



University of Tehran Press

**Journal of Environmental Studies**  
Vol. 50, No. 2, Summer 2024

Journal Homepage: [www.Jes.ut.ac.ir](http://www.Jes.ut.ac.ir)  
Print ISSN: 1025-8620 Online ISSN 2345-6922

**Investigating the Reasons for the Reduction in  
Dissolved Oxygen Concentration in the Oman Sea**

Shirin Farkhani<sup>1</sup>, Nasser Hadjizadeh Zaker<sup>2</sup>

1. Department of Environmental Engineering, Faculty of Environment, University of Tehran, Tehran, Iran, Email: [s\\_farkhani@ut.ac.ir](mailto:s_farkhani@ut.ac.ir)
2. Corresponding Author, Department of Environmental Engineering, Faculty of Environment, University of Tehran, Tehran, Iran, Email: [nhzaker@ut.ac.ir](mailto:nhzaker@ut.ac.ir)

**Article Info**

**ABSTRACT**

**Research Article:  
Research Paper**

**Article history:**

Received 4 January 2024  
Received in revised form  
29 January 2024  
Accepted 26 July 2024  
Publish online 22 August  
2024

**Keywords:**

*Climate change,  
Deoxygenation, Dissolved  
oxygen, Hypoxia, Oman Sea*

In this study, the relationship between dissolved oxygen reduction in the Gulf of Oman and changes in effective factors such as temperature and thermal stratification, exchanges with nearby water bodies, biological activities, chlorophyll-a concentration, and primary production was studied. The data used in this research were extracted from the measurement data available on global sites such as the World Ocean Atlas and SeaWiFS and MODIS satellite images. Comparing the average annual DO profiles in the Gulf of Oman showed a decrease in the upper 1000 m layer in 2010 compared to 1960. The DO reduction in the surface mixed layer was 0.4 mg/l and reached 3.7 mg/l at 100 m depth. At depths more than 100 m, the amount of change decreased and reached 0.1 mg/l at 1000 m. Due to the deoxygenation, the thickness of the surface layer with  $DO > 2$  mg/l decreased from 150 m to 80 m. The results demonstrated that the drop in DO in the surface mixed layer was consistent with the decrease in gas solubility caused by the temperature increment in this layer. Regarding the severe reduction of DO in the layer below the surface mixed layer, it was shown that the strengthening of thermal vertical stratification and intensification of thermocline ( $0.01^{\circ}\text{C}/\text{m}$  increase in thermal gradient) were the most important factors.

**Cite this article:** Farkhani, Sh., Hadjizadeh Zaker, N. (2024). Investigating the Reasons for the Reduction in Dissolved Oxygen Concentration in the Oman Sea. *Journal of Environmental Studies*, 50 (2), 113- 130.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jes.2024.370380.1008465>

© The Author(s).

**Publisher:** University of Tehran Press.



DOI: <http://doi.org/10.22059/jes.2024.370380.1008465>

---

**Extended Abstract****Introduction**

Oxygen is the most important dissolved gas in marine environments and its concentration is an indicator of the health of oceans and seas. Climate change effects have decreased the amount of dissolved oxygen in marine environments. In the Sea of Oman during the past decades, oxygen levels have decreased and low-oxygen areas have extended significantly with profound harmful effects on the marine ecosystems. In this study, using global measurement data and satellite images, the process of decline in oxygen content of the Oman Sea waters was investigated. In this regard, the relationship between deoxygenation and the changes in effective factors such as temperature, vertical thermal stratification, exchanges with nearby water bodies, dissolved oxygen consumption by biological activities, chlorophyll-a concentration, and primary production were studied.

**Materials and Methods**

In order to investigate the causes of the dissolved oxygen reduction in the Sea of Oman, measured data available on global websites, including dissolved oxygen profiles, sea surface temperature, chlorophyll-a, and apparent oxygen utilization in recent decades, were analyzed and compared. The dissolved oxygen profiles of the Oman Sea in the years 1960 and 2010 were obtained from the IIOE project and the World Ocean Atlas 2013 dataset, respectively. For each of the mentioned years, the dissolved oxygen concentration data of the available vertical profiles were averaged at each depth in the entire region of the Sea of Oman, and the result was used as an annual mean profile for the whole Oman Sea area for 1960 and 2010. Apparent oxygen utilization profiles in 1960 and 2010 were downloaded from the World Ocean Atlas database and used as annual average profiles in the entire region in a similar process to that of dissolved oxygen. The long-term data on Oman sea surface temperature (1960–2010) were downloaded from the NCEP-NCAR databases. The time series of the mean annual SST of the entire Oman Sea was calculated and analyzed using the mentioned data. Remote sensing data for chlorophyll-a concentration were extracted from SeaWiFS and MODIS satellite image data. Similar to SST data, these data were analyzed in the form of an annual average time series. Calculations related to data processing were done using MATLAB software.

**Results and Discussion**

Comparing the average dissolved oxygen profiles of the Oman Sea in 1960 and 2010 showed a decrease in oxygen concentration from the surface to the depth of 1000 meters in 2010 compared to 1960. The thickness of the water layer with a dissolved oxygen concentration higher than 2 mg/L has decreased from about 150 meters in 1960 to about 80 meters in 2010. Considering the dissolved oxygen reduction in the surface mixed layer, the results showed that the amount of dissolved oxygen reduction in the areas affected by the incoming surface currents was almost the same as the reduction of dissolved oxygen in other surface areas of the Sea of Oman. Therefore, the deoxygenation in the surface mixed layer of the Oman Sea was not caused by the deoxygenation of the surface currents entering it. However, the consistency of the deoxygenation with the temperature increment was observed in this layer. Regarding the severe reduction of dissolved oxygen in the layer below the surface mixed layer, the results did not show the intensification of biological activities and increase in primary production, and therefore these factors were not found to be effective. It was also shown that the effect of the dense water outflow from the Persian Gulf on the dissolved oxygen of the Oman Sea is limited to the layer located between 150 and 350 meters deep and has no effect on lower depths. Strengthening of thermal vertical stratification and intensification of thermocline were known to be the most important factors in reducing dissolved oxygen in the layers below the surface mixed layer of the Oman Sea.

**Conclusion**

According to the results obtained in this research, the dissolved oxygen in the Sea of Oman, decreased from the surface mixed layer to a depth of about 1000 meters, in 2010 compared to 1960. It was also found that the dissolved oxygen in the layers below the surface mixed layer decreased drastically up to a depth of 150 meters and the beginning of hypoxic waters, decreased from a depth of about 150 meters in 1960 to a depth of about 80 meters in 2010. The results showed that the deoxygenation in the surface mixed layer of the Oman Sea was consistent with the temperature increment observed in this layer. Regarding the severe reduction of dissolved oxygen in the layer below the surface mixed layer, the results showed that the effect of the dense water outflow of the Persian Gulf on the dissolved oxygen of the Sea of Oman is limited to the layer located between 150-350 meters deep and has no effect on lower depths. Strengthening of thermal vertical stratification and intensification of thermocline were known to be the most important factors in reducing dissolved oxygen in the middle layers below the surface mixed layer.



## بررسی علل کاهش غلظت اکسیژن محلول در دریای عمان

شیرین فرخانی<sup>۱</sup>، ناصر حاجی زاده ذاکر<sup>۲</sup>

۱. گروه مهندسی محیط زیست، دانشکده محیط زیست، دانشگاه تهران، تهران، ایران، رایانامه: [s\\_farkhani@ut.ac.ir](mailto:s_farkhani@ut.ac.ir)

۲. نویسنده مسئول، گروه مهندسی محیط زیست، دانشکده محیط زیست، دانشگاه تهران، تهران، ایران، رایانامه: [nhzaker@ut.ac.ir](mailto:nhzaker@ut.ac.ir)

### چکیده

### اطلاعات مقاله

در این مطالعه ارتباط کاهش اکسیژن محلول دریای عمان با تغییرات در عوامل موثر از جمله: دما و لایه‌بندی حرارتی آب، تبدلات با بدنه‌های آبی مجاور، فعالیت‌های بیولوژیکی، غلظت کلروفیل-*a* و تولیدات اولیه بررسی شده است. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش از داده‌های اندازه‌گیری موجود در سایت‌های جهانی نظیر World Ocean Atlas و تصاویر ماهواره‌ای SeaWiFS و MODIS استخراج گردیدند. مقایسه پروفیل‌های میانگین سالانه اکسیژن محلول دریای عمان در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ نشانگر افت غلظت اکسیژن از سطح آب تا عمق حدود ۱۰۰۰ متر در سال ۲۰۱۰ بود. میزان کاهش اکسیژن محلول در لایه مخلوط سطحی  $0.4 \text{ mg/l}$  بوده است. در زیر لایه مخلوط سطحی کاهش اکسیژن تشدید شده و در عمق ۱۰۰ متر به حداکثر  $3.7 \text{ mg/l}$  رسیده است. در عمق‌های بیشتر از ۱۰۰ متر، میزان اختلاف اکسیژن دو سال کاهش یافته و در عمق ۱۰۰۰ متر به  $0.1 \text{ mg/l}$  رسیده است. به دلیل وقوع اکسیژن‌زدایی، ضخامت لایه سطحی با غلظت اکسیژن بیشتر از  $2 \text{ mg/l}$  از ۱۵۰ متر در سال ۱۹۶۰ به ۸۰ متر در سال ۲۰۱۰ کاهش یافته است. نتایج مطالعات نشان داد که کاهش اکسیژن محلول در لایه مخلوط سطحی دریای عمان با کاهش انحلال‌پذیری ناشی از افزایش دما در این لایه همخوانی داشته است. در رابطه با کاهش شدید اکسیژن محلول در لایه زیر لایه مخلوط سطحی، تقویت لایه‌بندی حرارتی و تشدید ترموکلاین (افزایش  $^{\circ}\text{C/m}$  در گرادیان حرارتی) از مهم‌ترین عوامل شناخته شدند.

### نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۰/۱۴

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۱۱/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۰۵

تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۰۶/۰۱

### کلیدواژه‌ها:

اکسیژن‌زدایی، اکسیژن محلول، تغییرات اقلیم، دریای عمان، شرایط کم اکسیژن

استناد: فرخانی، شیرین؛ حاجی‌زاده ذاکر، ناصر. (۱۴۰۳). بررسی علل کاهش غلظت اکسیژن محلول در دریای عمان. نشریه محیط‌شناسی، ۵۰(۲)، ۱۱۳-۱۳۰.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jes.2024.370380.1008465>

DOR: 20.1001.1.10258620.1403.50.2.1.0

ناشر: انتشارات دانشگاه تهران. © نویسندگان.



