

# 基于卫星遥感和再分析数据的青藏高原 土壤湿度数据评估

范科科<sup>1,2,3</sup>, 张 强<sup>1,2,3</sup>, 史培军<sup>1,2,3</sup>, 孙 鹏<sup>4</sup>, 余慧倩<sup>1,2,3</sup>

(1. 北京师范大学环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 北京 100875; 2. 北京师范大学减灾与  
应急管理研究院, 北京 100875; 3. 北京师范大学地理科学学部, 北京 100875;  
4. 安徽师范大学国土资源与旅游学院, 芜湖 241002)

**摘要:** 土壤水是地表与大气在水热交换方面的关键纽带, 是关键水循环要素, 更是地表产汇流过程的关键控制因子。青藏高原是地球第三极, 也是亚洲水塔, 探讨青藏高原土壤水变化对于探讨青藏高原热力学特征变化及其对东亚乃至全球气候变化的影响具有重要意义, 而获取高精度长序列大尺度土壤水数据集则是其关键。本文利用青藏高原100个土壤水站点观测数据, 从多空间尺度( $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ,  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ,  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ )、多时间段(冻结和融化期)等角度, 采用多评价指标( $R$ 、 $RMSE$ 、 $Bias$ ), 对多套遥感反演和同化数据(ECV、ERA-Interim、MERRA、Noah)进行全面评估。结果表明: ①除ERA外, 其他数据均能反映青藏高原土壤水变化, 且与降水量变化一致。而在那曲地区, 遥感反演和同化数据均明显低估实测土壤水含量。从空间分布来看, MERRA和Noah与植被指数最为一致, 可很好地反映土壤水空间变化特征; ②青藏高原大部分地区土壤水变化主要受降水影响, 其中青藏高原西部边缘与喜马拉雅地区土壤水变化则受冰雪融水和降水的共同影响; ③除阿里地区外, 大部分遥感反演和同化数据在融化期与实测土壤水相关性高于冻结期, 其中在那曲地区, 遥感反演和同化数据均高估冻结期土壤含水量, 却低估融化期土壤含水量。另外, 遥感反演和同化数据对中大空间尺度土壤水的估计要好于对小空间尺度土壤水的估计。本研究为青藏高原土壤水研究的数据集选择提供重要理论依据。

**关键词:** 卫星遥感数据; 再分析数据; 土壤湿度; 青藏高原

DOI: 10.11821/dlxb201809013

## 1 引言

土壤水是陆面与大气水热交换的关键纽带, 又是地球生态系统中植被更替及土壤碳循环的重要控制因子<sup>[1-2]</sup>。作为水循环及水热平衡的重要组成部分, 其在陆表能量变换及陆面与大气相互作用过程中起到至关重要的作用<sup>[3-5]</sup>。另外, 作为气候变化的敏感因子, 土壤水分通过改变地表反射率、地表蒸散发过程及潜热、显热形式的能量输送过程对气候变化产生显著影响<sup>[6-9]</sup>。土壤湿度作为关键变量已在各种自然环境过程的模拟中得到充分

收稿日期: 2017-08-31; 修订日期: 2018-05-24

**基金项目:** 国家自然科学基金委创新群体项目(41621061); 国家杰出青年科学基金项目(51425903) [Foundation: Creative Research Groups of National Natural Science Foundation of China, No.41621061; National Science Foundation for Distinguished Young Scholars of China, No.51425903]

**作者简介:** 范科科(1995-), 男, 河南驻马店人, 博士研究生, 中国地理学会会员(S110011171A), 主要从事生态水文和遥感水文等方面的研究。E-mail: fankk95@hotmail.com

**通讯作者:** 张强(1974-), 男, 山东沂水人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事流域气象水文学研究、旱涝灾害机理、流域地表水文过程及其对气候变化的响应机制与机理以及流域生态需水等领域的研究工作。

E-mail: zhangq68@bnu.edu.cn

考虑<sup>[1]</sup>, 包括水文过程模拟<sup>[10]</sup>、地表径流预测<sup>[11]</sup>、地表蒸散发模拟<sup>[12]</sup>和数值天气预报<sup>[13]</sup>等。同时, 由于地表空间异质性, 站点数据无法反映空间大尺度连续的土壤湿度变化, 因而卫星遥感和再分析同化数据对于空间大尺度土壤水分时空特征的研究具有重要意义<sup>[1, 14]</sup>。

青藏高原受高原地势和大气环流影响, 呈现从东南温暖湿润向西北寒冷干旱过渡的气候变化特征<sup>[15]</sup>。随着全球变暖, 青藏高原变暖趋势明显高于全球其他地区, 进而导致冻土融化、湖泊面积扩大, 同时引起水文循环变异、水资源短缺、生物多样性减少等问题<sup>[16-19]</sup>。青藏高原被认为是全球气候变化中的敏感区<sup>[20]</sup>, 它通过热力和动力过程对周边区域乃至亚洲气候产生重要影响<sup>[21-22]</sup>。目前对青藏高原土壤湿度研究相对较少, 主要集中在数据验证方面。Chen 等用 SMTMN 中 55 个站点实测数据从冻结期和融化期两个时段对 AMSR-E 遥感反演土壤水和 GLDAS 四个模型土壤水数据在青藏高原中部进行评估<sup>[14]</sup>, Su 等使用 Tibet-Obs 土壤水数据集对卫星反演数据和 ECMWF 数据进行评估<sup>[23-24]</sup>, Zeng 等通过 3 个站网数据对多个遥感数据集 (AMSR-E、AMSR2、SMOS、ECV) 和 ERA-Interim 再分析数据进行评估<sup>[25]</sup>, Bi 等对 GLDAS 中不同模型数据进行评估<sup>[26]</sup>。基于已有研究进展, 为全面评估现有遥感反演和再分析同化的青藏高原土壤水数据集, 本文全面收集了所有可获取的实测站点土壤水数据 (SMTMN 和 Tibet-Obs), 在考虑数据的空间分辨率及时间长度基础上, 选择对土壤水估计较好的遥感反演和同化数据 (ECV、ERA-Interim、MERRA、Noah), 从多空间尺度 ( $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ,  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ,  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ )、多时间段 (冻结期: 11 月-来年 4 月; 融化期: 5 月-10 月) 角度, 采用多评价指标 (R、RMSE、Bias) 进行评估, 进而选择出具有长历时、高时空分辨率和高精度的土壤水数据集。本文对进一步研究青藏高原土壤水对能量平衡和水文循环过程影响及其对周边地区气候的影响具有重要指导意义。

## 2 研究区与数据

### 2.1 研究区概况

青藏高原平均海拔超过 4000 m, 是世界上海拔最高的高原, 被称为“世界屋脊”和“第三极”。青藏高原西高东低, 高原腹地年均温在  $0^{\circ}\text{C}$  之下, 年降水量由 2000 mm 递减至 50 mm 以下, 高原上湖泊众多, 为东亚、南亚和东南亚众多河流的发源地, 因而青藏高原又称为“亚洲水塔”<sup>[27-28]</sup>。本文使用的研究区并不是严格的青藏高原区域, 其结合了广义的喜马拉雅—青藏高原地区以及该区域的地形地势图, 本文研究区范围位于  $25^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$  (图 1)。

