

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtk.2021.0049

王洁,边宇晗,陈裕迪,等.基于GRACE陆地水储量估算土壤湿度变化:以中国东部季风区为例[J].南水北调与水利科技(中英文),2021,19(3):459-468. WANG J, BIAN Y H, CHEN Y D, et al. Estimation of soil moisture changes based on GRACE terrestrial water storage: Taking the monsoon region in eastern China as an example[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2021, 19(3): 459-468. (in Chinese)

# 基于 GRACE 陆地水储量估算土壤湿度变化

——以中国东部季风区为例

王洁<sup>1</sup>, 边宇晗<sup>1</sup>, 陈裕迪<sup>1</sup>, 顾闯<sup>2</sup>, 解文娟<sup>3</sup>

(1. 南京信息工程大学水文与水资源工程学院, 南京 211800; 2. 南京市水资源管理中心, 南京 210044; 3. 河北省气象灾害防御中心, 石家庄 050021)

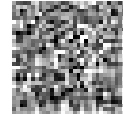
**摘要:**为探究获取高精度土壤湿度变化数据的新方法,选取2005年1月至2012年12月为研究时段,利用GRACE重力卫星反演降尺度得到的空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的陆地水储量变化数据和GLDAS-NOAH陆面模式模拟的地表径流、积雪深以及实测地下水位等数据,基于水量平衡原理估算东部季风区6个主要流域的土壤湿度变化数据,反演深度范围可达0~200 mm。从时空相关性、均方根误差、趋势度等方面,与AMSR-E、ERA-Interim、MERRA2、ASCAT、GLDAS-NOAH、GLDAS-Mosaic、GLDAS-Catchment共7种土壤湿度产品进行对比验证。结果表明:估算的土壤湿度变化数据优势明显,在珠江流域表现最好,与上述产品的皮尔逊相关系数分别为0.70、0.79、0.86、0.85、0.81、0.50和0.51;与MERRA2、ASCAT、GLDAS-Catchment的单变量Moran's I较为相近,分别为0.67、0.80和0.74,且与其他产品的均方根误差均较小,大部分控制在0.25~0.30;各种产品的土壤湿度变化在黄河流域表现一致性较差,皮尔逊相关系数均在0.41以下,变化趋势也不尽相同。

**关键词:**GRACE重力卫星;土壤湿度变化;水量平衡原理;时序变化特征;对比验证

中图分类号:TV213;P339

文献标志码:A

开放科学(资源服务)标志码(OSID):



土壤湿度变化是水文循环中的一个重要环节,也是水文气象学研究中的关键因子,它不仅是地表水与地下水之间的连接纽带,也是水资源形成转化过程中的重要因素<sup>[1-3]</sup>。从水文学的角度来看,土壤湿度变化可以影响地表与植被的蒸散发过程,改变大气的水汽通量,间接影响降水过程及气候的变化<sup>[4]</sup>。同时土壤湿度变化直接影响着地表下渗能力,是控制地表、地下径流的重要因素<sup>[5-6]</sup>。目前监测土壤湿度的主要方法有两种:一是野外单点监测,但此方法探测的土壤湿度应用范围小,代表性弱,不能应用于复杂地形的偏远地区且单点监测中普遍使

用的烘干法在取土过程中会对土壤造成破坏<sup>[7]</sup>;二是利用卫星光学遥感或者雷达反演土壤湿度,尽管这种方法可以在大规模空间上工作,但是监测土壤深度仅限于1~5 cm是这一技术发展和应用的主要障碍<sup>[8-9]</sup>。因此,本文基于GRACE重力卫星反演的陆地水储量变化,结合陆面模式同化的地表径流、积雪深变化及实测地下水位变化数据,构建水量平衡方程估算中国东部季风区2005—2012年的土壤湿度月尺度变化。此方法不受地形等因素限制,而且可以估算整层土壤湿度的变化,在一定程度上弥补了上述土壤湿度监测方法的缺陷,可为水文气象灾

收稿日期:2020-09-03 修回日期:2020-12-26 网络出版时间:2021-01-28

网络出版地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.TV.20210127.1753.002.html

基金项目:国家自然科学基金(41671022;41877158);江苏省水利科技项目(2020040);河北省省级科技计划(19275408D);淮河流域气象开放基金(HRM201703)

作者简介:王洁(1984—),男,山东诸城人,副教授,博士,主要从事水文水资源研究。E-mail:wangjie0775@163.com

害预警、农业灌溉等诸多领域提供解决问题的思路。

## 1 研究区域与数据

### 1.1 研究区域概况

东部季风区是指在中国范围内处于  $100^{\circ}\text{E}$  以东,主要受东亚季风影响的区域。受中国大陆-日本的副热带季风与南海-西太平洋热带夏季风及其所带来的水汽影响,我国湿润、半湿润地区主要分布于季风区内,陆-气、海-气相互作用及水循环过程在这些地区十分活跃,也是受气候变化影响较大的区域。土壤湿度变化是地球系统陆-气相互作用过程中的一个重要影响因子。研究表明,中国东部季风区内的土壤湿度变化与气候变化存在着明显的双向反馈机制,如:刘永强等<sup>[10]</sup>发现土壤湿度的变化可以调节区域气温,气候变化的持续异常又可以反作用影响土壤湿度变化的空间分布,土壤越湿润的地区,气候变化的异常衰减越迅速;马柱国等<sup>[11]</sup>发现土壤湿度的变化可以显著影响陆面向大气输送的热通量、地表反照率等热力学性质,从而影响地区的气候变化。

选取中国东部季风区内的黄河流域、海河流域、长江流域、淮河流域、珠江流域及东南诸河流域作为研究区域。位于季风区内的松辽河流域由于数据缺失等原因暂不列入研究范围。

### 1.2 研究数据

采用王洁等<sup>[12-13]</sup>基于 GRACE 陆地水储量变

化数据利用统计学方法降尺度得到的中国各流域陆地水储量变化数据,其空间分辨率为  $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ 。该数据已经过验证,具有较好的准确性与可靠性,基本能够反映研究区域内陆地水储量变化特征。

所用的地表径流、积雪深选用空间分辨率为  $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ ,时间序列为 2005 年 1 月至 2012 年 12 月,来自全球陆面同化系统 GLDAS NOAH025 的逐月数据,该版本的数据在与实测数据的一致性、稳定性等方面表现较好且容易获取,数据来源是: <https://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas>。

地下水位选用 2005 年 1 月至 2012 年 12 月由中国地质环境监测院发布的全国 455 个地下水监测点实测数据。其中,东部地区的观测点多于中、西部,长江流域、黄河流域这样的大型流域均有 50 个站点以上且分布较为均匀,基本能够反映全国地下水位的变动情况。

