

谢晨旭. 冬季北大西洋涛动对青藏高原水汽输送的影响[J]. 气象研究与应用, 2023, 44(4): 78–84.

XIE Chenxu. Effect of North Atlantic Oscillation on water vapor transport over the Tibetan Plateau in winter[J]. Journal of Meteorological Research and Application, 2023, 44(4): 78–84.

冬季北大西洋涛动对青藏高原水汽输送的影响

谢晨旭

(中国民用航空大连空中交通管理站, 辽宁 大连 116033)

摘要: 基于 1979—2014 年欧洲中期天气预报中心全球大气再分析数据集(ERA-Interim)资料, 分析冬季青藏高原(以下简称高原)水汽分布及输送特点, 并探讨北大西洋涛动(NAO)对冬季高原水汽输送的影响。结果表明, 冬季高原主体水汽分布特征呈南湿北干的形势, 且高原主体区域东、西边界的水汽输送量与北大西洋涛动密切相关, NAO 指数与西边界呈现正相关, 与东边界呈现负相关。NAO 对高原边界地区水汽输送的影响要强于高原主体区域, 尤其 NAO 与高原西南及东南两区域的四个边界的水汽输送均有显著相关关系。

关键词: 北大西洋涛动; 青藏高原; 水汽

中图分类号: P732

文献标识码: A

doi: 10.19849/j.cnki.CN45-1356/P.2023.4.12

青藏高原(以下简称高原)对于我国和东亚的气候变化有着重要影响。近年来, 高原沙漠化现象愈发严重, 沙漠化主要与气候变化有关, 当气候变湿润, 沙漠化可被逆转^[1]。另外鉴于高原雨雪灾害天气, 可能造成巨大社会影响和国民经济损失, 高原异常降水问题受到越来越多的关注。因此对于高原水汽输送的研究, 是有效防治高原沙漠化发展的重要措施, 也对于防灾减灾具有重要意义^[2-4]。相关研究表明, 东亚以及南亚的河流很多起源于高原, 其中包括雅鲁藏布江、长江、黄河三个主要水系, 高原在水循环中起着至关重要的作用, 被冠以“亚洲水塔”之称^[5-6]。由于大量水分自高原处向外流失, 为维持其水分平衡, 研究高原地区的水汽输送过程也就变得相当重要。

高原地区的水汽输送一直是气象学界关注的重点, 高原及其周边地区在水汽输送中有着极为重要的作用。随着气象学者对北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)对气候多变性的影响越来越感兴趣, 近年来中国学者从多个角度研究了 NAO 对于东亚气候影响, 已经取得很大进展, 例如深入探讨了北大西洋涛动对高原夏季降水空间变化模态的影响机制, 揭示了高原夏季降水存在南北变化相反的空间模态^[7]。本文主要讨论冬季北大西洋涛动对高原

水汽输送的影响, 重点研究冬季 NAO 对于高原主体区域的影响, 以及高原其他区域的水汽输送特点。

1 资料与方法

1.1 资料

(1) ERA-interim 再分析资料, 水平分辨率为 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, 利用逐月比湿、纬向风速、经向风速、垂直风速以及气压资料, 这些资料在中国气候变化的研究中得到广泛使用。本文所使用时间段为 1979—2014 年。

(2) 北大西洋涛动指数(NAOI)逐月资料[Monthly North Atlantic Oscillation (NAO) Index 1979—2014]

1.2 方法

1.2.1 水汽输送通量计算方法

纬向水汽输送通量计算公式:

$$Q_u = 1/g \int_{p_z}^{p_s} q u dp \quad (1)$$

经向水汽输送通量计算公式:

$$Q_v = 1/g \int_{p_z}^{p_s} q v dp \quad (2)$$

整层水汽输送通量计算公式:

$$Q = Q_u + Q_v = 1/g \int_{p_z}^{p_s} q u dp + 1/g \int_{p_z}^{p_s} q v dp \quad (3)$$

收稿日期: 2023-11-15

第一作者简介: 谢晨旭 (1997—), 男, 助理工程师, 主要从事中短期天气观测预报服务。E-mail: 947631637@qq.com

上式中 q 是比湿, u 是纬向风, v 是经向风, 而且 g 是重力引起的加速度。顶层气压 p_z 在我们的计算中取 300 hPa, 因为 300 hPa 以上的水汽可以忽略不计, p_s 为地面气压。

