مجله بوم شناسی آبزیان

Journal homepage: http://jae.hormozgan.ac.ir

مدلسازی فیزیکی- زیستی تغییرات فصلی جمعیت پلانکتونی در جنوب تنگه هرمز

مریم آخوندیان [1*]، محمد اکبری نسب [2]

[1] گروه زیست دریا، دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه مازندران

[2] گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه مازندران

نوع مقاله:
پژوهشی

تاریخچه مقاله:
دریافت: ۹۵/۰۳/۰۹
اصلاح: ۹۵/۰۶/۱۴
پذیرش: ۹۵/۰۷/۲۳

کلمات کلیدی:
تنگه هرمز
فیتوپلانکتون
زئوپلانکتون
مدلسازی
GOTM/NPZD

چکیده

پلانکتون‌ها، موجودات میکروسکوپی شناوری هستند که به عنوان تولیدکنندگان اولیه و نخستین انتقال دهندگان کربنِ تثبیت شده به سطوح بالاتر زنجیره‌های غذایی، از اهمیت و جایگاه ویژه ای در بوم سامانه‌های آبی برخوردارند و بررسی پراکنش جمعیت آن‌ها در مطالعه این سامانه‌ها بسیار ضروری می‌باشد. محدوده‌ی گسترده‌ای از عوامل فیزیکی از جمله شوری، عناصر غذایی، نور، دما و استرس‌های اسمزی بر نرخ رشد و جمعیت فیتوپلانکتون‌ها اثرگذار است. در این مقاله با استفاده از مدل کوپل یک بعدی فیزیکی - زیستی (GOTM/NPZD) پراکنش فصلی جمعیت‌های پلانکتونی، در تنگه هرمز در سال ۱۹۹۸مدلسازی گردید. نتایج مدلسازی ستون آب در تابستان وجود لایه‌بندی بسیار قوی ترموکلاین و هالوکلاین در ستون آب را نشان داد که تا پایان فصل پاییز پایدار بوده و مانع اختلاط آب گردیده است. خروجی مدل حاکی از وقوع یک دوره شکوفایی فیتوپلانکتونی در فصل بهار می‌باشد و شکوفایی زئوپلانکتون‌ها با تأخیرکوتاهی به دنبال شکوفایی فیتوپلانکتونی رخ داده و اوج شکوفایی جمعیت آن‌ها در اواخر بهار بوده است. در فصل زمستان به دلیل وقوع اختلاط، دما و شوری در ستون آب نسبتا همگن بوده و تغییرات جمعیتی مشهودی نیز در پراکنش عمودی پلانکتون‌ها دیده نشد.

مقدمــه

بوم سامانه‌های آبی از اجزاء ضروری چرخه‌های کربن بر روی کره زمین هستند و چرخه‌های کربن مستقیما با میزان تولید اولیه خالص در این بوم سامانه‌ها در ارتباط است (Six and Maier-Reimer, 1996). پلانکتون‌ها که در دو گروه پلانکتون‌های گیاهی (فیتوپلانکتون‌ها) و پلانکتون‌های جانوری (زئوپلانکتون‌ها) دسته‌بندی می‌شوند، از مهم‌ترین اجزاء بوم سامانه‌های آبی به شمار رفته و نقش کلیدی در چرخه‌های بیوژئوشیمیایی دریاها دارند. فیتوپلانکتون‌ها، گیاهان ریز شناوری هستند که مسئولیت بزرگ تثبیت کربن را در فرایند فتوسنتز در محیط‌های آبی به عهده دارند و به عنوان اولین حلقه از زنجیره‌های غذایی در بوم سامانه‌های آبی و نخستین انتقال‌دهندگان کربنِ تثبیت شده به سطوح بالاتر زنجیره‌های غذایی، از اهمیت و جایگاه ویژه‌ای برخوردارند. زئوپلانکتون‌ها نیز نخستین مصرف‌کنندگان گیاهخوار در زنجیره غذایی هستند که در انتقال انرژی در هرم‌های غذایی نقش بسیار مهمی دارند. از طرفی امروزه نگرانی‌های جهانی در خصوص افزایش احتمال وقوع شکوفایی

* نویسنده مسئول، پست الکترونیک: m.akhoundian@umz.ac.ir

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

مضر پلانکتون‌ها در آب‌های ساحلی وجود دارد، که نه فقط به دلیل تأثیر این شکوفایی‌ها بر جوامع آبزیان، بلکه به سبب اثرات آن‌ها بر جوامع انسانی می‌باشد. لذا برای وضع قوانین مدیریتی مؤثر در حفاظت از منابع آبزیان نیاز به درک صحیحی از دینامیک بوم سامانه‌های آبی به صورت عمومی و بالاخص جمعیت پلانکتون‌ها وجود دارد. دینامیک جمعیت پلانکتون‌ها ناشی از دو پدیده‌ی رشد و مرگ و میر آن‌ها است و بدیهی است که پارامترهای فیزیکی-زیستی محیط بر نرخ این دو فرایند تأثیرگذار است (Heinle and Slawig, 2013). فیتوپلانکتون‌ها اغلب در طول حیات خود با دو مشکل فیزیکی عمده در تأمین منابع ضروری مواجه هستند: یکی تأمین نور کافی برای فتوسنتز که از سطح به درون آب نفوذ می‌کند و دیگری تأمین عناصر غذایی ضروری که عمدتا از بستر به درون ستون آب بالا می‌آید (Klausmeier and Litchman, 2001). در شرایط پایدار، تولیدات فیتوپلانکتون‌ها تحت تأثیر عواملی هم چون مرگ و میر ناشی از چرای زئوپلانکتون‌ها، حملات ویروسی، مرگ سلولی و یا ته‌نشست فیتوپلانکتون‌ها به عمق آب و خروج آن‌ها از محدوده‌ی نفوذ نور قرار می‌گیرد (Huisman *et al*., 1999). محدوده‌ی گسترده‌ای از عوامل فیزیکی از جمله عناصر غذایی، نور، دما و استرس‌های اسمزی بر نرخ رشد و جمعیت فیتوپلانکتون‌ها اثرگذار است (Heinle and Slawig, 2013). هر عامل فیزیکی که بر دمای آب و همچنین کیفیت و کمیت نفوذ نور در لایه‌های آب مؤثر باشد به عنوان عاملی مؤثر بر دینامیک جمعیت پلانکتون‌ها مطرح است. عواملی چون میزان مواد معلق در آب و شفافیت آب نیز تأثیر مستقیم بر عمق نفوذ نور و کیفیت طول موج‌های نورخورشید در لایه‌های عمقی آب دارد. شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد تلاطم آب سبب تغییر در ساختار پراکنش فیتوپلاتکتون‌ها می‌گردد. به عنوان مثال تلاطم می‌تواند با اختلاط آب و افزایش انتشار مواد غذایی در لایه‌های آب سبب افزایش رشد فیتوپلانکتون‌ها گردد (Karp-Boss *et al*., 1996) و یا با ایجاد کدورت و کاهش عمق نفوذ نور، سبب افزایش نرخ مرگ و میر در جوامع فیتوپلانکتونی شود (Malkiel *et al*., 1999). در سطوح بالاتر شبکه‌های غذایی، تلاطم می‌تواند نرخ تغذیه‌ی زئوپلانکتون‌ها از فیتوپلانکتون‌ها را افزایش دهد (Rothschild and Osborn, 1988) که این امر ممکن است به دلیل افزایش مواجهه شکار و شکارچی (فیتو پلانکتون‌ها و زئوپلانکتون‌ها) در اثر تلاطم آب، برتوانایی کسب غذا از محیط توسط زئوپلانکتون‌ها اثرگذار باشد (Svendsen, 1997; Kiørboe, 1997). البته مشاهدات میدانی متناقض هستند، بعضی مطالعات احتمال افزایش موفقیت در تغذیه از فیتوپلانکتون‌ها را در آب‌های متلاطم‌تر نشان می‌دهند و بعضی دیگر وجود یک رابطه منفی را نشان می‌دهند (Fennel *et al*., 2001; Evans and Parslow, 1985). این نتایج نشان می‌دهد که فاکتورهای فیزیکی محیط تا چه حد بر تعاملات اکولوژیکی فیتوپلانکتون‌ها و در نهایت بر میزان تولید در اکوسیستم‌های آبی تأثیرگذار است.

