

ارزیابی تغییرات مکانی- زمانی تبادل خالص CO₂ در بوم‌سازگان زمینی غرب آسیا و اطراف دریای مدیترانه (۲۰۱۹-۱۹۸۲)

منا ضرغامی پور^۱ و حسین ملکوتی^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه علوم جوی و اقیانوسی (غیر زیستی)، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، ایران
^۲ استاد، گروه علوم جوی و اقیانوسی (غیر زیستی)، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۱/۰۵/۰۳، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۱۵)

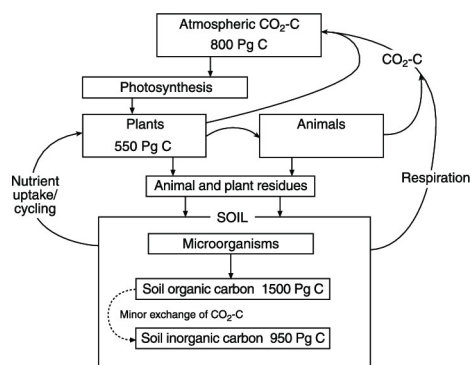
چکیده

بوم‌سازگان (اکوسیستم) زمینی نقش مهمی را در چرخه کربن ایفا می‌کند، و هر ساله، بیش از یک چهارم از گسیل کربن انسانی را جذب می‌کنند که به آن چاهه کربن زمینی می‌گویند. در چند دهه گذشته، در اثر توسعه فعالیت‌های اقتصادی و رشد شهرنشینی در جهان، تغییرات شدیدی در کاربری زمین رخ داده است که منجر به تغییراتی در چشمه منابع و چاهه کربن جهانی شده است. در پژوهش حاضر با به کارگیری داده‌های شار جو- خشکی CO₂ مبتنی بر مشاهدات مؤسسه Jena CarboScope و داده‌های دما و بارش، به بررسی الگوی فصلی، و سالانه تبادلات طبیعی CO₂ و همبستگی نوسانات بزرگ مقیاس جو- اقیانوسی با تغییرپذیری شار طبیعی CO₂ در غرب آسیا و نواحی اطراف مدیترانه در طول دوره ۲۰۱۹-۱۹۸۲ پرداخته شده است. نتایج نشان می‌دهد که به صورت متوسط سالانه، مناطق خشکی شمال دریای مدیترانه (قسمت‌های غربی هند) چاهه CO₂ با جذبی تا مقدار ۱۱۴-۷۰) g.C/(m².year) هستند و مقدار جذب در این نواحی با روندی تا مقدار ۵ g.C/(m².year.decade) (-۸) در طول دوره مورد مطالعه، کاهش (افزایش) یافته است. همچنین نواحی مرکزی (شامل ایران، عربستان و قسمت‌های شمالی آفریقا)، شمال شرقی (شامل افغانستان، ترکمنستان و تاجیکستان) و جنوب غربی (شامل نواحی مرکزی آفریقا) منطقه مورد مطالعه که به صورت متوسط سالانه، چشمه CO₂ (۵۰ تا ۰ g.C/(m².year)) است هستند و با روندی تا مقدار ۱۰- g.C/(m².year.decade) از شدت گسیل CO₂ در این نواحی کاسته شده است. بر اساس نتایج، در نواحی خشکی شمال دریای مدیترانه، ترکمنستان، تاجیکستان و نواحی حاشیه دریای خزر در ایران (قسمت‌های غربی هند، غرب ایران و نواحی مرکزی آفریقا) در منطقه مورد مطالعه، تغییرات فصلی دما (بارندگی) نقش مهم‌تری در چرخه فصلی تبادلات طبیعی CO₂ بین جو و بوم‌سازگان زمینی دارد.

واژه‌های کلیدی: شار جو- خشکی CO₂، نوسانات بزرگ مقیاس جو- اقیانوسی، بارندگی، دما، روند

۱ مقدمه

می‌توان به ویژگی‌های فیزیکی سطح برگ، طول مدت فصل برگ‌دهی، غلظت آلاینده‌ها، تابش خورشیدی، دما، تلاطم، سرعت باد، اندازه ذرات و مشخصه‌های زیستی از جمله فعالیت زیستی گیاه، مقاومت استوماتال و شاخص سطح برگ اشاره کرد (سهمل، ۱۹۸۰ و جانهل، ۲۰۱۵). گیاهان طی عمل فتوسنتز و انتقال رطوبت به سطح برگ قادرند انواع گازها و ذرات معلق جو را با روزه‌های برگ (استاماتا) جذب کنند (نواک و همکاران، ۲۰۱۴). شایان ذکر است میزان فعالیت زیست‌شناختی گیاه به میزان دسترسی گیاه به رطوبت خاک بستگی دارد. در بوم‌سازگان‌های زمینی، جریان CO_2 خاک، شار عمده کربن به جو در نظر گرفته می‌شود و از این رو یک جزء مهم در تعادل جهانی کربن است (شیمل، ۱۹۹۵ و جانسون و لیز، ۲۰۱۴). در مقیاس جهانی، شار CO_2 خاک بیشتر با ریچ و پاتر، ۱۹۹۵). چرخه کربن زمینی در شکل ۱ نمایش داده شده است.



شکل ۱. چرخه کربن زمینی (فولت و همکاران، ۲۰۱۱).

مطالعات زیادی درباره تبادل CO_2 بین جو و بوم‌سازگان زمینی در نقاط مختلف جهان صورت گرفته است. پژوهش‌های جهانی (فریدلینگستین و همکاران، ۲۰۱۰؛ لیو و همکاران، ۲۰۲۱ و چاندر و همکاران، ۲۰۲۱)، بیانگر غالب‌ترین چاهه کربن زمین در نیمکره

میانگین سطحی غلظت دی‌اکسید کربن (CO_2) در جو از حدود ۲۷ ppm در سال ۱۷۵۰ (جوز و اسپنی، ۲۰۰۸) که آغاز عصر صنعتی است، به $409/85 \pm 0/1$ ppm در سال ۲۰۱۹ افزایش یافته است (دلوگوکنسی و تانز، ۲۰۲۰). احتراق سوخت‌های فسیلی، تغییر کاربری زمین و تولید سیمان مهم‌ترین دلایل افزایش غلظت CO_2 هستند (کیایز و همکاران، ۲۰۱۳). نرخ رشد غلظت CO_2 جو از $1/8 \pm 0/07 \text{ GtC/yr}$ در دهه ۱۹۶۰ به $5/1 \pm 0/02 \text{ GtC/yr}$ در طول دوره ۲۰۱۰-۲۰۱۹ افزایش یافته است. اقیانوس‌ها و بوم‌سازگان‌های زمینی چاهه‌های درخور توجهی از CO_2 جو هستند و نیمی از غلظت جو آن را جذب می‌کنند؛ بنابراین تقریباً نیمی از غلظت آن در جو باقی می‌ماند و به تغییر اقلیم منجر می‌شود (فریدلینگستین و همکاران، ۲۰۲۰). به همین دلیل است که نظارت، درک و پیش‌بینی تکامل چاهه CO_2 بسیار مهم است تا بدانیم تغییرات آب‌وهوایی با چه سرعتی و با چه میزانی رخ خواهد داد. چاهه اقیانوسی CO_2 از $1 \pm 2/5 \text{ GtC/yr}$ در دهه ۱۹۶۰ به $0/3 \text{ GtC/yr}$ در طول دوره ۲۰۱۰-۲۰۱۹ افزایش یافته است. همچنین چاهه زمینی CO_2 از $1/3 \pm 0/4 \text{ GtC/yr}$ در دهه ۱۹۶۰ به $0/6 \text{ GtC/yr}$ در طول دوره ۲۰۱۰-۲۰۱۹ با تغییرات سالانه تا مقدار 2 GtC/yr افزایش یافته است (فریدلینگستین و همکاران، ۲۰۲۰).

فعالیت‌های انسانی مانند استفاده از زمین، تغییر کاربری زمین و فعالیت‌های جنگل‌داری (LULUCF) بر چاهه‌های زمینی تأثیر می‌گذارند؛ در نتیجه، تبادل CO_2 (چرخه کربن) بین سامانه زیست‌کره زمینی و جو تغییر می‌کند (یوان‌اف‌سی‌سی‌سی، ۲۰۱۹). جنگل‌ها و به‌طور کلی، گیاهان، گازهای مختلفی را بین خود و جو مبادله می‌کنند. از مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر فرایند نهشت خشک

تبادلات زمینی CO₂ در مناطق مختلف از جمله اوراسیای شمالی (راولینز و همکاران، ۲۰۱۵)، برزیل (مندز و همکاران، ۲۰۲۰) و چین (هی و همکاران، ۲۰۲۲) و نقش تغییرات کاربری اراضی بر شار جو- خشکی CO₂ در جنوب شرقی آسیا (کوندو و همکاران، ۲۰۲۲) بررسی شده است.

پاسخ‌های منطقه‌ای به واداشت‌های اقلیمی به دلیل انتشار گازهای گلخانه‌ای انسانی خطی یا یکنواخت نیستند. به دلیل سازوکارهای بازخورد اقلیم خاص جغرافیایی، برخی از مناطق با سرعت بیشتری نسبت به میانگین جهانی گرم می‌شوند. یکی از این نقاط داغ تغییرات اقلیمی، منطقه مدیترانه شرقی و غرب آسیا است (کرامر و همکاران، ۲۰۱۸؛ لیلولد و همکاران، ۲۰۱۲؛ زیتیس و هدیچیکولانو، ۲۰۱۷ و زیتیس و همکاران، ۲۰۱۹). این مناطق مستعد نابرابری‌های اجتماعی شدید هستند و احتمال دارد افراد کم‌درآمد، بیشترین آسیب را از تأثیرات تغییرات اقلیمی از جمله گرمای شدید و کمبود منابع آب ببینند (واها و همکاران، ۲۰۱۷). بسته به تغییرات آینده غلظت گازهای گلخانه‌ای که متأثر از تحولات اجتماعی، اقتصادی و فناوری است، پیش‌بینی می‌شود روند گرمایش مشاهده‌شده در طول قرن بیست‌ویکم ادامه یابد و تشدید شود (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۲۱ و زیتیس و همکاران، ۲۰۱۹). تقریباً همه بخش‌های اجتماعی- اقتصادی، تحت تأثیر تغییرات پیش‌بینی‌شده شدید آب‌وهوایی قرار خواهند گرفت. سلامت و رفاه انسان‌ها به‌ویژه افراد محروم، سالمندان، کودکان و زنان باردار به‌طور مستقیم تحت تأثیر این تغییرات است. بزرگی تغییرات اقلیمی و تأثیرات آن در نیمه دوم قرن و پس از آن، به‌شدت به سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای بستگی دارد. این موضوع ضرورت مطالعه و تلاش جهت کاهش گسیل این گازها را تأیید می‌کند (زیتیس و همکاران، ۲۰۲۲).

