

# 由 TES 反演的大气水汽中 $\delta D$ 的时空分布特征<sup>\* 1</sup>

章新平<sup>1</sup> 张新主<sup>1</sup> 关华德<sup>1,2</sup> 黄一民<sup>1</sup> 吴华武<sup>1</sup>

ZHANG Xinping<sup>1</sup> ZHANG Xinzhu<sup>1</sup> GUAN Huade<sup>1,2</sup> HUANG Yimin<sup>1</sup> WU Huawu<sup>1</sup>

1. 湖南师范大学资源与环境科学学院,长沙,410081

2. 福林德斯大学环境学院,阿德莱德,5001,澳大利亚

1. *College of Resources and Environmental Sciences, Hunan Normal University, Changsha 410081, China*

2. *School of the Environment, Flinders University, Adelaide 5001, AU*

2011-10-21 收稿,2012-04-17 改回.

**Zhang Xinping, Zhang Xinzhu, Guan Huade, Huang Yimin, Wu Huawu. 2012. Spatial and temporal distribution characteristics of the  $\delta D$  in the atmospheric vapor as retrieved from the TES data. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(6): 1367-1380**

**Abstract** Transport of water vapor in the atmosphere has the continuity in space and time. Using the isotope in water vapor, one can more comprehensively analyze the origins and transport paths of water vapor, and the re-distribution and recharge forms of every component in the water cycle, and more in-depth understand the continuous variational characteristics and history of water vapor on the various spatial and temporal scales in the water cycle. This paper analyzes the spatial and temporal distribution of the  $\delta D$  in atmospheric water vapor and the relationship of the  $\delta D$  in water vapor with atmospheric humidity and with temperature at the different levels in the troposphere, and explores the relationship between the stable isotopes in water vapor and in precipitation and the possible impact of the large-scale hydrological cycle on the isotopes in water vapor, using the HDO and H<sub>2</sub>O data retrieved by Tropospheric Emission Spectrometer (TES), at 7 pressure levels from 825 hPa to 100 hPa. The results show that, in spatial variation, the  $\delta D$  in water vapor has a very obvious zonal distribution in the troposphere and a good correspondence with the precipitable water; the  $\delta D$  in water vapor decreases with vertical pressure as logarithmic type and shows a decreasing tendency in the average decline rate from the equator to high latitudes and from lands to oceans. In temporal variation, the seasonality of the  $\delta D$  in water vapor shows a regional difference. In the low-latitude lands, distinct seasonal variation of the  $\delta D$  in water vapor is corresponding to that of the precipitable water, but the  $\delta D$  in water vapor during summer is lower than that during winter in many parts of the middle and high latitudes. The consistent spatial distribution and the seasonal variation characterize the  $\delta D$  in the troposphere, but an opposite situation appears in the interlayer from the upper troposphere to the lower stratosphere. The correlations of the mean  $\delta D$  in water vapor versus the mean temperature and versus the mean precipitable water in interlayer have a similar distribution in the troposphere. The stable isotope in water vapor, compared with that in precipitation, is of some differences in the spatial distribution, the seasonal variation as well as the relationship with temperature and humidity, showing that the impacts of stable isotopic fractionation and atmospheric circulation types in the water cycle on two types of stable water isotopes have obvious differences.

**Key words** TES, Water vapor, Stable isotope, Precipitable water, Spatial and temporal distribution

**摘要** 水汽在大气中的输送具有空间上和时间上的连续性。利用水汽同位素可以更全面地分析水汽的来源、路径、水循环中各分量的再分配和补给形式,更深入地了解水循环中各种空间和时间尺度下水汽的连续变化特征和历史。本研究利用对流层发射光谱仪(TES)反演的825—100 hPa层间7个等压面上HDO和H<sub>2</sub>O数据分析了对流层不同层次大气水汽中 $\delta D$ 的

\* 资助课题:国家自然科学基金项目(41171035、40871094)、湖南省重点学科建设项目(2011001)、中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室开放课题基金(2011004)、湖南省教育厅重点项目(09A056)。

作者简介:章新平,主要从事气候变化研究。E-mail: zxp@hunnu.edu.cn

时空分布规律以及水汽中  $\delta D$  与大气湿度、大气温度的关系,探讨了水汽同位素与降水同位素的关系以及大尺度水循环过程对水汽同位素的可能影响。结果显示,在空间分布上,对流层大气中水汽  $\delta D$  具有非常明显的带状分布,水汽中  $\delta D$  的分布与可降水量的分布存在很好的对应关系;水汽中  $\delta D$  随垂直气压呈对数型递减,平均递减率由赤道向高纬度减小、陆地向海洋减小。在时间变化上,大气水汽中  $\delta D$  的季节变化存在地域性差别。在中低纬度陆地,水汽中  $\delta D$  的季节变化明显,且与可降水量的季节变化相对应;在中高纬度的许多地区,夏季水汽中  $\delta D$  小于冬季。对流层水汽中  $\delta D$  的空间分布和季节变化具有一致性特点,上对流层和下平流层间水汽中  $\delta D$  的空间分布和季节性变化特点与对流层相反。对流层大气水汽中的  $\delta D$  与层间平均温度和可降水量的相关关系具有相似的分布形势。与降水中的稳定同位素相比,水汽中的稳定同位素在空间分布、季节变化、与温度和湿度的关系上存在某些差异,反映二者在受稳定同位素分馏的影响和水循环中大气环流类型的影响方面存在明显差别。

**关键词** TES, 水汽, 稳定同位素, 可降水量, 时空分布

**中图法分类号** P426

## 1 引言

大气水汽和降水中稳定同位素的变化起因于水循环中蒸发和凝结过程中稳定同位素的分馏作用(Dansgaard, 1964)。这种分馏主要发生在大气层中,由于水的轻同位素优先蒸发、重同位素优先凝结,因此,利用对水汽和降水的稳定同位素监测可以定量分析水汽、云、降水相互之间的物质转换(Jouzel, et al, 1987; Lawrence, et al, 2004)。又由于水循环中包含了从海洋到陆地的水汽净输送,因此,局地降水同位素在一定程度上反映个别降水事件中湿气团被冲刷的历史(Dansgaard, 1964; Jouzel, et al, 1987)。作为有用的示踪物, D(即氘<sup>2</sup>H)和<sup>18</sup>O可被用于对区域和全球尺度的水汽输送过程的源(蒸发)和汇(降水)进行定量分析(Jouzel, et al, 1987; Lawrence, et al, 2004; Gat, et al, 2003; Eriksson, 1965)。

稳定同位素方法最重要的应用是利用稳定同位素效应恢复不同沉积物中蕴含的古气候信息。例如,在中高纬度内陆,降水中稳定同位素被视作温度的代用指标。但在季风区,降水中稳定同位素被视作季风强度的代用指标。稳定同位素方法的另一个重要的应用是根据降水同位素的时空分布特点推断大气环流型。例如,在东亚季风区,利用降水同位素的雨季低旱季高的变化特点可推断影响该区域降水的不同环流型以及不同水汽来源的季节交替的时间。在过去的半个多世纪,由国际原子能机构和世界气象组织(IAEA/WMO)建立的全球降水同位素监测网(GNIP)所提供的降水同位素监测数据已经被广泛应用于古气候的分析、水资源的管理以及大气环流型的诊断(Dansgaard, 1964; Jouzel, et al, 1987)。然而 GNIP 数据存在明显的不足,主要表现

在:监测站点在空间上分布不均匀,尤其是在海洋上,GNIP 站点稀少;监测记录在时间上不连续,尤其是在干旱半干旱地区;缺少对水汽同位素的监测。

为了弥补由于 GNIP 数据不足所引起的理解上的缺憾,需要通过对大气水汽中稳定同位素变化的分析来获知水循环中水同位素的输送、补给和分馏的细节,这将为利用同位素方法进行气候分析和水汽示踪提供更加丰富的数据和应用基础。最早开展的系统性水汽同位素取样是在 20 世纪 60 年代, Taylor(1984)在海德堡实地测量了从近地层到约 5 km 高度的大气水汽,绘制出 20 条水汽中  $\delta D$  的平均垂直廓线,监测时间从 1967 年 6 月至 1968 年 6 月。由于数据覆盖了一个完整的年周期,因此,观测结果在一定程度上能代表取样区的气候平均状况。1981—1988 年(Jacob, et al, 1991)又是在海德堡实施了一个连续 8 a 的近地面水汽同位素的取样计划,利用这些长序列数据,分别进行了降水中和水汽中稳定同位素-温度关系、 $\delta D$ - $\delta^{18}O$  关系的比较。冷战时期,为了调查前苏联在 20 世纪 60 年代初进行的一系列大气层核试验可能对大气产生的影响,美国国家大气科学中心(NCAR)1965 年 11 月—1973 年 9 月,利用航空飞行器和探空气球分别在美国的斯科茨布拉夫、圣巴巴拉、帕勒斯坦和死谷对从地面至 9.2 km 高度的氘、氧的垂直廓线以及与大气湿度、温度的关系进行了实地取样和分析(Ehhalt, 1974)。Rozanski 等(1982)利用一维复式箱云模式对上述监测数据进行了重新解释和模拟试验。中国对大气水汽中稳定同位素的研究仅见余武生等(2006)和尹常亮等(2008)的工作。他们利用气泵分别在青藏高原的那曲和德令哈抽取近地面 4—6 m 处的大气,进行水汽中稳定同位素的测试,发现水汽

