

# ارتباط تیپ‌های همدید هوای ایستگاه سنندج با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

دکتر سید ابوالفضل مسعودیان  
دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان<sup>۲</sup>

بختیار محمدی  
دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان<sup>۱</sup>

## چکیده

در این پژوهش دو پایگاه داده، یکی مربوط به مقدار روزانه هفت متغیر اقلیمی (بارش، نم نسبی، ساعات آفتابی، میانگین، کمینه و بیشینه دما، و فشار تراز ایستگاه) در ایستگاه سنندج و دیگری مربوط به مقدار روزانه ارتفاع فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۶۰ درجه شمالی و طول ۰ تا ۷۰ درجه شرقی، مورد بررسی قرار گرفتند. بر روی پایگاه داده مربوط به متغیرهای اقلیمی در طی سال‌های ۱۳۷۳-۱۳۴۳ پس از انجام تحلیل مؤلفه مبنا در نهایت تحلیل خوشه‌ای ۱۱ تیپ همدید هوا برای ایستگاه سنندج تشخیص داده شد. سپس بر روی پایگاه داده مربوط به ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در سال‌های ۱۳۸۲-۱۳۵۲ تحلیل مؤلفه مبنا صورت گرفت و ۱۱ مؤلفه به عنوان مؤلفه‌های اصلی انتخاب شدند. سپس برای دستیابی به الگوهای گردشی یک تحلیل خوشه‌ای بر روی نمرات بازده مؤلفه انجام شد که در پایان هشت الگوی گردشی اصلی مشخص شد و بنا به دلایلی الگوی گردشی شماره ۳ خود به ۱۰ الگوی گردشی فرعی تقسیم‌بندی شد. سرانجام با استفاده از جدول متقاطع و به‌دست آوردن فراوانی هر کدام از تیپ‌های همدید در زمان هر کدام از الگوهای گردشی رابطه بین الگوهای گردشی و تیپ‌های همدید هوای ایستگاه سنندج به‌دست آمد.

کلیدواژه‌ها: تحلیل مؤلفه مبنا، تحلیل خوشه‌ای، الگوی گردشی، تیپ همدید، پراارتفاع، کم‌ارتفاع، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.

## مقدمه

الگوهای گردش جوی را اگر نتوان عامل اصلی کنترل پدیده‌های محیطی بدانیم بدون شک می‌توان یکی از مهمترین عوامل برشماریم. الگوهای گردشی را می‌توان ناشی از اختلاف در

1- b.mohammadi@geog.ui.ac.ir

2- porcista@geog.ui.ac.ir

مقدار تابش خورشیدی در مناطق مختلف که در نهایت منجر به اختلاف دما و فشار در سطح زمین می‌شود دانست. برای رسیدن به حالت تعادل از مناطق با فشار زیاد به طرف مناطق با فشار کم جریان‌هایی صورت می‌گیرد که می‌توان آنها را تحت عنوان گردش جوی یاد کرد. پس می‌توان گفت که هر الگوی گردشی یک الگوی فشار ویژه‌ای است که از مکانی به مکان دیگر به جهت کاهش اختلاف فشار و تا رسیدن به حداقل اختلاف فشار به حرکت در می‌آید و در حین عبور از یک مکان، پدیده‌های سطحی همچون سیلاب‌های مخرب، آلودگی‌ها، خشکسالی‌ها، طوفان‌های شدید، هجوم آفات گیاهی و جانوری و... را کنترل می‌کند.

بنابراین به نظر می‌رسد که هیچ پدیده محیطی وجود ندارد که الگوی خاصی از توزیع فشار عامل ایجاد آن نباشد در نتیجه تنها راه تبیین و پیش‌بینی شرایط محیطی مطالعه الگوهای گردشی یا سیستم‌های فشار در سطح زمین و سطوح بالای جو است (علیچانی، ۱۳۸۱: ۲۰۱). امروزه بیشتر محققان در تلاشند که با توجه به الگوهای گردشی، آب و هوای مناطق، پدیده‌های محیطی و تغییرات شرایط محیطی را شناسایی و پیش‌بینی کنند.

موندی<sup>۱</sup> و باربر<sup>۲</sup> (۲۰۰۱) ارتباط بین الگوهای گردشی و انواع یخ‌های سطح دریا و مکانیسم‌های به‌وجود آورنده‌ی شکاف‌کنندگی آب‌های شمال (پولینیا<sup>۳</sup>) را با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی با شبکه‌بندی ۲×۲ کیلومتر بررسی کردند و در تحلیل خوشه‌ای که بر روی پایگاه داده مربوطه انجام دادند سه دوره زمانی زمستانی، بهاری و پاییزی را برای گسترش یخ‌ها تعیین کردند. دیلینگ‌شن<sup>۴</sup> (۲۰۰۰) الگوهای گردشی سوئد را بر پایه‌ی تیپ‌های همدیدی که توسط لامب برای بریتانیا به دست آمده بود در طی سال‌های ۱۸۷۳-۱۹۹۵ با استفاده از داده‌های فشار تراز دریا مورد بررسی قرار داد و فراوانی الگوهای گردشی را در زمان هریک از تیپ‌های همدید تعیین کرد. کارلتون<sup>۵</sup> (۱۹۸۷) الگوهای گردشی به‌وجود آورنده‌ی اقلیم تابستانی در جنوب غرب آمریکا را در طی سال‌های ۱۹۸۴-۱۹۴۵ شناسایی کرد و ارتباط این الگوهای گردشی را با بارش‌های تابستانی و تغییرپذیری آنها در آریزونا را با استفاده از تحلیل همبستگی بررسی کرد. جمز<sup>۶</sup> و همکاران (۲۰۰۱) ارتباط بین تیپ‌های همدید به‌وجود آورنده بارش و سیلاب‌های انگلستان را با الگوهای گردشی بزرگ مقیاس (همچون نوسان اطلس شمالی، النینو/نوسان جنوبی و الگوی آرام شمالی-آمریکا) بررسی کردند. بررسی آنان نشان داد که ارتباط معنی‌داری بین الگوی گردشی آرام شمالی-آمریکا و تیپ‌های همدید به‌وجود آورنده‌ی جریان‌های سیلابی فصل زمستان در ایستگاه‌های این منطقه وجود دارد.

---

1- Mundy

2- Barber

3- Polynya

4- Deliang Chen

5- Carleton

6- James

سلونوسکی<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۱) ارتباط بین الگوهای گردشی و دمای هوا در اروپا را بین سال‌های ۱۹۷۰ تا ۱۹۹۵ با استفاده از روش تحلیل همبستگی مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج به‌دست آمده از بررسی آنها حاکی از این است که بالاترین همبستگی بین دماهای اروپا و الگوهای گردشی در فصل سرد سال با شاخص وزش مداری وجود دارد. کوادرلی<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۱) تغییرپذیری بارش زمستانی آلپ را در دوره‌ی ۱۹۹۲-۱۹۷۱ در ارتباط با الگوهای گردشی بزرگ مقیاس بررسی کردند آنها ضمن بررسی به این نتیجه رسیدند که شاخص نوسان اطلس شمالی و فراوانی پرفشارهای مانع در شرق اطلس و شمال غرب اروپا بارش زمستانی منطقه را متأثر می‌سازد. سرگی رودینوف<sup>۳</sup> و ریموند اسل<sup>۴</sup> (۲۰۰۰) نقش الگوهای گردشی در شدت زمستان‌های حوضه دریاچه‌های بزرگ لرنتن<sup>۵</sup> واقع در مرز بین ایالات متحده و کانادا را طی سال‌های ۱۹۹۸-۱۹۵۰ بررسی کردند و با توجه به الگوهای گردشی حاکم زمستان‌های منطقه را به سه تیپ زمستان سرد، معتدل و گرم تقسیم‌بندی کردند که هر کدام از آنها در زمان حاکمیت یک الگوی گردشی خاصی بروز می‌کرد.

