[17]</sup>乃至陆地表层能量收支平衡<sup>[18]</sup>也发挥着重要作用.

自第一个观测计量凝结水输入装置<sup>[19]</sup>出现60多年来, 用于凝结水观测方法不断发展、更新: 如 Duvdevani Dew Gauges<sup>[16, 19, 21]</sup>, Hiltner Dew Balance Instrument(Hiltner)<sup>[14, 18]</sup>, Cloth-plate Method(CPM)<sup>[4, 22-27]</sup>, Micro-lysimeter (ML)<sup>[18, 28-32]</sup>, BREB<sup>[5, 33, 34]</sup>和 EC<sup>[35]</sup>, 也有学者基于通量和能量平衡关系建立了一些模型来定量研究凝结水<sup>[24, 30, 36, 37]</sup>, 从纯物理角度对凝结机制的研究也有报道<sup>[38, 39]</sup>.

2009-04-18 收稿, 2009-06-19 收修改稿

\* 国家自然科学基金(批准号: 40725002)、中国科学院重点方向项目(KZCX2-YW-431)和亚洲太平洋地区环境创新战略项目环境综合子课题(APETS)资助项目

\*\* 通信作者, E-mail: liyan@ms.xjb.ac.cn

Ninari and Berliner(2002)<sup>[18]</sup>对定量观测和计算凝结水输入的3种方法—Hiltner, ML和能量平衡方程计算(EB)进行了比较:当ML土柱深度为15 cm时, Hiltner和ML数据比较一致, 而EB计算结果与前两者关系不紧密; 当ML土柱深度为55 cm时, ML和EB计算结果一致, 两者都显著的大于Hiltner装置测得结果. 考虑到在土壤剖面上温度廓线日变化, 作者建议应用ML装置测定凝结水时, 土柱最小深度要大于土壤温度日恒定面深度. Hiltner等装置是在地表放置凝结面板(这一类方法被称为人造凝结面, artificial condensing plates)而模拟地表凝结测得的数值, 只反映了大气状况, 不反映自然状况下的土壤表面凝结的界面状况, 虽可以定量研究凝结水输入, 与真正凝结量存在一定的数量关系, 但与凝结水输入量存在一定的差距, 只能被称为“潜在凝结量(potential dew)”. ML装置测得结果可以被称为“实际凝结量(actual dew)”, 但是ML土柱深度、横截面直径以及ML外壁材料对结果会产生显著影响, 只有在保证ML内部土体与ML周围土体基本一致, 才能得到可信的结果, 而且ML测得的是土面蒸发和凝结平衡的结果. Jacobs等(1994)<sup>[34]</sup>将短期BREB方法获得的凝结水数据和Leick plates(一种人造凝结面法)估算值进行对比, 两者相关性较高. 各种凝结水观测方法之间的相互对比, 还需要进一步探讨, 国际上仍没有标准统一的方法, 所获结果一直有争议<sup>[13, 40]</sup>. 但干旱区凝结水观测和记录并不普遍, 其在一天中持续时间才是目前最为关心的问题<sup>[5]</sup>——叶片湿润持续时间(Leaf wetness duration, LWD)是指露、降雨、雾、吐水作用等所造成的叶片表面自由水被蒸发完毕所需时间<sup>[41, 42]</sup>. 农作物用水不足可以通过人工灌溉补充, 但干旱区原始植被则没有这种额外的补给, 且自然降水过后, 由于强烈的蒸发力, 有限的降水被迅速消耗殆尽<sup>[43]</sup>, 而荒漠生态系统却在最低限度得以维持, 凝结水量在其中可能发挥了某种重要作用. 可见在干旱荒漠生态系统中, 连续不间断地观测凝结水输入量十分必要, 在一系列凝结水观测方法中, EC是通过测定和计算物理量(如温度、二氧化碳和水气分子等)的脉动与垂直方向风速脉动的协方差来求算湍流通量的方法, 其在观测和求算通量的过程中几乎无物理假设, 具有坚实的物理

基础, 被认为是唯一可直接测量生物圈与大气间能量与物质交换的标准方法, 在局部尺度的生物圈与大期间痕量气体通量的测定中得到广泛应用, 目前已日臻成熟<sup>[44-48]</sup>, 在凝结水输入观测中可以连续不间断地运行而获得可靠数据.

本文利用涡动相关法测定的2005年准噶尔盆地东南缘盐生荒漠灌木群落中凝结水输入, 分析其在一年中的输入量级、时间分布规律和在水分输入中所占的份额, 并依据同期测得的气象和土壤水分数据, 对凝结水的发生过程与机制进行探讨.

## 1 研究区概况与研究方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于天山博格达峰北麓, 古尔班通古特沙漠南缘的绿洲—荒漠交错带, 地处三工河流域洪积扇平原北部, 东经 $87^{\circ}6'$ , 北纬 $44^{\circ}7'$ , 海拔475 m. 该地属于典型温带荒漠大陆性气候年日照总量可达2532.5 h, 夏季炎热, 冬季寒冷, 年平均气温 $6.6^{\circ}\text{C}$ , 1月和7月平均温度分别为 $-17^{\circ}\text{C}$ 和 $25.6^{\circ}\text{C}$ ; 降水量稀少, 多年平均值只有168.4 mm, 且主要集中发生在6—8月份, 占全年降水总量的50%以上, 年蒸发力可达2800 mm以上, 干燥度可达16以上, 无霜期为174 d. 地下潜水水位在5 m左右, 土壤类型为盐化灰漠土或龟裂状灰漠土, 局部为盐化土, 地表积累盐分现象严重, 常形成白色“盐斑”. 生长有以怪柳属(*Tamarix spp.*)植物为建群种的盐生灌木群落, 植被高度在1.2—2.1 m, 植被盖度约为15%, 在灌丛下方或间隙零星生长有小半灌木琵琶柴(*Reaumuria soongorica*)、白刺(*Nitraria sibirica*)、同齿樟味藜(*Camphorosma monspeliaca*)及一年生草本紫翅猪毛菜(*Salsola affinis*)和囊果碱蓬(*Suaeda physophora*)等.

