

## مطالعه بسته‌های موج‌های کژفشار در فوریه ۲۰۰۳

### I: شناسایی بسته‌های موج به روش‌های مختلف و بررسی ویژگی‌های آنها

علیرضا محب‌الحجه\*، فرهنگ احمدی‌گیوی\* و میترا یاوری\*

\*مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت مقاله: ۸۳/۱۲/۲۴، پذیرش مقاله: ۸۴/۸/۲۴)

#### چکیده

چرخندها و واچرخندهای سطح زمین در مناطق عرض‌های میانی عمدتاً ناشی از امواج کژفشار سطوح میانی و زیرین‌اند. برای بررسی سازوکارهای تشکیل و تقویت این سامانه‌های جوی، شناسایی امواج کژفشار و مطالعه جنبه‌های دینامیکی آنها ضروری است. در این مقاله که بخش اول از مقاله ۲ شماره‌ای است، با استفاده از داده‌های پیش‌یابی مدیریت بین‌المللی اقیانوسی و جوی (NOAA) که از سازمان هواشناسی کشور به‌دست آمد، مطالعه‌ی هم‌دیدگی و دینامیکی برای شناسایی و تحول بسته‌های موج کژفشار در ماه فوریه ۲۰۰۳ صورت گرفته است. در شناسایی بسته‌های موج، دو روش نمودارهای هافمولر و واندوله‌سازی مختلط به‌کار رفته است. بسته‌های موج موجود در وردسپهر زیرین در نمودارهای هافمولر نشان می‌دهد که این بسته‌های موج با سرعت گروهی بزرگ‌تر از تندی فاز انتشار می‌یابند. این ویژگی بسته‌های موج نشانه‌ای از تکوین جریان‌سوی امواج است. نتایج نشان می‌دهد که وجود دو بلاکینگ در شرق اقیانوس‌های آرام و اطلس در دهه اول ماه فوریه، مانع حضور بسته‌های کژفشار و فعالیت‌های سطح زمین مرتبط با آنها شده است.

مقایسه بسته‌های موج مربوط به دو روش شناسایی متفاوت نشان می‌دهد که ویژگی بسته‌موجی که از تاریخ دهم تا پانزدهم فوریه در نتایج روش واندوله‌سازی مختلط مشاهده می‌شود با ویژگی‌های بسته‌موج شناسایی شده در نمودار هافمولر همخوانی نزدیکی دارد. نتایج ردیابی بسته‌های موج با روش واندوله‌سازی مختلط نشانگر تقویت بسته‌موج‌ها روی غرب و تضعیف آنها بر روی شرق اقیانوس‌های آرام و اطلس است که این امر با تحلیل دینامیکی از دیدگاه انرژی در بخش دوم مورد بررسی دقیق‌تر قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: امواج کژفشار، نمودارهای هافمولر، روش واندوله‌سازی مختلف، بلاکینگ، تکوین جریان‌سوی جریان

#### ۱ مقدمه

بررسی چرخه زندگی امواج کژفشار، عمدتاً روی گسترش آنها از مدهای طبیعی که ناپایداری زیادی دارند، متمرکز شده است که این موضوع هنوز هم یک مسئله مطرح ریاضی است که به روش‌های متفاوت در حل آن کوشش می‌شود. مثلاً سیمونز و هاسکینز (۱۹۷۷)، (۱۹۷۸، ۱۹۸۰) مدهای طبیعی خطی شارش‌هایی که شرایط آنها مشابه شرایط شارش‌های زمستانی عرض‌های میانی بود و نیز رشد غیرخطی این مدها را بررسی کردند و نشان دادند که چرخه زندگی این امواج مشابه با تکوین و رشد امواجی است که دیده شده‌اند (ترن کرافت و همکاران، ۱۹۹۳).

امواج کژفشار و چرخندها و واچرخندهایی که در سطح زمین با آنها همراهی می‌کنند از عمده‌ترین سامانه‌های جوی‌اند که ترازهای میانی و زیرین مناطق عرض‌های میانی را تحت تأثیر قرار می‌دهند. مطالعات چارنی (۱۹۴۷) و ایدی (۱۹۴۹) روشن ساختند که شارش‌های مشاهده شده فوق، ناپایداری کژفشار دارند و ساختار مد بهنجار آنها تشابه عمده‌ای با امواج کژفشار مشاهده شده دارد. قبل از آن تصور می‌شد که بیشتر چرخندها از تعدادی پریشیدگی‌های کوچک شروع شده و ناپایداری، موجب گسترش آنها می‌شود (مانند چرخندهای نوع A و B در مقاله پیترسن و سمی - بای، ۱۹۷۱).

از دیدگاه انرژی، سیمونز و هاسکینز (۱۹۷۸) الگوی رشد کژفشاری/ تضعیف فشاروردي و ترن کرافت و همکاران (۱۹۹۳) الگوی فعالیت موج به شکل «اشباع-انتشار- اشباع» را ارائه کردند. الگوی دوم با شارش‌های فعالیت موجی در پاد جریان‌سوی جریان در مرحله رشد کژفشاری همراه است و به‌هنگام تضعیف فشاروردي، فعالیت موجی به سمت استوا انتشار می‌یابد.

در نظریه ناپایداری کژفشار، چگونگی گسترش یک موج کژفشار بررسی می‌شود. بدین منظور نحوه دریافت انرژی پریشیدگی‌ها از حالت پایه شارش بزرگ مقیاس، مورد مطالعه قرار می‌گیرد. در امواج پاشنده این احتمال وجود دارد که پاشندگی پریشیدگی‌های موجود منجر به گسترش پریشیدگی‌های جدید شود (سیمونز و هاسکینز، ۱۹۷۷). سیمونز و هاسکینز (۱۹۷۹)، اورلانسکی و چنگ (۱۹۹۳) نشان داده‌اند که گسترش جریان‌سوی امواج کژفشار در آزمایش‌های مدل‌سازی عددی خیلی سریع رخ می‌دهد و امواجی که گسترش جریان‌سو دارند با آهنگی بسیار سریع‌تر از آن‌هایی که مد بهنجار بسیار ناپایدار دارند، رشد می‌کنند. علاوه بر این امواجی که گسترش جریان‌سو دارند، خود را به شکل بسته‌های موج همدوس سازماندهی می‌کنند (لی و هلد، ۱۹۹۳؛ سوانسون و پیرهامبرت، ۱۹۹۴). چنگ (۱۹۹۳)، لی و هلد (۱۹۹۳)، بربری و ورا (۱۹۹۶)، چنگ و یو (۱۹۹۹) و چنگ (۱۹۹۹) با بررسی‌های آماری داده‌های دیدبانی شبکه‌بندی شده، نشان داده‌اند که گسترش جریان‌سوی امواج کژفشاری که با بسته‌های موج همدوس همراه‌اند، در وردسپهر زبرین مناطق عرض‌های میانی بسیار رایج است. این مطالعات بر این فرض استوارند که در بسیاری از موارد، گسترش موج در این مناطق، احتمالاً ناشی از گسترش جریان‌سو یا پاشندگی است و پیچک‌های جدید در حال رشد بیشتر انرژی خود را از پریشیدگی‌های بالغ در پادجریان‌سوی جریان به‌دست می‌آورند تا این‌که به‌طور مستقیم از

شارش میانگین.

نتایج مطالعات موردی روشن می‌سازد که مواردی واقعی وجود دارند که در آن‌ها امواج کژفشار عمدتاً به دلیل پاشندگی جریان‌سو گسترش یافته‌اند تا به دلیل ناپایداری کژفشار. چنگ (۲۰۰۰) اهمیت این سازوکار در مقایسه با نقش ناپایداری‌های فشاروردي و کژفشار در گسترش ناو‌های سطوح زبرین را بررسی کرده است.