### 2.2 实测数据

青藏高原土壤水观测站网主要有: ① 青藏高原土壤温湿度观测站网 (Tibet-Obs), 其分布在 3 个区域, 分别为寒冷干旱区的阿里观测站网、寒冷半干旱区的那曲观测站网和寒冷湿润区的玛曲观测站网, 其能反映不同气候及不同下垫面青藏高原的土壤含水量 (青藏高原数据中心, <http://www.tpedatabase.cn/portal/MetaDataInfo.jsp?MetaDataId=249456>); 在阿里地区, 青藏高原研究所于 2010 年 6 月在青藏高原西部的阿里县地区建立 20 个土壤湿度和温度监测站网; 在那曲地区, 5 个土壤水监测站点被分别安置在那曲站 (包括该站点) 东南西北方圆 10 km 的范围内; 在玛曲地区, 土壤湿度和温度监测站网于 2008 年 7 月被安置在甘肃省玛曲县的黄河水源区<sup>[23]</sup>; ② 青藏高原中部多尺度土壤温湿度监测网 (CTP-SMTMN), 站点全部分布在青藏高原中部, 区域平均海拔 4650 m, 地势相对平坦, 生物量低, 土壤水变化范围大, 是典型的冻融区。由于较低的空气质量和较少

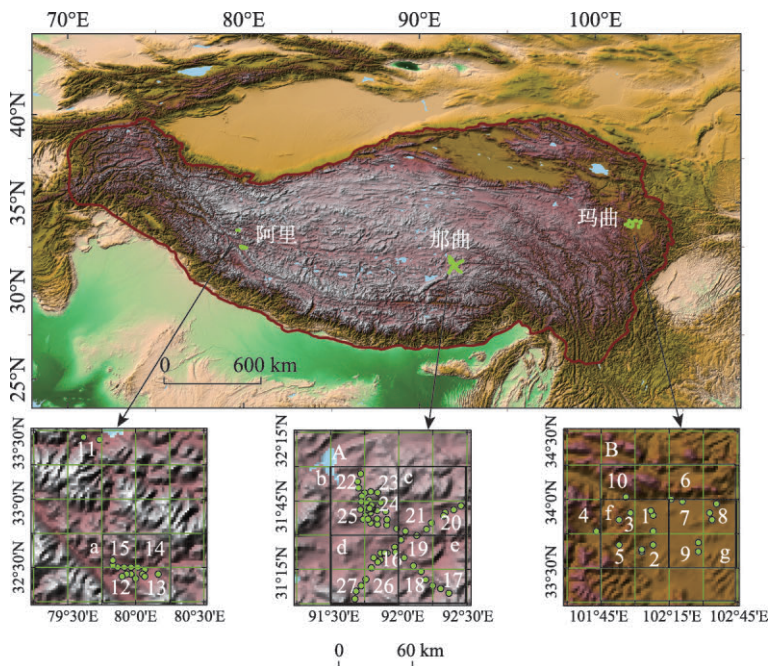


图1 青藏高原和实测土壤水观测站网位置示意图

Fig. 1 Locations of the Tibetan Plateau and related in-situ soil observatory stations

的空气悬浮物，相对于地势较低的地区，该区域得到更强的太阳辐射，因此各气象要素呈现明显的日和季节变化。每一个站点均测量土壤水分和土壤温度，探针分别被插在4层土壤中，每隔30 min测量一次，测量值反映30 min内的平均状态。同时测量表层5 cm内土壤质地和土壤有机碳含量，由于寒冷的气候条件，土壤有机碳含量较多，可能会影响土壤热力和水动力特性等，因此这些测量值被用来进一步校正土壤水数据<sup>[14, 29]</sup>，该数据集下载地址为：<http://en.tpdatabase.cn/>。本文使用Tibet-Obs数据集集中的43个站点土壤水数据，这43个站点中有18个站点位于阿里，5个站点位于那曲，20个站点位于玛曲。CTP-SMTMN数据集集中的57个站点均位于那曲地区。

2.3 土壤水数据

2.3.1 ECV 多源融合的土壤水数据 (Essential Climate Variable-Soil Moisture, ECV-SM) 是第一套长时间序列的卫星遥感土壤水数据 (1978年11月-2014年12月)，为0.25°×0.25°空间分辨率的日数据集。该产品是欧洲航天局水循环多重观测战略 (Water Cycle Multimission Observation Strategy, WACMOS) 和土壤湿度气候变化倡议项目 (Soil Moisture Climate Change Initiative, CCI) 的一部分。ECV土壤水产品是一套基于主动微波和被动微波卫星遥感且覆盖全球的最为完整一致的土壤水分产品，该数据集包括3套数据：主动微波遥感数据 (active)、被动微波遥感数据 (passive) 和主动与被动微波遥感相结合的数据 (combined)。其中，主动微波数据是由ERS-1/2和Metop-A卫星搭载的散射计获得，被动微波数据是由Nimbus-7 SMMR、SMSP SSM/I、TRMM TMI、Aqua AMSR-E、WindSat和GCOM-W1 AMSR2获取，并分别对主动和被动微波遥感数据使用LPRM算法和变化检测算法估算土壤水含量。相对于地面观测，基于卫星观测的土壤水数据往往对大气驱动如降水、风速等更加敏感，进而导致遥感数据在时间上比实测数据



有更大的变率<sup>[1]</sup>。本文使用的是主动与被动微波遥感融合得到的数据集 V 02.2, 该数据集的详细介绍和下载请参考: <http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/c89cb1c86f42456bb84e49ea06621c7e>。

**2.3.2 ERA-Interim** ERA-Interim 数据是由欧洲中尺度气候预报中心 (European Centre for Medium Range Weather Forecasts, ECMWF) 制作的全球最新大气再分析数据 (自 1979 年 1 月至今), 可实时获取。它是基于一种变分同化系统且融合了站点实测和卫星遥感数据而获得的同化数据集, 包含每日 0 时、6 时、12 时和 18 时的土壤水数据, 选择的分辨率率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。ERA-Interim 包含四层土壤水数据 (0~7 cm、7~28 cm、28~100 cm、100~289 cm)。多项研究表明, 再分析数据与实测数据之间的差异是普遍存在的, 在数值上的差异是无法避免的, 这种差异主要是数值预报模式和同化方法等带来的系统性误差和观测资料的非一致性共同作用的结果<sup>[30]</sup>。尽管 ERA-Interim/Land 数据中路面机制参数有所提高, 但其时间跨度为 1979-2010 年, 其不能完全覆盖实测站点数据的时间长度, 为了充分利用实测数据, 本文使用日平均的 ERA-Interim 上层土壤水 (0~7 cm) 数据。

**2.3.3 MERRA** MERRA (Modern Era- Retrospective Analysis for Research and Application) 是由美国航空航天局 (National Aeronautics and Space Application) 为支持地球科学研究的需要而开发的再分析数据产品。MERRA 是通过 GEOS-5 DA 系统获得, DA 系统使用大量对地观测卫星产生长期的水文循环合成数据并使用最先进的 GEOS-5 流域水文陆面模型来分析陆面过程。本文使用上层 (0~2 cm) 逐小时土壤水数据, 分辨率为  $0.625^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ , 首先通过线性插值将数据集采样到  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ , 与其他数据集一致, 然后通过算术平均获得每月土壤水数据。

**2.3.4 Noah** GLDAS 计划结合卫星遥感数据和实测站点数据, 利用数据同化技术, 得到全球尺度的水量和能量最优估计值。GLDAS 数据集包含 4 个陆面模型: CLM、Noah、VIC 和 Mosaic, 这 4 个模型使用同一套驱动数据, 步长为 15 min。每月的陆面模型输出数据主要包含有 3 类: 水量平衡数据、能量平衡数据和模型参数。水量平衡输出数据包含有土壤水、降雨强度、降雪强度、地表径流、壤中径流。能量平衡输出数据包含有潜热、显热和地面热通量。驱动数据包括风速、温度、短波辐射和长波辐射。有研究表明<sup>[31-32]</sup>陆面模型往往低估青藏高原土壤含水量, 他们指出青藏高原土壤中含有大量有机碳引起土壤特性分层导致了这种低估。GLDAS 数据集包括两种空间分辨率的土壤水数据, 本文使用的是空间分辨率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  的 Noah2.1 数据集, 其时间跨度自 2000 年至今, 时间分辨率为 3 h, 首先通过算术平均获得月平均土壤水。

