

GRACE 反演近年青藏高原及雅鲁藏布江 流域陆地水储量变化

许朋琨¹, 张万昌²

(1. 南京大学 环境学院, 污染控制与资源化研究国家重点实验室, 江苏 南京 210046;

2. 中国科学院 遥感与数字地球研究所, 北京 100094)

摘要: 利用2005年至2010年6年的GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)数据反演,研究了青藏高原地区以及雅鲁藏布江流域的季节及年陆地水储量的变化情况。结果显示:在研究区,伴随着显著地季节性波动,年水储量均有明显的下降趋势。同时,流域GRACE数据反演结果和国际上几种模式的水文模拟结果比较表明,GRACE在两个流域上的反演结果与CPC水文模型模拟结果变化趋势较为一致,但水储量年、季变化幅度偏大,而与GLDAS发布的CLM与VIC模型的结果则相差甚远,主要原因归结为青藏高原地区气候条件复杂导致模型的不确定性及误差较大,而大多水文模型缺乏对地下水变化的模拟能力所致。

关键词: GRACE; 陆地水储量变化; 水文模型; 青藏高原; 雅鲁藏布江

中图分类号: TV211.12

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2013)01-0023-07

Inversion of terrestrial water storage changes in recent years for Qinghai – Tibetan plateau and Yarlung Zangbo River basin by GRACE

XU Pengkun¹, ZHANG Wanchang²

(1. State Key Laboratory of Pollution Control & Resources Reuse, School of Environment, Nanjing University, Nanjing 210046,

China; 2. Institute of Remote Sensing and Digital Earth, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100094, China)

Abstract: With the GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) data from 2005 to 2010, terrestrial water storage changes of Qinghai – Tibetan Plateau and Yarlung Zangbo River Basin were inverted and systematically analyzed. The preliminary results indicated a persistent decreasing trend in the yearly terrestrial water storage level with significant seasonal fluctuation in the study region. Comparisons of GRACE based inversions with those simulated by internationally well – known hydrological models suggested the significant discrepancies existed either for yearly or for seasonally terrestrial water storage changes. In general, CPC model simulated quite similar variation trends compared to GRACE reversed but with a smaller fluctuation magnitude. However, both CLM and VIC models released by GLDAS give quite different outputs compared with that reversed by GRACE. The discrepancy is mainly attributed to the shortcomings in ground water variation simulations for the most of hydrological models. Moreover, the complex meteorological, hydrological and the underneath conditions in Qinghai – Tibetan Plateau usually result in errors for hydrological simulations.

Key words: GRACE; terrestrial water storage change; hydrological model; Qinghai-Tibetan plateau; the Yarlung Zangbo River basin

陆地水变化是全球水循环的重要组成部分,是降雨、蒸散发、径流和地下水等活动过程的综合反映。陆地水储量及其变化作为陆地水变化中的一个重要

参量,在理解和预测气候变化、气象、农业产量、洪水和其它自然灾害中扮演着关键角色,因此陆地水储量及其变化的研究不但在学术上而且在政治和经济方

收稿日期:2012-11-13; 修回日期:2012-11-18

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(2010CB951404); 国家自然科学基金(40971024, 41175088)资助

作者简介:许朋琨(1986-),男,湖北荆州人,在读硕士研究生,主要研究方向为基于GIS的水文水资源研究。

通讯作者:张万昌(1966-),男,新疆石河子人,教授,博士生导师,主要研究方向为遥感与GIS全球变化研究等。

面均意义重大。然而,传统的气象和水文观测资料(如降雨资料、土壤湿度数据、地表径流数据和地下水测井资料等)由于单点测量覆盖范围有限、空间分辨率不高,而以实测资料为基础结合相关物理过程的气候、水文模型仍存在很大的不确定性,在对干旱、洪水等异常气候的定量研究方面仍显不足。

近代地球物理学研究发现陆地水储量的变化可以导致的地球重力场异常,根据这一发现由美国航天局(NASA)及德国空间飞行中心(DLS)联合研发的GRACE重力卫星(Gravity Recovery and Climate Experiment)于2002年3月发射升空,预计服役至2015年。利用GRACE双星的星载K波段测距系统,对两颗低轨近极圆轨道卫星之间距离变化进行不间断测量,获得陆地精确的时变重力场。GRACE的时变重力场可以提供地球物质迁移变化的信息,揭示地球系统内所有的物质运动、分布及变化,反映了大气、陆地水、海洋及固体地球之间的相互作用^[1]。

