

DOI: 10.5846/stxb201606301324

鱼腾飞,冯起,司建华,张小由,赵春彦.黑河下游柽柳根系水力提升对林分蒸散的贡献.生态学报,2017,37(18):6029-6037.

Yu T F, Feng Q, Si J H, Zhang X Y, Zhao C Y. The contribution of hydraulic lift to evapotranspiration by *Tamarix ramosissima* Ledeb. in the lower Heihe River, China. Acta Ecologica Sinica, 2017, 37(18): 6029-6037.

黑河下游柽柳根系水力提升对林分蒸散的贡献

鱼腾飞^{1,2,3},冯起^{1,2,3,*},司建华^{1,2,3},张小由^{1,2},赵春彦¹

1 中国科学院西北生态环境资源研究院,阿拉善荒漠生态水文试验研究站,兰州 730000

2 中国科学院内陆河流域生态水文重点实验室,兰州 730000

3 甘肃省水文水资源工程研究中心,兰州 730000

摘要:准确量化植物根系水力提升(HL)及其生态-水文效应对于陆地生态系统水循环和全球变化研究具有重要意义。基于2011—2012年黑河下游柽柳林地土壤含水量和涡度协方差观测资料,通过将土壤体积含水量分割为HL和水分损失量(WD),结合涡度协方差测定的潜热通量计算的蒸散量(ET),首次定量黑河下游柽柳根系HL及其对ET的贡献。据估算,柽柳根系HL主要发生在20—60 cm深度,生长季HL大小在0—1.4 mm/d之间变化,平均为0.22 mm/d,WD在0—0.76 mm/d之间变化,平均为0.23 mm/d,HL与WD的年内变化存在同步性,且HL与WD处于正平衡状态,表明HL通过将深层吸收的土壤水或地下水释放在根系吸收层以供植物蒸腾消耗外,还有剩余水分留存在该层内。生长季ET在0.31—5.38 mm/d之间变化,平均为2.82 mm/d,但值得注意的是,HL与ET的年内变化存在时间滞后性,HL在5月最高,但ET在7月最大。HL对ET的贡献率在0.06%—108.25%之间变化,平均为19.25%,比例高于100%的时段主要在生长初期,也就是说在蒸散最大的夏季,HL是相对较小的,其原因可能有2个:一是HL受到夏季深层土壤干化的抑制,二是HL受到夏季夜间蒸腾的抑制,究竟是何种原因还有待进一步研究。

关键词:水力提升(HL);蒸散(ET);土壤含水量;涡动协方差;生态效应

The contribution of hydraulic lift to evapotranspiration by *Tamarix ramosissima* Ledeb. in the lower Heihe River, China

YU Tengfei^{1,2,3}, FENG Qi^{1,2,3,*}, SI Jianhua^{1,2,3}, ZHANG Xiaoyou^{1,2}, ZHAO Chunyan¹

1 Alxa Desert Eco-hydrology Experimental Research Station, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

2 Key Laboratory of Ecohydrology Inland River Basin, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

3 Gansu Hydrology and Water Resources Engineering Research Center, Lanzhou 730000, China

Abstract: Accurately quantifying of hydraulic lift (HL) and its eco-hydrological effects has great significance for the terrestrial ecosystem water cycle and global change research. Based on measurements of the soil water content and latent heat flux by the eddy covariance method during 2011—2012 in the lower Heihe River, the HL was first calculated by separated water depletion (WD) in the soil water content. Its contribution to evapotranspiration (ET), that calculated from latent heat flux, was then determined. The daily variation of HL that largely occurred in 20—60 cm soil depth ranged from 0 to 1.4 mm/d with an average of 0.22 mm/d, and the WD was from 0 to 0.76 mm/d with an average of 0.23 mm/d. The annual variation of HL and WD was synchronized and the magnitude of both was in positive balance, indicating that the water extracted from the deep soil layer or groundwater via HL was expected to meet the transpiration; however, the remainder of

基金项目:国家自然科学基金青年基金(41401033);中国博士后科学基金(2014M560819);国家自然科学基金重点项目(31370466)

收稿日期:2016-06-30; **网络出版日期:**2017-04-25

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: qifeng@lzb.ac.cn

the water was retained in the soil layer. The daily variation of *ET* ranged from 0.31 to 6.42 mm/d with an average of 3.37 mm/d; however, the annual variation of *HL* and *ET* has a time-lag effect, with the maximum of *HL* and *ET* occurring in May and July, respectively. The ratio of *HL* to *ET* ranged from 0.06% to 108.25% with an average of 19.25%, which indicated that the *HL* did not increase with an increase in *ET*. Two possible reasons for this are that the *HL* was restrained by the low soil water moisture of the deep layer or by the nocturnal transpiration during the dry season. Further research is required to confirm which one of these is correct.

Key Words: hydraulic lift (*HL*); evapotranspiration (*ET*); soil water content; eddy covariance; ecological effects

水力提升(*HL*)是指在气孔关闭条件下(主要是夜间),水分经由根系从深层湿润土壤向浅层干燥土壤的被动运移过程^[1-4]。*HL*存在的普遍性已在全球不同生态系统得到证实^[5],尤其是对于干旱区植物而言,植物根系 *HL* 作用更大^[4]。*HL*的普遍存在并不意味着它的作用是“无所不能”的^[6],其影响水文、生物地球化学及生态过程的方式和程度取决于 *HL* 的大小^[7]。对于干旱区而言,研究者更多关注的是 *HL* 对生态系统水分平衡的影响,如果 *HL* 在满足蒸腾需求中占相当大的比例,那么在以蒸腾作用为主的生态系统水分平衡中的直接效应就不言而喻;反之,如果这一比例很小,那么它的直接和短期的生态效应就不甚明显。例如, Lee 等^[8] 通过将 *HL* 引入土壤-植被-大气水分传输模型预测:*HL* 使亚马逊热带雨林夏季蒸腾增加约 40%,进而可能使干季全球干旱区温度降低超过 2℃;而对于干旱区生态系统,尽管 *HL* 使蒸腾增加的比例约为 20%—25%^[9-10],但是 *HL* 明显缓解了根际区土壤干化。由此可见,准确量化植物根系 *HL* 及生态效应对于陆地生态系统水分循环和全球变化的生态响应研究具有重要意义。

