

马倩, 谢正辉, 陈锋, 等. 2011. 长江流域 1982~2005 年陆地水储量变化及时空分布特征 [J]. 气候与环境研究, 16 (4): 429-440. Ma Qian, Xie Zhenghui, Chen Feng, et al. 2011. Temporal and spatial distribution of terrestrial water storage in the Yangtze River basin during 1982-2005 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (4): 429-440.

长江流域 1982~2005 年陆地水储量变化 及时空分布特征

马倩^{1,2} 谢正辉¹ 陈锋^{1,2} 赵琳娜³

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象局国家气象中心, 北京 100081

摘要 利用 PER (Precipitation - Evaporation - Runoff) 水量平衡方法结合大尺度陆面水文模型 VIC (Variable Infiltration Capacity) 模拟了长江流域 1982~2005 年陆地水储量的时空变化特征。结果表明: PER 方法模拟的长江流域陆地水储量变化与重力卫星的观测试验 (GRACE) 结果呈现良好的一致性, 显示该方法的合理性。长江流域在 1982~2005 年的多年平均气温、降水、蒸散发和径流分别为 13.3 °C、1036.8 mm、459.4 mm 和 576.7 mm, 陆地水储量季节和年际变率分别为 23.3 mm 和 37.0 mm, 水储量这 24 年变化的量级在 200 mm 左右。按照年代对 1982~1990 年、1991~2000 年和 2001~2005 年这 3 个时段进行了统计分析, 其多年平均气温分别为 13.0、13.4 和 13.9 °C, 多年平均降水分别为 1031.6、1051.2 和 1017.4 mm; 与此相应的多年平均蒸散发分别为 459.8、459.9 和 457.7 mm, 多年平均径流深分别为 569.0、590.1 和 563.8 mm; 长江流域陆地水储量的季节变率分别为 21.8、26.8 和 22.9 mm, 而年际变率分别为 37.7、29.8 和 17.6 mm。相对于基准时段 (1982~1990 年), 2001~2005 年时段的增温速率远大于 1991~2000 年时段, 但该时段降水却呈现减少趋势; 然而两个时段的蒸散发变化不大, 并且径流与降水变化趋势相同; 流域平均来讲, 与基准时段相比 1991~2000 年时段陆地水储量增加而在 2001~2005 年时段减少, 这与降水的变化趋势相同。此外从空间分布来讲, 1991~2000 年和 2001~2005 年时段的水储量均在中部和西北呈现减少趋势, 其余地区呈现增加趋势, 特别地 1991~2000 年时段在东南地区的增加趋势尤其明显而 2001~2005 年时段流域的中部区域呈现明显的下降趋势, 由此推断长江流域东南部水储量资源丰富, 中部一些地区和西北部地区是储水量的脆弱区且对气候变化响应敏感。

关键词 长江流域 陆地水储量 气候变化 水量平衡

文章编号 1006-9585 (2011) 04-0429-12 **中图分类号** P467 **文献标识码** A

Temporal and Spatial Distribution of Terrestrial Water Storage in the Yangtze River Basin during 1982 - 2005

MA Qian^{1,2}, XIE Zhenghui¹, CHEN Feng^{1,2}, and ZHAO Linna³

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *National Climate Center, Beijing 100081*

收稿日期 2009-05-30 收到, 2011-05-11 收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2010CB428403, 财政部/科技部公益行业专项 GYHY200706005, 国家自然科学基金项目 40821092

作者简介 马倩, 女, 1981 年出生, 博士研究生, 目前主要从事水文气象研究。E-mail: maqian@mail.iap.ac.cn

通讯作者 谢正辉, E-mail: zxie@lasg.iap.ac.cn

Abstract The water balance method PER (Precipitation – Evaporation – Runoff) combined with the land surface model VIC (Variable Infiltration Capacity) is used to estimate the temporal and spatial distribution of TWS (Terrestrial Water Storage) over the Yangtze River basin during 1982 – 2005. The TWSC (Terrestrial Water Storage Change) derived from PER method agrees well with that from GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) observation, which indicates its reasonability. During the whole time period the mean annual temperature, precipitation, evapotranspiration, and runoff are 13.3 °C, 1036.8 mm, 459.4 mm, and 576.7 mm, respectively; the seasonal and annual variabilities of TWS are 23.3 mm and 37.0 mm respectively; the magnitude of TWSC is about 200 mm. For the three time periods 1982 – 1900 (control time), 1991 – 2000, and 2001 – 2005, the mean annual temperature is 13.0, 13.4, and 13.9 °C, and the mean annual precipitation is 1031.6, 1051.2, and 1017.4 mm, respectively; the corresponding mean annual evapotranspiration is 459.8, 459.9, and 457.7 mm, and the mean annual runoff is 569.0, 590.1, and 563.8 mm, respectively; the seasonal variability is 21.8, 26.8, and 22.9 mm, while the annual variability is 37.7, 29.8, and 17.6 mm; compared with 1982 – 1990, the warming rate during 2001 – 2005 is greater than that during 1991 – 2000; however, precipitation during 2001 – 2005 time period is reduced; while evapotranspiration changes a little during the three time periods and the runoff trend is similar to the precipitation trend. Compared with the control time period, basin-integrated TWS increased during 1991 – 2000 while decreased during 2001 – 2005. On the other hand, spatially TWS increased all over the basin apart from the middle and northwest of the region in comparison with control time period, and especially during 1991 – 2000 there is a distinct recharge of water in southeast while during 2001 – 2005 there is a great discharge in middle part of the basin, from which the authors inferred that the water resources of TWS in the southeast of the Yangtze River basin is abundant while that in middle and northwest of the whole basin is vulnerable and sensitive to climate change.

Key words Yangtze River basin, terrestrial water storage, climate change, water balance

1 引言

包含土壤水、地下水和植物水等的陆地水储量,作为水循环中最基本的变量之一,在水资源、天气、农业和生态系统等方面有着非常重要的作用。陆地水储量 (Terrestrial Water Storage, TWS) 会由于降水入渗而增加,随着土壤水分蒸发、植被蒸腾、河流输送以及向深层地下的渗透等过程而减少,其变化是陆地水量平衡的基本分量之一。陆地水储量及其变化信息对全球气候变化与水循环的研究有着非常重要的意义。改进陆地水储量变化的描述可以减少水量平衡研究的不确定性,更好地理解陆地水储量变化和大气现象的潜在联系,从而改进气候和水文模式的参数化过程。

目前,已有多种方法进行大尺度水量平衡研究。Abdulla et al. (1996) 应用大尺度水文模型估计了 Arkansas-Red River 流域的水量平衡; Arora (2001) 对基于 AMIP 2 (Atmospheric Model Intercomparison Project 2) 模拟的陆地水量平衡进行了评估; Dai and Trenberth (2002) 估计了流入