目前,全球都缺乏足够深的实测土壤湿度数据用以验证研究得到的土壤湿度变化。为了证明其在时间序列以及空间分布上都能有足够高的精度,引入 AMSR-E、ASCAT 两种遥感土壤湿度产品,ERA-Interim、MERRA2 两种再分析资料的土壤湿度产品,GLDAS-NOAH、GLDAS-Mosaic、GLDAS-Catchment(后文简称 NOAH、Mosaic、Catchment)等 3 种模式同化土壤湿度产品,进行土壤湿度验证评估。上述土壤湿度产品的基本信息见表 1。

表 1 用于验证的土壤湿度产品基本信息

Tab.1 Basic information of soil moisture products for verification

产品	AMSR-E	ERA	MERRA2	ASCAT	GLDAS	GLDAS	GLDAS
版本	L3	Interim	TMNXMLD	H113	NOAH	Mosaic	Catchment
深度	2 cm	189 cm	100 cm	5 cm	200 cm	190 cm	10 cm
空间分辨率	1°	0.5°	0.5°×0.667°	12.5 km	0.25°	1°	1°
时间分辨率	逐月	逐月	逐月	逐日	逐月	逐月	逐月
时间序列	2005 年 1 月至 2011 年 9 月	2005 年 1 月至 2012 年 12 月	2005 年 1 月至 2012 年 12 月	2007 年 1 月至 2012 年 12 月	2005 年 1 月至 2012 年 12 月	2005 年 1 月至 2012 年 12 月	2005 年 1 月至 2012 年 12 月
数据单位	$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	%	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$

其中,ASCAT H113 是以百分含量呈现的相对土壤湿度,时间分辨率为 1 d。先将其转换为月平均数据,再利用全国土壤孔隙度数据将其转换为以  $\text{m}^3/\text{m}^3$  为单位的土壤湿度数据。AMSR-E、MERRA2、GLDAS 的数据来源为 <https://disc.gsfc.nasa.gov/>。ERA-Interim 的数据来源为 <https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-mode/lev-type=sfc>。ASCAT 的数据来源为 <http://hsaf.meteoam.it>。

## 2 研究方法

### 2.1 利用水量平衡计算土壤湿度变化

水文循环是水量平衡存在的物理基础<sup>[14-15]</sup>。水量平衡在水文预报、水资源管理、气候变化等研究领域有着极其广泛的运用。1905 年, Brikner<sup>[16]</sup>利用全球的降水与蒸发等数据,对水量平衡原理进行了验证。随着水量平衡理论不断地发展完善,其应用迈入崭新的阶段。Lorenz 等<sup>[17]</sup>基于水量平衡原理,

利用卫星反演数据、模式模拟结果等估算全球大尺度径流数据,并进行了对比验证。朱新军等<sup>[18]</sup>利用分布式水文模型与陆面模式模拟,基于水量平衡分析,对海河流域的水资源管理展开了深入探讨。

基于水量平衡原理,陆地水储量的变化主要包括地表水储量变化、土壤湿度变化、地下水储量变化等三大类。其中,地表水储量变化以积雪变化及地表径流变化为主<sup>[19]</sup>。因此,利用降尺度陆地水储量变化、距平处理后的 GLDAS NOAH 地表径流变化、积雪深变化以及实测地下水变化,构建水量平衡方程,反推计算土壤湿度的变化,其公式为

$$S_{MC_i} = T_{WC_{dc,i}} - \Delta G_{W_i} - \Delta S_{WE_i} - \Delta R_{S_i} \quad (1)$$

式中: $T_{WC_{dc,i}}$ 为当月陆地水储量的变化,mm; $S_{MC_i}$ 为当月土壤湿度变化,mm; $\Delta R_{S_i}$ 为当月地表径流量的变化,mm; $\Delta S_{WE_i}$ 为当月积雪变化量,mm; $\Delta G_{W_i}$ 为当月地下水变化量,mm。

严格来说,陆地水储量变化还应包括生物含水量变化<sup>[20]</sup>。但由于生物含水量变化在较大空间尺度研究中对陆地水储量变化贡献很小且对其进行定量测量难度很大<sup>[21]</sup>,因此在式(1)中并未将其考虑在内。

## 2.2 估算土壤湿度变化的验证方法

通过计算 AMSR-E、ASCAT、ERA-Interim、MERRA2、NOAH、Mosaic、Catchment 共 7 种土壤湿度产品与本文估算的土壤湿度产品(后文简称本产品)之间的一系列统计指标进行验证。为方便对比分析,使用重采样的方法将上述土壤湿度产品的空间分辨率统一转换为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。再对土壤湿度产品进行距平化处理,转换为土壤湿度变化。由于各种土壤湿度变化数据的单位不一致,对所有数据进行归一化处理,使其数值范围在  $0 \sim 1$ 。采用目前使用较为广泛与成熟的方法,计算出不同流域内所有栅格数据的平均值,作为流域的平均土壤湿度,用以流域尺度的验证<sup>[22-23]</sup>。具体验证指标如下。

(1)皮尔逊相关系数( $R$ ),用于对比验证本产品与其它土壤湿度产品在时间序列上的相关程度,计算方法为

$$R = \frac{\sum(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum(X - \bar{X})^2 \sum(Y - \bar{Y})^2}} \quad (2)$$

式中: $X$ 、 $Y$ 分别为本产品和其他产品的土壤湿度变化; $\bar{X}$ 、 $\bar{Y}$ 为对应的平均值。

(2)空间自相关系数(单变量 Moran's I),用于对比验证估算的土壤湿度变化与土壤湿度产品在空间分布上的匹配情况。需要注意的是,单变量的 Moran's I 只能说明土壤湿度变化在空间上的聚集与离散程度,并不能反映不同土壤湿度变化之间的空间相关性<sup>[24]</sup>。双变量 Moran's I 的数值能够反映

出在每一个格点内本产品的土壤湿度变化与相同及相邻格点内的其他土壤湿度产品变化的相关程度,因此,通过计算双变量 Moran's I 来弥补单变量的 Moran's I 的缺陷,并对相关系数做了显著性水平  $\alpha = 0.05$  的假设检验。计算方法见式(3)~(5)。

$$I = \frac{n}{S_0} \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{i,j} z_i z_j}{\sum_{i=1}^n z_i^2} \quad (3)$$

$$S_0 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{i,j} \quad (4)$$

$$I_B = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{i,j} x_i y_j}{\sum_{i=1}^n x_i^2} \quad (5)$$