فهم تغییرپذیری مکانی- زمانی در تبادلات خالص

شمالی در آمریکای شمالی ($\pm 0/59$) - شرق آسیا ($\pm 0/49$) - شمال آمریکای شمالی ($\pm 0/09$) - روسیه ($\pm 0/35$) - برای ۲۰۲۰-۲۰۰۱ است که روی هم رفته، ۷۰٪ از کل جذب CO₂ جهانی با زیست‌کره خشکی را تشکیل می‌دهند (چاندرا و همکاران، ۲۰۲۱).

پس از دما، رطوبت موجود در خاک، دومین عاملی است که تأثیر زیادی بر شار CO₂ خاک دارد (جانسنس و همکاران، ۲۰۰۳ و لایوگن و همکاران، ۲۰۰۴). همچنین نوسانات بزرگ مقیاس جو- اقیانوسی به طرز چشمگیری بر تغییرات سطح پوشش گیاهی در اثر تغییرات دما و بارش منطقه‌ای و پوشش ابر تأثیر می‌گذارند (ژو و همکاران، ۲۰۱۷). پولتر و همکاران (۲۰۱۴)، کلیورلی و همکاران (۲۰۱۶) و ما و همکاران (۲۰۱۶) اهمیت بی‌هنجاری بارندگی را در تغییرپذیری چاهه کربن زمینی با داده‌های مشاهداتی سال ۲۰۱۱ بررسی کردند و محتمل‌ترین علت رفتار شار CO₂ را گسترش پوشش گیاهی نیمه‌خشک در نیمکره جنوبی، به‌ویژه در ساوانای استرالیا تشخیص دادند که با یک بی‌هنجاری بارندگی جهانی بین سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱ ناشی از تداوم یک رویداد قوی لانینا مرتبط بود (پولتر و همکاران، ۲۰۱۴).

نتایج مطالعات جهانی فریدلینگستین و همکاران (۲۰۲۰) درباره تغییرات سالانه چاهه زمینی، در طول دوره ۲۰۱۹-۲۰۱۰ بیشتر نشان‌دهنده کاهش چاهه زمینی در شرایط النینو است. این موضوع باعث نرخ افزایشی غلظت CO₂ جو در شرایط النینو است.

پژوهش‌ها نشان داده‌اند که بوم‌سازگان‌های نیمه‌خشک سهم مهمی در چاهه کربن جهانی دارند و اثر چشمگیری بر تغییرپذیری سالانه و روند چرخه کربن زمینی جهانی می‌تواند داشته باشند (پولتر و همکاران، ۲۰۱۴ و اهلسترم و همکاران، ۲۰۱۵). گفتنی است تغییرات مکانی و زمانی

دریای مدیترانه است. این ناحیه شامل انواع مناطق اقلیمی از بیابانی و نیمه‌خشک تا نیمه‌گرمسیری و معتدل است (بلدا و همکاران، ۲۰۱۴ و لیلود و همکاران، ۲۰۱۶). با تابستان‌های گرم تا گرم و خشک، خشکسالی‌های گاه‌به‌گاه و زمستان‌های معتدل و به‌نسبت مرطوب، آب‌وهوای شمال منطقه مورد مطالعه بیشتر معتدل است (لیونلو و همکاران، ۲۰۰۶). این منطقه تقریباً دو برابر سریع‌تر از میانگین جهانی و سریع‌تر از سایر مناطق مسکونی جهان در حال گرم شدن است. در طول قرن‌های گذشته، تغییرپذیری بارندگی در این منطقه زیاد و همراه با نوسانات شدید بین دوره‌های خشک‌تر و مرطوب‌تر بوده است (زیتیس و همکاران، ۲۰۲۲).

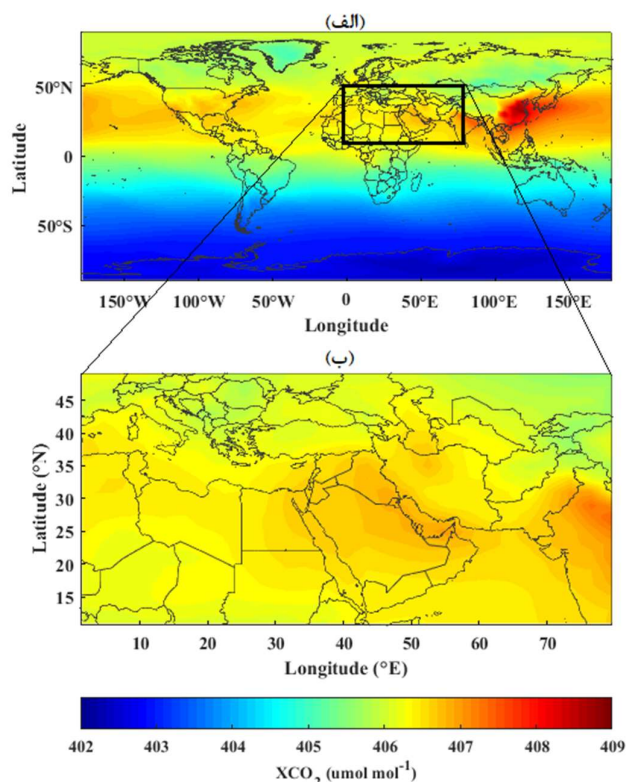
اصلی‌ترین ویژگی بوم‌شناختی غرب آسیا و شمال آفریقا، گسترده‌گی مناطق خشک اعم از بیابانی و نیمه‌بیابانی بدون پوشش گیاهی یا با پوشش گیاهی کم است. پوشش ناحیه جنوب غربی (عرض‌های بین ۱۰ تا ۱۵ درجه) منطقه مورد مطالعه در آفریقا، علفزار و در مناطق شمالی آفریقا، زمین بایر است (ارگیازی و همکاران، ۲۰۱۶). نواحی غرب آسیا مناطق کوهستانی گسترده‌ای دارد و بیشتر مناطق جنگلی محدود به این نواحی هستند. نسبت جنگل‌ها و اراضی بیشه‌زار این منطقه کمتر از یک‌سوم متوسط جهان است، اگرچه مراتع دائمی آن، ۴۲ درصد مساحت خشکی را تشکیل می‌دهند که بسیار بیشتر از متوسط جهانی است. از ۲۷/۴ میلیون هکتار جنگل موجود در غرب آسیا، پنج کشور، ۸۸ درصد آن را تشکیل می‌دهند (ترکیه ۳۸ درصد، ایران ۳۵ درصد، عربستان سعودی ۹ درصد، افغانستان ۳ درصد و عراق ۳ درصد). غرب آسیا بیشه‌زارهایی با مساحت ۵۴/۲ میلیون هکتار یا به عبارتی، دو برابر پهنه جنگل‌ها دارد که ۷ درصد کل زمین‌های بیشه‌زار جهان را تشکیل می‌دهد. عربستان سعودی با ۶۳ درصد از کل، بیشترین میزان بیشه‌زار را در غرب آسیا دارد (www.fao.org/forestry).

بوم‌سازگان و سازوکارهای کنترلی آن برای برآورد توان آسیب‌پذیری بودجه کربن زمینی و کمی کردن ظرفیت بوم‌سازگان برای ذخیره کربن در شرایط اقلیمی آینده ضروری است (هیمن و ریچستین، ۲۰۰۸). علاوه‌براین، کمی کردن تغییرات سالانه تبادلات خالص بوم‌سازگان، پیش‌نیازی برای تعیین روندهای طولانی‌مدت یا شیب تغییرات دامنه‌ها در پاسخ به تغییر اقلیم یا تغییرات انسان‌ساخت و مشخص کردن محرک‌های آن است (کوکس و همکاران، ۲۰۰۰ و لامبردزی و همکاران، ۲۰۱۴).

با توجه به تغییر اقلیم و تغییر مداوم کاربری اراضی، ضروری است که تغییرات موجود در تبادلات CO₂ بین جو و بوم‌سازگان زمینی بررسی شود. هدف این پژوهش برآورد الگوی مکانی و زمانی تبادلات خالص CO₂ بوم‌سازگان زمینی و تحلیل روند تغییرات آن در قسمت‌های غربی آسیا و نواحی اطراف دریای مدیترانه است. علاوه‌برآن، به دلیل اهمیت نقش متغیرهای اقلیمی مانند دما و بارش در الگوی مکانی و زمانی تبادلات جو-خشکی CO₂، این موضوع نیز بررسی خواهد شد. همچنین در این پژوهش با نظر به تأثیر نوسانات بزرگ‌مقیاس جو-اقیانوسی بر متغیرهای اقلیمی نظیر دما و بارش، به بررسی ارتباط و همبستگی نوسانات بزرگ‌مقیاس جو-اقیانوسی انتخابی و تغییرات شار جو-خشکی CO₂ در منطقه یادشده پرداخته خواهد شد.

۲ مروری بر منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، غرب آسیا و نواحی اطراف مدیترانه در محدوده ۱۰ تا ۵۰ درجه شمالی و ۰ تا ۸۰ درجه شرقی است. این منطقه که پهنه‌های آبی متنوعی دارد و درصد خشکی آن نیز زیاد است، شامل هشت حوضه آبی اصلی دریای اژه، دریای سیاه، دریای خزر، خلیج فارس، دریای عرب، خلیج عدن، دریای سرخ و



شکل ۲. (الف) میانگین سالیانه توزیع کسر مولی CO₂ در ستون جو (xCO₂) در جهان و (ب) غرب آسیا و نواحی خشکی اطراف دریای مدیترانه در سال ۲۰۱۸ با استفاده از داده‌های NOAA's CarbonTracker, version CT2019B (جاکوبسون و همکاران، ۲۰۲۰).

