

李伟光,刘少军,韩静,等.基于遥感蒸散量的我国干旱特征研究[J].沙漠与绿洲气象,2021,15(3):93-99.

doi: 10.12057/j.issn.1002-0799.2021.03.012

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



基于遥感蒸散量的我国干旱特征研究

李伟光^{1,2},刘少军^{1,2},韩 静^{1,2},陈小敏^{1,2},赵 婷^{1,2}

(1.海南省气象科学研究所,海南 海口 570203;

2.海南省南海气象防灾减灾重点实验室,海南 海口 570203)

摘 要:为掌握我国不同地区降水与蒸散平衡状况,深入理解干旱发生特征,使用 MODIS 反演的地表实际蒸散量与气象站点降水观测数据,对我国干旱特征进行了分析。结果表明,我国年平均蒸散量为 530 mm,从华南的 1 000 mm 左右向西北、东北 200~400 mm 的区域递减。潜在蒸散南北、东西的空间分布差异程度小于实际蒸散。降水蒸散差与降水充沛月比例的时空分布相似,夏季,我国降水资源最为充沛,大部分地区降水蒸散差>100 mm,降水充沛月比例普遍在 80% 以上;其他季节易发区域性干旱。春季,华北大部分、东北地区东南部降水蒸散差也为正值,但降水充沛月比例不足 40%。秋季华南地区降水蒸散差<-100 mm,比例<40%。冬季,除东南部部分地区外,我国大部分地区降水蒸散差普遍为负值,降水充沛月比例<20%。1961—1989 年与 1990—2018 年降水充沛月比例对比发现,我国中部和西南部部分地区降水充沛月比例存在下降趋势,而北疆、东北和东南部局部地区存在上升趋势。

关键词:蒸散量;水资源盈亏;干旱特征;MOD16

中图分类号:P49;S166

文献标识码:A

文章编号:1002-0799(2021)03-0093-07

水分是植物生长发育过程中最重要的环境因子之一。降水不仅决定了植被的空间分布,降水的年际波动还影响着植被长势。由于固定在植物体内的水分远小于蒸腾,所以可用植被蒸散量与同期降水量之间的差来反映降水满足植被需水的程度^[1-2]。以往研究中多以气象站点观测的数据为基础,采用 Thornthwaite 或 Penman-Monteith 公式计算的参考作物蒸散量^[3-5]来表示作物需水量。参考作物蒸散量反映的是水分充足条件下大气环境要素驱动的作物蒸散量,忽略了植物气孔阻力项的差异,这会导致过高估计植被蒸腾水汽通量。此外,实际蒸散量在时间和空间上是高度变化的,与气象条件、降水、土壤

水文参数、植被类型和密度的时空格局密切相关,这就使得传统潜在蒸散乘以固定作物系数的方法很难反映实际蒸散的时空差异^[6-7]。

遥感可以快速、经济、宏观监测许多影响蒸散的因子,如地表反照率、土壤湿度、地表温度和植被特征等重要信息^[8-9]。随着结合遥感信息和地面气象要素的蒸散模型的发展,为区域实际蒸散的可靠估算提供了科学基础^[10]。2011 年,NASA 在 MODIS 遥感数据蒸散反演算法上取得了重要成果,并通过 NASA 地球观测系统发布了全球 MODIS 陆地蒸散产品数据(MOD16)^[11-12]。

利用 MOD16 月蒸散量产品结合气象观测站的月降水资料,分析地表降水供给与实际蒸散量需求的季节和区域差异,为掌握不同地区干旱状况提供新的视角。

1 资料与方法

1.1 研究资料

收稿日期:2019-11-13;修回日期:2020-06-18

基金项目:国家自然科学基金(41765007);海南省自然科学基金(903295707001);中国气象局创新发展专项(CXFZ2021J070);中国气象局气象软科学项目(2021ZZXM16)

作者简介:李伟光(1981—),男,高级工程师,主要从事生态遥感监测与评估研究。E-mail:163great@163.com

本文所用数据集为 MODIS 反演的蒸散产品 (MOD16A2)。该数据集产品基于 Penman-Monteith 模型算法^[11-12],产品包括地表蒸散量(ET)、潜在蒸散量(PET)、潜热通量(LE)、潜在潜热通量(PLE),空间分辨率为 0.05°,时间分辨率为月,时间范围为 2000—2014 年。下载地址为 http://files.ntsug.umd.edu/data/NTSG_Products/MOD16/。气象数据为 1961—2018 年地面观测月降水量数据。

