

Soil Moisture in the Tibetan Plateau and Its Relationship with Summer Precipitation in Eastern China

Xin Liu

School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan
Email: liuxincuit@outlook.com

Received: Nov. 5th, 2019; accepted: Nov. 20th, 2019; published: Nov. 27th, 2019

Abstract

In this paper, using the soil moisture data in the GLDAS dataset, the temporal and spatial distribution characteristics of soil moisture in the Qinghai-Tibet Plateau were analyzed by empirical orthogonal function (EOF) and related methods, and the soil moisture in the spring of the plateau and the summer precipitation in eastern China were further studied. The results show that the soil moisture in the different seasons of the Qinghai-Tibet Plateau is consistent in spatial distribution from 1981 to 2016, showing a decreasing distribution from the southeast to the northwest, and the soil moisture will increase with the depth of the soil. The soil moisture at all levels in the Qinghai-Tibet Plateau has a good correlation with the summer precipitation in eastern China. The specific performance is that the soil moisture in the spring plateau is negatively correlated with the summer precipitation in eastern China. From the typical area through the reliability test, the spring soil moisture in the plateau is negatively correlated with the precipitation in the southeast coastal areas in summer, and negatively correlated with the precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River in June and July, and precipitation in the northeastern region in July and August. It was negatively correlated; it was also positively correlated with precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River in August, and positively correlated with precipitation in Northeast China in June.

Keywords

Tibetan Plateau, Soil Moisture, Correlation, Eastern Of China, Summer Precipitation

青藏高原土壤湿度及其与中国东部夏季降水的关系

刘 昕

成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都
Email: liuxincuit@outlook.com

收稿日期: 2019年11月5日; 录用日期: 2019年11月20日; 发布日期: 2019年11月27日

摘要

本文利用GLDAS数据集中的土壤湿度资料, 采用经验正交函数(EOF)和相关的方法对青藏高原地区土壤湿度的时空分布特征进行了分析, 并进一步研究了高原春季土壤湿度与中国东部夏季降水的联系。结果表明: 1981~2016年青藏高原不同季节的土壤湿度在空间分布特征上相一致, 呈现出由东南部向西北部递减的分布特征, 并且土壤湿度会随着土壤深度的加深而增加。青藏高原春季各层次土壤湿度与中国东部地区夏季降水有良好的相关性, 具体表现为: 高原春季土壤湿度与中国东部夏季降水量呈负相关。从通过信度检验的典型区域来看, 高原春季土壤湿度与夏季东南沿海地区降水量呈负相关, 在6、7月与长江中下游地区的降水呈负相关, 在7、8月东北地区降水呈负相关; 还在8月与长江中下游地区降水呈正相关, 在6月与东北地区降水量呈正相关。

关键词

青藏高原, 土壤湿度, 相关, 中国东部, 夏季降水

Copyright © 2019 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

在我国, 土壤湿度的异常变化引起了科学家的注意。越来越多的学者开始分析土壤湿度与短期气候变化之间的联系。左志燕等[1]发现, 土壤湿度异常改变了海陆温差, 从而对东亚夏季风的强度, 以及西太平洋副热带高压的位置和强度造成影响, 使得中国夏季雨带的位置发生变化, 造成区域降水异常。梁宁乐[2]等将站点资料与再分析资料相结合, 得出春季华南土壤湿度异常通过影响地表面温度, 并且改变地表对大气的热量输送, 从而引起夏季大气环流与降水异常。随着观测资料的不断丰富, 土壤湿度作为影响环流形势的潜在因素, 未来很有可能将作为短期气候预测模型中的重要物理因子为气候预测提供更多的参考依据。

受到土壤湿度观测资料的局限, 许多学者主要分析的是中国东部地区的土壤湿度与降水之间的联系, 因为在东部地区的观测网更密集, 观测手段也更先进。随着陆面同化技术的进步, 再分析资料的可靠性也得到了充分的验证。青藏高原作为影响东亚环流的重要因子, 不得不考虑区域内的土壤湿度与中国东部的降水存在哪些联系, 这个问题不仅具有天气学和气候学的理论意义, 也在极端天气预测等方面具有重要的意义。

2. 方法

2.1. 数据介绍

土壤湿度资料采用空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的全球陆面数据同化系统(Global Land Data Assimilation Sys-

tem, GLDAS)的月平均数据集。由于本文将青藏高原土壤湿度垂直层面上分为三层(0~10 cm, 10~50 cm, 50~100 cm)。而数据集中一共包含 10 层的土壤湿度数据, 所以筛选了资料中的前八层数据再通过数学平均进行分层。

降水资料采用美国国家大气研究中心 NCAR 和 UCAR 联合处理的空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的月平均全球降水数据集 GPCP (Global Precipitation Climatology Project), 时间范围为 1981~2013 年。