تنگه هرمز آبراهه‌ای بسیار حیاتی است که محدوده آبی کم عمق و نیمه بسته‌ی خلیج فارس را به دریای مکران متصل کرده است. شوری و چگالی آب خلیج فارس به دلیل قرار گرفتن در منطقه ی گرم و کم بارش بسیار بالاتر از آبهای آزاد است (Talley, 2002) و تنگه هرمز محل تبادل آب چگال خلیج فارس و آب کمتر چگال اقیانوس هند می‌باشد که باعث گردش اصلی آب در خلیج فارس می‌شود به دلیل نرخ بسیار بالای تبخیر سطحی در خلیج فارس آب کم شورتر و سبکتر دریای عمان برای جبران میزان آب تبخیر شده از سطح و از ناحیه شمالی تنگه هرمز وارد خلیج فارس می‌شود . هم چنین خروجی آب شور و سنگین شده خلیج فارس از قسمت جنوبی تنگه هرمز به دریای عمان می ریزد (Sadrinasab and Kaempf, 2004). این تنگه از حیاتی‌ترین تنگه‌های بین‌المللی است که علاوه بر نقش استراتژیک خود در منطقه، نقشی سیار کلیدی در حفظ حیات و بقای اکوسیستم‌های منطقه دارد و مانند کلیدی برای ورود به بوم سامانه‌ی ویژه‌ی خلیج فارس محسوب می‌شود.

در این مقاله با استفاده از نتایج مدلسازی با مدل کوپل تک بعدی فیزیکی – زیستی که بر پایه مدل عمومی اغتشاش اقیانوسی (GOTM/NPZD) قرار دارد (http://www.gotm.net)، پراکنش فصلی جمعیت‌های فیتوپلانکتون و زئوپلانکتون در این بوم سامانه حساس دریایی مدلسازی گردید. یک مدل یک بعدی برای بررسی مهم‌ترین فرآیندهای هیدرودینامیکی و ترمودینامیکی مربوط به اختلاط عمودی در اکوسیستم های آبی پلاژیک است. با کمک این مدل می توان پارامترهای هیدروفیزیکی و پدیده هایی همچون تلاطم را در اعماق آب مدلسازی نمود. این مدل کد باز و تحت زبان فرترن نوشته شده است. علاوه بر این طوری طراحی شده است که آن را به آسانی می‌توان به مدل‌های سه بعدی پیوند داد و یا به صورت کوپل با

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

مدل های زیستی، برای محاسبه اختلاط عمودی آب از آن استفاده کرد (Fennel *et al*., 2001). امروزه از این مدل برای انجام تحقیقاتی از قبیل مطالعه چرخه های بیوژئوشیمیایی آب و مدلسازی تلاطم و بررسی تعاملات چرخه های زیست محیطی در اکوسیستم های آبی استفاده می‌شود.

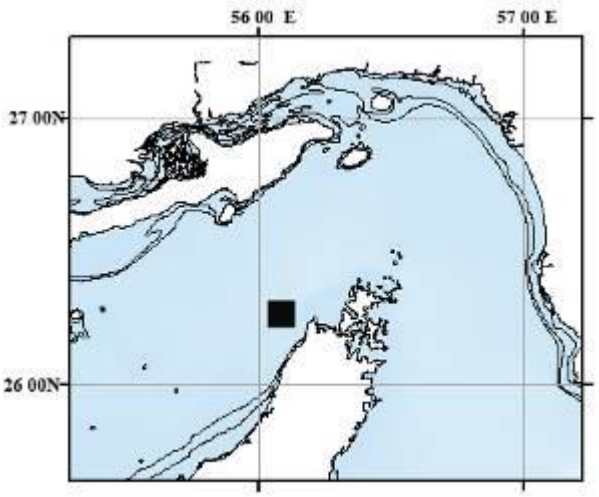
مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی

مکان مطالعه، منطقه‌ای با عرض جغرافیایی ۲۶,۲۶,۵۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی۵۶,۰ ۸,۳۳ درجه شرقی در بخش جنوبی تنگه هرمز می باشد (شکل۱).

داده‌های مورد استفاده برای مدلسازی

داده‌های فیزیکی منطقه مطالعاتی شامل دما و شوری به صورت اویلری از سطح تا عمق ۱۱۰ متری، با گام فاصله ای ۵ متری و گام زمانی نیم ساعته، در دوره‌ی زمانی پیوسته از دسامبر ۱۹۹۶ تا مارس ۱۹۹۸ توسط دانشگاه میامی توسط دستگاه CTD اندازه گیری شده است و همچنین داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیکی قشم شامل باد، رطوبت، ابرناکی، فشار هوا و دمای هوا با گام زمانی سه ساعته در بازه زمانی ۹۸-۱۹۹۷ به مدت یکسال در دوره مطالعاتی از داده‌های اندازه‌گیری شده سایت NOVA جمع‌آوری شده (جدول ۱) و به عنوان شرایط اولیه و مرزی به مدل اعمال گردید. در این مطالعه، برای راه‌اندازی مدل GOTM مقدار حداقل انرژی جنبشی تلاطمی $10^{-6}\ m^2\ s^{-2}$ و زمان واهلش برای جریان توده‌ای[1] نیز، ۸۶۴۰۰ s تعریف گردید. جدول ۲ خلاصه‌ای از پارامترهای اولیه که به عنوان مقادیر پیش فرض مدل NPZD در راه‌اندازی این مدل استفاده شده است را نشان می‌دهد.



شکل۱. نقشه منطقه مطالعاتی واقع در بخش جنوبی تنگه هرمز. مربع سیاه نشان دهنده محل ثبت دیتاهای مدلسازی شده می باشد.

جدول۱. داده‌های مورد نیاز جهت مدلسازی

داده	نوع داده	منبع جمع آوری داده	نحوه استفاده مدل از منابع
اقیانوس شناسی	پروفایل قائم دما و شوری	اندازه‌گیری شده توسط CTD	همانند سازی مدل
هواشناسی	مولفه‌های باد، دمای هوا، فشار هوا و رطوبت نسبی	وب سایت‌های هواشناسی www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.tropopause.html	شرایط بالای مرز، اندازه حرکت و شارش‌های تلاطمی حرارت و بودجه تابش سطحی