1.2.2 水汽输送通量散度计算方法

$$D = \partial Q_u / \partial \cos \theta \partial \lambda + \partial Q_v / \partial \theta \partial \lambda \quad (4)$$

上式中, D 为水汽输送通量散度; a 为地球半径; θ 为纬度; λ 为经度。水汽通量输送通量散度 D 表示在某一地区水汽辐合还是辐散的状态物理量, 其中, D 为正值, 表示水汽辐散; D 为负值, 表示水汽辐合。

1.2.3 水汽收支计算方法

净水汽通量:

$$Q_T = Q_W + Q_E + Q_S + Q_N \quad (5)$$

其中, 西边界水汽通量:

$$Q_W = \int_{\varphi_S}^{\varphi_N} Q_{\lambda W} a d\varphi \quad (6)$$

东边界水汽通量:

$$Q_E = \int_{\varphi_S}^{\varphi_N} Q_{\lambda E} a d\varphi \quad (7)$$

南边界水汽通量:

$$Q_S = \int_{\lambda_W}^{\lambda_E} Q_{\varphi S} a \cos \varphi_S d\lambda \quad (8)$$

北边界水汽通量:

$$Q_N = \int_{\lambda_W}^{\lambda_E} Q_{\varphi N} a \cos \varphi_N d\lambda \quad (9)$$

上式中, 南部边界纬度为 φ_S , 北部边界纬度为 φ_N , 西部边界经度为 λ_W , 东部边界经度为 λ_E 。南部和北部边界的经向水汽通量为 $Q_{\varphi S}$ 和 $Q_{\varphi N}$, 西部和东部边界相应的纬向水汽通量为 $Q_{\lambda W}$ 和 $Q_{\lambda E}$, 地球平均半径 a 等于 6.37×10^6 m。定义流入目标区域的水汽通量为正, 流出为负, 净水汽通量为流入和流出的水汽通量之和^[8-10]。

2 结果与分析

2.1 冬季高原水汽分布及输送特点

比湿是记录大气水汽状况的指标。我们将比湿简称 q , 通过分析高原地区冬季多年平均整层大气 q , 可以发现高原冬季中部地区 ($30^\circ \sim 35^\circ \text{N}$, $85^\circ \sim 100^\circ \text{E}$), q 值小于 $10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 以其为中心区域, 高原四周及其附近地区距离高原中心区域越远, q 值相对越大, 高原边界水汽含量 q 值可达 $25 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右; 另外可以发现脱离高原南部的南部地区, 尤其是东南地区比湿最大值区域可达 $35 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上, 说明高原的 q 分

布主要受到气候和自身地形地势的影响。

EOF(经验正交函数分解方法)是大气科学中常用的分析方法, 为了深入分析冬季高原水汽输送的时空变化特征, 对冬季高原多年平均的比湿场进行了 EOF 分解(图 1a), 第 1 模态(EOF1)、第 2 模态(EOF2) 和第 3 模态(EOF3) 解释的方差分别为 32.6%、9.6% 和 5.5%, 三者之和 47.7%, 说明三个模态能够代表冬季高原水汽输送的主要分布类型, 因此下面仅分析 EOF 前三个特征向量。

EOF 分解的第一模态: 其可以解释为 36 a q 的平均场, 高原地区 q 很小, 高原地区西部 q 值为正值, 反映出冬季高原水汽的西多东少型, 即冬季高原水汽主要来源于高原西部, 但量值普遍较小。结合时间系数发现 1979—2017 年前后其相位变化符合年际变化, 其中 1983、1992、1998 年有负相位极值, 说明在这三年内高原西部地区比湿有明显的降低, 其余地区比湿升高; 而 2000、2012 年有正相位极值, 说明在这两年内高原西部地区比湿有明显的升高, 其余地区比湿降低。

EOF 分解的第二模态: 高原地区 q 均为负值, 反映出冬季高原水汽分布的全区偏少型, 结合时间系数可以发现 1985—1997 年期间其相位变化符合年代际变化, 时间系数有负相位, 说明在这期间内, 高原西部及南部地区比湿有明显的升高。