2.2. 研究方法介绍

2.2.1. EOF 分解

EOF 称为经验正交函数(Empirical Orthogonal Function)。EOF 分解法是根据气象资料场的主要特征值进行分解, 分解的函数因此没有固定的函数形式但同时保有“正交性”的特点, 与此同时取点也不受限制。

于是将土壤湿度场 M 中 i 空间点和 j 个观测时次所构成的变量 $M_{i \times j}$ 看作是个 i 空间特征向量和对应的时间函数的线性组合, 整个过程可以表示为:

$$M_{i \times j} = T_{i \times j} X_{i \times j} \quad (1)$$

式中 $M_{i \times j}$ 是土壤湿度场, $T_{i \times j}$ 为时间函数矩阵, $X_{i \times j}$ 为特征向量组成的空间函数矩阵。

2.2.2. 趋势系数及显著性检验

本文采用施能[3]等在分析年代际气候变化特征时所用的趋势系数计算方法, 得到能反映空间变化特征所对应的趋势系数。

具体公式如下:

$$r_{xt} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(i - \bar{t})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (i - \bar{t})^2}} \quad (2)$$

在表达式中 $\bar{t} = (n+1)/2$, r_{xt} 的范围为 $[-1, 1]$ 。

将计算结果进行 t 检验。在 NCL 当中对于 r_{xt} 的显著性检验公式如下:

$$rc = \frac{r_{xt} \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{xt}^2}} \quad (3)$$

2.2.3. 趋势系数及显著性检验

本文采用 Pearson 相关系数来表示青藏高原五月的土壤湿度与中国东部夏季降水间的联系。两个气象要素的 Pearson 相关系数定义为两个要素之间的协方差和标准差的商, 常用 r 表示。通过 NCL 处理时通过以下方程对 r 进行计算:

$$r = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{X_i - \bar{X}}{\sigma X} \right) \left(\frac{Y_i - \bar{Y}}{\sigma Y} \right) \quad (4)$$

在上式中 \bar{X} 及 σX 分别是样本的平均值和样本的标准差。

3. 基于 GLDAS 的青藏高原土壤湿度的时空变化特征

3.1. 土壤湿度的空间分布特征

从图 1 中可以看出, 36 年来, 青藏高原土壤湿度随着高原平均海拔高度的变化呈现出自高原东南部往高原西北部逐渐减小的分布特征。从各垂直分层的空间分布来看, 其分布特征大致相似。青藏高原各层次土壤湿度极大值区域均出现在高原东南部, 土壤湿度大于 $0.26 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 。而高原西部和北部的土壤相

比较于全区, 往往偏干, 土壤湿度值小于 $0.18 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ 。从平均土壤湿度的垂直分布来看, 高原整体的平均土壤湿度随土壤层次加深而越高。所以青藏高原土壤湿度的年平均空间分布特征与植被的覆盖率的空间分布和青藏高原地区的降水量分布特征相类似[4] [5]。也因此从青藏高原的土壤分布特征不仅可以体现高原地区的地表特征情况, 还可以显示出高原地区的降水、海拔高度以及植被覆盖率的分布情况。