مدیترانه (شکل ۲-ب) در سال ۲۰۱۸ نشان‌دهنده غلظت زیاد CO₂ در عرض‌های میانی نیمکره شمالی است. بیشترین مقادیر غلظت CO₂ در شرق آسیا روی چین با مقدار ۴۰۸/۷۳ μmol/mol است. در سال ۲۰۱۸، کسر مولی متوسط سالانه CO₂ در منطقه مورد مطالعه مقادیری بین ۴۰۵/۵۴ تا ۴۰۷/۳۸ میکرومول بر مول دارد. بر اساس اطلس کربن جهانی، کشورهایی که در منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند؛ مانند هند (۲۶۱۶ MTCO₂)، ایران (۷۸۰ MTCO₂)، عربستان سعودی (۵۸۲ MTCO₂)، ترکیه (۴۰۵ MTCO₂) و ایتالیا (۳۳۷ MTCO₂) جزء بیست کشوری هستند که بیشترین میزان گسیل CO₂ حاصل از سوخت‌های فسیلی منطقه را در سال ۲۰۱۹ داشته‌اند (گیلفیلان و همکاران، ۲۰۱۹؛ یوان‌اف‌سی‌سی‌سی، ۲۰۱۹ و

سابقه طولانی استقرار بشر و افزایش شهرنشینی سبب تخریب جدی منابع زمین و جنگل در بیشتر نواحی این منطقه شده است (ما، ۲۰۰۸).

انتشار گازهای گلخانه‌ای در غرب آسیا و کشورهای شرقی مدیترانه طی دهه‌های گذشته شش برابر شده است. امروزه می‌توان انتشار گازهای گلخانه‌ای در این مناطق را با انتشار آن در اتحادیه اروپا و هند مقایسه کرد. این منطقه به‌زودی به یکی از انتشاردهنده‌های گاز گلخانه‌ای غالب در جهان تبدیل خواهد شد (زیتیس و همکاران، ۲۰۲۲).

متوسط سالیانه توزیع میانگین کسر مولی CO₂ (xCO₂) در ستون جو حاصل از داده‌های NOAA's CarbonTracker, version CT2019B (جاکوبسون و همکاران، ۲۰۲۰) در جهان (شکل ۲-الف) و غرب آسیا و نواحی اطراف

بی‌بی، ۲۰۱۹).

فرض می‌شود توزیع احتمال همه خطاها، از نوع گاوسی (Q_c) با میانگین صفر و یک ماتریس هم‌وردایی معین باشد:

$$Q_c = \langle \delta c \delta c^t \rangle = \langle \Delta c_{meas} \Delta c_{meas}^t \rangle + \langle \Delta c_{mod} \Delta c_{mod}^t \rangle \quad (۳)$$

محتمل‌ترین شارها، شارهایی هستند که تابع هزینه (X_c^2) آنها کمترین مقدار باشد (گاوس، ۲۰۱۴). برای جزئیات بیشتر به رودنیک و همکاران (۲۰۰۳) مراجعه شود.

$$X_c^2 = \delta c^T Q_c^{-1} \delta c \quad (۴)$$

نتایج شامل تغییرات روزانه با تفکیک افقی $2/5^\circ \times 2^\circ$ (عرض جغرافیایی \times طول جغرافیایی) است. گفتنی است که این تبدلات طبیعی هستند و گسیل انسان‌ساخت در تبدلات سطحی منظور نشده است.

جهت تعیین اثر دما و بارندگی بر شار جو-خشکی CO_2 برای دوره ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۹، از داده‌های دمای هوا GHCN_CAMS و بارندگی GPCP با تفکیک مکانی به ترتیب $0/5^\circ \times 0/5^\circ$ و $1^\circ \times 1^\circ$ متعلق به وبگاه <https://psl.noaa.gov> استفاده شده است.

۲-۲ ارتباط تغییرپذیری سالانه شار CO_2 و

الگوهای دورپیوند ENSO، NAO و IOD

الگوهای دورپیوند (نوسانات بزرگ‌مقیاس جو-اقیانوسی) به نحو چشمگیری بر تغییرات سطح پوشش گیاهی در اثر تغییرات دما و بارش منطقه‌ای و پوشش ابر تأثیر می‌گذارند (ژو و همکاران، ۲۰۱۷). شاخص‌های متفاوتی برای اشاره به الگوهای دورپیوند تعریف شده است. شاخص MEI.v2، شاخص چندمتغیره ماهانه النینو/نوسانات جنوبی (ENSO) حاصل از عملکرد برتر تابع متعامد تجربی (Empirical Orthogonal Function, EOF) است که ترکیبی از پنج متغیر در حوضه حاره‌ای اقیانوس آرام ($30^\circ N - 30^\circ S$ و $100^\circ E - 70^\circ W$) است. این متغیرها شامل فشار سطح دریا، دمای

۲ مواد و روش‌ها

۱-۲ داده‌های مورد استفاده

در این پژوهش جهت بررسی تغییرات مکانی و زمانی شار خشکی-جو CO_2 در غرب آسیا در طول دوره ۲۰۱۹-۱۹۸۲ از داده‌های مبتنی بر مشاهدات مؤسسه Jena CarboScope استفاده شده است. این شارها به روش معکوس از داده‌های اندازه‌گیری غلظت CO_2 جوئی و مدل انتقال جوئی (TM3) به‌دست‌آمده‌اند. مقادیر غلظت CO_2 در مکان‌ها و زمان‌های مختلف به‌طور خلاصه با بردار c_{meas} نشان داده می‌شود. برای ارتباط دادن این غلظت‌های جوئی اندازه‌گیری‌شده به شارهای سطحی مورد نظر، به اطلاعاتی درباره انتقال ترکیب جوئی نیاز است. این اطلاعات از شبیه‌سازی با مدل TM3 به‌دست‌می‌آید که از ورودی داده‌های هواشناسی از یک مرکز پیش‌بینی آب‌وهوای جهانی استفاده می‌کند. برای یک شار معین f (بردار مقادیر شار در تمام نقاط شبکه و ماه) و غلظت اولیه C_0 در ابتدای دوره شبیه‌سازی، بردار غلظت مدل‌شده c_{mod} به صورت زیر است:

$$c_{mod} = Af + ac_0 \quad (۱)$$

ماتریس انتقال A با مدل انتقال جوئی جهانی برون‌خط (آفلاین) TM3 محاسبه می‌شود (هیمن، ۱۹۹۶). هر عنصر ماتریس A برابر $\partial C_{st} / \partial f_{ijt'}$ است که ∂C_{st} پاسخ غلظت در مکان s در ماه t ناشی از یک پالس گسیل ترکیب فرضی $\partial f_{ijt'}$ از بعضی سطوح سلول شبکه (i, j) در طول ماه‌های دیگر یعنی t' است. همه عناصر بردار a برابر با ۱ هستند که بیانگر آمیختگی کامل در جو است. تفاوت δc بین غلظت‌های اندازه‌گیری‌شده و مدل‌شده با جمع خطاهای اندازه‌گیری (Δc_{meas}) و خطاهای مدل (Δc_{mod}) مشخص می‌شود:

$$\delta c = c_{meas} - c_{mod} = \Delta c_{meas} + \Delta c_{mod} \quad (۲)$$

از یک الگوی فضایی (EOF) و یک سری زمانی مؤلفه اصلی تشکیل شده است که نشان‌دهنده تکامل زمانی الگوی EOF است. یک مد را می‌توان با ضرب EOF (فضا) در PC (زمان) آن بازسازی کرد. در هر زمان معین، مدهای مختلف را می‌توان برای ایجاد یک تصویر کلی از بی‌هنجاری‌های شار CO₂ در آن زمان جمع کرد. PC1 اولین مد تغییرپذیری مربوط به EOF1 است که بیشترین درصد وودایی (واریانس) را توضیح می‌دهد (گرین و همکاران، ۲۰۱۹). مشخصات داده‌ها در جدول ۱ آورده شده است. در این مطالعه تمام داده‌ها روی شبکه $0/5^\circ \times 0/5^\circ$ به روش درونیابی دوخطی یکپارچه شده است.

۳-۲ خوشه‌بندی

خوشه‌بندی نقطه قوتی در یادگیری بدون نظارت برای تقسیم داده‌ها به گروه‌ها بر اساس برخی از تحلیل‌های شباهت است. تحلیل خوشه‌ای، گروه‌ها یا خوشه‌هایی از داده‌ها را تولید می‌کند. داده‌ها در هر خوشه بیشترین شباهت را با هم و بیشترین تمایز را با خوشه‌های دیگر دارند. از جمله روش‌های خوشه‌بندی می‌توان به خوشه‌بندی فازی، خوشه بندی سلسله مراتبی، خوشه‌بندی k-Means و... اشاره کرد. در این پژوهش برای پهنه‌بندی منطقه مورد مطالعه جهت بررسی تغییرات سالانه شار CO₂ و ارتباط تغییرپذیری شار CO₂ با الگوهای دورپیوند ذکر شده در هر قسمت، از خوشه‌بندی k-Means استفاده می‌شود. این خوشه‌بندی یک الگوریتم تکرارشونده و تقسیم داده است. این الگوریتم هر داده را با توجه به فاصله آن تا مرکز هر خوشه به یکی از k خوشه اختصاص می‌دهد. مرکز هر خوشه در این پژوهش با استفاده از الگوریتم ++ k-Means محاسبه و با محاسبه میانگین اعضای هر خوشه، مراکز جدید هر k خوشه تعیین می‌شود. این گام‌ها تا زمانی تکرار می‌شوند که خوشه‌ها تغییر نکنند

سطح دریا، مؤلفه‌های نصف‌النهاری و مداری باد سطح و تابش طول موج بلند خروجی هستند. شاخص NAO اختلاف فشار نرمال شده بین یک ایستگاه در آزر و یک ایستگاه در ایسلند است. شدت دوقطبی اقیانوس هند (IOD) با گرادیان بی‌هنجاری دمای سطح دریا بین ناحیه استوایی غربی اقیانوس هند ($50^\circ E - 70^\circ E$) و اقیانوس هند ($10^\circ S - 10^\circ N$) و قسمت استوایی جنوب شرقی اقیانوس هند ($90^\circ E - 110^\circ E$ و $10^\circ S - 0^\circ N$) به دست می‌آید. این گرادیان شاخص مد دوقطبی (Dipole Mode Index, DMI) نامیده می‌شود. هنگامی که DMI مثبت باشد، این پدیده را IOD مثبت و هنگامی که منفی باشد، IOD منفی می‌گویند (<https://www.psl.noaa.gov>).