式中: $I$ 为单变量 Moran's I; $n$ 为流域内格点的个数; $z$ 为某格点的土壤湿度变化值与时段内平均值的差值; $w_{i,j}$ 为两格点之间的空间权重; $S_0$ 为所有空间权重的聚合; $I_B$ 为双变量 Moran's I; $x_i$ 、 $y_j$ 分别为某格点的土壤湿度变化值和另一格点内其他土壤湿度产品的土壤湿度变化值。

(3)本产品与其他土壤湿度产品的均方根误差(RMSE),用于评估数据时间序列的离散程度,进而能够从侧面反映出本产品的精度。通常  $\delta_{RMSE}$  的值越小,变量间的离散程度越小。但随着项数的增加  $\delta_{RMSE}$  对异常大的误差就越敏感,从而造成  $\delta_{RMSE}$  值偏大,影响验证结果<sup>[25]</sup>。具体计算方法为

$$\delta_{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (6)$$

(4)Mann-Kendall 趋势检验,用于评估各种土壤湿度变化产品时间序列的变化趋势,对比验证估算本产品与其他产品的土壤湿度变化趋势是否一致<sup>[26-27]</sup>。检验过程中,首先假设  $H_0$ :上述土壤湿度变化在时间序列上均无显著的变化趋势。然后计算得到基于原假设的标准化检验统计量  $Z$ ,若  $|Z| \geq Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$  则拒绝原假设  $H_0$ ,表示土壤湿度变化在时间序列上有显著的上升趋势,反之则有显著的下降趋势。本检验的显著性水平  $\alpha$  为 0.05,即  $Z_{1-\frac{\alpha}{2}} = 1.96$ 。具体计算方法如式(7)~(9)。

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (7)$$

$$S = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(k_j - k_i) \quad (8)$$

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1 & \theta > 0 \\ 0 & \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad (9)$$

式中: $Z$ 为 Mann-Kendall 趋势检验统计量; $S$ 为检

验过程中定义的统计量;  $\text{sgn}(\theta)$  为符号函数;  $N$  为样本长度;  $k$  为土壤湿度变化值。

### 3 结果与分析

利用式(1), 计算得到东部季风区内 6 个流域在 2005 年 1 月至 2012 年 12 月的土壤湿度逐月变化量。在不同流域内, 对比分析本产品与其他产品土壤湿度变化在时间上的变化规律(图 1)。其中, 本产品、NOAH、Mosaic、Catchment 土壤湿度变化值、MODIS 降水产品的单位为 mm, 其余土壤湿度变化产品的单位均为  $\text{m}^3/\text{m}^3$ 。结果显示, 对所有流域本产品对降水变化都有较好的响应, 其中珠江流域降

水变化与本产品的土壤湿度变化几乎是同步的。从总体上来看, 各土壤湿度产品之间在时间上均具有较好的一致性, 但在黄河流域、海河流域一致性较差, 造成此种现象的原因可能是在这些流域的冻土期与非冻土期土壤的介电常数差异显著, 进而造成 AMSR-E、ASCAT 这类利用微波探测的土壤湿度变化出现明显的偏差且不同土壤湿度产品对于这一偏差修正方法的不同也在一定程度上扩大了这种差异。对于 GLDAS 同化数据来说, 我国黄河流域多变的地貌与独特的土壤质地特征可能是造成上述差异的原因之一。这一说法也能同样印证于长江流域、东南诸河流域的土壤湿度变化。

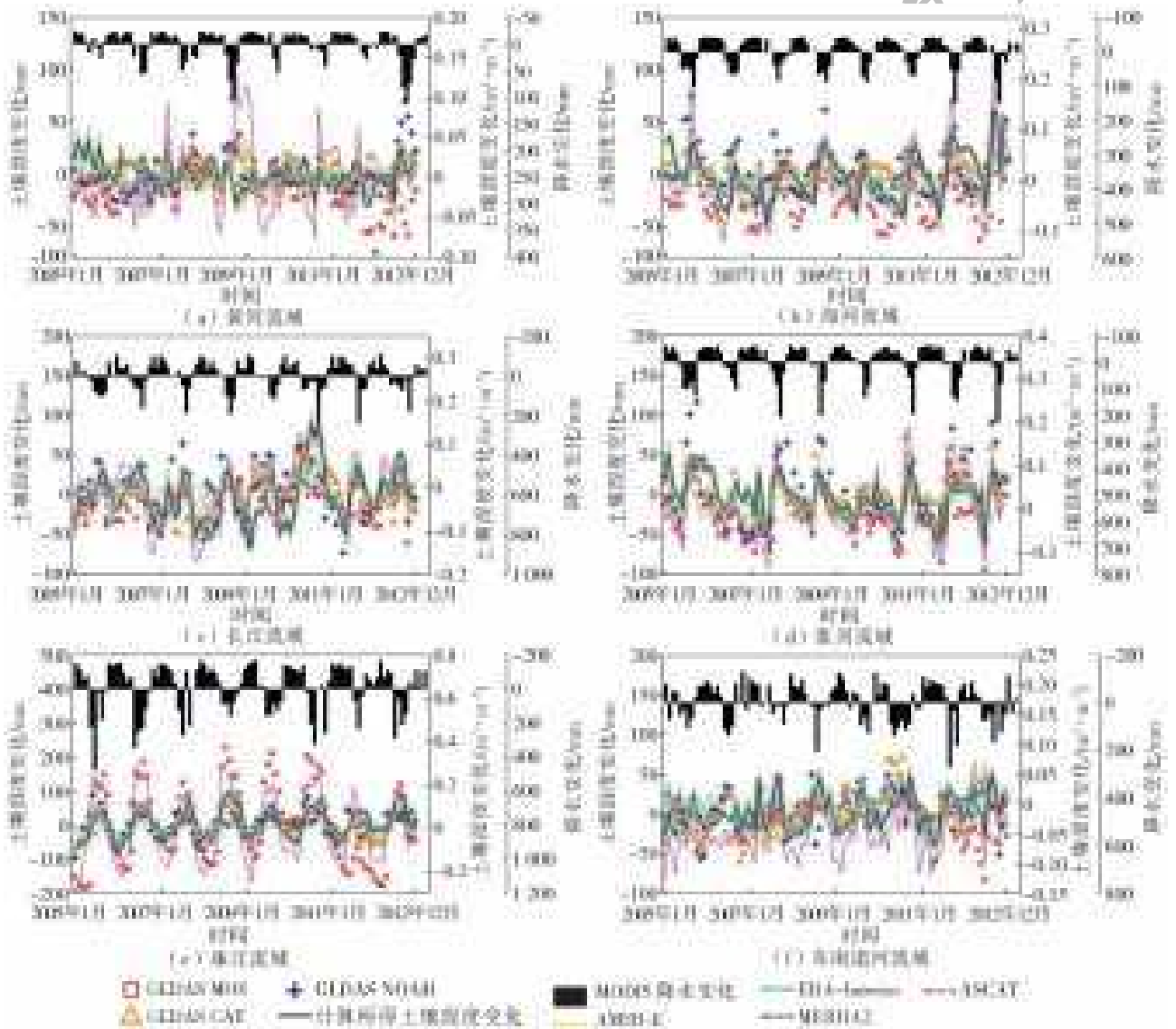


图 1 本产品、其他产品土壤湿度的变化及降水的变化在时间序列上的对比

Fig. 1 Time series of estimated soil moisture changes, soil moisture changes of various products, and precipitation changes