EOF 分解的第三模态与前两个模态相比较, 可以明显发现第三模态 q 值绝对值变大, 高原南部比湿相对较低, 南部比湿变化最为明显, 反映出冬季高原水汽的南北不一致型, 即冬季高原南部水汽相对北部变化明显。结合时间系数(图 1b)可以发现 1979—1998 年其相位变化符合年代际变化, 1998—2014 年相位变化符合年代际变化, 1998—2006 年有负相位, 高原比湿升高; 2006—2014 年有正相位, 高原比湿降低。通过这三种模态分析, 我们可以发现高原水汽变化主要体现在高原西部和南部地区, 水汽的时空分布有突变的特点。

为研究冬季高原水汽输送特点, 结合研究者对高原水汽输送做的大量研究工作^[11-13]分析了冬季多年平均整层大气水汽通量场(图 2a), 可以发现冬季高原地区水汽的运转特点, 高原水汽输送路径主要分为三支: 第一支, 水汽来源于中纬度 ($27^\circ \sim 36^\circ \text{N}$) 偏西风水汽输送。高原大部分地区处于西风带路径上, 正如研究^[14-15]指出, 由于高原的存在, 冬季西风带分支形成稳定的偏西风和西南气流, 成为冬半年高原

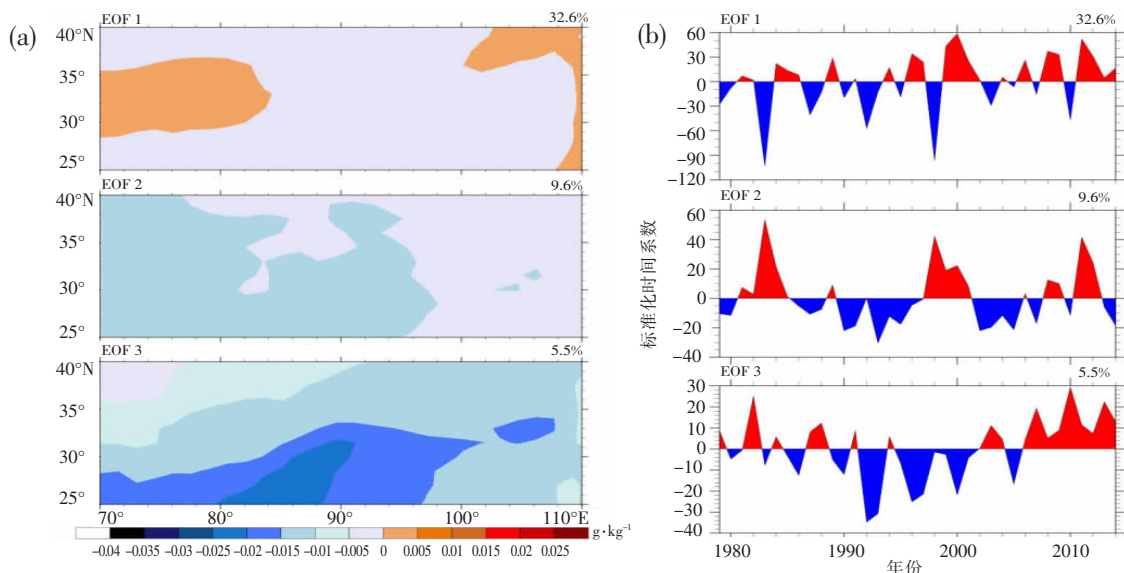


图1 1979—2014年冬季多年平均700hPa大气比湿空间模态(a, 阴影, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)以及时间系数(b)

地区的主要水汽通道。第二支路径为水汽从高原东南部经由西南风移入高原的。输送的水汽和孟加拉湾北上的水汽在高原南部汇合, 水汽辐合带主要位于喜马拉雅山-雅鲁藏布江一带; 而高原北部获得的水汽很少, 一方面是由于高原北侧多为干旱地区, 水汽匮乏, 另一方面是因为由孟加拉湾北上的水汽受高原的巨大地形作用而发生了绕流, 故高原南部较北部有明显的水汽变化, 高原东南部有好的水汽输送特点, 是明显的高湿区。最后一支水汽输送路径