海洋的陆地淡水量,并从纬向变率和季节变率进行了相关分析; Su et al. (2006) 采用陆面模式 VIC (Variable Infiltration Capacity) 和 ERA-40 再分析资料,对全球变暖显著敏感的北极附近陆地区域的陆表水通量进行了模拟评估。另外,作为水量平衡的重要变量,陆地水储量受到更多研究人员的关注,其中重要的方法之一是利用大气和陆地水量平衡相结合 (Rasmusson, 1968; Roads et al., 1994; Zeng, 1999; Masuda et al., 2001; Seneviratne et al., 2004) 的方法得到水储量变率; Zeng et al. (2007) 发展了一种基于观测降水、估计蒸散发和实测径流的水量平衡方法,并利用该方法模拟了亚马逊和密西西比河流域的水储量变率; Pat and Famiglietti (2008) 分别用观测资料和陆气水量平衡方程计算了伊利诺伊州 (Illinois) 地区的陆地水储量变化;此外,通过 GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) 卫星所观测的重力场变化也能够反演全球和区域的水储量变化 (Syed et al., 2008),但是卫星资料可利用的时间年限较短,而且空间分辨率较低。

本文将水量平衡方法应用于中国长江流域,

模拟了该流域近期 1982~2005 年的陆地水储量变化过程,在不考虑人类活动影响的前提下,从时间变率和空间变异上分析了陆地水储量及与其密切相关的各水文变量(降水、蒸散发、径流)对气候变化的响应。

2 模型、方法和数据

本研究利用水量平衡方法(Precipitation - Evaporation- Runoff, PER)结合大尺度陆面水文模型 VIC 模拟长江流域陆地水储量的变化。以下分别介绍涉及到的模型、方法和数据。

2.1 大尺度陆面水文模式 VIC 及汇流模型

可变下渗能力(Variable Infiltration Capacity, VIC)模型是华盛顿大学所发展的大尺度陆面水文模型(Liang and Lettenmaier, 1994),该模型最初将土壤分为两层(VIC-2L),Liang et al. (1996)将 VIC-2L 上层分出一个 0.1 m 的顶薄层,而成为 3 层,称为 VIC-3L。

VIC 模型的大气强迫资料主要包括日降水、日最低气温和日最高气温。模型主要涉及两类参数,一类是和植被有关的参数,一类是和土壤有关的参数(谢正辉等, 2004)。该模型已作为大尺度水文模型分别用于美国的密西西比(Mississippi)、哥伦比亚(Columbia)、Arkansas-Red River 等流域以及特拉华州(Delaware)等大尺度区域径流模拟(Nijssen et al., 1997; Lohmann et al., 1998)。随后, Liang and Xie (2001)发展了同时考虑蓄满及超渗产流机制的径流方案,描述了降水和土壤非均匀性对这两种产流机制的影响,并用于 VIC-3L;在此基础上,谢正辉等(2004)构建了基于全国 50 km (经向) × 50 km (纬向) 网格的大尺度陆面水文模型框架,并基于 Xie et al. (2007) 的模型参数移植方法,提高了陆面水文模型参数在资料缺乏区域的有效性,提供了一套基于中国区域的参数估计,从而进一步建立了基于 VIC 的大尺度陆面水文模型框架。

基于上述大尺度水文模型,本文采用 Chen and Xie (2008) 发展的大尺度流域汇流方案,将 VIC 模型模拟的网格单元径流深汇流至大通出口断面。该方案利用 stream-burn 思想、D8 算法和多叉树生成方法将每个网格和流域出口网格连通,

通过 Pfafstetter 法建立河网的拓扑关系,用线性水库法来考虑网格内的坡面汇流,并认为坡地汇流后的流量沿流域主干河道均匀分布,然后采用考虑均匀旁侧入流的 Muskingum - Cunge 法进行河道汇流,最终得到流域出口断面的流量过程。此模型能够较好地模拟出中国五大流域的汇流过程。

2.2 PER 水量平衡方法

PER 方法将陆地表面作为一个整体来研究(图 1),其中水储量(S)是降水(P)、蒸散发(E)和径流(R)的时间积分。水量平衡方程如下:

$$\frac{dS}{dt} = P - E - R. \quad (1)$$

水文模型和再分析资料均可提供格点上的径流深资料,但值得注意的是,这里的输出项(R)准确地来讲应该是特定时刻完全流出该流域的水量。另外,在积分过程中,我们做了如下假设:假设陆地水储量 S 在长时间内变化不大,故整个分析时段的积分为 0,所以多年平均降水、蒸散发和径流有如下关系: $\bar{P} - \bar{E} - \bar{R} = 0$ 。然而,由于水文循环的复杂性以及观测和模拟误差的客观存在,无论是实测资料还是模式模拟,这种情况在现实中几乎不可能发生,故本文对蒸散发做了如下订正(Zeng, 1999): $E^* \equiv E + (\bar{P} - \bar{E} - \bar{R})$,使得 $\bar{P} - \bar{E}^* - \bar{R} = 0$ 。因此(1)式可写为:

$$\frac{dS}{dt} = P - E^* - R. \quad (2)$$

对式(2)积分如下:

$$S = \int_0^t (P - E - R) dt - (\bar{P} - \bar{E} - \bar{R})t + S_0, \quad (3)$$

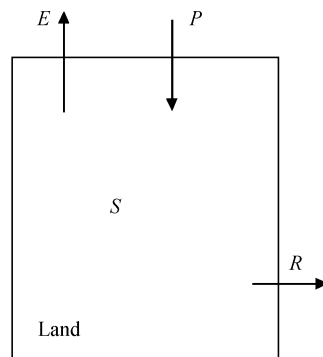


图1 水量平衡方法 PER 示意图

Fig. 1 Vertically integrated land water budget

其中, 土壤水储量 S 由积分常数 S_0 确定。然而现实中我们很难给出符合实际情况的 S_0 值, 于是本文按照保证整个积分时段中陆地水储量 S 的最小值为 0 的原则来确定 S_0 。正是由于这样的假设, 该方法只能模拟出水储量的相对变化趋势。

在应用中, 我们可以采用实测降水和径流以及估算的蒸散发来驱动该方法 (Zeng et al., 2007), 故式 (1) 可表示如下:

$$\frac{dS}{dt} = P_{\text{obs}} - E_{\text{est}} - R_{\text{obs}}, \quad (4)$$

式中, 下标 obs 表示观测值, 下标 est 表示估计值。PER 方法更多地会受到观测降水和实测径流的影响。另外也可以通过观测降水和其他气象场来驱动陆面模式得到径流和蒸散发, 如输入了大气强迫资料、土壤参数和植被参数的 VIC 模型能够模拟出流域的蒸散发和径流序列。故式 (1) 又可写成如下形式:

$$\frac{dS}{dt} = P_{\text{obs}} - E_{\text{mod}} - R_{\text{mod}}, \quad (5)$$

式中下标 mod 表示模式模拟值。蒸散发的修正和积分常数的确定同样按照上述方法处理。

2.3 数据

2.3.1 气象站数据

作为 VIC 模型的输入, 大气强迫资料包括日降水、日最高气温和日最低气温。大气强迫资料的时段为 1980~2005 年。0.25°×0.25°空间分辨率的经纬度网格降水及气温资料由全国 743 个气象站 (图 2) 插值生成。采用的插值方法具体如下: (1) 按距离最小原则, 直接使用网格中心附近观测站的观测值作为网格内的平均值; (2) 以距离为权重的插值方法。对于研究区域内的每个网格, 如果该网格内包含的站点数目大于等于 3 时, 则采用如下公式进行插值:

$$Z_{x,y} = \sum_{i=1}^n (z_i/d_i^2) / \sum_{i=1}^n (1/d_i^2), \quad (6)$$

其中, n 为网格内包含的台站数目, d_i 为第 i 个台站到网格中心点的距离, Z_i 为第 i 个台站所对应的观测数据, $Z_{x,y}$ 即为插值后的结果。若网格内的站点数目小于 3, 则需扩大搜索的范围, 直到至少包含 3 个站点为止。

