陈宇航, 范广洲, 赖欣, 等. 2016. 青藏高原复杂下垫面能量和水分循环季节变化特征分析 [J]. 气候与环境研究, 21 (5): 586-600. Chen Yuhang, Fan Guangzhou, Lai Xin, et al. 2016. Characteristics of seasonal variations of energy and water cycles over the complex underlying surface of the Tibetan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (5): 586-600, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.15068.

# 青藏高原复杂下垫面能量和水分循环季节 变化特征分析

陈宇航1 范广洲<sup>1,2</sup> 赖欣1 华维1 张永莉1 王炳赟1 朱丽华1

1 成都信息工程大学大气科学学院,高原大气与环境四川省重点实验室,成都 610225 2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044

摘 要 为深入认识青藏高原能量和水分循环季节变化,利用 GSWP(Global Soil Wetness Project)、GLDAS(Global Land Data Assimilation System)、AMSR-E (Advance Microwave Scanning Radiometer-EOS) 土壤湿度以及台站观 测资料等多种数据,采用滑动 t 检验初步分析高原下垫面各物理量季节变化特征。结果表明:各物理量季节变化 特征明显且联系密切。高原下垫面净短波辐射和感热通量在1月中旬显著开始增加,5~6月达到全年最高值。净 长波辐射 5 月表现为高值,夏季表现为低值。地表潜热通量在1月显著开始增加,在夏季达到全年最高值。表层 土壤 3 月开始输送热量到大气,9月大气开始向土壤表层传递热量;融雪 3~5月加快,雪盖减少。降水和1 cm 植被含水量在2月显著开始增加,1 cm 土壤显著开始加湿,5~6月降水陡增,1 cm 土壤湿度表现为峰值。1 cm 植被含水量、植被蒸腾、总蒸散与降水在7~8月达全年最高值,1 cm 土壤湿度在7月表出现为谷值,9月达全年第二峰值。10月下垫面温度转冷后,雪盖增加,土壤湿度逐渐减小。

文章编号 1006-9585 (2016) 05-0586-15 中图分类号 P426 文献标识码 A doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.15068

# Characteristics of Seasonal Variations of Energy and Water Cycles over the Complex Underlying Surface of the Tibetan Plateau

CHEN Yuhang<sup>1</sup>, FAN Guangzhou<sup>1, 2</sup>, LAI Xin<sup>1</sup>, HUA Wei<sup>1</sup>, ZHANG Yongli<sup>1</sup>, WANG Bingyun<sup>1</sup>, and ZHU Lihua<sup>1</sup>

1 College of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

**Abstract** Using multiple daily data of GSWP (Global Soil Wetness Project), GLDAS (Global Land Data Assimilation System), AMSR-E (Advance Microwave Scanning Radiometer-EOS) soil moisture, and in-situ observations, the method of the sliding *t* test is applied to analyze characteristics of seasonal variations of the underlying surface variables for the

收稿日期 2015-03-24; 网络预出版日期 2016-01-14

作者简介 陈宇航,女,1991年出生,硕士研究生,主要从事气候变化及其数值模拟研究。E-mail:chenyh1991@126.com.

通讯作者 范广洲, E-mail:fgz@cuit.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91537214、41275079、41405069、41305077、41505078,成都信息工程大学中青年学术带头人科研基金 J201516、J201518

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 91537214, 41275079, 41405069, 41305077, and 41505078), Scientific Research Fund for the Young Academic Leaders, Chengdu University of information Technology (Grants J201516, J201518)

purpose to better understand energy and water cycles over the Tibetan Plateau (TP). The analysis reveals that the seasonal variations of underlying surface physical variables are significant and closely related with each other. The seasonal variations of surface net shortwave radiation and sensible heat flux are significant and both start to increase in January. Their annual maximum values appear in May and June. Net long wave radiation is also high in May but low during the summer. Latent heat flux starts to grow remarkably in January and reaches its annual maximum value in the summer. Heat is transferred from the ground surface to the atmosphere since March, and then from the atmosphere to soil in September. Snow starts melting since March and decreases from March to May. Precipitation and vegetation water content begin to increase significantly in February. Rainfall increases sharply in May and June, leading to the peak value of 1-cm soil moisture. Precipitation, vegetation water content, plant transpiration, and total evapotranspiration all reach their highest values in July and August. During this time, the 1-cm soil moisture content is low but reaches its second peak in September. In October, with the underlying surface temperature turning cold, snow cover increases and 1-cm soil moisture decreases.

Keywords Surface water/energy cycle, Seasonal variation, the Tibetan Plateau

# 1 引言

青藏高原(下称"高原")位于(25°N~40°N, 75°E~105°E)范围内,地处亚洲中部,地形复杂, 对亚洲(吴国雄等,2005)乃至全球气候变化(Xu et al.,2008)都有重要影响。1957年,叶笃正和 Flonh几乎同时发起了对高原热源的研究(Flonh, 1957;叶笃正等,1957)。Yanai et al.(1992)指出 高原加热的季节变化导致亚洲季风的爆发。进一步 的研究发现,高原下垫面局地感热加热在平流作用 的引导下,使得高原东南部产生温度脊,导致亚洲 季风最早在孟加拉湾地区爆发(Wu and Zhang, 1998)。高原下垫面直接与对流层中上层大气进行 能量与水分传输,其陆气相互作用具有明显的独特 性和重要性,大量研究结果表明这种作用的季节变 化对高原周围及其下游地区的天气以及气候变化 具有重要影响。

对高原热力作用的研究主要集中在季节转换 对亚洲季风爆发和中国夏季降水等天气的影响(吴 国雄等,2005)。高原地面反照率、蒸发系数以及 土壤温度的变化对高原大气热源、西南季风、中国 降水的变化均有重要影响(刘晓东等,1989)。高 原地面热通量的异常还可以引起东亚地区高度场 及风场的异常,为预测东亚地区初夏环流异常提供 有意义的指示(董敏等,2001)。于琳琳和陈海山 (2012)探讨了高原4月下垫面的热力异常对中国 降水的影响。高原陆面过程对夏季青藏高压有显著 影响,表面感热输送增强可以引起夏季青藏高压加 强(李伟平等,2001)。

能量平衡和水分循环是密不可分的。数值模拟

表明高原冻土融化使土壤湿度发生变化,下垫面潜 热通量增多(彭雯和高艳红,2011)。高原土壤的 冻融过程对亚洲大气环流也有重要影响(王澄海 等,2003)。Yang et al.(2003)讨论指出,高原土 壤冻结和解冻时间与大气热源冷源转换时间相一 致,冻融过程在高原季节转换过程可能起到了重要 作用。高原积雪多年,由于积雪融化,土壤湿度升 高,春季地表反照率偏低,下垫面传递给大气的热 量减少,积雪异常对后期高原春季下垫面热量变化 有明显影响(Li et al.,2001),导致东亚大气环流 季节转换滞后(范广洲等,1997),且与长江中下 游主汛期旱涝呈正相关关系(陈乾金等,2000)。