پری استبان<sup>۶</sup> و همکاران (۲۰۰۵) ارتباط بین تیپ‌های همدید به وجود آورنده‌ی بارش‌های برفی سنگین را با الگوهای گردشی ۵۰۰ هکتوپاسکال در عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۶۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۳۰ درجه غربی تا ۱۵ درجه شرقی طی سال‌های ۲۰۰۱-۱۹۸۶ مورد بررسی قرار دادند و روزهای ببارش سنگین برف را با استفاده از تکنیک‌های تحلیل مؤلفه مینا و تحلیل خوشه‌ای تیپ‌بندی کردند. مایورا هاننبرگر<sup>۷</sup> (۲۰۰۳) الگوهای گردشی را در ارتباط با بارش‌های تابستانی و تغییرپذیری آن در آمریکای جنوبی بررسی کردند و اثرات دریاچه‌ی تی‌تی‌کاکا و دریاچه‌ی نمک سالریویایونی<sup>۸</sup> را بر روی آب و هوای منطقه از جهات مختلف بررسی کردند. پیتر دومونکوس و همکاران (۲۰۰۳) تغییرپذیری رویدادهای دمایی فرین را در ۱۱ ایستگاه اروپای مرکزی و جنوبی که در ۷ کشور ایتالیا، صربستان، کرواسی و... طی سال‌های ۱۹۹۸-۱۹۰۱ مطالعه کردند و ارتباط آن را با الگوهای گردشی مورد بررسی قرار دادند. علیجانی (۱۹۸۱) بارش‌های روزانه‌ی ایران را طی سال‌های ۱۹۶۹-۱۹۶۵ از نظر الگوی گردشی به‌وجود آورنده بررسی و در نهایت ایران را از نظر مکانیسم‌های تولید بارش ناحیه‌بندی کرد. در این بررسی با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های مینا و تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های مربوط به متغیرهای اقلیمی ایستگاه سنندج و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده ۰ تا ۷۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۶۰ درجه شمالی تیپ‌های همدید هوای سنندج و الگوهای گردشی غالب تعیین شدند سپس ارتباط بین آنها بررسی شد.

1- Slonosky

2- Quadrelli

3- Sergei Rodionov

4- Raymond Assel

5- Laurention

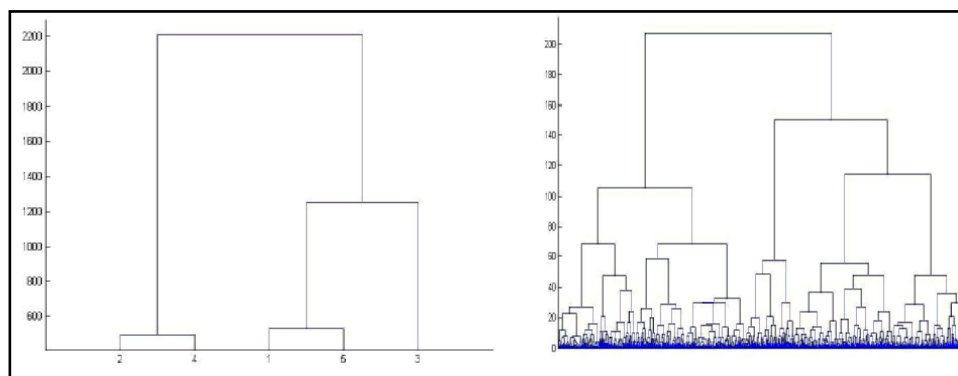
6- Pere Esteban

7- Maura Hahnenberger

8- Titicaca &amp; Salar de Uyuni

### داده‌ها و روش‌شناسی

در مطالعات همدید که هدف یافتن رابطه بین الگوهای گردش با تیپ‌های همدید یا یک رویداد محیطی است، دو پایگاه داده مورد نیاز است. یکی پایگاه داده جریان‌های جوی و دیگر پایگاه داده تیپ‌های همدید هوا یا رویداد محیطی مورد نظر. در این پژوهش نیز که هدف بررسی رابطه بین تیپ‌های همدید هوای سنندج و الگوهای گردش می‌باشد از دو مجموعه داده متمایز استفاده شده است. که یکی از آنها مربوط به داده‌های روزانه متغیرهای اقلیمی شامل هفت متغیر می‌باشد که عبارتند از بارش، نم نسبی، میانگین، کمینه و بیشینه دما، فشار تراز ایستگاه و ساعات آفتابی در طی سال‌های ۱۳۷۳-۱۳۴۳ و بر روی این داده‌ها پس از انجام تحلیل مؤلفه مبنا پنج مؤلفه اصلی انتخاب و بر روی نمرات مؤلفه‌های اصلی تحلیل خوشه‌ای صورت گرفت و با توجه به نمودار درختی به‌دست آمده پنج تیپ همدید اصلی به‌دست آمد (شکل ۱ و ۲).



شکل ۱: نمودار درختی حاصل از تحلیل خوشه‌ای تیپ‌های همدید اصلی ایستگاه سنندج  
شکل ۲: نمودار درختی ارتباط تیپ‌های اصلی همدید هوا با یکدیگر

تیپ یک و پنج با توجه به ضریب همبستگی درون‌گروهی و نماینده کمی که داشتند به ترتیب به سه و پنج تیپ فرعی تقسیم شدند و در نهایت ۱۱ تیپ همدید هوا برای ایستگاه سنندج به‌دست آمد (جدول ۱) و با توجه به خصوصیات و فراوانی‌شان نامگذاری شدند (جدول ۲): تیپ همدید اول را به نام گروه پریشان (۱-۱، ۱-۲، ۱-۳)، تیپ همدید دوم را به نام زمستانی کم بارش (۲)، تیپ همدید سوم را به نام تیپ تابستانی (۳)، تیپ همدید چهارم را به نام تیپ زمستانی پر بارش (۴) و تیپ همدید پنجم را به نام گروه بهاری- پاییزی (۱-۵، ۲-۵، ۳-۵، ۴-۵، ۵-۵) نامگذاری کردیم.

جدول ۱: مشخصات آماری تیپ‌های همدیدی هوای سنندج و روز نماینده هر کدام از آنها

نام تیپ هوا	روز نماینده تیپ هوا	همبستگی روز نماینده با روزهای دیگر آن تیپ	همبستگی درونگروهی تیپ‌های هوا	فراوانی تیپ‌های هوا به درصد	فراوانی تجمعی تیپ‌های هوا به درصد
۱-۱	۱۳۴۹/۱۲/۱۷	۰/۷۹	۰/۶۳	۴/۴	۴/۴
۱-۲	۱۳۵۴/۸/۲۲	۰/۸۲	۰/۶۷	۸/۸	۱۳/۲
۱-۳	۱۳۷۱/۲/۱۴	۰/۷۹	۰/۶۳	۶/۵	۱۹/۷
۲	۱۳۷۳/۱۱/۲۱	۰/۸۹	۰/۸۰	۱۶/۵	۳۶/۲
۳	۱۳۶۵/۵/۳	۰/۹۵	۰/۹۱	۳۴/۱	۷۰/۲
۴	۱۳۵۱/۱۱/۳	۰/۹۲	۰/۸۵	۱۵/۳	۸۵/۵
۵-۱	۱۳۴۷/۱/۲۹	۰/۹۱	۰/۸۴	۱/۸	۸۷/۳
۵-۲	۱۳۶۳/۷/۶	۰/۹۵	۰/۹۰	۲/۸	۹۰/۱
۵-۳	۱۳۶۱/۲/۶	۰/۵۵	۰/۳۱	۳/۵	۹۳/۶
۵-۴	۱۳۶۵/۷/۱۳	۰/۸۹	۰/۷۹	۳/۹	۹۷/۵
۵-۵	۱۳۷۳/۲/۱	۰/۹۱	۰/۸۲	۲/۵	۱۰۰/۱