[1] Relaxation time for bulk of the flow

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

مدل GOTM/NPZD

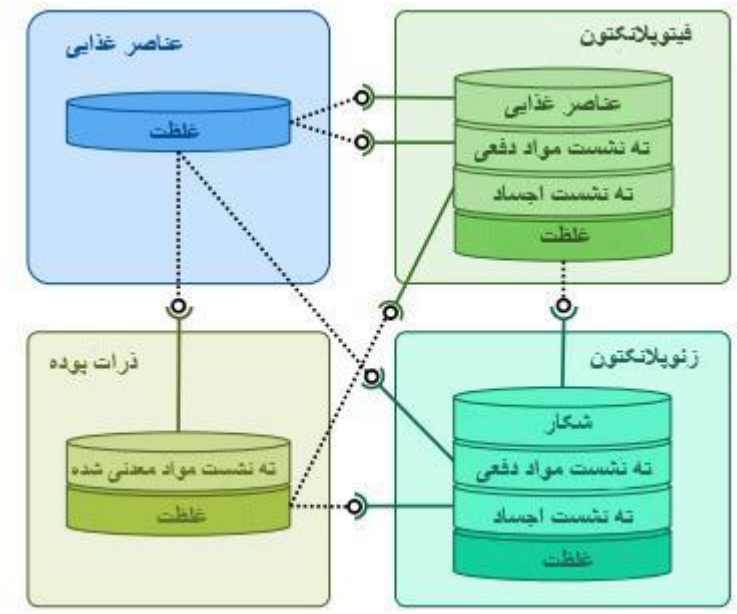
در این پژوهش از مدل کوپل زیست- فیزیکی به نام مدل GOTM/NPZD، به روش طرحواره مرتبه دوم اغتشاشی K-ε [۲] استفاده شده است، که علی رغم سادگی، کاربرد بسیار گسترده‌ای در توصیف بوم سامانه‌های پلاژیک در محیطهای آبی دارد. مدل GOTM مدلی یک بعدی است که با بیشتر مدلهای اقیانوسی جفت می شود. در این مطالعه، شارش اتمسفری در سطح و شرایط مرزی که از طریق معادلات ناویر استوکس به مدل اعمال می شود در رابطه ی زیر به عنوان ورودی مدل زیستی استفاده می گردد:

$$K_v \partial_z c_i | z = \eta = F_i^a \qquad , \quad K_v \partial_z c_i | z = -H = -F_i^b$$

مدل NPZD تاکنون توسط محققین متعددی در دنیا جهت مدلسازی فرایندهای فیزیکی، بیوژئوشیمیایی و اکولوژیکی مورد استفاده قرار گرفته است (Ertürk *et al*., 2008; Fennel *et al*., 2001; Le Quéré, 2006). این مدل در اصل به وسیله Fennel و Neumann در سال ۱۹۹۶ ارائه شد و آخرین بار به وسیله Burchard و همکاران در سال ۲۰۰۵ اصلاح گردید. مدل NPZD متشکل از ۴ معادله دیفرانسیلی است که تعادل دینامیکی بین متغیرهای: عناصر غذایی معدنی (N)، فیتوپلانکتون (P)، زئوپلانکتون (Z) و ذرات پوده (دیتریت) (D) را در ستون آب تک بعدی، شبیه‌سازی می‌نماید (Fennel *et al*., 2001). طرح شماتیک پیکره‌بندی این مدل در شکل ۲ نمایش داده شده است.

نرخ رشد فیتوپلانکتون‌ها وابسته به مقدار عناصر غذایی محلول (DIN) و عمق لایه اختلاط (MLD) بوده و بر اساس مقدار نور دردسترس برای فتوسنتز F(I) بر اساس معادله خطی Michaelis–Menten محاسبه می‌گردد (Fennel *et al*., 2001).

$$g_p(I,DIN) = \mu_p \frac{DIN}{k_N + DIN} \cdot \frac{1}{MLD} \int_0^{MLD} F(I)\, d\, z$$



شکل ۲. پیکربندی مدل NPZD ترکیبی براساس مدل‌های مستقل برای عناصر غذایی، فیتوپلانکتون، زئوپلانکتون و ذرات پوده. جعبه های تیره رنگ نشان‌دهنده متغیرهایی هستند که وابسته به متغیرهای حالت است. خطوط نقطه چین نشان‌دهنده لینک های ارتباطی ساخته شده در زمان اجرای مدل براساس اطلاعات در فایل پیکربندی شده اصلی می باشد (Bruggeman and Bolding , 2014).

[2] K- ε turbulence model with a second-order closure

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

μ_p حداکثر نرخ رشد فیتوپلانکتون، k_N غلظت نیمه اشباع برای جذب عناصرغذایی و I مقدار تابش نور در دسترس برای فتوسنتز بر اساس عمق می‌باشد. رابطه بین نور و فتوسنتز (منحنی P-I) نیز به صورت زیر می‌باشد (Evans and Parslow, 1985):

$$F(I) = \frac{\alpha . Par\ I}{\sqrt{\mu_p^2 + \alpha^2\ Par^2\ I^2}}$$

که α مقدار شیب آغازین منحنی P-I و Par ثابتِ شکست نورِ در دسترس برای انجام فتوسنتز می‌باشد. نرخ کاهش فیتوپلانکتون‌ها در محیط، مستقیما تابعی از عواملی چون میزان چرای زئوپلانکتون‌ها (g_z) و هدررفت متابولیسمی ناشی از میزان تنفس (λ_{PN}) و نرخ مرگ و میر (λ_{PD}) می‌باشد.

میزان چرای زئوپلانکتون‌ها از فیتوپلانکتون‌ها بر اساس معادله خطی Michaelis–Menten به صورت زیر نمایش داده می‌شود:

$$g_z = \mu_z \frac{Phy^2}{k_p + Phy^2}$$

در این رابطه μ_z حداکثر نرخ چرای زئوپلانکتون و k_p غلظت نیمه اشباع مصرف فیتوپلانکتون است. نرخ ثابت λ_{ZN} برای ته‌نشست زئوپلانکتون‌ها به لایه‌های پایین‌تر در نظر گرفته می‌شود، در حالیکه مرگ و میر زئوپلانکتون‌ها که تعیین کننده توده سرپا[3]ی آن‌ها می‌باشد نیز با توان دوم $\lambda_{ZD}zoo$ نمایش داده می‌شود. از طرفی، ذرات پوده‌ای با نرخ ثابت λ_{DN} در لایه‌ی اختلاط معدنی شده و با سرعت ثابت w_D ته‌نشست کرده و از لایه اختلاط خارج می‌شوند. عناصر غذایی معدنی محلول، فیتوپلانکتون‌ها و ذرات پوده، با نرخ ثابت m در سطح زیرین لایه‌ی اختلاط با هم مخلوط شده و با افزایش عمق (h^+) در لایه اختلاط، غلظت آنها نیز رقیق‌تر می‌گردد.

جدول ۲. مقادیر نمونه‌ای اولیه پارامترهای مدل (Fennel *et al.*, 2001)

پارامتر	نشانه	واحد	مقدار اولیه
حداکثر نرخ رشد فیتوپلانکتونی	μ_p	day^{-1}	۱/۰
مقدارغلظت نیمه اشباع برای رشد فیتوپلانکتون	k_N	$Mmol\ N\ m\ -3$	۰/۲۵
نرخ مرگ و میر فیتوپلانکتون	λ_{PD}	day^{-1}	۰/۰۵
نرخ تنفس فیتوپلانکتون	λ_{PN}	day^{-1}	۰/۰۵
حداکثر نرخ رشد زئوپلانکتون	μ_Z	day^{-1}	۲/۰
مقدارغلظت نیمه اشباع برای رشد زئوپلانکتون	k_p	$(mmol\ N)^2\ m^{-6}$	۰/۵
نرخ مرگ ومیر زئوپلانکتون	λ_{ZD}	$(mmol\ N\ m^{-3})^{-1}\ day^{-1}$	۰/۰۵
نرخ ته نشست زئوپلانکتون‌ها به لایه‌های پایین تر	λ_{ZN}	day^{-1}	۰/۰۵
نرخ معدنی شدن	λ_{DN}	day^{-1}	۰/۰۵
شیب آغازین منحنی PI(نور-فتوسنتز)	α	$(Wm^{-2})^{-1}\ day\ -^{1}$	۰/۰۲۵
ضریب ثابت شکست نور در دسترس برای انجام فتوسنتز	par	-	۰/۴۳
نرخ ته نشست ذرات پوده	w_D	$m\ day^{-1}$	۱/۰
اختلاط عرضی لایه دماشیب	m	$m\ day^{-1}$	۰/۲۵
شیب غلظت نیترات زیر لایه دماشیب	N_{slope}	$mmol\ N\ m^{-4}$	۰/۰۱۶