GRACE卫星重力技术目前已经广泛应用于研究陆地水变化^[2-3]、南极和格陵兰岛冰盖变化^[4-5]、全球海平面变化及地球表面特定大流域水储量变化研究。Whar等人^[6]指出在1000km平滑下,GRACE重力场的分辨率可以检测水储量的逐月变化,并达到1.5cm等效水柱高的精度。诸多研究^[7-9]表明GRACE反演水储量的结果与水文模型是较为一致的,在几百公里的流域以及更大尺度上,GRACE能够对水储量的月度、季度变化的水文信号做出精确响应。近年来,国内也有不少学者进行了该方面的研究,如胡小工等^[10]的研究结果表明长江流域水储量周年变化幅度可达到3.4cm等效水高,其最大值出现在春季和初秋;钟敏等^[11]利用GRACE对2003-2007年中国陆地水量中长空间尺度的变化趋势进行研究,指出华北京津冀地区、青藏高原区域陆地水(冰)储量存在明显的减少趋势。

1 研究区概况

青藏高原位于东经74°~104°、北纬25°~40°之间,分布着广泛的冰川,在中国冰川资源中占有的面积最大,约32320km²,占总面积的54.4%,冰储量2798km³,占总冰储量的50.0%,该区发育有冰川22468条^[12]。雅鲁藏布江流域地处东经82°01'~97°06',北纬27°40'~31°17'之间,干流全长2057km(中国境内),面积为25.077万km²^[13]。年平均流量为4425m³/s,年径流量为1395.4亿m³,居全

国第3位。雅鲁藏布江是中国主要的海洋型冰川分布区,共有冰川10816条,冰川面积约14493km²,冰储量约1293km³,占整个青藏高原冰川数量(36918条)的29%,面积(49903km²)的29%和冰川储量(4572km³)的29%,占中国冰川总数量、总面积和总储量约为23%,24%和23%。研究区地理位置、相关气象观测站点及水系分布参见图1。

以青藏高原以及高亚洲冰川区最边缘的受气候变化影响近年来冰川退缩幅度最大、冰雪融水补给比例多在30%~80%左右的藏东南雅鲁藏布江流域为研究区,反演其水储量变化,有助于了解在全球气候变化大背景下,高原及流域的水资源变化情况,为进一步理解研究区冰川、水文、生态变化提供信息。

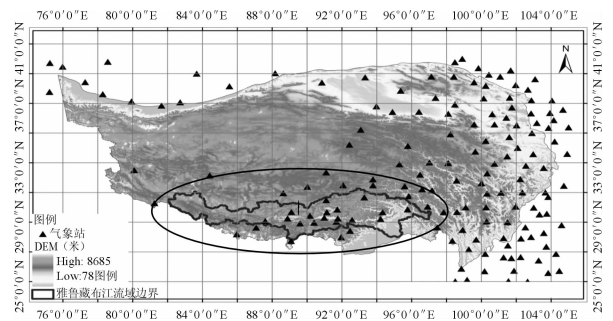


图1 研究区地理位置

2 方法与数据

2.1 原理与方法

地球重力场可以用大地水准面来描述。大地水准面的球谐系数表达式为:

$$N(\theta, \phi, t) = a \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_l^m(\cos\theta) \times [C_l^m(t) \cos(m\phi) + S_l^m(t) \sin(m\phi)] \quad (1)$$

式中: a 表示地球半径; l, m 分别表示球谐系数的阶数和次数; θ 和 ϕ 分别表示余纬和经度; $C_l^m(t)$ 和 $S_l^m(t)$ 分别为时变重力场系数; $P_l^m(\cos\theta)$ 为归一化的缔合勒让得函数。

在任意处(余纬 θ 和经度 ϕ)相应的等效质量面密度变化可用规格化球谐展开式表达^[14]:

$$\Delta\sigma(\theta, \phi) = \frac{2a\rho_{ave}\pi}{3} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_l^m(\cos\theta) \frac{2l+1}{1+k_l} \times [\Delta C_l^m \cos(m\phi) + \Delta S_l^m \sin(m\phi)] \quad (2)$$

式中: ρ_{ave} 表示地球平均密度; ΔC_l^m 和 ΔS_l^m 分别表示GRACE提供的时变重力场模型系数的变化值; k_l 是1阶负荷勒夫数。然而,由于重力场模型的球谐系数只能展开到有限阶数,使其产生了不可避免的截断误差;同时,模型球谐系数的误差会随着阶数的增加而

增大。因此,在式(2)中引入 Jekeli 构造的高斯平滑函数 W_l ,并将面密度变化转化为等效水柱高:

$$\Delta h(\theta, \phi) = \frac{2a\rho_{\text{ave}}\pi}{3\rho_{\text{wat}}} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_l^m(\cos\theta) \frac{2l+1}{1+k_l} \times W_l \times [\Delta C_l^m \cos(m\phi) + \Delta S_l^m \sin(m\phi)] \quad (3)$$

