

基于 GCM 的西北干旱区降水稳定氢氧 同位素年际变化模拟

刘杨民, 张明军, 王圣杰, 强 芳, 车彦军

(西北师范大学 地理与环境科学学院, 兰州 730070)

摘 要: 降水中稳定氢氧同位素(^{18}O 和D)是水循环过程的重要组成部分,也是气候的天然示踪剂。为了模拟不同时空尺度上降水稳定氢氧同位素的变化,大气环流模式(GCM)已经成为研究全球或区域水循环的有效途径。本文基于全球大汽降水同位素网络(GNIP)提供的实测数据和第 2 次稳定水同位素比较小组(SWING2)的模拟数据,运用回归分析法和同位素 GCM 对比分析了西北干旱区 1986—2003 年大气降水中稳定氢氧同位素的年际变化特征。结果表明:3 个同位素监测站点乌鲁木齐、张掖和和田的年均 $\delta^{18}\text{O}_w$ 线性倾向率分别为 0.041, 0.207, 0.915‰/a, δD_w 线性倾向率分别为 0.767, 0.026, 0.120‰/a;如果只考虑暖季(5—9 月),则 $\delta^{18}\text{O}_w$ 线性倾向率分别为 -0.008, 0.085, 0.306‰/a, δD_w 线性倾向率分别为 -0.331, -1.390, -1.503‰/a。同时,采用 SWING2 中的 GISS-E(MERRA), GISS-E(NCEP), isoGSM(NCEP), LMDZ(free), LMDZ(ECMWF)和 MIROC(free)共 6 种同位素 GCM 模式得出的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 和 δD_w 的线性倾向率与回归分析法得到的结果相反。此外,分析了两种模拟方法得到的大气水线,发现各模拟结果中和田的大气水线斜率均高于乌鲁木齐和张掖。

关键词: 降水同位素; 回归分析; GNIP; GCM; 年际变化

中图分类号: P426.61⁺2

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2016)01-0260-08

Interannual Variation of Stable Hydrogen and Oxygen Isotopes in Precipitation in Arid Northwest China Based on GCMs

LIU Yangmin, ZHANG Mingjun, WANG Shengjie, QIANG Fang, CHE Yanjun

(College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China)

Abstract: The stable water isotopes in precipitation (^{18}O and D) are the tracers for climate, which is a crucial part in hydrology. According to simulation of the variation of stable water isotope in precipitation in different temporal scales, general circulation model (GCM) has been an effective way to study global and regional water circulation. Based on GNIP (Isotopic data from the Global Network of isotopes in precipitation), and isotope-equipped GCM from SWING2 (Stable Water Isotope Intercomparison Group, Phase2), the interannual variation of observed and simulated results in arid Northwest Asia during the period from 1986 to 2003 was analyzed by using regression analysis and isotope-equipped GCM. According to temperature effect of isotopes in precipitation, the slopes of weighted average annual $\delta^{18}\text{O}_w$ from GNIP are in Urumqi, Zhangye and Hotan from GNIP are 0.041, 0.207, 0.915‰/a, respectively. The slopes of weighted average annual δD_w from GNIP are 0.767, 0.026, 0.120‰/a, respectively. In warm season (from May to September), the slopes of weighted average annual $\delta^{18}\text{O}_w$ from GNIP are in Urumqi, Zhangye and Hotan from GNIP are -0.008, 0.085, 0.306‰/a, respectively. The slopes of weighted average annual δD_w from GNIP are -0.331, -1.390, -1.503‰/a, respectively. The slopes of results in $\delta^{18}\text{O}_w$ and δD_w values from GISS-E (MERRA), GISS-E (NCEP), isoGSM (NCEP), LMDZ (free), LMDZ (ECMWF) and MIROC (free) are different from the results of regression analysis. Considered the local meteoric water line (LMWL) from regression analysis and isotope-equipped GCM, the slope of meteoric water line of Hotan was greater than those of Zhangye and Urumqi.

Keywords: stable hydrogen and oxygen isotopes in precipitation; regression analysis; GNIP; GCM; interannual variation

降水中稳定氢氧同位素(^2H , ^{18}O)是水分子的构成部分,是描述水循环的天然示踪剂,在研究水循环过程中有着重要的作用^[1-3]。早前对于降水中稳定氢氧同位素的研究侧重于它和气象要素之间的关系^[3],但要探究大尺度降水中稳定氢氧同位素的时空变化特征还要借助于大气环流模式(General Circulation Model,简称 GCM)^[4-7]。GCM 模式的出现使得模拟各种不同时空尺度上的大气动力学和热力学成为了可能^[8]。

自 20 世纪 80 年代 Joussaume 等^[4]首次运用 GCM 进行降水中稳定氢氧同位素的模拟以后,GCM 研究成为学者关注的热点^[9-11],但各种 GCM 模式的模拟结果却表现各异。因此,国际上相继成立了旨在对比分析不同 GCM 模式的稳定同位素比较小组(Stable Water Isotope Intercomparison Group,简称 SWING)和第二稳定同位素比较小组(Stable Water Isotope Intercomparison Group, Phase2,简称 SWING2)。SWING 有针对性的将 3 种同位素 GCM 模式,即 MUGCM,GISS Model E 和 ECHAM4 纳入其中,开展了一些相关研究^[12-15]。而 SWING2 加入了更多的同位素 GCM 模式,使得各种模式的模拟结果之间的对比性更强,评估不同 GCM 模式的模拟结果跟实测同位素之间的异同差异凸显多元化。Conroy 等^[16]选取了 SWING2 中的 9 种 GCM 模式探究了赤道太平洋地区,研究表明气象参数与不同模式之间存在很大的差别,并且各模式的模拟效果也大相径庭。Yao 等^[17]将 SWING2 中的 3 种 GCM 模式(LMDZ,ECHAM5 和 REMO)的模拟结果和青藏高原地区 24 个站点的实测数据进行了对比分析,结果表明虽然 3 种 GCM 模式能够模拟出青藏高原降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化,但仍然存在量的差异。