[3] Standing crop

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

با این تعاریف معادلات اصلی مدل به شکل زیر بیان می‌شوند (Fennel *et al.*, 2001) :

$$\frac{dphy}{dt} = g_p Phy - g_z Zoo - \lambda_{PN} Phy - \lambda_{PD} Phy - \frac{m+h^+(t)}{MLD} Phy$$

$$\frac{dZoo}{dt} = g_z Zoo - \lambda_{ZN} Zoo - \lambda_{ZD} Zoo^2 - \frac{h(t)}{MLD} Zoo$$

$$\frac{dDIN}{dt} = -g_p Phy + \lambda_{PN} Phy + \lambda_{ZN} Zoo + \lambda_{DN} Det + \frac{m+h^+(t)}{MLD}\left(N_{slope} MLD - DIN\right)$$

$$\frac{dDET}{dt} = \lambda_{PD} Phy + \lambda_{ZD} Zoo^2 - \lambda_{DN} Det - \frac{m+h^+(t)+W_D}{MLD} Det$$

در این مدل فرض بر این است که زئوپلانکتون‌ها موقعیت خود را در لایه اختلاط حفظ کرده و بنابراین تراکم آن‌ها با افزایش عمق در لایه اختلاط و رقیق‌تر شدن محیط کاهش یافته و با کاهش عمق در لایه اختلاط افزایش می‌یابد. پراکنش عناصر غذایی با افزایش عمق در لایه اختلاط از الگوی تغییرات فصلی مشخصی پیروی می‌کند و غلظت آن در زیر لایه اختلاط با ضریب خطی N_{slope} افزایش می‌یابد (Hurtt and Armstrong, 1996).

صحت سنجی مد ل

در این تحقیق، برای مدلسازی، محیط ۱۰۰ لایه و گام زمانی ۱۲۰ ثانیه در نظر گرفته شد. این مدل براساس تعداد لایه‌ها و گام زمانی، ضرایب ثابتی جهت حل معادلات به روش حل بستار تلاطمی مرتبه دوم تعیین می‌نماید، به گونه ای کـه مـدل ناپایـدار نگردد (Burchard, 2002). پس از اجرای مدل، خروجی دما و شوری مدلسازی شده، با دما و شوری اندازه‌گیری شده در محیط مورد مقایسه قرارگرفت و نتایج اندازه‌گیری محیطی با خروجی مدل به صورت قابـل قبـولی مطابقـت داشـتند. نتـایج خروجـی حاصل از داده‌های اندازه‌گیری شده میدانی دما در شکل ۳ و شوری در شکل ۵ نشان داده شده اسـت و نتـایج خروجـی مـدل برای پارامترهای مذکور به ترتیب در شکل های ۴ و ۶ نمایش داده شده است. در ضمن تمام خروجی‌های مدل توسط نرم افزار Ferret تحت لینوکس رسم شده است.