则是自高原北部由西北风带入高原上, 与高原其它地区相比之下, 其水汽通量值已经很小。因此, 高原北部相对水汽条件略差。结合冬季多年平均整层大气水汽通量散度(图2b)而言, 水汽通量散度表征水汽辐合辐散的状态, 高原西南, 东北部分地区以及高原东南部的散度为正值, 有水汽辐散, 为水汽源地区, 而高原其他地区散度为负值, 有水汽辐合, 为水汽汇地区。综上所述, 高原地区主体上呈现南湿北干的形势。

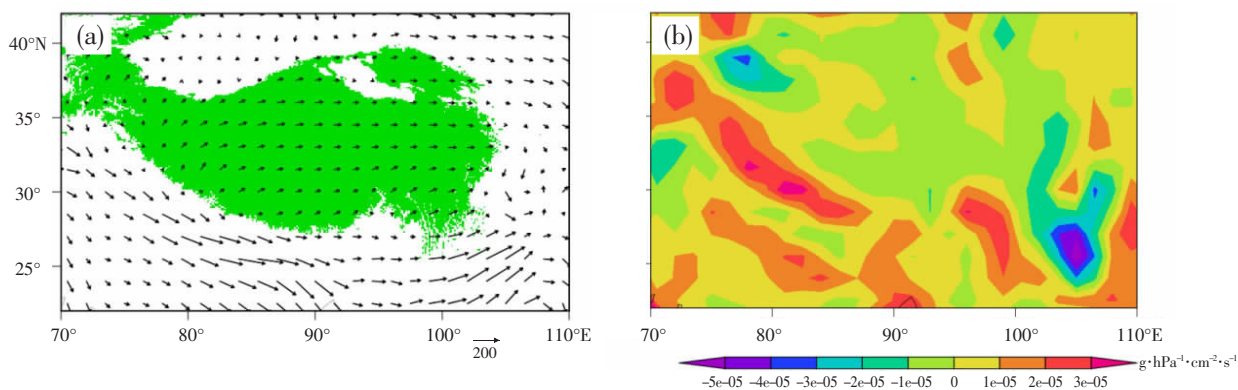


图2 1979—2014年冬季多年平均整层大气水汽通量(a, 矢量, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(b, 阴影, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

2.2 NAO 对高原主体区域水汽输送的空间影响

2.2.1 NAOI 随时间变化特点

利用北大西洋涛动逐月指数资料, 得到 1979—2014 年冬季多年平均 NAOI (大西洋涛动指数) 随时间变化关系, 发现 NAOI 呈现较明显的年际变化特征, 在 1988 有最大值和 2009 年有最小值。

选取北大西洋涛动指数典型低值年和高值年做合成分析来进一步探究 NAO 对高原水汽输送的影响。定义 NAOI 大于 0.75 个标准差的年份为北大西洋涛动强年, 而小于 0.75 个标准差的年份为北大西洋弱年。将 1979—2014 年 NAOI 标准化后发现北大西洋涛动强年为 1988、1989、1992、1994、1998、1999、

2006、2007、2011、2013、2014 年；而北大西洋涛动弱年为 1984、1986、1995、2003、2005、2009、2010 年。通过合成分析,分析强、弱年的水汽通量距平、水汽通量散度距平、水汽收支变化,探讨高原冬季 NAO 强、弱年份水汽输送对比,进一步分析 NAO 对高原水汽输送的影响。

2.2.2 高原边界的水汽收支情况

对高原边界进行水汽收支的分析,可以更好地表明高原地区水汽输送的空间分布特征,探求 NAO 与高原水汽输送量之间的关系,有助于认识高原水汽输送的空间变化原理。将高原整体分析,分为四边界:西边界(28.5°~36°N,79.5°E)、东边界(28.5°~36°N,102°E)、南边界(28.5°N,79.5°~102°E)、北边界(36°N,79.5°~102°E)。定义流入目标区域的水汽输送量为正,流出为负,净水汽输送量为流入和流出的水汽通量和。高原西边界和南边界为水汽输入边界,高原东边界和北边界为水汽输出边界,相对而言,北边界水汽输出比东边界小,高原水汽输送量净纬向值为 $6.2\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,净经向值为 $-6.5\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,净水汽输送量为 $-0.3\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$ 。冬季高原总体上是一个水汽源区,平均总输出 $0.8\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$ 。将四边界水汽输送量与北大西洋涛动指数 NAOI 做简单相关分析(表 1),NAOI 与高原西边界与东边界的水汽输送量相关系数分别为 0.308、-0.335,分别达到了 90.0%、95.0%的信度。即当在北大西洋涛动高指数年时,高原西边界有更多水汽输入、东边界有更少水汽输出;而在北大西洋涛动低指数年时,高原西边界有更少水汽输入、东边界有更多水汽输出。因此,NAO 与高原水汽输送的空间变化密切相关。