1.2 研究方法

1.2.1 MOD16 年蒸散及变异系数

基于 MOD16A2 产品计算年平均蒸散量分两步,第一步计算逐月平均蒸散量,若遇到某年某月数据缺测,则计算其余年份相应月份平均蒸散量。第二步根据 12 个月的平均蒸散量相加获得年平均蒸散量。历年蒸散量计算过程为该年 1—12 月蒸散量之和,若某格点数据中含有缺测,则标记该格点数据该年蒸散量为缺测。蒸散量变异系数是历年蒸散量的标准差与年平均蒸散量的比值。

1.2.2 降水蒸散差

气象站点降水量观测数据首先进行质量控制,分别统计每个站点 1—12 月缺测情况,剔除缺测超过 20%以上站点。然后计算逐月平均降水量,合成季节平均降水量。将季节降水量利用反距离加权法 (Inverse Distance Weighted, IDW) 插值到 0.05° 格

点,与季节实际蒸散数据相减得到季节降水蒸散差。

1.2.3 降水充沛月比例

考虑到降水年际变化大,年降水量最大值可能是最小值的 5 倍以上,所以统计了降水充沛月比例(逐月降水量大于同期月平均实际蒸散量月份数的比例)。分别统计 1961—1990 与 1991—2018 年前后 29 a 降水充沛月比例,然后利用 1991—2018 年降水充沛月比例减去 1961—1990 年的值绘制降水充沛月比例变化趋势图。

2 研究结果

2.1 MOD16 准确性研究

为掌握 MOD16 实际蒸散量产品的适用性,汇总了我国 MOD16 准确性检验相关研究结果。科学家主要通过 4 种方式对 MOD16 蒸散产品进行准确性验证(表 1)。一是利用通量观测站实际观测结果对比检验 MOD16 产品在我国森林、农田等不同生态系统的精度,结果表明,MOD16 日产品与站点观测值的匹配程度较好^[14],年值总体相对误差<10%^[15]。二是利用流域水量平衡方法验证 MOD16 年值的准确性,MOD16 年蒸散量的准确性好于通量观测站观测结果。在我国各大流域,辽河、海河、黄河、洛河、淮河流域的验证结果精度较高^[14,16-18]。针对海南岛全岛水分平衡的研究表明,蒸散与径流差比较吻合,多年

表 1 中国 MOD16 蒸散量检验论文汇总

区域	检验方法	结论	参考文献
全国	(1)通量站点观测数据与 MOD16 进行站点尺度的评估;(2)年度流域水量平衡。	(1) MOD16 产品与站点观测值的匹配程度较好;(2)辽河、海河、黄河和淮河流域的验证结果精度较高,MOD16 产品在南方的几大流域的模拟值偏高。	[14]
洞庭湖流域	通量站实测数据与 MOD16 对比分析	相对误差总体<10%左右。	[15]
淮河流域	年度流域水量平衡	MOD16_ET 的多年平均值总体偏小,相对误差总体上控制在 10% 左右,平原优于山地与丘陵。	[16]
陕西北洛河流域	年度流域水量平衡	降水量与蒸散和径流之和基本吻合,显著相关;降水丰年偏差。相对误差均值为 12.04%。	[17]
我国 7 个主要集水区	逐月流域水量平衡	MOD16_ET 在中国流域与基于水量平衡估算的流域实际 ET 相关系数高,一般呈现高估,高估量从北到南有从小到大的特点。	[18]
海南岛	年度流域水量平衡	降水实测值和蒸散与径流之和比较吻合,平均仅为 1%,有 4 a 偏差超过 5%,最大偏差为 9%。	[19]
新疆	蒸发皿蒸发与 MOD16_PET 的相关性检验	蒸发皿实测 ET 与 MOD16-PET 之间具有较高的相关性,相关系数达到 $R^2=0.83$ 。	[20]
关中	蒸发皿校正数据与 MOD16_ET 比较	MOD16 数据在关中地区与校正后实测蒸发数据较为吻合,相对误差 10.38%。	[21]
山东	蒸发皿蒸发与 MOD16_PET 相关性检验	观测站观测数据与 MOD16 数据产品在时空上均保持了相当高的相关性。	[22]
长江中下游	PM 模型计算 PET 与 MOD16_PET 比较	两者相关系数、平均相对误差分别是 0.67%、10.4%。	[23]
宁夏	MOD16 与 BESS 模型 蒸散产品对比	MOD16 和 BESS 两种蒸散具有较高的相关性,BESS 略低。	[24]