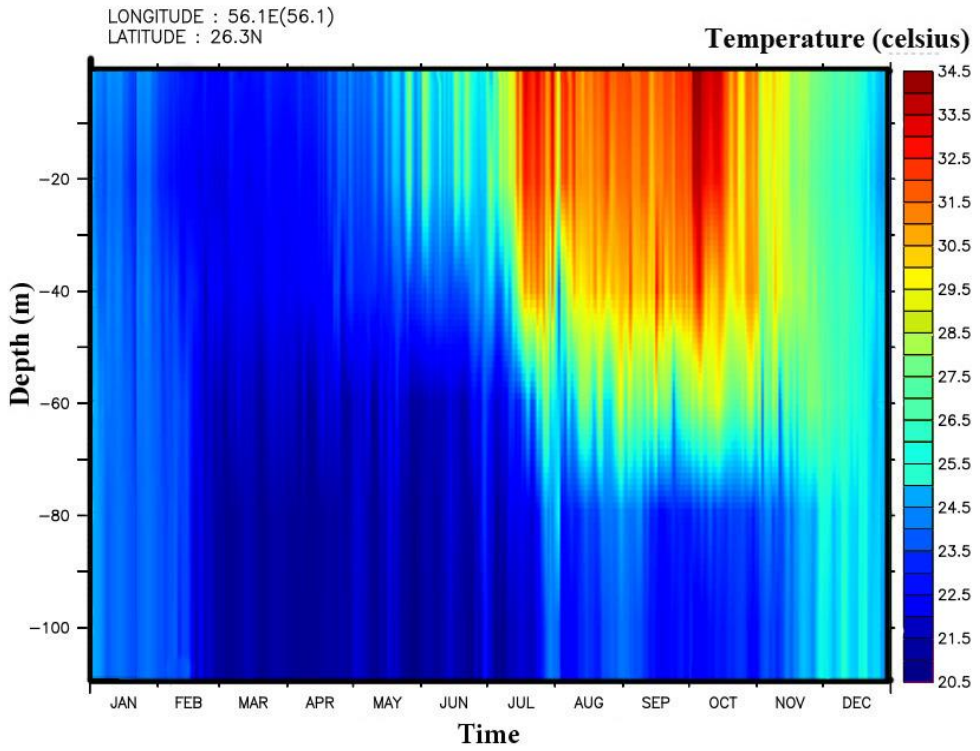
بررسی نتایج خروجی مدل

نیم‌رخ های عمودی دما

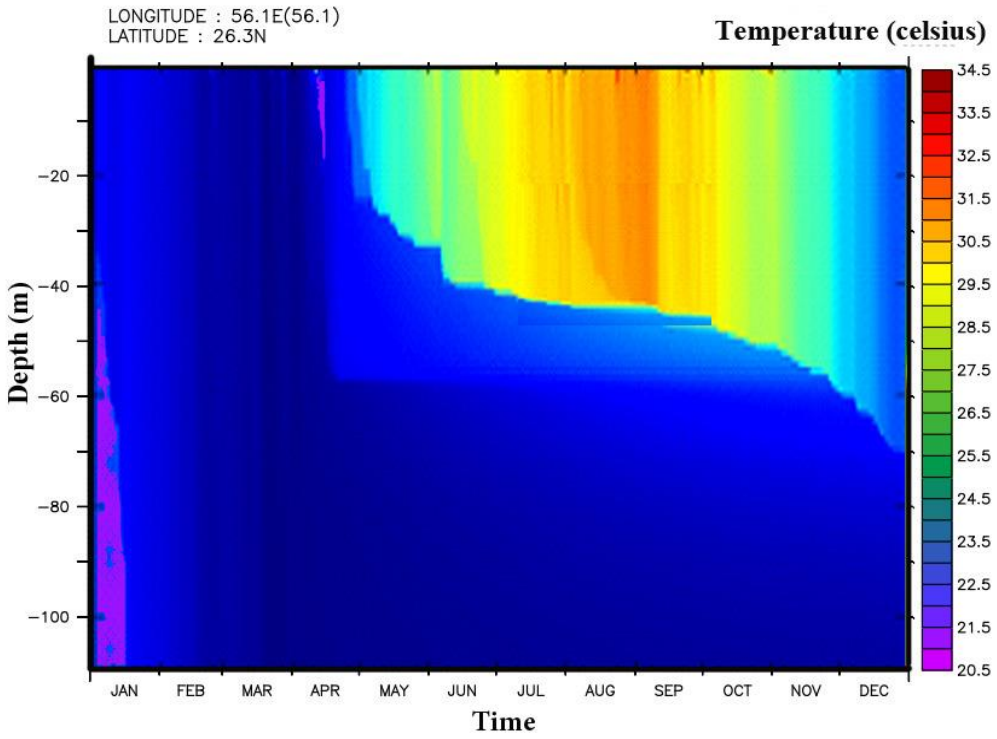
تغییرات دمای ستون آب در طول دوره مطالعاتی یک ساله در شکل ۳ نشان داده شده است. همانطوری که نیم‌رخ عمودی دما نشان می‌دهد، در زمستان، از دی ماه (ژانویه) تا اواخر اردیبهشت ماه (می)، تغییرات دمـایی چنـدان محسوسـی در سـتون آب مشاهده نمی‌شود. دمای آب از سطح تا بستر، در محدوده‌ی ۲۰ تا ۲۵ درجه سانتیگراد و تقریبا یکنواخت مـی‌باشـد (شـکلهای۳ و۴). از اردیبهشت ماه (می) ، تا اواسط تیر ماه (جولای) تا عمق ۴۰ متر، افزایش دما دیده می‌شود، که ناشی از دریافـت بیشـتر انرژی گرمایی تابشی خورشید و افزایش دمای آب سطحی است. دمای آب در لایه سطحی در فصل بهار به ۲۷ تا ۲۹ درجـه‌ی سانتی گراد می‌رسد. با آغاز فصل تابستان و افزایش دمای هوای بالای آب، تغییرات قابل ملاحظه‌ای در دمـای سـتون عمـودی آب، مشاهده می‌شود که این تغییرات از تیر ماه (جولای) تا اوایل آبان ماه (نوامبر) به وضوح قابل مشاهده اسـت. در طـول ایـن دوره، دمای آب از سطح تا عمق ۴۰ متر، بین ۳۱،۵ تا ۳۴ درجه سانتیگراد در نوسان می‌باشد. لایه‌ی دماشیب (ترموکلاین) که از اردیبهشت ماه (می) به تدریج شکل گرفته است، در اواسط تیرماه (جولای) به عمق ۶۰ متری جابجا مـی‌شـود، کـه تشـکیل دماشیب فصلی را در این عمق تایید می‌نماید. لایه‌ی اختلاط نیز از سطح تا بالای لایه ی دماشیب گسترش می‌یابد. از آبان ماه (نوامبر) تا آذر ماه (دسامبر)، همراه با کاهش دمای هوا، از دمای ستون آب نیز کاسته می‌شود و دمای سـتون آب تـا عمـق ۶۰ متری حدود ۲ درجه کاهش یافته و بین ۲۶ تا ۲۸ درجه‌ی سانتیگراد می‌گردد. در عمق بیشتر از ۶۰ متری، روند کاهشـی دمـا ادامه داشته و تا بستر گسترش می‌یابد.

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]



شکل ۳. نیم‌رخ دمای مشاهداتی ستون آب بر اساس داده های اندازه گیری شده میدانی (تنگه هرمز-۱۹۹۷)



شکل ۴. مدلسازی نیم‌رخ دمای ستون آب (تنگه هرمز-۱۹۹۷)

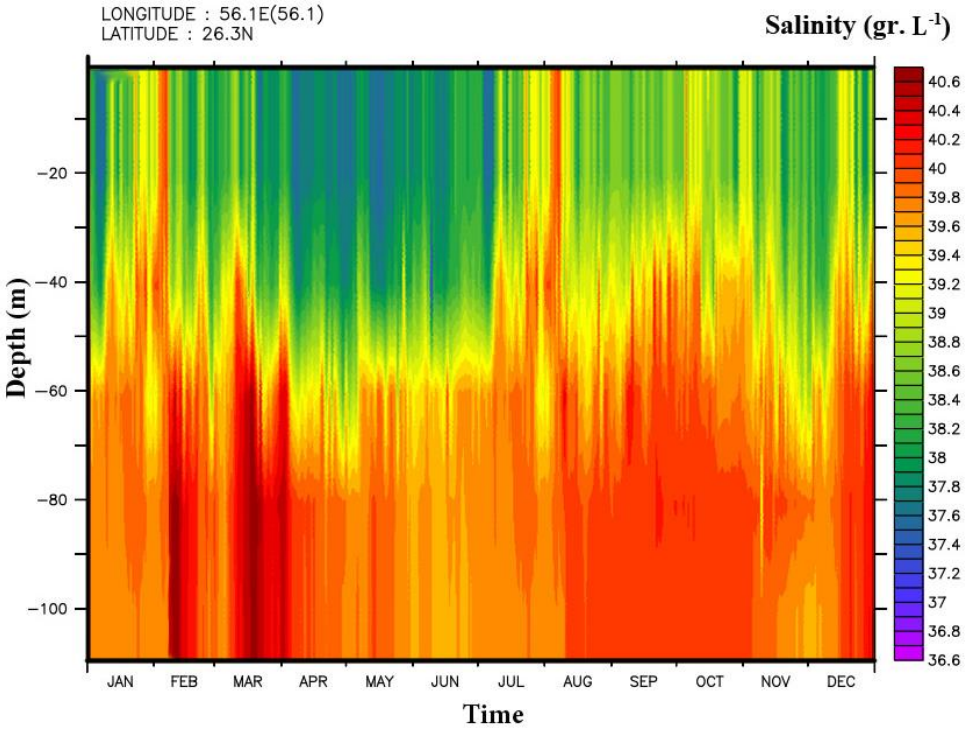
نیم‌رخ های عمودی شوری

در بررسی نیمرخ عمودی شوری در طول دوره‌ی مطالعاتی یک ساله که در شکل ۵ و ۶ نشان داده شده است، این واقعیت مشهود است که توده آب با شوری بیشتر، به دلیل افزایش چگالی به عمق‌های پایین‌تر نشست می کند. نتایج نشان می‌دهد در

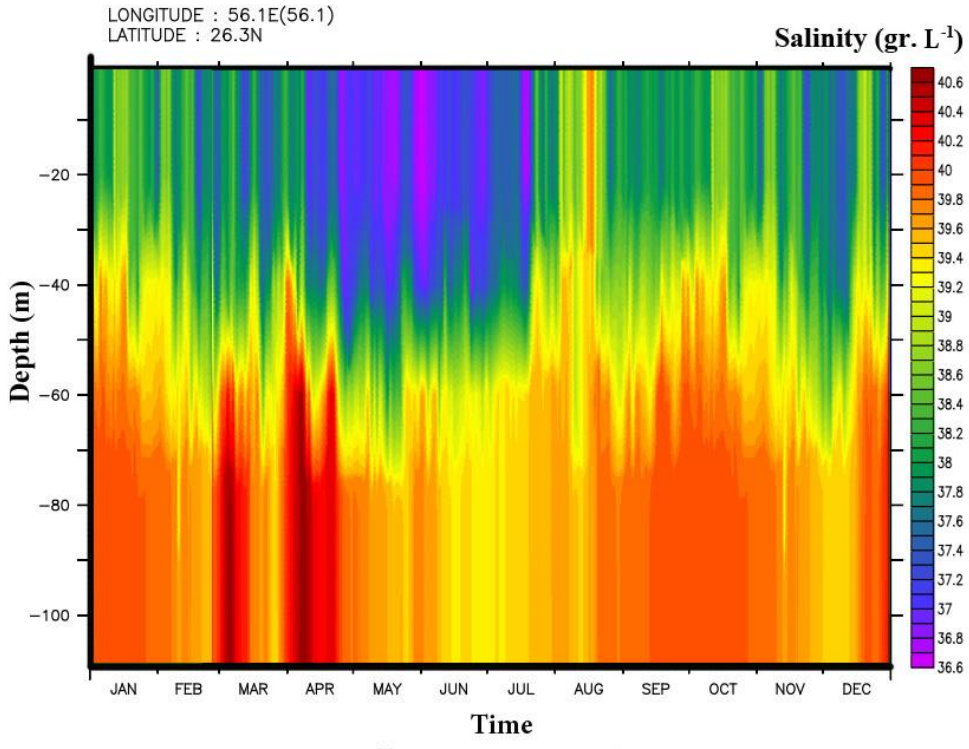
[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

زمستان میزان شوری از سطح تا عمق ۵۰ متر بین ۳۷/۵ تا ۳۹ گرم بر کیلوگرم در نوسان می‌باشد و در اعماق بیشتر از ۵۰ متر، میزان شوری به ۳۹ تا ۴۰/۵ گرم بر لیتر می‌رسد.