式中: ρ_{wat} 表示水的密度, $W_l = \int_0^\pi W(\gamma) P_l \cos(\gamma) \sin\gamma d\gamma$,

平滑核函数定义为: $W(\gamma) = \frac{b}{2\pi} \frac{\exp[-b(1-\cos\gamma)]}{1-e^{-2b}}$, b

$= \frac{\ln(2)}{1-\cos(r/a)}$, r 表示平滑半径; W_l 还可以通过迭代方

法得到: $W_0 = \frac{1}{2\pi}$; $W_l = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{1+e^{-2b}}{1-e^{-2b}} - \frac{1}{b} \right]$; $W_{l+1} = -$

$\frac{2l+1}{b} W_l + W_{l-1}$ 。

2.2 GRACE 数据

本文采用美国得克萨斯大学空间研究中心(CSR, Center for Space Research)发布的 UTCSR-RL04 L-2 数据,提供近似月平均时变重力场系数,最大阶数 60 阶,时间跨度从 2005 年 1 月到 2010 年 12 月。数据中不包括一阶项,而且 C_{20} 项的精度很低,根据 CSR 的建议,利用通过卫星激光测距(SLR)获得的 C_{20} 项代替原始数据的相应项进行解算,球谐系数变化量采用月平均重力场减去 72 个月重力场平均值,选用 750 km 平滑半径。由于 L-2 数据产品在处理过程中已经去除了各种潮汐影响(海潮、极潮、固体潮等)以及非潮汐的大气和海洋影响^[15],所以在陆地区域主要反映为水储量变化。

2.3 水文模型

流域水平衡公式可以表述为:

$$P - E - R = \Delta SWE + \Delta SM \quad (4)$$

式中: P 为降水量; E 为流域蒸散发量; R 为径流量; ΔSWE 为雪水当量的变化量; ΔSM 为土壤湿度变化量。流域水储量的变化量,可以用土壤湿度变化量加上雪水当量变化量来表示。

在验证用水文模型上,本文选择了美国国家海洋和大气局(NOAA)气象预报中心(Climate prediction Center, CPC)的陆地资料同化系统^[16],和美国国家宇航局(NASA)哥达地球科学数据和信息中心(GES DISC, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center)的全球陆地资料同化系统(GLDAS, Global Land Data Assimilation System)。

CPC 是根据全球观测到的降水分布而建立的,输入数据包括每日和每小时的降水分析结果、太阳辐射分布、地表大气压、潮湿度、温度以及水平风速

等。输出数据包括地表积雪分布、厚度及其反照率、土壤温度、地表以下 4 层的土壤水含量等^[11,16-17]。本文采用的 CPC 数据为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格网数据,时间跨度与 GRACE 数据相同。

对于 GLDAS 笔者选用了 $1^\circ \times 1^\circ$ 逐月 CLM 和 VIC 模型模拟的全球同化数据,使用了两种数据中的土壤湿度和雪水当量数据,其中,CLM 将土壤分为 10 层共 343 cm 深, VIC 将土壤分为 3 层共 190 cm 深。需要指出的是,由于无法获得全面的可信的实测数据,使用水文模型检验是相对可行的办法,但模型本身也是存在误差和问题的。

3 结果与讨论

3.1 GRACE 反演结果分析

笔者利用 72 个月的 GRACE 数据解算出青藏高原以及雅鲁藏布江流域的水储量变化,其中 2005-2010 年水储量变化的月均值如图 2 所示(虚线框为青藏高原边界,实线框为雅鲁藏布江流域边界)。其中在反演陆地水储量时,青藏高原计算范围为东经 $74^\circ \sim 104^\circ$ 、北纬 $25^\circ \sim 40^\circ$ 之间;雅鲁藏布江流域计算范围为东经 $81^\circ \sim 98^\circ$ 、北纬 $27^\circ \sim 32^\circ$,均包括了周边部分地区。

GRACE 反演的研究区水储量变化,不仅包括地表及地下水变化,也包括了该区域冰川的变化,这里利用叶叔华等人^[18]的方法,采用 13 点滑动平均扣除季节性变化,获得研究区水储量的趋势变化,再用线性拟合估计研究区的水储量线性变化,结果如图 3(A 为青藏高原地区, B 为雅鲁藏布江流域,下同)。