中  $\delta^{18}\text{O}$  与高原季风活动存在显著相关。

由于水循环过程中的物质迁移和稳定同位素的分馏并非都能被观测到,因此,利用稳定同位素模型和引入同位素循环的大气环流模式则成为独特的工具。Eriksson(1965)基于大气环流模式设计了一个同位素模型,研究发现模式中 D 和  $^{18}\text{O}$  随高度呈指数型减少。尽管这是一个非常粗糙的近似,但通过对水平水汽通量进行积分,揭示了降水中稳定同位素与局地可降水量的关系。他的工作证明,利用大气环流模式可以对局地同位素进行模拟试验和时空变化的分析。Risi 等(2010)利用单柱模式解释了短历时的“降水量效应”。认为在热带对流区,同位素被贫化的降水与降落雨滴的再蒸发、周围水汽的扩散交换以及下层水汽的卷夹有关。后来,一系列的大气环流模式被用于分析水循环中稳定同位素的时空变化,其中,包括水汽同位素的变化及其与水循环的关系(Joussaume, et al, 1984; Hoffmann, et al, 1998; Schmidt, et al, 2006; Tindall, et al, 2009)。实践证明,引入稳定同位素效应的大气环流模式对于理解影响降水和降水同位素全球分布的水循环过程是有益的。

大气水循环是地球气候系统的一个重要组成部分,但是至今在确定大气湿度的过程方面还很薄弱。例如,降水的直接蒸发如何贡献给云的水热平衡,如何确定来自陆地蒸发和海洋蒸发水汽的相对贡献。这些空白的填补不是仅靠数值模拟所能实现的。

随着卫星遥感技术的不断成熟,在全球范围内对大气水汽同位素进行实际监测逐渐成为可能。例如,搭载在 ADEOS 卫星上的温室气体干涉监测仪(IMG)首次实现了从对流层低层至中层的水汽中 HDO/ $\text{H}_2\text{O}$  比率的观测(Zakharov, et al, 2004)。搭载在欧洲空间局环境研究卫星 ENVISAT 上的大气扫描成像吸收光谱仪(SCIAMACHY)在全球范围内测量了整个气柱的可降水量和水汽 HDO/ $\text{H}_2\text{O}$  比率(Risi, et al, 2010; Payne, et al, 2007)。目前,仍在运行的是搭载在美国宇航局发射的 Aura 卫星上的对流层发射光谱仪(TES)。TES 是迄今为止最先进、最成功的大气水汽 HDO 观测仪(Worden, et al, 2006, 2007, 2010; Brown, et al, 2008)。

利用卫星观测大气水汽和水汽中 HDO 具有以下优点:(1)采用连续覆盖模式,并沿卫星轨道密集取样;(2)从三维空间观测大气水汽和水汽同位素的水平与垂直分布;(3)探测沙漠和海洋上空的水汽同

位素,弥补人工观测的不足。

由于水汽在大气中的输送具有空间上和时间上的连续性。因此,利用水汽同位素可以更全面地分析水汽的来源、路径、水循环中各分量的再分配和补给形式,更深入地了解水循环中各种空间和时间尺度下水汽的连续变化特征和历史。本文运用由 TES 数据反演的 HDO 和  $\text{H}_2\text{O}$  数据分析全球大气水汽中  $\delta D$  的时空分布规律、水汽中  $\delta D$  与大气湿度、温度的关系,探讨水汽同位素与降水同位素的关系以及水循环过程对水汽同位素的可能影响。这将有利于了解全球水循环中稳定同位素的时空变化,改善对水稳定同位素应用价值的认识。

## 2 数据来源和处理

对流层发射光谱仪(Tropospheric Emission Spectrometer, TES)是同步观测全球  $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_3$ 、 $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CH}_4$  等痕量气体的卫星装置,属傅里叶变换红外光谱仪(FTIR)。TES 进行水汽中 HDO/ $\text{H}_2\text{O}$  比率和水汽监测的基本原理是:(1)根据干涉图样确定被探测痕量气体发射出的红外辐射波长。TES 先将吸收的红外辐射分解,然后再合成。合成的红外辐射产生与波长相关的干涉图样可以用于确定光束波长。(2)根据红外辐射可以推测化学物质的高度。由于大气中每种物质均能产生一定波长的红外辐射,且对应的温度和压力随海拔高度变化,因此,通过对红外辐射的精确测量可以推断化学物质的高度(Worden, et al, 2006)。

TES 的光谱分辨率分别为  $0.025\text{ cm}^{-1}$  (Limb 模式)和  $0.1\text{ cm}^{-1}$  (Nadir 模式),这使得 TES 能够分辨出大气中关键物质产生的红外辐射波长,观测到大气的红外吸收谱线。TES 红外成像仪由 16 个探测器组成,以 Limb 模式或者 Nadir 模式探测  $650\text{—}3050\text{ cm}^{-1}$  的红外辐射。Limb 模式时, TES 扫描范围为  $5.3\text{ km} \times 8.4\text{ km}$ 。通过探测大气垂直分布结构, TES 可以提供  $\text{H}_2\text{O}$ 、HDO、 $\text{O}_3$ 、CO 和  $\text{CH}_4$  等物质的含量和空间分布特征(Worden, et al, 2006)。TES 于 2004 年 9 月 20 日完成了它的第一次全球勘查,其中,包含 1100 多个 Limb 扫描。通常情况下, TES 于当地太阳时 14 时在赤道上升, 02 时在赤道下降。采用 Limb 模式探测时, TES 沿南北方向每 5 个纬度、轨道间隔每 22 个经度采样一次,由于昼夜轨道重叠,局部取样密度较大,探测到

的大气水汽中同位素的可信度较高。比较而言, TES 的 HDO/H<sub>2</sub>O 比率数据在 464 hPa 以下层面的精度较高, 误差在 5% 以下 (Worden, et al, 2006, 2007, 2010)。

TES 生成的数据包括 15 个等压面上的 H<sub>2</sub>O 和 HDO。这些等压面从低层到高层依次为 825、681、464、316、215、146、100、68、46、32、22、15、10、7 和 5 hPa。由于主要分析对流层水汽中 HDO 的变化特征, 本文采用前 7 个等压面上的 TES level 3 数据 (Worden, et al, 2004), 时间从 2004 年 9 月至 2009 年 12 月, 分辨率为 4° × 2°。分析中, TES 数据被插值到 2° × 2°。

定义  $Q$  为大气可降水量 (或层间可降水量), 计算公式为

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_1} q_{H_2O} dp \quad (1)$$

式中,  $p_0$  和  $p_1$  分别为气层的下层和上层的气压,  $q_{H_2O}$  为大气比湿。  $Q$  的单位是 mm。

大气水汽中稳定氢同位素比率 HDO/H<sub>2</sub>O 的大小用相对于维也纳标准平均海洋水 (V-SMOW) 的千分差来表示 (Dansgaard, 1964)

$$\delta D_v = \left[ \frac{q_{HDO}/q_{H_2O}}{(q_{HDO}/q_{H_2O})_{V-SMOW}} - 1 \right] \times 1000 \quad (2)$$

式中,  $q_{HDO}$  为大气中 HDO 的比湿,  $(q_{HDO}/q_{H_2O})_{V-SMOW}$  为对应的维也纳标准平均海洋水的

HDO 和 H<sub>2</sub>O 的比湿之比, 为  $3.1152 \times 10^{-4}$ 。

大气水汽中  $\delta D$  的加权平均计算公式为

$$\overline{\delta D}_v = \frac{\sum (q_{H_2O} \times \delta D_v)}{\sum q_{H_2O}} \quad (3)$$

式中,  $q_{H_2O}$  和  $\delta D_v$  分别为各月 (或各层) 网格点上的 H<sub>2</sub>O 比湿和对应的水汽中的  $\delta D$ 。

本文的降水中  $\delta D$  数据来源于 GNIP (IAEA/WMO, 2006)。降水中氢稳定同位素比率  $R_p (= HDO/H_2O)$  的大小同样用相对于 V-SMOW 的千分差来表示 (Dansgaard, 1964)

$$\delta D_p = \left( \frac{R_p}{R_{V-SMOW}} - 1 \right) \times 1000 \quad (4)$$

式中,  $R_{V-SMOW} = 1.5576 \times 10^{-4}$ 。降水中  $\delta D$  的平均值为 IAEA/WMO 监测站月降水量  $P$  对于月降水  $\delta D_p$  的加权平均。

$$\overline{\delta D}_p = \frac{\sum (P \times \delta D_p)}{\sum P} \quad (5)$$

### 3 结果分析

#### 3.1 水汽中 $\delta D$ 和可降水量 $Q$ 的空间分布

根据水汽垂直分布特点, 对流层被分为中下层 (825—464 hPa) 和中上层 (464—100 hPa)。通过对空间网格点上的  $\delta D_v$  按等压面和时间进行加权平均并且对混合比  $q$  进行积分后再对时间求平均, 分别得到层间  $\overline{\delta D}_v$  和层间平均可降水量  $Q$  的空间分布 (图 1a, b)。