2.3.2 流量数据

本文选择大通水文站 (见图 2 中星号位置)

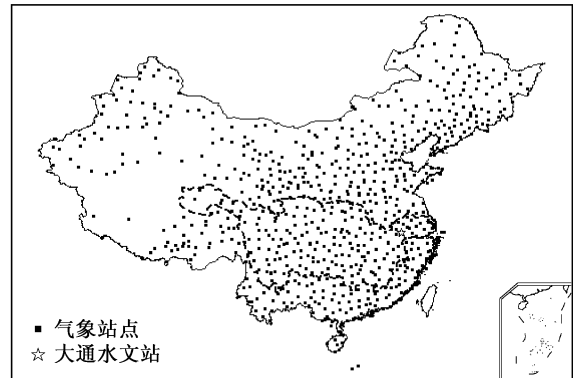


图 2 中国区域 743 气象台站分布图及长江流域和大通水文站地理位置

Fig. 2 Locations of the 743 meteorological stations, Datong hydrologic station, and the Yangtze River basin

的流量资料来评定 VIC 水文模型在长江流域的模拟效果并将其应用于水储量的计算。长江大通水文站位于安徽贵池县梅龙乡, 建立于 1922 年。过去常用大通流量代表入海流量, 是长江干流最下游一个具有系统水文观测资料的永久性水文站。大通是长江口外潮汐影响的上边界, 距河口 500 多千米。由于沿途耗水量增加、调水等因素, 现河口流量低于大通流量。由于上述复杂的人类活动和潮汐等影响为获得准确的入海流量带来了困难, 故本文假定大通断面的流量即为整个长江流域的出流量, 并利用大通站 1982~2004 年的月平均实测流量序列进行计算分析。

2.3.3 GRACE 数据

2002 年 3 月成功发射的美德合作重力卫星 GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) 已经开始提供阶次数达到 120、时间分辨率为约 1 个月的地球重力场模型时变序列。本文利用 2002 年 8 月至 2004 年 12 月逐月的、空间分辨率为 500 km 的 GRACE 陆地水储量数据来评估 PER 方法模拟陆地水储量变化的可行性。

3 模拟设计及结果分析

3.1 模拟设计

本研究模拟了长江流域 (见图 2 虚线) 的陆地水文过程及水储量变化。长江总长约 6300 km, 西起青藏高原东至东海, 包含 11 条支流, 是中国最大的河流, 其年平均气温呈东南高、西北低的

分布趋势, 中下游地区高于上游地区, 江南高于江北, 江源地区是全流域气温最低的地区。由于地形的差别, 在以上总分布趋势下, 形成四川盆地、云贵高原和金沙江谷地等封闭式的高低温中心区。从气候分区来讲, 长江流域气候分别属于青藏高原区、西南热带季风区和华中亚热带季风气候区, 其中属于亚热带季风气候区的面积约占流域的 2/3。由于地域辽阔, 地形复杂, 季风气候十分典型, 长江流域的年降水量和暴雨的时空分布很不均匀。该流域大部分地区暴雨发生在 4~10 月; 暴雨的年际变化也比较大, 1969 年暴雨日多达 17 天, 而 1965 年却只有 1 天。暴雨是流域致洪的关键因素。1998 年 6~8 月由于强降水的影响, 长江上游先后出现 8 次洪峰并与中下游洪水遭遇, 发生了自 1954 年以来的又一次全流域性大洪水。另外, 该流域陆面蒸散发呈现中下游大于上游, 平原和盆地大于山区, 南岸大于北岸, 而且有随高程增加而递减的趋势。正是由于季风的影响, 长江流域每年夏天的雨季会带来强降水, 使得该地区水储量变化表现出很强的季节周期。

本文通过对汉江的茶店子集水区域和武侯镇集水区域 1980~1986 年的模拟来率定参数, 采用汉江流域的马道和汉中两个集水区域同时期的模拟结果进行验证。其中反映总量精度的多年径流相对误差 E_r (%) 如下式:

$$E_r = (\bar{Q}_c - \bar{Q}_o) / \bar{Q}_o, \quad (7)$$

式中 $\bar{Q}_o$ 和 $\bar{Q}_c$ 分别为实测和模拟多年平均径流量, 以流量单位 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 表示; 另外, 反映流量过程吻合程度的月径流 Nash-Sutcliffe 效率系数 (C_e) 见式 (8):

$$C_e = \frac{\sum (Q_{i,o} - \bar{Q}_o)^2 - \sum (Q_{i,c} - Q_{i,o})^2}{\sum (Q_{i,o} - \bar{Q}_o)^2}, \quad (8)$$

式中 $Q_{i,o}$ 和 $Q_{i,c}$ 分别为每月实测和模拟的流量 (单位: $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)。两个验证站 (马道站和汉中站) 模拟的月平均流量相对误差在 10% 以内, 效率系数均大于 0.8, 所以通过茶店子站和武侯镇站率定的参数可以移植到汉江流域, 进而移植到整个长江流域。长江流域的 7 个敏感参数如表 1。

其次, 将气象观测的大气强迫数据 (降水、日最高气温和最低气温) 和移植的参数驱动 VIC

表 1 长江流域 7 个敏感参数取值表

Table 1 Transferred parameters for the Yangtze River basin

B	D_s	$D_m / \text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$	W_s	d_1 / m	d_2 / m	d_3 / m
2.1	0.025	7	0.8	0.1	0.3	2

注: B 为下渗曲线指数; D_s 、 D_m 、 W_s 分别为 ARNO 基流模型参数; d_1 、 d_2 和 d_3 分别为第一、第二和第三层土壤深度。

模型, 在 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 经纬度网格上模拟了长江流域 1980~2005 年的日径流和蒸散发; 随后利用汇流模型将 VIC 模拟的各网格日径流深汇流至流域出口断面。流域平均的 3 层土壤湿度变化在 1~2 年左右达到平衡状态, 故本文将前 2 年作为 spin-up 时间, 其分析时段为 1982~2005 年。

为了验证 PER 方法在长江流域的适用性, 本文做了如下设计: 作为 PER 方法的输入项, 降水由观测获得; 蒸散发为 VIC 模式输出的结果; 流域平均径流深可由如下 3 种方法获得: (1) 实测流量 (observed discharge), 记为 R_{od} ; (2) VIC 模型直接输出的径流深资料, 记为 R_{vic} ; (3) VIC 模型输出的径流深经汇流后的模拟流量 (simulated discharge), 记为 R_{sd} 。本文采用相同的降水 (P)、蒸散发 (E) 和上述 3 种径流深 (R_{od} 、 R_{vic} 和 R_{sd}) 资料分别驱动 PER 方法来估计长江流域 2002 年 8 月至 2004 年 12 月的陆地水储量变化, 并与 GRACE 重力卫星的观测结果进行比较, 探讨该方法应用于长江流域的适应性与合理性, 称之为验证试验。