高原下垫面水分循环与中国降水和全球大气 水分循环有重要的联系(Xu et al., 2008)。王瑞等 (2009)利用耦合了 CLM3(Community Land Model Version 3)的 WRF(the Weather Research and Forecasting Model)模式模拟研究指出,淮河流域7 月降水与高原5月土壤湿度显著相关,通过土壤湿 度高低值年合成分析发现,当高原土壤中层 6~62 cm 湿度偏高时,地表温度偏低,印度高压西撤较 晚,环流季节转换延后,导致我国出现华北华南降 水偏多—江淮降水偏少第一类雨型。亚洲季风的爆 发与高原下垫面水分循环也有重要的联系,Bao et al.(2010)模拟研究指出,当改善高原范围内模式 初始土壤湿度强迫场后,可以提高对亚洲夏季风开 始时间的预测能力。

高原下垫面物理量对大气环流的影响存在季 节性,高原前期雪盖、感热、土壤湿度、土壤温度、 地表反照率、冻土等物理量显著影响着亚洲季风、 南亚高压和后期大气环流以及中国夏季降水。那么 高原下垫面各物理量的季节变化如何?各物理量 季节变化的相互联系如何?在以往高原能量和水 分循环问题的研究中并没有对以上问题进行集中 分析和讨论,本文利用多种再分析资料、卫星数据 和观测数据初步分析高原下垫面能量和水分循环 各物理量季节变化特征,并讨论冬至春高原下垫面 能量和水分循环的特征,以期增加对高原季节变化 了解的同时,对认识和探讨高原下垫面影响局地及 其下游天气的机理提供帮助。

## 2 资料与计算方法

## 2.1 资料简介

2.1.1 AMSR-E 土壤湿度和植被含水量

利用高级微波扫描辐射计(Advance Microwave Scanning Radiometer-EOS, AMSR-E) 测量得到的 表层 1 cm 逐日土壤湿度和植被含水量 2002 年 10 月到 2011 年 9 月共 9 年数据进行研究,数据来源 于美国国家冰雪数据中心(National Snow and Ice Data Center), 空间格点为 1383 (纬向) × 586 (经 向)个格点,空间范围为(85.31°S~85.31°N, 179.87°W~179.87°E), 空间分辨率约为 0.26°(经 度)×0.29°(纬度),时间分辨率为每天两次,含 升轨数据和降轨数据。同时选用同时间段的美国国 家海洋和大气局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) AMSR-E 逐月数据, 空 间分辨率为 1°(纬度)×1°(经度)。Bao et al.(2010) 对比了 NCEP/NCAR、ECMWF、AMSR-E 三套土 壤湿度资料在高原上的适用性,将各再分析资料使 用双线性插值方法插值到改则和安多,用改则和安 多的 CEOP (Coordinated Enhanced Cbserving Period) 观测资料对 AMSR-E 资料进行验证,结果表明, AMSR-E土壤湿度资料在空间分布和季节变化上都 好于两套再分析资料,与CEOP土壤湿度资料相比, 11~6月AMSR-E土壤湿度与实测资料接近, 夏季 值偏低,偏差大于11~6月。

2.1.2 降水和空气温度

利用国家气象信息中心逐日站点资料,对缺测数据选择临近无缺测数据进行补充,通过异常、连续性检验,剔除极端异常值且用反距离权重法进行插值订正(Durre et al., 2010; 王志彪, 2014),筛选出高原主体上(30°N~36°N, 80°E~100°E)范围内 21 个站点 1961~2012 年的降水和 2 m 空气温度观测资料,站点分布如图 1 所示,详细的数据处

理过程可以参见王志彪(2014)。利用站点降水数 据计算出逐月累积降水和月平均温度,并采用修正 的高桥浩一郎公式(付菁等,2012)计算高原 21 个站点平均的月蒸发量。修正的高桥浩一郎公式如 下:

$$E = \begin{cases} \frac{3100(P+5)}{\left[3100+1.8P^{2} \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right)\right]}, \ T \leq 0 \text{ °C} \\ \frac{3100(P+10)}{\left[3100+1.8P^{2} \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right)\right]}, \ 0 \text{ °C} < T \leq 5 \text{ °C} \\ \frac{3100(P+20)}{\left[3100+1.8P^{2} \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right)\right]}, \ 5 \text{ °C} < T \leq 10 \text{ °C} \\ \frac{3100(P+15)}{\left[3100+1.8P^{2} \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right)\right]}, \ 10 \text{ °C} < T \leq 15 \text{ °C} \\ \frac{3100(P+80)}{\left[3100+1.8P^{2} \exp\left(\frac{-34.4T}{235+T}\right)\right]}, \ 15 \text{ °C} < T \end{cases}$$

其中, *E* 为月蒸发量(单位: mm), *P* 为月降水量 (单位: mm), *T* 为月平均温度(单位: ℃)。 2.1.3 GSWP-2 数据

全球能量和水分循环试验是世界气候研究计 划的核心计划,全球土壤湿度计划(Global Soil Wetness Project, GSWP) 和国际卫星陆面气候计 划 (International Satellite Land-Surface Climatology Project, ISLSCP) 均为其子计划。土壤湿度作为 水分和能量循环的重要组成部分,调节下垫面水 分平衡,控制陆地和大气间的能量转换,影响下 垫面植被的覆盖,是大气圈重要的边界条件,但 土壤湿度很难在全球范围内实现站点观测,且遥 感观测存在一定的不足,为获得较为完整的土壤 湿度数据,GSWP用 ISLSCP 数据强迫陆面模式获 得土壤湿度数据(Dirmeyer et al., 2005, 2006), 文章选取全球土壤湿度第二期计划(GSWP-2) 1986~1995年逐日多模式集合陆面资料,探讨高 原下垫面能量和水分循环季节变化特征。主要选 用的物理量如下: 10 cm 平均土壤湿度和温度、地 表净短波和长波辐射、地表潜热、感热和表层土 壤热通量、地表温度、融雪率、雪盖、裸土蒸发、 植被蒸腾、总蒸散。



Fig. 1 Topography (rectangle: study area; white point: stations)