通过对研究区水储量年际变化的线性拟合,发现水储量存在明显的下降趋势。其中,青藏高原水储量大约以每年 14 mm 的速度递减,约合 3.64 Gt/a;雅鲁藏布江流域水储量大约以每年 16 mm 的速度递减,约合每年损失 3.8 亿 t/a,此结果与钟敏^[11]及叶叔华^[18]等的研究结果较为一致。

从图 3 可以看出,青藏高原和雅鲁藏布江水储量的变化趋势是非常一致的,大约在每年的 3 月份左右,水储量最小,在 8、9 月份水储量最大,与其他研究的结论一致^[11,18-19]。由于雅鲁藏布江流域水资源丰富,冰川众多,因此,水储量变化的振幅大于青藏高原。

3.2 结果验证

将 GRACE 反演结果与作者计算出的 3 个水文模型结果进行比较,计算方法即相应模型的土壤湿度变化量加上其雪水当量变化量,结果如图 4。

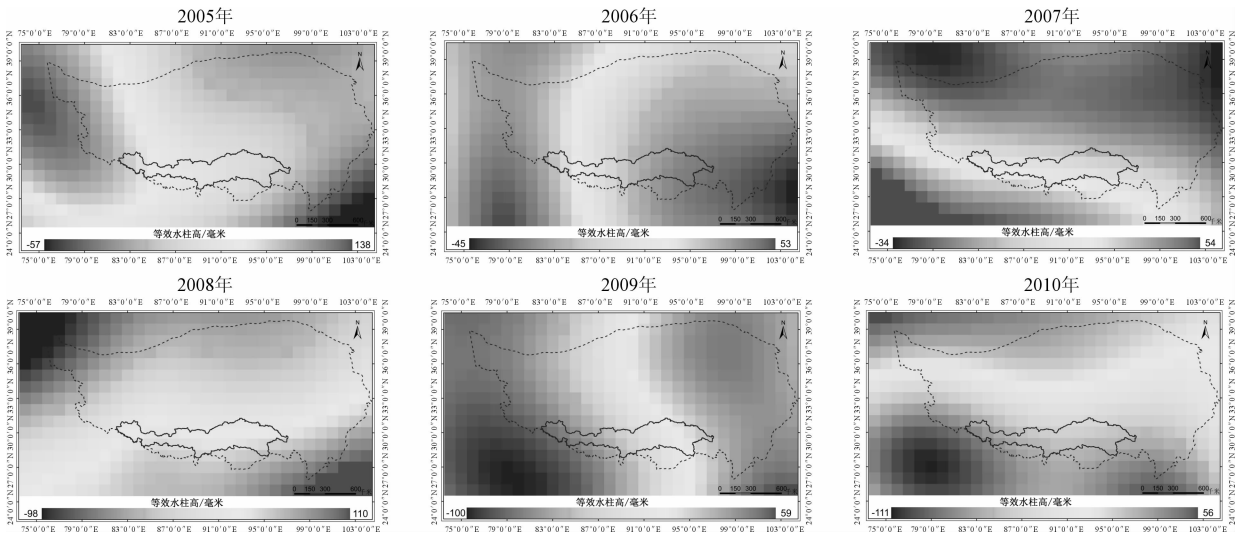


图2 2005 - 2010年 GRACE 反演水储量变化月平均值

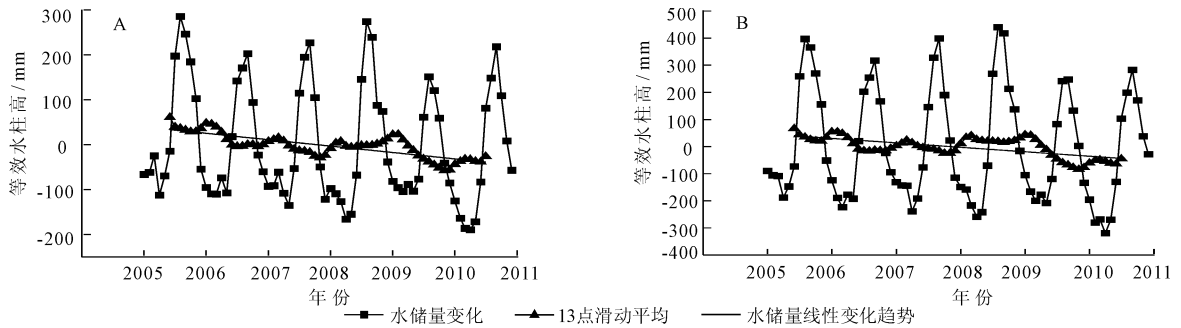


图3 GRACE 反演水储量月度变化

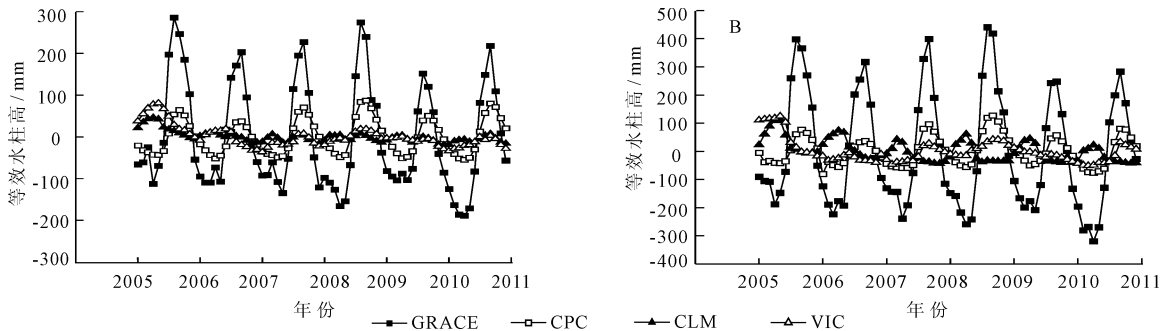


图4 GRACE 反演结果与水文模型对比

(1) 与 CPC 比较。在振幅上,GRACE 结果远远大于 CPC 水文模型。冯伟^[19]等在亚马逊河地区也出现类似的现象。其中,GRACE 反演水储量在青藏高原地区的波动范围在 -200 ~ 300 mm 之间,在雅鲁藏布江流域,变化趋势和青藏高原地区一致,波动范围更大,约在 -300 ~ 450mm 之间。CPC 水文模式反映的陆地水储量变化在两个区域变化情况也比较一致,均在 -80 ~ 100 mm 之间,但雅鲁藏布江流域波动范围略大于青藏高原地区。