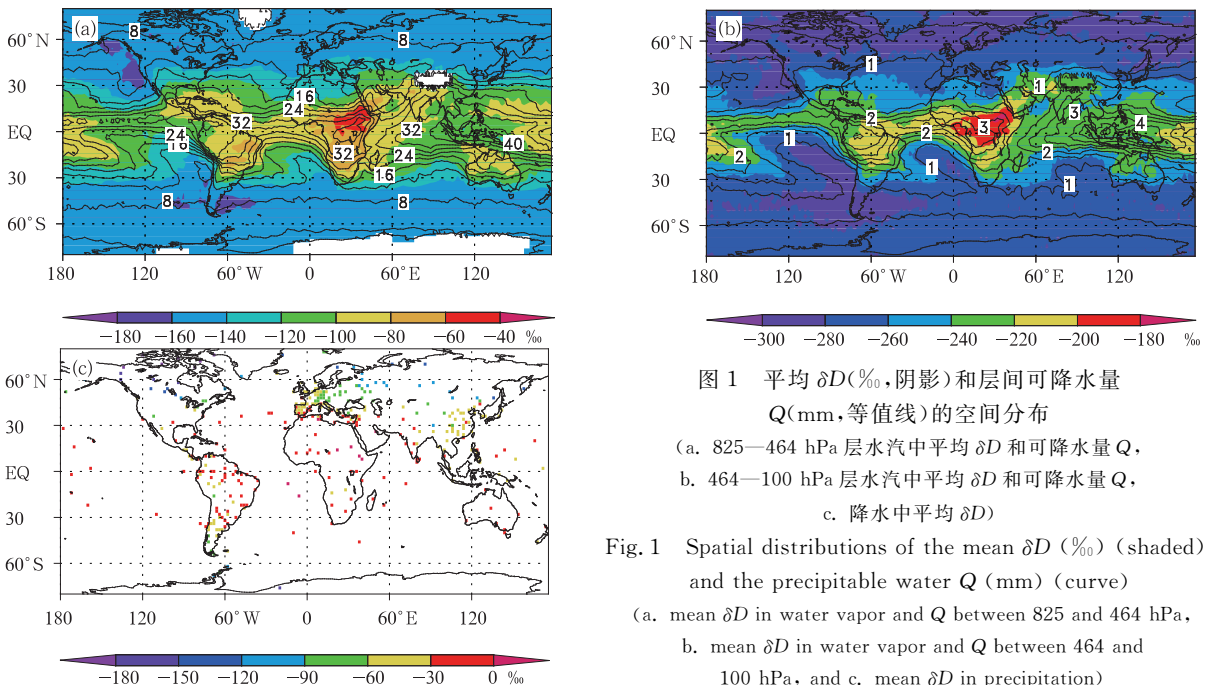


图 1 平均  $\delta D$  (‰, 阴影) 和层间可降水量  $Q$  (mm, 等值线) 的空间分布

- (a. 825—464 hPa 层水汽中平均  $\delta D$  和可降水量  $Q$ ,
- b. 464—100 hPa 层水汽中平均  $\delta D$  和可降水量  $Q$ ,
- c. 降水中平均  $\delta D$ )

Fig. 1 Spatial distributions of the mean  $\delta D$  (‰) (shaded) and the precipitable water  $Q$  (mm) (curve) (a. mean  $\delta D$  in water vapor and  $Q$  between 825 and 464 hPa, b. mean  $\delta D$  in water vapor and  $Q$  between 464 and 100 hPa, and c. mean  $\delta D$  in precipitation)

在对流层中下层,  $\overline{\delta D_v}$  存在非常明显的带状分布。在南北纬  $30^\circ$  之间,  $\overline{\delta D_v}$  较高, 大部分地区都在  $-120\%$  以上。最大的  $\overline{\delta D_v}$  (约  $-60\%$  及以上) 出现在赤道非洲的东部。比较而言, 陆地上  $\overline{\delta D_v}$  大于海洋。随着纬度的升高,  $\overline{\delta D_v}$  逐渐降低, 在中高纬度地区,  $\overline{\delta D_v}$  降低到  $-140\%$  及以下。

对流层中下层可降水量  $Q$  的分布与  $\overline{\delta D_v}$  具有一定的对应关系,  $\overline{\delta D_v}$  较大的地区大致上与较大的  $Q$  值相对应。例如, 在赤道非洲的东部, 南美的中部, 赤道太平洋的中西部,  $\overline{\delta D_v}$  均在  $-100\%$  以上, 层间的可降水量也都在  $30\text{ mm}$  以上。然而在暖池上空, 可降水量超过  $40\text{ mm}$ , 而最高的  $Q$  并非与最大的  $\overline{\delta D_v}$  值相对应。考虑到该地区对流层中下层可降水量的大小与实际降水量并不一致, 这种不一致可能与暖池地区强降水导致的水汽同位素被贫化有关。在赤道非洲东部, 相对较小的降水未对水汽同位素的贫化产生影响, 因此, 达到全球最高。在  $30^\circ$  以上的中高纬度, 随着温度的降低, 蒸发减弱, 层间可降水量维持在  $12\text{ mm}$  以下, 且基本呈带状分布。可以看到, 在冷洋流流经的地区, 如南半球的秘鲁寒流、本格拉寒流和西澳寒流, 北半球的加利福尼亚寒流和加那利寒流, 层间可降水量和  $\overline{\delta D_v}$  均比同纬度其他地区明显偏低。然而, 在暖洋流流经的地方, 层间  $Q$  和  $\overline{\delta D_v}$  没有明显的差别。这或许是由于降水对同位素的贫化作用与海洋蒸发对同位素的补给作用相互抵消的缘故。

在对流层中上层, 除赤道非洲中部外,  $\overline{\delta D_v}$  均降低到  $-200\%$  以下。在空间分布特征上, 该层间  $\overline{\delta D_v}$  与中下层相似。在中低纬度地区,  $\overline{\delta D_v}$  较高, 最大的  $\overline{\delta D_v}$  出现在赤道太平洋中西部、南美的赤道地区以及非洲的赤道地区。这些地区均对应着该层间  $Q$  的极大值。随着纬度的升高, 层间  $Q$  降到  $1\text{ mm}$  以下,  $\overline{\delta D_v}$  降低到  $-260\%$  以下。由于对流层高层水汽含量较低, 对整层水汽同位素和降水同位素分布的影响有限。

与 GNIP 的  $\overline{\delta D_p}$  分布(图 1c)比较发现, 在大尺度范围,  $\overline{\delta D_p}$  与对流层中低层的  $\overline{\delta D_v}$  有较好的对应关系。  $\overline{\delta D_p}$  较高的地区  $\overline{\delta D_v}$  基本上也较高,  $\overline{\delta D_p}$  较低的地区  $\overline{\delta D_v}$  基本上也较低。但也存在着一些偏差, 在一些干旱地区, 例如澳大利亚, 由于云下蒸发引起的雨滴中稳定同位素被富集,  $\overline{\delta D_p}$  明显增大; 而

在一些湿润地区, 例如暖池附近, 由于连续的降水冲刷, 降水中稳定同位素则被明显贫化。另外, 降水同位素的纬度效应在水汽同位素的分布中得到较好的反映。但是, 降水同位素的大陆效应却未能在水汽同位素的分布中得到明显反映, 尤其是在中高纬度。这可能是由于水汽的循环周期较短, 海洋蒸发的水汽能够快速、不断地补充降水造成的水汽亏损, 补偿由于凝结产生的水汽同位素的贫化。已有的研究 (Brubaker, et al, 1993) 显示, 实际降水量只占大气水汽循环量的较小部分。当有降水生成时, 水汽同位素因冷凝过程而被贫化, 而在大部分无降水生成的时候, 水汽同位素未被明显贫化。在区域尺度上, 由于冷凝过程以及云下二次蒸发过程的影响, 降水同位素与水汽同位素表现出一定的差异。

### 3.2 水汽中 $\delta D$ 和 $Q$ 的季节差异

以北半球的季节作为基础(南半球相反), 将 6—8 月作为夏季(或湿季), 12—2 月作为冬季(或干季), 按照 3.1 节的方法, 分别计算各季的层间  $\overline{\delta D_v}$  和层间平均  $Q$ , 然后用 6—8 月的平均值减去 12—2 月的平均值, 便得到层间  $\overline{\delta D_v}$  的季节差和层间  $Q$  季节差的空间分布(图 2a, b)。

在对流层中下层, 层间可降水量  $Q$  的季节差以赤道为界, 南北半球符号正好相反。全球中纬度地区  $Q$  的季节差最大, 赤道地区和高纬度均较小, 陆地明显高于海洋。与  $Q$  季节差的空间分布相对应, 在北半球,  $\overline{\delta D_v}$  季节差的最大值(对应着  $Q$  季节差的正值中心)分别位于亚洲季风区、北非、北美南部和里海地区。这在一定程度上反映了水汽来源的季节性差异。通常, 在上述地区, 夏季主要受副热带高压的控制或影响, 水汽为近源输送, 空气湿润,  $\overline{\delta D_v}$  较高; 冬季受西风带环流的控制或影响, 水汽为远源输送, 空气温度低, 水汽含量低,  $\overline{\delta D_v}$  较低。南半球,  $\overline{\delta D_v}$  季节差的正值中心分别位于南美的热带雨林和非洲中部的热带雨林。较高的  $\overline{\delta D_v}$  季节差的符号与  $Q$  季节差的符号正好相反, 说明该地区干季(6—8 月)  $\overline{\delta D_v}$  高于湿季(12—2 月)。这个结果同样反映了不同季节水汽来源对水汽同位素丰度的贡献存在差异。位于南半球中纬度地区的阿根廷高原、南部非洲以及澳大利亚,  $\overline{\delta D_v}$  季节差的符号与层间  $Q$  的季节差符号一致, 说明夏季(对应湿季)  $\overline{\delta D_v}$  大于冬季(对应干季)。

464—100 hPa 的对流层中高层到下平流层, 层

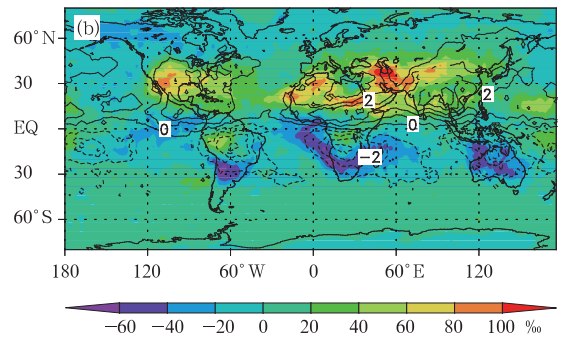
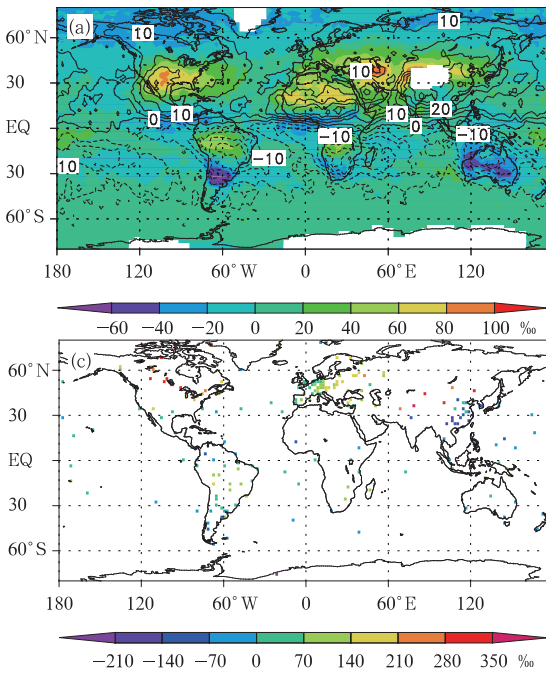