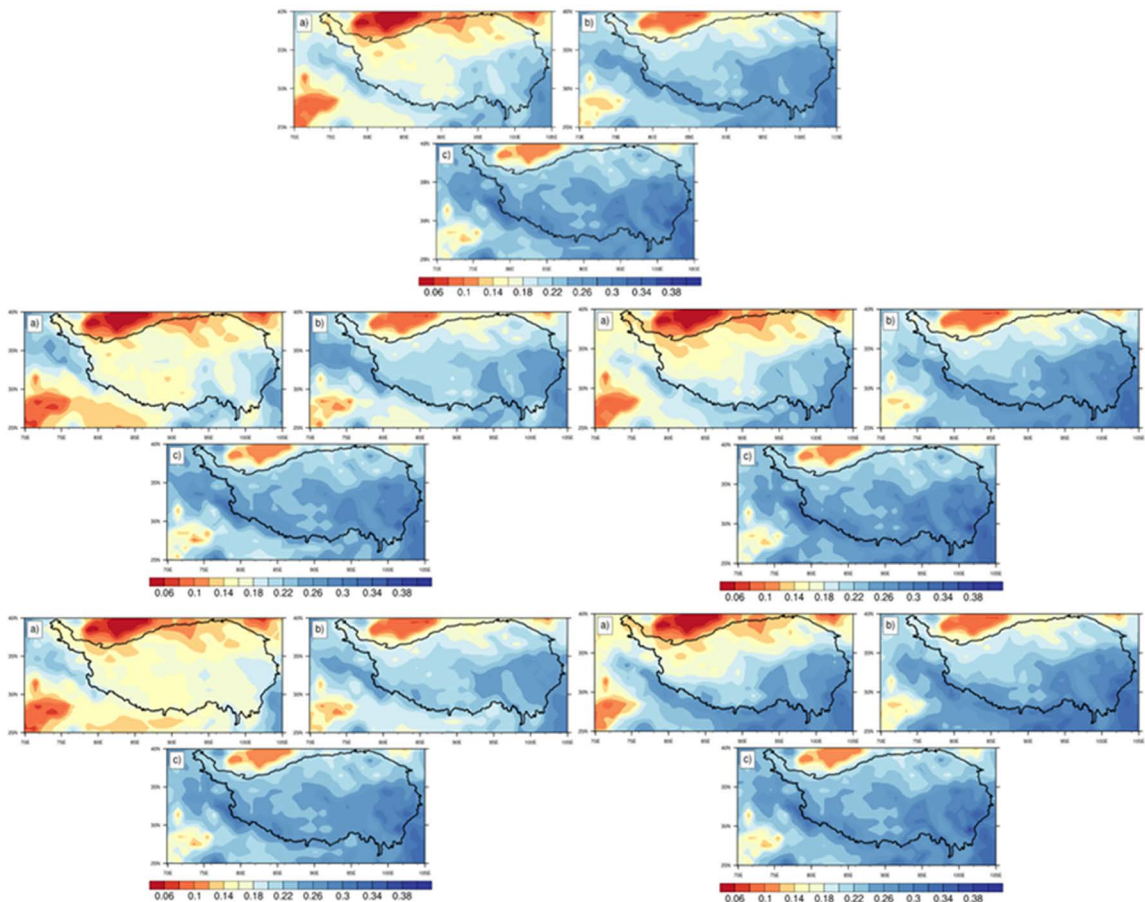


Figure 1. 1981-2016 Qinghai-Tibet Plateau 0 - 10 cm (Fig. a), 10 - 50 cm (Fig. b), 50 - 100 cm (Fig. c), annual average, spring, autumn, winter, summer spatial distribution of soil moisture (unit: m^3m^{-3})

图 1. 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm (图 a)、10~50 cm (图 b)、50~100 cm (图 c), 年平均、春季、秋季、冬季、夏季土壤湿度空间分布(单位: m^3m^{-3})

从图 1 可以看出 36 年来, 四季的空间分布特征与年空间分布特征基本一致。四季对比于年平均情况不同之处在于中东南湿区浅、深层土壤湿度、中部和西部浅层土壤湿度大小存在差异。

综合全年和各季节的土壤湿度分布特征其共同点为: 青藏高原东南部土壤湿度值较高, 越往西北土壤湿度越干; 土壤湿度的大小随土壤深度的加深逐渐变大。青藏高原东南部较其他地区降水量较多, 雨季时间相对较长; 并且东南部地区植被覆盖率较高, 所以东南部地区固水能力较好, 对应地区往往为湿区。与此同时, 随着雨季、气温的变化, 土壤湿度数值大小也随之变化并伴有明显的季节性特征。在春季, 气温逐渐上升引起冻土及地面积雪融化外加降水逐渐增多导致土壤吸收更多的水分, 土壤逐渐变湿。随着夏季和高原雨季的到来, 高原地区土壤湿度值达到顶峰。秋季过后, 高原的雨季结束, 渗透到地面的水分减少; 气温不断下降, 液态水凝固成为冰, 有些地区土壤变为冻土, 高原地区土壤湿度变低并在冬季下降到全年最低值[6]。

3.2. 土壤湿度的空间变化趋势

图 2 表示, 将年土壤湿度场做距平处理过后, 进行 EOF 分解, 得到的青藏高原各层次年土壤湿度距平场第一模态(EOF1)的空间分布和对应的时间系数。在空间分布上, 浅层(0~10 cm)和中层(10~50 cm)的第一模态具有相同的特征。在高原东南部为负值中心, 西北部为正值中心。表明土壤湿度在东南与西北部呈反相变化。结合时间序列分析, 在 1981~2001 年间, 浅层和中层第一模态的时间系数普遍为负, 所以西北部土壤湿度减小, 而东南部增加; 2001 年过后, 时间系数正位相, 两个区域反相变化, 西北部增加, 东南部减小。青藏高原深层年土壤湿度距平场的第一模态在空间分布上, 与前两者有细小差异。高原的中、西南部、有明显的正值中心, 而东部为负值。结合时间序列, 在 2001 年之前, 青藏高原东部土壤湿度正位相, 说明该地湿度值偏高; 而中、西南部地区负位相, 该区域湿度值偏低。2001 年之后, 东部土壤变干, 而中、西南部土壤变湿。