通过回归分析,以 CPC 水文模型为横轴,以 GRACE 为纵轴,作散点图,结果如图 5 所示。在青

藏高原地区,回归的 $R^2 = 0.78$,在雅鲁藏布江流域,回归的 $R^2 = 0.81$,可见 CPC 水文模型与 GRACE 反演结果之间存在比较明显的线性关系。

(2) 与 CLM 比较。对于 GLDAS 的 CLM 模型,青藏高原地区,振幅很小,波动范围在 -20 ~ 40 mm,一年出现两次峰值;在雅鲁藏布江流域,CLM 结果与 GRACE 结果和 CPC 结果出现极值大约有半年的时间差,极大值出现在冬季,极小值出现在夏季,波动范围在 -50 ~ 100 mm 之间。

(3) 与 VIC 比较。对于 VIC 模型,在青藏高原地区,2005 年春季出现最大值,其后振幅较小,大致

在夏季出现极大值,冬季出现极小值,波动范围在 -20 ~ 50 mm之间;雅鲁藏布江流域的变化情况与其一致,波动范围在 -50 ~ 140 mm 之间。

综合 3 个模型的验证结果,由于 GRACE 与 CPC 模型的结果在变化趋势上符合正常规律且有比较好的一致性,因此笔者进一步分析了其周期变化。利用

最小二乘法拟合研究区水储量变化时序序列,拟合形式为 $y(t) = A \cdot \sin[2\pi \cdot (t - \varphi)/\omega]$,其中 A 为振幅, φ 为相位, ω 为周期,其中考虑周年变化项以及半年变化项。周年变化拟合结果见图 6,振幅、相位结果见表 1。可以看出,周年变化项,CPC 水文模型会比 GRACE 结果晚约 20 d,半年变化项约晚 10 d。