平均差异仅为 1%, 只有 4 a 偏差超过 5%^[19]。三是利用气象站点蒸发皿观测数据对 MOD16 中的潜在蒸散量或实际蒸发量拟合值对比, 表明实际观测值与遥感反演数据相关性较高^[20-23]。四是其他蒸散模拟产品与 MOD16 对比, 也表明一致性较高^[24]。总之, MOD16 蒸散产品的准确性能够满足区域水分平衡分析的要求。

2.2 蒸散量的空间分布状况

2000—2014 年, 我国年平均实际蒸散量为 530 mm, 呈现明显的空间差异, 从南向北递减(图 1)。蒸散最小的区域主要分布于我国东北、西北干旱区, 新疆、内蒙古、甘肃和青海的沙漠周边地带, 该区域蒸散量普遍在 200~400 mm。蒸散最大的区域主要分布在热带和亚热带的东南沿海、海南岛、云南南部, 蒸散量在 1 000 mm 以上。我国中部和东部地区蒸散在 500~1 000 mm。由于 MOD16 产品对于无植被覆盖的裸土、沙漠等区域的蒸散不进行计算, 所以图 1 中西北地区的大部分沙漠和戈壁地带为空白。

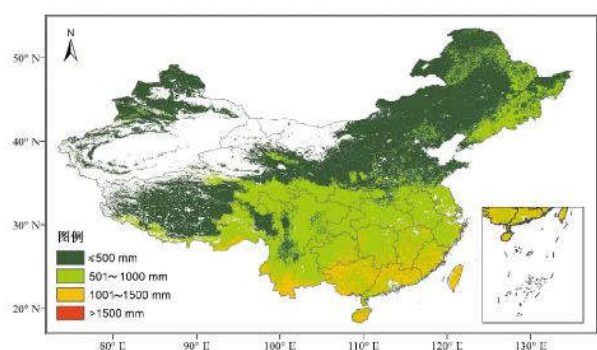


图 1 中国区域年实际蒸散量分布

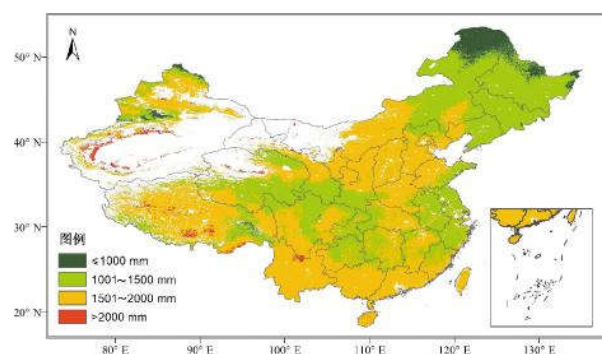


图 2 中国区域潜在蒸散量分布

利用 2000—2014 年数据计算我国潜在蒸散量分布(图 2)显示, 我国大部分地区年潜在蒸散量在 1 000~2 000 mm。仅我国东北和西北的部分区域在 1 000 mm 以下; 东北和我国中部、东部区域潜在蒸

散量在 1 000~1 500 mm; 而其余地区在 1 500 mm 以上。对比实际蒸散(图 1)与潜在蒸散(图 2)的分布可以发现: 潜在蒸散的空间分布南北、东西差异程度小于实际蒸散, 实际蒸散与潜在蒸散的差异从南向北逐渐增大。

2.3 实际蒸散量的年际变异

MOD16 实际蒸散量变异系数分布(图 3)显示, 蒸散量大的区域变异系数比较低。我国南部大部分区域也就是亚热带季风气候区的蒸散量相对稳定, 变异系数<5%。在北部地区, 变异系数在 5%~10%, 而西北地区变异系数在 10%以上。青藏高原地区变异系数最大, 部分地区>20%。在四川盆地, 蒸散量变异系数也比较高, 通过分析数据源发现, 该区域云覆盖量较高、植被数据质量差, 这可能增大了蒸散数据的不确定性。

