

基于高分辨率再分析风场的高原涡三维识别技术及应用

汤欢^{1,2} 傅慎明^{*2,3} 孙建华^{1,2} 周象贤⁴

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境中心, 北京 100029

4 国网浙江省电力科学研究院, 杭州 310014

摘要 高原涡是生成于青藏高原主体的一类浅薄中尺度涡旋系统, 其发生频繁、影响范围广、造成灾害强, 是我国最重要的致灾中尺度系统之一。全面揭示高原涡的统计特征是本领域研究的重要基础。其中, 高原涡的精准识别是认识其统计特征的关键。随着高时空分辨率再分析资料的出现, 高原涡的研究有了更好的数据基础, 然而, 无论是人工识别方法还是基于较粗分辨率的客观识别算法都难以高效地适用于当前的新再分析资料。因此, 亟需发展一种高精度的、适用于高时空分辨率再分析资料的高原涡客观识别方法。本文提出了一种适用于高分辨率再分析资料、基于风场的限制涡度高原涡客观识别算法 (Restricted-vorticity based Tibetan-Plateau-vortex identifying algorithm; 简称 RTIA)。该方法首先判断高原涡候选点, 然后以候选点为中心, 划分多个象限, 通过象限平均风场限定条件和象限组逆时针旋转 (北半球) 条件确定高原涡中心, 无需复杂计算及对各气压层分别设定阈值, 即可快速实现高原涡的水平和垂直追踪。基于 1979-2020 年共 42 个暖季 (5-9 月)、15466 个高原涡 (共计 99090 时次) 大样本的评估表明, RTIA 方法识别高原涡的平均命中率超过 95%, 平均空报率低于 9%, 平均漏报率少于 5%, 可以十分准确地对高原涡进行识别。此外, 评估还表明 RTIA 方法应用于不同空间分辨率的再分析资料 (如 0.5° 或 0.25°) 时, 仍能保持高原涡识别的高准确率, 其识别结果主要受涡旋自身强度的影响, 对弱涡旋的识别精度比强涡旋偏低。该方法对其他中尺度涡旋识别也具有一定的借鉴意义。

作者简介 汤欢, 女, 1995 年出生, 博士研究生, 主要从事中尺度气象学研究。E-mail: tanghuan@mail.iap.ac.cn

通信作者 傅慎明, E-mail: fushm@mail.iap.ac.cn

资助项目 本研究受到国网浙江省电力公司科技项目 (5211DS19001W), 国家自然科学基金委项目 (41775046 和 42075002), 中国科学院青年创新促进会项目, 国家重大科技基础设施项目“地球系统数值模拟装置”以及“高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室开放研究基金项目”共同资助。

Funded by the State Grid Zhejiang Electric Power Company Science and Technology Project (5211DS19001W), the National Natural Science Foundation of China (grant nos. 41775046 and 42075002), the Youth Innovation Promotion Association, Chinese Academy of Sciences and the National Key Scientific, Technological Infrastructure project “Earth System Science Numerical Simulator Facility” and “Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province”.

收稿日期: 2021-7-19; 网络与出版日期:

关键词 高原涡 涡旋识别 中尺度涡旋 限制涡度 RTIA 方法

文章编号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2112.21127

A three-dimensional objective identification of the Tibetan Plateau vortex based on reanalysis wind field with high spatial and temporal resolution

TANG Huan^{1,2}, FU Shenming^{*2,3}, SUN Jianhua^{1,2}, and ZHOU Xiangxian⁴

1 Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 State Grid Zhejiang Electric Power Research Institute, Hangzhou 310014

Abstract Tibetan Plateau vortex (TPV for short) is a kind of shallow mesoscale vortex system generated in the main body of the Tibetan Plateau. It occurs frequently, affects a wide range and causes strong disasters. It is one of the most important disaster-causing mesoscale systems in China. To fully reveal the statistical characteristics of TPVs is to lay the important basis for the study of TPVs. Among them, the accurate identification of TPVs is the key to the statistical characteristics of TPVs. With the emergence of reanalysis data with high spatial and temporal resolution, the study of TPVs has a better data basis. However, neither artificial identification method nor objective identification algorithm based on coarser resolution can be effectively applied to the current new reanalysis data. In this paper, a restricted vorticity based TPV identifying algorithm is proposed, which is suitable for high resolution reanalysis data. The method first determines TPV candidate points, divides multiple octants with the candidate points as the center, and determines the center of TPV by limiting conditions of average wind field in octants and counterclockwise rotation (the Northern Hemisphere) conditions of octant group. The advantage of this approach is that the horizontal and vertical tracing of vortices can

be detected quickly without complicated calculation and different thresholds for each pressure layer. A large sample evaluation of 15,466 TPVs (99,090 hours in total) in 42 warm seasons (May-September) from 1979 to 2020 shows that the average hit ratio of RTIA is more than 95%, the average false alarm ratio is less than 9%, and the average missing report rate is less than 5%. Therefore, the RTIA can accurately identify the centers of TPVs. In addition, the test results also show that when RTIA is applied to the reanalysis data with different spatial resolutions (e.g., 0.5° or 0.25°), the high accuracy of TPV identification can still be maintained. The identification results are mainly affected by the strength of vortices themselves, and the identification accuracy of weak vortices is lower than that of strong vortices. This method can be used as a reference for the identification of other mesoscale vortices.

Keywords Tibetan plateau vortex (TPV), objective vortex identification, mesoscale vortex, restricted vorticity, RTIA

1 引言

青藏高原（简称高原）是中国最大、世界海拔最高的高原，被称为“世界屋脊”。高原独特的地形特征产生了显著的热力及动力作用，对东亚乃至全球的大气环流有着重要影响（Zhao et al., 2018; Huang et al., 2019）。高原低涡（简称高原涡）是生成于青藏高原主体上的一类中- α 尺度的涡旋（即 200-2000 km; Orianski, 1975），其在 500 hPa 最为常见，典型水平尺度为几百 km，垂直尺度约为 2~3 km，是一类边界层低涡（高原平均高度约为 4000 m），因此，高原的热力作用和大气边界层中的物理过程对高原涡的产生与发展有着重要影响（叶笃正和高由禧，1979；李国平，2021）。前人的研究发现，高原涡多产生于高原西半部，消失于高原中东部（Lin et al., 2020），在有利的环流背景条件下，高原涡可以移出高原，引发下游地区的暴雨，造成严重的洪涝灾害（Tao and Ding, 1981; Zhao et al., 2020）。如 1998 年长江流域大洪水，2003 年黄淮流域发生的洪涝灾害，均与移出的高原涡密切相关。高原涡是造成高原降水的主要系统（叶笃正和高由禧，1979），它能触发另一类重要天气系统--西南低涡，并与之发生相互作用（郁淑华等，2017；Fu et al., 2019; Li et al., 2020a），因此对高原涡开展深入研究将有助于深化对高原天

气系统的认识，也有助于提升对高原及其周边地区灾害性天气的预报水平。

高原涡研究的第一步便是准确地对之进行识别与追踪。高原地区环境条件极为恶劣，观测条件十分艰苦，地面与探空站点分布非常稀疏，而高原涡水平尺度较小，因此直接利用探空观测对高原涡进行识别具有很大的局限性。近年来，新发展的再分析资料时空分辨率高且对大气实况有着优良的表征能力，因此成为高原涡研究特别是统计分析的最主要数据来源（黄一航等, 2018; 张博等, 2018; Curio et al., 2019; 关良和李栋梁, 2019; Li et al., 2020b）。高原涡的统计特征是全面认识此类系统的关键，这是一项工作量巨大的基础性研究工作。目前，高原涡主要通过人工和算法客观识别两种方法进行识别与追踪。人工识别是准确率最高的高原涡识别方法，经有经验研究人员多方确认识别得到的结果可以视为高原涡的真实情况。然而，人工识别耗时巨大，人力成本极高，随着再分析产品的增多以及时空分辨率的提高，人工识别难以胜任繁重的识别任务，因此利用算法进行涡旋客观识别势在必行。相比人工判别，算法客观识别具有处理数据量大、识别速度快、可调整标准重复识别等优点。前人发展了一系列的高原涡客观识别算法，例如，林志强等（2013）使用 500 hPa 高度场最小值来识别高原涡，发现对长生命史高原涡的识别，其结果与年鉴结果较为一致。Feng et al.（2014）基于涡度场和流场识别高原涡并以高度场进行检验，发现由此识别得到的高原涡数量比单独用高度场识别的高原涡多。基于五种再分析资料，Lin et al.（2020）利用高度场识别了高原涡，发现使用更高时空分辨率的资料能统计到更多低压系统。总体而言，现有的高原涡识别算法多使用时空分辨率较粗的再分析资料且其存在较高的误识别现象（Fu et al., 2020），因此亟需针对高分辨率的再分析资料发展新的高精度的高原涡客观识别算法。

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) 目前推出了新一代的再分析资料 ERA5 (Hersbach et al., 2020)，其水平分辨率高达 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，时间分辨率为逐小时，这为高原涡的统计研究提供了较以往更好的数据基础，且 ERA5 风场在高原主体上有较好的精度（Han et al., 2021），因此，本文以 ERA5 数据为例，提出了一种适用于高分辨率再分析资料、基于风场所计算限制涡度（Restricted vorticity; Fu et al., 2020）的高原涡客观识别算法（Restricted-vorticity based Tibetan-Plateau-vortex identifying algorithm; 简称 RTIA）。此方法（图 1）通

用性强，物理意义清晰，准确率高，可识别不同形状及不同大小的高原涡，无需在不同气压层设定不同阈值，无需复杂计算（Hou et al., 2017），可快速实现高原涡的三维追踪，对其他中尺度涡旋的识别和追踪也存在一定的借鉴意义。此外，前人对中尺度涡旋识别尚未基于大样本给出定量评估，本文利用 1979-2020 年 5-9 月 ERA5 再分析资料，对 42 年暖季（5-9 月）高原涡的识别效果进行了客观定量评估，并探讨了本识别方法的优劣性及其原因，为进一步深入研究高原涡的气候统计特征提供了有效的研究工具，也为涡旋识别算法开发的相关研究提供了参考。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用了欧洲中期天气预报中心 ECMWF 发布的 1979-2020 年 5-9 月全球气候再分析资料 ERA5（<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>; Hersbach et al., 2020），时间分辨率为 1 h，空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，其在垂直方向上共有 37 层。本研究主要使用 ERA5 的水平风场进行高原涡识别。