2.2.3 NAO 强弱年的高原主体区域水汽收支情况

图 3 给出 NAOI 强年(图 3a)、弱年(图 3b)冬季

表 1 高原中心区域边界整层大气水汽输送量与北大西洋涛动指数 NAOI 简单相关系数

	高原西边界	高原东边界	高原南边界	高原北边界
NAOI	0.308*	-0.335**	0.009	-0.056

注:*表示置信度达到了 90.0%的信度,**表示置信度达到了 95.0%的信度。

整层大气高原边界大气水汽输送距平量,表明在北大西洋涛动强年,高原整体西边界有水汽输送正距平,表明期间西边界水汽输入增加;而高原整体东边界有水汽输送负距平,表明东边界水汽输出减少。在北大西洋涛动弱年,高原整体西边界有水汽输送负距平,表明期间西边界水汽输入减少;而高原整体东边界水汽输送有正距平,表明期间东边界水汽输出增加。即当在北大西洋涛动高指数年时,高原西边界有更多水汽输入、东边界有更少水汽输出;而在北大西洋涛动低指数年时,高原西边界有更少水汽输入、东边界有更多水汽输出。另外,比较北大西洋涛强弱年东西边界水汽输送距平量的值发现,弱年东西边界水汽输送距平量明显高于强年。

根据表 2,对 NAO 强、弱年水汽平衡状况进行分析。在 NAO 强年,高原水汽输送量净纬向值为 $1.4\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,净经向值为 $-8.7\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,净水汽输送量为 $-7.3\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$ 。北大西洋涛动强年冬季高原总体上是一个水汽源区,平均总输出 $7.3\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在 NAO 弱年,高原水汽输送量净纬向值为 $4.9\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,净经向值为 $-3.4\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,净水汽输送量为 $1.5\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$ 。北大西洋涛动弱年冬季高原总体上是一个水汽汇区,平均总输入 $1.5\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

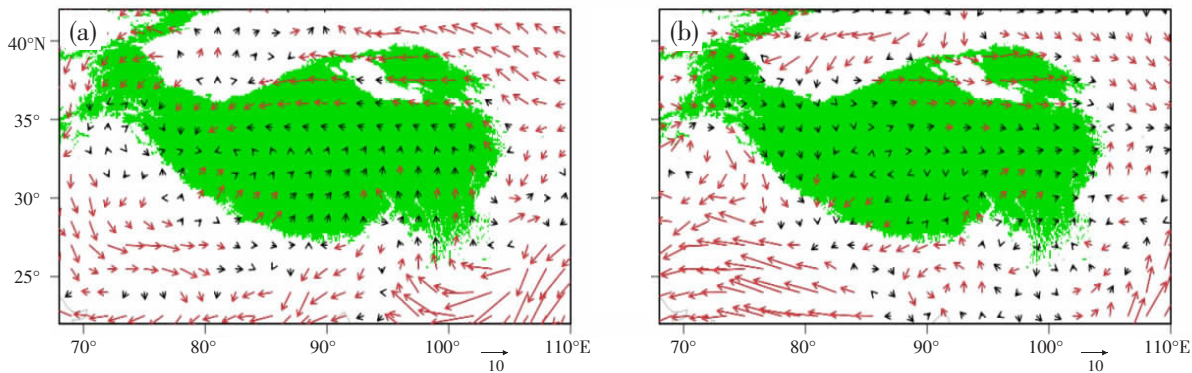


图 3 1979—2014 年 NAOI 强年(a)与弱年(b)冬季高原边界整层积分大气水汽输送距平量(矢量,单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) (红色箭头表示通过 99%显著性检验的相对水汽变化)

表 2 高原典型 NAOI 强、弱年多年平均 (1979—2014 年) 冬季水汽平衡状况 (单位: $10^5 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$)