2.4 四季降水蒸散差空间分布状况

一个地区在一段时间内的干湿状况可用干湿指数衡量, 其中应用最广泛的是潜在蒸散量与同期降水的比值, 在不同文献中称之为干燥度指数、湿润度指数等^[25-26], 该指标常用在气候分区中。为更准确反应降水对生态用水量的满足程度, 本文用降水与同期实际蒸散量差值来衡量。通过四季降水蒸散差分布图(图 4)来看, 夏季, 我国降水蒸散差最大, 降水最充沛, 我国大部分地区降水蒸散差>100 mm。春季, 降水蒸散差最大的区域在我国东南部地区, 普遍>100 mm, 该季节气温比较低, 植被蒸腾也不活跃, 降水相对比较充足; 华北大部、东北地区东南部降水蒸散差约 50 mm, 也是相对湿润的区域。秋季, 我国大部分地区降水蒸散差的分布情况与春季相近, 但华南地区降水蒸散差为负值, 部分区域差值超过 -100 mm; 川渝、华中地区最湿润, 降水蒸散差普遍>50 mm。冬季降水蒸散差普遍为负值, 西北西南地区甚至<-50 mm, 仅我国东南部浙江、福建和江西、湖南及周围部分地区降水蒸散差>50 mm, 降水

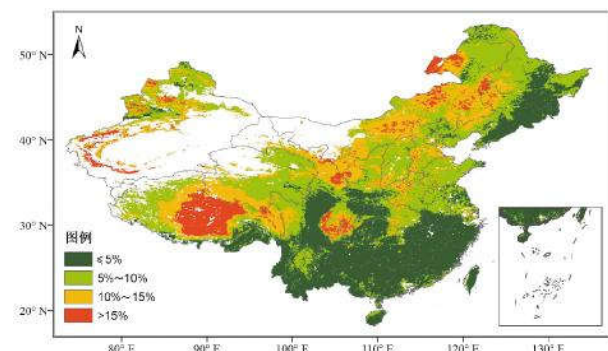


图 3 中国区域年实际蒸散量变异系数分布

比较丰富。

2.5 降水充沛月比例分布

降水的年际波动显著大于实际蒸散量的变化,为从频率上掌握干旱的发生规律,进一步统计了降水充沛月(月降水量大于同期月平均蒸散量)的比例(图5)。一年中,秋冬干燥,春夏湿润;空间上从东南向西北湿润程度递减。春季降水充沛月比例最高的区域在长江中下游,比例在80%以上;而华北、东北、西北及西南地区降水充沛月比例在40%以下,最易发生春季干旱。夏季,我国华南、西南西藏和内蒙等地区降水充沛月比例非常高,在80%以上;中东部地区普遍表现为降水充沛月份比例略低,大部

分在60%~80%。秋季,我国降水充沛月比例高于80%的范围最小,仅川渝地区;华南地区比例也比较低,在普遍在20%~60%。冬季我国绝大部分地区降水充沛月比例<20%,仅东南部小部分区域降水充沛月比例在20%以上。

2.6 降水充沛月比例的趋势

通过对比1961—1989年和1990—2018年降水充沛月比例(图6)可以发现我国干旱趋势。我国东南部地区、西部北疆、东北黑龙江、内蒙东北部以及四川西部、西藏、青海等地区降水充沛月比例在提升;其中北疆和东北部分地区上升明显。而陕西、甘南、宁夏、河南、湖北、贵州西部、四川东部等地区降