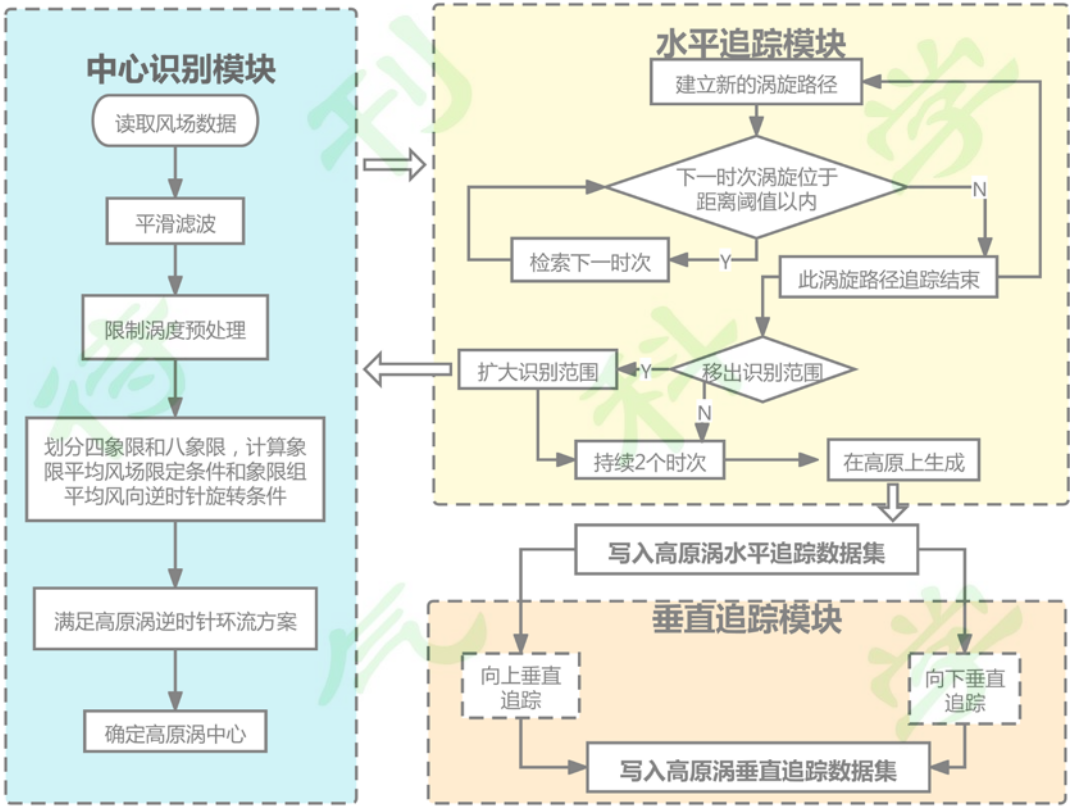


图 1 RTIA（Restricted-vorticity based Tibetan-Plateau-vortex identifying algorithm）方法流程图
Fig.1 Flow chart of the Restricted-vorticity based Tibetan-Plateau-vortex identifying algorithm.

高原涡是指 500 hPa 上生成于青藏高原，有闭合等高线的低压或有三个站风向呈气旋式环流的低涡（彭广等，2011）。对于有经验的研究人员而言，仅仅基于水平风场（涵盖流场及风场衍生量，如限制涡度、散度等）即可对高原涡进行准确识别，因此，从客观条件而言，对高原涡进行有效识别可以只依靠水平风场。RTIA 方法是一种基于水平风场的高原涡识别与追踪算法（图 1），其主要包括三个主要模块：中心识别模块、水平追踪模块与垂直追踪模块。

2.2.1 中心识别模块

2.2.2.1 限制涡度预处理

高原地形复杂致使其上空风场中存在较多的小尺度扰动，为了消除其对高原涡识别的干扰，首先对 ERA5 风场进行九点平滑，对平滑后的风场使用中央差方式计算相对涡度（简称涡度）。对每一个涡度为正的格点 (i, j) （其中 i 和 j 分别为东西向与南北向的格点序数），考虑其周围四个格点的风向，如果满足以下条

件则保留所计算涡度值，如果不满足则将该点涡度设置为 0，由此实现涡度向限制涡度的转化（Fu et al., 2020）：其南北方向上纬向风满足正北格点 $u(i, j+1)<0$ ，正南格点 $u(i, j-1)>0$ ，东西方向上经向风满足正东格点 $v(i+1, j)>0$ ，正西格点 $v(i-1, j)<0$ ，保证格点 (i, j) 周围的风向即涡旋中心区域呈一致的逆时针旋转，并具有一定的对称性，考虑到涡旋形状变化的复杂性，将纬向风切变绝对值 $|u(i, j+1)/u(i, j-1)|$ 和经向风切变绝对值 $|v(i+1, j)/v(i-1, j)|$ 的变化范围设定为 $[m, 1/m]$ ，考虑 m 的参数设置尽可能减少涡旋中心漏报，经敏感性试验发现 $m=0.05$ 为最优参数。如图 2 所示，符号“×”分别表示 $1^\circ\times 1^\circ$ 范围内的涡度或限制涡度的极大值，其中，涡度中心超过 10^{-5}s^{-1} 的个数分别为 26 个（图 2.a）和 18 个（图 2.e）；限制涡度中心超过 10^{-5}s^{-1} 的个数分别为 3 个（图 2.b）和 9 个（图 2.f）。由此可知，经过涡度向限制涡度的转化，可滤除大量非涡旋的格点（且未发生明显地将真实涡旋中心遗漏的现象），大大降低了后续步骤的处理难度，这也确定了候选高原涡中心点集（图 2.b 与图 2.f）。

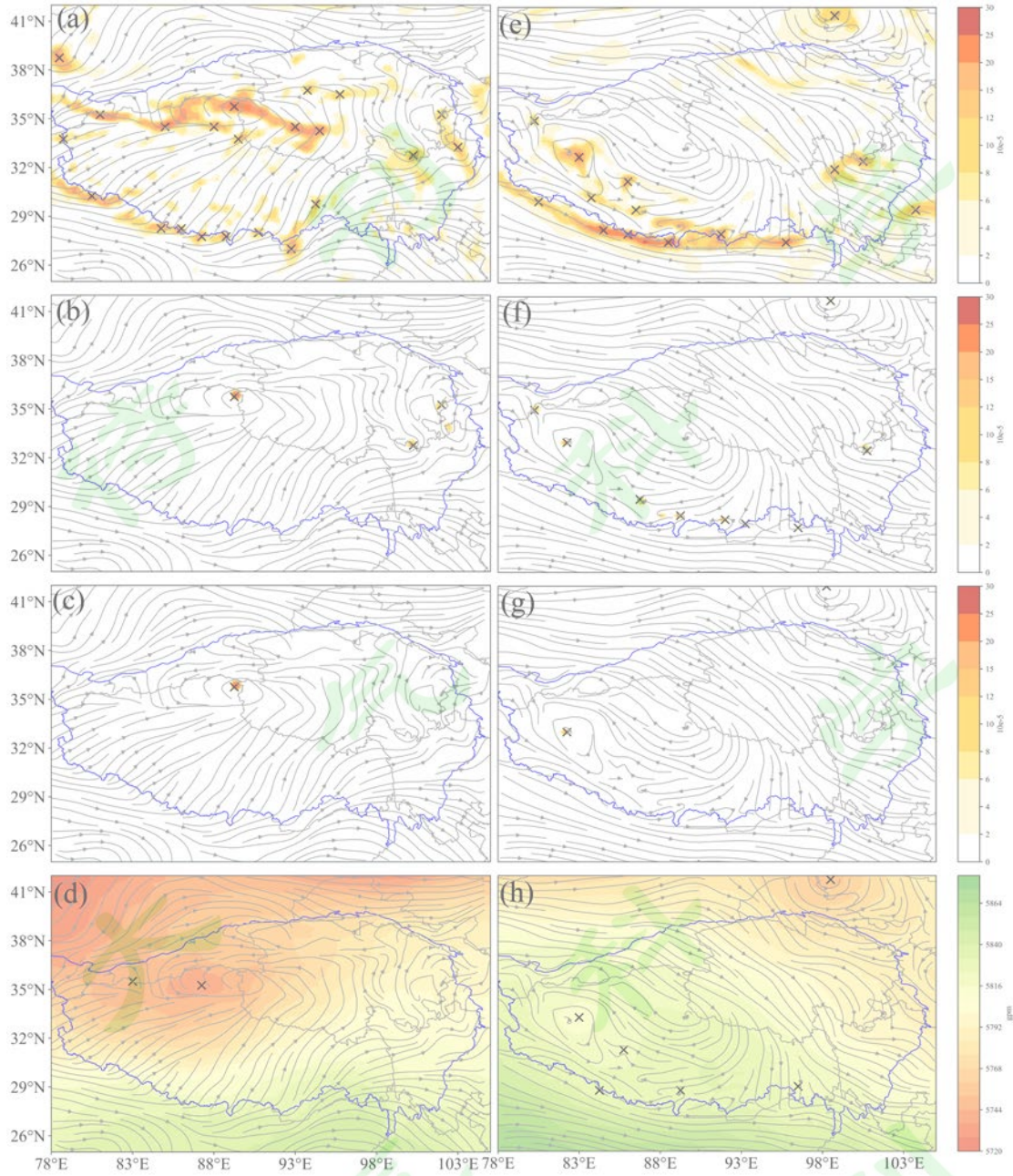


图2 2009年7月3日14时(a-d)和2010年6月1日23时(e-h)的500 hPa流场(灰色箭头)图: (a)和(e)为涡度(阴影区, 单位: 10^{-5}s^{-1}) (b)和(f)为限制涡度(阴影区, 单位: 10^{-5}s^{-1}); (c)和(g)为有效涡度(阴影区, 单位: 10^{-5}s^{-1}); (d)和(h)为位势高度场(阴影区, 单位: gpm)。蓝色线表示高原边界, 符号“x”表示高原涡可能的中心((a)和(e)由涡度的极大值确定, (b)和(f)由限制涡度的极大值确定; (c)和(g)由有效涡度的极大值确定; (d)和(h)由位势高度的极小值确定)

Fig.2 500 hPa streamline field (gray line with arrows) at 1400 UTC 3 July 2009 (a-d) and 2300 UTC 1 June 2010. Panels (a) and (e) show the relative vorticity (shading, units: 10^{-5}s^{-1}). Panels (b) and (f) show the restricted vorticity (shading, units: 10^{-5}s^{-1}). Panels (c) and (g) show the effective vorticity (shading, units: 10^{-5}s^{-1}). Panels (d) and (h) show the geopotential height (shading, units: gpm). Blue lines show the Tibetan Plateau boundaries and the black crosses show the candidate TPV centers (for panels (a) and (e), they are determined by the maxima of relative vorticity; for panels

(b) and (f), they are determined by the maxima of restricted vorticity; for panels (c) and (g), they are determined by the maxima of effective vorticity; and for panels (d) and (h), they are determined by the minima of geopotential height).

