科学通报 2018 年 第 63 卷 第 11 期: 1035 ~ 1049
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

北方蒸散对气候变暖响应随降水类型转换特征

张强[1,3*], 杨泽粟[2*], 郝小翠[4], 岳平[1]

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. 成都信息工程大学大气科学学院, 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225;
3. 甘肃省气象局, 兰州 730020;
4. 西北区域气候中心, 兰州 730020

* 联系人, E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn; cqhcyzx@126.com

2017-07-14 收稿, 2018-01-04 修回, 2018-01-05 接受, 2018-03-19 网络版发表
国家自然科学基金重点项目(41630426)和国家重点基础研究发展计划(2013CB430206)资助

摘要 地表蒸散量是对全球气候变暖响应最显著的水分循环分量, 但以往不同研究得出的气候变暖背景下各地地表蒸散量的变化趋势差异很大, 有时甚至表现出相反的趋势. 然而, 对于地表蒸散对气候变暖响应的差异性具有怎样的规律以及是何原因造成了这种差异至今也并不完全清楚. 为此, 在对中国北方地区的蒸散量格点资料(FLUXNET)和全球陆面同化资料(GLDAS)进行观测试验验证的基础上, 利用可靠性相对较高的蒸散量格点资料及以往研究常用的CRU和ERA-Interim气候格点资料, 分析了我国北方不同降水气候空间类型时地表蒸散量对气温增加的响应特征. 分析发现: 地表蒸散量对气温升高的响应程度随降水气候类型不同变化比较明显, 地表蒸散量的增温倾向率表现出随降水气候类型变化的显著转换特征. 降水量在200~400 mm的气候区间时, 正好是倾向率发生转折的气候敏感区间; 在更湿润气候类型时, 气候越湿润, 地表蒸散量随气温升高增加的就越明显; 而在更干燥气候类型时, 气候越干燥, 地表蒸散量反而随气温升高减少的越明显. 地表蒸散量对气候变暖的这种响应特征在全球其他气候过渡比较明显的典型地区也有不同程度的表现. 同时, 就地表蒸散量对气候变暖的响应机制而言, 主要有气温升高直接引起的潜在蒸散力增加与气温升高通过蒸散过程造成的土壤水分损失再反过来间接抑制蒸散这两个作用过程. 前者在湿润地区起主导作用, 导致蒸散增强; 而后者在干燥地区主导作用, 导致蒸散减弱. 该研究结论对地表蒸散的气候变化响应特征有新认识, 对改进全球水资源评估方法和干旱监测技术具有重要科学参考意义.

关键词 气候过渡区, 地表蒸散量, 降水气候类型, 增温倾向率, 转换特征

蒸散过程是陆-气相互作用的重要途径[1], 也是全球地表水分循环的主要分量[2]. 其时空分布变化不仅直接影响水资源管理和农业种植规划[3], 而且还间接影响到区域气候分布格局[4]. 尤其, 对干旱灾害监测预警而言, 蒸散量变化趋势扮演着至关重要的角色[5]. 正如最近研究表明, 当前经常发生的骤发性干旱就主要是由蒸散量剧增所造成的[6]. 所以, 对蒸散问题的研究一直以来都是国际上的热点科学问题.

以往研究[7]已经认识到, 地表蒸散过程主要由蒸散潜力及土壤水分和植被状态所决定. 前者即蒸散潜力主要依赖局地太阳辐射、风、温、湿等小气候条件[8], 而后者即土壤水分和植被条件也间接受降水和温度等小气候条件影响[8]. 因此, 无论潜在蒸散还是实际蒸散量都显著受气候因素影响[9~11]. 因此, 各地

引用格式: 张强, 杨泽粟, 郝小翠, 等. 北方蒸散对气候变暖响应随降水类型转换特征. 科学通报, 2018, 63: 1035–1049
Zhang Q, Yang Z S, Hao X C, et al. Transition features of surface evapotranspiration responding to climate warming with spatial precipitation-based climate type in northern China (in Chinese). Chin Sci Bull, 2018, 63: 1035–1049, doi: 10.1360/N972017-00817

© 2018《中国科学》杂志社

的地表蒸散特征不仅随气候条件的空间变化而明显不同, 而且对气候变化响应也十分敏感[12]. 尤其, 当前气候变暖趋势正在导致全球地表蒸散特征发生着显著变化. 不过, 研究发现[13,14], 由于各地的气候背景条件不同, 各种气象要素和陆面特性对蒸散量的贡献也不同. 因此, 在气候变暖背景下, 全球各地地表蒸散量的变化趋势差异很大, 甚至有些地区之间表现出完全相反的趋势[15~20]. 可见, 地理空间上气候条件对地表蒸散响应气候变暖的影响也很大. 不过, 这种影响到底与空间气候条件之间存在怎样的定量关系, 即地表蒸散到底在什么气候条件下会随气候变暖增加, 而在什么条件下又会随气候变暖减小却并不太清楚. 这对于科学认识全球水分循环的演化特征而言是一个值得探讨的重要科学问题.

而且, 研究已发现[21,22], 相比较而言, 在气候过渡比较明显的区域, 由于其降水和温度等气象要素空间变化比较剧烈, 不仅地表植被和土壤湿度等陆面特征的空间变异明显, 而且地表蒸散量的气候变暖响应特征受气候环境条件空间变化的影响也很突出. 我国是全球典型的季风气候区, 气候空间差异十分明显. 尤其, 处在夏季风气候过渡区的我国北方地区, 气候跨度更大, 从东南向西北横跨了半湿润、半干旱、干旱和极端干旱等典型气候类型, 不仅气象条件和土壤水分条件的空间变率很大[23], 而且植被状况的水分胁迫程度的空间变化也很明显. 由此, 该地区地表蒸散量对气候变暖响应特征随气候条件的空间变化而变化的特征会更显著, 甚至在有些气候空间下可能会出现响应特征的转换, 从而造成该地区比较复杂的地表水分收支分布格局. 但由于受该问题的复杂性和研究资料的限制, 目前对这一科学问题的关注还很少, 严重影响了该地区水分循环特征和干旱成灾机理的认识深度.

当前, 我国北方地区的陆-气相互作用观测试验已相对比较充分[24], 对典型下垫面的蒸散变化特征有比较好的观测认识基础[25], 而且国际上发布的全球上蒸散量格点资料(FLUXNET)[26]和全球陆面同化资料(Global Land Data Assimilation System, GLDAS)[27]的质量不断提高. 目前, 无论资料的时间序列长度还是资料的质量, 都基本可以满足中国北方地区地表蒸散量对气候变化响应问题的研究.

鉴于此, 本文试图依靠中国北方地区代表性蒸散量观测试验资料对该地区蒸散量格点资料(FLUXNET)和全球陆面同化资料(GLDAS)进行观测验证的基础, 利用相对比较可靠的蒸散量格点资料及CRU和ERA-Interim的气候格点资料, 分析地表蒸散量对气温增加响应程度随空间气候条件尤其是降水条件的变化特征, 研究温度等气候要素对地表蒸散的直接影响过程和通过影响土壤水分对地表蒸散的间接影响过程, 认识气候变暖背景下该地区地表蒸散量的变化规律, 揭示空间气候条件对地表蒸散量的气候变暖响应特征的影响机制, 提高对该地区陆面水分平衡特征和干旱发展机理的科学认识水平.

1 研究区域与数据资料

1.1 研究区域

本文的研究区域是中国北方地区, 该地区的空间范围为33°~45°N与100°~125°E区间的国境内区域. 图1中给出了该研究区的地理范围、气候背景和观测试验站点的分布. 其中, 气候背景是依据Feng和Fu[28]给出的干旱度指数AI来划分:

$$\mathrm{AI} = P/\mathrm{PET}, \tag{1}$$

其中, P是平均年降水量, 单位为mm; PET是平均年潜在蒸散量, 单位为mm. 这里, 将AI<0.05划为极端干旱区, 0.05<AI<0.2划为干旱区, 0.2<AI<0.5划为半干旱区, 0.5<AI<0.65划为半湿润区, AI>0.65划为湿润区. 由图1可以看出, 该区域主要包含了干旱和半干旱区域及部分半湿润和极端干旱区域, 它既是东亚夏季风北边缘的主要活动区域, 也是典型的气候过渡区和生态过渡带. 该地区普遍短缺降水, 但日照比较强, 蒸发潜力比较大, 干旱发生频率较高, 土壤和植被经常处于水分胁迫状态, 植被状态受自然降水和土壤湿度控制比较明显.

1.2 研究资料

该文所用资料包括地表蒸散、气候格点和陆面过程观测试验. 其中, 地表蒸散有蒸散量格点数据(Gridded FLUXNET ET data)和全球陆面同化资料(GLDAS), 气候格点有CRU全球气候格点资料和ERA-Interim全球气候格点资料, 陆面过程观测试验资料为该地区7个观测试验站的多年观测资料.