DOI: <http://doi.org/10.22059/jes.2024.370380.1008465>

## ۱. مقدمه

گاز اکسیژن مهم‌ترین گاز محلول در محیط‌های دریایی و عنصر اصلی تعیین‌کننده سلامت اقیانوس‌ها و دریاها می‌باشد. میزان اکسیژن محلول موجود در آب، تعیین‌کننده حیات و بقای انواع آبزیان بوده و نحوه توزیع آن‌ها در ستون آب را مشخص می‌نماید. به علاوه این گاز عامل کنترل‌کننده چرخه‌های بیوژئوشیمیایی عناصر کلیدی موجود در آب محسوب می‌شود (Breitburg, Grégoire, et al., 2018a). عدم تعادل در نرخ تولید و مصرف اکسیژن در آب سبب بروز تغییرات در وضعیت کیفیت آب می‌گردد. واضح است در صورتی که نرخ مصرف اکسیژن بیش از نرخ تولید و تامین آن گردد، غلظت اکسیژن محلول در محیط دریایی کاهش یافته و کمبود شدید اکسیژن اثرات نامطلوب عظیمی بر واکنش‌های بیوژئوشیمیایی آب و همچنین حیات منابع زنده موجود در آب خواهد داشت. تغییر در الگوهای رفتاری، اختلال در رشد، اختلال در تولید مثل، بروز بیماری، مهاجرت اجباری، کاهش شدید در تنوع‌زیستی و افزایش مرگ و میر گونه‌های مختلف آبزیان نمونه‌هایی از آثار اکسیژن زدایی محیط‌های دریایی می‌باشند (Breitburg, Grégoire, et al., 2018b; Ekau et al., 2009; Gallo & Levin, 2016; Lehmann et al., 2016a, 2016b; Levin et al., 2009; Pena et al., 2010; Thomas et al., 2015). شرایط کم اکسیژن (هایپوکسیا) توصیف‌کننده شرایطی است که در آن کل محیط دریایی و یا بخشی از آن فاقد اکسیژن کافی می‌باشد. به دلیل تفاوت در آستانه‌های تحمل ارگانیزم‌های مختلف و سطوح متغیر نیاز اکسیژنی واکنش‌ها، غلظت یگانه‌ای برای تعریف شرایط کم اکسیژن وجود ندارد اما اغلب معیارهای عددی بر اساس شرایطی هستند که منجر به اثرات مرگ و میر بیولوژیکی می‌گردند. در محیط‌های دریایی اغلب مقدار  $2 \text{ mg.L}^{-1} \text{ O}_2$  ( $60 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ ) به عنوان این آستانه تعریف می‌شود (Justic et al., 2017). نبود اکسیژن در محیط آبی با اصطلاح بی‌هوازی (آنوکسیا) بیان می‌گردد که شرایط برای فرآیندهای بی‌هوازی و کاهشی را فراهم می‌آورد (Breitburg, Levin, et al., 2002; Ekau et al., 2009; Levin et al., 2009; Rabalais et al., 2002). هم‌زمان با بروز آثار تغییرات اقلیم، شواهدی مبنی بر کاهش میزان اکسیژن محلول در دریاها و اقیانوس‌های مختلف جهان مشاهده و ثبت گردیده است. تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی با اثرات مستقیم و غیرمستقیم نظیر کاهش انحلال‌پذیری اکسیژن محلول در اثر افزایش دمای آب دریا، افزایش نرخ تنفس آبزیان، افزایش تولیدات اولیه<sup>۲</sup>، تشدید لایه‌بندی حرارتی و در نتیجه کاهش سیرکولاسیون و تهویه آب‌های میانی، از مهم‌ترین علل کاهش اکسیژن محلول (اکسیژن‌زدایی) محیط‌های دریایی شناخته شده است (Keeling et al., 2010; Oschlies et al., 2018; Robinson, 2018). پژوهش‌ها نشان می‌دهند که با شرایط زیست‌محیطی فعلی حاکم بر کره زمین، وسعت و تعداد مناطق مرده دریایی در حال افزایش بوده و محیط‌های دریایی در حال از دست دادن اکسیژن خود هستند. گستره مکانی، شدت و تداوم کمبود اکسیژن محلول در بسیاری از مناطق جهان افزایش یافته است و حتی در محیط‌های دریایی که در گذشته غلظت اکسیژن بالایی داشتند، کمبود اکسیژن شدید مشاهده می‌شود (Diaz & Rosenberg, 2008; Keeling et al., 2010; Laffoley & Baxter, 2019; Stramma et al., 2008; Zhang et al., 2010). از دهه ۱۹۶۰ تا کنون ۴/۵ میلیون کیلومتر مربع بر مساحت مناطق مرده در دریاها و اقیانوس‌ها اضافه شده و اکسیژن محلول در آن‌ها در حدود ۲٪ کاهش یافته است (Breitburg, Grégoire, et al., 2018b). در بازه زمانی سال‌های ۲۰۱۰-۱۹۷۰، اکسیژن محلول در ۱۰۰۰ متر فوقانی اقیانوس‌ها در حدود ۳/۳-۰/۵ درصد کاهش یافته است (Bindoff et al., 2019). دریای عمان نیز مشابه بسیاری از محیط‌های دریایی، در طول دهه‌های اخیر دچار افت اکسیژن و گسترش مناطق کم اکسیژن گشته است (Lachkar et al., 2021; Queste et al., 2018). بر اساس اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در دهه ۱۹۶۰، در اعماق حدود ۱۰۰۰-۱۵۰ متر دریای عمان شرایط کم اکسیژن و بی‌هوازی دائمی برقرار بوده است (Bopp et al., 2013; Long et al., 2016; Paulmier & Ruiz-Pino, 2009; Stramma et al., 2010). در حالی که بر اساس اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در تابستان سال ۲۰۱۸، در سراسر دریای عمان در اعماق بیش از ۵۰ متر شرایط فقر اکسیژن حاکم بوده است (Saleh et al., 2021). غلظت اکسیژن محلول در آب‌های دریای عمان نیز همانند سایر محیط‌های دریایی بر اساس مقادیر تولید و مصرف اکسیژن توسط

1. Hypoxia
2. Anoxia
3. Primary production

منابع و مصارف اکسیژن در اعماق مختلف تعیین می‌گردد. منابع تامین اکسیژن عبارتند از: هوادهی از طریق تبادلات با اتمسفر، تبادلات با آب‌های مجاور، فرآیند فتوسنتز و تولیدات اولیه اتوتروف‌ها. عوامل مصرف‌کننده اکسیژن محلول عبارتند از: فعالیت‌های بیولوژیکی نظیر تنفس انواع آبزیان و میکروارگانیزم‌ها، تجزیه مواد آلی موجود در ستون آب و واکنش‌های هوازی مصرف‌کننده اکسیژن (Flynn, 2005; Los et al., 2008; Pena et al., 2010).

دریای عمان به دلیل همجواری با آب‌های اقیانوس هند و دریای عرب از تنوع زیستی بی‌نظیری بهره می‌برد و زیستگاه گونه‌های کمیابی می‌باشد. بنابراین نوسانات و افت در میزان اکسیژن محلول در این دریا می‌تواند آسیب‌های زیست‌محیطی جبران‌ناپذیری به همراه داشته باشد. در نتیجه مطالعه تغییرات اکسیژن محلول در این دریا و بررسی علل آن حائز اهمیت می‌باشد. در این مطالعه با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری جهانی و تصاویر ماهواره‌ای، به بررسی روند کاهش اکسیژن محلول دریای عمان در چند دهه اخیر و ارزیابی ارتباط تغییرات درجه حرارت و لایه‌بندی حرارتی آب، تبادلات آبی با بدنه‌های آبی مجاور و همچنین فعالیت‌های بیولوژیکی مصرف‌کننده اکسیژن محلول با کاهش اکسیژن محلول در دریای عمان پرداخته شده است.

## ۲. پیشینه پژوهش

تا کنون مطالعات متعددی در زمینه توزیع اکسیژن محلول و همچنین کاهش آن در محدوده دریای عمان انجام پذیرفته است. بر اساس اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در دهه ۱۹۶۰، در اعماق حدود ۱۰۰۰-۱۵۰ متر دریای عمان شرایط کم اکسیژن و بی‌هوازی دائمی برقرار بوده است (Sarma et al., 2010; Stramma et al., 2010; Paulmier & Ruiz-Pino, 2009; Long et al., 2016; Bopp et al., 2013). در پژوهش Sarma et al. (2002) علل وجود مناطق با حداقل اکسیژن محلول به صورت دائمی در شمال غرب دریای عرب بررسی شده است. بر اساس این مطالعه در طی مونسون‌های اقیانوس هند، در اثر افزایش اختلاط و جریانات همرفت<sup>۱</sup> ایجاد شده توسط بادهای مونسونی، تبادلات با اتمسفر و ورود اکسیژن محلول به لایه‌های فوقانی و در نتیجه انتقال این اکسیژن به لایه‌های میانی افزایش می‌یابد. با این حال به دلیل افزایش غلظت مواد مغذی در طول این دوره‌های مونسونی، فعالیت‌های بیولوژیکی به ویژه در ۳۰۰ متر فوقانی (Resplandy et al., 2012) و تجزیه مواد آلی فعال که موجب مصرف اکسیژن محلول می‌گردند نیز افزایش یافته و این مصرف امکان بالا رفتن سطوح اکسیژن در لایه‌های میانی در این دوره‌ها را غیر ممکن می‌سازد. در دوره زمانی میان مونسون‌ها نیز تجزیه بقایای مواد آلی ورودی تحت اثر مونسون‌ها باعث پایین آمدن سطح اکسیژن محلول در لایه‌های میانی می‌گردد. تهویه<sup>۲</sup> محدود و سیرکولاسیون آهسته به دلیل لایه‌بندی حرارتی نیز عامل وجود کمبود اکسیژن در اعماق میانی این بدنه آبی شناخته شده است. در تعداد دیگری از مطالعات نیز وجود مناطق با حداقل اکسیژن در دریای عمان به تهویه محدود و اختلاط آهسته آب‌های عمیق به واسطه لایه‌بندی حرارتی، تنفس و تجزیه شدید باکتریایی نسبت داده شده است (Resplandy et al., 2012; Swallow, 1984; Prakash et al., 2012; Naqvi et al., 2006; Jokinen et al., 2018). بر اساس مطالعات (Resplandy et al., 2012) کمبود اکسیژن در لایه کم اکسیژن این دریا بسیار کم تحت تاثیر فرآیندهای بیوژئوشیمی اقیانوسی است.