2.2.2.2 涡旋逆时针环流方案

由于高原风场复杂，尽管限制涡度可以有效地判别高原涡中心，但其结果仍需进一步处理来剔除伪涡旋（图 2.b 和图 2.f）。涡度的物理意义是流点自转角速度的两倍，根据高斯定理，对涡度进行区域面积积分，得到速度环流，其可以表示风场沿闭合边界的旋转程度，这是一个宏观的概念，与涡旋相对应。旋转是涡旋最重要的属性，因此可以通过象限平均风场限定条件和象限组平均风向逆时针旋转条件（北半球）来去除伪涡旋，这种“象限平均”思想体现了涡旋宏观上逆时针旋转的物理特性，实际操作起来较为简便。

选择高原涡候选中心点 O' 为中心，以距离候选点中心格点 a 至 b 个格点范围为识别半径 R_f ，将 R_f 范围内的数据等分为 n 个象限。定义 $B_n(O')$ 为象限平均风场限定条件，如图 3 所示，四象限风场限定条件定义为 $B_4(O')=\{ \overline{v_1} > 0, \overline{u_2} < 0, \overline{v_3} < 0, \overline{u_4} > 0 \}$ ，八象限风场限定条件定义为 $B_8(O')=\{ \overline{v_1} > 0, \overline{v_2} > 0, \overline{u_3} < 0, \overline{u_4} < 0, \overline{v_5} < 0, \overline{v_6} < 0, \overline{u_7} > 0, \overline{u_8} > 0 \}$ ，其中 $\overline{v_i}$ 表示该象限经向风的平均， $\overline{u_i}$ 表示该象限纬向风的平均，下标表示象限序号。

下面定义象限组平均风向逆时针旋转条件，已知 α, β 为任意两个方向角度变量，取值范围为 $[-180^\circ, 180^\circ]$ ，定义方向偏差角 $C(\alpha, \beta)$ 如下：

$$C(\alpha, \beta) = \begin{cases} \beta - \alpha & |\beta - \alpha| < 180^\circ \\ (\beta - \alpha) - 360^\circ & \beta - \alpha > 180^\circ \text{ 且 } \alpha < \beta \\ 360^\circ - (\beta - \alpha) & \alpha - \beta > 180^\circ \text{ 且 } \alpha > \beta \\ 180^\circ & \alpha - \beta = 180^\circ \text{ 且 } \alpha > \beta \\ -180^\circ & \beta - \alpha = 180^\circ \text{ 且 } \alpha < \beta \end{cases}$$

当 $180^\circ > C(\alpha, \beta) > 0^\circ$ 时，定义 α 指向 β 为逆时针方向。

$C_n(O')$ 表示象限组平均风向逆时针旋转条件，其定义如下：

$C_n(O') = \{ C(\overline{A_1}, \overline{A_2}), C(\overline{A_2}, \overline{A_3}), \dots, C(\overline{A_{n-1}}, \overline{A_n}), C(\overline{A_n}, \overline{A_1}) \}$ ，其中 $\overline{A_i}$ 表示该象限风向角度的平均，下标表示象限序号。

对于候选高原涡中心点集，主要通过以下步骤确定高原涡中心：

1) 满足高原涡逆时针环流方案。第一，划分四象限（图 3.a），若四象限风

场限定条件 $B_4(O')$ 中有 m_4 个满足条件，且四象限组平均风向逆时针旋转条件 $C_4(O')$ 至少有 n_4 组满足条件，则满足四象限逆时针旋转条件。第二，划分八象限（图 3.b），若八象限风场限定条件 $B_8(O')$ 中有 m_8 个满足条件，且八象限组平均风向逆时针旋转条件 $C_8(O')$ 至少有 n_8 组满足条件，则满足八象限逆时针旋转条件。同时满足四象限逆时针条件和八象限逆时针条件时，将高原涡候选点作为有效格点，该格点上涡度为有效涡度。由于 ERA5 资料分辨率为 0.25° ，识别的高原涡最小尺度为 200 km，最小识别半径为 100 km ($R_f = 1^\circ$)，即 $1^\circ \times 1^\circ$ 范围内的格点。经敏感性试验，高原涡逆时针环流方案的最优参数为 $m_4=4$ ， $n_4=4$ ， $m_8=7$ ， $n_8=7$ 。

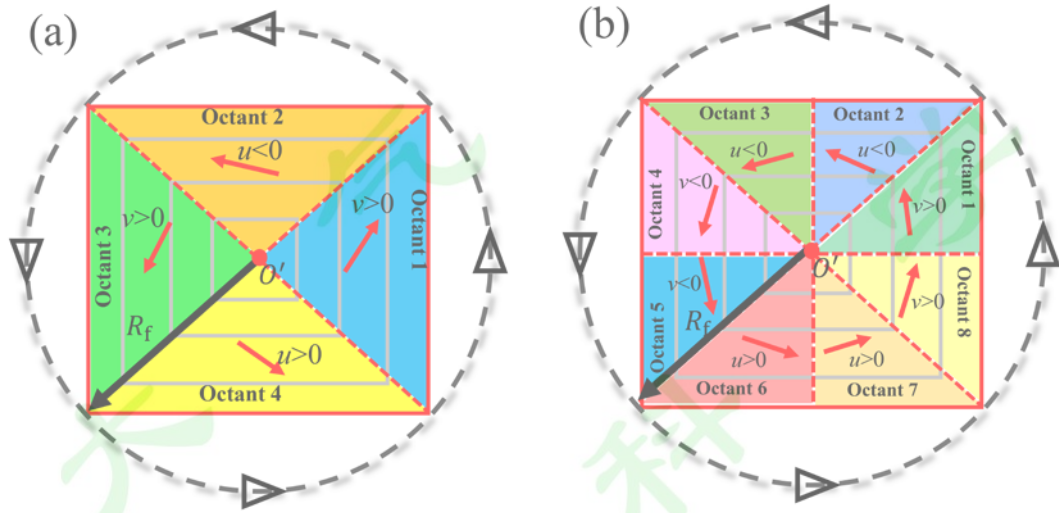


图 3 (a) 四象限和 (b) 八象限限制涡度涡旋逆时针环流识别方案示意图（红色的点 O' 表示候选点中心，识别半径 R_f 确定以 O' 为起始点用于计算的风场数据，红色箭头表示各象限平均风场（ u 表示纬向风， v 表示经向风）满足气旋性旋转，黑色虚线箭头表示各象限组（如第一象限和第二象限，第二象限和第三象限等）平均风向呈现逆时针旋转）

Fig.3 Schematic illustration of the four-quadrants (a) and eight-octants (b) vortex counterclockwise identification method, where the large red dot at the center represents the center of the candidate vortex (O'), and the identification radius (R_f) determined the wind data from the center of the candidate vortex (O') used for calculation. The red arrow means the octant-averaged wind should satisfy the cyclonic pattern, as shown by u (zonal wind) and v (meridional wind). The thick black dashed circle with arrows means the average wind direction of the octant group (for example, the first octant and the second octant, the second octant and the third octant and so on) is counterclockwise.

2) 以有效格点为中心，取识别半径 $1^\circ \times 1^\circ$ 范围内限制涡度的最大值所在处作为高原涡中心（图 2.c 和图 2.g）。我们发现，直接利用涡度的极大值结合阈值判别方法（图 2.a 和图 2.e），极易造成涡旋的空报；而使用高度场的极小值结合阈

值判别方法(图 2.d 和图 2.h),空报现象依然显著,且存在涡旋中心偏离的现象。
本文所发展高原涡中心的识别方法(图 2.c 和图 2.g)与实际高原涡中心十分接近,空报、漏报以及偏移现象均得到显著改善。高原涡中心的准确识别是实现高原涡精准识别的最关键步骤之一。

2.2.2 水平追踪模块

高原涡主要活动于 500 hPa (Curio et al., 2018),因此本文选取 500 hPa 作为高原涡特征层进行水平追踪。考虑到 ERA5 再分析数据的时间分辨率很高,高原涡水平追踪算法以最大移动距离和持续时次作为限制条件,通过邻域查找法(Blender et al., 1997; 张博等, 2017)对高原涡进行距离匹配。