FLUXNET全球蒸散量格点资料[26]是利用机械学习方法将全球通量网(FLUXNET)观测的涡动相关资料、气象资料、气候资料升尺度得到, 资料时间序

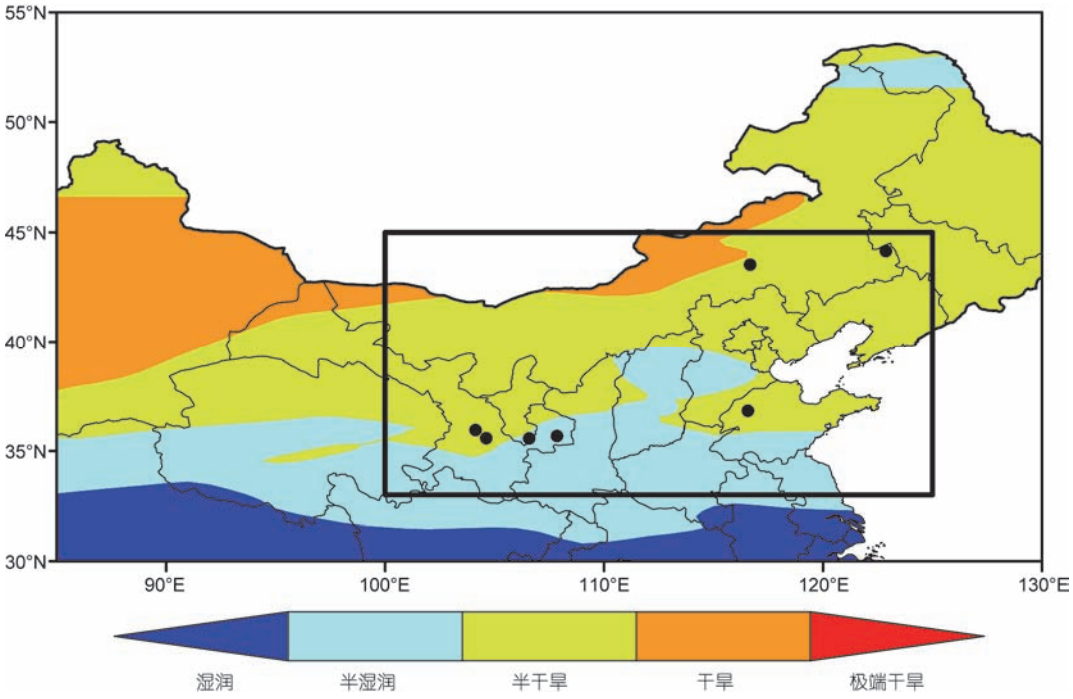


图 1 研究区的地理范围(黑色粗实线区域)、气候背景和观测试验站点的分布(黑色实点). 底图来源于国家测绘地理信息网的标准地图, 审图号为GS(2016)2893

Figure 1 Geographical scope of the study region (area encircled by thick black solid line), climate background and the distribution of the observation sites (solid black point). The base map is the standard base map downloaded from the National Administration of Surveying, mapping and geoinformation website. Inspected No: GS(2016)2893

列长度从1982~2011年, 时间分辨率为月, 空间分辨率为0.5°. 该数据集可从德国马克普朗研究所生物地球化学所网站直接获得(https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/Overview). Jung等人[19]已用该资料研究了全球地表蒸散的变化趋势.

全球陆面同化系统(GLDAS)数据是利用先进的陆面模式和数据同化技术生成的全球陆面特性和通量数据[27]. 先进的陆面过程模式是该陆面同化系统的核心, 该系统用了包括NOAH, MOSAIC, VIC和CLM等多个国际上流行的陆面模式. 该数据集的时间分辨率有3 h和1个月两类, 其空间分辨率有1°和0.25°两种, 包含多个陆面物理量. 本文使用由CLM同化过程产生的数据, CLM模式是由美国国家大气研究中心(National Center for Atmo-Spheric Research, NCAR)陆面模式LSM、中国科学院大气物理研究所陆面模式IAP94以及生物-大气传输方案BATS发展而来, 并集成了3个模式的优点. 本文所用的物理量为地表蒸散量, 数据时间分辨率为月尺度, 空间分辨率为0.25°. 该数据集资料能够从美国国家航空航天局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)数据网站直接获取(http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings). 有研究[29]最近用该数据集资料分析了黄土高原陆面能量通量的空间分布特征及其与气候环境的关系.

气候格点数据集(Climatic Research Unit, CRU)[30]是由英国东安格利亚大学(University of East Anglia)气候研究中心基于全球气象站点观测资料插值得到的全球气候格点资料. 近年来该数据集一直在发展, 目前已发展出了多个版本, 本文采用CRU TS3.2版本的数据资料, 其时间序列长度为1982~2011年, 时间分辨率为月, 空间分辨率为0.5°. 该数据集主要包括了温度和潜在蒸散量两个气候变量. 其中, 潜在蒸散量数据是利用净辐射、温度、水汽压、风速等资料基于联合国粮农组织推荐的彭曼-蒙特斯公式计算得到[31], 其计算公式如下:

$$\mathrm{PET}=\frac{0.408(R_{\mathrm{n}}-G)+\gamma\dfrac{900}{T+273}u_2(e_{\mathrm{s}}-e_{\mathrm{a}})}{\Delta+\gamma(1+0.34u_2)}, \qquad (2)$$

式中, PET是潜在蒸散量, 单位为mm; R_{n}是净辐射, 单位为MJ m^{-2} d^{-1}; G是土壤热通量, 单位为MJ m^{-2} d^{-1}; γ

是干湿常数($\gamma\approx66$ Pa K^{-1}); T是平均气温, 单位为℃, u_2是2 m高风速, 单位m s^{-1}; e_s和e_a分别是饱和水汽压和实际水汽压, 单位为kPa; Δ是温度饱和比湿线的斜率, 单位为Pa K^{-1}.

ERA-Interim(ECMWF Re-Analysis project data-Interim)数据资料是欧洲中期数值预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)推出的高分辨率再分析数据[32], 它是ERA-40数据资料的升级, 其空间分辨率为0.5°×0.5°, 已在大气水分和能量循环方面具有明显的改善, 本文采用ERA-Interim数据资料的月平均土壤湿度和月降水量数据集. 有研究表明[33], 该资料与观测数据具有很高的相关性和可靠度.

研究区域内陆面过程观测试验资料来自该区域7个代表性陆面过程观测试验站近几年的观测试验. 这7个站分别建在锡林格勒、通榆、榆中、定西、平凉、禹城和庆阳, 它们在研究区的分布已经在图1中给出, 其基本信息在表1中给出. 由图1和表1可以看出, 这些站在地理范围、气候分布和下垫面类型上都有一定代表性. 它们的资料质量已经在有关文献[24,25,34]中做了比较详细介绍. 利用涡动相关系统(eddy covariance system)观测的近地层湍流水汽通量来直接计算陆面蒸散量EF, 其计算公式为

$$\mathrm{EF}=\rho\overline{\omega' q'}, \tag{3}$$

式中, EF为水汽通量, 单位为mm; ρ为空气密度, 单位为kg m^{-3}; ω'为垂直风速脉动值, 单位为m s^{-3}; q'为比湿脉动值, 单位为g kg^{-1}. 用以往研究常用的方法[35]对涡动观测资料进行了质量控制, 去除了传感器故障期间的数据, 删除降雨及前后1 h数据, 除去了异常值x(当$x\leqslant-4\delta$或$x\geqslant4\delta$时, x被删除, 其中δ为标准差). 并采用Falge等人[36]已用过的查表法(look-up-table, LUT)对缺失数据进行了插补. 就目前观测技术水平而言, 这种方法计算的近地层湍流水汽通量EF最接近真实的地表蒸散量, 本文也用它来代替地表蒸散量的观测值$\mathrm{ET_{Obs}}$, 并将用该观测试验资料来检验评估蒸散量格点资料(FLUXNET)和全球陆面同化资料(GLDAS)的可靠性.

1.3 资料处理方法

本文分析用到的温度增加量表示如下:

$$\Delta T_i=T_i-T_{\min},\quad i=1,2,\cdots,30, \tag{4}$$

式中, ΔT_i是温度增加量, 单位为℃; T_i是年平均温度, 单位为℃, $T_{\min}$是资料序列中年平均温度的最小值, 单位为℃; i是年时间序列. 降水增加量表示如下:

$$\Delta P_i=P_i-P_{\min},\quad i=1,2,\cdots,30, \tag{5}$$

式中, ΔP_i是降水增加量, 单位为mm; P_i是年降水量, 单位为mm; $P_{\min}$是资料序列中年平均降水的最小值, 单位为mm; i是年时间序列. 土壤湿度增加量表示如下:

$$\Delta Ws_i=Ws_i-Ws_{\min},\quad i=1,2,\cdots,30, \tag{6}$$

其中, ΔWs_i是土壤湿度增加量, 单位为m^3 m^{-3}; Ws_i是年平均土壤湿度, 单位为m^3 m^{-3}; $Ws_{\min}$是资料序列中年平均土壤湿度的最小值, 单位为m^3 m^{-3}; i是年时间序列.

