

بررسی تغییرات بودجه گرمایی دریای کاسپین در ارتباط با شار همگرایی بخار آب

الهام داوری توچاهی^{*}، زهرا بیگم حجازی زاده^۲، هوشنگ قائمی^۳، مهدی نادى^۴

۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران.

۲- استاد گروه جغرافیایی طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران.

۳- استاد هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران.

۴- دانشیار، گروه مهندسی آب، دانشکده مهندسی زراعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری.

چکیده

مطالعه اثر جو و اقیانوس، از مهمترین مباحث در مطالعات هواشناسی و آب و هواشناسی می باشد. در این مطالعه به منظور بررسی پتانسیل فیزیکی دریای کاسپین در ایجاد و تقویت بارش‌ها، تغییرات بودجه گرمایی دریا و ارتباط آن با شار همگرایی بخار آب در دوره ۳۰ ساله (۲۰۲۰-۱۹۹۱) بصورت ماهانه مورد بررسی قرار گرفت. به دلیل گستردگی دریای کاسپین در راستای طول جغرافیایی، این دریا به سه حوضچه شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم شد. نتایج نشان داد که در هر سه حوضچه در فصول سرد سال انرژی دریافت شده و در فصول گرم اتلاف انرژی رخ می دهد. شار گرمای کل در هر سه حوضچه از سپتامبر تا اواخر فوریه دارای تغییرات مثبت است که بیشترین مقدار خروجی انرژی بوده است و به موازات افزایش شار گرمای کل در بخش جنوبی دریا (از اکتبر تا فوریه)، یک هسته بیشینه شار همگرایی بخار آب در حوضچه جنوبی شکل گرفته است. در این شرایط هر چه دوره گرم سال نزدیک می شود از شدت هسته همگرایی بخار آب کاسته شده و مقادیر منفی شار بخار آب در منطقه دیده می شوند. از لحاظ توزیع فصلی در دو فصل پاییز و زمستان شارش‌ها مثبت و در فصول بهار و تابستان شارش‌های منفی دیده می شوند. در نهایت این بررسی‌ها نشان می دهد که بودجه بندی گرمایی گامی مهم در پیش بینی فصلی بارش در مناطق ساحلی خواهد بود و بررسی این شرایط سبب می شود تا بتوان بر اساس رفتار شار گرمای کل، حجم بخار آب موجود در جو و بخار آب شارش یافته از دریای کاسپین به داخل بسته هوا را پیش بینی نمود.

کلید واژه‌ها: بودجه گرمایی، شار بخار آب، توزیع ماهانه شار، دریای کاسپین.

مقدمه

اقیانوس‌ها و دریاها بطور تقریبی ۷۰ درصد سطح زمین را پوشانده‌اند. به دلیل ظرفیت گرمایی بالای آب در مقایسه با هوا و خاک، میزان زیادی از گرمای ذخیره شده در زمین، در اقیانوس‌ها ذخیره شده است. تقریباً نیمی از انرژی خورشیدی که به زمین می‌رسد توسط اقیانوس‌ها و سطح خاک جذب، و موقتاً در نزدیکی سطح ذخیره می‌شود و تنها حدود یک پنجم انرژی خورشیدی توسط اتمسفر جذب می‌گردد. به همین دلیل برای فهم اقلیم زمین و تغییرات آن، بررسی بودجه گرمایی اقیانوس‌ها مهم و اساسی است (هاستراس، ۱۹۷۹). مطالعه بودجه گرمایی یکی از مهمترین موارد مطالعه فیزیک دریاها و اقیانوس‌ها می‌باشد. پارامترهای مختلفی از قبیل تابش خورشیدی، تابش‌های با طول موج بلند، انتقال گرما بین آب و هوا و انتقال گرما از طریق تبخیر در محاسبه دقیق بودجه گرمایی مؤثراند.

امروزه تحقیقات بسیاری در زمینه بودجه گرمایی و اثرات پهنه‌های آبی بر روی شار بخار آب و در نهایت تغییرات بارش در نواحی مختلف انجام شده است. میزان گرمای ذخیره شده در لایه بالایی اقیانوس ناشی از ورود یا خروج گرما از سطح بوده که اینگونه انتقال گرما از طریق سطح، شار گرما نامیده می‌شود. مجموع شارهای گرمایی که به حجمی از آب وارد و یا از آن خارج می‌شوند بودجه گرمایی نامیده می‌شود (مروتی و همکاران؛ ۲۰۱۶). در واقع شار گرمایی یا شار حرارتی به مقدار انرژی حرارتی منتقل شده در واحد زمان و بر واحد سطح گفته می‌شود که با نماد q نمایش داده شده و واحد آن در دستگاه بین‌المللی یکاها، وات بر مترمربع (W/m^2) می‌باشد. نرخ گرما کمیت نرده‌ای است، ولی شار گرمایی کمیت برداری است؛ زیرا دارای جهت است. شارهای گرمایی و تنش باد در سطح مشترک هوا - دریا ارتباط اصلی را بین اقیانوس و جو بوجود می‌آورند. این کمیت‌ها در تبادل انرژی بین دو سیستم اهمیت دارند. هدف از مطالعه حاضر بررسی روند طولانی مدت و تغییرات زمانی - مکانی شار گرمایی انتقال یافته بین دریا و جو می‌باشد. همچنین در نظر است شارش بخار آب در طی تغییرات بودجه گرمایی دریای کاسپین نیز مشخص گردد. شارش بخار آب در واقع بر میزان تبخیر، میزان رطوبت هوا و در نهایت بر میزان بارندگی در حوضه دریای کاسپین تاثیر گذار خواهد بود.

بیان گرمایی دریای کاسپین به میزان تابش خورشیدی که وابسته به عرض جغرافیایی است، جهت وزش باد در عرض‌های مختلف جغرافیایی، دمای سطح آب، میزان تبخیر (که تابعی از باد و دما است)، سطح پوشش یخ در مناطق شمالی و همچنین به عمق دریا بستگی دارد. در تابستان تبخیر، روندی افزایشی از شمال به جنوب را نشان می‌دهد. ولی در مناطق شمالی که عمق کمتری دارد، به نسبت حجم آب، میزان تبخیر تقریباً دو برابر مناطق عمیق جنوبی است (پنین و همکاران، ۲۰۰۶؛ ایبرایف و همکاران، ۲۰۱۰).

بریتویت (۱۹۹۵) پایداری آبرودینامیکی و شار گرمای محسوس تلاطمی را در سطح پوشیده از یخ در صفحات یخی گرینلند بررسی کرد. وی با محاسبه شار گرمای محسوس تلاطمی به واسطه سرعت باد و دما به این نتیجه رسید که افزایش پایداری شار گرمای محسوس تلاطمی را کاهش داده و ارتباط غیرخطی بین شار گرمای محسوس و دمای هوا را موجب خواهد شد. پایداری در شرایط کاهش سرعت باد بیشترین تأثیر و در سرعت‌های بالای باد کمترین تأثیر را دارد. کودینا و همکاران (۱۹۹۷) به بررسی بارندگی‌های شدید در فصل پاییز منطقه مدیترانه‌ای پرداختند و نتیجه گرفتند که این بارش‌ها دارای ساختار میان مقیاس هستند. در واقع، در اثر فرارفت هوای گرم و مرطوب توسط جریانات سطوح میانی که از شمال آفریقا و مدیترانه به سمت سواحل صورت می‌گیرد، سامانه‌های میان مقیاس همرفتی ایجاد شده که دارای پتانسیل ناپایداری خوبی هستند و با حرکت‌های صعودی ناشی از شرایط همدیدی توسعه می‌یابند. نا و همکاران (۱۹۹۹) در بررسی تغییرات سالانه و فصلی شارهای حرارتی سطح دریا در دریاهای آسیای شرقی از رابطه حجمی برای یک دوره ۱۸ ساله استفاده کردند. توزیع مکانی میانگین سالانه شار حرارتی نشان داد بیشترین میزان اتلاف حرارت مربوط به بخش‌های مرکزی دریای زرد است و کمترین میزان آن نیز در رود یانگتسه دیده می‌شود.

هوانگ و همکاران (۲۰۰۲) در بررسی تعامل بین سطح زمین و هوا در نواحی خشک شمال غرب چین به این نتیجه رسیدند که تغییرپذیری شار گرمای محسوس در ناحیه ذکر شده میتواند اثرات مهم محلی و حتی در نواحی دورتر اثرات مهمی در تغییرات آب و هوایی داشته باشد. ژو و هوانگ (۲۰۰۸)، با بررسی تغییرپذیری شار حرارتی در نواحی خشک و نیمه خشک شمال غرب چین، ارتباط این تغییرپذیری

پرداختند. نتایج نشان می‌دهد که سواحل جنوبی جاوه به طور متوسط ۵۴۷.۸ وات بر مترمربع گرما در سال دریافت می‌کنند. نوسانات شار گرمایی خالص با جذب انرژی طول موج کوتاه و شار گرمای نهان تغییر می‌کنند. شار حرارتی خالص رابطه بسیار قوی با دمای سطح دریا با بیشترین همبستگی ۰.۸۴ و ۰.۸۳ در تاخیر + ۲ و + ۳ ماه را دارد که نشان می‌دهد شار حرارت خالص نقش مهمی در تعدیل تغییرات دمای سطح دریا بازی کرده است.

تاکاهاشی و همکاران (۲۰۲۳) با بررسی سهم نسبی شارهای حرارتی نابهنجار و ظرفیت گرمایی موثر در تغییر دمای سطح دریا دریافتند که ناهنجاری‌های عمق لایه اختلاط تمایل به تقویت ناهنجاری‌های دمای سطح دریا در مناطق جنب استوایی به خصوص در حوضه‌های شرقی اقیانوس‌ها در طول بهار و تابستان دارد که این عمل سبب تشکیل یک چرخه از بازخورد مثبت بین عمق لایه اختلاط و دمای سطح دریا شده است. بلیان و همکاران (۲۰۲۳) در تحقیقی به ویژگی‌های امواج گرمای دریایی در آب‌های اندونزی در طول مراحل نوسان دهه ای اقیانوس آرام PDO، نوسان جنوبی النینو ENSO و شاخص دوقطبی اقیانوس هند IOD و روابط آنها با شارهای حرارتی پرداختند. بررسی‌ها نشان داد که ادغام فاز گرم PDO با رخداد النینو در منطقه سبب افزایش شار بخار آب شده و از طریق توازن بیلان تابشی و شار گرمای کل می‌توان تغییرات شار بخار آب در منطقه را پیش بینی نمود.