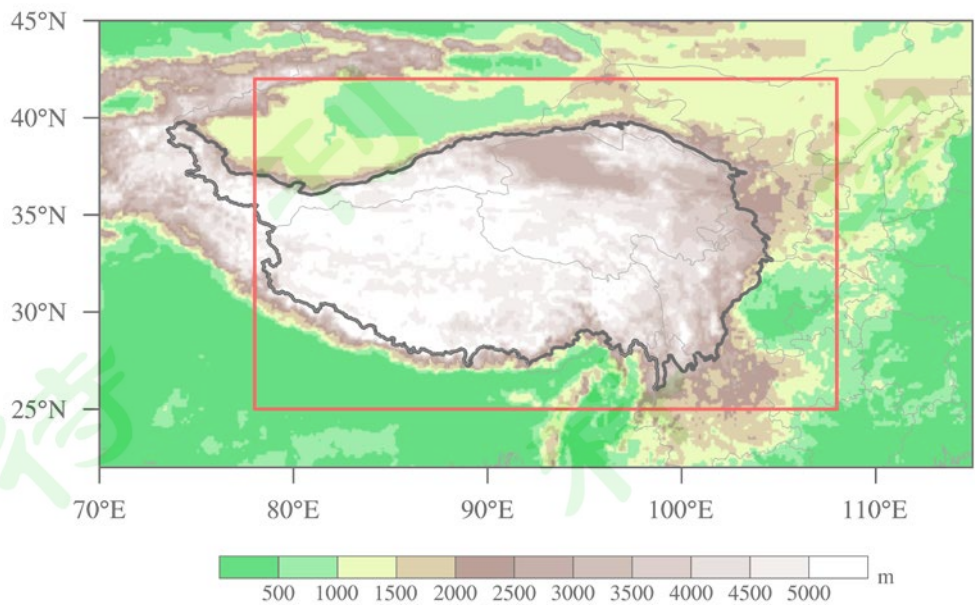
1) 首先将 t 时次追踪的高原涡与 $t+1$ 时次的高原涡进行距离匹配(图 1),如果两者距离超过距离阈值 D ,认为 $t+1$ 时次的高原涡未能与 t 时次匹配,追踪结束;如果两者距离不超过距离阈值 D ,认为 t 时次的高原涡移动到 $t+1$ 时次, $t+1$ 时次的高原涡与 t 时次的高原涡是同一个系统,而不是新生的高原涡,令 $t=t+1$,继续追踪,直到 $t+1$ 时次未能找到与之匹配的高原涡,高原涡追踪结束。 D 值确定可根据资料分辨率和识别涡旋尺度的不同进行相应调整,本识别方案,考虑涡旋运动受高原西风带气流影响的最大运动距离, D 设为 3° 。

2) 考虑到计算效率,首先在 $25-42^\circ\text{N}$, $78-108^\circ\text{E}$ 范围内识别追踪高原涡,绝大部分高原涡在高原上生消,对于少数移出的涡旋进一步扩大识别范围进行追踪识别。

3) 我们通过调研前人的高原涡识别统计工作发现,他们各自所定义的高原涡最短生命史均是其所用资料的时间分辨率,按照这个标准,我们所用 ERA5 资料为逐小时,所以定义涡旋的时间下限为 1 h。本文所指的高原涡持续 1 h 以上是指高原涡至少出现两个时刻,比如该高原涡在 11 月 24 日 00 时生成(即初次被识别到的时刻),01 时消亡(即最后被识别到的时刻),生命史认为是 1 h;高原涡在 11 月 24 日 00 时生成,02 时消亡,生命史认为是 2 h。故去掉维持时间 <1 h 的系统(即只在 1 个时次上存在),因此本文统计的高原涡至少持续 2 个时次即生命史超过 1 h (含)。

4) 以 $25-42^\circ\text{N}$, $78-108^\circ\text{E}$ (图 4 红框)中在高原边界(<http://www.geodoi.ac.cn/WebCn/doi.aspx?Id=135>)内生成的高原涡(不考虑外界移入的情况),作为高原

242 涡源地识别标准，剔除不在高原主体上生成的涡旋。



243

244 图 4 高原涡源地的识别范围（阴影表示地形，单位：m；黑色线表示高原边界）

245 Fig.4 The identification area (red rectangle) of the TPV source (the shaded area means terrain, units:

246 m; the black sold line shows the boundary of the Tibetan Plateau).

247 2.2.3 垂直追踪模块

248 以水平追踪的高原涡为中心，每隔 50 hPa（考虑 ERA5 资料垂直分辨率）分
249 别向上、向下依次对其连续的垂直层次进行逐层迭代识别，向上追踪至 200 hPa
250 （对流层顶），考虑地形下垫面影响，向下逐层追踪至 950 hPa（高原涡移出高原
251 后可以向下伸展至 950 hPa），从而实现高原涡的三维追踪（图 1）。如图 5，2018
252 年 5 月 14 日 06 时（UTC），特征层 500 hPa 存在高原涡中心 C_k ，为提高计算效
253 率，在半径为 R 的搜索范围内（图 5 红色框）进行垂直识别，如果在 450 hPa 识
254 别到高原涡中心 C_{k-1} ，此时 C_k 与 C_{k-1} 之间的经纬距不超过距离阈值 D ，认为涡旋
255 向上追踪至 450 hPa，令 $k=k-1$ ，继续以 C_{k-1} 为中心，在半径为 R 的搜索范围内向
256 上追踪，直至该层无法识别到高原涡或识别的高原涡中心超过距离阈值，则停止
257 向上追踪；同理，在 550 hPa 识别到高原涡 C_{k+1} ，继续以此为中心向下追踪，直
258 至该层追踪不到满足条件的涡旋，由于 ERA5 时空分辨率很高，考虑高原涡可能
259 运动的最大相邻垂直距离，本识别方案中，距离阈值 D 取 3° 。

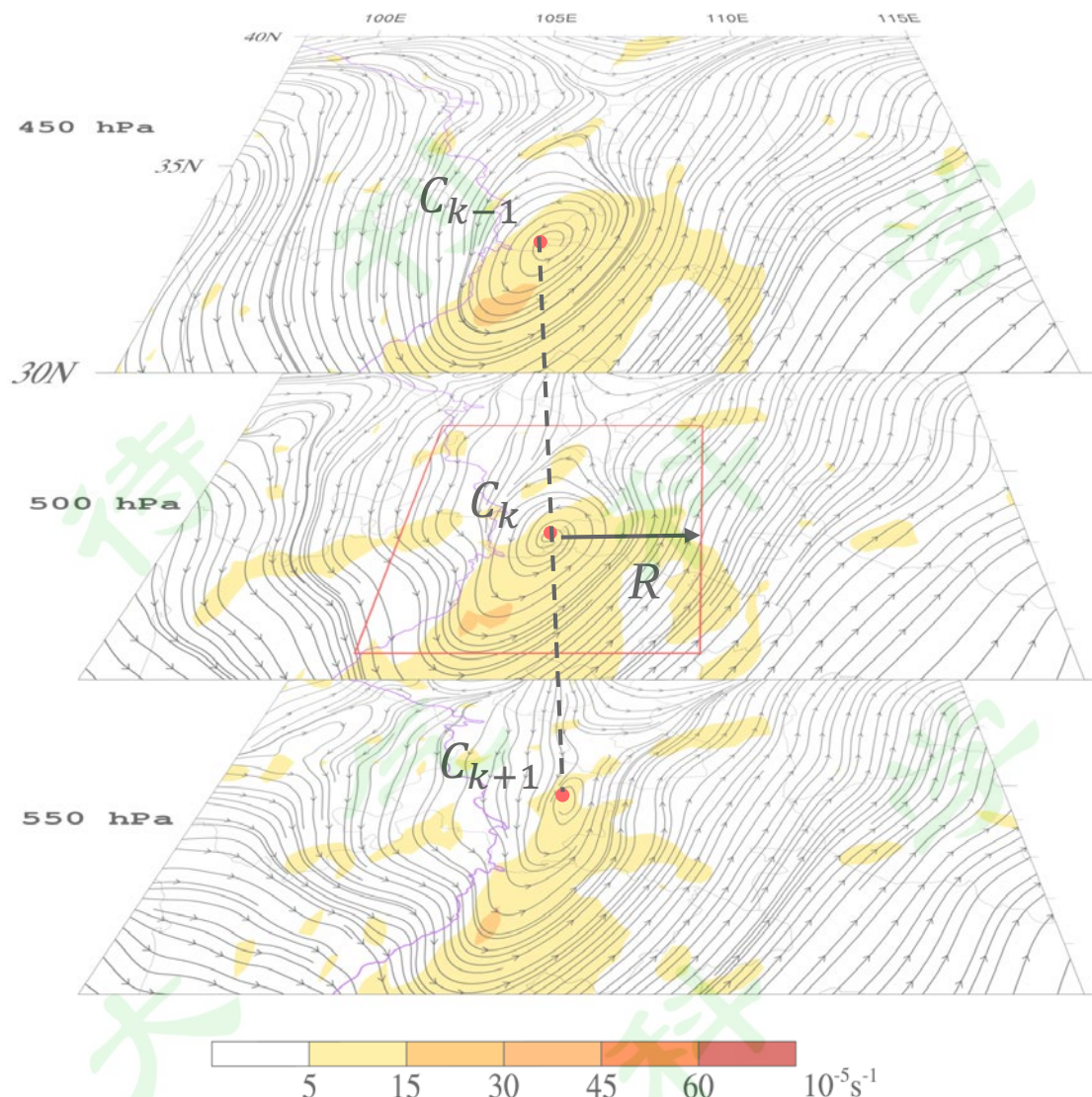


图 5 高原涡垂直追踪示意图(2018 年 5 月 14 日 06 时 450~550 hPa 流场, 阴影为相对涡度, 单位: 10^{-5}s^{-1} , 紫色线为高原边界线, R 表示垂直搜索半径, C_k 表示该层 (第 k 层) 追踪的高原涡中心, C_{k+1} 表示向下一层追踪的高原涡中心, C_{k-1} 表示向上一层追踪的高原涡中心)

Fig.5 Schematic diagram of TPV Vertical Tracking (streamline field at 0600 UTC 14 May 2018 from 450 hPa to 550 hPa; the shaded area means relative vorticity, units: 10^{-5}s^{-1} ; the purple solid line shows the boundary of the Tibetan Plateau; R is the vertical search radius; C_k represents the center of TPV tracked by the pressure layer (pressure layer k); C_{k+1} represents the center of TPV tracked by the next lower pressure layer; C_{k-1} represents the center of TPV tracked by the next upper pressure layer).