	西边界	东边界	净纬向	南边界	北边界	净经向	净水汽输送量
NAOI 强年	85.6	-84.2	1.4	-0.03	-8.6	-8.7	-7.3
NAOI 弱年	75.9	-71.0	4.9	4.0	-7.4	-3.4	1.5
1979—2014 年	81.8	-75.6	6.2	1.7	-8.2	-6.5	-0.3

2.3 NAO 对高原不同地区水汽输送的空间影响

2.3.1 NAO 与高原水汽相关因子的关系

高原上空 700 hPa 左右水汽条件最好, 利用高原地区的 700 hPa 比湿 q 、纬向风速 u 、经向风速 v 、垂直风速 ω 与 NAOI 做相关分析(图 4)。可以发现, q 在高原西部与 NAO 呈现正相关, 在高原东南部呈现负相关; 纬向风速 u 在高原大部分地区与 NAO 呈现负相关, 尤其在高原西南部及东南部有明显的负相关; 经向风速 v 则在高原偏西北部、东北部与 NAO 呈现负相关, 高原南部尤其是东南部呈现正相关; 垂直风速 ω 与 NAO 相关关系相对比较复杂。整体来看, 其在高原中西部绝大部分地区呈现正相关, 然而, 在其在高原西北以及东南部有着明显的负相关。因此, 结合四种因子相关关系分析, NAO 主要与

高原西北, 西南以及东南三个区域有着明显的相关关系。北大西洋涛动变强, 高原西北地区 q 变大, 水汽条件变好; 纬向风速 u 变大, 经向风速 v 变大, 水汽通量变大; 垂直风速 ω 变小, 有水汽的辐合上升, 有利于该地区降水现象的发生。高原西南地区则 q 变大, 水汽条件变好; 纬向风速 u 变小, 经向风速 v 变小, 水汽通量变化相对较小; 垂直风速 ω 变小, 有水汽的辐合上升。高原东南地区则 q 变小, 水汽条件变差; 纬向风速 u 变小, 经向风速 v 变小, 水汽通量变小; 垂直风速 ω 变小, 有水汽的辐合上升。北大西洋涛动变弱, 则反之。因此说明, NAO 与高原西北部水汽通量变化呈现正相关, 而与高原东南部水汽通量变化呈现负相关。

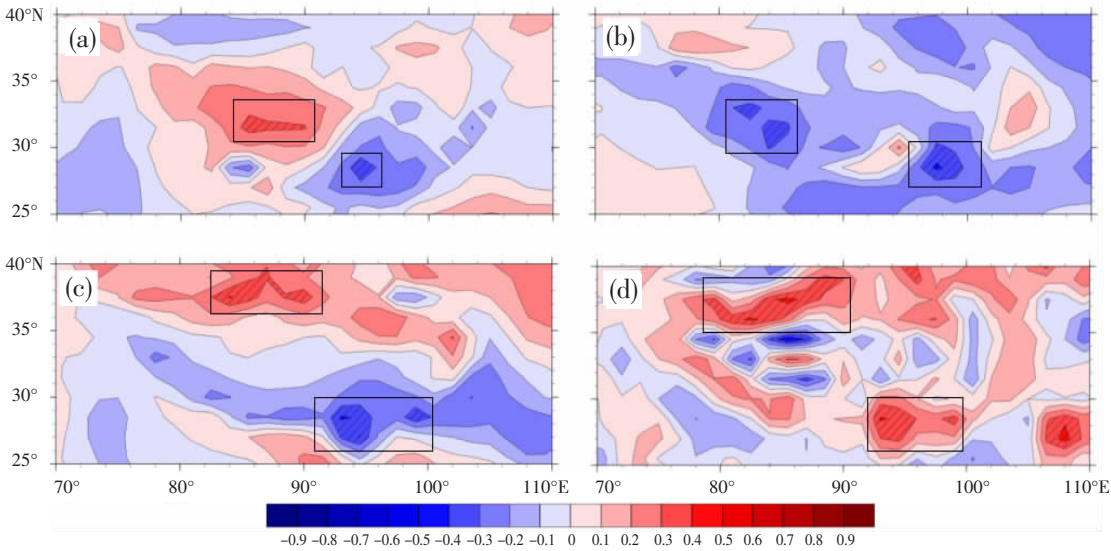


图 4 1979—2014 年 700 hPa 比湿 q (a, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、纬向风速 u (b)、经向风速 v (c)、垂直风速 ω (d, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) 与 NAOI 的相关分布 (斜线阴影区域为通过 90.0% 置信度检验)