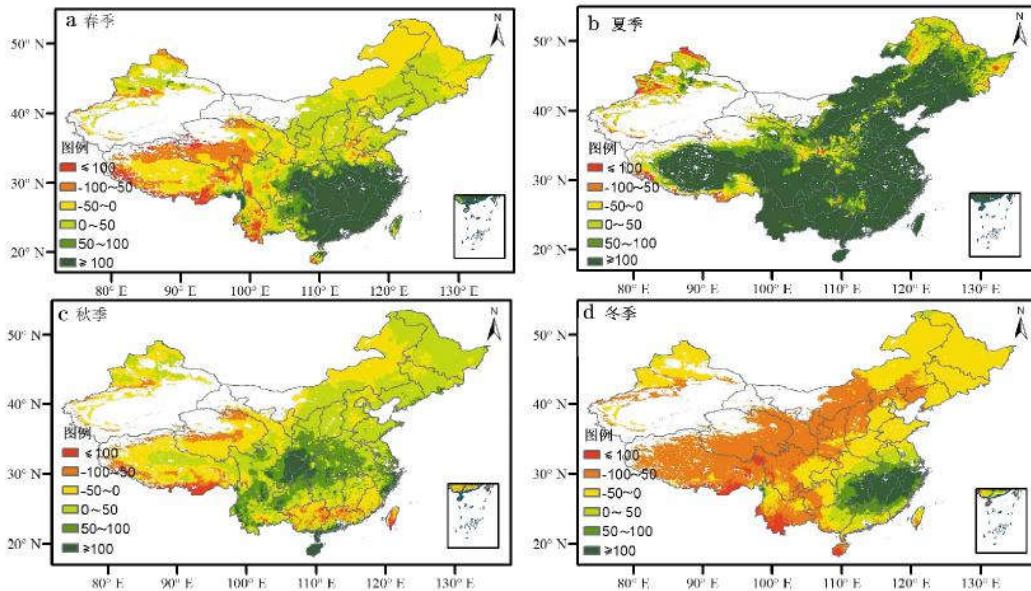


图4 我国各季节降水蒸散差分布

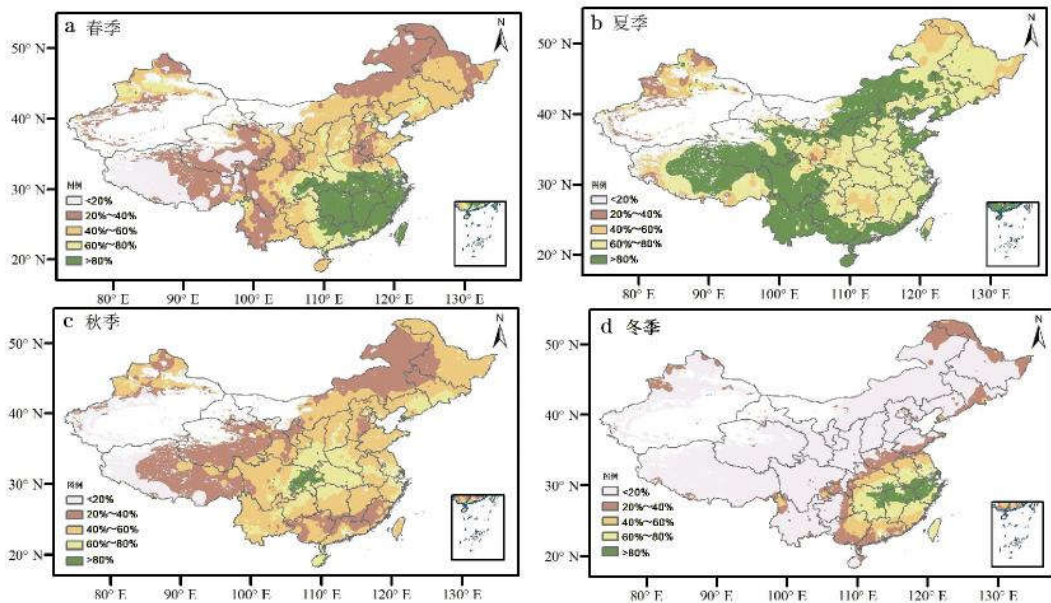


图5 各季节降水充沛月份比例分布

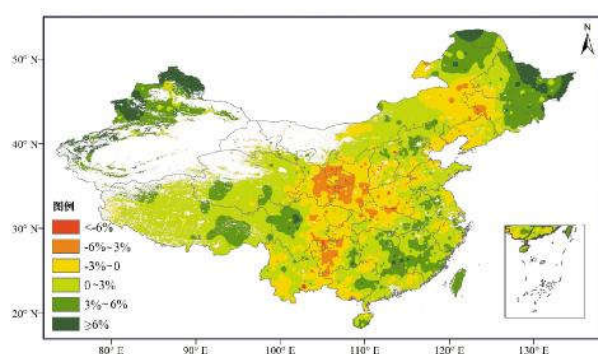


图6 1990—2018年与1961—1989年降水充沛月比例差

水充沛月比例在降低,部分地区降低超过3%。

3 结论

我国平均蒸散量为530 mm/a,从华南的1000 mm向东北、西北地区不足500 mm的区域递减(图1)。年潜在蒸散量大部分地区在1000~2000 mm。潜在蒸散的空间分布南北、东西差异程度小于实际蒸散。实际蒸散量变异系数与实际蒸散量的分布相反,实际蒸散量大的华南地区变异系数在5%以下,而蒸散量相对较小的东北、西北区域变异系数反而>10%。

