

文章编号:0559-9350(2019)06-0710-11

## 干旱区凝结水评估及对水量平衡方程影响

王忠静<sup>1,2,3</sup>, 张子雄<sup>1</sup>, 索滢<sup>1</sup>

(1. 清华大学 水利水电工程系, 北京 100084; 2. 清华大学 水沙科学与水利水电工程国家重点实验室, 北京 100084;  
3. 青海大学 省部共建三江源生态与高原木业国家重点实验室, 青海 西宁 810016)

**摘要:** 凝结水是大气中水汽通过凝结作用向地表输送的水分, 在水量平衡计算中常被忽略。本文利用西北干旱区黑河水文气象观测网9个站点2016年涡度相关观测数据, 计算评估了相应站点范围的凝结水发生情况、凝结水量量级以及相应的能量闭合度情况。结果表明, 黑河流域凝结水现象普遍发生, 各站点产生凝结水的天数占全年天数75%以上; 各站点年凝结水量最大25.13 mm、最小6.56 mm、平均15.47 mm; 各站点总凝结水量与总蒸散发量相比, 最大28.82%、最小0.77%、平均6.61%; 与总降水量相比, 最大63.25%、最小3.02%、平均18.54%; 各站点能量闭合度平均为0.69, 本文估算的凝结水量或低于实际凝结水量。可以认为, 凝结水在干旱区水量平衡中不容忽视。基于此, 本文提出在干旱区水量平衡方程中, 宜显式表达凝结水过程和凝结水项。引入凝结水的水量平衡分析表明, 新水量平衡方程在纳入凝结水这一局地水循环因子后, 水量平衡方程闭合度明显提高。

**关键词:** 凝结水; 干旱区; 涡度相关; 水量平衡; 黑河流域

中图分类号: S161.4; P339

文献标识码: A

doi: 10.13243/j.cnki.slxb.20190129

## 1 研究背景

水汽通量是除降水外大气与陆地生态系统进行水分、能量交换的主要方式<sup>[1]</sup>, 不仅有从地表向大气输送水分的蒸散发过程, 也还有从大气向地表输送水分的凝结过程。大气中汽态水在物体表面凝结形成的凝结水, 在干旱半干旱区水循环中不可忽视<sup>[2-3]</sup>, 是降水的补充形式<sup>[4]</sup>, 可提高干旱区种子萌发几率<sup>[5]</sup>, 是沙漠中土壤结皮的主要水源<sup>[6]</sup>, 也是昆虫和小动物的重要水分来源<sup>[7]</sup>。

凝结水的直接观测方式包括 Duvdevani 法、人造凝结面法、Hiltner 露水平衡仪法、微型蒸渗仪法等。Duvdevani 法通过木板装置收集日落至早晨的凝结水, 并将凝结水滴的外观、分布与一系列标准化的凝结水分级照片进行对比从而计算凝结水量<sup>[8]</sup>。Duvdevani 法简单易于操作, 且成本较低, 在以色列<sup>[9-10]</sup>、印度<sup>[4]</sup>等地区获得应用, 但观测得到的凝结水量并非实际地表凝结水量值, 仅可用于不同站点之间对比, 应用存在局限性<sup>[11]</sup>。人造凝结面法对 Duvdevani 法存在的问题进行了改进, 使用高性能吸水布附着于玻璃板作为凝结面观测凝结水量<sup>[12]</sup>, 在以色列内盖夫沙漠获得应用<sup>[10,13-14]</sup>, 缺点在于无法估算凝结速率和凝结持续时间。Hiltner 露水平衡仪法通过对人造冷凝板的连续称重计算凝结水量的变化<sup>[15]</sup>, 该方法简单易用, 但由于人造冷凝板与土壤表面的凝结作用存在差异, 被认为更适用于测量“潜在凝结水量”。微型蒸渗仪法被认为是测量凝结水量变化速率和凝结水总量的有效方法<sup>[16]</sup>。微型蒸渗仪法通过测定水量平衡变化计算凝结水量, 在凝结水观测研究中获得广泛运用<sup>[11]</sup>。由于凝结水量通常非常小, 因此该方法对微型蒸渗仪的精度要求较高。Ninari 和 Berliner<sup>[17]</sup>提出微型蒸渗仪法的埋深需要达到日内土壤温度稳定的深度, 已有微型蒸渗仪法测量的结果可能存在误差, 对装置的布置要求较高。

收稿日期: 2019-02-28; 网络首发时间: 2019-06-19

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1882.TV.20190619.1709.008.html>

基金项目: 国家自然科学基金项目(41671020); 国家重点研发计划项目(2016YFC0402900); 青海省科技计划项目(2017-SF-116)

作者简介: 王忠静(1963-), 教授, 主要从事水水文水资源研究。E-mail: zj.wang@tsinghua.edu.cn

相比直接观测, 凝结水的间接观测研究则更为活跃。常用的方法包括 Penman-Monteith 公式法、涡度相关法( EC) 和波文比能量平衡法( BREB) 等。Vermeulen 等<sup>[18]</sup>使用 EC 法和 Gerber PVM-100( 微粒体积监测器) 在荷兰测量了针叶林的凝结水; Moro 等<sup>[19]</sup>用涡度相关法估算了西班牙东南部半干旱环境下的河床凝结水, Hao 等<sup>[20]</sup>也采用涡度相关法, 评估了塔克拉玛干沙漠胡杨林的水通量和能量平衡; Lekouch 等<sup>[21]</sup>更进一步, 利用试验点的环境温度、相对湿度、风速和云量 4 个变量数据建立神经网络模型对摩洛哥东南部干旱区的主要城市的凝结水量进行模拟, 结果显示气象要素能够通过神经网络模拟凝结水量。