برای بررسی ارتباط الگوهای دورپیوند و تغییرات شار جو- خشکی CO₂ در غرب آسیا به تحلیل همبستگی (شامل همبستگی با تأخیر زمانی) پرداخته شده است. این همبستگی بین اولین مؤلفه اصلی (PC1) مربوط به مد اول الگوی فضایی (EOF1) شار CO₂ برای دامنه مورد نظر و شاخص ماهانه NAO، MEI.v2 و DMI انجام شده است. برای بهتر نمایان شدن تغییرپذیری CO₂، روند و اثر فصل از روی داده‌های شار CO₂ حذف و PC1 برای دامنه مورد نظر در طول دوره ۱۹۸۲-۲۰۱۹ محاسبه شده است. EOF اصلی (PC) مربوطه را برای تجزیه و تحلیل داده‌های مکانی- زمانی ارائه می‌دهد:

$$X'(y, t) \sim \sum_{m=1}^M A_m(t) F_m(y). \quad (5)$$

$X'(y, t)$ بی‌هنجاری متغیر مورد نظر در مکان y و زمان t است. $A_m(t)$ اشاره به مدهای زمانی و $F_m(y)$ اشاره به مدهای مکانی دارد و m تعداد کل مدهای موجود است (ژانگ و مور، ۲۰۱۵).

این روش برای کاهش ابعاد مجموعه داده به کار می‌رود به گونه‌ای که نوسانات موجود در داده‌ها حفظ شود. هر مد

جدول ۱. مشخصات داده‌های استفاده‌شده.

منبع	تفکیک افقی (عرض×طول)	مؤسسه	داده
			شار جو- خشکی (CO ₂)
رودنیک (۲۰۰۵)	2/5° × 2°	Jena CarboScope	s81oc_v2021_daily
			داده بارندگی
اشنایدر و همکاران (۲۰۱۱)	1° × 1°	NOAA	GPCC Global Precipitation Climatology Centre
			داده دما
فان و ون دن دول (۲۰۰۸)	0/5° × 0/5°	NOAA	GHCN_CAMS Gridded 2m Temperature (Land)
			داده xCO ₂
http://carbontracker.noaa.gov	3° × 2°	NOAA's CarbonTracker	CT2019B.xCO2

(آرتور و واسیلویتسکی، ۲۰۰۷ و لوید، ۱۹۸۲).

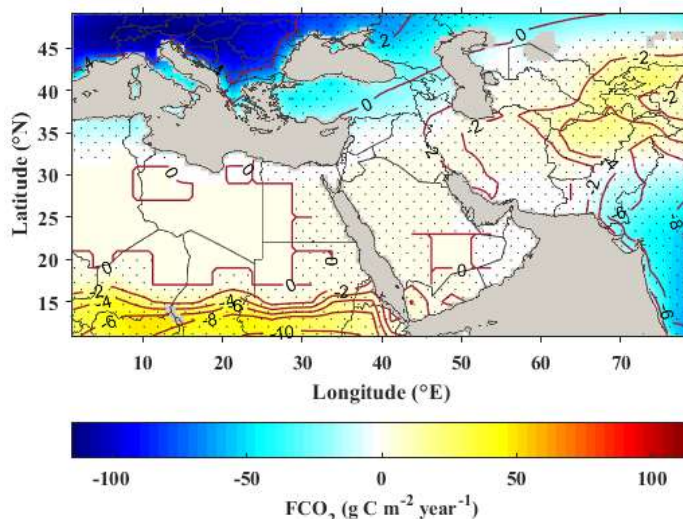
کاهش می‌تواند تا مقدار $8 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ - در این نواحی افزایش یافته است. در ناحیه جنوب غربی منطقه مورد مطالعه، عرض‌های بین ۱۰ تا ۱۵ درجه در منطقه مورد مطالعه در آفریقا، چشمه CO₂ هستند و گسیل تا مقدار $50 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ وجود دارد. این نواحی روندی کاهشی در گسیل CO₂ تا مقدار $10 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ - دارند. علاوه بر آن، قسمت‌های شمال شرقی منطقه مورد مطالعه شامل کشورهای افغانستان، ترکمنستان و تاجیکستان، به صورت میانگین چشمه CO₂ تا $g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ (۲۰ هستند و گسیل CO₂ از آنها روند کاهشی تا مقدار $4 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ - دارد. نواحی شمالی آفریقا، عربستان سعودی و مناطق مرکزی ایران که بیشتر از زمین بایر یا پوشش کم گیاهی تشکیل شده‌اند، چشمه ضعیف‌تر CO₂ تا $5 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ هستند. همچنین نتایج نشان‌دهنده روند کاهشی در گسیل CO₂ در نواحی مرکزی ایران تا مقدار $g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ -۲ است. مقادیر مثبت، شار از بوم‌سازگان زمینی به داخل جو را نشان می‌دهد؛ یعنی بوم‌سازگان زمینی نقش چشمه CO₂ را ایفا می‌کند. مقادیر

۳ محدودیت‌ها و چالش‌ها

اندازه‌گیری مستقیم شار CO₂ در تمام نقاط جهان امکان‌پذیر نیست و نقاط اندازه‌گیری در محل‌های محدود و نابرابر توزیع شده‌اند. روش‌های معکوس مبتنی بر مشاهدات برای تعیین شار CO₂ مفید هستند، اما لازم است این عدم قطعیت‌ها در نظر گرفته شود.

۴ نتایج

الگوی میانگین طولانی مدت ۱۹۸۲-۲۰۱۹ شار زمین- جو CO₂ (شکل ۳) و توزیع مکانی روند خطی شار جو- خشکی CO₂ به روش حداقل مربعات در طول دوره ۱۹۸۲-۲۰۱۹ (پریندهای قرمز در شکل ۳) بیانگر وجود چاهه قوی در نواحی خشکی شمال دریای مدیترانه (جذب تا مقدار $114 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ -)، با روند افزایشی تا مقدار $5 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ است که به معنی کاهش جذب CO₂ در این نواحی است. به صورت میانگین، غرب هند چاهه CO₂ (جذب تا مقدار $70 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ -) است و جذب CO₂ با روند

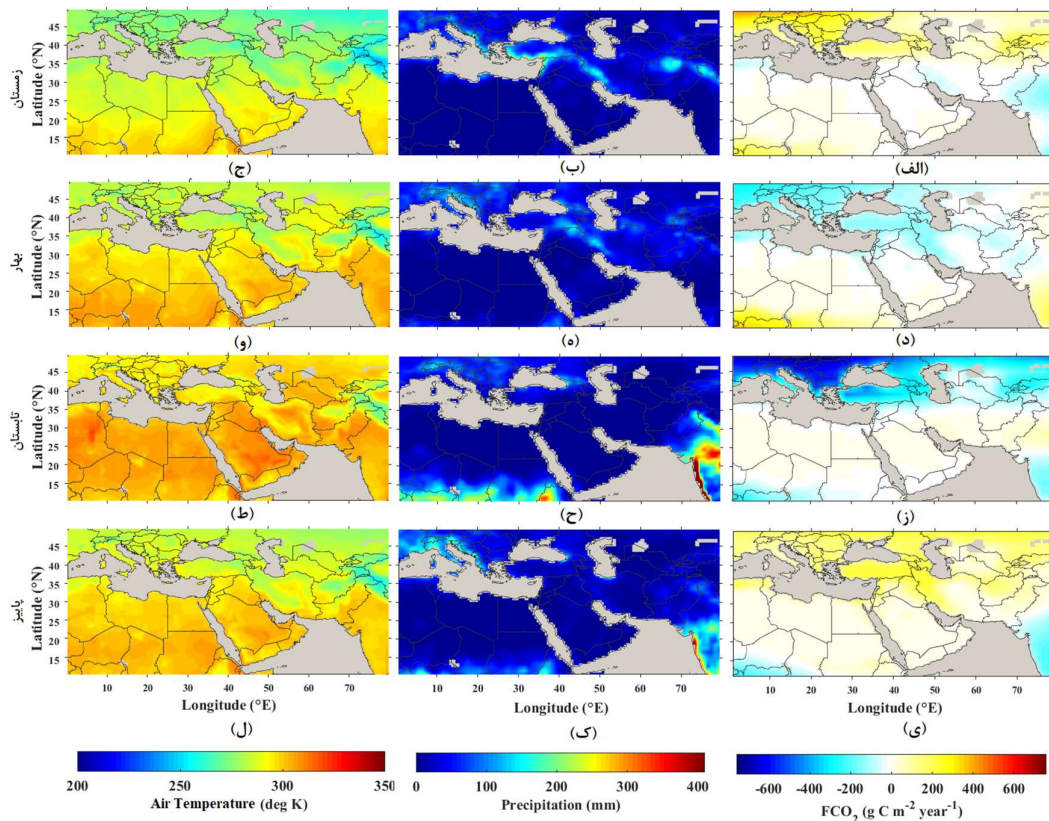


شکل ۳. میانگین بلندمدت شار جو- خشکی CO₂ با استفاده از داده‌های مبتنی بر مشاهدات در غرب آسیا و نواحی خشکی اطراف دریای مدیترانه (۲۰۱۹-۱۹۸۲). مقادیر منفی نشان‌دهنده چاه‌های کربن و مقادیر مثبت نشان‌دهنده گسیل کربن از سطح است. پررنگ‌های قرمز نشان‌دهنده روند خطی دهه‌ای در شار جو- خشکی CO₂ در طول دوره ۱۹۸۲-۲۰۱۹ است. نواحی هاشورخورده نشان‌دهنده مناطقی است که در آن روند بازه اطمینان بیشتر از ۹۹ درصد ($P\text{-value} < 0.01$) است.