در این مقاله با استفاده از داده‌های ماه فوریه ۲۰۰۳ که سازمان هواشناسی کشور در اختیار ما قرار داد، بسته‌های موج در وردسپهر میانی و زبرین به روش‌های مختلف شناسایی کردیم و در مقاله تکمیلی دیگر، این بسته‌های موج کژفشار را از دیدگاه انرژی مورد بررسی دینامیکی قرار داده‌ایم. در بخش دوم از این مقاله، مفهوم فیزیکی بسته‌موج و ناپایداری کژفشار شرح داده می‌شود. بخش سوم به شناسایی بسته‌های موج در ماه فوریه ۲۰۰۳ با استفاده از نمودارهای هافمولر، همراه با محاسبه سرعت گروه، تندی فاز و مسافت طی شده آن‌ها اختصاص دارد. در بخش چهارم، ضمن معرفی روش وامدوله‌سازی مختلط، نتایج حاصل از کاربست این روش در شناسایی و ردیابی بسته‌های موج ارائه شده است. نتیجه‌گیری این مقاله نیز در بخش پنجم آمده است.

## ۲ مبانی نظری

### ۱-۲ ناپایداری کژفشار - مدل‌های ایدی و چارنی

نظریه ناپایداری کژفشاری را می‌توان به مثابه توجیه بسیار مناسبی برای چرخندزایی در مناطق برون‌حاره‌ای به کار برد. پیشگامانی نظیر چارنی (۱۹۴۷) و ایدی (۱۹۴۹) به کمک تحلیل پریشیدگی معادلات شبه-زمین‌گرد به این موضوع پرداخته‌اند. در این نظریه از ناپایداری دینامیکی شارش میانگین برای رشد آشفتگی‌های با مقیاس همدیدی استفاده شده است. شارش میانگین مداری وقتی از لحاظ دینامیکی دارای ناپایداری کژفشار است که آشفتگی

را که در عرض جغرافیایی معینی واقع شده‌اند، نشان می‌دهند. می‌توان پریشیدگی کمیت مورد مطالعه، مانند ارتفاع را در سطح فشاری مورد نظر برحسب تابعی از طول جغرافیایی و زمان ترسیم کرد. این ترسیم همه پشته‌ها و ناوه‌ها را به همراه برخی از خصوصیات آن‌ها مثل چگونگی حرکت رو به شرق یا رو به غرب، شیب و مدت زمان دوام نمایان می‌سازد. چنانچه بخواهیم حرکت یک پشته یا ناوه را طی چندین روز یا چندین هفته دنبال کنیم، این نمودارها کمک زیادی به ما می‌کنند. مجموعه‌ای از این پشته‌ها و ناوه‌ها یک بسته‌موج را تشکیل می‌دهند که در اینجا بررسی می‌شود. سرعت گروه و تندی فاز پشته‌ها و ناوه‌ها از روی شیب آن‌ها در نمودار به دست می‌آیند.

#### ۲-۳ سرعت گروه و تندی فاز

برای به‌دست آوردن سرعت گروه بسته‌موج، ابتدا شناسایی مناسب بسته‌موج مورد نظر روی نمودار هافمولر لازم است. به‌طور ایدئال، روی این نمودار بسته‌موج به صورت ردیفی موازی از خطوط هم‌فاز ظاهر می‌شود. نمونه‌های البته غیر ایدئالی از این خطوط را که در نمودارهای هافمولر ارائه شده در این جا (برای مثال شکل ۱) می‌توان دید. این خطوط نمایشگر پشته‌ها و ناوه‌های موج‌اند و به‌طور کلی طولشان متناهی است در واقع این خطوط، طول عمر متناهی هر یک از آن‌ها را نشان می‌دهند. با توجه به طول متناهی، در راستای خطوط پشته و ناوه می‌توان مراکز به ترتیب پیشینه و کمینه کمیت مورد بررسی را شناسایی کرد، که این مراکز، در شکل‌های رنگی ارائه شده به‌صورت پررنگ مشاهده می‌شوند. با اتصال این مراکز، خط دیگری به دست می‌آید که سرعت گروه بسته‌موج با محاسبه شیب آن میسر می‌شود. محاسبه این شیب برای سرعت گروه و نیز شیب خطوط هم‌فاز بر روی نمودار هافمولر به‌صورت دستی و به آسانی صورت می‌گیرد.

کوچک ایجاد شده انرژی لازم برای رشد خود را از انرژی پتانسیلی در دسترس شارش میانگین به‌دست آورد (هولتون، ۱۹۹۲).

ناپایداری‌های کژفشار دارای چینش قائم باد مربوط به شارش میانگین و یا برپایه رابطه باد گرمایی دارای گرادیان افقی دمای میانگین‌اند. آنچه موجب رشد ناپایداری می‌شود، تبدیل انرژی پتانسیلی مربوط به گرادیان افقی دمای میانگین است. در ساده‌ترین مدل از ناپایداری کژفشار که به مدل ایدی شهرت دارد، یک حالت پایه و یک پریشیدگی با دامنه کوچک موج کژفشار یا چرخند را نشان می‌دهد.

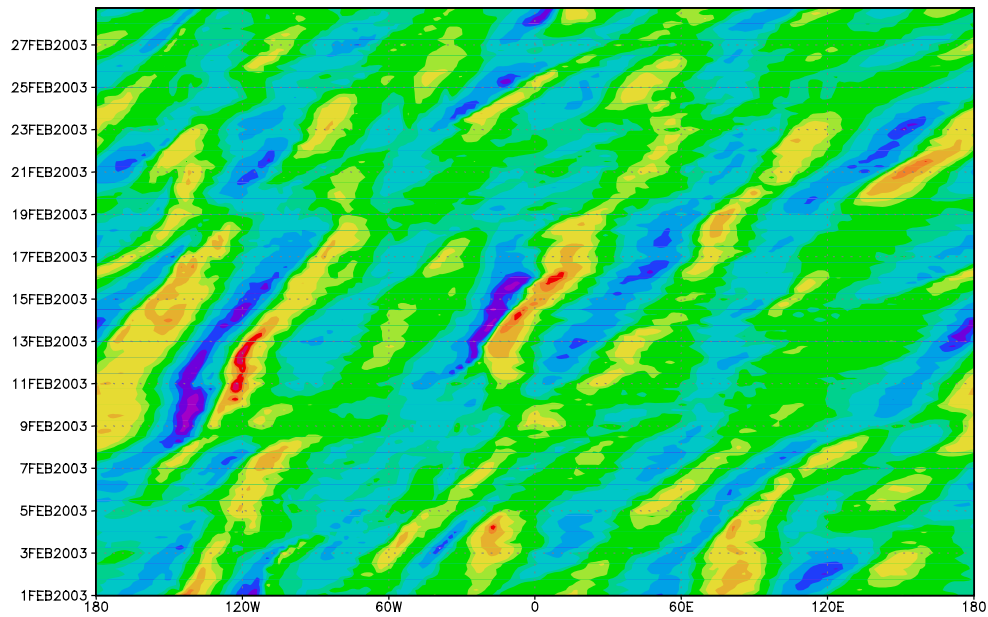
چنانچه گرادیان افقی دما در مقیاس همدیدی وجود داشته باشد (شارش کژفشار)، یک بی‌هنجاری دما در مرزهای بالا (ورد ایست) و پایین (سطح زمین) به‌صورت یک موج لبه‌ای (edge wave) گرمایی انتشار می‌یابد. همان‌گونه که برترتون (۱۹۶۶) و هاسکینز و همکاران (۱۹۸۵) نشان داده‌اند، بی‌هنجاری دما می‌تواند به صورت لایه نازکی از گرادیان قائم تاوایی پتانسیلی در مرزها در نظر گرفته شود. امواج لبه‌ای موجود در مرزهای افقی ممکن است با یکدیگر برهم‌کنش داشته باشند و منجر به ناپایداری کژفشار شوند.