干旱半干旱区面积约占全球陆地总面积的 41%<sup>[22]</sup>, 该区域下垫面特殊的水热交换特征使其对人类活动和气候变化更为敏感<sup>[23]</sup>。凝结水作为干旱半干旱区相对稳定的水分来源, 其重要性和价值可能超过短暂的降雨过程<sup>[24]</sup>。Jia 等<sup>[25]</sup>在宁夏沙坡头腾格里沙漠的研究结果显示, 不同类型土壤结皮的凝结水量在研究时段 6 月 24 日至 10 月 23 日间, 有 83 d 观测到凝结水, 观测期间凝结水总量为 7.22 ~ 11.13 mm, 在此期间测得降雨量 63 mm, 凝结水量能够占降雨量的 11.46% ~ 17.67%; 新疆准噶尔盆地古尔班通古特沙漠不同类型结皮表面凝结水量观测显示<sup>[24]</sup>, 5 月份的累积量为 1~1.56 mm, 9 月为 1.14 ~ 2.23 mm, 10 月则为 3.22 ~ 4.51 mm, 区域平均年降水量约为 79.5 mm; Kidron 等<sup>[10]</sup>在以色列的纳盖夫沙漠于 1987 年至 1989 年的研究显示日凝结水量为 0.07 ~ 0.31 mm, 平均日持续时间为 1.6 ~ 4.1 h, 区域平均年降水量约为 93 mm。这些研究进一步表明凝结水是干旱半干旱区水循环的重要组成部分, 在生态水文过程中有着不容忽视的作用。

三要素水量平衡方程( $P-R-E+dW=0$ )是表达水循环规律的最基本方程, 当时段内流域内水资源总量处于相对平衡状态( $dW=0$ )时, 蒸散发量等于降水量与径流量之差, 在面蒸散发量不能直接测量时被认为等式恒在。然而, 随着观测技术的发展, 小范围面蒸散发量通过蒸渗仪、涡度相关法等测量, 大范围面蒸散发量通过遥感反演后, 三要素的水量平衡方程的“恒等”经常“不等”, 蒸散发量常常高于降水量与径流量之差。Sammis 和 Gay<sup>[26]</sup>利用蒸渗仪法测得干旱沙漠地区灌木站点的蒸散发量为 259 mm, 利用水量平衡法测得植被蒸散发量和裸土蒸散发量为 242 mm 和 231 mm, 研究时段内降雨为 234 mm, 且区域内没有发生可观测的径流。Malek 等<sup>[27]</sup>在半干旱区沙漠山谷中测得蒸散发为 160 mm/a, 降雨是该站点区域的唯一水来源为 131mm/a, 蒸散发量比降雨量高 29 mm, 凝结水观测显示约有 14 mm 的凝结水参与水循环; 在沙漠中的灌溉区测得蒸散发量、降雨量、灌溉量分别为 1004 mm/a, 320 mm/a, 和 595 mm/a, 蒸散发量比降雨灌溉之和 89 mm, 观测显示凝结水贡献了其中约 29 mm/a, 其余部分来自微量降雨和地下水。Berkelhammer 等<sup>[28]</sup>在森林生态系统使用同位素方法对夜间水循环进行研究, 结果显示凝结水在夜间水循环中占据重要地位, 约 30% 的夜晚观测到凝结水。上述研究表明除观测误差如微量降雨以外, 凝结水可能是“不等”现象的主要原因。

综合上述蒸散发高于降水量与径流量之差的研究以及列举的干旱半干旱区凝结水观测成果, 结合本文对凝结水对水量平衡影响的探索研究, 本文认为, 干旱半干旱区水量平衡存在其特殊性, 蒸散发量“经常”大于降水量与径流量(流出量-流入量)之差现象的可能原因是由于凝结水的存在且比重不容忽视, 应考虑将凝结水显式表达在水量平衡方程中, 以便能够更好地认识干旱区生态水文过程, 有助于更恰当地制定水资源管理政策<sup>[29-30]</sup>。

本文利用黑河流域生态水文观测网的涡度观测数据, 分析凝结水量以及与水量平衡的关系, 旨在提出(1)黑河流域凝结水量水平; (2)不同下垫面凝结水量与凝结时间特征; (3)凝结水在水量平衡中占据的比重; (4)考虑凝结水的水量平衡方案。

## 2 数据及方法

**2.1 数据来源** 研究区位于中国西部河西走廊中段的黑河流域。数据来源于国家自然科学基金委员会“黑河计划数据管理中心”(http://www.heihedata.org)<sup>[31-32]</sup>的黑河流域水文气象观测网站点, 包括阿

柔站、大沙龙站、大满站、花寨子站、荒漠站、混合林站、湿地站、四道桥站、埡口站以及“黑河生态水文遥感试验”的水文气象网为流域的模型研究提供的验证数据<sup>[33]</sup>。黑河流域水文气象观测网覆盖黑河流域的上、中、下游，对黑河流域人类活动较密集的区域具有良好的代表性。

研究区位置、观测站点分布见图1及表1。

表1 涡度相关法观测站点及站点信息

测点	所在地区	东经/(°)	北纬/(°)	高程/m	下垫面类型 <sup>[31]</sup>
埡口站	青海省祁连县	100.2421	38.0142	4148	高寒草甸
大沙龙站	青海省祁连县	98.9406	38.8399	3739	湿地高寒草甸
阿柔站	青海省祁连县	100.4643	38.0473	3033	亚高山草甸
花寨子站	甘肃省张掖市	100.3201	38.7659	1731	荒漠草原
大满站	甘肃省张掖市	100.3722	38.8555	1556	玉米
湿地站	甘肃省张掖市	100.4464	38.9751	1460	芦苇
荒漠站	内蒙古额济纳旗	100.9872	42.1135	1054	荒漠
混合林站	内蒙古额济纳旗	101.1335	41.9903	874	胡杨和柽柳
四道桥站	内蒙古额济纳旗	101.1374	42.0012	873	柽柳

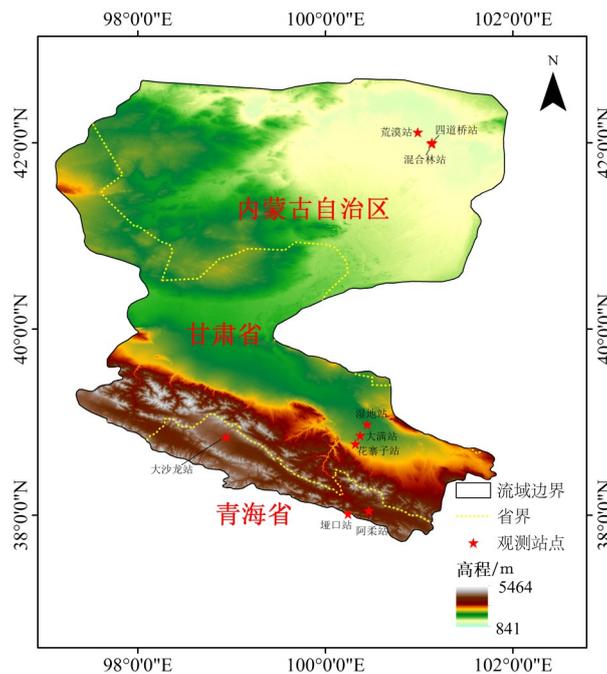


图1 研究区域高程与观测站点分布

涡度相关仪的原始观测数据为10 Hz，利用三维超声风速温度仪观测风速、风向和超声虚温，CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O红外气体分析仪观测CO<sub>2</sub>和水汽浓度。采用Eddypro软件通过野点剔除、延时校正、坐标旋转、频响修正、超声虚温修正以及水汽和CO<sub>2</sub>通量的空气密度脉动影响校正(WPL)修正等<sup>[34]</sup>，生成30 min的显热通量、潜热通量、CO<sub>2</sub>通量等数据。水文气象观测网数据集的发布者对各通量值进行质量评价，主要是大气平稳性和湍流相似性特征的检验，以及输出通量值的质量控制。