#### 2.1.4 GLDAS2.0 数据

全球陆面数据同化系统(Global Land Data Assimilation System, GLDAS)使用先进的陆面模 式和数据同化技术、卫星和地面观测数据模拟出最 佳的全球地表数据(Rodell et al., 2004; Rui and Beaudoing, 2014), 第二期数据(GLDAS2.0)采用 经过偏差校正的普林休斯顿大学气象观测数据作 为驱动场,使用 Noah V3.3 陆面模块,获得连续的 1948~2010 年陆面物理量, 空间分辨率为 1°(纬度) ×1°(经度),时间分辨率为3h。通过计算可以获 得相应的逐日资料。王文等(2014)指出 GLDAS2.0 降水数据在中国地区具有一定的季节稳定性和年 际变化趋势描述能力,且GLDAS2.0与国家气象信 息中心观测数据在中国区域1~11月的降水相关系 数均大于 0.7, 以 4~5 月和 10 月相关系数最大, 12月相关系数略小于 0.7,在高原(30°N~36°N, 80°E~100°E)范围内,西部大部分地区相关系数 大于 0.6, 东部地区相关系数大于 0.8, 汪小菊等 (2014) 指出 GLDAS2.0 气温数据与实测数据也较 为接近,在中国区域的逐月相关系数在0.97~0.99。 GLDAS2.0 使用的驱动数据包含有 GXWEX 计划 NASA 卫星观测的全球地表短(长)波辐射数据,

GLDAS2.0 对高原地区地表净短(长)波辐射的季 节变化具有很好的描述能力(图略)。GLDAS2.0 采用的陆面模式 Noah 可以很好的模拟出高原地表 热通量,吴晓鸣等(2013)用 Noah 陆面模式模拟高 原那曲地表热通量,与中国科学院寒区旱区环境与 工程研究所那曲高寒气候环境观测研究站观测数据 对比后发现,Noah 陆面模块较好地再现了地表热通 量的日变化特征。同时高原地表 GLDAS 感热和潜热 数据具有较好的时空变化特征(Zhong et al., 2011)。 主要选取 GLDAS2.0 中 10 cm 平均土壤湿度和温度、 地表净短波和长波辐射、地表潜热、感热和表层土 壤热通量、地表温度、总蒸散数据。

## 2.1.5 APHRODITE 降水和温度

采用 APHRODITE (Asian Precipitation Highly Resolved Observation Data Integration Towards Evaluation of the Water Resources)降水 (Yatagai et al., 2012)和温度 (Yasutomi et al., 2011)资料。 此资料以观测资料、卫星资料等多种降水数据为基 础,通过质量控制和插值获得高分辨率长时间序列 的降水和温度数据。与其他资料对比,在南亚和东 亚地区, APHRODITE 降水适用性具有优越性,温 度资料不仅可用于与再分析数据、卫星数据和模式 输出数据的对比,同时可以很好地描述极端天气的 长期变化和统计特征。选取 V1101 版本降水资料和 V1204R1 版本温度资料,前者时间跨度为 1951~ 2007年,后者为 1961~2007年,空间分辨率为 0.25° (纬度)×0.25°(经度)。APHRO 降水在中国地区 量值适用性存在一定的误差(韩振宇和周天军, 2012),本文主要讨论 APHRO 降水和温度的季节变 化,与台站资料作季节变化的对比分析。

## 2.1.6 NCEP/NCAR、NCEP/DOE 和 ERA-Interim

利用美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 和国家大气研 究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR)联合推出的 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE 再 分析资料以及欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 最新的 ERA-Interim 数据进行辅助分析, 选取 NCEP/NCAR 和 NCEP/DOE 数据中地表净短 波和长波辐射、地表感热和潜热通量,空间分辨率 为 2.5°(纬度) × 2.5°(经度)。选取 ERA-Interim 数据中 7 cm 平均土壤湿度和温度、地表净短波和 长波辐射、地表潜热和感热通量资料, 空间分辨率 为 1°(纬度)×1°(经度)。时间均从起始年份到 2014年。魏丽和李栋梁(2003)将 NCEP/DOE 再 分析资料的地面辐射通量与高原 1982 年 8 月到 1983年7月的观测资料进行比较发现, NCEP/DOE 基本能够反映出地面辐射通量的季节变化特征,与 此同时 NCEP/NCAR、NCEP/DOE、ERA-Interim 已 经被越来越多的学者应用到对高原科学问题的探 讨和研究中。

#### 2.2 研究区域与站点分布

选取高原主体上海拔高度大于 3 km 的范围 (30°N~36°N, 80°E~100°E)作为研究区域,研 究站点分布如图1所示。

#### 2.3 数据处理与计算方法

2.3.1 数据处理

根据李昂等(2013)对 AMSR-E 数据处理方法, 将 AMSR-E 逐日数据的升轨数据和降轨数据进行 拼接,当两者均为有效值,取两者平均值,当两者 有一个为有效值,取有效值,当两者均为无效值, 则取无效值,处理后得到空间分布更为完整的 AMSR-E 数据。

文章使用多种数据,各数据的空间分辨率不同, 由于着重分析高原整体下垫面的季节变化特点,选取 高原范围(30°N~36°N, 80°W~100°W)做区域平 均,没有将各数据插值到同一空间分辨率进行计算。 2.3.2 计算方法

对高原下垫面各物理量季节变化特征的分析, 我们可以直接从季节变化图上定性分析出各物理 量在季节变化过程中开始变化或转暖的时间,如果 想进一步分析各物理量冬至春季节变化的特征,就 需要客观的计算方法将这一问题定量化,同时结合 定性分析可以得出更好的研究结论,故通过如下计 算方法来判定高原下垫面物理量开始变化或转暖 的时间:

第一步: 将各物理量均进行区域(30°N~ 36°N, 80°W~100°W)平均,计算出各物理量时间 序列 X<sub>k</sub>。

第二步:将 X<sub>k</sub>每一个闰年 2 月 29 日数据剔除, 再进行逐日多年平均(公式 2),得到 n 年平均的各 物理量季节变化序列 Y<sub>i</sub>:

$$Y_i = \frac{1}{n} \sum_{k=i}^{(n-1)\times 365+i} X_k (k = k + 365, i = 1, 2, 3, ..., 365).$$
(2)

第三步:对季节变化时间序列  $Y_i$  (除 NCEP/ NCAR、NCEP/DOE 和 ERA-Interim 变量外)做 5 d 滑动平均,得到时间序列  $Z_i$ :

$$Z_i = \frac{1}{5} \sum_{j=i-4}^{i} Y_j (j = j+1, i = 5, 6, 7, ..., 365).$$
(3)

对于地表温度等与温度相关的物理量,将5d 滑动平均序列 Z<sub>i</sub>首次大于0 ℃的日序数所在旬定 为转暖时间,小于0℃的日序数所在旬定为转冷的 时间。

第四步:将Zi滑动做差,得到差序列Wi:

