پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ٤٦، شمارهٔ ١، بهار ١٣٩٣
ص. ٤٢-١٩

طبقه‌بندی الگوهای سینوپتیکی بارش‌زا در سواحل دریای خزر

ام‌السلمه بابایی فینی* ـ استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور
ابراهیم فتاحی ـ دانشیار پژوهشکدهٔ هواشناسی

پذیرش مقاله: ١٣٩٢/٠٤/٢٧ تأیید نهایی: ١٣٩٢/١١/٢٩

چکیده

با توجه به وجود ارتباط تنگاتنگ میان الگوهای گردش جوی و عناصر اقلیمی، می‌توان پدیده‌های فرین آب‌وهوایی، مانند سیل و خشکسالی و دوره‌های خشک و تر را به تغییرات الگوهای گردش جوی نسبت داد. برای طبقه‌بندی الگوهای سینوپتیکی بارش‌زا، داده‌های گردآوری‌شدهٔ میانگین روزانهٔ تراز ٥٠٠ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا طی دورهٔ آماری ٢٠٠٨-١٩٥٠ مورد استفاده قرار گرفت و برای ارزیابی نقشهٔ الگوهای بارش، داده‌های مجموع بارش روزانه طی دورهٔ آماری ٢٠٠٨-١٩٦٠ جمع‌آوری شدند. با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، همهٔ روزهای مورد مطالعه را به هجده گروه تقسیم‌بندی شدند و پس از آن، نقشه‌های ترکیبی تراز ٥٠٠ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا برای هر یک از تیپ‌های هوا تهیه شد. برای ارزیابی رابطهٔ الگوهای گردش جوی بر احتمال وقوع بارش و شدت بارش، شاخص PI مورد استفاده قرار گرفت. نتایج پژوهش حاضر نشان داد، الگوهای گردش جوی CP٤، CP٥، CP١٢، CP١ و CP١٥، جزء الگوهای بارش‌زای شدید و فراگیر و الگوهای گردش جوی CP٧، CP١٣، CP١٦، CP١٧ و CP١٨، جزء الگوهای بارش‌زای ملایم هستند. از نظر توزیع فراونی سالانه، الگوهای گردش جوی CP ٣، CP ٥، CP١٣ و CP١٥ در سرتاسر سال و الگوهای گردش جوی CP٢، CP٦ و CP١٠ در فصل تابستان، فعالیت دارند.

کلیدواژه‌ها: الگوهای گردش جوی، تحلیل مؤلفه‌های اصلی، خوشه‌بندی، سواحل جنوبی دریای خزر، شاخص PI.

مقدمه

الگوهای گردش جوی نقش اصلی را در رخداد پدیده‌های محیطی، به‌ویژه در مناطق معتدله دارند. برخی از الگوهای گردش جوی، سبب ایجاد دوره‌های مرطوب و برخی دیگر موجب ایجاد دوره‌های خشک و کم آبی می‌شوند. بنابراین از آنجایی که وقوع رخدادهای خشکسالی و ترسالی ریشه در گردش عمومی جو دارد با شناخت الگوهای گردش جوی،

* نویسنده مسئول: ٠٩١٢٣١٨٠٥٧٦ E-mail: F_babaee@pnu.ac.ir

امکان بررسی این پدیده‌ها قبل از وقوع و نیز، ارزیابی آثار آنها تا حدودی فراهم می‌شود (فتاحی و رحیم‌زاده، ۱۳۸۸: ۳۸). پژوهش‌های انجام‌شده نشان می‌دهد که پدیده‌های سیل و خشکسالی، متأثر از الگوهای گردش جوی است (باردوسی و کاسپری، ۱۹۹۰؛ باردوسی و پلیت، ۱۹۹۲؛ بوگاردی و متیاسوزکی، ۱۹۹۲و ۱۹۹۴؛ فتاحی، ۱۳۸۳؛ مفیدی و زرین، ۱۳۸۴؛ لشکری، اصغرپور و متکان، ۱۳۸۷؛ خوشحال و خسروی، ۱۳۸۸؛ فلاح قالهری، موسوی بایکی، حبیبی نوخندان و خوشحال، ۱۳۸۸؛ محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹؛ قادری و علیجانی، ۱۳۸۹؛ کاشکی، مسعودیان و حسینی، ۱۳۹۰؛ لشکری، قائمی، حجتی و امینی، ۱۳۹۱؛ شبانکاری و حلبیان، ۱۳۹۱؛ رسولی، بابائیان، قائمی و زوارضا، ۱۳۹۱؛ خوش‌اخلاق، نبوی و عباسی، ۱۳۹۱؛ حلبیان، پورجزی و صابری، ۱۳۹۱؛ باقری، ۱۳۹۲؛ آرزومندی و حجازی‌زاده، ۱۳۹۲ و نجف‌پور، ۱۳۹۲).

طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی روزانه، از گذشته مورد توجه اقلیم‌شناسان بوده است. بررسی متغیرهای اقلیم‌شناسی، مانند بارش و دما در یک مکان و زمان معین، نشان می‌دهد که این متغیرها به‌شدت تحت تأثیر الگوهای گردش جوی هستند. از این رو متغیرهای هواشناسی، مانند بارش و دما و پدیده‌های وابسته به آنها مانند سیل، خشکسالی، یخبندان‌ها و... به انواع ویژه‌ای از الگوهای گردش جوی مربوط می‌شوند (هوث، ۱۹۹۶: ۸۹۵).

افرادی مانند برایسون و رومر (۱۹۶۶: ۲۲۴)، اولین پژوهشگرانی بودند که تکنیک PCA را برای مطالعات اقلیم‌شناسی سینوپتیک به‌کار گرفتند. ریچمن (۱۹۸۱: ۱۱۴۹) از نخستین کسانی بود که با استفاده از PCA و CA به طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی و بررسی ارتباط آنها با متغیرهای اقلیمی در مقیاس روزانه پرداخت. بویشاند و براندسما (۱۹۹۷) مقایسه‌ای از طبقه‌بندی الگوهای گردشی برای پیش‌بینی دما و بارش در هلند را انجام دادند و نتیجه گرفتند الگوهای گردشی حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد تغییرات دما و بارش را توجیه می‌کنند و با طبقه‌بندی این الگوهای گردشی، پیش‌بینی تغییرات دما و بارش امکان‌پذیر می‌شود. چن و هلستورم (۱۹۹۹) تأثیر نوسان اطلس شمالی را روی تغییرات مکانی و زمانی درجه حرارت بررسی کردند. نتایج آنها ارتباط قوی بین نوسان اطلس شمالی و تغییرات درجه حرارت را نشان داد. هرچند تأثیرگذاری نوسان اطلس شمالی با توجه به زمان و مکان متفاوت است، اما به‌منزلهٔ یک عامل مهم برای مدل آماری ریزمقیاس‌سازی در نظر گرفته شد. وایبینگ (۱۹۹۹) بارش اروپا را در ارتباط با الگوهای گردشی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی کرد. وی الگوهای گردشی را مؤلفه‌های اصلی این پژوهش در نظر گرفت و آن را در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در توزیع بارش فصل زمستان اروپا مورد بررسی قرار داد. پنج الگوی برجسته، شامل نوسان اطلس شمالی، اسکاندیناوی، اروپای مرکزی، شرق اروپا و شرق اقیانوس اطلس بر توزیع بارش منطقه تأثیرگذار است که نوسان اطلس شمالی بیشترین تأثیر را بر بارش غرب اروپا دارد. رومر، سامر، رامیس و گنووس (۱۹۹۹: ۷۷۲) با استفاده از روش PCA و خوشه‌بندی، نوزده الگوی گردش جوی وابسته به روزهای بارشی منطقهٔ مدیترانه‌ای اسپانیا را برای دو سطح ۹۲۵ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تهیه و ارتباط آنها را با الگوهای مکانی بارش منطقه بررسی کردند. الگوهای گردشی به‌دست‌آمده شامل طیف گسترده‌ای از جریان‌ها روی شبه‌جزیرهٔ ایبری، با تمایز روشن بین اقیانوس اطلس و آشفتگی‌های مدیترانه غربی است. در این بررسی ارتباط بین الگوهای گردشی و بارش‌های سیل‌آسا مشخص شد. کریچک، تسی دولک و آلپرت (۲۰۰۰) الگوهای سینوپتیکی مرتبط با دوره‌های پربارش و کم‌بارش شرق مدیترانه را بررسی کردند. نتایج آنها نشان داد که در طول ماه‌های مرطوب، یک تراف بین سیبری و شرق مدیترانه ایجاد می‌شود و در طول ماه‌های

خشک، پُرفشار سیبری وسیع‌تر شده و فشار کم‌سطح زمین تا بخش مرکزی شمال مدیترانه جابه‌جا می‌شود. استبان، جونز، مارت و مَسس (۲۰۰۵: ۳۲۵) نیز با استفاده از روش PCA و خوشه‌بندی چندهسته‌ای، الگوهای گردش جوی سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال را برای اروپای جنوب غربی تعیین و ارتباط آنها را با بارش‌های سنگین برف در کشور آندورا مورد بررسی قرار دادند. علیجانی (۲۰۰۲) با بررسی توپوگرافی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، توانست دو ناوهٔ خزر و سوریه را که نقش مهمی در کنترل آب‌وهوای ایران دارند، شناسایی و معرفی کند. علیجانی در این بررسی نشان داد که ناوه‌ها و پشته‌هایی که در نزدیکی ایران قرار می‌گیرند، بیشترین تأثیر را در آب‌وهوای ایران می‌گذارند که از این میان، ناوهٔ سوریه و مدیترانه مهم‌ترین نقش را به‌ویژه در بارش غرب کشور برعهده دارند. رضیئی، بوردی، پِریریا، کورتِرال و سانتوز (۲۰۱۲) ارتباط بین الگوهای گردش جوی روزانه و دوره‌های خشک و مرطوب زمستان غرب ایران را بررسی کردند. در این مطالعه با استفاده PCA دوازده الگوی گردشی را به‌دست آوردند و با کمک SPI دوره‌های خشک و مرطوب را مشخص کردند. الیسون، تاکاشای، گیامبلوکا و دیاز (۲۰۱۳) ارتباط بین الگوهای گردش جوی با بارش‌های سنگین جزایر هاوایی را بررسی کردند. در این مطالعه مدل آماری خرده‌مقیاس‌سازی استفاده شده است. نتایج گویای ارتباط قوی بین ناهنجاری‌های الگوهای گردش سینوپتیکی در شمال غرب هاوایی و بخار آب منتقل‌شده از جنوب به شمال در تروپسفر میانی است.