**2.2 凝结水计算** 本文的凝结水观测采用涡度相关法(Eddy Covariance Technique, EC)。EC是由Swinbank于1951年提出的一种微气象学测量方法，其通过测量湍流脉动值计算大气与下垫面之间的物质与能量交换<sup>[35]</sup>，是一种直接测定通量的标准方法。本研究将潜热通量的负值作为凝结水观测值。

涡度相关法能够在相对大的区域上测量地表能量通量的变化。日间，涡度相关法测得的潜热通量为正值(向上)，一般归因于蒸散发，地表水汽通过蒸发作用进入大气；夜间，涡度相关法测得的

潜热通量有时是负值(向下),则可归因于凝结水,这是由于空气中的水汽在冷凝作用下凝结,从而产生向下的潜热通量<sup>[19]</sup>。利用能量平衡和涡度协方差技术,将可测得的潜热通量昼夜变化用于估计凝结水量。

根据涡度相关法,某一物理变量  $C$ (如  $\text{CO}_2$  或水汽)的垂直通量  $F$  可通过式(1)计算<sup>[36]</sup>:

$$F = \overline{\rho_a w x} \quad (1)$$

式中:  $w$  为垂直风速;  $\rho_a$  为空气密度,  $\text{kg/m}^3$ ;  $x$  为  $C$  的浓度,为  $C$  在空气中密度与空气密度之比。根据 Reynolds 分解<sup>[37]</sup>,可得到  $\rho_a = \overline{\rho_a} + \rho'_a$ ,  $w = \overline{w} + w'$ ,  $x = \overline{x} + x'$ , 其中  $\overline{\rho_a}$ 、 $\overline{w}$  和  $\overline{x}$  表示空气密度、垂直风速和物理变量浓度的平均值,  $\rho'_a$ 、 $w'$  和  $x'$  表示空气密度、垂直风速和物理变量  $x$  浓度的脉动值。基于此可得到式(2)<sup>[38]</sup>:

$$F = \overline{\rho_a \overline{w} \overline{x}} + \overline{\rho'_a w' x'} \quad (2)$$

其中:  $\overline{\rho_a \overline{w} \overline{x}}$  为垂直平流项;  $\overline{\rho'_a w' x'}$  为湍流通量项。

假设下垫面平坦均匀,则  $\overline{w} = 0$ , 垂直平流项  $\overline{\rho_a \overline{w} \overline{x}}$  为 0, 物理变量  $C$  的垂直通量  $F$  可简化为式(3)<sup>[38]</sup>:

$$F = \overline{\rho'_a w' x'} \quad (3)$$

依据上式,则显热通量( $H$ ),潜热通量( $LE$ )可分别表示为式(4)、式(5)<sup>[36]</sup>:

$$H = \rho_a C_p \overline{w' T'_s} \quad (4)$$

$$LE = L_v \overline{w' \rho'_v} \quad (5)$$

其中:  $C_p$  为湿空气的定压比热容,  $C_p = 1004.64(1 + 0.84q)$ ,  $q$  为比湿;  $L_v$  为汽化潜热,  $L_v = (2.501 - 0.00237T) \times 10^6$ , 单位为  $\text{J/kg}$ ,  $T$  为气温;  $\rho_v$  为水汽绝对密度( $\text{kg/m}^3$ );  $T_s$  为实际空气的超声虚温。

涡度相关法观测得到的潜热通量往往存在缺失值,在应用前需对观测数据进行插补。本研究中通量数据缺失值小于等于 1.5 h 的缺失数据使用线性内插法插补,大于 1.5 h 且小于等于 24 h 使用平均昼夜变化法插补(mean diurnal variation method)<sup>[20,39-40]</sup>,大于 24 h 则视为无效数据不予使用。

### 3 结果与讨论

**3.1 凝结天数、历时及水量** 根据上述方法,计算 2016 年黑河水文气象观测网站点的凝结水特征如表 2 所示。其中每日凝结时长表示在凝结水发生的天数中平均每日的凝结发生时长,凝结发生时长通过统计负值潜热通量的时间长度确定。日均凝结水量通过凝结水总量与凝结水总天数计算得到。2016 年总天数为 366 d,但由于各站点缺测、漏测问题,导致具有完整 24 h 观测数据的可用天数存在不同,因此表 2 中各站点的观测总天数存在不同。

从表 2 可知,黑河流域的 9 个观测站普遍观测到凝结水。利用可用的观测数据计算凝结水发生天数占观测天数的比例得到阿柔站 100% 的天数产生凝结,埡口站、大沙龙站、花寨子站、荒漠站和四道桥站有 97% ~ 99.7% 的天数产生凝结水,湿地站和混合林站凝结水发生比例分别为 76.3% 和 75.6%。可以认为,该区域凝结现象普遍发生且频繁发生。

计算产生凝结作用的日子凝结的持续时间可知,荒漠站的每日凝结时长最长为每天 10.2 h,考虑是因荒漠下垫面土壤含水量较低所致;湿地站每日凝结时长最短仅为 1.3 h,考虑是因湿地站下垫面较为湿润的缘故;其余站点的每日凝结时长在 3.1 ~ 9.4 h 不等。各站点观测到的潜热通量负值通常发生在傍晚至清晨,表明黑河流域的夜晚通常会有水汽通过凝结回到地表,形成夜间的水汽循环。比较凝结水发生的天数比例和每日凝结时长如图 2 所示。从图 2 可以看出,凝结水的发生比例与每日凝结时长存在一定关系,凝结水的每日凝结时长较高的站点如埡口站、大沙龙站、阿柔站、花寨子站、荒漠站和四道桥站,其凝结水发生的天数比例较高。两者的相关性表明这些站点具有较高的凝结水发生频率使得每日凝结时长和凝结水发生的天数比例均具有较高的水平。