کیم و همکاران (۲۰۲۳) به تأثیر شار حرارتی سطح دریا بر گردش لایه بالایی آب بخش شرقی دریای ژاپن پرداختند. نتایج نشان داد که در دریای ژاپن از آنجا که هیچ تعامل دمایی در قسمت‌های جنوبی این دریا وجود ندارد، یک لایه محبوس از گرمایش در بالای دریا تشکیل شده که با افزایش ضخامت سبب تغییر در انتقال و شارش رطوبت به داخل جو می‌شود. یو و همکاران (۲۰۲۳) به بررسی تغییرات دمای سطح آب دریا در دوره تابستانه در دریای آموندسن در قطب جنوب پرداختند. نتایج گویای این امر بود که در منطقه با شکل‌گیری باد شمالی با سرعت بیش از ۱۰ متر بر ثانیه، تغییر در حرکت یخ‌های روان در نتیجه گرم شدن دمای سطح دریا در منطقه دیده می‌شود. این شرایط سبب تغییر در انتقال رطوبت به جو شده و یک الگوی افزایشی-کاهشی از شار رطوبت را در منطقه بوجود می‌آورد.

را با بارش‌های تابستانه چین مورد مطالعه قرار دادند. نتایج نشان داد افزایش شار گرمای محسوس بهار موجب افزایش بارش تابستانه در شمال غرب چین و کاهش بارش در شمال چین می‌شود.

کووالسکی (۲۰۲۲) به بررسی تغییرپذیری شارش‌های بخار آب از مناطق شمال اقیانوس اطلس به جو پرداخته است. بررسی‌ها نشان داد که تغییرات شارش بخار آب حاصل تغییر در بودجه گرمایی اقیانوس اطلس بوده که در راستای نصف النهارات دارای تغییراتی ملایم است. در دریای لابرادو (شرق کانادا) این نوسانات به بیشترین حد خود رسیده است. ریزارو و همکاران (۲۰۲۲) به بررسی تغییرات سالانه روند دمای سطح دریا در اطراف آمریکای جنوبی پرداختند. نتایج نشان داد که در سال‌های اخیر افزایش قابل توجهی در دمای سطح دریا در منطقه بوجود آمده و این وضعیت سبب شده تا در فازهای النینو و لاینینا این نابهنجاری‌ها تقویت شوند. شار قائم رطوبت از دریا به داخل جو سبب شده تا جریانات برداری باد شرایط بارش را برای مناطق ساحلی همجوار تسهیل نماید.

استروباچ و همکاران (۲۰۲۲) در تحقیقی به بررسی برهمکنش محلی جو و دریا در محدوده میان مقیاس پرداختند. نتایج نشان داد که ناهنجاری بزرگ و متناوب بصورت گرمای نهان بر روی دریا سبب شده تا یک گردش ثانویه در ارتفاع ۲۰۰۰ متری از سطح دریا بوجود آید که در نهایت به انتقال تکانه همراه با همگرایی سطحی و واگرایی فوقانی ختم می‌شود. الصیاد و همکاران (۲۰۲۳) در تحقیقی با عنوان تنوع فصلی در مقدار گرمای اقیانوس و شار حرارتی در خلیج فارس دریافتند که مناطق شمالی خلیج فارس در طول زمستان در مقایسه با مناطق جنوبی از شار حرارتی بالاتری برخوردار بوده و بیشترین و کمترین اتلافات گرمایی در فصل بهار در کل محدوده خلیج فارس به وقوع می‌پیوندد.

لیو و همکاران (۲۰۲۳) در بررسی اندرکنش بین شارهای حرارتی دریای چین به منظور بررسی تقویت موسمی سال ۲۰۲۱ دریافتند که لایه مرزی جو و اقیانوس با دمای سطح دریا دارای همبستگی مثبت بوده و با شارش رطوبت دارای همبستگی منفی است. از طرفی بررسی نیمرخ‌های قائم نشان داد که دلیل وقوع وارونگی دما در لایه‌ها زیرین جو، شارش رطوبت از داخل دریا به جو روند افزایشی را به خود گرفته است. الفریزی و همکاران (۲۰۲۳) به بررسی تغییرات شار گرمای سطحی در امتداد سواحل جنوبی جاوه در اندونزی

منطقه از نظر زمانی و مکانی متفاوت است و بارش ماه های مارس، آوریل و می بیشترین همبستگی (در سطح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد) را با دمای آب دارند. بالا بودن (گرم بودن) SST در تمام سطح دریای مدیترانه در ماه سپتامبر با کاهش بارش در ماه نوامبر و پایین بودن (سرد بودن) SST غرب دریا در ماه نوامبر و دسامبر با کاهش بارش این دو ماه همبستگی نشان داد. بین سرد بودن SST غرب دریا در فوریه و کاهش بارش ماه آوریل، هم چنین سرد بودن SST شرق دریا در ماه مارس و کاهش بارش ماه مارس و ماه می ارتباط معنی داری وجود داشت. هم چنین ارتباط معنی داری (در سطح اطمینان ۹۵ تا ۹۹ درصد) بین گرم بودن SST تمام دریا و افزایش بارش ماه آوریل در منطقه شمال غرب ایران مشاهده شد. فتحی (۲۰۱۸) با بررسی شار رطوبت نشان داد که گروه بارش های فوق سنگین با منشا همرفت، دارای بیشترین فراوانی در رخداد بارش های فرین کاسپینی هستند.

عزیزپور و عربشاهی (۲۰۲۲) با بررسی اثر تغییرات اقلیمی بر دمای سطح آب دریای کاسپین به این نتیجه رسیدند که بیشترین تاثیر تغییرات اقلیمی در دمای آب کاسپین میانی مشاهده می شود. روند تغییرات دمای آب برای کاسپین جنوبی، میانی و شمالی به ترتیب عبارت است از افزایش ۰/۰۳۶، ۰/۰۲۱۶ و ۰/۰۱۵۶ درجه سانتی گراد در سال. تغییر دمای آب با تغییر دمای هوا برای کاسپین شمالی و میانی کاملاً انطباق دارد ولی برای کاسپین جنوبی و بخصوص در ماه های گرم سال تطابق کاملی دیده نشده است.

از آنجا که دریای خزر در هر دوره از سال تحت تاثیر سیستم های مختلف جوی بوده و با تغییر زاویه تابش خورشید مقدار انرژی دریافتی در طول این دریا تغییر می کند؛ بررسی مقدار شار گرمای کل به صورت ماهانه از اهمیت بالایی برخوردار است. دریای خزر منبع مهم و اصلی تغذیه بارش های ناحیه خزری است و بررسی تغییرات بودجه گرمایی این منبع رطوبتی در ایام مختلف سال در تغییرات شار رطوبتی و برآورد حجم بارش های منطقه تاثیرگذار خواهد بود.

مواد و روش ها

به منظور بررسی تغییرات بودجه گرمایی دریای کاسپین در ارتباط با شار همگرایی بخار آب در یک دوره ۳۰ ساله طی سال های ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰، از داده های شبکه بندی شده مرکز

در ایران نیز تحقیقات بسیاری در این راستا صورت پذیرفته است. ناظم السادات و قاسمی (۲۰۰۵) اثر دمای سطح آب دریای کاسپین بر بارش فصلی نواحی شمالی و جنوب غربی ایران را مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه مشخص شد که سردی بیش از معمول سطح دریای کاسپین در زمستان منجر به افزایش بارش زمستانه در ناحیه غربی و مرکزی سواحل می شود. این نتایج بیانگر آن است که سرد و گرم شدن آب دریا می تواند تا حدود ۵۰ درصد بارش زمستانه ایستگاه های منطقه مورد مطالعه را تغییر دهد.

لازم به ذکر است در برخی مطالعات بجای واژه "دریای کاسپین" از واژه "دریای خزر" استفاده شده است که نتایج عیناً مطابق با منبع مورد استفاده، بیان می شود. درخشان و همکاران (۲۰۰۷) به بررسی نقش شارهای سطحی و رطوبتی حاصل از دریای خزر در یک سامانه بارانزا در سواحل جنوبی پرداختند و نتیجه گرفتند که افزایش بارندگی های همرفتی طی ماه های اواخر پاییز و اوایل زمستان ناشی از اثر شارهای سطحی گرما و رطوبت توسط دریای خزر است.

میوند (۲۰۱۰) به مدل سازی عددی شار گرمایی در خلیج عمان پرداخت. نتایج نشان داد که در خلیج عمان میانگین سالانه شار تابش طول موج کوتاه و بلند به ترتیب برابر ۲۱۱ و ۵۳ وات بر متر مربع و میانگین سالانه شار گرمای محسوس و نهان نیز به ترتیب برابر ۰/۳- و ۹۸- وات بر متر مربع است. با در نظر گرفتن شارهای گرمایی ذکر شده، میانگین سالانه شار بودجه گرمایی خالص در خلیج عمان حدود ۵۹ وات بر متر مربع است (رابطه ۵: فرمول شار گرمایی کل). برای حصول توازن گرمایی لازم است همین مقدار شار گرمایی با تبادل آب بین خلیج عمان، خلیج فارس و اقیانوس هند، از خلیج عمان خارج شود.

رئیس السادات و رئیس السادات (۲۰۱۲) در بررسی موازنه انرژی گرمایی در خلیج فارس به این نتیجه رسیدند که با توجه به میزان بارندگی و تبخیر و همچنین حجم آب های ورودی و خروجی در خلیج فارس، انتقال خالص گرما به این منطقه برابر ۲۵ وات بر متر مربع برآورد می شود. این میزان گرمای اضافه به وسیله شار گرمای سطحی توجیه شده است.