进一步对比分析不同流域各产品土壤湿度多年四季平均变化的空间分布。在春季, 本产品与 ERA-Interim、MERRA2、ASCAT、NOAH、Catchment 都表明长江流域下游、珠江流域下游与东南诸

河流域土壤湿度有显著的增加, 这与该地区前汛期的降水对土壤湿度的增加有关, 而长江流域上游、淮河流域的土壤湿度表现为显著减少, 这也符合中国降水季节变化的基本特征。然而, 在海河流域, 本文

估算的土壤湿度变化与其余产品的土壤湿度变化趋势相反(Mosaic 除外),这可能是本文估算所用的陆面模式模拟数据、不同土壤湿度产品模式之间的不确定性造成的差异。在夏季,所有产品均显示黄河流域的土壤湿度明显减少;此外,本产品与 ERA-Interim、MERRA2、NOAH、Mosaic、Catchment 都显示出珠江流域大部分地区土壤湿度呈现增加趋势;AMSR-E 与 ASCAT 结果相反的原因在于其探测深度仅限于表层,而珠江流域夏季受气温、太阳辐射的影响导致土壤表层蒸散发较大,夏季土壤湿度减少。在秋季,本产品与 ERA-Interim、MERRA2、ASCAT、Catchment 都能够捕捉到 9、10 月的华西秋雨对长江流域上游或珠江流域上游土壤湿度带来的增加;但本产品土壤湿度增加的正值中心相比于其他产品要偏东,这主要是本文所使用的实测地下水位数据来源站点偏少,导致估算出来的土壤湿度变化在空间分布上有所偏移;此外,由于秋季华北降水偏少以及对地下的过度开发导致华北地下水漏斗的存在,本产品与 AMSR-E、ERA-Interim、MERRA2、Mosaic、Catchment 都能够捕捉到海河流域与淮河流域北部土壤湿度的减少;但是,各产品在黄河流域的空间差异表现明显,本产品显示黄河流域的土壤湿度在秋季呈现出减少的趋势,这与郭维栋等<sup>[28]</sup>、马柱国等<sup>[29]</sup>研究的结论相一致。在冬季,本产品在总体上呈现出北增南减的土壤湿度变化态势,这与 AMSR-E、NOAH 以外的土壤湿度产品的变化态势基本吻合;并且,由于副热带高压自 10 月开始退出长江流域,随之而来的冬季气温降低,蒸发减少,土壤水活动相对较弱,配合着长江流域上游高山地形的影响,本产品与其他产品在都显示土壤湿度有略微增加的趋势。

进一步利用式(2)计算本产品与其他各产品土壤湿度变化之间的时间相关系数  $R$ ,利用式(3)至式(5)计算单(双)变量空间相关系数 Moran's  $I$ ,利用式(6)计算均方根误差 RMSE,利用式(7)至式(9)计算 Mann-Kendall 趋势度,各流域的计算结果见表 2。为更直观地展现验证结果,将  $R$ 、单变量 Moran's  $I$  与  $\delta_{RMSE}$  以泰勒图的形式呈现(图 2)。

在黄河流域,本产品与其他产品的土壤湿度变化在时间上的一致性较差,与 NOAH 的相关系数  $R$  甚至只有 0.22,但空间相关性较好,无论是在单变量还是双变量的 Moran's  $I$  上,本产品与 ERA-Interim 土壤湿度变化都具有较好的一致性。然而极低的  $R$  值、较高的均方根误差以及近乎相反的变化趋势,仍然说明不同产品之间存在明显差异。

造成这一现象的原因有三点;首先是黄河流域的土质造成了其土壤水分的迁移存在着较大的不确定性;二是各土壤湿度产品及估算本产品所使用的模拟数据都有一定的模式参数化误差和输入场误差;三是对于遥感数据产品及基于遥感数据的再分析资料,黄河流域的复杂地形对后向散射的影响增大了它们对于土壤湿度变化反演的误差与不确定性。

在海河流域,本产品在时间序列上与 AMSR-E 的土壤湿度变化表现出极高的相关性( $R=0.89$ ), $\delta_{RMSE}$  的值为 0.19,是各类产品中最小的。然而它们之间的单变量 Moran's  $I$  相差了 0.19,双变量 Moran's  $I$  只有 0.34,在空间上的关联程度并不好。同时,本产品的趋势度为 1.35,呈现不显著上升的态势,与 AMSR-E 土壤湿度变化趋势度为 -1.51 的变化态势正好相反。虽然 ERA-Interim 的土壤湿度变化与本产品在时间相关性、 $\delta_{RMSE}$  不如 AMSR-E ( $R=0.76, \delta_{RMSE}=0.40$ ),但 ERA-Interim 的单变量 Moran's  $I$  为 0.60,与本产品的单变量仅相差 0.02,双变量 Moran's  $I$  又高达 0.80,有极高的空间相关性。同时,ERA-Interim 的趋势度为 1.68,与本产品最为接近。综合来看,在海河流域,本产品与 ERA-Interim 土壤湿度变化的相似性最高。

在长江流域,本产品与 ASCAT 土壤湿度变化的时间相关系数  $R$  高达 0.80,与 ERA-Interim、MERRA2 的土壤湿度变化也呈现出较高相关性, $R$  值分别为 0.79 与 0.74。同时,ASCAT 的单变量 Moran's  $I$  为 0.80,与本产品的单变量 Moran's  $I$  仅相差 0.07;双变量 Moran's  $I$  为 0.71,虽不及 ERA-Interim(0.78)和 MERRA2(0.73),但其均方根误差较小( $\delta_{RMSE}=0.39$ ),Mann-Kendall 趋势度为 1.91,与本产品的 1.39 较为接近。综合看来,在长江流域,本产品与 ASCAT 土壤湿度变化的相似性最高。