表2 凝结水总量与持续时间统计

	凝结水天数 /d	观测总天数 /d	发生比例 /%	每日凝结时长 /(h/d)	凝结水总量 /mm	日均凝结水量 $\times 10^{-2}/\text{mm}$	凝结水速率 /0.01(mm/h)
埡口站	353	359	98.33	5.4	24.66	6.99	1.29
大沙龙站	317	318	99.69	6.0	11.18	3.53	0.58
阿柔站	363	363	100.00	6.4	21.44	5.91	0.92
花寨子站	361	363	99.45	7.6	19.88	5.51	0.73
大满站	281	304	92.43	3.1	6.33	2.25	0.73
湿地站	164	215	76.28	1.3	6.68	4.08	3.15
荒漠站	365	366	99.73	10.2	14.82	4.06	0.40
混合林站	217	287	75.61	4.0	9.85	4.54	1.13
四道桥站	203	209	97.13	9.4	16.06	7.91	0.84

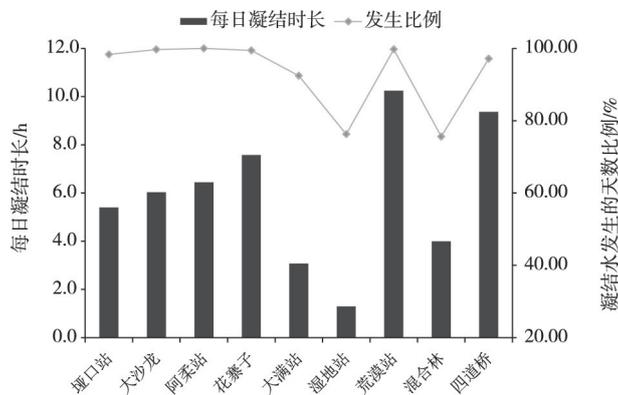


图2 比较凝结水发生天数比例与每日凝结时长

与发生凝结的天数及每日时长一样，凝结水总量及日均凝结水量在不同站点也是不同。凝结水量最大的是埡口站为 24.66 mm，最小的是大满站为 6.33 mm，阿柔站和花寨子站为 19.88 ~ 21.44 mm 不等，而大沙龙站、湿地站、荒漠站、混合林站和四道桥站为 6.68 ~ 16.06 mm 不等。各站点具有不同的日均凝结水量，其中日均凝结水量最高的是四道桥站为 0.0791 mm，埡口站日均凝结水仅次于四道桥站为 0.0699 mm。最低的是大满站为 0.0225 mm，与凝结水总量的最低值站点一致。阿柔站和花寨子站为 0.0551 ~ 0.0591 mm 不等，而大沙龙站、湿地站、荒漠站和混合林站为 0.0353 ~ 0.0454 mm 不等。凝结水速率通过日均凝结水量和每日凝结时长计算得到，表示发生凝结水的时段中每小时产生的凝结水量。凝结水速率在各站点间差异较小，凝结水速率最高为湿地站  $3.15 \times 10^{-2}$  mm/h，最低为荒漠站为  $0.40 \times 10^{-2}$  mm/h，其余站点凝结水速率在  $0.58 \times 10^{-2} \sim 1.29 \times 10^{-2}$  mm/h 不等。

**3.2 凝结水量与降水及蒸散发量对比** 将9个站点涡度仪在可用观测天数期间得到的潜热通量正值作为蒸散发量，负值作为凝结水量，以及雨量计观测的降雨量列在一起，并计算凝结水量与蒸散发量和降水量的比例列于表3。

由表3可知，蒸散发量最大的是湿地站为 854.09 mm，蒸散发量最低的是荒漠站为 51.42 mm。埡口站、大沙龙站、阿柔站、大满站和混合林站的蒸散发量为 420 ~ 730 mm 不等，花寨子站和四道桥站的蒸散发总量分别为 293.22 mm 和 190.64 mm，处于较低的蒸散发水平。黑河流域降雨量差异较大，降雨量最高的是埡口站为 462.0 mm，大沙龙站和阿柔站的降雨量为 355 ~ 465 mm 不等，荒漠站和四道桥站降雨量最少，分别为 36.1 mm 和 11.7 mm。整体而言，站点降雨量具有随站点高程的降低而减少的趋势。对比降雨量和蒸散发量可知，除埡口站以外其余站点的蒸散发量均高于降雨量。在蒸散发量高于降雨量的8个站点中，大沙龙站、阿柔站、大满站、湿地站、混合林站和四道桥站均有良好的植被覆盖，蒸散发量高于降雨量和凝结水量之和的原因是受到径流补给。花寨子站下垫面为荒漠草原，同样由于径流补给使得蒸散发量高于降雨量与凝结水量之和。荒漠站的下垫面为荒漠，

表3 黑河生态水文观测站网站点2016年凝结水量、蒸散发量及降水量对比

	观测总天数/d	凝结水量/mm	蒸散发量/mm	降雨量/mm	凝结水比蒸散发/%	凝结水比降雨/%
埡口站	359	24.66	422.05	462.0	5.84	5.34
大沙龙站	318	11.18	488.85	356.1	2.29	3.14
阿柔站	363	21.44	509.75	463.9	4.21	4.62
花寨子站	363	19.88	293.22	180.6	6.78	11.01
大满站	304	6.33	588.79	90.1	1.07	7.02
湿地站	215	6.68	854.09	48.2	0.78	13.87
荒漠站	366	14.82	51.42	36.1	28.82	41.05
混合林站	287	9.85	723.51	49.4	1.36	19.93
四道桥站	209	16.06	190.64	11.7	8.43	137.28

极端干旱且无灌溉活动和地表水补给通道，这一站点蒸散发量高于降雨量的情况与本文提出的“蒸散发量大于降水量与径流量之差现象”相符。

凝结水量占蒸散发总量之比平均为6.62%，其中荒漠站凝结水与蒸散发之比最高为28.82%，湿地站凝结水与蒸散发之比最低为0.78%。埡口站、阿柔站、花寨子站和四道桥站的凝结水占蒸散发比例为4%~9%不等，大沙龙站、大满站和混合林站的凝结水与蒸散发比为1%~2.3%不等，可知不同下垫面凝结水与蒸散发之比差别较大。由于干旱半干旱区荒漠覆盖面积大，荒漠站凝结水与蒸散发之比最高，因此凝结水对干旱半干旱区的重要性不可忽视。