در برخی مطالعات، بجز مولفه شار انرژی، مولفه های دمای سطح آب SST نیز مورد بررسی قرار گرفته است. در مطالعه امینی (۲۰۱۶) که بر روی دمای سطح آب دریای مدیترانه انجام گرفت، دیده شد که تاثیر دمای سطح آب بر نوسان بارش

اروپایی پیش‌بینی میان مدت جوی (ECMWF) و داده‌های ERA5 با توان تفکیک ۲۵ کیلومتر شامل داده‌های ترازهای مختلف جوی برای منطقه مورد مطالعه استفاده گردید. داده‌های دمای هوا، دمای سطح آب دریا، نم و یژه، مولفه‌های مداری و نصف النهاری باد از مراکز داده اخذ شده و در ادامه بودجه گرمایی و شار گرمایی بر روی دریای کاسپین مورد بررسی قرار گرفت.

آب و هوای دریای کاسپین متأثر از موقعیت جغرافیایی دریا، جریان‌های جوی عبوری از روی آن و ارتفاعات سواحل دریا است. این دریا تقریباً در عرض‌های پایین قرار گرفته و به این دلیل مقدار قابل توجهی از پرتوهای خورشیدی را، مخصوصاً در حوضچه پایینی، دریافت می‌کند. بر رژیم آب و هوایی این دریا، در بخش جنوبی رشته کوه البرز، در بخش غربی، رشته کوه قفقاز و در بخش‌های شمالی و شرقی، استپ‌ها و بیابان‌ها اثر می‌گذارند. بطورکلی شرایط آب و هوایی ناحیه دریای خزر توسط توده هوای سرد قطب شمال، توده هوای مرطوب دریایی از اقیانوس اطلس، توده هوای خشک و سرد قاره‌ای از قزاقستان و توده هوای گرم حاره‌ای عبوری از دریای مدیترانه و ایران تعیین می‌شود. در بیشتر ایام سال (از آخر آگوست لغایت آوریل) میانگین دمای هوا بر روی دریا بیشتر از ساحل است و تنها در نیمه دوم بهار و تابستان است که این حالت برعکس می‌شود. سردترین زمان بر روی نواحی جنوب غربی و مرکزی دریای خزر ماه فوریه است. در ناحیه گسترده و کم عمق شرق دریا و بر روی سواحل، میانگین دما در ماه ژانویه به حداقل می‌رسد. بنابراین می‌توان تصور کرد رژیم دمای هوا در زمستان بر روی جنوب غربی و بخش میانی دریای خزر از نوع آب و هوای دریایی بوده و در نیمه شرقی دریا از نوع قاره‌ای است. تبادل گرمایی میان دریا و جو بستگی به اختلاف دمای لایه‌های مجاور هوا و آب دریا دارد. اختلاف دمای سالانه آب و هوا برای بیشتر نواحی دریای خزر کاهش شدیدی از ژانویه تا جون و افزایش تدریجی در بقیه ماه‌های سال را نشان می‌دهد. (پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی)

از آنجا که بودجه گرمایی دریاها، نحوه تبادل انرژی بین دریا و جو را تعیین می‌کنند؛ در این مطالعه نیز سعی شده تا با بررسی بودجه گرمایی دریا و مؤلفه‌های آن، نحوه تبادل انرژی بین جو و دریای کاسپین از نظر فضایی و زمانی مورد بررسی قرار گیرد. همچنین بودجه گرمایی می‌تواند اثر اقلیمی و میزان

تأثیر دریای کاسپین بر آب و هوای منطقه از جمله پارامتر بارش را تعیین نماید. از این رو جهت بررسی پتانسیل فیزیکی دریای کاسپین برای ایجاد بارش‌ها، بودجه گرمایی دریای کاسپین در ماه‌ها و فصول مختلف سال محاسبه و ارتباط آن با میزان بارش‌ها مورد بررسی قرار گرفت. داده‌های مورد نیاز جهت بررسی عبارتند از: شار گرمای تابش موج بلند (Q)، شار گرمای تابش موج کوتاه (Qsw)، شار گرمای محسوس (Qs) و شار گرمای نهان (QL) که بصورت ماهانه و با قدرت تفکیک افقی ۰.۲۵ درجه از وب سایت ECMWF دریافت شد. شار گرمای تابش موج بلند (Qlw) از رابطه زیر بدست می‌آید:

رابطه ۱:

$$Q_{LW} = \varepsilon \sigma_{SB} T_S^4 (0.39 - 0.05e^{0.5})(1 - kc^2) + 4\varepsilon \sigma_{SB} T_S^3 (T_S - T_a)$$

در معادله فوق مقدار ε ضریب گسیلندگی سطح دریا برابر ۰/۹۸ و $\sigma_{SB} = 5.67 \times 10^{-8} \text{ (Wm}^{-2}\text{k}^{-4}\text{)}$ ثابت استفان بولتزمن است. تمامی مقادیر دما در این معادلات بر حسب کلونین بوده؛ T_s دمای سطح دریا و T_a دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری از سطح دریا است. پارامتر e فشار بخار آب، K ضریب پوشش ابر بوده که بطور خطی از ۰/۵ در استوا تا ۱ در قطب براساس عرض جغرافیایی تغییر می‌کند و C کسر پوشش ابر است. (رضایی بنفشه، ۲۰۱۵)

رابطه ۱ به عواملی همچون پوشش ابر، دمای سطح آب و مقدار رطوبت موجود در جو وابسته است و از آنجا که گرما با طول موج بلند از سطح دریا خارج می‌شود، بنابراین مقادیر شار تابش موج بلند همواره منفی می‌باشد (عینعلی ۱۳۹۴). شار تابش موج کوتاه ورودی از خورشید (Qsw) به عواملی همچون میزان پوشش ابر، غلظت ذرات موجود در جو، زاویه تابش خورشید و طول روز وابسته بوده و از رابطه زیر بدست می‌آید:

رابطه ۲:

$$Q_{SW} = (1 - \alpha) Q_c (1 - 0.62c + 0.0019\theta_n)$$

در این رابطه α سپیدایی (آلبیدو)، Q_c ثابت خورشیدی ($1365 \text{ Wm}^{-2} \leq Q_c \leq 1372 \text{ Wm}^{-2}$)، C میانگین ماهانه کسر پوشش ابر و θ_n زاویه ارتفاع خورشید در ظهر (برحسب درجه) هستند. (یاری ۲۰۱۵)

شار گرمای محسوس (Qs)، تاحد زیادی وابسته به سرعت باد و اختلاف دمای هوا- دریا است بطوری که اگر دمای سطح

برای محاسبه شار گرمایی و شار رطوبتی به دو صورت، شاخص های مورد نظر محاسبه گردید. در گام نخست مقادیر بلندمدت ۱۲ ماه سال برای کل دریای کاسپین محاسبه شد. در ادامه با تقسیم بندی دریای کاسپین به ۳ حوضچه، مقادیر هر بخش بصورت جداگانه برای ماه و فصول مختلف محاسبه گردید. در نهایت بصورت پهنه‌ای مقادیر شار گرمای کل و شار رطوبتی محاسبه گردید. در شکل ۱ نحوه تقسیم بندی حوضچه‌های دریای کاسپین به نمایش در آمده است. تراز سطح دریا و ارتفاعات در محدوده مورد مطالعه دیده می‌شود مطابق با شکل شماره ۱، طول جغرافیایی برای هر سه حوضچه ۴۷ تا ۵۴ درجه شرقی و بصورت ثابت در نظر گرفته شده است. حوضچه جنوبی بین عرض های ۳۷ تا ۴۰ درجه شمالی، حوضچه مرکزی بین عرض های ۴۰ تا ۴۳ شمالی و حوضچه شمالی بین عرض های ۴۳ تا ۴۷ درجه شمالی می‌باشد.

نتایج و بحث

بررسی‌های به عمل آمده نشان داد که شار گرمای کل از سپتامبر تا اواخر فوریه دارای تغییرات مثبت است (شکل ۲). بصورتی که بیشینه آن در ماه دسامبر بوده که مقدار آن به بیش از ۱۳۰ وات بر متر مربع می‌رسد. این دوره بیشترین مقدار خروجی انرژی در دریای کاسپین بوده است. با توجه به رفتار بودجه گرمایی در این دوره مشاهده شد که بیشترین نرخ خروج گرما در حوضچه میانی (ستون قرمز رنگ) بوده و کمترین مقدار آن در حوضچه جنوبی (ستون سبز رنگ) مشاهده می‌شود.

همانطور که در شکل ۲ دیده می‌شود، از اوایل مارس به جز حوضچه جنوبی تا اواخر آگوست تغییرات منفی در شار گرمای کل در منطقه بوجود می‌آید. این شرایط سبب شده تا در حوضچه های مورد نظر ورود گرما از سطح به دریا به وقوع بپیوندد. این تغییرات انرژی در حوضچه شمالی از مارس تا اواخر می نسبت به دو حوضچه دیگر از مقدار قوی‌تری برخوردار بوده که در ماه می به حدود ۱۳۰- وات بر متر مربع نیز رسیده است. بیشترین دریافت گرمای کل از ماه جون تا آگوست در حوضچه میانی دریای کاسپین مشاهده می‌شود (ستون قرمز رنگ).