Banse et al. (2014) به آنالیز داده‌های اندازه‌گیری اکسیژن در دریای عرب در اعماق ۵۰۰-۱۵۰ متر بین سال‌های ۲۰۰۴-۱۹۵۹ پرداختند. با وجود این که الگوی سیستماتیک واضحی برای کل دریای عرب حاصل نشد، کاهش اکسیژن در بخش‌های شمالی (شامل بخش‌هایی از دریای عمان) و مرکزی دریای عرب مشاهده گردید. Piontkovski and Al-Oufi (2015) با آنالیز پروفیل‌های اکسیژن تهیه شده در ۵۳ گشت دریایی در دریای عرب، در بازه زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۰، کاهش اکسیژن در ۳۰۰ متر فوقانی بخش‌های شمالی و شمال غربی دریای عرب (شامل بخش‌های جنوب شرقی دریای عمان) را نشان دادند. نتایج پژوهش Karbassi et al. (2016) بر ژئوشیمی نمونه‌های رسوبی دریای عمان نیز بیانگر تغییر شرایط از وضعیت اکسیژن کافی به وضعیت کم اکسیژن و بی‌هوازی بوده‌اند. Ito et al. (2017) در پژوهشی با آنالیز داده‌های مشاهداتی اکسیژن محلول در دریای عرب مرکزی و شمالی، افت اکسیژن محلول در لایه‌های زیر لایه مخلوط سطحی و تشدید کمبود اکسیژن بین سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۰ را نشان دادند. Lachkar et al. (2021) با ارزیابی تغییرات اکسیژن محلول

در محدوده دریای عرب و بخش‌های شمال و شمال غرب آن در بازه زمانی ۲۰۱۰-۱۹۸۲، اکسیژن‌زدایی قابل توجهی (با نرخ ۶ درصد در دهه) در اعماق ۱۰۰-۰ متر دریای عرب شمالی را نشان دادند. بررسی‌ها نشان داده‌اند کاهش اکسیژن در شمال عرض جغرافیایی ۲۰ درجه شمالی و در محدوده عمقی ۳۰۰-۱۰۰ متر متمرکز بوده است. این اکسیژن‌زدایی منجر به گسترش مناطق با حداقل اکسیژن محلول در طول ۳ دهه مورد مطالعه گشته است. (Saleh et al., 2021) بر اساس پایش‌های صورت گرفته در سومین گشت دریایی «کاوشگر خلیج فارس» که در شهریور ۱۳۹۷ به مدت دو هفته در محدوده دریای عمان، تنگه هرمز و خلیج فارس انجام گردید، نشان دادند در سراسر دریای عمان در اعماق بیش از ۵۰ متر در زمان انجام این مطالعه شرایط فقر اکسیژن حاکم بوده است. (DiMarco et al., 2023) با استفاده از داده‌های مشاهداتی اکسیژن محلول در چهار نقطه در ساحل شمالی کشور عمان، در بازه زمانی سال‌های ۲۰۱۰-۲۰۰۵، به بررسی منطقه با حداقل اکسیژن در دریای عمان پرداختند. نتایج این تحقیق نشانگر کمبود اکسیژن بین اعماق ۱۲۰۰-۱۰۰ متر دریای عمان در طول سال و همراه با تغییرات فصلی ناشی از چرخه فصلی بادهای مونسونی نسبت داده شده بوده است.

بر اساس مطالعات صورت گرفته، کاهش اکسیژن محلول در دریای عمان آثار زیست‌محیطی مختلفی به همراه داشته است. do Rosário (2014) در مطالعات خود کاهش غلظت اکسیژن محلول در ستون آب فوقانی و نزدیک به سطح شدن آب‌های دارای شرایط کمبود اکسیژن در چند دهه اخیر را موجب تغییر گونه غالب فیتوپلانکتون‌ها در محدوده دریای عرب و دریای عمان از نوع دیاتوم‌ها به دینوفلاژله<sup>۱</sup> نوکتیلوکا<sup>۲</sup> شناخته‌اند. کمبود اکسیژن هم‌چنین آثار مخربی بر ماهیان دریای عمان داشته است. مرگ و میر گسترده ماهی‌ها در اثر کمبود اکسیژن طی دو دهه اخیر در این دریا گزارش گردیده است (Al Gheilani et al., 2011; Thangaraja et al., 2007). از سویی دیگر بسیاری از گونه‌های مختلف ماهیان دریای عمان، به دلیل کمبود اکسیژن در این دریا، در لایه سطحی (عمدتاً ۸۰ متر) متراکم شده‌اند. چنین تراکمی در لایه‌های نزدیک به سطح دریا، این گونه‌ها را بیشتر در معرض ماهیگیری و شکار قرار داده و متعاقباً سبب کاهش جمعیت آن‌ها گردیده و حتی برخی از گونه‌ها را در معرض انقراض قرار داده است (Piontkovski & Al-Oufi, 2015). کاهش اکسیژن محلول در دریای عمان هم‌چنین موجب تشدید فرآیند نیتروژن‌زدایی<sup>۳</sup> و افزایش انتشار گاز گلخانه‌ای نیتروژن در جو و تشدید اثرات گلخانه‌ای مربوط به این گاز گشته است (Queste et al., 2018).

## ۳. روش‌شناسی پژوهش

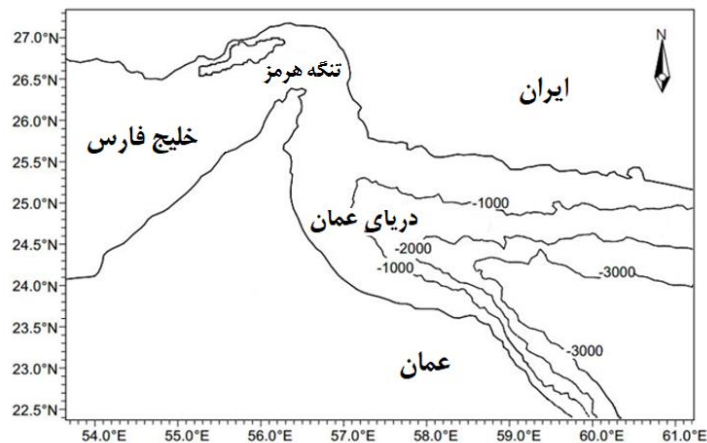
### ۳-۱. منطقه مورد مطالعه

دریای عمان بخشی از اقیانوس هند و دریای عرب است که از طریق تنگه هرمز به خلیج فارس متصل شده و بین ۵۶ تا ۶۰ درجه طول شرقی و ۲۲ تا ۲۶ درجه عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). این دریا از سمت شمال توسط ایران، از سمت غرب توسط امارات متحده عربی و از سمت جنوب توسط کشور عمان احاطه شده است. با حرکت از تنگه هرمز به سمت جنوب شرق دریای عمان، عمق دریا به تدریج افزایش یافته و به بیش از ۳۵۰۰ متر نیز می‌رسد (شکل ۱). دریای عمان به شدت تحت تأثیر سیستم بادهای مونسون اقیانوس هند که رویدادی فصلی با بادهای معکوس در طول تابستان و زمستان است، می‌باشد (Reynolds, 1993). مونسون تابستانی در ماه‌های جولای تا سپتامبر (تیر تا مهر) موجب وزش بادهای شدید با جهت غالب جنوب‌غربی و مونسون زمستانی در ماه‌های نوامبر تا آوریل (آبان تا اردیبهشت) سبب وزش بادهای با جهت غالب شمال شرقی در منطقه می‌گردد (Yao et al., 2013).

ساختار حرارتی در دریای عمان تابع سیستم مونسون و تغییرات آب و هوایی فصلی در منطقه می‌باشد. در فصل تابستان لایه مخلوط سطحی با میانگین درجه حرارت ۲۹ °C و ضخامت حدود ۴۰ متر در دریای عمان ایجاد می‌گردد. در زیر لایه مخلوط سطحی ترموکلاین فصلی قوی با نرخ تغییرات ۰/۰۵ °C/m ایجاد می‌شود که با جدا نمودن لایه مخلوط سطحی از لایه‌های تحتانی، موجب یک لایه‌بندی حرارتی قوی در این فصل می‌گردد. در فصل زمستان با کاهش دمای هوا و سرمایش لایه سطحی (میانگین درجه حرارت لایه سطحی

1. Dinoflagellate
2. Noctiluca
3. Denitrification

( $24^{\circ}\text{C}$ )، ضخامت لایه مخلوط سطحی افزایش یافته، ترموکلاین فصلی در دریا از بین رفته و لایه بندی حرارتی در دریا تضعیف می گردد. در تمام طول سال ترموکلاین دائمی با نرخ تغییرات ضعیف تر از ترموکلاین فصلی، تا عمق ۱۰۰۰ متر در دریا وجود دارد (Ali et al., 1995; Piontkovski & Chiffings, 2014; Radhakrishnan & Namboodiripad, 1995). دریای عمان دارای الگوی جریان چرخشی دوپل شامل یک چرخاب ساعتگرد در بخش غربی و یک چرخاب پاد ساعتگرد در بخش شرقی خود می باشد (Pous et al., 2004). حد فاصل این دو چرخاب مختلف جهت، منطقه فراجوشی<sup>۱</sup> در سواحل ایرانی دریای عمان را شکل می دهد (Reynolds, 1993). دریای عمان دارای تبادلات آبی با خلیج فارس و دریای عرب می باشد که این تبادلات عبارتند از: (۱) آب سطحی نسبتاً تازه اقیانوس هند در امتداد سواحل شمالی وارد دریای عمان شده و به سمت خلیج فارس جریان می یابد (Swift and Bower, 2003)، (۲) جریان خروجی سطحی از خلیج فارس در امتداد سواحل جنوبی دریای عمان جریان می یابد (Johns et al., 2003; Kämpf & Sadrinasab, 2006; l'Hégaret et al., 2021; Piontkovski & Chiffings, 2014; Pous et al., 2004) بستر تنگه هرمز خارج و در عمق حدود ۱۵۰-۳۵۰ متر در دریای عمان انتشار می یابد (Johns et al., 1999) (۴) جریان عمیق با منشأ آب های قطبی که در اعماق زیر ۱۳۰۰ متر به دریای عمان نفوذ می کنند (Warren, 1981).



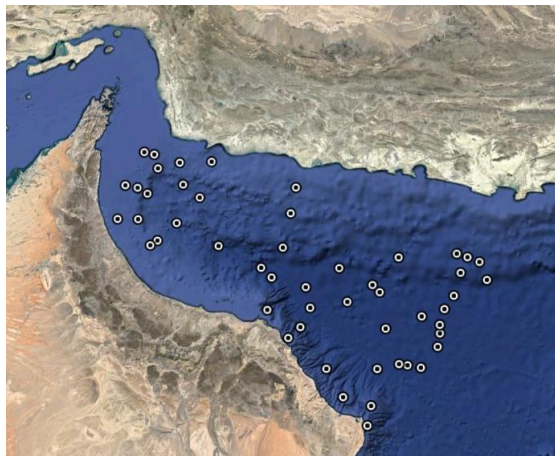
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و بسیمتری دریای عمان (ماخذ: یافته های پژوهش)

### ۲-۳. مواد و روش ها

به منظور بررسی علل کاهش اکسیژن محلول در دریای عمان، داده های اندازه گیری شده در این دریا شامل پروفیل های اکسیژن محلول، درجه حرارت سطحی آب، کلروفیل - آ و مصرف ظاهری اکسیژن در دهه های اخیر مورد بررسی و مقایسه قرار گرفتند. داده های پروفیل اکسیژن محلول دریای عمان مربوط به سال های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ به ترتیب از پروژه IIOE<sup>۲</sup> (<https://incois.gov.in/portal/iioe/index.jsp>) و مجموعه داده های World Ocean Atlas 2013 (<https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas>) به دست آمدند. داده های پروژه IIOE حاصل از اندازه گیری های میدانی در اقیانوس هند در بازه زمانی سال های ۱۹۶۵-۱۹۵۹ می باشند که شامل اندازه گیری هایی در منطقه دریای عمان در سال ۱۹۶۰ نیز بوده است. پراکندگی مکانی نقاط اندازه گیری اکسیژن محلول در این پروژه در دریای عمان، در شکل (۲) نشان داده شده است. داده های World Ocean Atlas 2013 مجموعه ای از داده های پردازش شده بر اساس اندازه گیری های میدانی در اقیانوس های جهانی هستند که توسط مرکز ملی داده های اقیانوس شناسی آمریکا با رزولوشن افقی ۱ درجه و در عمق ۱۰۲ متر مشخص تهیه شده اند. این داده ها برای سال ۲۰۱۰ در دریای عمان به صورت ۱۵ پروفیل از سایت مربوطه دانلود شدند. داده های غلظت

1. Upwelling  
2. International Indian Ocean Expedition

اکسیژن محلول پروفیل‌های عمودی اکسیژن محلول در هر یک از سال‌های نامبرده در هر عمق، در کل منطقه دریای عمان، میانگین‌گیری شده و نتیجه به صورت یک پروفیل میانگین سالانه برای کل منطقه دریای عمان برای سال ۱۹۶۰ و سال ۲۰۱۰ مورد استفاده قرار گرفت. پروفیل‌های مصرف ظاهری اکسیژن (AOU) در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ از داده‌های پایگاه World Ocean Atlas دانلود شدند و در روندی مشابه با روند طی شده برای اکسیژن محلول، به صورت پروفیل میانگین سالانه در کل منطقه مورد استفاده قرار گرفتند. داده‌های دراز مدت درجه حرارت سطحی دریای عمان (۱۹۶۰-۲۰۱۰) از پایگاه داده‌های NCEP-NCAR (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) که به صورت ترکیبی از داده‌های تاریخی اندازه‌گیری میدانی، سنجش از دور و مدل‌سازی عددی می‌باشند، با رزولوشن زمانی ۶ ساعت و رزولوشن مکانی ۲/۵ درجه دانلود شدند. سری زمانی میانگین سالانه درجه حرارت کل سطح دریای عمان با استفاده از داده‌های فوق محاسبه و مورد استفاده قرار گرفت. داده‌های سنجش از دور غلظت کلروفیل - آ از داده‌های تصاویر ماهواره‌ای SeaWiFS (<https://data.jrc.ec.europa.eu/dataset>) و MODIS ([https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/chlor\\_a.php](https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/chlor_a.php)) دانلود شدند. این داده‌ها نیز مشابه با داده‌های درجه حرارت سطحی، به صورت سری زمانی میانگین سالانه مورد بررسی قرار گرفتند. لازم به ذکر است، محاسبات مربوط به داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار متلب<sup>۲</sup> صورت گرفته است.



شکل ۲. موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری اکسیژن محلول در دریای عمان در پروژه IOOE (ماخذ: یافته‌های پژوهش)

#### ۴. یافته‌های پژوهش و بحث

شکل پروفیل اکسیژن محلول در اقیانوس‌ها با فرآیندهای مختلفی که اکسیژن را در آب اضافه می‌کنند یا کاهش می‌دهند تعیین می‌شود. به صورت معمول در اقیانوس‌ها، در لایه سطحی غلظت اکسیژن محلول حداکثر است، سپس در لایه آب بین عمق چند صد متر و عمق ۱۰۰۰ متر (لایه اکسیژن حداقل)، غلظت اکسیژن محلول کاهش می‌یابد. در زیر لایه اکسیژن حداقل، مجدداً اکسیژن محلول افزایش می‌یابد. اکسیژن محلول در لایه سطحی حداکثر است. زیرا، این لایه مکانی است که اکسیژن اتمسفر به دریا منتقل می‌شود و همچنین محلی است که اکسیژن توسط فیتوپلانکتون‌ها طی فرآیند فتوسنتز ایجاد می‌شود. در لایه اکسیژن حداقل، به علت فاصله زیاد با سطح، تبادل با اتمسفر انجام نمی‌شود و نور کافی هم برای فتوسنتز وجود ندارد، بنابراین اکسیژن منتقل شده به این لایه کم یا صفر است ولی هم‌زمان اکسیژن این لایه طی عمل تنفس ارگانیزم‌های آب عمیق و همچنین تجزیه مواد ارگانیکی توسط باکتری‌ها مصرف می‌شود. در زیر لایه اکسیژن حداقل، اغلب اکسیژن محلول به علت سردتر بودن آب، فشار بسیار شدید و جریان آب‌های با منشأ قطبی حاوی اکسیژن

1. Apparent Oxygen utilization
2. MATLAB



محلول در بستر اقیانوس، افزایش می‌یابد (Webb, 2021).

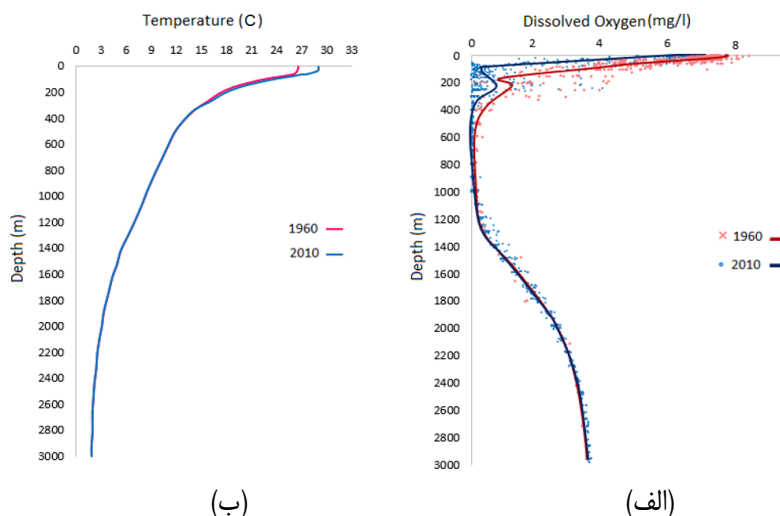
در شکل (۳) پروفیل‌های میانگین سالانه غلظت اکسیژن محلول و درجه حرارت آب در دریای عمان در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ و در شکل (۴) کنتور پلات میانگین سالانه غلظت اکسیژن محلول در لایه سطحی دریای عمان در دو سال فوق‌الذکر نشان داده شده است. دو پروفیل اکسیژن محلول (۳-الف) از الگوی معمول پروفیل اکسیژن محلول در اقیانوس‌ها، ذکر شده در بالا، تبعیت می‌نمایند. بدین ترتیب که غلظت اکسیژن محلول در لایه مخلوط سطحی حداکثر بوده، در اعماق ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ متر (لایه اکسیژن حداقل) به کمترین مقدار رسیده و سپس افزایش می‌یابد. در عمق حدود ۲۵۰ متر یک افزایش نسبی در غلظت اکسیژن محلول در هر دو پروفیل وجود دارد که ناشی از اثر جریان ورودی از خلیج فارس به دریای عمان در محدوده ۳۵۰-۱۵۰ متری دریای عمان می‌باشد.

مقایسه دو پروفیل اکسیژن در شکل (۳-الف) نشان‌دهنده کاهش غلظت اکسیژن محلول در سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۶۰، از سطح آب تا عمق حدود ۱۰۰۰ متر می‌باشد. در لایه مخلوط سطحی (تا عمق حدود ۴۰ متر) اکسیژن محلول از  $7/7 \text{ mg/l}$  در ۱۹۶۰ به  $7/3 \text{ mg/l}$  در سال ۲۰۱۰ کاهش یافته است (شکل‌های ۳ و ۴). با افزایش عمق، اختلاف اکسیژن دو سال افزایش یافته و در عمق ۱۰۰ متر میزان اکسیژن محلول در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ به ترتیب  $4 \text{ mg/l}$  و  $0/3 \text{ mg/l}$  بوده است. در عمق‌های بیشتر از ۱۰۰ متر، میزان اختلاف اکسیژن محلول دو سال مورد مطالعه کاهش یافته و در اعماق ۱۵۰، ۲۰۰، ۴۰۰، ۶۰۰ و ۱۰۰۰ متر به ترتیب  $0/8$ ،  $0/5$ ،  $0/4$ ،  $0/2$  و  $0/1 \text{ mg/l}$  بوده است. کاهش اکسیژن محلول در این بازه زمانی سبب نزدیک شدن آب‌های کم اکسیژن به سطح آب شده است؛ به نحوی که ضخامت لایه با غلظت اکسیژن بیشتر از  $2 \text{ mg/l}$ ، از حدود ۱۵۰ متر در سال ۱۹۶۰ به حدود ۸۰ متر در سال ۲۰۱۰ کاهش یافته است. در لایه اکسیژن حداقل، ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ متر (شکل ۳-الف)، در سال ۱۹۶۰ غلظت اکسیژن محلول عمدتاً  $0/4 \text{ mg/l}$  -  $0/2 \text{ mg/l}$  بوده و تنها تعداد اندکی غلظت کمتر از  $0/1 \text{ mg/L}$  مشاهده شده‌اند. در حالی که در این لایه در سال ۲۰۱۰ بیشتر غلظت اکسیژن محلول کمتر از  $0/1 \text{ mg/L}$  بوده و در عمق ۴۰۰ متر تا ۱۰۰۰ متر عمدتاً شرایط بی‌هوایی مشاهده شده است.