*W<sub>i</sub>*=*Z<sub>i</sub>*-*Z<sub>i-1</sub> (<i>i*=6, 7, 8, ..., 365), (4) 对差序列 *W<sub>i</sub>*做滑动 *t* 检验 (魏凤英, 2007),将首 次通过 α=0.002 显著性水平检验的日序数集中出现 的旬定义为变量在季节变化尺度上开始增加 (变 化)时间,以上计算步骤得出的计算时间见表 1、 表 2 和表 3。

在第三步中,对各物理量分别做过3、5、7、 10d滑动平均计算,然后进行第四步,得出的各物 理量显著开始变化的日序数均集中在一定的旬内, 所以最后选用5d滑动平均计算得出的研究结果作 为代表进行分析研究,并将各物理量首次通过显著 性检验的日序数集中出现的旬定义为变量在季节 变化尺度上开始增加(变化)的时间。在选取滑动 t检验的步长时,对各物理量均做过滑动步长为4、 5、6、7、...、20 d 的检验,对于时间步长越大的 检验,其结果与从季节变化图上定性分析出的各物 理量开始增加(变化)时间差异越大。结合第三步 5 d 滑动平均的计算以及各物理量显著开始变化旬的 定义,最后选取4、5、6、7 d 步长进行滑动 t 检验。

## 3 高原下垫面能量和水分循环物理 量季节变化特征分析

高原复杂地形形成了其独特的能量水循环系统,下垫面能量循环是陆气相互作用的直接动力,水循环是调节陆气相互作用中热力平衡的重要因素,两者相互作用形成具有鲜明局地特征的高原季节变化。高原的超太阳常数现象(卞林根等,2001)使高原下垫面能量平衡进一步受到大家的关注,文章首先对高原下垫面能量季节变化特征进行分析。

## 3.1 下垫面能量季节变化分析

地表净短波辐射可以表征透过大气被地表所 吸收的太阳短波辐射变化特征。如图 2 和表 1,地 表净短波辐射在 1 月中旬显著开始增加,在 5 月到 6 月达全年最高值,7 月缓慢减少。各数据基本都 表现出这一季节变化特征;地表净长波辐射可以体 现出地气温差的变化。地表净长波辐射全年波动较 大,各数据净短波辐射季节变化较一致。4~5 月, 各数据净长波辐射值均表现为峰值,说明此时地气 温差较大,与地表净短波辐射和感热通量全年最高 值相对应。在夏季降水开始后,地气相互作用加强, 地表总蒸散加大,各数据净长波辐射值呈现一个谷 值,地气温差较低。随着夏季降水的结束,地表净 长波辐射逐渐回归到冬季的气候态。

李国平等(2002)分析了高原4个站(拉萨、 日喀则、那曲和林芝)的地表感热逐月变化,指出 感热全年最大值一般出现在5~6月,最小值出现 在12月。受太阳短波辐射影响,各数据地表感热 通量在1月中旬显著开始增加,5~6月达全年的最 高值,然后逐渐减少到冬季气候态。高原裸土蒸发 在1月下旬显著开始增加(表3),总蒸散在1月中 下旬显著开始增强,对应下垫面GLDAS潜热通量 在1月中旬开始增多,GSWP潜热通量在1月下旬 开始增多,均通过显著性检验。2~4月,1 cm 土 壤湿度缓慢增加,总蒸散缓慢增强,潜热通量缓慢 增加。高原夏季降水远大于蒸发量,下垫面有足够 的水分经过蒸发输送到低层大气,地表潜热通量在 5月开始大幅度增加,在7~8月达全年最高值,然 后逐渐减小。

## 表1 下垫面热量滑动 t 检验日序数分布表

Table 1Daily ordinal number distributions of underlyingsurface heat variables by sliding t test

		日月	亨数		物理量显著开始
	<i>z</i> =4	<i>z</i> =5	<i>z</i> =6	<i>z</i> =7	增加 (变化) 旬
GSWP 净短波辐射	20	20	19	18	1月中旬
GLDAS 净短波辐射	13	12	12	13	1月中旬
GSWP 感热通量	9	14	14	85	1月中旬
GLDAS 感热通量	14	13	13	13	1月中旬
GSWP 潜热通量	25	24	24	23	1月下旬
GLDAS 潜热通量	15	14	13	12	1月中旬

注:z表示检验步长。

#### 表 2 下垫面温度转暖(冷)时间

Table	2	The	time	of	underlying	surface	temperature
turnin	g to	be wa	rm (c	old)			

	下垫面温度转暖(冷)时间				
	5 d 滑动平均>0 ℃	5 d 滑动平均<0 °C			
站点2m气温	4月上旬	10月下旬			
APHRO 2 m 气温	5月上旬	10月中旬			
ERA-Interim 2 m 气温	5月中旬	10 月上旬			
GSWP 地表温度	5月中旬	10 月上旬			
GLDAS 地表温度	4月下旬	10月中旬			
ERA-Interim 地表温度	5月中旬	10 月上旬			
GSWP 10 cm 土壤温度	5月中旬	10 月上旬			
GLDAS 10 cm 土壤温度	4月下旬	10月中旬			
ERA-Interim 7 cm 土壤温度	4月下旬	10月中旬			

#### 表 3 下垫面水分量滑动 t 检验日序数分布表

Table 3	Daily o	ordinal	number	distributions	of	underlying
water vai	riables l	əy slidir	ng <i>t</i> test			

		日月	序数	物理量显著开始	
	<i>z</i> =4	<i>z</i> =5	<i>z</i> =6	<i>z</i> =7	增加(变化)旬
1 cm 土壤湿度	38	38	55	91	2月上旬
	$85^{+}$	$85^{+}$	$85^{+}$	$91^{+}$	3月下旬
台站降水	109	170	45	67	—
	45	$45^{-}$		$44^{-}$	2月中旬
APHRO 降水	32	32	32	210	2月上旬
1 cm 植被含水量	36	36	36	35	2月上旬
	$52^{-}$	$52^{+}$	$52^{+}$	$52^{+}$	2月下旬
GLDAS 总蒸散	15	14	13	12	1月中旬
GSWP 总蒸散	25	24	23	23	1月下旬
GSWP 裸土蒸发	20	25	25	54	1月下旬
GSWP 植被蒸腾	11	30	17	29	—
	$72^{+}$	65 <sup>+</sup>	$66^{+}$	$89^{+}$	3 月上旬

注: +/-代表通过的显著水平 *a* 的显著性检验(0.02≤*a*<0.002/0.002≤ *a*≤0.002)。

如图 3、4 和表 2 所示,表层土壤热通量表征 土壤表层输送到下垫面的热量。GSWP 和 GLDAS



图 2 高原地表 (a) 净短波辐射、(b) 净长波辐射、(c) 感热通量、(d) 潜热通量季节变化

Fig. 2 Seasonal variations of surface (a) net shortwave radiation, (b) net longwave radiation, (c) sensible heat flux, and (d) latent heat flux over the Tibetan Plateau