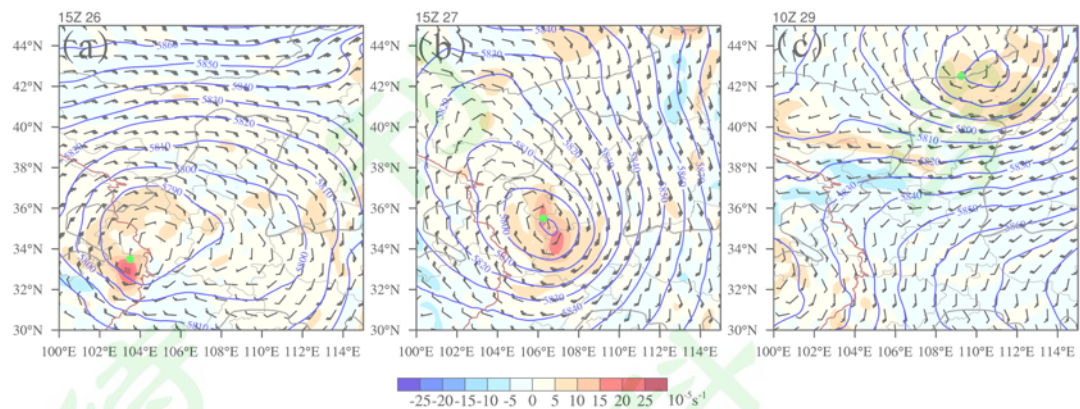


图 6 500 hPa 风场（黑色风羽，一根长羽为 4m/s ）、高度场（蓝色等值线，单位： gpm ）、涡度场（阴影区，单位： 10^{-5}s^{-1} ）及 RTIA 方法识别的高原涡中心（绿点），褐色线为高原边界：（a）2002 年 7 月 26 日 15 时 （b）2002 年 7 月 27 日 15 时 （c）2002 年 7 月 29 日 10 时

Fig.6 Distribution of 500 hPa wind field (black wind barb, a full bar indicates 4 m s^{-1}), geopotential height field (blue contours, units: gpm), relative vorticity field (shading, units: 10^{-5}s^{-1}) and the center of the TPVs (green dots) by RTIA. The brown lines show the boundaries of the Tibetan Plateau. Panel (a) shows the 1500 UTC 26 July 2002, Panel (b) shows the 1500 UTC 27 July 2002, and Panel (c) shows the 1000 UTC 29 July 2002.

2002 年 7 月 26 日 15 时（图 6.a），在四川省阿坝藏族羌族自治州若尔盖县（ 103°E ， 33.5°N ）附近有一高原涡生成并东移出高原，移出高原后，高原涡不断发展（图 6.b），向东北方向移动，29 日 10 时（图 6.c），高原涡在内蒙古南部消亡，本次过程，高原涡共持续 67 h。绿点是 RTIA 方法识别的高原涡中心，其与环流中心一致，而在高原涡生成和结束时刻（图 6.a 和图 6.c），气压低值中心与闭合环流中心并不完全匹配，因此对于不同的高度场和风场识别方法，识别的高原涡位置中心存在差异，由于高原涡是中尺度系统，根据地转适应理论（Holton et al., 2004; 叶笃正和李麦村, 1964），气压场向风场适应，因此基于风场的 RTIA 方法可以更加精细的分析高原涡的时空演变特征。

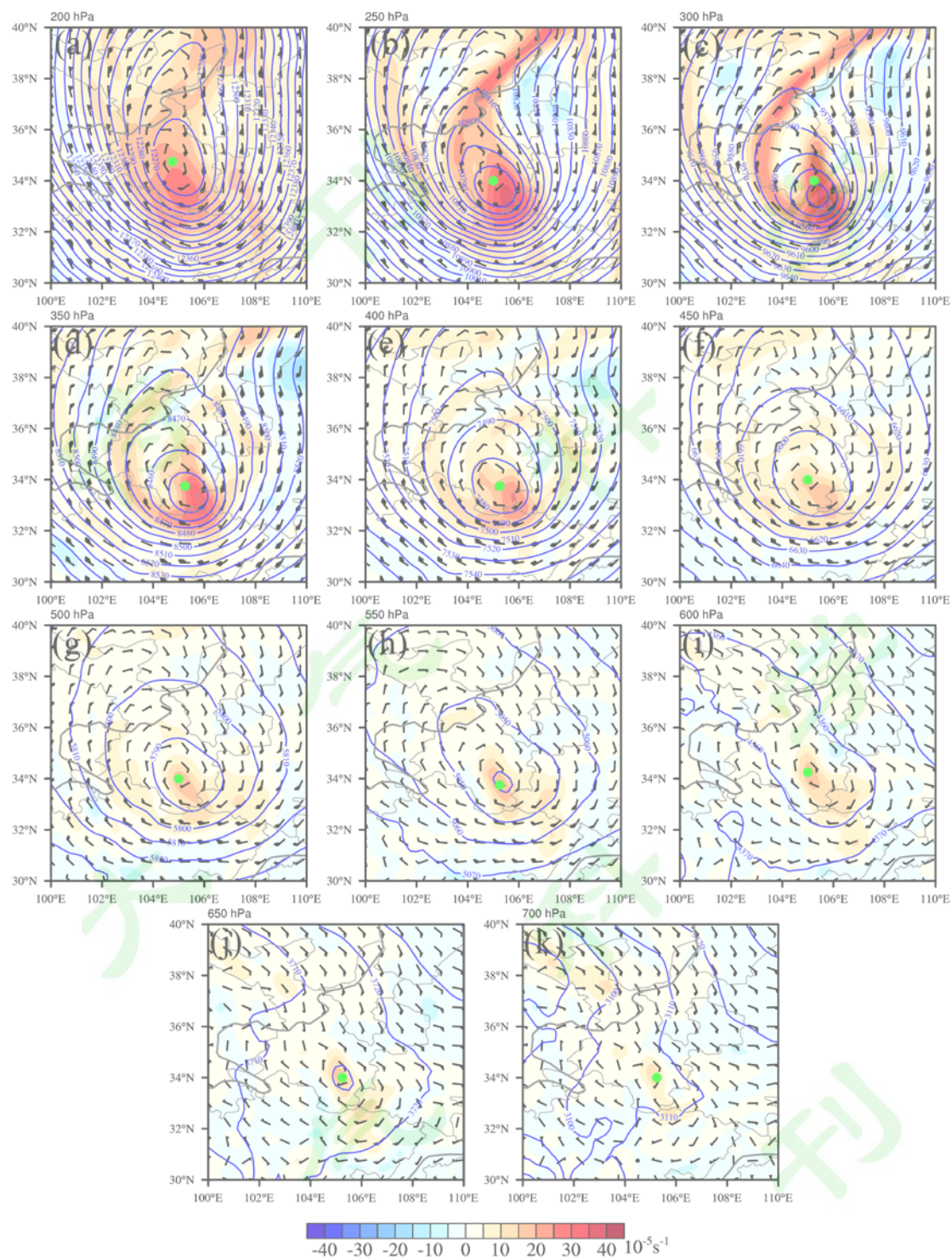


图 7 2002 年 7 月 27 日 15 时的 200~700 hPa 风场（一根长羽为 4m/s）、高度场（蓝色等值线，单位：gpm）、涡度场（阴影区，单位： $10^{-5} s^{-1}$ ）及 RTIA 方法识别的高原涡中心（绿点）

Fig.7 Distribution at 50 hPa intervals from 200 to 700 hPa at 1500 UTC 27 July 2002 of wind field (black wind barb, a full bar indicates $4 m s^{-1}$), geopotential height field (blue contours, units: gpm), relative vorticity field (shading, units: $10^{-5} s^{-1}$) and the center of the TPVs(green dots) by RTIA.

RTIA 方法无需对不同层设定高度和涡度阈值，即可快速进行三维识别。我们随机选取个例中的 27 日 15 时进行垂直结构识别检验，从 200~700hPa 上均能识别到高原涡中心（图 7 绿点），该高原涡为深厚型高原涡，水平结构接近正圆，垂直方向近乎垂直，向上伸展至 200 hPa（图 7.a-f），向下伸展至 700 hPa（图 7.g-k），算法识别的中心和环流中心一致，说明该算法可以准确的判断高原涡垂直结构演变。此时，高原涡在 700 hPa 上消亡（图 7k），其水平尺度约 200 km，在高度场上没有找到闭合中心，而 RTIA 方法识别的中心和实际环流中心一致，这说明涡旋尺度较小时，风场和高度场并不匹配，仅靠高度场较难识别涡旋中心。另外，由于摩擦等作用，当风场中心和高度场低值中心不一致时（图 7.i），仅靠高度场识别也容易漏报。而使用涡度场进行涡旋中心识别时，容易将曲率大的地方（如低压槽），误识别为涡旋中心，容易造成大量空报。

4 高原涡客观识别结果检验评估

我们按照文献（青藏高原气象科学研究拉萨会战组，1981）的方法来定义高原涡：500 hPa 等压面反映的生成于高原、有闭合等压线的低压或者三站风向呈现气旋性环流的低涡。按照这个定义，高原涡是一个较广义的概念，它仅需要出现闭合的气旋式旋转流场结构（Feng et al., 2014; Curio et al. 2018）。目前，高原涡的尺度尚未严格定义，尽管前人的研究将高原涡的尺度定义为 300-800 km，但是普遍所用的再分析资料较粗（最高分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ），所以我们将高原涡的识别尺度下限拓展到了 α 中尺度的下限，即 200 km。

虽然上述识别算法对高原涡中心的识别准确率相当高，能准确地识别和追踪涡旋，但其不能完全解决涡旋的分裂和合并现象，还是有少部分涡旋中途识别不到，以及在高原涡开始和消亡阶段容易出现空报现象。为了进一步提高准确性，需要对高原涡的客观识别结果进行认真细致的辅助修订，以提高其准确率。辅助修订的内容包括：（1）剔除非涡旋及水平尺度（最长轴）不足 200 km 的小涡旋；（2）涡旋追踪中断的人为接续；（3）涡旋分裂与合并中出现的误追踪。

辅助修订流程如下：（1）程序疑似涡旋判别：满足涡旋 A 的消亡时刻和涡旋 B 的生成时刻不超过 4 小时，及涡旋 A 的消亡位置和涡旋 B 的生成位置不超过 3° ，人工修订是否存在漏报，并增订漏报涡旋。（2）分别查验涡旋初生时刻及初

生前两小时及消亡时刻及消亡后两小时的空报和漏报现象。(3) 程序逐时次移距
判别：计算涡旋前后时刻的移动距离，如果该时刻前后移动距离超过 1° ，人工检
查该时刻涡旋是否新生，如果新生，则重新编号。如图 8 所示，虽然算法识别的
涡旋中心较为准确，但其将 22 时和 23 时追踪的涡旋（图 8.b 和图 8.c）视为一
个，而实际流场中 23 时的涡旋为新生涡旋，这可能由于追踪算法仅通过距离阈
值来追踪涡旋，应对复杂流场的演变仍存在不足。

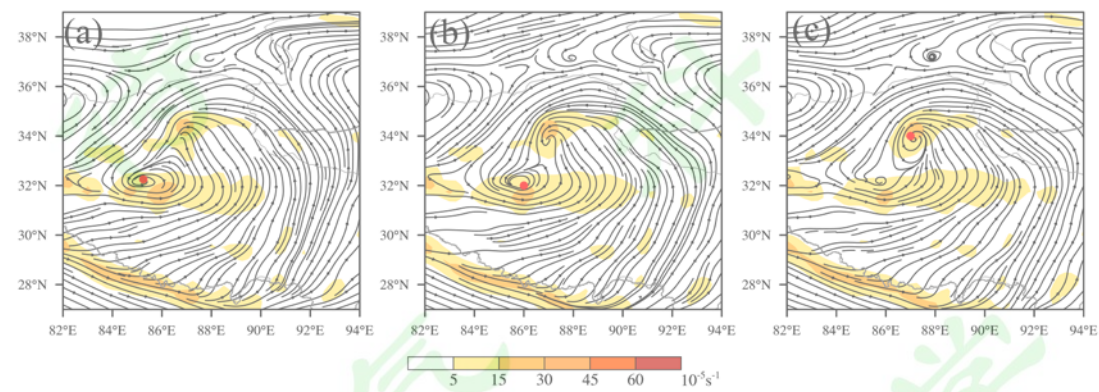


图 8 2000 年 5 月 25 日 21-23 时 (UTC) 500 hPa 流场图 (阴影：相对涡度，单位： 10^{-5}s^{-1} ；
红点：高原涡中心)
Fig.8 500 hPa stream fields (shading: relative vorticity, units: 10^{-5}s^{-1} ; red dots: the centers of the
TPVs) from 2100 UTC to 2300 UTC 25 May 2000.