### 3 研究方法

将 Noah 土壤水数据单位换算成  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ , 使所有土壤水数据单位一致, 便于分析和对比。将土壤水数据和降水、温度数据通过反距离加权插值的方法统一至同一个空间尺度  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ , 对位于同一格点 ( $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ) 内的所有高精度 NDVI 数据点 ( $1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$ ) 求平均, 获得  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  尺度的 NDVI 数据, 使所有数据空间尺度一致。将所有土壤水数据划分为 3 种不同的空间尺度:  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  为小尺度 (共 27 个格点),  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  为中尺度 (共 7 个格点),  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  为大尺度 (共 2 个格点), 其中每个格点实测土壤水数据为位于该格点内的所有站点数据的平均值, 然后对不同尺度的土壤水估计值与实际土壤水数据进行统计分析, 计算的统计指标有偏差 (Bias)、均方根误差 (RMSE)、相关系数 (R) 和 P 值。

## 4 结果分析

### 4.1 阿里地区

图2为阿里地区土壤水和降水随时间的变化。由图2看出,该区域土壤水呈明显季节变化,土壤水在5月-10月份之间含量较高,与同期降水量变化一致。实测表层土壤水变化幅度为 $0.05\sim 0.15\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 。2010年8月实测土壤水含量最大,4种土壤水估计值均在此时达到最大值,其中ECV/ERA/Noah三者估计值约为 $0.3\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ ,是实测土壤水的两倍,其中MERRA土壤水估计值为 $0.22\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 与实测值最为接近;在2012年间,实测土壤水数据呈现双峰(5月和8月),其中Noah土壤水估计值呈现同种特性,同时由于该年份降水量最小,所以土壤水峰值最低。2013年间降水量较多,土壤水在4月-8月均呈现较高的水平。结果表明阿里地区实测土壤水与降水的变化一致,其中Noah土壤水估计值能够很好地反映土壤水的变化情况,但其量级与实测土壤水相差较大,而ECV、ERA和MERRA均不能很好地反映土壤水的变化和实际量级。

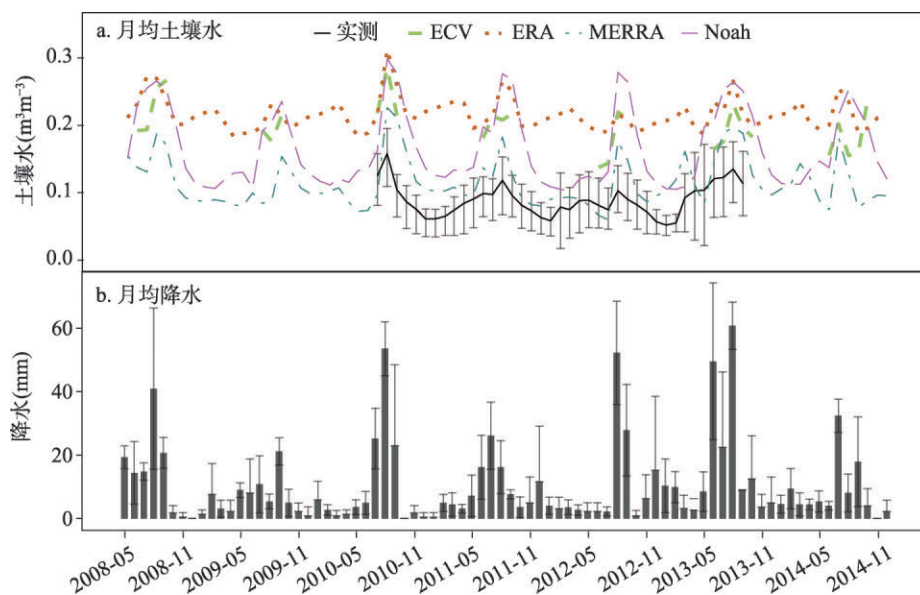


图2 阿里地区月均土壤水和降水时间变化

Fig. 2 Temporal variability of monthly-averaged (a) soil moisture and (b) precipitation in Ngari region

### 4.2 那曲地区

图3为那曲地区土壤水和降水随时间的变化特征。该区域为半干旱寒冷地区,相对阿里地区来讲,那曲降水较多,且主要集中在5月-9月,7月份那曲区域降水达到峰值,表明该区域强降水比阿里地区提前1个月。青藏高原降水主要受来自印度洋的暖湿季风气流影响<sup>[26]</sup>,该暖湿气流自东南向西北运动,这可能是那曲地区雨季较阿里提前的主要原因。由图3看出,2011年降水量最大,7月降水量达到峰值,实测土壤水在该年8月份也同时达到最大,表明该区域最大土壤水比最大降水量出现较晚。该区域为半湿润地区,尽管8月份降水量不是最大,但由于前期降水量较大,该月份土壤含水量基本处于饱和状态,所以土壤含水量在8月份达到最大。2013年降水量主要集中在5月-10月,且分布较均匀,所以导致土壤水含量在该时段较稳定,出现较多低峰值,其中Noah土壤水

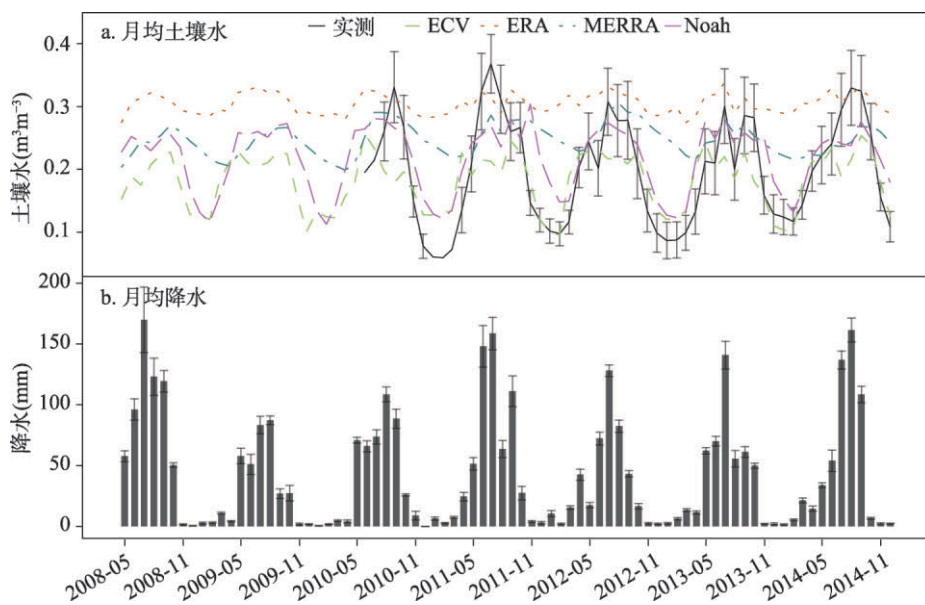


图3 那曲地区月均土壤水和降水时间变化

Fig. 3 Temporal changes of month-averaged (a) soil moisture and (b) precipitation in Naqu region

估计值能很好地描述土壤水的变化特点。由图3知, 4种土壤水估计值均处于实测值的误差范围内, 对土壤水的估计较为准确。除ERA变化幅度较小而不能准确反映土壤水变化外, 其他数据均能很好地反映土壤水变化, 但对融化期土壤水估计过低, 而对冻结期土壤水估计过高。另有研究进一步表明<sup>[26]</sup>, GLDAS数据均低估融化期土壤含水量值, 与本研究结果一致。