مرادی (۱۳۸۱) به تحلیل سینوپتیکی بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال پرداخت و نتیجه گرفت بارش‌های شدید شمال کشور در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، با حاکمیت پشته روی دریای سیاه تا مرکز اروپا، شرق دریای مدیترانه و حضور ناوهٔ عمیق در شرق دریای سیاه همراه است. رضایی (۱۳۸۲) سیستم‌های سینوپتیکی سیل‌زا را در جنوب دریای خزر و به‌صورت موردی در حوضهٔ شفارود شناسایی کرد. در این پژوهش مشخص شد حدود ۷۱ درصد سیلاب‌ها زمانی ایجاد می‌شود که محور ناوهٔ مستقر در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، در غرب خزر قرار گیرد. عامل ایجاد بقیهٔ سیلاب‌ها، واچرخندها و چرخندهای سطح زمین است. مرادی (۱۳۸۵) وقوع سیلاب‌های ساحل جنوبی دریای خزر را بر اساس موقعیت سینوپتیکی پیش‌بینی کرد و نتیجه گرفت سه نوع توده هوا و سیستم فشاری، شامل سیستم‌های فشار، چرخندها و واچرخندهای مهاجر، در ریزش بارش سواحل جنوبی دریای خزر مؤثر هستند که از بین این سه عامل، شدیدترین بارش‌ها مربوط به چرخندها و واچرخندهای مهاجر است. مفیدی، زرین و جانباز قبادی (۱۳۸۶) الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر را تعیین کردند. نتایج نشان داد بارش‌های شدید و حدی سواحل جنوبی دریای خزر، نتیجهٔ سه الگوی سینوپتیکی اصلی (الگوی پرفشار، کم‌فشار و زوجی) هستند که از ۲۸ روز بارش شدید، ۱۶ روز نتیجهٔ استقرار الگوی پرفشار و تاوایی منفی ناشی از نفوذ زبانه پرفشار در سواحل جنوبی دریای خزر، ۶ روز الگوی کم‌فشار و ۶ روز باقی‌ماندهٔ نتیجهٔ استقرار مرکز پرفشاری در غرب ـ شمال غرب دریای خزر و مرکز کم‌فشاری در شرق است. جانباز قبادی، مفیدی و زرین (۱۳۹۰) به شناسایی الگوهای سینوپتیکی بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر پرداختند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، نتیجهٔ استقرار سه الگوی پرفشار، زوجی و کم‌فشار روی منطقهٔ خزری بوده و در تمامی الگوها، گردش واچرخندی همراه با بادهای شمالی در ترازهای زیرین جو بر دریای خزر تسلط دارد و به‌دلیل تسلط نزول شدید هوا بر نیمهٔ شمالی و صعود شدید کم‌ضخامت در بخش جنوبی دریای خزر، یک رابطهٔ الاکلنگی بین نیمهٔ شمالی و بخش جنوبی

دریای خزر در تمام روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار وجود دارد. غیور، مسعودیان، آزادی و نوری (۱۳۹۰) بـه تحلیـل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی دریای خزر پرداختند و برای شناسایی الگوهای بـارش، از روش تحلیـل مؤلفه‌های اصلی PCA و تحلیل خوشه‌ای CA استفاده کردند. نتایج نشـان داده اسـت کـه در همـهٔ گـروه‌هـای بارشـی (سبک، متوسط، سنگین و فوق سنگین)، ماه تیر و فصل تابستان، کمترین فراوانی رویدادها را دارند. عساکره، خوش رفتار و ستوده (۱۳۹۱) بارش‌های سنگین روزانهٔ سپتامبر در ارتباط با الگوهای سینوپتیکی در استان گیلان (۲۰۰۵ – ۱۹۷۶) را بررسی کرده‌اند. نتایج بیانگر تأثیر سامانه‌های پُرفشار (شمال غرب دریای سیاه، شمال روسیه ـ جنب قطبی، شمال غـرب اروپا ـ دریای نروژ، شمال دریای خزر و غرب دریای سیاه ـ دریای مدیترانه) بر بارش‌های سنگین است.

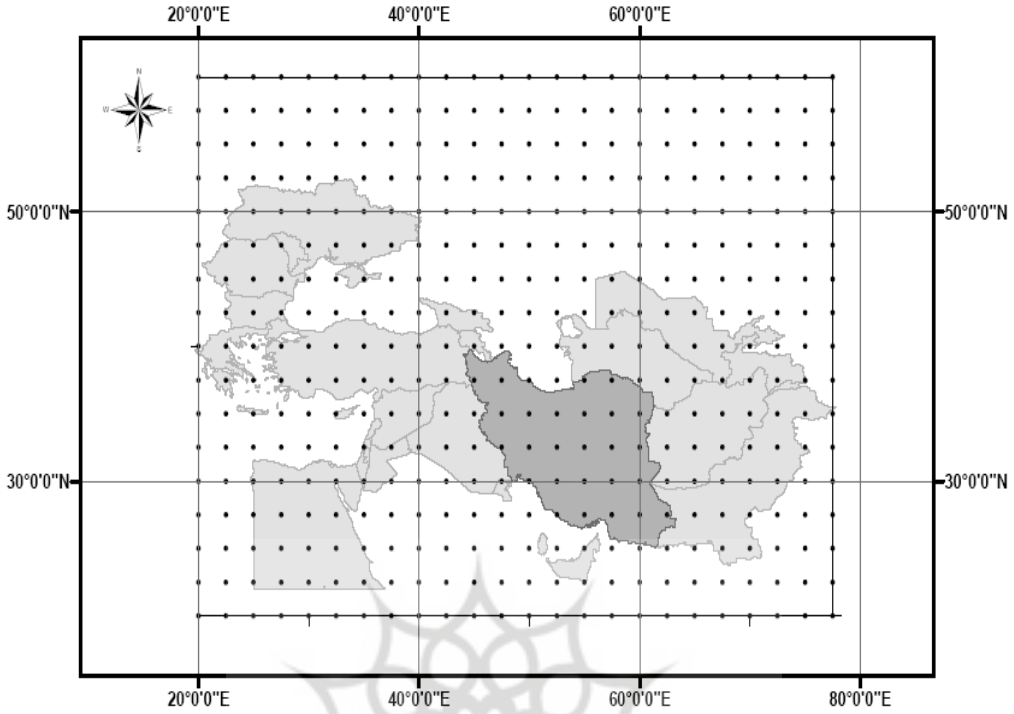
بررسی‌ها نشان می‌دهند که الگوهای گردش جوی شناسایی‌شده برای ایران، اغلـب بـر اسـاس داده‌هـای میـانگین ماهانهٔ جو تهیه شده‌اند. از سوی دیگر، به‌دلیل اهمیت فصل زمستان که فصل اصلی بارش در ایران است، پـژوهش‌هـای یاد شده، اغلب این فصل را مورد توجه و مطالعه قرار داده‌اند و شناسایی الگوی‌های گردش جو فصـل‌هـای دیگـر کمتـر مورد توجه قرار گرفته است. از این رو، پژوهش پیش رو با هدف شناسایی الگوهای گردش جو روزانه بـرای تمـامی ایـام سال، در دو سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح دریا متمرکز شده است. همچنین در این پژوهش، رابطـهٔ الگوهـای گـردش جوی بر احتمال وقوع بارش و شدت بارش با استفاده از شاخص PI مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته است. به‌گفتهٔ دیگر، هدف اصلی پژوهش، توسعه و به‌کارگیری یک روش سینوپتیکی برای تعیین رفتار الگوهای جوی و ارتبـاط آن بـا رخـداد بارش در کرانه‌های دریای خزر است. اهداف مرحله‌ای این مطالعه عبارتند از: ۱. شناسایی الگوهای خشکی‌زا و بارش‌زا در سواحل دریای خزر و ۲. تعریف و تعیین گروه‌های الگوی گردش جوی به‌صورت روزانه در این منطقه.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های میانگین روزانهٔ تراز ۵۰۰ و فشار تراز دریا، طی دورهٔ آماری ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۸ در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعه داده‌های بازسازی‌شده، استفاده شده است. محدودهٔ انتخاب‌شده، تمامی سامانه‌های مؤثر بر منطقهٔ مـورد مطالعه را در طول سال پوشش می‌دهد. این محدوده (شکل ۱) شامل ۴۰۸ یاخته از عرض ۲۰ تا ۶۰ درجهٔ شمالی و ۱۰ تا ۷۰ درجهٔ شرقی را دربـردارد. از داده‌هـای مجمـوع بـارش روزانـهٔ ایسـتگاه‌هـای سـینوپتیک منتخـب طـی دورهٔ آمـاری ۲۰۰۸–۱۹۶۰، برای ارزیابی نقش الگوها بر بارش استفاده شد (جداول ۱ و ۲).

جدول ۱. ویژگی ایستگاه‌های منتخب

ردیف	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	متغیر	دورهٔ آماری
۱	بابلسر	۵۲–۳۹	۳۶–۴۳	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۰ – ۲۰۰۸
۲	بندر انزلی	۴۹–۲۸	۳۷–۲۸	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۰ – ۲۰۰۸
۳	رامسر	۵۰–۴۰	۳۶–۵۴	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۰ – ۲۰۰۸
۴	گرگان	۵۴–۱۶	۳۶–۵۱	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۰ – ۲۰۰۸
۵	رشت	۴۹–۲۸	۳۷–۲۸	مجموع بارش روزانه	۱۹۶۰ – ۲۰۰۸



شکل ۱. محدوده و شبکهٔ مورد مطالعه برای طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی

جدول ۲. ویژگی متغیرهای استفاده شده در پژوهش حاضر

ردیف	نام متغیر	مقیاس زمانی	دقت مکانی (درجه)	دورهٔ آماری	مرجع
۱	ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال	میانگین روزانه	۲/۵ × ۲/۵	۱۹۵۰–۲۰۰۸	NCEP
۲	فشار سطح دریا (SLP)	میانگین روزانه	۲/۵ × ۲/۵	۱۹۵۰–۲۰۰۸	NCEP
۳	مجموع بارش روزانه	روزانه	–	۱۹۶۰–۲۰۰۸	سازمان هواشناسی

روش کار

بسیاری از محققان علوم جوی در برخورد با متغیرهایی با مقیاس‌های مختلف یا حجم گسترده‌ای از داده‌ها، راهبرد کاهش متغیرها و داده‌ها را با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) در پیش گرفته‌اند. افرادی همچون گادگیل و لاینگر (۱۹۸۰) و کالکستین (۱۹۹۸) از این دسته محققان هستند. داده‌های استفاده‌شده در پژوهش حاضر حجم بسیار گسترده‌ای دارد؛ به‌طوری که ماتریسی به ابعاد ۲۰۸۱۸ روز در ۴۰۸ یاخته را شامل می‌شود. برای طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی، اغلب ماتریس آرایهٔ S مورد استفاده قرار می‌گیرد. در ماتریس آرایهٔ S، ردیف‌ها بیانگر روزها و ستون‌ها نشان‌دهندهٔ نقاط شبکه‌اند. در این مطالعه نیز داده‌ها بر اساس ماتریس آرایهٔ S تنظیم شدند و از آرایهٔ S و چرخش

واریماکس برای شناسایی تیپ‌های هوا استفاده شده است. از آنجا که باید حجم بسیار زیادی از داده‌ها تحلیل و طبقه‌بندی می‌شد، بنابراین بهترین گزینه، یعنی روش PCA به‌کار گرفته شد. PCA یک روش آماری چند متغیره است که بین تعداد زیادی از متغیرها که به ظاهر بی‌ارتباط هستند، رابطهٔ خاصی را به‌صورت یک مدل برقرار می‌کند. روش PCA مؤلفه‌های جدیدی را ایجاد می‌کند که شامل مجموعه‌های خطی متعامد بر هم از متغیرهای اصلی هستند که هر کدام بخش کوچکی از واریانس کلی داده‌ها را توضیح می‌دهند.

مراحل محاسبهٔ تحلیل مؤلفه‌های اصلی به شرح زیر آمده است:

الف) انتخاب داده‌ها و متغیرها؛

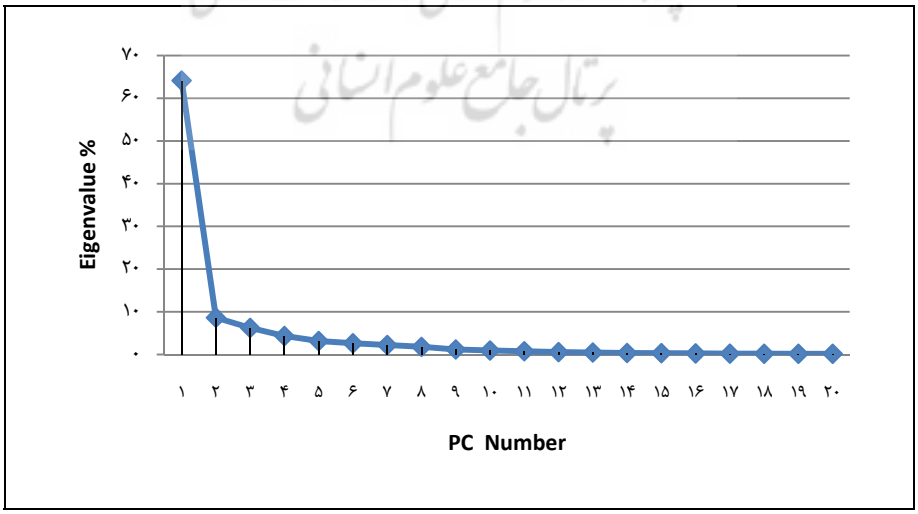
ب) تشکیل یک ماتریس داده n × p که در آن n تعداد روزها و p تعداد متغیرها است؛