جدول ۲: مقادیر عناصر اقلیمی تیپ‌های همدید هوا در روز نماینده آنها

نام تیپ هوا	درصد بارش سالانه	میانگین نم نسبی (درصد)	ساعات آفتابی	میانگین دما (درجه سلسیوس)	کمینه دما (درجه سلسیوس)	بیشینه دما (درجه سلسیوس)	فشار تراز ایستگاه (هکتوپاسکال)
۱-۱	۱/۴	۴۶/۳	۷/۲	۸/۳	۱/۲	۱۵/۳	۸۴۹/۹
۱-۲	۱/۶	۴۷/۷	۶/۴	۸/۲	-۰/۲	۱۶/۷	۸۶۴/۰
۱-۳	۱۱/۹	۵۹/۴	۵/۳	۱۴/۰	۷/۱	۲۰/۸	۸۵۹/۹
۲	۱۳/۳	۶۳/۴	۴/۹	۳/۹	-۲/۴	۱۰/۲	۸۶۰/۴
۳	۰/۴	۲۴/۸	۹/۴	۲۳/۹	۱۳/۸	۳۳/۹	۸۵۵/۳
۴	۷۰/۰	۷۸/۴	۲/۷	۱/۲	-۳/۴	۵/۹	۸۶۰/۶
۵-۱	۰/۲	۳۷/۵	۸/۹	۱۶/۵	۸/۶	۲۴/۴	۸۵۱/۳
۵-۲	۰۰/۰	۲۹/۲	۷/۲	۱۶/۷	۶/۱	۲۷/۴	۸۶۳/۷
۵-۳	۰/۵	۴۵/۸	۷/۶	۱۵/۸	۶/۸	۲۴/۷	۸۶۲/۷
۵-۴	۰/۳	۳۵/۶	۵/۳	۱۴/۳	۴/۱	۲۴/۵	۸۶۴/۳
۵-۵	۰/۳	۳۸/۵	۸/۱	۱۸/۶	۹/۱	۲۸/۱	۸۶۱/۳

دوم داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت GMT ۱۲ طی سال‌های ۱۳۸۲-۱۳۵۲ در قلمرو عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۶۰ درجه و طول جغرافیایی ۰ تا ۷۰ درجه شرقی می‌باشد.

انتخاب طول و عرض‌های جغرافیایی یاد شده به این دلیل بوده تا منشاء و محل ورود الگوهای گردشی که ایران و از جمله سنندج را تحت تأثیر قرار می‌دهند، شناسایی شود. لازم

است یادآوری شود که داده‌های ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از سال ۱۳۵۲ موجود بوده در نتیجه علت اینکه پایگاه داده مربوط به تیپ‌های همدید و الگوهای گردشی با همدیگر همخوانی ندارند، کمبود داده‌های مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در سال‌های قبل از ۱۳۵۲ است زیرا از این سال به بعد داده‌های مربوط به جو بالا ثبت گردیده است (شکل ۳).

انتخاب داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال از یک سو مبتنی بر تحقیقات محققان دیگری بوده است که به بررسی مسایل مشابه پرداخته‌اند و از سوی دیگر مبتنی بر این واقعیت است که جریان‌های تراز ۵۰۰ که لایه میانی جو به‌شمار می‌آید نقش تعیین‌کننده‌ای در آرایش الگوهای فشار سطحی دارد (مسعودیان، ۱۳۸۵: ۲). داده‌های مربوط به متغیرهای اقلیمی از اداره هواشناسی سنندج و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه داده NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده برداشت شده است.

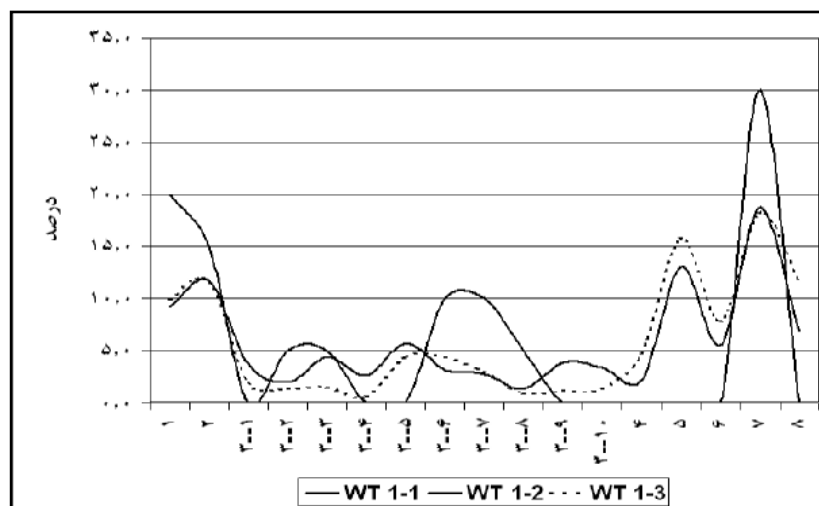
تفکیک زمانی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۲/۵ درجه عرضی در ۲/۵ درجه طولی می‌باشد. پایگاه داده حاصل به ابعاد  $609 \times 7399$  به دست می‌آید که طول آن تعداد روزها و عرض آن مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۶۰۹ یاخته می‌باشد. بر روی این پایگاه داده نیز تحلیل مؤلفه مبنا انجام شد و ۱۱ مؤلفه که بالاتر از یک درصد پراش را تبیین می‌کردند به عنوان مؤلفه‌های اصلی انتخاب شدند و در تحلیل خوشه‌ای که بر روی این مؤلفه‌های اصلی، ۸ الگوی گردشی تشخیص داده شد. به نظر می‌رسید که در این میان الگوی شماره ۳ (فرود شرق مدیترانه) به نظر می‌رسید که از پویایی بیشتری نسبت به سایر الگوها برخوردار باشد. به همین دلیل با انجام یک تحلیل خوشه‌ای بر روی این الگو به ۱۰ الگوی فرعی تقسیم شد. در واقع این الگوها را می‌توان نماینده ادامه جریان و حرکت فرود عمیق شرق مدیترانه به طرف شرق دانست. بعد از به‌دست آوردن تیپ‌های همدید ایستگاه سنندج و الگوهای گردشی اصلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده یاد شده یک جدول متقاطع تشکیل شد که در آن الگوهای گردشی در ستون‌ها و تیپ‌های همدید در ردیف‌ها قرار گرفتند. به کمک این جدول فراوانی درصدی هر کدام از تیپ‌های همدید اصلی ایستگاه در زمان هر کدام از الگوهای گردشی محاسبه و نمودار آنها ترسیم شد. در ذیل با توجه به نتایج به دست آمده از جدول متقاطع و نمودارهای ترسیم شده آنها ارتباط تیپ‌های همدید با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی گردید.