经过上述辅助修订，本文建立了基于逐小时 ERA5 风场的 1979-2020 年暖季
(5-9 月) 高原涡活动数据集，并将之视为实况。图 9 反映了实况和 RTIA 方法
数据集下高原涡生命史分布特征，柱子上方数字表示生命史在该区间内的高原涡
数量占全部高原涡的百分比。绿色表示实况，由之可知，高原涡随着生命史的增
长，其数目逐渐减小，尤其是从 $<12\text{h}$ 到 $\geq 12\text{h}$ ，高原涡的数目急剧减少。总体而
言，RTIA 方法所识别得到的高原涡数目明显多于实况，即存在较显著的空报现
象，其中生命史不超过 12 h 的高原涡空报现象显著，空报率随涡旋生命史增长
而减小。对于生命史不超过 3 h 的高原涡，空报率总时次数超过 1000，这说明，
RTIA 方法大误差主要存在生命史较短的高原涡（图 9）。其主要原因是因为本文
在取定 RTIA 方法中的具体参数时，为了减少漏报（一般出现在高原涡的早期阶
段及短生命史高原涡的流场结构较模糊时），对涡旋的判定条件较弱，因而容易
出现空报（人工订正可以有效地解决这个问题）。生命史超过 12 h 的高原涡 RTIA
方法和实况分布相差不大，空报大大减少。这主要是由于生命史较长的高原涡强

度较强，结构清晰，因此 RTIA 方法可以将之准确识别。由此可知，RTIA 方法的识别效果和所识别涡旋自身的强弱有着一定的依赖性。如果以 3h、6h、12h、24h 等不同时间分辨率追踪涡旋，需要调整距离阈值、参考半径等参数，但是不会对方法的准确性有较大影响，该方法准确性主要受涡旋自身强度的影响，因为如果降低识别中的漏报，会带来一定的空报，那么对弱涡旋的识别准确性比强涡旋偏低，RTIA 方法本身难以实现准确率 100%，如果使用的资料时间分辨率越大，所追踪的涡旋生命史越长，涡旋越强，那么在同样的涡旋识别方案（本文给出的参数设置）下，其准确性会更高。事实上，定义涡旋时间下限为 1h 所识别的高原涡结果完全包含了定义时间下限为 3h、6h、12h、24h 所识别高原涡结果，只是包含了生命史更短的涡旋，可以更客观的评估 RTIA 方法。在辅助修订工作中发现，长轴不超过 200 km 的涡旋系统仅占一小部分，其主要出现在涡旋较弱的阶段（如初生和消亡阶段）。总体而言，使用 200 km 进行高原涡识别，使得高原涡初生的时刻比使用 300 km 偏早 1~2 小时（高原涡由小长大），因此其生命史略有延长，此外，较小的高原涡可以被识别，所以识别的高原涡数量有所偏多。

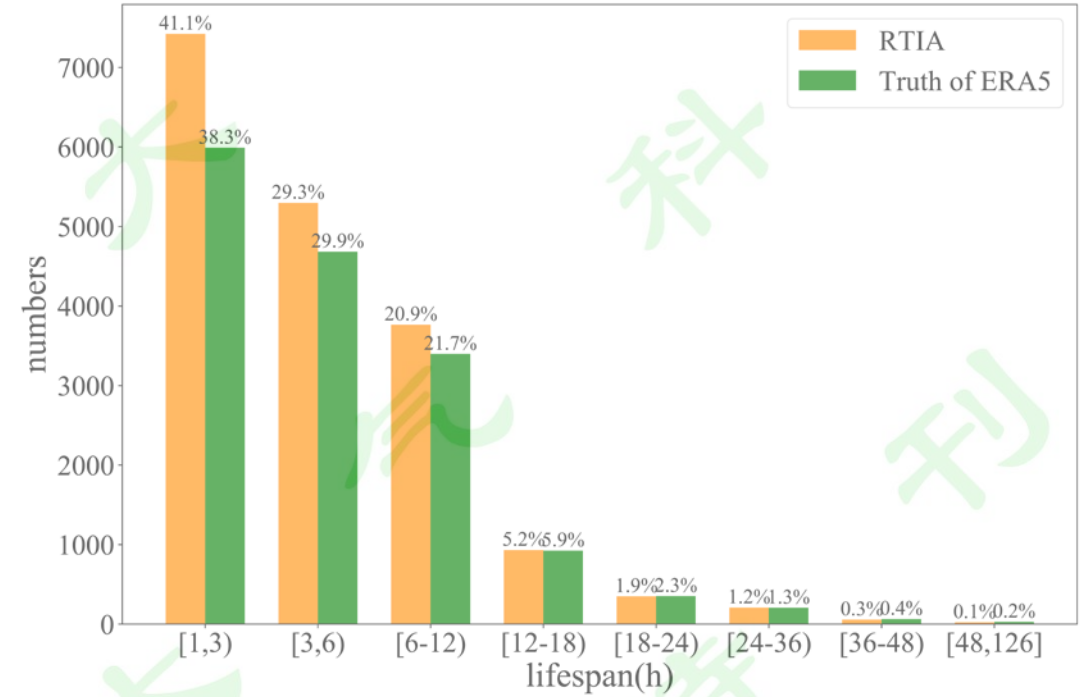


图 9 1979-2020 年 5-9 月高原涡生命史分布（柱子上方数字表示生命史在该区间内的高原涡数量占全部高原涡的百分比，橙色表示 RTIA 方法，绿色表示实况）

Fig.9 The lifespan distribution of TPVs from May to September during 1979-2020, the number above the column represents the percentage of the number of TPVs within this lifespan period in the total TPVs from the RTIA (orange) and the actual situation (green).

为了进一步评估实况数据集的合理性,本文还对每个高原涡分别计算了其在生命史内各个相邻时刻风场的相关系数。我们定义了高原涡的风场相关系数,以当前时次和前一时次的高原涡为中心,分别取 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 的纬向风速度矩阵和经向风速度矩阵,将纬向风场相关系数和经向风场相关系数的均值作为该时次高原涡的相关系数。首先计算所有时次的高原涡相关系数,然后对各年的高原涡相关系数按从低到高的顺序排列,并计算各年不同百分位数对应的高原涡相关系数。如图10所示,绿线表示该年风场相关系数从小到大排第5百分位对应的数值,1979-2020年年平均相关系数为0.81,而灰色柱子是第10百分位对应的数值,1979-2020年年平均相关系数就达0.87,这说明有95%的时次高原涡相关系数超过0.8。相关系数值越高,表示高原涡的形态越相似,全部时次高原涡相关系数的平均值高达0.95,这表明RITA方法对高原涡的识别十分可靠。

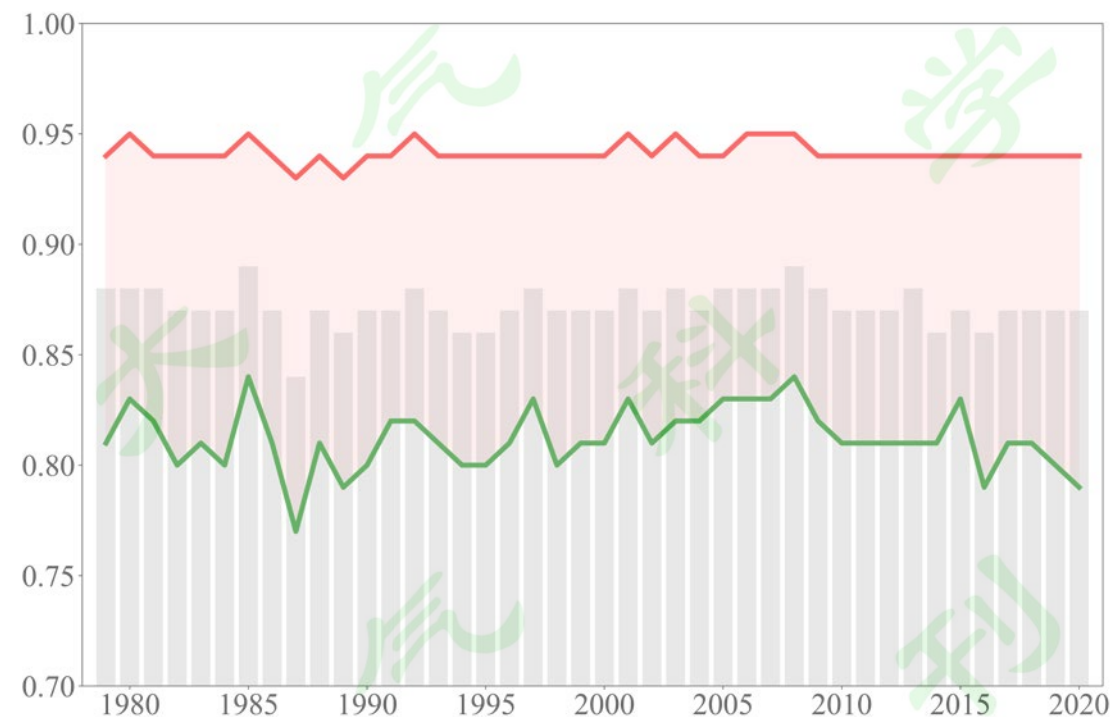


图10 1979-2020年5-9月高原涡各时次 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 风场相关系数(绿线表示该年风场相关系数从小到大排第5百分位对应的值,灰色柱子是第10百分位对应的值,红线是该年所有时次风场相关系数的平均值)

Fig.10 Temporal correlation coefficient of $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ wind field of TPVs from May to September during 1979-2020 (the green line represents the value corresponding to the 5th percentile of wind field correlation coefficient from small to large in this year, the gray column represents the value corresponding to the 10th percentile, and the red line is the average value of all temporal wind correlation coefficients in this year).