此外, 本文应用 PER 方法结合大尺度陆面水文模型 VIC 模拟了 1982~2005 年长江流域陆地水储量的变化情况, 称之为模拟试验。降水由 743 个气象站的观测资料获得, 蒸散发由 VIC 模拟得到, 其中 1982~2004 年时段的径流深由实测流量资料获得, 2005 年的径流深由模拟流量获得。本文旨在评估陆地水储量的月变化过程, 故将各时段的降水、蒸散发和径流深统计到月尺度驱动 PER 水量平衡方程进行积分。

3.2 方法验证

重力卫星的分辨率比较低, 但是它足以揭示如亚马逊、密西西比和长江这些大流域的陆地水储量特征。本文利用 2002 年 8 月至 2004 年 12 月、空间分辨率为 500 km 的重力卫星观测结果与 PER 方法估计的水储量变化进行验证。重力卫星和 3.1 所述的 3 种方式驱动 PER 方法得到的水储

量变化分别记为 $TWSC(Grace)$ 、 $TWSC(PE^*R_{od})$ 、 $TWSC(PE^*R_{vic})$ 和 $TWSC(PE^*R_{sd})$ ，见图 3。经统计 3 种驱动方式得到的水储量变化与重力卫星结果的相关系数分别为 0.72、-0.21 和 0.48，其均方根误差分别为 29.83、48.10 和 38.41 mm。结果表明，与 $TWSC(Grace)$ 相比， $TWSC(PE^*R_{od})$ 虽然存在一定的误差但是相关性较好，如 2002 年 11 月至 2003 年 3 月的缓慢变化，2003 年较小的季节变率和 2004 年较大的季节变率，说明应用 PER 方法来诊断陆地水储量变化具有一定的可行性； $TWSC(PE^*R_{sd})$ 模拟的误差较大，但是模拟出了良好的年际和季节变率，同样说明了该方法的可行性；无论从均方根误差还是相关系数来看， $TWSC(PE^*R_{vic})$ 模拟的效果最差，说明 PER 方法对于其驱动项径流深 (R) 具有一定的敏感性。总体来讲，应用 PER 方法来诊断陆地水储量变化具有一定的可行性，但是很大程度上受到输入项径流深 (R) 的约束，所以在应用 PER 方法评估流域陆地水储量变化时，通过实测流量来处理输入项径流深 (R) 是比较合理的方式。然而在实测流量信息无法获得的情况下，可以通过汇流模型的模拟流量来处理径流深 (R)。

3.3 结果分析

应用 PER 方法诊断的长江流域陆地水储量与流域降水、蒸散发和径流密切相关。模拟试验中 VIC 模式运行的时段为 1980~2005 年，将前 2 年作为 spin-up 时间，故本文分析了长江流域 1982~2005 年的陆地水文过程以及水储量变化情况，

并将这 24 年按照年代划分为 1982~1990 年、1991~2000 年和 2001~2005 年 3 个代表时段分别进行研究，其中 1982~1990 年为基准时段，在不考虑人类活动影响的前提下，其目的在于分析气候变化背景下陆地水储量及与其密切相关的水文变量（降水、蒸散发和径流深）在时间和空间分布上的变化特征。

3.3.1 陆地水储量的时间变率

本文将覆盖长江流域的植被参数、土壤参数和大气强迫资料输入 VIC-3L 模型，在 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 经纬度网格上进行蒸散发和径流深模拟。无论从季节（文中未给出图表）还是年际（图 4）变化来讲，长江流域多年平均月蒸散发（图 4c）与降水（图 4b）的阶段性变化趋势趋同；径流深 R_{vic} （图 4d）与降水（图 4b）存在很好的相关性（表 2），说明径流深很大程度上受到降水驱动场的影响。另外，汇流后将 VIC 模型模拟的月流量过程 R_{sd} 与相应的水文站（大通）实测月流量资料 R_{od} 进行比较（图 4d），偏差为 14.30%，效率系数达到 0.75，该结果表明 VIC 模型对径流的模拟以及汇流模型对于流量的模拟都具有一定的合理性。通过表 3 可以看出，1982~1990 年的多年平均气温为 13.0°C ，1991~2000 年和 2001~2005 年的多年平均气温分别增加了 2.94% 和 6.48%，升温速率加快了一倍之多；相对于 1982~1990 年的多年平均降水量（1031.6 mm）来讲，20 世纪 90 年代的降水增加了 1.90%，2001~2005 年却减少了 1.37%；然而 3 个时段的蒸散发变化不大，相对

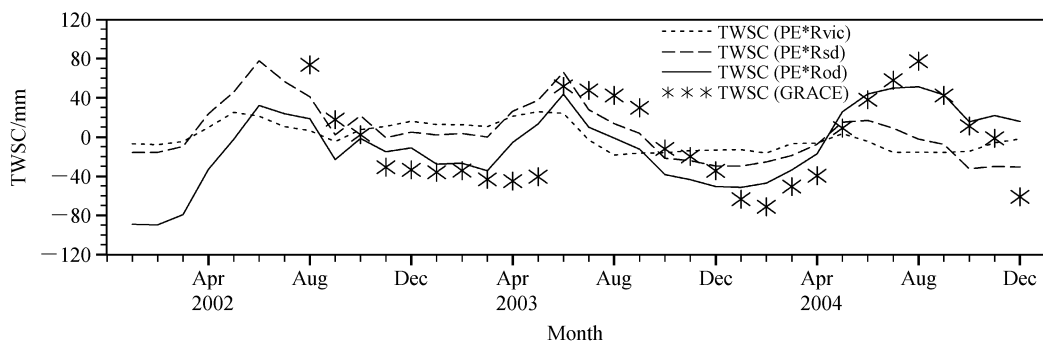


图 3 PER 方法与重力卫星观测结果对比，其中 $TWSC(Grace)$ 表示重力卫星观测， $TWSC(PE^*R_{od})$ 、 $TWSC(PE^*R_{sd})$ 以及 $TWSC(PE^*R_{vic})$ 分别表示由实测流量、模拟流量以及 VIC 模式直接输出的径流深驱动 PER 方法的结果

Fig. 3 Comparison PER method with GRACE satellite gravity measurements. $TWSC(Grace)$ is the results of GRACE; $TWSC(PE^*R_{od})$ and $TWSC(PE^*R_{sd})$ is derived from observed discharge and simulated discharge respectively; $TWSC(PE^*R_{vic})$ is derived from run-off depth of VIC output

于基准期产流呈现先增多（+3.70%）而后减少（-0.91%）的趋势，这与降水的变化趋势相同。由上可见，VIC 模式中降水对于径流的影响远大于其对蒸散发的影响。

对于降水和径流的关系，由表 2 的滞后相关系数可以看出，长江流域实测流量对降水的响应滞后一个月，这是陆地对于水体调蓄作用的体现；模拟的流量呈现与实测流量类似的趋势，同样说明该汇流模型在长江流域具有一定的适应性；然而 VIC 模式模拟的径流深对降水的响应比较及时，