### 1.2 观测仪器布置和数据采集

**1.2.1 涡动相关设备和气象仪器布置** 样地设置在典型原始怪柳灌木群落, 土壤类型为盐化灰漠土, 土壤颗粒组成为0.07:0.61:0.32(粘粒:壤粒:沙粒). 由于地表强烈积盐, 0—5 cm土壤总盐含量可达 $43-63\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 所以除了典型深根植物多枝怪柳(*T. ramosissima*)外几乎无其他植物生长,

地面植被盖度为12%左右。通量观测仪器安装在800 m×800 m的样地中央,仪器到主来风向一边距离不少于400 m,仪器包括用于测定风速和温度脉动的三维超声风速仪和热电偶温度脉动仪(Ultrasonic Anemometer, Model: STA-5055, KAIJO Corporation, Tokyo, Japan),用于测定H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub>密度脉动的红外线H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub>气体分析仪(LI-7500 IRGA, Li-Cor, USA)。通量仪器安装在距地面3 m高处,脉动信号采样频率为10 Hz数据通过CR23X(Campbell Scientific, USA)数据采集器收集。EC配套仪器设备包括:辐射平衡表(Net Radiometer, Model: CNR1, Kipp & Conen, Holland)、总辐射表(Model: CM21F, Kipp & Zonen, Holland)、土壤热通量板(HFP01SC, Hukseflux, Holland, 埋于地表下1 cm土壤中)、自动雨量计(Young Tipping Bucket Rain Gauge, Model: 52202, Traverse City, MI, USA)以及测定其他微气象要素(如温度、湿度、露点温度、各土层土壤温度等)观测系统通过自动气象站(Campbell Scientific, Logan, Utah, USA)同步进行气象要素观测,通过CR23X(Campbell Scientific, USA)数据采集器每隔30 min自动记录一次,所得数据已经过一系列校正。

**1.2.2 表层土壤含水量测定** 在原始盐生荒漠选取地表平坦差异小无植被覆盖地块,分别在清晨7:00和午后19:00时刻随机选取10个位点,用铝盒(质量为 $M_a$ )取表层0—3 cm土样,立即盖好拿回实验室,用0.001 g精度天平称量烘干前土样和铝盒总重( $M_w$ ),105℃烘干至恒重,在干燥器中降至室温后,称量烘干后土样和铝盒总重( $M_d$ ),则土壤质量含水量( $w$ )为

$$w = \frac{M_w - M_d}{M_a - M_a} \times 100\% \quad (1)$$

### 1.3 数据处理和方法

**1.3.1 能量闭合分析** EC测量系统的理想状态是大气对流强烈,非稳定层结、植被均一和下垫面平坦,而实际观测中并非总能达到理想条件,所以有必要对涡动相关测定数据进行数据质量评价,而能量平衡闭合程度是重要参照方法之一,已被广泛接

受<sup>[49-52]</sup>。理论上EC和辐射平衡观测系统所获得的生态系统各能量分量的能量平衡方程可表示为:

$$R_n = \lambda E + H + G + S \quad (2)$$

其中 $R_n$ 为净辐射, $G$ 为土壤热通量, $H$ 为显热通量, $\lambda E$ 为潜热通量, $S$ 为冠层热储能。 $R_n - G - S$ 成为有效能,考虑到灌丛低矮成丛状分布,冠层热储能可以不予考虑,于是简化为 $R_n - G$ ; $\lambda E + H$ 则被称为湍流能。若有效能与湍流量相等,则能量闭合,否则能量平衡不闭合。能量平衡闭合状况评价方法有OLS, RMA, EBR和能量平衡相对残差 $\delta$ 值法<sup>[53]</sup>,为了可以逐时刻对能量平衡状况进行分析,本研究采取 $\delta$ 值法,其中:

$$\delta = \frac{(R_n - G) - (\lambda E + H)}{R_n - G} \quad (3)$$

当 $\delta < 0$ 时,表明通量观测得到的湍流能小于常规辐射平衡观测系统观测得到的有效能,否则相反; $\delta$ 越接近于0,说明能量闭合程度越高。

**1.3.2 缺失数据插补方法** 涡动相关观测所得数据常会因为系统故障或外界干扰造成数据缺失,需要一套完整的数据插补技术来完整数据集<sup>[47, 54]</sup>。本研究采用“平均昼夜变化(mean diurnal variation, MDV)”法,即用临近几天(窗口, gap)相同时段的观测平均值来替换,有研究表明,使用MDV法插补夜间数据适合用7 d以内的窗口,而日间适合14 d以内的窗口<sup>[55]</sup>,所以本研究具体做法为夜间选取缺失数据相邻前后3 d(共6 d)、白天选取缺失数据相邻前后7 d(共14 d)相同时间段的观测平均值代替。

**1.3.3 凝结水输入量和实际蒸散量数据获得** 水汽通量(潜热通量)向上(正)认为蒸散作用发生,其数值即为蒸散量( $E_t$ );向下(负)认为凝结作用发生其数值即为凝结水输入量( $A$ )<sup>[35]</sup>。

所有数据处理和做图都应用Minitab15.0和MATLAB6.5软件完成。

## 2 结果与分析

### 2.1 能量闭合分析

去除2005年降水期间数据,湍流能统计非异常

值在全天均大于0, 湍流能样本中值从第一天傍晚21:30至次日清晨7:30均为负值(图1(c)), 而湍流能统计异常值在夜间明显高于白天(如图2(c)); 有效能统计非异常值在全天也均小于0, 有效能样本中值从第一天傍晚19:00至次日上午9:00均为负值(图1(b)), 有效能统计异常值在夜间明显高于白天与湍流能异常值分析结果相似(图2(b)). 各时刻 $\delta$ 值样本均值均介于0到0.5, 统计非异常值(除了日落前后18:30—20:30)均介于-0.7与1.5之间(图1(a)),  $\delta$ 统计异常值在全天各时刻都占到全部数据量20%左右, 只是夜间各时刻数据要略高于白天数据(图2(a)); 能量平衡相对残差统计异常值分析表明在各时刻都存在能量不平衡状况. 2004年生长季应用OLS方法分析表明能量闭合系数也只有0.66<sup>[54]</sup>, 可见能量不闭合是普遍现象<sup>[55, 56]</sup>, Jacobs等(2008)<sup>[57]</sup>认为在平静的夜间

( $u^* < 0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), EC测量垂直方向的湍流量可靠性不高, 如果将夜间凝结考虑在内可以显著地提高能量闭合程度.

## 2.2 夜间负潜热通量发生气象条件分析

2005年7月16日(D197)12:00—9:00共计降水6.4 mm. 降水过后的5个夜晚潜热通量都有负值出现(如图3(a)), 说明夜间水汽由近地表大气向地面运动情况发生, 存在夜间大气向地面输出水汽现象(nocturnal hydration). 一般认为水汽向下运动是由凝结形成露水所致, 考虑到凝结发生条件是: 凝结面温度等于或低于其周围空气中水汽露点温度, 而在这5个夜晚中空气温度始终要高于露点温度(如图4(e)), 表明水汽在大气层中并未发生凝结(其实在空气中凝结发生在悬浮在气溶胶颗粒表面); 但是由于夜间存在地表长波辐射(图3(b)),