凝结水与降雨总量之比平均为27.03%，其中四道桥站凝结水与降雨量之比最高为137.28%，凝结水超过降雨在可用观测时段期间成为主要的水来源；荒漠站次之为41.05%，凝结水与降雨量之比最低的是大沙龙站为3.14%。花寨子站、混合林站和湿地站凝结水占降雨量之比为10%~20%不等，埡口站、阿柔站和大满站的凝结水占降雨量之比为4%~7%。整体而言，凝结水占降雨量比例具有随高程降低而增大的趋势。凝结水是黑河下游不可忽视的水来源。由此可知，当水量平衡忽略凝结水时，由于缺少凝结水的水量输入，水量平衡中的水量输入项较实际情况少，可能会出现蒸散发量高于降水量与径流量之差的现象。

**3.3 凝结水量与水量平衡方程闭合度** 上述数据与分析表明，凝结水在干旱区水循环要素中的比例并不很低，在有些下垫面情况下甚至很大，应在水量平衡方程中显式表达。

一个区域的水量平衡方程的一般形式可以表述为：

$$W_{in} = W_{out} + \Delta S \quad (6)$$

式中 $W_{in}$ 、 $W_{out}$ 、 $\Delta S$ 分别为计算区域的入流量、出流量和储量变化值。

不同尺度、不同区域的水量平衡计算公式通常有不同变型。对于闭合流域且无跨流域调水时，水量平衡公式为：

$$P = ET + R + \Delta S \quad (7)$$

流域的入流量为降水量 $P$ ，出流量为垂向蒸散发量 $ET$ 及横向地表水及地下水出流量之和 $R$ ，储存量的变化为土壤水、地表水、地下水的储量变化之和 $\Delta S$ <sup>[41]</sup>。储存量中，地表水储量可以通过对水位和地形的观测得到，土壤水和地下水储量既可以通过埋设土壤墒情传感器和地下水观测网进行点尺度观测，也可以通过遥感卫星进行面尺度观测<sup>[42]</sup>。但由于地表径流观测的难度，以及土壤墒情传感器和地下水点尺度观测存在的误差，对储存量的精确估算往往存在难度。而长时间尺度上，流域的总储水量通常变化不大，可将储存量视为趋近于0<sup>[43]</sup>。以上水量平衡公式是水资源评价的基本出发点。

在计入凝结水量后，水量平衡要素增加为4项，水量平衡方程变为：

$$P = ET - N + R + \Delta S \quad (8)$$

式中 $N$ 为凝结水量，单位mm。

本文计算了9个站点的降雨量、蒸散发量、凝结水量。其中，荒漠站最为典型。荒漠站位于内蒙

古额济纳旗，下垫面是荒漠，自2015年4月开始观测至今。该站观测范围内，无地表径流补给，地表产流及地下径流较少，所在区域土壤水、地表水和地下水的储量总量也较小，水循环过程主要是降雨、蒸发、凝结。

在研究时段内，荒漠站降雨量 $P$ 为36.1 mm，蒸散发量 $ET$ 为51.42 mm，根据传统水量平衡公式，计算可得 $R+\Delta S$ 为-15.32 mm。这一结果表明荒漠站所在区域受地表水、地下水、储量的补给为15.32 mm。但该站地处干旱区，降水量稀少，下垫面为荒漠，无灌溉活动，无地表水补给通道，因此这一结果存在明显的误差。

考虑新的水量平衡方程，将荒漠站凝结水量14.82 mm代入方程，计算可得 $R+\Delta S$ 仅为-0.5 mm，平衡关系基本成立，与该地区极端干旱状况相符。此外，由于干旱半干旱区降雨易产生观测误差，同时涡度相关法观测得到的蒸散发及凝结水量同样存在观测误差，因此-0.5 mm的 $R+\Delta S$ 值可认为是误差、地表地下径流、以及储量变化的总和。综合误差因素、当地气候因素，这一结果与实际情况更为相符。

对比前后两项水量平衡公式可知，传统的水量平衡公式未考虑凝结水因素，因此由于凝结作用导致的计算误差都被考虑在 $R+\Delta S$ 中，在凝结作用活跃的区域会错误估计地表地下水径流和储量变化，这一误差取决于凝结水量在总水资源量中占据的比重。而研究中存在的蒸散发高于降水量的状况，其中的部分原因也是由于通过蒸散发从地表进入大气的水汽在凝结作用下回到地表，使得这部分水资源量的计算出现误差。新水量平衡解决了凝结水导致的误差，有效提高水量平衡方程闭合度。

**3.4 凝结水估算的不确定性及其能量闭合度分析** 诸多研究表明能量不闭合问题在涡度相关法观测中普遍存在，显热通量与潜热通量之和 $(H+LE)$ 通常低于可用能量 $(R_n-G)$ <sup>[44]</sup>，也有研究指出基于涡度