在淮河流域,本产品与 MERRA2、ASCAT、Catchment、Mosaic、NOAH 的时间相关性都较好,相关系数  $R$  分别为 0.75、0.71、0.65、0.74、0.72。其中,ASCAT 的单变量 Moran's  $I$  为 0.69,与本产品的单变量 Moran's  $I$  仅相差 0.01,双变量 Moran's  $I$  为 0.58,展现出了较好的空间相关性。同时,二者之间的  $\delta_{RMSE}$  为 0.40,相比于其他产品来说,离散程度最小。然而本产品的 Mann-Kendall 趋势度为 -2.12,呈现显著下降趋势,这与其他产品的土壤湿度变化趋势不同。

在珠江流域,本产品在与其他土壤湿度产品表现基本一致。在时间上,本产品与 AMSR-E、ERA-

Interim、MERRA2、ASCAT、Catchment 土壤湿度变化的相关性都很高,相关系数  $R$  分别为 0.70、0.79、0.86、0.85、0.81。同时,MERRA2、ASCAT、Catchment 的单变量 Moran's I 也与本产品较为相近,

分别为 0.67、0.80 和 0.74。ERA-Interim、MERRA2、ASCAT 的双变量 Moran's I 也均达到 0.70 以上。除 NOAH 外,其余产品的  $\delta_{RMSE}$  都控制在 0.25~0.30,离散程度较小。

表 2 各种土壤湿度变化在不同流域的验证指标结果

Tab. 2 Results of verification indicators of various soil moisture changes in different basins

流域	指标	土壤湿度产品							
		本文	AMSR-E	ERA-Interim	MERRA2	ASCAT	Catchment	Mosaic	NOAH
黄河流域	$R$		0.41	0.24	0.27	0.24	0.24	0.27	0.22
	单变量 Moran's I	0.75	0.26	0.71	0.44	0.58	0.57	0.39	0.66
	双变量 Moran's I		0.29	0.76	0.40	0.50	0.31	0.71	0.59
	$\delta_{RMSE}$		0.31	0.69	0.44	0.58	0.57	0.42	0.67
	趋势度	-2.52	-1.98	2.04	0.71	-0.38	0.92	-2.42	0.80
海河流域	$R$		0.89	0.76	0.81	0.51	0.73	0.65	0.59
	单变量 Moran's I	0.58	0.39	0.60	0.73	0.57	0.51	0.10	0.64
	双变量 Moran's I		0.34	0.80	0.59	0.69	0.75	0.48	0.60
	$\delta_{RMSE}$		0.19	0.40	0.47	0.51	0.34	0.29	0.50
	趋势度	1.35	-1.51	1.68	2.06	-0.35	1.28	-1.03	0.07
	单变量 Moran's I	0.73	0.57	0.79	0.74	0.80	0.54	0.35	0.51
	双变量 Moran's I		0.42	0.78	0.73	0.71	0.52	0.58	0.58
	$\delta_{RMSE}$		0.56	0.58	0.38	0.39	0.36	0.40	0.47
趋势度	1.39	-0.73	-0.03	2.49	1.91	1.64	0.91	-0.09	
淮河流域	$R$		0.49	0.51	0.75	0.71	0.65	0.74	0.72
	单变量 Moran's I	0.68	0.76	0.54	0.32	0.69	0.50	0.47	0.59
	双变量 Moran's I		0.53	0.73	0.40	0.58	0.34	0.47	0.61
	$\delta_{RMSE}$		0.58	0.51	0.40	0.40	0.44	0.39	0.38
	趋势度	-2.12	-0.02	0.50	1.05	0.88	0.71	-1.07	-0.11
长江流域	$R$		0.39	0.57	0.79	0.81	0.74	0.60	0.59
	单变量 Moran's I	0.73	0.57	0.79	0.74	0.80	0.54	0.35	0.51
	双变量 Moran's I		0.42	0.78	0.73	0.71	0.52	0.58	0.58
	$\delta_{RMSE}$		0.56	0.58	0.38	0.39	0.36	0.40	0.47
	趋势度	1.39	-0.73	-0.03	2.49	1.91	1.64	0.91	-0.09
珠江流域	$R$		0.70	0.79	0.86	0.85	0.81	0.50	0.51
	单变量 Moran's I	0.71	0.56	0.58	0.67	0.80	0.74	0.33	0.57
	双变量 Moran's I		0.52	0.70	0.70	0.77	0.31	0.41	0.59
	$\delta_{RMSE}$		0.32	0.28	0.25	0.31	0.31	0.28	0.42
	趋势度	2.73	-1.28	1.97	0.40	0.67	0.05	-0.32	2.34
东南诸河流域	$R$		0.43	0.61	0.78	0.46	0.47	0.39	0.65
	单变量 Moran's I	0.48	0.21	0.30	0.49	0.50	0.35	0.25	0.40
	双变量 Moran's I		0.30	0.61	0.29	0.51	0.22	0.36	0.58
	$\delta_{RMSE}$		0.34	0.33	0.51	0.64	0.50	0.37	0.45
	趋势度	2.83	-0.80	0.88	2.24	3.18	4.23	-2.06	2.02

在东南诸河流域,MERRA2、NOAH 的土壤湿度变化在时间上与本产品相关性较高, $R$  值分别为 0.78 和 0.65。它们的单变量 Moran's I 分

别为 0.49 和 0.40,与本产品的 0.48 也较为接近。然而,对于双变量 Moran's I,NOAH(0.58)要远高于 MERRA2(0.29),NOAH 的  $\delta_{RMSE}$

(0.45)也略小于 MERRA2(0.51)。在 Mann-Kendall 趋势检验中,本产品与 MERRA2、ASCAT、Catchment 和 NOAH 均呈现显著上升的趋