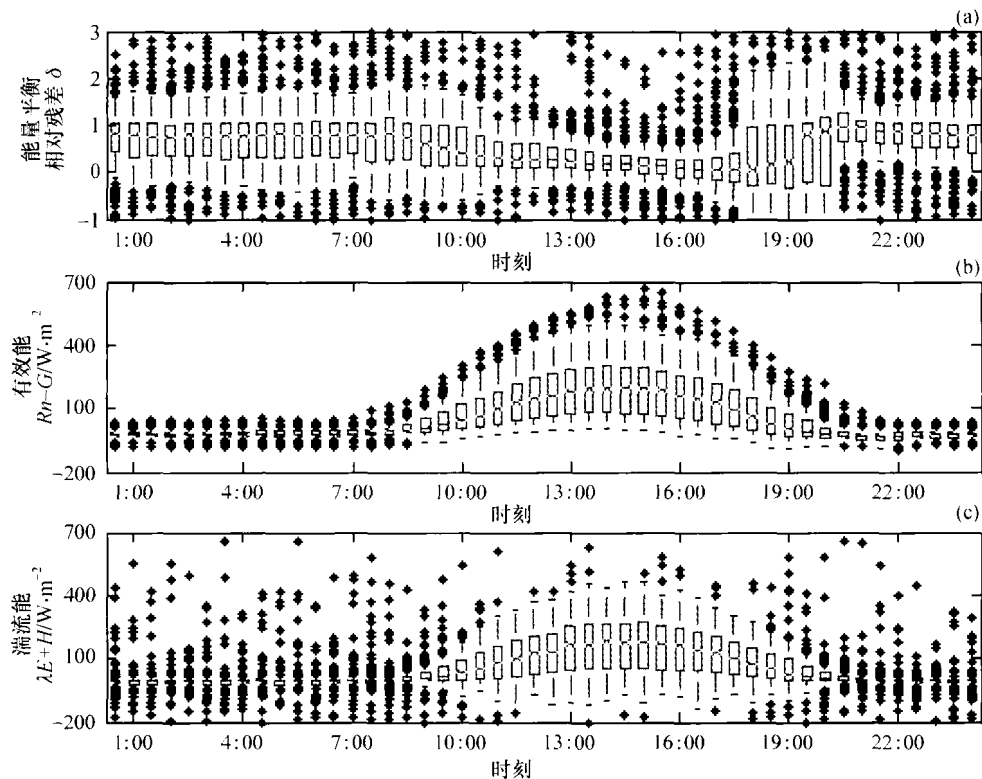


图1 2005年全年数据(能量平衡相对残差(a)、有效能(b)和湍流能(c))逐时刻分布箱式图

(1) 箱型上、下的横线为样本的25%和75%分位数, 箱型顶端和底部的差值为四分位极值; (2) 箱型中间的横线为样本中值, 若横线不在箱型中央, 则表明存在偏度; (3) 箱型向上或向下延伸的直线称为“触须”, 若没有统计异常值, 则样本最大值为上触须顶部, 样本最小值为下触须的底部. 若样本中存在距离箱型顶部或底部大于1.5倍内四分位极值的数值, 则认为样本中有统计异常值(如图用“·”表示). 若触须外无数据, 则底部触须有一点; (4) 箱型两侧的V型槽口对应样本中值95%置信区间