ج) تنظیم یک ماتریس همبستگی داده‌ها بر اساس رابطهٔ ۱؛

رابطهٔ ۱)
$$r_{xy} = \frac{\sum(xi-\bar{x})(yi-\bar{y})}{N_{sx}.sy}$$

د) استفاده از نمودار غربالی (پلکانی) برای تعیین تعداد مؤلفه‌ها؛ در این پژوهش با انجام روش PCA روی داده‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، ۹ مؤلفهٔ اول انتخاب شد. برای استخراج تعداد مؤلفه‌ها از روش نمودار غربالی استفاده شده است (شکل ۲)، همچنین انتخاب مؤلفه‌هایی که ارزش ویژهٔ آنها بیشتر از یک درصد واریانس داده‌ها است (جدول ۳)، تأییدی بر صحت تعداد مؤلفه‌های نگه داشته شده برای ادامهٔ تحلیل‌ها است. ۹ مؤلفهٔ اصلی انتخاب‌شده درمجموع ۹۶/۲ درصد کل داده‌ها را تبیین می‌کنند. از این رو ۹ مؤلفه برای بررسی و تحلیل بیشتر انتخاب و از بقیهٔ مؤلفه‌ها که اهمیت زیادی نداشتند، صرف نظر شد.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



شکل ۲. نمودار غربالی تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

جدول ۳. درصد واریانس تبیین‌شدهٔ مؤلفه‌های انتخابی

شمارهٔ مؤلفه	درصد واریانس تبیین شده	درصد تجمعی واریانس	شمارهٔ مؤلفه	درصد واریانس تبیین شده	درصد تجمعی واریانس
۱	۶۴/۱	۶۴/۱	۶	۲/۶	۹۰/۸
۲	۹/۶	۷۳/۷	۷	۲/۴	۹۳/۲
۳	۶/۲	۸۰/۰	۸	۱/۸	۹۵/۰
۴	۴/۸	۸۴/۸	۹	۱/۲	۹۶/۲
۵	۳/۴	۸۸/۲			

ه) محاسبهٔ ماتریس بارگویه‌ها؛ این بارگویه‌ها، در واقع ارتباط بین عامل‌ها و متغیرهای اولیه را نشان می‌دهند (علیجانی، ۱۳۸۱: ۲۰۹).

ز) خوشه‌بندی؛ به‌منظور انتخاب تعداد گروه‌های (خوشه‌ها) مورد نیاز برای طبقه‌بندی و انتخاب هسته‌های آنها، راه حل‌های مختلفی وجود دارد. در این پژوهش برای انتخاب تعداد خوشه‌ها از روش پیشنهادی استبان و همکاران (۲۰۰۵: ۳۲۵) استفاده شده است. آنها برای شناسایی گروه‌ها و هسته‌های اولیهٔ خوشه‌ها، روش نمره‌های استاندارد حدی را به‌کار بردند؛ به این ترتیب که از نمره‌های استاندارد بیش از ۲ برای فاز مثبت و نمره‌های استاندارد کمتر از ۲ برای فاز منفی در خوشه‌بندی چند هسته‌ای استفاده کردند. در پژوهش حاضر نیز با بهره‌گیری از روش پیشنهادی فوق، تعداد ۹ مؤلفه از روش PCA به‌دست آمد که هریک از آنها دارای دو فاز مثبت و منفی هستند. این مؤلفه‌ها به ۱۸ گروه (الگوی گردشی) تقسیم‌بندی شدند.

برای ارزیابی رابطهٔ بین الگوهای گردش جوی و بارش، از شاخص PI استفاده می‌شود. این شاخص احتمال شرطی وقوع بارش و شدت بارش در یک الگوی گردشی را تعریف می‌کند (زانگ، ۱۹۹۵: ۶۸).

رابطهٔ ۲)
$$PI(i) = \frac{R_i / n_i}{R / n}$$

که در آن؛ n_i: تعداد روزهای با الگوی i؛ R_i: مجموع بارندگی طی آن روزها؛ R: مجموع بارش دریافتی در دورهٔ زمانی مورد مطالعه و n: تعداد روزهای مورد مطالعه است. چنانچه $PI < ۱$ یا حتی خیلی کوچکتر از واحد شود، الگو یا تیپ هوای i دخالت زیادی در بارش آن منطقه ندارد. بنابراین افزایش در فراوانی وقوع چنین الگویی، موجب کاهش بارش و متعاقب آن خشکسالی در یک منطقه می‌شود. اگر شاخص PI طی دورهٔ آماری بیشتر از واحد شود ($PI > ۱$)، آنگاه احتمال بارش در آن منطقه نیز افزایش می‌یابد و دورهٔ مرطوب حاکم می‌شود.

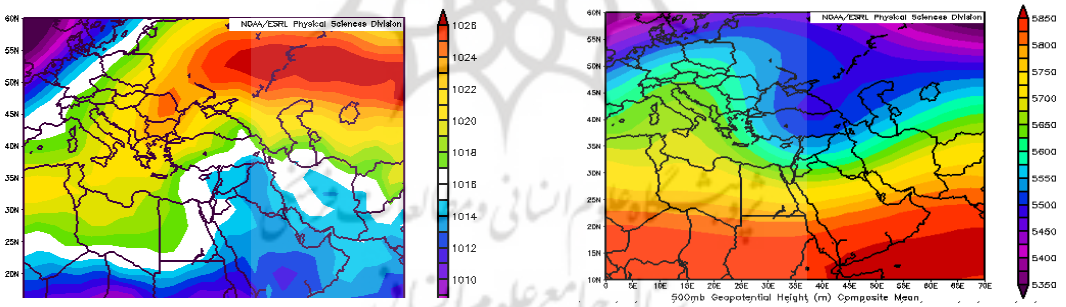
یافته‌های پژوهش

براساس روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، تمام روزها در دورهٔ آماری ۲۰۰۸-۱۹۵۰ به هجده گروه تقسیم‌بندی شدند و نقشه‌های ترکیبی فشار سطح دریا، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای هر یک از تیپ‌های هوا ترسیم شد. همچنین توزیع سالانه و

نقشهٔ شاخص PI برای هر یک از الگوهای گردش جوی طی دورهٔ زمانی ترسیم شد و الگوهای گردش جوی براساس ترتیب خروجی و براساس الگوهای فشار و نحوهٔ آرایش خطوط جریان نامگذاری شدند که به شرح زیر آمده است.

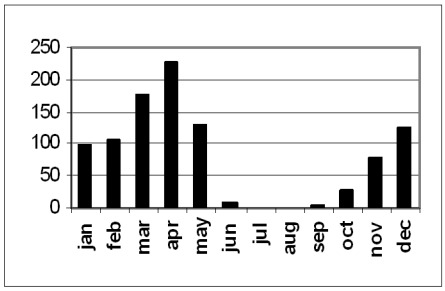
الگوی گردش جوی CP۱

براساس نقشهٔ ترکیبی فشار تراز دریا (شکل ۲) الگوی گردش CP۱، مرکز پرفشاری با ۱۰۲۸ هکتوپاسکال روی شمال سیبری استقرار دارد و زبانهٔ کم‌فشاری از روی عربستان و شمال آفریقا، به سمت عرض‌های میانی و تا شرق دریای مدیترانه امتداد دارد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی، کم‌ارتفاعی از شمال شرق اروپا در جهت جنوب ـ جنوب غرب تا عراق و شمال عربستان امتداد یافته است؛ به‌طوری که بخش شرقی این تراف در غرب ایران واقع شده است. در این الگو سامانهٔ بارشی شرق دریای مدیترانه از شمال غرب و شمال ایران عبور می‌کند. افزایش حرکت صعودی هوای مرطوب سواحل، در شرق ناوه سبب افزایش شرایط بارش از طریق افزایش شرایط رشد ابرهای همرفتی در سواحل دریای خزر می‌شود. این شرایط می‌تواند ریزش بارش‌های سنگین در استان‌های ساحلی دریای خزر را به‌همراه داشته باشد. با توجه به نتایج شاخص PI، ملاحظه می‌شود که شاخص فوق در کرانهٔ دریای خزر بزرگتر از یک است و سهم چشمگیر این الگو را در تولید بارش منطقه نشان می‌دهد. الگوی حاضر جزء الگوهای بارش‌زا شمرده می‌شود. توزیع فراوانی الگو بجز فصل تابستان، در بقیهٔ فصول سال جریان دارد (شکل ۳).



الگوی میانگین فشار تراز دریا

الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



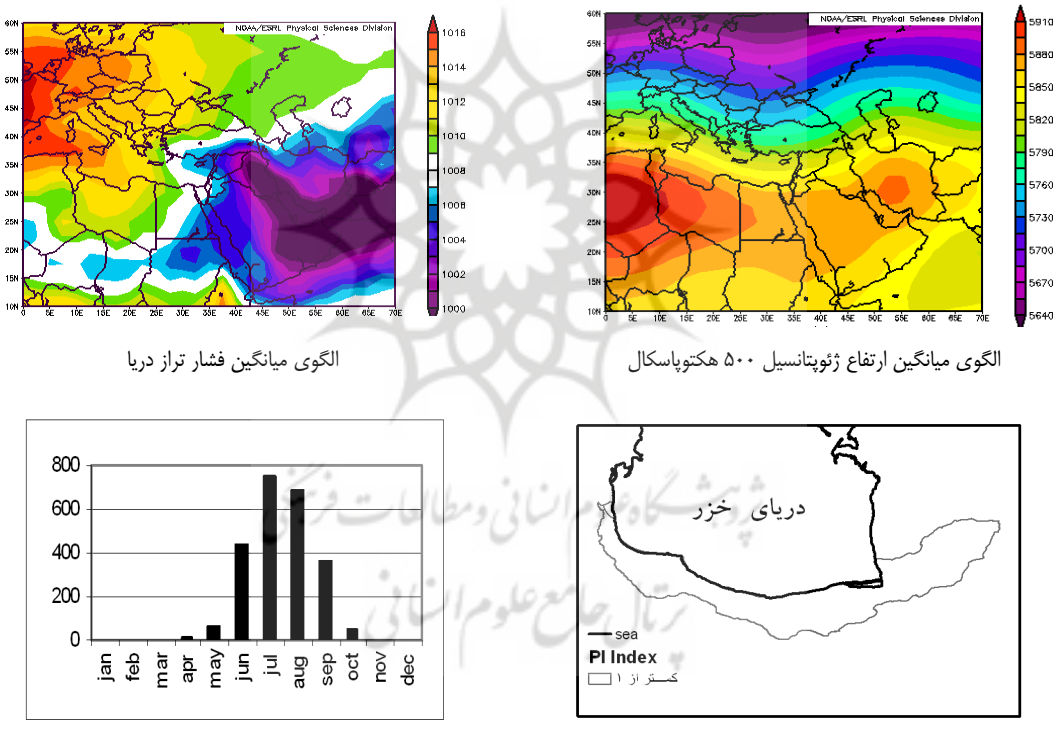
توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

شکل ۳. الگوهای گردش جوی CP۱ بر خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۲

با توجه به نقشهٔ ترکیبی فشار تراز دریا، کم‌فشار قوی و گسترده‌ای با مرکز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روی پاکستان، ایران، دریای عمان و شمال شرق شبه‌جزیرهٔ عربستان استقرار دارد. در این الگو دیده می‌شود که پرارتفاع جنب حاره‌ای تابستانه بر منطقه گسترده شده است. این وضعیت که با حرکت نزولی هوا همراه است، مانع عبور سامانه‌های بارشی از منطقهٔ مطالعاتی می‌شود. بنابراین در این الگو، افزون‌بر کاهش شدید فراوانی عبور سامانه‌های بارشی از روی منطقه، نشست هوا و نبود حرکت صعودی سبب می‌شود تا شرایط محلی نیز برای ایجاد بارش در منطقه فراهم نباشد. شاخص PI مربوط به تیپ هوای CP۲ در تمامی منطقه صفر است. افزایش فراوانی الگوی فوق رخداد دوره‌های خشکسالی را به‌همراه دارد. توزیع فراوانی سالانهٔ این الگو، بیانگر تابستانه بودن آن است (شکل ۴).



الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال — الگوی میانگین فشار تراز دریا

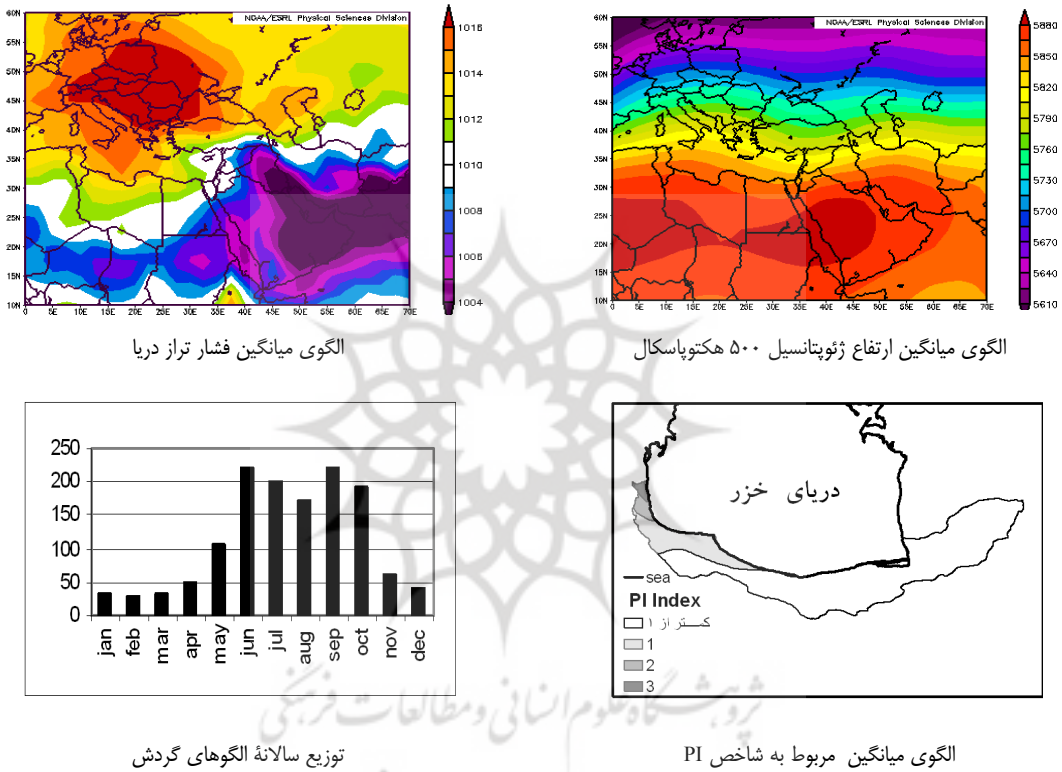
الگوی میانگین مربوط به شاخص PI — توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

شکل ٤. الگوهای گردش جوی CP۲ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۳

در این الگو، مرکز پرفشار روی اروپای مرکزی است و مانند الگوی CP۲ استقرار و حاکمیت کم‌فشار قوی و گسترده‌ای با مرکز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روی پاکستان و دریای عمان، شمال شبه‌جزیرهٔ عربستان، خلیج فارس و نواحی جنوبی و غربی ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است. طبق نقشهٔ ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، زبانه‌های پر ارتفاع از سمت شمال آفریقا تا نواحی شبه‌جزیرهٔ عربستان و نواحی مرکزی ایران گسترش یافته است. در این الگو با وجودی که پرارتفاع جنب

حاره‌ای به سوی عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا شده است، ولی هنوز شرایط برای عبور سامانه‌های بارشی در نوار شمالی کشور فراهم نیست. با این وضعیت فقط سامانه‌های بارشی فعال می‌توانند از شمال غرب و غرب دریای خزر عبور کنند و سبب بارش در منطقهٔ فوق شوند که تعداد آنها زیاد نیست. فقط در بخش کوچکی از نواحی غربی استان گیلان، شاخص PI بیانگر بارش‌های پراکنده و ملایم است. الگوی حاضر در دستهٔ الگوهای خشکی‌زا قرار می‌گیرد. توزیع فراوانی سالانه، نشان‌دهندهٔ گسترش این الگو در کل سال است (شکل ۵).



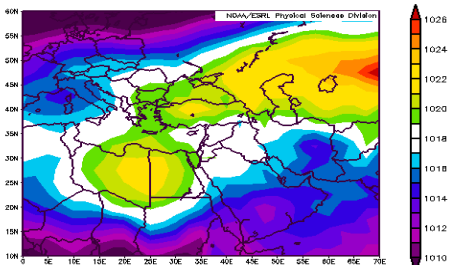
الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال — الگوی میانگین فشار تراز دریا

الگوی میانگین مربوط به شاخص PI — توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

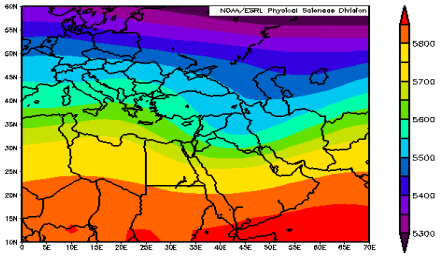
شکل ۵. الگوهای گردش جوی CP۳ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP٤

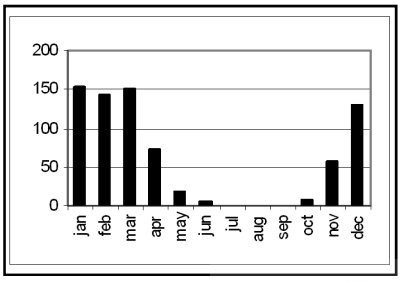
نقشهٔ فشار تراز دریا، بیانگر وجود پرفشاری روی سیبری با مرکز ۱۰۲۸ هکتوپاسکال است. این پرفشار پس از عبور از شمال شرق ایران، به سوی سواحل دریای خزر و محدودهٔ مورد مطالعه امتداد یافته است. الگوی ترکیبی مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بیانگر استقرار تراف روی سوریه و عراق است. در این الگو سامانه‌های بارشی در حرکت به طرف شرق، به تناوب از منطقهٔ مطالعاتی عبور می‌کنند و سبب بارش در سواحل دریای خزر می‌شوند. شرایط محلی سواحل دریای خزر، مانند نم نسبی زیاد، تضاد دمایی بین آب و خشکی و عامل کوهستان نیز، به افزایش بارش در منطقه کمک می‌کند. نقشهٔ مربوط به شاخص PI در تمامی منطقهٔ مورد مطالعه بزرگتر از یک است. این الگو یک الگوی زمستانه است و در فصل تابستان فعالیتی ندارد (شکل ۶).



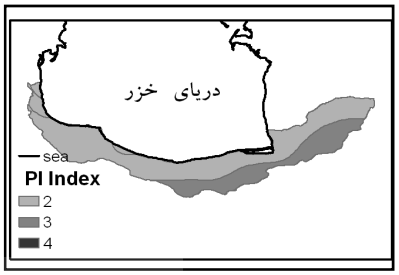
الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

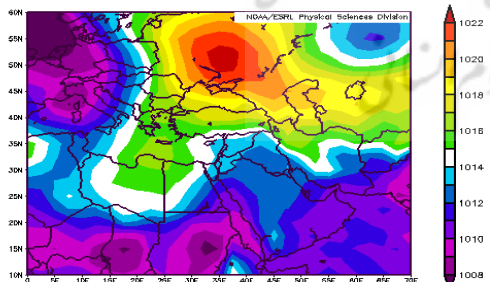


الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

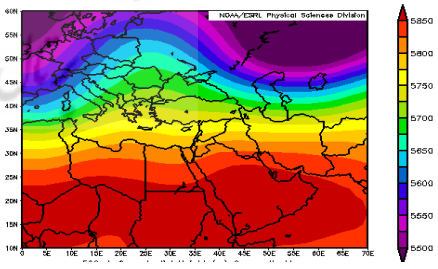
شکل ٦. الگوهای گردش جوی CP ٤ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۵

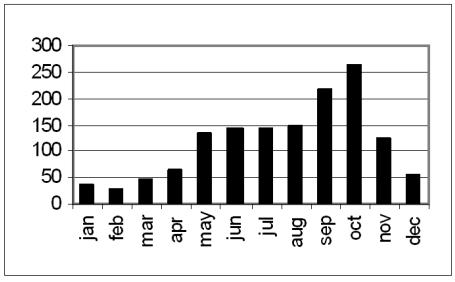
نقشهٔ ترکیبی فشار تراز دریای این الگو، بیانگر وجود پرفشار در شمال دریای سیاه با مرکز ۱۰۲۲ هکتوپاسکال است. نقشهٔ ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مداری‌بودن جریان‌ها را روی ایران نشان می‌دهد. در این الگو سامانه‌های بارشی از شمال دریای خزر عبور می‌کنند و فراوانی عبور آنها از نوار شمالی ایران کاهش می‌یابد. در این الگو برهمکنش جریان‌های شمالی روی دریای خزر و عامل کوهستان، سبب ایجاد حرکت صعودی و افزایش شرایط مساعد برای تشکیل ابرهای همرفتی و بارش‌های رگباری در منطقه می‌شود. احتمال وقوع بارش مربوط به تیپ هوای CP۵ در منطقه بیشتر از یک است. از نظر توزیع سالانه، بیشترین فراوانی این الگو مربوط به ماه‌های می تا نوامبر می‌شود (شکل ۷).



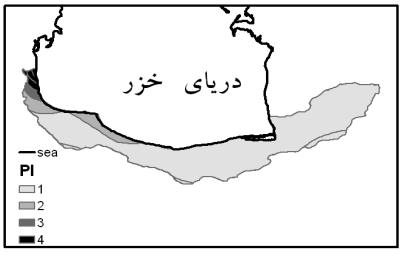
الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

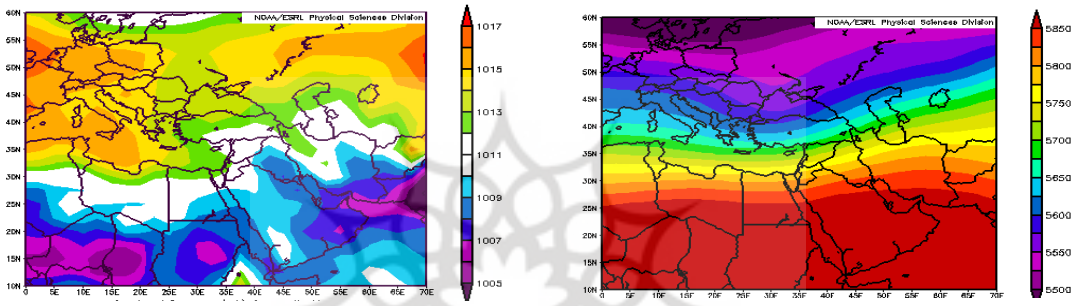


الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

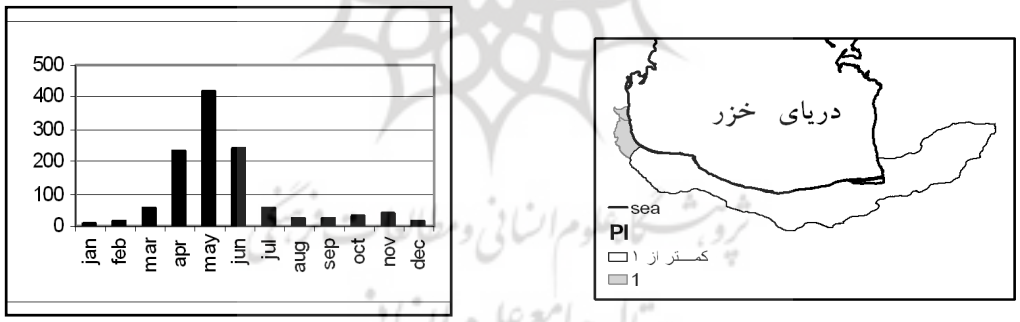
شکل ۷. الگوهای گردش جوی CP۵ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP٦

نقشهٔ ترکیبی فشار تراز دریا، استقرار کم‌فشاری با مرکز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را روی پاکستان نشان می‌دهد. نقشهٔ ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بیانگر مداری‌بودن جریان‌ها روی ایران است. در این الگو، افزون‌بر نامناسب‌بودن شرایط برای عبور سامانه‌های بارشی از منطقهٔ مطالعاتی، شرایط محلی نیز برای ایجاد بارش نامناسب است. جریان‌های جنوبی در منطقه، سبب افزایش هوای گرم و مرطوب و افزایش دما می‌شود. گفتنی است که در بخش غربیِ کم‌فشار روی غرب دریای خزر، جریان‌های شمالی می‌توانند شرایط محلی را برای بارش‌های همرفتی فراهم کنند. الگوی مذکور در دستهٔ الگوهای تابستانه جای دارد. شاخص PI در تمامی منطقه کمتر از یک است (شکل ۸).



الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال — الگوی میانگین فشار تراز دریا

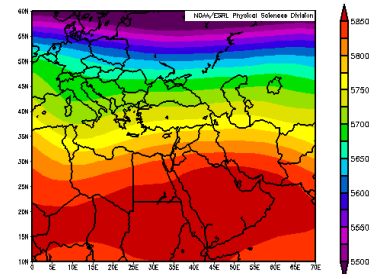


الگوی میانگین مربوط به شاخص PI — توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

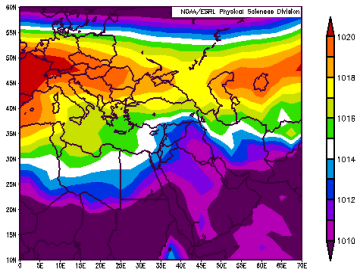
شکل ۸. الگوهای گردش جوی CP٦ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۷

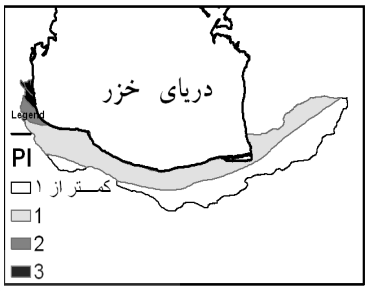
نقشهٔ ترکیبی فشار تراز دریا دو مرکز پرفشار را نشان می‌دهد. پرفشاری روی سیبری با مرکزیت ۱۰۲۰ هکتوپاسکال و دیگری روی اروپای مرکزی با ۱۰۲۲ بسته شده است. در این الگو به‌سبب وجود پشتهٔ فشاری، سامانه‌های بارشی نمی‌توانند از منطقهٔ مطالعاتی عبور کنند، ولی هنگام نفوذ پرفشار اروپایی به سواحل دریای خزر و ایجاد جریان‌های شمالی، شرایط محلی سبب ایجاد بارش‌های همرفتی ضعیفی در منطقه می‌شوند (شکل ۹).



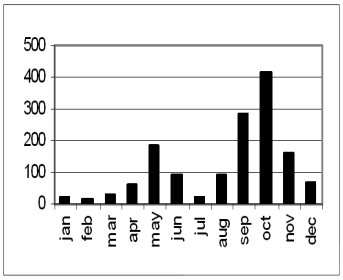
الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

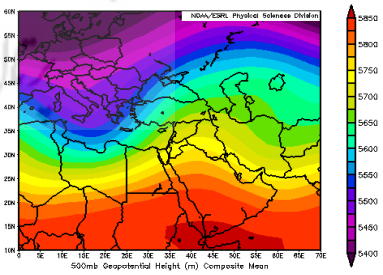


توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

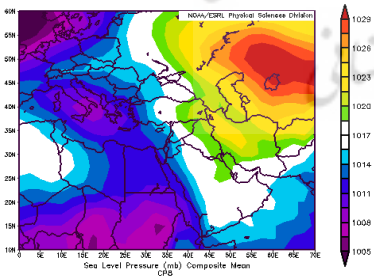
شکل ۹. الگوهای گردش جوی CP ۷ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۸

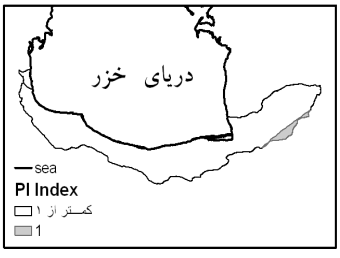
نقشهٔ ترکیبی فشار تراز دریا، بیانگر استقرار پرفشار با مرکز ۱۰۳۰ هکتوپاسکال بر منطقهٔ سیبری است. کرانه‌های دریای خزر نیز به‌شدت تحت تأثیر جریان‌های پرفشار نامبرده هستند. نقشهٔ ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نشان‌دهندهٔ وجود جریان‌های موجی‌شکل است. در این الگوها، به‌سبب وجود پشتهٔ ارتفاع و حاکمیت پرفشار در سواحل دریای خزر، شرایط برای عبور سامانه‌های بارشی مناسب نیست. همچنین پرفشار روی سیبری، سبب ایجاد جریان‌های جنوبی در سواحل دریای خزر می‌شود. این وضعیت موجب می‌شود تا شرایط محلی نیز برای بارش نامناسب شود (شکل ۱۰).



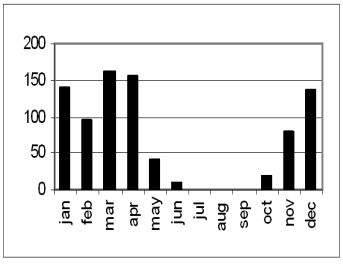
الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

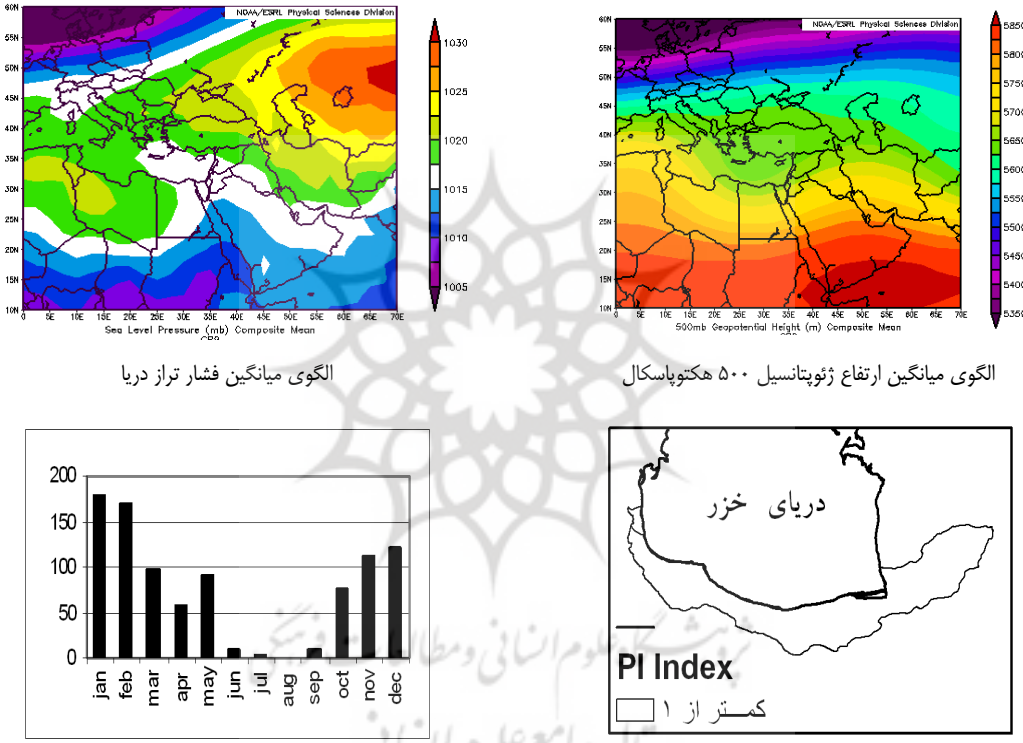


توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

شکل ۱۰. الگوهای گردش جوی CP۸ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۹

در این الگو فشار تراز دریا، بیانگر پرفشاری با مرکز ۱۰۳۰ هکتوپاسکال روی منطقهٔ سیبری است کـه زبانـهٔ آن ترکیـه و دریای سیاه را نیز دربرگرفته است. این پرفشار پس از عبور از شمال افغانستان، به سمت شرق، مرکز و غرب ایران امتـداد یافته و استان‌های مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. نقشهٔ ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نشان‌دهندهٔ استقرار تراف بسیار گسترده و عمیق روی اروپای جنوبی و دریای مدیترانه است. نتایج شاخص PI نشان می‌دهد کـه ایـن الگـو در ردهٔ الگوهای خشکی‌زا برای کرانه‌های دریای خزر قرار می‌گیرد (شکل ۱۱).



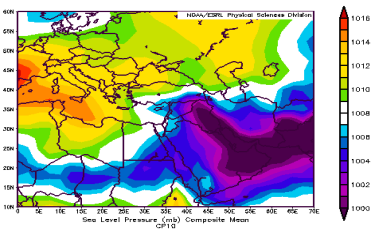
الگوی میانگین فشار تراز دریا — الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال

توزیع سالانهٔ الگوهای گردش — الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

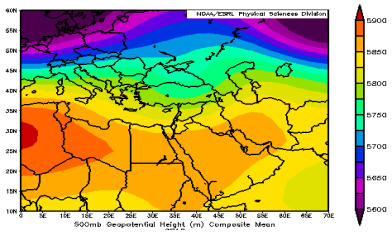
شکل ۱۱. الگوهای گردش جوی CP۹ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱۰

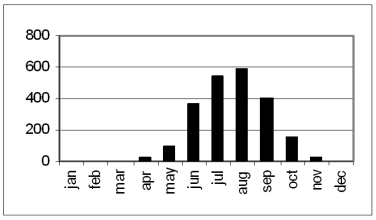
نقشهٔ فشار تراز دریا، حاکمیت کم‌فشار حرارتی بسیار گسترده‌ای با مرکز ۹۹۸ هکتوپاسکال را روی پاکستان، شمال دریای عمان، شرق شبه‌جزیرهٔ عربستان، خلیج فارس، غرب ایران و کشور عراق نشان می‌دهـد. ایـن الگـو یـک الگـوی کـاملاً تابستانه است که با کمی تغییر در الگوی گردش CP۲ نیز دیده می‌شود. در این الگو پشتهٔ حاکم بـر منطقـه، مـانع عبـور سامانه‌های بارشی از نوار شمالی می‌شود، ولی با نفوذ پشتهٔ فشاری به غرب دریای خـزر، جریـان‌هـای شـمالی بـه‌همـراه شرایط محلی، می‌توانند سبب بارش ضعیفی در غرب استان گیلان شوند. شاخص PI در تمامی ایستگاه‌ها کمتـر از یـک بوده، بنابراین فعالیت الگوی فوق شرایط خشکی‌زایی و درنهایت خشکسالی را به‌دنبال دارد (شکل ۱۲).



الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



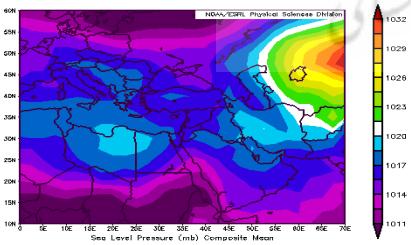
توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

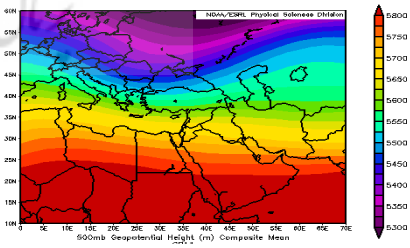
شکل ۱۲. الگوهای گردش جوی CP۱۰ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱۱

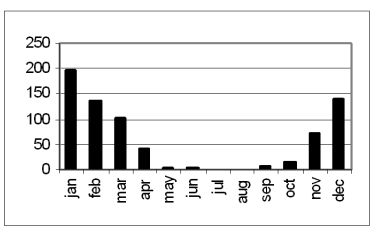
در این الگو فشار سطح دریا، نشان‌دهندهٔ مرکز بستهٔ ۱۰۳۲ هکتوپاسکال روی سیبری است که زبانه‌های مربوط بـه ایـن پرفشار حرارتی تا نواحی اروپای جنوبی و دریای مدیترانه و خاورمیانه امتداد یافته است. در این الگـو دیـده مـی‌شـود کـه سامانه‌های بارشی جنب قطبی، نمی‌توانند به عرض‌های جغرافیایی پایین تا روی دریای مدیترانه نفوذ کنند. بنابراین ایـن سامانه‌ها از عرض‌های بالا حرکت به طرف شرق را ادامه می‌دهند و نمی‌توانند در نوار شمالی ایـران بـارش تولیـد کننـد. همچنین در این الگو جریان‌های شمالی در سواحل دریای خزر ایجاد نمی‌شود، پس بـارش محلـی نیـز در ایـن الگـو رخ نمی‌دهد. با توجه به شاخص PI، ملاحظه می‌شود الگوی فوق تأثیر چندانی بر بارش‌های کرانه‌های دریای خزر نداشـته و جزء الگوهای خشکی‌زا برای منطقهٔ مورد مطالعه محسوب می‌شود. بیشترین فراوانی الگوی مذکور مربـوط بـه دورهٔ سـرد سال است (شکل ۱۳).



الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



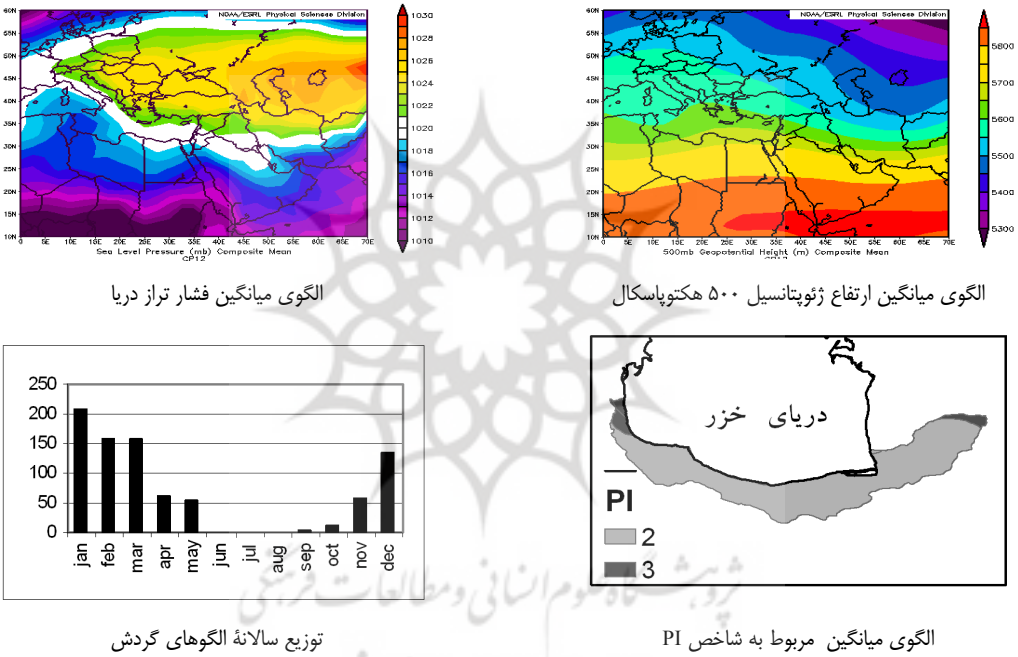
توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

شکل ۱۳. الگوهای گردش جوی CP۱۱ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱۲

با توجه به نقشهٔ ترکیبی فشار سطح دریا، پرفشار سیبری با مرکز ۱۰۳۰ هکتوپاسکال و با امتداد شرقی ـ غربی، تمام نیمهٔ شمال ایران را دربرگرفته است. در این الگو، فراوانی عبور سامانه‌های بارشی از نوار شمالی ایران افزایش می‌یابد. گسترش پرفشار سیبری به نوار شمالی ایران، سبب ریزش هوای سرد و افزایش فعالیت بارشی سامانه‌های بارشی با هستهٔ سرد در منطقه می‌شود. با توجه به نقشهٔ شاخص PI، ملاحظه می‌شود که در تمام ایستگاه‌های مورد مطالعه، ضریب تأثیرپذیری بارش بیشتر از یک است و الگوی فوق نقش بسزایی در بارش منطقه دارد. تکرار الگوی حاضر، می‌تواند شرایط دوره‌های مرطوب و ترسالی را برای منطقه ایجاد کند. بیشترین فراوانی این الگو مربوط به دورهٔ سرد سال است (شکل ۱۴).



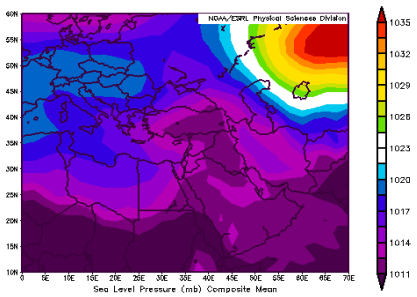
الگوی میانگین فشار تراز دریا — الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال

توزیع سالانهٔ الگوهای گردش — الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

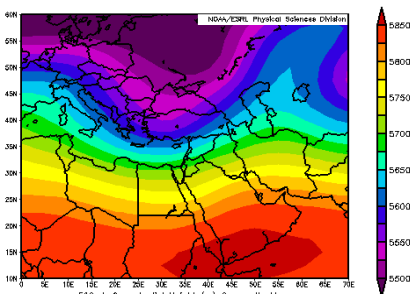
شکل ١٤. الگوهای گردش جوی CP۱۲ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱۳

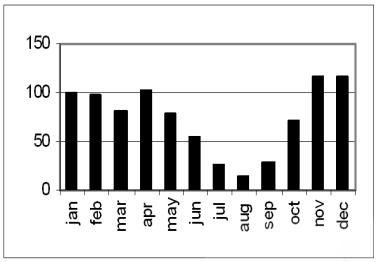
در این الگو پرفشاری با مرکز بستهٔ ۱۰۳۵ هکتوپاسکال روی سیبری تشکیل شده است؛ به‌طوری که زبانه‌های ۱۰۲۰ هکتوپاسکال مربوط به این مرکز پرفشار با جریان‌های شرقی ـ غربی، پس از عبور از شمال افغانستان، به سمت خراسان شمالی و سواحل جنوب شرقی دریای خزر گسترش یافته است. در این الگو، به‌سبب نامناسب‌بودن الگوی فشاری سطح زمین، شرایط محلی به بارش ضعیف در ارتفاعات البرز و غرب دریای خزر منجر شده است. نتایج شاخص PI مربوط به این تیپ هوا نشان می‌دهد که محدوده‌ای از غرب استان گیلان و مازندران، تحت تأثیر منابع رطوبتی و بارش الگوی حاضر است. توزیع سالانهٔ الگوی گردش جوی CP۱۳، بیانگر فعالیت و گسترش جریانات آن در تمام ماه‌های سال است (شکل ۱۵).



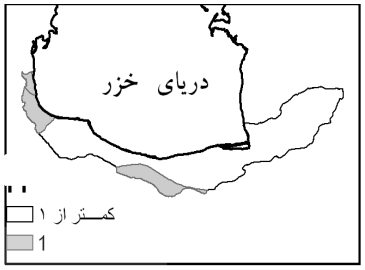
الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

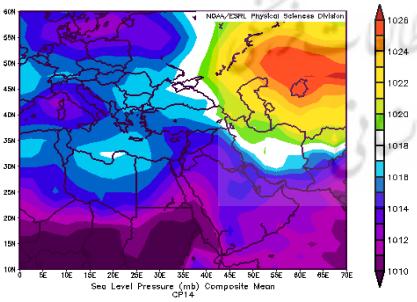


الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

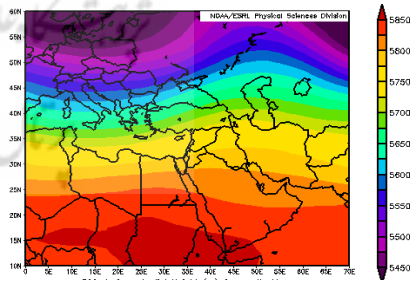
شکل ۱۵. الگوهای گردش جوی CP۱۳ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱٤

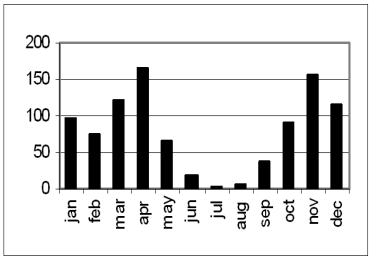
نقشهٔ ترکیبی فشار تراز دریا در این الگو، پرفشار۱۰۳۰ هکتوپاسکال روی سیبری با امتداد شرق ـ غرب تا دریای سیاه را نشان می‌دهد. در این الگو سامانه‌های بارشی از منطقه عبور نمی‌کنند، ولی در اثر جریان‌های شرقی روی دریای خزر، رطوبت مناسب بارش در غرب دریا را همگرا می‌کند و می‌تواند سبب ایجاد بارش ضعیف در سواحل غربی استان گیلان شود. الگوی یاد شده به غیر از ماه‌های تابستان، در بقیهٔ ایام سال جریان دارد (شکل ۱۶).



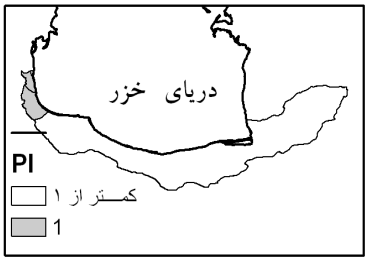
الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

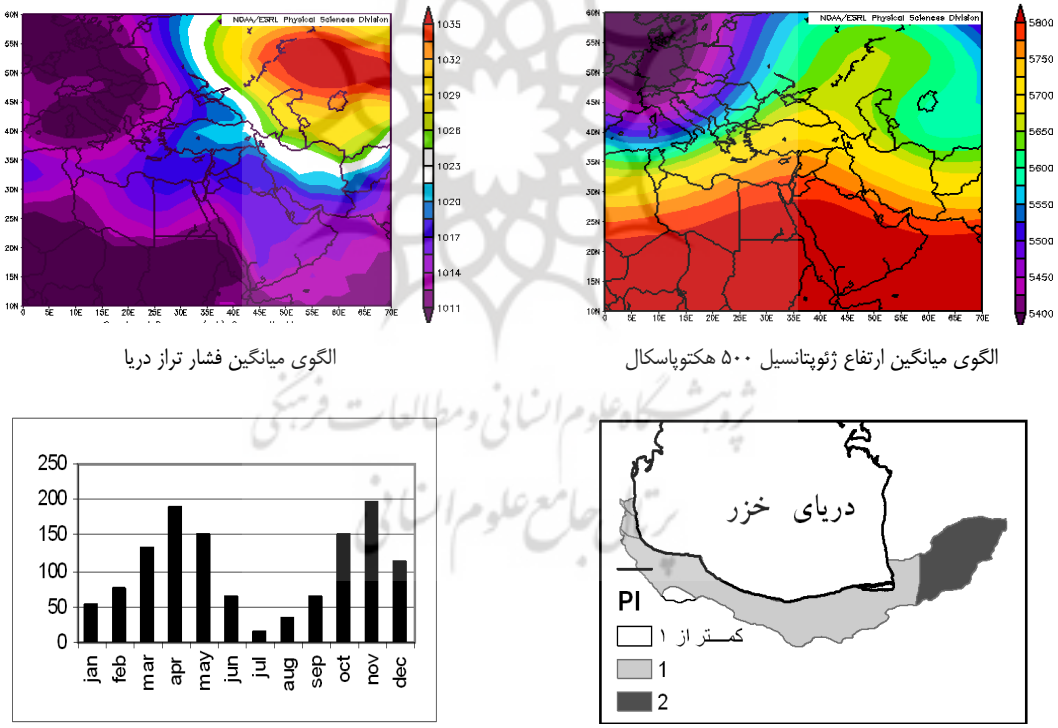


الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

شکل ۱٦. الگوهای گردش جوی CP۱٤ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱۵

در این الگو نقشهٔ فشار تراز دریا، وجود پرفشاری روی منطقهٔ سیبری بـا مرکـز ۱۰۳۵ هکتوپاسـکال را نشـان مـی‌دهـد؛ به‌طوری که زبانه‌های ۱۰۲۴ هکتوپاسکال مربوط به این پرفشار، پس از عبور از شمال افغانستان و شمال شرق ایران، بـه سمت سواحل جنوبی دریای خزر و استان‌های گلستان، گیلان و مازندران گسترش یافته است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسـکال روی شمال غرب روسیه، آذربایجان، دریای سیاه و ترکیه تا جنوب دریای مدیترانه، پشـتهٔ بسـیار گسـتردهٔ عمیقـی دیـده می‌شود و در شرق دریای خزر و منطقهٔ آسیای میانه نیز، تراف عمیق فعال است. در این الگو سامانه‌هـای بارشـی از روی دریاچهٔ اورال به شرق دریای خزر نفوذ می‌کنند؛ به‌طوری که محور تراف مورب آن می‌تواند تا غرب دریا خزر نفوذ کنـد و سبب بارش در منطقهٔ مطالعاتی شود. با توجه به نقشهٔ شاخص PI، ملاحظه می‌شود که الگوی حاضر نقش چشمگیری در بارش‌های استان‌های گیلان مازندران و به‌ویژه در استان گلستان دارد. بنابراین تکرار الگوی حاضر می‌تواند باعـث ایجـاد ترسالی شود. بیشترین فراوانی این الگو مربوط به فصل بهار و پاییز است (شکل ۱۷).