降水蒸散差分布与降水充沛月比例分布相似,夏季,我国降水资源最充沛,我国大部分地区降水蒸散差>100 mm,降水充沛月比例普遍在80%以上。春季,我国东南部地区水资源充沛,降水蒸散差普遍>100 mm,比例在80%以上;华北大部分、东北地区东南部降水蒸散差为正值,但降水比例<40%。秋季,华南地区降水蒸散差<-100 mm,比例更是<40%。冬季,降水蒸散差普遍为负值,降水充沛月比例都<20%,仅我国东南部江西、湖南及周围部分地区降水蒸散差为正值,降水充沛月比例也普遍在60%以上。1961—1989年与1990—2018年降水充沛月比例对比发现,我国中部和西南部部分地区降水充沛月比例存在下降趋势,而北疆、东部和东南部地区存在上升趋势。

4 讨论

地表水分收支状况是评价一个地区干旱特征的重要内容,对生态保护、农业开发、承载力规划具有重要意义。目前针对全国或区域的水分盈亏研究多采用潜在蒸散代表水分支出^[27]。潜在蒸散计算的是充分供水条件下最大蒸散量,空间和时间分布的差异主要受地表辐射和大气湍流等物理因素影响^[28]。

实际蒸散量估算过程中引入了影响蒸散的地表植被变化和气孔阻力差异,能够反映出生物对蒸散状况的反馈,更符合实际状况。我国幅员辽阔,水资源状况差异较大,每个地区都有独特的降水分布和水分散失特点。在我国南方多阔叶林、北方多针叶林,单位叶面面积气孔数目不同造成植被蒸腾量差异巨大。此外在土壤水分不足时,可能出现导致实际蒸散减少而潜在蒸散增加^[28]的互补现象。由于气候及植被分布差异的差异,我国西北地区潜在蒸散显著大于实际蒸散量^[29],华南地区两者差异较小。这个差异导致无法用统一的降水与潜在蒸散量指标大范围准确地衡量干旱事件或者危害程度。

一个地区的生态状况、农业生产是长期对气候条件的适应。只有降水偏离常态,不能满足实际蒸散需求,才会致灾。掌握降水满足植被需水量的程度是开展农业和生态干旱研究的基础。本文尝试应用基于遥感实际蒸散量数据,紧扣生态水分支出量这一关键因素分析干旱,分析不同地区不同季节降水满足生态需水量程度和干旱发生频率。通过实际蒸散量分析的干旱特征与我国气候干湿区划结果基本一致^[30-31],较基于干燥度之类的干旱指数更能反映不同地区降水满足生态需水量的程度,更适宜计算干旱事件发生的概率。我国部分区域降水充沛月比例上升趋势与前期关于北疆降水趋势研究结果一致^[32];陕西地区降水充盈月减少趋势与前人应用标准化降水指数分析结果相似^[33]。与标准化降水指数(SPI)、标准化降水蒸散指数相比,降水蒸散差和降水充沛月比例更能反映出不同地区降水丰盈差异。因此应用实际蒸散数据分析干旱特征,对从多学科交叉的角度认识旱灾成因、科学配置水资源以及指导植被恢复与重建等具有重要意义^[34]。

参考文献:

- [1] 包阿茹汗,覃志豪,高懋芳,等.宁夏玉米和小麦干旱风险评价研究[J].中国农业资源与区划,2019,40(4):70-84.
- [2] 奚歌,刘绍民,贾立.黄河三角洲湿地蒸散量与典型植被的生态需水量[M].生态学报,2008,28(11):5356-5369
- [3] YIN Y H, WU SH H, ZHAO D SH, et al. Modeled effects of climate change on actual evapotranspiration on the different eco-geographical regions in the Tibetan Plateau [J]. Journal of Geographical Sciences, 2013, 23(2):195-207.
- [4] 云文丽,侯琼,王永利,等.内蒙古典型草原作物系数和实际蒸散量的时空分布特征[J].自然资源学报,2013,28(2):300-311.
- [5] 阳伏林,张强,王润元,等.黄土高原半干旱区农田生态