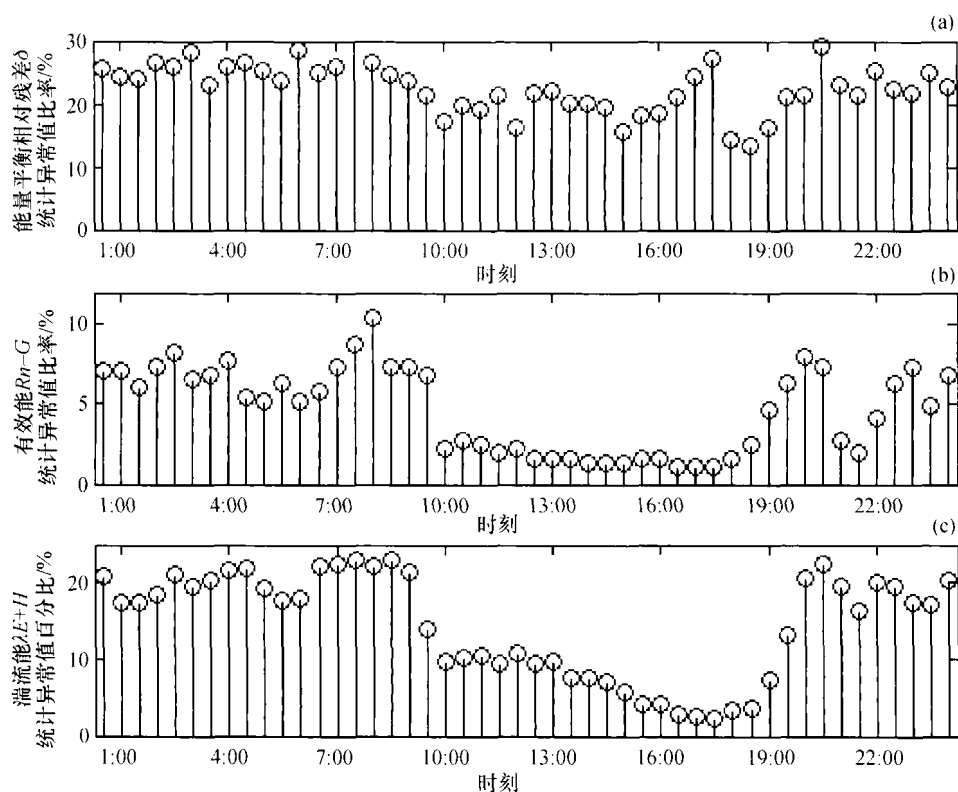


图2 2005年全年数据(能量平衡相对残差(a), 有效能(b)和湍流能(c))逐时刻统计异常值分析  
注: 统计异常值有可能将实际测量正确有效数据也包含在内

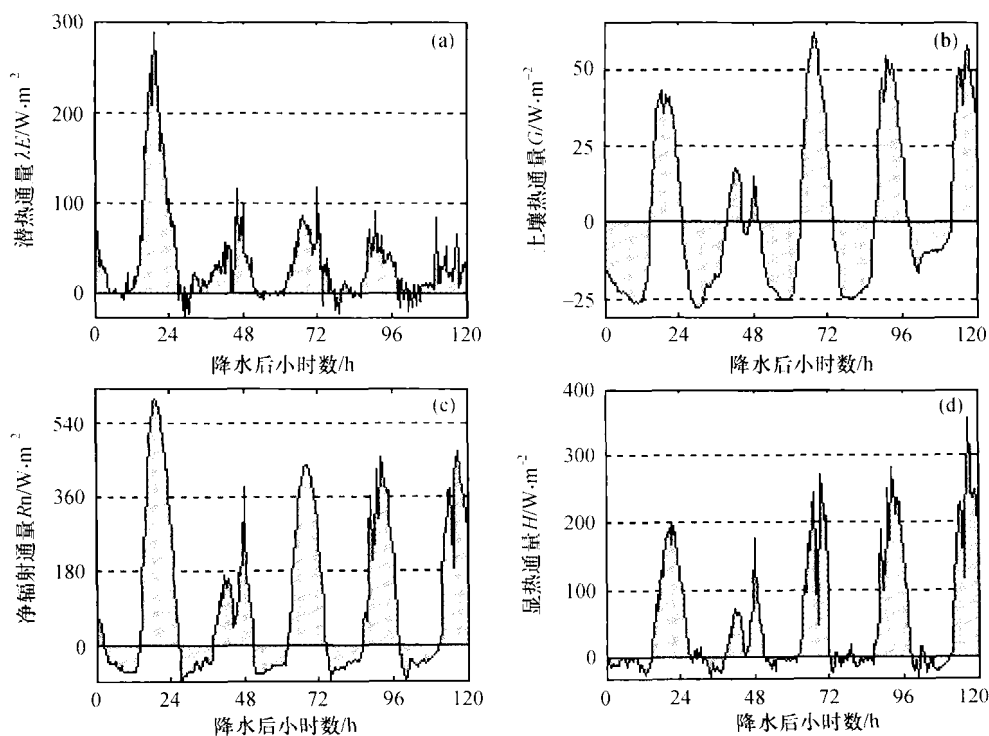


图3 2005年D197, 12:30—19:00降水(6.4 mm)后120 h内潜热、净辐射、土壤热通量和显热通量变化过程

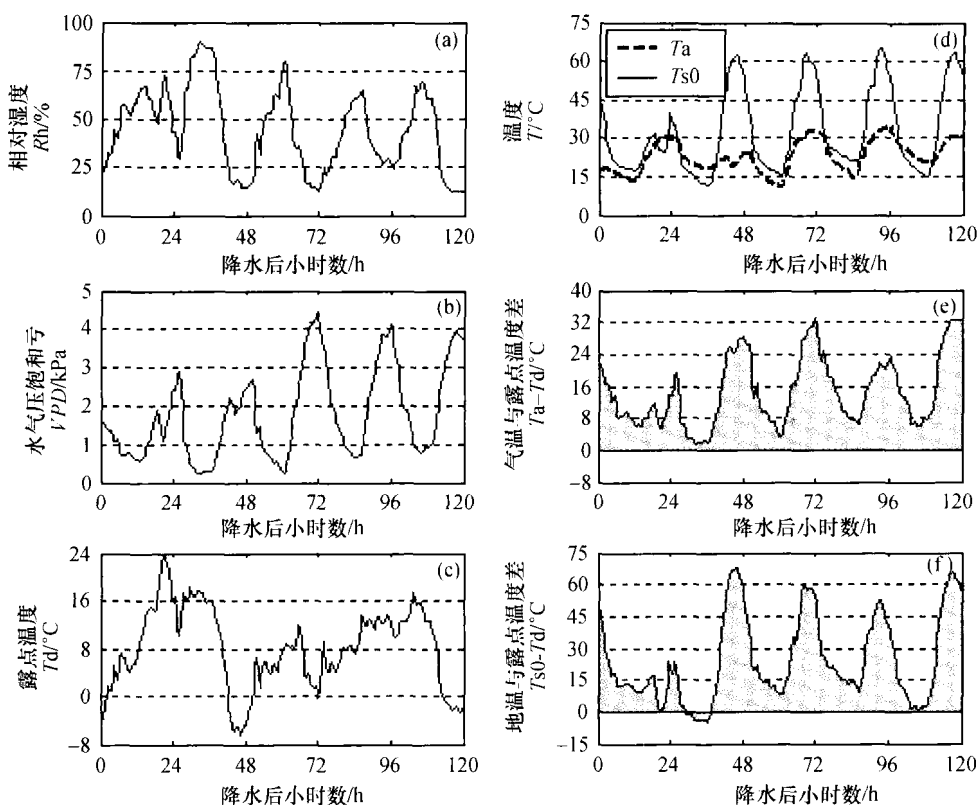


图4 2005年D197, 12:30—19:00降水(6.4mm)后120h内温、湿度变化过程( $T_a$ : 气温、 $T_{s0}$ : 地表温度)

地表能量损失要快于近地面空气,使夜间地温下降速度快于近地面空气温度,最终形成地表温度低于空气温度的逆温现象(图4(d)),有可能使地表温度低于露点温度(图4(f)),在降水过后的第2个夜晚在地面出现凝结现象.有鉴于此,已有学者建议,将凝结现象称为“露形成(dew formation)”,而不是以往的“露降(dew deposition/dew-fall)”<sup>[3]</sup>.

在降水过后的第3—5天夜晚地表温度始终高于露点温度(图4(f)),表明地面凝结现象并未发生,而土壤温度昼夜变化却很剧烈,午后可以达到60℃以上,而在清晨日出前后降到15℃附近(图4(d)).同时0—3cm土壤含水量虽然已经低于永久萎蔫点,表明处于降水影响的湿润期已经过去,但仍然存在剧烈的昼夜峰谷变化(图5),在午后处于谷底为0.4%—0.6%,在日出前后处于峰顶为0.8%左右,在这种含水量情况下,土壤中的水分不可能以液态形式运动,只能以气态扩散方式运动,气态水在土壤颗粒表面,在土壤温度下降时被吸附,在温度升高时被解吸,从而使近地表大气中的水分子向下运

动,从而也会造成夜晚负潜热通量的出现,虽然其值相对于一天的蒸散量很小(表1),但是随着时间的推移在降水过后第5天已经相当于当日蒸散量10.5%.

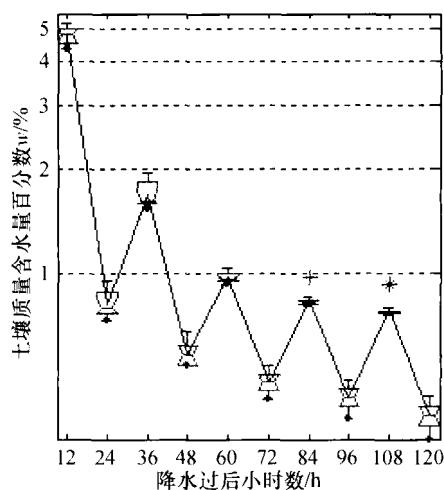


图5 2005年D197, 12:30—19:00降水(6.4mm)后5日内每天清晨7:00和傍晚19:00表层土壤0—3cm质量含水量

表1 2005年D197,12:30—19:00降水(6.4mm)后120h内各时段凝结水输入量与蒸散量

降水过后时间段/h	凝结水输入量 A/mm	蒸散量 Et/mm	潜热占地表净辐射通量比例/%	凝结水输入量对蒸散量贡献/%	地温日较差 $\Delta T_{S_0}/^{\circ}\text{C}$
0—24	0.030	8.44	47.1	0.4	23.2
24—48	0.186	3.41	63.1	5.5	50.8
48—72	0.063	3.29	23.4	1.9	47.1
72—96	0.171	2.71	21.3	6.3	43.2
96—120	0.200	1.91	14.4	10.5	47.9

Zangvil(1996)<sup>[14]</sup>认为近地表空气相对湿度大的、层结稳定的、晴朗、冰冷、微风和下垫面干燥的夜晚较易形成凝结水,在内陆干旱区除了降水过后短暂时段,其他时刻环境非常干燥,并不会时常发生凝结现象(图4(f)).而由于地表昼夜温差引起的土壤颗粒表面吸附与解吸,需要较大地昼夜温差和足够干燥的表层土壤,考虑到干旱地区干旱持续湿润总是短暂的,那么直接吸附(water vapor adsorption)机制必然导致夜间负潜热通量频繁发生<sup>[3]</sup>.