目前,国内外已对 *HL* 及其生态效应开展了广泛的研究。Neumann 和 Cardon^[7] 对 16 种生态系统综述结果显示:试验观测的 *HL* 变化较大,最大为新西兰糖枫(*Acer saccharum* Marsh)的 1.3 mm/d,最小为巴西热带稀疏草原的 0.04 mm/d,平均为 0.30 mm/d ($n = 31$);而这些生态系统 *HL* 占蒸腾的比例在 2%—80%之间,平均为 15% ($n = 25$),而这些研究主要集中在欧美及澳大利亚等国家。国内则主要报道了干旱半干旱区存在 *HL* 的植物,如沙打旺(*Astragalus adsurgens* Pall.)^[11]、胡杨(*Populus euphratica* Oliv.)^[12-13]、多枝怪柳(*Tamarix ramosissima* Ledeb.)^[14-15] 及科尔沁沙地 3 种乔木^[16] 和 19 种灌木和草本等^[17]。综上,国外上对 *HL* 的研究已从简单的现象描述发展到定量评价乃至与全球气候模式等结合探讨 *HL* 对全球气候变化的影响,而国内对 *HL* 定量评价的研究相对薄弱,尤其是对干旱区植物 *HL* 对蒸散(*ET*)的贡献认识不足。

怪柳是我国干旱及半干旱区广泛分布的植物种之一。由于其具有耐干旱、耐盐碱、耐贫瘠、耐风蚀和沙埋等特点,使之不仅成为优良的防风固沙植物,同时也是水土保持和盐碱地改良的树种。由于怪柳具有发达的根系,主根可深入地下含水层,因此主要依靠地下水生存,为典型的地下水湿生植物^[18-19]。但是,也有研究表明怪柳亦能利用浅层土壤水^[20]。事实上,怪柳利用的深层地下水和浅层土壤水是通过根系 *HL* 相关联的^[11-15]。已有研究表明:怪柳是一种高耗水植物,年 *ET* 在 800—1400 mm 之间变化,平均为 1000 mm^[21-22],而在我国荒漠河岸林怪柳林分年 *ET* 约为 500 mm^[23-24]。笔者曾计算的多枝怪柳 *HL* 的大小在 0.01—1.77 mm/d,平均为 0.43 mm/d^[14],由于原数据未根据土壤质地进行校准,导致计算结果可能偏高。另外,怪柳根系 *HL* 对 *ET* 的贡献究竟有多大还不得而知。因此,本研究首先采用土壤质地对原始数据进行校准,之后将夜间土壤水分的增加定义为 *HL*;其次,将 *HL* 与涡度协方差法测定的 *ET* 对比得到 *HL* 对 *ET* 的贡献。

1 研究区概况

研究区地处中亚荒漠东南部,属内陆极端干旱气候区,具有干旱少雨,蒸发量大,日照充足,温差大,风沙多等气候特点。据额济纳气象站 1959—2011 年资料,7 月平均气温最高,为 27.0℃,1 月最低,为 -11.7℃;全年盛行西北风,平均风速为 3.3 m/s,平均风速最高达 16.5 m/s;多年平均降水量为 37.4 mm,其中 75%集中在

6—8 月^[25]。2002—2015 年 E-601 型蒸发皿测得的水面蒸发量为 2225.8 mm,约为降水量的 60 倍。

2 材料与方法

2.1 试验场及群落特征

试验于 2011 年 5 月至 2012 年 12 月在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所阿拉善荒漠生态水文试验研究站(简称“阿拉善站”)西南 200 m 处的怪柳群落通量综合观测场内进行,地理坐标为 42°02′00.07″N, 101°02′59.41″E,海拔 925 m(图 1)。试验场植物种以多枝怪柳为主,并零星生长黑果枸杞(*Lycium ruthenicum* Murr.)、苦豆子(*Sophora alopecuroides* L.)、花花柴(*Karelinia caspia* (Pall.) Less.)、芨芨草(*Achnatherum splendens* (Trin.) Nevski)等。多枝怪柳为 2008 年平茬后灌木,覆盖度约 55%,密度为 14.4 丛/100 m²,平均高度为 1.87 m,平均冠幅为 2.24 m × 2.30 m,平均地径为 2.05 cm^[26]。该区土壤类型为砂壤土,怪柳吸收根系主要集中在 20—60 cm^[13]。每月人工测定的地下水埋深在 1.63—2.65 m 之间变化。