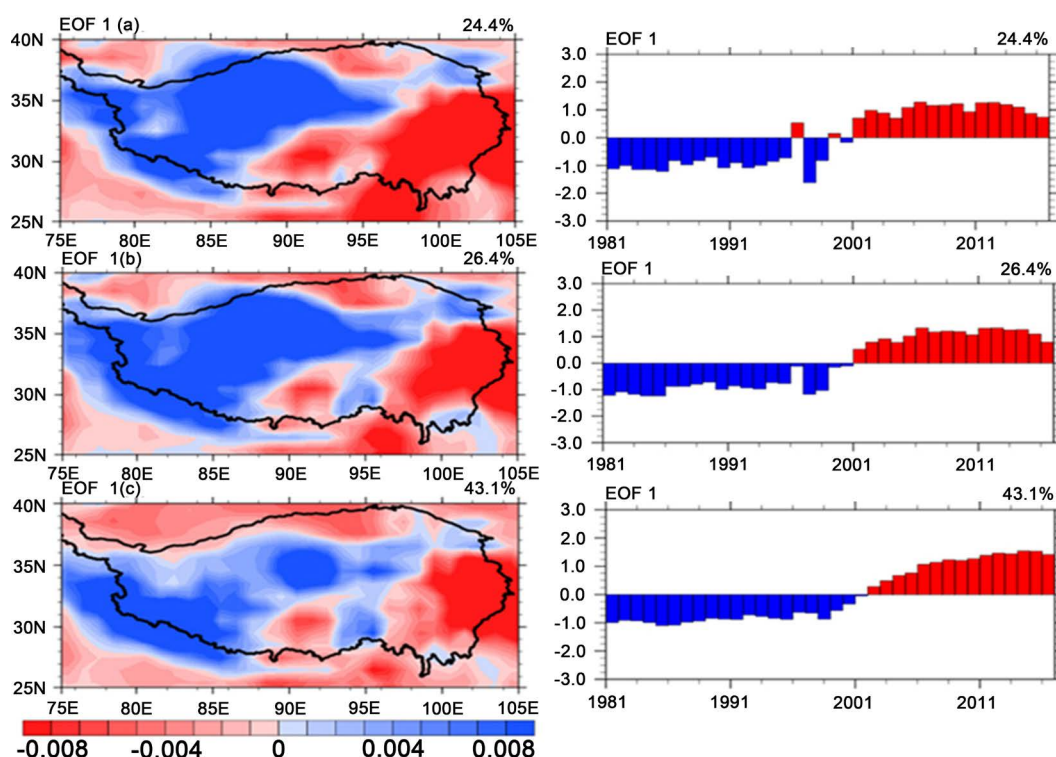


Figure 2. The first mode (EOF1) space type (left) of the soil moisture anomaly EOF developed in the 0 - 10 cm (top), 10 - 50 cm (middle), and 50 - 100 cm (lower) years of the Qinghai-Tibet Plateau from 1981 to 2016 Time factor (right)

图 2. 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm (上)、10~50 cm (中)、50~100 cm (下)年土壤湿度距平场 EOF 展开的第一模态(EOF1)空间类型(左)以及对应的时间系数(右)

表 1 和图 3, 分别是 1981~2016 年间青藏高原四季各层次土壤湿度距平场 EOF 方差贡献统计表和第一模态。其中由表 1 可知, 春夏秋冬四季前四模态的方差贡献率分别在 40%~65.4%、49%~68.5%、42.9%~67.8%及 42.2~72.4%之间, 基本可以反映四季青藏高原不同层次土壤湿度的时空变化特征。下文主要分析第一模态的分布特征和时间系数。

从青藏高原全年、各季节多层次的土壤湿度的 EOF 模态可以得出一些共同的特征: 在第一模态当中, 从浅层(0~10 cm)至深层(50~100 cm), 其空间分布特征基本一致, 基本为东南部和西北部呈反相分布的特征。基于 GLDAS 数据集的 EOF 分析结果, 与之前的研究结果基本一致, 具有良好的适用性和代表性。

Table 1. Statistical table of variance contributions of EOF characteristic vectors of soil moisture anomaly fields at different levels in the Qinghai-Tibet Plateau from 1981 to 2016 (Unit: %)

表 1. 1981~2016 年青藏高原春季各层次土壤湿度距平场 EOF 特征向量的方差贡献统计表(单位: %)

季节	土壤层次	模态 1	模态 2	模态 3	模态 4
春季	浅层(0~10 cm)	18.2	9.5	7.0	5
	中层(10~50 cm)	20.2	9.9	8.3	5.5
	深层(50~100 cm)	38.4	13.1	8.0	5.9
夏季	浅层(0~10 cm)	20.6	15.7	7.5	5.2
	中层(10~50 cm)	20.1	14.6	7.9	5.1
	深层(50~100 cm)	39.8	14.0	8.8	5.9
秋季	浅层(0~10 cm)	17.5	13.5	6.1	5.8
	中层(10~50 cm)	19.2	15.1	7.0	5.5
	深层(50~100 cm)	39.4	13.5	9.1	5.8
冬季	浅层(0~10 cm)	21.0	9.1	6.1	6.0
	中层(10~50 cm)	24.9	10.8	7.1	6.9
	深层(50~100 cm)	43.4	14.2	8.8	6.0