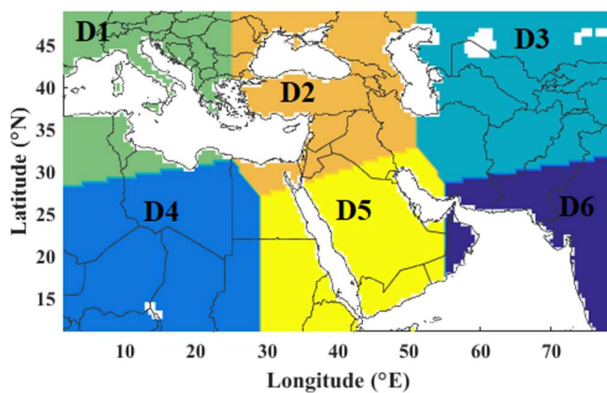
مورد مطالعه شامل نواحی خشکی شمال دریای مدیترانه، ترکمنستان، تاجیکستان و نواحی حاشیه دریای خزر در ایران، تغییرات فصلی دما (شکل‌های ۴-ج، و، ط، ل) تأثیر بیشتری در چرخه فصلی شار CO₂ دارد به طوری که با کاهش دما و سرد شدن هوا در فصول زمستان و پاییز، میزان شار CO₂ مثبت است و این نواحی چشمه CO₂ هستند و با گرم‌تر شدن هوا در فصول بهار و تابستان، این نواحی به صورت چاه CO₂ عمل می‌کنند. به طور کلی، عربستان سعودی و نواحی شمالی آفریقا در تمام فصول سال چشمه ضعیف CO₂ هستند. در فصل بهار (پاییز) نسبت به فصل تابستان (زمستان)، نواحی شمالی، چاه (چشمه) ضعیف‌تری هستند. با افزایش بارندگی در نواحی غربی هند و عرض‌های بین ۱۰ تا ۱۵ درجه شمالی آفریقا در فصول تابستان و پاییز (شکل‌های ۴-ب، ه، ح، ک)، شار CO₂ منفی و این مناطق در فصل‌های یادشده، چاه CO₂ هستند. در فصل‌های زمستان و بهار، هم‌زمان با افزایش بارندگی و کاهش دما، قسمت‌های غربی و

منفی نشان‌دهنده شار منفی و جذب CO₂ توسط بوم‌سازگان زمینی است و بوم‌سازگان زمینی نقش چاه CO₂ را دارد.

میانگین فصلی شار زمین- جو CO₂ در طول دوره ۱۹۸۲-۲۰۱۹ (شکل‌های ۴-الف، د، ز، ی)، چرخه فصلی قوی را در نواحی خشکی شمال دریای مدیترانه نشان می‌دهد. این نواحی در فصل زمستان چشمه قوی CO₂ (تا مقدار $430 \text{ g.C}/(\text{m}^2.\text{year})$) و در فصل تابستان چاه قوی CO₂ (تا مقدار $-750 \text{ g.C}/(\text{m}^2.\text{year})$) است. نواحی غرب هند و شمال آفریقا (جنوب شرقی و جنوب غربی منطقه مورد مطالعه) الگوی فصلی متفاوتی نسبت به مناطق شمالی دریای مدیترانه دارند. غرب هند در تمام فصول سال به جز فصل بهار، چاه CO₂ است. عرض‌های بین ۱۰ تا ۱۵ درجه شمالی در آفریقا، در فصول زمستان و بهار، چشمه CO₂ (تا $300 \text{ g.C}/(\text{m}^2.\text{year})$) و در تابستان و پاییز، چاه CO₂ (تا $300 \text{ g.C}/(\text{m}^2.\text{year})$) است. در مناطق شمالی منطقه



شکل ۴. میانگین بلندمدت (۱۹۸۲-۲۰۱۹) چرخه فصلی شار جو-خشکی CO₂ (الف، د، ز، ی)، بارندگی (ب، ه، ح، ک) و دما (ج، و، ط، ل). مقادیر بارندگی بیشتر از ۴۰۰ mm با قرمز پررنگ نشان داده شده است. بیشترین مقدار بارندگی، ۱۰۰۰ mm در نواحی ساحلی غرب هند است.

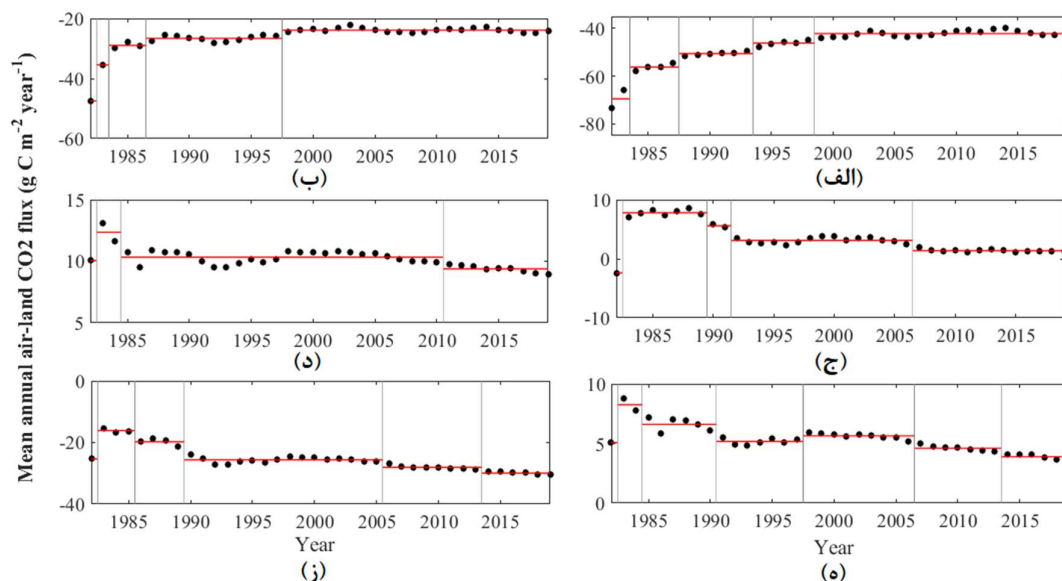


شکل ۵. تقسیم‌بندی منطقه مورد مطالعه بر اساس داده‌های میانگین شار جو-خشکی CO₂ بر مبنای مشاهدات در دوره ۱۹۸۲-۲۰۱۹ با استفاده از تحلیل خوشه‌ای k-Means

جنوب غربی ایران و پاکستان چاهه CO₂ هستند. ایران،
 پاکستان و افغانستان در فصل پاییز چشمه CO₂ و در فصل
 تابستان با افزایش دما، چشمه ضعیف‌تر CO₂ هستند. در
 چرخه فصلی بارندگی (شکل‌های ۴-ب، ه، ح، ک)،

مدیترانه؛ خوشه D2، مناطق خشکی بین قسمت شرقی دریای مدیترانه و دریای سیاه و غرب دریای خزر؛ خوشه D3، قسمت شرقی ایران، افغانستان، ترکمنستان و تاجیکستان؛ خوشه D4، قسمت‌های غربی و مرکزی آفریقا؛ خوشه D5، عربستان سعودی، جنوب غرب ایران و نواحی خشکی در غرب دریای سرخ و در نهایت، دامنه D6، نواحی جنوب شرقی ایران، جنوب پاکستان و قسمت‌های غربی هند را پوشش داده‌اند.

مقادیر بارندگی بیش از ۴۰۰ mm با قرمز پررنگ نشان داده شده است. بیشترین مقدار بارندگی، ۱۰۰۰ mm و متعلق به نواحی ساحلی غرب هند در فصل تابستان است. نتایج خوشه‌بندی به روش k-Means برای داده‌های میانگین شار جو-خشکی CO₂ بر مبنای مشاهدات در طول دوره مورد مطالعه در شکل ۵ نشان داده شده است. منطقه مورد مطالعه بر اساس رفتار شار CO₂ بین جو و خشکی به شش خوشه تقسیم شده است. خوشه D1، نواحی خشکی در شمال و جنوب قسمت‌های غربی دریای



شکل ۶. میانگین سالانه شار جو-خشکی CO₂ داده‌های مبتنی بر مشاهدات برای ناحیه‌های (الف) D1 (ب) D2 (ج) D3 (د) D4 (ه) D5 (ز) D6. منحنی‌های قرمز معرف تغییرات در مقدار میانگین شار جو-خشکی CO₂ هستند.

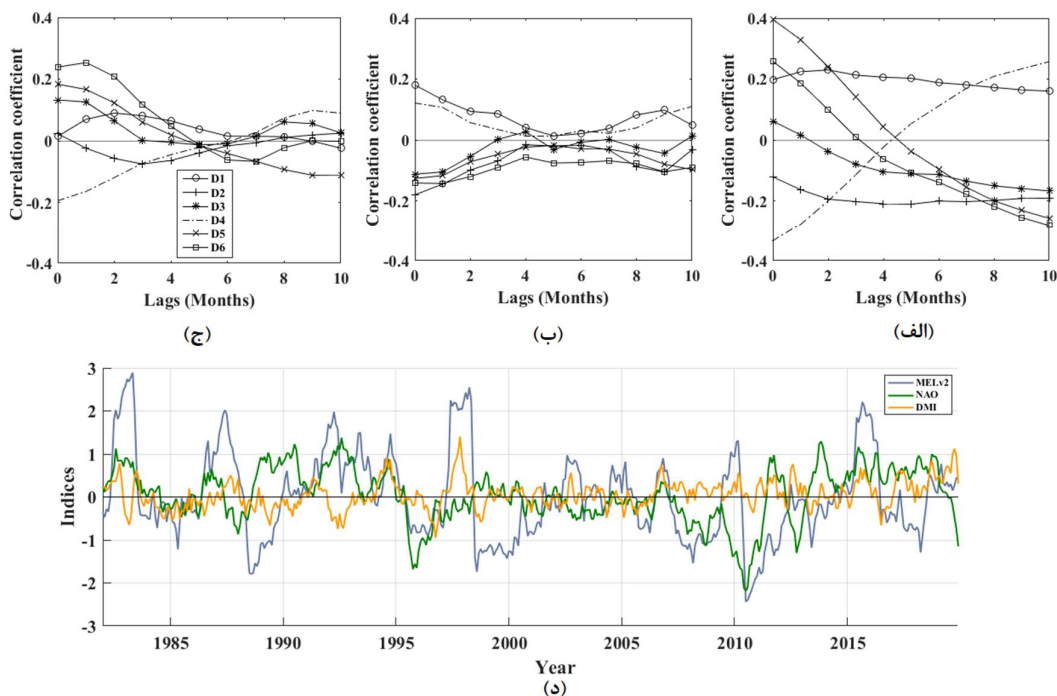
منحنی‌های قرمز نشان‌دهنده تغییرات در مقدار میانگین هستند. با توجه به نتایج، پهنه D1 به صورت میانگین در تمام سال‌ها چاهه CO₂ است و در طول زمان از شدت این چاهه کاسته شده است. روند کاهشی در جذب CO₂ در منطقه D2 در تمام سال‌های مورد مطالعه مشهود است و این ناحیه به صورت میانگین در تمام سال‌ها چاهه CO₂ بوده است. پهنه D3 در تمام سال‌ها به جز در سال ۱۹۸۲، از نظر میانگین مکانی و سالانه، چشمه CO₂ است و شدت