شکل ۵. نیم‌رخ شوری مشاهداتی آب بر اساس داده های اندازه گیری شده میدانی (تنگه هرمز-۱۹۹۷)



شکل ۶. مدلسازی نیم‌رخ شوری آب (تنگه هرمز-۱۹۹۷)

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

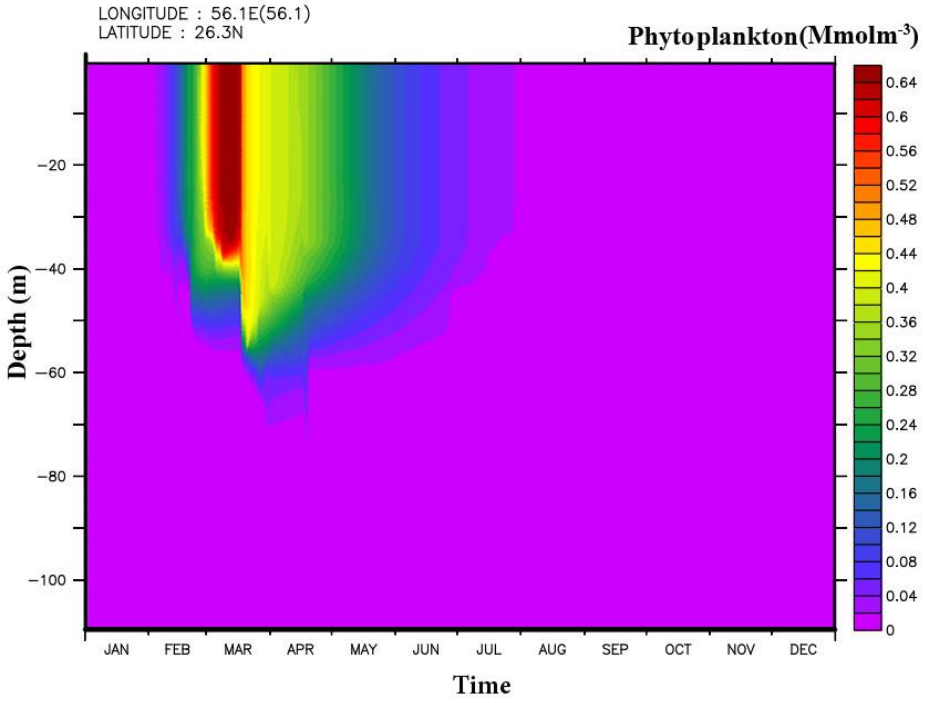
از فروردین ماه (اپریل) تا تیر ماه (جولای)، شوری از سطح تا عمق ۶۰ متر با مقادیری بین ۳۶ تا ۳۷/۵ گرم بر کیلوگرم مشاهده می‌شود و در اعماق پایین‌تر، میزان شوری افزایش پیدا کرده و به ۳۷/۵ تا ۳۹ گرم بر لیتر می‌رسد. نیم‌رخ عمودی شوری در منطقه حاکی از وجود لایه شوری شیب از فروردین ماه (اپریل) تا تیرماه (جولای) می باشد که مانع از اختلاط آب لایه‌های سطحی و عمقی شده و سبب ایجاد اختلاف شوری در آب‌های سطحی و عمقی (بیش از ۶۰ متر) می‌گردد (شکل ۶). در تیر ماه، لایه شوری شیب تقریبا از بین می‌رود و شوری از سطح تا عمق با میانگین ۳۷/۵ تا ۴۰ گرم بر لیتر به صورت نسبتاً یکنواخت توزیع می‌گردد. اگرچه در اعماق بیشتر از ۶۰ متر شوری افزایش می‌یابد، اما اختلاف شوری لایه‌های سطحی با عمقی در حدی نیست که وجود لایه شوری شیب (هالوکلاین) را در این زمان تأیید نماید.

نیم‌رخ عمودی تراکم فیتوپلانکتون‌ها

شکل ۷ مدلسازی نیم‌رخ عمودی تراکم فیتوپلانکتون‌ها را در منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد. در اواخر زمستان شکوفایی جمعیت فیتوپلانکتونی در منطقه یوفوتیک (۳۵- ۰متر) دیده می‌شود که اوج این شکوفایی در اواخر بهمن (فوریه) و اسفند (مارس) می باشد و زبانه‌ی آن تا اعماق ۶۰ متری آب گسترش یافته است. تراکم فیتوپلانکتون‌ها در این بخش از ستون آب به ۰/۶۴-۰/۵۲ میلی مول بر مترمکعب افزایش یافته و بیشترین تراکم در ستون آب تا عمق ۴۰-۳۵متری دیده می‌شود. این در حالی است که تراکم فیتوپلانکتون‌ها با آغاز فصل بهار رو به کاهش نهاده و در پایان اردیبهشت ماه (می) مقدار آن به ۰/۲ میلی مول بر متر مکعب می رسد. این کاهش ادامه یافته و در تیرماه (جولای) تراکم فیتوپلانکتون‌ها به کمترین میزان خود (۰/۰۴ میلی مول بر مترمکعب) می رسد. بر اساس نتایج مدلسازی، از پایان فصل تابستان تا اواسط فصل زمستان (فوریه) تراکم فیتوپلانکتون‌ها در آب به صفر می رسد.

نیم رخ عمودی تراکم زئوپلانکتون‌ها

همانگونه که در خروجی مدلسازی شده نیم‌رخ عمودی تراکم زئوپلانکتون‌ها در شکل ۸ مشاهده می‌گردد، در اردیبهشت ماه (می) اوج شکوفایی زئوپلانکتونی از سطح تا عمق ۴۰ متر دیده می‌شود که دامنه این شکوفایی تا عمق ۶۰ متری ستون آب نیز