表 2 1982~2005 年 P 和 R 的相关系数
Table 2 Correlation between P and R during 1982 - 2005

滞后时间/月	相关系数		
	P 和 R_{od}	P 和 R_{sd}	P 和 R_{vic}
0	0.83	0.91	0.99
1	0.93	0.89	0.69
2	0.69	0.62	0.35
3	0.33	0.23	-0.1
4	-0.1	-0.2	-0.48
5	-0.5	-0.6	-0.76

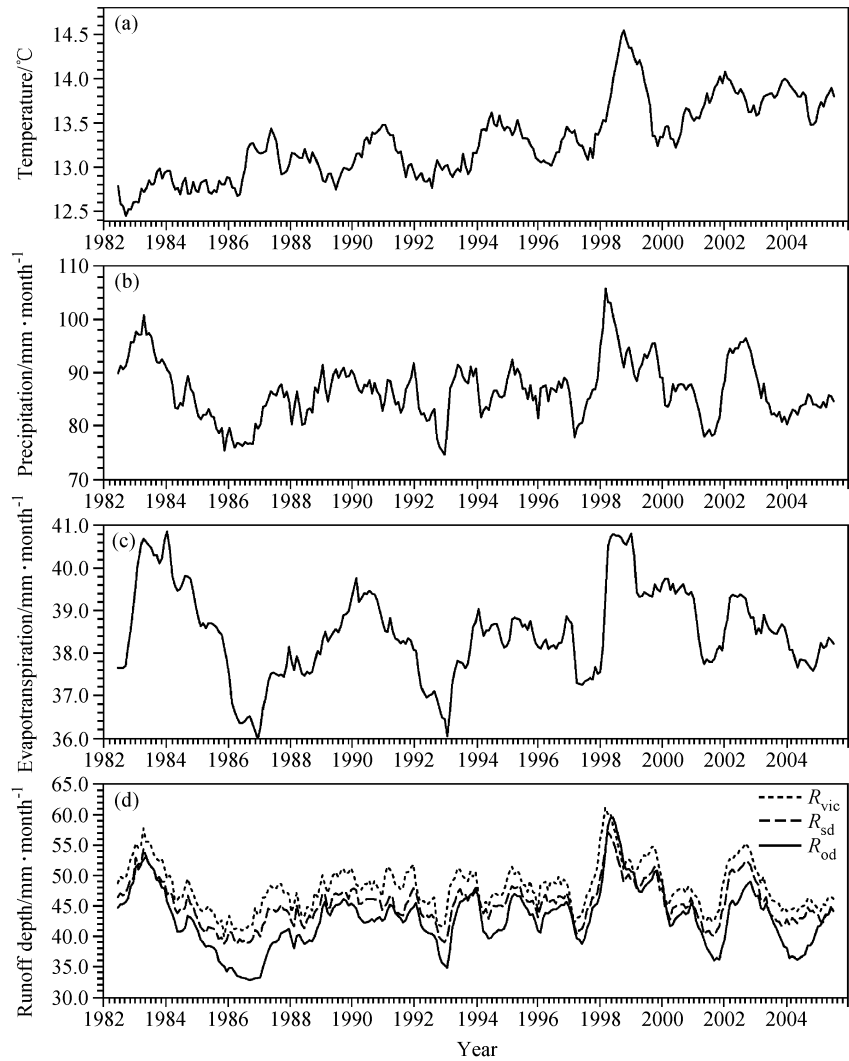


图 4 长江流域 1982~2005 年各陆面变量 12 个月滑动平均结果：(a) 气温；(b) 降水；(c) VIC 模式模拟的蒸散发；(d) 径流深， R_{vic} 为 VIC 直接输出的径流深， R_{sd} 为汇流的径流深， R_{od} 为实测径流深

Fig. 4 Monthly mean time series by 12-month running mean in Yangtze River basin during 1982 - 2005: (a) Temperature; (b) precipitation; (c) evapotranspiration; (d) runoff depth, R_{vic} is modeled by VIC, R_{sd} and R_{od} is derived from discharge after river routing and observed discharge respectively

表 3 不同时期长江流域各水文要素值

Table 3 Land surface variables during different time periods in the Yangtze River basin

时间	多年平均气温 /°C	多年平均降水 /mm	多年平均蒸散发 /mm	多年平均径流深 /mm	水储量季节变率 /mm	水储量年际变率 /mm
1982~1990 年	13.0	1031.6	459.8	569.0	21.8	37.7
1991~2000 年	13.4	1051.2	459.9	590.1	26.8	29.8
2000~2005 年	13.9	1017.4	457.7	563.8	22.9	17.6

注：季节变率（年际变率）由标准偏差 $S = \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 / (n-1)}$ 计算，其中 X_i 为多年月平均值（年平均）， $\bar{X}$ 为 12 个月平均值（多年平均值）， n 为 12 个月（年数）。

滞后响应很不明显。因此表 2 充分说明了图 3 中 3 种不同驱动方式造成陆地水储量评估结果不同的原因。而流域出流量对于降水的这种滞后响应正是自然界水体循环的真实表述。

首先从季节变化来分析各水文变量与水储量

的关系。图 5a 显示了 PER 方法输入项 ($P-E^*$) 和径流深 (R) 的月尺度序列， $P-E^*$ 高于 R （实线高于虚线）时表明长江流域的水储量处于补给阶段，即 $P-E^*-R>0$ 的时段是蓄水阶段，反之处于排泄阶段。另外图 5b 显示，长江流域陆地水