### 2.3 全年日凝结水输入发生天数和量级分布

2005年全年凝结水输入量(图6(a))中最大值

为0.641mm,出现在秋季D240,发生在多次普通降水间歇,在空气湿度较大、温度变化不大,云量较多的连阴天之后突然放晴,白天温度急剧升高(地表温度从14.7 $^{\circ}\text{C}$ 升高到32.5 $^{\circ}\text{C}$ ),而夜间由于地面辐射未被拦截地表温度急剧降至11.6 $^{\circ}\text{C}$ ,造成昼夜温差极大( $\Delta=20.9^{\circ}\text{C}$ ),地面凝结持续发生了10h(00:00—10:00),相当于一场小量级的普通降水.在2005年有凝结水输入的天数总共有325d,占2005年全年的89.04%(图6(c));而2005年有普通降水发生的天数36d,占2005年全年的9.90%(图6(d)),由此可见凝结水输入虽不及普通降水量大,但是可以频繁发生,具有普通降水所不及的稳定性.本研究表明2005年日凝结水输入量大于0.10mm的天数共有80d(图6(c)),而在该地区经常发生小于等于1mm的降水,在2005年有降水的天数中不大于1mm就有16d,占到全年降水总天数的44.44%(图6(d)),特别在9月份有一天降水为0.5mm(图7(a)),说明凝结水输入是荒漠地区干旱季节重要的水分来源.其实阜康荒漠生态系统观测研究站现有的1998—2007年降水数据分析表明,单次降水量平均值为2.2mm,不大于1mm

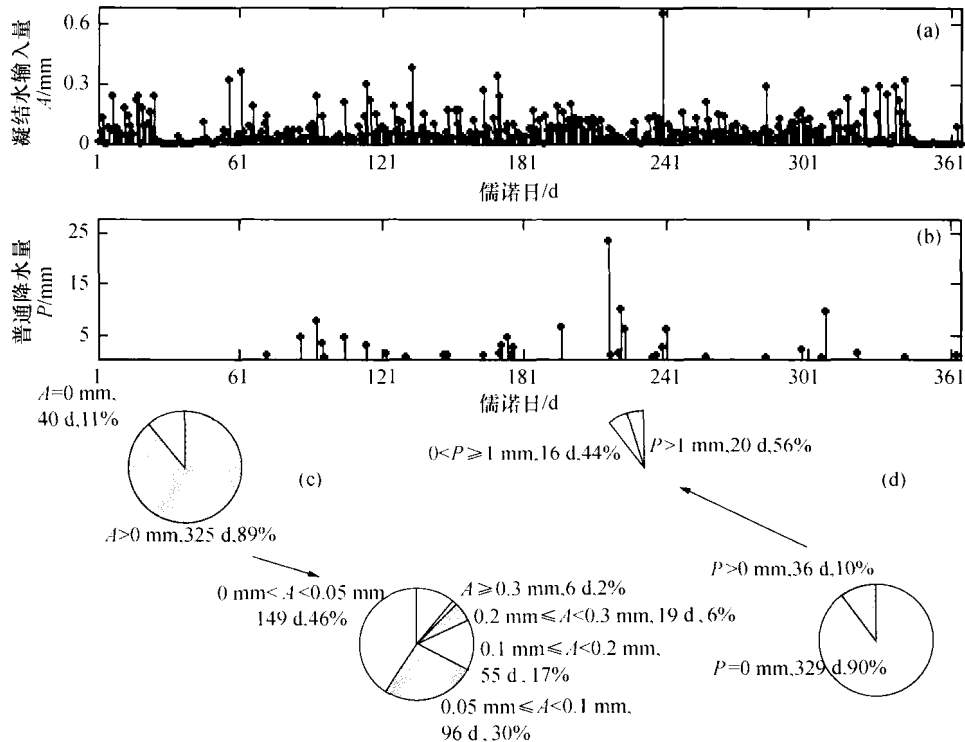


图6 2005年全年日凝结水输入量(A)和普通降水量(P)及其各量级发生天数

的降水占到总降水事件的 43.86%，降水间隔平均值为 6.67 d，一次降水过后 6 d 内再次发生降水的概率为 59.06%。

将有凝结水输入的 325 d 的日输入量由小到大排列，选取节点 ( $X$ )，分别为 0.04, 0.08, 0.12, 0.16, 0.20, 0.24, 0.28, 0.32 和 0.36 mm，统计分别小于各节点数值的天数，再除以 325 d，就得到发生小于节点 ( $X$ ) 概率值 ( $p(A < X)$ )，在图 7 中画出  $X-p(A < X)$  散点图，发现符合累加分布函数中指数分布，应用最小二乘法拟合曲线得到方程：

$$p(A < X) = 1 - \exp(-X/\mu) \quad (4)$$

其中  $\mu = 0.0768$  mm，95% 置信限为  $[0.0722, 0.0805]$ ，拟合残差  $SSE$  只有  $4.8813 \times 10^{-4}$ 。在指数分布中  $\mu$  的数学意义就是分布的数学期望 (平均值)，而  $\mu^2 = 0.0059$  即为该分布的方差，可知 2005 年在有凝结水输入的天中平均有 0.0768 mm 输入生态系统中。令  $p(A < X_1) = 0.025$ ， $p(A < X_2) = 0.975$ ，得  $X_1 = 0.0019$  mm， $X_2 = 0.2833$  mm，可知在 2005 年如果发生凝结水输入，那么 95% 的概率会在 0.0019 mm 到 0.2833 mm 区间中。将方程 (4) 两边对  $X$  进行微分，即可得 2005 年凝结水日输入量概率密度