ردیف	سال	روز	ماه	دما	رطوبت	سرعت باد	جهت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	شدت باد	
1	1974	1	1	1362	10	11	2	66.4	1	0	-5	5	869.5	1	1						
2	1974	1	2	1362	10	12	0.1	54.4	0	-1.5	-6	3	867.7	2	1						
3	1974	1	3	1362	10	13	0	53.4	0	-5	-8	-2	870.4	1	1						
4	1974	1	4	1362	10	14	0	48.9	3.8	-9.5	-13	-6	871.2	1	1						
5	1974	1	5	1362	10	15	0	49.4	4.5	-8	-16	0	871.2	1	1						
6	1974	1	6	1362	10	16	0.2	61.6	1.3	-0.5	-3	2	867.6	2	1						
7	1974	1	7	1362	10	17	23	80.3	0	-2.5	-5	0	860.7	1	16						
8	1974	1	8	1362	10	18	2	82	0	-2.5	-5	0	863.0	1	16						
9	1974	1	9	1362	10	19	0	71.1	0	-11.5	-18	-5	865.2	1	1						
10	1974	1	10	1362	10	20	0.4	59.9	2.7	-3	-10	4	866.9	1	1						
11	1974	1	11	1362	10	21	1	61.3	2.2	-3.5	-9	2	868.0	1	1						
12																					
13																					
14																					
15																					
16																					
17	7361	1994	3	27	1373	1	7	10.5	77.5	1.8	8.9	3.8	14	861.1	5	5					
18	7362	1994	3	28	1373	1	8	2	76.8	1.7	9	6	12	860.1	5	5					
19	7363	1994	3	29	1373	1	9	0	62.8	9.3	10.6	4.6	16.6	869.4	5	5					
20	7364	1994	3	30	1373	1	10	0	68.4	1.4	8.8	2.4	16.2	869.3	5	11					
21	7365	1994	3	31	1373	1	11	2	68.3	1.8	7.5	2.8	12.2	867	5	11					
22	7366	1994	4	1	1373	1	12	19	66.5	7.2	6.6	1	12.2	866.2	5	2					
23	7367	1994	4	2	1373	1	13	0	62.8	4.1	8.9	5.6	12.2	869.4	5	2					
24	7368	1994	4	3	1373	1	14	4	74.4	2.9	7.7	4	11.4	860.3	5	2					
25	7369	1994	4	4	1373	1	15	14.7	87.5	0.1	6	2	10	863.3	5	16					

شکل ۳: نمایش تقویم میلادی، شمسی، متغیرهای اقلیمی، تیپ‌های همدید و الگوهای گردشی در پایگاه داده

### ارتباط تیپ‌های همدید گروه پریشان (۱-۱، ۱-۲، ۱-۳) با الگوهای گردشی

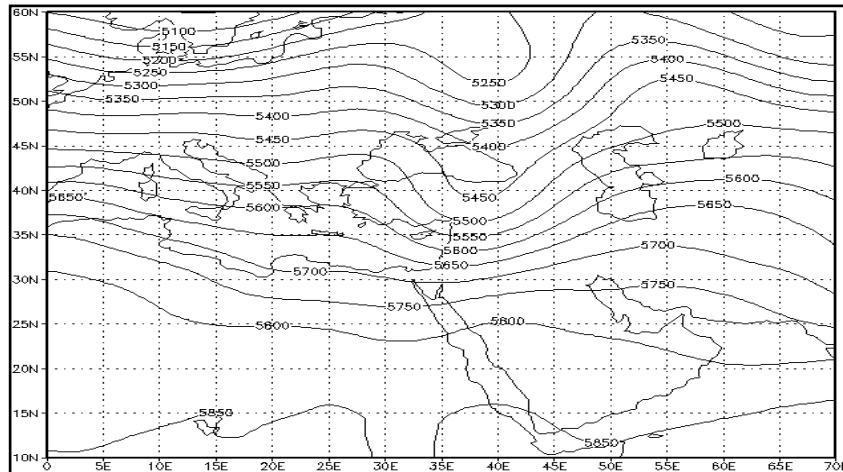
الگوی گردشی شماره ۷ و تا حدود کمی الگوی گردشی شماره ۱ به وجود آورنده تیپ همدید ۱-۱ می‌باشند (شکل ۴). الگوی گردشی شماره ۷ دارای بالاترین فراوانی در زمان رخداد این تیپ همدید می‌باشد و دیگر الگوهای گردشی تأثیر چندانی در رخداد تیپ یاد شده ندارند و حتی برخی از آنها (۴، ۵، ۶، ۸، ۱-۳، ۴-۳، ۵-۳، ۹-۳ و ۱۰-۳) در زمانی که این تیپ همدید رخ داده است دیده نشده‌اند. پس می‌توان گفت که بین این الگوهای گردشی با تیپ همدید ۱-۱ ارتباطی وجود ندارد و در عین حال در زمان حاکمیت الگوی گردشی شماره ۷ می‌توان با اطمینان بالا شرایط آب و هوایی تیپ همدید ۱-۱ را انتظار داشت. در زمان استیلای الگوی گردشی شماره ۷ فرود ضعیفی بر روی شبه‌جزیره اسکاندیناوی قرار داشته و فرود عمیقی بر روی دریای سیاه و منتهی‌الیه شرق مدیترانه پیدا می‌شود. در این حالت قسمت‌های غربی و شمال‌غربی ایران از جمله سنندج در قسمت جلو فرود (منطقه ناپایداری) قرار می‌گیرند هر چند دیگر مناطق ایران هم ممکن است تحت تأثیر ناپایداری حاصل از جلو فرود قرار بگیرند (شکل ۵). در زمانی که تیپ همدید ۱-۱ رخ داده است الگوی گردشی شماره ۱ نیز فراوانی چشمگیری داشته است که در این زمان دو کم ارتفاع یکی بر روی مدیترانه و دیگری بر روی شمال دریای خزر مستقر هستند (شکل ۵). در این حالت مناطق غربی کشور و از جمله سنندج در جلو فرود مدیترانه قرار داشته و شرایط ناپایداری بر منطقه حاکم است. پس می‌توان گفت که رخداد تیپ ۱-۱ در زمانی است که یا فرودی بر روی شرق مدیترانه یا بر روی دریای سیاه مستقر باشد.



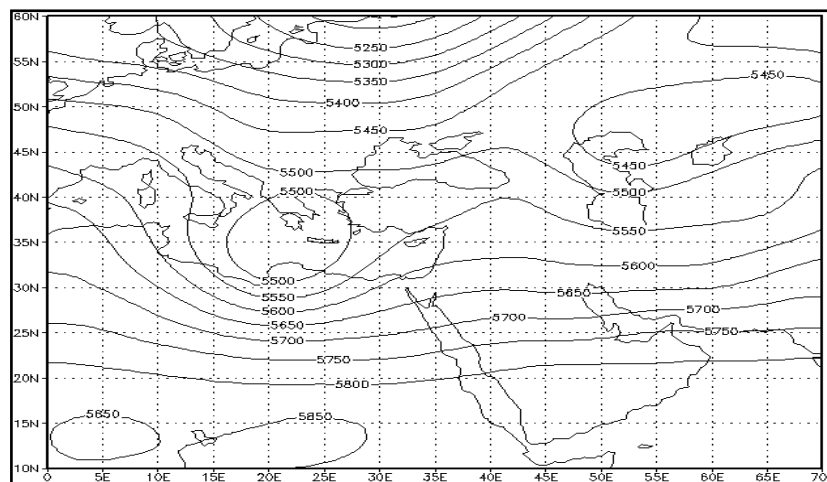
شکل ۴: فراوانی تیپ‌های همدید گروه پریشان در زمان رخداد هر کدام از الگوهای گردش

در تیپ همدید شماره‌ی ۱-۲ الگوی گردش شماره‌ی ۷ بیش از دیگر الگوها رخ داده است. در این شرایط آب و هوایی تمامی الگوهای گردش دارای فراوانی بوده اما فراوانی آنها بسیار ناچیز بوده است (شکل ۴). به نظر می‌رسد در این تیپ همدید علاوه بر الگوی گردش شماره‌ی ۷ (فرود عمیق روی دریای سیاه و منتهی‌الیه شرق مدیترانه) الگوی شماره‌ی ۵ نیز در به وجود آوردن این تیپ مؤثر بوده است و الگوهای گردش شماره‌ی ۳ دارای فراوانی بسیار کمی هستند. همچنین در زمان حاکمیت الگوی گردش شماره‌ی ۵ یک اومگا بر شمال دریای خزر و یک اومگای معکوس بر دریای سیاه مستقر است و تقریباً سراسر ایران زیر سلطه پارتفاعی است که هسته آن با هم ارتفاع ۵۹۰۰ متر مشخص شده است (شکل ۷). با این حال بخش‌های شمال‌غربی کشور متأثر از فرود نسبتاً عمیقی است که از روی دریای سیاه آغاز می‌شود و محور آن از قبرس می‌گذرد. پس در ایجاد شرایط آب و هوایی تیپ همدید ۱-۲ علاوه بر الگوی گردش شماره‌ی ۷ شرایط الگوی گردش شماره‌ی ۵ نیز دخالت دارد.





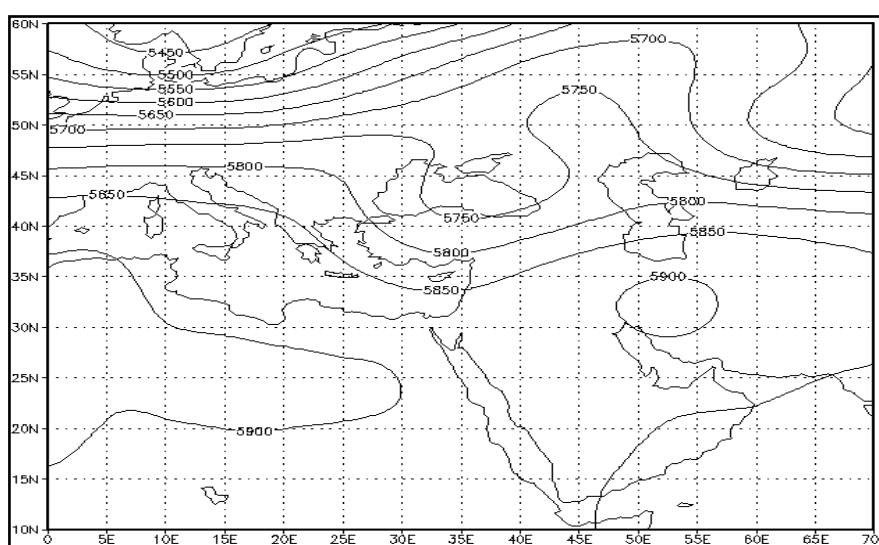
شکل ۵: الگوی نقشه ای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شماره ۷



شکل ۶: الگوی نقشه ای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شماره ۱

در تیپ همدید شماره ۱-۳ شرایطی همچون تیپ همدید قبلی حاکم است با این تفاوت که در این تیپ علاوه بر الگوی گردشی ۷ فراوانی الگوی شماره ۵ نسبت به تیپ همدید ۱-۲ به مقدار چشمگیری افزایش یافته است (شکل ۴). در این تیپ نیز همچون تیپ‌های همدید ۱-۲ و ۱-۲ الگوهای گردشی گروه ۳ به نسبت سایر الگوها کمتر رخ داده‌اند. پس در واقع می‌توان گفت تیپ ۱-۳ با همان الگوهای گردشی مرتبط با تیپ ۱-۲ پیوند دارد با این تفاوت که نقش الگوی گردشی شماره ۵ (استقرار فرود عمیق روی دریای سیاه و منتهی‌الیه شرق مدیترانه) با

توجه به افزایش فراوانی که داشته بیشتر شده است. در نتیجه می‌توان گفت که عوامل اصلی به وجود آورنده تیپ همدید ۱-۱ الگوی گردشی ۷ و تیپ های همدید ۱-۲ و ۱-۳ از گروه پریشان، الگوهای گردشی ۷ و ۵ می‌باشند و دیگر الگوهای گردشی ارتباط چندان قوی با این شرایط آب و هوایی نداشته و در واقع در زمان استیلای این الگوهای گردشی است که سه گونه مختلف تیپ پریشان رخ داده و می‌توان با اطمینان بالایی رخداد شرایط آب و هوایی این تیپ‌های همدید را با الگوهای مذکور بیان و آنها را تا حدود زیادی پیش‌بینی کرد.

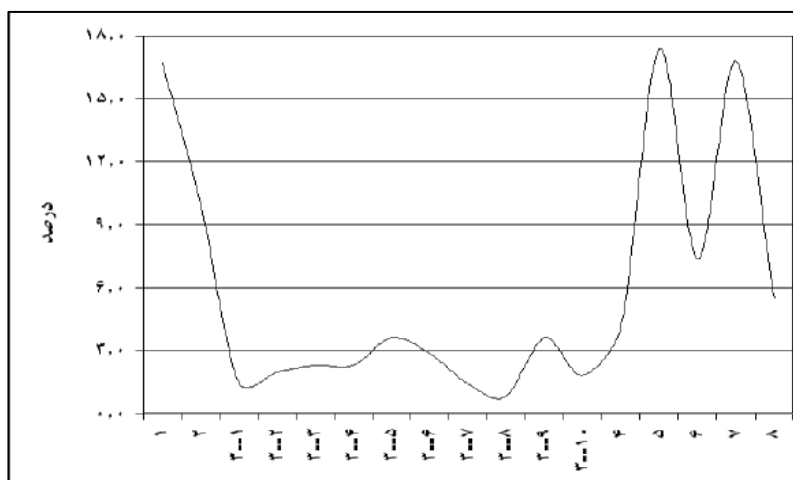


شکل ۷: الگوی نقشه ای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شماره ۵

### ارتباط تیپ همدید زمستانی کم بارش (۲) با الگوهای گردشی

تیپ همدید شماره ۲ در زمان رخداد الگوهای گردشی شماره ۵، ۷ و ۱ دارای بیشترین فراوانی بوده و دیگر الگوهای گردشی دارای فراوانی نسبتاً کمتری می‌باشند (شکل ۱۰). بدلیل تفاوت بسیار ناچیزی که فراوانی این ۳ الگوی گردشی با یکدیگر دارند می‌توان گفت که شرایط آب و هوایی تیپ همدید زمستانی کم‌باران تابعی از این ۳ الگوی گردشی می‌باشد. ضمن اینکه در این تیپ نیز الگوهای گردشی گروه ۳ دارای حداقل رخداد هستند. در نتیجه، قرارگیری فرود عمیقی بر روی دریای سیاه و منتهی‌الیه شرق مدیترانه در زمان حاکمیت الگوی گردشی شماره ۷ و استقرار فرود عمیق بر روی قبرس در زمان حاکمیت الگوی گردشی شماره ۵ و همچنین استقرار دو کم‌ارتفاع بر روی شمال دریای خزر و مرکز مدیترانه و دو هسته پر ارتفاع در حوالی چاد در شمال افریقا در زمان استیلای الگوی گردشی شماره ۱ می‌توان عوامل اصلی به‌وجود آورنده تیپ همدید زمستانی کم بارش دانست (شکل ۶). البته در زمان حاکمیت الگوی

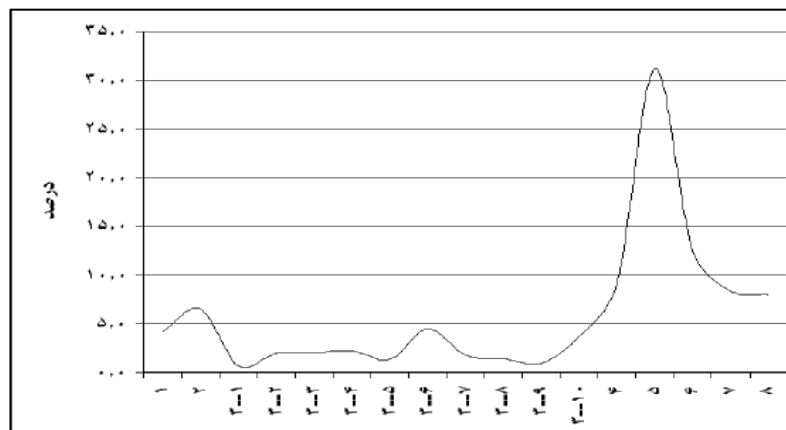
گردشی شماره‌ی ۵ بخش‌های شمال‌غربی ایران تحت تأثیر فرود عمیق بر روی قبرس هستند ولی قسمت‌های دیگر ایران متأثر از پراتفاع می‌باشند. احتمالاً نقش الگوهای گردشی شماره‌ی ۵، ۷ و ۱ در ایجاد تیپ همدید زمستانی کم بارش همراه با عدم تزریق رطوبت به سامانه‌های غربی بوده است و به همین دلیل این سامانه‌ها بر روی سنندج منجر به بارش کمی شده‌اند و یک تیپ کم‌بارش را به وجود آورده‌اند.



شکل ۸: فراوانی تیپ همدید زمستانی کم بارش (۲) در زمان رخداد هر کدام از الگوهای گردشی

### ارتباط تیپ همدید تابستانی (۳) با الگوهای گردشی

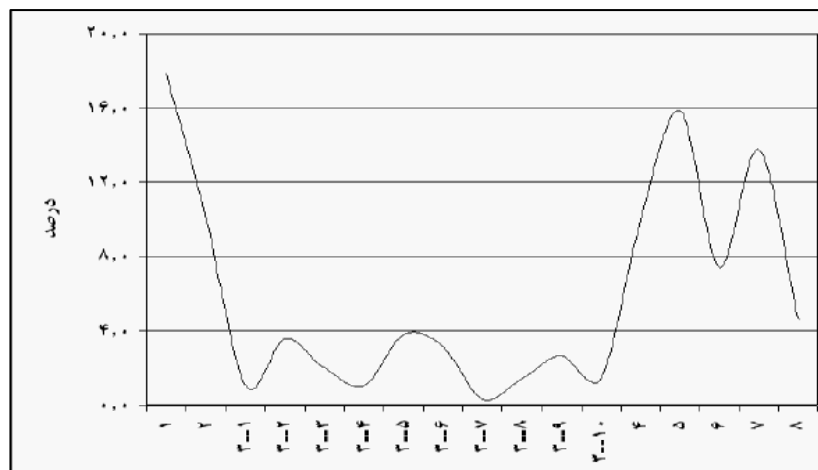
شرایط آب و هوایی تیپ همدید تابستانی همزمان با حاکمیت الگوی گردشی شماره‌ی ۵ است. به نظر می‌رسد در این تیپ همدید به دلیل تفاوت فراوانی بسیار زیادی که الگوی گردشی ۵ با الگوهای دیگر دارد بتوان شرایط آب و هوایی تابستانی را نتیجه این الگوی گردشی دانست (شکل ۹). همچنان که در توضیح عوامل به‌وجود آورنده تیپ‌های همدید در بالا اشاره شد در زمان استقرار الگوی گردشی شماره‌ی ۵ پراتفاعی ایران را فرا می‌گیرد که این هسته پراتفاع به صورت زبانه‌ای از پرفشار جنب حاره‌ای آזור ابتدا بر روی افریقا آمده و سپس به طرف ایران حرکت کرده است و در نتیجه فرونشینی مداوم هوا در زیر پرفشار جنب حاره‌ای آזור عامل صعود و ناپایداری از بین می‌رود و شرایط تابستانی بر منطقه حاکمیت پیدا می‌کند (شکل ۷). در حقیقت تیپ همدید تابستانی سنندج محصول تقویت و گسترش پرفشار آזור از یکسو و احتمالاً تضعیف یا انتقال فرود دریای سیاه به عرض‌های شمالی‌تر است.



شکل ۹: فراوانی تیپ همدید تابستانی (۳) در زمان رخداد هر کدام از الگوهای گردش

#### ارتباط تیپ همدید زمستانی پر بارش (۴) با الگوهای گردش

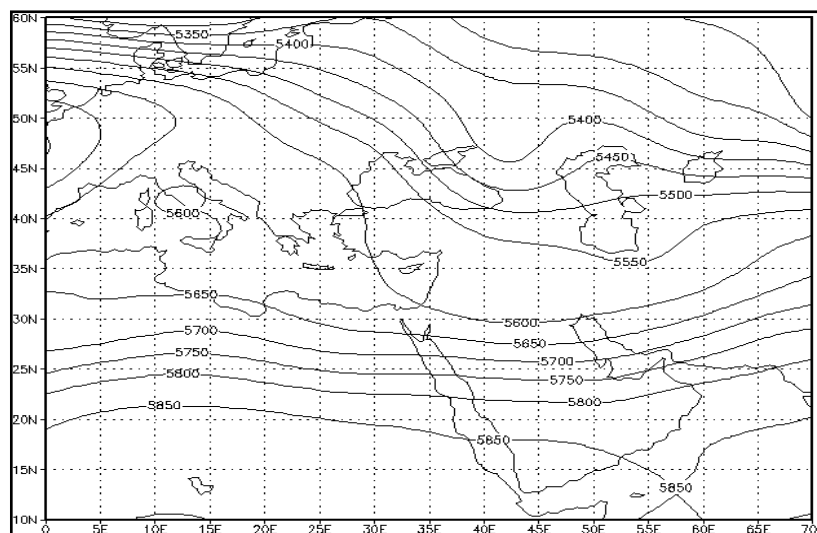
اگر شکل مربوط به فراوانی تیپ همدید زمستانی پربارش را با شکل تیپ زمستانی کم بارش مقایسه کنیم مشاهده می‌شود که تفاوت زیادی بین این دو تیپ وجود ندارد (شکل ۱۰ و ۸). در واقع در تیپ زمستانی پر بارش فراوانی الگوی گردش شماره ۱ افزایش یافته (استقرار کم ارتفاع بر روی مرکز مدیترانه) و در عوض از فراوانی الگوهای گردش شماره ۵ و ۷ تا حدود کمی کاسته شده است. در نگاه اول به نظر می‌رسد که الگوی گردش شماره ۵ که الگوی اصلی به وجود آوردن تیپ همدید تابستانی است، نباید در تیپ همدید زمستانی بخصوص در تیپ همدید زمستانی پر بارش مشاهده شود ولی فراوانی قابل ملاحظه‌ای داشته است. با توجه به متغیر بودن بادهای غربی که سیستم‌های همدید متعددی را از برون حاره به منطقه آورده و گاهی هم اصلاً به منطقه نمی‌آیند، در نتیجه می‌توان فراوانی دو الگوی متفاوت گردش ۵ و ۱ را در به وجود آوردن شرایط هوای زمستانی پر بارش به سیکلون‌ها و آنتی سیکلون‌هایی مربوط دانست که تحت تأثیر بادهای غربی بطور پی‌درپی ظاهر می‌شوند و تناوب شرایط هوای ناپایدار و پایدار را باعث می‌شوند. پس می‌توان گفت که نقش الگوی گردش شماره ۱ در تیپ همدید زمستانی پر بارش تا حدی بیشتر از تیپ زمستانی کم بارش است. البته باز هم در این تیپ همدید نقش الگوهای گردش ۵ و ۷ را نمی‌توان نادیده گرفت. ضمن اینکه در این شرایط آب و هوایی الگوهای گروه ۳ باز هم در حداقل فراوانی خود هستند. در نتیجه به نظر می‌رسد که بتوان گفت که الگوی به وجود آورنده تیپ زمستانی کم بارش و همچنین زمستانی پر بارش الگوهای گردش شماره ۱، ۵ و ۷ هستند. در عین حال آنچه این دو تیپ هوا را از یکدیگر متمایز می‌سازد احتمالاً به الگوهای متفاوت دما و رطوبت تراز میانی جو بستگی دارد که به بررسی در مطالعات جداگانه‌ای نیازمند است.