- 系统蒸散与作物系数特征 [J]. 应用生态学报, 2013, 24 (5): 1209-1214.
- [6] Fisher J B, Whittaker R J, Malhi Y. ET come home: potential evapotranspiration in geographical ecology [J]. Glob Ecol Biogeogr, 2015, 20(1): 1-18.
- [7] Yang Y, McVicar T R, Beck, et al. Disconnection between trends of atmospheric drying and continental runoff [J]. Water Resour Res, 2018, 54, 4700-4713.
- [8] 吴文嘉, 夏天, 胡琼. 1980—2015 年黑龙江水田旱地转换格局及其水资源效应 [J]. 中国农业资源与区划, 2019, 40 (1): 142-151
- [9] Batra N I, Venturini V et al. Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains [J]. Remote Sensing of Environment, 2006, 103: 1-15.
- [10] 郭晓寅; 程国栋. 遥感技术应用于地表面蒸散发的研究进展 [J]. 地球科学进展, 2004, 19(1): 107-114.
- [11] 郑有飞, 陈鹏, 吴荣军, 等. 蒸散的遥感估算模型及其在农业干旱监测中的应用 [J]. 生态学杂志, 2011, 30(4): 837-844.
- [12] 何延波, Su Z, Jia L, 等. 遥感数据支持下不同地表覆盖的区域蒸散 [J]. 应用生态学报, 2007, 18(2): 288-296.
- [13] 莫兴国, 刘苏峡, 林忠辉, 等. 华北平原蒸散和 GPP 格局及其对气候波动的响应 [J]. 地理学报, 2011, 66(5): 589-598.
- [14] 吴荣军, 葛琴, 詹习武, 等. 基于 BEPS 模型模拟地表蒸散的干旱监测技术 [J]. 自然灾害学报, 2014, 23(1): 7-16.
- [15] Mu Q Z, Heinsch F A, Zhao M S, et al. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data [J]. Remote sensing of Environment, 2007, 111: 519-536.
- [16] Mu Q Z, Zhao M S, Running S W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm [J]. Remote sensing of Environment, 2011, 115: 1781-1800.
- [17] 贺添, 邵全琴. 基于 MOD16 产品的我国 2001-2010 年蒸散发时空格局变化分析 [J]. 地球信息科学学报, 2014, 16(6): 979-988.
- [18] 张猛, 曾永年, 齐玥. 基于 MOD16 的洞庭湖流域 2000-2014 年地表蒸散时空变化分析 [J]. 农业工程学报, 2018, 34(20): 160-168.
- [19] 杨秀芹, 王磊, 王凯. 基于 MOD16 产品的淮河流域实际蒸散发时空分布 [J]. 冰川冻土, 2015, 37(5): 1343-1352.
- [20] 赫晓慧, 梁冰洁, 郭恒亮, 等. 基于 MOD16 的北洛河流域蒸散发空间格局演变研究. 水土保持通报 [J]. 2017, 37 (2): 177-182.
- [21] 姜艳阳, 王文, 周正昊. MODIS MOD16 蒸散发产品在中国流域的质量评估 [J]. 自然资源学报, 2017, 32(3): 517-528.
- [22] 李伟光, 易雪, 蔡大鑫, 等. 基于 MOD16 蒸散量的海南岛干旱特征分析 [J]. 自然灾害学报, 2016, 25(5): 176-183.
- [23] 阿迪来·乌甫, 玉素甫江·如素力, 热伊莱·卡得尔, 等. 基于 MODIS 数据的新疆地表蒸散量时空分布及变化趋势分析 [J]. 地理研究, 2017, 36(7): 1245-1256.
- [24] 喻元, 白建军, 王建博, 等. 基于 MOD16 的关中地区实际蒸散发时空特征分析 [J]. 干旱地区农业研究, 2015, 33 (3): 245-253.
- [25] 赵桑, 陈少辉. 基于台站和 MOD16 数据的山东省蒸散及潜在蒸散时空变化 [J]. 地理科学进展, 2017, 36(8): 1040-1047.
- [26] 陈少丹, 张利平, 田详勇, 等. 基于 P-M 模型和 MOD16 数据的长江中下游潜在蒸散量比较分析 [J]. 武汉大学学报 (工学版), 2019, 52(4): 283-290.
- [27] 宫菲, 杜灵通, 刘可, 等. 两种遥感蒸散产品在干旱半干旱地区的应用对比 [J]. 干旱区资源与环境. 2019, 33(1): 197-202.
- [28] 毛飞, 孙涵, 杨红龙. 干湿气候区划研究进展 [J]. 地理科学进展, 2011, 30(1): 17-26.
- [29] 王庆莉, 韩玉江, 郭斌, 等. 近 57 年甘孜州气候干湿状况的时空演变 [J]. 中国农业气象, 2019, 40(7): 435-443.
- [30] 高歌, 许崇育. 1961-2010 年中国十大流域水分盈亏量时空变化特征 [J]. 地理学报, 2015, 70(3): 380-391.
- [31] 邱新法, 曾燕, 缪启龙, 等. 用常规气象资料计算陆面年实际蒸散量 [J]. 中国科学 D, 2003, 33(3): 281-288.
- [32] 张月华, 耿燕. 乌鲁木齐地区的一种新的干旱指标的探讨 [J]. 沙漠与绿洲气象, 2008, 2(6): 34-37.
- [33] 郑景云, 尹云鹤, 李炳元. 中国气候区划新方案 [J]. 地理学报, 2010(1): 5-14.
- [34] 张存杰, 廖要明, 段居琦, 等. 我国干湿气候区划研究进展 [J]. 气候变化研究进展, 2016, 12(4): 261-267.
- [35] 赵丽, 杨青, 韩雪云. 近 50 年西北干旱区极端降水的时空变化特征 [J]. 沙漠与绿洲气象, 2016, 10(1): 19-26.
- [36] 蔡新玲, 李茜, 方建刚. 陕西区域性气象干旱事件及变化特征 [J]. 干旱区地理, 2016, 39(2): 294-300.
- [37] 刘晓静, 陈鹏, 刘家福. 辽西北地区农业干旱危险性评价与区划 [J]. 中国农业资源与区划, 2018, 39 (10): 191-195.