图 3 高原表层土壤热通量季节变化

Fig. 3 Seasonal variation of soil heat flux in the surface over the Tibetan Plateau



图 4 高原下垫面温度季节变化

Fig. 4 Seasonal variation of the underlying surface temperature over the Tibetan Plateau

的表层土壤热通量均在3月上旬转为正值,陆气热 量输送转为由下垫面向大气传输。李俊乐(2015) 指出,高原夏季风平均开始时间在3月第6候。高 原整层的视热源,在3月中旬转为热源(何金海等, 2007)。2m台站空气温度在4月上旬转暖,APHRO 气温和 ERA2m气温分别在5月上旬和中旬转暖, GLDAS 地表温度在4月下旬转暖,GSWP和ERA 地表温度转暖相对滞后,在5月中旬。9月下旬, 表层土壤热通量转为负值,大气视热源在第54候 前后转为冷源(何金海等,2007),高原夏季风在 10月第5候结束(李俊乐,2015)。10月上旬,GSWP 和ERA 地表温度、ERA2m气温转冷,GLDAS 地 表温度和 APHRO 气温在10月中旬转冷。10月下 旬,台站空气温度转冷。

#### 3.2 下垫面水分循环物理量分析

#### 3.2.1 10 cm 土壤湿度和温度

如图 5 所示,GLDAS 和 GSWP 的 10 cm 整层 土壤湿度季节变化并未表现出 1 cm 土壤湿度的双 峰季节变化特征,GLDAS 土壤湿度在 3 月开始增 加,7~8 月达到全年最高值,GSWP 土壤湿度在 6 月开始增加,8~9 月达全年最高值。ERA-Interim 7 cm 土壤湿度在 3 月存在一个高值,经过 5 月的低 值,在 8 月达到全年的第二峰值,且第二峰值明显 大于第一峰值。在 Li et al. (2014)的研究中,同样 可以看到 10 cm 土壤湿度存在双峰特征。GLDAS 土壤温度在 4 月下旬开始转暖,GSWP 土壤温度在 5 月中旬开始转暖,在 Yang et al. (2003)的研究中, 可以看出,各观测站 10 cm 整层土壤温度是在 4 月



图 5 高原 (a) 10 cm 土壤湿度 (单位: mm)、(b) 10 cm 土壤温度、(c) 7 cm 土壤湿度 (单位: 10<sup>-2</sup>m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>)、(d) 7 cm 土壤温度季节变化 Fig. 5 Seasonal variations of (a)10-cm soil moisture (mm), (b)10-cm soil temperature, (c)<u>7</u>-cm volumetric soil moisture (10<sup>-2</sup>m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>), and (d) 7-cm soil temperature over the Tibetan Plateau

转暖,10月转冷,4 cm 和 20 cm 土壤在 4 月开始 解冻,10 月土壤冻结。GLDAS 土壤温度在 10 月中 旬转冷,GSWP 土壤温度在 10 月上旬转冷, ERA-Interim 与 GLDAS 土壤温度转暖(冷)时间相 同。从表 2 可以看出,各数据高原下垫面温度转暖 的时间集中度小于转冷时间,转冷时间相对集中在 10 月,这一方面是由于数据的精确性引起的,另一 方面,春季高原下垫面物理过程相对复杂,影响转 暖的因素较多,模式对高原春季下垫面转暖的模拟 还需要完善。

3.2.2 高原融雪和雪盖

台站观测和模式资料均表明高原降雪在 2~4 月增加(胡豪然和梁玲,2014;柳媛普等,2014)。 如图 6 所示,随着地表净短波辐射的增加,在 2~4 月地表融雪加快。高原雪盖在 1~2 月缓慢减少, 在 3 月雪盖开始迅速减少,对应 1 cm 土壤在 2 月 上旬显著开始加湿。5 月降雪量减少,6~8 月降雪 全年最少(胡豪然和梁玲,2014;柳媛普等,2014), 对应融雪率逐渐降低,雪盖面积逐渐减少。9 月降 雪略增多,10 月降雪达全年第二高值(胡豪然和梁 玲,2014;柳媛普等,2014),地表融雪率在 9 月 到 10 月增加。随着降雪的减少和温度的降低,10 月融雪率逐渐降低,高原雪盖逐渐增多回归到冬季 的气候态。

## 3.2.3 降水

如图 7 和表 3 所示, APHRO 高原降水在 2 月 上旬开始增多, 通过显著性检验。台站降水通过显 著性检验的日序数并不一致,在 2 月中旬存在一个 台站降水显著开始增加的时间。降水在 3~4 月逐 渐增加,5~6 月陡增,在 7 月达到全年最高值,9~ 10 月陡降, 然后逐渐回归到冬季的气候态。将蒸发 与台站降水逐月对比(图 7b),在 5 月前和 10 月后, 蒸发量略大于降水量,6~9 月蒸发量远小于降水 量,在 5 月和 10 月蒸发量与降水量不相上下,比 较 GLDAS 蒸散与降水数据和 CN05.1 (吴佳和高学 杰,2013)降水与其计算得出的蒸发(付菁等,2012)



图 7 高原(a)降水以及(b)月降水(虚线)和月蒸发(实线)季节变化

Fig. 7 Seasonal variations of (a) precipitation, (b) monthly precipitation (dashed line) and evaporation (solid line) over the Tibetan Plateau

数据有同样结论(图略)。

3.2.4 植被含水量、植被蒸腾、裸土蒸发、总蒸散 如图 8 和表 3 所示,随着高原降水开始增多,

下垫面 1 cm 土壤湿度和植被含水量在 2 月上旬显 著开始增加,在 2 月下旬,1 cm 植被含水量增加超 过了α=0.001 显著性水平检验,7~8 月达到全年最 高值,随着降水减少,逐渐降低;植被蒸腾首次通 过各时间步长显著性检验的日序数并不集中,在 3 月下旬通过大于α=0.002 的显著性水平检验,表明 植被蒸腾显著开始加强,在 7~8 月达到全年最高 值,随着季节变化,植被蒸腾逐渐减弱。

裸土可以表征大气水分和土壤水分的交换。高 原裸土蒸发在1月下旬显著开始增加,表明下垫面 土壤中的水分已经开始受热被传输到低层大气。在 2~5月,随着下垫面太阳短波辐射增加和温度转 暖,裸土蒸发逐渐增强,在7~8月达到全年最高 值,然后逐渐减少;GLDAS 总蒸散在1月中旬开 始增多,GSWP 总蒸散在1月下旬开始增多。对应 降水、裸土蒸发、植被蒸腾在5~6月均陡增,可 以看出,在5月总蒸散开始大幅增加,在5~6月 也呈现陡增趋势,7~8月达全年最高值,然后逐渐 减少。