شکل ۱۰: فراوانی تیپ همدید زمستانی پر بارش (۴) در زمان رخداد هر کدام از الگوهای گردشی

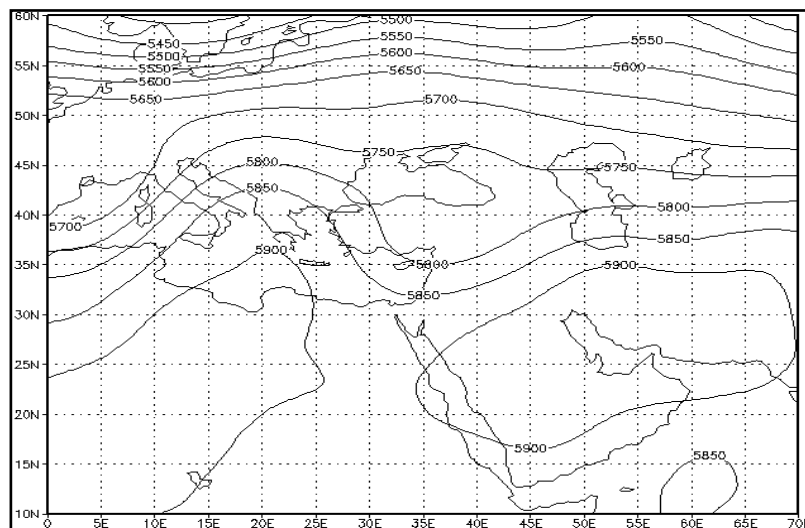
**ارتباط تیپ همدید بهاری- پاییزی (۱-۵، ۲-۵، ۳-۵، ۴-۵ و ۵-۵) با الگوهای گردشی**

در تیپ همدید ۱-۵ الگوی گردشی شماره ۲ دارای بالاترین فراوانی است. به نظر می‌رسد با اطمینان بالایی بتوان گفت که عامل این شرایط آب و هوایی تنها الگوی گردشی شماره ۲ باشد و سایر الگوها با توجه به فراوانی بسیار کمی که دارند و برخی از آنها هم که حتی دارای فراوانی نیستند (۸، ۵، ۱ و...) در به وجود آوردن شرایط آب و هوایی این تیپ همدید تأثیری ندارند (شکل ۱۳). پس این تیپ هوا را می‌توان تنها در زمان استیلای الگوی گردشی شماره ۲ انتظار داشت. در زمان استقرار الگوی گردشی شماره ۲ مرکز کم ارتفاعی بر روی دریای آدریاتیک و مرکز ایتالیا مستقر می‌باشد در این حالت فرود نسبتاً عمیقی بر شرق مدیترانه قرار می‌گیرد که شرایط هوای بیابان‌های عربستان (گرد و خاک و باد) را به قسمت‌های جنوبی و جنوب غربی ایران می‌آورد که بر روی سنندج تأثیر چندانی ندارد و قسمت‌های شمال غربی تحت تأثیر فرود نسبتاً عمیقی هستند که محور آن بر منتهی‌الیه دریای سیاه منطبق می‌باشد (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: الگوی نقشه ای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شماره ۲

در ارتباط با تیپ همدید ۲-۵ می توان گفت که الگوهای گردشی شماره ۵ و تا حدود کمی ۶ و ۸ نسبت به الگوهای دیگر دارای رخداد بوده اند. سایر الگوها را با توجه به فراوانی بسیار کمی که دارند نمی توان در شرایط آب و هوایی این تیپ همدید مؤثر دانست (شکل ۱۳). با توجه به نقشه به دست آمده از الگوهای مزبور می توان گفت که در زمان الگوی گردشی شماره ۶ پر ارتفاعی بر روی شمال آفریقا و پر ارتفاع دیگری بر روی نیمه ی جنوبی کشور مستقر می باشند اما قسمت های شمالی و شمال غرب کشور و به تبع آن ساندج در زیر بخش شرقی فرودی قرار می گیرند که محور آن تقریباً از جزیره ی قبرس می گذرد (شکل ۱۲) و در زمان حاکمیت الگوی شماره ۸ قسمت بزرگی از ایران زیر نیمه شرقی فرود شرق مدیترانه قرار می گیرد که به نظر می رسد تنها قسمت های شمالی کشور از ناپایداری حاصل از آن متأثر شوند. در زمان الگوی گردشی شماره ۵ است که زبانه پر ارتفاع آزور بطور کامل در بخش بزرگی از ایران مستقر می شود. پس می توان گفت تیپ همدید ۲-۵ در موقعی اتفاق می افتد که پر فشار آزور به تدریج بر روی ایران گسترش می یابد.

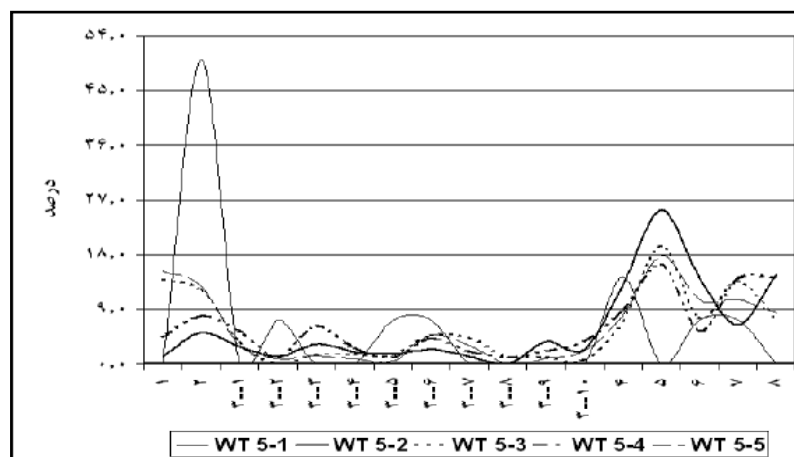


شکل ۱۲: الگوی نقشه‌ای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شماره‌ی ۶

همزمان با روی دادن شرایط آب و هوایی تیپ همدید ۳-۵ الگوهایی همچون الگوی شماره‌ی ۱، ۲ و ۵ به مقدار چشمگیری رخ داده‌اند که در این میان فراوانی الگوی شماره‌ی ۵ نسبت به الگوهای دیگر چشمگیرتر است به نظر می‌رسد بتوان گفت در این تیپ همدید نیز این الگوی گردشی به‌وجود آورنده اصلی شرایط آب و هوایی مورد نظر باشد در این تیپ همدید باز هم الگوهای گردشی شماره‌ی ۳ تأثیر چندانی ندارند (شکل ۱۳). پس در زمان استقرار پراتفاح در ایران و یا در جنوب مدیترانه و شمال آفریقا شرایط تیپ همدید ۳-۵ را می‌توان انتظار داشت.

در تیپ همدید شماره‌ی ۴-۵ الگوی گردشی غالب الگوهای ۵، ۷ و ۸ هستند. سایر الگوهای گردشی نیز دارای فراوانی هستند که نمی‌توان از اثرات آنها در به‌وجود آوردن این تیپ همدید چشم‌پوشی کرد (شکل ۱۳). در زمان الگوی گردشی شماره‌ی ۷ فرود عمیقی بر روی دریای سیاه گسترش یافته و تقریباً بیشتر بخش‌های ایران در قسمت جلو فرود قرار می‌گیرند و ایران تا حدود زیادی متأثر از ناپایداری ناشی از آن است (شکل ۵).