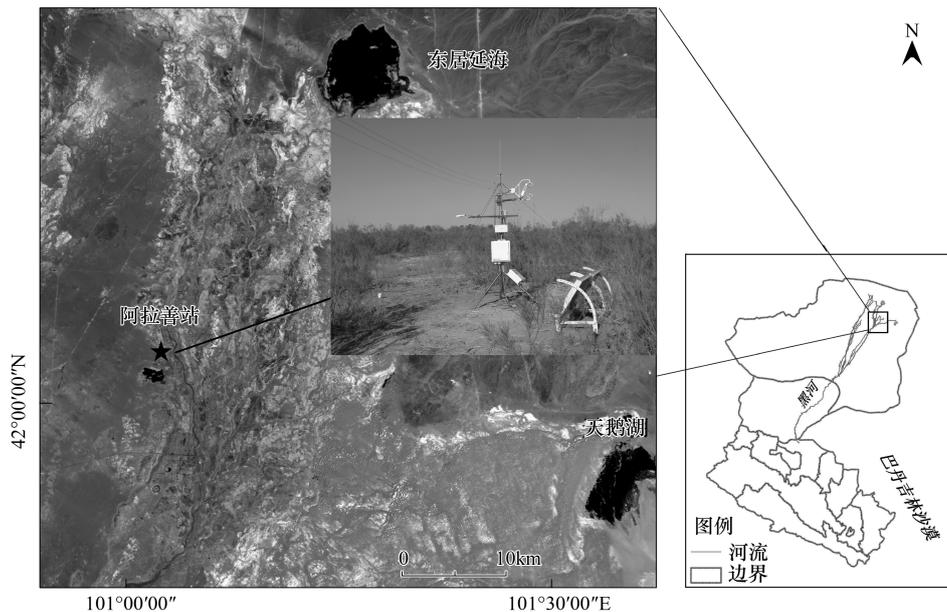


图 1 观测点位置及现场图

Fig.1 Location and picture of the observation site

2.2 涡度协方差系统及蒸散发测定

试验场内安装开路涡度协方差系统一套,该系统观测仪器均安装在 3 m 高度支架上,包括三维超声风速系统(CSAT3, Campbell, 美国)和 CO₂/H₂O 分析仪(Li-7500A, LI-COR, 美国)。另外,净辐射(R_n , W/m²)测定采用四辐射仪(CNR4, Kipp & Zonen, 荷兰),空气温度(T_a , °C)和相对湿度(RH , %)测定采用空气温湿度(HMP45C, Vaisala, 美国),大气压(P_a , kPa)测定采用气压计(CS106, LI-COR, 美国),以上所有数据通过数据线与 CR3000 数据采集器相连。涡度协方差原始数据采用 EddyPro 软件预处理(LI-COR, 美国),输出 0.5 h 平均的感热通量(H , W/m²)和潜热通量(LE , W/m²)作为分析数据。预处理后,首先剔除明显错误和典型降雨日数据;其次考虑湍流稳定性剔除摩擦风速 $u_* < 0.1$ m/s;缺失数据插补采用查找表法^[27]。

由于怪柳冠层相对稀疏且高度较低,忽略冠层内热量储存项(S , W/m²),采用能量平衡闭合率($D = [H + LE] / [R_n - G]$)对数据质量进行评价(图 2)。由图可见,2011 和 2012 年涡度协方差测定怪柳林地能量闭合率 D 分别为 0.75 和 0.74,该值在大部分文献报道范围内^[28],此处的闭合率略低于塔里木河怪柳林地(0.84)^[23],说明涡度相关法低估了湍流通量。在此,采用波文比能量平衡法强制能量闭合^[29]。之后,计算每小时的蒸散

量(ET_h , mm/h):

$$ET_h = LE / (L \times \rho_w) \quad (1)$$

式中, L 为水的汽化潜热(2.45 MJ/kg), ρ_w 为水的密度(g/cm^3)。若 ET_h 为负值,则设置为0,每天的蒸散量(ET , mm/d)为全天 ET_h 的和。同时,利用额济纳旗国家基准气象站资料采用FAO推荐的Penman-Monteith方程^[30]计算参考蒸散量(ET_0 , mm/d),并与实际的 ET 对比。

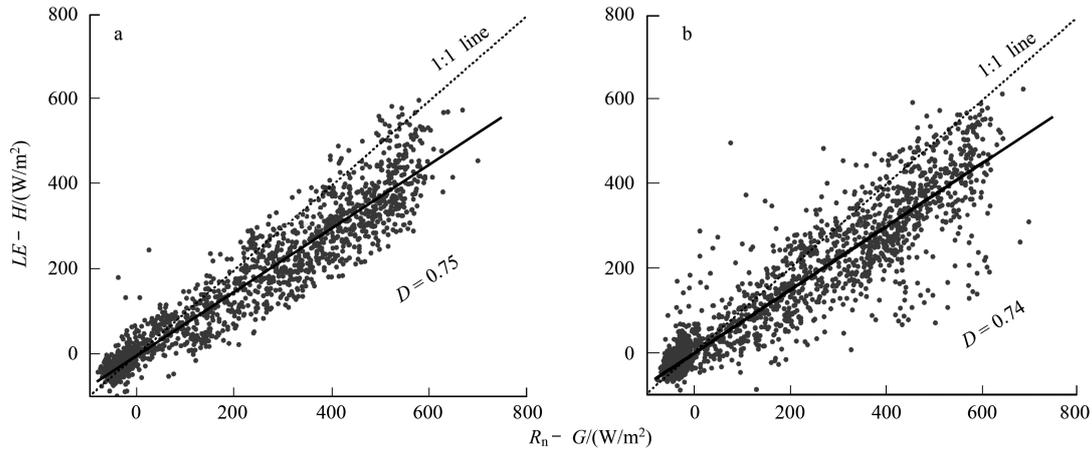


图2 柽柳林地(a)2011年和(b)2012年湍度协方差生长季能量平衡项(潜热通量 LE ,感热通量 H ,净辐射 R_n 和土壤热通量 G)的闭合率($D = [H + LE] / [R_n - G]$)

Fig.2 Energy balance closure ($D = [H + LE] / [R_n - G]$), latent heat flux LE , sensible heat H , net radiation R_n and soil heat G , of eddy covariance for *T. ramosissima* stands during the growing seasons of (a) 2011 and (b) 2012

2.3 土壤含水量测定及水力提升计算

在距离湍度协方差系统1 m范围内(距离最近柽柳约1 m)安装频域反射(Frequency Domain Reflectometry, FDR)原理的EnviroScan系统(Sentek, 澳大利亚)测定土壤体积含水量(θ , cm^3/cm^3),该系统以PVC管包裹,内部安装多个环状感应传感器,分别安装在土壤10、30、50、80 cm和140 cm深度,测定频率为10 min,采用30 min平均值作为分析数据。考虑到研究区土壤0—20 cm为砂壤土,20—82 cm为粉砂壤土,82—124 cm为砂土,124—160 cm为粉砂壤土^[14],分别采用Sentek公司提供的不同土壤质地校准参数对原始体积含水量进行校准,统一模型为:

$$y = Ax^B + C \quad (2)$$

式中, x 为体积含水量, y 为尺度因子, A , B , C 为转换参数,对于不同深度而言,10 cm转换参数 $A = 0.17$, $B = 1$, $C = 0.268$;30、50、80 cm和140 cm转换参数 $A = 0.1659$, $B = 0.4715$, $C = 0$ 。