西北干旱区地处中国西部内陆地区,气候干燥,

水循环过程较为复杂,生态环境比较脆弱^[18-19],降水的波动影响着该区域的干湿状况,对于该区域的降水稳定同位素的研究尤为重要。Wang 等^[20]对参加 SWING2 的 GCM 在这一区域的适用性进行了比较,发现 GCM 可以模拟出干旱区降水同位素的基本特征,但是关于长期年际变化的研究较少^[21-22],因此本文从乌鲁木齐、张掖与和田 3 个同位素监测站入手,利用回归分析法和同位素 GCM 模拟,分析 1986—2003 年西北干旱区降水稳定氢氧同位素的年际变化态势,并且对不同方法的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 和 δD_w 值进行对比分析。这一认识对西北干旱区生态环境和可持续发展都具有十分重要的意义。

1 数据与方法

1.1 数据来源

1.1.1 GNIP 数据 全球降水同位素观测网络(GNIP)是全球尺度上降水稳定同位素时空变化特征的基本空间数据的系统性集合。本文选取了基于 GNIP 的西北干旱区 1986—2003 年乌鲁木齐(43.78°N,87.62°E)、张掖(38.93°N,100.43°E)与和田(37.13°N,79.93°E)的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 。

1.1.2 GCM 模拟数据 GNIP 虽然可以对局部站点的降水同位素进行了实地监测^[3],但是无法模拟大尺度的水汽和降水中稳定同位素的时空变化,大气环流模式(General Circulation Model,简称 GCM)却能够明确稳定同位素在不同时空尺度上的富集和贫化程度。本文选取 SWING2(Stable Water Isotope Intercomparison Group, Phase2)中的同位素 GCM 模拟数据^[23],包括 GISS-E(MERRA),GISS-E(NCEP),isoGSM(NCEP),LMDZ(free),LMDZ(ECMWF)和 MIROC(free)(表 1)。

表 1 本研究使用的同位素 GCM 基本信息

GCM	单位	水平分辨率(经度×纬度)	模拟方法
GISS-E(MERRA)	美国国家航空航天局	2.5°×2.0224°	MERRA 张弛逼近
GISS-E(NCEP)	美国国家航空航天局	2.5°×2°	NCEP 张弛逼近
isoGSM(NCEP)	美国斯克里普斯海洋研究所	1.875°×1.904°	NCEP 张弛逼近
LMDZ(free)	法国气象动力实验室	3.75°×2.5352°	AMIP 标准
LMDZ(ECMWF)	法国气象动力实验室	3.75°×2.5352°	ECMWF 张弛逼近
MIROC(free)	日本东京气候系统研究中心	2.8125°×2.7905°	AMIP 标准

1.1.3 气象数据 本文选择了由国家气象信息中心气象资料室提供的 1986—2003 年西北干旱区的 3 个观测站点乌鲁木齐、张掖与和田的降水量、气温及经纬度等信息。如图 1 所示,3 个站点的年均气温分

别是 7.2℃,7.7℃,12.9℃,而年均降水量分别是 308.4,128.1,58.7 mm。鉴于乌鲁木齐、张掖与和田的气温较高值集中在 5—9 月,因此我们将 5—9 月定义为暖季。

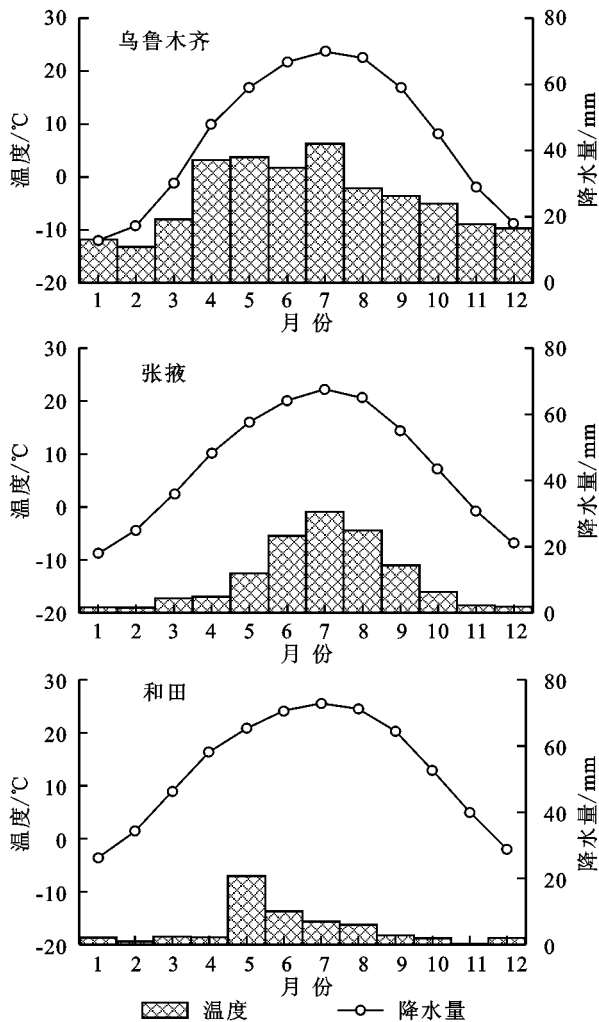


图 1 1986—2003 年不同站点月平均气温和降水

1.2 方法

从表 1 中可以看出,同位素 GCM 模拟中的 LMDZ (free) 和 MIROC (free) 是通过 AMIP 标准进行模拟的,GISS-E (MERRA) 是通过 MERRA 张弛逼近的方法进行模拟的,LMDZ (free) 和 MIROC (free) 是通过 AMIP 标准进行模拟的,GISS-E (NCEP) 和 isoGSM (NCEP) 是通过 NCEP 张弛逼近的方法进行模拟的,而 LMDZ (ECMWF) 是通过 ECMWF 张弛逼近方法进行模拟的^[24]。

降水中稳定氢氧同位素比率为 $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ 的大小用相对于维也纳标准平均海洋水 (VSMOW) 的千分差 ($\delta^{18}\text{O}$, δD , 单位为 ‰) 来表示,其

计算公式^[25]如下:

$$\delta^{18}\text{O}=\left(\frac{q_{\text{H}_2^{18}\text{O}}/q_{\text{H}_2\text{O}}}{R_{18\text{O}}}-1\right)\times 1000\tag{1}$$

$$\delta\text{D}=\left(\frac{q_{\text{HDO}}/q_{\text{H}_2\text{O}}}{R_{\text{D}}}-1\right)\times 1000\tag{2}$$

式中: $q_{\text{H}_2^{18}\text{O}}$, q_{HDO} , $q_{\text{H}_2\text{O}}$ ——降水样品中稳定同位素 H_2^{18}O , HDO 和 H_2O 的含量; $R_{18\text{O}}$, R_{D} ——降水中¹⁸O 和 D 的比率。

本文所涉及的年均、暖季 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 都利用降水量进行了加权平均计算,公式如下:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}=\frac{\sum_{i=1}^n\delta^{18}\text{O}_iP_i}{\sum_{i=1}^nP_i}\tag{3}$$

$$\delta\text{D}_{\text{w}}=\frac{\sum_{i=1}^n\delta\text{D}_iP_i}{\sum_{i=1}^nP_i}\tag{4}$$

式中: $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$, $\delta\text{D}_{\text{w}}$ —— $\delta^{18}\text{O}$, δD 加权平均后的值 (‰), $\delta^{18}\text{O}_i$, δD_i ——第 i 月所对应的 $\delta^{18}\text{O}$, δD 值 (‰); P_i ——第 i 月降水量的值。

本文还运用非参数的森斜率法^[26]分析了 3 个同位素监测点实测与模拟的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的年际变化率,用二维 t 检验法来检验变化趋势的显著性。

2 结果与分析

2.1 基于 GNIP 实测数据的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的年际变化

3 个同位素监测站乌鲁木齐、张掖与和田 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 与气温之间的线性回归关系如表 2 所示。就 $\delta^{18}\text{O}$ 而言,它和气温之间的线性倾向率的最大值为张掖的 1.328‰/℃,最小值为乌鲁木齐的 0.415‰/℃,和田的线性倾向率为 0.697‰/℃,介于二者之间。而 r^2 表现为相反的趋势,最大值为乌鲁木齐的 0.738,最小值为张掖的 0.659,和田为 0.729,介于二者之间;与 $\delta^{18}\text{O}$ 相比, δD 倾向率最大值为和田的 5.870‰/℃,最小值为乌鲁木齐的 2.886‰/℃,张掖的 3.620‰/℃,介于二者之间。而 r^2 的最大值为和田的 0.724,最小值为张掖的 0.682,乌鲁木齐的为 0.683,介于二者之间。

表 2 1986—2003 年不同站点降水同位素与月平均气温的线性回归方程

同位素监测站点	$\delta^{18}\text{O}$		δD	
	线性回归方程	r^2	线性回归方程	r^2
乌鲁木齐	$\delta^{18}\text{O}=0.415T-15.565$	0.738	$\delta\text{D}=2.886T-108.064$	0.683
张掖	$\delta^{18}\text{O}=1.328T-21.859$	0.659	$\delta\text{D}=3.620T-101.748$	0.682
和田	$\delta^{18}\text{O}=0.697T-18.528$	0.729	$\delta\text{D}=5.870T-144.311$	0.724

1986—2003 年乌鲁木齐、张掖与和田 3 个同位素监测站的实测与一元线性回归分析法模拟 $\delta^{18}\text{O}$ 的

年际变化特征如图 2 所示。整体上,乌鲁木齐、张掖与和田的实测与模拟 $\delta^{18}\text{O}$ 均呈现出波动的趋势,并且

实测与模拟的最大值都出现于夏季,最小值出现于冬季。实测 $\delta^{18}\text{O}$ 集中在 $-30\text{‰} \sim 5\text{‰}$, 模拟 $\delta^{18}\text{O}$ 除了和田的少数大于 0 之外,其余都集中在 $-25\text{‰} \sim 5\text{‰}$ 。其中,乌鲁木齐、张掖和田实测 $\delta^{18}\text{O}$ 的最大值依次为 2001 年 6 月的 1.80‰ 、2001 年 7 月的 0.87‰ 和 1991 年 7 月的 3.78‰ ;最小值则依次为 1991 年 1 月的 -27.97‰ 、2002 年 12 月的 -28.50‰ 和 1992 年 2 月的 -29.81‰ 。而 3 个监测站点模拟 $\delta^{18}\text{O}$ 的最大值依次为 1986 年 7 月的 -5.23‰ 、2000 年 7 月的 -1.55‰ 和 1994 年 7 月和 2003 年 7 月的 0.78‰ ;最小值则依次为 1996 年 1 月的 -22.04‰ 、1989 年 1 月的 -20.28‰ 和 1995 年 1 月的 -24.31‰ 。

本文年均和暖季(5—9 月)的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值均利用降水量加权平均的方法获得,因此把加权平均后的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 用 $\delta^{18}\text{O}_w$ 和 δD_w 表示(表 3)。年均 $\delta^{18}\text{O}_w$ 线性倾向率以和田的 $0.915\text{‰}/\text{a}$ 为最大,乌鲁木齐的 $0.041\text{‰}/\text{a}$ 为最小,而张掖则以 $0.207\text{‰}/\text{a}$ 居于二者之间,并且 r^2 只有张掖通过了 0.01 的显著性检验;暖季的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 的线性倾向率也是以和田的 $0.306\text{‰}/\text{a}$ 为最大,乌鲁木齐的 $-0.008\text{‰}/\text{a}$ 为最小,而张掖则以 $0.085\text{‰}/\text{a}$ 居于二者之间,并且 r^2 没有通过显著性检验。但是加权平均后的 δD_w 的年均线性倾向率,乌鲁木齐的 $0.767\text{‰}/\text{a}$ 最大,和田的 $0.120\text{‰}/\text{a}$ 最小,张掖的 $0.026\text{‰}/\text{a}$ 则居于二者之间,并且没有通过 0.01 的显著性检验;暖季线性倾向率也以乌鲁木齐的 $-0.331\text{‰}/\text{a}$ 为最大,和田的 $-1.503\text{‰}/\text{a}$ 为最小,张掖的 $-1.390\text{‰}/\text{a}$ 居于二者之间,并且仅有乌鲁木齐通过了 0.01 的显著性检验。