الگوی میانگین فشار تراز دریا

الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال

توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

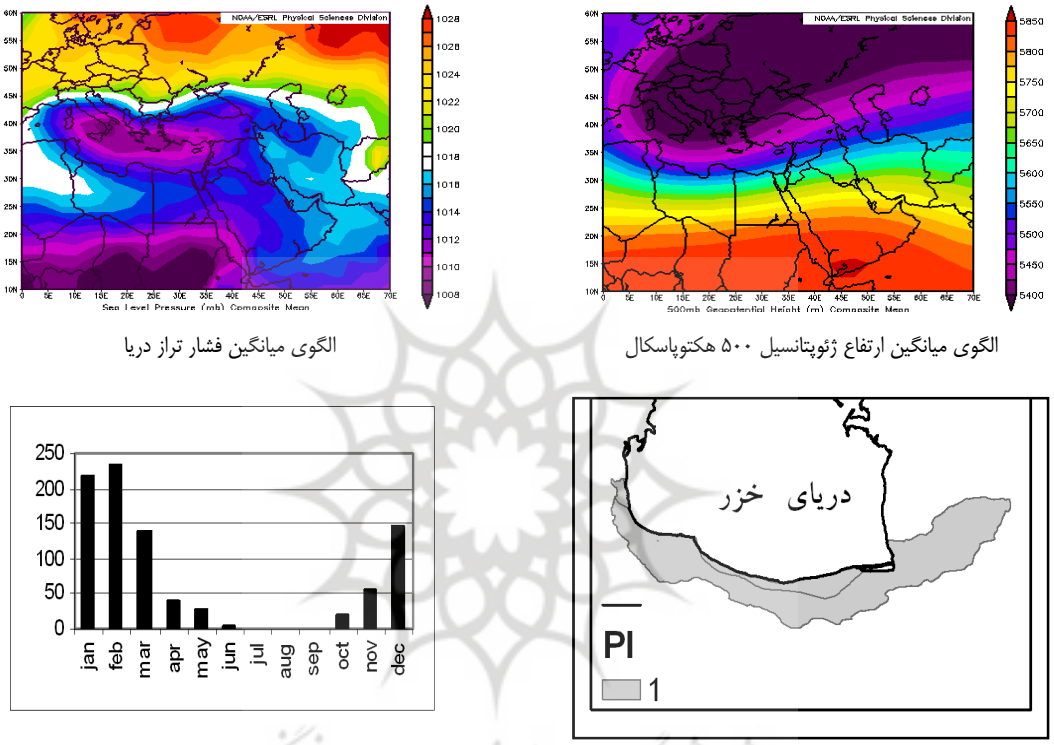
الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

شکل ۱۷. الگوهای گردش جوی CP ۱۵ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱٦

نقشهٔ ترکیبی فشار تراز دریا در این الگو، بیانگر مرکز کم‌فشاری روی شمال دریای مدیترانه و کشور ایتالیا با مرکز ۱۰۱۰ هکتوپاسکال است. همچنین کم‌فشار دیگری با مرکز ۱۰۰۸ هکتوپاسکال روی سـودان و دریـای سـرخ دیـده مـی‌شـود؛

به‌طوری که زبانه‌های این دو مرکز کم‌فشار با هم ادغام شده و سراسر منطقهٔ خاورمیانه، شمال افریقا، شبه‌جزیرهٔ عربستان و ایران را دربرگرفته است. در این الگو مانعی برای حرکت به سوی شرق سامانه‌های بارشی دریای مدیترانه وجود ندارد و این سامانه‌ها می‌توانند از نوار شمالی ایران عبور کنند و سبب بارش باران در سواحل دریای خزر شوند. شاخص PI در تمامی منطقه بزرگتر از یک است. بیشترین فراوانی این الگو نیز مربوط به دورهٔ سرد سال است (شکل ۱۸).



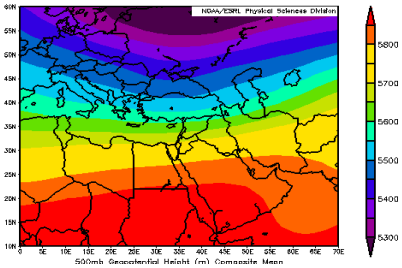
الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال — الگوی میانگین فشار تراز دریا

الگوی میانگین مربوط به شاخص PI — توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

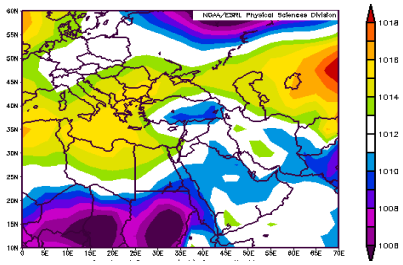
شکل ۱۸. الگوهای گردش جوی CP۱۶ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱۷

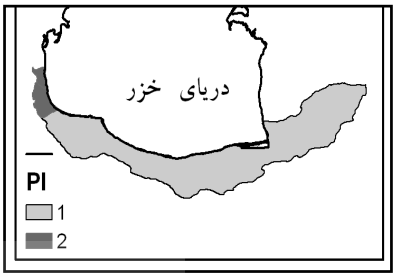
نقشهٔ ترکیبی فشار سطح دریا مربوط به CP۱۷، مرکز پرفشاری با ۱۰۲۲ هکتوپاسکال را روی سیبری نشان می‌دهد که زبانهٔ آن تا شمال دریای خزر امتداد دارد. گسترش غرب به شرق این الگو نسبت به CP۱۳ و CP۹ کمتر است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز جریان‌ها مداری هستند. آنچه الگوی CP۱۷ را از دو الگوی CP۱۳ و CP۹ متمایز می‌کند، افزایش فشار سطح زمین است که سبب ایجاد جریان‌های شرقی و همگرایی آن در غرب دریای خزر می‌شود. این وضعیت، بارش را به‌ویژه در غرب استان گیلان افزایش می‌دهد. شاخص PI مربوط به این الگو، در تمام منطقه بزرگتر از یک است (شکل ۱۹).



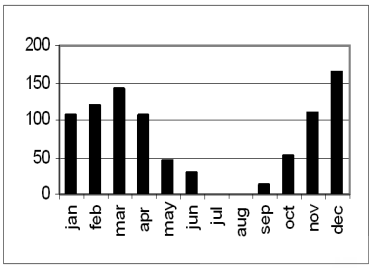
الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین مربوط به شاخص PI

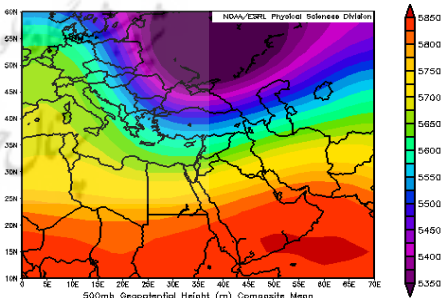


توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

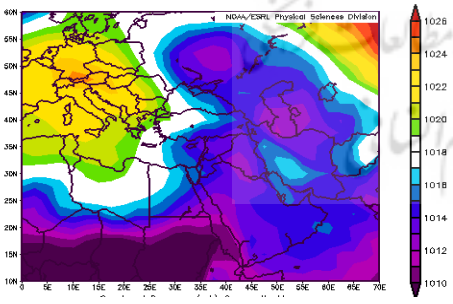
شکل ۱۹. الگوهای گردش جوی CP۱۷ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

الگوی گردش جوی CP۱۸

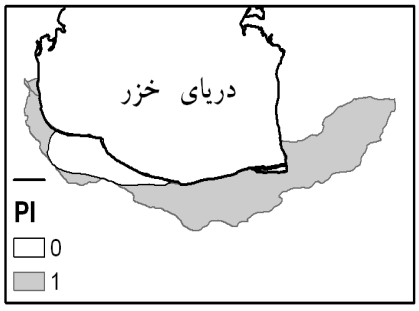
الگوی گردش CP۱۸، پرفشار با مرکز ۱۰۲۲ هکتوپاسکال را روی سیبری نشان می‌دهد که تا عرض‌های ۳۰ درجه گسترش دارد، امتداد شرق ـ غرب این پرفشار تا شمال دریای خزر گسترش یافته است. از نظر تغییرپذیری بلندمدت، این الگو روند معناداری ندارد و بیشترین فعالیت این تیپ هوا مربوط به ماه‌های اکتبر تا مارس است. شاخص PI مربوط به این الگو در تمام منطقه برابر یک است.



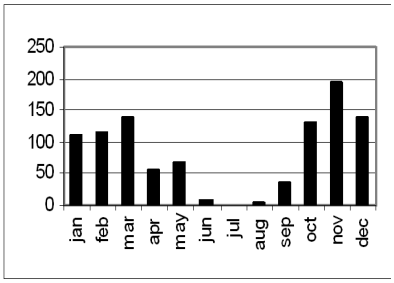
الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



الگوی میانگین فشار تراز دریا



الگوی میانگین مربوط به شاخص PI



توزیع سالانهٔ الگوهای گردش

شکل ۲۰. الگوهای گردش جوی CP۱۸ روی خاورمیانه طی دورهٔ آماری (۲۰۰۸-۱۹۵۰)

بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از روش PCA و خوشه‌بندی، هجده الگوی گردش براساس داده‌های فشار سطح دریا (SLP) و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی منطقهٔ مورد مطالعه شناسایی و ویژگی‌های بارش‌زا و خشکی‌زا بودن آنها بر اساس شاخص PI مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج این بررسی حاکی از وجود اختلاف معنادار در آرایش الگوها، فراوانی تیپ‌های هوا و مسیر حرکت آنها به سوی منطقهٔ مورد مطالعه است. به‌گفته‌ای، علل تنوع رژیم‌های بارش و به‌تبع آن دوره‌های خشک و مرطوب را می‌توان در نوع الگوهای گردشی و فراوانی آنها بررسی کرد.

شاخص PI معیار مناسبی برای بررسی احتمال شرطی وقوع بارش و شدت بارش است. چنانچه شاخص PI محاسبه‌شده برای یک تیپ هوا، خیلی کوچکتر از واحد شود، تیپ هوا در بارش آن ایستگاه یا آن منطقه نقش چندانی ندارد. بنابراین افزایش در فراوانی وقوع چنین الگویی در یک دوره، موجب کاهش بارندگی و رخداد خشکسالی در آن منطقه می‌شود. چنانچه شاخص PI برای یک تیپ هوا بیشتر از واحد باشد، احتمال بارش نیز افزایش می‌یابد. با توجه به شاخص PI و توزیع فراوانی سالانه، نتایج زیر را می‌توان خلاصه کرد.

الگوی گردش جوی CP۱، CP۴، CP۵، CP۱۲ و CP۱۵، جزء الگوهای بارش‌زای شدید و فراگیر در منطقهٔ مورد مطالعه محسوب می‌شوند. الگوهای گردش جوی CP۷، CP۱۳، CP۱۶، CP۱۷ و CP۱۸، جزء الگوهای بارش‌زای ملایم در محدودهٔ مورد پژوهش هستند. الگوهای گردش جوی CP۲، CP۸، CP۹، CP۱۰ و CP۱۱، در ردهٔ الگوهای خشکی‌زای فراگیر هستند. افزایش فراوانی و فعالیت این الگوها، می‌تواند باعث خشکسالی شدید و فراگیر در منطقه شود. الگوهای گردش جوی CP۳، CP۶ و CP۱۴ نیز، در دستهٔ الگوهای خشکی‌زا قرار دارند.

ار نظر توزیع فراونی سالانه، الگوهای گردش جوی CP۳، CP۵، CP۱۳ و CP۱۵، در تمام ماه‌های سال فعالیت و گسترش دارند. الگوهای گردش جوی CP۲، CP۶ و CP۱۰، فقط در فصل تابستان فعالیت دارند. الگوهای گردش جوی CP۱، CP۸، CP۹، CP۱۱، CP۱۲، CP۱۴، CP۱۶، CP۱۷ و CP۱۸، در سه فصل زمستان، بهار و پاییز فعالیت دارند و فقط الگوی گردش جوی CP۷ در دو فصل بهار و پاییز فعالیت دارد.

