

引用格式:韩项,尹云鹤,吴绍洪,等. 汾沁地区蒸散模拟及其时空变化特征[J]. 资源科学, 2018, 40(8): 1658-1671. [Han X, Yin Y H, Wu S H, et al. Evapotranspiration simulation and its spatio-temporal variation characteristics in Fenqin Region[J]. Resources Science, 2018, 40(8): 1658-1671.] DOI :10.18402/resci.2018.08.15

# 汾沁地区蒸散模拟及其时空变化特征

韩 项<sup>1,2</sup>, 尹云鹤<sup>1</sup>, 吴绍洪<sup>1,2</sup>, 邓浩宇<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所陆地表层格局与模拟重点实验室, 北京 100101;  
2. 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘 要:** 蒸散是水循环和能量循环的重要过程,也是连接土壤-植被-大气系统的关键纽带。气候变化背景下,蒸散的时空分布研究可为地区水资源合理配置及应对气候变化提供科学基础。本文基于结合GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment)数据的水量平衡方法模拟黄土高原汾沁地区2003—2015年蒸散量,并分析其不同时间尺度的变化特征,结果表明:①结合水储量变化的水量平衡方法与忽略水储量变化的水量平衡方法模拟所得蒸散相比,前者时间序列上波动更平稳(变异系数、标准差、极端值分别减少0.12, 5.50mm, 3.20%),可更精确地反映汾沁地区实际蒸散在年和季节尺度上的变化规律;②研究区2003—2015年均蒸散量为530.19mm,空间分布上由北向南大致增加,年际波动较平稳(变异系数为0.08),其中2010年蒸散量最低(478.22mm),2011年蒸散量最高(614.57mm);③季节尺度上,夏季平均蒸散量最高(263.36mm),占全年蒸散量的49.67%,波动较平稳;冬季蒸散量最低(19.50mm),离散程度较大;④汾沁地区2003—2015年蒸散变化主要受温度、降水的影响,其年际波动主要与降水相关。

**关键词:** 蒸散量; GRACE; 水量平衡; 降水; 气温; 时空分布; 汾沁地区

DOI :10.18402/resci.2018.08.15

## 1 引言

蒸散是水循环的重要过程,将全球陆地60%~65%的降水从地表输送到大气<sup>[1,2]</sup>;也是气候系统中连接大气和陆面的重要环节,50%的太阳辐射通过蒸散进行对流交换<sup>[3,4]</sup>。蒸散将水文循环、能量收支等紧密联系起来,在区域水热平衡中有重要的指标作用<sup>[1-4]</sup>。

1880—2012年期间全球平均温度升高了0.85℃(0.65℃~1.06℃),增温对蒸散的影响效应被学术界所关注,至今已取得了大量成果<sup>[4-7]</sup>。如Jung等利用通量观测、遥感和地面气象观测资料研究发现1998—2010年南半球蒸散以减少趋势为主,1982—2008年北半球以增加或者无明显变化趋势为主<sup>[4]</sup>。而也有研究表明,气候变暖背景下全球1982—2012

年蒸散量呈上升趋势,可能由植被覆盖、辐射、水分等因子导致<sup>[6,7]</sup>。

区域大尺度蒸散较难直接获取其观测值,目前主要通过模型模拟得到,如Noah陆面模式<sup>[8]</sup>、Penman-Monteith模型<sup>[9]</sup>、Priestley-Taylor模型<sup>[10]</sup>、水量平衡方法(Water Balance Method)<sup>[11-13]</sup>等。结合地表能量平衡的蒸散模型受下垫面不均匀、大气平流等干扰,区域能量可能不完全闭合,而水量平衡方法不受大气复杂变化的影响,对各区域有普遍适用性<sup>[11-13]</sup>。该方法通常在年或更长的时间尺度上假设水储量不变,而在年内尺度或人类活动剧烈的地区,不考虑水储量变化可能对认识和理解区域蒸散时空变化特征产生一定偏差<sup>[14,15]</sup>。2002年以来,Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) 卫星反演

收稿日期:2018-03-22 修订日期:2018-05-30

基金项目:国家自然科学基金项目(41571043);国家自然科学基金重点项目(41530749)。

作者简介:韩项,女,河北石家庄人,硕士生,主要从事陆面水热过程模拟研究。E-mail: hanx.15s@igsrr.ac.cn

通讯作者:尹云鹤, E-mail: yinyh@igsrr.ac.cn

2018年8月

的水储量变化数据的开发与应用,为利用水量平衡方法估算全球陆面蒸散提供了有效途径<sup>[14-19]</sup>。如 Zeng 等基于该方法研究发现 1982—2009 年全球年均陆地蒸散为 604mm,且以 1.10mm/a 的趋势增加,其中亚马逊流域和亚洲东南部增加速率最高<sup>[14]</sup>。Wan 等研究 2002 年 4 月—2013 年 4 月美国月蒸散量发现,地区蒸散由东南向西北呈大致减少趋势<sup>[19]</sup>。水量平衡方法数据易获取且计算简便,在大尺度地区特别是水文、气象数据较难获取区域的研究中具有较高应用价值。

位于黄土高原的汾沁地区(汾河流域和沁河流域)受到增温等气候变化、引沁入汾和退耕还林还草等人类活动的影响显著,水热过程复杂<sup>[20,21]</sup>。贺添等运用 MOD16 产品分析 2001—2010 年中国蒸散,其中汾沁地区年均蒸散由北向南增加,大多区域呈减少趋势<sup>[22]</sup>。而 Liu 等运用 SPS(Simple two-Parameter steady-State)模型估算黄河流域 1961—2006 年蒸散及 Gao 等模拟黄土高原 1990—2014 年蒸散结果均表明,汾沁地区蒸散呈由东南向西北大致呈减少趋势<sup>[23,24]</sup>。Zhao 等运用遥感获取的植被指数和观测的气候数据分别模拟黄土高原 2000—2012 年植被和土壤的蒸散,研究发现汾沁地区季节蒸散均由北向南大致增加,春季、秋季蒸散多呈增加趋势,夏季蒸散北部多呈增加趋势而南部地区有减少趋势,冬季蒸散多呈减少趋势<sup>[25]</sup>。Zeng 等基于水量平衡模拟全球蒸散结果表明汾沁地区 1998—2009 年蒸散变化速率为(-1~4)mm/a,大多地区呈增加趋势<sup>[14]</sup>,而 Zhang 等基于 Penman-Monteith 模型和互补关系模拟黄河流域蒸散结果表明,汾沁地区 1960—2005 年蒸散呈减少趋势,其速率为(-2.4~-0.8)mm/a<sup>[26]</sup>。近年来,汾沁地区不同时间尺度蒸散量数据仍较为缺乏,其空间分布及变化速率亦有待进一步明确。加强人类活动剧烈地区更高精度的蒸散模拟、时空变化特征及区域蒸散变化影响关键因子分析是对已有研究的重要补充。本文通过结合 GRACE 数据的水量平衡方法,研究和评价 2003—2015 年汾沁地区蒸散在不同时间尺度的变化特征,对深入理解陆面水循环对气候变化和人类活动的响应具有重要意义,并可为地区水资源规划、生态和环境保护等提供科学支撑。

## 2 研究区概况、数据来源与研究方法

### 2.1 研究区概况

汾沁地区主要包括汾河流域和沁河流域(图1)。汾河和沁河是山西省最大的两条河流,也是黄河的重要支流。汾沁地区介于 110.7°E—113.6°E 和 34.9°N—39.0°N,位于吕梁山与太行山之间,地区总面积为 52 538.58km<sup>2</sup>,占黄河流域面积的 6.98%。研究区大部分位于山西省境内(51 218.2km<sup>2</sup>),少部分位于河南省(1320.38km<sup>2</sup>)。汾沁地区位于黄土高原东部,地势由西北向东南大致降低,地形较为起伏,海拔 91~2799m,平均海拔 1095m。属于中纬度半干旱、半湿润型气候过渡区,为暖温带大陆性季风气候,雨热同期,四季分明。2003—2015 年均降水为 547.00mm,年均温为 9.18℃,平均风速为 2.28m/s。地区植被状况整体较好,植被覆盖度由西北向东南逐渐增加。大部分地区被落叶阔叶林、农业植被覆盖,也有少量针叶林、针阔混交林、灌木丛等<sup>[20,27,28]</sup>。