图2 平均 $\delta D$ (‰, 阴影)和层间可降水量 $Q$ (mm, 等值线)季节差的空间分布  
(a. 825—464 hPa层水汽中平均 $\delta D$ 和可降水量 $Q$ 季节差的空间分布, b. 464—100 hPa层水汽中平均 $\delta D$ 和可降水量 $Q$ 季节差的空间分布, c. 降水水中平均 $\delta D$ 季节差的空间分布)

Fig. 2 As in Fig. 1 but for their seasonal differences

间 $\overline{\delta D}_v$ 季节差的空间分布与中下层相似,表现出对流层整层的水汽具有一致性的变化特点。对应 $Q$ 的季节差空间分布,中纬度大陆 $\overline{\delta D}_v$ 的季节差较大,高纬度地区和海洋上空的 $\overline{\delta D}_v$ 季节差较小。平均而言,北半球陆地 $\overline{\delta D}_v$ 季节差的绝对数值大于南半球陆地。由于水汽含量随高度迅速降低,层间 $Q$ 的季节差也随之减小,数值仅为对流层中下层可降水量的约1/8。

由于降水同位素直接与水汽同位素的凝结分馏有关,因此一般认为,降水同位素的季节变化大致上应该与对流层水汽同位素的季节变化保持一致(Worden, et al, 2007; Frankenberg, et al, 2009)。将上述 $\overline{\delta D}_v$ 季节差的空间分布与GNIP全球降水 $\overline{\delta D}_p$ 季节差的空间分布(图2c)进行对比,发现二者的确具有一定程度的相似性。例如,在中高纬度内陆,对应 $\overline{\delta D}_v$ 较大的季节差, $\overline{\delta D}_p$ 的季节差也较大;在低纬度和海洋区,对应 $\overline{\delta D}_v$ 较小的季节差, $\overline{\delta D}_p$ 的季节差也较小。然而,二者并非总是保持一致。例如,在东亚季风区,整层 $\overline{\delta D}_v$ 的季节差表现为弱的正值,但是 $\overline{\delta D}_p$ 却表现为较大的负值。这种不一致不能简单归因于水汽来源的差异,可能与不同季风环流条件下云中的冷凝过程、动力分馏以及雨滴降落过程中因蒸发、动力扩散、与周围大气物质交换所产生的稳定同位素的迁移有关(Jouzel, et al, 1987; Risi, et al,

2010)。利用引入稳定同位素循环的大气环流模式可以对此进行模拟(Schmidt, et al, 2006; Tindall, et al, 2009)。另外,在中高纬度的许多地区,尤其是在南半球,夏季(北半球6—8月,南半球12—2月)整层 $\overline{\delta D}_v$ 小于冬季(北半球12—2月,南半球6—8月),在图2a—b中表现为 $\overline{\delta D}_v$ 的季节差在北半球为负值,南半球为正值,这与传统的理解正好相反。但是,通过对该区有限的几个GNIP监测站的资料分析,还是能够看出降水同位素对此水汽季节变化的响应。例如,在斯瓦尔巴群岛的新奥尔松(78.15°N, 11.56°E, 7 m),根据1990—2001年实际监测得到的 $\overline{\delta D}_p$ 的季节差为-15‰;在格陵兰的格伦纳代尔(61.22°N, 48.12°W, 27 m),根据1961—1974年实际监测得到的 $\overline{\delta D}_p$ 的季节差为-12‰。由于缺少更多GNIP有效数据的支持,上述的整层 $\overline{\delta D}_v$ 季节差的形成原因有待进一步研究。

### 3.3 水汽中 $\delta D$ 的季节变化

由于受不同下垫面、不同气团及不同环流形势的影响,不同地区水汽同位素的季节变化存在显著差异。为了综合了解水汽同位素的季节变化特征,分别计算了不同高度沿不同纬度和经度的大气水汽中 $\overline{\delta D}_v$ 的季节变化。

#### 3.3.1 不同纬度水汽中 $\delta D$ 的季节变化

纬度0°、30°N、60°N、30°S和60°S分别代表气



候特征迥异的 5 个纬度带。0°是赤道辐合带的平均位置,横跨了地球的 3 个大洋;30°是副热带高压的平均位置,在北半球,横穿了北非、西亚等全球最干旱的地区以及青藏高原和东亚季风区;60°是极锋的平均位置,在北半球,穿越了欧亚大陆和北美大陆。通过对 $\overline{\delta D}_v$ 进行加权平均,分别得到在 825(代表对流层低层)、464(代表对流层中层)和 146 hPa(代表

对流层高层),沿 0°、30°N、60°N、30°S 和 60°S 大气水汽 $\overline{\delta D}_v$ 的季节变化(图 3)。

825 hPa上(图 3a—e),沿不同纬度的 $\overline{\delta D}_v$ 季节变化具有明显差异。平均而言,赤道地区的 $\overline{\delta D}_v$ 最高,中纬度次之,高纬度最低。赤道东太平洋的 $\overline{\delta D}_v$ 是该纬度最低的,季节变化中的最低值出现在 11 月,最高值出现在 3 月;在赤道西太平洋, $\overline{\delta D}_v$ 的季

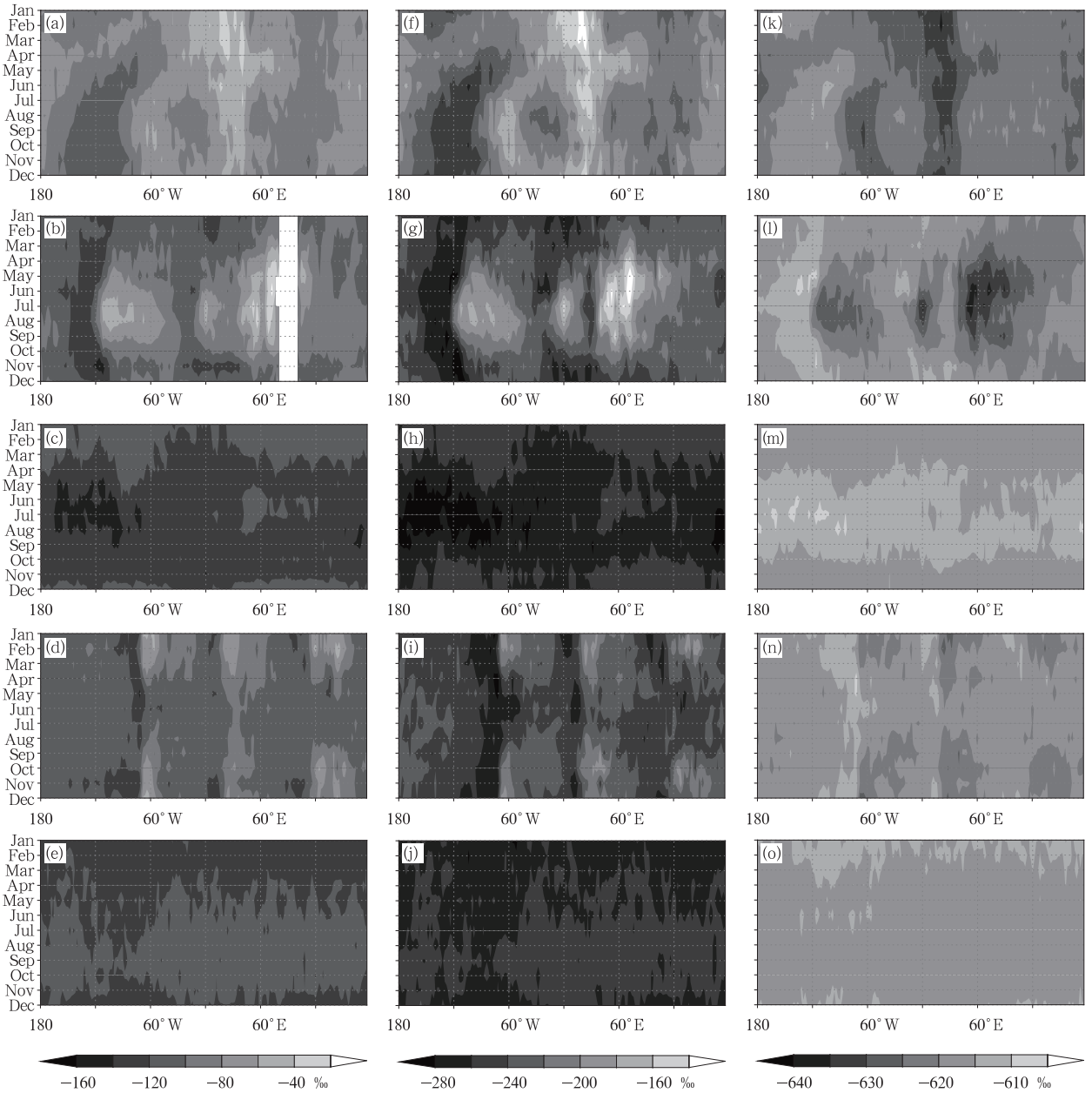


图 3 大气水汽中平均  $\delta D$  沿赤道(a、f、k)、30°N(b、g、l)、60°N(c、h、m)、

30°S(d、i、n)和 60°S(e、j、o)在 825(a—e)、464(f—j)和 146 hPa(k—o)的季节变化

Fig. 3 Seasonal variations of the mean  $\delta D$  in water vapor along the equator (a, f, k), 30°N (b, g, l),

