海河流域大气降水中稳定同位素的时空变化

庞朔光^①, 赵诗坤^①, 文蓉^②, 刘忠方^{③*}

① 天津师范大学天津市水环境与水资源重点实验室, 天津 300387;

② 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100085;

③ 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

* 联系人, E-mail: liuzf406@gmail.com

2014-12-03 收稿, 2015-02-10 接受, 2015-03-20 网络版发表

国家自然科学基金(41171022)和国家杰出青年科学基金(41025002)资助

摘要 利用海河流域2012年7月~2013年1月7个观测站点大气降水中的 δD 和 $\delta^{18}O$ 数据, 研究了流域降水稳定同位素的时空变化特征. 结果表明流域降水稳定同位素季节变化具有明显的空间差异, 南部站点降水稳定同位素值季风期(7~9月)相对贫化, 非季风期相对富集; 而流域北部站点则相反. 这种季节上的空间差异主要反映了不同水汽来源和气候要素的控制, 季风期间, 受海洋水汽($d < 8.4\text{‰}$)影响, 流域降水中稳定同位素值普遍较低, 而非季风期间由于大陆水汽($d > 14.1\text{‰}$)影响, 其降水中同位素以高值为特征; 在日和月时间尺度上, 降水中稳定同位素变化在流域南部地区(除惠民站外)表现出显著的降水量效应, 而在北部地区则表现为显著的温度效应. 流域降水易受到云底二次蒸发的影响, 特别是在季风期间, 受其影响, 流域大气水线的斜率和截距显著降低.

关键词

降水

δD 和 $\delta^{18}O$

时空变化

海河流域

水体中氢氧稳定同位素(δD 和 $\delta^{18}O$)在全球与区域气候和水文研究方面具有重要价值. 作为自然界水体的组成部分, 尽管 2H 和 ^{18}O 所占比例很小, 但其对区域水文气候变化具有敏感的响应性, 可以较为准确地记录水循环过程演化的信息. 大气降水是流域水文循环的重要环节, 其同位素变化影响整个水文循环过程中同位素的变化, 因此, 大气降水稳定同位素是研究流域水文过程与区域气候变化的重要工具. 利用全球降水同位素监测网络(Global Network of Isotope in Precipitation, GNIP)所提供的数据, Araguas-Araguas等人^[1]系统地研究了东亚地区降水稳定同位素的变化, 发现中国降水稳定同位素的季节变化具有明显的空间差异, 季风区降水稳定同位素值冬高夏低, 而非季风区则夏高冬低, 并将其归因于不同水汽来源的影响. 随后, Posmentier等人^[2]利用一个半定量的同位素模型表明这种季节性的空间差异

主要和大气对流有关. 基于统计方法的中国降水稳定同位素分析则表明, 我国降水稳定同位素的时空变化主要受降水量效应和温度效应控制, 其中, 季风区表现为降水量效应, 非季风区表现为温度效应^[3,4]. 除了这些大陆或国家范围的降水稳定同位素研究, 一些区域(如青藏高原地区^[5-7])或流域(如黑河流域^[8,9])规模降水稳定同位素调查也相继在我国展开, 这些研究加深了我们对区域水文气候的认识.

海河流域由于其日趋严峻的水资源与水环境问题, 已成为我国可持续发展和科学研究的热点地区. 在该流域开展降水稳定同位素研究, 不仅可以有效地揭示其主要的水文气候过程, 也有助于科学解释华北地区树轮、湖泊和洞穴沉积物中所蕴含的古气候信息. 卫克勤等人^[10]研究了北京地区降水稳定同位素的变化, 发现其季节变化与温度的关系不明显, 这一结果与Liu等人^[11]的研究一致, 被归因于受复杂的

引用格式: 庞朔光, 赵诗坤, 文蓉, 等. 海河流域大气降水中稳定同位素的时空变化. 科学通报, 2015, 60: 1218–1226

Pang S G, Zhao S K, Wen R, et al. Spatial and temporal variation of stable isotopes in precipitation in the Haihe River basin (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 1218–1226, doi: 10.1360/N972014-01040

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/N972014-01040>

水汽来源和气候控制;而Wen等人^[12]的研究则表明其变化和水汽的同位素变化一致,在5月份最高,随后的夏季则有所降低。刘相超等人^[13]通过对潮白河流域降水稳定同位素的研究,发现其同位素变化具有明显的降水量效应,受东南水汽的影响,夏秋季波动较大。这些研究主要集中在北京地区,研究区域相对较小,对揭示整个海河流域大气降水同位素特征有限。

海河流域地跨季风与非季风区,上游地区(西部和北部)的山地又进一步加剧了流域降水的复杂性。为了研究流域内降水同位素的时空变化及其影响机制,我们于2012年6月起在海河流域设置了7个观测站点(图1),收集流域内降水样品并对其同位素进行分析。该研究利用目前所获得的同位素数据(2012年7月~2013年1月)以及流域内GNIP站点(石家庄和天

津)数据(表1)对海河流域降水稳定同位素的变化进行了研究。

1 研究区概况

海河流域位于112°~120°E和35°~43°N之间(图1),东临渤海,西倚太行山,南以黄河为界,北接蒙古高原,流域面积 $31.8\times 10^4\text{ km}^2$,流域内山区、平原面积分别占60%和40%。燕山、太行山由东北至西南呈弧形分布。山脉以西、以北分布着黄土高原;山脉以东、以南是广阔的大平原。山地与平原间的过渡地带短,几乎直接交接。平原地形的总趋势是由西南、西北向天津附近的渤海湾倾斜。流域属温带大陆性季风气候,年平均气温介于1.5~14 之间,年平均降水量为535 mm(1956~2000年)。流域内雨热同期,但具有显著的季节差异,冬春季节受西伯利亚、蒙古大陆性气

图1 (网络版彩色)海河流域位置及观测站点分布图

Figure 1 (Color online) Map showing locations of the Haihe River basin and observation sites

团控制, 寒冷干燥; 夏秋季节多受海洋性气团影响, 气温高, 降水量多, 且多暴雨, 但受太平洋副高进退时间和强度的影响, 流域不同地区不同年份降雨量的差别很大, 旱涝时有发生.

2 水样采集与分析

本研究收集了2012年7月~2013年1月海河流域7个气象站的降水样品. 所有样品均为基于降水事件的样品, 其中, 对降雨样, 待降雨停止后, 直接倒入10 mL的塑料瓶中密封保存. 对于降雪样品, 待雪在室温下融化后, 再将融化后的水样倒入塑料瓶中密封保存. 在收集水样的同时, 并按照气象观测规范要求, 对相关的气温、降水量、相对湿度、风速风向等气象要素做了记录. 期间, 7个站点共收集245个水样(表1).

所有水样氢氧同位素的测定均在中国科学院青藏高原研究所环境与地表过程实验室用Picarro液态水同位素分析仪完成. 氢、氧稳定同位素的比率 δ 用相对于Vienna“平均标准海洋水”(VSMOW)的千分差表示:

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{标准}}}{R_{\text{标准}}} \times 1000, \quad (1)$$

其中 $R_{\text{样品}}$ 和 $R_{\text{标准}}$ 分别为降水样品和VSMOW中D/H($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)的比值, 测得的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 误差分别小于0.6‰和0.1‰.

降水稳定同位素的日、月和季节平均值均为降水量加权的平均值($\overline{\delta_w}$), 其计算方法如下:

$$\overline{\delta_w} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \delta_i}{\sum_{i=1}^n P_i}, \quad (2)$$

其中, P_i 和 δ_i 分别为每次降水事件的降水量和同位素值.

3 结果与讨论

3.1 降水同位素变化与季风活动

图2展示了流域7个站点日降水量及其 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化, 由于 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 具有相同的变化趋势, 此处只讨论了 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化. 受不同的气候控制, 流域不同地区降水及其稳定同位素组成具有明显的季节差异, 在观测期间, 流域降水主要集中在季风期(7~9月), 其间受东亚夏季风影响, 7个站点共发生日降水165次, 占降水总次数(245次)的67%. 相对于山区站点, 平原站点(如乐亭、涿州和惠民)夏季降水更集中, 降水量更大, 这可能与平原地区接受到更多的季风水汽有关, 而山区站点多位于山间盆地, 受雨影效应影响的降水较少. 从9月末开始, 随着季风撤离大陆, 流域主要受大陆气团控制, 各站点降水频率和降水量减少, 特别是受季风影响显著的南部站点(原平、涿州、惠民和长治), 其降水频率和降水量锐减, 而受季风影响较弱的北部站点(多伦、大同和乐亭), 虽然降水频率下降不大, 但降水量显著减少.

伴随着流域降水的变化, 其稳定同位素组成也出现了不同程度的波动(图2). 在整个观测期间, 流域不同地区降水稳定同位素的变化与其纬度位置密

表1 海河流域不同站点降水样品基本地理信息

Table 1 Precipitation sampling information for different sites in the Haihe River basin

站点	纬度(°N)	经度(°E)	海拔(m)	记录时间	样品数量	数据来源
长治	36.05	113.07	991.8	2012.7~2013.1	24	本文
惠民	37.43	117.53	11.7	2012.7~2013.1	33	本文
原平	38.03	112.72	828.2	2012.7~2013.1	36	本文
涿州	38.85	115.52	17.2	2012.7~2013.1	29	本文
乐亭	39.43	118.88	10.5	2012.7~2013.1	42	本文
大同	40.10	113.33	1067.2	2012.7~2013.1	34	本文
多伦	42.18	116.47	1245.4	2012.7~2013.1	47	本文
石家庄	38.03	114.42	80.0	1985~1991, 1995~2003	140	GNIP
天津	39.10	117.17	3.0	1988~1992, 2000~2001	64	GNIP
北京	40.00	116.38	45.0	2007.3~2007.11	9	文献[3]

图2 流域7个站点2012年7月至2013年1月日降水量及其 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化

Figure 2 Temporal variation of daily precipitation $\delta^{18}\text{O}$ and corresponding precipitation amount at seven stations in the Haihe River basin from July 2012 to January 2013

切相关, $\delta^{18}\text{O}$ 的波动幅度由南向北增大(图3和表2), 南部4个站点 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动幅度在7.56‰~15.03‰之间变化, 而北部3个站点 $\delta^{18}\text{O}$ 波动幅介于16.22‰~28.48‰之间。这种稳定同位素的变化模式可能主要与流域不同地区气候的季节差异有关。同南部地区相比, 北

部地区受季风影响较弱, 大陆性增强, 从而导致冬夏季温差增大(图3)。尽管纬度变化可以解释大致相同的 $\delta^{18}\text{O}$ 和温度波动, 但温度变化只解释了大约50%的同位素变化($\Delta\delta^{18}\text{O}=1.18\Delta T-21.16$, $R^2=0.48$), 表明流域降水稳定同位素的变化受其他因素(如季风和降

图3 (网络版彩色)流域7个站点温度和降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化与纬度的关系
Figure 3 (Color online) Fluctuation amplitudes of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ and temperature at seven sites and their relationships with latitude in the Haihe River basin

水量等)的影响。

在夏季期间,受季风强弱的影响,流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随降水的强弱发生波动,7个观测站点的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 均与其降水量呈不同程度的负相关,个别降水事件中 $\delta^{18}\text{O}$ 的极低值和降水量的极高值有明显的对应关系,这种对应关系在7月末、8月初的连续降水中表现得尤其明显(图2)。期间,流域各观测点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现了多次极低值事件,其中在7月13、22和31日前后最为集中,这些极低值均和高的降水极值有关,个别站点的 $\delta^{18}\text{O}$ 甚至出现了观测期间的最低值,例如,7月22日的涿州、长治以及31日的原平,其降水量分别为200、20和30 mm,导致其 $\delta^{18}\text{O}$ 值为观测期间最低值,分别为 -15.06‰ 、 -13.38‰ 和 -10.98‰ 。而在季风结束后的秋冬季节(10月~翌年1月),流域主要

受西风带和蒙古-西伯利亚高压控制,各观测站点降水减少,其稳定同位素值相对较高。

按照Araguas-Araguas等人^[1]的方法,我们计算了流域7个站点季风期与非季风期降水稳定同位素值的差异(图4)。在流域南部地区,除惠民站外,其余3站降水稳定同位素值季风期均低于非季风期,而在流域北部地区站点,其情况则刚好相反。这种季节上的空间差异反映了季风对流域的影响由南向北减弱^[1]。

3.2 流域降水同位素与气温和降水量的关系

以前的研究表明,气温和降水量是影响我国降水稳定同位素变化的2个主要因素,季风区降水稳定同位素具有显著的降水量效应,而非季风区降水稳定同位素则存在显著的温度效应^[1,14-16]。研究流域南部位于东亚季风区,而北部则位于季风区的边缘地区,其降水稳定同位素与气温和降水量的关系仍不清楚。流域内2个GNIP站点(天津和石家庄)的数据表明其降水稳定同位素具有微弱的温度效应^[1],而基于北京地区的研究则表明其降水稳定同位素具有明显的降水量效应^[13,17]。为了进一步研究流域不同地区降水稳定同位素的影响机制,我们分析了流域降水稳定同位素与气温和降水量的关系。结果表明,在日降水尺度上,流域北部3个站点展示了相对较弱但显著的温度效应,而在南部地区,除惠民外,其余3个站点则展示了显著的降水量效应(表2)。

在流域北部地区,温度变化可以解释17%~43%的降水稳定同位素变化,且由南向北,随着大陆性的增强,降水稳定同位素的温度效应也逐渐增强(增加

表2 海河流域不同站点 2012 年 7 月~2013 年 1 月气象及降水稳定同位素统计信息

Table 2 Stable isotope and meteorological statistical information at seven sites in the Haihe River basin from July 2012 to January 2013

站点	降水 ^{a)}	气温 ^{b)}	样品数	$\delta\text{D}(\text{‰})$				$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$				相关系数(R)	
				平均值	最大值	最小值	标准偏差	平均值	最大值	最小值	标准偏差	$R_{\delta\text{-t}}$ ^{c)}	$R_{\delta\text{-p}}$ ^{d)}
多伦	200.0	5.2	47	-83.61	-7.87	-21.04	49.22	-11.26	-0.96	-28.01	6.18	0.66**	0.12
大同	335.2	11.8	34	-69.29	-3.58	-238.83	44.13	-9.36	-2.46	-30.94	5.63	0.49**	0.15
乐亭	774.6	17.6	42	-56.61	-9.16	-129.13	31.77	-8.26	-1.28	-17.50	4.09	0.41**	0.03
原平	266.5	16.3	36	-55.00	-0.26	-78.29	21.50	-7.62	2.36	-10.96	2.91	0.13	-0.33*
涿州	561.1	20.9	29	-79.66	-14.06	-112.43	26.00	-10.9	-0.57	-15.08	3.48	0.005	-0.48**
长治	242.4	13.4	24	-77.36	-34.59	-102.61	19.35	-10.55	-5.79	-13.39	1.94	-0.69**	-0.46*
惠民	491.7	20.3	33	-59.94	-11.90	-110.07	27.62	-7.99	0.49	-14.54	3.63	-0.14	-0.19

a) 观测时期内累积降水量(mm); b) 观测时期内平均气温(°C); c) 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温的相关系数; d) 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的相关系数; *和**分别表示 $P<0.05$ 和 $P<0.01$

图4 流域7个站点季风期与非季风期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的差异
Figure 4 Seasonal precipitation $\delta^{18}\text{O}$ difference between monsoon period and the non-monsoon period at seven sites in the Haihe River basin

的 R^2 值)(表2);而在南部地区,除惠民站外,降水量可以解释11%~24%的降水稳定同位素变化。以前基于日降水尺度的研究也表明,流域南部地区个别日降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 同降水量呈负相关,其降水量最大可解释24%同位素变化^[17]。惠民站地处流域南部地区,虽然个别日降水的同位素波动与其降水量大小呈反相关,但并没有发现显著的降水量效应,目前尚不清楚具体原因,我们期待更多的观测数据能进一步揭示

其变化机制。

降水稳定同位素环境效应不仅体现在日时间尺度上,更反映在月时间尺度上^[18]。图5分别展示了流域南部(惠民站除外)与北部站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值与月降水量和月平均气温的关系。可以看出,流域南部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 存在统计上显著的降水量效应(图5(a)),但不具有温度效应(图5(b)),这与日时间尺度上所获得的结果是一致的(表2)。流域南部和我国季风区其他站点具有大致相同的降水量效应^[1],这也表明东亚夏季风对流域南部降水稳定同位素具有重要的影响。而对于流域北部地区,其降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 则与降水量效应无关(图5(c)),展示了显著强的温度效应(图5(d)),降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随气温的递增率为 $0.25\text{‰}/^\circ\text{C}$,与基于日时间尺度的温度效应大致相同(表2),但明显小于我国非季风区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的温度效应^[13],这可能是因为流域北部地区处在东亚季风区的边缘,夏季仍能受到东亚季风的微弱影响。这也正如我们前面所分析的,季风期间,流域日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量呈反向波动(图2),且其过量氘值(d)均低于 10‰ (见3.4)。

3.3 流域大气水线及过量氘

根据观测期间所获得的日降水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数据,

图5 流域南部(a)和(b)与北部(c), (d)地区月平均降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量(a)和(c)和温度(b)和(d)的关系
Figure 5 Correlations between amount-weighted monthly $\delta^{18}\text{O}$ and corresponding precipitation (a) and (c) and temperature (b) and (d) for the south (a) and (b) and north (c) and (d) of the Haihe River basin

分别建立了海河流域季风期(7~9月)(图6(a))与非季风期(10月~翌年1月)(图6(b))的大气水线方程(LMWL):

$$\text{季风期: } \delta D = 7.05 \delta^{18}O - 4.63 (R^2 = 0.92, n = 166), \quad (3)$$

$$\text{非季风期: } \delta D = 8.30 \delta^{18}O + 16.25 (R^2 = 0.97, n = 79). \quad (4)$$

流域不同时期(季风期与非季风期)大气水线在统计上存在显著的差异($P < 0.01$). 在季风期间, 流域内降水同位素的值大多位于全球大气水线^[19](GMWL: $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$)的右下方, LMWL以低的斜率(7.05)和截距(-4.63‰)为特征, 这一结果和源自平原地区两个GNIP站点(天津和石家庄)的LMWL($\delta D = 7.08 \delta^{18}O + 2.04$, $R^2 = 0.84$, $n = 71$)相似. 而在非季风期间, 流域降水同位素值相对离散, 多位于全球大气水线的左上方, 其LMWL的斜率(8.30)和截距(16.25‰)均高于全球平均值. 但我们注意到, 在非季风期间, 源自2个GNIP站点的大气水线却展示了低的斜率(6.43)和截距(0.97‰).

以前的研究表明, 由于气象条件和降水过程的差异, 不同地区的LMWL也具有明显的差异^[20], 其斜率主要受云底二次蒸发及降雪过程影响, 其中, 云底二次蒸发会导致其斜率和截距减小, 而降雪过程则相反^[21]. 季风期间, 流域LMWL的斜率和截距较低, 可能表明流域内降水受到云底二次蒸发的影响. 同季风期相比, 非季风期间(10月~翌年1月)流域气温普遍较低(平均气温 3.1°C), 加之冬季降雪, 云底蒸发对流域降水的影响很小, 故其LMWL的斜率和截距相对较高. 但流域降水的云底二次蒸发效应可能被流域内山区站点所掩盖, 这是因为在山地地区, 雨滴降至地面所经过的距离较短, 云底蒸发作用微弱^[22]. 本次研究的7个站点中, 有4个(多伦、大同、长治和原平)位于山区, 云底蒸发有限, 其LMWL的斜率为

8.42; 而3个平原站点(乐亭、涿州和惠民)LMWL的斜率为7.32, 显著($P < 0.01$)不同于山区站点. 而基于月时间尺度的两个GNIP站点(天津和石家庄), 其LMWL的斜率则更低(6.52). 因此, 非季风期间, 平原地区相对低LMWL斜率可能表明流域内平原地区降水可能仍受到云底再蒸发的影响. 事实上, 在非季风期间, 虽然流域气温相对较低, 但受干燥的大陆气团控制, 平均相对湿度比季风期减小了约7%, 干燥的气候, 加之微小的降雨量均导致了平原地区降雨的二次蒸发效应.

Dansgaard^[18]引进了过量氘(deuterium excess, d)的概念, 并将其定义为 $d = \delta D - 8 \delta^{18}O$. 一个地方降水中过量氘的大小主要和降水水汽源地的基本气象状况(如气温、大气相对湿度、风和海洋表面粗糙度等)有关^[23]. 如果水汽源区气候干旱, 风速大, 蒸发强烈, 则其 d 值也大. 因此, 降水中过量氘参数常常被作为一种诊断工具用来评估不同来源的水汽对具体地点降水的影响. 另外, 水汽输送过程中来自陆地表面蒸发水汽的混合^[24]以及云底二次蒸发也可以对降水中过量氘产生一定的影响^[25].

在季风期间, 流域内7个观测站点的 d 值介于 3.2‰ ~ 8.4‰ 之间, 其加权平均值为 5.8‰ , 显著低于全球的平均值 10‰ ^[12], 但和我国夏季降水 d 值的变化大致相同^[1, 14]; 而在非季风期间, 流域 d 值在 14.1‰ ~ 22.5‰ 之间变化, 其加权平均值为(17.2‰), 显著高于全球的平均值. 两个独立样本的 t 检验表明, 季风期与非季风期间, 流域降水 d 均值存在显著($P < 0.01$)的差异. 季风期间较低的 d 值可能表明流域降水的水汽主要来源于热带、副热带太平洋地区^[1]. 而在非季风期间, 受蒙古-西伯利亚高压影响, 流域主要受西风

图6 (网络版彩色)流域季风期(a)与非季风期(b)大气水线

Figure 6 (Color online) LMWLs of Haihe River basin for monsoon period (a) and non-monsoon period (b)

和极地大陆气团控制,气候干燥,故其 d 值相对较高。

4 结论与展望

基于现有的数据,我们分析和讨论了海河流域降水稳定同位素的变化,得出以下主要结论:

(1) 受季风影响强弱不同,流域降水稳定同位素的季节变化具有明显的空间差异,南部站点降水稳定同位素值季风期相对贫化,而非季风期相对富集,北部站点则呈现相反的模式;

(2) 受季风影响,南部站点降水稳定同位素表现出显著的雨量效应,而对于北部站点,由于大陆性增强,则表现出显著的温度效应;

(3) 流域降水稳定同位素易受到云底二次蒸发的影响,特别是在季风期间。受其影响,流域大气水线以低的斜率(7.1)和截距(-4.6‰)为特征,而非季

风期间其影响相对较弱,主要发生在平原地区;

(4) 在季风期间,受海洋水汽影响,流域降水 d 值较低,介于3.2‰~8.4‰之间,而非季风期间,受大陆水汽影响,降水 d 值高于14.1‰。

以上只是我们对海河流域降水稳定同位素的一些初步认识,由于获取的降水稳定同位素数据并未包含一个完整水文年,其中的一些结果仍需要进一步的验证,例如,流域南部的惠民站,其降水稳定同位素并不具有统计上显著的降水量效应,其原因尚不清楚。另外,大规模的环流模式、天气过程以及流域内部水汽循环过程(如蒸散)等对流域降水同位素的影响还不清楚。流域降水样品的收集和测试工作仍在进行,下一步我们将利用更长时间的降水稳定同位素记录,并联合同位素大气环流模型(IsoGSM^[26])对上述问题进行研究。

致谢 感谢多伦、大同、乐亭、原平、涿州、长治和惠民气象站在野外水样收集方面提供的帮助。

参考文献

- 1 Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *J Geophys Res*, 1998, 103: 28721-28742
- 2 Posmentier E S, Feng X H, Zhao M X. Seasonal variation of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in eastern Asia. *J Geophys Res*, 2004, 109: D230106, doi: 10.1029/2004JD004510
- 3 Johnson K R, Ingram B L. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: Implications for paleoclimate reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 365-377
- 4 Liu Z F, Tian L D, Chai X R, et al. A model-based determination of spatial variation of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ over China. *Chem Geol*, 2008, 249: 203-212
- 5 Tian L D, Yao T D, Sun W Z, et al. The relationship between δD and $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and vapor cycle from the southern to northern Tibetan Plateau (in Chinese). *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2001, 31: 214-220 [田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原南北降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系及水汽循环. 中国科学D辑: 地球科学, 2001, 31: 214-220]
- 6 Tian L D, Yao T D. Stable isotope variation in monsoon precipitation on the Tibetan Plateau. *J Meteorol Soc Jan*, 2001, 79: 959-966
- 7 Tian L D, Ma L L, Yu W S, et al. Seasonal variations and moisture transports of stable isotopes in precipitation on the Yushu of eastern Tibetan Plateau. *Sci China Ser D Earth Sci*, 2008, 53: 986-992 [田立德, 马凌龙, 余武生, 等. 青藏高原东部玉树降水中稳定同位素季节变化与水汽输送. 中国科学D辑: 地球科学, 2008, 53: 986-992]
- 8 Wu J K, Yang Y Q, Ding Y J, et al. Variations and simulation of stable isotope in precipitation in the Heihe River basin (in Chinese). *Environ Sci*, 2011, 32: 1857-1866 [吴锦奎, 杨淇越, 丁永建, 等. 黑河流域大气降水稳定同位素变化及模拟. 环境科学, 2011, 32: 1857-1866]
- 9 Zhang Y H, Wu Y Q. Oxygen and hydrogen isotopes in precipitation in Heihe River basin, China (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2009, 31: 34-39 [张应华, 作彦卿. 黑河流域中上游地区降水中氢氧同位素研究. 冰川冻土, 2009, 31: 34-39]
- 10 Wei K Q, Lin R F, Wang Z X. Contents of precipitation deuterium oxygen-18 and tritium in Beijing (in Chinese). *Sci China Ser B*, 1982, 8: 754-757 [卫克勤, 林瑞芬, 王志祥. 北京地区降水中的氘、氧-18、氚含量. 中国科学B辑, 1982, 8: 754-757]
- 11 Liu J R, Song X F, Fu G, et al. Precipitation isotope characteristics and climatic controls at a continental and an island site in Northeast Asia. *Clim Res*, 2011, 49: 29-44
- 12 Wen X F, Zhang S C, Sun X M, et al. Water vapor and precipitation isotope ratios in Beijing, China. *J Geophys Res*, 2010, 115: D01103, doi:10.1029/2009JD012408

- 13 Liu X C, Song X F, Xia J, et al. A study on oxygen isotope in precipitation of Dongtaigou basin in Chao and Bai river basin (in Chinese). *Geogr Res*, 2005, 24: 196–205 [刘相超, 宋献方, 夏军, 等. 东台沟实验流域降水氧同位素特征与水汽来源. *地理研究*, 2005, 24: 196–205]
- 14 Wei K Q, Lin R F. Influence of the monsoon on the isotope of precipitation in China (in Chinese). *Geochimica*, 1994, 23: 33–41 [卫克勤, 林瑞芬. 论季风气候对我国雨水同位素组成的影响. *地球化学*, 1994, 23: 33–41]
- 15 Zhang X P, Yao T D. World spatial characteristics of isotope ratio in precipitation (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 1994, 16: 202–210 [章新平, 姚檀栋. 全球降水中氧同位素比率的分布特点. *冰川冻土*, 1994, 16: 202–210]
- 16 Tian L D, Yao T D, MacClune K, et al. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. *J Geophys Res*, 2007, 112: D10112, doi: 10.1029/2006JD007718
- 17 Yamanaka T, Shimada J, Hamada Y, et al. Hydrogen and oxygen isotopes in precipitation in the northern part of the North China Plain: Climatology and inter-storm variability. *Hydrol Process*, 2004, 18: 2211–2222
- 18 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16: 436–468
- 19 Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 1961, 133: 1702–1703
- 20 Clark I, Fritz P. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Boca Raton: Lewis Publishers, 1997. 1–328
- 21 Peng H D, Mayer B, Harris S, et al. The influence of below-cloud secondary effects on the stable isotope composition of hydrogen and oxygen in precipitation at Calgary, Alberta, Canada. *Tellus*, 2007, 59: 689–704
- 22 Froehlich K, Kralik M, Papesch W, et al. Deuterium excess in precipitation of Alpine regions-moisture recycling. *Isot Environ Healt*, 2008, 44: 61–70
- 23 Merlivat L, Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J Geophys Res*, 1979, 84: 5029–5033
- 24 Gat J R, Bowser C J, Kendall C. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: Estimate based on stable isotope data. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 557–560
- 25 Fritz P, Basharmal G M, Drimmie R J, et al. Oxygen isotope exchange between sulphate and water during bacterial reduction of sulphate. *Chem Geol*, 1989, 79: 99–105
- 26 Yoshimura K, Kanamitsu M, Noone D, et al. Historical isotope simulation using reanalysis atmospheric data. *J Geophys Res*, 2008, 113: D19108, doi: 10.1029/2008JD010074

Spatial and temporal variation of stable isotopes in precipitation in the Haihe River basin

PANG ShuoGuang¹, ZHAO ShiKun¹, WEN Rong² & LIU ZhongFang³

¹ Tianjin Key Laboratory of Water Resources and Environment, Tianjin Normal University, Tianjin 300387, China;

² Key Laboratory of Tibetan Environmental Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China;

³ State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

Stable isotopes of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in precipitation are investigated in the Haihe River basin, north China, based on observations at seven stations from July 2012 through January 2013. The results show that precipitation isotopes had a spatially distinct difference between monsoon (July through September) and non-monsoon seasons. In the southern basin, isotope depletion during the monsoon period was closely tied to Pacific- and Indian-sourced moisture (deuterium excess (d) < 8.4‰) and subsequent amount effect, whereas the relatively high isotope values during the non-monsoon period resulted from isotopically-enriched, continental-sourced moisture. In contrast, in the northern basin, moisture was derived mainly from dry continental air masses (d > 14.1‰) and the isotope values were largely controlled by the temperature effect, exhibiting a seasonality with isotopically-enriched summer and isotopically-depleted winter. Precipitation isotopes in the basin are prone to subcloud evaporation during the summer season, as revealed by small slope (7.1) and intercept (−4.6‰) of the local meteoric water line. This was only the case for the plain area of the basin during the non-monsoon period. The results presented here may provide some constraints on water isotope interpretation and modern isotope hydrological processes in the basin.

precipitation, δD and $\delta^{18}\text{O}$, spatiotemporal variability, Haihe River basin

doi: 10.1360/N972014-01040