2 地表实际蒸散和潜在蒸散数据资料的试验验证

2.1 地表实际蒸散数据资料的验证

如上节所介绍, 目前国际上常用的地表蒸散资料有全球蒸散量格点资料(FLUXNET)和全球陆面同化资料(GLDAS), 前者具有一定观测依据, 后者则发

表 1 观测试验站点的基本信息

Table 1 Basic information of observation sites

站点名	位置	海拔(m)	下垫面类型	降水量(mm)	温度(℃)	气候背景
定西	35°35'N, 104°37'E	1896	农田	386	6.7	半干旱
榆中	35°57'N, 104°08'E	1966	草地	381.8	6.7	半干旱
庆阳	35°41'N, 107°51'E	1280	农田	562	8.8	半湿润
平凉	35°34'N, 106°35'E	1480	农田	511.2	8.7	半湿润
通榆	44°09'N, 122°52'E	184	草地	386	5.2	半干旱
锡林郭勒	43°32'N, 116°40'E	1200	草地	338	0.9	半干旱
禹城	36°50'N, 116°34'E	28	农田	582	13.1	半湿润

挥了陆面模式对物理过程的控制作用，两者各具有其特点，都在以往研究中被广泛使用. 而且，对图2(a)和(b)用GLDAS资料与FLUXNET资料给出的全球多年平均蒸散量分布进行对比表明，这两种资料给出的地表平均蒸散量分布特征基本相似，只是在南美洲部分地区的GLDAS资料的地表蒸散要稍强一些，而在南中国海诸岛上FLUXNET资料的地表蒸散要稍强一些. 不过，本文主要研究的是地表蒸散量对气候变暖的响应特征，所以更为关心地表蒸散量的长期变化趋势. 从图2(c)和(d)给出的GLDAS资料与FLUXNET资料的全球年平均蒸散量的气候倾向率分布对比可以看出，这两种资料之间的差异性还是很明显的，GLDAS资料给出的全球蒸散量的气候倾向率总体并不太突出，而FLUXNET资料给出的全球蒸散量的气候倾向率分布则显著不同，不仅气候倾向率总体很突出，而且空间差异也很大. 这说明，选取哪种地表蒸散资料对研究本文提出科学问题是很重要的.

为了从GLDAS与FLUXNET两种地表蒸散资料中选择出能够比较准确反映我国北方地区地表蒸散量特征的资料，本文用北方地区7个代表性野外观测试验站直接观测的地表蒸散量与这两种蒸散格点资料进行对比分析. 图3(a)和(b)分别给出了FFLUXNET资料和GLDAS资料的年平均蒸散量与涡动相关系统观测的蒸散量的相关性对比. 图3表明，无论FFLUXNET资料还是GLDAS资料，它们的年平均蒸散量都与观测值有一定相关性. 表2也给出了这两种资料与观测值相关性对比的统计参数. 不过，很显然，FFLUXNET资料的年平均蒸散量与观测值的一致性更好，其直线斜率和相关系数分别为0.85和0.81，而GLDAS资料年平均蒸散量与观测值对比的直线斜率和相关系数分别只有0.48和0.58.

通过对比分析表明，在中国北方地区，FLUXNET资料的年平均蒸散量要明显比GLDAS资料的年平均蒸散量可靠，所以本文后面的地表蒸散量分析均选用FLUXNET资料的年平均蒸散量.

2.2 潜在蒸散数据资料的验证

为验证CRU潜在蒸散量在中国北方的可靠性，图4给出了在7个观测站点CRU中PET资料与实测气象资料通过彭曼-蒙特斯方法计算PET的对比. CRU

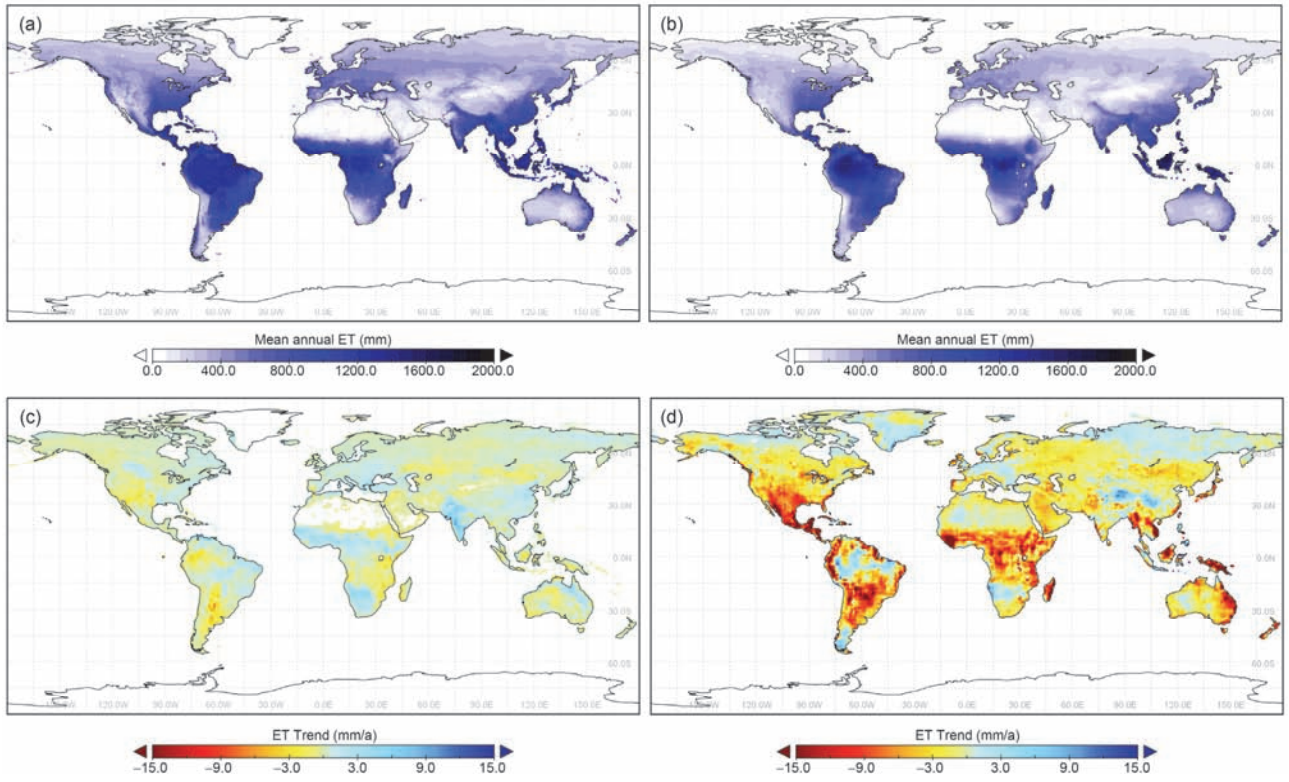


图 2 GLDAS资料((a), (c))与FLUXNET资料((b), (d))的全球年平均蒸散量分布对比和气候倾向率分布对比

Figure 2 Global distribution of mean annual ET and ET trend derived from GLDAS data ((a), (c)) and from FLUXNET data ((b), (d))

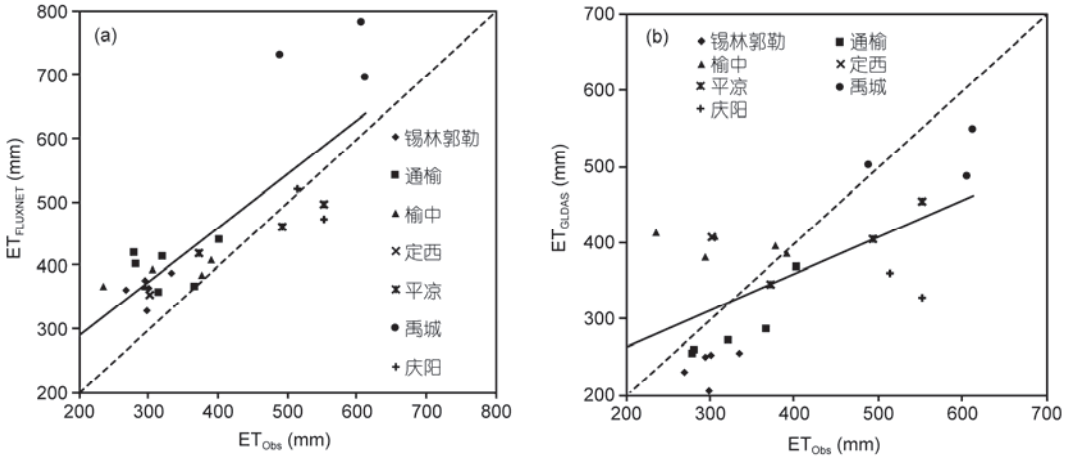


图 3 FLUXNET资料(a)和GLDAS资料(b)的年平均蒸散量与涡动相关法观测的蒸散量的相关性对比

Figure 3 Correlation of ET from FLUXNET data (a) and GLDAS data against ET observed by eddy covariance system

表 2 FLUXNET和GLDAS两种数据蒸散量资料与观测数据相关性对比的统计参数

Table 2 Statistical parameters of correlation between FLUXNET and GLDAS ET data against ET observation

拟合关系	决定系数R^2	均方根误差(mm)
$ET_{FLUXNET}$=0.85ET_{Obs}+117.01	0.68	92.6
ET_{GLDAS}=0.48ET_{Obs}+167.74	0.34	101.0

资料年潜在蒸散量与基于观测资料的计算值对比的直线斜率和相关系数分别为0.85和0.94, 均方根误差为57.8 mm, 相对误差为6.67%. 这说明CRU资料中PET在中国北方是比较可靠的, 可准确反映中国北方蒸发潜力.