در مدل چارنی، مرز بالایی به بی‌نهایت منتقل می‌شود و تغییرات پارامتر کوریولیس با عرض جغرافیایی در نظر گرفته می‌شود. در این مدل، برهم‌کنش بین موج لبه‌ای سطح زمین و موج "تراز رانش" منجر به ناپایداری کژفشار می‌شود. تراز رانش، تراز است که در آن تندی فاز موج کژفشار برابر با سرعت شارش پایه است و به علاوه، امواج در حال انتشار در راستای قائم در این تراز بازگشته و در بالاتر از آن امواج، میرا می‌شوند.

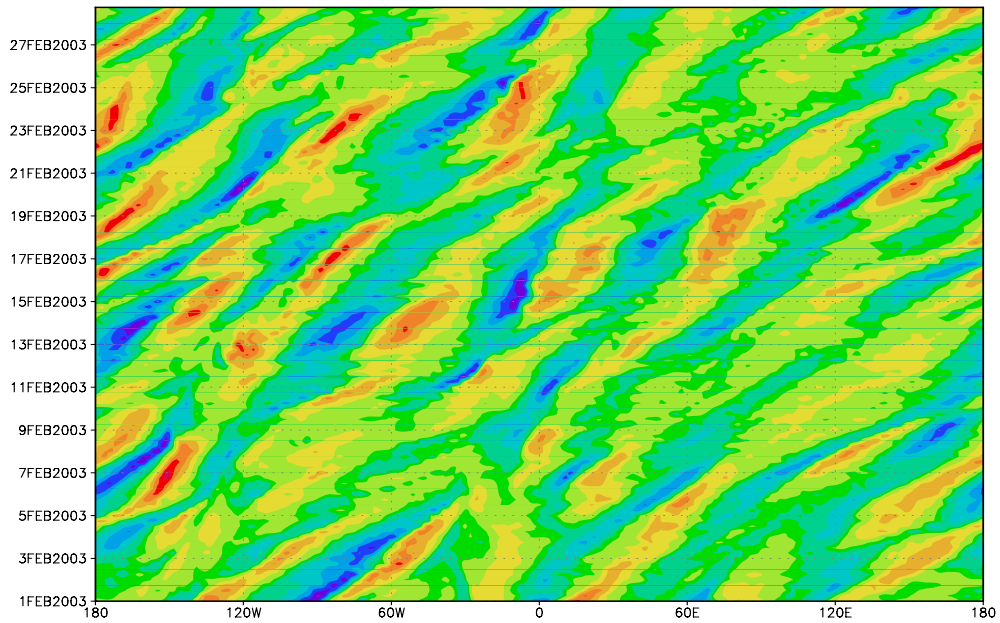
#### ۲-۲ نمودارهای هافمولر

این نمودارها (هافمولر، ۱۹۴۹)، ماهیت پشته‌ها و ناوه‌هایی

(a) 300mb v perturbation latitude 26



(b) 300mb v perturbation latitude 36



شکل ۱. نمودار هافمولر سرعت در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در ماه فوریه ۲۰۰۳ برای عرض جغرافیایی (a) ۲۶ درجه شمالی و (b) ۳۶ درجه شمالی. مناطق تیره و روشن به ترتیب نشانگر مقادیر منفی و مثبت پربشیدگی مؤلفه نصف‌النهاری سرعت‌اند.

## ۳ نمودارهای هافمولر و تحلیل آنها

در این تحقیق با استفاده از نمودارهای هافمولر به بررسی بسته‌های موج سرعت باد نصف‌النهاری (v) و ارتفاع ژئوپتانسیلی (H) در وردسپهر زبرین پرداخته‌ایم. همچنین این نمودارها برای کمیت دما (T) هم تهیه شدند که به دلیل حساسیت بالای این کمیت به عوامل مختلف، نمی‌توان به روشنی بسته‌های موج، دما را تشخیص داد. ترازهای انتخابی در بررسی کمیت‌های فوق، ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و عرض‌های جغرافیایی که در این تحقیق انتخاب شدند، بین ۲۶ تا ۴۰ درجه شمالی است. نمودارهای هافمولر به فواصل ۲ درجه عرض جغرافیایی تهیه شدند که به منظور رعایت اختصار فقط برخی از آنها را ارائه کرده‌ایم. تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به این دلیل برای مطالعه بسته‌های موج کژ فشار در وردسپهر زبرین انتخاب شده است که ساختار و رفتار بسته‌های موج در این تراز بهتر نمایان می‌شود. از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز که نماینده میانگین وردسپهر است، برای مقایسه استفاده شده است.

## ۳-۱ نمودارهای هافمولر سرعت در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۱ نمودارهای هافمولر سرعت در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در عرض‌های جغرافیایی ۲۶ و ۳۶ درجه شمالی برای ماه فوریه ۲۰۰۳ را نشان می‌دهد. در نمودار ۱-a، دو بسته‌موج مشاهده می‌شود که هر دو در حال حرکت به سوی شرق‌اند. بسته‌موج اول که طول عمر بیشتری نیز دارد، نخستین بار در روز پنجم فوریه در عرض جغرافیایی ۲۶ درجه حوالی ۱۴۵ درجه غربی به چشم می‌خورد که بقایای آن تا روز بیست و هشتم فوریه در عرض‌های بالاتر ادامه دارد (شکل نشان داده نشده است). بسته‌موج دوم نخستین بار روز شانزدهم فوریه در عرض جغرافیایی ۲۶ درجه حوالی ۱۸۰ درجه شرقی وجود داشته که تا آخر ماه فوریه در نمودارها قابل ردیابی است. این

دو بسته‌موج در عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و بالاتر با یکدیگر ادغام می‌شوند (شکل ۱-b).

برحسب محاسبات صورت گرفته (جدول‌ها و جزئیات ارائه نشده است)، میانگین سرعت گروه بسته‌موج شماره ۱ در عرض‌های جغرافیایی مورد مطالعه حدود ۳۰ درجه بر روز و میانگین مسافت طی شده برحسب طول جغرافیایی حدود ۴۳۰ درجه است. برای بسته‌موج شماره ۲، سرعت گروه حدود ۲۴٫۵ درجه بر روز و مسافت طی شده حدود ۳۶۰ درجه است.

## ۳-۲ نمودارهای هافمولر سرعت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

نمودارهای هافمولر پریشیدگی سرعت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شکل ۲ ارائه شده است. با توجه به شکل ۲-a، دو بسته‌موج قابل شناسایی است که در حال حرکت به سوی شرق‌اند. با افزایش عرض جغرافیایی، از تداوم زمانی وجود آنها کاسته شده است، به طوری که در عرض‌های بالاتر از ۳۶ درجه شمالی، تقریباً قابل ردیابی نیستند (شکل ۲-b). بسته‌موج اول که طول عمر بیشتری هم دارد (شکل ۲-a)، در روز اول فوریه حوالی ۱۲۰ درجه شرقی به چشم خورده و تا روز بیست و پنجم فوریه ادامه داشته است. بسته‌موج دوم نیز در روز هیجدهم فوریه حوالی ۱۸۰ درجه شرقی آغاز شده و تا روز بیست و هشتم فوریه قابل ردیابی بوده است.