#### 4.3 玛曲地区

图4显示玛曲地区土壤水和降水随时间变化特征, 该区域为湿润寒冷区, 土壤水含量比其他地区较高, 变化幅度较大, 为 $0.07\sim 0.48\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ 。2009年降水年内分布较为均匀, 出现一个较小的低峰。由于该区域降水较多, 土壤水长期处于饱和或半饱和状态, 所以土壤水在年间呈现多峰状态, 且在丰水期变化不大。4种土壤水估计值均不能很好地展现实测土壤水的多峰态特征, 且对土壤水的估计值偏小, 尤其是对峰值的估计。Bi等<sup>[23]</sup>和Su等<sup>[26]</sup>认为该区域各种土壤水估计值明显低估实际土壤水, 这种系统低估很可能与该区域含有较高有机碳有关。

#### 4.4 土壤水空间变化

由图5知, 该4套土壤水数据空间变化与降水量空间分布基本一致, 东南部土壤水含量相对较高, 北部地区为荒漠, 降水量少, 土壤水含量也相对较低。受喜马拉雅山脉冰雪融水影响, 该区土壤水含量较高且沿喜马拉雅山脉呈条带状分布, 距离山脉越远的地方土壤水含量越低, 说明该地区土壤水含量不仅受降水影响, 同时也受高山冰雪融水的影响。该地区降水呈现东南向西北递减的态势, 这主要是受印度洋以及太平洋由东南向西北的暖湿气流的影响。植被与土壤水呈现较好的空间一致性, 东南地区和青藏高原南缘植被指数较高, 北部尤其柴达木盆地地区植被指数最低。ERA、MERRA和Noah土壤水空间分布与植被指数空间分布最为一致, 而ECV土壤水空间分布具有明显的异质性, 但总体趋势和植被指数仍表现一致。除青藏高原南缘以及西部边缘外, 其他地区各土壤

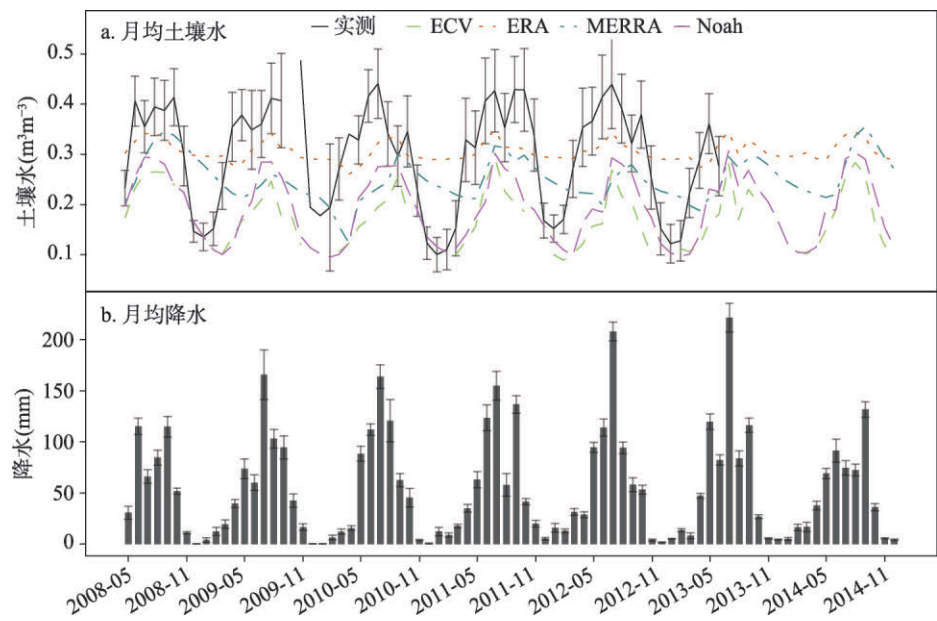


图4 玛曲地区月均土壤水和降水时间变化

Fig. 4 Temporal changes of month-averaged (a) soil moisture and (b) precipitation in Maqu region

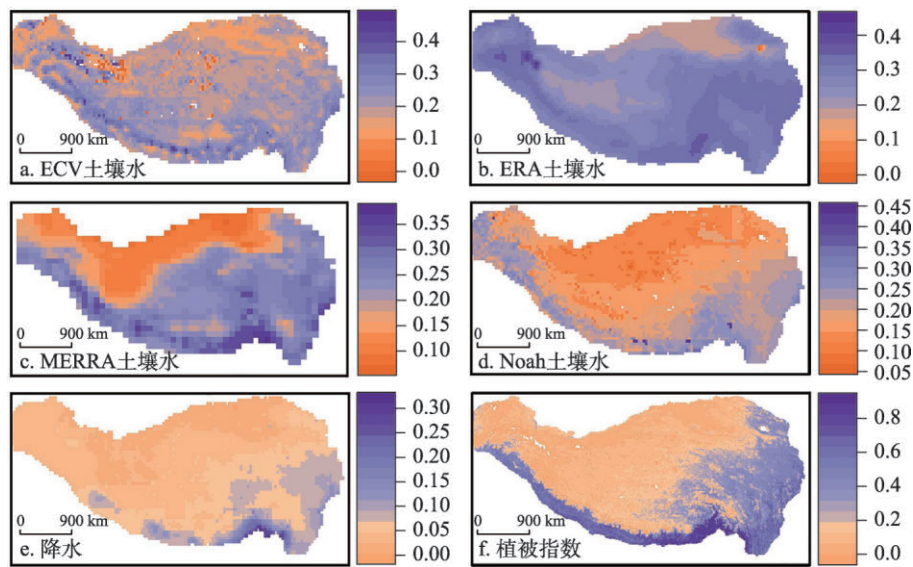


图5 2009-2014年平均土壤水(ECV、ERA、MERRA、Noah)、降水和植被指数空间图

Fig. 5 Spatial distributions of (a) soil moisture for ECV, (b) soil moisture for ERA, (c) soil moisture for MERRA, (d) soil moisture for Noah, (e) precipitation and (f) NDVI in 2009-2014

水与降水量空间分布一致，喜马拉雅山脉附近及其西部边缘地区相关性较差，表明青藏高原土壤水不仅受降水的影响，而且在高山地区同时受冰雪融水的影响。

4.5 土壤水多时空尺度评估

由表1和图6看出，在阿里地区，就小尺度格点（0.25°×0.25°）而言，各格点土壤水估计值与土壤水实际观测值相关性变化很大，在0.2~0.9之间，其中Noah数据与实测土



壤水相关性较高, 确定性系数  $P$  值都约为 0, 而 ECV 数据在格点 11 处相关性仅为 0.278,  $P$  值为 0.168; 对于 RMSE 和 Bias 统计值, MERRA 土壤水数据明显优于其他土壤水数据集。由表 2 知, 对中尺度格点 ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) 而言, Noah 土壤水与实测土壤水的相关性最好, 而 MERRA 土壤水与实际土壤水的 RMSE 和 Bias 最小。在那曲地区, 就小尺度格点 ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) 而言, Noah 的相关性以及 RMSE 明显优于其他数据集, 而 ECV 数据集的偏差最小; 对于中尺度格点 ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) 而言, Noah 土壤水数据集在各统计值上都优于其他数据; 对于大尺度格点 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) 而言, Noah 土壤水在 A、B 格点的相关系数分别为 0.84 和 0.66, 明显高于其他数据集与实测土壤水的相关性, 同时在 A 格点, Noah 土壤水与实测土壤水的 RMSE 最小, 为 0.053, 在 B 格点, ERA 土壤水与实测土壤水的 RMSE 和 Bias 统计指标最小, 和小尺度情况下的结论一致, 说明不同空间尺度对统计结果没有很大影响。在玛曲地区, 就小尺度格点 ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) 而言, 各格点 Noah 土壤水和实测土