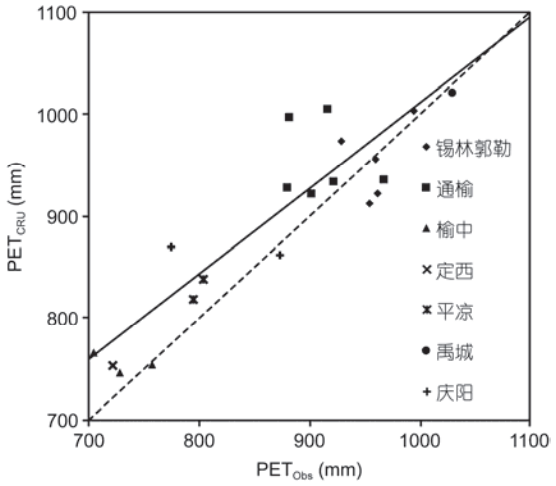


图 4 CRU潜在蒸散量(PET)资料与由观测资料计算的潜在蒸散量的相关性对比

Figure 4 Correlation of PET from CRU data against PET calculated by observations

3 地表蒸散量对气候变暖的响应特征

气温增加是全球气候变暖最显著的标志, 为了反映地表蒸散量对气候变暖的响应趋势, 这里用不同气温增幅来表示气候变暖程度. 同时为了区分空间不同降水气候背景下, 地表蒸散量对气候变暖的响应特征的差异, 这里将各格点多年平均降水量每隔100 mm作为一个空间气候类型, 比如P550气候类型则代表年平均降水量在500~600 mm之间的空间气候类型. 图5是不同降水量气候类型的年平均蒸散量随气温增幅的变化. 该图表明, 虽然年平均蒸散量在不同降水量气候类型时差异很大, 并且其随气温增幅变化也有一定的离散性, 但总体的线性趋势很明显, 这说明地表蒸散量对气候变暖的响应是比较突出的.

不过, 很显然, 在不同降水量气候类型之间, 年平均蒸散量随气温增幅变化的线性趋势很不同. 在年平均降水量越大的气候类型区, 随气温增幅加大, 年平均蒸散量的增加趋势越明显; 而在年平均降水量很小的气候类型区, 随气温增幅加大, 年平均蒸散量却表现出截然相反的变化趋势, 不仅不会随气温增幅加大而增加, 反而还会减少. 这两种相反变化趋势进行过渡或转换大致出现在200~400 mm降水(即P250与P350两个气候类型之间)的气候区间, 年平均蒸散量在这个气候区基本不随气温增幅变化. 图5(b)中给出的用年降水量归一化的年平均蒸散量也基本表现出了与图5(a)类似的变化趋势特征, 但变化趋势

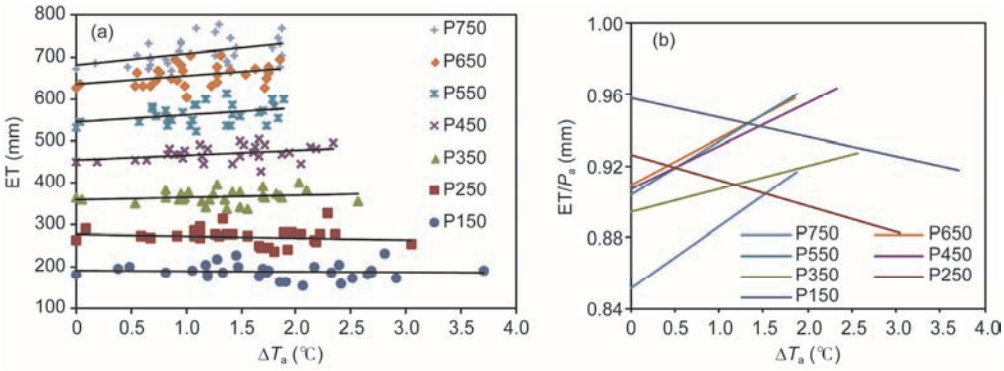


图 5 不同降水量气候类型的年平均蒸散量(a)及其用降水量的归一化值(b)随气温度增幅的变化趋势, P*xx*表示降水气候空间类型

Figure 5 Variation of annual mean ET (a) and normalized ET by annual precipitation (b) with temperature increase under different precipitation-based climate type, P*xx* denotes precipitation-based climate type

要更显著一些. 而且, 还能够看出, 两种相反变化趋势的交叉点大致出现在气温增幅为1.5℃附近.

为了进一步突出降水气候类型不同对地表蒸散量随气温增幅变化趋势的影响, 在图6中给出了年平均地表蒸散量的增温倾向率随降水气候类型的变化. 由该图可见, 地表蒸散量的增温倾向率对空间降水气候类型的依赖性很强, 相关系数能够大到0.96, 并且还具有如下线性拟合关系:

$$\gamma_{ET} = 0.0031P_a - 0.954, \quad (7)$$

式中, γ_{ET}是蒸散量的增温倾向率, 单位是mm/℃; P_a是平均年降水量, 单位是mm. 可以看出, 地表蒸散量的增温倾向率的变化范围比较大, 从P150气候类型时的–0.3 mm/℃, 随着气候类型的降水量增加由负值转换成正值, 并逐步升高到在P750气候类型时的1.6 mm/℃.

不同降水气候背景对地表蒸散量增温倾向率的这种显著影响会直接反映在地表蒸散量空间分布上, 并造成地表蒸散量气候倾向率对降水量的地理分布较大的依赖性. 图7给出的中国北方年平均蒸散量气候倾向率的空间分布表明, 在我国北方地区, 其东北部的地表蒸散气候倾向率较高, 升高率最大可以大致达到5.0 mm/a; 而其西南部的地表蒸散气候倾向率普遍较低, 甚至还出现了地表蒸散气候倾向率为负值的不少区域, 降低率最大可以达到–2.0 mm/a. 同时, 也能够看出, 由于地形因素造成的地表蒸散气候倾向率一些零散的不均匀分布.

可见, 在气候过渡性比较明显的中国北方地区, 地表蒸散对气候变暖的响应特征具有显著的空间变化, 不同降水气候类型之间其特征差异较大, 甚至在

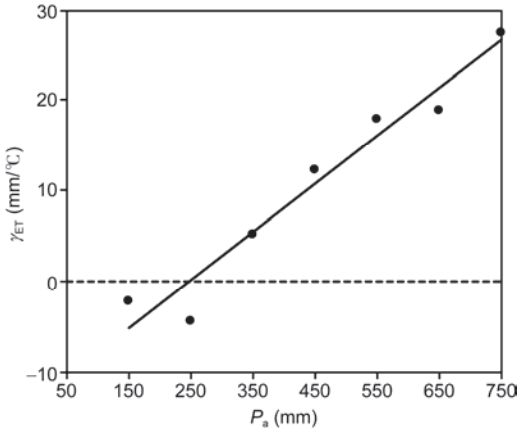


图 6 年平均地表蒸散量的增温倾向率(γ_{ET})随降水气候类型的变化

Figure 6 Variation of warming tendency of ET (γ_{ET}) with different precipitation-based climate type

有些情况下会表现出截然相反的趋势, 这充分反映出该地区地表蒸散量对气候变暖响应的复杂性. 这种地表蒸散量对气温增幅变化响应程度在空间上的显著差异是一个很有趣的物理现象, 很值得对其原因深入探讨.