$$F(X|\mu) = \frac{1}{\mu} \cdot \exp\left(-\frac{X}{\mu}\right) \quad (5)$$

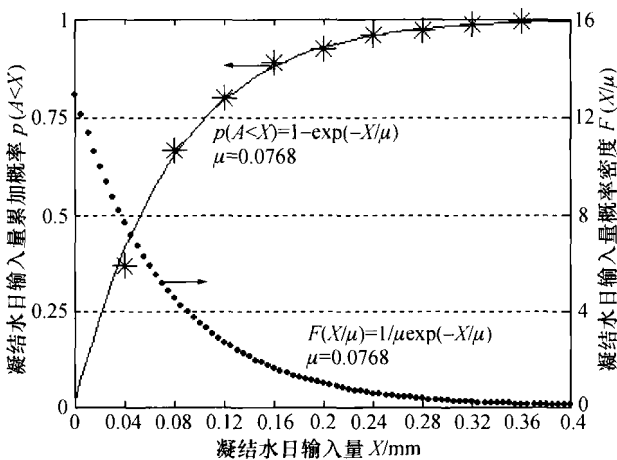


图 7 2005 年凝结水输入天输入量累加概率分布及概率密度图

## 2.4 凝结水输入各月份分配

2005 年全年凝结水输入量为 24.9 mm 相对于 2005 年普通降水 117.5 mm (比多年平均降水量偏少 30.23%) 来说，只占全年总降水的 17.5%，但是月凝结水输入量变异系数只有 28.5%，而月降水量变异系数却为 148.8%，说明凝结水输入季节性变异性远远小于普通降水季节性，在干旱与湿润季节里变化不大。在普通降水较少的干旱季节里，凝结水输入尤其显现出其稳定性的优点：如在 2005 年普通降水少于 10 mm 的 8 个月份中，凝结水输入量都在本月总降水量的 20% 以上，特别是 1 月和 2 月份无降水情况下，仍有 2.430 和 0.728 mm。虽然全年降水量集中在 7—9 月份，但是降水频次并未增大，而是单次降水量较大造成的。在 8 月份，降雨为 52.0 mm (多年平均值为 29.9 mm)，达全年普通降水量的 44.26%，使得凝结水输入量在本月比重较小。但在 7 月和 9 月降雨量低于正常年份时 (多年平均值分别是 33.8 和 10.8 mm)，凝结水输入量就可以占到本月总降水量的 30% 以上。特别在 2005 年 9 月份，降水频次只有正常年份的 1/4，降水量只有正常年份的 1/20 (只有一次且量为 0.5 mm)，凝结水输入量仍有 1.979 mm，占到本月总降水量的 79.83%。可见在降水频次和降水量低于常年的月份里，凝结水输入量在本月总降水输入中的贡献将增大。

Moro 等<sup>[35]</sup>在观测研究 2003 年西班牙东南部地区一半干旱生态系统 2 月到 6 月期间的凝结水时发现，在降水偏少于常年的 3 月份里凝结水量为 4.69 mm，该月普通降水量为 12.8 mm (多年平均值为 20.15 mm)，即凝结水为普通降水的 36.4%，而在 6 月份无普通降水的情况下，凝结水量还有 0.96 mm，说明凝结水输入对于植物在缺少降水输入的季节里生存有至关重要的作用，与本研究结果相似。冬季凝结水输入，这可能与本地区冬季低温多雾有关，周宝佳等<sup>[38]</sup>研究本地区雪面蒸发时发现，2007—2008 年冬半年，在有效观测日 74 d 中，发生凝结现象的天数有 72 d，雪面凝结量大于雪面蒸发量的天数超过 31.9%，雪面总凝结量是雪面蒸发量的 1.5 倍。



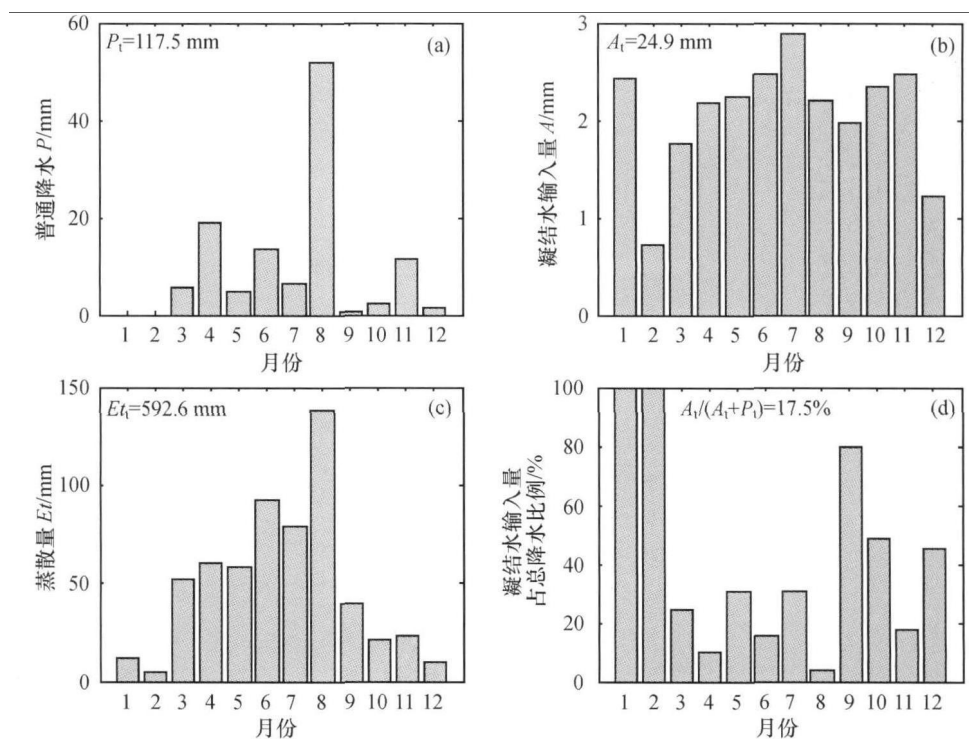


图 8 2005 年各月水分收支状况

### 3 结论

这种由凝结、土壤直接吸附和雾中的小水滴被地面突出物所截获(一般直径只有 1—40  $\mu\text{m}$ , 足可以克服重力作用漂浮在大气中而不会滴落<sup>[59]</sup>)的水, 代表着一种有别于普通降水(雨和雪等)的另一种大气向地表水资源输入方式, Agam and Berliner (2006)<sup>[3]</sup> 将其称之为“非降水性水”输入(non-rainfall water input), 也有学者连同云层水输入(cloud water input)一起统称为隐匿降水(occult precipitation)<sup>[60-62]</sup>, 以突出其经常发生在夜间、用普通雨量计无法记录且单次输入量很小的特性。

曾经有学者质疑如此微量的单次输入量, 对生态系统到底是否有意义, 或者植物是否在吸收利用凝结水输入或隐匿降水<sup>[63]</sup>, 而现在已证实在一系列生态系统中隐匿降水发挥着举足轻重的作用。如应用氧氢稳定性同位素技术研究表明, 美国 California 海岸的红树林<sup>[61, 64]</sup>、草地<sup>[65]</sup>, 凝结水输入可达整个生态系统全年水资源输入的 30%, 可以占到所研究地区生态系统年水分消耗的 20%—60%。以色列 Negev Highlands 半干旱荒漠区凝结水输入量是