具体地,首先对原始测定的体积含水量 x 利用默认的转换参数($A = 0.19570$, $B = 0.40400$, $C = 0.02852$)计算得到尺度因子 y ;其次,采用上述不同土壤质地参数计算得到校准的体积含水量,以下所有计算均以校准的体积含水量为准。

典型日柽柳根际区土壤含水量变化如图3所示,由图可见:10、30、50 cm和80 cm的 θ 呈昼夜波动趋势,这也是柽柳吸收根的主要分布区,已有研究表明柽柳根系存在水力提升^[14-15]。由于土壤含水量的增加除了受根系水力提升影响外,还受到向上的气相和液相水分运移影响,表层10 cm土壤向上的气相和液相水分运移是直接通过表层以土壤蒸发的形式进入大气,而30、50 cm和80 cm既向上运输散失水分,又接受下层水分的补给,在此假设对于某一层而言,水分的散失和补给是平衡的。依据Warren等^[31]提出的方法,土壤含水量夜间上升为 HL ,其大小为 θ 最高值与前一日最低值的差;日间下降为水分损失量(WD),其大小为当日 θ 最高值与最低值的差(图3)。

3 结果与讨论

3.1 柽柳林地蒸散量变化

2011—2012 年生长季(5—10 月)蒸散速率变化趋势基本一致,但年际之间存在显著差异(表 1)。2011 年生长季,各月的日蒸散速率在 0.45—4.83 mm/d 之间变化,平均为 (2.99 ± 1.87) mm/d (由于 5 月仅观测了 6d,蒸散速率大而总量小。在此,根据 2012 年 5 月蒸散量占生长季 ET 的比例估算 2011 年 5 月蒸散量),总蒸散量为 472.06 mm。2012 年生长季,各月日蒸散速率在 0.37—5.38 mm/d 之间变化,平均为 (2.72 ± 0.96) mm/d,总蒸散量为 566.93 mm。据此计算,2011—2012 年日平均蒸散速率为 2.82 mm/d,年平均蒸散量为 520 mm。柽柳林地蒸散速率和蒸散量的差异不仅表现在年际之间,在年内不同月份之间也存在显著差异(One-way ANOVA, $P=0.05$):7 月或 8 月最大,6 月和 9 月相对较大,5 月相对较小,10 月最小。

3.2 根系水力提升大小及变化

2011—2012 年柽柳根际区土壤含水量日变化过程如图 4 所示。在生长季初期,因春汛对地下水的补给使得地下水埋深较浅,地下水通过毛细管上升补给土壤水,使不同深度的土壤含水量在 6 月前呈增加趋势。6 月后,随着地下水埋深的下降,10—80 cm 深度土壤含水量开始下降,但与 140 cm 深度迅速下降不同的是,30 cm 和 50 cm 深度

下降相对缓慢,甚至在 7 月中旬超过 80 cm 和 140 cm,而维持 30 cm 和 50 cm 土壤含水量较高的原因就是 HL 。需说明的是,10 cm 土壤含水量的突然增加,除 2012 年 3 月 31 日后因仪器安装引起外,其余时段与降雨量一致。由此可见, HL 主要发生在 20—60 cm 深度。据此计算的 20—60 cm 深度的 HL 和 WD 变化如图 4 所示。 HL 的大小在 0—1.4 mm/d 之间变化,平均为 0.22 mm/d, WD 大小在 0—0.76 mm/d 之间变化,平均为 0.23 mm/d。整体而言,春季 HL 最大,冬季最小; HL 越大, WD 越大, HL 与 WD 维持平衡状态。对比 Neumann 和 Cardon^[7] 对全球 16 种生态系统的综述来看,柽柳根系 HL 大小相对较高。

表 1 2011—2012 年生长季(5—10 月)柽柳林地蒸散速率(ET_d , mm/d)和蒸散量(ET , mm)变化

Table 1 The yearly variation of evapotranspiration rate (ET_d , mm/d) and evapotranspiration (ET , mm) for *T. ramosissima* stand during growing season of 2011—2012

年 Year	月 Months	5 月 May	6 月 June	7 月 July	8 月 August	9 月 September	10 月 October	合计 Total
2011	ET_d	0.93±0.44	2.90±1.00	4.83±1.28	4.13±1.31	2.28±0.87	0.45±0.18	472.06
	ET	28.84	87.09	149.65	128.15	68.39	9.94	
2012	ET_d	1.12±0.66	3.92±1.10	4.40±1.76	5.38±1.33	3.10±1.08	0.60±0.44	566.93
	ET	34.61	117.50	136.38	166.82	93.09	18.53	

根据以上方法,计算得到不同月份根系 HL 与 WD (表 2)。2011 年,20—60 cm 的平均月 HL 在 0.30 mm/d (5 月)到 0.06 mm/d (10 月)之间变化,平均为 0.15 mm/d。 WD 在 0.24 mm/d (6 月)到 0.13 mm/d (10 月)之间变化,平均为 0.20 mm/d, HL 占 WD 的比例在 38.89%—130.43%之间变化,平均为 75.00%。2012 年, HL 在