势,仅与 Mosaic 的变化趋势不同。综合分析,在东南诸河流域,本产品与 NOAH 的土壤湿度变化相似程度最高。

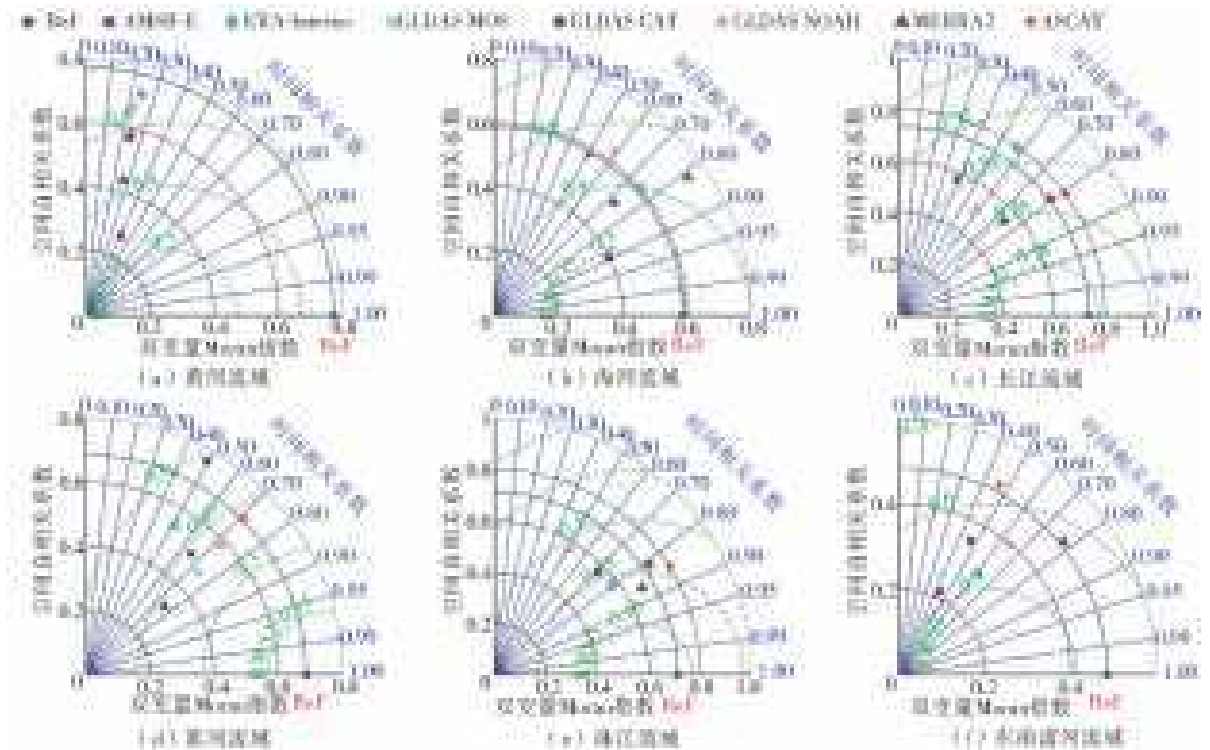


图2 本文估算的土壤湿度变化、各种产品土壤湿度的变化及降水的变化在时间序列上的对比

Fig. 2 Comparison of the Pearson correlation coefficient ( $R$ ), univariate Moran's  $I$  and root mean square error (RMSE) of Taylor plots of the soil moisture changes of this paper and others in each basin of the monsoon zone

## 4 结论

本文基于降尺度的陆地水储量变化数据、陆面模式的地表径流变化与积雪深变化数据、实测地下水变化数据,利用水量平衡原理估算得到空间分辨率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  的土壤湿度变化数据。从皮尔逊相关系数  $R$ 、单双变量 Moran's  $I$ 、均方根误差  $\delta_{RMSE}$  和 Mann-Kendall 趋势检验的统计量等 5 个统计指标,对本产品与 AMSR-E、ERA-Interim、MERRA2、ASCAT、NOAH、Mosaic、Catchment 等 7 种土壤湿度产品进行对比验证,结论如下:

(1)在珠江流域,本产品与与多数产品的土壤湿度变化均呈现较高的时空相关性,证明了本文的估算方法在此流域具有极高的适用性。在黄河流域,本产品与其他产品土壤湿度变化的一致性较差,说明本流域土壤湿度变化的影响因素多且不确定性大,后期需要加强在本流域的土壤湿度估算研究。其余各流域估算所得到的土壤湿度变化至少能与一种土壤湿度产品在各项指标上保持较高的一致性。

(2)基于本文估算出的土壤湿度变化可以看出:在时间上,各流域的土壤湿度都呈现出明显的季节变化特征,在黄河流域、淮河流域,2005—2012 年的

土壤湿度有显著减少的态势,在珠江流域和东南诸河流域,土壤湿度则有显著增加的态势;在空间上,在春季长江流域中上游至淮河流域呈现出一条变干的过程带,而在夏季土壤湿度呈现一个南湿北干的状态,在秋季土壤湿度减少的范围逐渐向南扩张,直至珠江流域,冬季长江流域上游土壤湿度显著增加,黄河流域下游及海河流域土壤湿度有微弱的增加,其余流域则处在变干的过程中。

(3)本文估算土壤湿度变化方法的优势主要有两点。其一,可以克服基于测站的观测资料在地形、站点数量等方面的限制,基本可以覆盖整个研究区域;其二,传统遥感观测技术只能探测浅层土壤湿度,本文的方法可以估算完整深度的土壤湿度变化,更符合水文学中土壤含水量的内涵。但本文的估算方法并没有考虑到生物水的变化以及人类活动的影响,会造成了一定的误差,且本文所用的实测地下水数据有限,降低了估算结果的空间变化规律。

## 参考文献(References):

- [1] 雷志栋,胡和平,杨诗秀. 土壤水研究进展与评述[J]. 水科学进展, 1999(3): 311-318. (LEI Z D, HU H P, YANG S X. A review of soil water research[J]. Advances in Water Resources, 1999(3): 311-318.)

- vances in Water Science, 1999 (3): 311-318. (in Chinese)) DOI:10.14042/j.cnki.32.1309.1999.03.014.
- [2] CHARNEY J G, QUIRK W J, CHOW S H, et al. A comparative study of the effect of albedo change on drought in semi-arid regions [J]. *J Atmos Sci*, 1977, 34 (9): 1366-1385. DOI:10.1175/1520-0469(1977)0342.0.CO;2.
- [3] CROWTHER T, TODD-BROWN K, ROWE C, et al. Quantifying global soil carbon losses in response to warming [J]. *Nature*, 2016, 540, 104-108. DOI: 10.1038/nature20150.
- [4] 田济扬, 刘佳, 李传哲, 等. 中尺度数值大气模式 WRF 在水文气象领域的研究 [J]. *南水北调与水利科技*, 2015, 13(6): 1025-1030. (TIAN J Y, LIU J, LI C Z, et al. Preliminary study on mesoscale numerical model WRF for hydrology and meteorology [J]. *South-to-North Water Diversion and Water Conservancy Science and Technology*, 2015, 13(6): 1025-1030. (in Chinese)) DOI:10.13476/j.cnki.nsbdkq.2015.06.001.
- [5] LIU Z Y, T R NROS T, MENZEL L. A probabilistic prediction network for hydrological drought identification and environmental flow assessment [J]. *Water Resources Research*, 2016, 52 (8): 6243-6262. DOI: 10.1002/2016WR019106.
- [6] 孙菽芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型 [M]. 北京: 气象出版社, 2005. (SUN S F. *Physical, and biochemical mechanism of parametric models of the land surface process* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2005. (in Chinese))
- [7] AKTHER M S, HASSAN Q K. Remote sensing based estimates of surface wetness conditions and growing degree days over northern Alberta, Canada [J]. *Boreal Environment Research*, 2011, 16(5): 407-416. DOI:10.1016/j.ecolind.2011.04.026.
- [8] ROBOCK A, VINNIKOV K Y, SCHLOSSER C A, et al. Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models [J]. *Climate*, 1995(8): 15-35. DOI: 10.1175/1520-0442(1995)008<0015:UOMSMA>2.0.CO;2.
- [9] 冷佩. 光学/热红外土壤湿度遥感反演方法研究 [D]. 北京: 中国农业科学院, 2018. (LENG P. *Methodology development for satellite soil moisture retrieval from optical/thermal infrared data* [D]. Beijing: Chinese Academy of Agricultural Sciences, 2018. (in Chinese))
- [10] 刘永强, 叶笃正. 土壤湿度和植被对气候的影响: I. 短期气候异常持续性的理论分析 [J]. *中国科学(B辑 化学 生命科学 地学)*, 1992(4): 441-448. (LIU Y Q, YE D Z. Effects of soil moisture and vegetation on climate: I. Short-term climate anomalies [J]. *Science in China (Part B: Geosciences of chemical Life Sciences)*, 1992 (4): 441-448. (in Chinese)) DOI:10.1360/zb1992-22-4-441.
- [11] 马柱国, 符淙斌, 谢力, 等. 土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题 [J]. *地球科学进展*, 2001(4): 112-117. (MA Z G, FU Z B, XIE L, et al. Some problems in the study on the relationship between soil moisture and climatic change [J]. *Advance in Earth Sciences*, 2001(4): 112-117. (in Chinese)) DOI: 10.3321/j.issn:1001-8166.2001.04.019.
- [12] 王洁, 张建梅, 宁少尉, 等. 基于 GRACE 重力卫星云南陆地水储量变化的降尺度分析 [J]. *水电能源科学*, 2018, 36(10): 1-5. (WANG J, ZHANG J M, NING S W, et al. Downscaling analysis of GRACE terrestrial water storage changes in Yunnan Province [J]. *Water Resources and Power*, 2018, 36 (10): 1-5. (in Chinese)) DOI: CNKI; SUN; SDNY. 0. 2018-10-001.
- [13] 王洁, 边宇晗, 刘俊杰, 等. 基于同化数据的 GRACE 卫星反演中国陆地水储量变化降尺度分析 [J]. *水电能源科学*, 2020, 38(2): 31-35. (WANG J, BIAN Y H, LIU J J, et al. Downscaling analysis of GRACE terrestrial water storage changes based on GLADS in China [J]. *Water Resources and Power*, 2020, 38(2): 31-35. (in Chinese)) DOI: CNKI; SUN; SDNY. 0. 2020-02-008.
- [14] HOLZMAN M E, RIVAS R, PICCOLO M C. Estimating soil moisture and the relationship with crop yield using surface temperature and vegetation index [J]. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2014, 28: 181-192. DOI: 10.1016/j.jag.2013.12.006.
- [15] WAN Z M, ZHANG K, XUE X W, et al. Water balance-based actual evapotranspiration reconstruction from ground and satellite observations over the conterminous United States [J]. *Water Resources Research*, 2015 (51): 6485-6499. DOI: 10.1002/2015WR017311.
- [16] BRIKNER E A. Water cycle balance on the earth [J]. *Pochvovedeniye*, 1905, 7(3): 15-17.
- [17] LORENZ C, KUNSTMANN H, DEVARAJU B, et al. Large-scale runoff from landmasses: A global assessment of the closure of the hydrological and atmospheric water balances [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2014, 15(6): 2111-2139. DOI:10.1175/JHM-D-13-0157.1.
- [18] 朱新军, 王中根, 夏军, 等. 基于分布式模拟的流域水平衡分析研究: 以海河流域为例 [J]. *地理科学进展*, 2008(4): 25-29. (ZHU X J, WANG Z G, XIA J, et al. Basin level water balance analysis study based on distributed hydrological model: Case study in the Haihe River basin [J]. *Progress in Geography*, 2008 (4): 25-29. (in



- Chinese)) DOI:10.11820/dlxxjz.2008.04.004.
- [19] SUN Z,ZHU X,PAN Y,et al. Drought evaluation using the GRACE terrestrial water storage deficit over the Yangtze River basin, China[J]. Science of The Total Environment,2018,634:727-738. DOI:10.1016/j.scitotenv.2018.03.292.
- [20] GOWARD S N,XUE Y,CZAJKOWSKI K P. Evaluatingland surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements:An exploration with the simplified simple biosphere model[J]. Remote Sensing of Environment,2002,79(2/3):225-242. DOI:10.1016/S0034-4257(1)00275-9.
- [21] 郑秋月,陈石. 应用 GRACE 卫星重力数据计算陆地水变化的相关进展评述[J]. 地球物理学进展,2015,30(6):2603-2615. (ZHENG Q Y,CHEN S. Review on the recent developments of terrestrial water storage variations using GRACE satellite-based datum [J]. Progress in Geophysics,2015,30(6):1603-1615. (in Chinese)) DOI:10.6038/pg20150619.
- [22] ZENG J Y,LI Z,CHEN Q,et al. Evaluation of remotely sensed and reanalysis soil moisture products over the Tibetan Plateau using in-situ observations[J]. Remote Sensing of Environment,2015(163):91-110. DOI:10.1016/j.rse.2015.03.008.
- [23] ZENG J Y,CHEN K S,BI H,et al. A Preliminary evaluation of the SMAP radiometer soil moisture product over United States and Europe using ground-based measurements[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2016,54(8):4929-4940. DOI:10.1109/TGRS.2016.2553085.
- [24] 张松林,张昆. 空间自相关局部指标 Moran 指数和 G 系数研究[J]. 大地测量与地球动力学,2007,27(3):31-34. (ZHANG S L,ZHANG K. Research on Moran index and G coefficient of spatial autocorrelation[J]. Geodesy and Geodynamics,2007,27(3):31-34. (in Chinese)) DOI:10.14075/j.jgg.2007.03.007.
- [25] ALBERGEL C,DORIGO W,REICHLER R H,et al. Skill and global trend analysis of soil moisture from reanalyses and microwave remote sensing[J]. Journal of Hydrometeorology,2013,14(4):1259-1277. DOI:10.1175/JHM-D-12-0161.1.
- [26] WANG X L,SWAIL V R. Trends of atlantic wave extremes as simulated in a 40-Yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields[J]. Journal of Climate,2002,15(9):1020-1035. DOI:10.1175/1520-0442(2002)0152.0.CO;2.
- [27] YUE S,PILON P,CAVADIAS G. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series[J]. Journal of Hydrology,2002(259):254-271. DOI:10.1016/S0022-1694(1)00594-7.
- [28] 郭维栋,马柱国,姚永红. 近 50 年中国北方土壤湿度的区域演变特征[J]. 地理学报,2003(S1):83-90. (GUO W D,MA Z G,YAO Y H. Regional characteristics of soil moisture evolution in northern China over recent 50 years[J]. Acta Geographica Sinica,2003(S1):83-90. (in Chinese)) DOI:10.3321/j.issn:0375-5444.2003.zl.010.
- [29] 马柱国,符淙斌,杨庆,等. 关于我国北方干旱化及其转折性变化[J]. 大气科学,2018,42(4):951-961. (MA Z G,FU Z B,YANG Q,et al. On aridity and its turning changes in northern China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,2018,42(4):951-961. (in Chinese)) DOI:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.18110.