بررسی رفتار شار گرمای کل در فصول مختلف نیز حاکی از آن بود که هر سه حوضچه در پاییز و زمستان دارای تغییرات مثبت بودند که مقدار شار گرمای کل در حوضچه مرکزی

آب بیشتر (کمتر) از دمای هوا باشد، انتقال انرژی از دریا به جو بوده و مقدار شار گرمای محسوس منفی (مثبت) است. رابطه ۳:

$$Q_S = \rho C_S C_P U_{10} (T_a - T_S)$$

در این رابطه C_S ضریب انتقال گرمای محسوس و C_P ظرفیت گرمایی ویژه هوا برابر $1004/5 \text{ jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ هستند. شار گرمای نهان (Q_L) که شار گرمای نهان تبخیر نیز نامیده می‌شود به سرعت باد و رطوبت نسبی موجود در جو وابسته است از آنجا که آب دریاها و اقیانوس ها دائماً در حال تبخیر می‌باشند، پس آهنگ انتقال گرما عموماً از دریا به جو صورت می‌گیرد و بنابراین مقادیر آن منفی می باشد. شار گرمای نهان از رابطه زیر بدست می آید:

$$Q_L = \rho C_L L_E U_{10} (q_a - q_s)$$

در این روابط q_a رطوبت ویژه هوا در ارتفاع ۱۰ متری بالای سطح دریا، q_s رطوبت ویژه هوا در سطح دریا (جرم بخار آب به ازای واحد جرم هوا)، ρ چگالی هوا، C_L ضریب انتقال گرمای نهان، L_E گرمای نهان تبخیر ($2/5 \times 10^6 \text{ jkg}^{-1}$) و U_{10} سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری سطح دریا هستند. در ادامه با استفاده از فرمول شار گرمایی کل:

رابطه ۵:

$$Q_{net} = Q_{sw} + Q_{Lw} + Q_s + Q_L$$

به منظور بررسی شار رطوبت از روی دریا در ایام مختلف سال نیز از تابع شار رطوبت استفاده شد. این معادله که تحت عنوان همگرایی افقی جریان رطوبتی جو می باشد، به صورت زیر بدست می آید:

رابطه ۶:

$$MFC = -\nabla \cdot (q \vec{V}_h) = -\vec{V}_h \cdot \nabla q - q \nabla \cdot \vec{V}_h$$

در این رابطه \vec{V}_h بردار باد، q رطوبت ویژه و ∇ عملگر گردیان است. به عبارت دیگر می توان نوشت:

رابطه ۷:

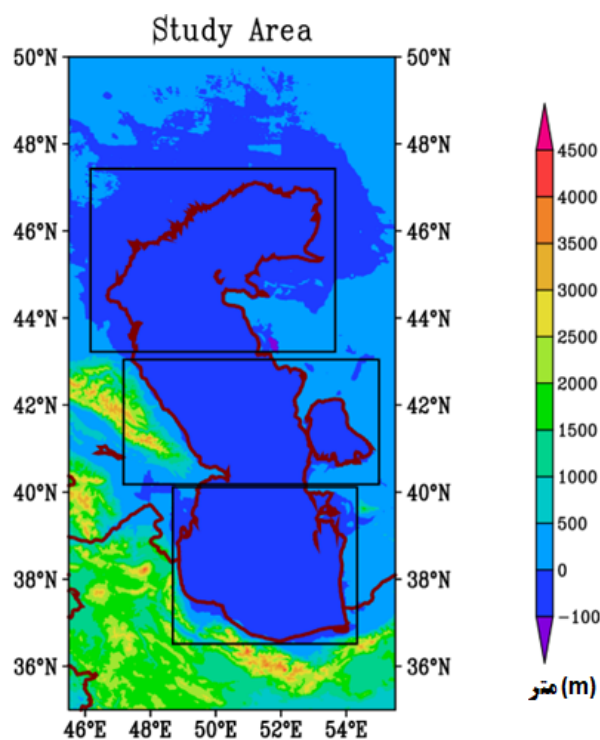
$$MFC = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

که در معادله فوق، جمله وزش $-u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y}$ (جمله فرارفتی (advection term) نشان دهنده وزش افقی رطوبت ویژه و جمله همگرایی $-q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$ (convergence term) حاصل ضرب رطوبت ویژه در همگرایی حجم جرم را بیان می کند (رضایی بنفشه ۲۰۱۵).

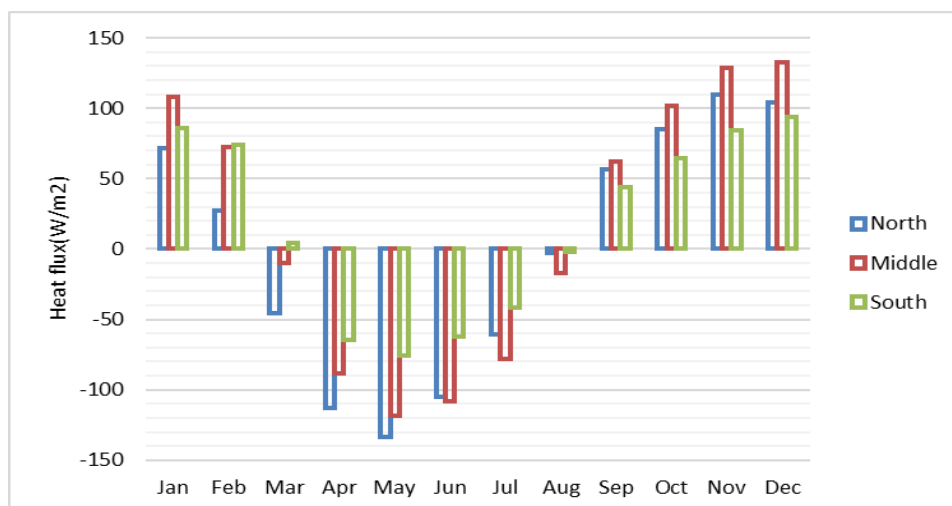
نسبت به دو حوضچه دیگر بیشتر است. از طرفی این حوضچه در فصل تابستان بیشترین مقدار دریافت شار گرمای کل را نیز دارا می‌باشد (بیشترین مقدار منفی). کمینه مقدار شار گرمای کل نیز مربوط به فصل بهار بوده که متوسط فصلی آن به کمتر از ۱۰۰ وات بر متر مربع رسیده است (شکل ۳).

جدول ۱: تقسیم بندی محدوده جغرافیایی مورد مطالعه دریای کاسپین

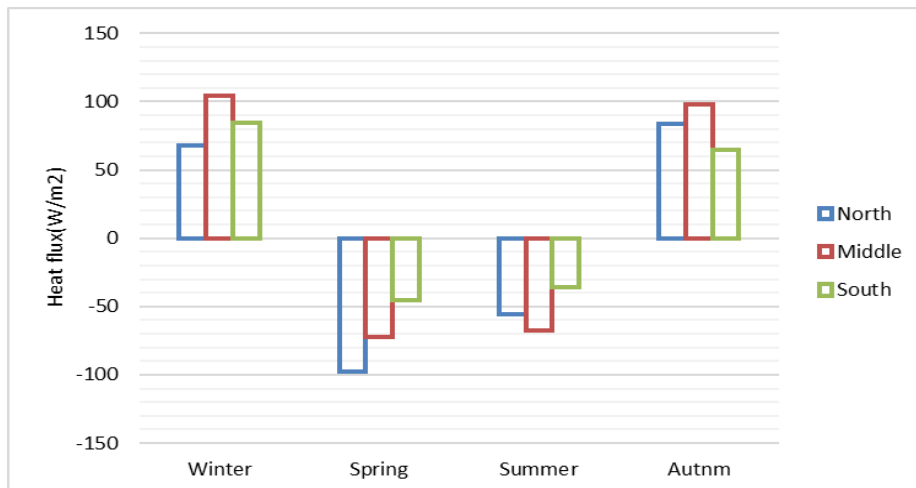
عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی شرقی	حوضچه
۴۳ تا ۴۷ درجه	۴۷ تا ۵۴ درجه	حوضچه شمالی
۴۰ تا ۴۳ درجه	۴۷ تا ۵۴ درجه	حوضچه مرکزی
۳۷ تا ۴۰ درجه	۴۷ تا ۵۴ درجه	حوضچه جنوبی



شکل ۱. محدوده مورد مطالعه و تقسیم بندی حوضچه های دریای کاسپین (شمالی، مرکزی و جنوبی)



شکل ۲. مقادیر شار گرمای کل برای ۳ حوضچه - متوسط گیری شده برای ۱۲ ماه سال در بازه زمانی ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰



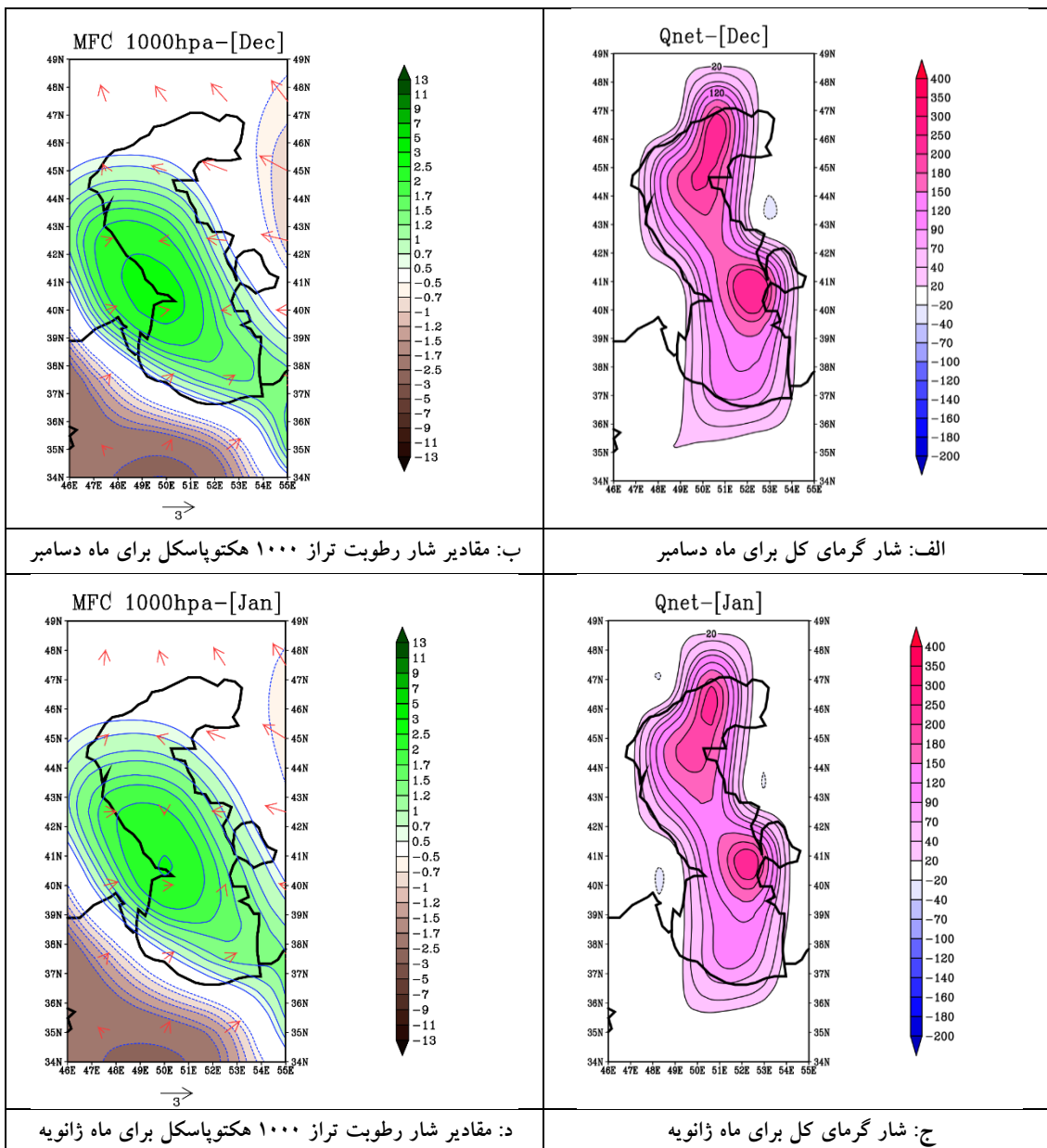
شکل ۳. مقادیر شار گرمای کل برای ۳ حوضچه - متوسط گیری شده برای ۴ فصل سال در بازه زمانی ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰

ساحلی در غرب دریای کاسپین منتقل شده و مقدار آن به ۲ گرم بر کیلوگرم رسیده است (شکل ۵ - ب). در ماه مارس کاهش شدیدی در مقادیر مثبت شار گرمای کل مشاهده می‌شود که نزدیک به ۴۰ وات بر متر مربع است؛ و از طرفی در سواحل جنوبی دریای کاسپین مقدار شار گرمای کل منفی مشاهده می‌شود است (شکل ۵ - ج). در ماه مارس از مقدار شار رطوبتی در غرب دریای کاسپین کاسته و در جنوب شرق آن مقادیر افزایشی در حال شکل گیری می‌باشند (شکل ۵ - د).

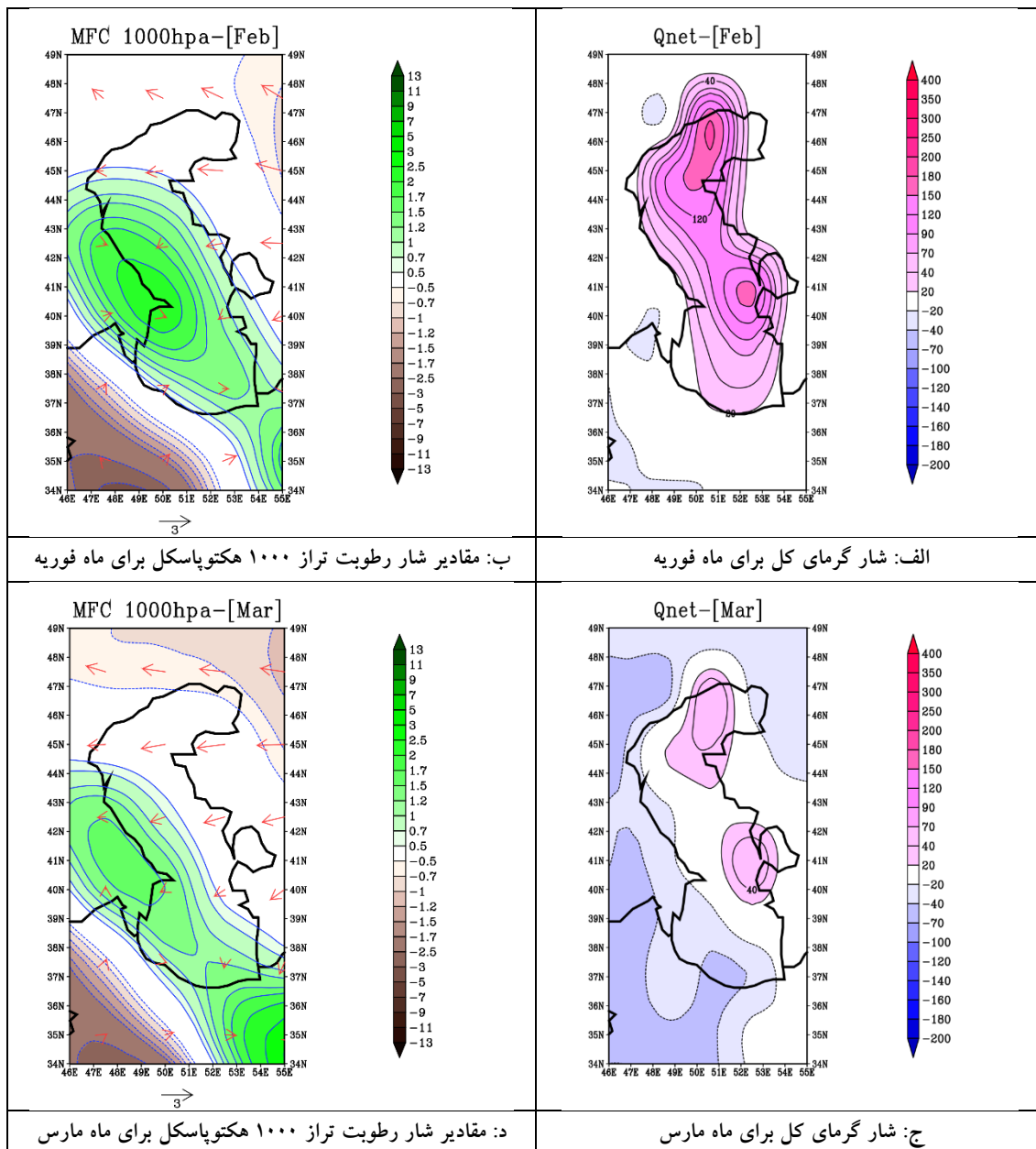
در ماه آپریل مقادیر شار گرمای کل در کل دریا منفی شده و دارای دو هسته کمینهاست. کمینه نخست در جنوب حوضچه شمالی که مقدار ۱۰۰- وات بر متر مربع و دیگری در سواحل جنوبی دریای کاسپین به میزان ۱۲۰- وات بر متر مربع می‌باشد (شکل ۶ - الف). در واقع با نزدیک شدن به فصول گرم مقادیر منفی شار گرمای کل بر روی دریای کاسپین تقویت شده است. در این ماه شار رطوبتی مثبت نیز در حوضچه جنوبی بوده و تمرکز اصلی آن در جنوب شرق دریای کاسپین است (شکل ۶ - ب). در ماه می به شدت مقادیر شار گرمای کل کاهش یافته و در غالب مناطق دریا بین ۱۴۰- تا ۱۶۰- وات بر متر مربع مشاهده می‌شود (شکل ۶ - ج). آب‌ها دریای کاسپین در این دوره رو به سردی گذاشته و کاهش انرژی و دما در این دوره مشهود است. از طرفی طی جریانات باد شمال شرقی به داخل دریا شار منفی رطوبت نیز بوجود آمده است. کاهش شدید رطوبت در منطقه بیشتر در حوضچه مرکزی و جنوبی دریای کاسپین دیده می‌شود (شکل ۶ - د).

پس از بررسی شار گرمای کل در حوضچه‌های سه گانه دریای کاسپین سعی شد تا تغییرات شار رطوبت و گرمای کل نیز بصورت پهنه‌ای برای کل محدوده دریای کاسپین مورد بررسی قرار گیرد. نتایج نشان داد که در ماه دسامبر دو بیشینه شار گرمای کل بر روی دریای کاسپین شکل می‌گیرد (شکل ۴ - الف). تشکیل این دو بیشینه در حوضچه شمالی و میانی دریا بوده که مقدار آن نزدیک به ۲۸۰ وات بر متر مربع است. از طرفی در این ماه بیشینه شار رطوبتی در غرب دریای کاسپین بوده که مقدار آن به بیش از ۳ گرم بر کیلوگرم در ماه می‌رسد. بررسی بردار باد نیز نشان داد در منطقه یاد شده یک هسته همگرایی قوی نیز ایجاد شده است (شکل ۴ - ب). در ماه ژانویه بیشینه شار گرمای کل در شمال دریای کاسپین متمرکز شده و از طرفی این وضعیت برای مناطق مرکزی نیز صدق می‌کند (شکل ۴ - ج). طی این شرایط مقادیر شار رطوبتی نیز رو به کاهش گذاشته و تمرکز اصلی شارش رطوبتی با شدت کمتر نسبت به دسامبر در منطقه همگرایی غرب دریای کاسپین شکل گرفته است (شکل ۴ - د). در کلیه تصاویر شار گرمای کل به واحد وات بر مترمربع و شار رطوبت به واحد گرم بر کیلوگرم است.