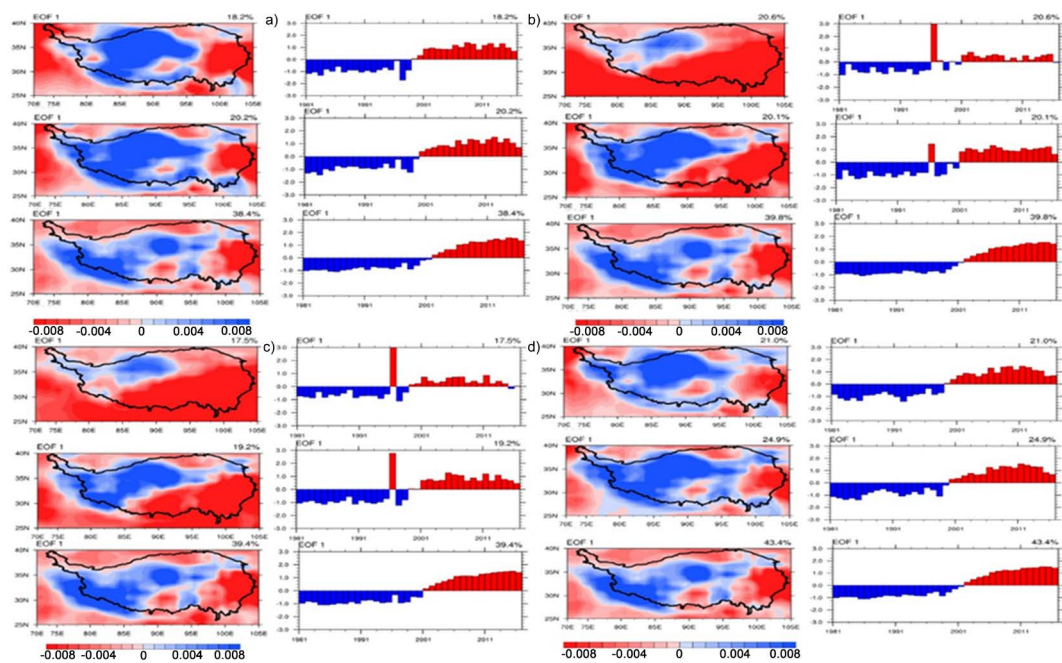


Figure 3. The first mode (EOF1) space type (left) of the soil moisture anomaly EOF developed in the 0 - 10 cm (top), 10 - 50 cm (middle), and 50 - 100 cm (lower) years of the Qinghai-Tibet Plateau from 1981 to 2016 Time factor (right)

图 3. 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm (上)、10~50 cm (中)、50~100 cm (下)年土壤湿度距平场 EOF 展开的第一模态 (EOF1)空间类型(左)以及对应的时间系数(右)

4. 青藏高原土壤湿度与中国东部降水的联系

为了反映青藏高原春季土壤湿度与中国东部夏季降水的联系,将青藏高原土壤湿度做区域平均并且进行标准化处理,将其定义为青藏高原春季青藏高原土壤湿度的异常指数(用 I_m 表示),其可以反映 1981~2013 年间青藏高原春季土壤湿度异常变化的特征。另外将图中 $|I_m| \geq 1$ 的年份称为土壤湿度异常年份(图略)。

从图 4 可以看出,青藏高原各层次的土壤湿度异常年份与对应年份中国东部六月的降水量呈负相关。即当青藏高原春季土壤湿度值偏小时(负异常年份),中国东部六月份的降水量较多年平均值更大;当青藏高原土壤湿度值偏大(正异常年份),中国东部六月份的降水量较多年平均值更小。

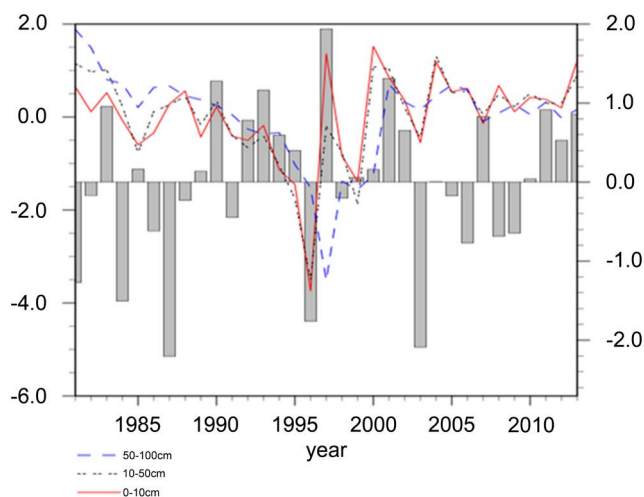


Figure 4. The variation curve of spring soil moisture anomaly index (I_M) in the Qinghai-Tibet Plateau from 1981 to 2013 and the standard sequence of precipitation in June in eastern China. In the figure, the change of the soil moisture anomaly index in the lower layer (0 - 10 cm) of the plateau is indicated by the red line, and the dotted line of the black dot indicates the middle layer (10 - 50 cm), the blue dotted line indicates the deep layer (50 - 100 cm). The precipitation sequence is represented by a column