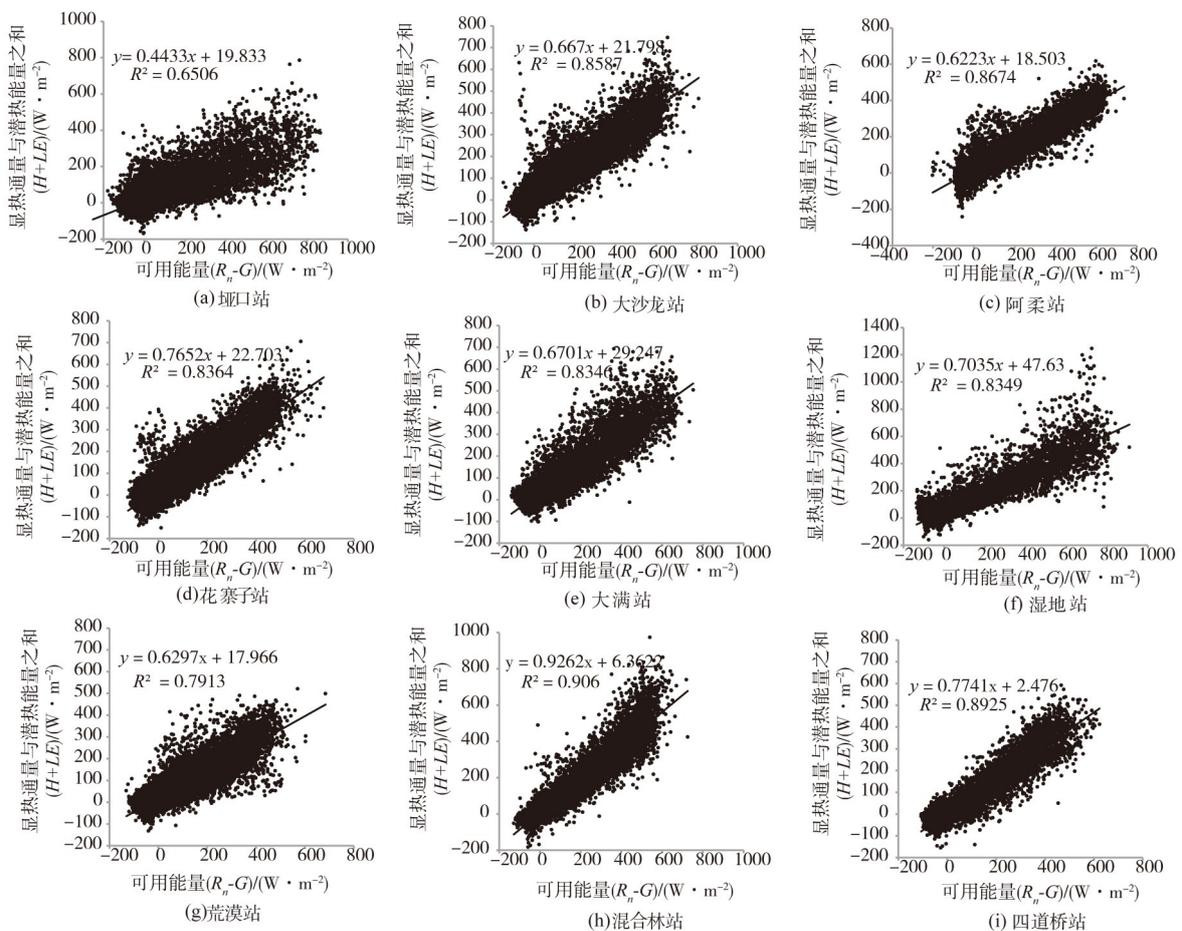


图3 各站点2016年可用观测天数期间的涡度相关法能量闭合程度

相关法的凝结水量估算误差问题, 半小时尺度的凝结水量估算误差要高于日尺度和月尺度的误差水平<sup>[19]</sup>。能量闭合度的测定可通过 $(H+LE)$ 与 $(R_n-G)$ 的线性回归进行评价<sup>[31,45]</sup>, 各站点半小时尺度的 $(H+LE)$ 与 $(R_n-G)$ 线性拟合如图3。

图3的斜率代表能量闭合度水平。各站点能量闭合度平均为0.69, 最大值为混合林站0.93, 最小值为埡口站0.44, 花寨子站、湿地站和四道桥站的能量闭合度为0.70至0.77不等, 大沙龙站、阿柔站、大满站和荒漠站的能量闭合度为0.62至0.67不等。可见, 研究区域的涡度观测也存在能量不闭合问题。其影响因素多种多样, 如有研究认为风速对凝结水的形成有影响, 微风有利于凝结水的形成, 较大风速则不利于水分凝结<sup>[2,46-47]</sup>, 而在微风的夜晚涡度相关法会因能量不闭合问题而低估潜热通量<sup>[40]</sup>, 导致凝结水被低估。根据这一点, 本文估算的凝结水量或低于实际凝结水量, 能量闭合度0.69相应的凝结水低估值占 $(R_n-G)$ 的比例在0%至31%之间, 进一步说明凝结水在水量平衡中不可忽视, 后续研究需要更高精确度的凝结水量观测与估算。

此外, 本研究直接使用涡度相关法观测得到的潜热通量负值计算凝结水量, 但在实际观测中其仍可进一步细分为3部分: (1)温度低于露点温度时气态水在地面表层凝结; (2)气态水在植被表面凝结; (3)气态水进入土壤, 在土壤颗粒表面变为液态水<sup>[20]</sup>。凝结水观测方法, 例如涡度相关法、蒸渗仪法, 通常同时观测这3部分的总和。后续研究可根据露点温度和土壤中凝结的发生条件, 对凝结水的3部分进行细分, 分别研究3者在水量平衡中的地位。

## 4 结论

凝结水是干旱半干旱区的重要水来源之一, 凝结作用是蒸散发的逆向运动, 在干旱半干旱区忽视凝结水可能导致较大的水量平衡计算误差。为此, 本文利用涡度相关法观测凝结水量, 并提出考虑凝结水的水量平衡方程, 主要得出以下结论: (1)黑河流域的9个观测站普遍在夜间观测到凝结水, 埡口站、大沙龙站、阿柔站、花寨子站、荒漠站和四道桥站均具有97%以上的天数观测到凝结水, 凝结水作用在以上站点频繁发生, 黑河流域具有普遍且频繁的凝结作用。每日凝结时长最高的是荒漠站为10.2 h, 而最低的是湿地站为1.3 h。(2)2016年凝结水总量在不同站点差距较大, 凝结水量最大的是埡口站为24.66 mm, 最小的是大满站为6.33 mm, 阿柔站、花寨子站为19.88~21.44 mm不等, 而大沙龙站、湿地站、荒漠站、混合林站和四道桥站为6.68~16.06 mm不等。对日均凝结水于每日凝结时长分析得知, 日均凝结水是对凝结水总量的主要影响因素。能量不闭合分析可知涡度相关法估算得到的凝结水量可能低于实际凝结水量, 凝结水量在水量平衡中的地位不可忽视。(3)凝结水量占蒸散发总量之比平均为6.62%, 比例最高的是荒漠站为28.82%, 比例最低的是湿地站为0.78%。埡口站、阿柔站、花寨子站和四道桥站的凝结水占蒸散发比例为4%~9%不等, 大沙龙站、大满站和混合林站的凝结水与蒸散发比为1%~2.3%不等。凝结水与降雨总量之比平均为27.03%, 其中四道桥站凝结水与降雨量之比最高为137.28%, 荒漠站次之为41.05%, 比例最低的是大沙龙站为3.14%。花寨子站、混合林站和湿地站, 凝结水占降雨量比例为10%~20%不等, 其余站点比例为4%~7%。整体而言, 凝结水占降雨量比例具有随高程降低而增大的趋势。(4)考虑凝结水的水量平衡方程包含降水项、蒸散发项、凝结水项、径流项、储量变化项, 通过五项变量表征干旱半干旱区的水循环。在多年平均的尺度上, 当流域的总储水量变化不大, 可概括为四要素的水量平衡方程, 即 $P+N-ET-R=0$ 。荒漠站的应用表明新水量平衡方程与实际更为相符。新的水量平衡方程充分考虑了从地表进入大气后再次回到地表的水量, 减少凝结水导致的闭合度误差, 从而有效提高了水量平衡方程的精确度。