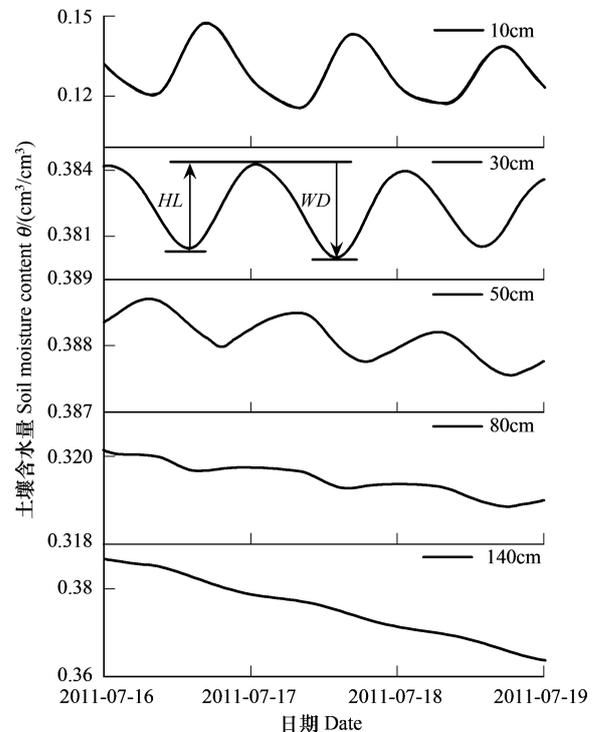


图 3 2011 年 7 月 16—19 日连续 3d 柽柳林下不同深度土壤含水量变化及划分的水力提升(HL)和水分损失量(WD)

Fig.3 The daily variation of soil moisture content with the different depths of 3 days during 16 to 19 July, 2011, and the partition of hydraulic lift, HL and water depletion, WD , from θ

0.74 mm/d (5 月) 到 0.06 mm/d (10 月) 之间变化, 平均为 0.27 mm/d。WD 在 0.44 mm/d (5 月) 到 0.18 mm/d (10 月) 之间变化, 平均为 0.25 mm/d, HL 占 WD 的比例在 33.33%—168.18% 之间变化, 平均为 108.00%。一般而言, WD 是由于白天根系吸水以用于蒸腾失水引起的, 而 HL 是对 WD 的补充, 因此 WD 越大, HL 越大, 两者呈正相关^[32-33], 这也图 4 中得到证实。

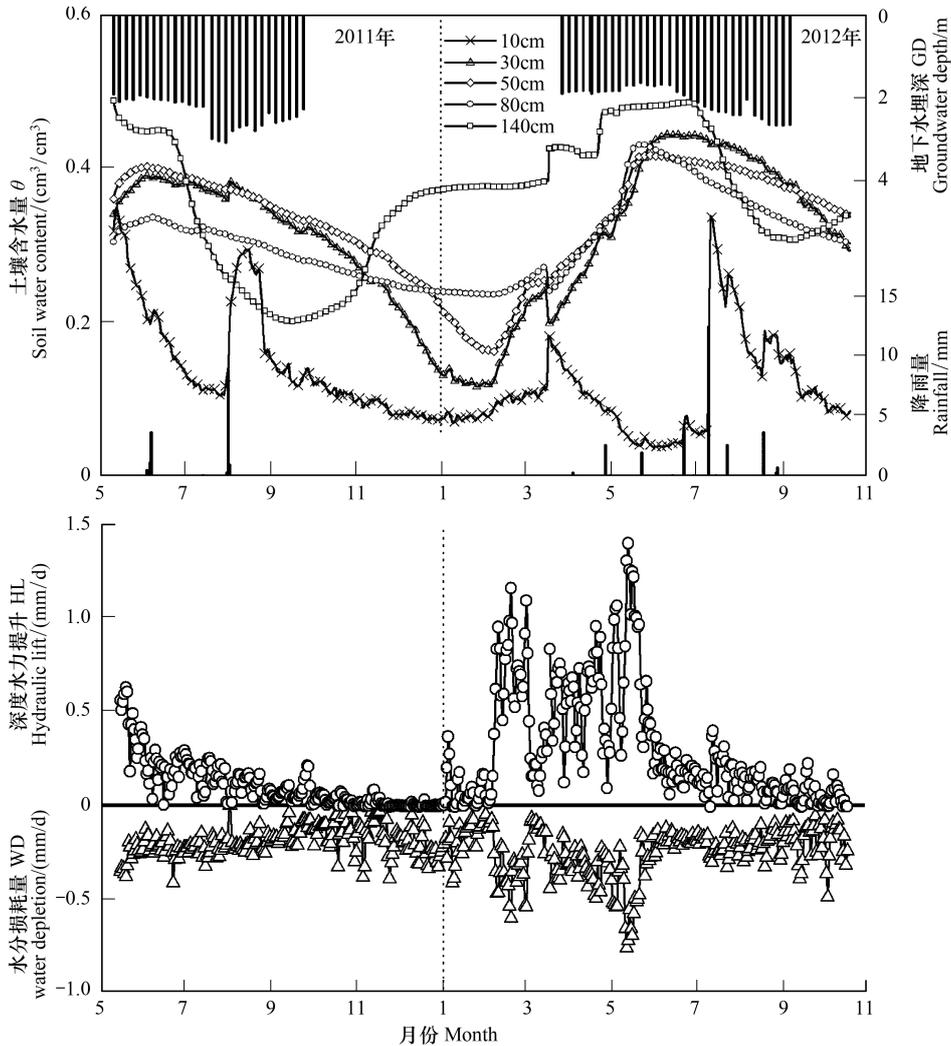


图 4 柽柳根际区土壤含水量、地下水埋深及降雨量年变化; 据此计算的 20—60 cm 深度水力提升和水分损耗量

Fig.4 The daily variation of soil water content, groundwater depth and rainfall and the calculated hydraulic lift and water depletion from 20 to 60 cm depths for *T. ramosissima* root zone

表 2 柽柳林生长季水力提升、总土壤水分损耗及其两者比例的季节变化

Table 2 Seasonal variations in daily mean hydraulic lift (HL, mm/d), water depletion (WD, mm/d), and the ratio of HL to WD (HL:WD) of the growing season