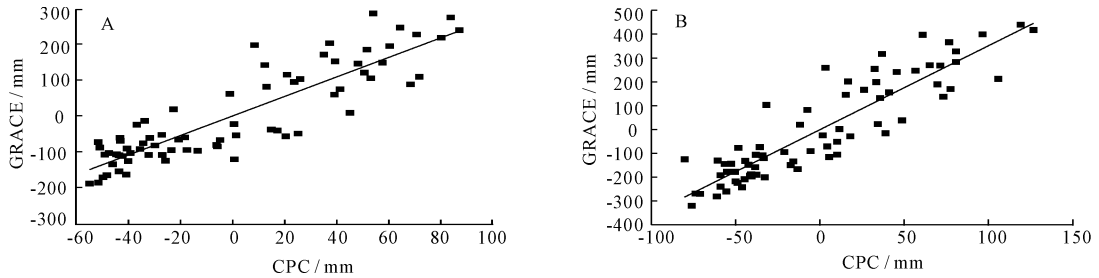


图 5 CPC 与 GRACE 结果回归分析

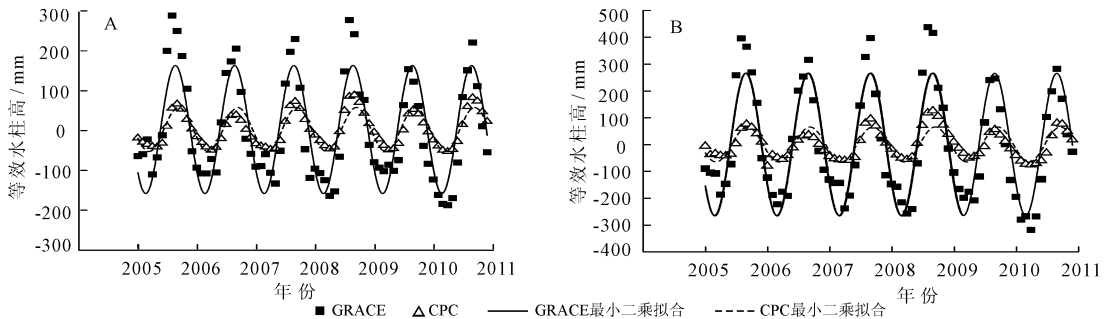


图 6 GRACE 反演与 CPC 模型结果的最小二乘拟合

表 1 水储量变化周年及半年相振幅与相位 mm

	周年变化				半年变化			
	青藏高原		雅鲁藏布江		青藏高原		雅鲁藏布江	
	GRACE	CPC	GRACE	CPC	GRACE	CPC	GRACE	CPC
振幅	161	55	267	65	63	13	85	14
相位	-8	11	-3	12	27	32	26	42

为获得研究区陆地水储量的年际变化情况,利用冯伟^[19]等的方法,即 GRACE 反演结果和 CPC 模型结果分别扣除其周年及半年振幅信号,结果如图 7 所示。

从图 7 中可以看出,无论是青藏高原还是雅鲁藏布江流域,GRACE 反演的水储量呈较为明显的下降趋势,而 CPC 得出的水储量则没有明显的增加或者减少趋势。结合图 3,可以看出,无论是水储量变化情况,还是扣除周年及半年信号后的年际变化情况,均呈现较为明显的下降趋势,尤其从 2009 年夏季至 2010 年夏季,两图均反映青藏高原和雅鲁藏布江流域的水储量明显减少,表现为水储量最大值减小,最小值降至最低水平。同期,我国西南多省发生干旱,由于流经西南地区的多条大江大河发源于青

藏高原,因此对西南旱情有间接反映。

综上所述,水文模型和 GRACE 反演结果存在差异,笔者认为主要有以下几个原因:①文中所采用的各种模型,主要反映的都是地表水的变化,而 GRACE 还能反映出地下水的变化情况,青藏高原地下水资源量十分丰富,约为 1.68×10^{11} t/a,占全国水资源总量的 20%^[20],因此模型忽略地下水储量的变化,可能导致较大误差;②由于青藏高原地形起伏大,下垫面情况复杂,影响同化模型精度;③ GRACE 模型解算的球谐系数的误差以及如高斯平滑等后处理过程中引入误差。

3.3 与降水资料比较

由于降水是影响陆地水储量变化的一个十分关键的因素,因此,笔者将研究区降水资料同 GRACE 反演的陆地水储量变化结果进行了比较。对降水资料的分析,在青藏高原地区取用了 159 个气象站点的逐月降水资料,在雅鲁藏布江流域,取用了 39 个气象站点的逐月降水资料,根据聂宁等^[13]的结论,选用反距离加权插值(IDW),我们获得了研究区的降水量数据,并同 GRACE 反演结果进行比对,如图 8。