从理论上讲, 地表蒸散主要由蒸散潜力及土壤水分和植被状态所决定, 它们实际上反映了蒸散的能力和所需要的水分条件, 很多气候环境要素在这个过程中扮演着不同角色[37~39]. 这其中, 大气温度不仅是除降水外最重要的因素, 也是所有气候环境要素中最活跃的因素, 这从物理机制上决定了地表蒸散对气候变暖响应的敏感性. 同时, 从图8给出的气候环境要素对地表蒸散量的影响机制示意可以进一步看出, 气温对地表蒸散量的影响过程有其独特性. 一方面, 气温通过蒸散潜力发挥直接作用, 气温越高

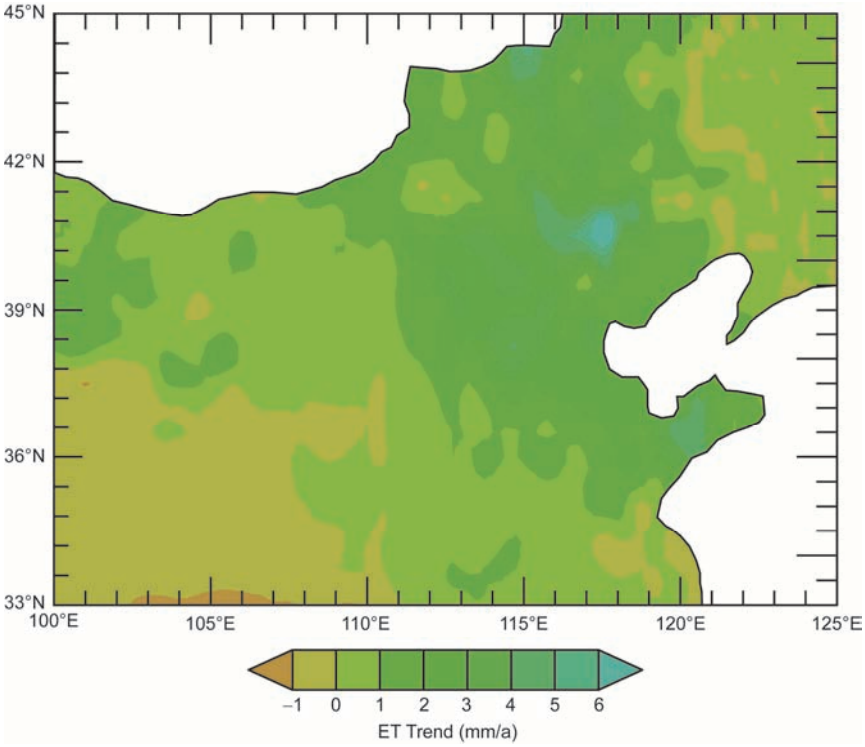


图 7 中国北方年平均蒸散量气候倾向率的空间分布

Figure 7 Spatial distribution of climate tendency of annual ET trend over north China

增发潜力越大, 促进地表蒸散增强. 图9给出的不同降水量气候类型时年平均潜在蒸散随气温增幅的变化及其增温倾向率随降水气候类型的变化已充分表明了这种作用, 无论在任何降水气候类型时, 潜在蒸散均随气温增加而显著增强. 其线性拟合的趋势线基本平行, 增温倾向率基本维持在37~50 mm/℃, 只随降水气候类型的年平均降水量增加有较弱的增强, 说明增温对地表蒸散的正反馈作用在多年平均降水量比较大的气候类型区要稍强一些.

另一方面, 气温通过蒸散对土壤湿度及土壤湿度对植被的影响而间接发挥作用, 温度越高, 蒸散就越强, 土壤湿度会减小, 植被状态相对也会变差, 从而又反过来抑制地表蒸散增加. 图10给出的不同降水气候类型时年平均土壤湿度随气温增幅的变化及其增温倾向率随降水气候类型的变化部分证明了这种推断. 由该图可见, 无论在任何降水气候类型区, 随着增温幅度升高, 土壤湿度均呈现减小趋势, 从而必然会抑制地表蒸散, 这说明增温对蒸散的负反馈作用也比较明显. 不过, 它们的增温倾向率与降水气候类型明显有关, 随着气候类型的降水量增加, 土壤湿度变干的倾向率会升高. 而且, 土壤湿度变干的倾

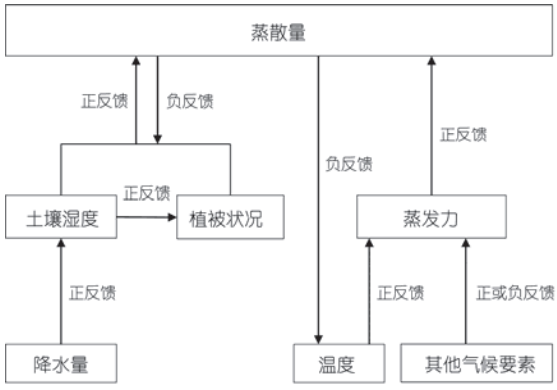


图 8 气候环境要素对地表蒸散量的影响机制示意图

Figure 8 Schematic diagram of mechanism of influence of climate and environmental elements on surface ET

向率与降水气候类型的降水量有较好的拟合关系:

$$\gamma_{soil} = 6\times10^{-6} P_a - 0.0002, \quad (8)$$

式中, γ_{soil}是土壤湿度的增温倾向率, 单位为$m^3\ m^{-3}\ ℃^{-1}$. 这个拟合关系式的离散性虽然稍大一点, 但相关系数仍然能够达到0.63.

可见, 气温对地表蒸散的直接影响和间接影响是两种相互对立性的作用, 前者可能使地表蒸散增强, 而后者可能使地表蒸散减弱. 一般, 在任何一个

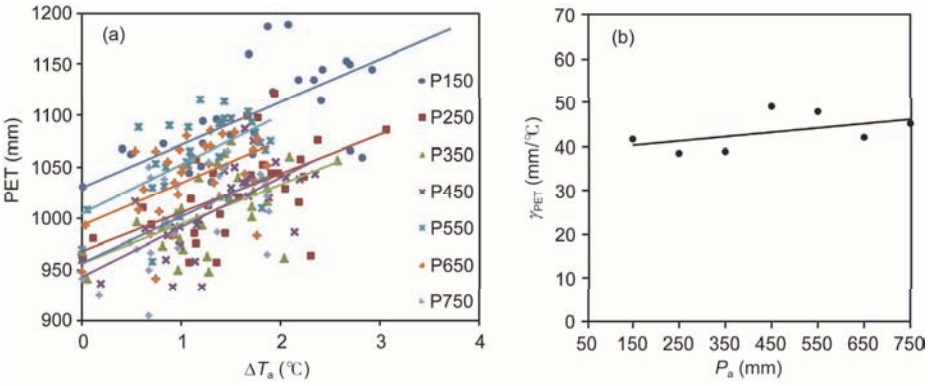


图 9 不同降水气候类型时年平均潜在蒸散量(PET)随气温增幅的变化(a)及其增温倾向率(γ_{PET})随降水气候类型的变化(b)

Figure 9 Variation of annual potential evapotranspiration (PET) with temperature increase under different precipitation-based climate type (a), and variation of warming tendency of PET (γ_{PET}) with different precipitation-based climate type (b)

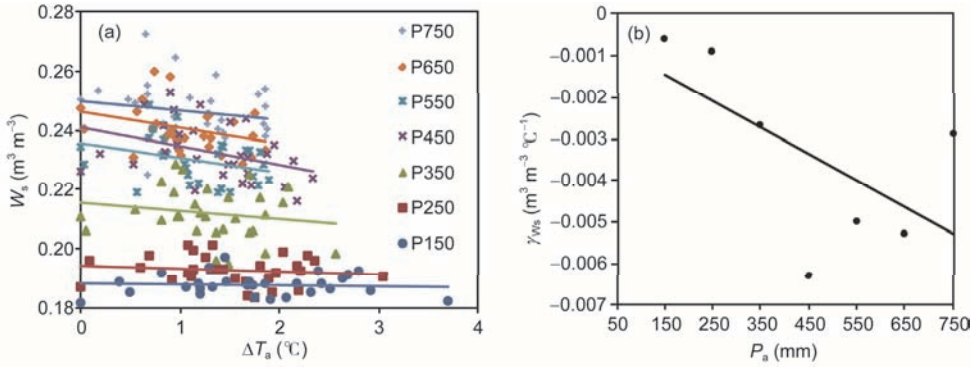


图 10 不同降水气候类型时年平均土壤湿度(W_s)随气温增幅的变化(a)及其增温倾向率(γ_{Ws})随年平均降水量的变化(b)

Figure 10 Variation of annual mean soil water content (W_s) with temperature increase under different precipitation-based climate type (a), and variation of warming tendency of W_s (γ_{Ws}) with different precipitation-based climate type (b)

区域直接影响和间接影响都会同时存在. 但对某个特定区域而言, 到底是直接影响占主导作用, 还是间接影响占主导作用, 则可能由该地的气候背景所决定. 其中, 多年平均降水量是最为关键的气候背景要素, 它对气候的调节作用无疑是最显著的. 一般, 在年平均降水量较大或有灌溉的湿润气候类型区, 由于有足够的土壤水分供蒸散消耗, 不会出现土壤水分胁迫地表蒸发或植被蒸腾的情况, 此时直接影响自然会占主导作用, 所以地表蒸散量会随气温增加而加强. 而在年平均降水量较少的干燥气候类型区, 由于土壤水分经不起蒸散消耗, 很容易出现土壤水分胁迫地表蒸发或植被蒸腾的情况, 此时间接影响会占主导, 所以地表蒸散会随气温增加而减弱.

事实上, 虽然从图11给出的不同降水气候类型时地表蒸散量随年降水量增幅和土壤湿度增加的变化可以看出, 在任何降水气候类型区, 降水量增加和土壤湿度增加都会对地表蒸散产生正反馈作用, 地表蒸散量随降水量和土壤湿度增加而明显增强, 这是我们很容易想到的情况. 然而, 值得我们特别关注的是, 从图12给出的地表蒸散量的降水量增加倾向率和土壤湿度增加倾向率随不同降水气候类型的变化进一步表明: 越干燥的气候类型区, 地表蒸散量的降水增加倾向率和土壤湿度增加倾向率都越大; 而越润湿气候类型区, 地表蒸散量的降水增加倾向率和土壤湿度增加倾向率都越小. 这说明, 湿润气候类型区地表蒸散量对降水和土壤湿度变化的反应明显不如干燥气候类型区敏感. 所以, 在干燥气候类型区, 如果土壤湿度由于蒸散作用而变干, 会对地表蒸散产生比湿润地区更显著的抑制作用. 这意味着在干燥类型区温度对地表蒸散的间接负反馈作用比湿润类型区更突出, 这正好验证了前面的理论推断, 也比较合理地解释了图5~7中给出的中国北方地区地表

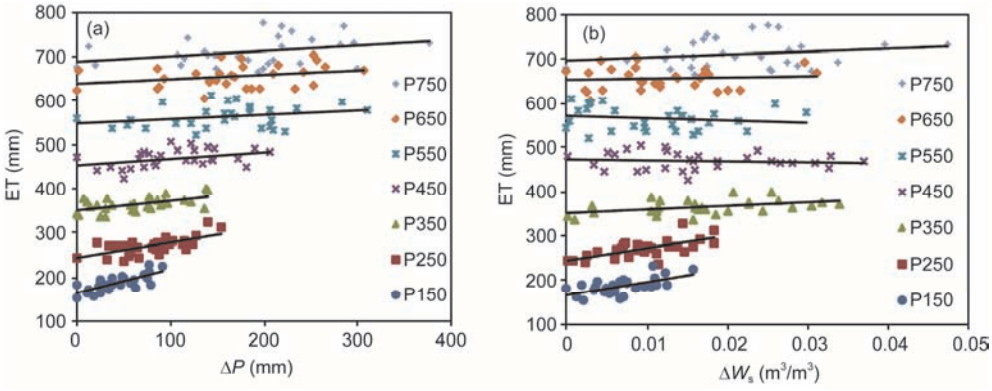


图 11 不同降水量气候类型时地表蒸散量随年降水量增幅(a)和土壤湿度增幅(b)的变化

Figure 11 Variation of annual ET with annual precipitation increase (a) and soil water content increase (b) under different precipitation-based climate type

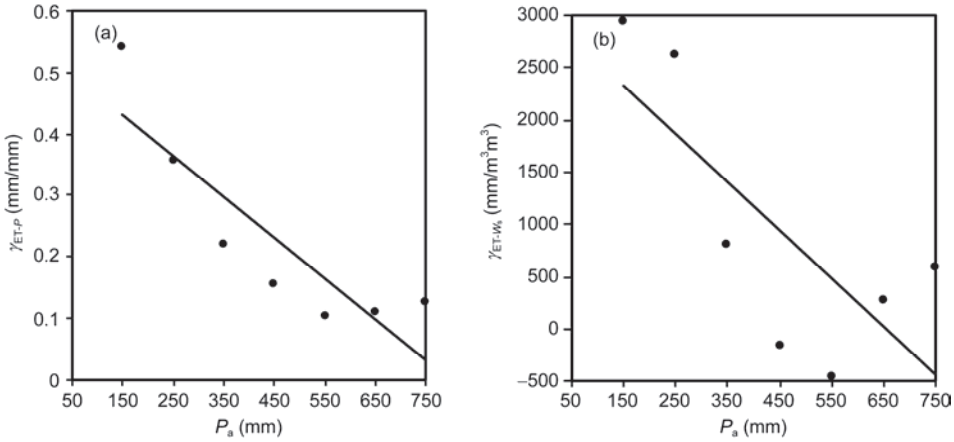


图 12 地表蒸散量的(a)降水量增加倾向率($\gamma_{ET\text{-}P}$)和(b)土壤湿度增加倾向率($\gamma_{ET\text{-}Ws}$)随不同降水气候类型的变化

Figure 12 Variation of (a) precipitation-increase tendency of ET ($\gamma_{ET\text{-}P}$) and (b) soil-water-content-increase tendency of ET ($\gamma_{ET\text{-}W_s}$) with different precipitation-based climate type

蒸散量对气温增幅变化响应程度与空间降水气候类型的密切关系.

4 与全球类似典型地区的初步对比

为了进一步说明上面分析的中国北方地区地表蒸散量变化趋势随降水气候类型的转换特征在全球气候过渡区有一定的普遍性, 很有必要将中国北方地区的地表蒸散量变化趋势与全球类似典型区域进行对比分析. 为此, 这里特意在全球选择了中亚和北非两个典型地区与中国北方地区进行比较. 这3个区域在全球的分布如图13所示, 可以看出, 这3个区域的气候跨度都很大, 基本都处在半湿润、半干旱和干旱气候区的过渡区域.

图14对中国北方地区与中亚地区和北非地区的格点蒸散量气候倾向率随年水量的变化趋势进行了对比. 由该图可见, 中国北方地区地表蒸散量的气候倾向率随年降水量的变化趋势与中亚和北非地区的很类似, 它们的地表蒸散量气候倾向率均都随年降水量增加而增加, 并在年降水量较小的格点上蒸散量的气候倾向率为负值即蒸散量为逐年减小的趋势, 而在年降水量较大的格点上蒸散量气候倾向率为正值即蒸散量为逐年增大的趋势. 而且, 倾向率从负值向正值过渡时与横坐标的交叉点即倾向率发生转换的降水气候敏感区间均大致出现在年降水量200~400 mm范围内. 这说明全球气候变暖对这3个典型气候过渡区的地表蒸散量的影响是基本类似.

当然, 仔细分析也能发现, 这3个典型区域蒸散量气候倾向率与年降水量的相关程度是有区别的. 中国北方、中亚和北非地区蒸散量的气候倾向率与年降水量的相关系数分别为0.60, 0.34和0.54, 中国北方

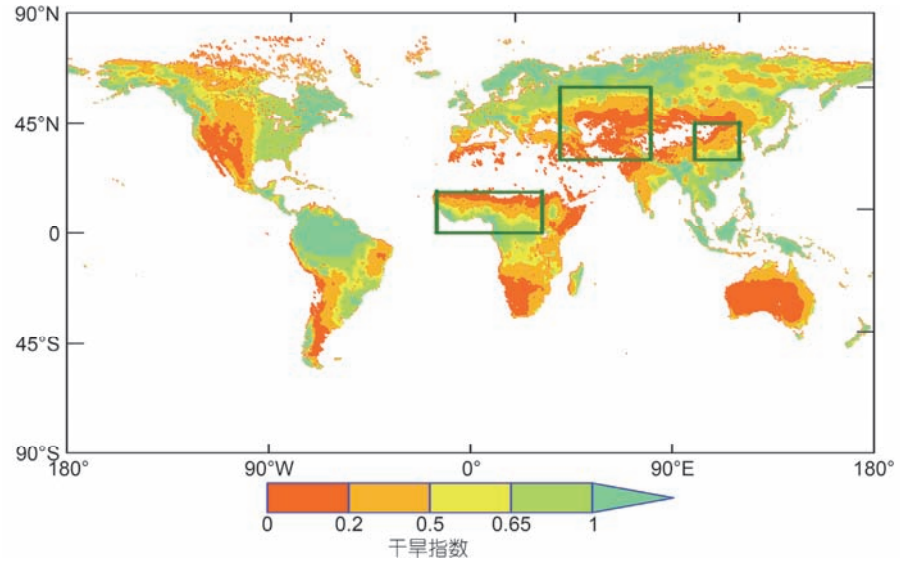


图 13 全球三个典型气候过渡区即中国北方、中亚和北非的区域分布

Figure 13 Distribution of global typical climate transition regions: North China, Central Asia, and North Africa

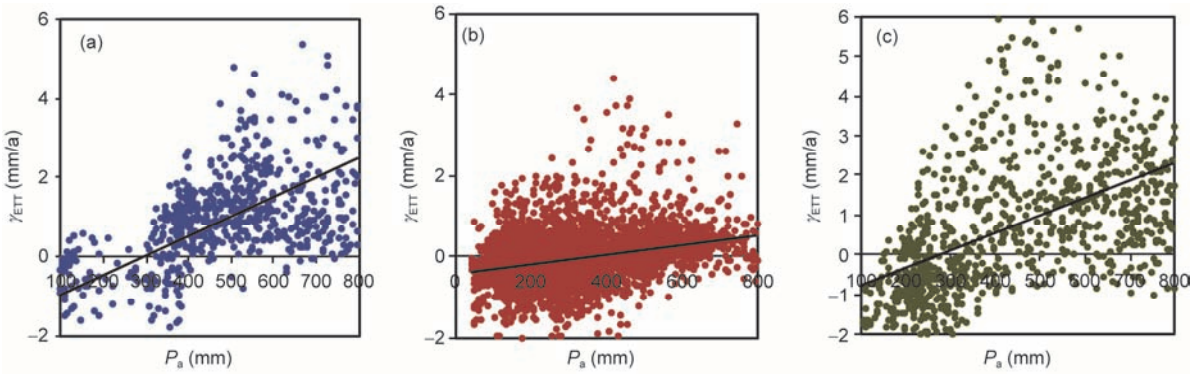


图 14 中国北方(a)与中亚(b)和北非(c)地区的格点地表蒸散量的气候倾向率随年降水量的变化趋势对比

Figure 14 Variation of climate tendency of ET (γ_{ETT}) with different mean annual precipitation for North China (a), Central Asia (b), and North Africa (c)

地区的相关性最强，北非地区次之，中亚地区最弱. 这说明中国北方地区蒸散量的气候倾向率与年降水量的关系最密切，而中亚地区相对最不密切.