年 Year	5 月 May	6 月 June	7 月 July	8 月 August	9 月 September	10 月 October	平均 Mean
2011							
HL		0.30±0.16	0.18±0.07	0.14±0.06	0.07±0.04	0.06±0.05	0.15±0.08
WD		0.23±0.06	0.24±0.05	0.22±0.03	0.18±0.05	0.13±0.05	0.20±0.05
HL:WD		130.43	75.00	63.64	38.89	46.15	75.00
2012							
HL	0.74±0.35	0.39±0.28	0.17±0.08	0.16±0.07	0.07±0.05	0.06±0.06	0.27±0.15
WD	0.44±0.15	0.25±0.11	0.20±0.04	0.22±0.05	0.20±0.08	0.18±0.10	0.25±0.09
HL:WD	168.18	156.00	85.00	72.73	35.00	33.33	108.00

3.3 水力提升对蒸散的贡献

2011—2012 年 HL 和 ET 变化图 5 所示: HL 与 ET 存在时间滞后, HL 在 4—5 月最大,并随 ET 的增加而降低, ET 呈典型的单峰曲线变化,7—8 月最大。 HL 对 ET 的贡献($HL:ET, \%$)变化如图 5 所示:若不考虑冬季, $HL:ET$ 在 0.06%—108.25%之间变化,比例超过 100%的时段在 5 月和 10 月前后,平均为 19.25%。说明在植物 ET 最高的季节 HL 并不是最大的。对地中海固沙灌木 *Retama sphaerocarpa* (L.) Boiss 根系 HL 的研究表明:当土壤水势在 -0.1MPa 到 -8.5MPa 之间变化时, HL 均存在,在土壤水势约 -4MPa 时, HL 最大^[32];同样,对两个干旱生态系统 5 种灌木 HL 的研究也表明:随着土壤干化的加剧, HL 逐渐减弱,当土壤水势为 -1MPa 时, HL 最大,当土壤水势在 -4MPa 至 -6MPa 时, HL 最小。如作者所言, HL 最大对应的土壤水势差异是土壤类型不同造成的^[33]。但总的来看, HL 是随着土壤干旱的加剧而减小的,这也得到 HL 模型模拟结果的证实^[34]。可见,5 月 HL 最大的原因可能是相对适宜的土壤水分条件有助于增加根系水力导度^[31,35]。

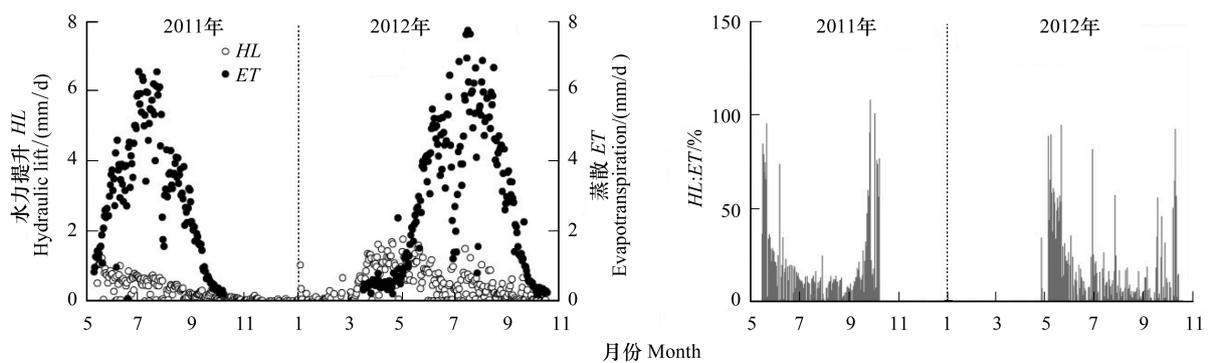


图 5 2011—2012 年水力提升、蒸散及两者的比例变化

Fig.5 Seasonal pattern of mean daily hydraulic lift and evapotranspiration and the ratio of HL to ET

一年中,柽柳 HL 并不是随着 ET 的增加而增加的,其原因可能有 2 个:一是 HL 受到夏季土壤干化的抑制(如前所述),二是 HL 受到夜间蒸腾的抑制^[36],这与相同环境下生长的胡杨相似^[37]。就第 1 个原因, HL 通过将深层土壤水方向上运移,增加了浅层土壤含水量,进而影响林分 ET 。但随着深层土壤含水量减少(图 4a),深层土壤干化导致根系能够提升的水分减少,则释放到浅层土壤的水分亦随之减少,即 HL 对 ET 的贡献在干季较低。尽管如此, HL 还是能够有效地缓解土壤干旱对植物吸收根的不利影响。已有研究表明: HL 可以显著改变浅层土壤含水量的时空变化。例如,对于 20 年生的花旗松(*Pseudotsuga menziesii*),7—8 月土壤上层 2 m 内的土壤水分有 28%来自于深层根系 HL ,而对于美国黄松(*Pinus ponderosa*)这一比例为 35%。不仅如此,通过浅层土壤水分的不断补充可以有效的缩短土壤干旱的时间,如在 19d 的观测期内,美国黄松表层土壤含水量减少比没有 HL 的推迟了 6d,而花旗松在 10d 的观测期内推迟了 2d^[38]。

采用类似的方法,以柽柳林地土壤储水量变化为例说明根系 HL 对土壤水分的调节(图 6)。在典型干季连续 10d(7 月 14—23 日),柽柳林地 0—80 cm 深度土壤储水量从 208.33 mm 减少为 200.74 mm,累计减少 7.59 mm,平均为 0.76 mm/d。而 HL 增加的土壤储水量为 5.42 mm,平均为 0.54 mm/d(图 6)。 HL 增加的土壤储水量占第 2 天土壤储水量减少的 71%。与 0—80 cm 深度土壤储水量昼夜波动变化不同,80—140 cm 深度土壤储水量呈持续减少,减少量为 29.24 mm,平均为 2.92 mm/d,其减少量是根系 HL 的 5.4 倍(图 6)。说明在此范围内,存在大量的根系直接吸收(由毛细管上升形成的)深层土壤水分甚至是地下水。同时,如果 HL 不存在,在 10d 的观测期内柽柳林土壤储水量减小到自然下降水平的时间至少要提前约 4d。照此推算,在无降雨补充的 150d 的生长季内, HL 至少可以将干旱对植物的胁迫推迟 60d。因此, HL 通过增加浅层土壤水分有效性,以使植物吸收根不受土壤干旱胁迫。