## 3.2.5 1 cm 土壤湿度

如图 9 和表 3 所示, AMSR-E 土壤湿度逐日资 料变化趋势与逐月 NOAA 土壤湿度数据变化一致, 表明利用逐日数据计算 1 cm 土壤湿度并未改变 AMSR-E 土壤湿度的季节变化特征。

全年来看,地表1 cm 土壤在1~3 月有一个缓 慢变湿的过程,在2 月上旬通过显著性检验。在3 月下旬,土壤湿度增加超过 α=0.002 显著性水平检 验。4 月土壤湿度大幅度增加,与高原冻土开始解 冻 (Yang et al., 2003)和融雪增加相对应。高原降 水 (图 7a)在5~6月的陡增,土壤湿度再次增加, 在5~6月达全年第一个峰值。7~8月1 cm 植被含



图 8 高原(a) 1 cm AMSR-E 植被含水量、(b) 植被蒸腾、(c) 裸土蒸发和(d) 总蒸散季节变化 Fig. 8 Seasonal variations of (a) 1-cm AMCR-E vegetation water content, (b) vegetation transpiration, (c) bare soil evaporation, and (d) total evapotranspiration over the Tibetan Plateau





水量(图 8a)达全年高值,下垫面温度亦全年最高, 植被蒸腾(图 8b)增强,下垫面总的蒸散(图 8c) 与降水量值相近,7月土壤湿度明显偏低。而对于 这种盛夏出现的土壤湿度低值现象,Yang et al. (2013)的高原观测土壤湿度也存在这样现象, 各年谷值出现的时间并不一致。李国平等(2002) 在分析拉萨、日喀则、那曲和林芝的地表潜热逐 月变化时,发现夏半年潜热变化呈现"双峰型",



图 10 高原下垫面物理量冬至春能量和水分循环季节变化

Fig. 10 Seasonal variations of the underlying surface variables of energy and water cycles over the Tibetan Plateau from winter to spring

潜热变化间接反映了下垫面土壤湿度的双峰特征。9月高原总蒸散开始缓慢减少,1 cm 土壤湿度在8月开始增加,9月达全年第二峰值。随着高原下垫面温度10月逐渐转冷,土壤开始冻结(Yang et al., 2003),土壤湿度逐渐减小,12月达全年最低值。

# 4 冬至春下垫面能量和水分季节循 环的变化特征

能量循环和水分循环密不可分。高原下垫面各 物理量在季节变化的时间尺度上,开始变化时间存 在明显的不一致性,形成独特的高原季节变化。当 太阳随着季节变换逐渐直射北半球时,高原地表净 短波辐射在1月中旬显著开始增加,高原吸收的能 量开始增多。从图4中可以看出,1月下垫面温度 曲线变化出现转变,温度逐渐增暖,地面上空2m 空气温度和地表温度均开始升高。在 500 hPa 上 30°N 温度纬向海陆热力差异分布图上,高原东部地 区在第 6 候已经开始转暖(何金海等,2007)。增 暖的下垫面势必会使得陆地与大气之间的热交换 增强,地表向大气输送的感热通量增多,感热通量 在1月中旬显著开始增加。能量变化带动水分循环, 下垫面温度渐暖,高原积雪融化,融雪率(图 6) 逐渐增加,雪盖缓慢减少,1 cm 土壤在1~2 月湿 度缓慢增加,高原下垫面逐渐增暖变湿。在下垫面 温度逐渐升高的情况下,裸土蒸发逐渐增强,在1 月下旬显著开始变化,同时高原地表总蒸散缓慢加 强,在1月中下旬显著开始增强,地表输送水分给 大气。水分的变化伴随着能量的吸收和释放,地表 潜热通量缓慢增加,在1月中下旬发生显著变化。

高原雨季为下垫面水分循环增加新的动力,高 原降水在2月上中旬显著开始增多,植被含水量发 生变化,在2月上旬或者下旬显著开始增加,土壤 湿度在2月上旬显著变化,在3月上旬植被蒸腾显 著开始增强。随着下垫面温度增暖,表层土壤热通 量在3月上旬由负值转为正值,土壤表层开始向大 气传递热通量。高原陆气相互作用逐渐增强,高原 下垫面向大气输送的感热通量、净长波辐射和土壤 热通量逐渐增多,3月中旬高原视热源由冷源转为 热源(何金海等,2007),3月第6候,高原夏季风 爆发(李俊乐,2015)。

# 5 结论与讨论

文章采用 GSWP、GLDAS、APHRODITE 降水 和温度、AMSR-E 以及台站观测资料等数据,初步 分析了高原下垫面能量和水分循环各物理季节变 化特征,并讨论冬至春高原下垫面能量和水分循环 的特征。通过分析发现:

(1)在能量循环的季节变化上:高原地表净短 波辐射与感热通量1月中旬显著开始增加,两者在 5月底到6月初达到全年最高值。地表净长波辐射 在4月底到5月初表现为一个高值,随着夏季降水 增多,总蒸散增强,净长波辐射表现为低值。地表 潜热通量1月中下旬显著开始增强。表层土壤在3 月上旬向大气输送热量,在9月下旬从大气吸收热 量。

(2) 在水分循环的季节变化上: 3 月和 10 月 高原融雪速率最快。雪盖面积在 3~5 月明显减少, 7 月最少, 10 月逐渐增多。1 月裸土蒸发和地表总 蒸散显著开始增加。2 月高原降水、1 cm 植被含水 量和土壤湿度显著开始增多, 3 月植被蒸腾显著开 始加强。5~6 月下垫面水分循环加快, 1 cm 土壤 湿度达到全年的第一个高值点。7~8 月下垫面水分 循环全年最强。土壤 1 cm 湿度 7 月底到 8 月初减 小, 9 月达全年第二峰值。

(3)冬至春高原下垫面能量和水分季节循环的 变化特征:地表净短波辐射最先产生显著变化,从 而带动感热通量输送的显著增加,促使地气水分循 环季节变化的开始,裸土蒸发和地表总蒸散显著增 强。2月高原降水的显著增多促进下垫面水分循环 季节变化的进一步加快,植被含水量和土壤湿度显 著增加。3月表层土壤热通量向大气传递热通量, 高原视热源由冷源转为热源,高原夏季风爆发。