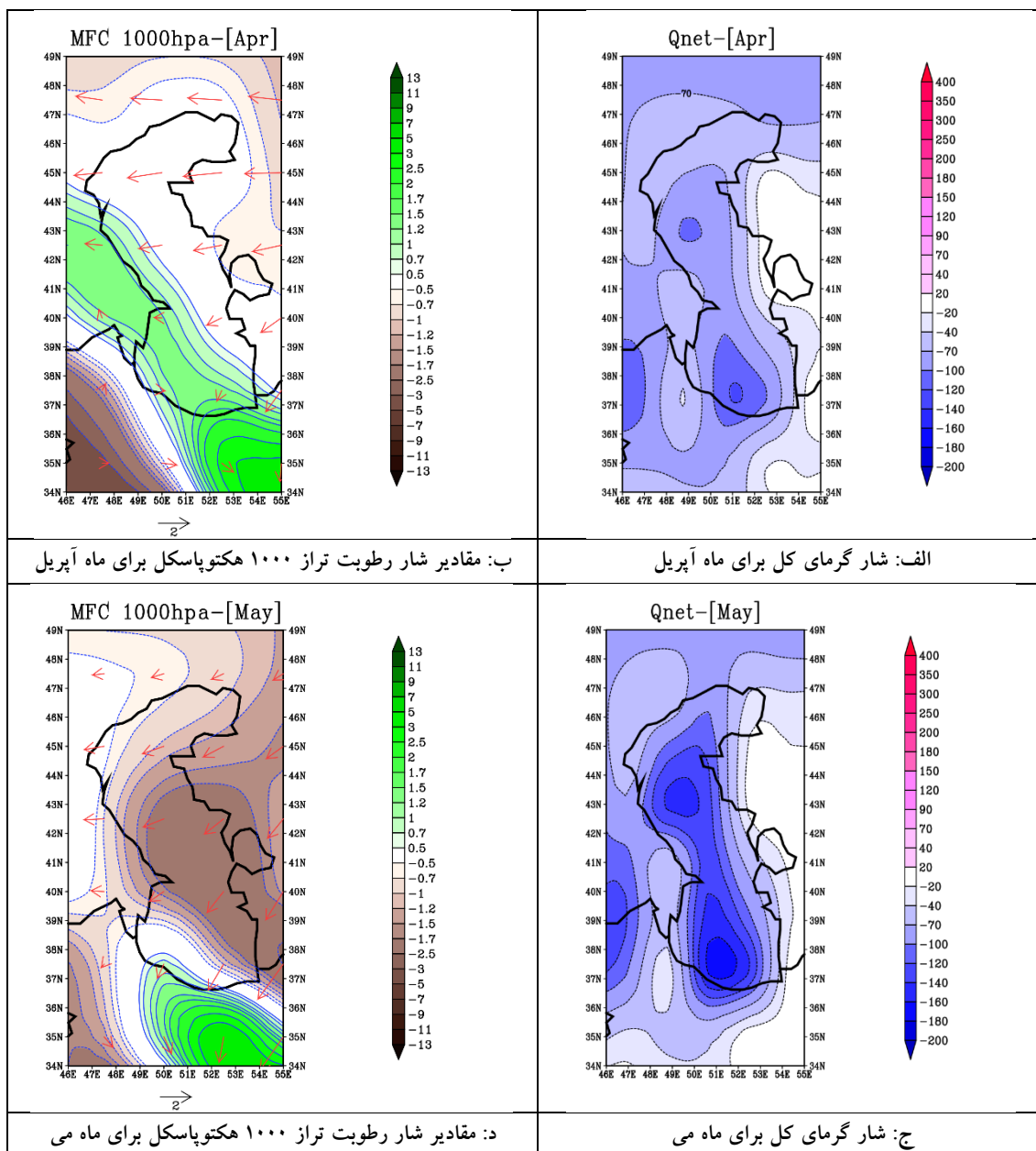
در ماه فوریه نیز روند کاهش شار گرمای کل با شبی ملایم دیده می‌شود. بدین صورت که در مناطق شمالی مقدار شار گرمای کل به ۱۵۰ وات بر متر مربع رسیده و در شرق حوضچه مرکزی، این مقدار به کمتر از ۱۲۰ وات بر متر مربع تقلیل یافته است (شکل ۵ - الف). با بررسی شار رطوبتی نیز مشاهده می‌شود که عمده تمرکز هسته بیشینه، به مناطق



شکل ۴. مقادیر شار گرمای کل و شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکل برای ماه‌های دسامبر و ژانویه



شکل ۵. مقادیر شار گرمای کل و شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکل برای ماه های فوریه و مارس



شکل ۶. مقادیر شار گرمای کل و شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های آپریل و می

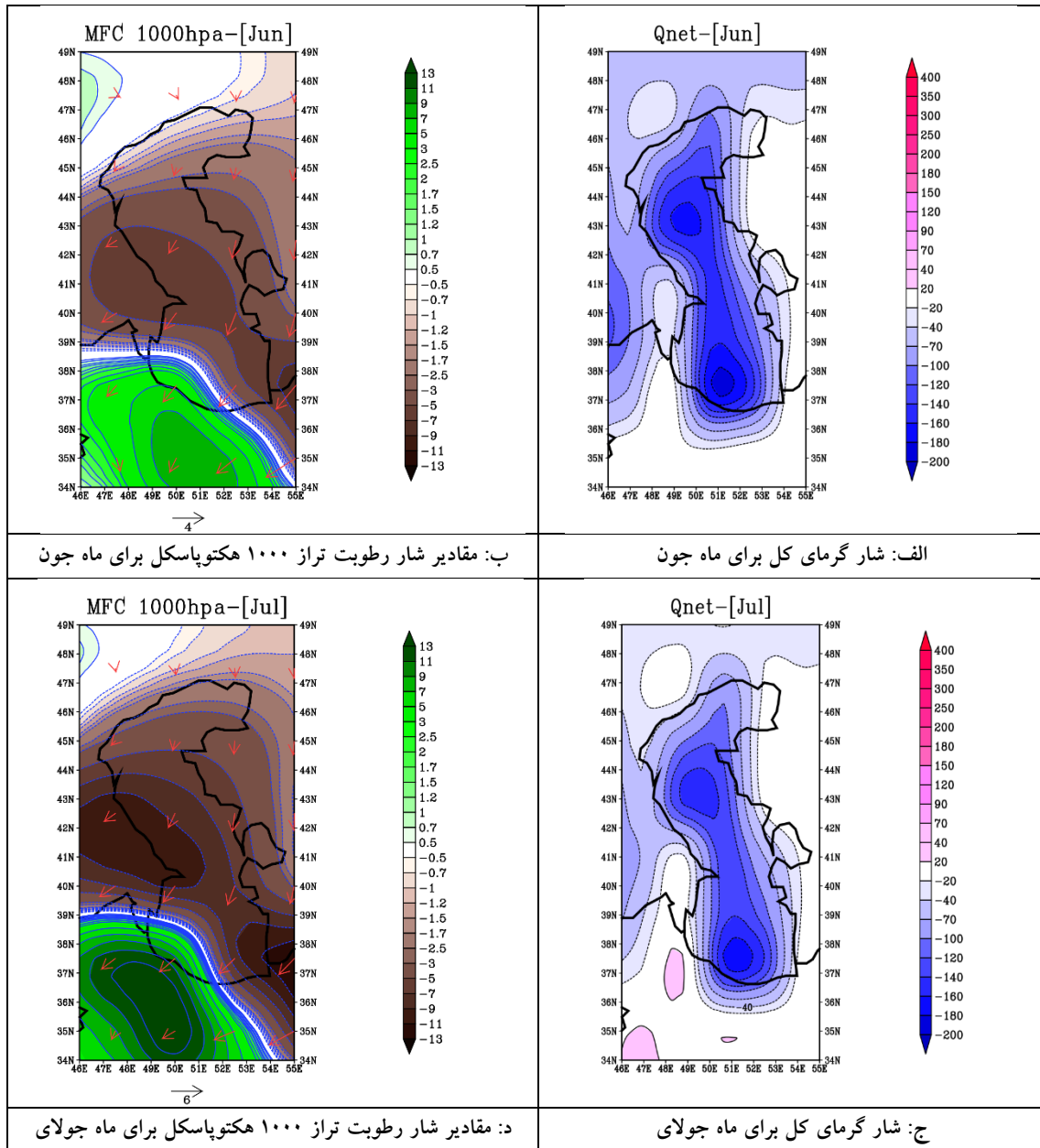
کاسپین شار منفی رطوبت به وجود آید (شکل ۷ - د). فقط در بخش جنوب غربی دریا، یک هسته قوی از شار رطوبت مثبت که مقدار آن به ۹ الی ۱۰ گرم بر کیلوگرم نیز می‌رسد، تشکیل شده است (شکل ۷ - د).

در ماه آگوست نسبت به ماه‌های جون و جولای از شدت هدر رفت شار گرمای کل کاسته شده و مقدار آن در منطقه بین ۴۰- تا ۱۰۰- وات بر متر مربع است. در این ماه نیز به مانند سایر ماه‌ها دو کمینه قوی در حوضچه شمالی و جنوبی مشاهده می‌شود (شکل ۸ - الف). شار رطوبت در ماه

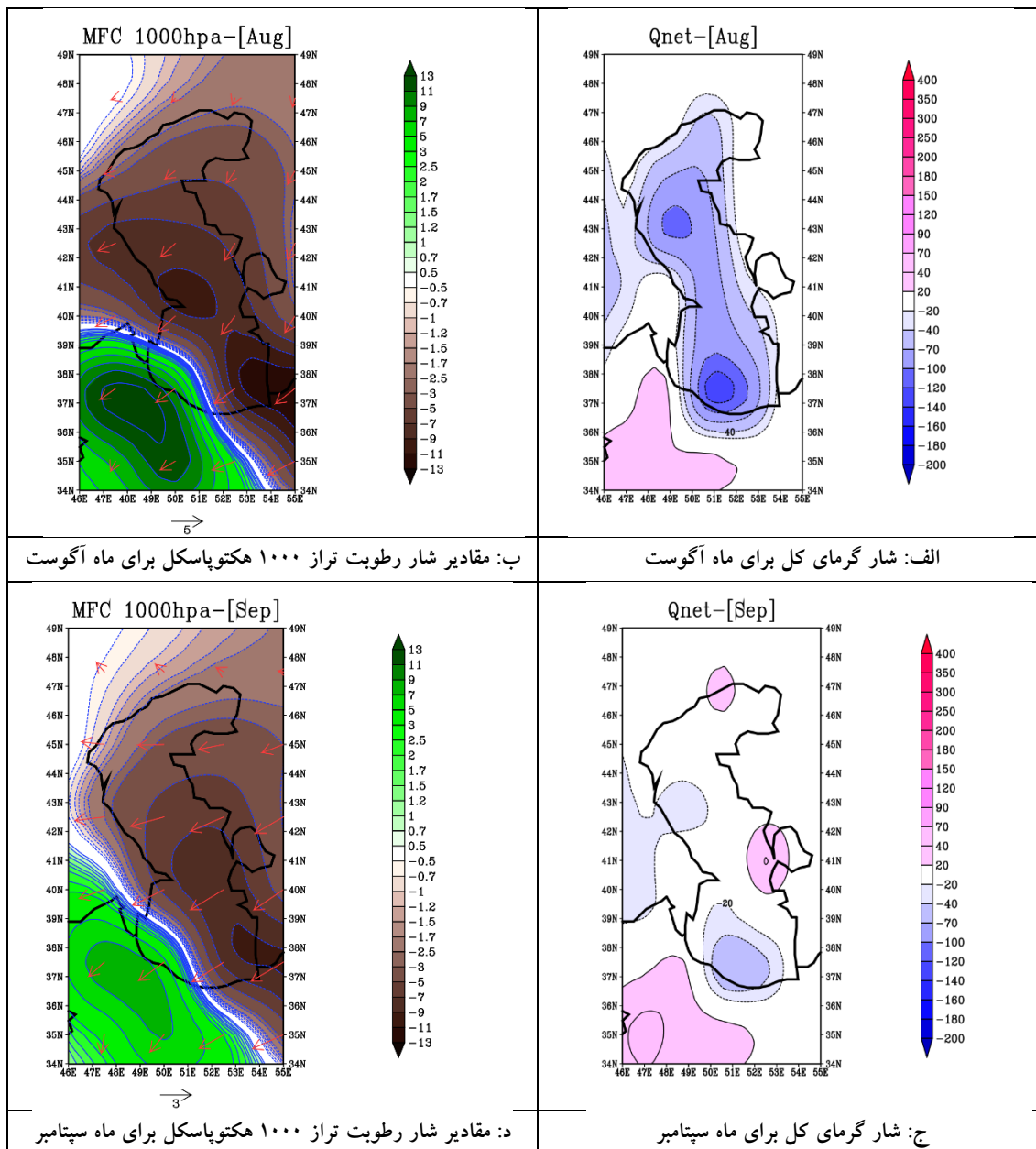
در ماه جون که بیشینه کاهش شار گرمای کل بر روی منطقه دیده شده، شرایط به گونه‌ای است که تا کمتر ۱۸۰- وات بر متر مربع در اغلب مناطق دریای کاسپین تلفات انرژی مشاهده می‌شود (شکل ۷ - الف). از طرفی جز جنوب غرب دریای کاسپین سایر مناطق نیز از شار منفی رطوبت برخوردارند (شکل ۷ - ب). در ماه جولای نیز شرایط به مانند ماه جون بوده و مقادیر منفی شار گرمای کل در منطقه حاکم است (شکل ۷ - ج). از سویی در این ماه جریان شمالی قوی بر روی منطقه حاکم شده و سبب شده در اکثر مناطق دریای