图 4. 1981~2013 年青藏高原春季土壤湿度异常指数变化曲线(I_M)与中国东部六月降水标准化序列。图中将高原低层(0~10 cm)土壤湿度异常指数变化用红线表示,黑色点虚线表示中层(10~50 cm),蓝色虚线表示深层(50~100 cm)。降水序列用柱状表示

为了解青藏高原春季土壤湿度对中国东部夏季降水影响的具体区域,于是将青藏高原春季不同层次的土壤湿度场做区域平均和标准化处理后与中国东部夏季降水进行相关分析。结果如图 5(a)所示,青藏高原春季浅层(0~10 cm)土壤湿度与东北地区南部,华北部分地区六月的降水量呈正相关关系,相关系数为 0.4 并通过了 90% 的显著性检验。从图 5(b)上通过 90% 显著性检验的区域来看,青藏高原春季中层(10~50 cm)土壤湿度与中国东部六月份降水的相关性较小。而图 5(c)上青藏高原春季深层土壤湿度(50~100 cm)与长江中下游流域、淮河一带、以及东南沿海地区六月的降水量呈负相关关系,相关系数为 -0.4 并通过了 90% 的显著性检验。

同理分析图 6(a)、图 6(b)、图 7 可以得出以下结论:七月份,当青藏高原春季土壤偏干(湿)时,中国东部七月份的降水量较多年平均值更大(小);当青藏高原春季浅层土壤湿度偏高(低)时,东南沿海地区七月份的降水量就偏少(多);当青藏高原春季中层的土壤偏干(湿)时,淮河流域七月份的降水量也偏少(多);淮河地区七月份的降水量与青藏高原春季深层土壤湿度表现类似于中层。八月份,当青藏高原春季土壤偏干(湿),中国东部八月份的降水量较多年平均值更大(小);青藏高原春季浅层土壤湿度与东南沿海地区、华北地区以及东北小部分地区八月份的降水量呈负相关。而与长江中下游地区和淮河流域七月份的降水量呈正相关;中层与浅层类似;青藏高原深层的土壤湿度与东北地区 and 东南沿海地区八月份的降水量呈