该地区水文站点主要有静乐、上静游、汾河水库、寨上、兰村、芦家庄、汾河二坝、文峪河水库、义棠、赵城、柴庄、浍河水库、河津、孔家坡、飞岭、润城、五龙口、山路平、武陟,共 19 个(图1)。根据 DEM(Digital Elevation Model,数字高程模型)提取汾沁地区子流域,其中汾河流域划分为静乐以上区间、岚河流域、静乐-汾河水库区间、汾河水库-寨上区间、寨上-兰村区间、潇河上游芦家庄区间、兰村-汾河二坝区间、文峪河流域、汾河二坝-义棠区间、义棠-赵城区间、赵城-柴庄区间、浍河流域、柴庄-河津区间;沁河流域划分为孔家坡以上区间、孔家坡-飞岭区间、飞岭-润城区间、润城-五龙口区间、丹河流域、五龙口-武陟区间<sup>[29]</sup>。

### 2.2 数据来源

#### 2.2.1 遥感数据

GRACE 数据选用在国际上认可度较高的美国德克萨斯大学奥斯汀分校空间研究中心 CSR(Center of Space Research),德国地学研究中心 GFZ(Geo Forschungs Zentrum)、美国宇航局喷气推进实验室 JPL(Jet Propulsion Laboratory)三种产品,数据来源于 <http://grace.jpl.nasa.gov>,时间分辨率为月,空间分辨率为 1°。月水储量用三种产品的均值来表示,少数月份数据缺失,采用滑动平均法插补。

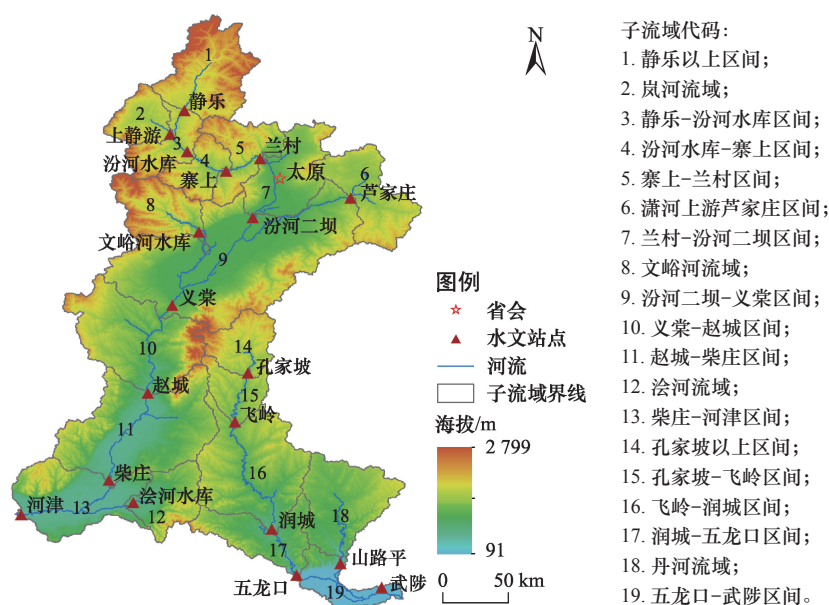


图1 汾沁地区海拔及主要水文站点

Figure 1 The altitude and major hydrological stations in Fenqin Region

GRACE 卫星监测水储量变化的原理是由于地球系统的物质质量重新分布导致不同时间尺度的地球重力场变化,从而利用足够精度和时空分辨率的重力观测测量分析其物质迁移和交换<sup>[30,31]</sup>。一般认为,在季节性或其他短时间尺度上(如月、周),陆地水储量变化是引起地球重力场变化的主要原因<sup>[16,17]</sup>。

GLDAS (Global Land Data Assimilation System, 全球陆面数据同化系统) NOAA (National Centers for Environmental Prediction/Oregon State University/Air Force/Hydrologic Research Lab Model) 产品基于 Noah 陆面模式<sup>[8,32]</sup>, 来源于 <https://earthdata.nasa.gov>, 时间分辨率为月, 空间分辨率为  $0.25^{\circ}$ 。本文提取汾沁地区 0~10cm、10~40cm、40~100cm 与 100~200cm 土壤水、雪、植物冠层水、蒸散数据。

MOD16A2 (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Global Evapotranspiration Data Set, MODIS 全球蒸散产品) 基于改进的 Penman-Monteith 模型<sup>[9]</sup>, 数据来源于 <https://lpdaac.usgs.gov>, 时间分辨率为月, 空间分辨率为  $0.05^{\circ}$ 。

GLEAM (Global Land Evaporation Amsterdam Model) v3.1b 数据基于 Priestley-Taylor 模型<sup>[10,33]</sup>, 来源于 <https://www.gleam.eu>, 时间分辨率为日, 空间分

辨率为  $0.25^{\circ}$ 。

高程数据来源于 CGIAR-CSI 网站 <http://srtm.csi.cgiar.org/>, 数据以  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  为一图幅组织数据, 各图幅之间为无缝拼接, 空间分辨率为 90m。

### 2.2.2 实测数据

汾沁地区 19 个站点 2003—2015 年径流数据来源于黄河流域水文年鉴<sup>[34]</sup>。其中 2003 年、2004 年、2006 年、2007 年部分站点数据缺失, 用最小二乘法插补。

2003—2015 年月尺度降水、平均温度、风速、相对湿度、水汽压、日照时数数据来源于国家气象科学数据共享服务平台<sup>[35]</sup>。其中降水数据的空间分辨率为  $0.5^{\circ}$ ; 平均温度、风速、相对湿度、水汽压、日照时数数据采用五台山、五寨、兴县、原平、离石、太原、阳泉、榆社、隰县、介休、临汾、长治、运城、侯马、阳城、三门峡、孟津、郑州等 18 个站点数据, 地区 90mDEM 作为辅助资料, 运用 ANUSPLIN<sup>[36]</sup> 建立汾沁地区平均温度、风速、相对湿度、水汽压、日照时数的年及月值数据集。

## 2.3 研究方法

### 2.3.1 水量平衡方法

根据水量平衡原理, 在一个闭合流域内, 如不



2018年8月

考虑相邻区域的水量调入与调出,水量收入和支出的差额,等于该地区的水储量变化量<sup>[37]</sup>。一般的流域水平衡方程可表达为:

$$P - ET - Q = \Delta S \quad (1)$$

式中  $P$  为降水量(mm);  $ET$  为蒸发量(mm);  $Q$  为径流深(mm);  $\Delta S$  为水储量变化(mm)。蒸散量即等于进入流域的水资源量与损失部分的差,即:

$$ET = P - Q - \Delta S \quad (2)$$

通常在年或更长的时间尺度上水储量变化较小,可将其忽略不计<sup>[19,38]</sup>,蒸散量(ET-NGRACE)即为降水与径流之差。

### 2.3.2 降尺度方法

本文将 GRACE 反演的分辨率为  $1^\circ$  的水储量变化(当月水储量与前月水储量之差)降尺度为  $0.25^\circ$ <sup>[19]</sup>。首先,通过 GLDAS 数据获取研究区分辨率为  $0.25^\circ$  的水储量数据(不同深度土壤水、雪、植物冠层水之和),并计算月水储量变化。将 GLDAS 获取的水储量变化数据合并为  $1^\circ$ ,其公式如下:

$$\Delta S_{GL} = \frac{\sum \Delta S_{gl} \times a_i}{\sum a_i} = \frac{\sum \Delta S_{gl} \times a_i}{A} \quad (3)$$

式中  $\Delta S_{GL}$  为基于 GLDAS 计算的  $1^\circ$  水储量变化量(mm);  $\Delta S_{gl}$  为基于 GLDAS 的  $0.25^\circ$  水储量变化量(mm);  $a_i$  为  $0.25^\circ$  栅格的面积( $m^2$ ),  $A$  为  $1^\circ$  栅格的面积( $m^2$ )。

每度 GLDAS 与 GRACE 的水储量变化量之间的差值  $B$  为:

$$B = \Delta S_{GR} - \Delta S_{GL} \quad (4)$$

式中  $\Delta S_{GR}$  为  $1^\circ$  GRACE 水储量变化量(mm)。将差值  $B$  分配到每  $0.25^\circ$ ,即差值  $b_i$ :

$$b_i = \frac{B \times A}{a_i} \times \frac{(\Delta S_{gl} - \Delta S_{gl\min}) \times a_i}{\sum [(\Delta S_{gl} - \Delta S_{gl\min}) \times a_i]} \quad (5)$$

式中  $\Delta S_{gl\min}$  表示基于 GLDAS 的水储量变化量每度的最小值。将  $b_i$  加到原基于 GRACE 估算的水储量变化数据,即为降尺度后分辨率为  $0.25^\circ$  的水储量变化量  $\Delta S'$ :

$$\Delta S' = \Delta S_{GL} + b_i \quad (6)$$

这种降尺度的方法不但保证了计算结果的精度,而且降尺度的 GRACE 水储量变化与原水储量变化在对应的  $1^\circ$  网格的值相同。

### 2.3.3 数理统计

(1)时间序列数据对比。相关系数是指在消除其他变量影响的条件下单独研究两个变量间的相关程度的方法。本文用该方法表示结合 GRACE 数据的水量平衡方法模拟的汾沁地区蒸散(ET-GRACE)、与基于 GLDAS 产品的区域蒸散(ET-GLDAS)、基于 MOD16A2 产品的区域蒸散(ET-MOD16)、基于 GLEAM 数据的区域蒸散(ET-GLEAM)的相关性,公式为:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(y'_i - \bar{y}')}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y'_i - \bar{y}')^2}} \quad (7)$$

式中  $y_i$  为第  $i$  月蒸散量;  $\bar{y}$  为 ET-GRACE 月均值;  $y'_i$  为第  $i$  月 ET-GLDAS、ET-MOD16 或 ET-GLEAM;  $\bar{y}'$  为 ET-GLDAS、ET-MOD16 或 ET-GLEAM 的月均值。

方差  $S$ 、变异系数  $CV$ 、极差  $R$  来衡量数据波动大小的量:

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (8)$$

$$CV = \frac{S}{\bar{y}} \quad (9)$$

$$R = \text{Max} - \text{Min} \quad (10)$$

式中  $\bar{y}$  为 ET-GRACE 或 ET-NGRACE 月蒸散量;  $\text{Max}$  为月蒸散量最大值;  $\text{Min}$  为月蒸散量最小值。方差越大,表明这组数据偏离平均数越大,即波动越大。将与平均值的偏差超过两倍标准差的数据视为极端值。变异系数越高,表示时间序列数据波动越大,反之越小。

用偏度与峰度描述蒸散序列的分布状态。偏度大于(小于)0 表示数据呈右(左)偏分布,偏度越大(小),右(左)偏程度越高。峰度的绝对值越大,表示其与正态分布的差异程度越大。

(2)趋势分析及显著性检验。线性回归是利用线性回归方程的最小二乘函数对变量之间关系进行建模的回归分析。本文用该方法分析 2003—2015 年汾沁地区蒸散、气候因子的变化趋势:

$$b = \frac{\sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x})(y_j - \bar{y})}{\sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x})^2} \quad (11)$$

式中  $b$  为变化速率;  $x$  为时间序列;  $y$  为时间序列对应



蒸散或气候因子的值; $j$ 为年份。

用 Mann-Kendall 检验判断蒸散变化趋势的显著性,序列检验结果的置信度达到 0.1(即  $p < 0.1$ ) 则变化趋势显著。

(3) 偏相关分析。偏相关分析指在控制其他变量的线性影响下分析两个变量间的线性相关性。本文用该方法分析时间序列上气候因子(降水、平均温度、风速、湿度、水汽压、日照时数)对蒸散的影响时,考虑到因子间相互影响,在控制某两个气候因子的基础上,单独分析某一气候因子对蒸散的影响,得到偏相关系数。

### 3 结果及分析

#### 3.1 蒸散结果对比

将结合 GRACE 数据的水量平衡方法模拟所得汾沁地区蒸散分别与 ET-GLDAS、ET-MOD16、ET-GLEAM 对比(图 2),相关性分别为 0.81( $p < 0.01$ )、0.74( $p < 0.01$ )、0.78( $p < 0.01$ ),一致性较好。与 ET-NGRACE 相比,ET-GRACE 的标准差、变异系数、极差均较小,分别为 41.42mm、0.94、228.45mm,离散程度较低;偏度和峰度较小,分别为 0.90、1.01,更符合正态分布。ET-NGRACE 中极端值占 7.05%,ET-

GRACE 中极端值占 3.85%,ET-GRACE 比 ET-NGRACE 的极端值减少 3.20%(表 1)。

在多年平均尺度上,结合 GRACE 数据的水量平衡方法所模拟的 2003—2015 年均蒸散量为 530.19mm,不考虑水储量变化的水量平衡方法模拟所得年均蒸散量为 529.82mm,两者相差不大。年尺度上,ET-GRACE 呈增加趋势(1.13mm/a,  $p > 0.1$ ) 而 ET-NGRACE 呈减少趋势(-1.18mm/a,  $p > 0.1$ ),且前者波动更平稳(图 3)。季节尺度上,汾沁地区 2003—2015 年春季 ET-GRACE 多高于 ET-NGRACE,两者均呈增加趋势,变化速率分别为 1.12mm/a( $p > 0.1$ )、1.52mm/a( $p > 0.1$ )(图 4a);夏季,ET-NGRACE 常年高于 ET-GRACE,时间序列上均呈减少趋势,变化速率差异较大,分别为 -1.16mm/a( $p > 0.1$ )、-2.85mm/a( $p > 0.1$ )(图 4b);秋季,ET-GRACE 与 ET-NGRACE 均呈增加趋势,变化速率分别为 2.13mm/a( $p > 0.1$ )、0.75mm/a( $p > 0.1$ ),该差异与 2003 年秋季 ET-NGRACE 相对较高相关(图 4c);冬季,ET-GRACE 多高于 ET-NGRACE,两者均呈减少趋势,变化速率分别为 -0.95mm/a( $p > 0.1$ )、-0.60mm/a( $p > 0.1$ )(图 4d)。可见,年及季节等较短时间尺度上,运用水量平衡

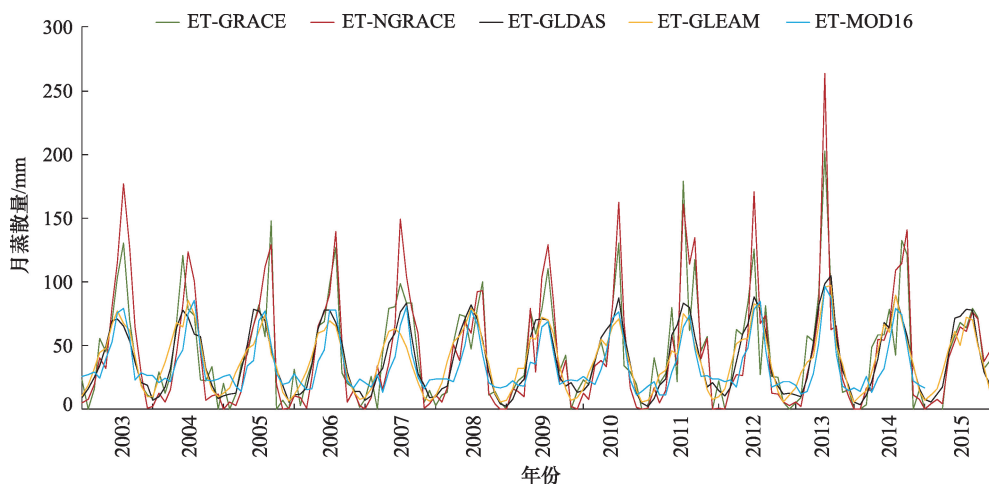


图2 2003—2015年五种常用月蒸散产品对比

Figure 2 Comparisons of monthly ET products using commonly from 2003 to 2015

表1 2003—2015年汾沁地区 ET-GRACE 与 ET-NGRACE 计算结果统计对比

Table 1 Statistics comparisons between results of ET-GRACE and ET-NGRACE in Fenqin Region from 2003 to 2015

	标准差/mm	变异系数	极差/mm	偏度	峰度	极端值/%
ET-GRACE	41.42	0.94	228.45	0.90	1.01	3.85
ET-NGRACE	46.92	1.06	265.08	1.48	2.69	7.05

2018年8月

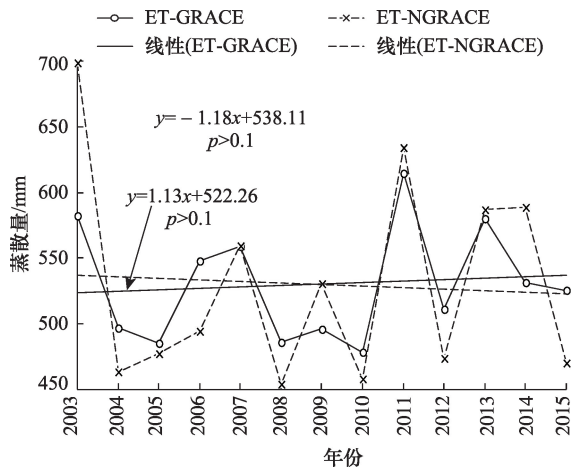


图3 2003—2015年汾沁地区年尺度ET-GRACE和ET-NGRACE变化趋势对比

Figure 3 Comparisons of temporal variations between ET-GRACE and ET-NGRACE at annual scale in Fenqin Region from 2003 to 2015