ماه سپتامبر فقط در حوضچه جنوبی شار منفی گرمای کل دیده شده و در حوضچه مرکزی و شمالی مقادیر مثبت در حال شکل گیری می باشند (شکل ۸- ج). در این دوره اغلب مناطق دریای کاسپین به جز جنوب شرق آن دارای شار منفی رطوبت بوده است (شکل ۸- د).

آگوست دارای رفتار به خصوصی بوده به گونه ای که دو هسته قوی شار منفی یکی بر روی حوضچه مرکزی و دیگری بر روی جنوب شرق حوضچه جنوبی با مقادیر ۹- و ۱۱- گرم بر کیلوگرم تشکیل شده است. اما یک هسته شار رطوبت مثبت نیز در جنوب شرق حوضچه جنوبی با مقدار بیش از ۵ الی ۷ گرم بر کیلوگرم مشاهده می شود (شکل ۸- ب).



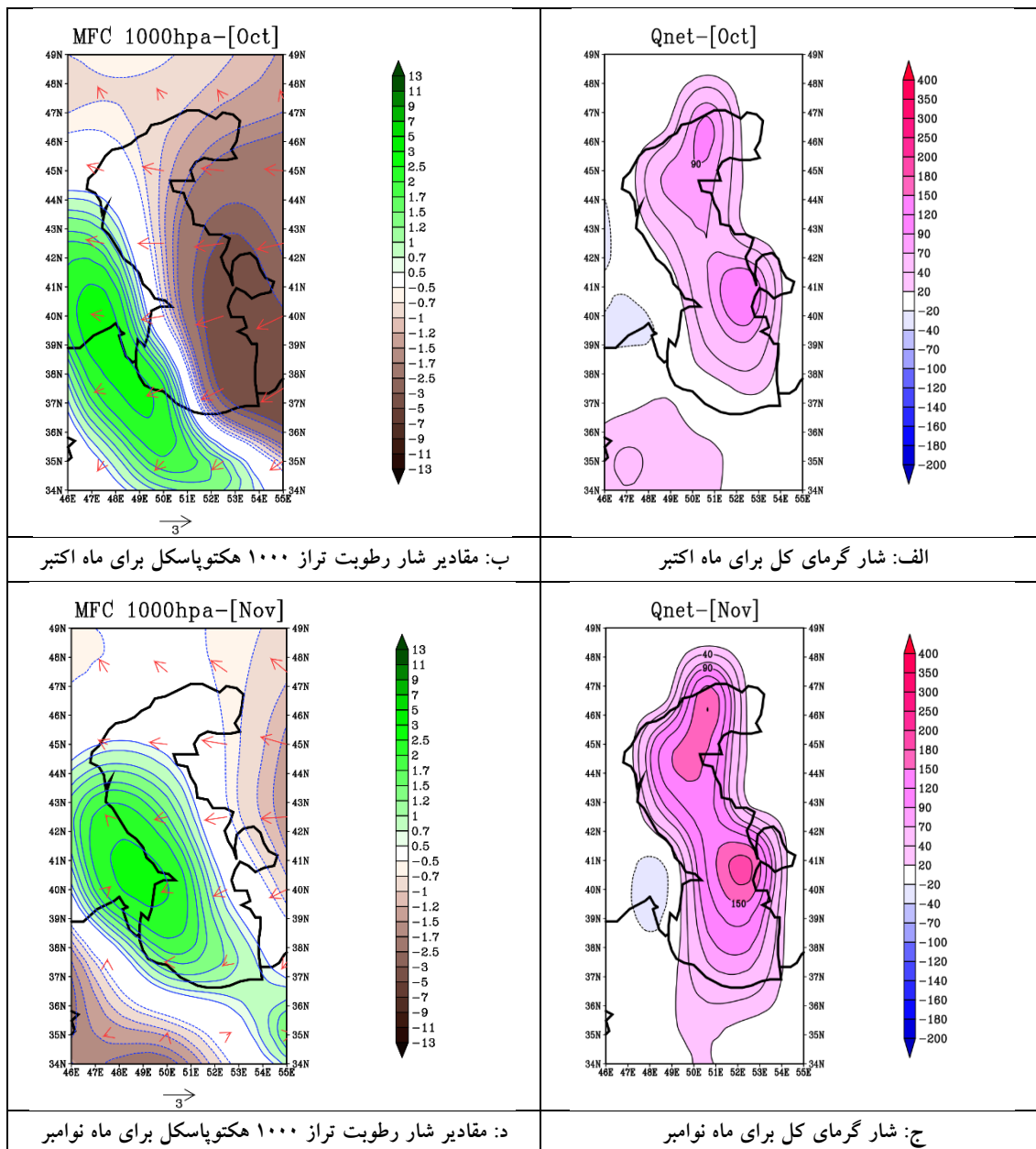
شکل ۷. مقادیر شار گرمای کل و شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای ماه های جون و جولای



شکل ۸. مقادیر شار گرمای کل و شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های آگوست و سپتامبر

نیمه شرقی دریای کاسپین دیده شده و یک هسته مثبت در جنوب غرب و غرب منطقه در حال شکل‌گیری است (شکل ۹ - ب). در ماه نوامبر یک مرکز بیشینه شار رطوبتی مثبت در نیمه غربی دریای کاسپین با بیش از ۵ گرم بر کیلوگرم در منطقه تشکیل شده است (شکل ۹ - د).

با شروع فصل پاییز مقادیر شار گرمای کل در منطقه مثبت شده به طوری که در ماه اکتبر به بیش از ۹۰ وات بر متر مربع رسیده (شکل ۹ - الف) و همین وضعیت در ماه نوامبر به بیش از ۱۸۰ وات بر متر مربع می‌رسد (شکل ۹ - ج). در ماه نوامبر هسته بیشینه شار گرمای کل در حوضچه میانی دیده می‌شود (شکل ۹ - ج). از طرفی در ماه اکتبر شار رطوبت منفی در



شکل ۹. مقادیر شار گرمای کل و شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای ماه های اکتبر و نوامبر

خواهد شد. در حوضچه جنوبی از اوایل سپتامبر تا اواخر دسامبر شار گرمای کل در کمترین مقدار خود نسبت به حوضچه های میانی و شمالی است؛ اما این وضعیت در ماه های ژانویه و فوریه تغییر یافته و کمترین مقدار در حوضچه شمالی دریای کاسپین دیده می شود. از ماه مارس تا می بیشترین هدر رفت شار گرمای کل در حوضچه شمالی مشاهده می شود اما در ماه جون، جولای و آگوست این شرایط در حوضچه مرکزی (با اندکی اختلاف نسبت به حوضچه شمالی) به وقوع می پیوندد. از لحاظ توزیع فصلی

نتیجه گیری

به منظور بررسی تغییرات بودجه گرمایی دریای کاسپین و ارتباط آن با شار همگرایی بخار آب نتایج زیر حاصل شد. نتایج نشان می دهد که در سه حوضچه دریای کاسپین، گستردگی دریا در امتداد طول جغرافیایی و دریافت انرژی تابشی متفاوت در عرض های مختلف، تنوع توپوگرافیکی کف دریا و در نتیجه سرعت اختلاط آب های عمیق و کم عمق و همچنین ورود رودخانه هایی با دماهای متفاوت به دریا، موجب تغییر در رژیم دمایی و شار گرمای کل دریا

توسط این محقق با نتایج مطالعه حاضر همخوانی نسبتاً خوبی دارد. در نهایت این بررسی‌ها نشان می‌دهد که بودجه بندی گرمایی گامی مهم در پیش‌بینی‌های فصلی بارش در مناطق ساحلی خواهد بود. از طرفی با فرض شناخت گردش جوی - اقیانوسی می‌توان در وقوع رخداد‌های فرین بارشی طی ناهنجاری‌های به وقوع پیوسته در شار گرمای کل و تغییرات شار رطوبت، این نوع رخدادها را مورد رصد قرار داد.

سپاس‌گزاری

ضمن تشکر از پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو و سپاس از اساتید محترم راهنما و مشاور، مقاله حاضر مستخرج از رساله دکتری می‌باشد.