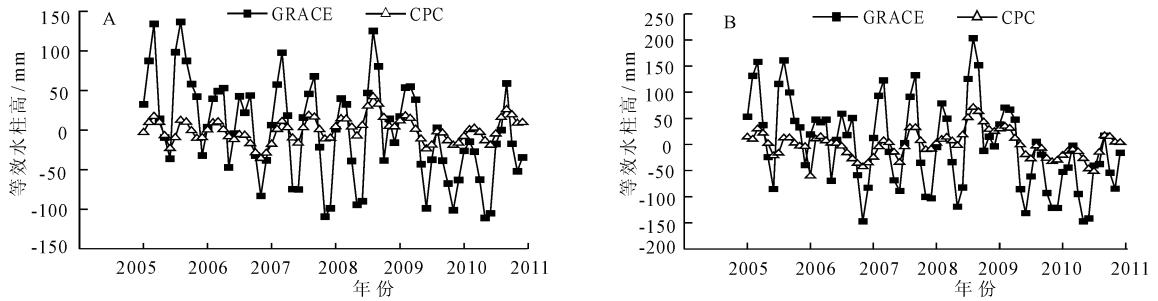


图 7 扣除周年及半年信号后的水储量年际变化

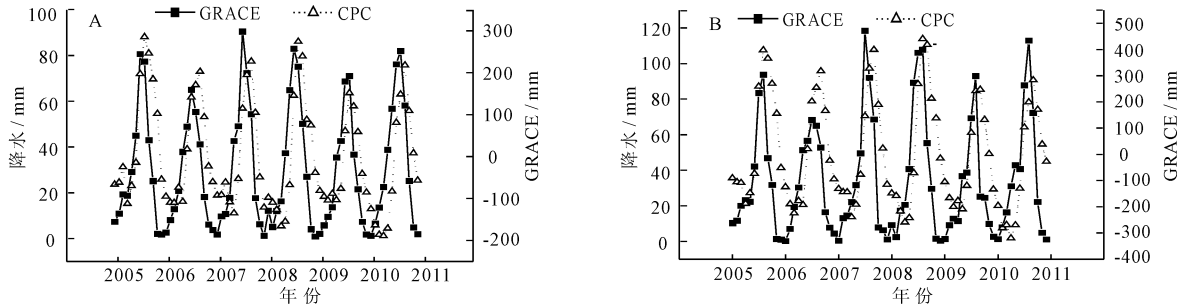


图 8 GRACE 反演结果与降水量比较

从结果中可以看出,降水和 GRACE 反演水储量的变化情况是比较一致的,降水量会比 GRACE 结果早 1~2 个月出现峰值,主要是由于土壤截留、湖泊地下水的调蓄等原因导致。

4 结 语

本文利用 72 个月的 GRACE 月平均重力场数据,研究了青藏高原及雅鲁藏布江流域的水储量变化情况,并同 CPC、CLM、VIC 3 个模型及降水量资料进行比较,得到如下结论:

GRACE 反演的陆地水储量结果显示,研究区水储量在 2005-2010 年间呈下降趋势,其中青藏高原水储量大约以每年 14 mm 的速度递减,约合 3.64×10^9 t/a;雅鲁藏布江流域水储量大约以每年 16 mm 的速度递减,约合 3.8 亿 t/a。GRACE 反演的水储量变化,波动范围大于水文模型结果,其中变化趋势和 CPC 模型较为吻合,但 CLM 和 VIC 模型的结果并不理想。GRACE 反演结果显示,2009 年夏季~2010 年夏季研究区的水储量明显减少,表现为水储量最大值减小,对西南干旱有间接反映。GRACE 反演结果与降水数据有比较好的一致性,降水量的峰值会比 GRACE 结果的峰值早 1~2 个月。

目前,由于缺乏对陆地水储量变化真实、全面的观测资料,对 GRACE 反演水储量结果的验证依然是一个有待解决的问题。GRACE 已经在空间尺度的水储量监测方面发挥了重要作用,相信随着观

测时间的延长以及后续计划 GRACE - Follow - On 的实施,在获得更高精度时变重力场数据后,可以对水储量变化进行更加精细的观测,并在诸如气候变化、陆地冰川变化、水资源利用、模型数据同化等方面发挥积极作用。

参考文献:

- [1] 周旭华, 吴 斌, 彭碧波, 等. 全球水储量变化的 GRACE 卫星检测[J]. 地球物理学报, 2006, 49(6): 1644 - 1650.
- [2] Swenson S C, Milly P C D. Climate model biases in seasonality of continental water storage revealed by satellite gravimetry[J]. Water Resource Research, 2006, 42: 1 - 7.
- [3] Zaitchik B F, Rodell M, Reichle R H. Assimilation of GRACE terrestrial water storage data into a land surface model: results for the Mississippi River Basin[J]. Journal of Hydrometeor, 2008(9): 535 - 548.
- [4] Chen J L, Wilson C R, and Tapley B D. Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland ice sheet[J]. Science, 2006, 313: 1958 - 1960.
- [5] Velicogna I, Wahr J. Measurements of time - variable gravity show mass loss in Antarctica[J]. Science, 2006, 311(5768): 1754 - 1756.
- [6] Wahr J, Swenson S, Zlotnicki V, et al. Time - variable gravity from GRACE: First results[J]. Geophysical Research Letter, 2004, 31: 1 - 4.
- [7] Han S C, Yeo I Y, Alsdorf D, et al. Movement of amazon surface water from time - variable satellite gravity measure-