为客观评估RTIA方法识别高原涡中心的准确性,本文引入命中率,空报率,

漏报率作为评估指标。命中数目表示高原涡实况和 RTIA 方法所识别得到的两套数据集同时存在的涡旋时次数(认定为识别正确),判别标准为涡旋的发生时间,经度和纬度三者完全相同,命中率即 RTIA 方法的命中数目占实况所有高原涡时次数的比例;空报数目指 RTIA 方法识别到、但实况中却未发生的高原涡时次数,空报率即空报数目占 RTIA 方法所有高原涡时次数的比例;漏报数目指客观识别算法中未识别到高原涡、而实况中却存在高原涡的时次数,漏报率即漏报数目占实况所有高原涡时次数的比例。命中率越高并且空报与漏报率越低则表示算法效果越好。1979-2020 年 5-9 月共识别 99090 时次(实况),由图 11a 可知,总体而言,本文所发展的 RTIA 方法命中率为 91.3%~97.3%,空报率为 5.3%~12.3%,漏报率为 2.7%~8.8%,其平均命中率为 95.3%,平均空报率为 8.4%,平均漏报率为 4.8%。对于不同年份,RTIA 方法的表现有所不同(图 11b),其中,1999 年(表 1)、2002 年、2007 年、1993 年和 2001 年的算法识别效果较好,其命中率在 95%以上,空报率不到 6%。而 2018 年识别算法效果最差,其命中率只有 91.3%,说明漏报数目过多造成算法效果降低。1981 年算法效果次差,其命中率为 95.2%,但空报率达 11.8%。在算法固定的条件下,识别效果的变化主要是由于高原涡本身特征的变化所致(高原涡的尺度、形态、强弱都会影响识别结果)。就年变化而言,本文所发展 RTIA 方法识别得到高原涡的数目和频次与实况具有很好的一致性,其相关系数分别达到了 0.92 与 0.97,均通过了 99.9%的显著性检验,说明 RTIA 方法具有较高的准确性。需要指出的是,由于辅助修订将水平直径(最长轴)不足 200 km 的小涡旋认为是伪涡旋,而高原风场扰动多,且使用的再分析资料的时空分辨率高,中- α 尺度以下的高原涡所占比重较大,因此实际 RTIA 方法对高原涡识别的命中率相对更高,空报率更低。因此,经过大样本数据的定量评估,本文提出的 RTIA 方法识别高原涡具有高命中率、低空报与漏报率的特点,适用于高分辨率再分析资料的高原涡识别。

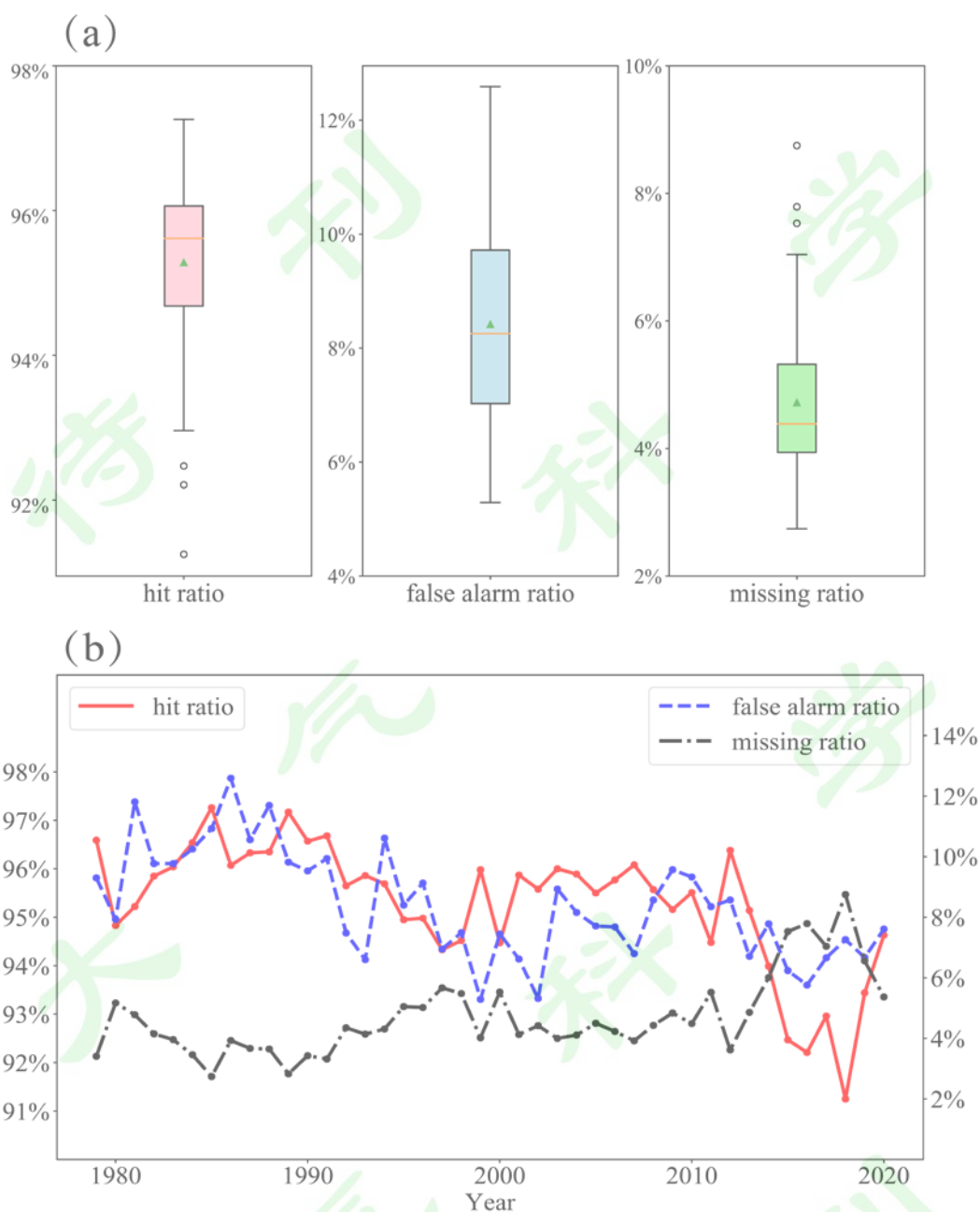


图 11 1979-2020 年 5-9 月高原涡 RTIA 效果评估 (a) 箱形图 (线段最高点为最大值, 线段最低点为最小值, 箱型上部框线为第 75%分位值, 箱形下部框线为第 25%分位值, 箱内线为中位数, 箱内点为平均值); (b) 年变化 (红线: 命中率, 蓝线: 空报率, 黑线: 漏报率)

Fig.11 Evaluation of TPVs from the RTIA from May to September during 1979-2020. Panel (a) means the box-and-whisker plot (The lower and upper whiskers cover the minima and maxima value, the boxes cover the 25th-75th percentiles, the horizontal lines in the boxes mark the median value, and the dots denote the mean value.). Panel (b) shows the annual variations (red line is hit ratio, blue line is false alarm ratio, and the black line is missing ratio).

5 总结和讨论

高原涡是生成在青藏高原上的一类特殊中尺度涡旋，其具有发生频率高、覆盖范围大、造成灾害强等特点，需要进行深入的统计研究以全面揭示其活动特征。随着高时空分辨率再分析资料的出现，高原涡的研究有了更好的数据基础，然而，基于较粗分辨率的高原涡客观识别方法以及人工识别方法都难适用于目前的新再分析资料。因此，亟需发展一种高精度的、适用于高时空分辨率再分析资料的高原涡客观识别方法。为此，本文提出了一种新的 RTIA 方法，该方法以高原涡候选点为中心，划分多个象限，通过象限平均风场限定条件和象限组平均风向逆时针旋转条件（北半球），确定涡旋中心，无需对各气压层分别设定阈值，即可快速实现涡旋的三维识别与追踪。

本文利用 1979-2020 年共 42 个暖季（5-9 月）的逐小时 ERA5 风场资料，采用 RTIA 方法对高原涡进行了客观识别，随后又进行了人工查验与修正。由此一共追踪到 15466 个高原涡，共计 99090 时次。基于此大样本数据对高原涡的客观识别结果进行定量评估，发现，RTIA 方法平均命中率高达 95.3%，平均空报率为 8.4%，平均漏报率为 4.8%，这表明 RTIA 方法可以准确地识别高原涡。此外，本文还对每个高原涡分别计算了其在生命史内各个相邻时刻风场的相关系数，结果表明，95%的时次内，高原涡风场相关系数可以超过 0.8，风场相关系数平均可达 0.95，这同样表明 RTIA 方法对高原涡的识别十分可靠。

由于 RTIA 方法发展了全新的方案以捕捉涡旋的旋转风场，在使用高分辨率再分析资料（ $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 或 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ）的情况下，其可应用于不同形状及不同大小中尺度涡旋的识别，也可适用于不同时空分辨率风场资料的中尺度涡旋识别。本文随机选取样本时段基于 ERA5 风场分别对西南涡（卢敬华，1986；Fu et al., 2015）、大别山涡（张敬萍等，2015；Fu et al., 2016）进行检测，由表 1 可知，RTIA 方法对高原涡、西南涡、大别山涡的命中率接近，但在空报率上，RTIA 方法对西南涡和大别山涡的识别效果更好，这可能是由于高原风场复杂，扰动较多，且高原涡强度较其它两类涡旋更弱所致。

基于风场的 RTIA 方法拥有高准确率，但仍存在一些缺陷与不足。例如，它对形状极为不规则的涡旋仍存在漏报现象，对于涡旋的分裂与合并过程也存在一定的错误率，此外，RTIA 方法难以仅通过风场计算所识别涡旋的半径，如何确

定所识别涡旋的半径仍然是一个尚未解决的科学问题。目前，基于大数据的深度
学习已经被越来越广泛地应用于涡旋的客观识别 (Xie et al., 2020; Lu et al., 2020)，
未来 RITA 方法可以与之结合从而取长补短进一步提高涡旋识别的准确率，并合
理地确定主要的涡旋参数（如，半径、形状、走向等）。

表 1 基于 ERA5 风场的不同涡旋中心识别的效果验证
Table 1 Validation of the effect of identification of different vortex centers based on ERA5
wind field.