关于这3个地区地表蒸散的气候倾向率对年降水量的相关性不同的原因，虽然我们不能排除与这3个地区的资料适应性不同有一定关系. 但也可能与这3个典型地区的气候环境背景不同有关. 由图15给出的中国北方、中亚和北非地区的多年平均降水量和气温对比可以看出，在这3个典型地区中，中国北方的多年气候平均降水量最大，北非次之，中亚最弱. 而平均温度则北非最高，中国北方次之，中亚最低. 地表蒸散量的气候倾向率与降水量的相关性与降水气候背景的对应关系比较好，在比较湿润气候背景下地表蒸散量的气候倾向率与年降水量的相关性更好，反之亦然. 这可能与湿润气候背景的降水量的空间变幅更大有关，而干燥气候背景的降水量空间变幅比较受限制. 中国北方地区作为典型的夏季风影响区，其降水的空间变率较大，所以它的格点地表蒸散量的气候倾向率与年降水量空间变化的相关性更高一些.

5 结论与讨论

尽管地表蒸散量变化对全球水资源管理和干旱监测都十分重要，但由于以往缺乏长时间序列、可靠的地表蒸散量资料，人们对全球地表蒸散量变化的了解并不深入. 用中国北方观测试验资料的对比检验

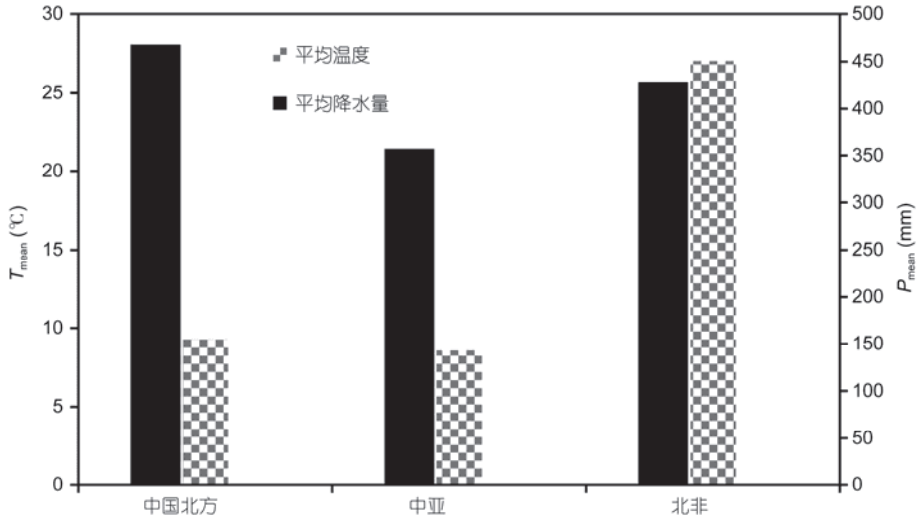


图 15 中国北方、中亚和北非地区的气候背景对比

Figure 15 Comparison of climate backgrounds of North China, Central Asia, and North Africa

表明, 目前发布的地表蒸散量格点资料(FLUXNET)在中国北方地区具有较好的可靠性, 可以用来研究该地区地表蒸散量的变化特征.

中国北方地区地表蒸散量对气温升高的响应程度随降水气候类型不同变化比较明显, 地表蒸散量的增温倾向率具有比较明显随降水气候类型的转换特征. 在年降水量为200~400 mm即P250与P350两个降水气候类型之间, 正好是地表蒸散量增温倾向率发生转换的气候敏感气候区间, 此时地表蒸散量对气温升高的响应并不明显. 而在更湿润的气候类型区, 地表蒸散量随气温增加而升高; 在更干燥的气候类型区, 地表蒸散量却反而随气温增加而降低. 并且, 中国北方地区地表蒸散量变化趋势的这种转换特征, 在全球其他类似地区也有不同程度的表现. 这是对全球地表蒸散变化特征的新认识. 也由此可见, 以往不同研究得出的地表蒸散量对气温升高的不同的响应趋势(有时甚至出现截然相反的气候倾向率)就不足为奇了. 除了人们以往经常说的资料和方法的原因而外, 所研究区域的降水气候类型差异可以为其提供更有说服力的解释.

地表蒸散量的增温倾向率随降水气候类型的显著转换特征与气温对地表蒸散的影响机制有关. 地表蒸散量对气候变暖的响应即有通过气温升高引起的潜在蒸散力增加的直接影响, 也有通过温度升高, 引起蒸散加强, 随之造成土壤水分减少和植被状况变差, 从而又使地表蒸散量减弱的间接影响. 在较湿润气候类型区, 由于土壤水分能够得到及时补充, 直接影响会起主导作用, 因此增温往往会导致地表蒸散增强, 而在较干燥气候类型区, 由于土壤水分大多处于亏缺状态, 蒸散过程极容易受水分胁迫限制, 间接影响会起主导作用, 因此增温往往会导致蒸散减弱. 在中国北方地区, 由于夏季风影响突出, 降水空间跨度较大, 气候过渡性更明显, 所以该地区地表蒸散量的增温倾向率随降水气候类型的转换特征更显著. 这一认识加深了类似地区地表蒸散影响机制的理解.

在气候过渡性比较明显的地区, 由于地表蒸散量的增温倾向率的空间转换特征比较明显, 所以这类地区地表蒸散量对气候变暖的响应趋势比较复杂, 地表蒸散量的增温倾向率空间差异较大, 所以不能以单点或局部的地表蒸散量变化特征来推断区域特征, 这对水资源评估和干旱监测的影响是十分明显的. 对于这类地区而言, 应该要求空间上较精细的地表蒸散量变化趋势分析来满足其水资源评估和干旱监测的技术需要.

事实上, 地表蒸散量的影响因素是很复杂的, 除了温度和降水因素外, 风速、辐射和大气湿度等气候环境要素都会不同程度影响地表蒸散过程, 所以本文研究结果往往由于受这些因素的作用而表现出一定离散性和偏差, 这对本文分析结论的客观定量性会有一定影响.

本文只用格点资料分析探讨了地表蒸散量的变化特征及其影响机制, 但由于格点资料较难准确分

离出不同影响因素的作用或不同气候条件下的变化特征, 因此无法深入揭示地表蒸散量对气候变化响应的细致规律及其作用机理, 这需要今后以先进的区域气候模式为研究工具, 设计针对性的敏感性实验方案, 通过数值模拟实验来进一步深入认识典型气候过渡区地表蒸散问题.