60°N (c, h, m), 30°S (d, i, n) and 60°S (e, j, o) at 825 hPa (a—e), 464 hPa (f—j) and 146 hPa (k—o)

节变化不明显;中非地区的 $\overline{\delta D}_v$  终年维持在较高的水平上,且是赤道地区最高的。沿 $30^\circ\text{N}$ ,太平洋大部分地区 $\overline{\delta D}_v$  季节变化不明显,但东太平洋 $\overline{\delta D}_v$  是该纬度最低的,季节变化中的最低值出现在11月,其他季节变化不明显;在北美南部、北非、西亚和青藏高原的西部, $\overline{\delta D}_v$  季节变化明显, $\overline{\delta D}_v$  的最高值出现在7—8月,最低值出现在11—2月。沿 $60^\circ\text{N}$ ,维持在较低的水平。在季节变化上,大部分地区的 $\overline{\delta D}_v$  暖季较低,冷季相对较高,尤其在北美上空,暖季的 $\overline{\delta D}_v$  达该层的最低水平。如此的季节分布造成了在中高纬度上空 $\overline{\delta D}_v$  的季节差为负。沿 $30^\circ\text{S}$ ,对应南美、南部非洲和澳大利亚的所在位置, $\overline{\delta D}_v$  具有明显的季节变化,表现为暖季高冷季低,但范围较小;在这3个地区以西,尽管 $\overline{\delta D}_v$  也存在明显的季节变化,但在时间位相上却明显相反,这可能与流经该地的冷洋流活动有关。沿 $60^\circ\text{S}$ , $\overline{\delta D}_v$  的季节变化与北半球同一纬度上的 $\overline{\delta D}_v$  相似,但由于下垫面均为海洋, $\overline{\delta D}_v$  的季节差明显小于北半球。

464 hPa(图3f—j)上,除了在数值上有较大幅度的贫化外,水汽同位素的空间分布和季节变化特

征与825 hPa上的形势基本相同,说明对流层中下层水汽同位素的变化具有一致性特征。在青藏高原南部,由于受到地形抬升的影响,暖季 $\overline{\delta D}_v$  小于西部的干旱地区,但 $\overline{\delta D}_v$  的季节变化保持一致。

146 hPa位于上对流层和下平流层区域(UT-LS),该高度上的 $\overline{\delta D}_v$  会受到来自平流层大气的影响。在这一层, $\overline{\delta D}_v$  的空间分布和季节变化特征与825和464 hPa的形势正好相反(图3k—o),这可能与平流层相反的温度层结和水平分布有关。不仅是TES的系统性监测,20世纪60年代,NCAR的监测(Ehhalt,1974)就发现,平流层 $\overline{\delta D}_v$  随高度递增。这部分是由于平流层内有来自甲烷分解产生的富含重同位素水汽的补充(Rozanski, et al, 1982),抑或与平流层内 $\text{CH}_3\text{D}$ 的氧化作用有关(Payne, et al, 2007)。

### 3.3.2 不同经度水汽中 $\delta D$ 的季节变化

经线 $30^\circ\text{E}$ 、 $95^\circ\text{E}$ 和 $180^\circ$ 均穿越不同的气候带,代表着不同地理单元的气候状况。通过对 $\overline{\delta D}_v$  进行加权平均,得到在825、464和146 hPa,沿 $30^\circ\text{E}$ 、 $95^\circ\text{E}$ 和 $180^\circ\overline{\delta D}_v$  的季节变化(图4)。

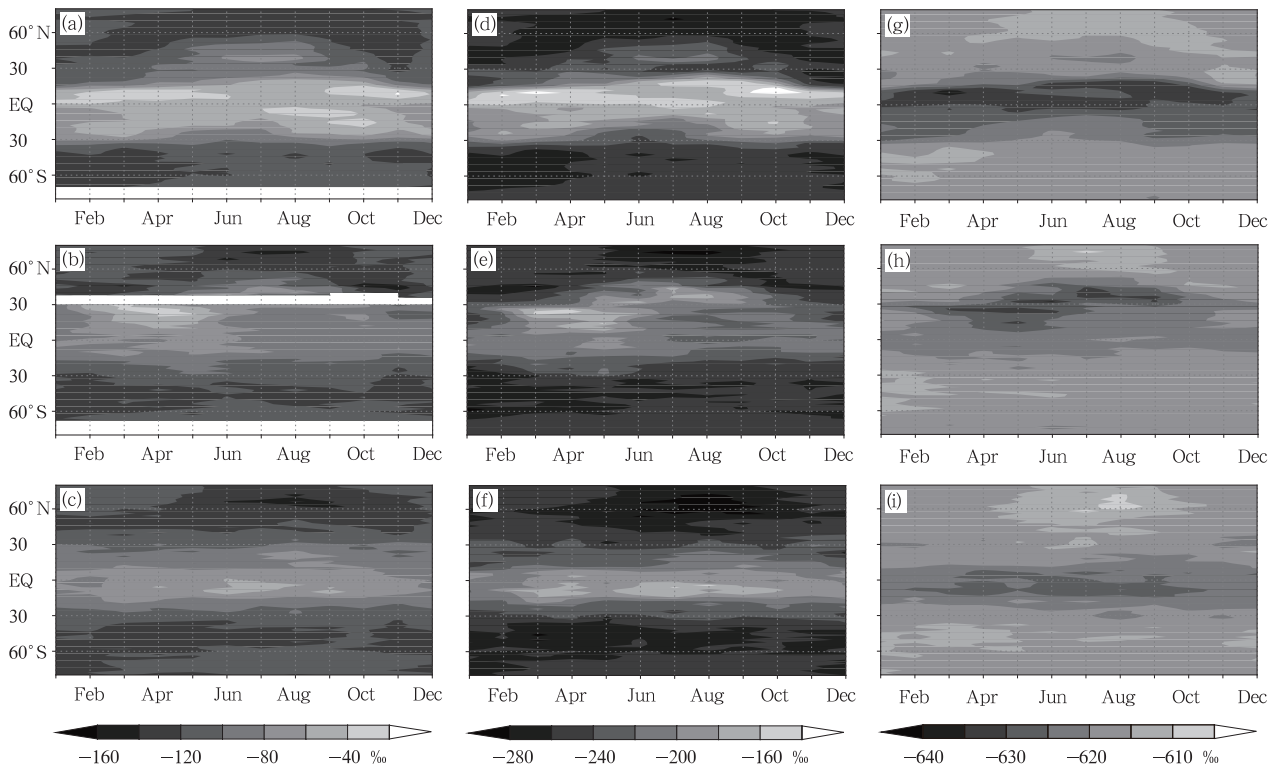


图4 大气水汽中平均 $\delta D$ 沿 $30^\circ\text{E}$ (a,d,g)、 $95^\circ\text{E}$ (b,e,h)和 $180^\circ$ (c,f,i)在825 hPa(a—c)、464 hPa(d—f)和146 hPa(g—i)的季节变化

Fig. 4 Seasonal variations of the mean  $\delta D$  in water vapor along  $30^\circ\text{E}$  (a, d, g),  $95^\circ\text{E}$  (b, e, h) and  $180^\circ$  (c, f, i) at 825 hPa (a—c), 464 hPa (d—f) and 146 hPa (g—i)



825 hPa(图 4a—c)上,沿不同经度的 $\overline{\delta D}_v$ 的季节变化的差异不如沿不同纬度的差异那么明显。沿 $30^\circ\text{E}$ ,赤道两侧(大约在维多利亚湖)的 $\overline{\delta D}_v$ 基本对称分布。在北赤道地区, $\overline{\delta D}_v$ 存在两个极大值,分别在3—5月和10—11月。最小值在6—9月,与南赤道地区的最大值相对应。这种变化特征与赤道辐合带的季节性位移有关。北半球中纬度地区的 $\overline{\delta D}_v$ 暖季高而冷季低,而高纬度地区冷季高而暖季低。沿 $95^\circ\text{E}$ 经线,在青藏高原南部,受南亚季风的影响,季风爆发前的3—5月 $\overline{\delta D}_v$ 偏高,其他季节的 $\overline{\delta D}_v$ 变化不大。沿 $180^\circ$ 经线,赤道太平洋的 $\overline{\delta D}_v$ 在6—9月较高,11—2月较低。在中高纬度地区,沿3条经线 $\overline{\delta D}_v$ 的季节变化具有相似性。但由于下垫面状况不同,季节变化的强弱有所差别。

464 hPa(图 4d—f)上,沿不同经线的水汽同位素的分布和季节变化特征与825 hPa上的形势基本相似。在青藏高原,一年中最大的 $\overline{\delta D}_v$ 出现在4—6月,晚于南部的孟加拉湾地区,但早于其北部的甘肃和内蒙古。

146 hPa(图 4g—i)上,沿3条经线的变化均显示,中低纬度 $\overline{\delta D}_v$ 均低于中高纬度, $\overline{\delta D}_v$ 的区域分布和季节变化特征与在825和464 hPa上的形势正好

相反。

### 3.4 水汽中 $\delta D$ 随高度的变化

不同地区的水汽以及水汽中 $\overline{\delta D}_v$ 随高度的变化与下垫面状况、热平衡状况以及水汽的辐合辐散形势有关。

#### 3.4.1 不同纬度水汽中 $\delta D$ 随高度的变化

通过对825—100 hPa的7个层面沿赤道、 $30^\circ\text{N}$ 、 $60^\circ\text{N}$ 、 $30^\circ\text{S}$ 和 $60^\circ\text{S}$ 的 $\overline{\delta D}_v$ 进行加权平均,分别得到沿这5个纬圈的 $\overline{\delta D}_v$ 随高度的变化(图5)。

316 hPa以下,沿赤道(图5a),非洲上空各层的 $\overline{\delta D}_v$ 均较同高度其他地区的 $\overline{\delta D}_v$ 高。 $\overline{\delta D}_v$ 的最低值出现在东太平洋;沿 $30^\circ\text{N}$ (图5b), $\overline{\delta D}_v$ 的最高值出现在青藏高原以西的伊朗高原,最低值位于东太平洋的冷洋流上空以及东大西洋的冷洋流上空。这样的分布揭示了一种对应关系,即水汽同位素的高值与水汽辐合上升区相联系,而水汽同位素的低值与水汽的辐散下沉相联系;沿 $60^\circ\text{N}$ 和 $60^\circ\text{S}$ 线(图5c、e),对流层中下层 $\overline{\delta D}_v$ 没有明显差异;沿 $30^\circ\text{S}$ (图5d),陆地上的 $\overline{\delta D}_v$ 明显较高,而冷洋流区的 $\overline{\delta D}_v$ 明显较低。316 hPa以上,除了不同纬度的水汽同位素的数值大小有别之外,各层水汽同位素随经度的变化不明显。

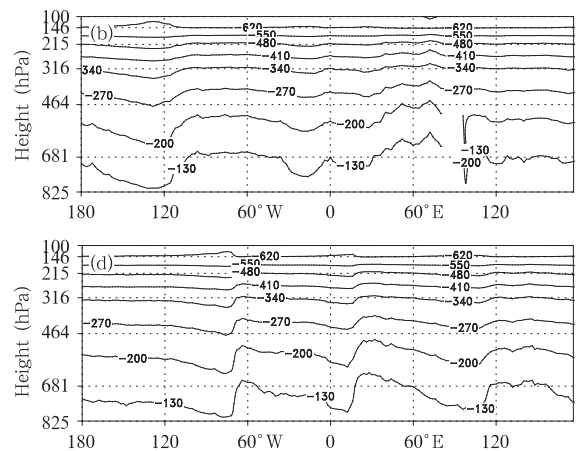
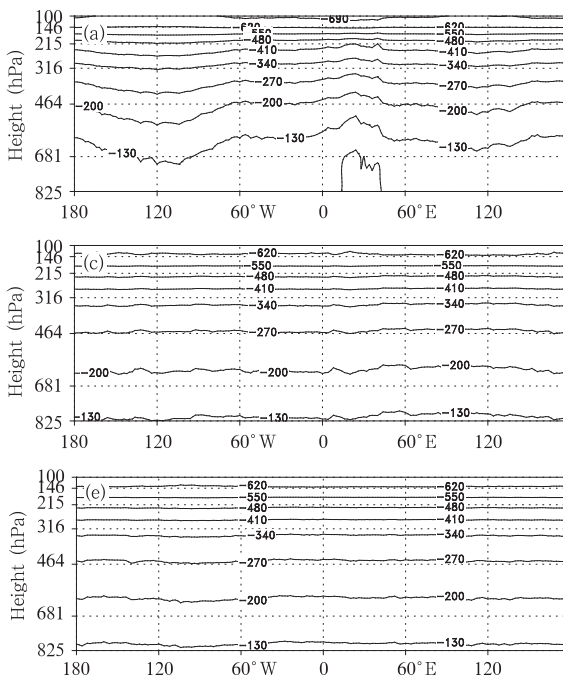


图5 大气水汽中平均 $\delta D(\text{‰})$ 随高度的变化

(a. 沿赤道, b.  $30^\circ\text{N}$ , c.  $60^\circ\text{N}$ , d.  $30^\circ\text{S}$ , e.  $60^\circ\text{S}$ )

Fig. 5 Variations of the mean  $\delta D$  in water vapor with the height

(a) equator, (b)  $30^\circ\text{N}$ , (c)  $60^\circ\text{N}$ ,

(d)  $30^\circ\text{S}$  and (e)  $60^\circ\text{S}$

为了进一步分析不同地区沿不同经纬度 $\overline{\delta D}_v$ 随高度的变化,还分别计算了整层 $\overline{\delta D}_v$ 之差、利用对数

函数拟合了 $\overline{\delta D}_v$ 与气压的关系并计算了 $\overline{\delta D}_v$ 与气压的曲线相关系数(表1)。

表1 水汽中平均  $\delta D(\%)$  随垂直气压(hPa)变化的统计数据( $\overline{\delta D}_v = a \ln p + b$ )

平均	$\delta D_{\max}$	$\delta D_{\min}$	$\Delta \delta D$	$a$	$b$	相关系数
全球	-93.68	-659.41	565.73	288.46	-2012.9	0.99
南半球	-94.29	-658.63	564.34	287.75	-2009.4	0.99
北半球	-93.13	-660.13	567.00	289.09	-2015.9	0.99
沿赤道	-77.78	-694.89	617.10	310.21	-2128.6	0.99
沿 30°N	-96.55	-663.74	567.19	288.46	-2017.3	0.99
沿 60°N	-124.43	-635.67	511.24	260.98	-1876.2	0.99
沿 30°S	-103.42	-656.31	552.90	281.80	-1983.5	0.99
沿 60°S	-120.96	-640.43	519.46	264.50	-1895.5	0.99
沿 30°E	-77.62	-668.30	590.68	302.29	-2080.9	0.99
沿 95°E	-93.39	-660.50	567.11	288.90	-2015.2	0.99
沿 180°	-94.17	-658.73	564.56	287.90	-2009.4	0.99

由于对流层的  $\delta D_v$  随高度单调下降, 整层  $\overline{\delta D}_v$  的最大值出现在 825 hPa, 最小值出现在 100 hPa。全球所有网格点加权平均的结果, 825 hPa 上的  $\overline{\delta D}_v$  为 -93.68%, 100 hPa 上的  $\overline{\delta D}_v$  为 -659.41%, 整层  $\overline{\delta D}_v$  之差为 565.73%,  $\overline{\delta D}_v$  随垂直气压呈对数型递减。尽管南、北半球最高层和最低层的  $\overline{\delta D}_v$  以及  $\overline{\delta D}_v$  随垂直气压的递减率与全球平均相比没有明显的差异, 但是不同纬度的差异却很明显。根据表 1, 在 825 hPa 上, 沿赤道的  $\overline{\delta D}_v$  为 -77.78%, 明显高于沿 30°N 的 -96.55%、沿 60°N 的 -124.43%、沿 30°S 的 -103.42% 以及沿 60°S 的 -120.96%。这种分布与大气混合比和温度的纬向分布一致。然而,

在 100 hPa 上, 沿赤道的  $\overline{\delta D}_v$  为 -694.89%, 明显低于沿 30°N 的 -663.74%、沿 60°N 的 -635.67%、沿 30°S 的 -656.31% 以及沿 60°S 的 -640.43%。于是, 整层的  $\overline{\delta D}_v$  之差由沿赤道的 617.10% 依次递减到沿 30°N 的 567.19% 和沿 60°N 的 511.24% 以及沿 30°S 的 552.90% 和沿 60°S 的 519.46%。与此同时,  $\overline{\delta D}_v$  随垂直气压的递减率也表现出由赤道向高纬明显减小的特征。

### 3.4.2 不同经度水汽中 $\delta D$ 随高度的变化

通过对 825—100 hPa 的 7 个层次沿 30°E、95°E 和 180° 的  $\delta D_v$  进行加权平均, 分别得到沿 3 条经线的  $\overline{\delta D}_v$  随高度的变化(图 6)。

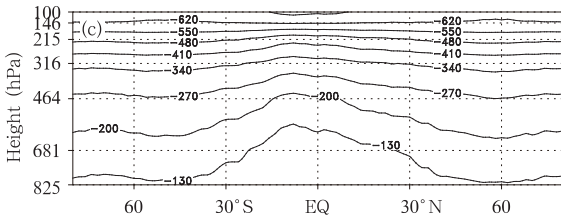
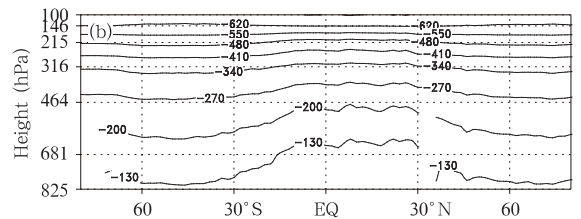
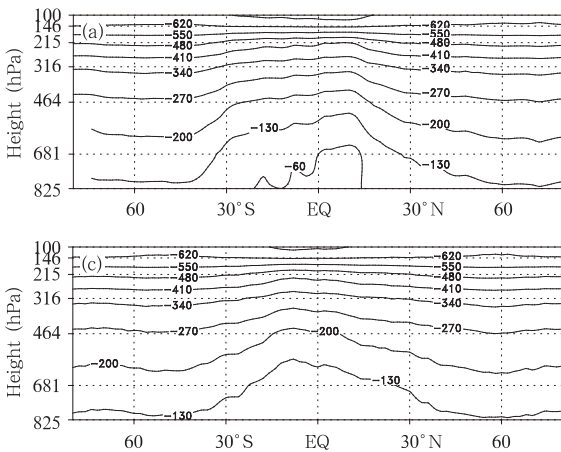


图6 沿 30°E(a)、95°E(b)和 180°(c) 的大气水汽中平均  $\delta D(\%)$  随高度的变化

Fig. 6 Variations of the mean  $\delta D$  in water vapor with the height along 30°E (a), 95°E (b) and 180° (c)