منابع

- 1- Liu, C., Yang, Q., Xu, M., Yu, W., Wu, R., Chen, X., & Han, B. 2023. Response of Sea Surface Heat Fluxes to the South China Sea Summer Monsoon Onset in 2021. *Atmospheric Research*, 282, 106513.
- 2- Alfarizi, H., Wirasatriya, A., Kunarso, K., Abdillah, M. R., & Haryanti, D. 2023. Surface Heat Flux Aspect on the Variability of Sea Surface Temperature and Chlorophyll-A Along the Southern Coast of Java. *Geographia Technica*, 18(1).
- 3- Takahashi, N., Richards, K. J., Schneider, N., Stuecker, M. F., Annamalai, H., & Nonaka, M. 2023. Relative Contributions of Anomalous Heat Fluxes and Effective Heat Capacity to Sea Surface Temperature Variability.
- 4- Belyana, E., Ningsih, N. S., Gunawan, S. R., & Tarya, A. 2023. Characteristics of Marine Heatwaves in the Indonesian Waters During the PDO, ENSO, and IOD Phases and Their Relationships to Net Surface Heat Flux. *Atmosphere*, 14(6), 1035.
- 5- Kim, D., Shin, H. R., Kim, C. H., Hirose, N., & Chang, E. C. 2023. Effect of the Sea Surface Heat Flux on Upper Layer Circulation of the East/Japan Sea (No. EGU23-6255). *Copernicus Meetings*.
- 6- Yu, L. S., He, H., Leng, H., Liu, H., & Lin, P. 2023. Interannual Variation of Summer Sea Surface Temperature in the Amundsen Sea, Antarctica. *Frontiers in Marine Science*, 10, 1050955.
- 7- Alsayed, A. Y., Alsaafani, M. A., Al-Subhi, A. M., Alraddadi, T. M., & Taqi, A. M. 2023.

می‌توان یک نمای اقلیمی از شار گرمای کل مشاهده کرد. بدین صورت که دو فصل زمستان و پاییز شارش‌های مثبت گرمای کل را در برداشته و فصول بهار و تابستان شارش‌های منفی را به خود اختصاص داده‌اند.

این شرایط سبب می‌شود تا بتوان بر اساس رفتار شار گرمای کل، حجم بخار آب موجود در جو و بخار آب شارش یافته از دریای کاسپین به داخل بسته هوا را پیش‌بینی نمود. در همین راستا سعی شد توزیع ماهانه شار بخار آب در منطقه نیز بر اساس تغییر رفتار شار گرمای کل بررسی گردد. نتایج این بررسی نشان داد که با یک تاخیر زمانی کوتاه، شارش‌های بخار آب به موازات تغییر در شار گرمای کل دچار دگرگونی شده‌اند. از ماه می تا اکتبر در اغلب مناطق دریای کاسپین شار منفی بخار آب حاکم بوده و عمده جریانات شمالی و شمال شرقی بوده است؛ همزمان با هدررفت شار گرمای کل، شار بخار آب نیز کاهش یافته است. با شروع افزایش شار گرمای کل و قرارگیری در حالت مثبت خود در نیمه جنوبی دریای کاسپین، هسته‌های متمرکز و قوی شار رطوبت مثبت تشکیل می‌شده که کما تا میزان ۹ گرم بر کیلوگرم هم رسیده است. این شرایط عمدتاً در دوره سرد سال بوده و از اکتبر تا مارس ادامه پیدا می‌کند. البته در دوره‌هایی که مقادیر شار گرمای کل در بیشتر مناطق دریای کاسپین منفی بوده است، در سواحل جنوبی به خصوص در جنوب شرق و جنوب غرب شارش‌های مثبت بخار آب دیده می‌شود. همانطور که امینی (۲۰۱۶) و فتحی (۲۰۱۸) نشان دادند گرمایش حاصل از انتقال آب از دریا به توده‌های هوا سبب افزایش شارش بخار آب شده و همین امر در رخداد بارش‌ها نقش مهمی را ایفا می‌کند. از سوییو و همکاران (۲۰۲۳) نیز نشان دادند که ارتباط قوی بین تغییرات شار گرمای کل و انتقال رطوبت به توده‌های هوا وجود خواهد داشت که موارد یاد شده در منطقه مورد مطالعه نیز تایید می‌گردد. با بررسی پژوهش‌های یاری (۲۰۱۵) نیز مشاهده شد که تغییرات فصلی سبب دگرگونی در بودجه دمایی دریای خزر می‌شود. درحقیقت حاکمیت یک سیستم دو فصلی در انتقال انرژی بین دریای خزر و جو در جریان است. این دریا در فصول بهار و تابستان انرژی جذب کرده و در فصل‌های پاییز و زمستان انرژی از دست می‌دهد. مقایسه نتایج گزارش شده

- 17- Ain Ali, Abbas, Chegini, Vahid. 2014. Calculation of Heat Budget of Chabahar Bay and Pejam. *Journal of Oceanography*, 6th Year. Number 21.
- 18- Raiys-Al-Sadat, Mohammad Reza and Raiys-Al-Sadat, Hamid Reza. 2012. Investigating Thermal Energy Balance in the Persian Gulf, *Journal of Environmental Science and Technology*. Number 14.
- 19- Mayvand, Bahman. 2010. Numerical Modeling of Heat Flux in Gulf of Oman. Thesis of the Ministry of Science, Research and Technology - Tarbiat Modares University - Faculty of Natural Resources and Marine Sciences. Supervisor: Mohammad Reza Benazadeh Mahani.
- 20- Ibrayev, R.; Ozsoy, E.; Schrum, C.; Sur, H.I., 2010. Seasonal Variability of the Caspian Sea Threedimensional Circulation Sea Level and Air-Sea Interaction, *Ocean Science*, 6: 311-329.
- 21- Marvotti, Hossein; Masoud Torabi Azad, Hossamuddin Mehrfar. 2007. Study and Formulation of Heating Budget Under the Effect of Strong Winds in Gorgan Bay. *Journal of Basic Sciences of Islamic Azad University (JSIAU)*. No. 63 Spring 2007.
- 22- Derakhshan, Majid. Ahmadi Gavi, Farhang. and Azadi, Majid. 2007. Investigating the Role of Surface Fluxes and Moisture from the Caspian Sea in A Rain-Producing System in the Coasts of Southern Sea. All Papers of the 7th Conference on Numerical Forecasting of Weather Conditions.
- 23- Panin, G.; Nasonov, A.; Foken, T., 2006. Evaporation and Heat Exchange of a Body of Water with the Atmosphere in A Shallow Zone. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics Izv. Atmosphere Ocean Physics*, 337-352 PP.
- 24- Nazim Al-Sadat, Seyyed Mohammad Jafar; Ahmad Reza Ghasemi. 2005. the Effect of Caspian Sea Surface Temperature Fluctuations On Winter and Spring Precipitation in Northern and Southwestern Regions of Iran. *Agricultural Sciences and Techniques and Natural Resources*, 8th Year, Number 4, Winter 2005: Page 1-14.
- 25- Banacos, Peter; Schultz, David, 2005, the Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical & Operational Perspectives, *Forecaster's Forum*, Page 351.
- 26- Hastenrath, S.; Lamb, P.J., 1979. *Climatic Atlas of the Indian Ocean*. University of Wisconsin Press, Madison, USA.
- 27- Hastenrath, S.; Lamb, P.J., 1979. *Climatic Atlas of the Indian Ocean*. University of Wisconsin Press, Madison, USA.
- Seasonal Variability in Ocean Heat Content and Heat Flux in the Arabian Gulf. *Journal of Marine Science and Engineering*, 11(3), 532.
- 8- Azizpour, Jafar; Arabshahi, Muhammad. 2022. Investigating the Effects of Climate Change on the Water Temperature of the Caspian Sea. *Meteorological Journal of Atmospheric Sciences*. Period 5- Number 1.
- 9- Kowalski, P. 2022. On the Contribution of Rossby Waves Driven by Surface Buoyancy Fluxes to Low-Frequency North Atlantic Steric Sea Surface Height Variations. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 15(3), 100153.
- 10- Risaro, D. B., Chidichimo, M. P., & Piola, A. R. 2022. Interannual Variability and Trends of Sea Surface Temperature Around Southern South America. *Frontiers in Marine Science*, 9, 829144.
- 11- Strobach, E., Klein, P., Molod, A., Fahad, A. A., Trayanov, A., Menemenlis, D., & Torres, H. 2022. Local Air-Sea Interactions at Ocean Mesoscale and Sub Mesoscale in A Western Boundary Current. *Geophysical Research Letters*, 49(7), E2021gl097003.
- 12- Fathi, Maeda; Zahra Qasabi, Parviz Rezazadeh, Ahad Tazif. 2018. Investigating Torrential Convective Precipitation in the Caspian Coast by Studying the Planetary Boundary Layer Schemas of the WRF Model, Case Study: *Journal of Meteorology and Atmospheric Sciences*, Volume 1, Number 4, Winter 2018: Pages 365-380.
- 13- Amini, Mitra; Gholamreza Barati, Alireza Shakiba, Mohammad Moradi, Mustafa Karam Pour. 2016. the Effect of Monthly Fluctuations in Mediterranean Sea Water Temperature on the Monthly Fluctuation of Rainfall in Northwest Iran. *Earth Science Research*, Year 8, Number 31, Fall 2016: Pages 28-41.
- 14- Marvotti, Hossein; Masoud Torabi Azad, Hossamuddin Mehrfar. 2016. Study and Formulation of Heating Budget Under the Effect of Strong Winds in Gorgan Bay. *Journal of Basic Sciences of Islamic Azad University (Jsiau)*. No. 63 Spring 2016.
- 15- Rezaei Banafsheh, Majid. Jafari Shandi, Fatemeh. Hosein Alipour Gazi, Fereshteh. and Alimohammadi, Majid. 2015. Synoptic Analysis of the Frequency of Moisture Flux Convergence Function During Heavy Rains in Northwest Iran. *Scientific Research Journal of Geography and Planning*, Year 20, Number 56, Summer 2015, Pages 107-126.
- 16- Yari Sadegh. 2015. Long-Term Changes of Heat Flux Between the Caspian Sea and the Atmosphere. *Oceanography*. 2015, 6 (23): 47-39