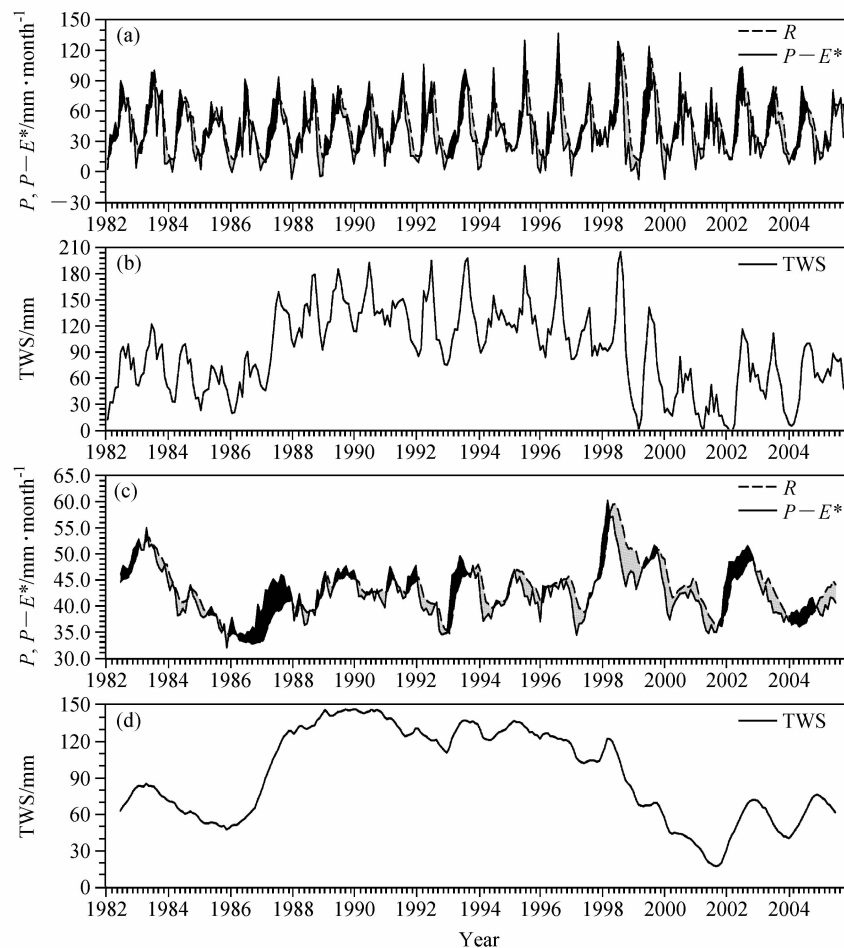


图 5 长江流域 1982~2005 年月平均时间变化：(a) $P-E^*$ 以及 R ；(b) 陆地水储量 S ；(c) $P-E^*$ 以及 R 12 个月滑动平均的结果；(d) 陆地水储量 S 12 个月滑动平均的结果。

Fig. 5 Monthly mean time series in the Yangtze River basin during 1982-1990: (a) $P-E^*$ and R ; (b) the diagnosed TWS of the Yangtze River basin; (c) 12-month running mean $P-E^*$ and R ; (d) 12-month running mean S

储量一个明显的季节变化特征: 1~7 月是长江流域陆地水储量的补给时期, 而年内的其他时间多处于排泄阶段。总体来讲, $P-E^*$ 的季节变化量级是 R 的 1.2 倍, 而且 R 的位相多滞后于 $P-E^*$ 1~2 个月。 R 相对于 $P-E^*$ 的这种量级衰减和位相滞后现象主要是径流对于降水的衰减滞后响应造成的, 这种记忆效应同样导致了水储量的滞后变化。以 1998 年为例, 该流域发生了自 1954 年以来的又一次全流域性大洪水。从 6 月中旬起, 因洞庭湖、鄱阳湖连降暴雨、大暴雨使长江流量迅速增加, 7 月下旬至 9 月中旬初, 受长江上游干流连续 7 次洪峰及中游支流汇流叠加影响, 大通站流量 8 月 2 日最大达 $82300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。由于 7 月份流域平均雨量达到最大值, 而流域的调蓄作用导致此时大通站的出流量并未达到最大, 所以 7 月份之前, 长江流域的水储量出现了猛涨的现象; 然而 7 月份以后, 流域平均降水出现明显下降趋势, 而 8 月份该流域流量达到最大, 故 7 月份之后长江流域陆地水储量急速衰退。另外从季节和年际变率来看 (表 3), 长江流域陆地水储量在 1991~2000 年时段的季节变率较大, 而在 1982~1990 年时段的年际变率比较大。在整个分析时段, 水储量最高值与最低值之差约为 200 mm。

此外, 本文用 12 个月滑动平均的方法滤掉了季节循环的影响, 进而得到长江流域陆地水储量的长期变率, 见图 5c 和图 5d。由此可以看出长江流域在 1986、1987、1993、2002 年处于明显的蓄水阶段, 陆地水储量在 1982 年缓慢增加, 随后 1983~1985 年缓慢降低, 1986~1987 年呈现突涨现象, 其后 1988~1997 年长江流域水储量一直保持着平稳的状态, 1998 年呈现突涨突落现象, 而且自此下降到 2001 年为最低值, 2002 年以后出现小幅的涨落趋势。整体来讲, 1988~1997 时段长江流域陆地水储量处于平稳的丰富阶段。

3.3.2 陆地水储量的空间分异性

长江流域 1982~1990 年陆面分量的空间分布见图 6。图中气温呈现中东部较高、西北较低的趋势, 重庆、江西大部、湖南南部和云南北部是高温区, 而青海南部是低值中心; 降水量和径流深均呈现由东南向西北逐渐减少, 由高纬到低纬逐渐增加的趋势; 而且蒸散发与观测气温的分布趋势相关性较好; 该时期西北大部分地区的陆地水

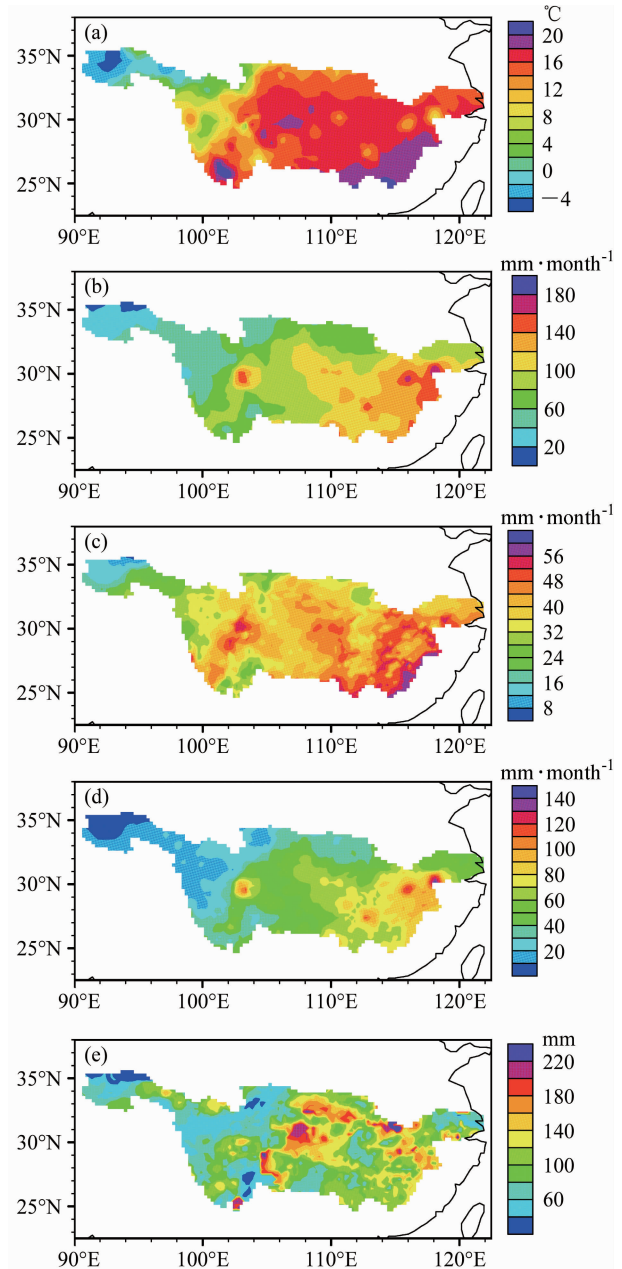


图 6 长江流域 1982~1990 年多年平均分布: (a) 气温; (b) 降水; (c) 蒸散发; (d) 径流深; (e) 水储量。

Fig. 6 Monthly mean spacial distribution in the Yangtze River basin during 1982 - 1990: (a) Temperature; (b) precipitation; (c) evapotranspiration; (d) runoff depth; (e) TWS