در تیپ همدید ۵-۵ تمامی الگوهای گردشی به استثنای الگوهای گروه ۳ دارای فراوانی چشمگیری بوده‌اند و به عبارت دیگر در به‌وجود آوردن این تیپ همدید نمی‌توان الگوی خاصی را مسؤول دانست بلکه شرایط آب‌وهوایی ناشی از این تیپ حاصل رخداد اکثر الگوهای گردشی می‌باشد (شکل ۱۳). با این وجود در این تیپ نیز الگوی گردشی شماره‌ی ۵ و به مقدار کمتر ۱ و ۲ را می‌توان مسؤول به‌وجود آوردن شرایط آب و هوایی تیپ همدید ۴-۵ دانست.



شکل ۱۳: فراوانی تیپ‌های همدید گروه بهاری - پاییزی در زمان رخداد هر کدام از الگوهای گردشی

### نتیجه‌گیری

هر الگوی گردشی تمایل دارد در ماه‌های ویژه‌ای فعال شود. به بیان دیگر الگوهای گردشی دارای رفتار فصلی هستند به همین دلیل است که برخی از الگوهای گردشی با الگوهای دیگر ناسازگارند و با برخی دیگر سازگاری بیشتری نشان می‌دهند. با این حال الگوهای دیگری هم وجود دارند که بتوانند پس از هر الگوی گردشی دیگری ظاهر شوند و نقش پل ارتباطی (گذار) میان الگوهای ناسازگار را بازی می‌کنند. این دو نوع رفتار مختلف از یک سو می‌تواند به این معنا باشد که در برخی از روزهای سال تنها باید انتظار مشاهده الگوی گردشی معینی را داشت و از سوی دیگر به این معنا است که در برخی از روزها چندین الگوی گردشی می‌توانند ظاهر شوند.

با توجه به تصاویر مربوط به فراوانی الگوهای گردشی در هر یک از تیپ‌های همدید می‌توانیم از ارتباط الگوهای گردشی مورد بررسی با تیپ‌های همدید هوای شناخته شده ایستگاه سنندج نتیجه بگیریم که برخی الگوهای گردشی تأثیر چندانی در به وجود آوردن هیچکدام از تیپ‌های همدید نداشته‌اند در حالی که برخی دیگر از الگوها در بیشتر تیپ‌های همدید مورد بررسی جزء عوامل اصلی به وجود آورنده آنها بوده‌اند بطوری که می‌توانیم بگوییم مجموعه الگوهای گردشی گروه ۳ در هیچکدام از تیپ‌های همدید به آن مقدار رخداد نداشته‌اند که بتوانیم آنها را در زمره‌ی عوامل اصلی به وجود آورنده تیپ‌های همدید مورد بررسی بدانیم. البته یکی از دلایل آن ممکن است فراوانی کم این الگوهای گردشی در طی سال باشد که به مقدار کمتری از دیگر الگوهای گردشی بر روی منطقه ظاهر می‌شوند. پس به نظر می‌رسد الگوهای مذکور بندرت در



منطقه ظاهر می‌شوند و شرایط آب و هوایی این منطقه را متأثر می‌سازند. در مقابل الگویی همچون الگوی شماره‌ی ۵ وجود دارد که در تمامی تیپ‌های همدید فراوانی قابل ملاحظه‌ای داشته است و بجز در تیپ‌های همدید ۱-۱ و ۱-۵ که اصلاً رخ نداده است در سایر تیپ‌ها جزء الگوی گردشی اصلی اول یا دوم بوده است که در ایجاد شرایط آب و هوایی تیپ‌های همدید و بطور کلی آب و هوای منطقه مؤثر بوده است. با این حال با توجه به فراوانی بسیار زیادی که الگوی گردشی شماره‌ی ۵ در اکثر تیپ‌های همدید و حتی تیپ‌های همدید زمستانی داشته است، نقش الگوی گردشی شماره‌ی ۱ و ۷ در تیپ‌های زمستانی غالب‌تر بوده است اما در دیگر تیپ‌های همدید غلبه با الگوی گردشی شماره‌ی ۵ است. این که گفته می‌شود هر الگوی گردشی عامل به‌وجود آمدن تیپ همدید خاصی می‌باشد در این پژوهش تأیید نشد. به نظر می‌رسد این عامل به داده‌های مورد استفاده در تحلیل‌ها برمی‌گردد. چون در این پژوهش تنها داده‌های دینامیکی جو (ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال) استفاده شد و داده‌های مربوط به دما و رطوبت جو در آن ارتفاع دخالت داده نشد پس می‌توان گفت که یک تیپ همدید علاوه بر حالت دینامیکی جو به عامل ترمودینامیکی جو نیز وابسته بوده و این عوامل بطور مشترک تیپ همدید خاصی را به‌وجود می‌آورند. پس پیشنهاد می‌شود در تحقیقات بعدی برای به‌دست آوردن رابطه بین تیپ‌های همدید و الگوهای گردشی علاوه بر حالت دینامیک جو حالت ترمودینامیکی آن نیز مدنظر قرار گیرد تا با اطمینان بالایی نسبت به پیش‌بینی رخداد هر یک از تیپ‌های همدید بتوان اظهار نظر نمود.

## منابع و مأخذ

- ۱- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱): اقلیم‌شناسی سینوپتیک. انتشارات سمت.
- ۲- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۵): طرح پژوهشی برآورد و پیش‌بینی سیلاب‌های استان چهارمحال بختیاری دانشگاه اصفهان. معاونت پژوهشی مرکز تحقیقات علوم جغرافیایی. گروه پژوهشی اقلیم‌شناسی.
- 3-Andrew M. Carleton, (1987), Summer Circulation Climate of the American Southwest, 1945–1984, Annals of the Association of American Geographers, Volume 77.
- 4-Deliang Chen, A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study, International Journal of Climatology, Int. J. Climatol.
- 5-Mundy C.J, Barber D. G, (2001), On the Relationship between Spatial Patterns of Sea-Ice Type and the Mechanisms which Create and Maintain the North Water (NOW) Polynya, Atmosphere-Ocean 39 (3).
- 6-Maura Hahnenberger (2003), Summertime Precipitation Variability and Atmospheric Circulation over the South American Altiplano: Effects of Lake Titicaca and Salar de Uyuni, Oklahoma Weather Center Research Experiences for Undergraduates Final Project, august 1.
- 7-Pere Esteban, Philip D, Javier Martin-Vide and Montse Mases,(2005), Atmospheric Circulation patterns Related to Heavy Snowfall days in Andorra, Pyrenees, International Journal of Climatology, Int. J. Climatol.
- 8-Peter Domonokos, Jan Kysely, Katarzyna Piotrowicz, Predrag Petrovic and Tanja Likso, (2003), Variability of Extreme Temperature Events in South-Central Europe During the 20<sup>th</sup> century and its Relationship with Large-Scale Circulation, International Journal of Climatology, Int. J. Climatol.
- 9-Quadrelli. R, Lazzeri. M, Cacciamani. C, Tibaldi. S, (2001), Observed winter Alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns, Climate Research Clim Res , Vol. 17.
- 10- Sergei Rodionov and Raymond Assel, (2000), Atmospheric Teleconnection Patterns and Severity of Winters in the Laurentian Great Lakes Basin, Atmospheric-Ocean 38(4) 2000.
- 11-Slonosky. V. C, Jones. P. D and Davies, (2001), Atmospheric Circulation and Surface Temperature in Europe from the 18<sup>th</sup> Century to 1995, International Journal of Climatology, Int. J. Climatol.21: 63-75.
- 12-<http://www.geo.umass.edu/climate/JAWRA.pdf>.