文章内容主要围绕高原下垫面物理量的季节 变化特征展开,通过计算得出各物理量季节变化早 晚,分析其季节变化的相互联系,并没有对各物理 量相互联系的机制进行深入研究,同时使用多种类 数据,各物理量资料来源不统一,需要我们进一步 通过数值模拟方法去验证高原下垫面季节变化特 征及其相互联系,从而探讨各物理量的相互联系的 机制。

#### 参考文献(References)

- Bao Q, Liu Y M, Shi J C, et al. 2010. Comparisons of soil moisture datasets over the Tibetan Plateau and application to the simulation of Asia summer monsoon onset [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 27 (2): 303–314, doi: 10.1007/s00376-009-8132-5.
- 卞林根,陆龙骅, 逯昌贵,等. 2001. 1998 年夏季青藏高原辐射平衡分量 特征 [J]. 大气科学, 25 (5) 577–588. Bian Lingen, Lu Longhua, Lu Changgui, et al. 2001. The characteristics of radiation balance components of the Tibetan Plateau in the summer of 1998 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (5): 577–588, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2001.05.01.
- 陈乾金,高波,李维京,等. 2000. 青藏高原冬季积雪异常和长江中下游 主汛期旱涝及其与环流关系的研究 [J]. 气象学报,58 (5): 582–595. Chen Qianjin, Gao Bo, Li Weijing, et al. 2000. Studies on relationships among snow cover winter over the Tibetan Plateau and dro ughts/floods during Meiyu season in the middle and lower reaches of the Yangtze River as well as atmosphere/ocean [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (5): 582–595, doi: 10.11676/qxxb2000.060.
- Dirmeyer P A, Gao X, Zhao M, et al. 2005. The second global soil wetness project (GSWP-2): Multi-model analysis and implications for our perception of the land surface [R]. COLA Technical Report 185.
- Dirmeyer P A, Gao X, Zhao M, et al. 2006. Supplement to GSWP-2: Details of the forcing data [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 87 (10): S10–S16, doi: 10.1175/BAMS-87-10-Dirmeyer.
- 董敏,朱文姝,徐祥德. 2001. 青藏高原地表热通量变化及其对初夏东 亚大气环流的影响 [J]. 应用气象学报, 12 (4): 458–468. Dong Min, Zhu Wenshu, Xu Xiangde. 2001. The variation of surface heat flux over Tibet Plateau and its influences on the East Asia circulation in early summer [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 12 (4): 458–468, doi: 10.3969/j.issn.1001-7313.2001.04.008.
- Durre I, Menne M J, Gleason B E, et al. 2010. Comprehensive automated quality assurance of daily surface observations[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49 (8): 1615–1633, doi: 10.1175/2010JAMC2375.1.
- 范广洲, 罗四维, 吕世华. 1997. 青藏高原冬季积雪异常对东、南亚夏季 风影响的初步数值模拟研究 [J]. 高原气象, 16 (2): 140–152. Fan Guangzhou, Luo Siwei, Lü Shihua. 1997. The preliminary numerical experiments of effect of anomalous snow cover over plateau in winter on East and South Asian summer monsoon [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 16 (2): 140–152.
- Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 75: 180–186.

付菁, 范广洲, 周定文. 2012. 高桥公式在拉萨地区的适用性及其修正

[J]. 应用气象学报, 23 (2): 231–237. Fu Jing, Fan Guangzhou, Zhou Dingwen. 2012. The applicability and modification of Takahashi formula for evaporation estimation in Lhasa [J]. Journal of Application Meteorological Science (in Chinese), 23 (2): 231–237, doi: 10.11898/1001-7313.20120212.

- 韩振宇,周天军. 2012. APHRODITE 高分辨率逐日降水资料在中国大陆 地区的适用性 [J]. 大气科学, 36 (2): 361–373. Han Zhenyu, Zhou Tianjun. 2012. Assessing the quality of APHRODITE high-resolution daily precipitation dataset over contiguous China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 361–373, doi: 10.3878/j. issn.1006-9895.2011.11043.
- 何金海, 祁莉, 韦晋, 等. 2007. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识 [J]. 大气科学, 31 (6): 1257–1265. He Jinhai, Qi Li, Wei Jin, et al. 2007. Reinvestigations on the East Asian subtropical monsoon and tropical monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1257–1265, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.20.
- 胡豪然, 梁玲. 2014. 近 50 年青藏高原东部降雪的时空演变 [J]. 地理学 报, 69 (7): 1002–1012. Hu Haoran, Liang Ling. 2014. Temporal and spatial variations of snowfall in the east of Qinghai–Tibet Plateau in the last 50 years [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 69 (7): 1002–1012, doi: 10.11821/dlxb201407012.
- 李昂,陆其峰,杨晓峰,等. 2013. AMSR-E 卫星反演土壤湿度与 ECWMF、NECP 再分析土壤湿度比较分析 [J]. 遥感技术与应用, 28 (4): 666-673. Li Ang, Lu Qifeng, Yang Xiaofeng, et al. 2013. AMSR-E soil moisture compared with ECWMF and NECP soil moisture [J]. Remote Sensing Technology and Application (in Chinese), 28 (4): 666-673, doi: 10.11873/j.issn.1004-0323.2013.4.666.
- Li G P, Lu J H, Jin B L, et al. 2001. The effects of anomalous snow cover of the Tibetan plateau on the surface heating [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 18 (6): 1207–1214, doi: 10.1007/s00376-001-0034-0.
- 李国平, 段廷扬, 巩远发, 等. 2002. 青藏高原近地层通量特征的合成分 析 [J]. 气象学报, 60 (4): 453–460. Li Guoping, Duan Tingyang, Gong Yuanfa, et al. 2002. A composite study of the surface fluxes on the Tibetan Plateau [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (4): 453–460, doi: 10.11676/qxxb2002.053.
- 李俊乐. 2015. 高原夏季风与南海夏季风的关系研究 [D]. 成都信息工程大学硕士学位论文, 18–19. Li Junyue. 2015. Relationship between the Tibetan plateau summer monsoon and the South China Sea summer monsoon [D]. M. S. thesis (in Chinese), Chengdu University of Information Technology, 18–19.
- 李伟平. 吴国雄. 刘屹岷, 等. 2001. 青藏高原表面过程对夏季青藏高压 的影响——数值试验 [J]. 大气科学, 25 (6): 809–816. Li Weiping, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al. 2001. How the surface processes over the Tibetan Plateau affect the summertime Tibetan anticyclone—Numerical experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (6): 809–816, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2001.06.08.
- Li Z C, Wei Z G, Lv S H, et al. 2014. Effect of land surface processes on the Tibetan Plateau's past and its predicted response to global warming: An analytical investigation based on simulation results from the CMIP5 model [J]. Environmental Earth Sciences, 72 (4): 1155–1166, doi: 10.1007/s12665-013-3034-3.
- 刘晓东, 罗四维, 钱永甫. 1989. 青藏高原地表热状况对夏季东亚大气