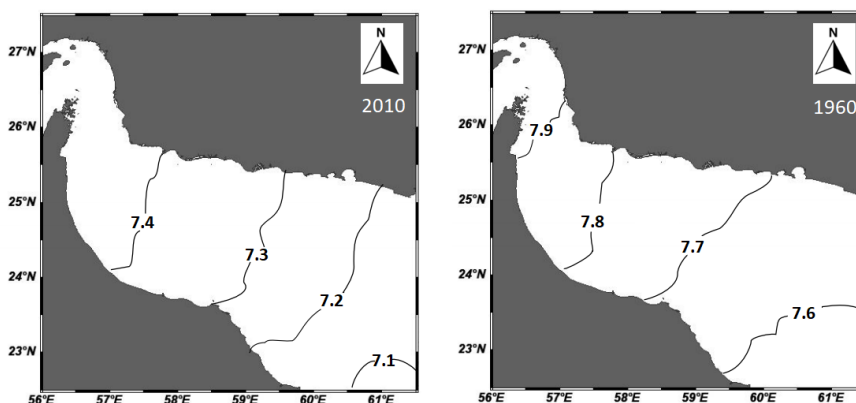
لایه مخلوط سطحی دریای عمان تحت تاثیر جریان‌های سطحی ورودی از دریای عرب و خلیج فارس که به ترتیب در امتداد سواحل شمالی و جنوبی دریای عمان وارد این دریا می‌گردند می‌باشد (Piontkovski & Chiffings, 2014). جریان‌های مذکور می‌توانند اکسیژن محلول در محدوده‌ای از این لایه را تحت تاثیر خود قرار دهند. همچنین توده آب خلیج فارس با شوری بسیار بالا و میانگین غلظت اکسیژن در حدود  $5 \text{ mg/l}$ ، در محدوده عمقی ۳۵۰-۱۵۰ متر (در زیر ترموکلاین) (Hupe & Karstensen, 2000; Rixen & Ittekkot, 2005; You & Tomczak, 1993) و از سمت شمال غرب وارد دریای عمان شده و با حرکت در امتداد ساحل جنوبی عمان وارد دریای عرب شده و موجب ارتقا غلظت اکسیژن محلول این محدوده می‌گردد (Prasad et al., 2001; Shetye et al., 1994; Wyrcki et al., 1971). از طرفی وجود لایه ترموکلاین فصلی بین اعماق ۴۰ تا ۲۰۰ متر دریای عمان (شکل ۳-ب)، در وضعیت اکسیژن محلول در لایه‌های زیر لایه مخلوط سطحی موثر می‌باشد.

اعماق بیش از ۱۰۰۰ متر دریای عمان تحت تاثیر آب‌های ورودی از منطقه شمالی اقیانوس هند قرار دارند. آب‌های سرد، چگال و غنی از اکسیژن (میانگین غلظت اکسیژن  $7 \text{ mg/l}$ ) با منشأ قطب جنوب در بستر اقیانوس هند جریان یافته و با حرکت به سمت شمال، آب‌های عمیق دریای عرب و دریای عمان را تحت تاثیر قرار داده و باعث افزایش اکسیژن محلول در اعماق زیر ۱۳۰۰ متر در دریای عمان می‌گردند (Acharya & Panigrahi, 2016; Hupe & Karstensen, 2000; Warren, 1981; Wyrcki, 1973).

کاهش اکسیژن محلول در دریای عمان که منجر به کاهش ضخامت لایه با اکسیژن کافی و اثرات مخرب محیط‌زیستی در این دریا گردیده است، می‌تواند ناشی از عوامل مختلف شامل: تغییرات درجه حرارت و لایه‌بندی حرارتی ستون آب تحت اثر تغییر اقلیم، تغییرات در میزان اکسیژن بدنه‌های آبی مجاور که تبادلات آبی با دریای عمان دارند، و یا ناشی از افزایش فعالیت‌های بیولوژیکی در اثر افزایش دمای آب و ورود مواد مغذی به این دریا باشد. در ادامه اثر این عوامل مورد بررسی قرار گرفته است.



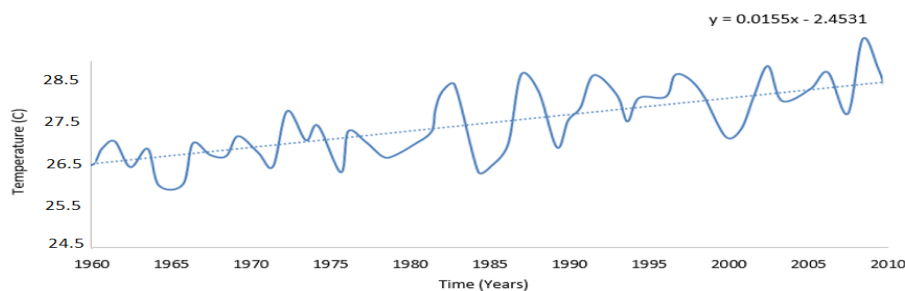
شکل ۳. مقایسه الف) پروفیل میانگین سالانه اکسیژن محلول دریای عمان در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ بر اساس داده‌های پروژه IIOE و داده‌های WOA 2013 و ب) پروفیل میانگین سالانه دمای آب دریای عمان در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ بر اساس داده‌های پایگاه داده‌های WOA (ماخذ: یافته‌های پژوهش)



شکل ۴. میانگین سالانه غلظت اکسیژن محلول لایه سطحی دریای عمان در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ بر اساس داده‌های پروژه IIOE و داده‌های WOA 2013 (ماخذ: یافته‌های پژوهش)

#### ۴-۱. اثرات افزایش دما بر کاهش اکسیژن محلول در لایه مخلوط سطحی دریای عمان

با افزایش دما، ظرفیت جذب اکسیژن محلول در آب کاهش می‌یابد. سری زمانی میانگین سالانه درجه حرارت در لایه مخلوط سطحی دریای عمان در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ با استفاده از داده‌های NCEP-NCAR در شکل (۵) نشان داده شده است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، میانگین درجه حرارت سطحی دریای عمان در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ روندی افزایشی را طی نموده است و در طی ۵۰ سال از  $26/5^{\circ}\text{C}$  به  $28/5^{\circ}\text{C}$  رسیده است (شکل ۵).



شکل ۵. سری زمانی میانگین سالانه درجه حرارت سطحی دریای عمان در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰ بر اساس داده‌های NCEP-NCAR (ماخذ: یافته‌های پژوهش)

افزایش درجه حرارت آب با شوری ۳۷ PSU به میزان ۳°C منجر به کاهش حدود ۰/۴ mg/l در غلظت اکسیژن محلول اشباع می‌گردد (Garcia & Gordon, 1992). با توجه به کاهش اکسیژن محلول لایه مخلوط سطحی دریای عمان از ۷/۷ mg/l در سال ۱۹۶۰ به ۱ mg/l در سال ۲۰۱۰، این کاهش می‌تواند ناشی از افزایش درجه حرارت لایه مخلوط سطحی دریای عمان باشد. در مطالعه Lachkar et al. (2021) نیز افزایش دمای لایه سطحی آب دریای عرب، علت اصلی اکسیژن‌زدایی لایه سطحی این دریا شناخته شده است.

#### ۴-۲. اثر جریانات ورودی سطحی بر کاهش اکسیژن محلول در لایه مخلوط سطحی دریای عمان

چنانچه پیش‌تر نیز بیان گردید، آب‌های ورودی سطحی به دریای عمان شامل جریانات سطحی ورودی از دریای عرب و خلیج فارس می‌باشند. آب سطحی ورودی به دریای عمان از دریای عرب، آب نسبتاً تازه اقیانوس هند<sup>۱</sup> است که از سمت سواحل شمالی وارد دریای عمان می‌شود. این جریان به صورت سطحی و در امتداد سواحل ایران وارد دریای عمان شده و بدون تاثیری بر روی لایه‌های زیرین دریای عمان وارد خلیج فارس می‌گردد (Piontkovski & Chiffings, 2014). یک جریان خروجی سطحی نیز از خلیج فارس از طریق جنوب تنگه هرمز وارد دریای عمان می‌شود. هر دو آب سطحی ورودی فوق‌الذکر در مناطق ساحلی جریان داشته و آب‌های سطحی میانه دریای عمان تحت تاثیر این دو ورودی قرار ندارند (Piontkovski & Chiffings, 2014). با این وجود میزان کاهش اکسیژن محلول در مناطق تحت تاثیر جریانات سطحی ورودی با کاهش اکسیژن محلول در سایر مناطق سطحی دریای عمان تقریباً یکسان می‌باشد (شکل ۴). بنابراین نمی‌توان تغییر و کاهش اکسیژن محلول در لایه مخلوط سطحی دریای عمان را به کاهش اکسیژن محلول جریانات سطحی ورودی به این دریا نسبت داد.

#### ۴-۳. اثرات تغییر در فرآیندهای بیولوژیکی بر کاهش اکسیژن محلول در لایه‌های میانی دریای عمان

در محیط‌های دریایی پارامتر مصرف ظاهری اکسیژن (AOU)<sup>۲</sup> نشان‌دهنده اختلاف بین غلظت اکسیژن محلول اندازه‌گیری شده با غلظت اکسیژن اشباع در آب در شرایط خواص فیزیکی و شیمیایی یکسان، می‌باشد (رابطه ۱).

$$\text{AOU} = \text{O}_2^{\text{sat}} - \text{O}_2 \quad (\text{رابطه ۱})$$

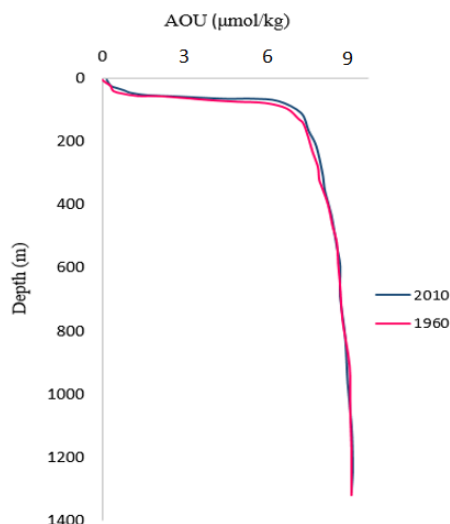
این پارامتر معیاری برای سنجش میزان مصرف اکسیژن از طریق فعالیت‌های بیولوژیکی است (Lachkar et al., 2021). به منظور ارزیابی اثرات تغییرات فرآیندهای بیولوژیکی نظیر تنفس آبیان بر کاهش اکسیژن محلول لایه میانی دریای عمان (زیر لایه مخلوط سطحی تا عمق ۴۰۰ متر)، پروفیل میانگین پارامتر AOI در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ در شکل (۶) نشان داده شده است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌گردد، تغییرات قابل توجهی در مصارف بیولوژیکی اکسیژن در این بازه زمانی در لایه میانی وجود نداشته است. بنابراین افزایش مصرف اکسیژن در اثر تشدید فعالیت‌های بیولوژیکی علت کاهش اکسیژن محلول در دریای عمان نبوده است.