## 参 考 文 献:

- [1] 倪攀, 金昌杰, 王安志, 等. 半干旱风沙草原区草地潜热通量的特征[J]. 中国农业气象, 2008(4):

- 427–431, 435 .
- [ 2 ] 庄艳丽, 赵文智 . 干旱区凝结水研究进展[J] . 地球科学进展, 2008(1): 31–38 .
- [ 3 ] 张强, 王胜 . 关于干旱和半干旱区陆面水分过程的研究[J] . 干旱气象, 2007(2): 1–4 .
- [ 4 ] SUBRAMANIAM A R, RAO A V R K . Dew fall in sand dune areas of India[J] . International Journal of Biometeorology, 1983, 27(3): 271–280 .
- [ 5 ] GUTTERMAN Y, SHEM–TOV S . Mucilaginous seed coat structure of *Carrichtera annua* and *Anastatica hierocuntica* from the Negev Desert highlands of Israel, and its adhesion to the soil crust[J] . Journal of Arid Environments, 1997, 35(4): 695–705 .
- [ 6 ] KIDRON G J, HERRNSTADT I, BARZILAY E . The role of dew as a moisture source for sand microbiotic crusts in the Negev Desert, Israel[J] . Journal of Arid Environments, 2002, 52(4): 517–533 .
- [ 7 ] JACOBS A F, HEUSINKVELD B G, BERKOWICZ S M . Dew deposition and drying in a desert system: a simple simulation model[J] . Journal of Arid Environments, 1999, 42(3): 211–222 .
- [ 8 ] DUVDEVANI S . An optical method of dew estimation[J] . Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1947, 73(317/318): 282–296 .
- [ 9 ] GILEAD M, ROSENAN N . Ten years of dew observation in Israel[J] . Israel Exploration Journal, 1954, 4(2): 120–123 .
- [ 10 ] KIDRON G J, YAIR A, DANIN A . Dew variability within a small arid drainage basin in the Negev Highlands, Israel[J] . Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2000, 126(562): 63–80 .
- [ 11 ] 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 .
- [ 12 ] KIDRON G J . A simple weighing method for dew and fog measurements[J] . Weather, 1998, 53(12): 428–433 .
- [ 13 ] KIDRON G J . Altitude dependent dew and fog in the Negev Desert, Israel[J] . Agricultural and Forest Meteorology, 1999, 96(1/3): 1–8 .
- [ 14 ] KIDRON G J, BARZILAY E, SACHS E . Microclimate control upon sand microbiotic crusts, western Negev Desert, Israel[J] . Geomorphology, 2000, 36(1/2): 1–18 .
- [ 15 ] ZANGVIL A . Six years of dew observations in the Negev Desert, Israel[J] . Journal of Arid Environments, 1996, 32(4): 361–371 .
- [ 16 ] JACOBS A F, 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 .
- [ 17 ] NINARI N, BERLINER P R . 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[J] . Atmospheric Research, 2002, 64(1/4): 323–334 .
- [ 18 ] VERMEULEN A T, WYERS G P, RÖMER F G, et al . Fog deposition on a coniferous forest in The Netherlands [J] . Atmospheric Environment, 1997, 31(3): 375–386 .
- [ 19 ] MORO M J, WERE A, VILLAGARCÍA L, et al . Dew measurement by eddy covariance and wetness sensor in a semiarid ecosystem of SE Spain[J] . Journal of Hydrology, 2007, 335(3/4): 295–302 .
- [ 20 ] HAO X M, LI C, GUO B, et al . Dew formation and its long–term trend in a desert riparian forest ecosystem on the eastern edge of the Taklimakan Desert in China[J] . Journal of Hydrology, 2012, 472: 90–98 .
- [ 21 ] LEKOUCH I, LEKOUCH K, MUSELLI M, et al . Rooftop dew, fog and rain collection in southwest Morocco and predictive dew modeling using neural networks[J] . Journal of Hydrology, 2012, 448: 60–72 .
- [ 22 ] 涂钢, 刘辉志, 董文杰 . 半干旱区不同下垫面近地层湍流通量特征分析[J] . 大气科学, 2009, 33(4): 719–725 .
- [ 23 ] 陈丽晶, 张镭, 梁捷宁, 等 . 半干旱区不同下垫面大气湍流通量比较分析[J] . 高原气象, 2017, 36(5): 1325–1335 .
- [ 24 ] ZHANG J, ZHANG Y M, DOWNING A, et al . The influence of biological soil crusts on dew deposition in Gurbantunggut Desert, Northwestern China[J] . Journal of Hydrology, 2009, 379(3/4): 220–228 .
- [ 25 ] JIA R L, LI X R, LIU L C, et al . Effects of sand burial on dew deposition on moss soil crust in a revegetated area of the Tennger Desert, Northern China[J] . Journal of Hydrology, 2014, 519: 2341–2349 .
- [ 26 ] SAMMIS T W, GAY L W . Evapotranspiration from an arid zone plant community[J] . Journal of Arid Environ-