4 结论

HL 作为一种重要的植物生理过程,是缺水生境下植物内在的一种生存机制,定量描述植物 HL 大小及生

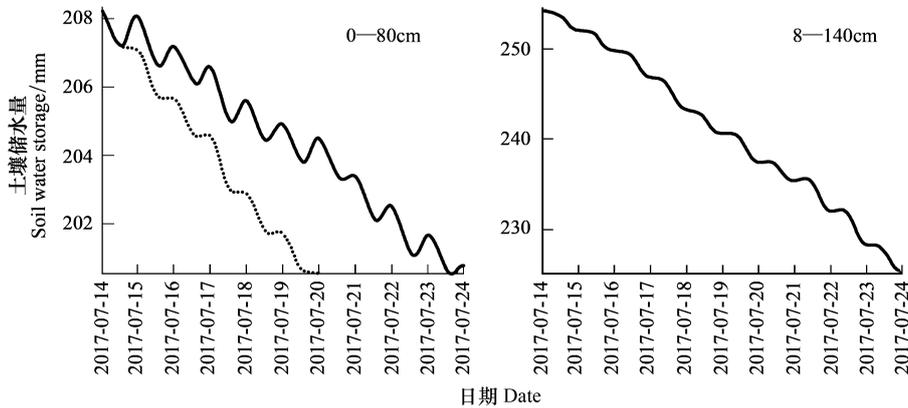


图6 柽柳林地 0—80 cm 和 80—140 cm 土壤储水量的变化

Fig.6 Time courses of soil water storage of 0—80 cm and 80—140 cm depths for *T. ramosissima* stand

图中虚线表示 HL 不存在时土壤含水量的变化

态-水文效应对陆地生态系统水分循环和全球变化研究具有重要意义。柽柳根系 HL 确实存在,主要发生在 20—60 cm 深度,其大小在 0—1.4 mm/d 之间,平均为 0.22 mm/d,柽柳根系 HL 相对较高。HL 对 ET 的贡献率在 0.06%—108.25 % 之间变化,平均为 19.25%,比例高于 100% 的时段主要在生长初期,相反在夏季 HL 较低,也就是说在蒸散最大的夏季,HL 是相对较小的,其原因可能有 2 个:一是 HL 受到夏季深层土壤干化的抑制,二是 HL 受到夏季夜间蒸腾的抑制。

参考文献 (References):

- [1] Richards J H, Caldwell M M. Hydraulic lift: substantial nocturnal water transport between soil layers by *Artemisia tridentata* roots. *Oecologia*, 1987, 73(4): 486-489.
- [2] Caldwell M M, Richards J H. Hydraulic lift: water efflux from upper roots improves effectiveness of water uptake by deep roots. *Oecologia*, 1989, 79(1): 1-5.
- [3] Dawson T E. Hydraulic lift and water use by plants: implications for water balance, performance and plant-plant interactions. *Oecologia*, 1993, 95(4): 565-574.
- [4] Hultine K R, Cable W L, Burgess S S O, Williams D G. Hydraulic redistribution by deep roots of a Chihuahuan Desert phreatophyte. *Tree Physiology*, 2003, 23: 353-360.
- [5] 鱼腾飞, 冯起, 司建华, 张小由, 赵春彦. 植物根系水力再分配测定与模拟方法研究进展与展望. *生态学杂志*, 2015, 34(10): 2930-2936.
- [6] Burgess S S O. Can hydraulic redistribution put bread on our table?. *Plant and Soil*, 2011, 341(1/2): 25-29.
- [7] Neumann R B, Cardon Z G. The magnitude of hydraulic redistribution by plant roots: a review and synthesis of empirical and modeling studies. *New Phytologist*, 2012, 194(2): 337-352.
- [8] Lee J E, Oliveira R S, Dawson T E, Fung I. Root functioning modifies seasonal climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2005, 102(49): 17576-17581.
- [9] Ryel R J, Caldwell M M, Yoder C K, Or D, Leffler A J. Hydraulic redistribution in a stand of *Artemisia tridentata*: evaluation of benefits to transpiration assessed with a simulation model. *Oecologia*, 2002, 130(2): 173-184.
- [10] Bleby T M, McElrone A J, Jackson R B. Water uptake and hydraulic redistribution across large woody root systems to 20 m depth. *Plant Cell Environ*, 2010, 33(12): 2132-48.
- [11] 薛小红, 牛得草, 傅华, 张洪荣. 沙打旺根系提水作用及其机理研究. *西北植物学报*, 2007, 27(11): 2269-2274.
- [12] Hao X M, Chen Y N, Li W H, Guo B, Zhao R F. Hydraulic lift in *Populus euphratica* Oliv. from the desert riparian vegetation of the Tarim River Basin. *Journal of Arid Environments*, 2010, 74(8): 905-911.
- [13] Yu T F, Feng Q, Si J H, Xi H Y, Li Z X, Chen A F. Hydraulic redistribution of soil water by roots of two desert riparian phreatophytes in northwest China's extremely arid region. *Plant and Soil*, 2013, 372(1/2): 297-308.
- [14] Yu T F, Feng Q, Si J H, Xi H Y, Li W. Patterns, magnitude, and controlling factors of hydraulic redistribution of soil water by *Tamarix*