Drought Characteristics of China Based on Actual Evapotranspiration Estimated from Remote Sensing

LI Weiguang^{1,2}, LIU Shaojun^{1,2}, HAN Jing^{1,2}, CHEN Xiaomin^{1,2}, ZHAO Ting^{1,2}

(1. Institute of Hainan Meteorological science, Haikou 570203, China;

2. Key Laboratory of South China Sea Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Hainan Province, Haikou 570203, China)

Abstract To explore the balance of precipitation and evapotranspiration in different regions of China, and deeply understand the characteristics of drought, the MODIS actual surface evapotranspiration dataset and meteorological stations precipitation dataset were used for analysis. The results show that the annual average actual evapotranspiration in China is 530 mm, which decreases from about 1 000 mm in South China to 200–400 mm in the northwest and northeast of China. The spatial distribution difference of potential evapotranspiration is smaller than that of actual evapotranspiration. The temporal and spatial distribution of differences between precipitation and evapotranspiration are like to that of precipitation abundant month rate. In summer, China has the most abundant precipitation resources. The differences between precipitation and evapotranspiration are greater than 100 mm in most parts of China, and the precipitation abundant month rate is generally more than 80%. In other seasons, regional droughts are prone to occur. In spring, differences between precipitation and evapotranspiration in the most areas of North China and the southeast of northeast China are positive, but the precipitation abundant month rate is less than 40%. In autumn, the differences between precipitation and evapotranspiration in South China are less than –100 mm, and the precipitation abundant month rate is even less than 40%. In winter, except for some parts of the southeast China, differences between precipitation and evapotranspiration are generally negative in most parts of China, and the precipitation abundant month rate is less than 20%. A comparison of precipitation abundant month rate between 1961–1989 and 1990–2018 shows that there is a downward trend in parts of central and southwestern China, while an upward trend in northern Xinjiang, northeastern and southeastern China regions.

Key words evaporation; water resources balance; drought characteristic; MOD16