- ments and implications for water cycle parameters in land surface models[J]. *Geochemical Geophysical Geosystem*, 2010,11:1-20.
- [8] Ramillien G, Frappart F, Cazenave A, et al. Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids[J]. *Earth Planet Science Letter*, 2005, 235:283-301.
- [9] 汪汉胜, 王志勇, 袁旭东, 等. 基于 GRACE 时变重力场的三峡水库补给水系水储量变化[J]. *地球物理学报*, 2007, 50(3):730-736.
- [10] 胡小工, 陈剑利, 周永宏, 等. 利用 GRACE 空间重力测量监测长江流域水储量的季节性变化[J]. *中国科学(D 辑)*, 2006, 36(3):225-232.
- [11] 钟敏, 段建宾, 许厚泽, 等. 利用卫星重力观测研究近 5 年中国陆地水量中长时间尺度的变化趋势[J]. *科学通报*, 2009, 54(9):1290-1294.
- [12] 施雅风. *中国冰川与环境*[M]. 北京:科学出版社, 2000:65-72.
- [13] 聂宁, 张万昌, 邓财. 雅鲁藏布江流域 1978-2009 年气候时空变化及未来趋势研究[J]. *冰川冻土*, 2012,34(1):64-71.
- [14] Wahr J, Molenaar M, Bryan F. Time variability of the earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE[J]. *Journal of Geophysics Research*, 1998,103(B12):302052-30229.
- [15] Bettadpur S. Level-2 gravity field product user handbook [M]. Austin: Center for Space Research, 2007:18-21.
- [16] Yun Fan, Huug van den Dool. Climate prediction center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 to present [J]. *Journal of Geophysics Research*, 2004,109:1-8.
- [17] 翟宁, 王泽民, 伍岳, 等. 利用 GRACE 反演长江流域水储量变化[J]. *武汉大学学报(信息科学版)*, 2009, 34(4):436-439.
- [18] 叶叔华, 苏晓莉, 平劲松, 等. 基于 GRACE 卫星测量得到的中国及其周边地区陆地水量变化[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2011, 41(5):1580-1586.
- [19] 冯伟, Jean-Michel Lemoine, 钟敏, 等. 利用重力卫星 GRACE 监测亚马逊流域 2002-2010 年的陆地水变化[J]. *地球物理学报*, 2012, 55(3):814-821.
- [20] 沈大军, 陈传友. 青藏高原水资源及其开发利用[J]. *自然资源学报*, 1996, 11(1):8-14.

(上接第 22 页)

参考文献:

- [1] 李宝庆. 土壤水研究的进程和展望[J]. *地理研究*, 1989,8(3):102-108.
- [2] Van Genuchten M Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, 44(5):892-898.
- [3] 王金生, 杨志峰, 陈家军, 等. 包气带土壤水分滞留特性研究[J]. *水利学报*, 2000,32(2):1-6.
- [4] 李春友, 任理, 李保国. 利用优化方法求解 Van Genuchten 方程参数[J]. *水科学进展*, 2001,12(4):473-478.
- [5] 郭建青, 李彦, 王洪胜, 等. 应用单纯形——模拟退火混合算法估计河流水质参数[J]. *水科学进展*, 2004, 15(6):765-769.
- [6] 马英杰, 虎胆·吐马尔拜, 沈冰. 利用阻尼最小二乘法求解 Van Genuchten 方程参数[J]. *农业工程学报*, 2005,21(8):179-180.
- [7] 许小健, 黄小平, 张金轮. 用遗传算法优化估计 Van Genuchten 方程参数[J]. *岩土工程技术*, 2008,22(2):75-78.
- [8] 许小健, 涂芬芬, 黄小平, 等. 差异演化算法在 Van Genuchten 方程参数优化估计中的应用[J]. *合肥工业大学学报(自然科学版)*, 2008,31(11):1863-1866.
- [9] 陈大春, 马英杰. 基于随机粒子群算法的 Van Genuchten 方程参数优化求解[J]. *农业工程学报*, 2006,22(12):82-84.
- [10] 刘衍民, 隋常玲, 赵庆祯. 改进的粒子群算法求解 Van Genuchten 方程参数[J]. *系统工程理论与实践*, 2011,32(3):512-521.
- [11] Kool J B, Parker J C, Van Genuchten M Th. Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments parameter estimation: I. Theory and numerical studies [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1985,49:1348-1354.
- [12] Shao Mingan, Horton Robert. Integral method for estimating soil hydraulic properties [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1998,62:585-592.
- [13] 郝振纯, 吕美霞, 吕美朝, 等. 坡度作用下土壤水分时空异质性研究[J]. *水文*, 2012,32(2):5-10+48.