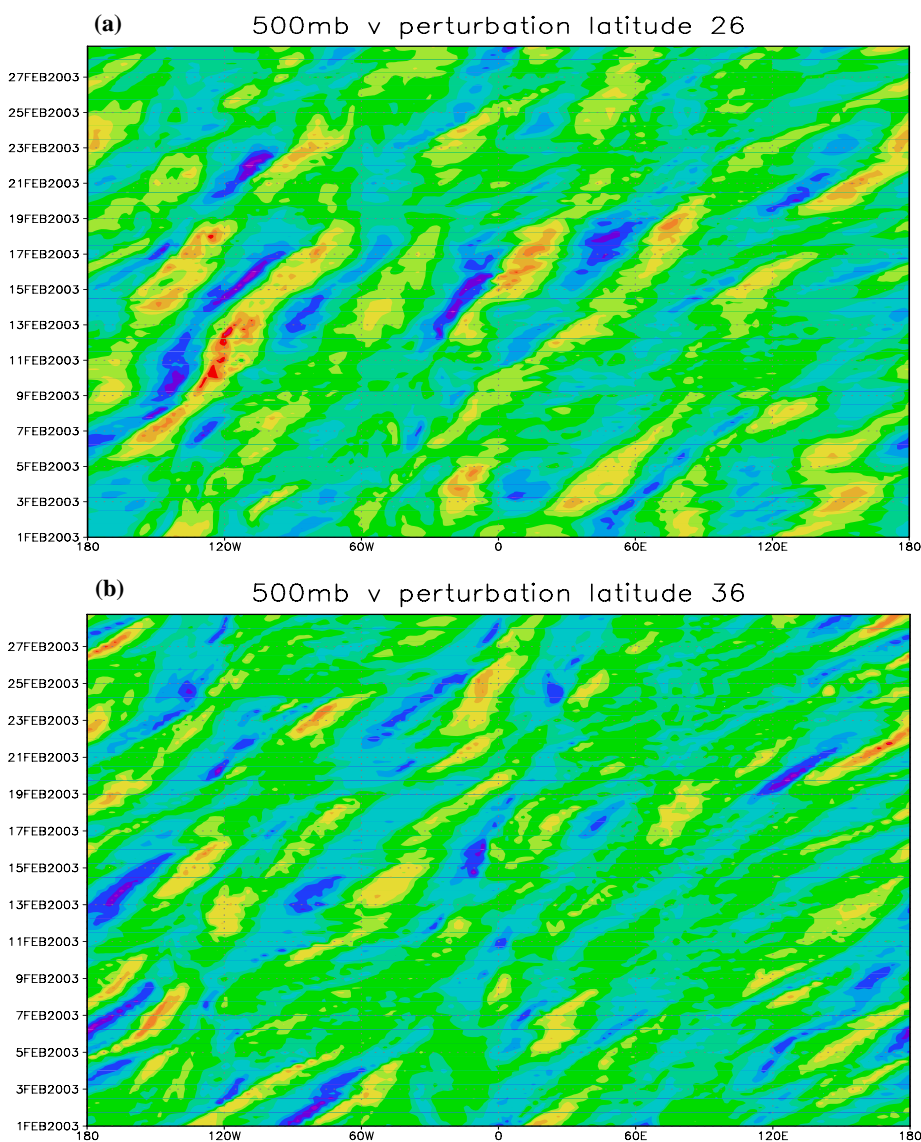
میانگین مسافت طی شده بسته‌موج اول برحسب طول جغرافیایی برابر ۴۴۰ درجه و میانگین سرعت گروه برابر ۲۹ درجه بر روز محاسبه شده است. برای بسته‌موج دوم، مسافت طی شده حدود ۳۶۰ درجه و سرعت گروه حدود ۳۰ درجه بر روز به دست آمده است.

## ۳-۳ نمودارهای هافمولر ارتفاع در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

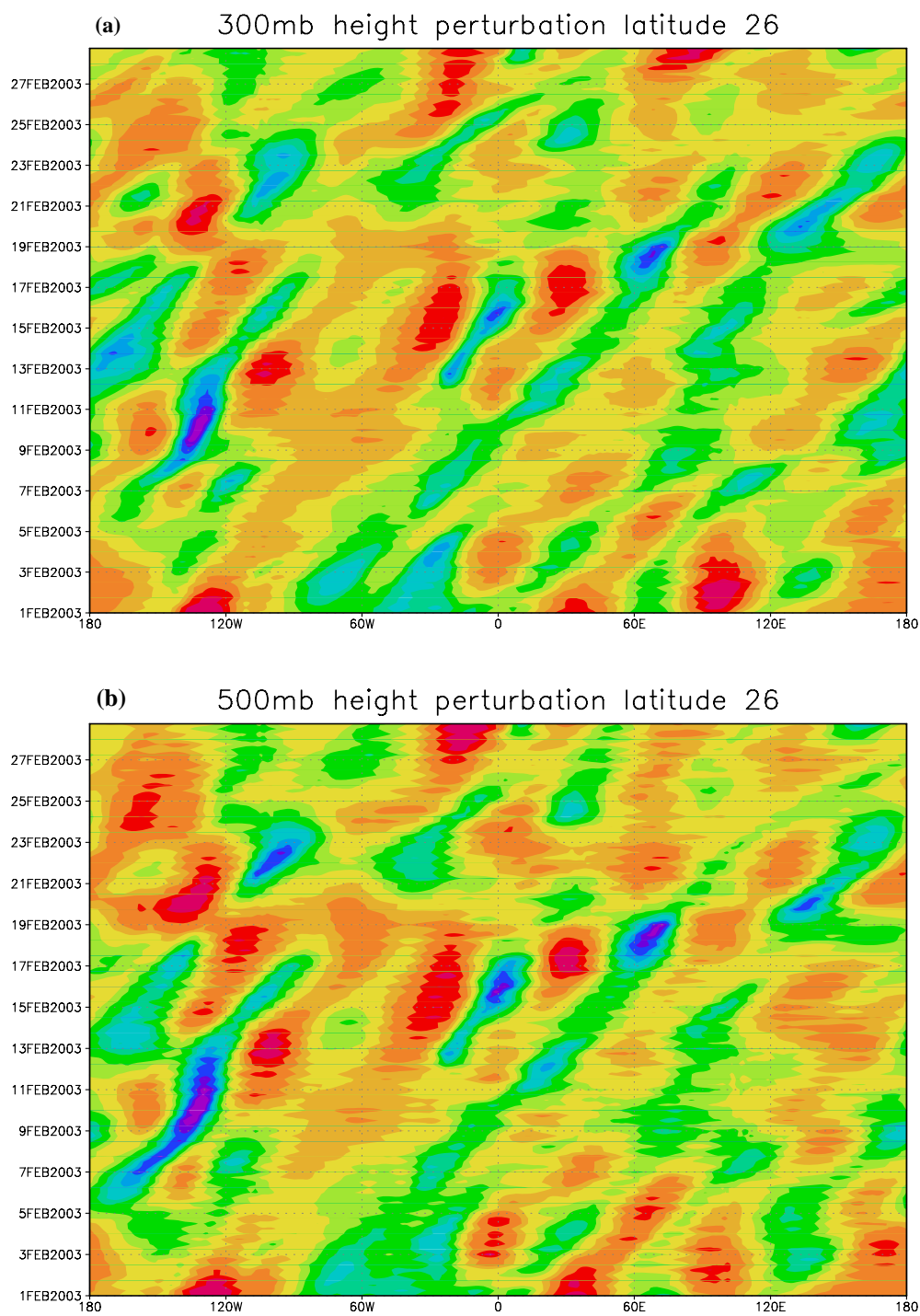
در نمودارهای هافمولر ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۳۰۰ و

آن ممکن است مربوط به تأثیر بیشتر عوامل سطح زمین (از قبیل توپوگرافی) و سطوح میانی (فرایندهای دررو) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال باشد که در ایجاد و یا اغتشاش بیشتر نمودارهای سرعت و ارتفاع در آن تراز نقش دارند. نکته حائز اهمیت دیگر آن که سرعت گروه بسته موج‌ها و در نتیجه مسافت طی شده آن‌ها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال بیشتر از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. می‌توان دلیل آن را وجود جت زیرین و سرعت‌های بسیار زیاد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال دانست.

۵۰۰ هکتوپاسکال در عرض جغرافیایی ۲۶ درجه نیز دو بسته موج می‌توان تشخیص داد که در حال حرکت به سمت شرق‌اند (شکل‌های ۳-a و ۳-b). از مقایسه نمودارها، شباهت بسیار خوبی بین الگوی نمودارهای هافمولر ارتفاع در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به چشم می‌خورد. به علاوه بین نمودارهای ارتفاع (شکل ۳) و سرعت (شکل‌های ۱ و ۲) نیز این همخوانی وجود دارد. به‌طور کلی، شناسایی بسته‌موج‌ها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال آسان‌تر از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. علت



شکل ۲. مانند شرایط شکل ۱ ولی برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.