منابع

آرزومندی، ل. و حجازی‌زاده، ز. (۱۳۹۲). **تحلیل سینوپتیکی بارش سنگین مارس ۲۰۰۹ ایران مرکزی**. نخستین کنفرانس ملی آب و هواشناسی، ۳۱ اردیبهشت ماه تا ۱ خرداد ماه ۱۳۹۲، کرمان.

باقری، ج. (۱۳۹۲). **ارتباط الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با تیپ‌های هوای منطقهٔ اقلیمی کوهستانی ایران**. فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، دورهٔ ۲۵، شمارهٔ ۹۶، صص. ۱۶۳۰۳-۱۶۲۳۸.

جانباز قبادی، غ. ر.؛ مفیدی، ع. و زرین، آ. (۱۳۹۰). **شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر**. جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دورهٔ ۲۲، شمارهٔ ۲، صص. ۴۰-۲۳.

حلبیان، ا. ح.؛ حسینعلی پورجزی، ف. و صابری، ب. (۱۳۹۱). **تحلیل همدید سامانه‌های سیل‌زا در قم (مطالعهٔ موردی: سیلاب فروردین سال ۱۳۸۸)**. مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، دورهٔ ۲، شمارهٔ ۸، صص. ۱۳۷-۱۲۱.

خوش‌اخلاق، ف.؛ نبوی، س.ا. و عباسی، ا. (۱۳۹۱). **تحلیل سامانه‌های همدید بارش‌های شدید دورهٔ سرد سال در استان‌های خراسان رضوی و شمالی.** نشریهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی، دورهٔ ۱۶، شمارهٔ ۴۰، صص. ۱۱۸-۹۷.

خوشحال، ج. و خسروی، م. (۱۳۸۸). **شناسایی منشأ و مسیر رطوبت بارش‌های فوق سنگین استان بوشهر.** جغرافیا و توسعه، دورهٔ ۷، شمارهٔ ۱۶، صص. ۲۸-۷.

رسولی، ع. ا.؛ بابائیان، ا.؛ قائمی، ه. و زوار‌رضا، پ. (۱۳۹۱). **تحلیل سری‌های زمانی فشار مراکز الگوهای سینوپتیکی مؤثر بر بارش‌های فصلی ایران.** جغرافیا و توسعه، دورهٔ ۱۰، شمارهٔ ۲۷، صص. ۸۸-۷۷.

رضایی، پ. (۱۳۸۲). **شناخت سیستم‌های سینوپتیکی سیل‌زا در جنوب دریای خزر (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ شفارود).** فضای جغرافیای، دورهٔ ۳، شمارهٔ ۱۰، صص. ۵۶-۳۳.

شبانکاری، م. و حلبیان، ا. ح. (۱۳۹۱). **تحلیل همدید ارتباط بین نوسان بارش روزانه در کرانه‌های جنوبی ایران و تغییرات فشار تراز دریا.** فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، دورهٔ ۲۷، شمارهٔ اول، صص. ۱۷۹۵۷-۱۷۹۳۷.

عساکره، ح.؛ خوش‌رفتار، ر. و ستوده، ف. (۱۳۹۱). **بارش‌های سنگین روزانهٔ سپتامبر در ارتباط با الگوهای همدید در استان گیلان (۲۰۰۵ - ۱۹۷۶).** پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، دورهٔ ۴۴، شمارهٔ ۲، صص. ۶۶-۵۱.

علیجانی، ب. و زاهدی، م. (۱۳۸۱). **تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان.** فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، دورهٔ ۶۶-۶۵، شمارهٔ ۳-۲، صص. ۲۰۳-۲۱۷.

غیور، ح.، مسعودیان، س.ا.، آزادی، م. و نوری، ح. (۱۳۹۰). **تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی دریای خزر.** فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، دورهٔ ۲۵، شمارهٔ ۱۰۰، صص. ۱۶۸۰۲-۱۶۷۷۲.

فتاحی، ا. (۱۳۸۳). **طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا با تأکید بر دوره‌های خشک در حوضه‌های جنوب غربی ایران.** پایان‌نامهٔ دکترا، استاد راهنما دکتر زهرا حجازی‌زاده، رشتهٔ اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی تهران.

فتاحی، ا. و رحیم‌زاده، ف. (۱۳۸۸). **تأثیر پدیدهٔ انسو بر رفتار الگوهای گردشی جوی ایران.** مجلهٔ جغرافیا و توسعه، دورهٔ ۷، شمارهٔ ۱۵، صص. ۴۴-۲۱.

فلاح، ق.؛ موسوی بایکی، س.م.؛ حبیبی نوخندان، م. و خوشحال، ج. (۱۳۸۸). **پیش‌بینی بارش فصلی بر اساس الگوهای همدید با استفاده از تئوری مجموعه‌های فازی.** جغرافیا و توسعه، دورهٔ ۷، شمارهٔ ۱۵، صص. ۱۳۲-۱۱۳.

قادری، ح. و علیجانی، ب. (۱۳۸۹). **تحلیل سینوپتیکی بارش‌های شدید لارستان.** فصلنامهٔ جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۸، شمارهٔ ۸، صص. ۳۶-۱۷.

کاشکی، ع.؛ مسعودیان، س.ا. و حسینی، س.م. (۱۳۹۰). **بررسی تیپ‌های همدید اقلیمی شمال شرق کشور و ارتباط آنها با سامانه‌های گردشی روز نماینده (مطالعهٔ موردی: مشهد).** جغرافیا و توسعه، دورهٔ نهم، شمارهٔ ۲۵، صص. ۷۸-۵۹.

لشکری، ح.؛ اصغرپور، م. و متکان، ع.ا. (۱۳۸۷). **تحلیل سینوپتیکی عوامل ایجاد بارش‌ای سیل‌زا در استان گلستان.** فصلنامهٔ مدرس علوم انسانی، دورهٔ ۱۲، شمارهٔ ۲، صص. ۲۱۱-۱۸۱.

لشکری، ح.؛ قائمی، ه.؛ حجتی، ز. و امینی، م. (۱۳۹۱). **تحلیل سینوپتیکی بارش‌های شدید در استان اصفهان.** پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، دورهٔ ۴۴، شمارهٔ ۴، صص. ۱۱۶-۹۹.

محمدی، ب. و مسعودیان، س.ا. (۱۳۸۹). **تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران (مطالعهٔ موردی: آبان ماه ۱۳۷۳).** جغرافیا و توسعه، دورهٔ ۸، شمارهٔ ۱۹، صص. ۷۰-۳۷.

مرادی، ح. ر. (۱۳۸۱). **تحلیل همدیدی بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال.** مجلهٔ علوم دریایی ایران، دورهٔ ۱، شمارهٔ ۲، صص. ۷۲-۶۱.

مرادی، ح. ر. (۱۳۸۵). **پیش‌بینی وقوع سیلاب‌ها بر اساس موقعیت‌های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر**، مجلهٔ پـژوهش‌هـای جغرافیایی، دورهٔ ۳۶، شمارهٔ ۵۵، صص. ۱۳۱-۱۰۹.

مفیدی، ع و زرین، آ. (۱۳۸۴). **بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سـیل‌زا در ایـران.** فصـلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، دورهٔ ۷۷، شمارهٔ ۲، صص. ۱۳۶-۱۱۳.

مفیدی، ع.؛ زرین، آ. و جانباز قبادی، غ. ر. (۱۳۸۶). **تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سـواحل جنـوبی دریـای خزر.** فیزیک زمین و فضا، دورهٔ ۳۳، شمارهٔ ۳، صص. ۱۵۴-۱۳۱.

نجف‌پور، ب. (۱۳۹۲). **شناسایی الگوهای گردشی ایجادکنندهٔ سیلاب در جنوب غرب ایران (مورد: حوضهٔ مُند).** جغرافیا و توسـعه، دورهٔ یازدهم، شمارهٔ ۳۱، صص. ۹۲-۷۷.

Alijani, B., 2002, **Variation of 500hpa Flow Patterns over Iran and Surrounding Areas and Their Relationship with Climate of Iran**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 72, No. 1-2, PP. 41-54.

Bardossy, A. and Caspary, J.H., 1990, **Detection of Climate Change in Europe by Analyzing European Atmospheric Circulation Patterns From 1881 To 1989**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 42, No.3, PP. 155-167.

Bardossy, A. and Plate, E.J., 1992, **Space-Time Model For Daily Rainfall Using Atmospheric Circulation Patterns,** Water Resources Research, Vol. 28, No. 5, PP. 1247–1259.

Bogardi, I. ,1992, **Estimating Space-Time Hydrological Quantities Under Climate Change**, Fifth Int. Meeting on Statistical Climatology, 22-26 June 1992, Toronto.

Bogardi, I., Matyasovszky, I., Bardossy, A. and Duckstein, L., 1994, **A Hydroclimatological Model of Areal Drought**, Journal of Hydrol, Vol. 153, No. 1-4, PP. 245-264.

Bryson, R.A., 1966, **Air Masses, Streamlines, and the Boreal Forest**, Geographical Bulletin, Vol. 8, No. 3, PP. 228-269.

Buishand, T.A. and Brandsma, T., 1998, **Comparison of Circulation Classification Schemes For Predicting Temperature and Precipitation in the Netherland,** International Journal of Climatology, Vol, 17, No. 8, pp. 875 - 889

Chen, D. and Hellstrom, C., 1999, **The Influence of the North Atlantic Oscillation on the Regional Temperature Variability in Sweden: Spatial and Temporal Variations,** Tellus, Vol. 51, No. 4, PP. 505–516.

Elison Timm, O., Takahashi, M., Giambelluca, T.W. and Diaz, H.F., 2013, **On the Relation Between Large-Scale Circulation Pattern and Heavy Rain Events Over the Hawaiian Islands: Recent Trends and Future Changes,** *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.,* 118, No. 10, PP. 4129-4141.

Esteban, P., Jones, P.D., Mart´In-Vide, J., Mases, M., 2005, **Atmospheric Circulation Patterns Related to Heavy Snowfall Days in Andorra**, **Pyrenees,** International Journal of Climatology, Vol. 25, No. 3, PP. 319–329.

Gadyial, S. and Lyengar, R.N., 1980, **Cluster Analysis of Rain Full Stations of the Indian Peninsula,** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 106, No. 450, PP. 873-886.

Huth, R., 1996, **Anintercomparison of Computer Assisted Circulation Classification Methods,** International Journal of Climatology, Vol. 16, No. 8, PP. 893-922.

Kalkstein, S., 1998, **Determination of Character and Frequency Change in Air Masses Using Spatial Synoptic Classification**, International Journal of Climatology, Vol. 18, No. 11, PP. 1223-1236.

Krichak, S.O., Tsidulko, M., Alpert, P., 2000, **Monthly Synoptic Patterns Associated With Wet/Dry Conditions in the Eastern Mediterranean,** Theoretical and Applied Climatology, Vol. 65, No. 3-4, PP. 215-229.

Raziei, T., Bordi, I., Pereira, L.S., Cortereal, J., Santos, J.A., 2012, **Relationship between Daily Atmospheric Circulation Types and Winter Dry/Wet Spells in Western Iran**, International Journal of Climatology, Vol. 32, No. 7, PP. 1056-1068.

Richman, M.B., 1981, **Obliquely Rotated Principal Components: an Improved Meteorological Map Typing Technique?** Journal of Applied Meteorology, Vol. 20, No. 10, PP. 1145-1159.

Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., and Genoves, C., 1999, **A Classification of the Atmospheric Circulation Patterns Producing Significant Daily Rainfall in the Spanish Mediterranean Area**, International Journal of Climatology, Vol. 19, No. 7, PP. 765–785.

Wibig, J., 1999, **Precipitation in Europe in Relation to Circulation Patterns at the 500 Hpalevel,** International Journal of Climatology, Vol. 19, No. 3, PP. 253–269.

Zhang, X., 1995, **Regional Climatic Variability and Climate Change Scenarios**, Ph.D. Dissertation, University of Lisbon.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی