



ارزیابی تغییرات در شدت چاهه و چشمه‌های دی‌اکسیدکربن در دریا‌های غرب آسیا

منا ضرغامی پور^۱، حسین ملکوتی^{۱*}، محمد هادی بردبار^۲

^{۱*} - گروه علوم جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، ایران

^۲ - موسسه تحقیقات دریای بالتیک لیبنیس، آلمان

<p>نوع مقاله: پژوهشی</p> <p>تاریخچه مقاله: دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۰۲ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۳/۰۶</p> <p>کلمات کلیدی: شار CO₂ خلیج فارس مدیترانه دریای سرخ</p>	<p>چکیده</p> <p>مقدمه: تجمع روز افزون CO₂ در جو به دلیل تأثیرات بالقوه آن بر تغییرات آب و هوای جهانی آینده و تغییرات در چاهه اقیانوسی CO₂ انسان‌ساخت، یکی از مهم‌ترین نگرانی‌های محیط‌زیستی است. گسیل گازهای گلخانه‌ای انسان‌ساخت در منطقه خاورمیانه و نواحی شرق مدیترانه از دهه ۱۹۵۰ به طور چشمگیری افزایش یافته است. اقیانوس‌ها مهم‌ترین منبع ذخیره‌ی کربن بر روی زمین هستند. فهم تغییرپذیری مکانی-زمانی در تبادلات CO₂ جو-دریا (FCO₂) و محرک‌های کنترلی آن برای برآورد قابلیت آسیب‌پذیری اقیانوس‌ها و کمی‌کردن ظرفیت آن‌ها برای ذخیره کربن در شرایط اقلیمی آینده ضروری است. این مطالعه سعی در بررسی تغییرات مکانی و زمانی فشار جزئی سطح دریا (PCO₂) و FCO₂ را در دریا‌های خلیج فارس، دریای سرخ، دریای خزر، دریای عرب و دریای مدیترانه طی سال‌های ۱۹۸۲-۲۰۱۹ دارد. هم‌چنین در این پژوهش، محرک‌های کنترل تغییرپذیری فصلی PCO₂ سطح دریاها بررسی خواهد شد.</p> <p>مواد و روش‌ها: در این پژوهش جهت بررسی تغییرات مکانی و زمانی شار CO₂ جو-دریا از داده‌های مؤسسه ماکس پلانک استفاده شده است. تخمین زمانی و مکانی این داده‌ها از برازش یک مدل تشخیصی زیست-زمین-شیمی لایه آمیخته اقیانوس بر داده‌های فشار جزئی CO₂ سطح اقیانوس به‌دست آمده است. به منظور بررسی محرک‌های کنترل تغییرپذیری FCO₂ و PCO₂، از داده‌های باز تحلیل دما و سرعت باد استفاده شده است. هم‌چنین جهت بررسی محرک‌های کنترل تغییرپذیری PCO₂ در هر پیکسل اثر مؤلفه حرارتی به معنی تغییرات دما و اثر مؤلفه غیرحرارتی به معنی اثر تغییر در گردش‌ها، اختلاط قائم، تغییرات زیستی، تغییرات کربن معدنی حل شده و خیزش آب محاسبه شده است.</p> <p>نتایج: شار CO₂ تا مقدار ۵۰ g C m⁻² year⁻¹ بر روی نواحی غربی دریای عرب برآورد شده است. دریای سرخ به صورت میانگین در تمام فصول سال چشمه CO₂ است، به جز نواحی شمالی آن که در فصول زمستان و بهار چاهه CO₂ است. شدت چاهه CO₂ در دریای خلیج فارس و نواحی غرب دریای مدیترانه با روند تا مقادیر ۱/۵ g C m⁻² yr⁻¹ decade⁻¹ - افزایش و در نواحی شرق دریای مدیترانه و دریای سیاه کاهش یافته است. شدت چشمه CO₂ در بیشتر دریاها از جمله دریای عرب، دریای سرخ و نواحی مرکزی دریای مدیترانه در طول دوره مورد مطالعه کاهش یافته است. دما مهم‌ترین محرک چرخه‌ی فصلی PCO₂ در دریای مدیترانه، خزر، خلیج فارس و دریای سرخ است. در نواحی مرکزی دریای سرخ و نواحی جنوبی خلیج فارس علاوه بر اثر محرک دما، اثر مؤلفه غیرحرارتی هم نقش مهمی دارد. تغییرات شار CO₂ بر روی</p>
--	---

دریاهای غرب آسیا از الگوی فشار جزئی CO₂ سطح دریا پیروی می‌کند. شار CO₂ همبستگی بالای ۰/۸۰+ با سرعت باد در نواحی غربی دریای عرب دارد که در ارتباط با مونسون تابستانه است. مقادیر بالای PCO₂ (۵۰۰ μatm) و در نتیجه شار CO₂ (۱۴۰ g C m⁻² year⁻¹) بر روی شمال غرب دریای عرب در فصل تابستان به علت خیزش آب‌های غنی از CO₂ از سطوح زیرین ناشی از مونسون است.

بحث: بیشترین تغییرات در غرب دریای عرب مشاهده شد. در واقع، این منطقه برای کشورهای ساحلی از اهمیت اجتماعی-اقتصادی بالایی برخوردار است و ساکنان آن برای امرار معاش خود به شدت به ماهیگیری وابسته هستند. این امر بر نیاز فوری به مدیریت مبتنی بر علم در این منطقه برای کاهش اثرات گرمایش جهانی انسانی تأکید می‌کند.

مقدمه

از زمان انقلاب صنعتی، افزایش چشمگیری در غلظت CO₂ جهانی از ۲۸۰ ppm در اواسط قرن ۱۹ به بیش از ۴۰۰ ppm تا به امروز مشاهده شده است. احتراق سوخت‌های فسیلی، تغییرات کاربری زمین و تولید سیمان مهم‌ترین دلایل افزایش غلظت CO₂ هستند (Keeling *et al.*, 1989; Ballantyne *et al.*, 2012; Mustafa *et al.*, 2020). اقیانوس‌ها یکی از مهم‌ترین منابع ذخیره‌ی کربن بر روی زمین هستند. اقیانوس‌ها تقریباً ۲۵ درصد از کربن انسان ساخت را که در دوران صنعتی آزاد شده است، جذب کرده‌اند (Le Quéré *et al.*, 2018; Gruber *et al.*, 2019). اصلی‌ترین چاهه CO₂ جوی مربوط به اقیانوس‌های جهان در عرض‌های بالای اطلس شمالی و در ناحیه جنب حاره در نیمکره‌ی جنوبی که دارای کم‌ترین مقادیر فشار جزئی CO₂ می‌باشند از طرفی در اقیانوس‌های نواحی استوایی به‌خصوص در نواحی خیزش آب در قسمت‌های شرقی اقیانوس آرام، شمال اقیانوس هند هم‌چنین در طول جریان کالیفرنیا و در عرض‌های بالایی آرام شمالی بالاترین مقادیر فشار جزئی CO₂ در نتیجه شار مثبت CO₂ از اقیانوس به جو را می‌توان یافت (Landschutzer, 2014). تبادلات گاز و ذرات بین جو و دریا به‌وسیله‌ی فرآیندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی کنترل می‌شود. شار CO₂ بین جو-دریا بستگی به اختلاف فشار جزئی CO₂ بین جو و دریا، مقدار حل‌شدگی گاز و سرعت انتقال گاز دارد که این سرعت انتقال گاز به عنوان تابعی از سرعت باد و دمای سطح دریا تغییر می‌کند (Johnson & Liss, 2014). فشار جزئی CO₂ در آب‌های لایه آمیخته اقیانوسی که در آن تبادلات CO₂ به صورت مستقیم با جو صورت می‌گیرد، تحت تأثیر تغییرات فصلی دما، غلظت کلی CO₂، مقدار قلیایی بودن و شوری است

(Takahashi *et al.*, 1993). دمای سطح آب به صورت

اولیه توسط فرآیندهای فیزیکی مثل تابش خورشیدی ورودی، ضخامت لایه آمیخته و تبادلات گرما بین جو-دریا تعدیل می‌شود؛ غلظت کلی CO₂ و میزان قلیایی به‌وسیله فرآیندهای زیستی مثل فوتوسنتز، آهکی بودن و خیزش آب‌های غنی از CO₂ و مواد مغذی سطوح زیرین کنترل می‌شود. تغییرات فصلی و مکانی فشار جزئی CO₂ سطح آب بر روی اقیانوس‌های جهان خیلی بزرگتر از مقدار آن در جو است، بنابراین جهت و مقدار شار انتقالی CO₂ بین جو و دریا عمدتاً به وسیله‌ی PCO₂ اقیانوس کنترل می‌شود (Takahashi *et al.*, 2002).

گسیل گازهای گلخانه‌ای انسان ساخت در منطقه خاورمیانه و نواحی شرق مدیترانه از دهه ۱۹۵۰ به طور چشمگیری افزایش یافته است. بر اساس مجموعه داده‌های PRIMAP-hist، نسخه ۲.۳.۱، نرخ گسیل شش برابر، از ۰/۱ ± ۰/۶ گیگا تن معادل دی‌اکسیدکربن در سال (GtCO₂eq/year) در طول دهه ۱۹۶۰، به ۰/۳ ± ۳/۶ GtCO₂eq/year در طول دهه ۲۰۱۰ افزایش یافت (Gütschow *et al.*, 2016; Gütschow *et al.*, 2019).

رشد اجتماعی-اقتصادی و افزایش تقاضای جهانی انرژی، بهره‌برداری و استفاده از سوخت‌های فسیلی را در بسیاری از کشورهای این منطقه ارتقا داده است، جایی که تولید انرژی به تدریج به بخش با بیشترین گسیل تبدیل شده است (Zittis *et al.*, 2022). بر اساس مجموعه داده‌های PRIMAP-hist، CO₂ و CH₄ روی هم رفته ۹۱٪ تا ۹۶٪ از کل گسیل انسانی را در طول پنج دهه گذشته تشکیل می‌دهند که اکثریت (۸۲٪ - ۸۸٪) توسط بخش انرژی گسیل می‌شود. این دو گاز ۹۶ درصد از افزایش گسیل بین دهه ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ را تشکیل دادند. سهم نسبی CO₂ و CH₄ در کل گسیل گازهای گلخانه‌ای در طول

سیاه و همچنین محرک‌های کنترلی آن انجام نشده است. این نشان می‌دهد که این مناطق به عنوان منابع مهمی برای تبادلات CO₂ جو-دریا در نظر گرفته نشده‌اند و نیاز به پژوهش‌های بیشتر در این زمینه وجود دارد. این پژوهش می‌تواند به مکملی برای مطالعات گذشته باشد و به ما کمک کند تا درک بهتری از قابلیت آسیب‌پذیری اکوسیستم‌های دریایی در مقابل تغییرات اقلیمی و مکانیسم‌های کنترلی آن پیدا کنیم و بهبود و کاهش آثار منفی بر بودجه کربن دریایی را تحقق بخشیم.

مواد و روش‌ها

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 (شکل ۱). این منطقه دارای پهنه‌های آبی متنوع و درصد خشکی بالایی است و هشت حوزه آبی اصلی، دریای اژه، دریای سیاه، دریای خزر، خلیج فارس، دریای عرب، خلیج عدن، دریای سرخ و دریای مدیترانه دارا می‌باشد. این ناحیه شامل انواع مناطق اقلیمی از بیابان‌ها و نیمه خشک تا اقلیم‌های نیمه گرمسیری و معتدل است (Lelieveld *et al.*, 2014; Belda *et al.*, 2012). با تابستان‌های گرم تا گرم و خشک، خشکسالی‌های گاه به گاه و زمستان‌های معتدل و نسبتاً مرطوب، آب و هوای شمال منطقه مورد مطالعه عمدتاً معتدل است (Lionello *et al.*, 2006). شناخته شده‌ترین پدیده‌ها در این منطقه باد فصلی شمال بر روی خلیج فارس (Thoppil & Hogan, 2010; Giannakopoulou & Toumi, 2012) و مونسون جنوب غربی بر روی دریای عرب است که در تابستان غالب هستند. این مونسون جنوب غربی باعث انتقالات اکمن جنوب شرقی سپس خیزش آب‌های سردتر از عمق در شمال غرب دریای عرب می‌شود (Findlater, 1969; Duing & Leetmaa, 1980).

زمان تغییر کرده است. سهم CO₂ به طور کلی از دهه ۱۹۸۰ افزایش یافته و غالب شده است. این با کاهش کلی سهم گسیل CH₄ همراه بود که بین دهه‌های ۱۹۵۰ و ۱۹۷۰ به اوج خود رسید (Gütschow *et al.*, 2016; Gütschow *et al.*, 2019; Dimitriou *et al.*, 2021; Zittis *et al.*, 2022). کشورهای عمده گسیل CO₂ در منطقه عبارتند از ایران، عربستان سعودی، ترکیه، مصر و عراق. این پنج کشور به تنهایی ۷۳ درصد از کل گسیل CO₂ در طول دهه ۲۰۱۰ و ۷۴ درصد از افزایش گسیل در پنج دهه گذشته را تشکیل می‌دهند (Zittis *et al.*, 2022).

با توجه به فعالیت‌های انسانی و تغییر شرایط اقلیمی در این نواحی، دریا‌های غرب آسیا به عنوان یک اکوسیستم حیاتی برای ذخیره کربن، در معرض تحولات محیط‌زیستی و تغییرات اقلیمی قرار دارند. جهت برآورد قابلیت آسیب‌پذیری بودجه کربن دریایی و ظرفیت اکوسیستم در ذخیره کربن در شرایط آینده، فهمیدن تغییرپذیری مکانی-زمانی در تبادلات خالص اکوسیستم‌های دریایی و مکانیسم‌های کنترلی آن ضروری است (Heimann, & Reichstein, 2008). این مطالعه سعی دارد تغییرات مکانی و زمانی فشار جزئی سطح دریا (PCO₂) و FCO₂ را در دریا‌های غرب آسیا و دریای مدیترانه طی سال‌های ۱۹۸۲-۲۰۱۹ تجزیه و تحلیل کند. همچنین در این پژوهش، محرک‌های کنترل تغییرپذیری PCO₂ و FCO₂ بررسی خواهد شد.

تحقیقات قبلی در این زمینه در دریای مدیترانه به سال ۲۰۰۱ یا قبل از آن بر می‌گردد (Taillandier *et al.*, 2012) و یا پژوهش‌ها در سال‌های اخیر به صورت ایستگاهی از جمله در سواحل مرکزی دریای سرخ (Ali *et al.*, 2021) و در ایستگاهی در ساحل شمال غرب دریای مدیترانه (Wimart-Rousseau *et al.*, 2020) و در بازه زمانی کوتاه مدت انجام شده است. بنابراین یک ارزیابی جدید از تبادلات CO₂ جو-دریا در این نواحی در چند دهه اخیر ضروری است. همچنین، می‌توان به این نکته اشاره کرد که تاکنون مطالعه‌ای بر روی تغییرات مکانی-زمانی تبادلات CO₂ در خلیج فارس، دریای خزر و دریای



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه

در این رابطه Q بیانگر چگالی آب دریا، L^{CO_2} نشان دهنده حلالیت وابسته به دما است و اختلاف فشار جزئی را به اختلاف غلظت CO_2 محلول مرتبط می‌کند. $P_m^{CO_2}$ ، فشار جزئی CO_2 لایه آمیخته اقیانوسی و $P_a^{CO_2}$ فشار جزئی CO_2 در جو است. بیانگر سرعت پیستون (Piston velocity) است و مقاومت تلاطمی در برابر تبادل گاز جو-دریا را توصیف می‌کند. سرعت پیستون از فرمول زیر طبق Wanninkhof (1992) محاسبه می‌شود:

$$K^{CO_2} = \Gamma u^2 (Sc^{CO_2} / Sc^{Ref})^{-0.5} \quad (2)$$

$$Sc = C_0 + C_1(T) + C_2(T)^2 + C_3(T)^3 \quad (3)$$

که از u سرعت باد ۶ ساعته داده‌های باز تحلیل NCEP (Kalnay et al., 1996) و عدد اشمیت Sc (رابطه ۳) محاسبه شده است. ضریب مقیاس جهانی T به گونه‌ای انتخاب شده است که میانگین جهانی سرعت پیستون $K_{Glob}^{CO_2}$ با مقدار ارائه شده توسط Naegler (۲۰۰۹) مطابقت داشته باشد. فشار جزئی CO_2 تابعی از غلظت کربن معدنی حل شده (DIC) در لایه آمیخته اقیانوسی، قلیایی بودن A ، دما T و شوری S (رابطه ۴) است:

$$P_m^{CO_2} = P_m^{CO_2}(C_m^{DIC}, A, T, S) \quad (4)$$

که C_m^{DIC} نشان‌دهنده غلظت DIC در لایه آمیخته اقیانوسی است. نتایج شامل تغییرات روزانه با تفکیک افقی

داده‌های مورد استفاده: در این پژوهش جهت بررسی تغییرات مکانی و زمانی شار CO_2 جو-دریا بر روی غرب آسیا در طول دوره‌ی (۲۰۱۹-۱۹۸۲) از داده‌های بر مبنای مشاهدات موسسه Mpi Biogeochemistry Jena استفاده شده است. هدف این موسسه مطالعه چرخه‌های زیست-زمین-شیمی جهانی که تعاملات بین زیست‌کره، جو، ژئوسفر و کل سیستم اقلیم است، می‌باشد. هم‌چنین درک بهتر چرخه کربن و تأثیرگذاری آن بر اکوسیستم‌ها و اقلیم در مقیاس منطقه‌ای تا جهانی از اهداف اصلی این موسسه است (<https://www.bgc-jena.mpg.de>).

تخمین زمانی و مکانی میدان فشار جزئی CO_2 و شار CO_2 جو-دریا از برازش یک مدل تشخیصی ساده زیست-زمین-شیمی لایه آمیخته اقیانوس (Model of Ocean Mixed-Layer Biogeochemistry) بر داده‌های فشار جزئی CO_2 سطح اقیانوس از پایگاه داده (SOCAT v1.5, Rödenbeck et al., 2014) به‌دست آمده است (Bakker et al., 2014). در این مدل از پارامتری سازی تبادلات گازی، شیمی کربنات و رابطه بودجه کربن استفاده شده است و تبادلات CO_2 جو-دریا ($f_{ma}^{CO_2}$) به عنوان تابعی از چشمه و چاه کربن داخل اقیانوس به روش معکوس تعیین می‌شود. شار CO_2 جو-دریا به عنوان تابعی از فشار جزئی از رابطه (۱) به‌دست می‌آید.

$$f_{ma}^{CO_2} = K^{CO_2} Q L^{CO_2} (P_m^{CO_2} - P_a^{CO_2}) \quad (1)$$

و اثر تغییرات دما (مؤلفه حرارتی) بر روی PCO_2 :

(۴)

$$Pco_2 \text{ at } T_{obs} = \text{mean annual } Pco_2 \times \exp[0.0423(T_{obs} - T_{mean})]$$

هم‌چنین دامنه تغییرات PCO_2 در اثر محرک‌های غیرحرارتی:

(۵)

$$(\Delta Pco_2)_{bio} = (Pco_2 \text{ at } T_{mean})_{max} - (Pco_2 \text{ at } T_{mean})_{min}$$

که اندیس‌های max و min نشان دهنده‌ی مقادیر کمینه و بیشینه فصلی PCO_2 در دمای میانگین است.

دامنه تغییرات PCO_2 در اثر تغییرات دما:

(۶)

$$(\Delta Pco_2)_{temp} = (Pco_2 \text{ at } T_{obs})_{max} - (Pco_2 \text{ at } T_{obs})_{min}$$

که اندیس‌های max و min نشان دهنده‌ی مقادیر کمینه و بیشینه فصلی PCO_2 در دمای مشاهده شده است.

جهت بررسی اهمیت نسبی اثر دما و اثر محرک‌های غیرحرارتی بر روی PCO_2 از رابطه زیر استفاده شده است.

(۷)

$$(T - B) = (\Delta Pco_2)_{temp} - (\Delta Pco_2)_{bio}$$

جهت تحلیل دقیق‌تر، تمام داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار

متلب، بر روی شبکه $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ درون‌یابی خطی

شده‌اند. کد نویسی جهت تعیین اثر حرارتی و غیرحرارتی

بر چرخه فصلی PCO_2 در نرم‌افزار متلب انجام شده است.

$2.5^\circ \times 2.5^\circ$ در طول دوره‌ی (۲۰۱۹-۱۹۵۷) است. برای جزئیات بیشتر به Rödenbec و همکاران (۲۰۱۳) مراجعه شود.

از داده‌های مؤلفه u و v باد نزدیک سطح با تفکیک مکانی $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ از (<https://psl.noaa.gov>) برای دوره ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۹ برای تعیین اثر سرعت باد بر روی شار CO_2 جو- دریا استفاده شده است.

اثر حرارتی و غیرحرارتی بر چرخه فصلی PCO_2 :

جهت تعیین محرک‌های چرخه فصلی فشار جزئی CO_2 سطح دریا از توابع ۳ تا ۷ (روابط از ۱ تا ۵) Takahashi و همکاران (۲۰۰۲) استفاده شده است. برای تعیین این

محرک‌ها علاوه بر داده‌های بر مبنای مشاهدات PCO_2 Rödenbeck و همکاران (۲۰۱۳) از داده‌های درون‌یابی

بهینه ماهانه دمای سطح دریا استفاده شده است. داده‌های دمای سطح دریا با تفکیک افقی $1^\circ \times 1^\circ$ از پایگاه داده

(<https://www.esrl.noaa.gov>) است که این داده‌ها

بازتحلیل شده از داده‌های ماهواره و داده‌های اندازه‌گیری شده توسط کشتی‌ها و بویه‌ها است. اثر مؤلفه حرارتی به

معنی تغییرات دما و اثر مؤلفه غیرحرارتی به معنی اثر تغییر در گردش‌ها، اختلاط قائم، تغییرات زیستی، تغییرات

DIC و خیزش آب است. جهت به‌دست آوردن اثر محرک‌های غیرحرارتی بر روی PCO_2 :

(۳)

$$Pco_2 \text{ at } T_{mean} = (Pco_2)_{obs} \times \exp[0.0423(T_{mean} - T_{obs})]$$

که اندیس‌های obs و $mean$ به ترتیب مقادیر میانگین

سالانه و مشاهداتی کمیت مورد نظر را نشان می‌دهند.

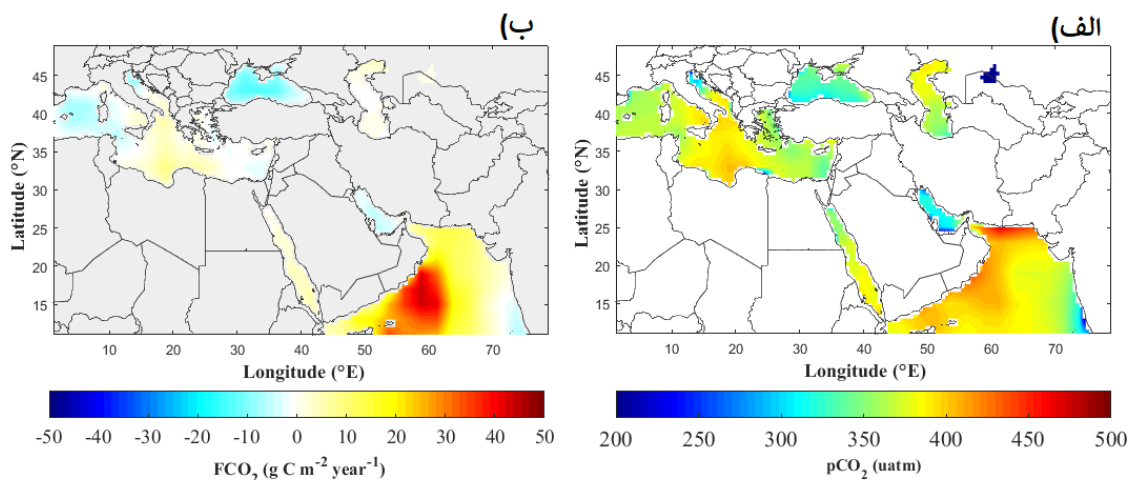
جدول ۱- مقادیر کمی ثابت‌های ارئه شده در روابط

منبع	مقدار	کمیت
Rödenbeck <i>et al.</i> , (2013)	$kg \ m^{-3} \ 1.025$	q
Wanninkhof (1992)	۶۶۰	S_C^{Ref}
Naegler (2009)	$Cm \ h^{-1} \ 16/5$	$K_{Glob}^{CO_2}$
Wanninkhof (1992)	۲۰۷۳/۱	C_0
Wanninkhof (1992)	-۱۲۵/۶۲	C_1
Wanninkhof (1992)	۳/۶۲۷۶	C_2
Wanninkhof (1992)	-۰/۰۴۳۲۱۹	C_3

نتایج

نشان می‌دهد. مقادیر مثبت (قرمز رنگ) شار از دریا به داخل جو را نشان می‌دهد و دریا چشمه CO_2 است. مقادیر منفی (آبی رنگ)، شار منفی و جذب CO_2 توسط دریا را نشان می‌دهد و دریا چاهه CO_2 است. قابل مشاهده است که دریای سیاه و قسمت‌های غربی و شرقی دریای مدیترانه شار CO_2 منفی و چاهه‌ی CO_2 هستند اما قسمت‌های مرکزی دریای مدیترانه و خلیج فارس به ترتیب چشمه‌ی CO_2 و چاهه CO_2 را نشان می‌دهند. دریای عرب، دریای عمان و دریای سرخ چشمه‌ی CO_2 هستند.

با توجه به الگوی مکانی فشار جزئی CO_2 سطح دریا (شکل ۲ الف)، کم‌ترین مقادیر PCO_2 مربوط به خلیج فارس و نواحی شرقی دریای عرب (سواحل غربی هند) با مقدار بین 200 تا $320 \mu\text{atm}$ است و بالاترین مقادیر PCO_2 مربوط به دریای عمان و قسمت‌های شمال غربی دریای عرب بین 400 تا $500 \mu\text{atm}$ است. میانگین بلند مدت الگوی مکانی شار CO_2 جو-دریا (شکل ۲ ب)، تفاوت زیادی را بین قسمت‌های غربی ($50 \text{ g C m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ تا 40) و شرقی ($10 \text{ g C m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ تا -10) دریای عرب



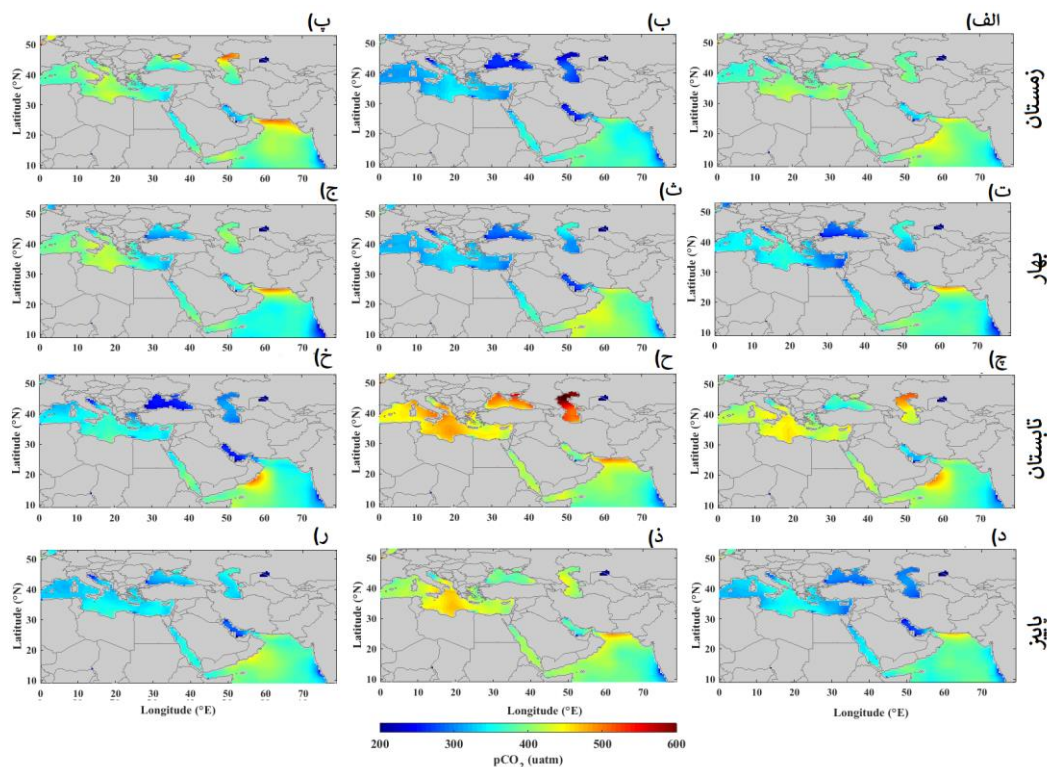
شکل ۲- میانگین بلند مدت توزیع مکانی (الف) فشار جزئی CO_2 سطح دریا و (ب) شار CO_2 جو-دریا بر روی غرب آسیا (۲۰۱۹-۱۹۸۲)

دلیل افزایش چینه‌بندی و کاهش اختلاط قائم است. مقادیر بالای PCO_2 در قسمت غربی دریای عرب در طول تابستان به دلیل خیزش آب ناشی از مونسون (Takahashi *et al.*, 2002) است. خیزش آب در اواخر بهار ظاهر می‌شود و بیشینه آن در تابستان به دلیل رودباد تراز پایین جنوب غربی قوی و متعاقباً انتقالات اکمن جنوب شرقی اتفاق می‌افتد که باعث خیزش آب‌های غنی از CO_2 و مواد مغذی از عمق می‌شود در قسمت غربی دریای عرب می‌شود (Findlater, 1969; Izumo, 2008). انتقالات اکمن، به جابجایی خالص آب سطحی بر اثر باد و چرخش زمین گفته می‌شود. هنگامی که باد روی سطح اقیانوس

نتایج حاصل از میانگین ۳۸ ساله چرخه فصلی PCO_2 سطح دریا (شکل ۳- الف، ت، چ، د) و محرک‌های این چرخه فصلی در شکل ۳ ارائه شده است. برای تعیین محرک‌های این چرخه فصلی از توابع ۳ و ۴ استفاده شده است. در هر پیکسل اثر مؤلفه حرارتی به معنی تغییرات دما (شکل ۳- ب، ث، ح، ذ) و اثر مؤلفه غیرحرارتی به معنی اثر تغییر در گردش‌ها، اختلاط قائم، تغییرات زیستی، تغییرات DIC و خیزش آب (شکل ۳- پ، ج، خ، ر) محاسبه شده است. با توجه به این نتایج اثر مؤلفه غیرحرارتی بر روی تمام دریاها به جز شمال غرب دریای عرب در فصل‌های گرم کاهش پیدا می‌کند، که این به

همچنین بر روی شمال دریای عرب اثر محرک‌های غیرحرارتی در فصل زمستان و بهار غالب است و باعث افزایش PCO_2 سطح دریا در این ناحیه شده است که به طور بالقوه به وقوع موسمی زمستانی مرتبط است. از طرفی چرخه فصلی ناشی از اثر حرارت از الگوی افزایش دمای سطح دریا که به علت کاهش میزان حل‌شدگی در دماهای بالاتر، باعث افزایش PCO_2 سطح می‌گردد؛ پیرویی می‌کند.

وزیده می‌شود، اصطکاک ایجاد شده باعث جابجایی آب سطحی به زاویه‌ای ۴۵ درجه نسبت به جهت باد می‌شود. به دلیل چرخش زمین، این جابجایی در جهت ساعتگرد در نیمکره شمالی و جهت پاد ساعتگرد در نیمکره جنوبی منحرف می‌شود. این باعث جابجایی خالص آب سطحی، معروف به انتقالات اکمن می‌شود که می‌تواند منجر به فروچاهش آب در برخی مناطق و خیزش آب عمیق و غنی از مواد مغذی در مناطق دیگر شود (Emerson, & Hedges, 2008; Jayaram & Jose, 2022).

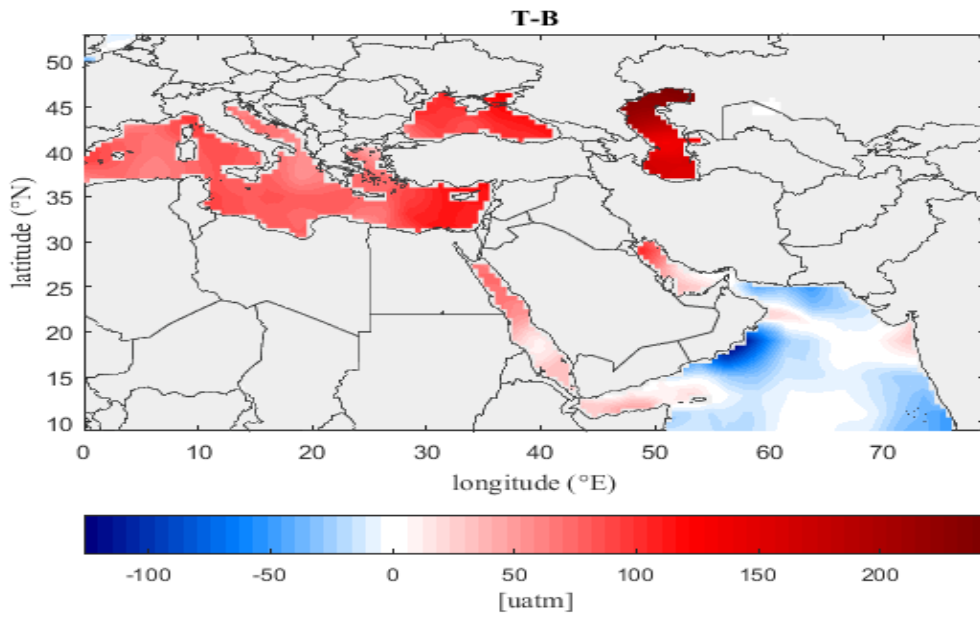


شکل ۳- میانگین ۳۸ ساله (۲۰۱۹-۱۹۸۲) توزیع مکانی (الف، ت، ج، د) چرخه فصلی PCO_2 سطح دریا، (ب، ث، ح، ذ) چرخه فصلی PCO_2 در اثر مؤلفه حرارتی، (پ، ج، خ، ر) چرخه فصلی PCO_2 سطح آب در اثر مؤلفه غیرحرارتی بر روی غرب آسیا

دریای سرخ و دریای سیاه غالب است و بر روی دریای عرب و دریای عمان اثر محرک‌های غیرحرارتی غالب است. در مناطقی مانند نواحی از دریای عرب، که (T_B) نزدیک به صفر است و با رنگ سفید نشان داده شده است اثر مؤلفه‌های حرارتی و غیرحرارتی یکدیگر را خنثی کرده‌اند و دامنه فصلی PCO_2 سطح آب کم است. در نواحی مرکزی دریای سرخ و نواحی جنوبی خلیج فارس

نتایج حاصل از تفاوت بین اثر مؤلفه حرارتی و غیرحرارتی بر روی PCO_2 سطح آب به دست آمده از روابط ۵، ۶ و ۷ در شکل ۴ ارائه شده است. مناطق قرمز رنگ (مثبت) مناطقی است که اثر حرارت بر روی تغییرات PCO_2 غالب است و مناطق آبی رنگ (منفی) مناطقی را نشان می‌دهد که اثر محرک‌های غیرحرارتی بر روی تغییرات فصلی PCO_2 سطح آب غالب است. به صورت کلی اثر حرارت بر روی دریاهای مدیترانه، خلیج فارس، خزر،

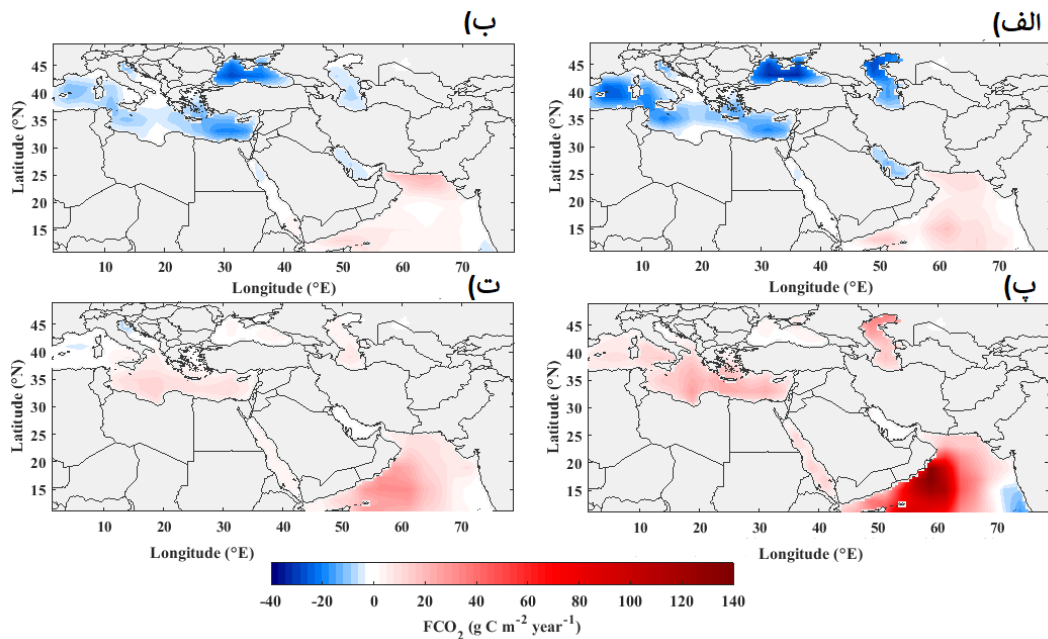
علاوه بر اثر محرک دما، اثر مؤلفه غیرحرارتی هم نقش مهمی دارند.



شکل ۴- تفاوت (T-B) بین اثرات تغییرات فصلی مؤلفه حرارتی (T) و غیرحرارتی (B) بر روی PCO2 سطح آب

فصل‌های تابستان و پاییز چشمه CO₂ هستند. شمال غرب دریای عرب در تمام فصول سال چشمه CO₂ با قوی‌ترین شار مثبت در فصل تابستان (تا مقادیر $g C m^{-2} year^{-1}$) است.

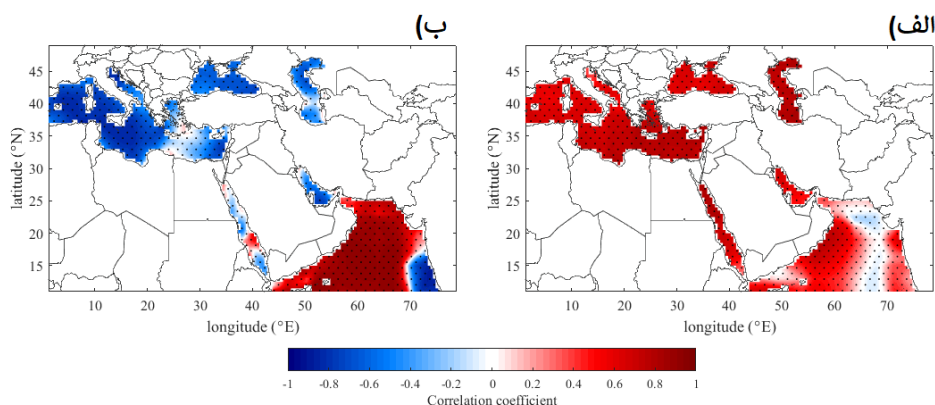
با توجه به نتایج حاصل از میانگین ۳۸ ساله چرخه فصلی شار CO₂ جو-دریا (شکل ۵) چرخه فصلی قوی بر روی دریای مدیترانه، خلیج فارس، دریای سیاه، خزر و دریای سرخ را نشان می‌دهد، این مناطق بر اساس این اطلاعات در فصل‌های زمستان و بهار چاهه CO₂ و در



شکل ۵- میانگین بلند مدت (۲۰۱۹-۱۹۸۲) توزیع مکانی چرخه فصلی شار CO₂ جو-دریا در (الف) زمستان، (ب) بهار، (پ) تابستان و (ت) پاییز

نشان‌دهنده افزایش سرعت باد به همراه افزایش جذب توسط دریا است و همبستگی مثبت نشان‌دهنده افزایش سرعت باد و افزایش گسیل CO_2 از دریا است. همبستگی بالاتر از $0/60$ بین FCO_2 و PCO_2 بر روی تمام دریاها به جز شمال دریای عرب که دارای همبستگی پایین بین $0/20$ تا $0/30$ وجود دارد.

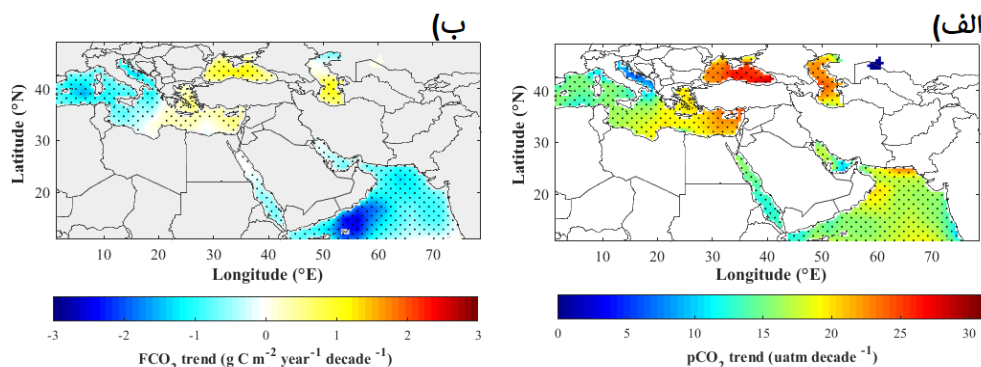
نتایج حاصل از همبستگی بین FCO_2 با PCO_2 (الف) و سرعت باد (ب) ارائه شده در شکل ۶ همبستگی بالای $0/60 \pm$ بین FCO_2 و سرعت باد بر روی تمام دریاها به جز دریای سرخ که میزان همبستگی بین $0/40 \pm$ را نشان می‌دهد به عبارتی افزایش سرعت باد باعث افزایش تبادلات CO_2 بین جو و دریا شده که همبستگی منفی



شکل ۶- ضریب همبستگی بین FCO_2 با (الف) PCO_2 و (ب) سرعت باد. نواحی هاشورخورده نشان دهنده نقاطی هستند که در آن ضریب همبستگی در سطح معناداری $0/01$ ، معنی دار است ($P\text{-value} < 0.01$)

۷- روند افزایشی تا مقدار $gCm^{-2} year^{-1} decade^{-1}$ بر روی شرق دریای مدیترانه، دریای سیاه به معنای ضعیف‌تر شدن چاهه CO_2 و روند کاهش تا مقدار تقریباً $gCm^{-2} year^{-1} decade^{-1}$ بر روی غرب مدیترانه و $gCm^{-2} year^{-1} decade^{-1}$ در خلیج فارس به معنای قوی‌تر شدن چاهه CO_2 است. اثر فصل از روی داده‌ها حذف شده است.

نتایج حاصل از توزیع مکانی روند خطی PCO_2 (شکل ۷- الف) روند افزایشی بر روی تمام مناطق با بیشترین مقدار $29 \mu atm decade^{-1}$ بر روی دریای سیاه، شرق مدیترانه و دریای خزر را نشان می‌دهد. نتایج حاصل از توزیع مکانی روند خطی FCO_2 بر مبنای مشاهدات به روش حداقل مربعات (شکل ۷- ب) رونداکاهشی تا مقدار $gCm^{-2} year^{-1} decade^{-1}$ را در دریای عرب، عمان و دریای سرخ که چشمه CO_2 هستند را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج حاصل در شکل



شکل ۷- روند خطی در (الف) فشار جزئی CO_2 سطح دریا و (ب) شار CO_2 جو-دریا در طول دوره ۲۰۱۹-۱۹۸۲. نواحی هاشورخورده نشان دهنده نقاطی هستند که در آن روند در سطح معناداری $0/01$ ، معنی دار است ($P\text{-value} < 0.01$).

بحث

فهم بهتر شار CO_2 جو- دریا حال حاضر در بهبود توانایی پیش‌یابی اثر تغییر اقلیم بر روی شار CO_2 جو-دریا، همچنین در بهبود توانایی شناخت تغییرات گذشته حائز اهمیت است. اقیانوس اصلی‌ترین منبع جذب CO_2 انسان ساخت است. در این پژوهش به بررسی تغییرات مکانی و زمانی شار CO_2 جو- دریا و PCO_2 سطح دریا در طول دوره (۲۰۱۹-۱۹۸۲) بر روی دریاهای غرب آسیا پرداخته شده است. بر اساس میانگین بلند مدت (۲۰۱۹-۱۹۸۲) داده‌های بر مبنای مشاهدات تفاوت زیادی بین غرب و شرق دریای عرب در شار CO_2 جو-دریا $gCm^{-2} year^{-1}$ ۱۰ تا ۵۰ وجود داشت، که این تفاوت مرتبط به انتقالات قائم مواد مغذی سطوح زیرین به سطح در غرب دریای عرب است. این نتایج هم‌راستا با نتایج پژوهش Takahashi و همکاران (۲۰۰۹) و de Verneil و همکاران (۲۰۲۱) است. بر اساس Takahashi و همکاران (۲۰۰۹) گسیل بر روی دریای عرب بین $gCm^{-2} year^{-1}$ ۱۰ تا ۶۰ است (Takahashi et al., 2009). در پژوهش (de Verneil et al., 2021) مقدار شار CO_2 تا مقدار $gCm^{-2} year^{-1}$ ۷۰ بر روی نواحی غربی دریای عرب برآورد شده است. همچنین دریای سرخ و قسمت‌های میانی دریای مدیترانه چشمه CO_2 و غرب و شرق مدیترانه به صورت متوسط سالیانه چاهه CO_2 برآورد شده‌اند. در پژوهش حاضر دریای سرخ به صورت میانگین سالانه چشمه CO_2 برآورد شده است و به صورت میانگین در تمام فصول سال چشمه CO_2 است، به جز نواحی شمالی آن که در فصول زمستان و بهار چاهه CO_2 است. این نتایج هم‌راستا با نتایج (Ali et al., 2021) در نواحی مرکزی دریای سرخ با استفاده از داده‌های ایستگاهی است.

با بررسی محرک‌های چرخه فصلی PCO_2 نمایان شد اثر مؤلفه حرارتی بر روی خلیج فارس، خزر، دریای سرخ و دریای سیاه غالب است و بر روی غرب و شمال دریای عرب و دریای عمان اثر مؤلفه‌های غیرحرارتی غالب است. بر این اساس مقادیر بالای PCO_2 در نواحی خیزش آب نشان‌دهنده افزایش DIC در غرب دریای عرب در تابستان در اثر مونسون تابستانه و همچنین در شمال دریای عرب در اثر اختلاط همرفتی در طول زمستان است. نتایج

Takahashi و همکاران (۲۰۰۲) نشان‌دهنده‌ی غالب بودن اثر غیرحرارتی بر روی چرخه فصلی PCO_2 در دریای عرب به جز قسمت‌های شمالی آن که اثر حرارت غالب است. پژوهش (De Verneil et al., 2021) دما را مهم‌ترین عامل چرخه فصلی PCO_2 سطح دریای عرب بیان می‌کند به جز در نواحی غربی آن در فصل تابستان، که DIC اهمیت بیشتری دارد. همچنین نتایج این پژوهش نشان داد که در شمال دریای عرب در فصل زمستان که DIC در اثر اختلاط همرفتی در طول زمستان افزایش پیدا می‌کند اثر حرارتی و غیرحرارتی تقریباً یکدیگر را خنثی می‌کنند. تفاوت نتایج در شمال دریای عرب می‌تواند به علت تفاوت در بازه زمانی مورد مطالعه باشد.

نتایج هم‌چنین بیانگر غالب بودن مؤلفه حرارتی در چرخه فصلی PCO_2 در دریای مدیترانه است که هم‌راستا با پژوهش Wimart-Rousseau و همکاران (۲۰۲۰) بر روی شمال غرب دریای مدیترانه است. چرخه فصلی ناشی از اثر دما از الگوی افزایش دمای سطح دریا پیروی می‌کند، میزان حل‌شدگی در دماهای بالاتر کاهش پیدا می‌کند و باعث افزایش PCO_2 سطح می‌گردد. دریای خزر در این پژوهش به عنوان منبع CO_2 با روند صعودی در شدت این چشمه شناخته شده است. در مقابل، خلیج فارس به عنوان چاهه CO_2 دیده می‌شود. اثر حرارتی، به عنوان عامل اصلی در چرخه فصلی PCO_2 در سراسر این مناطق یافت می‌شود. علاوه بر این، اثرات غیرحرارتی نیز در بخش شرقی خلیج فارس نقش مهمی ایفا می‌کند. در پژوهش حاضر غالب‌ترین محرک چرخه فصلی PCO_2 بر روی دریای سرخ دما است علاوه بر آن اثرات غیرحرارتی در نواحی جنوبی و مرکزی دریای سرخ نقش مهمی ایفا می‌کند. در پژوهشی که توسط (Ali et al., 2021) بر روی ایستگاهی در نواحی مرکزی دریای سرخ صورت گرفته است مهم‌ترین عامل این چرخه فصلی دما سپس DIC و میزان قلیایی کل عنوان شده است.

بررسی تغییرات فصلی و میانگین سالیانه PCO_2 و شار CO_2 جو-دریا ملاحظه شد که الگوی شار CO_2 جو-دریا در تمام دریاها به جز شمال دریای عرب الگوی PCO_2 سطح دریا را دنبال می‌کند. در واقع با بررسی همبستگی بین FCO_2 با PCO_2 و باد ملاحظه شد که باد نقش مهم‌تری نسبت به PCO_2 در شار CO_2 در نواحی خیزش

$mol\ C\ yr^{-1}$ $1/5 \times 10^{12}$ به استثنا غربی‌ترین قسمت آن که چاهه CO_2 بوده است. در طول دوره ۱۹۹۸-۲۰۰۱ دریای مدیترانه در تعادل با جو و چاهه ضعیف $mol\ C\ yr^{-1}$ $0/2 \times 10^{12}$ است، به این صورت که غربی‌ترین قسمت آن چاهه قوی‌تر و قسمت‌های شرقی آن چشمه ضعیف‌تری شده است.

به صورت کل یافته‌های ما نشان می‌دهد که چشمه CO_2 در بیشتر دریاها (از جمله دریای سرخ، دریای عرب، دریای عمان و بخش مرکزی دریای مدیترانه) کاهش یافته است. بیشترین تغییرات در غرب دریای عرب مشاهده شد. در واقع این منطقه برای کشورهای ساحلی از اهمیت اجتماعی-اقتصادی بالایی برخوردار است و ساکنان آن برای امرار معاش خود به شدت به ماهیگیری وابسته هستند. این امر بر نیاز فوری به مدیریت مبتنی بر علم در این منطقه برای کاهش اثرات گرمایش جهانی انسانی تأکید می‌کند.

تشریح و قدردانی

از موسسه MPI Biogeochemistry Jena به دلیل در اختیار قرار دادن داده‌های بر مبنای مشاهدات شار CO_2 جو-دریا در وبسایت <http://www.bgc-jena.mpg.de/CarboScope/> قدردانی می‌شود. از آزمایشگاه علوم فیزیکی NOAA/ESRL/PSL به دلیل در اختیار قراردادن داده‌های سرعت باد و دما قدردانی می‌شود.

منابع

1. Ali, E.B., Skjelvan, I., Omar, A.M., Olsen, A., de Lange, T.E., Johannessen, T. and Elageed, S., 2021. Sea surface PCO_2 variability and air-sea CO_2 exchange in the coastal Sudanese Red Sea. *Regional Studies in Marine Science*, 44, 101796. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2021.101796>
2. Bakker, D.C., Pfeil, B., Smith, K., Hankin, S., Olsen, A., Alin, S.R. and Watson, A.J., 2014. An update to the Surface Ocean CO_2 Atlas (SOCAT version 2). *Earth System Science Data*, 6, 69-90. <https://doi.org/10.5194/essd-6-69-2014>

آب مانند غرب دریای عرب و هم‌چنین شمال دریای عرب ایفا می‌کند. سرعت انتقال گاز بین جو و دریا تابعی از سرعت باد است و سرعت باد بالا در این نواحی باعث افزایش گسیل CO_2 از دریا به جو می‌شود (Johnson & Liss, 2014).

روند خطی FCO_2 نشان‌دهنده ضعیف‌تر شدن چشمه CO_2 بر روی دریای عمان، دریای سرخ و عرب در طی ۲۰۱۹-۱۹۸۲ است. ضعیف‌تر شدن چشمه CO_2 دریای سرخ مشاهده شده در پژوهش حاضر هم‌راستا با نتایج (Ali *et al.*, 2021) در نواحی مرکزی دریای سرخ است. روند کاهش در گسیل CO_2 روی دریای عرب در پژوهش حاضر می‌تواند مرتبط با روند کاهش در شدت بادهای غربی و خیزش آب‌های عمیق بر روی دریای عرب در ارتباط با تضعیف مونسون تابستانه باشد (Swapna *et al.*, 2021; Watanabe *et al.*, 2021; Roxy *et al.*, 2015). این پژوهش‌ها بیان داشتند که برخلاف انتظار، اقیانوس هند شمالی سریع‌تر از شبه قاره هند گرم می‌شود و تقابل دمایی بین دریا-خشکی روند کاهش نشان می‌دهد که باعث تضعیف مونسون تابستانه می‌گردد. لازم به ذکر است پژوهش‌های دیگر از جمله (Sandeep & Ajayamohan, 2019; Pratik *et al.*, 2015) بیان داشته‌اند که مونسون تابستانه و خیزش آب در غرب دریای عرب با گرمایش بین جهانی شدت یافته‌اند با فرض این‌که تقابل دمایی بین اقیانوس هند و اوراسیا زیادتر شده است.

نتایج در پژوهش حاضر نشان دهنده قوی‌تر شدن چاهه دریایی CO_2 بر روی غرب دریای مدیترانه با روند تا $1\ gCm^{-2}\ year^{-1}\ decade^{-1}$ و $1/3$ - و ضعیف‌تر شدن چاهه (چشمه) در شرقی‌ترین (مرکزی) قسمت آن با روند $0/40\ gCm^{-2}\ year^{-1}\ decade^{-1}$ (تا مقادیر $1\ gCm^{-2}\ year^{-1}\ decade^{-1}$ -) است. افزایش شار CO_2 از جو به دریای مدیترانه می‌تواند به دلیل افزایش سطح CO_2 جوی باشد. واضح است که سایر عوامل نیز در تغییرپذیری زمانی FCO_2 نقش دارند، بنابراین تجزیه و تحلیل حساسیت عوامل بیولوژیکی و فیزیکی مؤثر می‌تواند مفید باشد. میانگین پنج ساله شار CO_2 در پژوهش Taillandier و همکاران (۲۰۱۲) نشان می‌دهد که دریای مدیترانه در دوره ۱۹۷۹-۱۹۸۳ چشمه CO_2

13. **Gütschow, J., Jeffery, M.L., Gieseke, R., Gebel, R., Stevens, D., Krapp, M. and Rocha, M., 2016.** The PRIMAP-hist national historical emissions time series. *Earth System Science Data*, 8, 571-603. <https://doi.org/10.5194/essd-8-571-2016>
14. **Izumo, T., Montégut, C.B., Luo, J.J., Behera, S.K., Masson, S. and Yamagata, T., 2008.** The role of the western Arabian Sea upwelling in Indian monsoon rainfall variability. *Journal of Climate*, 21, 5603-5623. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2158.1>
15. **Jayaram, C. and Jose, F., 2022.** Relative dominance of wind stress curl and Ekman transport on coastal upwelling during summer monsoon in the southeastern Arabian Sea. *Continental shelf research*, 244, p.104782. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104782>
16. **Johnson, M.T. and Liss, P.S., 2014.** Ocean-atmosphere interactions of gases and particles. Springer Nature. pp.118-119
17. **Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L. and Joseph, D., 2018.** The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. In *Renewable energy* (pp. Vol1_146-Vol1_194). Routledge.
18. **Keeling, C.D., Piper, S.C. and Heimann, M., 1989.** A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations. *Aspects of climate variability in the Pacific and the Western Americas*, 55, 305-363. <https://doi.org/10.1029/GM055p0305>
19. **Landschutzer, P., 2014.** Variability of the Global Ocean Carbon Sink (1998 through 2011). Ph.D. Thesis. University of East Anglia. England.
20. **Le Quéré, C., Andrew, R.M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Hauck, J., Pongratz, J. and Zheng, B., 2018.** Global carbon budget 2018. *Earth System Science Data*, 10, 2141-2194. <https://doi.org/10.5194/essd-10-2141-2018>
21. **Lelieveld, J., Hadjinicolaou, P., Kostopoulou, E., Chenoweth, J., El Maayar, M., Giannakopoulos, C. and Xoplaki, E., 2012.** Climate change and impacts in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Climatic Change*, 114(3-4), 667-687. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-04184>
22. **Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L. and Xoplaki, E., 2006.** The Mediterranean
3. **Ballantyne, A.Á., Alden, C.Á., Miller, J.Á., Tans, P.Á. and White, J.W.C., 2012.** Increase in observed net carbon dioxide uptake by land and oceans during the past 50 years. *Nature*, 488, 70-72. <https://doi.org/10.1038/nature11299>
4. **Belda, M., Holtanová, E., Halenka, T. and Kalvová, J., 2014.** Climate classification revisited: from Köppen to Trewartha. *Climate research*, 59, 1-13. DOI: <https://doi.org/10.3354/cr01204>
5. **de Verneil, A., Lachkar, Z., Smith, S. and Lévy, M., 2021.** Evaluating the Arabian Sea as a regional source of atmospheric CO₂: seasonal variability and drivers. *Biogeosciences Discussions*, 1-38. <https://doi.org/10.5194/bg-19-907-2022>
6. **Dimitriou, K., Bougiatioti, A., Ramonet, M., Pierros, F., Michalopoulos, P., Liakakou, E. and Mihalopoulos, N., 2021.** Greenhouse gases (CO₂ and CH₄) at an urban background site in Athens, Greece: Levels, sources and impact of atmospheric circulation. *Atmospheric Environment*, 253, 118372. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2021.118372>
7. **Düing, W. and Leetmaa, A., 1980.** Arabian Sea Cooling: A Preliminary Heat Budget. *Journal of Physical Oceanography*, 10, 307-312. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0307:ascaph>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0307:ascaph>2.0.co;2)
8. **Emerson, S. and Hedges, J., 2008.** *Chemical oceanography and the marine carbon cycle*. Cambridge University Press.
9. **Findlater, J., 1969.** A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 95(404), 362-380. <https://doi.org/10.1002/qj.49709540409>
10. **Giannakopoulou, E.M. and Toumi, R., 2012.** The Persian Gulf summertime low-level jet over sloping terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138, 145-157. <https://doi.org/10.1002/qj.901>
11. **Gruber, N., Clement, D., Carter, B.R., Feely, R.A., Van Heuven, S., Hoppema, M. and Monaco, C.L., 2019.** The oceanic sink for anthropogenic CO₂ from 1994 to 2007. *Science*, 363, 1193-1199. DOI: 10.1126/science.aau5153
12. **Gütschow, J., Jeffery, M.L. and Gieseke, R., 2019.** The PRIMAP-hist national historical emissions time series (1850-2016). V. 2.0.

30. **Takahashi, T., Olafsson, J., Goddard, J.G., Chipman, D.W. and Sutherland, S.C., 1993.** Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 843-878. <https://doi.org/10.1029/93GB02263>
31. **Takahashi, T., Sutherland, S.C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzl, N., Tilbrook, B. and Olafsson, J., 2002.** Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean PCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49, 1601-1622. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00003-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00003-6)
32. **Takahashi, T., Sutherland, S.C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R.A., Chipman, D.W. and Watson, A., 2009.** Climatological mean and decadal change in surface ocean PCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56, 554-577. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>
33. **Thoppil, P.G. and Hogan, P.J., 2010.** Persian Gulf response to a wintertime shamal wind event. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57, 946-955. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.03.002>
34. **Wanninkhof, R., 1992.** Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97, 7373-7382. <https://doi.org/10.1029/92JC00188>
35. **Watanabe, T.K., Watanabe, T., Pfeiffer, M., Hu, H.M., Shen, C.C. and Yamazaki, A., 2021.** Corals reveal an unprecedented decrease of Arabian Sea upwelling during the current warming era. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL092432. <https://doi.org/10.1029/2021GL092432>
36. **Zittis, G., Almazroui, M., Alpert, P., Ciais, P., Cramer, W., Dahdal, Y. and Lelieveld, J., 2022.** Climate change and weather extremes in the Eastern Mediterranean and Middle East. *Reviews of Geophysics*, e2021RG000762. <https://doi.org/10.1029/2021RG000762>
- climate: an overview of the main characteristics and issues. *Developments in earth and environmental sciences*, 4, 1-26. [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(06\)80003-0](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80003-0)
23. **Mustafa, F., Bu, L., Wang, Q., Ali, M., Bilal, M., Shahzaman, M. and Qiu, Z., 2020.** Multi-Year Comparison of CO₂ Concentration from NOAA Carbon Tracker Reanalysis Model with Data from GOSAT and OCO-2 over Asia. *Remote Sensing*, 12, 2498. <https://doi.org/10.3390/rs12152498>
24. **Naegler, T., 2009.** Reconciliation of excess 14C-constrained global CO₂ piston velocity estimates. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 61, 372-384. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2008.00408.x>
25. **Pratik, K., Parekh, A., Karmakar, A., Chowdary, J.S. and Gnanaseelan, C., 2019.** Recent changes in the summer monsoon circulation and their impact on dynamics and thermodynamics of the Arabian Sea. *Theoretical and Applied Climatology*, 136, 321-331. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2493-6>
26. **Rödenbeck, C., Keeling, R.F., Bakker, D.C., Metzl, N., Olsen, A., Sabine, C. and Heimann, M., 2013.** Global surface-ocean PCO₂ and sea-air CO₂ flux variability from an observation-driven ocean mixed-layer scheme. *Ocean Science*, 9, 193-216. <https://doi.org/10.5194/os-9-193-2013>
27. **Roxy, M.K., Ritika, K., Terray, P., Murtugudde, R., Ashok, K. and Goswami, B.N., 2015.** Drying of Indian subcontinent by rapid Indian Ocean warming and a weakening land-sea thermal gradient. *Nature communications*, 6, 7423. <https://doi.org/10.1038/ncomms8423>
28. **Sandeep, S. and Ajaymohan, R.S., 2015.** Poleward shift in Indian summer monsoon low level jetstream under global warming. *Climate Dynamics*, 45, 337-351. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2261-y>
29. **Swapna, P., Krishnan, R. and Wallace, J.M., 2014.** Indian Ocean and monsoon coupled interactions in a warming environment. *Climate dynamics*, 42, 2439-2454. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1787-8>





Assessing Changes in Sink and Source Intensities of Carbon Dioxide in the West Asian Seas

Mona Zarghamipour¹, Hossein Malakooti^{1*}, Mohammad Hadi Bordbar²

1*. Department of Marine and Atmospheric Science (Non-Biologic), Faculty of Marine Science and Technology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

2. Leibniz Institute for Baltic Sea Research– IOW, Rostock, Germany

Original Article

Received:
2023.07.24

Accepted:
2024.05.26

Keywords:
CO₂ Flux
Persian Gulf
Mediterranean
Red Sea

Abstract

Introduction: The rising CO₂ levels in the atmosphere are a major concern for the environment due to their potential impact on future global climate and the anthropogenic oceanic CO₂ sink. Greenhouse gas emissions in the Middle East and Eastern Mediterranean regions have significantly increased since the 1950s. Oceans are crucial carbon reservoirs on Earth. Understanding the spatio-temporal variability in CO₂ exchange between the atmosphere and sea, as well as its drivers, is essential for assessing ocean vulnerability and quantifying their ability to store carbon under future climate conditions. This study examines the spatial and temporal changes in sea surface CO₂ (PCO₂) and atmosphere-sea CO₂ flux (FCO₂) in the Persian Gulf, Red Sea, Caspian Sea, Arabian Sea, and Mediterranean Sea from 1982 to 2019. Additionally, the research will investigate the underlying mechanisms of seasonal PCO₂ variability.

Materials and Methods: This study utilizes data from the Max Planck Institute to examine the temporal and spatial changes of air-sea CO₂ exchange. The data was obtained by fitting a biogeochemistry diagnostic model of the ocean mixed layer to the ocean surface CO₂ partial pressure data. Reanalysis data of temperature and wind speed was used to investigate the factors controlling the variability of FCO₂ and PCO₂. Additionally, the study examined the factors influencing the variability of PCO₂ in each pixel, including the effects of temperature change and non-thermal components such as circulations, vertical mixing, biological changes, dissolved inorganic carbon, and upwelling systems.

Results: CO₂ flux has been estimated at up to 50 g C m⁻² year⁻¹ over the western regions of the Arabian Sea. The Red Sea is a source of CO₂ in all seasons, except for the northern regions, which is a sink of CO₂ in winter and spring. The intensity of the CO₂ sink has increased in the Persian Gulf and the western areas of the Mediterranean Sea, and decreased in the eastern areas of the Mediterranean Sea and the Black Sea. The CO₂ source intensity has decreased in most of the seas, including the Arabian Sea, the Red Sea and the central areas of the Mediterranean Sea during the studied period.

Temperature is the most important driver of the seasonal cycle of PCO_2 in the Mediterranean Sea, Caspian Sea, Persian Gulf and Red Sea. In addition to temperature, the non-thermal component also plays an important role in the central regions of the Red Sea and the southern regions of the Persian Gulf. The CO_2 flux over the seas of West Asia follow the pattern of sea surface partial pressure of CO_2 . The CO_2 flux has a high correlation of +0.80 with the wind speed in the western regions of the Arabian Sea, which is related to the summer monsoon. The high PCO_2 ($500 \mu\text{atm}$) and FCO_2 ($140 \text{ g C m}^{-2} \text{ year}^{-1}$) over the northwestern Arabian Sea in the summer season are due to the monsoon driven upwelling of CO_2 -rich waters from the lower levels.

Discussion: Significant changes were most noticeable in the western Arabian Sea. This signifies positive steps towards reducing anthropogenic CO_2 emissions. This region holds great socio-economic importance for the coastal countries, with its inhabitants relying heavily on fishing for their livelihood. This underscores the immediate need for science-based management strategies to address the effects of climate change and safeguard the socio-economic well-being of coastal communities in this area.