环流影响的数值模拟 [J]. 高原气象, 8 (3): 205-216. Liu Xiaodong, Luo Siwei, Qian Yongfu. 1989. Numerical simulations of influences of different thermal characteristics on ground surface of Tibetan Plateau over East Asia [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 8 (3): 205-216

- 柳媛普, 李锁锁, 吕世华, 等. 2014. 基于 CMIP5 的东亚地区降雪量变化 特征分析 [J]. 冰川冻土, 36 (6): 1345–1352. Liu Yuanpu, Li Suosuo, Lü Shihua, et al. 2014. An analysis of the changing characteristics of snowfall in the East Asia based on CMIP5 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 36 (6): 1345–1352, doi: 10.7522/j.issn. 1000-0240.2014.0161.
- 彭雯, 高艳红. 2011. 青藏高原融冻过程中能量和水分循环的模拟研究 [J]. 冰川冻土, 33 (2): 364–373. Peng Wen, Gao Yanhong. 2011. A simulation of the energy and water cycles in seasonal of freezing-thawing process on the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 33 (2): 364–373.
- Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. 2004. The global land data assimilation system [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85 (3): 381–394, doi: 10.1175/BAMS-85-3-381.
- Rui H L, Beaudoing H. 2014. Readme document for global land data assimilation system version 2 (GLDAS-2) products [EB/OL]. [2014-01-10]. http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/services/grads-gds/gldas.
- 王澄海,董文杰, 韦志刚. 2003. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环 流关系的研究 [J]. 地球物理学报, 46 (3): 309–316. Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. 2003. Study on relationship between the frozen-thaw process in Qinghai–Xizang Plateau and circulation in East Asia [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 46 (3): 309–316, doi: 10.3321/j.issn:0001-5733.2003.03.005.
- 王瑞,李伟平,刘新,等. 2009. 青藏高原春季土壤湿度异常对我国夏季 降水影响的模拟研究 [J]. 高原气象, 28 (6): 1233–1241. Wang Rui, Li Weiping, Liu Xin, et al. 2009. Simulation of the impacts of spring soil moisture over the Tibetan Plateau on summer precipitation in China[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (6): 1233–1241.
- 王文, 汪小菊, 王鹏. 2014. GLDAS 月降水数据在中国区的适用性评估
  [J]. 水科学进展, 25 (6): 769–778. Wang Wen, Wang Xiaoju, Wang Peng.
  2014. Assessing the applicability of GLDAS monthly precipitation data in china [J]. Advances in Water Science (in Chinese), 25 (6): 769–778.
- 汪小菊, 王文, 王鹏. 2014. GLDAS 月气温数据在中国区的适用性评估 [J]. 水电能源科学, 32 (11): 10–13, 57. Wang Xiaoju, Wang Wen, Wang Peng. 2014. Assessing applicability of GLDAS monthly temperature data in china [J]. Water Resources and Power (in Chinese), 32 (11): 10–13, 57.
- 王志彪. 2014. 1961~2012 年青藏高原极端气候变化特征 [D]. 成都信息工程大学硕士学位论文, 4. Wang Zhibiao. 2014. Extremes climate changes over the Tibetan Plateau during 1961–2012 [D]. M. S. thesis (in Chinese), Chengdu University of Information Technology, 4.
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 第2版. 北京: 气象 出版社, 58–59. Wei Fengying. 2007. Modern Diagnosis and Prediction of Climate Statistics (in Chinese) [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 58–59.
- 魏丽, 李栋梁. 2003. 青藏高原地区 NCEP 新再分析地面通量资料的检验 [J]. 高原气象, 22 (5): 478–487. Wei Li, Li Dongliang. 2003. Evaluation of NCEP/DOE surface flux data over Qinghai–Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 22 (5): 478–487, doi: 10.3321/j.

issn:1000-0534.2003.05.008.

- Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea [J]. Mon. Wea. Rev., 126 (4): 913–927, doi: 10.1175/1520-0493(1998)126<0913: TPFATT>2.0.CO;2.
- 吴国雄,刘屹岷,刘新,等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局 [J]. 大气科学, 29 (1): 47–56. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 47–56, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.06.
- 吴佳,高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. 地球物理学报,56 (4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 56 (4): 1102–1111, doi: 10.6038/cjg20130406.
- 吴晓鸣, 马伟强, 马耀明. 2013. 夏季藏北高原地表热通量特征观测与 模拟 [J]. 高原气象, 32 (5): 1246–1252. Wu Xiaoming, Ma Weiqiang, Ma Yaoming. 2013. Observation and simulation analyses on characteristics of land surface heat flux in northern Qinghai–Xizang Plateau in summer [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 32 (5): 1246– 1252, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00082.
- Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. 2008. World water tower: An atmospheric perspective [J]. Geophys. Res. Lett., 35 (20): L20815, doi: 10.1029/2008GL035867.
- Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 70 (1B): 319–351.
- Yang K, Qin J, Zhao L, et al. 2013. A multiscale soil moisture and freeze-thaw monitoring network on the third pole [J]. Bull. Amer. Meteor.

Soc., 94 (12): 1907-1916, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00203.1.

- Yang M X, Yao T D, Gou X H, et al. 2003. The soil moisture distribution, thawing-freezing processes and their effects on the seasonal transition on the Qinghai–Xizang (Tibetan) plateau [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 21 (5): 457–465, doi: 10.1016/S1367-9120(02)00069-X.
- Yasutomi N, Hamada A, Yatagai A. 2011. Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation [J]. Global Environmental Research, 15 (2): 165–172.
- Yatagai A, Kamiguchi K, Arakawa O, et al. 2012. APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93 (9): 1401–1415, doi: 10.1175/BAMS-D-11-00122.1.
- 叶笃正,罗四维,朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流 层大气的热量平衡 [J]. 气象学报, 28 (2): 108–121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (2): 108–121, doi: 10.11676/ qxxb1957.010.
- 于琳琳, 陈海山. 2012. 青藏高原 4 月陆面状况和地表加热异常与中国 夏季降水的联系 [J]. 高原气象, 31 (5): 1173–1182. Yu Linlin, Chen Haishan. 2012. Possible linkages among anomalous land surface Condition, surface heating in Qinghai–Xizang Plateau in April and summer precipitation in China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 31 (5): 1173–1182.
- Zhong L, Su Z B, Ma Y M, et al. 2011. Accelerated changes of environmental conditions on the Tibetan Plateau caused by climate change [J]. J. Climate, 24 (24): 6540–6550, doi: 10.1175/JCLI-D-10-05000.1.