方法模拟汾沁地区蒸散时,需考虑水储量变化。

### 3.2 多时间尺度上蒸散的空间分布特征

#### 3.2.1 年蒸散空间分布特征

结合GRACE数据反演的水储量变化,基于水

量平衡方程模拟汾沁地区2003—2015年平均蒸散量为530.19mm(表2)。研究区蒸散量空间差异明显,由北向南大致呈增加趋势。汾河流域静乐以上区间多年平均蒸散量最低为378.82mm,丹河流域多年平均蒸散量最高为641.02mm。沁河流域多年平均蒸散量为577.18mm,高于汾河流域(513.67mm)。

#### 3.2.2 季节蒸散空间分布特征

汾沁地区2003—2015年不同季节蒸散量大致均呈现南部高于北部的分布状态,但各季节平均蒸散差异明显(表2)。春季(3月、4月、5月)地区平均蒸散量为123.93mm,由西北向东南增加的趋势较明显,静乐-汾河水库区间平均蒸散量最低,为54.40mm,丹河流域平均蒸散量最高,为180.14mm。夏季(6月、7月、8月)蒸散最高,为263.36mm。子流域蒸散,量普遍较高,寨上-兰村区间蒸散量最高,为305.88mm,柴庄-河津区间最低,为227.70mm。秋季(9月、10月、11月)为123.39mm,秋季子流域蒸散量为87.04~180.97mm。冬季(12月、1月、2月)最低,为19.50mm,子流域蒸散普遍偏低,五龙口-

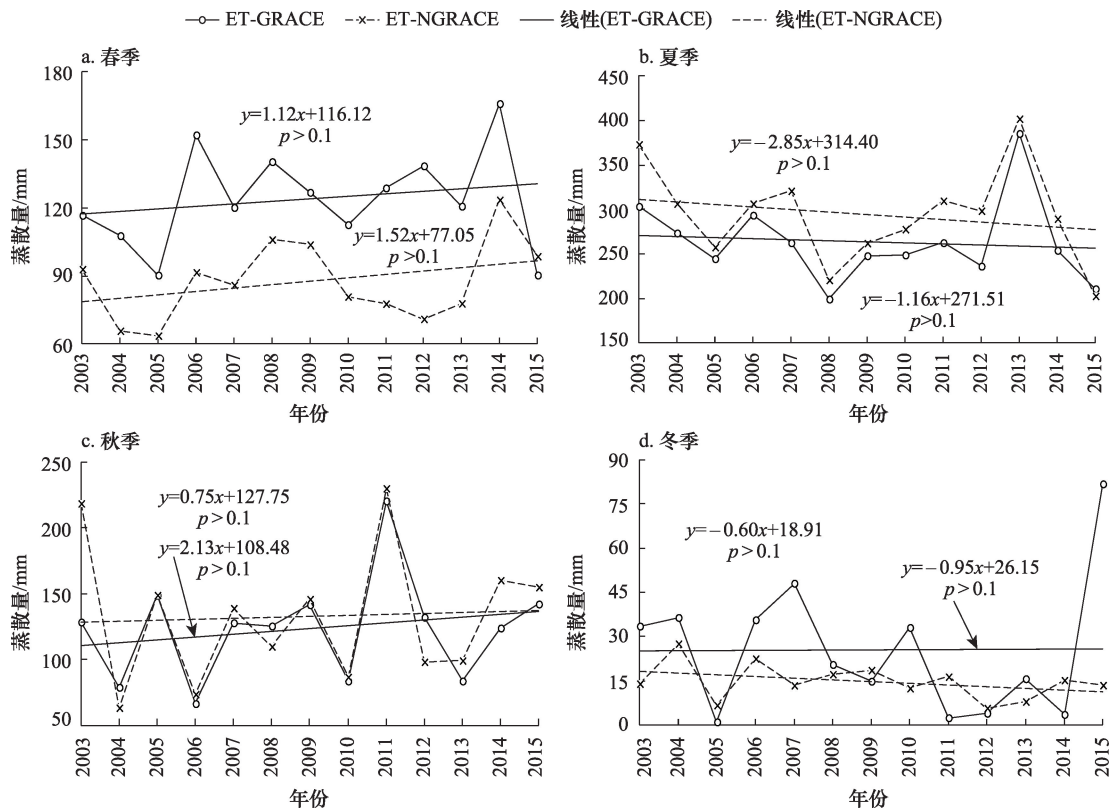


图4 2003—2015年汾沁地区季节尺度ET-GRACE和ET-NGRACE变化趋势对比

Figure 4 Comparisons of temporal variations between ET-GRACE and ET-NGRACE at seasonal scale in Fenqin Region from 2003 to 2015

表2 2003—2015年汾沁地区年及季节尺度平均蒸散量

Table 2 Annual and seasonal mean evapotranspiration in Fenqin Region from 2003 to 2015 (mm)

	全年	春季	夏季	秋季	冬季
汾沁地区均值	530.19	123.93	263.36	123.39	19.50
汾河流域均值	513.67	113.74	258.57	124.34	17.02
静乐以上区间	378.82	65.21	245.31	87.04	0.00
岚河流域	503.84	88.74	276.35	125.39	13.36
静乐-汾河水库区间	584.44	54.40	304.32	180.97	44.74
汾河水库-寨上区间	548.68	111.05	291.67	132.68	13.27
寨上-兰村区间	590.31	119.09	305.88	144.27	21.07
潇河上游芦家庄区间	523.93	113.00	295.97	101.74	13.23
兰村-汾河二坝区间	487.79	118.17	259.39	105.50	4.74
文峪河流域	462.62	81.18	259.50	115.35	6.58
汾河二坝-义棠区间	481.55	110.89	239.20	114.31	17.15
义棠-赵城区间	554.13	129.47	268.38	134.90	21.38
赵城-柴庄区间	558.47	136.15	257.64	138.57	26.10
浍河流域	567.54	154.55	248.67	139.16	25.16
柴庄-河津区间	528.89	132.35	227.70	138.43	30.42
沁河流域均值	577.18	152.93	276.98	120.69	26.56
孔家坡以上区间	513.85	126.43	274.22	98.99	14.22
孔家坡-飞岭区间	525.11	129.16	262.84	107.89	25.21
飞岭-润城区间	596.65	154.30	279.51	132.41	30.43
润城-五龙口区间	515.41	151.04	254.22	94.95	15.19
五龙口-武陟区间	580.65	141.71	277.42	116.96	44.56
丹河流域	641.02	180.14	295.36	138.21	27.29

武陟区间最高为44.56mm,静乐以上区间最低为0.00mm。春季、夏季、冬季,汾河流域平均蒸散量(113.74mm、258.57mm、17.02mm)低于沁河流域(152.93mm、276.98mm、26.56mm),而秋季沁河流域平均蒸散(120.69mm)低于汾河流域(124.34mm)。

3.3 蒸散时间变化趋势

3.3.1 年蒸散变化趋势

汾沁地区2003—2015年蒸散量呈现不显著增加趋势(1.13mm/a, $p>0.1$ ),年际波动较平稳(变异系数为0.08)(图3、图5)。其中,2010年蒸散量最低,为478.22mm,2011年蒸散量最高,为614.57mm。2006年、2007年、2009年、2011年、2013年蒸散量增加,其中2011年增加最多,较2010年增加136.35mm,2009年蒸散仅较2008年增加9.99mm。蒸散量减少的年份中,2012年降低最多,较上一年降低103.59mm,2015降低最少,较2014年降低5.88mm。

汾沁地区子流域2003—2015年蒸散量变化趋

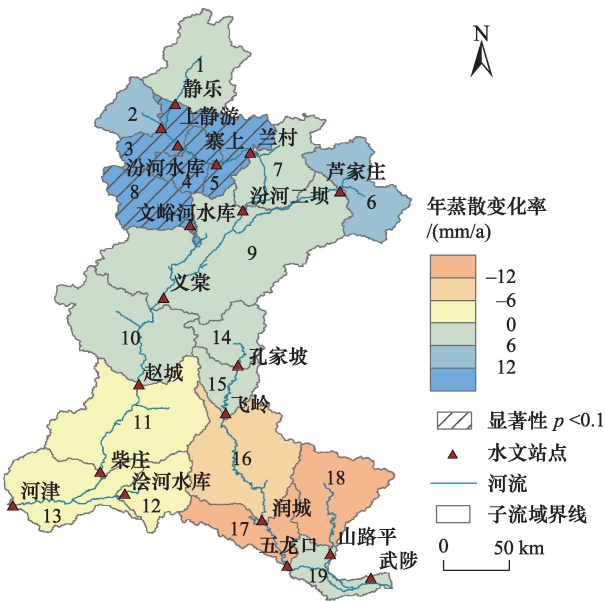


图5 2003—2015年汾沁地区年蒸散变化空间分布示意

Figure 5 Distribution of trends in annual evapotranspiration in Fenqin Region from 2003 to 2015

注:数字1~19表示子流域代码,详见图1图例。



2018年8月

势及其显著性分析表明:研究区北部、中部大部分地区及沁河流域入黄口年蒸散量呈现趋势,其中静乐-汾河水库-寨上-兰村区间及文峪河流域增加显著,分别为 $16.40\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ ),  $12.15\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ ),  $13.00\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ )。汾沁地区南部的赵城-柴庄区间、浍河流域、柴庄-河津区间、飞岭-润城区间、润城-五龙口区间、丹河流域均呈减少趋势,速率分别为 $-0.49\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-3.13\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-0.85\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-7.63\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-12.30\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-13.51\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ )。汾河流域年蒸散呈增加趋势( $3.82\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ )),而沁河流域呈减少趋势( $-6.51\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ))。从年际波动看,各子流域变异系数为 $0.12\sim 0.20$ ,年际波动较平稳,沁河流域年际波动(变异系数为 $0.13$ )高于汾河流域(变异系数为 $0.09$ )。

### 3.3.2 季节蒸散变化趋势

2003—2015年季节蒸散变化趋势如图4、图6。春季(图4a、图6a),汾沁地区、汾河流域和沁河流域蒸散均呈不显著增加趋势,分别为 $1.12\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $1.22\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $0.83\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ )。静乐以上区间、潇河上游芦家庄区间、润城-五龙口区间呈减少趋势,速率分别为 $-1.93\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-0.33\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-0.02\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),其他子流域呈增加趋势,静乐-汾河水库区间及五龙口-武陟区间最为显著,分别为 $4.00\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ ),  $6.31\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ )。

夏季(图4b、图6b),汾沁地区蒸散呈减少趋势, $-1.16\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),波动较平稳,变异系数为 $0.18$ 。汾河流域呈增加趋势, $0.42\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),沁河流域呈减少趋势, $-5.68\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ )。研究区北部及中部蒸散量多呈增加趋势,汾河水库-寨上-兰村区间及文峪河水库增加最为显著,分别为 $7.63\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ ),  $6.16\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ ),  $7.64\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ );南部地区多呈减少趋势,润城-五龙口-武陟区间最显著,分别为 $-9.41\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ ),  $-8.05\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ )。

秋季(图4c、图6c),汾沁地区、汾河流域、沁河流域蒸散均呈不显著增加趋势,分别为 $2.13\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $2.69\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $0.52\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ )。浍河流域、飞岭-润城区间、丹河流域呈减少趋势,其他子流域均呈增加趋势,静乐以上区间、潇河上游芦家庄区间、五龙口-武陟区间增加显著,分别为 $4.54\text{mm/a}$

$a$  ( $p<0.1$ ),  $6.73\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ ),  $9.17\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ )。

冬季(图4d、图6d),汾沁地区、汾河流域、沁河流域蒸散均呈不显著减少趋势,分别为 $-0.95\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-0.52\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),  $-2.17\text{mm/a}$  ( $p>0.1$ ),蒸散量离散程度均较高。汾河流域上游的岚河流域、静乐-汾河水库-寨上-兰村区间呈增加趋势,其他子流域均呈减少趋势,其中润城-五龙口区间减少显著,为 $-3.92\text{mm/a}$  ( $p<0.1$ )。

### 3.4 气候因子对蒸散的影响分析

蒸散作为复杂的水热传输过程,受到降水、温度、风速、湿度、水汽压、日照时数等气候因子的综合影响<sup>[39,40]</sup>。年尺度上(图7,见1667页),汾沁地区2003—2015年降水、风速、相对湿度、水汽压均呈不显著减少趋势( $-1.17\text{mm/a}$ ,  $p>0.1$ ;  $-0.004\text{m/(s}\cdot\text{a)}$ ,  $p>0.1$ ;  $-0.16\%/a$ ,  $p>0.1$ ;  $-0.001\text{hPa/a}$ ,  $p>0.1$ ),年均温呈不显著增加趋势( $0.03^\circ\text{C/a}$ ,  $p<0.1$ ),日照时数呈显著增加趋势( $-16.00\text{h/a}$ ,  $p<0.1$ ),其中降水、日照时数波动程度较大(变异系数分别为 $0.15$ 、 $0.10$ )。气候因子变化趋势及波动程度受到个别极值年份影响较大,如2003年降水偏高,该年后降水呈增加趋势。蒸散与降水、平均温度、相对湿度呈正相关,与风速、水汽压、日照时数呈负相关(表3,见1667页)。综合来看,研究区蒸散增加受温度增加、水汽压减少影响较大;2011年蒸散量最高与该年降水较高相关,2010年蒸散量最低与该年降水较低相关。

季节尺度上(图7,见1667页),汾沁地区2003—2015年春、秋降水呈增加趋势( $1.68\text{mm/a}$ ,  $0.24\text{mm/a}$ ),夏、冬降水呈减少趋势( $-2.51\text{mm/a}$ ,  $-0.51\text{mm/a}$ ),夏季平均降水较高;温度均呈不显著增加趋势,夏季平均温度最高而冬季最低;春、秋风速呈减少趋势( $-0.01\text{m/(s}\cdot\text{a)}$ ,  $-0.01\text{m/(s}\cdot\text{a)}$ ),而夏、冬呈增加趋势( $0.01\text{m/(s}\cdot\text{a)}$ ,  $0.01\text{m/(s}\cdot\text{a)}$ ),春季平均风速较高;春、夏、秋季相对湿度呈减少趋势,冬季呈增加趋势;春、夏、冬水汽压呈减少趋势,而秋季呈增加趋势;春、秋、冬日照时数呈减少趋势( $-3.15\text{h/a}$ ,  $-9.74\text{h/a}$ ,  $-3.57\text{h/a}$ ),其中秋季减少最显著( $p<0.1$ ),而夏季呈增加趋势( $0.46\text{h/a}$ )。汾沁地区蒸散受年内水热差异影响较大,由偏相关分析可知(表3):夏季蒸散减少与降水减少、风速增加显著正相关( $0.97$ ,  $p<0.1$ ;  $0.82$ ,  $p<0.1$ );而秋季蒸散增加与降水增加显著正相

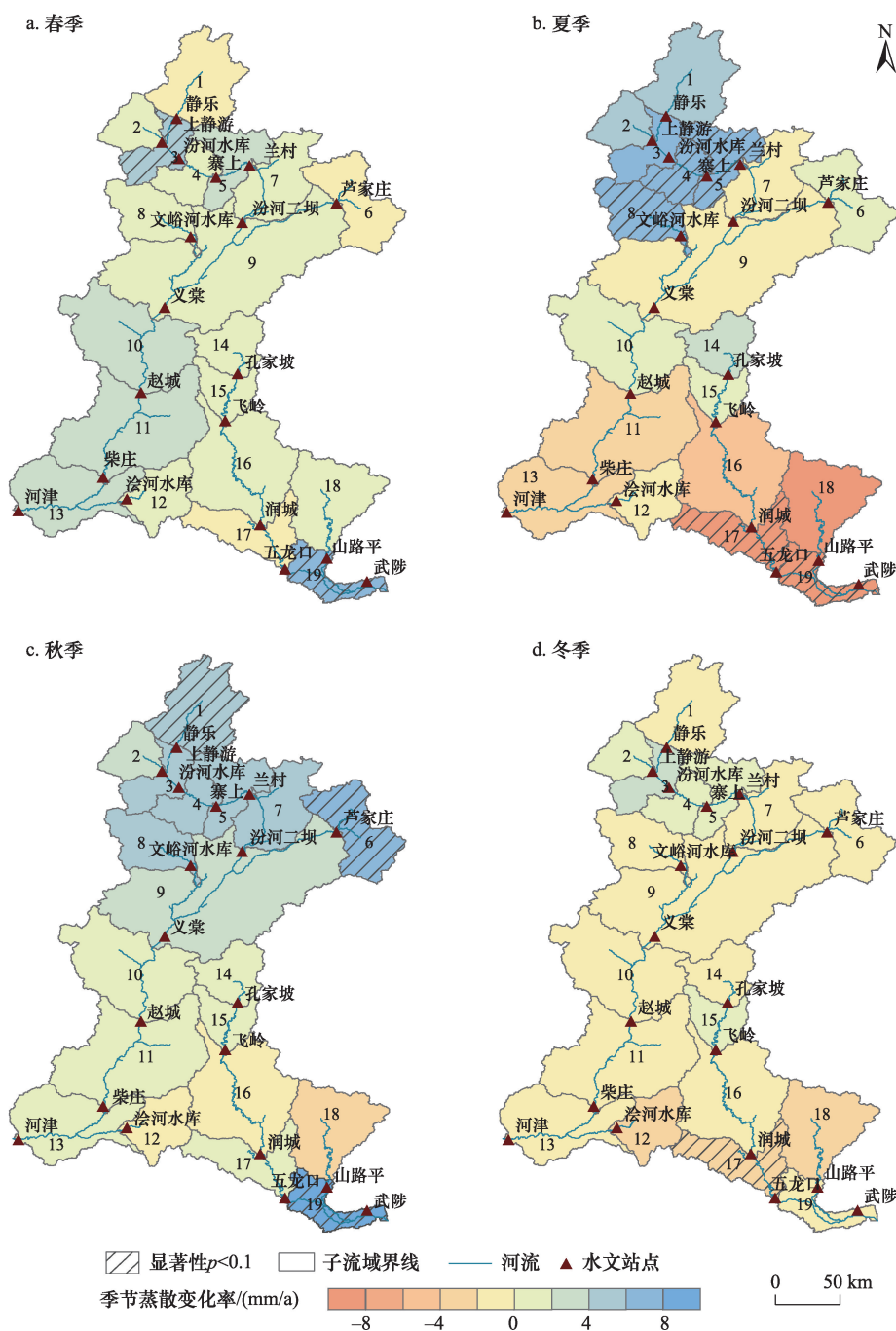


图6 2003—2015年汾沁地区季节蒸散变化趋势空间分布示意

Figure 6 Distribution of trends in seasonal evapotranspiration in Fenqin Region from 2003 to 2015

注:数字1~19表示子流域代码,详见图1图例。

关(0.83,  $p < 0.1$ ), 与水汽压增加、日照时数减少显著负相关( $-0.64, p < 0.1$ ;  $-0.63, p < 0.1$ )。

#### 4 讨论

本文模拟结果中存在一些负值, 可能与水储量数据的获取及处理过程中有一定误差相关<sup>[41]</sup>。

GRACE数据基于卫星观测地球重力场变化, 具有一定的信号误差, 其反演得到的水储量数据, 除灌溉、跨流域调水、城市化等人类活动引起外, 还包括了地壳运动等大尺度非水因素引起的质量变化<sup>[16]</sup>。目前尚没有统一有效的水文模型用于GRACE数据

2018年8月

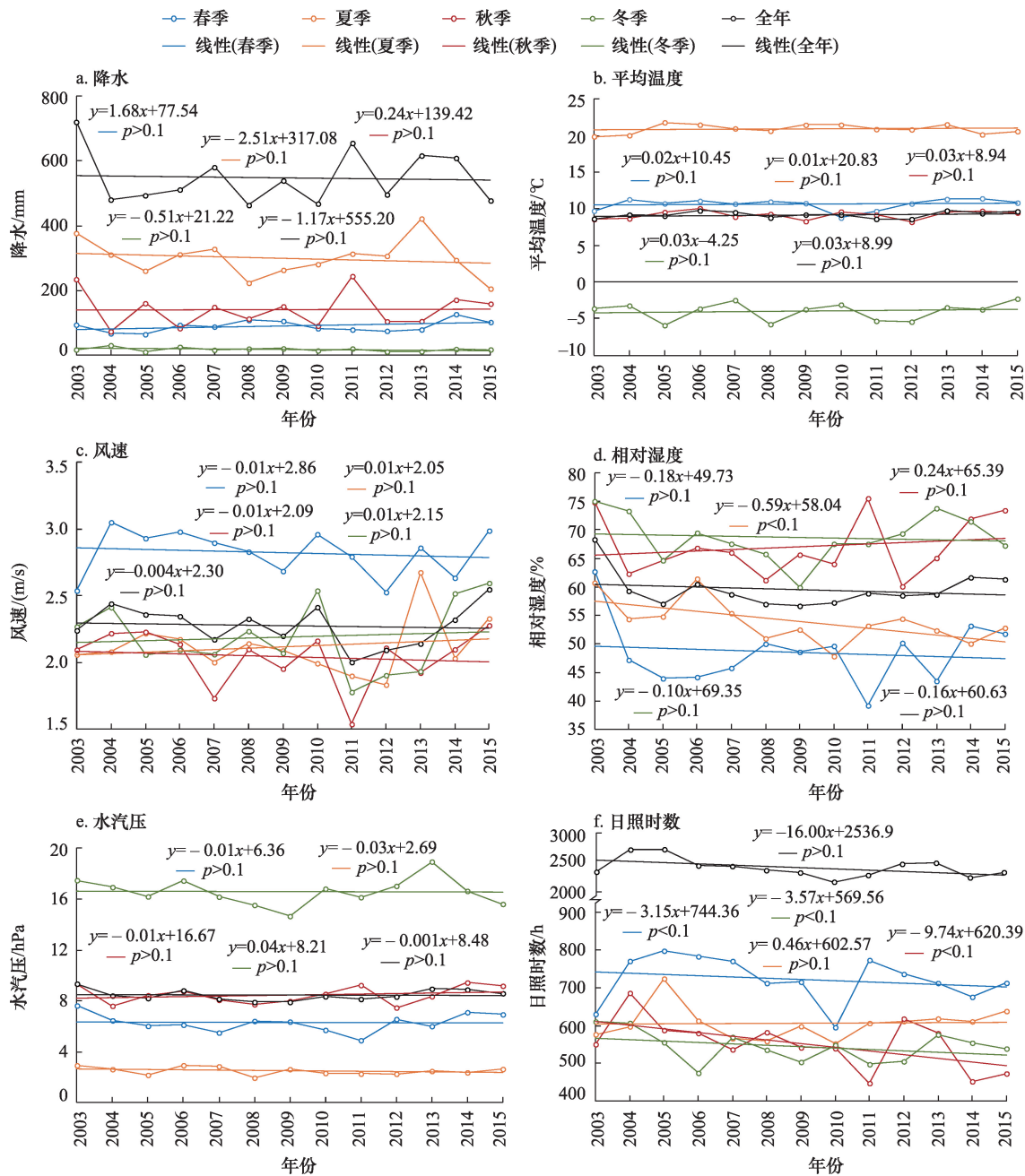


图7 2003—2015年汾沁地区气候因子变化趋势

Figure 7 Trends of climate factors in Fenqin Region from 2003 to 2015

表3 2003—2015年汾沁地区主要气候因子与蒸散的偏相关分析

Table 3 Partial correlation between climate factors and evapotranspiration in Fenqin Region from 2003 to 2015

	降水	平均温度	风速	相对湿度	水汽压	日照时数
全年	0.28	0.55	-0.55	0.41	-0.24	-0.23
春季	0.50	0.23	-0.58	-0.09	-0.13	-0.14
夏季	0.97*	0.44	0.82*	-0.22	0.44	0.20
秋季	0.83*	0.45	0.30	0.27	-0.64*	-0.63*
冬季	-0.10	0.18	0.42	0.27	-0.27	-0.16

注:\*表示在0.1水平上显著相关。



反演结果的验证<sup>[17,42]</sup>。一些研究中用水文模型模拟结果与之相比,但相关模型尚不能完全准确地模拟水文变化,且模型应用存在区域差异,验证某一特定区域的水文要素时可能存在争议<sup>[43-45]</sup>。研究GRACE数据的反演结果与实测数据、水文模型模拟数据和遥感数据之间的对比及造成差异的原因,并选择有效的验证方法来降低GRACE数据反演结果的不确定性会是未来研究的重要方向之一。

文中结合GLDAS NOAH产品将GRACE数据反演的1°水储量变化降尺度为0.25°。降尺度前后汾沁地区月水储量变化在时间序列上相关性均较高(0.91~1.00),但空间格局上仍有较大差异。该空间分布的不确定性可能与子流域空间尺度较小、降尺度方法有待完善相关<sup>[19,46]</sup>。尚需进一步考虑基于多源数据及相关模型的降尺度方法研究,以提高降尺度后水储量变化的精度<sup>[19]</sup>。

本文将运用水量平衡方法的模拟结果与国际广泛应用的GLDAS、MOD16、GLEAM产品对比表明模拟结果有一定的可信度,但模拟结果之间尚有差异。与已有研究结果相比,如Zhang等研究表明1960—2005年汾沁地区蒸散呈减少趋势,可能与该研究时段内降水、风速、日照时数减少等气候因子综合作用相关<sup>[26]</sup>;贺添等研究表明2001—2010年汾沁地区北部蒸散多在300~450mm,低于本文模拟结果,可能由于不同遥感蒸散发模型相关假设及控制因子等不同,导致模拟结果具有差异<sup>[22]</sup>。总之,目前大尺度蒸散模拟结果仍有一定不确定性,运用通量观测数据验证模拟结果非常重要<sup>[47,48]</sup>。由于目前汾沁地区相关实测数据相对缺乏,其地面验证部分的研究有待加强。

蒸散时空变化具有一定的不确定性,与其受气候变化和人类活动的共同影响相关<sup>[39]</sup>。汾沁地区2003年蒸散量较高,特别是忽略水储量变化的水量平衡方法模拟结果蒸散高达698.79mm,可能与该年降水量高达720.42mm,冷空气活动频繁,气温偏低等气候要素的共同影响相关<sup>[49]</sup>。另外,气候因子与蒸散间并非线性关系,用偏相关研究所得结果不一定是气候因子对蒸散的影响,不能消除蒸散对气候因子的反作用。人类活动引起的土地利用变化、土地资源涵养能力变化、跨流域调水等下垫面条件改

变也可作用于蒸散<sup>[23,50]</sup>。近年来汾沁地区蒸散变化可能与其积极采取退耕还林还草、修建林草等措施改善水源涵养功能<sup>[20]</sup>,及“引沁入汾”实施期间修建张峰水库、河口村水库、五马水库等水利工程有关<sup>[51]</sup>。蒸散作为复杂、连续的地理过程,受到多重因子的共同作用,今后需进一步明确汾沁地区蒸散的影响机制,为理解及应对区域气候变化提供科学依据。

## 5 结论

蒸散是全球能量循环、水循环、碳循环的关键环节,研究其时空分布对地区水资源的合理利用及气候变化的深入理解具有重要意义。本文结合GARCE数据反演的水储量变化,基于水量平衡方法模拟了汾沁地区2003—2015年蒸散量并分析其时空变化,主要得到以下结论:

(1)年及季节尺度上,水储量变化对水量平衡方法模拟汾沁地区蒸散影响较大。该模拟结果较忽略水储量变化的水量平衡方法模拟结果在时间序列上波动更平稳,可靠性更高(变异系数、标准差、极差分别减少0.12、5.50mm、36.63mm,极端值减少3.20%)。

(2)汾沁地区2003—2015年均蒸散量为530.19mm,大致呈现由北向南增加的趋势;年际波动较平稳(变异系数为0.08),其中2010年蒸散量最低(478.22mm),2011年蒸散量最高(614.57mm)。季节尺度上,汾沁地区夏季平均蒸散量最高(263.36mm)且波动较平稳,冬季蒸散量最低(19.50mm)且离散程度较大。

(3)汾沁地区2003—2015年蒸散变化的主要因素为降水和温度,蒸散年际波动的主要因素为降水。季节尺度上,夏季、秋季蒸散变化与降水相关性最显著( $p<0.1$ )。

## 参考文献(References):

- [1] Brutsaert W. Hydrology: An Introduction[M]. New York: Cambridge University Press, 2005.
- [2] Oki T, Kanae S. Global hydrological cycles and world water resources[J]. *Science*, 2006, 313(5790): 1068–1072.
- [3] Bonan G B, Pollard D, Thompson S L. Effects of boreal forest vegetation on global climate[J]. *Nature*, 1992(359): 716–718.
- [4] Jung M, Reichstein M, Ciais P, et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply[J].

2018年8月

- Nature*, 2010, 467(7318): 951–954.
- [5] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[R]. Cambridge: IPCC Fifth Assessment Report: Climate Change, 2013.
  - [6] Zhang K, Kimball J S, Nemani R R, *et al.* Vegetation greening and climate change promote multi-decadal rises of global land evapotranspiration[J]. *Scientific Reports*, 2014, 5(2): 75–77.
  - [7] Zhang Y, Penarancibia J L, Mcvicar T R, *et al.* Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components [J]. *Scientific Reports*, 2016, DOI: 10. 1038/srep19124.
  - [8] Wang W, Cui W, Wang X, *et al.* Evaluation of GLDAS-1 and GLDAS-2 forcing data and Noah model simulations over China at monthly scale[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2016, 17(11): 2815–2833.
  - [9] Mu Q, Zhao M, Running S W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2011, 115(8): 1781–1800.
  - [10] Mialles D G, Holmes T R, De-jeu R A, *et al.* Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations[J]. *Hydrology and Earth System Science*, 2011, 15(2): 453–469.
  - [11] Li Y, Liang K, Liu C, *et al.* Evaluation of different evapotranspiration products in the middle Yellow River Basin, China[J]. *Hydrology Research*, 2017, 48(2): 1–16.
  - [12] Liu W, Wang L, Zhou J, *et al.* A worldwide evaluation of basin-scale evapotranspiration estimates against the water balance method[J]. *Journal of Hydrology*, 2016, 538: 82–95.
  - [13] 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. [Jiang Y Y, Wang W, Zhou Z H. Evaluation of MODIS MOD16 evapotranspiration product in Chinese river basins[J]. *Journal of Natural Resources*, 2017, 32(3): 517–528. ]
  - [14] Zeng Z, Piao S, Lin X, *et al.* Global evapotranspiration over the past three decades: estimation based on the water balance equation combined with empirical models[J]. *Environmental Research Letters*, 2012, 7(1): 1–8.
  - [15] Mao Y, Wang K. Comparison of evapotranspiration estimates based on the surface water balance, modified Penman–Monteith model, and reanalysis data sets for continental China[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2017, 122(6): 3228–3244.
  - [16] Swensons S, Wahr J. Estimating large-scale precipitation minus evapotranspiration from GRACE satellite gravity measurements[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2009, 7(2): 252–269.
  - [17] Rodell M, Mcwilliams E B, Famiglietti J S, *et al.* Estimating evapotranspiration using an observation based terrestrial water budget[J]. *Hydrological Processes*, 2011, 25(26): 4082–4092.
  - [18] Billah M M, Goodall J L, Narayan U, *et al.* A methodology for evaluating evapotranspiration estimates at the watershed-scale using GRACE[J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 523: 574–586.
  - [19] Wan Z, Zhang K, Xue X, *et al.* Water balance-based actual evapotranspiration reconstruction from ground and satellite observations over the Conterminous United States[J]. *Water Resources Research*, 2015, 51(8): 6485–6499.
  - [20] Zhang D, Liu X, Liu C, *et al.* Responses of runoff to climatic variation and human activities in the Fenhe River, China[J]. *Stochastic Environmental Research & Risk Assessment*, 2013, 27(6): 1293–1301.
  - [21] 易浪, 任志远, 张翀, 等. 黄土高原植被覆盖变化与气候和人类活动的关系[J]. *资源科学*, 2014, 36(1): 166–174. [Yi L, Ren Z Y, Zhang C, *et al.* Vegetation cover, climate and human activities on the Loess Plateau[J]. *Resources Science*, 2014, 36(1): 166–174. ]
  - [22] 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. [He T, Shao Q Q. Spatial-temporal variation of terrestrial evapotranspiration in China from 2001 to 2010 using MOD16 products [J]. *Journal of Geo-information Science*, 2014, 16(6): 979–988. ]
  - [23] Liu Q, Yang Z F. Quantitative estimation of the impact of climate change on actual evapotranspiration in the Yellow River Basin, China [J]. *Journal of Hydrology*, 2010, 395(3): 226–234.
  - [24] Gao X, Sun M, Zhao Q, *et al.* Actual ET modelling based on the Budyko framework and the sustainability of vegetation water use in the Loess Plateau[J]. *Science of the Total Environment*, 2017, 579: 1550–1559.
  - [25] Zhao J, Liang W, Yang Y, *et al.* Separating vegetation greening and climate change controls on evapotranspiration trend over the Loess Plateau[J]. *Scientific Reports*, 2017, DOI: 10. 1038/s41598-017-08477-x.
  - [26] Zhang Q, Xu C Y, Chen Y D, *et al.* Comparison of evapotranspiration variations between the Yellow River and Pearl River basin, China[J]. *Stochastic Environmental Research & Risk Assessment*, 2011, 25(2): 139–150.
  - [27] Peng B, Liu W, Guo M. Impacts of climate variability and human activities on decrease in streamflow in the Qinhe River, China[J]. *Theoretical & Applied Climatology*, 2014, 117(1–2): 293–301.
  - [28] Lu Z, Zou S, Qin Z, *et al.* Hydrologic responses to land use change in the Loess Plateau: case study in the upper Fenhe River watershed[J]. *Advances in Meteorology*, 2015, (3): 1–10.
  - [29] 宋晓猛, 张建云, 占车生, 等. 基于DEM的数字流域特征提取研究进展[J]. *地理科学进展*, 2013, 32(1): 31–40. [Song X M, Zhang J Y, Zhan C S, *et al.* Advances in digital watershed features extracting based on DEM[J]. *Progressing Geography*, 2013, 32(1): 31–40. ]
  - [30] Tapley B D, Bettadpur S, Ries J C, *et al.* GRACE measurements of mass variability in the earth system[J]. *Science*, 2004, 305(5683): 503–505.
  - [31] Wahr J, Swenson S, Zlotnicki V, *et al.* Time-variable gravity from

- GRACE: first results[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 31 (11): 293–317.
- [32] Rodell M, Beaudoing H, NASA. GLDAS Noah Land Surface Model L4 monthly 0.25°×0.25 degree V2.0[EB/OL]. (2017–08–30) [2018–03–20]. <https://earthdata.nasa.gov>.
- [33] Martens B, Miralles D G, Lievens H, *et al.* GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture[J]. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2017, 10(5): 1–36.
- [34] 中华人民共和国水利部水文局. 中华人民共和国水文年鉴黄河流域水文资料[M]. 郑州: 河南简易科技有限公司&河南黄河水文勘测设计院数字排印中心, 2003–2015. [Bureau of Hydrology, Ministry of Water Resources, People's Republic of China. Annual Hydrological Report, People's Republic of China: Hydrological Data of Yellow River Basin[M]. Zhengzhou: Henan Jianyi Technology Limited Company & Digital Typography Center of Henan Yellow River Hydrological Survey and Design Institute, 2003–2015.]
- [35] 国家气象局. 中国气象科学数据共享服务网[EB/OL]. (2017–08–30)[2018–03–20]. <http://www.cma.gov.cn/>. [National Meteorological Administration. China Meteorological Data Sharing Service System[EB/OL]. (2017–08–30) [2018–03–20]. <http://www.cma.gov.cn/>.]
- [36] 刘志红, Tim R M, Van Niel T G, 等. 专用气候数据空间插值软件ANUSPLIN及其应用[J]. 气象, 2008, 34(2): 92–100. [Liu Z H, Tim R M, Van N, *et al.* Introduction of the professional interpolation software for meteorology data: ANUSPLIN[J]. *Meteorological Monthly*, 2008, 34(2): 92–100.]
- [37] 左其亭, 王中根. 现代水文学[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2002. [Zuo Q T, Wang Z G. Modern Hydrology[M]. Zhengzhou: The Yellow River Water Conservancy Press, 2002.]
- [38] Senay G B, Leaks S, Nagler P L, *et al.* Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods[J]. *Hydrological Processes*, 2011, 25(26): 4037–4049.
- [39] Yang T, Zhang Q, Wang W, *et al.* Review of advances in hydrologic science in China in the last decades: Impact study of climate change and human activities[J]. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2013, 18(11): 1380–1384.
- [40] Li G, Zhang F, Jing Y, *et al.* Response of evapotranspiration to changes in land use and land cover and climate in China during 2001–2013[J]. *Science of the Total Environment*, 2017, 596–597: 256–265.
- [41] Landerer F W, Swenson S C. Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates[J]. *Water Resources Research*, 2012, DOI: 10.1029/2011WR011453.
- [42] Fischer D, Michel V. Sparse regularization of inverse gravimetry—case study: spatial and temporal mass variations in South America[J]. *Inverse Problems*, 2012, 28(6): 65012–65045.
- [43] Syed T H, Famiglietti J S, Rodell M, *et al.* Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS[J]. *Water Resources Research*, 2008, 44(2): 339–356.
- [44] Scanlon B R, Longuevergne L, Long D. Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA[J]. *Water Resources Research*, 2012, 48(4): 142–148.
- [45] Long D, Longuevergne L, Scanlon B R. Uncertainty in evapotranspiration from land surface modeling, remote sensing, and GRACE satellites[J]. *Water Resources Research*, 2014, 50(2): 1131–1151.
- [46] Xu S, Wu C, Wang L, *et al.* A new satellite-based monthly precipitation downscaling algorithm with non-stationary relationship between precipitation and land surface characteristics[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2015, 162: 119–140.
- [47] 周倜, 彭志喆, 辛晓洲, 等. 非均匀地表蒸散遥感研究综述[J]. 遥感学报, 2016, 20(2): 257–277. [Zhou T, Peng Z Q, Xin X Z, *et al.* Remote sensing research of evapotranspiration over heterogeneous surfaces: a review[J]. *Journal of Remote Sensing*, 2016, 20(2): 257–277.]
- [48] Li X, He Y, Zeng Z, *et al.* Spatiotemporal pattern of terrestrial evapotranspiration in China during the past thirty years[J]. *Agricultural & Forest Meteorology*, 2018, 259: 131–140.
- [49] 水利部黄河水利委员会. 2003年黄河水资源公报[R]. 郑州: 黄河水利出版社, 2003. [Yellow River Conservancy Commission of the Ministry of Water Resources. Yellow River Water Resources Bulletin in 2003[R]. Zhengzhou: The Yellow River Water Conservancy Press, 2003.]
- [50] Wu C, Hu B X, Huang G, *et al.* Effects of climate and terrestrial storage on temporal variability of actual evapotranspiration[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 549: 388–403.
- [51] 南朝, 高玲, 时乐, 等. 调水工程中的水量平衡分析[J]. 城市道桥与防洪, 2011, (4): 104–107. [Nan C, Gao L, Shi L, *et al.* Analysis of water balance in water diversion project[J]. *Urban Roads Bridges & Flood Control*, 2011, (4): 104–107.]



## Evapotranspiration simulation and its spatio-temporal variation characteristics in Fenqin Region

HAN Xiang<sup>1,2</sup>, YIN Yunhe<sup>1</sup>, WU Shaohong<sup>1,2</sup>, DENG Haoyu<sup>1,2</sup>

(1. *Key Laboratory of Land Surface Pattern and Simulation, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)*

**Abstract:** Evapotranspiration (ET) is a critical component in the surface energy budget as well as the water cycle. ET is also a key bond that connects the soil-vegetation-atmosphere system. With the climate change, studying the spatio-temporal distribution of ET has great implications in the reasonable allocation of regional water resources. This paper simulated the monthly ET based on water balance method using Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data in Fenqin Region from 2003 to 2015, and then analyzed its spatio-temporal dynamics in different time scales. It was found that the ET simulated by water balance method considering the water storage changes were more stable in the time series (the coefficient of variation, the standard variation, and the extreme values respectively reduced 0.12, 5.50mm, 3.20%), and more accurately in reflecting the temporal variations of annual and seasonal ET in Fenqin Region, comparing to the results simulated by water balance method neglecting the water storage changes. Average annual ET was 530.19mm in Fenqin Region from 2003 to 2015. There was a spatial distribution of increasing from north to south. Moreover, ET fluctuated quite smoothly during the study period with a lowest value in 2010 (478.22mm) and a highest value in 2011 (614.57mm), and the coefficient of variation was 0.08. At seasonal scale, ET was highest in summer (263.36mm) which accounted for 49.67% of annual ET and lowest in winter (19.50mm). Besides, the degree of dispersion was relatively higher in winter and lower in summer. The temporal variation of ET in Fenqin Region from 2003 to 2015 was mainly affected by precipitation and temperature, and the fluctuation of annual ET was mainly related to precipitation.

**Key words:** evapotranspiration; GRACE; water balance; precipitation; temperature; spatio-temporal distribution; Fenqin Region