18.89%<sup>[14]</sup>, 本研究也表明 2005 年凝结水输入量是同期普通降水的 21.19%。最极端例子是希腊雅典附近的小山丘上光土壤直接吸附水就相当于同时期普通降水的 128% 以上<sup>[29]</sup>。在我国现有的凝结水研究中<sup>[66-70]</sup>, 最高也有达到同期降水的 124% 的记录<sup>[67]</sup>。从最高大的被称为“世界爷”的美洲红杉(*Sequoia sempervirens*)向下的木质部茎液流<sup>[60]</sup>, 到微小得土壤结皮生物的脉冲式光合<sup>[9]</sup>都被证实植物对隐匿降水有生理响应。我国学者在研究土壤碳呼吸时, 发现一天中存在二个呼吸高峰, 清晨高峰被认为与露水形成有关, 微弱的凝结水输入开启了土壤呼吸的开关<sup>[71]</sup>。同时隐匿降水或凝结水输入对植物分布也有出乎意料的影响: Kidron(2002)<sup>[25]</sup> 研究发现在鹅卵石上两种地衣生长方式与凝结水有关, 美洲红杉分布东部和南部边界与夏雾是否可以到达有关<sup>[60]</sup>。在美国纽约州 Catskill 山脉 Hunter Mt. 地区, 随隐匿降水进入生态系统的 N 和 S 元素可以每年超过 40 kg/ha, 而且 Pb 元素是外围地区的 113%—143%<sup>[72]</sup>, 可见隐匿降水在地球化学循环和环境污染方面作用也不能小视。

总之凝结水输入或隐匿降水, 对于生态系统

维持有着不能忽视重要性,这将会被更多的研究所证明.

### 参 考 文 献

- Schwinning S, Sala OE, Loik ME, et al. Thresholds, memory, and seasonality: Understanding pulse dynamics in arid/semi-arid ecosystems. *Oecologia*, 2004 141(2): 191—193
- Lombardini L. Ecophysiology of Plants in Dry Environments. *Dryland Ecohydrology*, 2006, 47—65
- Agam N, Berliner PR. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments—A review. *Journal of Arid Environments*, 2006, 65(4): 572—590
- Kidron GJ. Analysis of dew precipitation in three habitats within a small arid drainage basin, Negev Highlands, Israel. *Atmospheric Research*, 2000, 55(3—4): 257—270
- Malek E, McCurdy G, Giles B. Dew contribution to the annual water balances in semi-arid desert valleys. *Journal of Arid Environments*, 1999, 42(2): 71—80
- Schuh W. Influence of interrupted dew periods, relative-humidity, and light on disease severity and latent infections caused by *cercospora-kikuchii* on soybean. *Phytopathology*, 1993, 83(1): 109—113
- Wilson TB, Bland WL, Norman JM. Measurement and simulation of dew accumulation and drying in a potato canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, 93(2): 111—119
- Munne-Bosch S, Nogues S, Alegre L. Diurnal variations of photosynthesis and dew absorption by leaves in two evergreen shrubs growing in Mediterranean field conditions. *New Phytologist*, 1999, 144(1): 109—119
- Lange OL, Meyer A, Zellner H, et al. Photosynthesis and water relations of lichen soil crusts—field-measurements in the coastal fog zone of the Namib Desert. *Functional Ecology*, 1994, 8(2): 253—264
- Shachak M, Jones CG, Granot Y. Herbivory in rocks and the weathering of a desert. *Science*, 1987, 236(4805): 1098—1099
- Broza M. Dew, Fog and hygroscopic food as a source of water for Desert Arthropods. *Journal of Arid Environments*, 1979, 2(1): 43—49
- Shachak M, Jones CG, Brand S, et al. The role of animals in an arid ecosystem: Snails and isopods as controllers of soil formation, erosion and desalinization. *Advances in Geocology; Arid Ecosystems*, 1995: 37—50
- Jacobs AFG, Heusinkveld BG, Berkowicz SM. Dew measurements along a longitudinal sand dune transect, Negev Desert, Israel. *International Journal of Biometeorology*, 2000, 43(4): 184—190
- Zangvil A. Six years of dew observations in the Negev Desert, Israel. *Journal of Arid Environments*, 1996, 32(4): 361—371
- Li XY. Effects of gravel and sand mulches on dew deposition in the semiarid region of China. *Journal of Hydrology*, 2002, 260(1—4): 151—160
- Subramaniam A, Kesava Rao A. Dew fall in sand dune areas of India. *International Journal of Biometeorology*, 1983, 27(3): 271—280
- Jacobs AFG, van Boxel JH, Nieveen J. Nighttime exchange processes near the soil surface of a maize canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1996, 82(1—4): 155—169
- Ninari N, Berliner PR. The role of dew in the water and heat balance of bare loess soil in the Negev Desert: Quantifying the actual dew deposition on the soil surface. *Atmospheric Research*, 2002, 64(1—4): 323—334
- Duvdevani S. An optical method of dew estimation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1947, 73(317): 282—296
- Tuller SE, Chilton R. The role of dew in the seasonal moisture balance of a summer-dry climate. *Agricultural Meteorology*, 1973, 11: 135—142
- Raman CRV, Venkatar S, Krishnam V. Dew over India and its contribution to winter-crop water-balance. *Agricultural Meteorology*, 1973, 11(1): 17—35
- Kidron GJ, Herrnstadt I, Barzilay E. The role of dew as a moisture source for sand microbiotic crusts in the Negev Desert, Israel. *Journal of Arid Environments*, 2002, 52(4): 517—533
- Barradas V L, Glez-Medellin M G. Dew and its effect on two heliophile understory species of a tropical dry deciduous forest in Mexico. *International Journal of Biometeorology*, 1999, 43(1): 1—7
- Beysens D, Muselli M, Nikolayev V, et al. Measurement and modeling of dew in island, coastal and alpine areas. *Atmospheric Research*, 2005, 73(1—2): 1—22
- Kidron GJ. Causes of two patterns of lichen zonation on cobbles in the Negev Desert, Israel. *The Lichenologist*, 2002, 34(1): 71—80
- Kidron GJ. Altitude dependent dew and fog in the Negev Desert, Israel. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, 96(1—3): 1—8
- Kidron GJ, Barzilay E, Sachs E. Microclimate control upon sand microbiotic crusts, western Negev Desert, Israel. *Geomorphology*, 2000, 36(1—2): 1—18
- Glenn DM, Feldhake C, Takeda F, et al. The dew component of strawberry evapotranspiration. *Hortscience*, 1996, 31(6): 947—950
- Kosmas C, Danalatos N G, Poesen J, et al. The effect of water vapors adsorption on soil moisture content under Mediterranean climatic conditions. *Agricultural Water Management*, 1998, 36(2): 157—168