در سالیان متمادی، تغییر کاربری اراضی، میزان گسیل CO₂ انسان‌ساخت، متغیرهای اقلیمی و نوسانات بزرگ مقیاس جو-اقیانوسی به تغییرپذیری سالانه در شار جو-خشکی CO₂ منجر شده است. برای بررسی تغییرپذیری سالانه در شار جو-خشکی CO₂ بر مبنای مشاهدات (s8loc_v2021_daily) حاصل از Jena CarboScope، میانگین سالانه مربوط به میانگین مکانی هر خوشه در شکل ۶ ارائه شده است. در این شکل

(شکل ۷-ب) و شاخص DMI (شکل ۷-ج) پرداخته شده است. تأخیر زمانی تا ده ماه فرض شده است. با توجه به شکل ۷-الف، همبستگی تغییرپذیری شار جو-خشکی CO₂ با شاخص MEI.v2، در خوشه‌های D1، D5 و D6 بین ۰/۲۰ تا ۰/۴۰ و در خوشه D4 برابر ۰/۳۲- است. همبستگی این شاخص با شار CO₂ در دیگر مناطق ناچیز است. شار CO₂ در مناطق D1 و D4 با شاخص NAO همبستگی مثبت بین ۰/۱۰ تا ۰/۲۰ دارد و در مناطق D2، D3، D5 و D6 همبستگی آن بین ۰/۱۰- تا ۰/۲۰- است (شکل ۷-ب). بین شار CO₂ و شاخص DMI در ناحیه D4 منطقه مورد مطالعه، همبستگی منفی ۰/۱۹- دیده می‌شود. این همبستگی در مناطق D3، D5 و D6 مثبت و بین ۰/۱۵ تا ۰/۲۵ است و در دیگر نواحی نزدیک به صفر است (شکل ۷-ج).

آن، روند کاهشی دارد. نواحی خشکی موجود در خوشه‌های D4 و D5 در تمام سال‌ها به صورت میانگین، چشمه CO₂ هستند و در گسیل CO₂ روند کاهشی دارند. از طرف دیگر، دامنه D6 که شامل نواحی جنوب شرقی ایران، جنوب پاکستان و قسمت‌های غربی هند است، از نظر میانگین مکانی و سالانه، چاهه CO₂ محسوب می‌شود. شدت این چاهه در طول دوره مورد مطالعه افزایش یافته است.

برای بررسی همبستگی و ارتباط بین نوسانات بزرگ مقیاس جو-اقیانوسی و تغییرپذیری شار جو-خشکی CO₂ به بررسی ضریب همبستگی هم‌زمان و همچنین میزان همبستگی با تأخیر زمانی بین PC1 مربوط به EOF1 شار جو-خشکی CO₂ در هر خوشه و شاخص‌های MEI.v2 (شکل ۷-الف)، شاخص NAO



شکل ۷. ضریب همبستگی با تأخیر زمانی بین PC1 مربوط به EOF1 شار CO₂ هر خوشه (D1, D2, ..., D6) با (الف) شاخص MEI.v2 (ب) شاخص NAO (ج) شاخص DMI. (د) شاخص‌های MEI.v2 با خط آبی‌رنگ، NAO با خط سبز رنگ و DMI با خط زرد رنگ در طول دوره ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۹ نشان داده شده‌اند. برای هموارسازی شاخص NAO از میانگین متحرک دوازده‌ماهه استفاده شده است.

(کاهش) و در فاز منفی NAO کاهش (افزایش) می‌یابد. چشمه (چاهه) CO₂ در نواحی D5 و D3 (ناحیه D6) منطقه مورد مطالعه در فاز مثبت NAO کاهش (افزایش) و در فاز منفی NAO افزایش (کاهش) می‌یابد.

۵ بحث و نتیجه‌گیری

شار کربن زمینی بیشترین تنوع را در میان اجزای چرخه جهانی کربن و بیشترین اثر را در تغییرات زمانی نرخ رشد CO₂ جوئی دارد (مارکولا و همکاران، ۲۰۱۷)؛ بنابراین بررسی متغیرهای زیست‌محیطی و مطالعه روند بودجه کربن زمینی برای پیش‌بینی مسیرهای آینده درصد CO₂ موجود در هوا و غلظت‌های جوئی ضروری است. در این پژوهش به بررسی تغییرات مکانی و زمانی شار جوئی- خشکی CO₂ در دوره ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۹ در مناطق خشکی غرب آسیا و مناطق اطراف دریای مدیترانه پرداخته شده است. بر اساس میانگین بلندمدت (۱۹۸۲-۲۰۱۹)، مناطق شمالی دریای مدیترانه ($114 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ -) و غرب هند ($70 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ -)، چاهه CO₂ و نواحی شمال شرقی منطقه مورد مطالعه شامل افغانستان، ترکمنستان و تاجیکستان و مناطق شمالی آفریقا، چشمه CO₂ (بین $10 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ تا ۵۰) هستند. همچنین نواحی مرکزی ایران و عربستان سعودی، چشمه ضعیف CO₂ ($0 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year})$ تا ۵) محسوب می‌شوند.

در نواحی شمالی منطقه مورد مطالعه (شامل مناطق خشکی شمال دریای مدیترانه، ترکمنستان، تاجیکستان و نواحی حاشیه دریای خزر در ایران)، دما نقش مهم‌تری در چرخه فصلی شار CO₂ دارد. این نواحی در فصول سرد سال چشمه CO₂ هستند. با گرم شدن هوا در فصول تابستان و بهار و افزایش رشد گیاهان و شاخص سطح برگ، جذب CO₂ در این نواحی افزایش می‌یابد و چاهه CO₂ می‌شوند. در نواحی غربی هند و عرض‌های بین ۱۰ تا

در شکل ۷-د برای مشاهده تغییر فاز نوسانات بزرگ-مقیاس جوئی- اقیانوسی در دوره ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۹، شاخص‌های MIEv.2 با خط آبی‌رنگ، NAO با خط سبزرنگ و DMI با خط زردرنگ نشان داده شده‌اند. اعداد مثبت در نمودار نشان‌دهنده فاز مثبت و اعداد منفی بیانگر فاز منفی الگوی دورپیوند مورد نظر است. برای هموارسازی شاخص NAO از میانگین متحرک دوازده- ماهه استفاده شده است (جونز و همکاران، ۱۹۹۷). با ملاحظه نتایج موجود در شکل‌های ۶ و ۷ می‌توان نتیجه گرفت همبستگی مثبت بین شاخص MEI.v2 مرتبط با النینو/ نوسانات جنوبی (ENSO) است. تغییرپذیری شار جوئی- خشکی CO₂ نشان می‌دهد در شرایط النینو (فاز مثبت و گرم انسو) از میزان جذب و چاهه CO₂ در نواحی خشکی شمال دریای مدیترانه (D1) و غرب هند، جنوب شرق ایران و پاکستان (D6) کاسته می‌شود که می‌تواند به علت کاهش در بارندگی در شرایط النینو در این نواحی باشد. در شرایط لانینو (فاز منفی و سرد انسو) در این نواحی میزان جذب افزایش پیدا می‌کند و چاهه قوی‌تری می‌شوند. همبستگی منفی تغییرپذیری شار جوئی- خشکی CO₂ با النینو/ نوسانات جنوبی و نوسانات دوقطبی اقیانوس هند نشان می‌دهد در شرایط النینو و IOD مثبت، گسیل CO₂ در ناحیه D4 (قسمت‌های غربی و مرکزی آفریقا در منطقه مورد مطالعه) کاهش پیدا می‌کند و این ناحیه به سمت چاهه CO₂ شدن پیش می‌رود. این ناحیه در شرایط لانینو و IOD منفی، چشمه CO₂ قوی‌تری می‌شود. همچنین در فاز مثبت IOD، چاهه CO₂ در خوشه D3 (شامل قسمت شرقی ایران، افغانستان، ترکمنستان و تاجیکستان) و خوشه D6 (شامل نواحی جنوب شرقی ایران، جنوب پاکستان و قسمت‌های غربی هند) ضعیف‌تر می‌شود و در فاز منفی IOD، میزان جذب در این نواحی افزایش پیدا می‌کند. چشمه (چاهه) CO₂ در ناحیه D4 (D1) منطقه مورد مطالعه در فاز مثبت NAO افزایش

دما بر تغییرات شار جو-خشکی CO₂ در منطقه غرب آسیا و نواحی اطراف مدیترانه تأثیر بگذارند. در حال حاضر، جنگل کاری، راه حلی برای کاهش CO₂ جوئی است (پلانتینگا و وو، ۲۰۰۳ و تاسونه و همکاران، ۲۰۰۴). مزایای جنگل کاری، هم از نظر فرآورده‌های بوم‌سازگانی (مانند چوب و سوخت‌های زیستی) و هم از نظر خدمات (مانند تنظیم آب‌وهوا و تنوع زیستی) به‌خوبی شناخته شده است. از طرف دیگر، به دلیل ذات غیرخطی فرایندهای زیستی، کاشت جنگل‌ها ممکن است همیشه با منفعت اقلیمی همراه نباشد و می‌تواند به عوامل محیطی مختلف و تصمیماتی بستگی داشته باشد که جهت مدیریت زمین گرفته می‌شود. این موضوع به تحلیل قوی دینامیک جنگل در مدل‌های پوشش گیاهی و اقلیمی نیاز دارد (بالا و همکاران، ۲۰۰۷؛ بونان، ۲۰۰۸؛ آرورا و مونتینگرو، ۲۰۱۱؛ اندرسون-تیکسیرا و همکاران، ۲۰۱۲؛ دواراجو و همکاران، ۲۰۱۵؛ لاگه و سوان، ۲۰۱۶ و میکلی و همکاران، ۲۰۱۷).