#### ۴-۴. اثرات توده آب شور و چگال جریان خروجی از خلیج فارس بر کاهش اکسیژن محلول لایه‌های میانی دریای عمان

چنانچه پیش‌تر نیز اشاره شد، جریان چگال خروجی از خلیج فارس به دریای عمان، در عمق حدود ۳۵۰-۱۵۰ متر در دریای عمان انتشار می‌یابد (Bower et al., 2000). کاهش اکسیژن محلول در آب‌های عمیق خلیج فارس و به ویژه در تابستان در طی چند دهه اخیر در مطالعات Saleh et al. (2021) و Lachkar et al. (2022) نشان داده شده است. با این حال با توجه به وجود ترموکلاین فصلی دریای عمان در محدوده عمقی ۲۰۰-۴۰ متر، آب خلیج فارس در زیر ترموکلاین دریای عمان وارد می‌شود و در نتیجه ارتباطی با لایه‌های فوقانی نداشته و با آن‌ها ترکیب نمی‌شود. از طرفی تنها محدوده عمقی ۳۵۰-۱۵۰ متر را تهویه می‌کند و تاثیری بر اعماق بیشتر ندارد. بنابراین کاهش

1. Indian Ocean surface water (IOSW)  
2. Apparent Oxygen Utilization

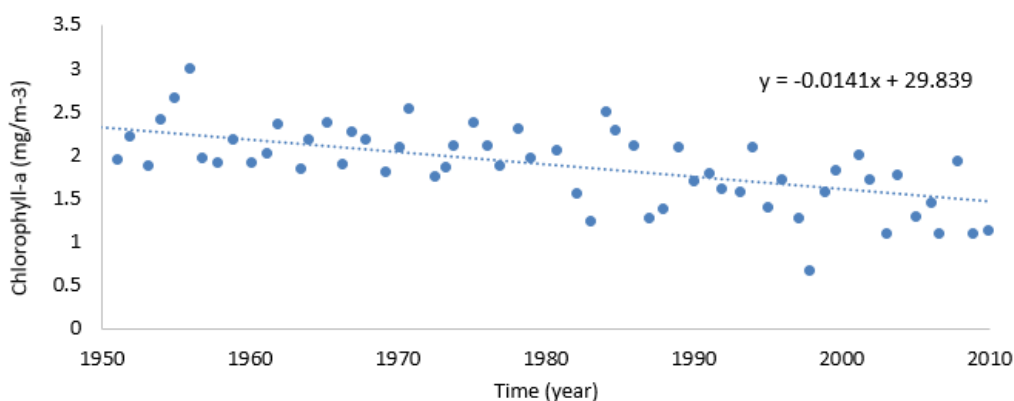
اکسیژن محلول توده آب چگال خلیج فارس تنها می‌تواند بر کاهش اکسیژن لایه ۳۵۰-۱۵۰ متری دریای عمان تاثیرگذار بوده باشد و بر اکسیژن محلول اعماق کمتر از ۱۵۰ متر اثرگذار نیست.



شکل ۶. مقایسه پارامتر AOU در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ بر اساس داده‌های پایگاه اطلاعاتی World Ocean Atlas (ماخذ: یافته‌های پژوهش)

#### ۴-۵. اثرات تولیدات اولیه بر کاهش اکسیژن محلول لایه‌های میانی دریای عمان

سری زمانی میانگین غلظت کلروفیل-آ در دریای عمان در بازه زمانی سال‌های ۱۹۵۰-۲۰۱۰ با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای SeaWiFS و MODIS محاسبه گردید و نتیجه در شکل (۷) نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، غلظت کلروفیل-آ در دریای عمان در بازه زمانی فوق‌الذکر دارای یک الگوی کاهشی بوده است. در مطالعه Piontkovski and Queste (2016) کاهش غلظت کلروفیل-آ به میزان ۴۰٪ از دهه ۱۹۵۰ تا دهه ۲۰۱۰، به اثر افزایش دمای آب در لایه مخلوط سطحی دریا ارتباط داده شده است. با توجه به موارد فوق‌الذکر، در بازه زمانی مورد مطالعه، تولیدات اولیه و مواد آلی ناشی از آن افزایش نیافته و بنابراین اثری بر کاهش اکسیژن محلول در دریای عمان نداشته است.



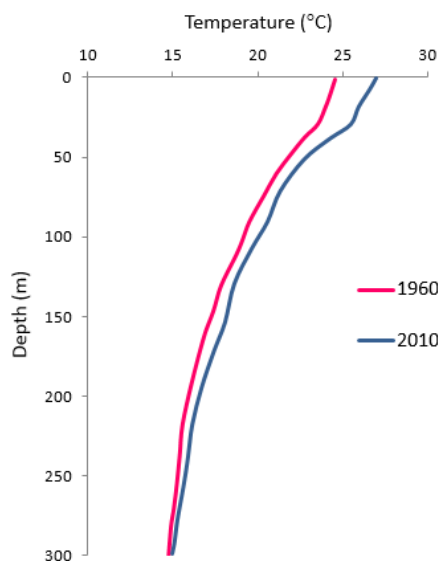
شکل ۷. سری زمانی میانگین سالانه غلظت کلروفیل-آ در دریای عمان در بازه زمانی ۱۹۵۰-۲۰۱۰ (ماخذ: یافته‌های پژوهش)

#### ۴-۶. اثرات تشدید لایه‌بندی حرارتی بر کاهش اکسیژن محلول در لایه‌های میانی دریای عمان

میزان غلظت اکسیژن در لایه میانی زیر لایه مخلوط سطحی تابع شدت لایه‌بندی حرارتی عمودی ستون آب می‌باشد (Coma et al., 2009; Li et al., 2020; Olbert et al., 2012). به منظور ارزیابی تغییرات لایه‌بندی حرارتی دریای عمان در بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۰،

پروفیل‌های میانگین درجه حرارت این دریا در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ بر اساس داده‌های World Ocean Atlas محاسبه شده و در شکل (۸) نشان داده شدند. مقایسه این دو پروفیل نشان‌دهنده آن است که لایه مخلوط سطحی در سال ۲۰۱۰ بیشینه افزایش دما (حدود  $2^{\circ}\text{C}$ ) نسبت به سال ۱۹۶۰ را داشته و با افزایش عمق از میزان تغییرات دما کاسته شده است. افزایش بیشتر درجه حرارت آب در لایه مخلوط سطحی دریا نسبت به بخش‌های عمیق‌تر، موجب تقویت ترموکلاین فصلی در این دریا شده است؛ به نحوی که نرخ تغییرات درجه حرارت در ترموکلاین از  $0.4^{\circ}\text{C/m}$  در سال ۱۹۶۰ به  $0.5^{\circ}\text{C/m}$  در سال ۲۰۱۰ رسیده است. با توجه به موارد فوق، تقویت ترموکلاین فصلی و تشدید لایه‌بندی حرارتی عمودی می‌تواند از علل اصلی کاهش اکسیژن محلول در لایه‌های میانی دریای عمان در بازه زمانی مورد مطالعه باشد.

ارتباط تشدید لایه‌بندی حرارتی با کاهش اکسیژن محلول در لایه‌های میانی دریا، در مطالعات مربوط به سایر دریاها جهان نیز مورد اشاره قرار گرفته است. نتایج مدل‌سازی‌های عددی در دریای بالتیک، دریای سیاه، خلیج چسپایک و خلیج مکزیک (Bendtsen et al., 2007; Yakushev et al., 2007; Wang & Justić, 2009; Officer et al., 1984; Lehrter et al., 2017; 2009) نشان داده‌اند تشدید لایه‌بندی حرارتی در اثر گرمایش جهانی و پایداری عمودی مربوط به این لایه‌بندی، موجب محدود شدن ارتباط لایه مخلوط سطحی با لایه زیر آن شده و تقویت لایه‌بندی حرارتی به عنوان اصلی‌ترین عامل کاهش اکسیژن محلول در بخش زیر لایه مخلوط سطحی شناخته شده است (Allahdadi et al., 2017; Capet & Grégoire, 2016; Du et al., 2018; Li et al., 2016; Meier et al., 2019; Meier et al., 2011; Yakushev et al., 2007).



شکل ۸. پروفیل میانگین درجه حرارت دریای عمان در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ بر اساس داده‌های پایگاه داده WOA (ماخذ: یافته‌های پژوهش)

## ۵. نتیجه‌گیری

در این مطالعه علل کاهش اکسیژن محلول دریای عمان در دهه‌های اخیر و پارامترهای موثر بر این تغییرات با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری میدانی و تصاویر ماهواره‌ای بررسی شد. مقایسه پروفیل‌های میانگین اکسیژن محلول در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰، کاهش غلظت اکسیژن از سطح تا عمق ۱۰۰۰ متر دریا در سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۶۰ را نشان داد. بر اساس نتایج به دست آمده، کاهش غلظت اکسیژن در این بازه زمانی موجب کم‌عمق شدن آب‌های دارای شرایط کمبود اکسیژن و حرکت آن‌ها به سمت سطح شده است؛ به نحوی که ضخامت لایه آب‌های با غلظت اکسیژن محلول بیشتر از  $2\text{ mg/L}$ ، از حدود ۱۵۰ متر در سال ۱۹۶۰ به حدود ۸۰ متر در سال ۲۰۱۰ کاهش یافته است. این نتایج با یافته‌های مطالعات پیشین تطابق داشته‌اند (Bopp et al., 2013; Lachkar et al., 2021; Long et al., 2016; Paulmier, 2010; Ruiz-Pino, 2009; Saleh et al., 2021; Stramma et al., 2010).

به منظور بررسی علل کاهش غلظت اکسیژن، تغییرات درجه حرارت و لایه‌بندی حرارتی آب، تبدلات آبی با بدنه‌های آبی مجاور و همچنین فعالیت‌های بیولوژیکی مصرف‌کننده اکسیژن محلول در دریای عمان در بازه زمانی مطالعاتی مورد ارزیابی قرار گرفتند. در رابطه با لایه مخلوط سطحی، بررسی‌ها نشان داد نمی‌توان تغییر و کاهش اکسیژن محلول در این لایه را به کاهش اکسیژن محلول جریانات سطحی ورودی به دریای عمان نسبت داد و کاهش انحلال‌پذیری اکسیژن در آب در اثر افزایش دما به میزان حدود  $2^{\circ}\text{C}$ ، عامل اصلی کاهش اکسیژن در این لایه شناخته شد. نتیجه مشابهی برای علت کاهش اکسیژن محلول در لایه مخلوط سطحی دریای بالتیک، دریای سیاه و خلیج مکزیک که از مهم‌ترین محیط‌های دریایی در سراسر جهان هستند که با مشکل کاهش اکسیژن در دهه‌های اخیر مواجه بوده‌اند، حاصل شده است (Bendtsen & Hansen, 2013; Lehrter et al., 2017; Meier et al., 2012; Meier et al., 2011).