表 1 27 个小尺度栅格实测土壤水和估计土壤水统计值

Tab. 1 The statistical metrics of estimated soil moisture with in-situ observations for all

	ECV				ERA				MERRA				Noah			
	R	RMSE	Bias	P	R	RMSE	Bias	P	R	RMSE	Bias	P	R	RMSE	Bias	P
1	0.222	0.183	-0.17	0.186	0.468	0.096	-0.01	0.000	0.237	0.123	-0.068	0.064	0.675	0.151	-0.131	0.000
2	0.259	0.352	-0.326	0.107	0.521	0.206	-0.122	0.000	0.225	0.248	-0.179	0.079	0.638	0.280	-0.241	0.000
3	0.440	0.241	-0.227	0.006	0.572	0.139	-0.033	0.000	0.237	0.165	-0.085	0.081	0.737	0.173	-0.137	0.000
4	0.610	0.163	-0.138	0.000	0.654	0.116	0.019	0.000	0.423	0.122	-0.036	0.005	0.727	0.122	-0.08	0.000
5	0.568	0.232	-0.226	0.000	0.481	0.108	-0.044	0.000	0.343	0.145	-0.105	0.011	0.728	0.176	-0.16	0.000
6	0.613	0.107	-0.09	0.000	0.512	0.120	0.083	0.000	0.214	0.098	0.025	0.120	0.769	0.065	-0.021	0.000
7	0.425	0.140	-0.125	0.010	0.367	0.107	0.035	0.006	0.196	0.108	-0.023	0.156	0.736	0.107	-0.078	0.000
8	0.473	0.097	-0.067	0.002	0.388	0.121	0.083	0.004	0.126	0.099	0.025	0.366	0.681	0.074	-0.03	0.000
9	0.414	0.183	-0.157	0.006	0.449	0.106	0.006	0.001	0.223	0.122	-0.051	0.104	0.585	0.135	-0.098	0.000
10	0.439	0.165	-0.148	0.005	0.460	0.099	0.023	0.000	0.185	0.107	-0.025	0.181	0.680	0.111	-0.081	0.000
11	0.278	0.124	0.112	0.168	0.436	0.230	0.229	0.006	0.225	0.179	0.176	0.169	0.692	0.128	0.118	0.000
12	0.153	0.080	0.067	0.586	0.098	0.116	0.108	0.553	0.339	0.048	0.017	0.035	0.247	0.087	0.06	0.130
13	0.581	0.107	0.101	0.023	0.548	0.132	0.13	0.000	0.748	0.039	0.027	0.000	0.841	0.096	0.086	0.000
14	0.835	0.146	0.144	0.000	0.762	0.168	0.167	0.000	0.726	0.075	0.069	0.000	0.683	0.127	0.117	0.000
15	0.803	0.059	0.056	0.000	0.538	0.117	0.114	0.000	0.558	0.040	0.017	0.000	0.680	0.084	0.069	0.000
16	0.790	0.039	-0.002	0.000	0.673	0.148	0.138	0.000	0.564	0.103	0.088	0.000	0.773	0.049	0.019	0.000
17	-0.457	0.236	-0.222	0.117	-0.165	0.156	-0.064	0.238	0.310	0.206	-0.159	0.024	0.724	0.162	-0.12	0.000
18	0.243	0.076	0.007	0.130	0.672	0.162	0.143	0.000	0.525	0.122	0.096	0.000	0.778	0.074	0.049	0.000
19	0.310	0.090	-0.036	0.051	0.670	0.148	0.12	0.000	0.592	0.109	0.07	0.000	0.765	0.072	0.031	0.000
20	0.547	0.173	-0.139	0.000	0.687	0.125	0.034	0.000	0.439	0.135	-0.048	0.001	0.780	0.111	-0.056	0.000
21	0.333	0.066	0.009	0.047	0.708	0.145	0.125	0.000	0.486	0.119	0.092	0.000	0.837	0.058	0.034	0.000
22	0.475	0.077	-0.021	0.002	0.687	0.140	0.112	0.000	0.510	0.116	0.08	0.000	0.817	0.062	0.021	0.000
23	0.554	0.112	-0.088	0.000	0.626	0.104	0.063	0.000	0.462	0.087	0.027	0.001	0.716	0.070	-0.024	0.000
24	0.669	0.071	-0.037	0.000	0.722	0.138	0.115	0.000	0.482	0.097	0.057	0.000	0.782	0.063	0.029	0.000
25	0.479	0.062	0.008	0.000	0.598	0.162	0.151	0.000	0.305	0.113	0.091	0.026	0.675	0.086	0.069	0.000
26	0.362	0.092	0.057	0.045	0.354	0.188	0.172	0.021	0.507	0.155	0.138	0.001	0.665	0.098	0.077	0.000
27	0.589	0.084	0.072	0.000	0.695	0.201	0.194	0.000	0.333	0.150	0.138	0.015	0.687	0.108	0.098	0.000



表2 中/大尺度栅格实测土壤水和估计土壤水统计值

Tab. 2 Statistical metrics of the estimated and in-situ observed soil moisture for all seven medium-scale grids and two large-scale grids

	ECV				ERA				MERRA				Noah			
	R	RMSE	Bias	P	R	RMSE	Bias	P	R	RMSE	Bias	P	R	RMSE	Bias	P
a	0.690	0.096	0.092	0.004	0.556	0.132	0.13	0.000	0.699	0.045	0.032	0.000	0.748	0.095	0.083	0.000
b	0.701	0.067	-0.026	0.000	0.693	0.132	0.11	0.000	0.470	0.098	0.064	0.000	0.784	0.058	0.024	0.000
c	0.620	0.100	-0.065	0.000	0.702	0.124	0.079	0.000	0.473	0.101	0.022	0.000	0.824	0.069	-0.011	0.000
d	0.830	0.056	0.045	0.000	0.741	0.176	0.168	0.000	0.546	0.134	0.123	0.000	0.820	0.075	0.066	0.000
e	0.356	0.097	-0.051	0.024	0.680	0.116	0.066	0.000	0.633	0.089	0.002	0.000	0.866	0.066	-0.013	0.000
f	0.455	0.250	-0.238	0.002	0.523	0.130	-0.053	0.000	0.269	0.167	-0.112	0.034	0.715	0.194	-0.17	0.000
g	0.626	0.127	-0.113	0.000	0.444	0.097	0.041	0.001	0.204	0.095	-0.016	0.139	0.744	0.093	-0.069	0.000
A	0.780	0.058	-0.013	0.000	0.734	0.131	0.108	0.000	0.567	0.092	0.056	0.000	0.837	0.053	0.02	0.000
B	0.525	0.190	-0.173	0.000	0.453	0.107	-0.003	0.000	0.191	0.130	-0.063	0.138	0.664	0.146	-0.118	0.000