负相关关系。从上述分析可知春季青藏高原各层次土壤湿度与中国东部部分地区的降水量存在一定的相关性，可见高原土壤湿度的异常变化能为短期气候预测提供些依据。

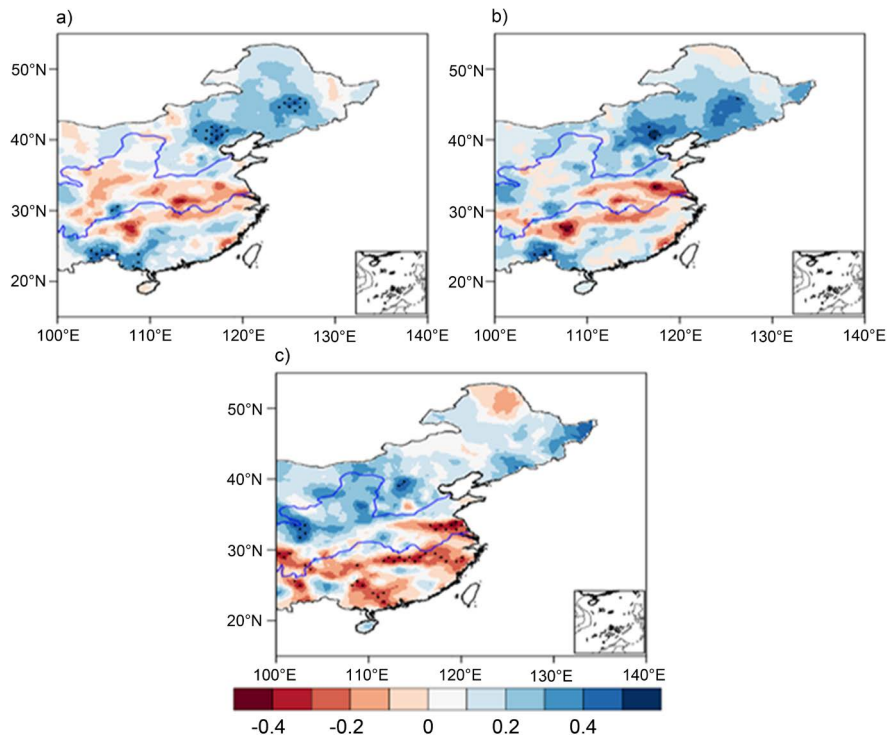


Figure 5. From 1981 to 2013, the variation index of soil moisture anomaly index in the Qinghai-Tibet Plateau (I_M) shows the change of soil moisture anomaly index in the lower layer (0 - 10 cm) of the plateau by red line, the dotted line of black dot indicates the middle layer (10 - 50 cm), and the blue dotted line indicates Deep layer (50 - 100 cm)

图 5. 青藏高原土壤湿度异常指数与中国东部 6 月降水的相关分布(打点部分表示通过 90%置信水平的区域)图(a)为浅层(0~10 cm)土壤湿度异常指数与 6 月降水的相关分布图, 图(b)为中层(10~50 cm)土壤湿度异常指数与 6 月降水的相关分布图, 图(c)为深层(50~100 cm)土壤湿度异常指数与 6 月降水的相关分布图

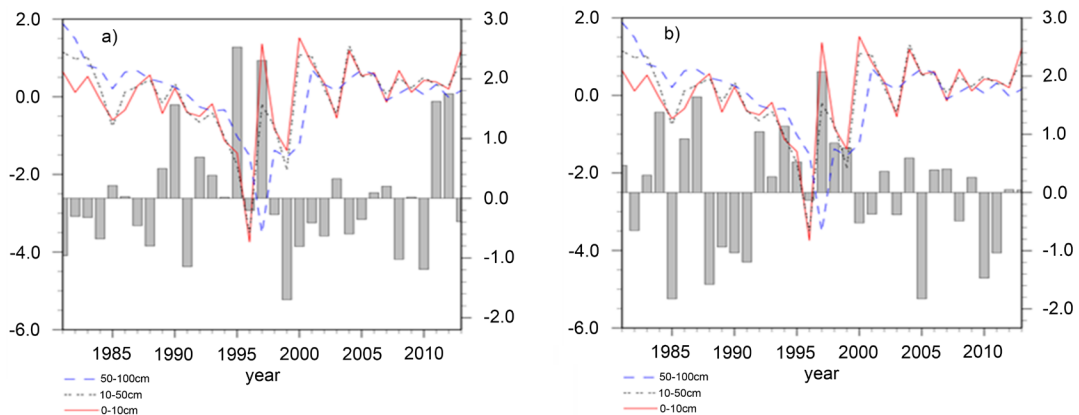


Figure 6. The variation curve of soil moisture anomaly index (I_M) in the Qinghai-Tibet Plateau from 1981 to 2013 and the normalized sequence of precipitation in July and August in eastern China. In the figure, the change of soil moisture anomaly index in the lower layer (0 - 10 cm) of the plateau is indicated by the red line, and the dotted line of black dots indicates Middle layer (10 - 50 cm), blue dotted line indicates deep layer (50 - 100 cm). Precipitation sequence is represented by column

图 6. 1981~2013 年青藏高原春季土壤湿度异常指数变化曲线(I_M)与中国东部七、八月降水标准化序列。图中将高原低层(0~10 cm)土壤湿度异常指数变化用红线表示, 黑色点虚线表示中层(10~50 cm), 蓝色虚线表示深层(50~100 cm)。降水序列用柱状表示