مقایسه پارامتر مصرف ظاهری اکسیژن محلول دریای عمان در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ نشان داد که فعالیت‌های بیولوژیکی نظیر تنفس آبزیان در این دوره مطالعاتی تقریباً بدون تغییر باقی مانده است. همچنین سری زمانی غلظت کلروفیل - آ در دریای عمان بر اساس داده‌های سری زمانی SeaWiFS و تصاویر ماهواره‌ای MODIS، یک الگوی کاهشی در غلظت کلروفیل - آ از دهه ۱۹۵۰ تا دهه ۲۰۱۰ را نشان داد که بیانگر عدم افزایش تولیدات اولیه و مواد آلی تولیدی ناشی از آن‌ها بوده است. بنابراین تشدید فرآیندهای بیولوژیکی و افزایش مواد آلی ناشی از تولیدات اولیه مسبب کاهش اکسیژن در دریای عمان نبوده‌اند. کاهش اکسیژن محلول توده آب چگال خروجی از خلیج فارس نیز با توجه به ورود به دریای عمان درست در زیر ترموکلاین این دریا، تاثیری بر لایه‌های فوقانی نداشته و تنها بر کاهش اکسیژن لایه ۱۵۰-۳۵۰ متری مجاور بخش جنوبی دریای عمان موثر می‌باشد. در این رابطه نتیجه مشابهی در مطالعه (Lachkar et al., 2022) و Queste et al. (2018) نیز حاصل شده است.

مقایسه پروفیل‌های عمودی میانگین درجه حرارت در دریای عمان در سال‌های ۱۹۶۰ و ۲۰۱۰ نشان داد که اختلاف در میزان افزایش دمای آب در بخش‌های سطحی و عمیق‌تر دریا در سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۶۰، با تقویت لایه‌بندی حرارتی و تشدید ترموکلاین و کاهش ارتباط با لایه سطحی غنی از اکسیژن، موجب کاهش اکسیژن محلول در لایه میانی زیر لایه مخلوط سطحی شده است. در مطالعات پیشین در دریای عرب، دریای بالتیک، دریای سیاه، خلیج چسپایک و خلیج مکزیک نیز تشدید لایه‌بندی حرارتی به عنوان علت کاهش اکسیژن لایه‌های زیر سطحی شناخته شده است (Allahdadi et al., 2017; Capet & Grégoire, 2016; Du et al., 2018; Lachkar et al., 2021; Li et al., 2016; Meier et al., 2019; Meier et al., 2011; Yakushev et al., 2007).

## ۶. منابع

- Acharya, S. S., & Panigrahi, M. K. (2016). Eastward shift and maintenance of Arabian Sea oxygen minimum zone: Understanding the paradox. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 115, 240-252 .
- Al Gheilani, H. M., Matsuoka, K., AlKindi, A. Y., Amer, S., & Waring, C. (2011). Fish kill incidents and harmful algal blooms in Omani waters. *Journal of Agricultural and Marine Sciences [JAMS]*, 16, 23-33 .
- Ali, A., Ahmed, S., Kazi, L. I., Tabrez, M., & Amjad, S. (1995). Seasonal variation of mixed layer depth in the north Arabian sea. *Pakistan Journal of Marine Sciences*, 4(1), 1-4 .
- Allahdadi, M. N., Jose, F., D'Sa, E. J., & Ko, D. S. (2017). Effect of wind, river discharge, and outer-shelf phenomena on circulation dynamics of the Atchafalaya Bay and shelf. *Ocean Engineering*, 129, 567-580 .
- Banse, K., Naqvi, S., Narvekar, P., Postel, J., & Jayakumar, D. (2014). Oxygen minimum zone of the open Arabian Sea: variability of oxygen and nitrite from daily to decadal timescales. *Biogeosciences*, 11(8), 2237-2261.
- Bendtsen, J., Gustafsson, K. E., Söderkvist, J., & Hansen, J. L. (2009). Ventilation of bottom water in the North Sea-Baltic Sea transition zone. *Journal of Marine Systems*, 75(1-2), 138-149 .
- Bendtsen, J., & Hansen, J. L. (2013). Effects of global warming on hypoxia in the Baltic Sea-North Sea transition zone. *Ecological modelling*, 264, 17-26 .

- Bindoff, N. L., Cheung, W. W., Kairo, J. G., Arístegui, J., Guinder, V. A., Hallberg, R., Hilmi, N. J. M., Jiao, N., Karim, M. S., & Levin, L. (2019). Changing ocean, marine ecosystems, and dependent communities. *IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*, 477-587 .
- Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J. C., Doney, S. C., Dunne, J. P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T & Seferian, R. (2013). Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*, 10(10), 6225-6245 .
- Bower, A. S., Hunt, H. D., & Price, J. F. (2000). Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C3), 6387-6414 .
- Bower, A. S., Johns, W. E., Fratantoni, D. M., & Peters, H. (2005). Equilibration and circulation of Red Sea Outflow Water in the western Gulf of Aden. *Journal of Physical Oceanography*.35(11), 1963-1985.
- Breitburg, D., Grégoire, M., & Isensee, K. (2018a). Global Ocean Oxygen Network 2018. The ocean is losing its breath: Declining oxygen in the world's ocean and coastal waters. *IOC-UNESCO, IOC Technical Series*, 137 .
- Breitburg, D., Grégoire, M., & Isensee, K. (2018b). The Ocean is losing its breath: declining oxygen in the global and coastal ocean. *IOC-UNESCO, IOC Technical Series, No. 137* 40pp .
- Breitburg, D., Levin, L. A., Oschlies, A., Grégoire, M., Chavez, F. P., Conley, D. J., Garçon, V., Gilbert, D., Gutiérrez, D., & Isensee, K. (2018). Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359(6371).
- Capet, A., & Grégoire, M. (2016). Modelling hypoxia and its impact on marine Good Environmental Status: The Black Sea case. 8th International Workshop on Modeling the Ocean (IWMO).
- Coma, R., Ribes, M., Serrano, E., Jiménez, E., Salat, J., & Pascual, J. (2009). Global warming-enhanced stratification and mass mortality events in the Mediterranean. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(15), 6176-6181 .
- Diaz, R. J., & Rosenberg, R. (2008). Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, 321(5891), 926-929 .
- DiMarco, S. F., Wang, Z., Chapman, P., Al-Kharusi, L., Belabbassi, L., Al-Shaqsi, H., Stoessel, M., Ingle, S., Jochens, A. E., & Howard, M. K. (2023). Monsoon-driven seasonal hypoxia along the northern coast of Oman .
- do Rosário Gomes, H., Goes, J. I., Matondkar, S. P., Buskey, E. J., Basu, S., Parab, S., & Thoppil, P. (2014). Massive outbreaks of *Noctiluca scintillans* blooms in the Arabian Sea due to spread of hypoxia. *Nature communications*, 5(1), 1-8 .
- Du, J., Shen, J., Park, K., Wang, Y. P., & Yu, X. (2018). Worsened physical condition due to climate change contributes to the increasing hypoxia in Chesapeake Bay. *Science of The Total Environment*, 630, 707-717 .
- Ekau, W., Auel, H., Pörtner, H.-O., & Gilbert, D. (2009). Impacts of hypoxia on the structure and processes in the pelagic community (zooplankton, macro-invertebrates and fish). *Biogeosciences Discussions*, 6(3).
- Flynn, K. J. (2005). Incorporating plankton respiration in models of aquatic ecosystem function. *Respiration in aquatic ecosystems, edited by: del Giorgio, PA and Williams, LeB, PJ, Oxford University Press*, 248-266.
- Gallo, N., & Levin, L. (2016). Fish ecology and evolution in the world's oxygen minimum zones and implications of ocean deoxygenation. *Advances in marine biology*, 74, 117-198 .
- Garcia, H. E., & Gordon, L. I. (1992). Oxygen solubility in seawater: Better fitting equations. *Limnology and Oceanography*, 37(6), 1307-1312 .
- Hupe, A., & Karstensen, J. (2000). Redfield stoichiometry in Arabian Sea subsurface waters. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(1), 357-372 .
- Ito, T., Minobe, S., Long, M. C., & Deutsch, C .(2017) .Upper ocean O2 trends: 1958–2015. *Geophysical research letters*, 44(9), 4214-4223 .
- Johns, W., Yao, F., Olson, D., Josey, S., Grist, J., & Smeed, D. (2003). Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12).