储量较小, 低值中心分布在青海南部、四川北部和云贵交界处。水储量的高值区分布在陕西、湖北、重庆和贵州一带。蒸散发与气温和径流深与降水在空间分布基本一致的情况说明 VIC 模式模拟结果对于大气强迫资料—降水和气温的敏感性, 同样说明 VIC-3L 模型在长江流域有一定的适

用性。

另外,在不考虑人类活动影响的前提下,将2001~2005年和1991~2000年这两个时段与基准时期1982~1990年的各陆面分量进行了对比(图7)。图中2001~2005年时段流域整体增温幅度要大于1991~2000年时段,尤其长江流域东部和中西部以及西北部增温明显;1991~2000年时段降

水在中北部减少,其余大部分地区都呈增加趋势,东南部增加尤其明显,而2001~2005年时段降水变化不明显;1991~2000年时段蒸散发在中北部地区明显减小而2001~2005年时段也出现同样的情况,但是在(30°N, 100°E)附近出现明显的增加趋势;两个时段的径流空间变化分布与降水相似;两个时段的水储量在中部和西北呈现减少趋

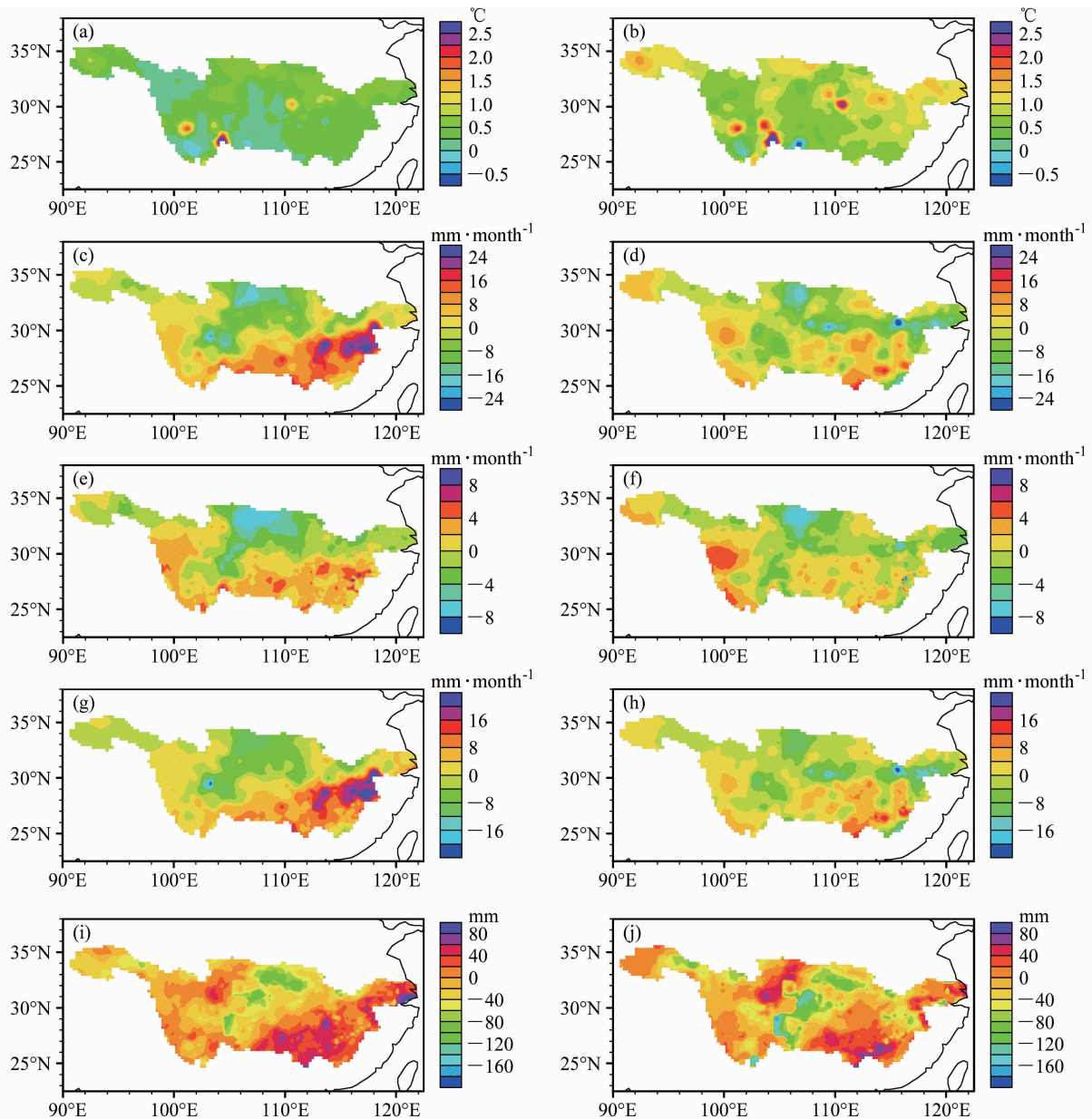


图7 长江流域陆面变量的空间分布,左侧为1991~2000年时段与1982~1990年时段多年平均之差,右侧为2001~2005年时段与1982~1990年时段多年平均之差:(a)、(b)气温;(c)、(d)降水;(e)、(f)蒸散发;(g)、(h)径流深;(i)、(j)水储量。

Fig. 7 Spatial distribution of land surface variables in the Yangtze River basin, the left column is the difference between 1991 - 2000 and 1982 - 1990 while the right column is the difference between 2001 - 2005 and 1982 - 1990; (a), (b) Temperature; (c), (d) precipitation; (e), (f) evapotranspiration; (g), (h) runoff depth; (i), (j) TWS

势, 其余地区呈现增加趋势, 增加的高值区分布在流域东南地区和四川—甘肃一带, 而 1991~2000 年时段的增加趋势尤其明显, 相反地重庆和贵州一带呈现减少趋势的地域范围逐步扩大, 且该趋势随时间逐步加剧。就流域平均来讲, 和基准期相比 1991~2000 年时段水储量增加而 2001~2005 年时段相反。

4 结论与讨论

通过与重力卫星观测结果的验证, 说明 PER 方法能够提供长江流域陆地水储量连续长时间段的时空分布估计。在模拟时段内, 基准期 1982~1990 年的多年平均气温、降水、蒸散发和径流分别为 13.0 °C、1031.6 mm、459.8 mm 和 569.0 mm, 遵循了多年水量平衡的原则。1991~2000 年时段和 2001~2005 年时段的多年平均气温均高于基准期且增速速度加快, 多年平均降水量分别增长 1.90% 和 -1.37%, 而多年平均蒸散发变化不大, 相应的多年平均径流深分别增长 3.70% 和 -0.91%; 基准期长江流域陆地水储量的季节变率为 21.8 mm, 年际变率为 37.7 mm; 1991~2000 年时段和 2001~2005 年时段, 长江流域陆地水储量的季节变率分别为 26.8 mm 和 22.9 mm, 年际变率分别为 29.8 mm 和 17.6 mm。陆地水储量的变化直接受到降水、径流和蒸散发的影响, 1998 年水储量的突涨突落即是强降水和洪水等综合作用的结果。总体来讲: 1988~1997 年时段长江流域陆地水储量处于平稳的丰富阶段, 其他时段年际变化较大, 但是水储量处于严重匮乏状态; 长江流域东南部水储量资源虽然丰富, 但是在人类活动加剧和气候变化的背景下, 呈现先增高继而下降的趋势; 中部一些地区和西北部是储水量的脆弱区且变化较大, 而重庆—贵州一带的减少趋势尤其明显。