2.3.2 高原不同区域比湿分布特征

通过高原 q 与 NAOI 的相关分析, 我们将高原东边界分为四个部分: 高原西北部 ($34.5^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$, $70^{\circ} \sim 87^{\circ} \text{E}$)、高原东北部 ($34.5^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$, $94.5^{\circ} \sim 102^{\circ} \text{E}$)、高原西南部 ($26^{\circ} \sim 32^{\circ} \text{N}$, $78^{\circ} \sim 87^{\circ} \text{E}$)、高原东南部 ($25.5^{\circ} \sim 32^{\circ} \text{N}$, $94.5^{\circ} \sim 104^{\circ} \text{E}$), 并分析四个不同地区 q 分布特

征, 来探讨 NAO 对高原不同地区的水汽输送的空间影响^[16]。可以发现 q 值从大到小排列依次是: 高原东南、西南、西北、东北。结合前文高原不同地区水汽通量的分析, 高原东南部水汽条件相对较好。

可以发现高原不同地区 q 随年份变化趋势相对一致, 我们将高原各地区 q (单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 与北大西

洋涛动指数 NAOI 进行超前滞后相关分析 (表 3), 表 3 为高原各地区 q 超前于大西洋涛动指数 NAOI 的超前滞后相关系数表。通过此表可以发现,取此表最大超前滞后相关系数进行分析,NAOI 与高原

西北、西南、东南相关系数分别为-0.317、0.309、-0.299,均达到 99.0%的信度。因此 NAO 与高原不同地区 q 分布有着密切联系。

表 3 高原各地区比湿与北大西洋涛动指数 NAOI 超前滞后相关系数

序号	高原西北部	高原东北部	高原西南部	高原东南部
0	0.154	0.178	0.114	0.220
1	0.066	0.127	0.069	0.102
2	0.114	0.110	0.309*	0.174
3	0.061	0.030	-0.044	-0.058
4	-0.317*	-0.231	-0.169	-0.299*
5	-0.116	-0.191	-0.088	-0.099
6	-0.055	-0.154	-0.308*	-0.133

注:*表示置信度达到了 90.0%的信度.

2.3.3 高原不同地区水汽收支特征

为了更加详细具体的研究 NAO 对高原不同地区水汽输送的空间影响,我们将高原按照上文分为高原西北部、东北部、西南部、东南部四部分进行分析,通过分析计算,得到表 4,高原西北部净水汽输送量为 $40.0\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,高原西北部为水汽汇区;高原东

北部净水汽输送量为 $-14.8\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,高原东北部为水汽源区;高原西南部净水汽输送量为 $-1.2\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,高原西南部为水汽源区;高原东南部净水汽输送量为 $-34.2\times10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,高原东南部为水汽源区。因此,可以认为高原整体的水汽输入主要集中在高原西北部的水汽输送。

表 4 高原不同地区多年平均(1979—2014 年)冬季水汽平衡状况(单位: $10^5\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$)

	西边界	东边界	净纬向	南边界	北边界	净经向	净水汽输送量
高原西北水汽输送量	67.7	-32.4	35.3	24.9	-20.2	4.7	40.0
高原东北水汽输送量	27.0	-46.0	-19.0	-1.5	5.7	4.2	-14.8
高原西南水汽输送量	143.8	-107.3	36.5	-33.1	-4.6	-37.7	-1.2
高原东南水汽输送量	135.8	-188.9	53.6	25.0	-5.6	19.4	-34.2

3 结论

(1) 冬季高原主体地区水汽分布特征上呈现南湿北干的形势,对高原主体进行分析,NAO 与其四边界水汽输送均有明显的相关关系。高原中心区域的东、西边界的水汽输送量与北大西洋涛动密切相关,NAOI 与西边界呈现正相关,与东边界呈现负相关。即当在北大西洋涛动高指数年时,高原西边界有更多水汽输入、东边界有更少水汽输出;而在北大西洋涛动低指数年时,高原西边界有更少水汽输入、东边界有更多水汽输出。