- Johns, W. E., Jacobs, G. A., Kindle, J. C., Murray, S. P., & Carron, M. (1999). *Arabian marginal seas and gulfs* .
- Jokinen, S. A., Virtasalo, J. J., Jilbert, T., Kaiser, J., Dellwig, O., Arz, H. W., Hänninen, J., Arppe, L., Collander, M., & Saarinen, T. (2018). A 1500-year multiproxy record of coastal hypoxia from the northern Baltic Sea indicates unprecedented deoxygenation over the 20th century. *Biogeosciences*, 15(13), 3975-4001.
- Justic, D., Rose, K. A., Hetland, R. D., & Fennel, K. (2017). *Modeling Coastal Hypoxia: Numerical Simulations of Patterns, Controls and Effects of Dissolved Oxygen Dynamics*. Springer .
- Kämpf, J., & Sadrinasab, M. (2006). The circulation of the Persian Gulf: a numerical study. *Ocean Science*, 2(1), 27-41 .
- Karbassi, A., Abdollahzadeh, E. M., Fariman, G., Nazariha, M., & Assadi, M. (2016). Development of Trophic Index along South-East Coast of Oman Sea and its Relationship with Harmful Algae Bloom. *Journal of Applied Environmental and Biological Sciences*, 19-27 .
- Keeling, R. F., Körtzinger, A., & Gruber, N. (2010). Ocean deoxygenation in a warming world. *Annual review of marine science*, 2, 199-229 .
- l'Hégaret, P., Marez, C. d., Morvan, M., Meunier, T., & Carton, X. (2021). Spreading and vertical structure of the Persian Gulf and Red Sea outflows in the northwestern Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(4), e2019JC015983 .
- Lachkar, Z., Lévy, M., & Smith, K. S. (2019). Strong intensification of the Arabian Sea oxygen minimum zone in response to Arabian Gulf warming. *Geophysical research letters*, 46(10), 5420-5429 .
- Lachkar, Z., Mehari, M., Al Azhar, M., Lévy, M., & Smith, S. (2021). Fast local warming is the main driver of recent deoxygenation in the northern Arabian Sea. *Biogeosciences*, 18(20), 5831-5849 .
- Lachkar, Z., Mehari, M., Levy, M., Paparella, F., & Burt, J. A. (2022). Recent expansion and intensification of hypoxia in the Arabian Gulf and its drivers. *Frontiers in Marine Science*, 9, 891378 .
- Laffoley, D., & Baxter, J. M. (2019). *Ocean deoxygenation: Everyone's problem-causes, impacts, consequences and solutions*. IUCN Gland, Switzerland .
- Lehmann, M., Schleder, D., Guertler, C., Perazzolo, L., & Vinatea, L. (2016a). (Hypoxia increases susceptibility of Pacific white shrimp to whitespot syndrome virus (WSSV). *Arquivo Brasileiro de Medicina Veterinária e Zootecnia*, 68, 397-403 .
- Lehmann, M., Schleder, D., Guertler, C., Perazzolo, L., & Vinatea, L. (2016b). Hypoxia increases susceptibility of Pacific white shrimp to whitespot syndrome virus (WSSV). *Arquivo Brasileiro de Medicina Veterinária e Zootecnia*, 68(2), 397-403 .
- Lehrter, J. C., Ko, D. S., Lowe, L. L., & Penta, B. (2017). Predicted effects of climate change on northern Gulf of Mexico hypoxia. *Modeling coastal hypoxia: Numerical simulations of patterns, controls and effects of dissolved oxygen dynamics*, 173-214 .
- Levin, L., Ekau, W., Gooday, A., Jorissen, F., Middelburg, J., Naqvi, S., Neira, C., Rabalais, N & .Zhang, J. (2009). Effects of natural and human-induced hypoxia on coastal benthos. *Biogeosciences*, 6(10), 2063-2098 .
- Li, G., Cheng, L., Zhu, J., Trenberth, K. E., Mann, M. E., & Abraham, J. P. (2020). Increasing ocean stratification over the past half-century. *Nature Climate Change*, 10(12), 1116-1123 .
- Li, M., Lee, Y. J., Testa, J. M., Li, Y., Ni, W., Kemp, W. M., & Di Toro, D. M. (2016). What drives interannual variability of hypoxia in Chesapeake Bay: Climate forcing versus nutrient loading? *Geophysical research letters*, 43(5), 2127-2134 .
- Long, M. C., Deutsch, C., & Ito, T. (2016). Finding forced trends in oceanic oxygen. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(2), 381-397 .
- Los, F., Villars, M., & Van der Tol, M. (2008). A 3-dimensional primary production model (BLOOM/GEM) and its applications to the (southern) North Sea (coupled physical–chemical–ecological model). *Journal of Marine Systems*, 74(1-2), 259-294 .
- Meier, H., Eilola, K., Almroth-Rosell, E., Schimanke, S., Kniebusch, M., Höglund, A., Pemberton, P., Liu, Y., Väli, G., & Saraiva, S. (2019). Disentangling the impact of nutrient load and climate changes on Baltic Sea hypoxia and eutrophication since 1850. *Climate Dynamics*, 53, 1145-1166 .



- Meier, H., Hordoir, R., Andersson, H., Dieterich, C., Eilola, K., Gustafsson, B. G., Höglund, A., & Schimanke, S. (2012). Modeling the combined impact of changing climate and changing nutrient loads on the Baltic Sea environment in an ensemble of transient simulations for 1961–2099. *Climate Dynamics*, 39, 2421–2441 .
- Meier, H. M., Andersson, H. C., Eilola, K., Gustafsson, B. G., Kuznetsov, I., Müller-Karulis, B., Neumann, T., & Savchuk, O. P. (2011). Hypoxia in future climates: A model ensemble study for the Baltic Sea. *Geophysical research letters*, 38(24).
- Naqvi, S., Naik, H., Pratihary, A., D'souza, W., Narvekar, P., Jayakumar, D., Devol, A., Yoshinari, T., & Saino, T. (2006). Coastal versus open-ocean denitrification in the Arabian Sea. *Biogeosciences*, 3(4), 621–633 .
- Officer, C. B., Biggs, R. B., Taft, J. L., Cronin, L. E., Tyler, M. A., & Boynton, W. R. (1984). Chesapeake Bay anoxia: origin, development, and significance. *Science*, 223(4631), 22–27 .
- Olbert, A. I., Dabrowski, T., Nash, S., & Hartnett, M. (2012). Regional modelling of the 21st century climate changes in the Irish Sea. *Continental Shelf Research*, 41, 48–60 .
- Oschlies, A., Brandt, P., Stramma, L., & Schmidtko, S. (2018). Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation. *Nature Geoscience*, 11(7), 467–473 .
- Paulmier, A., & Ruiz-Pino, D. (2009). Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. *Progress in Oceanography*, 80(3–4), 113–128 .
- Pena, M., Katsev, S., Oguz, T., & Gilbert, D. (2010). Modeling dissolved oxygen dynamics and hypoxia. *Biogeosciences*, 7(3), 933–957 .
- Piontkovski, S., & Al-Oufi, H. (2015). The Omani shelf hypoxia and the warming Arabian Sea. *International Journal of Environmental Studies*, 72(2), 256–264 .
- Piontkovski, S., & Chiffings, T. (2014). Long-term changes of temperature in the Sea of Oman and the western Arabian Sea. *International Journal of Oceans and Oceanography*, 8(1), 53–72 .
- Piontkovski, S. A., & Queste, B. Y. (2016). Decadal changes of the Western Arabian sea ecosystem. *International Aquatic Research*, 8(1), 49–64 .
- Pous, S., Carton, X., & Lazure, P. (2004). Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman—Results from the GOGP99 Experiment: 1. Strait of Hormuz. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C12).
- Prakash, S., Nair, T. B., Bhaskar, T. U., Prakash, P., & Gilbert, D. (2012). Oxycline variability in the central Arabian Sea: An Argo-oxygen study. *Journal of sea research*, 71, 1–8 .
- Prasad, T., Ikeda, M., & Kumar, S. P. (2001). Seasonal spreading of the Persian Gulf Water mass in the Arabian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8), 17059–17071 .
- Queste, B. Y., Vic, C., Heywood, K. J., & Piontkovski, S. A. (2018). Physical controls on oxygen distribution and denitrification potential in the north west Arabian Sea. *Geophysical research letters*, 45(9), 4143–4152 .
- Rabalais, N. N., Turner, R. E., & Scavia, D. (2002). Beyond Science into Policy: Gulf of Mexico Hypoxia and the Mississippi River: Nutrient policy development for the Mississippi River watershed reflects the accumulated scientific evidence that the increase in nitrogen loading is the primary factor in the worsening of hypoxia in the northern Gulf of Mexico. *BioScience*, 52(2), 129–142 .
- Radhakrishnan, K., & Namboodiripad, K. (1995). *Thermocline Variability in the Arabian Sea and its effects on Acoustic Propagation* Physical Oceanography and Meteorology Division, School of Marine Sciences.
- Resplandy, L., Lévy, M., Bopp, L., Echevin, V., Pous, S., Sarma, V., & Kumar, D. (2012). Controlling factors of the OMZ in the Arabian Sea. *Biogeosciences Discussions*, 9(5) .
- Reynolds, R. M. (1993). Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman—Results from the Mt Mitchell expedition. *Marine Pollution Bulletin*, 27, 35–59 .
- Rixen, T., & Ittekkot, V. (2005). Nitrogen deficits in the Arabian Sea, implications from a three component mixing analysis. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52(14–15), 1879–1891 .
- Robinson, C. (2018). Microbial respiration, the engine of ocean deoxygenation. *Front Mar Sci* 5: 533. In Saleh, A., Abtahi, B., Mirzaei, N., Chen, C.-T. A., Ershadifar, H., Ghaemi, M., Hamzhepour, A., & Abedi, E. (2021). Hypoxia in the Persian Gulf and the Strait of Hormuz. *Marine Pollution Bulletin*, 167, 112354 .

- Sarma, V. (2002). An evaluation of physical and biogeochemical processes regulating perennial suboxic conditions in the water column of the Arabian Sea. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), 29-21-29-11 .
- Shetye, S., Gouveia, A., & Shenoi, S. (1994). Circulation and water masses of the Arabian Sea. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 103(2), 107-123 .
- Stramma, L., Johnson, G. C., Sprintall, J., & Mohrholz, V. (2008). Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science*, 320(5876), 655-658 .
- Stramma, L., Schmidtko, S., Levin, L .A., & Johnson, G. C. (2010). Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(4), 587-595 .
- Swallow, J. (1984). Some aspects of the physical oceanography of the Indian Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 31(6-8), 639-650 .
- Thangaraja, M., Al-Aisry, A., & Al-Kharusi, L. (2007). Harmful algal blooms and their impacts in the middle and outer ROPME sea area. *International Journal of Oceans and Oceanography*, 2(1), 85-98.
- Thomas, P., Rahman, M. S., Picha, M. E., & Tan, W. (2015). Impaired gamete production and viability in Atlantic croaker collected throughout the 20,000 km<sup>2</sup> hypoxic region in the northern Gulf of Mexico. *Marine Pollution Bulletin*, 101(1), 182-192.
- Wang, L., & Justić, D. (2009). A modeling study of the physical processes affecting the development of seasonal hypoxia over the inner Louisiana-Texas shelf: Circulation and stratification. *Continental Shelf Research*, 29(11-12), 1464-1476 .
- Warren, B. A. (1981). Transindian hydrographic section at Lat. 18 S: Property distributions and circulation in the South Indian Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(8), 759-774 .
- Webb, P. (2021). *Introduction to oceanography*. Roger Williams University .
- Wyrtki, K. (1973). Physical oceanography of the Indian Ocean. In *The biology of the Indian Ocean* (pp. 18-36). Springer .
- Wyrtki, K., Bennett, E. B., & Rochford, D. J. (1971). *Oceanographic atlas of the international Indian Ocean expedition* (Vol. 531). National Science Foundation Washington, DC .
- Yakushev, E., Pollehne, F., Jost, G., Kuznetsov, I., Schneider, B., & Umlauf, L. (2007). Analysis of the water column oxic/anoxic interface in the Black and Baltic seas with a numerical model. *Marine Chemistry*, 107(3), 388-410 .
- Yao, S., Huang, Q., Zhang, Y., & Zhou, X. (2013). The simulation of water vapor transport in East Asia using a regional air-sea coupled model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(4), 1585-1600 .
- You, Y & Tomczak, M. (1993). Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40(1), 13-56 .
- Zhang, J., Gilbert, D., Gooday, A., Levin, L., Naqvi, S. W. A., Middelburg, J., Scranton, M., Ekau, W., Pena, A., & Dewitte, B. (2010). Natural and human-induced hypoxia and consequences for coastal areas: synthesis and future development. *Biogeosciences*, 7(5), 1443-1467 .