以土壤水、地表水和地下水等形式存储的淡水资源, 对于陆地上的生命至关重要。而陆地水储量作为陆地淡水资源的总括, 其丰枯趋势的变化及脆弱性直接影响到当地水资源供需关系、农业干旱和渍涝灾害、生态系统和环境等的变化。如上所述, 明确陆地水储量的时空分布特征能够为指导农业生产和探明生态系统改变等提供依据,

同时国家可以根据水文循环的变化规律采取合理措施, 实现水资源的合理分配, 既减轻了洪涝灾害的发生, 又保障了国民生活和生产安全, 从而促进社会和谐稳定和可持续发展。

在验证试验中, 本文采用相同的降水 (P)、蒸散发 (E) 和 3 种径流深 (R) 资料分别驱动 PER 方法来诊断长江流域 2002 年 8 月~2004 年 12 月的陆地水储量变化。结果如下: 首先, 实测流量法和 VIC 模型直接输出法驱动 PER 后模拟出的陆地水储量结果大相径庭 (图 3), Zeng et al. (2007) 分析这是由于模型直接模拟的径流深结果与输入的降水无论在量级还是在位相上都接近的原因。然而本文采用汇流后结果 (VIC 模拟输出径流深经汇流后的模拟流量法) 诊断得到的陆地水储量变化与实测流量法的结果无论在量级上还是在位相上都存在良好的一致性。其实道理不言而喻, 模式直接模拟的径流深需要一定时间才能汇流至流域出口断面, 只要汇流后的流量与对应水文站的观测流量可比 (图 4d), 那么驱动 PER 方法后模拟得到的陆地水储量不会存在很大差异。故 2005 年 (无实测流量信息) 采用模拟流量法处理径流深是合理可行的。因而, 将 PER 方法应用于无观测流量地区水储量诊断或者未来情景水储量预测时, 如何处理流域的净出水量是值得注意的问题。Dai and Trenberth (2002) 和 Dai et al. (2008) 提出了一种通过与临近实测流量站建立线性回归关系得到无资料地区流量数据的方法, 另外本文应用的汇流模型也是获得流域出口断面流量的一种切实有效的方法。

此外, 由于实际蒸散发资料难于获得, 故本文采用 VIC 模式模拟的蒸散发作为 PER 方法的输入项, 而在陆地水储量的计算上并未考虑模型误差。再者由于本研究中所用的 VIC 模式没有包括地下水动态变化, 因此我们忽略了地下水的季节变化对陆地水储量变化的影响。Niu and Yang (2006) 指出地下水的动态变化对蒸散发和径流的模拟有较大影响, 进而影响陆地水储量的模拟结果。因此, 在未来研究中还需进一步考虑模式误差和地下水变化对陆地水储量的影响。

致谢 感谢田向军博士给予的帮助以及两位匿名审稿人和编辑提出的宝贵意见。

参考文献 (References)

- Abdulla F A, Lettenmaier D P, Wood E F et al. 1996. Application of a macroscale hydrologic model to estimate the water balance of the Arkansas-Red River basin [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (D3): 7449–7459.
- Arora V K. 2001. Assessment of simulated water balance for continental scale river basins in a AMIP 2 simulation [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D14): 14827–14842.
- Chen F, Xie Z H. 2008. A large-scale routing scheme for stream simulation and its application to river basins in China [J]. *IAHS Publ.*, 322: 65–72.
- Dai A G, Trenberth K E. 2002. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations [J]. *Journal of Hydrometeor.*, 3: 660–687.
- Dai A G, Qian T T, Trenberth K E, et al. 2008. Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004 [J]. *J. Climate*, 22: 2773–2792.
- Liang X, Lettenmaier D P. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models [J]. *J. Geophys. Res.*, 99 (D7): 14415–14428.
- Liang X, Wood E F, Lettenmaier D P. 1996. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modifications [J]. *Global and Planetary Change*, 13: 195–206.
- Liang X, Xie Z. 2001. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models [J]. *Advances in Water Resources*, 24: 1173–1193.
- Lohmann D, Raschke E, Nijssen D, et al. 1998. Regional scale hydrology: 1. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model [J]. *Hydrological Sciences Journal*, 43 (1): 131–141.
- Masuda K, Hashimoto Y, Matsuyama H, et al. 2001. Seasonal cycle of water storage in major river basins of the world [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 3215–3218.
- Nijssen B, Lettenmaier D P, Liang X, et al. 1997. Streamflow simulation for continental-scale river basins [J]. *Water Resour. Res.*, 33 (4): 711–724.
- Niu G Y, Yang Z L. 2006. Assessing a land surface model's improvements with GRACE estimates [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (L07401): 1–4.
- Pat J F Y, Famiglietti J S. 2008. Regional terrestrial water storage change and evapotranspiration from terrestrial and atmospheric water balance computations [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: 1–13.
- Rasmusson E M. 1968. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. II: Large-scale water balance investigations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 96 (10): 720–734.
- Roads J O, Chen S C, Guetter A K, et al. 1994. Large-scale aspects of the United States hydrologic cycle [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75 (9): 1589–1610.
- Seneviratne S I, Viterbo P, Luthi D, et al. 2004. Inferring changes in terrestrial water storage using ERA-40 reanalysis data: The Mississippi River basin [J]. *J. Climate*, 17: 2039–2057.
- Su F G, Adam J C, Trenberth K E, et al. 2006. Evaluation of surface water fluxes of the pan-Arctic land region with a land surface model and ERA-40 reanalysis [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: 1–16.
- Syed T H, Famiglietti J S, Rodell M, et al. 2008. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS [J]. *Water Resour. Res.*, 44: 1–15.
- 谢正辉, 刘谦, 袁飞, 等. 2004. 基于全国 50 km×50 km 网格的大尺度陆面水文模型框架 [J]. *水利学报*, 5: 76–82.
- Xie Zhenghui, Liu Qian, Yuan Fei, et al. 2004. Macro-scale land hydrological model based on 50km×50km grids system [J]. *Journal of Hydraulic Engineering (in Chinese)*, 5: 76–82.
- Xie Z, Yuan F, Duan Q, et al. 2007. Regional parameter estimation of the VIC land surface model: Methodology and application to river basins in China [J]. *Journal of Hydrometeor.*, 8 (3): 447–468.
- Zeng N. 1999. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle [J]. *J. Geophys. Res.*, 104: 9097–9106.
- Zeng N, Yoon J H, Mariotti A, et al. 2007. Variability of basin-scale terrestrial water storage from a PER Water Budget Method: The Amazon and the Mississippi [J]. *J. Climate*, 21: 248–264.