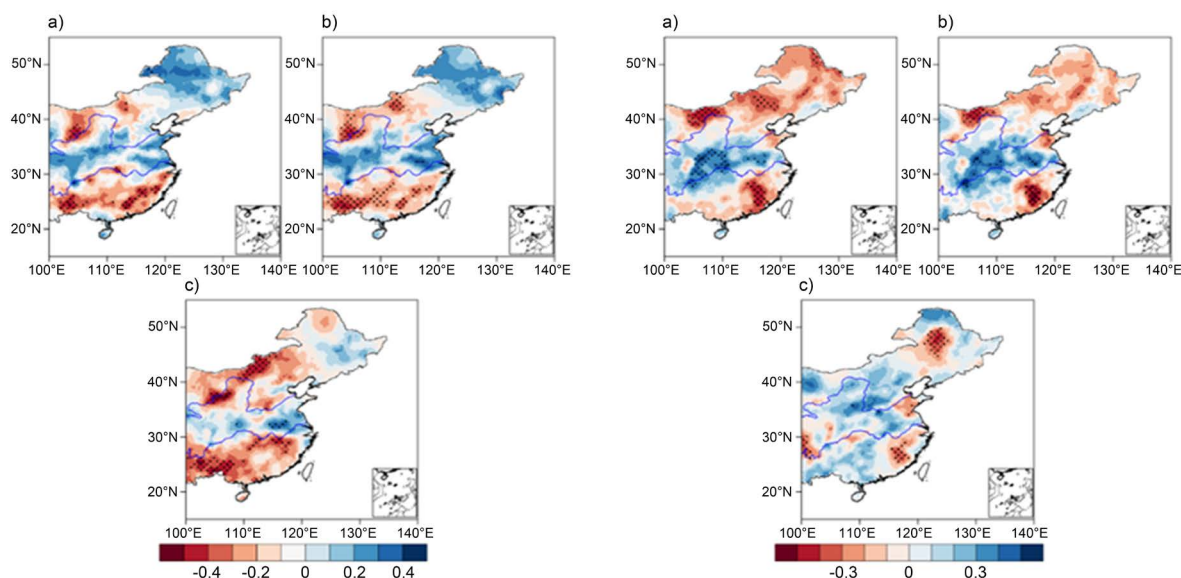


Figure 7. The correlation between the soil moisture anomaly index of the Qinghai-Tibet Plateau and the precipitation in July and August in eastern China (the area indicated by the 90% confidence level in the dot) is a shallow (0 - 10 cm) soil moisture anomaly index and precipitation in July and August. Correlation map, Figure b is the correlation map between the soil moisture anomaly index of the middle layer (10 - 50 cm) and the precipitation in July and August, and the correlation distribution of the soil moisture anomaly index in the deep layer (50 - 100 cm) and the precipitation in July and August

图 7. 青藏高原土壤湿度异常指数与中国东部 7、8 月降水的相关分布(打点部分表示通过 90%置信水平的区域)图(a)为浅层(0~10 cm)土壤湿度异常指数与 7、8 月降水的相关分布图, 图(b)为中层(10~50 cm)土壤湿度异常指数与 7、8 月降水的相关分布图, 图(c)为深层(50~100 cm)土壤湿度异常指数与 7、8 月降水的相关分布图

5. 结论

1) 1981~2016 年青藏高原各层次、各季节的土壤湿度在空间分布特征上呈现一致性。土壤湿度从高原东南部至高原西北部逐渐递减, 并且高原整体土壤湿度随着土壤深度的加深而逐渐变大。

2) 将青藏高原土壤湿度的距平场进行 EOF 分解, 青藏高原各层次、各季节的第一模态在空间分布以及时间系数变化近乎相似。在第一模态中高原的西北部往往表现为正异常, 而高原的东南部往往表现为负异常, 即高原东南地区和西北地区的土壤湿度呈反相变化。结合时间系数分析, 在 1981~2001 以前青藏高原东南部土壤较湿, 西北部较干; 而 2001 年~2016 年, 东南部减少, 西北增加。

3) 青藏高原春季各层次土壤湿度与中国东部的降水呈负相关, 即土壤湿度值越大, 东部降水量越少。从通过 90%显著性检验的典型区域来看, 高原春季土壤湿度与 6, 7, 8 月(夏季)东南沿海地区降水呈明显的负相关。6、7 月长江中下游地区的降水量与青藏高原春季各层次土壤湿度呈负相关; 8 月长江中下游地区的降水量与青藏高原春季土壤湿度呈正相关。东北和华北地区六月的降水量与青藏高原春季各层次土壤湿度呈正相关; 到了七、八月与高原春季土壤湿度呈负相关。在六月, 高原土壤湿度与淮河流域的降水量呈负相关; 到了七、八月, 淮河流域的降水量与青藏高原春季各层次土壤湿度呈正相关。

基金项目

成都信息工程大学本科教学工程项目(BKJX2019007, BKJX2019013, BKJX2019042, BKJX2019056, BKJX2019062, BKJX2019081, BKJX2019089, BKJX2019120 和 JY2018012)支持。

参考文献

[1] Zuo, Z.Y. and Zhang, R.H. (2007) The Spring Soil Moisture and the Summer Rainfall in Eastern China. *Chinese*

Science Bulletin, **52**, 3310-3312. <https://doi.org/10.1007/s11434-007-0442-3>

- [2] 梁乐宁, 陈海山. 春季华南土壤湿度异常与中国夏季降水的可能联系[J]. 大气科学学报, 2010, 33(5): 536-546.
- [3] 施能, 陈家其, 屠其璞. 中国近 100 年来 4 个年代际的气候变化特征[J]. 气象学报, 1995(4): 431-439.
- [4] 林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. 中国科学(D 辑:地球科学), 1996(4): 354-358.
- [5] 梁四海, 陈江, 金晓媚, 万力, 龚斌. 近 21 年青藏高原植被覆盖变化规律[J]. 地球科学进展, 2007(1): 33-40.
- [6] 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[J]. 高原气象, 2017, 36(3): 657-666.