### Estimation of soil moisture changes based on GRACE terrestrial water storage:

#### Taking the monsoon region in eastern China as an example

WANG Jie<sup>1</sup>, BIAN Yuhan<sup>1</sup>, CHEN Yudi<sup>1</sup>, GU Min<sup>2</sup>, XIE Wenjuan<sup>3</sup>

(1. School of Hydrology and Water Resources, Nanjing University of Information Science & Technology,

Nanjing 210044, China; 2. Nanjing Water Resources Management Center, Nanjing 210008, China;

3. Hebei Meteorological Disaster Prevention Center, Shijiazhuang 050021, China)

**Abstract:** Soil moisture (SM) is significant in hydrological cycle with its frequent interaction between surface water and groundwater. Recently, there are two major methods of field measurement and remote sensing-based retrieval for monitoring SM. Although field SM measurement is widely used in practical applications, it fails to work in large scale areas with complex terrain for its inability to reflect spatial heterogeneity of SM. Moreover, the soil structure would be destructed due to its soil desiccation process. Remote sensing-based retrieval from optical or radar imagery is another major way to acquire SM at a large scale in space. The obstacle to the development and application of this technology is its limited maximum detection depth of 1-5 cm. SM levels affect a range of soil and plant dynamics. Surface SM is the water that is in the upper 10 cm of soil, whereas root zone SM is the water that is available to plants-generally considered to be in the upper 200 cm of soil. Consequently, one new method to obtain SM should be developed to overcome the problems above.

Based on the principle of water balance, changes in terrestrial water storage (TWS) include three main parts: changes in surface water storage, SM, and groundwater storage. Detailedly, changes in surface water storage are dominated by changes in snow depth and surface runoff. Changes in TWS were obtained from downscaled GRACE data, and changes in surface runoff and snow depth were from GLDAS NOAH data. Changes in groundwater from measured groundwater level were used to construct the water balance equation to calculate changes in SM. Then the SM change product was compared with other seven SM products of AMSR-E, ASCAT, ERA-Interim, MERRA2, GLDAS NOAH, GLDAS Mosaic, and GLDAS Catchment. All SM products were resampled to the same spatial resolution of  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  for comparative analysis. Due to the inconsistent units of the various SM products, all data were normalized to the same range between 0 and 1. Furthermore, five statistical indicators were applied to validate the SM change product proposed. (1) Pearson correlation coefficient was used to verify the correlation of estimated SM change with other SM products in a time series. (2) Spatial auto-correlation coefficients (univariate Moran's I) was used to verify how well the estimated SM change variability matches the spatial distribution of other SM change products. (3) The bivariate Moran's I was used to reflect the correlation between the changes of estimated SM and other SM products in each grid point. (4) The root mean square error (RMSE) of the estimated SM change was compared to that of other SM products to assess the dispersion degree of all products. (5) The Mann-Kendall trend test was used to assess the trend of the time series of various SM change products and to verify the consistency of the trends for the estimated SM change with that of other products.

Through the research, the following findings were made. Generally, the estimated SM changes showed a good temporal agreement with each SM product in research area except the Yellow River basin and the Haihe River basin. This may be caused by the significant difference in the soil discrepancy characters during the permafrost and non-permafrost periods in these basins, which affected the SM changes detected using microwaves such as AMSR-E and ASCAT. This discrepancy may amplified to some extent by the different methods of the discrepancy correction in different SM products. In terms of spatial distribution, a drying process was showed from the upper and middle reaches of the Yangtze River basin to the Huaihe River basin in spring; in summer, SM showed a south-wet, north-dry state; in autumn, the extent area of SM reduction gradually expanded southwards to the Pearl River basin; in winter, SM increased significantly in the upper reaches of the Yangtze River basin, and showed a slight increase in the lower reaches of the Yellow River basin and the Haihe River basin, while the rest of the research area were in the process of drying out. By analyzing the validation indicators, it is found that the estimated SM variation performed best agreement with other products in the Pearl River basin, with Pearson correlation coefficients are 0.70, 0.79, 0.86, 0.85, 0.81, 0.50, and 0.51 with AMSR-E, ASCAT, ERA-Interim, MERRA2, GLDAS NOAH, GLDAS Mosaic, and GLDAS Catchment. The RMSE with other products is low, mostly controlled between 0.25 and 0.30. And the univariate Moran's I was similar with MERRA2, ASCAT, and GLDAS-Catchment (0.67, 0.80, and 0.74), the bivariate Moran's I was also similar with ERA-Interim, MERRA2, and ASCAT (0.70, 0.70, and 0.77). The estimated SM changes showed poor consistency in the Yellow River basin, with Pearson correlation coefficients are all below 0.41, and the M-K tests all show a near opposite trend to the other products, which may be the combined effect of retrieval errors in GRACE data due to the mountainous terrain in the western part of the Yellow River basin, the difficulty of land surface model data to accurately describe SM transport in loess soils, and the under-representation of measured groundwater data.

The following main conclusions are made: (1) One method for estimating SM based on GRACE TWS was proposed. The SM obtained could keep more agreement with the connotation of SM in hydrology. It can overcome the limitations of field observations due to topography and number of stations, which may reflect spatial heterogeneity of SM of the whole study area. In addition, traditional remote sensing observation techniques can only detect the surface SM changes, while the proposed method can estimate SM of all soil layers above groundwater level. However, the estimation method does not consider the changes of biological water and the influence of human activities, which may introduce some uncertainty. (2) The estimated SM changes showed high spatial and temporal correlation with all other products in the Pearl River basin, which indicated that the estimation method is highly applicable in this basin. But in the Yellow River basin, the consistency of SM variation between the estimated SM changes and that of others products are not so good, which indicates that there are many other factors influencing SM variation in this basin and the uncertainty is high. Herewith, the research on SM estimation in the Yellow River basin needs to be strengthened in the future.

**Key words:** GRACE gravity satellite; soil moisture change; water balance; temporal change characteristics; comparative verification