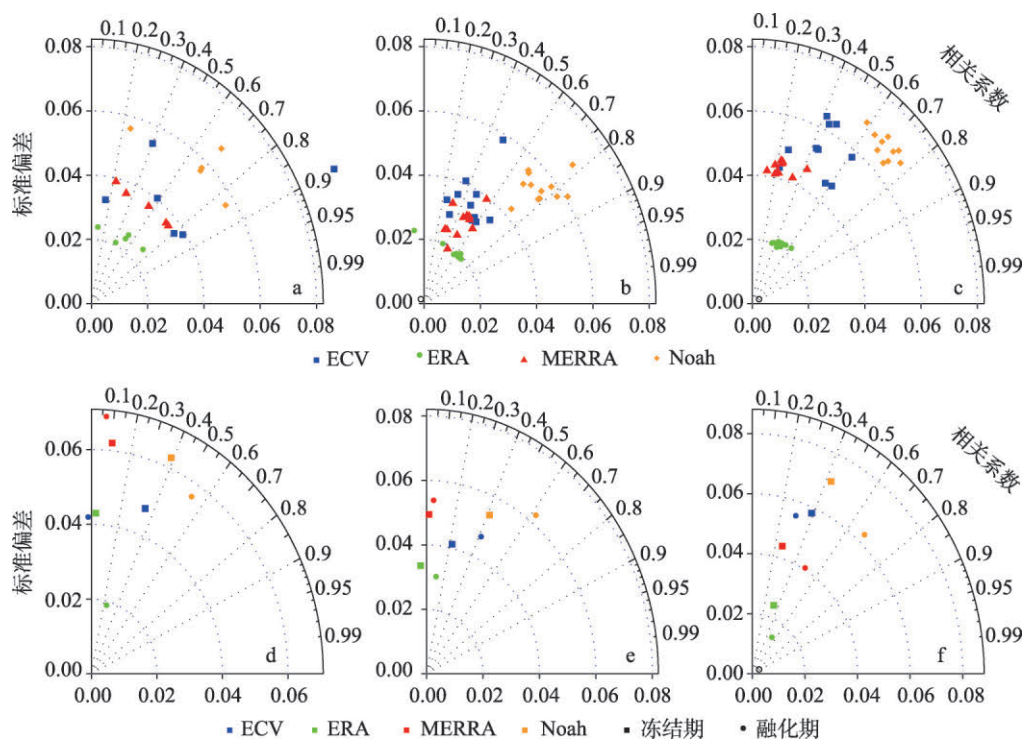


图6 不同地区(阿里地区: a, d; 那曲地区: b, e; 玛曲地区: c、f)各土壤水估计数据集(ECV、ERA、MERRA、Noah)的相关泰勒图

Fig. 6 Taylor diagram showing the standard deviation and correlation of in-situ observed and estimated soil moisture for all grids in (a) Ngari, (b) Naqu and (c) Maqu. Taylor diagram for different periods of frozen and unfrozen periods in (d) Ngari, (e) Naqu and (f) Maqu

壤水的相关性最大, 确定性系数 $P$ 值也都约为0, MERRA与实测土壤水相关性多分布在0.2~0.4之间, 相关性很差, 大多数格点 $P$ 值大于0.05, 相关性不显著, 对RMSE和 $R$ 指标而言, ERA土壤水数据表现最好。由图4可以看出ERA土壤水随时间变化不明显, 主

要位于实测土壤水均值附近, 所以偏差和均方根误差较小, 中尺度和大尺度下的各统计值 ( $R$ 、 $RMSE$ 、 $Bias$ 、 $P$ 值) 和小尺度结果基本一致。从总体来看, 中大尺度下, 各土壤水估计值与实测土壤水的相关性更强,  $RMSE$  和  $Bias$  更小, 因为大尺度土壤水估计值和实测值的空间均值在一定的程度上减少了彼此之间的空间尺度不一致性, 另外中大尺度下, 各统计指标更能说明 Noah 数据优于 ECV、ERA、MERRA。

阿里地区各土壤水估计值在不同时期 (冻结期和融化期) 与实测土壤水相关性不尽一致 (图6), 对 ECV 和 MERRA 土壤水数据而言, 其在冻结期与实测土壤水的相关性大于在融化期与实测土壤水的相关性, ERA 和 Noah 数据则反之。那曲地区各数据与实测土壤水的相关性均为融化期优于冻结期。玛曲地区仅有 MERRA 数据表明冻结期土壤水相关性大于融化期, 说明大部分数据更能反映融化期土壤水随时间的变化。无论是冻结期还是融化期, Noah 土壤水与实测土壤水的相关性最好。由图6看出, 就标准偏差而言,  $Noah > ECV > MERRA > ERA$ , 其中 Noah 与实际土壤水的标准偏差 (约为0.1) 最为一致, 这一结论也可从图2、图3及图4得出。

#### 4.6 各地区各数据源统计值对比分析

由图7知, 各土壤水数据集在阿里地区与实测土壤水差别最大, 各土壤水估计值均明显高于实测土壤水, 其中在低值区较为吻合 (图2); 在那曲地区, ECV 和 Noah 数据与实测土壤水拟合最好, ERA 数据拟合最差, 且明显高于实际土壤水; 在玛曲地区, 各土壤水数据表现较差, 其中 ECV 和 Noah 数据估计值明显低于实测土壤水数据, 而 ERA 估计值的变差明显比实测土壤水变差要小 (图4)。

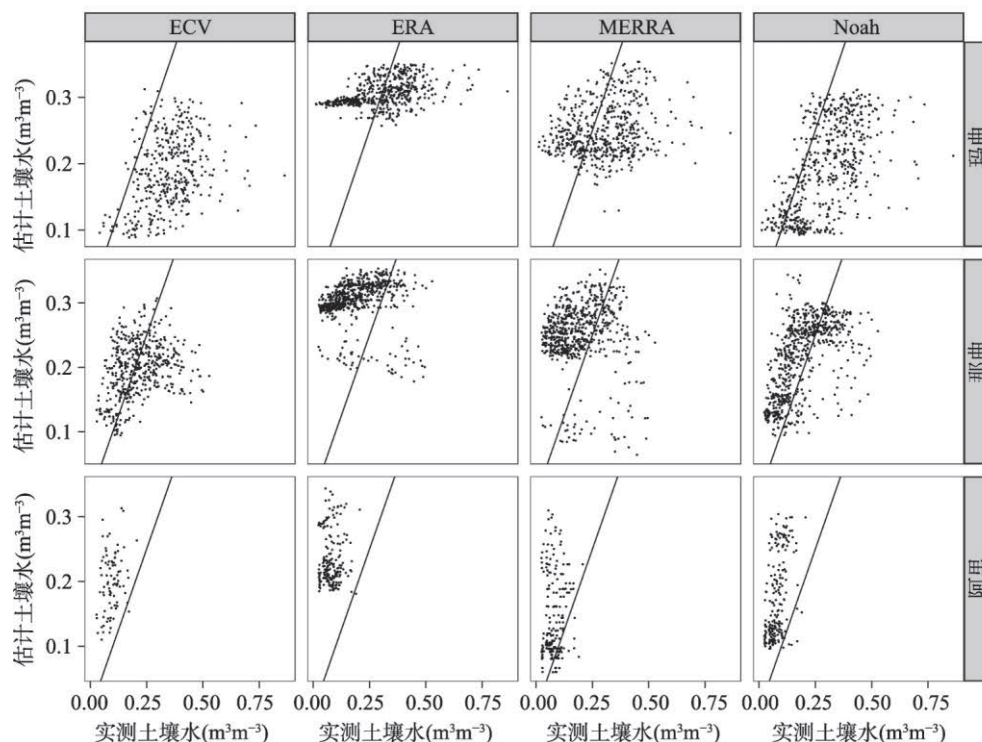


图7 3个地区实测土壤水与估计土壤水(ECV、ERA、MERRA、Noah)散点图

Fig. 7 Relations between the in-situ observed and estimated soil moisture by ECV, ERA, MERRA and Noah within Ngari, Naqu and Maqu regions