شکل ۳. نمودارهای هافمولر ارتفاع در ترازهای (a) ۳۰۰ و (b) ۵۰۰ هکتوپاسکال. مناطق تیره نشانگر ناوه‌ها و مناطق روشن نشان دهنده بسته‌ها.

## ۴ روش و امدموله سازی مختلط

## ۱-۴ معرفی روش

لی و هلد (۱۹۹۳) برای بررسی ساختار مکانی بسته های موج در آزمایش های مدل سازی خود، از روش و امدموله سازی مختلط در فضا استفاده کردند. ابتدا این روش به اختصار در زیر توضیح داده می شود (برای جزئیات بیشتر ر. ک. بلومفیلد، ۲۰۰۰). فرض می کنیم رابطه ساده ای که یک موج را توصیف می کند، به صورت زیر باشد:

$$v'(x, t) = \text{Re}[A(x, t)e^{ikx}] \quad (1)$$

که در آن  $k$  عدد موج مربوط به موج کژ فشار متداول عرض های میانی،  $A(x, t)$  پوش بسته موج است که به آرامی در فضا تغییر می کند،  $i$  عدد موهومی  $\sqrt{-1}$ ،  $x$  مختصه مکان در راستای مدار و  $t$  مختصه زمان است. در هر زمان و برای هر دایره عرض جغرافیایی،  $v'(x, t)$  را به  $e^{ikx}$  تقسیم می کنیم؛ سپس آرایه حاصل را از لحاظ فضایی هموار می نماییم تا فقط بخش دارای عدد موج کم باقی بماند و  $\frac{1}{2}A(x, t)$ ، یعنی تابع پوش به دست آید. در این روش عدد موج حامل  $k$  از پیش تعریف می شود. روش و امدموله سازی مختلط فرایندی است که تابع پوش را با استفاده از  $v'(x, t)$  به دست می دهد. در این روش، دو دامنه غالب وجود دارد. در مطالعه حاضر، عدد موج  $\epsilon$  را در حکم عدد موج منتسب به امواج همدیدی انتخاب کرده ایم. این موج های همدیدی، با پوش موج مدوله می شوند؛ بنابراین دامنه موج با مکان تغییر می کند. این تغییر را با روش و امدموله سازی مختلط می توان به دست آورد. با تعقیب بیشینه ها، مشخص می شود که حداکثر فعالیت مربوط به عدد موج  $\epsilon$  است. سپس به طور سازگار، پیوستگی (زمانی- مکانی) موج را دنبال می کنیم.

برای و امدموله سازی مختلط از زیر برنامه های موجود در مجموعه نرم افزار STARPAC (دونالدسون و تریون،

(The Standards Time Series and- (۱۹۹۰ Regressions Package, National Institute of Standards and Technology) استفاده کرده ایم. در این جا به توضیح فشرده ای از شیوه و امدموله سازی مختلط با STARPAC می پردازیم.

هر چند در پژوهش حاضر و امدموله سازی در حوزه فضا در امتداد عرض جغرافیایی صورت می گیرد، بدون هیچ تغییر مهمی در معنا و جزئیات همچون STARPAC سری مشاهداتی دلخواه  $Y$  را در حوزه زمان  $t$  با  $N$  نقطه داده به ازای  $N$ ،  $1, 2, \dots$  به صورت زیر در نظر می گیریم:

$$\begin{aligned} Y(t) &= R(t) \text{Cos} [2\pi f_D t + \phi(t)] \\ &= \frac{1}{2} R(t) (\exp [i(2\pi f_D t + \phi(t))] + \exp \\ &\quad [-i(2\pi f_D t + \phi(t))]) + a(t) \end{aligned} \quad (2)$$

برای حفظ کلیت، فرض شده است که سری مشاهداتی دارای نوفه ای با میزان مشخص شده با  $a$  باشد. در رابطه (۲)،  $f_D$  بسامد و امدموله سازی است و  $R(t)$  و  $\phi(t)$  به ترتیب معرف دامنه و فاز سری مشاهداتی در زمان  $t$  هستند. سپس سری و امدموله با ضرب دو طرف (۲) در  $\exp[-i2\pi f_D t]$  به دست می آید.

$$\begin{aligned} W(t) &= \exp[-i2\pi f_D t] Y(t) \\ &= \frac{1}{2} R(t) \exp[i\phi(t)] + \frac{1}{2} R(t) \exp \\ &\quad [-i(4\pi f_D t + \phi(t))] + a(t) \exp[-i2\pi f_D t] \end{aligned} \quad (3)$$

از سه جمله سمت راست این رابطه، جملات دوم و سوم با بسامد به ترتیب  $2f_D$  و  $f_D$  نوسان می کنند. هدف از و امدموله سازی در این جا تعیین تابع پوش  $R$  است. برای این کار STARPAC با اعمال یک صافی (فیلتر) گسسته پایین گذر مناسب بر روی سری و امدموله  $W$ ، با حذف جملات دوم و سوم، تابع پوش و نیز فاز به دست می آید.



هکتوپاسکال و پوش سرعت باد نصف‌النهاری برای سراسر ماه فوریه تهیه شده است. برای رعایت اختصار، فقط تعداد محدودی از مربوط به چند روز مختلف در شکل ۴ نشان داده می‌شود. در شکل‌های ارائه شده، فواصل پربندی ۲۰۰ متر و مقادیر پوش  $10ms^{-1} > v_e$  ترسیم شده‌اند. برای بررسی دقیق‌تر، کل ماه به سه دوره زمانی تقسیم و هر دوره به‌طور مجزا بررسی می‌شود.

#### ۴-۲-۱ دوره زمانی یکم تا نهم فوریه

از ویژگی‌های مهم این دوره، شکل‌گیری بندال (blocking) در شرق هر دو اقیانوس آرام و اطلس است. بندال به گسترش و اچرخندهای قوی که طول عمر زیاد (یک تا چهار هفته) داشته‌اند و معمولاً در عمق وردسپهر با ساختاری تقریباً فشارورود هم‌ارز گسترش می‌یابند، اطلاق می‌شود (هاسکینز، ۱۹۸۳ و کارسون، ۱۹۹۳). پشته قوی بندال مثل و اچرخندی با مرکز بسته در ترازهای زیرین و پشته‌ای قوی در ترازهای زبرین نمایان می‌شود. گاه بندال به‌صورت زوج یک و اچرخند در عرض‌های شمالی و یک چرخند در عرض‌های جنوبی در همان راستای نصف‌النهاری ظاهر می‌شود که معمولاً منجر به تداوم زیاد آن و بی‌هنجاری‌های شدید آب و هوایی می‌شود. بیشینه رخداد بندال از نظر مکانی در انتهای رد توفان (storm track) اقیانوس‌های آرام و اطلس و از نظر زمانی در فصل‌های زمستان و بهار است.

بندال اول در روز یکم (شکل ۴-ا) در شرق اقیانوس آرام و بندال دوم در روز ششم (شکل ۴-ب) در شرق اقیانوس اطلس شکل گرفته و با گذشت زمان تقویت شده‌اند. به‌طور کلی، بندال شرق اقیانوس آرام قوی‌تر و دارای طول عمر بیشتری نسبت به بندال اقیانوس اطلس است. وجود بندال‌های قوی فوق در این دوره زمانی، مانع تشکیل و انتشار بسته‌های موج شده است. در این دوره، فقط در روزهای سوم تا پنجم، شاهد حضور بسته‌موج

با استفاده از زیر برنامه‌های موجود در بسته نرم‌افزاری STARPAC، وامدوله‌سازی مختلط را روی یک مدار عرض جغرافیایی به شرح زیر اجرا کردیم. پیش از هر چیز توجه شود که در این جا عدد موج، جای بسامد زاویه‌ای را می‌گیرد. بر این مبنا با انتخاب عدد موج ۶ برای امواج همدیدی،  $f_D = \frac{1}{60}$  است. برای صافی گسسته مورد نیاز در فرایند وامدوله‌سازی، پس از آزمون‌های فراوان  $f_C$ ، عدد موج برش (cut-off) برای صافی پایین‌گذر برابر با  $\frac{1}{90}$  انتخاب شد. زیر برنامه‌های موجود در STARPAC امکانات فراوانی را برای یافتن صافی مناسب فراهم می‌کنند. این بار نیز با آزمایش‌های فراوان، از بین امکانات موجود، صافی پایین‌گذر STARPAC با ۳۶۱ جمله برگزیده شد که ضمن مناسب بودن برای مدار عرض جغرافیایی با ۳۶۰ نقطه داده در داده‌های NOAA صافی تیزی به‌دست می‌دهد. این صافی در حذف جملات دوم و سوم سمت راست (۳) کاملاً موفق است، ولی ضعف آن حذف ۹۰ نقطه داده از هر انتهای سری روی دایره عرض جغرافیایی است. اثر این ضعف ظهور گسستگی در ابتدای سری، روی نصف‌النهار گرینویچ است. برای حذف این اثر نامطلوب که صرفاً ناشی از طول متناهی داده‌هاست، وامدوله‌سازی مختلط را دو بار، یک بار با سری موجود و بار دیگر با ۱۸۰ درجه جابه‌جایی سری روی دایره، عملی ساختیم و نتایج را به‌طور مناسب روی حوزه مشترک دو سری ترکیب کرده‌ایم. به این ترتیب، چنان‌که از شکل‌های ارائه شده در ادامه مقاله پیداست، همه نقاط داده، با تقریب خوبی به نحو یکسان در وامدوله‌سازی سهم دارند.

#### ۴-۲ نمودارهای تابع پوش سرعت باد نصف‌النهاری و

ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

شکل‌های مربوط به تحول ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۳۰۰

منظمی در مناطق عرض‌های میانی و بالاتر هستیم. به نظر می‌رسد که با ضعیف شدن بندال و عبور قسمتی از این بسته‌موج از روی آب‌های اقیانوس اطلس، عوامل کسب رطوبت کافی و گرمایش دررو (شارش‌های گرمای نهان و گرمای محسوس) سبب تقویت آن شده است. با خارج شدن از اقیانوس و قرار گرفتن روی اروپا، این قسمت در حین جابه‌جایی به سمت عرض‌های بالاتر، تضعیف می‌شود.

#### ۲-۲-۴ دوره زمانی دهم تا هجدهم فوریه

در این دوره، بسته‌های موج به‌خوبی در نقشه‌ها ظاهر شده‌اند. احتمالاً از دلایل عمده این وضعیت، تضعیف بندال‌هایی است که در دوره زمانی اول از آن‌ها یاد کردیم. در روز دهم (شکل ۴-۲c)، شاهد دو بسته‌موج در عرض‌های ۱۰ تا ۲۰ و ۴۰ تا ۵۰ درجه شمالی بودیم که بسته‌موج واقع در عرض‌های میانی در حال حرکت به سمت شرق بود. بررسی نقشه‌ها نشان می‌دهد که بسته‌موج واقع در عرض‌های پایین از روز دهم تا سیزدهم ساکن است (شکل‌ها نشان داده نشده‌اند)، ولی شدت آن دارای تغییراتی است. بسته‌موج شمالی‌تر در حین حرکت به سمت شرق، تقویت قابل توجهی را نشان می‌دهد. تقویت این بسته‌موج از روز دهم به یازدهم را می‌توان به اثر کژفشاری که در غرب دو اقیانوس وجود دارد (گرادیان دمای شدید بین خشکی و آب) مربوط دانست (چنگ، ۱۹۹۳). در روز دوازدهم، با کاهش کژفشاری، شدت بسته‌موج نیز کاهش می‌یابد.

در روزهای دوازدهم (شکل ۴-۲d) و سیزدهم وجود دو بسته‌موج در عرض‌های حوالی ۲۰ و ۵۰ درجه شمالی به وضوح آشکار است. ضعیف شدن و از بین رفتن بندال‌های واقع در دو اقیانوس ممکن است از دلایل عمده تشکیل و انتشار این دو بسته‌موج باشد.

در روز چهاردهم (شکل ۴-۲e)، این دو بسته‌موج با

یکدیگر ادغام شده و بسته‌موج بسیار برجسته‌ای را در حوالی عرض ۴۰ درجه شمالی تشکیل داده‌اند. علت تشکیل بسته‌موج جدید قوی، علاوه بر ادغام دو بسته‌موج، اثر کژفشاری است که منجر به تقویت بسته‌موج شده است. از روز چهاردهم به پانزدهم، با جابه‌جایی بسته‌موج به سمت شرق و قرار گرفتن آن روی آب، عامل گرمایش دررو نیز سبب تقویت شدید بسته‌موج می‌شود. به عبارت دیگر، ناپایداری کژفشار و گرمایش دررو عامل تقویت بسته‌موج در روزهای چهاردهم و پانزدهم است. در روز شانزدهم (شکل ۴-۲f)، بسته‌موج فوق در حین حرکت به سمت شرق ضعیف شده است. علت تضعیف آن ممکن است کاهش دو عامل کژفشاری و گرمایش دررو باشد، چرا که مراکز عمده بسته‌موج روی خشکی قرار دارد.

در روز هفدهم (شکل ۴-۲g)، مجدداً دو بسته‌موج در حوالی عرض‌های ۳۰ و ۵۵ درجه شمالی دیده می‌شود. ۲۴ ساعت بعد، بسته‌موج شمالی‌تر ساکن باقی می‌ماند و اندکی ضعیف‌تر می‌شود؛ در حالی که بسته‌موج جنوبی‌تر علاوه بر حرکت به سمت شرق، تقویت می‌یابد. علت تقویت شدن بسته‌موج جنوبی‌تر ممکن است عامل کژفشاری و تا حدودی در بخش غربی بسته‌موج، عامل گرمایش دررو باشد.

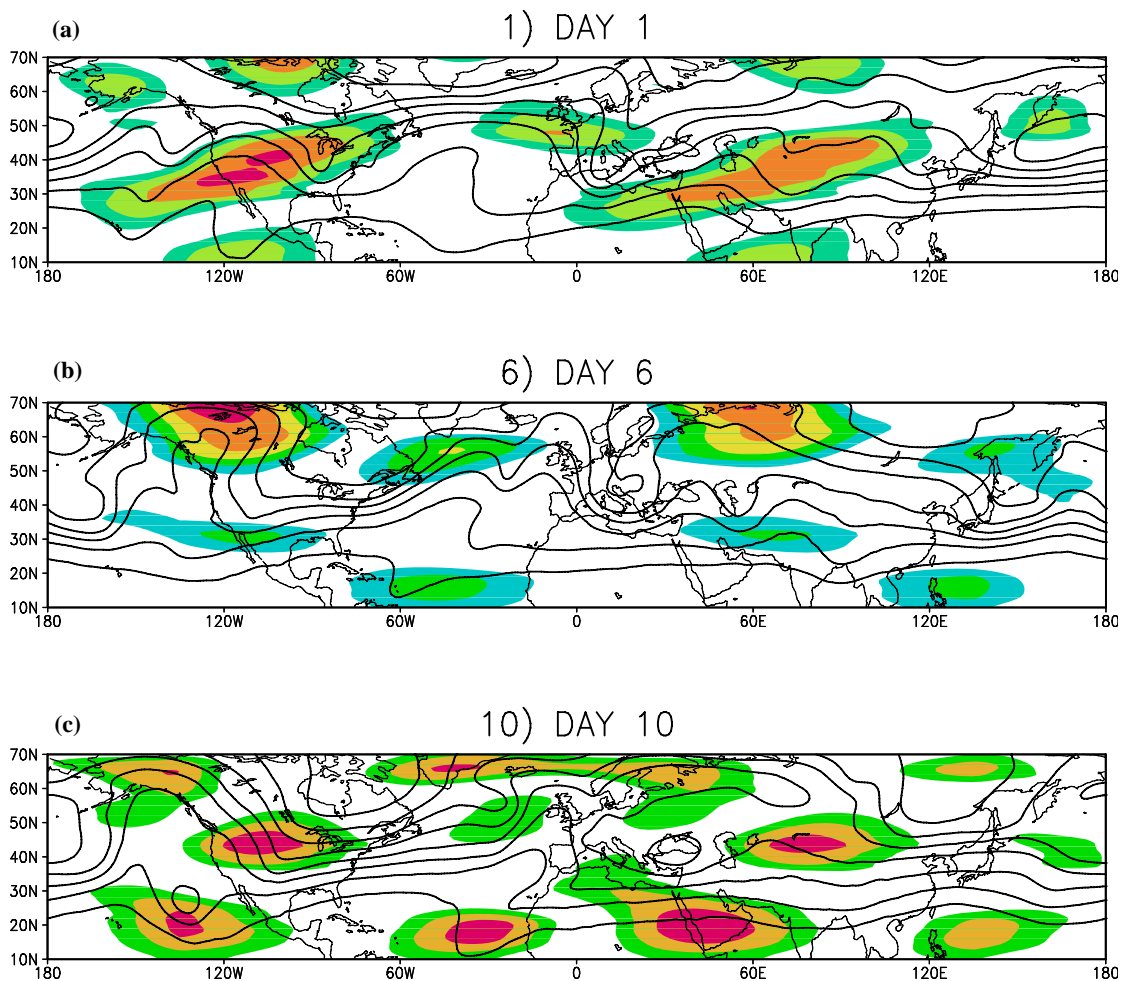
#### ۳-۲-۴ دوره زمانی نوزدهم تا بیست و هشتم

در روزهای نوزدهم و بیستم (شکل ۴-۲h)، سه بسته‌موج در حوالی عرض‌های ۶۰، ۴۵ و ۲۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود. بسته‌موج واقع در عرض ۶۰ درجه شمالی به سمت شرق جابه‌جا می‌شود و قسمت غربی آن اندکی تقویت می‌یابد؛ در حالی که دو بسته‌موج دیگر بدون تغییری در شدت، تقریباً ساکن باقی می‌مانند. تقویت نشدن دو بسته‌موج جنوبی‌تر ممکن است در اثر وجود دو بندال در شرق اقیانوس آرام و اروپای شمالی باشد. با تضعیف دو بندال فوق، از روز بیست و یکم به بعد، دو بسته‌موج

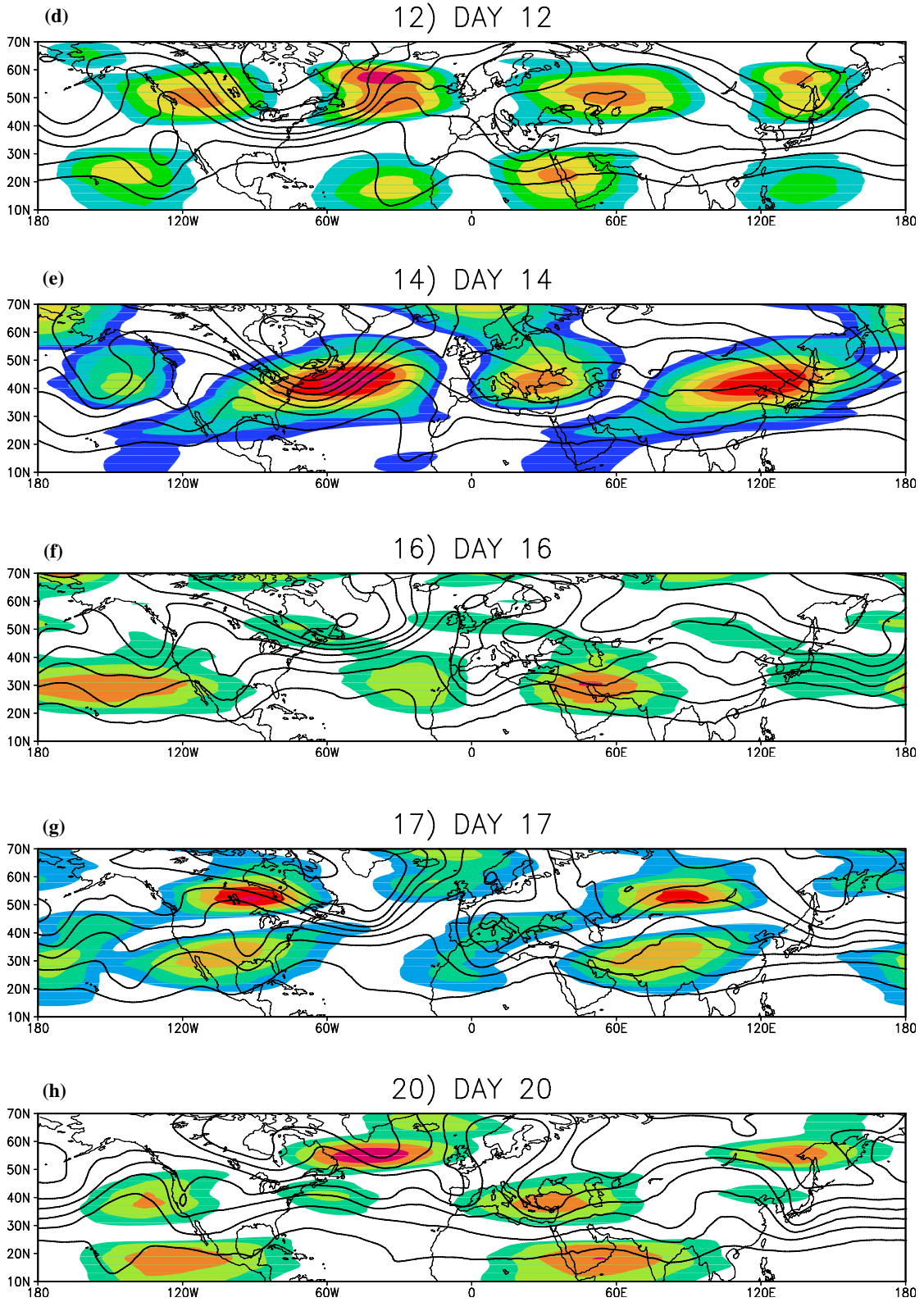
اندکی تقویت شده که عامل آن ممکن است کژ فشاری در شرق بسته‌موج و گرمایش درو در غرب آن باشد. طی ۲۴ ساعت بعد، بسته‌موج تقریباً ساکن و تا حدودی ضعیف می‌شود. به علاوه، بخش جنوبی این بسته‌موج در حال جدا شدن و تشکیل بسته‌موج جدیدی است. از روز بیست و چهارم تا بیست و هشتم، تقریباً فعالیت محسوس و منظمی از نظر تشکیل بسته‌های موج مشاهده نمی‌شود.

جنوبی با یکدیگر ادغام می‌شوند و بسته‌موج قوی‌تری ایجاد می‌شود (شکل ۴-۱). ضمناً از روز بیست و یکم به بعد آثاری از بسته‌موج شمالی‌تر به چشم نمی‌خورد و به نظر می‌رسد به عرض‌های بالاتر منتقل شده است.

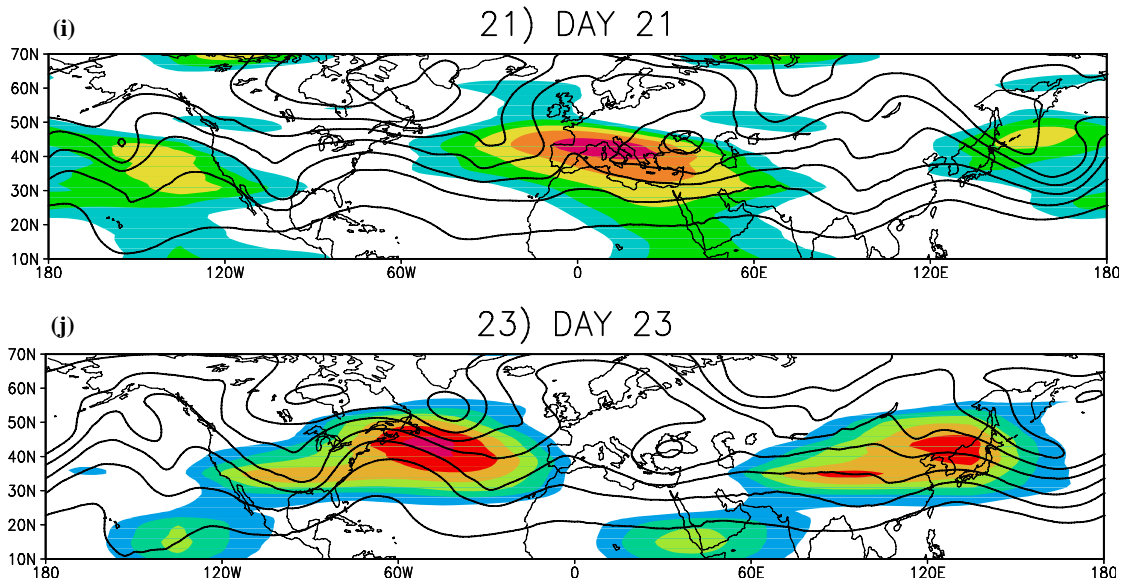
در روزهای بیست و یکم و بیست و دوم، بسته‌موج جدید واقع در عرض تقریباً ۴۵ درجه شمالی هیچ تغییری از نظر مکان و شدت نشان نمی‌دهد. در روز بیست و سوم (شکل ۴-۲)، بسته‌موج ضمن حرکت به سمت شرق،



شکل ۴. تحول ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (با فواصل پربندی ۲۰۰ متر) و پوش سرعت باد نصف‌النهاری به ازای مقادیر در روزهای مختلف ماه فوریه.



ادامه شکل ۴



ادامه شکل ۴

وضوح نمایان‌اند. در این دوره، بندال‌ها تضعیف شده و در نهایت از بین رفته‌اند. به نظر می‌رسد تضعیف بندال‌ها، موجب دریافت انرژی بسته‌های موج از بالا دست جریان و حضور پررنگ آن‌ها باشد. کزفشاری و گرمایش درو از عوامل اصلی تقویت بسته‌موج‌ها به‌شمار می‌روند و میرایی آنها در اثر تبدیل فشارورودی است. از بررسی دقیق شکل‌های دوره دوم مربوط به‌روش و امدوله‌سازی مختلط و نمودارهای هافمولر می‌توان گفت که ویژگی‌های بسته‌موج موجود در روزهای یازدهم تا پانزدهم به مقدار بسیار زیادی با بسته‌موج شناسایی شده در نمودارهای هافمولر همخوانی دارد. تابع پوش سرعت باد نصف‌النهاری تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که دوره سوم زمانی که دربرگیرنده ده روز آخر ماه فوریه است، بسته‌های موج (در مقایسه با یکدیگر) به تناوب به‌صورت قوی و ضعیف ظاهر شده‌اند. این بسته‌های موج بیشتر ساکن بوده‌اند.

#### منابع

Berberry, E. H., and Vera, C. S., 1996, Characteristics of Southern Hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data: J. Atmos. Sci., **53**, 468-481.

#### ۵ نتیجه‌گیری

در این مقاله سعی شده است با استفاده از داده‌های سازمان هواشناسی کشور، بسته‌های موج کزفشار در وردسپهر میانی و زبرین در ماه فوریه ۲۰۰۳ به دو روش هافمولر و امدوله‌سازی مختلط شناسایی شوند.

بررسی نمودارهای هافمولر سرعت و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود دو بسته‌موج کزفشار را نشان می‌دهد. یکی از دو بسته‌موج، بیش از یک‌بار به دور کره زمین می‌چرخد و دیگری مسافتی حدود یک دور کره زمین طی کرده است و هر دو طول عمری بیش از یک هفته دارند. این بسته‌های موج با سرعت گروهی که از تندی فاز آن‌ها بیشتر است، منتشر می‌شوند. این نکته، تکوین پایین دست جریان آن‌ها را تأیید می‌کند.

در نمودارهای تابع پوش سرعت باد نصف‌النهاری تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در ماه فوریه، سه دوره زمانی از فعالیت بسته‌های موج مشاهده شد. حضور بندال‌های شرق اقیانوس آرام و اطلس در دوره اول، مانع حضور قوی بسته‌های موج شده است. در دوره دوم زمانی، یعنی نهم تا هجدهم فوریه، برخلاف دوره قبل، بسته‌های موج به

- Bloomfield, P., 2000, *Fourier Analysis of Time Series: An Introduction*. Wiley-Inter Science, 258.
- Bretherton, F. P., 1966, Critical layer instability in baroclinic flows: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 325-334.
- Carlson, T. N., 1993, *Mid-latitude Weather Systems*. Cambridge University Press, 507 pp.
- Chang, E. K. M., 1993, Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2038-2053.
- Chang, E. K. M., 1999, Characteristics of wave packets in storm tracks. Part II: Seasonal and Hemispheric variations: *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1729-1747.
- Chang, E. K. M., 2000, Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: Examples from the Southern Hemisphere summer season of 1984-1985: *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 25-50.
- Chang, E. K. M., and YU, D. B., 1999, Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part I: Northern Hemisphere winter: *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1708-1728.
- Charney, J. G., 1947, The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current: *J. Meteor.*, **4**, 135-162.
- Donaldson, J. R., and Tyron, P. V., 1990, *User's Guide to STARPAC, The Standards Time Series and Regressions Package*. <http://co.water.usgs.gov/otis/documentation/star/>.
- Eady, E. T., 1949, Long waves and cyclone waves: *Tellus*, **1**, 33-52.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Robertson, A. W., 1985, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **111**, 877-946.
- Holton, J. R., 1992, *Dynamic Meteorology: An Introduction*. Academic Press, 511 pp.
- Hovmeoller, E., 1949, The trough-and-ridge diagram: *Tellus*, **1**, 62-66.
- Lee, S., and Held, I. M., 1993, Baroclinic wave packets in models and observations: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1413-1428.
- Orlanski, I., and Chang, E. K. M., 1993, Ageostrophic geopotential fluxes in downstream and upstream development of baroclinic waves: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 212-225.
- Petterssen, S., and Smebye, S. J., 1971, On the development of extratropical cyclones: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 457-482.
- Simmons, A. J., and Hoskins, B. J., 1977, Baroclinic instability on the Sphere: Solutions with a more realistic tropopause: *J. Atmos. Sci.*, **34**, 4581-4588.
- Simmons, A. J., and Hoskins, B. J., 1978, The life cycles of some nonlinear baroclinic waves: *J. Atmos. Sci.*, **35**, 414-432.
- Simmons, A. J., and Hoskins, B. J., 1979, The downstream and upstream development of unstable baroclinic waves: *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1239-1254.
- Simmons, A. J., and Hoskins, B. J., 1980, Barotropic influences on the growth and decay of nonlinear baroclinic waves: *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1679-1684.
- Swanson, K. L., and Pierrehumbert, R. T., 1994, Nonlinear wave packet evolution on a baroclinically unstable jet: *J. Atmos. Sci.*, **51**, 384-394.
- Thorncroft, C. D., Hoskins, B. J., and McIntyre, M. E., 1993, Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behavior: *J. Roy. Meteor. Soc.* **119**, 17-55.