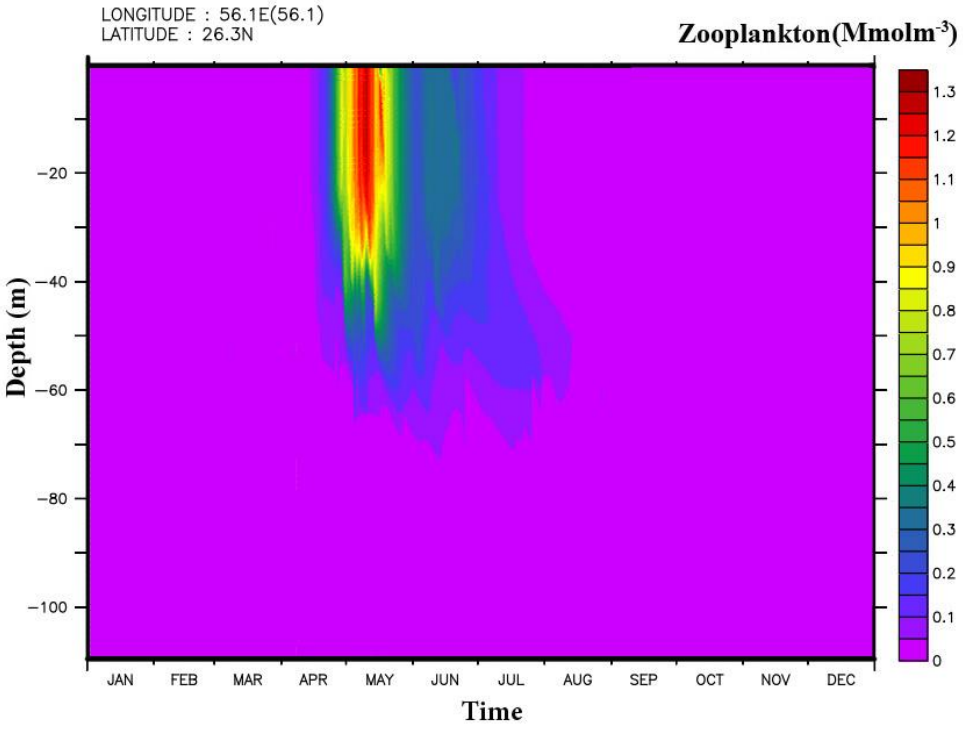


شکل ۷. مدلسازی نیم‌رخ عمودی تراکم فیتوپلانکتون‌ها در آب (تنگه هرمز-۱۹۹۷)

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

نفوذ کرده است. زئوپلانکتونها در اردیبهشت ماه (می) در حداکثر تراکم (۱/۳-۱/۱ میلی مول بر مترمکعب) ظاهر شده و تراکم آن‌ها به تدریج تا پایان خرداد ماه (ژوئن) به ۰/۸-۰/۶ میلی مول بر مترمکعب کاهش می‌یابد. این شکوفایی در تیرماه (جولای) نیز با روندی کاهشی (۰/۴ تا۰/۲ میلی مول بر مترمکعب) ادامه دارد. در پایان تابستان (آگوست) پراکنش زئوپلانکتون‌ها به طور محسوسی کاهش می‌یابد و بر اساس خروجی مدل، در زمستان تراکم آن‌ها تقریبا به صفر می رسد (شکل ۸).



شکل ۷. مدلسازی نیم‌رخ عمودی تراکم زئوپلانکتون‌ها در آب (تنگه هرمز-۱۹۹۷)

بحث

بررسی نیم‌رخ تغییرات دمایی ستون آب در منطقه نشان می‌دهد که در فصل زمستان دمای ستون آب نسبتا همگن بوده، که این امر نشانه‌ی وقوع اختلاط در ستون آب می باشد. زیرا امواج و جریانات ناشی از باد به همراه جریان‌های کشندی در خلیج فارس باعث می شوند که آبهای کم عمق خلیج فارس در زمستان مخلوط و یکنواخت گردد (Pakhirehzan and Rahbani, 2014). از سوی دیگر، کاهش نسبی دمای هوا در زمستان، منجر به سرد شدن آبهای سطحی و در نتیجه افزایش چگالی آن‌ها می‌گردد. آب‌های سرد و سنگین تر به قسمت های عمقی نشست کرده و این امر نیز سبب اختلاط ستون آب می‌گردد. اثر اختلاط آب در نیم‌رخ های عمودی شوری در این مطالعه نیز تأیید شده است. نیم‌رخ‌های عمودی پراکنش فیتوپلانکتون‌ها و زئوپلانکتون‌ها نیز در فصل زمستان تغییرات جمعیتی مشهودی را نشان نمی‌دهد؛ که این امر با توجه به پایین بودن نسبی دمای هوا در این فصل و کم بودن عناصر غذایی معدنی که برای رشد فیتوپلانکتون‌ها ضروری هستند دور از انتظار نیست. اگرچه اختلاط در ستون آب (از ژانویه تا اپریل) می‌تواند یکی از عوامل رشد و شکوفایی پلانکتون‌ها در این زمان باشد، اما پایین بودن دمای آب و نیز کدورت ناشی از اختلاط آب که مانع نفوذ نورکافی برای فتوسنتز به درون ستون آب می‌گردد، نیز اثر منفی بر رشد و شکوفایی پلانکتون‌ها دارد و همانطور که در خروجی مدل پراکنش فیتوپلانکتون‌ها مشاهده می‌گردد در این زمان شکوفایی وجود ندارد. نتایج مشابهی از مطالعات انجام شده توسط Bruggeman و Bolding (۲۰۱۴) و Fennel و همکاران (۲۰۰۱)، در آب‌های سایر مناطق با استفاده از این مدل به‌دست آمده است. در تحقیقات این دو محقق نیز تنها یک دوره شکوفایی جمعیت پلانکتونی در طول سال تشخیص داده شده که در فصل بهار رخ داده است. به علت این که فصل گرم

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

در منطقه مطالعاتی نسبتا طولانی بوده و در بخش اعظمی از سال، لایه‌بندی دما و شوری (دماشیب و شوری شیب) در ستون آب وجود دارد که مانع اختلاط آب‌های سطحی و عمقی می‌گردد.

بیشترین تغییرات در دینامیک جمعیت پلانکتون‌ها از اواسط بهار مشاهده می‌گردد. نیم‌رخ عمودی دما نشان می‌دهد که دمای آبهای سطحی از اردیبهشت ماه (می) به سرعت شروع به افزایش کرده و در اواسط تابستان به حداکثر مقدار خود (۳۳درجه سانتیگراد) می رسد.

تشکیل لایه دماشیب در عمق حدود ۶۰ متری در منطقه مطالعاتی مانع اختلاط آب‌های سطحی و عمقی گردیده است که این امر سبب به دام افتادن عناصر غذایی معدنی در دو طرف این لایه شده و نیز مانع بالا آمدن عناصر مغذی از بستر به لایه‌های سطحی آب جهت مصرف فیتوپلانکتون‌ها می‌گردد. تشکیل لایه دماشیب و شوری‌شیب در منطقه مطالعاتی در پژوهش‌های محققین پیش‌تر نیز تأیید شده و به ثبت رسیده است (Wiggert *et al*., 2000; Swift and Bower, 2003). از اواخر تیر ماه (جولای) شکسته شدن لایه شوری‌شیب دیده می‌شود که این امر ناشی از گرم شدن هوا و افزایش شدید تبخیر در آبهای سطحی می‌باشد که این نرخ بالای تبخیر در منطقه مطالعاتی، در پژوهش‌های محققین پیشین اثبات گردیده است (Sadrinasab, 1389).

در ماه مارس شکوفایی فیتوپلانکتونی ناشی از گرم شدن نسبی آب‌های سطحی و نیز وجود عناصر غذایی در محیط رخ می‌دهد که طی آن، جمعیت فیتوپلانکتون‌ها با نرخ رشد بسیار سریعی افزایش یافته و در مدت کوتاهی نیز این شکوفایی جمعیت فیتوپلانکتونی به پایان می رسد. طول دوره شکوفایی فیتوپلانکتونی در منطقه مطالعاتی از اوایل اسفند ماه (فوریه) تا خردادماه (ژوئن) بوده و این شکوفایی تقریبا تا عمق تشکیل لایه دماشیب گسترش می‌یابد. اما به دلیل وجود این لایه‌ی جداکننده و عدم اختلاط آب‌های سطحی و عمقی، عناصر غذایی معدنی موجود در لایه‌های سطحی به مصرف فیتوپلانکتون‌ها رسیده و به سرعت پایان می‌یابد و لذا شکوفایی فیتوپلانکتون‌ها به دلیل محدودیت در منابع غذایی خاموش می‌گردد (Howarth and Marino, 2006). از دیگر عوامل کاهش سریع جمعیت فیتوپلانکتون‌ها پس از دوره شکوفایی آن‌ها، می تواند افزایش دمای آب‌های سطحی در اواخر خرداد ماه (ژوئن) به میزانی بیش از حد آستانه تحمل برای فیتوپلانکتون‌ها (تا ۳۵ درجه سانتیگراد) و اثر بازدارندگی دمای زیاد بر فتوسنتز (Litchman, 2000) باشد. نیم‌رخ عمودی پراکنش زئوپلانکتون‌ها نیز نشان می‌دهد که جمعیت زئوپلانکتون‌ها با تأخیرکوتاهی به دنبال شکوفایی فیتوپلانکتونی افزایش یافته است و این شکوفایی نیز بسیار کوتاه بوده و تقریبا هم زمان با کاهش جمعیت فیتوپلانکتون‌ها خاموش می‌گردد که این امر ناشی از کاهش جمعیت فیتوپلانکتون‌ها به عنوان منابع غذایی برای زئوپلانکتون‌ها می باشد. هم چنین، افزایش جمعیت زئوپلانکتون‌ها و چرای بیش از حد آنها بر روی فیتوپلانکتون‌ها سبب کاهش شدید و سریع جمعیت فیتوپلانکتونی در این زمان شده است.