参考文献

1 Koster R D, Sud Y C, Guo Z, et al. GLACE: The global land-atmosphere coupling experiment. Part I: Overview. J Hydrometeorol, 2009, 7: 590–610
2 Trenberth K E, Fasullo J T, Kiehl J. Earth's global energy budget. Bull Am Meteorol Soc, 2009, 90: 311–323
3 Wang K, Dickinson R E. A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. Rev Geophys, 2012, 50: RG2005
4 Schär C, Lüthi D, Beyerle U, et al. The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. J Clim, 1999, 12: 722–741
5 Mu Q, Zhao M, Running S W, et al. Using MODIS weekly evapotranspiration to monitor drought. In: Proceedings Volume 9975, Remote Sensing and Modeling of Ecosystems for Sustainability XIII. San Diego, 2016. 997502
6 Wang L, Yuan X, Xie Z, et al. Increasing flash droughts over China during the recent global warming hiatus. Sci Rep, 2016, 6: 30571
7 Jobson H E. Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications. Cham: Springer, 1982. 267–268
8 Chattopadhyay N, Hulme M. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions on recent and future climate change. Agr Forest Meteorol, 1997, 87: 55–73
9 Zhang Q, Wang W Y, Yang F L. The influence of drought stress on spring wheat evapotranspiration and crop coefficients in semi-arid areas (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 1384–1394 [张强, 王文玉, 阳伏林. 典型半干旱区干旱胁迫作用对春小麦蒸散及其作物系数的影响特征. 科学通报, 2015, 60: 1384–1394]
10 Lawrimore J H, Peterson T C. Pan evaporation trends in dry and humid regions of the United States. J Hydrometeorol, 2000, 1: 543–546
11 Zhang Q, Wang W Y, Wang S. Increasing trend of pan evaporation over the semiarid Loess Plateau under a warming climate. J Appl Meteorol Clim, 2016, 55: 2007–2020
12 Liu B, Xiao Z N, Ma Z G. Relationship between pan evaporation and actual evaporation in different humid and aridregions of China. Plateau Meteorol, 2010, 29: 629–636
13 Yang Z, Zhang Q, Hao X. Evapotranspiration trend and its relationship with precipitation over the Loess Plateau during the last three decades. Adv Meteorol, 2016, 2016: 1–10
14 Brutsaert W. Global land surface evaporation trend during the past half century: Corroboration by Clausius-Clapeyron scaling. Adv Water Resour, 2016, 106: 3–5
15 Golubev V S, Lawrimore J H, Groisman P Y, et al. Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment. Geophys Res Lett, 2001, 28: 2665–2668
16 Zhang K, Kimball J S, Mu Q Z, et al. Satellite based analysis of northern ET trends and associated changes in the regional water balance from 1983 to 2005. J Hydrol, 2009, 379: 92–110
17 Teuling A J, Hirschi M, Ohmura A, et al. A regional perspective on trends in continental evaporation. Geophys Res Lett, 2009, 36: L02404
18 Miralles D G, Berg M J V D, Gash J H, et al. El Niño-La Niña cycle and recent trends in continental evaporation. Nat Clim Change, 2014, 4: 1–4
19 Jung M, Reichstein M, Ciais P, et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. Nature, 2010, 467: 951–954
20 Zhang Y, Liu C, Tang Y, et al. Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2007, 112: D12110
21 Asharaf S, Dobler A, Ahrens B. Soil moisture-precipitation feedback processes in the Indian summer monsoon season. J Hydrometeorol, 2012, 13: 1461–1474
22 Wei J, Su H, Yang Z L. Impact of moisture flux convergence and soil moisture on precipitation: A case study for the southern United States with implications for the globe. Clim Dyn, 2016, 46: 467–481
23 Zhang Q, Huang J, Zhang L, et al. Warming and drying climate over Loess Plateau area in China and its effect on land surface energy exchange (in Chinese). Acta Phys Sin, 2013, 62: 139202 [张强, 黄菁, 张良, 等. 黄土高原区域气候暖干化对地表能量交换特征的影响. 物理学报, 2013, 62: 139202]

24 Li H Y, Fu C B, Guo W D, et al. Study of energy partitioning and its feedback on the microclimate over different surfaces in an arid zone (in Chinese). Acta Phys Sin, 2015, 64: 430–443 [李宏宇, 符淙斌, 郭维栋, 等. 干旱区不同下垫面能量分配机理及对微气候反馈的研究. 物理学报, 2015, 64: 430–443]

25 Zhang Q, Zeng J, Zhang L Y. Characteristics of land surface thermal-hydrologic processes for different regions over North China during prevailing summer monsoon period. Sci China Earth Sci, 2012, 55: 1872–1880

26 Jung M, Reichstein M, Bondeau A. Towards global empirical upscaling of FLUXNET eddy covariance observations: Validation of a model tree ensemble approach using a biosphere model. Biogeosciences, 2009, 6: 2001–2013

27 Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. The Global Land Data Assimilation System. Bull Amer Meteor Soc, 2004, 85: 381–394

28 Feng S, Fu Q. Expansion of global drylands under a warming climate. Atmos Chem Phys, 2013, 13: 10081–10094

29 Zhang Q, Zhang L, Huang J. The spatial distribution of surface energy fluxes over Loess Plateau in China and its relationship with climate and environment. Sci China Earth Sci, 2014, 57: 2135–2147

30 Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—The CRU TS3.10 Dataset. Int J Climatol, 2014, 34: 623–642

31 Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Technical Report. Rome: Food and Agriculture Organization, 1998

32 Berrisford P, Kallberg P, Kobayashi S, et al. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. Quart J Roy Meteorol Soc, 2011, 137: 1381–1399

33 Liu L, Zhang R, Zuo Z. Inter-comparison of spring soil moisture among multiple reanalysis data sets over eastern China. J Geophys Res, 2014, 1: 54–64

34 Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau. Adv Atmos Sci, 2008, 25: 906–921

35 Liu S M, Xu Z W, Zhu Z L, et al. Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China. J Hydrol, 2013, 487: 24–38

36 Falge E, Baldocchi D, Olson R, et al. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. Agr Forest Meteorol, 2001, 107: 71–77

37 Dirmeyer P A, Schlosser C A, Brubaker K L. Precipitation, recycling, and land memory: An integrated analysis. J Hydrometeorol, 2009, 10: 278–288

38 Eltahir E A B. A soil moisture-rainfall feedback mechanism, l. Theory and observations. Water Resour Res, 1998, 34: 765–776

39 Zheng X, Eltahir E A B. A soil moisture-rainfall feedback mechanism, 2. Numerical experiments. Water Resour Res, 1998, 34: 777–785

Summary for “北方蒸散对气候变暖响应随降水类型转换特征”

Transition features of surface evapotranspiration responding to climate warming with spatial precipitation-based climate type in northern China

Qiang Zhang[1,3*], Zesu Yang[2*], Xiaocui Hao[4] & Ping Yue[1]

[1] *Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Key Open Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction, Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China;*
[2] *Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;*
[3] *Gansu Meteorological Bureau, Lanzhou 730020, China;*
[4] *Northwest Regional Climate Centre, Lanzhou 730020, China*
* Corresponding authors, E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn; cqhcyzx@126.com

Global surface evapotranspiration is one of the most significant components of the response of the water cycle to a warming climate. However, trends in surface evapotranspiration have varied widely from the trend in climate warming according to recent studies, and some studies have even shown an opposing trend. The reason for this difference in the response of surface evapotranspiration to climate warming is still not completely understood. We validated the gridded FLUXNET evapotranspiration dataset and the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) against evapotranspiration data observed in Northern China by eddy covariance systems. The response of evapotranspiration to increases in temperature varies with climate type in Northern China and there is a correlation with the amount of precipitation. Climate types with a mean annual precipitation of 200–400 mm (P250 and P350) are a sensitive interval in which the climatological trend of evapotranspiration changes from negative to positive and the response of evapotranspiration to an increase in temperature is less obvious. In more humid climates, evapotranspiration increases with increasing temperature, whereas in drier climates evapotranspiration decreases with increasing temperature. Similar transition zones for surface evapotranspiration are also seen in other regions. This is a new understanding of global changes in surface evapotranspiration and can explain the different trends in the response of surface evapotranspiration to temperature reported previously. Although the methods and data used are different from these earlier studies, the differences between precipitation-based climate types are clearer. These transition zones can be explained by the different mechanisms for the effect of temperature on evapotranspiration. Temperature directly affects the potential evapotranspiration and an increase in temperature will increase the potential evapotranspiration. However, this increase in evapotranspiration can result in a decrease in the soil moisture content, which will restrict the growth of vegetation, which in turn reduces surface evapotranspiration. In humid climates, where the soil moisture is high, the direct temperature effect is dominant and an increase in temperature will enhance surface evapotranspiration. In drier climates where the soils are deficient in water, reduced vegetation growth means that evapotranspiration is limited and an increase in temperature weakens surface evapotranspiration due to soil moisture stress. The prominent effect of the summer monsoon in Northern China results in a wide range of precipitation over a large spatial area and the climate transition zone is clearly defined. Thus, the effect on evapotranspiration of different climate types classified according to the amount of precipitation is significant in this area. This has deepened our understanding of the mechanisms influencing evapotranspiration in similar areas. In the areas where transition between climate types is obvious, the response of surface evapotranspiration to climate warming is complex and there is large spatial variation in the warming trend for evapotranspiration. Therefore, the variation in regional evapotranspiration cannot be determined by the variation in the point or local evapotranspiration. This will significantly affect the assessment of regional water resources and drought monitoring in these transitional areas. For such areas, the analysis of trends in evapotranspiration should be at a fine resolution to meet the technical needs for the assessment of water resources and drought monitoring. The factors influencing surface evapotranspiration are complex. In addition to temperature and precipitation, other factors such as wind speed, solar radiation and atmospheric humidity also affect surface evapotranspiration to varying degrees. The results of this study were affected by these factors, resulting in a certain degree of dispersion and bias in the results, which will in turn affect the objective quantitation analysis.

climate transition region, surface evapotranspiration, precipitation-based climate type, warming tendency, transition feature

doi: 10.1360/N972017-00817