- ments, 1979, 2(4): 313–321 .
- [ 27 ] MALEK E, MCCURDY G, GILES B . Dew contribution to the annual water balances in semi-arid desert valleys [J] . Journal of Arid Environments, 1999, 42(2): 71–80 .
- [ 28 ] BERKELHAMMER M, HU J, BAILEY A, et al . The nocturnal water cycle in an open-canopy forest[J] . Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, 118(17): 10225–10242 .
- [ 29 ] 李九一, 李丽娟 . 中国水资源对区域社会经济发展的支撑能力[J] . 地理学报, 2012, 67(3): 410–419 .
- [ 30 ] 李原园, 曹建廷, 沈福新, 等 . 1956 ~ 2010 年中国可更新水资源量的变化[J] . Scientia Sinica Terrae, 2014, 44(9): 2030–2038 .
- [ 31 ] LIU S M, XU Z W, WANG W Z, et al . A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem[J] . Hydrology and Earth System Sciences, 2011, 15(4): 1291–1306 .
- [ 32 ] LI X, CHENG GD, LIU SM, et al . Heihe Watershed Allied Telemetry Experimental Research (HiWATER): Scientific objectives and experimental design[J] . Bulletin of the American Meteorological Society, 2013, 94(8): 1145–1160 .
- [ 33 ] 李新, 刘绍民, 马明国, 等 . 黑河流域生态—水文过程综合遥感观测联合试验总体设计[J] . 地球科学进展, 2012, 27(5): 481–498 .
- [ 34 ] 王维真, 徐自为, 刘绍民, 等 . 黑河流域不同下垫面水热通量特征分析[J] . 地球科学进展, 2009, 24(7): 714–723 .
- [ 35 ] 张智慧, 王维真, 马明国, 等 . 黑河综合遥感联合试验涡度相关通量数据处理及产品分析[J] . 遥感技术与应用, 2010, 25(6): 788–796 .
- [ 36 ] WEBB E K, PEARMAN G I, LEUNING R . Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer[J] . Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1980, 106(447): 85–100 .
- [ 37 ] REYNOLDS O . On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion [J] . Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 1895 (186): 123–164 .
- [ 38 ] LEE X, MASSMAN W, LAW B . Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis[M] . Springer Science & Business Media, 2004 .
- [ 39 ] FALGE E, BALDOCCHI D, OLSON R, et al . Gap filling strategies for long term energy flux data sets[J] . Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 107(1): 71–77 .
- [ 40 ] 郭晓楠, 查天山, 贾昕, 等 . 典型沙生灌木生态系统凝结水量估算[J] . 北京林业大学学报, 2016, 38(10): 80–87 .
- [ 41 ] 董斌, 崔远来, 黄汉生, 等 . 国际水管理研究院水量平衡计算框架和相关评价指标[J] . 中国农村水利水电, 2003(1): 5–8 .
- [ 42 ] PENG J, LOEW A, MERLIN O, et al . A review of spatial downscaling of satellite remotely sensed soil moisture [J] . Reviews of Geophysics, 2017, 55(2): 341–366 .
- [ 43 ] ZHANG L, POTTER N, HICKEL K, et al . Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework—Model development and testing[J] . Journal of Hydrology, 2008, 360(1/4): 117–131 .
- [ 44 ] TWINE T E, KUSTAS W P, NORMAN J M, et al . Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland[J] . Agricultural and Forest Meteorology, 2000, 103(3): 279–300 .
- [ 45 ] WILSON K, GOLDSTEIN A, FALGE E, et al . Energy balance closure at FLUXNET sites[J] . Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113(1/4): 223–243 .
- [ 46 ] 郭斌, 陈亚宁, 郝兴明, 等 . 不同下垫面土壤凝结水特征及其影响因素[J] . 自然资源学报, 2011, 26(11): 1963–1974 .
- [ 47 ] YE Y, ZHOU K, SONG L, et al . Dew amounts and its correlations with meteorological factors in urban landscapes of Guangzhou, China[J] . Atmospheric Research, 2007, 86(1): 21–29 .

## A new water balance equation introducing dew amount in arid area

WANG Zhongjing<sup>1, 2, 3</sup>, ZHANG Zixiong<sup>1</sup>, SUO Ying<sup>1</sup>

(1. Department of Hydraulic Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China;

2. State Key Lab of Hydrosience and Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China;

3. State Key Lab of Plateau Ecology and Agriculture, Qinghai University, Xining 810016, China)

**Abstract:** Dew, defined as water transported from atmosphere to certain surface due to condensation, was often ignored in water balance calculation. In this study, observation data from nine stations of Heihe Hydrometeorological Observation Network in 2016 was used to calculate and evaluate dew quantity and duration. The results indicated that condensation was common in Heihe river basin that dew was monitored on more than 75% days in all stations. Dew amount of nine stations in 2016 ranged from 6.56mm to 25.13mm, while the mean value was 15.47mm. Calculating the ratio of dew to evapotranspiration, average ratio was 6.61%, while the maximum and minimum ratios were 28.82% and 0.77%, respectively. Ratio of dew to precipitation is 18.54% in average, while the maximum and minimum ratios were 63.25% and 3.02%, respectively. The mean energy balance closure is 0.69. These percentages showed that condensed water in arid areas could not be ignored in water balance. Based on above analysis, this paper proposed that dew should be considered in water balance equation of the arid area. The new water balance calculation in desert showed the new water balance equation effectively increased the closure of water balance equation and improved the accuracy of the water balance equation.

**Keywords:** dew; arid region; eddy correlation; water balance; Heihe river basin

(责任编辑: 祁 伟)

### 论文摘要编写要点

论文摘要十分重要,它是沟通读者和作者之间的桥梁。在今天信息时代,读者不可能阅读刊物的每一篇论文去查找所需的信息,只有通过摘要了解论文的主要内容,从而判断有无必要阅读全文。国内外的检索系统为了信息交流,更建立了各种二次文献数据库,帮助读者通过查找论文摘要,以便提取原文。而二次文献数据库的基础是作者的论文摘要。但许多作者却往往忽视了论文摘要的这一重要意义,没有下工夫把论文摘要写好,尤其是英文摘要。当今科技领域,英文已经成为国际交流语言,世界各国学者想追踪了解某一学科的发展情况,多会用英文工具书、数据库进行检索。而国外的检索系统也主要通过英文摘要判断论文是否被收录进数据库。为了帮助作者写好摘要,我编辑部在给作者的论文修改通知中都附有《摘要编写要点》,供作者参考。现再刊登于下,以便作者查阅。

1. 摘要是论文内容不加注释和评论的简短陈述,应包括正文的要点,具有独立性和自含性,让读者不阅读全文就能了解论文的基本内容,以判断有无必要阅读全文,也可供二次文献采用。

2. 摘要应说明研究工作的目的、方法与手段、结果和结论,要尽量简短,尽可能省略课题的背景信息。

3. 摘要中的内容应在正文中出现,不能对正文进行补充和修改。

4. 摘要中不用图、表、非公用共知的符号和术语,不能引用文献;缩写名称在第一次出现时要有全称(包括中文和英文)。

5. 摘要中不要多列数据,出现的应该是最重要的、最关键数据。

6. 中文摘要一般300字左右,中英文摘要应基本对照,不能因为某些内容不好翻译就略去。

7. 关键词是为了文献标引工作,是从论文中选取出来用以表示全文主题内容信息的单词或术语,一般为3~8个词,尽量用规范词。

《水利学报》编辑部