قدردانی

از مؤسسه MPI Biogeochemistry Jena به دلیل قرار دادن داده‌های مبتنی بر مشاهدات شار زمینی CO₂ در وبگاه <http://www.bgc-jena.mpg.de/CarboScope/> و قدردانی می‌شود. همچنین از آزمایشگاه علوم فیزیکی NOAA/ESRL/PSL جهت بارگذاری داده‌های باران و دما در وبگاه <https://www.psl.noaa.gov/> سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- Ahlström, A., Raupach, M. R., Schurgers, G., et al., 2015, The dominant role of semi-arid ecosystems in the trend and variability of the land CO₂ sink: Science, 348, 895-899.
- Anderegg, W. R., Ballantyne, A. P., Smith, W. K., et al., 2015, Tropical nighttime warming as a dominant driver of variability in the terrestrial

۱۵ درجه شمالی آفریقا (غرب ایران) در فصول تابستان و پاییز (زمستان و بهار)، هم‌زمان با افزایش بارندگی در این نواحی، شار CO₂ منفی است و این نواحی چاه CO₂ هستند. در طول دوره‌های بارندگی فراوان، مواد مغذی بیشتری در خاک موجود است که به جذب سریع‌تر و کارآمدتر گیاهان و افزایش رشد و بهره‌وری برگ منجر می‌شود (هولشوف و همکاران، ۲۰۱۳ و گی و پاورس، ۲۰۱۴). عرض‌های بین ۱۰ تا ۱۵ درجه شمالی آفریقا در فصول زمستان و بهار، هم‌زمان با کاهش بارندگی در این نواحی، چشمه CO₂ هستند که می‌تواند به علت کاهش شاخص سطح برگ به دلیل از دست دادن برگ در دوره کمبود بارندگی باشد. در فصول خشک، برگ‌ها پیر می‌شوند و جذب CO₂ به حداقل می‌رسد (پولتر و همکاران، ۲۰۱۴ و آندرگ و همکاران، ۲۰۱۵).

بررسی روند دهه‌ای به روش حداقل مربعات نشان داد در نواحی شمالی دریای مدیترانه (قسمت‌های غربی هند) که به‌صورت متوسط سالانه، چاه CO₂ هستند، در طول دوره مورد مطالعه شدت جذب با روندی تا مقدار $5 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ (-۸) کاهش (افزایش) یافته است. همچنین در نواحی مرکزی (شامل ایران، عربستان و قسمت‌های شمالی آفریقا)، شمال شرقی (شامل افغانستان، ترکمنستان و تاجیکستان) و جنوب غربی (شامل نواحی مرکزی آفریقا) منطقه مورد مطالعه که به‌صورت متوسط سالانه، چشمه CO₂ هستند، به‌ترتیب با روندی تا مقدار $2 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ - و $4 \text{ g.C}/(\text{m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ ، $10 \text{ (m}^2 \cdot \text{year} \cdot \text{decade})$ - از میزان گسیل کاسته شده است.

همبستگی موجود بین نوسانات بزرگ‌مقیاس جوئی-اقیانوسی و تغییرات شار جو-خشکی CO₂ نشان‌دهنده ارتباط بین آنها است؛ یعنی نوسانات بزرگ‌مقیاس جوئی-اقیانوسی می‌توانند با کنترل متغیرهای اقلیمی مانند بارش و

- carbon sink: Proceedings of the National Academy of Sciences, 112, 15591-15596.
- Anderson-Teixeira, K. J., Snyder, P. K., Twine, T. E., Cuadra, S. V., Costa, M. H., and DeLucia, E. H., 2012, Climate-regulation services of natural and agricultural ecoregions of the Americas: Nature Climate Change, 2, 177-181.
- Arora, V. K., and Montenegro, A., 2011, Small temperature benefits provided by realistic afforestation efforts: Nature Geoscience, 4, 514-518.
- Arthur, D., and Vassilvitskii, S., 2006, k-means++: The Advantages of Careful Seeding: *Proceedings of the eighteenth annual ACM-SIAM symposium on Discrete algorithms, 1027-1035, Philadelphia, PA, USA, Society for Industrial and Applied Mathematics.*
- Bala, G., Caldeira, K., Wickett, M., Phillips, T. J., Lobell, D. B., Delire, C., and Mirin, A., 2007, Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation: Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 104, 6550-6555.
- Belda, M., Holtanová, E., Halenka, T., and Kalvová, J., 2014, Climate classification revisited: from Köppen to Trewartha: Climate Research, 59(1), 1-13.
- Bonan, G. B., 2008, Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests: Science, 320, 1444-1449.
- BP, 2019, Statistical Review of World Energy, Available at: <https://www.bp.com/en/global/corporate/energy-economics/statistical-review-of-world-energy.html>, last access June 2019.
- Chandra, N., Patra, P. K., Niwa, Y., et al., 2021, Estimated regional CO₂ flux and uncertainty based on an ensemble of atmospheric CO₂ inversions: Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 1-50.
- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., et al., 2013, Carbon and other biogeochemical cycles, in climate change 2013: The Physical Science Basis: Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, edited by Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 465-570.
- Cleverly, J., Eamus, D., Van Gorsel, E., et al., 2016, Productivity and evapotranspiration of two contrasting semiarid ecosystems following the 2011 global carbon land sink anomaly: Agricultural and Forest Meteorology, 220, 151-159.
- Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D., Spall, S. A., and Totterdell, I. J., 2000, Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model: Nature, 408, 184-187.
- Cramer, W., Guiot, J., Fader, M., et al., 2018, Climate change and interconnect risks to sustainable development in the Mediterranean: Nature Climate Change, 8(11), 972-980.
- Devaraju, N., Bala, G., and Nemani, R., 2015, Modelling the influence of land-use changes on biophysical and biochemical interactions at regional and global scales: Plant Cell Environ., 38, 1931-1946.
- Dlugokencky, E., and Tans, P., 2020, Trends in atmospheric carbon dioxide: National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory (NOAA/ESRL), available at: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html>, last access: 16 November 2020.
- Fan, Y., and van den Dool, H., 2008, A global monthly land surface air temperature analysis for 1948-present, Journal of Geophysical Research, 113, D01103, doi:10.1029/2007JD008470.
- Follett, R., Mooney, S., Morgan, J., et al., 2011, Carbon sequestration and greenhouse gas fluxes in agriculture: challenges and opportunities: Council for Agricultural Science and Technology (CAST), Ames.
- Friedlingstein, P., Houghton, R. A., Marland, G., et al., 2010, Update on CO₂ emissions: Nature Geoscience, 3, 811-812.
- Friedlingstein, P., O'sullivan, M., Jones, M. W., et al., 2020, Global carbon budget 2020: Earth System Science Data, 12, 3269-3340.
- Gauss, C. F., 2014, Theoria combinationis observationum erroribus minimis obnoxiae: Werke, 4, 1801.
- Gei, M. G., and Powers, J. S., 2014, Nutrient cycling in tropical dry forests, Tropical dry forests in the Americas: Ecology, Conservation, and Management, 141-156.
- Gilfillan, D., Marland, G., Boden, T., and Andres, R., 2019, Global, regional, and national fossil-fuel CO₂ emissions: Carbon Dioxide Information Analysis Center at Appalachian State University, Boone North Carolina, available at: <https://energy.appstate.edu/research/work-areas/cdiac-appstate>, last access: 27 September 2019.
- Greene, C. A., Thirumalai, K., Kearney, K. A., et al., 2019, The climate data toolbox for MATLAB: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20, 3774-3781.
- He, W., Jiang, F., Wu, M., et al., 2022, China's terrestrial carbon sink over 2010-2015