由图8知,就相关性而言,在阿里地区各数据集表现相似,且土壤水估计值与实测土壤水相关性在不同格点间变化很大;在那曲地区, Noah对土壤水估计的最好,各站点相关性变化不大,表明Noah对土壤水的模拟及估计最为稳健,能反映该区域各格点土壤水随时间的变化,其中ECV和ERA在不同格点与实测土壤水的相关性差异很大,而MERRA的相关性整体较低;在玛曲地区,各数据相关性为: Noah > ERA > ECV > MERRA,不同数据与实测数据相关性在各格点变化程度相似。就均方根误差而言, Noah在阿里和那曲地区优于其他数据集,然而在那曲地区, ERA对土壤水的估计最好, MERRA次之。就偏差而言,各数据集表现差别不大,其中Noah表现更好,各数据集与实测土壤水的偏差在玛曲最小,那曲次之,阿里地区最大。

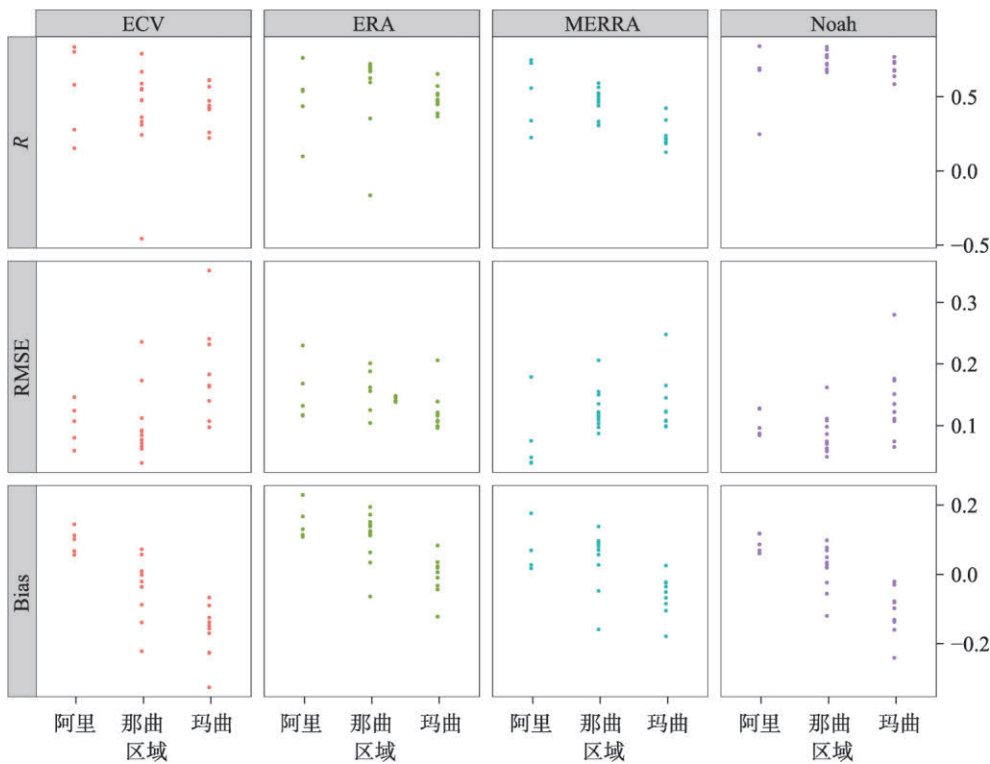


图8 各地区的估计土壤水统计特征值(R、RMSE、Bias)分布

Fig. 8 The distribution of the statistical values: R, RMSE and Bias for ECV, ERA, MERRA, Noah in three sub-regions: Ngari, Naqu and Maqu

5 结论

- (1) ERA 土壤水数据在月尺度上变化幅度最小,与实际土壤水差别较大,不能很好反映土壤水的变化,而其他土壤水数据能较好反映土壤水变化,且与降水量变化一致。阿里地区各土壤水估计值均明显高估实际土壤水;那曲地区除ERA外,各格点土壤水数据能较好地估计实际土壤水,而在玛曲地区却低估实际土壤水,且在土壤水含量较高的月份对实际土壤水低估的现象最为明显。
- (2) 各土壤水估计数据均能很好地反映青藏高原土壤土壤水的空间分布特征,东南部地区土壤水含量较高,主要是受降水较多的影响;而西部边缘和南部喜马拉雅地区土



壤水含量较多,很可能是由于高山冰雪融水以及降水的综合作用,其中MERRA和Noah土壤水的空间分布和植被指数分布特征最为一致。

(3) 不同地区各土壤水数据集在不同时期(冻结期、融化期)与实测土壤水相关性表现不一致。在阿里地区ECV和MERRA在冻结期的相关性比融化期的表现更好,而在那曲地区各数据在融化期的相关性更好,在玛曲地区除MERRA外其他数据均在融化期相关性更好。

(4) 在小尺度上, Noah在3个地区的相关性均为最好,就偏差而言,各数据表现基本一致,而对RMSE而言, Noah和ERA数据表现较好;在不同尺度上,所得到的结论一致,其中在中大尺度上,各统计指标( $R$ 、RMSE、Bias)略优于小尺度统计指标。

## 参考文献(References)

- [1] Zeng J, Li Z, Chen Q, et al. Evaluation of remotely sensed and reanalysis soil moisture products over the Tibetan Plateau using in-situ observations. *Remote Sensing of Environment*, 2015, 163: 91-110.
- [2] Guo Weidong, Ma Zhuguo, Yao Yonghong. Regional characteristics of soil moisture evolution in northern China over recent 50 years. *Acta Geographica Sinica*, 2003, 58(Suppl.): 83-90. [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. *地理学报*, 2003, 58(Suppl.): 83-90.]
- [3] Chahine M T. The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, 1992, 359(6394): 373-380.
- [4] Zhuo Ga, Deji Zhuoma, Nima Ji. Distribution of soil moisture over the Qinghai-Tibetan Plateau and its effect on the precipitation in June and July over the mid-lower reaches of Yangtze River Basin. *Plateau Meteorology*, 2017, 36(3): 657-666. [卓嘎, 德吉卓玛, 尼玛吉. 青藏高原土壤湿度分布特征及其对长江中下游6、7月降水的影响. *高原气象*, 2017, 36(3): 657-666.]
- [5] Zhuo Ga, Chen Tao, Zhou Kanshe, et al. Spatial and temporal distribution of soil moisture over the Tibetan Plateau during 2009-2010. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(3): 625-634. [卓嘎, 陈涛, 周刊社, 等. 2009-2010年青藏高原土壤湿度的时空分布特征. *冰川冻土*, 2015, 37(3): 625-634.]
- [6] Dan L, Ji J, Liu H. Use of a land surface model to evaluate the observed soil moisture of grassland at the Tongyu reference site. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25(6): 1073-1084.
- [7] Shukla J, Mintz Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, 1982, 215(4539): 1498-1501.
- [8] Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. Anomaly feature of seasonal frozen soil variations on the Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geographical Sciences*, 2002, 12(1): 99-107.
- [9] Nicolai-Shaw N R. Climate research applications of remote-sensing based soil moisture: Spatial representativeness, predictability and drought response [D]. Zurich: ETH Zurich, 2016.
- [10] Brocca L, Moramarco T, Melone F, et al. Assimilation of surface- and root-zone ASCAT soil moisture products into rainfall-runoff modeling. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2012, 50(7): 2542-2555.
- [11] Brocca L, Melone F, Moramarco T, et al. Improving runoff prediction through the assimilation of the ASCAT soil moisture product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2010, 14(10): 1881.
- [12] Miralles D G, Holmes T R H, De Jeu R A M, et al. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15(2): 453.
- [13] Dharssi I, Bovis K J, Macpherson B, et al. Operational assimilation of ASCAT surface soil wetness at the Met Office. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, 15(8): 2729-2746.
- [14] Chen Y, Yang K, Qin J, et al. Evaluation of AMSR-E retrievals and GLDAS simulations against observations of a soil moisture network on the central Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, 118(10): 4466-4475.
- [15] Ye Qinyu, Chai Linna, Jiang Lingmei. A disaggregation approach for soil phase transition water content using AMSR2 and MODIS products. *Journal of Remote Sensing*, 2014, 18(6): 1147-1157. [叶勤玉, 柴琳娜, 蒋玲梅, 等. 利用AMSR2和MODIS数据的土壤冻融相变水量降尺度方法. *遥感学报*, 2014, 18(6): 1147-1157.]
- [16] Zhu Liping, Xie Manping, Wu Yanhong. Quantitative analysis of lake area variations and the influence factors from 1971 to 2004 in the Nam Co basin of the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(13): 1294-1303. [朱立平,