(2) 西部、南部水汽具有突变特点,NAO 与高原水汽相关因子具有区域性特征;高原西北部,西南

部,东南部比湿 q 均与 NAO 存在超前滞后相关。
(3) 高原西北部为水汽输入的核心地区,北大西洋涛动对高原水汽输送的影响,对高原主体区域的影响程度不及高原边界地区,而 NAO 对于高原东北部水汽输送影响不显著。

参考文献:

[1] 董光荣,申建友,金炯,等.气候变化与沙漠化关系的研究[J].干旱区资源与环境,1988(1):33-47.
[2] 余迪,段丽君,温婷婷,等.青藏高原雨季特征及其对气候变暖的响应[J].气象与环境学报,2021,37(2):12-18.
[3] 申红艳,马明亮,汪青春,等.1961—2010 年青海高原蒸发皿蒸发量变化及其对水资源的影响[J].气象与环境学报,2013,29(6):87-94.

- [4] 娄德君,王波,王冀,等.青藏高原5月大气热源与黑龙江省盛夏降水的关系[J].气象与环境学报,2020,36(2):34–40.
- [5] XU X D, LU C G, SHI X H, et al. World water tower: An atmospheric perspective [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, 35(20):525–530
- [6] 徐祥德,董李丽,赵阳,等.青藏高原“亚洲水塔”效应和大气水分循环特征[J].科学通报,2019,64(27):2 830–2 841.
- [7] 刘焕才,段克勤.北大西洋涛动对高原夏季降水的影响[J].冰川冻土,2012,34(2):311–318.
- [8] 曲美慧,朱文刚,赵淑红,等.常规观测同化对吉林一次短时强降水过程数值预报的影响[J].气象与环境学报,2022,38(6):10–19.
- [9] 王宁,马梁臣,霍也.一次爆发性气旋引发东北地区暴雨成因分析[J].气象与环境学报,2022,38(3):19–28.
- [10] 林益同,赵春雨,房一禾,等.东北初夏和盛夏降水时空变化及大气环流因子新特征分析[J].气象与环境学报,2021,37(5):63–71.
- [11] 李颖,苏凤阁,汤秋鸿,等.青藏高原主要流域的降水水汽来源[J].中国科学:地球科学,2022,52(7):1 328–1 344.
- [12] 王卫国,李弘毅,朱小凡,等.1979–2018年青藏高原不同地区积雪季极端降水水汽来源分析[J].高原气象,2022,41(6):1 367–1 383.
- [13] 阳坤,汤秋鸿,卢麾.青藏高原降水再循环率与水汽来源辨析[J].中国科学:地球科学,2022,52(3):574–578.
- [14] 周晓霞,丁一汇,王盘兴.夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响[J].气象学报,2008(1):59–70.
- [15] 苗秋菊,徐祥德,施小英.高原周边异常多雨中心及其水汽输送通道[J].气象,2004,30(12):44–46.
- [16] 刘恒.中亚至青藏高原西部冬季降水的时空振荡及其与北大西洋涛动的联系[D].中国科学院大学(中国科学院地球环境研究所),2019.

Effect of North Atlantic Oscillation on water vapor transport over the Tibetan Plateau in winter

XIE Chenxu

(China Civil Aviation Dalian Air Traffic Management Station, Liaoning Dalian 116033, China)

Abstract: Based on the ERA–Interim reanalysis data from 1979 to 2014, the water vapor distribution and transport characteristics of the Tibetan Plateau (TP) in winter are analyzed, and the influence of the North Atlantic Oscillation (NAO) on the winter water vapor transport over the TP is discussed. The results show that the distribution characteristics of water vapor in the main part of the plateau in winter are wet in the south and dry in the north, and the water vapor transport in the eastern and western boundaries of the main region of the plateau is closely related to the NAO, and the NAO index is positively correlated with the western boundary, negatively correlated with the eastern border. The influence of NAO on water vapor transport in the plateau boundary area is stronger than that in the main region of the plateau. Especially for the southwestern and southeastern of the TP, NAO has a significant correlation with the water vapor transport at the four boundaries of these two regions.

Key words: North Atlantic Oscillation; Tibetan Plateau; water vapor