沿 3 条经线, 水汽同位素的分布具有相同的特征。其中,  $\overline{\delta D}_v$  的最大值出现在赤道附近, 且在 30°S—30°N 保持较高水平。随着纬度的升高,  $\overline{\delta D}_v$  迅速降低, 之后, 在中高纬度基本保持不变。这种分布特征从对流层低层一致保持到对流层中层。在大约 316 hPa 以上,  $\overline{\delta D}_v$  随纬度的变化不明显。

根据表 1, 在 825 hPa 上, 沿 30°E 线的  $\overline{\delta D}_v$  为 -77.62% (主要由来自非洲中部热带和赤道地区的水汽贡献), 该值不仅高于沿赤道线的  $\overline{\delta D}_v$ , 而且还明显高于沿 95°E 的 -93.39% 和沿 180° 的 -94.17%。在 100 hPa 上, 沿 30°E 的  $\overline{\delta D}_v$  为 -668.30%, 低于沿 95°E 的 -660.50% 和沿 180° 的 -658.73%。于是, 整

层的  $\overline{\delta D}_v$  之差由  $30^\circ\text{E}$  的  $590.68\%$  依次递减到沿  $95^\circ\text{E}$  的  $567.11\%$  和沿  $180^\circ$  的  $564.56\%$ ,  $\overline{\delta D}_v$  随垂直气压的递减率也依次减小。

### 3.5 水汽中 $\delta D$ 与温度和可降水量的相关关系

在一定的条件下,大气中的水汽与凝结水(或降水)可以互相转换,从前者到后者的转变包含冷凝过程和稳定同位素的分馏。众多的研究(Dansgaard, 1964; Jouzel, et al, 1987; Eriksson, 1965)表明,在全球尺度范围,降水同位素具有温度效应和降水量效应。温度效应表现为降水中稳定同位素与气温存在显著的正相关关系,主要出现在中高纬度地区和内

陆地区(Dansgaard, 1964)。降水量效应表现为降水中稳定同位素与降水量存在显著的负相关关系,主要出现在低纬度海洋和季风区(Dansgaard, 1964)。那么,反映在水汽同位素上,类似的效应是否也同样存在? 为了调查水汽同位素与温度以及与可降水量的关系,计算了 825—464 hPa 层间  $\overline{\delta D}_v$  与层间的平均温度  $t$ (图 7a) 以及与层间可降水量  $Q$ (图 7b) 的相关关系。这一层区是大气水汽的主要集中区,也是成云致雨的主要层次。

$\overline{\delta D}_v$  与层间平均温度的相关场显示:正相关区主要分布在中低纬度地区。最大的正相关出现在中

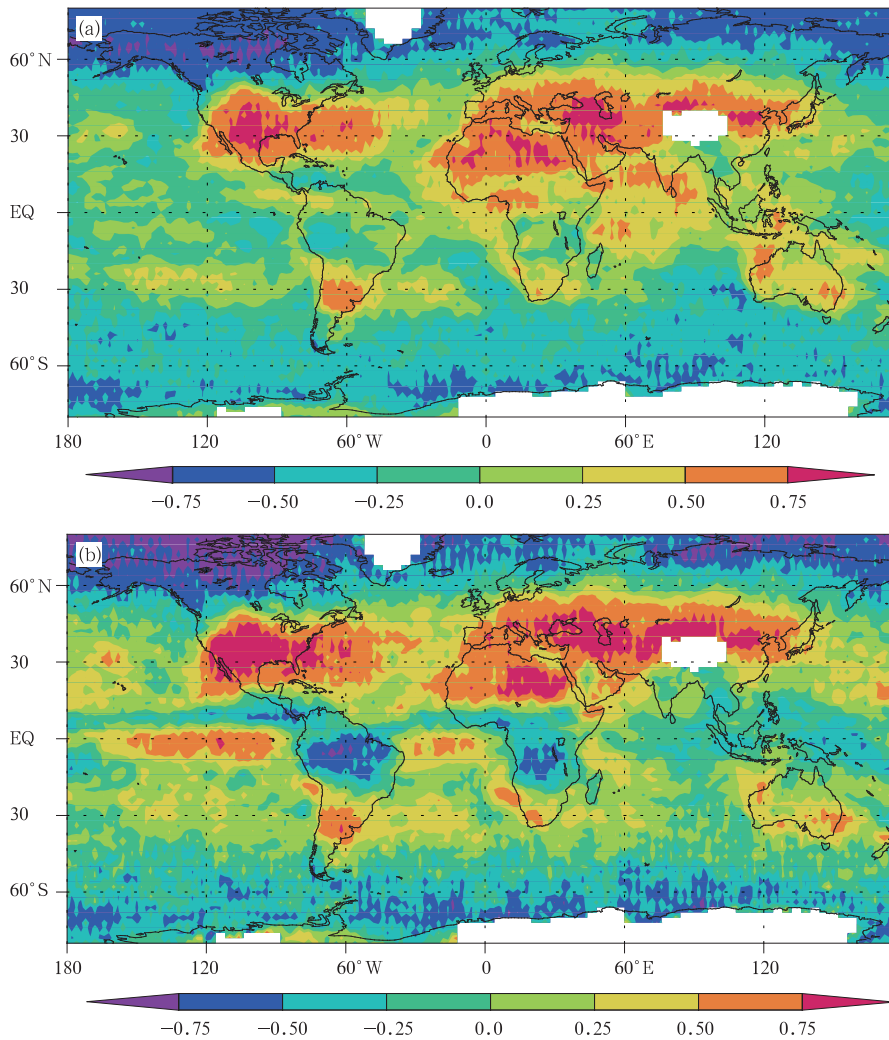


图 7 825—464 hPa 层大气水汽中平均  $\delta D$  与层间平均温度(a) 和层间可降水量  $Q$ (b) 的相关系数场

Fig. 7 Correlation coefficient fields of the mean  $\delta D$  (‰) in water vapor versus the mean temperature (a) and versus the precipitable water  $Q$  (b) between 825 and 464 hPa

纬度陆地,例如北美南部、北非以及亚欧大陆的中纬度。由于南半球陆地面积较小,出现在中纬度陆地的正相关区范围较小。与陆地相比,大部分海洋区上空的  $\delta D_v$  与温度的相关关系较弱。负相关区主要分布在中高纬度。 $\delta D_v$  与温度相关关系的这种分布与地面降水同位素的温度效应的分布明显不同,说明二者产生的机制可能不同。

$\overline{\delta D_v}$  与层间可降水量  $Q$  的相关场表现出和  $\delta D_v$  与温度相关场基本相似的分布特征。正相关区主要位于中纬度地区,其中,最大的正相关区位于中纬度陆地,最大的负相关区主要位于北半球的高纬度地区、南美和赤道非洲的热带雨林。 $\delta D_v$  和  $Q$  相关关系的这种分布与地面降水同位素的降水量效应的分布明显不同,说明二者产生的机制可能也不同。

通过比较图 7b 和 2a,  $\delta D_v$  和  $Q$  相关场与  $\overline{\delta D_v}$  和  $Q$  季节差的分布具有很好的对应关系。可以看出,在  $\overline{\delta D_v}$  季节差与  $Q$  季节差符号不一致的地区,  $\overline{\delta D_v}$  与  $Q$  表现出明显的负相关关系。例如,南美洲的热带雨林、赤道非洲的热带雨林和高纬度地区。当低纬度地区为湿季时,大气中水汽多,降水量大,水汽同位素因冷凝过程而不断被贫化,因此,  $\overline{\delta D_v}$  较低;干季时,大气中水汽少,降水量小,水汽同位素因凝结被贫化的程度低,故  $\overline{\delta D_v}$  较高。在高纬度地区,  $\overline{\delta D_v}$  与  $Q$  的负相关可能与极锋区水汽同位素贫化的季节性强弱有关:暖季时,降水多,从低纬度向高纬度输送过程中水汽稳定同位素已被严重贫化,  $\overline{\delta D_v}$  较低;冷季时,降水量少,水汽向高纬度输送过程中稳定同位素被贫化的程度较轻,  $\overline{\delta D_v}$  较高。

在  $\overline{\delta D_v}$  季节差与  $Q$  季节差符号一致的地区,  $\overline{\delta D_v}$  与  $Q$  表现出明显的正相关关系。例如,北半球中纬度地区的北美南部、北非、欧亚大陆,南半球中纬度的阿根廷高原和澳大利亚大部分地区。这些地区大都湿热同期,暖季(或湿季)时,气温高,蒸发强,蒸发水汽中  $\delta D_v$  也较高;冷季(或干季)时,气温低,蒸发弱,蒸发水汽中  $\delta D_v$  较低。

另外,在赤道太平洋的中部、东部以及赤道印度洋,  $\overline{\delta D_v}$  与  $Q$  存在的显著正相关关系可能与该区辐合作用有关。由于强辐合可将近地层富含重同位素的水汽带到对流层中下层,因此,可形成高水汽含量伴以高  $\delta D_v$ 、低水汽含量伴以低  $\delta D_v$  的形势。尽管大气中存在降水过程对同位素的贫化作用,但不足以抵消由于水汽辐合作用带来的水汽同位素的富

集。

#### 4 讨论和结论

水汽同位素时空分布特点与水汽在源地的蒸发、输送过程中的冷凝以及大气的辐合和辐散有关。

水汽同位素最主要的来源是海洋的蒸发。由于稳定同位素的分馏系数与温度呈反比,因此,温度越高,稳定同位素的分馏系数越低,从而水汽同位素比率越高。这也就是为什么随纬度的升高  $\delta D_v$  逐渐降低的一个原因。另外,蒸发面液水的同位素比率也会影响水汽同位素的高低。在副热带高压控制的海面,蒸发较强,海面水的稳定同位素被富集,因此,初始蒸发的  $\delta D_v$  较高;受强降水和河流的稀释作用,海面水的稳定同位素较低,从而被蒸发的  $\delta D_v$  也较低。