样本时段	涡旋类型	检出数	命中率	空报率	漏报率
1999 年 5-9 月	高原涡（500 hPa）	3099	95.98%	5.29%	4.02%
2008 年 5-6 月	西南涡（700 hPa）	413	95.72%	2.42%	4.28%
2015 年 7-8 月	大别山涡（850 hPa）	479	96.06%	3.34%	3.94%

参考文献 (References)

Blender R, Fraedrich K, Lunkeit F. 1997. Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 123(539): 727-741. doi: 10.1002/qj.49712353910

Curio J, Chen Y R, Schiemann R, et al. 2018. Comparison of a Manual and an Automated Tracking Method for Tibetan Plateau Vortices[J]. Adv. Atmos. Sci., 35:965-980. doi: 10.1007/s00376-018-7278-4

Curio J, Schiemann R, Hodges K I, et al. 2019. Climatology of Tibetan Plateau Vortices in Reanalysis Data and a High-Resolution Global Climate Model[J]. J. Climate, 32:1933–1950. doi:10.1175/JCLI-D-18-0021.1

Feng X Y, Liu C G, Rasmussen R, et al. 2014. A 10-yr Climatology of Tibetan Plateau Vortices with NCEP Climate Forecast System Reanalysis[J]. J. Appl. Meteorol. Clim., 53(1):34-46. doi:10.1175/JAMC-D-13-014.1

Fu S M, Li W L, Sun J H, et al. 2015. Universal evolution mechanisms and energy conversion characteristics of long-lived mesoscale vortices over the Sichuan Basin[J]. Atmos. Sci. Lett., 16:127–34. doi: 10.1002/asl2.533

Fu S M, Zhang J P, Sun J H, et al. 2016. Composite analysis of long-lived mesoscale vortices over the middle reaches of the Yangtze River valley: octant features and evolution mechanisms[J]. J. Climate., 29:761–81.doi: 10.1175/JCLI-D-15-0175.1

Fu S M, Mai Z, Sun J H, et al. 2019. Impacts of convective activity over the Tibetan Plateau on plateau vortex, southwest vortex, and downstream precipitation [J]. J. Atmos. Sci., 76(12): 3803–3830. doi:10.1175/JAS-D-18-0331.1

Fu S M, Zhang J P, Tang H, et al. 2020. A new mesoscale-vortex identification metric: restricted vorticity and its application [J]. Environ. Res. Lett, 15(12). doi: 10.1088/1748-9326/abcac6

关良,李栋梁.2019. 青藏高原低涡的客观识别及其活动特征[J].高原气象,38(1):55-65. Guan L, Li D L, 2019. Objective identifying and activity characteristics of Qinghai-Tibetan Plateau Vortex[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 38(1):55-65. doi:10.7522/j.issn.1000-

0534.2018.00067

黄一航,陈权亮,汪正林等.2018.1979—2016 年青藏高原低涡的变化特征研究[J].暴雨灾害, 37(2):97-104. Huang Y H, Chen Q L, Wang Z L, et al. 2018. Variation characteristics of Tibetan Plateau vortex during 1979-2016 [J]. *Torrential Rain and Disasters* (in Chinese), 37(2): 97-104. doi:CNKI:SUN:HBQX.0.2018-02-001

Han Yajuan, Yang Qike, Liu Nana, et al. 2021. Analysis of wind-speed profiles and optical turbulence above Gaomeigu and the Tibetan Plateau using ERA5 data[J]. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*(4):4.doi: 10.1093/mnras/staa2960

Huang J P, Chen W, Wen Z P, et al. 2019. Review of Chinese atmospheric science research over the past 70 years: Climate and climate change[J]. *Science China Earth Sciences* (in Chinese), 62: 1514–1550. doi: 10.1007/s11430-019-9483-5

Holton J R. 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology* [D]. NewYork: Academic.

Hou J, Wang P, Zhuang S. 2015. A New Method of Characterizing Flow Patterns of Vortices and Detecting the Centers of Vortices in a Numerical Wind Field[J]. *J.Atmos.Ocean.Tech.*, 34(1):101-115. doi: 10.1175/JTECH-D-15-0197.1

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020.The ERA5 global reanalysis[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*146:1999-2049. doi:10.1002/qj.3803

林志强,周振波,假拉. 2013.高原低涡客观识别方法及其初步应用[J]. 高原气象, 32(6):1580-1588. Lin Z Q, Zhou Z B, Jia La. 2013. Objective identifying method of Qinghai-Xizang Plateau vortex using NCEP/NCAR Reanalysis dataset. *Plateau meteorology* (in Chinese). 32(6):1580-1588. doi:10.7522/j. issn. 1000-0534.2012.00153.

李国平. 2021. 青藏高原动力气象学（第三版）[M]. 北京:气象出版社,81-88. Li G P. 2021. *Dynamic Meteorology of the Tibetan Plateau* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press.

卢敬华. 1986. 西南低涡概论 [M]. 北京: 气象出版社, 270pp. Lu J H. 1986. *Generality of the Southwest Vortices* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 270pp.

Lin Z Q, Guo W D, Jia L, et al. 2020. Climatology of Tibetan Plateau vortices derived from multiple reanalysis datasets [J]. *Clim.Dynam.*, 55:2237-2252. doi: 10.1007/s00382-020-05380-6

Lu C, Kong Y, Guan Z. 2020. A mask R-CNN model for reidentifying extratropical cyclones based on quasi-supervised thought [J]. *Sci Rep.*, 10:15011. doi:10.1038/s41598-020-71831-z

Li L, Zhang R H, Wu P L. 2020a. Evaluation of NCEP-FNL and ERA-interim data sets in detecting Tibetan Plateau vortices in May–August of 2000–2015[J]. *Earth.Space.Sci.*, 7, e2019EA000907. doi:10.1029/2019EA000907

Li L, Zhang R, Wu P L, et al. 2020b. Roles of Tibetan Plateau vortices in the heavy rainfall over southwestern China in early July 2018[J]. *Atmos.Res.*, 245:105059.doi: 10.1016/j.atmosres.2020.105059

Orlanski I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes [J]. *Bull.amer.meteor.soc.*, 56.

彭广,李跃清,郁淑华等. 2011. 青藏高原低涡、切变线年鉴(2009) [M]. 北京:科学出版社. Peng G, Li Y Q, Yu S H, et al. 2011. *The Tibetan Plateau Vortex and Shear Line Yearbook (2009)* (in Chinese) [M].Beijing: Science Press.

Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62(1):23–30. doi: 10.1175/1520-0477(1981)062<0023:OEOTIO>2.0.CO;2

533 Xie M, Li Y, Cao K. 2020. Global Cyclone and Anticyclone Detection Model Based on Remotely
 534 Sensed Wind Field and Deep Learning[J]. Remote Sensing, 12(19):3111. doi:
 535 10.3390/rs12193111
 536 叶笃正,李麦村. 1964.中小尺度运动中风场和气压场的适应[J].气象学报,34(4). Ye T C, Li M
 537 C .1964. The adaptation between the pressure and the wind field in the meso- and small-scale
 538 motion[J]. Acta Meteorol Sin(in Chinese), 34(4). doi:10.11676/qxxb1964.041
 539 叶笃正,高由禧. 1979.青藏高原气象学[M].北京:科学出版社,122-126. Ye T C, Gao Y X. 1979.
 540 Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese) [M].Beijing: Science Press.
 541 郁淑华,高文良. 2017. 高原低涡与西南涡结伴而行的不同活动形式个例的环境场和位涡分析.
 542 大气科学,41(4):831-856. Yu, S H and Gao W L. 2017. Analysis of Environmental
 543 Background and Potential Vorticity of Different Accompanied Moving Cases of Tibetan
 544 Plateau Vortex and Southwest China Vortex. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in
 545 Chinese), 41(4):831-856. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1612.16213
 546 张敬萍,傅慎明,孙建华等. 2015. 夏季长江流域两类中尺度涡旋的统计与合成研究[J]. 气候与
 547 环境研究, 20 (3): 319–336. Zhang J P, Fu S M, Sun J H, et al. 2015. A statistical and
 548 compositional study on the two types of mesoscale vortices over the Yangtze River basin [J].
 549 Climatic and Environmental Research (in Chinese), 20 (3): 319–336. doi:10.3878/j.issn.
 550 1006-9585.2015.14208.
 551 张博,李国平,段炼等. 2018.基于客观识别技术的高原低涡近 30a 气候特征[J].兰州大学学报(自
 552 然科学版),54(1). Zhang B, Li G P, Duan L, et al. 2018. Climatic characteristics of Tibetan
 553 Plateau vortex based on the objective identification in the recent 30 years [J]. Journal of
 554 Lanzhou University: Natural Sciences (in Chinese), 54(1). doi:10.13885/j.issn.0455-205
 555 Zhao P, Xu X D, Chen F, et al. 2018. The third atmospheric scientific experiment for understanding
 556 the Earth–Atmosphere Coupled System over the Tibetan Plateau and its effects [J]. Bull. Amer.
 557 Meteor. Soc., 99(4): 757–776. doi:10.1175/BAMS-D-16-0050.1
 558 Zhao Y, Chen D, Deng Y, et al. 2020. How Were the Eastward-Moving Heavy Rainfall Events from
 559 the Tibetan Plateau to the Lower Reaches of the Yangtze River Enhanced?[J]. J. Climate,
 560 34(2). doi:10.1175/JCLI-D-20-0226.1
 561