表 3 1986—2003 年不同站点的年均、暖季 $\delta^{18}\text{O}_w$ 和 δD_w 的线性倾向率

同位素 监测站点	$\delta^{18}\text{O}_w$						δD_w					
	年均			暖季			年均			暖季		
	斜率/ ($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)	r^2	样品 数/个	斜率/ ($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)	r^2	样品 数/个	斜率/ ($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)	r^2	样品 数/个	斜率/ ($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)	r^2	样品 数/个
乌鲁木齐	0.041	0.027	216	-0.008	0.026	90	0.767	0.043	216	-0.331	0.190*	90
张掖	0.207	0.128*	86	0.085	0.170	43	0.026	0.497	86	-1.390	0.134	43
和田	0.915	0.133	47	0.306	0.017	23	0.120	0.119	47	-1.503	0.293	23

注: * 表示通过了 0.01 的显著性检验,下表同。

2.2 基于 GNIP 模拟的大气水线特征

如图 3 所示,就二者线性关系而言,和田最好,张掖最差,乌鲁木齐则介于和田与张掖之间;就倾向率和截距而言,和田的 8.398 1,11.459 7 为最大,张掖的 6.763 6 和 -4.501 7 为最小,乌鲁木齐的 6.977 0,0.433 8 则介于二者之间;就 r^2 而言,3 个站点的相关性都比较好,且都通过了 0.000 1 的显著性检验,其中和田以 0.989 3 为最大,乌鲁木齐以 0.933 9 为最小,张掖则以 0.938 3 介于二者之间。

2.3 GCM 模拟的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的年际变化

如图 4 所示,总体来说,除了 isoGSM(NCEP)模

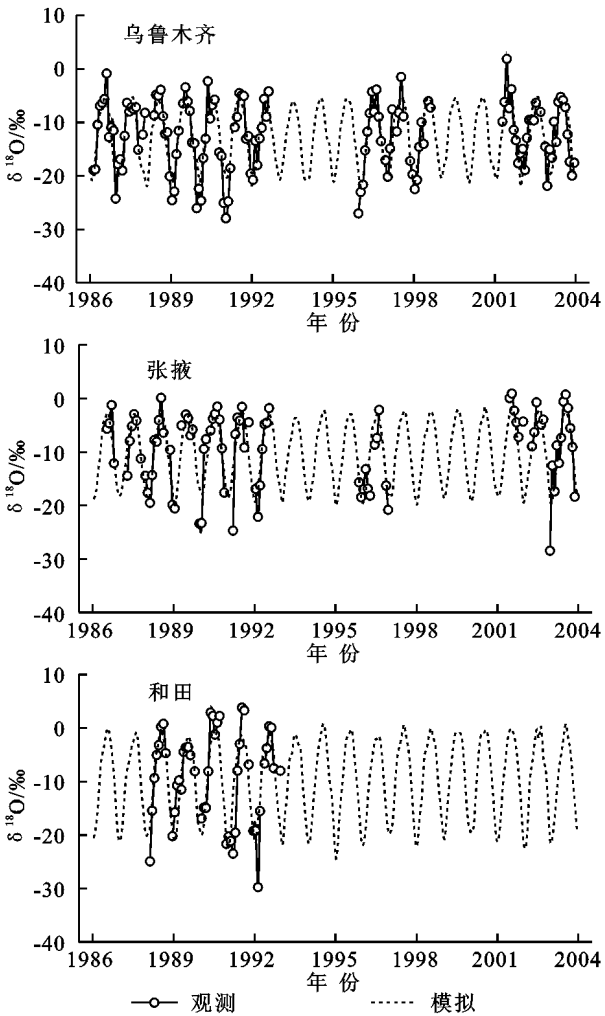


图 2 基于 GNIP 的 1986—2003 年不同站点降水 $\delta^{18}\text{O}$ 观测值和模拟值的年际变化

拟乌鲁木齐、和田的 $\delta^{18}\text{O}$ 年际变化趋势明显之外,其他均呈现平稳趋势。3 个站点的同位素 GCM 模拟的最大值均集中在夏季,大多数在 $-15\text{‰} \sim 0\text{‰}$;最小值均集中在冬季,大多数在 $-35\text{‰} \sim 20\text{‰}$ 。具体而言,GCM 模拟 $\delta^{18}\text{O}$ 的最大值和最小值都分布在和田,分别为 $10.440 4\text{‰}$ 和 $-32.611 0\text{‰}$,且最大值出现在 8 月由 isoGSM(NCEP)模拟得到,而最小值出现在 1 月由 GISS-E(MERRA)模拟得到。

为了和 GNIP 的实测数据进行对比,同位素 GCM 模拟数据,分别是 GISS-E(MERRA),GISS-E(NCEP),isoGSM(NCEP),LMDZ(free),LMDZ

(ECMWF), MIROC(free)也利用降水量的加权平均得到了年均和暖季的 $\delta^{18}\text{O}_w$ (如表 4)。其中, 年均线性倾向率最大值为张掖和和田 LMDZ(ECMWF)模拟的 $0.046\text{‰}/\text{a}$; 最小值为张掖 isoGSM(NCEP)模拟的 $-0.087\text{‰}/\text{a}$, 暖季线性倾向率最大值为和田的 GISS-E(MERRA)模拟的 $0.079\text{‰}/\text{a}$; 最小值为张掖 isoGSM(NCEP)模拟的 $-0.173\text{‰}/\text{a}$ 。