- 谢曼平, 吴艳红. 西藏纳木错 1971-2004 年湖泊面积变化及其原因的定量分析. 科学通报, 2010, 55(18): 1789-1798.]
- [17] Nie Yong, Zhang Yili, Liu Linshan, et al. Monitoring glacier change based on remote sensing in the Mt. Qomolangma National Nature Preserve, 1976-2006. *Acta Geographica Sinica*, 2010, 65(1): 13-28. [聂勇, 张懿锂, 刘林山, 等. 近 30 年珠穆朗玛峰自然保护区冰川变化的遥感监测. 地理学报, 2010, 65(1): 13-28.]
- [18] Shi Yafeng, Liu Shiyin. Estimate of the response of glaciers in China to the global warming-up in the 21st century. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(4): 434-438. [施雅风, 刘时银. 中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估. 科学通报, 2000, 45(4): 434-438.]
- [19] Bianduo, Yang Zhigang, Li Lin, et al. The response of lake area change to climate variations in north Tibetan Plateau during last 30 years. *Acta Geographica Sinica*, 2006, 61(5): 510-518. [边多, 杨志刚, 李林, 等. 近 30 年来西藏那曲地区湖泊变化对气候波动的响应. 地理学报, 2006, 61(5): 510-518.]
- [20] Zhang Y, Li T, Wang B. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, 2004, 17(14): 2780-2793.
- [21] Ding Y, Wang Z, Sun Y. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *International Journal of Climatology*, 2008, 28(9): 1139-1161.
- [22] Shi Lei, Du Jun, Zhou Kanshe, et al. The temporal-spatial variation of soil moisture over the Tibetan Plateau during 1980-2012. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(5): 1241-1248. [石磊, 杜军, 周刊社, 等. 1980-2012 年青藏高原土壤湿度时空演变特征. 冰川冻土, 2016, 38(5): 1241-1248.]
- [23] Su Z, Wen J, Dente L, et al. The Tibetan Plateau observatory of plateau scale soil moisture and soil temperature (Tibet-Obs) for quantifying uncertainties in coarse resolution satellite and model products. *Hydrology and earth system sciences*, 2011, 15(7): 2303-2316.
- [24] Su Z, Rosnay P, Wen J, et al. Evaluation of ECMWF's soil moisture analyses using observations on the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, 118(11): 5304-5318.
- [25] Zeng J, Li Z, Chen Q, et al. Evaluation of remotely sensed and reanalysis soil moisture products over the Tibetan Plateau using in-situ observations. *Remote Sensing of environment*, 2015, 163: 91-110.
- [26] Bi H, Ma J, Zheng W, et al. Comparison of soil moisture in GLDAS model simulations and in situ observations over the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(6): 2658-2678.
- [27] Sun Honglie, Zheng Du, Yao Tandong, et al. Protection and construction of the national ecological security shelter zone on Tibetan Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2012, 67(1): 3-12. [孙鸿烈, 郑度, 姚檀栋, 等. 青藏高原国家生态安全屏障保护与建设. 地理学报, 2012, 67(1): 3-12.]
- [28] Zheng Du, Zhang Rongzu, Yang Qinye. On the natural zonation in the Qinghai-Xizang Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 1979, 34(1): 1-11. [郑度, 张荣祖, 杨勤业. 试论青藏高原的自然地带. 地理学报, 1979, 34(1): 1-11.]
- [29] Chen Y Y, Yang K, Tang W J, et al. Parameterizing soil organic carbon's impacts on soil porosity and thermal parameters for eastern Tibet grasslands. *Science China Earth Sciences*, 2012, 55(6): 1001-1011.
- [30] Gao Zhigang, Luo Jingxin, Liu Kexiu, et al. Evaluation of ERA-Interim reanalysis data along coast of China. *Marine Science*, 2015, 39(5): 92-105. [高志刚, 骆敬新, 刘克修, 等. ERA-Interim 再分析数据在中国沿海的质量评估. 海洋科学, 2015, 39(5): 92-105.]
- [31] Yang K, Chen Y Y, Qin J. Some practical notes on the land surface modeling in the Tibetan Plateau. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009, 13(5): 687-701.
- [32] Chen Y, Yang K, Qin J, et al. Evaluation of AMSR-E retrievals and GLDAS simulations against observations of a soil moisture network on the central Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, 118(10): 4466-4475.

## Evaluation of remote sensing and reanalysis soil moisture products on the Tibetan Plateau

FAN Keke<sup>1,2,3</sup>, ZHANG Qiang<sup>1,2,3</sup>, SHI Peijun<sup>1,2,3</sup>, SUN Peng<sup>4</sup>, YU Huiqian<sup>1,2,3</sup>

(1. Key Laboratory of Environmental Change and Natural Disaster, Ministry of Education, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 2. Academy of Disaster Reduction and Emergency Management, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 3. Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 4. College of Territorial Resources and Tourism, Anhui Normal University, Wuhu 241002, Anhui, China)

**Abstract:** Soil water is the key link between land surface and atmosphere in water-heat exchange and it is the key element of water cycle. It is also the key control factor affecting the process of surface runoff. The Himalayan-Tibetan Plateau (HTP), also known as the "Asian Water Tower", is the source region of many Asian rivers. Meanwhile, HTP has direct impacts on its surrounding climate via hydro-meteorological processes, and on establishment and maintenance of Asian monsoon. This study collected observed soil moisture data from 100 in-situ soil moisture observatory stations and evaluated applicability of the available remote sensing and reanalysis soil moisture datasets such as ECV, ERA-Interim, MERRA, and Noah at different spatial resolutions ( $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ,  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ,  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ) during different time intervals such as non-freezing and freezing periods. Statistical indicators such as R, RMSE and Bias were used to evaluate the performances of these remote sensing and reanalysis soil moisture datasets. The results indicated that: (1) All remote sensing and reanalysis soil moisture datasets except ERA can well estimate soil moisture changes of the Tibetan Plateau and the soil moisture changes are in generally good line with precipitation changes. In the Naqu region, however, the remote sensing and reanalysis soil moisture datasets substantially underestimate observed soil moisture. In space, MERRA and Noah are mostly consistent with the change of vegetation index, and can well estimate spatial distribution of soil moisture changes. (2) Soil moisture changes across most parts of the Tibetan Plateau are greatly influenced by precipitation changes. In addition, soil moisture changes in the western flank of the Tibetan Plateau and Himalayas are the combined results of melting snow/glaciers and precipitation. (3) Except in the Ngari region, soil moisture during non-freezing period is usually higher than that during freezing period. In the Naqu region, all remote sensing and reanalysis soil moisture datasets overestimate soil moisture amount during freezing periods, while they underestimate it during non-freezing periods. Besides, from a spatial scale viewpoint, at medium and large scales, remote sensing and reanalysis soil moisture datasets can better evaluate soil moisture availability compared with at small scale. This study provides a theoretical basis for selection of the right remote sensing and reanalysis soil moisture datasets for evaluation and analysis of soil moisture of the Tibetan Plateau.

**Keywords:** remote sensing dataset; reanalysis dataset; soil moisture; Tibetan Plateau