- constrained by satellite observations of atmospheric CO₂ and land surface variables: *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 127, e2021JG006644.
- Heimann, M., 1996, The global atmospheric transport model TM2: Technical Report 10, Max-Planck-Inst. für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- Heimann, M., and Reichstein, M., 2008, Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks: *Nature*, 451, 289-292.
- Hulshof, C. M., Martínez-Yrizar, A., Burquez, A., Boyle, B., and Enquist, B. J., 2013, Plant functional trait variation in tropical dry forests: A review and synthesis, in Sánchez-Azofeifa, A., Powers, J. S., Fernandes, G. W., Quesada, M., eds., *Tropical Dry Forests in the Americas: Ecology, Conservation, and Management*: CRC Press, 129-140.
- IPCC. 2021. Summary for policymakers. In V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, et al. (Eds.), *Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.
- Jacobson, A. R., Schuldt, K. N., Miller, J. B., et al., 2020, CarbonTracker CT2019B: NOAA Global Monitoring Laboratory, <https://doi.org/10.25925/20201008>.
- Janhäll, S., 2015, Review on urban vegetation and particle air pollution Deposition and dispersion: *Atmospheric Environment*, 105, 130-137.
- Janssens, I. A., Dore, S., Epron, D., et al., 2003, Climatic influences on seasonal and spatial differences in soil CO₂ efflux, in *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*: Springer, Berlin, Heidelberg, 233-253.
- Johnson, M. T., and Liss, P. S., 2014, *Ocean-atmosphere interactions of gases and particles*: Springer Nature.
- Jones, P. D., Jónsson, T., and Wheeler, D., 1997, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland: *International Journal of Climatology*, A Journal of the Royal Meteorological Society, 17(13), 1433-1450.
- Joos, F., and Spahni, R., 2008, Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105, 1425-1430.
- Kondo, M., Sitch, S., Ciais, P., et al., 2022, Are land-use change emissions in Southeast Asia decreasing or increasing?: *Global Biogeochemical Cycles*, e2020GB006909.
- Lague, M. M., and Swann, A. L. S., 2016, Progressive midlatitude afforestation: Impacts on clouds, global energy transport, and precipitation: *Journal of Climate*, 29, 5561-5573.
- Lavigne, M. B., Foster, R. J., and Goodine, G., 2004, Seasonal and annual changes in soil respiration in relation to soil temperature, water potential and trenching: *Tree Physiology*, 24, 415-424.
- Lelieveld, J., Hadjinicolaou, P., Kostopoulou, E., et al., 2012, Climate change and impacts in the Eastern Mediterranean and the Middle East: *Climatic Change*, 114(3), 667-687.
- Lelieveld, J., Proestos, Y., Hadjinicolaou, P., Tanarhte, M., Tyrlis, E., and Zittis, G., 2016, Strongly increasing heat extremes in the Middle East and North Africa (MENA) in the 21st century: *Climatic Change*, 137(1), 245-260.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., et al., 2006, The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues: *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 4, 1-26.
- Liu, J., Baskaran, L., Bowman, K., et al., 2021, Carbon monitoring system flux net biosphere exchange 2020 (CMS-flux NBE 2020): *Earth System Science Data*, 13, 299-330.
- Lloyd, S., 1982, Least squares quantization in PCM: *IEEE Transactions on Information Theory*, 28, 129-137.
- Lombardozzi, D., Bonan, G. B., and Nychka, D. W., 2014, The emerging anthropogenic signal in land-atmosphere carbon-cycle coupling: *Nature Climate Change*, 4, 796-800.
- Ma, Q., 2008, The status and trends of forests and forestry in West Asia, Subregional Report of the Forestry Outlook Study for West and Central Asia: Forestry Policy and Institutions Working Paper (FAO).
- Ma, X., Huete, A., Cleverly, J., et al., 2016, Drought rapidly diminishes the large net CO₂ uptake in 2011 over semi-arid Australia: *Scientific Reports*, 6, 1-9.
- Marcolla, B., Rödenbeck, C., and Cescatti, A., 2017, Patterns and controls of inter-annual variability in the terrestrial carbon budget: *Biogeosciences*, 14(16), 3815-3829.
- Mendes, K. R., Campos, S., da Silva, L. L., et al., 2020, Seasonal variation in net ecosystem CO₂ exchange of a Brazilian seasonally dry tropical forest: *Scientific Reports*, 10, 1-16.
- Mykleby, P. M., Snyder, P. K., and Twine, T. E., 2017, Quantifying the trade-off between carbon sequestration and albedo in midlatitude and high-latitude North American forests: *Geophysical Research Letters*, 44, 2493-2501.
- Nowak, D. J., Hirabayashi, S., Bodine, A., and

- Greenfield, E., 2014, Tree and forest effects on air quality and human health in the United States: *Environmental Pollution*, 193, 119-129.
- Orgiazzi, A., Bardgett, R. D., Barrios, E., et al., 2016, *Global Soil Biodiversity Atlas*: European Commission, Publications Office of the European Union, Luxembourg.
- Plantinga, A. J., and Wu, J. J., 2003, Co-benefits from carbon sequestration in forests: Evaluating reductions in agricultural externalities from an afforestation policy in Wisconsin: *Land Economics*, 79, 74-85.
- Poulter, B., Frank, D., Ciais, P., et al., 2014, Contribution of semi-arid ecosystems to interannual variability of the global carbon cycle: *Nature*, 509, 600-603.
- Raich, J. W., and Potter, C. S., 1995, Global patterns of carbon dioxide emissions from soils: *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 23-36.
- Raich, J. W., and Schlesinger, W. H., 1992, The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate: *Tellus B*, 44, 81-99.
- Rawlins, M. A., McGuire, A. D., Kimball, J. S., et al., 2015, Assessment of model estimates of land-atmosphere CO₂ exchange across Northern Eurasia: *Biogeosciences*, 12, 4385-4405.
- Rödenbeck, C., Houweling, S., Gloor, M., and Heimann, M. 2003. CO₂ flux history 1982-2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3(6), 1919-1964.
- Rödenbeck, C., 2005, Estimating CO₂ sources and sinks from atmospheric mixing ratio measurements using a global inversion of atmospheric transport: Technical Report 6, Max Planck Institute for Biogeochemistry, Jena.
- Schimel, D. S., 1995, Terrestrial ecosystems and the carbon cycle: *Global Change Biology*, 1, 77-91.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., and Ziese, M., 2011, GPCP Full Data Reanalysis Version 6.0 at 1.0°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data, doi: 10.5676/DWD_GPCP/FD_M_V7_100.
- Sehmel, G. A., 1980, Particle and gas dry deposition: a review: *Atmospheric Environment*, 14, 983-1011.
- Tassone, V. C., Wesseler, J., and Nesci, F. S., 2004, Diverging incentives for afforestation from carbon sequestration: An economic analysis of the EU afforestation program in the south of Italy: *Forest Policy and Economics*, 6, 567-578.
- UNFCCC, 2019, National Inventory Submissions 2019: United Nations Framework Convention on Climate Change, available at: <https://unfccc.int/process-and-meetings/transparency-and-reporting/reporting-and-review-under-the-convention/greenhouse-gas-inventories-annex-i-parties/national-inventory-submissions-2019>, accessed June 2019.
- Waha, K., Krummenauer, L., Adams, S., et al., 2017, Climate change impacts in the Middle East and Northern Africa (MENA) region and their implications for vulnerable population groups: *Regional Environmental Change*, 17(6), 1623-1638.
- Zhang, Z., and Moore, J. C., 2015, *Mathematical and Physical Fundamentals of Climate Change*: Elsevier.
- Zhu, Z., Piao, S., Xu, Y., Bastos, A., Ciais, P., and Peng, S., 2017, The effects of teleconnections on carbon fluxes of global terrestrial ecosystems: *Geophysical Research Letters*, 44, 3209-3218.
- Zittis, G., Almazroui, M., Alpert, P., et al., 2022, Climate change and weather extremes in the Eastern Mediterranean and Middle East: *Reviews of Geophysics*, e2021RG000762.
- Zittis, G., and Hadjinicolaou, P., 2017, The effect of radiation parameterization schemes on surface temperature in regional climate simulations over the MENA-CORDEX domain: *International Journal of Climatology*, 37(10), 3847-3862.
- Zittis, G., Hadjinicolaou, P., Klangidou, M., Proestos, Y., and Lelieveld, J., 2019, A multi-model, multi-scenario, and multi-domain analysis of regional climate projections for the Mediterranean: *Regional Environmental Change*, 19(8), 2621-2635.

Assessment of spatio-temporal variation of net terrestrial ecosystem CO₂ exchange over west Asia and around the Mediterranean sea (1982-2019)

Mona Zarghamipour¹ and Hossein Malakooti^{2*}

¹ Ph.D. Candidate, Department of Marine and Atmospheric Science (non-Biologic), Faculty of Marine Science and Technology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

² Professor, Department of Marine and Atmospheric Science (non-Biologic), Faculty of Marine Science and Technology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

(Received: 25 July 2022, Accepted: 06 November 2022)

Summary

The terrestrial ecosystem plays an important role in the carbon cycle and each year absorbs more than a quarter of human carbon emissions, which is called terrestrial carbon sinks. In the last few decades, carbon sources and sinks in West Asia and around the Mediterranean Sea have changed due to drastic changes in land cover due to economic development and urbanization growth. In the present study, using the observations-based CO₂ flux data of Jena CarboScope Institute, temperature and precipitation data, the seasonal and annual pattern of CO₂ exchanges during the period 1982-2019, has been investigated, as well as the role of teleconnection patterns on the CO₂ flux fluctuations was analyzed. The results showed that on long term average, the land areas of the northern Mediterranean Sea were CO₂ sinks with absorption up to -114 g.C/(m².year) and the amount of CO₂ absorption in this areas have decreased with a trend of up to 5 g.C/(m².year.decade) during the study period. While the CO₂ sinks in the western parts of India (up to -70 g.C/(m².year)) increased with the trend of up to -8 g.C/(m².year.decade). Also, the central regions (including Iran, Saudi Arabia and the northern parts of Africa), the northeast (including Afghanistan, Turkmenistan and Tajikistan) and the southwest (including the central regions of Africa) of the study area, which were the CO₂ sources on average (between 0 to 50 g.C/(m².year)), the intensity of CO₂ emissions has been reduced with a trend of up to -10 g.C/(m².year.decade). Based on the results, in the land areas of the northern Mediterranean Sea, Turkmenistan, Tajikistan and the coastal areas of the Caspian Sea in Iran (western parts of India, western Iran and central Africa) in the study area, seasonal changes in temperature (precipitation) played a more important role in the seasonal cycle of CO₂ exchanges between the atmosphere and the terrestrial ecosystem. The positive correlation between the MEI.v2 index related to El Niño/Southern Oscillation (ENSO) and the variability of the atmosphere-land CO₂ flux showed that in El Niño conditions (positive and warm phase of ENSO) the amount of CO₂ absorption and sink in the land areas of the northern Mediterranean Sea and West India, Southeast Iran and Pakistan decreased, which can be due to the decrease in rainfall in El Niño conditions in these areas. In La Niño conditions (negative and cold phase of ENSO) in these areas, the amount of CO₂ absorption increased and the sinks became stronger. The negative correlation of atmospheric-land CO₂ flux variability with both El Niño/Southern Oscillation and Indian Ocean Dipole Oscillation showed that in El Niño and positive IOD conditions, CO₂ emission decreased in the western and central parts of Africa in the study area, while in La Niño and negative IOD conditions CO₂ emission increased in these regions. Also, in the positive phase of IOD, the CO₂ sink in the eastern part of Iran, Afghanistan, Turkmenistan, Tajikistan, the southeastern regions of Iran, southern Pakistan, and western parts of India became weaker, and in the negative phase of IOD, the amount of CO₂ absorption in these areas increased.

Keywords: Air-land CO₂ exchange, large-scale atmospheric-oceanic fluctuations, precipitation, temperature, trend

*Corresponding author:

malakooti@hormozgan.ac.ir