在水汽输送过程中,冷凝过程会使水汽同位素被贫化,因此,剩余水汽中的稳定同位素比率也在不断减小。这是水汽同位素随纬度升高而降低,向内陆降低的又一个原因。

另外,大气水汽同位素的丰度还受雨水在云下蒸发的影响。由于云下的蒸发温度高于云中的凝结温度,则雨水被蒸发所产生的水汽中的稳定同位素比率大于初始蒸发水汽中的稳定同位素比率。因此,二次蒸发的贡献使得水汽同位素升高。但是,随着云中水汽不断被凝结,雨水的蒸发将使得水汽同位素降低。

除了相变过程对水汽同位素的时空分布产生影响外,大气环流的类型和气候带的季节性位移也会对水汽和水汽同位素的变化产生影响。例如,在副热带高压区,哈得来环流的下沉支将高空具有低  $\delta D_v$  的水汽向对流层中低层输送,从而导致该区  $\delta D_v$  的减小。然而,在一些辐合区,强烈的辐合作用将边界层的大气水汽、甚至是从源区直接蒸发的具有高  $\delta D_v$  的水汽向辐合区的中低层汇集,从而导致区内  $\delta D_v$  的增加,或者在一定程度上补偿了由于水汽的冲刷作用而导致的水汽同位素的贫化。

由于水汽中同位素的变化与水汽循环中的蒸发、凝结以及水汽来源有关,因此,利用水汽中稳定同位素的丰度可以对大气中水汽的来源、路径、水循环中各分量的再分配和补给形式进行深入探析,以补充传统气象要素分析的不足。例如,当大气中水汽含量较低时,水汽中同位素的丰度一定程度上反

映水汽连续变化历史:若水汽中稳定同位素被显著贫化,则水汽量的减少很可能是大气中水汽被连续凝结降水所致;若水汽中稳定同位素被显著富集,大气中水汽很可能来自近源的输送,这在副热带地区表现得尤为明显。当大气中水汽含量较高时,水汽中同位素的丰度一定程度上反映凝结、降水冲刷的程度:强降水下的水汽中稳定同位素会因为强烈的冲刷作用而明显被贫化,弱降水下的水汽中稳定同位素会因为较弱的冲刷作用而被贫化的程度较轻,而没有经历降水的水汽中稳定同位素丰度则基本保持不变。

在缺少对水汽同位素进行系统监测的过去,利用降水同位素可以揭示大尺度水循环的某些基本特征(例如纬度效应、大陆效应等)以及区域水文气象条件对降水同位素的影响(例如云中对流、雨滴蒸发等)。然而,全球不同尺度的水平和垂直环流将水汽从低空向高空、从海洋向陆地、从低纬度地区向高纬度地区输送。由于 TES 反演的数据提供了水汽中稳定同位素在空间上和时间上的连续变化,因此,也使得我们可以利用全球尺度上的水汽同位素更全面地分析水汽的来源、路径,水循环中各分量的再分配和补给形式,更深入地了解水循环中各种空间尺度和时间尺度下水汽的连续变化特征和历史。

综上所述,可以得到以下结论:

(1)对流层 $\overline{\delta D_v}$ 具有非常明显的带状分布, $\overline{\delta D_v}$ 的分布与可降水量 $Q$ 的分布存在很好的对应关系。平均而言,陆地上空的 $\overline{\delta D_v}$ 大于海洋,低纬度地区大于高纬度地区。在大尺度范围,降水同位素的纬度效应在水汽同位素的分布中得到较好的反映。但是,降水同位素的大陆效应未能在水汽同位素的分布中得到反映,尤其是在中高纬度地区。

(2) $\overline{\delta D_v}$ 的季节变化存在区域性差别。与层间可降水量 $Q$ 季节差的空间分布相对应,北半球, $\overline{\delta D_v}$ 季节差的最大值分别位于亚洲季风区、北非、北美南部和里海地区;南半球, $\overline{\delta D_v}$ 季节差的正值中心分别位于南美的热带雨林和非洲中部的热带雨林。

(3) $\overline{\delta D_v}$ 随垂直气压呈对数型递减,平均递减率由赤道向高纬度减小、陆地向海洋减小。对流层 $\overline{\delta D_v}$ 的空间分布和季节变化具有一致性特点,平流层低层 $\overline{\delta D_v}$ 的空间分布和季节变化特点与对流层相反。

(4)对流层 $\overline{\delta D_v}$ 与层间平均温度 $t$ 和可降水量

$Q$ 的相关关系具有相似分布形势,但存在地域差别。 $\delta D_v$ 与 $t$ 和 $\delta D_v$ 与 $Q$ 的正相关区主要位于中纬度地区,最大的正相关区位于中纬度陆地,最大的负相关区主要位于北半球的高纬度地区、南美的和赤道非洲的热带雨林区。 $\delta D_v$ 和 $Q$ 相关场与 $\overline{\delta D_v}$ 和 $Q$ 季节差的分布具有很好的对应关系。

## 参考文献

- 尹常亮,姚檀栋,田立德等. 2008. 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间变化特征. 中国科学(D辑), 38(6): 723-731
- 余武生,姚檀栋,田立德等. 2006. 那曲河流域季风结束前后大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征. 科学通报, 51(2): 194-199
- Brown D, Worden J, Noone D. 2008. Comparison of atmospheric hydrology over convective continental regions using water vapor isotope measurements from space. J Geophys Res, 113: D15124, doi: 10.1029/2007JD009676
- Brubaker K L, Entekabi D, Eagleson P S. 1993. Estimation of continental precipitation recycling. J Climate, 6(6): 1077-1089
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16(4): 436-468
- Ehrlh D H. 1974. Vertical profiles of HTO, HDO and H<sub>2</sub>O in the troposphere. NCAR technical note, NCAR-TN/STR-100, 138pp
- Eriksson E. 1965. Deuterium and  $^{18}\text{O}$  in precipitation and other natural waters; some theoretical considerations. Tellus, 17(4): 498-512
- Frankenberg C, Yoshimura K, Warneke T, et al. 2009. Dynamic processes governing lower-tropospheric HDO/H<sub>2</sub>O ratios as observed from space and ground. Science, 325(5964): 1374-1377
- Gat J R, Klein B, Kushnir Y, et al. 2003. Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea; An index of the air-sea interaction pattern. Tellus, 55: 953-965
- Hoffmann G, Werner M, Heimann M. 1998. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model; A study on timescales from days to several years. J Geophys Res, 103: 16871-16896
- IAEA/WMO. 2006. [http://www.naweb.iaea.org/naweb/ih/GNIP/HIS\\_GNIP.html](http://www.naweb.iaea.org/naweb/ih/GNIP/HIS_GNIP.html)
- Jacob H, Sonntag C. 1991. An 8-year record of the seasonal variation of  $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$  in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg, Germany. Tellus, 43(3): 291-300
- Joussaume S, Sadourny R, Jouzel J. 1984. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. Nature, 311(5981): 24-29
- Jouzel J, Russell G L, Suozzo R J. 1987. Simulations of the HDO and H<sub>2</sub> $^{18}\text{O}$  atmospheric cycles using the NASA-GISS General Circulation Model—The seasonal cycle for present day conditions. J Geophys Res, 92(14): 739-760



- Lawrence J R, Gedzelman S D, Dexheimer D, et al. 2004. Stable isotopic composition of water vapor in the tropics. *J Geophys Res*, 109: D06115, doi: 10.1029/2003JD004046
- Payne V H, Noone D, Dudhia A, et al. 2007. Global satellite measurements of HDO and implications for understanding the transport of water vapour into the stratosphere. *Quart J Roy Meteor Soc*, 627: 1459-1471
- Risi C, Bony S, Vimeux F, et al. 2010. Understanding the Sahelian water budget through the isotopic composition of water vapor and precipitation. *J Geophys Res*, 115: D24110, doi: 10.1029/2010JD014690
- Rozanski K, Sonntag C. 1982. Vertical distribution of deuterium in atmospheric water vapour. *Tellus*, 34(2): 135-141
- Schmidt G A, Ruedy R, Hansen J E, et al. 2006. Present day atmospheric simulations using GISS Model E: Comparison to in situ, satellite and reanalysis data. *J Climate*, 19(2): 153-192
- Taylor C B. 1984. Vertical distribution of deuterium in atmospheric water vapour: Problems in application to assess atmospheric condensation models. *Tellus*, 36(1): 67-70
- Tindall J C, Valdes P J, Sime L C. 2009. Stable water isotopes in HadCM3: Isotopic signature of El Niño-Southern Oscillation and the tropical amount effect. *J Geophys Res*, 114: D04111, doi: 10.1029/2008JD010825
- Worden J, Kulawik S S, Shephard M W, et al. 2004. Predicted errors of tropospheric emission spectrometer nadir retrievals from spectral window selection. *J Geophys Res*, 109: D09308, doi: 10.1029/2004JD004522
- Worden J, Bowman K, Noone D, et al. 2006. Tropospheric emission spectrometer observations of the tropospheric HDO/H<sub>2</sub>O ratio: Estimation approach and characterization. *J Geophys Res*, 111: D16309, doi: 10.1029/2005JD006606
- Worden J, Noone D, Bowman K. 2007. Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle. *Nature*, 445(7127): 528-532
- Worden J, Noone D, Galewsky J, et al. 2010. Estimate of bias in Aura TES HDO/H<sub>2</sub>O profiles from comparison of TES and in situ HDO/H<sub>2</sub>O measurements at the Mauna Loa Observatory. *Atmos Chem Phys Discuss*, 10(11): 25355-25388
- Zakharov V I, Imasu R, Griбанov K G, et al. 2004. Latitudinal distribution of the deuterium to hydrogen ratio in the atmospheric water vapor retrieved from IMG/ADEOS data. *Geophys Res Lett*, 31: L12104, doi: 10.1029/2004GL019433