如表 5 所示, 乌鲁木齐, 张掖和和田同位素 GCM 模拟的加权平均后的年均和暖季的 δD_w 分别是 GISS-E (MERRA), GISS-E (NCEP), isoGSM (NCEP), LMDZ(free), LMDZ(ECMWF), MIROC (free)通过加权平均得到的年均和暖季的 δD_w 。其中, 年均线性倾向率最大值和最小值都在张掖, 最大值是 LMDZ(ECMWF)模式模拟的 $0.627\text{‰}/\text{a}$; 最小值为 isoGSM(NCEP)模式模拟的 $-0.828\text{‰}/\text{a}$ 。

2.4 GCM 模拟的大气水线

GCM 模拟的 1986—2003 年乌鲁木齐、张掖和和田 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的相关性, 即大气水线(图 5)。总体来说, GCM 表现出较好的相关性, 斜率集中在 $5.8856 \sim 8.3342$, r^2 均大于 0.9 , 且都通过了 0.0001 的显著性检验。具体来讲, 乌鲁木齐的大气水线斜率以 MIROC(free)的 7.8745 为最大, isoGSM(NCEP)的 5.8856 则为最小; 张掖的大气水线斜率以 LMDZ(free)的 7.8313 为最大, GISS-E(MERRA)的 7.3083 则为最小; 和田的大气水线斜率以 MIROC(free)的 8.3342 为最大, LMDZ(free)的 7.8052 则为最小。

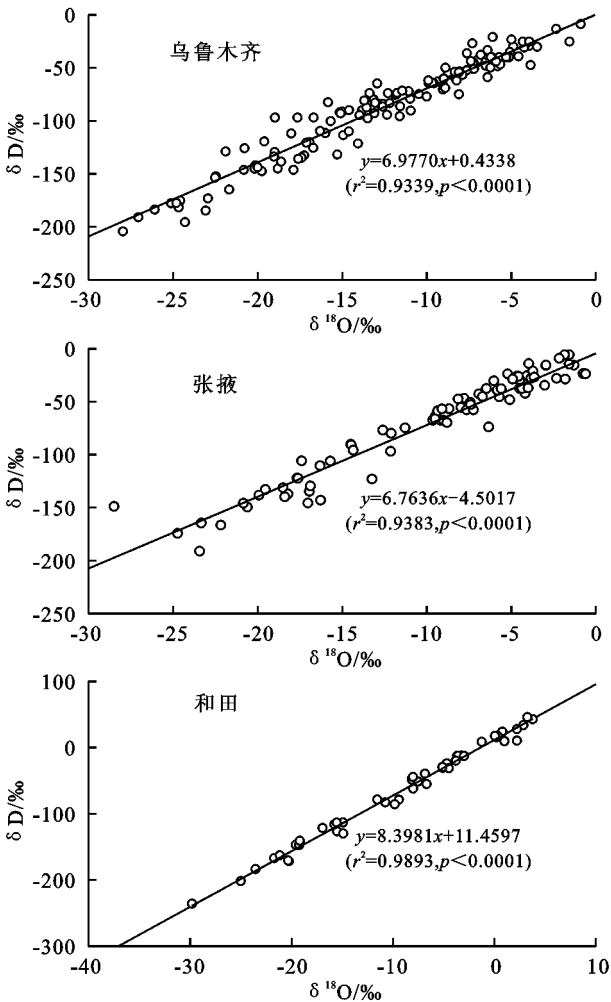


图 3 基于线性回归分析的不同站点模拟的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 之间的相关性

表 4 多方法模拟的 $\delta^{18}\text{O}$ 在乌鲁木齐、张掖及和田的年均和暖季斜率和显著性

GCM	乌鲁木齐				张掖				和田			
	年均		暖季		年均		暖季		年均		暖季	
	斜率/	r^2	斜率/	r^2	斜率/	r^2	斜率/	r^2	斜率/	r^2	斜率/	r^2
	($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)	
GISS-E(MERRA)	0.046	0.044	0.050	0.026	-0.042	0.017	-0.118	0.190*	0.011	0.001	0.079	0.010
GISS-E(NCEP)	0.025	0.099	0.055	0.020	-0.017	0.001	-0.079	0.074	-0.038	0.001	0.046	0.000
isoGSM(NCEP)	0.010	0.040	0.008	0.001	-0.087	0.173	-0.173	0.293*	-0.018	0.004	-0.010	0.001
LMDZ(free)	0.009	0.012	0.026	0.115	0.040	0.121	-0.014	0.023	-0.018	0.002	0.043	0.054
LMDZ(ECMWF)	0.060	0.152	0.077	0.123	0.051	0.000	0.008	0.002	0.051	0.174	0.123	0.089
MIROC(free)	-0.026	0.040	-0.004	0.001	0.009	0.011	-0.129	0.199*	0.008	0.001	0.020	0.013

表 5 多方法模拟的 δD 在乌鲁木齐、张掖及和田的年均和暖季斜率和显著性

GCM	乌鲁木齐				张掖				和田			
	年均		暖季		年均		暖季		年均		暖季	
	斜率/	r^2	斜率/	r^2	斜率/	r^2	斜率/	r^2	斜率/	r^2	斜率/	r^2
	($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)		($\text{‰} \cdot \text{a}^{-1}$)	
GISS-E(MERRA)	0.277	0.019	0.510	0.026	-0.605	0.205	-1.121	0.266*	0.024	0.001	0.324	0.000
GISS-E(NCEP)	0.170	0.120	0.566	0.028	-0.132	0.001	-0.575	0.054	-0.369	0.001	0.392	0.000
isoGSM(NCEP)	-0.292	0.039	0.213	0.000	-0.828	0.171	-0.171	0.266	-0.257	0.003	-0.035	0.000
LMDZ(free)	0.158	0.018	0.274	0.125	0.260	0.141	-0.083	0.006	-0.237	0.001	0.232	0.065
LMDZ(ECMWF)	0.227	0.042	0.576	0.130	0.627	0.188	0.232	0.038	0.934	0.095	1.125	0.231
MIROC(free)	-0.316	0.060	-0.205	0.003	0.015	0.011	-0.925	0.184	0.001	0.000	0.201	0.017

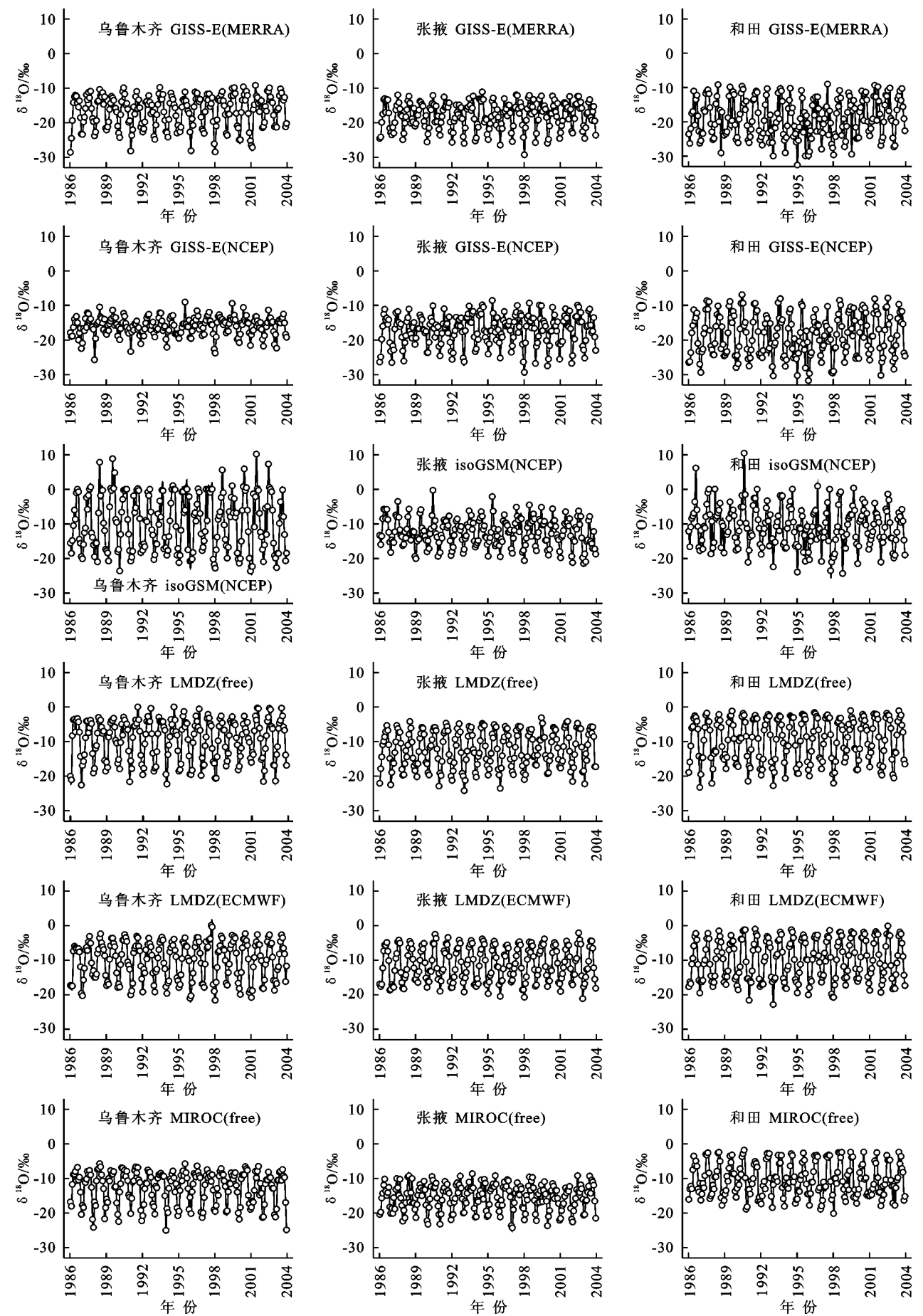


图 4 1986—2003 年不同站点多方法模拟的 $\delta^{18}\text{O}$ 的年际变化

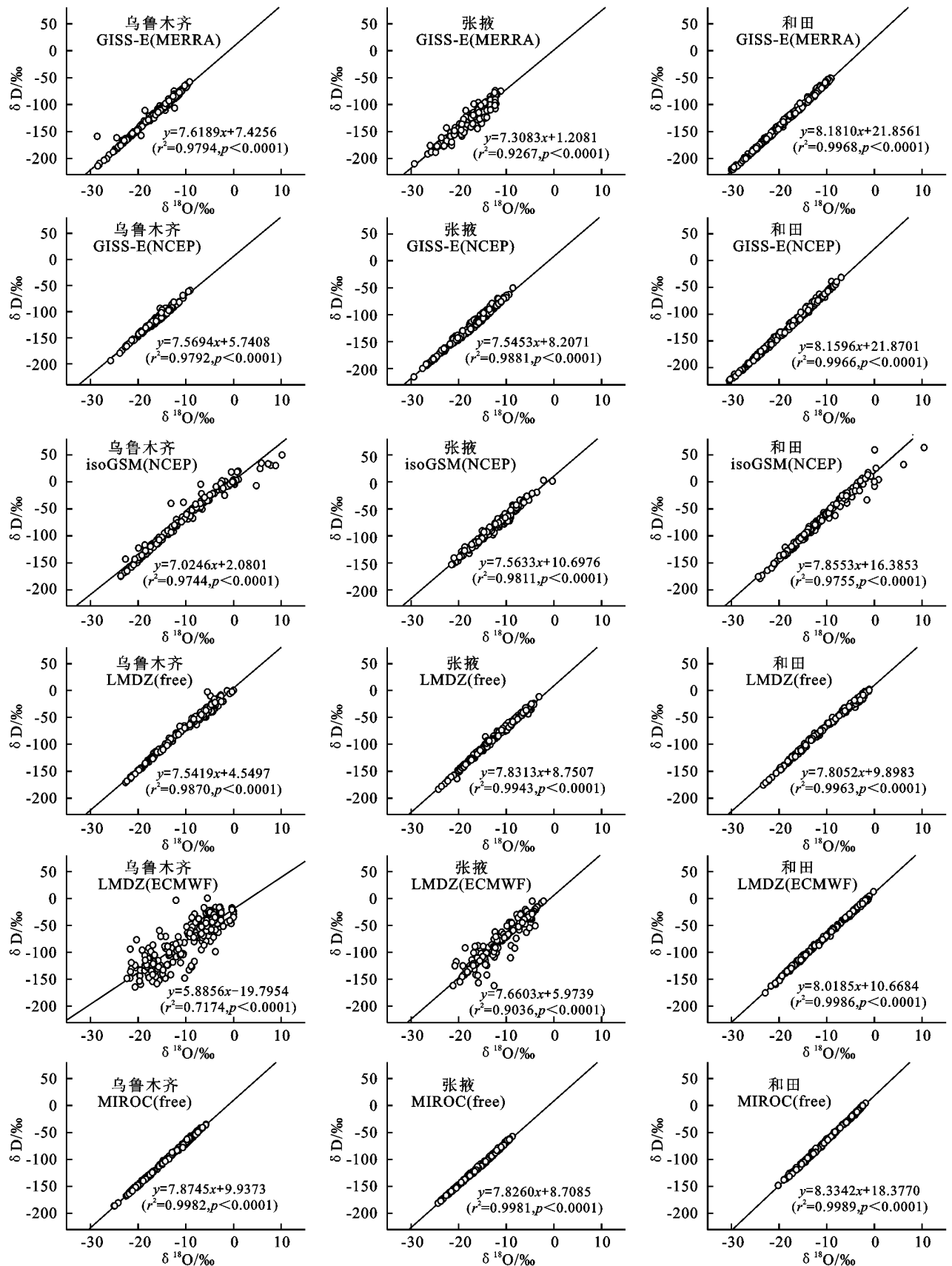


图5 多方法模拟的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值不同站点的相关性

3 结论

(1) 本文通过回归分析法得出, 年均 $\delta^{18}\text{O}_w$ 最大

和最小线性倾向率分别是和田的 $0.915\text{‰}/\text{a}$ 和乌鲁木齐的 $0.041\text{‰}/\text{a}$, 而年均 δD_w 最大和最小线性倾向率分别是乌鲁木齐的 $0.767\text{‰}/\text{a}$ 与和田的 $0.120\text{‰}/\text{a}$;

如果只考虑暖季的话, $\delta^{18}\text{O}_w$ 的最大和最小线性倾向率是和田的 $0.306\text{‰}/\text{a}$ 和乌鲁木齐的 $-0.008\text{‰}/\text{a}$; δD_w 的最大和最小线性倾向率分别是乌鲁木齐的 $-0.331\text{‰}/\text{a}$ 与和田 $-1.503\text{‰}/\text{a}$ 。同时, 6 种同位素 GCM 模式得出的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 和 δD_w 的线性倾向率与回归分析法得到的结果相反, 但显著性都呈现出张掖最为明显, 乌鲁木齐和和田较差的特征。

(2) 而就大气水线而言, GNIP 和 GCM 模拟的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 大气水线在乌鲁木齐, 张掖与和田表现了较好的相关性, 其中 r^2 均大于 0.9, 且通过了 0.000 1 的显著性检验。将 GNIP 的实测数据运用回归分析法进行模拟得出斜率最大值是和田的 8.398 1, 最小值是张掖的 6.763 6。而同位素 GCM 得出斜率最大值是和田 MIROC(free)模拟的 8.334 2, 而最小值是乌鲁木齐 LMDZ(ECMWF)模拟的 5.885 6。

参考文献:

- [1] Dansgaard W. The abundance of ^{18}O in atmospheric water vapor[J]. *Tellus*, 1953, 54(4): 461-469.
- [2] Friedman I. Deuterium content of natural water and other substances[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 1953, 4(1): 89-103.
- [3] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation[J]. *Tellus*, 1964, 16(4): 436-468.
- [4] Joussaume S, Sadourny R, Jouzel J. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere[J]. *Nature*, 1984, 311(5981): 24-29.
- [5] Jouzel J, Russell G L, Suozzo R J, et al. Simulations of the HDO and H_2^{18}O atmospheric cycles using the NASA-GISS General Circulation Model: The seasonal cycle for present day conditions[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(D12): 14739-14760.
- [6] Hoffmann G, Wener M, Heimann M. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere* (1984—2012), 1998, 103(D14): 16871-16896.
- [7] Ichiyana K. Review: Studies and applications of stable isotopes in precipitation[J]. *Journal of Japanese Association of Hydrological Sciences*, 2007, 37(4): 165-185.
- [8] Zhang X, Sun Z, Guan H, et al. GCM simulations of stable isotopes in the water cycle in comparison with GNIP observations over East Asia[J]. *Acta Meteorological Sinica*, 2012, 26(4): 420-437.
- [9] Tindall J C, Valdes P J, Sime L C. Stable water isotopes in HadCM3: Isotopic signature of El Nino-Southern Oscillation and the tropical amount effect[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2009, 114(D4): 83-84.
- [10] Risi C, Landais A, Winkler R, et al. Can we determine what controls the spatio-temporal distribution of d-excess and ^{17}O -excess in precipitation using the LMDZ general circulation model[J]. *Climate of the Past*, 2013, 9(5): 2173-3193.
- [11] Sjolte J, Hoffmann G. Modelling stable water isotopes in monsoon precipitation during the previous interglacial[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 85(1): 119-135.
- [12] 章新平, 孙志安, 关华德, 等. 东亚水循环中水稳定同位素的 GCM 模拟和相互比较[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(6): 1274-1285.
- [13] Werner M, Barras V, Brown J, et al. SWING: The Stable Water Isotope Intercomparison Group[C]. San Francisco: American Geophysical Union, Fall Meeting, 2004.
- [14] Noone D. Assessing global model hydrology with simulations from the Stable Water-isotope Intercomparison Group[J]. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling*, 2007(36): 4-21.
- [15] Noone D. Evaluation of hydrological cycle and processes with water isotopes: Report to GEWEX-GHP from the Stable Water-isotope Intercomparison Group (SWING)[C]. Frascati, Italy: Pan-GEWEX Meeting, 2006.
- [16] Conroy J L, Cobb K M, Noone D. Comparison of precipitation isotope variability across the tropical Pacific in observations and SWING2 model simulations[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 2013, 118(11): 5867-5892.
- [17] Yao T, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. A review of climatic controls on $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations[J]. *Reviews of Geophysics*, 2013, 51(4): 525-548.
- [18] 陈曦, 姜峰清, 王亚俊, 等. 亚洲中部干旱区生态地理格局研究[J]. *干旱区研究*, 2013, 30(3): 385-390.
- [19] 陈曦. 亚洲中部干旱区蒸散发研究[M]. 北京: 气象出版社, 2012.
- [20] Wang S, Zhang M, Chen F, et al. Comparison of GCM-simulated isotopic compositions of precipitation in arid central Asia[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2015, 25(7): 771-783.
- [21] Liu J, Song X, Yuan G, et al. Stable isotopic compositions of precipitation in China[J]. *Tellus Series B-chemical & Physical Meteorology*, 2014, 66(1): 39-44.
- [22] Liu X, Rao Z, Zhang X, et al. Variations in the oxygen isotopic composition of precipitation in the Tianshan Mountains region and their significance for the Westerly circulation[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2015, 25(7): 801-816.

- 方法研究[J]. 地理科学, 2002, 22(6): 705-711.
- [13] Williams J R, Jones C A, Dyke P T. Modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity[J]. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, 1984, 27(1): 129-144.
- [14] Liu B Y, Nearing M A, Risse L M. Slope gradient effects on soil loss for steep slopes[J]. Transactions of the ASAE, 1994, 37(6): 1835-1840.
- [15] 肖红艳. 成渝经济区重庆地区重点产业发展战略生态影响评价研究[D]. 重庆: 重庆大学, 2011.
- [16] 皇甫大林. 浅谈西藏水土流失治理技术研究[J]. 中国水利, 2011(2): 33-35.
- [17] 曾月娥, 伍世代, 王强. 南方丘陵生态脆弱区生态文明区划探讨[J]. 地理科学, 2013, 33(10): 1224-1230.
- [18] 刘淑珍, 刘斌涛, 陶和平, 等. 我国冻融侵蚀现状及防治对策[J]. 中国水土保持, 2013(10): 41-44.
- [19] 李东梅, 吴晓青, 于德永, 等. 云南省生态环境敏感性评价[J]. 生态学报, 2008, 28(11): 5270-5278.

~~~~~

(上接第 267 页)

- [23] Camille R, David N, John W, et al. Process-evaluation of tropospheric humidity simulated by general circulation models using water vapor isotopologues: 1. Comparison between models and observations[J]. Journal of Geophysical Research, 2012, 117(D5): 214-221.
- [24] Yoshimura K, Sato K, Aoi N, et al. Cell-assisted lipotransfer for cosmetic breast augmentation supportive use of adipose-derived stem/stromal cells[J]. Aesthetic Plastic Surgery, 2008, 32(1): 48-55.
- [25] 黄一民, 章新平, 唐方雨, 等. 长沙大气降水中稳定同位素变化及过量氙指示水汽来源[J]. 自然资源学报, 2013, 28(11): 1945-1954.
- [26] Sen P K. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau[J]. Journal of the American Statistical Association, 1968, 63(324): 1379-1389.

~~~~~

(上接第 271 页)

- [14] 张磊, 潘婕, 陶生才, 等. 基于标准化降水指数的近 51 a 山东省临沂市旱涝时空特征[J]. 干旱气象, 2013, 31(4): 695-701.
- [15] 车少静, 李春强, 申双和. 基于 SPI 的近 41 年(1935—2005)河北省旱涝时空特征分析[J]. 中国农业气象, 2010, 31(1): 137-143.
- [16] 杜华明, 贺胜英. 岷江流域降水特征与旱涝灾害趋势分析[J]. 水土保持研究, 2015, 22(1): 153-157.
- [17] 李伟光, 陈汇林, 朱乃海, 等. 标准化降水指标在海南岛干旱监测中的应用分析[J]. 中国生态农业学报, 2009, 17(1): 178-182.
- [18] McKee T B, Doesken N J, Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales[R]. California: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, 1993.
- [19] 袁文平, 周广胜. 标准化降水指标和 Z 指数在我国应用的对比分析[J]. 植物生态学报, 2004, 28(4): 523-529.
- [20] 中国国家标准化管理委员会. 气象干旱等级 GB/T 20481—2006[S]. 北京: 中国标准出版社, 2006.
- [21] 黄晚华, 杨晓光, 李茂松, 等. 基于标准化降水指数的中国南方季节性干旱近 58 a 演变特征[J]. 农业工程学报, 2010, 26(7): 50-59.
- [22] Vicente-Serrano S M, Cuadrat-Prats J M. Trends in drought intensity and variability in the middle Ebro valley (NE of the Iberian peninsula) during the second half of the twentieth century [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2007, 88(3/4): 247-258.