- ramosissima* roots. Journal of Arid Land, 2013, 5(3): 396-407.
- [15] 袁国富, 张佩, 薛沙沙, 庄伟. 沙丘多枝怪柳灌丛根层土壤含水量变化特征与根系水力提升证据. 植物生态学报, 2012, 36(10): 1033-1042.
- [16] 刘新平, 张铜会, 何玉惠, 赵学勇, 赵哈林, 李玉霖. 科尔沁沙地三种常见乔木根—土界面水分再分配初探. 生态环境学报, 2009, 18(6): 2360-2365.
- [17] 阿拉木萨, 周丽芳. 科尔沁沙地 21 种植物水分提升作用的实证检验. 北京林业大学学报, 2011, 33(1): 70-77.
- [18] Anderson J E. Factors controlling transpiration and photosynthesis in *tamarax chinensis* lour. Ecology, 1982, 63(1): 48-56.
- [19] Gries D, Zeng F J, Foetzi A, Arndt S K, Bruelheide H, Thomas F M, Zhang X M, Runge M. Growth and water relations of *Tamarix ramosissima* and *Populus euphratica* on Taklamakan desert dunes in relation to depth to a permanent water table. Plant, Cell & Environment, 2003, 26(5): 725-736.
- [20] Busch D E, Ingraham N L, Smith S D. Water uptake in woody riparian phreatophytes of the southwestern United States: a stable isotope study. Ecological Applications, 1992, 2(4): 450-459.
- [21] Nagler P L, Morino K, Didan K, Erker J, Osterberg J, Hultine K R, Glenn E P. Wide-area estimates of saltcedar (*Tamarix* spp.) evapotranspiration on the lower Colorado River measured by heat balance and remote sensing methods. Ecohydrology, 2009, 2(1): 18-33.
- [22] Shafroth P B, Cleverly J R, Dudley T L, Taylor J P, van Riper C III, Weeks E P, Stuart J N. Control of *Tamarix* in the Western United States: implications for water salvage, wildlife use, and riparian restoration. Environmental Management, 2005, 35(3): 231-246.
- [23] Yuan G F, Zhang P, Shao M A, Luo Y, Zhu X C. Energy and water exchanges over a riparian *Tamarix* spp. stand in the lower Tarim River basin under a hyper-arid climate. Agricultural and Forest Meteorology, 2014, 194: 144-154.
- [24] Yu T F, Feng Q, Si J H, Zhang X Y, Zhao C Y. *Tamarix ramosissima* stand evapotranspiration and its association with hydroclimatic factors in an arid region in northwest China. Journal of Arid Environments, 2017, 138(3): 18-26.
- [25] 鱼腾飞, 冯起, 刘蔚, 司建华, 席海洋, 陈丽娟. 黑河下游土壤水盐对生态输水的响应及其与植被生长的关系. 生态学报, 2012, 32(22): 7009-7017.
- [26] 鱼腾飞, 冯起, 司建华. 极端干旱区多枝怪柳叶片气孔导度的环境响应模拟. 植物生态学报, 2012, 36(6): 483-490.
- [27] Falge E, Baldocchi D, Olson R, Anthoni P, Aubinet M, Bernhofer C, Burba G, Ceulemans R, Clement R, Dolman H, Granier A, Gross P, Grünwald T, Hollinger D, Jensen N O, Katul G, Keronen P, Kowalski A, Lai C T, Law B E, Meyers T, Moncrieff J, Moors E, J W Munger, Pilegaard K, Rannik Ü, Rebmann C, Suyker A, Tenhunen J, Tu K, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 107(1): 71-77.
- [28] Wilson K, Goldstein A, Falge E, Aubinet M, Baldocchi D, Berbigier P, Bernhofer C, Ceulemans R, Dolman H, Field C, Grelle A, Ibrom A, Law B E, Kowalski A, Meyers T, Moncrieff J, Monson R, Oechel W, Tenhunen J, Valentini R, Verma S. Energy balance closure at FLUXNET sites. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113(1/4): 223-243.
- [29] Wohlfahrt G, Haslwanter A, Horticnagl L, Jasoni R L, Fenstermaker L F, Arnone 3rd J A, Hammerle A. On the consequences of the energy imbalance for calculating surface conductance to water vapour. Agricultural and Forest Meteorology, 2009, 149(9): 1556-1559.
- [30] Allen R G, Pereira L S, Raes D, Smith M. FAO Irrigation and drainage paper NO. 56 crop evapotranspiration (Guidelines for computing crop water requirements). 1998, Rome, Italy.
- [31] Warren J M, Meinzer F C, Brooks J R, Domec J C, Coulombe R. Hydraulic redistribution of soil water in two old-growth coniferous forests: quantifying patterns and controls. New Phytologist, 2007, 173(4): 753-765.
- [32] Prieto I, Kikvidze Z, Pugnaire F I. Hydraulic lift: soil processes and transpiration in the Mediterranean leguminous shrub *Retama sphaerocarpa* (L.) Boiss. Plant and Soil, 2010, 329(1/2): 447-456.
- [33] Prieto I, Martínez-Tillería K, Martínez-Manchego L, Montecinos S, Pugnaire F I, Squeo F A. Hydraulic lift through transpiration suppression in shrubs from two arid ecosystems: patterns and control mechanisms. Oecologia, 2010, 163(4): 855-865.
- [34] Neumann R B, Cardon Z G, Teshera-Levy J, Rockwell F E, Zwieniecki M A, Holbrook N M. Modelled hydraulic redistribution by sunflower (*Helianthus annuus* L.) matches observed data only after including night-time transpiration. Plant, Cell & Environment, 2014, 37(4): 899-910.
- [35] Domec J C, Warren J M, Meinzer F C, Brooks J R, Coulombe R. Native root xylem embolism and stomatal closure in stands of Douglas-fir and ponderosa pine: mitigation by hydraulic redistribution. Oecologia, 2004, 141(1): 7-16.
- [36] Moore G W, Cleverly J R, Owen M K. Nocturnal transpiration in riparian *Tamarix* thickets authenticated by sap flux, eddy covariance and leaf gas exchange measurements. Tree Physiology, 2008, 28(4): 521-528.
- [37] Brooks J R, Meinzer F C, Coulombe R, Gregg J. Hydraulic redistribution of soil water during summer drought in two contrasting Pacific Northwest coniferous forests. Tree Physiology, 2002, 22(15-16): 1107-1117.
- [38] 鱼腾飞, 冯起, 司建华, 张小由. 胡杨根系水力再分配的模式、大小及其影响因子. 北京林业大学学报, 2014, 36(2): 22-29.