- 30 Jacobs AFG, Heusinkveld BG, Berkowicz SM. Dew deposition and drying in a desert system: A simple simulation model. *Journal of Arid Environments*, 1999, 42(3): 211—222
- 31 Meissner R, Seeger J, Rupp H, et al. Measurement of dew, fog, and rime with a high-precision gravitation lysimeter. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science-Zeitschrift Fur Pflanzenernahrung Und Bodenkunde*, 2007, 170(3): 335—344
- 32 Heusinkveld BG, Berkowicz SM, Jacobs AFG, et al. An automated microlysimeter to study dew formation and evaporation in arid and semiarid regions. *Journal of Hydrometeorology*, 2006, 7(4): 825—832
- 33 Atzema AJ, Jacobs AFG, Wartena L. Moisture distribution within a maize crop due to dew. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 1990, 38(2): 117—129
- 34 Jacobs AFG, Pul A, El-Kilani RMM. Dew formation and the drying process within a maize canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, 1994, 69(4): 367—378
- 35 Moro MJ, Were A, Villagarcia L, et al. Dew measurement by eddy covariance and wetness sensor in a semiarid ecosystem of SE Spain. *Journal of Hydrology*, 2007, 335(3—4): 295—302
- 36 Jacobs AFG, Heusinkveld BG, Berkowicz SM. A simple model for potential dewfall in an arid region. *Atmospheric Research*, 2002, 64(1—4): 285—295
- 37 Madeira AC, Kim KS, Taylor SE, et al. A simple cloud-based energy balance model to estimate dew. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 111(1): 55—63
- 38 Beysens D. The formation of dew. *Atmospheric Research*, 1995, 39(1—3): 215—237
- 39 Beysens D. Dew nucleation and growth. *Comptes Rendus Physique*, 2006, 7(9—10): 1082—1100
- 40 庄艳丽, 赵文智. 干旱区凝结水研究进展. *地球科学进展*, 2008, 1: 31—38
- 41 Sentelhas PC, Gillespie TJ, Santos EA. Leaf wetness duration measurement: Comparison of cylindrical and flat plate sensors under different field conditions. *International Journal of Biometeorology*, 2007, 51(4): 265—273
- 42 Sentelhas PC, Dalla Marta A, Orlandini S, et al. Suitability of relative humidity as an estimator of leaf wetness duration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2008, 148(3): 392—400
- 43 Daamen CC, Simmonds LP, Wallace JS, et al. Use of microlysimeters to measure evaporation from sandy soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1993, 65(3—4): 159—173
- 44 Baldocchi D, Meyers T. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, 90(1—2): 1—25
- 45 Baldocchi DD. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: Past, present and future. *Global Change Biology*, 2003, 9(4): 479—492
- 46 Baldocchi D, Valentini R, Running S, et al. Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. *Global Change Biology*, 1996, 2(3): 159—168
- 47 Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, 2000, 30: 113—175
- 48 于贵瑞, 孙晓敏. 陆地生态系统通量观测的原理与方法. 北京: 高等教育出版社, 2006, 190—198
- 49 Verma SB, Baldocchi DD, Anderson DE, et al. Eddy fluxes of CO<sub>2</sub>, water-vapor, and sensible heat over a deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 1986, 36(1—2): 71—91
- 50 Mahrt L. Flux sampling errors for aircraft and towers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1998, 15(2): 416—429
- 51 Schmid HP, Grimmond CSB, Cropley F, et al. Measurements of CO<sub>2</sub> and energy fluxes over a mixed hardwood forest in the mid-western United States. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103(4): 357—374
- 52 Wilson KB, Hanson PJ, Baldocchi DD. Factors controlling evaporation and energy partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 102(2—3): 83—103
- 53 李正泉, 于贵瑞, 温学发, 等. 中国通量观测网络(ChinaFLUX)能量平衡闭合状况的评价. *中国科学, D辑*, 2004, 34(A02): 46—56
- 54 Falge E, Baldocchi D, Olson R, et al. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 107(1): 43—69
- 55 Oncley SP, Foken T, Vogt R, et al. The energy balance Experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorology*, 2007, 123(1): 1—28
- 56 Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113(1—4): PII S0168—1923(0102)00109—00100
- 57 Jacobs AFG, Heusinkveld BG, Holtslag AAM. Towards closing the surface energy budget of a mid-latitude grassland. *Boundary-Layer Meteorology*, 2008, 126: 125—136
- 58 周宝佳, 周宏飞, 代琼. 准噶尔盆地沙漠—绿洲雪面蒸发实验研究. *冰川冻土*, 2009, 31(5): 836—841
- 59 Prada SN, da Silva MO. Fog precipitation on the Island of Madeira (Portugal). *Environmental Geology*, 2001, 41(3—4): 384—389
- 60 Burgess SSO, Dawson TE. The contribution of fog to the water relations of *Sequoia sempervirens* (D. Don): Foliar uptake and prevention of dehydration. *Plant Cell and Environment*, 2004, 27(8): 1023—1034

- 61 Feild TS, Dawson TE. Water sources used by *Didymopanax pittieri* at different life stages in a tropical cloud forest. *Ecology*, 1998, 79(4): 1448—1452
- 62 Weathers KC. The importance of cloud and fog in the maintenance of ecosystems. *Trends in Ecology & Evolution*, 1999, 14(6): 214—215
- 63 Ramirez DA, Bellot J, Domingo F, et al. Can water responses in *Stipa tenacissima* L. during the summer season be promoted by non-rainfall water gains in soil? *Plant and Soil*, 2007, 291(1—2): 67—79
- 64 Fischer DT, Still CJ, Williams AP. Significance of summer fog and overcast for drought stress and ecological functioning of coastal California endemic plant species. *J Biogeogr*, 2009, 36(4): 783—799
- 65 Corbin JD, Thomsen MA, Dawson TE, et al. Summer water use by California coastal prairie grasses: Fog, drought, and community composition. *Oecologia*, 2005, 145(4): 511—521
- 66 郑若霭. 沙地凝结水特征. *土壤学报*, 1963, 11(1): 84—89
- 67 周金龙, 艾克日木·阿不都拉, 董新光. 天山北麓平原区凝结水的观测试验分析. *新疆农业大学学报*, 2002, 25(1): 49—53
- 68 方静, 丁永建. 荒漠绿洲边缘凝结水量及其影响因子. *冰川冻土*, 2005, 27(5): 755—760
- 69 蒋瑾, 王康富, 张维静. 沙地凝结水及在水分平衡中的作用研究. *干旱区研究*, 1993, 10(2): 1—9
- 70 陈荷生, 抗跃虎, 冯今朝. 腾格里沙漠沙坡头地区植物生长与水分平衡的初步研究. *中国沙漠*, 1994, 11(2): 1—10
- 71 吕晔, 李明峰, 董云社, 等. 锡林河流域羊草群落春季 CO<sub>2</sub> 排放日变化特征分析. *中国草地*, 2003, 25(3): 9—14
- 72 Weathers KC, Lovett GM, Likens GE, et al. The effect of landscape features on deposition to Hunter Mountain, Catskill Mountains, New York. *Ecological Applications*, 2000, 10(2): 528—540