به دلیل اینکه اندازه‌گیری‌های میدانی پارامترهای اکولوژیکی بسیار وقت گیر و پرهزینه است، امروزه کاربرد مدل‌های عددی در پیش‌بینی بسیاری از پارامترهای هیدروفیزیکی و زیستی رایج شده است. اگرچه می‌دانیم عوامل فیزیکی و فرایندهای بیوژئوشیمیایی به شدت بر جمعیت پلانکتون‌ها و میزان تولید در دریاها تأثیرگذار هستند؛ اما مدلسازیِ فرایندهای اکولوژیکی، بحث بسیار نو و خلاقانه ای است که هنوز در ابتدای راه قرار دارد. از آنجاکه فرایندهای اکولوژیکی بسیار پیچیده بوده و اثرات تداخلی متعددی بر روی یکدیگر دارند؛ لذا برای مدلسازی این فرایندها نیاز به جمع آوری داده های محیطی بسیار زیادی وجود دارد. نتایج تحقیق حاضر در مقایسه با نتایج خروجی مدل هایی که تاکنون برای مدلسازیِ هم زمان فرایندهای فیزیکی، بیوژئوشیمیایی و اکولوژیکی مورد آزمایش قرار گرفته اند (Ward, 2009;Sonntag, 2013) و مقایسه خروجی این مدل ها با داده‌های جمع آوری شده‌ی محیطی نشان می‌دهد، که این خروجی ها می تواند تا حد قابل اطمینانی پیش‌بینی دینامیک جمعیت پلانکتون‌ها در اکوسیستم های آبی را امکان پذیر سازد.

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

منابـع

Bruggeman, J., Bolding, K. 2014. A general framework for aquatic biogeochemical models. Environmental Modelling & Software. 61: 249-265.

Burchard, H. 2002. Applied turbulence modelling in marine waters. Springer Science & Business Media. pp. 117-127.

Burchard, H., Deleersnijder, E., Meister, A. 2005. Application of modified Patankar schemes to stiff biogeochemical models for the water column. Ocean Dynamics. 55(3-4): 326-337.

Ertürk, A., Razinkovas, A., Zemlys, P., Pilkaityte, R., Gasiunaite, Z. 2008. Linking NPZD and foodweb models of an estuarine lagoon ecosystem. Paper presented at the US/EU-Baltic International Symposium, 2008 IEEE/OES.

Evans, G.T., Parslow, J.S. 1985. A model of annual plankton cycles. Biological oceanography. 3(3): 327-347.

Fennel, K., Losch, M., Schröter, J., Wenzel, M. 2001. Testing a marine ecosystem model: sensitivity analysis and parameter optimization. Journal of Marine Systems. 28(1): 45-63.

Fennel, W., Neumann, T. 1996. The mesoscale variability of nutrients and plankton as seen in a coupled model. Deutsche Hydrografische Zeitschrift. 48(1): 49-71.

Heinle, A., Slawig, T. 2013. Internal dynamics of NPZD type ecosystem models. Ecological modelling. 254: 33-42.

Howarth, R.W., Marino, R. 2006. Nitrogen as the limiting nutrient for eutrophication in coastal marine ecosystems: evolving views over three decades. Limnology and Oceanography. 51(1part2): 364-376.

Huisman, J., van Oostveen, P., Weissing, F.J. 1999. Critical depth and critical turbulence: two different mechanisms for the development of phytoplankton blooms. Limnology and Oceanography. 44(7): 1781-1787.

Hurtt, G.C., Armstrong, R.A. 1996. A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 43(2):653-683.

Karp-Boss, L., Boss, E., Jumars, P. 1996. Nutrient fluxes to planktonic osmotrophs in the presence of fluid motion. Oceanography and Marine Biology. 34: 71-108.

Kiørboe, T. 1997. Small-scale turbulence, marine snow formation, and planktivorous feeding. Scientia Marina. 61(1): 141-158.

Klausmeier, C.A., Litchman, E. 2001. Algal games: The vertical distribution of phytoplankton in poorly mixed water columns. Limnology and Oceanography. 46(8): 1998-2007.

Le Quéré, C. 2006. Reply to horizons article 'Plankton functional type modelling: running before we can walk'Anderson (2005): I. Abrupt changes in marine ecosystems? Journal of Plankton Research. 28(9): 871-872.

Litchman, E. 2000. Growth rates of phytoplankton under fluctuating light. Freshwater Biology. 44(2): 223-235.

Malkiel, E., Alquaddoomi, O., Katz, J. 1999. Measurements of plankton distribution in the ocean using submersible holography. Measurement Science and Technology. 10(12): 1142.

Pakhirehzan, M., Rahbani, M. 2014. Short term monitoring the Northwest Coasts of Gulf of Oman using both satellite images and numerical model. In 2014 IEEE/OES Baltic International Symposium (BALTIC). 1-8 IEEE.

Rothschild, B., Osborn, T. 1988. Small-scale turbulence and plankton contact rates. Journal of Plankton Research. 10(3): 465-474.

Sadrinasab, M. 1389. Three-dimensional modeling of water flow in the Strait of Hormuz. Journal of Oceanography. 1(1): 19-24. (in Persian)

Sadrinasab, M., Kämpf, J. 2004. Three-dimensional flushing times of the Persian Gulf. Geophysical Research Letters. 31(24): L24301.

Six, K.D., Maier-Reimer, E. 1996. Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model. Global Biogeochemical Cycles. 10(4): 559-583.

Sonntag, S. 2013. Modeling biological-physical feedback mechanisms in marine systems. PhD dissertation of Universität Hamburg Hamburg. 171 p.

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]

Svendsen, H. 1997. Physical oceanography and marine ecosystems: some illustrative examples. Scientia Marina. 61(1): 93-108.

Swift, S.A., Bower, A.S. 2003. Formation and circulation of dense water in the Persian/Arabian Gulf. Journal of Geophysical Research: Oceans. 108 (C1).

Talley, L.D. 2002. Salinity patterns in the ocean. The earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. 1: 629-640.

Ward, B.A. 2009. Marine ecosystem model analysis using data assimilation. PhD thesis. Science & mathematics school of ocean & earth science. University of Southampton. 204 p.

Wiggert, J., Jones, B., Dickey, T., Brink, K., Weller, R., Marra, J., Codispoti, L. 2000. The Northeast Monsoon's impact on mixing, phytoplankton biomass and nutrient cycling in the Arabian Sea. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 47(7): 1353-1385.

[Downloaded from jae.hormozgan.ac.ir on 2026-11-21]

[DOR: 20.1001.1.23222751.1396.6.4.6.4]